

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MODELAMENTO METALOGENÉTICO DOS
DEPÓSITOS DE ZINCO DE VAZANTE, FAGUNDES
E AMBRÓSIA, ASSOCIADOS AO GRUPO VAZANTE,
MINAS GERAIS**

Lena Virgínia Soares Monteiro

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2002

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MODELAMENTO METALOGENÉTICO DOS DEPÓSITOS DE ZINCO
DE VAZANTE, FAGUNDES E AMBRÓSIA, ASSOCIADOS AO
GRUPO VAZANTE, MINAS GERAIS

LENA VIRGINIA SOARES MONTEIRO

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA



	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt	<u>Jorge Silva Bettencourt</u>
Examinadores:	Prof. Dr. Aroldo Misi	<u>Aroldo Misi</u>
	Prof. Dr. Chang Hung Kiang	<u>Chang Hung Kiang</u>
	Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne	<u>Marcel Auguste Dardenne</u>
	Dra. Rosa Maria da Silva Bello	<u>Rosa Maria da Silva Bello</u>

SÃO PAULO
2002

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO METALOGENÉTICO DAS MINERALIZAÇÕES DE
ZINCO E CHUMBO DOS DEPÓSITOS DE VAZANTE,
AMBRÓSIA E FAGUNDES, FAIXA VAZANTE – PARACATU,
MINAS GERAIS**

Lena Virgínia Soares Monteiro



Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-Graduação em Hidrogeologia e Recursos Minerais

DEDALUS - Acervo - IGC



30900011092

SÃO PAULO

2002



Para meus pais, Aracy e Samuel Monteiro

Para Caetano Juliani

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt pela orientação imprescindível a este estudo e pela contribuição fundamental para a minha formação.

A Caetano Juliani, por sua sempre especial contribuição geológica, pela revisão criteriosa do texto, pelo apoio irrestrito e pela amizade.

A Cia. Mineira de Metais (CMM), principalmente a Argemiro Ianhez, por permitir o acesso às áreas de estudo e aos dados de pesquisa, e a Flávio Tolentino de Oliveira, pelo grande incentivo e por compartilhar sua importante experiência e conhecimento dos depósitos estudados. Aos geólogos da Cia. Mineira de Metais, Ricardo Barbosa dos Santos, Celso Viviani, Vânio de Bessa, Julio Coelho Ferreira de Souza, Douglas Roberto Almeida, Glacyr Romagna por valiosas discussões e o apoio logístico. Aos técnicos Jair Primo da Silva, Roberto Araújo Pereira, Hélio Dias Paes, Idelfonso Ribeiro Caldas, Geraldo Conceição da Cruz Reis, Sebastião Nunes Siqueira, Antônio Alaor Nunes Siqueira, Idevan, Élcio, Otávio Jordão, Ângela, Divino, que contribuíram, durante todos estes anos de estudo, para os trabalhos de campo, amostragens de testemunhos e acesso à mapas e perfis geológicos.

A Rosa Maria Silveira Bello, do Laboratório de Inclusões Fluidas do IGUSP, pela orientação dos estudos de inclusões fluidas, pelas importantes discussões e por sua grande dedicação.

A Thatyana Benevides, que tornou possível a impressão da tese com sua grande ajuda e amizade.

Aos professores doutores João Batista Moreschi, do IGUSP, e Elias Daitx, da UNESP, pelas valiosas sugestões e críticas durante o exame de qualificação. A Flávio H. Freitas Silva, Andréia Sanches, Ioná de A. Cunha, Adriana A. S. Gomes e aos professores doutores Hans Daniel Schorscher, Marcel A. Dardenne, Aroldo Misi, Marly Babinski, Iyer Sundaram, Washington J.S. Franca-Rocha, Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida e Thomas R. Fairchild por todas as discussões que contribuíram para este estudo. A Fernando Antônio Crocco Rodrigues, também por compartilhar suas fotos.

A Luiz Paulo B. Ribeiro do Laboratório de Isótopos Estáveis do IGUSP pela sua valiosa dedicação durante a realização das análises de isótopos estáveis.

A Marcos de Souza Mansueto, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGUSP, por sua disposição e ajuda durante a realização das análises de química mineral.

Ao Prof. Dr. Colombo Gaeta Tassinari, a Ivone Keiko Sonoki, Solange Lucena de

Souza, Vasco Antônio Pereira e demais funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas que possibilitaram a determinação das análises de isótopos de estrôncio.

James Vieira Alves (UFMG) pela confecção de secções bipolidas para o estudo de inclusões fluidas.

Aos funcionários do IGUSP que contribuíram para a realização deste estudo, em especial a Ana Paula Cabanal e a Magali P. F. Riso (Seção de Pós-graduação), Dionísio Tadeu de Azevedo (Secretária da Pós-graduação), Brenda Maria Mascarenhas, Érica Celeste do Nascimento e Maristela Prestes Severino (Biblioteca do IGUSP), a José Paulo (Laboratório de Tratamento de Amostras), a Cláudio Hopp (Laboratório de Laminação), a Claudionor Barbosa, Edemir de Oliveira e Dalton M. da Silva (Gráfica do IGUSP).

A Annabel Pérez Aguilar, Thatyana Benevides, Irena Sparrenberger, Nilson Pinto Teixeira, Rafael Hernades Correa Silva (Apum), Alexandre Patrício Chiarini (Xapinha), Luiz Gustavo Gallo Vilila (Troglô), Fernando Camargo Freitas (Pobrema), Carmen Dantas Nunes (Xitah), Sônia Nogueira, Jamile Dehaini, Márcia Mika Saito, Iraldo, que compartilharam anos de pós-graduação e amizade.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP Proc N° 98/412-5), que possibilitou a realização deste estudo.

RESUMO

A região de Vazante-Paracatu representa o maior distrito zincífero conhecido no país, e inclui vários depósitos importantes, tais como, Vazante, Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes, entre outros.

Fagundes é um depósito "stratabound", caracterizado por forte silicificação, que antecede a mineralização, dolomitização, texturas de preenchimento de espaços abertos e texturas zonadas, refletindo oscilações no conteúdo de elementos traço na esfalerita. A esfalerita dos estágios diagenéticos a tardi-diagenéticos de mineralização apresenta baixo conteúdo de ferro (0.20 to 0.80%), relativamente baixa razão Zn/Cd ratios (89 - 305) e altos conteúdos de Ge (até 2200 ppm), que podem indicar afinidade com salmouras oxidadas. Veios e brechas tardias refletem estágios intermediários de mobilização, possivelmente relacionados com deformação dúctil-rúptil. A mineralização de Ambrósia é epigenética e, predominantemente, controlada por falha, sendo hospedada por dolomitos brechados, tectonicamente imbricados a filitos e ardósias. As feições típicas de alteração dos dolomitos hospedeiros da mineralização incluem recristalização, silicificação localizada, e substituição por dolomita baroque e dolomita ferrosa. Pirita, marcassita e esfalerita com galena subordinada ocorrem em veios, usualmente brechados. A esfalerita de Ambrósia apresenta os conteúdos mais altos de Fe (0.21 to 2.54%), as menores concentrações de elementos menores e traços, e as razões Zn/Cd mais elevadas (1510) em relação à esfalerita de Vazante e Fagundes, sugerindo processos de substituição hidrotermal relacionados com a interação de fluidos tardios.

O depósito de Vazante difere dos demais depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, principalmente devido à mineralogia do minério willemítico. As relações entre a formação da willemita e o desenvolvimento de microestruturas, sugere que a mineralização willemítica e o desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante são episódios coevos.

Os estágios diagenéticos a tardi-diagenéticos de mineralização característicos de Morro Agudo e Fagundes, associam-se ao escape, principalmente ao longo de falhas, de fluidos quentes (> 250°C), moderadamente salinos e oxidados, com baixa razão Zn/Cd, que adquiriram metais, e tornaram-se radiogênicos durante a migração por seqüências clásticas nas partes mais profundas do sistema hidrotermal. A deposição do minério é resultante da mistura desses fluidos metalíferos, com baixo conteúdo de enxofre reduzido, com fluidos de

temperatura moderada (140 a 190°C), salinidade elevada (15 a > 23% peso equiv. NaCl), relativamente reduzidos, com composição próxima à do sistema H₂O-NaCl₂-CaCl₂. Esses fluidos são semelhantes a salmouras bacinais e representam fontes potenciais de H₂S. O processo de mistura é progressivo e resulta em tendências covariantes entre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos e do conteúdo de elementos menores e traços na esfalerita, refletindo a predominância de uma fonte de enxofre isotopicamente mais leve e aumento do conteúdo de Fe e das razões Zn/Cd nos estágios finais de evolução do sistema mineralizante, relacionados a estilos epigenéticos de mineralização. Estes estágios tardios vinculam-se a pulsos tardios de fluidos expulsos da bacia, devido aos esforços compressivos finais associados ao desenvolvimento da faixa de dobramentos.

No depósito de Vazante, a assinatura dos isótopos de enxofre e conteúdo de elementos menores e traços na esfalerita indicam grande homogeneidade que não pode ser explicada por processos de mistura de fluidos. Assim, a evolução fluidal em Vazante é controlada predominantemente por interação fluido-rocha, envolvendo o fluidos metalíferos oxidados, de mais alta temperatura (> 250°C) e baixo conteúdo de enxofre reduzido. A mistura entre esses fluidos metalíferos quentes e fluidos meteóricos canalizados na zona de cisalhamento, possibilitou o estabelecimento de condições de alta $f\text{O}_2/f\text{S}_2$, responsáveis pela mineralização willemítica de Vazante.

ABSTRACT

The Vazante-Paracatu region represents the biggest zinc district known in Brazil, which includes various important zinc deposits such as Vazante, Morro Agudo, Ambrósia and Fagundes, among others. The deposits are hosted by metapelitic-dolomitic sequences of the Vazante Group and have contrasting geological characteristics.

Fagundes is a stratabound ore type deposit, characterized by strong hydrothermal alteration, such as silicification and dolomitization, open-space filling textures and depositional growth zoning in sphalerite due to oscillatory variations in minor element concentrations. The primary sphalerite displays low Fe content (0.20 to 0.80%), relatively low Zn/Cd ratios (89 - 305) and high Ge content (up to 2200 ppm), which could indicate affinity with oxidized brines derived from a carbonate-evaporite-shale dominated basin. Later veins and breccia ore types reflect several intermediate stages of mobilization, possibly related to ductile-brittle and brittle deformation, which are responsible for obliteration of primary crystallization features accompanied by sphalerite compositional modifications.

Ambrósia mineralization is mainly fault-controlled and related to brecciated dolomite, which is tectonically imbricated with black shales and slates. Observed typical features are host rock recrystallization, minor silicification, baroque dolomite and Fe-dolomite crystallization. Pyrite, marcasite, sphalerite and minor galena occur in brecciated comb-veins, and veinlets infillings. The Ambrósia sphalerite displays the highest Fe (0.21 to 2.54%) and lowest trace-metal content relative to Fagundes and Vazante, which reflect different mineralizing fluid evolutionay stages. The Ambrósia Zn/Cd average ratio (1510) in sphalerite suggests that the hydrothermal substitution processes took place due to the interaction of preexistente mineralization with a later fluid phase.

The Vazante deposit differs from all the other deposits of the district, and it appears to be due to the observed willemite ore. The relationships between willemite formation and the development of microstructures, suggest that willemite mineralization and deformation are synchronous episodes closely related to the Vazante shear zone.

Fluid inclusions studies, about the three deposits, indicate a wide range of variability of temperatures between 280 and 180°C for pre-ore and ore-stages and 190 to 140°C for mobilization or post-mineralization. The sulfide ore deposition is related to fluid mixing between a hot, oxidized metalliferous fluid (> 250°C), which has moderate salinity, low

reduced sulfur content and low Zn/Cd ratio, and a H₂O-NaCl₂-CaCl₂ brine with moderate temperature (140 a 190°C), high salinity (15 a > 23% weight equiv. NaCl) and high sulfur content. Covariant trends of $\delta^{34}\text{S}$ and trace element content in sphalerite, indicate progressive mixing process during the fluid evolution and predominance of the low-temperature brine during the epigenetic stages of mineralization.

The homogeneity of $\delta^{34}\text{S}$ values and of trace element-content in sphalerite from Vazante, indicates that mixing process are not important for the Vazante sulfide deposition. The fluid-rock interaction, involving the high-temperature metalliferous fluid, represents the more important mechanism for sulfide ore deposition. In this way, the willemitic mineralization is related to mixing of meteoric and metalliferous fluid with low reduced sulfur content, channeled into the shear zone. This scenario which might favor the $f\text{O}_2/f\text{S}_2$ conditions required for the experimentally predicted willemitic assemblage stability.

SUMÁRIO

I INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 MÉTODOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS	11
II CONTEXTO REGIONAL	12
2.1 GEOLOGIA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA	12
2.2 GEOLOGIA DAS SEQÜÊNCIAS DE COBERTURA DO CRATÓN DO FRANCISCO	17
2.2.1 Bacia do São Francisco	17
2.2.2 Bacia de Irecê	21
2.3 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	22
2.3.1 Contexto geotectônico do Grupo Vazante	27
2.4 IDADE DO GRUPO VAZANTE	28
III GEOLOGIA DA FAIXA VAZANTE-PARACATU	36
IV DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO NO CONTEXTO DO SUPERGRUPO	
SÃO FRANCISCO	43
4.1 DEPÓSITOS DE CHUMBO, ZINCO E FLUOR ASSOCIADOS AO GRUPO BAMBUÍ (ÁREA CRATÔNICA)	43
4.2 DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO ASSOCIADOS AO GRUPO UNA	46
V DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO ASSOCIADOS AO GRUPO VAZANTE	52
5.1 DEPÓSITO DE VAZANTE	52
5.1.1 Unidade hospedeira das mineralizações	52
5.1.2 Alteração hidrotermal	54
5.1.3 Mineralizações primárias: minério willemítico e sulfetado	56
5.1.4 Mineralização secundária: minério calamínico (hemimorfitico)	60
5.2 DEPÓSITO DE MORRO AGUDO	62
5.2.1 Unidade hospedeira das mineralizações	62
5.2.2 Mineralizações	63
5.3 DEPÓSITO DE FAGUNDES	67
5.3.1 Seqüência hospedeira das mineralizações	67
5.3.2 Alteração hidrotermal	70
5.3.3 Mineralizações de zinco (e chumbo)	75
5.4 DEPÓSITO DE AMBRÓSIA	83
5.4.1 Rochas hospedeiras das mineralizações	83
5.4.2 Alteração hidrotermal	91
5.4.3 Mineralizações de zinco (e chumbo)	92
VI BALANÇO DE MASSA	101

6.1 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	102
6.2. MINERALIZAÇÕES DE ZINCO	106
VII QUÍMICA MINERAL	113
7.1 CARBONATOS	113
7.2 SULFETOS DOS DEPÓSITOS DE VAZANTE, FAGUNDES E AMBRÓSIA.....	125
7.2.1 Introdução.....	125
7.2.2 Esfalerita.....	126
7.2.3 Galena	141
7.2.4 Pirita	146
7.2.5 Razão Zn/Cd na esfalerita	151
7.2.6 Geotermometria baseada na química mineral	152
VIII INCLUSÕES FLUIDAS	155
8.1 ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS APLICADOS AOS DEPÓSITOS DE Zn – Pb.....	155
8.2 ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NA FAIXA VAZANTE-UNAÍ – Estudos prévios	178
8.3. ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NOS DEPÓSITOS DE FAGUNDES, AMBRÓSIA E VAZANTE.....	180
8.3.1 Petrografia e classificação das inclusões fluidas	180
8.3.2 Microtermometria	192
8.3.3 Considerações sobre os estudos de inclusões fluidas	215
IX ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO	223
9.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS DAS MINERALIZAÇÕES.....	223
9.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	226
9.3 ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE CARBONATOS HIDROTERMAIS	232
X ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO	241
XI ISÓTOPOS DE ENXOFRE	251
11.1 APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE CARBONO E ENXOFRE AO ESTUDO DE DEPÓSITOS DE Zn e Pb HOSPEDADOS EM SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES.....	251
11.2 ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE NOS DEPÓSITOS DA FAIXA VAZANTE - PARACATU	267
11.3 ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE NOS DEPÓSITOS DE FAGUNDES E AMBRÓSIA.....	269
XII CONCLUSÕES	282
12.1 ATRIBUTOS INTRÍNSECOS E ESPECÍFICOS DOS DEPÓSITOS DE ZINCO ASSOCIADOS AO GRUPO VAZANTE	282
12.2 GERAÇÃO DO SISTEMA HIDROTERMAL E MECANISMOS DE FLUXOS DE FLUIDOS	289
12.3 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTERMAL	290
12.4 COMPARAÇÕES COM OUTROS DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO.....	291
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS	294

I INTRODUÇÃO

Os depósitos de zinco e (chumbo) de Vazante, Fagundes, Ambrósia e Morro Agudo fazem parte do maior distrito zincífero brasileiro, localizado na região de Vazante - Paracatu (*Figura 1*), na parte noroeste de Minas Gerais. Os depósitos de Vazante e de Morro Agudo são responsáveis por toda a produção de concentrados de zinco e de chumbo do país, ostentando reservas estimadas em 18,5 milhões de toneladas com teor médio de 18,3% de zinco (minério willemítico de Vazante); 2,0 milhões de toneladas com 17,25% de zinco (minério supérgeno de Vazante) e 9,7 milhões de toneladas com 6,5% de zinco e 2,8% de chumbo (minério primário de Morro Agudo) (Viviani *et al.*, 2001). O depósito de Vazante representa o maior exemplo conhecido de depósito de zinco hipógeno constituído predominantemente por silicato de zinco,

As mineralizações de zinco associam-se ao Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998) e apresentam características geológicas contrastantes que se refletem nos tipos de minério conhecidos. Em Morro Agudo e nas demais ocorrências na parte norte da faixa, incluindo-se os depósitos de Ambrósia e Fagundes, a mineralogia do minério é relativamente simples, com esfalerita, galena e pirita, e em Vazante a associação de minerais de minério é constituída principalmente por willemita (Zn_2SiO_4), com esfalerita, galena, franklinita e zincita subordinados.

Até à década de 90 a origem do minério willemítico foi considerada supérgena (Amaral, 1968a, 1968b; Rigobello *et al.*, 1988), embora Carvalho *et al.* (1962) considerem uma fase de alteração hidrotermal relacionada à sua gênese. Estudos sobre a evolução estrutural (Pinho *et al.*, 1989; 1990; Pinho, 1990), e características petrológicas, geoquímicas e isotópicas do depósito (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1996; 1998a; 1998b; 1999a; 1999b) confirmam a origem hidrotermal para o minério willemítico, sincrônica ao desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante. Este depósito compartilha características com poucos depósitos conhecidos como “carbonate-hosted willemite deposits”, tais como, Beltana e Aroona (Austrália), Kabwe, Bob Zinc e Zinc Star (Zâmbia), de acordo com Hitzman (2001).

Em Morro Agudo o caráter da mineralização é predominantemente sin-diagenético (Dardenne, 1978a; 1979; Bez, 1980; Dresch, 1987; Romagna & Costa, 1988; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; 1999; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 1999; 2000; Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2000), mas as texturas dos sulfetos são também indicativas de episódios de mineralização durante os estágios tardi-diagenéticos e epigenéticos da evolução do Grupo Vazante (Dardenne, 1979; Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Outras características tais como, relações com falhas, temperaturas de deposição (100 a 250 °C) e assinatura isotópica de

enxofre indicam semelhanças com depósitos do tipo IRISH (Hitzman *et al.*, 1995; Hitzman, 1997a; 1997b; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 1999; 2000; Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2000).

Outros depósitos de zinco da Faixa Vazante-Paracatu apresentam forte controle estrutural, e predominância de estilos tardi-diagenéticos (Fagundes) a epigenéticos (Ambrósia) de mineralização, bem como evidências de mobilização devido à interação com fluidos hidrotermais tardios. Assim, os diferentes depósitos da faixa apresentam estilos de mineralização distintos, que refletem, condições locais de *stress* e condições físico-químicas específicas devido à evolução dos fluidos mineralizantes, relacionada à história de deposição, diagênese e deformação do Grupo Vazante durante o Brasileiro.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é a caracterização dos três depósitos zincíferos (Vazante, Ambrósia e Fagundes) hospedados em rochas metassedimentares do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1988), visando a identificação de seus atributos intrínsecos, tais como a natureza das rochas hospedeiras, das alterações hidrotermais, dos fluidos mineralizantes, das fontes de enxofre e metais, e a elaboração de um modelo genético relativo a cada tipo específico de mineralização. Adicionalmente, este estudo também objetiva a compreensão da evolução metalogenética destes depósitos e a comparação desta com a de outros depósitos semelhantes no contexto do Grupo Vazante.

1.2 MÉTODOS UTILIZADOS

1.2.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento do projeto e enfocou estudos prévios realizados em contextos geológicos semelhantes, principalmente sobre os depósitos de chumbo e zinco da Faixa Vazante –Unaí e dos grupos Bambuí e Una, e métodos específicos utilizados no estudo de depósitos de chumbo e zinco, tais como, o quimismo mineral, estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos.

1.2.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram feitos em três etapas e visaram o levantamento de secções e perfis geológicos nas áreas estudadas, enfocando aspectos estratigráficos e estruturais relativos à geologia regional e das áreas específicas. Nestas etapas foram também descritos e amostrados

sistematicamente testemunhos de sondagem dos depósitos estudados, selecionados com o auxílio das plantas e perfis confeccionados pela Cia. Mineira de Metais.

1.2.3 Estudos petrográficos em luz transmitida e refletida

Estudos petrográficos em luz transmitida foram realizados em amostras de rochas hospedeiras e mineralizadas de Ambrósia e Fagundes, visando a caracterização dos processos de alteração hidrotermal e de mineralização, e em amostras de minério, para o reconhecimento das paragêneses associadas às mineralizações zincíferas. Estudos em luz refletida foram feitos em amostras de trechos mineralizados para a identificação das relações texturais e estruturais das diversas fases de minerais opacos.

Nestes estudos foi utilizado o microscópio ZEISS (*Axioplan Pol*), do Laboratório de Óptica do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGUSP. Os estudos petrográficos em luz transmitida foram feitos em secções delgadas e delgadas-polidas de amostras da seqüência hospedeira e das mineralizações, conjuntamente com estudos em luz refletida em secções polidas e delgadas-polidas de amostras de minério.

1.2.4 Coloração seletiva

A coloração seletiva de carbonatos em secções delgadas sem lamínula, realizada com o intuito de caracterizar diferenças composicionais nas fases carbonáticas hidrotermais e de ganga, foi utilizada como uma técnica auxiliar aos estudos petrográficos, segundo os métodos descritos por Friedman (1959), Warne (1962) e Dickson (1966). O procedimento adotado consistiu em três estágios:

- Pré-tratamento: ataque com ácido clorídrico diluído a 1,5 % por 10 a 15 segundos.
- Coloração com alizarina (*Alizarin Red-S*) e ferrocianeto de potássio. Nesta etapa as secções foram coloridas pela mistura das soluções dos dois produtos, na proporção de solução de alizarina e de solução de ferrocianeto de potássio = 3:2, por trinta a quarenta segundos. A solução de alizarina foi preparada pela adição de 0,2 g de alizarina em 100 ml de HCl 1,5 % e a de ferrocianeto de potássio pela adição de 2 g deste produto em 100 ml de HCl a 1,5 %.
- Lavagem com água destilada para retirar os excessos, seguida de rápida secagem.

A alizarina e o ferrocianeto de potássio, apesar de misturados, reagem independentemente, possibilitando a distinção entre carbonatos, visto que a alizarina em solução ácida resulta na coloração vermelha de aragonita, calcita, witherita e cerussita e o ferrocianeto

de potássio produz um precipitado azul na presença de ferro ferroso em calcita e dolomita. A presença de Zn, Cd, Mn, Cu, Ni e Co resulta em precipitados amarelos a marrons.

1.2.5 Catodoluminescência.

A catodoluminescência foi utilizada para o reconhecimento de texturas e estruturas relacionadas às mineralizações e para a identificação de gerações distintas de carbonatos, esfalerita e willemita, não reconhecíveis em luz transmitida ou refletida.

Estes estudos foram desenvolvidos no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da Universidade de São Paulo com a utilização de microscópio com ocular de 16x e objetiva com aumento de 10x, acoplado a Luminoscope, que operou em condições de 14 kV e corrente de 0,7 μ A para estudos em carbonatos e 0,5 μ A para esfalerita e willemita.

1.2.6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada visando o refinamento da petrografia, com a caracterização mineralógica de fases minerais finas ou pouco abundantes relacionadas às mineralizações. Estes estudos foram feitos em secções delgadas-polidas recobertas por uma película de carbono, condutora.

As análises foram efetuadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica, do Departamento de Engenharia de Minas da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, com a utilização de microscópio eletrônico de varredura Leica Stereoscan 440/ quantimet 600S, conjugado a detectores de elétrons retroespalhados e acoplado a sistema de microanálises com espectrometria por fluorescência de R-X, utilizando detector de dispersão de energia (EDS).

1.2.7 Microsonda Eletrônica (MSE)

Análises em fases minerais em microsonda eletrônica foram realizadas na identificação de zoneamento e parâmetros correlacionáveis às condições físico-químicas de formação dos minerais de minérios, e de carbonatos hidrotermais. A preparação das amostras seguiu a mesma rotina utilizada na preparação de amostras para microscopia eletrônica de varredura.

Foram feitas cerca de 240 análises em sulfetos e 130 análises em carbonatos hidrotermais de Fagundes e Ambrósia com o uso da microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8600 SuperProbe do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGUSP. Os elementos analisados, assim como as condições analíticas estão apresentadas na **Tabela 1**. Os limites de detecção estimados para as determinações de elementos traços em sulfetos foram os seguintes: Cd, Cu, Mn (100 ppm), Ge, Ga, Ag (120 ppm), Sb (270 ppm), Co (350 ppm), Ni (390 ppm), As

(530 ppm), Pb e Se (575 ppm). Cálculos de conteúdos médios de elementos traços nos sulfetos foram estimados apenas para conjuntos de análises nos quais mais de 50% dos resultados foram maiores que o limite mínimo de detecção. O conteúdo de CO₂ nos carbonatos foi calculado estequiometricamente.

Elementos	Tempo de contagem (s)	Corrente do feixe (nA)	Voltagem de aceleração (kV)
Sulfetos			
As, Sb, Ni, Cd, Pb, Ga	50	30,00	20,00
Se, Mn, Ge, Co	30	30,00	20,00
Fe, Cu, Zn	20	30,00	20,00
Ag, S	10	30,00	20,00
Carbonatos			
Mg, Al, Si, Mn, Fe, Ca, Ti, Zn	20	20,00	20,00
Ba, Sr	30	20,00	20,00
Pb	50	20,00	20,00

Tabela 1 - Elementos e condições de rotina utilizadas nas análises de microsonda eletrônica de sulfetos e carbonatos.

1.2.8 Estudos de inclusões fluidas

Os estudos de inclusões fluidas foram desenvolvidos no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP e compreenderam as etapas de petrografia, de seleção e de mapeamento das inclusões fluidas por grupos ou gerações e a microtermometria em amostras de Fagundes, Ambrósia e Vazante.

As medidas microtermométricas foram obtidas em platina de resfriamento e aquecimento Chaixmeca tipo MTM 85, que permite atingir temperaturas de -180 a +600 °C. Este sistema está acoplado a um sistema de leitura e registro dos dados Newport e a um microscópio binocular Leitz Weltzlar com oculares de 10, 12 e 25x e objetivas de 3,5x, 10x, 32x, 80x e 100x.

Os cálculos das propriedades dos fluidos a partir dos dados microtermométricos foram feitos com o programa Flincor (Brown, 1989).

1.2.9 Análises químicas de rocha total

Amostras representativas de rochas hospedeiras das mineralizações, preservadas e hidrotermalizadas, e dos tipos de mineralização foram selecionadas com base nos estudos petrográficos, para a obtenção de análises químicas completas.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP, segundo as etapas seguintes:

- 1) Corte com serra diamantada para seleção de núcleos inalterados
- 2) Cominuição das amostras a menos de 0,5 cm de diâmetro em prensa hidráulica.
- 3) Moagem em moinho de anéis de carboneto de tungstênio até aproximadamente 90 % passante em peneira de 0,075 mm (200 mesh).
- 4) Homogeneização e quarteamento, separando-se uma alíquota para arquivo e outra para as análises.

As análises químicas foram efetuadas no laboratório ACTLABS - Activation Laboratories Ltd., Canadá. Foram determinados por ICP (*Inductively Coupled Plasma emission spectrometry*), SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, LOI, Ba, Sr, Y, Zr, Be, V, Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Cd, Bi e por INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*) os elementos Cl, Au, As, Br, Co, Cr, Cs, Hf, Hg, Ir, Mo, Rb, Sb, Sc, Se, Ta, Th, U, W, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu. Enxofre, carbono total e CO₂ foram determinadas com a técnica LECO (espectrometria infravermelha). Os limites analíticos de detecção estão apresentados na **Tabela 2**.

Modelagens das variações de massa e volume dos processos de alterações hidrotermais e mineralizações foram baseadas em cálculos de balanços de massa segundo os métodos de Gresens (1967), com as modificações feitas por Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987), com integrados no *software* GRESENS 92 (Potdevin, 1993).

Óxidos	%	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm
SiO ₂	0,01	Ba	1	V	1	Mo	5	Se	3
Al ₂ O ₃	0,01	Sr	1	Cu	1	W	3	La	0,5
Fe ₂ O ₃	0,01	Cs	0,5	Pb	5	Be	2	Ce	3
MnO	0,01	Rb	20	Zn	1	Br	1	Nd	5
MgO	0,01	Y	1	Ni	1	Ag	0,5	Sm	0,1
CaO	0,01	Zr	1	Co	1	Au	0,005	Eu	0,1
Na ₂ O	0,01	Hf	0,5	Cr	1	Hg	1	Tb	0,5
K ₂ O	0,01	Ta	1	Sc	0,1	Ir	0,005	Yb	0,1
TiO ₂	0,01	Th	0,5	Cd	0,5	As	2	Lu	0,05
P ₂ O ₅	0,01	U	0,5	Bi	5	Sb	0,2		
CO ₂	0,01	Cl (%)	0,01	S (%)	0,003	C (%)	0,003		

Tabela 2 - Limites analíticos de detecção de elementos maiores, menores, traços e terras raras.

1.2.10 Análise de isótopos de enxofre em sulfetos.

Estudos de isótopos de enxofre foram realizados visando a caracterização da(s) fonte(s) de enxofre e de parâmetros físico-químicos associadas à gênese dos diferentes depósitos estudados. Foram realizadas 51 análises de isótopos de enxofre em sulfetos, sendo 21 amostras

provenientes de Ambrósia, 26 de Fagundes, 01 de Vazante e 03 de Bento Carmelo. As análises foram realizadas no Krüeger Enterprises, Geochron Laboratories, nos EUA.

As fases minerais foram separadas da rocha pelo corte com pequenos discos e brocas de carborundum diamantados de uso odontológico, fragmentadas e catadas manualmente sob lupa binocular CARL ZEISS. As amostras foram pulverizadas em cadinhos de ágata, sendo que as amostras de sulfetos foram mantidas em estufa em tubos com CuO, logo após este processo.

As amostras de rocha foram preparadas segundo os mesmos métodos utilizados para análises químicas de rocha.

As determinações de razões $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ foram realizadas em gás SO_2 liberado a partir da reação da amostra com CuO a temperaturas em torno de 1000 °C, em forno elétrico, segundo o método de Rafter (1965) e Sasaki et al. (1979).

As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa CJS Sciences Phoenix 390 e reportados em relação ao *standard* CDT (*Canyon Diablo Troilite*, com valor de $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ de $449,94 \times 10^{-4}$, segundo Thode et al., 1961).

1.2.11 Análise de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos

Estudos de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos foram desenvolvidos com o objetivo de identificar parâmetros associados à evolução dos fluidos hidrotermais nos depósitos estudados, auxiliando na compreensão dos processos de deposição dos minérios.

Foram feitas 31 análises de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos, sendo que destas, 8 foram de amostras de rochas representativas das rochas hospedeiras das mineralizações, e as demais em fases hidrotermais relacionadas às mineralizações (9 do depósito de Ambrósia, 11 de Fagundes e 03 de Bento Carmelo).

As determinações das razões isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do IGUSP, a partir de alíquotas de amostras de aproximadamente 10 mg. As amostras foram sequencialmente atacadas em tubos de vidro com ácido fosfórico 100 %, a 25 °C durante 72 horas. A extração de CO_2 , em condições de alto vácuo, e a coleta do gás em tubos foi feita por congelamento com nitrogênio líquido, segundo método de McCrea (1950).

As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa CJS Sciences Phoenix 390. Após a colocação da amostra no espectrômetro, são ajustados iguais volumes dos gases da amostra e do *standard*. São realizadas 12 medidas das razões isotópicas resultando em 6 médias, possibilitando um resultando mais preciso.

Um sistema de ionização possibilita a retirada de elétrons das moléculas de CO_2 e sua separação por massa (44, 45 e 46) que reflete a presença dos diferentes isótopos de O e C. As

medidas de razões isotópicas são realizadas inicialmente na forma de $^{45}\text{CO}_2/^{44}\text{CO}_2$ e $^{46}\text{CO}_2/^{44}\text{CO}_2$, sendo posteriormente convertidas para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

As razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ foram reportados na notação usual δ permil (‰) relativa ao SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), que tem o valor de $2005,2 \times 10^{-6}$ segundo Baertschi (1976), e as razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ao PDB (*Pee Dee Belemnite*), com valor de $1123,75 \times 10^{-5}$, segundo Craig (1957).

A conversão entre razões relativas aos diferentes *standards* SMOW e PDB pode ser descrita, segundo Coplen *et al.* (1983) pelas equações abaixo:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,98$$

1.2.12 Análise de isótopos de estrôncio

Estudos de isótopos de estrôncio foram realizados com o intuito de caracterizar o sistema mineralizante, incluindo possíveis fontes dos fluidos, e de sua evolução.

Determinações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do IGUSP em 33 amostras, que incluem rochas hospedeiras das mineralizações (9 amostras), carbonatos hidrotermais e de ganga (13 amostras) e esfalerita (11 amostras). As amostras sofreram ataque com ácido nítrico concentrado e destilado e a seguir, por ácido fluorídrico em ultrassom por 60 minutos e, posteriormente, em aquecimento sob lâmpada, em evaporador, por uma noite. As amostras foram então dissolvidas com HCl 6N destilado aquecido sob lâmpada por uma noite. Posteriormente, as amostras foram centrifugadas e a coleta do estrôncio concentrado foi realizada em colunas de troca catiônica. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas em espectômetro de massa VG 354. As concentrações de Sr e Rb por Fluorescência de raios-X foram determinadas em amostras de rocha.

■ Terminologia utilizada nos estudos de isótopos estáveis

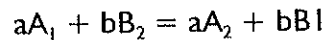
Conforme apresentado acima, as razões isotópicas são reportadas em termos de δ , expressas em partes per mil (‰), que representa a diferença relativa entre razões da amostra, tais como (D/H), ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) e razões dos *standards*, segundo a equação:

$$\delta_x = [(R_x/R_{\text{std}}) - 1] * 10^3$$

onde: R_x = razão da amostra e R_{std} = razão do *standard*

Esta notação, segundo O'Neil (1986), pode resultar em valores mais precisos que os medidos para razões absolutas.

As reações de trocas isotópicas de um determinado elemento entre duas substâncias podem ser descritas da forma abaixo:



onde A e B representam diferentes substâncias e 1 e 2 referem-se às moléculas totalmente substituídas por isótopos leves e pesados respectivamente.

A constante de equilíbrio desta equação pode ser escrita como:

$$K = (A_2)^a (B_1)^b / (A_1)^a (B_2)^b = (A_2/A_1)^a / (B_2/B_1)^b$$

O fator de fracionamento isotópico entre as substâncias A e B é definido como:

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B$$

e pode ser expresso em termos de valores de δ como:

$$\alpha_{A-B} = (1 + (\delta_A/1000)) / (1 + (\delta_B/1000)) = (1000 + \delta_A) / (1000 + \delta_B)$$

Fatores de fracionamento isotópicos podem ser expressos de diferentes maneiras, tais como: α , $\ln\alpha$, $10^3\ln\alpha$ e Δ .

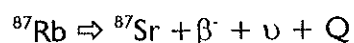
A notação $10^3\ln\alpha$, representa valores próximos ao de Δ_{A-B} , isto é:

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \quad 10^3\ln\alpha_{A-B}$$

As curvas de fracionamento são representações gráficas do fator de fracionamento, normalmente expresso como $10^3\ln\alpha$, em relação a uma função da temperatura e são utilizadas em cálculos geotermométricos, e em estudos de interação fluido-rocha. Em limitados intervalos de temperatura os fatores de fracionamento são funções lineares da temperatura, relacionados a T^{-2} e T^{-1} , a alta e baixa temperaturas respectivamente. Friedman & O'Neil (1977), Kieffer (1982), O'Neil (1986), Kyser (1987), Zheng (1991, 1993, 1996) e Chacko *et al.* (2001) apresentam compilações de fatores de fracionamento de interesse geológico, determinados através de cálculos teóricos, experimentos diretos em laboratório, modelos semi-empíricos baseados nas forças de ligações químicas e medidas de fracionamento em amostras naturais.

■ *Terminologia utilizada nos estudos de isótopos de estrôncio.*

O estrôncio apresenta quatro isótopos estáveis (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr), que apresentam respectivamente abundâncias isotópicas de 82,53 %, 7,04 %, 9,87 % e 0,56 % (Faure, 1986). Entretanto, como o ^{87}Sr pode resultar do decaimento radioativo do ^{87}Rb por emissão de uma partícula beta negativa, conforme a equação abaixo, as abundâncias isotópicas dos isótopos de estrôncio podem ser variáveis.



onde: β^- é a partícula beta negativa, ν é um antineutrino e Q é a energia do decaimento.

O aumento do ${}^{87}\text{Sr}$ em um mineral com Rb pode ser descrito pelas equações abaixo, derivadas da lei da radioatividade:

$${}^{87}\text{Sr} = {}^{87}\text{Sr}_i + {}^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

ou

$${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i + {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde: ${}^{87}\text{Sr}$ é o número total de átomos deste isótopo em uma unidade de peso do mineral no presente; ${}^{87}\text{Sr}_i$ é o número de átomos deste isótopo que foi incorporado a mesma unidade de peso do mineral no tempo de sua formação; ${}^{87}\text{Rb}$ é o número de átomos deste isótopo em uma unidade de peso do mineral no presente; ${}^{86}\text{Sr}$ é o número de átomos deste isótopo, que é constante por ser estável e não resultar do decaimento de isótopos de outros elementos; λ é a constante de decaimento do ${}^{87}\text{Rb}$ e t é o tempo em anos desde a formação do mineral.

A razão ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ pode ser expressa em termos das concentrações de rubídio e estrôncio, através da equação:

$${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} = (\text{Rb}/\text{Sr}) * ((\text{Ab}^{87}\text{Rb} * \text{WSr})/(\text{Ab}^{86}\text{Sr} * \text{WRb}))$$

onde: ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ é a razão destes isótopos em termos de átomos presentes em uma unidade de peso do mineral no presente; (Rb/Sr) é a razão das concentrações destes elementos; Ab^{87}Rb e Ab^{86}Sr são as abundâncias isotópicas de ${}^{87}\text{Rb}$ e ${}^{86}\text{Sr}$, respectivamente; e WRb e WSr são os respectivos pesos atômicos.

Se o mineral em questão representar um sistema fechado com respeito ao rubídio e ao estrôncio, ou seja, se o número de átomos de ${}^{87}\text{Sr}$ e ${}^{87}\text{Rb}$ foram modificados ao longo do tempo apenas como resultado de decaimento radioativo, sem perdas ou ganhos adicionais, as equações acima podem ser utilizadas para estimar as razões iniciais ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ nos casos em que a idade de formação do mineral for conhecida, ou a “idade modelo”, nos casos onde podem ser assumidos valores razões iniciais $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$ apropriados (Faure, 1986).

I.3 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS

As áreas de estudo localizam-se nos municípios de Vazante (depósito de Vazante) e Paracatú (depósitos de Ambrósia e Fagundes), situados na porção N-NW do Estado de Minas Gerais (**Figura 1**).

O acesso à área de Vazante a partir de Belo Horizonte é feito pela rodovia BR – 040, até Pontal, em um percurso de 470 km, e por estrada de terra por mais 60 km, de Pontal a Vazante. A partir de São Paulo o acesso é feito através das rodovias SP – 330 até Uberlândia, BR – 365 até Patos de Minas e BR – 354 até Vazante, totalizando um percurso de 924 Km. A Mina de Vazante da Companhia Mineira de Metais (CMM), localiza-se a 8 km a NW do município de Vazante.

O acesso às áreas de Ambrósia e Fagundes, a partir de Vazante, é feito através das rodovias MG – 288 (até Paracatú) e BR – 255, que liga Paracatú a Unai. Ambrósia e Fagundes localizam-se respectivamente a aproximadamente 20 e 30 Km à norte de Paracatú,

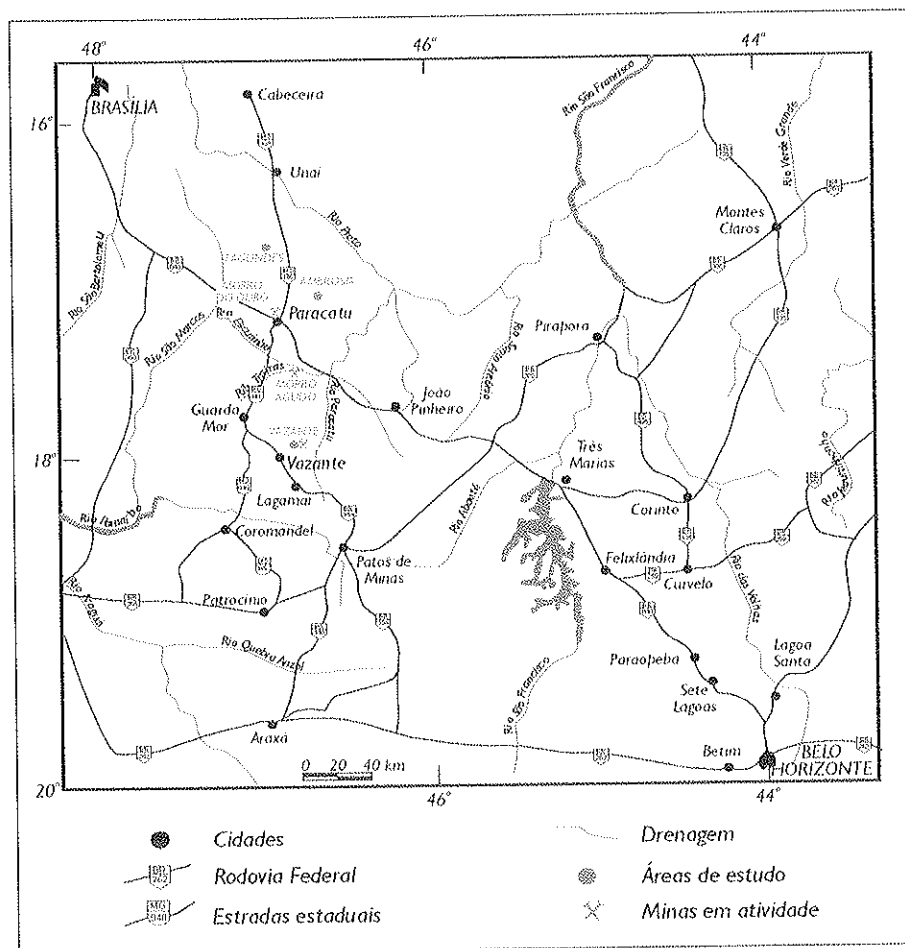


Figura 1 – Mapa de localização das áreas de estudo mostrando os principais acessos às áreas de estudo.

II CONTEXTO REGIONAL

A região de Vazante-Paracatu está localizada na parte externa da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida, 1967) que integra, juntamente com as faixas de dobramentos Araguaia e Paraguai, a Província Tocantins (Almeida, 1977). Esta Província representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido durante o Neoproterozóico, devido à convergência e colisão dos blocos Amazônico, São Francisco – Congo e Paraná (Dardenne, 2000), durante a amalgamação do supercontinente Gondwana.

O Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998), hospedeiro das mineralizações de zinco (chumbo) enfocadas neste estudo, representa uma das unidades metassedimentares do segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília, que se insere em um complexo sistema de *nappes* e falhas de empurrão com vergência para o Cráton do São Francisco (Dardenne, 2000). Sua evolução têm sido considerada contemporânea à do Grupo Paranoá, mesoproterozóico, que aflora no segmento norte da Faixa Brasília (Campos Neto, 1984; Almeida, 1993; Fuck, 1994), à do Grupo Bambuí, neoproterozóico, que representa a principal cobertura do Cráton do São Francisco (Misi, 2001; Martins-Neto & Alkmim, 2001), ou, ainda, intermediária em relação à evolução destes dois grupos (Pimentel *et al.*, 1999; 2001; Dardenne, 2001). A síntese da geologia e do contexto geotectônico no qual estão inseridas estas unidades é apresentada a seguir.

2.1 GEOLOGIA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA

A Faixa de Dobramentos Brasília, tem direção aproximada N-S e estende-se por mais de 1000 km ao longo da margem oeste do Cráton do São Francisco (**Figura 2**). Segundo Pimentel *et al.* (2000), representa, provavelmente, a faixa orogênica neoproterozóica mais bem preservada no Brasil, apresentando feições de melange ofiolítica, rochas cálcio-alcálicas associadas ao desenvolvimento de arco magmático, granitos colisionais tipo S e estruturas de *nappes* regionais indicando transporte tectônico para leste. A mega inflexão do Lineamento de Pirineus (Marini *et al.*, 1981) divide a Faixa Brasília em um segmento norte, não metamorfizado ou metamorfizado na fácies dos xistos verdes, e um segmento sul, com deformação e metamorfismo mais intenso e com desenvolvimento de sistemas de *nappes*. As unidades metassedimentares apresentam aumento da deformação e metamorfismo para oeste (Marini *et al.* 1981), refletindo vergência em relação ao Cráton do São Francisco.

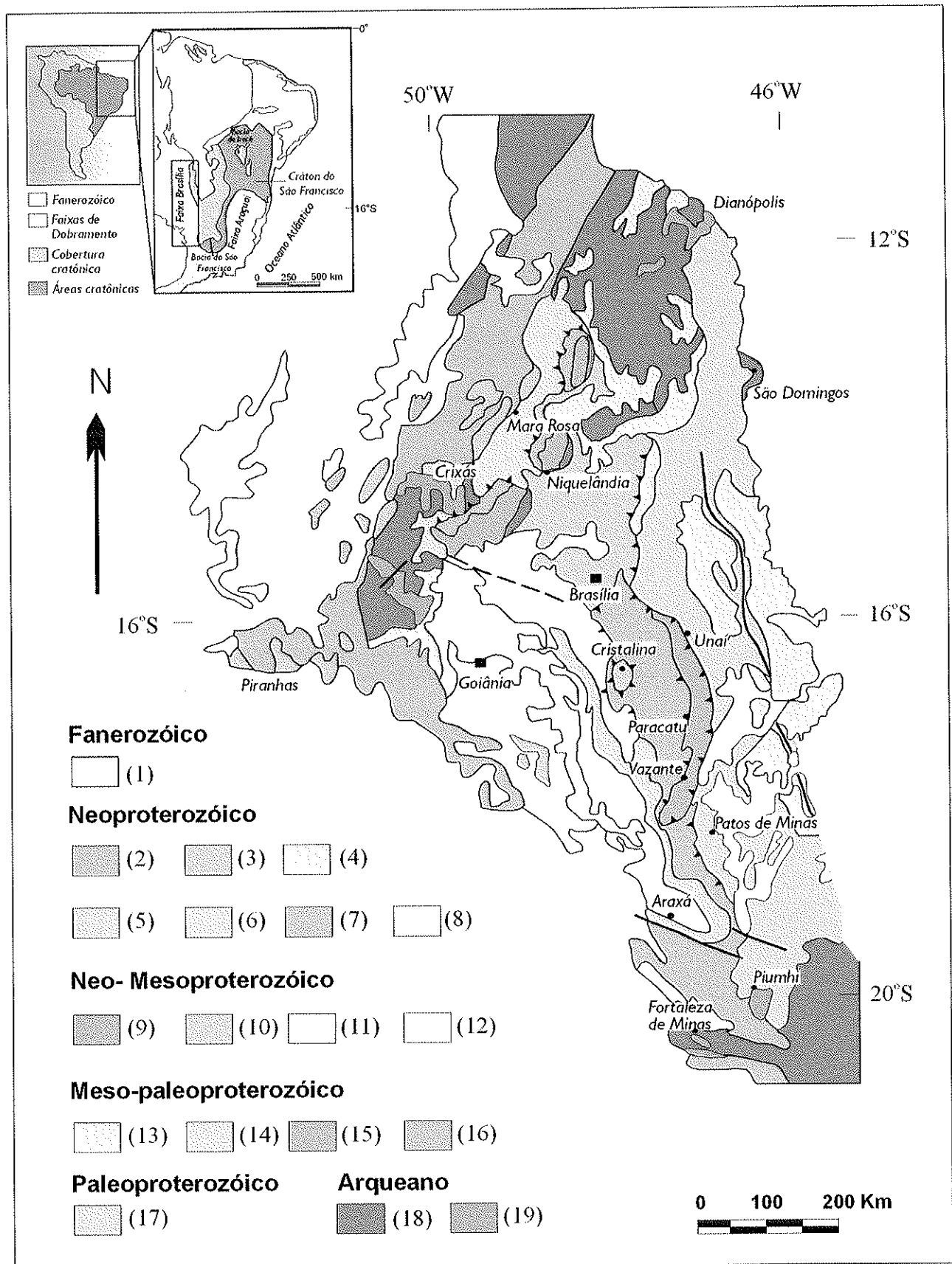


Figura 2 - Mapa geológico da Faixa Brasília. (1) Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaia; (2) Ortognaisses; (3) Sequências vulcano-sedimentares; (4) Formação Três Marias; (5) Subgrupo Paraopeba; (6) Formação Ibiá; (7) Grupo Araxá; (8) Granulitos ácidos e máficos e ortognaisses; (9) Grupo Vazante; (10) Grupo Paranoá; (11) Grupo Canastra; (12) Grupo Estrondo; (13) Grupo Araí; (14) Grupo Serra da Mesa; (15) Complexos máfico-ultramáficos; (16) Sequências vulcano-sedimentares; (17) Sequências vulcano-sedimentares, tipo Santa Terezinha; (18) Terreno granito-gnáissico; (19) Greenstone belts (Dardenne & Schobbenhaus, 2000).

As principais unidades da Faixa de Dobramentos Brasília são representadas, segundo Dardenne (2000) por:

- Sequências arqueanas do *Maciço de Goiás*
- *Arco Magmático de Goiás*, representado por estreitas faixas de rochas de seqüências metavulcano-sedimentares separadas por ortognaisses cálcio-alcálicos a cálcicos (hornblenda e biotita metatonalito, metagranodiorito, metagranitos), freqüentemente milonitizados, com características químicas e isotópicas semelhantes às de rochas plutônicas de arcos de ilhas modernos.
- Intrusões ígneas e seqüências vulcano-sedimentares de diferentes idades, incluindo os *Complexos máficos-ultramáficos paleo-mesoproterozóicos* de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, os *granitos anorogênicos paleo-mesoproterozóicos* Rio Paranã e Rio Tocantins, as *seqüências vulcano-sedimentares mesoproterozóicas* de Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis, os *granitos neoproterozóicos* e o *magmatismo máfico-ultramáfico neoproterozóico*.
- Sequências sedimentares e metassedimentares dos grupos Araí e Serra da Mesa (paleo-mesoproterozóicos); Paranoá e Canastra (mesoproterozóicos); Araxá, Ibiá e Vazante (meso-neoproterozóicos) e Bambuí (neoproterozóico).

Os grupos Araí, Serra da Mesa e Paranoá afloram apenas no segmento norte da Faixa Brasília, enquanto os grupos Canastra, Araxá, Ibiá e Vazante ocorrem no segmento sul.

O **Grupo Araí** (Barbosa et al., 1969) foi gerado em um sistema de *rift* paleoproterozóico e constitui parte do embasamento sobre o qual foram depositadas as seqüências meso-neoproterozóicas da Faixa Brasília (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001). A fase pré-*rift* é representada por sedimentos continentais fluviais e eólicos. A seqüência de *rift* é representada por quartzitos, conglomerados, brechas intraformacionais intercaladas a derrames basálticos, dacito e riólito, arenitos e siltito. Ambas as seqüências compõem a *Formação Arraias*. A seqüência pós-*rift* é representada pela *Formação Trairas* e é constituída por pelitos e sedimentos carbonáticos marinhos transgressivos intercalados a quartzitos, calcários e dolomitos. Segundo Dardenne (2000) esta seqüência representa sedimentação predominantemente continental na base, fluvial e eólica, que grada para ambiente plataformal dominado por correntes de maré e tempestade.

O **Grupo Serra da Mesa** (Marini et al., 1977) constitui uma espessa seqüência metamorfisada em fácies anfibolito composta por quartzito conglomerático que grada para quartzito fino, laminado, com muscovita, intercalado em mica xistos com granada, estauroilita e cianita com lentes de cálcio-xistos e mármore no topo. Segundo Dardenne (2000), idades da

sedimentação entre 1,574 e 1,470 Ga obtidas nesta unidade, podem ser indicativas da associação deste grupo com sucessões pós-rift do Grupo Araí.

O **Grupo Paranoá** (Barbosa et al., 1969; 1970) é separado por inconformidades dos grupos Araí, na base, e Bambuí, no topo (Dardenne, 1978^a; 1979).

A seqüência basal é representada pelo Conglomerado São Miguel, que apresenta clastos de quartzito, siltito e calcário em matriz pelítico-carbonática (**Figura 3**). Sobrepostos aos paraconglomerados, ocorrem ritmitos com *mudcracks* e leitos de evaporitos, típicos de ambiente de maré a supramaré, e ritmitos marinhos e quartzitos depositados em ambiente plataformal. Na porção superior deste grupo ocorrem pelitos depositados em águas profundas com intercalações de ritmitos e quartzitos, além de calcários e dolomitos estromatolíticos.

Estromatólitos colunares identificados como *Conophyton metula* Kirichenko foram descritos neste grupo (Dardenne et al., 1976). Arcóseos e quartzitos do topo do Grupo Paranoá são quimicamente semelhantes a sedimentos clásticos de margens continentais passivas (Guimarães, 1997).

O **Grupo Canastra** (Barbosa, 1955; Barbosa et al., 1970), considerado freqüentemente como um equivalente lateral do Grupo Paranoá (Campos Neto, 1979; Dardenne, 1978a, 1979; Fuck et al., 1993), representa uma seqüência psamítica e pelítica metamorfisada na fácies xistos verdes. Na base predominam cálcio-filitos e cálcio-xistos ricos em clorita da *Formação Serra do Landim* (Madalosso, 1980), que gradam para quartzitos e filitos carbonosos das formações *Paracatu* e *Chapada dos Pilões*. Esta seqüência apresenta granocrescência ascendente e é considerada como relacionada com um megaciclo regressivo, caracterizado por sedimentos

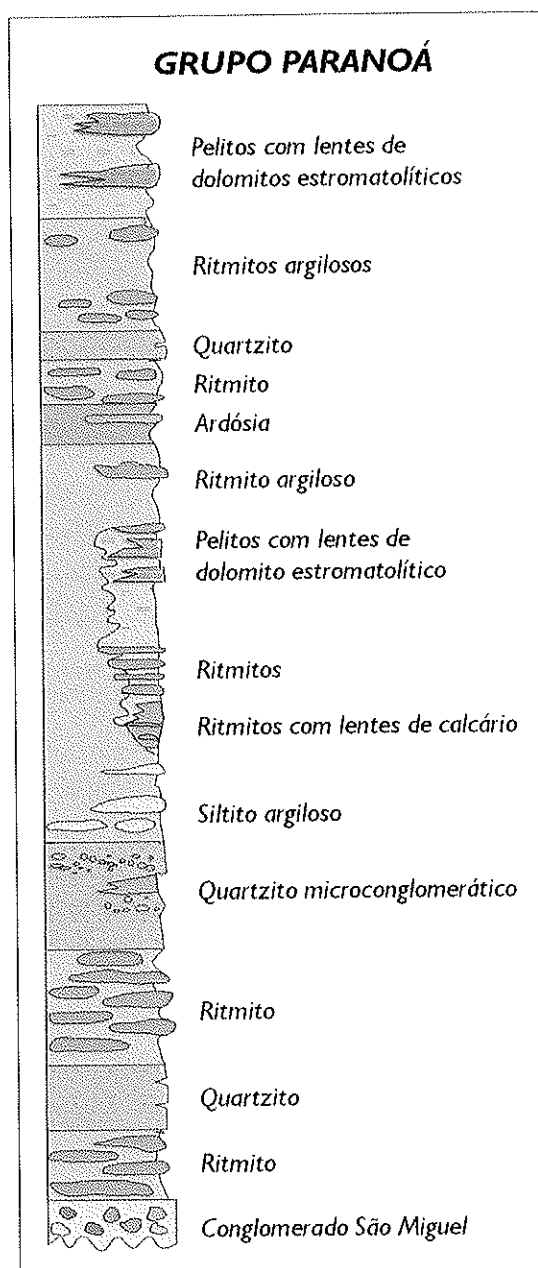


Figura 3 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso (Faria, 1995)

marinhos profundos que gradam para turbiditos depositados em um talude continental por correntes de gravidade e depósitos plataformais com estruturas *hummocky* e estratificação cruzada (Dardenne, 2000).

O **Grupo Araxá** (Barbosa, 1955; Barbosa et al., 1970) é constituído por quartzitos micáceos e mica xistos incluindo cálcio-xistos, clorita-muscovita xistos, biotita-granada xistos, estaurolita xistos e xistos feldspáticos com raras intercalações de paragnaises e mármore. Anfibolitos, metandesito e metariólito associados aos xistos além de lentes de serpentinito, talco xistos com cromitito podiformes são descritos em várias áreas (Dardenne et al., 1992; Strieder & Nilson, 1992). Estas rochas ultramáficas são interpretadas como fragmentos tectonicamente desmembrados de crosta oceânica, representativos de *mélange* ofiolítica orientada na direção N-S (Strieder & Nilson, 1992).

O **Grupo Ibiá** (Barbosa et al., 1970) apresenta uma seqüência basal composta por uma espessa unidade de diamictito glacio-marinho (*Formação Cubatão*) considerada correlata à *Formação Jequitaiá*. A seqüência superior é constituída por filitos rítmicos, cálcio-xistos e cálcio-filitos com finos leitões de quartzito da *Formação Rio Verde*, considerada equivalente a metassedimentos dos grupos *Macaúbas* e *Araxá* (Pedrosa-Soares et al., 1994).

O **Grupo Vazante** (Dardenne et al., 1998) é constituído por uma espessa seqüência marinha pelito-carbonática aflorante em uma faixa N-S de aproximadamente 200 km, em contato tectônico com os grupos *Canastra*, a oeste, e *Bambuí*, a leste. Na base predominam conglomerados, quartzitos e diamictitos (*Formação Retiro*), depositados em ambiente glacio-marinho de águas relativamente profundas, sob a influência de correntes gravitacionais (Dardenne et al., 1998), considerados semelhantes aos observados na *Formação Jequitaiá* do Grupo *Bambuí* (Dardenne, 2000). Estes sedimentos gradam para ritmitos e pelitos, que incluem folhelhos carbonáticos com pirita e importantes concentrações de fosfato (*Formação Rocinha*) e unidades psamo-pelíticas da *Formação Lagamar*. Em direção ao topo da seqüência ocorrem pacotes de ardósias com intercalações de quartzitos (*Formação Serra do Garrote*), que são sobrepostos por unidades predominantemente dolomíticas (*Formações Serra do Poço Verde e Morro do Calcário*), que hospedam as mineralizações de zinco e chumbo. No topo desta associação ocorrem filitos, metassiltitos carbonáticos, lentes dolomíticas e leitões quartzíticos da *Formação Lapa* (Dardenne et al., 1998; Dardenne, 2000).

O **Grupo Bambuí** (Rimann, 1917) que recobre o embasamento granito-gnáissico e metassedimentos dos grupos *Araí* e *Paranoá* na Faixa de Dobramentos Brasília, representa a

principal cobertura do Cráton do São Francisco. Uma síntese de suas características é apresentada em associação com as demais seqüências de cobertura cratônica a seguir.

2.2 GEOLOGIA DAS SEQÜÊNCIAS DE COBERTURA DO CRÁTON DO FRANCISCO

As seqüências de cobertura do Cráton do São Francisco (**Figura 4**), incluem segundo Alkmim & Martins-Neto (2001):

- *Supergrupo Espinhaço* (Pflug & Renger, 1973; Schöll & Fogaça, 1979), do Paleoproterozóico, é composto por uma seqüência terrígena continental com intercalações de rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e, localmente ultrabásicas, e a rochas vulcanoclásticas, que grada para uma seqüência marinha no topo. Este grupo encontra-se metamorfoisado na fácies xistos verdes.
- *Supergrupo São Francisco*, do Neoproterozóico, é constituído, segundo Pflug & Renger (1973), pelo *Grupo Macaúbas*, glacio-continental, e pelo *Grupo Bambuí*, marinho. Inda & Barbosa (1978) consideram também o *Grupo Una* como parte do *Supergrupo São Francisco*.
- Seqüências sedimentares e vulcânicas fanerozóicas (*Grupo Santa Fé* de Dardenne, 1990; *Grupo Areado* de Barbosa, 1965 e Costa & Grossi Sad, 1968; *Grupo Mata Corda* de Costa & Grossi Sad, 1968; *Grupo Urucaia* de Campos & Dardenne, 1997; *Formação Chapadão* de Campos & Dardenne, 1997).

As unidades que constituem o *Supergrupo São Francisco* representam as principais unidades de preenchimento da Bacia do São Francisco (*Grupo Macaúbas* e *Grupo Bambuí*) e das bacias de Irecê e Una-Útinga (*Grupo Una*) e são apresentadas a seguir:

2.2.1 Bacia do São Francisco

O *Grupo Macaúbas* é representado na área do Cráton do São Francisco por depósitos glaciogênicos que alcançam, no máximo, algumas centenas de metros de espessura (Martins-Neto & Alkmim, 2001). Estes depósitos são compostos por tilitos e fácies proglaciais depositadas em sistema de leques aluviais e lacustres, que gradam para diamictitos glaciomarinhos, conglomerados, arenitos, formações ferríferas e pelitos (Karfunkel & Hoppe, 1988).

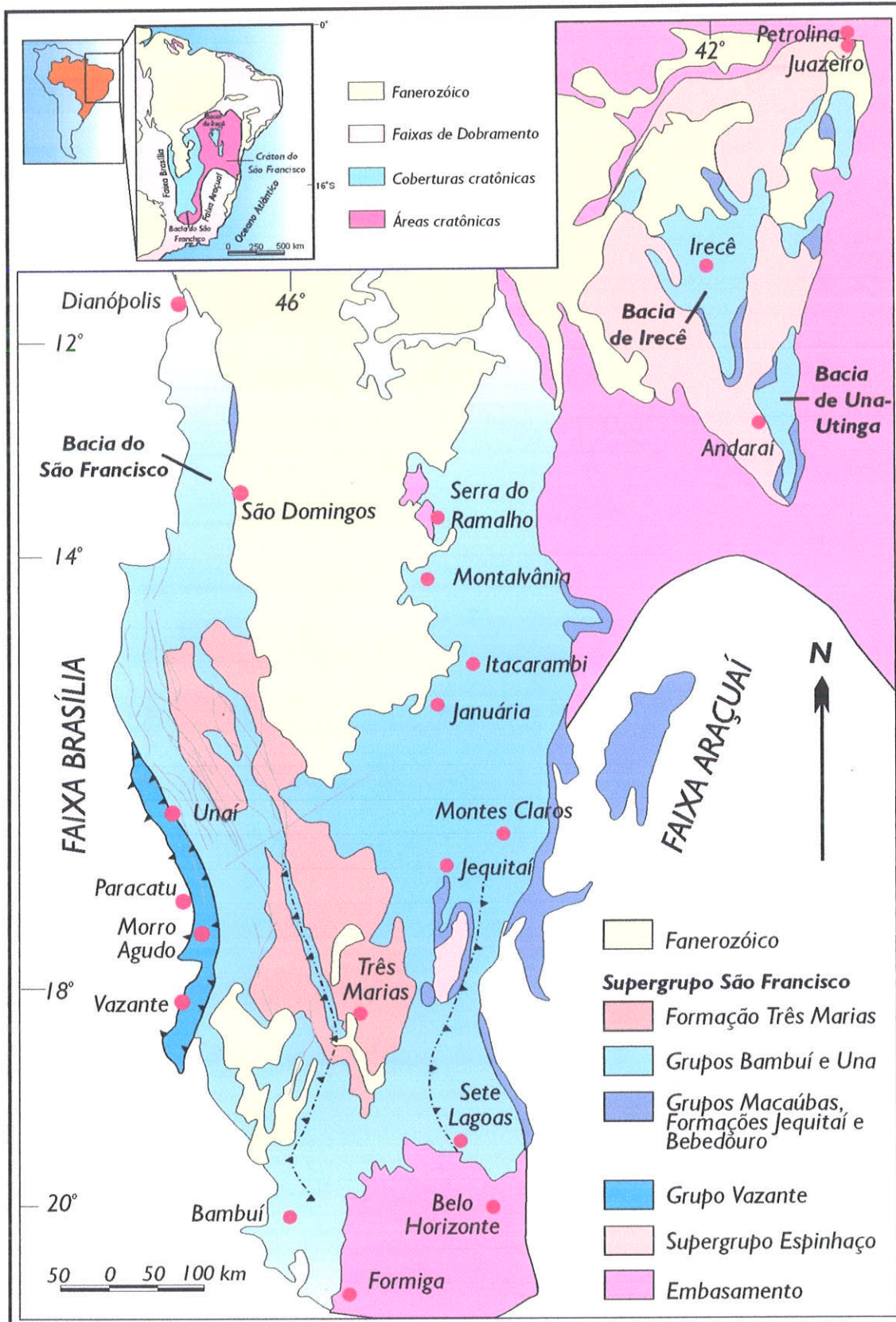


Figura 4 - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, modificado de Alkmin & Marshak (1998) e Misi (2001). Linhas contínuas em cinza representam falhas e linhas tracejadas em preto representam falhas que indicam os limites das áreas cratônicas na parte sul da Bacia do São Francisco, segundo Fugita & Clark Filho (2001).

O Grupo Macaúbas grupo foi considerado por Dardenne (1981) equivalente ao Grupo Ibiá nos domínios da Faixa Brasília, à Formação Bebedouro na Bacia de Irecê e à Formação Jequitáí do Grupo Bambuí. Martins-Neto & Alkmim (2001) consideram, contudo, que o Grupo Macaúbas, assim como o Grupo Ibiá e a Formação Bebedouro representam um primeiro, mais antigo (Rifeano, ca. 950-900 Ma) período glaciogênico, enquanto a Formação Jequitáí (ou Carrancas) corresponde a um segundo período glaciogênico, mais novo (Sturtiano, ca. 790-750 Ma).

A litoestratigrafia do **Grupo Bambuí** (Rimann, 1917; Branco & Costa, 1961) foi detalhada por Oliveira (1967), Braun (1968), Barbosa *et al.* (1969; 1970) e Dardenne (1978a, 1978b, 1979).

A seqüência basal do Grupo Bambuí é representada pela **Formação Jequitáí**, constituída por corpos delgados de conglomerados e diamictitos com clastos de calcário, dolomito, quartzito, gnaiss e granitóides e matriz verde, interpretados como de origem glacial.

A seqüência plataformal que desenvolveu-se após a deglaciação é representada por três megaciclos regressivos (**Figura 5**), que iniciam-se com uma transgressão marinha regional associada com subsidência da bacia, que possibilitou a deposição de seqüências marinhas profundas, que gradam para fácies de plataforma rasa e, finalmente, de maré e supra-maré (Dardenne, 1981; 2000).

O primeiro megaciclo corresponde à **Formação Sete Lagoas**, que mostra uma seqüência granocrescente com calcilutitos na base e calcários e dolomitos no topo. O final deste ciclo é marcado por depósitos de supra-maré dolomitizados, com estruturas *tepee* e, localmente, gretas de contração (Dardenne, 1978a). As características isotópicas descritas por Kaufman *et al.* (2001), principalmente os valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (até -4‰) para calcários da base desta formação são semelhantes aos verificados em *cap dolomites*, que representam seqüências depositadas logo após períodos glaciogênicos. Acima deste horizonte, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são próximos a 0‰ , indicando que a deposição da **Formação Sete Lagoas** ocorreu em um oceano ventilado (Chang, 1997). Valores de $\delta^{34}\text{S}$ bastante positivos (até $+47,5\text{‰}$) foram observados por Kaufman *et al.* (2001) em sulfatos aprisionados em carbonatos do topo da **Formação Sete Lagoas** (pedreiras Samba e Paraíso). Segundo estes autores, este enriquecimento extremo em ^{34}S no sulfato é consequência de altas taxas de redução do sulfato por bactérias em condições anóxicas associadas com períodos glaciais. Desta forma, Kaufman *et al.* (2001) consideram esta assinatura isotópica uma evidência de um segundo horizonte de *cap dolomite*, se a posição estratigráfica da unidade estudada corresponder, de fato, ao topo Formação Sete Lagoas.

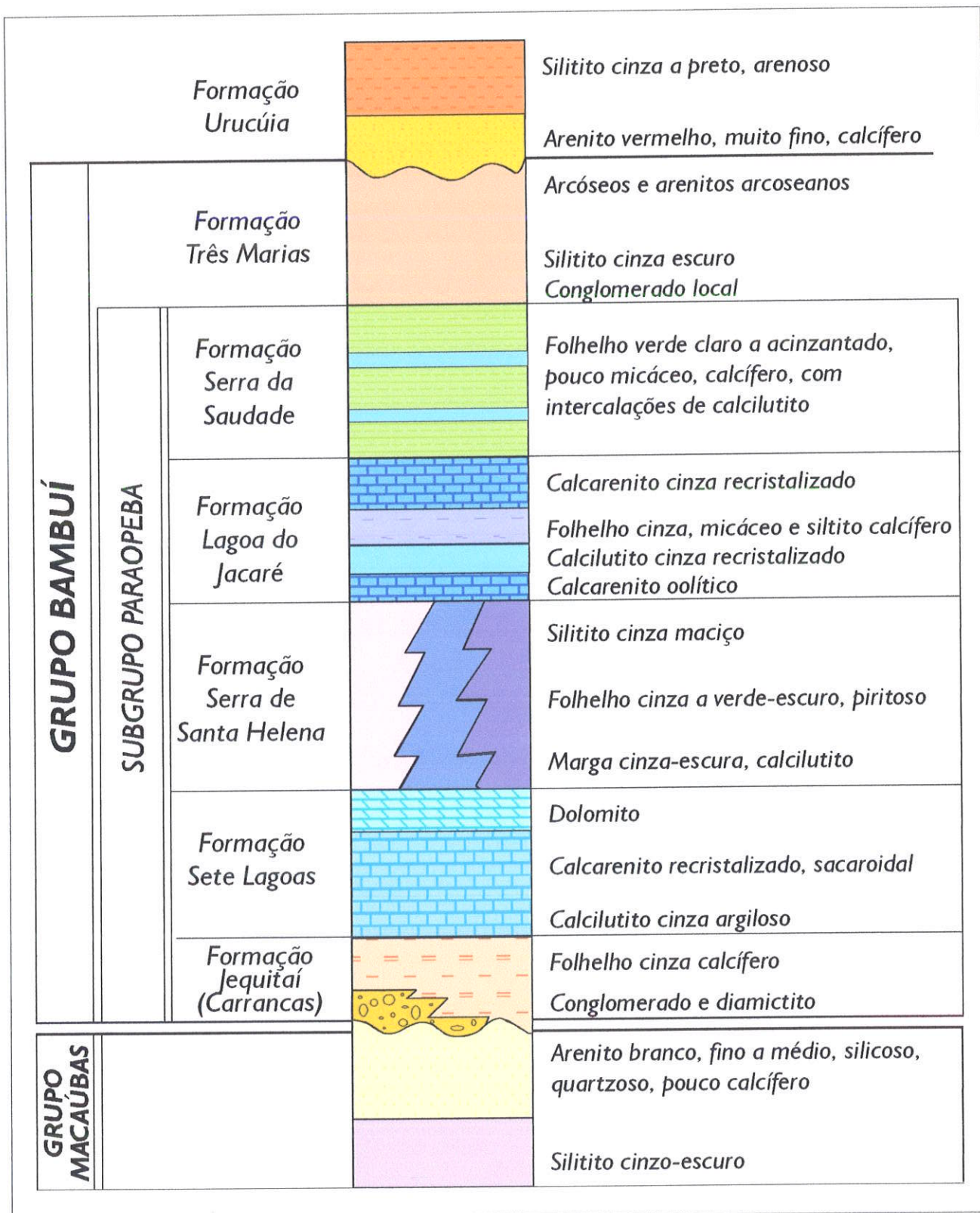


Figura 5 - Coluna litoestratigráfica simplificada do Grupo Bambuí, segundo Braun (1990) e Fugita & Clark Filho (2001).

O segundo megaciclo é representado por ardósias depositados em águas profundas com tendência de aumento progressivo de retrabalhamento por ondas de tempestade da **Formação Serra de Santa Helena** e por calcários plataformais de águas rasa que incluem calcarenitos oolíticos e oncolíticos, calcilutito e intercalações de siltito e folhelhos que compõem a **Formação Lagoa do Jacaré** (Dardenne, 2000). O terceiro megaciclo é representado por sedimentos pelito-arenosos da **Formação Serra da Saudade** e por arcóseos, arenitos e conglomerados da **Formação Três Marias**, depositados em plataforma rasa dominados por correntes de tempestade com fácies de maré a supra-maré no topo (Chiavegatto, 1992). Aumento brusco dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (até +16‰) em calcários de níveis estratigráficos acima da **Formação Sete Lagoas** foi verificado por Torquato (1980), Chang et al. (1993), Chang (1997), Iyer et al. (1995), Kawashita (1998), Santos et al. (2000). Segundo Chang (1997) estes valores de $\delta^{13}\text{C}$ fortemente positivos ($\delta^{13}\text{C} = +16‰$) podem indicar uma mudança rápida de um oceano ventilado para um oceano altamente estratificado, no qual a preservação de matéria orgânica é causada por prolongada anoxia. Assim, a deposição da seqüência superior do **Grupo Bambuí** poderia estar associada a ambientes marinhos confinados gerados por processos tectônicos (Chang et al., 1993; Chang, 1997).

2.2.2 Bacia de Irecê

O **Grupo Una** (Inda & Barbosa, 1978) é subdivido nas formações **Bebedouro**, basal, e **Salitre**. A **Formação Bebedouro**, crono-correlata ao **Grupo Macaúbas**, representa uma seqüência glaciogênica depositada em discordância erosiva sobre o Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico, e sobre o embasamento (Misi, 2001). É constituída por metassiltitos, metargilitos verdes com estratificação incipiente, metadiamicritos compostos por seixos esparsos, angulosos, de composição variada, além de metarenitos, por vezes arcoseanos, com clastos caídos (Souza et al., 1993).

A **Formação Salitre** (Misi, 1979) preenche as Bacias de Irecê e Una-Utinga, na Bahia, e é considerada crono-correlata ao **Grupo Bambuí**. Esta formação representa uma seqüência de plataforma carbonática depositada em discordância angular e erosiva sobre a **Formação Bebedouro**. A **Formação Salitre** foi dividida por Misi (1979) em cinco unidades. A unidade basal (**Unidade C**) é representada por dolomitos róseos a vermelhos, que passam a calcários e calcários dolomíticos laminados com intercalações argilosas (**Unidade B**), depositados em ambiente de sub- a inter-maré (Misi & Kyle, 1994). A unidade acima desta (**Unidade B1**) é constituída por dolarenitos e dololutitos com estromatólitos colunares *Jurussia krilov*

(Srivastava, 1986; Pedreira, 1989) ou laminares, localmente ricos em fosfato. A *Unidade B1* apresenta estruturas *tepee*, *mudcracks*, brechas lamelares e nódulos de calcita e sílica (quartzo fibroso *length-slow*) com barita e gipsita associada, interpretados como nódulos evaporíticos, indicando ambiente inter- a supra-maré (Misi & Kyle, 1994). Segundo Misi (2001), estas três unidades (*C*, *B* e *B1*) equivalem à *Formação Sete Lagoas* na Bacia do São Francisco.

Acima destas unidades ocorrem margas, argilitos e siltitos depositados em ambiente marinho mais profundo (*Unidade A*), consideradas por Misi (2001) como equivalente estratigráfico da *Formação Serra de Santa Helena*. No topo da *Formação Salitre*, calcários negros ricos em matéria orgânica, oolíticos ou pisolíticos (*Unidade A1*) são equivalentes à *Formação Lagoa do Jacaré*.

A unidade basal (*Unidade C*) apresenta, segundo Torquato & Misi (1977) os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (média = $-5,06\text{‰}$), enquanto nas unidades *B* e *B1* os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilam em torno de 0‰ , de forma similar ao descrito para a *Formação Sete Lagoas* (Chang, 1997). A unidade *A1* apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos (até $+9,4\text{‰}$; Misi & Veizer, 1998), o que também é semelhante ao verificado em carbonatos da *Formação Lagoa do Jacaré* na Bacia do São Francisco.

2.3 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Diferentes modelos de evolução geotectônica para a Faixa de Dobramentos Brasília e distintos mecanismos de formação e evolução da Bacia do São Francisco têm sido propostos a partir da década de 60. Os primeiros modelos baseavam-se no modelo de evolução geossinclinal (Almeida, 1967; 1968; Braun, 1968; Costa *et al.*, 1970), enquanto estudos mais recentes baseiam-se na teoria da tectônica de placas (Chang *et al.*, 1988; Brito-Neves & Cordani, 1991; Dominguez, 1993; Chang, 1997; Thomaz Filho *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2000; Dardenne, 2000; Campos Neto, 2000; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Martins-Neto *et al.*, 2001).

Segundo Campos-Neto (2000), a evolução das seqüências de coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e das unidades das faixas de dobramentos que o limitam pode ser compreendida como relacionada à evolução de sistemas orogênicos controlados por diferentes interações de placas que resultam em eventos diacrônicos, possibilitando a contemporaneidade de orogenias e processos de tafrogênese em diferentes partes do sistema.

O contexto geotectônico, no qual insere-se o embasamento mesoproterozóico e as coberturas do Cráton do São Francisco, reflete segundo Thomaz Filho *et al.* (1998), o modelo clássico do Ciclo de Wilson, representado pelos ciclos Uruaçuano e Brasileiro (**Quadro 1**).

O Ciclo Uruaçuano inicia-se com uma fase *rift* ou de *rift* abortado em 1800 - 1700 Ma, com a qual associa-se o Supergrupo Espinhaço, e desenvolve-se até a fase de fechamento e formação do Supercontinente Rodínia. Algumas divergências existem entre os autores (**Quadro 1**) sobre o período de amalgamação final de Rodínia (1400 - 1300 Ma, segundo Thomaz Filho *et al.*, 1998, ou em torno de 1000 Ma, segundo Alkmim & Martins Neto, 2001) e sobre a existência de um hiato entre sua formação e início do desmembramento.

O Ciclo Brasileiro inicia-se, segundo Thomaz Filho *et al.* (1998), com a quebra de Rodínia (~ 1100 - 900 Ma), caracterizada por rifteamento acompanhado por magmatismo anorogênico bimodal, sedimentação em margem passiva e início de sedimentação em ambiente glacial e/ou periglacial de diamictitos e tilitos (grupos Ibiá e Macaúbas e Formação Bebedouro) que marcam o início da deposição do Supergrupo São Francisco (Dominguez, 1993; Thomaz Filho *et al.*, 1998). A fase compressiva do Ciclo Brasileiro, caracterizada pelo fechamento do oceano e acreção das massas continentais, inicia-se entre 800 e 750 Ma (Thomaz Filho *et al.*, 1998; Alkmim & Martins Neto, 2001). A deposição do Grupo Bambuí, neste contexto, associa-se com a migração de frentes de empurrão responsáveis por eventos sucessivos de transgressão e regressão durante este estágio compressivo (Chang *et al.*, 1987; Martins-Neto & Alkmim, 2001).

Estudos recentes (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 1999; 2000; 2001; Strieder & Suita, 1999; Martins-Neto & Alkmim, 2001) apresentam modelos ensimáticos para a evolução da Faixa de Dobramentos Brasília (**Quadro 1 e Figura 6**), que consideram a importância do magmatismo granítico neoproterozóico na evolução do Orógeno. Estes modelos indicam um estágio de *rift* inicial entre 1,77 - 1,6 Ga, relacionado ao Grupo Araí. O Grupo Serra da Mesa representaria, neste contexto, um possível equivalente metamorfisado da seqüência *pós-rift* do Grupo Araí (Dardenne, 2000).

Alguns autores consideram que este episódio de *rift* inicial não culminou na abertura de oceano (Strieder & Suita, 1999), devido ao grande período de tempo compreendido entre este episódio e o estágio de subducção da crosta oceânica caracterizado na Faixa Brasília a partir de 1,0 Ga. Evidências da abertura de oceano durante o Mesoproterozóico são relativas ao desenvolvimento de seqüências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis) que apontam para um evento extensional com formação de crosta oceânica em torno de 1300 Ma (Pimentel *et al.*, 2000).

Idade (Ma)	Thomaz Filho et al. (1998)	Alkmim & Martins-Neto (2001)	Strieder & Suita (1999)	Pimentel et al. (2000)	Dardenne (2000)	Martins-Neto & Alkmim (2001)
600	Gr. Bambuí (<i>foreland</i>) Estágio compressivo	Colisão final Gr. Bambuí	Estágio pós-colisional Gr. Bambuí (<i>foreland</i>)/ Fechamento do oceano	Colisão final Metamorfismo	Colisão final Gr. Bambuí (<i>foreland</i>) Colisão inicial Arco magmático	Colisão continente-continente Gr. Bambuí (<i>foreland</i>) Processos acrescionários (FDB)
900	Sedimentação glacial Rift precursor	Colisão inicial Tafrogênese Fechamento do oceano/ Rodínia	Sistemas arcos de ilha	Arco magmático		Arco magmático e <i>Back arc</i> (Gr. Araxá) Subducção
1200	Rodínia Fechamento do oceano	Inversão	Abertura do oceano	Crosta oceânica	Margem passiva Crosta oceânica	Margem passiva (Gr. Paranoá e Gr. Canastra) Estágio <i>rift</i>
1500						
1800	Fase <i>rift</i> Supergr. Espinhaço	Fase <i>rift</i> Supergr. Espinhaço		Estágio <i>rift</i> inicial	Rift intracontinental (Araí) Complexos máfico-ultramáficos	

Quadro 1 – Principais etapas da evolução geotectônica da Faixa Brasília e da Bacia do São Francisco segundo diferentes autores.

Os grupos Paranoá e Canastra são considerados representativos das seqüências mesoproterozóicas de margem passiva do continente São Francisco e foram depositadas em ambiente plataformar de águas rasas a leste e profundo a oeste (Dardenne *et al.*, 1978a; Fuck *et al.*, 1993). Idades T_{DM} para estes grupos (1,9 – 2,3 Ga) indicam áreas fontes continentais paleoproterozóicas, sugerindo que estas seqüências formaram-se após a quebra de massas continentais entre 1,2 – 0,9 Ga (Pimentel *et al.*, 2001). A maioria dos modelos de reconstrução, no entanto, indicam que o supercontinente Rodínia seria estável neste período, razão pela qual Pimentel *et al.* (2001) sugerem que a quebra de Rodínia pode ter sido um processo diacrônico, o que poderia explicar a formação de margens passivas mais antigas relacionada com a sua fragmentação inicial.

A longa história (900 – 630 Ma) de desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás é relacionado com a colisão de arcos de ilhas intra-oceânicos (p. ex. Mara Rosa e Arenópolis) entre si, relacionado com uma zona de subducção intra-oceânica e, posteriormente, com a margem continental (Pimentel *et al.*, 2000).

O Grupo Araxá é considerado como sendo relacionado com a expansão do assoalho oceânico, durante o Neoproterozóico, que pode ter sido localizada ou heterogênea, como indica a distribuição descontínua de rochas vulcânicas associadas a este grupo (Dardenne, 2000). Segundo Strieder & Suita (1999) blocos ofiolíticos associados a este grupo podem indicar que esta seqüência relaciona-se com um prisma acrescionário.

Os metassedimentos do Grupo Ibiá depositados em ambiente profundo marinho em bacia de *back-arc* podem representar um equivalente estratigráfico do Grupo Araxá e podem ser correlatos aos sedimentos glacio-marinhos do Grupo Macaúbas. Tanto os metassedimentos do Grupo Araxá como os do Grupo Ibiá apresentam como áreas fontes o embasamento paleoproterozóico e rochas juvenis neoproterozóicas associadas ao Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 2001), implicando que, pelo menos em parte, estas seqüências são mais novas (< 900 Ma) que as seqüências de margem passiva.

Processos acrescionários relacionados à amalgamação de arcos de ilhas com a placa Amazônica (Strieder & Suita, 1999) são descritos no segmento sul da Faixa Brasília, e são responsáveis por metamorfismo em fácies granulito de seqüências dos complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto por volta de 790 Ma.

A deposição do Grupo Bambuí têm sido relacionada à evolução de bacia intracratônica (p. ex. Plug & Renger, 1973) ou de margem continental passiva (D'el-Rey Silva, 1999). Misi (2001) ressalta a importância de eventos extensionais ocorridos antes e durante a sedimentação, como descrito por Dardenne (1981) e Alkmim *et al.* (1996).

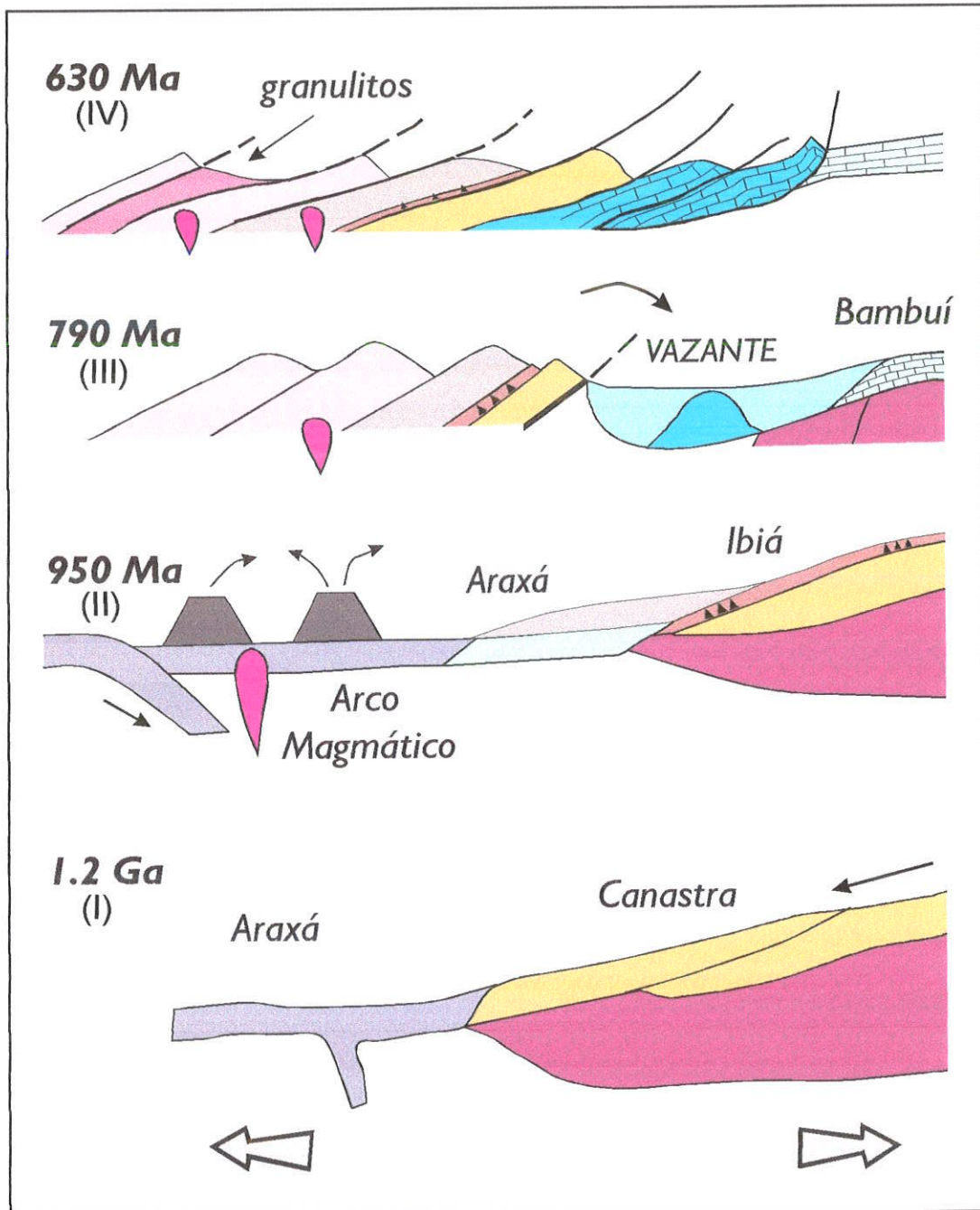


Figura 6 - Evolução tectônica esquemática do segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne, 2000): I) deposição do Grupo Canastra (Meso-Neoproterozóico em margem passiva; II) desenvolvimento do arco magmático a oeste, relacionado a uma zona de subducção intra-oceânica, e deposição dos grupos Araxá, durante estágio de expansão oceânica, e Ibiá, em bacia de retro-arco; III) Início do evento colisional brasileiro, e deposição dos grupos Vazante e Bambuí em grande depressão formada no "front" dos cavalgamentos; IV) início de novo evento colisional responsável por empurrões de baixo ângulo que colocam os grupos Araxá, Ibiá e Canastra sobre o Grupo Bambuí.

Contudo, estudos recentes têm apontado a deposição da Formação Três Marias (Chang, 1997), ou de toda a seqüência do Grupo Bambuí (Thomaz Filho et al., 1998; Martins Neto et al., 2001; Martins Neto & Alkmim, 2001), em regime compressivo associada à evolução de uma bacia de antepaís (*foreland*). Segundo Martins-Neto et al. (2001) a geometria assimétrica da bacia, evidenciada por perfis de sísmica de reflexão, o imbricamento de lascas tectônicas de seqüências da Faixa Brasília e do Grupo Bambuí, a distribuição regional dos sistemas deposicionais e os estudos de proveniência, que indicam fontes mistas, ígneas e metamórficas para os sedimentos, suportam o modelo de bacia de ante-país (*foreland*).

A deposição do Grupo Bambuí em uma bacia de antepaís também têm sido considerada compatível com a natureza pós-inversão da bacia refletida tanto nas características geoquímicas que revelam imaturidade dos sedimentos (Guimarães, 1997), como isotópicas (Pimentel et al., 2001), que mostram idades T_{DM} bastante uniformes ao longo da estratigrafia, indicando a homogeneização de assinaturas isotópicas antigas e daquelas relativas ao arco magmático. A justaposição associada com a colisão entre os continentes Amazônico, a oeste, e São Francisco-Congo, a leste, marca o principal evento metamórfico-deformacional na Faixa Brasília a 630 – 600 Ma (Pimentel et al., 2001).

2.3.1 Contexto geotectônico do Grupo Vazante

A deposição dos sedimentos do Grupo Vazante tem sido relacionada a diferentes contextos geotectônicos. Alguns autores a consideram como típica de *margem continental passiva* (Campos-Neto, 1984; Almeida, 1993; Fuck, 1994) devido à grande espessura dos sedimentos da Faixa Vazante-Paracatu (> 2500 m) em relação às demais unidades proterozóicas, o que é relacionado com deposição em condições de acentuada subsidência (Dardenne, 1981; Marini et al., 1981). Neste contexto, a deposição do Grupo Vazante é considerada sincrônica à do Grupo Paranoá e à das unidades superiores do Grupo Canastra, porém, associada a um paleoalto estrutural gerado em consequência da intensificação de esforços extensivos (Dardenne, 1978a; 1979; Campos-Neto, 1984; Fuck et al., 1993).

A presença de clastos de rochas metamórficas, incluindo filito, quartzito e *metachert* em conglomerados da seqüência de topo do Grupo Vazante (Formação Lapa) na região de Unai (Laranjeira, 1992; Dardenne et al., 1998) podem indicar proveniência a partir de seqüências da Faixa de Dobramentos Brasília. Isso poderia ser compatível com a deposição do Grupo Vazante em uma bacia afetada por subsidência rápida, com elevada taxa de sedimentação, que se instalou nos primeiros *fronts* de cavalgamentos da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne et al.,

1998), o que a caracterizaria como uma **bacia de antepaís (foreland)** (**Figura 6**), de forma análoga ao proposto para o Grupo Bambuí (Thomaz Filho *et al.*, 1998; Martins-Neto *et al.* 2001; Martins-Neto & Alkmim, 2001). Esta seqüência representaria, assim, um espesso pacote depositado na porção mais profunda de uma bacia de antepaís assimétrica, limitada a oeste pela faixa de dobramentos e pelos *fronts* de empurrão (Thomaz Filho *et al.*, 1998).

Os valores de T_{DM} de rochas da unidade superior do Grupo Vazante (Formação Lapa) indicam idades um pouco mais novas (1,7 - 1,9 Ga) para as áreas fontes destes sedimentos em comparação com os valores obtidos em litotipos das formações Serra do Garrote e Serra do Poço Verde (1,9 - 2,1 Ga), estratigraficamente inferiores (Pimentel *et al.*, 2001). Tanto a distribuição como o intervalo de valores de T_{DM} para o Grupo Vazante diferem daqueles característicos dos grupos Bambuí, Araxá e Ibiá que, claramente, apresentam distribuições bimodais, refletindo a importância de fontes juvenis neoproterozóicas, associadas com o Arco Magmático de Goiás, em adição às fontes derivadas do embasamento paleoproterozóico. Adicionalmente, idades T_{DM} intermediárias (1,8 - 1,7 Ga) entre estas duas prováveis áreas fontes são também caracterizadas no Grupo Vazante, o que o difere das demais unidades da Faixa Brasília e do Cráton do São Francisco.

Assim, o significado tectônico do Grupo Vazante ainda não é bem compreendido, embora suas características sejam intermediárias entre aquelas típicas das seqüências de margem passiva ($T_{DM} = 1,9$ a 2,3 Ga), como o Grupo Paranoá, e aquelas associadas a bacia de *foreland* ($T_{DM} = 1,4$ e 1,9 Ga), como o Grupo Bambuí (Pimentel *et al.*, 2001).

Deste modo, a deposição do Grupo Vazante no topo de uma seqüência de margem continental passiva em ca. 900 -800 Ma, distante do arco magmático, é sugerida por Pimentel *et al.* (2001).

De forma análoga, Dardenne (2001) considera que o Grupo Vazante representa uma barreira orgânica desenvolvida na margem da plataforma continental entre os sedimentos profundos dos grupos Ibiá e Araxá e os sedimentos glacio-marinhos dos grupo Macaúbas e Jequitaiá em aproximadamente 950-850 Ma.

2.4 IDADE DO GRUPO VAZANTE

Estromatólitos colunares presentes na Formação Lagamar (Dardenne *et al.*, 1976) indicam para o Grupo Vazante idades relativas entre 1650 e 950 Ma (*Conophyton* cf. *Cylindricus* MASLOV; Moeri, 1972) e entre 1350 e 950 Ma (*Conophyton metula* Kirichenko; Cloud & Dardenne, 1973) (**Tabela 3**). Estromatólitos colunares do tipo *Conophyton* (**Tabela 3**) foram

também caracterizados nos grupos Paranoá (Dardenne *et al.*, 1976) e Macaúbas (Schöll, 1976; Schöll & Fogaça, 1980). Neste último, os estromatólitos foram reconhecidos na borda leste da Serra do Espinhaço em rochas carbonáticas estratigraficamente inferiores aos corpos de tilito e foram considerados por Schöll (1976) como formados anteriormente à glaciação Macaúbas, que segundo Martins-Neto *et al.* (2001) e Martins-Neto & Alkmim (2001) teria ocorrido entre 950 - 900 Ma.

Estromatólitos	Intervalo de Idade (Ga)	Referências
GRUPO VAZANTE		
<i>Collenia</i>		Cassedane (1968)
<i>Baicalia</i>	1,35 a 0,06	Dardenne & Campos-Neto (1976)
<i>Jacutophyton</i>		Nogueira (1993)
<i>Conophyton cf. Cylindricus MASLOV</i>	1,65 a 0,95	Moeri (1972)
<i>Conophyton aff. C. metula</i>	1,35 a 0,95	Cloud & Dardenne (1973); Dardenne & Campos-Neto (1976); Dardenne (1979)
GRUPO PARANOÁ		
<i>Conophyton metula KIRICHENKO</i>	1,2 a 0,9	Dardenne <i>et al.</i> (1976); Melo-Filho (1996)
GRUPO BAMBUÍ		
<i>Gymnosolen</i>	0,95 a 0,65	Marchese (1974)
GRUPO UNA, FORMAÇÃO SALITRE		
<i>Jurussania Krilov</i>		Srivastava (1986); Pedreira (1989)
<i>Gymnosolen</i>	0,95 a 0,65	Srivastava (1986); Pedreira (1989)
<i>Tungussides</i>		Srivastava (1986); Pedreira (1989)
<i>Solemnides</i>		Srivastava (1986); Pedreira (1989)
<i>Linella</i>		Srivastava (1986)
<i>Irregularia Krilov</i>		Srivastava (1986); Pedreira (1989)
<i>Stratifera Kololjuk</i>		Srivastava (1986); Pedreira (1989)
GRUPO MACAÚBAS		
<i>Conophyton metula KIRICHENKO</i>	1,2 a 0,90	Schöll (1976)
<i>Conophyton cf. Cylindricus MASLOV</i>	1,65 a 0,95	Schöll & Fogaça (1980)
<i>Jacutophyton Shapovalova sp.</i>	1,65 a 0,95	Schöll & Fogaça (1980)

Tabela 3 – Estromatólitos descritos nos grupos Vazante, Paranoá, Bambuí, Una e Macaúbas.

Estromatólitos *Gymnosolen* (Marchese, 1974) indicam idades entre 950 a 650 Ma (**Tabela 3**) para o Grupo Bambuí, de forma análoga ao descrito para a Formação Salitre do Grupo Una (Srivastava, 1986; Pedreira, 1989).

Embora estas idades relativas representem indicações de uma possível idade mais antiga do Grupo Vazante em relação aos grupos Bambuí e Una (Dardenne, 1978a; 1979; Da Rocha Araújo *et al.*, 1992; Freitas-Silva & Dardenne, 1997), a posição estratigráfica do Grupo Vazante ainda não é consensual.

Datações Rb-Sr em folhelhos do Grupo Vazante indicam idades de 600 ± 50 Ma (Amaral & Kawashita, 1967) e 680 ± 10 Ma (Couto *et al.*, 1981), que são semelhantes às idades determinadas pelo mesmo método em rochas do Grupo Bambuí (**Tabela 4**). Estas idades, entretanto, podem representar apenas o último fechamento do sistema isotópico, durante o evento metamórfico Brasileiro que afetou ambos os grupos.

Idades Pb-Pb em galena dos depósitos de Vazante e Morro Agudo distribuem-se entre 780 e 600 Ma (Amaral, 1966, 1968c; Cassedanne & Lasserre, 1969; Cassedanne *et al.*, 1972; Iyer, 1984; Iyer *et al.*, 1992, 1993; Misi *et al.*, 1997; Cunha *et al.*, 2001) e podem refletir tanto episódios diagenéticos como epigenéticos de mineralização, não representando necessariamente a idade de sedimentação. Freitas-Silva & Dardenne (1997) aplicando o modelo da plumbotectônica aos dados de isótopos de chumbo em galena dos depósitos da região Vazante-Paracatu obtiveram uma idade concordante de 1200 Ma, interpretada como o tempo de separação do chumbo do embasamento ou como a idade da mineralização de Morro Agudo, considerada diagenética (Dardenne & Freitas-Silva, 1998). Idades de 680 Ma foram estimadas, pelo mesmo método, para a mobilização do minério de Vazante, relacionada à orogenia Brasileira (Dardenne & Freitas – Silva, 1998).

Estudos quimioestratigráficos realizados no Grupo Bambuí e na Formação Salitre indicam fortes oscilações isotópicas, principalmente em relação à assinatura dos isótopos de carbono (Torquato & Misi, 1977; Torquato, 1980; Chang *et al.*, 1993; Chang, 1997; Iyer *et al.*, 1995; Misi & Veizer, 1998; Kawashita, 1998; Santos *et al.*, 2000), de forma semelhante ao observado em seqüências neoproterozóicas em outras partes do mundo (Kaufman & Knoll, 1995). Estes estudos indicam, em termos gerais, valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (até -5‰) na base, possivelmente relacionados a *cap dolomites* depositadas logo após períodos glaciogênicos, que passam a valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a 0‰ e, estratigraficamente acima, a valores de $\delta^{13}\text{C}$ fortemente positivos (até $+16\text{‰}$).

Estas características isotópicas, em associação com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas, têm sido utilizadas na identificação de intervalos de idade a partir da comparação com curvas de evolução isotópica global durante o Proterozóico.

Kawashita *et al.* (1987; 1994), com base nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos atribuíram idade entre 570 e 680 Ma para o Grupo Bambuí. Chang (1997) considera que a assinatura dos isótopos de carbono e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (valor médio de 0,70759) em rochas do Grupo Bambuí permitem estabelecer um intervalo entre 730 e 780 Ma para deposição, dentro do Criogênio (ou Sturtiano) (**Tabela 5**).

Localização	Amostra	Método	Idade (Ma)	Interpretação	Modelo
GRUPO VAZANTE					
Vazante ⁽¹⁾	Folhelho	Rb-Sr	600 ± 50	Idade de deposição	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,830$
Paracatu ⁽²⁾	Folhelho	Rb-Sr	680 ± 10	Metamorfismo	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7255$
Vazante ⁽³⁾	Galena	Pb-Pb	600 ± 30	Separação do Pb	Russell & Farquhar (1960)
Vazante ⁽⁴⁾	Galena	Pb-Pb	740 ± 40	Galena tipo B	Holmes-Houlttermans Holmes (1946) e Houlttermans (1946)
Morro Agudo	Galena	Pb-Pb	780 ± 30	Idade da mineralização	Holmes-Houlttermans
Morro Agudo ⁽⁵⁾	Galena	Pb-Pb	1200	Separação do Pb ou idade da mineralização	Plumbotectônica (Doe & Zartman, 1979; Zartman & Doe, 1981).
			680	Idade da remobilização	
Faixa Vazante/ Paracatu ^(7, 8, 9)	Galena	Pb-Pb	650 ± 50	Idade da mineralização	Estágio único (modelo III) (Cumming & Richard, 1975)
Morro Agudo ⁽¹⁰⁾	Galena	Pb-Pb	744	Idade da mineralização	(Stacey & Kramers, 1975)
GRUPO BAMBUÍ					
Cedro do Abaeté ⁽¹¹⁾	Siltito	Rb-Sr	630 a 465	Episódios termotectônicos	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,715$ a 0,720
Januária e João Pinheiro ⁽¹¹⁾	Siltito	Rb-Sr	641 ± 18	Evento tardi- diagenético	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7084$
São Francisco do Sul ⁽¹²⁾	Argila e rocha total	Rb-Sr	695 ± 12 610 ± 40	Anquimetamorfismo Metamorfismo	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7077$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7097$
São Francisco do Sul ⁽¹²⁾	Folhelho	K-Ar	576 ± 12 a 662 ± 18	Metamorfismo (idade mínima)	
São Francisco do Sul ⁽¹³⁾	Calcário folhelho	Rb-Sr	560 ± 40 e 670 ± 20	Metamorfismo (idade mínima)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7110$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7063$
Pirapora ⁽²⁾	Pelitos	Rb-Sr	590 ± 40		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7115$
Felixlândia, Três Marias ⁽²⁾	Pelitos	Rb-Sr	620 ± 40	Idade da sedimentação	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7125$
Itacarambi e Formiga ⁽²⁾	Pelitos	Rb-Sr	640 ± 15 a	Idade da sedimentação	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7109$
Patos de Minas ⁽⁴⁾	Galena	Pb/Pb	605 ± 100	Galena tipo J	Holmes-Houlttermans
Itacarambi, Tiros, Pains, Sete Lagoas, Januária Montalvânia ^(7, 8)	Galena	Pb-Pb	1850 ± 150 650 ± 60	Separação do Pb do embasamento Idade da mineralização	Modelo em dois estágios (Stacey & Kramers, 1975)
Januária, Arcos, Pains ⁽¹⁴⁾	Calcário	Pb-Pb	2100 500 a 550 686 ± 69	Separação do Pb Incorporação de Pb radiogênico Idade mínima de deposição	Modelo em dois estágios (Stacey & Kramers, 1975)

Referências: (1) Amaral & Kawashita (1967); (2) Couto et al. (1981); (3) Amaral (1966; 1968c); (4) Cassedane & Lasserre (1969); (5) Freitas-Silva & Dardenne (1997); (6) Cassedane et al. (1972); (7) Iyer (1984; 8) Iyer et al. (1992, 1993); (9) Misi et al. (1997a); (10) Cunha et al. (2001); (11) Bonhomme (1976); (12) Thomaz-Filho & Bonhomme (1979); Bonhomme (1982); (13) Thomaz-Filho & Lima (1981); (14) Babinski (1993) Babinski et al. (1999).

Tabela 4 – Dados geocronológicos para o Grupo Vazante e para o Grupo Bambuí.

A composição predominantemente dolomítica de espessas seqüências do Grupo Vazante, principalmente nas formações Serra do Poço Verde e Morro do Calcário, representa uma limitação a estudos quimioestratigráficos, principalmente àqueles com base em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Asmerom *et al.*, 1991). Ainda assim, estudos quimioestratigráficos realizados por Misi *et al.* (1997b), na porção basal do Grupo Vazante, indicam que quatro amostras consideradas bem preservadas de Lagamar (fosforito) e de Rocinha (fosforito e calcário orgânico, micrítico) possuem valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70771 que representam idades entre 600 e 680 Ma.

O estudo da estratigrafia isotópica do Grupo Vazante realizado por Azmy *et al.* (2001) em amostras de testemunhos de sondagem na área de Vazante indica razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ um pouco mais baixas (0,70614 a 0,70734), que em associação com as assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonato (-2 a +4‰) e $\delta^{34}\text{S}$ em sulfato aprisionado nos dolomitos (+10,8 a +16,9‰) são também indicativas de idade Neoproterozóica, porém mais antiga, possivelmente correlacionável ao período Sturtiano (Criogênico). As razões isotópicas de carbono exibem oscilações consideravelmente menores que as verificadas nos grupos Bambuí e Una (Chang, 1997; Azmy *et al.*, 2001).

Localidade	Litotipo	Razão inicial Sr	Idade (Ma)	Referência
GRUPO VAZANTE				
Rocinha-Lagamar	Calcário e fosforito	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70760$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70791$	600 a 680	Misi <i>et al.</i> (1997b)
Vazante	Dolomito	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70614$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70734$	800 a 700	Azmy <i>et al.</i> (2001)
GRUPO BAMBUÍ				
Montalvânia	Calcário	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7077$	570 a 680	Kawashita <i>et al.</i> (1987)
Montalvânia	Calcário	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70745$	600	Kawashita <i>et al.</i> (1993); Chang <i>et al.</i> (1993)
Bacia do São Francisco	Calcário	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70759$	730 a 780	Chang (1997)
GRUPO UNA				
Bacia de Irecê	Calcário	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70745$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70765$	600 – (670)	Misi & Veizer (1998)

Tabela 5 – Idades inferidas por estudos quimioestratigráficos das seqüências carbonáticas da Bacia do São Francisco, a partir da comparação com curvas de evolução global de Sr.

Na área da Mina Vazante, os geólogos da Cia. Mineira de Mineração (CMM), redefiniram a Formação Vazante, restringindo-a ao Membro Morro do Calcário e a subdividiram nos membros Morro do Pinheiro, basal, e Pamplona, superior (Rigobello *et al.* 1988). O **Membro Morro do Pinheiro** é constituído pela **Fácies Inferior** e **Fácies Superior**, enquanto o **Membro Pamplona** é constituído pelas fácies **Inferior, Média e Superior**.

Na região a norte de Paracatú (áreas de Ambrósia e Fagundes) os geólogos da Temerid Mineração S/A, subdividiram esta mesma unidade nos membros Retiro, Mocambo e Santa Rita, da base para o topo:

- **Membro Retiro:** dolomito cinza escuro, cristalino, estratificado, fino a médio, com estruturas algais estromatolíticas planares, *bird's eyes* e *fenestrae*.
- **Membro Mocambo:** folhelhos, localmente silticos ou dolomíticos intercalados em siltito, por vezes sericítico, arenitos finos a grossos e lentes de dolomitos “tipo Retiro”.
- **Membro Santa Rita:** a **Fácies Superior** compreende corpos de doloruditos, dolarenitos e dolomitos com laminações algais intercalados em folhelhos. A **Fácies Média** corresponde a folhelhos pretos piritosos e a **Fácies Inferior** a dolomitos de origem recifal com estruturas estromatolíticas e folhelhos subordinados.

A **Figura 7** apresenta as colunas litoestratigráficas para o Grupo Vazante nas regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) e suas subdivisões e correlações, como proposto por Oliveira (1998).

Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000) redefinem esta unidade que passa a ter *status* de grupo (**Figuras 8 a 10**), e propõem a divisão deste em sete formações da base para o topo: **Retiro** (posteriormente denominada de **Santo Antônio do Bonito**; Dardenne, 2001; Dardenne & Schobbenhaus, 2001), **Rocinha**, **Lagamar**, **Serra do Garrote**, **Serra do Poço Verde**, **Morro do Calcário** e **Serra da Lapa**.

As formações basais são predominantemente pelíticas e apresentam grandes concentrações de fosfato, relacionadas a corpos de fosforito. A **Formação Santo Antônio do Bonito** (Dardenne, 2001) é composta por quartzito, localmente conglomerático, intercalado à ardósia, e a corpos de diamictito com clastos de quartzito, dolomito, metassiltito e granitóide em matriz pelítica ou, localmente, fosfática. Esta formação apresenta níveis de rocha fosfática (**Fosforito 1**).

A **Formação Rocinha** (Dardenne *et al.*, 1997; 1998) é constituída por arenitos rítmicos, pelitos, ardósias, metassiltito, ardósia com pirita e laminações fosfáticas que gradam para fosfarenito (**Fosforito 2**), que constitui o depósito fosfático de Rocinha.

III GEOLOGIA DA FAIXA VAZANTE – PARACATU

As unidades aflorantes nas regiões de Vazante e Paracatu foram inicialmente incluídas no Grupo Bambuí (Branco & Costa, 1961; Braun, 1968; Barbosa, 1965; Costa *et al.*, 1970), e foram relacionadas por Braun (1968) à Formação Paraopeba (Costa & Branco, 1960). Dardenne (1976) a subdivide nas unidades A, B, C e Madalosso & Valle (1978) distinguem cinco fácies na unidade B (**Quadro 02**).

A denominação de Formação Paraopeba prevaleceu até 1978, quando Dardenne (1978a) individualizou a Formação Vazante, subdividida nos membros Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote, mantendo a correlação tradicional com o Grupo Bambuí.

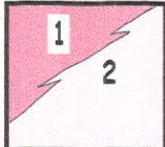
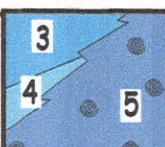
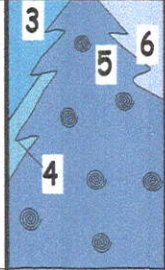
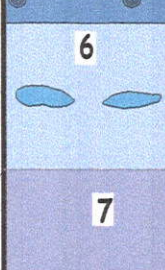
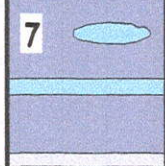
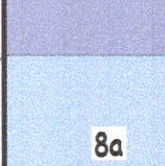
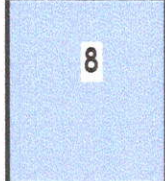
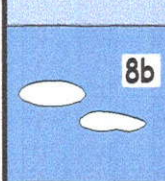
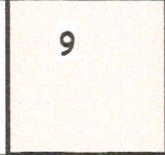

Madalosso (1979) subdividiu a Formação Vazante nas seguintes fácies, da base para o topo:

- **Fácies Serra do Garrote:** ardósias verdes com intercalações de metassiltitos, ardósias negras carbonosas e lentes de fosforitos e de dolomitos com conglomerados basais.
- **Fácies Morro do Calcário:** fácies de recifes de barreira, apresentando no centro dolomitos maciços e laminados com esteiras de microrganismos e estromatólitos colunares e, nas bordas dos recifes, fácies de retrabalhamento com dolarenitos e doloruditos.
- **Fácies Serra do Velosinho:** filitos carbonosos ritmicamente bandados por leitos de metargilitos carbonosos e com lentes dolomíticas na base.
- **Fácies Serra da Lapa:** subdividida em três subfácies; basal, constituída por quartzo sericita filitos, metassiltitos e filitos carbonosos; média, com doloruditos, dolarenitos e dolomitos maciços e superior, com quartzo-sericita filitos, margas e calcários impuros.
- **Fácies Serra do Landim:** calcita-clorita quartzo filito com gradações para margas e lentes de calcários impuros. No topo da unidade ocorrem intercalações lenticulares de quartzitos e *metachert*.
- **Fácies Morro Agudo:** filitos grafitosos pretos com intercalações lenticulares de quartzito.

Apesar da abrangência regional desta divisão, localmente foram introduzidas outras denominações decorrentes da individualização das diferentes fácies sedimentares associadas ao Membro Morro do Calcário (Madalosso, 1979).

Braun (1968)	Almeida (1968)	Dardenne (1976)	Madalosso & Valle (1978)			Dardenne (1978)		Madalosso (1979)		Rigobello et al. (1988)			Dardenne et al. (1998)				
	Formação	Formação	Formação	Unidade	Fácies	Formação	Membro	Formação	Fácies	Formação	Membro	Fácies	Grupo	Formação	Membro		
P A R A O P E B A	PARACATU	A	PARACATU	A		PARACATU		PARACATU		PARACATU			CANASTRA	PARACATU	Serra da Anta		
																	Morro do Ouro
																	SERRA DO LANDIM
		P A R A O P E B A	B	P A R A O P E B A	B	Dolomítica-graftitosa-arenosa-siltica	V A Z A N T E	Morro do Calcário	V A Z A N T E	Morro Agudo	L A P A		Serra do Landim	Serra do Landim	V A Z A N T E		
	Serra da Lapa					Serra da Lapa											
	Serra do Velosinho Superior					Serra do Velosinho											
	Serra do Velosinho Inferior					Cercado											
	Morro do Calcário					Pamplona		Superior									
								Médio									
								Inferior									
	Serra do Poço Verde	Morro do Pinheiro	Superior														
	Inferior																
								Serra do Garrote	Serra do Garrote	SERRA DO GARROTE				SERRA DO GARROTE			

Quadro 2 - Comparação entre as divisões estratigráficas propostas para as seqüências aflorantes na Faixa Vazante-Unai, adaptado de Madalosso (1979).

	(A) Paracatú	(B) Vazante				
Formação Lapa Formação Velosinho		1 - Ardósia, quartzito, lentes de dolomito 2 - Folhelho preto carbonoso		3 - Dolorudito 4 - Dolarenito 5 - Bioherma estromatolítico	Membro Pamplona Superior	Formação Morro do Calcário
Membro Santa Rita		3 - Dolorudito e dolarenito 4 - Folhelho preto com pirita 5 - Bioherma estromatolítico 6 - Dolomito com laminação algal		6 - Dolomito cinza claro com laminação algal e lentes de dolarenito 7 - Ardósia cinza a verde, marga, dolomito cinza a róseo com laminação algal	Membro Pamplona Médio	Formação Serra do Poço Verde
Membro Mocambo		7 - Folhelho carbonático, arenito e lentes de dolomito		8a - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes", marga, folhelho preto carbonoso com pirita	Membro Morro do Pinheiro Superior	
Membro Retiro		8 - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes" e intercalações de dolomito cinza claro à róseo		8b - Dolomito bege a rosa com laminação algal, dolarenito e brecha lamelar	Membro Morro do Pinheiro Inferior	
Formação Serra do Garrote		9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia.		9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia	Formação Serra do Garrote	Formação Serra do Garrote
TEMERID MINERAÇÃO	OLIVEIRA (1998)			RIGOBELLO et al. (1988)	DARDENNE et al. (1998)	

Grupo Vazante

Figura 7 - Comparação entre as colunas litoestratigráficas do Grupo Vazante nas regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) segundo Oliveira (1998) e algumas das subdivisões desta unidade propostas por diferentes autores.

No topo da **Formação Rocinha** sedimentos rítmicos hospedam o Fosforito 3, que constitui o depósito fosfático de Lagamar.

A **Formação Lagamar** (Dardenne et al., 1997) representa uma unidade psamo-pelítica composta por metaconglomerados basais, quartzito, metassiltito, ardósia, brechas dolomíticas, calcários cinza-escuros e bioherma estromatolítico composto por dolomitos laminados (*cyanobacteria mats*), dolarenitos e doloruditos oncolíticos e estromatólitos colunares *Conophyton* e *Jacutophyton* (Cloud & Dardenne, 1973; Moeri, 1972; Dardenne & Campos Neto, 1976) (**Figura 11a**).

A **Formação Serra do Garrote** (Madalosso & Valle, 1978) consiste de ardósia cinza-esverdeada, localmente rítmica, carbonosa e com pirita disseminada com intercalações menores de quartzito, metargilito, metassiltito (**Figura 11b**), e de microconglomerados com grânulos de quartzo e feldspato caolinizado. Estes litotipos apresentam uma foliação milonítica bem desenvolvida, com a qual associam-se estruturas S-C, que são cortadas localmente por falhas oblíquas e sistemas de fraturamentos, mas apresentam, segundo Dardenne (2001), contatos gradacionais com as formações Lagamar, na base, e Serra do Poço Verde, no topo.

A **Formação Poço Verde** é constituída por dolomitos cinza a rosa com laminação algal, ardósia verde a cinza, dolomitos cinza escuro com *bird's eyes*, margas e folhelhos pretos carbonosos e com pirita disseminada.

Dardenne (2000) introduz para a **Formação Serra do Poço Verde** de Dardenne (1978) as subdivisões propostas por Rigobello et al. (1988), utilizando as denominações de **Morro do Pinheiro** (*Fácies Superior e Inferior*) e **Membro Pamplona** (*Fácies Média e Inferior*) (**Quadro 2**). Desta forma, a **Formação Serra do Poço Verde** corresponde a quatro membros, da base para o topo:

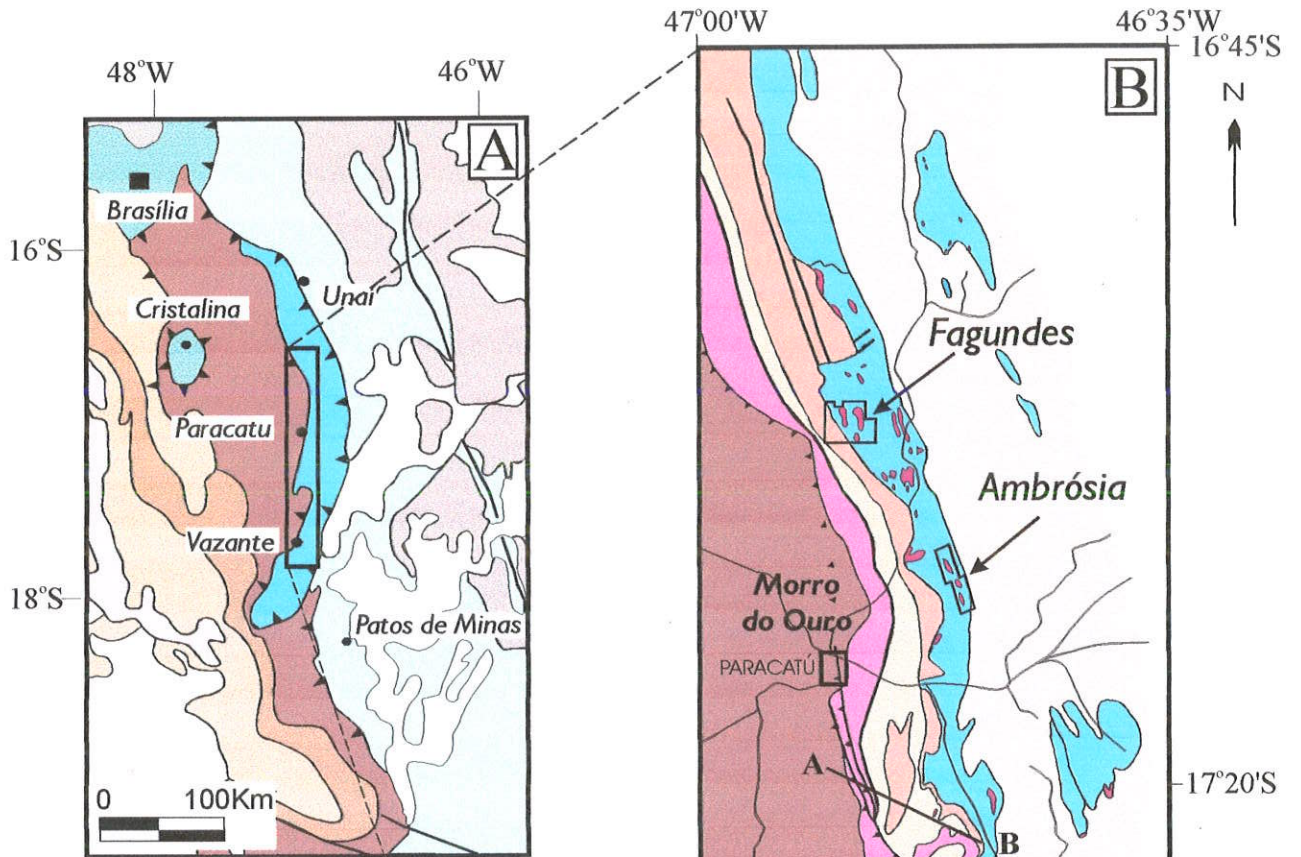
- **Membro Morro do Pinheiro Inferior:** compreende dolomitos cinza claro e rosa maciço ou com laminações algais planas e onduladas (*algalmat*) e leitos subordinados de dolarenitos, por vezes oncolíticos, brechas lamelares e lentes de estromatólitos colunares. Espessura aproximada 500 m.
- **Membro Morro do Pinheiro Superior:** formado por dolomitos cinza-escuros com *bird's eyes* (*fenestrae*) e laminações planas e convolutas, provavelmente de origem algal. Ocorrem leitos subordinados de dolarenitos, brechas lamelares, folhelhos carbonosos com pirita e margas. Espessura aproximada de 300 m.

- **Membro Pamplona Inferior:** com filitos carbonáticos, ardósia carbonosa cinza-claro, lilás e esverdeada com intercalações de leitos de dolomito, cinza-claro a rosa com laminações algais planas e convolutas, às vezes sublitográficas, localmente com *bird's eyes* (*fenestrae*) e *mudcracks* (**Figura 11c**). Espessura aproximada 500 m.
- **Membro Pamplona Médio:** com dolomitos cinza-claro a rosa com estromatólitos colunares, raras lentes de folhelho preto. Espessura aproximada de 200 m.

A **Formação Morro do Calcário** corresponde, segundo Dardenne (2000), à Fácies Superior do Membro Pamplona (Rigobello *et al.*, 1988) e representa um complexo de recife, com fácies de pós-recife (*back-reef*) e ante-recife (*fore-reef*). É constituída por dolomitos estromatolíticos (bióstromos) róseos a cinza-claros, dolomitos cinza-escuro com laminação algal (**Figura 11d**) e níveis de dolarenitos finos a grossos, cinza-claros, oolíticos e oncolíticos, doloruditos e brechas lenticulares constituídas por fragmentos centimétricos de dolomitos estromatolíticos em matriz dolomítica. Na parte norte da Faixa Vazante-Paracatu a Formação Morro do Calcário mostra, segundo Dardenne (2001), espessura superior a 900 m.

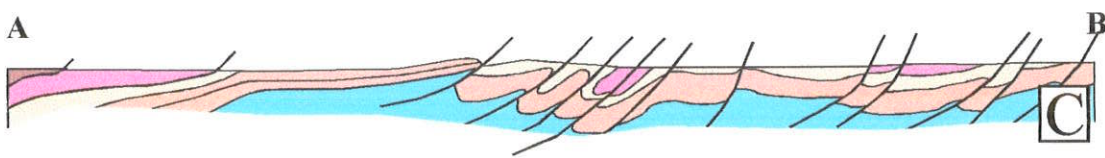
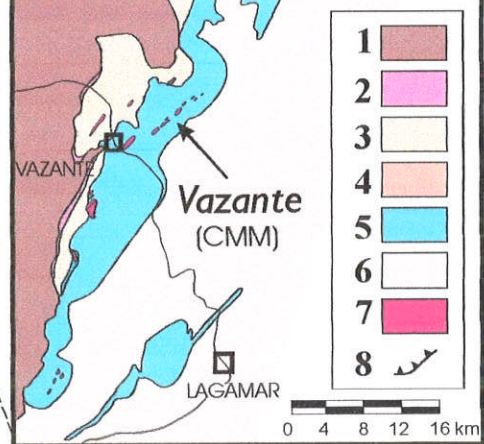
Estas duas últimas formações, predominantemente dolomíticas, hospedam as mineralizações de zinco com chumbo subordinado (**Figura 8**) e, segundo Dardenne (2000), podem representar uma única unidade dolomítica depositada continuamente, principalmente na região de Paracatu, onde os depósitos de Ambrósia, Fagundes e Morro Agudo estão localizados. Viviani *et al.* (2001) sugerem o agrupamento destas duas formações sob uma mesma designação.

Próximo ao contato superior com a Formação Lapa, os dolomitos do Membro Pamplona Superior são róseos a vermelhos e apresentam concentrações de hematita (Viviani *et al.*, 2001). O contato é marcado por uma inconformidade, caracterizada por um horizonte de paleosolo ou conglomerado vermelho (Hitzman, 1997b). A **Formação Lapa** compreende uma unidade basal constituída por filito cinza grafitoso rítmico com pirita euhédrica disseminada, cálcio-filitos com porfiroblastos de ankerita e margas, comumente com bolsões ankeríticos e concentrações de óxido de ferro e/ou manganês nos planos de foliação milonítica, denominada de **Membro Serra do Velosinho**. Esta unidade basal apresenta contatos gradacionais com sericita-clorita filito, sericita filito, quartzitos (**Figura 11e**), metassiltito carbonático rítmico, metapelito rítmico bege a rosa (**Figura 11f**), metarenitos arcoseanos, localmente limonitizados, dolomito impuro com laminações algais, metamarga com leitos arenosos e dolarenito com leitos silicosos boudinados do **Membro Serra da Lapa**.



- Fanerozóico**
 (1)
- Neoproterozóico**
 (2) (3) (4) (5) (6)
- Meso-Neoproterozóico**
 (7) (8) (9)

Figura 8 - (A) Localização do Grupo Vazante na Faixa Brasília (Dardenne & Schobbenhaus, 2000). (1) Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaia; (2) Formação Três Marias; (3) Subgrupo Paraopeba; (4) Formação Ibiá; (5) Grupo Araxá; (6) Granulitos ácidos e máficos e ortognaisses; (7) Grupo Vazante; (8) Grupo Paranoá; (9) Grupo Canastra. (B) Mapa geológico do Grupo Vazante (Cia. Mineira de Metais, 1982). (1) Formação Paracatu; (2) Formação Serra do Landim; (3) Formação Lapa; (4) Membro Serra do Velosinho; (5) Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde; (6) Formação Serra do Garrote; (7) Ocorrências de zinco e chumbo; (8) Falhas de empurrão. (C) Perfil geológico (Cia. Mineira de Metais, em Viviani et al., 2001)



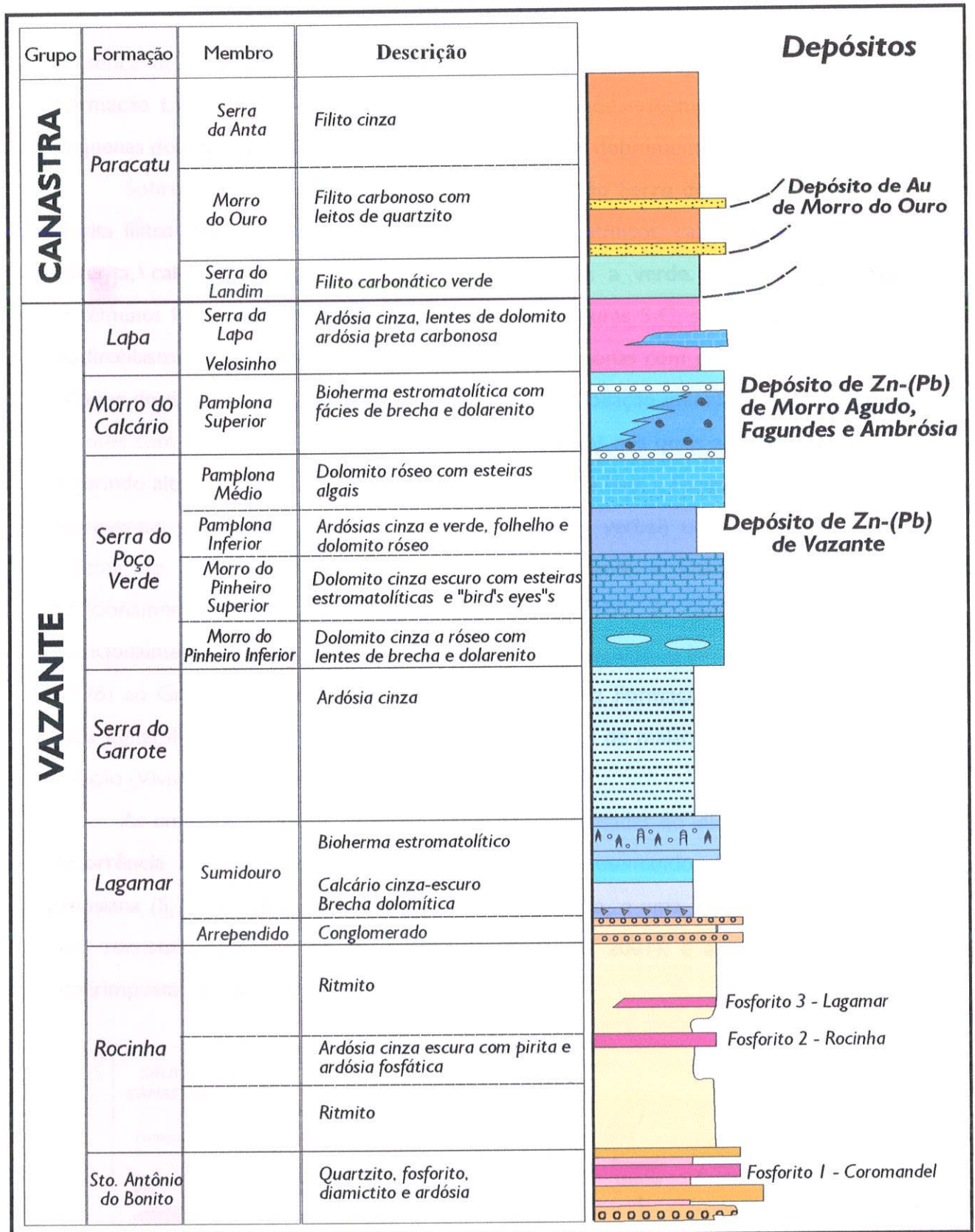


Figura 9 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Vazante, segundo Dardenne et al. (1998), Dardenne & Schobbenhaus (2001) e Dardenne (2001).

Na região de Unaí, Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2001) descrevem também a presença de arenitos líticos e conglomerados com clastos de filito, quartzito e *metachert* na Formação Lapa. Comumente, os litotipos desta unidade exibem foliação milonítica, crenulação, pequenas dobras recumbentes, com flancos rompidos e dobramentos suaves superpostos.

Sobreposta à Formação Lapa, aflora a **Formação Serra do Landim** formada por sericiticlorita filitos intercalados a metapelitos carbonáticos rítmicos, cálcio filito com porfiroblastos de ankerita, calcário verde, clorita-talco dolomito cinza a verde. Estes litotipos apresentam-se fortemente foliados e freqüentemente possuem estruturas S-C, sombra de pressão ao redor de porfiroblastos de ankerita, microdobras, *kink bands* e zonas com grande concentração de veios e bolsões de dolomita esparítica ao longo de planos de foliação milonítica. Localmente, apresentam pacotes com coloração mais clara (*bleached*) em trechos nos quais a milonitização é mais intensa, sugerindo alteração associada ao cisalhamento. Devido a isso, a **Formação Serra do Landim** pode representar segundo T. F. de Oliveira (comunicação verbal) uma tectono-fácies associada ao sistema de *nappes* que justapõem os Grupos Vazante e Canastra. Por esses fatores, o posicionamento da Formação Serra do Landim não é consensual, sendo considerada tradicionalmente como a unidade de topo do Grupo Vazante, e incorporada por Dardenne *et al.* (1998) ao Grupo Canastra. Regionalmente, os filitos da Formação Serra do Landim apresentam fraca mineralização de cobre associada com a presença de malaquita (**Figura 11g**) nos planos de foliação (Viviani *et al.*, 2001).

As unidades do Grupo Vazante foram metamorfisadas no início da fácies xistos verdes em decorrência da tectônica convergente brasileira, apresentando desenvolvimento de clivagem ardosiana (S_1), cristalização de sericita, clorita e quartzo, e uma foliação (S_2) espaçada associada, com recristalização local de sericita (Rostirolla *et al.*, 2001), e apresentam foliação milonítica superimposta a ambas.

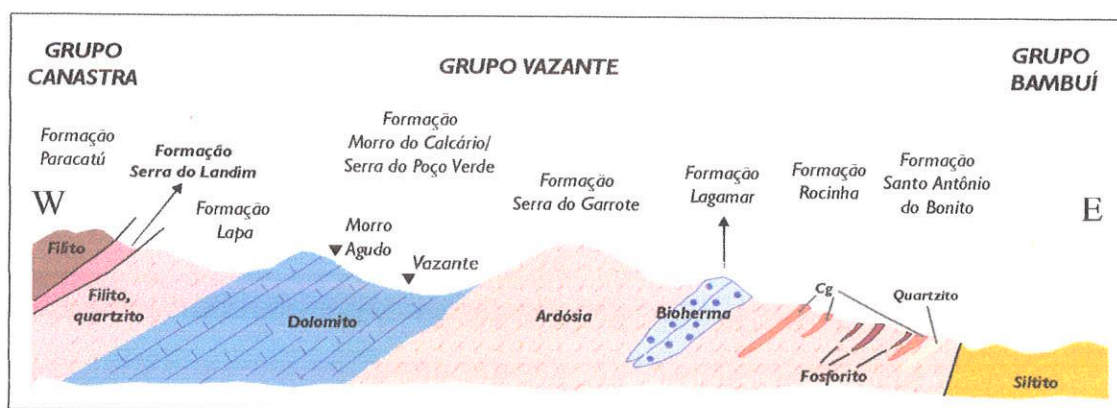


Figura 10 – Perfil geológico esquemático do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998a).

Figura 11 – Feições gerais de litotipos do Grupo Vazante

- (A) Estromatólitos colunares *Conophyton* do Grupo Vazante, aflorantes próximo à Vila Cabeludo situada a norte de Vazante;
- (B) Metassiltito bege da **Formação Serra do Garrote**, com sericita na foliação, cortados por fraturas com padrão “sigmoidal”, preenchidas por sílica e óxidos de ferro e manganês ();
- (C) Dolomito cinza a bege da **Formação Serra do Poço Verde, Membro Pamplona Inferior** com estruturas mudcracks;
- (D) Dolomito cinza escuro a claro com laminação algal da **Formação Morro do Calcário; Membro Pamplona Superior**, com concentrações de dolomita branca esparítica e calcedônia em planos oblíquos ao da laminação, possivelmente relacionados com foliação milonítica (S-C);
- (E) Quartzitos dobrados da **Formação Lapa** com intercalações de sericita-clorita filito e metapelitos cálcio-silicáticos;
- (F) Metapelitos rítmicos bege a rosa da **Formação Lapa**;
- (G) Cálcio-filito com sericita e clorita da **Formação Serra do Landim** com concentrações de malaquita na foliação.
-

Foto de Fernando Antônio Crocco Rodrigues



Foto de Fernando Antônio Crocco Rodrigues



Foto de Fernando Antônio Crocco Rodrigues



IV DEPÓSITOS DE ZINCO, CHUMBO E FLÚOR NO CONTEXTO DO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

Mineralizações de zinco e chumbo são comuns aos grupos Vazante, Bambuí e Una e, ainda que correlações estratigráficas entre o Grupo Vazante e estes grupos não estejam bem estabelecidas, muitos aspectos genéticos de suas mineralizações têm sido relacionados a processos em larga escala que afetaram estas unidades, relacionados à migração de fluidos metalíferos em estruturas extensionais ativas, até mesmo durante a fase compressional brasileira (Misi *et al.*, 2000).

Segundo Misi *et al.* (1999; 2000) os depósitos de chumbo e zinco associados aos grupos Vazante, Bambuí e Unáí compartilham importantes características, tais como, as rochas hospedeiras dolomíticas associadas a fácies evaporíticas depositadas em águas rasas, controle estrutural, mineralização constituída por pirita, galena e esfalerita associados com calcita, dolomita, quartzo e barita, caráter estratiforme a sub-estratiforme da mineralização, além de concentrações irregulares e veios maciços de sulfetos. Embora nem todas estas características gerais ocorram no Depósito de Vazante, notadamente quanto à mineralogia, representada principalmente pela associação de willemita e hematita, e ao caráter estratiforme a sub-estratiforme da mineralização, estes autores consideram que a gênese de todos estes depósitos associa-se à história diagênética das unidades hospedeiras (Misi *et al.*, 1999) e pode ser compreendida em um único modelo de evolução metalogenética. Desta forma, uma síntese dos estudos previamente realizados enfocando os depósitos de chumbo e zinco associados aos grupos Bambuí e Una é apresentada a seguir.

4.1 DEPÓSITOS DE CHUMBO, ZINCO E FLÚOR ASSOCIADOS AO GRUPO BAMBUÍ NA ÁREA CRATÔNICA

Os depósitos de metais base associados ao Grupo Bambuí (**Tabela 6**) são em geral pequenos e agrupam-se ao longo do vale do Rio São Francisco, perto das localidades de Januária (MG), Itacarambi (MG), Montalvânia (MG) e Serra do Ramalho (BA) (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Estudos destas mineralizações foram realizados por Cassedane (1972, 1973), Beurlen (1973; 1974), (Dardenne, 1979), Lopes (1981), Misi (1976), Miranda (1997), Dardenne & Freitas-Silva (1998; 1999), Dardenne *et al.* (1997; 1998), Martins & Coelho (2001), dentre outros.

Beurlen (1973; 1974) estudou detalhadamente três ocorrências de chumbo, zinco e flúor na região de Montalvânia, comparando-as com outras 15 ocorrências de metais de base, entre as quais Morro Agudo, associadas ao Grupo Vazante (Dardenne et al., 1998). Em todas estas ocorrências o autor observou um forte controle estratigráfico marcado pela transição de uma fácies carbonática pura para uma unidade terrígena margosa ou evaporítica. As mineralizações resultam, segundo Beurlen (1973; 1974), de processos diagenéticos e sin-sedimentares durante o ciclo de sedimentação do Grupo Bambuí. Beurlen (1973; 1974) descreve ainda a presença de willemita associada à fluorita na Mina do Joel (MG), com textura sedimentar clástica, que segundo este autor estaria associada a um processo de oxidação sin-sedimentar.

Dardenne & Freitas-Silva (1998 a; b) observam que as ocorrências do Grupo Bambuí relacionam-se a uma mesma posição litoestratigráfica, associando-se a um horizonte de dolomito rosado sacaroidal, regionalmente anômalo em zinco e chumbo. Este horizonte dolomítico é sobreposto por dolomito rosado sublitográfico com esteiras estromatolíticas e estruturas *tepee*, correspondendo à transição de um ambiente litorâneo agitado por correntes a supra-litorâneo. Segundo Dardenne & Freitas-Silva (1998 a; b) e Misi et al. (2000) estas ocorrências (**Tabela 6**) estariam relacionadas a um primeiro ciclo regressivo de sedimentação carbonática (**Figura 12**), de modo análogo ao anteriormente proposto por Beurlen (1973; 1974).

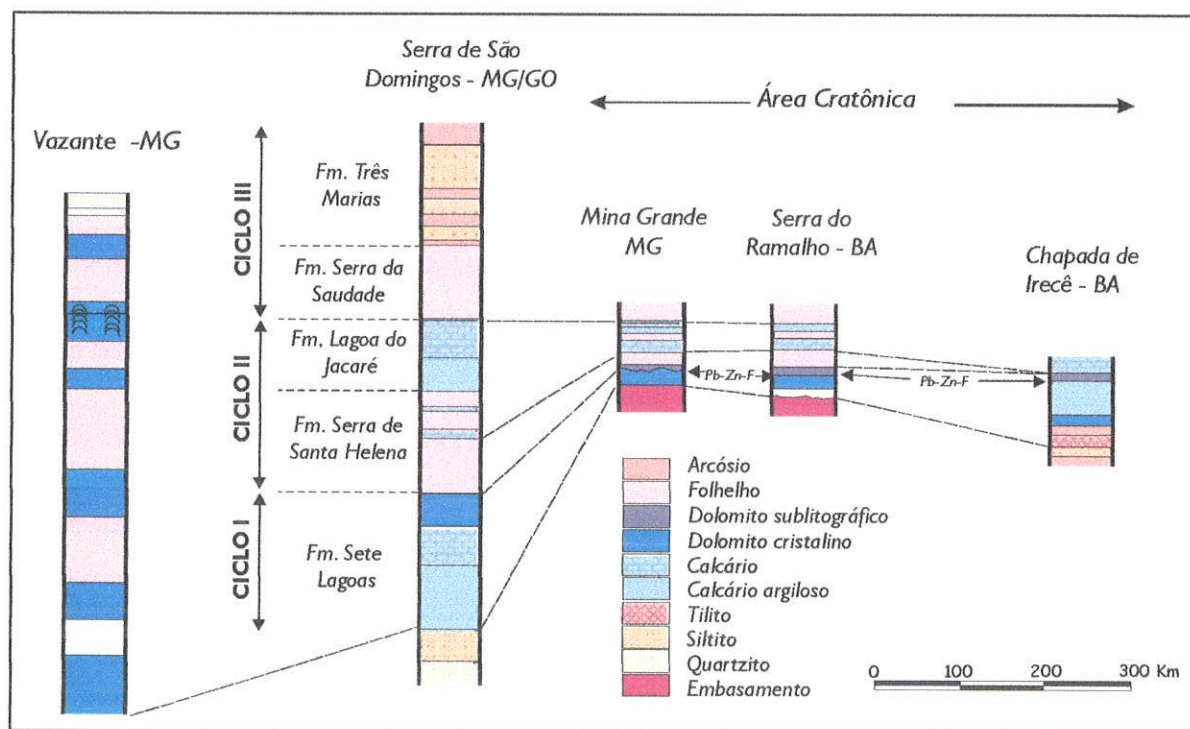


Figura 12 – Correlações entre as unidades dos grupos Bambuí, Una e Vazante, mostrando as variações de espessuras das unidades e a relação das mineralizações de chumbo, zinco e flúor com ciclos de transgressão-regressão (Dardenne, 1979; Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

As mineralizações de zinco e chumbo do Grupo Bambuí caracterizam-se pela presença de galena, esfalerita, fluorita e barita, com forte zonamento mineralógico, resultando em predominância de galena e esfalerita na região SW, próximo a Januária e Itacarambi, e de fluorita nas ocorrências de Montalvânia, Campo Alegre e Serra do Ramalho (Dardenne, 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998).

Na Mina do Fabião, localizada próxima à Mina Grande (Itacarambi, MG), os estudos de inclusões fluidas em fluorita indicam a presença de fluidos aquo-carbônicos com salinidade elevada (15 a 30% em peso de NaCl equiv.) e temperatura de homogeneização entre 100 e 200 °C (Dardenne & Freitas-Silva, 1998).

Estudos de inclusões fluidas realizados em fluorita da Serra do Ramalho e de Montalvânia, no entanto, indicam a presença de fluidos mais quentes (100 a 325 °C) e menos salinos (~12 % equiv. NaCl), segundo Martins & Coelho (2001).

Iyer (1984) e Iyer *et al.* (1992; 1993) apontam diferenças entre a galena associada ao Grupo Bambuí, com chumbo tipo J, fortemente radiogênico, com a do Grupo Vazante, com chumbo menos radiogênico e com zonamentos isotópicos. Tais diferenças foram associadas por Iyer *et al.* (1992) a processos de mistura incompleta de soluções de chumbo radiogênico e não radiogênico, através de interações com rochas do embasamento em diferentes intensidades e intervalos de tempo. Freitas-Silva (1996), consideram que as galenas do Grupo Bambuí e do Grupo Vazante definem dois agrupamentos bem individualizados, que refletem dois eventos mineralizantes distintos. As mineralizações existentes no Grupo Bambuí seriam relacionadas a um evento mineralizante tardi- a pós-Brasiliano (450 – 550 Ma) caracterizado pela introdução de chumbo radiogênico e intensiva percolação de fluidos regionais originados em pacotes sedimentares subjacentes ao Grupo Bambuí e, sobretudo, a partir da lixiviação dos granito-gnaisses do embasamento (Freitas-Silva & Dardenne, 1997; Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Segundo Misi *et al.* (1999) e Misi (1999a; 1999b) os dados de isótopos de chumbo são bastante uniformes em um mesmo depósito e apresentam uma grande variação de um depósito para outro, o que pode refletir uma forte influência do embasamento situado logo abaixo dos depósitos.

Segundo Iyer (1984), Iyer *et al.* (1992, 1993), Dardenne & Freitas – Silva (1998b), Dardenne & Schobbenhaus (2000, 2001) as características geológicas, geoquímicas e isotópicas destes depósitos associados ao Grupo Bambuí permitem compará-los ao depósitos epigenéticos do tipo *Mississippi Valley* (MVT). De modo análogo, Chang (1997) propõe um modelo de circulação de fluidos semelhante ao de fluxo por gravidade proposto para os depósitos do tipo **MVT** (Bethke, 1986; Bethke & Marshak, 1990), onde a infiltração de fluidos meteóricos ocorreu

durante e após o evento compressivo. Estes fluidos teriam migrado para o interior da bacia *foreland* a partir da zona soerguida por esforços compressoriais, resultando em maiores razões fluido/rocha próximo ao “descolamento” basal e ao longo de falhas inversas que conectam o “descolamento” basal a porções mais superficiais.

Os estudos de inclusões fluidas realizados por Martins & Coelho (2001), no entanto, apontam temperaturas muito mais altas (até 325 °C) que as típicas de depósitos MVT, indicando, segundo os autores, uma possível fonte granítica responsável pelo fornecimento de calor por decaimento radioativo que teria sido necessário para o estabelecimento de um sistema convectivo de circulação de fluidos.

4.2 DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO ASSOCIADOS AO GRUPO UNA

Ocorrem inúmeros depósitos de chumbo e zinco no Grupo Una (Barro Mendes, Morro do Gomes, Melancias e Três Irmãs, na Bacia de Irecê, e o Depósito de Nova Redenção, na Bacia de Utinga) (**Tabela 6**), que têm sido estudados por Misi (1976; 1979), Moraes Filho & Leal (1991), Misi & Kyle (1994), Kyle & Misi (1997), Gomes *et al.*, 1998; Misi *et al.* (1998; 1999; 2000), dentre outros.

Estes depósitos estão hospedados em dolomitos, calcários laminados, calcários dolomíticos, siltitos, dolomitos e “*cherty dolostone*” da Formação Salitre, do Grupo Una (**Tabela 6**), que apresentam estruturas características de formação em ambiente marinho raso, tais como, *mudcracks* e estromatólitos laminares e colunares, localmente com grandes concentrações de fosforitos (Misi *et al.*, 1999). Tipicamente também apresentam quartzo e feldspato detríticos em matriz dolomítica, nódulos de barita e/ou calcita associados a quartzo microcristalino *length slow* (lutecita), interpretados como substituição de sulfatos evaporíticos e nódulos com gipso fibroso associado à calcita ou ao quartzo (Kyle & Misi, 1997)

As ocorrências de sulfetos de Irecê encaixam-se em um horizonte estratigráfico um pouco superior ao das concentrações fosfáticas (**Figura 13**). Segundo Kyle & Misi (1997) os sulfetos não estão geneticamente associados aos fosforitos, mas possuem, em comum, rochas hospedeiras ricas em matéria orgânica e distribuição restrita à unidade dolomítica. As correlações negativas entre Fe, Zn, Pb e P₂O₅ e positiva entre Fe, Zn, Pb, Cu e Ba observadas na unidade de Irecê são explicadas por estes autores como decorrência do posicionamento de fosforitos e sulfetos em intervalos estratigráficos distintos (**Figura 13**).

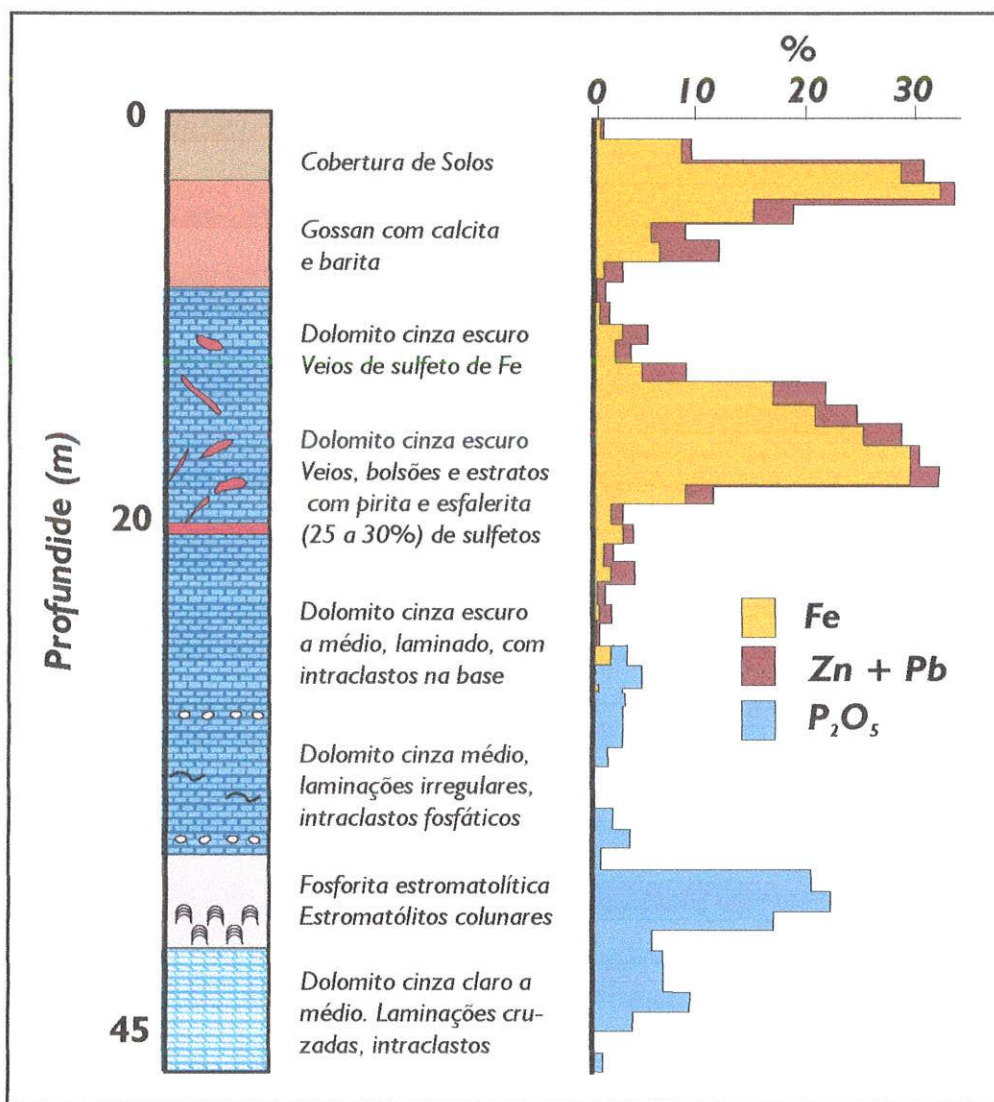


Figura 13 – Coluna litoestratigráfica de detalhe no Alvo Três Irmãs/Rufino (Irecê), mostrando a distribuição das litofácies em torno das mineralizações de sulfetos e de fosfato (Misi & Kyle, 1994).

A mineralização sulfetada inclui pirita, esfalerita, galena, marcassita, jordanita, tetraedrita e covelita, e ocorre como disseminações, lâminas, lentes, nódulos, massas irregulares ou preenchendo e cimentando brechas e fraturas. Geralmente, tem dolomita, calcita, lutecita (quartzo microcristalino *length slow*), barita, dolomita *baroque* e quartzo (Misi & Silva, 1996; Kyle & Misi, 1997, Misi et al., 1998). A primeira geração de sulfetos é representada por pirita disseminada ou em agregados radiais, com bordas milimétricas de marcassita, e é associada à substituição de nódulos evaporíticos. A esfalerita ocorre associada à pirita em estruturas nodulares, disseminada, em massas estratiformes ou preenchendo fraturas.

Segundo Misi & Kyle (1994) e Kyle & Misi (1997) a seqüência deposicional e diagenética pode ser descrita como:

- I – *marinha*: associada à deposição de zonas micríticas e cimentação de calcita esparítica;

- II – *refluxo*: relacionado à alta evaporação na planície de maré, resultando em salmouras densas, responsáveis pela deposição de leitos de dolomitos, nódulos de gipso, silicificação de nódulos de sulfatos e pela primeira concentração de sulfetos, que substituem sulfatos evaporíticos;
- III – *meteórica*: associada à dissolução dos carbonatos marinhos, dedolomitização, foi responsável pelo estágio principal de formação de sulfetos;
- IV- *compactação*: resultando na formação de estilólitos, fraturas tardias e dolomita *baroque*.

A mineralização de chumbo e zinco estaria associada à diagênese tardia, relacionada à mistura de salmouras bacinais quentes com água meteórica.

No depósito de Nova Redenção, os estudos de Gomes *et al.* (1998) em inclusões fluidas indicam a presença de fluidos compostos essencialmente por H₂O–NaCl (± Ca, K, Mg), com salinidades entre 14 e 25,3 % em peso de NaCl equiv. As temperaturas de homogeneização total variam de 100 a 210 °C, com moda em 185 °C. A origem dos fluidos mineralizantes nestes sistemas hidrotermais tem sido associada por diversos autores a fluidos conatos (Freitas–Silva & Dardenne, 1998a; Misi, 1999), que podem ter sido modificados composicionalmente pela interação com rochas graníticas ricas em U, Th e K, ou com sedimentos delas originados (Misi, 1999). As salinidades relativamente altas dos fluidos mineralizantes são atribuídas à dissolução de evaporitos, a salmouras conatas ou à infiltração de fluidos meteóricos, que atravessaram níveis evaporíticos, como no caso de Nova Redenção (Gomes *et al.*, 1998).

Nos depósitos da Bacia de Irecê, as razões $\delta^{34}\text{S}$ apresentam valores homogêneos relativamente altos variando de +19,3 a +23‰, nos sulfetos, e, em média, +27,7‰ na barita. Estas assinaturas isotópicas podem ser resultantes, segundo Kyle & Misi (1997) e Misi *et al.* (1998) de redução termoquímica de sulfatos evaporíticos, intermediada por matéria orgânica. A fonte de enxofre também pode estar relacionada, neste caso, com sulfetos preexistentes.

O caráter fortemente radiogênico do Pb em galena da região de Irecê, de forma análoga ao observado por Iyer *et al.* (1992, 1993) nos depósitos do Grupo Bambuí, refletiria, portanto, a presença de rochas fonte fortemente radiogênicas. As idades destas possíveis rochas, calculadas a partir de isócronas secundárias, no caso dos depósitos de Irecê (1,7 Ga), corresponderiam, segundo Misi (1999), à idade de um dos importantes eventos geradores de granitos alcalinos/subalcalinos altamente radiogênicos, de derivação crustal, associados ao vulcanismo Rio dos remédios e ao evento Espinhaço ou Uruaçuano (1,8 – 1,2 Ga). Evidências adicionais da presença destes corpos graníticos abaixo das unidades de cobertura proterozóicas são

fornechas pelos formatos ovalados ou circulares de anomalias *Bouguer* negativas (*Figura 14*) do Cráton do São Francisco (Ussami, 1993).

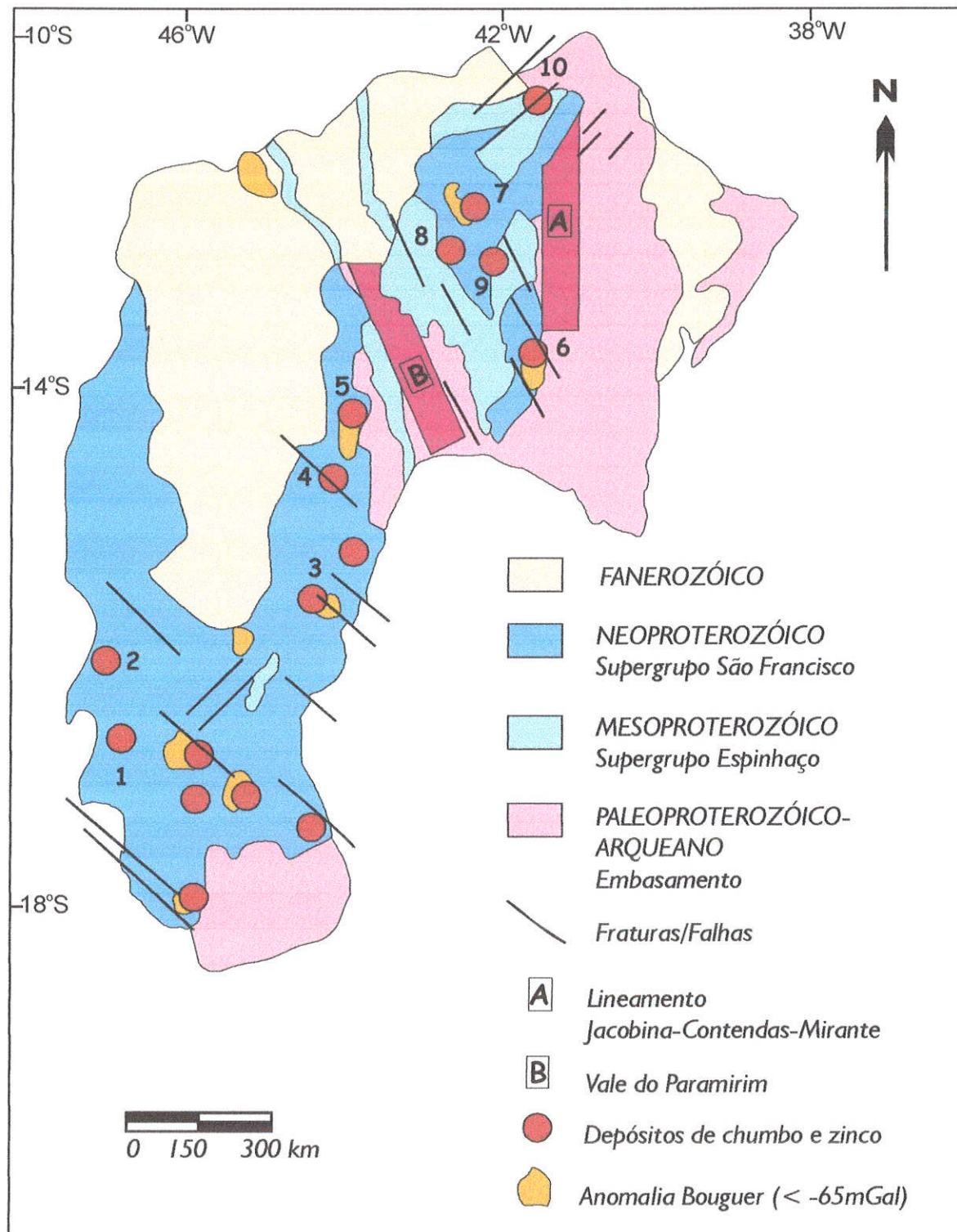


Figura 14 – Mapa do Cráton do São Francisco mostrando a distribuição dos depósitos e ocorrências de chumbo e zinco e das anomalias *Bouguer* negativas. 1 – Vazante; 2 – Morro Agudo; 3 – Januária-Itacarambi; 4 – Montalvânia; 5 – Serra do Ramalho; 6 – Nova Redenção; 7 – Irecê; 8 – Morro Gomes; 9 – Melancias; 10 – Caboclo (Mesoproterozóico). Extraído de Misi et al. (2000).

Segundo Misi (1999) os plútons graníticos ricos em U, Th e K podem, como constatado por Fehn *et al.* (1978) no granito de Conway (New Hamshire, EUA), serem responsáveis por temperaturas anormalmente altas nas unidades sedimentares. Estes granitos produtores de calor (HHP – *high heat production granites*), quando fraturados, possibilitam o estabelecimento de correntes de convecção de magnitude suficiente para promover a circulação de águas meteóricas em larga escala.

Segundo Misi (1999), estas evidências isotópicas e geofísicas permitem a construção de um modelo de circulação de fluidos para os depósitos de Irecê e para os demais associados ao Grupo Bambuí, semelhante ao desenvolvido por Spirakis & Heyl (1996) e Sangster *et al.* (1998a, 1998b) para depósitos de zinco e chumbo dos EUA e Canadá, representado nas **Figuras 15 e 16**.

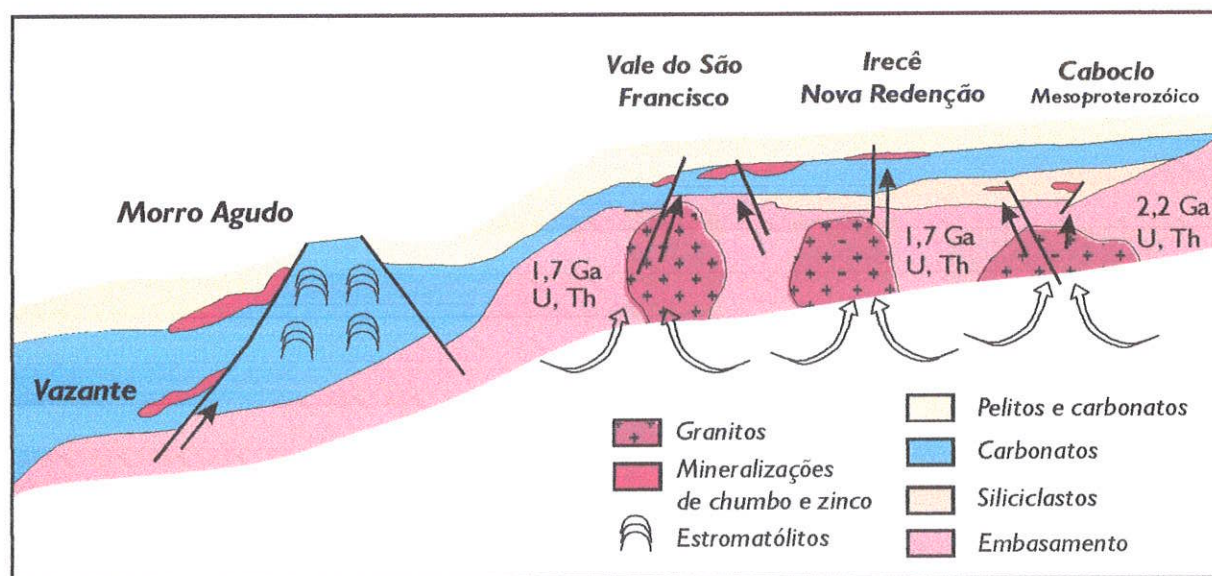


Figura 15 – Modelo genético simplificado e esquemático para os depósitos de chumbo e zinco das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco. Extraído de Misi *et al.* (2000).

Com relação aos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, no entanto, este modelo não se aplicaria (**Figura 15**), devido ao caráter pouco radiogênico do Pb das galenas e pela ausência de anomalias Bouguer negativas (Misi, 1999). Este autor considera como fonte provável para os metais a crosta superior e o desenvolvimento do sistema hidrotermal como associado ao ambiente tectônico mais ativo, relativamente aos depósitos associados às coberturas cratônicas.

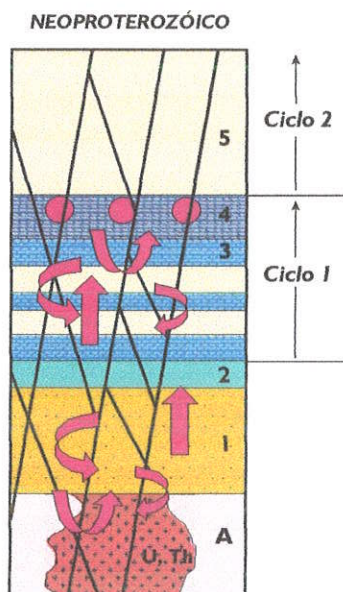


Figura 16 – Modelo de circulação de fluidos para os depósitos de chumbo e zinco das coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. As falhas e fraturas que cortam a cobertura e o embasamento representam as principais vias para circulação de fluidos, que também é favorecida pela alta permeabilidade das seqüências sedimentares sobrepostas aos granitos HHP. Idealizado por Misi (1999) e Misi et al. (2000), inspirado em Spirakis & Heyl (1996). Desenho esquemático, sem escala. A – Embasamento; 1 – Quartzito; 2 – Diamictito; 3 – Calcários laminados; 4 – Dolomitos; 5 – Pelitos. As mineralizações de chumbo e zinco estão indicadas por círculos vermelhos no nível 4.

DEPÓSITO	Tipos de minério	Minerais	Controles	Fluidos T = °C Salinidade = % em peso de NaCl equiv.	Referências
GRUPO BAMBUÍ					
Januária (MG)	Veios, <i>stratabound</i>	gn, sp, fluorita, ba	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)		Beurlen (1973; 1974), Dardenne (1978a; 1979)
Mina do Joel (MG)	Veios, <i>stratabound</i>	willemita, fluorita, sp, gn, py, smith.	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)		Beurlen (1973; 1974), Dardenne (1978; 1979)
Mina Grande (MG)	Veios, <i>stratabound</i>	fluorita	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)	Salinidade: 15 a 30 TH: 100 a 200	Beurlen (1973; 1974), Dardenne & Freitas-Silva (1998)
Mina do Fabião	Veios, <i>stratabound</i>	fluorita, quartzo	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)	Salinidade: 0 a 13 TH: 90 a 205	Beurlen (1973; 1974), Dardenne (1979), Chang (1997)
Serra do Ramalho (MG)	Veios, <i>stratabound</i>	gn, sp, fluorita, ba	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)	Salinidade: média ~12 TH: 100 a 325	Martins & Coelho (2001)
GRUPO UNA					
Nova Redenção (BA)	Maciço, veios, <i>stratabound</i>	gn, sp, py, qz, chert, cc, dol, ba	Estratigráfico e estrutural (Falhas N40 a N50W)	Salinidade: 10 a 25 TH: 80 a 210	Gomes et al. (1998; 2000), Misi et al. (2000)
Irecê (BA)	Disseminado, maciço, veios, <i>stratabound</i>	sp, py, gn, jord, cc, dol, qz, chert, ba, gipso.	Estratigráfico (Fim do 1º ciclo regressivo)	Salinidade: 23,3 a 25,3 TH: 140 a 200	Kyle & Misi (1997)

Tabela 6 – Características de depósitos de chumbo, zinco e flúor do Supergrupo São Francisco. Abreviaturas: TH = temperatura de homogeneização; py = pirita; sp = esfalerita; gn = galena; qz = quartzo; cc = calcita; dol = dolomita; ba = barita; jord = jordanita; marc = marcassita; pyrr = pirrotita; hm = hematita; smith = smithsonita

V DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO ASSOCIADOS AO GRUPO VAZANTE

Os depósitos de chumbo e zinco da Faixa Vazante – Unai associam-se a diferentes níveis estratigráficos do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998) e apresentam características geológicas bastante contrastantes (**Tabela 7**).

Estudos relacionados aos depósitos da Faixa Vazante-Paracatú vêm sendo realizados desde a década de 1960, enfocando principalmente os depósitos de Vazante e Morro Agudo (Carvalho *et al.*, 1962; Amaral, 1968a, 1968b; Dardenne, 1978a; 1979; Bez, 1980; Dresch, 1987; Romagna & Costa, 1988; Rigobello *et al.*, 1988; Pinho, 1990; Pinho *et al.*, 1989; 1990; Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1996; 1998a; 1998b; 1999a; 2000; 2001; Hitzman *et al.*, 1995; Hitzman, 1997a; 1997b; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; 1999; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; 2001; Misi *et al.*, 1999; 2000; 2001; Bettencourt *et al.*, 2001; Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2000, 2001). A síntese das características das rochas hospedeiras, das alterações hidrotermais e das mineralizações destes depósitos é apresentada a seguir.

5.1 DEPÓSITO DE VAZANTE

5.1.1 Unidade hospedeira das mineralizações

As mineralizações de zinco de Vazante associam-se à Zona de Falha de Vazante, com atitude aproximada N50E/60NW. Esta tem sido interpretada como uma falha sin-sedimentar, reativada na fase compressional do Evento Brasileiro, após a deformação regional, como uma falha transcorrente sinistrogira e inversa, e posteriormente, no final do Brasileiro, como uma falha normal lítrica (Dardenne, 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Pinho *et al.*, 1989; 1990; Pinho, 1990; Rostirolla *et al.*, 2001). A falha é caracterizada por complexas zonas de cisalhamento de geometria irregular ou anastomosada, resultante da intersecção entre os planos de cisalhamento C, R, R', P e fraturas T.

A unidade hospedeira das mineralizações de zinco de Vazante corresponde ao Membro Pamplona Inferior (**Figura 17**), constituído por metadolomitos cinza-claros, bege e róseos com intercalações de ardósia cinza ou verde, metamarga, sericita filito, e lentes de brechas intraformacionais. Os metadolomitos cinza apresentam laminação algal, estruturas *tepees*, e quantidade variável de pelóides e intraclastos micritizados. Os minerais detríticos (quartzo e microclínio) são subangulosos a angulosos, indicando imaturidade textural e mineralógica.

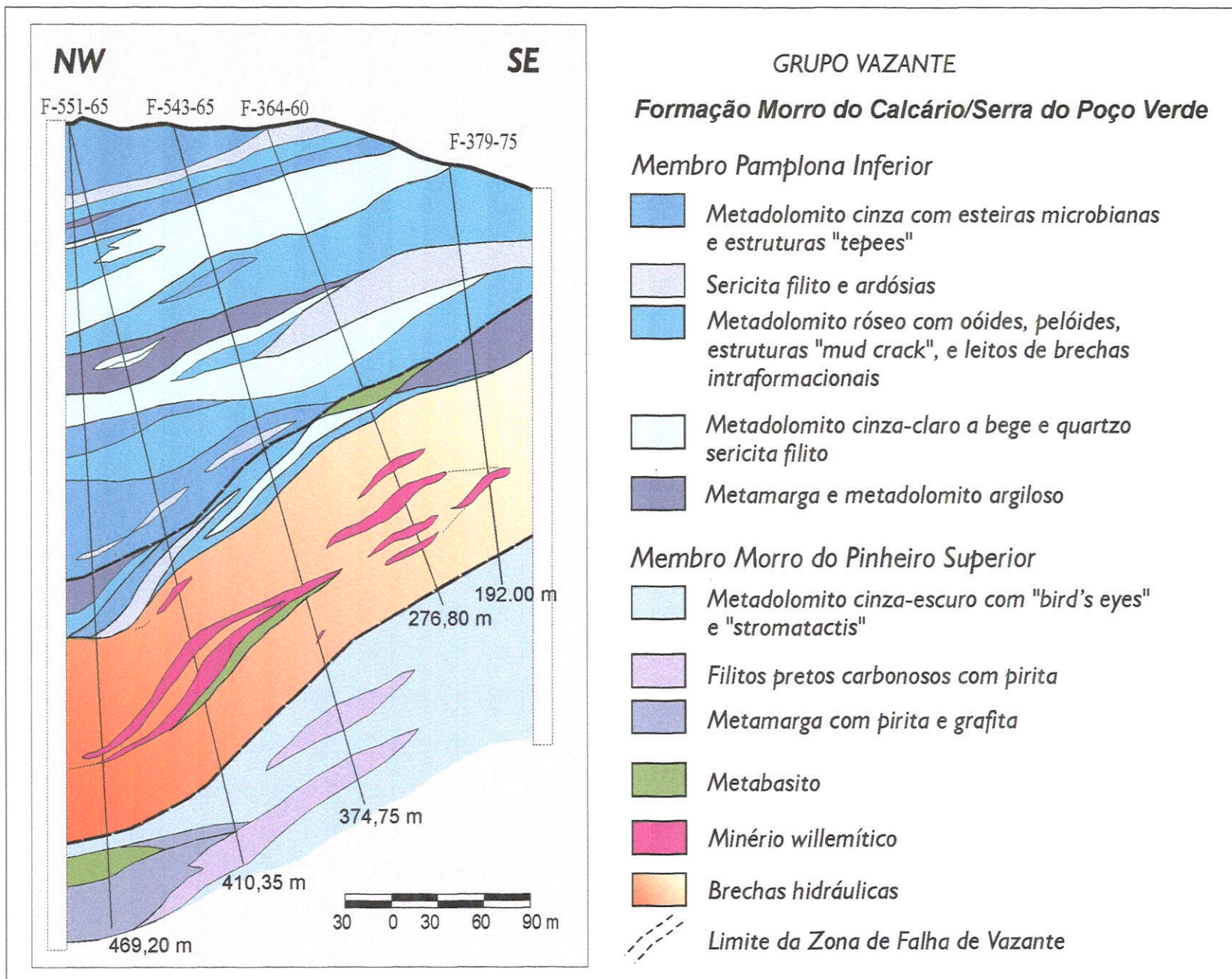


Figura 17 - Perfil do depósito de Vazante, confeccionado a partir do Perfil de Sondagens I 1750E (Sucuri), da Companhia Mineira de Metais (1984).

Os minerais autígenos incluem quartzo euhédrico, microclínio, flogopita e, mais raramente, pirita. A cimentação é calcítica e dolomítica, predominantemente *dogtooth* e *drusy mosaic*, e associa-se a quartzo e *chert*. Dolomitização seletiva associada a estilólitos é comum (Monteiro, 1997).

Metadolomito róseo (**Figura 18a**) apresenta estruturas *bird's eyes* planares, raros oóides, além de silicificação paralela à estratificação e crostas irregulares, onde concentram-se óxidos e hidróxidos de ferro, semelhantes a calcrete. Estas feições indicam ambiente de supra-maré, com condições evaporíticas locais e períodos de exposição subaérea. .

O Membro Morro do Pinheiro Superior, sotoposto a esta unidade, é constituído por metadolomitos cinzas com estruturas *bird's eyes* e *stromatactis*, níveis de brechas intraformacionais com cimentação fibro-radial, folhelhos carbonosos com pirita disseminada e margas, depositados em ambiente de inter- a sub-maré.

Corpos métricos de metabasitos, previamente descritos como diques de diabásio cretáceos (Rigobello *et al.*, 1988), ocorrem imbricados tectonicamente nas unidades dos membros Pamplona e Morro do Pinheiro, ao longo da Zona de Falha de Vazante.

O metabasito apresenta relíquias de textura subofítica e é constituído por plagioclásio, piroxênio e ilmenita ígneos, e clorita, clinozoisita, epidoto, talco, sericita, quartzo, leucoxênio e apatita metamórficos, paragêneses estas típicas da fácies xistos verdes.

Em zonas intensamente milonitizadas, há formação de clorita rica em Fe, hematita, crisotila e dolomita nas estruturas S-C, acompanhando a destruição de minerais e texturas ígneas (Monteiro, 1997).

5.1.2 Alteração hidrotermal

5.1.2.1 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL PRÉ-MINERALIZAÇÃO WILLEMÍTICA

Alterações hidrotermais anteriores à mineralização willemítica restringem-se a Zona de Falha de Vazante e são relacionadas à **silicificação pervasiva**, à **substituição por dolomita baroque e ankerita** e à **alteração fissural**, que resulta em uma complexa zona de brechas formadas pela injeção de cimentos químicos (*net veined breccias*). A **silicificação** afeta os metadolomitos e ardósias do Membro Pamplona, principalmente nas zonas fortemente brechadas e cortadas por veios hidrotermais.

As texturas originais dos dolomitos do Membro Pamplona Inferior são substituídas por ankerita e por dolomita *baroque*, com limites de grãos suturados, extinção ondulante, e forte zonamento, evidenciado por forte catodoluminescência (CL) azul, vermelha e laranja.

Figura 18 – Feições macroscópicas da seqüência hospedeira das mineralizações do Depósito de Vazante.

- (A) Foto e desenho esquemático de metadolomito róseo do Membro Pamplona Superior, apresentando estruturas “bird’s eyes” planares e evidências de esteiras algais, indicativas de ambiente de supramaré;
- (B) Venulações de siderita e dolomita em metadolomito do Membro Pamplona Superior;
- (C) Veio de siderita com jaspe nas bordas em dolomito previamente brechado e substituído por dolomita esparítica e concentrações irregulares de jaspe e/ou siderita;
- (D) Metadolomito do Membro Morro do Pinheiro Superior hidrotermalizado, com relíquias de bandas cinzas com evidências de dissolução, envolvidas pelo dolomito com cor rósea devido à alteração. Falhas truncam as bandas reliquiares.
- (E) Metadolomito descolorido, próximo ao contato com rocha metabásica, apresentando estruturas S-C;
- (F) Metabasito com concentrações de crisótila e hematita, mais preservado na parte superior da foto, e mais foliado, na parte central;
- (G) Metabasito mais preservado, localmente foliado.
-

A **alteração fissural** é representada por veios sub-paralelos ao bandamento original dos metadolomitos ou orientados segundo planos de cisalhamento (C), (P) e fraturas de extensão T (**Figura 18b e 18c**). Estes veios apresentam textura crustiforme, relacionadas ao preenchimento por dolomita, ankerita, siderita, jaspe, hematita e clorita de fraturas e espaços abertos. Frequentemente, estes são brechados ou cortados por novas gerações de veios.

5.1.2.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL SIN-MINERALIZAÇÃO WILLEMÍTICA

A **alteração fissural** intensa acompanha a mineralização willemítica, assim como a formação de brechas hidráulicas.

O metadolomito do Membro Morro do Pinheiro Superior, sotoposto à zona mineralizada, apresenta alteração de cor parcial ou total, de cinza-escuro a róseo, devido principalmente à formação de ankerita, siderita e dolomita ao longo dos planos de bandamento, a foliação milonítica ou de fraturas (**Figura 18d**). Comumente podem ser observados relictos da cor original como faixas em meio ao dolomito alterado, com texturas de dissolução nas bordas.

No contato com a rocha metabásica (**Figuras 18f e 18g**), os dolomitos são descoloridos (*bleached*) (**Figura 18e**) e apresentam concentrações de talco, serpentina e calcita em planos S-C.

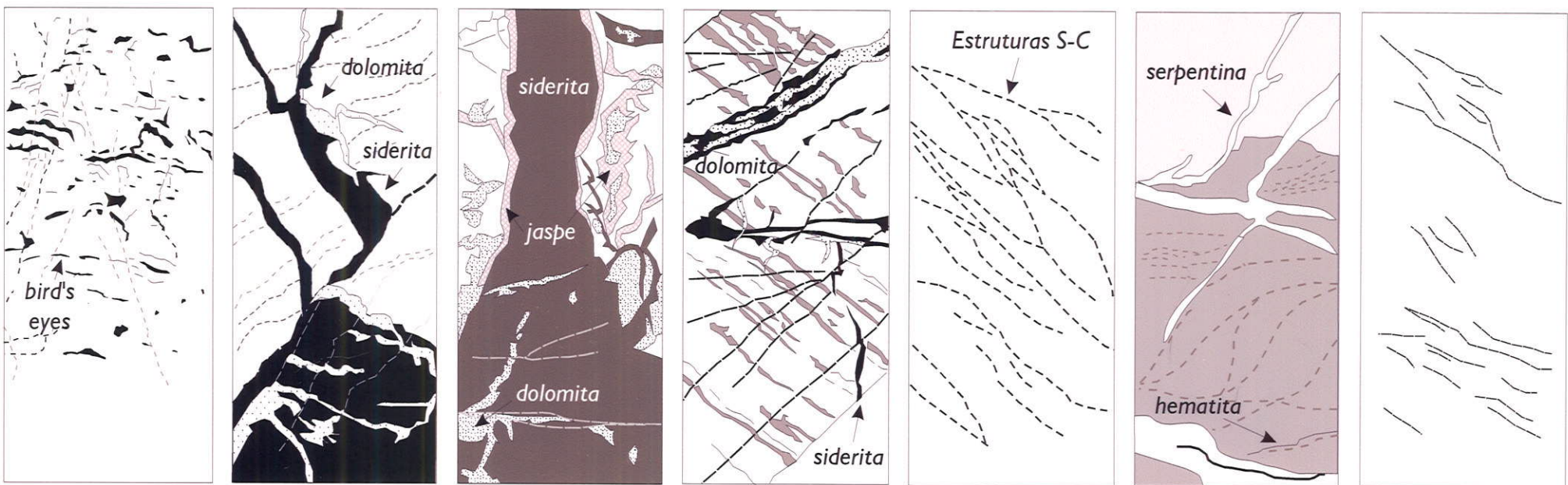
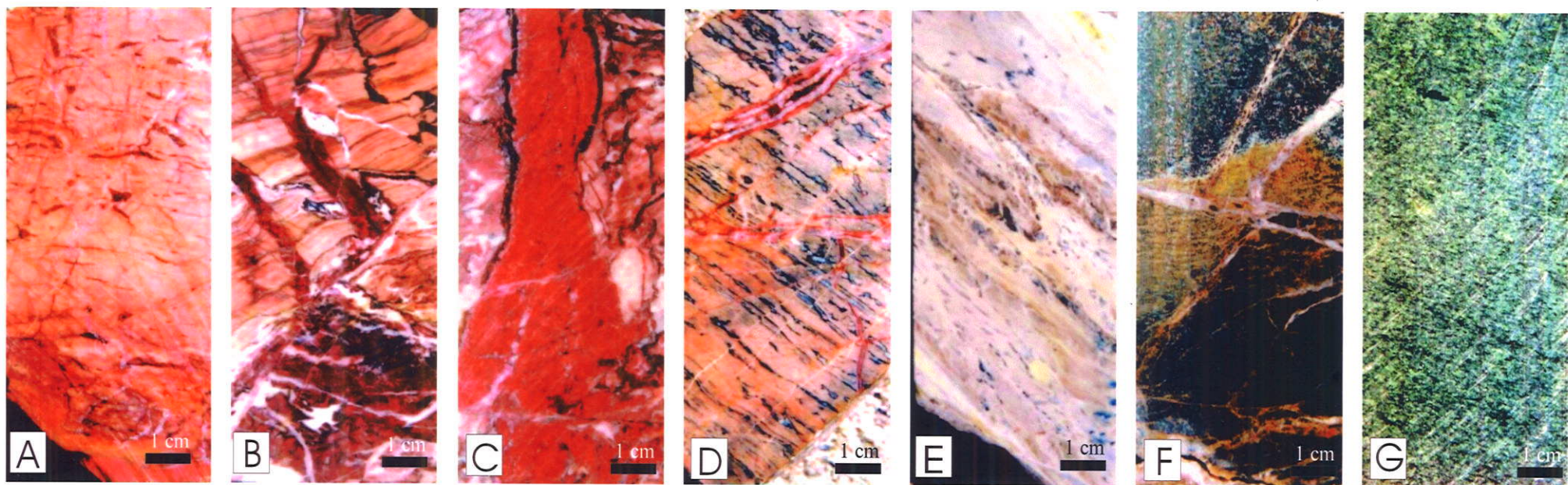
5.1.2.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL PÓS-MINERALIZAÇÃO WILLEMÍTICA

Alterações posteriores ao estágio principal de mineralização willemítica incluem a substituição das rochas mineralizadas por hematita, dolomita e, subordinadamente, por clorita. A hematita e a clorita concentram-se preferencialmente em planos de falha e na foliação milonítica, enquanto a dolomita ocorre como matriz de brechas cataclásticas envolvendo fragmentos de willemita e hematita.

Em superfície, brechas com estruturas *cockade*, constituídas por dolomita, quartzo, siderita e jaspe são comuns.

5.1.3 Mineralizações primárias: minério willemítico e sulfetado

O minério willemítico representa o mais importante minério da Mina de Vazante. Ocorre como bolsões (*pods*) tectonicamente imbricados nos metadolomitos brechados (**Figuras 19 e 20**), em metabasitos e em corpos menores, tectonizados, constituídos por sulfetos. O minério willemítico (**Figura 21a**) é formado por willemita (70-50%), dolomita (40-10%), quartzo (15-10%), hematita (20-05%), barita (< 5%), apatita (< 5%), franklinita (< 5%), zincita (< 5%) e magnetita (< 1%).



A willemita ocorre como cristais grossos fibrorradiados (**Figura 21b**) e como matriz fina, associando-se ao quartzo e dolomita *baroque*. A willemita pode também apresentar textura granoblástica e estiramento, quando associadas a zonas de deformação dúctil-rúptil. Nestas zonas a willemita é acompanhada pela formação de hematita (**Figura 21c**) e clorita rica em zinco. Brechas cataclásticas apresentam fragmentos de willemita dispersos em matriz de dolomita fortemente zonada, cortada por venulações de clorita rica em zinco (até 20%), hematita e barita.

Os corpos sulfetados (**Figuras 21d e 21e**) mostram-se alongados segundo os planos de cisalhamento (C), onde exibem foliação milonítica bem desenvolvida, ou ocorrem como veios tardios. Estes corpos são compostos por esfalerita incolor, com inclusões estiradas de galena, hematita, quartzo e dolomita. Sob microscópio, a esfalerita é marrom, bastante homogênea e apresenta forte catodoluminescência (CL) amarela, atribuída à presença de cádmio.

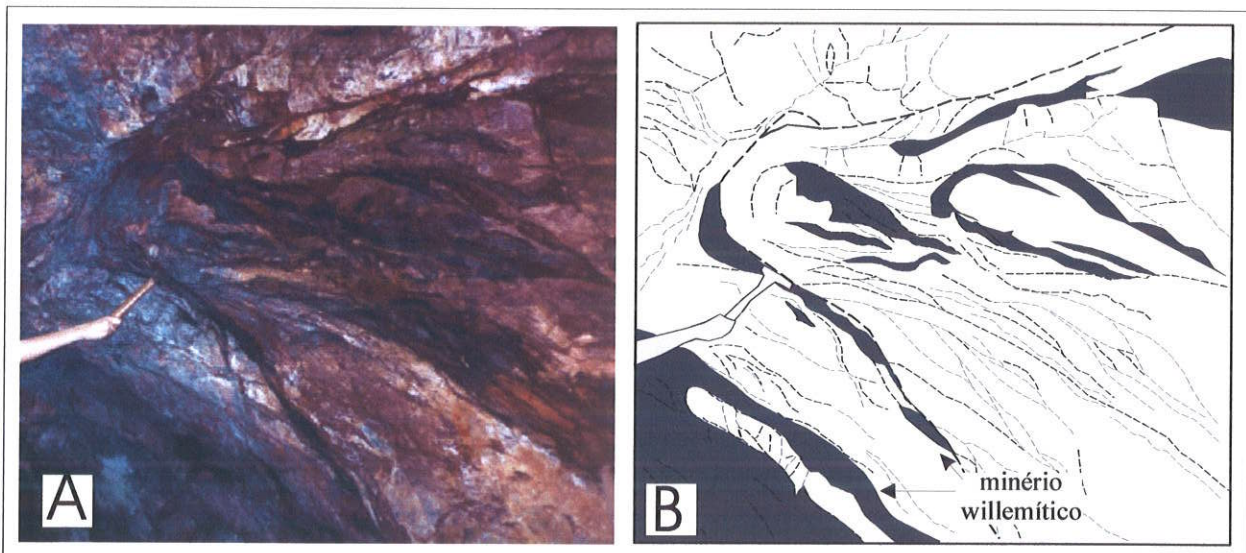


Figura 19 – Fotografia e desenho esquemático da morfologia de alguns corpos de minério willemítico na Zona de Falha de Vazante.

Nos corpos sulfetados, pode ocorrer willemita ao longo dos planos de foliação milonítica (**Figura 21e**), como parte de duas associações minerais: willemita + esfalerita + franklinita \pm zincita (sem quartzo) e willemita + quartzo \pm dolomita \pm franklinita (sem esfalerita), sugerindo que a formação da willemita deu-se a partir da esfalerita e do quartzo. A galena, localmente, isola a esfalerita, impedindo sua total destruição a partir da reação com quartzo. A willemita apresenta forte catodoluminescência verde em todas estas associações (**Figura 21f**); entretanto, willemita de veios tardios apresenta fraca CL.

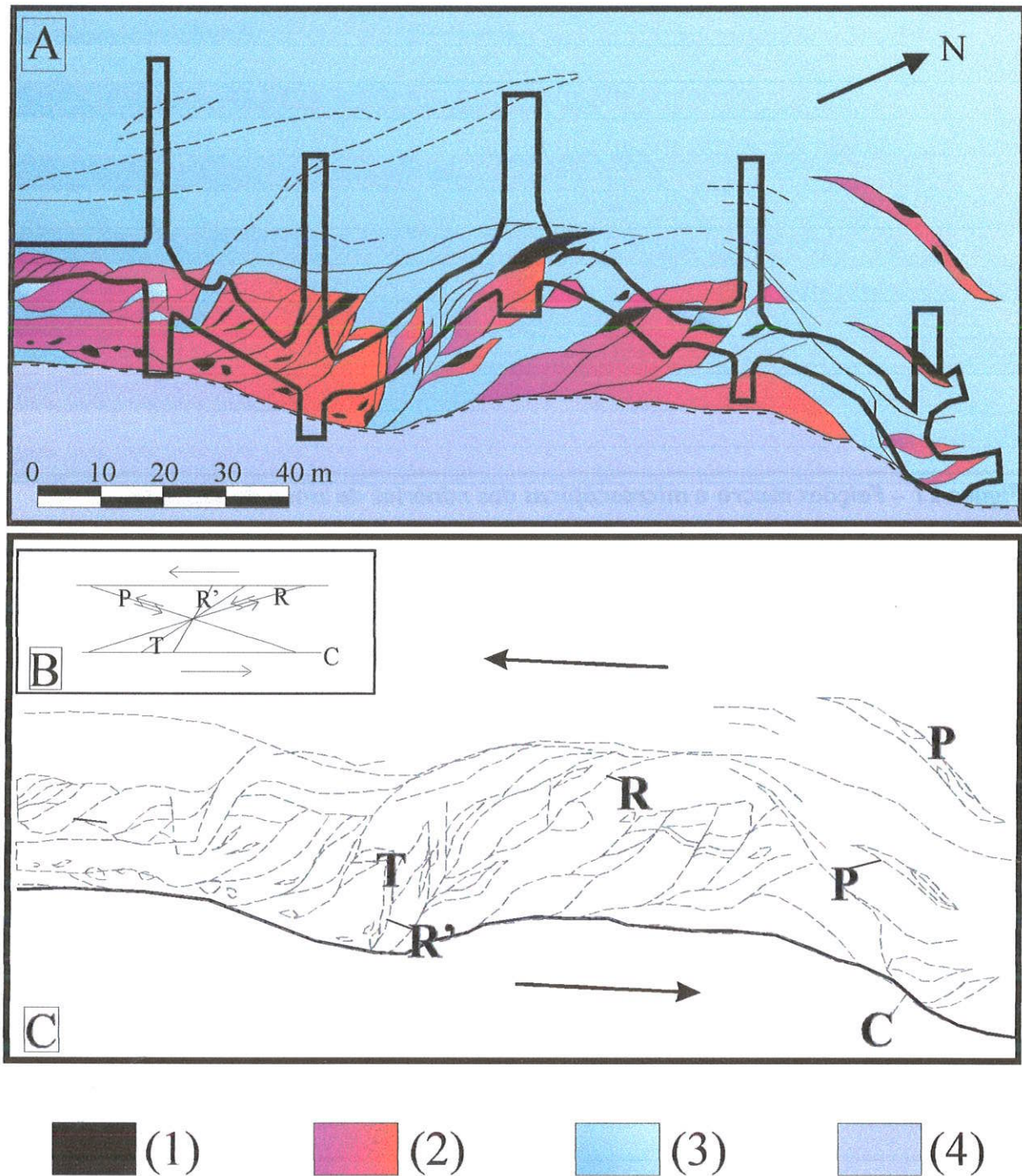


Figura 20 - Mapa geológico do Nível 500 (Mina Subterrânea), mostrando: (A) A morfologia e a distribuição dos corpos de minério (Cia. Mineira de Metais, 1987); (B) Modelo teórico de relação entre estruturas de Riedel (C, P, R, R' and T); (C) Controles estruturais dos corpos de minério willemítico e sulfetado, relacionados à Zona de Falha de Vazante (Monteiro et al., 1999b). (1) Minério sulfetado; (2) Minério willemítico; (3) Brechas hidráulicas com siderita, ankerita, dolomita, hematita, jaspe e clorita e dolomitos brechados e alterados hidrotermalmente (Membro Pamplona Inferior); (4) Dolomitos hidrotermalizados (Membro Morro do Pinheiro Superior) com veios de siderita, dolomita e hematita.

Figura 21 – Feições macro e microscópicas dos minérios de zinco de Vazante.

- (A) Minério willemítico, constituído predominantemente por willemita, dolomita e quartzo;
 - (B) Willemita fibrorradiada substituindo dolomita ao longo dos planos de clivagem (luz transmitida, polarizadores cruzados);
 - (C) Minério willemítico, rico em hematita, com willemita e dolomita recristalizadas, em microestruturas dúcteis-rúpteis (luz transmitida, polarizadores cruzados);
 - (D) Minério sulfetado constituído predominantemente por esfalerita, dolomita e siderita;
 - (E) Minério sulfetado milonitizado constituído predominantemente por esfalerita e galena com concentrações de willemita e quartzo orientadas ao longo da foliação milonítica;
 - (F) Willemita brechada, com forte CL verde, com vênula de esfalerita com CL amarela;
 - (G) Minério willemítico rico em hematita fina e dolomita envolvendo relíquia do minério sulfetado;
 - (H) Minério willemítico rico em hematita fina e dolomita cortado com vênulas orientadas de hematita.
-

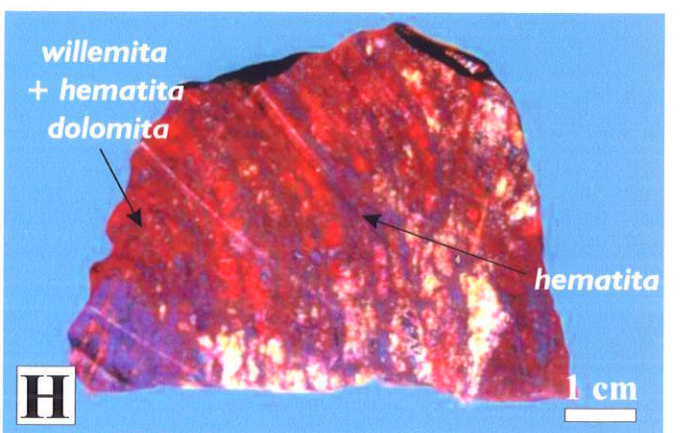
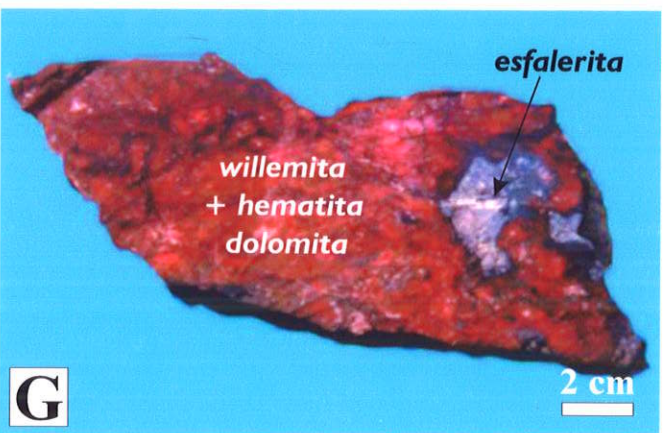
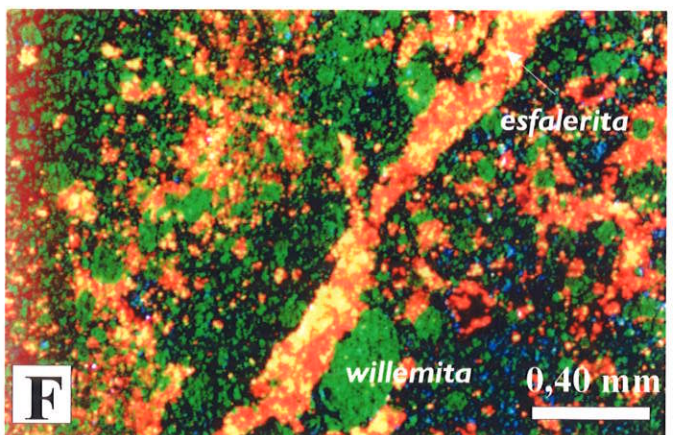
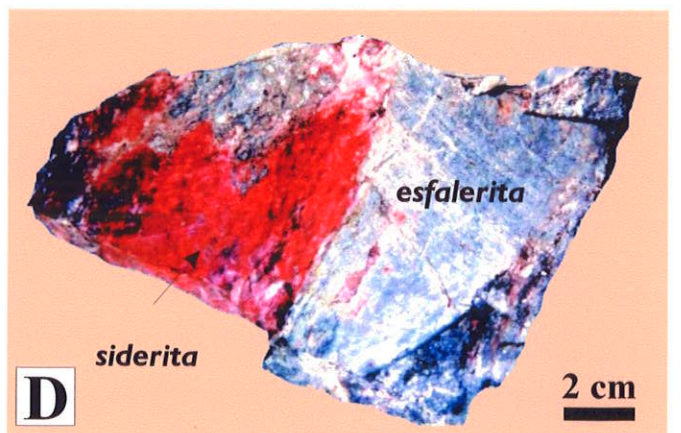
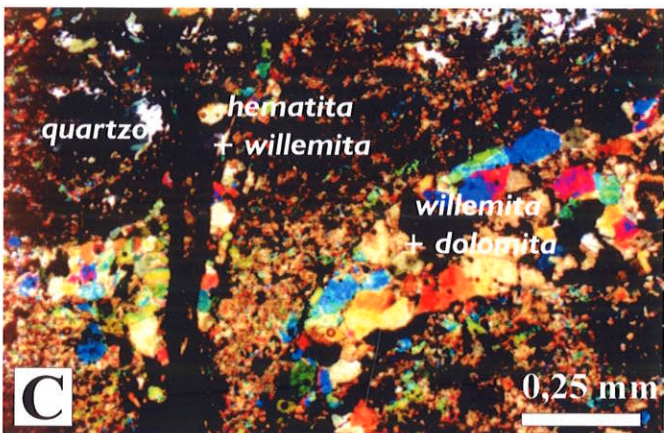
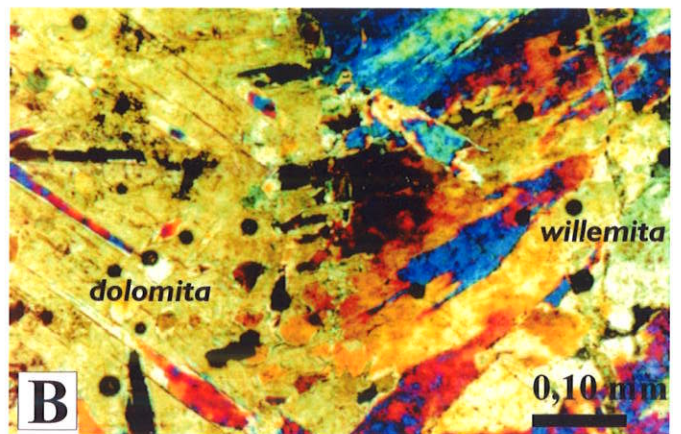
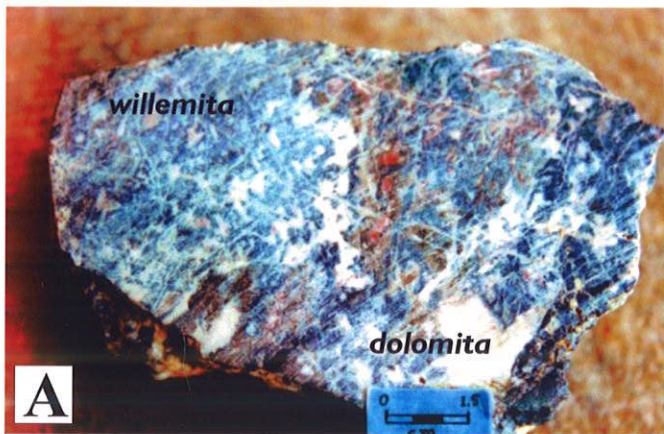


Figura 21

A grande pureza da willemita da primeira geração, que apresenta fórmula estrutural próxima à ideal (Zn_2SiO_4), pode ser responsável pela forte CL observada, visto que impurezas inibem a CL na willemita (Johnson *et al.*, 1990).

Estruturas rúpteis causaram fraturamento de cristais de willemita, que se encontram preenchidos por galena e esfalerita, resultando em texturas cataclásticas que podem ser identificadas comumente. Venulações de esfalerita tardias também cortam a willemita (**Figura 21f**).

Em geral, o minério willemítico apresenta grandes concentrações de hematita fina (**Figuras 21g e 21h**) e pode ser cortado por venulações de hematita (especularita) orientados ao longo de planos de foliação milonítica (**Figura 21h e Figura 22**). A relação entre a formação da willemita e o desenvolvimento de microestruturas (**Figura 22**), sugerem que a mineralização willemítica e a deformação são eventos sincrônicos, relacionados ao desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante. A estabilidade da associação do minério requer condições de alta fO_2 e baixa fS_2 , que poderiam explicar a ausência de pirita em Vazante, a qual representa uma fase comum na maioria dos depósitos de metais de base. Adicionalmente, a substituição da esfalerita por willemita e vice-versa podem ser explicadas por variações na razão fO_2/fS_2 durante a evolução dos fluidos mineralizantes (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1999a, 1999b).

5.1.4 Mineralização secundária: minério calamínico (hemimorfitico)

Restos dos corpos de minério calamínico ocorrem em superfície, associados a brechas de colapso em ardósias, folhelhos e dolomitos do Membro Pamplona Superior, controladas por falhas e fraturas NE (Rigobello *et al.*, 1988). O minério apresenta aspecto terroso, sendo constituído predominantemente por hemimorfita, hidrozincita, smithsonita e, mais raramente, piromorfita (Amaral, 1968a, 1968b). Os processos supérgenos foram também responsáveis por oxidação dos minérios willemítico e sulfetado, resultando na formação de calcosina, covellita, acantita, cuprita, cerussita, malaquita, auricalcita, hidrozincita, brochantita, linarita, piromorfita, prata nativa, cobre nativo (Amaral, 1968b), greenockita, anglesita, argentita, chlorargyrita e sulfossais de cobre, zinco, chumbo com quantidades variáveis de antimônio (Monteiro, 1997). Este processo, que ocorre em profundidades até superiores a 50m, também caracterizam-se pela substituição de ferro, zinco e chumbo nos sulfetos por cobre e prata.

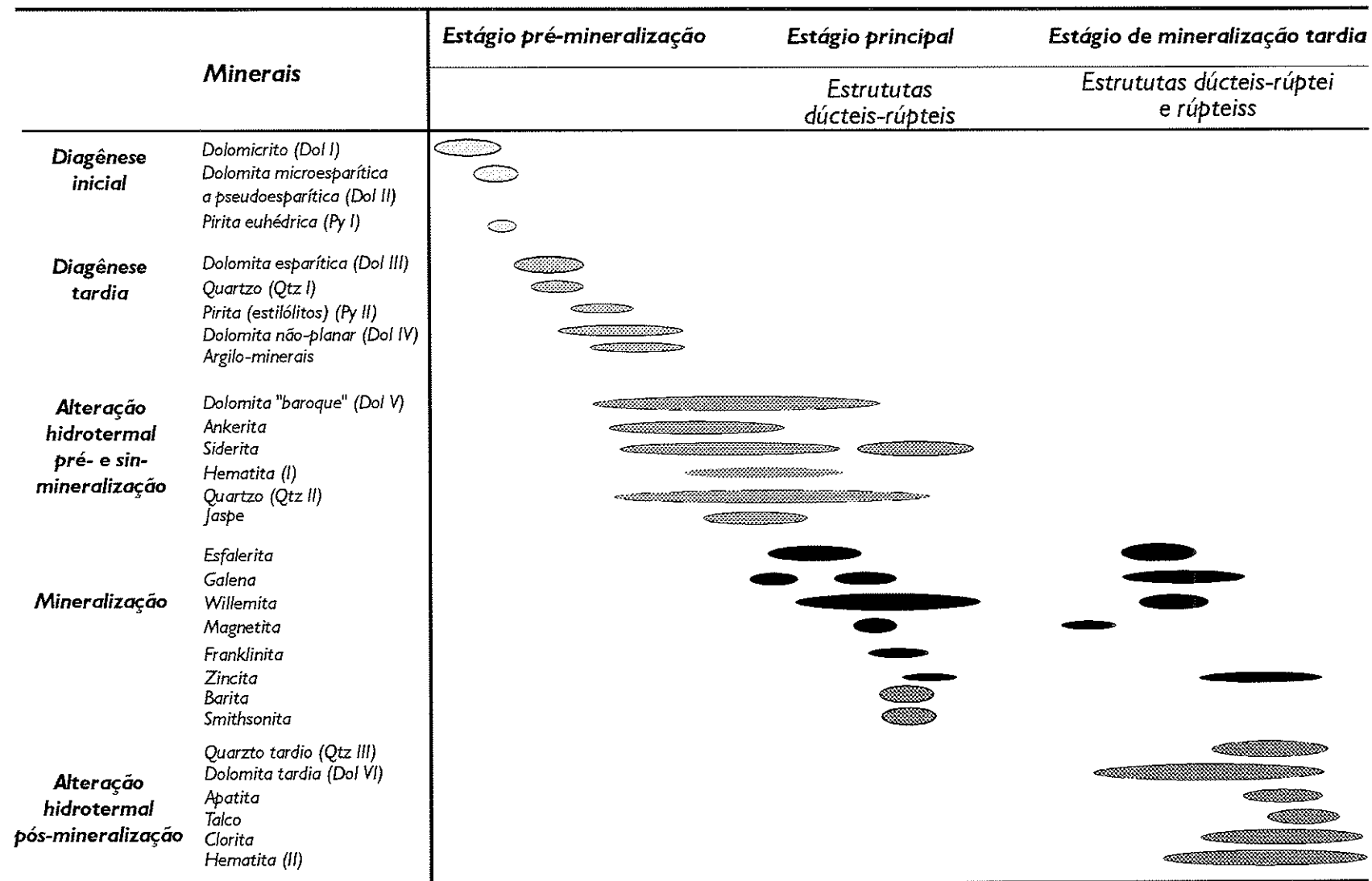


Figura 22 - Associações paragenéticas relacionadas ao Depósito de Vazante.

5.2 DEPÓSITO DE MORRO AGUDO

5.2.1 Unidade hospedeira das mineralizações

As mineralizações de Morro Agudo estão associadas à fácies de pós-recife (*back-reef*) situada no flanco oeste do bioherma estromatolítico do Morro do Calcário (Dardenne, 1978; 1979; Madalosso & Valle, 1978; Madalosso, 1980; Bez, 1980; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Oliveira, 1998, Cunha, 1999) que, segundo Oliveira (1998), representa uma unidade clástica com granodecrescência ascendente. Na base da unidade, predominam brechas dolomíticas intraformacionais (doloruditos), com clastos angulosos milimétricos a métricos constituídos por dolomitos maciços, laminados ou estromatolíticos em matriz dolomítica, dolarenítica ou silicosa (Madalosso & Valle, 1978; Romagna & Costa, 1988). Estas brechas gradam para brechas dolareníticas, constituídas por fragmentos de dolomitos laminados e maciços em matriz dolarenítica.

Acima das brechas, ocorrem dolarenitos, com estratificações cruzadas planares de pequeno a grande porte (Madalosso & Valle, 1978; Bez, 1980). Estes são compostos por litoclastos dolomíticos, oólitos, oncólitos, e grãos de quartzo e *chert*, cimentados por calcita fibrosa e calcita esparítica dolomitizada em mosaico (Cunha, 1999) e subordinadamente, quartzo e *chert*. Segundo Cunha (1999) os oóides presentes nesta unidade são esféricos a subesféricos, com estrutura radial localmente preservada. Apresentam-se, por vezes quebrados, deformados e truncados, sugerindo erosão a partir de rocha já litificada e efeitos da diagênese de soterramento. A barita pode ocorrer como bolsões ou lentes concordantes ao acamamento (Cunha, 1999).

Interdigitados ou sobre os dolarenitos ocorre uma unidade argilo-dolomítica finamente laminada, constituída por intercalações de níveis dolomíticos cinza-médios a escuros e níveis carbonosos com pirita disseminada (Romagna & Costa, 1988). Esta unidade, segundo Romagna & Costa (1988) representa uma unidade depositada a oeste do recife, em ambiente lagunar, mais restrito, e pode ser correlacionada à unidade basal da Formação Serra da Lapa.

A unidade hospedeira da mineralização apresenta evidências de neomorfismo precoce (Campos Neto, 1979; Madalosso, 1980) e diagênese em quatro estágios (Cunha, 1999): I) marinho, caracterizado por cimentação esparítica, drusiforme, na borda de intraclastos, e zonas micríticas ao redor de oóides; II) refluxo, responsável por extensiva dolomitização associada a altas taxas de evaporação (Cassedane, 1968a, b, Dardenne, 1974; Campos Neto, 1979, Madalosso, 1980; Freitas-Silva & Dardenne, 1992), evidenciadas pela presença de nódulos de sílica fibrosa e radial tipo *length-slow*; III) meteórico, relacionado a cimento calcítico esparítico e

dissolução de cimento marinho; e IV) soterramento, que resulta em estilólitos e deformação de oóides, sendo acompanhado pela formação de dolomita *baroque*. Intensa silicificação é descrita por Bez (1980) e Madalosso (1980) como um processo posterior à dolomitização e mineralização, enquanto um estágio de silicificação incipiente pode anteceder a dolomitização.

5.2.2 Mineralizações

A mineralização é controlada por uma falha normal de direção aproximada N10W e mergulho 75SW, que limita os corpos mineralizados a leste, e faz parte de um sistema de falhas normais pouco espaçadas que interceptam os corpos mineralizados (Romagna & Costa, 1988).

Os corpos de minério (**G, H, I, J, K, L, M e N**) (*Figura 23*), seguem, segundo Oliveira (1998), a tendência das rochas hospedeiras, sendo mais grossos da base (G) para o topo (N).

Os níveis **G, H, I** relacionam-se aos doloruditos, e formam corpos descontínuos e isolados de minério. Esfalerita e galena ocorrem como preenchimentos de espaços abertos por dissolução (Romagna & Costa, 1988), substituindo a matriz carbonática e constituindo o minério brechado (*Figura 24a*).

Os níveis **J, K e L** (*Figuras 24b, 24d a 24f*) hospedam-se nas brechas dolareníticas e dolarenitos. Nas brechas dolareníticas os sulfetos substituem a matriz carbonática e, eventualmente, os clastos (Cunha, 1999). Nos dolarenitos, a esfalerita, pirita e galena ocorrem, principalmente, como cimento entre intraclastos, oólitos e oncólitos, constituindo o minério oolítico (*Figura 24d a 24e*). Laminações concêntricas de esfalerita nos oólitos e laminações milimétricas de galena e esfalerita seguindo a laminação algal também são identificados (Cunha, 1999), assim como nódulos de pirita substituídos por galena e esfalerita segundo laminações concêntricas. O nível **M** possui caráter *stratabound* e, segundo Dardenne & Freitas-Silva (1998), a mineralização concentra-se em fraturas confinadas a um horizonte dolomítico. Segundo Cunha (1999), os sulfetos ocorrem substituindo o carbonato na matriz do dolarenito.

O Nível **N** encaixa-se em dolarenitos e brechas dolareníticas intercalados na unidade argilo-dolomítica. O minério deste nível é “estratiforme”, sendo constituído por lâminas alternadas de *chert* vermelho, dolomito, galena, esfalerita e pirita (*Figura 24g*). Este nível representa, segundo Hitzman (1997b) lentes de formação ferrífera, constituída por hematita e sílica, com veios e substituições iniciais de pirita, e posteriormente, de esfalerita e galena. Também são comuns neste nível nódulos de quartzo e *chert*, com estruturas concêntricas e radiadas bem preservadas, e de pirita com esfalerita e galena subordinados, indicativas da substituição de sulfatos em ambientes evaporíticos (Cunha, 1999).

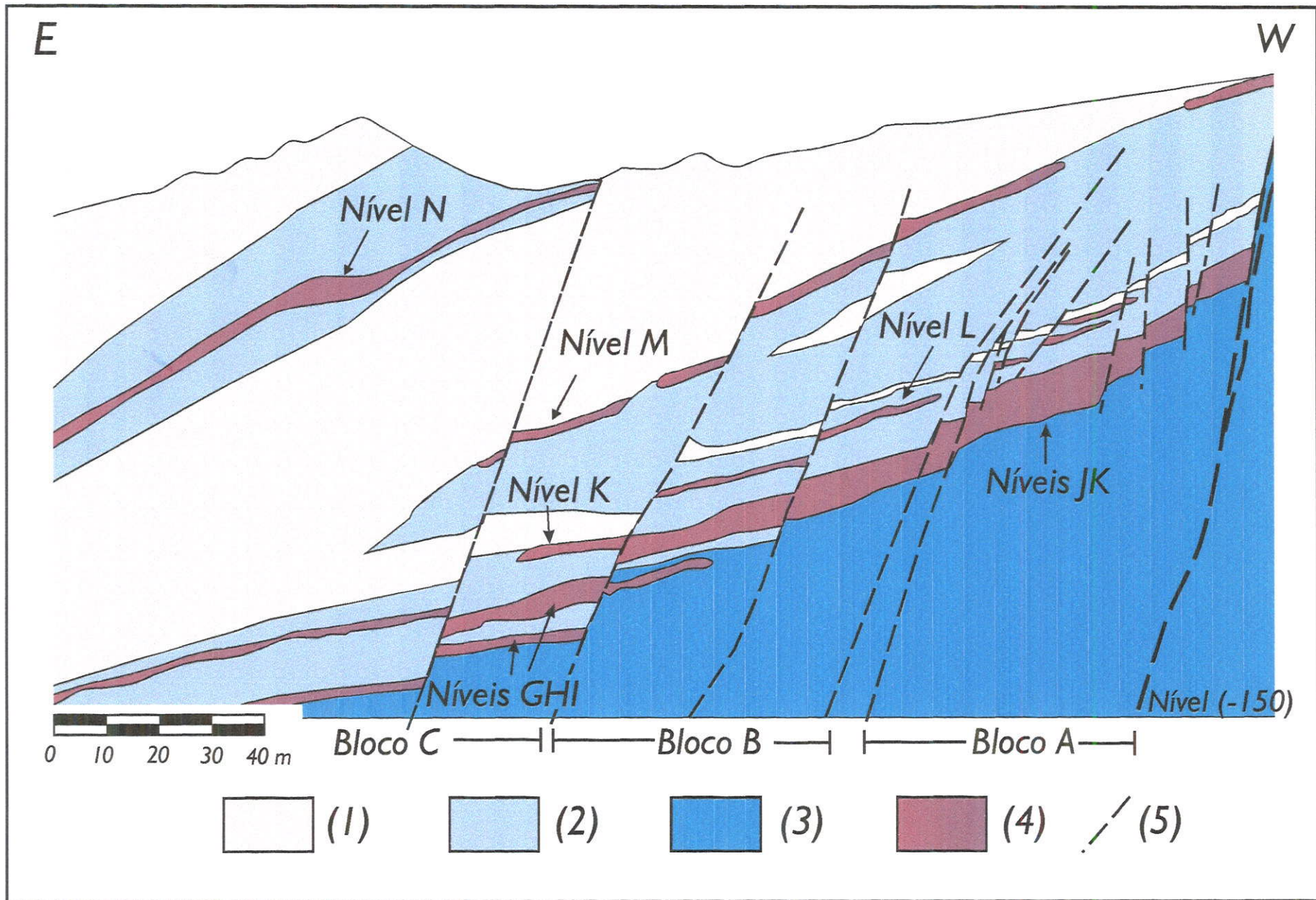


Figura 23 - Perfil do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo (Oliveira, 1998). (1) Seqüência argilo-dolomítica (Formação Lapa); (2) Dolarenito e brecha dolarenítica (Formação Morro do Calcário, Membro Pamplona Superior); (3) Brecha dolomítica (Membro Pamplona Superior); (4) Minério de zinco e chumbo; (5) Falhas.

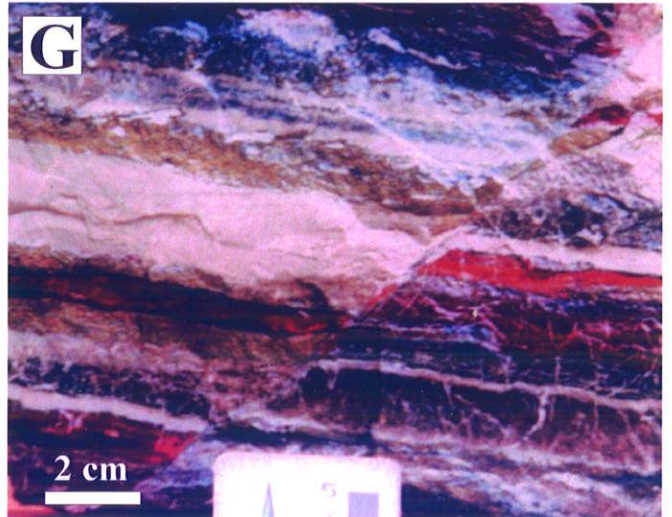
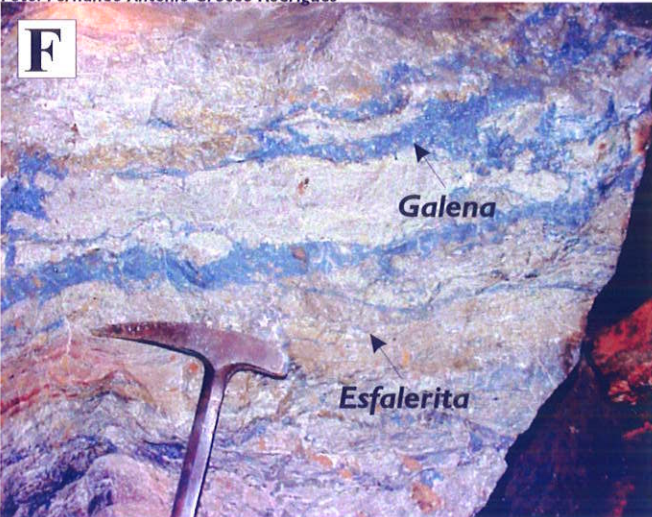
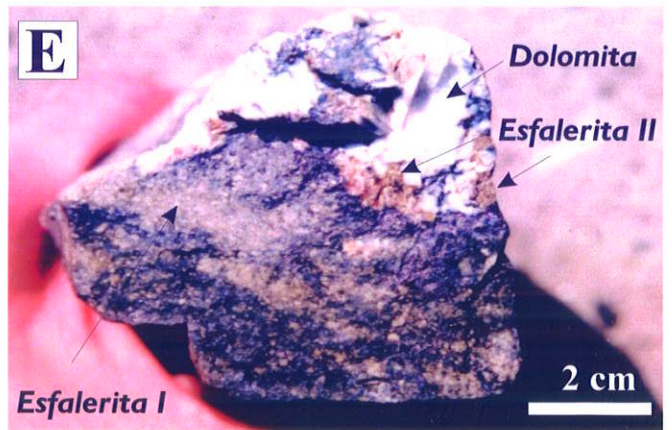
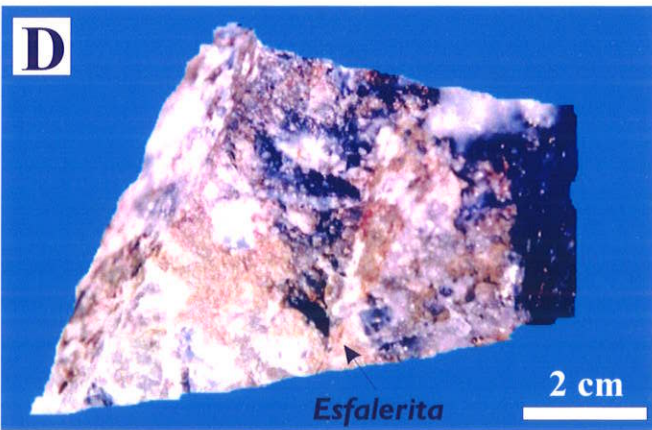
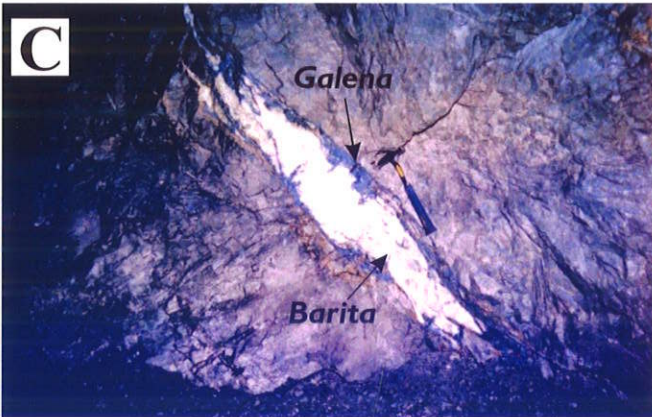
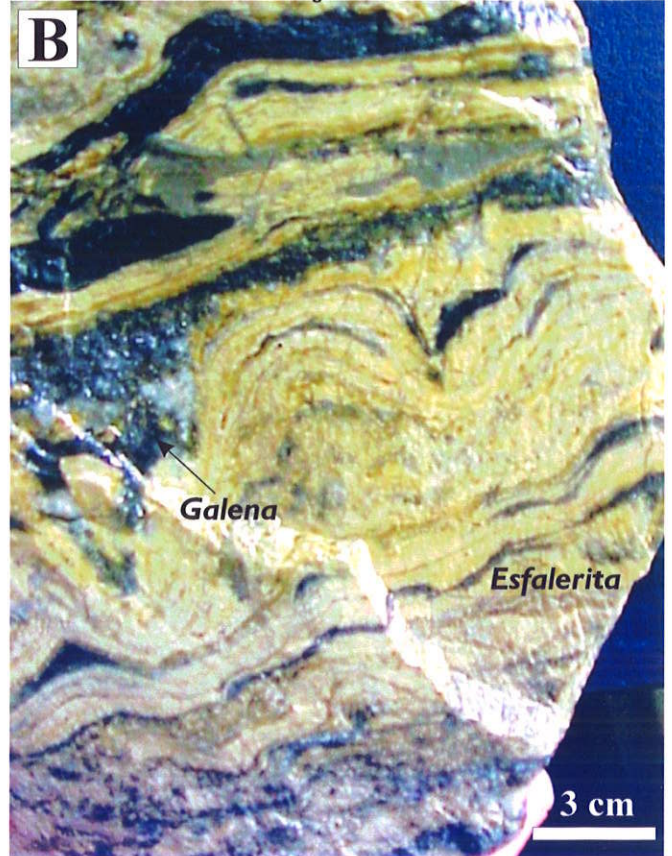
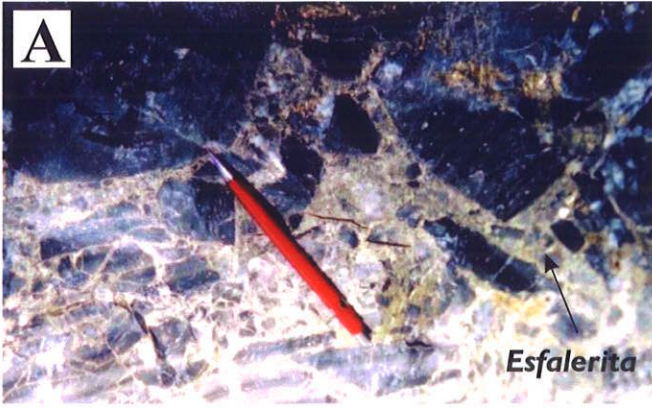
No nível N podem ser identificados, ainda, ankerita fortemente zonadas, com substituindo parcial ou totalmente os nódulos de calcedônia, além de bolsões de barita, freqüentemente cortadas por concentrações de esfalerita e galena. Evidências de deformação dúctil-rúptil também são comuns, tais como *boudins* de barita, estruturas *ribbon* em dolomita e quartzo, associação dos sulfetos a estruturas S-C.

Em todos os níveis os sulfetos preenchem fraturas tardias que cortam oóides e intraclastos, e constituem o minério venular. Concentrações de sulfetos em falhas secundárias (Bez, 1980) e na principal (Dardenne, 2000) também são comuns, como apresentado na **Figura 24c**.

As texturas de cimentação descritas, principalmente nos níveis J e K, indicam que a mineralização associa-se às primeiras fases da diagênese, enquanto o minério venular e as remobilizações associam-se a eventos tardi-diagenéticos e epigenético.

Figura 24 - Feições macroscópicas dos minérios de zinco e chumbo do Depósito de Morro Agudo.

- (A) Esfalerita e galena cimentando clastos em brecha do Nível GHI;
 - (B) Esfalerita e galena substituindo dolomito estromatolítico ao longo da foliação. Galena também preenche espaços abertos por dissolução dos carbonatos;
 - (C) Concentração de barita e galena, com esfalerita subordinada, associada a plano de falha (Nível M);
 - (D) Esfalerita castanha grossa associada com dolomita branca esparítica, cimentando intraclastos em brecha dolarenítica;
 - (E) Esfalerita (I), fina, cimentando aloquímicos em dolarenito, e esfalerita (II), grossa, associada à dolomita, em bolsões cortando o dolarenito (Nível JKI);
 - (F) Esfalerita e galena substituindo dolomito do Nível JKI;
 - (G) Leitões alternados de calcedônia, hematita, ankerita (siderita) barita, pirita, esfalerita, galena, do Nível N. Nota-se ainda pequena falha rúptil.
-



5.3 DEPÓSITO DE FAGUNDES

5.3.1 Rochas hospedeiras das mineralizações

A mineralização de Fagundes é hospedada por dolomitos com estruturas estromatolíticas caóticas do Membro Pamplona Superior, próximo ao contato com os filitos carbonosos do Membro Serra do Velosinho (**Figuras 25 e 26**). As zonas mineralizadas estão estratigraficamente posicionadas acima das zonas de Vazante, porém em um contexto semelhante ao do depósito de Morro Agudo.

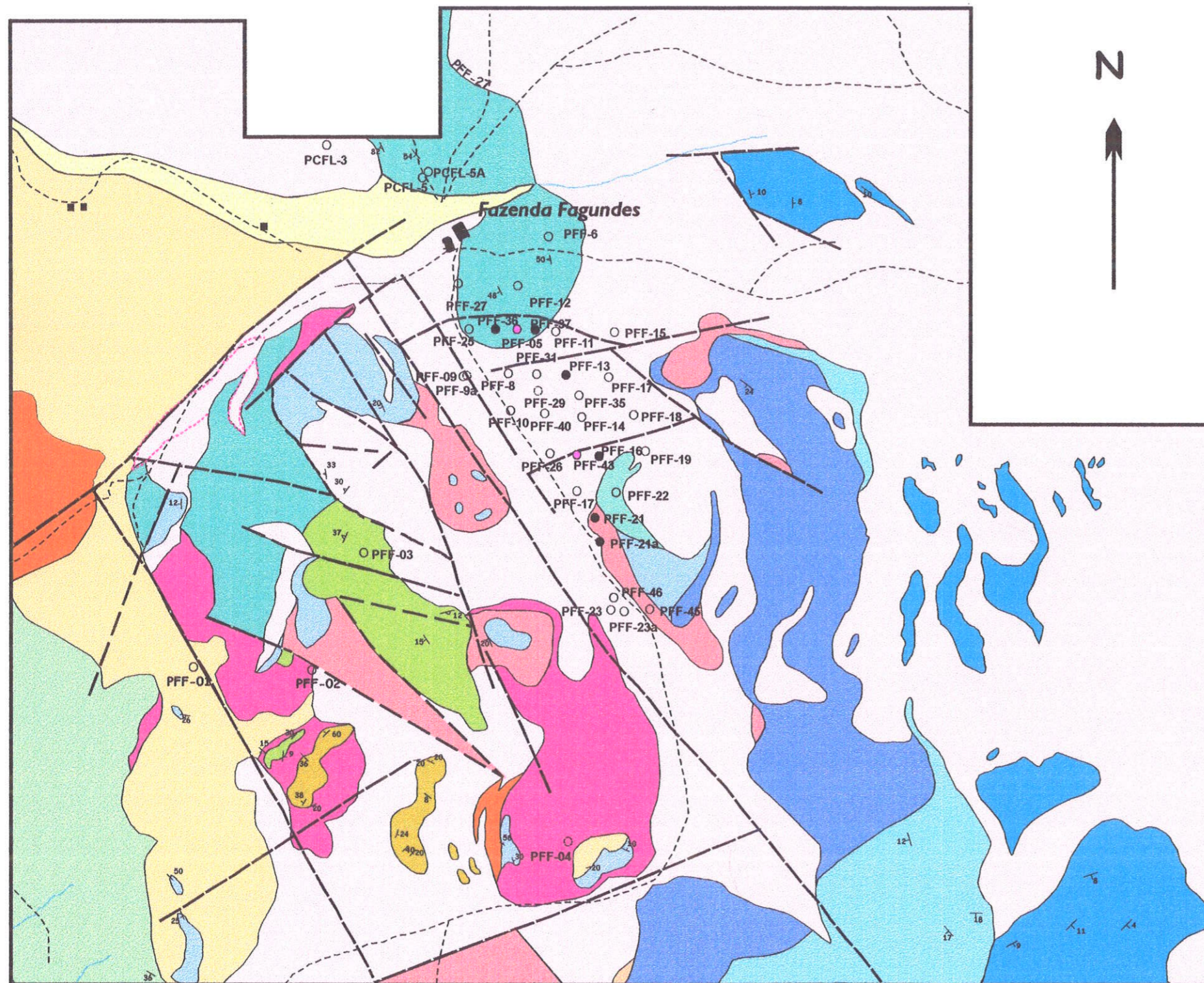
Sobrepostos aos horizontes mineralizados ocorrem metapelitos da Formação Lapa, que incluem sericita-clorita filitos com intercalações de metapelitos calciossilicáticos, lentes de metassiltito e, subordinadamente, de quartzitos. Estes litotipos apresentam foliação S_1 , subparalela ao acamamento, e foliações metamórficas regionais oblíquas (S_2 e S_3), dispostas no plano-axial de dobras D_1 , isoclinais, e D_2 , abertas.

Os metassedimentos do Membro Serra da Lapa apresentam contatos gradacionais com filitos pretos carbonosos e grafitosos rítmicos, com leitos ricos em minerais detríticos, notadamente quartzo e microclínio, correspondentes ao Membro Serra do Velosinho.

Próximo ao contato com o Membro Pamplona Superior, esta unidade também exhibe evidências de milonitização, como forte estiramento mineral, textura *ribbon* em quartzo e carbonato, além da grande concentração de fraturas extensionais preenchidas por quartzo, sericita/flogopita, clorita, pirita, e ankerita. Tais evidências podem ser indicativas de contato tectônico entre essas unidades na área de Fagundes.

O Membro Pamplona Superior possui fácies de recife e pós-recife (*back-reef*). A fácies de pós-recife consiste de dolomito algal, dolorudito, dolarenito com nódulos milimétricos de calcedônia e brechas dolareníticas, com fragmentos de *chert* de até 5 cm. O dolorudito apresenta matriz dolarenítica com fragmentos angulosos ou arredondados de dolomito estromatolítico, dolomicrito, dolomicrosparito com pirita disseminada, colofana e silexito. A fácies de recife é composta por dolomito cinza-claro a escuro com textura microesparítica a pseudoesparítica parcialmente preservada, estruturas estromatolíticas caóticas e colunares de até 20 cm (**Figura 27a**), com laminações côncavas, por vezes, ligadas na base.

Petrograficamente as rochas são caracterizadas por lamelas escuras de dolomita criptocristalina e lamelas claras compostas por dolomita grossa e grãos de quartzo autógenos e pelóides com envelopes micríticos (**Figuras 28a e 28b**), de origem algal, às vezes parcialmente dolomitizados



LEGENDA

- Aluvião
- Solo marrom derivado de folhelho dolomítico
- Solo amarelo derivado de folhelho
- Solo vermelho derivado de dolomito e folhelho
- Silexito indiferenciado
- Silexito residual de dolomito silicificado

- Formação Serra da Lapa**
- Folhelho
- Formação Serra do Velosinho**
- Folhelho indiferenciado
- Folhelho dolomítico e dolomito argiloso
- Formação Morro do Calcário (Membro Pamplona Superior)**
- Dolomito com estruturas algais
- Dolorudito polimítico com clastos da Facies Recifal
- Dolarenito
- Dolomito com estruturas estromatolíticas caóticas
- Dolomito fino com estruturas algais planares
- Dolomito com laminações onduladas algais
- Contato geológico (definido/inferido)
- Falha (definida/inferida)
- Estrada
- Medidas estruturais
- Drenagem
- Sondagem
- Sondagem com trechos mineralizados
- Óxido de ferro na superfície

Figura 25 - Mapa Geológico da área de Fagundes (Companhia Mineira de Metais, 1988)

Escala
0
200
400
600
800 m

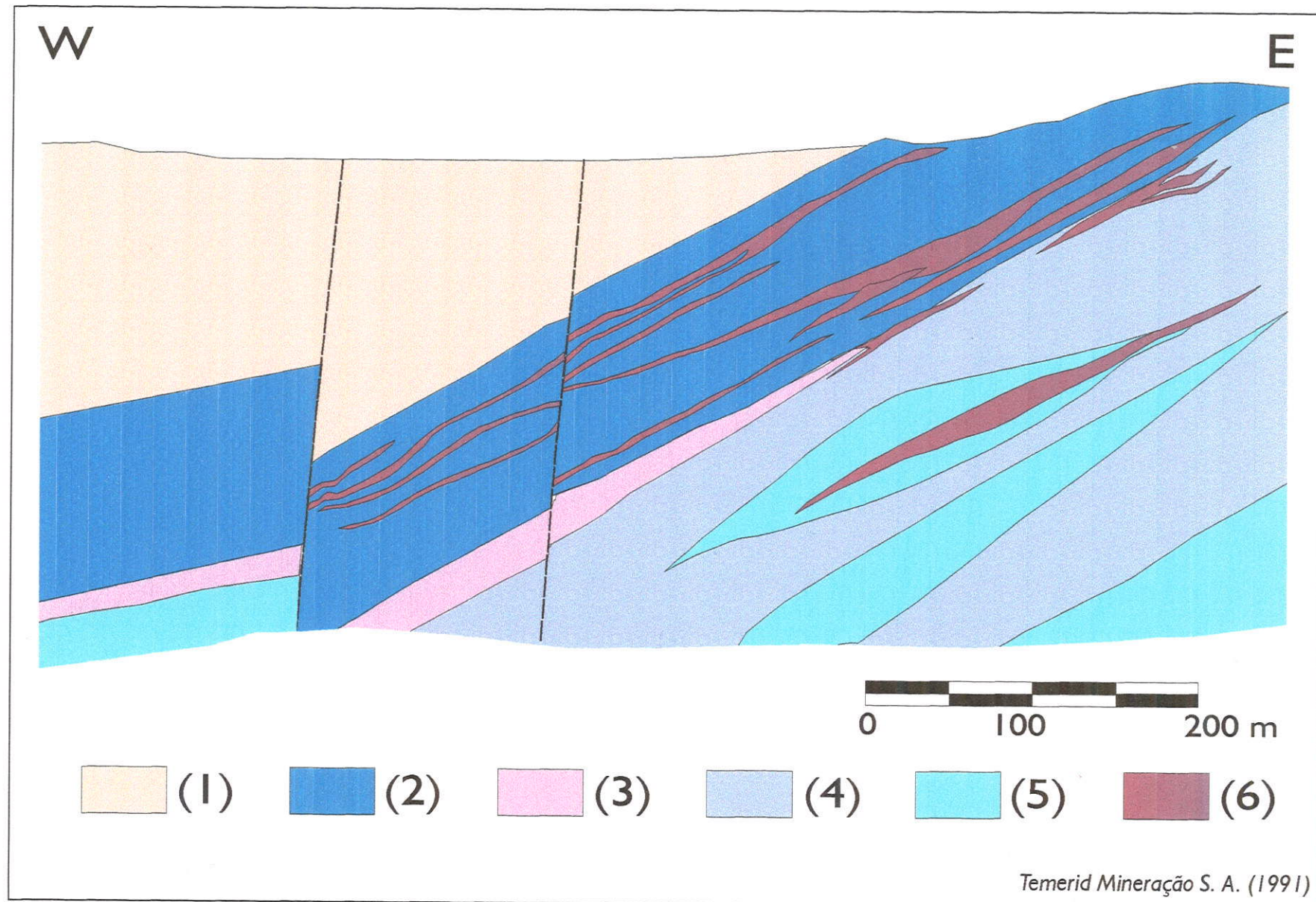


Figura 26 - Perfil esquemático do depósito de Fagundes (Temerid Mineração S.A., 1991). (1) Folhelho preto (Formação Lapa, Membro Serra do Velosinho); (2 - 5) Grupo Vazante, Formação Morro do Calcário, Membro Pamplona Superior); (2) Dolorudito; (3) Dololutito; (4) Dolomito e dolarenito; (5) Dolomito algal; (6) Mineralização de zinco.

As texturas originais destes litotipos estão localmente preservadas (**Figura 28c**), mas usualmente foram obliteradas na diagênese, apresentando neomorfismo e dolomitização seletiva, representada por dolomita anedral fina a grossa, não-planar, com contatos suturados (**Figuras 28d e 28e**) e, localmente, extinção ondulante. Desenvolvimento de estilólitos com pirita, chert e argilo-minerais, relacionadas à diagênese de soterramento são comuns (**Figura 28d**). Estes estilólitos comumente justapõem diferentes microfácies, com graus variáveis de recristalização. Silicificação localizada, posterior à dolomitização seletiva (**Figura 28e**), é comum nos dolomitos estromatolíticos (**Figura 28f**) e/ou fraturados.

5.3.2 Alteração hidrotermal

5.3.2.1 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL PRÉ-MINERALIZAÇÃO

Silicificação fissural a pervasiva e substituição por **dolomita baroque** e **pirita** são os principais processos que afetam os dolomitos previamente ao estágio de mineralização principal (**Figura 29**). Dolomita com textura coliforme e uma geração posterior de dolomita euhédrica também substituem os dolomitos, ocorrendo principalmente nas zonas intensamente silicificadas.

A **silicificação fissural** é representada pelo preenchimento por calcedônia e quartzo de fraturas e espaços abertos, resultantes de processos de dissolução dos carbonatos. Esta alteração fissural grada para a **silicificação pervasiva**, na qual o dolomito é extensivamente substituído por calcedônia, que ocorre como concreções laminadas (**Figura 30**) com textura de crescimento perpendicular a planos de fraturas, e por quartzo microcristalino e quartzo em mosaico. Nestas zonas intensamente silicificadas, principalmente nas bordas de veios ou cavidades preenchidas por calcedônia, ocorrem nódulos de calcedônia (**Figuras 27b e 27c**) *length slow*, com extinção oblíqua, semelhante à lutecita, característica de ambientes evaporíticos (Hattori, 1990), ou com extinção reta, similar à quartzina.

Fragmentação expressiva, relacionada a cataclase, ocorre em litotipos intensamente silicificados, originando zonas de brechas que apresentam fragmentos milimétricos a centimétricos de quartzo (**Figuras 30e e 30f**), chert e dolomito. A matriz destas brechas é predominantemente dolomítica, no entanto, matriz calcítica esparítica e fibrosa ocorre localmente. Quartzo pode substituir parte da matriz destas brechas, apresentando-se também fraturado. Vênulas carbonáticas, principalmente ankeríticas, cortam estas zonas brechadas.

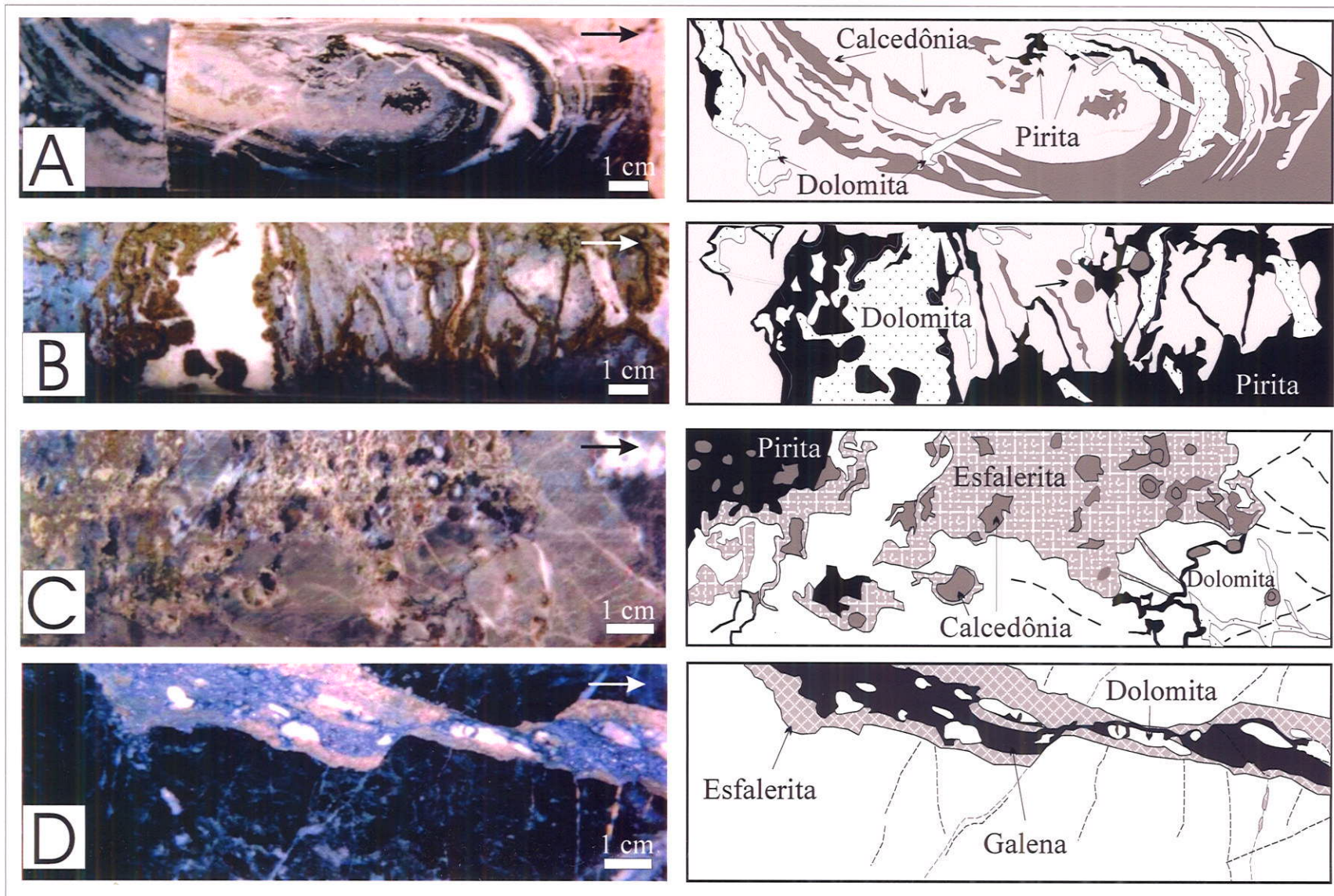


Figura 27 - Feições macroscópicas de dolomitos hidrotermalizados e/ou mineralizados do depósito de Fagundes. (A) Estrutura estromatolítica, parcialmente silicificada, e, localmente, substituída por pirita e, posteriormente, por dolomita "baroque"; (B) Dolomito parcialmente silicificado, apresentando preenchimento de dolomita e pirita em espaços abertos por dissolução; (C) Dolomito silicificado com nódulos de calcedônia envolvidos por esfalerita e pirita; (D) Dolomito cinza-escuro com veio de dolomita brechada envolvida por esfalerita e galena.

Dolomita com textura fibrosa, formada como pseudomorfo da calcedônia, ou coliforme, indicando deposição rítmica com quartzo ou calcedônia (**Figura 30b**) ocorre nas zonas de silicificação. Nódulos radiais compostos apenas por dolomita também podem ser observados, sugerindo um processo de substituição isomórfica da calcedônia.

No centro dos nódulos ou concreções de calcedônia, ocorre uma outra geração de carbonatos, que caracteristicamente são euhédricos, fortemente pleocróicos e zonados. No centro, estes cristais apresentam composição mais ankerítica, evidenciada por coloração seletiva e nas bordas, composição dolomítica. Frequentemente, estes carbonatos euhédricos apresentam os núcleos parcialmente dissolvidos e substituídos por quartzo. Esta geração de carbonato também ocorre em vênulas no dolomito silicificado.

A formação inicial de dolomita *baroque* (**Figura 30a**) acompanha a silicificação, ocorrendo principalmente com texturas de preenchimento de espaços abertos em dolomitos com estruturas originais relativamente preservadas (**Figura 28d**). Dolomita *baroque* também preenche veios com textura *comb* ou mosaico e apresenta forte zonamento, representado por zonas com fraca CL vermelha, refletindo composição mais rica em ferro, e zonas com forte CL vermelha.

Pirita, euhédrica a sub-euhédrica, ocorre associada às zonas silicificadas, principalmente aos nódulos de calcedônia (**Figuras 31a e 31b**). Pequenas concentrações de esfalerita, posterior à pirita, também ocorre nas bordas de nódulos de calcedônia ou em bolsões e veios carbonáticos. Nos nódulos, a esfalerita apresenta cristalização rítmica, e caracteriza-se por apresentar, em luz transmitida, variações da cor castanha, com tons ora mais claros ou ora mais esverdeados. Em luz refletida, apresenta forte reflexão interna amarela, refletindo zonamentos composicionais (**Figura 32a**), que, possivelmente, são decorrentes de flutuações nas condições físico-químicas do fluido mineralizante.

Grandes concentrações de pirita euhédrica, posteriores à silicificação, substituem parcialmente os dolomitos fortemente silicificados ou preenchem espaços abertos, juntamente com a dolomita *baroque*.

5.3.2.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ASSOCIADA À MINERALIZAÇÃO

Nas zonas mineralizadas, a dolomitização é pervasiva substituindo quase completamente a rocha (**Figura 28f**), e ocorre associada aos sulfetos. Comumente a dolomita *baroque* e o quartzo apresentam extinção ondulante, relacionada a deformação dúctil-rúptil, que caracteriza estes litotipos alterados. Ankerita ocorre apenas localmente, associada à dolomita *baroque*.

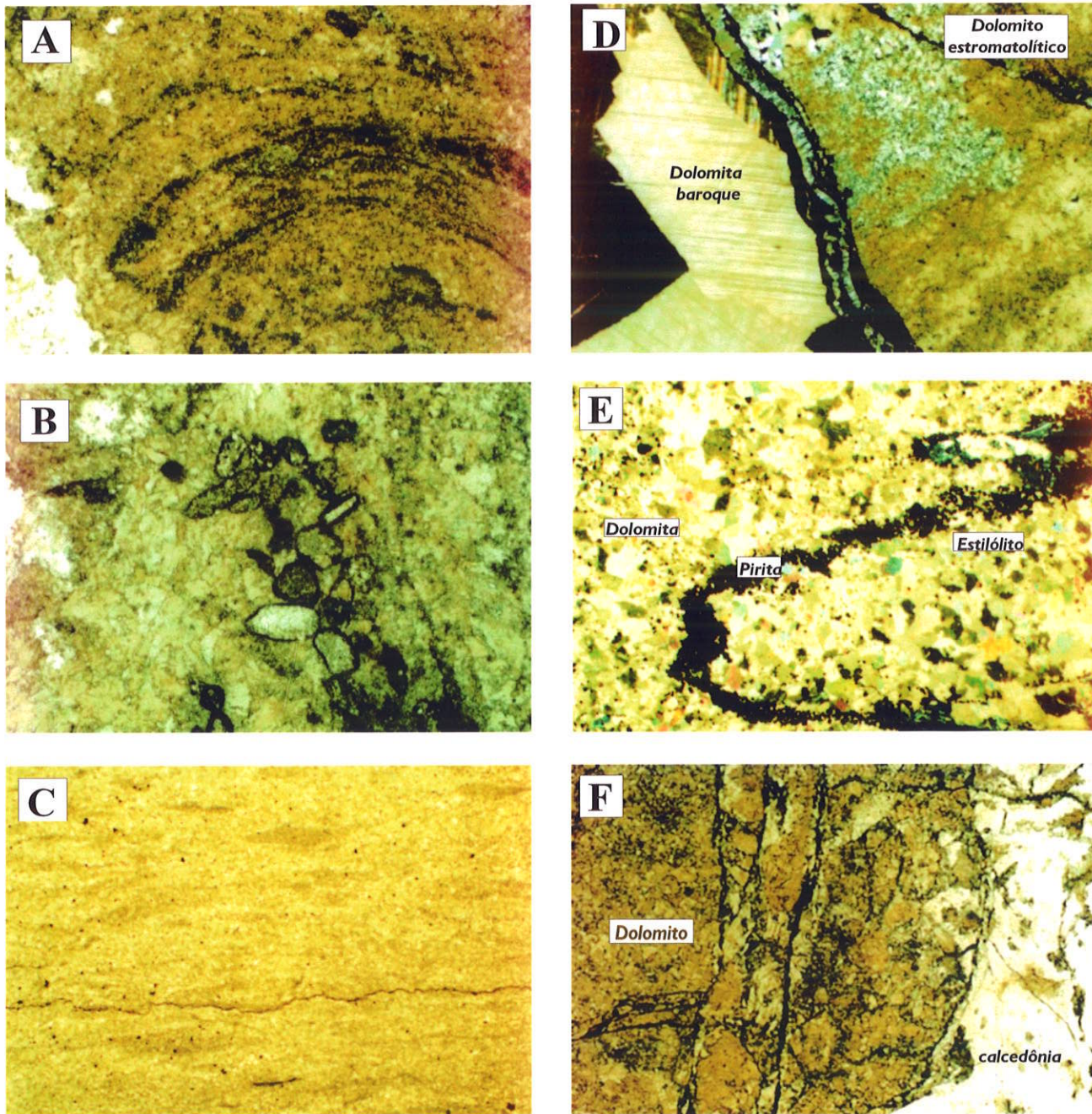


Figura 28 - A - Dolomito estromatolítico com laminação côncava (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). B - Pelóides com cimentação esparítica, associados aos sedimentos intracolunares da associação estromatolítica (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Dolomicrito com laminação algal parcialmente preservada, com pirita fina disseminada e estilólito (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). D - Dolomito com estrutura estromatolítica parcialmente preservada (lado direito), apresentado silicificação ao longo da laminação (lado direito inferior), cortado por dolomita baroque associada a pirita (lado esquerdo). Luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm. E - Dolomito com textura não-planar e extinção ondulante com pirita fina associada à superfície estilolítica (Luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). F - Dolomito com textura não-planar localmente silicificado e cortado por estruturas rúpteis (Luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm).

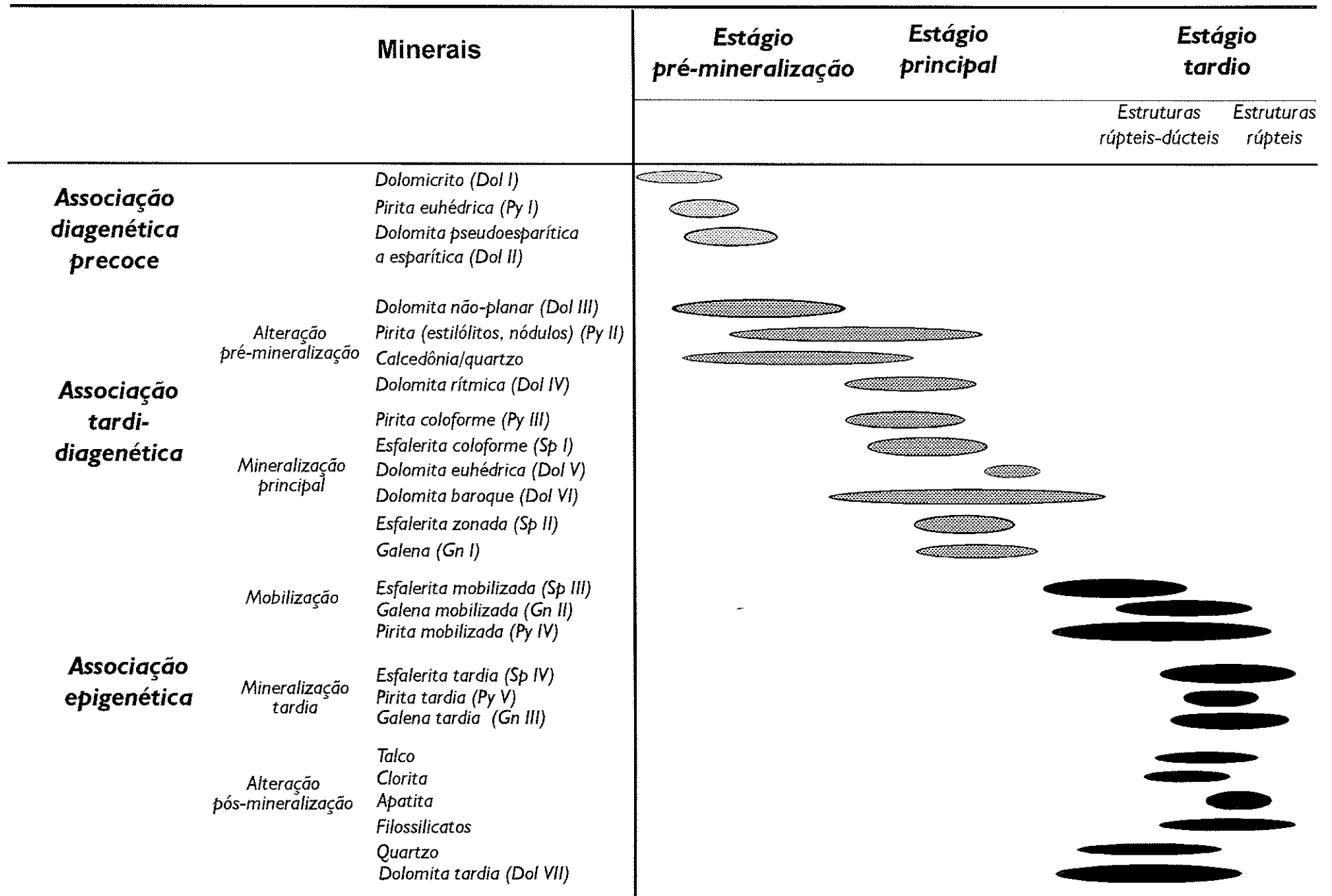


Figura 29 - Seqüência paragenética das associações minerais do depósito de Fagundes

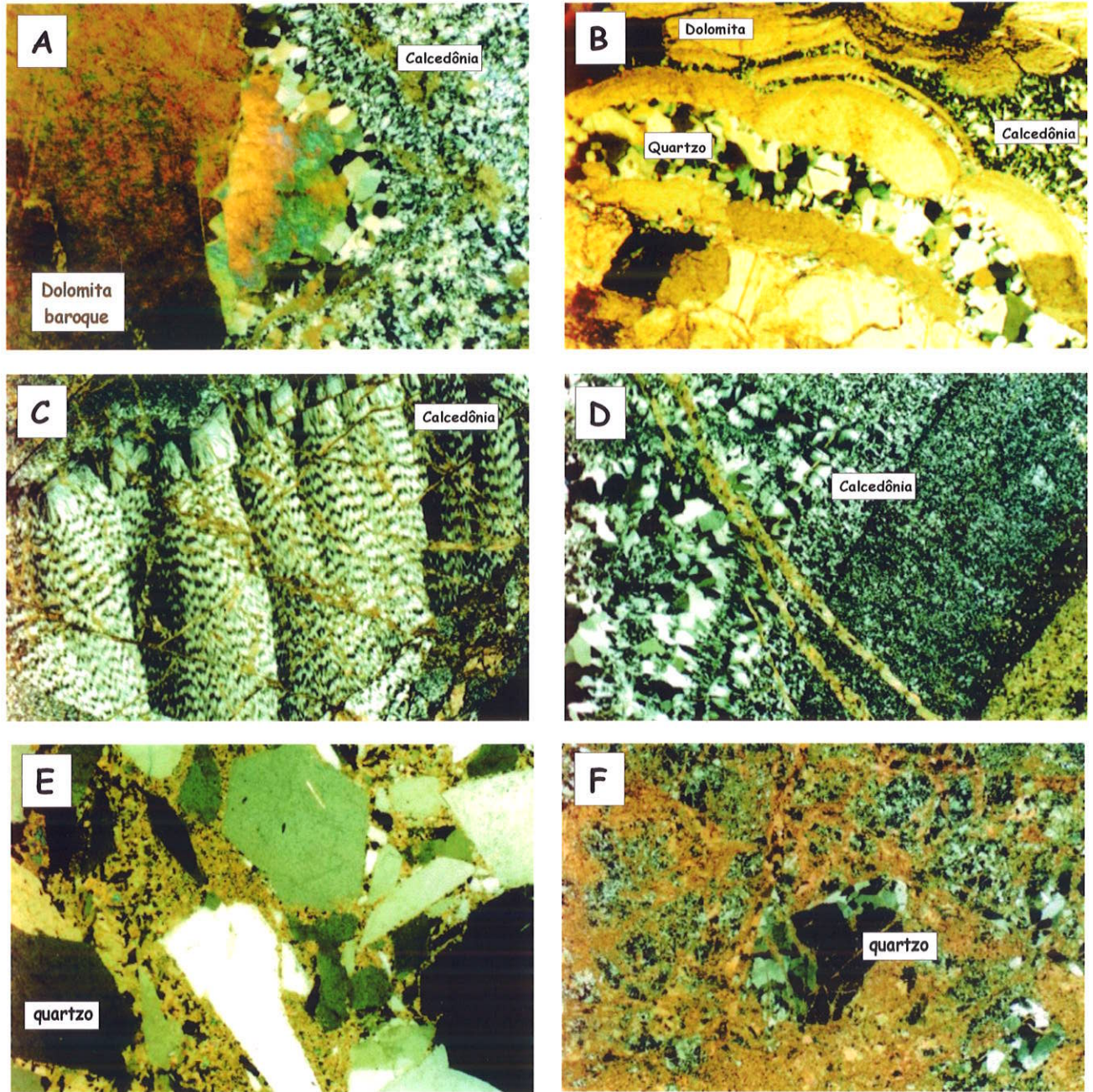


Figura 30 - Feições relacionadas à silicificação presente em litotipos do Membro Pamplona Superior. A - Dolomita baroque com extinção ondulante associada a calcedônia que substitui, quase completamente, dolomito (luz transmitida, polarizadores cruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). B - Dolomita com textura coloforme associada a quartzo microcristalino (luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). C - Calcedônia com texturas de preenchimento de espaços abertos cortada por vênulas dolomíticas (luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). D - Calcedônia com texturas de preenchimento de espaços abertos cortada por vênulas dolomíticas, em dolomito silicificado (luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). E - Brecha com fragmentos de quartzo em matriz dolomítica (luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). F - Brecha com fragmentos de quartzo em matriz calcítica, com fragmentos de quartzo com extinção ondulante (luz transmitida, polarizadores cruzados, lado maior da foto = 5,5).

Em alguns litotipos a ankerita ocorre também em fraturas ou ao redor de grãos de dolomita, sugerindo percolação posterior de fluidos mais ricos em ferro.

5.3.2.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL PÓS-MINERALIZAÇÃO

As alterações posteriores ao estágio principal de mineralização são representadas também pela substituição extensiva de dolomita baroque, que preenche espaços abertos, e à associação de apatita, dolomita, quartzo e filossilicatos que concentra-se em zonas milonitizadas e/ou deformadas.

5.3.3 Mineralizações de zinco e (chumbo)

A distribuição dos corpos de minério é fortemente controlada pela estratigrafia, restringindo-se às fácies de pós-recife e, subordinadamente, de recife do Membro Pamplona Superior. Os corpos de minério são ainda deslocados por falhas normais de direção geral N65E.

5.3.3.1 MINERALIZAÇÃO PRINCIPAL

A primeira geração de sulfetos, relacionada ao estágio de mineralização principal (**Figura 29**), é representada pela pirita que ocorre disseminada ou preenchendo espaços abertos e estilólitos ou constitui veios com dolomita *baroque*, nos quais apresenta textura indicativa de crescimento perpendicular a fraturas (**Figuras 31c e 31d**).

A pirita, freqüentemente, apresenta textura coliforme (**Figuras 31e, 31f e 32b**), e é depositada ritmicamente e alternadamente à dolomita e à esfalerita, indicando preenchimento de espaços abertos. A pirita também ocorre como cristais euhédricos, que representam núcleos a partir dos quais esfalerita coliforme concêntrica é depositada. A esfalerita é coliforme (I) e/ou zonada (II), bem cristalizada, e apresenta, em luz transmitida, cor marrom-clara nas partes centrais dos cristais e cor laranja-avermelhada nas partes intermediárias, alternadas por zonas amarelas e castanhas (**Figuras 32b, 32c e 32d**). Cor castanho-escuro usualmente é observada na borda dos cristais de esfalerita. Comumente, concentrações de esfalerita zonada (II) ocorrem nas bordas de bolsões ou veios de dolomita *baroque* com textura *comb*. A galena, comumente, apresenta textura indicativa de preenchimento ou substituição (**Figuras 32c a 32f**).

Veios e concentrações irregulares de pirita e esfalerita castanho-escuro cortam, localmente, bolsões dolomita *baroque*. Neste caso, a esfalerita não apresenta evidência de zonamento (**Figura 32f**), e pode estar associada, ou ser substituída, por galena.

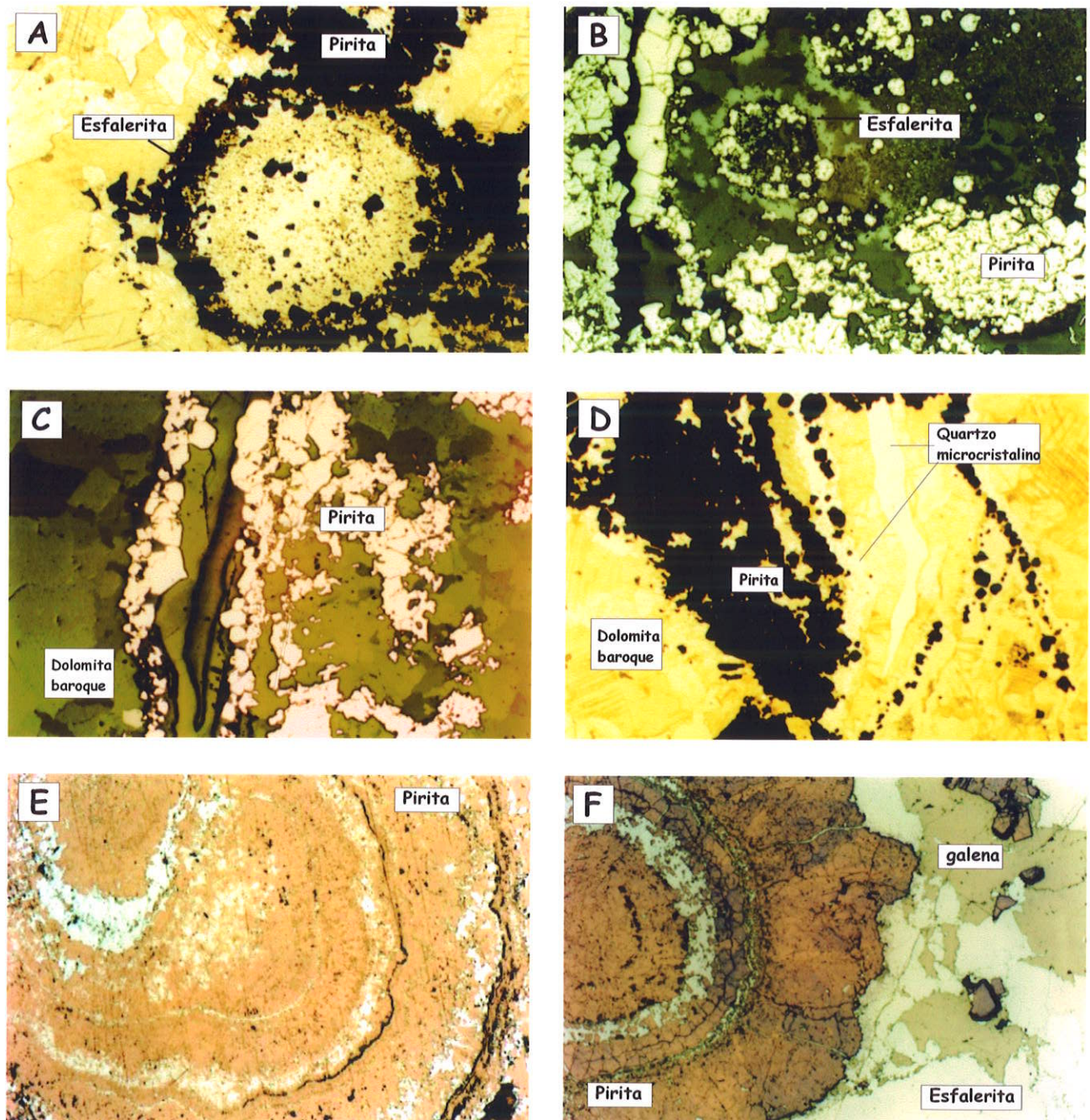


Figura 31 - Texturas e microestruras da pirita do depósito de Fagundes. A - Pirita e esfalerita associadas a nódulos concêntricos de calcedônia (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). B - Texturas semelhantes à anterior mostrando a associação de pirita sub-euhédrica fraturada com nódulos de calcedônia (luz refletida, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Pirita e calcedônia associadas a fraturas cortando dolomita baroque (luz trefletida, lado maior da foto = 5,5 mm). D - Pirita associada a fraturas e vênulas preenchidas por quartzo microcristalino (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). E - Pirita coliforme associada à dolomita (luz refletida, lado maior da foto = 1,39 mm). F - Pirita coliforme associada a esfalerita e galena (luz refletida lado maior da foto = 5,5 mm).

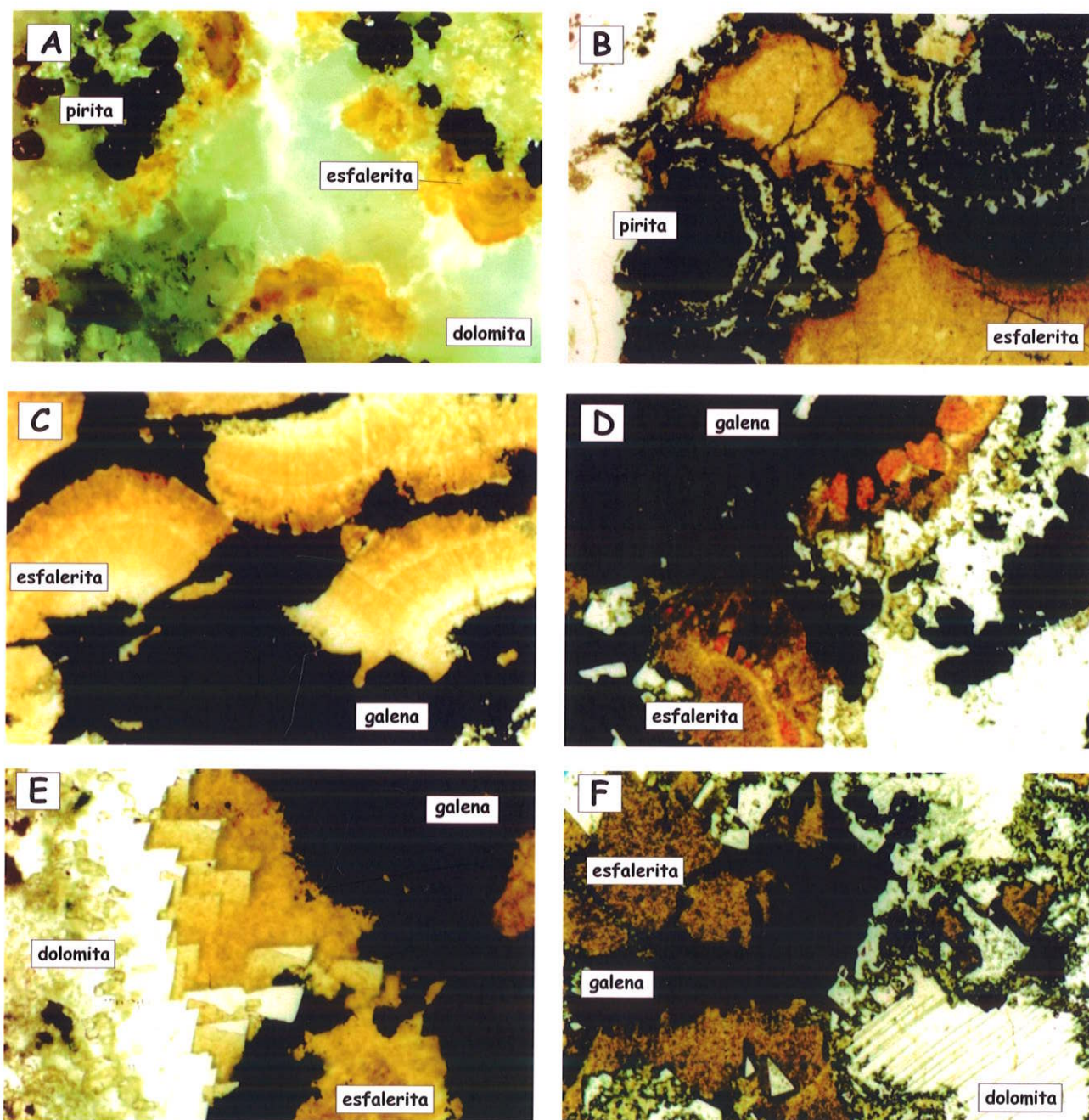


Figura 32 - A - Esfalerita zonada associada à pirita euhédrica na borda de nódulos de calcedônia (luz refletida, lado maior da foto = 5,5 mm). B - Esfalerita associada à pirita coliforme, apresentando cor mais escura próximo ao contato com a pirita (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Textura coliforme em esfalerita parcialmente substituída por galena (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). D - Esfalerita zonada, apresentando cor marrom no centro e nas bordas, e zonas com cores laranja e amarela em partes intermediárias. Galena substitui parcialmente a esfalerita (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). E - Esfalerita associada à galena e dolomita (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 0,62 mm). F - Esfalerita e galena associadas a dolomita baroque e euhédrica (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm).

As principais texturas do minério, no estágio principal de mineralização, indicam deposição dos sulfetos em espaços abertos (sulfetos coliformes; texturas de deposição rítmicas em fraturas e veios *comb*) nos dolomitos hospedeiros, possivelmente relacionados ao fraturamento e dissolução durante os processos mineralizantes. Este estágio de mineralização é posterior a dolomita não-planar (ou *saddle dolomite*), associada à diagênese de soterramento, mas feições de compactação, como estilólitos, se sobrepõem, localmente, a este tipo de mineralização. Isto pode sugerir uma origem tardi-diagenética para a mineralização primária de Fagundes.

5.3.3.1 MOBILIZAÇÃO

Mobilização dos sulfetos, associada à deformação dúctil-rúptil, é freqüente e reflete interação com fluidos hidrotermais tardios. Este processo, segundo Mookherjee (1976), é controlado pelo campos de *stress*, produzindo deformação e envolvendo, ao mesmo tempo, uma vasta gama de processos de reações de troca iônica, desembocando em dissolução e redeposição contínua das fases minerais.

As texturas observadas em sulfetos de Fagundes, que resultam da mobilização, incluem a obliteração parcial das texturas originalmente zonadas da esfalerita, homogeneização total da cor deste mineral e formação de faixas com cor, em geral, mais clara que a preexistente, nas proximidades de fraturas ou bordas dos cristais (**Figuras 33a e 33b**). A esfalerita que apresenta tais texturas é denominada de esfalerita mobilizada (III).

Nos domínios mais deformados, os sulfetos mobilizados apresentam cataclase (**Figuras 34a e 34b**), dissolução parcial e/ou corrosão (**Figuras 33f, 35a e 35b**) e são substituídos por filossilicatos e dolomita euhédrica (**Figura 35c**). Brechas com fragmentos de esfalerita em matriz de esfalerita fina (**Figura 33b**), e deformação dúctil da esfalerita (**Figura 33c e 35c**) também associam-se aos processos de mobilização, nas zonas mais intensamente deformadas. Nestas zonas, os sulfetos também são orientados segundo a foliação milonítica (**Figuras 33d e 33e**) e podem estar associados a quartzo e dolomita com estrutura *ribbon*.

5.3.3.1 MINERALIZAÇÃO TARDIA

O estágio de mineralização tardio, epigenético, é caracterizado por uma nova fase de esfalerita (IV), usualmente amarelo-clara, que ocorre associada a galena, em veios que cortam a esfalerita preexistente (I, II ou III). Localmente, esta esfalerita tardia cristalizou-se na foliação milonítica e envolve núcleos ainda preservados da esfalerita mais antiga.

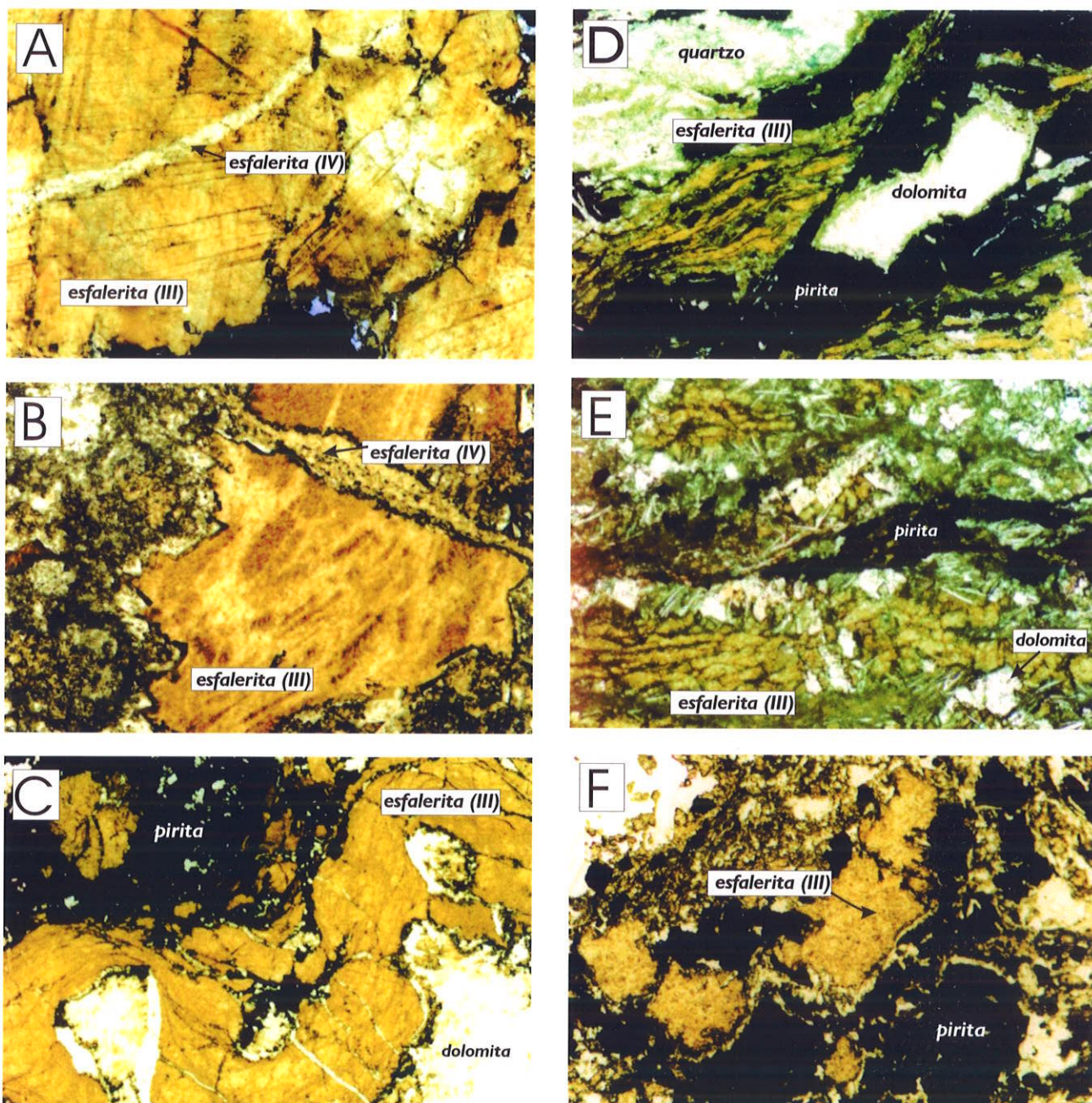


Figura 33 - Evidências de deformação e/ou mobilização em esfalerita do depósito de Fagundes. A - Início de recristalização da esfalerita, com obliteração do zonamento original. Vênulas de esfalerita tardia (IV), mais clara, corta a primeira geração de esfalerita (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). B - Fragmento de esfalerita com alteração de cor em matriz de esfalerita fina. Vênula de esfalerita tardia trunca o fragmento e a matriz (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). C - Deformação dúctil-rúptil em esfalerita associada à pirita e à dolomita (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). D - Esfalerita milonitizada e transposta por estruturas rúpteis (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). E - Detalhe de D, mostrando a corrosão da pirita cristalizada na foliação milonítica e a formação de dolomita euhédrica e filossilicatos (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). F - Fragmentos de esfalerita e pirita com bordas corroídas, em matriz de esfalerita e filossilicatos (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm).

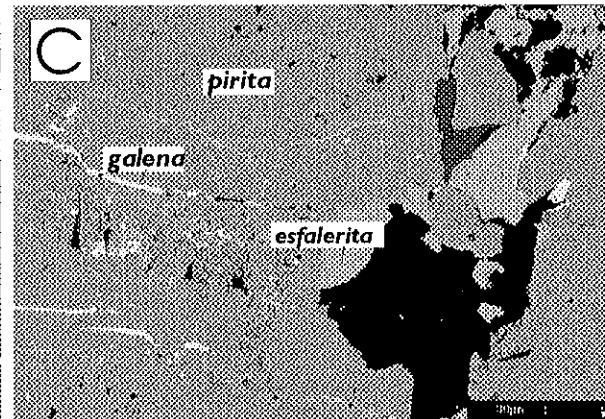
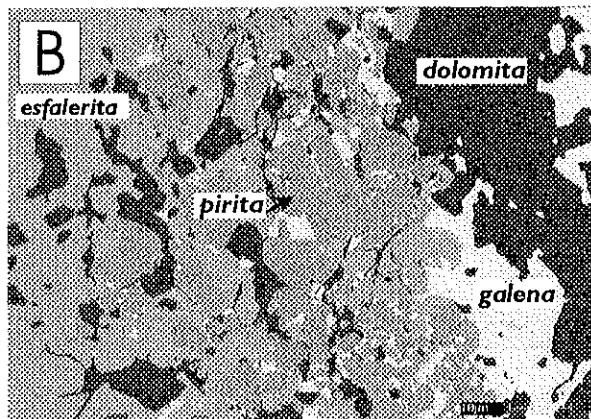
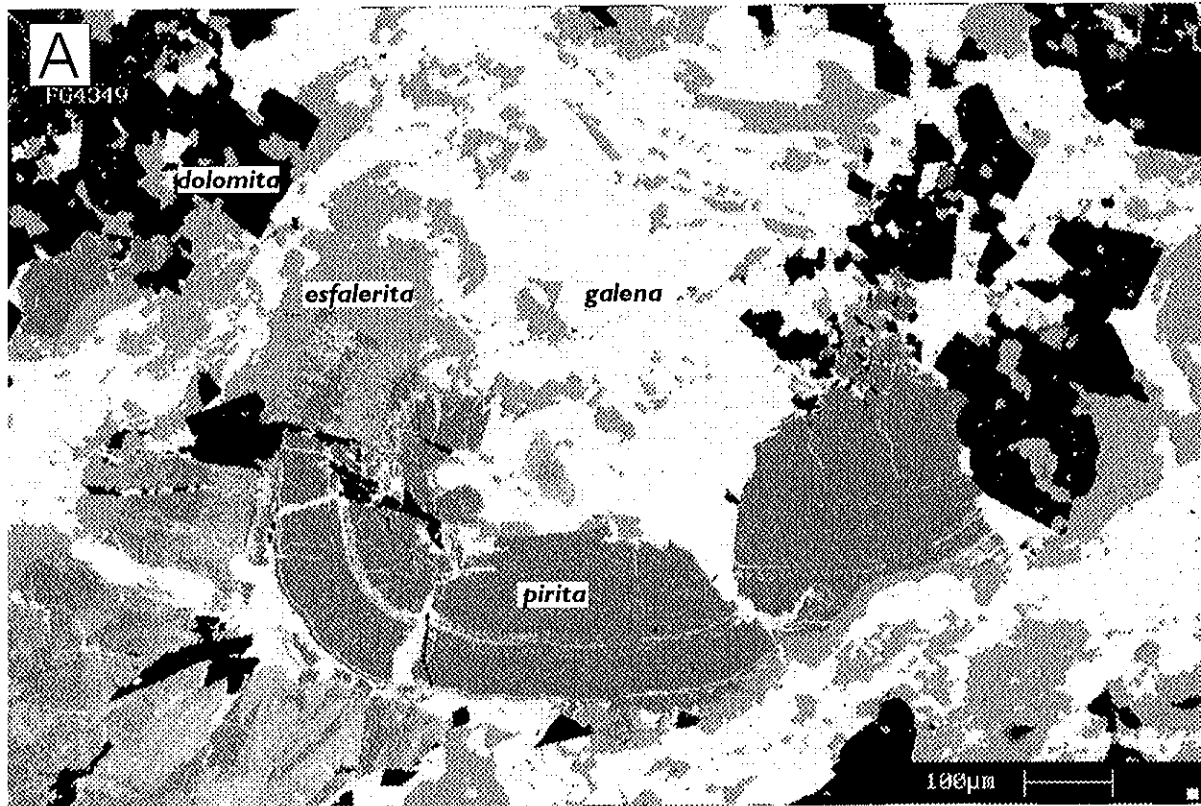


Figura 34 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, mostrando: A - Pirita coliforme parcialmente brechada. Esfalerita e galena, associadas à dolomita, preenchem fraturas e substituem parcialmente a pirita. B - Pirita e esfalerita fragmentadas com galena preenchendo fraturas. Dolomita e filossilicatos também evoluem fragmentos dos sulfetos. C - Pirita com fraturas preenchidas por galena (lado esquerdo). Fragmentos da pirita envolvidos por esfalerita e dolomita, com galena subordinada.

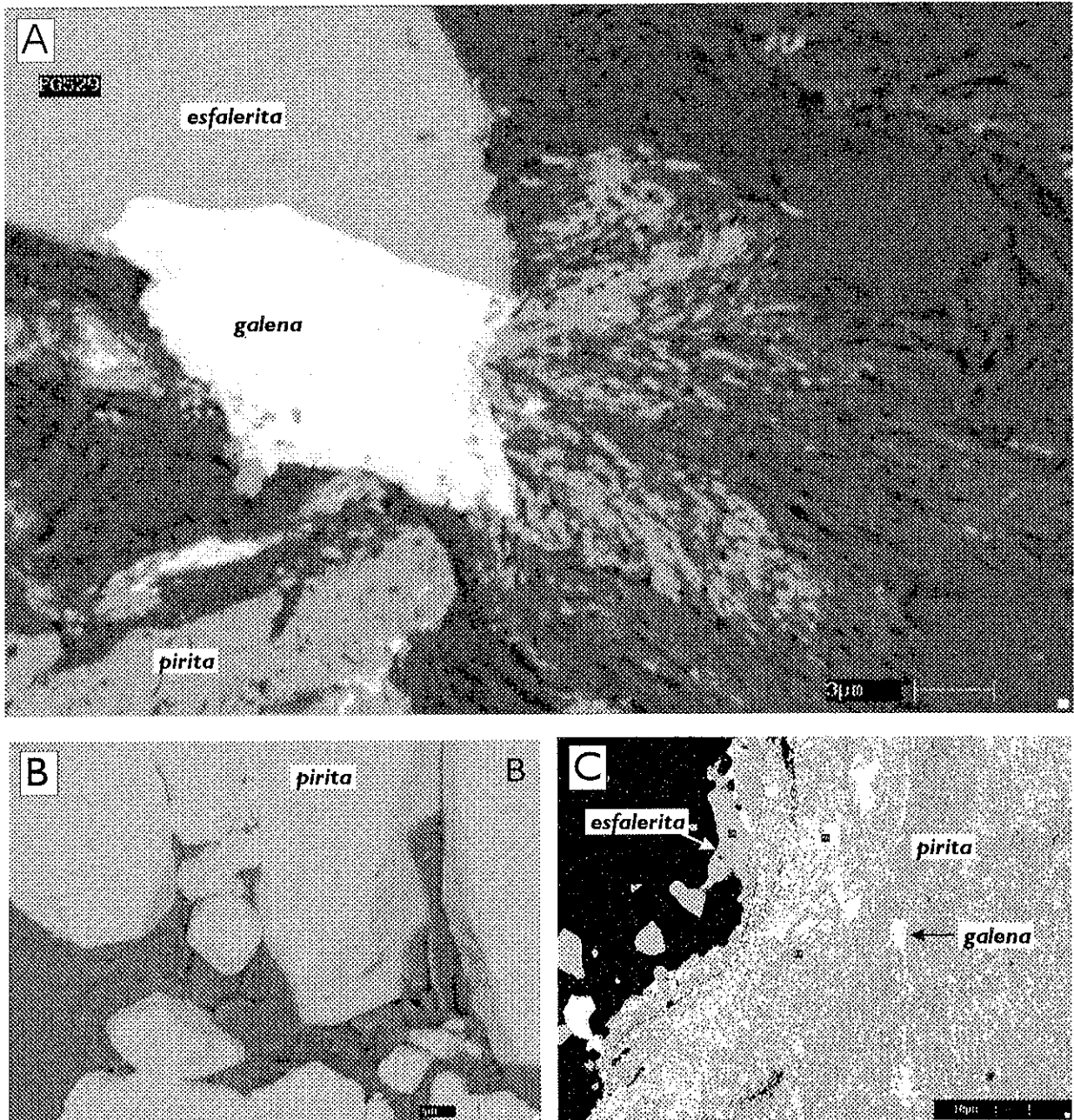


Figura 35 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, mostrando: A - Pirita, esfalerita e galena com bordas corroídas, evidenciando dissolução parcial, em contato com filossilicatos/ argilominerais. B - Pirita parcialmente dissolvida, com formas arredondadas, em contato com filossilicatos. C - Pirita deformada ductilmente associada a galena.

5.4 DEPÓSITO DE AMBRÓSIA

5.4.1 Rochas hospedeiras das mineralizações

No depósito de Ambrósia a mineralização de zinco é controlada por uma zona de falha de alto ângulo (**Figura 36**), com direção aproximada N30W, que intercepta a sudoeste, o contato entre os membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior (**Figura 37**). A noroeste esta falha justapõe os membros Pamplona Superior e Inferior (**Figura 38**). Falhas transversais N20E cortam a zona de falha principal.

O **Membro Morro do Pinheiro Superior**, sotoposto à zona de falha, inclui dolomitos cinza-escuros com estruturas estromatolíticas planares, *bird's eyes* e *fenestrae*. Como em alguns casos as sondagens continuam por poucos metros abaixo dos níveis mineralizados e, comumente as amostras desta unidade refletem a superposição de processos de alteração hidrotermal ou recristalização vinculados ao desenvolvimento da zona de falha. Algumas amostras, entretanto, apresentam texturas sedimentares e diagenéticas preservadas e, neste caso, o dolomito apresenta textura micrítica associada a zonas microesparíticas. Minerais detríticos ou autigênicos, excetuando-se a pirita, são escassos ou ausentes. Pelóides arredondados sem estruturação preservada ocorrem localmente. Dolomita fibrosa ou acicular seguida pela cristalização de dolomita em mosaico e quartzo *blocky* preenchem cavidades, assim como sedimentos internos com granodecrescência, que constituem estruturas geopetais.

Pirita ocorre disseminada no dolomicrito, associada aos sedimentos internos ou em venulações posteriores à cimentação. Nestas vênulas, a pirita é subeuhédrica a euhédrica e é cortada por superfícies estilolíticas.

O **Membro Pamplona Inferior** é constituído por filitos e ardósias, ambos carbonosos e rítmicos, que gradam para metassiltitos, metarenitos, dolarenito, metamarga e dolomitos argilosos. O filito apresenta laminação fina dada pela alternância de níveis argilo-carbonosos e terrígenos (**Figura 39a**), principalmente constituídos por quartzo e microclínio. Filmes de material carbonoso concentram-se em planos de foliação, paralela à laminação, que é definida microscopicamente pela orientação de finos cristais de sericita e, localmente, clorita. Em alguns leitos, o filito carbonoso apresenta pirita fina euhédrica, disseminada. Microfalhas e fraturas são preenchidas por quartzo microcristalino, carbonatos e pirita, com esfalerita subordinada.

Próximo à zona de falha, a metamarga e o filito, apresentam dobras de arrasto e desenvolvimento de clivagem plano axial (**Figuras 39b e 39c**).

No topo desta unidade, ocorrem dolarenito com colofana detrítica e lentes de marga associados ao filito.

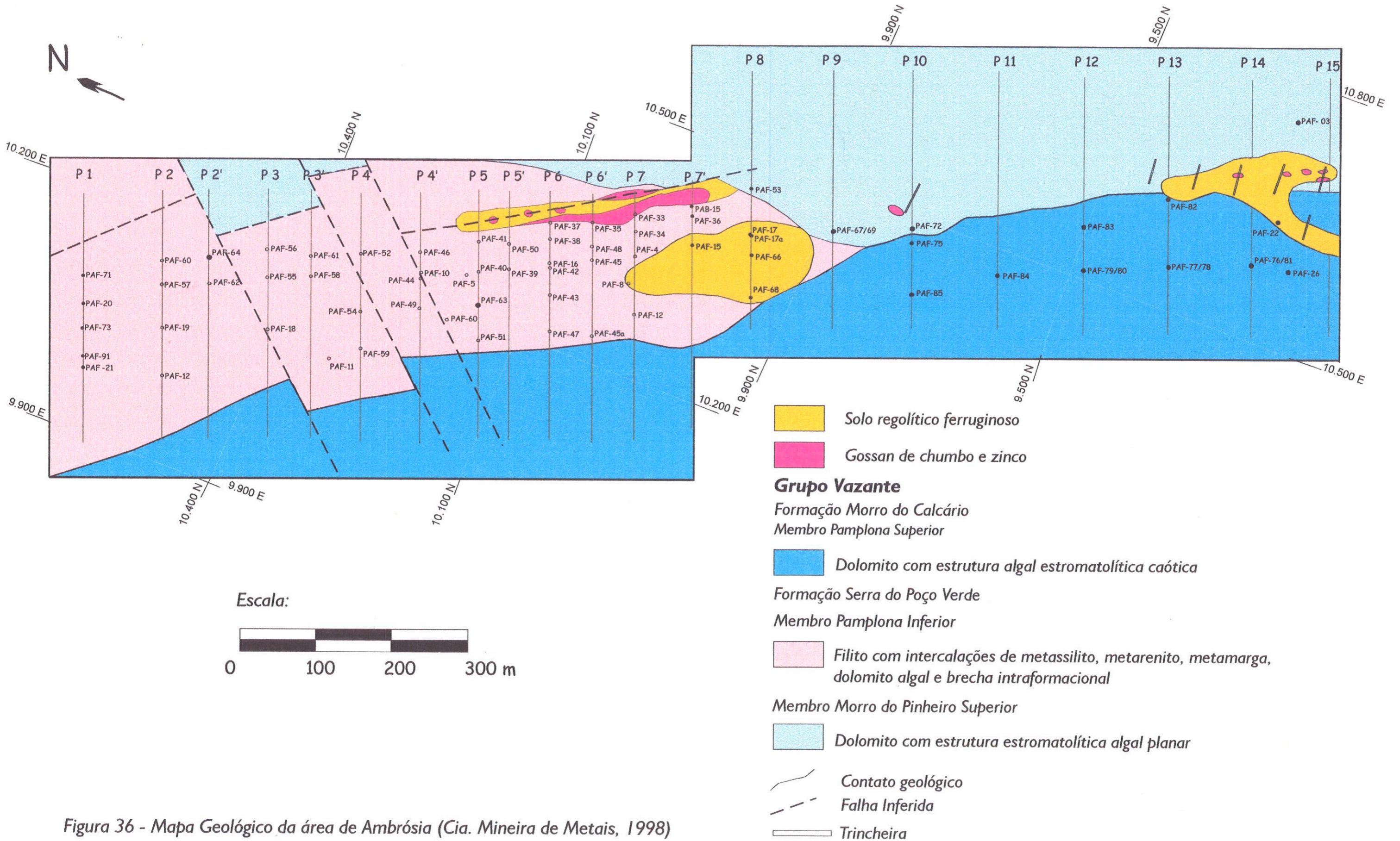


Figura 36 - Mapa Geológico da área de Ambrósia (Cia. Mineira de Metais, 1998)

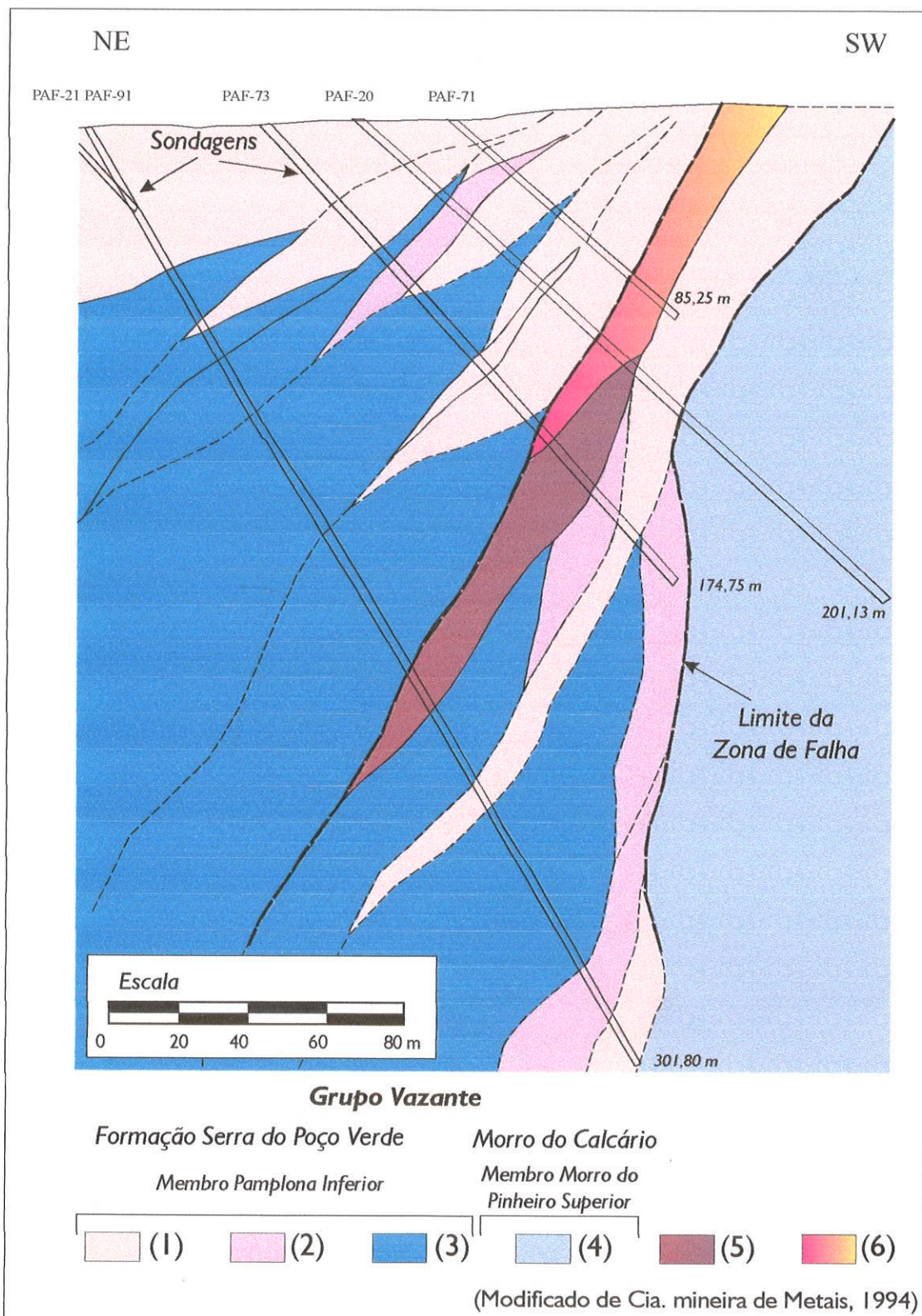


Figura 37 - Perfil esquemático da parte sudoeste do depósito de Ambrósia. (1) Filitos carbonosos com pirita disseminada; (2) Metamarga e filitos dolomíticos; (3) Dolomito com laminações algais, brechado e recristalizado; (4) Dolomito cinza-escuro com "bird's eyes"; (5) Mineralização primária de zinco; (6) Mineralização oxidada de zinco.

Próximo ao contato com o Membro Pamplona Superior, corpos de brecha intraformacional com fragmentos de dolomito, fosforito, e quartzo são comuns. Nas brechas, os clastos de dolomito são em geral angulosos, indicando pouco retrabalhamento, e apresentam textura micrítica a pseudoesparítica, pelóides micritizados, concentrações de quartzo autigênico e partes dolomitizadas com textura planar sub-euhédrica e não planar.

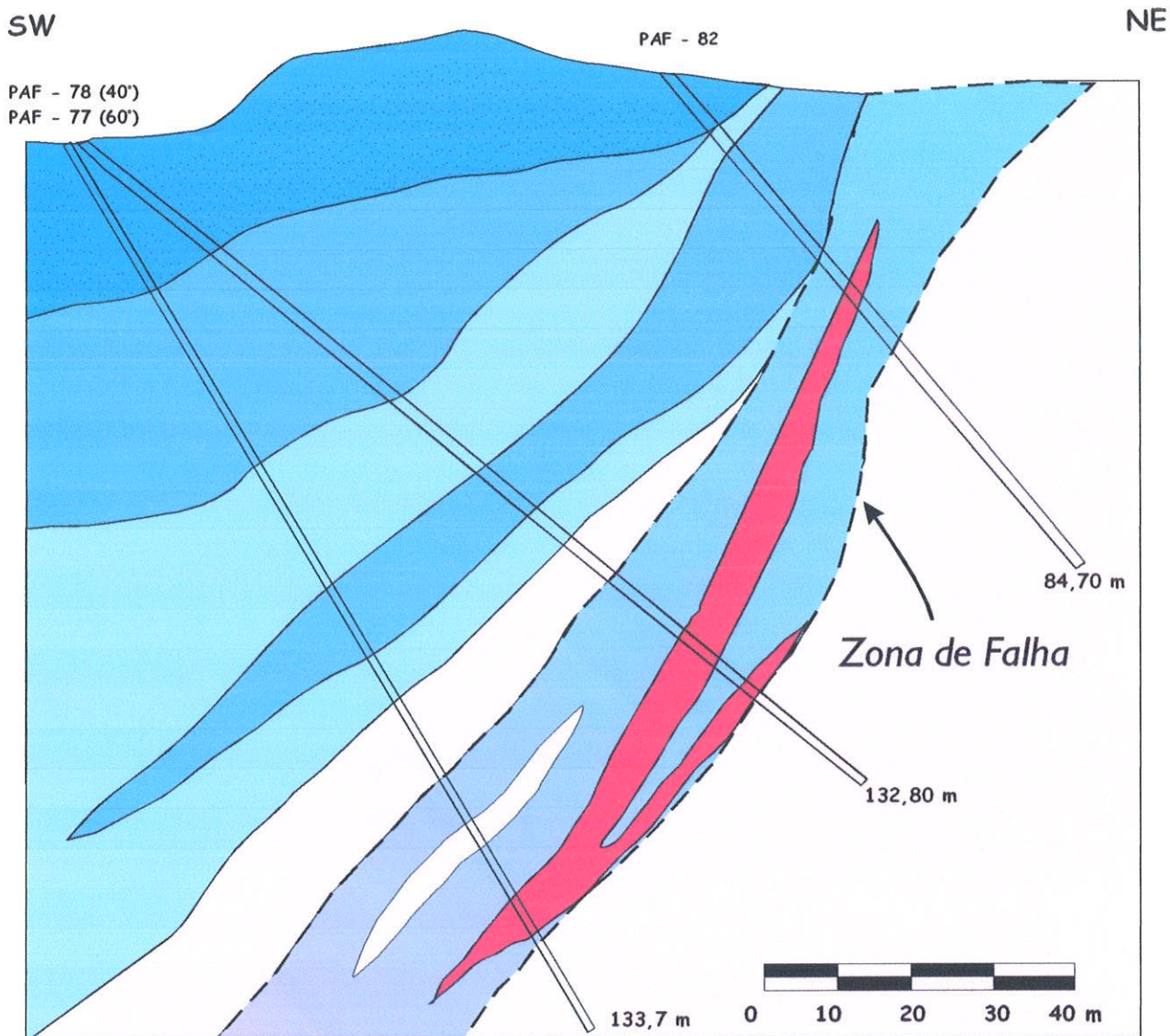
Os clastos de fosforitos são arredondados a tabulares (**Figura 39d**) e apresentam colofana com fraca CL marrom ou amarela, envolvendo minerais terrígenos e quartzo autigênico biterminado e podem apresentar calcedônia e cristalização incipiente de apatita euhédrica nas bordas. Os clastos de quartzo, que ocorrem apenas em alguns leitos, podem ser angulosos ou arredondados e mostram indícios de deformação, tais como, extinção ondulante, formação de sub-grãos e textura *mantle – core* (**Figura 39e**), indicando área fonte metamórfica ou associada com zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis.

A matriz destas brechas pode ser argilosa ou apresentar maior contribuição terrígena, com grãos de zircão, quartzo, microclínio e plagioclásio (**Figura 39f**). O microclínio pode estar parcialmente caolinizado e o plagioclásio incipientemente saussuritizado. Os grãos de quartzo apresentam núcleos detríticos arredondados e sobrecrescimentos autígenos subeuhédricos, com ou sem continuidade óptica com o núcleo. Os contatos entre grãos são suturados, devido à compactação. Material fosfático e argilominerais são concentrados em superfícies estilolíticas que por sua vez são cortadas por fraturas e microfalhas que deslocam o limite dos clastos.

Os corpos de brechas gradam para metassiltito e metamarga bandada a finamente laminada. A metamarga é composta predominantemente por carbonatos finos e argilo-minerais com quartzo e feldspato mais grossos associados.

As rochas hospedeiras da mineralização são dolomíticas, e em geral, intensamente brechadas. Ocorrem na zona de falha e estão tectonicamente imbricadas aos filitos pretos e ardósias do Membro Pamplona Inferior. Embora o dolomito esteja muito recristalizado e brechado, relíquias de texturas sedimentares podem ser identificadas localmente, tais como, lâminas algais e estruturas estromatolíticas, que são semelhantes às descritas nos dolomitóides hospedeiros das mineralizações de Fagundes, pertencentes ao **Membro Pamplona Superior**.

O dolomito com lâminas algais apresenta zonas micríticas e cimentação esparítica associadas a *fenestrae* paralelas à laminação (**Figura 40a**). Este dolomito associa-se a dolomito maciço micrítico ou microesparítico, com pelóides micritizados e intraclastos variavelmente dolomitizados.



Grupo Vazante

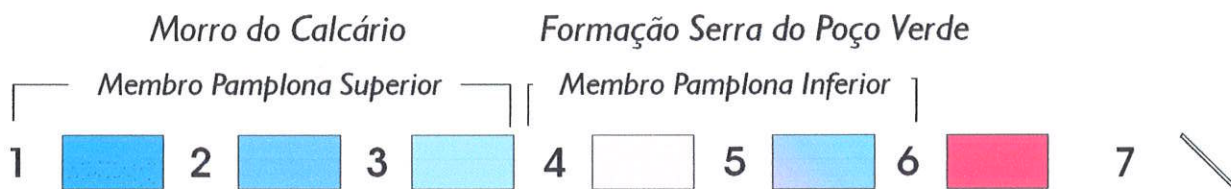


Figura 38 - Perfil esquemático da parte noroeste do depósito de Ambrósia. (1) Dolomito estromatolítico; (2) Dolomito cinza com laminação algal; (3) Dolomito cinza-claro brechado; (4) Filitos carbonosos com pirita disseminada, ardósia, dolomito fosfático e brechas intraformacionais; (5) Zona de brecha dolomítica; (6) Mineralização primária de zinco; (7) furos de sondagens.

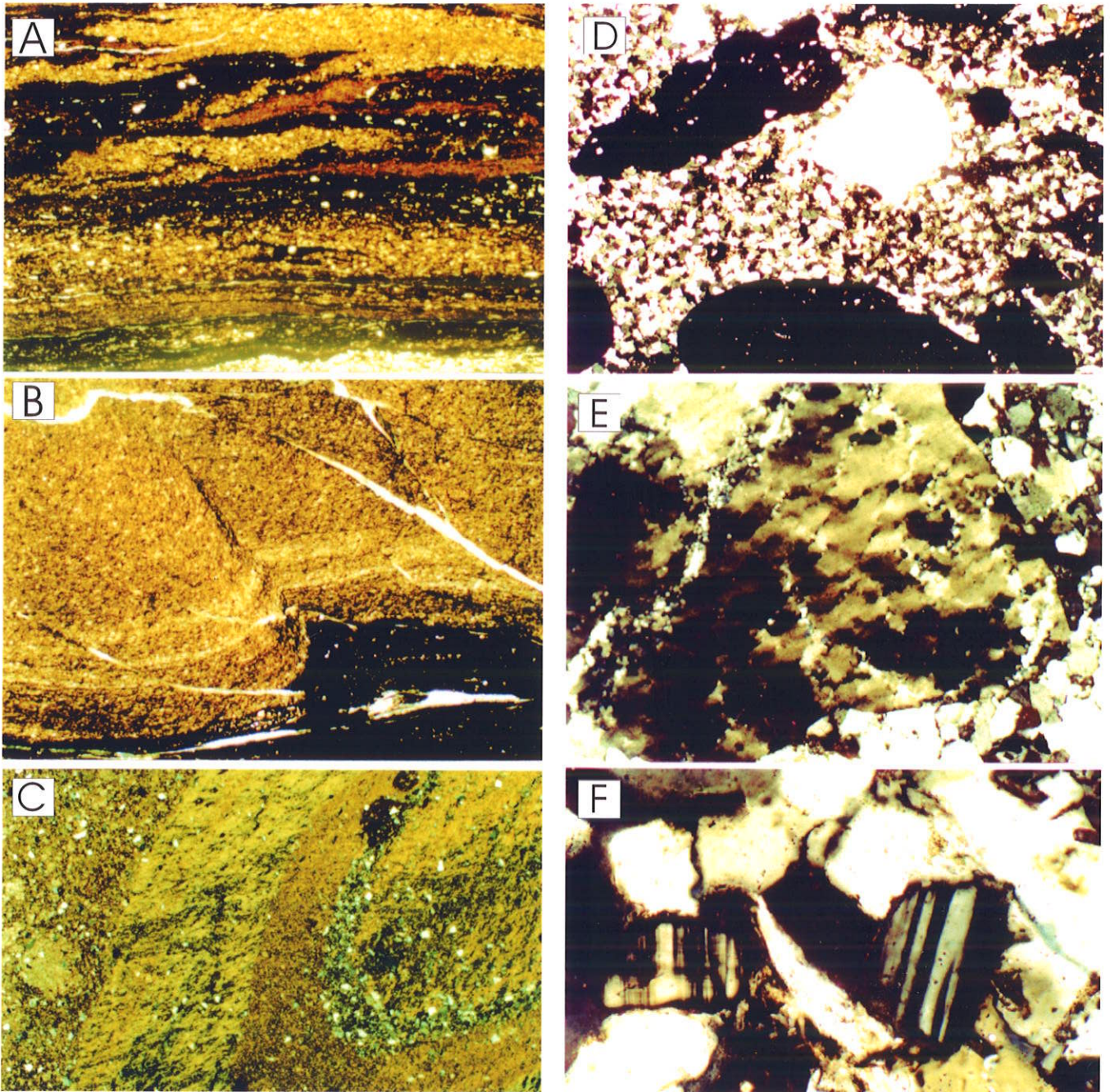


Figura 39 - Fotomicrografias, em luz transmitida, de texturas de litotipos do Membro Pamplona Inferior, na área de Ambrósia. A - Filito com intercalações argilo-carbonosas e leitos ricos em minerais detríticos (polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). B - Filito com dobras de arrasto e microfraturas preenchidas por quartzo microcristalino (polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Detalhe de filito sotoposto à falha e à zona mineralizada, apresentando dobras com foliação plano axial, mais visível nos níveis de composição pelítica (polarizadores cruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). D - Clastos de colofana (isótopos) e de quartzo, arredondados, em matriz quartzo-feldspática (polarizadores cruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). E - Detalhe de um clasto de quartzo com extinção ondulante e início de recristalização (polarizadores cruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). F - Detalhe da foto A, indicando a presença de microclínio e plagioclásio na matriz da rocha (polarizadores cruzados, lado maior da foto = 0,62 mm).

Estes dolomitos apresentam leitos milimétricos a decimétricos constituídos por minerais detríticos, com quartzo e microclínio predominantes, e autigênicos, como quartzo, flogopita e pirita fina euhédrica, em matriz dolomítica fina com argilo-minerais e mais raramente, material fosfático. Localmente, ocorre cimentação estalactítica, associada a cimentos dolomíticos aciculares e sedimentos internos. Brechas formadas por fragmentação *in situ*, com fragmentos angulosos do dolomito e do cimento estalactítico são cimentadas por material carbonático castanho-escuro fino, localmente substituído por dolomita anedral e quartzo. Em alguns leitos, as estruturas sugerem prováveis pseudomorfos de gipsita, podendo então representar possíveis intercalações evaporíticas na unidade.

Próximo ao contato tectônico com os filitos e ardósias do Membro Pamplona Inferior, o dolomito apresenta concentração de superfícies estilolíticas que justapõem diferentes microfácies, tais como, dolomicrito com laminação algal, dolomicroesparito com pelóides; dolopelmicritos com intercalações de metamargas e possíveis leitos evaporíticos.

Ainda que algumas destas microfácies apresentem as texturas originais preservadas, são comuns substituições por dolomita romboédrica fina, que grada para uma textura mais grossa, planar-e, euhédrica (**Figura 40b**) com forte zoneamento composicional e CL vermelha intensa (**Figura 40c**). Dolomicrito com pirita fina disseminada e minerais detríticos com quartzo e microclínio predominantes, ocorrem como material intracristalino. O microclínio apresenta CL verde azulada intensa (**Figura 40c**). Neste litotipo ocorre cimentação esparítica de cavidades ou espaços abertos. Cimento dolomítico acicular forma-se perpendicularmente à parede das cavidades, sendo seguidos por uma segunda geração de cimento dolomítico com cristais zonados. Os estilólitos, que podem apresentar concentrações de argilominerais, carbonatos e pirita, cortam todas estas feições anteriores e são truncados apenas por algumas vênulas com *chert* e veios com dolomita e quartzo em textura *comb*, indicativas de preenchimento de espaços abertos.

Em geral, as feições preservadas encontradas nos dolomitos do Membro Pamplona Superior no depósito de Ambrósia refletem diferentes estágios diagenéticos. Zonas micríticas e cimentação esparítica associada à *fenestrae*, estão relacionadas à cimentação marinha inicial (I). Intraclastos e pelóides estão variavelmente dolomitizados, devido à dolomitização planar-e à não planar, que pode estar associada a refluxo (II). Cimentação dolomítica esparítica *dog tooth* e *drusy mosaic*, correlacionável a um estágio de diagênese sob influência de fluidos meteóricos (III), e estilólitos e vênulas, formados por compactação (IV).

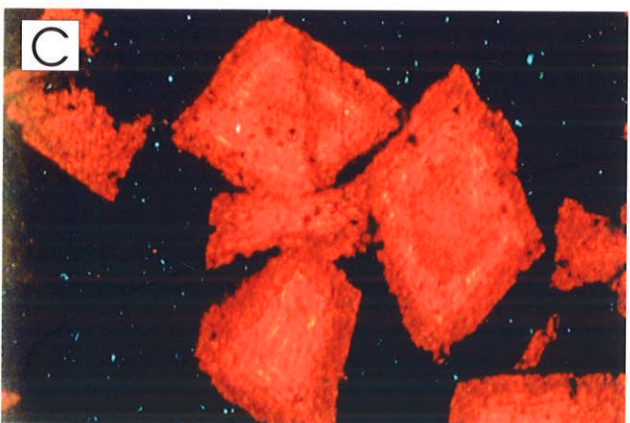
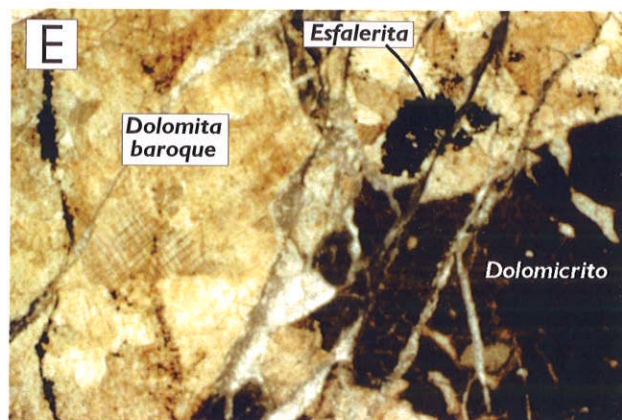
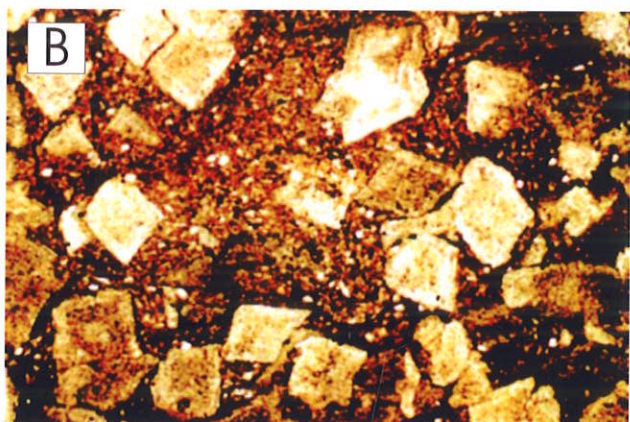
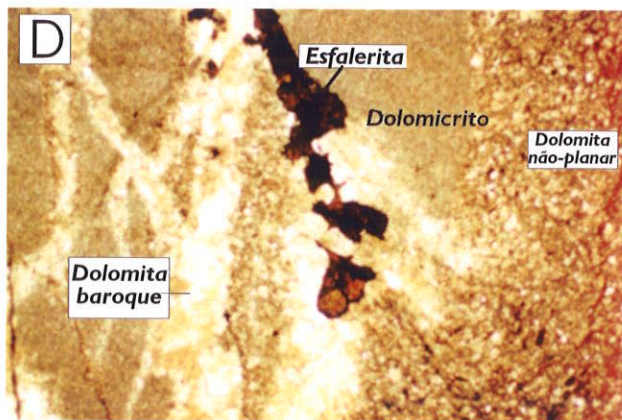
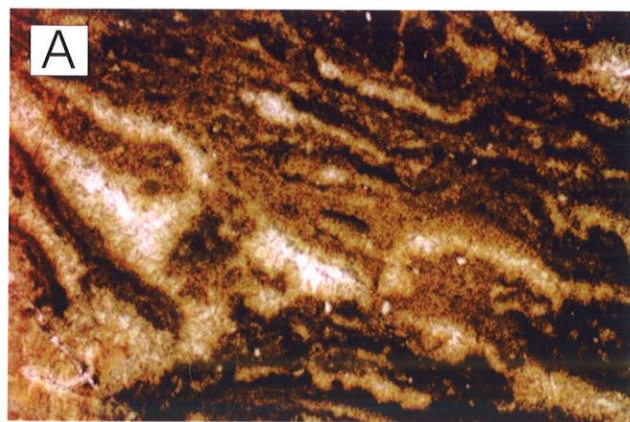


Figura 40 - Feições dos dolomititos do Membro Pamplona Superior. A - Laminação algal e preenchimento de "vugs" com dolomita esparítica (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5mm). B - Dolomitização resultando em textura planar-e, caracterizada por cristais euhédricos de dolomita zonada (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Detalhe da foto anterior, mostrando zonamento da dolomita, em matriz composta por dolomita e minerais detríticos, entre os quais o microcínio que apresenta CL azul (catodoluminescência, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). D - Dolomicrito parcialmente por substituído por dolomita não- planar fina (lado direito) e cortado por vênulas de dolomita baroque com esfalerita associada (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). E - Dolomicrito substituído, parcialmente, por dolomita baroque com pequenas concentrações de esfalerita (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). F - Zonamento em dolomita baroque (catodoluminescência, lado maior da foto = 1,39 mm).

5.4.2 Alteração hidrotermal

5.4.2.1 ALTERAÇÃO PRÉ-MINERALIZAÇÃO

Os dolomitos do Membro Pamplona Superior, além da modificação textural associada ao neomorfismo, que resulta em textura microesparítica ou pseudoesparítica em consequência do ordenamento estequiométrico da dolomita precursora (Sibley & Gregg, 1987), apresentam *dolomitização secundária*.

Esta dolomitização, que pode ser seletiva, ocorre preferencialmente segundo a laminação da rocha. Em outros casos, é pervasiva obliterando parcial ou totalmente as texturas originais. Este processo resulta, comumente, em uma textura não-planar, segundo a classificação de Sibley & Gregg (1987), caracterizada por cristais anhedrais de dolomita com bordas irregulares, contatos entre grãos serrilhados, sem a preservação das junções entre faces e, em alguns casos, com extinção ondulante (**Figura 40d e 40e**).

Intercalado aos metassedimentos do Membro Pamplona Inferior ocorrem níveis expressivos de dolomitos variavelmente 'brechados' (Perfil I, **Figura 37**). Estes apresentam dolomitização secundária, que oblitera a textura original, e partes da textura original envolvida por dolomita não planar, associada a argilo-minerais, sericita e pirita fina. Estilólitos podem justapor partes completamente dolomitizadas a partes preservadas da rocha. A presença de vênulas e veios com até vários centímetros de espessura de dolomita e ankerita com textura *comb* tornam mais difícil o reconhecimento das feições originais. No Membro Pamplona Superior são comuns corpos concordantes ao acamamento com brechas geradas por fragmentação *in situ*, com fragmentos angulosos de dolomicrito e matriz carbonática escura e quartzo (**Figura 41a**). Estas feições são semelhantes a brechas de colapso e podem não estar associadas à circulação dos fluidos mineralizantes.

A silicificação, posterior à dolomitização seletiva, ocorre apenas localmente e resulta na substituição da rocha por quartzo microcristalino com pirita fina disseminada (**Figura 41d**).

5.4.2.1 ALTERAÇÃO ASSOCIADA À MINERALIZAÇÃO

Nas zonas mineralizadas, os dolomitos hidrotermalizados são substituídos por dolomita *baroque*, ankerita e quartzo e as superfícies estilólíticas tornam-se mais adensadas, concentrando dolomita e pirita. Em alguns litotipos intensamente brechados, os fragmentos de dolomita estão cimentados por cimentação ankerita, possivelmente indicando que os fluidos hidrotermais percolantes mais tardios foram mais ricos em ferro (**Figura 41b**). A dolomita *baroque*

frequentemente apresenta extinção ondulante (**Figura 41c**) e é cortada por planos de fraturas e falhas.

Os dolomitos hospedeiros das mineralizações apresentam-se variavelmente brechados, como nas faixas individualizadas no perfil apresentado na **Figura 38**. Diferentes tipos de brechas são identificadas especialmente nas proximidades da zona de falha, associadas tanto aos litotipos dos membros Pamplona Superior e Inferior, como do Membro Morro do Pinheiro. Frequentemente, o aspecto brechado dos litotipos nesta zona resulta da sobreposição de processos, tais como, dolomitização pervasiva, com dolomita anedral fina a média, silicificação e substituição por dolomita *baroque* (**Figura 40f**), além de concentração de estilólitos, veios, vênulas e falhas. Em muitos casos, portanto, não correspondem a brechas *sensu strictu*, apesar do aspecto apresentado.

5.4.3 Mineralizações de zinco (e chumbo)

A mineralização de Ambrósia é predominantemente filoneana e está associada a dolomitos brechados, provavelmente pertencentes ao **Membro Pamplona Superior**, que foram tectonicamente imbricados nos metassedimentos do Membro Pamplona Inferior, na Zona de Falha de Ambrósia.

5.4.3.1 MINERALIZAÇÕES INICIAL (ANTERIOR AO ESTÁGIO PRINCIPAL)

Pirita e marcassita são abundantes nas proximidades das zonas mineralizadas, podendo representar um envelope de alteração por fluidos ricos em ferro ao redor das zonas fortemente mineralizadas em zinco e chumbo. Os sulfetos de ferro ocorrem principalmente nos dolomitos recristalizados e previamente modificados por dolomitização e/ ou silicificação, onde compõem, principalmente, veios variando de poucos centímetros a alguns metros, com textura *comb*, usualmente, associados a dolomita *baroque* e ankerita.

A pirita e a marcassita associam-se também a estilólitos e nódulos concêntricos, onde apresentam texturas rítmicas com os carbonatos. Comumente, apresentam cristalização perpendicular à parede de fraturas e aumento da granulação a partir da borda, indicando preenchimento de espaços abertos (*open-space filling*; **Figuras 42A a 42c**). A pirita pode apresentar textura fibrosa ao substituir carbonatos iniciais (**Figura 42d**) e, localizadamente, apresenta textura coliforme. Comumente, entretanto, ocorre sob a forma de cristais subeuhédricos a euhédricos, de até 0,5 cm, associados a marcassita (**Figura 42e**), que, tipicamente, apresenta forte anisotropia variando de verde-azulada a vermelha.

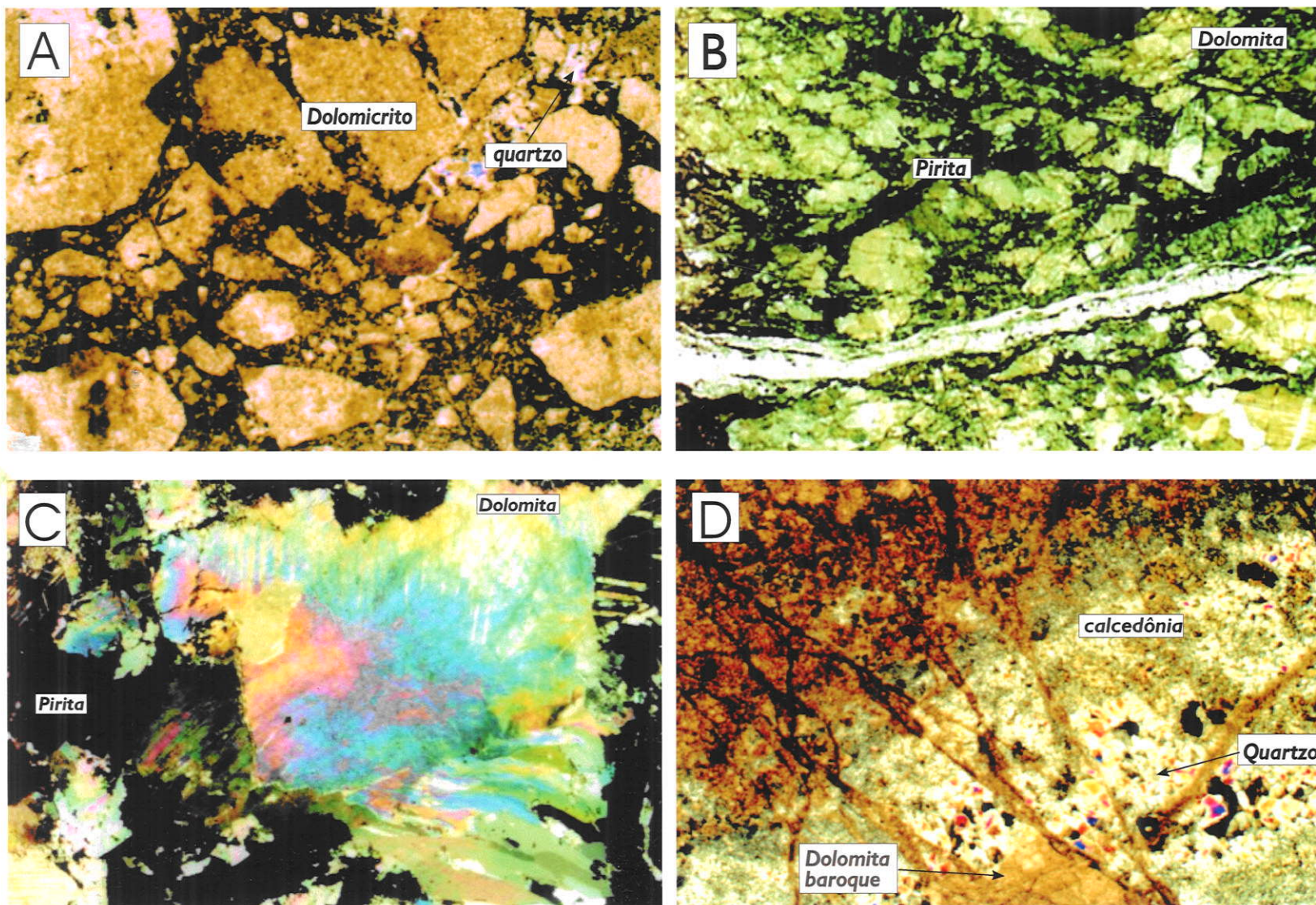


Figura 41 - A - Brecha com fragmentos de dolomito do Membro Pamplona Superior cimentada por material carbonático escuro e quartzo (luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 5,5 mm). B - Dolomita não-planar substituída por dolomita ferrosa (cor azul-esverdeada, devido à coloração com ferrocianeto de potássio), ao longo de planos de foliação milonítica e fraturas (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Dolomita baroque com extinção ondulante e estruturas "ribbon" (canto direito inferior; luz transmitida, polarizadores cruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). D - Dolomito silicificado e substituído por dolomita baroque (luz transmitida, polarizadores cruzados, lado maior da foto = 5,5 mm).

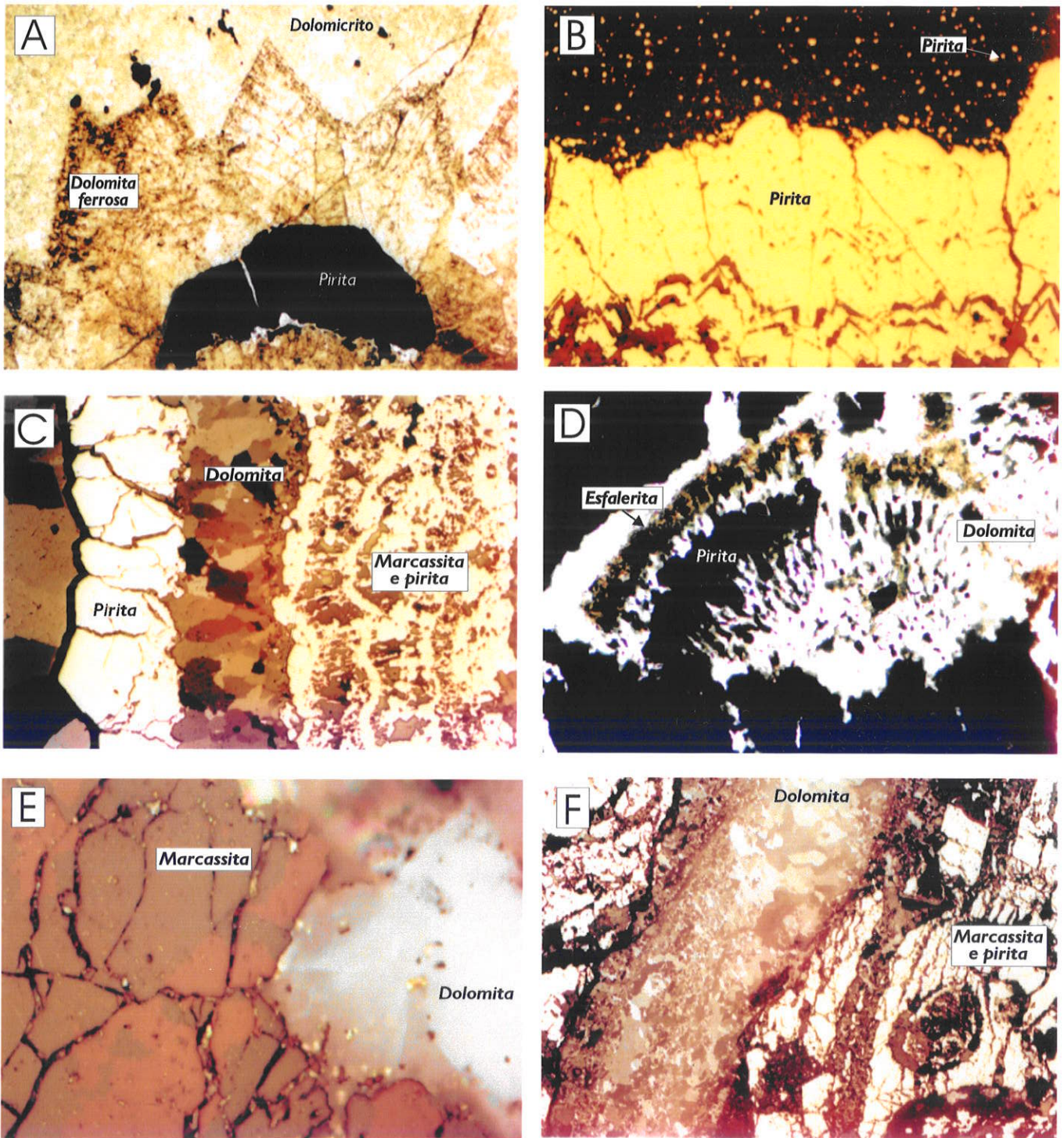


Figura 42 - A - Pirita com cristalização perpendicular à fratura, com dolomita ferrosa associada (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). B - Pirita preenchendo espaços abertos em dolomicrito recrystalizado com pirita disseminada (luz refletida, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Precipitação rítmica de pirita, marcassita e dolomita (luz refletida, lado maior da foto = 5,5 mm). D - Esfalerita, pirita e dolomita, com texturas coloriformes, preenchendo espaços abertos (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). E - Marcassita apresentando forte anisotropia, associada à dolomita (luz refletida, lado maior da foto = 1,39 mm). F - Pirita e marcassita fraturadas, localmente brechadas, e cortadas por vênula de dolomita (luz refletida, lado maior da foto = 5,5 mm).

Freqüentemente, a pirita e a marcassita mostram-se catacladasas e são cortadas por venulações dolomíticas (**Figura 42f**). Na zona de alteração dos sulfetos de ferro, a esfalerita ocorre como uma fase subordinada, constituindo mineralizações de baixo teor. Nestas zonas, a esfalerita ocorre em estilólitos, vênulas, bordas de veios carbonáticos ou como pequenas concentrações posteriores à pirita.. Nas bordas dos veios carbonáticos a esfalerita apresenta forte zoneamento composicional, evidenciado por variações das suas cores de castanho a laranja em luz transmitida, e por suas reflexões internas, brancas, amarelas e laranjas, em luz refletida.

5.4.3.1 MINERALIZAÇÕES PRINCIPAL E MOBILIZAÇÃO

O estágio de mineralização principal é representado pela formação de esfalerita e grande concentração de pirita, com galena subordinada, concentradas em uma rede de finas vênulas e veios que cortam o dolomito recristalizado ou a dolomita barroque que o substitui. Em luz transmitida, a esfalerita (I) é marrom-avermelhada e apresenta texturas granoblásticas, que podem indicar diferentes graus de recristalização.

Freqüentemente, nas bordas dos grãos de esfalerita (I) há evidências de dissolução parcial (**Figura 43a**), corrosão e concentrações de uma segunda geração de esfalerita (II), de granulação fina e cor escura. Brechas com fragmentos de esfalerita (I) em matriz de esfalerita mais escura (**Figura 43e**) são comuns.

A pirita, associada com à esfalerita (I), freqüentemente também apresenta corrosão, dissolução (**Figuras 43f e 44**). Outras evidências de mobilização incluem deformação dúctil-rúptil dos sulfetos e modificações texturais destes.

A mineralização principal do Depósito de Ambrósia, em geral, é posterior aos estilólitos e fraturas tectônicas, o que sugere uma origem predominantemente epigenética. Mobilização posterior, devido à interação com fluidos hidrotermais tardios associadas com deformação dúctil-rúptil, é ainda mais comum que a caracterizada no Depósito de Fagundes.

5.4.3.1 MINERALIZAÇÕES PRINCIPAL E MOBILIZAÇÃO

Comumente, esfalerita (I) e (II) são cortadas por vênulas de esfalerita (III) (**Figuras 43c e 43d**), amarela-clara, com galena associada, associadas a um estágio tardia de mineralização.

Nas zonas milonitizadas ocorrem dolomita, quartzo, pirita e esfalerita (III) concentrados ao longo de planos S-C, que limitam núcleos mais preservados de esfalerita (**Figura 43d**). Vênulas tardias de esfalerita (III) e galena, com quartzo, dolomita euhédrica, apatita, talco e clorita (**Figura 45**) associados, também são comuns e podem ser posteriores ao

desenvolvimento da milonitização e/ou da cataclase (**Figura 43e**). As associações paragenéticas observadas neste depósito estão apresentadas na **Figura 46**.

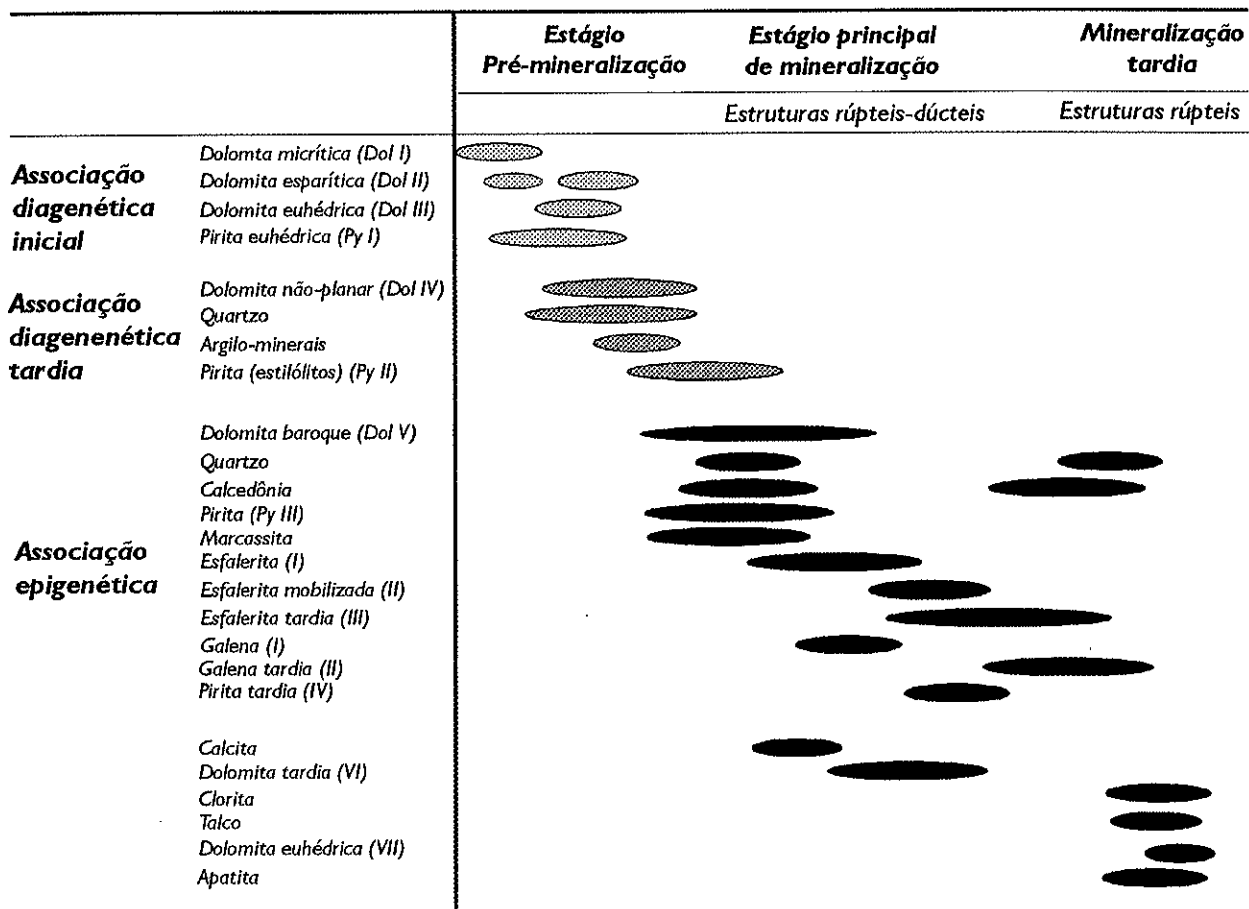


Figura 46 – Associação paragenética observada nos dolomitos mineralizados do depósito de Ambrósia.

A comparação das características gerais dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu está apresentada na **Tabela 07**.

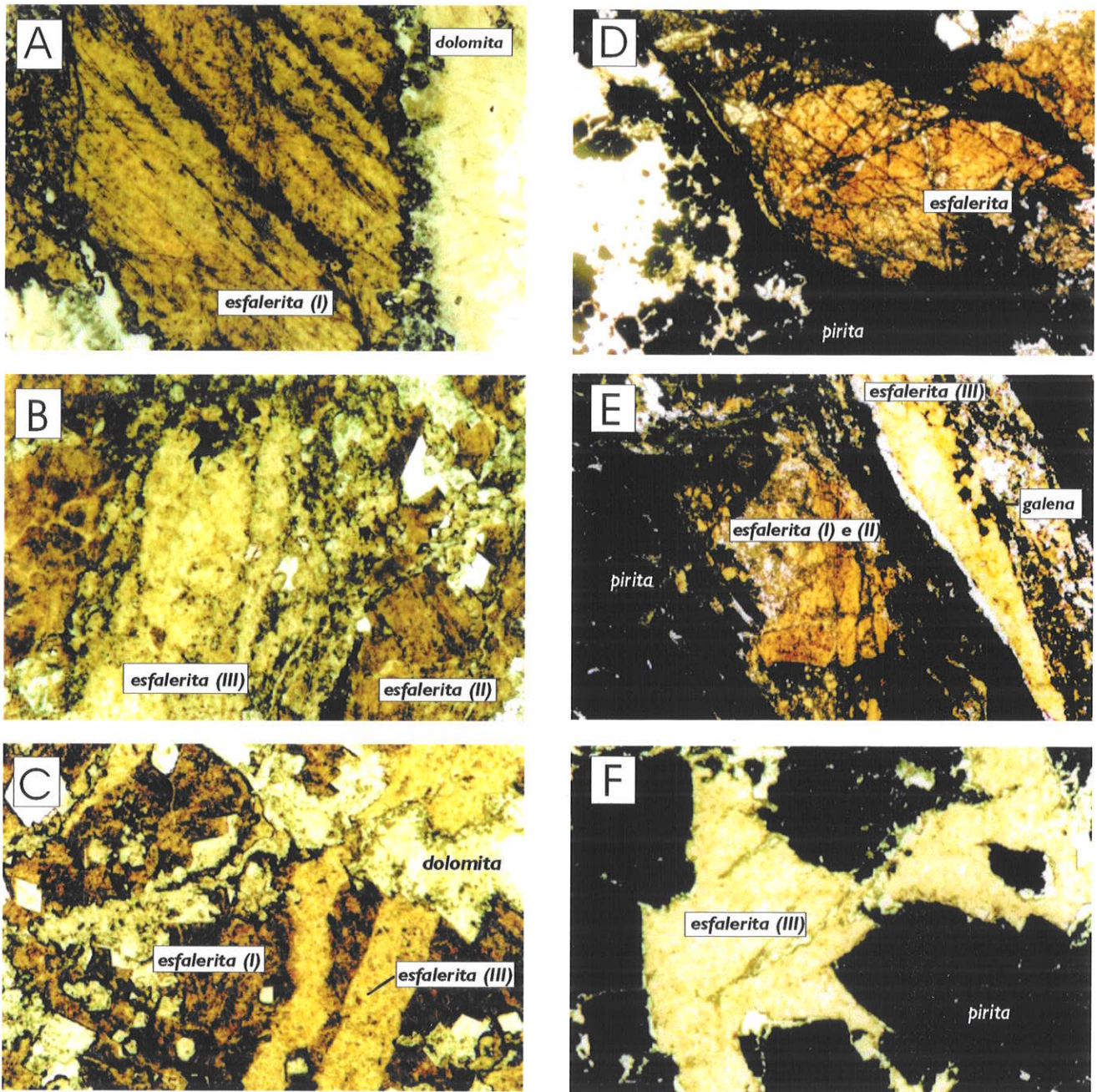


Figura 43 - A - Esfalerita (I) com bordas corroídas em contato com dolomita (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). B - Esfalerita parcialmente recristalizada (II) com vênulas de esfalerita tardia (III), mais clara (parte central) (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). C - Esfalerita (I) com vênulas de esfalerita (III) e dolomita euhédrica (Luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). D - Núcleo de esfalerita (I), parcialmente preservada, limitada por estruturas dúcteis-rúpteis, com pirita associada (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39mm). E - Brecha com fragmentos de esfalerita (I) envolvidos por esfalerita (II), mais escura, e pirita (parte central). Esfalerita (III), com galena associada, concentrada ao longo da foliação milonítica (lado direito) (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). C - Pirita fragmentada, parcialmente dissolvida (lado superior, centro) e envolvida por esfalerita tardia (III) (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm).

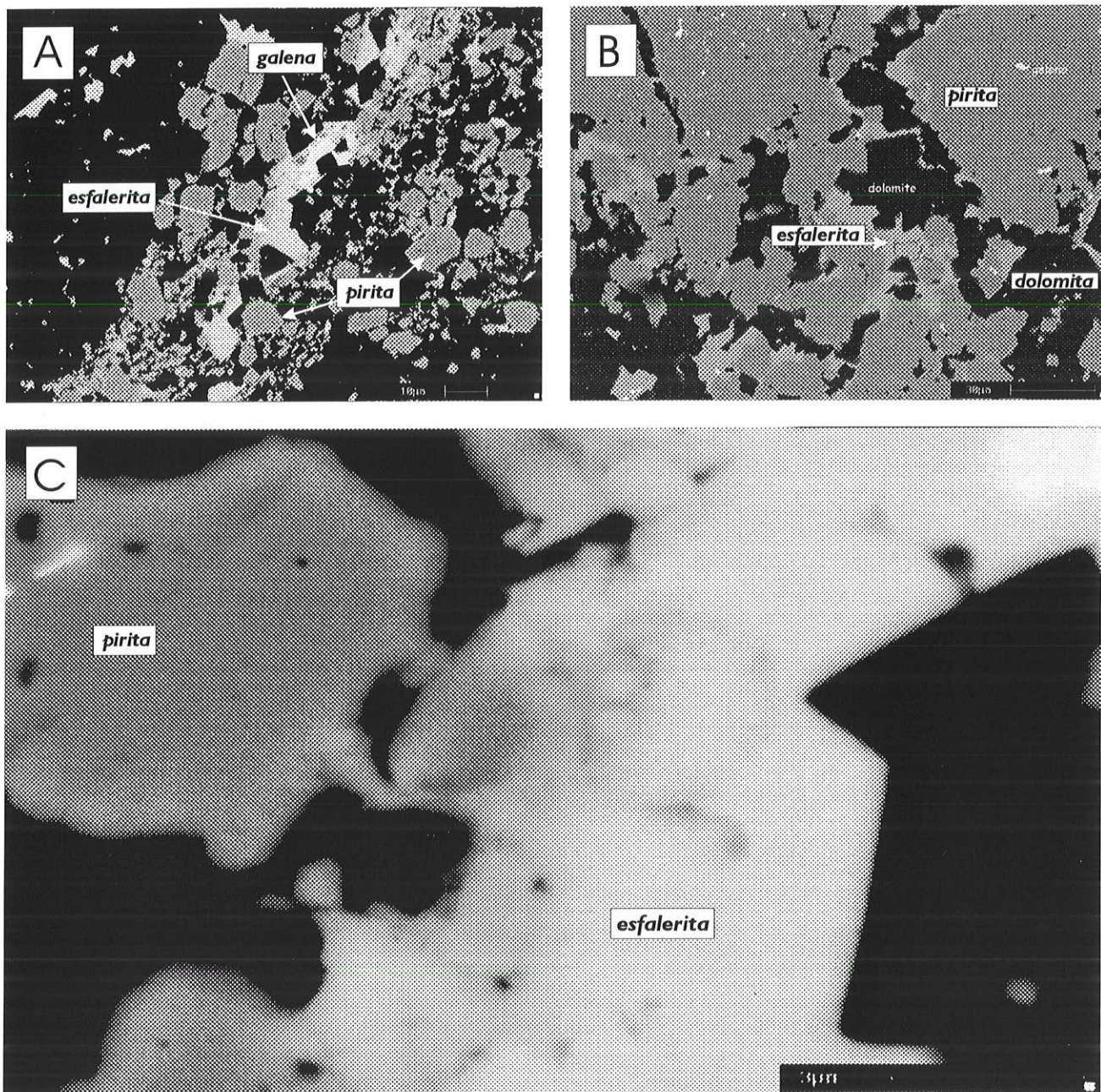


Figura 44 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV. A - Feições dos sulfetos relacionadas à milonitização, com a dissolução parcial da pirita e cristalização da esfalerita tardia (III), com dolomita euhédrica e galena subordinada. B - Fragmentos de pirita envolvidos por dolomita e esfalerita, que a substitui, a partir de fraturas e bordas dos fragmentos. C - Detalhe de A, mostrando a relação entre a pirita e a esfalerita que a substitui.

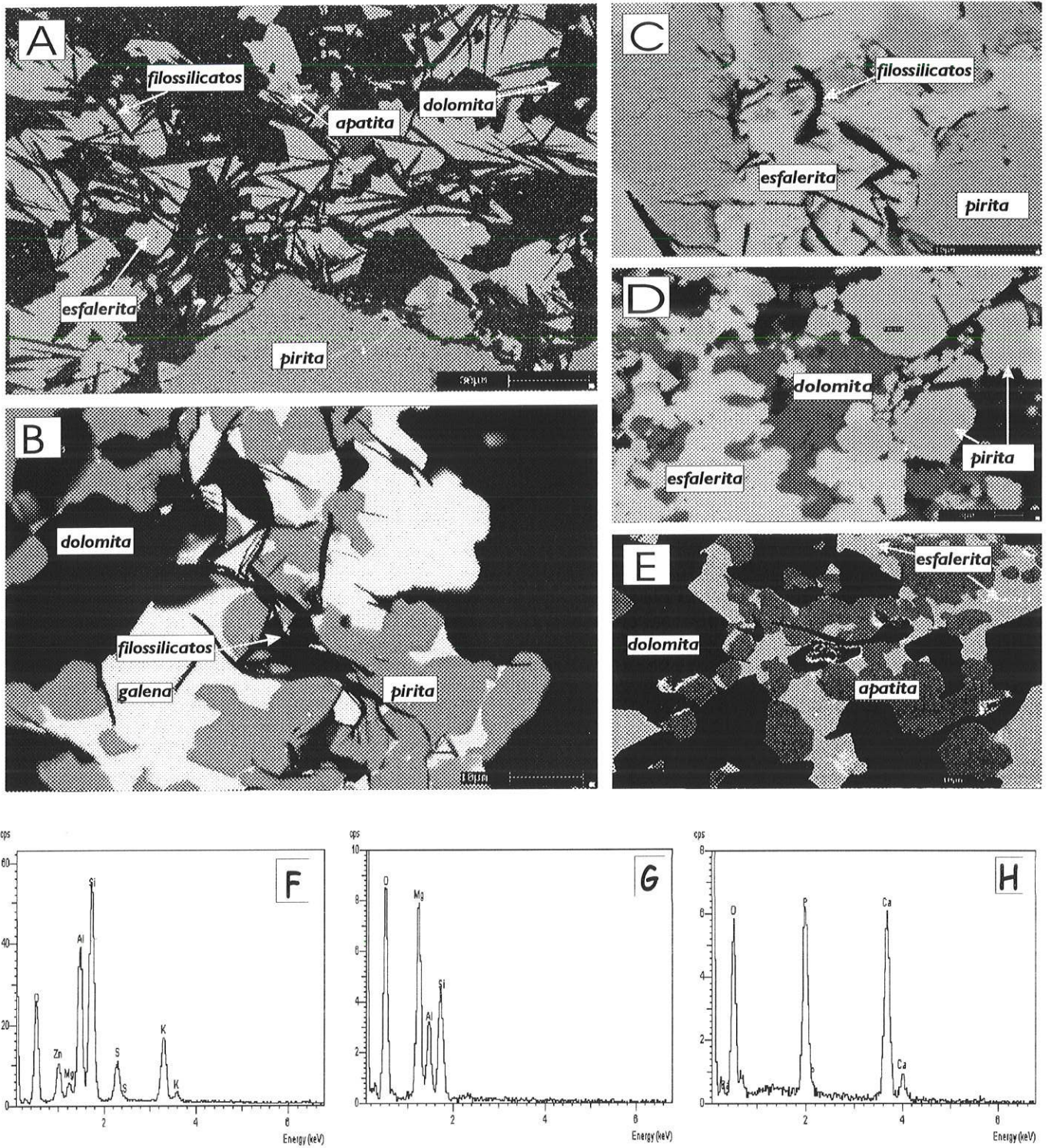


Figura 45 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, mostrando a associação de filossilicatos/argilo-minerais ± apatita ± dolomita euhédrica e processos de corrosão/dissolução ou substituição de sulfetos em amostras do Depósito de Ambrósia. A - Pirita fraturada, em contato com esfalerita, associada ao filossilicatos. B - Fragmentos de pirita, com fraca dissolução, envolvidos por galena e filossilicatos. C - Pirita com texturas de dissolução parcial, envolvida por esfalerita e filossilicatos. D - Pirita brechada com esfalerita associada a esfalerita, em matriz dolomítica. E - Esfalerita parcialmente substituída por apatita e dolomita euhédrica. F e G - Espectros de EDS referentes aos filossilicatos. G - Espectro de EDS da apatita.

Depósito	Unidade hospedeira	Controle estrutural	Alteração hidrotermal	Estilos de mineralização	Tipos de minério	Minerais
VAZANTE	Membro Pamplona Inferior (folhelhos, ardósias, dolomitos algais róseos e cinzas)	Zona de Cisalhamento N50/60NW	Dolomitização, silicificação, formação de siderita, hematita, dolomita ferrosa e clorita ^(3,4)	Epigenético	Willemítico (bolsões, veios); Sulfetado (veios)	will, hm, dol, sid, Fe-dol, sp, gn, fk, zc, qtz, bar, chl ^(3,4)
MORRO AGUDO	Membro Pamplona Superior Fácies de <i>back-reef</i> (dolarenito, brecha dolarenítica, dolorudito)	Falha normal N10W/75SW ^{1,2}	Silicificação (posterior à mineralização principal)	Sin-diagenético ^(1,2) , tardi-diagenético e epigenético	“Estratiforme” (N); oolítico (JKL); brechado (GHI); venular ⁽¹⁾	gn, sp, py, cc, dol, bar, qtz ^(1,2)
FAGUNDES	Membro Pamplona; Fácies de <i>back-reef</i> (dolorudito e bioherma estromatolítico)		Forte silicificação e formação de dolomita e dolomita ferrosa.	Tardi-diagenético e epigenético	<i>Stratabound</i> , filoniano	py, sp, gn, marc, dol, qtz
AMBRÓSIA	Membro Pamplona Inferior (dolomito brechado com intercalações de folhelhos e metassilito)	Falha N30W/80SW	Substituição do dolomito por dolomita <i>baroque</i> e Fe-dolomita. Silicificação subordinada.	Epigenético	Filoniano	py, sp, gn, dol, marc, qtz, apatita

Tabela 7 – Características gerais dos depósitos. Abreviações: will: willemita; hm: hematita; dol: dolomita; sid: siderita; Fe-dol: Fe-dolomita; sp: esfalerita; gn: galena; fk: franklinita; zc: zincita; qtz: quartzo; bar: barita; chl: clorita; py: pirita; cc: calcita; marc: marcassita. (1) – Cunha (1999); (2) – Cunha et al., 2000; (3) – Monteiro (1997); (4) – Monteiro et al. (1999b); (5) Dardenne & Freitas-Silva (1998)

VI BALANÇO DE MASSA

Modelos geoquímicos, ilustrativos dos processos vinculadas a alterações hidrotermais e mineralizações, foram elaborados para os diferentes depósitos estudados visando a obtenção de informações sobre a assinatura geoquímica dos fluidos mineralizantes envolvidos.

Estudos prévios de balanço de massa dos litotipos hidrotermalizados e mineralizados do depósito de Vazante foram feitos por Monteiro (1997), segundo o método gráfico de Grant (1986). Este método representa a solução simultânea das equações para cálculos de ganhos e perdas de componentes estabelecidas por Gresens (1967), a partir de análises químicas e densidades específicas para rochas inalteradas e seus equivalentes alterados. Neste estudo, foram consideradas amostras homogêneas com evidências de alteração pervasiva, embora a alteração fissural e brechamento associado ao grande número de veios resultem em significativa inflação volumétrica, e representem a feição mais marcante relacionada à mineralização.

Visando a caracterização dos ganhos e perdas de massa e volume em amostras dos depósitos de Ambrósia e Fagundes e a sua comparação com os dados referentes à Vazante, foram feitas modelagens para os três depósitos, considerando-se o sistema aberto com alterações de massa e de volume, através dos métodos de Gresens (1967) e Grant (1986), modificados por Potdevin & Marquer (1987). Os balanços de massa foram realizados considerando-se H^+ e O^{2-} como componentes independentes, como recomendado por Potdevin & Marquer (1987) para sistemas hidrotermais. Diagramas de Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987) foram utilizados para a definição de elementos com menor fator volumétrico (Fv). Entretanto, apenas o oxigênio apresentou comportamento relativamente imóvel em todas as associações, sendo por isso utilizado como parâmetro nas modelagens para a identificação das variações de volume e da D/Fv (densidade/fator de variação de volume de Gresens).

A principal limitação deste estudo refere-se ao pequeno número de amostras analisadas que, embora sejam representativas dos processos de alteração e mineralização, podem não registrar as modificações maiores em escala de depósito. Adicionalmente, a falta de análises químicas de alguns elementos, como o Ge e o Ga, é outra limitação destas modelagens. Ainda assim, esta análise permite comparações gerais entre os processos predominantes nos três depósitos (*Tabelas 8 e 9*).

6.1 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Em relação ao Depósito de Fagundes, tanto a silicificação pervasiva como a substituição por dolomita *baroque* são processos que antecedem os estágios de mineralização principal e são acompanhados por aumentos relativos de SiO_2 (até 300%), quando comparados com a média dos dolomitos inalterados (**Figura 47**). Aumentos também significativos de P_2O_5 (até 150 %) são verificados no dolomito silicificado, enquanto o Sr, que apresenta leve perda no dolomito silicificado, mostra um aumento relativo no dolomito recristalizado. Perdas comuns à silicificação e substituições dois tipos de alteração referem-se principalmente a elementos químicos típicos das frações não-carbonáticas, tais como Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , Zr, Th, U, Cr e Sc, além do MnO (**Figura 47; Tabela 8**). Perda significativa de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ em relação ao dolomito inalterado é também evidente no dolomito hidrotermalizado. Como o aumento do conteúdo de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ e MnO é característico de modificações pós-deposicionais relacionadas com a diagênese de soterramento, o padrão de alteração dos dolomitos de Fagundes pode indicar condições distintas daquelas predominantes nos processos diagenéticos, refletindo condições relativamente mais oxidantes dos fluidos hidrotermais.

No Depósito de Ambrósia, a silicificação seletiva também antecede a mineralização, mas é mais localizada e subordinada à substituição por dolomita *baroque* (e ankerita). Os dois processos são acompanhados por aumentos relativos de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, P_2O_5 , U, V, Rb, Sr, As, Zn, Pb, Cd e S (**Figura 48; Tabela 8**). No dolomito silicificado, além de aumento de mais de 600 % de SiO_2 , há também aumentos significativos de Sb e Co, enquanto no dolomito hidrotermalizado pode ser observado aumento de mais de 300% de MnO. Estes processos de alteração também são acompanhados por perdas de elementos comumente associados com fases detríticas, tais como, Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Zr e Th, U (**Figura 48; Tabela 8**), além de perdas também significativas de CaO, MgO, CO_2 e Ba, vinculados à dissolução e substituição carbonática.

Na Zona de Falha de Vazante, os dolomitos do Membro Pamplona Inferior, que hospedam as mineralizações, apresentam-se mais intensamente alterados, mas os dolomitos do Membro Morro do Pinheiro Superior, sotopostos à zona de falha apresentam também, alterações significativas.

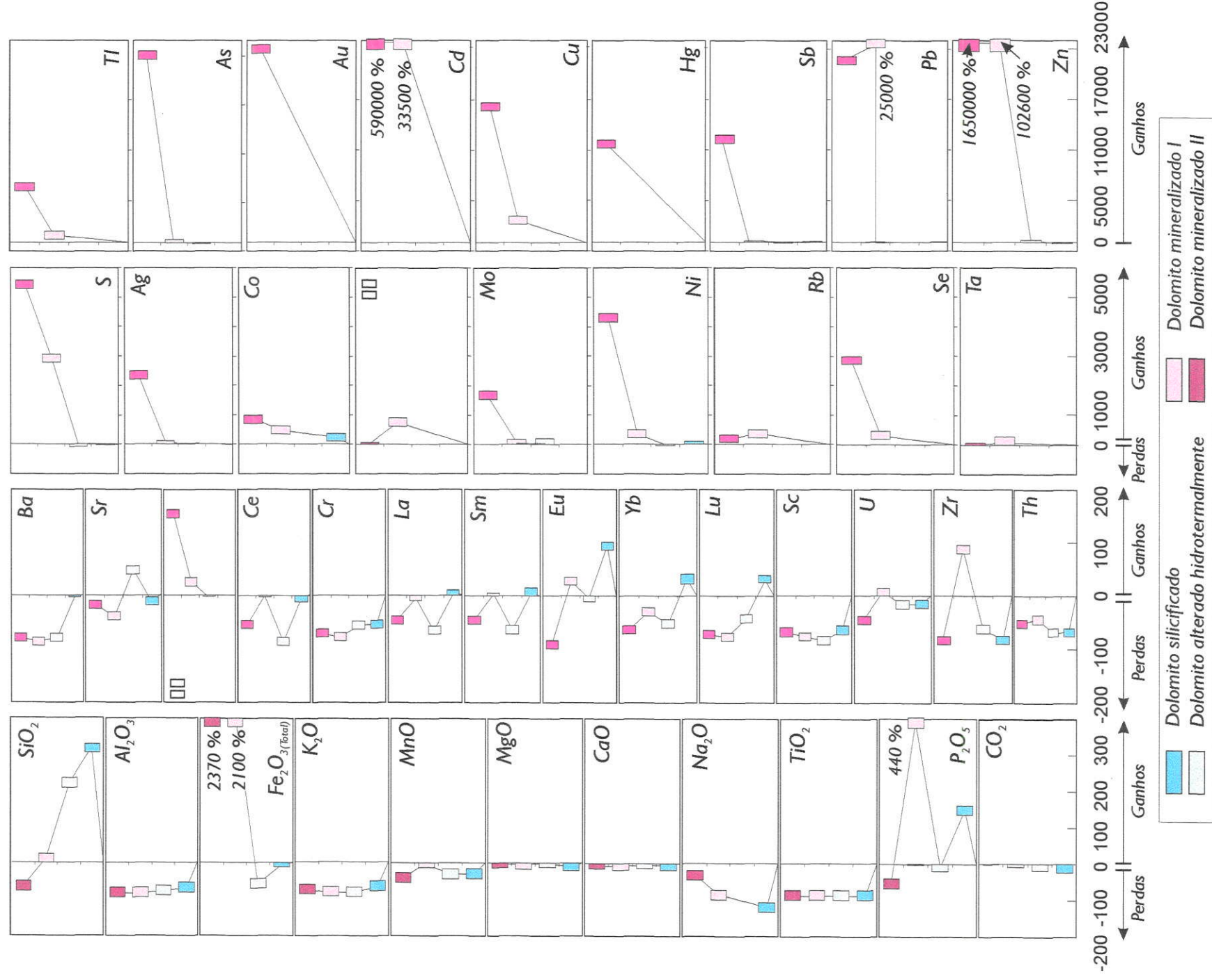


Figura 47 - Ganhos e perdas em % em massa associadas aos dolomitos alterados e mineralizados do Depósito de Fagundes, calculadas com a utilização do software GRESENS 92 (Potdevin & Marquer, 1987). A composição média das rochas inalteradas é representada em cada gráfico pela linha vertical com 0 % de perda ou ganho de massa.

DEPÓSITO	Unidade	Estilo de alteração	Características geoquímicas (balanço de massa)	
			Principais ganhos	Principais perdas
VAZANTE	Membro Morro do Pinheiro Superior	Alteração pervasiva em dolomitos, na zona sotoposta à Falha de Vazante, com alteração de cor de cinza-escuro a branco ou róseo e alteração fissural associada a sistema de veios de dolomita e siderita.	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O _{3(T)} , MnO, (TiO ₂) Zn, Pb, Cd, V, U, Co, As, Sb, Ba, Cu, Ni, Cr, La, Ce, Sc, Sm, Zr, Y	K ₂ O, Na ₂ O, P ₂ O ₅ , Sr, Br, (Ag)
		Alteração pervasiva em dolomitos em contato tectônico com metabasitos na zona de Falha de Vazante, com alteração de cor de cinza a branco (<i>dolomitos bleached</i>)	Fe ₂ O _{3(T)} , MnO, Na ₂ O Zn, Pb, Cd, V, Ba, Cu, Ni, Au, Co	SiO ₂ , (Al ₂ O ₃), K ₂ O, P ₂ O ₅ , (Ag)
	Membro Pamplona Inferior	Alteração pervasiva em dolomitos situados na Zona de Falha de Vazante com alteração de cor de cinza a rósea para vermelho. Substituições por dolomita, siderita, jaspe, hematita, clorita.	SiO ₂ , Fe ₂ O _{3(T)} , MnO, TiO ₂ , P ₂ O ₅ Zn, Pb, Cd, Ag, S, V, U, Co, As, Sb, Ba, Cu, Ni, Cr, Rb, La, Sm, Zr, Y	CaO, MgO, (Al ₂ O ₃), K ₂ O, Na ₂ O, Sc, Br
		Milonitização localizada, sem associação direta com a zona de falha principal.	SiO ₂ , Zn, Pb, Cd, Ag	Al ₂ O ₃ , K ₂ O, CaO, MgO, MnO, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , Fe ₂ O _{3(T)} , CO ₂ , S, La, Sc, Sm, Sr, Zr, Y.
AMBRÓSIA	Membro Pamplona Superior	Silicificação seletiva de dolomitos, de ocorrência restrita no depósito.	SiO ₂ , Fe ₂ O _{3(T)} , P ₂ O ₅ , Na ₂ O, U, V, Sb, Co, As, Zn, Pb, Cd, S, Rb, Sr	Al ₂ O ₃ , K ₂ O, CaO, MgO, TiO ₂ , CO ₂ , La, Sc, Sm, Zr, Y, Th, Yb, Ba, Ce, Cr
		Alteração pervasiva de dolomitos, com modificação de cor de cinza a bege claro e recristalização. Substituição por dolomita <i>baroque</i> e dolomita ferrosa.	Fe ₂ O _{3(T)} , MnO, P ₂ O ₅ , U, V, Rb, Sr, As, Ni, Zn, Pb, Cd, S, La	Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Na ₂ O, TiO ₂ , SiO ₂ Zr, Y, Th, Yb, Ba
FAGUNDES	Membro Pamplona Superior	Silicificação pervasiva associada com substituição total ou parcial do dolomito por calcedônia, quartzo e dolomita <i>baroque</i>	SiO ₂ , P ₂ O ₅ , Co, Eu, Yb, Lu	Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MnO, Na ₂ O, TiO ₂ , MgO ^(*) , CaO [*] , Zr, Th, Cr, Sc, U, Sr
		Alteração pervasiva do dolomito associada com modificação de cor de cinza a róseo ou bege. Substituição por dolomita <i>baroque</i> .	SiO ₂ , Sr, CaO ^(*) , MgO ^(*)	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O _{3(T)} , K ₂ O, MnO, Na ₂ O, TiO ₂ , MgO ^(*) , CaO ^(*) , Ba, La, Ce, Sm, Zr, Yb, Th, Cr, Sc, Lu, U

Tabela 8 – Principais ganhos e perdas de massa dos dolomitos alterados hidrotermalmente em relação aos dolomitos inalterados de cada depósito. Cálculos baseados em Gresens (1967), Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987). (*) indicam elementos com pequenos ganhos ou perdas relativos. Elementos, entre parêntese, apresentam grande faixa de variação.

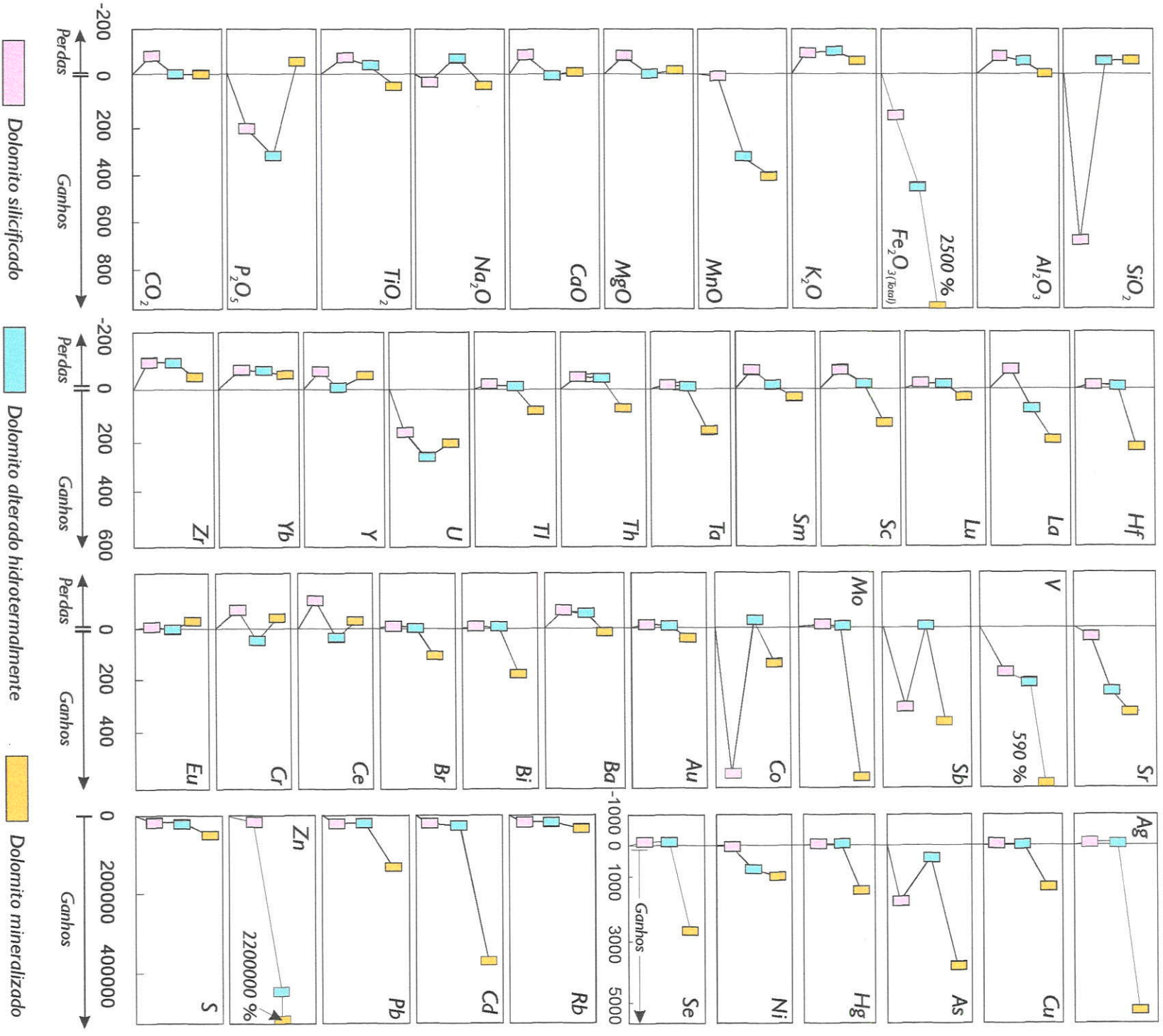


Figura 48 - Ganhos e perdas em % em massa associadas aos dolomitos alterados e mineralizados do Depósito de Ambrósia, calculadas com a utilização do software GRESENS 92 (Potdevin & Marquer, 1987). A composição média das rochas inalteradas é representada em cada gráfico pela linha vertical com 0 % de perda ou ganho de massa.

Dolomitos alterados, pertencentes aos membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior, apresentam aumentos significativos de SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MnO , Zn , Pb , Cd , V , U , Co , As , Sb , Ba , Cu , Ni , Cr , La , Sm , Zr e Y (**Figuras 49, 50, 51; Tabela 8**). Dolomitos do Membro Pamplona Inferior apresentam ainda aumento de P_2O_5 , TiO_2 , Ag , S e Rb (**Figuras 49 e 50**). As perdas comuns aos dois tipos de dolomito são representadas por K_2O , Na_2O , Br . No Membro Pamplona Inferior verifica-se ainda perda de CaO , MgO , relacionada à dissolução dolomítica, e Sc , enquanto no Membro Morro do Pinheiro Superior há perda relativa ao dolomito inalterado de P_2O_5 e Sr (**Figura 51**).

Os dolomitos *bleached*, em contato tectônico com metabasitos, apresentam ganhos de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MnO , Na_2O , Zn , Pb , Cd , V , Ba , Cu , Ni , Au e Co e perdas mais importantes de SiO_2 , K_2O e P_2O_5 (**Figura 51; Tabela 8**). Fora da Zona de Falha de Vazante ocorrem, localizadamente, dolomitos também afetados por milonitização, aparentemente sem associação com as zonas mineralizadas. Estes litotipos apresentam também maior conteúdo relativo de SiO_2 , Zn , Pb , Cd e Ag e perdas dos principais óxidos, além de S , La , Sc , Sm , Sr , Zr e Y .

6.2 MINERALIZAÇÕES DE ZINCO

Os dolomitos dos três depósitos, afetados por mineralizações sulfetadas, apresentam ganhos de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, Zn , Pb , Cd , Ag , S , As , Sb , Au , Hg , Se , Co , Cu e Ni (**Tabela 9**), relativos aos dolomitos inalterados de cada depósito. Em Fagundes e Ambrósia, além do aumento relativo destes elementos, há ganhos significativos de Rb , Mo , Tl e Hf (**Figuras 47 e 48**). Em Ambrósia também podem ser verificados ganhos relativos em MnO , Na_2O , TiO_2 , Sr , V , U , Ta , Th , Sc , La , Sm e Lu (**Figura 48**).

No Depósito de Vazante a mineralização sulfetada também é acompanhada por ganhos relativos importantes de SiO_2 (mais de 1300%), de TiO_2 , V , Ba , Br , Cr , Y e Sm (**Tabela 8; Figuras 49 e 50**).

A mineralização willemítica de Vazante apresenta em aumentos em relação aos dolomitos inalterados ainda maiores que os verificados na mineralização sulfetada deste depósito dos seguintes elementos: SiO_2 (até 1800%), de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ (até 111000%), U (~ 3000%), V (até 5800%), Rb (até 58000%), La (~200%) e Sb (~18000%) (**Figuras 49 e 50; Tabela 9**). Outros elementos fortemente enriquecidos no minério willemítico, em relação aos dolomitos hospedeiros, são Zn , Pb , Cd , Ag , S , Co , Sb , Cu , Ni , As , e Y , que refletem ganhos semelhantes ou menores que os observados em relação à mineralização sulfetada.

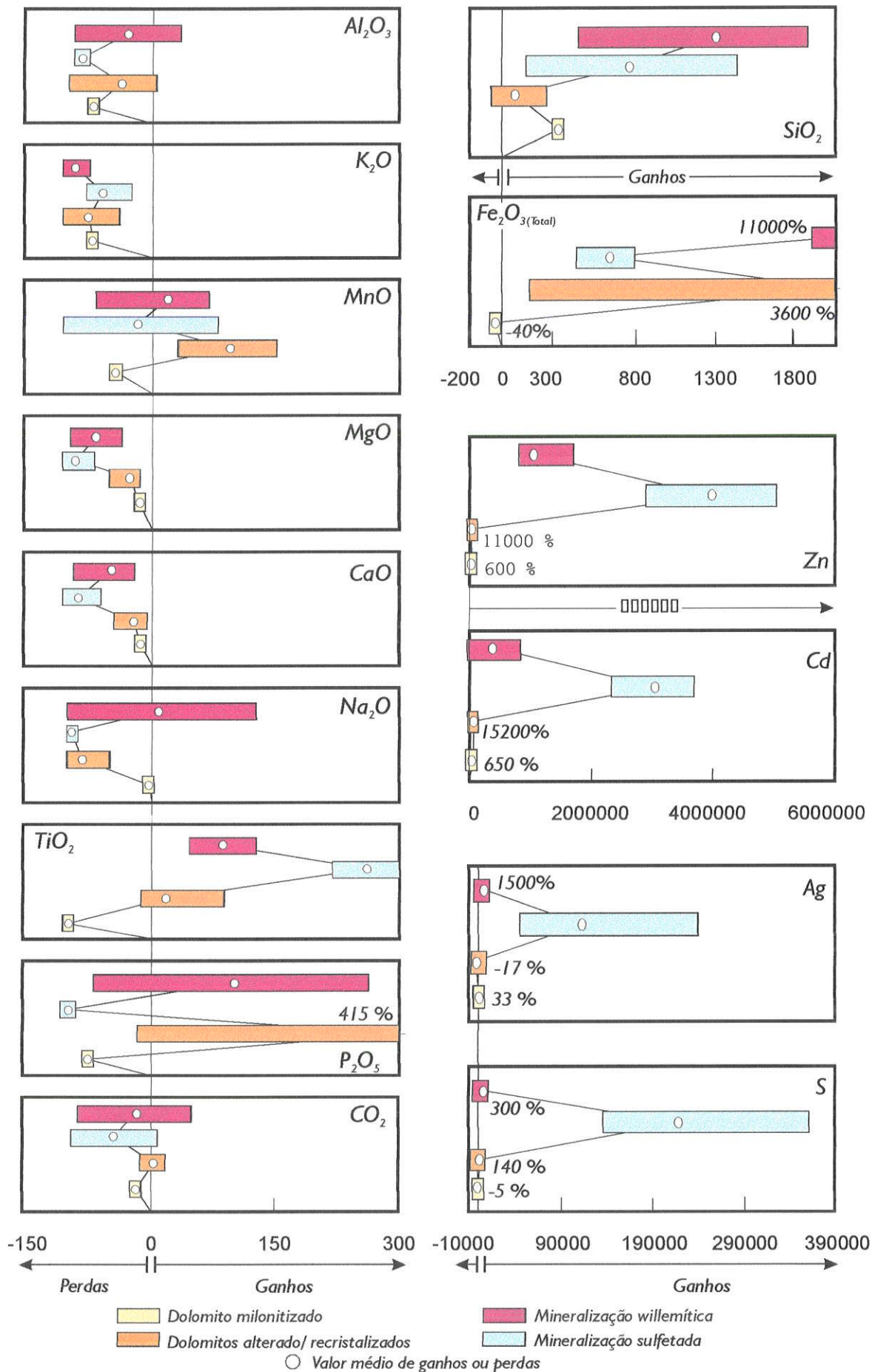


Figura 49 - Balanço de massa de dolomitos alterados e mineralizados do Membro Pamplona Inferior, que hospedam as mineralizações sulfetadas e willemíticas do Depósito de Vazante. Cálculos foram feitos com a utilização do software GRESENS 92 (Potdevin & Marquer, 1987). A composição média das rochas inalteradas é representada em cada gráfico pela linha vertical com 0% de perda ou ganho de massa.

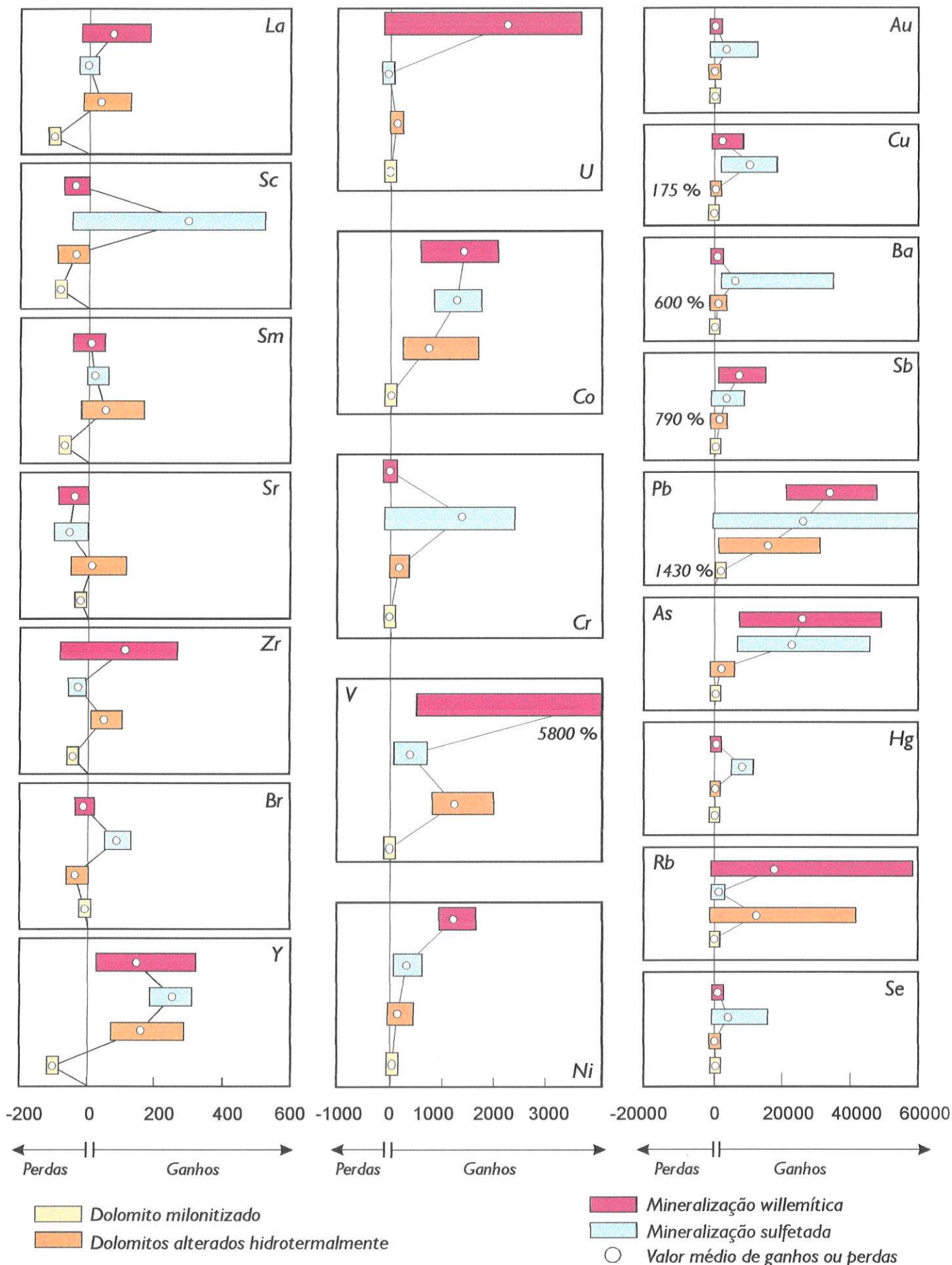


Figura 50 - Balanço de massa de dolomitos do Membro Pamplona Inferior afetados por milonitização, alteração hidrotermal e pelos processos de mineralização (Depósito de Vazante). Cálculos realizadas com a utilização do software GRESENS 92 (Potdevin & Marquer, 1987).

Variações amplas são observadas em relação a Na₂O, MnO, P₂O₅, CO₂ e Zr. A variação média destes elementos, no entanto, indica enriquecimento no minério willemítico, relativo ao dolomito inalterado.

DEPÓSITO	Mineralização	Características geoquímicas	
		Principais ganhos	Principais perdas
VAZANTE	Mineralização willemítica	SiO ₂ , Fe ₂ O _{3(T)} , TiO ₂ , (P ₂ O ₅), (MnO), (Na ₂ O), Zn, Pb, Cd, Ag, S, V, U, Co, As, Sb, Cu, Ni, Rb, La, Zr, Y	CaO, MgO, (Al ₂ O ₃), K ₂ O, (CO ₂), Sc, Sr
	Mineralização sulfetada	SiO ₂ , Fe ₂ O _{3(T)} , TiO ₂ , (Sc), V, Co, Zn, Pb, Cd, Ag, S, Ba, Br, Cr, As, Au, Sb, Cu, Ni, Hg, Se, Y, Sm	CaO, MgO, (MnO), Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Na ₂ O, P ₂ O ₅ , CO ₂ , Sr, Zr
AMBRÓSIA	Mineralização sulfetada	Fe ₂ O _{3(T)} , MnO, Na ₂ O, TiO ₂ , Sr, Rb, Zn, Pb, Cd, Ag, S, V, U, Co, Mo, Bi, Br, As, Au, Sb, Cu, Ni, Hg, Se, Tl, Hf, La, Lu, Sc, Sm, Ta, Th	K ₂ O, P ₂ O ₅ , SiO ₂ , Y, Yb, Zr, Ce, Cr, Eu
FAGUNDES	Mineralização sulfetada	Fe ₂ O _{3(T)} , (P ₂ O ₅), Rb, Zn, Pb, Cd, Ag, S, Co, As, Au, Sb, Cu, Ni, Hg, Se, Mo, Tl, Hf	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , K ₂ O, MnO, Na ₂ O, MgO, CaO, Ba, La, Ce, Sm, Sr, Th, Sc, Lu, U, (Eu), (Zr), Cr, Yb

Tabela 9 – Principais ganhos e perdas de massa relativos aos óxidos e elementos dos dolomitos mineralizados em relação aos dolomitos inalterados de cada depósito. Cálculos segundo os métodos de Gresens (1967), Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987).

Os processos mineralizantes dos três depósitos são acompanhados por perdas de K₂O, CaO, MgO (Tabela 9). Em Fagundes, em termos de elementos maiores, também ocorrem perdas relativas de SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, MnO e Na₂O (Figura 47), enquanto que, em Ambrósia e Vazante são verificadas perdas de P₂O₅ e SiO₂ (Figura 48) e de Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅ e MnO, respectivamente (Figuras 49 e 50), estes dois últimos apenas no minério sulfetado. Importantes também são as perdas de Sr observadas em Vazante e Fagundes.

No Depósito de Fagundes, as alterações que antecedem a mineralização podem ter importante papel na preparação de zonas favoráveis à percolação das soluções mineralizantes, entretanto não apresentam vínculo direto com os processos mineralizantes. Com exceção do P₂O₅ e Co, não são observados nos dolomitos silicificados e hidrotermalizados de Fagundes aumentos significativos de elementos característicos dos processos mineralizantes.

Em Vazante, os processos de alteração hidrotermal e mineralização refletem assinaturas geoquímicas semelhantes. De forma geral, observa-se que os dolomitos hidrotermalizados registram a assinatura característica da mineralização willemítica, por apresentarem aumentos importantes em V, U, Rb, Fe₂O_{3(T)} e P₂O₅, maiores que os verificados na mineralização sulfetada.

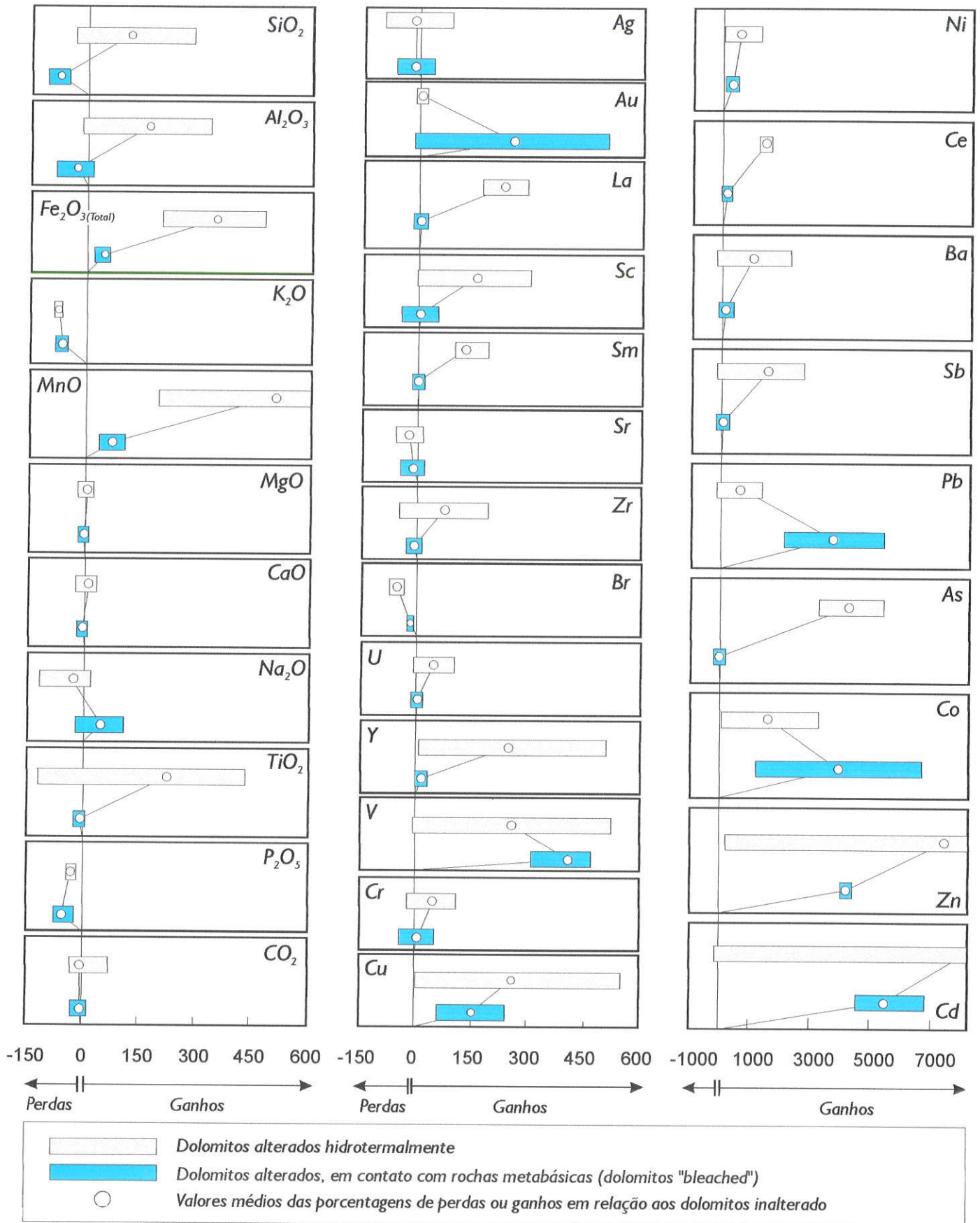


Figura 51 - Balanço de massa dos dolomitos alterados hidrotermalmente do Membro Morro do Pinheiro Superior e dolomitos "bleached". Cálculos baseados nos métodos de segundo Gresens (1967), Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987).

Nos dolomitos hidrotermalizados de Vazante também são observados enriquecimentos relativos de Zn, Pb, Cd, e demais elementos associados com a mineralização sulfetada.

No depósito de Ambrósia, tanto os processos de silicificação, de natureza mais localizada, como a recristalização acompanhada de substituição por dolomita *baroque*, refletem o papel de fluidos hidrotermais que já são relativamente enriquecidos em $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, MnO, P_2O_5 , U, V, Rb, Sr, Sb, Co, As, Zn, Pb, Cd, S e La, e podem refletir a natureza dos fluidos mineralizantes. Neste depósito, alguns elementos como U, V, Rb, La, que são importantes na mineralização willemítica, também estão presentes. A introdução de Rb e Sr, observada tanto nas rochas hidrotermalizadas e mineralizadas do Depósito de Ambrósia, pode ser estar vinculada a processos hidrotermais, como descrito previamente por Meylan *et al.* (1981), e deve ser considerada na análise dos isótopos de Sr.

Em Ambrósia, de forma análoga ao observado por Monteiro (1997) para o minério willemítico, pode ser caracterizado um aumento progressivo da razão La/Sm em relação às rochas hospedeiras inalteradas (La/Sm = ~5,0 a 8,3), hidrotermalizadas (La/Sm = 9,5) e mineralizadas (La/Sm = 10,25), embora a amostra silicificada apresente menor razão La/Sm = 4,5. A relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e elementos terras raras leves (**Figura 52**) também reflete um aumento destes elementos em rochas mais afetadas pela alteração, que comumente apresentam menores valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Segundo Davies *et al.* (1998) os fluidos hidrotermais tendem a ser enriquecidos em elementos terras raras leves, enquanto os dolomitos que retêm composições marinhas podem refletir a composição da água do mar, mais empobrecida nestes elementos. Entretanto, os processos de alteração hidrotermal podem estar associados com a interação fluido-rocha, resultando em dissolução e reprecipitação de fases carbonáticas com assinatura geoquímica fortemente influenciada pelo dolomito preexistente, ou por preenchimento de cavidades por fases hidrotermais que refletem diretamente a composição de terras raras do fluido (Hecht *et al.* 1999). Desta forma, o aumento das razões La/Sm nos dolomitos recristalizados e mineralizados de Ambrósia podem representar uma indicação de que a composição dos fluidos envolvidos nestes processos de alteração e mineralização não é controlada predominantemente por interações com os dolomitos hospedeiros, refletindo a participação de fluidos com maior razão La/Sm nos processos mineralizantes.

No Depósito de Vazante a substituição progressiva do dolomito original por fases carbonáticas que incorporaram elementos terras raras leves do fluido hidrotermal também é sugerida pela relação entre estes elementos e $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 52**).

No Depósito de Fagundes, a tendência de diminuição dos elementos terras raras leves é verificada a partir do dolomito considerado preservado, sugerindo remoção parcial de elementos terras raras leves dos carbonatos por interação com fluido relativamente deficiente em elementos terras raras, de maneira similar ao observado em relação à amostra silicificada de Ambrósia, sugerindo, possivelmente, a predominância de fluido hidrotermal de natureza distinta. Padrão semelhante a este, caracterizada por diminuição das razões La/Sm, foi descrito por Graf (1984) para dolomitos recristalizados associados com depósitos do tipo *Mississippi Valley*, no Viburnum Trend. Entretanto, no caso daquele distrito, os padrões de distribuição dos elementos terras raras em rochas alteradas e em carbonatos de ganga são similares entre muitos depósitos, sugerindo que a zona inteira do Viburnum Trend tenha sido afetada pelos mesmos processos de alteração. Em contrapartida, padrões distintos de distribuições de elementos terras raras em fases hidrotermais dos diferentes depósitos da Faixa Vazante-Paracatu podem evidenciar a presença de múltiplos fluidos hidrotermais, ou a predominância de diferentes processos de mistura entre diferentes fluidos e entre fluido-rocha em cada depósito.

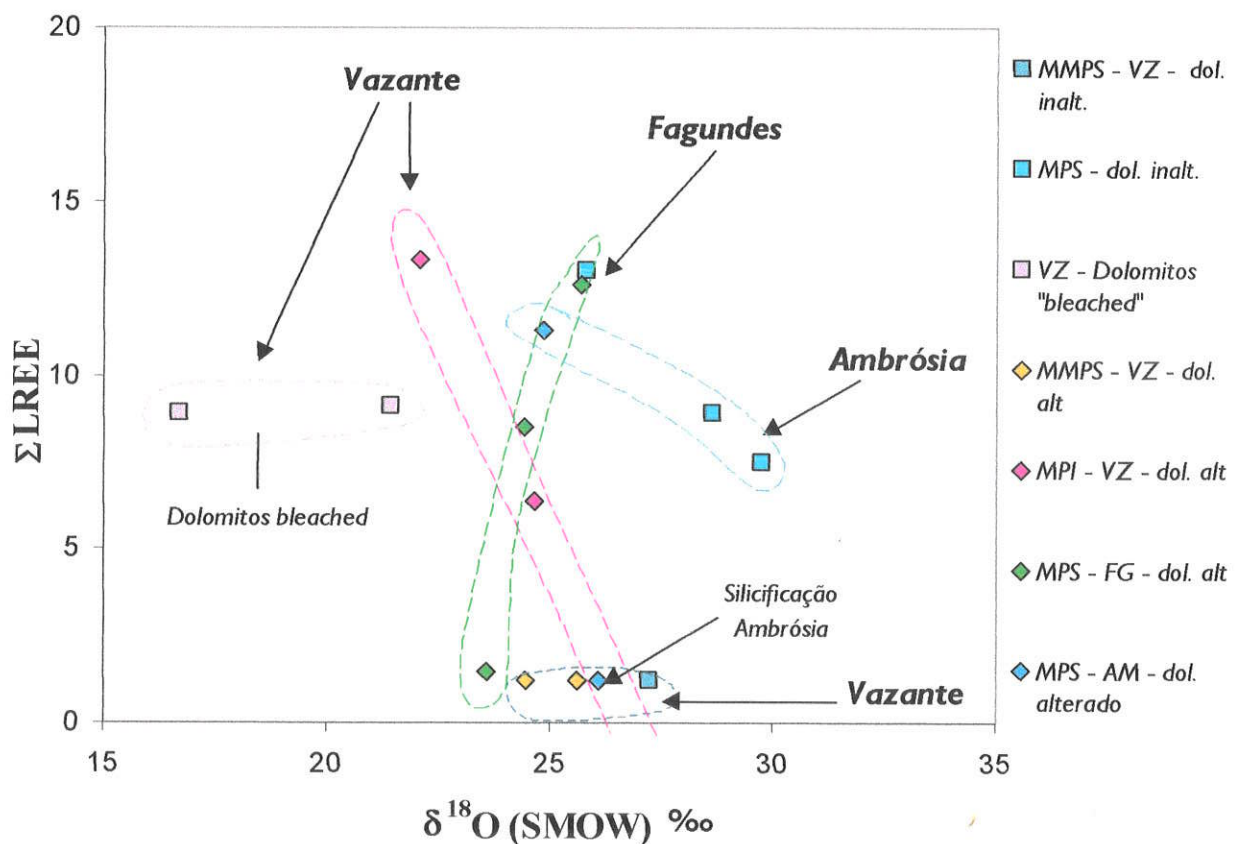


Figura 52 – Relação entre as $\delta^{18}\text{O}$ e valores de somatória de elementos terras raras leves (ΣLREE). As análises isotópicas de Vazante são de Monteiro (1997); Monteiro et al. (1999). Abreviaturas utilizadas: MMPS = Membro Morro do Pinheiro; MPI = Membro Pamplona Inferior; MPS = Membro Pamplona Superior; dol. inalt. = dolomito inalterado; dol. Alt. = dolomito alterado; FG = Fagundes; AM = Ambrósia.

VII – QUÍMICA MINERAL

7.1 CARBONATOS

Análises químicas dos carbonatos hidrotermais dos depósitos de Fagundes e Ambrósia foram obtidas por microsonda eletrônica. Estes dados foram comparados com os dados disponíveis para os depósitos de Vazante (Monteiro, 1997) e Morro Agudo (Bez, 1980), objetivando o estudo de variações químicas nas diferentes fases carbonáticas. Os intervalos de variações composicionais para fases dos carbonatos pré-mineralização, associadas ao estágio de mineralização principal e à mobilização dos depósitos de Fagundes e Ambrósia estão apresentados nas *Tabelas 10 e 11*, respectivamente.

FAGUNDES		% moles						
	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	ZnCO ₃	PbCO ₃	BaCO ₃	SrCO ₃
<i>Dolomita não planar (Dol III) – Pré-mineralização</i>								
n	3	3	3	3	3	3	3	3
Max.	50,10	49,33	0,55	0,18	0,08	0,01	0,00	0,14
Mín.	49,88	49,31	0,34	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06
Média	50,01	49,32	0,43	0,11	0,03	0,00	0,00	0,10
<i>Dolomita com textura rítmica (Dol IV) associada a sulfetos colofomes</i>								
n	10	10	10	10	10	10	10	10
Max.	51,36	49,52	0,65	0,22	3,20	0,03	0,07	0,13
Mín.	48,30	47,58	0,07	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Média	49,89	48,94	0,40	0,11	0,62	0,01	0,02	0,02
<i>Dolomita euhédrica (Dol V)</i>								
n	8	8	8	8	8	8	8	8
Max.	49,83	49,09	0,46	0,18	0,92	0,05	0,04	0,04
Mín.	49,45	48,99	0,11	0,09	0,29	0,00	0,00	0,00
Média	49,65	49,32	0,34	0,12	0,52	0,02	0,01	0,01
<i>Dolomita "baroque" (Dol VI)</i>								
n	14	14	14	14	14	14	14	14
Max.	50,68	49,67	0,49	0,16	1,57	0,03	0,08	0,06
Mín.	48,91	49,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Média	50,03	49,28	0,13	0,08	0,43	0,01	0,03	0,01
<i>Dolomita associada a zonas deformadas (Dol VII)</i>								
n	19	19	19	19	19	19	19	19
Max.	51,41	49,60	0,69	0,16	1,34	0,15	0,11	0,05
Mín.	49,35	48,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Média	50,28	49,07	0,28	0,05	0,26	0,02	0,01	0,01

Tabela 10 – Intervalos de composição (em % moles) dos carbonatos hidrotermais do depósito de Fagundes. As diferentes gerações de dolomita correspondem àquelas apresentadas na Figura 29.

Análises completas em porcentagem de óxidos e em cátions são apresentadas no **Anexo I**. A dolomita hidrotermal do depósito de Fagundes apresenta variações de CaCO_3 de 48,3 a 51 % mol, com moda em 51 % (**Figura 67**), sendo predominantemente estequiométrica.

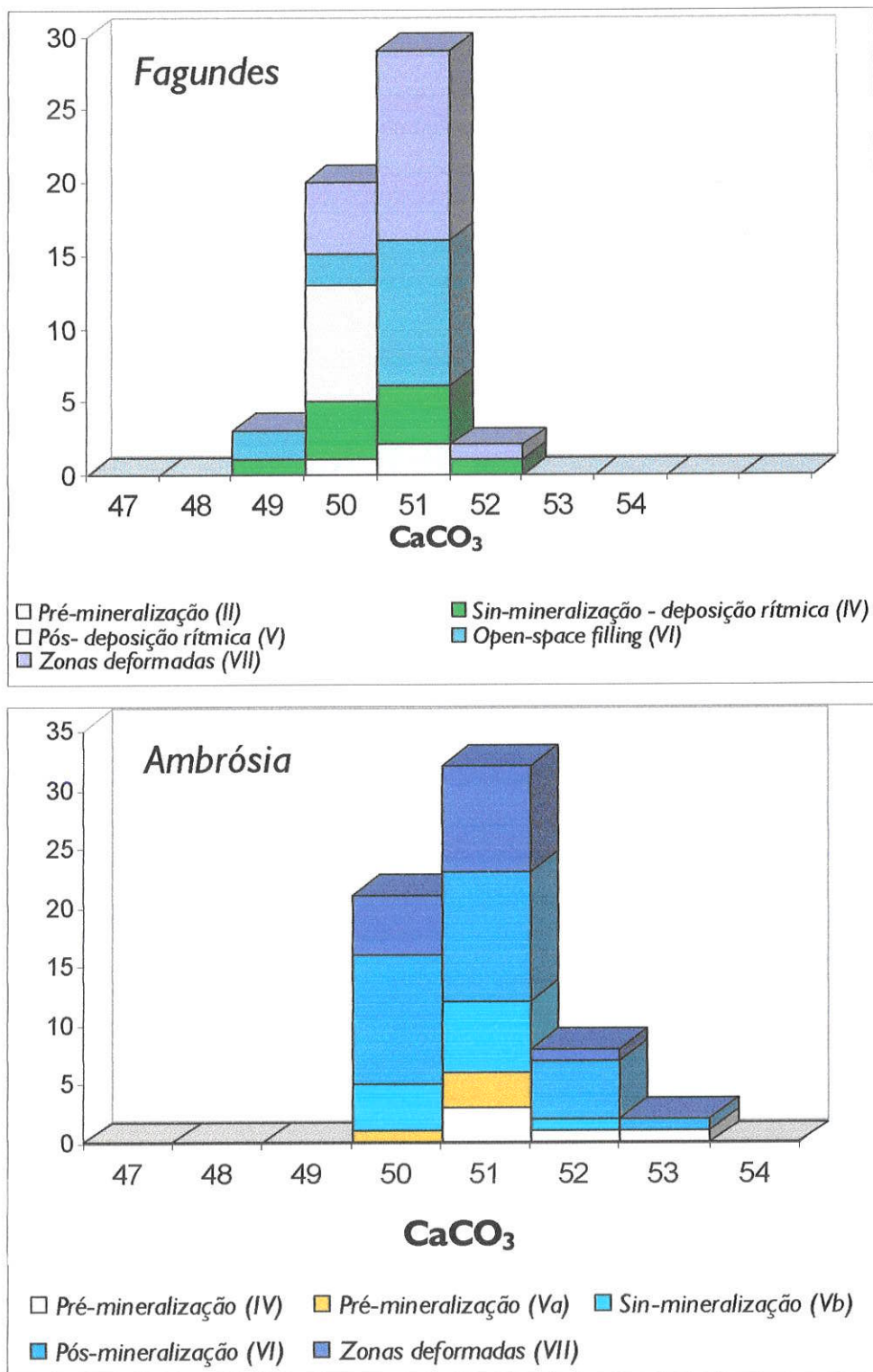


Figura 53 – Histogramas mostrando as concentrações de CaCO_3 (% mol) em dolomita dos depósitos de Fagundes e Ambrósia.

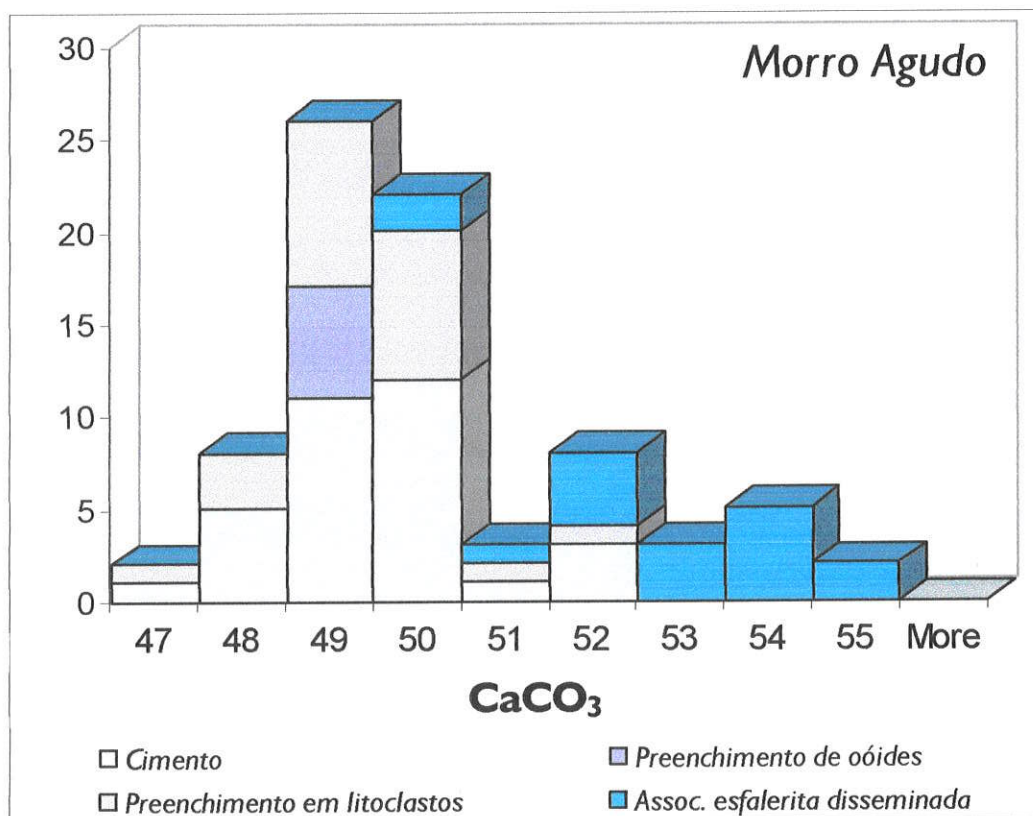
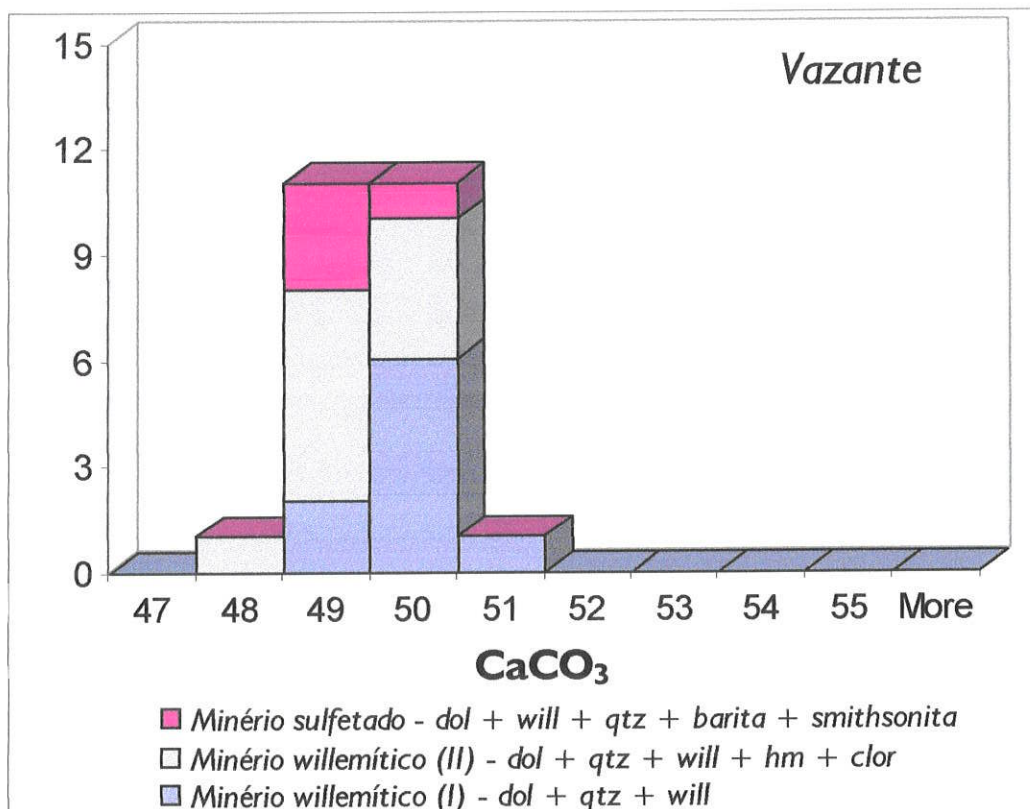


Figura 54 – Concentrações de CaCO₃ (% mol) em dolomita dos depósitos de Vazante e Morro Agudo. Fonte dos dados: Monteiro (1997) e Bez (1980).

Os conteúdos de MgCO₃ (48 – 50% mol) da dolomita de Fagundes são uniformes entre as várias gerações de dolomita (**Figura 55**). Os conteúdos de FeCO₃ atingem no máximo 0,7%

mol, representando também uma única moda (**Figura 56**). Os valores de $MnCO_3$ atingem até 0,4% mol.

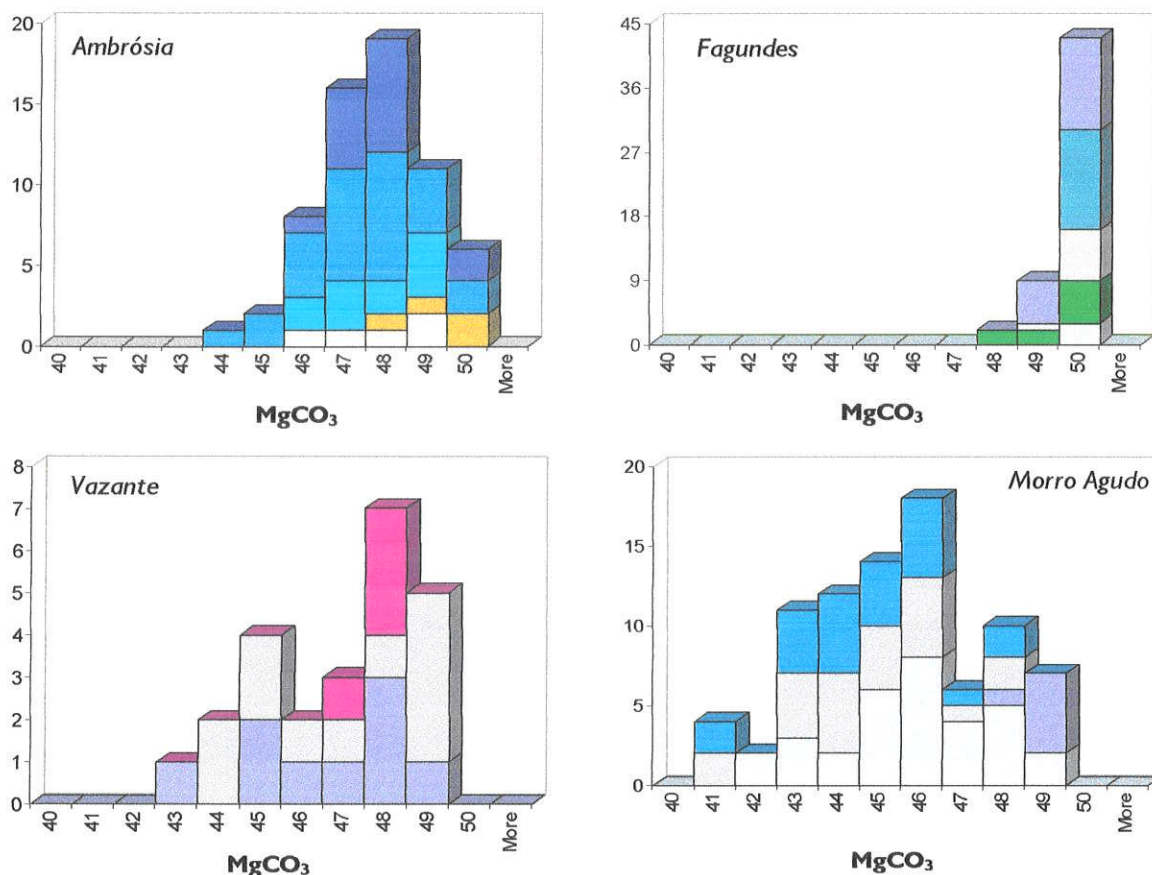


Figura 55 – Diagramas de frequência mostrando a concentração de $MgCO_3$ (% moles) em dolomita dos depósitos de Ambrósia, Fagundes, Vazante e Morro Agudo. Legendas são a mesma das Figuras 53 e 54.

Os conteúdos de $ZnCO_3$, entretanto, são variáveis e apresentam correlação positiva com os valores de $MnCO_3$ na dolomita do Depósito de Fagundes. Em geral, a presença de zinco representa substituições importantes em todas as gerações de dolomita hidrotermal, excetuando-se a dolomita associada a estágios anteriores à mineralização (**Tabela 10**). Valores mais altos de zinco são encontrados em dolomita dos estágios tardi-diagenéticos, principalmente na dolomita com textura rítmica (Dol IV) associadas aos sulfetos coliformes de Fagundes, que apresentam até 3,20% mol $ZnCO_3$. Nesta associação a dolomita, em muitos casos, apresenta composição semelhante à da dolomita zincífera que precede a mineralização principal do depósito de zinco e chumbo de Navan, na Irlanda (Kucha & Wieczorek, 1984). Como a dolomita zincífera é pouco estável em presença de H_2S (Kucha & Wieczorek, 1984), a composição da dolomita associada aos estágios iniciais de mineralização (sulfetos coliformes e zonados) sugere que os fluidos metalíferos iniciais possuíam baixo conteúdo de enxofre reduzido.

Reações de dolomita zincífera com H_2S podem resultar na formação de esfalerita por sulfetação, explicando texturas de substituição e intercrescimento dos dois minerais, que são

comuns no Depósito de Fagundes. Este processo, segundo Kucha & Wieczorek (1984) pode também contribuir para o aumento de permeabilidade dos dolomitos, favorecendo os estágios epigenéticos de mineralização.

Os conteúdos de SrCO_3 na dolomita de Fagundes são baixos e, freqüentemente, estão abaixo do limite de detecção (200 ppm), entretanto, na dolomita anterior à mineralização os conteúdos de Sr são elevados, alcançando até 0,14% mol SrCO_3 .

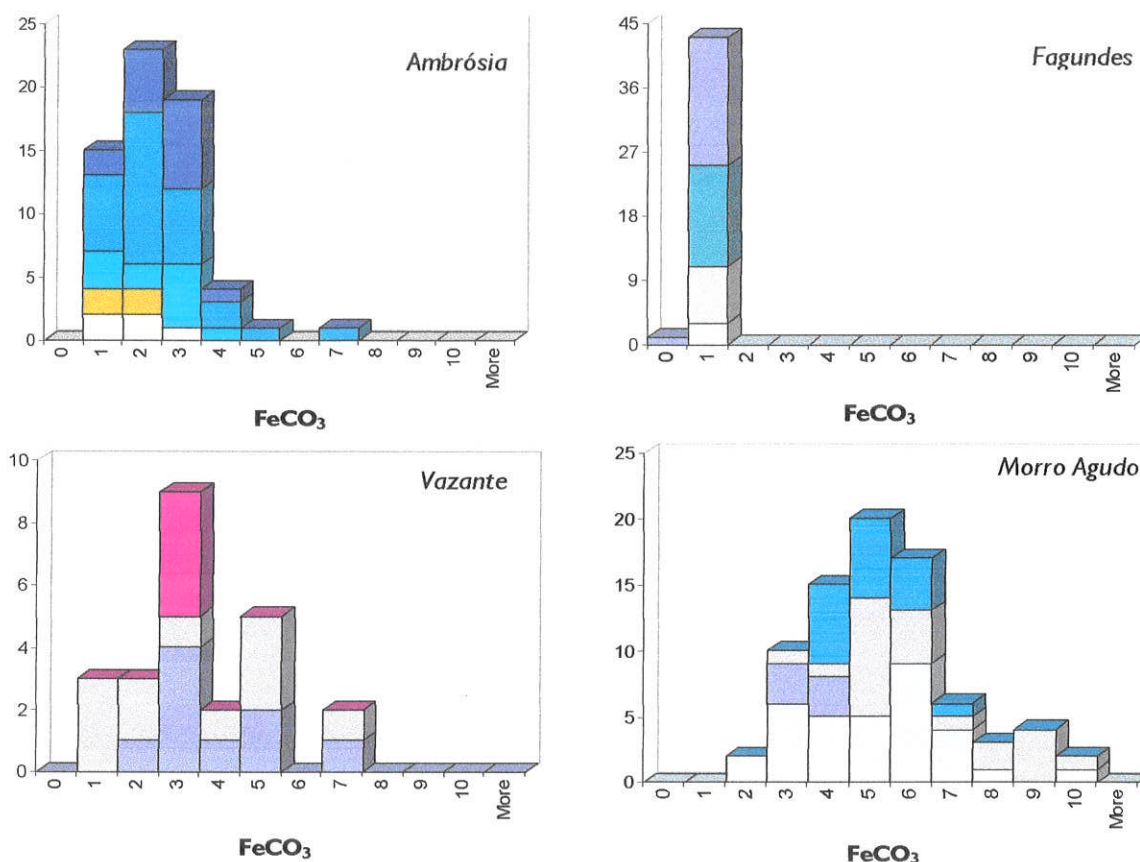


Figura 56 – Diagramas de freqüência mostrando a concentração de FeCO_3 (% moles) em dolomita dos depósitos de Ambrósia, Fagundes, Vazante e Morro Agudo. Legendas iguais às das Figuras 53 e 54.

Na dolomita associada aos estágios anteriores à mineralização, uma correlação negativa entre Sr e Fe + Mn pode ser notada, indicando que as concentrações mais altas de Sr podem ser derivadas, pelo menos parcialmente, de precursores calcínicos marinhos.

As poucas análises de dolomita mobilizada que apresentaram conteúdo de Sr acima do limite de detecção sugerem correlação positiva entre SrCO_3 e FeCO_3 , indicando aparentemente que os fluidos hidrotermais foram relativamente enriquecidos em Sr e Fe.

A dolomita do Depósito de Fagundes, em geral, é bastante estequiométrica em relação ao *end-member* da dolomita, o que pode ser uma indicação de formação em sistemas abertos caracterizados por grandes volumes de fluidos e processos contínuos de dissolução-reprecipitação (Warren, 2001). A homogeneidade de concentrações de elementos menores e

traços em cristais de uma mesma geração de dolomita pode refletir o nível de equilíbrio termodinâmico que prevaleceu durante a precipitação da dolomita (Veizer, 1983). Assim, a homogeneidade das concentrações de $MgCO_3$ (**Figura 55**) e, principalmente, de $FeCO_3$ (**Figura 56**) e $MnCO_3$ (**Figura 57**) verificada na dolomita do depósito de Fagundes, tanto em uma mesma geração como em diferentes gerações, pode refletir também um sistema com alta razão fluido-rocha (W/R) (Savard, 1996, Warren, 2001).

A dolomita do depósito de Ambrósia apresenta 50 a 53% mol de $CaCO_3$, sendo em geral, menos estequiométrica que a dolomita do depósito de Fagundes (**Tabela 11** e **Figura 53**). Os conteúdos de $FeCO_3$ (1 a 7% mol) e $MnCO_3$ (0,2 a 1,2% mol) são mais elevados que os observados na dolomita de Fagundes (**Figuras 56** e **57**). Os maiores conteúdos de ferro e manganês e os menores valores de $MgCO_3$ são observados na dolomita *baroque* posterior ao estágio principal de mineralização, substituição do Mg por Fe e Mn.

De modo análogo ao observado na dolomita de Fagundes, os carbonatos de Ambrósia apresentam substituições significativas de zinco (até 1% mol de $ZnCO_3$), principalmente na dolomita associada aos estágios de mineralização e mobilização. Há também uma tendência de correlação negativa entre $SrCO_3$ e $FeCO_3$ na dolomita posterior à mineralização. Poucos cristais de calcita associados à dolomita *baroque* do depósito de Ambrósia foram analisados. Um destes cristais apresenta 12% mol de $MgCO_3$. Substituições significativas de $FeCO_3$, $MnCO_3$ e $ZnCO_3$ (**Tabela 11**) podem ser notadas.

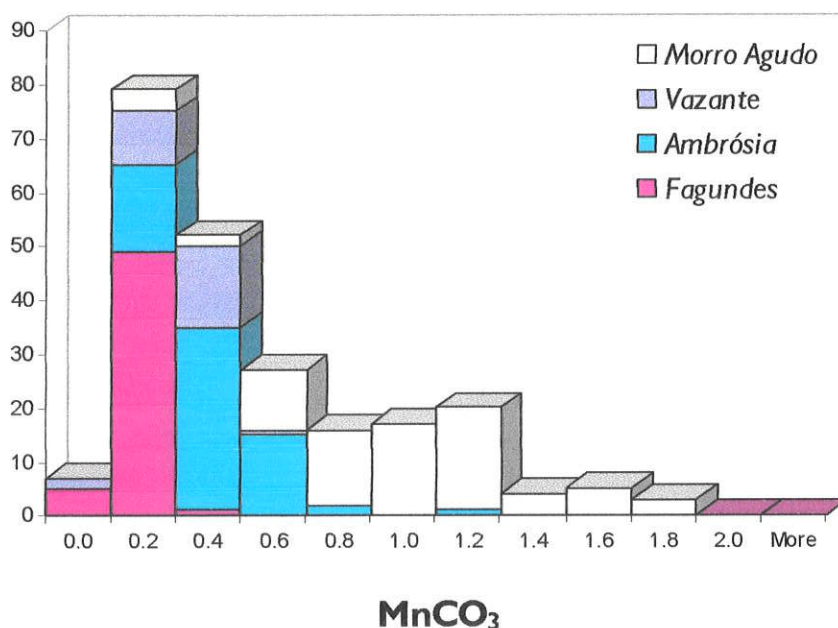


Figura 57 – Diagrama de frequência mostrando as concentrações de $MnCO_3$ (% mol) para dolomita associada às mineralizações hospedadas no Grupo Vazante.

	AMBRÓSIA							
	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	ZnCO ₃	PbCO ₃	BaCO ₃	SrCO ₃
	% moles							
Pré-mineralização principal								
<i>Dolomita esparítica cortando ou substituindo o dolomicrito - (Dol IV)</i>								
n	5	5	5	5	5	5	5	5
Max.	52.07	48.98	2.08	0.25	0.16	0.00	0.01	0.05
Min.	50.34	45.86	0.28	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Média	51.10	47.40	1.20	0.18	0.09	0.00	0.02	0.02
<i>Dolomita "baroque" associada a venulações de pirita (Dol Va)</i>								
n	4	4	4	4	4	4	4	4
Max.	50.53	49.06	1.38	0.29	0.19	0.01	0.02	0.03
Min.	49.98	47.93	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Média	50.27	48.55	0.88	0.21	0.06	0.01	0.01	0.01
Sin- mineralização principal								
<i>Dolomita "baroque" zonada (Dol Vb)</i>								
n	11	11	11	11	11	11	11	11
Max.	51.02	48.94	3.28	0.63	0.62	0.03	0.05	0.06
Min.	47.79	45.68	0.38	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Média	50.24	47.35	1.87	0.32	0.18	0.01	0.01	0.02
Pós- mineralização principal								
<i>Dolomita tardia (contato sp corroída/pirita) - (Vla)</i>								
n	21	21	21	21	21	21	21	21
Max.	51.81	49.07	6.39	0.53	1.05	0.02	0.07	0.09
Min.	49.14	43.06	0.09	0	0	0	0	0
Média	50.27	46.95	2.08	0.33	0.31	0.00	0.02	0.03
<i>Calcita associada com a dolomita tardia</i>								
n	4	4	4	4	4	4	4	4
Max.	98.82	12.08	0.49	0.19	0.58	0.03	0.11	0.11
Min.	86.58	0.44	0.10	0.09	0.31	0.00	0.00	0.04
Média	95.60	3.41	0.21	0.16	0.47	0.01	0.05	0.09
<i>Dolomita "baroque" brechada/ zona de deformação (Vlb)</i>								
n	15	15	15	15	15	15	15	15
Max.	51.79	49.39	3.45	0.49	0.61	0.03	0.05	0.05
Min.	49.65	45.46	0.16	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00
Média	50.26	47.20	1.94	0.34	0.23	0.01	0.01	0.02
<i>Dolomita euhédrica (VII)</i>								
n	7	7	7	7	7	7	7	7
Max.	52.02	49.29	2.34	1.05	0.88	0.04	0.00	0.10
Min.	49.38	44.91	0.53	0.14	0.06	0.00	0.00	0.00
Média	50.61	46.73	1.73	0.46	0.40	0.01	0.00	0.04

Tabela 11 – Composição dos carbonatos hidrotermais (% molar) presentes nas zonas mineralizadas do depósito de Ambrósia.

No depósito de Vazante a dolomita é estequiométrica, apresentando entre 48 e 51 % mol de CaCO₃ e moda em 50 % mol. As concentrações de MgCO₃ (43 a 50 % mol) e FeCO₃ (1 a 7 % mol) sugerem distribuições bimodais (Figuras 55 e 56).

Em geral, os conteúdos de FeCO_3 , MnCO_3 e MgCO_3 refletem homogeneidade em relação à dolomita associada com sulfetos, porém revelam um maior espalhamento na dolomita associada com a mineralização willemítica.

VAZANTE								
Amostra	CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3	MnCO_3	ZnCO_3	PbCO_3	BaCO_3	SrCO_3
<i>Minério sulfetado (will+qtz+dol+barita+smithsonita)</i>								
n	4	4	4	4	4	4	4	4
Max.	49.37	47.66	2.71	0.20	2.58	0.10	0.19	0.02
Min.	48.27	46.82	2.01	0.13	0.64	0.01	0.03	0.00
Média	48.83	47.25	2.25	0.16	1.38	0.04	0.08	0.01
<i>Minério willemítico (will+qtz+dol)</i>								
n	9	9	9	9	9	9	9	9
Max.	50.03	48.34	6.60	0.37	0.85	0.31	0.12	0.04
Min.	48.95	42.94	1.73	0.12	0.55	0.00	0.00	0.00
Média	49.29	46.14	3.45	0.23	0.71	0.12	0.04	0.01
<i>Minério willemítico (will+hm+clor+qtz+dol)</i>								
n	11	11	11	11	11	11	11	11
Max.	49.51	48.74	6.16	0.45	4.52	0.43	0.08	0.04
Min.	47.24	43.72	0.16	0.00	1.24	0.02	0.00	0.00
Média	48.67	46.38	2.66	0.25	1.92	0.09	0.02	0.01

Tabela 12 – Composição de carbonatos hidrotermais do depósito de Vazante. Abreviações utilizadas: will = willemita; qtz = quartzo; dol = dolomita; hm = hematita; clor = clorita.

Os valores mais altos de FeCO_3 e MnCO_3 são relativos à dolomita associada com o minério willemítico, porém o conteúdo de ferro da dolomita dos corpos de minério sulfetado são também relativamente altos (média 2,25 % mol de FeCO_3). Na dolomita associada à esfalerita correlação negativa entre FeCO_3 e SrCO_3 pode ser notada, enquanto na dolomita associada com willemita correlação positiva entre estes elementos pode ser caracterizada. Neste último caso, similar ao observado na dolomita posterior aos estágios de mineralização principal dos depósitos de Fagundes e Ambrósia, uma adição de Sr relacionada aos processos de mobilização pode ser sugerida.

Incorporação de zinco na estrutura da dolomita é bastante importante em todas as gerações de dolomita do depósito de Vazante, principalmente na dolomita em paragênese com willemita, hematita, clorita e quartzo, onde o conteúdo de zinco é mais alto (até 4,5 % mol de ZnCO_3). Na dolomita associada com willemita e quartzo os conteúdos de zinco (até 1 % mol de ZnCO_3) relacionam-se com uma pequena variação de MnCO_3 , enquanto na dolomita dos corpos sulfetados a variação de ZnCO_3 é maior, mas os valores de MnCO_3 são praticamente constantes

depósito podem estar associadas ao baixo conteúdo de enxofre reduzido, o que pode explicar também as maiores variações associadas aos corpos sulfetados.

Incorporação de chumbo (até 0,4 % mol de $PbCO_3$) e bário (até 0,19 % mol $BaCO_3$) também podem ser verificadas na dolomita do depósito de Vazante (**Tabela 12**).

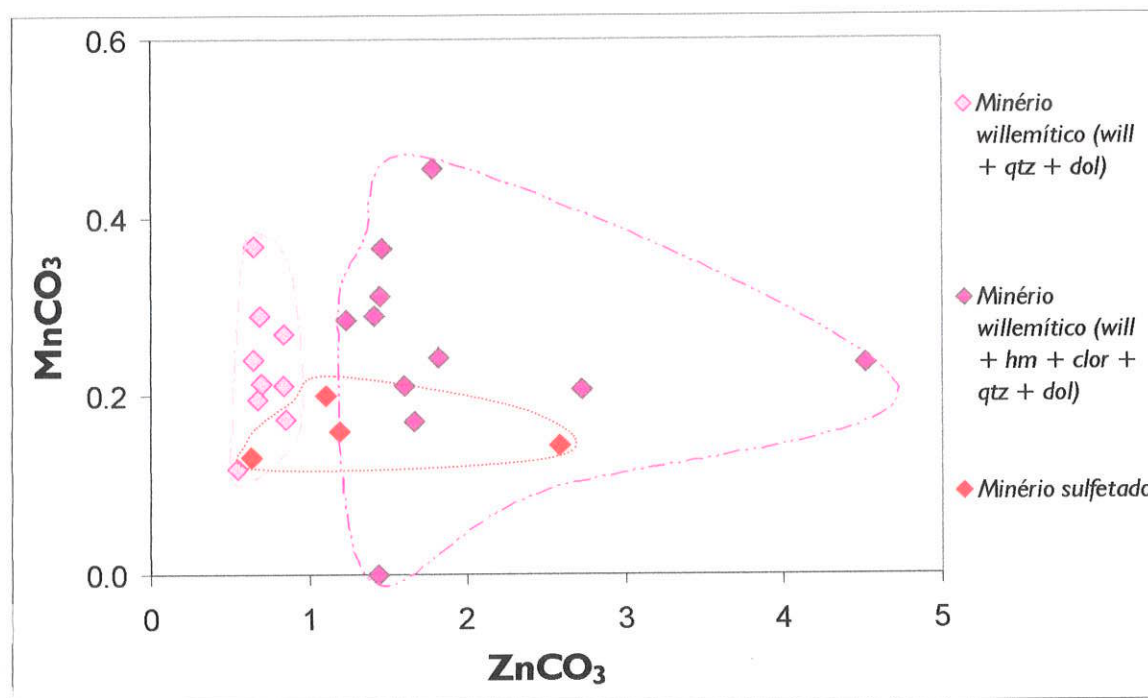


Figura 58 – Variações de $ZnCO_3$ (em % mol) e $MnCO_3$ (em % mol) em dolomita do depósito de Vazante.

A dolomita de Morro Aguda, associada com esfalerita disseminada, cimento, e preenchimento de litoclastos e oóides, segundo Bez, 1980, apresenta as maiores variações composicionais, com valores de $CaCO_3$ entre 47 e 55% mol. A dolomita menos estequiométrica é a que está em paragênese com esfalerita disseminada, porém aquela com maior conteúdo de $FeCO_3$ relaciona-se ao preenchimento de litoclastos ou a cimento. Os conteúdos de $FeCO_3$ (2 a 10% mol) e $MnCO_3$ (0,2 a 1,8% mol) são os maiores em relação à dolomita dos demais depósitos da Faixa Vazante-Paracatu (**Figura 59 e 61**). Segundo a classificação proposta por Deer *et al.* (1966), a maioria dos carbonatos deste depósito correspondem a dolomita (0 – 10% mol $FeCO_3$), e poucas estão no limite composicional entre a dolomita e a ankerita (10 a 20 % mol $FeCO_3$).

Correlações entre os conteúdos de $MnCO_3$ e $FeCO_3$ podem ser observados principalmente na dolomita de Ambrósia e Morro Agudo, enquanto que a dolomita de Vazante apresenta maiores variações de $FeCO_3$ e menores de $MnCO_3$ (**Figura 59**), e que pode estar associado às condições de fO_2/fS_2 .

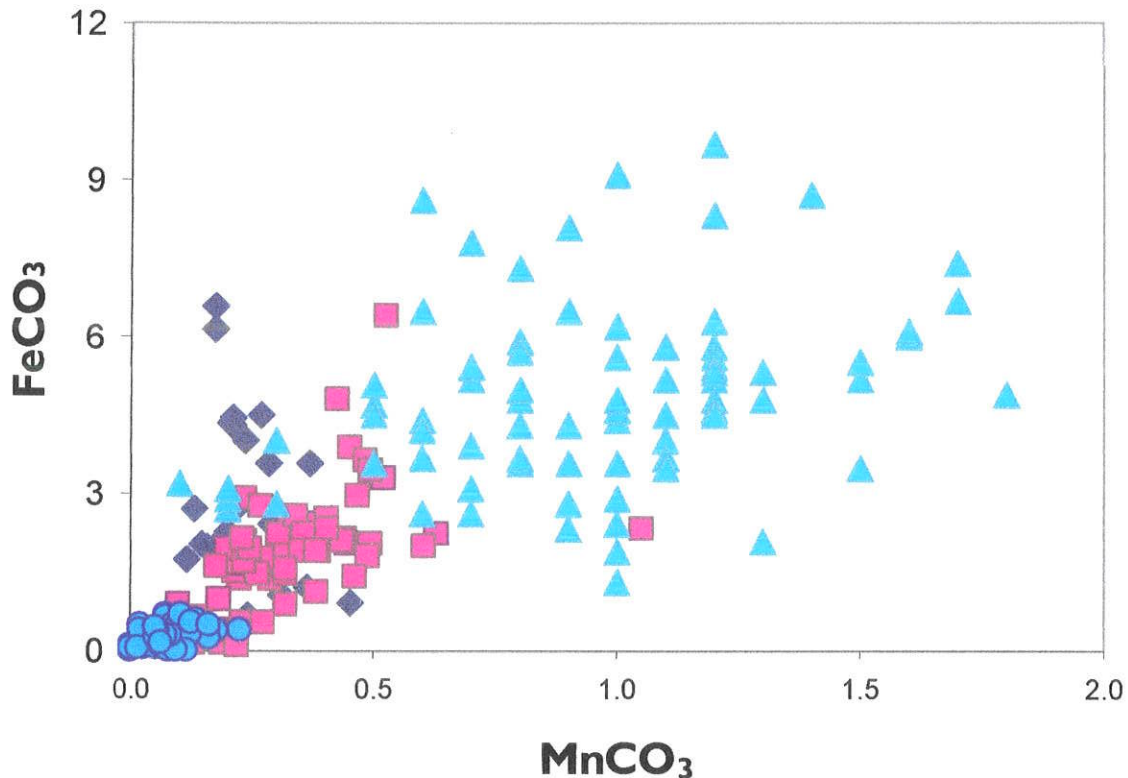


Figura 59 – Variação dos teores de FeCO_3 e MnCO_3 (% mol) em dolomita de Fagundes (círculos), Ambrósia (quadrados), Vazante (losangos) e Morro Agudo (triângulos).

Correlações entre FeCO_3 e MgCO_3 são observadas em todos os depósitos (**Figura 60**), entretanto, algumas gerações de dolomita, como a associada com esfalerita disseminada ou de preenchimento de oóides do depósito de Morro Agudo, apresentam comportamentos distintos.

As composições da dolomita hidrotermal dos depósitos estudados pode refletir condições locais de equilíbrio durante a precipitação, proporcionadas por altas razões fluido-rocha (W/R), como no caso da dolomita de Fagundes e da dolomita associada com esfalerita do depósito de Vazante, que apresentam grande homogeneidade composicional. As variações composicionais observadas nas demais gerações de dolomita podem refletir condições de desequilíbrio das soluções hidrotermais, com razões fluido-rocha variáveis. Neste caso, o conteúdo de ferro e manganês não reflete condições de temperatura dos fluidos (Goldsmith, 1983), mas pode indicar concentrações distintas destes elementos nos fluidos hidrotermais dos diferentes depósitos, uma vez que, mesmo em condições de desequilíbrio as concentrações são criticamente dependentes da viabilidade das espécies químicas no fluido (Savard, 1996).

As variações das concentrações de ferro e manganês na dolomita, ao menos no conjunto de dados obtidos neste estudo, não apresentam relação com a distribuição geográfica dos

depósitos estudados, como pode ser caracterizado em alguns distritos com mineralizações de zinco e chumbo, como em Gays River, Nova Escócia (Savard., 1996). Assim, as diferenças observadas entre os depósitos podem refletir migração regional do fluido que interage com fontes locais distintas de ferro e manganês, sendo dependente da composição química da encaixante com as quais reagiram. Alternativamente, o enriquecimento em Fe e Mn pode ser devido a fontes múltiplas de fluidos hidrotermais.

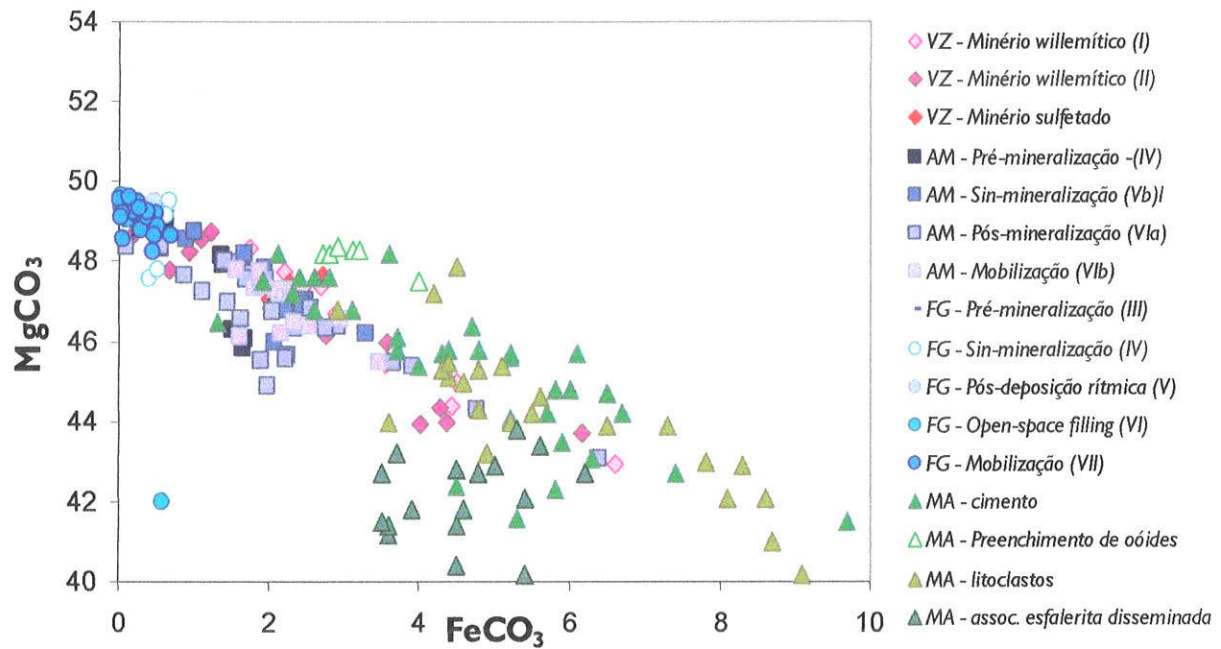


Figura 60 – Correlação entre FeCO_3 e MgCO_3 (em % mol) em dolomita dos do Grupo Vazante. Abreviações utilizadas: VZ = Vazante; AM = Ambrósia; FG = Fagundes; MA = Morro Agudo; dol = dolomita.

As composições dos carbonatos dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu são apresentados na **Figura 61**.

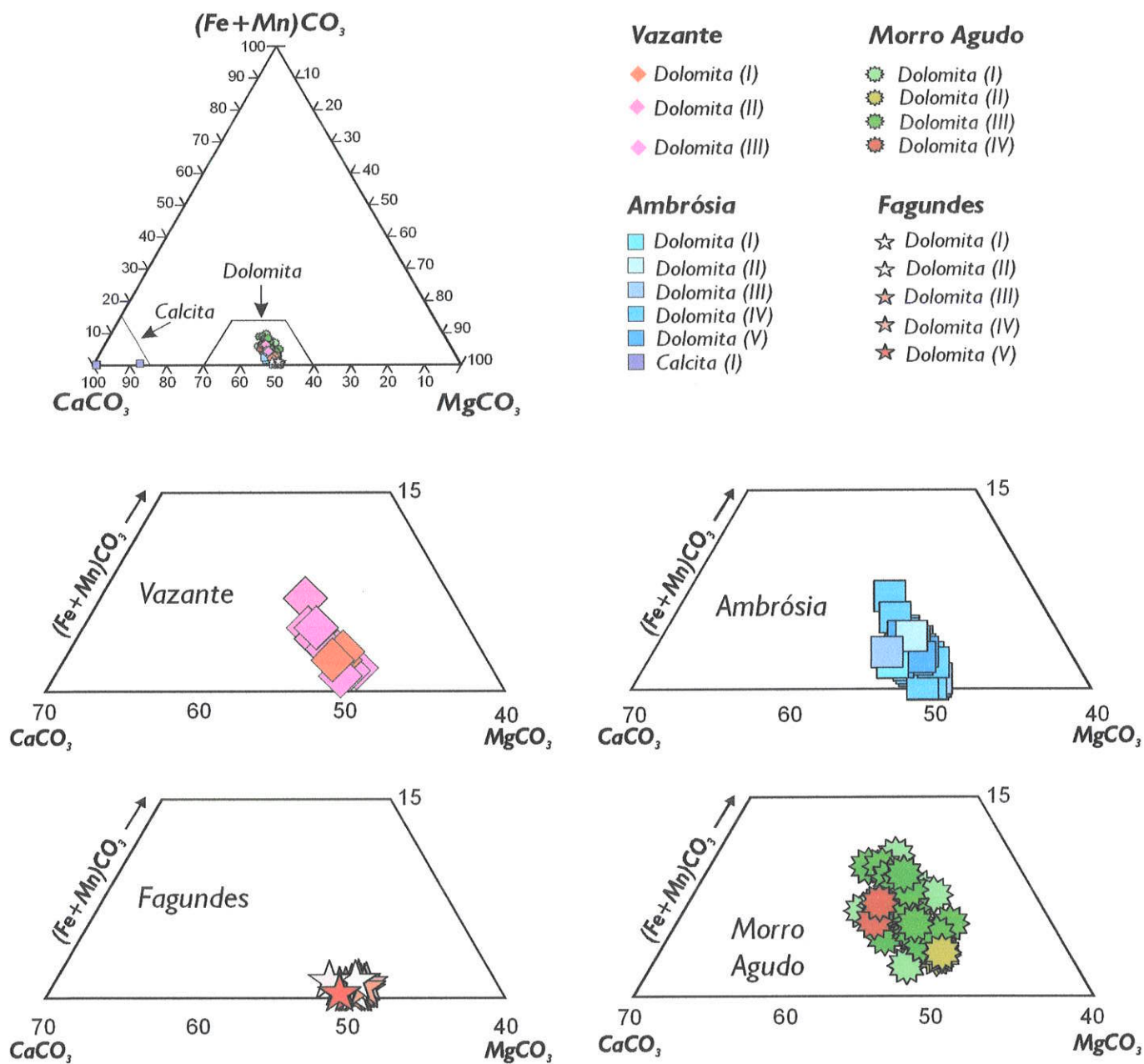


Figura 61 - Composição dos carbonatos dos depósitos associados ao Grupo Vazante.

7.2 SULFETOS DOS DEPÓSITOS DE FAGUNDES, AMBRÓSIA E VAZANTE

7.2.1 Introdução

Os elementos menores e traços em sulfetos de depósitos minerais podem mostrar-se bons indicadores genéticos, pois podem refletir variações da composição e das condições físico-químicas dos fluidos durante a deposição do minério. Desta forma, o quimismo de sulfetos têm sido utilizado tanto na discriminação qualitativa de ambientes e condições de formação, como na quantificação de parâmetros (T, P, fS_2) importantes para sua gênese (Zaw & Large, 1996).

A esfalerita, que representa um dos principais minerais de minério dos depósitos de chumbo e zinco, é considerada como sendo um dos minerais mais úteis à identificação das condições geoquímicas de deposição e do metamorfismo de depósitos sulfetados, devido à sua natureza refratária e à sua capacidade de registrar características físicas e químicas do ambiente de deposição, expressas em modificações na composição de elementos menores em sua estrutura (Barton, 1970; Scott, 1973). Segundo De Waal & Johnson (1981), heterogeneidades químicas observadas na esfalerita de depósitos de metais de base podem ser utilizadas para distinção de diversos processos hidrotermais, primários e secundários. Entre os processos primários destacam-se:

- a) estudos sobre a variação composicional da esfalerita de um determinado distrito em diferentes escalas, visando a determinação dos mecanismos de precipitação de minérios do tipo *Mississippi Valley* (McLimans et al., 1980;
- b) peculiaridades de processos de mistura de fluidos (McLimans et al., 1980; Kuhlemann & Zeeh, 1995; Kuhlemann et al., 2001).

Muitos autores também têm utilizado a composição química da esfalerita para o entendimento da evolução metalogenética de depósitos nos quais a sobreposição de alterações hidrotermais ou metamórficas resultou em diferentes gerações de esfalerita (Moles, 1983; Brown, 1994; Zaw & Large, 1996; Cook, 1996; Wagner & Cook, 1998)

Neste estudo as composições da esfalerita, da galena e da pirita dos depósitos de Ambrósia e Fagundes foram analisadas e comparadas com os dados químicos disponíveis na literatura, dos depósitos de Vazante (Monteiro, 1997), Morro Agudo (Bez, 1980; Dresch, 1987) e de outros depósitos ou distritos, visando tanto a caracterização de processos primários primários como dos que provocaram mobilização posterior.

7.2.2 Esfalerita

A esfalerita é caracteristicamente pobre em ferro (**Tabelas 13; 14 e 15; Figura 62**) nos depósitos de Vazante (0,00% a 0,93%), Fagundes (0,12% a 0,84%), Morro Agudo (0,10% a 1,03%) e Ambrósia (0,21% a 2,54%) (Bez, 1980; Monteiro *et al.*, 2001).

Em Fagundes, a moda principal dos teores de Fe na esfalerita situa-se ao redor de 0,6%, com um segundo grupo pobremente definido com moda em 0,2% (**Figura 62**). Em Ambrósia e Vazante a distribuição dos conteúdos de Fe na esfalerita apresentam uma única moda, porém pode ser observada uma maior dispersão dos teores de Fe nos dois depósitos (**Figura 62**).

O conteúdo de Cd (**Figura 62**) é mais elevado na esfalerita de Vazante (até 10390 ppm) em relação aos depósitos de Ambrósia (até 4100 ppm) e Fagundes (1530 a 7510 ppm), porém é semelhante à concentração média referida por Bez (1980) para Morro Agudo (7700 ppm). Segundo Dresch (1987) o valor médio de cádmio no minério de Morro Agudo, que é fortemente condicionado pelos conteúdos de cádmio na esfalerita, é mais elevado nos níveis JK (1119 ppm), nos quais predominam estilos diagenéticos de mineralização. Nos demais níveis os teores médios de cádmio são menores (até 282 ppm).

A distribuição do conteúdo de Cd na esfalerita no Depósito de Fagundes, de forma análoga ao Fe, sugere uma moda principal em 0,4 % e uma moda secundária em 0,7 %, enquanto nos depósitos de Vazante e Ambrósia a distribuição do Cd também reflete uma única moda (**Figura 62**).

O conteúdo de Ag na esfalerita dos depósitos estudados (**Tabelas 13, 14 e 15**) é relativamente alto (até 830 ppm em Ambrósia, 930 ppm em Fagundes e 570 ppm em Vazante).

Os teores médios de Cu na esfalerita são baixos em todos os depósitos (**Tabela 15**) mas, principalmente na esfalerita de Ambrósia, os conteúdos de Cu na maioria das análises é menor que o limite de detecção. Em Vazante e Fagundes, no entanto, os valores de Cu alcançam até 2870 e 2650 ppm, respectivamente.

O conteúdo de Ge na esfalerita também é relativamente alto nos três depósitos, mas são ainda maiores em Fagundes, que apresenta valores de até 2390 ppm na esfalerita.

Estas características composicionais observadas nos diferentes depósitos da Faixa Vazante - Paracatu, como baixos conteúdos de Fe e elevadas concentrações de Cd e Ge na esfalerita, são semelhantes aos observados em vários depósitos de chumbo e zinco conhecidos (**Tabela 15**).

	Fagundes			Esfalerita (I)			Esfalerita (II)			Esfalerita (III)			Esfalerita (IV)								
	Todos os tipos de esfalerita n = 75			Coloforme n = 08			Zonas laranja n = 08			Zonas amarelas n = 04			Zonas marrom n = 16			Esfalerita deformada/ mobilizada n = 29			Vênulas tardias Amarela n = 10		
	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média
Fe	0,12	0,84	0,46	0,33	0,54	0,42	0,36	0,80	0,52	0,20	0,40	0,31	0,12	0,72	0,47	0,14	0,78	0,45	0,20	0,84	0,56
Cd	1530	7510	3354	3380	7170	5333	2150	3420	2654	3140	4580	3850	2490	7510	3791	1760	4960	2764	1530	4240	3148
Ge	< 120	2390	540	< 120	1640	672	350	2200	790	< 120	400	187	< 120	1560	599	< 120	2390	552	< 120	180	*
Cu	< 100	2650	300	< 100	490	175	400	2650	1616	< 100	280	*	< 100	820	280	< 100	550	*	< 100	260	*
Pb	< 575	2180	*	< 575	1950	751	< 575	2180	868	< 575			< 575			< 575			< 575		
Ag	< 120	930	210	< 120	930	366	< 120	550	138	< 120	220	*	< 120	630	178	< 120	910	256	< 120	710	*
Mn	< 100	530	*	< 100	60	*	< 100	530	305	< 100			< 100	110	*	< 100	120	*	< 100		

Tabela 13 - Intervalo composicional e composição média de elementos menores e traços (Fe em % e elementos traços em ppm) de diferentes tipos de esfalerita do depósito de Fagundes. Abreviações utilizadas: Min. = valor mínimo; Máx. = valor máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50% do total de pontos analisados.

	Vazante			Ambrósia											
	Todos os tipos de esfalerita n = 50			Todos os tipos de esfalerita n = 38			Esfalerita (I) Marrom n = 11			Esfalerita (II) Deformada/mobilizada n = 11			Esfalerita (III) Vênulas tardias Amarela n = 16		
	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média
Fe	0,00	0,93	0,09	0,21	2,54	0,762	0,21	0,48	0,35	0,35	0,99	0,70	0,54	2,54	1,57
Cd	< 100	10390	8411	< 100	4100	1181	< 100	440	257	720	1770	1225	190	4100	1785
Ge	< 120	1030	132	< 120	1380	319	< 120			< 120	1380	312	< 120	1110	330
Cu	< 100	2870	241	< 100	360	*	< 100	240	*	< 100	160	*	< 100	360	116
Pb	< 575			< 575	1740	*	< 575	1740	*	< 575			< 575		
Ag	< 120	570	*	< 120	830	*	< 120	470	*	< 120	830	*	< 120	490	150
Mn	< 100			< 100	150	*	< 100	150	*	< 100			< 100	150	*

Tabela 14 - Intervalo composicional e composição média de elementos menores e traços (Fe em % e elementos traços em ppm) de diferentes tipos de esfalerita dos depósitos de Vazante e Ambrósia. Min. = mínimo valor; Máx. = valor máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50% do total de pontos analisados.

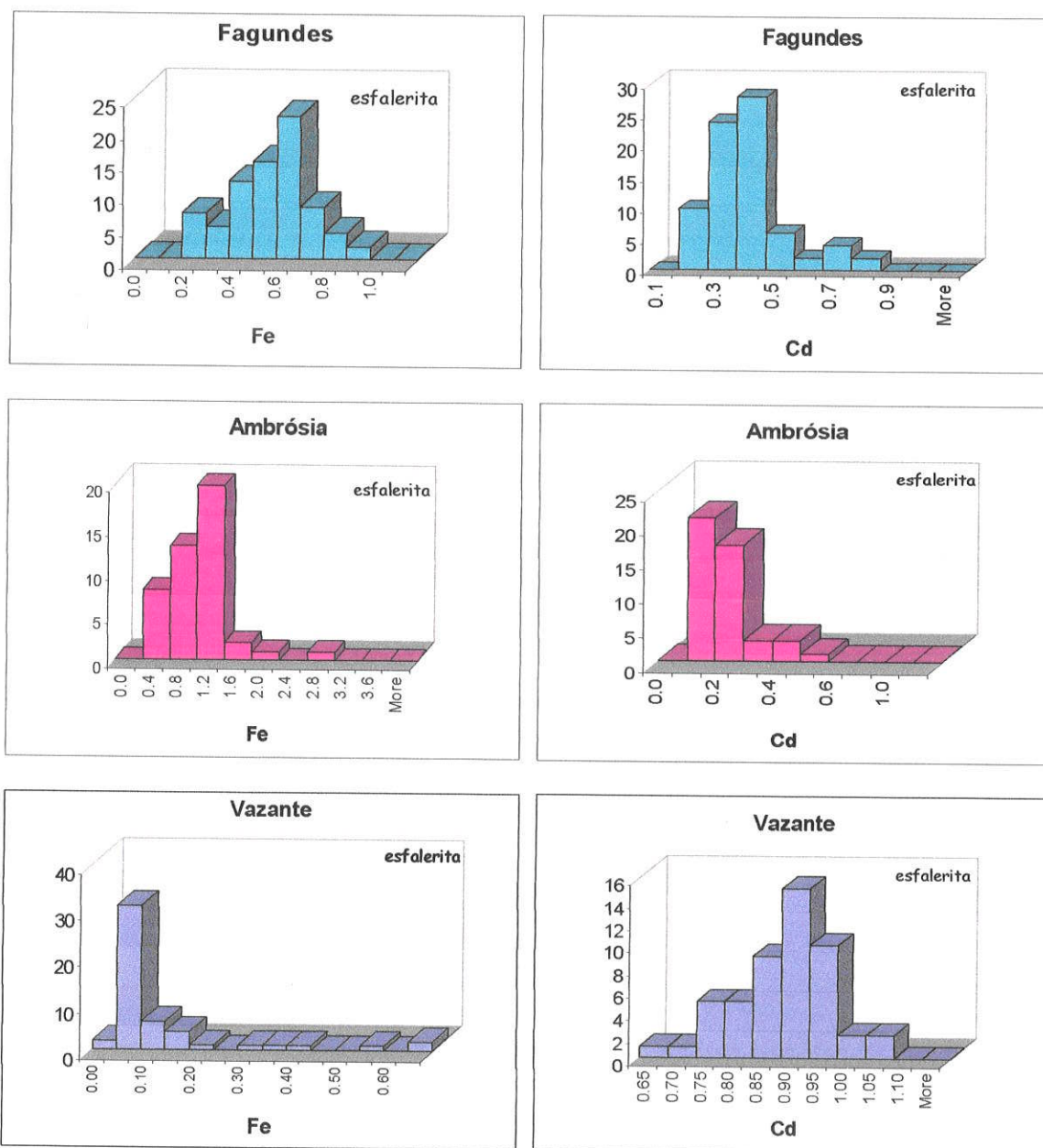


Figura 62 – Variação dos conteúdos de Fe e Cd (em %) nos depósitos de Fagundes, Ambrósia e Vazante.

Concentrações altas de Cd na esfalerita, como as observadas em Vazante, Morro Agudo e Fagundes, são características de depósitos do tipo *Mississippi Valley* (Tabela 15), de veios de sulfetos de metais base em rochas carbonáticas (média de 7260 ppm; Schwartz, 2000) e de depósitos independentes de Cd formados a baixas temperaturas, como Niujiatong, na China (Liu et al., 1999). Muitos estudos (e.g. Jolly & Heyl, 1968; Barbanson & Geldron, 1983; Liu et al., 1999) indicam concentrações altas de Ge em esfalerita de depósitos epigenéticos formados a baixas temperaturas (depósitos do tipo *Mississippi Valley*, Ruby Creek, St. Salvy, na França, Niujiatong, na China), particularmente aqueles hospedados em seqüências sedimentares.

Depósitos/Distritos	Fe	Cd	Mn	Ga	Ge	Ag	Cu	Co	Ni
Ambrósia ⁽¹⁾	0,78	1190			300	120			
Fagundes ⁽¹⁾	0,46	3350			540	210	300		
Vazante ⁽²⁾	0,09	8410			130	120	240		
Morro Agudo ⁽³⁾	0,64	7700	825	10		20	72	10	
Tipo Mississippi Valley									
Upper Mississippi Valley (EUA) ⁽⁴⁾	1,41	1678	49	95	102	21	76	15	42
Illinois-Kentucky (EUA) ⁽⁴⁾	2,90	6900		170	290				
Kentucky-Tennessee (EUA) ⁽⁵⁾	0,28	13344		98	269				2
Northern Arkansas (EUA) ⁽⁶⁾	0,14	6342	21	120	31		321		6
Tri-State (EUA) ⁽⁶⁾	0,23	6583	23	130	85		273		6
Viburnum Trend (EUA) ⁽⁶⁾									
<i>Main stage</i>	0,79	9310	33	41	141	328	490	191	50
<i>Cubic galena stage</i>	0,27	5333	19	79	86	2,8	242	73	8
West Fork Mine ⁽⁷⁾									
<i>Red sphalerite</i>	1,96	6700			330	11			
<i>Yellow sphalerite</i>	1,47	3200				32	48	97	64
Central Missouri (EUA) ⁽⁶⁾	0,10	5395	22	122	46	1,2	247	1,2	6
Central Tennessee (EUA) ⁽⁸⁾		4000		230	400	8		100	100
East Tennessee (EUA) ⁽⁸⁾	0,36	4185		220	60	36			
Pine Point (Canadá) ⁽⁹⁾		527				1,5			
Silésia (Polônia) ⁽¹⁰⁾	1,85	4616		15		163			6
Fankou (China) ⁽¹¹⁾	5,49	1900		310	100	210			
Berg Aukas (Namíbia) ⁽¹²⁾	0,37	1542	494	25	149	90	1014	17	
Abenab (Namíbia) ⁽¹²⁾	0,68	2149	631	56	226	140	1200	38	
Tipo IRISH									
Silvermines (Irlanda) ⁽¹³⁾	0,19					1700	900		
Tipo SEDEX									
Red Dog (Alasca) ⁽¹⁴⁾	2,87	3250	84			34			
Texas Gulf ⁽¹⁵⁾		2050	145			135		825	61
Depósitos de veios de metais base									
West Shropshire ⁽¹⁶⁾	3,80	5200					2500		
Tipo SEDEX metamorfisado									
Aguilar (Argentina) ⁽¹⁷⁾	9,09	1000	22900				300		
Dugald River (Austrália) ⁽¹⁸⁾	8,58	894	53						
Tipo Pb-Zn-Cu metamórfico									
Cobar (Austrália) ⁽¹⁹⁾	8,10	851	633						
Outros tipos									
Niujaotang (China) ⁽²⁰⁾	1,36	13800		1825	2900	22			

Tabela 15 – Conteúdo médio de elementos menores (Fe em % peso) e traços (em ppm) em esfalerita proveniente de depósitos de diferentes origens. Fonte dos dados: (1) Este trabalho; (2) Monteiro (1997); (3) Bez (1980); Dresch (1987); (4) Hall & Heyl (1968); (5) Jolly & Heyl (1968); (6) Viets et al. (1992); (7) Mavrogenes et al. (1992); (8) Lenker (1962); Maher & Fagan (1970) em Hagni (1983); (9) Kyle (1980); (10) Haranczyk, 1979 em Hagni (1983); (11) Song (1984); (12) Emslie & Beukest (1981); (13) Zakrzewski (1989); (14) Edgerton (1997); (15) Farkas (1973) em Mercer (1976); (16) Patrick et al. (1993); (17) Gemmel et al. (1992); (18) Xu (1998); (19) Brill (1989); (20) Liu et al. (1999).

Barbance & Geldron (1983) indicam conteúdos de até 3000 ppm de Ge na estrutura da esfalerita no depósito de St. Salvy (França), cristalizadas tardiamente em veios em temperaturas baixas. Entretanto, esfalerita rica em Ge também é descrita nos depósitos de chumbo e zinco do Grupo Otavi (p. ex. Tsumeb e Kombat, Namíbia) que, segundo Chetty & Frimel (2000), são formados a temperaturas relativamente elevadas (> 300°C)

Segundo Bernstein (1985), a temperatura é apenas um dos fatores que controlam a incorporação de Ge na esfalerita, pois atividade baixa a moderada de enxofre no fluido também pode favorecer a incorporação do Ge na esfalerita (**Figura 63**). Atividades altas de Cu e Ag podem resultar na formação de sulfetos de Cu e Ag com Ge, mesmo em condições de baixa ou moderada atividades de S_2 na solução. Condições de alta fS_2 , a formação de sulfetos de Ge, como a renierita ou briartita, é favorecida.

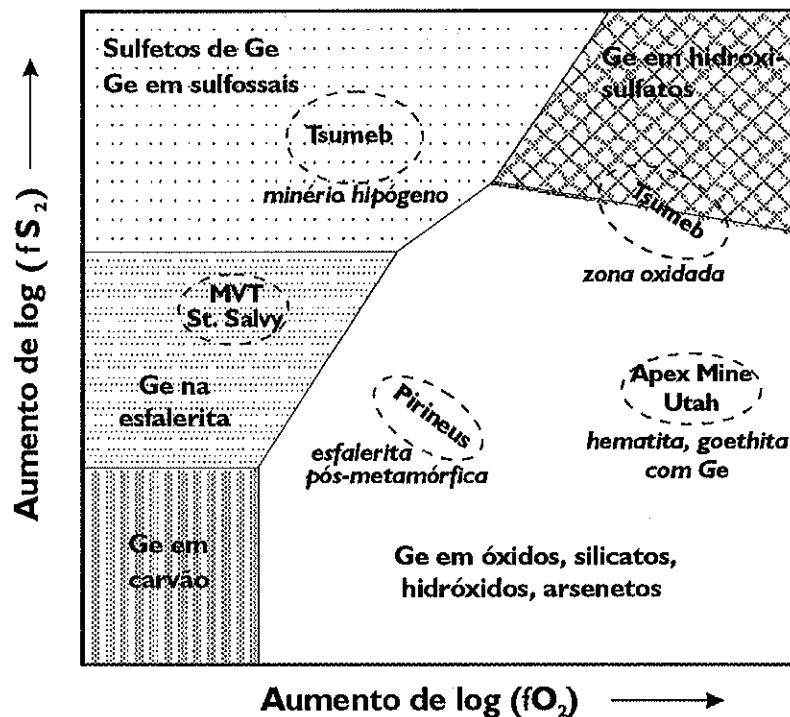


Figura 63 – Diagrama esquemático baseado em dados experimentais e termodinâmicos, mostrando o comportamento do Ge em função de fO_2 e fS_2 , ($T = 300$ a 600 K e $P = 1$ atm), segundo Bernstein (1985).

Os dados sobre as condições de temperatura de formação das mineralizações da Faixa Vazante-Paracatu, estimados através de estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis, apresentados neste trabalho e disponíveis na literatura (Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 2000; Bettencourt *et al.*, 2001; Monteiro & Bettencourt, 2001) indicam temperaturas mais elevadas (> 200 °C) que as usualmente associadas aos depósitos MVT.

Assim, as semelhanças composicionais entre a esfalerita dos depósitos estudados e de depósitos epigenéticos formados a baixas temperaturas, como os MVT, podem ser melhor explicadas por condições termodinâmicas, principalmente em relação à atividades de S_2 , que podem ter sido, portanto, análogas às definidas para a formação dos depósitos MVT. Estas condições podem refletir, por sua vez, fontes dos fluidos metalíferos semelhantes a salmouras hidrotermais bacinais, capazes de lixiviar e remover Fe, Zn, Cd e Ge de seqüências sedimentares ricas em material clástico ou com concentrações altas de matéria orgânica (Bernstein, 1985 e Viets *et al.*, 1992), como descrito para depósitos MVT. Adicionalmente, a composição da esfalerita pode indicar baixo conteúdo de enxofre reduzido nos fluidos metalíferos, que favoreceriam tanto a incorporação de Cd (Schwartz, 2000), como a de Ge na esfalerita (Bernstein, 1985).

7.2.2.1 VARIAÇÕES NO CONTEÚDO DE ELEMENTOS MENORES

As variações de elementos menores e traços observados os três depósitos podem refletir a sobreposição de diferentes processos primários, tais como a evolução do fluido mineralizante, variações físico-químicas e diferentes pulsos de fluidos, ou secundários, como a interdifusão de elementos e mobilizações. Desta forma, a distribuição dos elementos menores em relação à assembléia paragenética de cada depósito (*Tabelas 13 e 14*) pode ser importante para a caracterização das mineralizações.

A relação entre o conteúdo de ferro e a somatória dos elementos traços ($\sum_{\text{metais}} = \text{Cd} + \text{Ge} + \text{Ag} + \text{Cu}$) na esfalerita, indica significantes diferenças entre gerações de esfalerita de um mesmo depósito e entre os depósitos (*Figura 64*).

A esfalerita de Vazante apresenta a menor relação $\text{Fe}/\sum_{\text{metais}}$, tanto por ser mais pobre em ferro, como por apresentar o mais alto conteúdo médio de cádmio (8410 ppm) (*Figura 65*).

Diferentes gerações de esfalerita do Depósito de Fagundes, no entanto, apresentam variações composicionais, principalmente relacionadas aos conteúdos de Cd, Ge e Cu, que são caracteristicamente menores na fase epigenética tardia de esfalerita (IV). As maiores concentrações de Cd (até 7510 ppm) são encontradas nas fases tardi-diagenéticas de esfalerita coliforme (I) e zonada (II). O conteúdo de Cu também é mais elevado na esfalerita laranja zonada.

A esfalerita epigenética de Ambrósia apresenta as maiores razões $\text{Fe}/\sum_{\text{metais}}$ entre os três depósitos (*Figura 64*), por ser mais rica em ferro (*Figura 65*) e relativamente mais pobre em cádmio (média de 1180 ppm) e germânio (320 ppm) que a esfalerita dos demais depósitos.

■ PROCESSOS PRIMÁRIOS: VARIAÇÕES DE ELEMENTOS MENORES EM CRISTAIS ZONADOS

No depósito de Fagundes, apesar da deformação superposta à mineralização, texturas primárias, como as coliformes de esfalerita e os zonamentos composicionais são ainda reconhecidos. Em Ambrósia estas texturas são mais raras, e estão parcialmente obliteradas, provavelmente devido à processos de recristalização e à difusão intracristalina. Em Vazante as diferentes gerações de esfalerita, geneticamente vinculadas ao desenvolvimento da deformação dúctil-rúptil e rúptil, são muito homogêneas e não apresentam texturas zonadas primárias.

Em geral, quando presentes, os cristais zonados de esfalerita apresentam variações de cor segundo faixas micrométricas (**Figura 66 e 67**), com predominância de cor marrom-clara ou laranja no centro dos cristais, com intercalações de zonas amarelas nas partes intermediárias e zonas marrons nas bordas. Tais variações podem ser consequência, como descrito em outros depósitos, de variações oscilatórias no conteúdo dos elementos menores (Moles, 1983; Hagni, 1983; Viets *et al.* 1992). Em geral, observa-se que a cor da esfalerita não correlaciona-se diretamente com o conteúdo de Fe, como já constatado por Roedder & Dwornik (1968), em depósitos MVT.

A **Figura 66a** mostra que a esfalerita laranja, cristalizada inicialmente no centro de estruturas coliformes apresenta, em relação à esfalerita amarela e marrom, menores conteúdos de Fe, Cd e Ag e maiores de Cu, Pb e Mn. Zonamentos micrométricos também estão presentes internamente na esfalerita laranja (**Figura 66b**). Análises dos elementos menores e traços nesta esfalerita indicam aumento do conteúdo de Fe, Ag e Cu na borda dos cristais e oscilações no conteúdo de Cd (**Figura 66b**).

A **Figura 67** também mostra oscilações nas concentrações dos elementos menores e traços. Neste caso também podem ser observados conteúdos relativamente altos de Fe, Cd e Ag na borda dos cristais e teores mais elevados de Ge e Cu nas zonas com cor laranja, mais no centro do cristal. A Ag, aparentemente, apresenta enriquecimento residual em estágios mais tardios de deposição da esfalerita.

Este padrão de distribuição de elementos traços difere do padrão descrito para diferentes distritos com depósitos MVT. Na esfalerita dos depósitos de Tri-State (EUA), o conteúdo de Cd e Fe (**Figura 68**) diminuem do centro para a borda dos cristais, o que pode ser atribuído à redução destes elementos no fluido mineralizante com o tempo, devido ao seu consumo gradual durante a formação do cristal (Hagni, 1983), indicando um sistema relativamente fechado em relação ao Cd e ao Fe.

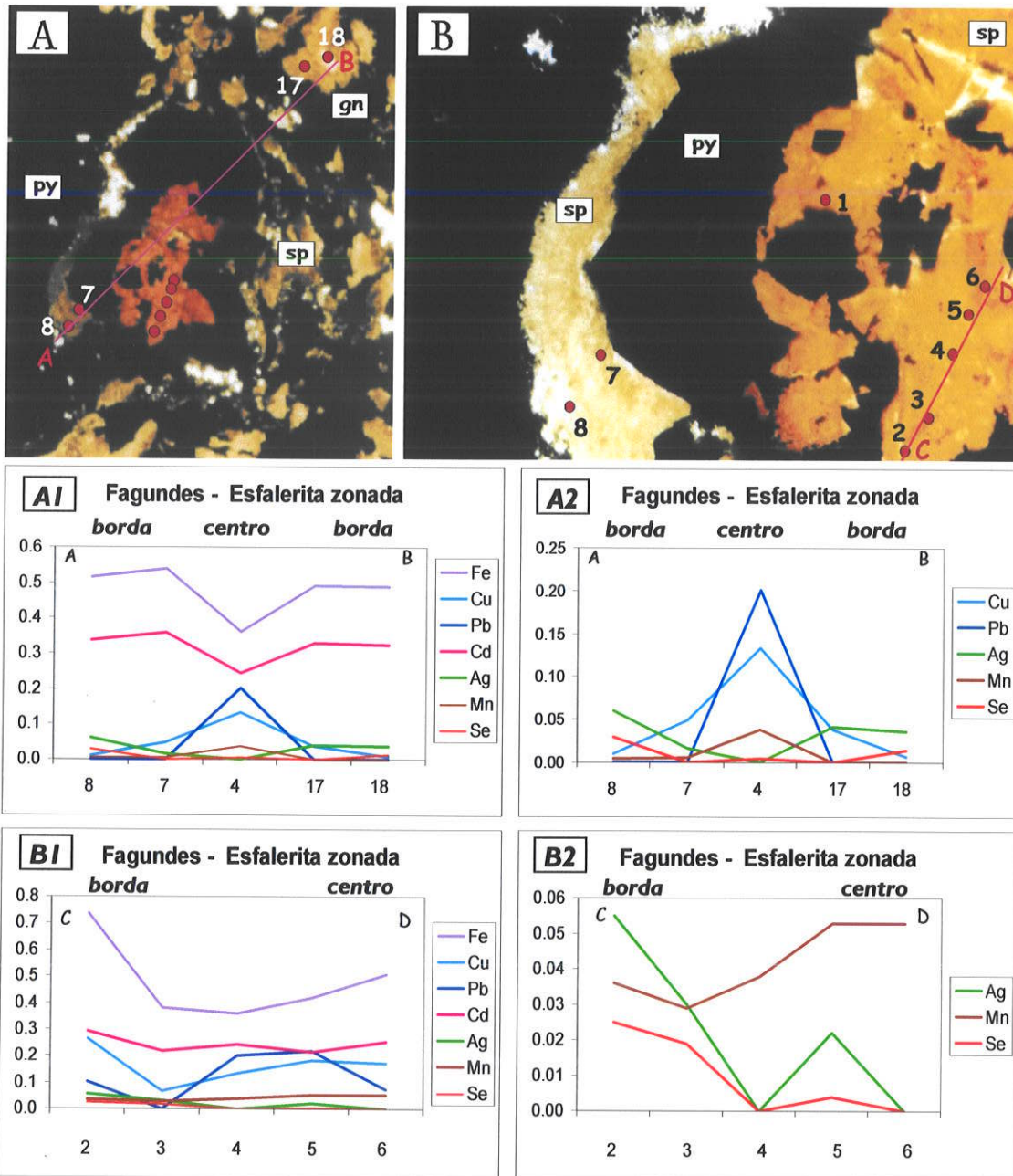


Figura 66 – A - Estruturas concêntricas com esfalerita em paragenese com pirita e galena, apresentando zonas de diferentes cores (Pontos de análises de MSE indicados em vermelho. Luz transmitida, polarizadores descruzados, lado inferior da foto = 2,9 mm). B – Detalhe de A, mostrando zonamento na esfalerita laranja e os pontos analisados por MSE. (Luz transmitida, polarizadores descruzados; lado inferior da foto = 0,7 mm). A1 – Variações de elementos menores (%) no perfil A-B da fotomicrografia A. A2 – O mesmo diagrama de A1 (%) em diferente escala, mostrando a variação dos elementos traços. B1 – Variações de elementos menores (%) no perfil C-D da fotomicrografia B. B2 – O mesmo diagrama de B1 (%) em diferente escala. Símbolos: py = pirita; gn = galena; sp = esfalerita.

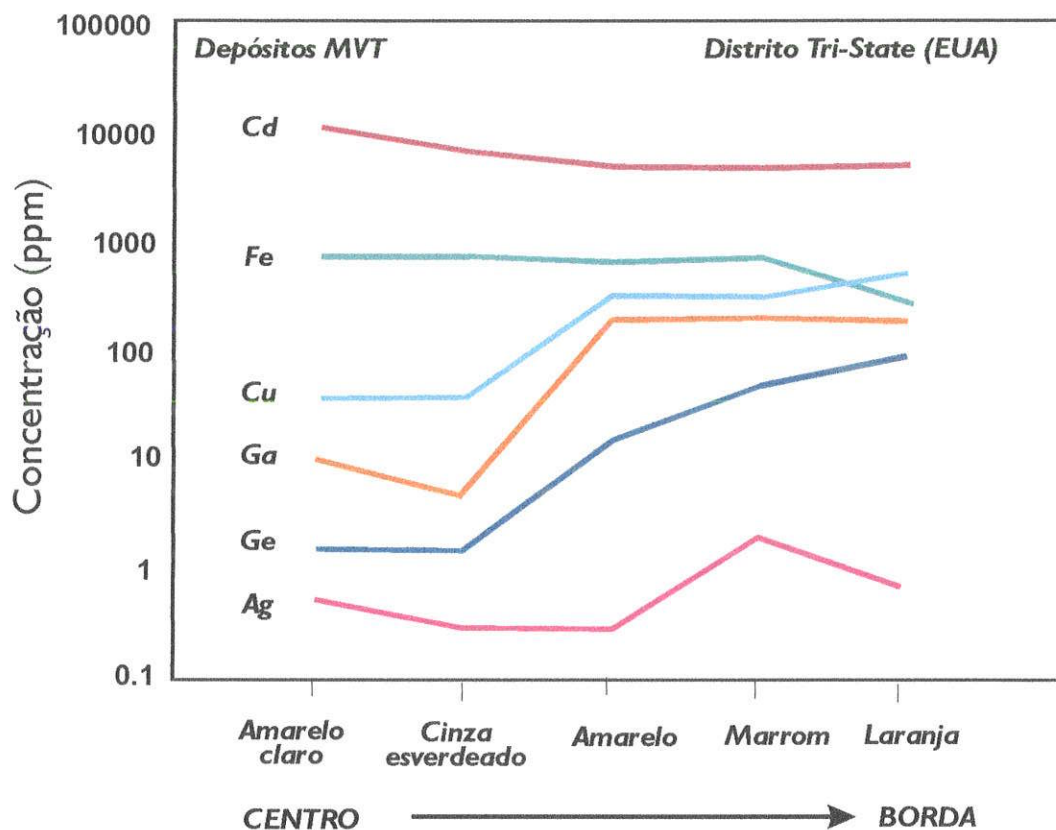


Figura 68 - Variações temporais nas concentrações de elementos menores e traços selecionados em esfalerita da mina Goller do distrito Central Missouri (Viets et al., 1992).

O Ge, o Ga e a Ag apresentam comportamento incompatível e, por substituírem o Zn com algum grau de dificuldade, suas concentrações tendem a aumentar no fluido à medida que o cristal vai sendo formado, resultando em aumento do conteúdo destes elementos nas zonas mais externas do cristal (Hagni, 1983). Depósitos MVT de diferentes distritos (Tri-State, Northern Arkansas e Central Missouri, todos no EUA) apresentam a mesma tendência de distribuição e enriquecimento relativo de elementos menores, refletindo que as salmouras metalíferas sofreram reações semelhantes, e podem estar relacionadas a aquíferos com composição também semelhante (Viets et al., 1992). Desta forma, nos depósitos MVT, ao contrário do observado em Fagundes, a presença de esfalerita laranja é mais comum nos estágios finais de formação da esfalerita, apesar de haver, no entanto, correlações análogas das cores com a concentração dos elementos traços.

Em Fagundes, no entanto, o padrão de distribuição dos elementos menores e traços na esfalerita não pode ser explicada a partir da evolução de um único fluido mineralizante.

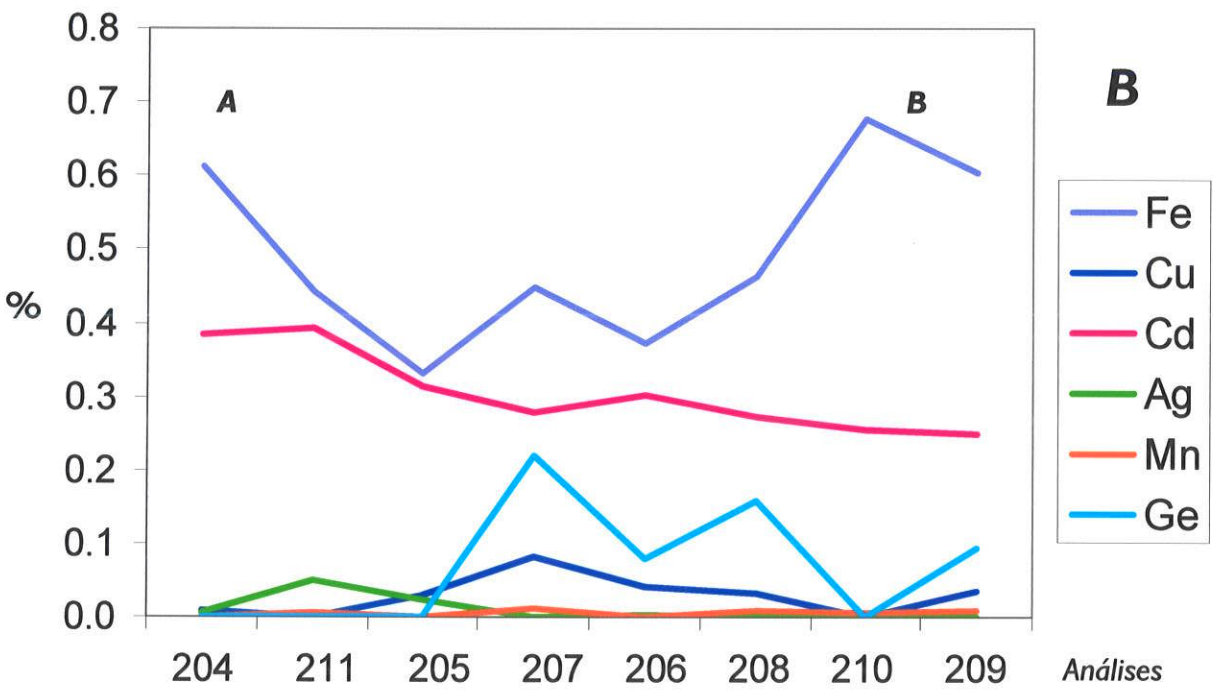
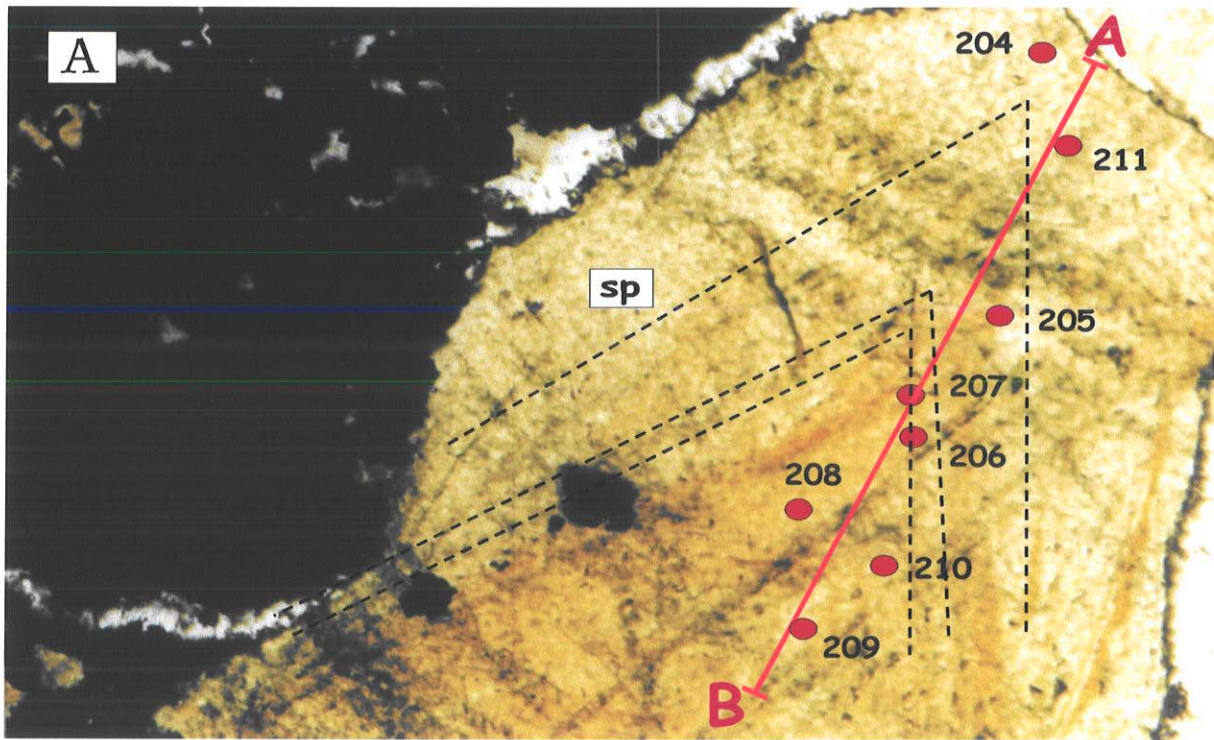


Figura 67 - A - Zonamento em esfalerita e os pontos analisados por MSE (Luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 1,39 mm). B - Variações de elementos menores e traços (%) no perfil A-B, apresentado em A.

Embora a Ag apresente enriquecimento residual nos estágios finais de cristalização da esfalerita, outros elementos relativamente incompatíveis (Ge, Cu, Mn) concentram-se no centro ou zonas intermediárias dos cristais de esfalerita, enquanto o Fe, mais compatível, é incorporado em maiores teores nas zonas mais externas do cristal. Este padrão de variação composicional pode, possivelmente, refletir processos de mistura de fluidos, envolvendo um fluido metalífero, relativamente pobre em Fe, e um fluido tardio mais rico em ferro, que possibilita o enriquecimento deste elemento nas zonas mais externas dos cristais. A deposição rítmica de esfalerita e galena (*Figura 66*) pode, também, ser reflexo de múltiplos pulsos de fluidos enriquecidos em Fe.

■ MOBILIZAÇÃO

Algumas texturas da esfalerita do depósito de Vazante indicam que a milonitização e a cataclase foram bastante intensos, resultando em recristalização, homogeneização e vários estágios de mobilização da esfalerita (Monteiro, 1997). Nos depósitos de Fagundes e Ambrósia, as feições refletem estágios intermediários de mobilização, como cristais originalmente zonados parcialmente modificados e/ou substituídos por novas fases de esfalerita, texturas de brechas com fragmentos de esfalerita primária em matriz de esfalerita mobilizada, núcleos preservados de esfalerita com bordas corroídas e evidências de dissolução parcial (*Figura 69*).

Segundo Wagner & Cook (1998) a interação de sulfetos com fluidos, tanto metamórficos, magmáticos ou resultantes de desidratação de seqüências sedimentares, podem resultar na mobilização dos constituintes dos sulfetos. A mobilização implica em transporte de massa em micro ou macro escala, e, geralmente, pode resultar em modificações composicionais na fase mobilizada em comparação com as fases primárias (Wagner & Cook, 1998).

Nos depósitos de Ambrósia e Fagundes a interação fluido-rocha, possivelmente relacionada à deformação dúctil-rúptil a rúptil, resultou na obliteração de texturas primárias, como o zonamento, resultando em alterações na composição química da esfalerita com evidências de milonitização/ deformação (*Tabelas 13 e 14*), tais como a diminuição do conteúdo de Cu e Ge.

Modificações composicionais também foram observadas em relíquias de esfalerita primária, com evidências de corrosão e substituição parcial nas bordas (*Figura 69*). Os núcleos destes cristais caracterizam-se por possuírem conteúdos menores de Fe, e, menos acentuadamente, de Cd, em relação à esfalerita original. Nas bordas destes há redução dos conteúdos de Cu, Ag e Ge (*Figura 69b*).

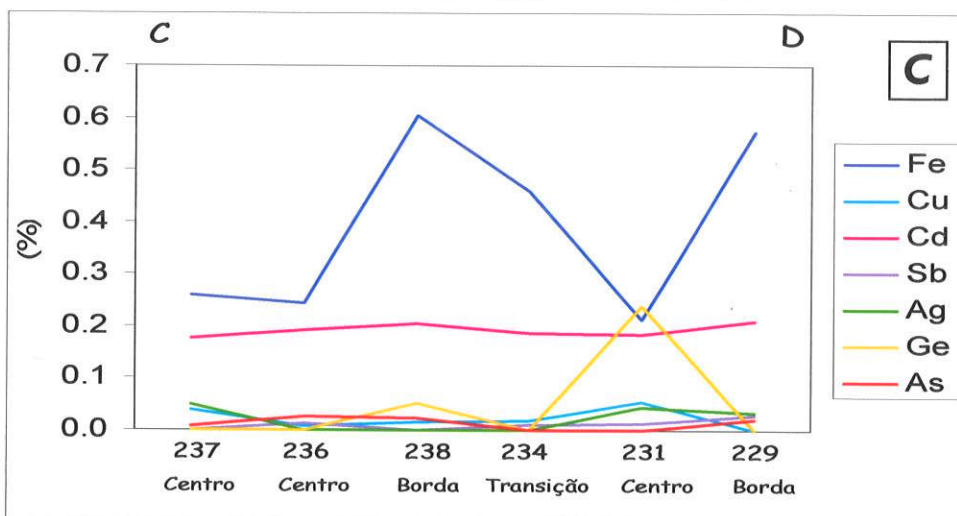
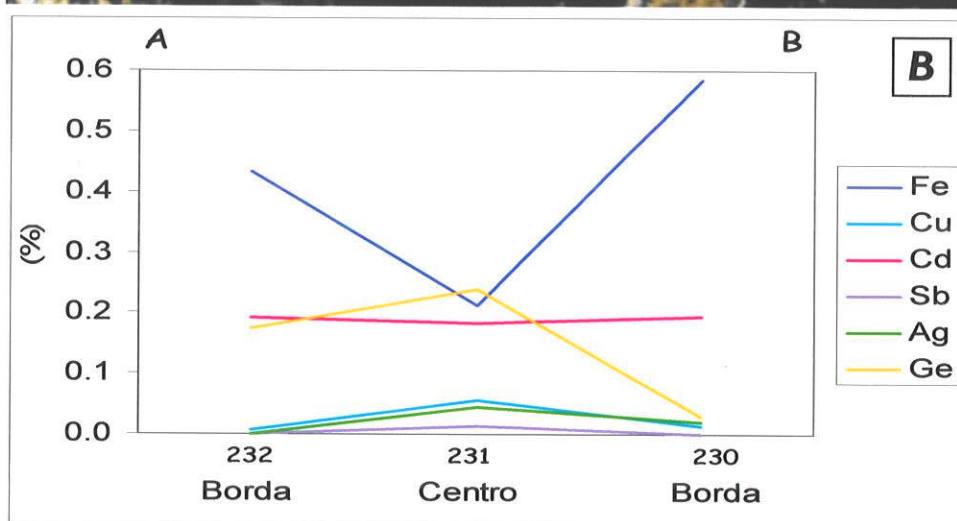
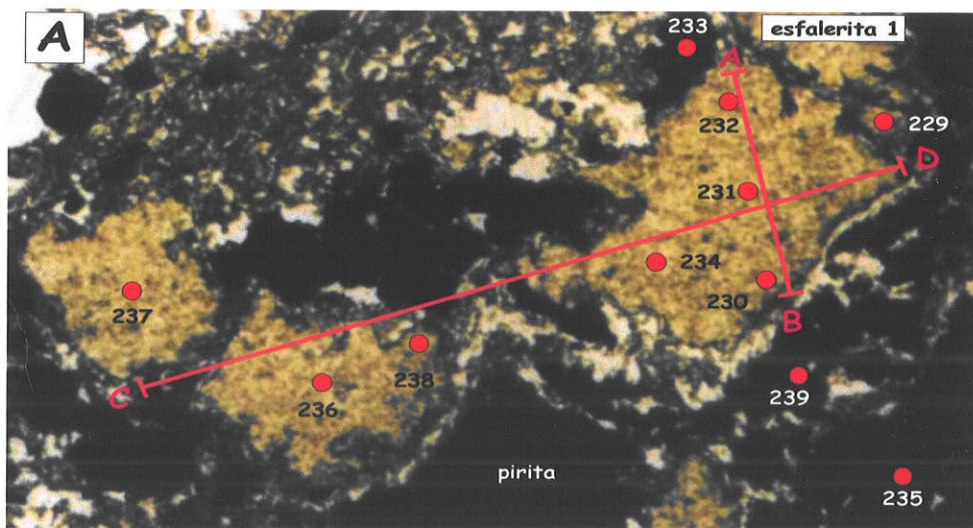


Figura 69- A- Fotomicrografia mostrando pontos de análises de MSE em fragmentos de esfalerita com corrosão nas bordas (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 0,9 mm). B – Diagrama apresentando variações no conteúdo de elementos menores e traços (% em peso) no centro e na borda dos fragmentos de esfalerita (Perfil A-B). C – Diagrama apresentando variações no conteúdo de elementos menores e traços (% em peso) na esfalerita (Perfil C-D).

Fragmentos menores, com evidências de interação maior com fluidos, apresentam menores conteúdos de Ag, Cu e Ge e aumento do conteúdo de As, mesmo nas partes mais internas dos cristais. A diminuição do conteúdo de Fe nas partes mais preservadas destes fragmentos pode ser causada por interdifusão de Fe próximo ao *front* de reações com outras fases minerais, principalmente a pirita, o que, segundo Wagner & Cook (1998), é consistente com observações experimentais e teóricas. Mecanismo semelhante a este foi descrito por Mizuta (1988) para explicar a migração de átomos de Fe da esfalerita para zonas de contato com grãos exsolvidos de calcopirita ou pirrotita associada a modificações de condições P-T- fS_2 .

■ MINERALIZAÇÃO TARDIA

A esfalerita tardia, em geral, tem coloração mais clara que a esfalerita primária, ocorre principalmente em veios ou concentrações concordantes com a foliação milonítica e é texturalmente semelhante nos depósitos de Fagundes e Ambrósia (**Figura 70**).

Em Fagundes, a esfalerita tardia (IV) apresenta menores teores de Ge e Cu, acompanhado de pequeno enriquecimento em Fe. Em Ambrósia, é notável o enriquecimento em Fe e Cd na esfalerita tardia (III) em relação à esfalerita primária (I) (**Figura 71**). Apesar da semelhança das características petrográficas e das razões $Fe/\Sigma_{\text{metais}}$ das fases de esfalerita tardia de Fagundes (IV) e Ambrósia (III), as suas composições podem refletir a predominância em cada depósito de fluidos com diferentes concentrações de Fe e Cd, ou diferenças significativas na temperatura, Eh, fS_2 e pH do sistema, que são responsáveis pela incorporação de Cd e Fe na esfalerita tardia de Ambrósia.

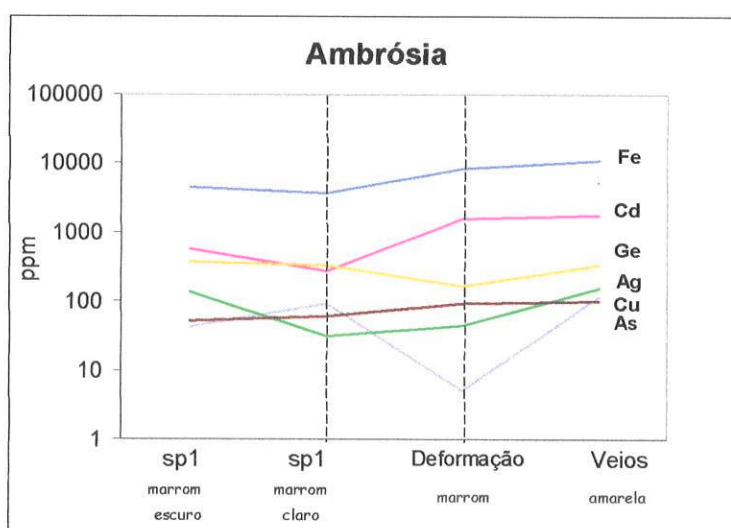


Figura 70 – Diagrama apresentando as variações composicionais que caracterizam a esfalerita primária, a esfalerita mobilizada/deformada, e a esfalerita tardia, associada a veios, do depósito de Ambrósia.

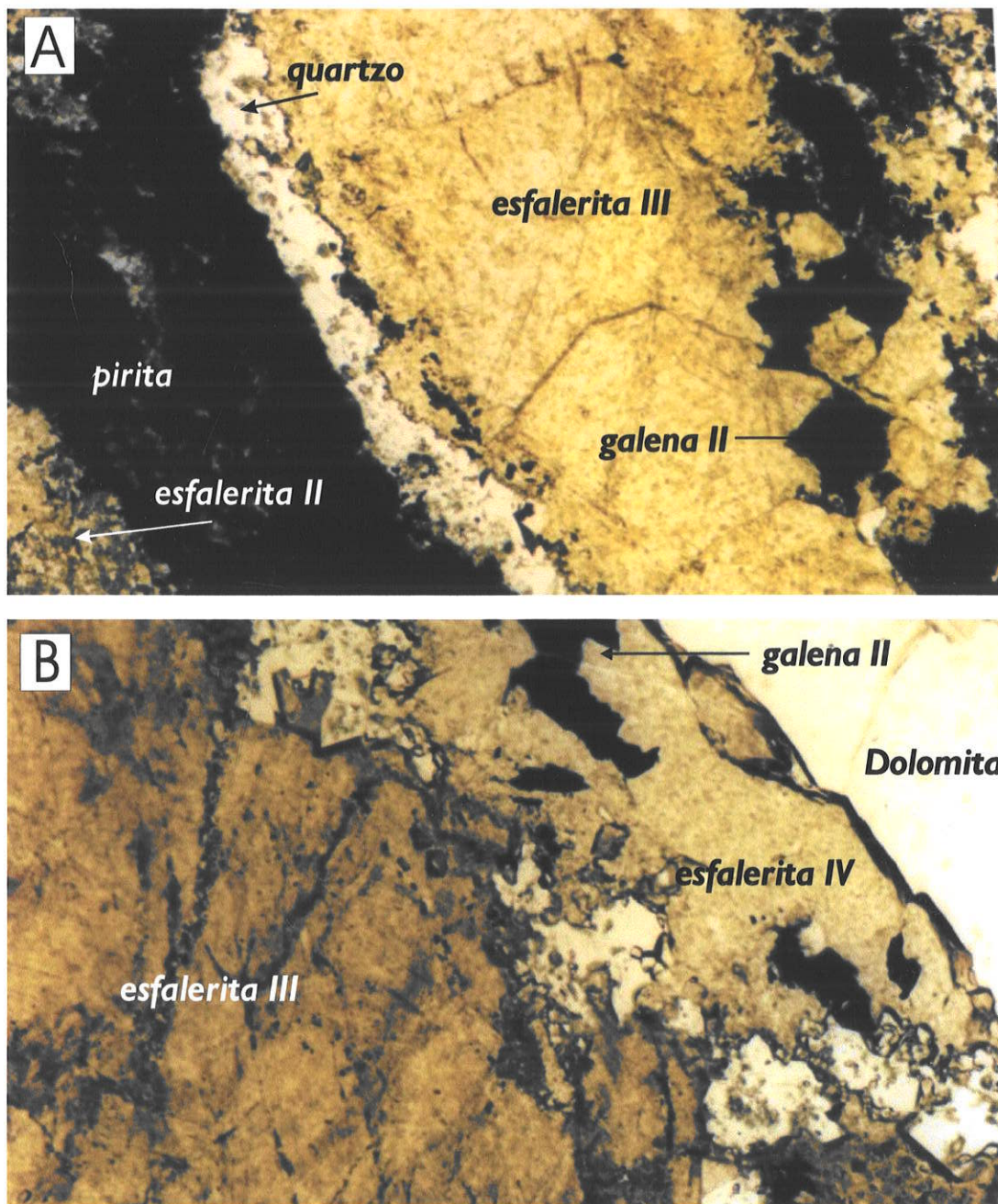


Figura 70 - A - Esfalerita tardia (III) do Depósito de Ambrósia, disposta ao longo da foliação milonítica, com galena associada (luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm). B- Esfalerita tardia (IV) do Depósito de Fagundes, amarela-clara, com galena associada (lado direito). Luz transmitida, polarizadores descruzados; lado maior da foto = 1,39 mm.

7.2.3 Galena

As variações composicionais da galena dos depósitos de Ambrósia, Fagundes e Vazantes são apresentadas nas **Tabelas 16 e 17**. Os conteúdos médios de elementos menores e traços são apresentados na **Tabela 18**.

A composição química da galena indica importantes semelhanças entre os três depósitos estudados, ainda mais acentuados entre a galena de Fagundes e Ambrósia.

Fagundes												
<i>Todos os tipos de galena</i> n = 29			<i>Preenchimento de espaços abertos/ substituições</i> n = 12			<i>Galena mobilizada</i> n = 08			<i>Vênulas tardiase</i> n = 09			
Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	
Fe	< 100	520	*	< 100		< 100	520	*	< 100	160	*	
Cd	< 100	860	402	< 100	700	400	270	860	441	< 100	640	371
Ag	< 120	810	183	< 120	810	240	< 120	810	165	< 120	390	123
Cu	< 100	210	*	< 100	210	*	< 100	130	*	< 100	190	*
Zn	< 100	6790	769	< 100	1080	196	< 100	2180	475	< 100	6790	1794
Ge	3920	6430	4971	3920	4860	4402	4000	6430	5288	5010	5250	5130
Ga	2740	4650	3454	2940	4650	3576	3110	3650	3358	2740	3750	3418

Tabela 16 - Variações de elementos traços (em ppm) em galena do depósito de Fagundes. Min. = conteúdo mínimo; Máx. = conteúdo máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50% do total de pontos analisados.

Ambrósia									Vazante			
<i>Todos os tipos de galena</i> n = 15			<i>Preenchimento de espaços abertos/ veios</i> n = 09			<i>Galena tardia</i> n = 06			<i>Todos os tipos de galena</i> n = 09			
Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	
Fe	< 100	190	*	< 100		< 100	190	*	< 100	870	214	
Cd	110	660	416	110	620	364	180	660	488	< 100	2280	853
Ag	< 120	720	140	< 120			< 120	720	300	< 120	760	167
Cu	< 100	280	*	< 100	280	*	< 100			< 100	740	296
Zn	< 100	6090	1605	< 100	3870	590	< 100	6090	3026	< 100	3400	1622
Ge	4410	8470	7005	4410	8470	6993	7050	7090	7055	< 120	960	382
Ga	3000	3810	3343	3000	3810	3391	3040	3700	3276	< 120	400	*

Tabela 17 -. Variações de elementos traços (ppm) em galena dos depósitos de Vazante e Ambrósia. Min. = conteúdo mínimo; Máx. = conteúdo máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50 % do total de pontos analisados.

Conteúdos relativamente altos de zinco foram observados em todos os depósitos estudados. Este elemento, no entanto, não foi analisado em muitos dos demais depósitos listados na **Tabela 18**, dificultando comparações.

A galena de Vazante possui conteúdos relativamente mais altos de Fe, Cu e Cd e mais baixos de Ga e Ge em relação aos depósitos de Fagundes e Ambrósia. Alguns elementos químicos, como Sb, Bi e As, que ocorrem em teores significativos na galena de depósitos MVT e SEDEX, estão presentes apenas em pequenas quantidades, geralmente próximas ou abaixo do limite de detecção das análises nos depósitos estudados.

Depósitos/distritos	Zn	As	Ga	Ge	Cd	Sb	Ag	Cu	Bi	Ni
Ambrósia ⁽¹⁾	1610		3340	7010	420		140			
Fagundes ⁽¹⁾	740		3470	4970	420		170			
Vazante ⁽²⁾	3920		120	380	710		230	240		
Morro Agudo ⁽³⁾			10				71	41		
Depósitos Mississippi Valley										
Tri-State (EUA) ⁽⁴⁾						49	11,2	9,5	52	
Missouri SE (EUA) ⁽⁵⁾		340			27	171	85	59	50	
Wisconsin-Illinois (EUA) ⁽⁶⁾					7,5	283	15,7	12	1	
Illinois-Kentucky (EUA) ⁽⁶⁾		234			15	813	149	105	139	
Silésia (Polônia) ⁽⁷⁾		609			20	213	173	37	10	
Fankou (China) ⁽⁸⁾		500			50	1210	1640			
Berg Aukas (Namíbia) ⁽⁹⁾	65366					220	521			
Abenab (Namíbia) ⁽⁹⁾	22446					181	320			
Depósitos IRISH										
Silvermines (Irlanda) ⁽¹⁰⁾						800	500			400
Depósitos SEDEX										
New Brunswick (Canadá) ⁽¹¹⁾		3400					850	4100		
Depósitos metamórficos de Pb-Zn-Cu										
Cobar (Austrália) ⁽¹²⁾					453		491			
Outros tipos										
Niujiaotang (China) ⁽¹³⁾	1770		1,2	1,72	3233		4025			

Tabela 18 – Elementos menores e traços (em ppm) em galena de depósitos da Faixa Vazante-Paracatu e de outras províncias. Fonte dos dados analíticos: (1) Este estudo; (2) Monteiro (1997); (3) Bez (1980); Dresch (1987); (4) Hagni (1983); (5) Hall & Heyl (1968); Bhatia & Hagni (1980); (6) Hall & Heyl (1968); (7) Haranczyk, 1979, em Hagni (1983); (8) Song (1984); (9) Emslie & Beukest (1981); (10) Zakrzewski (1989); (11) Boorman (1968,) em Mercer, 1976; (12) Brill (1989); (13) Liu et al. (1999).

Outros elementos, como o Cd, apresentam conteúdos bem mais altos (até 660 ppm em Ambrósia, 860 ppm em Fagundes e de 2280 ppm em Vazante) que os relatados para depósitos

MVT, que são, entretanto, semelhantes aos encontrados no depósito metamórfico de Cobar (Austrália), que apresenta até 899 ppm de Cd na galena (Brill, 1989).

O conteúdo de Ag na galena dos três depósitos é alto, mostrando semelhança com alguns depósitos MVT (Illinois-Kentucky e Silésia) e é mais baixo que o observado em depósitos IRISH, SEDEX e metamórficos (**Tabela 18**). Apenas em Vazante o conteúdo médio de Cu (240 ppm) é mais elevado que o descrito para depósitos MVT, sendo no entanto, inferior ao relatado para os demais tipos de depósitos.

A principal característica da galena nos três depósitos, no entanto, é a incomum presença de teores muito altos de Ga e Ge (**Figuras 72 e 73**) que, em geral, excedem o conteúdo destes elementos observado na esfalerita, diferindo de todos os depósitos listados na **Tabela 18**.

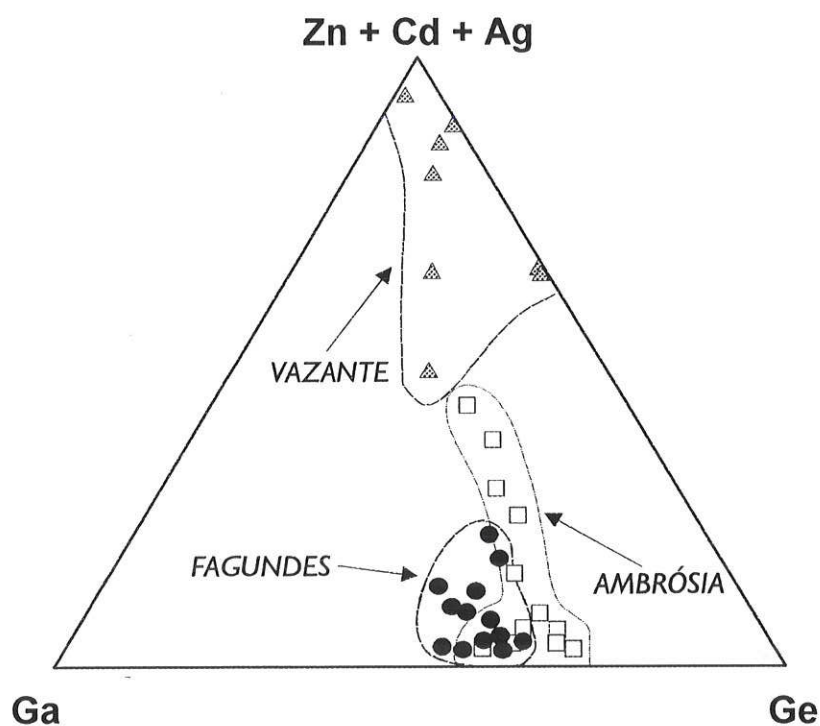


Figura 72 – Proporção de Ga-Ge-(Zn+Cd+Ag) da galena de Vazante, Ambrósia e Fagundes.

Burton *et al.* (1958) consideram que a presença de gálio em sulfetos é restringe-se quase que exclusivamente à esfalerita, concentrando-se fortemente em variedades de baixa temperatura. De forma análoga, Möller (1987) considera que todo o Ga e Ge presente no fluido mineralizante é coletado pela esfalerita durante sua formação.

Segundo Bernstein (1985) o comportamento do Ge também é controlado pela distribuição de Ag e Cu, sendo altamente concentrado em zonas de minério mais rico em Cu,

como nos depósitos de Zn-Cu-Pb de Kipushi (Congo) e Pb-Cu-Zn de Tsumeb (Namíbia). A forte correlação do Ge com estes elementos é esperada devido às principais fases com Ge (**Figura 74**), que são comumente a argyrodita (Ag_8GeS_6), briartita [$Cu_2(Fe,Zn)GeS_4$], germanita [$Cu_{11}Ge(Cu, Zn, Fe, Ge, W, Mo, As, V)_{4-6}S_{16}$] e renierita [$Cu_{10}(Zn_{1-x}Cu_x)$].

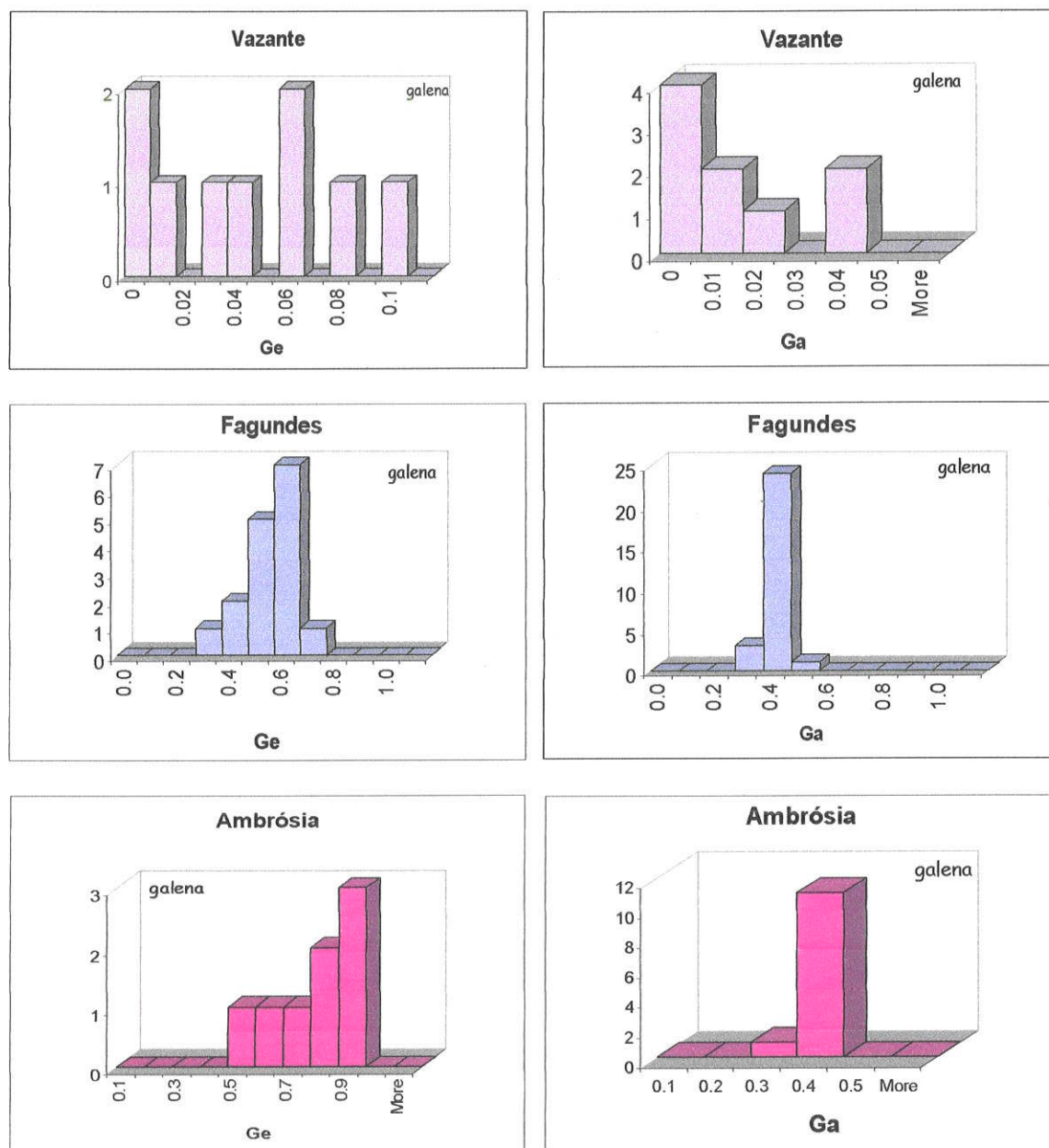


Figura 73 – Conteúdos de Ga e Ge (%) em galena dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes.

Nos três depósitos estudados, o Ga na esfalerita está abaixo do limite de detecção, o que pode indicar que o Ga está presente preferencialmente na galena. A presença de inclusões sólidas de fases sulfetadas com Ga na galena, como a gallita ($CuGaS_2$), “maigrue” [$Cu(Ga,Zn,Fe,V)S_2$] e carnevillite [$Cu(Ga,Zn,Fe)S_2$] (**Figura 74**), também implicaria em forte

correlação deste elemento com Cu. Forte correlação entre Ge, Cu e Ag, no entanto, não são registradas em nenhum dos três depósitos (**Figura 75**). Em Vazante observa-se que o Ge apresenta fraca correlação positiva apenas com o Cd, enquanto que o Ga mostra correlação positiva com Zn, Ag e Cu, o que pode sugerir a presença de fases como a carnevallita, que além de Cu apresenta Zn em sua estrutura.

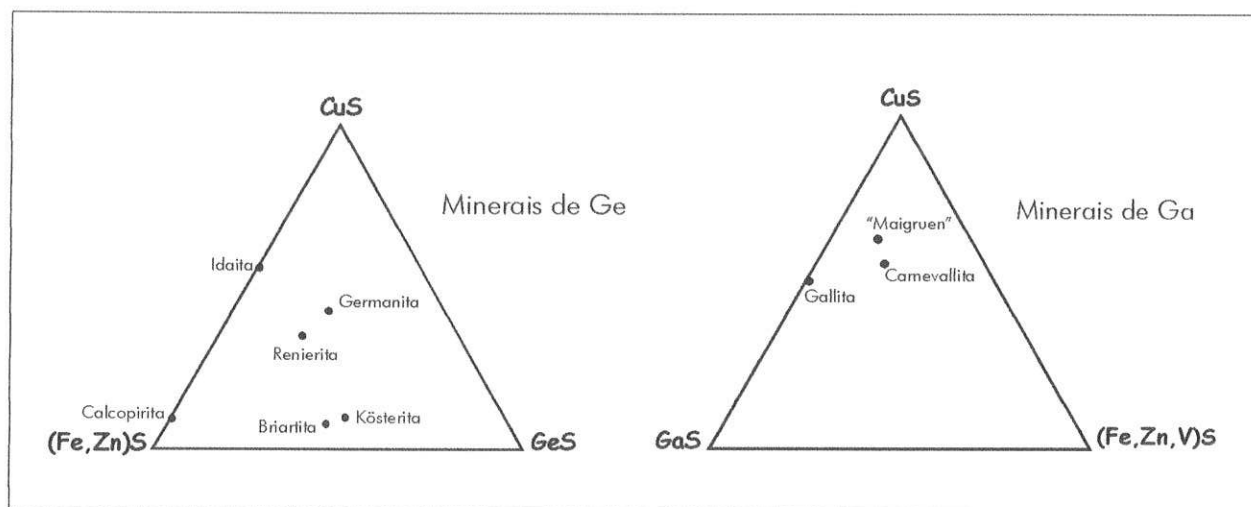


Figura 74 - Diagramas ternários mostrando a composição dos sulfetos com Ge e Ga em suas estruturas (Geier & Ottemann, 1970).

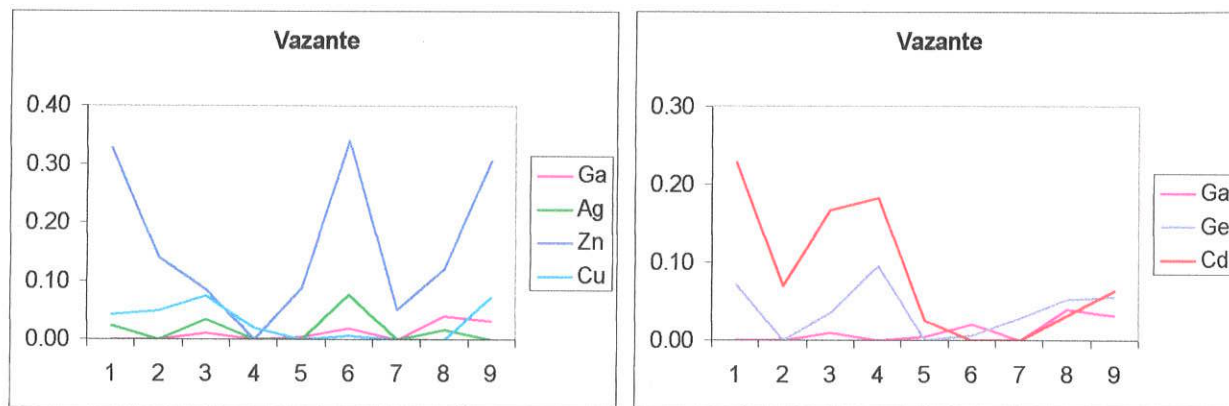


Figura 75 – Distribuição de elementos traços (ppm) em galena do Depósito de Vazante.

Em Fagundes e Ambrósia a distribuição dos elementos traços não sugere que o Ge e o Ga estejam fortemente correlacionados com os demais elementos traços (**Figura 76**). Em Ambrósia, de forma análoga a Vazante, o Ga apresenta alguma correlação com o Zn, Ag e Cu. O Ge apenas em algumas amostra pode ser correlacionável à Ag e ao Ga. Em Fagundes, o Ga apresenta correlação positiva apenas com o Cd, enquanto o Ge apresenta correlação negativa com a Ag.

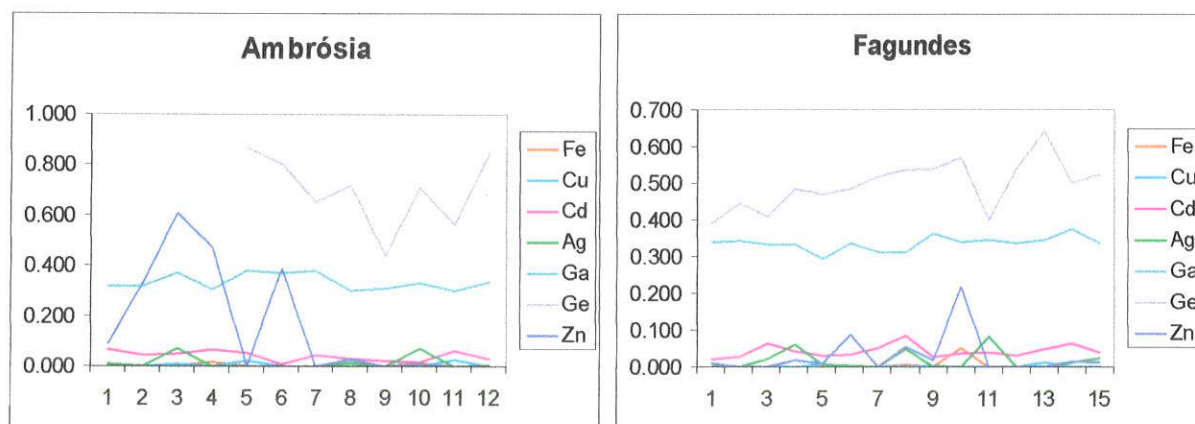


Figura 76 – Distribuição de elementos traços (ppm) em galena dos depósitos de Ambrósia e Fagundes.

7.2.3.1 PROCESSOS DE MOBILIZAÇÃO

A distribuição dos elementos traços em diferentes gerações nos três depósitos (**Tabelas 16 e 17**) indica que o principal elemento mobilizado é o zinco, que apresenta enriquecimento em todas as fases que sofreram mobilização. Outra característica presente na galena deformada/mobilizada nos três depósitos é um empobrecimento relativo de prata. Outros elementos não apresentam diferenças significativas em fases primárias e mobilizadas nos depósitos de Fagundes e Ambrósia.

7.2.4 Pirita

A pirita é uma fase comum apenas em Ambrósia e Fagundes. Em Vazante, nas associações de minério willemítico e sulfetado a pirita não é estável, o que se atribui à condições de alta fO_2/fS_2 (Monteiro, 1997).

As composições médias da pirita dos depósitos de Ambrósia e Fagundes são apresentadas na **Tabela 19** e as variações composicionais em diferentes gerações nas **Tabelas 20 e 21**. Nestes depósitos a pirita apresenta conteúdos de Pb e Zn relativamente elevados, porém inferiores aos relatados para depósitos MVT e SEDEX metamorfisados (Xu, 1998), respectivamente.

Os conteúdos de As e Cu na pirita são menores em Ambrósia e Fagundes, em relação aos depósitos MVT e SEDEX (Bathurst; Canadá; Peter & Goodfellow, 1996) e os teores de Ag são semelhantes aos dos depósitos MVT (Tompkins et al., 1997).

As principais diferenças em relação a todos os demais depósitos, entretanto, são os baixos conteúdos (abaixo do limite de detecção) de Co e Ni, a presença de Ga na pirita dos dois

depósitos (até 520 ppm em Ambrósia e até 610 ppm em Fagundes) e de Ge em Ambrósia (até 4630 ppm).

Depósitos	Pb	Zn	As	Tl	Ga	Ge	Ag	Cu	Co	Ni
Faixa Vazante-Paracatu										
Ambrósia ⁽¹⁾	920	290	270	-	120	70*	150	50		
Fagundes ⁽¹⁾	5210	820	210	-	90	-	150	140	-	-
Morro do Ouro ⁽²⁾		2250	3710				370	340	0,0	230
Depósitos tipo Mississippi Valley										
Cadjebut (Austrália) ⁽³⁾	33300	25	3850	870			175	250	500	100
Fankou (China) ⁽⁵⁾			3500						47	43
Depósitos SEDEX										
Bathurst, New Brunswick (Canadá) ⁽⁸⁾			2200				33	4500	700	40
Newfoundland (Canadá) ⁽⁶⁾									183	289
Depósitos SEDEX metamorfisados										
Dugald River (Austrália) ⁽⁶⁾	45,12	7200							687	100
Depósitos Pb-Zn-Cu metamórficos										
CSA (Austrália) ⁽⁷⁾							198		1027	197

Tabela 19 – Elementos menores e traços (ppm) em pirita proveniente de depósitos de diferentes origens. Os dados apresentados são de valores médios para cada um dos depósitos. Fonte dos dados analíticos: (1) Este trabalho; (2) Freitas-Silva (1996); (3) Tompkins et al. (1997); (5) Song (1984); (6) Xu (1998); (7) Brill (1989); (8) Peter & Goodfellow (1996). (*) Um única análise de pirita do Depósito de Ambrósia apresentou 4630 ppm de Ge; esta não foi utilizada para no cálculo da média.

Algumas distinções também podem ser observadas entre diferentes gerações de pirita de um mesmo depósito (**Tabelas 20 e 21**). Em relação à pirita coliforme, variações na distribuição de elementos traços também ocorrem, de forma análoga ao verificado em relação à esfalerita (**Figuras 77 e 78**). Em geral, no núcleo das estruturas observa-se um maior conteúdo de Mn e em zonas mais externas um forte aumento de Pb e As (**Figuras 77 e 78**). Em zonas intermediárias, outros elementos traços apresentam variações de seus conteúdos, como Ag e Cu.

A pirita brechada e parcialmente corroída mostra, nos dois depósitos, principalmente aumento da concentração de Zn e, no caso de Ambrósia, também de Pb. Em Ambrósia, observa-se ainda diminuição do conteúdo de Ag e aumento de As e Ge, possivelmente devido à retirada destes elementos de fases preexistentes e reconcentração nas fases neo-formadas.

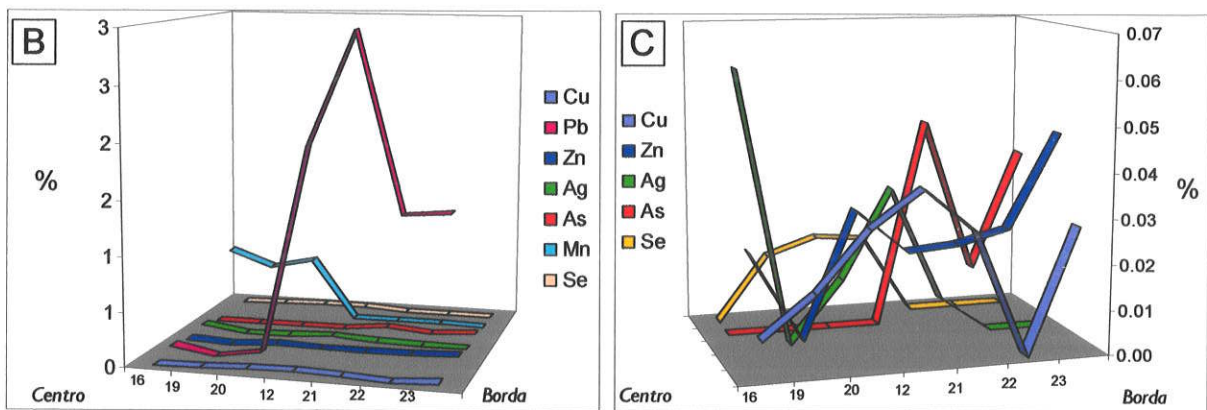
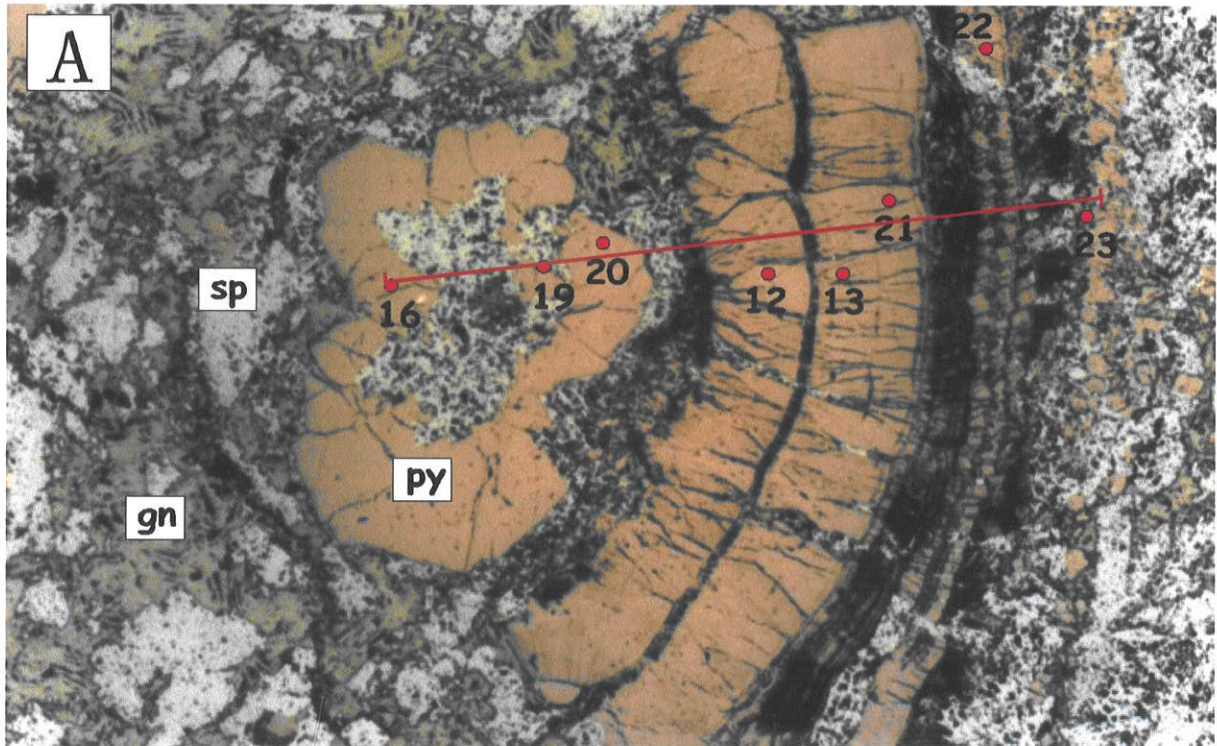


Figura 77 – A – Fotomicrografia de pirita coliforme com esfalerita e galena associadas. (Luz refletida; lado maior da foto = 5,5 mm). B – Diagrama com as variações de elementos menores e traços na pirita (%). C – s Variações de elementos traços (%) na pirita, em diferente escala. Abreviações: py = pirita; sp = esfalerita; gn = galena.

Fagundes												
	<i>Todos os tipos de pirita</i>			<i>Pirita (I) Coloforme, preenchimento de espaços abertos</i>			<i>Pirita(II) Pirita brechada/ mobilizada</i>			<i>Pirita (III) Pirita tardia</i>		
	n = 34			n = 19			n = 3			n = 12		
	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média
Cu	< 100	430	130	< 100	430	157	< 100			< 100	290	111
Pb	< 575	35480	4812	< 575	35480	6931	< 575	2480	827	< 575	13390	2453
Zn	< 100	8590	973	< 100	2130	266	210	2900	1767	< 100	8590	1870
Cd	< 100			< 100	150	*	< 100			< 100		
Ag	< 120	620	152	< 120	620	172	< 120	200	*	< 120	480	133
As	< 530	3590	*	< 530	3590	*	< 530			< 530		
Mn	< 100	5710	652	< 100	5710	1058	< 100	180	117	< 100	520	143
Ga	< 120	610	*	< 120	190	*	< 120	140	*	< 120	610	133
Ge	< 120	360	*	< 120	360	*	< 120			< 120		

Tabela 20 – Teores de elementos traços (ppm) em pirita de diferentes gerações do Depósito de Fagundes. Min. = mínimo; Máx. = máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50% do total de pontos analisados.

Ambrósia									
	<i>Todos os tipos de pirita</i>			<i>Pirita (I) Preenchimento de espaços abertos, veios</i>			<i>Pirita (II) Pirita tardia</i>		
	n = 28			n = 17			n = 12		
	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média	Min.	Máx.	Média
Cu	< 100	300	*	< 100	300	*	< 100	120	*
Pb	< 575	11720	891	< 575	2350	*	< 575	11720	1943
Zn	< 100	2160	334	< 100	2160	343	< 100	950	320
Cd	< 100	500	*	< 100	500	*	< 100	160	*
Ag	< 120	1160	140	< 120	1160	162	< 120	390	*
As	< 530	5860	*	< 530	5850	*	< 530	670	*
Mn	< 100	800	*	< 100	800	*	< 100	300	*
Ga	< 120	520	*	< 120	390	*	< 120	520	129
Ge	< 120	4630	298	< 120	3046	506	< 120	260	*

Tabela 21 – Teores de elementos traços (ppm) em pirita do Depósito de Ambrósia. Min. = mínimo; Máx. = máximo. * = Valores abaixo do limite de detecção representam, no conjunto, < 50% do total de pontos analisados.

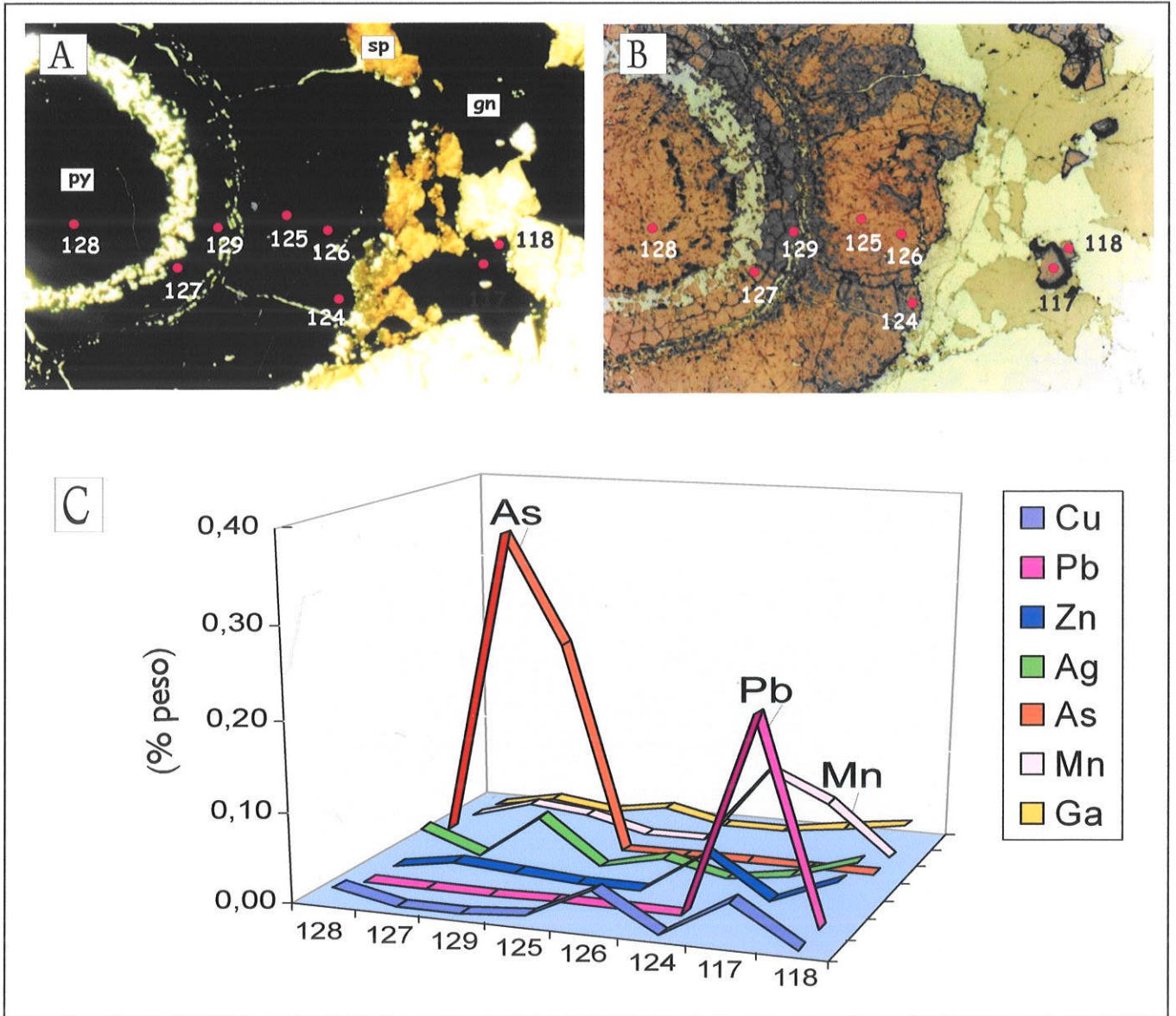


Figura 78 - A - Fotomicrografia mostrando pirita coloriforme (luz transmitida, polarizadores descruzados, lado maior da foto = 5,5 mm). B- Idem anterior em luz refletida. C - Diagrama mostrando a variação dos elementos menores e traços (% em peso) na pirita.

7.2.5 Razão Zn/Cd na esfalerita

A utilização da razão Zn/Cd na esfalerita pode também ser utilizada como indicador genético para mineralizações, uma vez que razões altas (417 a 531) são típicas de depósitos com contribuição vulcanogênica; razões baixas (104 a 214) são comuns em depósitos magmáticos hidrotermais, como *skarns*, e valores intermediários de Zn/Cd (252 a 330) caracterizam depósitos hospedados em seqüências sedimentares (*carbonate-hosted* e *sediment-hosted deposits*), incluindo depósitos sedimentares metamorfisados (Jonasson & Sangster, 1978; Song 1984; Brill, 1989; Xu, 1998). Razões Zn/Cd superiores a 600 observadas nos depósitos de Cu-Pb-Zn de CSA, Cobar e Dugald River (Austrália) são relacionadas com substituições metamórficas-hidrotermais (Brill, 1989; Xu, 1998).

A razão Zn/Cd em esfalerita revela grandes diferenças entre os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu (**Tabela 22**).

Mineral	Zn/Cd	
	Intervalo	Média
FAGUNDES ⁽¹⁾		
Esfalerita coliforme (I)	96 – 244	140
Esfalerita zonada (II)	89 – 305	207
<i>Zonas laranja</i>	192 – 305	252
<i>Zonas amarelas</i>	146 – 213	178
<i>Zonas marrom</i>	89 – 269	192
Esfalerita mobilizada (III)	134 – 384	265
Esfalerita tardia (IV)	154 – 439	226
Todos os tipos	89 – 439	225
AMBRÓSIA ⁽¹⁾		
Esfalerita (I)	1515 – 8269	3398
Esfalerita mobilizada (II)	372 – 911	615
Esfalerita tardia (III)	157 – 3498	1536
Todos os tipos	157 – 8269	1510
VAZANTE ⁽²⁾	64 – 98	78
MORRO AGUDO (3)	68 – 121	83
Depósitos magmáticos-hidrotermais ⁽⁴⁾	104 – 214	
Depósitos de Pb-Zn hospedados em seqüências sedimentares, incluindo as seqüências carbonáticas (MVT, SEDEX) ^(4, 5, 6)	252 – 330	
Depósitos vulcanogênicos ^(4, 5, 6)	417 – 531	
Depósitos metamorfisados/mobilizados ^(6, 7)	273 – 1310	
Depósitos de veios de metais base ⁽⁸⁾	69 – 380	
Outros tipos (Niujiatang, China) ⁽⁹⁾	31 – 75	

Tabela 22 – Razões médias de Zn/Cd em esfalerita. (1) Monteiro et al. 2001); (2) Monteiro (1997); (3) Bez (1980); (4) Song (1984); (5) Jonnasson & Sangster (1978); (6) Brill (1989); (7) Metz & Trefry (2000); (8) Xu (1998); (9) Lin & Liu (1999).

A razão média ($Zn/Cd = 225$) observada no depósito de Fagundes é semelhante àquela conhecida em depósitos de chumbo e zinco hospedados em seqüências sedimentares. Os menores valores da razão Zn/Cd na esfalerita de Fagundes são encontrados na esfalerita tardi-diagenética, tanto na coliforme ($Zn/Cd = 96 - 244$), quanto na zonada ($Zn/Cd = 89 - 305$). Razões Zn/Cd muito baixas, menores que as descritas para depósitos $Zn-Pb$ em rochas sedimentares, são também encontradas na esfalerita de Morro Agudo ($Zn/Cd = 68 - 121$), também considerada diagenética, e na de Vazante ($Zn/Cd = 64 - 98$). Estas baixas razões de Zn/Cd podem refletir a importância regional de fluidos com baixo conteúdo de enxofre reduzido (ΣS_{red}) que, de acordo com Schwartz (2000), aumenta o coeficiente de partição do Cd a favor da esfalerita, em relação à solução hidrotermal, favorecendo a formação de esfalerita rica em Cd e, portanto, com baixa razão Zn/Cd .

Baixo conteúdo de enxofre reduzido (ΣS_{red}), juntamente com condições de baixa fS_2 , podem ter predominado no Depósito de Vazante, enquanto fontes locais de H_2S podem ter sido fundamentais para as mineralizações sulfetadas dos demais depósitos, principalmente nos estágios tardios, epigenéticos de mineralização. O aumento das razões Zn/Cd na esfalerita mobilizada (III) e na tardia (IV) de Fagundes pode também refletir a interação progressiva com fluidos com maior razão Zn/Cd e, possivelmente, com maior conteúdo de enxofre reduzido (ΣS_{red}) (**Tabela 22**).

O valor médio da razão Zn/Cd para a esfalerita de Ambrósia ($Zn/Cd = 1510$) é o maior descrito na literatura consultada. Brill (1989) e Xu (1998) mencionam razões de Zn/Cd de até 1300 na esfalerita dos depósitos de Cobar e Dugald River (Austrália), que são geneticamente relacionadas à substituição hidrotermal associada a processos metamórficos (Brill, 1989; Xu, 1998). As evidências petrográficas e geoquímicas disponíveis indicam que processos de mobilização devido a interação com fluidos hidrotermais tardios são mais intensos em Ambrósia, em relação a Fagundes, o que pode ter um papel importante na redistribuição destes elementos, de forma similar ao descrito por Brill (1989) e Xu (1998).

7.2.6 Geotermometria baseada na química mineral

Inúmeras calibrações de condições de pressão e temperatura de formação de sulfetos em sistemas hidrotermais e metamórficos têm sido propostos, incorporando estudos empíricos (Hutchinson & Scott, 1981) e experimentais, ou baseados em princípios termodinâmicos (Bryndzia et al., 1988; 1990). Estes estudos geotermobarométricos podem fornecer um dos principais parâmetros para a compreensão da natureza dos processos mineralizantes.

Entretanto, como considera Brown (1994), o uso de sulfetos na estimativa da P-T, devido à sua natureza refratária, requer análises petrográficas e petrológicas cuidadosas e muita precaução com as de análises quantitativas utilizadas nos cálculos geotermobarométricos.

A aplicação de geotermômetros ou geobarômetros baseados no quimismo mineral requer a existência de boas calibrações dos coeficientes de partição entre elementos, coeficientes de partição fortemente dependentes da temperatura e pares minerais que representem espécies em equilíbrio no tempo de deposição, e que não sofreram modificações das suas composições desde sua formação (Bortnikov *et al.*, 1995).

O reconhecimento de assembléias em equilíbrio, entretanto, pode ser difícil. O critério inicial tem como base o estudo das feições texturais (Barton *et al.*, 1963; Barton & Skinner, 1979; Barton, 1982), assumindo-se usualmente que pares minerais precipitados simultaneamente estão em equilíbrio entre si porque precipitaram-se em equilíbrio com o fluido mineralizante. Cristais zonados, entretanto, podem apresentar desequilíbrios entre núcleo e borda, devido à modificação do fluido durante a formação do mineral e à baixa taxa de difusão intracristalina, notadamente em minerais cristalizados em temperaturas mais baixas. Korzhinskii (1959) propõe ainda um conceito diferente de assembléia em equilíbrio, que pode incluir não somente minerais precipitados simultaneamente, como alguns depositados antes, coexistentes com eles, o que constitui o chamado equilíbrio em mosaico.

Segundo Barton & Skinner (1979), Scott (1983) e Zaw & Large (1996), o sucesso da aplicação de assembléias minerais sulfetadas para a estimativa de condições geotermobarométricas apresenta várias limitações. A maioria delas estaria relacionada à dificuldade de estabelecimento e manutenção do equilíbrio, devido a modificações químicas introduzidas durante o resfriamento. Segundo Scott (1983) a aplicação das calibrações existentes têm tido mais êxito em estudo de associações que sofreram resfriamento rápido, como em sistemas hidrotermais (por exemplo, veios e *skarns*), que podem possibilitar que o equilíbrio químico seja mantido. Por outro lado, o resfriamento lento durante o metamorfismo favorece modificações retrometamórficas nos sulfetos, através de trocas com outras fases minerais, dificultando sua utilização na identificação das condições de formação.

Ao contrário do desequilíbrio, no entanto, o equilíbrio não pode ser demonstrado, apenas testado pelo grau de concordância na T e P dada por distribuições de diferentes componentes químicos entre minerais coexistentes (Barton & Skinner, 1973). A concordância de temperatura, entretanto, é considerado o melhor método para averiguar se o equilíbrio foi mantido, e pode ser realizada através da comparação de temperaturas obtidas através da

partição de elementos traços com temperaturas obtidas a partir do padrão de fracionamento isotópico e de homogeneização de inclusões fluidas (Bortnikov et al, 1995). A comparação das temperaturas obtidas por diferentes métodos podem indicar situações de equilíbrio, mas problemas analíticos podem também causar variações nos resultados, dificultando as interpretações. Por este motivo torna-se imprescindível o uso apenas de análises químicas criteriosamente selecionadas e de alta qualidade.

Objetivando a quantificação das condições de temperaturas nos depósitos de Ambrósia e Fagundes, a partição de Cd entre esfalerita e galena (Geletti, 1979) foi tentativamente usada em pares considerados cogenéticos destes dois depósitos. Estudos prévios, realizados no Depósito de Vazante (Monteiro, 1997) baseados neste método indicaram temperaturas entre 317 °C (sulfetos associados a estruturas dúcteis-rúpteis) e 110 °C (sulfetos relacionados com estruturas rúpteis).

Entretanto, o uso deste geotermômetro nos depósitos de Fagundes e Ambrósia indicou temperaturas muito elevadas: 573 °C, para a esfalerita (II) e 706 °C para a esfalerita (IV), em Fagundes, e 629 °C para a esfalerita (I) e 802 °C para a esfalerita (III) em Ambrósia, inconsistentes com as demais evidências geológicas.

Estas altas temperaturas podem implicar em desequilíbrio químico entre galena e esfalerita em relação à partição de Cd. Isto pode refletir, principalmente no Depósito de Fagundes, no qual texturas coloformes e zonadas estão preservadas, que condições de equilíbrio químico não foram atingidas durante a deposição mineral devido à rápida cristalização e às taxas de difusão menores que as do crescimento dos cristais. Adicionalmente, a falta de equilíbrio é também consistente com as texturas indicativas de processos de mobilização e reações incompletas, de forma semelhante ao descrito por Wagner & Boyce (2001) para mineralizações de metais base mobilizadas por fluidos hidrotermais-metamórficos. Temperaturas muito elevadas, calculadas por este mesmo método, também foram verificadas no depósito metamórfico de Cobar (Austrália), segundo Brill (1989), e também foram atribuídas a desequilíbrio envolvendo o Cd nas duas fases minerais, possivelmente devido à lenta cinética das reações e dos processos de interdifusão de elementos durante os processos de mobilização.

VII - INCLUSÕES FLUIDAS

8.1 ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS APLICADOS AOS DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO

Estudos de inclusões fluidas aplicados aos depósitos de zinco e chumbo hospedados em seqüências sedimentares têm sido desenvolvidos há muitas décadas (Roedder, 1963; 1967; 1968, 1971; 1976; 1977), visando a compreensão das condições físico-químicas de deposição dos minérios. A importância destes estudos relaciona-se com a possibilidade de as inclusões fluidas representarem fluidos existentes em algum tempo na história geológica do corpo de minério, incluindo os próprios fluidos mineralizantes (Roedder, 1984).

Contudo, em alguns tipos de depósitos, notadamente nos sedimentares-exalativos (SEDEX), as inclusões fluidas primárias são muito pequenas, devido à textura muito fina dos hidrotermalitos (Goodfellow et al., 1993), o que, praticamente, impossibilita estes estudos. Nos depósitos tipo IRISH, estudos sistemáticos de inclusões fluidas resultaram na caracterização de parâmetros específicos para a formação destes depósitos, embora a esfalerita e as fases de ganga também sejam finas e, geralmente, coloformes (Hitzman, 1995).

Em relação aos depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT), no entanto, o grande volume de estudos microtermométricos efetuados nas últimas décadas têm permitido a definição dos parâmetros mais consistentes para este modelo (Leach & Sangster, 1993), tais como, temperatura, salinidade, densidade e composição do fluido hidrotermal

Outras características dos fluidos mineralizantes, também importantes para a compreensão dos mecanismos de deposição do minério, têm sido determinadas a partir das inclusões fluidas por diferentes técnicas analíticas, ampliando a importância do estudo das inclusões fluidas nestes depósitos (**Tabela 23**). Dentre estas características incluem-se a razão $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2 + \text{NaCl})$, utilizada como traçadora da origem e evolução do fluido, razões entre Na-Cl-Br, que representam traçadores das fontes de salinidade, e composição dos gases presentes nas inclusões fluidas, que são usadas para estimar a profundidade de soterramento, a presença de processos de imiscibilidade ou na distinção de diferentes fluidos hidrotermais.

Estes estudos, mesmo que escassos como no caso dos depósitos SEDEX, têm contribuído significativamente para o refinamento destes modelos genéticos.

Principais técnicas	Método	Objetivo	Exemplos de aplicação em depósitos Zn-Pb	
			MVT	IRISH
Não destrutivas	<i>Microespectroscopia Raman</i>	Análises qualitativas e semi-quantitativas de fases voláteis.	Análise de CH ₄ , CO ₂ , H ₂ S, N ₂ , H ₂ , O ₂ . Caracterização de SO ₄ ; NO ₃ , CO ₃ , PO ₄ e sólidos. Determinação de salinidade	Samson & Russell (1987)
	<i>Espectroscopia de emissão fluorescente ultravioleta</i>	Fonte ultravioleta acoplada a microscópio petrográfico.	Distinção da composição, <i>timing</i> e origem de IF preenchidas por óleo.	McLimans (1987); Leach <i>et al.</i> (1996); Kontak & Sangster (1998)
Destrutivas	<i>EDS em sais precipitados</i>	Extração de sais de IF por crepitação termal e análise qualitativa e semi-quantitativa por EDS.	Análise de Na, Ca, Mg, K, Fe, Zn, Pb, Cl, S. Determinação da razão CaCl ₂ /(CaCl ₂ + NaCl), utilizada como traçadora da origem e evolução do fluido.	Haynes & Kesler (1987); Haynes (1988); Haynes <i>et al.</i> (1989); Banks & Russell (1992); Dix & Edwards (1996); Savard & Chi (1998); Kontak (1998)
	<i>Análise de cátions e ânions em lixiviados</i>	<i>Crushing</i> e lixiviação de íons, e análise quantitativa por espectrometria de absorção atômica; ICP-AES; ICP-MS ou cromatografia iônica (IC)	Razões entre Na-Cl-Br utilizadas como traçadores das fontes de salinidade. IC permite análise de Na, K, Ca, Mg, NH ₄ , Rb, Sr, Ba, Cl, Br, F, I, PO ₄ , CO, S ₂ O ₃ , SO ₄ , NO ₃ .	Zheng & Wang (1991); Plumlee <i>et al.</i> (1994); Leach <i>et al.</i> (1996); Kesler <i>et al.</i> (1995; 1996; 1997); Chi & Savard (1997); St. Marie & Kesler (2000); Wang <i>et al.</i> (2000); Samson & Russell (1987)
	<i>Composição Isotópica</i>	Isótopos estáveis: extração a partir de amostra total e análise por espectrômetro de massa.	Análise da composição isotópica de fluidos mineralizantes. Caracterização de origem e evolução dos fluidos.	Hall & Friedman (1963); Roedder (1963); Kesler <i>et al.</i> (1997); Samson & Russell (1987); Ravenhurst <i>et al.</i> (1989)
		Isótopos radiogênicos: (Pb/Pb; K/Ar; Rb/Sr). Análise por espectrômetro de massa.	Datação radiométrica. <i>Timing</i> da mineralização.	McLimans <i>et al.</i> (1992);
	<i>Análise de gases nobres (laser microprobe noble gas spectrometry – LMNGMS)</i>	Análise de isótopos naturais de Ar, Kr e Xe, e induzidos por irradiação de nêutrons (Cl, K, Br, Se, I, Ba, Te, U)	Composições isotópicas (³⁶ Ar; ⁴⁰ Ar e ⁸⁴ Kr) e razões Br/Cl e I/Cl utilizadas como traçadores da origem do fluido e das fontes de salinidade.	Böhlke & Irwin (1992)
<i>Análise de gases</i>	Extração a partir de amostra total ou de IF individuais e análise por espectrometria de massa ou cromatografia de gás.	Análise de N ₂ , Ar, CO, CH ₄ , CO ₂ , C ₂ H ₄ , C ₂ H ₂ , COS, C ₃ H ₆ , C ₃ H ₈ C ₃ H ₄ , H ₂ O, SO ₂ , O ₂ , H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , HCl, HCN, H ₂ . Estimativa de profundidade de soterramento, de processos de imiscibilidade ou na distinção de diferentes fluidos.	Hofstra <i>et al.</i> (1989); Leach <i>et al.</i> (1991); Zheng & Wang (1991); Jones & Kesler (1992); Plumlee <i>et al.</i> (1994); Leach <i>et al.</i> (1996); Wang <i>et al.</i> (2000); St. Marie & Kesler (2000); Savard <i>et al.</i> (2000); Kontak (1998); Chi <i>et al.</i> (1998)	

Tabela 23 – Técnicas analíticas empregadas em conjunto com microtermometria no estudo de inclusões fluidas em minerais em depósitos de Pb-Zn em seqüências sedimentares.

Estudos de inclusões fluidas são ainda fundamentais na distinção de depósitos ou distritos que, devido às suas características gerais, não podem ser classificados segundo os modelos clássicos existentes, como os depósitos de Gays River, Jubilee e Newfoundland (Canadá) que compartilham atributos com os depósitos MVT e com os do tipo IRISH (Sangster *et al.*, 1998b).

As características de diferentes fluidos em inclusões fluidas em fases de minério também têm auxiliado na construção de modelos nos quais múltiplos processos podem ter atuado, como nos depósitos de Otavi Mountain (Namíbia) (Chetty & Frimmel, 2000) e em depósitos metamorfisados, tais como Tom e Jason, Canadá (Ansdell *et al.*, 1989) e Cerro del Toro, Espanha (Morales-Ruano *et al.*, 1996). A correlação temporal e espacial entre eventos de deformação, cristalização, aprisionamento dos fluidos e deposição do minério também têm sido utilizadas no estudo de depósitos de Pb-Zn metamórficos, sin- a tardi-tectônicos, tais como Dugald River e Pegmont, na Austrália (Xu, 1998; 2000; Williams *et al.*, 1998) e Ponferrada-Caurel na Espanha (Tornos *et al.*, 1996).

Uma síntese destes estudos é apresentada a seguir:

8.1.1 Depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT)

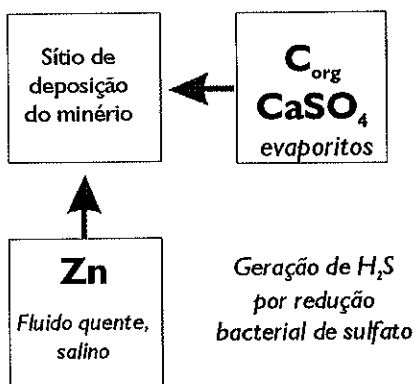
Os dados de inclusões fluidas de um grande número de depósitos MVT são consideravelmente uniformes (Roedder, 1984), o que pode ser uma boa indicação que as inclusões fluidas primárias desses depósitos representam os fluidos mineralizantes, uma vez que torna-se mais difícil supor que mecanismos de retrabalhamento/remobilização em todos estes depósitos ocorreram em condições semelhantes.

Os dados obtidos no estudo de inclusões fluidas não podem determinar a origem do minério, mas limitam, para um dado depósito, os reservatórios (**Figura 79**), fonte dos fluidos mineralizantes, e os possíveis mecanismos de deposição (**Tabela 24**).

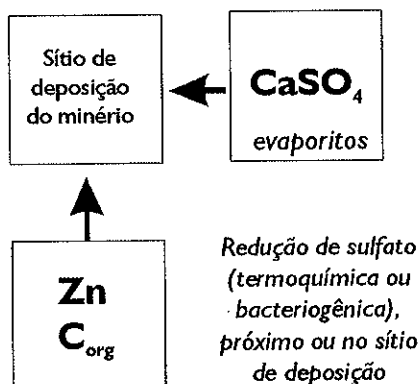
Os mecanismos de deposição do minério descritos para os depósitos MVT, incluem muitos processos tais como, mistura de fluidos, mudanças de T ou P, perda de gases, reações com as rochas hospedeiras, mudanças internas no fluido, atividade biológica, além das combinações quase infinitas destes mecanismos. Assim, os parâmetros definidos pelos estudos de inclusões fluidas são importantes para a construção de um modelo de origem dos corpos de minério (Roedder, 1984).

CONFIGURAÇÕES DOS POSSÍVEIS RESERVATÓRIOS ASSOCIADOS AOS DEPÓSITOS MVT

MODELOS DE MISTURA DE FLUIDOS

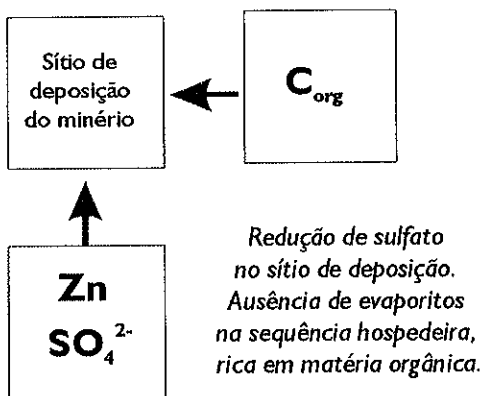


Beales & Jackson (1966)

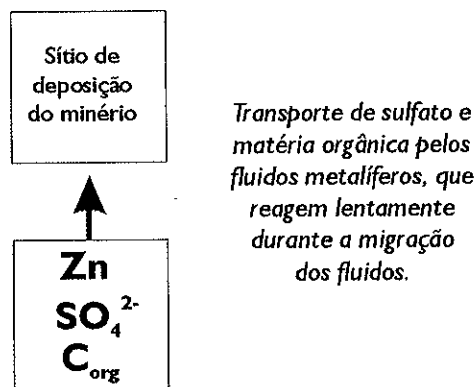


Modificações no modelo de Beales & Jackson (1966)

MODELOS DE REDUÇÃO DE SULFATOS

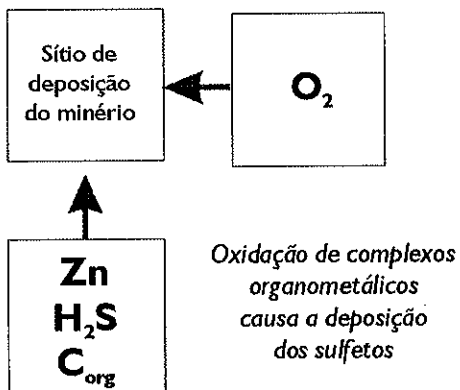


Rickard (1983)

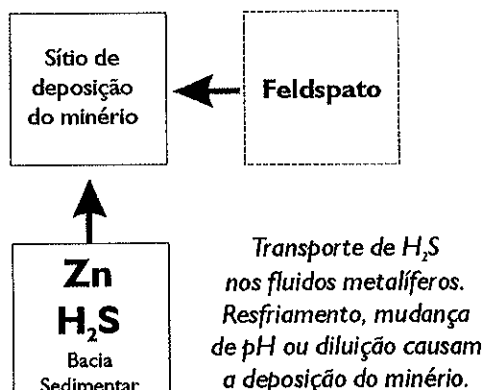


Barton (1967)

MODELO DO ENXOFRE REDUZIDO



Barnes (1983)



Sverjensky (1981)

Figura 79 – Configurações dos possíveis reservatórios relacionados à formação de depósitos MVT (Anderson & Garven, 1987).

Modelo do enxofre reduzido

- Enxofre e metais reduzidos transportados no mesmo fluido
 - Decréscimo da temperatura
 - Decréscimo da Pressão
 - Mudanças no pH
 - Diluição
- Interação com rochas hospedeiras

Modelo de redução de sulfatos

- Metais e sulfatos transportados no mesmo fluido ao sítio deposicional, e redução local de sulfato por reações com metano ou outras matérias orgânicas

Modelo de redução de espécies de S parcialmente oxidadas**Modelos de mistura**

Metais transportados por um fluido com baixo conteúdo de enxofre reduzido e mistura deste fluido com fontes locais de enxofre reduzido.

- Mistura de um fluido rico em metais com um fluido rico em enxofre reduzido
- Degradação termal de matéria orgânica rica em enxofre no sítio deposicional.
- Mistura de um fluido rico em metais com reservatório local de H₂S (gás).
 - Substituição de sulfetos de ferro diagenéticos.

Tabela 24 – Mecanismos de deposição dos minerais de minérios propostos para os depósitos Mississippi Valley (Sverjenski, 1986; Leach & Sangster, 1993; Spirakis & Heyl, 1995).

■ Principais características dos fluidos mineralizantes

De modo geral, a temperatura de homogeneização (TH) em fases do estágio principal de mineralização do tipo **MVT** varia de 75 a 150 °C; porém existem exemplos para os quais a temperatura pode ser superior a 200 °C (**Tabela 25**), como no distrito de Tennessee (EUA).

Estas temperaturas indicam que na maioria dos distritos **MVT**, como Pine Point, Mascot-Jefferson City, Central Missouri, Tri-State, existe equilíbrio térmico entre os fluidos mineralizantes e as rochas hospedeiras, sugerindo que este fluido relaciona-se ao próprio aquífero da unidade hospedeira (Sangster *et al.*, 1994). As anomalias térmicas positivas em relação às temperaturas registradas nas rochas hospedeiras distantes do minério são características de alguns distritos, tais como Upper Mississippi Valley, Polaris e Tennessee, o que tem sido considerado uma evidência de aquecimento advectivo devido à passagem dos fluidos mineralizantes (Rowan & Leach, 1989), ou aquecimento dos fluidos devido à canalização em condutos estruturalmente controlados (Sangster *et al.*, 1994). Em Lennard Shelf (Austrália), a temperatura da seqüência hospedeira das mineralizações estimada pelo índice de alteração de

conodontes, é menor ou igual às temperaturas de homogeneização em esfalerita, refletindo rápida migração dos fluidos, através de falhas, até o sítio deposicional (Döring *et al.*, 1998).

As temperaturas de homogeneização, em geral, não apresentam variações consistentes com a profundidade, mas no distrito de Silésia - Cracow (Polônia) o decréscimo da TH em relação à profundidade de amostragem é consistente com um gradiente de resfriamento dos fluidos mineralizantes de 6 a 10 °C por 100 m (Kozłowski, 1991; Leach *et al.*, 1996). Segundo estes autores a mistura de fluidos de diferentes temperaturas poderia explicar estas características melhor que a perda por condução de calor do fluido através da interação com as rochas.

A densidade do fluido mineralizante é maior que 1,0 g cm³ (frequentemente > 1,1 g cm³), representando águas mais densas que as águas superficiais (Roedder, 1984).

Tipicamente a salinidade varia entre 10 - 30% em peso de NaCl equiv. (**Tabela 25**). A raridade de cristais de NaCl indica que quantidades apreciáveis de outros cátions (além do Na) devem estar presentes no fluido. A abundância relativa de solutos é estimada, na maioria dos depósitos, como Cl > Na > Ca >> K > Mg > B (Roedder, 1984).

A composição individual das inclusões fluidas em termos de elementos maiores têm sido pesquisada extensivamente. As relações de fase a baixas temperaturas, no entanto, requerem inclusões fluidas grandes, opticamente claras, além de um conhecimento prévio do sistema químico e das relações de fase para aquele sistema (Crawford, 1981; Haynes, 1985). Desta forma, a análise semi-quantitativa de crepitados (sais precipitados) por MEV e EDS têm sido empregada aos estudos de inclusões fluidas de depósitos MVT (Haynes & Kesler, 1987; Haynes *et al.*, 1988), reiterando a predominância de Na e Ca e a presença de Mg, K, Fe e Sr nos fluidos responsáveis pelas mineralizações do tipo MVT.

Estes estudos mostram, ainda, aumento das razões CaCl₂/(CaCl₂ + NaCl) em sais precipitados a partir de inclusões fluidas de fases do minério que, segundo Haynes & Kesler (1987), devem resultar de processos de mistura de fluidos ou da evolução dos fluidos mineralizantes, e não apenas da dissolução de calcários no sítio de brechação e mineralização. A presença de enxofre nestes sais precipitados e a ausência de anidrita, podem indicar baixo estado de oxidação do enxofre, sugerindo mistura do fluido metalífero com fluidos ricos em H₂S, como no depósito de Pine Point (Haynes & Kesler, 1987).

DISTRITOS/ DEPÓSITOS	Composição TE °C/ precipitados de sais	TH °C	Salinidade % em peso de NaCl equiv.	Origem e evolução dos fluidos mineralizantes	Referências
DEPÓSITOS MVT					
Viburnum Trend Southeast Missouri, EUA	TE: qtz: -65 a -48 Na-Ca-Cl TE:Dol: -68 a -43,5 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -KCl	sp, cc: 94 a 137 qtz: 94 a 130 dol I: 60 a 80 dol II: 120 a 187	sp, cc: 23 a 28 dol: 9,9 a 33,1 I: 35 II: <8	Migração em larga escala de múltiplos fluidos de origem formacional, que transportam metais e S reduzido	Roedder (1977); Leach (1979); Sverjensky (1981); Hagni (1983); Rowan & Leach (1989); Shelton et al. (1992)
Upper Mississipi Valley, EUA	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	100 a 150	> 15	Fluidos conatos aquecidos circulando em profundidade	Roedder (1979)
Tri-State, EUA	TE: -50 a -60 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	77 a 145	24	Migração em larga escala de salmouras formacionais aquecidas	Coveney et al. (1982); Leach (1979); Wei (1975, em Ragan, 1994)
Eastern Arkansas, EUA	TE: - 57 a -48 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	75 a 129	24	Similaridade com Tri-Sate indica circulação regional de fluidos formacionais	Ragan (1994)
North Arkansas, EUA		80 a 150	18 - 25	Mistura de fluidos quentes e altamente salinos. Diluição por águas meteóricas nos estágios finais	Leach et al. (1975)
Timberville, Virgínia, EUA	H ₂ O-NaCl	Sp: 110 a 165	Tfg: -24 a -12	Mistura de fluidos metalíferos ascendentes e fluidos conatos com S, derivado da água do mar	Roedder (1967, 1971); Appold et al. (1995)
Wyandot County, Ohio, EUA	TE: <-55 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	dol: 66 a 116 sp: 53 a 104	dol: 16 a 23 sp: 21,5	Fluxo de fluidos formacionais metalíferos aquecidos, salinos (<i>gravity driven flow</i>)	Hafner et al. (1988)
Denton, Illinois, EUA		fluorita, cc: I: <125 II: 150	fluorita, cc: I: <23 II: 19	Mistura de fluidos formacionais	Spry et al. (1990)
Sweetwater, EUA		I: 75 II: 175	I: -23 II: -8	Mistura de múltiplos fluidos formacionais	Zimmerman & Kesler (1981)
Central Kentucky, Tennessee, EUA		barita: 72 a 132	>20	Fluidos conatos, aquecidos, circulando em profundidade	Roedder (1971)
Mascot-Jefferson City, Tennessee, EUA	Na, Ca, >K, Mg, Fe, Sr, Cl	I: 80 a 170 II: 190 a 230	I: <30 II: -10	Mistura de fluidos formacionais/conatos que transportam simultaneamente metais e enxofre reduzido	Roedder (1971); Taylor et al. (1983), Haynes & Kesler (1987); Haynes et al. (1989)
Elmwood- Gordonsville, Tennessee, EUA	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	cc: 97 a 150 cc tardia: 60 a 120	cc: 18 a 23 cc tardia: 7 a 9	Fluido formacional quente e salino transportando metais e S. Diluição, devido à interação com águas meteóricas nos estágios finais	Gratz & Misra (1987); Misra & Lu (1992)

DISTRITOS/ DEPÓSITOS	Composição TE °C/ precipitados de sais	TH °C	Salinidade % em peso de NaCl equiv.	Origem e evolução dos fluidos mineralizantes	Referências
DEPÓSITOS MVT (Continuação)					
Knoxville, EUA	TE: -52 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	~ 91	-17	Liberação de salmouras formacionais e migração em larga escala	Coveney et al. (1982)
Metaline, EUA Josephine-type		sp I: 115 a 143 sp II: 130 a 180	-10,5 a -15,7 -3,5 - -12,2	Mistura de duas salmouras metalíferas distintas com uma única fonte de S reduzido	St. Marie & Kesler (2000)
Yellowhead-type		100 a 172	-10 - -25		
Hansonburg, Novo México, USA	NaCl > KCl ~ CaCl ₂	130 a 190	10 a 18	Fluidos meteóricos modificados por interação com leitos evaporíticos, sedimentos clásticos e embasamento granítico	Böhle & Irwin (1992)
Pine Point, Canadá		Sp: 51 a 100		Circulação de salmouras conatas em profundidade	Roedder (1968)
Thunder Bay, Canadá	TE: -45 NaCl > CaCl ₂ >> KCl	I: 75- 160 II: <203	26 a 33	Interação de fluidos metalíferos e fluido rico em gás com H ₂ S	Haynes et al. (1988)
Lennard Shelf, Austrália	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	70 a 130	10 a 25	Rápida migração de fluidos conatos metalíferos com hidrocarbonetos em falhas extensionais ativas	Etminan & Hoffman (1989); Dörling et al. (1998)
Bleiberg, Bélgica	H ₂ O-NaCl-(CaCl ₂ ±MgCl ₂)	50 a 125	16 a 23,1	Fluido meteórico modificado pela interação W/R	Muchez et al (1994)
Polaris, Ártico	TE: -82, I a -57 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	67 a 141	24,6 a 31,3 (NaCl+CaCl ₂)	Mistura de fluido metalífero, quente, com fluido rico em S reduzido no sítio de deposição	Savard et al. (2000)
Tianbaoshan e Daliangzi, China	Ca, Mg, Cl, HCO ₃ ⁻	150 a 250	5	Interação de águas meteóricas aquecidas, com metais, com S reduzido no sítio de deposição	Zheng & Wang (1991); Xiaochun et al. (2000)
Picos de Europa, Espanha	TE: -55 a -45 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ (Mg, Fe, K)	80 a 174	6,4 a 23,6	Diferentes pulsos de salmouras mineralizantes devido ao hidrotermalismo, refletindo variações na interação fluido-rocha	Gómez-Fernández et al. (2000)
Berg Aukas, Namíbia	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	100 a 210	23	Circulação de salmouras residuais evaporíticas, aquecidas	Chetty & Frimmel (2000)
Oued Mekta, Marrocos		73 a 101	23	Fluido quente metalífero, gerado na própria bacia	Dupuy & Touray (1986)
Silésia-Cracow, Polónia	Na, Ca, Mg, K, Rb, Sr, Ba, Cl, Br, F, I, PO ₄ , CO, NH ₄ , S ₂ O ₃ , SO ₄	I: 40 a 90 II: <100 III: 100 a 156	I: <5 II: 15 a 20 III: 5 a 20	Mistura de fluidos metalíferos ascendentes com fluidos de diferentes aquíferos e/ou natureza (meteóricos, formacionais e mistos)	Leach et al. (1996)

Tabela 25 - Principais características dos fluidos mineralizantes resultantes de estudos de inclusões fluidas em depósitos MVT. Abreviações utilizadas: TE = temperatura do eutético; TH = temperatura de homogeneização; dol = dolomita; cc = calcita; qtz = quartzo; sp = esfalerita

As inclusões fluidas destes depósitos, assim como os dados isotópicos são composicionalmente semelhantes a salmouras presentes em campos de petróleo (*oil-field*) (Tabela 26), apesar de apresentarem razões Na/K muito mais baixas, indicando, segundo Leach & Sangster (1993), que os fluidos mineralizantes envolvidos na mineralizações MVT podem ter uma maior interação com silicatos com potássio de rochas do embasamento, devido à migração destes fluidos em larga escala.

Características	Inclusões Fluidas Depósitos MVT	Salmouras Oil-field
T (°C)	75 - 150	130 - 150
P (bar)	< 500	388 - 843
Cl (mgL ⁻¹)	59.000 - 120.000	71.520 - 207.400
Na (mgL ⁻¹)	27.000 - 53.400	29.000 - 79.100
Ca (mgL ⁻¹)	17.000 - 20.400	4.140 - 74.800
K (mgL ⁻¹)	2.500	2.423 - 7.080
Na/K ^a	12 - 42	40 - 370
Na/Ca ^a	3 - 7	1,4 - 17
Zn/Pb ^a	Desconhecida	3 - 25

Tabela 26 - Comparação de composições de inclusões fluidas de depósitos MVT e salmouras de campos petrolíferos com metais de base. (Sverjensky, 1984, modificado por Leach & Sangster, 1993). Dados de Hall & Friedman (1963), Roedder (1967, 1979), Rickard et al. (1979), Carpenter et al. (1974), Kharaka et al. (1980), Viets & Leach (1990). ^a = Raio Atômico.

A pressão total usualmente é maior que a pressão do vapor das salmouras, indicando que não ocorre *boiling* e que gases podem ter estado em solução em pressões tão altas como 20bars (Roedder, 1984).

Matéria orgânica, como CH₄ na fase gasosa, freqüentemente é observada. A presença de matéria orgânica em solução pode ter um papel importante na origem dos depósitos MVT, devido à capacidade redutora do CH₄ solúvel nos fluidos, e de fases líquidas com hidrocarbonetos, que podem representar uma fonte interna capaz de reduzir sulfatos e formar sulfetos. Além disso, a matéria orgânica pode apresentar agentes complexantes de metais pesados (Roedder, 1984). A maioria das inclusões fluidas estudadas em depósitos MVT apresentam significantes quantidades de CH₄ (0,3 a 2,9% mol) e CO₂ (0,1 a 4,7% mol) e pequenas quantidades de C₂H₆, C₃H₈, H₂S, SO₂, N₂ e Ar (Jones & Kesler, 1992).

Estudos de inclusões fluidas indicam:

- Supercongelamento de 20 a 40°C abaixo da temperatura de congelamento de equilíbrio, evidenciando equilíbrio metaestável.
- Presença comum de gelo metaestável superaquecido. A metaestabilidade requer que o líquido seja excepcionalmente livre de sólidos em suspensão.

- Crescimento de cristais em fraturas abertas ou cavidades, que podem conter cristais de outras fases que nuclearam e cresceram simultaneamente, mas são limpas e livres de partículas de argila carregadas em suspensão, em contraste com o observado em sistemas mais dinâmicos, como os responsáveis por veios magmáticos-hidrotermais (Barton *et al.*, 1971).
- Crescimento oscilatório das bandas, como varves anuais, indicando razões de crescimento dos cristais de apenas 10 µm/ano, sugerindo condições muito calmas (Roedder, 1984).

▪ **Origem dos fluidos mineralizantes**

Segundo Leach & Sangster (1993), as altas salinidades das salmouras de muitas bacias sedimentares podem ser resultado da dissolução de evaporitos, da interação com salmouras residuais evaporíticas ou da infiltração de águas superficiais evaporativas. Em muitos depósitos MVT, entretanto, níveis evaporíticos não estão presentes na seqüência hospedeira.

A origem dos fluidos mineralizantes dos depósitos MVT, tem sido objeto de estudos durante décadas, devido à sua importância para a compreensão da evolução de bacias sedimentares, da migração de fluidos em grande escala e da gênese destes depósitos.

As razões Na/Br – Cl/Br obtidas, a partir de lixiviados de inclusões fluidas, têm sido aplicadas no estudo de depósitos MVT como traçadores da origem da salinidade (Walter *et al.*, 1990; Kesler *et al.*, 1996).

Estes estudos, aplicados aos depósitos do Viburnum Trend (Southeast Missouri, EUA), indicam que a evaporação da água do mar foi o principal processo responsável pelas altas salinidades dos fluidos relacionados à deposição de galena octaédrica, uma vez que as razões Na/Br e Cl/Br são mais baixas que as verificadas na água do mar, enquanto a dissolução de halita presente em seqüências evaporíticas, por outro lado, foi responsável pela salinidade do fluido mineralizante associada à mineralização no distrito de Illinois-Kentucky e à deposição da galena cúbica de Viburnum Trend, como evidenciam as razões Na/Br e Cl/Br mais altas que a da água do mar. A origem das altas salinidades do distrito de Viburnum Trend, pode implicar em aquíferos ou reservatórios distintos envolvidos na origem dos fluidos mineralizantes.

Limitações na utilização da sistemática de Na-Cl-Br como traçadores da salinidade, e conseqüentemente, da origem e evolução dos fluidos, são apontadas, entretanto, por Chi & Savard (1997). Estes autores consideram que água marinha que sofreu evaporação misturada com fluidos derivados da dissolução da halita podem também apresentar razões Cl/Br e Na/Br mais baixas que

a da água do mar. Assim, estes autores consideram que a mistura de dois fluidos salinos coexistentes na mesma bacia, pode ser proposta para o distrito de Viburnum Trend, alternativamente à ocorrência de processos distintos, tais como evaporação e dissolução de halita, responsáveis pela formação de salmouras relacionadas por estágios distintos de mineralização.

Outras técnicas também têm sido utilizadas, adicionalmente às razões Na-Cl-Br, no estudo de depósitos MVT, tais como a determinação de isótopos de Ar e Kr em inclusões fluidas. Um exemplo de aplicação desta técnica é apresentado por Böhle & Irwin (1992), no estudo dos fluidos mineralizantes do distrito de Hansonburg (Novo México, USA). Segundo os autores, os isótopos ^{36}Ar e ^{84}Kr indicam que os fluidos responsáveis pela mineralização podem ser meteóricos, devido à semelhança da distribuição destes isótopos nas inclusões fluidas e em águas frescas, saturadas em ar atmosférico. Razões $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, no entanto, são maiores que as atmosféricas indicando, segundo os autores, a incorporação de ^{40}Ar durante a interação do fluido meteórico com sedimentos clásticos e rochas do embasamento, que também seriam responsáveis pela origem dos metais no fluido mineralizante (**Figura 80**).

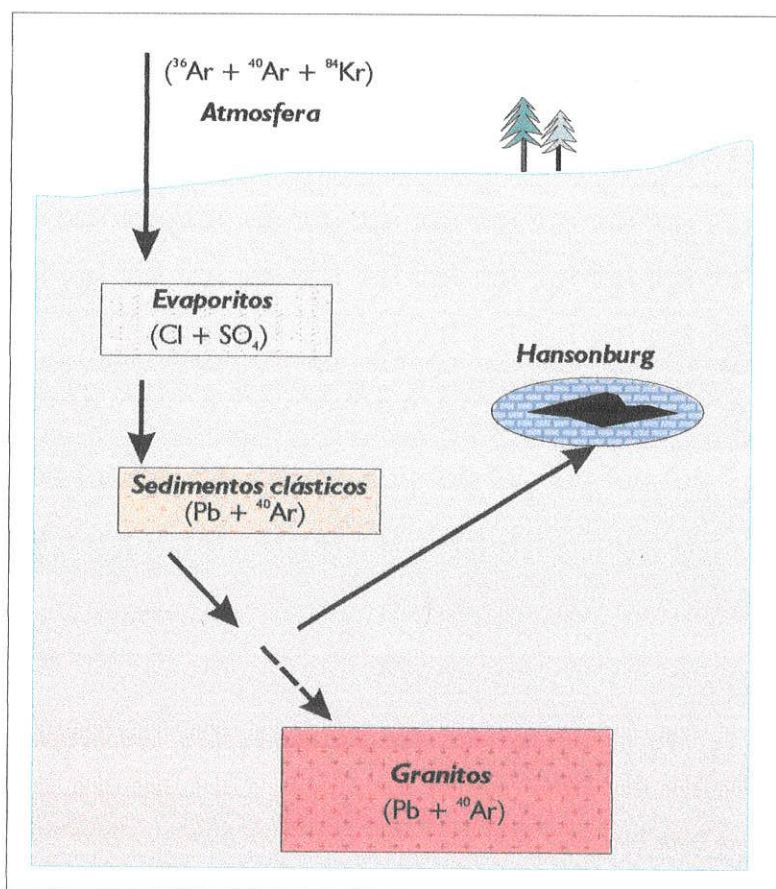


Figura 80 – Seção esquemática apresentando a trajetória hipotética do fluxo de fluidos em Hansonburg (Novo México, USA), segundo Böhle & Irwin (1992).

Adicionalmente, Böhle & Irwin (1992) consideram que as razões Br/Cl e I/Cl indicam que a salmoura adquiriu alta salinidade por dissolução de minerais evaporíticos (**Figura 80**), o que seria consistente com a ausência de dolomitização e/ou presença de fluidos com altas concentrações de Mg, que caracterizam as salmouras evaporíticas residuais.

Desta forma, as altas salinidades dos fluidos mineralizantes, que representam uma das características mais importantes dos depósitos MVT e têm um papel importante na liberação e transporte dos metais, podem ser resultado de distintos processos que controlam a evolução dos fluidos mineralizantes nos diferentes distritos.

■ ***Depósitos Pb-Zn hospedados em seqüências carbonáticas em ambiente extensional: um subtipo de depósitos MVT?***

Apesar da grande homogeneidade dos dados obtidos através de inclusões fluidas para a maioria dos depósitos, estudos microtermométricos em alguns depósitos considerados semelhantes aos depósitos MVT apresentam TH anormalmente altas (**Tabela 28**), como nos depósitos de Nanisivik (Baffin Island, Canadá), Les Malines (França) e Blende (Yukon, Canadá). Estes depósitos compartilham características com os depósitos MVT, como a natureza da seqüência hospedeira e o caráter epigenético, mas Contudo, o ambiente tectônico extensional e relacionado a rifteamento ativo, os difere dos típicos MVT. As temperaturas homogeneização mais altas registradas nestes depósitos (~ 320 °C, em Nanisivik; ~ 380 °C, em Les Malines; e 357 °C em Blende), são consideradas como relacionadas à intrusão de diques e *sills*, respectivamente (McNaughton & Smith, 1986; Sawkins, 1986; Arne *et al.*; 1991; Robinson & Godwin, 1995). Valores de TH em inclusões fluidas primárias em esfalerita relacionadas ao estágio principal de mineralização (160 a 280 °C) são também muito altas quando comparados aos depósitos MVT. Em vista disso, Sawkins (1986) e Arne *et al.* (1991) sugerem que estes depósitos representem uma variante do tipo MVT, formado em ambiente de *rift*.

8.1.2 Depósitos tipo IRISH

Segundo Hitzman (1995) a esfalerita da maioria dos depósitos do tipo IRISH é bastante fina e, geralmente, coliforme, o que praticamente impossibilita estudos de inclusões fluidas. Fases de ganga, como carbonatos e quartzo, são também finas e apresentam inclusões fluidas muito pequenas. Desta forma, estudos de inclusões fluidas podem ser realizados apenas em minerais de

granulometria grossa, que quase sempre são formados em estágios tardios de deposição das fases minerais.

Ainda assim, alguns estudos realizados nas associações de minério dos depósitos da Irlanda (**Tabela 27**) indicam que as temperaturas de homogeneização de esfaleritas variam entre 70 a 243 °C com salinidade variável entre 7 a 24% em peso de NaCl equiv. Dolomita intercrescida com sulfetos apresentam temperaturas de homogeneização de aproximadamente 160 a 270 °C. As mais altas temperaturas são observadas em dolomita precipitada em falhas consideradas como *feeder zones*. As salinidades nestas inclusões são geralmente mais baixas que as medidas na esfalerita e variam entre 10 e 18% em peso de NaCl equiv. O quartzo precipitado durante a mineralização apresenta temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas variando entre 115 a 314 °C e salinidades de 7 a 24% em peso de NaCl equiv. Intercrescimentos de barita com sulfetos de Tynagh e da *feeder zone* de Silvermines resultam em temperaturas variando entre 70 e 312 °C, com a maioria das TH abaixo de 150 °C e salinidades entre 9 a 23 % em peso de NaCl equiv. (Hitzman, 1995). Desta forma, a temperatura parece ter se alterado entre as *feeder zones* e as lentes de sulfetos *stratabound*.

Samson & Russell (1983) reportaram um número limitado de inclusões ricas em vapor sugerindo a ocorrência de *boiling*. A ausência destas feições em outros depósitos na Irlanda sugere que *boiling* ou separação de fases não são feições típicas das mineralizações dos depósitos tipo IRISH.

A composição dos fluidos mineralizantes, obtida via análise química de lixiviados, nos depósitos tipo IRISH, em termos de elementos maiores, indica predominância de Na e quantidades menores e variáveis de K e Ca, além de Mg, que está presente em quantidades significativamente menores que os outros cátions (Samson & Russell, 1987). Os mecanismos propostos para a precipitação do minério incluem a mistura de dois fluidos em zona de falha e aumento de pH da solução, causando dissolução dos carbonatos. Um dos dois fluidos envolvidos, rico em metais, transporta pequena quantidade de enxofre e, provavelmente, é saturado em sílica devido à passagem por seqüências do embasamento (Hitzman, 1995).

Segundo Samson & Russell (1983, 1987) a correlação negativa, entre salinidade e temperaturas de homogeneização observada em inclusões em quartzo de Silvermines, é indicativa deste processo de mistura de fluidos, entre um fluido de origem profunda, com temperatura próxima à 230 °C e salinidade de 8 a 12% em peso de NaCl equiv., e um fluido com temperatura mais baixa (120 a 150 °C) e alta salinidade (>15% em peso de NaCl equiv.), como salmouras formadas a partir da água do mar ou relacionadas a processos evaporíticos contemporâneos (**Figura 81**).

De modo análogo, estudos de Banks & Russell (1992) no depósito de Tynagh, indicam o envolvimento de um fluido hidrotermal com temperatura de 240 °C e salinidade média de 12% em peso de NaCl equiv. e uma salmoura bacinal, com temperatura < 70 °C e salinidade de 21% peso de NaCl equiv., que representa a fonte de enxofre reduzido ou sulfato.

A deposição do minério nestes depósitos teria ocorrido em temperaturas próximas a 125 °C, relativamente constantes durante o estágio principal de mineralização, sugerindo que a água do mar, envolvida no processo de mistura, foi aquecida durante a convecção. Isto também é evidenciado pela ausência de silicificação extensiva, *boiling* ou separação de fases, que seriam esperadas em condições de rápidas mudanças de temperatura durante o processo de mistura (Hitzman, 1995).

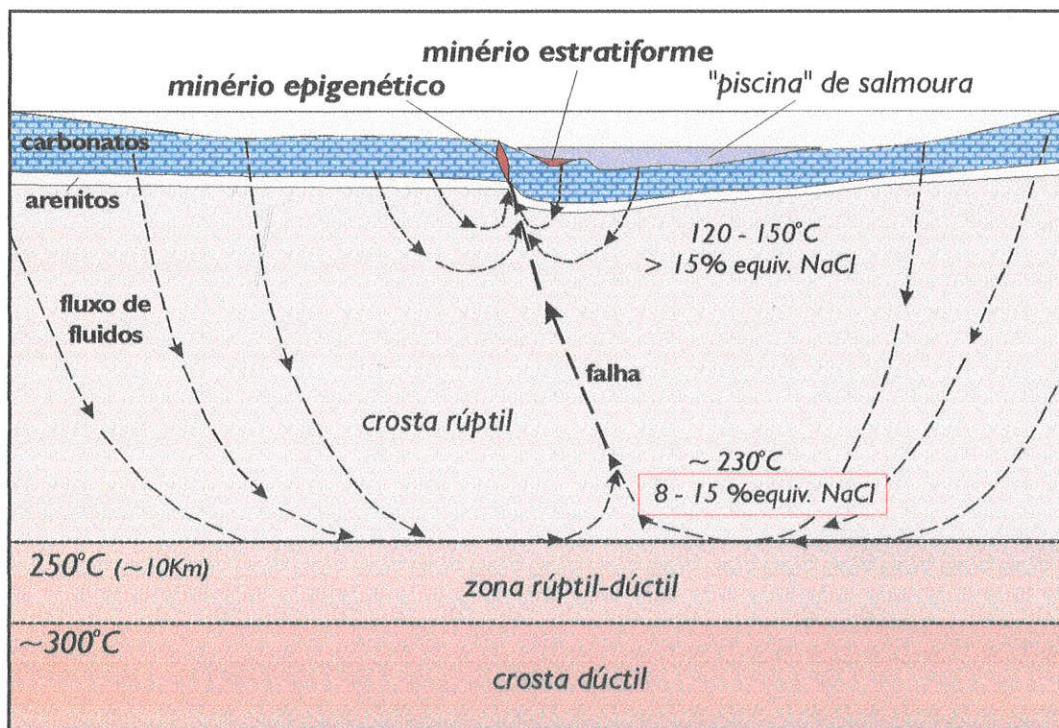


Figura 81 – Representação genética esquemática do sistema mineralizante de Silvermines, segundo Samson & Russell (1987). As salinidades mais baixas dos fluidos profundos podem refletir uma fonte menos salina distante de Silvermines, ou a entrada de águas formacionais de baixa salinidade.

8.1.3 Depósitos da Nova Escócia e Newfoundland, Canadá

Dados microtermométricos de inclusões fluidas de Gays River, Jubilee e Newfoundland (Canadá) indicam que as temperaturas de homogeneização em inclusões fluidas de fases minerais de minério excedem 200 °C, o que não é usual nos depósitos MVT, e sim semelhante às observadas em depósitos tipo IRISH. As altas salinidades indicadas no depósito de Gays River (20 a 28% em peso de NaCl equiv.), porém, são semelhantes às descritas para depósitos MVT.

DEPÓSITOS TIPO IRISH	Inclusões Fluidas (Temperatura de homogeneização)					Isótopos de S e O	Referências
	Dolomita I (pré-mineralização)	Carbonatos sin - mineralização	Esfalerita	Barita/ quartzo	Calcita pós- mineralização		
Grupo Navan							
Navan	70 °C	dol: 250-270 °C			120-250 °C		Rizzi et al. (1990); Johnson (1999)
Tatestown			140-190 °C			sp-gn: 137-170 °C	Caulfield et al. (1986); Andrew & Poustie (1986); Probert (1983)
Keel		dol: 136-159 °C	117-180 °C			sp-gn: 42-286 °C	Slowey et al. (1995)
Moyvoughly Abbeytown		cc: 85-180 °C	120-220 °C 105-125 °C				Probert (1983) Hitzman (1986)
Calcário Waulsortian							
Lisheen	60 a 92 °C	dol: 145-260 °C	87-240 °C		74-116 °C	sp-gn: 20-145 °C	Thompson et al. (1992)
Lisheen (sub- Waulsortian)		dol: 182-204 °C	118-202 °C				Thompson et al. (1992)
Silvermines		cc: 171-256 °C	50-120 °C			gn-py: 200 °C ba-py: 150 °C	Andrew (1986); Greig et al. (1971)
Silvermines (sub- Waulsortian)		dol: 210-270 °C	120-180 °C	ba: 70-110 °C		sp-gn: 150-280 °C	Samson & Russell (1983; 1987); Greig et al. (1971)
Tynagh			70-243 °C	qtz: 115-250 °C ba: 106-312 °C	85-196 °C	sp-gn: 220-280 °C alb-qtz: 200 °C	Boast et al. (1981); Banks & Russell (1992)
Garrycam Derrykearn		dol: 170-286 °C dol: 157-189 °C	162-168 °C 185-228 °C	qtz: 139-314 °C ba: 170-285 °C			Slowey et al. (1995)
Depósitos canadenses							
Gays River	107 a 146 °C	cc: 80-260 °C	100-260 °C	ba: 135-144 °C	60-246 °C		Akande, 1982; Akande & Zentilli, 1984; Ravenhurst et al., 1989; Chi & Savard (1995); Kontak (1998)
Newfoundland	cc: 60 a 120	cc: 110-170 °C					Dix & Edwards, 1996

Tabela 27 – Intervalos de temperatura estimados através de estudos microtermométricos e de isótopos estáveis realizados em depósitos tipo IRISH (modificado de Hitzman, 1995). Abreviações utilizadas: dol = dolomita; cc = calcita; qtz = quartzo; ba = barita; py = pirita; sp = esfalerita; gn = galena; alb = albita

Nos depósitos Zn-Pb de Gays River e Jubilee, Kontak (1998) e Chi *et al.* (1998) registraram valores de temperatura do eutético (TE) na esfalerita $< -50^{\circ}\text{C}$, que podem refletir a presença de $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Em Gays River, estes valores chegam a -75°C (Kontak, 1998) refletindo, possivelmente, a presença de outros sais (MgCl_2 e BaCl_2), de gases dissolvidos ou metaestabilidade.

Análises de crepitados (sais precipitados) da esfalerita destes depósitos apresentaram predominância de Na e Ca, proporções variáveis de Mg e K, e pequenas quantidades de Fe (Kontak, 1998; Savard & Chi, 1998). A temperatura de fusão da hidrohalita e do gelo em inclusões ou análises de sais precipitados desses depósitos indicam um grande intervalo de valores de $\text{NaCl}/(\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$, entre 0,24 a 1 (Gays River) e entre 0,1 e 0,8 (Jubilee), segundo Kontak (1998) e Chi *et al.* (1998). As razões destes cátions variam devido ao grau de interação dos fluidos mineralizantes com os aquíferos das rochas hospedeiras (Savard & Chi, 1998) e a processos de dolomitização e dissolução dos dolomitos hospedeiros da mineralização, que liberou, localmente, Ca e Mg, contaminando o fluido infiltrante dominado por Na (Kontak, 1998).

O modelo genético proposto por Kontak (1998) e Sangster *et al.* (1998) para os depósitos de Gays River e Jubilee, pressupõe a mistura de um fluido metalífero derivado da própria bacia, com temperatura próxima a 250°C , salino, com um fluido mais frio, também salino. Este fluido mais frio representa a principal fonte de enxofre, que foi reduzido localmente por redução termoquímica de sulfato, acumulado nas rochas carbonáticas.

8.1.4 Depósitos sedimentares-exalativos (SEDEX)

Estudos sistemáticos de inclusões fluidas em depósitos SEDEX são escassos, devido à raridade de inclusões fluidas primárias de tamanho adequado aos estudos. Este problema, segundo Goodfellow *et al.* (1993), é inerente à textura muito fina dos sedimentos hidrotermais primários, e é agravado pela recristalização durante a diagênese e o metamorfismo. Assim, poucos estudos apresentam informações sobre os fluidos mineralizantes destes depósitos (**Tabela 28**). Gardner & Hutcheon (1985) descrevem no depósito de Jason (Canadá) temperaturas de homogeneização média de 275°C e salinidades de 9% em peso de NaCl equiv. Ansdell *et al.* (1989) relata temperatura de homogeneização média de 260°C e salinidade de aproximadamente 9% peso em equiv. NaCl em inclusões fluidas em ankerita e quartzo de zonas discordantes ou *stringer zones* do depósito de Tom (Canadá). Segundo Ansdell *et al.* (1989) as características das inclusões fluidas podem representar condições de salinidade do fluido hidrotermal mineralizante, porém as

temperaturas de homogeneização podem refletir influências do metamorfismo, principalmente as altas temperaturas (até 335 °C) observadas em inclusões aquo-carbônicas do depósito de Tom.

Estes estudos indicam a presença de um fluido com aproximadamente duas a uma vez e meia a salinidade da água do mar atual, porém, com salinidade significativamente menor que a definida para depósitos *Irish* e *Mississippi Valley*. Estas características de temperatura e salinidade, são consistentes, segundo Sangster (1990), com um fluido menos denso que a água do mar, que poderia formar uma pluma *buoyant* com a água do mar na zona de descarga do fluido hidrotermal, e resultar na acumulação de sulfetos ao redor da descarga, de forma análoga ao descrito para depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços. Desta forma, o processo de deposição do minério estaria relacionado à diminuição de temperatura, diluição e aumento do pH do fluido hidrotermal, devido à mistura com a água do mar.

Temperaturas mais baixas (150 – 180 °C), no entanto, são registradas para o fluido mineralizante em Walford Creek (Rohrlach *et al.*, 1996 em McGoldrick & Large, 1998). Segundo McGoldrick & Large (1998) a ausência de indicação de *boiling*, os baixos teores de Cu e Au destes depósitos e a falta de *feeder zones* bem desenvolvidas ricas em Cu, podem indicar que fluidos relativamente frios e oxidados, aproximadamente neutros e salinos, como *salmouras conatas*, foram responsáveis pelo transporte dos metais ao sítio de deposição. Segundo estes autores, o resfriamento e a mistura destes fluidos com fluidos menos salinos não promovem a precipitação dos sulfetos, que deve então estar associada à modificações do estado *redox*.

A comparação das características das inclusões fluidas dos depósitos (*MVT*, *IRISH* e *SEDEX*) com as de depósitos vulcanogênicos e com fluidos hidrotermais de *vents* modernos permite, segundo (Sangster, 1990), a definição de um espectro quase contínuo, a partir dos *black smokers* atuais e dos depósitos vulcanogênicos de alta temperatura, passando por uma zona intermediária representada pelos depósitos SEDEX, até os depósitos *MVT*, de mais baixa temperatura e alta salinidade (**Figura 82**).

Neste contexto, as características de TH e salinidade dos depósitos canadenses da Nova Scotia (Gays River, Jubilee) e Newfoundland definem um campo específico com uma ampla faixa de variação de temperatura. As linhas tracejadas na **Figura 82** definem diferentes tipos de fluidos descritos por Sato (1980), tais como:

DISTRITOS/ DEPÓSITOS	Composição TE °C/ precipitados de sais	TH °C	Salinidade (wt. % em peso de NaCl equiv.) ou Tfg (°C)	Origem e evolução dos fluidos mineralizantes	Referências
DEPÓSITOS Pb-Zn HOSPEDADOS EM SEQUÊNCIAS CARBONÁTICAS, EPIGENÉTICOS, RELACIONADOS A AMBIENTE EXTENSIONAL (RIFT).					
Nanisivik, Canadá	TE: <-50 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	103 a 321 ⁽¹⁾ 70 a 210 ⁽²⁾	19,6 a 37,6	Interação de salmoura metalífera oxidada com aquífero local, também salino. T >230 °C são relacionadas à colocação de diques.	McNaughton & Smith (1986)(1); Arne et al. (1991)(2)
Les Malines, França	Fluido (I): H ₂ O-NaCl Fluido (II): H ₂ O-CO ₂ -NaCl Fluido (III): H ₂ O-NaCl	(I) > 150 (II) 160 a 380 (III) 130 - 160	(I) > 15 (II) Tfg: -4 a -8 (III) Tfg: -1,7 a -8	(I) Fluido formacional salino, com SO ₄ , relacionado à mineralização. (II) Fluido derivado de álcali basalto. (III) Fluido meteórico.	Ramboz & Charef (1988)
Blende, Yukon, Canadá		(I) 261 a 307 (II) 158 a 216 (III) ~357		Expulsão de salmouras metalíferas durante a compactação e migração ao longo de falhas para os níveis dolomíticos, ricos em matéria orgânica e SO ₄ . T > 300 °C são relacionadas aos "sills" dioríticos.	Robinson & Godwin (1995)
DEPÓSITOS SEDEX					
Jason, Canadá	(I) TE: -20 a -64 H ₂ O-NaCl(CaCl ₂ ,MgCl ₂) (II) H ₂ O-CO ₂ -NaCl (III) CH ₄	135 a 335 (média 250)	(I) 9 (II) 6,3	Interação de plumas hidrotermais com a água do mar.	Gardner & Hutcheon (1985)
Tom, Canadá	(I) TE: -20 a -40 H ₂ O-NaCl-(CaCl ₂ ,MgCl ₂) (II) TE: -20 a -30 H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ -NaCl	(I) 194 a 272 (II) 157 a 335	(I) 5 a 18,3 (média 9,1) (II) 0,1 a 7,6 (média 4,8)	Fluido (I) representa condições de salinidade do fluido hidrotermal mineralizante. As temperaturas, principalmente do fluido (II), refletem influências do metamorfismo.	Ansdell et al. (1989)
Walford Creek, Austrália		150 a 180		Salmouras basinais metalíferas, salinas, relativamente oxidadas	Rohrlach et al. (1996 em McGoldrick & Large, 1998); McGoldrick & Keays, 1990
Red Dog, Alasca		200 a 300		Mistura de pluma hidrotermal com a água do mar em condições anóxicas	Moore et al. (1986)

Tabela 28 - Principais características dos fluidos mineralizantes obtidas a partir de inclusões fluidas em depósitos chumbo e zinco. Abreviações: TE = temperatura do eutético; Tfg = temperatura de fusão do gelo

- **Tipo I**, de baixa temperatura e alta salinidade, semelhante a fluidos responsáveis pela formação de depósitos MVT, sendo portanto, muito densos para formar plumas, permanecendo como salmouras *bottom-hugging*, que movem-se devido ao gradiente topográfico, alcançando depressões no assoalho oceânico, tais como bacias de terceira ordem, formando, nestes casos, depósitos SEDEX distais. A diminuição de calor e salinidade pode ser lenta, provocada por difusão, resultando na precipitação de sulfetos finamente bandados, como os presentes em depósitos SEDEX distais (Sangster, 1990). Este modelo associa a formação de depósitos MVT e SEDEX com salmouras bacinais semelhantes, o que pode explicar as grandes sobreposições de atributos destes depósitos e mesmo a ocorrência em áreas próximas.
- **Tipo II**, é semelhante ao de depósitos tipo IRISH, como Silvermines. Possui temperaturas e salinidades intermediárias, resultando em densidades um pouco menores que a da água do mar. Estas características possibilitam a formação de uma pluma, que pode entrar em colapso com o aumento de densidade do fluido provocado pela diminuição de temperatura devido à mistura com a água do mar fria.
- **Tipo III**, de características semelhantes às descritas para fluidos mineralizantes de depósitos SEDEX, vulcanogênicos e atuais. São quentes e com baixa densidade, formando plumas *buoyants*, quando entram em contato com a água do mar.

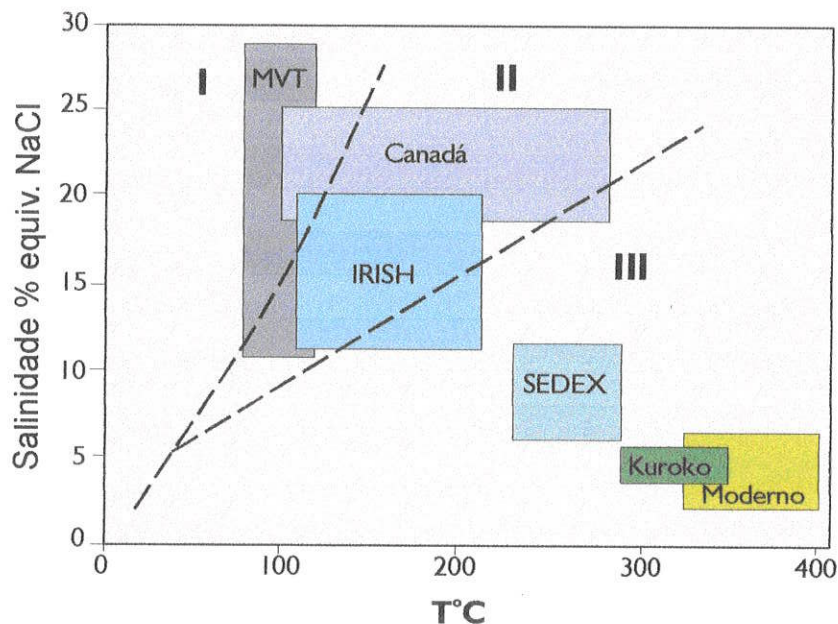


Figura 82 – Campos de salinidade e temperatura de fluidos hidrotermais em “vents” modernos (“black smokers”), e de inclusões fluidas em depósitos Kuroko (vulcanogênicos), SEDEX, IRISH, MVT e de depósitos canadenses (Gays River, Jubilee, Newfoundland), modificado de Sangster (1990) e Sangster et al. (1998). Obs.: Os campos de salinidade e temperatura foram estabelecidos a partir dos dados compilados neste estudo e representam faixas de variação maiores que as consideradas por Sangster et al. (1998).

8. 1. 5 Depósitos metamórficos de zinco e chumbo

O estudo de inclusões fluidas em fases minerais associadas a depósitos de origem metamórfica demonstra a sobreposição de processos relacionados à história tectônica e às interações fluido - rocha. No entanto, a reconstituição de uma longa história tectônica pode ser bastante complexa e estar apenas parcialmente registrada nas inúmeras gerações de inclusões fluidas que, em geral, podem ser identificadas nos minerais de minério.

Trilhas de inclusões fluidas também têm sido utilizadas como indicadores do fluxo dos fluidos mineralizantes, deduzidas a partir de correlação temporal e espacial entre eventos de deformação, formação mineral, aprisionamento dos fluidos e deposição do minério (Xu, 1997).

Estudos de inclusões fluidas em depósitos de Pb-Zn em terrenos metamórficos são raros, devido principalmente ao tamanho das inclusões fluidas. Ainda assim, os resultados obtidos por Xu (1998, 2000) nas associações de minério de Zn-Pb-Ag de Dugald River (Austrália) (**Tabela 29**), mostram a presença de fluidos aquosos e ricos em CH₄ e CO₂, aprisionados progressivamente durante o retrometamorfismo. A geração dos fluidos mineralizantes deveu-se principalmente à devolatização metamórfica. A migração destes fluidos possibilitou, segundo Xu (1998), a liberação de metais e a dissolução de evaporitos da pilha metassedimentar. Os fluidos foram então canalizados em zonas de cisalhamento desenvolvidas sob condições de 0,8 - 2,3 kbar e 300 - 350 °C, o que é compatível com o estágio de retometamorfismo (Xu, 2000). A precipitação do minério é atribuída ao *boiling* de voláteis ricos em CH₄ e soluções aquosas.

No depósito de Pb-Zn de Pegmont (Austrália), halos de alteração hidrotermal ao redor dos corpos de minério, são relacionados, segundo Williams *et al.* (1998), à evolução do sistema hidrotermal em temperaturas entre 385 °C e 510 °C, e envolveram fluidos metalíferos muito salinos com Fe-Mn-Ca-Na-K-Cl de estágio tardi- a pós-orogênico (**Tabela 29**). Estes resultados sugerem que o sistema hidrotermal tem dimensões regionais, pois fluidos semelhantes a estas salmouras hipersalinas ricas em Ca-Fe-Mn já haviam sido descritas em Dugald River (Xu, 1998), Cannington (Williams, 1998) e em vários depósitos de Cu-Au sin- a tardi- tectônicos (Dong & Pollard, 1997; Baker, 1998).

DISTRITOS/ DEPÓSITOS	Composição TE °C/ precipitados de sais	TH °C	Salinidade wt. % em peso de NaCl equiv.	Origem e evolução dos fluidos mineralizantes	Referências
DEPÓSITOS METAMÓRFICOS					
Tsumeb, Namíbia	TE: -49 a -36 NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	90 a 150	(I) 2 a 8 (II) 20 a 23	Fluidos metamórficos com componente derivado de salmouras residuais evaporíticas	Haynes (1984); Lombaard et al. (1986); Chetty & Frimmel (2000)
Kombat, Namíbia		250 a 300	2 a 8	Fluidos metamórficos gerados por devolatilização	Haynes (1984); Lombaard et al. (1986)
Khusib Springs, Namíbia	TE: -32 NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂	200 a 250	17 a 23	Fluidos metamórficos com componente derivado de salmouras residuais evaporíticas	Chetty & Frimmel (2000)
Pegmont, Austrália	H ₂ O-NaCl-KCl (< CaCl ₂) ⁺ halita, silvita, pirosmalita	385 a 510	hipersalinas	Percolação de fluidos metamórficos metalíferos, muito salinos em estágios tardi- a pós orogênicos	Williams et al. (1998)
Dugald River, Austrália	(Ia) CO ₂ (< CH ₄ , N ₂) (Ib) CH ₄ (< N ₂) (II) H ₂ O-NaCl-KCl(CaCl ₂) (III) H ₂ O-NaCl-KCl(CaCl ₂) + halita, silvita, calcita, pirosmalita	(Ia)Th _{CO₂} : -25,6 a -6,8 (Ib)Th _{CH₄} : -79,4 a -94,5 (IIa) 86 a 417 (IIb) < 500	(IIa) 9,4 a 14,2 (III) hipersalinas	Fluidos metamórficos derivados da pilha metassedimentar. Mineralização associada a boiling de voláteis ricos em CH ₄ e fluidos aquosos durante o retrometamorfismo	Xu (1998, 2000)
Zawarmala, Índia	Veios: H ₂ O-NaCl Minério maciço: (I) H ₂ O-NaCl (II) CO ₂ (III) H ₂ O-NaCl-CO ₂	Veios: 98,2 a 125 Minério maciço: (I) 98,2 a 125 (III a) > 300 (III b) 140 a 160	Veios: 4,3 a 14,7 Minério maciço: (I) 4,7 a 7,7 (III) 0,2 a 5,0	Resfriamento do fluido metalífero (veios) e mistura deste com fluido rico em S reduzido no sítio de deposição (minério maciço). O CO ₂ presente em IF resulta da dissolução de dolomita associada à oxidação de H ₂ S	Talluri et al. (2000)
Ponferrada-Caurel, Espanha	H ₂ O-NaCl-(CO ₂)	cc: 163 a 224°C qtz: 155 a 274°C	cc: 0 a 1,2 qtz: < 1	Circulação intraestratal de fluidos metamórficos e meteóricos.	Tornos et al. (1996)
DEPÓSITOS METAMORFISADOS					
Cerro del Toro, Espanha	Fluido (I): TE: -55 a -49 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ Fluido (II) TE: -22 H ₂ O-CO ₂ -N ₂ -NaCl	Fluido (I): 129 a 185 Fluido (II) 185 a 263	Fluido (I) 10 a 28 Fluido (II) 0,5 a 8,7	Fluido (I): salmouras formacionais, semelhantes a fluidos mineralizantes em depósitos MVT. Fluido (II) fluido metamórfico, associado à recristalização da esfalerita.	Morales-Ruano et al. (1996)

Tabela 29- Principais características físico-químicas dos fluidos mineralizantes deduzidas a partir de estudos de inclusões fluidas em depósitos Pb-Zn metamórficos e metamorfisados. Abreviações: qtz = quartzo; cc = calcita; TE = temperatura do eutético; TH = temperatura de homogeneização; Th_{CO₂} = temperatura de homogeneização do CO₂; Th_{CH₄} = temperatura de homogeneização do CH₄.

Outros exemplos de estudos de inclusões fluidas em depósitos sin-tectônicos incluem os depósitos de Zn-Pb de Ponferrada-Caurel, Austurian Leonese Zone, na Espanha e Zawarmala, na Índia.

A caracterização dos fluidos mineralizantes em Ponferrada-Caurel auxiliou na construção do modelo genético do depósito, que, segundo Tornos *et al.* (1996) têm poucos depósitos análogos bem conhecidos. Segundo os mesmos autores muitas feições dos depósitos MVT estão presentes em Ponferrada-Caurel, tais como, as hospedeiras carbonáticas, o caráter *stratabound*, a origem epigenética, a relação com processos de dolomitização e a aparente ausência de rochas ígneas. As diferenças em relação aos depósitos MVT incluem a intensa silicificação, a presença de clorita e, principalmente, a química dos fluidos hidrotermais ($X_{\text{H}_2\text{O}} > 0,99$ e salinidades entre 0 e 1,2% em peso de NaCl equiv.) e as altas temperaturas de formação (TH = 155 – 274°C). Estas características são interpretadas como sendo relacionadas ao ambiente orogênico, que possibilitou a formação da mineralização sin- a pós-metamórfica, devido à circulação de fluidos metamórficos e meteóricos ao longo de contatos estratigráficos. Tornos *et al.* (1996) consideram que estas feições podem ser interpretadas como sendo as de um subtipo dos depósitos MVT, formados em ambiente orogênico.

Em Zawarmala, dois tipos de mineralizações epigenéticas sin-tectônicas, podem estar associadas a processos distintos, que condicionam a evolução dos fluidos mineralizantes, tais como resfriamento de fluido metalífero quente (320 - 290 °C) e moderadamente salino (4 a 14% em peso de NaCl equiv.), e a mistura deste com fluido rico em enxofre reduzido (Talluri *et al.*, 2000). Esta interação, segundo os autores, é acompanhada por oxidação do H₂S e conseqüente liberação de H⁺, que causa dissolução da dolomita e liberação de CO₂ para o fluido. A deposição dos sulfetos, por este processo, ocorre a temperaturas mais baixas (250 a 150 °C).

Estudos de inclusões fluidas também foram importantes na caracterização dos múltiplos processos relacionados à gênese dos depósitos de metais base de Otavi Mountain Land (Namíbia). Diferenças de temperatura e salinidade entre os diferentes depósitos estudados permitem a caracterização de episódios de mineralização distintos, responsáveis por mineralização semelhante à do tipo *Mississippi Valley* (tipo *Berg Aukas*) e metamórfica (tipo *Tsumeb*) (Pirajno & Joubert, 1993; Chetty & Frimmel, 2000)(**Tabelas 25 e 29**). A mineralização tipo *Tsumeb*, de caráter sin-tectônico caracteriza-se por temperaturas de aprisionamento relativamente altas (370 – 405°C). As salinidades altas descritas estes autores sugere a presença de salmouras residuais evaporíticas nos fluidos metamórficos

8.1.6 Depósitos de zinco e chumbo metamorfisados

Em depósitos SEDEX metamorfisados, os estudos de inclusões fluidas têm sido desenvolvidos visando a identificação da origem dos voláteis (devolatização física e química) e seu vínculo com eventos termais, temporais e estruturais. Ansdell *et al.* (1989) descrevem a presença de fluido metamórfico, aquo-carbônicos contendo CH₄ em inclusões fluidas do depósito de Tom (Canadá). Estes fluidos diferem daqueles considerados como sendo hidrotermais, em função da composição, da baixa salinidade e da alta TH (até 335°C).

Alguns estudos de inclusões fluidas, como os de Morales-Ruano *et al.* (1996) indicam a coexistência de inclusões fluidas primárias em esfalerita de Cerro do Toro (Espanha) preenchidas por fluidos incompatíveis, cujas temperaturas, composições e densidades sugerem que aprisionamento não foi simultâneo. As inclusões fluidas (**Tabela 29**) indicam a presença de dois fluidos bastante distintos. o primeiro caracteriza-se pela presença de Ca²⁺, salinidades altas (10 a 28% em peso de NaCl equiv.) e TH de 129 a 185 °C, semelhante aos fluidos responsáveis pela formação de depósitos MVT. O segundo fluido, aquo-carbônico com presença de N₂, apresenta salinidades mais baixas (0,5 a 8,7 % em peso de NaCl equiv.) e TH mais altas (185 – 263 °C), e está associado principalmente a inclusões fluidas distribuídas nas partes periféricas dos cristais de esfalerita, sugerindo a existência de períodos de dissolução-recristalização. Os autores interpretam estes dados como sendo decorrentes de epimetamorfismo de um depósito MVT preexistente.

8.2 ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NA FAIXA VAZANTE – UNAÍ: ESTUDOS PRÉVIOS

Estudos de inclusões fluidas em depósitos da Faixa Vazante–Unaí foram realizados por Cunha (1999); Cunha *et al.* (1998; 2000), Dardenne & Freitas – Silva (1998); Freitas – Silva & Dardenne (1998 a); Misi *et al.* (1999) e Dardenne (1999). A síntese destes estudos são apresentados na **Tabela 30**.

Os estudos de inclusões fluidas em esfalerita realizados por Cunha (1999), Cunha *et al.* (1998, 2000) e Misi *et al.* (1998) no depósito de Morro Agudo, indicam zonamentos em relação à zona de falha principal, com TH entre 122 e 283 °C, no bloco A, mais próximo à falha, entre 148 e 160°C no bloco B, e entre 80 e 168°C no bloco C, mais afastado da falha. O minério estratiforme (corpo N) apresenta formação em temperaturas mais baixas (TH= 120 a 144 °C).

Salinidades mais altas também estão associadas à proximidade da falha, considerada como *feeder zone*.

Freitas-Silva & Dardenne (1998a) descrevem, para o mesmo depósito, salinidades (0 a 18 % em peso de NaCl equiv.) e temperaturas de homogeneização variando entre 70 e 130 °C ou entre 90 e 150 °C. No depósito de Vazante, os estudos de inclusões fluidas na willemita (Freitas - Silva e Dardenne, 1998 b e Dardenne & Freitas - Silva, 1998), indicam a presença de fluidos semelhantes a estes, com baixa a moderada salinidade e temperaturas de homogeneização entre 65 e 180 °C. Estes autores identificaram, ainda, betume e/ou hidrocarbonetos nas inclusões fluidas de Morro Agudo e Vazante.

A origem dos fluidos mineralizantes nestes sistemas hidrotermais tem sido associada por diversos autores a fluidos conatos, oriundos da própria pilha sedimentar da bacia e misturados a fluidos meteóricos. (Freitas - Silva & Dardenne, 1998 a; Dardenne & Freitas-Silva, 1998a)

DEPÓSITOS Zn-(Pb)/	Composição	TH °C	Salinidade % em peso de NaCl equiv.	Referências
MORRO AGUDO				
	Aquosas IF amarela a marrom são interpretadas como sendo betume.	sp: 70 - 160	0 - 18	Freitas-Silva & Dardenne (1998). Dardenne & Freitas- Silva (1999)
Nível N/Bloco C	H ₂ O-NaCl	sp: 120 - 144	9 - 14	Cunha (1999); Cunha et al. (1998, 2000); Misi et al., (1998, 2000); Misi (1999)
Nível M/Bloco A		sp: 100 - 158	0 - 15	
Nível JKL/Bloco A		sp: 122 - 283	5 - 23	
Nível JKL/Bloco B		sp: 148 - 160	12 - 14	
Nível JKL/Bloco C		sp: 80 - 168	6 - 14	
Nível GHI/Bloco B		sp: 88 - 209	0 - 8	
FAGUNDES				
		sp: 120 - 180	0 - 30	Dardenne & Freitas- Silva (1999)
VAZANTE				
	Aquosas IF amarela a marrom são interpretadas como sendo betume.	will: 65 a 180	3 a 15	Freitas-Silva & Dardenne (1998); Dardenne & Freitas- Silva (1998;1999)

Tabela 30 - Principais características dos fluidos mineralizantes obtidas a partir de estudos de inclusões fluidas em depósitos hospedados em seqüências do Grupo Vazante. Abreviações utilizadas: IF = inclusão fluida; TH = temperatura de homogeneização; sp = esfalerita; will = willemita.

8.3 ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NOS DEPÓSITOS DE FAGUNDES, AMBRÓSIA E VAZANTE

A seleção de amostras para os estudos de inclusões fluidas foi baseada em estudos petrográficos detalhados, visando a representatividade dos dados em relação às diferentes associações paragenéticas de cada depósito.

Com vistas à caracterização da evolução dos fluidos mineralizantes, estes estudos foram feitos em: 1) esfalerita; 2) em fases minerais de ganga que apresentam texturas de equilíbrio com os sulfetos, indicando que foram cristalizadas simultaneamente, a partir do mesmo fluido mineralizante; e 3) em minerais que apresentam texturas indicativas de que sua deposição não é simultânea a dos sulfetos, mas seqüencial. Neste último caso, pode ser considerado que os fluidos mineralizantes foram modificados de alguma forma (P, T ou X) para causar a deposição das diferentes fases (Roedder & Howard, 1988).

Apesar destes estudos refletirem dificuldades, devidas especialmente à escassez de inclusões fluidas primárias com dimensões apropriadas à microtermometria em todas as fases e/ou gerações de minerais de minério, parâmetros diversos que regem a deposição das fases minerais estudadas foram identificados, contribuindo, desta forma, para a caracterização da origem e evolução dos fluidos hidrotermais primários e os superpostos às mineralizações.

8.3.1 Petrografia e classificação das inclusões fluidas

Os critérios adotados para a caracterização de inclusões fluidas primárias, pseudosecundárias e secundárias são os descritos por Roedder (1984) e Goldstein & Reynolds (1994), considerando-se a distribuição controlada por planos de crescimento (*growth zonation*) como o melhor critério para a caracterização de inclusões fluidas primárias. Estes critérios foram utilizadas para a seleção de grupos de inclusões fluidas em esfalerita, quartzo, dolomita, willemita e barita.

8.3.1.1 FAGUNDES

■ *Esfalerita*

Tipos distintos de esfalerita foram estudados (*Tabela 31*), incluindo: (a) cristais coliformes (I); (b) cristais zonados de esfalerita (II) (*Figura 83a e 83b*); (c) esfalerita afetada por mobilização (III) (*Figuras 83f a 83i*) e (d) esfalerita tardia (IV) (*Figura 84a e 84b*). As inclusões fluidas

observadas (**Tabela 31**) variam em forma (cristais negativos, relativamente regulares, arredondadas e irregulares), tamanho (< 5 a $50 \mu\text{m}$), proporção líquido/vapor e modo de ocorrência. Nas inclusões muito pequenas ($< 5 \mu\text{m}$), como as presentes na esfalerita coliforme, não foram possíveis medidas microtermométricas. Apenas as inclusões fluidas presentes em cristais zonados (sp II) podem ser relacionadas a planos de crescimento, sendo então consideradas primárias. Inclusões isoladas ocorrem na esfalerita zonada (sp II) e na esfalerita tardia (sp IV) (**Figura 83c**). Inclusões fluidas associadas a planos de clivagem são comuns em todos os tipos (**Figuras 83d e 83e**), assim como evidências de *necking down* (**Figuras 83g e 83i, Figuras 84a e 84b**), são freqüentes na esfalerita mobilizada (sp III) e na esfalerita tardia (sp IV). Quanto ao número de fases, as inclusões fluidas podem ser subdivididas nos seguintes tipos:

- Bifásicas (L+V) com razão L/V constante, freqüentemente muito escuras.
- Bifásicas (L+V) com razão L/V variável. São incolores e associam-se a inclusões fluidas monofásicas (**Figuras 83g; 84a e 84b**).
- Monofásicas: (L) Apresentam formas irregulares e, freqüentemente, coexistem com inclusões fluidas bifásicas, evidenciando *necking down* (**Figuras 84a e 84b**).

■ **Dolomita**

Os tipos de dolomita incluem: (a) dolomita não-planar (III), pré-mineralização; (b) dolomita *baroque* (VI), sin-mineralização; (c) dolomita em *ribbons* (VII), associada a esfalerita tardia (IV) (**Figura 84c**).

As inclusões fluidas apresentam caracteristicamente dimensões $< 5 \mu\text{m}$ na dolomita não planar e na dolomita *baroque*.

Na dolomita em *ribbons* (VII), as inclusões são maiores (5 a $60 \mu\text{m}$) e ocorrem orientadas segundo a direção de máxima extensão (**Figuras 84e e 84f**), à máxima compressão (**Figura 84d**) ou à clivagem. Ocorrem ainda em grupos restritos a cada *ribbon*. Em geral, são regulares a irregulares, bifásicas (L+V), com razão L/V constante ou monofásicas líquidas, evidenciando *necking down*.

■ **Quartzo**

Os tipos de quartzo incluem: (a) quartzo (I) em mosaico associado à calcedônia e pirita, pré-mineralização; (b) quartzo (II), associado à esfalerita zonada (II), sin-mineralização e (c) quartzo (III) em *ribbons* associado à esfalerita tardia (IV) e à dolomita (VII).

Figura 83 - Fotomicrografias em luz transmitida de esfalerita e inclusões fluidas em esfalerita do depósito de Fagundes.

A - Esfalerita zonada (II), hospedeira de inclusões fluidas primárias, pseudosecundárias e secundárias (lado maior da foto 2,5 = mm).

B - Esfalerita zonada (II), laranja e marrom, com planos de inclusões fluidas orientadas segundo a clivagem (lado esquerdo da foto) e planos de crescimento (centro direito) (lado maior da foto = 1,25 mm).

C - Inclusão fluida aquosa, bifásica, subédrica poligonal em esfalerita (II).

D - Inclusões fluidas bifásicas em esfalerita isoladas (na parte superior) e orientadas segundo a clivagem ou em trilhas (parte inferior).

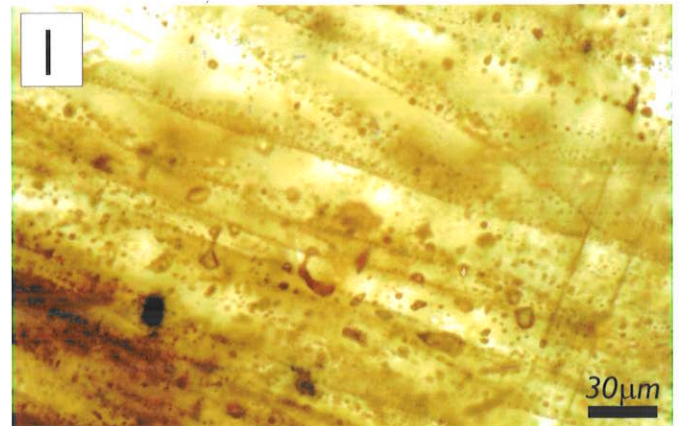
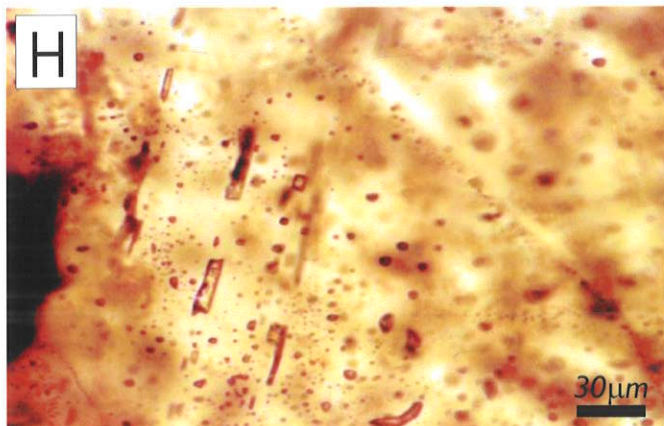
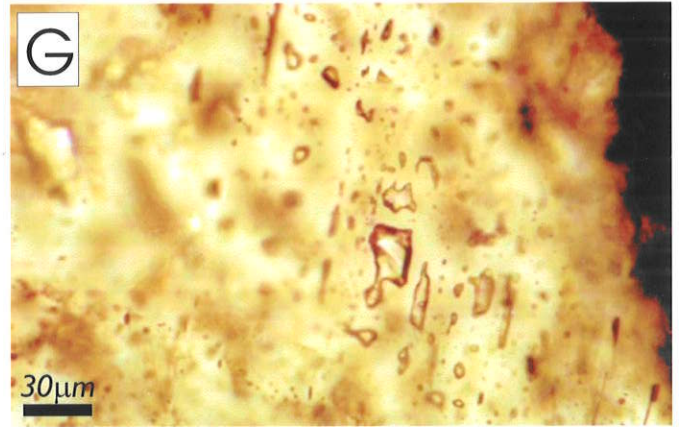
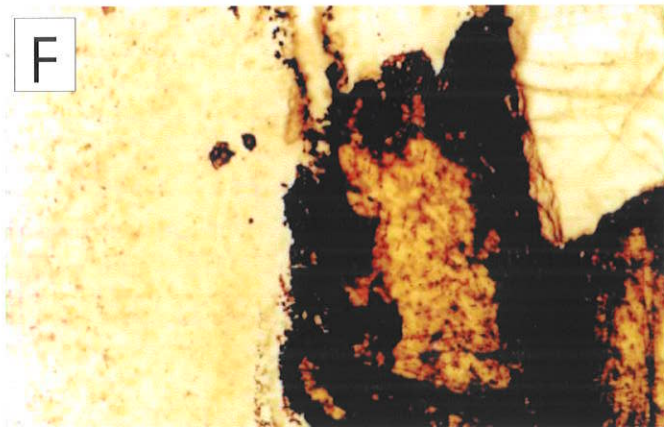
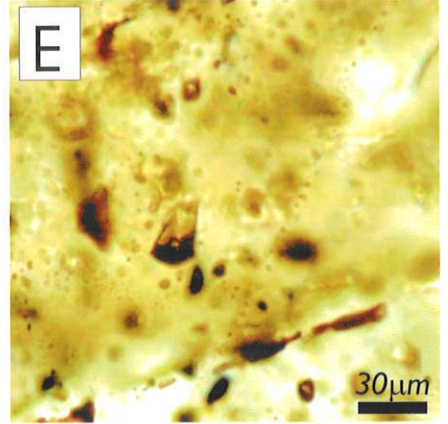
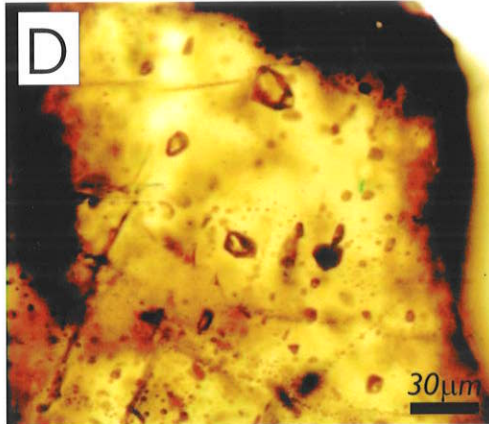
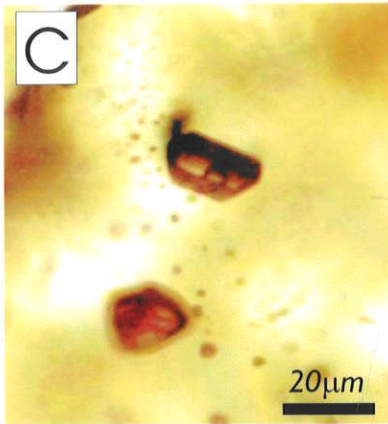
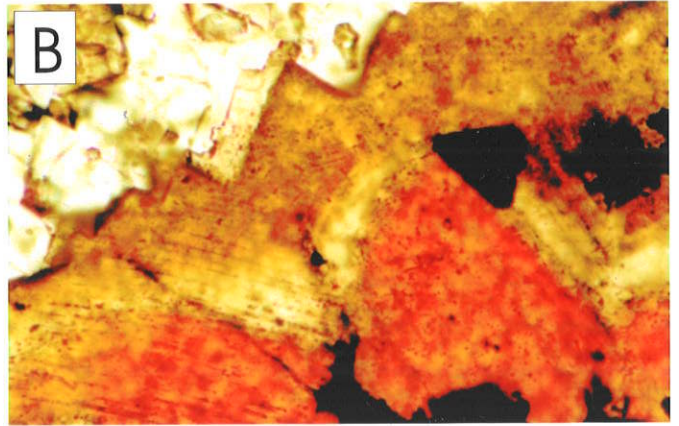
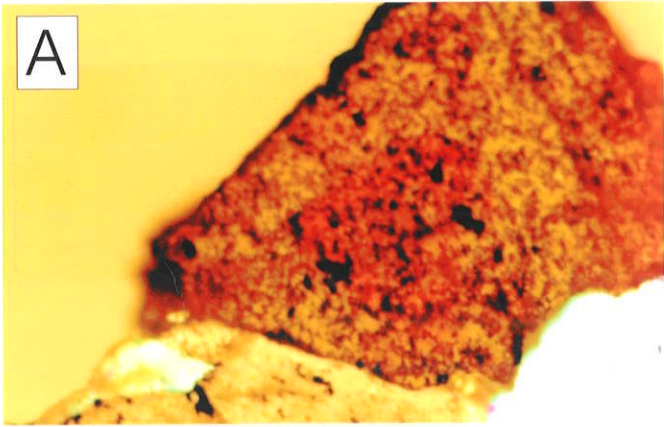
E - Detalhe de plano de clivagem com inclusões fluidas bifásicas em esfalerita.

F - Esfalerita associada à quartzo e calcedônia.

G - Inclusões fluidas bifásicas em esfalerita mobilizada (III) com evidências de "necking down".

H - Inclusões fluidas secundárias em esfalerita mobilizada (III) orientadas ao longo de trilhas.

I - Pequenas inclusões fluidas bifásicas, secundárias, associadas a trilhas em esfalerita (III). Inclusões fluidas maiores (centro da foto) apresentam evidências de "necking down".



As inclusões fluidas possuem pequenas dimensões em todos os tipos de quartzo (<5 a 10 μm) e apresentam forma e modo de ocorrência variada (**Tabela 31**). Apenas no quartzo (I), pré-mineralização, e no quartzo (II), sin-mineralização, as inclusões fluidas podem ser associadas a planos de crescimento. Em alguns casos, no quartzo (I), a presença de extinção *plumose* sugere que algumas zonas ricas em inclusões fluidas nas bordas de cristais de quartzo podem ser derivadas da recristalização de calcedônia, como descrito por Sander & Black (1988). Inclusões isoladas, menos comuns, ocorrem também no quartzo (I) e (II). No quartzo (III), em *ribbons*, as inclusões fluidas são irregulares e freqüentemente associadas a trilhas perpendiculares aos planos de cisalhamento (**Figura 84g**). De modo geral, as inclusões fluidas presentes no quartzo (III) são bifásicas (L+V) com razão L/V constante. Entretanto, inclusões escuras, com menor razão (L/V) e monofásicas (V) ocorrem associadas às bifásicas, podendo indicar *necking down*.

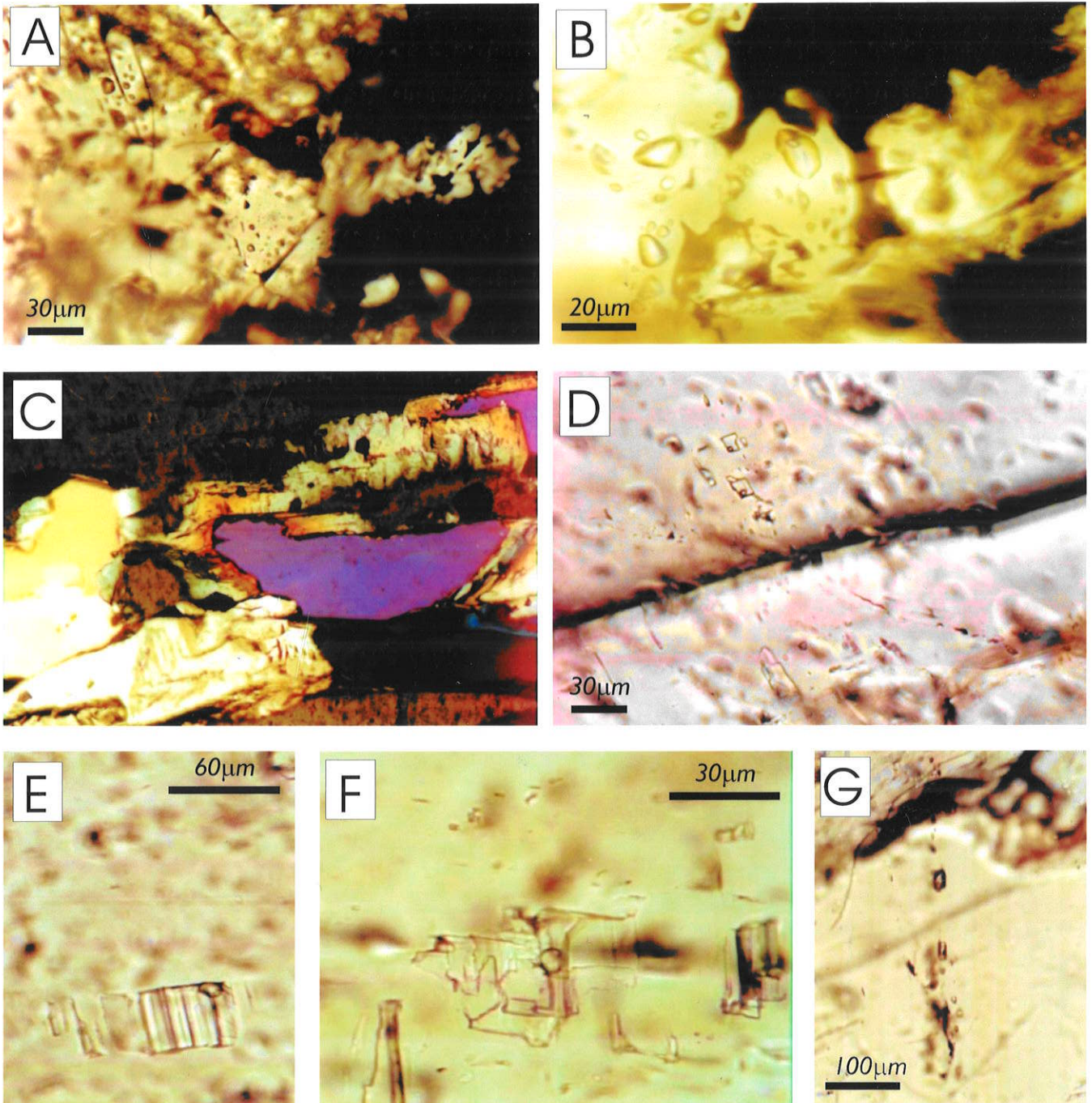
8.3.1.2 AMBRÓSIA

■ **Esfalerita**

Os dois tipos de esfalerita (**Tabela 31**), incluem: (a) esfalerita marrom (I); (b) esfalerita tardia (III), relacionada a veios e vênulas. As inclusões fluidas primárias observadas apresentam pequenas dimensões (< 10 μm), são bifásicas (L+V), com proporção líquido/vapor constante, e ocorrem de forma aleatória em grupos pequenos, isoladas, ou associadas a planos de crescimento. No tipo (a) apresentam formas regulares e coloração marrom a cinza escura. Na esfalerita (I) as inclusões fluidas são incolores a marrom-claro e apresentam formas arredondadas a regulares. Inclusões secundárias ocorrem nos dois tipos de esfalerita e são, em geral, menores que (<5 μm), incolores, irregulares e associam-se a trilhas que ultrapassam os limites dos grãos. Localmente, apresentam evidências de *necking down*.

■ **Quartzo**

Os tipos de quartzo estudado incluem: (a) quartzo (I), que ocorre em preenchimentos, relacionado à silicificação pré-mineralização e (b) quartzo (II), que ocorre associado à esfalerita (I), mas apresenta evidências de mobilização. No quartzo (I), as inclusões fluidas são bifásicas e menores que 5 μm . No quartzo (II) as inclusões fluidas são também pequenas (< 5 a 10 μm), mas ocorrem raras inclusões fluidas bastante grandes (> 50 μm), próximo da borda dos grãos. De modo geral, representam inclusões bifásicas (L+V) com razão L/V constante e inclusões fluidas monofásicas (L).



Prancha 84 - Fotomicrografias em luz transmitida, mostrando aspectos da associação dolomita-quartzo-esfalerita tardia (IV), associada com cisalhamento (Depósito de Fagundes); A - Esfalerita (IV), tardia, apresentando inclusões fluidas bifásicas, castanhas (centro da foto) e inclusões fluidas menores, bifásicas e monofásicas, possivelmente resultantes de "necking down" (lado superior esquerdo e parte de baixo da foto); B - Inclusões fluidas bifásicas e monofásicas, possivelmente resultantes de "necking down" em esfalerita (IV); C - Quartzo e dolomita em estruturas "ribbons" (lado maior da foto = 2,5 mm). D - Detalhe da dolomita, mostrando inclusões bifásicas associadas a trilhas perpendiculares à orientação dos "ribbons"; E - Inclusão fluida bifásica em dolomita, orientada segundo planos de cisalhamento; F - Inclusão fluida bifásica em dolomita, orientada segundo a direção de planos de cisalhamento (C); G - Trilha de inclusões fluidas bifásicas secundárias, que cortam "ribbons" de dolomita e quartzo.

8.3.1.3 VAZANTE

■ *Willemita*

Cristais prismáticas e fibrorradiados de willemita em diferentes associações paragenéticas foram examinados neste estudo. Contudo, apenas inclusões fluidas secundárias, dispostas em trilhas que cortam vários cristais foram observadas. Estas apresentam tamanho muito pequeno ($< 5 \mu\text{m}$), impossibilitando a microtermometria.

■ *Esfalerita*

Foram examinados cristais de esfalerita pertencentes a duas associações: (a) esfalerita (I) associada à galena, mais preservada dos processos de milonitização e (b) esfalerita (II) milonitizada e substituída por willemita, associada à siderita e quartzo.

A esfalerita nas duas associações caracteriza-se por um grande número de finas inclusões sólidas de hematita, galena e zincita, o que dificulta o estudo das inclusões fluidas. Estas apresentam coloração castanha a cinza, sendo, em geral, muito escuras e pequenas (*Figuras 85a e 85b*), o que torna difícil o reconhecimento da fase vapor à temperatura ambiente ($25 \text{ }^\circ\text{C}$). Ainda assim, podem ser reconhecidas inclusões fluidas bifásicas (L+V), com formas regulares (*Figura 85h*) ou bastante irregulares (*Figura 85g*) de tamanhos variados (<5 a $40 \mu\text{m}$). Estas ocorrem isoladas, em grupos, ou, ainda, orientadas segundo os planos de cisalhamento (*Figura 85f*).

Na esfalerita (II) são comuns arranjos de inclusões pequenas monofásicas e bifásicas ao redor de grandes inclusões fluidas irregulares, sugerindo a presença de *necking down* (*Figuras 85c e 85d*). Planos de inclusões fluidas monofásicas castanhas bastante irregulares, secundárias, também ocorrem em direções oblíquas ao cisalhamento (*Figura 85i*).

Na esfalerita (I) e (II), ocorrem também inclusões fluidas amarelas, castanhas ou vermelhas (*Figura 85e*), bifásicas ou monofásicas, que podem representar a presença de hidrocarbonetos.

■ *Barita*

A barita, associada à brecha cataclástica, posterior à mineralização, apresenta inclusões fluidas (5 a $15 \mu\text{m}$) escuras, monofásicas com algumas evidências de *necking down* (*Figuras 86a e 86b*).

Figura 85 – Fotomicrografias em luz transmitida de inclusões fluidas em esfalerita do depósito de Vazante.

A e B – Inclusões fluidas e sólidas (avermelhadas) em esfalerita (I), mais preservada da milonitização.

C e D – Inclusões fluidas bifásicas e monofásicas em esfalerita, possivelmente derivadas de “necking down”.

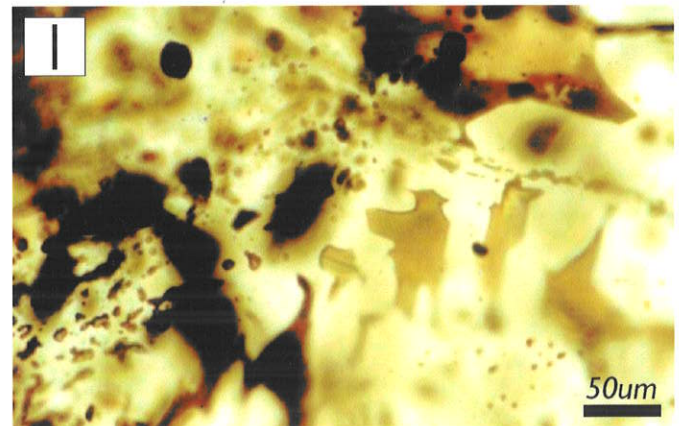
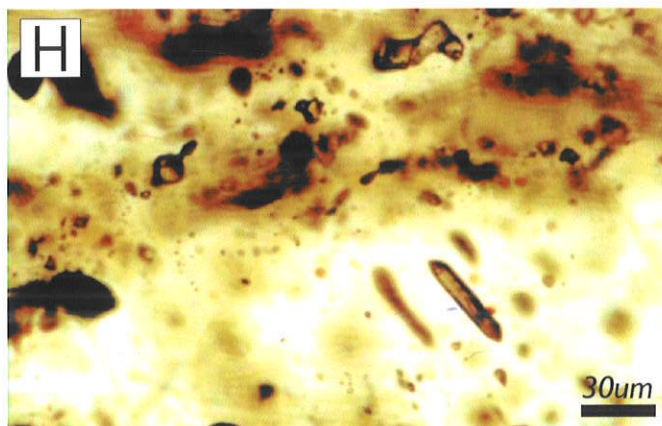
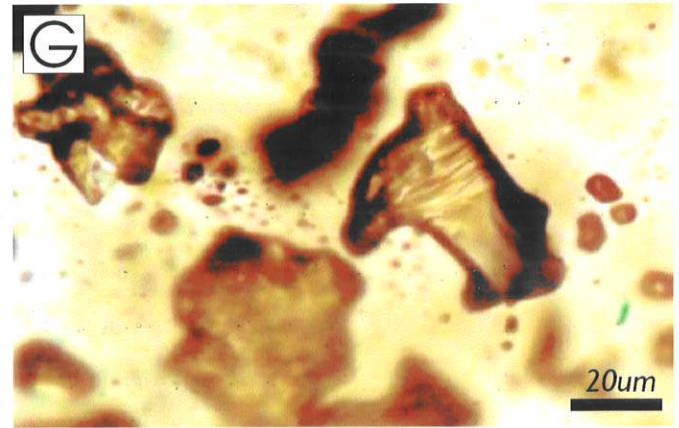
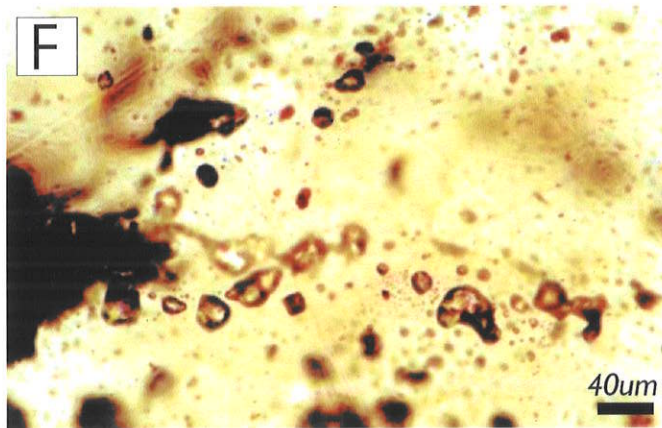
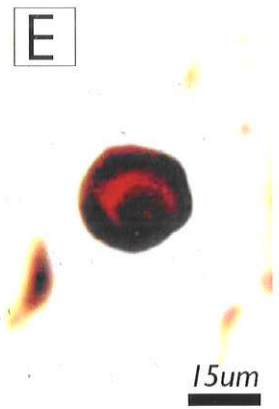
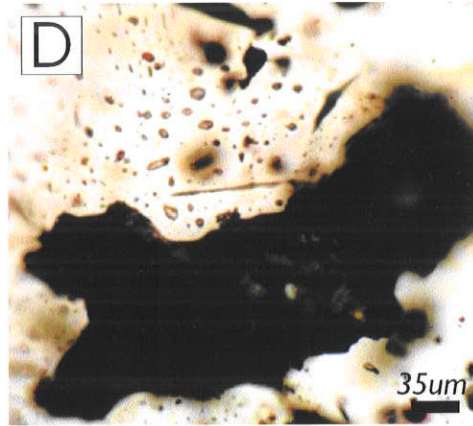
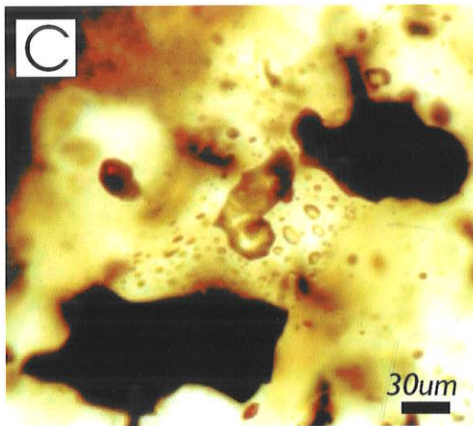
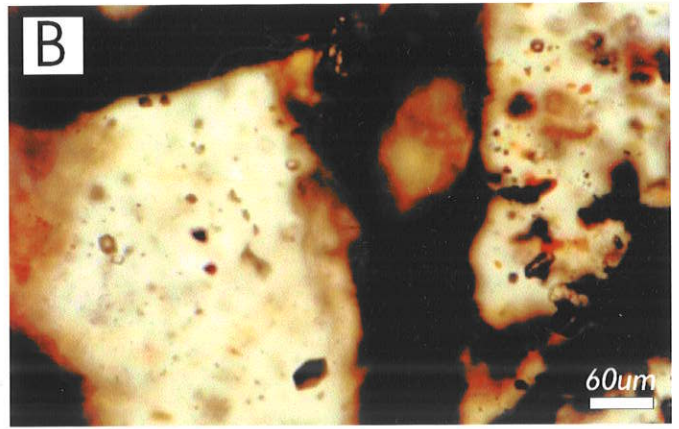
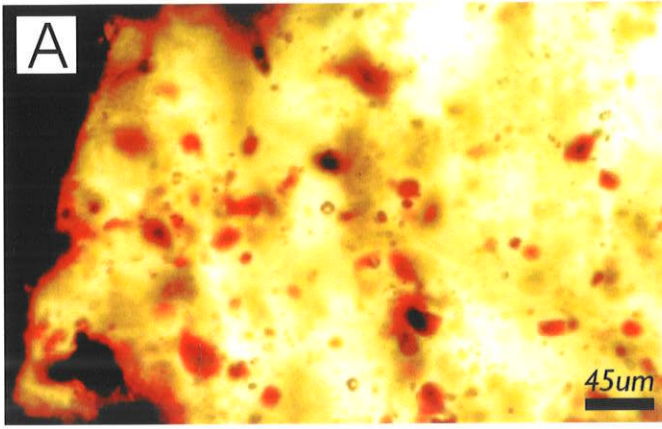
E – Inclusão fluida vermelha, bifásica, de composição desconhecida, possivelmente com óleo em esfalerita (I).

F – Inclusões fluidas bifásicas castanhas orientadas segundo planos de milonitização em esfalerita do (II), milonitizada.

G – Detalhe de F, mostrando inclusões fluidas aquosas, bifásicas, bastante irregulares.

H – Inclusão fluida bifásica, regular, isolada na esfalerita.

I – Inclusões fluidas castanhas monofásicas ou bifásicas com pequena bolha, orientadas obliquamente em relação à foliação milonítica.



■ **Dolomita**

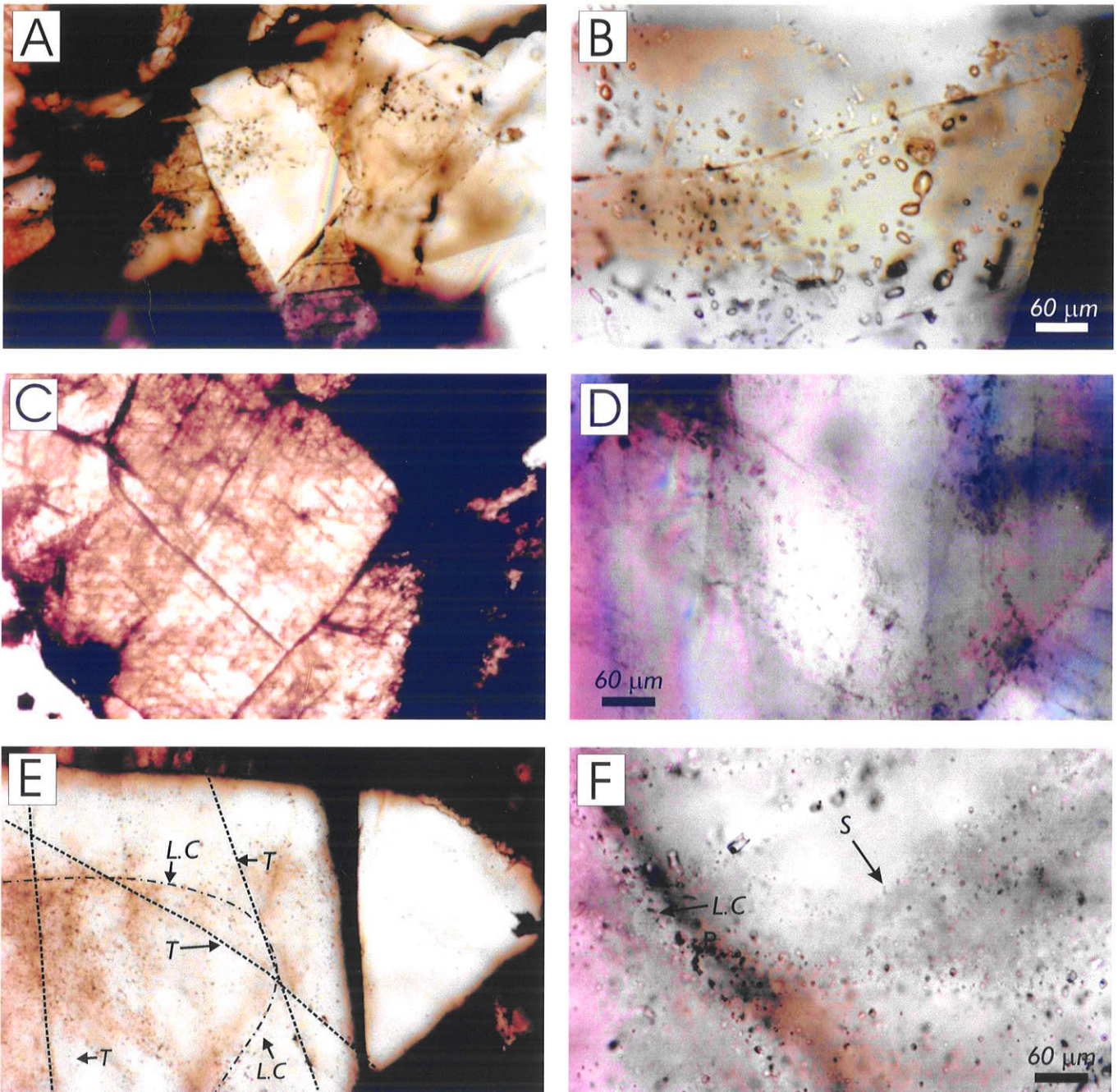
A dolomita estudada foi a *baroque* (**Figura 86c**), que ocorre juntamente com o quartzo em amostras de brecha com estruturas *cockade*, sugerindo associação com estruturas predominantemente rúpteis. Estas brechas, identificadas principalmente em superfície, na Mina à Céu Aberto, são características de alteração hidrotermal posterior à mineralização willemítica. As inclusões são secundárias, menores que 5 μm , regulares a irregulares, bifásicas (L+V) e com razões L/V constantes (**Figura 86d**).

■ **Quartzo**

O quartzo estudado ocorre em associação com dolomita *baroque* e siderita, e é relacionado a brechas com estruturas *cockade*, associadas com estruturas rúpteis, consideradas posteriores à mineralização willemítica.

O tamanho das inclusões fluidas é variado, raramente excedendo 10 μm . Sua morfologia é variável, sendo comuns cristais negativos, inclusões arredondadas e irregulares. Algumas apresentam evidências de modificações posteriores ao aprisionamento, tais como *necking down*.

A distribuição das inclusões indica diferentes gerações: inclusões fluidas primárias, ao longo de linhas de crescimento do mineral; pseudosecundárias, ao longo de fraturas internas cicatrizadas, ou secundárias, em trilhas de diferentes direções (**Figuras 86e e 86f**). Em geral são bifásicas (L+V) com razões L/V constantes.



Prancha 86 - Fotomicrografias em luz transmitida de inclusões fluidas e de seus minerais hospedeiros associadas à estágios pós-mineralização (Vazante). A - Barita em brecha cataclástica (lado maior da foto = 2,5 mm); B - Detalhe de A, mostrando inclusões fluidas escuras, monofásicas com algumas evidências de "necking down". C - Dolomita baroque associado com brecha com estruturas cockade" (lado maior da foto = 2,5 mm). D - Detalhe de C, mostrando inclusões fluidas regulares a irregulares, bifásicas (L+V) na dolomita. E - Quartzo com planos de crescimento evidenciados pela distribuição de inclusões fluidas e trilhas com inclusões fluidas secundárias (lado maior da foto = 1,25 mm). F - Detalhe de E, mostrando inclusões primárias, bifásicas, ao longo das linhas de crescimento do mineral hospedeiro, e inclusões fluidas secundárias. Abreviações: L.C = linha de crescimento; T = trilhas de inclusões fluidas secundárias; S = Inclusões fluidas secundárias; P = Inclusões fluidas primárias.

Estágio	Mineral	Cor da inclusão fluida	Fases (25°C)	Tamanho	Morfologia	Distribuição	Origem
FAGUNDES							
Pré-mineralização	Dolomita (III)	Incolor	(L + V)	<5 µm	Regulares a irregulares	Aleatória e trilhas	Desconhecida
	Quartzo (I)	Incolor	(L + V)	5 a 10 µm	Regulares a irregulares	Planos de crescimento e isoladas	Primária
Estágio de mineralização principal	Esfalerita coliforme (I)	Castanha-clara	(L + V)	<5 µm	Regulares	Isoladas e trilhas	Primária e secundária
	Esfalerita zonada (II)	I – Castanha-clara	(L + V)	5 a 40 µm	Regulares, subeuédrica poligonais	Planos de crescimento e isoladas	Primária
		II – Castanha-escura, cinza	(L + V)	10 a 30 µm	Cristais negativos, alongadas	Planos de clivagem	Secundária
	Dolomita (VI)	Incolor	(L + V)	< 5 µm	Regulares a irregulares	Aleatória e trilhas	Desconhecida
	Quartzo (II)	I - Incolor	(L + V)	5 a 10 µm	Regulares, poligonais, arredondadas	Planos de crescimento	Primária
		II - Incolor	(L + V)	5 a 25 µm	Irregulares, arredondadas	Trilhas, isoladas	Secundária
	III – Cinza-escura	(L + V) e (V)	< 5 µm	Regulares, irregulares	Aleatória, trilhas	Desconhecida	
Mobilização	Esfalerita (III)	I – Castanha clara	(L + V)	5 a 25 µm	Regulares	Isoladas	Primária
		II - Castanha escura, cinza	(L + V)	10 a 30 µm	Cristais negativos, alongadas	Planos de clivagem	Secundária
		III - Incolor	(L + V)	5 a 20 µm	Irregulares, anédricas	Aleatória, trilhas	Secundária
Estágio de mineralização tardia	Dolomita (VII)	I – Incolor a castanhas	(L + V)	5 a 35 µm	Regulares	Planos de clivagem	Secundária
		II - Incolor	(L + V)	5 a 25 µm	Irregulares, alongadas	Trilhas oblíquas e perpendiculares a C	Secundária
		III - Incolor	(L + V) e (L)	5 a 65 µm	Irregulares	Planos de cisalhamento (C)	Secundária
	Esfalerita (IV)	Cinza	(L + V) e (L)	5 a 10 µm	Irregulares		Secundária
	Quartzo (III) em "ribbons"	Incolor	(L + V) e (L)	5 a 10 µm	Irregulares	Trilhas oblíquas e perpendiculares a C	Secundária

<i>Estágio</i>	<i>Mineral</i>	<i>Cor da inclusão fluida</i>	<i>Fases (25°C)</i>	<i>Tamanho</i>	<i>Morfologia</i>	<i>Distribuição</i>	<i>Origem</i>
AMBRÓSIA							
<i>Pré-mineralização</i>	Quartzo (I)	Incolor	(L + V)	< 5 µm	Regulares a irregulares	Isolada, trilhas	Desconhecida
<i>Mineralização</i>	Esfalerita (I)	I - Castanha-escura a cinza	(L + V)	5 a 10 µm	Regulares	Isoladas, grupos	Primária
		II - Castanha-clara	(L + V)	5 a 30 µm	Cristais negativos	Trilhas	Secundária
		III - Incolor	(L + V) e (L)	< 5 a 10 µm	Irregulares	Trilhas	Secundária
<i>Mobilização</i>	Quartzo (II)	I - Incolor	(L + V)	5 a 30 µm	Regulares	Isoladas, bordas de grãos	Primária
		II - Incolor	(L + V)	5 a 15 µm	Irregulares a regulares	Trilhas associadas a microfalhas	Secundária
		III - Incolor	(L + V)	5 a 15 µm	Irregulares	Trilhas	Secundária
<i>Mineralização tardia</i>	Esfalerita (III)	I - Castanha-clara	(L + V)	5 a 10 µm	Arredondadas a regulares	Isoladas	Primárias
		II - Incolor	(L + V) e (L)	< 5 µm	Irregulares	Trilhas	Secundária

<i>Estágio</i>	<i>Mineral</i>	<i>Cor</i>	<i>Fases (25°C)</i>	<i>Tamanho</i>	<i>Morfologia</i>	<i>Distribuição</i>	<i>Origem</i>	
VAZANTE								
<i>Pré-mineralização willemítica</i>	<i>Esfalerita (I)</i>	I - Castanha a cinza	(L + V)	< 10 µm	Regulares	Isoladas	Primária	
		II - Vermelha, marrom *	(L) e (L + V)	< 10 µm	Regulares, cristais negativos	Isoladas	Primária (?)	
	<i>Willemita</i>	Incolor	(L + V)	< 5 µm	Variável	Trilhas que cortam vários grãos	Secundária	
<i>Sin-mineralização willemítica</i>	<i>Esfalerita (II)</i>	I - Castanha a cinza escuro	(L + V)	< 10 µm	Regulares	Isoladas	Primária	
		II - Vermelha, marrom, laranja ou amarela *	(L _o); (L _o + V) (L _o + L _{+H2O} + V)	5 a 25 µm	Regulares, poligonais, cristais negativos	Isoladas	Primária (?)	
		III - Cinza escura	(L + V)	5 a 40 µm	Irregulares, com evidências de estrangulamento	Orientadas segundo a foliação milonítica	Secundária	
		IV - Castanha	(L)	10 a 60 µm	Irregulares, anédricas	Orientadas obliquamente à foliação milonítica	Secundária	
<i>Pós-mineralização (Brechas "cockade")</i>	<i>Quartzo</i>	Ia - Incolor	(L + V)	< 10 µm	Regulares	Planos de crescimento	Primária	
		Ib - Incolor	(L + V)	< 10 µm	Regulares	Planos de crescimento	Primária	
		Ic - Incolor	(L + V)	5 a 10 µm	Regulares a irregulares	Isoladas	Primária	
			Id - Incolor	(L + V)	< 10 µm	Regulares	Trilhas seladas, limitadas por zonas de crescimento	Pseudosecundária
			II - Incolor	(L + V)	5 a 25 µm	Irregulares a regulares	Trilhas I	Secundária
			III - Incolor	(L + V)	5 a 15 µm	Irregulares	Trilhas II	Secundária
		<i>Dolomita</i>	Incolor	(L + V)	< 5 µm	Regulares	Planos de clivagem e trilhas	Secundária
	<i>Barita</i>	Cinza-claro a escuro	(L)	5 a 20 µm	Arredondadas, irregulares, com evidências de estrangulamento	Aleatória, grupos	Desconhecida	

Tabela 31 – Características dos grupos de inclusões fluidas de fases minerais dos depósitos de Fagundes, Ambrósia e Vazante. L = líquido; V = vapor. (*) Inclusões de composição desconhecida, semelhantes a inclusões de petróleo.

8.3.2 Microtermometria

As medidas microtermométricas foram feitas apenas em inclusões fluidas com dimensões > 5 µm.

8.3.2.1 MODIFICAÇÕES DE FASE A BAIXAS TEMPERATURAS

A maioria das inclusões fluidas estudadas congelaram no intervalo de -40 a -72 °C, com poucas exceções que apresentaram temperaturas de congelamento próximas a -33 °C.

A primeira fusão, observada com o aquecimento natural a partir do congelamento, refere-se à temperatura do eutético (TE). No entanto, a interpretação dos dados de TE é, freqüentemente, dificultada pelo fenômeno de metaestabilidade, que pode causar um decréscimo, as vezes acentuado, nas temperaturas de fusão do sistema estudado. Com base em estudos experimentais, no entanto, a temperatura do eutético estável e metaestável para componentes comuns em salmouras bacinais são conhecidos (*Tabela 32*), o que pode auxiliar na interpretação das medidas de TE obtidas.

SISTEMA	Eutético (TE) T °C	
	Diminuição da temperatura →	
NaCl-H ₂ O ⁽¹⁾	<i>Estável</i>	-21,2
	<i>Metaestável</i>	-28
NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O ⁽¹⁾	<i>Estável</i>	-52
	<i>Metaestável</i>	(-70)
NaCl-MgCl ₂ -H ₂ O ⁽¹⁾	<i>Estável</i>	-35
	<i>Metaestável</i>	(-37 a -55) (-80)
NaCl-KCl-H ₂ O ⁽¹⁾	<i>Estável</i>	-22,9
	<i>Metaestável</i>	(-28)
NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O ⁽¹⁾	<i>Estável</i>	-57
NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O ⁽²⁾	<i>Estável</i>	-37
	<i>Metaestável</i>	
FeCl ₃ -H ₂ O ⁽²⁾	<i>Estável</i>	-36,5
	<i>Metaestável</i>	
NaCl-CaCl ₂ -FeCl ₂ -H ₂ O ⁽³⁾	<i>Estável</i>	
	<i>Metaestável</i>	(-49 a -64)

Tabela 32 – Temperaturas para eutético estável e metaestável para vários sistemas aquosos. Referências: (1) Davis et al., 1990; (2) Borisenko (1978); (3) Borisenko (1999).

Com exceção da metaestabilidade, os maiores problemas relacionados às medidas da TE resultam em temperaturas mais elevadas que as reais (Roedder & Howard, 1988), e são representadas principalmente por:

- 1) *Natureza da medida*: a medida registra a temperatura na qual a presença de líquido é inicialmente visível e, nos sistemas naturais, a formação dessas pequenas quantidades de fase líquida, não são facilmente detectadas. Conseqüentemente, quando a fase líquida torna-se visível, a temperatura registrada pode ser bastante superior à verdadeira TE.
- 2) *Tamanho das inclusões fluidas*: nas inclusões fluidas muito pequenas, maiores quantidades de líquido devem estar presentes para alterar sua translucência. As inclusões fluidas de dimensões muito grandes podem permanecer opacas até que considerável quantidade de líquido tenha sido formado.
- 3) *Baixa salinidade*: neste caso, apenas pequenas quantidades de sais ou sais hidratados são formados com o gelo durante o congelamento. O ponto eutético representa a fusão de uma destas fases sólidas, que devem se fundir completamente para que possa ser observada a formação da fase líquida.

Desta forma, as medidas de TE não são exatas, mas podem fornecer indicações dos sistemas químicos, que são caracterizados, em geral, por valores de TE estável mais baixo que o observado.

■ **Medidas de TE nos depósitos estudados**

Os valores medidos de TE variam nos diferentes grupos de inclusões fluidas relacionadas a diferentes paragéneses de um mesmo depósito (**Tabela 33**) refletindo, possivelmente, a evolução dos fluidos mineralizantes. Contudo, a maioria dos valores medidos podem ser compreendidos em uma mesma faixa de variação (-57 a -32 °C), indicando também semelhanças composicionais nos fluidos dos diferentes depósitos.

Em Fagundes, observa-se a diminuição dos valores de TE em relação à sucessão paragenética. Os valores mais altos de TE são relativos à inclusões fluidas primárias em quartzo (I), associado com a alteração hidrotermal pré-mineralização (-46,0 a -35,2 °C) e em quartzo (II) (-44,9 a -32,8 °C), sin-mineralização, que juntos apresentam moda de -35 °C (**Figura 87**).

As inclusões fluidas primárias em esfalerita formada em diferentes estágios apresentam valores de TE entre -51,7 a -39,0 °C, com moda em -46 °C (**Figura 87**).

Estágio	Mineral	IF	TE (°C)	Tfg (°C)	TH (°C)	Salinidade (% em peso de NaCl equiv.)
FAGUNDES						
Pré - mineralização	Quartzo (I)	I P	-46,0 a -35,2	-10,2 a -3,7	143,5 a 190,6	5,9 a 14,2
Sin - mineralização	Esfalerita zonada (II)	I P	-51,7 a -39,0	-8,1 a -3,6	138,9 a 260,2	5,8 a 11,8
		II S	-53,4 a -39,4	-9,5 a -2,5	91,1 a 117,5	4,1 a 13,4
Mobilização	Quartzo (II)	I P	-44,9 a -32,8	-6,0 a -4,3	148,0 a 204,9	6,8 a 9,2
		II S	-41,8 a -33,8	-9,8 a -5,9	149,9 a 186,6	9,1 a 13,7
	Esfalerita (III)	Ib P	-51,0 a -44,2	-6,2 a -3,2	127,8 a 264,7	5,2 a 9,5
		IIb S	-55,4 a -44,9	-2,9 a -0,5	97,1 a 197,2	0,8 a 4,7
IIIb S		-49,8 a -44,2	-4,3 a -0,5	0,0 a 6,8		
Mineralização tardia	Dolomita (VII)	I P	-57,2 a -46,7	-11,6 a -6,3	165,1 a 189,0	9,6 a 15,6
		II S	-52,9 a -41,9	-11,0 a -7,9	157,0 a 184,0	11,6 a 15,0
		III S	-54,7 a -42,4	-9,8 a -1,8	157,0 a 182,0	3,0 a 13,7
	Quartzo (III)	S	-54,4 a -43,8	-11,7 a -6,4		9,7 a 15,7
Mineralização tardia	Esfalerita (IV)	S	-52,3 a -40,3	-8,9 a -4,0		6,4 a 12,7
AMBRÓSIA						
Sin - mineralização	Esfalerita (I)	I P	-55,6 a -48,5	-17,0 a -10,6	167,8 a 281,6	14,6 a 20,2
		II S	-55,6 a -49,8	-4,0 a -16,5	106,4 a 140,9	6,4 a 19,8
		III S	-55,4 a -53,5	-22,8 a -21,9	131,0 a 136,5	> 23,1
Mobilização	Quartzo	I P	-53,6 a -46,5	-19,4 a -12,8	241,6 a 243,5	16,7 a 21,9
		II S	-55,4 a -40,6	-8,4 a -3,2	123,6 a 137,9	5,2 a 12,2
		III S	-52,8 a -43,9	-4,3 a -0,3	114,7 a 124,8	0,5 a 6,8
Mineralização tardia	Esfalerita (III)	I P	-65,1 a -61,0	-21,3 a -12,8	105,2 a 136,2	16,7 a ~23,1
VAZANTE						
Mineralização	Esfalerita	I P	-53,8 a -41,3	-23,9 a -11,3	170,0 a 232,1	15,3 a > 23,0
		III S	-53,5 a 52,3	-11,0 a -7,0	100,5 a 165,0	10,5 a 15,0
		IV S			~50	
Pós mineralização (Brechas "cockade")	Quartzo	Ia P	-47,4 a -37,0	-13,0 a -8,6	140,0 a 160,0	12,4 a 16,9
		Ib P	-47,2 a -38,9	-10,8 a -4,2	135,0 a 160,0	6,7 a 14,8
		Ic P	-52,2 a -37,9	-12,9 a -9,0	140,0 a 160,0	12,9 a 16,8
		Id PS	-47,4 a -39,9	-14,2 a -9,1	140,0 a 160,0	13,0 a 18,0
		II S	-54,5 a -42,8	-17,3 a -12,2	85,0 a 140,0	16,1 a 20,4
		III S	-53,5 a -36,6	-14,2 a -4,1	75,0 a 90,0	6,5 a 18,0

Tabela 33 – Sumário dos dados microtermométricos. P = primária; PS = pseudosecundária; S = secundária. Salinidades calculadas por intermédio do programa FLINCOR (Brown, 1989).

As inclusões fluidas em fases associadas à mineralização tardia e ao cisalhamento, como dolomita e quartzo em *ribbons*, apresentam temperaturas ainda mais baixas (-57,2 a -41,9 °C), com moda em -53 °C (**Figura 88**). As TE em inclusões fluidas secundárias em esfalerita (II) e (III) e no quartzo (I) e (II), apresentam, em geral, comportamento semelhante às inclusões fluidas primárias presentes na mesma fase mineral (**Figura 87**), enquanto nos minerais associados ao cisalhamento, as inclusões secundárias apresentam maiores TE (**Figura 88**).

No Depósito de Ambrósia, os valores medidos de TE (**Figura 89**) em inclusões fluidas primárias e secundárias na esfalerita (I) apresentam uma menor faixa de variação (-55,6 a -48,5 °C). As inclusões fluidas presentes em quartzo do Depósito de Ambrósia refletem um intervalo similar ao observado nos demais depósitos (-55,4 a -40,6 °C) (**Figura 89**), enquanto na esfalerita tardia (III), o intervalo de valores de TE é o mais baixo (-65,1 a -61,0 °C) em relação aos diferentes grupos de inclusões dos três depósitos.

Em Vazante, os dados referentes às inclusões fluidas em esfalerita indicam um intervalo de variação de TE entre -53,8 a -41,3 °C, bastante semelhante ao observado nas inclusões fluidas da esfalerita de Fagundes (**Figura 90**). As inclusões fluidas primárias em quartzo, associado a brechas pós-mineralização willemítica, apresentam amplo intervalo de variação (-52,2 a -37,0 °C), com moda em -41 °C.

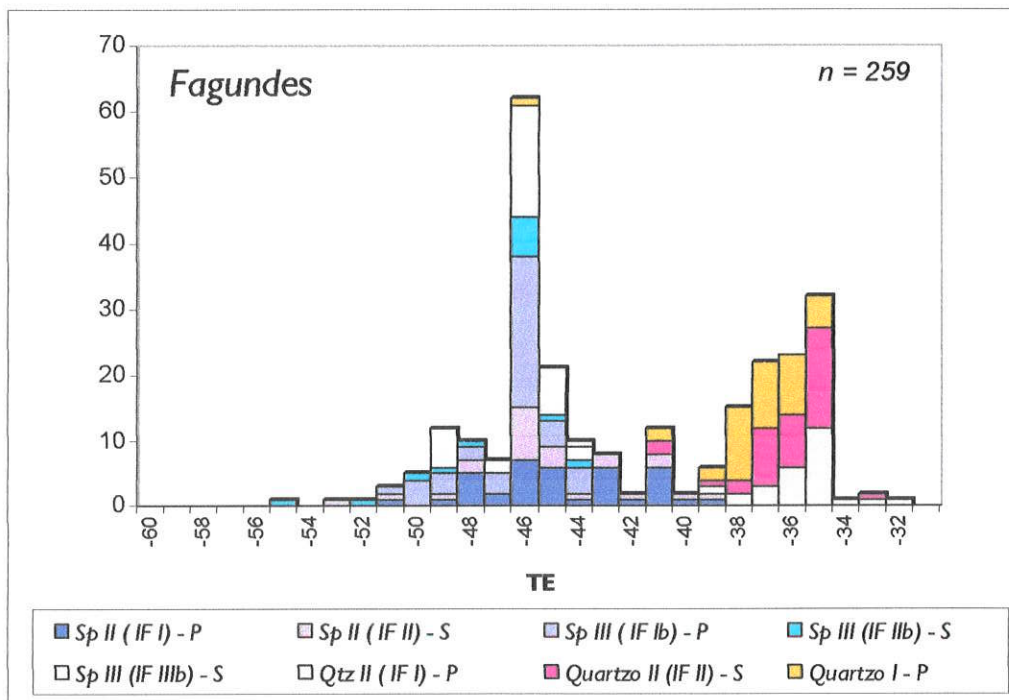


Figura 87 – Distribuição dos valores de TE para inclusões fluidas em esfalerita zonada (II), esfalerita mobilizada (III) e quartzo (I), pré-mineralização e (II), sin-mineralização, do Depósito de Fagundes. Abreviações utilizadas: Sp = esfalerita; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

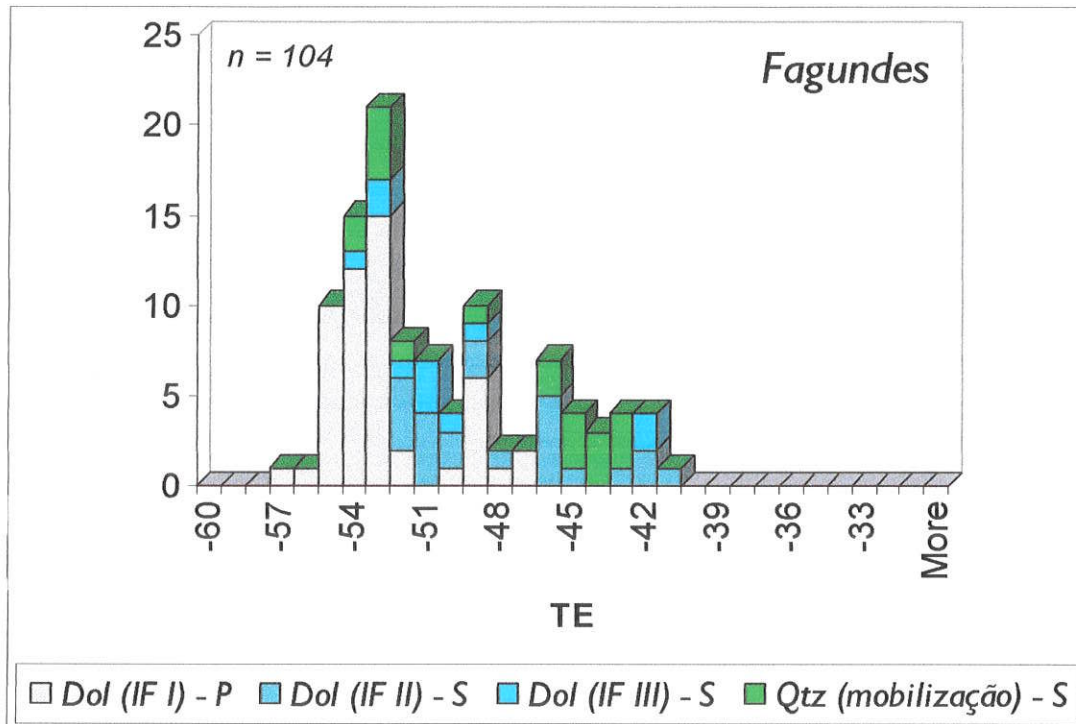


Figura 88 – Distribuição das TE medidas em inclusões fluidas em dolomita (VII) e quartzo (III) do Depósito de Fagundes, associados ao cisalhamento (mobilização). Abreviações: Dol = dolomita; Qtz = quartzo; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

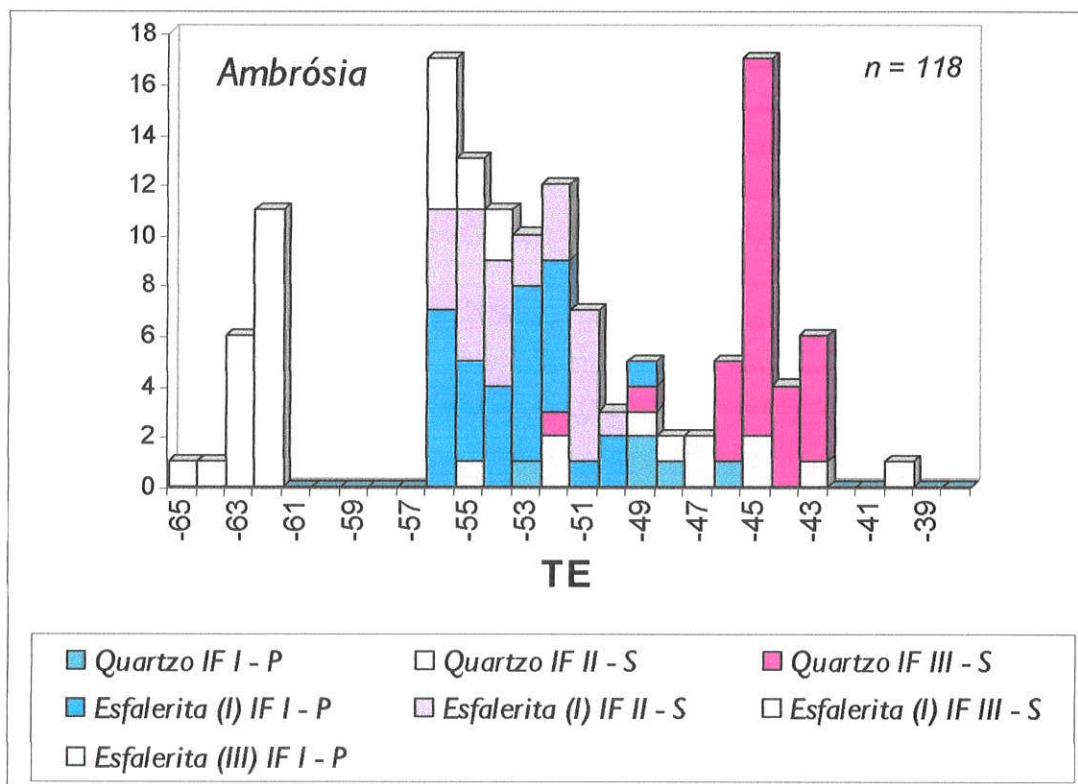


Figura 89 – Distribuição dos valores de TE de inclusões fluidas esfalerita (I) e (III) e em quartzo, associado à mobilização do depósito de Ambrósia. Abreviações: IF = inclusões fluidas; P = primárias; S – secundárias.

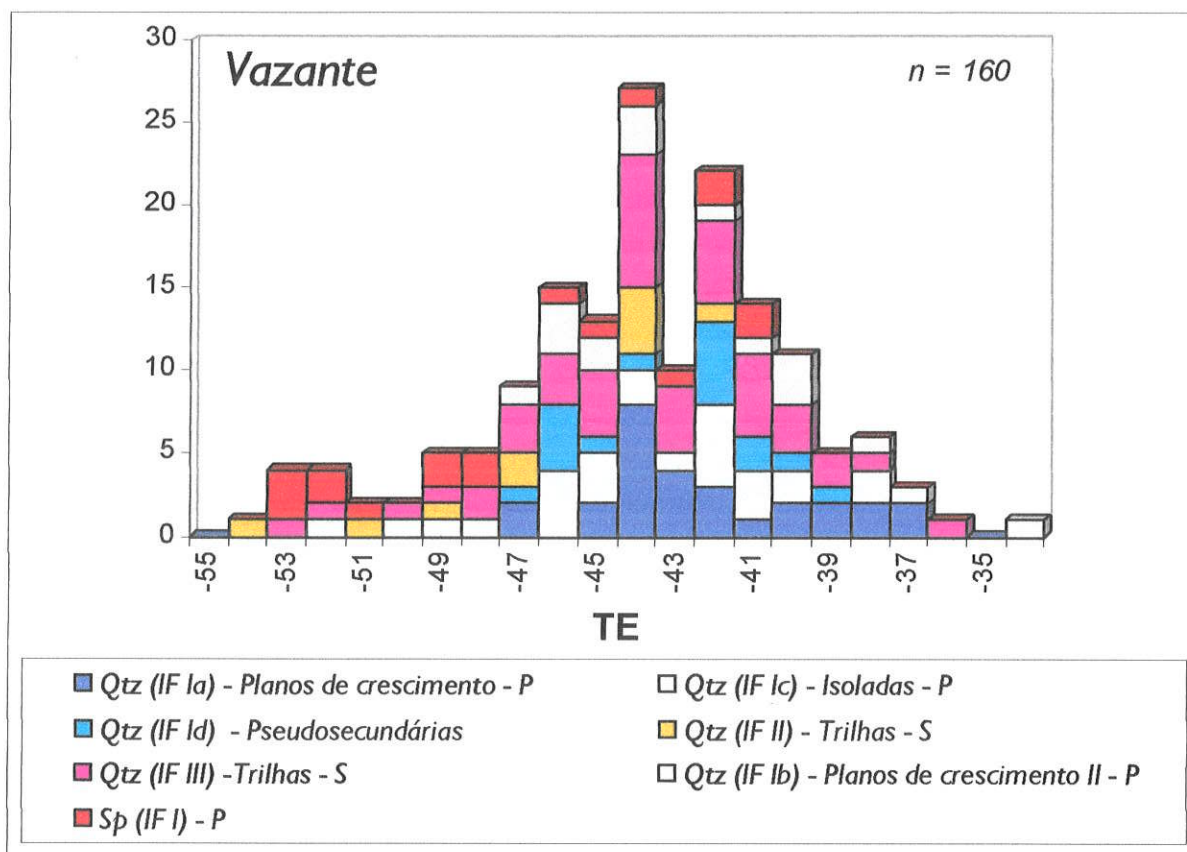


Figura 90 – Valores de TE de inclusões fluidas em esfalerita e quartzo pós-mineralização do depósito de Vazante. Abreviações utilizadas: Qtz = quartzo; Sp = esfalerita; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

Em todos os grupos de inclusões fluidas, os valores de TE são muito mais baixos que o esperado para o sistema $H_2O-NaCl$ ($-21,2^\circ C$), refletindo a presença de outros cátions. Goldstein & Reynolds (1994) consideram que, se a presença de líquido pode ser observada a temperaturas menores que $-40^\circ C$, então a inclusão provavelmente deve conter cátions bivalentes como Ca^{2+} e/ou Mg^{2+} . Neste caso, o sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, que é considerado por Goldstein & Reynolds (1994) como o mais apropriado para a representação da composição em termos de componentes maiores de fluidos sedimentares, pode também representar a composição dos fluidos associados a maioria dos grupos de inclusões fluidas caracterizados por valores de TE entre -40 e $-52^\circ C$.

As inclusões fluidas deste sistema caracteristicamente produzem assembléias metaestáveis antes do TE (Davis et al., 1990), tais como:



No primeiro caso, um eutético metaestável pode ser esperado a $-70^\circ C$, com fusão de parte do gelo e formação da antarcticita, que sofre fusão a $-52^\circ C$, representando o eutético estável do sistema, que pode ser identificado pela textura *orange peel* característica.

Alguns grupos de inclusões, entretanto, apresentam valores de TE maiores que $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Essas temperaturas mais altas (até $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$), como no quartzo pré-mineralização de Fagundes, estão bastante próximas do eutético esperado para o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ ($-35\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Davis et al., 1990) e de sistemas com Fe^{2+} ($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{FeCl}_2$) e Fe^{3+} ($\text{H}_2\text{O} + \text{FeCl}_3$), que apresentam eutético a $-37,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-36,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente (Borisenko, 1978).

Os valores mais baixos de TE foram observadas nas fases minerais associadas ao cisalhamento (até $-57,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) no Depósito de Fagundes. Muito embora estas temperaturas possam refletir o TE metaestável do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ (-37 a $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$), podem também ser coerentes com a presença de Ca^{2+} e Mg^{2+} juntos, por aproximarem-se do eutético do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$ ($-57\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Os valores de TE ($-65,1$ a $-61,0\text{ }^{\circ}\text{C}$) correspondentes a inclusões fluidas primárias da esfalerita tardia (III) de Ambrósia estão dentro do intervalo de valores próximos ao eutético metaestável do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ a $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Davis et al., 1990). Como neste grupo de inclusões fluidas é possível a observação tanto da textura *orange peel* como da fusão da antarctícita, entre -53 e $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$, o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ é considerado também o mais próximo ao da composição desses fluidos.

■ **Salinidade**

No sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, após a fusão inicial (eutético), com o aumento natural da temperatura, parte da halita pode reagir com o líquido, formando a hidrohalita (**Figura 91**). Em inclusões fluidas com baixas salinidades, a hidrohalita sofre fusão intermediária em temperatura menor que a do gelo (T_{fg}). Em inclusões salinas a hidrohalita é a última fase a sofrer fusão, enquanto em inclusões fluidas muito salinas a halita pode representar a última fase a fundir.

A determinação da salinidade neste sistema pode ser feita a partir das medidas de TE, das temperaturas de fusão intermediária e final, e da caracterização de cada fase a sofrer fusão. O diagrama ternário $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ apresentado na **Figura 91**, pode ser utilizado para a determinação da salinidade em inclusões fluidas que apresentam o gelo como última fase a sofrer fusão.

Contudo, estas medidas, principalmente da fusão intermediária, podem ser extremamente difíceis durante os estágios de resfriamento e aquecimento da inclusão fluida (Goldstein & Reynolds, 1994). Assim, apesar deste ser um sistema bem conhecido, as salinidades das soluções aquosas, apresentadas na **Tabela 33**, foram estimadas em termos equivalentes da porcentagem em peso de NaCl, a partir das temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}), por meio das equações presentes no

programa FLINCOR (Brown, 1989), mesmo que estas salinidades sejam consideradas apenas como uma aproximação.

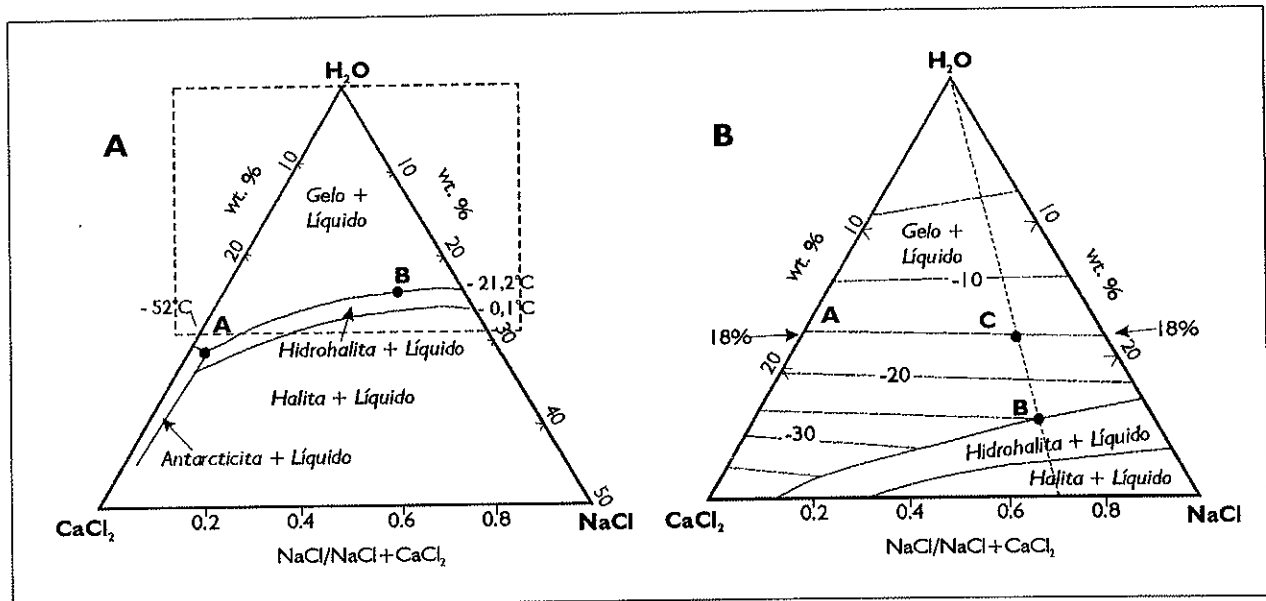


Figura 91 – Diagramas de equilíbrio de fases para o sistema $H_2O-CaCl_2-NaCl$. a) Diagrama de fase modificado de Crawford (1981) por Goldstein & Reynolds (1994), apresentando o ponto do eutético (A), que representa a fusão da antarcticita, e o ponto de fusão da hidrohalita (B). b) Detalhe da parte superior de A, modificado de Oakes et al. (1990) por Goldstein & Reynolds (1994), mostrando os pontos (B, fusão da hidrohalita) e (C), que representa a fusão do gelo. A linha pontilhada liga B-C ao vértice da água e indica a proporção de NaCl e $CaCl_2$ no fluido. Os valores de Tfg podem ser relacionados à salinidade.

Em Fagundes, os valores de Tfg em inclusões fluidas primárias nas diferentes fases minerais variam de $-11,6$ a $-3,2^\circ C$ (Figuras 92 e 93), refletindo salinidades entre 5,1 e 15,6% em peso de NaCl equiv. Valores mais altos de Tfg (próximos a $0^\circ C$) foram observados apenas em inclusões fluidas secundárias em esfalerita, quartzo e dolomita. Entretanto, mesmo inclusões fluidas secundárias podem apresentar valores baixos de Tfg (até $-11,7^\circ C$), como apresentado na Tabela 33.

As inclusões fluidas primárias na esfalerita (II) e (III) apresentam valores de Tfg entre $-8,1$ a $3,2^\circ C$, e salinidades entre 5,2 e 11,8% em peso de NaCl equiv. Este intervalo de variação é similar ao das inclusões fluidas primárias em quartzo dos estágios pré- e sin-mineralização (Tfg = $-10,2$ a $-3,7^\circ C$ e $-6,0$ a $-4,3^\circ C$, respectivamente), que apresentam salinidade de 5,9 a 14,2% em peso NaCl equiv. e entre 6,8 a 9,2% em peso NaCl equiv., respectivamente.

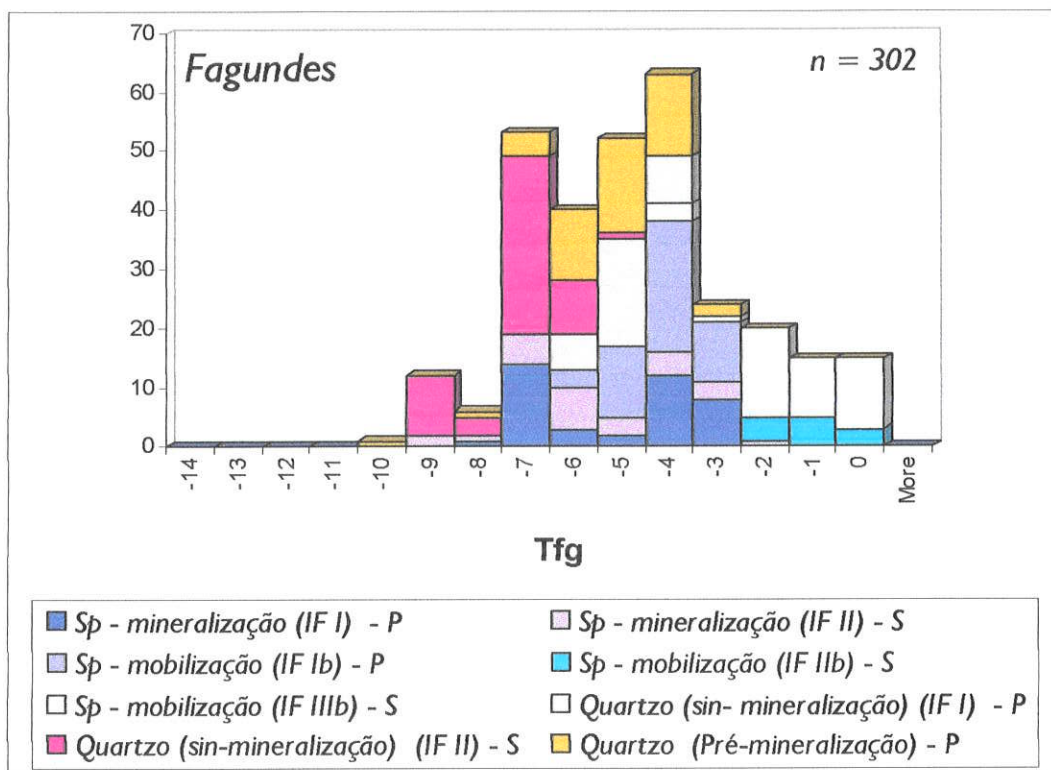


Figura 92 – Distribuição dos valores de Tfg de inclusões fluidas em esfalerita (II) e (III) e quartzo (pré-mineralização e sin-mineralização) do depósito de Fagundes. Abreviações: Sp = esfalerita; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

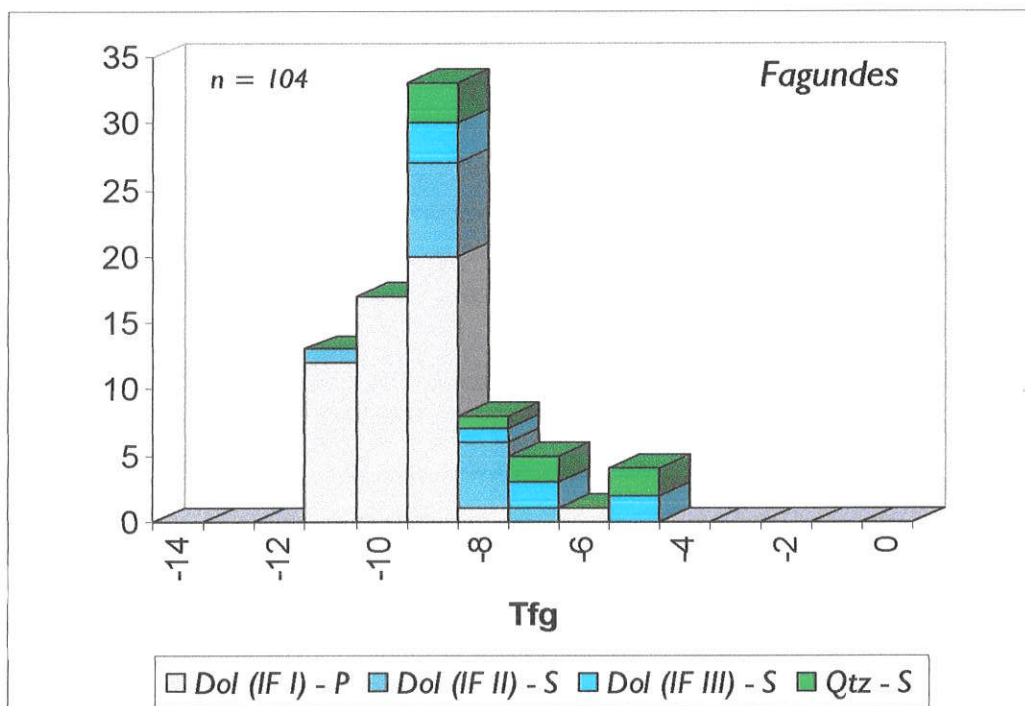


Figura 93– Valores de Tfg de inclusões fluidas em dolomita e quartzo (mobilização) do depósito de Fagundes. Abreviações: Dol = dolomita; Qtz = quartzo; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

Os valores mais baixos de Tfg (**Figura 93**) no depósito de Fagundes são referentes às inclusões fluidas em dolomita associada ao cisalhamento (-11,6 a -6,3°C), que é considerada associada ao estágio de mineralização tardio de Fagundes, e correspondem à salinidades um pouco mais altas (entre 9,6 e 15,6% em peso de NaCl equiv.).

Em Ambrósia, as inclusões fluidas primárias em esfalerita (I) e quartzo apresentam valores de Tfg entre -17,0 e -10,6 °C e - 19,4 a -12,8 °C, respectivamente (**Figura 94**). Desta forma, as salinidades para estes grupos de inclusões fluidas são relativamente elevadas (até 21,9% em peso de NaCl equiv.). As inclusões fluidas secundárias em quartzo apresentam valores de Tfg intermediários (entre -8,4 a -0,3 °C) e salinidades de 12,2 e 0,5 % em peso de NaCl equiv. Na esfalerita, um grupo de inclusões fluidas secundárias (**IF II**) apresenta valores de Tfg entre -16,5 e - 4,0 °C e outro (**IF III**) de -22,8 a -21,9 °C. Este intervalo de salinidade mais alta verificado em inclusões secundárias da esfalerita (I) é semelhante àquele referente às inclusões fluidas primárias da esfalerita tardia (III), podendo constituir o registro desse fluido mais tardio e salino impresso nas trilhas das inclusões fluidas secundárias da esfalerita anterior. Assim, observa-se que, de um modo geral, a salinidade dos fluidos mineralizantes no Depósito de Ambrósia foram mais elevadas que em Fagundes, mostrando também a participação de fluidos mais salinos associados aos estágios tardios de mineralização.

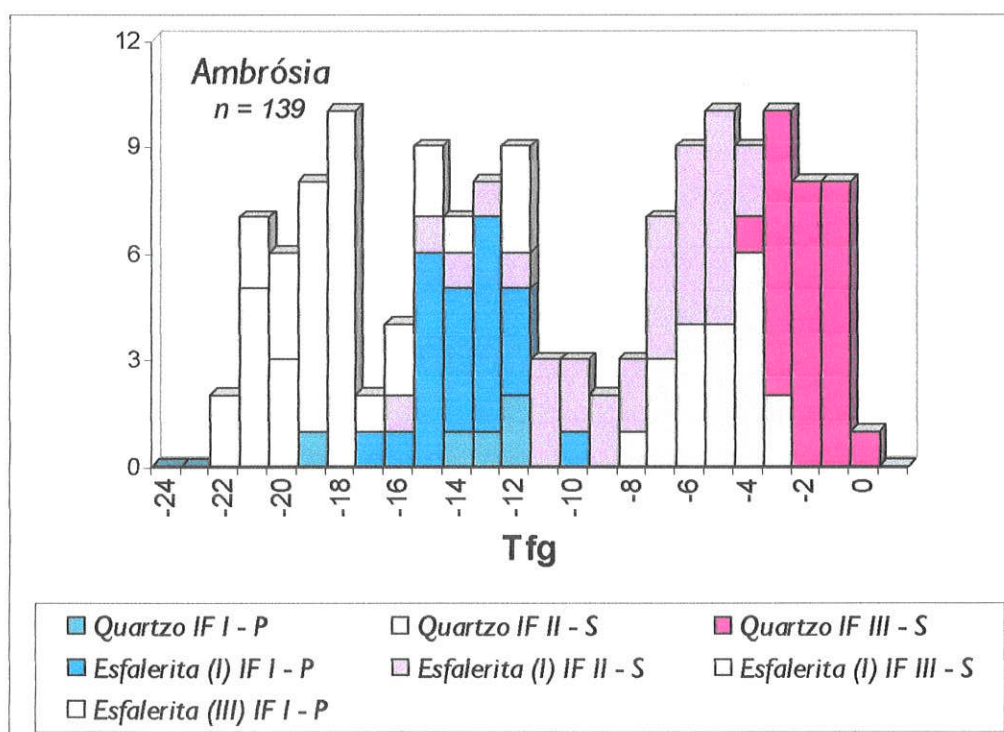


Figura 94 – Valores de Tfg de inclusões fluidas em quartzo e esfalerita (I) e (III) do depósito de Ambrósia. Abreviações: IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

Em Vazante, as inclusões fluidas primárias na esfalerita apresentam valores de Tfg também mais baixos (-23,9 a -11,3 °C) (**Figura 95**) e, conseqüentemente, salinidades elevadas (15,3 a >23,0% em peso de NaCl equiv.) em relação ao Depósito de Fagundes.

Nas inclusões fluidas hospedadas em quartzo, posterior a mineralização willemítica do depósito de Vazante (**Figura 95**), observa-se intervalo de variação de Tfg semelhante nas inclusões fluidas primárias (**Figura 96**) que ocorrem em planos de crescimento (**IF Ia**) (Tfg = -13,0 a -8,6 °C) ou isoladas (**IF Ic**) (Tfg = -12,9 a -9,0 °C), e pseudosecundárias (**IF Id**) (Tfg = -14,2 a -9,1 °C). Os três grupos apresentam moda de Tfg em -11 °C, e salinidades entre 12,4 e 17,9% em peso de NaCl equiv. Um grupo de inclusões fluidas também primárias, associadas a planos de crescimento (**IF Ib**), apresentou valores de Tfg mais altos (-10,8 a -4,2 °C) e salinidades conseqüentemente menores (6,7 a 14,8% em peso de NaCl equiv.).

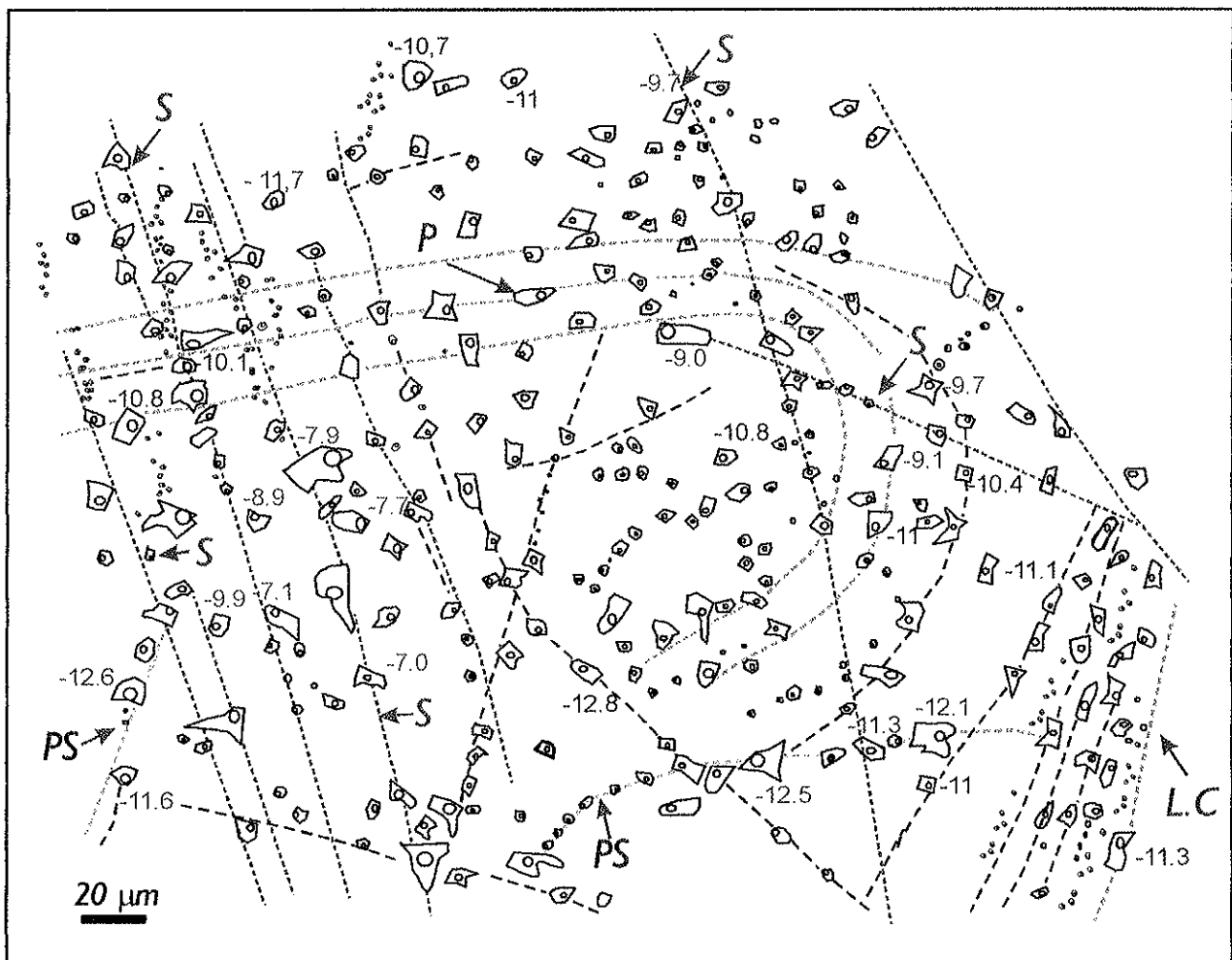


Figura 95 – Esquema da distribuição de inclusões fluidas primárias, isoladas, do tipo **IF Ic**, e em planos de crescimento, do tipo **IF Ia**, pseudosecundárias, do tipo **IF Id**, associadas a trilhas seladas limitadas, em geral, por um plano de crescimento, e secundárias, tipo **IF III**, e os valores de Tfg para os diferentes grupos. Abreviações: LC = linhas de crescimento; P = primária; PS = pseudosecundária; S = secundária.

As inclusões fluidas em quartzo consideradas secundárias, divididas em dois grupos de acordo com a orientação das trilhas, apresentam ampla faixa de variação (-17,3 a -4,1°C), com valores de Tfg entre 17,3 e -12,2°C para o primeiro grupo (*IF II*), e entre -14,2 e -4,1°C, com moda em -9°C, para o segundo grupo (*IF III*). Estes intervalos de Tfg (*Figura 96*) definem faixas de variação de salinidade entre 16,1 e 20,4% em peso de NaCl equiv. (*IF II*) e entre 6,5 e 17,9 % em peso de NaCl equiv. (*IF III*).

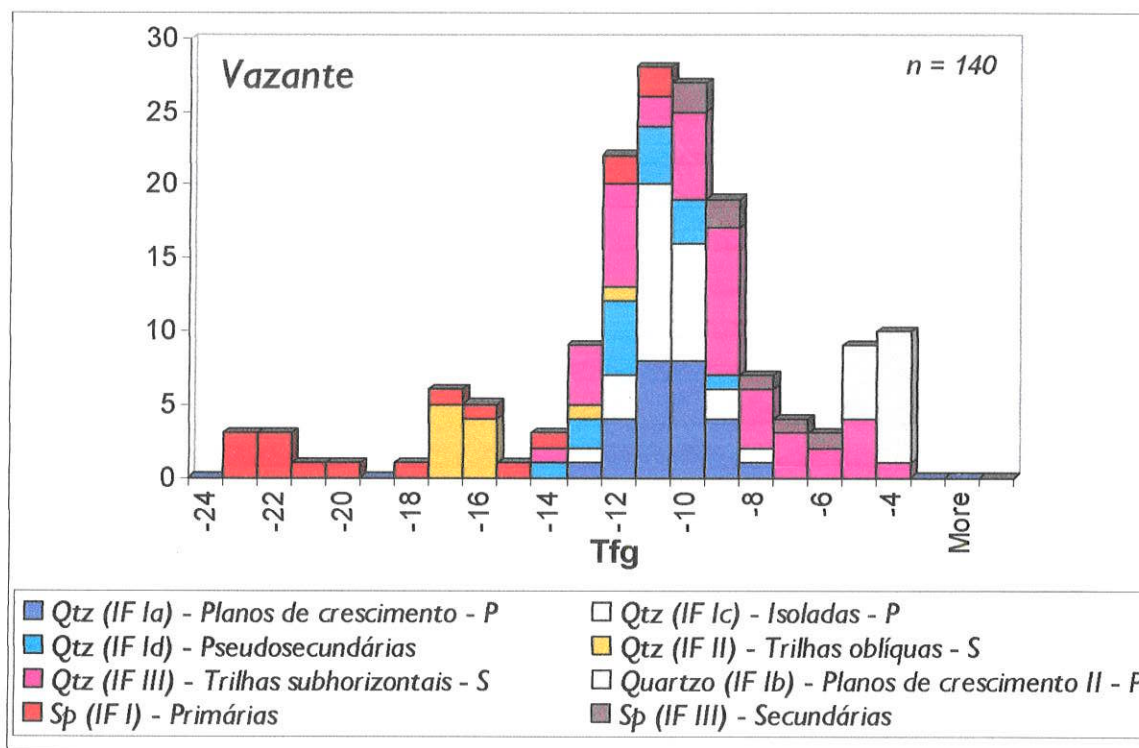


Figura 96 – Valores de Tfg de inclusões fluidas em esfalerita e quartzo (pós-mineralização) do depósito de Vazante. Abreviações: Qtz = quartzo; Sp = esfalerita; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

As mudanças de fases à baixas temperaturas indicam a progressiva redução da TE nas inclusões fluidas associadas a fases minerais pré-mineralização, para aquelas referentes à mineralização e à pós-mineralização do Depósito de Fagundes. A esfalerita mobilizada (III) apresenta valores de TE e Tfg em inclusões fluidas primárias semelhantes aos da esfalerita zonada (II) (*Figura 95*). Isto pode indicar que as inclusões primárias da esfalerita (III), afetada por mobilização, ainda refletem as características originais dos fluidos responsáveis pela mineralização principal. Por outro lado, as inclusões secundárias da esfalerita afetada pela mobilização apresentam valores mais baixos de Tfg, que aqueles das inclusões fluidas secundárias da esfalerita zonada (II). Estes valores mais baixos de Tfg podem ser relacionados aos fluidos envolvidos na mobilização da esfalerita.

Um intervalo semelhante de Tfg pode ser verificado para os fluidos associados aos estágios pré- e sin-mineralização de Fagundes (**Figura 97**), enquanto valores mais baixos de Tfg e de TE caracterizam, de modo geral, os fluidos associados ao estágio tardio de mineralização. Esta tendência de evolução dos fluidos pode ser indicativa de processo de mistura de um fluido inicial menos salino, contendo MgCl₂, com soluções mais salinas e enriquecidas em CaCl₂.

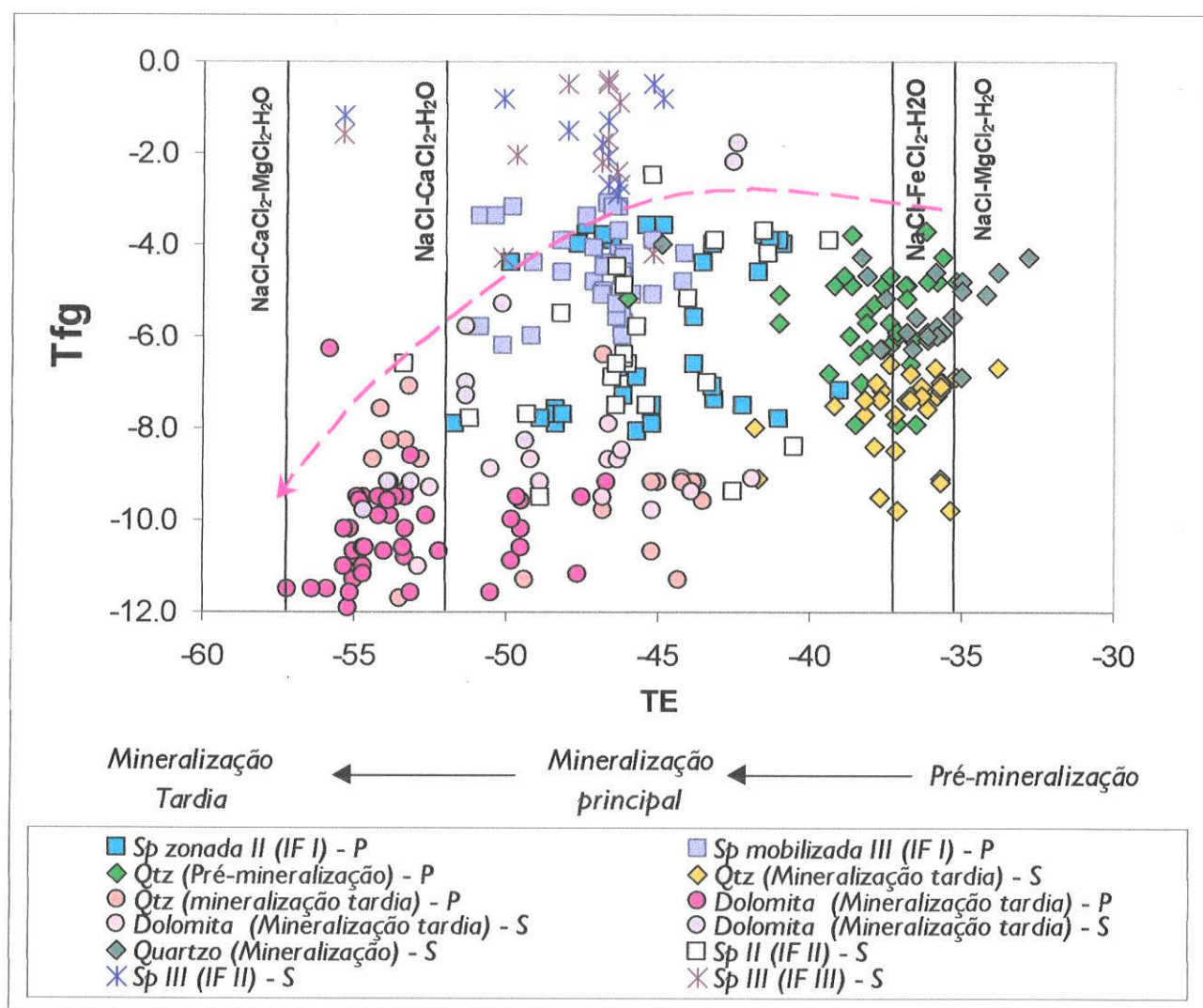


Figura 97 – Diagrama bivariante mostrando as relações entre as temperaturas de eutético (TE) e de fusão do gelo (Tfg) em diferentes gerações de inclusões fluidas do depósito de Fagundes. As temperaturas do eutético para diferentes sistemas são de Davis et al. (1990) e Borisenko (1978). Abreviações: Sp = esfalerita; Qtz = quartzo; Dol = dolomita; IF = inclusões fluidas; P = primárias; S = secundárias.

Observa-se ainda que as inclusões primárias em dolomita associada ao cisalhamento e à mineralização tardia, apresentam valores de Tfg bastante baixos (-11,6 a -6,3°C), sendo ligeiramente inferiores às Tfg de inclusões fluidas secundárias em quartzo (II) do estágio de mineralização principal. Esta semelhança pode sugerir que o fluido aprisionado como inclusões

primárias durante a formação da dolomita, associada ao cisalhamento, tenha percolado em fraturas do quartzo anterior (sin-mineralização), interagindo com os fluidos lá existentes e causando aumento de salinidade em relação às inclusões fluidas primárias desse mesmo quartzo. Assim, mais uma vez fica evidente o processo de mistura de fluidos ao longo do tempo. A mistura de fluidos é ainda sugerida pelas variações em Tfg em inclusões primárias de um dado mineral, como por exemplo da esfalerita zonada, e em alguma extensão também pelas variações de TE no mesmo mineral.

Uma vez que os valores de TE em inclusões fluidas nestas diferentes associações estão próximos ao eutético estável dos sistemas NaCl-MgCl₂-H₂O, NaCl-CaCl₂-H₂O e NaCl-CaCl₂-MgCl₂-H₂O, processos como a dolomitização e a dissolução de dolomitos são importantes para explicar a evolução dos fluidos, uma vez que controlam a concentração de Ca²⁺ e Mg²⁺ em solução.

A presença de fluidos ricos em MgCl₂ em inclusões fluidas da fase pré-mineralização pode refletir os fluidos responsáveis pela extensiva formação de dolomita *baroque* que antecede e acompanha os estágios iniciais de mineralização. O estágio mineralizante é caracterizado por fluidos mais ricos em Ca²⁺. A composição dos fluidos mineralizantes em Fagundes seria, desta forma, semelhante à descrita para os depósitos MVT, IRISH, incluindo-se os depósitos canadenses de Gays River e Jubilee. Nestes depósitos, o estágio principal de mineralização têm sido relacionado ao aumento das razões CaCl₂/NaCl.

Adicionalmente, fluidos com menores valores de Tfg (até -0,5 °C) e baixas salinidades, como aqueles associados com inclusões fluidas secundárias em esfalerita (**Figura 92**), principalmente naquela mobilizada (**IF IIb e IIIb**), podem refletir o envolvimento de fluidos de origem meteórica, aprisionados posteriormente às fases principais e tardias de mineralização. Nas inclusões fluidas secundárias em dolomita associada ao cisalhamento e à mineralização tardia também podem ser notados valores mais altos de Tfg (até -1,8 °C), que também sugerem mistura posterior com soluções meteóricas.

Em Ambrósia, os diferentes grupos de inclusões fluidas não apresentam correlação clara entre TE e Tfg (**Figura 98**), como no Depósito de Fagundes. Entretanto, nota-se que as inclusões primárias em quartzo e esfalerita (I) apresentam valores intermediários de Tfg, enquanto as inclusões primárias na esfalerita tardia (III) apresentam valores de TE e Tfg consideravelmente menores, de forma muito semelhante ao observado no Depósito de Fagundes. Considerando-se os menores valores de TE (-65 e -60 °C) como indicativos do sistema NaCl-CaCl₂-H₂O, a principal variação associada à evolução dos fluidos deve relacionar-se à salinidade, que se tornou maior nos estágios tardios de mineralização.

Em relação às inclusões fluidas secundárias pode ser observado um grupo de inclusões com valores muito baixos de Tfg na esfalerita (I), que pode representar um registro dos fluidos envolvidos na mineralização tardia. Por outro lado, também existe um grupo de inclusões fluidas secundárias na esfalerita (I) que apresenta salinidades variáveis, tendendo a valores bastante baixos, que podem refletir estágios posteriores de aprisionamento de fluidos, já com influência marcante das soluções originais com águas meteóricas.

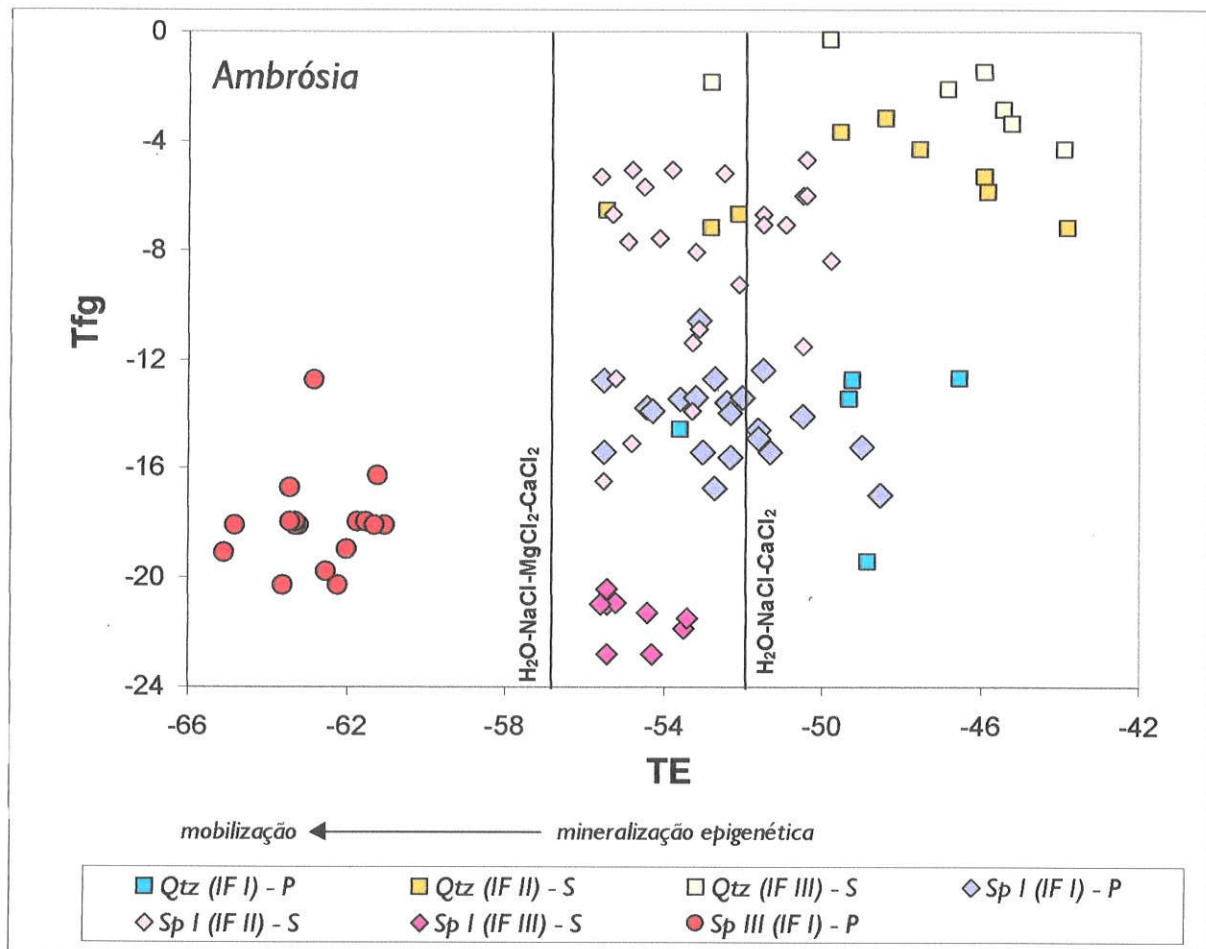


Figura 98 - Variações das temperaturas de eutético (TE) e de fusão do gelo (Tfg) em diferentes gerações de inclusões fluidas do depósito de Ambrósia. Temperaturas de eutético para os sistemas $H_2O-NaCl-CaCl_2$ e $H_2O-NaCl-MgCl_2-CaCl_2$ de Davis et al. (1990).

Em Vazante, as inclusões fluidas em esfalerita, que associa-se ao desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante, apresentam salinidades variáveis tendendo a altos valores, enquanto o quartzo em brechas "cockade", posteriores ao estágio principal de mineralização willemítica, possui inclusões fluidas com salinidades intermediárias (Figura 99). Entre os grupos de inclusões fluidas secundárias, um se caracteriza por valores baixos de Tfg e outro por valores mais altos. Essas variações de salinidade associadas às variações de TE também parecem ser indicativas de misturas

de fluidos. Observa-se pela **Tabela 33** que as inclusões fluidas secundárias na esfalerita apresentam intervalos de Tfg (-11,0 a -7,0 °C) semelhantes às inclusões primárias do quartzo pós-mineralização, o que pode constituir um registro de fluidos posteriores à mineralização sulfetada com possível contribuição meteórica.

A comparação dos dados de TE e Tfg para inclusões primárias dos três depósitos (**Figura 100**) mostra que os fluidos relacionados à mineralização primária de Ambrósia, considerada epigenética, são mais salinos que aqueles responsáveis pela mineralização inicial de Fagundes, tardi-diagenética, mas apresentam intervalos de TE e Tfg semelhantes aos dos fluidos associados com a mineralização tardia de Fagundes.

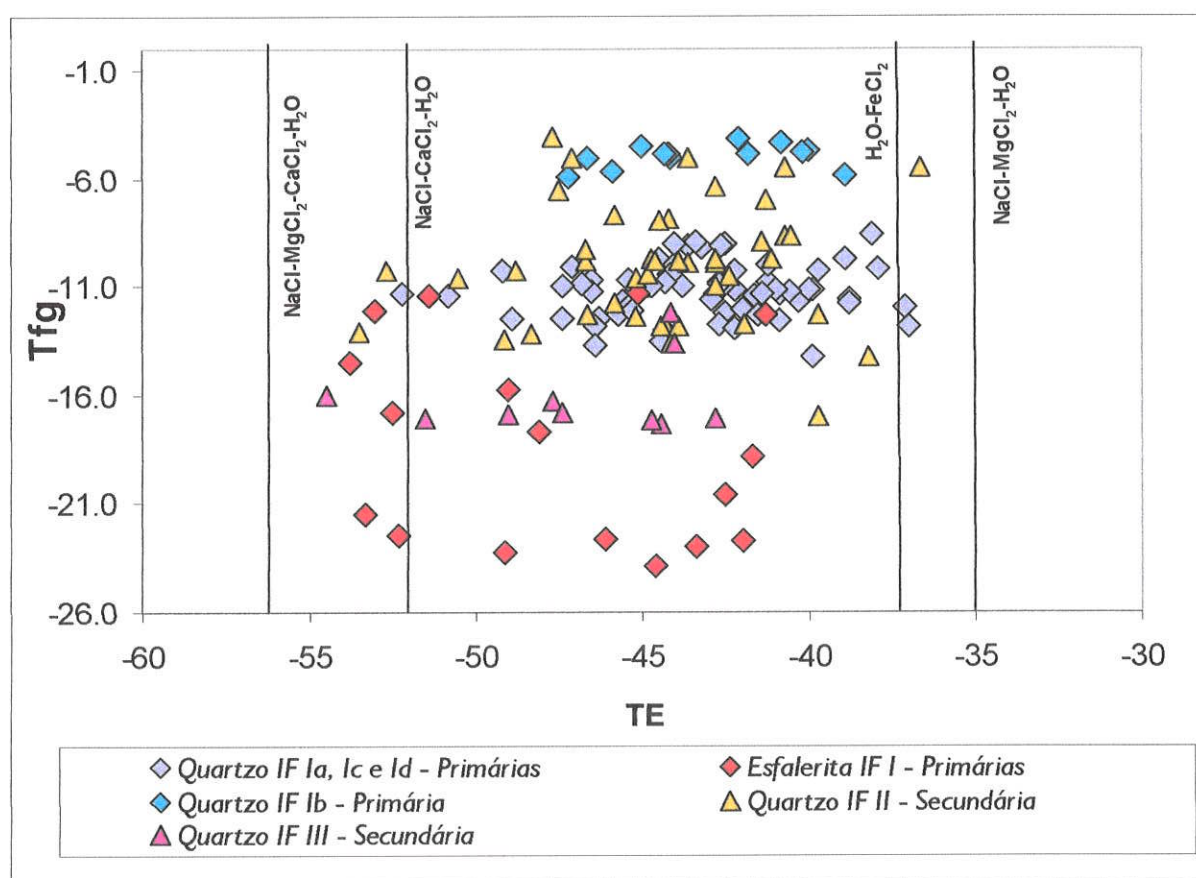


Figura 99 - Variações das temperaturas de eutético (TE) e de fusão do gelo (Tfg) em diferentes gerações de inclusões fluidas do Depósito de Vazante. Temperaturas de eutético para diferentes sistemas de Borisenko (1978) e Davis et al. (1990).

Essas características podem indicar semelhança entre os fluidos hidrotermais envolvidos nos estágios de mineralização epigenética nos dois depósitos, embora em Ambrósia o envolvimento de fluidos com alta salinidade nos estágios finais de mineralização seja ainda mais importante. Em relação ao Depósito de Vazante, entretanto, o grande espalhamento dos valores de TE e Tfg não

permite considerações a respeito da evolução desses fluidos, embora fluidos bastante salinos também estejam associados à mineralização sulfetada (**Figura 100**).

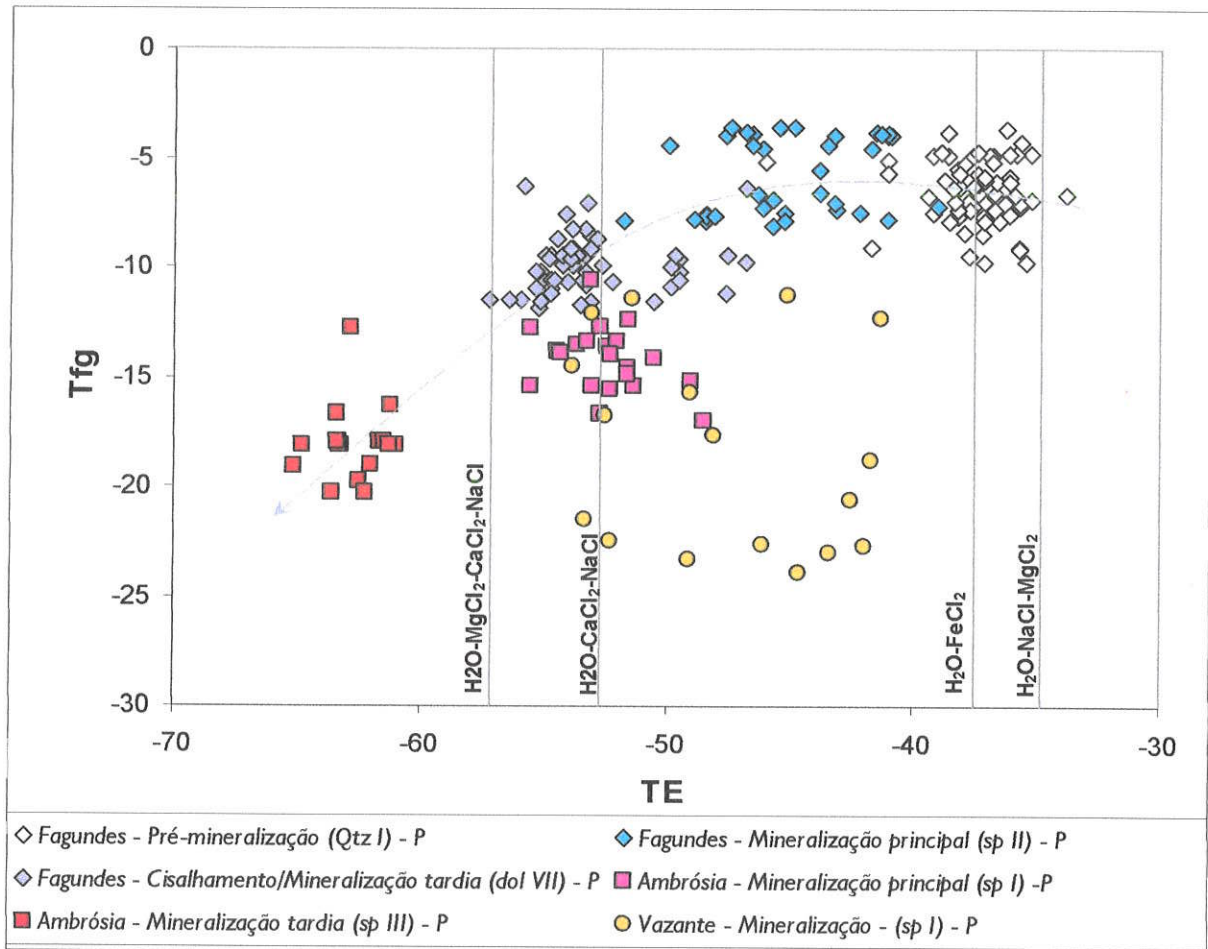


Figura 100 – Variação de TE e Tfg em inclusões fluidas dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes. Temperaturas de eutético para diferentes sistemas de Davis et al. (1990) e Borisenko (1978). Abreviações: sp = esfalerita; Qtz = quartzo; dol = dolomita; P = primária.

8.2.2.2 MUDANÇAS DE FASE A ALTAS TEMPERATURAS: TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO

No depósito de Fagundes as temperaturas de homogeneização total (TH) em inclusões fluidas primárias nas diferentes fases variam de 127 a 265 °C, com moda em 190 °C.

Intervalos semelhantes de TH são observados em quartzo pré- e sin- mineralização, entre 150 e 210 °C (**Figura 101; 102 e Tabela 33**). Na esfalerita existe uma maior dispersão dos dados de TH (**Figura 101**), que podem ser divididos em dois grupos, um com intervalo semelhante ao observado no quartzo (130 a 200 °C) e outro com temperaturas mais elevadas (230 a 265 °C).

As inclusões fluidas em dolomita associada ao cisalhamento definem um intervalo faixa estreito de TH entre 160 e 190 °C. Nesta dolomita valores similares de TH foram observados tanto em inclusões fluidas restritas em um *ribbon*, como naquelas dispostas paralelamente à foliação milonítica ou em trilhas cortando os *ribbons*, estas definindo uma moda em 190°C.

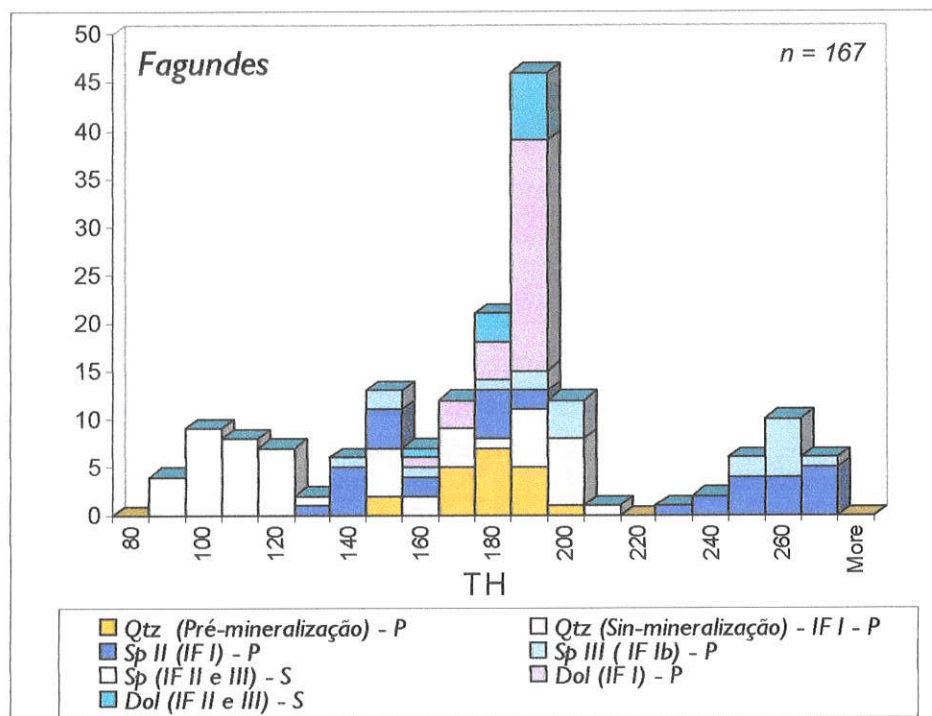


Figura 101 – Temperaturas de homogeneização em inclusões fluidas em fases minerais do Depósito de Fagundes. Abreviações: Qtz = quartzo; Sp = esfalerita; Dol = dolomita; IF = inclusões fluidas; P = primária; S = secundária.

As inclusões fluidas secundárias (**Figuras 101 e 102**) distribuídas ao longo de planos de clivagem em esfalerita apresentaram valores de TH mais baixos (91,1 a 117,5 °C).

Correlação entre os valores de TH e Tfg pode ser observada em inclusões fluidas em quartzo pré-mineralização (**Figura 103**), onde os valores mais altos de TH (próximos a 200 °C) correspondem aos menores valores de Tfg e, conseqüentemente, às maiores salinidades (até 14 % em peso de NaCl equiv.).

Embora existam variações relativamente acentuadas na salinidade, observa-se que na esfalerita, de modo geral, as inclusões fluidas primárias com maiores valores de TH (até 264°C), correspondem a salinidades intermediárias (média de 9% em peso de NaCl equiv.), enquanto as inclusões fluidas com menor TH (130°C) correspondem às maiores salinidades (até 12% em peso de NaCl equiv.).

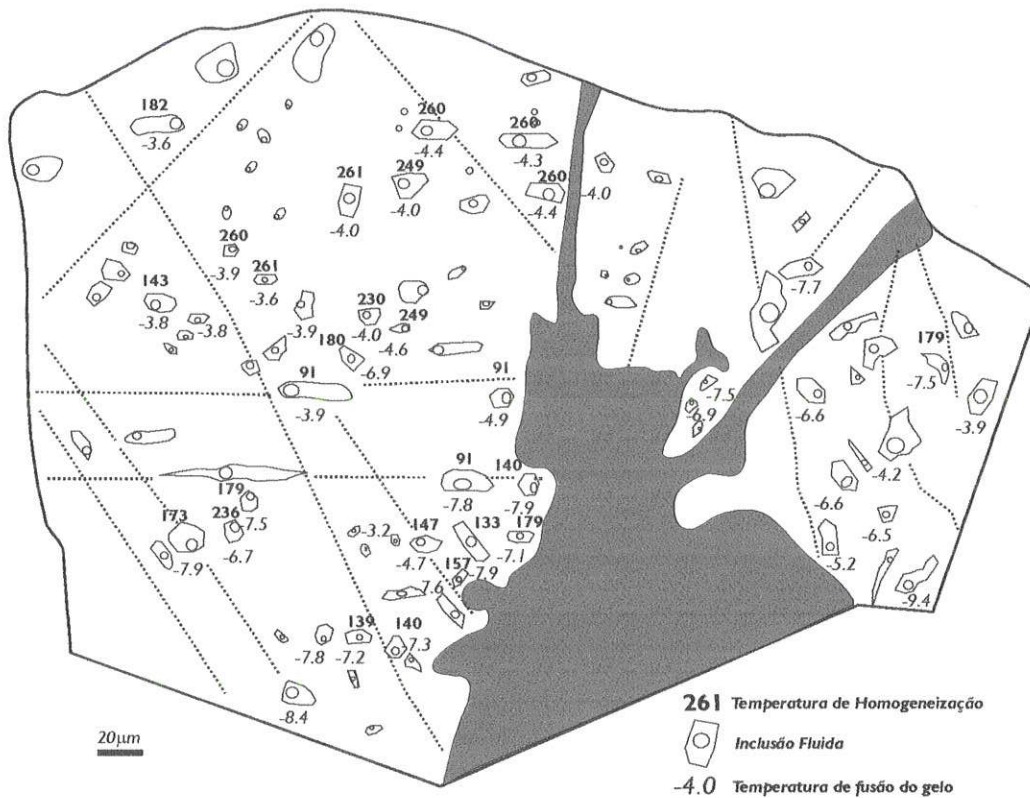


Figura 102 – Esquema da distribuição de inclusões fluidas em esfalerita do Depósito de Fagundes e valores de TH e Tfg medidos. Inclusões secundárias concentram-se em planos de clivagem, representados no esquema como linhas subhorizontais.

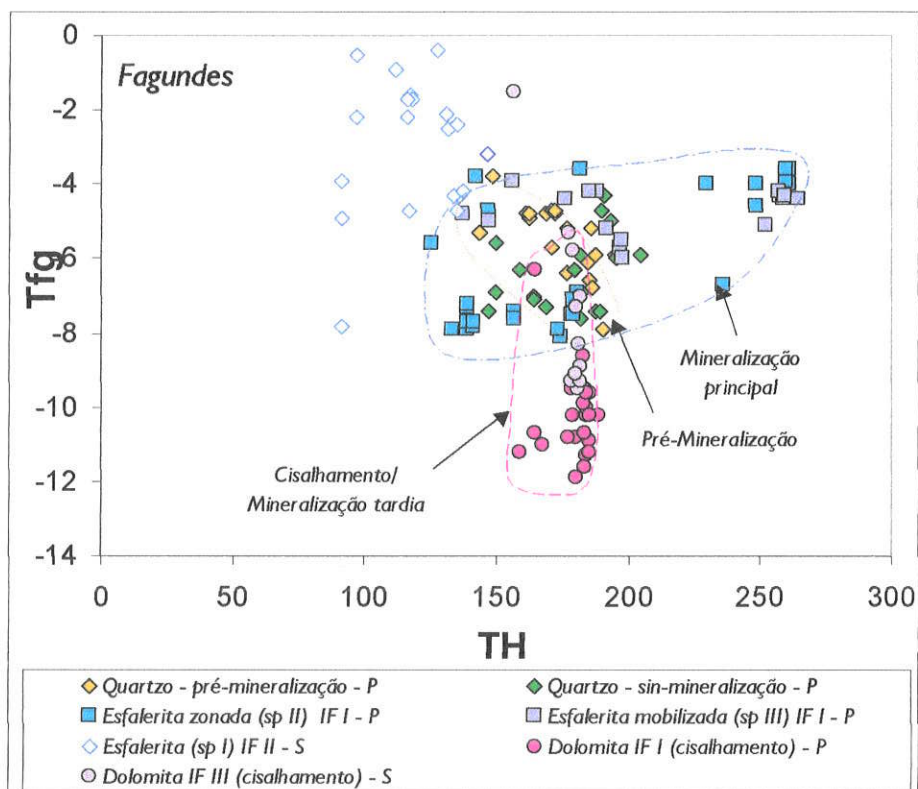


Figura 103 - Diagrama mostrando a variação de TH e Tfg em inclusões fluidas em diferentes fases do depósito de Fagundes. Abreviações: IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

Nas inclusões fluidas na esfalerita do Depósito de Fagundes não é observada, de modo claro, um *trend* de variação contínua de TH e Tfg, que poderia indicar com maior segurança a presença de processos de mistura de fluidos, embora estes possam ser sugeridos pelas variações nas salinidades. Em relação às inclusões fluidas em dolomita associada com cisalhamento e mineralização tardia, as grandes variações de Tfg podem indicar fortemente processo de mistura de fluidos com salinidades diferentes (**Figura 103**). De acordo com Shepherd *et al.* (1985) e Wilkinson (2001), *trends* no espaço TH-salinidade semelhantes ao observado são indicativos de mistura isotermal de fluidos. Misturas de fluidos seriam coerentes também com as variações de TE vs. Tfg verificadas na **Figura 97**.

Em Ambrósia, grupos de inclusões primárias em quartzo e esfalerita (I) indicaram temperaturas entre 241,6 e 243,5 °C e entre 167,8 a 281,6 °C, respectivamente. Temperaturas mais baixas foram verificadas tanto nas inclusões secundárias em quartzo (115 a 138 °C) e esfalerita (I) (106,0 a 140,9 °C), como em inclusões primárias na esfalerita tardia (III), que apresentaram valores de TH entre 105,2 e 136,2 °C (**Figura 104**).

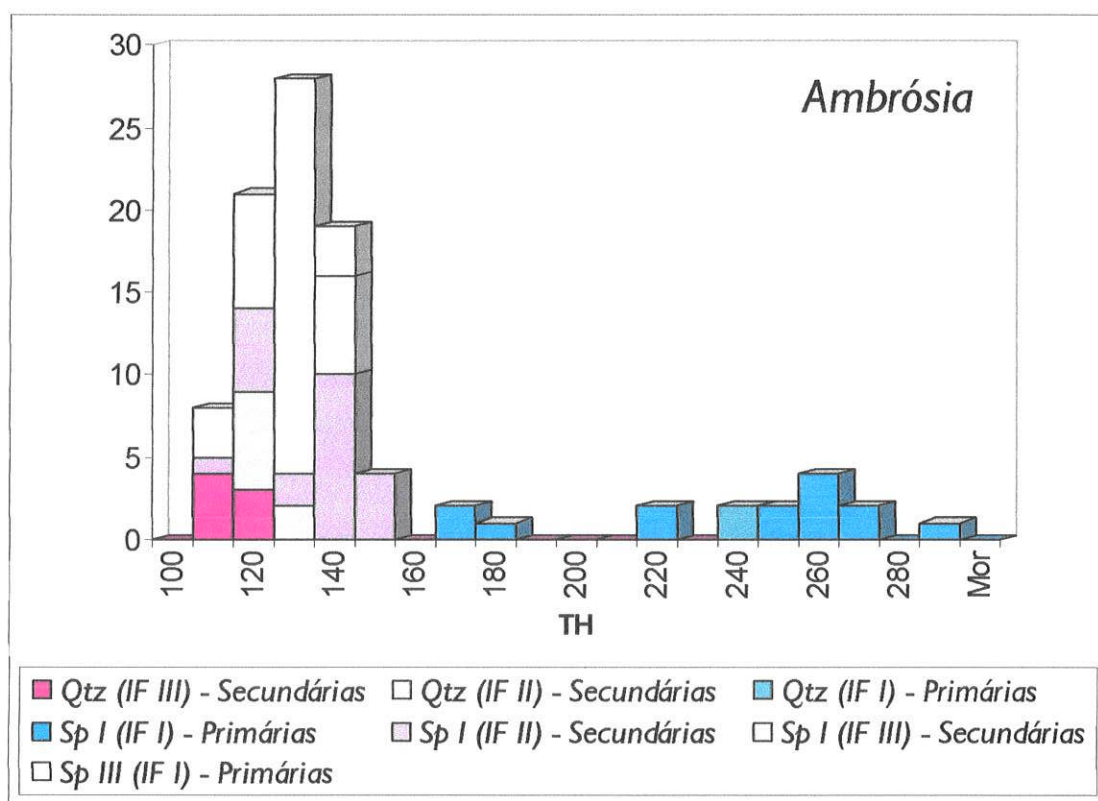


Figura 104 – Valores de temperatura de homogeneização em inclusões fluidas em quartzo e esfalerita de Ambrósia. Abreviações: Qtz = quartzo; Sp = esfalerita; IF = inclusão fluida; P = primária; S = secundária.

Em Ambrósia, de forma análoga ao observado no Depósito de Fagundes, há uma grande variação dos valores de Tfg em um intervalo relativamente pequeno de TH na esfalerita tardia (**Figura 105**), que também pode ser explicada por processos de mistura de fluidos. As inclusões fluidas secundárias em quartzo e esfalerita (I), no entanto, apresentam temperaturas de homogeneização no mesmo intervalo das registradas nas inclusões consideradas primárias da esfalerita tardia, mas com variações na salinidade. Estas inclusões secundárias, podem indicar, na maioria dos casos, interação com fluidos meteóricos, de mais baixa salinidade, de forma similar ao que pode ser observado em relação às inclusões fluidas secundárias em esfalerita de Fagundes. Por outro lado, existe um grupo de inclusões fluidas secundárias na esfalerita (IF III) com salinidades bastante elevadas, que podem refletir os fluidos salinos envolvidos na mineralização tardia.

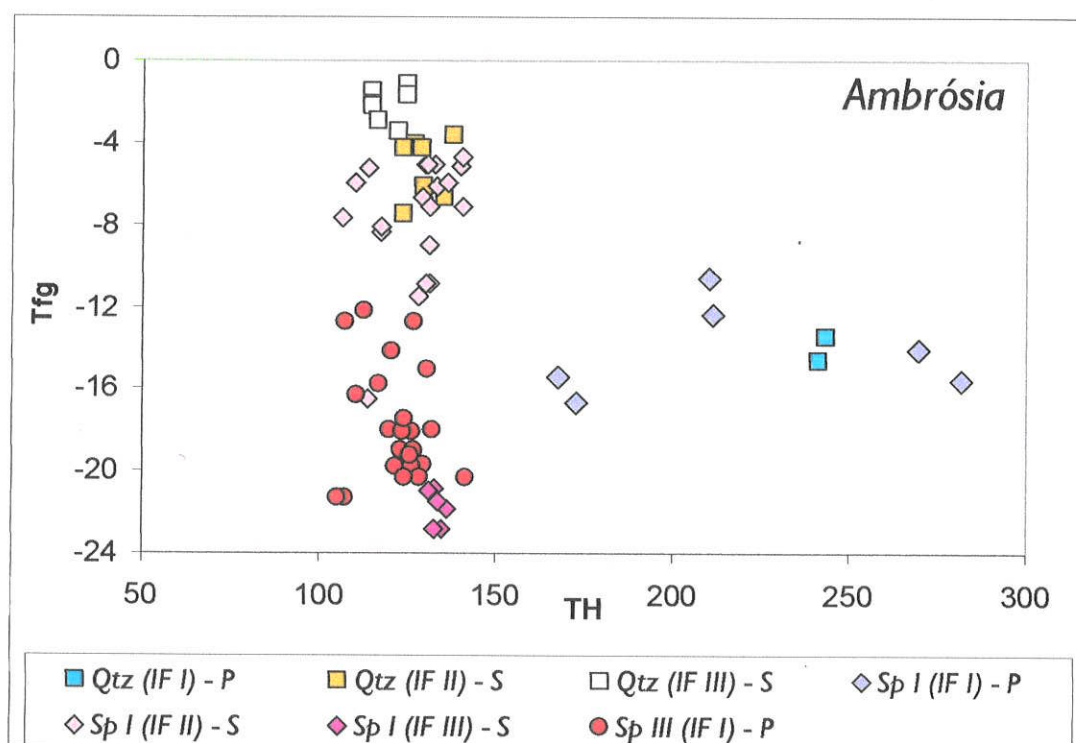


Figura 105 - Diagrama mostrando a variação de TH e Tfg em inclusões fluidas em diferentes fases do depósito de Ambrósia.

Em Vazante, dois intervalos de valores de temperatura de homogeneização total (TH) podem ser observados nas inclusões fluidas em quartzo (**Figura 106**). O primeiro, representativo do maior conjunto de inclusões, consideradas primárias, varia de 140 a 160 °C. O segundo de 75 a 90 °C, corresponde aos valores observados em inclusões dispostas em trilhas, consideradas secundárias. Na esfalerita deste depósito os valores de TH em inclusões fluidas primárias

concentram-se entre 201 a 232 °C, enquanto que as inclusões fluidas secundárias apresentam valores de TH entre 100,5 e 165,0 °C (**Figura 106 e 107**).

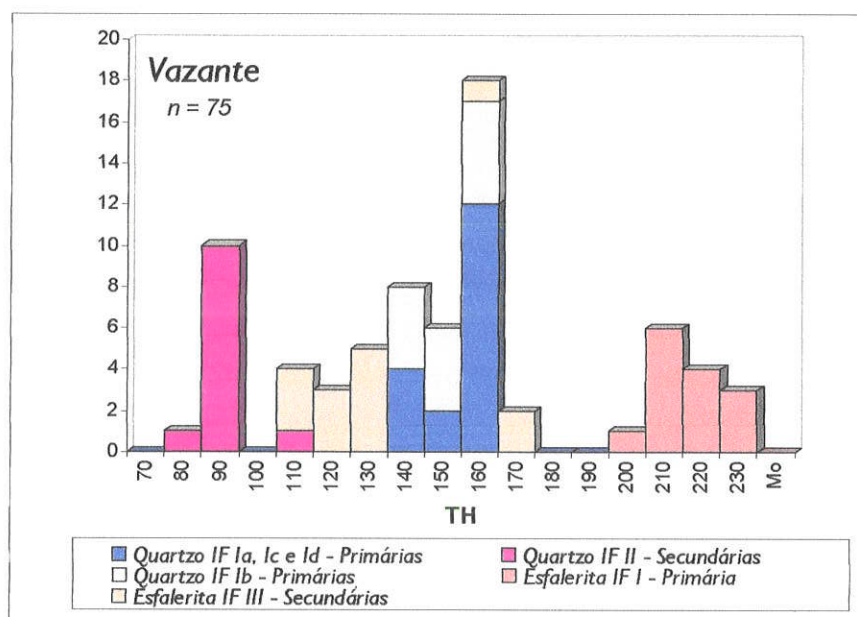


Figura 106 – Valores de temperatura de homogeneização em inclusões fluidas em quartzo e esfalerita de Vazante.

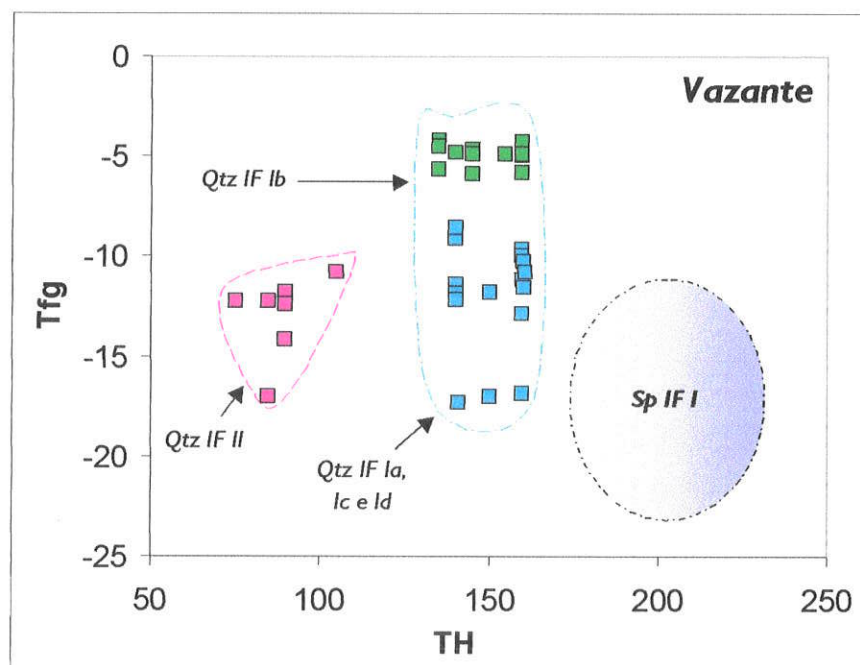


Figura 107 – Variações dos valores de TH e Tfg em inclusões fluidas em quartzo do depósito de Vazante.

O diagrama TH e Tfg, apresentado na **Figura 107** indica que a variação de Tfg em inclusões fluidas primárias em quartzo de Vazante também é grande em uma estreita faixa de intervalos de TH. Essa geração de quartzo, associado a brechas “cockade”, é posterior à fase principal de

mineralização willemítica e pode, assim, registrar a participação de fluidos meteóricos nas fases finais de desenvolvimento do sistema hidrotermal, de modo análogo ao observado nos demais depósitos da Faixa Vazante – Paracatu. Os pontos referentes à esfalerita do Depósito de Vazante não estão apresentados no diagrama devido à falta de correspondência entre as medidas de Tfg e TH. Foi, portanto, apenas apresentado o campo de variação geral para comparação qualitativa dos dados.

A comparação dos valores de TH e Tfg das inclusões primárias dos três depósitos (**Figura 108**) mostra que misturas de fluidos ao longo do tempo podem ter sido importantes em todos os depósitos. Regionalmente, evidências de pelo menos três tipos distintos de fluidos hidrotermais podem ser registradas:

- Fluido de temperatura anormalmente alta (> 200 °C), com maiores valores de TE em relação aos demais tipos de fluidos, salinidade moderada a baixa, considerado metalífero, com importante papel nos estágios iniciais de mineralização;
- Fluido de temperaturas moderadas (190 a 140 °C), salinidade elevada e composição próxima a do sistema H₂O-NaCl₂-CaCl₂, que pode ter tido importante papel nos episódios de mineralização tardia, epigenética;
- Fluido hidrotermal, de temperaturas moderadas a baixas (~160 a 90 °C), com baixa salinidade, possivelmente com contribuição meteórica.

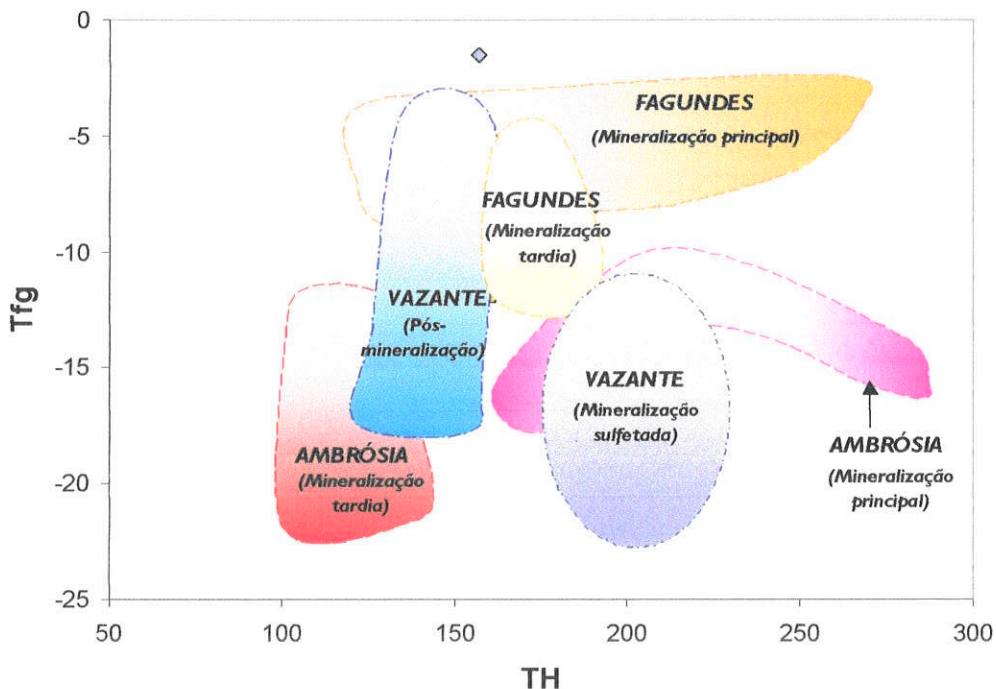


Figura 108 – Variações dos valores de TH e Tfg em inclusões fluidas primárias dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes.

8.3.3 Considerações sobre os estudos de inclusões fluidas

8.3.3.1 IMPLICAÇÕES DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS FLUIDOS

Nos três depósitos a composição predominante das inclusões fluidas aproxima-se à do sistema $H_2O - NaCl - CaCl_2$, que segundo Goldstein & Reynolds (1994) e Wilkinson (2001) representa a composição em termos de constituintes maiores de salmouras bacinais. Fluidos com composições próximas a esse sistema são também produzidos por interação fluido-rocha durante alteração retrógrada de silicatos associada ao retrometamorfismo (Oberthür et al., 2000).

Algumas variações composicionais podem ser inferidas para os diferentes estágios de mineralização, refletindo a evolução dos fluidos mineralizantes. A presença de fluidos ricos em $MgCl_2$ (e possivelmente $FeCl_2$) em inclusões fluidas da fase pré-mineralização do depósito de Fagundes pode ter sido responsável pela à extensiva formação de dolomita *baroque* que antecedeu a mineralização, acompanhada por forte silicificação.

O estágio mineralizante é caracterizado por fluidos mais ricos em Ca^{2+} , possivelmente como resultado da dolomitização, de modo análogo ao observado em outros depósitos hospedados em seqüências carbonáticas, nos quais um aumento das razões $CaCl_2/NaCl$ pode ser caracterizado no estágio principal de mineralização.

8.3.3.2 IMPLICAÇÕES DA PRESENÇA DE INCLUSÕES FLUIDAS COM ÓLEO (PETRÓLEO ?)

Inclusões fluidas bifásicas ($L_{\text{óleo}} + V$) e trifásicas ($L_{\text{óleo}} + L_{H_2O} + V$) de cor marrom a amarela, de composição desconhecida, foram identificadas em esfalerita do depósito de Vazante. Inclusões com características semelhantes foram identificadas previamente por Freitas-Silva & Dardenne (1998) em willemita de Vazante e em esfalerita de Morro Agudo, sendo caracterizadas como betume e/ou hidrocarbonetos.

Se confirmada a natureza destas inclusões, a presença de hidrocarbonetos pode apresentar algumas implicações genéticas, relacionadas ao seu modo de geração e ao *timing* de migração fluidal no sistema.

Segundo Kontak & Sangster (1998) a geração de petróleo líquido pode resultar de dois processos. O primeiro deriva da maturação de matéria orgânica em decorrência da subsidência da bacia ao longo de milhões de anos, em condições de temperatura entre 60 e 150 °C. Conseqüentemente, petróleo líquido pode ser gerado durante todo o processo de soterramento e diagênese. O segundo relaciona-se à reação entre matéria orgânica e fluidos hidrotermais, que podem promover a geração geologicamente instantânea de petróleo

hidrotermal (Simoneit, 1988; 1990), em condições de temperatura bastante elevada, como a descrita por Simoneit (1993) para a Bacia de Guaymas, que alcança 360 °C e relaciona-se à injeção de diques máficos. A preservação do petróleo líquido em inclusões fluidas também tem sido relatada em inúmeros depósitos de Pb-Zn em seqüências carbonáticas, nas quais as temperaturas de homogeneização são superiores a 150 °C (Roedder, 1984; Kontak, 1998).

A ocorrência de petróleo líquido em condições de temperatura superiores à de sua degradação, isto é, 150 °C, pode apresentar implicações no regime termal do sistema hidrotermal.

Assim, algumas hipóteses seriam possíveis para explicar a ocorrência de petróleo líquido em Vazante:

1) O petróleo teria sido formado durante a diagênese, devido à lenta maturação de material carbonoso presente em folhelho das unidades inferiores do Grupo Vazante (Formação Serra do Poço Verde – Membro Morro do Pinheiro Inferior e/ou Formação Serra do Garrote) e migrado como uma fase imiscível na salmoura metalífera, em condições de temperaturas inferiores a 150 °C. O sistema não teria sido re-aquecido após o aprisionamento do petróleo líquido em inclusões fluidas na esfalerita, evitando assim sua degradação.

2) A circulação dos fluidos hidrotermais aquecidos (> 150 °C), possibilitou a rápida formação de petróleo através da reação com material carbonoso nos folhelho das unidades inferiores do Grupo Vazante. O petróleo hidrotermal seria aprisionado em inclusões fluidas na esfalerita formada em condições de temperatura relativamente elevadas, mas com rápido resfriamento do sistema hidrotermal, devido à mistura de fluidos, o que possibilitaria sua preservação.

3) O petróleo poderia ter sido incorporado aos fluidos tardios, de mais baixa temperatura, sendo aprisionado em inclusões secundárias na esfalerita, durante a deformação da mesma.

Estudos complementares são necessários para a definição da origem das inclusões fluidas com petróleo. Entretanto os estudos de isótopos estáveis realizados em Vazante (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1999) indicam temperaturas maiores que 150 °C, tanto para a formação dos sulfetos (250 – 300 °C) como para a willemita (~ 250 °C), o que seria um fator limitante para a primeira hipótese.

A mistura das salmouras metalíferas com fluidos meteóricos, poderia possibilitar o rápido resfriamento dos fluidos, que apresentam, nos estágios pós-mineralização, temperaturas de homogeneização entre 140 a 160 °C, como indicam os estudos de inclusões fluidas em quartzo das brechas *cockade*. A assinatura isotópica dos carbonatos deste estágio, empobrecidos,

segundo Monteiro (1997), em ^{18}O (aproximadamente 11‰) em relação aos carbonatos de ganga do minério e da seqüência hospedeira também refletem a maior interação de fluidos meteóricos, favorecendo a segunda hipótese. A presença de hidrocarbonetos poderia explicar a assinatura isotópica dos carbonatos associados à esfalerita em Vazante, que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ de até -10‰.

A terceira hipótese também não parece provável devido às características primárias das inclusões fluidas com petróleo.

8.3.3.3 CONDIÇÕES DE MINERALIZAÇÃO: FLUIDOS DE ALTA TEMPERATURA

Temperaturas de homogeneização relativamente elevadas ($> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$) foram observadas em inclusões fluidas em todos os depósitos estudados. Em Ambrósia e Vazante o conjunto de valores de TH acima de $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ são relativamente escassos, embora alguns dados indiquem temperaturas de homogeneização acima de $260\text{ }^{\circ}\text{C}$, nos dois depósitos. Em Vazante, as maiores temperaturas de homogeneização são referentes a inclusões fluidas em esfalerita milonitizada. Em algumas, grande intervalo de valores de TH foi observado, sugerindo modificações após o aprisionamento, causadas por *stretching* (natural ou em laboratório) ou *leakage*. O *stretching* devido ao reaquecimento natural, por sobreposição de eventos, não parece provável devido à presença de inclusões fluidas com petróleo líquido na esfalerita. O sobreaquecimento durante as medidas microtermométricas também não explicaria uma faixa tão ampla de medidas, visto que, segundo Bodnar & Bethke (1984) o sobreaquecimento em excesso de $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ resultaria em uma superestimação dos valores de TH em esfalerita de aproximadamente $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. A perda de fluidos também poderia resultar em valores mais elevados de TH. No entanto, os valores de TH obtidos mostram coerência com aqueles determinados por isótopos estáveis ($\sim 250\text{ }^{\circ}\text{C}$), invalidando também essa possibilidade.

Em Fagundes temperaturas de até $265\text{ }^{\circ}\text{C}$ em esfalerita zonada foram registradas, não tendo sido observadas evidências de *leakage* não foram observadas. No estágios pré-mineralização de Fagundes temperaturas elevadas também são descritas (150 a $210\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Nos estágios pós-mineralização são observados, em todos os depósitos, uma faixa estreita de TH, o que indica consistência das medidas. Em Fagundes, temperaturas de $\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$ são relacionadas ao cisalhamento, à mobilização da esfalerita (I) e à formação da esfalerita tardia (IV), o que pode refletir que as condições de temperatura não variaram muito durante esses diferentes estágios. Em Ambrósia a formação da esfalerita tardia (III) pode estar associada a fluidos de temperaturas mais baixas (até $140\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Em todos os depósitos estudados, temperaturas < 100 °C, também descritas por Cunha (1999) e Freitas-Silva & Dardenne (1998) nos depósitos de Morro Agudo e Vazante, foram observadas apenas em inclusões consideradas secundárias, relacionadas a trilhas que cortam vários grãos ou a planos de clivagem.

As altas temperaturas medidas em inclusões fluidas primárias de Vazante, Fagundes e Ambrósia diferem daquelas descritas para depósitos MVT, porém apresentam similaridade (**Figura 109**) com as registradas em depósitos do tipo IRISH (Samson & Russell, 1987; Banks & Russell, 1992, Hitzman, 1995), nos depósitos de Nova Scotia (Kontak, 1998) e de Nanisivik (Arne *et al.*, 1991), entre outros.

Em escala regional, a principal implicação das temperaturas anormalmente altas registradas em todos estes depósitos relaciona-se ao ambiente geotectônico de formação, pois nenhum deles foi formado no interior de grandes áreas cratônicas estáveis, como é característico dos depósitos MVT. No entanto, um único ambiente geotectônico não pode ser atribuído a todos os depósitos nos quais altas temperaturas têm sido relatadas. Nos depósitos irlandeses este ambiente relaciona-se a regime extensional operativo à larga escala (Boyce *et al.*, 1983), enquanto que na Nova Escócia, o episódio mineralizante é considerado sincrônico ao rápido soergimento relacionado a processos orogênicos à escala regional (Ryan *et al.*, 1987 em Kontak, 1998).

As mineralizações de zinco com chumbo subordinado da Faixa Vazante – Paracatu também podem estar relacionadas a um ambiente geotectônico instável, vinculado aos primeiros *fronts* de cavalgamento da Faixa Brasília, o que explicaria a sobreposição de episódios de mineralização tanto em estágios diagenéticos, como deformacionais, durante o Evento Brasileiro.

8.3.3.4 RELAÇÕES ENTRE TH, Tfg E SALINIDADE

▪ *Comparações com outros estudos na Faixa Vazante- Paracatu*

Estudos de inclusões fluidas em esfalerita do Depósito de Morro Agudo feitos por Cunha (1999) e Cunha *et al.* (2000) indicaram amplas faixas de variação dos valores de Tfg (0 a -36 % equiv. NaCl) e de temperatura (80 a 300 °C) (**Figura 109a**). As maiores variações, contudo, são relativas apenas à esfalerita do Corpo JKL no Bloco A (**Figura 109a**), mais próximo à falha considerada como uma *feeder zone* (Cunha, 1999).

Em relação aos depósitos de Vazante, Fagundes e Ambrósia intervalos menores de salinidade e temperatura podem ser inferidos a partir dos estudos microtermométricos. Entretanto, a distribuição das medidas referentes aos quatro depósitos no espaço TH vs. Tfg

indicam algumas semelhanças (**Figura 110**), como a grande concentração de medidas em intervalos intermediários de Tfg (-4 a -10 % equiv. NaCl) e TH (130 a 190 °C).

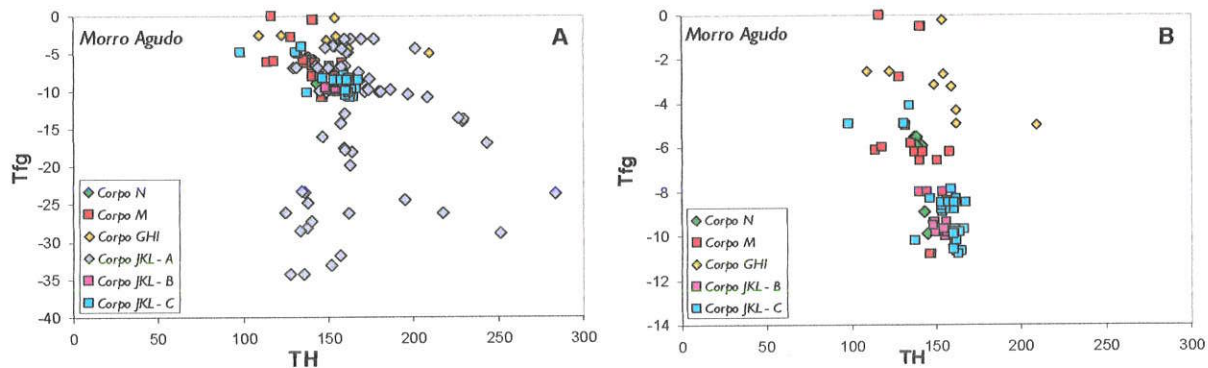


Figura 109 – Variações dos valores de TH e Tfg em inclusões fluidas em esfalerita do Depósito de Morro Agudo (Dados compilados a partir de Cunha, 1999). A – Detalhe da Figura 109A, omitindo as medidas referentes ao Corpo JKL, Bloco A.

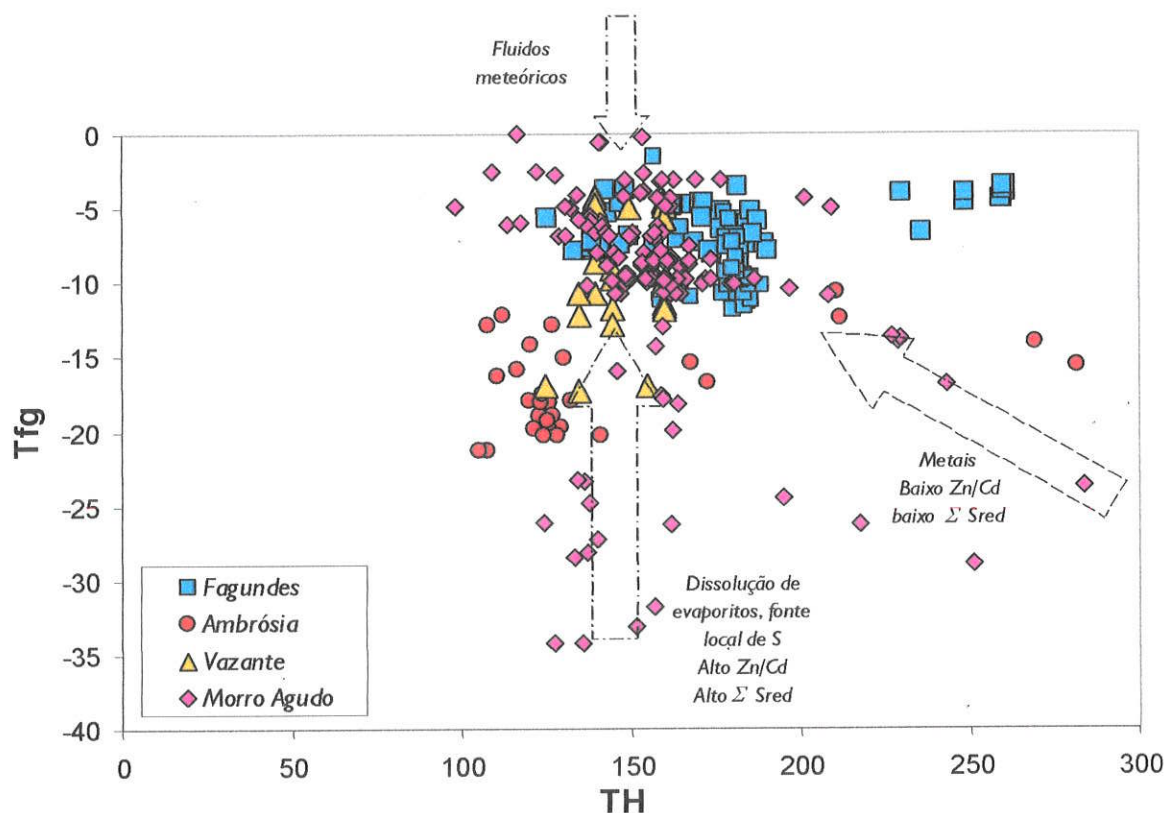


Figura 110 – Comparação entre os dados de TH e Tfg em inclusões fluidas primárias dos depósitos de Fagundes, Ambrósia, Vazante e Morro Agudo. Dados de Morro Agudo foram extraídos de Cunha (1999).

Outras características comuns aos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu podem ser observadas:

- A variação dos valores de Tfg é maior que a variação de TH nas inclusões fluidas em esfalerita dos corpos GHI, M, N e JKL nos blocos B e C (**Figura 109b**). Esse trend, também

observado nos demais depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, pode refletir a mistura de fluidos de salinidade intermediária com fluidos de origem meteórica, de baixa salinidade.

- Fluido com temperatura > 250 °C e salinidade variável, presente em inclusões fluidas de esfalerita do corpo JKL, situado próximo à falha, também pode ser identificado nos demais depósitos, sendo um componente importante do sistema hidrotermal regional.

- Os fluidos com mais alta salinidade presentes em inclusões fluidas do Depósito de Morro Agudo, assim como nos demais depósitos, não constituem aqueles de mais alta temperatura, apresentando, também no caso dos depósitos estudados, temperaturas de aproximadamente 150 °C. Esses fluidos parecem representar um terceiro componente do sistema hidrotermal que, no caso do Depósito de Morro Agudo são interpretados como relacionados a dissolução de evaporitos, localmente presentes.

Os fluidos de mais alta temperatura, considerados metalíferos, exercem um papel importante nos estágios iniciais de mineralização sin- a tardi-diagenética, como verificado principalmente nos depósitos de Morro Agudo e Fagundes.

A associação dos fluidos de mais alta salinidade com estilos epigenéticos de mineralização pode ser verificado tanto em Fagundes como em Ambrósia. Em Morro Agudo a circulação fluidal apresenta relação com a falha principal, mas a sua vinculação a processos de mobilização ou estilos epigenéticos de mineralização não é descrita (Cunha, 1999). É possível, assim, que condições locais de *stress* possam condicionar estilos diferentes de mineralização no distrito, de forma análoga ao descrito por LeHuray et al. (1987). Segundo estes autores, regimes extensivos locais podem propiciar estilos singenéticos e diagenéticos de mineralização, enquanto regimes compressivos favorecem mineralizações epigenéticas, como pode ser o caso de Ambrósia.

- *Comparações com depósitos dos tipos MVT e IRISH*

Os intervalos de variação de temperatura e salinidade observados em inclusões fluidas dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu são semelhantes tanto aos dos depósitos da Nova Escócia, no Canadá, quanto aos depósitos do tipo IRISH (*Figura 111*). Salinidades tão elevadas (acima de 23% em peso de NaCl equiv.) como as descritas por Cunha (1999) para o Depósito de Morro Agudo, ou inferiores a 8 % equiv. NaCl registradas em Morro Agudo (Cunha, 1999) e Fagundes, no entanto, não são típicas desses depósitos.

Relativamente aos depósitos do tipo *Mississippi Valley*, a temperatura dos fluidos mineralizantes registrada nos depósitos estudados é consideravelmente maior, visto que naqueles, as temperaturas são, em geral, inferiores a 150 °C. A maioria das medidas de T_fg efetuadas nos estudos na Faixa Vazante - Paracatu indicam salinidades consideravelmente

menores que as de fluidos dos depósitos MVT ($> 15\%$ em peso NaCl equiv.). Nos depósitos MVT, as altas salinidades refletem fluidos bastante densos que, segundo modelos amplamente aceitos (e.g. Garven, 1985; Garven & Freeze, 1984a, 1984b; Garven et al., 1993), migram por fluxo dirigido por gravidade.

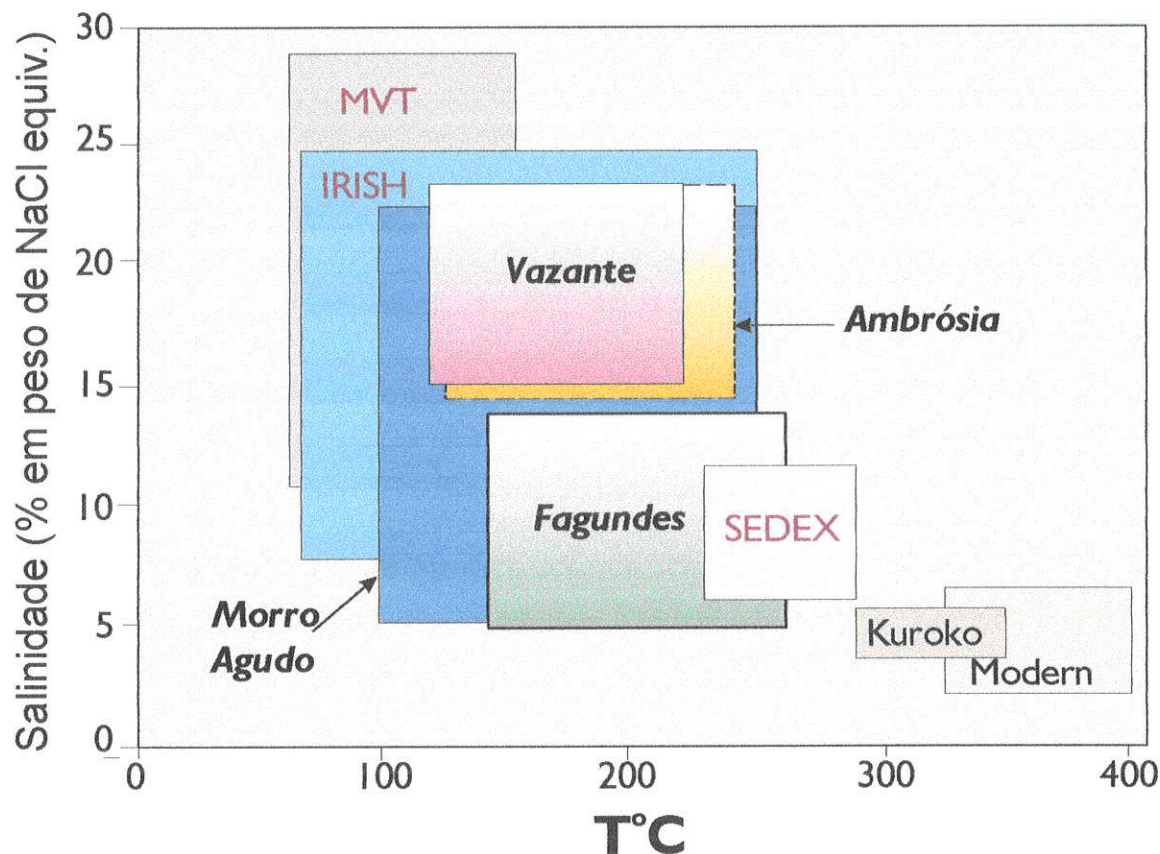


Figura 111 – Comparação entre as características de fluidos de amostras dos depósitos de Fagundes, Ambrósia e Vazante e os campos de salinidade e temperatura de fluidos hidrotermais em “vents” modernos, de inclusões fluidas em depósitos Kuroko (vulcanogênicos), SEDEX, e depósitos canadenses (Gays River, Jubilee) propostos por Sangster et al. (1998), IRISH (Hitzman, 1995) e MVT (Roedder, 1984). Dados de Morro Agudo foram extraídos de Cunha (1999).

Em relação aos depósitos do tipo IRISH muitas semelhanças podem ser notadas com os depósitos estudados. De acordo com Wilkinson (2001), os estudos de inclusões fluidas em Silvermines (Samson & Russell, 1987), Tynagh (Banks & Russell, 1992), Lisheen (Thompson et al., 1992) e em Navan e Keel (Everett et al., 1999) têm demonstrado a presença de três grupos de inclusões fluidas: (1) Fluidos com salinidade e TH moderadas (10 a 15% equiv. NaCl; 150 – 220 °C), e TE próximo a -22 °C, indicando dominância de NaCl; (2) Fluido com alta salinidade (20 – 25 %equiv. NaCl), baixa TH (< 150 °C) e TE próximo a -55 °C, indicando composições $\text{CaCl}_2\text{-NaCl}_2$; (3) Fluido com baixa salinidade (< 5), baixa a moderada TH (120 – 200 °C) e dominância de NaCl. Mistura entre o fluido 1, que transporta metais e um componente de

enxofre hidrotermal, e o fluido 2, rico em H_2S produzido por redução bacteriogênica, é evidenciada pela covariância entre TH e salinidade, e têm sido associada à deposição do minério (Wilkinson, 2001).

Nos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, de forma análoga ao descrito para os depósitos do tipo IRISH, também pode ser demonstrada a existência de três tipos de fluidos, que refletem processos de mistura. A mistura entre o fluido quente, metalífero, e o fluido mais salino, de temperatura moderada, pode ser responsável pela deposição do minério nesses depósitos. Entretanto, o fluido mais quente, metalífero, parece predominar no sistema nos estágios de mineralização diagenética, enquanto que o fluido mais salino, de temperatura moderada, tem participação marcante nos estágios de mineralização tardia, indicando a evolução progressiva do sistema mineralizante. Em todos os depósitos, a interação com fluidos meteóricos pode ser caracterizada, principalmente após os estágios de mineralização principal.

IX ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

As composições isotópicas de carbono e oxigênio de carbonatos hidrotermais representam registros independentes da herança das rochas hospedeiras e da assinatura isotópica dos fluidos hidrotermais. Desta forma, covariâncias isotópicas, quando aplicadas em minerais de associações paragenéticas bem definidas, permitem a caracterização da evolução do sistema hidrotermal espacial e temporalmente (Moritz *et al.*, 1996; Savard & Kontak, 1998; Savard *et al.*, 2000).

Muitos estudos são também úteis na caracterização dos processos geoquímicos de mistura que podem resultar na deposição do minério (mistura de diferentes fluidos, interação fluido/rocha ou alteração secundária por fluido subsequente) (e. g. Sverjeski, 1981; Rye & Williams, 1981; Whelan *et al.*, 1984; Banner & Hanson, 1990; Fontboté & Gorzawski, 1990; Zheng, 1990; Ghazban *et al.*, 1991; Zheng & Hoefs, 1993; Savard, 1995; Robinson & Godwin, 1995; Laube *et al.*, 1995; Spangenberg *et al.*, 1996; Savard & Kontak, 1998; Savard *et al.*, 2000).

Neste estudo, as composições isotópicas de carbono e oxigênio dos dolomitos hospedeiros, preservados e alterados hidrotermalmente, e de diferentes gerações de dolomita hidrotermal dos depósitos de Ambrósia e Fagundes foram determinadas, visando tanto a caracterização da natureza dos fluidos envolvidos nas mineralizações, como a evolução do sistema hidrotermal. Os dados obtidos, apresentados na **Tabela 34**, incluem, além das análises de amostras de Fagundes e Ambrósia, poucas análises de amostras do depósito de Morro Agudo e da ocorrência de Bento Carmelo e foram comparados com outros disponíveis na literatura, referentes ao Grupo Vazante (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1999; Azmy *et al.*, 2001).

9.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS DAS MINERALIZAÇÕES

As rochas hospedeiras dos depósitos de Fagundes e Ambrósia, assim como de Morro Agudo, são dolomitos do Membro Pamplona Superior (Formação Morro do Calcário). Amostras inalteradas de dolomito das áreas dos dois depósitos apresentaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +29,7 e +25,8‰ e de $\delta^{13}\text{C}$ de +0,7 a -1,3‰. Os valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ (+29,7 a +28,6‰) e de $\delta^{13}\text{C}$ (+0,3 a +0,7‰) referem-se aos dolomitos preservados de Ambrósia, enquanto o dolomito “inalterado” do Depósito de Fagundes apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ consideravelmente menores ($\delta^{18}\text{O} = +25,8‰$ e de $\delta^{13}\text{C} = -1,3‰$) (**Figura 112**).

Intervalos amplos de variação dos isotópos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O} = +26,0$ a $+20,3\text{‰}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C} = +3,1$ a $-0,6 \text{‰}$) foram também verificados por Azmy *et al.* (2001) em amostras consideradas preservadas de dolomita micrítica a microesparítica que representa, segundo os autores, a primeira fase de dolomitização do Membro Pamplona Superior, e que perfaz mais de 80% do volume da rocha. Estas variações podem refletir heterogeneidades relacionadas às diferentes fácies do Membro Pamplona Superior. A diminuição da temperatura e hipersalinidade devido evaporação podem causar aumento das razões $\delta^{18}\text{O}$, enquanto gênese de metano e oxidação de matéria orgânica podem causar variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Taylor, 1974). Por outro lado, as variações nas assinaturas isotópicas dos dolomitos podem resultar também de processos pós-deposicionais superpostos, diagenéticos ou hidrotermais, favorecidos por condições de alta permeabilidade nas fácies de recife.

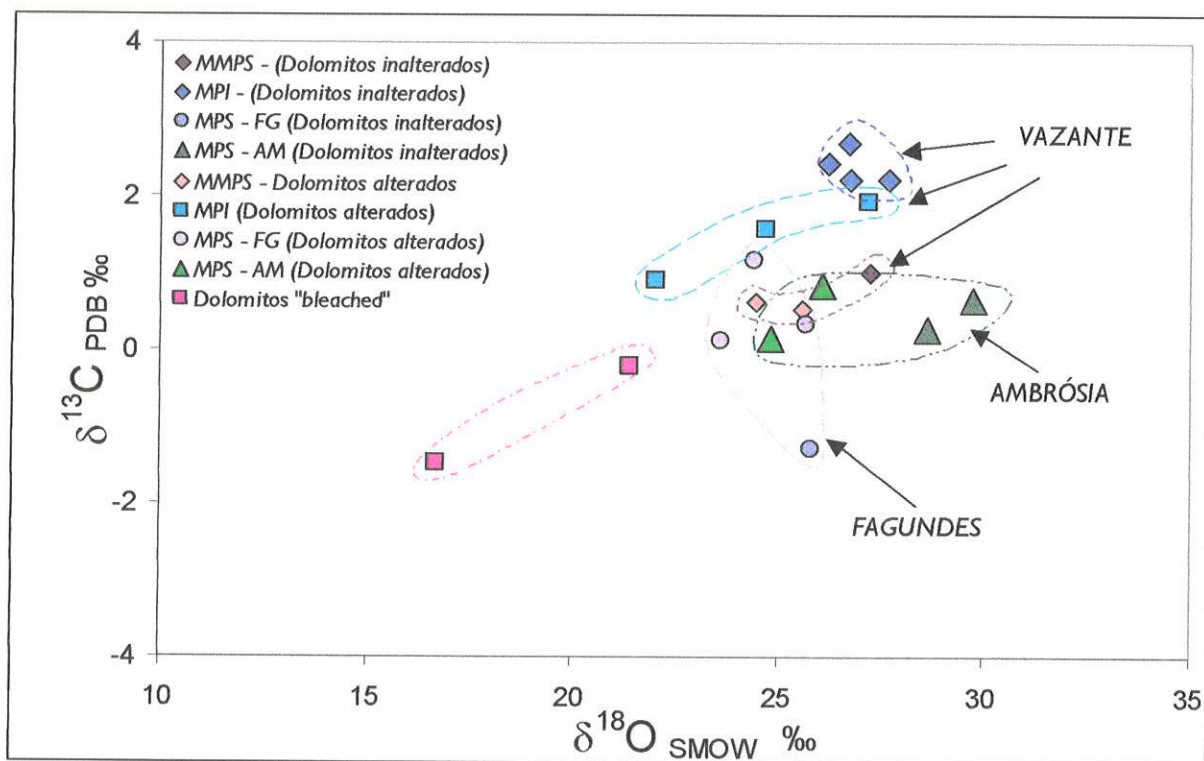


Figura 112 – $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de rochas hospedeiras, preservadas e hidrotermalizadas, dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes. Abreviaturas utilizadas: MMPS = Membro Morro do Pinheiro Superior; MPI = Membro Pamplona Inferior; MPS = Membro Pamplona Superior.

Este intervalo de composições isotópicas caracterizado para a Membro Pamplona Superior é mais amplo que o associado aos dolomitos inalterados do Membro Pamplona Inferior, que hospedam as mineralizações de Vazante (Figura 112).

AMBRÓSIA		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$
Amostra	Tipo	‰ PDB	‰ PDB	‰ SMOW
<i>Membro Pamplona Superior</i>				
AM-73-05	Dolomito cinza inalterado	+0,3	-2,2	+28,6
AM-77-03	Dolomito cinza inalterado	+0,7	-1,1	+29,7
AM-15-15	Dolomito cinza intensamente silicificado	+0,8	-4,7	+26,1
AM-69-03	Dolomito hidrotermalizado	+0,1	-5,9	+24,8
<i>Pré-mineralização</i>				
AM-15-15	Dolomita não-planar associada à silicificação (IV)	+0,1	-10,9	+19,7
<i>Mineralização principal</i>				
AM-69-11	Dolomita <i>baroque</i> (V) associada a esfalerita (II)	-1,0	-10,3	+20,3
AM-77-17	Dolomita <i>baroque</i> (V) associada a py	-1,0	-12,1	+18,4
PAF-104-11	Dolomita <i>baroque</i> (V) em veio, associada a galena	-0,9	-9,5	+21,2
<i>Mobilização</i>				
AM-69-8	Dolomita (V) associada a esfalerita mobilizada	-0,4	-12,9	+17,6
PAF-114-7	Dolomita (V) associada a esfalerita mobilizada	-0,4	-12,3	+8,2
<i>Mineralização tardia</i>				
PAF-102-2	Dolomita <i>baroque</i> (VI)	+0,3	-13,7	+16,8
AM-69-15	Dolomita (VI) associada a veios tardios de esfalerita	-1,8	-15,0	+15,4
PAF-104-16	Dolomita <i>baroque</i> (VI) associada à esfalerita tardia	-2,3	-15,3	+15,1
FAGUNDES				
<i>Membro Pamplona Superior</i>				
FG-76-13	Dolomito cinza inalterado	-1,3	-4,9	+25,8
FG-43-82	Dolomito cinza	+1,2	-6,3	+24,4
FG-5-12	Dolomito hidrotermalizado	+0,1	-7,1	+23,6
FG-5-51	Dolomito silicificado	+0,3	-5,1	+25,7
<i>Pré-mineralização</i>				
FG-5-22	Dolomita (III) em dolomito estromatolítico silicificado	-1,2	-11,9	+18,6
FG-5-44	Dolomita não-planar (III)	-1,4	-14,3	+16,2
<i>Mineralização principal</i>				
FG-76-42	Dolomita <i>baroque</i> (VI) associada com sulfetos coloformes	-1,5	-15,2	+15,3
FG-82-32	Dolomita <i>baroque</i> (VI) associada com sulfetos coloformes	-0,3	-10,7	+19,9
FG-5-17	Dolomita <i>baroque</i> (VI) associada com sulfetos	-0,6	-13,9	+16,5
FG-79-6	Dolomita <i>baroque</i> (VI) associada com sulfetos	-2,3	-12,3	+18,2
<i>Alteração pós-mineralização</i>				
FG-5-43b	Dolomita <i>baroque</i> (VII) associada a pirita	-0,4	-15,6	+14,8
FG-82-50	Dolomita (VII) associada com alteração pervasiva	-0,4	-18,0	+12,4
FG-64-1	Dolomita <i>baroque</i> (VII)	-0,2	-17,7	+12,6
<i>Mobilização</i>				
FG-76-21	Dolomita associada a mobilização	-0,4	-14,9	+15,6
FG-76-80	Dolomita associada a milonitização	-0,2	-16,4	+13,8
BENTO CARMELO				
BC-67-4B (K)	Dolomita	-0,6	-13,3	+17,2
BC-67-7B	Dolomita	-0,2	-15,7	+14,7
MORRO AGUDO				
MA-G-2	Dolomita	+0,3	-12,6	+17,9
MA-G-3	Dolomita	-1,6	-9,0	+21,6

Tabela 34 – Composição isotópica de carbono e oxigênio de amostras de Ambrósia, Fagundes, Bento Carmelo e Morro Agudo.

Além de uma maior uniformidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 112), os dolomitos do Membro Pamplona Inferior apresentam também valores de $\delta^{13}\text{C}$ um pouco mais elevados

(valor médio de +2,4‰, segundo Monteiro et al., 1999, e +1,9‰, segundo Azmy et al., 2001) que os referentes ao Membro Pamplona Superior.

9.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Os carbonatos, por serem fases muito reativas, mesmo após sua estabilização associada à diagênese meteórica e de soterramento, podem ser fortemente afetados ao redor de depósitos minerais, devido à acidificação dos fluidos relacionada com a precipitação de sulfetos, que causa recristalização, dissolução e substituições, além de modificações nas assinaturas geoquímicas destas rochas (Savard & Kontak, 1998). A composição dos isótopos de oxigênio representa um dos parâmetros mais sensíveis a estes processos de alteração. De forma geral, os dolomitos hidrotermalizados tendem a apresentar razões de oxigênio menores que os dolomitos preservados, refletindo tanto a composição isotópica inicial da rocha e do fluido hidrotermal, como condições de temperatura e razões fluido-rocha (W/R).

Diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (+26,1 a +24,8‰) acompanhada de pequena variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (+0,8 a +0,1‰) pode ser verificada no Depósito de Ambrósia. Os dolomitos do halo de alteração hidrotermal de Fagundes apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (+25,7 e +23,6‰) próximos ou menores daqueles referentes ao dolomito inalterado deste depósito. Entretanto, as razões isotópicas de carbono dos dolomitos alterados ($\delta^{13}\text{C} = +1,2$ e +0,3‰) são mais altas que a da rocha inalterada (*Figura 112*).

Estas variações isotópicas dos dolomitos alterados de Fagundes e Ambrósia não caracterizam covariâncias tão claras como aquelas observadas em relação aos dolomitos hidrotermalizados que hospedam a mineralização de Vazante, tanto do Membro Pamplona Inferior como do Membro Morro do Pinheiro Superior, sotoposto à zona de falha de Vazante (*Figura 112*). Em Vazante, a tendência de redução das razões de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ relaciona-se espacialmente com a zona de falha, constituindo um halo de alteração hidrotermal bem definido. Ainda assim, as assinaturas isotópicas destas rochas alteradas em associação com outros parâmetros geoquímicos, podem representar uma ferramenta útil para a compreensão dos processos de alteração hidrotermal e da mineralização.

As relações entre as composições isotópicas dos dolomitos e suas razões Mn/Sr, que são utilizadas com frequência como indicadores de modificações pós-deposicionais, são apresentadas na *Figura 113*.

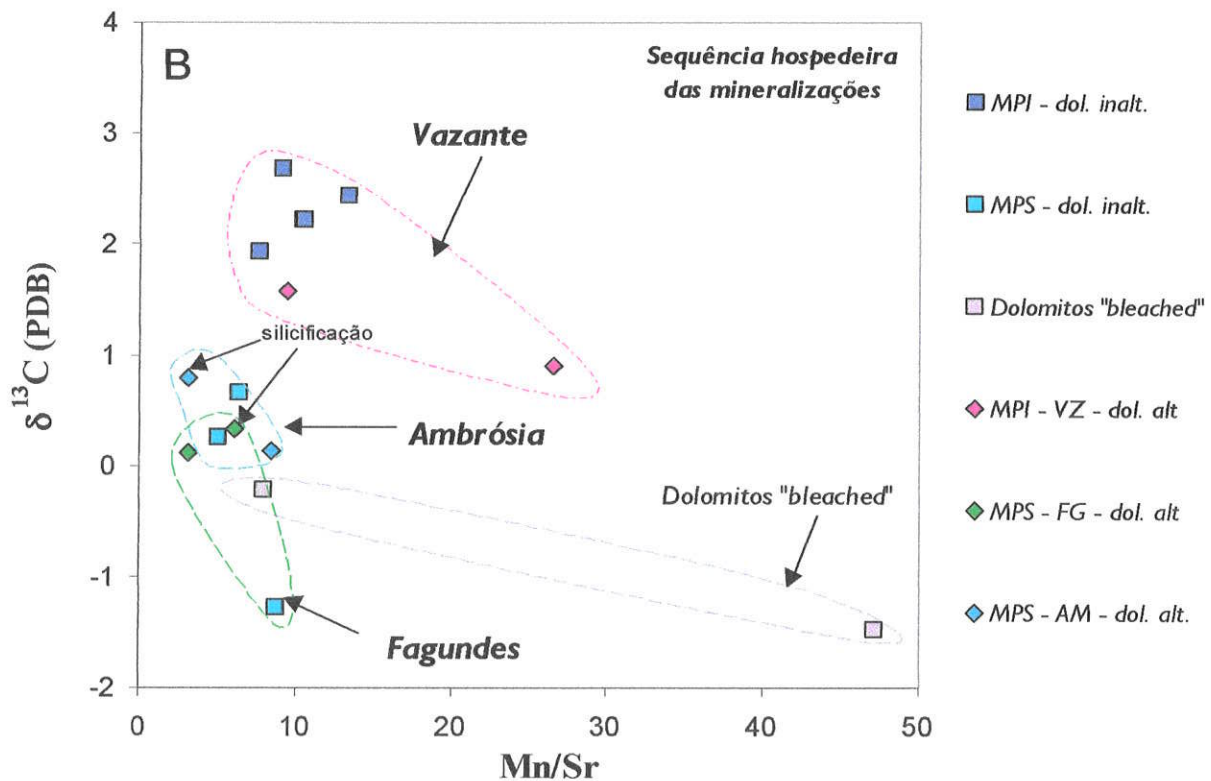
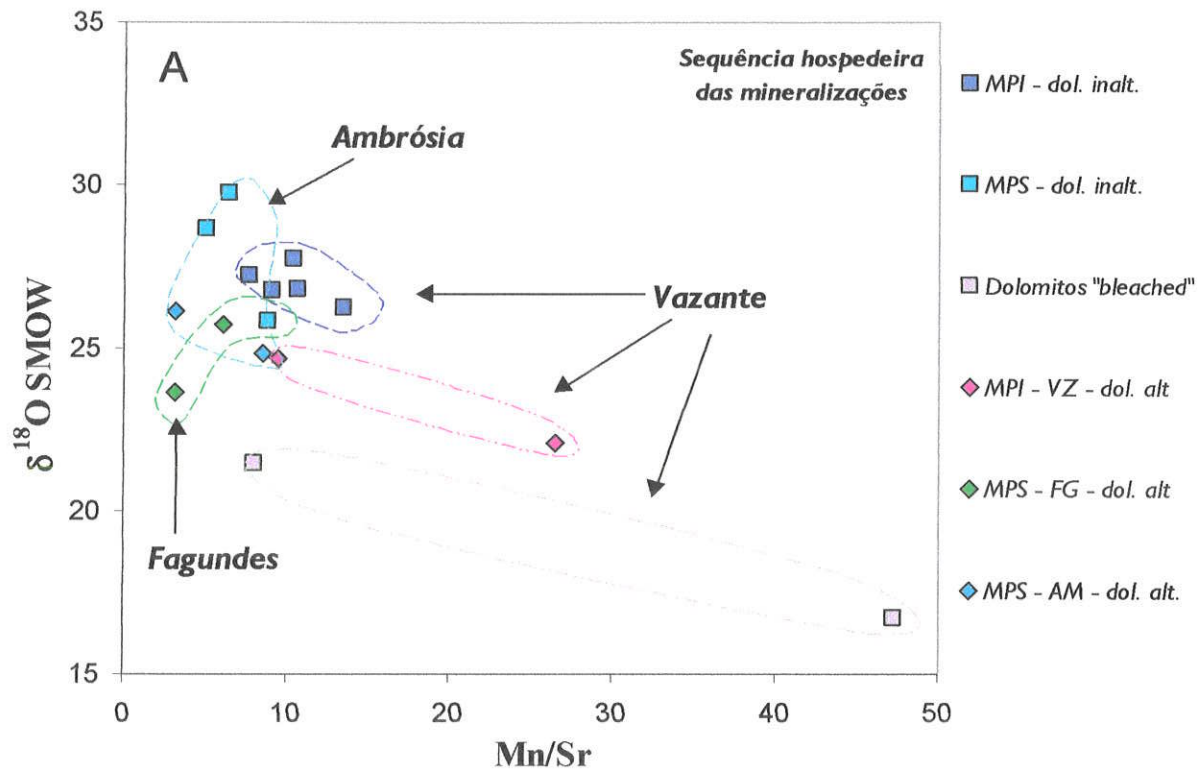


Figura 113 – Relação entre as composições isotópicas (‰) de oxigênio (A) e carbono (B) e a razão Mn/Sr para dolomitos preservados e alterados dos depósitos de zinco associados ao Grupo Vazante. Abreviaturas: MPI = Membro Pamplona Inferior; MPS = Membro Pamplona Superior; dol. inalt. = dolomito inalterado; dol. alt. = dolomito alterado; FG = Fagundes; AM = Ambrósia.

A utilização da razão Mn/Sr é um bom indicador, em geral, da evolução diagenética de dolomitos porque as concentrações de Mn, e também de Fe, tendem a aumentar durante sucessivos episódios de recristalização diagenética (Tucker & Wright, 1990), enquanto os conteúdos de Sr e Na tendem a diminuir, devido a substituição de carbonatos originalmente marinhos (Veizer, 1983). A incorporação de Mn e Fe na dolomita também é favorecida pelas condições reduzidas que são típicas da diagênese de soterramento e de fluidos basinais mais profundos (Warren, 2001). Embora razões Mn/Sr > 3 sejam consideradas já indicativas de modificações diagenéticas em rochas carbonáticas (Derry *et al.*, 1992; Jacobsen & Kaufman, 1999), alguns autores, tais como, Azmy *et al.* (2001), consideram que em rochas dolomíticas preservadas, que tendem a apresentar maiores concentrações de Mn e menores de Sr do que rochas calcíticas, as razões Mn/Sr possam ser mais elevadas (Mn/Sr < 10).

Tendências de correlação negativa entre $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Mn/Sr podem ser claramente caracterizadas no conjunto de amostras do Depósito de Vazante. Em relação aos dolomitos inalterados, as razões Mn/Sr são relativamente altas (Mn/Sr = 7,69 a 13,43) e podem ser correlacionadas com os valores de $\delta^{18}\text{O}$. Isto pode indicar tanto modificações associadas à evolução diagenética das rochas hospedeiras das mineralizações quanto uma influência dos processos hidrotermais.

Os dolomitos alterados do Membro Pamplona Inferior, que hospedam as mineralizações de zinco, assim como os dolomitos em contato tectônico com metabasitos (*dolomitos bleached*), apresentam razões Mn/Sr mais elevadas (de até 27 e 47, respectivamente). Estas razões são ainda maiores que as tipicamente associadas com os processos diagenéticos e podem refletir a natureza das alterações hidrotermais de Vazante, também caracterizadas por perdas relativas de Sr e aumentos de MnO, como indicam os cálculos de balanço de massa.

Os intervalos de variação dos valores de Mn/Sr, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ são pequenos em amostras de Ambrósia. Além das razões de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevadas, os dolomitos relativamente inalterados deste depósito apresentam a menor razão média de Mn/Sr (5,75), entre os litotipos considerados preservados. Nas amostras alteradas a diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ é acompanhada de pequeno aumento da razão Mn/Sr em uma amostra hidrotermalizada, enquanto que no dolomito silicificado a razão Mn/Sr é ainda menor (Mn/Sr = 3,13), que a das rochas inalteradas (**Figura 113a**).

Essa pequena variação das razões Mn/Sr, assim como o menor valor de Mn/Sr do dolomito silicificado, pode refletir a natureza das alterações hidrotermais superpostas, uma vez que a incorporação de Sr e de MnO no dolomito alterado durante o hidrotermalismo é sugerida

pelos cálculos de balanço de massa. Essa introdução de Sr hidrotermal é semelhante àquela descrita em depósitos de Zn-Pb do tipo SEDEX (Davies et al., 1998) e em depósitos MVT (Brannon et al., 1991).

Os isótopos de carbono mostram, relativamente aos dolomitos inalterados, um pequeno aumento de $\delta^{13}\text{C}$ na amostra silicificada e um menor valor de $\delta^{13}\text{C}$ na amostra hidrotermalizada de Ambrósia (**Figura 113a**).

Nas amostras do Depósito de Fagundes, a variação dos valores de Mn/Sr é também relativamente pequena, mas tendências de correlação positiva com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e negativa com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem ser sugeridas. Estas tendências podem também refletir a natureza da alteração hidrotermal, que resultou, em Fagundes, em perdas de MnO nos dolomitos alterados (**Figura 113b**). Desta forma, o menor valor de $\delta^{18}\text{O}$ corresponde à mais baixa razão Mn/Sr (3,17). O aumento das razões $\delta^{13}\text{C}$ em amostras alteradas de Fagundes é semelhante ao verificado na amostra silicificada de Ambrósia.

As composições isotópicas dos dolomitos dos três depósitos também foram comparadas a um índice de alteração, sem a influência do Sr, e com um índice associado ao conteúdo de metais ($\text{Zn} + 100 * \text{Pb} + 100 * \text{Cd}$). O fator de alteração aqui adotado [$\text{IA} = \frac{\text{FeO} + 10 * \text{MnO}}{\text{FeO} + 10 * \text{MnO} + \text{MgO}} * 100$], foi o proposto por Large & McGoldrick (1998) para halos de alteração em depósitos de Zn-Pb-Ag SEDEX. As amostras consideradas inalteradas dos três depósitos apresentam valores de zinco abaixo de 100 ppm, considerado para esse elemento o valor limite de *background*, e baixos índices de alteração (**Figura 114**).

Em relação ao Depósito de Vazante, também podem ser caracterizadas correlações negativas entre o Índice de Alteração e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, inclusive nos dolomitos inalterados. No Depósito de Ambrósia, existe uma certa correlação negativa entre $\delta^{18}\text{O}$ e Índice de Alteração, porém os valores de $\delta^{13}\text{C}$ refletem uma pequena variação para um intervalo relativamente grande de valores do índice de alteração. Em Fagundes, o Índice de Alteração também correlaciona-se negativamente com $\delta^{13}\text{C}$ e positivamente com $\delta^{18}\text{O}$, de modo análogo ao observado em relação às razões Mn/Sr.

A relação entre as razões isotópicas e o conteúdo metalífero, representado por $\text{Zn} + 100 * \text{Pb} + 100 * \text{Cd}$, mostra também correlação negativa nos dolomitos alterados de Vazante e Ambrósia (**Figura 115**). Até mesmo os dolomitos inalterados do depósito de Vazante exibem um grande espalhamento do conteúdo de metais, mas não revelam variação expressiva de $\delta^{18}\text{O}$.

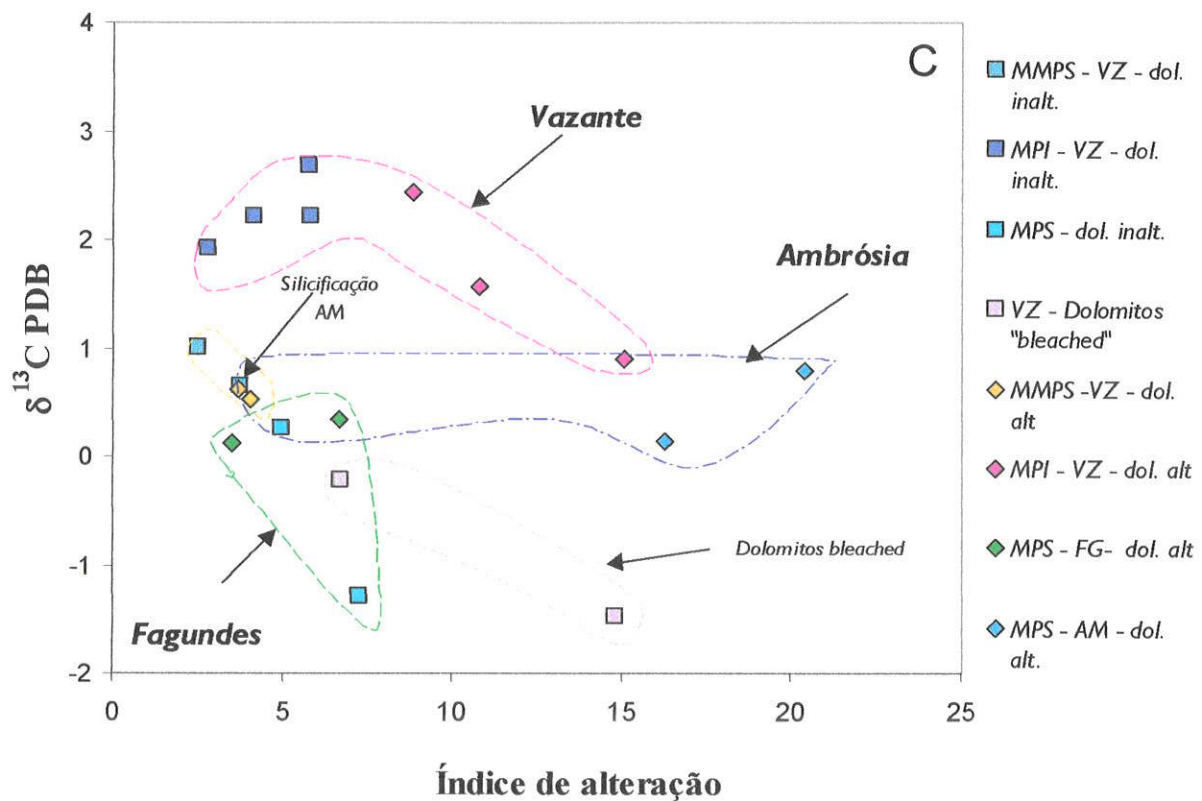
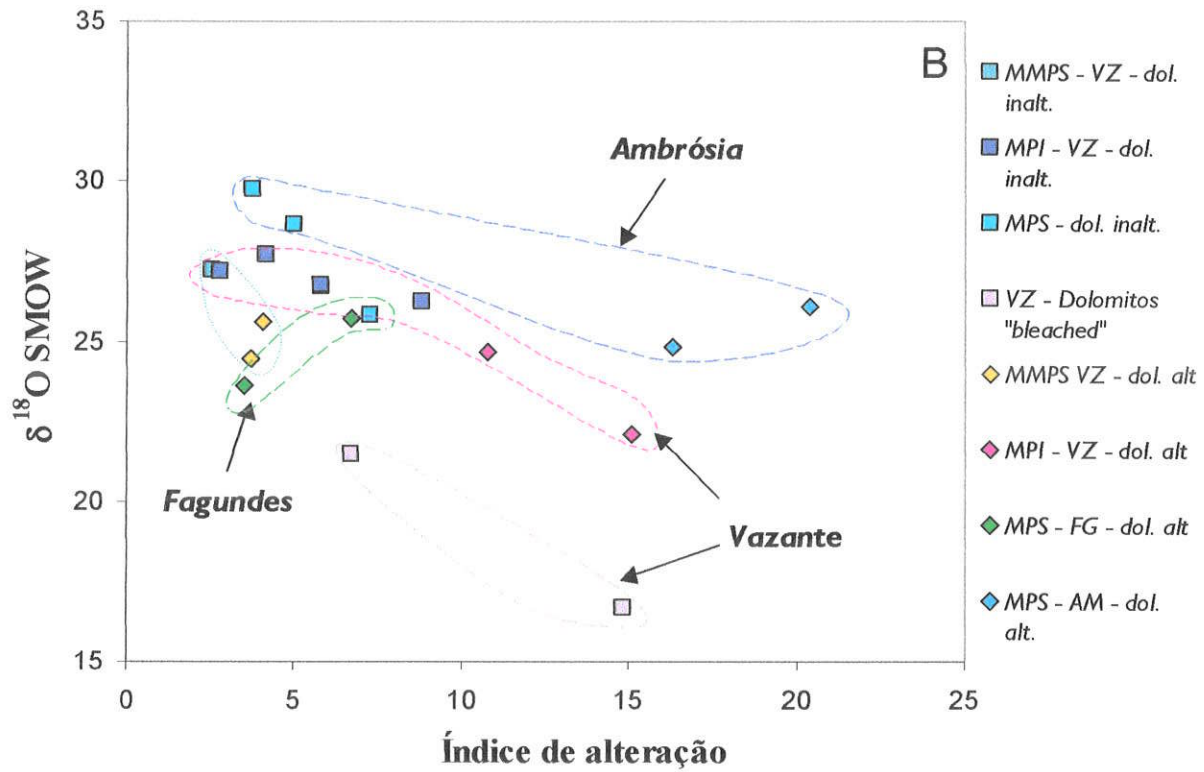


Figura 114 – Relação entre as composições isotópicas de carbono e oxigênio e o índice de alteração proposto por Large & McGoldrick (1998) definido como: $(FeO + 10MnO) * 100 / (FeO + 10 * MnO + MgO)$. As análises isotópicas de Vazante são de Monteiro (1997); Monteiro et al. (1999). Abreviaturas: MMPS = Membro Morro do Pinheiro; MPI = Membro Pamplona Inferior; MPS = Membro Pamplona Superior; dol. inalt. = dolomito inalterado; dol. alt. = dolomito alterado; FG = Fagundes; AM = Ambrósia.

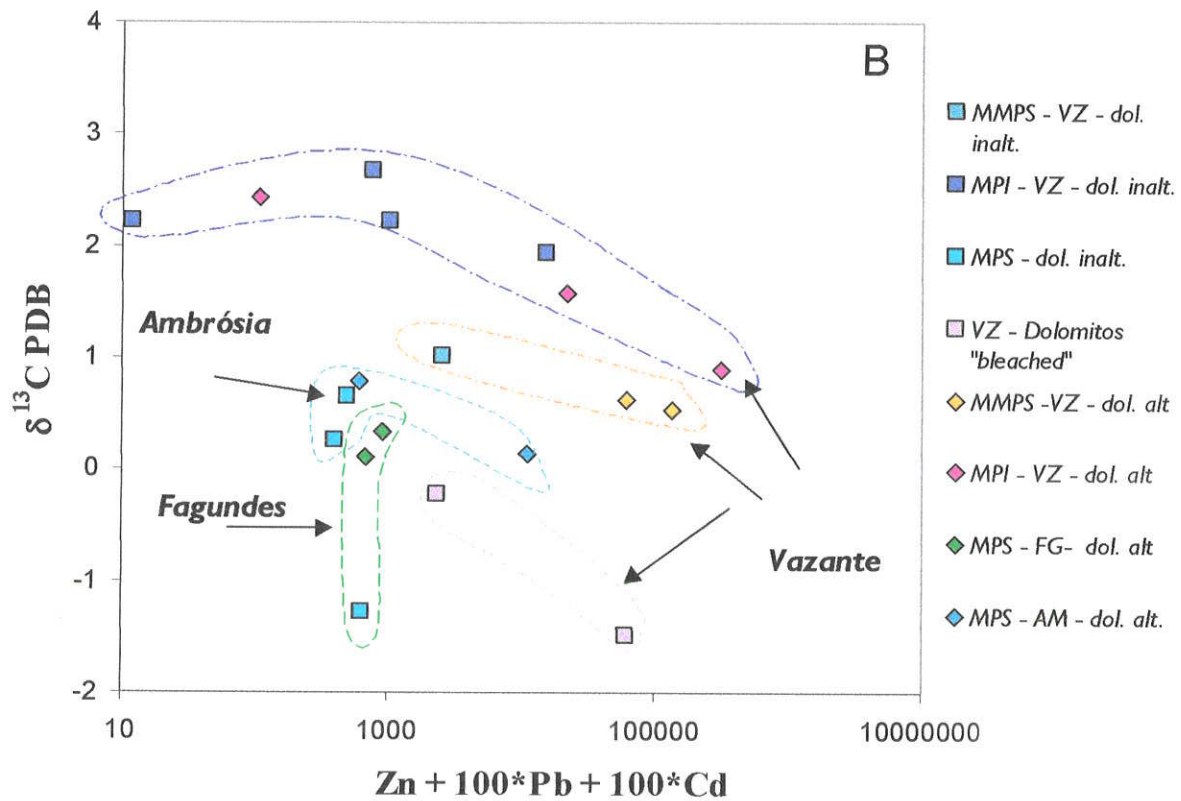
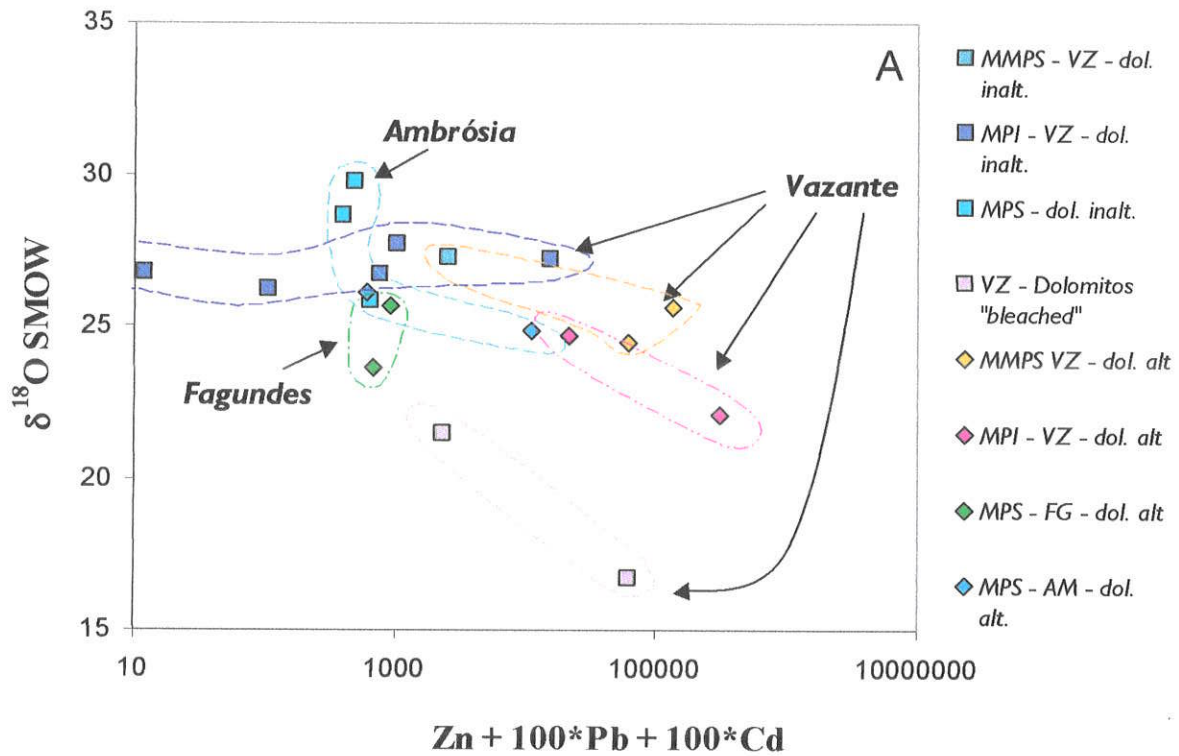


Figura 115 – Variações no conteúdo de metais e nas razões isotópicas de oxigênio e carbono(‰) em dolomitos preservados e hidrotermalizados dos depósitos de Vazante, Fagundes e Ambrósia.

Em relação a Fagundes, entretanto, as amostras caracterizam-se por distribuírem-se em uma estreita faixa de $\delta^{18}\text{O}$ e de conteúdo de metais, e apresentam variações mais amplas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 115**). O pequeno intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O}$ pode ser resultado da homogeneização das assinaturas isotópicas de oxigênio que, em geral, são bastante sensíveis à alteração hidrotermal. Esta homogeneização pode ter sido produzida por um sistema hidrotermal bastante efetivo, associado a altas razões fluido-rocha. Condições estas também suportadas pelo quimismo da dolomita, que apresenta grande homogeneidade dos conteúdos de elementos maiores e traços, e pela assinatura dos elementos terras raras em dolomitos alterados, que refletem a assinatura do fluido hidrotermal com baixo conteúdo de elementos terras raras leves.

Entretanto, este sistema hidrotermal, apesar de ter sido responsável por extensos e intensos halos de alteração, não vincula-se fortemente à mineralização de Fagundes, como indicado pela falta de correlação entre as razões $\delta^{18}\text{O}$ e o conteúdo metalífero.

9.3 ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE CARBONATOS HIDROTERMAIS

As variações do $\delta^{18}\text{O}$ e do $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos hidrotermais dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes (**Figura 116**) concentram-se em campos distintos, embora parcialmente sobrepostos. Siderita e dolomita hidrotermais associadas à mineralização willemítica de Vazante ostentam valores médios mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ (+19,5‰) e $\delta^{13}\text{C}$ (+0,24‰). A dolomita do depósito de Ambrósia caracteriza-se por valores médios menores de $\delta^{18}\text{O}$ (+17,8‰) e, principalmente, de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,7‰), em relação à Vazante. Fases carbonáticas do Depósito de Fagundes apresentam valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,8‰), similar ao da dolomita de Ambrósia, mas exibem a menor razão média de $\delta^{18}\text{O}$ (+15,5‰) dos três depósitos (**Figura 116**).

No Depósito de Vazante, a dolomita e a siderita de veios e de brechas, associados à zona de falha, e os carbonatos de ganga do minério willemítico apresentam tendência de covariância dos isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ análoga à das rochas hospedeiras (**Trend II, Figuras 117 e 118**), sugerindo um forte vínculo genético entre a alteração hidrotermal, os sistemas de veios e brechas e a mineralização willemítica (**Figura 114**) (Monteiro, 1997; Monteiro et al., 1999).

A composição isotópica da dolomita e da siderita dos corpos de sulfetos, apresenta, no entanto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados que os carbonatos vinculados à mineralização willemítica, definindo uma tendência de variação isotópica distinta (**Trend I, Figuras 117 e 118**).

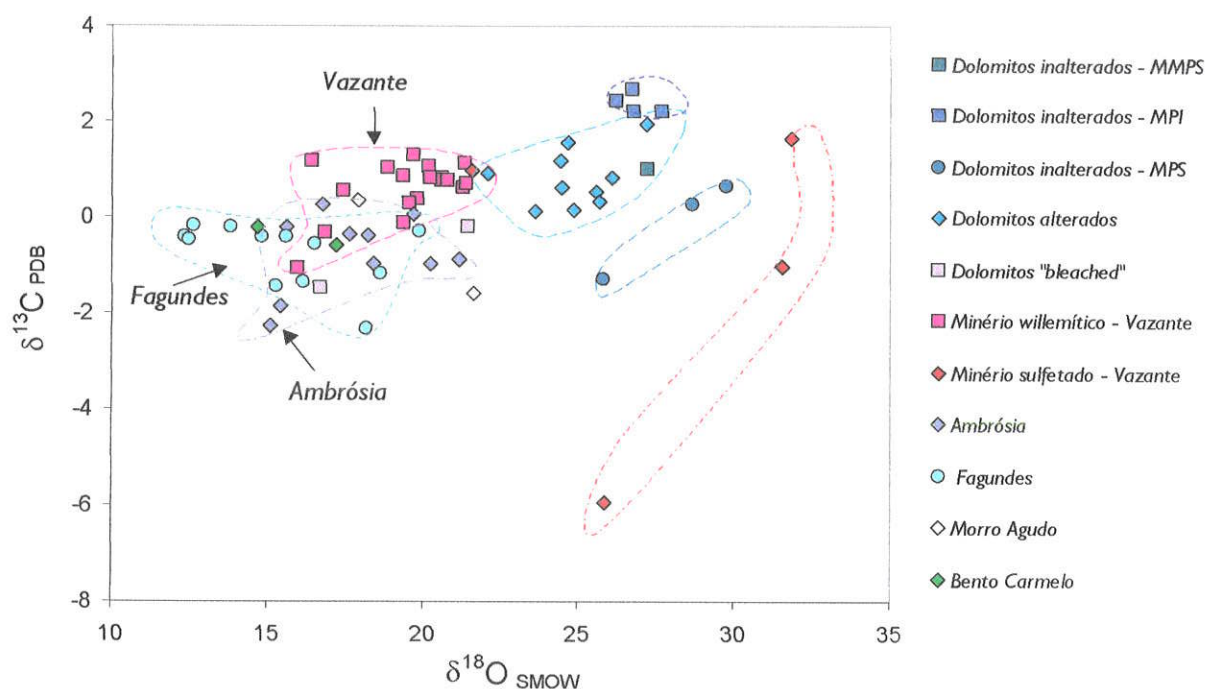


Figura 116 – Dados isotópicos das rochas hospedeiras, preservadas e alteradas hidrotermalmente, e carbonatos hidrotermais dos depósitos de zinco do Grupo Vazante. Abreviaturas utilizadas: MMPS = Membro Morro do Pinheiro Superior; MPI = Membro Pamplona Inferior; MPS = Membro Pamplona Superior.

A composição isotópica de oxigênio, calculada, a 250°C, para o fluido em equilíbrio, com as fases de minério (willemita), ganga (dolomita, siderita, hematita e quartzo), e de veios hidrotermais (dolomita, siderita, hematita, quartzo e clorita), é semelhante ($\delta^{18}\text{O} \sim +11.5\text{‰}$). O valor de δD calculado para este fluido a partir da composição isotópica da clorita é de $-33,47\text{‰}$, indicando afinidade com fluidos metamórficos (Figura 118).

Entretanto, a composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O} = \sim +19.4\text{‰}$), também calculada a 250°C, para o fluido em equilíbrio com fases de ganga presentes nos corpos sulfetados (siderita, dolomita e franklinita), evidencia enriquecimento substancial do fluido mineralizante em ^{18}O (Figura 118). Segundo Monteiro (1997) e Monteiro *et al.* (1998b; 1999a; 1999b) essas composições isotópicas representam a composição final dos fluidos após processos de interação com as rochas hospedeiras e/ou modificações resultantes de processos de mistura fluidal. Cálculos, baseados nos modelos de Zheng & Hoefs (1993), indicam que o fluido metalífero responsável pela formação dos sulfetos foi inicialmente quente ($\sim 300^\circ\text{C}$) com uma composição isotópica próxima a de $\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$, que devido à progressiva interação com as rochas hospedeira tornou-se progressivamente mais frio e enriquecido em ^{18}O (Trend I, Figura 118).

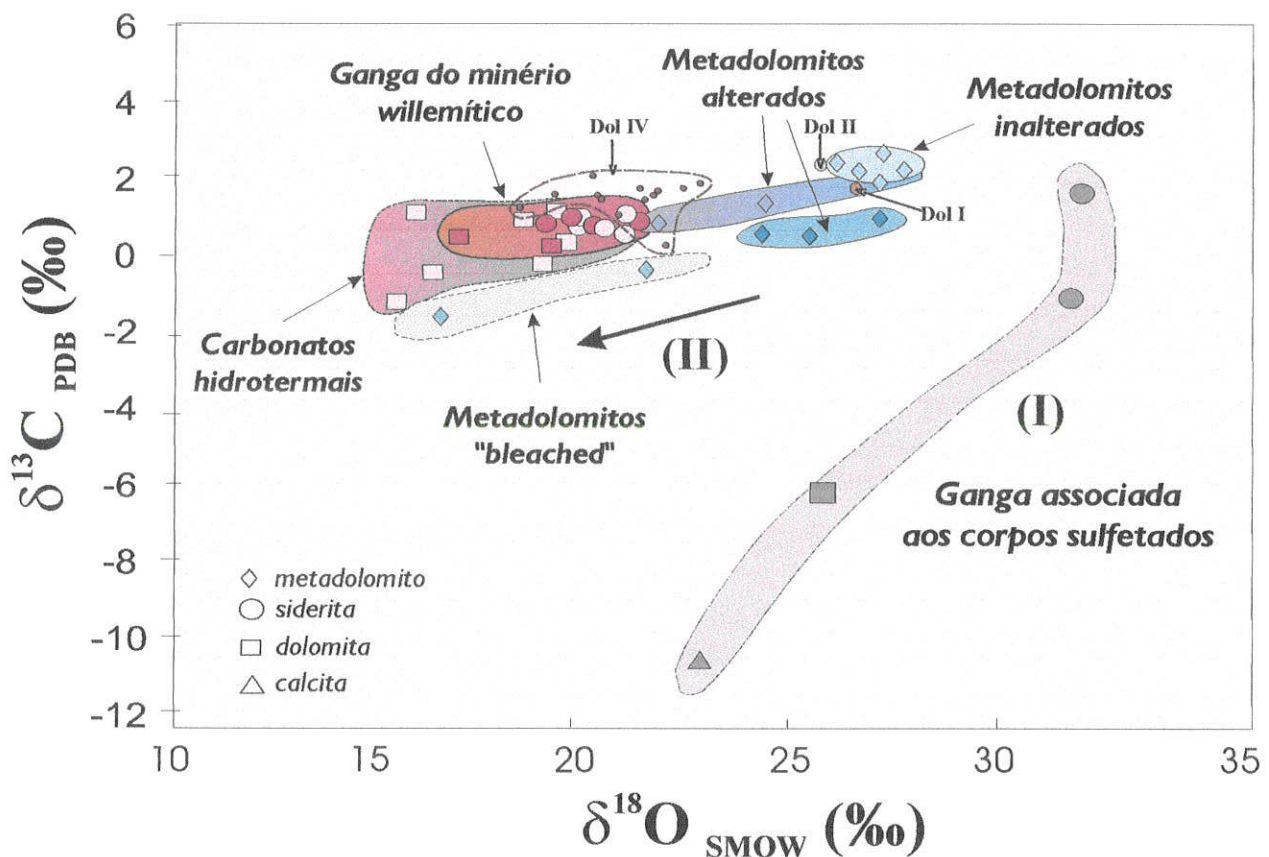


Figura 117 – Razões $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para metadolomitos e carbonatos hidrotermais do depósito de Vazante. O campo de composição isotópica da dolomita diagenética (Dol IV) de Azmy et al. (2001) também é apresentado para comparação., A) metadolomitos inalterados; (B) metadolomitos do Membro Pamplona Superior, alterados hidrotermalmente; (C) metadolomitos do Membro Morro do Pinheiro, alterados hidrotermalmente; (D) metadolomitos descoloridos ("bleached"), próximos ao contato com metabasito; (E) carbonatos hidrotermais de veios e brechas; (F) fases de ganga do minério willemítico e (G) fases de ganga do minério sulfetado.

O fluido hidrotermal inicial apresenta enriquecimento em ^{18}O em relação aos fluidos meteóricos, à água do mar e aos fluidos conatos. Sua composição isotópica, e as calculadas para o fluido em equilíbrio com diferentes fases minerais de Vazante, coincide com o campo das águas metamórficas (Figura 118). No entanto, segundo Sheppard (1986), este campo pode ser sobreposto ao de fluidos formacionais, enriquecidos em ^{18}O devido à modificação diagenética de águas meteóricas ou à contribuição de águas metamórficas. Esta sobreposição reflete tipicamente a contínua transição entre diagênese e baixo grau metamórfico (Sheppard, 1986), sendo coerente com a circulação canalizada de fluidos através das unidades do Grupo Vazante.

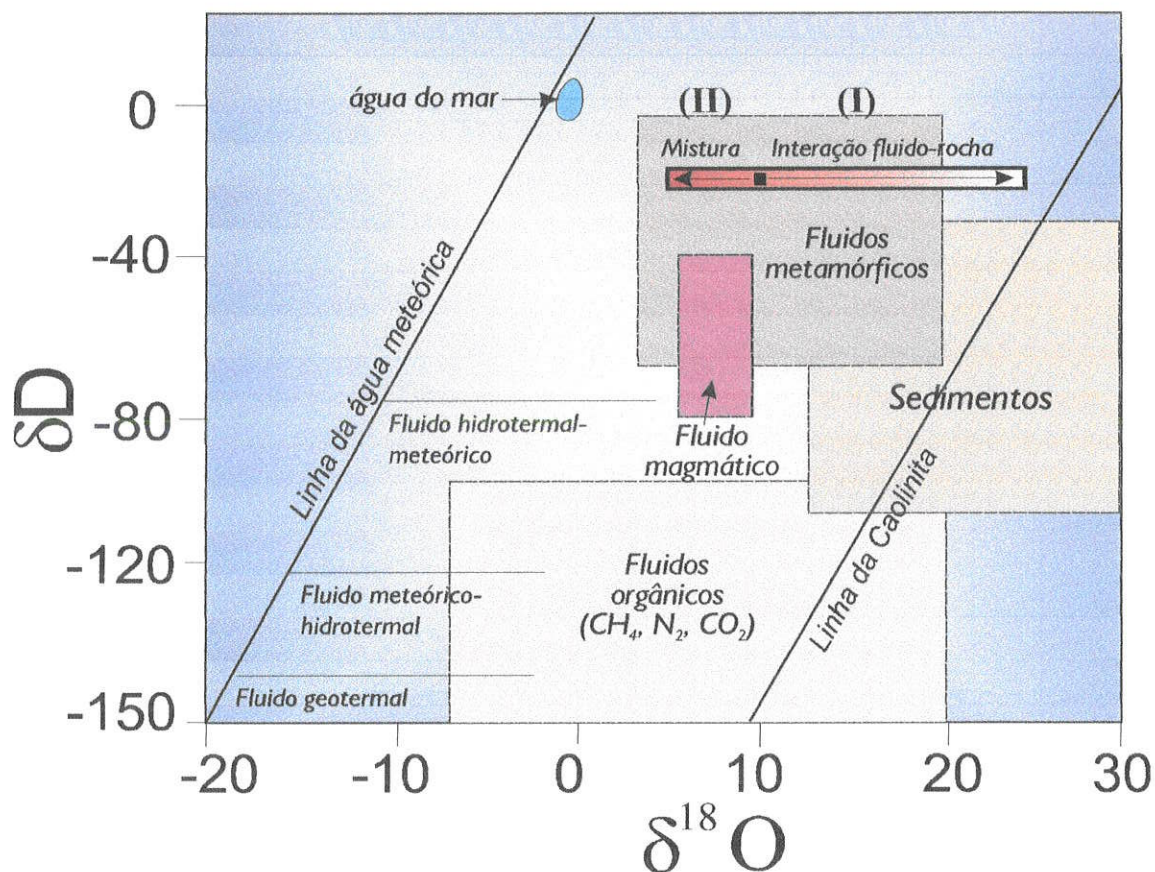


Figura 118 – Composição isotópica calculada, a 250°C, para os fluidos em equilíbrio com diferentes fases minerais associadas às mineralizações willemítica (willemita, quartzo, hematita, clorita, dolomita e siderita) e sulfetada (dolomita, siderita e franklinita) do depósito de Vazante, e comparações com campos para água do mar, meteóricas, metamórficas, magmáticas e sedimentos (Sheppard, 1986). (I) “Trend” de interação fluido-rocha relacionado à mineralização sulfetada, a partir da composição isotópica calculada para o fluido inicial e (II) “trend” de mistura com fluidos meteóricos, relacionado à mineralização willemítica.

A interação deste fluido com fluidos meteóricos (**Trend II, Figura 118**) na Zona de Falha de Vazante, poderia favorecer a modificação das condições físico-químicas, possibilitando aumento de fO_2 necessário à formação da mineralização willemítica e à intensa alteração hidrotermal associada (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.*, 1998b; 1999a; 1999b).

Os carbonatos hidrotermais associados com a mineralização willemítica (**Figura 117**) apresentam razões isotópicas de carbono e oxigênio, em geral, menores que a da dolomita associadas a diagênese de soterramento, formada a temperaturas relativamente altas (120 a 130°C) (Azmy *et al.*, 2001). Assim, a assinatura isotópica dos carbonatos hidrotermais pode indicar condições de temperatura mais elevadas durante os processos de hidrotermalismo e mineralização, ou maiores razões fluido-rocha associadas a processos de mistura de fluidos, em relação aos estágios tardi-diagenéticos.

Em relação aos depósitos de Fagundes e Ambrósia, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos hidrotermais são, em geral, ainda menores que àqueles dos carbonatos associados com a mineralização willemítica.

No depósito de Ambrósia, uma maior variação de $\delta^{13}\text{C}$ é observada nas fases hidrotermais, sugerindo a existência do *trend* evolutivo representado na **Figura 119**. No depósito de Fagundes os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ sugerem dois *trends* distintos de evolução dos fluidos mineralizantes. O primeiro indica uma redução dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ acompanhada por pequena variação do $\delta^{13}\text{C}$ e o outro, uma tendência de diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com menor variação de $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 119**).

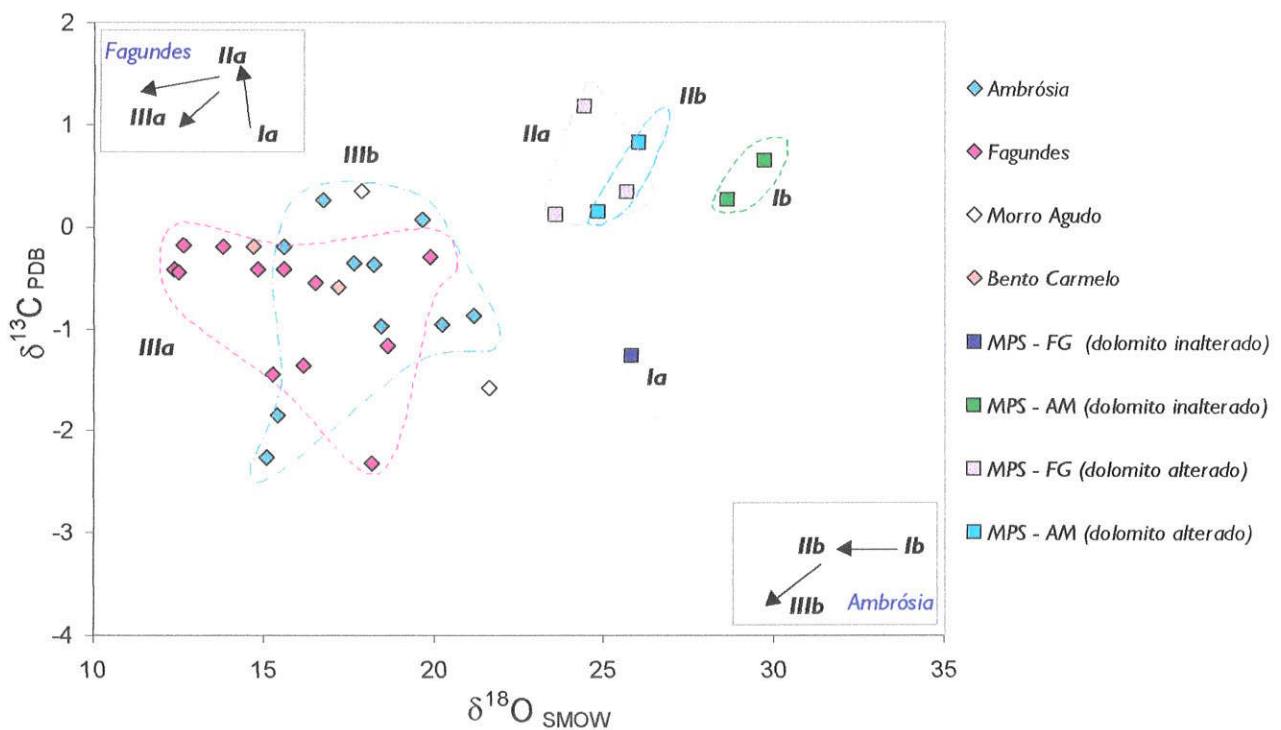


Figura 119 – $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de rochas hospedeiras preservadas e hidrotermalizadas, e dolomita hidrotermal dos depósitos de Ambrósia, Fagundes, Morro Agudo e Bento Carmelo. Abreviaturas utilizadas: MPS = Membro Pamplona Superior; FG = Fagundes; AM = Ambrósia. Gráficos internos mostram as principais tendências de variação isotópica, para o depósito de Fagundes (Ia - IIa - IIIa) e Ambrósia (Ib - IIb - IIIb).

A individualização das gerações de dolomita, no entanto, permite a caracterização de campos distintos de variação isotópica da dolomita no espaço $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 120**).

Os carbonatos de estágios de alteração pré-mineralização do Depósito de Ambrósia apresentam valores relativamente altos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, enquanto que a dolomita do estágio de alteração hidrotermal pré-mineralização do Depósito de Fagundes apresenta valor de $\delta^{18}\text{O}$ semelhante ao da dolomita pré-mineralização de Ambrósia, porém menor valor de $\delta^{13}\text{C}$. Estes

dados definem um campo que se sobrepõe parcialmente ao campo da dolomita do estágio principal de mineralização (**Figura 120**).

O campo dos carbonatos do estágio principal de mineralização, em paragênese com esfalerita coliforme (I) ou zonada (II) de Fagundes, apresenta, em geral, $\delta^{13}\text{C}$ relativamente baixas, em comparação com a dolomita anterior à mineralização (**Figura 120**).

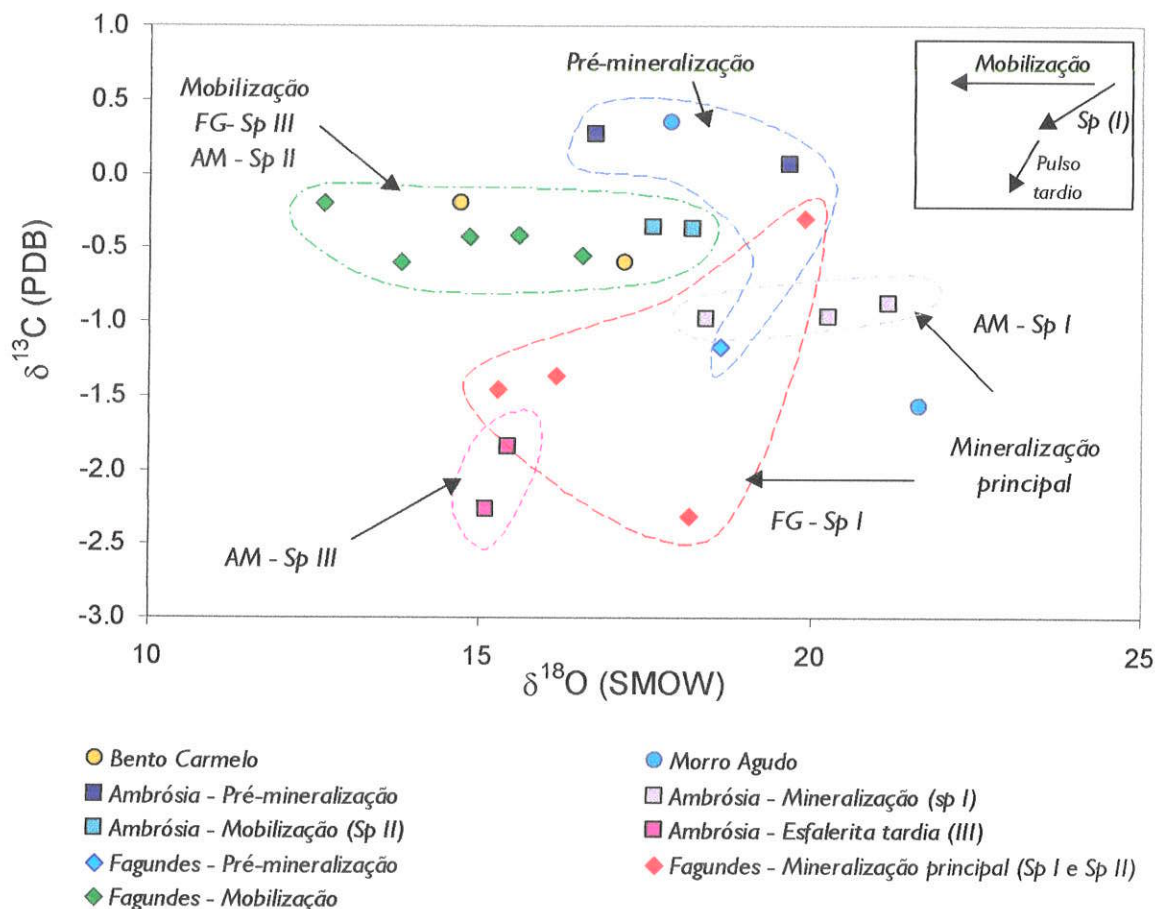


Figura 120 – $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (em ‰) da dolomita hidrotermal dos depósitos de Ambrósia, Fagundes, Morro Agudo e Bento Carmelo. Abreviações: FG = Fagundes; AM = Ambrósia; Sp = fase associada com esfalerita. Gráfico internos mostram tendências de variação isotópica associadas com mineralização e mobilização.

A dolomita em paragênese com a esfalerita (I), que representa o estágio de mineralização principal do Depósito de Ambrósia, também apresenta valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$, em relação à dolomita pré-mineralização, enquanto a dolomita associada com a esfalerita tardia (sp III) deste depósito apresenta os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 120**).

Esse conjunto de amostras, vinculadas com a mineralização principal dos dois depósitos, de forma geral, caracteriza uma tendência de diminuição substancial dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$, que acompanha a evolução dos fluidos mineralizantes. Esta tendência de covariância dos

isótopos de carbono e oxigênio sugere processos de mistura de fluidos com um componente de carbono mais leve (**Figura 120**).

Outro conjunto de amostras, associadas principalmente à mobilização, reflete a tendência de forte diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sem expressiva variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 120**). Neste conjunto podem ser incluídas tanto a dolomita de Fagundes associada com extensiva substituição da rocha original por dolomita *baroque*, sem sulfetos associados (pós-mineralização), como a dolomita associada com esfalerita deformada e milonitizada, presente nos dois depósitos (sp II, em Ambrósia e sp III, em Fagundes). A forte tendência de redução de $\delta^{18}\text{O}$ pode, desta forma, refletir temperaturas de formação mais elevadas ou altas razões de fluido com assinatura isotópica mais empobrecida em ^{18}O .

As razões isotópicas de dolomita de Bento Carmelo situam-se dentro deste último campo definido para a dolomita associada com esfalerita mobilizada (**Figura 120**).

Estes dois *trends* de covariação isotópica, definidos para os depósitos de Ambrósia e Fagundes, apresentam alguma semelhança com aqueles descritos por Monteiro (1997) para o Depósito de Vazante, já que refletem tanto a associação entre fluidos com um componente de carbono mais leve e mineralização sulfetada, como a aquela entre fluidos com menores valores $\delta^{18}\text{O}$ e processos de mobilização da mineralização preexistente.

A composição isotópica de oxigênio calculada, a 200 °C, para os fluidos hidrotermais em equilíbrio com a dolomita de diferentes gerações dos depósitos de Fagundes e Ambrósia (**Figura 121**), distingue-se daquela relativa aos fluidos mais fortemente enriquecidos em ^{18}O , vinculados à mineralização sulfetada de Vazante (**Figuras 121 e 122**) Embora apresentem semelhança com os fluidos envolvidos na mineralização willemítica, os fluidos do sistema hidrotermal de Fagundes e Ambrósia apresentam valores ainda menores de $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 121**), que podem evidenciar processos de mistura de múltiplos fluidos.

Em Vazante, a interação entre os fluidos metalíferos e as rochas hospedeiras resultou em aumento significativo das razões de $\delta^{18}\text{O}$ do fluido hidrotermal e, conseqüentemente, das fases de ganga associadas com os sulfetos. Em Ambrósia e Fagundes, significativa interação fluido-rocha não é evidenciada pela assinatura geoquímica dos dolomitizados alterados, principalmente a dos elementos terras raras, ou por aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos hidrotermais.

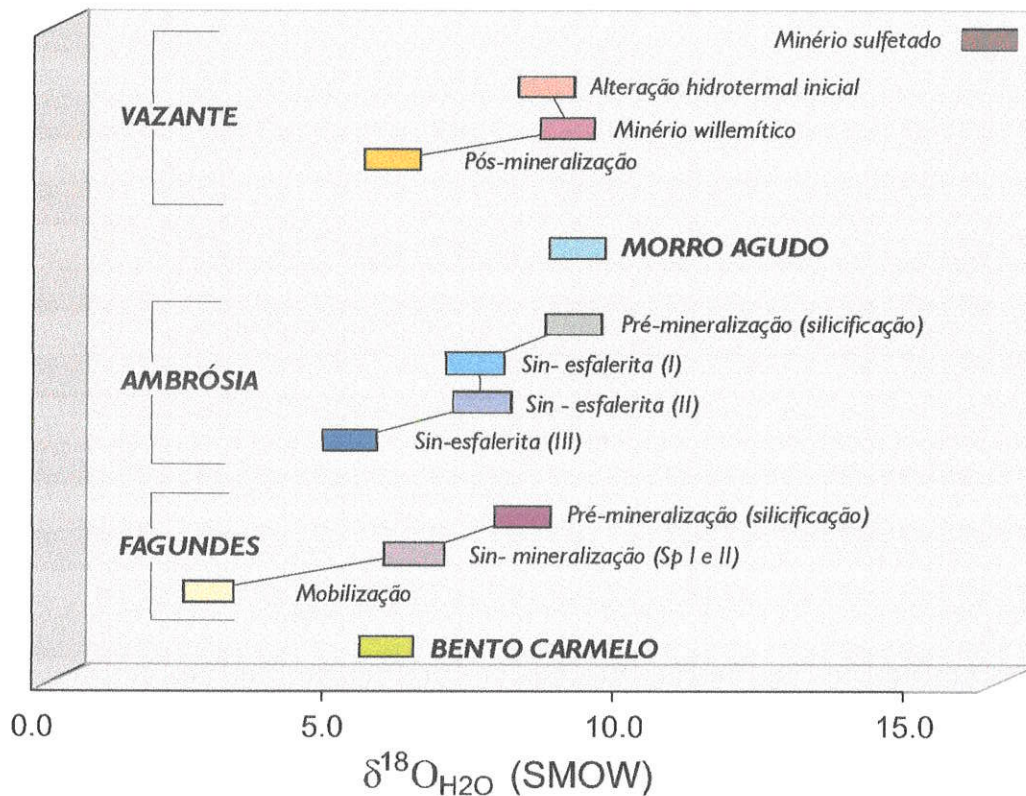


Figura 121 – Composições médias dos fluidos em equilíbrio, a 200 °C, com dolomita de depósitos da Faixa Vazante-Paracatu. Equação de fracionamento isotópico ($\Delta^{18}O_{\text{dolomita-H}_2\text{O}}$) de Golyshev et al. (1981).

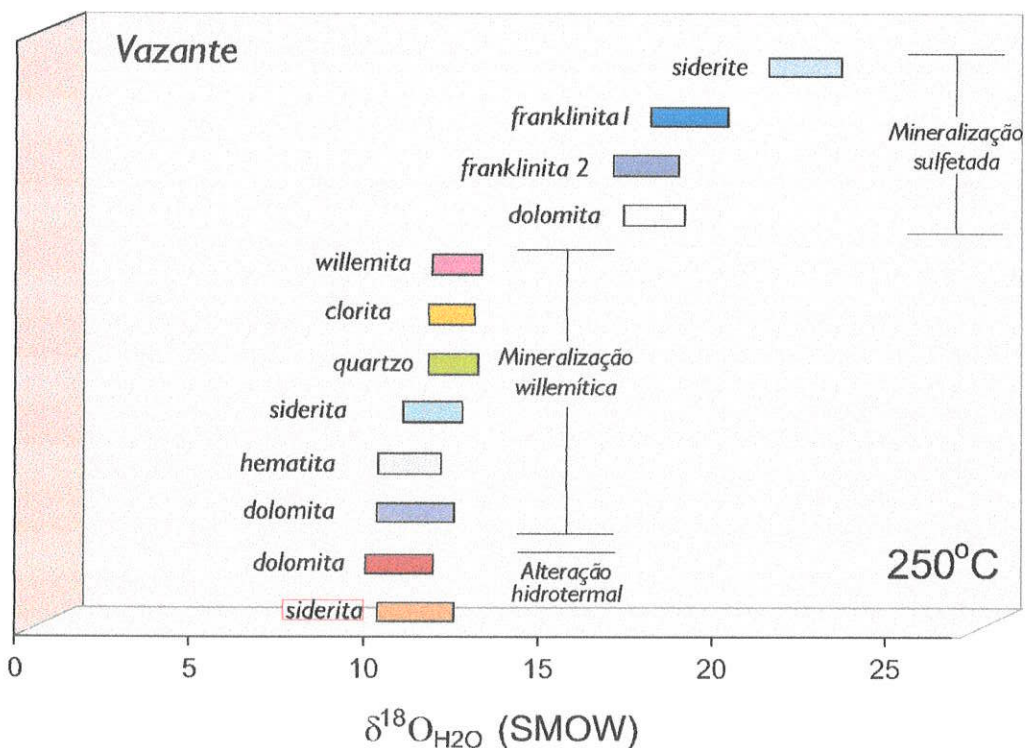


Figura 122 – Composições médias calculadas para fluidos em equilíbrio, a 250°C, com fases minerais do Depósito de Vazante (modificado de Monteiro, 1997; Monteiro et al., 1999a). Fatores de fracionamento mineral-água de Golyshev et al. (1981); Carothers et al., (1988); Wenner & Taylor (1971); Clayton et al. (1972); Zheng (1991); Zheng (1993); Zheng (1996). Franklinita I = estrutura inversa; Franklinita II = estrutura de espinélio.

Estudos de inclusões fluidas em fases minerais dos depósitos estudados indicam que a deposição dos sulfetos é devida à mistura de fluidos metalíferos, quentes ($> 250\text{ }^{\circ}\text{C}$), com fluidos salinos, de temperatura moderada ($\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C}$), semelhantes a salmouras bacinais, que seriam uma fonte potencial de H_2S . Assim, os processos de deposição do minério nos depósitos de Ambrósia e Fagundes podem ser controlados principalmente por processos de mistura, que podem envolver ainda participação de um componente meteórico, responsável pelos menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos. A diminuição progressiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em fases tardias de mineralização, verificadas na dolomita do estágio de mineralização tardia de Ambrósia, pode ser relacionada à maior influência dos fluidos bacinais, salinos, que apresentam uma influência marcante nos pulsos finais de mineralização, como indicam os estudos de inclusões fluidas.

Adicionalmente, a tendência de redução de $\delta^{18}\text{O}$, caracterizada principalmente em fases minerais vinculadas à alteração posterior à mineralização e à mobilização, é fortemente influenciada pela maior participação de fluidos meteóricos. A predominância de fluidos meteóricos, mais oxidantes, no sistema hidrotermal de Fagundes, no qual são registradas as menores razões $\delta^{18}\text{O}$, pode explicar, não somente, a diminuição das concentrações de Mn e Fe nos dolomitos hidrotermalizados, como também a ausência de correlação entre as assinaturas isotópicas e o conteúdo metalífero dessas rochas.

Desta forma, as características isotópicas dos carbonatos identificados nos três depósitos permitem caracterizar o processo de interação fluido-rocha, associado com a mineralização sulfetada de Vazante, e misturas de fluidos envolvendo, em diferentes proporções, pelo menos três componentes representados por: (1) fluido metalífero, com altas temperaturas ($> 250\text{ }^{\circ}\text{C}$), que podem corresponder a fluidos formacionais modificados diageneticamente ou com contribuição metamórfica; (2) salmouras bacinais; (3) fluidos de origem meteóricos.

X ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

Os isótopos de estrôncio têm se mostrado muito úteis na identificação da natureza da fonte e da evolução dos fluidos mineralizantes associados a depósitos de chumbo e zinco hospedados em rochas carbonáticas (Kessen *et al.*, 1981; Lange *et al.*, 1983; Medford *et al.*, 1983; Fontboté & Gorzawski, 1990; Brannon *et al.*, 1991; Ghazban *et al.*, 1991; Moritz *et al.*, 1996; Savard & Kontak, 1998; Savard *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2001). Por este motivo, foram determinadas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas hospedeiras (alteradas e inalteradas), das fases de ganga (siderita, dolomita e calcita) e de minério (esfalerita) dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes, além de amostras de Morro Agudo e Bento Carmelo (**Tabela 35**).

Os dolomitos do Grupo Vazante, na área de Vazante, considerados preservados em relação aos processos hidrotermais, apresentaram razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,709764 e 0,709236, para rochas dos membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior, e entre 0,71354 e 0,71582 para dolomitos do Membro Pamplona Superior, nas áreas dos depósitos de Ambrósia e Fagundes.

Estes valores são elevados e, provavelmente, não representam assinaturas isotópicas primárias, mas distribuem-se nas faixas de variação encontradas por Azmy *et al.* (2001) para os membros Pamplona Superior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706144 a 0,712034); Pamplona Inferior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,708294 a 0,731601) e Morro do Pinheiro ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,707344 a 0,731567). Segundo estes autores, entretanto, a assinatura isotópica mais próxima da inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,706144 a 0,707344) foi preservada em apenas duas amostras em um conjunto de 44 referentes aos três membros citados. Isso revela a dificuldade de preservação das razões primárias de estrôncio, que pode estar relacionada à própria natureza dos dolomitos, que apresentam, freqüentemente, componentes detríticos, tais como, micas e feldspatos, além de argilo-minerais, resultando em concentrações significativas de rubídio.

Se os dolomitos aparentemente não afetados pelo hidrotermalismo representarem um sistema fechado para o rubídio e o estrôncio, ou seja, se o aumento verificado de ^{87}Sr nestas rochas for resultado apenas do decaimento radioativo do ^{87}Rb , sem perdas ou ganhos adicionais, as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ainda ser estimadas, considerando-se a idade de formação do mineral e as concentrações de rubídio e estrôncio (Faure, 1986).

Amostra	Descrição	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (Y)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ p/T(Ma)
VAZANTE					
<i>Formação Pamplona Inferior</i>					
F-551-K	Dolomito cinza com laminação algal	4,3	48,4	0,709236	0,706458
VZ-43	Dolomito hidrotermalizado	0,0	34,7	0,715980	0,715980
F-568-4	Dolomito em contato com rochas metabásicas	0,7	32,5	0,732660	0,732660
<i>Formação Morro do Pinheiro Superior</i>					
F-543-36	Dolomito cinza-escuro com "stromatactis"	4,0	74,8	0,709764	0,708108
F-8-2	Dolomito hidrotermalizado	0,0	44,4	0,712948	0,712948
<i>Zona de alteração hidrotermal</i>					
F-466-3	Calcita (veios no dolomito bleached)			0,716126	
VZ-05	Dolomita rósea esparítica	0,7	44,5		
VZ-16	Siderita em brechas com estruturas "cockade"			0,712550	
<i>Mineralização Sulfetada</i>					
VZ-29g	Esfalerita			0,715380	
F-551-10	Siderita em veios tardios associada à esfalerita			0,724099	
VZ-28	Esfalerita mobilizada			0,729736	
<i>Mineralização willemítica</i>					
VZ-301	Siderita associada à willemita			0,722250	
VZ-28-G	Siderita associada à willemita			0,721904	
AMBRÓSIA					
<i>Membro Pamplona Superior</i>					
AM-73-05	Dolomito cinza inalterado	13,8	79,9	0,715818	0,710458
AM-69-11	Dolomito hidrotermalizado	7,4	187,8	0,750399	0,749173
<i>Mineralização</i>					
PAF-102-2	Dolomita baroque			0,742125	
PAF-104-16	Dolomita baroque			0,752214	
AM-69-15	Esfalerita em veio de pirita e dolomita baroque			0,753817	
AM-114-6B	Esfalerita mobilizada			0,753835	
AM-114-18A	Esfalerita mobilizada			0,753712	
AM-69-08	Esfalerita amarela em finas vênulas tardias			0,753267	
FAGUNDES					
<i>Membro Pamplona Superior</i>					
FG-76-13	Dolomito cinza inalterado	20,5	76,7	0,713540	0,705273
FG-5-51	Dolomito silicificado	5,4	60,1	0,711126	0,708338
<i>Mineralização</i>					
FG-76-42	Dolomita baroque assoc. sulfetos coloformes			0,713871	
FG-79-6	Dolomita baroque (preenchimento)			0,721987	
FG-82-32	Dolomita baroque assoc. à esfalerita zonada			0,717612	
FG-82-32	Esfalerita laranja zonada			0,718441	
FG-76-28	Esfalerita em vênulas tardias			0,722737	
FG-76-80	Esfalerita marrom em zonas de deformação			0,720029	
BENTO CARMELO					
BC-67-4B	Dolomita baroque			0,722110	
BC-67-4C	Esfalerita grossa amarela (II)			0,739535	
MORRO AGUDO					
MA-G-2	Dolomita baroque			0,717068	
MA-G-3	Barita			0,709010	

Tabela 35 – Razões isotópicas de estrôncio de amostras dos depósitos de Vazante, Fagundes, Ambrósia, Morro agudo e Bento Carmelo.

Como as determinações das concentrações de rubídio e estrôncio apresentam elevados erros decorrentes do método utilizado e a idade do Grupo Vazante é ainda controversa, estas estimativas podem ser bastante imprecisas. Ainda assim, cálculos das razões iniciais foram efetuados, considerando-se uma idade de 750 Ma, próxima da inferida por Azmy *et al.* (2001). Os resultados obtidos estão apresentados na **Tabela 35**, e foram utilizados nos gráficos das **Figuras 123 a 128**.

Nos dolomitos hidrotermalizados, as razões iniciais calculadas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$) são maiores que as razões iniciais das rochas consideradas inalteradas. Porém, diferenças significativas são encontradas entre os depósitos estudados. Em relação a Vazante (**Figura 123**), razões ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$) de 0,712948 e 0,715980 referem-se, respectivamente, aos dolomitos alterados dos membros Morro do Pinheiro Superior e Pamplona Inferior, enquanto que razões significativamente mais altas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0,732660$) são relacionadas ao dolomito milonitizado em contato com rochas metabásicas (dolomitos “bleached”).

Em Fagundes, o dolomito intensamente silicificado apresenta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ de 0,708338, enquanto que em Ambrósia, o dolomito alterado apresenta razão significativamente maior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0,749173$).

As razões isotópicas de estrôncio de amostras de Vazante e de Ambrósia apresentam correlações positivas com a razão Mn/Sr e com o índice de alteração de Large & McGoldrick (1998), evidenciando que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tornam-se mais radiogênicas com o maior grau de alteração dos dolomitos (**Figura 124**). Em relação à Fagundes, esta relação não é evidente. O diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ (**Figura 124**) indica mistura de fluidos em múltiplos estágios, envolvendo fluidos com alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e concentrações variáveis de Sr, e os dolomitos hospedeiros com baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e concentrações de Sr aproximadamente constantes. Em Ambrósia o fluido com alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, apresenta também maior concentração de Sr que a rocha hospedeira, o que é coerente com a introdução de Sr hidrotermal, como sugerido pelos cálculos de balanço de massa.

Considerando-se que fases minerais de ganga, tais como dolomita, calcita e barita contém quantidades negligenciáveis de rubídio (Kessen *et al.*, 1981), e que a siderita não acomoda rubídio em sua estrutura cristalina (Castorina & Masi, 2000), a composição isotópica de estrôncio destes minerais reflete diretamente as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do(s) fluido(s) hidrotermal(is).

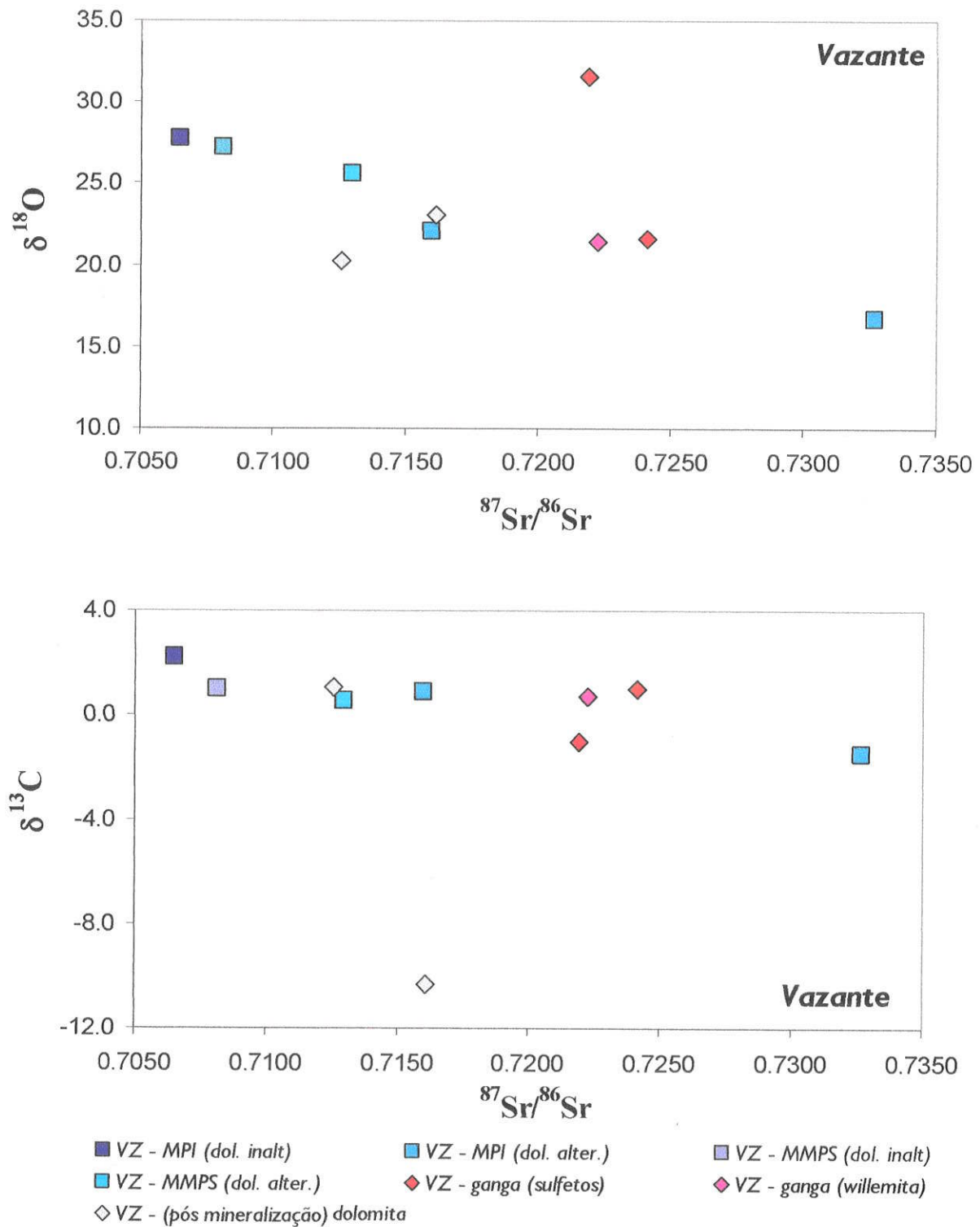


Figura 123 – Diagrama mostrando os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação a $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (‰) para rochas hospedeiras (inalteradas e alteradas), fases hidrotermais e de ganga associadas às mineralizações willemiticas e sulfetadas do depósito de Vazante. Abreviaturas utilizadas: VZ = Vazante; MPI = Membro Pamplona Inferior; MMPS = Membro Morro do Pinheiro Superior; dol. inalt. = dolomito inalterado e dol. alt. = dolomito alterado.

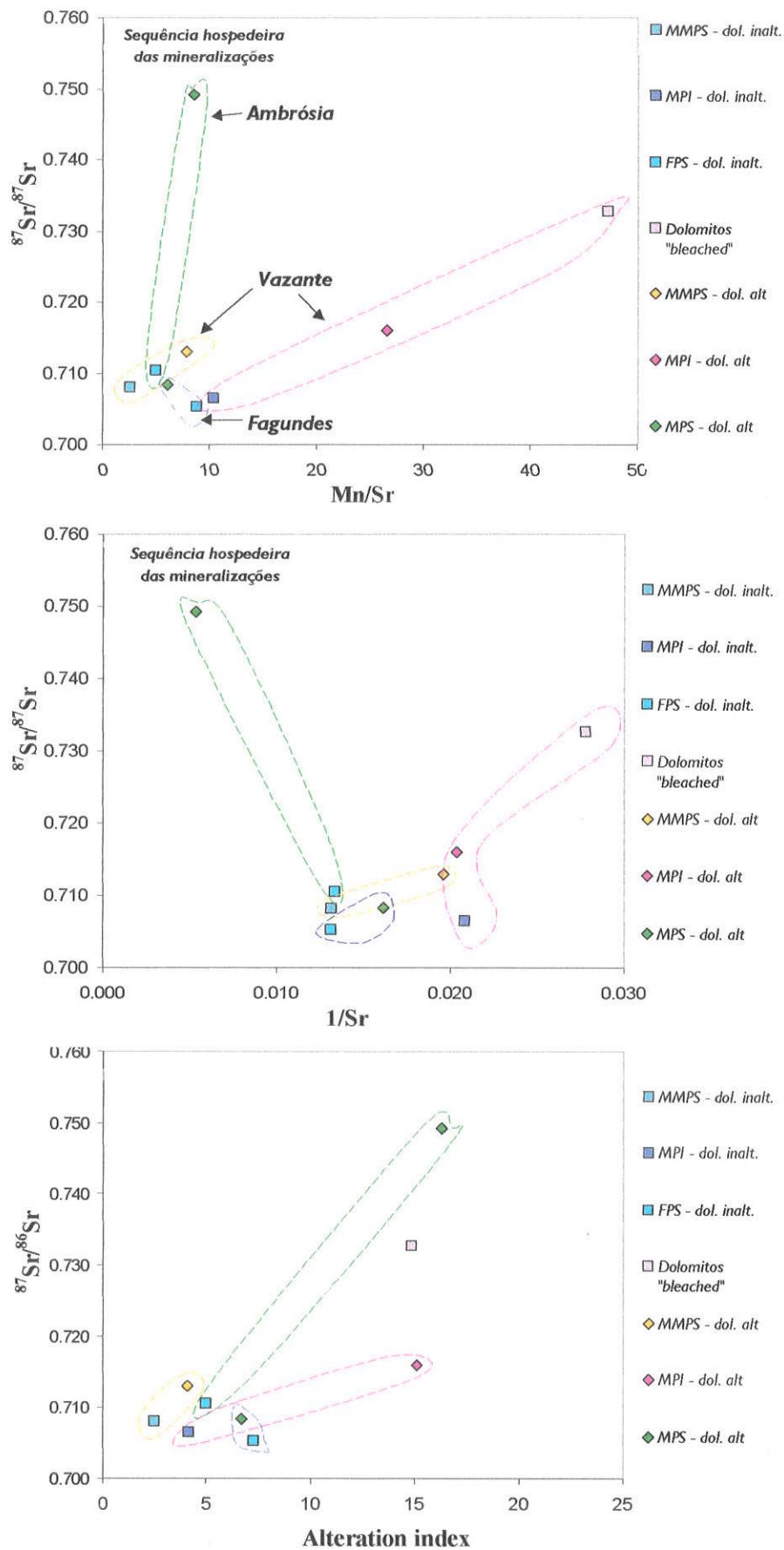


Figura 124 – Diagrama dos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação a Mn/Sr; 1/Sr e “Alteration index” (Índice de alteração) de Large & McGoldrich (1998) $(\text{FeO} + 10 * \text{MnO} + \text{MgO}) / (\text{FeO} + 10 * \text{MnO} + \text{MgO})$ para amostras de Fagundes, Ambrósia e Vazante. As abreviações utilizadas são as mesmas apresentadas na Figura 123.

Entretanto, uma vez que estas fases são consideradas formadas em diferentes condições químicas em relação aos sulfetos (Anderson, 1983; Anderson & Garven, 1987), alguns autores, como Brannon *et al.* (1991) consideram que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das fases de ganga podem não refletir a assinatura isotópica do fluido mineralizante. As diferentes gerações de minerais de ganga podem, ainda assim, fornecer informações sobre a evolução dos fluidos hidrotermais no depósito.

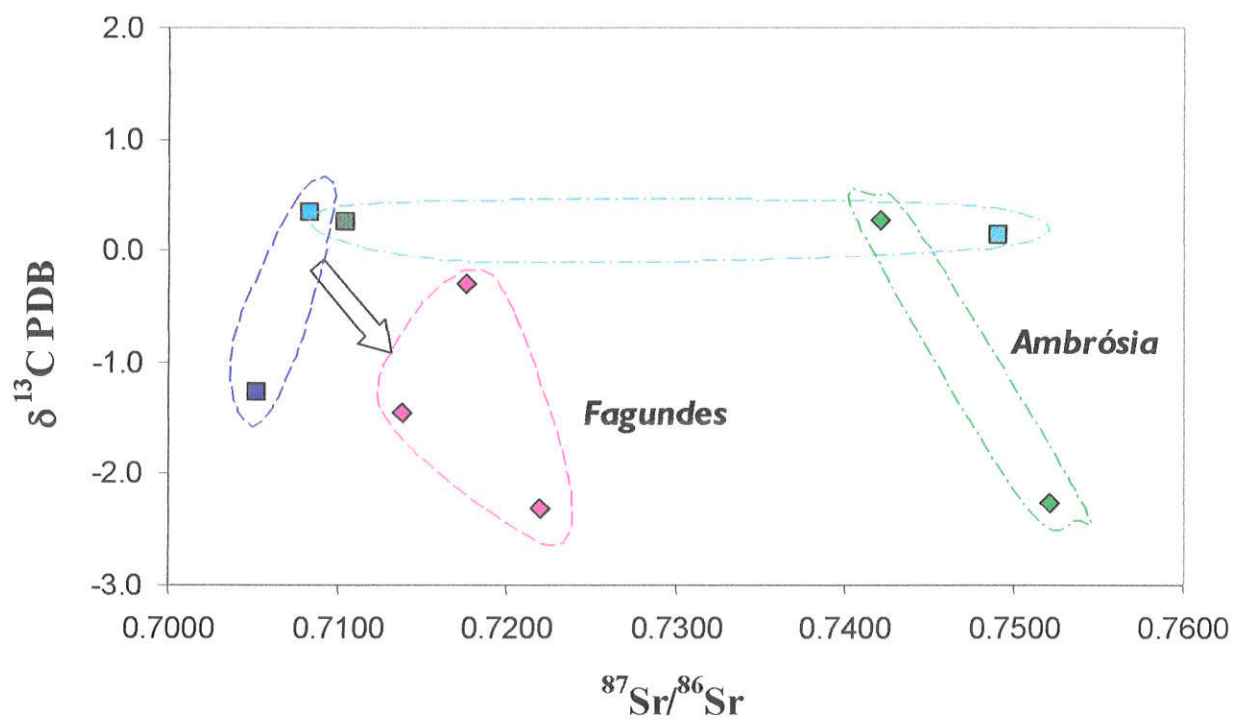
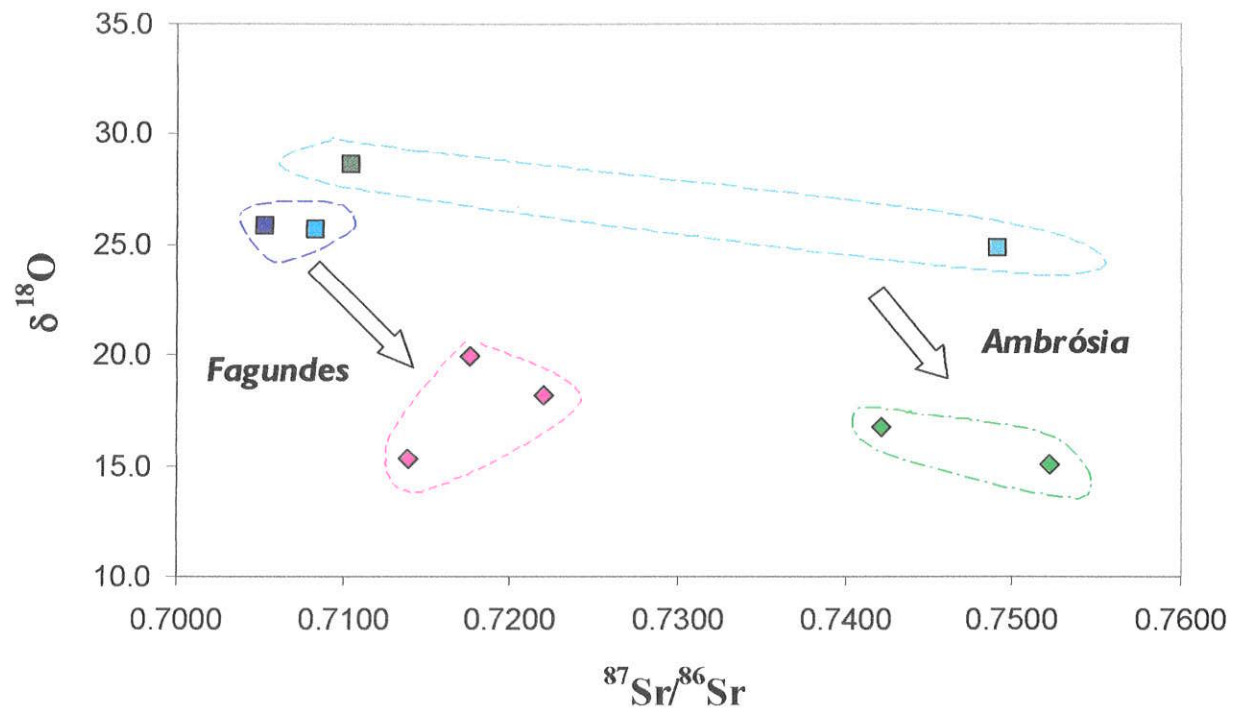
No depósito de Vazante, dolomita e siderita de fases de deposição prévias ou posteriores às mineralizações willemítica e sulfetada apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,712550 e 0,716126. Siderita associada com as mineralizações willemítica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,721904$ a 0,722250) e sulfetada ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,721904$ a 0,722250), apresentam assinaturas significativamente mais radiogênicas (**Figura 123**). As relações destas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ indicam fortes correlações negativas, que podem resultar da interação fluido-rocha ou mistura de fluidos, além de variações na temperatura dos fluidos.

Em Fagundes, dolomita hidrotermal apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando entre 0,713871 e 0,721987, que são também maiores que as referentes às rochas hospedeiras preservadas e alteradas. Este aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também corresponde, de modo geral, a menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 125**).

Em Ambrósia a relação entre aumento de ^{87}Sr e diminuição de ^{18}O também é observada (**Figura 125**). Entretanto, neste caso, as razões isotópicas tanto do dolomito alterado, como das fases de ganga ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,722125$ a 0,752214) são muito mais radiogênicas que as razões referentes aos depósitos de Vazante e Fagundes.

As assinaturas isotópicas de estrôncio foram determinadas apenas para duas amostras de Morro Agudo ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709010$ a 0,717068), valores estes que, como no caso de Fagundes, sugerem derivação de parte do ^{87}Sr das rochas hospedeiras. Em Monte Carmelo, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,722110 é semelhante às de Vazante e Fagundes, indicando que os fluidos podem ter sido semelhantes.

A análise das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em esfalerita, pode refletir diretamente a composição dos fluidos mineralizantes (Brannon *et al.*, 1991). Adicionalmente, alguns autores consideram que os isótopos de estrôncio em sulfetos podem ser também utilizados como traçadores da fonte de metais (Zhou *et al.*, 2001). A ausência de migração preferencial de ^{87}Sr e ^{86}Sr em condições hidrotermais pode contribuir para isso. Entretanto, ao contrário do que ocorre nas fases de ganga, a incorporação de rubídio na esfalerita pode ser responsável por adição de ^{87}Sr por decaimento radioativo do ^{87}Rb , o que deve ser considerado.



- FG - MPS - dolomito inalterado ■ FG - MPS - dolomito alterado ◆ FG - Ganga
- AM - MPS - dolomito inalterado ■ AM - MPS - dolomito alterado ◆ AM - Ganga

Figura 125 – Diagrama dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação a $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (‰) para rochas hospedeiras (inalteradas e alteradas) e minerais de ganga associadas às mineralizações de zinco dos depósitos de Fagundes e Ambrósia. Abreviaturas utilizadas: FG = Fagundes; AM = Ambrósia; MPS = Membro Pamplona Superior.

Excetuando-se a esfalerita de Bento Carmelo, que apresenta assinatura isotópica significativamente mais radiogênica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,739535$) que a da dolomita hidrotermal, a composição isotópica da esfalerita é semelhante à dos carbonatos de ganga. Em Vazante, a esfalerita apresenta razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,715380 e 0,729736. Em Fagundes, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,718441 a 0,722737 e, em Ambrósia, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estão entre 0,753267 e 0,53835.

Nos três depósitos estudados as razões isotópicas de estrôncio revelam a relação íntima entre fluidos mais radiogênicos e estágios tardios de mineralização ou mobilização (**Figuras 126 a 128**).

Em Vazante, tanto os dolomitos hidrotermalizados quanto os carbonatos hidrotermais anteriores ao estágio principal de mineralização willemítica apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhantes (**Figura 126**). Os dolomitos milonitizados (*bleached*), em contato com rochas metabásicas, apresentam razões de estrôncio mais elevadas, que podem estar associadas com uma maior interação fluido-rocha, considerando-se que fluidos tardios tenham sido mais radiogênicos.

A esfalerita de bolsões sulfetados mais preservados apresentam razões isotópicas consideravelmente menor que as observadas em esfalerita fortemente mobilizada/milonitizada em amostra com grande quantidade de willemita. Isto pode indicar que os fluidos responsáveis pela mobilização e pela mineralização willemítica são mais radiogênicos. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da siderita em paragênese com a willemita suportam esta hipótese (**Figura 126**).

No depósito de Fagundes, o aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tanto de minerais de ganga como da esfalerita, também apresenta relação com a seqüência paragenética (**Figura 127**) definida pelos estudos petrográficos. Assim estágios de mineralização considerados tardi-diagenéticos refletem fluidos menos radiogênicos, enquanto estágios epigenéticos, incluindo a mobilização, refletem assinaturas mais radiogênicas, de forma muito semelhante ao caracterizado em Vazante.

As assinaturas dos isótopos de estrôncio tanto de dolomita como de esfalerita do depósito de Ambrósia diferem daquelas dos demais depósitos por refletirem fluidos muito mais radiogênicos, envolvidos tanto nos processos de alteração hidrotermal do dolomito hospedeiro, quanto nos processos de mineralização. Todas as diferentes fases de esfalerita, que são consideradas epigenéticas, apresentam razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marcadamente homogêneas (**Figura 128**).

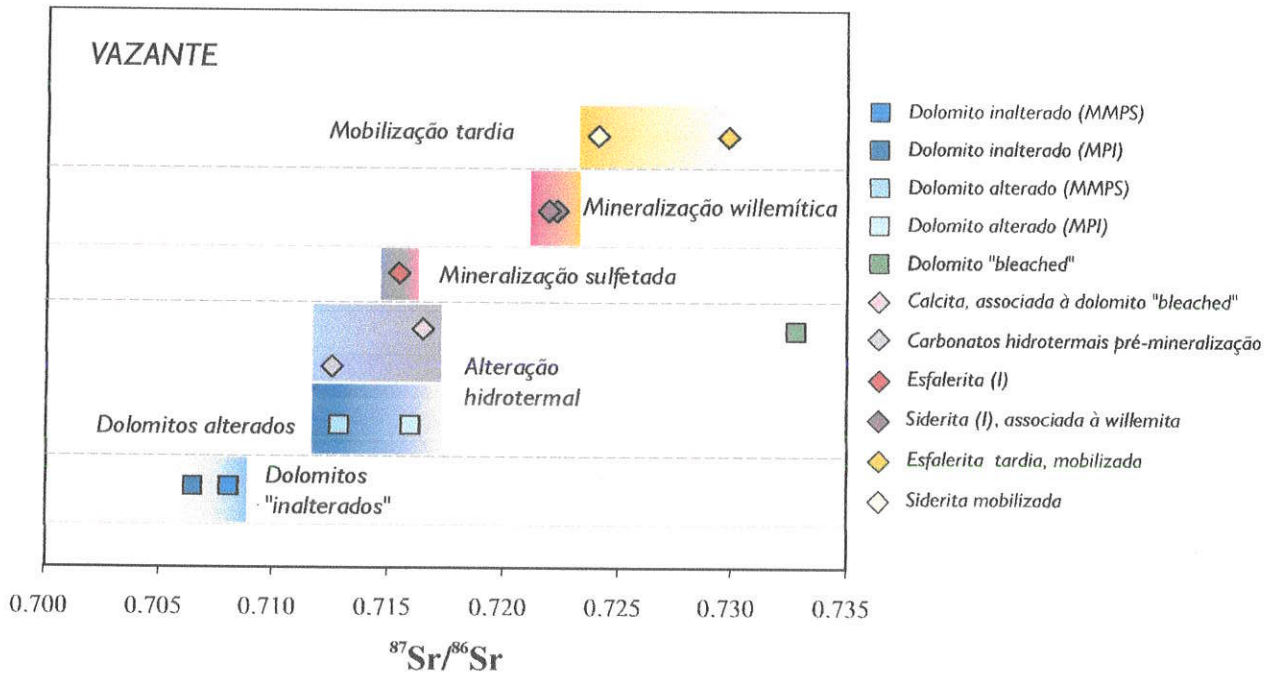


Figura 126 – Relação entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a cronologia relativa dos processos associados à gênese do depósito de Vazante. Abreviaturas: MPI = Membro Pamplona Inferior; MMPS = Membro Morro do Pinheiro Superior.

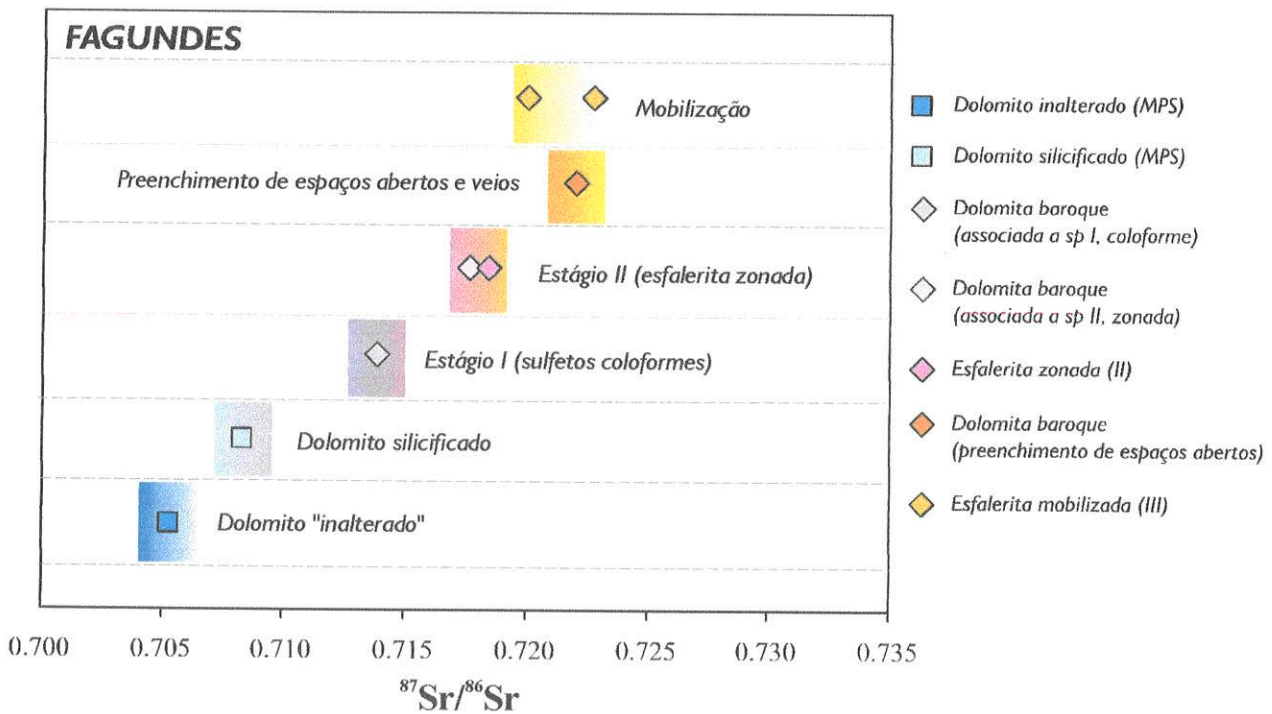


Figura 127 – Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função da cronologia relativa dos processos associados à gênese do depósito de Fagundes. Abreviatura utilizadas: MPS = Membro Pamplona Superior; sp = esfalerita.

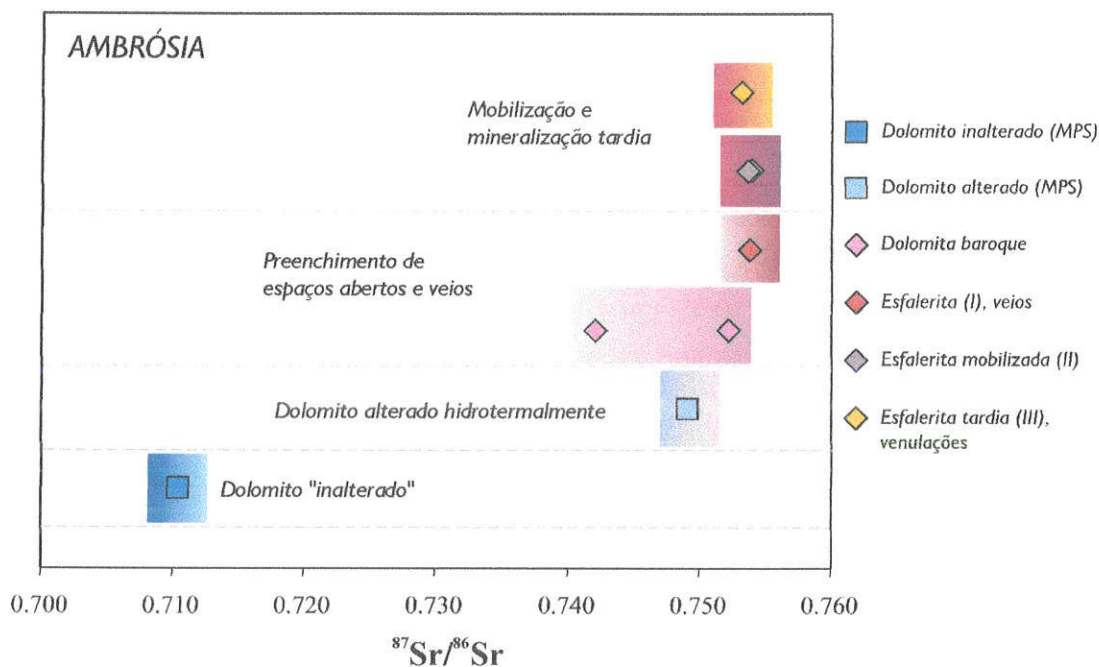


Figura 128 – Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função da cronologia relativa dos processos associados à gênese do depósito de Ambrósia. Abreviatura utilizada: MPS = Membro Pamplona Superior.

O aumento das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação às seqüências paragenéticas de Vazante e Ambrósia é similar ao descrito para alguns depósitos de Zn-Pb do tipo Mississippi Valley (Fontboté & Gorzawski, 1990) e podem refletir aumento de razões fluido-rocha ao longo do tempo, ou misturas com fluidos mais radiogênicos. Desta forma, a composição mais radiogênica do fluido mineralizante tornar-se dominante nos estágios finais de mineralização. Segundo Savard & Kontak (1998), fluidos metalíferos semelhantes aos de salmouras bacinais são mais radiogênicos que a água marinha e que as rochas hospedeiras contemporâneas. A migração destes fluidos através de sedimentos com componentes clásticos podem ser responsáveis por estas razões mais radiogênicas. Desta forma, analogamente ao sugerido pela química mineral da esfalerita, estes fluidos hidrotermais fortemente radiogênicos podem representar salmouras metalíferas quentes que adquiriram, pelo menos em parte, ^{87}Sr e metais de seqüências clásticas com contribuição de matéria orgânica.

A assinatura isotópica distinta dos fluidos mineralizantes do depósito de Ambrósia, contrasta com a longa e/ou efetiva interação das salmouras mineralizantes com os dolomitos do Grupo Vazante. Assim, de forma similar ao sugerido por Savard & Kontak (1998) para o depósito de Zn-Pb de Gays River (Canadá), a assinatura dos isótopos de estrôncio em Ambrósia pode indicar que os fluidos mineralizantes são provenientes de reservatórios profundos, e foram expelidos a partir de seqüências clásticas radiogênicas e canalizados em falhas, não apresentando interação efetiva com os dolomitos hospedeiros.

XI ISÓTOPOS DE ENXOFRE

11.1 APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE ENXOFRE AO ESTUDO DE DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO HOSPEDADOS EM ROCHAS CARBONÁTICAS

O estudo de isótopos de enxofre em depósitos de zinco e chumbo hospedados em rochas carbonáticas visa, em essência, a compreensão de aspectos geoquímicos e de condições hidrológicas envolvidas na gênese destes depósitos, visto que a composição isotópica de enxofre é fortemente controlada por fO_2 e pH.

A importância de fluidos meteóricos e/ou derivados da água do mar nos processos hidrotermais responsáveis por esses tipos de mineralização têm sido cada vez mais enfatizada, ampliando, segundo Bannikova *et al.* (1998), os questionamentos sobre a origem do enxofre e os mecanismos de formação e acumulação de H_2S , visto que a principal fonte de enxofre nestes tipos de depósitos relaciona-se, direta ou indiretamente, a sulfatos presentes na água do mar.

Nos depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT) os evaporitos, as salmouras bacinais, a água do mar conata e os sulfetos diagenéticos preexistentes são considerados como sendo fontes importantes de enxofre (Heyl *et al.*, 1974).

Nos depósitos SEDEX muitos autores consideram importante a incorporação de H_2S biogênico da coluna de água reduzida através da redução bacteriana progressiva de sulfato da água do mar, em bacias anóxicas fechadas ou semi-fechadas (Goodfellow & Jonasson, 1984; Goodfellow, 1987). Outros autores, no entanto, consideram que pelo menos parte do enxofre nestes sistemas provem de salmouras hidrotermais ricas em metais com algum conteúdo de enxofre (Large, 1983; Ohmoto, 1986; Ohmoto *et al.*, 1988). Neste caso, o enxofre hidrotermal também seria derivado do sulfato da água marinha e reduzido a altas temperaturas ($> 200\text{ }^\circ\text{C}$) durante a circulação convectiva.

Nos depósitos do tipo IRISH os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos indicam duas fontes de enxofre, representadas pelos sulfatos da água do mar e pelo enxofre derivado de lixiviação hidrotermal de sulfetos diagenéticos preexistente em seqüências do embasamento (Coomer & Robinson, 1976; Boast *et al.*, 1981; Caulfield *et al.*, 1986; Hitzman, 1995; Anderson *et al.*, 1989; Anderson *et al.*, 1998)

Desta forma, os processos mineralizantes atuantes nestes depósitos envolvem, necessariamente, a redução de sulfatos marinhos. No entanto, como via de regra, as

temperaturas destes sistemas são relativamente baixas, variando de $> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ nos depósitos MVT até no máximo $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ nos depósitos SEDEX, mas são ainda controversos os mecanismos de redução de sulfato, que poderiam ser intermediados por ação de bactérias a baixas temperaturas, ou por redução termoquímica em presença de hidrocarbonetos ou fases com ferro a temperaturas maiores.

Os estudos de Ohmoto & Lagasa (1982), Krouse *et al.* (1988), Donnelly & Crick (1992), Worden *et al.* (1997), Belyi & Bannikova (1997), Bannikova *et al.* (1998), sobre a cinética das reações entre sulfatos e sulfetos em sistemas hidrotermais, indicam que o processo de redução termoquímica pode ser um importante mecanismo de geração de H_2S , mesmo a temperaturas inferiores a $200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Entretanto, este processo de redução total de sulfato parece ser intermediado pela formação de espécies de enxofre parcialmente oxidadas, como os tiosulfatos, que podem ser importantes para os mecanismos de deposição de minério, e que representam reações parciais que resultam em grande fracionamento isotópico.

A presença destas espécies metaestáveis de enxofre podem explicar zonamentos e flutuações nas assinaturas isotópicas de enxofre, antes interpretadas como decorrentes de diferentes fontes de enxofre. Belyi & Bannikova (1997) consideram, ainda, que os ambientes geoquímicos mais favoráveis à deposição de metais base e ouro são as regiões nas quais a concentração de compostos metaestáveis de enxofre é máxima, o que torna a presença de tiosulfatos um importante guia prospectivo para estes depósitos.

Desta forma, a compreensão da cinética das reações envolvendo o enxofre e a magnitude do fracionamento isotópico resultante, podem fornecer importantes informações a respeito da origem do enxofre e dos mecanismos de deposição de minério nestes depósitos.

11.1.1 Depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT)

Os depósitos do tipo *Mississippi Valley* apresentam características isotópicas de enxofre muito variadas, no entanto, incompatíveis com origem ígnea e consistentes com fontes crustais, como matéria orgânica com enxofre, reservatório de gases com H_2S , evaporitos, salmouras bacinais, água do mar marinha e sulfetos diagenéticos preexistentes (Heyl *et al.*, 1974). Cada distrito mineral pode ter uma $\delta^{34}\text{S}$ característica, sugerindo fonte de enxofre e mecanismo de produção diferenciado (Leach & Sangster, 1993).

Intervalos restritos de $\delta^{34}\text{S}$ em um distrito podem ser considerados como devidos a uma única fonte de enxofre ou fontes múltiplas bem homogeneizadas, a exemplo dos depósitos da região central dos Apalaches, que apresentam como fonte única de enxofre o sulfato da água

marinha aprisionado durante formação das hospedeiras e preservada como fluidos conatos ou formacionais (Appold *et al.*, 1995).

Intervalos grandes de $\delta^{34}\text{S}$ são relacionados com mistura de enxofre de fontes diferentes, com fracionamento isotópico em função das espécies minerais (por exemplo entre sulfetos e sulfatos), desequilíbrio isotópico, efeitos cinéticos entre os pares minerais, temperatura e ambiente químico.

Sulfatos da água do mar, são considerados como sendo uma das principais fontes de H_2S nestes depósitos, porém, fracionamento isotópico pode acompanhar as transformações envolvendo sulfatos.

O processo de liberação do H_2S a partir da maturação de matéria orgânica com enxofre como constituinte menor (**enxofre orgânico**), ocorre sem muito fracionamento isotópico. Este H_2S pode ser redepositado nos mesmos sedimentos como sulfetos, na presença de fluidos hidrotermais aquecidos, com metais (Skinner, 1967). Entretanto, o enxofre nos sulfetos de muitos depósitos (Spirakis, 1986; Spirakis & Heyl, 1995) é isotopicamente mais pesado que o esperado para o do enxofre orgânico, representando evidências contrárias a esta hipótese para estes depósitos.

A redução de sulfatos de leitos evaporíticos reduzidos **sem ação de bactérias catalizadoras**, com quebra de matéria orgânica ou alteração de minerais de ferro, pode também gerar H_2S . Vários autores consideram que os evaporitos são importantes fonte de enxofre de depósitos **MVT**, mesmo quando distais (Sasaki & Krouse, 1969; Ghazban *et al.*, 1990, Arne *et al.*, 1991; Hill, 1995). Tompkins *et al.* (1994a, 1994b) consideram evaporitos como fonte *in situ* de enxofre, devido à semelhança dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ de três gerações de esfalerita e à composição isotópica de evaporitos do depósito de Cadjebut na Austrália, o que sugere um sistema fechado para o sulfato.

A presença local de evaporitos relacionados à circulação marinha restrita, no entanto, pode ser responsável por variações nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre depósitos do mesmo distrito, com enxofre isotopicamente mais pesado que o dos sulfatos da água do mar, porque a redução do sulfato causa a precipitação de sulfetos com enxofre isotopicamente mais leves, enquanto o sulfato remanescente torna-se mais pesado (**Figura 129**) (Sangster, 1979).

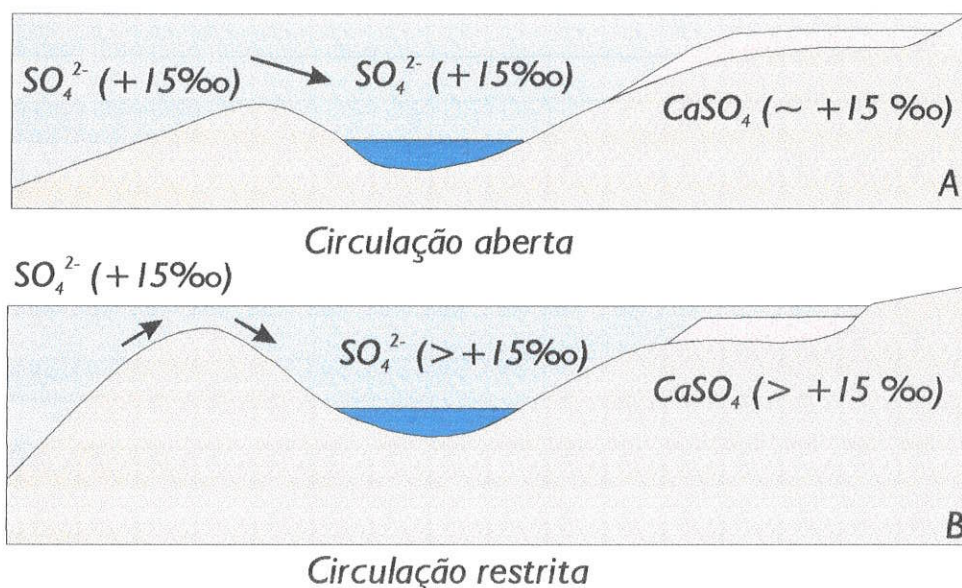


Figura 129 – Representação esquemática de duas bacias ilustrando o efeito da circulação aberta (A) ou restrita (B) na composição isotópica de depósitos evaporíticos em relação ao sulfato da água do mar (Sangster, 1979).

■ Transporte de Enxofre e Mecanismos de Precipitação dos Sulfetos

Os modelos existentes para mecanismos de deposição dos sulfetos nos depósitos MVT (**Tabela 36**) apresentam pontos fortes e fracos e, aparentemente, o fato de um modelo ser adequado para determinado distrito não o torna compatível com todos os demais do tipo *Mississippi Valley* (Sverjensky, 1986). Ohmoto (1986) sugere que, em consequência das características isotópicas bastante distintas entre depósitos de distritos diferentes, os mecanismos de deposição dos minérios não podem ser os mesmos para todos os tipos de depósitos MVT.

Devido a isto, modelos alternativos propostos recentemente, são híbridos e envolvem mais variáveis, como vários paleo-aquíferos com diferentes características e a sobreposição de diferentes processos de deposição do minério, tal como a mistura de fluidos e as modificações físico-químicas nos fluidos (Goldhaber et al., 1995).

Outros autores, entretanto, consideram que um modelo específico pode ser consistente com todos os depósitos tipo MVT, como o modelo de redução de espécies de enxofre parcialmente oxidadas (tiosulfato) através de reação com matéria orgânica no sítio de mineralização (Spirakis & Heyl, 1995). Porém, o desconhecimento quase total do complicado sistema químico envolvendo estas espécies tornam necessários ainda o desenvolvimento de novas linhas de pesquisa para a comprovação desta hipótese.

a) Modelos de mistura de fluidos enriquecidos em H₂S e metais (*mixing models*)

Segundo este modelo (Beales & Jackson, 1966, Anderson, 1975), o transporte de metais e enxofre em soluções separadas é necessário, devido à baixa solubilidade dos metais em presença de **enxofre reduzido**. A mistura das duas soluções é o mecanismo que favorece, desta forma, a precipitação dos sulfetos.

As razões isotópicas de enxofre têm sido utilizadas tanto como argumento favorável como desfavorável a este modelo. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$, apesar de próximos, apresentam uma tendência regional na região central dos Apalaches, indicando decréscimo das razões isotópicas com o tempo, o que pode estar associado à mistura de salmouras metalíferas oxidantes, tectonicamente dirigidas, com fluidos formacionais com enxofre em estado de oxidação variável, segundo Appold *et al.* (1995).

Segundo Ohmoto (1986) os valores de $\delta^{34}\text{S}$ muito uniformes nos vários estágios de mineralização em extensas áreas de um distrito indicam transporte de metais e enxofre no mesmo fluido.

A correlação entre altos valores de $\delta^{34}\text{S}$ com Pb menos radiogênico e baixos valores de $\delta^{34}\text{S}$ com valores de Pb mais radiogênicos em galenas do Viburnum Trend, Southeast Missouri, também tem sido relacionada com transporte de enxofre e metais na mesma solução (Sverjensky, 1981a; Crocetti & Holland, 1989; Spirakis & Heyl, 1995). Tal correlação, entretanto, também tem sido atribuída à mistura de dois tipos de fluidos, provenientes de aquíferos com características distintas de isótopos de chumbo e enxofre, fontes de ambos, metais e enxofre reduzido (Ohmoto, 1986).

b) Modelos com transporte de metais e enxofre no mesmo fluido hidrotermal

BI) Modelo do enxofre reduzido:

Segundo este modelo (Anderson, 1973; Helgeson, 1970; Sverjensky, 1981a) o enxofre reduzido e os metais de base podem ser transportados pelo no mesmo fluido, sendo que mudanças de pH, decréscimo da temperatura e diluição ou a combinação destes fatores são responsáveis pela precipitação dos sulfetos.

Durante as últimas décadas, em alguns distritos clássicos bem estudados, tais como o Upper Mississippi Valley e o Viburnum Trend, Southeast Missouri, este modelo tem sido aplicado (Ohmoto & Rye, 1979, Sverjensky, 1981a), por apresentarem evidências de homogeneidade dos fluidos mineralizantes em grandes áreas, valores de $\delta^{34}\text{S}$ muito uniformes

nos vários estágios de mineralização, além de feições que sugerem episódios de precipitação e dissolução, incompatíveis com os modelos de mistura de fluidos ou de redução dos sulfatos.

Alguns autores consideram que neste modelo, uma parte do enxofre pode ser localmente derivado, ou seja, nem todo enxofre reduzido teria sido transportado pelos fluidos metalíferos (Anderson, 1983; Ohmoto, 1986; Anderson & Garven, 1987). Skinner (1967) sugere que o aquecimento de matéria orgânica no sítio de deposição pode liberar enxofre. Entretanto, o enxofre nos sulfetos de muitos depósitos (Spirakis, 1986; Spirakis & Heyl, 1995) é isotopicamente mais pesado que o enxofre orgânico, representando evidências contrárias a essa hipótese. Os evaporitos podem representar outras fontes *in situ* de enxofre, como consideram Tompkins *et al.* (1994b), devido à similaridade dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ de três gerações de esfalerita e à composição isotópica de evaporitos no depósito de Cadjebut, Austrália.

b1) Modelos de redução de sulfato e de espécies parcialmente oxidadas de enxofre

Devido à baixa solubilidade dos metais na presença de enxofre reduzido, o transporte destes elementos na mesma solução é associado ao transporte de sulfato, que ao ser reduzido no sítio de deposição possibilita a precipitação dos sulfetos (Anderson, 1983; Barton, 1967; Macqueen & Powell, 1983) ou ao transporte do enxofre como espécies parcialmente oxidadas, como o tiosulfato ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$) (Spirakis, 1983; Kucha & Viane, 1993; Spirakis & Heyl, 1995).

O maior problema relacionado à redução de sulfato, por matéria orgânica, em geral presente em grandes quantidades nos depósitos MVT, é a cinética muito lenta da reação (Ohmoto & Lagasa, 1982; Spirakis, 1986; Spirakis & Heyl, 1995) no intervalo de temperaturas de formação dos depósitos *Mississippi Valley* (80 °C e 220 °C; Ohmoto, 1986; com média entre 100 °C a 160 °C; Roedder, 1984).

A presença de texturas indicativas de precipitação e dissolução de sulfetos no Viburnum Trend, Southeast Missouri (Sverjensky, 1981a) requer um mecanismo de precipitação facilmente reversível, e as considerações termodinâmicas relativas à redução de sulfatos indicam que esta não é reversível.

Espécies de enxofre parcialmente oxidadas, são rapidamente reduzidas por matéria orgânica nas temperaturas de formação do minério (Pryor, 1962 em Spirakis & Heyl, 1995) e, devido à cinética da reação, podem ser facilmente novamente oxidadas. Evidências geológicas de que espécies de enxofre parcialmente oxidadas podem estar envolvidas na gênese dos depósitos MVT relacionam-se com a detecção de inclusões de minerais de enxofre, parcialmente oxidados em esfaleritas de depósitos da Bélgica e Polônia (Kucha & Viane, 1993).

Segundo Ohmoto & Lagasa (1982) a reação de redução de sulfato necessariamente requer oxidação simultânea de dois átomos de enxofre. O mecanismo de substituição total, provavelmente, é intermediado por uma ou mais espécies de enxofre com valências intermediárias, mais provavelmente tiosulfatos (por exemplo, $H_2S_2O_3$, $H_2SO_3^{\cdot-}$, $S_2O_3^{2-}$, $NaS_2O_3^{\cdot-}$). Segundo Belyi & Bannikova (1997) este mecanismo de desproporção do enxofre pode ser importante para a geração de H_2S em sistemas hidrotermais convectivos.

11.1.2 Depósitos SEDEX

Ambientes euxínicos em oceanos estratificados, além de representarem grande potencialidade para a preservação dos depósitos estratiformes, são considerados por Turner (1992), Goodfellow et al. (1993) e Goodfellow & Peter (1996) como um controle de primeira ordem na formação de depósitos SEDEX (Figura 130).

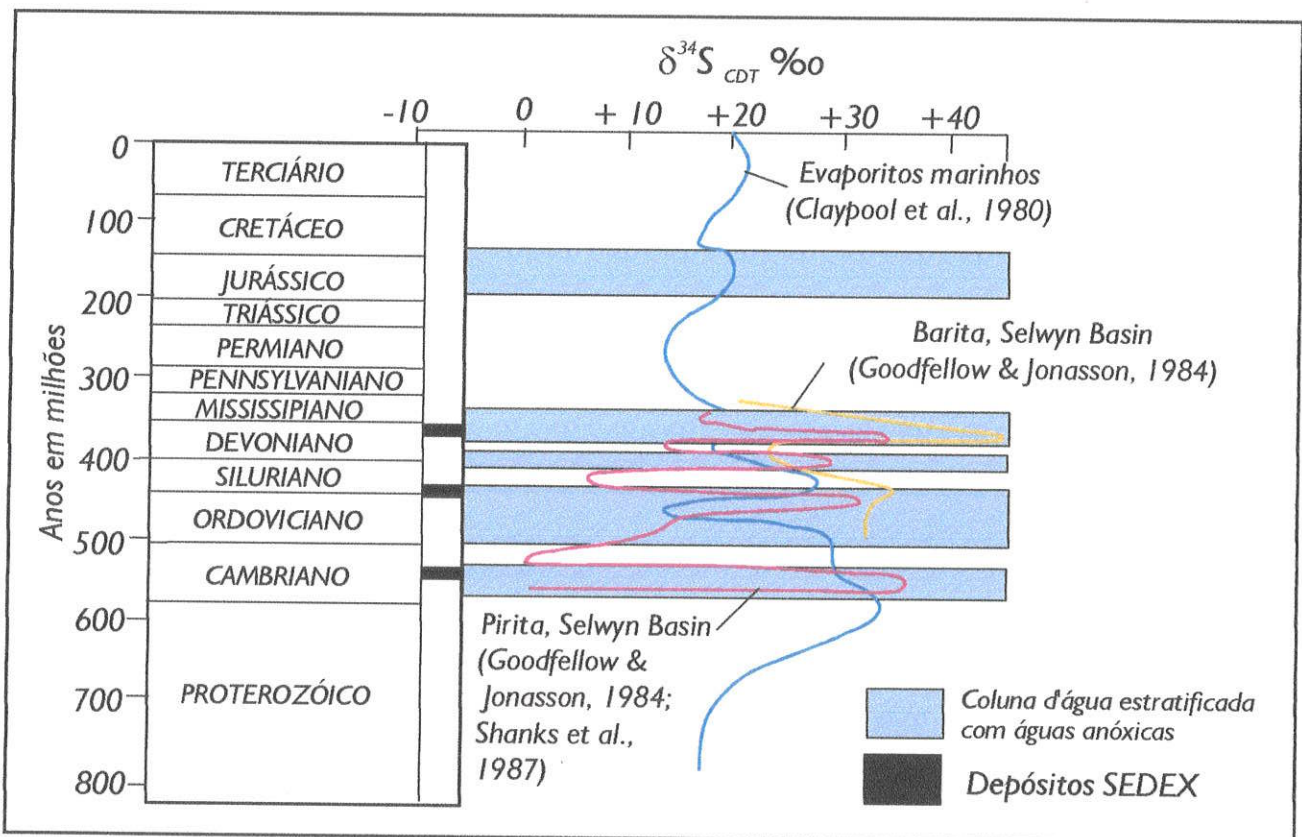


Figura 130 – Curvas seculares de $\delta^{34}S$ de pirita e de barita da Selwyn Basin e de evaporitos amostrados globalmente. Em preto estão marcadas as posições temporais de depósitos SEDEX na Selwyn Basin (Goodfellow et al., 1993).

As razões $\delta^{34}S$ de pirita associada a folhelhos negros e de sulfatos evaporíticos (Claypool et al., 1980; Goodfellow & Jonasson, 1984) e $\delta^{13}C$ de carbonatos integrados a outros critérios,

tais como, a ausência de bioturbação em seqüências fanerozóicas, o conteúdo de Ce em material biogênico, as razões S/C_{org} maiores que 0,13 nos sedimentos (Leventhal, 1983), e o conteúdo menor que 200 ppm de Mn, têm sido utilizados no reconhecimento de paleoambientes euxínicos.

Os valores altamente positivos de $\delta^{34}S$ da pirita e da barita nas seqüências encaixantes dos depósitos de McArthur River (Williams, 1978), Selwyn Basin (Goodfellow, 1987) e Brunswick N°12 (Goodfellow & Peter, 1996) indicam mudanças na química redox do oceano e evidenciam períodos de águas anóxicas em bacias marinhas restritas (Goodfellow & Jonasson, 1984; Turner, 1992), nas quais predomina a **redução bacteriana** de sulfato para sulfeto, que envolve a remoção de enxofre isotopicamente leve do sistema durante a sedimentação da pirita, resultando em aumento de $\delta^{34}S$ de pirita biogênica (Goodfellow *et al.*, 1993). As razões $\delta^{34}S$ da pirita em alguns depósitos como McArthur River (Smith & Croxford, 1973) e Lady Loretta (Carr & Smith, 1977), tornam-se isotopicamente mais pesadas em níveis estratigráficos superiores indicando condições estratificadas.

As razões $\delta^{34}S$ da barita coincidem com a tendência para sulfatos evaporíticos marinhos e com a deposição de folhelhos negros e *chert* carbonoso, relacionados aos períodos anóxicos (Goodfellow & Jonasson, 1984).

Em carbonatos marinhos os valores de $\delta^{13}C$ exibem *trends* seculares globais ($\delta^{13}C = -0,8$ a $+2,0$ ‰ para carbonatos marinhos fanerozóicos e $\delta^{13}C = -12$ a -5 ‰ para proterozóicos) e os valores altamente negativos ($-18,7$ a $-14,9$ ‰) em carbonatos associados ao depósito de Sudbury (Canadá), podem estar associados a condições que impossibilitaram a mistura com quantidades significativas de carbonatos de mar aberto. Whitehead *et al.* (1990) associam a formação destes carbonatos com a redução de matéria orgânica, isotopicamente pesada, em bacia anóxica.

Em alguns depósitos como o de Rammelsberg (Alemanha), porém, não existem evidências de bacia restrita. Como os valores de $\delta^{34}S$ distribuem-se em um intervalo amplo, a origem destas variações isotópicas podem estar relacionada a diferentes microambientes no sítio de formação biogênica (Large, 1983), ou à redução termoquímica de sulfatos na zona de descarga de fluidos marinhos oxigenados, em contato com a seqüência redutora (Belyi & Bannikova, 1997), como apresentado a seguir.

■ Fonte de enxofre e mecanismos de precipitação

Dois modelos são propostos para explicar as razões isotópicas observadas nos depósitos SEDEX, que são, em geral altamente positivas e com amplos intervalos de variação:

a) Modelo de estágio único: redução bacteriogênica

Segundo alguns autores a formação dos sulfetos ocorre a partir da incorporação de H₂S biogênico da coluna de água reduzida (Goodfellow & Jonasson, 1984; Goodfellow, 1987), através da redução bacteriana progressiva de sulfato em bacias anóxicas fechadas ou semi-fechadas.

Nestes ambientes, bactérias anaeróbicas do gênero *Desulfovibrio* podem ter estado presentes, de modo análogo ao observado em ambientes anóxicos modernos (Chambers & Trudinger, 1979; Trudinger, 1992). Estas bactérias oxidam a matéria orgânica e reduzem o sulfato, através da reação unidirecional:



A composição isotópica de sulfetos biogênicos é determinada por efeitos cinéticos, pela natureza aberta ou fechada do sistema em relação a SO₄ e H₂S e pela composição isotópica da água do mar (Goodfellow & Peter, 1996), o que torna, em geral, a razão isotópica de enxofre altamente positiva (Trudinger, 1992).

A precipitação dos sulfetos é decorrência da mistura de salmouras metalíferas nos níveis anóxicos, enriquecidos em enxofre reduzido (Large, 1983; McClay, 1991). As evidências apontadas pelos autores para uma origem biogênica, para o H₂S formador dos sulfetos de Zn e Pb, incluem a semelhança dos valores de δ³⁴S destes sulfetos e da pirita biogênica em alguns depósitos, e a conseqüente relação da mineralização com a **curva de variação isotópica global**. Este fato indica que a maioria do enxofre dos sulfetos foi derivado do sulfato presente na água do mar, reduzido nos episódios de anoxia global (Turner, 1992; Goodfellow et al., 1993; Goodfellow & Peter, 1996).

Muitos autores, entretanto, apontam diferenças entre os valores de δ³⁴S de pirita e os de esfalerita e galena, como no depósito de Mount Isa (Muir, 1981), considerando apenas o enxofre constituinte da pirita diagenética como de origem biogênica.

b) Modelo em dois estágios: redução bacteriogênica e redução termoquímica

Segundo este modelo uma parte do H₂S é derivado da pirita biogênica presente nos sedimentos e liberado na zona de reação no assoalho oceânico, e outra parte provem das

salmouras hidrotermais ricas em metais com algum conteúdo de enxofre (Large, 1983; Ohmoto, 1986; Ohmoto, 1992). As principais evidências favoráveis para este modelo são as seguintes:

- Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ de minerais individuais de um mesmo depósito são muito variados, formando *trends* e intervalos contrastantes também entre os depósitos, como observado por Large (1983). Embora a grande variação de $\delta^{34}\text{S}$ na pirita seja típica de redução bacteriana de sulfato, o autor considera que parte do enxofre que formou os demais sulfetos (esfalerita, galena, pirrotita) pode ter sido introduzida pela mesma solução hidrotermal que transportou os metais, causando a variação isotópica. A origem do enxofre hidrotermal seria a água do mar e o processo de redução seria inorgânico, a altas temperaturas ($> 200\text{ }^\circ\text{C}$) e durante circulação convectiva.
- As altas razões de $\delta^{34}\text{S}$ (15 e 40‰) dos sulfetos (principalmente da esfalerita e da galena) na Selwyn Basin (Canadá), são consideradas, segundo Ohmoto (1986), como decorrência da introdução de fluidos hidrotermais com H_2S isotopicamente pesado, ao invés de representar uma origem biogênica, como considerado no modelo de estágio único (Goodfellow, 1987). Entretanto, Ohmoto (1986; 1992) considera que uma origem biogênica implicaria em curvas seculares paralelas para a pirita e barita de um mesmo depósito, o que, em geral, não se verifica.
- As razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos das fácies de minério bandado, no depósito de Brunswick Nº12 (Canadá), são menores que os dos sulfetos do complexo de escape (**Figuras 131 e 132**). Isto reflete, segundo Goodfellow & Peter (1996), a adição de enxofre isotopicamente pesado, formado por redução inorgânica a partir dos sulfatos da água marinha (**Figura 131**).
- As intercalações de sulfetos hidrotermais com baixas razões $\delta^{34}\text{S}$ e sulfetos diagenéticos, biogênicos com razões isotópicas altas, observadas nos depósitos sedimentares exalativos de Sudbury (Canadá), evidenciam, segundo Whitehead *et al.* (1990) pulsos periódicos de descarga de fluidos hidrotermais.

Todos estes autores consideram que o enxofre presente na pirita é de origem biogênica, o que também contribui para a liberação de parte do H_2S formador da mineralização. Alguns autores, entretanto, consideram que a pirita de alguns depósitos como, McArthur (Norte da Austrália), não resulta apenas da atividade das bactérias sulfato-redutoras, como tem sido generalizado, mas de uma combinação de processos biológicos e não biológicos (Donnelly & Crick, 1992). Como evidência desta proposição indicam a assinatura isotópica de carbono de

concreções carbonáticas em McArthur ($\delta^{13}\text{C} \approx -0.6\text{‰}$) associadas à pirita, pois valores estes menos negativos que os esperados como decorrência da atividade bacteriogênica.

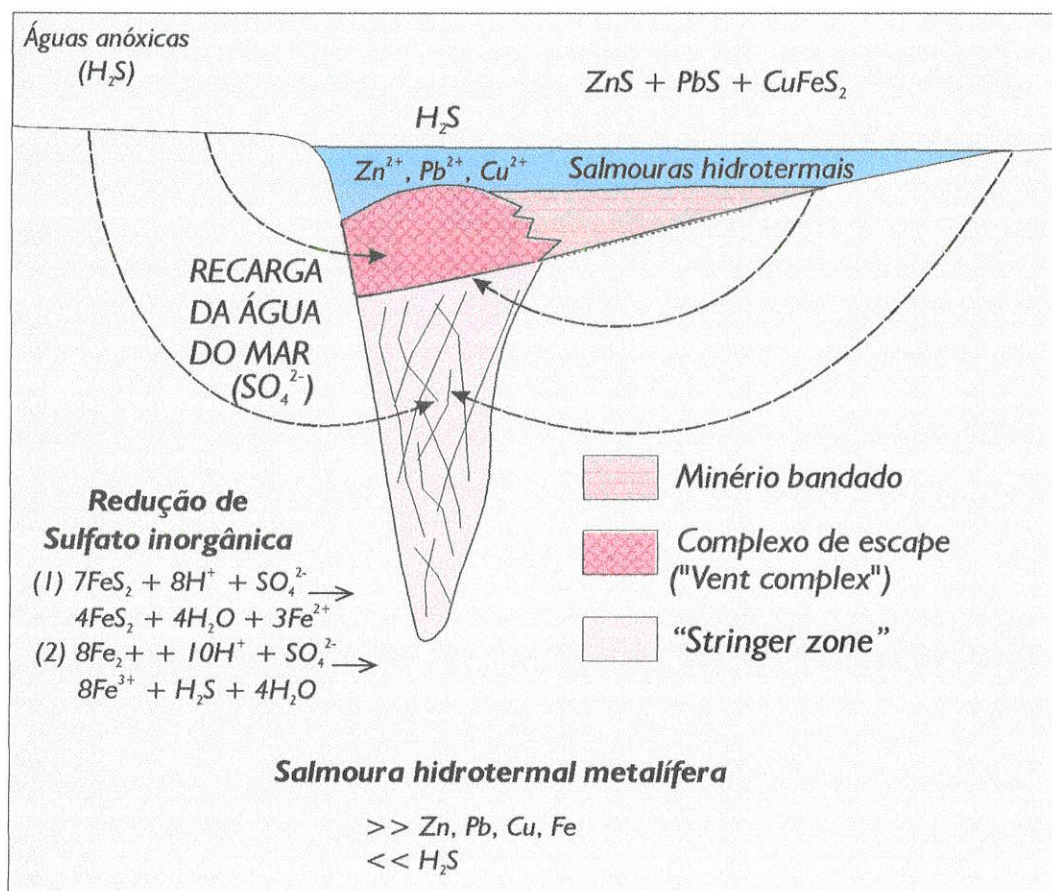


Figura 131 - Modelo para a redução inorgânica do sulfato da água do mar em condições hidrotermais compatíveis com o complexo de escape (Vent Complex) do depósito Brunswick No. 12 e a formação de sulfetos com $\delta^{34}\text{S}$ maiores que os do minério bandado (Goodfellow & Peter, 1996).

Outras evidências de que parte do enxofre da pirita é hidrotermal são dada, segundo estes autores, pela distribuição semelhante de $\delta^{34}\text{S}$ da pirita e de esfalerita e galena em Rammelsberg (Alemanha).

C) Modelo em um estágio: redução termoquímica em "front" de oxi-redução

A razão de redução não – bacteriana de sulfato é dependente de T, pH, $[\text{SO}_4^{2-}]$ e $[\text{S}^{2-}]$, e pode ser rápida o bastante para tornar-se geoquimicamente importante a $T < 200\text{ °C}$ (Ohmoto & Lagasa, 1982).

O mecanismo de substituição total de sulfato por sulfeto, entretanto, provavelmente é intermediada por uma ou mais espécies de enxofre com valências intermediárias, mais provavelmente tiosulfatos (por exemplo, $\text{H}_2\text{S}_2\text{O}_3$, H_2SO_3 , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, NaS_2O_3). O aumento de T e

pH aumenta a energia de ativação de reações de formação e desproporcionamento dos compostos de enxofre em estados de oxidação intermediários.

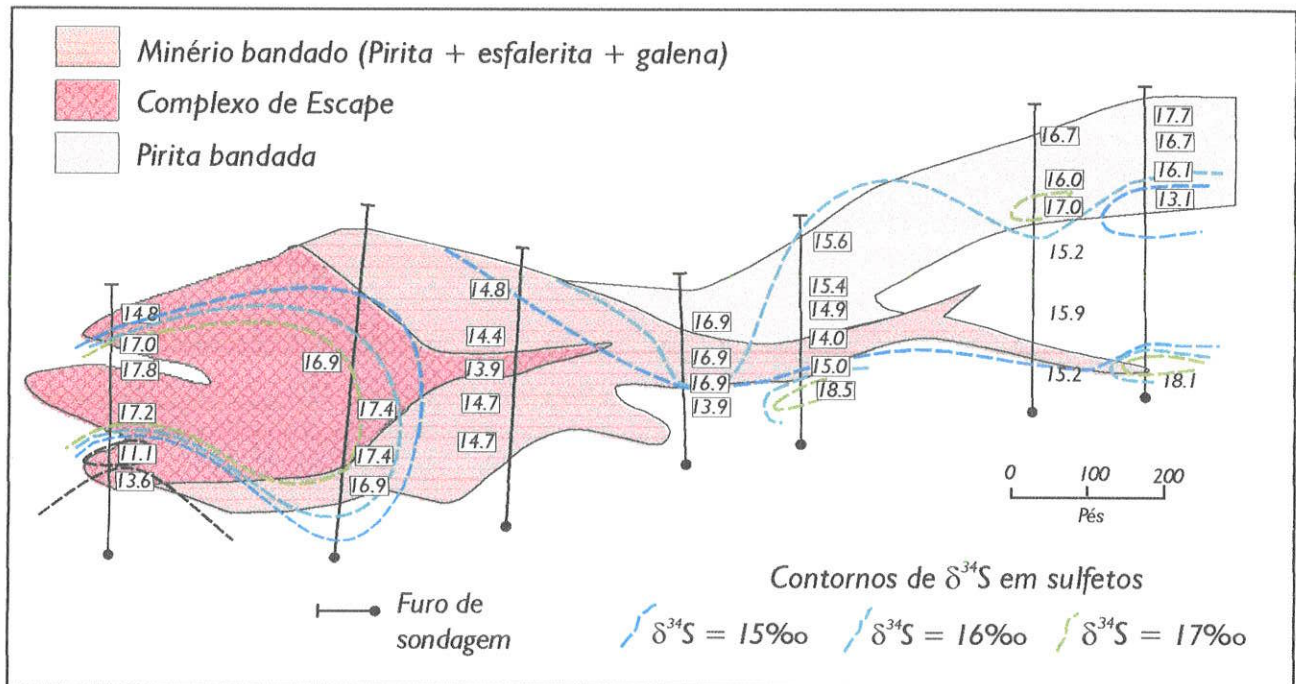


Figura 132 – (A) - Contornos de valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos na zona principal de minério do depósito de Bruswick No. 12. Nas fácies de pirita bandada os valores de $\delta^{34}\text{S}$ são geralmente mais altos que na fácies de minério bandado. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ são lateralmente zonados, sendo mais altos no complexo de escape e mais baixos no minério bandado (Goodfellow & Peter, 1996).

Segundo Bannikova et al. (1998) o ambiente geoquímico mais favorável para a redução de sulfato é o *front* de oxi-redução estabelecido pelo fluxo de água com O_2 (meteórica ou água do mar) através de rochas reduzidas, o que pode ocorrer em sistemas hidrotermais convectivos. O progresso da redução e desproporcionamento de enxofre no *front*, com condições ácidas, não requer um alto conteúdo de enxofre inicial, o que seria necessário em ambientes neutros ou alcalinos, o que não é usual em ambientes naturais.

Desta forma, os principais mecanismos de geração de H_2S no *front* seriam a redução termoquímica de sulfato e a desproporcionamento de compostos metaestáveis de enxofre. Ambos os processos, segundo Belvi & Bannikova (1997) são acompanhados por fracionamento dos isótopos de enxofre, que é menor quanto maior for a temperatura, resultando em consideráveis variações de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfatos e sulfetos (Ohmoto & Lagasa, 1982).

No *front* de oxidação o O_2 proveniente de fluidos meteóricos ou marinhos rapidamente diminui à medida que aumenta a concentração de espécies oxidadas de enxofre. Porém, se o

processo de oxidação produziu SO_3^{2-} e S_2O_3 , estas espécies são logo reduzidas, formando H_2S que precipita-se como sulfetos.

As razões de $\delta^{34}\text{S}$ do enxofre do sistema dependerá da razão de geração e oxidação de H_2S , sendo que o efeito isotópico da desproporcionamento é sempre maior que o da redução. No entanto, o processo de desproporcionamento pode operar simultaneamente ao da redução, ou cessar antes da completa redução do sulfato.

O modelo de Belvi & Bannikova (1997) pode ser aplicado em sistemas hidrotermais nos quais zonamento mineralógico e isotópico permanece intacto desde a migração dos fluidos hidrotermais e nos quais a redeposição de sulfeto durante o estágio final ocorreu a temperatura constante, como no caso de depósitos SEDEX, relacionados à sistemas hidrotermais convectivos, com descarga de fluidos no assoalho oceânico.

Nestes depósitos formados por descarga hidrotermal os sulfetos na base do depósito são enriquecidos em enxofre pesado à medida que distanciam-se do *front* de oxidação. Nas partes superiores, próximo ao limite redox, ocorre enriquecimento no isótopo leve.

Como o enriquecimento em ^{34}S nas partes distantes do *front* ocorre em sulfatos e sulfetos, as diferenças de $\delta^{34}\text{S}$ de pares sulfato/sulfeto determinam o máximo de fracionamento isotópico (α_{max}) e o enriquecimento do sulfato em ^{32}S , próximo ao *front*, determina a composição do enxofre total depositado.

11.1.3 Depósitos IRISH

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos destes depósitos indicam provavelmente duas fontes de enxofre (Coomer & Robinson, 1976; Boast *et al.*, 1981; Caulfield *et al.*, 1986, Hitzman, 1995): os sulfatos da água do mar e enxofre hidrotermal.

A fonte predominante pode ser compatível com enxofre derivado da redução bacteriogênica de sulfatos da água do mar, embora Hitzman (1995) considere que, devido à temperatura de formação de esfalerita e galena nestes depósitos, superior a 200 °C e muito elevada para processos biológicos, um mecanismo de redução inorgânica possa ter operado.

A assinatura isotópica de sulfetos de ferro formados inicialmente na seqüência deposicional, de grande parte dos sulfetos dos corpos estratiformes e da barita de corpos estratiformes e de veios, apresenta um componente de enxofre leve, compatível com esta fonte.

Os valores isotópicos da barita são consistentes com os valores do sulfato da água do mar no Carbonífero, que representa a idade das seqüência hospedeira.

Uma segunda fonte, inicialmente proposta por Coomer & Robinson (1976), poderia ser justificada pela geração de enxofre a partir de um processo de lixiviação hidrotermal de sulfetos diagenéticos preexistente em seqüências do embasamento, com razões isotópicas mais positivas, como mostra a **Tabela 36**.

DEPÓSITO	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰) HIDROTERMAL	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰) TOTAL	FONTE DOS DADOS
Silvermines	- 8.5 a +7.0	- 45 a +10	Coomer & Robinson (1976), Boyce et al. (1983)
Tynagh	0 a +11.4	- 31 a +11.4	Boast et al. (1981)
Keel	- 11.0 a +1.0	- 14 a + 1.0	Caulfield et al. (1986)
Ballinalack	- 15 a 0	- 42 a 0	Caulfield et al. (1986)
Tatestown	- 4 a +14.4	- 24 a +14.4	Caulfield et al. (1986)
Navan	0 a + 15	- 38 a +15.0	Anderson et al. (1989) e Anderson et al. (1998)

Tabela 36 - Intervalo total de variação dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ com ênfase àqueles vinculados a uma origem hidrotermal de alguns depósitos de zinco e chumbo do tipo IRISH.

No depósito de Navan, Anderson et al. (1998) analisaram amostras representativas de diferentes texturas de minério e estilos de mineralização, encontrando três grupos de valores de $\delta^{34}\text{S}$, entre -32 e -30‰; de -23 a -15‰ e de +8 a +15‰, este último associado aos estágios iniciais de mineralização, em minerais grossos, *bladed* e zonados.

O autor atribui os valores de $\delta^{34}\text{S}$, entre -23 a -15‰, à redução bacteriana do sulfato da água marinha em sistema aberto, o que pode ser acompanhado por fracionamento isotópico variável entre +35 e +45‰. Entretanto, como o processo de redução bacteriogênica de sulfato é incompatível com um ambiente hidrotermal quente, como evidenciado pelo estudo de inclusões fluidas (temperaturas entre 150 e 258 °C), os autores sugerem que este processo ocorreu nas partes mais frias do sistema hidrotermal e os produtos foram transportados para o sítio de deposição do minério.

As evidências para este mecanismo, segundo Anderson et al. (1998), é a incorporação de enxofre isotopicamente leve em fraturas extensionais por fluxo descendente, enquanto que o fluido hidrotermal teria fluxo ascendente, resultando em razões isotópicas mais altas nos estágios iniciais de mineralização (**Figura 133**).

Valores de $\delta^{34}\text{S} < -28‰$ são atribuídas à redução bacteriogênica com fracionamento isotópico adicional, devido ao ambiente mais oxidado, com re-oxidação de espécies reduzidas, seguida por posterior redução bacteriogênica.

O intervalo de valores de +8 a +15‰ poderia ser atribuído, segundo Anderson *et al.* (1998), à redução termoquímica do sulfato da água marinha, ao transporte de sulfato por matéria orgânica ao sítio deposicional ou ao fluido hidrotermal metalífero. A redução termoquímica implicaria, segundo os autores, em formação de carbonatos com baixa razão $\delta^{13}\text{C}$, devido à liberação de bicarbonato da reação de SO_4 com CH_4 .

Assim, a liberação de enxofre de sulfetos hidrotermais durante o metamorfismo da seqüência sedimentar e seu embasamento representa a melhor alternativa para a fonte do enxofre isotopicamente mais pesado.

Os sulfetos diagenéticos da seqüência supracrustal, do Paleozóico Inferior, apresentam, segundo Anderson *et al.* (1989), assinaturas isotópicas ($\delta^{34}\text{S}$) compatíveis à do enxofre “hidrotermal” de sulfetos de depósitos tipo IRISH, sendo assim consistente com derivação desta fonte. Estes autores descrevem ainda uma grande diferença entre $\delta^{34}\text{S}$ em pirita diagenética de diferentes áreas, o que pode indicar heterogeneidade geográfica da fonte do enxofre hidrotermal, resultando em assinaturas isotópicas distintas nos depósitos IRISH. Estas assinaturas refletem, segundo os autores, ambientes deposicionais, distintos na seqüência hospedeira ou embasamento, que afetaram a disponibilidade de SO_4 , de Fe reativo e de matéria orgânica que influenciam o fracionamento dos isótopos de enxofre.

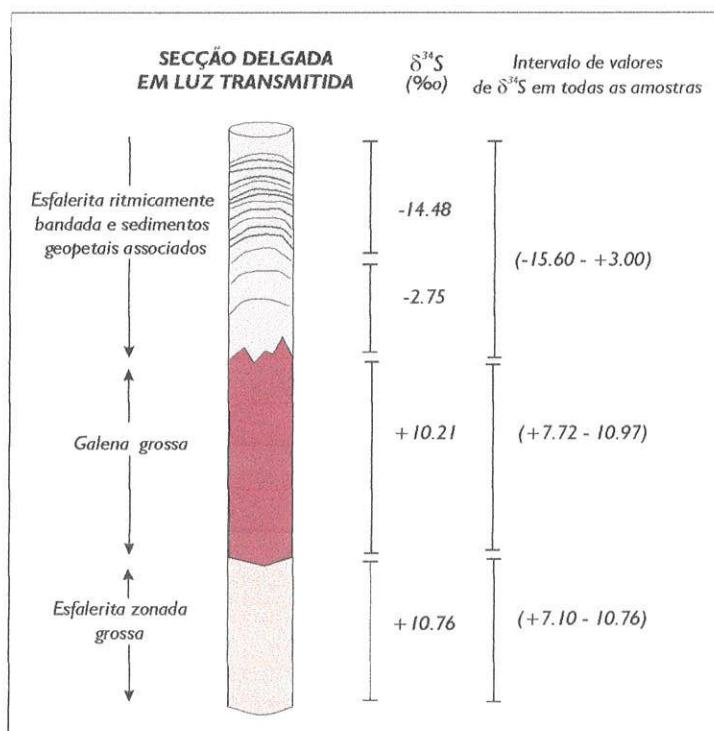


Figura 133 – Diagrama apresentando a distribuição das razões isotópicas mais negativas em sulfetos parageneticamente posteriores.

Assim, um modelo simplificado para a formação dos depósitos Irish é apresentado na **Figura 134**

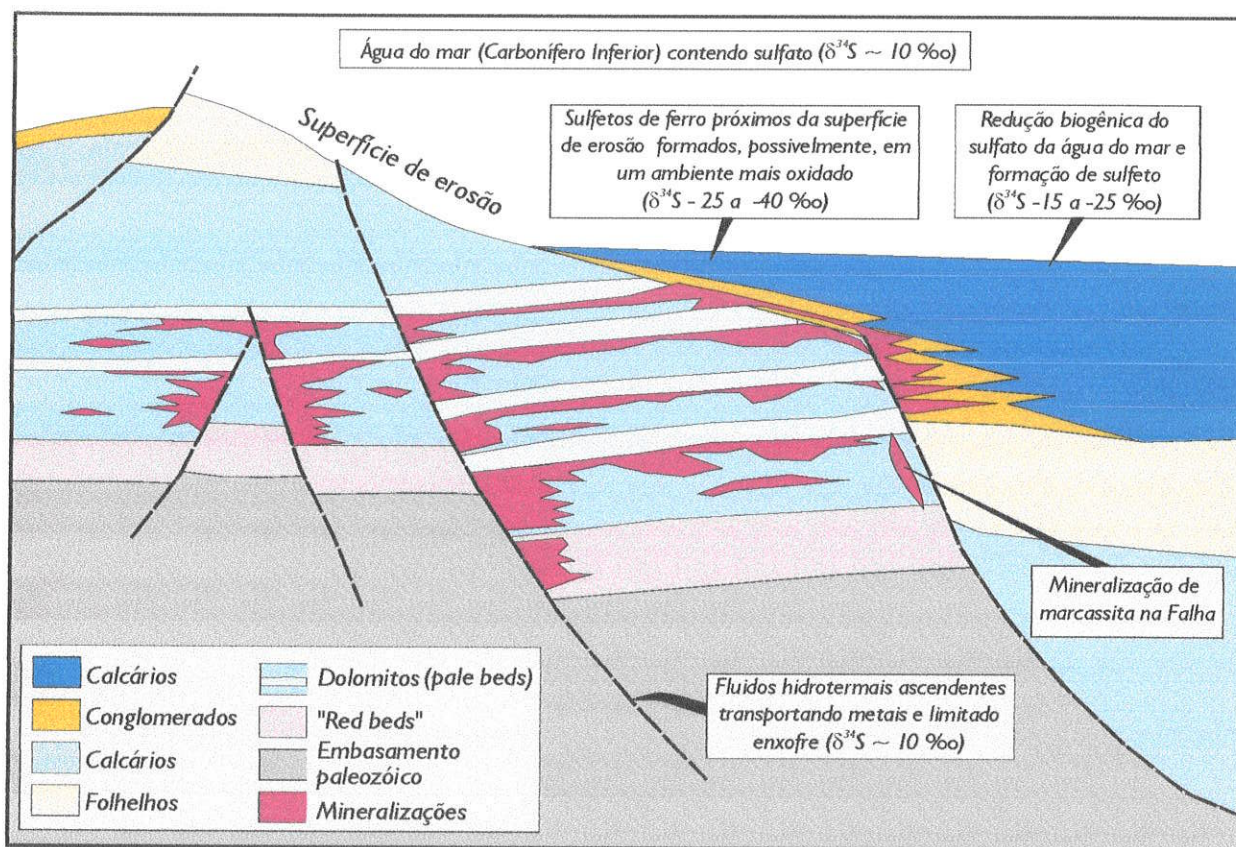


Figura 134 – Modelo simplificado para a formação do depósito de Navan (Anderson et al., 1998).

Assim, um modelo simplificado para a formação dos depósitos Irish é apresentado na **Figura 134**

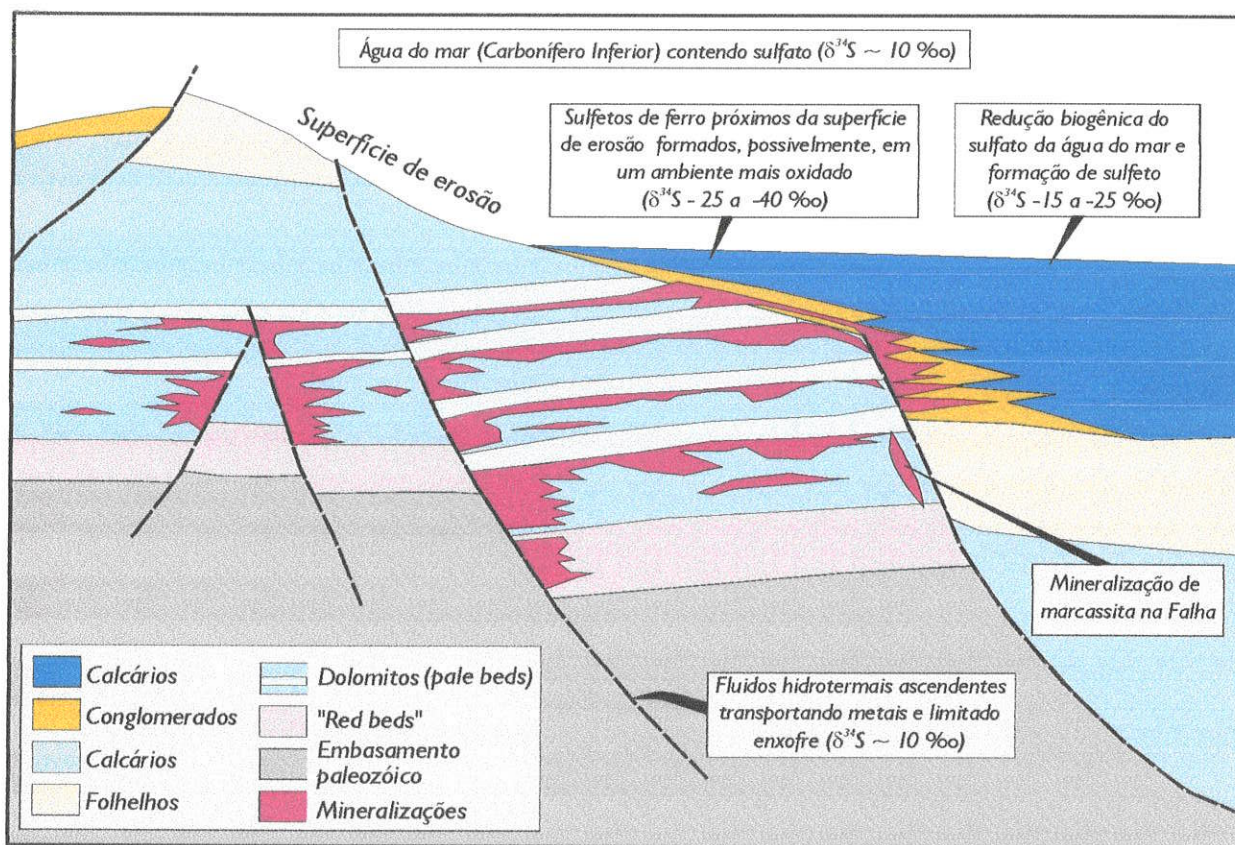


Figura 134 – Modelo simplificado para a formação do depósito de Navan (Anderson et al., 1998).

11.2 ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE NOS DEPÓSITOS DA FAIXA VAZANTE-PARACATU

Estudos de Cunha (1999) e Misi (1999) no depósito de Morro Agudo mostram uma ampla variação de valores de $\delta^{34}\text{S}$ em barita (+14,5‰ a +44,0‰) e em sulfetos, incluindo esfalerita, galena e pirita (-8,7‰ a +40,0‰). Segundo Misi (2001), o valor médio de $\delta^{34}\text{S}$ da barita (+24,6‰) coincide com o pico positivo da curva de variação isotópica de enxofre de Claypool *et al.* (1980) do final do Neoproterozóico, o que sugeriria uma fonte de enxofre a partir da água do mar na sua. Nos sulfetos, entretanto, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ variam em função do nível mineralizado (**Figura 135**) e da distância em relação à falha principal.

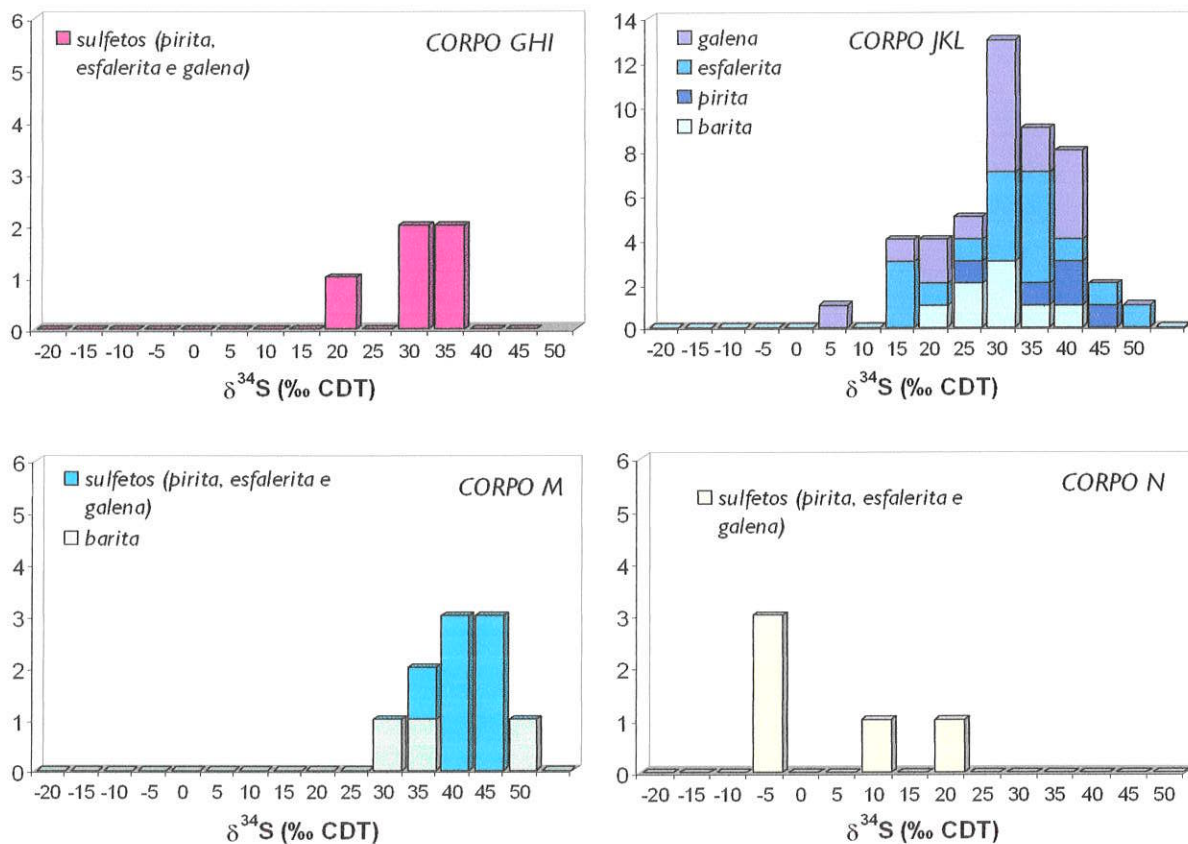


Figura 135 – Distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos de diferentes níveis de minério do depósito de Morro Agudo (dados compilados de Cunha, 1999).

Em relação aos níveis mineralizados (**Figuras 135**), os menores valores de $\delta^{34}\text{S}$ são relativos ao minério do nível N, enquanto que assinaturas isotópicas mais pesadas referem-se, segundo Cunha (1999), principalmente, aos sulfetos dos níveis M, próximo da falha principal, e GHI, mais profundo. No nível JK valores altos de $\delta^{34}\text{S}$ são também observados, principalmente

no bloco B (**Figura 136**), indicando predominância de enxofre isotopicamente mais pesado. No bloco A, mais próximo à falha principal, e no bloco C, mais distante, podem ser notadas maiores variações de $\delta^{34}\text{S}$ (**Figura 136**).

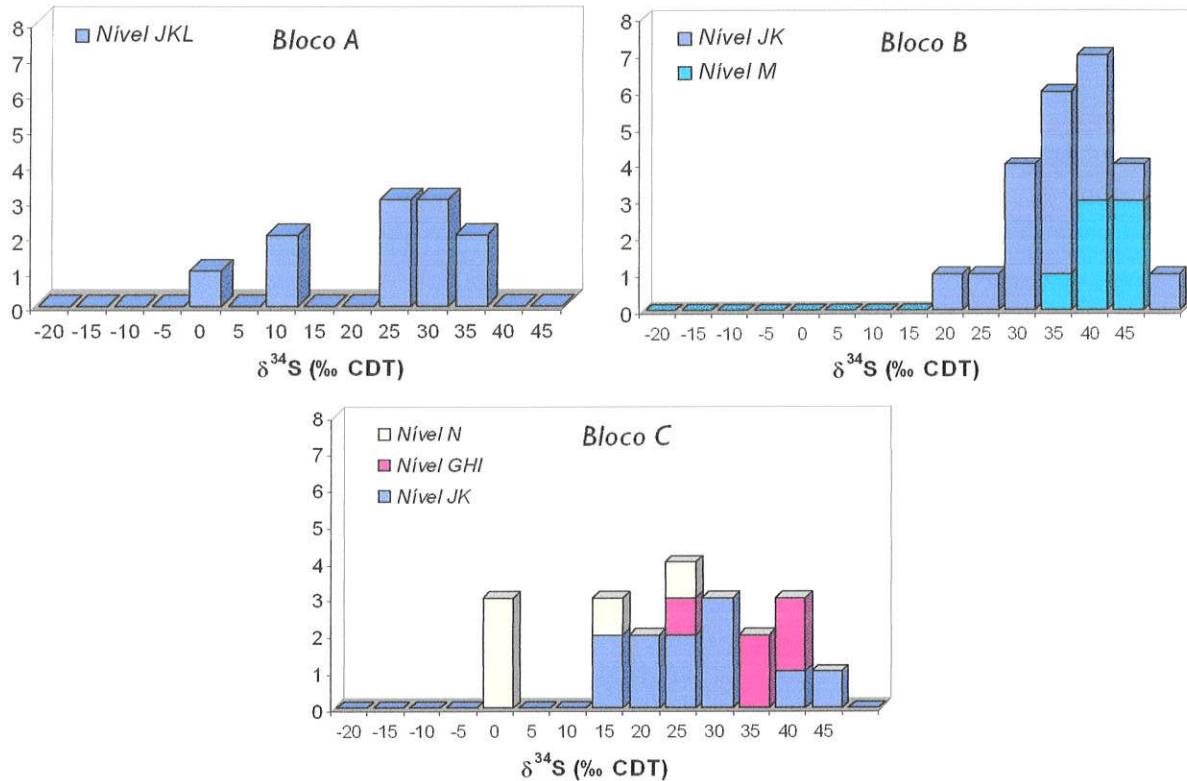


Figura 136 – Distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos em relação aos diferentes blocos do depósito de Morro Agudo, compartimentados por falhas normais. O bloco A é o mais próximo à falha principal do Depósito de Morro Agudo, e o Bloco C é o mais distante (dados compilados de Cunha, 1999).

Segundo Misi (1999), esta distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ indica uma zonalidade na escala do depósito, que repete-se até a escala centimétrica, na qual pode ser verificada a diminuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ do centro (+33‰) para as bordas (+12‰) de cristais de galena (Li et al., 1996). A evolução deste padrão isotópico indica, segundo Misi (1999) e Cunha (1999), mistura de duas fontes de enxofre, representadas pelos sulfatos da água do mar, presentes no sítio deposicional, e enxofre transportado juntamente com os metais pelo fluido hidrotermal.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para esfalerita e galena de Vazante configuram um pequeno intervalo de variação ($\delta^{34}\text{S} = +11,8\text{‰}$ a $+14,4\text{‰}$, Monteiro, 1997). Condições oxidantes são amplamente predominantes no depósito de Vazante, porquanto possa ser sugerido que a geração de H_2S , nas partes mais profundas do sistema hidrotermal, tenha ocorrido por redução termoquímica de sulfatos da água marinha.

11.3 ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE NOS DEPÓSITOS DE FAGUNDES E AMBRÓSIA

Os estudos de isótopos de enxofre foram realizados principalmente em sulfetos dos depósitos de Fagundes e Ambrósia, mas poucas amostras da ocorrência de Bento Carmelo foram também analisadas (*Tabelas 37 e 38*).

AMBRÓSIA			
Amostra	Descrição		$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)
<i>Pré-mineralização principal</i>			
AM-15-03	Pirita em nódulos com estrutura concêntrica	py (I)	+15,7
AM-15-13	Pirita com textura rítmica	py (I)	-3,8
<i>Mineralização principal</i>			
AM-69-15	Esfalerita em veio de pirita e dolomita <i>baroque</i>	sp (I)	+12,2
AM-73-16	Galena de veio associada à pirita	gn (I)	+12,0
<i>Mobilização</i>			
AM-69-11	Pirita brechada	py (II)	+4,6
AM-69-15	Pirita associada a dolomita <i>baroque</i> em veios brechados	py (II)	+9,7
AM-73-15	Pirita em veios brechados	py (II)	+22,2
AM-77-17	Pirita maciça brechada	py (II)	+18,9
AM-114-18A	Pirita associada a esfalerita milonitizada	py (II)	+17,0
AM-114-6B	Esfalerita mobilizada cortada por vênulas tardias de esfalerita	sp (II)	+1,1
AM-114-18A	Esfalerita mobilizada, orientada segundo a foliação milonítica	sp (II)	+11,4
AM-114-8C	Galena mobilizada, segundo foliação milonítica	gn (II)	-0,4
<i>Mineralização tardia</i>			
AM-69-08	Esfalerita amarela de finas vênulas tardias	sp (III)	-3,3
AM-69-11	Esfalerita amarela de finas vênulas tardias	sp (III)	+3,1
AM-104-11B	Esfalerita fina associada à galena e à dolomita esparítica	sp (III)	-3,8
AM-104-16B	Esfalerita em vênula associada à galena e à dolomita esparítica	sp (III)	-2,7
AM-114-8B	Esfalerita de finas vênulas que cortam a primeira geração de esfalerita	sp (III)	-0,5
AM-104-11C	Galena associada à esfalerita de vênulas	gn (III)	-2,7
AM-104-16C	Galena associada à esfalerita de vênulas	gn (III)	-5,4
<i>Sulfetos em filitos do Membro Pamplona Inferior</i>			
AM-69-19	Pirita de nódulos		+49,8
AM-104-4	Pirita fina disseminada, orientada segundo a foliação milonítica		+22,5

Tabela 37 – Composição isotópica de enxofre de sulfetos do depósito de Ambrósia. Abreviações: py = pirita; sp = esfalerita; gn = galena.

Os sulfetos associados à mineralização de zinco de Ambrósia, apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando entre $-5,4\text{‰}$ e $+22,2\text{‰}$ (**Tabela 37; Figuras 137 e 138**). Cristais de pirita com textura rítmica e nódulos concêntricos de pirita, formados anteriormente ao estágio principal de mineralização de Ambrósia, apresentam uma grande variação de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ($-3,8$ a $+15,7\text{‰}$). A esfalerita (I) e a galena (I) associadas ao estágio principal de mineralização apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ oscilando entre $+12,0$ e $+12,2\text{‰}$, enquanto uma maior variação isotópica ($\delta^{34}\text{S} = -0,4$ a $+17\text{‰}$) é observada nos sulfetos do estágio principal que foram afetados em intensidade variável por processos de mobilização. Pirita, fortemente brechada e com evidências de mobilização, em veios, anteriores ao estágio de mineralização principal, apresentam valores mais altos de $\delta^{34}\text{S}$ ($+18,9$ a $+22,2\text{‰}$) do que àqueles das demais fases mobilizadas. Fases tardias, tais como esfalerita (III) e galena (III), são caracterizados por menores valores de $\delta^{34}\text{S}$ ($-5,4$ a $+3,1\text{‰}$).

A variação isotópica do enxofre observada nos sulfetos de Ambrósia indica, apesar da ampla faixa de valores de $\delta^{34}\text{S}$ nos sulfetos de estágios anteriores à mineralização principal e naqueles afetados pela mobilização, uma tendência geral de concentração de razões isotópicas mais leves nos estágios tardios de mineralização (**Figura 138**).

Valor ainda mais elevado de $\delta^{34}\text{S}$ ($+49,8\text{‰}$) é observado ainda em pirita associada com dolomita ferrosa que preenche vênulas no filito preto carbonoso do Membro Pamplona Inferior, imbricado tectonicamente aos dolomitos hospedeiros das mineralizações de Ambrósia. Pirita fina, orientada segundo a foliação milonítica neste filito, apresenta $\delta^{34}\text{S}$ de $+22,0 \text{‰}$.

A assinatura dos isótopos de enxofre em sulfetos do depósito de Fagundes (**Tabela 38**) reflete um ampla variação dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre $+4,5$ a $+36,3\text{‰}$, sendo que as razões isotópicas mais altas referem-se à pirita anterior ao estágio de mineralização principal, associada com estilólitos ($\delta^{34}\text{S} = +30,1\text{‰}$) e com a silicificação dos dolomitos hospedeiros ($\delta^{34}\text{S} = +33,1\text{‰}$), e aos sulfetos coloformes ($\delta^{34}\text{S} = +31,7\text{‰}$ a $+36,3\text{‰}$). Neste conjunto, contudo, observa-se como exceção, um cristal de pirita coloforme com menor valor de $\delta^{34}\text{S}$ ($+4,5\text{‰}$).

Valores intermediários de $\delta^{34}\text{S}$, entre $+32,4\text{‰}$ e $23,0\text{‰}$, referem-se a sulfetos zonados, com texturas rítmicas sugestivas de preenchimento de espaços abertos, ou ainda, que ocorrem em veios. Sulfetos mobilizados apresentam razões isotópicas variando entre $+27,3\text{‰}$ e $+22,4\text{‰}$, sendo que os valores mais baixos foram obtidos em minerais mais intensamente milonizados. Sulfetos da fase tardia de mineralização apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre $+20,8$ e $+14,8\text{‰}$.

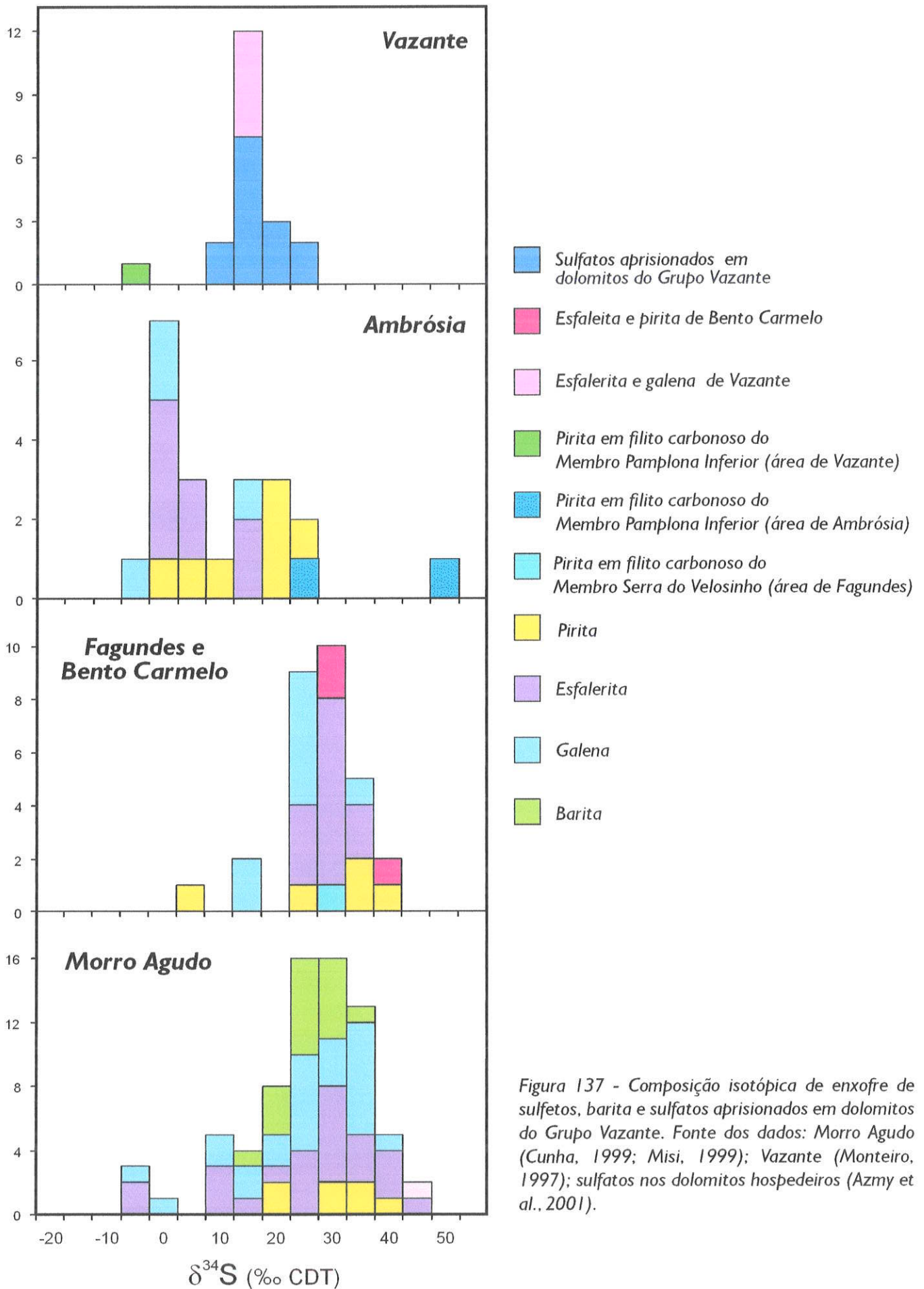


Figura 137 - Composição isotópica de enxofre de sulfetos, barita e sulfatos aprisionados em dolomitos do Grupo Vazante. Fonte dos dados: Morro Agudo (Cunha, 1999; Misi, 1999); Vazante (Monteiro, 1997); sulfatos nos dolomitos hospedeiros (Azmy et al., 2001).

FAGUNDES

Amostra	Descrição		$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)
Pré-mineralização			
FG-5-22	Pirita concentrada em estilólitos	py (I)	+30,1
FG-43-42	Pirita com textura rítmica em zonas de forte silicificação	py (I)	+33,1
Mineralização principal: sulfetos coliformes e zonados			
<i>Texturas coliformes</i>			
FG-43-49	Pirita com textura coliforme concêntrica	py (I)	+36,3
FG-76-42	Pirita com textura coliforme	py (I)	+4,5
FG-43-49	Esfalerita com textura coliforme	sp (I)	+33,6
FG-43-49	Galena associada aos sulfetos coliformes	gn (I)	+31,7
<i>Texturas zonadas e de preenchimento de espaços abertos</i>			
FG-5-44	Pirita associada a bolsões de dolomita <i>baroque</i>	py (II)	+23,0
FG-5-44	Esfalerita nas bordas de bolsões de dolomita <i>baroque</i>	sp (II)	+24,4
FG-82-32	Esfalerita laranja zonada em zonas de forte silicificação	sp (II)	+32,4
FG-5-47	Esfalerita em veios de dolomita <i>baroque</i>	sp (II)	+29,3
FG-64-1B	Esfalerita associada à galena	sp (II)	+27,0
FG-76-10	Esfalerita associada à borda de bolsões de dolomita <i>baroque</i>	sp (II)	+25,4
FG-76-42	Esfalerita zonada (zona marron)	sp (II)	+28,2
FG-76-42	Esfalerita zonada (zona laranja/vermelha)	sp (II)	+24,9
FG-79-13B	Esfalerita cortada por vênulas tardias de galena	sp (II)	+25,3
FG-64-1C	Galena associada à esfalerita	gn (II)	+24,5
FG-76-42	Galena que substituiu sulfetos rítmicos	gn (II)	+23,5
Mobilização			
FG-76-28	Esfalerita em vênulas cortando dolomito intensamente brechado	sp (III)	+26,7
FG-76-18	Esfalerita em zonas milonitizadas	sp (III)	+22,8
FG-76-18	Galena em zonas milonitizadas	gn (III)	+22,4
FG-76-80	Galena em zonas de deformação/mobilização	gn (III)	+24,4
FG-76-80	Esfalerita marrom em zonas de deformação/mobilização	sp (III)	+27,3
Mineralização tardia			
FG-79-2C	Galena em vênulas tardias associada a pirita e dolomita <i>baroque</i>	gn (IV)	+14,8
FG-79-13C	Galena em vênulas tardias cortando esfalerita	gn (IV)	+14,9
FG-76-15	Galena em vênulas tardias cortando dolomita <i>baroque</i> e pirita	gn (IV)	+20,8
Pirita associada a filito carbonoso			
FG-76-07	Pirita fina disseminada em filito carbonoso (Membro Serra do Velosinho)		+29,1
BENTO CARMELO			
BC-67-4D	Esfalerita (I) fina, marrom	sp (I)	+37,3
BC-67-1	Pirita euhédrica	py (I)	+25,6
BC-67-4C	Esfalerita grossa, amarela (II)	sp (II)	+25,3

Tabela 38 – Composição isotópica de enxofre em sulfetos de Fagundes e Bento Carmelo. Abreviações: py = pirita; gn = galena; sp = esfalerita.

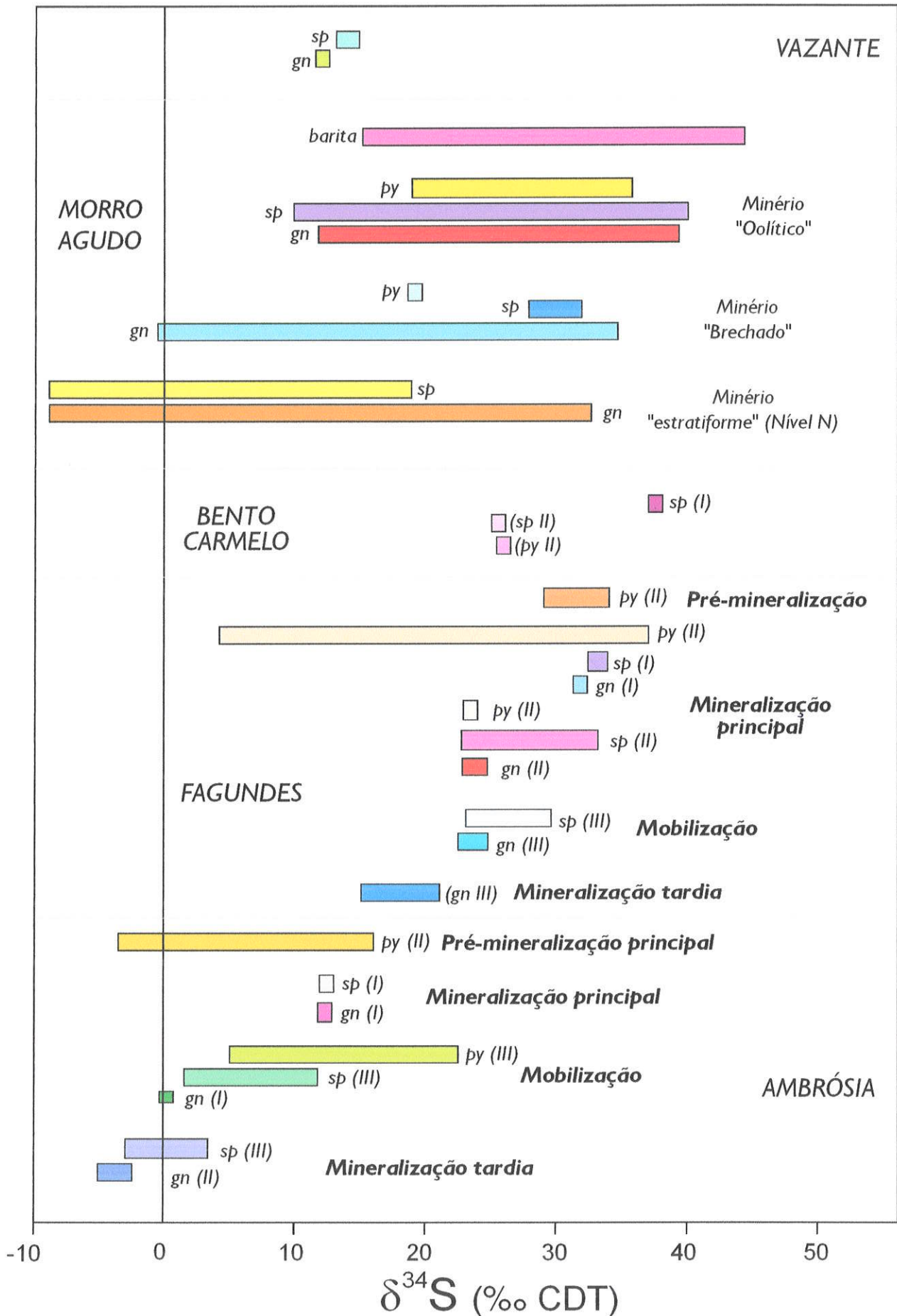


Figura 138 - Composição isotópica de enxofre de sulfetos e barita dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu. Fonte dos dados: Vazante (Monteiro, 1997); Morro Agudo (Cunha, 1999; Misi, 1999); Ambrósia, Fagundes e Bento Carmelo (este estudo). Abreviações: py = esfalerita; sp = esfalerita; gn = galena.

Os sulfetos da ocorrência de Bento Carmelo, por sua vez, possuem composições isotópicas próximas daquelas observadas em Fagundes. A razão isotópica da primeira geração de esfalerita de Bento Carmelo é maior ($\delta^{34}\text{S} = +37,3\text{‰}$) que a observada em geração posterior, tanto de esfalerita como de pirita ($\delta^{34}\text{S} = +25,3$ e $+25,6\text{‰}$, respectivamente).

Em Fagundes, pode ser observada uma relação das razões $\delta^{34}\text{S}$ com os diferentes estilos de mineralização, onde caracteristicamente as assinaturas isotópicas mais pesadas estão presentes nos minerais dos estágios tardi-diagenéticos de mineralização, como nos sulfetos com textura coliforme, e mais leves nos estágios tardios, epigenéticos (**Figura 138 e Tabela 38**).

A assinatura isotópica de enxofre da esfalerita de diferentes gerações pode ser correlacionada com as variações de elementos menores deste mineral, principalmente o Fe e o Cd (**Figura 139**). A diminuição dos valores médios de $\delta^{34}\text{S}$ em relação à seqüência de deposição dos sulfetos, é acompanhada por redução das concentrações médias de Cd e pequeno aumento de Fe na esfalerita de Fagundes. Em relação à esfalerita de Ambrósia, aumentos dos conteúdos médios de Fe e Cd são correlacionados à diminuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$. Entretanto, o intervalo de variação do Cd é menor que o de Fe, e mesmo as maiores concentrações deste elemento na esfalerita de Ambrósia são inferiores às concentrações de Cd na esfalerita de Fagundes (**Figura 139**).

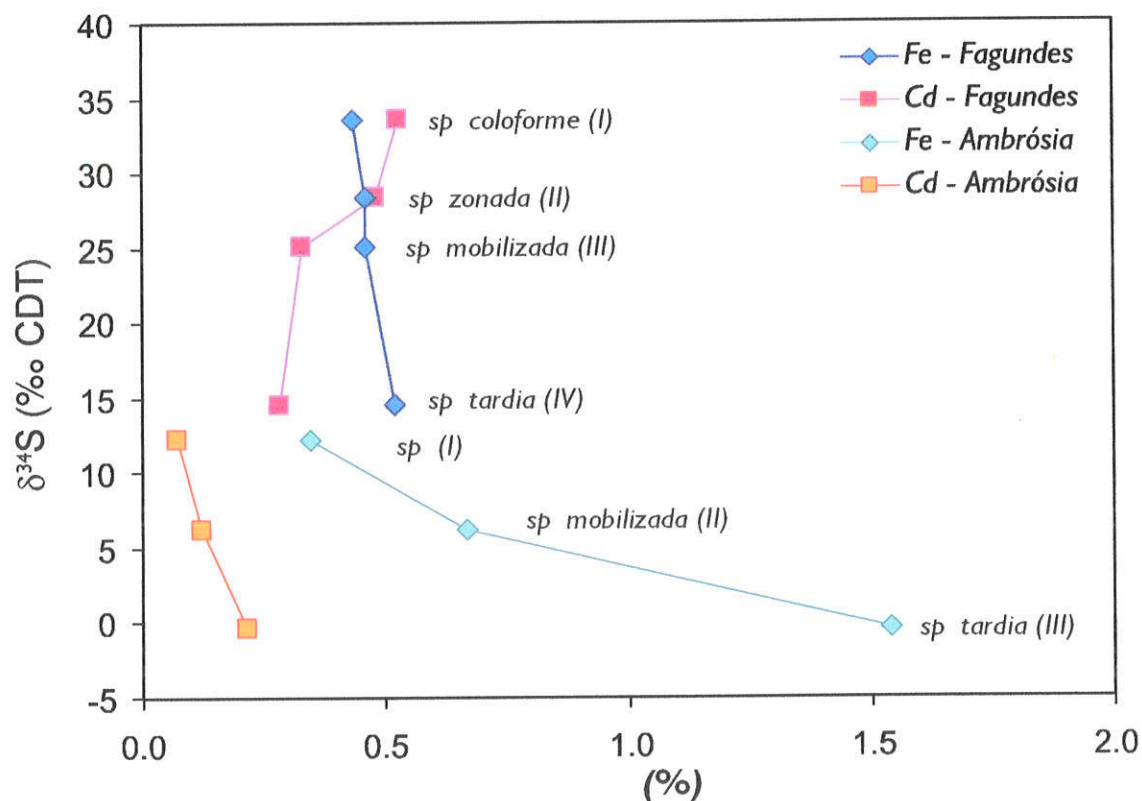


Figura 139 – Variação da composição isotópica média de enxofre da esfalerita em função da concentração média de Fe e Cd em diferentes gerações de esfalerita.

A relação entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{34}\text{S}$ de sulfetos dos diferentes depósitos mostra que para uma mesma faixa de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre 0,713 e 0,730, a esfalerita de Fagundes e Vazante apresenta diferenças nas razões $\delta^{34}\text{S}$ (**Figura 140**). Em Vazante, os fluidos associados à mineralização tornam-se mais radiogênicos com o tempo, sem que haja variação significativa de $\delta^{34}\text{S}$ da esfalerita, enquanto em Fagundes, o aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da esfalerita é acompanhado por pequena diminuição de $\delta^{34}\text{S}$. Em Ambrósia, no entanto, uma maior variação de $\delta^{34}\text{S}$ da esfalerita ocorre para um intervalo restrito de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indicando predominância de fluido fortemente radiogênico (**Figura 140**).

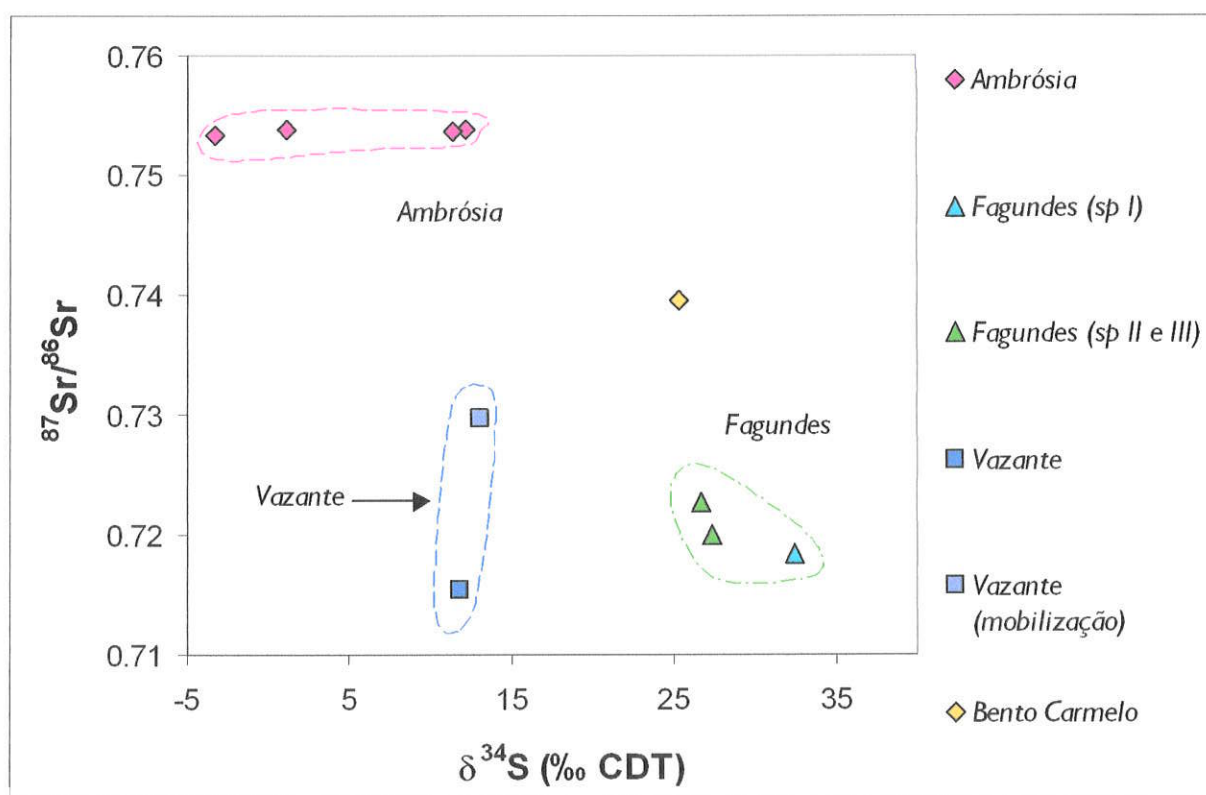


Figura 140 – Relação entre as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{34}\text{S}$ de esfalerita de depósitos associados ao Grupo Vazante.

A comparação da assinatura isotópica de enxofre dos sulfetos dos depósitos de Fagundes e Ambrósia com àquela referente aos sulfetos de Morro Agudo (**Figuras 137 e 138**), mostra que em Morro Agudo a ampla faixa de variação encontrada apresenta correspondência tanto com as assinaturas isotópicas relativamente mais leves que caracterizam os sulfetos epigenéticos de Ambrósia, como com àquelas mais pesadas, correspondentes aos estágios iniciais, tardi-diagenéticos de mineralização de Fagundes.

11.3.1 Geotermometria

Foram observadas em muitos pares minerais de Fagundes e Ambrósia evidências de desequilíbrio isotópico, dadas principalmente por inversões na ordem de enriquecimento do isótopo pesado entre as fases minerais coexistentes. Estes desequilíbrios foram interpretados como resultado tanto da deposição a partir de soluções não uniformes em relação à temperatura e composição química, como de modificações das suas composições isotópicas e químicas causadas pela mobilização, como discutido previamente em relação à partição de Cd entre esfalerita e galena destes depósitos.

Ainda assim, foram calculadas temperaturas a partir das composições isotópicas de enxofre dos pares minerais (esfalerita-galena; pirita-esfalerita; pirita-galena) cogenéticos, que não e sem evidências de desequilíbrio isotópico. Para tanto foram utilizadas as equações de fator de fracionamento dos isótopos de enxofre propostas por Ohmoto & Rye (1979) e Kajiwara & Krouse (1971).

As temperaturas obtidas para sulfetos do depósito de Ambrósia variam entre 247 e 205 °C, enquanto em Fagundes, o intervalo de temperatura varia de de 257 a 119 °C (**Tabela 39**). Valor ainda mais alto de temperatura (355 °C) foi também estimado para esfalerita e galena com textura colóforme, enquanto temperatura mais baixa (72 °C) foi calculada para um par pirita-galena de Ambrósia..

Depósito/ Amostra	Estágio	Ohmoto & Rye (1979)		Kajiwara & Krouse (1971)		Kajiwara & Krouse (1971)	
		Δ_{sp-gn}	$T (^{\circ}C)$	Δ_{py-gn}	$T (^{\circ}C)$	Δ_{py-sp}	$T (^{\circ}C)$
Ambrósia							
AM-104-16	Mineralização tardia	2,7	246,97				
AM-69-11	Mineralização tardia					1,5	205,71
AM-73-15	Mobilização			10,2	71,7		
Fagundes							
FG-43-49	Mineralização principal	1,9	355,17				
FG-43-49b	Mineralização principal			2,8	238,1		
FG-64-1	Mineralização principal	2,6	256,88				
FG-76-42	Mineralização principal	4,8	119,03				
FG-76-80	Mobilização	2,9	228,72				

Tabela 39 – Temperaturas calculadas a partir da composição isotópica de enxofre de sulfetos de Fagundes e Ambrósia.

A comparação das temperaturas calculadas a partir do fracionamento de isótopos estáveis e das temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas, que representam

temperaturas mínimas de aprisionamento, para os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, é apresentada na **Tabela 40**, indicando, em geral, boa consistência entre os dados obtidos pelos dois métodos.

Depósito	Temperatura baseada no fracionamento isotópico (°C)			Temperatura de homogeneização (°C)
	Par mineral	(1)	(2)	(2)
MORRO AGUDO				
Nível N/ Bloco C	Esfalerita - galena	105	217	120 - 144
Nível M/ Bloco B	Esfalerita - galena		105	100 - 158
Nível JK/ Bloco A	Esfalerita - galena	126 - 188		122 - 283
Nível JK/ Bloco B	Esfalerita - galena		80 - 386	148 - 160
Nível JK/ Bloco C	Esfalerita - galena		144	80 - 168
Nível GHI/ Bloco C	Esfalerita - galena	246	153	88 - 209
AMBRÓSIA				(3)
Mineralização principal				168 - 282
Mineralização tardia		206 - 247		105 - 136
FAGUNDES		(3)		(3)
Pré-mineralização				143 - 210
Mineralização	Esfalerita - galena	119 - 355		139 - 265
Mobilização	Esfalerita - galena	229		97 - 197
VAZANTE		(1)	(4)	(5)
Minério sulfetado	Esfalerita - galena	250	246 - 300	170 - 232
Minério willemítico	Quartzo - willemita		263 - 294	65 - 180
Alteração hidrotermal	Quartzo - siderita		160 - 261	140 - 160
	Quartzo - hematita		206 - 254	

Tabela 40 – Comparação entre as temperaturas calculadas a partir do fracionamento de isótopos estáveis e temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas. (1) Misi et al. (1996); (2) Cunha (1999); (3) Este estudo; (4) Monteiro (1997); (5) Freitas-Silva & Dardenne (1998a; 1998b).

11.3.2 Considerações sobre a fonte do enxofre

Os estudos de isótopos de enxofre revelam a predominância de valores elevados de $\delta^{34}\text{S}$ nos sulfetos dos depósitos de Morro Agudo (até +40‰), Fagundes (até 36,3‰) e Bento Carmelo (até 37,6‰), nos quais são descritos estilos de mineralização diagenéticos (**Figura 141**). Em Morro Agudo, os maiores valores de $\delta^{34}\text{S}$ referem-se, principalmente, aos sulfetos dos níveis M, próximo à falha principal, e GHI, mais profundo (Cunha, 1999; Misi, 1999). Em Fagundes, os maiores valores relacionam-se às fases minerais iniciais na seqüência paragenética, tais como os sulfetos com textura coliforme.

Valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ são descritos nos depósitos de Morro Agudo (até -8,7‰), associados a sulfetos do Nível N, mais distal em relação à zona de falha principal, e de Ambrósia, associados a esfalerita e galena tardias, relacionada a episódios epigenéticos de mineralização. Valores intermediários de $\delta^{34}\text{S}$ (< 30‰ e > 15‰) são descritos em todos os depósitos.

Uma faixa estreita de variação isotópica de enxofre é observada apenas no Depósito de Vazante (**Figura 141**). Neste depósito, as assinaturas isotópicas dos sulfetos estão dentro do intervalo de composição isotópica de traços de sulfato aprisionado em dolomitos da seqüência hospedeira ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato}} = 8,5$ a $16,9\text{‰}$) na área de Vazante, determinadas por Azmy *et al.* (2001), sugerindo derivação local do enxofre, a partir de redução termoquímica de sulfato, em temperaturas relativamente elevadas, e sem fracionamento isotópico significativo.

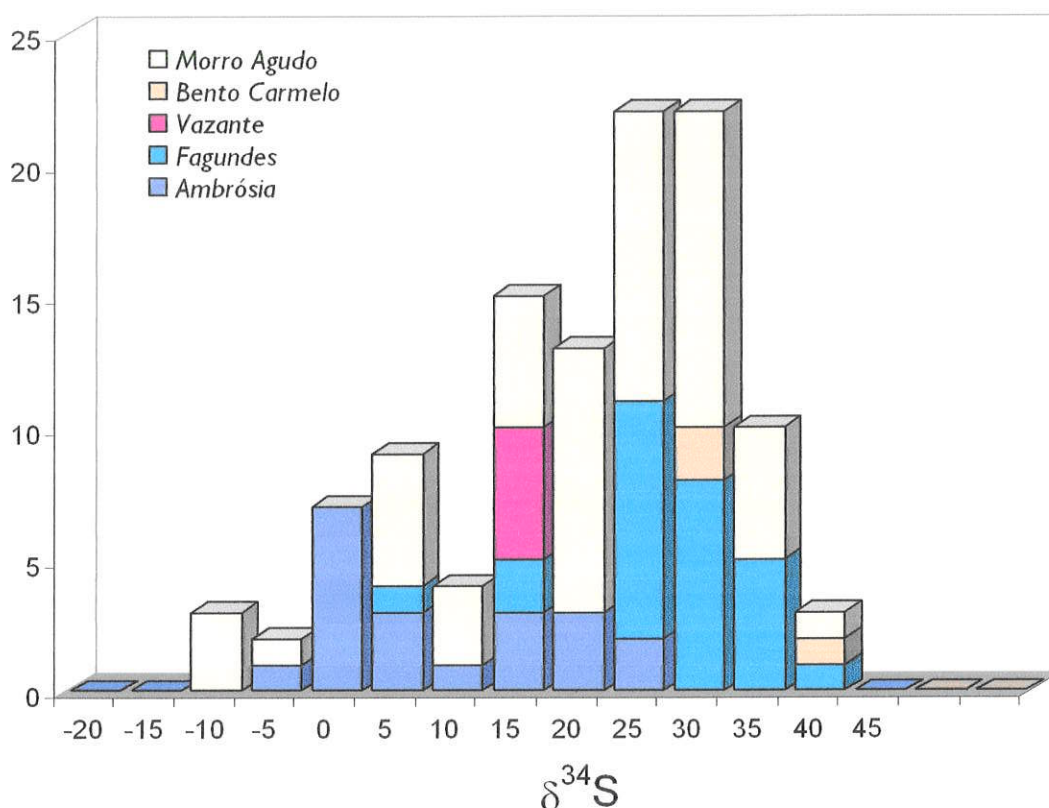


Figura 141 – Distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) em sulfetos (pirita, esfalerita e galena) dos depósitos de Morro Agudo, Vazante, Fagundes e Ambrósia.

O padrão de distribuição das composições isotópicas de enxofre nos demais depósitos, entretanto, é mais complexo que aquele observado em Vazante. Tais variações podem ser predominantemente controladas por parâmetros físico-químicos, tais como, composição de enxofre total dos sistema, temperatura, especiação dos componentes dissolvidos, quantidade de diferentes sulfetos precipitados a partir do fluido e a composição química do fluido, principalmente pH e $f\text{O}_2$ (Ohmoto, 1972, Ohmoto *et al.*, 1998) e/ou por processos de mistura, envolvendo fontes distintas de enxofre.

A assinatura isotópica do sulfato aprisionado no retículo cristalino de carbonatos marinhos representa, segundo Strauss (1997; 1999), o registro mais representativo da

composição isotópica do sulfato da água do mar na época de deposição. Os altos valores de $\delta^{34}\text{S}$ observados tanto nos sulfetos (até 40,0‰) de Morro Agudo e Fagundes, como na barita (44,0‰) de Morro Agudo são, significativamente, mais enriquecidos em ^{34}S em relação ao sulfato ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato}} = 8,5$ a 16,9‰; Azmy et al., 2001) aprisionado nos dolomitos do Grupo Vazante.

Valores bastante elevados de $\delta^{34}\text{S}$, semelhantes aos observados em sulfetos dos depósitos de Morro Agudo e Fagundes, são, freqüentemente, associados a ambientes marinhos restritos, tais como bacias evaporíticas, principalmente a partir do Mesoproterozóico (Lyons et al., 2000). Neste ambiente, estas assinaturas isotópicas são atribuídas à redução bacteriogênica, em condições de sistema fechado em relação à disponibilidade de sulfato. Como nos processos de redução de sulfato o $^{32}\text{SO}_4^{-2}$ é, preferencialmente, reduzido (Whelan et al., 1984), condições de sistema fechado permitem o aumento dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ do sulfato residual, assim como do H_2S produzido a partir desse sulfato residual (Ohmoto & Rye, 1979). Desta forma, devido ao efeito de fracionamento *Rayleigh*, as assinaturas isotópicas de enxofre dos sulfeto tornam-se progressivamente mais pesadas. Entretanto, nos depósitos estudados, ao contrário do aumento das razões isotópicas que é característico deste processo, são observadas assinaturas mais leves nos estágios tardios de mineralização, como em Fagundes.

Outro mecanismo, bastante semelhante ao anterior, que poderia resultar em valores de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfetos elevados, é relacionado com a interação de matéria orgânica ou hidrocarbonetos com fluido hidrotermal com limitado conteúdo de sulfato. Neste caso, a redução termoquímica do sulfato também ocorre em condições de sistema fechado ou semi-fechado em relação à disponibilidade de sulfato, e é acompanhada por aumento progressivo das razões isotópicas do SO_4 residual e do H_2S resultante. A composição isotópica dos sulfetos pode não refletir todas as oscilações isotópicas que acompanham este processo, se estas reações *redox* ocorrerem nas partes mais distais que alimentam o sistema hidrotermal, devido à homogeneização das assinaturas isotópicas durante a migração dos fluidos (McKibben & Eldridge, 1995).

De modo análogo a este, valores elevados de $\delta^{34}\text{S}$ têm sido atribuídos a um componente de enxofre hidrotermal, este transportado com metais, em vários depósitos IRISH (Anderson et al., 1998), em depósitos SEDEX (Ohmoto et al., 1988) e no depósito de Century (Austrália), que apresenta algumas características comuns aos depósitos MVT (Broadbent et al., 1998).

Em Morro Agudo, a associação dos valores elevados de $\delta^{34}\text{S}$ com sulfetos de níveis mais profundos e próximos à Zona de Falha pode refletir, de modo semelhante ao descrito nestes depósitos, um componente de enxofre hidrotermal, originado por redução termoquímica, em

condições de sistema fechado, de sulfatos presentes em salmouras evaporíticas e transportados, juntamente com os metais, ao longo de falhas que atuam como condutos aos fluidos mineralizantes. As assinaturas isotopicamente pesadas dos sulfetos tardi-diagenéticos de Fagundes podem indicar uma origem do enxofre semelhante àquela proposta para Morro Agudo. Entretanto, a progressiva diminuição das razões isotópicas verificadas em Fagundes, a predominância de razões isotopicamente mais leves relacionadas às mineralizações epigenéticas de Ambrósia, assim como a ampla variação das composições isotópicas verificadas em Morro Agudo, ainda devem ser melhor estudadas e compreendidas.

Correlações entre a diminuição da composição isotópica de enxofre e a seqüência de deposição dos sulfetos são mais freqüentemente associadas com:

- Fracionamento da composição isotópica do fluido, com limitado conteúdo de H_2S , em decorrência da deposição de esfalerita, que incorpora preferencialmente o isótopo ^{34}S , como discutido por Ohmoto *et al.* (1998) e Wagner & Boyce (2001);
- aumento da fugacidade de oxigênio, de modo análogo ao proposto por Appold *et al.* (1995) para depósitos do tipo MVT nos Apalaches centrais;
- Mistura com um componente isotopicamente leve de enxofre;

Em relação à primeira possibilidade, o efeito de fracionamento isotópico que acompanha a deposição da esfalerita em sistema fechado é, em geral, menor (e.g. Wagner & Boyce, 2001) que o necessário para produzir as variações isotópicas observadas. Adicionalmente, a deposição simultânea de pequenas quantidades de galena, que incorpora preferencialmente o isótopo ^{32}S , pode reduzir significativamente os efeitos causados pela deposição da esfalerita, devido ao seu maior fator de fracionamento (Ohmoto & Rye, 1979; Wagner & Boyce, 2001). Como os dois minerais estão presentes nas associações de mineralização principal e tardia, tanto de Fagundes como de Ambrósia, este mecanismo não pode explicar as variações observadas.

Aumento da fO_2 pode acompanhar a evolução dos fluidos mineralizantes como conseqüência da interação com fluidos meteóricos, principalmente naqueles associados com a mobilização dos sulfetos e com a mineralização willemítica. No entanto, não são observadas evidências de aumento progressivo de fO_2 acompanhando as fases de mineralização tardia, que caracteriza-se pelos menores valores de $\delta^{34}S$, tanto em Fagundes como em Ambrósia. Os estudos de inclusões fluidas, não refletem a predominância de fluidos de origem meteórica neste estágio, mas de um fluido relativamente mais salino (ou mais rico em cálcio) em relação ao fluido metalífero.

Assim, de forma análoga ao sugerido pelo estudo de inclusões fluidas, misturas de fluidos ao longo do tempo, envolvendo um fluido metalífero com um componente de enxofre isotopicamente pesado, e um fluido mais salino com um componente de enxofre mais leve, poderia explicar tanto as variações isotópicas verificadas em relação à seqüência de deposição dos sulfetos, como as relações entre as razões isotópicas de enxofre e o conteúdo de Fe e Cd na esfalerita.

Em Fagundes, as concentrações de Fe aumentam levemente em consequência da mistura gradual com o fluido mais salino. Em contrapartida, em Ambrósia, há nítida predominância do fluido salino, mais rico em Fe, que transporta o enxofre isotopicamente mais leve. Este último caso, em particular, é semelhante ao descrito por Wagner & Boyce (2001) para o depósito de Pb-Zn de Ramsbeck, na Alemanha, no qual fases minerais relacionadas com mineralização fissural tardia, que se sobrepõe à mineralização primária sin-tectônica, também reflete a interação com fluidos tardios de temperatura moderada (190 a 210°C) com um componente de enxofre mais leve. A interação das fases iniciais de sulfetos com estes fluidos tardios também resultou, segundo os autores, em variação isotópica, devido à mistura em proporção variável das duas fontes de enxofre, de modo semelhante ao que pode ser observado em Ambrósia.

Desta forma, as composições isotópicas de enxofre dos sulfetos de Morro Agudo, Fagundes, Ambrósia e Bento Carmelo podem indicar duas fontes principais de enxofre e mistura dessas associada com a evolução do sistema mineralizante. O componente de enxofre isotopicamente mais pesado reflete a redução termoquímica de sulfatos derivados de salmouras evaporíticas, em partes mais distais ou profundas do sistema, e é, posteriormente, transportado pelo fluido metalífero. O segundo componente, isotopicamente mais leve, é transportado por fluido hidrotermal tardio, fortemente radiogênico, possivelmente de origem bacinal. As composições isotópicas mais leves podem refletir processos de redução bacteriogênica de sulfato da água do mar nas partes mais frias do sistema, resultando em fracionamento isotópico entre sulfetos e o sulfato da água do mar na ordem de $-45 \pm 20\text{‰}$ (Ohmoto *et al.*, 1988).

XII CONCLUSÕES

12.1 ATRIBUTOS INTRÍNSECOS E ESPECÍFICOS DOS DEPÓSITOS DE ZINCO ASSOCIADOS AO GRUPO VAZANTE

Os depósitos da Faixa Vazante–Paracatu apresentam algumas características contrastantes, tais como os estilos predominantes de mineralização (sin-diagenético, em Morro Agudo, tardi-diagenético a epigenético em Fagundes e epigenético, em Ambrósia e Vazante), que estão vinculados a diferentes episódios de mineralização e revelam a longa evolução do sistema hidrotermal, relacionada à diagênese e deformação do Grupo Vazante. Estilos e tipos de alteração hidrotermal, controle principal das mineralizações, texturas, estruturas de minério, mineralogia, e proporção de metais também podem ser distintos entre os depósitos. Entre as diferenças, a mais significativa, no entanto, diz respeito à natureza do minério willemítico, que distingue o depósito de Vazante de todos os demais depósitos da faixa e permite classificá-lo como um tipo específico de depósito, aqui designado como “*tipo Vazante*”.

Entretanto, muitos parâmetros são comuns aos depósitos associados ao Grupo Vazante, refletindo a evolução, ao longo do tempo, do sistema mineralizante. Esses atributos comuns incluem:

- as rochas hospedeiras dolomíticas;
- a associação das mineralizações com zonas de maior permeabilidade, tais como fácies de recifes, barreiras estratigráficas, representadas pela transição entre dolomitos e metapelitos, e, principalmente, falhas que servem como condutos aos fluidos mineralizantes;
- a natureza dos fluidos metalíferos ($T > 250\text{ }^{\circ}\text{C}$, salinidade moderada a alta, relativamente oxidados, com baixa razão Zn/Cd e baixo conteúdo de enxofre reduzido),
- a assinatura geoquímica referível aos minérios sulfetados representada pela associação Zn, Pb, Cd, Ge, Cu, Ag, As, Co, Au, Sb, Ni, Hg;
- os mecanismos de deposição do minério relacionados a processos de mistura de fluidos, envolvendo, além dos fluidos metalíferos, fluidos mais salinos, de possível origem bacinal, e fluidos de origem meteórica;
- a sobreposição de mobilização, fortemente influenciada por interação com fluidos de origem meteórica e pulsos tardios de mineralização, envolvendo fluidos de temperatura moderada (140 – 190°C) e salinidade alta (> 23 % em peso equiv. NaCl)

Estas características gerais, assim como os atributos específicos dos depósitos de Ambrósia, Fagundes e Vazante, são apresentadas a seguir:

DEPÓSITO DE ZINCO DE AMBRÓSIA

Localização: Paracatu, MG

Coordenadas: 17°09'S e 46°46'W

Descrição: lentes e veios maciços de esfalerita, galena, pirita, marcassita, dolomita, fortemente controlados por falha e hospedados em dolomitos brechados.

Ambiente tectônico: transicional entre margem passiva e bacia de antepaís, com sistemas de nappes e falhas de empurrão, relacionados ao desenvolvimento de faixa de dobramentos.

Rochas hospedeiras

Idade: Neoproterozóica (~850 a 750 Ma).

Principais rochas: dolomitos micríticos com laminação de origem algal, localmente estromatolíticos, que sucedem filitos e ardósias carbonosos.

Ambiente deposicional: marinho raso, fácies de inter- a supramaré.

Metamorfismo: fácies xisto verde baixo.

Rochas ígneas associadas: não identificadas.

Características estruturais: Falha de alto ângulo rúptil-dúctil a dúctil.

Idade relativa da mineralização: sincrônica ao desenvolvimento da falha, associada com a fase compressiva de desenvolvimento da faixa de dobramentos.

Controles: estratigráfico (unidade predominantemente dolomítica) e estrutural (Falha N30W).

Forma do depósito: tabular ou filoniano, com corpos de minério irregulares.

Mineralogia: esfalerita, galena, pirita, marcassita, dolomita, ankerita, quartzo, apatita, talco, clorita e filossilicatos.

Texturas/estruturas do minério: texturas de preenchimento de espaços abertos relacionados a cristalização da pirita inicial, preenchimento de veios e brechas, mineralização fissural tardia, representada por vênulas de esfalerita e galena.

Alteração hidrotermal: recristalização e fraca silicificação anteriores à mineralização, substituição dos dolomitos por dolomita baroque e dolomita ferrosa, associada com a mineralização.

Mobilização: recristalização, dissolução parcial, corrosão, milonitização, fragmentação de sulfetos preexistentes e cimentação por novas fases.

Mineralização tardia: fissural, vênulas de esfalerita e galena.

Parâmetros dos reservatórios:

Isótopos de oxigênio: dolomita: $\delta^{18}\text{O} = +15,1$ a $+20,3\text{‰}$ SMOW.

Isótopos de carbono: dolomita: $\delta^{13}\text{C} = -2,3$ a $+0,3\text{‰}$ PDB.

Isótopos de enxofre: esfalerita, galena e pirita: $\delta^{34}\text{S} = -5,4$ a $+22,2\text{‰}$ CDT.

Isótopos de estrôncio: dolomita e esfalerita: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,74212$ a $0,75384$.

Natureza dos fluidos mineralizantes:

Mineralização principal: T = 160 a 280°C; salinidade = 14,6 a 21,9 % em peso equiv. NaCl.

Mineralização tardia: T = 105 a 136°C; salinidade = 17 a 23 % em peso equiv. NaCl.

Fonte dos fluidos: *fluidos modificados diageneticamente ou com contribuição metamórfica, fluidos basinais e fluido de origem meteórica.*

Fonte dos metais: *embasamento e/ou seqüências clásticas derivadas do embasamento, como folhelhos e arcóseos.*

Fonte do enxofre: *sulfatos de salmouras evaporíticas reduzidos em sistema fechado por redução termoquímica e enxofre hidrotermal transportado por fluido bacinal.*

Modelo Genético: *mistura entre fluidos quentes (> 250 °C) e moderadamente salinos, responsáveis pelo transporte de parte do enxofre isotopicamente pesado e fluidos salinos, de temperatura moderada, expelidos a partir de seqüências clásticas radiogênicas, provenientes de reservatórios profundos, que migram ao longo de falhas, sem significativa interação com os dolomitos hospedeiros, com enxofre isotopicamente leve ($\delta^{34}\text{S} = -5\text{‰}$). Mobilização, relacionada com deformação, fraturamento, corrosão e dissolução de sulfeto é pressupõe maior contribuição de fluidos meteóricos, misturados aos fluidos salinos. Mineralização tardia vincula-se a pulsos tardios de fluidos de temperatura mais baixa (~ 140 °C) e mais salinos ($> 23\%$ equiv. NaCl), de origem bacinal, expulsos devido aos esforços compressivos finais associados ao desenvolvimento da faixa de dobramentos.*

Intemperismo: *gossan representado por material terroso com concreções de cerussita, smithsonita, limonita e goethita (até profundidade de 70 metros).*

Depósitos semelhantes: *depósitos de Zn-Pb do tipo Irish: Navan, Tynagh, Keel, Irlanda (Hitzman, 1995); depósitos de Pb-Zn sin-tectônicos: Ramsbeck, Alemanha (Wagner & Boyce, 2000); depósitos de Pb-Cu-Zn hospedados em rochas metacarbonáticas: Kabwe, Tsumeb, Kombat (Chetty & Frimel, 2000).*

Assinatura geoquímica: Zn, Pb, Cd, Cu, Ag, V, U, Co, Mo, Bi, Br, As, Au, Sb, Ni, Hg, Se, Tl; alta razão Zn/Cd.

Assinatura geofísica: não disponível.

Gráfico Teor/Tonelagem: não disponível.

Guia exploratório: *gossan com minerais secundários ao longo de falhas; intersecção de falhas, contato entre unidades dolomíticas e metapelíticas (barreiras estratigráficas de permeabilidade).*

DEPÓSITO DE ZINCO DE FAGUNDES

Localização: Paracatu, MG

Coordenadas: 17°00'S e 46°52'W

Descrição: depósito "stratabound", com esfalerita, galena e pirita associados a dolomita baroque, com texturas de preenchimento de espaços abertos, hospedados por dolomitos silicificados e brechados.

Ambiente tectônico: transicional entre margem passiva e bacia de antepaís, com sistemas de nappes e falhas de empurrão, relacionados ao desenvolvimento de faixa de dobramentos.

Rochas hospedeiras

Ambiente deposicional: marinho raso, fácies de "back-reef"

Principais rochas hospedeiras: dolomitos com estruturas estromatolíticas, associados a evaporitos e a doloruditos, que são sobrepostos por filitos carbonosos.

Metamorfismo: fácies xisto verde baixo.

Idade das rochas hospedeiras: Neoproterozóica (~ 850 – 750 Ma).

Idade relativa da mineralização: transição entre o final da diagênese das rochas hospedeiras a e início do metamorfismo.

Controles: estratigráfico, representado pela transição entre unidade dolomítica e filitos carbonosos.

Forma do depósito: depósito "stratabound", com corpos de minério irregulares, localmente discordantes.

Mineralogia: esfalerita, galena, pirita, quartzo, calcedônia, dolomita, apatita, argilo-minerais e filossilicatos.

Texturas/estruturas do minério: texturas coloformes e zonadas indicativas de preenchimento de espaços abertos, lentes de sulfetos maciços e veios de esfalerita e galena, localmente brechados e cisalhados. Estilo fissural associado com vênulas tardias de esfalerita e galena.

Alteração hidrotermal: silicificação intensa anterior à mineralização, substituição de dolomito hospedeiro por dolomita "baroque", durante e posteriormente à mineralização principal.

Mobilização: recristalização, dissolução parcial, corrosão, milonitização, fragmentação de sulfetos e cimentação por novas fases minerais. Fluidos tardios produziram fraturas e vênulas.

Mineralização tardia: fissural, vênulas de esfalerita e galena.

Parâmetros dos reservatórios:

Isótopos de oxigênio: dolomita: $\delta^{18}\text{O} = +12,4$ a $+19,9\text{‰}$ SMOW.

Isótopos de carbono: dolomita: $\delta^{13}\text{C} = -1,5$ a $-0,2\text{‰}$ PDB.

Isótopos de enxofre: esfalerita, galena e pirita: $\delta^{34}\text{S} = +4,5$ a $+36,3\text{‰}$ CDT.

Isótopos de estrôncio: dolomita e esfalerita: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71387$ a $0,72274$.

Natureza dos fluidos mineralizantes:

Condições pré-mineralização: T = 140 a 190 °C; salinidade = 5,9 a 14,2% em peso equiv. NaCl.

Mineralização principal: T = 140 a 265 °C; salinidade = 5,8 a 11,8% em peso equiv. NaCl.

Mineralização tardia: T = 165 a 190 °C; salinidade = 6,4 a 15,6% em peso equiv. NaCl.

Fonte dos fluidos: fluidos modificados diageneticamente ou com contribuição metamórfica, fluido de origem meteórica e fluido bacinal.

Fonte dos metais: seqüência bacinal e/ou embasamento.

Fonte do enxofre: redução termoquímica de sulfato transportado por fluido metalífero e enxofre hidrotermal, de origem possivelmente bacteriogênica, transportado por fluidos salinos, baciais.

Modelo Genético: Migração regional de fluidos quentes ($> 250^\circ\text{C}$) e moderadamente salinos, responsáveis pelo transporte de parte do enxofre reduzido isotopicamente pesado ($\delta^{34}\text{S} = +40\text{‰}$) ao longo de barreiras de permeabilidade estratigráficas e falhas, pressupondo-se mistura com fluidos de temperatura moderada (140 a 190°C) e salinidade elevada (~23% equiv. NaCl) que transportam enxofre isotopicamente mais leve ($\delta^{34}\text{S} = -5\text{‰}$). Mobilização acompanha deformação, fraturamento, corrosão e dissolução de sulfeto, a qual associa-se maior contribuição de fluidos meteóricos. Mineralização tardia é relacionada a pulsos de fluidos de temperatura moderada (140 a 190°C) e mais salinos, de origem bacinal, expulsos devido aos esforços compressivos finais vinculados ao desenvolvimento da faixa de dobramentos.

Intemperismo: gossan com limonita, goethita, cerussita e smithsonita.

Tipos de depósitos semelhantes: depósitos de Zn-Pb do tipo Irish: Navan, Tynagh, Keel, Irlanda (Hitzman, 1995); depósitos de Zn-Pb do tipo Mississippi Valley (Sangster & Leach, 1993); depósitos de Pb-Zn sin-tectônicos: Ramsbeck, Alemanha (Wagner & Boyce, 2000).

Assinatura geoquímica: Zn, Pb, Cd, Ge, Cu, Ag, As, Co, Au, Sb, Ni, Hg, Se, Mo, Tl e Hf.

Assinatura geofísica: não disponível.

Gráfico de teor/tonelagem: não disponível.

Guias prospectivos: fácies de recife, contato entre unidades dolomíticas e metapelíticas (barreiras de permeabilidade), falhas.

DEPÓSITO DE ZINCO DE VAZANTE

Localização: Vazante, MG.

Coordenadas: 17°58'S e 46°52'W.

Natureza da mina: céu aberto e subterrânea.

Sinônimo: Tipo Vazante; depósito de silicato de zinco hipógeno, "carbonate-hosted willemite deposit".

Descrição: lentes e bolsões podiformes constituídos por willemita, hematita, siderita e dolomita, imbricados tectonicamente a corpos restritos de sulfetos com esfalerita e galena, hospedados por dolomitos brechados intensamente hidrotermalizados.

Ambiente tectônico: transicional entre margem passiva e bacia de antepaís, com sistema de falhas de empurrão e "nappes", relacionados ao desenvolvimento de faixa de dobramentos.

Rochas hospedeiras

Ambiente deposicional: marinho raso, com fácies de supramaré, indicativas de exposição subaérea.

Principais rochas hospedeiras: dolomitos com laminação algal, "bird's eyes", "tepee" e "mudcracks", com intercalações de ardósias e metamargas.

Rocha ígnea associada: diques de diabásio, metamorfisados na fácies dos xistos verdes baixo.

Metamorfismo: fácies xisto verde baixo.

Idade da seqüência hospedeira: Neoproterozóica (~850 – 750 Ma).

Características estruturais: zona de cisalhamento dúctil-rúptil a rúptil.

Idade relativa da mineralização: pós-pico metamórfico, síncrona ao desenvolvimento de zona de cisalhamento.

Forma do depósito: veios e corpos podiformes anastomosados, limitados por falhas.

Controles: estrutural, associado com zona de cisalhamento, e estratigráfico, próximo ao contato entre unidade predominantemente dolomítica e filitos carbonosos inferiores, associado a pequenos corpos de metabasitos.

Mineralogia: willemita, hematita, siderita, esfalerita, galena, dolomita, quartzo, franklinita, zincita, magnetita, clorita, barita e apatita.

Texturas/estruturas do minério: minério maciço constituído principalmente por willemita granoblástica ou fibrorradiada, freqüentemente deformada e brechada. Sulfetos ocorrem segundo a foliação milonítica e em vênulas tardias.

Alteração hidrotermal: intensa sideritização, hematitização, dolomitização, cloritização, além de silicificação e forte brechação.

Mobilização: milonitização dos sulfetos, recristalização local da willemita e cataclase.

Mineralização tardia: *fissural, vênulas de esfalerita, posteriores a willemita.*

Parâmetros de reservatórios:

Isótopos de oxigênio: dolomita e siderita: $\delta^{18}\text{O} = +16,4 \text{ a } +31,9\text{‰}$ SMOW.

willemita: $\delta^{18}\text{O} = +10,9 \text{ a } +13,8\text{‰}$ SMOW.

quartzo: $\delta^{18}\text{O} = +18,7 \text{ a } +24,0\text{‰}$ SMOW.

hematita: $\delta^{18}\text{O} = +0,61 \text{ a } +1,16\text{‰}$ SMOW.

franklinita: $\delta^{18}\text{O} = +9,7\text{‰}$ SMOW.

Isótopos de carbono: dolomita e siderita: $\delta^{13}\text{C} = -5,94 \text{ a } +1,66\text{‰}$ PDB.

Isótopos de enxofre: esfalerita e galena: $\delta^{34}\text{S} = +11,8 - +14,4\text{‰}$ CDT.

Isótopos de estrôncio: dolomita, siderita e esfalerita: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71255 - 0,72974$.

Natureza dos fluidos mineralizantes

Mineralização sulfetada: T = 170 a 232°C; salinidade = 15,3 – > 23% em peso equiv. NaCl.

Alteração pós-mineralização: T = 135 a 160°C; salinidade = 6,7 – 18 % em peso equiv. NaCl.

Fonte dos fluidos: *fluidos modificados diageneticamente ou com contribuição metamórfica e fluido de origem meteórica.*

Fonte dos metais: *seqüência bacinal e embasamento.*

Fonte do enxofre: *redução termoquímica de sulfato da água do mar, possivelmente na presença de hidrocarbonetos.*

Modelo Genético: *mistura entre fluidos metalíferos quentes (> 250°C), salinos, com baixo conteúdo de enxofre reduzido com fluidos meteóricos canalizados em zona de cisalhamento, com alta $f\text{O}_2/f\text{S}_2$, responsável, não só pela intensa alteração hidrotermal fissural representada, principalmente, pela formação de veios e brechas preenchidas por siderita, dolomita, hematita e jaspe, como também pela formação da mineralização willemítica de Vazante.*

Intemperismo: *hemimorfita, hidrozincita, smithsonita, piromorfita, calcosina, covellita, acantita, cuprita, cerussita, malaquita, auricalcita, hidrozincita, brochantita, linarita, prata nativa, cobre nativo, greenockita, anglesita, argentita e chlorargyrita.*

Depósitos semelhantes: *Beltana e Aroona, Austrália (Horn, 1975); Kabwe, Bob Zinc, Star Zinc, Zâmbia (Sweeney et al., 1991); Tsumeb, Namíbia (Kampunzu et al., 1998; Kamona et al., 1999; Chetty & Frimel, 2000).*

Assinatura geoquímica: *minério sulfetado (Zn, Pb, Cd, Ge, Ag, Cu, Ba, Cr, As, Au, Sb, Ni, Hg, Se, Co); minério willemítico (Zn, Pb, Cd, Ag, Cu, V, U, As, Sb).*

Assinatura geofísica: *não disponível.*

Gráfico teor/tonelagem: *não disponível.*

Guia exploratório: *zona de cisalhamento dúctil-rúptil, contato entre unidade dolomítica, depositado em ambiente de supra-maré com exposição subaérea e filitos carbonosos.*

12.2 GERAÇÃO DO SISTEMA HIDROTERMAL E MECANISMOS DE FLUXO DE FLUIDOS

A geração do sistema hidrotermal e os mecanismos de fluxo regional dos fluidos operativos durante a gênese dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu devem ser compatíveis com os atributos comuns a esses depósitos, principalmente com as temperaturas relativamente altas dos fluidos metalíferos ($> 250^{\circ}\text{C}$), registradas em todos esses depósitos.

A expulsão de salmouras basinais induzida pela compactação da massa de sedimentos (Jackson & Beales, 1967), não representa, segundo Bethke (1985), um mecanismo capaz de proporcionar altas razões de descarga fluidal, como as que seriam necessárias para a geração de calor compatível com as temperaturas registradas no distrito mineral em pauta. O modelo de migração regional de fluidos por gravidade, a partir de blocos crustais soerguidos em flancos de bacias, até as partes mais profundas da bacia, quando aplicado aos depósitos MVT, resulta, tipicamente, em temperaturas dos fluidos mineralizantes inferiores a 150°C (Warren, 2000).

O modelo de sistema convectivo proposto para os depósitos IRISH (Russell, 1978; LeHuray *et al.*, 1987; Lewis & Couples, 1999; Everett *et al.*, 1999) é compatível com as temperaturas inferidas para as mineralizações dos depósitos da Faixa Vazante-Unaí e com a associação dessas mineralizações a falhas que atuaram como conduto aos fluidos mineralizantes. Entretanto, regimes tectônicos regionais operativos à larga escala, necessários à geração deste sistema, não são condizentes com a evolução da faixa estudada.

Alternativamente, a tectônica compressiva relacionada ao desenvolvimento de faixas de dobramentos pode permitir o fluxo episódico de fluidos quentes ($> 250^{\circ}\text{C}$) altamente pressurizados, que migram, lateralmente, para fora das zonas de colisão através de zonas permeáveis e, verticalmente, por falhas e fraturas (Warren, 2000). Este modelo tem sido utilizado para explicar a formação de depósitos chumbo e zinco relacionados à orogenia Variscan (Sardínia, Boni *et al.*, 2000; Ramsbeck, Alemanha, Wagner & Boyce, 2000), 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).

De modo análogo, os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, por estarem inseridos na zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília, podem estar associados ao fluxo de fluidos direcionado pela tectônica compressional vinculada à instalação dos primeiros *fronts* de cavalgamentos, que condicionou a instalação da bacia e, posteriormente, a deforma.

12.3 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL: MODELO GENÉTICO

Os estágios diagenéticos a tardi-diagenéticos de mineralização característicos de Morro Agudo e Fagundes, associam-se ao escape, principalmente ao longo de falhas, de fluidos quentes ($> 250^{\circ}\text{C}$), moderadamente salinos e oxidados, que adquiriram metais, e tornaram-se radiogênicos durante migração por seqüências clásticas nas partes mais profundas do sistema hidrotermal. Um componente de enxofre hidrotermal, presente no fluido, isotopicamente pesado ($\delta^{34}\text{S} = +40\text{‰}$) originado por redução termoquímica de sulfatos evaporíticos em sistema fechado, deve ter sido transportado, juntamente com os metais, ao longo das falhas.

A deposição do minério é resultante da mistura destes fluidos metalíferos com fluidos de temperatura moderada (140 a 190°C), salinidade elevada (15 a $> 23\%$ peso equiv. NaCl), relativamente reduzidos, com composição próxima à do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}_2-\text{CaCl}_2$, expelidos após prolongada circulação na bacia. Esses fluidos, transportaram um componente de enxofre isotopicamente leve ($\delta^{34}\text{S} = -5\text{‰}$), que pode refletir processos de redução bacteriogênica de sulfato da água do mar nas partes mais frias do sistema. Este processo de mistura resulta em diminuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos ao longo do tempo, refletindo a predominância desta fonte de enxofre isotopicamente mais leve durante a evolução do sistema mineralizante.

Estilos epigenéticos de mineralização, como os de Ambrósia, podem refletir também a maior importância destes fluidos mais frios, de salinidade elevada e composição próxima do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}_2-\text{CaCl}_2$, que caracterizam-se por maiores razões Zn/Cd e maior conteúdo de Fe. As covariâncias entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, assim como os dados de inclusões fluidas, indicam que estes fluidos hidrotermais podem ter sido expelidos a partir de rochas clásticas radiogênicas, migrando principalmente verticalmente através de falhas, sem significativa interação com os dolomitos hospedeiros da mineralização.

A mineralização sulfetada de Vazante reflete a interação dos fluidos metalíferos oxidados de mais alta temperatura ($> 250^{\circ}\text{C}$), menor razão Zn/Cd e baixo conteúdo de enxofre reduzido com as rochas hospedeiras. Este processo de interação fluido-rocha resultou em aumento significativo das razões de $\delta^{18}\text{O}$ do fluido hidrotermal e, conseqüentemente, das fases de ganga associadas com os sulfetos. O enxofre dos sulfetos apresenta a mesma assinatura isotópica dos sulfatos aprisionados na estrutura cristalina dos carbonatos, refletindo processos de redução termoquímica, sem fracionamento isotópico significativo, que pode ter sido mediada por hidrocarbonetos. A possível presença de hidrocarbonetos aprisionados em inclusões fluidas na esfalerita, evidenciam o rápido resfriamento do sistema hidrotermal, possivelmente resultante

de processos de mistura com fluidos meteóricos, como já demonstrado por estudos de isótopos estáveis.

A mistura entre os fluidos metalíferos quentes ($> 250^{\circ}\text{C}$) e fluidos meteóricos canalizados em zona de cisalhamento, possibilitou o estabelecimento de condições de alta $f\text{O}_2/f\text{S}_2$, responsáveis pela intensa alteração hidrotermal fissural representada, principalmente, pela formação de veios e brechas preenchidas por siderita, dolomita, hematita e jaspe e pela formação da mineralização willemítica de Vazante.

Evidências de mobilização, relacionadas com cisalhamento, dissolução parcial e corrosão de sulfetos de Fagundes e Ambrósia são influenciadas por misturas entre fluidos bacinais, mais reduzidos, e fluidos meteóricos, que predominam nos estágios de alteração pós-mineralização de Fagundes.

Estágios tardios de mineralização fissural, representados por vênulas de esfalerita e galena, presentes em todos os depósitos, inclusive em Vazante, podem representar pulsos finais de fluidos com salinidade elevada, expulsos da bacia nas fases finais de evolução da Faixa de Dobramentos Brasília.

12.4 COMPARAÇÕES COM OUTROS DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO

Os depósitos de zinco e chumbo da Faixa Vazante-Paracatu foram previamente comparados aos depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT) (Amaral, 1968; Rigobello *et al.*, 1988; Iyer *et al.*, 1992; 1993), aos depósitos sedimentares exalativos (SEDEX) (Misi *et al.*, 1996; Freitas-Silva & Dardenne, 1997) e aos do tipo IRISH (Hitzman *et al.*, 1995; Hitzman, 1997a; 1997b; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 1999; 2000; Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2000).

As zonas de alimentação (*feeder zones*) dos fluidos mineralizantes no depósito de Morro Agudo (Misi *et al.*, 1996) e as altas temperaturas dos fluidos mineralizantes ($> 250^{\circ}\text{C}$), são as principais características utilizadas para atribuir ao depósito gênese semelhante à dos depósitos SEDEX.

As principais semelhanças dos depósitos associados ao Grupo Vazante, com os depósitos MVT, incluem: a natureza das rochas hospedeiras, a ausência de atividade ígnea associada às mineralizações, dolomitização anterior à mineralização, estilos epigenéticos de mineralização, texturas de preenchimento de espaço aberto e migração dos fluidos mineralizantes através de rochas de maior permeabilidade, como recifes, ao longo de barreiras estratigráficas de

permeabilidade, representadas por contatos entre unidades carbonáticas e pelíticas, bem como ao longo de falhas.

No entanto, essas características não são exclusivas dos depósitos MVT, assim como a presença de *feeder zones* e temperaturas relativamente elevadas, não são típicas apenas dos depósitos SEDEX, o que, em geral, torna difícil a classificação dos depósitos hospedados em rochas carbonáticas (Sangster, 1990; Sangster & Leach, 1993).

Os atributos intrínsecos observados no depósito de Morro Agudo, incluindo os parâmetros referíveis aos isótopos de enxofre e inclusões fluidas, considerados os mais importantes à caracterização desses depósitos, revelam semelhança maior àqueles típicos dos depósitos do tipo IRISH (Hitzman *et al.*, 1995; Hitzman, 1997a; 1997b; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 1999; 2000; Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2000).

Os estudos de inclusões fluidas em amostras de Fagundes e Ambrósia também indicam semelhanças com depósitos do tipo IRISH, especialmente em relação à evolução fluidal do sistema mineralizante, envolvendo a taxa de participação individual, na mistura de múltiplos fluidos (fluido metalífero, fluido bacinal e fluido de origem meteórica), como apresentado por Wilkinson (2000).

A principal diferença, além da idade, carbonífera na Irlanda e neoproterozóica nos depósitos aqui estudados, e do ambiente geotectônico, extensional nos depósitos do tipo Irish e compressional na Faixa Vazante-Paracatu, no entanto, é representada pela coexistência, no mesmo distrito, de depósitos de zinco sulfetado e depósitos hipógenos predominantemente silicáticos, a exemplo de Vazante. Até à década de 90, a origem do minério willemítico foi considerada supérgena (Amaral, 1968a, 1968b; Rigobello *et al.*, 1988), e portanto, apenas a origem dos sulfetos “primários” era considerada nas comparações com os modelos genéticos de depósitos de zinco hospedados em rochas carbonáticas.

Segundo Hitzman (2000), o depósito de Vazante é o maior depósito hipógeno de silicato de zinco conhecido. Outros depósitos que podem ser considerados do **tipo Vazante**, incluem Kabwe, Star Zinc, Bob Zinc, Excelsior, na Zâmbia, e Beltana e Aroona, na Austrália.

Os atributos comuns a esses depósitos incluem a natureza, ambiente tectônico e possivelmente a idade das rochas hospedeiras, forte controle estrutural (Vazante, Beltana), silicificação, substituição das rochas hospedeiras por carbonatos de ferro (Vazante, Beltana), associação com hematita e franklinita (Vazante e Star Zinc), além de esfalerita e galena (Vazante, Kabwe, Beltana), textura coliforme da willemita, usualmente brechada, e assinatura geoquímica, representada por Zn, Pb, V, Ge, Cd, Ag e As (Monteiro, 1997; Horn, 1975; Sweeney *et al.*, 1991; Hitzman, 2001; Brugger *et al.*, 2001).

Os depósitos de Beltana e Aroona, hospedam-se em rochas carbonáticas, intensamente afetadas por falhas de empurrão, relacionadas ao Cinturão Neoproterozóico de Dobramentos Adelaide (Horn, 1975), enquanto os depósitos da Zâmbia são hospedados por metadolomitos da Formação Kabwe, no Cinturão de Dobramentos Katangan, relacionado à Orogenia Pan-Africana (~ 820 – 500 Ma) (Kampunzu *et al.*, 1998).

Os estudos sobre a gênese das mineralizações willemíticas ainda são escassos, entretanto, estudos de inclusões fluidas em willemita do depósito de Star Zinc indicam salinidades variáveis entre 5 – 22% em peso de NaCl equiv. e de temperatura entre 150 a 250 °C, semelhantes às obtidas em Vazante, e também indicativas de mistura de fluidos de diferentes salinidades e temperaturas (Sweeney *et al.*, 1991). Em relação aos corpos de sulfetos associados ao minério willemítico de Kabwe, sua formação tem sido considerada como associada à expulsão tectônica dos fluidos mineralizantes durante a Orogenia Pan-Africana (Kampunzu *et al.*, 1998; Kamona *et al.*, 1999), também muito semelhante ao observado nos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. H. 1984 Germanium. *Engineering Mining Journal*, 185:99-100.
- AKANDE, S. & ZENTILLI, M. (1984); Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gays River lead-zinc deposit, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, v. 79, p. 1187 – 1211.
- AKANDE, S. (1982) *Genesis of the lead-zinc mineralization at Gays River, Nova Scotia, Canada; a geologic, fluid inclusion and stable isotope study*. Tese de Doutorado, Dalhousie University, Halifax, Canada, 348 p.
- ALKMIM, F. F.; CHEMALE Jr., J.; BACELLAR, L. A. P.; OLIVEIRA, J. R. P.; MAGALHÃES, P. M. - 1989 - Arcabouço estrutural da Porção Sul da Bacia do São Francisco. In: V Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais/ I Simpósio de Geologia do Núcleo Brasília, *Anais*, SBG, Brasília, p. 289-293.
- ALKMIM, F. F. & MARSHAK, S. (1998) Transamazonian orogeny in the southern São Francisco carton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29 – 58.
- ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. (2001) 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, p. 9 – 30.
- ALKMIM, F. F.; CHEMALE Jr., F.; ENDO, I. (1996) A deformação das coberturas proterozóicas do Cratón do São Francisco e seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, v. 49, n. 1, p. 12 – 38.
- ALMEIDA, F. F. M de (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *Boletim DNPM*, v. 243, 36p.
- ALMEIDA, F. F. M de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Campina Grande, 1977. *Ata*. Campina Grande, SBG/NE, p. 363 – 391.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1993). Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais - Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG, p. 256 - 259.
- ALMEIDA, F. F. M. de. (1968) Evolução tectônica do Centro Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 285 - 295.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. (1967) Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., *Anais*, SBG, p.214-217.
- AMARAL, G. (1966) Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. Publicação número 1. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro. p. 45.
- AMARAL, G. (1968a) *Geologia e depósitos de minério na região de Vazante, Estado de Minas Gerais*. São Paulo, 133p. Tese de Doutorado. Departamento de Engenharia de Minas, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- AMARAL, G. (1968b) Contribuição ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 13 - 31.
- AMARAL, G. (1968c) Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galenas de depósitos encaixados no Grupo Bambuí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22.,
- ANDERSON, G. (1975) Precipitation of Mississippi Valley-Type ores. *Economic Geology*, v. 70, p. 937 - 942.
- ANDERSON, G. M. (1973) The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100°C. *Economic Geology*, v. 68, p. 480 - 492.
- ANDERSON, G. M. (1983) Some geochemical aspects of sulphide precipitation in carbonates rocks. In: KISVARSAANYI, G., GRANT, S.K.; PRATT, W.P.; KOENING, J.W. (eds)- *International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits*, Proceedings Volume. University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri, p. 61 - 76.
- ANDERSON, G.M. & GARVEN, G. (1987) Sulfate-sulfide-carbonate Associations in of Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposit. *Economic Geology*, v. 8, p. 482 - 488.
- ANDERSON, I. K.; ANDREW, C. J.; ASHTON, J. H.; BOYCE, A. J.; CAULFIELD, J. B. D.; FALLICK, A. E.;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. H. 1984 Germanium. *Engineering Mining Journal*, 185:99-100.
- AKANDE, S. & ZENTILLI, M. (1984); Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gays River lead-zinc deposit, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, v. 79, p. 1187 – 1211.
- AKANDE, S. (1982) *Genesis of the lead-zinc mineralization at Gays River, Nova Scotia, Canada; a geologic, fluid inclusion and stable isotope study*. Tese de Doutorado, Dalhousie University, Halifax, Canada, 348 p.
- ALKIMIM, F. F.; CHEMALE Jr., J.; BACELLAR, L. A. P.; OLIVEIRA, J. R. P.; MAGALHÃES, P. M. - 1989 - Arcabouço estrutural da Porção Sul da Bacia do São Francisco. In: V Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais/ I Simpósio de Geologia do Núcleo Brasília, *Anais*, SBG, Brasília, p. 289-293.
- ALKMIM, F. F. & MARSHAK, S. (1998) Transamazonian orogeny in the southern São Francisco carton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29 – 58.
- ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. (2001) 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, p. 9 – 30.
- ALKMIM, F. F.; CHEMALE Jr., F.; ENDO, I. (1996) A deformação das coberturas proterozóicas do Cratón do São Francisco e seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, v. 49, n. 1, p. 12 – 38.
- ALMEIDA, F. F. M de (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *Boletim DNPM*, v. 243, 36p.
- ALMEIDA, F. F. M de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Campina Grande, 1977. *Ata*. Campina Grande, SBG/NE, p. 363 – 391.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1993). Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais - Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG, p. 256 - 259.
- ALMEIDA, F. F. M. de. (1968) Evolução tectônica do Centro Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 285 - 295.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. (1967) Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., *Anais*, SBG, p.214-217.
- AMARAL, G. (1966) Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. Publicação número 1. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro. p. 45.
- AMARAL, G. (1968a) *Geologia e depósitos de minério na região de Vazante, Estado de Minas Gerais*. São Paulo, 133p. Tese de Doutorado. Departamento de Engenharia de Minas, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- AMARAL, G. (1968b) Contribuição ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 13 - 31.
- AMARAL, G. (1968c) Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galenas de depósitos encaixados no Grupo Bambuí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22.,
- ANDERSON, G. (1975) Precipitation of Mississippi Valley-Type ores. *Economic Geology*, v. 70, p. 937 - 942.
- ANDERSON, G. M. (1973) The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100°C. *Economic Geology*, v. 68, p. 480 - 492.
- ANDERSON, G. M. (1983) Some geochemical aspects of sulphide precipitation in carbonates rocks. In: KISVARSAANYI, G., GRANT, S.K.; PRATT, W.P.; KOENING, J.W. (eds)- *International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits*, Proceedings Volume. University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri, p. 61 - 76.
- ANDERSON, G.M. & GARVEN, G. (1987) Sulfate-sulfide-carbonate Associations in of Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposit. *Economic Geology*, v. 8, p. 482 - 488.
- ANDERSON, I. K.; ANDREW, C. J.; ASHTON, J. H.; BOYCE, A. J.; CAULFIELD, J. B. D.; FALLICK, A. E.;

- RUSSELL, M. J. (1989) Preliminary sulphur isotope data of diagenetic and vein sulphides in the Lower Paleozoic strata of Ireland and southern Scotland: implications for Zn+Pb+Ba mineralization. *Journal of the Geological Society, London*, v. 146, p. 715 - 720.
- ANDERSON, I. K.; ASHTON, J. H.; BOYCE, A. J.; FALLICK, A. E.; RUSSELL, M. J. (1998) Ore depositional process in the Navan Zn-Pb Deposit, Ireland. *Economic Geology*, v. 93, n. 5, p. 535 - 563.
- ANDREW, C. J. & POUSTIE, A. (1986) Syndiagenetic or epigenetic mineralization – the evidence from the Tatestown zinc-lead prospect, Co. Meath. In: ANDREW, C. J.; CROWE, R. W. A.; FINLAY, S.; PENNELL, W. M.; PYNE, J. F. (eds.) *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. Dublin, Irish Association for Economic Geology, p. 281 - 296.
- ANDREW, C. J. (1986) The tectonostratigraphic controls to mineralization in the Silvermines area, County Tipperary, Ireland. In: ANDREW, C. J.; CROWE, R. W. A.; FINLAY, S.; PENNELL, W. M.; PYNE, J. F. (eds.) *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. Dublin, Irish Association for Economic Geology, p. 377 - 408.
- ANSDELL, K. M.; NESBITT, B. E.; LONGSTAFFE, E. J. (1989) A fluid inclusion and stable-isotope study of the Tom Ba-Pb-Zn deposit, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology*, v. 84, p. 841 - 856.
- APPOLD, M. S., KESLER, S. E., ALT, J. C. (1995) Sulfur isotope and fluid inclusion constrain on the genesis of Mississippi Valley-Type mineralization in the Central Appalachians. *Economic Geology*, v. 90, n. 4, p. 902 - 919.
- ARNE, D. C.; CURTIS, L. W.; KISSIN, S. A. (1991) Internal zonation in carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposit. Nanisivik, Baffin Island, Canada. *Economic Geology*, v. 86, p. 699 - 717.
- ASMEROM, Y.; JACOBSEN, S. B.; KNOLL, A.H.; BUTTERFIELD, N. J.; SWETT, K. (1991) Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2883 - 2894.
- AZMY, K.; VEIZER, J.; MISI, A.; OLIVEIRA, T. F. de; SANCHES, A. L.; DARDENNE, M. A. (2001) Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research*, v. 112, p. 303 - 329.
- BABINSKI, M. (1993) Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção Sul da Bacia do São Francisco. Tese de Doutorado, IPEN, Brasil, 133p.
- BABINSKY, M.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR., F. (1999) Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, v. 160, p. 175 - 199.
- BAERTSCHI, P. (1976) Absolute ¹⁸O content of Standard Mean Ocean Water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 31, p. 341.
- BAKER, T. (1998) Alteration, mineralization, and fluid evolution at the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. *Economic Geology*, v. 93, p. 1213 - 1236.
- BANKS, D. A. & RUSSELL, M. J. (1992) Fluid mixing during ore deposition at the Tynagh base-metal deposit, Ireland. *European Journal of Mineralogy*, v. 4, p. 921 - 931.
- BANNER, J. L. & HANSON, G. N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 3123 - 3137.
- BANNIKOVA, L. A.; PRISYAGINA, N. I.; BELYI, V. M. (1998) Reduction of sulfate sulfur under hydrothermal conditions: An Experimental Study. *Geochemistry International*, v. 36, n. 9, p. 846 - 852.
- BARBANSON, L. & GELDRON, A. (1983) Distribution du germanium, de l'argent et du cadmium entre les schistes et les minéralisations stratiformes et filoniennes à blende-siderite de la région de Saint-Salvy (Tarn). *Chronique Rech. Min.*, v. 470, p. 33 - 42.
- BARBOSA, O. (1955) Guia das excursões. Congresso Brasileiro de Geologia, 9., São Paulo, 1995. *Noticiário*. São Paulo, v. 3, p. 3 - 5.
- BARBOSA, O. (1965) Série Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9.; SIMPÓSIO DAS FORMAÇÕES EO-PALEOZÓICAS DO BRASIL, Rio de Janeiro, 1965. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M. B.; DYER, R. C.; BRAUN, O. P. G.; COTTA, J. C. (1969). Geologia e inventário dos recursos minerais do projeto Brasília. PROSPEC/DNPM, Final Report.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. (1970). Geologia da região do Triângulo Mineiro (Projeto Chaminés). Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Bol. 136, 140 p.
- BARTON, P. B. Jr. & SKINNER, B. J. (1979) Sulfide Mineral stabilities. In: BARNES, H.L. (ed) *Geochemistry*

- of hydrothermal ore deposits. John Wiley & sons, Inc, p. 278 – 403.
- BARTON, P. B. Jr. (1967) Possible role of organic matter in the precipitation of the Mississippi Valley areas. *Economic Geology Monograph*, v. 3, p. 371 - 378.
- BARTON, P. B. Jr. (1982) Sulfide Petrology. In: RIBBE, P.H. (ed) Sulfide Mineralogy. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v. 1.
- BARTON, P. B. Jr.; BETHKE, P. M.; TOULMIN, P. (1963) Equilibrium in ore deposits. Mineralogical Society of America. *Special Paper*, v. 1, p. 171 - 183.
- BARTON, P. B. Jr. (1970) *Sulfide petrology*. Mineralogical Society of America Special Paper, v. 3, p. 197 - 198.
- BEALES, F. W & HARDY, J. W. (198) Criteria for recognition of diverse dolomite types with emphasis on studies of host rocks for Mississippi Valley-Type ore deposits. In: Zenger, D.J.; DUNHAM, J.B; ETHINGTON, R. L. (eds)- Concepts and models of dolomitization. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 28, p. 197-213.
- BEALES, F. W. & JACKSON, S. A. (1966) Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point ore field, Canada. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions*, v. 75, p. B278 - B285.
- BELI, V. M. & BANNIKOVA, L. A. (1997) Sulfur isotope fractionation at the moving oxidation front under hydrothermal conditions: an analysis of field evidence. *Geochemistry International*, v. 35, n. 9, p. 785 - 799.
- BERNSTEIN, L. R. (1985) Germanium Geochemistry and Mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2409 - 2422.
- BETHKE, C. M. & MARSHAK, S. (1990) Brine migrations across North America: The plate tectonics of groundwater. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 18, p. 228-315.
- BETHKE, C. M. (1985) A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 80, p. 6817-6828.
- BETHKE, C. M. (1986) Hydrologic constraints from Illinois Basin brines. *Economic Geology*, v. 81, p. 233-148.
- BETTENCOURT, J. S.; MONTEIRO, L. V. S.; BELLO, R. M. S; OLIVEIRA, T. F. De, 2001. Metalogênese do Zn - Pb na região de Vazante –Paracatu, Minas gerais. In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. *Bacia do São Francisco: Geologia e recursos minerais*. Belo Horizonte, SBG/MG, p. 161 – 198.
- BEURLEN, H. (1973) *Blei-zink-fluorit-vollkommen in Jungprrakambischen Sedimentgesteinen der Bambuí-Gruppe in Minas Gerais (Zentralbrasilien)*. Erlangung der Doktorwurde, Rprech-Karl- Universitat Heidelberg. 159 p.
- BEURLEN, H. (1974) Sobre a origem sin-genético-sedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita do Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG, v. 6, p. 49 - 60.
- BEZ, L. (1980). Evolução mineralógica e geoquímica do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Bañeário de Camburiú, 1980. *Anais*. Bañeário de Camburiú, SBG, v.3, p. 1402 - 1416.
- BHATIA, D. M. S. & HAGNI, R. D. (1980) Laser probe determinations of trace element concentrations in sulfide minerals from the Magmont Mine, Viburnum Trend, Southeast Missouri. *AIME-SME Trans.* v. 268, p. 1847 - 1855.
- BOAST, A. M.; COLEMAN, M. L.; HALLS, C. (1981) Textural and stable isotopic evidence for the genesis of Tynagh base metal deposit, Ireland. *Economic Geology*, v. 76, p. 27 - 55.
- BODNAR, R. J. & BETHKE, P. M. (1984) Systematics of stretching of fluid inclusions: I. Fluorite and Sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Economic Geology*, v. 79, p. 141 -161.
- BOGACZ, K.; DZULYNSKI, S.; HARANCZYK, C. (1970) Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Pol.*, 20: 247-265.
- BÖHLKE, J. K. & IRWIN, J. J. (1992) Brine history indicated by argon, krypton, chlorine, bromine, and iodine analyses of fluid inclusions from Mississippi Valley type lead-fluorite-barite deposits at Hansonburg, New México. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 110, p. 51 - 66.
- BONHOMME, M. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M. H. F.; THOMAZ FILHO, A. (1982) Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian*

Research, v. 18, p. 103 - 118.

- BONHOMME, M.G. (1976) Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, p. 211 - 245.
- BORISENKO, A. S. (1978) Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Sov. Geol. Geophys.* V. 18, p. 11 - 19.
- BORISENKO, A.; BOROVNIKOV, A.; NAUMOV, E.; SHEBANIN, A. P.; AMUZINSKIY, V. (1999) Physico-chemical conditions of Au-Hg deposits formation. In: EUROPEAN CURRENT RESEARCH ON FLUID INCLUSIONS, 15, Postdam, 1999. *Abstracts and Program*. Berlim.
- BORTNIKOV, N. S.; DOBROVOL'SKAYA, M. G.; GENKIN, A. D. (1995) Sphalerite-Galena Geothermometers: Distribution of cadmium, manganese, and the fractionation of sulfur isotope. *Economic Geology*, v. 90, p. 155 - 180.
- BOYCE, A. J.; ANDERTON, R. RUSSELL, M. J. (1983) Rapid subsidence and early Carboniferous base-metal mineralization in Ireland. *Trans. Inst. Min. Metall.*, v. B92, p. B55 - B66.
- BRANCO, J. J. R. & COSTA, M. T. da (1961) Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. Congresso de Geologia, 15., Escola de Engenharia da Universidade de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1961. v.15, 25p.
- BRANNON, J. C.; PODOSEK, F. A.; VIETS, J. G.; LEACH, D. L.; GOLDHABER, M.; ROWAN, E. L. (1991) Strontium isotopic constraints on the origin of ore-forming fluids of the Viburnum Trend, southeast Missouri. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1407 - 1419.
- BRAUN, O. P. G. (1968) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 155-166.
- BRAUN, O. P. G.; MELLO, U.; DELLA PIAZZA, H. (1990) Bacias proterozóicas brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. (coord.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras/SEREC, p. 115 - 132.
- BRILL, B. A. (1989) Trace-element contents and partitioning of elements in ore minerals from the CSA Cu-Pb-Zn deposit, Australia. *Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 263 - 274.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, p. 23 - 40.
- BROADBENT, G. C., MYERS, R. E., WRIGHT, J. V. (1998) Geology and Origin of Shale-Hosted Zn-Pb-Ag Mineralization at the Century Deposit, Noerthwest Queensland, Australia. *Economic Geology*, v. 93, p. 1264 - 1294.
- Brown, D. & McClay, K. (1994) Structural geology of the Vangorda Pb-Zn-Ag orebody, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, v. 9, p.61-78.
- BROWN, D. (1994) Low temperature, low pressure deformation and metamorphism of the Vangorda massive sulfide orebody, Yukon, Canda. *Mineralium Deposita*, v. 29, p. 330 - 340.
- BROWN, P. E. (1989) FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, v.74, p. 1390 - 1393.
- BRUGGER, J.; MCPHAIL, D. C.; WATERS, J.; WALLACE, M.; LEES, T. (2001). Formation of willemite in hydrothermal environments. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*
- BRYNDZIA, L. T.; SCOTT, S. D.; SPRY, P. G. (1988) Sphalerite and hexagonal pyrrotite geobarometer: Experimental calibration and application to the metamorphosed sulfide ores of Broken Hill, Australia. *Economic Geology*, v. 83., p. 1193 - 1204.
- BRYNDZIA, L. T.; SCOTT, S. D.; SPRY, P. G. (1988) Sphalerite and hexagonal pyrrotite geobarometer: Experimental calibration and application to the metamorphosed sulfide ores of Broken Hill, Australia. *Economic Geology*, v. 83, p. 1193 - 1204.
- BRYNDZIA, L. T.; SCOTT, S. D.; SPRY, P. G. (1990) Sphalerite and hexagonal pyrrotite geobarometer: Correction in calibration and application. *Economic Geology*, v. 85, p. 408 - 411.
- BURTON, J. D.; CULKIN, F.; RIPLEY, J. P. (1959) The abundance of gallium and germanium in terrestrial materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 16, p. 151 - 180.
- CAMPOS NETO, M. C. (1979) *Contribution a l'étude des Bressilides - Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans LouestL'ouest - Nord-Ouest Letatde L'etat de Minas Gerais (Brésil)*. Tese, Depart. Geotect., Univ. Pierre et Marie Curie, 155 p.
- CAMPOS NETO, M. C. (1984) Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, n. 2, p. 81-91.

- CAMPOS NETO, M. C. (2000) Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southastern Brasil. In: CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, p.335 – 368.
- CAMPOS, J. E. G. & DARDENNE, M. A. (1997) Distribuição estratigráfica e sistemas deposicionais do Grupo Urucuia, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. *Geociências*, v. 18, p. 481 – 499.
- CAROTHERS, W.W., ADAMI, L.H., ROSENBAUER, R.J. (1988) Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂-siderite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52:2445-2450.
- CARPENTER, A. B.; TROUT, M. L.; PICKETT, E. E. (1974) Preliminary report on the origin and evolution of lead and zinc-rich oil field brines in central Mississippi: *Economic Geology*, v. 69, p. 1191 – 1206.
- CARR, G. R. & SMITH, J. W. (1977) A comparative isotopic study of the Lady Loretta zinc-lead-silver deposit. *Mineralium Deposita*, v. 12, p. 105 - 110.
- CARVALHO, P.; GUIMARÃES, D.; DEQUECH, D. (1962) Jazida plumbo-zincífera do Município de Vazante, Minas Gerais. Divisão de Fomento da Produção Mineral, DFPM, *Boletim*, n. 110, 147p.
- CASSEDANE, J. - 1969 - Les minéralisations plombo-zincifères du Groupe Bambui. In: Acad. Bras. Ciências, *Anais*, 41, p. 549-563.
- CASSEDANE, J. & LASSERRE, M. (1969) Análise isotópica pelo método do chumbo em algumas galenas brasileiras: descrição do método utilizado. *Min. Met.*, v. XLIX, n.293, p. 215 - 224.
- CASSEDANE, J. (1966a) Niveau à galets mous dans le calcaire de Bambui. Importance paléogéographique. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 38, p. 281 - 288.
- CASSEDANE, J. (1968a) Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais. Belo Horizonte, SBG*, p. 33 - 40.
- CASSEDANE, J. (1968b) Description du Biostrome à Colleenias de la Mine de Vazante (Minas Gerais). *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v. 40, p. 215 - 225.
- CASSEDANE, J. (1972) Les Gîtes de Plomb et de Zinc du Brésil et leur Répartition Linéamentaire. *Thèse de Doctorat*, Univ. Clermont Ferrand, 336p.
- CASSEDANE, J. (1973) Paleogéographie et minéralisations de la zone Itacarambi-Vazante dans le Nord-Ouest de l'état de Minas Gerais-Brésil. *Mineralium Deposita*, v. 8, p. 101 - 114.
- CASSEDANE, J. P.; DUTHOU, J. C.; LASSERRE, M. (1972) Análise isotópica pelo método do chumbo de uma Terceira série de galenas brasileiras. *Min. Met.*, v. 355, p. 12 – 19.
- CASTORINA, F. & MASI, U. (2000) Sr-isotopic composition of siderite for assessing the origin of mineralizing fluids: the case study from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). *Ore Geology Reviews*, v. 17, p. 83 - 89.
- CAULFIELD, J. B. D.; LEHURAY, A. P.; RYE, D. M. (1986) A review of lead and sulfur isotope investigation of Irish sediment-hosted zinc-lead deposits with new data from the Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits. In: ANDREW, C. J.; CROWE, R. W. A.; FINLAY, S.; PENNELL, W. M.; PYNE, J. F. (eds.) *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. Dublin, Irish Association for Economic Geology, p. 591 – 615.
- CAULFIELD, J. B. D.; LEHURAY, A. P.; RYE, D. M. (1986) A review of lead and sulphur isotope investigations of Irish sediment-hosted base metal deposits with new data from the Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits. In: ANDREW, C.J.; CROWE, R.W.A.; FINLAY, S.; PENNELL, W.N.; PYNE, J.F.(eds) *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. Irish Association for Economic Geology, p. 419 - 439.
- CHAMBERS, L. A. & TRUDINGER, P. A. (1979) Microbiological fractionation of stable sulphur isotopes: a review and critique. *Geomicrobiology Journal*, v. 1, n. 3, p. 249 - 293.
- CHANG, H. K. (1997) Isótopos Estáveis (C, H, O) e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: Implicações na estratigrafia e na paleocirculação de fluidos na Bacia do São Francisco. Rio Claro, 129p. Tese Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CHANG, H. K.; KAWASHITA, K.; ALKIMIM, F. F.; MOREIRA, M. Z. (1993) Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. SIMPÓSIO SOBRE O CRATÓN DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais. Salvador, SBG*, p.195 - 196.

- CHANG, H. K.; MIRANDA, F. F.; MAGALHÃES, L.; ALKMIN, F. F. (1988) Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, v. 5, p. 2076 – 1090.
- CHETTY, D. & FRIMMEL, H. E. (2000) The role of evaporites in the genesis 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.
- CHI, G. & SAVARD, M. M. (1997) Sources of basinal and Mississippi Valley-type mineralizing brines: mixing of evaporated seawater and halite-dissolution brine. *Chemical Geology*, v. 143, p. 121 – 125.
- CHI, G.; KONTAK, D. J.; WILLIAMS-JONES, A.E. (1998) Fluid composition and thermal regime during Zn-Pb mineralization in the Lower Windsor Group, Nova Scotia, Canadá. *Economic Geology*, v. 93, p. 883 – 895.
- CHIAVEGATTO, J. R. S. (1992) *Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Oro Preto, 196 p. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- CLAYPOOL, C. E.; HOSLER, W. T.; SAKI, I. R.; ZAK, I. (1980) The age curves for sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, v. 28, p. 199 - 260.
- CLOUD, P. E. & DARDENNE, M. A. (1973) Proterozoic age of the Bambuí Groupe in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.84, p. 1673 - 1676.
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1984) *Perfil de sondagens 11750E, Sucuri*. Vazante, MG, CMM (VZ-0224; Escala 1:500).
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1987) *Planta Geológica do Nível 500, Lavra Subterrânea*. Vazante, CMM (VZ-0705; Escala 1:200).
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1988) *Mapa Geológico de Ambrósia*. Paracatu, MG, CMM (VZ-0709; Escala 1:1000).
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1994) *Perfil Geológico – 13, Ambrósia*. Paracatu, MG, CMM (VZ-0946; T-208; Escala 1:500).
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1994) *Perfil Geológico – PI, Ambrósia 4*. Paracatu, MG, CMM (VZ-1236; T-209; Escala 1:500).
- COMPANHIA MINEIRA DE METAIS (1998) *Geologia da Área de Fagundes*. Paracatu, MG, CMM (VZ-1520F; Escala 1:10000).
- COOK, N. J. (1996) Mineralogy of the sulfide deposits at Sulitjelma, northern Norway. *Ore Geology Reviews*, v. 11, p. 303 - 338.
- COOMER, P. G. & ROBINSON, B. W. (1976) Sulphur and sulphate-oxygen isotopes and the origin of the Silvermines Deposits, Ireland. *Mineralium Deposita*, v. 11, p. 155 - 169.
- COPLEN, T. B.; KENDALL, C.; HOPPLE, J. (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, v. 302, p. 236 - 238.
- COSTA, L. A. M. da; ANGEIRAS, A. G.; VALENÇA, J. G., STEVENAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Inst. Geociên.*, Rio de Janeiro, v.5, p. 3 - 34.
- COSTA, M. J. & BRANCO, J. J. R. (1960) Série Bambuí - Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., Escola Engenharia, UFMG, Publicação 15, p. 15 - 20.
- COSTA, M. T. & GROSSI SAD, J. H. (1968) O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Resumos das Comunicações*. Belo Horizonte, SBG, p. 65.
- COUTO, J. G. P.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; IYER, S. S.; MORAES, N. M. P. (1981) Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, p. 5 - 16.
- COVENEY, R. M.; GOEBEL, E. D.; RAGAN, V. M. (1982) Pressure and temperature from aqueous fluid inclusions in sphalerite from Midcontinent Country Rocks. *Economic Geology*, v. 82, p. 740 - 751.
- CRAIG, H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 12, p. 133 - 149.
- CRAIG, J. R.; VOKES, F. M.; SOLBERG, T. N. (1998) Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*, v.34, p. 82 - 101.

- CRAWFORD, M. L. (1981) Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineralogical Association of Canadá Short Course in Fluid Inclusion, v.6, p.75 - 100.
- CROCKETT, C. A. & HOLLAND, H. D. (1989) Sulfur-lead isotope systematics and the compositions of fluid inclusions in galena from Viburnum Trend, Missouri. *Economic Geology*, v. 84, p. 2196 - 2216.
- CUMMING, G. L. & RICHARDS, J. R. (1975) Ore lead isotope relations in a continuously changing Earth. *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 28, p. 155 - 171.
- CUNEY, M.; SABATÉ, P.; VIDAL, P.; MARINHO, M.M.; CONCEIÇÃO, H. (1990) The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia, Brazil): Major and trace elements geochemistry and metallogenetic potencial. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44:123-141.
- CUNHA I, DE A., COELHO C.E.S., MISI A. 1998. Preliminary study of fluid inclusion of Lead and zinc mineralization of Morro Agudo Deposit, Minas Gerais. In: 40^o Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, Resumos, p.169.
- CUNHA, I. de A. (1999) *Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de enxofre dos corpos de minério de Morro Agudo, Minas Gerais*. Salvador, 105p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- CUNHA, I. de A.; COELHO, C. E. S.; MISI, A. (2000) Fluid inclusion study of the Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p.318 - 321.
- CUNHA, I. de A.; MISI, A., BABINSKI, M. (2001) Lead isotope signatures of galenas from Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/ UNESCO/IUGS, p. 45 - 47.
- CZAMASKE, G.K. & RYE, R.O. (197) Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sphalerite and galena in temperature range 600°C to 275°C. *Economic Geology*, 69:17-25.
- D'EL-REY SILVA, L. J. H. (1999) 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 covers. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 121, p. 453 - 470.
- DA ROCHA ARAÚJO, P.R.; FLICOTEAUX, R.; PARRON, C.; TROMPETTE, R. (1992) Phosphorites of Rocinha Mine, Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil): Genesis and evolution of a Middle Proterozoic deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. *Economic Geology*, v. 87, n. 2, p. 332 - 351.
- DARDENNE, M. A (1979) *Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique*. Thèse de Doct. Etat., Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 275 p.
- DARDENNE, M. A. & CAMPOS NETO, M. C. (1976) Geologia da região de Lagamar, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. Resumos. Ouro Preto, SBG, p. 17.
- DARDENNE, M. A. & FREITAS-SILVA, F. H. (1998) Modelos Genéticos dos depósitos de Pb-Zn nos Grupos Bambuí e Vazante. *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*, Salvador, CPGG-UFBA/ADIMB, p.86 - 93.
- DARDENNE, M. A. & FREITAS-SILVA, F. H. (1999) Pb-Zn ore deposits of Bambuí and Vazante Groups in São Francisco Craton and Brasília fold belt, Brazil. In: SILVA, M. D A. G. da & MISI, A. (eds) *Base metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, p.75 - 83.
- DARDENNE, M. A. & SCHOBENHAUS, C. (2000). The Metallogenesis of the South American Platform. In: CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, p. 231-263.
- DARDENNE, M. A. (1972b) Os recifes algais da região de Vazante (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. Resumos. Belém, SBG, Boletim I, p. 247 - 248.
- DARDENNE, M. A. (1974) Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Resumos. Porto Alegre, SBG, p. 182 - 185.
- DARDENNE, M. A. (1976) Tipos de depósitos de chumbo e zinco no Grupo Bambuí de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Resumos, SBG, p. 289.
- DARDENNE, M. A. (1978a). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, SBG, v. 2, p. 597 - 610.
- DARDENNE, M. A. (1978b) Zonação tectônica na borda Ocidental do Craton do São Francisco. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, SBG, v. 1, p. 299.
- DARDENNE, M. A. (1981) Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, I., Salvador, 1981. Anais. Salvador,

- CPM/SBG, p. 140 - 157.
- DARDENNE, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, p. 231-263.
- DARDENNE, M. A. (2001) Lithostratigraphic sedimentary sequences of the Vazante Group. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/ UNESCO/IUGS, p. 48 – 50.
- DARDENNE, M. A.; FARIA, A.; ANDRADE, G. F. (1976) Occurrence de stromatolithes columnnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás, Brésil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, n. 3, p. 555 - 566.
- DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; NOGUEIRA, G. M. S.; SOUZA, J. C. F. (1997) Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E. T.; COELHO, C. E. S. (coord). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v. 4C, p. 113 - 122.
- DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; SOUZA, J. C. F. De; CAMPOS, J. E. G. (1998). Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998., *Resumos*, SBG, p. 26.
- DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; MENESES, P. R.; STRIDER, A. J. (1992) Geologia da região de Ipameri, GO. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos*. São Paulo, SBG, p. 149 – 150.
- DARDENNE, M. A.; GONZAGA, G. M.; CAMPOS, J. E. G. (1990) Descoberta de pavimentos estriados de origem glacial sobre arcóseos da Formação Três Marias, na região de Santa Fé de Minas, MG. *Revista da Escola de Minas*, v. 54, n. 4, p. 65 – 66.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. S. (2001) *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília/CNPq. 392 p.
- DARDENNE, M.A.; MELO, S. M.G.; MOERI, E. (1971) Conophyton: um fóssil index do Pré-Cambriano no Grupo Bambuí, In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim especial*, 24(2): 199-203.
- DAVIES, J. F.; PREVEC, S. A.; WHITEHEAD, R. E.; JACKSON, S. E. (1998) Variations in REE and Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn-Pb deposit, Cuba. *Chemical Geology*, v. 144, p. 99 - 119.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 591 - 601.
- De WAAL, S. A. & JOHNSON, J. A. (1981) Chemical heterogeneity of sphalerite in a base metal sulfide deposit. *Economic Geology*, v. 76, p. 694 - 705.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. (1966) *Minerais Constituintes das Rochas - Uma introdução*. Portugal, Fundação Calouste Gulbekian, 558 p.
- DERRY, L.; KAUFMAN, A. J.; JACOBSEN, S. B. (1992) Sedimentary cycling and environmental change in the late Proterozoic; evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 1317 – 1329. 1317
- DICKSON, J. A. D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 29, n. 2, p. 491 - 505.
- DIX, G. R. & EDWARDS, C. (1996) Carbonate-hosted, shallow-submarine and burial hydrothermal mineralization in the Upper Mississippian Big Cove Formation, Port au Port peninsula, Western Newfoundland. *Economic Geology*, v. 91, p. 180 - 203.
- DOE, B. R. & ZARTMAN, R. E. (1979) Plumbotectonics I, the Phanerozoic. In: BARNES, H. L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 22 -70.
- DOMINGUEZ, J. M. L. (1993) As coberturas do Cratón do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds). *O Cratón do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cratón do São Francisco*. Salvador, SBG/ SGM/ CNPq, p. 137 – 159.
- DONG, G. & POLLARD, P. J. (1997) Pyrosmalite in fluid inclusion from metalliferous deposits in the Cloncurry district, NW Queensland, Australia. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 291 - 293.
- DONNELLY, T. H. & CRICK, I. (1992) Biological and abiological sulfate reduction in two Northern Australian Proterozoic Basins. In: SCHIDLOWSKI, M.; GOLUBIC, S.; KIMBERLEY, M.M.; MCKIRDY, D.M.; TRUDINGER, P.A. *Early Organic evolution -Implications for Mineral and Energy Resources*.

Springer-Verlag.

- DÖRLING, S. L.; GROVES, D. I.; MUHLING, P. (1998) Lennard Shelf Mississippi Valley-type (MVT) Pb-Zn deposits, Western Australia. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, n. 4, p. 115 - 120.
- DRESCH, R. A. C. (1987). Aspectos geoquímicos da Jazida de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1., Porto Alegre, 1987. *Proc. Porto Alegre, SBGq*, v.1, p. 5 - 27.
- DUPUY, J. J. & TOURAY, J. C. (1986) Multistage Ore Deposition at the Oued Mekta Stratabound Lead Deposit, Touissit-Bou Beker District, Eastern Marocco. *Economic Geology*, v. 81, p. 1558 - 1561.
- EDGERTON, D. (1997) Reconstruction of the Red Dog Zn-Pb-Zn Ba orebody, Alaska: implications for the vent environment during the mineralizing event. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1581 - 1602.
- EMSLIE, D. P. & BEUKEST, G. J. (1981) Minor- and Trace-element Distribution in Sphalerite and Galena from the Otavi Mountainland, South West Africa. *Ann. Geol. Surv. Soth Africa*, v.15, n. 2, p. 11 - 28.
- ETMIN, H. & HOFFMANN, C. (1989) Biomarkers in fluid inclusions: A new tool in constraining source regimes and its implications for the genesis of Mississippi Valley-type deposits. *Geology*, v. 17, p. 19 - 22.
- EVANS, T. L.; CAMPBELL, F. A.; KROUS, H. R. (1968) A reconnaissance study of some Western Canadian lead-zinc deposits. *Economic Geology*, v. 63, p. 349 - 359.
- EVERETT, C. E., WILKINSON, J. J., RYE, D. M. (1999) Fracture-controlled fluid flow in the Lower Paleozoic basement rocks of Ireland: implications for the genesis of Irish-type Zn-Pb deposits. In: McCaffrey K.J.W. Lonergan, L. & Wilkinson, J.J. (eds) *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*, Geological Society, London, Special Publications, v. 151, p. 246-276.
- FARIA, A. (1995) *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança - Alto Paraíso de Goiás*. Brasília, 199p. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope geology*, 2nd ed. New York, John Wiley and Sons, 589 p.
- FEHN, U.; CATHLES, L. M.; HOLLAND, H. D. (1978) Hydrothermal convection and uranium deposits in abnormally radioactive plutons. *Economic Geology*, v. 73, p. 1556 - 1566.
- FONTBOTÉ, L. & GORZAWSKI, H. (1990) Isotope (Sr, C, O, and S) tracing of diagenetic ore formation in carbonate-hosted ore deposits illustrated on the F-(Pb-Zn) deposits in the Alpujarrides, Spain and the San Vicent Zn - Pb Mine, Peru. In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (eds) *Mineral Deposits within the European Community*, p. 465 - 485.
- FREITAS-SILVA, F. H & DARDENNE, M. A. (1997) Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Paracatu Formation), MorroAgudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts*, p. 118-120.
- FREITAS-SILVA, F. H. (1996) *Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG*. Brasília, 338 p. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.
- FRIEDMAN, G. M. (1959) Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sed. Petrology*, v. 29, n. 1, p. 87 - 97.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (Eds) *Data of Geochemistry, Geological Survey Professional Paper*, v. 440-KK.
- FUCK, R. A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., Brasília, 1994. *Anais*. Brasília, SBG, p. 184 - 187.
- FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA SOARES, A. C. (1993) As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds). *O Cráton do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/ SGM/ CNPq, p.161-186.
- FUGITA, A. M. & CLARK FILHO, J. G. (2001) 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, p. 265 - 284.

- GARDNER, H. D. & HUTCHEON, I. (1985) Geochemistry, mineralogy, and geology of the Jason Pb-Zn deposits, MacMillan Pass, Yukon, Canada. *Economic Geology*, v. 80, p. 1257 - 1276.
- GARVEN, G. & FREEZE, R. A. (1984a) Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits 1: Mathematical and numerical model. *American Journal of Science*, v. 28:, p. 1075 - 1124.
- GARVEN, G. & FREEZE, R. A. (1984b) Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits 2: Quantitative results. *American Journal of Science*, v. 28, p. 1125 - 1174.
- GARVEN, G. (1985) The role of regional flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada Sedimentary Basin. *Economic Geology*, v. 80, p. 307 - 324.
- GARVEN, G.; GE, S.; PERSON, M. A.; SVERJENSKY, D. A. (1993) Genesis of stratabound ore deposits in the midcontinent basins of North America. I. The role of regional groundwater flow. *American Journal of Science*, v. 293, p. 197 - 568.
- GEIER, B. H. & OTTEMANN, J. (1970) New primary Vanadium-, Germanium-, Gallium-, and Tin-minerals from the Pb-Zn-Cu deposit Tsumeb, South West Africa. *Mineralium Deposita*, v. 5, p. 29 - 40.
- GELETII, V. F.; CHEENISHEV, L. V.; PASTUSHKOVA, T. M. (1979) Distribution of cadmium and manganese between galena and sphalerite. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, v. 21, n. 6, p. 66 - 75.
- GEMMEL, J. B.; ZANTOP, H.; MEINERT, L. D. (1992) Genesis of the Aguilar Zinc-Lead-Silver Deposit, Argentina: Contact Metasomatic vs. Sedimentary Exhalative. *Economic Geology*, v. 87, p. 2085 - 2112.
- GHAZBAN, F.; SCHWARZ, H. P.; FORD, D. C. (1990) Carbon and sulfur isotope evidence for in situ reduction of sulfate, Nanisivik lead-zinc deposits, Northwest Territories, Baffin Island, Canada. *Economic Geology*, v. 85, p. 360 - 375.
- GHAZBAN, F.; SCHWARZ, H. P.; FORD, D. C. (1991) Correlated strontium, carbon and oxygen isotopes in carbonate gangue at Nanisivik zinc-lead deposits, northern Baffin Island, N.W.T. Canada. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 87, p. 137 - 146.
- GOLDHABER, M. B.; CHURCH, S. E.; DOE, B. R.; ALENIKOFF, J. N.; BRANNON, J. C.; PODOSEK, F. A.; MOSIER, E. L.; TAYLOR, C. D.; GENT, C. A. (1995) Lead and Sulfur Isotope Investigation of Paleozoic Sedimentary Rocks from the Southern Midcontinent of the United States: Implications for Paleohydrology and Ore Genesis of the Southeast Missouri Lead Belts. *Economic Geology*, v. 90, n. 7, p. 1875 - 1910.
- GOLDSMITH, J. R. (1983) Phase relations of rhombohedral carbonates. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v. 11, p. 49 - 76.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. (1994) Systematics of Fluid Inclusion in Diagenetic minerals, Society for sedimentary Geology, *SEPM Short Course*, v. 31, 199p.
- GOLYSHEV, S. I.; PADALKO, N. L.; PECHENKIN, S. A. (1981) Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems. *Geokhimiya*, v. 10, p. 427 - 1441.
- GOMES, A. S. R.; COELHO, C. E. S.; MISI, A. (1998) Fluid inclusion investigation of the Neoproterozoic lead-zinc sulfide deposit of Nova Redenção, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 315-317.
- GÓMEZ-FERNANDEZ, F.; BOTH, R. A.; MANGAS, J.; ARRIBAS, A. (2000) Metallogenesis of Zn-Pb carbonate-hosted mineralization in the Southeastern region of the Picos de Europa (Central Northern Spain) Province: Geologic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Studies. *Economic Geology*, v. 95, p. 19 - 40.
- GOODFELLOW, W. D. & JONASSON, I. R. (1984) Ocean stagnation and ventilation defined by $\delta^{34}\text{S}$ trends in pyrite and barite, Selwyn Basin, Yukon. *Geology*, v. 12, p. 583 - 586.
- GOODFELLOW, W. D. & PETER, J. M. (1996) Sulphur isotope composition of the Brunswick No.12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining camp, New Brunswick: implications for ambient environment, sulphur source and ore genesis. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 33, p. 231 - 251.
- GOODFELLOW, W. D. (1997) Anoxic stratified oceans as a source of sulphur in sediment-hosted stratiform Zn-Pb deposits (Selwyn basin, Yukon, Canada). *Chemical Geology*, v. 65, p. 359 - 382.
- GOODFELLOW, W. D.; LYDON, J. W.; TURNER, R. J. W. (1993) 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 Canada, *Special Paper*, v. 40, p.201-251.
- GRAF, J. L. Jr. (1984) Effects of Mississippi Valley-Type mineralization on REE patterns of carbonate rocks

- and minerals, Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Journal of Geology*, v. 92, p. 307 - 324.
- GRANT, J. A. (1986) The isocon diagram - A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, v. 81, p. 1976 - 1982.
- GRATZ, J. F. & MISRA, K. C. (1987) Fluid Inclusion Study of the Gordonsville Zinc Deposit, Central Tennessee. *Economic Geology*, v. 82, p. 1790 - 1804.
- GRESENS, R. L. (1967) Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, v.2, p. 47 - 55.
- GUIMARÃES, E. M. (1997) *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Pranoá e Bambuí*. Brasília, 269p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- HAEFNER, R. J.; MANCUSO, J. J.; FRIZADO, J. P.; SHELTON, K. L.; GREGG, J. M. (1988) Crystallization temperatures and stable isotope compositions of Mississippi Valley Type carbonates and sulfides of the Trenton Limestone, Wyandot County, Ohio. *Economic Geology*, v. 83, p. 1061 - 1069.
- HAGNI, R. D. (1983) 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.
- HALL, W. E. & FRIEDMAN, I. (1963) Compositions of fluid inclusions, Cave-in-rock fluorite district, Illinois, and Upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Economic Geology*, v. 58, p. 886 - 911.
- HALL, W. E. & HEYL, A. V. (1968). Distribution of minor elements in ore and host rock, Illinois-Kentucky fluorine district and upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Economic Geology*, v. 63, p. 655 - 670.
- HATTORI, I. (1990) Length - slow chalcedony in Sedimentary Rocks of the Mesozoic Allochthonous Terrane in Central Japan and its use for tectonic synthesis. In: HEIN, J. R. & OBRADOVIC, J. (eds) *Siliceous deposits of Tethys and Pacific Regions*. Springer-Verlag, p. 201-215.
- HAYNES, F. M. & KESLER, S. E. (1987) Chemical evolution of brines during Mississippi Valley-type mineralization: Evidence from East Tennessee and Pine Point. *Economic Geology*, v. 82, p. 53 - 71.
- HAYNES, F. M. (1984) A geochemical model for sulfide paragenesis and zoning in the Cu-Fe-As-S system (Tsumeb, South West Africa/ Namibia). *Chemical Geology*, v. 47, p. 183 - 190.
- HAYNES, F. M. (1985) Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. *Economic Geology*, v. 80, p. 1436 - 1439.
- HAYNES, F. M. (1988) Fluid-inclusion evidence of basinal brines in Archean basement, Thunder Bay Pb-Zn-Ba district, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, v. 25, p. 1884 - 1994.
- HAYNES, F. M.; BEANE, R. E.; KESLER, S. E. (1989) Simultaneous transport of metal and reduced sulfur, Mascot-Jefferson City zinc district, East Tennessee: Evidence from fluid inclusions. *American Journal of Sciences*, v. 289, p. 994 - 1038.
- HECHT, L. FREIBERGER, R.; GILG, H.A.; GRUNDMANN, G.; KOSTISYN, Y. A. (1999) Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralizations at Göpfersgrün (Fichtelgebirge, Germany). *Chemical Geology*, v. 155, p. 115 - 130.
- HELGESON, H. C. (1970) A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. In: MORGAN, B. A. (ed) *Mineralogical Society of America, Special Paper, 50th Anniv. Symp.*, v. 3, p. 155 - 186.
- HEYL, A. V.; LANDIS, G. P.; ZARTMAN, R. E. (1974) Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley-type mineral deposits: a review. *Economic Geology*, v. 67, p. 992 - 1006.
- HILL, C. (1995) Sulfur redox reactions: hydrocarbons, native sulfur, Mississippi Valley-type deposits, and sulfuric acid karst in the Delaware Basin, New Mexico and Texas. *Environmental Geology*, v. 25, p. 16 - 23.
- HITZMAN, M. W. & LARGE, D. (1986) A review and classification of the Irish carbonate-hosted base metal deposits. In: Andrew, C.J.; CROWE, R.W.A.; FINLAY, S.; PENNELL, W.N.; PYNE, J.F.(eds), *Geology and Genesis of mineral deposits in Ireland*. Irish Association for Economic Geology, p. 419-439.
- HITZMAN, M. W. (1995) Mineralization in the Irish Zn-Pb- (Ba-Ag) Orefield. In: THOMPSON, T.B.(ed). *Irish Carbonate-hosted Zn-Pb Deposits*, Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 21.
- HITZMAN, M. W. (1997a) Sediment Hosted Zn-Pb and Au Deposits in the Proterozoic Paracatu Vazante Fold Belt, Minas Gerais, Brazil. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, p. A408.
- HITZMAN, M. W. (1997b) *Observations from the Vazante Zinc Mine, Minas Gerais, Brazil*. Relatório Interno, Companhia Mineira de Metais (inédito), 20p.

- HITZMAN, M. W. (2001) Zinc oxide and zinc silicate deposits – a new look. In: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 33, p. A336.
- HITZMAN, M. W.; THORMAN, C. H., ROMAGNA, G.; OLIVEIRA, T. F. de; DARDENNE, M. A.; DREW, L. J. (1995) The Morro Agudo Zn-Pb deposit, Minas Gerais, Brazil: A Proterozoic Irish-type carbonate hosted sedex replacement deposit. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.27, p. A408.
- HOFSTRA, A. H.; LEACH, D. L.; LANDIS, G. P.; VIETS, J. G; ROWAN, E. L.; PLUMLEE, G. S. (1989) Fluid inclusion gas chemistry as a monitor of ore depositional processes in Mississippi Valley-type deposits in the Ozark region. In: *U.S. Geological Survey – Missouri Geological Survey Symposium. Mineral Resource Potential of the Midcontinent*. USGS Open File Report, v. 89-169, p.13-15.
- HOLMES, A. (1946) An estimate of the age of the Earth. *Nature*, v. 157, p. 680.
- HORN, R. A. (1975) Beltana and Aroona willemite orebodies. Economic Geology of Australia and Papua New Guinea. I Metals. *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph Series*, n. 5, p. 548 – 563.
- HOUTERMANS, F. G. (1946) The isotope ratios in natural lead and the age of uranium. *Naturwissenschaften*, v. 33, p. 185.
- HUSTON, D. L.; SIE, S. H.; SUTER, G. F.; COOKE, D. R.; BOTH, R. A. (1995) Trace Elements in Sulfide Minerals from Eastern Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Part I. Proton Microprobe Analyses of Pyrite, Chalcopyrite, and Sphalerite, and PartII. Selenium Levels in Pyrite: Comparations with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, v. 90, p. 1167 - 1196.
- HUTCHINSON, M. N. & SCOTT, S. D. (1981) Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. *Economic Geology*, v. 76, p. 143 - 153.
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. F. (1978) *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia: escala 1: 1.000.000*. Salvador, CPM.
- IYER, S. S. (1984) A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 19, p. 132 - 137.
- IYER, S. S.; BABINSKI, M.; KROUSE, H. R.; CHEMALE, F. (1995) Highly ^{13}C -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambui Group, Brazil. *Preacmbrian Research*, v. 73, p. 271 – 282.
- IYER, S. S; HOEFS, J; KROUSE, H. R. (1992) Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: Implications on Ore Genesis. *Economic Geology*, v. 87, n. 2, p. 437 - 443.
- IYER, S. S; KROUSE, H. P; BABINSKI, M. (1993) 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, p. 338-339.
- JACKSON, S. A.& BEALES, F. W. (1967) An aspect of sedimentary basin evolution : the concentration of Mississippi Valley-types ores during late stages of diagenesis. *Canadian association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 15, p. 393-433.
- JACOBSEN, S. B. & KAUFMAN, A. J. (1999) The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, v. 161, p. 37 – 57.
- JOHAN, Z.; OUDIN, E.; PICOT, P. (1983) Analogues germanifères et gallifères des silicates et oxydes dans les gisements de zinc des Pyrénées centrales, France; argutite et carboirite, deux nouvelles espèces minerales. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 31, p. 97 - 119.
- JOHNSON, C. A.; RYE, D. M.; SKINNER, B. J. (1990) Petrology and stable isotope geochemistry of the metamorphosed Zinc-Iron-Manganese Deposit at Sterling Hill, New Jersey. *Economic Geology*, v. 85, p. 1133 - 1161.
- JOHNSTON, J. D. (1999) Regional fluid flow and genesis of Irish Carboniferous base metal deposits. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 571 - 598.
- JOLLY, J. L. & HEYL, A. V. (1968) Mercury and other trace elements in sphalerite and wallrocks from central Kentucky, Tennessee, and Appalachian zinc districts. *U.S.Geol.Surv.Bull.*, v. 1252-F.
- JONASSON, I. R. & SANGSTER, D. F. (1978) Zn:Cd ratios for sphalerites separated from some Canadian sulfide ore samples. *Paper Geol.Surv. Can.*, v. 78-1B, p. 195 - 201.
- JONES, H. D. & KESLER, S. E. (1992) Fluid inclusion gas chemistry in east Tennessee Mississippi Valley-type districts: Evidence for immiscibility and implications for depositional mechanisms. *Geochemical et*

Cosmochimical Acta, v. 56, p. 137 - 154.

- KAJIWARA, Y. & KROUSE, H. R. (1971) Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 1397 - 1408.
- KAMONA, A. J.; LÉVÊQUE, J.; FRIEDRICH, G.; HAAK, U. (1999) 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 Africa. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 273 - 283.
- KAMPUZU, A. B.; WENDORFF, M.; KRUGER, F. J.; INTIOMALE, M. M. (1998) Pb isotopic ages of sediment-hosted Pb-Zn mineralization in the Neoproterozoic Copperbelt of Zambia and Democratic Republic of Congo (ex-Zaire): re-evaluation and implications. *Chronique de la Recherche Minière*, v. 530, p. 55 - 61.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1998) Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 65, p. 1 - 21.
- KAUFMAN, A. J. & KNOLL, A. H. (1995) Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biochemical implications. *Precambrian Research*, v. 73, p. 27 - 49.
- KAUFMAN, A. J.; VARNI, M. A.; MISI, A. (2001) Anomalous $\delta^{34}\text{S}$ signatures in trace sulfate from a potential cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group, Brazil. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/UNESCO/IUGS, p. 62 - 65.
- KAWASHITA, K. (1998) Rochas carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas. São Paulo, 126 p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A. M. P.; CHANG, H. K. (1987) Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., Porto Alegre, 1987. *Anais. Porto Alegre, SBGq*, v.1, p. 133 - 137.
- KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A.; SATO, K.; KAWASHITA, M.Y., BABINSKI, M. - (1993) Idade do Grupo Bambuí (MG) com base em isótopos de Carbono, Oxigênio, Estrôncio e Enxofre. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 2, Porto, Portugal, Memórias, pp. 391-395.
- KESLER, S. E.; APPOLD, M. S.; WALTER, L. M.; MARTINI, A. M.; HUSTON, T. S.; KYLE, J. R. (1995) Na - Cl - Br systematics in Mississippi Valley-type brines. *Geology*, v. 23, p. 641 - 644.
- KESLER, S. E.; MARTINI, A. M.; APPOLD, M. S.; WALTER, L. M.; HUSTON, T. J. FURMAN, F. C. (1996) Na - Cl - Br systematics of fluid inclusion from Mississippi Valley deposits, Appalachian Basin: constraints on solute origin and migration paths. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, v. 60, p. 225 - 233.
- KESLER, S. E.; FRIEDMAN, G. M.; KRSTIC, D. (1997) Mississippi Valley -type mineralizations in the Silurian paleoaquifer, central Appalachians. *Chemical Geology*, v. 138, p. 127 - 134.
- KESSEN, K. M.; WOODRUFF, M. S.; GRANT, N. K. (1981) Gangue mineral $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the origin of Mississippi Valley-Type Mineralization. *Economic Geology*, v. 76, p. 913 - 920.
- KHARAKA, Y. K.; LICO, M. S.; WRIGHT, V. A.; CAROTHERS, W. W. (1980) Geochemistry of formation waters from Pleasant Bayou No. 2 well and adjacent areas in coastal Texas. GEOPRESSURE GEOTHERMAL ENERGY CONFERENCE, 4, Austin, 1980. Proceedings. Austin, TX, p. 168 - 193.
- KONTAK, D. J. & SANGSTER, D. F. (1998) 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 Geology*, v. 93, p. 845 - 868.
- KONTAK, D. J. (1998) A study of fluid inclusions in sulfide and nonsulfide mineral phases from a carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Gays River, Nova Scotia. *Economic Geology*, v. 93, p. 793 - 817.
- KORZHINSKII, D. S. (1959) Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. New York, Consultants Bureau, 142 p.
- KOZŁOWSKI, A. (1991) Zinc and lead deposits in the Cracow-Silesian region, Poland. A fluid inclusion study. In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (eds). *Source, transport and deposition of metals*. A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 189 - 192.
- KROUSE, H. R.; VIAU, C. A.; ELIUK, L. S.; UEDA, A.; HALAS, S. (1988) Chemical and isotopic evidence of thermochemical sulphate reduction by light hydrocarbons gases in deep carbonate reservoirs. *Nature*, v. 333, p. 415 - 419.
- KUCHA, H. & VIAENE, W. A. (1993) Compounds with mixed and intermediate sulfur valences as

- precursors of banded sulfides in carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Belgium and Poland. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 13 - 21.
- KUCHA, H. & WIECZOREK, A. (1984) Sulfide – carbonate relationships in the Navan (Tara) Zn-Pb Deposit, Ireland. *Mineralium Deposita*, v. 19, p. 208 – 216.
- KUHLEMANN, J. & ZEEH, S. (1995) Sphalerite stratigraphy and trace element composition of East Alpine Pb-Zn Deposits (Draurange, Austria-Slovenia). *Economic Geology*, v.90, n. 7, p. 2073 - 2080.
- KUHLEMANN, J.; VENNEMANN, T.; HERLEC, U.; ZEEH, S.; BECHSTÄDT, T. (2001) Variations of sulfur isotopes, trace elements 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 Geology*, 96, p. 1934 – 1941.
- KULLERUD, G. (1953) The FeS - ZnS system, a geological thermometer. *Nor. Geol.Tidsskr.*, v.32, p. 61 - 147.
- KYLE, J. R. & MISH, A. (1997) Origin of Zn – Pb – Ag sulfide mineralization within Upper Proterozoic phosphate- rich carbonate strata, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *International Geology Reviews*, v. 39, p. 383 – 399.
- KYLE, J. R. (1980) Controls of lead-zinc mineralization, Pine Point district, northwest-territories, Canada. *Mining Eng.*, v. 32, p. 617 - 1626.
- KYSER, T. K. (1987) Equilibrium fractionation factors for stable isotopes In: Stable isotope geochemistry of low temperature fluids. Mineralogical Association of Canada, *Short Course*, 13, p. 01-84.
- LANGE, S.; CHAUDHURI, S.; CLAUER, N. (1983) Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley-Type Ore deposits in Southeast Missouri. *Economic Geology*, v. 78, p. 1255 - 1261.
- LARANJEIRA, N. P. F. (1992) *Geologia do Grupo Paranoá na região de Unaí: uma plataforma siliciclástica – carbonática no Proterozóico de Minas Gerais*. Brasília, 213 p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- LARGE, D. E. (1983) Sediment-hosted massive sulphide Lead-Zinc Deposits: An Empirical Model. In: SANGSTER, D. F. (ed) Short Course in sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits. Mineralogical Association of Canada, p. 1 - 25.
- LARGE, R. R. & MCGOLDRICK, P. J. (1998) Litho-geochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, I. Lady Loretta Deposit, Queensland. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 63, p. 37 - 56.
- LAUBE, N.; FRIMMEL, H. E.; HOERNES, S. (1995) Oxygen and carbon isotopic study on the genesis of the Steirischer Erzberg siderite deposit (Austria). *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 285 - 293.
- LEACH, D. L. & SANGSTER, D. F. (1993) Mississippi Valley-type Lead-Zinc deposits. In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M (eds) *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, Special Paper, v. 40, p. 289 - 314.
- LEACH, D. L. (1979) Temperature and salinity of the fluids responsible for minor occurrences of sphalerite in the Ozark Region of Missouri. *Economic Geology*, v. 74, p. 931 - 937.
- LEACH, D. L.; NELSON, R. C.; WILLIAMS, D. (1975) Fluid Inclusion studies in the Northern Arkansas zinc district. *Economic Geology*, v. 70, p. 1084 - 1091.
- LEACH, D. L.; PLUMLEE, G. S.; HOFSTRA, A. H.; LANDIS, G. P.; ROWAN, E. L.; VIETS, J. G. (1991) Origin of late dolomite cement by CO₂-saturated deep basin brines. Evidence from the Ozark region, central United States. *Geology*, v. 19, p. 348 - 351.
- LEACH, D. L.; VIETS, J. G.; KOZLOWSKI, A.; KIBITLEWSKI, S. (1996) Geology, geochemistry, and genesis of the Silesia-Cracow Zinc – Lead district, Southern Poland. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, v. 4, p. 144 - 170.
- LEHURAY, A. P.; CAULFIELD, J. B. D.; RYE, D. M.; DIXON, P. R. (1987) Basements controls on sediment-hosted Zn-Pb deposits: A Pb isotope study of Carboniferous mineralization in Central Ireland. *Economic geology*, v. 82, p. 1695 - 1709.
- LEVENTHAL, J. S. (1983) An interpretation of carbon and sulfur relationships in the Black Sea sediments as indicators of environment of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 133 - 137.
- LEWIS, H.; COUPLES, G. D.; RUSSELL, M. J. (1995) Characterization of fluid-flow systems for the Irish lead-zinc deposits-contributions from mass balance. *Transactions of Institution of Mining and Metallurgy*, v. 104, p. B145 - 155.
- LIN, Y. & LIU, T. (1999) Existing state of Cd in the Niujiaotang Cd-rich zinc deposit, Guizhou, China.

Chinese Science Bulletin, v. 44, p. 182 - 185.

- LIU, T.; LIN, Y.; CHEN, G. (1999) Geochemical characteristics of the independent cadmium deposit, Niujiaotang, Duyun, Guizhou. *Chinese Science Bulletin*, v. 44, p. 61 - 63.
- LOMBAARD, A. F.; GÜNZEL, A., INNES, J. KRÜGER, T. L. (1986) The Tsumeb lead-cooper-zinc silver deposit, South West Africa/Namibia. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds) *Mineral deposits of Southern Africa, II*. Geol.Soc. South Africa, p. 1761-1787.
- LOPES, O. F. (1981) Evolução paleogeográfica e estrutural da Porção Central da Bacia do São Francisco no Norte do Estado de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, p. 115 - 127.
- LYONS, T. W.; LUEPKE, J. J.; SCREIBER, M.E.; ZIEG, G. A. (2000) Sulfur geochemical constraints on Mesoproterozoic restricted marine deposition: lower Belt Supergroup, northwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, n. 3, p. 427 - 437.
- MACQUEEN, R. W. & POWELL, T. G. (1983) Organic Geochemistry of the Pine Point Lead-Zinc orefield and region, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, v. 78, p. 1 - 25.
- MADALOSSO, A. & VALLE, C. R. O. (1978) Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na Região de Paracatu - Morro Agudo (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Anais. SBG, v.2, p. 622 - 631.
- MADALOSSO, A. (1979) Stratigraphy and Sedimentation of the Bambuí Group in Paracatu Region, MG, Brazil (*Dissertação de Mestrado*).
- MADALOSSO, A. (1980) Aspectos da diagênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na Região de Paracatu (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camburiú, 1980. Anais, Camburiú, SBG, v. 4, p. 2069 - 2081.
- MARCHESE, H. G. (1974) Estromatolitos Gymnosolenidos en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 257 - 271.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; FARIA, A. (1977) Contribuição à geologia do Pré-cambriano da porção central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 7, n. 4, p. 304 - 324.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C.; DARDENNE, M. A. (1981). A evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Anais. CPM/SBG, p. 100 - 115.
- MARTINS, V. de S.; COELHO, C. E. S. (2001) Fluid inclusion and Sr isotope studies in the fluorite deposits of the Serra do Ramalho and Montalvânia, Brazil. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/UNESCO/IUGS, p. 71 - 74.
- MARTINS-NETO, M. A. & ALKMIM, F. F. (2001) Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocóntinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Minerais*. Belo Horizonte, SBG/MG, p. 31 - 54.
- MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LIMA, S. A. A. (2001) Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 141-142, p. 343 - 370.
- MAVROGENES, J. A.; HAGNI, R. D.; DINGESS, P. R. (1992) Mineralogy, paragenesis, and mineral zoning of the West Fork mine, Viburnum Trend, southeast Missouri. *Economic Geology*, v. 87, p. 113 - 124.
- McCLAY, K. R. (1991) Deformation of stratiform Zn-Pb (-barite) deposits in the northern Canadian Cordillera. In: VOKES, F. M. (ed) *Ores and metamorphism. Ore Geology Review*, v. 6, p. 435 - 462.
- McCREA, J. M. (1950) On the isotope chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *Journ. Chem. Phys.*, v. 18, p. 849 - 857.
- McGOLDRICK, P. & LARGE, R. (1998) Proterozoic stratiform sediment-hosted Zn-Pb-Ag deposits. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(4):189-196.
- MCKIBBEN, M. A. & ELDRIDGE, C. S. (1995) Microscopic sulfur isotope variations in ore minerals from the Viburnum Trend, Southeast Missouri: A Shrimp study. *Economic Geology*, v. 90, p. 228 - 245.
- McLIMANS, R. K. (1987) The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, v. 2, p. 585 - 603.
- McLIMANS, R. K.; BARNES, H. L.; OHMOTO, H. (1980) Sphalerite stratigraphy of upper Mississippi Valley zinc-lead district, southwestern Wisconsin. *Economic Geology*, v. 75, p. 351 - 361.

- McNAUGHTON, K. & SMITH, T. E. (1986) A fluid inclusion study of sphalerite and dolomite from Nanisivik lead-zinc deposit, Baffin Island, Northwest territories, Canada. *Economic Geology*, v. 81, p. 713 - 720.
- MEDFORD, G. A.; MAXWELL, R. J.; ARMSTRONG, R. L. (1983) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio measurements on sulfides, carbonates, and fluid inclusions from Pine Point, Northwest Territories, Canada: An $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio increase accompanying the mineralizing process. *Economic Geology*, v. 78, p. 1375 - 1378.
- MELCHER, F.; PROCHASKA, W., RAITH, J.G., SAINI-EIDUKAT, B. (1996) The metamorphosed molybdenum vein-type deposit of the Alpeinerscharte, Tyrol (Austria) and its relation to Variscan granitoids. *Mineralium Deposita*, 31:277-289.
- MELO FILHO, L. S. (1996) *Estromatólitos do Grupo Paranoá na região de São Gabriel e Mato Seco/Mimoso, Goiás*. Brasília, 77 p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- MERCER, W. (1976) Minor Elements in Metal Deposits in Sedimentary Rocks – A Review of the Recent Literature. In: WOLF, K. H. (ed) *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. I. Principles and General Studies*, Elsevier Scientific Publishing Company, v. 2, p.1 - 28.
- METZ, S. and TREFRY, J. H. (2000) Chemical and Mineralogical influences on concentration of trace metals in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, n. 13, p. 2267 - 2279.
- MEYLAN, M. A.; GLASBY, G. P.; KNEDLER, K. E.; JOHNSTON, J. H. (1981) Metalliferous deep-sea sediments. In: WOLF, K.H. (ed) *Handbook of stratabound and stratiform deposits: regional studies and specific deposits*. Elsevier, Amsterdam. Part III., v. 9, p. 77 - 178.
- MISI A., IYER S.S., TASSINARI C.C.G. 1996. BOQUIRA (2.5 Ga) and Morro Agudo (0.65 Ga) Lead-Zinc Deposits, Brazil: New SEDEX Subtypes? In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, IGCP Project 342: Age and Isotopes of South American Ores, *Resumos extendidos*, v. p.251-253.
- MISI A.; TASSINARI, C. C. G.; IYER S. S. (1997a) New isotope data from the Proterozoic lead-zinc (Ag) sediment-hosted sulfide deposits of Brazil: implications for their metallogenic evolution. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts*. Campos do Jordão, p. 201 - 203.
- MISI, A. & KYLE, J. R. (1994) Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. A64, p. 299 - 310.
- MISI, A. & SILVA, M. da G. (1996) Chapada Diamantina Oriental – Bahia: Geologia e Depósitos Minerais. *Série Roteiros Geológicos*, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 194p.
- MISI, A. & VEIZER, J. (1998) Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, v. 89, p. 87-100.
- MISI, A. (1976) As Sequências Bambuí no Estado da Bahia e as mineralizações de Chumbo e Zinco associadas. Salvador, 80 p. Tese de Livre Docência, Universidade Federal da Bahia.
- MISI, A. (1979) O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (ed). *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME/CPM, v. 1, p. 120 – 154.
- MISI, A. (1999a) *Um modelo de Evolução Metalogenética para os Depósitos de Zinco e Chumbo Hospedados em Sedimentos Proterozóicos de Cobertura do Crátón do São Francisco (Bahia e Minas Gerais)*. Salvador, 151 p. Tese para concurso de Professor Titular, Universidade Federal da Bahia.
- MISI, A. (1999b). *Formação de Depósitos Minerais Metálicos em Bacias Sedimentares*. Apostila (inédita) UFBA/CAPES/PADCT, 102p.
- MISI, A. (2001) Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco, coberturas neoproterozóicas do Crátón do São Francisco. Idades e correlações. In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Minerais*. Belo Horizonte, SBG/MG, p. 67 – 92.
- 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, I. G. (1999) Geological and isotopic constraints on the metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn (Ag) deposits of Brazil. *Gondwana Research*, v. 2, p. 47-65.
- MISI, A.; IYER, S. S.; KYLE, J. R.; COELHO, C. E. S.; TASSINARI, C. C. G.; FRANCA-ROCHA, W. J. S.; GOMES, A. S. R.; CUNHA, I. de A.; TOULKERIDIS, T.; SANCHES, A. L. (2000) 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.

- MISI, A.; IYER, S. S.; TASSINARI, C. C. G.; COELHO, C. E. S.; KYLE, J. R.; FRANCA-ROCHA, W. J. S.; GOMES, A. S. R.; CUNHA, I DE A.; CARVALHO, I. G.; MÔNACO FILHO, C. V. (1998) Integrated Studies and Metallogenic evolution of the proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Cráton, Brazil. *Workshop Depósitos Minerai s Brasileiros de Meta is Base*, Salvador, CPGG-UFBA/ADIMB, p.94-101.
- MISI, A.; VEIZER, J.; KAWASHITA, K.; DARDENNE, M. A. (1997b) The age of the Neoproterozoic carbonate platform sedimentation based on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinations, Bambuí and Una Groups, Brazil. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., Campos do Jordão, 1997. *Extended abstracts*. Campos do Jordão, p. 199 – 200.
- MISRA, K. C. & LU, C. (1992) Hydrothermal calcite from the Mississippi Valley-type Elmwood-Gordonsville zinc deposits, Central Tennessee, USA: Fluid inclusion and stable isotope data. *European Journal of Mineralogy*, v. 4, p. 977 - 988.
- MIZUTA, T. (1988) Interdiffusion rate of zinc and iron in natural sphalerite. *Economic Geology*, v. 83, p. 1205 - 1220.
- MOERI, E. (1972) On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Eclog. Geol. Helv.*, v. 65, p. 185 - 195.
- MOLES, N. R. (1983) Sphalerite composition in relation to deposition and metamorphism of the Foss stratiform Ba-Zn-Pb deposit, Aberfeldy, Scotland. *Mineralogical Magazine*, v. 47, p. 487 - 500.
- MÖLLER, P. (1985) Development and application of the Ga/Ge- geothermometer for sphalerite from sediment-hosted deposits. *Monogr. Ser. Miner. Dep.*, v. 25, p. 15 - 30.
- MÖLLER, P. (1987) Correlation of homogenization temperatures of accessory minerals from sphalerite-bearing deposits and Ga/Ge model temperatures. *Chemical Geology*, v. 6, p. 153 - 159.
- MONTEIRO, L. V. S. & BETTENCOURT, J. S. (2001). Genesis of the Vazante, Ambrósia and Fagundes Zn - (Pb) deposits (Minas Gerais, Brazil): Geologic and stable isotopic constraints. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/ UNESCO/IUGS, p. 79 – 81.
- MONTEIRO, L. V. S. (1997) *Contribuição à gênese das mineralizações de zinco da Mina de Vazante, MG*. São Paulo, 159p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; GRAÇA, R. (1996) Contribuição à gênese das mineralizações de Zn e Pb da Mina Vazante (MG): Um estudo preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Resumos Expandidos*. Salvador, SBG, v. 5, p. 501 - 503.
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; GRAÇA, R. (1998a) Petrografia e quimismo mineral das mineralizações zincíferas de Vazante, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 157.
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; JULIANI, C., OLIVEIRA, T. F. de (2001) Minor and trace-element contents in sulfides from Vazante, Ambrósia, and Fagundes Neoproterozoic Carbonate-Hosted Zn-(Pb) Deposits, Minas Gerais, Brazil: Implications For Ore Genesis. *Ore Geology Reviews*, Special Issue (Submetido).
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; OLIVEIRA, T. F. de (2000) The Vazante, Ambrósia, and Fagundes (MG, Brazil) Neoproterozoic Epigenetic Zinc Deposits: Similarities, Contrasting Features and Genetic Implications. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts Volume* (CD ROM).
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; SPIRO, B. (1998b) Geotermometria, evolução fluidal e gênese da mineralização willemítica da Mina de Vazante, MG: Evidências isotópicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 142.
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; SPIRO, B. (1999a) Stable isotope constraints on the genesis of the willemitic ore, Vazante Mine, MG, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Córdoba, 1999. *Actas*. Córdoba, p. 484 - 487.
- MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; SPIRO, B.; GRAÇA, R.; OLIVEIRA, T. F. de (1999b) The Vazante Zinc Mine, MG, Brazil: Constraints on fluid evolution and willemitic mineralization. *Exploration and Mining Geology*, v. 8, n. 1/2, p. 21-42.

- MORALES-RUANO, S.; TOURAY, J.; BARBANSON, L.; FENOLL HACH-ALÍ, P. F. (1996) Primary cavities with incompatible fluid fillings in Ge-bearing sphalerite from Cerro Del Toro, Alpujarride (Spain). *Economic Geology*, v. 91, p. 460 - 465.
- MORITZ, R.; FONTBOTÉ, L.; SPANGENBERG, J.; ROSAS, S.; SHARP, Z.; FONTIGNIE, D. (1996) Sr, C and O isotope systematics in the Pucará Basin, central Peru - Comparison between Mississippi Valley-type deposits and barren areas. *Mineralium Deposita*, v. 31, p. 147 - 162.
- MUCHEZ, P.; SLOBODNIK, M.; VIANE, W.; KEPPENS, E. (1994) Mississippi Valley-type Pb-Zn mineralization in eastern Belgium: indications for dravity driven flow. *Geology*, v. 22, p. 1011 - 1014.
- MUIR, M. D. (1981) The microfossils from the Proterozoic Urquhart Shale, Mount Isa, Queensland and their significance in relation to the depositional environment, diagenesis, and mineralization. *Mineralium Deposita*, v. 16, p. 51 - 58.
- NOGUEIRA, G. S. M. (1993) *Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG, Formação Vazante*. Brasília, 165 p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- OBERTHÜR, T.; BLENKINSOP, T.G.; HEIN, U.F.; HÖPPER, M.; HÖPPNER, M.; HÖHNDORF, A.; WEISER, T.W. (2000) Gold mineralisation in the Mazowe area, Harare-Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe: II. Generic relationships deduced from mineralogical, fluid inclusion and stable isotope studies, and the Sm-Nd isotopic composition of scheelites. *Mineralium Deposita*, v. 53, p. 138 - 156.
- OHMOTO H., KAISER, C. J., GEER, K. A. 1988. Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted base metal deposits. In: HERBERT H.K. & HO S.E. (eds) *Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization*. The University of Western Australia, Nedlands, Western Australia, Publication 23, p. 70 - 120.
- OHMOTO, H & LAGASA, A. C. (1992) Kinetics of reactions between aqueous sulphates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 1727 - 1747.
- OHMOTO, H & RYE, R. O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: BARNES, H.L. (ed) *-Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. John Wiley and Sons, New York, p. 509 - 567.
- OHMOTO, H (1972) Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Petrology. *Economic Geology*, 67, p. 552- 579.
- OHMOTO, H. (1986) Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits. In: VALLEY, J. W.; TAYLOR, H. P., JR. & O'NEIL, J. R. (eds) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, v. 16, p. 491 - 560.
- OHMOTO, H. (1992) Biochemistry of sulfur and the mechanisms of sulfide-sulfate mineralization in Archean Oceans. In: SCHIDLOWSKI, M.; GOLUBIC, S.; KIMBERLEY, M. M.; MCKIRDY, D. M.; TRUDINGER, P.A. (eds) *Early Organic evolution-Implications for Mineral and Energy Resources*, Springer-Verlag.
- OHMOTO, H. (1996) Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. In: Veielreicher, R.M.; Groves, D.I.; Heinrich, C.A.; Washe, J.L. (eds) - The conjunction of Processes resulting in the formation of orebodies - Special Issue - *Ore Geology Reviews*, 10:135-178.
- OLIVEIRA, M. A. M. (1967) Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. *Coletânea de relatórios de exploração I: Ciência - Técnica - Petróleo*, Seção Exploração de Petróleo, CENPES/Petrobrás, v. 3, p. 71-105.
- OLIVEIRA, T. F. de (1998) As Minas de Vazante e de Morro Agudo. In: *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*, Salvador, CPGG-UFBA/ADIMB, p. 48 - 57.
- O'NEIL, J. R. (1986) Theoretical and experimental aspects of isotope fractionations. In: VALLEY, J. W.; TAYLOR, H. P. Jr. & O'NEIL, J. R. (eds). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Reviews in Mineralogy, v. 16, Mineralogical Society of America, p. 1-33.
- PATTRICK, R. A. D.; DORLING, M.; POLYA, D. A. (1993) TEM study of Indium- and Copper-bearing growth-banded sphalerite. *Canadian Mineralogist*, v.31, p. 105 - 117.
- PEDREIRA, A. J. (1989) Environmental setting of Proterozoic stromatolites in Central Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28., v.2, p. 588.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; DARDENNE, M. A.; HASUI, Y.; CASTRO, F. D. C. DE; CARVALHO, M V. A. (1994) *Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte. COMIG Companhia Mineradora de Minas Gerais.

- PFLUG, R. & RENGER, F. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do cráton sanfranciscano. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. *Anais*. Aracaju, SBG, v.2, p. 5 – 19.
- PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; VIANA, M. das G.; COSTA LIMA GIOIA, S.M.C.L.; JUNGES, S.; SEER, H.J. (1999). Nd Isotopes and the provenance of the sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: Geodynamic implications. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Córdoba, 1999. *Actas*. Córdoba, p. 426 - 429.
- PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. (2001). Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 571 – 585.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAÚJO, S. M. (2000) The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, p. 195 – 230.
- PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. (1997) The mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, p. 299 – 310.
- PINHO, J. M. M. (1990) *Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante*. Brasília, 115p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- PINHO, J. M. M.; DARDENNE, M. A.; RIGOBELLO, A. E. (1989) Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO MINAS GERAIS, 5. *Anais*, Bol. 110, p. 275-276.
- PINHO, J. M. M.; DARDENNE, M. A.; RIGOBELLO, A. E. (1990) Caracterização da movimentação transcorrente da falha de Vazante, Vazante, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, v. 5, p. 2284 - 2295.
- PIRAJNO, F. & JOUBERT, B. D. (1993) An overview of carbonate-hosted mineral deposits in the Otavi Mountain Land, Namibia: Implications for ore genesis. *Journal of African Earth Sciences*, v. 16, p. 265-272.
- PLUMLEE, G. S.; LEACH, D. L.; HOFSTRA, A. H.; LANDIS, G. P.; ROWAN, E. L.; VIETS, J. G. (1994) Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-Type Pb-Zn Deposits of the Osark Region, U.S. Midcontinent. *Economic Geology*, v. 89, n. 6, p. 1361 - 1383.
- POTDEVIN, J. L. & MARQUER, D. (1987) Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodynamica Acta*, v. 1, n. 3, p. 193 – 206.
- POTDEVIN, J. L. (1993) Gresens 92: a simple Macintosh program of the Gresens method. *Computers & Geoscience*, v. 19, n. 9, p. 1229 – 1238.
- PROBERT, K. (1983) Fluid inclusion data from carbonate-hosted Irish base metal deposits. *Mineral Deposits Studies Group Abstracts*, University of Manchester, p. 4.
- RAFTER, T. A. (1965) Recent sulfur isotope measurements on a variety of specimen examined in New Zealand. *Bull. Volcanology*, v. 28, p. 03 - 20.
- RAGAN, V. M. (1994) Mineralogy and fluid inclusion geochemistry of Tri-State-type mineralization in Eastern Arkansas. *Economic Geology*, v. 89, p. 1411 - 1418.
- RAVENHURST, C. E.; REYNOLDS, P. H.; ZENTILLI, M.; KRUEGER, H. W.; BLENKINSOP, J. (1989) Formation of Carboniferous Pb-Zn and barite mineralization from basin-derived fluids, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, v. 84, p. 1471 – 1488.
- RICKARD, D. T.; WILDEN, M. Y.; MARINDER, N. E.; DONNELLY, T. H. (1979) Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden. *Economic Geology*, v. 74, p. 1255 - 1285.
- RIGOBELLO, A. E.; BRANQUINHO, J. A.; DANTAS, M. G. da S.; OLIVEIRA, T. F. de; NEVES FILHO, W. (1988) Mina de Zinco de Vazante. In: SHOBHENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. (coords). *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM, v.3, p. 101- 110
- RIMANN, E. (1917) A kimberlita no Brasil. *Anais da Escola de Minas*, v. 15, p. 27 – 32.
- ROBINSON, M. & GODWIN, C. I. (1995) Genesis of the Blende carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposit, north- central Yukon Territory: geologic, fluid inclusion and isotopic constraints. *Economic Geology*, v. 90, n. 2, p. 369 – 384.
- ROEDDER E. (1984) Fluid inclusions. In: RIBBE, P.H. (ed) *Reviews in Mineralogy*, v.12. Mineralogical

- Society of America, 646 p.
- ROEDDER, E. & DWORNIK, J. (1968) Sphalerite color banding: lack of correlation with iron content, Pine Point, Northwest Territories, Canada. *The American Mineralogist*, v. 53, p. 1523 - 1529.
- ROEDDER, E. & HOWARD, K. W. (1988) Taolin Zn-Pb-fluorite deposit, People's Republic of China: an example of some problems in fluid inclusion research on mineral deposits. *Journal of the Geological Society, London*, v. 145, p. 163 - 174.
- ROEDDER, E. (1963) Studies of fluid inclusions II. Freezing data and their interpretation. *Economic Geology*, v. 58, p. 167 - 211.
- ROEDDER, E. (1967) Environment of deposition of stratiform (Mississippi Valley type) ore deposits, from studies of fluid inclusion. In: BROWN, J.S. (ed) *Genesis of Stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits in Carbonate Rocks*. Economic Geology Publishing Co., Lancaster, PA, Monograph 3, p. 349 - 362.
- ROEDDER, E. (1968) Fluid inclusion. *Economic Geology*, v.63, n. 5, p. 439 - 450.
- ROEDDER, E. (1971) Fluid inclusion evidence on the Environment of Formation of Mineral Deposits of the Southern Appalachian Valley. *Economic Geology*, v.66, p. 777 - 791.
- ROEDDER, E. (1976) Fluid inclusion evidence on the genesis of ore in sedimentary and volcanic rocks. In: WOLF, K.H. (ed.) *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam, p. 67 - 110.
- ROEDDER, E. (1977) Fluid inclusion studies of Ore Deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Economic Geology*, v. 72, p. 474 - 479.
- ROEDDER, E. (1979) Fluid inclusion evidence on the environment of sedimentary diagenesis, a review. In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P. R. (eds) *Aspects of diagenesis*. Tulsa, Soc. Economic Paleontologist Mineralogists, p. 89 - 107.
- ROMAGNA, G. & COSTA, R. R. (1988) Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: SHOBHENHAUS, C & COELHO, C. E. S. (coords). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, v.3, p. 111 - 121.
- ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; REIS NETO, M. dos (2001) Evolução estrutural da zona da falha de Vazante: exemplo de deformação Tardi-Orogênica na Faixa Brasília. SIMPÓSIO DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Recife, 2001. *Resumos Expandidos*. Recife, SBG, p. 229 - 232.
- ROWAN, E. L. & LEACH, D. L. (1989) Constraints from fluid inclusion on sulfide precipitation mechanisms and ore fluid migration in the Viburnum Trend lead district, Missouri. *Economic Geology*, v. 84, p. 1948 - 1965.
- RUSSEL, R. D. & FARQUHAR, R. M. (1960) *Lead isotopes in Geology*. Interscience, Nova York, 243p.
- RUSSELL, M. J. (1978) Downward-escavating hydrothermal cells and Irish-type ore deposits: Importance of an underlying thick Caledonian prism. *Transactions of Institution of Mining and Metallurgy*, 87, B168-171.
- RYE, D. M. & WILLIAMS, N. (1981) Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia; III, The stable isotope geochemistry of the H.Y.C., Ridge, and Cooley deposits. *Economic Geology*, v. 76, p. 1-26.
- SAMSON, I. M. & RUSSELL, M. J. (1987) Genesis of the Silvermines Zinc-Lead-barite Deposit, Ireland: Fluid Inclusion and Stable Isotope Evidence. *Economic Geology*, v. 82, p. 371 - 394.
- SANDER, M. V. & BLACK, J. E. (1988) Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems-implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, v. 83, p. 1052 - 1060.
- SANGSTER, D. F. (1979) Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits. In: WOLF, K.H. (ed) *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam, v. 8, p. 219 - 266.
- SANGSTER, D. F. (1990) Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination, *Transactions of Institution of Mining and Metallurgy, Section B*, v. 99, p. B21 - B42.
- SANGSTER, D. F.; NOWLAN, G. S.; McMCRACKEN, A. D. (1994) Thermal comparison of lead-zinc deposits and their host rocks using fluid inclusion and conodont color alteration index data. *Economic Geology*, v. 89, n. 3, p. 493 - 514.
- SANGSTER, D. F.; SAVARD, M. M.; KONTAK, D. J. (1998a) Sub-basin specific Pb and Sr sources in Zn-Pb deposits of the Lower Windsor Group, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, v. 93, p. 911 - 919.
- SANGSTER, D. F.; SAVARD, M. M.; KONTAK, D. J. (1998b) A genetic model for mineralization of Lower

- Windsor (Viséan) carbonate rocks of Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, v. 93, p. 932 - 952.
- SANTOS, R. V.; ALVARENGA, C. J. S.; DARDENNE, M. A.; SIAL, A. N. (2000) Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestone from central Brazil: Bambuí and Paranoá Groups. *Precambrian Research*, v. 104, p. 107 - 122.
- SASAKI, A & KROUSE, H. R. (1969) Sulphur isotopes and the Pine Point lead zinc mineralization. *Economic Geology*, v. 64, p. 718 - 730.
- SASAKI, A.; ARIKAWA, Y.; FOLINSBEE, R. E. (1979) Kiba reagent method of sulfur extraction applied to isotope work. *Bull. Geol. Surv. Japan*, v. 30, p. 241-245.
- SATO, T. (1980) Los sulfuros masivos volcanogeneticos: su metalogenia e clasificacion. Dept. Geologia, Univ. Sonora, Publ. No. 1, 54p.
- SAVARD, M. M. & CHI, G. (1998) - Cation study of fluid inclusion decrepitates from Jubilee and Gays River deposits (Nova scotia, Canada): Characterization of ore-forming brines. *Economic Geology*, v. 93, p. 920 - 931.
- SAVARD, M. M. & KONTAK, D. J. (1998) ^{13}C - ^{18}O - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ covariations in ore-stage calcites at and around the Gays River Zn-Pb deposit (Nova Scotia, Canada). *Economic Geology*, v. 93, p. 818 - 833.
- SAVARD, M. M. (1996) Pre-ore burial dolomitization adjacent to the carbonate-hosted Gays River Zn-Pb deposit, Nova scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 303 - 315.
- SAVARD, M. M.; CHI, G.; SAMI, T.; WILLIAMS-JONES, A. E.; LEIGH, K. (2000) Fluid inclusion and carbon, oxygen, and strontium isotope study of the Polaris Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit, Canadian Arctic Archipelago: implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, v. 35, p. 495 - 510.
- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. (1979) Estratigrafia da Serra do espinhaço. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, Diamantina, 1979. *Anais. Diamantina, SBG/MG*, v. 1, p. 55 - 73.
- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, C. A. C. (1980) Estromatólitos em dolomitos do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco) na região de Conselheiro da Mata, MG. *Boletim do Instituto de Geociências, USP*, v. 11, p. 40 - 42.
- SCHÖLL, W. U. (1976) Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Belo Horizonte, 1976. *Anais. Belo Horizonte, SBG*, v. 2, p. 67 - 73.
- SCHWARTZ, M. O. (2000) Cadmium in Zinc Deposits: Economic Geology of a Polluting Element. *International Geology Review*, v. 42, p. 445 - 469.
- SCOTT, S. D. (1973) Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. *Economic Geology*, v. 68, p. 466 - 474.
- SCOTT, S. D. (1983) Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineralogical Magazine*, v. 47, p. 427 - 435.
- SHELTON, K. L.; BAUER, R. M.; GREGG, J. M. (1992) Fluid-inclusion studies of regionally extensive epigenetic dolomites, Boneterre Dolomite (Cambrian), southeast Missouri: Evidence of multiple fluids during dolomitization and lead-zinc mineralization. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 675 - 683.
- SHEPERD, T. J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D. H. M. (1985) *A Practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie and Son, 239 p.
- SIBLEY, D. F & GREGG, J. M. (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 967 - 975.
- SIMONEIT, B. R. T. (1990) Petroleum generation, an easy and widespread process in hydrothermal systems: An overview. *Applied Geochemistry*, v. 5, p. 3 - 15.
- SIMONEIT, B. R. T. (1993) Aqueous high-temperature and high-pressure organic geochemistry of hydrothermal vent systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 3231 - 3243.
- SIMONEIT, B. R. T. (1988) Petroleum generation in submarine hydrothermal systems: An update. *Canadian Mineralogist*, v. 26, p. 827 - 840.
- SKINNER, B. J. (1967) Precipitation of Mississippi Valley-type ore: A possible mechanism. In: BROWN, J.S. (ed) Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonates rocks. *Economic Geology Monograph*, v. 3, p. 363 - 369.
- SLOWEY, E. P., HITZMAN, M. W., BEATY, D. W., THOMPSON, T. B. (1995) The Keel Zn-Pb and Garrycam BaSO_4 deposits, CO. Longford, Ireland. In: ANDERSON, K., ASHTON, J., EARLS, G., HITZMAN, M., TEAR, S. (Eds.) *Irish Carbonate-hosted Zn-Pb Deposits*, Society of Economic Geologists, Guidebook Series, v. 21, p. 227 - 241.

- SMITH, J. W. & CROXFORD, N. J. W. (1973) Sulphur isotope ratios in the McArthur lead-zinc-silver deposit. *Nature*, v. 245, p.10-12.
- SONG, X. X. (1984) Minor elements and ore genesis of the Fankou lead-zinc deposit, China. *Mineralium Deposita*, v. 19, p. 95 - 104.
- SPANGENBERG, J.; FONTBOTÉ, L.; SHARP, Z. D.; HUNZIKER, J. (1996) Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of san Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing. *Chemical geology*, v. 133, p. 289 - 315.
- SPIRAKIS, C. S & HEYL, A. V. (1995a) Evaluation of proposed precipitation mechanisms for Mississippi Valley-Type deposits. *Ore Geology reviews*, v. 10, p. 1 - 17.
- SPIRAKIS, C. S & HEYL, A. V. (1995b) Interaction between thermally convecting basinal brines and organic matter in genesis of Upper Mississippi Valley lead-zinc district. *Transactions of Institution of Mining and Metallurgy, Section B*, v. 104, p. B37 - B65.
- SPIRAKIS, C. S. (1983) A possible precipitation mechanisms for sulfide minerals in Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: KISVARSANYI, G., GRANT, S.K.; PRATT, W.P.; KOENING, J.W. (eds) International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits, Proceedings Volume. University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri, p. 211 - 215.
- SPIRAKIS, C. S. (1986) The valence of sulfur in disulfides -an overlooked clue to genesis of Mississippi Valley-type Lead-Zinc Deposits. *Economic Geology*, v. 81, p. 1544 - 1546.
- SPIRAKIS, C. S. & HEYL, A. V. (1996) Fracture basement rocks as the energy source to drive mineralization in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. Society of Economic Geologists, *Special Publication*, v. 4, p. 390 - 399.
- SPRY, P. G.; KOELLNER, M. S.; RICHARDSON, C. K.; JONES, H. D. (1990) Thermochemical changes in the ore fluid during deposition at the Denton mine, Cave-in-Rock fluorspar district, Illinois. *Economic Geology*, v. 85, p. 172 - 181.
- SRIVASTAVA, N. K. (1986) Os estromatólitos do Projeto Bacia de Irecê II. Natal. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 9p.
- ST. MARIE, J. & KESLER, S. E. (2000) Iron-rich and iron-poor Mississippi Valley-type Mineralization, Metaline District, Washington. *Economic Geology*, v. 95, p. 1091 - 1106.
- STACEY, J. C. & KRAMERS, J. D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-model. *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 26, p. 207 - 221.
- STRAUSS, H. (1997) The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p. 97 - 118.
- STRAUSS, H. (1999) Geological evolution from isotope proxy signals - sulfur. *Chemical Geology*, v. 161, p. 89 - 101.
- STRIEDER, A. J. & NILSON, A. A. (1992) Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 2; p. 204 - 215.
- STRIEDER, A. J. & SUITA, M. T. de F. (1999) Neoproterozoic geotectonic evolution of Tacantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics*, v. 28, p. 267 - 289.
- SVERJENSKY, D. A. (1981a) The origin of a Mississippi Valley-type deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Economic Geology*, v. 76, p. 1848 - 1872.
- SVERJENSKY, D. A. (1986) Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 177 - 199.
- SWEENEY, M. A.; PATTRICK, R. A. D.; VAUGHAN, D. J. (1991) The nature and genesis of the Willemite deposits of Zambia. In: PAGEL, M. AND LEROY, J.L. (eds). *Source, Transport and Ore Deposition of Metals*, Balkema, Rotterdam, p. 139-142.
- TALLURI, J. K.; PANDALAI, H. S.; JADHAW, G. N. (2000) Fluid chemistry and depositional mechanism of the epigenetic, discordant ores of the Proterozoic, Carbonate-hosted, Zawarmala Pb-Zn deposit, Udaipur District, Índia. *Economic Geology*, v. 95, n. 7, p. 1505 - 1526.
- TAYLOR, H.P.Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, v. 69, p. 843-883.
- TEMERID MINERAÇÃO S.A. (1991) *Fagundes - Interpretação geológica*. Paracatu, MG. (Escala 1:5000).
- THODE, H. G.; MOSTER, J.; DUNFORD, H. B. (1961) Sulphur isotope geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 18, p. 81 - 93.

- THOMAZ FILHO, A. & BONHOMME, M. G. (1979) Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí, à São Francisco (MG), au Brésil. Phase métamorphique brésilienne synchronisme de la première phase panafricaine. *C.R. Acad. Sci., Ser.D.*, v. 289, p. 1221 - 1224.
- THOMAZ FILHO, A. & LIMA, V. Q. (1981) Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. *Bol. Tec. Petrobrás*, v. 24, p. 109 - 119.
- THOMAZ FILHO, A.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. (1998) 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.
- THOMPSON, T. B.; HITZMAN, M. W.; BEATY, D. W. (1992) Paragenesis and fluid inclusions of the Lisheen Zn-Pb-Ag deposit, Co. Tipperary, Ireland. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, v. 24, p. A354.
- TOMPKINS, L. A.; GROVES, D. I.; WINDRIM, D. P.; JABLONSKI, W.; GRIFFIN, W. L. (1997) Petrology, mineral chemistry, and exploration significance of Fe-sulfides from the metal dispersion halo surrounding the Cadjebut Zn-Pb MVT deposit, Western Australia. *Applied Geochemistry*, v. 12, p. 37 - 54.
- TOMPKINS, L. A.; PEDONE, V. A.; ROCHE, M. T., GROVES, D. I. (1994a) The Cadjebut Deposit as an Example of Mississippi Valley-Type Zn-Pb Mineralization on the Lennard Shelf, Western Australia- Single Episode or Multiple Events? *Economic Geology*, v. 89, p. 450 - 466.
- TOMPKINS, L. A.; RAYNER, M. J.; GROVES, D. I. (1994b) Evaporites: in situ sulfur source for rhythmically banded ore in the Cadjebut Mississippi Valley-Type Zn-Pb Deposit, Western Australia. *Economic Geology*, v. 89, p. 467 - 492.
- TORNOS, F.; RIBEIRA, F.; SHEPHERD, T. J.; SPIRO, B. (1996) The geological and metallogenic setting of stratabound carbonate-hosted Zn-Pb mineralizations in the West Austurian Leonese Zone, NW Spain. *Mineralium Deposita*, v. 31, p. 27 - 40.
- TORQUATO, J. R. & MISI, A. (1977) 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, p. 14 - 24.
- TORQUATO, J. R. F. (1980) *Aplicações do estudo de isótopos estáveis de carbono e oxigênio ao estudo do Precambriano brasileiro*. Fortaleza, 268 p. Tese Professor Titular, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Ceará.
- TRUDINGER, P. A. (1992) Bacterial sulfate reduction: Current status and possible origin. In: SCHIDLOWSKI, M.; GOLUBIC, S.; KIMBERLEY, M. M.; MCKIRDY, D. M.; TRUDINGER, P. A. (eds) *Early Organic evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*. Springer-Verlag, p. 367 - 377.
- TURNER, R. J. W. (1992) Formation of Phanerozoic stratiform sediment-hosted zinc-lead deposits: Evidence for the critical role of ocean anoxia. *Chemical Geology*, v. 99, p. 165 - 188.
- USSAMI, N. (1993) Estudos geofísicos no Cratón do São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds.) *O Cratón do São Francisco*, SBG BASE/SGM/CNPq, Salvador, p. 35 - 43.
- VEIZER, J. (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v. 11, p. 265-299.
- VIETS, J. G. & LEACH, D. L. (1990) 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.
- VIETS, J. G.; HOPKINS, R. T.; MILLER, B. M. (1992) 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.
- VIVIANI, C.; ALMEIDA, D. R.; ROMAGNA, G.; LOPES, J. A.; SOUZA, J. C. F. de, OLIVEIRA, T. F. de; BESSA, V. (2001) The Vazante and Morro Agudo Zn-Pb mines, Minas Gerais, Brazil. In: MISI, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450*, Belo Horizonte, CNPq/ UNESCO/IUGS, p. 115 - 132.
- WAGNER, T. & BOYCE, A. J. (2001) Sulphur isotope characteristics of recrystallisation, remobilisation and reaction processes: a case study from the Ramsbeck Pb-Zn deposit, Germany. *Mineralium Deposita*, v.36, p. 670 - 679.

- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1998) Sphalerite remobilization during multistage hydrothermal mineralization events – examples from siderite-Pb-Zn-Cu-Sb veins, Rheinisches Schiefergebirge, Germany. *Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 223 - 241.
- WALTER, L. M. & STUEBER, A. M.; HUSTON, T. J. (1990) Br – Cl – Na systematics in Illinois basin fluid origin and evolution. *Geology*, v. 18, p. 315 – 318.
- WANG, X.; ZHANG, Z.; ZHENG, M.; XU, X. (2000) Metallogenic Mechanism of the Tianbasosshan Pb-Zn Deposit, Sichuan. *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 19, n. 2, p. 122 - 133.
- WARNE, S. S. J. (1962) A quick field or laboratory staining carbonate minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 32, n. 1, p. 29-38.
- WARREN, J. (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sciences Reviews*, v. 52, p. 1 – 81.
- WHELAN, J. F.; RYE, R. O.; DELORRAINE, W. (1984) The Balmat-edwards Zinc-Lead Deposits – Synsedimentary Ore from Mississippi Valley-Type Ore Fluids. *Economic Geology*, v. 79, p. 239 - 265.
- WHITEHEAD, R.E.S., DAVIES, J. F., GOODFELLOW, W. D. (1990) Isotopic evidence for hydrothermal discharge into anoxic seawater, Sudbury basin, Ontario, Canada. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 86, p. 49 - 63.
- WILKINSON, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, v. 55, p. 229 – 272.
- WILLIAMS, N. (1978) Studies of the base metal sulphide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia I. The Cooley and Ridge deposits. *Economic Geology*, v. 73, p. 1036 - 1056.
- WILLIAMS, P. J. (1998) An Introduction to the Metallogeny of the McArthur River-Mount Isa-Cloncurry Minerals Province. *Economic Geology*, v. 93, p. 1121 - 1131.
- WILLIAMS, P. J.; PENDERGAST, W. J.; DONG, G. (1998) Late Orogenic alteration in the Wall Rocks of the Pegmont Pb-Zn Deposit, Cloncurry District, Queensland. *Economic Geology*, v. 93, p. 1180 - 1189.
- WORDEN, R. H.; SMALLEY, P. C.; FALICK, A. E. (1997) Sulfur cycle in buried evaporites. *Geology*, v. 25, n. 7, p. 643 - 646.
- XU, G. (1997) Fluid Inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: Implications for paleostress states and deformation conditions during orogenesis. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1359 - 1368.
- XU, G. (1998) Geochemistry of sulfide minerals at Dugald River, NW Queensland, with reference to ore genesis. *Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 119 - 139.
- XU, G. (2000) Methane-rich fluid inclusions in the Proterozoic Zn-Pb-Ag deposit at Dugald River, NW Queensland: potential as an exploration guide. *Applied Geochemistry*, v. 15, p. 1-12.
- ZAKRZEWSKI, M. A. (1989) Members of the freibergite-argentotennantite series and associated minerals from Silvermines, County Tipperary, Ireland. *Mineralogical Magazine*, v.53, p. 293 - 298.
- ZARTMAN, R. E. & DOE, B. R. (1981) Plumbotectonic – The model. *Tectonophysics*, v. 75, p. 135-162.
- ZAW, K. & LARGE, R. R. (1996) Petrology and geochemistry of sphalerite from the Cambrian VHMS deposits in the Rosebery-Hercules district, western Tasmania: implications for gold mineralisation and Devonian metamorphism-metasomatic processes. *Mineralogy and Petrology*, v. 57, p. 97 - 118.
- ZHENG, M. & WANG, X. (1991) Genesis of the Daliangzi Pb-Zn deposit in Sichuan, China. Metallogenic Mechanism of the Tianbasosshan Pb-Zn Deposit, Sichuan. *Economic Geology*, v. 86, p. 831 - 846.
- ZHENG, Y-F. & HOEFS, J. (1993) Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineral Deposita*, v. 28, p. 79 - 89.
- ZHENG, Y-F. (1990) Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: a quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineralium Deposita*, v. 25, p. 246 - 250.
- ZHENG, Y-F. (1991) Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2299 - 2307.
- ZHENG, Y-F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 1079 - 1091.
- ZHENG, Y-F. (1996) Oxygen isotope fractionation in zinc oxides and applications for zinc mineralization in Sterling Hill deposit, USA. *Mineral Deposita*, v. 31, p. 98-103.
- ZHOU, C.; WEI, C.; GUO, J.; LI, C. (2001) The source of Metals in the Qilinchang Zn-Pb deposit, Northesatern Yunnan, China: Pb-Sr Constraints. *Economic Geology*, v. 96, p. 583 - 598.

ANEXO 01

Análises químicas de carbonatos (MSE)

CARBONATOS

AMBROSIA

Pré- sp (I) - Dolomita esparítica substituindo o dolomicrito

Amostra	AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10
Mineral	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol
CaO	30.13	30.09	29.02	29.29	29.55
MgO	19.23	19.04	19.57	20.39	20.48
Fe ₂ O ₃	1.37	1.34	1.71	0.27	0.24
MnO	0.18	0.16	0.17	0.05	0.10
SiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.08	0.11	0.04	0.00	0.14
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
BaO	0.01	0.05	0.00	0.08	0.00
SrO	0.01	0.05	0.05	0.01	0.00
CO ₂	48.97	49.16	49.45	49.91	49.50

Número de íons na base de 60

Ca	0.986	0.984	0.945	0.949	0.960
Mg	0.876	0.866	0.887	0.919	0.926
Fe	0.032	0.031	0.039	0.006	0.005
Mn	0.005	0.004	0.004	0.001	0.003
Zn	0.002	0.003	0.001	0.000	0.003
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Sr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000

CaCO ₃	51.9	52.1	50.3	50.6	50.6
MgCO ₃	46.1	45.9	47.2	49.0	48.8
FeCO ₃	1.7	1.6	2.1	0.3	0.3
MnCO ₃	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
ZnCO ₃	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2
PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
BaCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
SrCO ₃	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0

Pré - sp (I) - Dolomita em venulações de pirita

AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10	AM-69-10
Dol	Dol	Dol	Dol	Zn-dol
29.13	29.20	29.03	29.45	26.93
20.08	19.96	20.48	20.54	20.03
1.12	1.14	0.52	0.12	1.30
0.17	0.21	0.11	0.14	0.16
0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
0.04	0.00	0.16	0.01	6.25
0.00	0.02	0.01	0.03	0.00
0.02	0.00	0.00	0.04	0.04
0.00	0.02	0.00	0.03	0.08
49.45	49.45	49.70	49.64	45.20

Sin- sp (I) - Dolomita baroque

AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08
Zn-dol	Zn-dol	Dol
29.28	30.01	29.22
19.74	19.43	19.44
1.85	1.72	2.73
0.28	0.33	0.39
0.00	0.01	0.01
0.53	0.38	0.08
0.06	0.03	0.00
0.00	0.00	0.03
0.07	0.06	0.00
48.21	48.03	48.12

0.964	0.990	0.962
0.905	0.892	0.891
0.043	0.040	0.063
0.007	0.009	0.010
0.012	0.009	0.002
0.000	0.000	0.000
0.000	0.000	0.000
0.000	0.000	0.000
0.001	0.000	0.000
0.001	0.001	0.000

49.9	51.0	49.9
46.8	46.0	46.2
2.2	2.1	3.3
0.4	0.4	0.5
0.6	0.4	0.1
0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0
0.1	0.1	0.0

CARBONATOS

AMBROSIA

Sin- sp (I) - Dolomita baroque

AM-69-08	Amostra	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08
	<i>Dol Mineral</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Zn-dol</i>	
29.21	CaO	29.38	29.41	29.51	29.53	29.61	29.36	29.83	
19.69	MgO	19.75	20.50	20.53	20.44	20.72	20.19	19.25	
2.07	Fe ₂ O ₃	2.03	0.31	1.40	0.74	0.84	1.62	1.86	
0.24	MnO	0.28	0.13	0.17	0.08	0.14	0.15	0.47	
0.02	SiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	
0.03	ZnO	0.08	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.46	
0.00	PbO	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.06	0.00	
0.00	BaO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.08	0.00	0.00	
0.00	SrO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	
48.74	CO ₂	48.42	49.59	48.23	49.16	48.62	48.61	48.06	
<i>Número de íons na base de 60</i>									
0.956	Ca	0.964	0.955	0.969	0.962	0.969	0.962	0.985	
0.897	Mg	0.902	0.926	0.938	0.927	0.944	0.920	0.884	
0.048	Fe	0.047	0.007	0.032	0.017	0.019	0.037	0.043	
0.006	Mn	0.007	0.003	0.004	0.002	0.004	0.004	0.012	
0.001	Zn	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.010	
0.000	Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.001	Si	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	
0.000	Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	
0.000	Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	
50.1	CaCO ₃	50.2	50.5	49.8	50.4	50.0	50.0	50.9	
47.0	MgCO ₃	46.9	48.9	48.2	48.6	48.7	47.8	45.7	
2.5	FeCO ₃	2.4	0.4	1.7	0.9	1.0	1.9	2.2	
0.3	MnCO ₃	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.6	
0.0	ZnCO ₃	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.5	
0.0	PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
0.0	BaCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	
0.0	SrCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	

Pós- sp (I) - Dolomita baroque (contato sp corroída/pirita)

AM-69-15	AM-69-15	AM-69-15	AM-69-15	AM-69-15	AM-69-15	AM-69-15
<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>
29.85	29.68	29.44	29.46	29.47	30.05	
19.69	19.61	19.44	20.57	20.17	18.99	
1.20	2.44	2.28	0.14	0.45	1.83	
0.19	0.18	0.20	0.07	0.17	0.23	
0.07	0.01	0.18	0.01	0.01	0.02	
0.14	0.00	0.05	0.07	0.11	0.05	
0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	
0.00	0.00	0.07	0.11	0.03	0.00	
0.03	0.00	0.07	0.00	0.01	0.04	
48.83	48.10	48.22	49.58	49.56	48.80	
0.977	0.977	0.969	0.957	0.958	0.985	
0.897	0.898	0.890	0.930	0.912	0.866	
0.028	0.056	0.053	0.003	0.010	0.042	
0.005	0.005	0.005	0.002	0.004	0.006	
0.003	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.002	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	
0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	
0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	
51.1	50.5	50.4	50.5	50.7	51.8	
47.0	46.4	46.4	49.1	48.3	45.6	
1.4	2.9	2.7	0.2	0.5	2.2	
0.3	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	
0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	
0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	

CARBONATOS

AMBROSIA

Pós- sp (I) - Calcita assoc. dol baroque)

AM-69-12	Amostra	AM-69-12	AM-69-12	AM-69-12	AM-69-12
Zn-dol	Mineral	Cc	Cc	Cc	Cc
28.94	CaO	48.37	53.42	55.98	55.60
20.31	MgO	4.85	0.24	0.18	0.21
1.17	Fe ₂ O ₃	0.39	0.08	0.11	0.08
0.35	MnO	0.13	0.12	0.06	0.12
0.00	SiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00
0.76	ZnO	0.45	0.24	0.35	0.47
0.00	PbO	0.00	0.01	0.06	0.01
0.04	BaO	0.00	0.14	0.02	0.17
0.01	SrO	0.12	0.13	0.04	0.07
48.43	CO ₂	45.69	45.61	43.20	43.28
<i>Número de íons na base de 60</i>					
0.950	Ca	1.683	1.880	2.014	2.000
0.928	Mg	0.235	0.012	0.009	0.011
0.027	Fe	0.009	0.002	0.003	0.002
0.009	Mn	0.004	0.003	0.002	0.003
0.017	Zn	0.011	0.006	0.009	0.012
0.000	Pb	0.000	0.000	0.001	0.000
0.000	Si	0.000	0.000	0.000	0.000
0.000	Ba	0.000	0.002	0.000	0.002
0.000	Sr	0.002	0.002	0.001	0.001
49.2	CaCO ₃	86.6	98.6	98.8	98.5
48.0	MgCO ₃	12.1	0.6	0.4	0.5
1.4	FeCO ₃	0.5	0.1	0.1	0.1
0.5	MnCO ₃	0.2	0.2	0.1	0.2
0.9	ZnCO ₃	0.6	0.3	0.4	0.6
0.0	PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	BaCO ₃	0.0	0.1	0.0	0.1
0.0	SrCO ₃	0.1	0.1	0.0	0.1

Pós-sp (III) - Dolomita euhédrica

AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-69-08	AM-73-15	AM-73-15	AM-73-15
Dol	Zn-dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol
30.08	28.98	29.45	30.67	28.48	30.59	29.39
19.76	19.54	20.87	19.03	19.63	19.32	19.60
1.36	1.95	0.44	1.66	1.44	1.59	1.69
0.20	0.78	0.11	0.45	0.21	0.29	0.37
0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01
0.43	0.75	0.06	0.38	0.30	0.25	0.21
0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.07	0.10
0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.11	0.06
48.10	47.99	49.07	47.76	49.88	47.74	48.57
0.991	0.957	0.960	1.015	0.925	1.012	0.965
0.906	0.898	0.946	0.876	0.887	0.889	0.895
0.031	0.045	0.010	0.039	0.033	0.037	0.039
0.005	0.020	0.003	0.012	0.005	0.008	0.010
0.010	0.017	0.001	0.009	0.007	0.006	0.005
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001
51.0	49.4	50.0	52.0	49.8	51.8	50.4
46.6	46.4	49.3	44.9	47.8	45.5	46.7
1.6	2.3	0.5	2.0	1.8	1.9	2.0
0.3	1.1	0.1	0.6	0.3	0.4	0.5
0.5	0.9	0.1	0.4	0.4	0.3	0.2
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1

CARBONATOS**AMBROSIA***Dolomita baroque brechada/ zona de deformação*

<i>Amostra</i>	A-69-08	A-69-10	A-69-10	A-69-10	A-69-10	A-69-10	A-69-10	A-69-12	A-69-12	A-69-12	A-73-15	A-73-15	A-73-15	A-73-15
Min ral	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>
CaO	29.00	28.84	29.85	28.92	28.66	28.84	28.79	29.44	29.41	29.42	29.65	28.57	28.68	29.34
MgO	19.83	19.49	19.11	19.11	19.21	18.67	19.50	20.03	20.77	20.78	19.46	19.66	19.84	19.91
Fe ₂ O ₃	1.87	1.47	1.30	2.07	2.41	2.81	1.53	1.79	0.13	0.28	1.80	1.53	1.29	1.75
MnO	0.26	0.23	0.13	0.29	0.34	0.36	0.26	0.17	0.10	0.10	0.33	0.28	0.24	0.32
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
ZnO	0.33	0.13	0.21	0.14	0.05	0.08	0.05	0.47	0.02	0.07	0.48	0.04	0.51	0.08
PbO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.07
BaO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.03	0.05	0.02	0.06	0.00	0.00
SrO	0.00	0.04	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.03
CO ₂	48.72	49.73	49.35	49.44	49.33	49.18	49.74	48.07	49.50	49.29	48.21	49.82	49.39	48.51
<i>Número de íons na base de 60</i>														
Ca	0.950	0.938	0.974	0.943	0.935	0.943	0.936	0.969	0.955	0.957	0.977	0.928	0.935	0.963
Mg	0.904	0.882	0.868	0.867	0.872	0.850	0.882	0.918	0.939	0.941	0.892	0.888	0.900	0.909
Fe	0.043	0.034	0.030	0.047	0.055	0.065	0.035	0.041	0.003	0.006	0.042	0.035	0.029	0.040
Mn	0.007	0.006	0.003	0.008	0.009	0.009	0.007	0.005	0.002	0.003	0.008	0.007	0.006	0.008
Zn	0.007	0.003	0.005	0.003	0.001	0.002	0.001	0.011	0.000	0.002	0.011	0.001	0.011	0.002
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Sr	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
CaCO ₃	49.7	50.3	51.8	50.5	49.9	50.5	50.2	49.9	50.3	50.1	50.6	49.9	49.7	50.1
MgCO ₃	47.3	47.3	46.1	46.4	46.6	45.5	47.4	47.2	49.4	49.3	46.2	47.8	47.8	47.3
FeCO ₃	2.2	1.8	1.6	2.5	2.9	3.5	1.9	2.1	0.2	0.3	2.2	1.9	1.6	2.1
MnCO ₃	0.4	0.3	0.2	0.4	0.5	0.5	0.4	0.2	0.1	0.1	0.4	0.4	0.3	0.4
ZnCO ₃	0.4	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.5	0.0	0.1	0.6	0.0	0.6	0.1
PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
BaCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SrCO ₃	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

\pm

CARBONATOS

FAGUNDES

Dolomita anterior à deposição rítmica

A-73-15	Amostra	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42
	<i>Dol Min ral</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>
28.92	CaO	28.93	29.08	28.98
19.14	MgO	20.48	20.66	20.51
1.90	Fe ₂ O ₃	0.28	0.46	0.32
0.30	MnO	0.05	0.13	0.07
0.01	SiO ₂	0.02	0.00	0.00
0.24	ZnO	0.07	0.00	0.00
0.00	PbO	0.00	0.01	0.02
0.00	BaO	0.00	0.00	0.00
0.06	SrO	0.15	0.07	0.09
49.44	CO ₂	50.02	49.59	50.02
<i>Número de íons na base de 60</i>				
0.943	Ca	0.936	0.944	0.938
0.869	Mg	0.922	0.933	0.923
0.044	Fe	0.006	0.010	0.007
0.008	Mn	0.001	0.003	0.002
0.005	Zn	0.002	0.000	0.000
0.000	Pb	0.000	0.000	0.000
0.000	Si	0.001	0.000	0.000
0.000	Ba	0.000	0.000	0.000
0.001	Sr	0.003	0.001	0.002
50.5	CaCO ₃	50.1	49.9	50.1
46.5	MgCO ₃	49.3	49.3	49.3
2.3	FeCO ₃	0.3	0.6	0.4
0.4	MnCO ₃	0.1	0.2	0.1
0.3	ZnCO ₃	0.1	0.0	0.0
0.0	PbCO ₃	0.0	0.0	0.0
0.0	BaCO ₃	0.0	0.0	0.0
0.1	SrCO ₃	0.1	0.1	0.1

Dolomita com textura rítmica associada a sulfetos coloformes

FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49
<i>Dol</i>	<i>Zn-dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Zn-dol</i>	<i>Dol</i>	<i>Zn-dol</i>	<i>Zn-dol</i>	<i>Dol</i>
29.74	28.96	28.92	29.95	29.06	31.37	28.87	28.96	29.17
20.89	20.73	20.71	21.13	20.99	20.88	20.53	20.66	20.40
0.06	0.21	0.54	0.52	0.20	0.35	0.43	0.35	0.37
0.02	0.05	0.05	0.06	0.07	0.17	0.07	0.10	0.10
0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01
0.16	0.63	0.09	0.02	0.74	0.34	2.78	0.49	0.03
0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.07	0.02	0.04
0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.02
0.01	0.01	0.00	0.14	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
49.05	49.41	49.67	48.16	48.89	46.77	47.15	49.34	49.86
0.969	0.942	0.938	0.983	0.949	1.043	0.962	0.943	0.945
0.948	0.939	0.935	0.965	0.954	0.966	0.952	0.936	0.920
0.001	0.005	0.012	0.012	0.005	0.008	0.010	0.008	0.008
0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.005	0.002	0.003	0.003
0.004	0.014	0.002	0.001	0.017	0.008	0.064	0.011	0.001
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
50.4	49.6	49.7	50.0	49.3	51.4	48.3	49.6	50.4
49.3	49.4	49.5	49.1	49.5	47.6	47.8	49.2	49.0
0.1	0.3	0.7	0.6	0.2	0.4	0.5	0.4	0.5
0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
0.2	0.7	0.1	0.0	0.9	0.4	3.2	0.6	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

CARBONATOS

FAGUNDES

Dolomita euhédrica pós-deposição rítmica

Dolomita baroque 'open-space filling'

FG-43-49	Amostra	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42	FG-76-42
	Dol <i>Min ral</i>	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Zn-dol	Dol	Zn-dol	Zn-dol	Dol	Dol
29.27	CaO	28.88	28.90	29.01	28.88	29.10	29.11	29.24	29.33	29.52	29.53	29.38	29.50	29.27	
20.44	MgO	20.64	20.75	20.81	20.46	20.73	20.70	20.76	21.07	20.77	20.91	20.87	20.63	20.78	
0.31	Fe ₂ O ₃	0.29	0.27	0.09	0.35	0.31	0.31	0.27	0.39	0.06	0.05	0.16	0.04	0.09	
0.11	MnO	0.07	0.07	0.08	0.10	0.13	0.09	0.11	0.08	0.07	0.00	0.08	0.04	0.00	
0.00	SiO ₂	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
0.04	ZnO	0.36	0.63	0.32	0.44	0.44	0.25	0.78	0.29	0.05	0.39	0.75	0.12	0.11	
0.02	PbO	0.08	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.13	0.06	0.00	0.04	0.00	0.05	
0.06	BaO	0.02	0.00	0.00	0.06	0.06	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.12	0.00	
0.00	SrO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	
49.76	CO ₂	49.61	49.38	49.61	49.72	49.22	49.45	48.79	48.71	49.40	49.13	48.54	49.55	49.70	
<i>Número de íons na base de 60</i>															
0.949	Ca	0.938	0.940	0.942	0.937	0.948	0.946	0.957	0.959	0.960	0.962	0.963	0.958	0.949	
0.922	Mg	0.933	0.940	0.940	0.924	0.940	0.937	0.945	0.959	0.940	0.948	0.952	0.933	0.938	
0.007	Fe	0.007	0.006	0.002	0.008	0.007	0.007	0.006	0.009	0.001	0.001	0.004	0.001	0.002	
0.003	Mn	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	
0.001	Zn	0.008	0.014	0.007	0.010	0.010	0.006	0.018	0.007	0.001	0.009	0.017	0.003	0.002	
0.000	Pb	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.000	Si	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.001	Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	
0.000	Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	
50.4	CaCO ₃	49.7	49.4	49.7	49.8	49.7	49.8	49.6	49.5	50.4	50.1	49.6	50.5	50.2	
49.0	MgCO ₃	49.4	49.4	49.6	49.1	49.2	49.3	49.0	49.5	49.3	49.4	49.1	49.2	49.6	
0.4	FeCO ₃	0.4	0.3	0.1	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	
0.2	MnCO ₃	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	
0.0	ZnCO ₃	0.4	0.7	0.4	0.5	0.5	0.3	0.9	0.3	0.1	0.5	0.9	0.1	0.1	
0.0	PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
0.0	BaCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	
0.0	SrCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	

CARBONATOS

FAGUNDES

Dolomita baroque 'open-space filling'

Dolomita associada a zonas deformadas

FG-76-42 Amostra	FG-76-42	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-43-49	FG-5-43	FG-76-32	FG-43-49	FG-5-29	FG-5-29	FG-5-29	FG-5-29
Zn-dol Mineral	Dol	Zn-dol	Zn-dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol		Dol	Zn-dol	Dol	Dol
29.37 CaO	29.34	28.72	28.79	29.42	29.53	29.45	29.02	29.10	21.80		29.31	29.36	29.63	29.43
21.18 MgO	20.43	20.66	20.78	20.83	20.57	20.68	20.41	20.69	18.64		20.84	20.76	20.70	20.71
0.19 Fe ₂ O ₃	0.10	0.41	0.28	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.50		0.21	0.21	0.27	0.24
0.13 MnO	0.05	0.09	0.10	0.05	0.05	0.06	0.09	0.07	0.11		0.03	0.04	0.03	0.06
0.00 SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01		0.02	0.00	0.03	0.01
1.37 ZnO	0.09	0.84	1.20	0.14	0.07	0.02	0.03	0.00	19.64		0.20	0.45	0.06	0.08
0.02 PbO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.07		0.00	0.00	0.00	0.10
0.04 BaO	0.01	0.08	0.01	0.03	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00		0.00	0.05	0.00	0.01
0.01 SrO	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05		0.00	0.04	0.00	0.02
47.71 CO ₂	49.97	49.21	48.84	49.45	49.67	49.63	50.43	50.10	39.18		49.38	49.09	49.28	49.34
<i>Número de íons na base de 60</i>														
0.970 Ca	0.950	0.937	0.942	0.956	0.958	0.956	0.936	0.941	0.808		0.953	0.958	0.964	0.958
0.973 Mg	0.921	0.938	0.946	0.942	0.929	0.934	0.916	0.930	0.962		0.943	0.942	0.937	0.938
0.004 Fe	0.002	0.009	0.006	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.013		0.005	0.005	0.006	0.005
0.003 Mn	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003		0.001	0.001	0.001	0.002
0.031 Zn	0.002	0.019	0.027	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.502		0.004	0.010	0.001	0.002
0.000 Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		0.000	0.000	0.000	0.001
0.000 Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000		0.001	0.000	0.001	0.000
0.000 Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000		0.000	0.001	0.000	0.000
0.000 Sr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		0.000	0.001	0.000	0.000
48.9 CaCO ₃	50.6	49.1	48.9	50.2	50.7	50.5	50.4	50.2	35.3		50.0	49.9	50.5	50.3
49.1 MgCO ₃	49.1	49.2	49.2	49.5	49.1	49.3	49.4	49.7	42.0		49.5	49.2	49.1	49.2
0.2 FeCO ₃	0.1	0.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6		0.3	0.3	0.3	0.3
0.2 MnCO ₃	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		0.0	0.1	0.0	0.1
1.6 ZnCO ₃	0.1	1.0	1.4	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	21.9		0.2	0.5	0.1	0.1
0.0 PbCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0
0.0 BaCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0
0.0 SrCO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0

FG-76-32

Dol

29.51

21.00

0.10

0.05

0.02

0.10

0.00

0.01

0.00

49.21

0.960

0.951

0.002

0.001

0.002

0.000

0.000

0.000

0.000

50.1

49.6

0.1

0.1

0.1

0.0

0.0

0.0

ANEXO 02

Análises químicas de sulfetos (MSE)

AMBRÓSIA*Pirita*

Sample	Fe	Ni	Cu	S	Pb	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Mn	Ga	Tl	Se	Ge	Total
Am-73-15	47,127	0,000	0,018	52,018	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,006	0,011	0,005	0,000	0,000		99,249
Am-73-15	47,211	0,000	0,000	52,730	0,000	0,216	0,010	0,008	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000		100,189
Am-73-15	47,730	0,000	0,000	52,767	0,000	0,063	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,013	0,000	0,000		100,578
Am-73-15	46,936	0,008	0,030	53,403	0,065	0,032	0,014	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019		100,522
Am-73-15	47,137	0,000	0,000	52,064	0,000	0,005	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000	0,000		99,254
Am-73-15	47,728	0,000	0,000	52,623	0,000	0,000	0,003	0,015	0,034	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000		100,416
Am-73-15	47,901	0,000	0,005	52,970	0,000	0,062	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000		100,946
Am-73-15	47,406	0,000	0,000	52,396	0,000	0,095	0,012	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		99,918
Am-73-15	47,351	0,000	0,000	53,225	0,000	0,028	0,000	0,000	0,025	0,017	0,008	0,016	0,000	0,000	0,000	100,670
Am-73-15	46,644	0,000	0,003	52,200	1,172	0,033	0,011	0,000	0,003	0,000	0,004	0,013	0,000	0,000	0,013	100,096
Am-73-15	46,927	0,000	0,000	52,532	0,000	0,008	0,006	0,000	0,039	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	99,531
Am-69-10	47,228	0,000	0,000	52,460	0,000	0,023	0,016	0,000	0,028	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	99,771
Am-69-10	47,241	0,000	0,000	52,237	0,590	0,000	0,000	0,019	0,011	0,006	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	100,134
Am-69-10	47,305	0,000	0,000	51,891	0,203	0,000	0,000	0,000	0,000	0,067	0,000	0,027	0,000	0,000	0,000	99,493
Am-69-10	47,781	0,000	0,000	52,052	0,000	0,033	0,000	0,007	0,000	0,016	0,000	0,012	0,000	0,000	0,026	99,927
Am-69-10	47,640	0,000	0,012	52,547	0,000	0,013	0,003	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,226
Am-69-10	47,002	0,000	0,000	52,393	0,172	0,057	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000	99,685
Am-69-11	47,809	0,000	0,021	52,597	0,000	0,009	0,013	0,000	0,000	0,585	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	101,034
Am-69-11	47,565	0,000	0,019	53,027	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,618
Am-69-11	47,675	0,000	0,000	53,095	0,000	0,009	0,007	0,000	0,087	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	100,898
Am-69-11	47,978	0,000	0,000	52,889	0,000	0,015	0,007	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	100,900
Am-69-11	47,361	0,000	0,000	52,745	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	100,158
Am-69-11	47,500	0,006	0,000	53,287	0,000	0,000	0,011	0,000	0,116	0,007	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	100,942
Am-77-17	47,474	0,000	0,005	52,487	0,000	0,016	0,002	0,001	0,025	0,005	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	100,027
Am-77-17	46,865	0,000	0,014	52,589	0,235	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000	99,833
Am-77-17	47,302	0,000	0,000	52,939	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	100,258
Am-77-17	47,559	0,000	0,000	52,398	0,058	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,023	0,000	0,000	0,075	100,115
Am-77-17	47,185	0,000	0,014	52,719	0,000	0,150	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,463	100,538

AMBRÓSIA

Amostra	Fe	Ni	Cu	S	Pb	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Mn	Ga	Tl	Se	Ge	Total
Am-73-15	0,007	0,000	0,000	12,649	85,866	0,090	0,065	0,000	0,009	0,000	0,006	0,315	0,000	0,000		99,01
Am-73-15	0,000	0,000	0,000	12,843	86,284	0,332	0,045	0,000	0,000	0,000	0,014	0,317	0,000	0,000		99,84
Am-73-15	0,000	0,000	0,009	12,758	85,789	0,609	0,050	0,000	0,069	0,000	0,011	0,370	0,000	0,000		99,67
Am-73-15	0,019	0,009	0,000	12,949	86,518	0,473	0,066	0,000	0,000	0,000	0,006	0,304	0,000	0,000		100,34
Am-69-11	0,000	0,000	0,020	12,937	87,328	0,000	0,051	0,000	0,000	0,000	0,000	0,377	0,000	0,000	0,869	101,58
Am-69-11	0,000	0,000	0,000	12,916	87,372	0,387	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,372	0,000	0,000	0,802	101,86
Am-69-11	0,000	0,000	0,000	13,031	86,801	0,000	0,046	0,000	0,000	0,000	0,000	0,381	0,000	0,000	0,653	100,91
Am-69-11	0,000	0,000	0,000	13,044	87,865	0,026	0,029	0,000	0,012	0,000	0,000	0,301	0,000	0,000	0,717	101,99
Am-69-11	0,000	0,000	0,000	12,938	87,107	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,310	0,000	0,000	0,441	100,82
Am-69-11	0,015	0,000	0,000	12,737	86,592	0,009	0,018	0,000	0,072	0,000	0,000	0,332	0,000	0,000	0,709	100,48
Am-69-11	0,000	0,000	0,028	12,749	87,580	0,000	0,062	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,000	0,566	101,29
Am-69-11	0,000	0,000	0,000	12,910	86,815	0,000	0,033	0,000	0,006	0,000	0,000	0,333	0,000	0,000	0,847	100,94

FAGUNDES

Fg-43-49	0,000	0,000	0,004	13,036	86,741	0,000	0,035	0,000	0,057	0,000	0,002		0,000	0,002		99,88
Fg-43-49	0,000	0,000	0,021	13,118	86,979	0,010	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		100,20
Fg-43-49	0,000	0,000	0,000	13,168	86,789	0,000	0,023	0,000	0,018	0,000	0,000		0,000	0,000		100,00
Fg-43-49	0,000	0,000	0,021	13,118	86,979	0,010	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		100,20
Fg-43-49	0,000	0,000	0,000	12,917	86,322	0,049	0,068	0,000	0,000	0,000	0,008	0,383	0,000	0,010		99,76
Fg-43-49	0,000	0,009	0,000	12,654	86,480	0,000	0,002	0,000	0,033	0,000	0,000	0,343	0,000	0,000		99,52
Fg-43-49	0,000	0,002	0,000	12,738	87,156	0,108	0,047	0,000	0,012	0,000	0,000	0,385	0,000	0,031		100,48
Fg-43-49	0,000	0,000	0,000	12,917	86,322	0,049	0,068	0,000	0,000	0,000	0,008	0,383	0,000	0,010		99,76
Fg-43-49	0,000	0,000	0,010	12,844	86,562	0,211	0,033	0,000	0,039	0,000	0,000	0,327	0,000	0,000		100,03
Fg-43-49	0,000	0,000	0,000	12,762	86,562	0,030	0,050	0,000	0,081	0,000	0,000	0,465	0,000	0,000		99,95
Fg-5-29	0,010	0,000	0,000	12,688	86,571	0,679	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,323	0,000	0,000		100,27
Fg-5-29	0,000	0,000	0,002	12,806	86,506	0,333	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,367	0,000	0,000		100,04
Fg-5-29	0,000	0,000	0,019	12,625	86,635	0,028	0,050	0,004	0,000	0,000	0,004	0,274	0,000	0,000		99,64
Fg-5-29	0,000	0,000	0,000	12,685	87,397	0,000	0,048	0,000	0,000	0,000	0,008	0,350	0,000	0,000		100,49
Fg-5-29	0,000	0,000	0,004	12,689	87,401	0,000	0,048	0,000	0,036	0,000	0,008	0,350	0,000	0,000		100,54
Fg-5-29	0,016	0,000	0,019	12,861	86,351	0,336	0,029	0,000	0,000	0,000	0,008	0,373	0,000	0,000		99,99
Fg-76-42A	0,000	0,000	0,000	12,884	86,096	0,010	0,020	0,000	0,000	0,000	0,001	0,340	0,000	0,000	0,392	99,74
Fg-76-42A	0,000	0,000	0,000	12,662	87,768	0,000	0,027	0,001	0,000	0,000	0,005	0,343	0,000	0,000	0,446	101,25
Fg-76-42A	0,000	0,000	0,000	12,897	86,295	0,000	0,064	0,000	0,021	0,000	0,000	0,332	0,000	0,000	0,408	100,02
Fg-76-42A	0,000	0,012	0,000	12,731	86,429	0,019	0,043	0,000	0,060	0,000	0,000	0,333	0,000	0,000	0,486	100,11
Fg-76-42A	0,000	0,000	0,007	12,699	86,794	0,009	0,031	0,000	0,006	0,000	0,000	0,294	0,000	0,000	0,469	100,31
Fg-76-80	0,000	0,000	0,000	12,689	87,239	0,087	0,032	0,000	0,003	0,000	0,000	0,335	0,000	0,000	0,484	100,87
Fg-76-80	0,000	0,000	0,000	12,625	86,237	0,000	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,311	0,000	0,000	0,518	99,74
Fg-76-80	0,007	0,000	0,000	12,611	85,654	0,056	0,086	0,000	0,048	0,000	0,000	0,311	0,000	0,000	0,537	99,31
Fg-76-80	0,000	0,000	0,002	12,777	85,408	0,019	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,365	0,000	0,000	0,540	99,14
Fg-76-80	0,052	0,000	0,000	12,745	85,312	0,218	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,340	0,000	0,000	0,570	99,27
Fg-76-80	0,000	0,000	0,000	12,678	86,428	0,000	0,038	0,000	0,081	0,000	0,000	0,344	0,000	0,000	0,400	99,97
Fg-76-80	0,000	0,000	0,000	12,665	85,889	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,335	0,000	0,000	0,538	99,46
Fg-76-80	0,000	0,000	0,013	12,829	86,604	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,345	0,000	0,000	0,643	100,48
Fg-76-80	0,000	0,000	0,001	12,716	85,818	0,016	0,064	0,000	0,012	0,000	0,000	0,375	0,000	0,000	0,501	99,50
Fg-76-80	0,000	0,000	0,000	12,699	86,413	0,012	0,040	0,000	0,024	0,000	0,000	0,337	0,000	0,000	0,525	100,05

AMBRÓSIA

Amostra	Fe	Cu	S	Pb	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Mn	Ga	Se	Ge	Total
Am-69-08	0,206	0,000	32,048	0,079	66,949	0,028	0,002	0,000	0,004	0,015	0,000	0,023		99,35
Am-69-08	0,652	0,000	32,426	0,000	66,615	0,148	0,004	0,000	0,022	0,010	0,000	0,000		99,88
Am-69-08	0,616	0,023	31,999	0,000	66,446	0,141	0,001	0,049	0,012	0,000	0,000	0,010		99,30
Am-69-08	0,704	0,028	32,197	0,000	66,745	0,105	0,007	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000		99,79
Am-69-08	0,228	0,000	32,364	0,174	66,033	0,019	0,000	0,000	0,006	0,008	0,000	0,004		98,84
Am-69-08	0,429	0,024	32,047	0,000	66,698	0,027	0,000	0,000	0,006	0,012	0,000	0,000		99,24
Am-69-08	0,262	0,001	32,603	0,000	67,353	0,044	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000		100,27
Am-69-08	0,361	0,000	32,282	0,000	66,455	0,024	0,031	0,011	0,014	0,011	0,000	0,000		99,19
Am-69-08	0,368	0,000	32,251	0,000	67,302	0,043	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000		99,97
Am-69-08	0,344	0,021	32,073	0,000	66,670	0,044	0,000	0,000	0,011	0,004	0,000	0,000		99,17
Am-69-08	0,481	0,003	32,396	0,000	66,378	0,014	0,005	0,014	0,000	0,015	0,000	0,000		99,31
Am-69-08	0,435	0,000	32,219	0,000	66,673	0,013	0,000	0,008	0,001	0,008	0,000	0,000		99,36
Am-69-08	0,342	0,012	32,193	0,000	66,937	0,019	0,000	0,047	0,002	0,002	0,000	0,012		99,57
Am-69-08	0,419	0,000	32,195	0,000	66,151	0,008	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000		98,79
Am-69-08	0,540	0,000	32,519	0,000	66,630	0,035	0,001	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000		99,75
Am-69-08	0,823	0,000	32,329	0,000	66,471	0,019	0,000	0,041	0,000	0,000	0,000	0,007		99,69
Am-69-08	0,899	0,009	32,112	0,000	66,853	0,059	0,000	0,000	0,022	0,011	0,000	0,000		99,97
Am-69-08	0,947	0,020	32,348	0,000	66,785	0,023	0,000	0,038	0,005	0,001	0,000	0,000		100,17
Am-73-15	0,530	0,000	32,287	0,000	66,900	0,141	0,006	0,022	0,000	0,003	0,000	0,000		99,89
Am-73-15	0,920	0,000	32,796	0,000	65,840	0,177	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000		99,74
Am-73-15	0,945	0,000	32,093	0,000	66,630	0,116	0,012	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000		99,80
Am-73-15	1,553	0,000	32,535	0,000	64,726	0,322	0,000	0,000	0,032	0,015	0,000	0,000		99,18
Am-73-15	1,603	0,008	32,356	0,000	65,374	0,295	0,005	0,000	0,006	0,010	0,000	0,000		99,66
Am-73-15	2,539	0,036	32,574	0,000	64,274	0,410	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000		99,84
Am-73-15	0,952	0,000	32,111	0,000	65,700	0,174	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,009	98,96
Am-73-15	0,843	0,000	32,579	0,000	66,079	0,127	0,000	0,000	0,024	0,004	0,000	0,000	0,033	99,69
Am-73-15	0,995	0,000	32,111	0,000	65,700	0,174	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,009	99,00
Am-73-15	0,952	0,000	32,111	0,000	65,700	0,174	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,009	98,96
Am-69-10	1,575	0,000	32,319	0,000	65,594	0,065	0,000	0,047	0,004	0,000	0,000	0,000	0,054	99,66
Am-69-11	1,200	0,031	33,127	0,000	64,565	0,335	0,005	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	99,28
Am-69-11	1,090	0,013	32,828	0,000	66,139	0,309	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	100,39
Am-69-11	0,934	0,000	32,820	0,000	65,674	0,225	0,000	0,044	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	99,72
Am-69-11	0,816	0,017	32,560	0,000	65,734	0,249	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,111	99,51
Am-77-17	0,593	0,005	32,679	0,000	66,320	0,093	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,092	99,80
Am-77-17	0,351	0,000	32,394	0,000	65,582	0,074	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	98,41
Am-77-17	0,458	0,007	32,618	0,000	65,567	0,072	0,010	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	98,74
Am-77-17	0,477	0,009	32,351	0,000	65,647	0,073	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	98,57
Am-77-17	0,978	0,000	32,807	0,000	65,347	0,163	0,000	0,083	0,000	0,000	0,014	0,000	0,138	99,53
Am-77-17	0,559	0,016	32,326	0,000	66,001	0,079	0,000	0,000	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	98,99

FAGUNDES

Sample	Fe	Ni	Cu	S	Pb	Bi	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Au	Pd	Mn	Ga	Tl	Se	Ge	Total
Fg-76-42A	0,725	0,000	0,000	32,294	0,000	0,000	66,069	0,269	0,000	0,022	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,068	99,459
Fg-76-42A	0,197	0,000	0,000	32,420	0,000	0,000	66,720	0,564	0,012	0,063	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057	100,035
Fg-76-42A	0,124	0,000	0,033	32,513	0,000	0,000	66,470	0,751	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,891
Fg-76-42A	0,157	0,000	0,000	32,203	0,000	0,000	66,589	0,602	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,554
Fg-76-80	0,570	0,000	0,000	32,346	0,048	0,000	66,374	0,415	0,015	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,775
Fg-76-80	0,830	0,000	0,014	32,483	0,000	0,000	65,903	0,324	0,028	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,595
Fg-76-80	0,617	0,000	0,000	32,465	0,000	0,000	66,211	0,393	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	99,700
Fg-76-80	0,608	0,000	0,004	32,211	0,000	0,000	65,935	0,397	0,039	0,091	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,304
Fg-76-80	0,613	0,000	0,000	32,232	0,020	0,000	65,592	0,359	0,003	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	98,845
Fg-76-80	0,415	0,000	0,015	32,117	0,000	0,000	66,229	0,256	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,081
Fg-76-80	0,538	0,000	0,000	32,363	0,000	0,000	65,900	0,446	0,015	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,123	99,390
Fg-76-80	0,581	0,000	0,000	32,394	0,000	0,000	65,493	0,389	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	98,888
Fg-76-80	0,189	0,000	0,000	32,006	0,000	0,000	66,415	0,496	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,110
Fg-5-43b	0,611	0,000	0,008	32,819	0,000	0,000	66,862	0,383	0,000	0,005	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,696
Fg-5-43b	0,332	0,000	0,028	32,746	0,000	0,000	67,037	0,314	0,019	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	100,505
Fg-5-43b	0,373	0,000	0,040	32,509	0,000	0,000	66,594	0,303	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,079	99,901
Fg-5-43b	0,449	0,000	0,082	32,567	0,000	0,000	66,645	0,277	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,220	100,256
Fg-5-43b	0,463	0,000	0,031	32,861	0,000	0,000	66,535	0,273	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,159	100,332
Fg-5-43b	0,604	0,000	0,034	32,880	0,000	0,000	67,088	0,249	0,012	0,000	0,025	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,095	100,997
Fg-5-43b	0,678	0,000	0,000	32,771	0,000	0,000	66,603	0,255	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	100,323
Fg-5-43b	0,442	0,000	0,000	32,612	0,000	0,000	66,671	0,393	0,000	0,049	0,012	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	100,186
Fg-43-50	0,432	0,000	0,000	32,408	0,000	0,000	66,606	0,221	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,670
Fg-43-50	0,138	0,000	0,000	32,480	0,000	0,000	66,212	0,192	0,000	0,082	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,096	99,212
Fg-43-50	0,339	0,000	0,000	32,255	0,000	0,000	66,412	0,196	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,112	99,328
Fg-43-50	0,214	0,000	0,009	32,573	0,000	0,000	66,159	0,220	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,086	99,273
Fg-43-50	0,146	0,000	0,000	32,298	0,000	0,000	66,219	0,274	0,000	0,038	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,180	99,185
Fg-43-50	0,433	0,000	0,009	32,044	0,000	0,000	65,971	0,184	0,000	0,060	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,096	98,798
Fg-43-50	0,572	0,000	0,000	32,658	0,000	0,000	65,989	0,210	0,029	0,033	0,022	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	99,519
Fg-43-50	0,585	0,000	0,013	32,226	0,000	0,000	65,919	0,194	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,028	98,989
Fg-43-50	0,212	0,000	0,055	32,502	0,000	0,000	66,800	0,184	0,014	0,044	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,239	100,050
Fg-43-50	0,432	0,000	0,007	33,409	0,000	0,000	66,665	0,192	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,173	100,883
Fg-43-50	0,459	0,000	0,019	32,654	0,000	0,000	66,641	0,186	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,970
Fg-43-50	0,245	0,000	0,007	32,427	0,000	0,000	66,985	0,193	0,014	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,896
Fg-43-50	0,259	0,000	0,038	32,710	0,000	0,000	67,592	0,176	0,000	0,049	0,007	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	100,842
Fg-43-50	0,604	0,000	0,016	32,710	0,000	0,000	66,163	0,204	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,053	99,780
Fg-43-50	0,462	0,000	0,000	32,511	0,000	0,000	66,737	0,204	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	99,965

FAGUNDES

Sample	Fe	Ni	Cu	S	Pb	Bi	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Au	Pd	Mn	Ga	Tl	Se	Ge	Total
Fg-43-49	46,596	0,000	0,038	52,758	1,964	0,000	0,022	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000	0,000	0,003		0,000	0,018		101,433
Fg-43-49	46,848	0,000	0,008	53,557	0,070	0,000	0,024	0,000	0,000	0,062	0,000	0,000	0,000	0,629		0,000	0,000		101,198
Fg-43-49	47,123	0,000	0,017	53,147	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,482		0,000	0,015		100,788
Fg-43-49	46,936	0,008	0,030	53,403	0,065	0,000	0,032	0,014	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,571		0,000	0,019		101,093
Fg-43-49	45,383	0,019	0,028	51,006	2,991	0,000	0,023	0,000	0,000	0,008	0,047	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		99,505
Fg-43-49	46,545	0,015	0,000	52,071	1,385	0,000	0,026	0,000	0,020	0,000	0,012	0,000	0,000	0,002		0,000	0,000		100,076
Fg-43-49	46,441	0,024	0,028	52,027	1,420	0,000	0,047	0,000	0,037	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		100,063
Fg-43-49	46,936	0,008	0,030	53,403	0,065	0,000	0,032	0,014	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,571		0,000	0,019		101,093
Fg-43-49	47,440	0,011	0,000	52,664	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,012		100,179
Fg-5-29	47,069	0,000	0,012	52,855	0,163	0,000	0,055	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		100,168
Fg-43-49	46,848	0,000	0,008	53,557	0,070	0,000	0,024	0,000	0,000	0,062	0,000	0,000	0,000	0,629		0,000	0,000		101,198
Fg-43-49	47,123	0,000	0,017	53,147	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,482		0,000	0,015		100,788
Fg-43-49	46,936	0,008	0,030	53,403	0,065	0,000	0,032	0,014	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,571		0,000	0,019		101,093
Fg-43-49	45,383	0,019	0,028	51,006	2,991	0,000	0,023	0,000	0,000	0,008	0,047	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		99,505
Fg-43-49	46,545	0,015	0,000	52,071	1,385	0,000	0,026	0,000	0,020	0,000	0,012	0,000	0,000	0,002		0,000	0,000		100,076
Fg-43-49	46,441	0,024	0,028	52,027	1,420	0,000	0,047	0,000	0,037	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000		100,063
Fg-43-49	46,936	0,008	0,030	53,403	0,065	0,000	0,032	0,014	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,571		0,000	0,019		101,093
Fg-43-49	47,440	0,011	0,000	52,664	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,012		100,179
Fg-76-42A	47,007	0,000	0,043	52,099	0,223	0,000	0,003	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,058	0,010	0,000	0,000	0,000	99,454
Fg-76-42A	48,179	0,000	0,000	52,540	0,000	0,000	0,032	0,004	0,009	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,036	100,853
Fg-76-42A	47,589	0,000	0,000	52,534	0,000	0,000	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,091	0,000	0,000	0,000	0,000	100,262
Fg-76-42A	47,578	0,000	0,006	52,777	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	100,376
Fg-76-42A	47,354	0,000	0,041	53,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,437
Fg-76-42A	46,701	0,000	0,000	51,911	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,359	0,000	0,000	0,025	0,014	0,000	0,000	0,000	99,020
Fg-76-42A	47,421	0,000	0,015	53,130	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,025	0,005	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	100,603
Fg-76-42A	46,578	0,000	0,000	52,031	0,000	0,000	0,005	0,015	0,000	0,051	0,236	0,000	0,000	0,018	0,004	0,000	0,000	0,000	98,938
Fg-76-42A	46,769	0,002	0,000	51,934	1,503	0,000	0,016	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,005	0,000	0,000	0,015	100,296
Fg-76-42A	45,509	0,000	0,007	50,737	3,548	0,000	0,213	0,000	0,078	0,042	0,032	0,000	0,000	0,069	0,004	0,000	0,000	0,000	100,239
Fg-76-80	47,224	0,000	0,004	52,463	0,000	0,000	0,065	0,000	0,000	0,011	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	99,773
Fg-76-80	47,186	0,000	0,000	51,768	0,743	0,000	0,429	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	100,187
Fg-5-43b	47,866	0,000	0,006	52,397	0,000	0,000	0,089	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	100,374

FAGUNDES

Sample	Fe	Ni	Cu	S	Pb	Bi	Zn	Cd	Sb	Ag	As	Au	Pd	Mn	Ga	Tl	Se	Ge	Total
Fg-5-43b	47,116	0,000	0,024	52,556	0,000	0,000	0,859	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	100,570
Fg-5-43b	47,153	0,000	0,029	52,769	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,013	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	99,993
Fg-5-43b	47,561	0,000	0,009	52,481	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,008	0,007	0,000	0,000	0,000	100,073
Fg-43-50	46,633	0,000	0,000	51,748	1,339	0,000	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,051	0,003	0,000	0,000	0,000	99,802
Fg-43-50	47,775	0,000	0,007	53,056	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000	100,890
Fg-43-50	47,819	0,000	0,019	52,597	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,485
Fg-43-50	48,167	0,000	0,009	52,185	0,000	0,000	0,000	0,008	0,001	0,048	0,000	0,000	0,000	0,009	0,055	0,000	0,000	0,000	100,482
Fg-43-50	46,796	0,000	0,023	51,840	0,595	0,000	0,591	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,028	0,000	0,000	0,000	99,884
Fg-43-50	47,380	0,000	0,029	52,108	0,103	0,000	0,128	0,005	0,000	0,042	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	99,810
Fg-43-50	47,514	0,000	0,000	52,527	0,000	0,000	0,290	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	100,365
Fg-43-50	47,121	0,000	0,001	51,589	0,248	0,000	0,021	0,001	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	99,010
Fg-43-50	47,613	0,000	0,009	53,209	0,000	0,000	0,249	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,014	0,000	0,000	0,000	101,097

ANEXO 03

Análises químicas de rocha total

Anexo 3 - Litoquímica

Sample ID		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
		%	%	%	%	%	%	%	%	%
AMBRÓSIA										
AM-77-03	Dol. Inalterado (FPS)	9,03	1,23	0,41	0,036	19,71	27,64	0,03	0,69	0,029
AM-73-05	Dol. Inalterado (FPS)	7,57	1,22	0,64	0,038	19,42	28,05	0,02	0,60	0,033
AM-69-03	Dol. Alt. Hidrot.	4,30	0,57	2,31	0,158	19,99	28,83	0,01	0,04	0,015
AM-15-15	Dol. Intens. Silicificado	72,45	0,35	1,14	0,025	5,43	8,27	0,04	0,07	0,008
AM-114-15	Mineralização	2,48	0,85	7,20	0,132	11,65	17,05	0,03	0,20	0,025
FAGUNDES										
FG-76-15	Dol. Inalterado (FPS)	6,26	1,89	0,87	0,067	19,68	28,01	0,03	0,69	0,087
FG-43-82	Dol. Inalterado (FPS)	4,15	0,98	1,26	0,180	20,18	29,37	0,04	0,32	0,036
FG-5-12B	Dol. Alt. Hidrot.	21,13	0,18	0,26	0,038	17,69	24,76	0,03	0,04	0,004
FG-5-51	Dol. Intens. Silicificado	26,76	0,34	0,75	0,038	15,74	22,28	-0,01	0,16	0,004
FG-43-42	Mineralização	6,28	0,06	15,82	0,053	13,38	18,53	0,00	0,040	0,00
FG-79-23	Mineralização	0,81	0,06	13,13	0,023	10,41	14,31	0,01	0,060	0,00
VAZANTE										
F-551-G	Dolomito (FPI)	10,90	1,91	0,74	0,04	18,56	26,21	0,02	1,14	0,07
F-551-K	Dolomito (FPI)	2,04	0,49	0,42	0,05	21,23	30,29	0,02	0,23	0,01
F-551-M	Dolomito (FPI)	5,97	1,39	0,74	0,05	20,10	28,32	0,02	0,68	0,04
F-551-14	Dolomito (FPI)	5,15	1,15	1,05	0,09	20,17	28,63	0,10	0,66	0,06
F-551-E	Ardósia (FPI)	54,42	16,89	8,60	0,01	3,56	1,44	0,06	7,74	0,70
F-543-36	Dolomito (FMPS)	1,22	0,28	0,36	0,02	21,62	30,18	0,02	0,11	0,01
F-543-18	Metamarga (FMPS)	4,75	3,06	5,45	0,12	18,95	24,05	0,01	0,05	0,14
F-568-7	Folhelho (FMPS)	26,11	9,00	6,00	0,05	12,03	22,07	0,02	0,92	0,43
<i>Zona da Falha de Vazante - Dolomitos e ardósias recristalizados, brechados e alterados hidrotermalmente</i>										
F-364-11	Dolomito milonit. (FPI)	9,28	0,15	0,27	0,03	19,80	27,89	0,02	0,07	0,00
F-551-I-27	Dolomito recrist. (FPI)	6,73	0,55	1,39	0,10	19,75	28,46	0,01	0,14	0,02
VZ-43	Dolomito recrist. (FPI)	1,18	0,44	2,19	0,13	19,65	28,52	0,00	0,00	0,01
F-568-4	Dolomito alt. (FPI)	0,98	0,28	1,91	0,17	20,76	27,91	0,00	0,03	0,00
F-466-3	Dolomito "bleached"	4,38	1,12	1,08	0,06	23,28	32,93	0,02	0,02	0,05
F-551-I-17	Ardósia (FPI)	58,29	13,01	5,55	0,03	6,00	3,26	0,03	4,06	0,63
F-04-2	Dolomito alt. (FMPS)	0,60	0,31	0,55	0,03	21,92	30,42	0,02	0,05	0,01
F-08-2	Dolomito alt. (FMPS)	0,18	0,12	0,51	0,04	21,57	30,55	0,04	0,03	0,01
F-568-4	Dolomito alt. (FMPS)	0,98	0,28	1,91	0,17	20,76	27,91	0,00	0,03	0,00
F-466-5	Metabásica	45,72	14,87	13,26	0,21	7,92	5,40	3,31	2,69	2,36
VZ-32C	Metabásica milonit.	43,34	14,25	8,80	0,10	15,15	2,98	2,48	1,18	2,45
<i>Mineralização sulfetada</i>										
VZ-28A		1,68	0,02	1,09	0,01	0,63	1,11	0,00	0,05	0,01
VZ-30		4,66	0,03	0,73	0,00	0,09	0,06	0,00	0,02	0,01
VZ-29g		6,97	0,02	0,83	0,02	1,47	2,26	0,00	0,02	0,01
<i>Mineralização willemítica</i>										
F-551-I-24	minério carijó	5,95	0,03	37,79	0,06	10,42	15,95	0,00	0,01	0,01
VZ-28B	c/ barita, smiths	7,68	0,04	7,84	0,05	8,61	14,77	0,00	0,00	0,01
VZ-80	c/ hematita	15,76	0,31	23,67	0,04	3,43	5,09	0,01	0,02	0,01
VZ-82	c/ hematita	17,76	0,12	34,30	0,01	1,12	1,78	0,02	0,02	0,01

Anexo 3 - Litoquímica

Sample ID	P2O5 %	S %	C %	CO2 %	LOI %	Ca/Mg	Ba ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	V ppm
AMBRÓSIA											
AM-77-03	0,03	0,059	11,70	42,90	41,52	1,40	106	56	2	24	-5
AM-73-05	0,35	0,064	11,30	41,40	41,90	1,44	69	75	2	28	6
AM-69-03	0,13	0,933	11,80	43,30	41,84	1,44	56	186	2	5	12
AM-15-15	0,10	0,656	3,40	12,50	12,51	1,52	45	80	-1	4	11
AM-114-15	0,01	13,00	8,30	30,40	12,09	1,46	86	158	0,9	11	19
FAGUNDES											
FG-76-15	0,05	0,577	11,60	42,50	41,84	1,42	148	76	4	29	9
FG-43-82	0,11	0,153	11,70	42,90	43,66	1,46	31	39	5	15	13
FG-5-12B	0,04	0,057	9,60	35,20	36,26	1,40	21	120	3	9	6
FG-5-51	0,13	0,469	8,75	32,10	32,66	1,42	143	62	13	3	6
FG-43-42	0,215	15,10	8,70	31,90	16,68	1,38	7	33,5	5,2	46	10
FG-79-23	-0,010	20,10	7,10	25,80	14,46	1,37	12	35	1,8	2	24
VAZANTE											
F-551-G	0,03	0,03	11,50	29,00	35,08	1,41	80,0	44,0	3,0	28,0	11,0
F-551-K	0,04	0,02	13,7	18,40	38,73	1,43	16,0	48,0	1,0	5,0	5,0
F-551-M	0,06	0,03	12,5	23,60	39,13	1,41	95,0	47,0	3,0	8,0	6,0
F-551-14	0,03	0,05	12,6	15,60	42,84	1,42	66,0	67,0	5,0	14,0	7,0
F-551-E	0,11	0,00	0,6	2,01	5,50	0,40	359,0	20,0	28,0	120,0	79,0
F-543-36	0,04	0,01	10,6	22,00	45,67	1,40	19,0	76,0	0,0	5,0	0,0
F-543-18	0,11	0,01	10,6	18,70	37,72	1,27	16,0	48,0	5,0	35,0	34,0
F-568-7	0,04	2,98	5,4	17,10	18,57	1,83	145,0	75,0	15,0	89,0	48,0
<i>Zona da Falha de Vazante - Dolomitos e ardósias recristalizados, brechados e alterados hidrotermalmente</i>											
F-364-11	0,01	0,02	12,3	16,20	38,68	1,41	19,0	39,0	0,0	3,0	0,0
F-551-I-27	0,04	0,00	0,0	19,10	42,67	1,44	356,0	106,0	2,0	7,0	53,0
VZ-43	0,39	0,13	12,4	22,20	43,57	1,45	10,0	49,0	4,0	8,0	49,0
F-568-4	0,03	0,00	0,0	34,10	44,04	1,34	367,0	36,0	5,0	3,0	23,0
F-466-3	0,03	0,00	0,0	18,50	37,09	1,41	5,0	75,0	1,0	13,0	0,0
F-551-I-17	0,08	0,02	1,3	4,70	8,81	0,54	530,0	22,0	24,0	258,0	58,0
F-04-2	0,03	0,00	13,1	23,40	44,49	1,39	13,0	80,0	1,0	4,0	22,0
F-08-2	0,02	0,00	13,4	19,80	45,98	1,42	23,0	51,0	1,0	5,0	17,0
F-568-4	0,03	0,00	0,0	34,10	44,04	1,34	367,0	36,0	5,0	3,0	23,0
F-466-5	0,27	0,00	0,0	0,19	3,91	0,68	465,0	266,0	32,0	150,0	295,0
VZ-32C	0,28	0,00	0,0	1,63	9,85	0,20	146,0	72,0	30,0	147,0	262,0
<i>Mineralização sulfetada</i>											
VZ-28A	0,00	21,70	0,6	2,31	15,54	1,76	1645,0	13,0	0,0	0,0	6,0
VZ-30	0,00	8,58	0,2	0,54	13,89	0,67	156,0	2,0	0,0	0,0	0,0
VZ-29g	0,00	7,35	1,2	4,37	7,75	1,54	1108,0	7,0	0,0	0,0	8,0
<i>Mineralização willemítica</i>											
F-551-I-24	0,18	0,01	7,0	14,90	24,58	1,53	6,0	26,0	2,0	8,0	87,0
VZ-28B	0,01	0,03	7,5	17,40	23,81	1,72	5,0	28,0	0,0	1,0	22,0
VZ-80	0,07	0,04	2,2	6,84	7,81	1,48	39,0	19,0	2,0	6,0	207,0
VZ-82	0,04	0,05	0,5	1,60	2,32	1,59	13,0	6,0	0,0	8,0	192,0

Anexo 3 - Litoquímica

Sample ID	U ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ag ppm	Ni ppm	Cd ppm	Co ppm	Cr ppm	Be ppm	Bi ppm	W ppm
AMBRÓSIA												
AM-77-03	-0,5	-1	5	-1	-0,3	-1	-0,3	5	2	-1	-2	23
AM-73-05	1,3	-1	4	4	-0,3	-1	-0,3	6	5	-1	-2	30
AM-69-03	1,4	1	52	4124	-0,3	8	16,6	4	3	-1	-2	13
AM-15-15	1,1	-1	6	1	-0,3	2	-0,3	32	-1	-1	-2	275
AM-114-15	0,8	9,4	3570	149000	3,82	6,9	474	8	-5	0,1	0,18	45
FAGUNDES												
FG-76-15	1,3	-1	7	17	-0,3	2	-0,3	3	8	-1	-2	8
FG-43-82	2,1	-1	6	-1	0,5	-1	-0,3	2	10	-1	-2	6
FG-5-12B	1	-1	6	72	-0,3	-1	-0,3	3	3	-1	-2	17
FG-5-51	1	-1	10	-1	-0,3	3	-0,3	14	3	-1	-2	99
FG-43-42	1,2	23,7	1350	14200	0,18	7,4	55,0	18	-5	0,1	0,11	110
FG-79-23	0,4	92,1	889	170000	1,59	42,8	720	20	-5	-0,1	0,16	62
VAZANTE												
F-551-G	0,0	7,0	7,0	24,0	0,8	3,0	0,5	6,0	12,0	0,0	0,0	21,0
F-551-K	0,0	7,0	9,0	64,0	0,5	4,0	0,7	5,0	4,0	0,0	0,0	15,0
F-551-M	0,0	8,0	0,0	12,0	0,5	4,0	0,0	6,0	8,0	0,0	0,0	18,0
F-551-14	0,0	5,0	0,0	38,0	0,4	8,0	0,7	9,0	8,0	0,0	0,0	20,0
F-551-E	0,0	10,0	13,0	115,0	0,7	31,0	0,0	20,0	84,0	3,0	0,0	20,0
F-543-36	0,0	3,0	24,0	64,0	0,8	2,0	0,9	2,0	6,0	0,0	0,0	9,0
F-543-18	1,3	9,0	3063	18920	0,4	71,0	148,3	165,0	17,0	0,0	0,0	4,0
F-568-7	3,2	14,0	49,0	52,0	0,6	23,0	1,6	13,0	53,0	0,0	0,0	17,0
<i>Zona da Falha de Vazante - Dolomitos e ardósias recristalizados, brechados e alterados hidrotermalmente</i>												
F-364-11	0,0	7,0	145,0	474,0	0,7	6,0	5,5	7,0	4,0	0,0	0,0	63,0
F-551-I-27	0,7	3,0	181,0	2510	0,0	5,0	11,1	22,0	6,0	0,0	0,0	21,0
VZ-43	0,9	32,0	2795	11046	0,0	19,0	220,1	93,0	17,0	0,0	0,0	7,0
F-568-4	0,7	3,0	239,0	8295	0,0	20,0	284,2	58,0	5,0	0,0	0,0	8,0
F-466-3	0,0	18,0	21,0	190,0	1,3	4,0	0,5	4,0	11,0	0,0	0,0	0,0
F-551-I-17	0,0	13,0	514,0	1102	0,7	26,0	0,8	17,0	67,0	2,0	0,0	39,0
F-04-2	0,0	5,0	541,0	2702	1,0	5,0	41,1	129,0	8,0	0,0	0,0	0,0
F-08-2	0,0	10,0	1237	2625	0,4	6,0	59,7	26,0	4,0	0,0	0,0	17,0
F-568-4	0,7	3,0	239,0	8295	0,0	20,0	284,2	58,0	5,0	0,0	0,0	8,0
F-466-5	0,0	44,0	122,0	172,0	0,4	50,0	1,3	50,0	80,0	2,0	0,0	13,1
VZ-32C	0,0	9,0	473,0	846,0	0,4	41,0	5,0	55,0	81,0	1,0	0,0	13,0
<i>Mineralização sulfetada</i>												
VZ-28A	0,0	367,0	2061	582100	114,1	6,0	7474,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0
VZ-30	0,0	68,0	0,0	719600	79,3	3,0	7585,3	20,0	22,0	0,0	0,0	0,0
VZ-29g	0,0	173,0	0,0	733200	267,8	6,0	3750,6	20,0	22,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mineralização willemítica</i>												
F-551-I-24	0,6	21,0	1667	7380	0,9	10,0	87,8	19,0	10,0	0,0	0,0	40,0
VZ-28B	0,0	326,0	1230	371650	4,2	30,0	807,9	69,0	0,0	0,0	0,0	15,0
VZ-80	6,2	12,0	2025	437530	1,3	33,0	74,1	35,0	0,0	1,0	0,0	83,0
VZ-82	6,7	27,0	1204	474650	6,9	20,0	42,2	17,0	0,0	2,0	0,0	69,0

Anexo 3 - Litoquímica

Sample ID	Hg ppm	Ir ppb	Au ppb	As ppm	Br ppm	Se ppm	Mo ppm	Ta ppm	Th ppm	Hf ppm	Cs ppm	Rb ppm
AMBRÓSIA												
AM-77-03		-5	-5	-2	2	-3	-5	-1	0,6	-0,5	0,5	-20
AM-73-05		-5	-5	-2	2	-3	-5	-1	0,7	0,6	0,7	-20
AM-69-03		-5	-5	3	2	-3	-5	-1	-0,5	-0,5	0,8	-20
AM-15-15		-5	-5	10	2	-3	-5	-1	-0,5	-0,5	0,9	-20
AM-114-15	11	-5	-2	14	2,8	6,0	13	0,2	0,7	0,2	0,90	12,2
FAGUNDES												
FG-76-15		-5	-5	4	2	-3	-5	-1	1,6	-0,5	1,4	-20
FG-43-82		-5	-5	3	2	-3	-5	-1	0,8	-0,5	0,8	-20
FG-5-12B		-5	-5	2	-1	-3	9	-1	-0,5	-0,5	-0,5	-20
FG-5-51		-5	-5	4	2	-3	-5	-1	-0,5	-0,5	-0,5	-20
FG-43-42	3	-5	-2	16,8	1,8	1,4	7	0,3	0,6	0,8	0,08	0,5
FG-79-23	75	-5	144	582	-0,5	5,7	35	-0,1	-0,1	-0,1	0,10	0,3
VAZANTE												
F-551-G	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,00	0,50	0,00
F-551-K	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-551-M	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,00	0,60	0,00
F-551-14	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,00	0,00	0,00
F-551-E	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,0	2,20	8,90	201,00
F-543-36	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-543-18	0,0	0,0	0,0	6,0	1,0	0,0	0,0	0,0	2,0	1,10	1,40	0,00
F-568-7	0,0	0,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	1,50	2,50	37,00
<i>Zona da Falha de Vazante - Dolomitos e ardósias recristalizados, brechados e alterados hidrotermalmente</i>												
F-364-11	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,60	0,00
F-551-I-27	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,00	0,00	0,00
VZ-43	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-568-4	0,0	0,0	0,0	16,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-466-3	0,0	0,0	0,0	25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,00	0,00	0,00
F-551-I-17	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,4	4,40	4,80	120,00
F-04-2	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-08-2	0,0	0,0	6,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-568-4	0,0	0,0	0,0	16,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
F-466-5	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	3,50	8,10	69,00
VZ-32C	0,0	0,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	4,10	4,50	36,00
<i>Mineralização sulfetada</i>												
VZ-28A	31,0	0,0	0,0	12,0	0,0	13,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
VZ-30	19,0	0,0	0,0	19,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
VZ-29g	19,0	0,0	26,0	50,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
<i>Mineralização willemítica</i>												
F-551-I-24	0,0	0,0	0,0	18,0	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,00	0,00	34,00
VZ-28B	0,0	0,0	0,0	26,0	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0	0,00	0,00	37,00
VZ-80	0,0	0,0	0,0	116,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
VZ-82	0,0	0,0	0,0	44,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	5,00	0,00

Anexo 3 - Litoquímica

Sample ID	Sb ppm	Sc ppm	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Tb ppm	Yb ppm	Lu ppm	La/Sm	Sm/Lu	Eu/Sm
AMBRÓSIA													
AM-77-03	-0,2	0,6	2	5	-5	0,4	0,09	-0,5	0,2	0,04	5,0	10,0	0,23
AM-73-05	-0,2	0,7	3,3	5	-5	0,4	0,2	-0,5	0,2	0,04	8,3	10,0	0,50
AM-69-03	-0,2	0,5	3,8	7	-5	0,4	0,1	-0,5	0,1	0,04	9,5	10,0	0,25
AM-15-15	0,4	0,3	0,9	-3	-5	0,2	0,09	-0,5	-0,1	0,04	4,5	5,0	0,45
AM-114-15	0,3	1	4,1	2,8	1,0	0,4	<u>0,04</u>	-0,1	<u>0,1</u>	<u>0,04</u>	10,25	10	0,10
FAGUNDES													
FG-76-15	0,8	2,1	4,2	8	-5	0,7	0,1	-0,5	0,5	0,08	6,0	8,8	0,14
FG-43-82	-0,2	1	2,9	5	-5	0,5	0,1	-0,5	0,3	0,05	5,8	10,0	0,20
FG-5-12B	0,6	0,2	1,2	-3	-5	0,2	0,09	-0,5	0,2	0,04	6,0	5,0	0,45
FG-5-51	1,7	0,6	4,6	7	-5	0,8	0,2	-0,5	0,7	0,11	5,8	7,3	0,25
FG-43-42	1,6	0,3	3,1	6,3	3,0	0,6	0,11	-0,1	0,3	<u>0,04</u>	5,17	15	0,19
FG-79-23	62,8	0,3	1,2	1,8	0,7	0,2	<u>0,04</u>	-0,1	<u>0,1</u>	<u>0,04</u>	6,00	5	0,20
VAZANTE													
F-551-G	0,00	1,60	4,60	10,00	5,00	0,70	0,10	0,00	0,20	0,00	6,6		0,14
F-551-K	0,00	0,50	1,90	4,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	6,3		0,00
F-551-M	0,00	1,40	4,60	9,00	0,00	0,80	0,20	0,00	0,20	0,00	5,8		0,25
F-551-14	0,00	1,90	3,80	10,00	5,00	0,80	0,20	0,00	0,40	0,08	4,8	10,0	0,25
F-551-E	0,60	15,60	49,20	103,00	43,00	6,70	1,50	1,10	2,60	0,42	7,3	16,0	0,22
F-543-36	0,00	0,30	1,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	5,0		0,00
F-543-18	0,60	2,60	8,40	18,00	9,00	1,20	0,00	0,00	0,30	0,08	7,0	15,0	0,00
F-568-7	0,40	8,30	21,40	46,00	19,00	3,30	0,70	0,00	1,50	0,23	6,5	14,3	0,21
<i>Zona da Falha de Vazante - Dolomitos e ardósias recristalizados, brechados e alterados hidrotermalmente</i>													
F-364-11	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0		
F-551-1-27	0,20	0,50	2,00	4,00	0,00	0,30	0,10	0,00	0,00	0,00	6,7		0,33
V7	0,40	0,40	4,30	8,00	0,00	0,80	0,20	0,00	0,20	0,00	5,4		0,25
F-568-4	2,40	0,30	3,40	5,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	6,8		0,00
F-466-3	0,00	1,10	2,70	6,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,10	0,00	6,8		0,00
F-551-I-17	0,60	11,00	44,40	91,00	37,00	5,80	1,20	0,80	2,50	0,39	7,7	14,9	0,21
F-04-2	0,00	0,40	1,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	5,0		0,00
F-08-2	0,00	0,20	1,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	5,0		0,00
F-568-4	2,40	0,30	3,40	5,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	6,8		0,00
F-466-5	0,00	34,10	13,10	35,00	23,00	5,10	1,80	1,10	3,10	0,45	2,6	11,3	0,35
VZ-32C	0,60	35,00	11,60	33,00	19,00	4,90	1,50	1,00	3,10	0,43	2,4	11,4	0,31
<i>Mineralização sulfetada</i>													
VZ-28A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
VZ-30	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
VZ-29g	1,70	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
<i>Mineralização willemítica</i>													
F-551-I-24	1,80	0,10	1,80	3,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	6,0		0,00
VZ-28B	1,50	0,30	1,10	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	5,5		0,00
VZ-80	6,60	0,00	2,50	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	12,5		0,00
VZ-82	4,80	0,00	1,30	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	13,0		0,00