



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

# **CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS E GENÉTICAS DO DEPÓSITO DE Zn-Pb MORRO AGUDO, GRUPO VAZANTE**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**DISSERTAÇÃO Nº. 280**

**LUIZ PANIAGO NEVES**

**Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção  
Orientador: Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira – IG/UnB  
Co-orientador: Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne – IG/UnB**

**Membros da Banca:**

**Prof. Dr. Francisco Egídio Cavalcante Pinho - UFMT**

**Prof. Dr. Valmir da Silva Souza – UnB**

**Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira – UnB**

**Data da defesa: 15/07/2011**

**BRASÍLIA/DF  
2011**

## **Agradecimentos**

### **Ao Claudinei**

*Obrigado pela confiança e suporte durante o decorrer do trabalho*

### **Ao Dardenne**

*Muito obrigado pelos ensinamentos, pelas longas conversas e pelas inúmeras correções de meus trabalhos. Dardenne é um exemplo de vida! Seu apoio no trabalho foi extremamente decisivo nas formulações de idéias, discussões e conclusões*

### **Ao DNPM**

*Pelo suporte e disponibilidade em tempo para a execução do trabalho*

### **À Votorantim Metais**

*Obrigado pelo apoio e suporte durante o decorrer do trabalho disponibilizando tanto pessoal quanto material para o desenvolvimento da dissertação*

### **Ao Glacir Romagna**

*Obrigado pelos milhões de horas conversadas sobre o depósito, seja no trabalho, seja depois de minha saída da empresa, e pela amizade que criamos e cultivamos por anos. Hasta la vitória!!*

### **Ao Pedro Cordeiro**

*Pelo imenso suporte e grande auxílio no desenvolvimento das idéias. Sem sua ajuda este trabalho não sairia com tamanha qualidade. Um amigo de verdade*

### **À minha esposa, Izabella, e filha, Laís**

*Obrigado pela confiança e amor dispensados. Sem o incondicional apoio destas pessoas, este trabalho não seria possível. O carinho que Iza cuidou de minhas noites mal dormidas e finais de semanas trabalhados não tem preço! A chegada da Laíszinha deu novo sentido à vida, além de uma injeção de ânimo ao trabalho. Amo vocês!*

### **Aos meus pais**

*Obrigado pelo suporte e pelo amor, em especial à meu pai, que sempre confiou em meu potencial e minha mãe, que onde quer que esteja está orgulhosa*

# Resumo

O depósito de Zn-Pb de Morro Agudo é considerado um dos principais produtores destas *commodities* no Brasil, onde acrescido dos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes formam o mais importante distrito de zinco no país. A mineralização está associada a dolarenito e brecha dolomítica a dolarenítica do topo do Grupo Vazante e foi estudado em detalhe por diversos autores. Com extensão total de 1.700 metros de comprimento (conjunto dos corpos mineralizados), o depósito é limitado à nordeste pela Falha Principal e a zona mineralizada orienta-se N15°E na porção norte da jazida e tende a N70°E na porção sul, mergulhando 20°W. Pelo fato de sua gênese ter sido bastante debatida, foram estudados em detalhe os corpos mineralizados e suas texturas características, a fim de embasar novas correlações e conclusões a cerca do depósito. As texturas associadas a mineralização de Zn e Pb foram classificadas como substituição e cimentação (compreendendo os corpos estratiforme, dolarenítico médio rico em esfalerita e dolarenítico fino rico em galena), brechação (compreendendo os corpos hospedados em brecha) e remobilização tectônica (presente em todos corpos mineralizados do depósito). Os estudos tanto isotópicos (isótopos estáveis) como geoquímicos, efetuados em furos de sondagem e amostras de mão auxiliaram na interpretação do depósito, mostrando a presença de diferentes gerações de carbonatos além de variações isotópicas nas regiões mineralizadas do depósito. Tais estudos isotópicos em carbono e oxigênio nos diferentes níveis estratigráficos corroboraram no entendimento dos eventos pretéritos na região do referido depósito, assim como análises pontuais em amostras de mão auxiliaram na interpretação da sequência dos eventos geológicos. As análises químicas mostraram elementos não perceptíveis a olho nu e que ajudam no entendimento do contexto do depósito, principalmente em relação à classificação genética do mesmo. Os distintos corpos minerais, suas relações texturais e estruturais, analisadas microscopicamente e/ou em frentes de lavra permitiram interpretações acerca da gênese do depósito no que diz respeito à circulação dos fluidos mineralizantes e seus eventos estruturais ocorridos. A inexistência de grandes depósitos/distritos de zinco e chumbo no Brasil intrigam os estudiosos e foi um dos norteadores do referido estudo.

**Palavras-chaves:** Morro Agudo, zinco, chumbo, esfalerita, galena, pirita, dolarenito, brechas, isótopos estáveis, texturas.

# Abstract

The Zn-Pb deposits of Morro Agudo is considered one of the main producers of these commodities in Brazil, where deposits plus Vazante, Ambrosia and Fagundes form the most important district of zinc in Brazil. The mineralization is hosted in dolarenite and dolarenitic to dolomitic breccia in the top of the Vazante Group and has been studied in detail by several authors. With a total length of 1,700 meters in length (all the ore bodies), the deposit is limited to the northeast by the main fault and the mineralized zone is oriented N15°E in the northern portion of the deposit and tends to N70°E in the southern portion, dipping 20°W. Because of its genesis has been widely debated, were studied in detail the mineralized bodies and their texture characteristics in order to base new correlations and conclusions about the deposit. The textures associated with mineralization of Zn and Pb were classified as replacement and cemented (including stratiform bodies, medium dolarenite rich in sphalerite and fine dolarenite rich in galena), brecciation (including the bodies hosted in breach) and tectonic remobilization (present in all ore bodies of the deposit). The isotopic (stable isotopes) and geochemical studies both, sampled boreholes and hand specimens useful in the interpretation of the deposit, showing the presence of different generations of carbonates in addition to isotopic variations in the regions of the mineralized deposit.. These isotopic studies (carbon and oxygen) at different stratigraphic levels corroborate the understanding of past tense events in the region of such deposit, as well as ad hoc analysis on samples of hand assisted in the interpretation of the sequence of geological events. The chemical analysis showed evidence not visible to the naked eye and help in understanding the context of the deposit, especially in relation to genetic classification of the deposit. The distinct orebodies, their textural and structural relations, examined microscopically and / or quarries allowed interpretations of the genesis of the deposit with respect to the movement of mineralizing fluids and their structural events that occurred. The lack of large deposits and districts in zinc and lead in Brazil intrigue scholars and was one of the guidelines of the study.

**Keywords:** Morro Agudo, zinc, lead, sphalerite, galena, pyrite, dolarenite, breccias, stable isotopes, textures.

# SUMÁRIO

<i>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO</i> .....	6
1.1. Introdução .....	6
1.2. Contexto Geológico Regional .....	7
1.2.1. Grupo Vazante .....	8
1.3. Geologia do Depósito.....	13
<i>CAPÍTULO 2 – CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS DAS ENCAIXANTES E HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO DE Zn E Pb</i> .....	17
2.1. Geometria dos corpos mineralizados.....	17
2.2. Estruturas e Texturas do Minério de Zn-Pb Morro Agudo .....	20
2.2.1. Corpos de Minério.....	20
2.2.2. Texturas de Minério.....	21
2.3. Distribuição dos Teores no Depósito .....	36
<i>CAPÍTULO 3 - GEOQUÍMICA</i> .....	39
3.1. Introdução .....	39
3.2. Geoquímica de Elementos Maiores e Traços.....	40
3.3. Geoquímica Isotópica de Carbono e Oxigênio em Carbonatos .....	43
3.4. Resultados .....	44
<i>CAPÍTULO 4 – MINERALIZAÇÃO DE Zn E Pb</i> .....	57
4.1. Depósitos sedimentares de Zn e Pb.....	57
4.2. Trabalhos Anteriores no Contexto do Depósito de Morro Agudo .....	59
4.3. Propostas Genéticas para o Depósito de Zn-Pb Morro Agudo .....	60
4.4. Comparação com outros Depósitos de Zn e Pb .....	62
<i>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES</i> .....	66
<i>CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i> .....	70
<i>ANEXO 1 – RESULTADOS GEOQUÍMICA</i> .....	82

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO E

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 1.1. Introdução

Situado cerca de 45 quilômetros da cidade de Paracatu, no noroeste do estado de Minas Gerais (figura 1.1), o depósito de Zn-Pb de Morro Agudo é considerado um dos principais produtores de chumbo e zinco do Brasil na atualidade. A descoberta do referido depósito pode ser creditada a um fazendeiro local, em 1951, que observou galena e esfalerita em rochas carbonáticas da região. Em 1973, o detalhamento do depósito por trabalhos de campo e 12.420 m de sondagem exploratória pela METAMIG, extinta empresa de mineração do Governo do Estado de Minas Gerais, permitiu o início da lavra em 1988 com reserva, àquela época, de 17,5 Mt a 5,02% Zn e 1,67% Pb. Os baixos teores do depósito e a grande variação no preço dos metais fizeram com que a lavra fosse paralisada entre 1990 e 1995. Desde então, o depósito de Zn-Pb de Morro Agudo vem sendo explotado em subsuperfície e a exaustão das reservas econômicas está prevista para 2020.

O depósito de Morro Agudo e os depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes formam o mais importante distrito de zinco no Brasil (Dardenne & Freitas Silva, 2000; Misi et al., 2005; Monteiro et al., 2006). As reservas de Morro Agudo, após estudos em subsuperfície, foram estimadas em 9,7 Mt a 6,5% Zn e 2,8% Pb (Viviani et al., 2001) e 11,7 Mt a 6,4% Zn e 2,2% Pb por Misi et al. (2005). No entanto, análise recente efetuada por geólogos da Votorantim Metais apontam uma reserva total, a qual remonta desde o início de sua exploração, de 18,3 Mt a 5,08% Zn e 1,75% Pb, levando-se em consideração reservas históricas e acréscimo de reservas por exploração concomitante à lavra.

A mineralização está associada a dolarenito e brecha dolomítica a dolarenítica do topo do Grupo Vazante e foi estudado em detalhe por diversos autores (Dardenne, 1979; Romagna & Costa, 1988; Cunha et al., 2000 e 2001; Misi et al., 2005).

Alguns trabalhos detalharam o depósito de Morro Agudo, principalmente do ponto de vista isotópico e de inclusões fluidas (Freitas-Silva & Dardenne, 1997; Misi et al., 2005; Cunha et al., 2000 e 2001). No entanto, um estudo sistemático da geologia básica do depósito que compile as informações disponíveis na literatura não foi publicado até o momento. O objetivo deste estudo é detalhar o depósito de Morro Agudo com base em observações de campo, dados isotópicos e geoquímicos, caracterização dos corpos mineralizados com suas texturas e estruturas e propor o modelo genético. O estudo levará em consideração dados disponíveis na literatura e incluirá discussão das interpretações de pesquisadores que estudaram o depósito como parte de um contexto regional, assim como novos dados que serão produzidos neste trabalho.

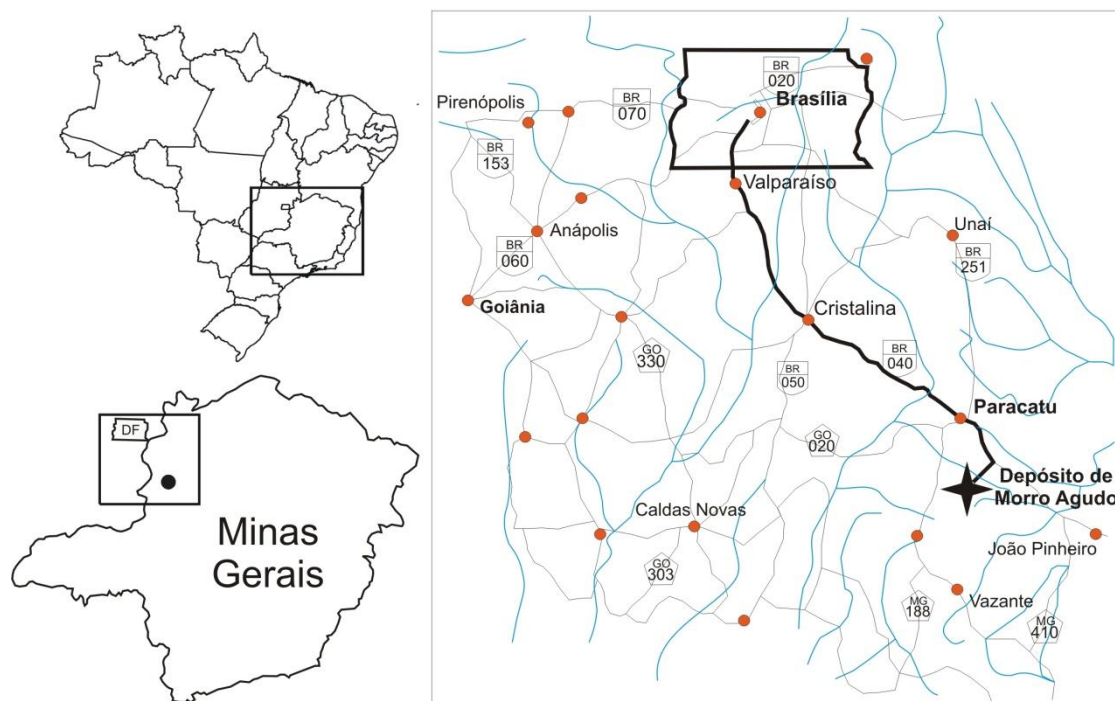


Figura 1.1 - Mapa de localização do depósito de Morro Agudo e suas adjacências.

## 1.2. Contexto Geológico Regional

O depósito de Morro Agudo está inserido na Província Tocantins (figura 1.2), que é compartimentada em três faixas proterozóicas dobradas: Faixa Araguaia (à oeste), Faixa Paraguai (à sudoeste) e Faixa Brasília (à leste) (Fuck et al., 1993). A Faixa Brasília ocorre nas margens oeste e sudoeste do Cráton do São Francisco e compreende terrenos Arqueanos a Neoproterozóicos divididos por Fuck et al., 1993, nas Zonas Interna e Externa. A Zona Interna abarca terrenos Arqueanos, Mesoproterozóicos e Paleoproterozóicos de origem e evolução incerta: Bloco Crixás-Goiás, Terreno Almas-Natividade, sequências Campinorte e Silvânia, Suíte Jurubatuba e os complexos máfico ultramáfico acamadados e suas correspondentes sequências metavulcano-sedimentares (Fischel et al., 2001; Pimentel et al., 2004; Della Giustina et al., 2009). A Zona Externa corresponde à sequências metassedimentares dobradas e metamorizadas durante o Neoproterozóico, compreendendo os Grupos Araxá, Bambuí, Canastra, Ibiá, Paranoá, Serra da Mesa e Vazante. A orogênese Brasileira deu origem à atual configuração tectônica da Faixa Brasília com metamorfismo progressivamente mais intenso para oeste (Almeida, 1993).

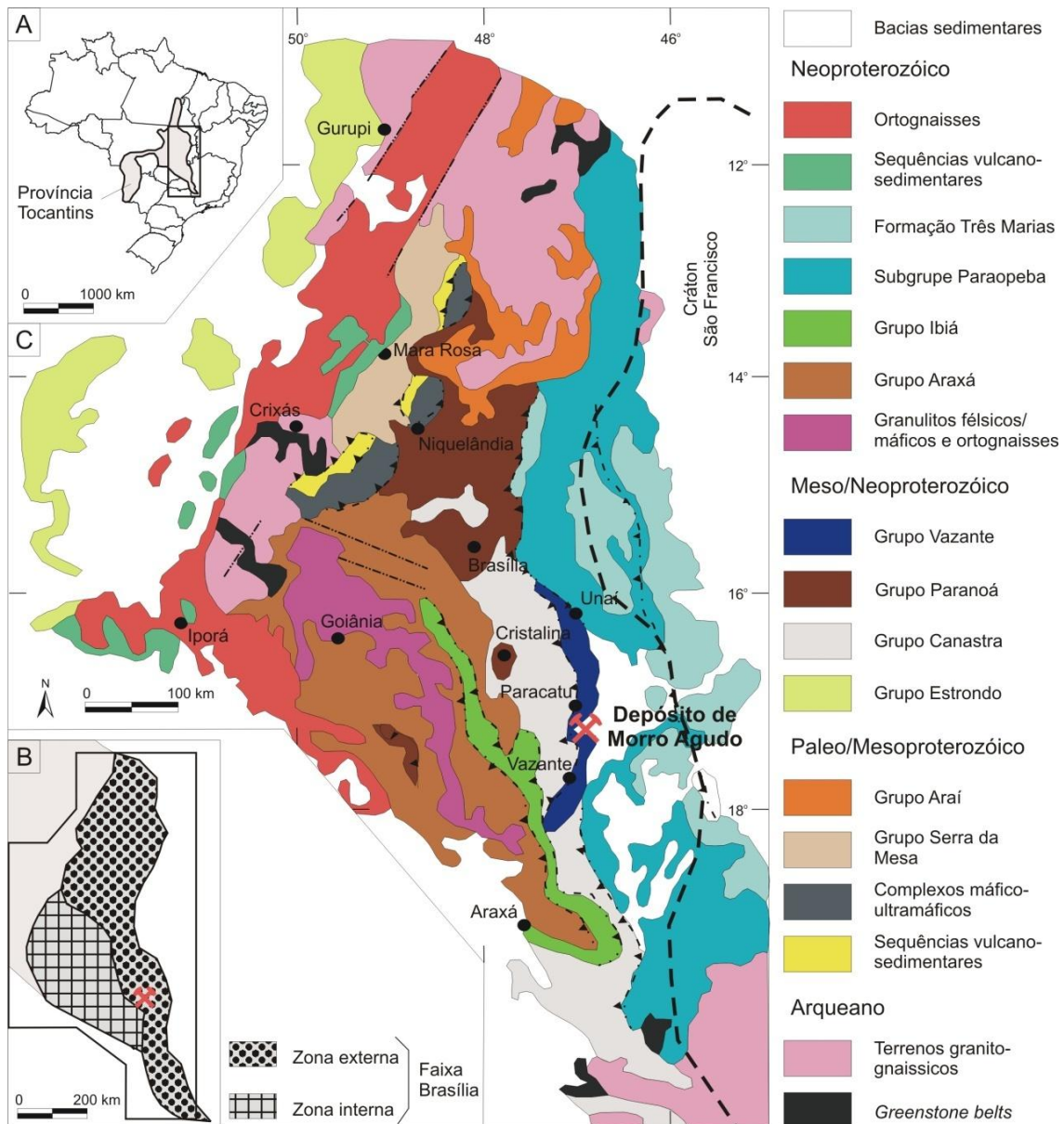


Figura 1.2 – A) Localização da Província Tocantins no território brasileiro. B) Detalhe da referida Província enfocando a Faixa Brasília e suas Zonas Interna e Externa (onde se localiza o depósito de Morro Agudo). C) Mapa geológico regional da Faixa Brasília com a localização do depósito de Morro Agudo (modificado de Dardenne 2000).

### 1.2.1. Grupo Vazante

O Grupo Vazante compreende rochas carbonáticas e pelitos metamorfizados em fácies xisto-verde que ocorrem como uma faixa NS de 250 km de extensão na porção leste da Faixa Brasília (figura 1.3). Dardenne (2000) argumenta que o contexto tectônico do grupo indica uma sedimentação anômala em uma zona de rápida subsidência. Com isso, a ocorrência de carbonatos platformais de águas rasas com estromatólitos, a ausência de camadas de cinzas vulcânicas (Dardenne, 2000) e idades Sm-Nd sugerem sedimentação do Grupo Vazante em margem passiva (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Azmy et al., 2008).



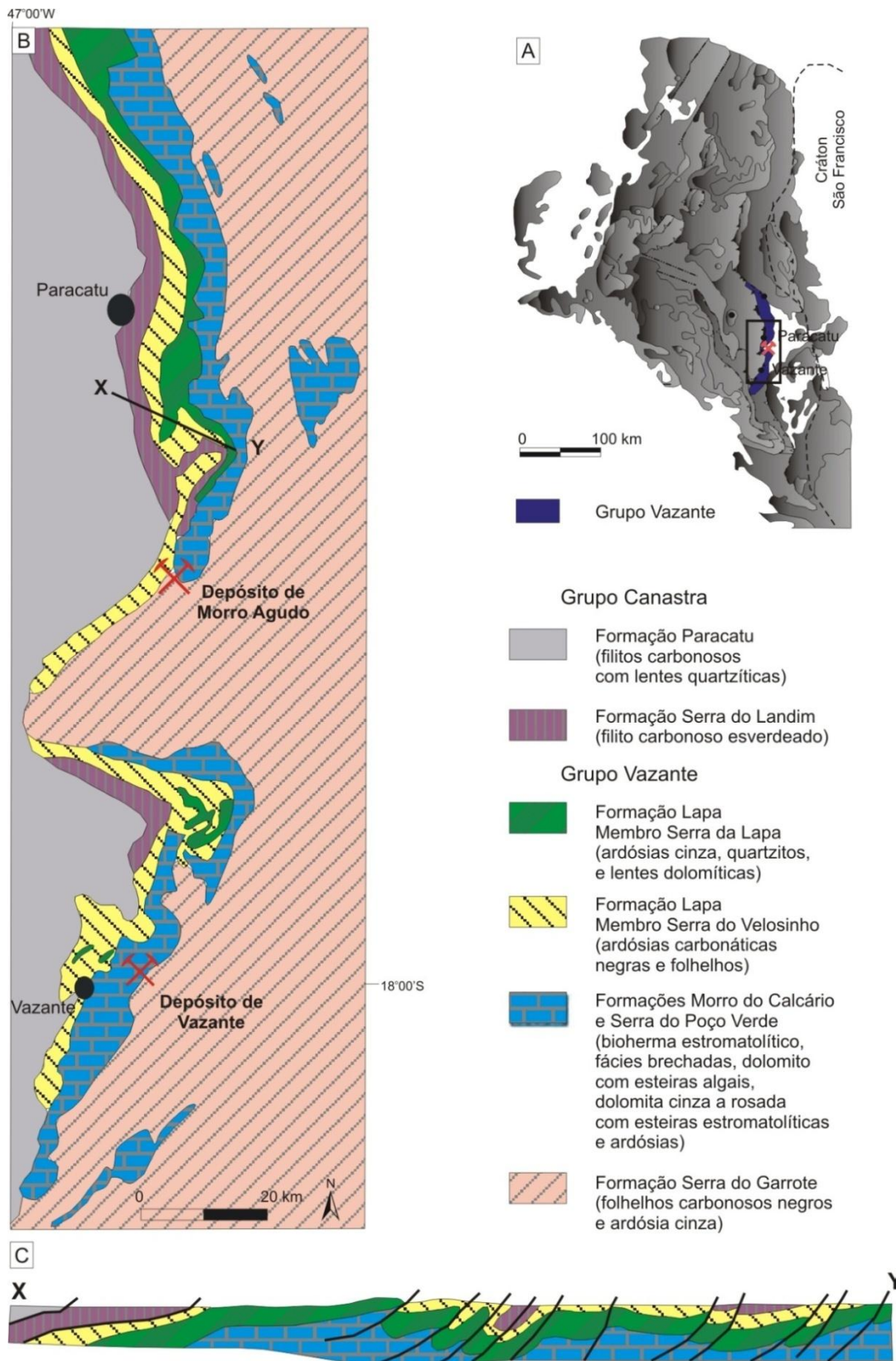


Figura 1.3 – A) Mapa da Província Tocantins evidenciando a Faixa Brasília e o Grupo Vazante. B) Mapa dos Grupos Vazante e Canastra explicitando os depósitos de Morro Agudo e Vazante (modificado de Dardenne 2000 e Monteiro et al., 2007). C) Perfil NW – SE do Grupo Vazante e Canastra (modificado de Oliveira, 1998) evidenciando o sistema de falhas de empurrão existente na região.

A unidade basal, Formação Santo Antônio do Bonito, representa a intercalação de bancos métricos de quartzito branco, ardósia e diamictito polimítico com matriz pelítica. Esta

formação contém intervalos ricos em fosfato, como observado na ocorrência de Coromandel (Barbosa et al., 1970; Tompkins e Gonzaga, 1989; Gonzaga e Tompkins, 1991).

Sobre a unidade basal ocorre a Formação Rocinha, definida por metarritmito com lentes de quartzito e ardósia sotoposto a metassiltito, e ardósia com lentes de dolomito rosa e paraconglomerado. Por sobre esta formação ocorrem fosfolutito e fosfarenito que caracterizam o depósito de fosfato de Rocinha (Souza, 1997 e Dardenne et al., 1998) e fosfarenitos em ritmitos no depósito de Lagamar (Nogueira, 1993).

A Formação Lagamar representa um pacote carbonático que cobre metapelitos da Formação Rocinha. Na base ocorrem camadas alternadas de metaconglomerado com matriz suportada por seixos de quartzito, metassiltito e mármore. Em seguida ocorrem brecha dolomítica, metacalcáreo e uma sequência de estromatólitos. O bioherma estromatólítico apresenta esteiras algais (figura 1.4), dolarenito oncolítico, dolorudito e estromatólitos colunares e laminações convexas e cônicas *Conophyton* e *Jacutophyton* (Cloud & Dardenne, 1973; Dardenne et al., 2005). Estes biohermas estão interdigitados por metassiltito carbonático e ardósia.



Figura 1.4 – Esteiras algais em meio a dolomitos cinza claro da Formação Lagamar.

A Formação Serra do Garrote é composta por ardósia verde-escura a cinza com níveis carbonáticos e lentes de quartzito fino com pirita. Localmente ocorrem lentes de metassiltitos, quartzitos e metadolomitos (Madalosso & Vale, 1978; Dardenne, 1978a; Madalosso, 1979, 1980).

A Formação Serra do Poço Verde, descrita por Dardenne 1979, 2000, compreende metadolomito laminado, ardósia, filito, esteiras algais, metadolomito cinza escuro com *bird*

eyes, marga e filito carbonoso piritoso. Brecha dolomítica desta formação hospeda o depósito de Zn não-sulfetado de Vazante (Monteiro et al., 2006; Monteiro et al., 2007).

A Formação Morro do Calcário caracteriza-se por dolomitos interpretados como construções estromatolíticas recifais (figura 1.5) de profundidade variável entre 100 e 200 metros a sul e 650 metros a norte (Dardenne, 2000). Os flancos desta sequência contêm dolarenito oolítico e oncolítico além de brechas dolomíticas, interpretadas como brechas intraformacionais (figura 1.6). Rochas desta formação hospedam os depósitos de Morro Agudo, Fagundes e Ambrósia (Monteiro et al., 2006).



Figura 1.5 – Estromatólitos (gênero *Conophyton*) em brechas dolomíticas da Formação Morro do Calcário, local situado a borda do morro homônimo a formação.

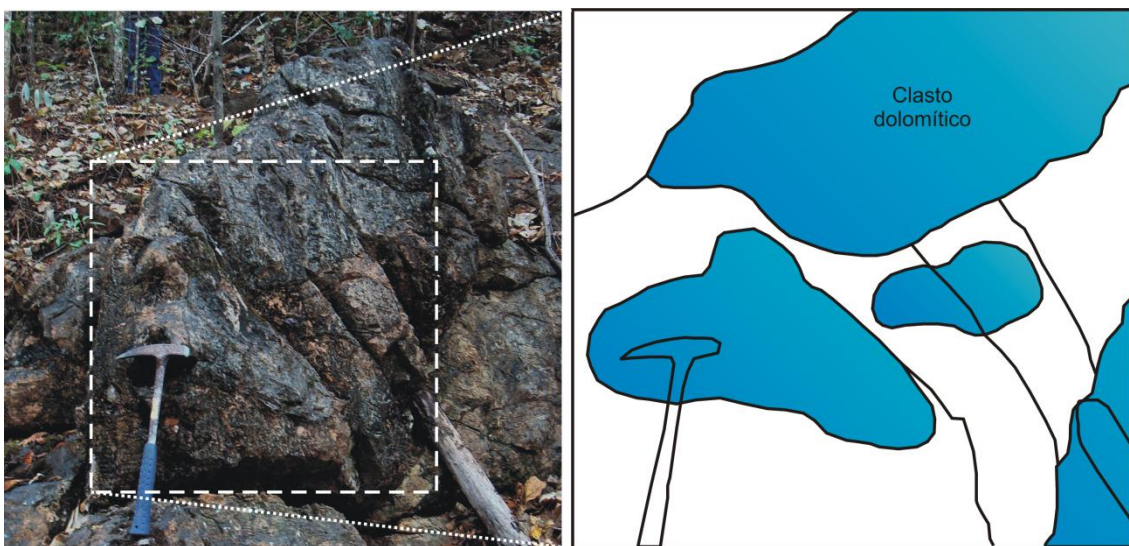


Figura 1.6 – Clastos dolomíticos (de coloração mais escura) inseridos em contexto brechado (brechas dolomíticas) da Formação Morro do Calcário.

A Formação Lapa corresponde ao topo do Grupo Vazante e é formada por filito e metassiltito carbonáticos com lentes de dolomito. Segundo Rodrigues (2008) esta sequência ao norte apresenta arenito e conglomerado líticos intercalados com ardósia em detrimento das sequências pelíticas a sul. A coluna estratigráfica do Grupo Vazante (figura 1.7) sumariza suas principais características além dos depósitos e ocorrências minerais.

Grupo	Formação	Membro	Descrição e depósitos/ocorrências minerais associadas	
<b>VAZANTE</b>	Lapa	Serra da Lapa	Ardósias carbonatadas cinzas Lentes de dolomitos	
		Serra do Velosinho	Ardósias carbonatadas pretas	
	Morro do Calcário	Pamplona Superior	Bioherma estromatolítico, fácies de brechas e dolarenitos Depósitos minerais: MORRO AGUDO, Fagundes e Ambrósia	
		Serra do Poço Verde	Pamplona Intermediário	
	Pamplona Inferior		Ardósias cinza a verde com intercalações de dolomitos rosados Depósito mineral: Vazante	
	Morro do Pinheiro Superior		Dolomitos cinza-escuros com esteiras estromatolíticas e <i>birds eyes</i>	
	Morro do Pinheiro Inferior		Dolomitos cinza-claros a rosados com intercalações de brechas e dolareníticos	
	Serra do Garrote		Ardósias cinzas com lentes de quartzitos esporádicas	
	Lagamar	Sumidouro	Bioherma estromatolítico	
		Arrependido	Calcários cinza-escuros Brechas dolomíticas	
	Rocinha		Ritmitos Depósito mineral: Lagamar - fosforito	
			Ardósias cinza-escuras, piritosas e fosfatadas Depósito mineral: Rocinha - fosforito	
	Santo Antônio do Bonito		Ritmitos Intercalação de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias Ocorrência mineral: Coromandel - fosforito	

Figura 1.7 – Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (adaptado de Dardenne, 2000) onde o depósito de Morro Agudo (Formação Morro do Calcário) se apresenta estratigraficamente acima do depósito de Vazante (Formação Serra do Poço Verde).

Apesar de bem compreendido em termos estratigráficos, a idade atribuída ao Grupo Vazante ainda é incerta. A ocorrência de *Conophyton metula* Kirichenko na base do grupo aponta para um intervalo entre 1,35 e 0,95 Ma para a sedimentação da sequência (Cloud &

Dardenne, 1973), posicionando-a entre o Meso e o Neoproterozóico. Pimentel et al. (2001) obtiveram idades-modelo para rochas metassedimentares do topo do Grupo Vazante entre 1,91 e 1,70  $T_{DM}$  (Ga) na Formação Lapa e 1,92 a 2,10  $T_{DM}$  (Ga) nas formações Serra do Garrote e Serra do Poço Verde. Baseados nos isótopos de neodímio, esses autores sugerem sedimentação de idade Neoproterozóica em margem passiva para o Grupo Vazante (entre 0,9 e 0,8 Ga). Adicionalmente, estudos quimioestratigráficos de isótopos de  $^{13}C/^{12}C$  e  $^{87}Sr/^{86}Sr$  apontam para uma provável correlação com sequências entre 0,8 - 0,6 Ga do Craton do Congo (Azmy et al., 2001; 2006; Misi et al., 2007).

Datações recentes da Formação Lapa contrariam estudos anteriores e sugerem idade Mesoproterozóica para o Grupo Vazante. Azmy et al. (2008) dataram folhelhos negros da base da Formação Lapa por Re-Os em rocha total e encontraram idades entre 0,993±46 e 1,1±77 Ga. A idade 0,988±15 Ga obtida por U-Pb em zircão dos mesmos folhelhos determina o limite deposicional máximo desta sequência. Esses autores usam as idades U-Pb e Re-Os para sugerir que a sedimentação do Grupo Vazante ocorreu no final do Mesoproterozóico.

Depósitos Zn-Pb neoproterozóicos são raros e o entendimento da idade desta sequência é fundamental para a construção de um modelo metalogenético robusto para a Faixa Vazante. Apesar de fora do escopo deste trabalho, o detalhamento dessas idades contribuiria para o entendimento do processo de formação destes depósitos, onde se sugere trabalhos posteriores.

### **1.3. Geologia do Depósito**

A Formação Morro do Calcário na área do depósito de Morro Agudo é composta predominantemente por dolomitos laminados e brechas, enquanto os estromatólitos amplamente presentes no restante da formação são restritos a camadas de poucos metros de espessura. Os litotipos do depósito são divididos, segundo Romagna & Costa, 1988, em quatro unidades da base para o topo (tabela 1.1); (1) brecha cinza claro de matriz dolomítica, com clastos angulosos de dolomito (por vezes estromatolítico) que variam entre 10 centímetros e 2 metros de comprimento. Essa unidade é nomeada brecha dolomítica (BDOL); (2) brecha cinza claro de matriz dolarenítica fina a média, com clastos de dolomitos laminados e maciços e dolarenito menores que 10 cm, conhecida como brecha dolarenítica (BDAR); (3) dolarenito cinza claro intraclástico, oolítico, oncolítico e peloidal, denominado dolarenito (DAR); (4) marga dolomítica cinza, com laminação milimétrica, denominada sequência argilo-dolomítica (SAD) na mina. A tabela 1.1 resume as principais características das rochas da Formação Morro do Calcário na área do depósito de Morro Agudo.

Tabela 1.1 – Tabela resumo das principais características referente aos litotipos, espessuras dos pacotes, texturas e mineralogia das unidades do depósito de Morro Agudo.

Unidade	Litotipo (espessura)	Contato com unidade inferior	Localização e morfologia	Espessura média da mineralização	Texturas dos corpos mineralizados	Mineralogia
SAD	Marga (0 a 1.100 m)	Brusco	Topo da sequência	-	-	Dolomita; Quartzo; Pirita; Galena; Esfalerita; Calcita
DAR	Dolarenito (8 a 380 m)	Gradual	Ocorre continuamente na porção intermediária do depósito e hospedado em lente dentro do SAD, na porção superior do depósito.	3 a 9 metros	Cimentação, substituição e remobilização tectônica	Esfalerita; Pirita; Galena; Barita; Dolomita; Quartzo; Calcita; Fluorita; Ankerita
BDAR	Brecha intraformacional com clastos dolareníticos inserido em matriz dolomítica (5 a 40 m)	Gradual	Disposto de maneira contínua no depósito na transição entre DAR e BDOL.	1 a 2m	Brechação, cimentação e remobilização tectônica	Esfalerita; Pirita; Galena; Barita; Dolomita; Quartzo; Calcita; Fluorita; Ankerita
BDOL	Brecha intraformacional com clastos dolomíticos inserido em matriz dolomítica (20 m a indeterminado)	Brusco	Camada contínua	1 a 3 m	Brechação, cimentação e remobilização tectônica	Esfalerita; Pirita; Galena; Barita; Dolomita; Quartzo; Calcita; Fluorita; Ankerita

Brecha dolomítica (BDOL), ou dolorudito, ocorre na base da sequência mineralizada. Essas brechas são compostas por clastos angulosos mal selecionados a arredondados, centimétricos a métricos, de dolomitos maciços, laminados e estromatolíticos em matriz dolomítica muito fina. Com exceção de bolsões irregulares de esfalerita no contato superior, esta unidade é estéril.

Brecha dolarenítica (BDAR) apresenta intraclastos angulosos, localmente arredondados, menores que dois centímetros e matriz dolarenítica. Esta unidade apresenta mineralizações com altos teores de zinco (principalmente) e chumbo, localmente, apesar de não ter grande continuidade lateral.

Dolarenito (DAR) é a principal rocha hospedeira da mineralização sulfetada de Morro Agudo. Esta unidade se origina a partir de gradação lateral e vertical da brecha dolarenítica. O dolarenito é composto por intraclastos, oncólitos e oolitos, arredondados a elipsóides, bem selecionados, menores que 2 cm e cimentados por dolomita e subordinadamente quartzo. Localmente ocorrem níveis centimétricos a decimétricos de chert negro nodular, conforme o

estrato. Dolomita e quartzo são predominantes, embora a soma de esfalerita, galena, pirita, fluorita, ankerita, cerrusita, barita e calcita componha em média 45% da moda.

Intercalações milimétricas rítmicas de argilito e marga dolomítica compõem o ritmo da unidade de topo (SAD). Dolomita perfaz 80% da moda enquanto o restante corresponde a ankerita, cerrusita, barita, quartzo e calcita. Sulfetos ocorrem principalmente em níveis carbonosos milimétricos a centimétricos no contato com dolarenito.

Lentes de SAD podem ocorrer em meio a DAR, sendo denominado pelos geólogos da mina de LAB, laminado basal, o qual apresenta dimensões minoritárias, variando de poucos centímetros a 2 metros.

O controle estrutural do depósito de Morro Agudo é constituído por falhas normais orientadas N15°-20°W e mergulho de 75°W. A mais expressiva é a Falha Principal que limita o depósito a norte e coloca brecha dolomítica e dolomito estromatolítico estéreis em contato com dolarenito e brechas mineralizadas. Falhas de menor expressão seccionam o depósito (subdividindo em blocos de A a E, segundo os geólogos da mina) com rejeito vertical médio de 35 metros e horizontal de 100 metros (figura 1.8).



Figura 1.8 – Mapa geológico local, produzido neste trabalho, representando a disposição das falhas (Principal e as divisoras de blocos – A, B, C, D) na região.



## CAPÍTULO 2

# CARACTERIZAÇÃO DESCRITIVA DAS ENCAIXANTES E HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO DE Zn-Pb

### 2.1. Geometria dos corpos mineralizados

O depósito de Zn-Pb Morro Agudo compreende corpos sulfetados *stratabound* concordantes, além de remobilizações não-concordantes, em dolarenitos e brechas intraformacionais da Formação Morro do Calcário, Grupo Vazante. A zona mineralizada (Zn > 2,5% e Pb > 1,0%) orienta-se N15°E na porção norte da jazida e tende a N70°E na porção sul, mergulhando 20°W. O conjunto dos corpos mineralizados conhecidos possuem, aproximadamente, extensão total de 1.700 metros de comprimento, 50 metros de espessura e 1.200 metros de largura. O depósito é limitado à nordeste pela Falha Principal, onde se encontra em contato com dolomitos estromatolíticos estéreis (figura 2.1). O limite oeste é indefinido, mas testemunhos de sondagem mostram a continuidade da mineralização em profundidade, porém com menor espessura (20 metros) e teores (<3,0% em Zn e <1,0% em Pb). A ausência de mineralização a sul pode indicar tanto diluição gradual de teores com o distanciamento da zona central do depósito quanto o abatimento do minério por falhas de grande rejeito. A geometria e teores dos corpos de minério e as atuais condições econômicas limitam a viabilidade do depósito a cerca de 800 metros de profundidade.

O envelope do depósito inclui não apenas os corpos de minério, mas também rocha estéril. Os corpos de minério são separados uns dos outros por intervalos estéreis de dolarenito estratificado, nos níveis superiores e intermediários, e por brechas estéreis nos níveis inferiores. Os níveis sulfetados ocorrem como lentes *stratabound* concordantes em dolarenito e subordinadamente em brechas dolomítica e dolarenítica, além de ocorrerem preenchendo estruturas tectônicas tardias (falhas/fraturas). Essas lentes possuem no máximo quatro metros de espessura e são separadas por intervalos que variam de poucos centímetros (entre as lentes do minério dolarenítico médio rico em esfalerita e o fino rico em galena) a mais de um metro (entre as lentes do minério hospedado em brecha e o dolarenítico médio rico em esfalerita) de rocha estéril.

A continuidade estratigráfica da mineralização, apesar das falhas (que dividem o depósito em blocos de A a E), permitiu aos geólogos da mina a identificação de oito estratos mineralizados, nomeados de G a N da base para o topo. Semelhantemente ao que se observa nos depósitos de George Fisher e Lisheen (Chapman, 2004; Hitzman et al., 2003), o depósito de Morro Agudo apresenta corpos de minério com paragênese e mineralogia similares hospedadas em diferentes litologias. Para determinar as principais características desses envelopes de minério, eles foram agrupados segundo rocha encaixante, morfologia, textura da mineralização e paragênese sulfetada.

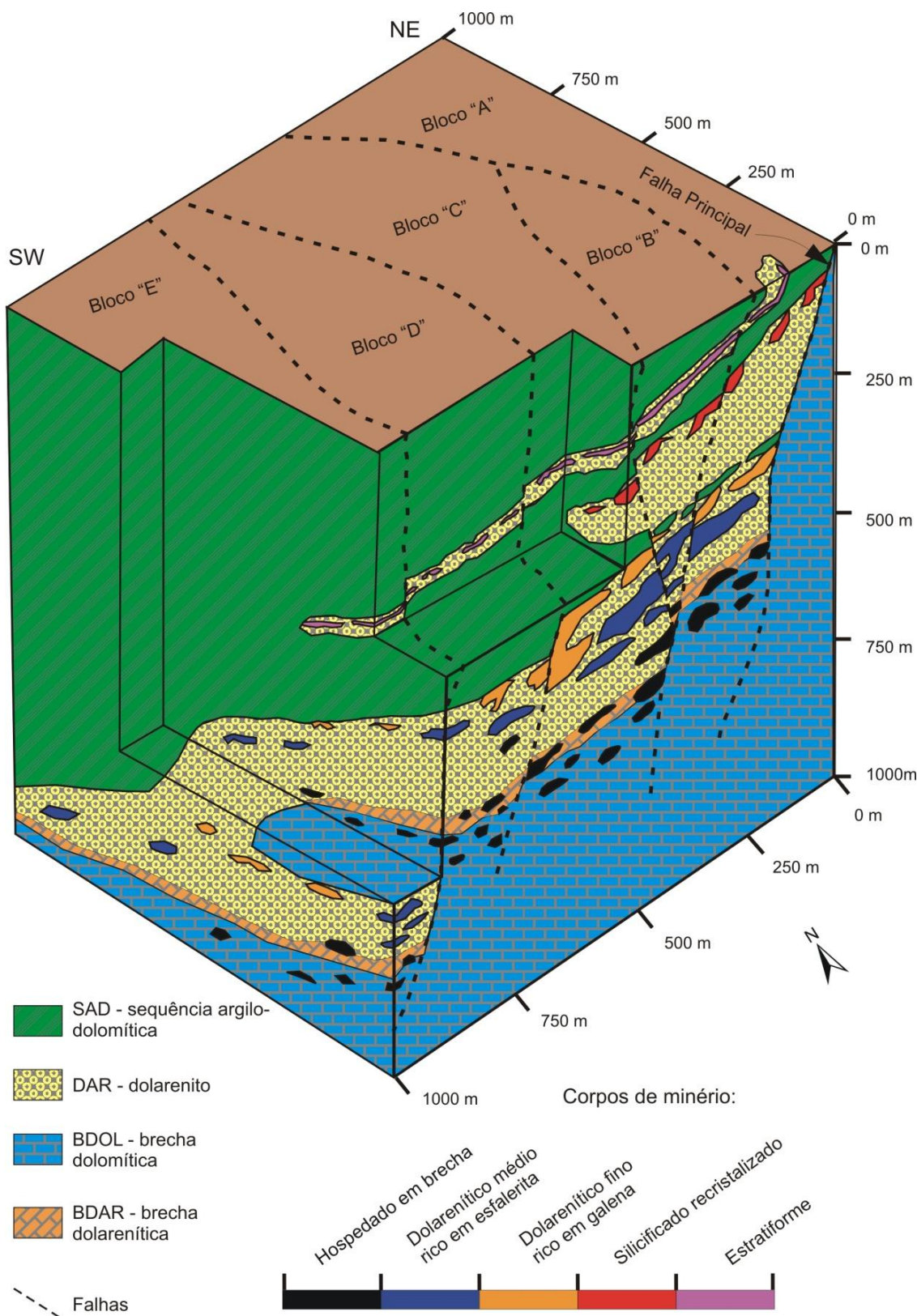


Figura 2.1 – Bloco diagrama (SW-NE), produzido neste trabalho, interpretado a partir da modelagem geológica do depósito de Morro Agudo, apresentando as falhas, litotipos e corpos de minério.

Em todo o depósito, algumas peculiaridades são constatadas no que se refere à geometria dos corpos mineralizados e das rochas hospedeiras destas mineralizações, particularmente em relação à posição estratigráfica destes corpos mineralizados. Tal geometria está intimamente relacionada à viabilidade de extração do bem mineral, propiciando, dentre outras, variações no plano de lavra do depósito.

É fato em todo o depósito que, com o aumento da profundidade, os corpos mineralizados vão se tornando menos espessos (figura 2.2). Este fato, também, está intimamente ligado a viabilidade econômica do depósito, haja vista que quanto mais profundo os trabalhos são executados, mais oneroso fica sua exploração. Tal fenômeno de adelgaçamento aumenta à medida que se distancia da Falha Principal do depósito, onde as lentes mineralizadas vão, com o passar dos metros, perdendo seu teor, chegando a extinção do mesmo após 1.500 metros. Com a evolução da diagênese no depósito, o cimento esfalerítico, possivelmente, foi progressivamente substituído por galena fina onde, em alguns locais, essa substituição se fez por completo, formando dolarenitos cimentados totalmente por galena.

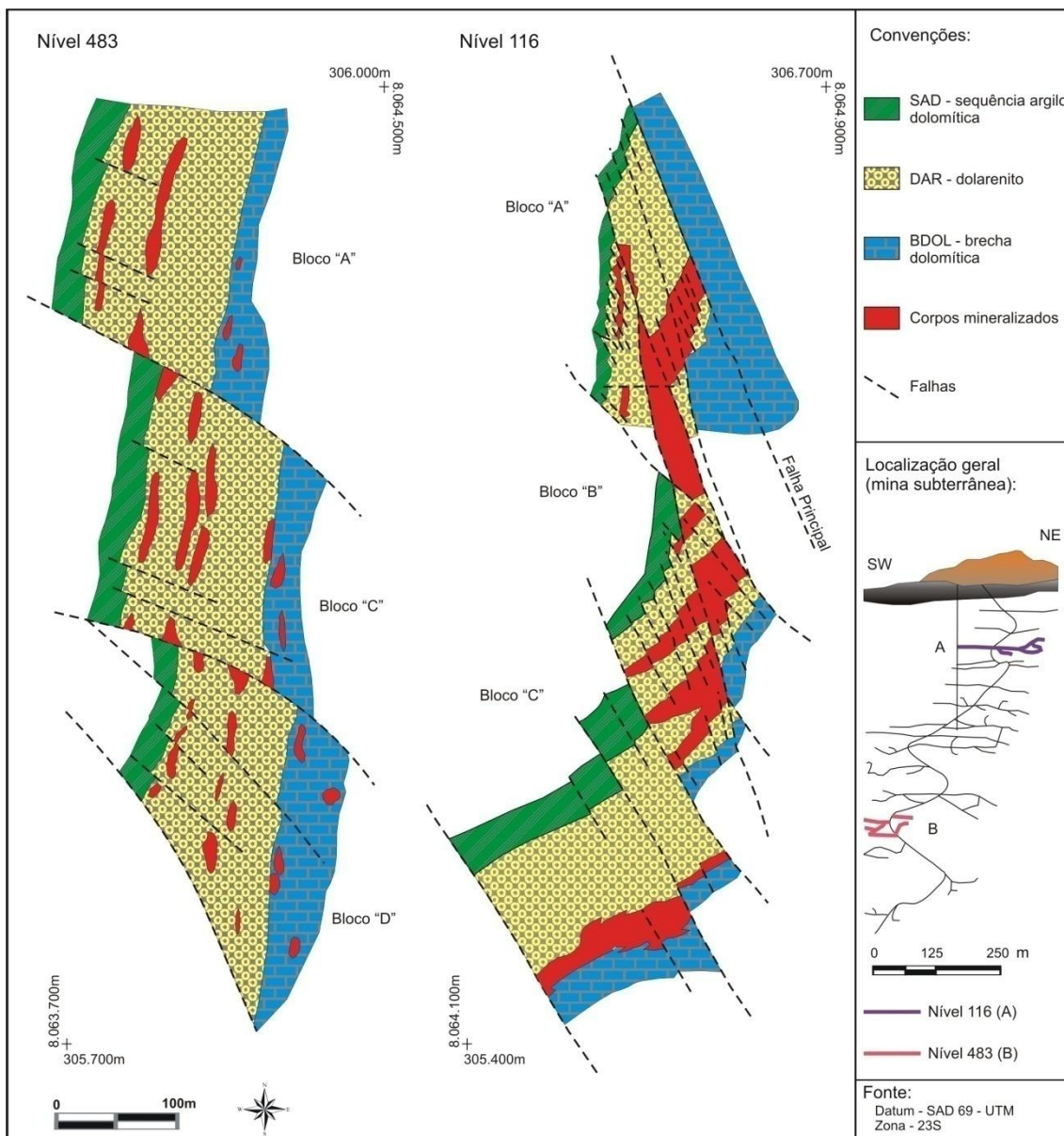


Figura 2.2 – Plantas topo-geológicas dos níveis 116 e 483 do depósito de Morro Agudo explicitando o adelgaçamento dos corpos mineralizados com a profundidade.

## **2.2. Estruturas e Texturas do Minério de Zn-Pb Morro Agudo**

Diversos autores descreveram os corpos mineralizados do referido depósito (Dardenne, 1979; Cunha 1999; Romagna & Costa, 1988; Misi, 1999; Dardenne & Freitas-Silva, 2000). O depósito de Morro Agudo compreende corpos de minério os quais apresentam características distintas. Comparando alguns corpos mineralizados entre si é possível constatar grande similaridade entre eles (minérios dolareníticos médio e fino), porém ao se comparar outros corpos, as diferenças são substanciais (estratiforme, silicificado recristalizado e hospedado em brechas). A caracterização textural destes corpos auxilia enormemente na caracterização e, conseqüentemente, na elaboração de um modelo genético para o depósito.

### **2.2.1. Corpos de Minério**

Cinco corpos mineralizados são passíveis de discriminação no depósito de Morro Agudo de acordo com características morfológicas, genéticas e estruturais. Estes corpos foram divididos neste trabalho em: a) minério hospedado em brecha; b) minério dolarenítico médio rico em esfalerita; c) minério dolarenítico fino rico em galena; d) minério silicificado recristalizado e e) minério estratiforme (figura 2.1).

#### **a) Minério hospedado em brecha**

Os corpos de minério hospedados em brecha ocorrem na porção basal do depósito e possuem cerca de 4 metros de espessura e 1.300 metros de extensão lateral, dispostos em diversas lentes descontínuas concordantes, compondo 13% do recurso geológico de Morro Agudo. Galena e esfalerita grossa ocorrem em bolsões descontínuos e/ou esparsamente disseminados. Os sulfetos ocorrem na matriz da brecha dolomítica e/ou dolarenítica como agregados de esfalerita e galena média a grossa, ou mais raramente nos clastos de textura sacaroidal. Geralmente os sulfetos ocorrem substituindo o carbonato como cimento dos clastos e preenchendo vazios de dissolução.

#### **b) Minério dolarenítico médio rico em esfalerita**

O corpo de minério mais expressivo do depósito de Morro Agudo (54% do recurso geológico) ocorre como lentes hospedadas em dolarenito com granulometria predominantemente média. O minério dolarenítico médio rico em esfalerita possui espessura média de 9 metros, continuidade lateral atingindo cerca de 1.300 metros e teores por volta de 4,5% Zn e 2,5% Pb. Este tipo de minério se caracteriza pela substituição total, e subordinadamente parcial, do cimento carbonático e dos intraclastos, oncóides e oóides por esfalerita, galena e pirita finas e em menor proporção, quartzo.

Uma feição comum desse tipo de minério é o bandamento da paragênese sulfetada. Em porções do corpo onde há continuidade lateral, observa-se alternância de bandas centimétricas de dolarenitos cimentados por esfalerita e subordinadamente galena disseminada com bandas cimentadas por galena e subordinadamente esfalerita disseminada. Ao contrário

da variação modal de esfalerita e galena, cristais bem formados de pirita ocorrem disseminados por todo o pacote. Localmente esses cristais de pirita apresentam núcleos de esfalerita ou galena. Remobilização é uma importante feição deste tipo de minério e ocorre tanto concordante ao estrato quanto discordante a ele.

### **c) Minério dolarenítico fino rico em galena**

Este corpo de minério está hospedado em uma camada de dolarenito médio a fino em contato com a sequência argilo-dolomítica (SAD), apresentando-se, também, como lentes sulfetadas. Ele possui, aproximadamente, quatro metros de espessura, 1.300 metros de continuidade lateral e representa 21% do recurso geológico de Morro Agudo. A paragênese sulfetada é composta predominantemente por galena muito fina como cimento, ocorrendo esfalerita subordinadamente em disseminações ou agregados.

### **d) Minério silicificado recristalizado**

Este tipo de minério possui cerca de 480 metros de extensão lateral, três metros de espessura e representa apenas 2% do recurso geológico de Morro Agudo. Sulfetos ocorrem como agregados associados a cerussita e como bolsões e veios tanto concordantes quanto discordantes ao estrato. A paragênese sulfetada é composta predominantemente por esfalerita com teores médios de 3% Zn. Uma característica importante deste tipo de minério é a maior presença de quartzo e até mesmo de níveis de chert, diferenciando-o dos tipos subjacentes.

### **e) Minério estratiforme**

Este tipo de minério ocorre hospedado em lente de dolarenito dentro da sequência argilo-dolomítica de topo e apresenta espessura média de 5 metros, com extensão lateral de 1.000 metros, aproximadamente. Ele representa 10% do recursos geológico de Morro Agudo e é formado pela intercalação de estratos milimétricos a centimétricos de chert vermelho/verde, sulfetos (esfalerita, galena e pirita) e dolomita. Níveis de pirita maciça são característicos deste tipo de minério e variam de 10 cm a 5 m. Segundo Misi et al (2005), a presença de nódulos de quartzo microcristalino tipo *length slow* em associação com sulfetos e estruturas sedimentares *teepees* sugere ambiente evaporítico dominante para a formação deste corpo.

Ao contrário dos demais tipos de minério, o estratiforme apresenta dobras centimétricas, particularmente nos níveis ricos em esfalerita. Essa deformação ocorre associada a zonas ricas em nódulos de quartzo e agregados de chert verde e vermelho. Além disso, porções ricas em sulfetos finos tendem a apresentar maior intensidade de dobramento, enquanto as mais grossas estão menos deformadas.

## **2.2.2. Texturas de Minério**

Diferentes tipos de textura ocorrem na assembléia sulfetada dos corpos de minério que compõem o depósito de Morro Agudo. Essa diversidade textural pode, em parte, ser atribuída

às diferentes rochas hospedeiras, mas não responde pela variação que ocorre dentro do mesmo tipo de minério. Para melhor delinear essas diferenças, neste trabalho as texturas do minério de Morro Agudo foram divididas em: a) cimentação; b) substituição; c) brechação; d) remobilização tectônica.

### **a) Cimentação**

Esta textura é a mais comum no depósito, na qual os sulfetos de chumbo, ferro e zinco (galena, pirita e esfalerita) preenchem os espaços porosos, cavidades e fraturas da rocha hospedeira substituindo o carbonato da matriz (e/ou seus aloquímicos) cimentando os grãos dolomíticos remanescentes, estando presente nos corpos estratiforme, dolarenítico fino rico em galena, dolarenítico médio rico em esfalerita e hospedado em brecha. A rocha hospedeira comum é o dolarenito (figura 2.3) e, subordinadamente, as brechas, onde, ocorrendo nesta, os corpos normalmente não apresentam grande continuidade lateral. São observadas grandes massas homogêneas (quando comparado as demais texturas encontradas no depósito) de coloração amarelada (quando com elevado teor zincífero - esfalerita) onde, a medida que se sobe na estratigrafia, se aproximando da sequencia argilo-dolomítica (SAD), menor se torna sua granulometria, assim como sua coloração se dispõe mais prateada em função do aumento em teor plumboso (galena), em geral. Descendo na estratigrafia, a presença de grãos de tamanho centimétricos é perceptível. A cimentação nestas regiões ocorre, primeiramente, nos dolomitos e dolarenitos de menor granulometria para, posteriormente, ocorrer nos de maior granulometria.

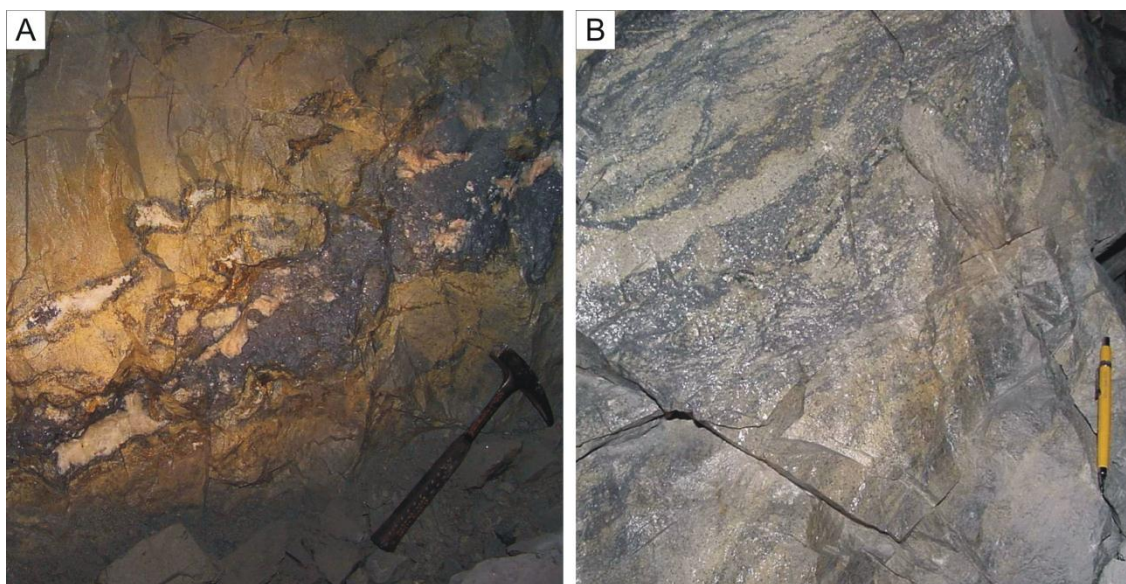


Figura 2.3 – A) fotografia em escala de afloramento do corpo de minério dolarenítico médio rico em esfalerita altamente mineralizado a zinco e chumbo com presença de nódulos de dolomita intercrescidos. Na porção superior esquerda da foto é possível constatar a gradação em teor de esfalerita, onde ocorre a substituição da dolomita pelos sulfetos, cimentando os grãos dolomíticos remanescentes. B) coloração prateada do corpo de minério dolarenítico fino rico em galena com alto teor em chumbo (galena) evidenciando o processo de cimentação onde a dolomita é substituída pela galena e localmente pela esfalerita.

Esfalerita e galena mostram-se como primeira auréola de cimento, preenchendo vazios residuais entre os grãos e, também, fraturas/falhas. Tais vazios residuais referem-se a porosidade da rocha a qual é preenchida pelos sulfetos. Esta porosidade está intimamente relacionada com o teor metalífero da região, sendo que, quanto mais porosa, maior o teor (figura 2.4). Intraclastos (oóides e oncóides), pertencentes aos dolarenitos, são também cimentados por esfalerita e/ou galena, ocasionando a coloração supra-citada. Fato não incomum é a presença de dolomita hidrotermal e barita concordante ao acamamento neste tipo textural.

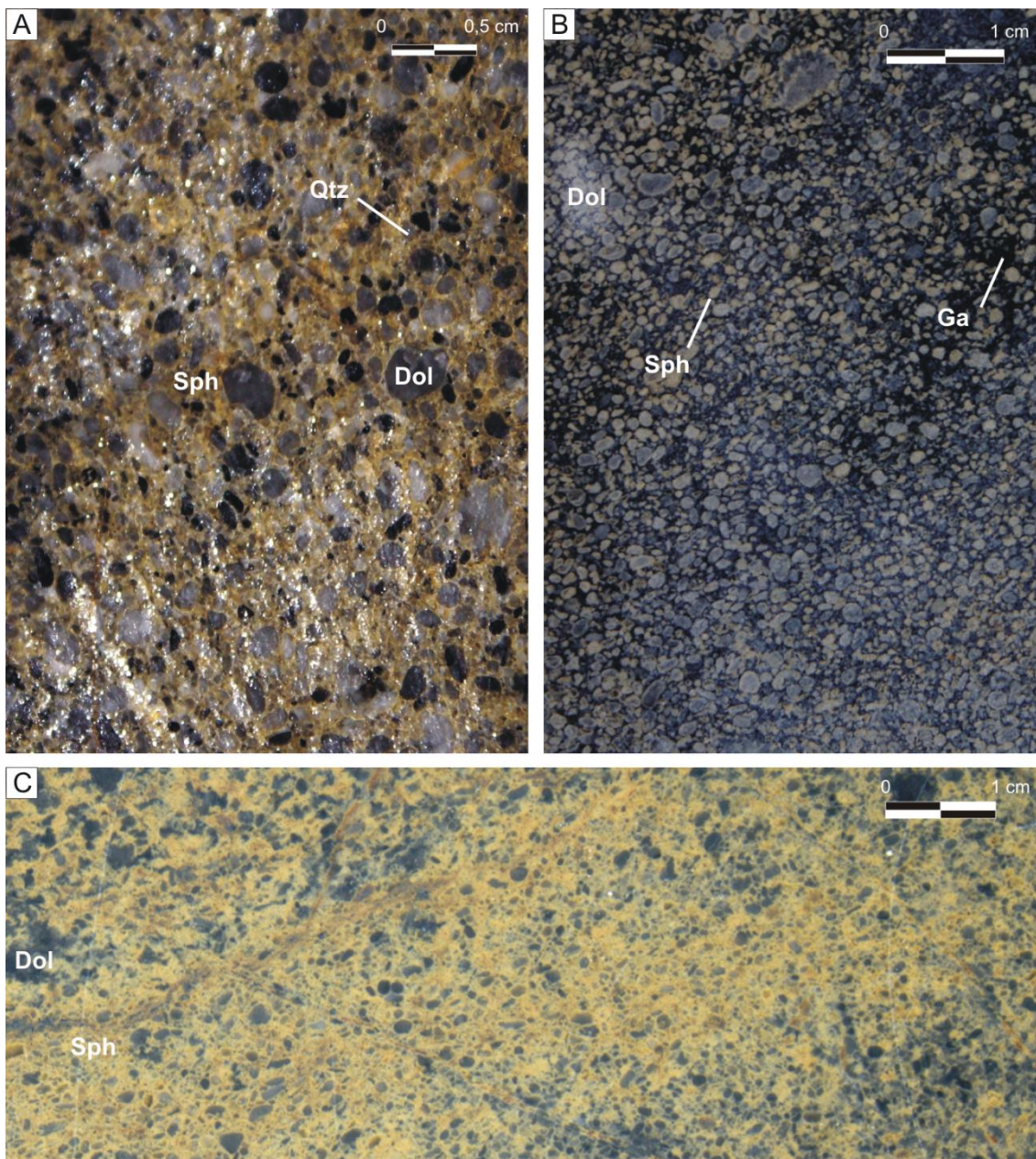


Figura 2.4 – A) esfalerita cimentando os cristais de dolomita em corpo dolarenítico médio rico em esfalerita. B) relação dos minerais no corpo de minério dolarenítico fino rico em galena onde esfalerita e galena cimentam os cristais de dolomita. C) corpo estratiforme altamente mineralizado a zinco onde ainda observa-se grãos dolomíticos reliquiaes cimentados por esfalerita.

Nos aloquímicos (oóides e oncóides), normalmente sua estrutura radial concêntrica é preservada onde é possível observar sílica e sulfetos (normalmente esfalerita) substituindo suas laminações (figura 2.5 - D). Por vezes, estes aloquímicos substituídos são falhados e/ou fraturados sendo preenchidos, posteriormente, por sulfetos (remobilizações), onde esta feição é característica de outro tipo textural a qual será detalhado a frente.

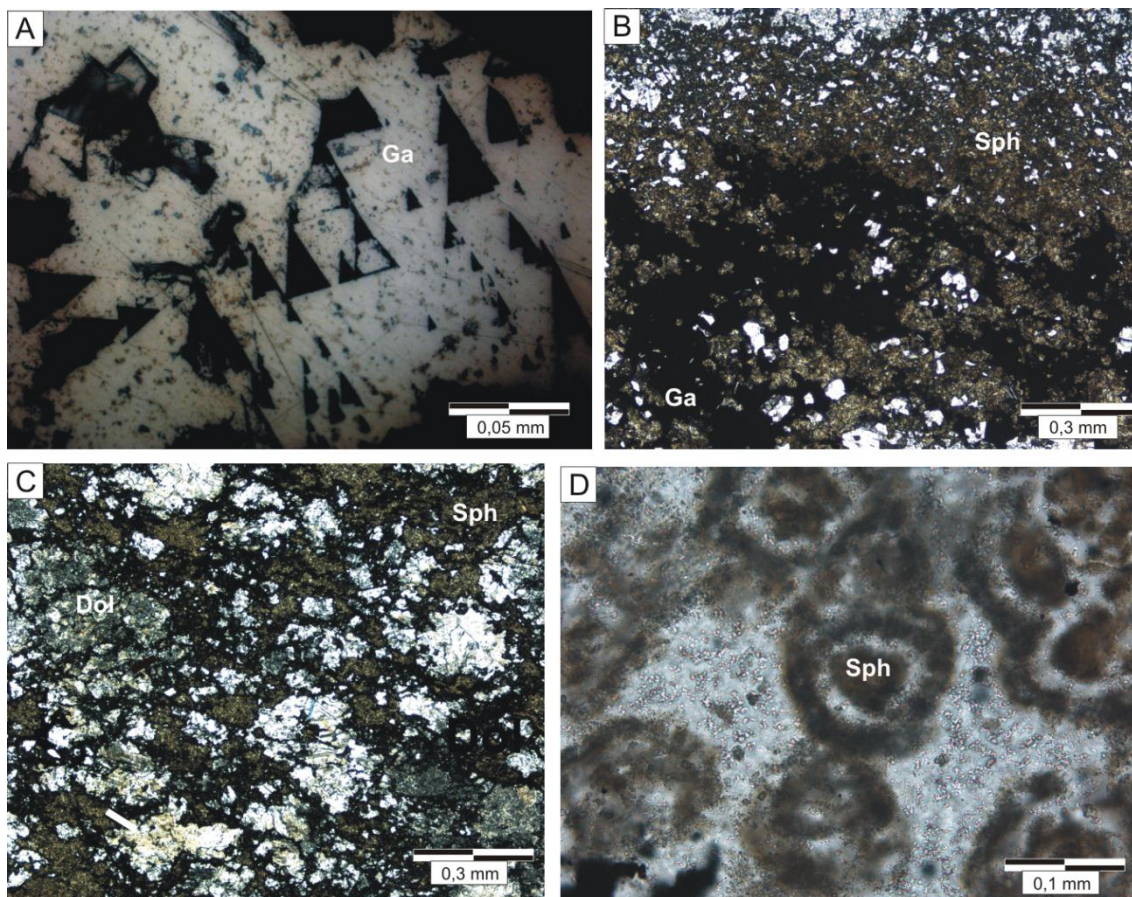


Figura 2.5 – A) microfotografia em luz refletida do corpo dolarenítico fino rico em galena apresentando galena bem formada. B e C) microfotografia em luz transmitida (N//) explicitando a relação entre os minerais no corpo dolarenítico médio rico em esfalerita. D) aloquímico sendo substituído por esfalerita.

### **b) Substituição**

Presente nos corpos estratiforme, dolarenítico fino rico em galena e dolarenítico médio rico em esfalerita, tal textura apresenta como principal característica a ocorrência de frentes de substituição que percolam a rocha hospedeira, tratando-se de um evento posterior a cimentação em que os carbonatos foram substituídos em sua grande maioria ou totalmente, por sulfetos. É constituído, principalmente, por estratos milimétricos a centimétricos de *chert* vermelho/verde ferruginoso, sulfetos (esfalerita, galena e/ou pirita) e dolomita (figura 2.6), dispendo-se de maneira rítmica e sugerindo, segundo McClay (1991), a mineralização SEDEX típica. Tal intercalação se apresenta com grandes continuidades laterais evidenciando extensas frentes de substituição.



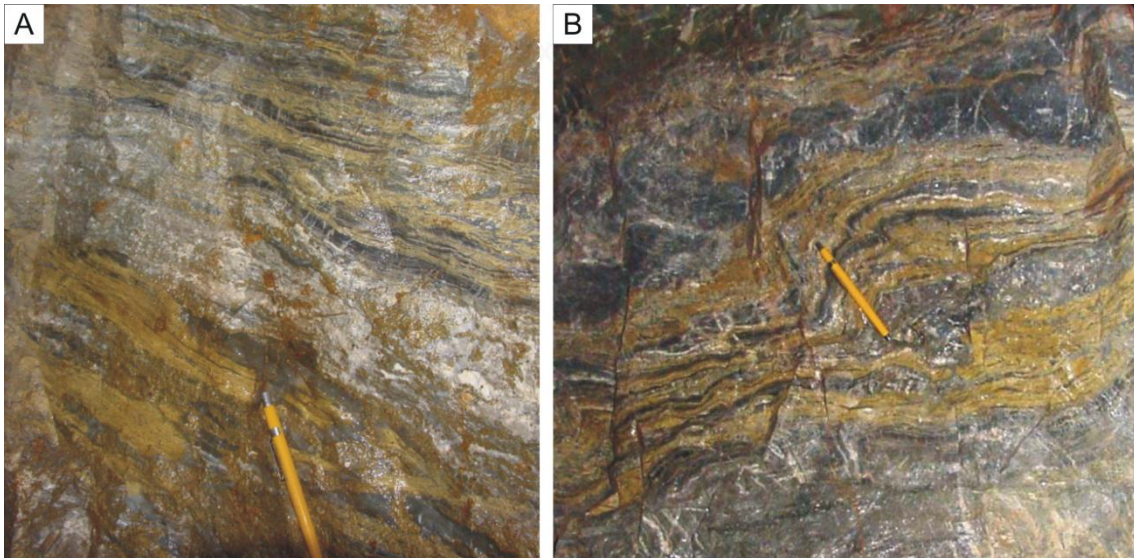


Figura 2.6 – A) fotografia em escala de afloramento do corpo de minério estratiforme evidenciando a intercalação típica entre chert-dolomita-sulfetos e sua extensão lateral em frentes de substituição bem definidas. B) presença de nódulo intercrescido de dolomita em meio aos estratos de esfalerita.

Esfalerita e dolomita dispõem-se principalmente maciças, apresentando um aspecto mais compacto que as demais feições do depósito, com baixíssima porosidade incipiente (figura 2.6). É possível observar dois tipos de esfalerita, uma com coloração caramelo claro com baixa presença ferruginosa (Sph I), presente normalmente no interior das camadas mineralizadas e outra, de coloração caramelo escura com maior presença ferruginosa (Sph II), presente nas regiões com presença de pirita (figura 2.10C).

Por se tratar de minérios extremamente finos e concentrados, o teor metalífero em zinco, principalmente, é elevado (os maiores do depósito) permitindo a contaminação de elementos indesejáveis (como Fe) ao processo de beneficiamento do minério já que estes, quase que em sua totalidade, estão associados. Apresenta minerais alterados por processo hidrotermal, finamente laminados, tais como, pirita, esfalerita, galena, chert, calcita, ankerita e intercalados à rocha hospedeira (figura 2.10D).

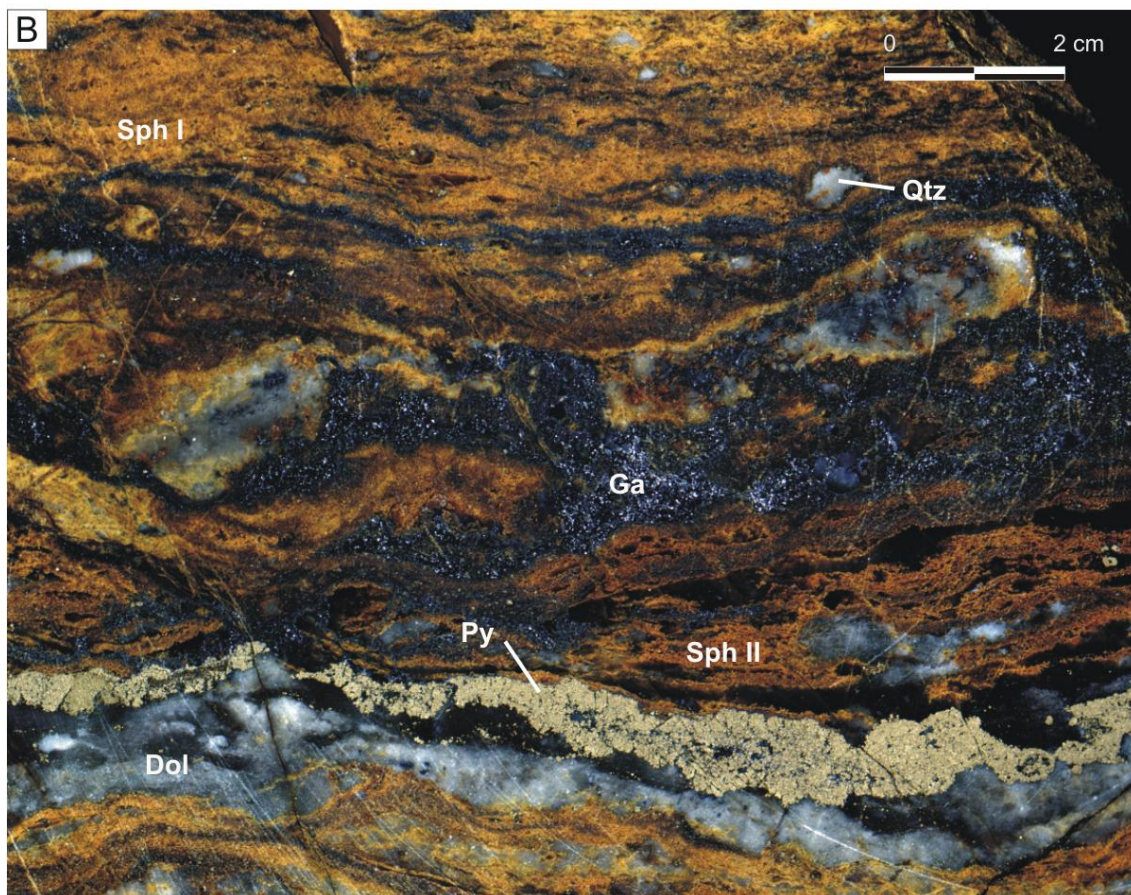
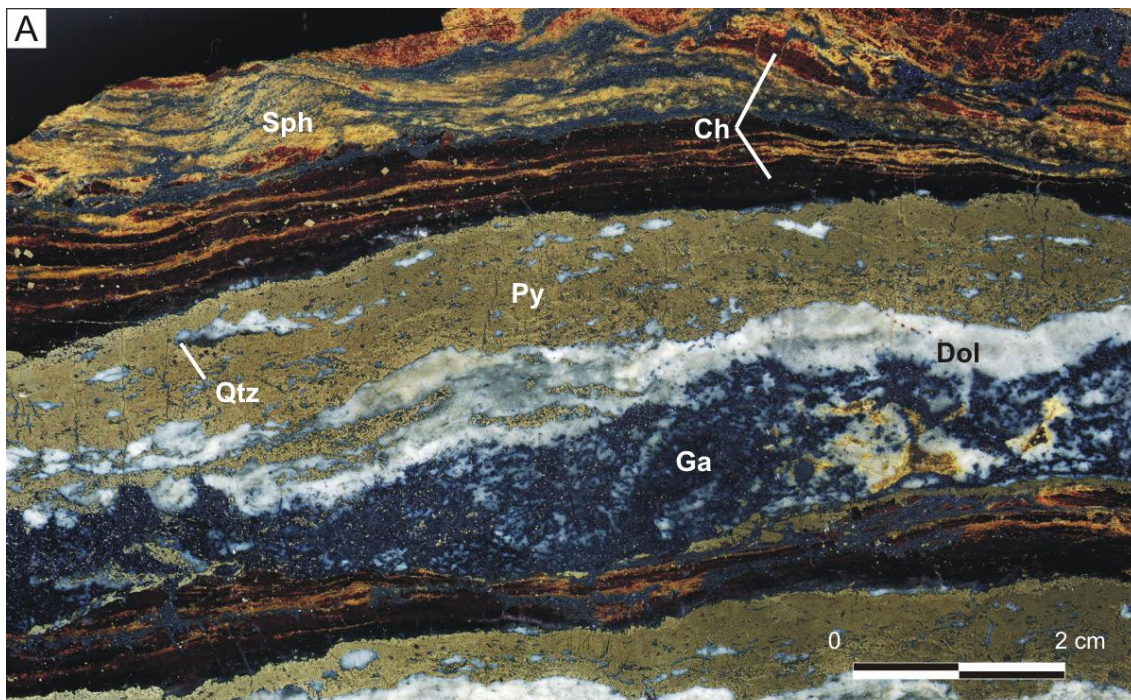


Figura 2.7 – A) detalhe da intercalação rítmica com presença de esfalerita (Sph), galena (Ga), pirita (Py), dolomita (Dol) e chert (Ch) de coloração avermelhada no corpo estratiforme. Nota-se a presença de camadas de pirita maciça típica deste tipo textural. B) presença de duas gerações de esfalerita em que em Sph I o teor em ferro na composição da esfalerita é menor que em Sph II onde este, normalmente, está em contato com pirita.

A ocorrência de camadas substanciais (0,5 a 5 metros) de pirita maciça não é fato incomum, onde a pirita substitui a dolomita, chert ou os próprios sulfetos primários (esfalerita e/ou galena) por completo. Tal substituição se dá gradualmente onde tanto a dolomita como as

camadas de chert vão se esvaecendo a medida que os sulfetos adentram no sistema (figura 2.8).

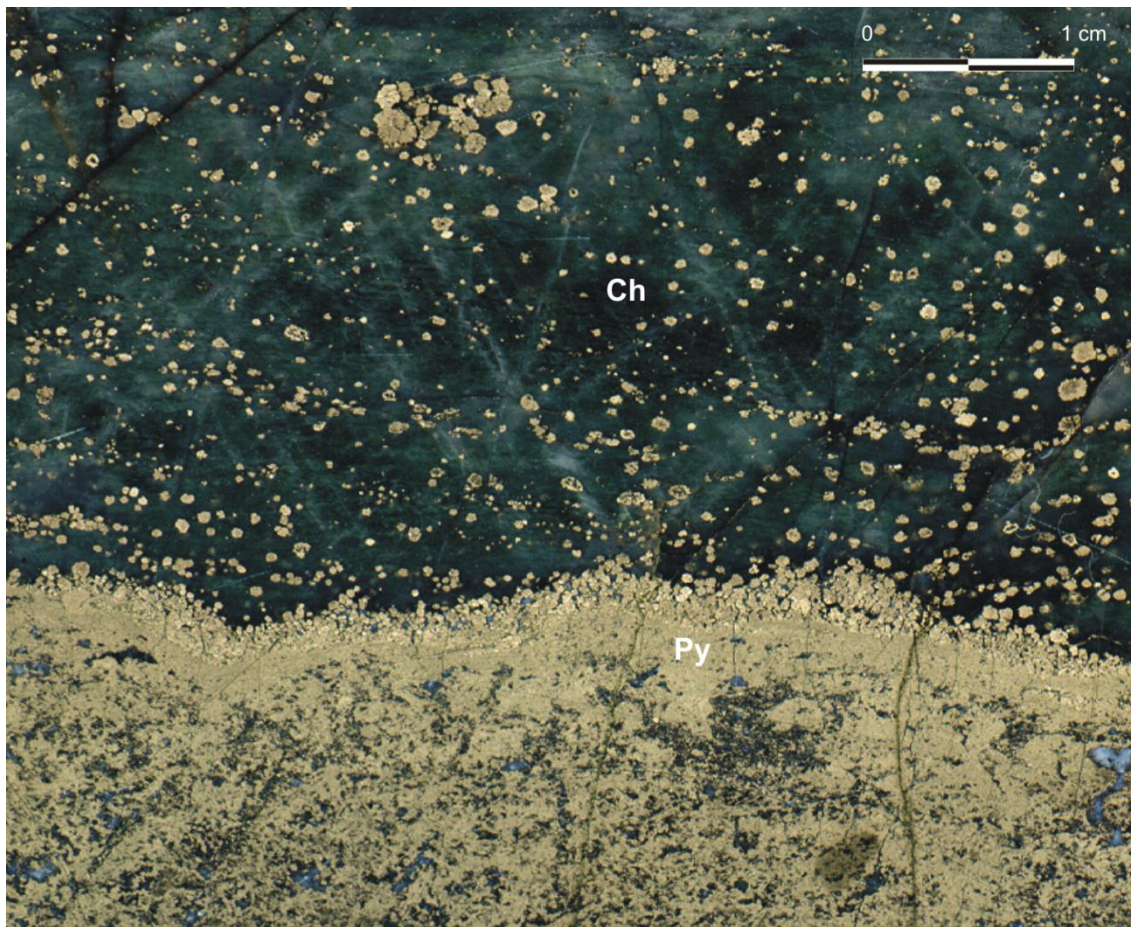


Figura 2.8 – chert (esverdeado) sendo substituído pela pirita.

É possível constatar plasticidade durante o desenvolvimento dos sedimentos no processo de substituição, já que comumente observam-se deformações nas laminações dos minérios (em especial, esfalerita) provocadas pelo crescimento dos nódulos de quartzo e/ou agregados cristalinos de chert (verde e/ou vermelho). A variação granulométrica é nítida onde quanto mais fina, mais deformada se apresenta, representando dobras (em geral, em escala centimétrica) (figura 2.9).

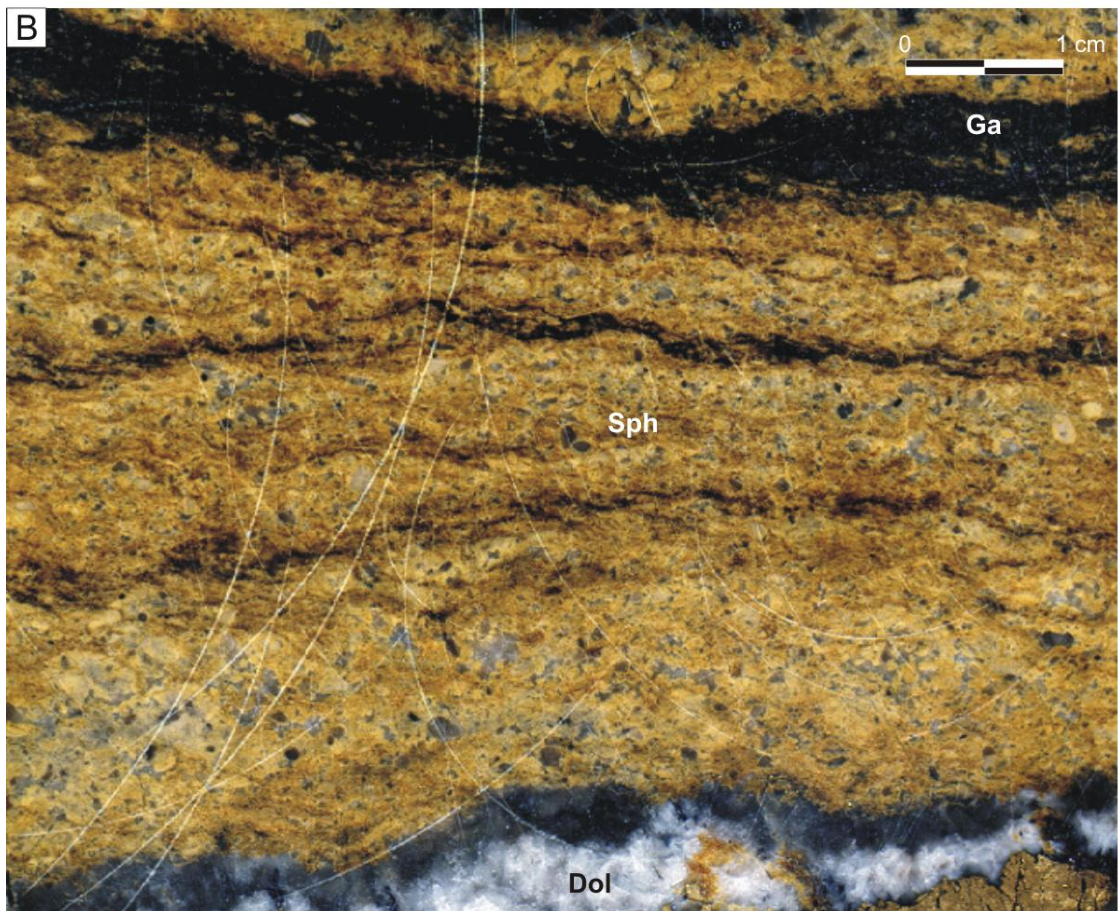
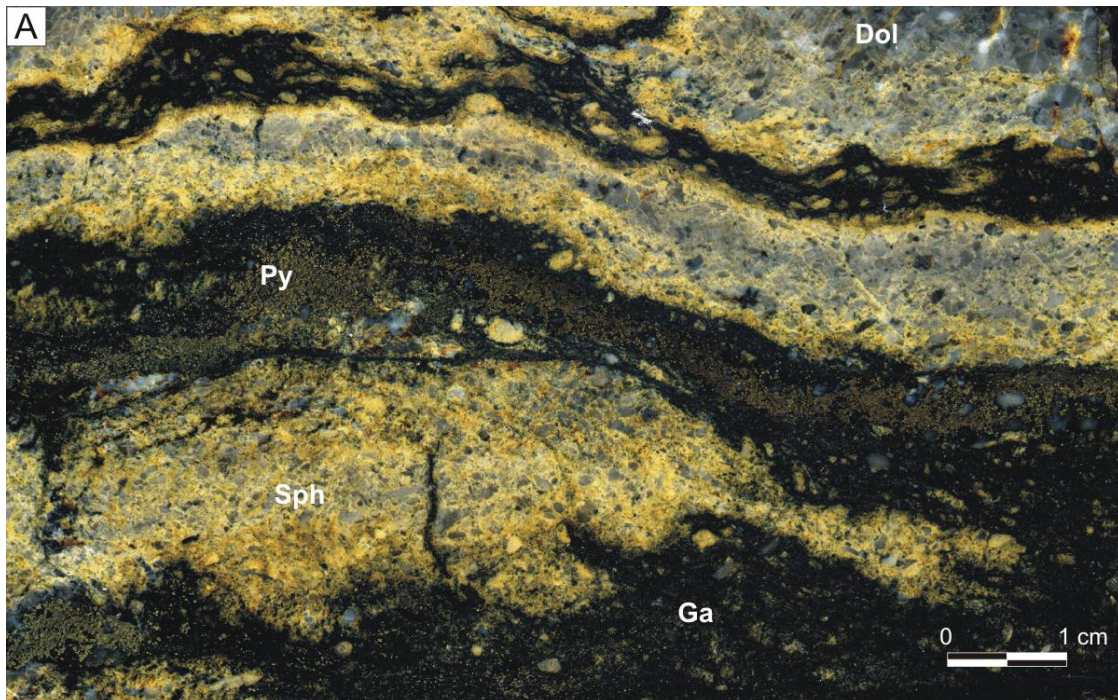


Figura 2.9 – A) evidência da frentes de substituição provocando corrosão nos minerais primários (Galena → esfalerita) em corpo dolarenítico fino rico em galena com evidência de micro-dobramentos. B) corpo de minério dolarenítico médio rico em esfalerita extremamente mineralizado a zinco.

Os sulfetos estão também intimamente relacionados a nódulos e/ou bolsões de quartzo com estruturas concêntricas e radiais bem preservadas e, por vezes, auréolas de hematita também são observadas (Cunha, 1999). O contato entre os minerais, por vezes, é brusco onde

superfícies de corrosão são notórias ao se observar as relações entre os grãos minerais substituídos (figura 2.10 – A e B). No processo típico desta textura, é possível notar a substituição da pirita por esfalerita e galena, concomitantemente, ou pirita por esfalerita e, posteriormente, galena, num segundo estágio.

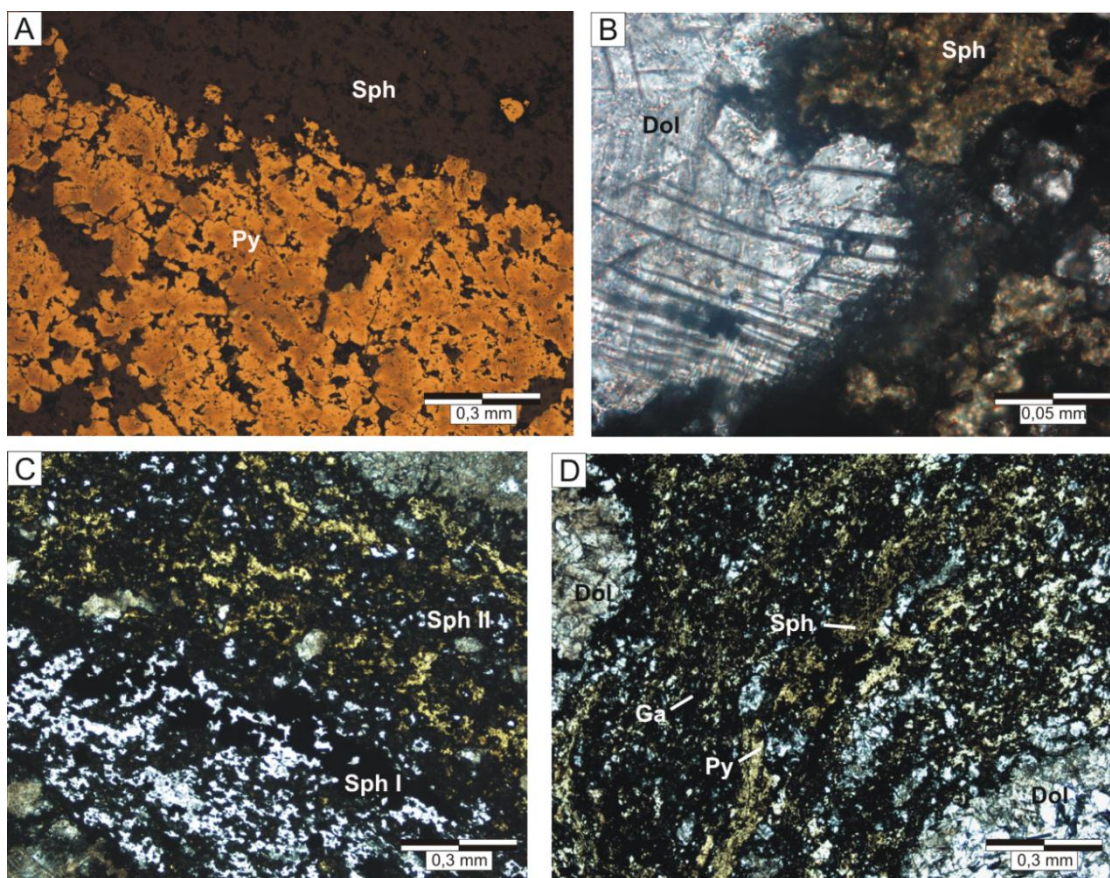


Figura 2.10 – A) microfotografia em luz refletida explicitando a esfalerita (Sph) substituindo a pirita (Py) no corpo estratiforme. B) dolomita (Dol) em corrosão pela esfalerita em corpo de minério dolarenítico médio rico em esfalerita. C) presença de duas gerações de esfalerita (Sph I e II) onde a Sph II apresenta maior teor em ferro que a Sph I em corpo de minério dolarenítico fino rico em galena. D) laminações milimétricas de esfalerita, pirita e galena (Ga) deformadas pelo crescimento de nódulos de dolomita.

No contato entre a sequência argilo-dolomítica, SAD, e o dolarenito, DAR, é perceptível evidências de caráter epigenético no depósito onde esfalerita, pirita e/ou galena, extremamente finos, ocorrem como resultado de substituição aos carbonatos. Estes sulfetos acomodam-se entre as camadas desta margá (SAD), estando paralelas ao seu acamamento (figura 2.11).

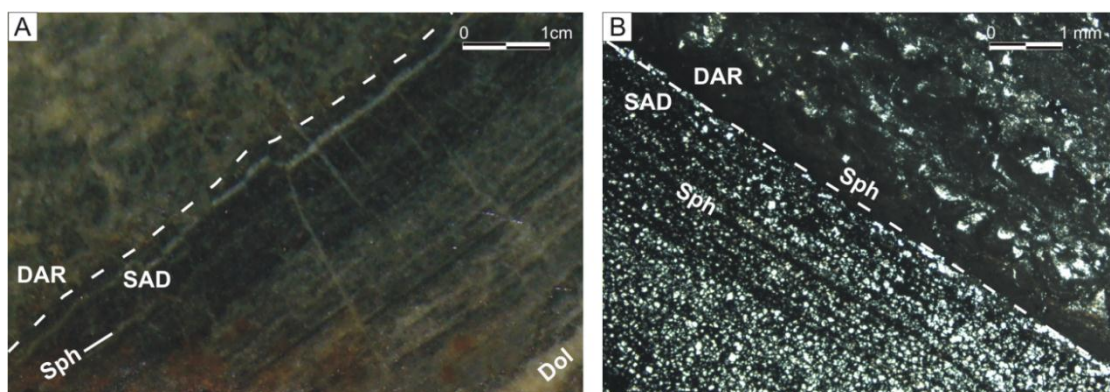


Figura 2.11 – A) contato entre dolarenito e sequência argilo-dolomítica onde o caráter epigenético se faz presente com esfalerita laminar no segundo litotipo. B) microfotografia do mesmo contato acima referido explicitando o caráter epigenético nesta região.

### c) Brechação

A textura de brechação (figura 2.12) está situada, basicamente, na porção basal do depósito, apresentando altos teores metalíferos concentrados em lentes menores descontínuas, que, de certa forma, acompanham a estrutura das camadas, presente nos corpos hospedados em brecha. Os clastos, dolareníticos e/ou dolomíticos, apresentam-se tanto em tamanhos centimétricos como métricos, dispendo-se normalmente angulosos (sugerindo baixo retrabalhamento) a arredondados (sugerindo certo grau de retrabalhamento), por vezes. Tais clastos apresentam diferentes possíveis gerações de sedimentação, onde clastos dolareníticos são encontrados em meio a matriz dolomítica e clastos dolomíticos em meio a matriz dolarenítica. A presença de colônias estromatolíticas estéreis maciças em meio a matriz mineralizada são comuns nestas estruturas (figura 2.12 – B), todavia a presença de estromatólitos apresentando esfalerita recristalizada em seus núcleos é fato observado por vezes.

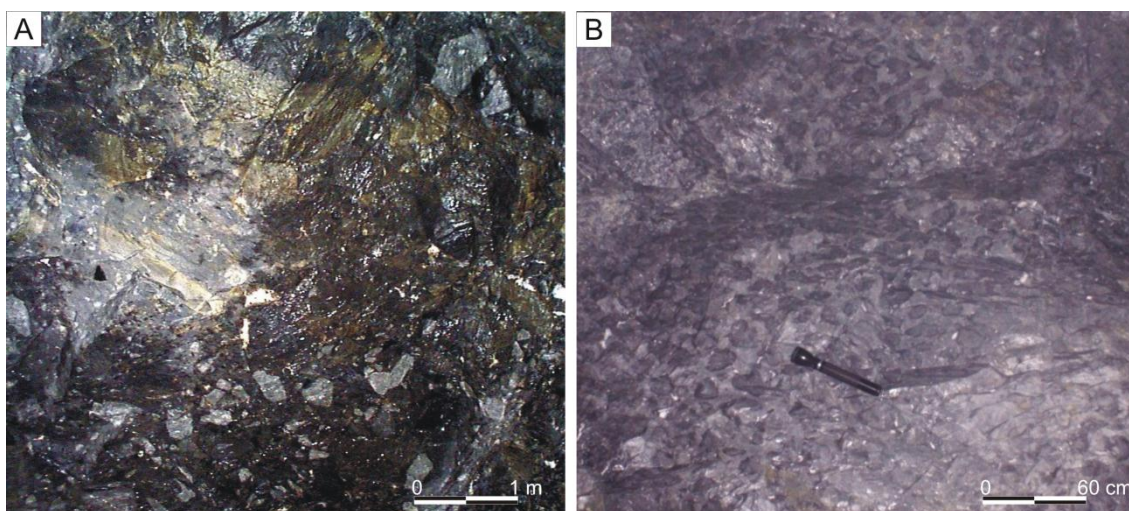


Figura 2.12 – A) frente de lavra em brecha dolomítica apresentando, basicamente, clastos dolomíticos cinza claros e matriz mineralizada a esfalerita. B) Colônia estromatolítica em brecha dolomítica.

A matriz carbonática é substituída pelos sulfetos formando agregados de esfalerita, galena e pirita, apresentando-se com granulação grossa principalmente na matriz dolomítica e de grossa a média na dolarenítica, proporcionando elevado teor metalífero localizado em ambas (figura 2.13). Eventualmente, a sulfetação ocorre nos clastos, todavia não tendo grande representatividade.

Nos clastos, comumente, ocorre esfalerita e galena na forma de crescimento de cristais, por vezes centimétrico, ocupando vazios de dissolução, espaços de porosidade da rocha e ainda preenchendo fraturas (figura 2.13 – A).

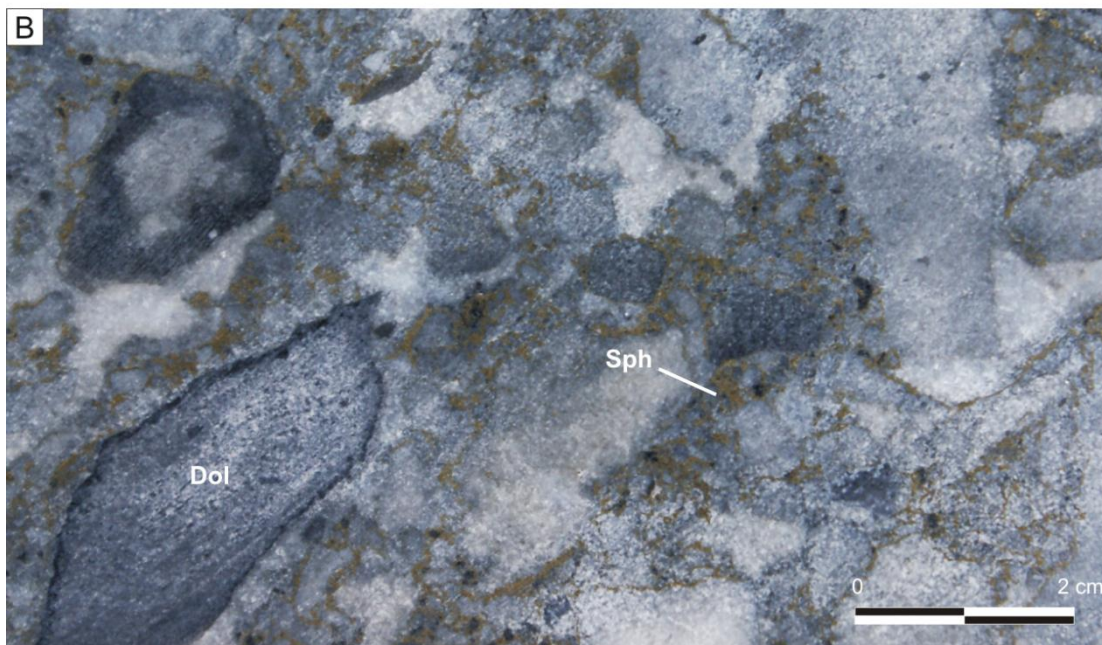
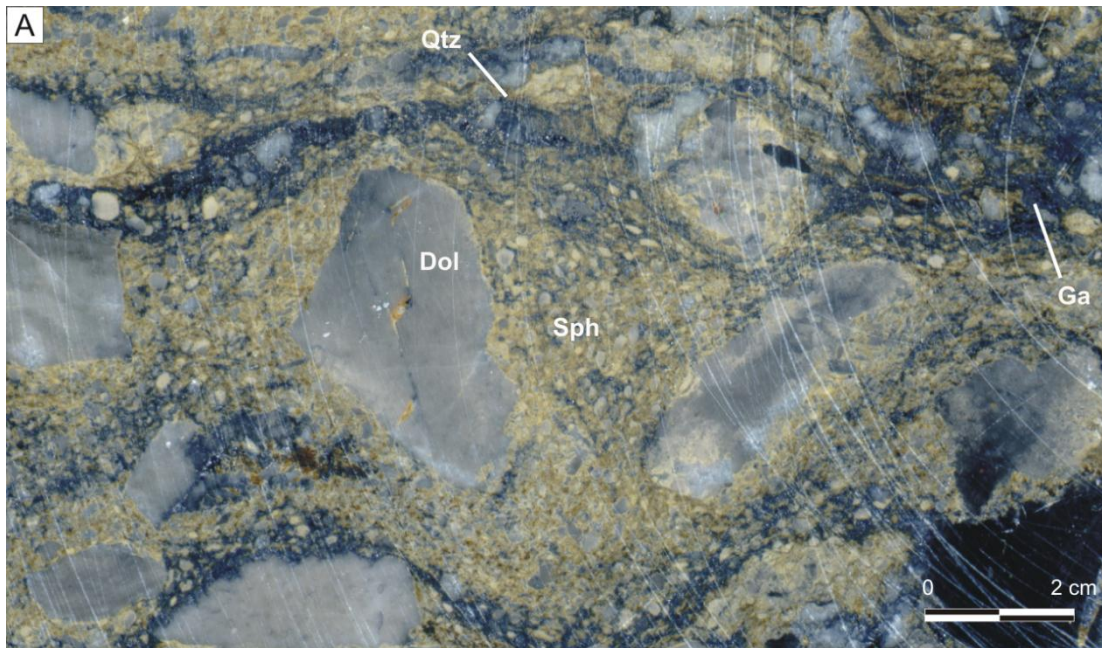


Figura 2.13 – A) brecha dolarenítica explicitando a relação dos minerais minério (esfalerita – Sph – e galena – Ga) e os clastos, onde aqueles permeiam estes. Ao centro da figura observa-se clasto dolarenítico apresentando esfalerita preenchendo fratura. B) brecha dolomítica apresentando menor porosidade que a dolarenítica.

A paragênese sulfetada deste tipo de minério comumente apresenta zonação quando hospedada em brechas dolareníticas. Essa zonação (figura 2.14) se caracteriza por esfalerita fina na borda dos clastos, lâminas milimétricas de pirita anédrica, lâminas de galena fina e em posição distal esfalerita e galena grossa e bem formada. Nódulos dolomíticos esparíticos e quartzo leitoso ocorrem junto à paragênese sulfetada.

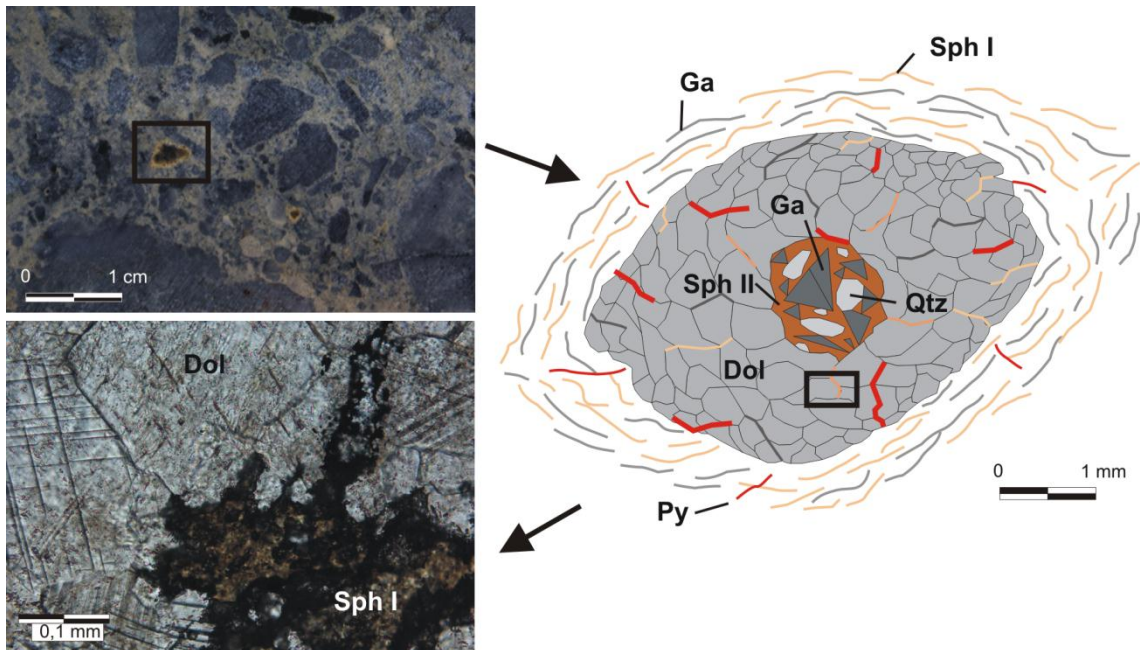


Figura 2.14 – zonação em clastos de brecha dolarenítica. Esfalerita I (Sph I) apresenta menor teor em ferro que esfalerita II (Sph II).

É possível observar os minerais minério (esfalerita, galena e pirita) contornando os cristais maiores de dolomita, evidenciando que aqueles são posteriores a este (figura 2.15 - B). A depender da fração granulométrica existente tanto na matriz quanto nos clastos das brechas, maior será a porcentagem em teor na rocha hospedeira. Caso a matriz seja substancialmente fina e compacta, tipicamente dolomítica, menor será seu teor metalífero em relação a uma rocha com matriz dolarenítica, já que esta terá maior espaço/porosidade para a cimentação dos sulfetos entre estes clastos. A aparição de sulfetos dentro dos clastos, seja ele dolarenítico ou dolomítico, não é fato raro, todavia se trata de remobilização (evento tardio).



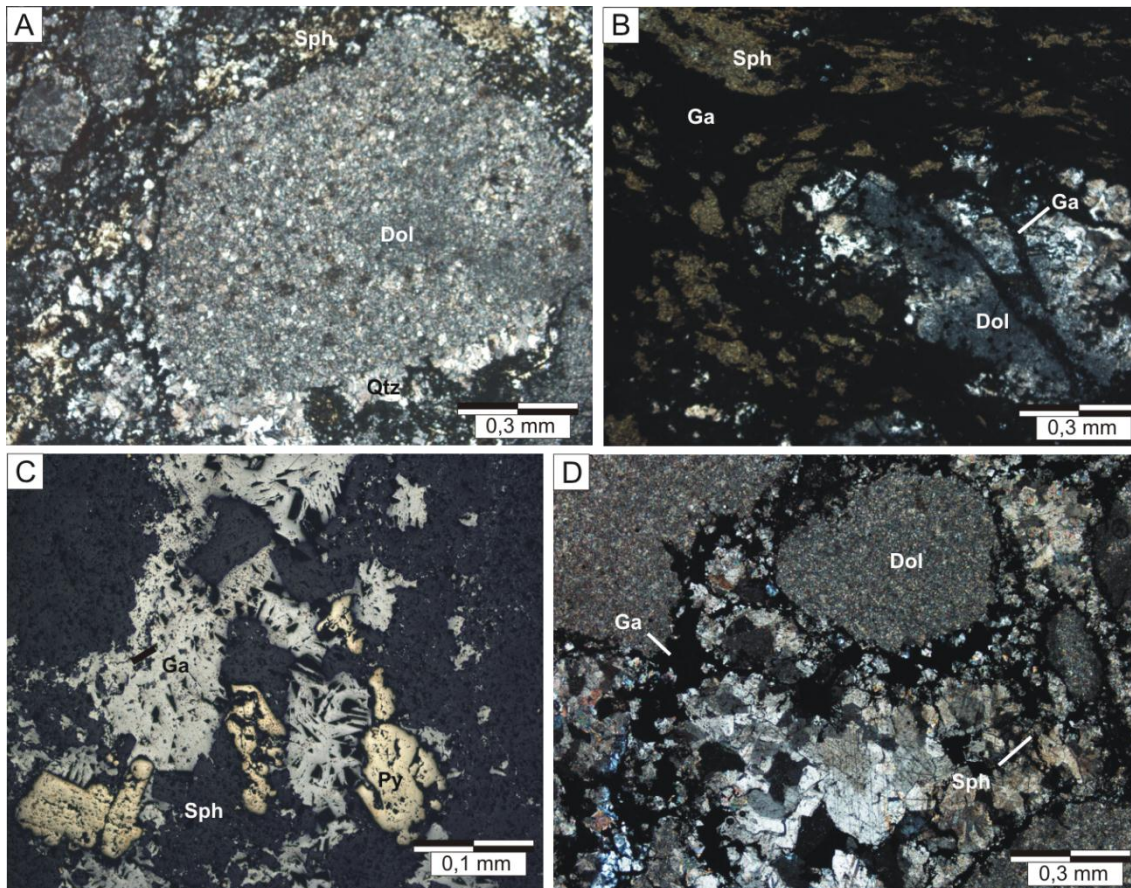


Figura 2.15 – A) clasto dolomítico apresentando matriz também dolomítica mineralizada a esfalerita . B) galena e esfalerita circundando cristal maior de dolomita. Note fratura intra-clasto com presença de galena remobilizada a preenchendo. C) relação dos minerais minério (esfalerita, galena e pirita) em brecha dolomítica. D) brecha dolarenítica evidenciando maior granulometria em sua matriz.

#### **d) Remobilização Tectônica**

O Grupo Vazante como um todo, foi afetado, dentre outros eventos, por uma deformação progressiva durante o Ciclo Brasileiro (Freitas-Silva & Dardenne, 1992b). Em função disso e do grande contraste de competência entre as rochas carbonáticas dolomíticas do Grupo Vazante e suas encaixantes pelíticas, a existência de estruturas rúpteis como falhamentos e fraturamentos foi inevitável, porém suas estruturas primárias foram preservadas. Em função deste processo estrutural, nas regiões onde haviam mineralizações, ocorreram remobilizações de sulfetos em direção a tais estruturas.

Dois sistemas principais de fraturamentos apresentam-se mais comumente mineralizados: fraturas/falhas paralelas ao acamamento do depósito e fraturas/falhas transversais ao acamamento do depósito. O primeiro sistema apresenta-se, comumente, mais mineralizado e está associado às falhas maiores do depósito, divisoras dos blocos (figura 2.16A). O segundo sistema apresenta um maior número de fraturas e falhas de menor porte, com elevada representatividade no depósito.

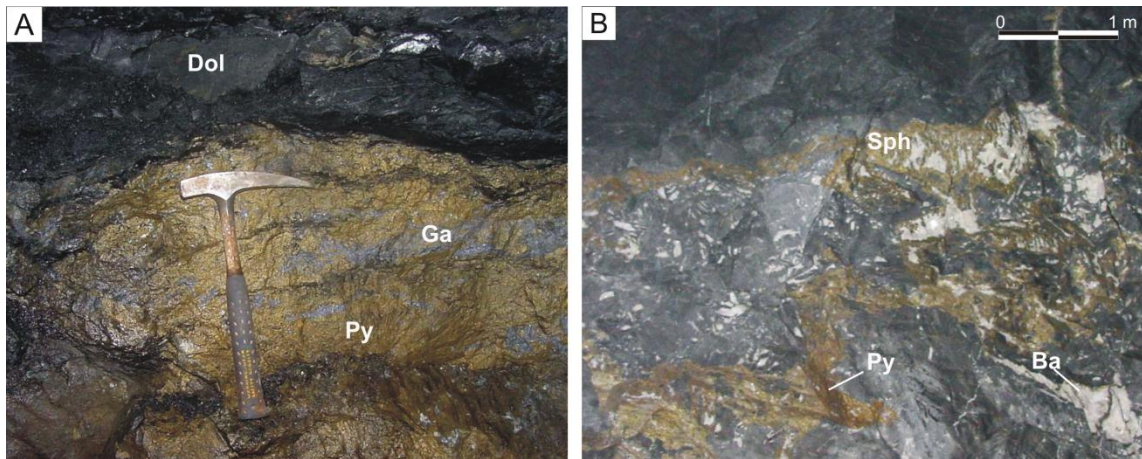


Figura 2.16 – A) fotografia em escala de afloramento de falha paralela apresentando galena e pirita remobilizada. B) falha preenchida por esfalerita (Sph), barita (Ba), pirita (Py) e dolomita (Dol).

Em geral, os sulfetos presentes nestas estruturas tectônicas são de granulometria grossa a média grossa, sendo que esta textura está presente em todos os corpos mineralizados do depósito. Devido àquele fato, por vezes, a discriminação macro ou microscópica destas remobilizações epigenéticas daquelas presentes nas fraturas e falhas sinssedimentares se torna difícil ou impossível. Por existir espaço para o crescimento do mineral nas falhas e fraturas, a depender deste espaço, é possível se encontrar grandes bolsões com galena e/ou esfalerita bem formadas.

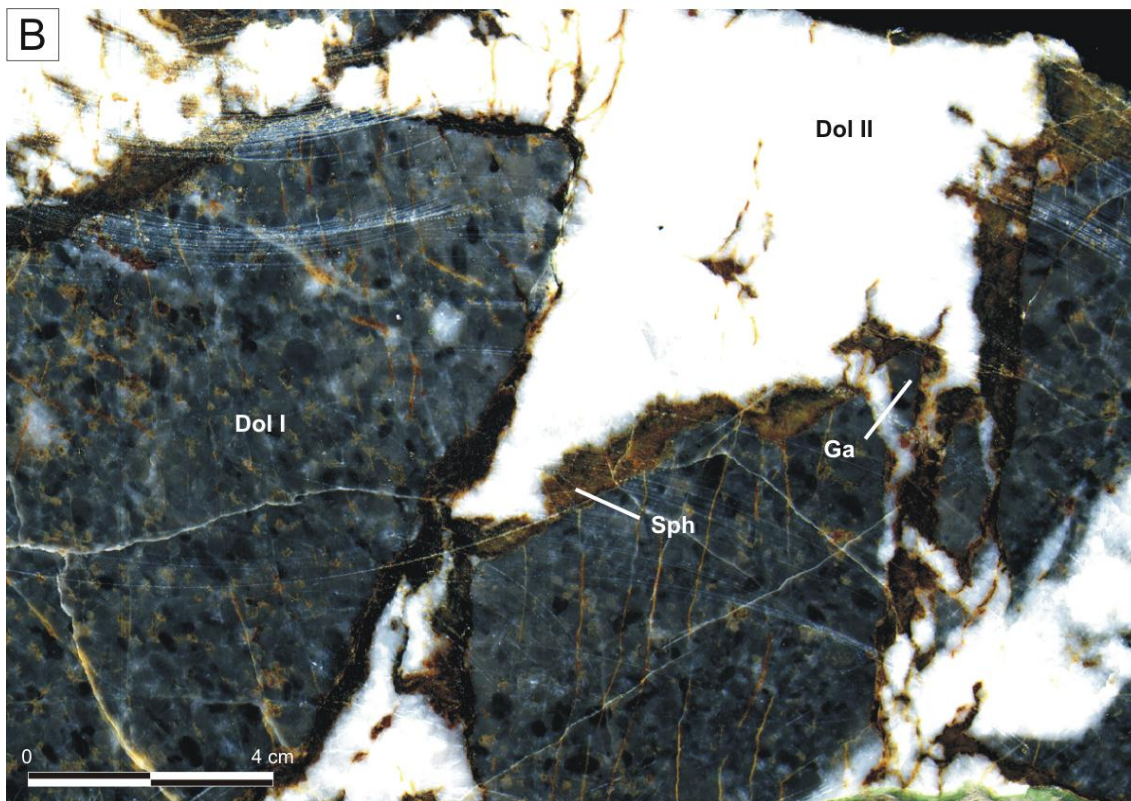
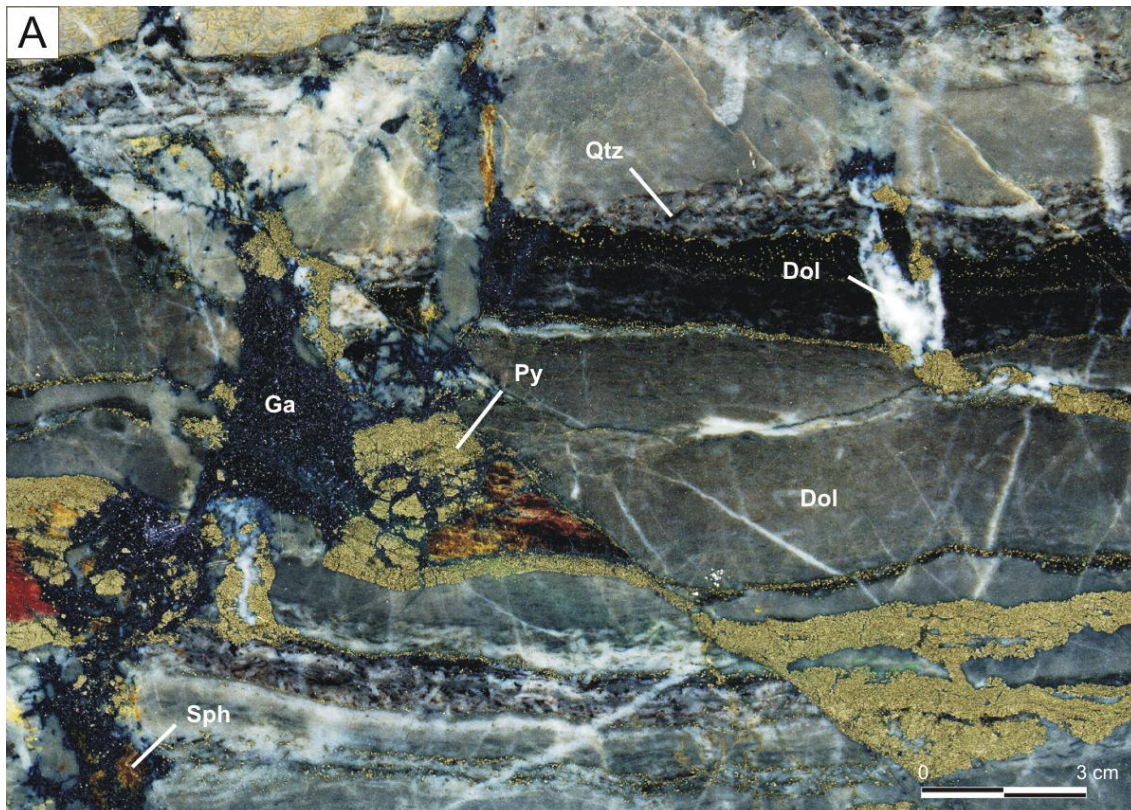


Figura 2.17 – A) fraturas preenchidas a galena (Ga), esfalerita (Sph) e pirita (Py) seccionadas por falha normal as quais também proporcionaram remobilização destes minerais. B) fratura preenchida a dolomita (Dol II), esfalerita e galena em corpo silicificado recristalizado. Note a presença de microfaturas preenchidas a esfalerita em toda rocha.

Nestas regiões fraturadas/falhadas, além da presença de mineralizações em sulfetos remobilizados (figuras 2.17 A e 2.18 A e C), é possível constatar duas gerações de dolomita (figuras 2.17 – B e 2.18 – B), evidenciando a migração, também, deste mineral. Geralmente, a

dolomita tardia apresenta-se com coloração branca, sendo a primária geralmente cinza (clara a escura a depender do constituinte orgânico).

Por ser um local propício ao crescimento, pelo fato da existência de espaço livre, nas falhas e fraturas os minerais (galena, esfalerita, dolomita e pirita, principalmente) aparecem mais bem formados comparativamente os demais estilos texturais existentes em todo o depósito, evidenciando mais claramente seus hábitos cristalográficos.

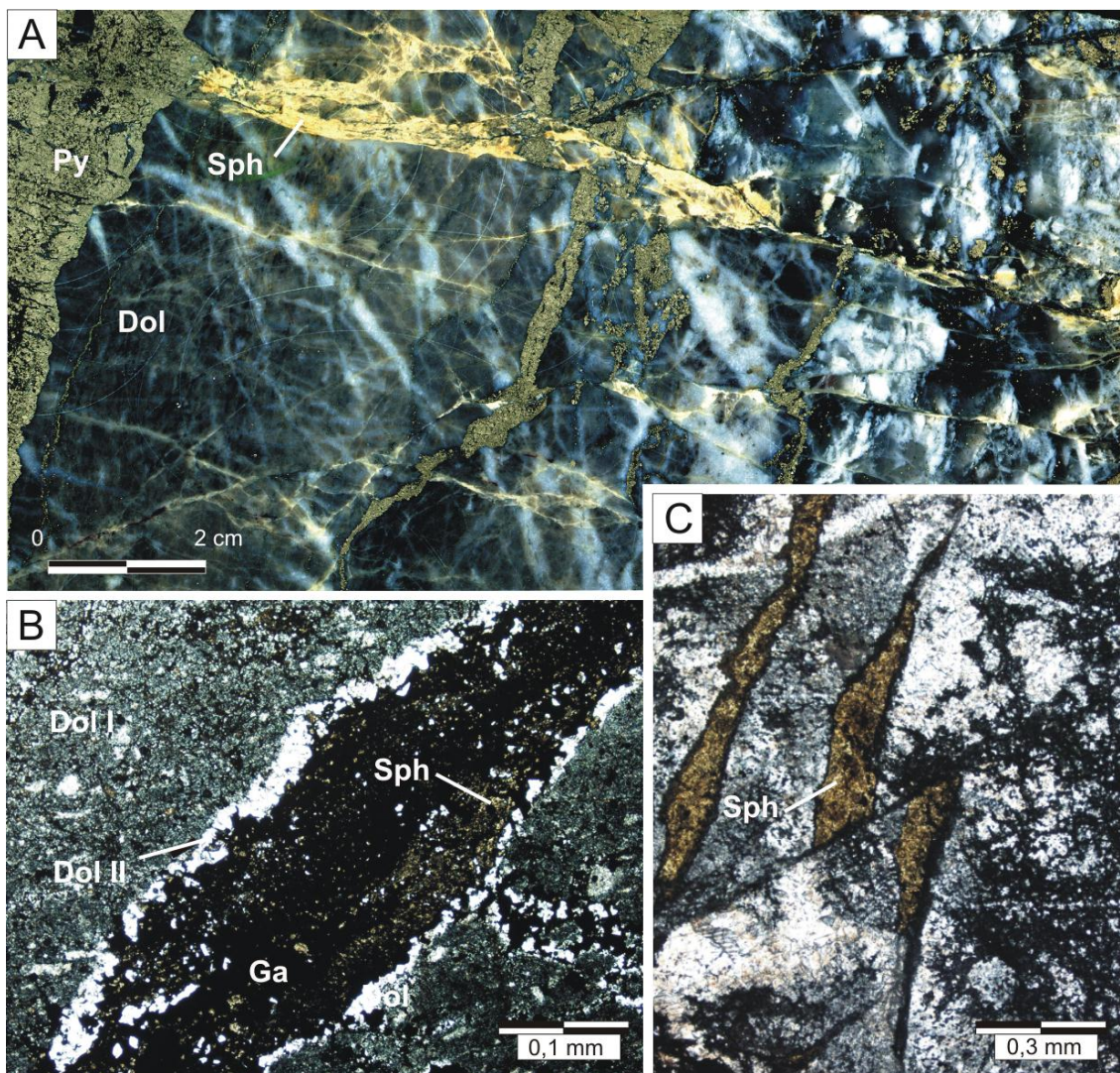


Figura 2.18 – A) fraturas preenchidas por esfalerita (Sph) e pirita (Py) em dolarenito. B) microfotografia (N//) evidenciando fratura preenchida a esfalerita e galena (Ga). Note a presença de duas fases de carbonato (dolomita I (Dol I) – primária – e dolomita II (Dol II) – secundária). C) fratura preenchida a esfalerita a qual, posteriormente, foi falhada – microfotografia (N//).

### 2.3. Distribuição dos Teores no Depósito

Um aspecto importante observado no depósito é a relação das rochas hospedeiras/corpos mineralizados com os teores metálicos encontrados. Para constatar esta relação foram elaborados gráficos (figura 2.19) a partir de 12.263 amostras que revelam esta variação metálica em relação a espessura média dos pacotes, tanto nos corpos mineralizados quanto no pacote de rochas hospedeiras.

Em relação as rochas hospedeiras é constatado que, apesar do SAD não apresentar mineralizações econômicas, são observadas ocorrências metalíferas (tanto em zinco, como em ferro e chumbo) principalmente no contato com o DAR. Outro aspecto notório é a maior presença metalífera em dolarenitos (seja puro ou brechado) que nos demais litotipos. Nas brechas dolomíticas, devido a sua menor granulometria, tamanho dos clastos e baixa continuidade lateral, galena e pirita se apresentam em menor porcentagem, porém, em especial, a esfalerita se mostra menos presente, tornando a viabilidade econômica da área em questão.

Nos corpos mineralizados é constatável que, tanto pirita como galena e, especialmente, esfalerita, apresentam-se no minério estratiforme com os maiores teores do depósito. A galena se apresenta mais abundante no minério dolarenítico fino rico em galena, principalmente substituindo o cimento dolomítico da matriz, assim como a esfalerita no minério dolarenítico médio rico em esfalerita. Os corpos brechados apresentam-se com menor porcentagem em teores, porém, quando ocorrem, estes contêm elevado teor pontual. Os corpos remobilizados (remobilização tectônica) apresentam, graficamente, baixos valores em teores quando comparados aos demais pacotes, porém ao serem analisados pontualmente (no local exclusivamente preenchido por galena, esfalerita ou pirita) seus teores são os maiores encontrados no depósito.

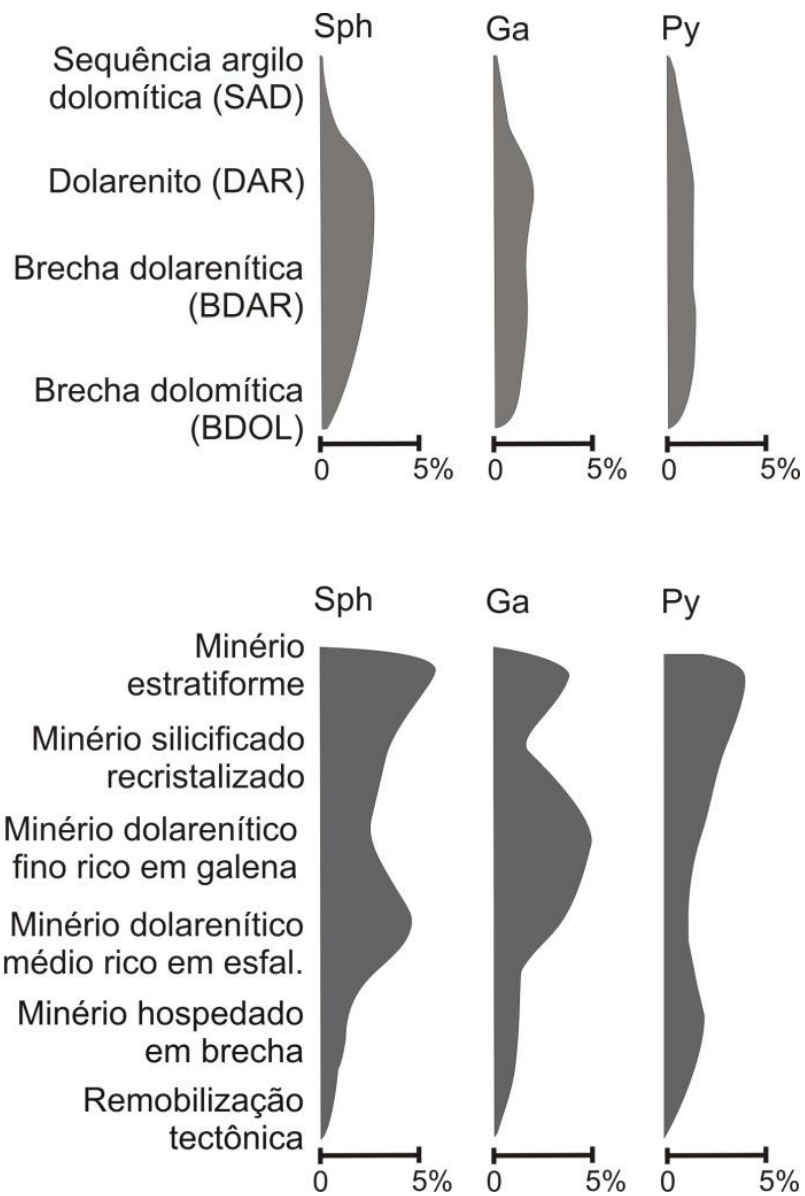


Figura 2.19 – gráficos correlacionando teores metalíferos e suas rochas hospedeiras/corpos mineralizados (Sph – esfalerita, Ga – galena e Py – pirita).

### 3.1. Introdução

O estudo químico das rochas presentes em depósitos minerais, tem por finalidade o auxílio na interpretação de importantes aspectos, tanto no que se referem as relações entre tais rochas e seu processo mineralizador, como na compreensão de eventos que possam ter ocorrido no tempo geológico pretérito. Com este intuito, foram analisadas amostras de mão e furos de sondagem no depósito Morro Agudo (figura 3.1).

A discriminação dos elementos químicos presentes nas rochas foram executadas em dois furos de sondagem (furos de sondagem F-63047 e F-70\_44), os quais foram amostrados de três em três metros, já as análises em isótopos estáveis (carbono e oxigênio) foram efetuadas tanto nos mesmos furos de sondagem quanto em quatro amostras de mão pontuais (amostras G1, L1, M1 e N1). Nestas amostras de mão, foram analisados carbonatos pontuais retirados de diferentes corpos mineralizados do depósito a fim de verificar a relação entre os diferentes tipos texturais destes elementos encontrados no depósito com os processos/eventos ocorridos no referido depósito.

Tais amostras foram pulverizadas e processadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB). Para a análise de elementos maiores e traços dos furos de sondagem, as polpas foram enviadas ao laboratório *ALS Chemex*, alocado em Belo Horizonte, Minas Gerais.

Os resultados isotópicos foram registrados por notações convencionais em por mil (‰) relativo ao padrão *Pee Dee Belemnite* (PDB), em que tais análises foram realizadas por meio de espectrômetro de fonte gasosa, com o auxílio do *autosampler*, proporcionando alta confiabilidade analítica. No processo analítico foram utilizadas cerca de 300 microgramas de cada amostra (pulverizadas) as quais foram colocadas em reação com  $H_3PO_4$ , a temperatura de 72°C, utilizando *Gas Bench II* (<http://vsites.unb.br/ig/labo/geocron/>).

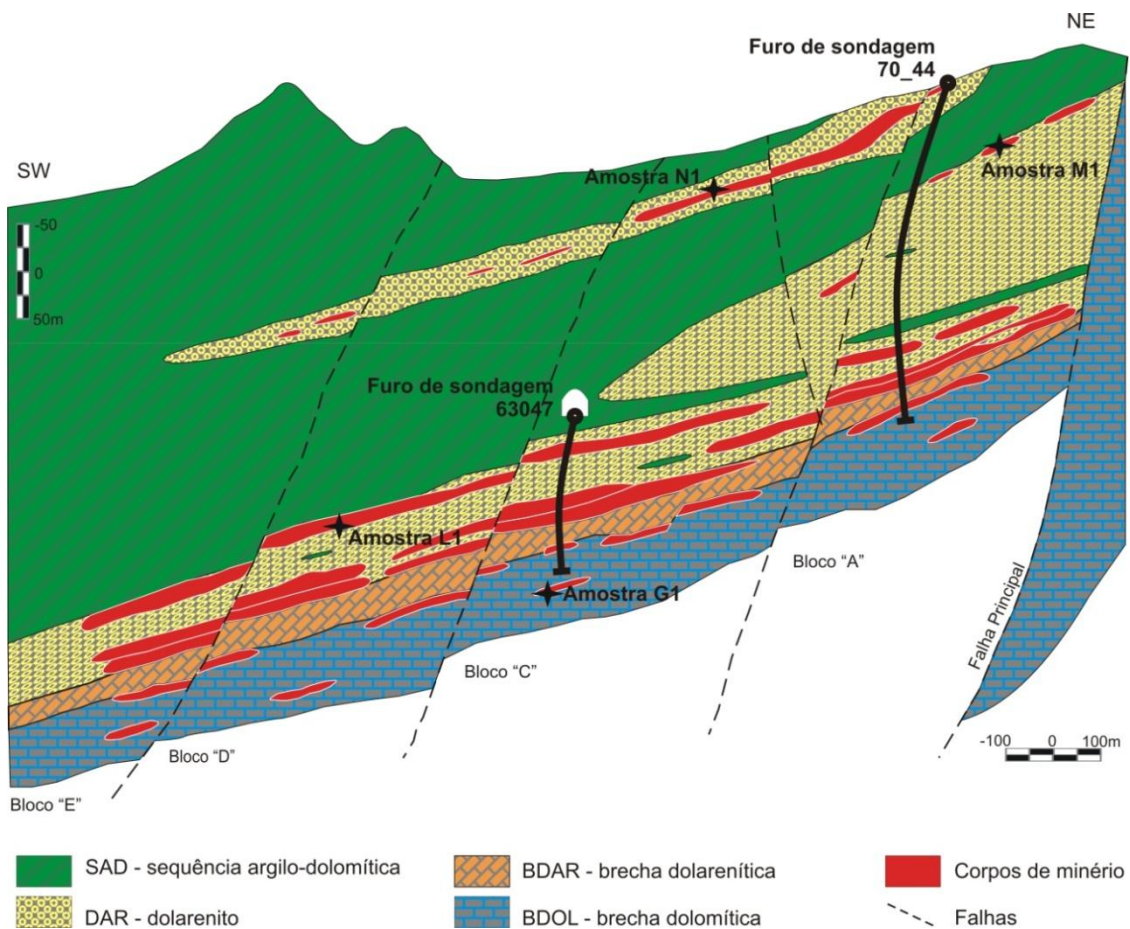


Figura 3.1 – Perfil NE-SW do depósito de Morro Agudo apresentando a localização dos furos de sondagem e amostras de mão analisados.

### 3.2. Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

Observando frentes de lavra, amostras de mão e em microscópio ótico, apenas alguns minerais são perceptíveis, como esfalerita, galena, pirita, barita, dolomita e quartzo. Todavia, ao se analisar os diferentes elementos químicos passíveis de aparição no contexto estudado, novos elementos são encontrados, como é o caso do cádmio (ligado a estrutura da esfalerita) e da prata (ligada a estrutura da galena), dentre outros (tabela 3.1).

Correlacionando os diferentes litotipos existentes no depósito com a concentração de  $\text{CaO} + \text{MgO}$  versus os teores de  $\text{Pb} + \text{Zn}$  é possível constatar zonalidade entre eles. Tal zonalidade deve ser correlacionada com a porosidade da rocha, granulometria dentre outros aspectos físicos (como a textura) intrínsecos a cada litotipo. Desta correlação, tem-se que o dolarenito é o litotipo com maior porcentagem em sulfetos de zinco e chumbo e menor porcentagem em  $\text{CaO} + \text{MgO}$ , assim como no outro extremo do gráfico temos a sequência argilo-dolomítica (SAD) com o inverso desta proporção. Tal correlação se dá pelo fato do próprio processo mineralizador existente no depósito, onde o  $\text{CaO} + \text{MgO}$  é substituído pelos sulfetos, nos diferentes litotipos, numa relação diretamente proporcional (figura 3.2).

No contato entre o SAD e o DAR, ocorre um súbito acréscimo na taxa de sulfetação, onde galena, esfalerita e pirita começam a surgir entre os estratos da referida sequência e preenchendo pequenas fraturas/falhas, justamente em porção com aumento na quantidade de matéria orgânica, normalmente. Tal fato se deve, possivelmente, a maior proporção em matéria



orgânica nesta região, ocasionando maior proeminência a existência de espaços vazios, já que a matéria orgânica é mais facilmente transportada.

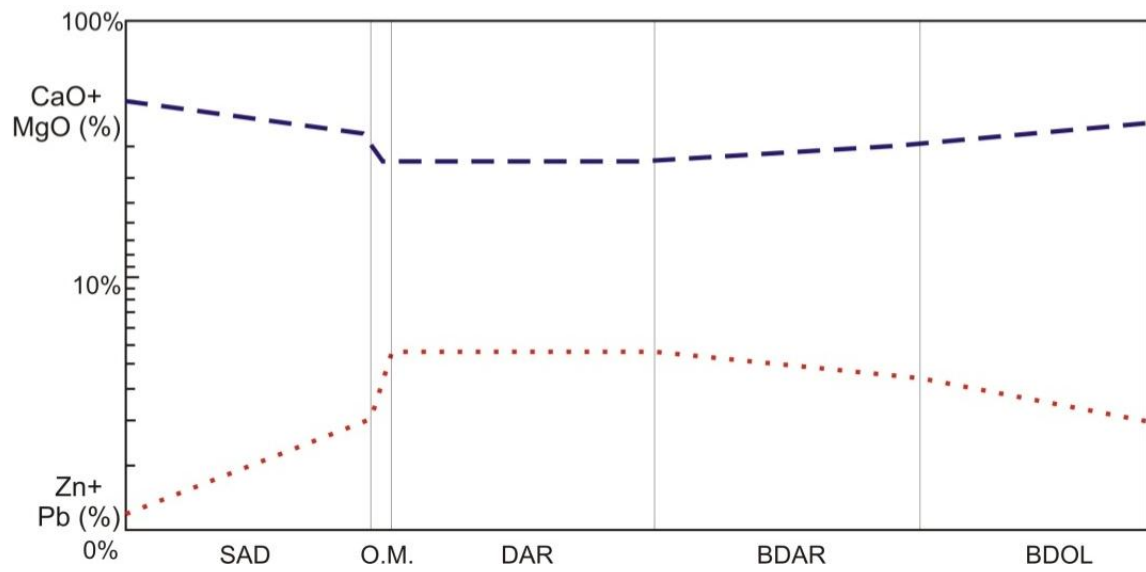


Figura 3.2 – Proporcionalidade presente no processo de substituição dos carbonatos pelos sulfetos. Note o aumento/diminuição súbito na região com maior presença de matéria orgânica.

Tabela 3.1 – Resultados químicos em rocha total de amostras de furos de sondagem (b.d.: abaixo do limite de detecção).

Amostra	63047_07	63047_33	63047_61	63047_67	63047_79	63047_85	7044_03	7044_05	7044_27	7044_41	7044_51	7044_75	7044_79
Litotipo	SAD	SAD	DAR	BDAR	BDOL	SAD	SAD	DAR	DAR	SAD	DAR	BDAR	BDOL
Corpo Min.	-	-	DAR médio	Brechado	Brechado	-	-	Silicificado R.	Estratiforme	-	DAR médio	Brechado	Brechado
Textura	-	-	Cimentação	Brechação	Brechação	-	-	Cimentação	Substituição	-	Cimentação	Brechação	Brechação
wt%													
SiO <sub>2</sub>	1,60	1,96	2,06	1,85	2,61	0,90	1,58	4,77	4,43	2,23	1,94	2,05	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	0,05	0,03	0,12	0,07	0,91	0,45	0,03	0,01	1,28	0,07	0,06	0,04
SO <sub>2</sub>	0,05	0,005	0,9	6,27	0,005	0,26	0,38	0,005	7,15	0,12	5,86	4,3	0,5
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,47	0,05	0,02	0,06	0,04	0,66	0,31	0,02	0,01	0,53	0,03	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	53,58	48,45	57,46	52,95	57,68	58,10	53,20	58,20	42,00	51,43	48,94	54,70	58,96
MgO	38,50	43,97	35,02	30,74	36,54	32,60	34,01	32,55	26,72	41,26	30,07	28,75	34,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,84	0,77	2,56	6,29	0,72	1,05	2,82	4,27	2,98	0,96	2,24	2,37	2,47
Pb	0,0003	0,0009	0,242	0,451	0,0018	0,0038	0,0026	0,0045	3,37	0,0068	0,0731	0,005	0,0023
Zn	0,0027	0,0024	1,135	0,462	0,0285	0,0102	0,0366	0,079	12,55	0,0329	10,45	6,8	0,493
M.O.	0,24	3,91	0,05	0,07	0,21	3,19	0,65	0,05	0,69	0,19	0,03	0,83	0,77
Total	97,55	99,19	99,49	99,28	97,93	97,71	93,46	100,00	99,93	98,07	99,72	99,91	99,91
ppm													
Ag	b.d.	b.d.	b.d.	1,7	b.d.	0,3	0,2	b.d.	1,9	b.d.	0,3	0,7	b.d.
As	11	11	1	24	1	3	2	2	3	1	2	3	1
Ba	80	30	10	50	10	290	10	5	30	90	20	20	5
Be	0,6	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Bi	b.d.	b.d.	b.d.	2	b.d.	b.d.	2	b.d.	b.d.	2	2	b.d.	3
Cd	0,25	0,25	77,8	40,4	1,2	0,7	0,6	1,6	806	1,9	644	274	22,7
Co	7	0,5	0,5	0,5	1	20	2	0,5	1	2	5	1	1
Cr	12	2	0,5	1	0,5	12	3	0,5	0,5	6	2	0,5	1
Cu	107	33	0,5	2	0,5	38	15	0,5	7	11	7	4	0,5
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	1	19	0,5	2	13	1
La	10	5	5	5	5	10	5	5	5	5	5	5	5
Mn	579	638	3590	2530	1085	654	4020	7760	1840	416	3510	2610	3420
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5
Ni	11	1	0,5	4	0,5	17	3	0,5	1	6	7	1	1
P	280	80	130	350	130	330	330	250	290	270	60	190	160
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	5	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2	b.d.
Sc	4	1	0,5	1	0,5	10	3	0,5	0,5	4	0,5	0,5	0,5
Sr	79	87	37	70	51	66	43	123	201	85	27	72	58
V	18	8	7	6	1	33	11	3	0,5	18	0,5	3	5

### 3.3. Geoquímica Isotópica de Carbono e Oxigênio em Carbonatos

Isótopos estáveis de carbono e oxigênio têm sido utilizados com sucesso como ferramenta para a interpretação da evolução metalogenética em depósitos sulfetados hospedados em rochas carbonáticas (Ohmoto, 1986; Cunha, 1999; Monteiro, 2002). Sua principal utilização é no auxílio à interpretação e caracterização das rochas hospedeiras, no reconhecimento da natureza dos fluidos mineralizantes, na distinção de halos de alteração hidrotermal e como geotermômetros. A caracterização isotópica de carbono e oxigênio pode ser utilizada, segundo Ohmoto & Rye 1979, Ohmoto 1986 e Taylor 1984, para averiguar:

- Condições físicas (temperatura e pressão) de formação do minério;
- Informações hidrológicas dos sistemas formadores dos minérios (origem dos fluidos, interação fluido/encaixante, estilo e duração da atividade mineralizante);
- Origem dos constituintes do minério (C, H, O e S);
- Composição e condições químicas dos fluidos mineralizantes, quando de sua percolação;
- Aspectos mecânicos de transporte, solubilização e deposição dos metais;
- Condições atmosféricas quando da formação do depósito, assim como a origem e a evolução desta mineralização.

Em bacias carbonáticas como a que hospeda o depósito de Morro Agudo, os isótopos de carbono e oxigênio podem ser utilizados para indicar variações de carbono orgânico e inorgânico (Knoll et al, 1986;. Magaritz et al, 1986;. Iyer et al, 1995;. Kaufman e Knoll, 1995; Brasier et al, 1996;. Hoffman et al, 1998; Santos et al, 2000). Vários fatores, entre eles o balanço de sulfeto-sulfato dos oceanos e a taxa de erosão dos continentes, tem sido invocados para explicar a variação isotópica dos mares na formação dos carbonatos plataformais (Santos et al, 2004). Na maioria dos casos, essas variações de isótopos de carbono têm sido atribuídas a processos globais, tais como eventos de glaciações ou outros eventos que perturbaram os reservatórios de carbono inorgânico e orgânico (Santos et al, 2004).

Segundo Land (1992), a dolomitização de rochas carbonáticas requerem um grande volume de água, de maneira a fornecer o manganês necessário, onde, como resultado, a composição isotópica em oxigênio destes dolomitos reflete, na maior parte das vezes, a composição isotópica da água dolomitizada. Variações nos valores isotópicos de oxigênio podem ser relacionados a mudanças físicas nos processos, como aumento de temperatura ou possível novo fluxo hidrotermal neste sistema.

Segundo Jacobsen & Kaufman (1999), a análise isotópica de carbono e oxigênio de carbonatos é um procedimento comumente desenvolvido nas sucessões neoproterozóicas com o intuito de determinar as variações seculares da composição original da água do mar. Todavia, na avaliação de cimentos, os dados de  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$  constituem uma ferramenta importante para indicar a influência de fluídos diagenéticos durante a sua precipitação. A fim de

predizer a gênese e a distribuição na rocha encaixante, tais dados isotópicos contribuem no entendimento do tempo e posicionamento estratigráfico do cimento destas rochas (Rosen & Holdren Jr. 1986).

Hospedado em rochas carbonáticas, o depósito de Morro Agudo, é um excelente objeto a ser analisado por isótopos estáveis, em especial carbono e oxigênio, conforme já foi executado por diversos autores (Torquato, 1980; Iyer et al., 1992; Cunha et al., 2001; Cunha, 1999; Misi, 1999; Freitas-Silva & Dardenne, 1997), assim como caracterizada sua química de rocha.

### 3.4. Resultados

Os furos de sondagem analisados compreendem um (F-70\_44) executado à época de exploração do depósito (em superfície, atingindo 211,50 metros de profundidade) e outro (F-63047) efetuado em subsuperfície, o qual atingiu 187,10 metros de profundidade, visando o detalhamento dos corpos mineralizados do referido depósito (figura 3.1).

Ambos os furos atravessaram a sequência argilo-dolomítica (SAD) e o pacote dolarenítico hospedeiro dos corpos dolarenítico médio rico em esfalerita e dolarenítico fino rico em galena do depósito, atingindo as brechas na base, onde todos os tipos texturais presentes no depósito foram interceptados. Todavia, apenas o primeiro furo de sondagem interceptou a camada dolarenítica de topo, hospedeira do corpo estratiforme.

65 amostras (tabelas 3.2 e 3.3) foram analisadas. Em cada furo de sondagem foram diferenciados domínios de acordo com as variações texturais, composicionais e estruturais. O furo F-63047 inicia-se dentro da sequência argilo-dolomítica (SAD), atravessando tanto o pacote dolarenítico como o brechado e finalizando em nova lente de SAD (figura 3.3). Os valores obtidos de  $\delta^{18}\text{O}$  no referido furo de sondagem variam de -9,54‰ a -5,30‰, já os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  flutuam na faixa de -2,59‰ a 1,24‰ (PDB). Ao analisar os diferentes domínios individualizados e, principalmente, as variações litológicas, é possível constatar zonação em que os valores de carbono se apresentam como espelho dos valores de oxigênio. Tal zonação é mais marcante entre a litologia de baixa permeabilidade (SAD) e as rochas hospedeiras das mineralizações (DAR, BDAR e BDOL), estas com maior permeabilidade, onde as rochas hospedeiras da mineralizações, e suas mineralizações em especial, apresentam valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais negativos que os valores encontrados naquelas (SAD), as quais inexistem mineralizações, ou quando existem, são insignificantes.

Analisando-se, simultaneamente aos valores isotópicos, o percentual dos elementos cálcio e magnésio nas amostras, é possível constatar correlação entre os domínios e estes elementos. Nos domínios 2, 3, 4 e 5, é perceptível a diminuição em cálcio e o aumento em magnésio, assim como valores mais negativos para  $\delta^{13}\text{C}$ , sugerindo uma contribuição dolomítica com aumento de matéria orgânica. O domínio 5, em especial, apresenta clastos dolomíticos de tamanhos variados angulosos a sub-angulosos, em meio a matriz negra orgânica com presença de falhamentos/fraturamentos preenchidos por dolomita, onde é notório

o aumento nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ . Já no domínio 13, onde é notória a presença de falhamentos, ocorre fenômeno similar, porém ocorre diminuição na percentagem em magnésio, possivelmente pela entrada de ferro (pirita) no sistema.

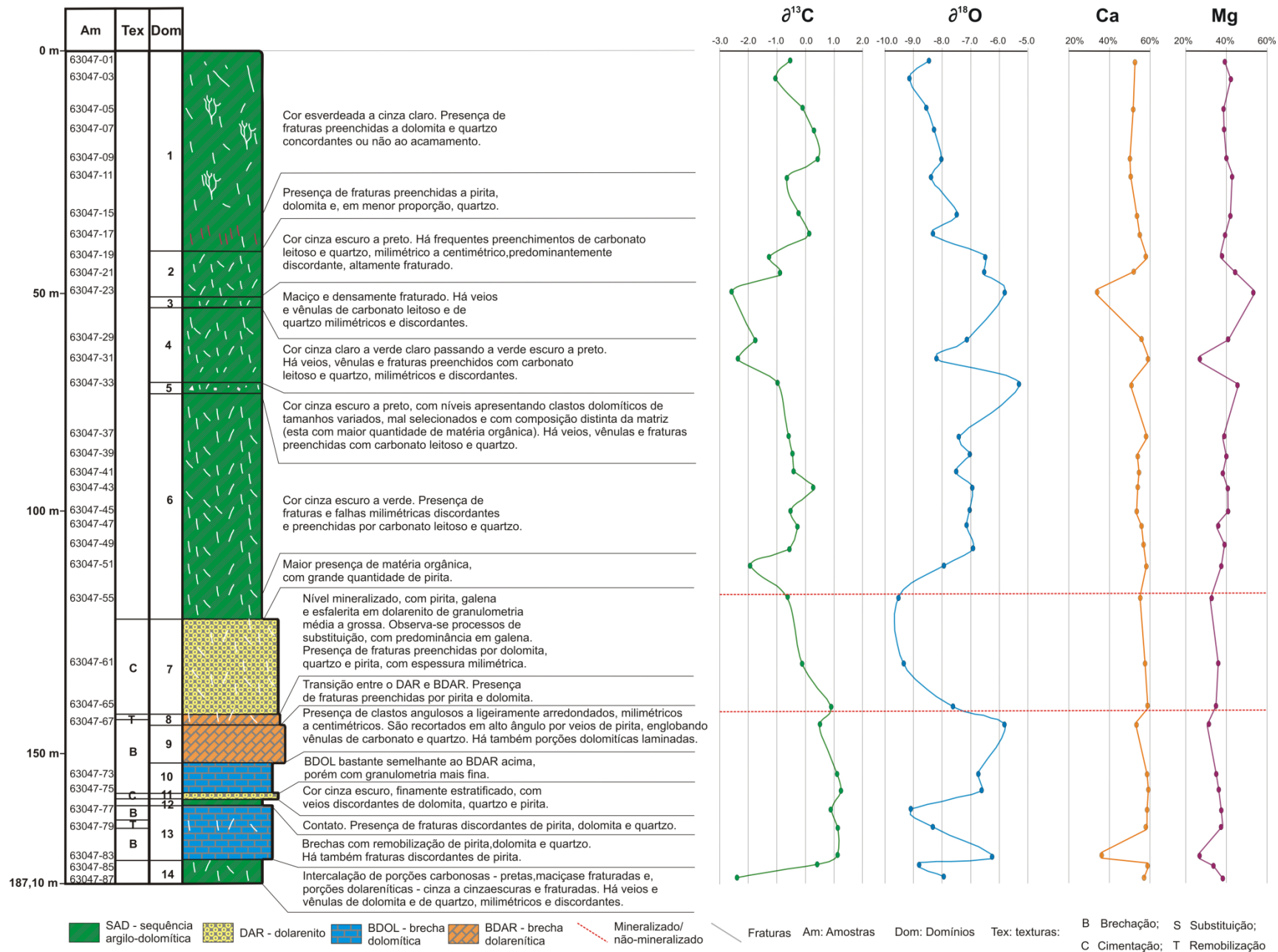


Figura 3.3 – furo 63047 apresentando as texturas, os domínios geológicos, litotipos, resultados isotópicos (C e O) em padrão PDB e valores percentuais para Ca e Mg. Em vermelho é possível constatar a zonação entre regiões mineralizadas e não-mineralizadas.

Tabela 3.2 – resultados isotópicos (carbono e oxigênio) do furo de sondagem 63047, efetuado em superfície.

F 63047	PDB		Litologia	Características
	Amostra	$\delta^{13}\text{C}$		
63047_01	-0,537	-8,453	SAD	Cor cinza claro com ausência de fraturas.
63047_03	-1,072	-9,141	SAD	Cor cinza claro com ausência de fraturas. Presença de laminações escuras (matéria orgânica).
63047_05	-0,119	-8,557	SAD	Cor cinza claro.
63047_07	0,308	-8,281	SAD	Cor cinza claro.
63047_09	0,435	-8,019	SAD	Cor cinza claro com presença de fraturas (1 cm) preenchidas por dolomita.
63047_11	-0,661	-8,361	SAD	Cor cinza claro com ausência de fraturas. Presença de laminações escuras (matéria orgânica).
63047_15	-0,249	-7,481	SAD	Cor cinza claro com presença de fraturas (0,5 cm) preenchidas por dolomita.
63047_17	0,118	-8,353	SAD	Cor fina de coloração cinza claro a branco com ausência de fraturas.
63047_19	-1,283	-6,482	SAD	Cor cinza médio com presença de fraturas verticalizadas com espessura de 3 cm preenchidas por dolomita.
63047_21	-0,882	-6,526	SAD	Cor cinza médio com presença de fraturas verticalizadas a horizontalizadas e falhas, com espessura de 2 cm preenchidas por dolomita.
63047_23	-2,588	-5,788	SAD	Cor cinza médio a preto com fraturas horizontalizadas, com espessura de 1 mm preenchidas por dolomita. Presença de matéria orgânica.
63047_29	-1,768	-7,138	SAD	Cor cinza médio a preto com ausência de fraturas. Laminações apresentando matéria orgânica com espessura de 1 mm a 2 cm.
63047_31	-2,384	-8,187	SAD	Cor cinza médio com presença de porções amareladas. Ausência de fraturas.
63047_33	-0,988	-5,300	SAD	Cor cinza claro com grande fraturamento preenchido por dolomita com direção difusa. Fraturas de 1 mm a 3 cm.
63047_37	-0,599	-7,384	SAD	Cor cinza claro com grandes fraturas preenchidas por dolomita com direção difusa. Fraturas de 1 mm a 3 cm.
63047_39	-0,453	-7,035	SAD	Cor cinza claro com poucas fraturas preenchidas por dolomita com direção difusa.
63047_41	-0,417	-7,507	SAD	Cor cinza claro a médio com poucas fraturas preenchidas por dolomita com direção difusa. Presença de matéria orgânica.
63047_43	0,255	-6,933	SAD	Cor cinza claro a médio com ausência de fraturas. Laminações dolomíticas milimétricas.
63047_45	-0,561	-7,043	SAD	Cor cinza claro com poucas fraturas preenchidas por dolomita com direção paralela ao acamamento.
63047_47	-0,278	-7,129	SAD	Cor cinza claro com ausência de fraturas.
63047_49	-0,589	-6,918	SAD	Cor cinza claro a médio com poucas fraturas preenchidas por dolomita com direção paralela a laminação. Presença de matéria orgânica.
63047_51	-1,939	-7,926	SAD	Cor cinza escuro com ausência de fraturas. Laminações com matéria orgânica com espessura de 1 mm a 2 cm. Presença de nódulos de carbonato.
63047_55	-0,628	-9,536	DAR	Cor cinza claro com presença de fraturas esparsas preenchidas a zinco e carbonato. Mineralizado a zinco e chumbo (substituição).
63047_61	-0,118	-9,354	DAR	Cor cinza escuro com presença de esfalerita remobilizada (caramelo escuro). Fraturas preenchidas a carbonato milimétricas difusas.
63047_65	0,892	-7,614	DAR	Cor cinza médio, estéril e com presença de fraturas difusas preenchidas por dolomita.
63047_67	0,488	-5,796	BDAR	Cor cinza médio maciço altamente fraturado e preenchido por dolomita/quartzo com esfalerita, galena e pirita.
63047_73	1,111	-6,737	DAR	Cor cinza médio, levemente acamadado e mineralizado a zinco. Fracamente fraturado e preenchido por dolomita/quartzo.
63047_75	1,237	-6,598	BDOL	Cor cinza claro altamente fraturada e preenchida por dolomita/quartzo. Esfalerita (caramelo escuro), pirita e galena remobilizadas.
63047_77	0,898	-9,094	BDOL	Cor cinza claro, estéril e maciça (possível clasto dolomítico).
63047_79	1,120	-8,334	BDOL	Cor cinza claro, estéril e maciço, apresentando concreções carbonáticas (pontos brancos) em meio a matriz
63047_83	1,097	-6,234	BDOL	Cor cinza claro com intensa presença de pirita e carbonatos preenchendo fraturas.
63047_85	0,408	-8,793	SAD	Cor cinza claro a médio apresentando sulfetação em zinco no sentido do acamamento da rocha.
63047_87	-2,408	-7,941	SAD	Cor cinza escuro apresentando alternância de material com maior conteúdo orgânico, pouco fraturado.

Diferentemente do furo 63047, o furo de sondagem 70\_44 foi executado em superfície e interceptou além dos corpos mineralizados atingidos pelo furo supracitado, o corpo mineralizado doloarenítico estratiforme (figura 3.6). Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  variam de -8,93‰ a -6,12‰, e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de -1,51‰ a 0,98‰.

O referido furo de sondagem compreendeu, assim como o furo de sondagem 63047, quatorze domínios, discriminados da seguinte maneira:

No domínio cinco, assim como no furo de sondagem anterior, a presença de falhamento ocasionou, possivelmente, a diminuição na porcentagem de cálcio e aumento na porcentagem de magnésio, todavia a presença de matéria orgânica é minoritária. Os domínios 5 e 9, apresentam altos valores em  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , assim como em cálcio, em uma região com fraturamento/falhamento perpendicular ao acamamento da rocha. O domínio 7, assim como a segunda análise do domínio 10, onde em ambas ocorrem mineralizações com textura de substituição, apresentam baixos valores em  $\delta^{18}\text{O}$  assim como em cálcio e magnésio, pela entrada de pirita e sílica no sistema, aspecto comum nesta textura. O elevado valor encontrado em  $\delta^{18}\text{O}$  na segunda análise do domínio 14, talvez faça referência a matriz do clasto dolomítico, não relacionado a remobilizações, diferentemente da primeira análise no mesmo domínio.



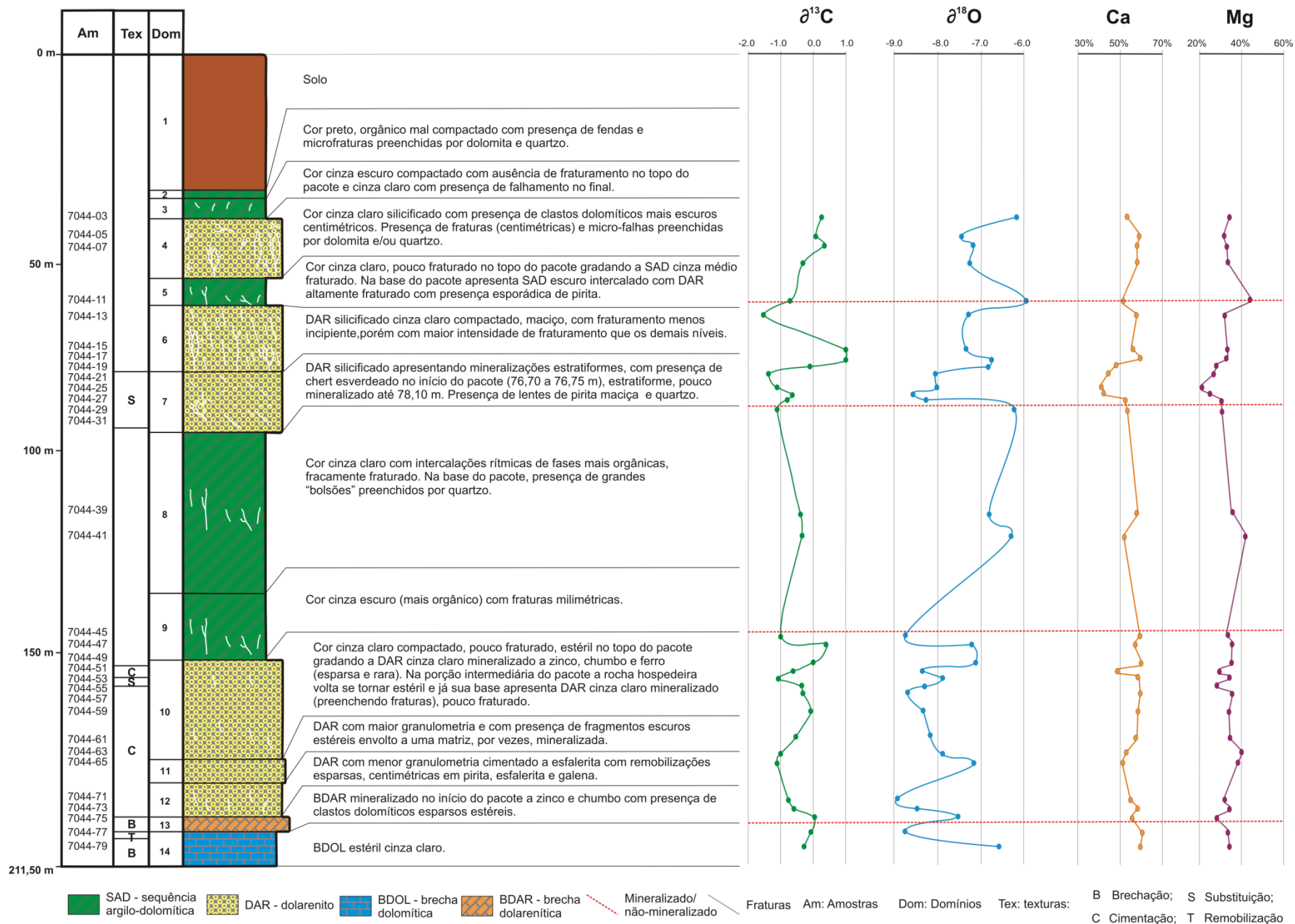


Figura 3.4 – furo 70\_44 apresentando as texturas, os domínios geológicos, litotipos, resultados isotópicos (C e O) em padrão PDB e valores percentuais para Ca e Mg. Em vermelho é possível constatar a zonação entre regiões mineralizadas e não-mineralizadas.

Tabela 3.3 – resultados isotópicos (carbono e oxigênio) do furo de sondagem 70\_44, efetuado em superfície.

F 7044 Amostra	PDB		Litologia	Características
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		
7044-03	0,234	-6,181	SAD	Cor cinza médio apresentando material escuro (matéria orgânica) fino. Contato com o DAR.
7044-05	0,064	-7,497	DAR	Cor cinza claro, maciço apresentando fraturamento perpendicular ao acamamento da rocha assim como no sentido deste.
7044-07	0,341	-7,204	DAR	Cor cinza claro, aspecto maciço, apresentando fraturamento perpendicular ao acamamento da rocha assim como no sentido deste.
7044-09	-0,330	-7,236	DAR	Cor cinza claro com presença de matéria orgânica em níveis milimétricos.
7044-11	-0,685	-6,122	DAR	Cor cinza médio a escuro com presença orgânica e fraturas incipientes. Presença discreta de SAD intercalado com fraturas milimétricas.
7044-13	-1,507	-7,297	DAR	Cor cinza médio a escuro com presença orgânica e fraturas incipientes.
7044-15	0,959	-7,382	DAR	Cor cinza médio com ausência de matéria orgânica e fraturas intensas difusas. Presença de chert verde.
7044-17	0,981	-6,783	DAR	Cor cinza médio com intensa mineralização em zinco, chumbo e ferro. Fraturas em grande quantidade.
7044-19	-0,093	-6,862	DAR	Cor cinza médio a escuro com intercalação com matéria orgânica. Mineralizado.
7044-21	-1,365	-8,064	DAR	Cor cinza médio altamente fraturado preenchido por dolomita, galena e esfalerita, assim como pirita. Grande presença de pirita maciça.
7044-25	-1,094	-8,009	DAR	Cor cinza médio altamente fraturado preenchido por dolomita, galena, esfalerita, pirita e chert. Grande presença de pirita maciça.
7044-27	-0,645	-8,584	DAR	Cor cinza médio altamente fraturado preenchido por dolomita, galena, esfalerita, pirita e chert. Grande presença de pirita maciça.
7044-29	-0,801	-8,239	DAR	Cor cinza médio altamente fraturado preenchido por dolomita, galena, esfalerita, pirita e chert. Grande presença de pirita maciça.
7044-31	-1,104	-6,262	DAR	Cor cinza médio altamente fraturado preenchido por dolomita, galena, esfalerita, pirita e chert. Grande presença de pirita maciça.
7044-39	-0,394	-6,828	SAD	Cor cinza médio com intercalações de matéria orgânica (milimétrica), fraturas ausentes.
7044-41	-0,358	-6,329	SAD	Cor cinza médio com intercalações de matéria orgânica (milimétrica), fraturas milimétricas presentes.
7044-45	-0,979	-8,751	SAD	Cor cinza médio com intercalações com matéria orgânica ritmicas (dolomita/MO), fraturas ausentes.
7044-47	0,390	-7,204	DAR	Cor cinza média apresentando fraturas milimétricas raras. Estéril.
7044-49	0,015	-7,146	DAR	Cor cinza média apresentando fraturas milimétricas raras. Estéril.
7044-51	-0,608	-8,356	DAR	Cor cinza claro com presença de clastos cinza escuros. Mineralizado a zinco fracamente.
7044-53	-1,081	-7,904	DAR	Cor cinza claro com presença de clastos cinza escuros. Mineralizado a zinco fracamente.
7044-55	-0,350	-8,320	DAR	Cor cinza claro a médio altamente mineralizado a zinco e chumbo (cimentação).
7044-57	-0,321	-8,698	DAR	Cor cinza claro a médio moderadamente mineralizado a zinco e chumbo (cimentação).
7044-59	-0,079	-8,344	DAR	Cor cinza médio pouco fraturado mineralizado a zinco (cimentação).
7044-61	-0,524	-8,173	DAR	Cor cinza médio, maciço, pouco fraturado mineralizado a zinco fracamente (cimentação).
7044-63	-0,936	-7,887	DAR	Cor cinza médio com presença de clastos pequenos escuros sugerindo matéria orgânica.
7044-65	-1,085	-7,187	DAR	Cor cinza claro a médio moderadamente mineralizado a zinco (cimentação).
7044-71	-0,744	-8,929	DAR	Cor cinza claro fracamente mineralizado a zinco pouco fraturado. Presença de matéria orgânica.
7044-73	-0,580	-8,485	DAR	Cor cinza claro a médio com presença de pirita.
7044-75	0,032	-7,553	BDAR	Cor cinza claro, fracamente mineralizado a zinco (matriz).
7044-77	-0,065	-8,761	BDAR	Cor cinza claro, fracamente mineralizado a zinco (matriz).
7044-79	-0,285	-6,589	BDOL	Cor cinza clara com ausência de mineralizações.

Inserindo os dados obtidos dos dois furos de sondagem em um gráfico  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  versus  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  nota-se que amostras de mesma textura ocorrem com composição isotópica similar (figura 3.5). Rochas com textura de brechação apresentaram elevado  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ , diferentemente da textura de substituição, a qual, em geral, apresenta comparativamente baixo  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ . Aquela textura, possivelmente, apresentou este resultado pelo fato de se tratar de amostras retiradas dos clastos brechados altamente fraturados e não da matriz da rocha. Cimentação encontra-se na porção intermediária do diagrama com baixo oxigênio. A textura de remobilização tectônica, discrepantemente das demais texturas e feições, encontra-se com elevado carbono e baixo oxigênio, sugerindo a entrada de algum fator externo no sistema propiciando esta diferenciação das demais texturas do depósito. As amostras não mineralizadas, apresentam-se na porção intermediária do diagrama compreendendo as texturas de cimentação e substituição.

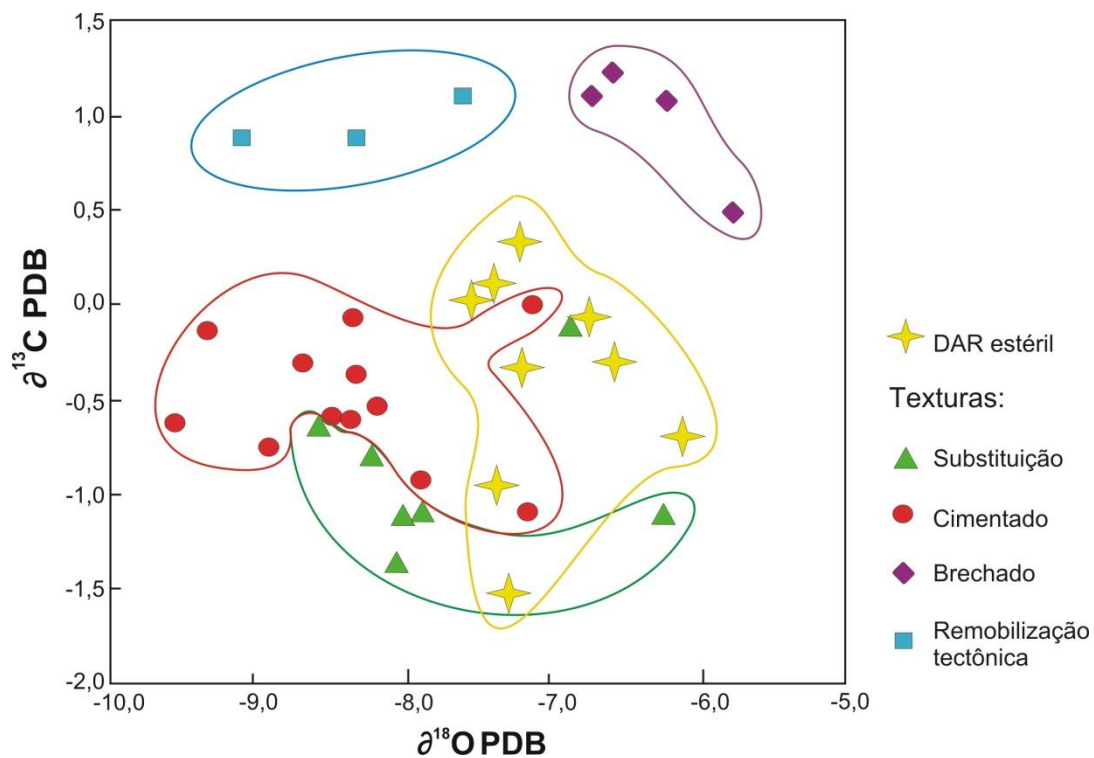


Figura 3.5 – diagrama representando valores encontrados em  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  x  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  para as diferentes texturas (e dolarenito estéril) encontradas no depósito de Morro Agudo.

Com o intuito de estudar as diferentes possíveis gerações de carbonatos presentes nas rochas hospedeiras do depósito, foram extraídas amostras pontuais destes elementos os quais foram analisados isotopicamente em carbono e oxigênio (figuras 3.6, 3.7 e tabela 3.4). Visualmente, os carbonatos existentes nestas rochas hospedeiras são discrepantes entre si tanto em cor, como em textura e granulometria, por vezes.

Tabela 3.4 – resultados isotópicos (carbono e oxigênio) das amostras de mão analisadas.

Amostra	PDB		Litologia	Características
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		
M1-1	-0,156	-7,594	DAR	Representa a matriz da rocha de cor cinza médio com leve remobilização incipiente.
M1-2	0,669	-6,953	DAR	Representa a matriz da rocha de cor cinza médio.
M1-3	0,096	-13,587	DAR	Cor branco representando a dolomita remobilizada.
M1-4	1,224	-10,759	DAR	Cor branco representando a dolomita remobilizada, mais próximo ao contato com a matriz.
M1-5	0,358	-7,839	DAR	Representa a matriz da rocha de cor cinza médio com leve remobilização incipiente.
M1-6	0,499	-7,454	DAR	Representa a matriz da rocha de cor cinza médio com leve remobilização incipiente.
L1-1	1,019	-6,433	DAR	Coz cinza claro representando a matriz da rocha.
L1-2	0,098	-8,443	DAR	Cor cinza claro a branco representando fratura preenchida a dolomita.
N1-1	0,147	-4,334	DAR	Cor cinza escuro representando a matriz da rocha.
N1-2	-2,219	-9,225	DAR	Cor branco representando a remobilização da dolomita.
G1-1	1,105	-8,087	BDAR	Cor cinza claro representando o clasto dolomítico da rocha.
G1-2	2,233	-10,034	BDAR	Coz cinza claro a branco representando a remobilização da dolomita.

Dentre as amostras analisadas, a amostra M1, retirada do corpo mineralizado dolarenítico silicificado recristalizado com textura cimentada e remobilização tectônica (figura 3.6 – A), onde as distintas gerações de carbonatos são bastante evidentes, tanto em coloração como texturalmente, foram analisadas quatro amostras em um perfil. Os carbonatos de primeira geração estão dentro de uma estreita faixa em  $\delta^{18}\text{O}$  variando de -7,85‰ a -6,95‰ e -0,16‰ a 0,67‰ em  $\delta^{13}\text{C}$  e se apresentam com coloração cinza clara e textura fina. Já os de segunda geração (tardios) estão em um range com menores valores em  $\delta^{18}\text{O}$  (-13,59‰ e -10,76‰) e maior dispersão em  $\delta^{13}\text{C}$  (0,10‰ e 1,22‰), dispendo-se com coloração branca e granulação média a grossa.

Analisando a textura de substituição e remobilização tardia no corpo dolarenítico fino rico em galena da amostra L1 (figura 3.6 – B), é constatável, também, discrepância entre as duas gerações de carbonatos. O carbonato cinza claro (primeira geração), constituinte da matriz da rocha, apresentou valor de  $\delta^{18}\text{O}$  (-6,43‰) maior que o carbonato de coloração branca (-8,44‰ – segunda geração) evidenciando a mesma tendência da amostra G1.

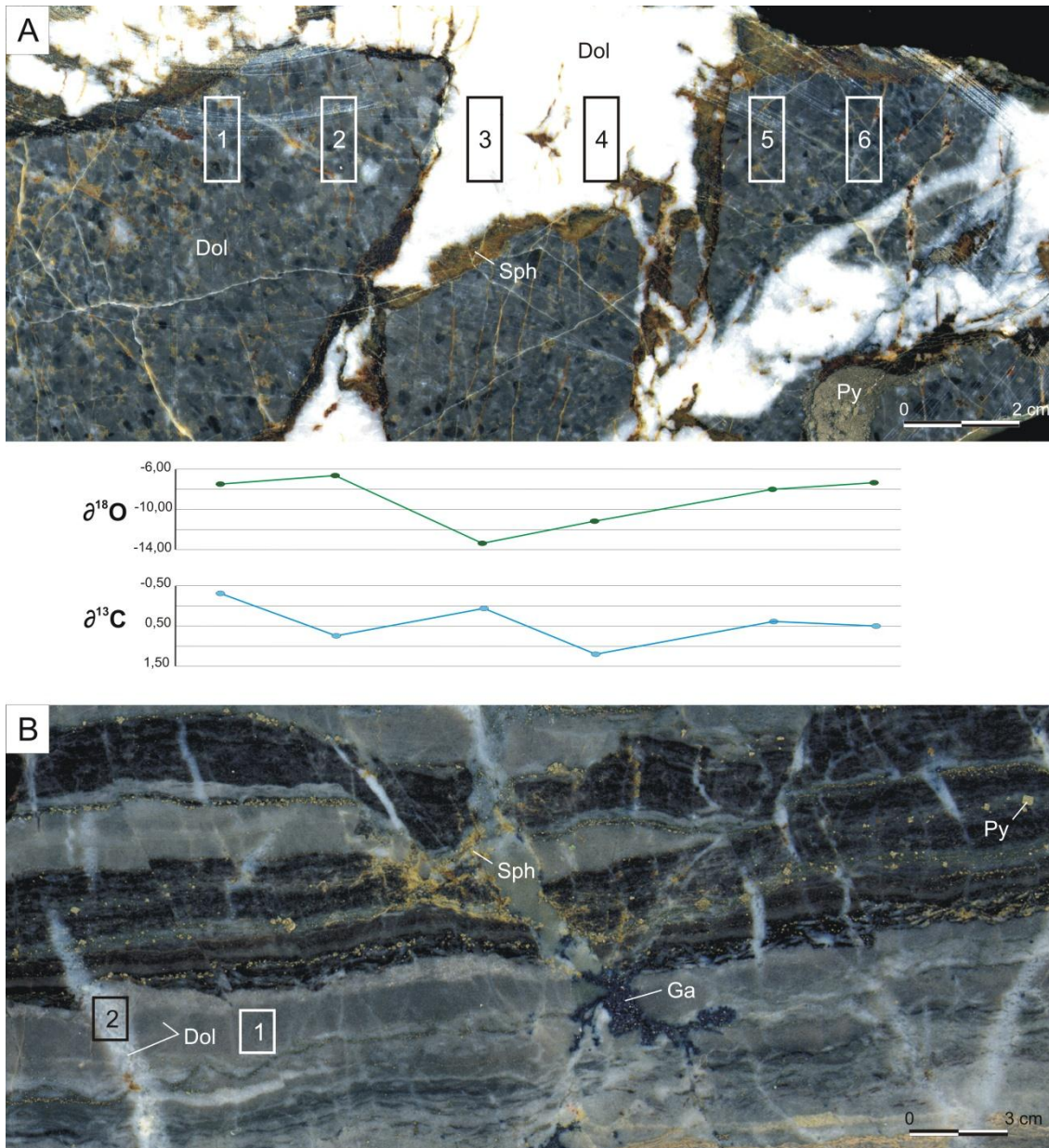


Figura 3.6 – A) corpo dolarenítico silicificado recristalizado (amostra M1), objeto de estudo isotópico através de perfil linear representado graficamente ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ). Note a diferenciação entre os distintos tipos de dolomita no gráfico referente à  $\delta^{18}\text{O}$ . B) corpo dolarenítico fino rico em galena apresentando fraturas preenchidas a dolomita e galena, onde as primeiras forma alvo de estudo isotópico (amostra L1).

Carbonato (dolomita) oriundo da matriz da rocha foi analisado assim como carbonato constituinte da brecha em amostra (G1) de corpo mineralizado hospedado em brecha (figura 3.7 – A). O carbonato de coloração esbranquiçada o qual representa um clasto de geração distinta dos demais existentes na rocha apresentou resultados para  $\delta^{18}\text{O}$  de -10,03‰ e para  $\delta^{13}\text{C}$  de 2,23‰, semelhantes aos encontrados nas amostras referentes à segunda geração, apesar do valor de carbono estar pouco acima do *background* das amostras de segunda geração. A dolomita da brecha cinza clara analisada apresentou valores que fazem associação aos obtidos nos carbonatos de primeira geração. Tal fato se dá, possivelmente, pelo fato das brechas deste litotipo serem provenientes de colapsos de níveis superiores estratigraficamente,

sendo, assim, precoces. Este episódio mostra a presença de clastos de diversas gerações na composição deste tipo litológico.

Ao analisar o corpo de minério estratiforme (amostra N1) foi possível constatar que, apesar das diferenças texturais, a dolomita remobilizada (esbranquiçada) também representa a segunda geração assim como a cinza (representante da matriz da rocha) a primeira geração (figura 3.7 – B). Tal fato é notório analisando os resultados obtidos do carbonato da matriz, onde para  $\delta^{18}\text{O}$  os resultados apresentados foram de  $-4,33\text{‰}$  e para  $\delta^{13}\text{C}$  de  $0,15\text{‰}$ , e para o carbonato remobilizado,  $-9,22\text{‰}$  e  $-2,22\text{‰}$ , respectivamente.

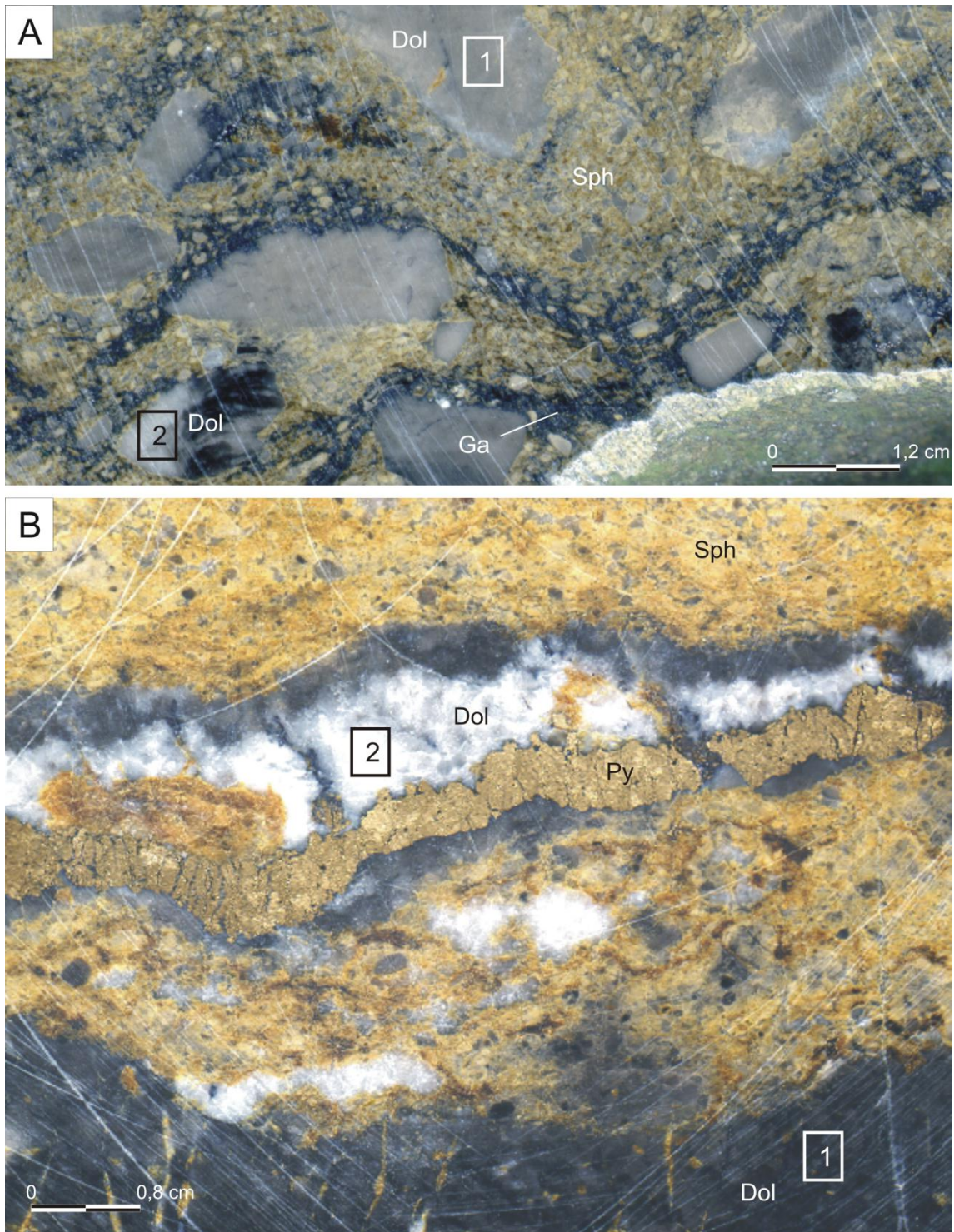


Figura 3.7 – A) amostra G1 de onde foram retirados carbonatos (matriz – 1 – e brecha – 2) para estudo isotópico em corpo mineralizado hospedado em brecha. B) corpo doloarenítico estratiforme de onde foi retirada amostra N1 para estudo isotópico em C e O (matriz – 1 – e fratura – 2).

A ocorrência do cimento de dolomita sugere a existência de intervalos permeáveis, limitado no topo e na base por camadas de baixa permeabilidade. No caso dos doloarenitos, as camadas de baixa permeabilidade são o SAD e as brechas dolomíticas (além das lentes esporádicas de SAD presentes mais frequentemente na porção basal do depósito). Tais litotipos, podem ter exercido a função de armadilha estratigráfica que favoreceu o

aprisionamento e a percolação dos fluidos ricos em sulfetos. As falhas e fraturas, preenchidas por dolomita e secundariamente calcita, ou representam os condutos de percolação de fluidos num estágio primário ou condutos responsáveis pela remobilização posterior.

A dolomita de segunda geração é restrita às fraturas/falhas e cavidades de dissolução e pode representar uma fase final de cimentação, já com o arcabouço da rocha completamente fechado por esta dolomita.

Inserindo os dados obtidos das análises isotópicas de C e O em um gráfico, é possível observar nítida zonação entre os carbonatos de primeira e de segunda geração. Os carbonatos ditos de segunda geração apresentam menores valores isotópicos de oxigênio em relação aos de primeira geração, conforme explicitado na figura 3.8, sugerindo ou variação abrupta na temperatura (aumento) ou entrada de uma nova fonte de oxigênio no sistema.

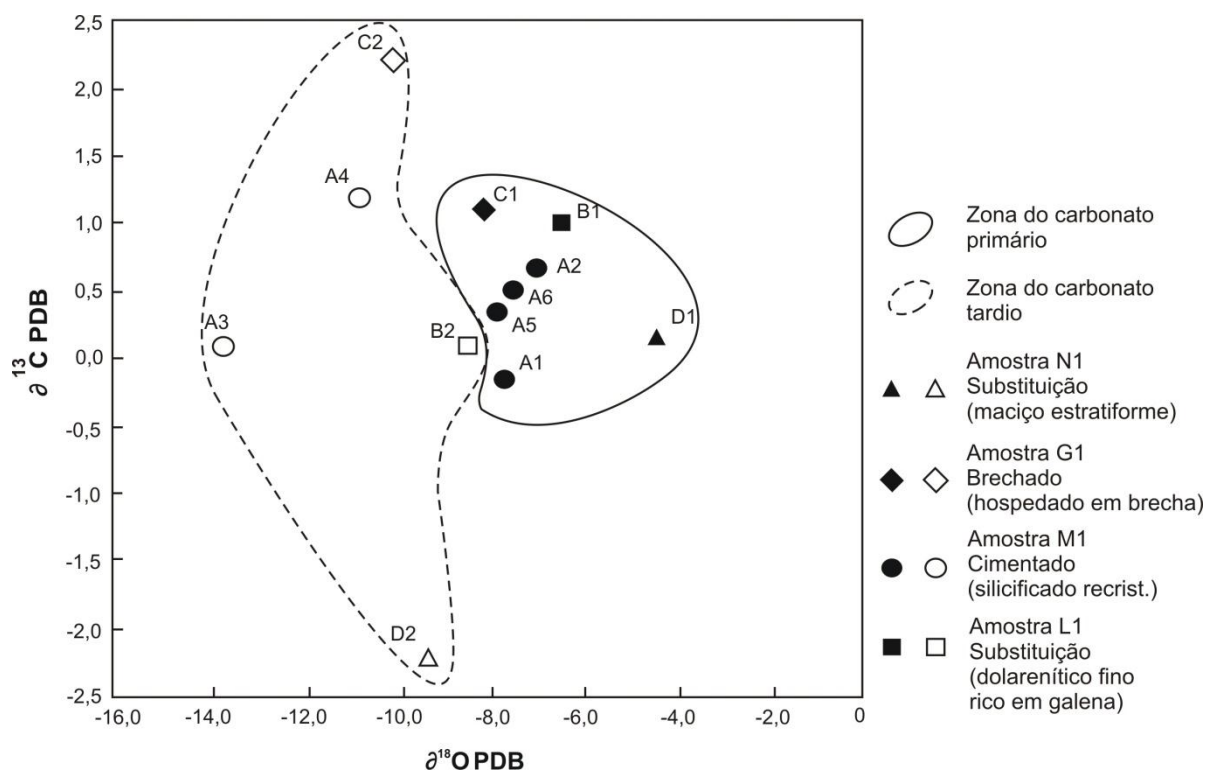


Figura 3.8 – representação da zonação entre as duas gerações de carbonatos no depósito de Morro Agudo.



## CAPÍTULO 4 MINERALIZAÇÃO DE Zn E Pb

### 4.1. Depósitos sedimentares de Zn e Pb

Depósitos e distritos de Zn + Pb ocorrem ao redor do mundo (figura 4.1), todavia os depósitos de classe mundial normalmente ocorrem como parte de um distrito que abarca também outros depósitos de menor expressão. Depósitos de classe mundial de Zn-Pb são conhecidos na maioria das plataformas continentais (como Broken Hill, McArthur e Mount Isa-Century na Austrália, Sullivan e Pine Point no Canadá, Mehdiabad no Iran) à exceção do continente sul-americano. No Brasil, apenas depósitos de menor expressão são explorados (Misi, 1999). Por vezes, encontram-se dezenas a centenas de corpos mineralizados, os quais apresentam teores de Zn+Pb que raramente ultrapassam 10-12% (Sangster, 1990), onde os teores em Zn são, normalmente, maiores que os em Pb .

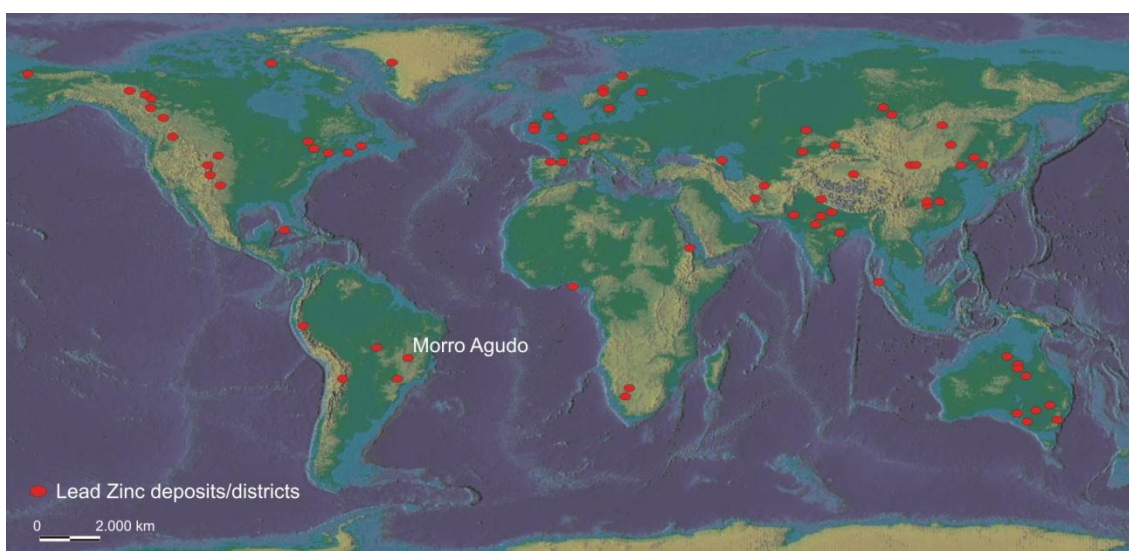


Figura 4.1 – distribuição dos depósitos e distritos plumbo-zincíferos no mundo. Em destaque o depósito de Morro Agudo.

Estes depósitos sedimentares hospedados em rochas carbonáticas podem ser classificados principalmente, segundo Leach & Sangster (1993), de acordo com suas características genéticas em *Mississippi Valley Type* (MVT), *Sedimentary Exhalative* (SEDEX) ou *Irish-type*. Cada tipo genético apresenta peculiaridades no que diz respeito a rochas hospedeiras, ambiente de sedimentação, idade, principais controles, temperatura e grau de salinidade de formação das mineralizações, dentre outras, as quais nos permitem classificá-las.

Segundo Paradis et al. (2007), depósitos MVT possuem corpos de minérios estratiformes a remobilizados e variam segundo a tectônica que afetou a bacia. Os sulfetos de chumbo e zinco ocorrem como preenchimento, brechas e substituindo a rocha hospedeira

carbonática. Menos comumente, sulfetos e minerais de ganga ocupam a porosidade primária (Paradis et al., 2007).

Segundo Sangster (1990), o modelo MVT clássico pressupõe a existência de ampla circulação de soluções hidrotermais nas encaixantes carbonáticas, geradas a partir de processos orogênicos adjacentes à bacia. As soluções podem migrar por centenas ou milhares de quilômetros através das rochas regionais, extraindo os metais e depositando-os em ambientes físico-químicos favoráveis da bacia. Os depósitos tipo Mississippi Valley normalmente estão hospedados em rochas carbonáticas (dolomitos ou, mais raramente, calcários). O minério é bastante variado na sua forma, varia de zona de substituição maciça a preenchimentos de espaços vazios, fraturas e brechas, geralmente estratoligados (Misi, 1999). Apresentam idades Proterozóicas a Fanerozóicas onde suas principais fontes de mineralização é o embasamento (para os metais) e mistura de fluidos (para o enxofre). O fluxo dos líquidos metalíferos que percolam as rochas hospedeiras ocorre por gradiente de pressão ou por gravidade.

Depósitos do tipo sedimentar exalativo (SEDEX) são formados a partir da circulação de soluções hidrotermais (salmouras aquecidas) por meio de fraturas e falhas das rochas e consequentemente descarga no fundo do mar de idade Proterozóica (Leach & Sangster, 1993). Apresentam como rochas hospedeiras folhelhos, siltitos, calcários, brechas e/ou dolomitos. O minério apresenta-se em corpos estratiformes, normalmente de espessura decamétrica, maciços, acamadados, com continuidade lateral, bandados ou pobremente bandados (Cunha, 1999). Suas mineralizações ocorrem como camadas, lentes e bolsões sub-concordantes, veios ou brechas. Suas principais fontes de mineralização são o embasamento e sedimentos (para os metais) e água do mar (para o enxofre). O fluxo hidrotermal se dá através de descargas de água do mar e salmouras, a partir do assoalho oceânico e através dos sedimentos por falhas normais e fraturas (Misi, 1999).

Uma subdivisão do modelo MVT, o modelo *Irish*, pressupõe a existência de um ambiente distensivo antes e durante o processo mineralizador (Banks et al., 2002; Paradis et al., 2007). Apresentam algumas diferenças com respeito aos depósitos MVT e SEDEX, sendo por isso considerado um tipo específico de mineralização por muitos autores (Russel, 1978; Hitzman & Large, 1986; Hitzman et al., 1995). São depósitos hospedados em seqüências carbonáticas dolomitizadas, de idade Carbonífera, apresentando corpos de minério stratabound com esfalerita e galena maciça, lentes de barita e sulfeto de ferro associados com calcita, dolomita e quartzo. Seus principais controles são estratigráficos e estruturais (falhas normais) com lentes de sulfetos maciços ou bandados, apresentando brechas com sulfetos formando a matriz do carbonato (Sangster, 1990). Suas principais fontes de mineralização são os metais provenientes da crosta e o enxofre oriundo da água do mar. Os fluxos de soluções hidrotermais fluem através de fraturas e falhas de extensão.

## 4.2. Trabalhos Anteriores no Contexto do Depósito de Morro Agudo

O depósito Zn-Pb de Morro Agudo foi foco de estudo de diversos autores (Cassedanne & Cassedanne, 1971; Dardenne, 1976, 1979; Romagna & Costa, 1988; Cunha, 1999, Cunha et al., 2000; Misi, 1999) e o Grupo Vazante, de maneira geral, fora estudado, além dos autores mencionados, por diversos outros estudiosos (Dardenne, 1972, 1974, 1976, 1978, 1981; Freitas-Silva & Dardenne, 1992, 1997; Monteiro et al., 1996, 1998, 2006, 2007; Oliveira, 1998; Dardenne & Freitas Silva, 2000; Cunha et al., 2001; Azmy et al., 2001, 2006, 2008; Monteiro, 2002; Santos et al., 2004). O enfoque isotópico, descritivo e a caracterização genética foram os tópicos mais debatidos, buscando o entendimento da evolução metalogenética do depósito para possível analogia prospectiva.

Cassedanne & Cassedanne (1971), foram os primeiros autores a descreverem o depósito de Morro Agudo destacando as galenas e esfaleritas encontradas na fazenda Traíras, através do proprietário das terras, senhor Ângelo Sólis. Posteriormente, Dardenne (1976), deu nova concepção à paleogeografia da faixa Vazante (a qual engloba o depósito de Morro Agudo), seguido por Madalosso & Valle (1978) e Madalosso (1979) sugerindo uma divisão litoestratigráfica baseada no conceito de fácies, definindo os ambientes de sedimentação destas fácies. Finalizando a concepção regional litoestratigráfica do depósito, Campos Neto (1979, 1984) elaborou um modelo de evolução paleogeográfica envolvendo as Formações Paracatu e Vazante e o Grupo Canastra, na região de Vazante-Lagamar.

Estudos geocronológicos começaram a ser efetuados no depósito de Morro Agudo na década de 80. Parenti Couto et al. (1981), obtiveram idades Rb-Sr para rocha total de  $680 \pm 10$  Ma e Iyer et al. (1992), definiram uma idade modelo de  $650 \pm 50$  Ma, utilizando o mesmo método, para as galenas de Morro Agudo e Vazante. Idades Pb-Pb variando entre 1000 e 1200 M.a. foram obtidas por Freitas-Silva & Dardenne (1997) em galenas de Morro Agudo, Vazante e Morro do Ouro, todavia tal valor faz referencia ao minério remobilizado (tardio), formado durante a orogenia Brasileira em torno de 680M.a., estando de acordo com as idades de K/Ar e Rb/Sr obtidas anteriormente.

A caracterização de sua mineralização assim como seu aspecto geoquímico foi abordado por Dardenne (1972), o qual distinguiu dois tipos de mineralizações para esfalerita e galena em Morro Agudo (estratiforme e remobilizado). Suszczynski (1975) relacionou as mineralizações do depósito como do tipo sedimentar-estratiforme, assim como Bez (1980) descreveu o depósito do ponto de vista mineralógico e geoquímico, determinando sua paragênese. Dardenne (1978a, 1979), abordou os aspectos estruturais e as mineralizações de chumbo e zinco de depósito de Morro Agudo, Vazante e suas adjacências com um enfoque mais detalhista, até então inédito. Segundo zonação tectônica da Faixa Brasília proposta Dardenne (1978b), a área do depósito está inserida na Zona de Vazante, constituída pela sequência de metassedimentos argilo-dolomíticos da Formação Vazante, onde tal formação fora individualizada pelo mesmo autor.

Romagna & Costa (1988) classificaram os corpos de minério em oito corpos, denominados G, H, I, J, K, L, M e N, todavia foram agrupados em GHI, JKL, M e N. Estruturalmente, o depósito foi dividido em blocos (de A a E) a partir da Falha Principal seguindo os rejeitos das falhas normais de direção NE-SW. Tal divisão é utilizada na rotina da mina de Morro Agudo, atualmente em produção.

A evolução metalogenética, estudos em isótopos estáveis e radiogênicos, assim como a caracterização dos corpos mineralizados foram feitos por Bez (1980), Iyer et al. (1992), Thorman & Hitzman (1996), Misi et al. (1997), Freitas-Silva & Dardenne (1997) e Misi (1999) tanto para o depósito de Vazante como para o de Morro Agudo. Cunha et al. (1998) e Freitas-Silva & Dardenne (1997) discutiram a gênese dos depósitos de Morro Agudo e Vazante através de estudos petrográficos e de inclusões fluidas explicando a origem e composição dos fluidos mineralizantes. Azmy et al. (2001) efetuou análises isotópicas em diferentes gerações de dolomita a fim de caracterizar e definir a assinatura isotópica da sequência do Grupo Vazante. Oliveira (1998), Monteiro (2002) e Misi (1999) executaram estudos geoquímicos e isotópicos no depósito de Morro Agudo e suas ocorrências minerais adjacentes, como Ambrósia e Fagundes. Monteiro et al. (1996, 1998a, 1998b) realizaram estudos petrográficos, de química mineral e geotermométricos nos corpos mineralizados de Vazante, apresentando considerações sobre a gênese do minério willemítico relacionando-o ao mesmo processo gerador da mineralização sulfetada existente em Morro Agudo.

Cunha (1999) concluiu sua dissertação de mestrado com enfoque no depósito de Morro Agudo as quais foram caracterizadas sua sequência hospedeira e das mineralizações, foram feitos estudos isotópicos em enxofre, estudo de inclusões fluidas e um estudo acerca dos modelos genéticos passíveis neste contexto. Já Monteiro et al. (2006, 2007) efetuaram estudo nos principais depósitos (incluindo Morro Agudo) e ocorrências minerais do Grupo Vazante, acerca das características do balanço de massa e isótopos estáveis em suas alterações hidrotermais.

### **4.3. Propostas Genéticas para o Depósito de Zn-Pb Morro Agudo**

A caracterização genética de Morro Agudo foi discutida por Dardenne (1979, 2000), Iyer et al. (1992), Hitzman et al. (1995), Thorman & Hitzman (1996), Misi (1999), Monteiro (2000) e Cunha et al. (2000) e apesar da apresentação de evidências isotópicas e texturais, não houve consenso. Um dos principais problemas na classificação de Morro Agudo são as discrepâncias entre seus diferentes corpos mineralizados e, conseqüentemente, suas texturais minerais, assim como o caráter epigenético em sua mineralização.

A presença de frentes de substituição no corpo mineralizado estratiforme, além de camadas substanciais de pirita maciça associada a camadas rítmicas de dolomito/sulfeto/chert, sugerem um tipo genético discrepante do resto do depósito. O ponto chave para esta

discussão seria a ausência de intrusões nos arredores do depósito, todavia a fonte de alimentação subaquática pode estar distante, assim como a possível intrusão, de acordo com Sangster & Hillary (2000). O aspecto maciço da mineralização também reforça esta hipótese. Tais características levam a crer na possibilidade desta porção do depósito ser do tipo Sedimentar Exalativo (SEDEX).

Ao se comparar Morro Agudo com depósitos do tipo *Mississippi Valley* (MVT) e Irish Type, a maior discrepância está no que tange ao controle das mineralizações, já que no referido depósito o controle estrutural é bastante evidente. A associação entre as mineralizações do depósito de Morro Agudo e salmouras bacinais pode ser responsável pela presença de características comuns aos depósitos de MVT, tais como baixo conteúdo de ferro e altas concentrações de cádmio na esfalerita.

De acordo com estudos de isótopos de chumbo, em que as galenas mostram-se pouco radiogênicas, e enxofre, em que o zoneamento dos dados isotópicos, que vai desde valores mais altos e positivos, no corpo mais inferior, o hospedado em brecha (valor médio de +29,1 ‰ CDT), passando para valores positivos intermediários no corpo dolarenítico médio rico em esfalerita (valor médio de +20,8 ‰ CDT) e para valores negativos no corpo estratiforme (valor médio de -3,7 ‰ CDT), Misi et al. (1996) consideram o depósito de Morro Agudo como um subtipo do modelo SEDEX ou *Irish*. Já Freitas-Silva & Dardenne (1997), consideram a idade da mineralização primária e das rochas encaixantes semelhantes, 600 a 670 Ma, classificando o depósito como MVT. Da mesma forma, segundo Iyer et al. (1992, 1995), de acordo com estudos em isótopos estáveis e radiogênicos (Pb e S) feitos em galenas, o depósito de Morro Agudo é do tipo Mississippi Valley (MVT).

De acordo com a temperatura (em pares co-genéticos de esfalerita-galena, com variação de 256°C no corpo hospedado em brecha, 197°, 165° e 134°C no corpo dolarenítico e 125°, 112° e 45°C no corpo estratiforme) e salinidade dos fluidos mineralizantes encontradas em estudos de inclusões fluidas (Cunha et al., 1998; Hitzman et al., 1995 e Misi, 1999) , em que faixa de temperatura de fusão de gelo para os corpos dolareníticos no bloco A, variam de 0° a -36°C com moda em -10°C em relação ao bloco C (-4° a -12°C, com moda em -10°C), a salinidade média calculada para estes corpos (considerando o gelo como último cristal a se fundir) em ambos os blocos, foi de 13,94% em peso de NaCl, consideram o depósito como do tipo *Irish*. Da mesma forma, Thorman & Hitzman (1996) de acordo com suas relações minerais, estruturais e texturais, o consideram como do tipo *Irish*, também.

Misi et al., 2005, analisaram separadamente amostras do mesmo corpo de minério nos diferentes blocos da mina a fim de verificar a existênciade possível zonação lateral em relação à zona da falha principal no sentido oeste, como também a possível zonalidade vertical. Os dados microtermométricos mostram que as temperaturas de homogeneização nas amostras dos corpos do bloco A apresentam um amplo intervalo, de 122° a 283°C, com moda em 165°C, sendo que nos blocos B e C o intervalo é menor, de 148° a 160°C, com moda em 155°C no bloco B e de 80° a 168°C, com moda em 155°C, no bloco C. Os dados de temperatura de homogeneização obtidos evidenciam um zoneamento da temperatura à medida que o corpo

mineralizado se afasta da zona de falha, fato este que configura uma diminuição do gradiente térmico para oeste, a partir da Falha Principal, sugerindo tratar-se de uma zona alimentadora dos fluidos mineralizantes (Misi et al., 2005).

#### **4.4. Comparação com outros Depósitos de Zn e Pb**

Diversos depósitos minerais assemelham-se ao de Morro Agudo no que diz respeito a teores (Zn+Pb), tonelagem (recurso geológico) e, conseqüentemente, metal contido, conforme apresentado na tabela 4.1 e figura 4.2. Geologicamente, o depósito de Lisheen, na Irlanda, mostra-se bastante similar a Morro Agudo no que diz respeito a mineralogia, estruturas e gênese do depósito, assim como Silvermines e Gays River, estes com menor similaridade.

Tabela 4.1 – tabela sinóptica dos depósitos MVT com teores e tonelagem em recurso semelhantes a Morro Agudo (USGS-2009).

Depósito	País	Idade	Rocha encaixante	Mineralogia principal	Tonelagem (Mt)	Pb+Zn (%)	Referências
Boukdema-Kef Semmah	Argélia	Jurássico Inferior - Cretáceo Superior	calcário	esfalerita, galena, arsenopirita, barita	12	8,6	Touahri, 1991
Raibl	Áustria	Triássico Médio ao Inferior	calcário	esfalerita, pirita, galena, barita, jordanita	18,1	7,2	Brigo and Omenetto, 1978; Casari, 1996; Brigo et al., 1977; Laznicka, 1981
Mezica	Slovênia	Triássico Inferior	calcário	esfalerita, pirita, galena, marcasita, arsenopirita,	16,2	7,4	Bancroft et al., 1991
Silvermines	Irlanda	Mississippiano Superior	calcário dolomitizado, arenito conglomerático	esfalerita, pirita, galena, barita, arsenopirita	17,7	9	Andrew, 1986; Andrew, 1995
Lisheen	Irlanda	Mississippiano Superior	micrita dolomitizada	esfalerita, pirita, galena, calcopirita, marcasita, barita, siderita	22	13,4	Shearley et al., 1995; Goodfellow and Lydon, 2007
Gays River	Canadá	Mississippiano Superior	dolomito	esfalerita, pirita, galena, calcopirita, marcasita, barita, fluorita	12,7	6,8	Kontak, 1992; Chagnon et al., 1998
Sorby Hills	Austrália	Mississippiano	dolomito	esfalerita, pirita, galena, marcasita	16,2	5,9	Jorgensen et al., 1990
Urultun	Rússia	Devoniano Superior	dolomito	esfalerita, galena, barita, pirita, smithsonita, fluorita	23	9,6	Shpikerman, 1987
Pillara	Austrália	Devoniano Inferior	calcário	esfalerita, galena, marcasita, pirita, calcita	19,3	10,4	Symons, 2003
Les Malines	França	Cambriano Médio	dolomito	esfalerita, pirita, galena, barita	12,5	7,2	Foglierini et al., 1980; Macquar et al., 1990; Caia and Michaud, 1980
Magmont	EUA	Cambriano Inferior	dolomito	esfalerita, galena, marcasita, calcopirita	23,4	8,3	Sweeney et al, 1977; Bradley and Krolak, 1989; Hagni, 1995
Morro Agudo	Brasil	Neoproterozóico	dolomito	esfalerita, pirita, galena	18,3	6,8	Hitzman et al., 1995; Dardenne, 1998; Misi, 1998; Cunha et al., 2007; Votorantim Metais, 2010
Nanisivik	Canada	Mesoproterozóico	dolomito	esfalerita, pirita, galena	19	9,4	Sutherland and Dumka, 1995; Sherlock et al., 2004

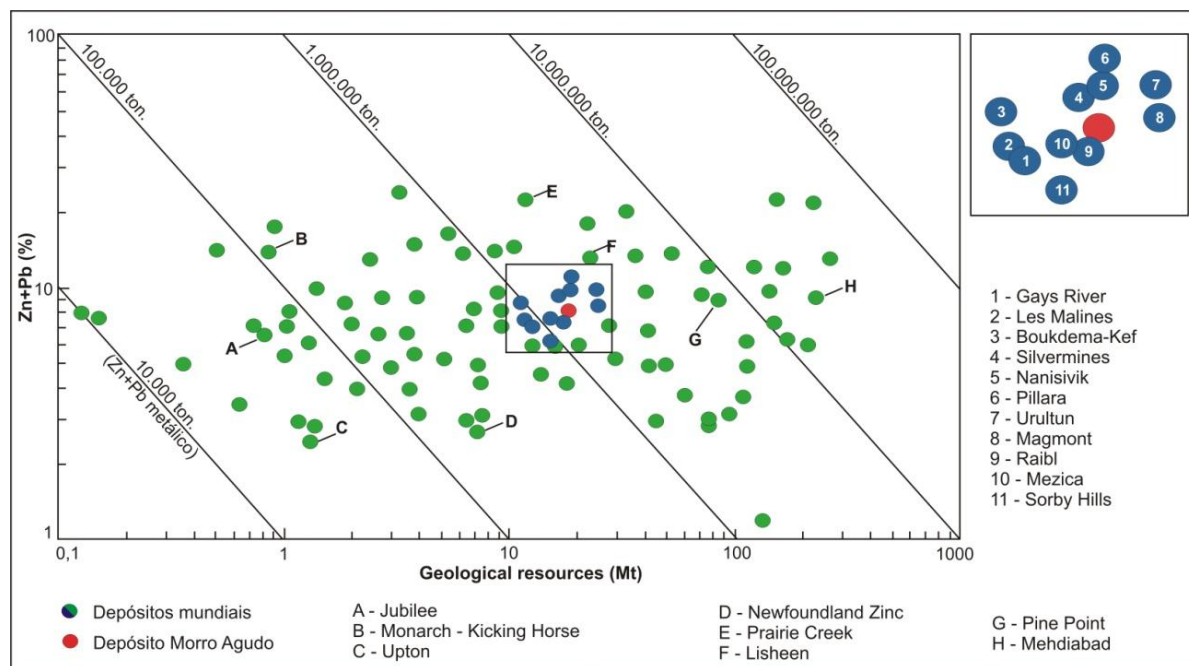


Figura 4.2 – Disposição dos depósitos e distritos minerais mundiais em relação a recurso geológico versus somatório das porcentagens de chumbo e zinco (USGS 2009).

O depósito de Silvermines apresenta importantes semelhanças com o de Morro Agudo. Sua rocha hospedeira trata-se de um calcário dolomitizado (com maior presença de Ca que em Morro Agudo) similar a Morro Agudo e um arenito conglomerático, não encontrado no referido depósito. Silvermines compreende três estilos básicos de mineralizações (corpos de minério estratiformes singenéticos a sindiagenéticos, corpo de minério *stratabound* epigenéticos e veios e brechas epigenéticas controladas tectonicamente), sendo que alguns destes estilos são claramente encontrados em Morro Agudo. Os corpos de minério estratiformes singenéticos a sindiagenéticos de Silvermines são comparáveis ao corpo de minério estratiforme de Morro Agudo, assim como os veios e brechas fazem analogia aos corpos de minérios remobilizados tectonicamente e hospedados em brechas de Morro Agudo. O controle estrutural por falhas e fraturas é característica semelhante aos dois depósitos sendo que estas estruturas são as possíveis responsáveis pela percolação de fluidos nas rochas hospedeiras dos depósitos. Os quantitativos em recurso geológico e tonelagem são, também, semelhantes entre os dois depósitos (tabela 4.1) assim como a mineralogia destes.

Em Gays River a rocha hospedeira é um dolomito diagenético precoce não apresentando dolomita secundária espática (Ravenhurst et al., 1989). As rochas carbonáticas hospedeiras são formadas como um complexo recifal em um paleo-topográfico elevado sobreposto por metarenitos do Grupo Meguma. Semelhantemente ao corpo de minério estratiforme de Morro Agudo, a mineralização é resultado da substituição do calcário dolomitizado o qual esteve em contato com evaporitos sotopostos onde zonas mineralizadas variam de sulfetos maciços a minério disseminado distantes da contato com o *hanging hall*, sendo que a razão Pb:Zn aumenta bacia adentro (Kontak



et al., 1994). O minério é constituído por pirita (empobrecida), finamente granulada, esfalerita bege, prata (assim como em Morro Agudo, presa a estrutura da galena), galena de granulação mediana e, em menores quantidades, calcita em fase tardia, calcopirita, barita e fluorita. O enxofre reduzido foi formado pela redução químico-termal do sulfato de enxofre evaporítico devido à presença do gás sulfuroso no banco carbonático sendo que isótopos do Pb (galena) e de Sr (calcita e esfalerita) indicam uma fonte no embasamento (Grupo Meguma) ou seu equivalente detrítico (Grupo Horton) para os metais (Kontak et al., 1994).

O depósito de Lisheen, localizado no condado de Tipperary, na Irlanda, pode ser considerado o mais equiparável ao de Morro Agudo no que diz respeito a gênese, mineralogia, mineralizações e estruturas. Tal mina compreende rochas sedimentares, principalmente calcários dolomitizados, que foram formadas aproximadamente a 320 Ma. O depósito consiste de um grupo de lentes de sulfeto estratiforme com 22 Mt, com 11,5% de Zn, 1,9% de Pb, 26% g/t de Ag e 16% de Fe. É considerada uma das maiores produtoras de concentrado de zinco da Europa, situada no trend de Rathdowney (Shearley et al., 1995), onde sua mineralização se deve à condução de fluidos mineralizantes hidrotermais que carregaram os metais das porções mais profundas da bacia, assim como a Falha Principal de Morro Agudo, possivelmente o *feeder* do depósito.

Os três depósitos relatados são interpretados como tipo *Mississippi Valley* (MVT) (Shearley et al., 1995; Goodfellow & Lydon, 2007; Kontak, 1992; Chagnon et al., 1998; Andrew, 1986), todavia sua gênese, assim como o depósito de Morro Agudo, é controversa. Com o aprofundamento, novas interpretações e/ou novos estudos das minas, este aspecto se torna mais claro, propiciando conclusões melhor embasadas.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES

Os estudos e análises executadas no depósito de Morro Agudo permitiram concluir alguns pontos importantes no que tange a gênese, comportamento dos fluidos mineralizantes, estilos das mineralizações e suas texturas, assim como interpretações relativas a estudos isotópicos. Dentre as conclusões, podem-se destacar:

- Pelo fato da existência de corpos mineralizados mais espessos e com teores mais elevados nas regiões próximas da Falha Principal, tal falha trata-se do provável *feeder* do depósito, onde soluções abundantes em metais emergiram do embasamento misturando-se com o enxofre presente na água da bacia, gerando os corpos mineralizados. O referido depósito está associado a paleo-altos do embasamento limitados por falhas reativadas durante a sedimentação da bacia (Dardenne, 1972a). Tais falhas seccionam os corpos mineralizados e promoveram as remobilizações posteriores as quais caracterizam a textura de remobilização tectônica;
- De acordo com as características dos distintos corpos mineralizados e suas texturas, no que se refere as relações das rochas hospedeiras e as mineralizações (relações entre grãos, grau de cimentação) nos diferentes níveis estratigráficos é possível concluir que os corpos mineralizados de Morro Agudo estão relacionadas a processos de dolomitização epigenética. A textura de cimentação representa o estágio precoce de substituição dos carbonatos pelos sulfetos, onde os sulfetos preenchem espaços e porosidade ainda com a presença dos carbonatos. Os corpos mineralizados correspondem à sedimentação carbonática em ambiente restrito e agitado, relacionados a fácies litorâneas (a sub-litorâneas) de bacias salinas rasas. A ocorrência de estromatólitos nas diversas posições estratigráficas do depósito corrobora a idéia de exposições subaéreas, já que estes vivem na zona fótica.
- Os valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  em carbonatos tardios, de segunda geração (brancos remobilizados, provenientes de fraturamentos e/ou falhamentos), indicam que sua proveniência se relacionada com fluidos de maior temperatura que percolaram no sistema, possivelmente através de novos condutos profundos, os quais trouxeram água do mar com temperatura acima da que formou os carbonatos primários, de primeira geração (matriz - cinza claros). As falhas e fraturas posteriores (oriundas de movimentos tectônicos) possivelmente foram as responsáveis pela canalização destes fluidos provenientes de regiões mais profundas da bacia.
- O fato dos minérios estarem preenchendo espaços vazios (corpos dolarenítico médio rico em esfalerita e dolarenítico fino rico em galena, em especial), indicam que, para a liberação destes espaços, o fluido que carreou os metais poderia estar

em equilíbrio com o carbonato durante o transporte e, na deposição dos sulfetos, este, inevitavelmente, liberou ácido (o qual não poderia escapar do sistema sem a dissolução do carbonato). Desta forma, a deposição de sulfetos ajudaria na criação de zonas de colapso e abertura de espaços, e a associação entre os minérios e as zonas de colapso, incluindo minério brechados. Leve resfriamento na zona mineralizada também resultaria na dissolução do carbonato assim como seu aquecimento resultaria em recristalização dos carbonatos.

- Os valores em  $\delta^{18}\text{O}$  apresentam assinatura menos negativa para as rochas não mineralizadas do depósito (SAD) e mais negativa para as rochas hospedeiras das mineralizações (DAR, BDAR e BDOL), em especial nas porções mineralizadas. Os valores encontrados para a textura de brechação se relacionam aos clastos destas brechas, referindo-se, assim, a porções não mineralizadas e mais antigas que sua matriz, com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  menos negativos que as porções mineralizadas do depósito.
- A fonte dos fluidos mineralizantes no depósito de Morro Agudo possivelmente é oriunda da água do mar e/ou de águas conatas. Estas águas conatas modificadas devido a longos períodos de tempo alocadas nas rochas metassedimentares são salinas, quentes e são mantidas sob pressão confinante em reservatórios, onde quando liberados por alívio de pressão, transformam-se em fluidos mineralizantes potenciais.
- Os valores mais negativos para  $\delta^{13}\text{C}$  nas porções associadas a maior presença de matéria orgânica deve-se, possivelmente, ao aprisionamento de  $\text{C}^{12}$  pelo processo de fotossíntese.
- O fenômeno de substituição dos carbonatos pelos sulfetos é claramente constatado ao se analisar os resultados analíticos em que a medida que os sulfetos adentram no sistema, os carbonatos são retirados. Tal proporcionalidade ocorre em todos litotipos encontrados no depósito de Morro Agudo.
- Em relação à gênese do depósito, possivelmente pode ter ocorrido diferentes eventos mineralizadores, sendo que as piratas maciças presentes no corpo de minério estratiforme apresentam características que levaram a ser interpretadas como depósitos sedimentares exalativos (SEDEX), todavia o restante do depósito se semelha ao *Mississippi Valley Type* (MVT), com maior semelhança ao sub-tipo *Irish*, proposto por Paradis et al. (2007). O caráter epigenético de suas mineralizações reforça esta tese assim como a associação com rochas carbonáticas, o forte controle estrutural de suas mineralizações e as feições, extremamente comuns, de substituição do carbonato por sulfetos.
- A sequência de evolução genética do depósito de Morro Agudo pode ser descrita, simplificada, da seguinte maneira, de acordo com a figura 5.1.:

A→B: fluidos ricos em metais oriundos da água do mar e/ou águas conatas adentram no sistema através da Falha Principal, uma falha reativada do embasamento;

B→C: Estes fluidos percolam as rochas hospedeiras (dolarenitos e dolomitos), mineralizando estas rochas;

C→D: Possivelmente durante o Ciclo Brasileiro, falhas rúpteis foram geradas as quais segmentaram os corpos mineralizados originando os blocos do depósito de Morro Agudo;

D→E: Pelo fato de se ter gerado aberturas pelo processo de falhamento/faturamento, remobilizações ocorreram no sentido destas estruturas.

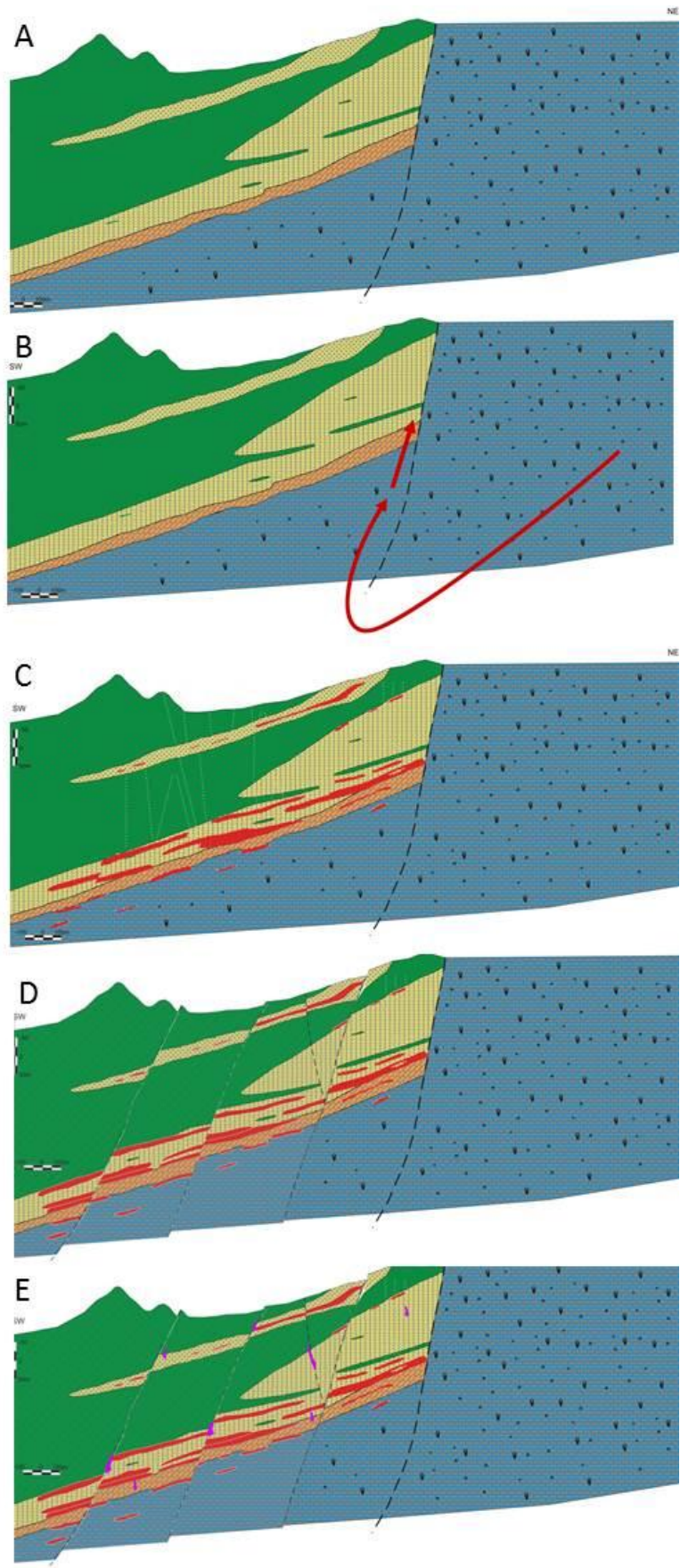


Figura 5.1 – evolução genética esquemática do depósito de Morro Agudo.

## CAPÍTULO 6

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M. 1993. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais – Síntese dos conhecimentos. In: II SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Anais. Salvador, p. 256-259.

Andrew, C.J. 1986. The tectono-stratigraphic controls to mineralization in the Silvermines area, County Tipperary, Ireland, *in* Andrew, C.J., Crowe, R.W.A., Finlay, S., Pennell, W.M., and Pyne, J.F., eds., *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*: Dublin, Irish Association for Economic Geology, p. 377-418.

Andrew, C.J. 1995. The Silvermines district, Co. Tipperary, Ireland: Society of Economic Geologists Guidebook Series, v. 21, p. 247-259.

Arne, D.C., Duddy, I.R., and Sangster, D.F. 1990. Thermochronologic constraints on ore formation at the Gays River Pb-Zn deposit, Nova Scotia, Canada, from apatite fission track analysis: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1013-1022.

Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., Oliveira, T.F., Sanches, A.L., Dardenne, M.A. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research* 112, 303–329.

Azmy, K.; Kaufman, A.J.; Misi, A.; Oliveira, T.F. 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Fomation, São Francisco Basin, Brazil: Implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research*, (3-4):231-248.

Azmy, K., Kendall, B., Creaser, R.A., Heaman, L., Oliveira, T.F. 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constraints, *Precambrian Research*, 164(3-4):160-172.

Banks D.A., Boyce A.J., Samson I.M. 2002. Constraints on the origins of fluids forming Irish Zn-Pb-Ba deposits: Evidences from the composition of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 97:471-480.

Barbosa, O.; Batista, M.B.; Dyer, R.C.; Braun, O.P.C.; Cotta, J.C. 1969. *Geologia e inventário de recursos minerais do Projeto Brasília*. Rio de Janeiro. DNPM/PROSPEC (inédito).

Barbosa, O.; Braun, O.P.C.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM. 140p. (Boletim 136).

Bettencourt, Jorge Silva ; Monteiro, L.V.S. ; Bello, Rosa Maria da Silveira; Oliveira, Tolentino Flávio de ; Juliani, C. 2000 . Metalogênese do Zinco e Chumbo na Região de Vazante Paracatu, Minas Gerais. In: Martins Neto, M., Pinto, C. P. (Org.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Minerais.. 1 ed. : Publicação Especial SBG MG/ CPRM, 2001, v. , p. 161-198.

Bez, L. 1980. Evolução mineralógica e geoquímica do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: Congresso Brasileiro de geologia, 31, Balneário de Camburiú, v.3, p. 1402-1416.

Bradley, M.F., and Krolak, T.E. 1989. The Magmont-West lead-zinc-copper mine (Cominco American Incorporated-Dresser Minerals) Viburnum Trend, southeast Missouri, Mississippi Valley-type mineralization of the Viburnum Trend, Missouri: Society of Economic Geologists Field Conference Guidebook, v. 5, p. 84-95.

Brasier, M.D., Shields, G., Kuleshov, V.N., Zhegallo, E.A. 1996. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia. Geol. Mag. 133, 445–485.

Campos Neto, M. C. 1979. Contribution a l'étude des Bressilides – Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoa et Bambui dans LouestL'ouest – Nord-Quest Letatde L'état de Minas Gerais (Bresil) – Depsrt. Geotect. Univ. Pierre et Marie Curie (Tese), 155p.

Campos Neto, M. C. 1984a. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoa (Região Vazante-Lagamar, MG). Revista Brasileira de Geociências, 14(2):81-91.

Campos Neto, M. C. 1984b. Geometria e fases de dobramento brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais: Revista Brasileira de Geociências, 14 (2): 60-68.

Cassedane J. 1969. 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.

Cassedanne, J. & Cassedanne, J. O. 1971. Note sur la minéralisation des dolomies pseudoolithiques de la Fazenda Traíras (Municipe de Paracatu-MG). An. Acad. Bras. Ciênc., 43:619-625.

Chapman, L.H. 2004. Geology and mineralization styles of the George Fisher Zn-Pb-Ag deposit, Mount Isa: ECONOMIC GEOLOGY, v. 99, p. 233–255.

Chagnon, A., St. Antonoin, P., Savard, M.M., and Héroux, Y. 1998. Impact of Pb-Zn sulfide precipitation on the clay mineral assemblage in the Gays River deposit, Nova Scotia, Canada: *Economic Geology*, v. 93, p. 779-792.

Cloud, P. E. & Dardenne, M. A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 84, p. 1673 – 1676).

Cunha, I. A.; Coelho, C. E. S.; Misi, A. 1998. Preliminary study of fluid inclusions of lead and zinc mineralizations of Morro Agudo-MG. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belo Horizonte-MG, Anais, p. 176.

Cunha I.A. 1999. *Estudo Petrográfico e de Inclusões Fluidas das Fácies Mineralizadas em Sulfetos de Morro Agudo, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 126p.

Cunha, I.A., Coelho, C.E.S., Misi, A. 2000. Fluid inclusion study of the Morro Agudo Pb–Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 318– 321.

Cunha, I.A., Misi, A., Babinski, M. 2001. Lead isotope signatures of galenas from the Morro Agudo Pb–Zn deposits, Minas Gerais, Brazil. In: Misi, A., Teixeira, J.B.G. (Eds.), *Proterozoic Base Metal Deposits of Africa and South America. Proceedings of the First IGCP 450 Field Workshop*. CNPq/UNESCO/IUGS, Belo Horizonte and Paracatu (MG), Brazil, pp. 45– 47.

Dardenne, M. A. 1972a. A mineralização sulfetada de Pb-Zn de Morro Agudo (MG-Brasil). In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, Resumos, Boletim 1, p. 55-56.

Dardenne, M. A. 1972b. Os recifes algais da região de Vazante (MG). In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, Resumos, Boletim 1, p. 247-248.

Dardenne, M. A. 1974. Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, Resumos, p. 182-185.

Dardenne, M. A. 1976. Tipos de depósitos de chumbo e zinco no Grupo Bambuí de Minas Gerais. In: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Resumos, p. 289.

Dardenne, M. A. 1978a. Zonação tectônica na borda Ocidental do Craton do São Francisco. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, Recife, v.1, p. 299.

Dardenne, M. A. 1978b. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, Recife, v.2, p. 597 – 610.



Dardenne, M. A. 1979. Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambui et leur contexte géologique. Paris, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), Thèse de Doct. Etat., 275 p.

Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambui na Faixa dobrada Brasília. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Anais, CPM/SBG, p. 140 – 157.

Dardenne, M. A.; Freitas-Silva, F.H.; Souza, J.C.F. & Campos, J.E.G. 1998. Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Vazante no Contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, Anais, SBG-MG, p. 26.

Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds.). Tectonic Evolution of South America. Edição Especial 31st Interbational Geological Congress. SBG/Rio de Janeiro, p. 231-263.

Dardenne M.A. & Freitas-Silva F.H. 1998. Depósitos Pb-Zn- F-Ba do Supergrupo São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Resumos Expandidos, 133.

Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H. 2000. Pb-Zn ore deposits of Bambui and Vazante groups, in São Francisco Craton and Brasilia Fold Belt, Brazil. In: A. Misi & M. G. Silva (eds.). Base Metal Deposits of Brazil, 76-83.

Dardenne,M.A.; Campos,J.E.G.; Campos Neto,M.C. 2005. Estromatólitos colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar, MG - Registro de construções colunares dolomíticas por cianobactérias no Proterozóico do Brasil. In: Winge,M. et al. (Edit.) - Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publ. na Internet em 10/08/2005 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio074/sitio074.pdf>

Dardenne,M.A. 2005. Conophytos de Cabeludo, Grupo Vazante, MG - Construções dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico. In: Winge,M. et al. (Edit.) - Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publ. na Internet em 03/08/2005 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio073/sitio073.pdf>

Dill and Sachsenhofer, et al.,2008 – The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic by Tom McCann – pag. 1396

Fischel, D.P., Pimentel, M.M., Fuck, R.A. and Armstrong, R. 2001. U–Pb SHRIMP and Sm–Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba granite: Juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília belt, Goiás, central Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências **73** 3, pp. 445–460.

Freitas-Silva F.H., Dardenne M.A. 1992a. Quadro estratigráfico das formações Vazante e Paracatu na região de Paracatu – MG. REM, 45:91-93.

Freitas-Silva F.H. & Dardenne M.A. 1992b. Evolução estrutural das formações Paracatu e Vazante na região de Paracatu – MG. REM, 45:57-59.

Freitas-Silva, F.H., Dardenne, M.A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from the Morro do Ouro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits. I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Brazil, pp. 118–120.

Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Anais, SBG, 184 –187, Brasília.

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: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. SBG, SGM, CNPq, Salvador, p. 161 – 186.

Gonzaga, G. M. & Tompkins L. A. 1991. Geologia do Diamante. In: Cap. IV de Principais Depósitos Minerais do Brasil., Vol. IV Parte A - Gemas e Rochas Ornamentais. Coord. Geral: Carlos Schobbenhaus, Emanuel de Teixeira Queiroz e Carlos Eduardo da Silva Coelho, DNPM/CPRM, Brasília, DF., p56, 60, 83, 86, 88.

Goodfellow, W. D.; Lydon, J. W.; Turner, R. J. WW. 1993. Geology and Genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits. In: Kirkhan, R. V.; Sinclair, W. D.; Thorpe, R. I; Duke, J. M. (eds) – Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canadá, Special Paper, 40, p. 201 – 251.

Goodfellow, W.D., and Lydon, J.W. 2007. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 163-183.

Hitzman, M.W. and Beaty, D.W. 1996. The Irish Zn-Pb(-Ba) orefield, in Sangster, D.F., ed., Carbonate-hosted lead-zinc deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Number 4, p. 112-143.

Hitzman, M. W. & Large, D. 1996. A review and classification of the Irish carbonate-hosted base metal deposits. In: Andrew, C. J., Crowe, R. W. A., Finlay, S., Pennell, W. N., Pyne, J. F. (Eds.).

Geology and Genesis of mineral deposits in Ireland. Irish Association for Economic Geology, 419-439.

Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R., and Carman, C.E. 2003. Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits, *Economic Geology*, 98, 685-714.

Hitzman, M.W., Thorman, C.H., Romagna, G., Oliviera, T.F., Dardennes, M.A., and Drew, L.J. 1995. The Morro Agudo Zn-Pb deposit, Minas Gerais, Brazil: a Proterozoic Irish-type carbonate-hosted Sedex-replacement (Irish-type) deposit [abs.]: Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans, Abstracts with Program, v. 27, no. 6, p. a-408.

Hoffman, P., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball earth. *Science* 281, 1342–1346.

Iyer, S.S., Hoefs, J., Krouse, H.R. 1992. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: implications for ore genesis. *Economic Geology*, 87, 437– 443.

Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.R., Chemale, F., Jr. 1995. Highly (super 13) C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí group, Brazil. *Precam. Res.* 73, 271–282.

Jacobsen S.B. & Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161:37-57.

Kaufman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precam. Res.* 49, 301–327.

Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implication for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120 p. 409-430.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precam. Res.* 73, 27– 49.

Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland. *Nature* 321, 832–838.

Kontak, D.J. 1992. A preliminary report on geological, geochemical, fluid inclusion and isotopic studies of the Gays River Zn-Pb deposit, Nova Scotia: Nova Scotia Department of Natural Resources Open-File Report 92-014, 223 p.

Kontak, D.J., Farrar, E., and McBride, S.L. 1994.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of fluid migration in a Mississippi Valley-type deposit: The Gays River Zn-Pb deposit, Nova Scotia, Canada: *Economic Geology*, v. 89, p. 1501-1517.

Land, L.S. 1992. The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues. In: Clauer, N., Chaudhuri, S. (Eds.), *Isotopic Signature of Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Science* 43, 49–68.

Leach, D.L. and Sangster, D.F. 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 289-314.

Leach, D.L., Sangster, D.F. Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J., and Walters, S. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective: *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 561-608.

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, Anais, 2: 622 - 631.

Madalosso, A. 1979. Stratigraphy and sedimentation of the Bambui Group in Paracatu region, MG, Brazil: Unpublished M.A. thesis, Rolla, University of Missouri, 127 p.

Madalosso A. 1980. Aspectos da diagênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na Região de Paracatu (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Anais, 4:2069-2081.

Magaritz, M., Holser, W.T., Kirschvink, J.L. 1986. Carbonisotope events across the Precambrian–Cambrian boundary on the Siberian platform. *Nature* 320, 258– 259.

Maria E. S. D. Giustina, Claudinei G. de Oliveira, Marcio M. Pimentel, Luciana V. de Melo, Reinhardt A. Fuck, Elton L. Dantas, and Bernhard Buhn, 2009. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil (in Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution). *Geological Society Special Publications*, 323 255-269.

McClay, K.R. 1991. Deformation of stratiform Zn-Pb (barite) deposits in the northern Canadian Cordillera. *Oreg. Geol. Rev.*, 6:435-462.

Misi, A., Veizer, J., Kawashita, K. & Dardenne, M. A. 1997. The age of neoproterozoic carbonate platform sedimentation based on  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  determinations, Bambuí and Uma Groups, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, Extended Abstracts*, pp. 199-200.

Misi, A. 1999. Um modelo de evolução metalogenética para os depósitos de zinco e chumbo hospedados em sedimentos proterozóicos de cobertura do Cráton do São Francisco (Bahia e Minas Gerais). Tese Professor Titular, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA, 151 pp.

Misi, A. , Iyer, S. S. , Coelho, C. E. S. , Tassinari, C. C. G. , Franca-Rocha, W. J. S. , Cunha, I. A. , Gomes, A. S. R. , Oliveira, T. F. , Teixeira, J. B. G. and Conceição Filho, V. M. 2005. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits of the Neoproterozoic Bambuí Group and Correlative Sequences, São Francisco Craton, Brazil: A Review and a Possible Metallogenic Evolution Model. *Ore Geology Reviews* vol. 26 , p. 263 - 304

Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., Iyer, S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South América. *Chemical Geology* 237 (2007) 143–167.

Monteiro L.V.S. 2002. Modelamento Metalogenético dos depósitos de Zn de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG/USP, 319p.

Monteiro, L. V. S.; Bettencourt, J. S., Graça, R. 1996. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn e Pb da Mina de Vazante (MG): Um estudo preliminar. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, SBG, 5: 501-503.

Monteiro, L. V. S.; Bettencourt, J. S., Spiro, B. 1998a. Geotermometria, Evolução fluidal e gênese da mineralização willemítica da Mina de Vazante, MG. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Anais, p. 142.

Monteiro, L. V. S.; Bettencourt, J. S., Graça, R. 1998b. Petrografia e quimismo mineral das mineralizações de vazante, MG. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Anais, p. 157.

Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., de Oliveira, T.F. 2000. The Vazante, Ambrósia, and Fagundes (MG, Brazil) Neoproterozoic epigenetic zinc deposits: similarities, contrasting features, and genetic implications. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, Abstract volume.

Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Oliveira, T.F. 2006. Geology, petrography, and mineral chemistry of the Vazante, Ambrósia, and Fagundes Neoproterozoic carbonate-hosted Zn–(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews* 28, 201–234.

Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J S., Juliani, C., de Oliveira, T. F. 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. *Gondwana Research* vol. 11, p. 362–381.

Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Eclog. Geol. Helv.*, 65, p. 185 – 195.

Nogueira, G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG- Formação Vazante- Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 134p.

Nogueira, G.M.S.; Dardenne, M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG. *Bol. Res. Exp., Cong. Brás. Geol.*, 37, SBG, São Paulo, 1, p. 70-71.

Ohmoto, H. 1986. Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits – In: Valley, J. W.; Taylor, H. P.; Jr & O’Neil, J. R. (eds) – *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes.*, *Reviews in Mineralogy.*, 16, Mineralogical Society Of America, p. 491 – 560.

Ohmoto, H., & Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulphur and carbon. In: H.L.Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, p. 509-567.

Oliveira, T.F. de. 1998. As Minas de Vazante e de Morro Agudo. *Workshop depósitos minerais brasileiros de metais base. Universidade Federal da Bahia e Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), Salvador*, pp. 48– 57.

Pan, H., Symons, D.T.A., and Sangster, D.F. 1993. Paleomagnetism of the Gays River zinc-lead deposit, Nova Scotia: Pennsylvanian ore genesis: *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 1159-1162.

Pannalal, S.J., Symons, D.T.A., and Sangster, D.F. 2008a. Paleomagnetic evidence for an Early Permian age of the Lisheen Zn-Pb-Ag deposit, Ireland: *Economic Geology*, v. 103, p. 1641-1655.

Paradis, S., Hannigan, P., and Dewing, K. 2007. Mississippi Valley-type (MVT) lead-zinc deposits, in Goodfellow, W. D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types*, District

Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 185-203.

Parenti Couto, J. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Iyer, S. S., Moraes, N. M. P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1 no 1, p. 5-16.

Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Viana, M.G., Costa Lima Goia, S.M.C.L., Jungle, S., Seer, H.J. 2001. Nd Isotopes and the provenance of the sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 571–585.

Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armstrong, R.A. 2004. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research* 132, 133–153.

Ravenhurst, C.E., Reynolds, P.H., Zentilli, M., Krueger, L.W., and Blenkinsop, J. 1989. Formation of Carboniferous Pb-Zn and barite mineralization from basin-derived fluids, Nova Scotia, Canada: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 84, p. 1471–1488.

Robinson, B. H., Leblanc, M., Petit, D., Brooks, R. R., Kirkman, J. H., and Gregg, P. E. H. 1998. The potencial of *Thlaspi caerulescens* for phytoremediation of contaminated solis. *Plant Soil*. 203, 47-56

Rodrigues, Joseneusa Brilhante 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Brasília, DF, 2008. 141 f. Tese (Doutorado em Geologia)-Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, DF.

Romagna, G., Costa, R.R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho C.E. (Eds.), *Principais Depo´ sitos Minerai s do Brasil*.

Rosen M.R. & Holdren JR. G.R. 1986. Origin of dolomite cement in Chesapeake Group (Miocene) siliciclastic sediments: an alternative model to burial dolomitization. *J. Sediment. Petrol.*, 56(6):788-798.

Russell, M. J. 1978. Downward-excavating hydrothermal cells and Irish-type ore deposits: Importance of na underlying thick Caledonian prism: *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, v.87, p.168-171.

Sangster, D.F. 1990. Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination: *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, B99, p. 21-42.

Sangster, D.F., and Hillary, E.M. 2000. SEDEX lead-zinc deposits – proposed sub-types and their characteristics: *Exploration and Mining Geology*, v. 7, p. 341-357.

Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 1997. A carbon isotope stratigraphic marker in the Bambuí Group, Brazil, In: Anais South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, Brazil, pp. 283–285.

Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Groups. *Precambrian Research* 104, 107–122.

Santos R.V., Alvarenga C.J.S. de, Babinski M., Ramos M.L.S., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A. & Noce C.M. 2004. Carbon isotope of Mesoproterozoic- Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, 18:27-39.

Schneider, J., von Quadt, A., Wilkinson, J.J., and Boyce, A.J. 2007. Age of the Silvermines Irish-type Zn-Pb deposit from direct Rb-Sr dating of sphalerite, *in* Andrew, C.J., ed., *Digging deeper*;

Shearley, E., Redmond, P., Goodman, R., and King, M. 1995. A guide to the Lisheen Zn-Pb deposit: *Society of Economic Geologists Guidebook Series v. 21*, p. 123-137.

Sherlock, R.L., Lee, J.K.W., and Cousens, B.L. 2004. Geologic and Geochronologic Constraints on the Timing of Mineralization at the Nanisivik Zinc-Lead Mississippi Valley-Type Deposit, Northern Baffin Island, Nunavut, Canada: *Economic Geology*; March 2004; v. 99; no. 2; p. 279-293.

Souza J.C.F. 1997. Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, IG, Universidade de Brasília, Brasília, 75p.

Sutherland, R.A., and Dumka, D. 1995. Geology of the Nanisivik mine, N.W.T., Canada: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, v. 22, p. 4-18.

Suszczyński, E. F. 1975. Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia. Rio de Janeiro, Interciência, 533p.

Symons, D.T.A., and Arne, D.C. 2005. Paleomagnetic constraints on Zn-Pb ore genesis of the Pillara Mine, Lennard Shelf, Western Australia: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 944-959.

Symons, D.T.A., Pannalal, S.J., Kawasaki, K., Sangster, D.F., and Stanley, G.A. 2007. Paleomagnetic age of the Magcobar Ba deposit, Silvermines, Ireland, *in* Andrew, C.J., ed., *Digging deeper*; proceedings of the ninth biennial meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, Ireland, 20th-23rd August 2007: Dublin, Irish Association for Economic Geology, p. 377- 380.



Taylor, S. 1984. Structural and paleotopographic controls on lead-zinc mineralization in the Silvermines Orebodies, Republic of Ireland. *Economic Geology* 79, pp 529-548.

Thorman, C. H. & Hitzman, M. W. 1996. New ideas regarding the origin and tectonic setting of Mineral deposits (Morro Agudo Zn-Pb and Morro do Ouro Au) in the Paracatu-Vazante Fold Belt, MG. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos extendidos, SBG, Salvador, p. 344-346.

Tompkins, LA., Gonzaga.G.M. 1989. Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Econ.Geol.*, 84:591-602.

Torquato, J.R.F. 1980. Aplicações do estudo de isótopos de carbono e oxigênio ao estudo do Precambriano brasileiro. Tese Concurso Professor Titular, Universidade Federal do Ceará, 268p.

Viviani, C., Almeida, D.R., Romagna, G., Lopes, J.A., de Souza, J.C.F., de Oliveira, T.F., Bessa, V. 2001. The Vazante and Morro Agudo Zn–Pb mines, Minas Gerais, Brazil. In: Misi, A., Teixeira, J.B. (Eds.), *Proterozoic Base Metal of Africa and South America*. CNPq and UNESCO/IUGS, Belo Horizonte, pp. 115–132.

# **ANEXO 1**

## **Resultados geoquímica**

Amostra	63047_01	63047_03	63047_05	63047_07	63047_09	63047_11	63047_15	63047_17	63047_19	63047_21	63047_23
Litotipo	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD
Corpo Min.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Textura	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wt%											
SiO <sub>2</sub>	1,55	1,36	1,27	1,60	1,32	1,46	1,83	1,60	1,92	1,95	1,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	1,57	2,22	1,24	1,86	2,3	1,56	1,68	0,45	1,22	3,16
SO <sub>2</sub>	0,04	1,26	0,01	0,05	0,51	0,02	0,03	0,05	0,39	0,05	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03
K <sub>2</sub> O	0,71	0,68	0,72	0,47	0,81	0,78	0,54	0,8	0,27	0,54	1,05
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
CaO	52,00	49,46	51,18	53,58	49,71	49,92	53,12	54,25	57,38	51,53	34,13
MgO	38,65	40,92	38,16	38,50	39,54	41,72	41,13	39,15	37,48	42,90	51,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	3,27	2,8	1,84	2,21	2,21	1,53	1,86	0,99	0,97	2,53
Pb	0,0009	0,0019	0,0002	0,0003	0,0002	0,0003	0,0003	0,0003	0,0029	0,0002	0,0002
Zn	0,0041	0,0031	0,0042	0,0027	0,0037	0,0039	0,0024	0,0028	0,0156	0,0015	0,0062
M.O.	0,33	0,13	0,32	0,24	0,36	0,14	0,02	0,05	0,10	0,07	0,50
Total	96,64	98,71	96,75	97,55	96,37	98,61	99,80	99,49	99,03	99,25	94,94
ppm											
Ag	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	4	14	4	11	7	3	1	7	3	1	2
Ba	60	90	110	80	550	130	80	160	60	50	20
Be	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	0,8	0,25	0,25	1
Bi	b.d.	3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cd	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	1	0,25	0,25
Co	6	30	6	7	16	6	3	5	4	1	8
Cr	18	18	21	12	20	22	15	16	6	9	25
Cu	42	147	1	107	169	2	15	120	11	4	33
Ga	b.d.	b.d.	10	b.d.	10	10	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	10
Hg	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1
La	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Mn	344	547	444	579	376	360	378	561	4060	337	761
Mo	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ni	15	15	18	11	18	17	10	11	12	5	18
P	320	360	410	280	480	400	260	310	250	160	300
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sc	4	5	5	4	5	6	4	5	3	3	7
Sr	77	79	78	79	74	55	71	70	74	71	40
V	22	21	26	18	26	29	23	25	15	17	57

Amostra	63047_29	63047_31	63047_33	63047_37	63047_39	63047_41	63047_43	63047_45	63047_47	63047_49	63047_51
Litotipo	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD	SAD
Corpo Min.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Textura	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wt%											
SiO <sub>2</sub>	1,08	1,01	1,96	1,74	1,70	1,51	1,73	1,78	1,50	1,60	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,81	0,05	0,45	1,33	1,78	1,46	1,29	0,97	0,81	0,55
SO <sub>2</sub>	0,01	0,005	0,005	0,04	0,15	0,12	0,05	0,08	0,23	0,69	0,53
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,22	0,05	0,05	0,27	0,56	0,93	0,73	0,72	0,66	0,57	0,38
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
CaO	55,23	58,68	48,45	57,64	53,36	54,26	53,59	53,24	55,20	55,70	57,62
MgO	39,98	26,26	43,97	38,37	39,19	37,65	39,84	39,96	35,90	38,40	36,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27	10,95	0,77	1	1,95	1,89	1,49	1,34	1,19	1,29	0,95
Pb	0,0079	0,0016	0,0009	0,0004	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003	0,001	0,0029	0,0051
Zn	0,0084	0,0083	0,0024	0,001	0,0035	0,0036	0,0027	0,0022	0,0012	0,0093	0,003
M.O.	0,59	0,20	3,91	0,04	0,15	0,16	0,10	0,14	0,39	0,08	0,17
Total	99,68	97,99	99,19	99,58	98,44	98,37	99,03	98,59	96,07	99,18	98,25
ppm											
Ag	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	3	1	11	1	3	5	3	5	6	7	5
Ba	20	10	30	110	250	350	260	150	130	50	40
Be	0,25	0,5	0,25	0,25	0,25	0,5	0,5	0,5	0,25	0,25	0,25
Bi	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cd	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,6	0,25
Co	1	0,5	0,5	1	4	6	3	5	6	3	3
Cr	4	8	2	5	11	15	12	10	8	7	5
Cu	6	0,5	33	6	52	19	11	6	7	4	5
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	5	5	5	5	10	10	10	10	10	10	5
Mn	2430	3420	638	338	575	326	377	328	508	866	371
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1
Ni	2	2	1	3	12	13	8	8	10	8	9
P	150	460	80	130	330	350	260	290	280	120	100
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sc	2	2	1	2	4	5	4	3	3	3	3
Sr	44	90	87	99	108	84	92	88	70	51	32
V	12	24	8	9	17	24	20	17	14	9	15

Amostra	63047_55	63047_61	63047_65	63047_67	63047_73	63047_75	63047_77	63047_79	63047_83	63047_85	63047_87
Litotipo	DAR	DAR	DAR	BDAR	DAR	BDOL	BDOL	BDOL	BDOL	SAD	SAD
Corpo Min.	DAR fino	DAR médio	DAR médio	Brechado	DAR médio	Brechado	Brechado	Brechado	Brechado	-	-
Textura	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Brechação	Substituição	Brechação	Brechação	Brechação	Brechação	-	-
wt%											
SiO <sub>2</sub>	2,02	2,06	2,13	1,85	2,33	2,47	2,49	2,61	1,56	0,90	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,08	0,12	0,05	0,02	0,02	0,07	0,02	0,91	0,19
SO <sub>2</sub>	1,1	0,9	1,5	6,27	0,7	0,005	0,005	0,005	15	0,26	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,05	0,06	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,66	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,005	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	55,44	57,46	57,92	52,95	58,29	58,87	58,29	57,68	35,15	58,10	56,55
MgO	33,33	35,02	34,40	30,74	34,95	35,82	36,11	36,54	25,74	32,60	37,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,56	2,56	3,61	6,29	2,81	1,94	1,63	0,72	21,9	1,05	2,1
Pb	0,0341	0,242	0,0308	0,451	0,0072	0,0031	0,0067	0,0018	0,0666	0,0038	0,0044
Zn	1,54	1,135	0,0917	0,462	0,0904	0,0119	0,0273	0,0285	0,0488	0,0102	0,0046
M.O.	0,35	0,05	0,02	0,07	0,06	0,07	0,13	0,21	0,04	3,19	0,07
Total	96,46	99,49	99,84	99,28	99,35	99,24	98,73	97,93	99,55	97,71	99,34
ppm											
Ag	b.d.	b.d.	0,2	1,7	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,6	0,3	0,2
As	1	1	2	24	2	1	1	1	32	3	1
Ba	10	10	40	50	10	5	5	10	10	290	60
Be	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Bi	b.d.	b.d.	2	2	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	4	b.d.	b.d.
Cd	87,8	77,8	6,3	40,4	3,1	0,6	1,8	1,2	1,5	0,7	0,25
Co	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	1	1	0,5	20	2
Cr	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	12	2
Cu	0,5	0,5	0,5	2	0,5	0,5	0,5	0,5	7	38	1
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	2	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	5	5	5	5	5	5	5	5	5	10	5
Mn	3960	3590	3990	2530	4080	3310	2600	1085	1720	654	1275
Mo	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ni	0,5	0,5	0,5	4	1	0,5	0,5	0,5	2	17	3
P	70	130	60	350	1490	150	40	130	170	330	140
Sb	4	b.d.	b.d.	5	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	4	b.d.	b.d.
Sc	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	10	1
Sr	55	37	51	70	72	52	38	51	47	66	102
V	5	7	6	6	10	1	0,5	1	4	33	5

Amostra	7044_03	7044_05	7044_07	7044_09	7044_11	7044_13	7044_15	7044_17	7044_19	7044_21	7044_25
Litotipo	SAD	DAR	DAR	DAR	SAD	DAR	DAR	DAR	DAR	DAR	DAR
Corpo Min.	-	Silicificado R.	Silicificado R.	Silicificado R.	-	Silicificado R.	Silicificado R.	Estratiforme	Estratiforme	Estratiforme	Estratiforme
Textura	-	Cimentação	Cimentação	Cimentação	-	Cimentação	Cimentação	Substituição	Substituição	Substituição	Substituição
wt%											
SiO <sub>2</sub>	1,58	4,77	5,93	4,99	0,89	5,63	6,01	2,04	3,24	3,77	4,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,03	0,09	0,11	0,08	0,03	0,48	0,06	0,1	0,04	0,01
SO <sub>2</sub>	0,38	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,53	0,5	8,985	15	15
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,31	0,02	0,05	0,07	0,06	0,02	0,32	0,03	0,06	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	53,20	58,20	57,10	56,90	50,98	57,03	55,81	58,90	48,07	43,80	40,75
MgO	34,01	32,55	32,85	33,02	43,59	32,80	33,03	32,64	28,91	27,30	22,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	4,27	3,93	4,39	3,96	3,8	1,12	4,86	4,39	9,66	10,6
Pb	0,0026	0,0045	0,0009	0,0014	0,0105	0,0003	0,343	0,0031	0,0986	0,0487	0,313
Zn	0,0366	0,079	0,011	0,0261	0,0455	0,0065	0,241	0,0748	6,11	0,046	6,17
M.O.	0,65	0,05	0,02	0,43	0,32	0,60	1,90	0,78	0,03	0,27	0,61
Total	93,46	100,00	100,00	99,95	99,96	99,94	99,80	99,92	100,00	99,97	99,94
ppm											
Ag	0,2	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,2	0,4	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	2	2	1	1	1	1	5	1	7	5	10
Ba	10	5	5	30	120	10	140	160	60	20	10
Be	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Bi	2	b.d.	b.d.	2	2	2	2	3	b.d.	2	3
Cd	0,6	1,6	0,25	0,25	1,4	0,25	11,6	2,9	338	2	447
Co	2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	4	0,5	0,5	0,5	0,5
Cr	3	0,5	0,5	1	0,5	0,5	4	1	1	2	1
Cu	15	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	12	2	5	0,5	4
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	0,5	1	0,5	0,5	1	0,5	1	0,5	8	0,5	7
La	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn	4020	7760	6450	7190	6830	5980	910	6810	2470	3980	1660
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ni	3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	8	0,5	3	0,5	0,5
P	330	250	140	150	110	100	1060	1620	270	1050	350
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sc	3	0,5	0,5	1	0,5	0,5	2	0,5	0,5	0,5	0,5
Sr	43	123	52	87	120	643	79	221	123	1020	198
V	11	3	2	5	5	6	8	4	3	10	3

Amostra	7044_27	7044_29	7044_31	7044_39	7044_41	7044_45	7044_47	7044_49	7044_51	7044_53	7044_55
Litotipo	DAR	DAR	DAR	SAD	SAD	SAD	SAD	DAR	DAR	DAR	DAR
Corpo Min.	Estratiforme	Estratiforme	Estratiforme	-	-	-	-	DAR médio	DAR médio	DAR médio	DAR médio
Textura	Substituição	Substituição	Substituição	-	-	-	-	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Cimentação
wt%											
SiO <sub>2</sub>	4,43	3,03	2,99	2,02	2,23	0,97	2,25	2,25	1,94	2,22	1,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04	0,06	0,5	1,28	1,25	0,39	0,11	0,07	0,03	0,03
SO <sub>2</sub>	7,15	6,32	4,27	0,14	0,12	1,07	0,8	0,005	5,86	0,005	9,16
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,24	0,53	0,85	0,2	0,07	0,03	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	42,00	52,40	53,11	57,24	51,43	58,80	56,60	59,52	48,94	58,24	42,88
MgO	26,72	30,94	31,25	36,36	41,26	33,95	36,00	35,66	30,07	35,52	28,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	6,67	5,84	1,11	0,96	1,55	1,89	2,18	2,24	2,01	5,01
Pb	3,37	0,0237	0,189	0,0012	0,0068	0,0018	0,103	0,004	0,0731	0,0019	0,0156
Zn	12,55	0,275	0,662	0,0161	0,0329	0,0076	0,361	0,074	10,45	0,576	9,24
M.O.	0,69	0,24	1,38	0,21	0,19	1,39	1,25	0,01	0,03	0,12	0,29
Total	99,93	99,98	99,79	97,86	98,07	99,86	99,87	99,90	99,72	98,76	97,06
ppm											
Ag	1,9	b.d.	b.d.	0,2	b.d.	b.d.	0,2	b.d.	0,3	b.d.	0,4
As	3	5	7	1	1	13	1	1	2	1	7
Ba	30	20	30	60	90	100	120	20	20	10	10
Be	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,6	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Bi	b.d.	2	3	b.d.	2	b.d.	b.d.	2	2	3	3
Cd	806	22,5	46,7	1	1,9	0,5	32,2	3,6	644	30,9	482
Co	1	0,5	0,5	1	2	11	2	1	5	0,5	0,5
Cr	0,5	1	0,5	4	6	10	5	0,5	2	0,5	0,5
Cu	7	0,5	0,5	0,5	11	53	4	1	7	0,5	3
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	19	1	1	1	0,5	0,5	1	0,5	2	1	13
La	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn	1840	2720	5270	632	416	387	2950	4280	3510	3520	2990
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	1	0,5	0,5
Ni	1	0,5	1	2	6	21	4	2	7	0,5	0,5
P	290	110	380	210	270	330	510	270	60	60	90
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	9	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sc	0,5	0,5	0,5	2	4	5	1	0,5	0,5	0,5	0,5
Sr	201	251	252	137	85	55	63	70	27	43	50
V	0,5	10	5	9	18	21	11	12	0,5	3	2

Amostra	7044_57	7044_59	7044_61	7044_63	7044_65	7044_71	7044_73	7044_75	7044_77	7044_79
Litotipo	DAR	DAR	DAR	DAR	DAR	DAR	DAR	BDAR	BDAR	BDOL
Corpo Min.	DAR médio	DAR médio	DAR médio	DAR médio	DAR médio	DAR médio	DAR médio	Brechado	Brechado	Brechado
Textura	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Cimentação	Brechação	Brechação	Brechação
wt%										
SiO <sub>2</sub>	2,26	2,24	2,22	2,23	2,19	2,15	2,29	2,05	2,49	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04	0,02	0,06	0,02	0,04
SO <sub>2</sub>	0,005	1,6	1,2	1,1	1,6	3,3	0,8	4,3	0,6	0,5
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	58,59	57,35	57,04	52,10	50,73	53,70	57,30	54,70	59,60	58,96
MgO	36,16	33,60	34,41	39,57	38,95	32,25	34,35	28,75	33,60	34,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5	2,39	2,42	2,56	2,23	2,74	2,32	2,37	0,78	2,47
Pb	0,0005	0,0042	0,0119	0,0023	0,28	0,0045	0,0044	0,005	0,0007	0,0023
Zn	0,394	2,57	2,01	1,83	2,65	4,34	1,46	6,8	0,712	0,493
M.O.	0,00	0,02	0,05	0,49	1,20	0,13	0,40	0,83	1,91	0,77
Total	99,96	99,83	99,49	99,95	99,87	98,69	98,97	99,91	99,74	99,91
ppm										
Ag	b.d.	b.d.	0,2	b.d.	0,2	0,4	b.d.	0,7	0,2	b.d.
As	1	1	3	1	1	1	1	3	1	1
Ba	5	10	50	5	5	10	5	20	5	5
Be	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Bi	b.d.	2	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	3
Cd	23,6	150	126,5	101,5	112,5	193	60,9	274	32,5	22,7
Co	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	1	1
Cr	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	1
Cu	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	4	0,5	0,5
Ga	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hg	1	5	3	1	2	2	1	13	1	1
La	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn	4240	3620	3900	4330	3560	2930	3330	2610	1045	3420
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ni	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	1
P	240	50	140	160	80	50	100	190	150	160
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2	b.d.	b.d.	2	b.d.	b.d.
Sc	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Sr	69	58	54	49	36	39	40	72	45	58
V	3	1	2	1	5	3	4	3	2	5



