

sympo:  
145 7565

Prof. Jorge S. Bettencourt.



# Bacia do São Francisco

## Geologia e Recursos Naturais

### Editores

Claiton Piva Pinto  
Marcelo A. Martins-Neto

Belo Horizonte, 2001

Copyright ©2001 Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo de Minas de Gerais

Reservados todos os direitos.  
Nenhuma parte deste livro pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de informática ou transmitida de qualquer forma sem  
permissão prévia da Sociedade Brasileira de Geologia

## Editores

Claiton Piva Pinto e Marcelo A. Martins-Neto

## Revisores Técnicos

Aroldo Misi, J.H. Grossi Sad, Evandro C. de Oliveira, Helio A. de Sousa, Fernando F. Alkimin, Maria Sílvia C. Barbosa,  
Newton Souza Gomes, Frank Falkenhein, Leila N. Menegasse Velasquez, Edésio T. de Carvalho

## SBG-MG

Presidente: Cristiane Castaneda

Vice-Presidente: Nilza Tôrres de Andrade Saraiva

1º Secretária: Adriana Borrelli Achtschin

2º Secretário: Leandro Barros Reis

1º Tesoureiro: Osvaldo Castanheira

2º Tesoureiro: Adolf Heinrich Horn

Diretor de Publicações: Fernando Rosa Guimarães

Conselheira: Luciana Felício Pereira

Conselheiro-Suplente: João Luiz N. de Carvalho

1º Suplente de Diretoria: José Maria Leal

2º Suplente de Diretoria: André Klumb de Oliveira

## SBG-SEDE

Presidente: Antonio Carlos Pedrosa Soares

Vice-Presidente: Moacir José Buenano Macambira

Diretor-Secretário: Rômulo Machado

Diretor-Tesoureiro: Francisco de Assis Negri

Diretor de Publicações: Franciscus Jacobus Baars

1º Diretor-Suplente: Ignez de Pinho Guimarães

2º Diretor-Suplente: Pedro Victor Zalán

---

Pinto, Claiton Piva; Martins-Neto, Marcelo A. (editores)

Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais/Claiton Piva Pinto; Marcelo A. Martins-Neto, (ed.). Belo Horizonte:  
SBG – MG, 2001.

349 páginas

1. Geologia, 2. Recursos Naturais, 3. São Francisco - Bacia.

ISBN 85-88618-02-8

CDD 55  
CDU 551

---

### 1ª Edição

A Edição original desta obra está publicada em português por  
Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo de Minas Gerais (SBG-MG),  
Belo Horizonte, Minas Gerais, sob o título  
Bacia do São Francisco, Geologia e Recursos Naturais

### Editores

Claiton Piva Pinto e Marcelo A. Martins-Neto

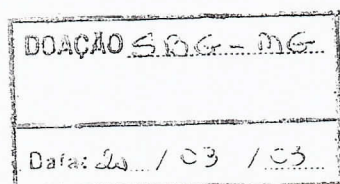
### Editado por

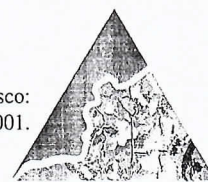
Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo de Minas Gerais  
Rua Aimorés, 562/ sala 105 – Funcionários – Belo Horizonte/MG – CEP 30.140-070  
WWW.sbg\_mg.org.br

Editoração: PontoArt Editoração Eletrônica Ltda.  
Impresso no Brasil/Printed in Brazil

Fotolito: Fotoprint Stúdio Gráfico Ltda.

Impressão: Lastro Editora





## CAPÍTULO VIII

# METALOGÊNESE DO ZINCO E CHUMBO NA REGIÃO DE VAZANTE - PARACATU, MINAS GERAIS

Jorge Silva Bettencourt, Lena Virgínia Soares Monteiro, Rosa Maria Silveira Bello,  
Tolentino Flávio de Oliveira & Caetano Juliani

### ABSTRACT

The Zn-(Pb) Vazante-Paracatu Belt deposits contained within the Vazante Group metasedimentary sequence, show syndiagenetic, and epigenetic mineralization styles. These distinct mineralization episodes share a common long-term evolutionary history of the hydrothermal systems related to diagenesis, and deformation of the Vazante Group, in a disturbed geotectonic environment (Brasiliano Cycle). Syndiagenetic mineralization styles as recorded in Morro Agudo deposit might be related to fault-controlled migration of hot saline metallic fluids ( $> 200^{\circ}\text{C}$ ), apparently responsible for the partial reduced sulfur transport. The subsequent fluid circulation through stratigraphically distinct permeable barriers, such as dolomite, and shale contacts, allows the overlap of epigenetic mineralization types, which are characterized by open space infilling, as observed in Fagundes, and Ambrósia deposits. Syntectonic mineralization episodes, coeval with fault-development (Vazante deposit), reflect the mineralization fluid evolution, during the host sequence deformational history, involving the overall mixture of metamorphic metalliferous and meteoric fluids channeled to the fault zone. This mixture process between low reduced sulfur-bearing fluids ( $\Sigma S_{\text{red}}$ ), and meteoric fluids enable the high  $f\text{O}_2/\text{S}_2$  conditions responsible either for the intense hydrothermal fissural alteration, mostly accompanied by breccia and veins infilling by siderite, dolomite, Fe-dolomite, hematite and jaspe, or by the Vazante willemite mineralization.

## RESUMO

Os depósitos de zinco (e chumbo) da Faixa Vazante-Paracatu, hospedados nas seqüências metassedimentares do Grupo Vazante, apresentam estilos de mineralização distintos, sin-diagenéticos a epigenéticos, vinculados a diferentes episódios de mineralização que revelam a longa evolução, do sistema hidrotermal, relacionada à deposição, diagênese e deformação do Grupo Vazante, em um ambiente geotectônico instável, durante o Ciclo Brasileiro. Mineralizações sin-diagenéticas, como as do depósito de Morro Agudo, podem estar relacionadas à migração, controlada por falhas, de fluidos metalíferos, quentes ( $>200^{\circ}\text{C}$ ) e salinos, responsáveis pelo transporte de parte do enxofre reduzido. A migração subsequente destes fluidos às barreiras de permeabilidade estratigráficas, tais como contatos entre folhelhos e dolomitos, possibilita a sobreposição de estilos de mineralização epigenética, caracterizados por preenchimentos de espaços abertos e fraturas, observados nos depósitos de Fagundes e Ambrósia. Episódios sin-tectônicos de mineralização, sincrônicos ao desenvolvimento de falhas, como os que predominam no depósito de Vazante, refletem a evolução dos fluidos mineralizantes durante a história deformacional da seqüência hospedeira, envolvendo a contribuição de fluidos metamórficos metalíferos, e mistura com fluidos meteóricos canalizados à zona de falha. Este processo de mistura entre os fluidos metalíferos com baixo conteúdo de enxofre reduzido ( $\Sigma\text{S}_{\text{red}}$ ) e fluidos meteóricos, possibilita o estabelecimento de condições de alta  $f\text{O}_2/f\text{S}_2$ , responsáveis pela formação da mineralização willemítica de Vazante e por intensa alteração hidrotermal fissural representada, principalmente, pela formação de veios e brechas preenchidas por siderita, dolomita, hematita e jaspe.

## INTRODUÇÃO

A região de Vazante-Paracatu (Fig. 1), situada na parte noroeste de Minas Gerais, representa uma faixa de direção aproximada norte e sul que constitui o maior distrito zincífero brasileiro. Neste distrito, localizam-se os depósitos de zinco (e chumbo) de Vazante, Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes, além de inúmeras ocorrências de zinco. Os dois depósitos iniciais são responsáveis por quase toda a produção de concentrado de zinco e por toda a produção de minério de chumbo do país, ostentando reservas estimadas em 9,0 milhões de toneladas com teor médio de 21,2% zinco (minério willemítico de Vazante); 2,0 milhões de toneladas com 17,25% zinco (minério supérgeno de Vazante) e 9,17 milhões de toneladas com 6,21% zinco e 2,21% chumbo (minério primário de Morro Agudo) (Oliveira 1998).

As mineralizações de zinco (e chumbo) associam-se às seqüências metadolomíticas do Grupo Vazante (Dardenne *et al.* 1998), e apresentam características geológicas contrastantes que se refletem nos tipos de minério conhecidos. Em Morro Agudo, e demais ocorrências na parte norte da faixa, a mineralogia do minério é relativamente simples (esfalerita, galena, pirita); porém em Vazante a associação de minério é pouco comum, sendo constituída principalmente por willemita ( $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$ ), 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) reportem uma fase de alteração hidrotermal relacionada à sua gênese. Estudos da evolução estrutural do depósito (Pinho *et al.* 1989, 1990; Pinho 1990), petrográficos, geoquímicos e isotópicos (Monteiro 1997; Monteiro *et al.* 1996, 1998a, 1998b, 1999a,b) também indicam origem hidrotermal para este minério, sincrônica ao desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante, durante o Brasileiro.

Estudos realizados no depósito de Morro Agudo indicam que o caráter da mineralização é predominantemente sin-

diagenético (Dardenne 1978, 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), apresentando características tais como, texturas dos sulfetos, relações com falhas, temperaturas de deposição ( $100$  a  $250^{\circ}\text{C}$ ) similares às de 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 mesma faixa também apresentam forte controle estrutural, e predominância de estilos tardi-diagenéticos (Fagundes) a epigenéticos (Ambrósia), bem como evidências de mobilização devido à interação com fluidos hidrotermais tardios relacionados à deformação, o que induz, freqüentemente, à sobreposição de estilos diferentes em um mesmo depósito (Monteiro *et al.* 2000, 2001).

Assim, os diferentes depósitos da Faixa Vazante-Paracatu apresentam estilos de mineralização distintos, que refletem, possivelmente, 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.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de Vazante-Paracatu está localizada na parte externa da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida 1967), que se estende por mais de 1000 km ao longo da margem oeste do Craton do São Francisco (Fig. 1). Esta faixa dobrada representa um bloco crustal instável que foi afetado por sucessivos estágios de reativação de estruturas continentais antigas (Marini *et al.* 1981) até à sua diferenciação estrutural final durante a Orogenia Brasileira ( $\sim 600$  Ma) (Pimentel *et al.* 1999). As seqüências metassedimentares que compõem esta faixa apresentam aumento da deformação e metamorfismo para oeste (Marini *et al.* 1981), refletindo vergência em relação ao Craton do São Francisco (Dardenne 2000).

O Grupo Vazante (Dardenne *et al.* 1998), hospedeiro das mineralizações de zinco (e chumbo), representa uma das seqüências metassedimentares do segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília, que se insere a um complexo sistema de *nappes* e empurrões, com vergência para NE, sendo afetada por zonas de transcorrências sinistrais com transporte para SE (Dardenne 2000).

A deposição dos metassedimentos 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 e Fuck 1994), devido à grande espessura dos sedimentos da Faixa Vazante-Paracatu (>2500m) em relação às demais unidades proterozóicas, podendo estar relacionada com deposição na borda da bacia 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 (Barbosa *et al.* 1969, 1970), que aflora no segmento norte da Faixa Brasília, e à das unidades superiores do Grupo Canastra (Barbosa 1955), porém, associada a um paleoalto estrutural gerado em consequência da intensificação de esforços extensivos (Dardenne 1978a, 1979; Campos Neto 1984; Fuck *et al.* 1993).

Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000), no entanto, consideram que esta seqüência foi depositada 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, o que a caracterizaria como uma bacia de antepaís (*foreland*) (Fig. 2). Esta interpretação explicaria, segundo os autores, a presença de clastos líticos de origem metamórfica e ígnea presentes em metassedimentos desta unidade na região de Unaí e implicaria em uma idade neoproterozóica para o Grupo Vazante, que, segundo Dardenne (2000), representaria uma seqüência transicional entre os grupos Paranoá e Bambuí.

#### Idade do Grupo Vazante

A presença de estromatólitos tipo *Conophyton* no Grupo Vazante levou alguns

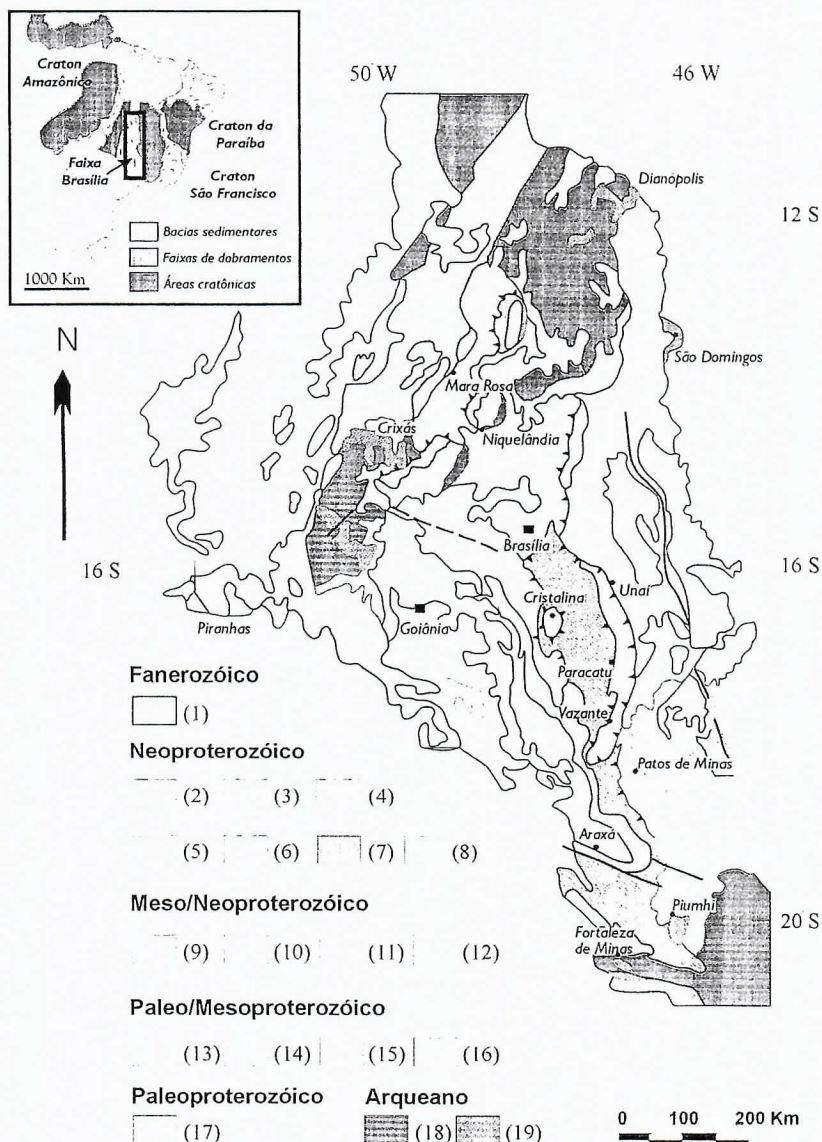


Figura 1 - Mapa geológico da Faixa Brasília (Dardenne & Schobbenhaus, 2000). (1) Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaia; (1) Ortognaisses; (3) Seqüência vulcano-sedimentar; (4) Formação Três Marias; (5) Subgrupo Paraopeba; (6) Formação Ibiá; (7) Grupo Araxá; (8) Granulitos ácidos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

autores, tais como, Dardenne (1978, 1979), Da Rocha Araújo *et al.* (1992) e Freitas-Silva & Dardenne (1997), a considerarem esta unidade como sendo mais antiga do que o Grupo Bambuí. Este tipo de estromatólito, desconhecido no Grupo Bambuí, indica para o Grupo Vazante idades relativas de 1650 a 950 Ma (*Conophyton Cylindricus* Maslov, Moeri 1972) e 1350 a 950 Ma (*Conophyton metula* Kirichenko, Cloud & Dardenne 1973), enquanto estromatólitos do tipo *Gymnosolen*, presentes no Grupo Bambuí indicam idades entre 950 a 650 Ma (Marchese 1974).

A posição estratigráfica do Grupo Vazante, no entanto, não é consensual.

Datações Rb-Sr em folhelhos do Grupo Vazante indicam idade de 600±50 Ma (Amaral & Kawashita 1967), que pode representar apenas o último

fechamento do sistema isotópico, durante o evento metamórfico Brasileiro que afetou os grupos Vazante e Bambuí. Idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em galena dos depósitos de Vazante e Morro Agudo estão entre 570 e 750 Ma (Amaral 1966, 1968c; Cassedane & Lasserre 1969; Iyer 1984; Iyer *et al.* 1992, 1993; Misi *et al.* 1997), que estariam no mesmo intervalo obtido para o Grupo Bambuí. Entretanto, estas idades podem refletir tanto episódios diagenéticos como epigenéticos de mineralização.

Interpretações da composição isotópica de chumbo em galena dos depósitos da região Vazante-Paracatu com base no modelo da plumbotectônica, indicam 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 (Freitas-Silva & Dardenne 1997; Dardenne & Freitas-Silva 1998). Idades de 680 Ma foram estimadas para a mobilização do minério de Vazante, relacionada à orogenia Brasileira.

Estudos quimioestratigráficos realizados por Misi *et al.* (1997) mostram valor médio de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70771 para a sequência basal do Grupo Vazante que, quando comparado com a curva de evolução do  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no Proterozóico, indicam uma idade neoproterozóica para o Grupo Vazante, correlacionável ao grupo Bambuí.

As idades modelo Nd mostram uma distribuição uniforme de valores de  $T_{\text{DM}}$  entre 1.7 e 2.3 Ga, que pode refletir, segundo Pimentel *et al.* (1999), superposição das fontes associadas aos grupos Paranoá ( $T_{\text{DM}} = 2.2$  a 2.4 Ga) e Bambuí ( $T_{\text{DM}} = 1.4$  e 1.9 Ga), indicando uma posição estratigráfica intermediária do Grupo Vazante em relação àqueles grupos.

## GEOLOGIA DA FAIXA VAZANTE – PARACATU

As seqüências aflorantes nas regiões de Vazante e Paracatu foram inicialmente incorporadas ao Grupo Bambuí (Branco & Costa 1961, Braun 1968; Barbosa 1965; Costa *et al.* 1970), sendo relacionadas por Braun (1968) à Formação Paraopeba (Costa & Branco 1960).

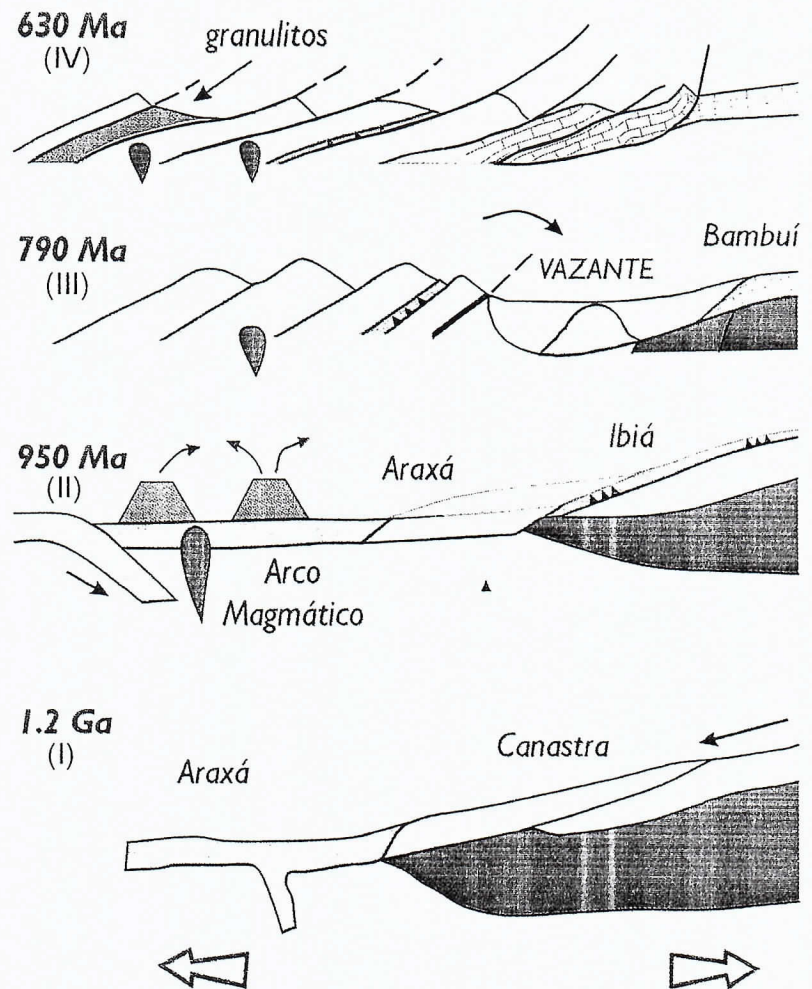


Figura 2 - Evolução tectônica esquemática do segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne, 2000), mostrando de baixo para cima: I) deposição do Grupo Canastra (Meso-neoproterozóico), em margem passiva; II) desenvolvimento do arco magmático a oeste, relacionado à zona de subducção intra-oceânica 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 (630 - 610 Ma), responsável por empurrões de baixo ângulo que colocam os grupos Araxá, Ibiá e Canastra sobre o Grupo Bambuí.

A Formação Vazante foi individualizada por Dardenne (1978) e redefinida por Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000) passando a ter *status* de grupo, sendo dividido em sete formações da base para o topo (Dardenne *et al.* 1997; Dardenne *et al.* 1998; Dardenne 2000), a saber: Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa.

As formações basais, Retiro e Rocinha, são predominantemente pelíticas e apresentam grandes concentrações de fosfato, relacionadas a corpos de fosforito. A Formação Retiro (Dardenne *et al.* 1997; Dardenne *et al.* 1998) 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, fofática. Apresenta níveis de rocha fofática (Fosforito 1). A Formação Rocinha (Dardenne *et al.* 1997; Dardenne *et al.* 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. No topo desta formação sedimentos rítmicos representam a hospedeira do Fosforito 3, que constitui o depósito fosfático de Lagamar.

A Formação Lagamar (Dardenne *et al.* 1997) representa uma unidade psamo-pelítica (Dardenne *et al.* 1976; Dardenne 1978, 1979; Campos Neto 1984) composta por metaconglomerados basais, quartzito, metasiltito, ardósia, brechas dolomíticas, calcários cinza-escuros e bioherma estromatolítico com estromatólitos colunares do tipo *Conophyton* e *Jacutophyton* (Cloud & Dardenne 1973; Moeri 1972; Dardenne & Campos Neto 1976).

A Formação Serra do Garrote (Dardenne 1978) consiste em uma espessa seqüência de ardósia, localmente rítmica e carbonosa com pirita disseminada, e com finas intercalações de níveis quartzíticos (Madalosso & Valle 1978; Madalosso 1980; Dardenne 1978; Campos Neto 1984).

A Formação Poço Verde (Dardenne 1978) é predominantemente dolomítica e é subdividida em quatro membros da base para o topo:

Membro Morro do Pinheiro Inferior (Rigobello *et al.* 1988): compreende dolomitos cinza-claros e rosados, maciços ou com laminações supostamente algais, planas e onduladas (*algalmat*), e níveis subordinados de dolarenitos, por vezes oncolíticos, brechas lamelares e lentes de estromatólitos colunares.

Membro Morro do Pinheiro Superior (Rigobello *et al.* 1988): apresenta dolomitos cinza-médios a escuros com estruturas olho-de pássaro (*bird's eye*) e laminações planas e convolutas, provavelmente de origem algal. Ocorrem níveis subordinados de dolarenitos, brechas lamelares e folhelhos carbonosos com pirita.

Membro Pamplona Inferior (Rigobello *et al.* 1988): é constituído por folhelhos carbonáticos, ardósia carbonosa cinza-claro, lilás e esverdeada com níveis dolomíticos finos, cinza-claros a rosados com laminações algais planas e convolutas, às vezes sublitográficas.

Membro Pamplona Médio (Rigobello *et al.* 1988): compreende dolomitos cinza-claros a rosados com laminações algais, intercalados a níveis de dolarenito, brechas lamelares e estromatólitos colunares, e raras lentes de folhelho preto.

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 estroma-tolíticos (bióstromos) róseos a cinza-claros, com laminação algal convexa e níveis de dolarenitos finos a grossos, cinza-claros a róseo, doloruditos e brechas lenticulares constituídas por fragmentos centimétricos de dolomitos estroma-tolíticos.

Estas duas últimas formações, predomina-mente dolomíticas, hospedam as mineralizações de zinco (e chumbo) (Fig. 3) e, segundo Dardenne (2000), podem representar uma

única seqüência dolomítica continuamente depositada, principalmente na região de Paracatu, onde os depósitos de Ambrósia, Fagundes e Morro Agudo estão localizados.

O contato superior desta seqüência dolomítica com a Formação Serra da Lapa é marcado por inconformidade, caracterizada por um nível de paleosolo ou conglomerado vermelho (Hitzman 1997b). A Formação Serra da Lapa compreende uma seqüência basal constituída por folhelhos carbonosos rítmicos, denominada de Membro Serra do Velosinho (Madalosso 1979) e sericita-clorita filito, metassiltito carbonático rítmico, dolomito impuro com laminações algais, metamarga com leitos arenosos e dolarenito com níveis silicosos boudinados do Membro Serra da Lapa (Madalosso 1979). Segundo Hitzman (1997b) esta seqüência apresenta fácies de turbiditos, depositados em ambientes bacinais de águas profundas em *grabens*, e fácies dolomíticas, depositadas em águas rasas associadas a *horsts*, evidenciando condições tectônicas ativas.

Sobreposta à Formação Serra da Lapa, ocorrem sericita-clorita filitos intercalados a metapelitos carbonáticos rítmicos, calcário filito com porfiroblastos de ankerita, níveis de calcário verde e de dolomito cinza a verde foliado da Formação Serra do Landim, que pode representar segundo T. F. Oliveira (comunicação verbal) uma tectono-fácies associada ao sistema de *nappes* que justapõem os Grupos Vazante e Canastra. Por esses fatores, o posicionamento desta unidade não é consensual, sendo considerada tradicionalmente como a unidade de topo do Grupo Vazante, e incorporada por Dardenne *et al.* (1998) ao Grupo Canastra.

A Figura 4 apresenta as colunas litoestratigráficas para o Grupo Vazante nas regiões de Paracatu (A) e Vazante (B), suas subdivisões e correlações, como proposto por Oliveira (1998), assumindo-se uma única seqüência predominantemente dolomítica.

As seqüências do Grupo Vazante foram metamorfisadas na fácies dos xistos-verdes baixo em decorrência da tectônica convergente brasileira, apresentando desenvolvimento de clivagem ardosiana ( $S_1$ ), associada à recristalização de sericita, clorita e quartzo, e espaçada ( $S_2$ ), com recristalização local de sericita (Rostirolla *et al.* 2001).

## GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE ZINCO E CHUMBO

### Depósito de Vazante

#### Seqüência Hospedeira das Mineralizações

As mineralizações zincíferas de Vazante associam-se à Zona de Falha de Vazante, com orientação 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 sinistral e inversa, e posteriormente, no final do Brasileiro, como uma falha normal lístrica (Dardenne 1979; Pinho 1990; Pinho *et al.* 1989; 1990; Dardenne & Freitas-Silva 1998;

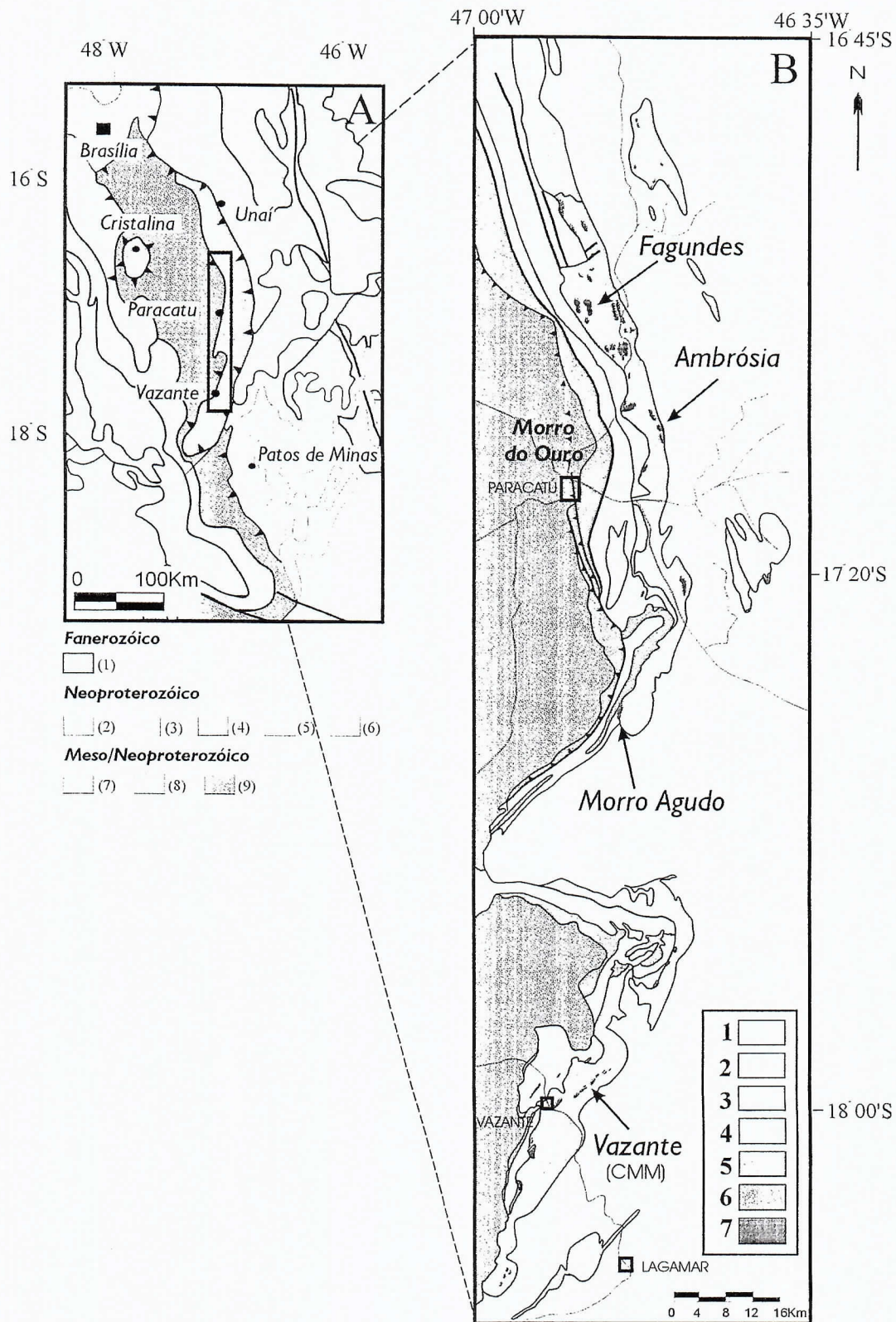


Figura 3 - (A) Posicionamento do Grupo Vazante na Faixa Brasília (Dardenne & Schobbenhaus, 2000). (1) Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaia; (2) Formação Três Marias; (3) Sugbrupo Paraopeba; (4) Formação Ibiá; (5) Grupo Araxá; (6) Granulitos ácidos e máficos e ortognaisses; (7) Grupo Vazante; (8) Grupo Paranoá; (9) Grupo Canastra. (B) Mapa geológico do Grupo Vazante (Cia. Mineira de Metais). (1) Formação Serra da Lapa; (2) Membro Serra do Velosinho; (3) Formação Morro do Calcário/ Serra do Poço Verde; (4) Formação Serra do Garrote; (5) Formação Serra do Landim; (6) Formação Paracatu (7) Anomalias de chumbo.


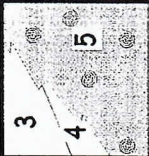
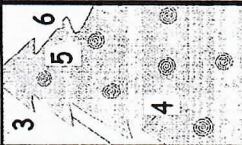
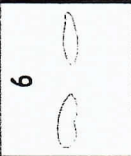
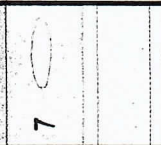

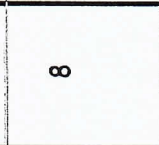

Grupo Vazante				
(A) Paracatú		(B) Vazante		
1 - Membro Lapa		1 - Ardósia, quartzito, lentes de dolomito 2 - Folhelho preto carbonoso		3 - Dolorudito 4 - Dolarenito 5 - Bioherma estromatolítico
2 - Membro Serra do Velosinho				
Membro Pamplona Superior		3 - Dolorudito e dolarenito 4 - Folhelho preto com piritita 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 Inferior		7 - Folhelho carbonático, arenito e lentes de dolomito		8a - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes", marga, folhelho preto carbonoso com piritita 8b - Dolomito bege à róseo com laminação algal, dolarenito e brecha lamelar
Membro Morro do Pinheiro		8 - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes", e intercalações de dolomito cinza claro à róseo		9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia
Formação Serra do Poço Verde				
Formação Serra do Garrote				

Figura 4 - Colunas litoestratigráficas do Grupo Vazante nas regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) (modificado de Oliveira, 1998).

Rostirolla *et al.* 2001). A zona de cisalhamento é caracterizada por complexas zonas de geometria irregular anastomosada que resulta da intersecção entre os planos de cisalhamento C, R, R', P e fraturas tipo T.

A sequência hospedeira das mineralizações de zinco de Vazante corresponde ao Membro Pamplona Inferior (Fig. 5), constituído por intercalações de folhelho e ardósia cinza ou verde, metamarga, sericita filito, metadolomitos cinza-claros, bege e róseos, e lentes de brechas intraformacionais. Os metadolomitos cinza apresentam laminação algal, estruturas *teepees*, e quantidade variável de pelóides e intraclastos micritizados. Os minerais detríticos (quartzo e microclínio) são subangulosos a angulosos, indicando imaturidade textural e mineralógica. Os minerais autígenos incluem quartzo euhédrico, feldspato, flogopita e, mais raramente, pirita. A cimentação é calcítica e dolomítica, predominantemente do tipo *dogtooth* e *drusy mosaic*, e associa-se a quartzo e *chert*. Dolomitização seletiva associada a estilólitos é comum.

Metadolomito róseo (Fig. 6A) 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, similares a calcrete. Estas feições indicam ambiente de supramaré, com condições evaporíticas locais e períodos de exposição subaérea.

O Membro Morro do Pinheiro Superior, sotoposto a esta sequência, é constituído por metadolomitos cinza com estruturas *bird's eyes* e *stromatactis*, níveis de brechas intraforma-

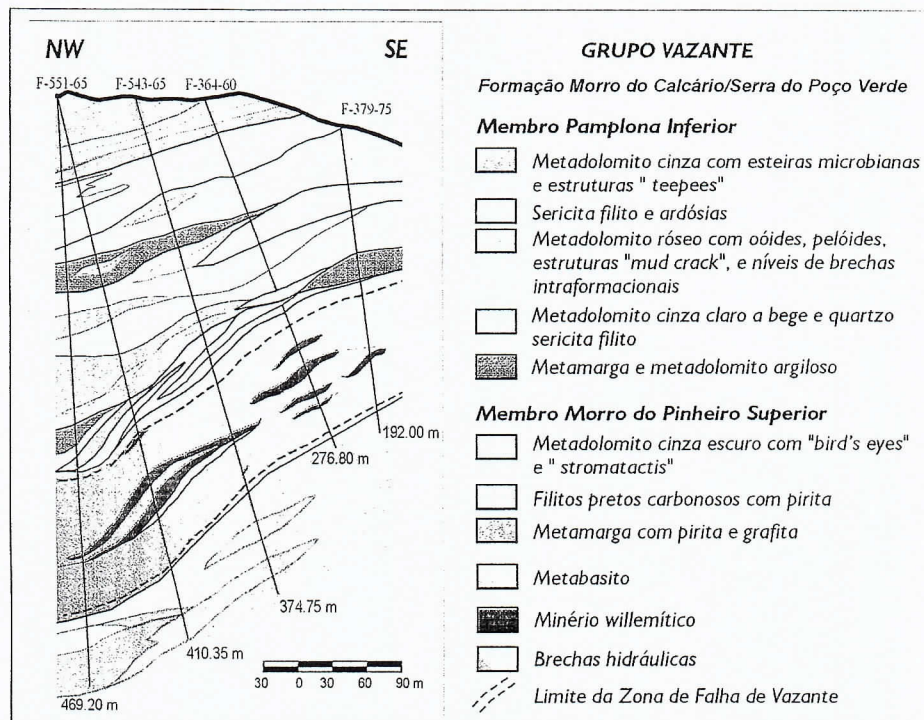


Figura 5 - Perfil esquemático do depósito de Vazante.

cionais com cimentação fibro-radial, folhelhos carbonosos com pirita disseminada e margas, depositado em ambiente de inter/submaré.

Corpos métricos de metabasitos ocorrem imbricados tectonicamente às sequências dos membros Pamplona e Morro do Pinheiro, ao longo da Zona de Falha de Vazante. O metabasito apresenta relíquias de textura sub-ofítica e é constituído por plagioclásio, piroxênio, ilmenita (ígneos), e clorita, clinozoizita, epidoto, talco, sericita, quartzo, leucoxênio e apatita, representando a assembléia metamórfica da fácies dos xistos-verdes. Em zonas intensamente milonitizadas, a formação de clorita rica em Fe, hematita, serpentina e dolomita, associada a estruturas S-C, acompanham a destruição de minerais e texturas ígneas (Monteiro 1997).

#### Alteração Hidrotermal

Na zona de cisalhamento, a alteração hidrotermal é principalmente fissural, resultando em uma complexa zona de brechas formadas pela injeção de cimentos químicos (*net veined breccias*).

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 Fe-dolomita, siderita e dolomita ao longo dos planos de bandamento e de foliação milonítica. As texturas originais dos dolomitos do Membro Pamplona Inferior são substituídas por dolomita grossa anhedral, com limites de grãos suturados e extinção ondulante. Dolomita barroca fortemente zonada, como evidenciado por forte catodoluminescência (CL) azul, vermelha e laranja, substitui o dolomito original, e é posteriormente brechada.

Nos metadolomitos e ardósias do Membro Pamplona ocorre silicificação nas zonas fortemente brechadas e cortadas por veios hidrotermais. Os veios são sub-paralelos ao bandamento original dos metadolomitos ou são orientados segundo planos de cisalhamento (C), (P) e fraturas de extensão T (Fig. 6B). Estes veios apresentam textura crustiforme, relacionadas ao preenchimento por dolomita, ankerita, siderita, jaspe, hematita

e clorita de fraturas de espaços abertos. Em superfície, brechas com estruturas *cockade*, constituídas por dolomita e siderita, são também comuns.

Grandes concentrações de hematita e, subordinadamente clorita, encontram-se em planos de falha e substituem as brechas mineralizadas, refletindo um estágio tardio de alteração.

Os dolomitos são descoloridos (*bleached*) e apresentam concentrações de talco, serpentina e calcita em planos S-C (Fig. 6C) no contato com a rocha metabásica (Fig. 6D).

### MINERALIZAÇÕES PRIMÁRIAS: MINÉRIO WILLEMÍTICO E SULFETADO

O minério willemítico representa o mais importante tipo de minério da Mina de Vazante. Ocorre como bolsões (*pods*) tectonicamente imbricados aos metadolomitos brechados (Fig. 7), a metabasitos e a corpos menores constituídos por sulfetos (Fig. 8). Este tipo de minério (Fig. 9A) 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%).

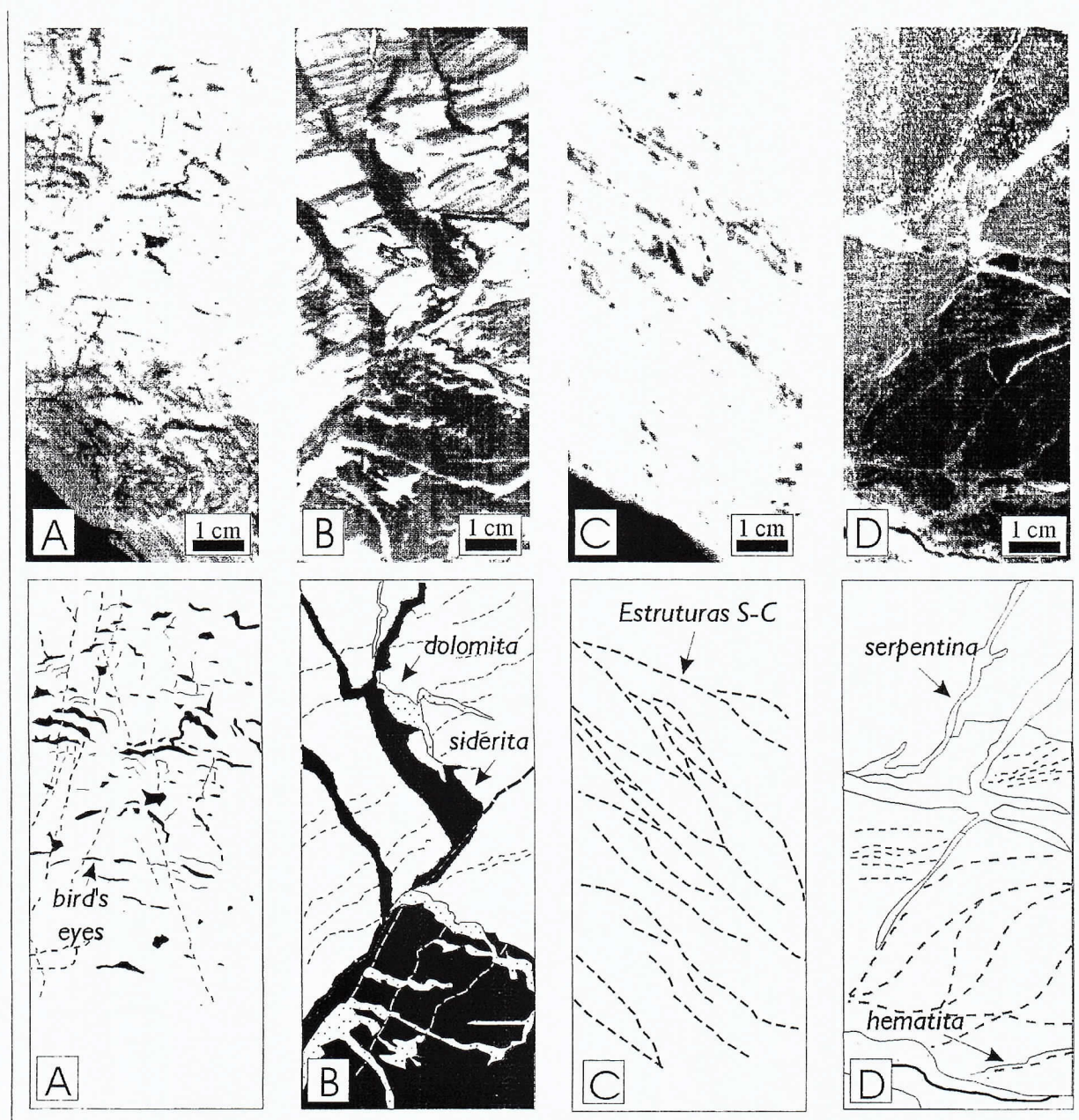


Figura 6 - Feições macroscópicas da seqüência hospedeira de Vazante. (A) Foto e desenho esquemático de metadolomito róseo do Membro Pamplona Superior, apresentando estruturas *bird's eyes* planares e evidências de esteiras algais, indicativas de ambiente de supramaré; (B) Venulações de siderita e dolomita cortando metadolomito do Membro Pamplona Superior; (C) Metadolomito descolorido, próximo ao contato com rocha metabásica, apresentando estruturas S-C; (D) Metabasito com concentrações de serpentina e hematita, mais preservado na parte superior da foto, e mais foliado, na parte central.

A willemita ocorre como cristais grossos fibrorradiados (Fig. 9B) e como matriz fina, associando-se a quartzo e dolomita barroca. A willemita pode também apresentar textura granoblástica e evidências de estiramento, associadas à deformação dúctil-rúptil, que é acompanhada pela formação de hematita (Fig. 9C) e clorita rica em zinco. Brechas cataclásticas apresentam fragmentos de willemita em matriz de dolomita fortemente zonada, cortada por venulações de clorita rica em zinco (até 20%), hematita e barita.

Corpos sulfetados (Fig. 9D) ocorrem alongados segundo os planos de cisalhamento (C), apresentando foliação milonítica bem desenvolvida, ou 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 Cd.

Nestes corpos sulfetados, willemita pode ocorrer ao longo dos planos de foliação milonítica, como parte de duas associações minerais: willemita + esfalerita + franklinita  $\pm$  zincita (sem quartzo) e willemita + quartzo  $\pm$  dolomita  $\pm$  franklinita (sem esfalerita). Estas assembléias sugerem a formação da willemita 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; entretanto, willemita de veios tardios apresenta fraca CL. A grande pureza da willemita, que apresenta fórmula estrutural próxima à ideal ( $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$ ), pode ser responsável pelos efeitos de CL observados, visto que impurezas inibem a CL na willemita (Johnson *et al.* 1990).

Estruturas rúpteis são relacionadas ao 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.

As evidências petrográficas, como a relação entre a formação da willemita e o desenvolvimento de microestruturas, sugerem que a mineralização willemítica e a deformação são eventos sincrônicos relacionados ao desenvolvimento da Zona de Falha de Vazante. A estabilidade da associação de minério requer condições de alta  $f\text{O}_2$  e baixa  $f\text{S}_2$ , que poderiam explicar a ausência de pirita em Vazante, a qual representa uma fase comum na maioria dos depósitos de metais base. Adicionalmente, a substituição da esfalerita por willemita e vice-versa pode ser explicadas por variações na razão  $f\text{O}_2 / f\text{S}_2$  durante a evolução dos fluidos mineralizantes (Monteiro 1997; Monteiro *et al.* 1999b).

**Mineralização Secundário: Minério Calamínico (Hemimorfítico)**

Os 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 minerais supérgenos, tais como, hemimorfita, hidrozincita, smithsonita e, mais raramente, piromorfita (Amaral 1968a, b).

Processos supérgenos são também responsáveis por oxidação e enriquecimento do minério 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, ocorre em profundidades de até 50m, caracterizando-se pela substituição de zinco, ferro e chumbo dos sulfetos por cobre e prata.

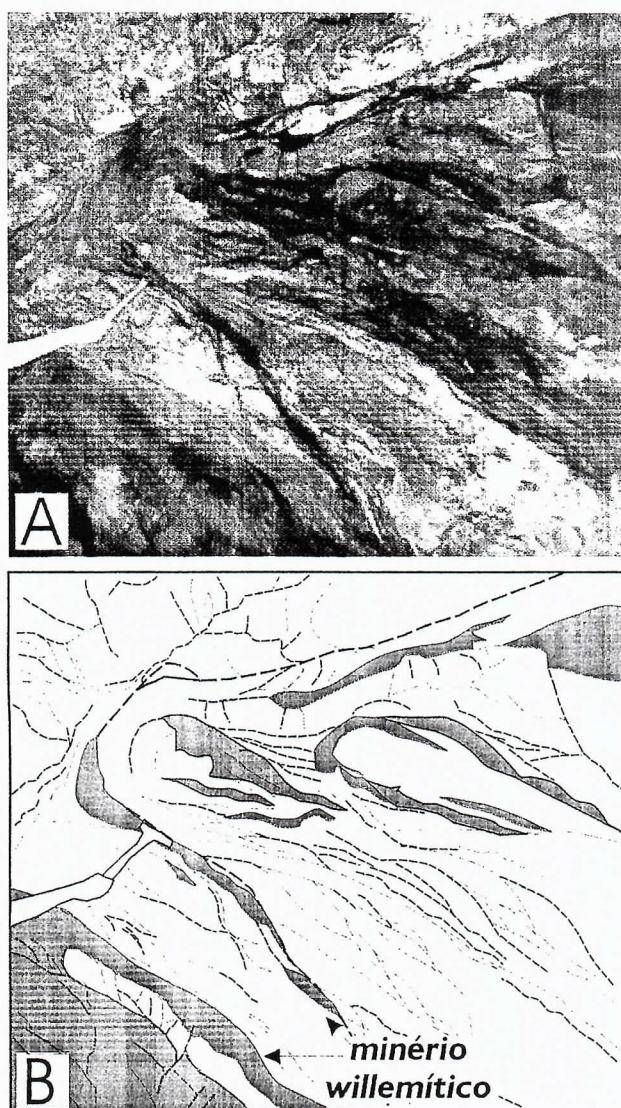


Figura 7 - Fotografia e desenho esquemático da morfologia de alguns corpos de minério willemítico na Zona de Falha de Vazante.

### Depósito de Morro Agudo

#### Seqüência Hospedeira das Mineralizações

As mineralizações de Morro Agudo são associadas às fácies de pós-recife (*back-reef*) situadas 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), qu, segundo Oliveira (1998), representam uma seqüência clástica com granodecrescência ascendente.

Na base da seqüência, 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 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 &

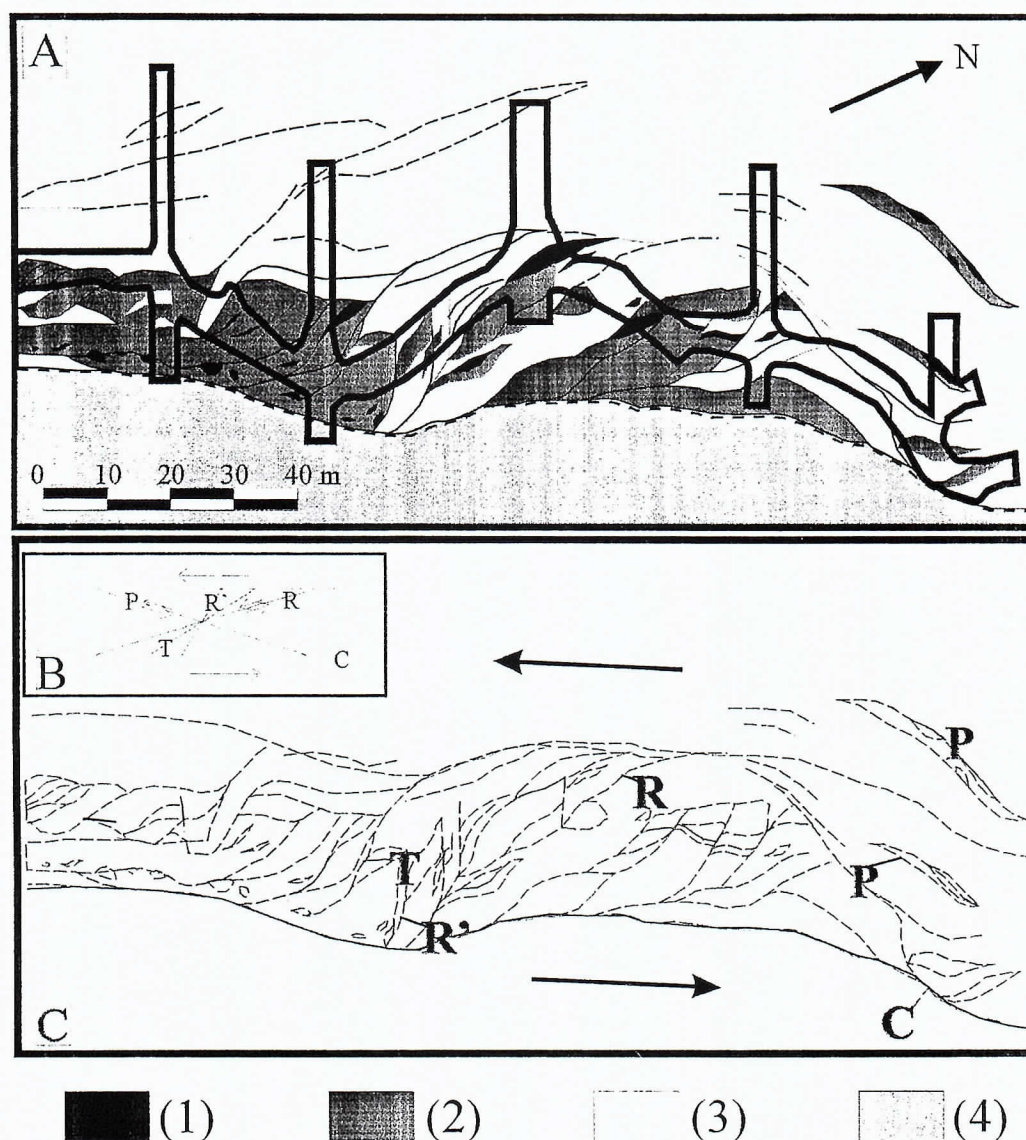


Figura 8 - Mapa geológico do Nível 500 (Mina Subterrânea), mostrando: (A) A morfologia e a distribuição dos corpos de minério (Cia. Mineira de Metais); (B) Modelo teórico de relação entre estruturas de Riedel (C, P, R, R' and T); (C) Controles estruturais dos corpos de minério willemítico e sulfetado, relacionados à Zona de Falha de Vazante (Monteiro et al., 1999b). (1) Minério sulfetado; (2) Minério willemítico; (3) Brechas hidráulicas com siderita, Fe-dolomita, dolomita, hematita, jaspe e clorita e dolomitos brechados e alterados hidrotermalmente (Membro Pamplona Inferior); (4) Dolomitos alterados hidrotermalmente (Membro Morro do Pinheiro Superior) e cortado por veios de siderita, dolomita e hematita.

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 sequência 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 sequência depositada a oeste do recife, em ambiente lagunar, mais restrito, e pode ser correlacionada à unidade basal da Formação Serra da Lapa.

A sequência 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; 1968b; 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 barroca. 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.

### Mineralizações

A mineralização de Morro Agudo 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, denominados de G, H, I, J, K, L, M e N (Fig. 8), seguem, segundo Oliveira (1998), a tendência de granodecrescência ascendente das rochas hospedeiras, sendo mais grossos da base (G) para o topo (N).

Os níveis G, H, I relacionam-se aos doloruditos, e formam níveis descontínuos e isolados de minério. Esfalerita e galena ocorrem como preenchimentos de espaços abertos por dissolução (Romagna & Costa 1988), substituindo a matriz carbonática (Fig. 9E) e constituindo o minério brechado.

Os níveis J, K e L 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 (Fig. 9F e 9G). 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) concentra-se em fraturas confinadas a um horizonte dolomítico. Entretanto, segundo Cunha (1999), os sulfetos ocorrem substituindo o carbonato na matriz do dolarenito.

O Nível N associa-se a dolarenitos e brechas dolareníticas que constituem um pacote intercalado à sequência argilo-dolomítica. O minério deste nível é estratiforme, sendo constituído por laminações alternadas de *chert* vermelho, dolomito, galena, esfalerita e pirita (Fig. 9H). Este nível apresenta lentes de formação ferrífera, constituída por hematita e sílica, que são cortadas e substituídas por pirita, e posteriormente, por esfalerita e galena (Hitzman 1997b). Neste nível podem ser identificados ainda, nódulos de quartzo e *chert*, com estruturas concêntricas e radiais bem preservadas, e de pirita com esfalerita e galena subordinados, indicativas da substituição de sulfatos em ambientes evaporíticos (Cunha 1999).

Em todos os níveis, embora mais raramente no Nível N, esfalerita e galena ocorrem também preenchendo fraturas tardias que cortam oóides e intraclastos, e constituem o minério venular. Mobilizações associadas a falhas secundárias (Bez 1980) e à principal (Dardenne 2000) também são descritas.

As texturas de cimentação descritas, principalmente nos níveis J/K, indicam processos associados às primeiras fases da diagênese (Dardenne 1978; 1979; Bez 1980; Dresch 1987; Romagna & Costa 1988; Dardenne & Freitas-Silva 1998; Cunha 1999; Cunha *et al.* 2000; Misi *et al.* 1999, 2000; Dardenne 2000), enquanto o minério venular e as mobilizações associam-se a eventos tardi-diagenéticos e epigenéticos.

### Depósito de Fagundes

#### Sequência Hospedeira das Mineralizações

A mineralização de Fagundes é hospedada por dolomititos com estruturas estromatolíticas caóticas do Membro Pamplona Superior, próximo ao contato com os folhelhos do Membro Serra do Velosinho (Fig. 11). As zonas mineralizadas estão estratigraficamente acima das zonas de Vazante e Ambrósia, porém em um contexto similar ao do depósito de Morro Agudo.

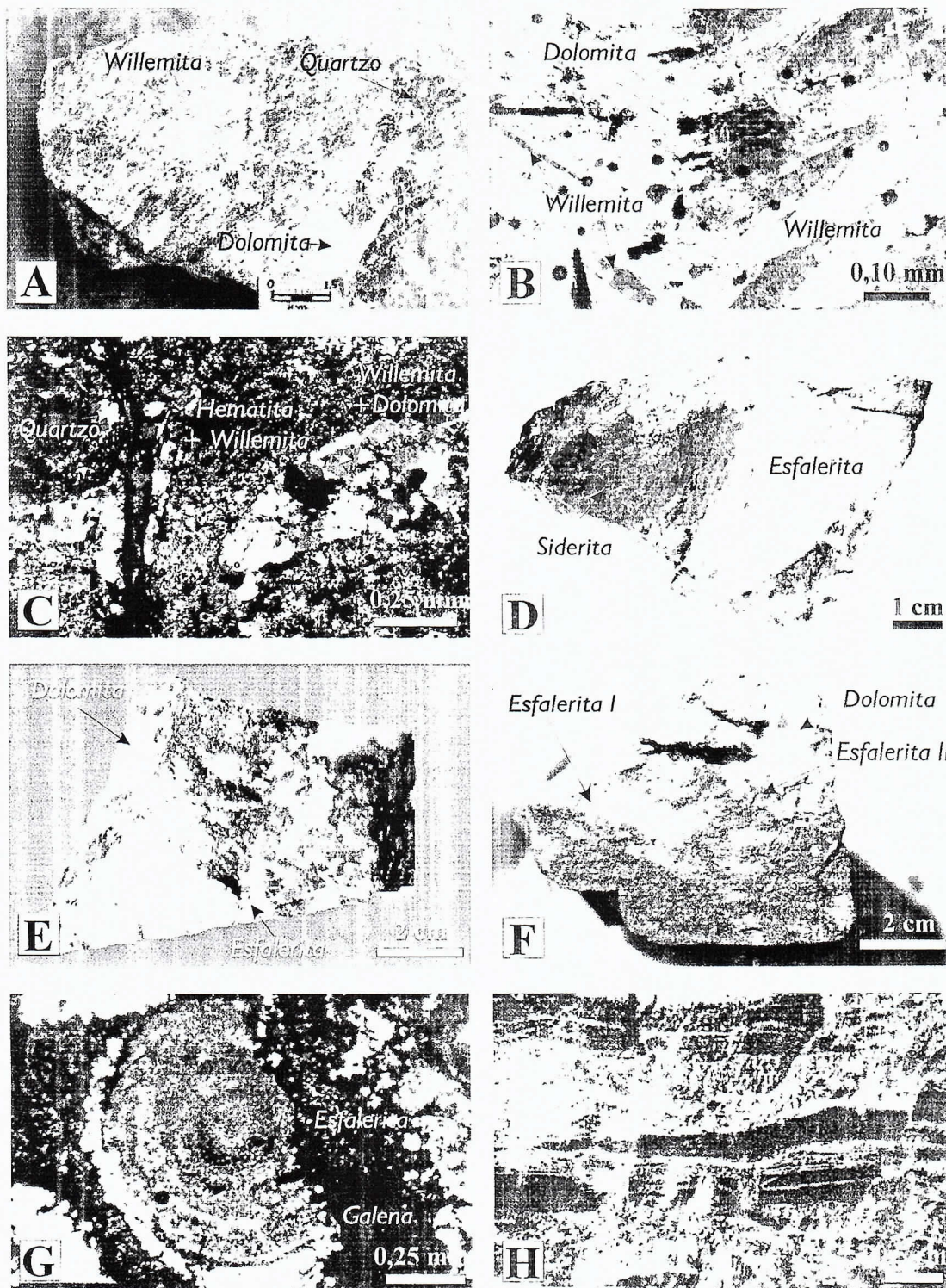


Figura 9 - Feições macro e microscópicas dos minérios de zinco de Vazante (A a D) e de zinco e chumbo de Morro Agudo (E a H). (A) Minério willemítico, constituído predominantemente por willemita (cinza mais claro), dolomita e quartzo; (B) Willemita fibrorradiada substituindo dolomita ao longo de planos de clivagem (luz transmitida, polarizadores cruzados); (C) Minério willemítico, rico em hematita, com willemita e dolomita recristalizadas, associadas a microestruturas dúcteis-rúpteis (luz transmitida, polarizadores cruzados); (D) Minério sulfetado constituído predominantemente por esfalerita, dolomita e siderita; (E) Esfalerita cimentando intraclastos em brecha dolarenítica; (F) Esfalerita I, fina, cimentando aloquímicos em dolarenito, e esfalerita II, grossa, associada à dolomita, em bolsões cortando o dolarenito; (G) Esfalerita cimentando oóide e, juntamente com galena, substituindo e corroendo oóide. (luz transmitida, polarizadores descruzados) (Fotomicrografia de Ioná de Abreu Cunha); (H) Minério estratiforme, constituído por lâminas alternadas de esfalerita, galena, dolomita e chert (Fotomicrografia de Ioná de Abreu Cunha).

Sobrepostos aos horizontes mineralizados ocorrem as seqüências metapelíticas da Formação Serra da Lapa, que afloram a sudoeste da área. Estas incluem sericita-clorita filitos intercalados a metapelitos cálcio-silicáticos, lentes de metassiltito e, subordinadamente, de quartzitos, que apresentam contatos gradacionais com folhelhos pretos rítmicos com grafita, correspondentes ao Membro Serra do Velosinho, basal. Nas seqüências da Formação Serra da Lapa podem ser identificadas a foliação  $S_1$ , subparalela ao acamamento, e foliações oblíquas  $S_2$  e  $S_3$ , que representam clivagem plano-axial de dobras  $D_1$ , isoclinais, e  $D_2$ , abertas, relacionadas ao metamorfismo regional. Próximo ao contato com o Membro Pamplona Superior, esta seqüência também exibe 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 apresenta 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 5cm. O dolorudito apresenta matriz dolarenítica com fragmentos angulares ou arredondados de dolomito estromatolítico, dolomicrito, dolomicroesparito com pirita disseminada, colofana e silixito.

A fácies de recife é composta por dolomito cinza-claro a escuro com laminação algal e estruturas estromatolíticas caóticas e colunares de até 20cm (Fig. 12A), com laminações, caracterizadas por lamelas escuras de dolomita criptocristalina e lamelas claras compostas por dolomita grossa e grãos de quartzo autógenos.

As texturas originais destes litotipos são usualmente obliteradas por processos diagenéticos, tais como, neomorfismo e dolomitização seletiva, representada por dolomita anedral fina a grossa, não-planar, com contatos suturados e, localmente, extinção ondulante, distribuída preferencialmente ao longo da laminação e nos espaços intercolunares nos dolomitos estromatolíticos. Desenvolvimento de superfícies estilolíticas, que apresentam pirita, *chert* e argilo-minerais associados, relacionadas à diagênese de soterramento também são comuns. Intensa silicificação é posterior à dolomitização seletiva, e pode ser parcialmente anterior à formação dos estilólitos (tardi-diagenética).

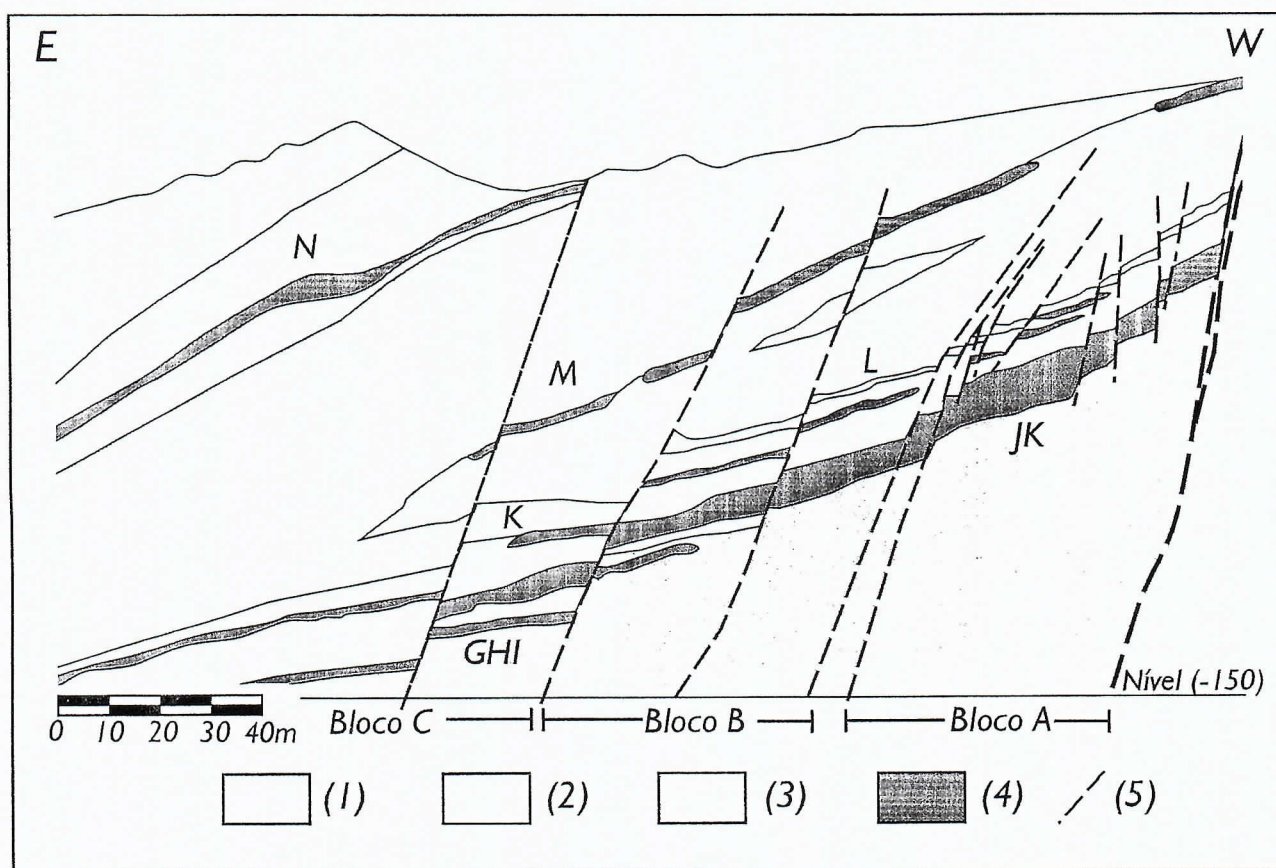


Figura 10 - Perfil do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo (Oliveira, 1998). (1) Seqüência argilo dolomítica (Formação Serra da Lapa); (2) Dolarenito e brecha dolarenítica (Grupo Vazante, Formação Morro do calcário, Membro Pamplona Superior); (3) Brecha dolomítica (Membro Pamplona Superior); (4) Minério de zinco e chumbo; (5) Falhas.

### Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal afeta principalmente os dolomitos da fácies de pós-recife do Membro Pamplona Superior principalmente próximo a zonas de falhas. Este processo é responsável pela modificação da cor dos dolomitos, usualmente do cinza para tons róseos.

Alterações fissurais relacionam-se ao preenchimento de fraturas e espaços abertos por dolomita barroca e calcedônia, gradando para estilos pervasivos, nos quais o dolomito é extensivamente substituído por quartzo, dolomita barroca, Fe-dolomita, pirita e calcedônia que ocorre como concreções laminadas e como nódulos concêntricos (Fig. 12B e 12C). Nestas zonas, fortemente silicificadas, a dolomita pode apresentar textura fibrosa ou coloforme, indicativa de deposição rítmica e substituição da calcedônia precursora. Dolomita barroca, Fe-dolomita e quartzo também relacionam-se a veios com textura *comb* e comumente apresentam extinção ondulante. Estes veios cortam tanto rochas parcialmente preservadas como as intensamente silicificadas. Cristais euhédricos, fortemente zonados e pleocróicos com núcleos ankeríticos e bordas dolomíticas, caracteristicamente associam-se e substituem os nódulos de calcedônia, ou ocorrem em veios cortando as zonas silicificadas.

Fragmentação expressiva, relacionada à cataclase, ocorre nos dolomitos silicificados originando zonas de brechas com

clastos de *chert*, quartzo e dolomita em matriz predominantemente dolomítica e localmente calcítica.

### Mineralizações

A distribuição dos corpos de minério *stratabound* é fortemente controlada pela estratigrafia (fácies de pós-recife e, subordinadamente, de recife do Membro Pamplona Superior), sendo os corpos de minério deslocados por falhas normais de alto ângulo de direção geral N65E.

A pirita representa a primeira geração de sulfetos, ocorrendo disseminada ou associada a preenchimentos de espaços abertos, estilólitos e a veios com dolomita barroca.

A associação de sulfetos e nódulos de calcedônia é bastante comum (Fig. 13A). A pirita é concentrada principalmente na borda desses nódulos, sob a forma de cristais euhedrais e subeuhedrais. Grandes concentrações de pirita euhédrica também substituem parcialmente os dolomitos fortemente silicificados ou preenchem espaços abertos, juntamente com a dolomita barroca. Nas zonas fracamente mineralizadas a esfalerita ocorre nas bordas de nódulos de calcedônia, seguindo a pirita, ou na borda de bolsões e veios carbonáticos (Monteiro *et al.* 2001).

O minério *stratabound* é formado por pirita, esfalerita, e galena, em geral tardia em relação às demais fases. A pirita nesta associação representa a primeira geração de sulfeto coloforme (Fig. 13B), depositado ritmicamente e

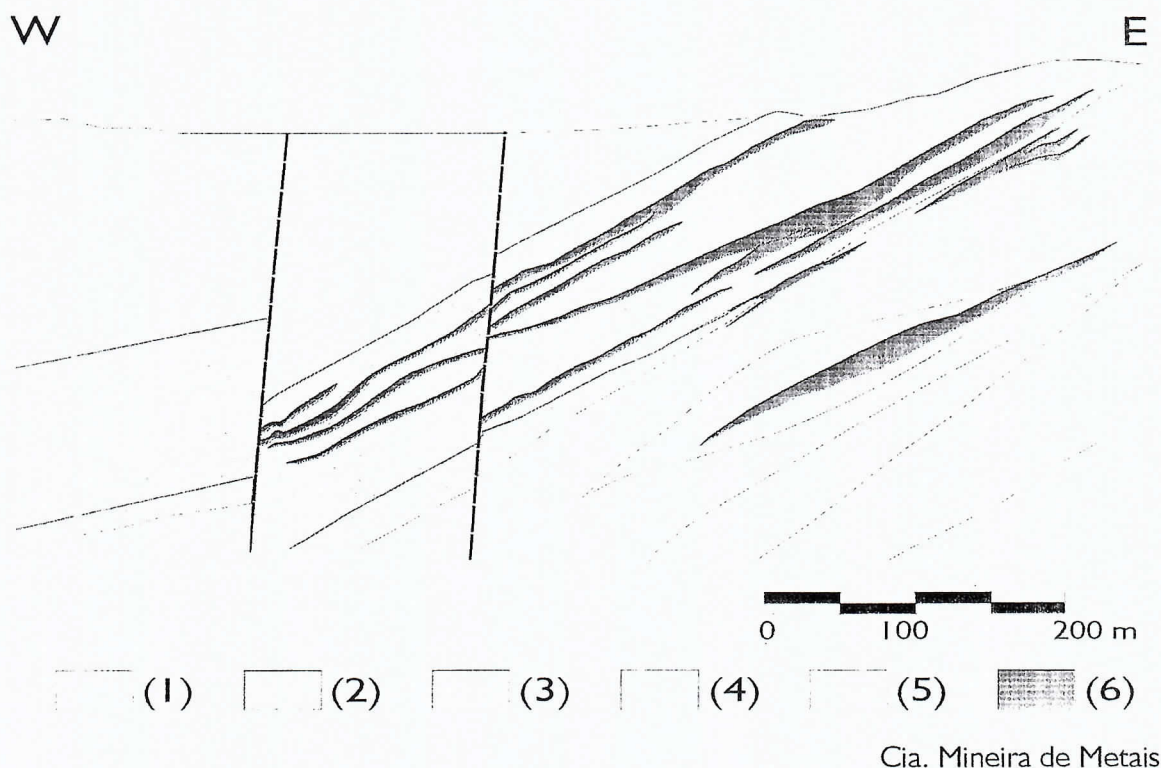


Figura 11 - Perfil esquemático do depósito de Fagundes (modificado de Cia. Mineira de Metais). (1) Folhelho preto (Formação Serra da Lapa, Membro Serra do Velosinho); (2 – 5) Grupo Vazante, Formação Morro do Calcário, Membro Pamplona Superior, (2) Dolorudito; (3) Dololutito; (4) Dolomito e dolarenito; (5) Dolomito algal; (6) Mineralização de zinco.

alternadamente à dolomita e à esfalerita, indicando preenchimento de espaços abertos. A esfalerita é coloforme (I) e/ou zonada (II) e apresenta, em luz transmitida, cor laranja nas partes intermediárias ou centrais dos cristais, alternadas por zonas amarelas e castanhas (Fig. 13C). Cor castanho-escuro usualmente é observada na borda dos cristais. A galena, comumente, apresenta textura indicativa de preenchimento ou substituição (Monteiro *et al.* 2001).

O minério filoniano é constituído por esfalerita castanho-escuro (III) e galena sem evidências de zoneamento, em concentrações irregulares que cortam a dolomita barroca (Fig. 12D).

Evidências de mobilização, associada à deformação dúctil-rúptil (Fig. 13D), são também presentes, refletindo interação com fluidos hidrotermais tardios, resultando em obliteração parcial das texturas originais da esfalerita (Fig. 13E), como o zoneamento, através da formação de uma nova fase de esfalerita (IV), em geral mais clara que a preexistente, nas proximidades de fraturas e nas bordas dos cristais.

O minério brechado apresenta fragmentos de esfalerita envolvidos em uma matriz de esfalerita fina, associada a processos de mobilização. Em áreas mais intensamente

deformadas, os sulfetos são orientados segundo a foliação milonítica, e podem estar associados a quartzo e dolomita com estrutura *ribbon*. A esfalerita (IV), usualmente é amarelo-clara e ocorre associada a galena, em veios que cortam a esfalerita inicial. Localmente, esta esfalerita tardia associa-se a planos de foliação milonítica e envolve núcleos ainda preservados da esfalerita primária. Nos domínios mais deformados, a esfalerita, assim como a pirita, apresenta evidências de dissolução parcial e/ou corrosão, sendo substituída por filossilicatos associados a dolomita euhédrica.

As texturas do minério indicam que o preenchimento de espaços abertos (sulfetos coloformes; texturas de deposição rítmicas em fraturas e veios *comb*) é predominante nas mineralizações *stratabound*, embora processos de mobilização sejam importantes no depósito, refletindo a sobreposição de estilos tardi-diagenéticos e epigenéticos.

### Depósito de Ambrósia

#### Seqüência Hospedeira das Mineralizações

Em Ambrósia, a mineralização de zinco é controlada por uma zona de falha de alto ângulo, com direção aproximada

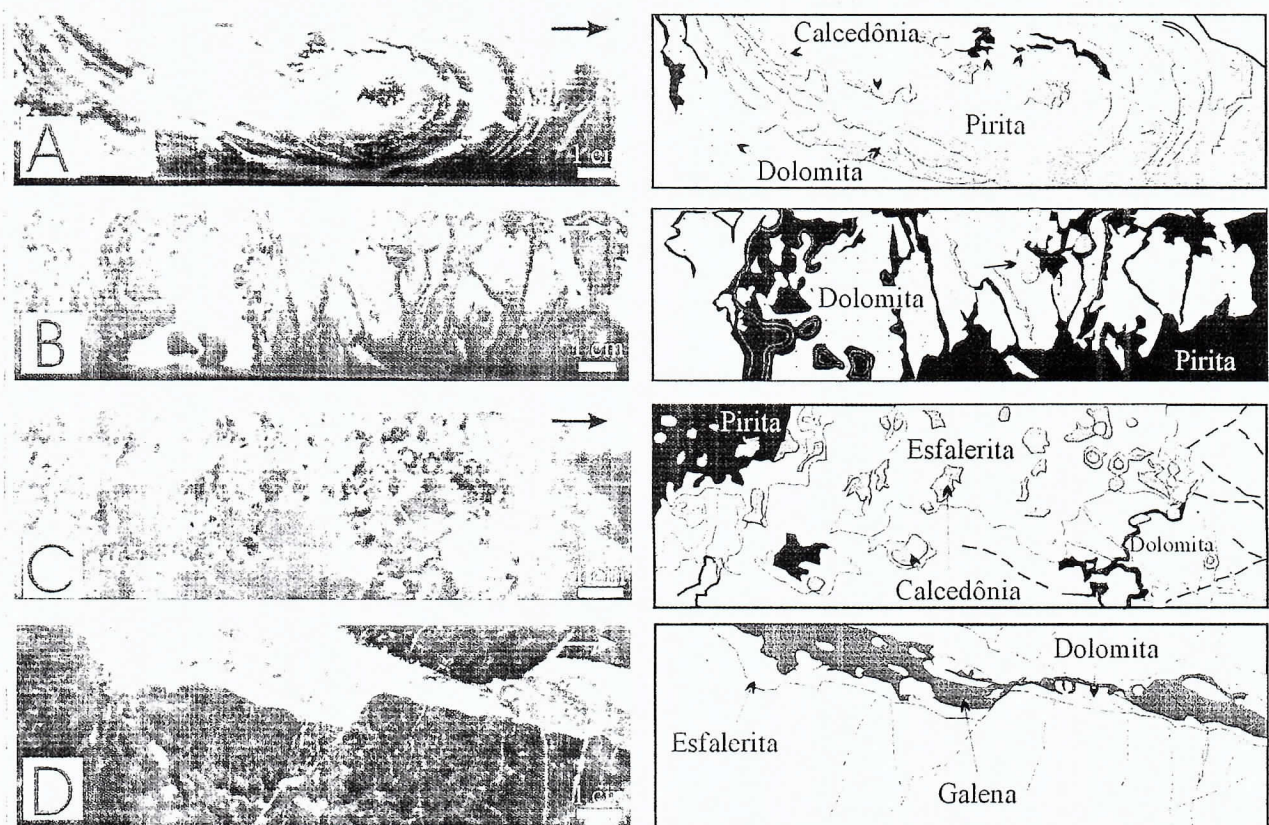


Figura 12 - Feições macroscópicas de dolomitos alterados hidrotermalmente e/ou mineralizados do depósito de Fagundes. (A) Estrutura estromatolítica, parcialmente silicificada ao longo das laminações, que, localmente, são também substituídas por pirita e, posteriormente, por dolomita barroca; (B) Dolomito 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 cortado por veio de dolomita, brechada, envolvida por esfalerita e galena.

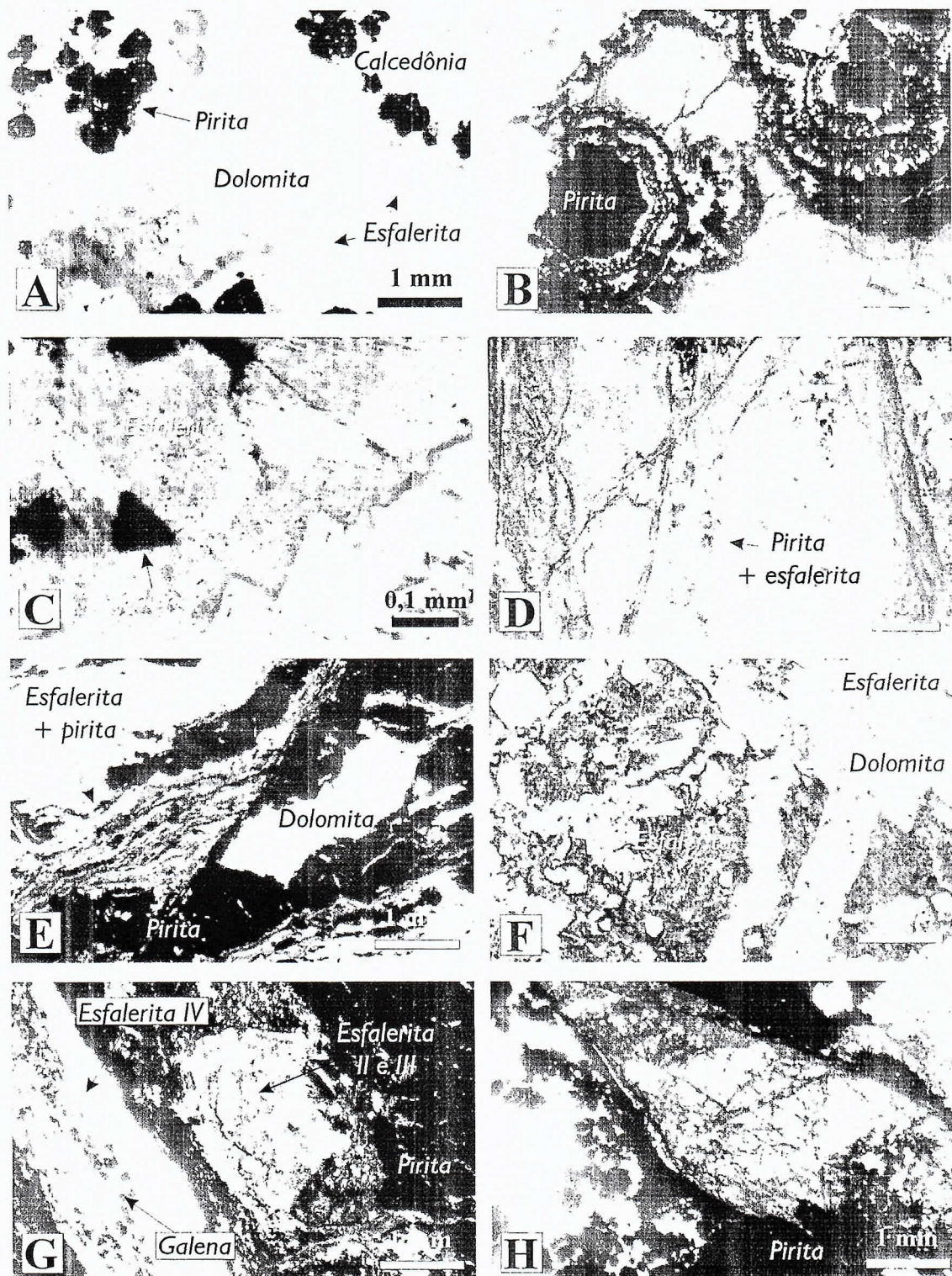


Figura 13 - Feições macro e microscópicas dos minérios de Fagundes (A a E) e Ambrósia (F a H). (A) Nódulos de calcedônia, com pirita e esfalerita zonada, com reflexões internas amarelas, nas bordas (Luz refletida); (B) Pirita e esfalerita coloformes (luz transmitida, polarizadores descruzados); (C) Esfalerita zonada (Laranja a castanha), com galena subordinada (luz transmitida, polarizadores descruzados); (D) Concentrações de pirita e esfalerita associadas à foliação milonítica; (E) Esfalerita e pirita associadas à foliação milonítica (luz transmitida, polarizadores descruzados); (F) Esfalerita primária cortada por dolomita e venulações de esfalerita tardia (luz transmitida, polarizadores descruzados); (G) Esfalerita, brechada e cimentada por esfalerita fina, envolvida por pirita. No lado esquerdo, esfalerita IV, amarela, associada à galena, orientada ao longo de foliação milonítica (luz transmitida, polarizadores descruzados); (H) Núcleo de esfalerita primária, em forma sigmoidal, parcialmente preservado, envolvido por pirita (luz transmitida, polarizadores descruzados).

N30W, que intercepta, a sudoeste, o contato entre os Membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior (Fig. 14). A noroeste, esta falha justapõe os membros Pamplona Superior e Inferior (Fig. 15). Falhas transversas N20E cortam a zona de falha principal.

O Membro Morro do Pinheiro Superior, sotoposto à zona de cisalhamento, inclui dolomitos cinza-escuros com estruturas estromatolíticas planares, olho-de pássaro (*bird's eyes*) e *fenestrae*.

O Membro Pamplona Inferior é constituído por folhelhos carbonosos rítmicos que gradam para metassiltitos, metarenitos, dolarenito, metamarga e dolomitos argilosos. O folhelho apresenta níveis ricos em quartzo e microclínio em matriz pelítica. No topo desta seqüência, dolarenito, com colofana detrítica, e lentes de marga associam-se aos folhelhos. Próximo ao contato com o Membro Pamplona Superior, níveis de brecha intraformacional com fragmentos de dolomito, fosforito, e quartzo podem ser identificados. Nestas brechas clastos tabulares de fosforito exibem cristalização de calcedônia e apatita nas bordas e os clastos de quartzo apresentam extinção ondulante, formação de sub-grãos e texturas *mantle-core*. Na matriz os grãos de quartzo apresentam núcleos detríticos arredondados e sobre-crescimentos autígenos euhédricos. A unidade hospedeira da mineralização é uma seqüência dolomítica brechada, fortemente associada à zona de cisalhamento, e tectonicamente imbricada aos folhelhos pretos e ardósias deste membro. Embora muito recristalizado e brechado, texturas sedimentares reliquias podem ser identificadas no dolomito, tais como, laminação algal, *fenestrae* irregulares, olho-de-pássaro (*bird's eyes*) e pelóides, e níveis ricos em quartzo e microclínio autígeno.

Dobras de arrasto, foliação ( $S_1$ ), definida pela orientação de sericita, flogopita e clorita, e crenulação ( $S_2$ ) são identificadas.

O Membro Pamplona Superior é constituído por dolomito cinza-médio com laminações algais, estruturas estromatolíticas e níveis evaporíticos. Apresenta, em geral, níveis finos ricos em minerais detríticos, como quartzo e microclínio, e fases autígenicas, principalmente quartzo e pirita euhédrica em matriz dolomítica associada a material fosfático.

O dolomito apresenta zonas micríticas e cimentação esparítica associada à *fenestrae*, ambas relacionadas à cimentação marinha (I), inicial. Intraclastos e pelóides estão variavelmente dolomitizados, devido à dolomitização planar e a não planar, que pode estar associada ao refluxo (II). Cimentação dolomítica esparítica *dog tooth* e *drusy mosaic*, associada a um estágio de diagênese influenciada por fluidos meteóricos (III), e estilólitos e venulações, formados devido à compactação (IV), podem ser observados.

### Alteração Hidrotermal

Na Zona de Falha de Ambrósia, os litotipos dos Membros Morro do Pinheiro Superior e Pamplona apresentam aspecto brechado, devido à interação de diferentes processos, em geral, posteriores à formação dos estilólitos, tais como: (I) recristalização, (II) silicificação; (III) formação de dolomita barroca e ankerita; e (IV) concentração de venulações e falhas (Monteiro *et al.* 2001).

A recristalização, caracterizada por mosaico uniforme de dolomita média a grossa, com limites de grãos retilíneos, representa o principal processo que afeta os dolomitos do Membro Pamplona Superior.

Próximo aos corpos mineralizados, além da recristalização, um complexo sistema de veios preenchidos por dolomita barroca, ankerita e quartzo também afeta os dolomitos do Membro Pamplona Inferior. A silicificação é local e pouco expressiva. Sistemas de fraturas preenchidas por dolomita e Fe-dolomita também são responsáveis pela brechagem *in situ* dos dolomitos.

### Mineralizações

A mineralização de Ambrósia é predominantemente filoneana, associando-se a dolomitos brechados tectonicamente imbricados aos metassedimentos do Membro Pamplona Inferior, na Zona de Falha de Ambrósia, que configura uma posição estratigráfica similar àquela do minério de Vazante. Contudo, em Ambrósia, a predominância de folhelhos carbonosos com pirita podem evidenciar condições paleoambientais mais restritas e euxínicas necessárias à deposição da seqüência hospedeira.

Pirita e marcassita são abundantes nas proximidades das zonas mineralizadas, e podem representar um envelope de alteração ao redor das zonas fortemente mineralizadas. Estes sulfetos de ferro ocorrem principalmente nos dolomitos recristalizados e previamente modificados por dolomitização e/ou silicificação. Ocorrem em veios com textura *comb*, associados a dolomita e ankerita, estilólitos e nódulos concêntricos. Comumente apresentam texturas rítmicas, e crescimento a partir de fraturas, indicando preenchimento de espaços abertos (*open-space filling*).

A esfalerita, nas zonas fracamente mineralizadas, pode ocorrer, como uma fase subordinada aos sulfetos de ferro, em estilólitos, venulações, bordas de veios carbonáticos ou como pequenas concentrações cortando a pirita preexistente. Nas bordas dos veios carbonáticos a esfalerita apresenta forte zoneamento composicional, evidenciado por sua cor em luz transmitida (castanha a laranja) e por suas reflexões internas (branca, amarela e laranja), em luz refletida.

O principal tipo de minério é constituído por esfalerita e grande concentração de pirita, com galena subordinada,

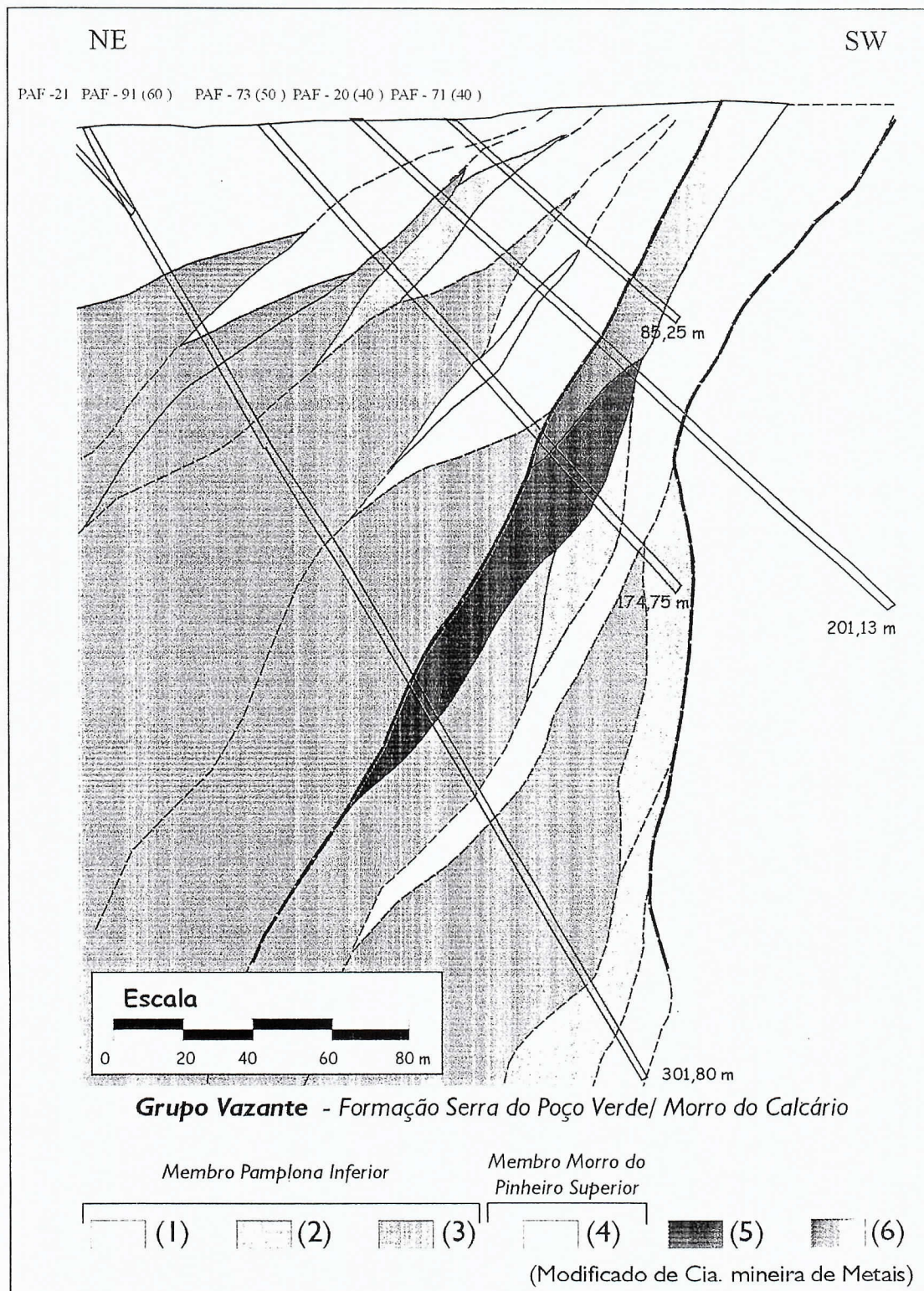


Figura 14 - Perfil esquemático da parte sudoeste do depósito de Ambrósia. (1) Folhelhos carbonosos com pirita disseminada; (2) Margas e folhelhos dolomíticos; (3) Dolomito com laminações algais, brechado e recristalizado; (4) Dolomito cinza escuro com bird's eyes; (5) Mineralização primária de zinco; (6) Mineralização oxidada de zinco.

ocorrendo como uma rede de finas venulações e veios que cortam o dolomito recristalizado ou a dolomita barroca que o substitui (Fig. 13F). Em luz transmitida, a esfalerita (I) é marrom avermelhada e apresenta evidências de zoneamento composicional. Contudo, textura granoblástica presente pode indicar diferentes graus de recristalização. Nas bordas dos grãos de esfalerita evidências de dissolução parcial, corrosão e concentrações de uma segunda geração de esfalerita (II), fina e escura, são comuns. Comumente, esfalerita (I) e (II) são cortadas por venulações de esfalerita III, amarela clara, associada a galena.

Milonitização nas zonas mineralizadas é responsável por concentrações de Fe-dolomita, dolomita, quartzo, pirita e esfalerita (III) ao longo de planos S-C, que limitam núcleos mais preservados de esfalerita (Fig. 13G e 13H). A pirita, associada com a esfalerita (I), frequentemente apresenta corrosão, dissolução e fragmentação, sendo substituída por

talco, clorita, esfalerita e galena. Venulações tardias de Fe-dolomita, quartzo, dolomita euhédrica, apatita e esfalerita (III) cortam estas zonas milonitizadas e/ou brechadas.

Estilos epigenéticos de mineralização são predominantes no depósito de Ambrósia, e processos de mobilização, similares aos observados em Fagundes, parecem ser mais importantes.

A comparação dos principais atributos relativos aos depósitos da da Faixa Vazante-Paracatu está apresentada na Tabela 1.

## CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

### Esfalerita

A esfalerita é caracteristicamente pobre em ferro (Tabela 2) nos depósitos de Vazante (0,00% a 0,27%), Fagundes (0,12% a 0,84%), Morro Agudo (0,10% a 1,03%) e Ambrósia (0,21% - 2,54%) (Bez 1980; Monteiro *et al.* 2001). Entretanto a

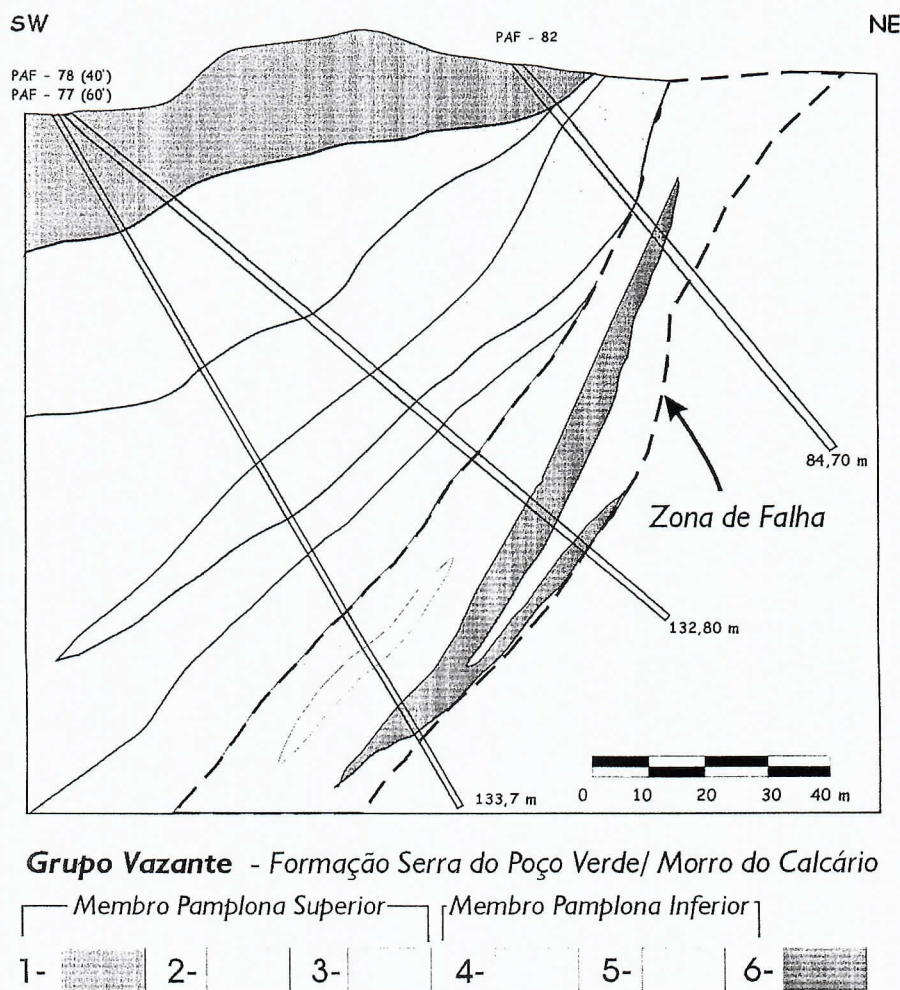


Figura 15 - Perfil esquemático da parte noroeste do depósito de Ambrósia. (1) Dolomito estromatolítico; (2) Dolomito cinza com laminação algal; (3) Dolomito cinza-claro brechado; (4) Folhelhos carbonosos com pirita disseminada, ardósia, dolomito fosfático e brechas intraformacionais; (5) Zona de brecha dolomítica; (6) Mineralização primária de zinco.

Tabela 1 - Características gerais dos depósitos. Abreviações: will: willemita; hm: hematita; dol: dolomita; sid: siderita; Fe-dol: Fe-dolomita; sp: esfalerita; gn: galena; fk: franklinita; zn: zinco; 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).

Depósito	Sequência hospedeira	Controle estrutural	Alteração hidrotermal	Estilos de mineralização	Tipos de minério	Minerais
Vazante	Membro Pamplona Inferior (folhelhos, ardósias, dolomitos roseos e cinza com laminação algal)	Zona de Cisalhamento N50/60NW	Dolomitização, silicificação, formação de siderita, hematita, Fe-dolomita e clorita <sup>(3,4)</sup>	Epigenético	Willemítico (bolsões, veios); Sulfetado (veios)	will, hm, dol, sid, Fe-dol, sp, gn, fk, zn, qtz, bar, chl <sup>(3,4)</sup>
Morro Agudo	Membro Pamplona Superior Facies de pós-recife (dolarenito, brecha dolarenítica, dolomudito)	Falha normal N10W/75SW <sup>(1,2)</sup>	Silicificação (posterior à mineralização principal)	Sin-diagenético <sup>(1,2)</sup> , tardi-diagenético e epigenético	Estratiforme (N); colúctico (JKL e M); brechado (GHI e JKL); venular <sup>(1)</sup>	gn, sp, py, cc, dol, bar, qtz <sup>(1,2)</sup>
Fagundes	Membro Pamplona Superior Facies de pós-recife (dolomudito e bioherma estromatolítico)		Forte silicificação, formação de dolomita, Fe-dolomita e argilo-minerais.	Tardi-diagenético e epigenético	Stratabound, filoniano	py, sp, gn, marc, dol, qtz
Ambrósia	Membro Pamplona Inferior (dolomito brechado intercalado a folhelhos e metassiltito)	Falha N30W/80SW	Substituição por dolomita baroque e Fe-dolomita. Silicificação subordinada.	Epigenético	Filoniano	py, sp, gn, dol, marc, qtz, apatita

Tabela 2 - Conteúdo médio de elementos menores e traços em esfalerita dos depósitos do Grupo Vazante (ferro em % e elementos traços em ppm), estimado a partir de análises de microsonda, exceto para análises de elementos traços de Morro Agudo, analisados por espectrometria. (1) Monteiro (1997); (2) Bez (1980) (análises de cádmio e ferro); (3) Dresch (1987) (análises de manganês, gálio, germânio, prata, cobre, cobalto e níquel); (4) Monteiro et al., (2001). N.d = não detectado; n.a = não analisado. 2001).

Depósitos	Fe	Cd	Mn	Ga	Ge	Ag	Cu	Co	Ni
Vazante <sup>(1)</sup>	0.10	8410	n.d	n.d	130	120	240	n.d	n.d
Morro Agudo <sup>(2,3)</sup>	0.64	7700	825	10	n.d	20	72	10	n.d
Fagundes <sup>(4)</sup>	0.47	3350	60	n.d	540	210	300	n.d	n.d
Ambrósia <sup>(4)</sup>	0.78	1190	40	n.d	300	120	70	n.d	n.d

relação entre o conteúdo de ferro e a somatória de elementos traços ( $\Sigma_m = \text{Cd} + \text{Ge} + \text{Ag} + \text{Cu}$ ) na esfalerita, indica significantes diferenças entre gerações de esfalerita de um mesmo depósito e entre os depósitos (Fig. 16).

A esfalerita de Vazante apresenta a menor relação  $\text{Fe}/\Sigma_{\text{metais}}$  por ser mais pobre em ferro e apresentar alto conteúdo médio de cádmio (8410ppm), semelhante à concentração média referida por Bez (1980) para Morro Agudo (7700ppm). Segundo Dresch (1987) o valor médio de cádmio no minério deste depósito, fortemente influenciado pelos conteúdos de cádmio na esfalerita, é mais elevado nos níveis JK (1119ppm), nos quais predominam estilos diagenéticos de mineralização, e menor nos demais níveis (282ppm).

Na esfalerita de Fagundes a relação entre as concentrações de elementos traços e Fe é similar à da esfalerita de Morro

Agudo (Fig. 16). Entretanto, seus conteúdos médios de cádmio são menores (3350ppm) e os de germânio são relativamente altos (540ppm). As diferentes cores observadas na esfalerita zonada, de Fagundes, podem ser correlacionadas às variações oscilatórias dos elementos traços. Aumento nos conteúdos de germânio, cobre e manganês são responsáveis por zonas com cor laranja, principalmente no centro e partes intermediárias dos cristais. As bordas (castanhas) apresentam, em geral, aumento das taxas de prata e ferro ou cádmio. Enquanto o aumento de prata, mais incompatível, possa ser de natureza residual, o enriquecimento de ferro, mais compatível, em estágios finais da cristalização, pode estar relacionado a oscilações nas condições físico-químicas (temperatura,  $f\text{S}_2$ ) e/ou a novos pulsos de fluidos enriquecidos em ferro.

A esfalerita de Ambrósia apresenta as maiores razões  $\text{Fe}/\Sigma_{\text{metais}}$  entre os quatro depósitos (Fig. 16), por ser mais rica

em ferro e relativamente mais pobre em cádmio (1190ppm) e germânio (300ppm).

Caracteristicamente, em cada um dos depósitos, as fases minerais tardias apresentam maiores razões  $Fe/\Sigma_{\text{metais}}$  do que as fases iniciais, refletindo uma tendência similar de evolução fluidal nesses depósitos.

A razão  $Zn/Cd$ , utilizada como um indicador genético em estudos de depósitos de metais base (Jonasson & Sangster 1978; Song 1984; Brill 1989; Xu 1998), também revela grandes diferenças entre os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu (Tabela 3).

A razão média ( $Zn/Cd = 225$ ) observada no depósito de Fagundes é similar àquela já conhecida em depósitos de chumbo e zinco hospedados em seqüências sedimentares. O valor médio para Ambrósia ( $Zn/Cd = 1510$ ) assemelha-se apenas à razão média identificada em depósitos associados à substituição hidrotermal metamórfica (Brill 1989; Xu 1998).

As razões referíveis aos depósitos de Morro Agudo ( $Zn/Cd = 83$ ) e Vazante ( $Zn/Cd = 78$ ) são similares às descritas para o depósito de Niujiatong (Guizhou, China), que apresenta razões muito baixas de  $Zn/Cd$  (31 a 75), pois representa um depósito independente de Cd (Liu *et al.* 1999 e Lin & Liu 1999). O mesmo relaciona-se a processos epigenéticos de baixa temperatura (100°C-140°C) (Liu *et al.* 1999), apresentando características distintas dos depósitos da Faixa Vazante-

Paracatu. Entretanto, as baixas razões  $Zn/Cd$  podem refletir condições físico-químicas similares dos fluidos mineralizantes, tais como, baixo conteúdo de enxofre reduzido ( $\Sigma S_{\text{red}}$ ) que, de acordo com Schwartz (2000), aumenta os valores do coeficiente de partição do Cd na esfalerita, favorecendo a formação de esfalerita rica em Cd.

Estas características indicam condições de mais baixa  $fS_2$  em Vazante, e uma tendência de aumento do  $\Sigma S_{\text{red}}$  em estágios tardios (tardi-diagenéticos e, principalmente, epigenéticos) nos demais depósitos, principalmente em Ambrósia, onde o estilo epigenético é predominante.

### Galena

A galena também apresenta diferenças composicionais entre os vários depósitos da faixa, tais como, conteúdos médios maiores de cádmio, prata e cobre em Vazante (Tabela 4) e de gálio e germânio em Ambrósia e Fagundes. As altas concentrações destes elementos podem estar associados a inclusões sólidas, principalmente de carnevillita  $[Cu(Ga,Zn,Fe)S_2]$  ou gallita ( $CuGaS_2$ ), uma vez que existe correlação entre os conteúdos de gálio, zinco, cobre e prata da galena dos depósitos de Vazante e Ambrósia. No entanto, correlações entre germânio, cobre e prata, que poderiam sugerir a presença das fases mais comuns de germânio, não foram verificadas.

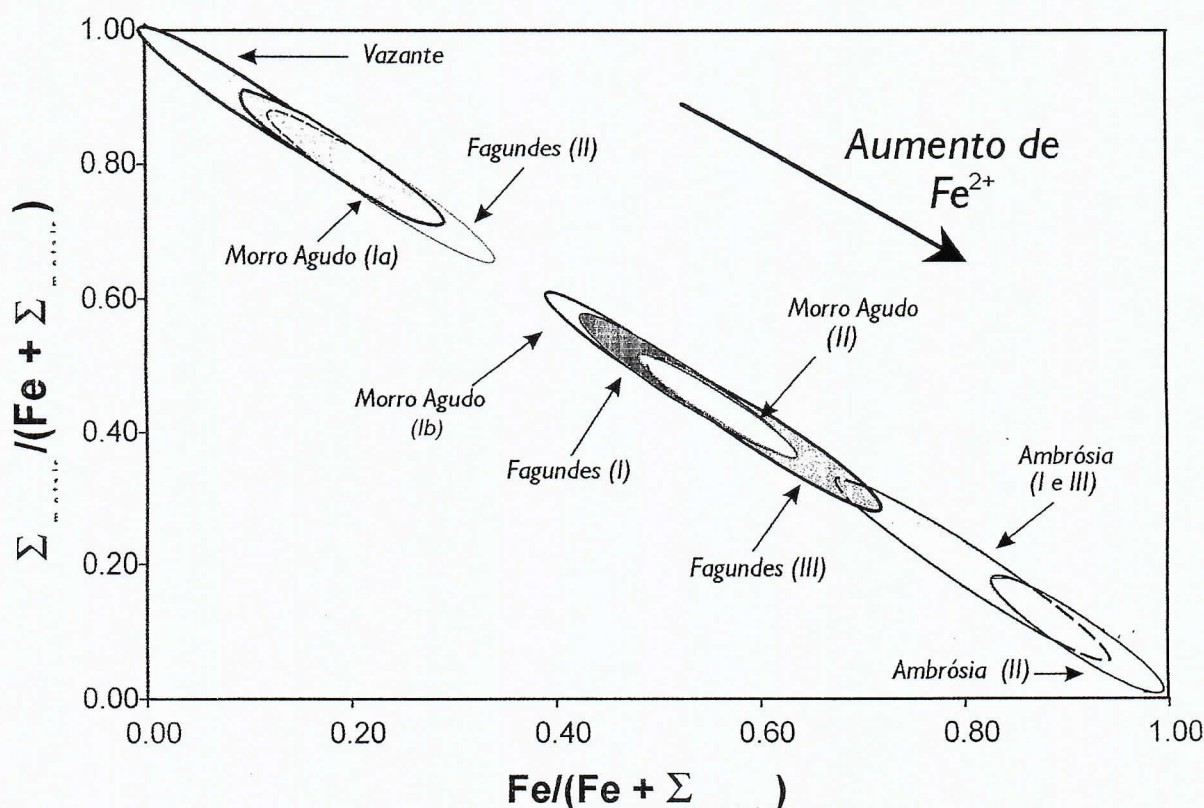


Figura 16 - Relação entre o conteúdo de ferro e a somatória de elementos traços ( $\Sigma_{\text{metais}} = Cd + Ge + Ag + Cu$ ) em esfalerita dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu (com base em dados de Bez, 1980; Monteiro, 1997 e Monteiro *et al.*

Tabela 3 - 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).

Depósitos de Pb - Zn	Zn/Cd
Fagundes <sup>(1)</sup>	225
Ambrósia <sup>(1)</sup>	1510
Vazante <sup>(2)</sup>	78
Morro Agudo <sup>(3)</sup>	83
Depósitos magnático-hidrotermais <sup>(4)</sup>	104 - 214
Depósitos hospedados em seqüências sedimentares e carbonáticas (MVT, SEDEX) <sup>(4,5,6)</sup>	252 a 330
Depósitos vulcanogênicos <sup>(4,5,6)</sup>	417 - 531
Depósitos geotermiais modernos (Juan de Fuca Ridge e TAG Hydrothermal Field) <sup>(7)</sup>	600-1200
Depósitos metamorfisados/remobilizados <sup>(6,8)</sup>	273 - 1310
Outros tipos (Niujiaotang, China) <sup>(9)</sup>	31 to 75

Tabela 4 - Conteúdo médio de elementos menores e traços (em ppm) em galena dos depósitos do Grupo Vazante, estimado a partir de análises de microsonda, exceto para análises da galena de Morro Agudo, analisada por espectrometria. (1) Monteiro (1997); (2) Dresch (1987); (3) Monteiro et al., (2001). N.d = não detectado; n.a = não analisado.

Depósitos	Zn	As	Ga	Ge	Cd	Sb	Ag	Cu	Bi	Ni
Vazante <sup>(1)</sup>	3920	80	120	380	710	n.d	230	240	n.d	n.d
Morro Agudo <sup>(2)</sup>	n.a	n.a	10	n.a	n.a	n.a	71	41	n.a	n.d
Fagundes <sup>(3)</sup>	740	n.d	3470	4970	420	n.d	170	40	n.d	n.d
Ambrósia <sup>(3)</sup>	1610	n.d	3340	7010	420	n.d	140	50	n.d	n.d

Tabela 5 - Conteúdo médio de elementos menores e traços (em ppm) em pirita dos depósitos do Grupo Vazante, estimado a partir de análises de microsonda, exceto para análises da pirita de Morro Agudo, analisada por espectrometria. (1) Dresch (1987); (2) Monteiro et al., (2001). N.d: não detectado; n.a = não analisado.

Depósitos	Pb	Zn	As	Ga	Ge	Mn	Ag	Cu	Co	Ni
Morro Agudo <sup>(2)</sup>	n.a	n.a	n.a	17	n.a	789	n.d	32	13	18
Fagundes <sup>(3)</sup>	4670	950	230	n.d	n.d	640	150	130	n.d	n.d
Ambrósia <sup>(3)</sup>	890	330	260	120	300	n.d	140	n.d	n.d	n.d

## Pirita

A pirita de Fagundes e Ambrósia apresenta concentrações altas de chumbo e zinco (Tabela 05), que podem ser relacionadas a finas inclusões de esfalerita e/ou galena, freqüentes principalmente na pirita presente em zonas de mobilização. Altos conteúdos de gálio (até 520ppm em Ambrósia e 610ppm em Fagundes) e de germânio (até 4630ppm em Ambrósia) também foram verificados. A pirita coloforme de Fagundes revela, assim como a esfalerita, variações na distribuição dos elementos traços, caracterizadas por conteúdos maiores de manganês no centro, aumento de arsênio nas bordas e oscilações no conteúdo de prata e cobre nas partes intermediárias.

## EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES

### Estudos de inclusões fluidas

#### Composição dos Fluidos

As temperaturas do ponto do eutético (TE) das soluções presentes em inclusões fluidas em esfalerita e quartzo dos depósitos de Vazante e Ambrósia variam de -37°C a -55°C. Estas temperaturas são mais baixas que as esperadas para o sistema H<sub>2</sub>O-NaCl, caracterizado por TE estável em -21,2°C, sendo mencionados valores de -28°C até -35°C para esse sistema, devido à metaestabilidade (Davis *et al.* 1990; Goldstein & Reynolds 1994). Devido à isso, estas temperaturas podem refletir a presença de outros cátions. Como, geralmente,

a presença de fase líquida pode ser observada a temperaturas menores de  $-40^{\circ}\text{C}$ , a presença de  $\text{Ca}^{2+}$  pode ser inferida, refletindo o sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ , que apresenta temperatura do eutético estável de  $-52^{\circ}\text{C}$ . Este sistema é considerado por Goldstein & Reynolds (1994) como o mais apropriado para representar a composição de salmouras baciais.

Em Fagundes, as mudanças de fases a baixas temperaturas indicam a progressiva diminuição dos valores de TE nas associações pré-mineralização ( $-35^{\circ}\text{C}$ ), mineralização ( $-46^{\circ}\text{C}$ ) e mobilização ( $-57^{\circ}\text{C}$ ), que podem refletir, respectivamente, os sistemas  $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  (Goldstein & Reynolds 1994). Assim, processos como a dolomitização e a dissolução dos dolomitos hospedeiros podem ser importantes para explicar a evolução dos fluidos, uma vez que controlam a concentração de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  em solução.

A presença de fluidos ricos em  $\text{MgCl}_2$ , e possivelmente  $\text{FeCl}_2$ , em inclusões fluidas da fase pré-mineralização do depósito de Fagundes, pode estar relacionada à formação de dolomita barroca e Fe-dolomita, que antecede a mineralização, e é acompanhada por forte silicificação.

O estágio mineralizante é caracterizado por fluidos mais ricos em  $\text{Ca}^{2+}$ , possivelmente como consequência da prévia dolomitização. A composição dos fluidos mineralizantes em Fagundes seria, desta forma, similar à estimada para os depósitos do tipo Mississippi Valley (MVT) (Haynes & Kesler 1987) e IRISH, incluindo-se os depósitos canadenses de Gays River e Jubilee (Kontak 1998), nos quais o estágio principal de mineralização têm sido relacionado ao aumento das razões  $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ .

Adicionalmente, a presença de forte silicificação no depósito de Fagundes implica que o fluido responsável pelos processos de alteração hidrotermal era saturado em sílica, possivelmente em decorrência de sua migração através das seqüências da bacia e do embasamento. Já que não foram observadas evidências de *boiling*, deduz-se que a rápida mudança de condições de temperatura, esperadas em decorrência de processos de mistura de fluidos, pode ter sido responsável pela silicificação.

### Salinidade

Grandes intervalos de variação de salinidade, em equivalentes à % em peso do NaCl podem ser observados nos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu (Tabela 6).

Os estudos de inclusões fluidas, em esfalerita, realizados por Cunha (1999) e Cunha *et al.* (1998, 2000) no depósito de Morro Agudo, indicam zoneamento em relação à zona de falha principal considerada como uma zona de alimentação dos fluidos mineralizantes. Este zoneamento caracteriza-se por fluidos mais salinos próximos à falha, principalmente relacionados ao Nível JKL (Bloco A), para o qual Cunha (1999) aponta temperaturas de fusão de gelo de até  $-36^{\circ}\text{C}$ .

Nos demais blocos, inclusões em esfalerita deste nível apresentam salinidades médias (até equivalente a 14% em peso do NaCl), que também predominam nos níveis N e M. Fluidos menos salinos (até equivalente a 8% em peso do NaCl) associam-se ao nível GHI.

Em Fagundes, foram obtidos valores moderados de salinidade (até no máximo equivalente a 15% em peso do NaCl) tanto nos estágios de alteração hidrotermal pré-mineralização quanto no estágio de mineralização principal, tardi-diagenético. Outros estudos indicam, no entanto, salinidades de até equivalente a 30% em peso de NaCl em inclusões fluidas deste depósito, que podem estar relacionadas a fases restritas, a alguns níveis, ou na proximidade de falhas, como em Morro Agudo (Dardenne & Freitas-Silva 1999). Inclusões fluidas na esfalerita tardia (IV) indicam salinidades menores, atingindo no máximo valores equivalente a 7% em peso de NaCl.

Em Ambrósia e Vazante, fluidos salinos (até equivalente a 23% em peso do NaCl) relacionam-se à deformação dos sulfetos (Tabela 06), enquanto salinidades moderadas (até equivalente a 15% em peso do NaCl) relacionam-se, segundo Freitas – Silva & Dardenne (1998a) à willemita. Inclusões primárias em quartzo de brechas com texturas de preenchimento, consideradas tardias em relação às mineralizações de Vazante, apresentam salinidades médias equivalentes a 13% em peso do NaCl (Tabela 6).

A comparação destas características mostra similaridades que podem refletir a composição da seqüência hospedeira, incluindo as evidências de níveis evaporíticos que teriam contribuído para as altas salinidades, como as do depósito de Morro Agudo no qual temperaturas de Tfg de até  $-36^{\circ}\text{C}$  foram verificadas (Cunha 1999). Fluidos com altas salinidades (valores maiores que equivalentes a 30% em peso do NaCl) são similares apenas àqueles verificados em alguns depósitos MVT, tais como, Viburnum Trend, EUA (Shelton *et al.* 1992), Thunder Bay, Canadá (Haynes *et al.* 1988) e Polaris, Ártico (Savard *et al.* 2000). No entanto, a maioria das associações de inclusões fluidas primárias indica a predominância de fluidos com salinidades moderadas (até equivalente a 15% em peso do NaCl), similares às descritas para depósitos IRISH e MVT (Fig. 17), e que podem refletir a mistura com fluidos menos salinos.

Em Fagundes, os fluidos associados à esfalerita (IV) podem evidenciar a participação de soluções meteóricas nos processos de deformação e mobilização.

Entretanto, em Ambrósia e Vazante, além da possível interação com fluidos meteóricas, soluções relativamente salinas relacionam-se às fases mobilizadas. Essas evidências sugerem a participação de soluções salinas canalizadas nas falhas reativadas, que podem estar relacionadas à circulação de fluidos profundos derivados da própria bacia sedimentar.

Tabela 6 - Principais características dos fluidos mineralizantes obtidas a partir de estudos de inclusões fluidas. Abreviações utilizadas: Sp = esfalerita; will = willemita; qtz: quartzo; dol: dolomita.

DEPÓSITOS Zn-(Pb)/	Composição	TH °C	Salinidade % equiv. NaCl	Referências
<b>GRUPO VAZANTE</b>				
<b>MORRO AGUDO</b>		Sp: 70 - 160	0 - 18	Freitas-Silva & Dardenne (1998). Dardenne & Freitas-Silva (1999)
Nível N/Bloco C	H <sub>2</sub> O-NaCl	Sp: 120 - 144	9 - 14	Cunha (1999); Cunha <i>et al.</i> (1998, 2000); Misi <i>et al.</i> , (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	
<b>FAGUNDES</b>		Sp: 120 - 180	0 - 30	Dardenne & Freitas-Silva (1999)
Pré-mineralização	H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl <sub>2</sub>	Qtz: 143 - 210	6 - 14	Este trabalho
Mineralização	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	Sp (II): 139 - 265	6 - 12	
Mobilização	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub> -MgCl <sub>2</sub>	Sp (IV): 97 - 197 Dol: 165 - 189	0 - 7 9 - 15	
<b>AMBRÓSIA</b>	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	Qtz: 124 - 244	5 - 22	Este trabalho
<b>VAZANTE</b>		Will: 65 a 180	3 a 15	Freitas-Silva & Dardenne (1998); Dardenne & Freitas-Silva (1998;1999)
Mobilização	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	Sp: 100 - 232	10 - 23	Este trabalho
Pós-mineralização	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	Qtz: 135 - 160	7 - 18	

### Temperatura de Homogeneização

Temperaturas de homogeneização (TH) relativamente elevadas (> 200°C) foram observadas em inclusões fluidas em todos os depósitos da Faixa Vazante - Paracatu.

No depósito de Morro Agudo o zoneamento em relação à zona de falha principal (Fig. 10) é bem caracterizado principalmente pelos valores de TH entre 122°C e 283°C, no bloco A, mais próximo à falha, entre 148°C e 160°C no bloco B, e entre 80°C e 168°C no bloco C. O minério estratiforme (corpo N) apresenta temperatura mais baixa (TH= 120°C a 144°C) (Cunha 1999; Cunha *et al.* 1998, 2000; Misi *et al.* 1998).

No depósito de Fagundes as TH em inclusões fluidas primárias em quartzo pré- mineralização, variam entre 143°C e 210°C, enquanto que na esfalerita associada ao estágio principal de mineralização, as temperaturas de TH alcançam 265°C.

No depósito de Vazante, os estudos de inclusões fluidas na willemita (Freitas - Silva e Dardenne 1998a e Dardenne & Freitas-Silva 1998), indicam temperaturas de homogeneização entre 65°C e 180°C. Na esfalerita mobilizada deste depósito os valores de TH variam bastante, alcançando 232°C.

Nos estágios pós-mineralização, relacionados à mobilização, são observados em todos os depósitos uma faixa estreita de TH, o que indica consistência das medidas. Em Fagundes, temperaturas de ~ 190°C são relacionados ao

cisalhamento, o que pode refletir que as condições de temperatura não variaram muito durante os diferentes estágios.

Em todos os depósitos estudados foram observadas temperaturas <100°C, apenas em inclusões consideradas secundárias, relacionadas a trilhas, que cortam vários grãos, ou a planos de clivagem. Valores inferiores a 100°C também foram descritos por Cunha (1999) e Freitas-Silva & Dardenne (1998a,b), sendo atribuídas, no entanto, a inclusões fluidas primárias em fases minerais dos depósitos de Morro Agudo.

As altas temperaturas medidas em inclusões fluidas primárias diferem daquelas observadas em depósitos MVT. porém apresentam similaridade com as registradas em depósitos do tipo IRISH (Samson & Russell 1987; Banks & Russell 1992, Hitzman 1995) (Fig. 17), nos depósitos de Nova Scotia (Kontak 1998) e de Nanisivik (Arne *et al.* 1991), entre outros.

À 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 (Boyc *et al.* 1983), enquanto que na Nova Escócia, o episódio

mineralizante é considerado sincrônico ao rápido soerguimento relacionado a processos orogenéticos à escala regional (Ryan *et al.* 1987 em Kontak 1998).

As mineralizações de zinco (e chumbo) da Faixa Vazante – Paracatu também podem estar relacionadas a um ambiente geotectônico instável, relacionado aos primeiros *fronts* de cavalgamento da Faixa Brasília, o que explicaria a sobreposição de episódios de mineralização associados tanto à estágios diagenéticos, como deformacionais, durante o Evento Brasileiro.

### Isótopos Estáveis e Radiogênicos

#### Temperatura de Deposição

A comparação dos dados de temperaturas calculadas a partir do fracionamento de isótopos estáveis e temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas, que representam temperaturas mínimas de aprisionamento, é apresentada na Tabela 7, indicando, em geral, boa consistência. No entanto, as temperaturas de homogeneização, em inclusões fluidas em willemita do depósito de Vazante (Freitas-Silva & Dardenne 1998a), são bastante inferiores às estimadas por outros métodos, o que poderia ser explicado por modificações posteriores ao aprisionamento do fluido, uma vez que a willemita, presente na Zona de Falha de Vazante, apresenta-se, em geral, deformada e parcialmente recristalizada. Temperaturas de formação da clorita, associada a estágios de alteração hidrotermal situam-se entre 275°C e 300°C (Alain Blot 1998, comunicação verbal), sendo consistentes com os valores mais elevados estimados.

#### Isótopos de C, O e D

Estudos de isótopos de oxigênio e carbono em dolomititos da sequência hospedeira das mineralizações de Vazante (Monteiro 1997; Monteiro *et al.* 1998b; 1999a,b) indicam uma tendência de diminuição das razões de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  próximo à zona de falha (Fig. 18), devido à intensa alteração hidrotermal, constituindo um halo de alteração bem definido.

Carbonatos (dolomita, siderita) de veios e brechas associados à zona de falha e carbonatos de ganga do minério willemítico apresentam também uma tendência de covariância dos isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  similar à da sequência hospedeira (Trend II, Fig. 18 e 19), sugerindo um forte vínculo genético entre a alteração hidrotermal, os sistemas de veios e brechas e a mineralização willemítica (Fig. 18).

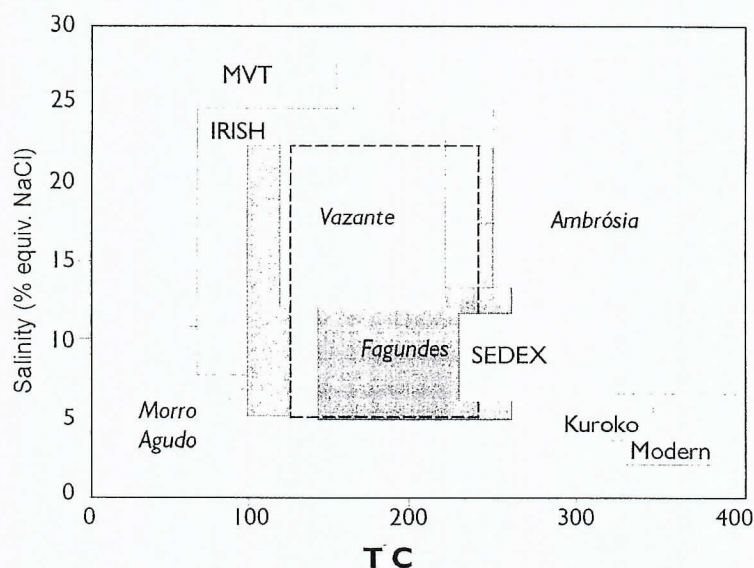


Figura 17 - Comparação entre as características de fluidos de amostras dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu e os campos de salinidade e temperatura de fluidos hidrotermais em ventos modernos, de inclusões fluidas em depósitos Kuroko (vulcanogênicos), SEDEX, e depósitos canadenses (Gays River, Jubilee) propostos por Sangster *et al.* (1998), IRISH (Hitzman, 1995) e MVT (Roedder, 1984).

A composição isotópica de dolomita e siderita associada aos corpos de sulfetos, apresentam, no entanto, valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais elevados que os carbonatos associados à mineralização willemítica, definindo uma tendência de variação isotópica distinta (Trend I, Fig. 18 e 19).

A composição isotópica de oxigênio calculada, a 250°C, para o fluido em equilíbrio, tanto com fases de minério (willemita), ganga (dolomita, siderita, hematita e quartzo), quanto de veios hidrotermais (dolomita, siderita, hematita, quartzo e clorita), é similar ( $\delta^{18}\text{O} \sim +11.5\text{‰}$ ). O valor calculado de  $\delta\text{D}$  para o fluido mineralizante a partir da composição isotópica da clorita é de  $-33,47\text{‰}$ , indicando afinidade com fluidos metamórficos (Fig. 19).

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  $^{18}\text{O}$  (Fig. 19).

Segundo Monteiro (1997) e Monteiro *et al.* (1998b; 1999a,b) essas composições isotópicas representam a composição final dos fluidos após processos de interação com as sequências hospedeiras e/ou modificações resultantes de processos de mistura fluidal. Cálculos, baseados nos modelos de Zheng & Hoefs (1993), indicam como responsável pela formação dos sulfetos um fluido metalífero quente inicial ( $\sim 300^\circ\text{C}$ ) 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 a sequência hospedeira tornou-se progressivamente mais frio e enriquecido em  $^{18}\text{O}$  (Trend I, Fig. 19).

O fluido hidrotermal inicial apresenta enriquecimento em  $^{18}\text{O}$  em relação aos fluidos meteóricos, à água do mar e aos fluidos conatos. Sua composição isotópica, e as calculadas para o fluido em equilíbrio

Tabela 7 - Comparação entre 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) Monteiro (1997); (4) Freitas - Silva & Dardenne (1998a; 1998b); (5) Este trabalho.

Depósito		Temperatura baseada no fracionamento isotópico (°C)		Temperatura de homogeneização (°C)
MORRO AGUDO	Par mineral	(1)	(2)	(2)
Nível N/C	Esfalerita - galena	105	217	120 - 144
Nível M/B	Esfalerita - galena		105	100 - 158
Nível JK/A	Esfalerita - galena	126 - 188		122 - 283
Nível JK/B	Esfalerita - galena		80 - 386	148 - 160
Nível JK/C	Esfalerita - galena		144	80 - 168
Nível GHI/C	Esfalerita - galena	246	153	88 - 209
VAZANTE				
		(1)	(3)	(4) (5)
Minério sulfetado	Esfalerita - galena	250	246 - 300	
Minério willemítico	Quartzo - willemita		263 - 294	65 a 180
Alteração hidrotermal	Quartzo - siderita		54 - 261	
	Quartzo - hematita		206 - 254	140 - 160

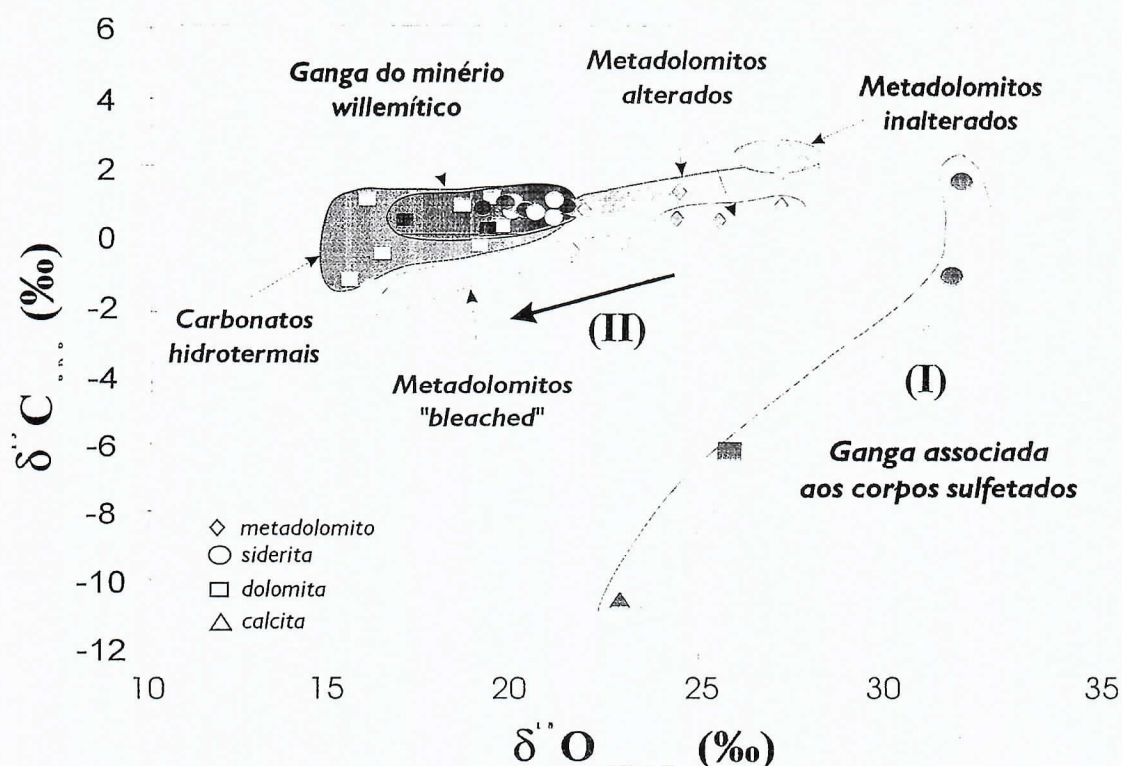


Figura 18 - Razões  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  para metadolomitos e carbonatos do depósito de Vazante. (A) metadolomitos inalterados da sequência hospedeira; (B) metadolomitos do Membro Pamplona Superior, alterados hidrotermalmente; (C) metadolomitos do Membro Morro do Pinheiro, 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.

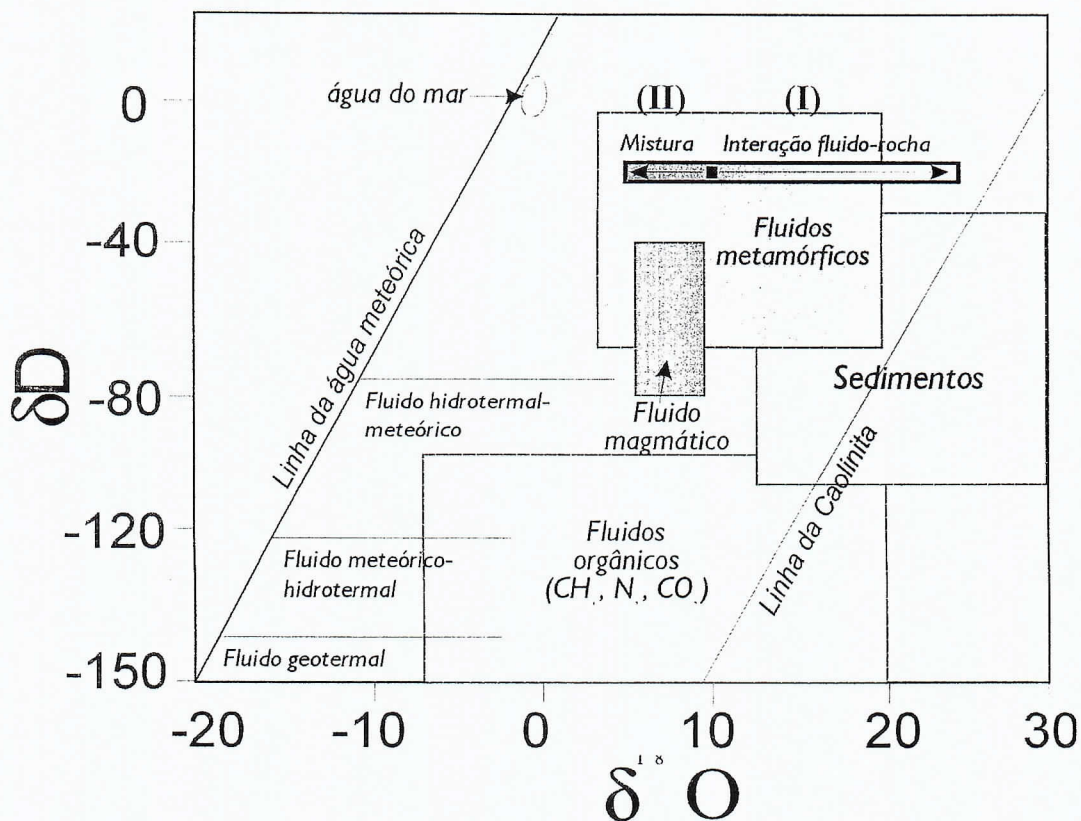


Figura 19 - Composição isotópica calculada, a 250°C, a para os fluidos em equilíbrio com diferentes fases minerais associadas às mineralizações willemítica (willemita, quartzo, hematita, clorita, dolomita e siderita) e sulfetada (dolomita, siderita e franklinita) do depósito de Vazante, e comparação 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.

com diferentes fases minerais de Vazante, coincide com o campo das águas metamórficas (Fig. 19). No entanto, segundo Sheppard (1986), este campo pode ser sobreposto ao de fluidos formacionais, enriquecidos em  $^{18}\text{O}$  devido à modificação de água do mar diageneticamente ou à contribuição de águas metamórficas. Esta sobreposição reflete a contínua transição entre diagênese e baixo grau metamórfico (Sheppard 1986), sendo coerente com a circulação canalizada de fluidos através das seqüências do Grupo Vazante.

A interação deste fluido com fluidos meteóricos (Trend II, Fig. 19) na Zona de Falha de Vazante, poderia favorecer a modificação das condições físico-químicas, como um aumento de  $f\text{O}_2$ , relacionado à mineralização willemítica e à intensa alteração hidrotermal associada (Monteiro 1997; Monteiro *et al.* 1998b; 1999a, b).

#### Isótopos de Enxofre e Chumbo

Estudos realizados por 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 nos sulfetos,

incluindo esfalerita, galena e pirita (-8,7‰ a + 40,0‰). Segundos os autores o valor médio de  $\delta^{34}\text{S}$  da barita é coincidente com o valor reconhecido por Claypool *et al.* (1980) para sulfato da água do mar no final do Neoproterozóico, o que sugere uma fonte de enxofre a partir da água do mar para a formação da barita.

Em relação aos sulfetos, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  variam em função do nível mineralizado e da distância em relação à falha principal. Os menores valores de  $\delta^{34}\text{S}$  são relativos ao minério do nível N, enquanto as assinaturas isotópicas mais pesadas referem-se, principalmente, aos sulfetos dos níveis M, próximo da falha principal, e GHI, mais profundo (Cunha 1999; Misi 1999). Esta zonalidade verificada à escala de depósito repete-se, também, à escala centimétrica (Li *et al.* 1996), 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. Segundo Misi (1999) a evolução deste padrão isotópico pode indicar a mistura de duas fontes de enxofre: os sulfatos da água do mar, presentes no local da deposição, e enxofre transportado juntamente com os metais pelo fluido hidrotermal.

A assinatura dos isótopos de enxofre em sulfetos do depósito de Fagundes ( $\delta^{34}\text{S}=22.4\text{‰}$  a  $36.3\text{‰}$ ) é similar, de acordo com Monteiro & Bettencourt (2001), à aquela descrita para barita e sulfetos de Morro Agudo (Cunha 1999 and Misi *et al.* 2000). Estes autores verificaram, também, uma forte relação das razões  $\delta^{34}\text{S}$  com os diferentes estilos de mineralização, caracterizada por assinaturas isotópicas mais pesadas nos estágios iniciais, tardi-diagenéticos, de mineralização, como nos sulfetos com textura coloforme ( $\delta^{34}\text{S} = 31.7\text{‰}$  a  $36.3\text{‰}$ ), e mais leves nos estágios tardios, epigenéticos ( $\delta^{34}\text{S} = 22.4\text{‰}$  a  $27.3\text{‰}$ ).

Os sulfetos de Ambrósia apresentam valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $-3.8\text{‰}$  a  $22.2\text{‰}$  (Monteiro & Bettencourt 2001), sendo que os valores mais baixos correspondem também aos estágios tardios de mineralização, representados por venulações sintectônicas de esfalerita (III). A tendência verificada nos depósitos de Fagundes e Ambrósia pode refletir que o componente de isótopo de enxofre pesado, relacionado à mineralização diagenética, pode ser derivado da redução de sulfatos provenientes de salmouras evaporíticas possivelmente por redução termoquímica em condições de sistema fechado. A predominância de razões isotópicas mais leves nos estilos epigenéticos pode implicar em aumento de  $f\text{O}_2$ , que teria como consequência a diminuição dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , ou em mistura com um componente de enxofre hidrotermal, mais leve.

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para sulfetos (esfalerita e galena) do depósito de Vazante representam um pequeno intervalo de variação ( $\delta^{34}\text{S} = +11.8\text{‰}$  a  $14.4\text{‰}$ , segundo Monteiro 1997, e valor médio de  $\delta^{34}\text{S} = +15.2\text{‰}$ , segundo Misi *et al.* 2000). Condições oxidantes são amplamente predominantes no depósito de Vazante, porquanto possa ser sugerida que a geração de  $\text{H}_2\text{S}$ , nas partes mais profundas do sistema hidrotermal, tenha ocorrido por redução termoquímica de sulfatos da água do mar.

Isótopos de chumbo em galena dos depósitos de Vazante e Morro Agudo (Amaral 1968c; Cassedane & Lassere 1969; Iyer 1984; Iyer *et al.* 1992, 1993; Freitas-Silva 1996; Dardenne & Freitas-Silva 1999, Misi 1999) indicam derivação dos metais de fontes da crosta superior (Misi 1999), podendo refletir uma forte influência do embasamento situado logo abaixo dos depósitos.

## DISCUSSÃO

### Fonte dos metais e dos fluidos metalíferos

Os estudos de isótopos de chumbo, já referidos, indicam derivação do chumbo e, possivelmente, dos demais metais (zinco, ferro, cádmio, germânio) a partir de fontes localizadas na crosta superior, representadas não só por rochas do embasamento ( $1850 \pm 150$  Ma) (Iyer *et al.* (1992, 1993), como também, por seqüências sedimentares da própria bacia (Freitas-Silva 1996; Dardenne & Freitas-Silva 1998).

A presença de germânio em fluidos hidrotermais está relacionada, segundo Bernstein (1985), a duas fontes principais, a saber: 1) fluidos ígneos residuais nos quais o germânio se concentra através de processos de cristalização fracionada e, 2) salmouras que migram, tanto através de rochas do embasamento, quanto, muito particularmente, por seqüências sedimentares que contêm material orgânico. Não há, contudo, no distrito, evidências de participação de fluidos ígneos nos processos mineralizantes, o que deixa crer que as seqüências sedimentares, relacionadas à própria bacia, possam ser a principal fonte de germânio.

A associação íntima entre as mineralizações da Faixa Vazante-Paracatu e salmouras bacinais pode ser responsável pela presença de características comuns aos depósitos MVT, tais como, baixo conteúdo de ferro e altas concentrações de cádmio e germânio na esfalerita. Estas similaridades podem refletir, diretamente, características geoquímicas dos fluidos mineralizantes.

Segundo Bernstein (1985) condições de baixa temperatura ou de baixa a moderada  $f\text{S}_2$  podem favorecer a incorporação de germânio na esfalerita. Nos depósitos MVT condições de baixas temperatura ( $80^\circ\text{C}$ – $150^\circ\text{C}$ ) são características (Roedder 1984). Entretanto, nos depósitos da Faixa Vazante-Unai os estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis indicam temperaturas relativamente elevadas ( $>200^\circ\text{C}$ ).

Assim, condições de baixa a moderada  $f\text{S}_2$  podem representar um fator importante para a incorporação de germânio na esfalerita. Analogamente, baixos conteúdos de enxofre reduzido ( $\Sigma\text{S}_{\text{red}}$ ) aumentam os valores do coeficiente de partição do cádmio na esfalerita, favorecendo a formação de esfalerita rica em cádmio (Schwartz 2000). Estas condições de  $f\text{S}_2$  podem ser compatíveis com salmouras oxidadas, que evoluíram no seio de bacias sedimentares dominadas por carbonatos, evaporitos e folhelhos, de modo análogo ao descrito em alguns depósitos SEDEX (McArthur, Mount Isa, Hilton), bem como em depósitos do tipo IRISH (Coo *et al.* 2000).

### Fonte do enxofre

Os estudos de isótopos de enxofre disponíveis revelam a predominância de valores elevados de  $\delta^{34}\text{S}$  nos sulfetos dos depósitos de Morro Agudo (até  $+40\text{‰}$ ) e Fagundes (até  $36\text{‰}$ ), nos quais são descritos estilos de mineralização diagenética. 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) e, em Fagundes, relacionam-se a fases minerais iniciais na seqüência paragenética, tais como os sulfetos com textura coloforme (Monteiro *et al.* 2001).

Os intervalos de variação dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  observados em sulfetos ( $-8.7\text{‰}$  a  $40.0\text{‰}$ ) e em barita ( $14.5\text{‰}$  a  $+44.0\text{‰}$ ) do depósito de Morro Agudo, podem indicar não só uma fonte comum de enxofre necessária à formação dessas fases minerais,

bem como um mecanismo operante de redução de sulfato, sem fracionamento isotópico significativo. Essa similaridade, também descrita por Appold *et al.* (1995) nos depósitos do tipo MVT do Central Appalachians (EUA), sugere que o sulfato residual foi totalmente reduzido, em sistema fechado, redundando em valores de  $\delta^{34}\text{S}$  equivalentes aos do sulfato precursor.

O valor médio de  $\delta^{34}\text{S}$  da barita (25‰) observado em Morro Agudo por Cunha (1999) e Misi (1999) coincide, segundo os autores, com o valor de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfato da água do mar referível ao final do Neoproterozóico (Claypool *et al.* 1980), o que sugere que a fonte de enxofre da barita é proveniente da água do mar daquele período geológico. Entretanto, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  até 44‰, excedem, substancialmente, os valores referidos para o sulfato da água do mar referidos por Claypool *et al.* (1980).

Ressalta-se, contudo, que valores extremamente elevados de  $\delta^{34}\text{S}$ , similares aos observados em sulfetos dos depósitos de Morro Agudo e Fagundes, são mais freqüentemente dominantes em pirita diagenética (Bottomley *et al.* 1992), sendo em geral atribuídos 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  $\text{H}_2\text{S}$  produzido a partir desse sulfato residual (Ohmoto & Rye 1979).

No entanto, no caso dos depósitos de Morro Agudo e Fagundes, as altas temperaturas ( $> 200^\circ\text{C}$ ) assinaladas, tanto pelos estudos de inclusões fluidas quanto pelos isótopos estáveis, parecem indicar que a geração de  $\text{H}_2\text{S}$  resulta de um mecanismo de redução termoquímica de sulfato, por matéria orgânica, acompanhado de fracionamento isotópico mínimo (Ohmoto *et al.* 1988).

Alternativamente à redução bacteriogênica de sulfato em condições de sistema fechado, valores elevados de  $\delta^{34}\text{S}$  também têm sido atribuídos a um componente de  $\text{H}_2\text{S}$  hidrotermal, este transportado com metais, em vários depósitos do tipo IRISH (Anderson *et al.* 1998) e em depósitos do tipo Sedex (Ohmoto *et al.* 1988). Este componente hidrotermal, segundo Ohmoto *et al.* (1988), pode estar relacionado à redução abiogênica de sulfatos evaporíticos ou da água do mar, durante a circulação hidrotermal em partes mais profundas da bacia.

No depósito de Century (Austrália), os maiores valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em sulfetos são atribuídos a um componente hidrotermal, relacionado, segundo Broadbent *et al.* (1998), à redução termoquímica de sulfatos de fluidos conatos durante o soterramento. Assume-se, contudo, a presença de um reservatório de sulfato finito, sob condições de sistema fechado, o que implica em redução progressiva de  $^{32}\text{SO}_4^{2-}$  do reservatório profundo e origem do sulfato residual enriquecido em  $^{34}\text{S}$ .

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 análogo ao descrito em Century, um componente de enxofre hidrotermal, originado por redução termoquímica de sulfatos presentes em salmouras evaporíticas em condições de sistema fechado e transportados, juntamente com os metais, ao longo de falhas que atuam como condutos aos fluidos mineralizantes. A interação destes fluidos metalíferos, que apresentam baixo conteúdo de enxofre reduzido, com um reservatório de  $\text{H}_2\text{S}$  no sítio de deposição pode representar um importante mecanismo de deposição dos sulfetos.

Valores negativos de  $\delta^{34}\text{S}$  são descritos nos depósitos de Morro Agudo (até  $-8.7\text{‰}$ ), associados a níveis de sulfetos estratiformes mais distais em relação à Zona de Falha, e de Ambrósia ( $-3.8\text{‰}$ ), associados a venulações de esfalerita tardia, relacionada a episódios epigenéticos de mineralização. Valores intermediários são descritos em todos os depósitos.

A associação dos menores valores de  $\delta^{34}\text{S}$  com fases tardias pode ser explicada por um aumento no estado de oxidação dos fluidos, causado por mistura com fluidos oxidantes, ou, alternativamente, por adição de um componente isotopicamente leve.

Segundo Misi (1999), as razões isotopicamente mais leves no depósito de Morro Agudo podem indicar um componente de enxofre derivado dos sulfatos da água do mar, presentes no local da deposição. A contribuição de uma fonte local de enxofre pode 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), o que seria compatível com os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  relacionados aos sulfetos do nível N.

As razões isotopicamente leves verificadas no depósito de Ambrósia dificilmente podem ser relacionadas a uma fonte local de enxofre. As assinaturas observadas podem refletir a predominância de um componente hidrotermal distinto daquele associado às fases iniciais de Fagundes e Morro Agudo, derivado, possivelmente, da redução termoquímica de sulfatos nas partes mais profundas do sistema. Isto implicaria, portanto, diferentes fontes de enxofre relacionadas à evolução dos sistemas hidrotermais relacionados aos diferentes depósitos da Faixa Vazante-Paracatu.

### Sistema Hidrotermal

O fluxo e a migração dos fluidos metalíferos foram predominantemente controlados por:

- 1) Falhas normais, sin-sedimentares, como aquelas presentes no depósito de Morro Agudo;
- 2) Horizontes estromatolíticos (Depósitos de Morro Agudo e Fagundes) e unidades oolíticas (Depósito de Morro

Agudo), formados em ambientes raso de sedimentação que, por serem permeáveis, constituem excelentes armadilhas.

3) Barreiras estratigráficas de permeabilidade, tais como contatos entre níveis de folhelhos e dolomitos presentes em todos os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, aqui descritos, que controlam a circulação fluidal, constituindo um fator significativo em relação aos estilos de mineralização epigenética.

4) Zonas de cisalhamento relacionadas a eventos de escape tectônico tardi-orogênicos (Depósito de Vazante).

A geração dos sistemas hidrotermais atuantes na gênese dos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, entretanto, ainda precisa ser melhor compreendida.

Alguns modelos clássicos, aplicados a depósitos de metais base em seqüências sedimentares, atribuem a geração do sistema hidrotermal à expulsão de salmouras basinais induzida pela compactação da massa de sedimentos (Jackson & Beales 1967). Entretanto, segundo Bethke (1985), esse mecanismo não proporciona altas razões de descarga fluidal, como as que seriam necessárias para a geração de calor compatível com as temperaturas registradas nos distritos mineralizados.

No caso dos depósitos da Faixa Vazante - Paracatu, a expulsão de fluidos da bacia via compactação não parece ser um mecanismo viável porque as temperaturas relativamente altas ( $>200^{\circ}\text{C}$ ) dos fluidos mineralizantes, registradas em todos esses depósitos, apenas poderiam ser produzidas por compactação de seqüências sedimentares com espessuras acima de 6 km, considerando-se um gradiente termal de  $35^{\circ}\text{C/Km}$ .

O modelo de fluxo de fluidos induzido pela topografia (Garven & Freeze 1984a, 1984b; Garven 1985; Bethke 1986) resultante de soerguimentos de blocos crustais em flancos das bacias, relacionados a orogênese, têm sido aplicado aos depósitos MVT. Nesse modelo a migração regional de fluidos até às partes mais profundas da bacia, causada pela deformação resultante de forças tectônicas convergentes, possibilita a aquisição de calor e componentes metálicos dissolvidos nos fluidos. Entretanto, segundo Bethke & Marshak (1990) a convergência das placas tectônicas é muito lenta para direcionar os fluidos mineralizantes e, por isso, apesar das evidências de associação entre mineralizações MVT e o desenvolvimento de faixas de dobramentos, existem aspectos do modelo que ainda precisam ser melhor compreendidos (Leach & Sangster 1993).

Os depósitos estudados apresentam, no entanto, temperaturas mais elevadas que aquelas usualmente registradas nos depósitos MVT (Roedder 1984) e, por isso, o mesmo mecanismo de fluxo de fluidos proposto para esses depósitos, que associam-se tipicamente às grandes áreas cratônicas, pode não ser compatível com a gênese das mineralizações da Faixa Vazante-Paracatu.

Em relação aos depósitos do tipo IRISH, que apresentam um intervalo de valores de temperaturas similares aos observados nos depósitos estudados, modelos para a geração do sistema hidrotermal ainda são controversos (Everett *et al.* 1999). Alguns autores postularam também o modelo de fluxo de fluidos induzido pela topografia para a gênese dos depósitos do tipo IRISH (Hitzman 1995), enquanto outros, autores propõem modelos de sistemas convectivos que possibilitariam a circulação profunda de fluidos superficiais por seqüências do embasamento (Russell 1978; LeHuray *et al.* 1987; Lewis & Couples 1999; Everett *et al.* 1999).

O modelo de sistema convectivo (Russell 1978) é compatível com as temperaturas inferidas para as mineralizações dos depósitos da Faixa Vazante-Unai e com a associação dessas mineralizações a falhas que atuam como conduto aos fluidos mineralizantes. Entretanto, condições de regime extensional operativo à larga escala, necessárias à geração deste sistema, não são condizentes com a evolução da faixa estudada.

Algumas variações dos modelos clássicos existentes são propostas para depósitos de chumbo e zinco hospedados em seqüências carbonáticas em áreas tectonicamente instáveis, como em Ponferrada-Caurel (Espanha), que também apresentam temperaturas anormalmente altas e que, segundo Tornos *et al.* (1996), são sin a pós-metamórficos. Estes depósitos seriam, segundo os autores, similares aos depósitos MVT, porém formados em ambiente orogênico, sendo interpretados como gerados por fluxo de fluidos tectonicamente induzido nas zonas internas do cinturão orogênico durante estágios tardios de deformação.

De modo análogo, os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, 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, associados à fase de formação da bacia e à deformação regional subsequente, durante a evolução da bacia. Entretanto, muitos aspectos associados à geração e à evolução do(s) sistema(s) hidrotermal(is), que podem resultar nas características peculiares de cada depósito da faixa, ainda precisam ser melhor compreendidos.

## CONCLUSÕES

Os diferentes episódios da mineralização de zinco (e chumbo) na Faixa Vazante-Paracatu revelam a longa evolução dos sistemas hidrotermais relacionada a um ambiente geotectônico instável, durante o Ciclo Brasileiro. A geração desses sistemas relaciona-se aos primeiros *fronts* de cavalgamento da Faixa Brasília, que possibilitaram a expulsão de salmouras formacionais metalíferas dos sedimentos da bacia (Dardenne 2000), e sua migração profunda, controlada por falhas e, subsequentemente, pelas barreiras estratigráficas de permeabilidade. Esses sistemas foram responsáveis por mineralizações diagenéticas, como as descritas nos depósitos

de Morro Agudo e Fagundes, e epigenéticas (Fagundes e Ambrósia).

No depósito de Vazante, os episódios de mineralização em condições sin-tectônicas foram favorecidas pela tectônica convergente brasileira, que propiciou metamorfismo em condições de baixo grau e deformação do Grupo Vazante. Nesse depósito, a mineralização willemítica é considerada sincrônica ao desenvolvimento da Falha de Vazante que, segundo Rostirolla *et al.* (2001), pode estar relacionada a eventos de escape tectônico tardi-orogênicos.

Esses diferentes depósitos compartilham algumas características, como o envolvimento de fluidos formacionais quentes ( $> 200^{\circ}\text{C}$ ), salinos, metalíferos e oxidados, que transportam, além de zinco e chumbo, outros elementos, tais como cádmio, germânio e gálio, e uma parte subordinada de enxofre do sistema. Isto sugere circulação profunda através do embasamento e, principalmente, por seqüências predominantemente constituídas por dolomitos, folhelhos e evaporitos.

A predominância de condições anóxicas, não observadas em Vazante, possibilita o envolvimento de fluidos ricos em

enxofre reduzido, com uma assinatura isotopicamente leve, derivado de redução de sulfatos da água do mar, no sítio de deposição, como observado em Morro Agudo.

Em Vazante, a evolução dos fluidos mineralizantes reflete a história da bacia, envolvendo fluidos formacionais metalíferos, enriquecidos em  $^{18}\text{O}$  devido a modificações diagenéticas e/ou a contribuições de águas metamórficas. A evolução final dos fluidos mineralizantes pode indicar a contínua transição entre diagênese e condições de baixo grau metamórfico (Sheppard 1986), sendo coerente com a circulação canalizada de fluidos através das seqüências metassedimentares do Grupo Vazante.

Além do baixo conteúdo de enxofre reduzido ( $\Sigma S^{\text{red}}$ ), condições de alta  $f\text{O}_2$  podem ter sido favorecidas pela mistura entre fluidos metalíferos quentes e salinos e fluidos meteóricos, canalizados à Zona de Falha de Vazante. Este processo possibilitou o estabelecimento de condições físico-químicas necessárias à formação da associação representada por willemita, dolomita, quartzo, hematita, franklinita, zincita, barita, além de favorecer a formação de brechas hidráulicas e intensa alteração hidrotermal.

### Agradecimentos

Nós somos gratos à Companhia Mineira de Metais pelo contínuo apoio e hospitalidade na mina. Agradecimentos especiais são destinados a Aroldo Misi, pela revisão do manuscrito que contribuiu significativamente à este trabalho, e a Elias Daitx e João Baptista Moreschi, pelas valiosas críticas e sugestões que foram incorporadas a este texto. Agradecemos também à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo Auxílio à Pesquisa concedido ao primeiro autor (FAPESP Nº 96/3841-3) e pela Bolsa de Doutorado (FAPESP Nº 98/0412-3) concedida à L.V.S. Monteiro.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. de 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim, 243)
- Almeida, F. F. M. de 1993. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais - Síntese dos conhecimentos. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 256-259
- Amaral, G.; Kawashita, K. 1967. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: SBG, Congr. Bras. Geol., *Anais*, 214-217
- Amaral, G. 1966. *Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi (resumo)*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Rio de Janeiro. 45 p. (Publicação número 1)
- Amaral, G. 1968a. *Geologia e depósitos de minério na região de Vazante, Estado de Minas Gerais*. Departamento de Engenharia de Minas, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, Tese de doutoramento. 133 p.
- Amaral, G. 1968b. Contribuição ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, *Anais*, 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: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, *Anais*, 51-53
- Anderson, I. K.; Ashton, J. H.; Boyce, A. J.; Fallick, A. E.; Russell, M. J. 1998. Ore Depositional Processes in the Zn-Pb Deposit, Ireland. *Economic Geology*, **93**: 535-563
- 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*, **90**(4): 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*, **86**: 699-717.
- Banks, D. A.; Russell, M. J. 1992. Fluid mixing during ore deposition at the Tynagh base-metal, Ireland. *European Journal of Mineralogy*, **4**: 921-931
- Barbosa, O. 1955. Guia das excursões. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 9, São Paulo, *Noticiário*, **3**: 3-5
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. In: SBG, Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas do Brasil, Congr. Bras. Geol., 19, *Anais*, Rio de Janeiro
- 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: relatório final*. PROSPEC/DNPM
- 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, 140 p. (Boletim 136)
- Bernstein, L. R. 1985. Germanium Geochemistry and Mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 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*, **18**: 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*, **80**: 6817-6828
- Bethke, C. M. 1986. Hydrologic constraints from Illinois Basin brines. *Economic Geology*, **81**: 233-148
- Bez, L. 1980. Evolução mineralógica e geoquímica do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camburiú, *Anais*, **3**: 1402-1416
- Bottomley, D. J.; Veizer, J.; Nielsen, H.; Moczydlowska, M. 1992. Isotopic composition of disseminated sulfur in the Precambrian sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 3311-3322
- Boyce, A. J.; Anderton, R.; Russell, M. J. 1983. Rapid subsidence and early Carboniferous base-metal mineralization in Ireland. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **B92**: B55-B66
- Branco, J. J. R.; Costa, M. T. da. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 15, Belo Horizonte, v. 15, 25 p.
- Braun, O. P. G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: SBG, Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, *Anais*, 155-166
- Brill, B. A. 1989. Trace-element contents and partitioning of elements in ore minerals from the CSA Cu-Pb-Zn deposit, Australia. *Canadian Mineralogist*, **27**: 263-274
- 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*, **93**: 1264-1294
- Campos Neto, M. C. 1979. *Contribution a l'etude des Bressilides - Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans LouestL'ouest - Nord-Ouest Letatde L'etat de Minas Gerais (Bresil)*. Depart. Geotect., Univ. Pierre et Marie Curie, França, *Tese de Doutorado*, 155 p.
- Campos Neto, M. C. 1984. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geociências*, **14**(2): 81-91
- Carvalho, P.; Guimarães, D.; Dequech, D. 1962. *Jazida Plumbo-zincífera do Município de Vazante- Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 147 p. (Boletim 110)
- Cassedane, J.; Lasserre, M. 1969. Análise isotópica pelo método do chumbo em algumas galenas brasileiras: descrição do método utilizado. *Min. Met.*, **49**(293): 215-224
- Cassedane, J. 1968a. Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, *Anais*, 33-40
- Cassedane, J. 1968b. Description du Biostrome à Collenias de la Mine de Vazante (Minas Gerais). In: Academia Brasileira de Ciência, *Anais*, **40**: 215-225
- 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*, **28**: 199-260
- Cloud, P. E.; Dardenne, M. A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Groupe in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 1673-1676
- Cooke, D. R.; Bull, S. W.; Large, R. R.; Mcgoldrick, P. J. 2000. The importance of Oxidized Brines for the Formation of Australian Proterozoic Stratiform Sediment-Hosted Pb-Zn (Sedex) Deposits. *Economic Geology*, **95** (1): 1-18
- Costa, L. A. M. da; Angeiras, A. G.; Valença, J. G.; Stevenazzi, V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo bambuí e sua divisão em tecnogrupos. *Bol. Inst. Geociên.*, Rio de Janeiro, **5**: 3-34.
- Costa, M. J.; Branco, J. J. R. 1960. *Série Bambuí - Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, 15-20 (Publicação 15)

- Cunha, I. de A. 1999. *Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de enxofre dos corpos de minério de Morro Agudo, Minas Gerais*. Inst. Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 105p.
- Cunha, I. de A.; Coelho, C. E. S.; Misi, A. 2000. Fluid inclusion study of the Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2): 318-321
- 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: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 169
- Dardenne, M. A.; Campos Neto, M. C. 1976. Geologia da região de Lagamar, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Resumos*, 17
- Dardenne, M. A.; Freitas-Silva, F. H. 1998. Modelos Genéticos dos depósitos de Pb-Zn nos Grupos Bambuí e Vazante. In: CPGG-UFBA/ADIMB, *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*. Salvador, 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. G. da; Misi, A. (eds) *Base Metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, 75-83
- Dardenne, M. A.; Schobbenhaus, C. S. 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, 231-263. (International Geological Congress, 31)
- Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **2**: 597- 610
- Dardenne, M. A. 1979. *Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique*. Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), *Thèse de Doct. Etat.*, 275 p.
- 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, 231-263 (International Geological Congress, 31)
- 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: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E. T.; Coelho, C. E. S. (coord). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, **4C**: 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: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 26
- Dardenne, M. A. 1974. Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Resumos*, 182-185
- Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. In: CPM/SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Anais, Salvador, 140-157
- 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*, **48**(3): 555-566
- Davis, D. W.; Lowenstein, T. K.; Spencer, R. J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **54**: 591-601
- Dresch, R. A. C. 1987. Aspectos geoquímicos da Jazida de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: SBGq, Congr. Bras. Geoquímica, 1, Porto Alegre, *Proceedings*. 1: 5-27
- 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*. London, Geological Society, 246-276 (Special Publications 151)
- Freitas-Silva, F. H.; Dardenne, M. A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits. In: South-American Symposium on Isotope Geology, *Extended Abstracts*, 118-120
- Freitas-Silva, F.H.; Dardenne, M. A. 1992. Quadro estratigráfico das Formações Paracatu e Vazante na Região de Paracatu-MG. REM - *Rev. da Escola de Minas de Ouro Preto*, **45** (1/2): 57-59
- Freitas-Silva, F. H.; Dardenne, M. A. 1998a. Fluid Inclusion and isotopic  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  geochemistry of zinc ore in Vazante, Vazante, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 169
- Freitas-Silva, F. H.; Dardenne, M. A. 1998b. Fluid inclusion and isotopic  $\delta^{34}\text{S}$  characterization of Lead and Zinc ore of the Morro Agudo Mine, Paracatu, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 170
- Freitas-Silva, F. H. 1996. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 338p. (inédita)
- 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. *O Cráton do São Francisco*. In: SBG, SGM, CNPq, Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, 161-186 (trabalhos apresentados)
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, 184-187
- 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*, **28**: 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*, **28**: 1125-1174
- Garven, G. 1985. The role of regional flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada Sedimentary Basin. *Economic Geology*, **80**: 307-324
- Goldstein, R. H.; Reynolds, T. J. 1994. Systematics of Fluid Inclusion in Diagenetic Minerals, Society for Sedimentary Geology. *SEPM Short Course*, 31, 199 p.
- 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*. Canada, Geological Association of Canada, 201-251 (Special Paper 40)
- 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*, **82**: 53-71
- 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.*, **25**: 1884-1994
- Hitzman, M. W. 1995. Mineralization in the Irish Zn-Pb-(Ba-Ag) Orefield. In: Thompson, T.B.- 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. In: Geological Society of America, *Abstracts with Programs*.
- Hitzman, M. W. 1997b. *Observations from the Vazante Zinc Mine, Minas Gerais, Brazil*: relatório interno. Belo Horizonte, Companhia Mineira de Metais - COMIG, 20 p. (inédito)
- Hitzman, M. W.; Thorman, C. H.; Romagna, G.; Oliveira, T. F.; 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. In: Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans, *Abstracts with Programs*, **27**: A408
- Iyer, S.S. 1984. A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, **19**: 132-137
- 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. *Econ. Geol.*, **87**(2): 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: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*, 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, Canada, 393-433 (Bulletin 15)
- 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*, **85**: 1133-1161
- Jonnasson, I.R.; Sangster, D.F. 1978. Zn:Cd ratios for sphalerites separated from some Canadian sulfide ore samples. *Paper Geol. Surv. Can.*, **78-1B**: 195-201
- 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*, **93**: 793-817
- Leach, D.L.; Sangster, D.F. 1993. Mississippi Valley-type Lead-Zinc Deposits. In: Kirkhan, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; Duke, J. M. (eds) *Mineral Deposit Modeling*. Canada, Geological Association of Canada, 289-314 (Special Paper 40)
- Lewis, H.; Couples, G. D. 1999. Carboniferous basin evolution of central Ireland - simulations of structural controls on mineralization. In: McCaffrey, K.J.W.; Lonergan, L.; Wilkinson, J. J. (eds) *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. London, Geological Society, 277-302 (Special Publications 151)
- 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*, **82**: 1695-1709
- Li, Y. C.; Iyer, S. S.; Krouse, H. R.; Lange, L. M.; Nassichuk, W.; Misi, A. 1996. Sulfur isotope microanalysis of natural galenas by laser bombardment. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Resumos extendidos*, **6**: 535-538
- Lin, Y.; Liu, T. 1999. Existing state of Cd in the Niujiaotang Cd-rich zinc deposit, Guizhou, China. *Chinese Science Bulletin*, **44**: 182-185
- Liu, T.; Lin, Y.; Chen, G. 1999. Geochemical characteristics of the independent cadmium deposit, Niujiaotang, Duyun, Guizhou. *Chinese Science Bulletin*, **44**: 61-63
- Madalosso, A.; Valle, C. R. O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na Região de Paracatu - Morro Agudo (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **2**: 622-631
- Madalosso, A. 1979. Stratigraphy and Sedimentation of the Bambuí Group in Paracatu Region, MG, Brazil. Faculty of the Graduate School, University of Missouri, Missouri, *Dissertação de Mestrado*, 74 p.
- Madalosso, A. 1980. Considerações sobre a Paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, *Anais*, **2**: 772-785
- Marchese, H. G. 1974. *Estromatolitos Gymnosolenidos en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil*. Rev. Bras. Geociências, **4**: 257-271
- Marini, O. J.; Fuck, R. A.; Danni, J. C.; Dardenne, M. A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento. In: CPM/SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, *Anais*, 100-115
- Metz, S.; Trefry, J. H. 2000. Chemical and Mineralogical influences on concentration of trace metals in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(13): 2267-2279
- Misi, A. 1999. *Formação de Depósitos Minerais Metálicos em Bacias Sedimentares*. UFBA/CAPES/PADCT 102 p. Apostila (inédita)
- Misi, A.; Iyer, S. S.; Kyle, J. R.; Coelho, C. E. S.; Franca-Rocha, W. J. S.; Gomes, A. S. R.; Cunha, I. A.; Carvalho, I. G. 1999. Geological and isotopic constraints on the metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn (Ag) deposits of Brazil. *Gondwana Research*, **2**: 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. 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. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2): 302-305.
- 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: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Recife, IGCP Project 342: Age and Isotopes of South American Ores, *Resumos extendidos*, 251-253
- Misi, A.; Iyer, S. S.; Tassinari, C. C. G.; Coelho, C. E. S.; Kyle, J. R.; Franco-Rocha, W. J. S.; Gomes, A. S. R.; Cunha, I. de A.; Carvalho, I. G.; Mônico 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. In: CPGG-UFBA/ADIMB, *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*, Salvador, 94-101
- Misi, A.; Tassinari, C. C. G.; Iyer, S. S. 1997. 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, *Extended Abstracts*, 201-203.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Eclog. Geol. Helv.*, **65**: 185-195
- Monteiro, L. V. S. 1997. *Contribuição à gênese das mineralizações de zinco da Mina de Vazante, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, *Dissertação de Mestrado*, 159 p. (Inédito)
- 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: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **5**: 501-503
- Monteiro, L. V. S.; Bettencourt, J. S.; Graça, R. 1998a. Petrografia e Quimismo Mineral das mineralizações zincíferas de Vazante, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, MG, *Anais*, 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. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, *Abstract*, (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: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 14
- 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, Actas, 484-487
- Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Spiro, B.; Graça, R.; Oliveira, T. F. 1999b. The Vazante Zinc Mine, MG, Brazil: constraints on fluid evolution and willemitic mineralization. *Exploration and Mining Geology* (Special Issue on South American Mineral Deposits), 8:(1/2): 21-42
- 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: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 11, Belo Horizonte, I field Workshop IGCP 450, *Extended Abstracts*
- Ohmoto, H.; Rye, R. O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H. L. (ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2 ed. New York, John Wiley and Sons, 509-567
- Ohmoto, H.; Kaiser, C. J.; Geer, K. A. 1988. Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted basemetal deposits. In: Herbert H. K.; Ho S.E. (eds) *Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization*. Nedlands, Western Australia, The University of Western Australia, 70-120, (Publication 23)
- Oliveira, T. F. 1998. As Minas de Vazante e de Morro Agudo. In: CPGG-UFBA/ADIMB, *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*, Salvador, 48-57
- Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Viana, M. G.; Costa, 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, Actas, 426-429
- Pinho, J. M. M. 1990. *Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 115 p.
- Pinho, J. M. M.; Dardenne, M. A.; Rigobello, A. E. 1989. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. In SBG/MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, *Anais*, 275-276, (Boletim 110)
- Pinho, J. M. M.; Dardenne, M. A.; Rigobello, A. E. 1990. Caracterização da movimentação transcorrente da falha de Vazante, Vazante, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 5: 2284-2295
- Rigobello, A. E.; Branquinho, J. A.; Dantas, M. G. S.; Oliveira, T. F.; Neves Filho, W. 1988. Mina de Zinco de Vazante. In: Shobbenhaus, C.; Coelho, C. E. S. (coords) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, 3: 101- 110
- Rocha Araújo da, 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*, 87(2): 332-351.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. In: Ribbe, P. H. (ed) *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, v.12, 646 p.
- Romagna, G.; Costa, R. R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Shobbenhaus, C.; Coelho, C.E.S. (coords) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, 3: 111- 121
- Rostirolla, S. P.; Mancini, F.; Reis Neto, M. 2001. Evolução estrutural da zona da falha de Vazante: exemplo de deformação Tardi-Orogênica na Faixa Brasília. In: SNET, Recife, 229 - 232
- Russell, M. J. 1978 Downward excavating hydrothermal cells and Irish type ore deposits: Importance of underlying thick Caledonian prism. *Transactions, Institution of Mining and Metallurgy*, 87: B168-171
- Samson, I. M.; Russell, M. J. 1987. Genesis of the Silvermines Zinc-Lead-barite Deposit, Ireland: Fluid Inclusion and Stable Isotope Evidence. *Economic Geology*, 82: 371-394
- Sangster, D. F.; Savard, M. M.; Kontak, D. J. 1998. A genetic model for mineralization of Lower Windsor (Viséan) carbonate rocks of Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, 93: 932-952
- 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*, 35: 495-510
- Schwartz, M. O. 2000. Cadmium in Zinc Deposits: Economic Geology of a Polluting Element. *International Geology Review*, 42: 445-469
- Shelton, K.; Bauer, R. M.; Gregg, J. M. 1992. Fluid-inclusion studies of regionally extensive epigenetic dolomites, Bonnetterre Dolomite (Cambrian), southeast Missouri: evidence of multiple fluids during dolomitization and lead-zinc mineralization. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 675-683
- Sheppard, S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J. W.; Taylor Jr, H.

- P.; O'Neil, J. R. (eds) Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes., *Reviews in Mineralogy*, **16**: 165-181
- Song, X. X. 1984. Minor elements and ore genesis of the Fankou lead-zinc deposit, China. *Mineralium Deposita*, **19**: 95-104
- Tornos, F.; Ribera, F.; Shepherd, T. J.; Spiro, B. 1996 The geological and metallogenic setting of stratabound carbonate-hosted Zn-Pb mineralizations in the West Asturian Leonese Zone, NW Spain. *Mineralium Deposita*, **31**: 27-40
- 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*, **79**: 239-265
- Xu, G. 1998. Geochemistry of sulfide minerals at Dugald River, NW Queensland, with reference to ore genesis. *Mineralogy and Petrology*, **63**: 119-139
- Zheng, Y-F; Hoefs, J. 1993. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, **28**: 79-89