AS MINERALIZAÇÕES DE CHUMBO-ZINCO NO EMBASAMENTO CAMBRIANO DA MINA LES MALINES (FRANÇA)*

HOMERO LACERDA**

ABSTRACT Most of the sulphide ores now mined in the Les Malines mine come from Pb-Zn deposits in the cambrian dolomitic basement. Detailed study of the ore bodies reveals two main types of mineralization: 1) syngenetic, stratiform ore bodies, with records of all the main events of the geological history of the host rocks; cambrian sedimentation (features of sedimentation and diagenesis); hercynian orogeny (features of deformation and metamorphism); and post-schistosity fracturation (small-scale tectonic remobilization); 2) epigenetic, highly variable form ore bodies, formed by the infilling of post-hercynian paleo-karstic cavities. It is proposed to consider that the early syngenetic mineralization supplied the post-hercynian karstic traps with base metals. It is to be noticed that the syngenetic ores are found reworked as fragments in the karst in-fillings.

INTRODUÇÃO A mina Les Malines, principal produtora de chumbo-zinco da França, situa-se a 45 km a NW de Montpellier, próximo às cidades de Ganges e Le Vigan. Do ponto de vista geológico, ela está situada na borda sudeste do maciço central francês, onde as formações paleozóicas deformadas e metamorizadas deste maciço constituem um embasamento para a cobertura sedimentar mesozóica (Fig. 1). A mina Les Malines é explotada sem interrupção desde 1941 pela SMM de Penñarroya, que continua desenvolvendo trabalhos de prospecção nas vizinhanças da mina. Esta última representa uma concentração metalífera estimada (explotada + reservas) em 1 milhão de toneladas de metal contido (Pb+Zn), com uma relação Zn/Pb = 6 e um teor médio de 7% (Pb + Zn). A produção em 1980 era de 1200 toneladas/dia de minério, beneficiado por flotação diferencial.

O embasamento cambriano da mina Les Malines (Fig. 2 e 3) é formado por metagrauvacas feldspáticas, ardósias (meta-argilitos) e dolomitos (Michaud 1970, Verraes 1979). Este embasamento sofreu a orogênese hercyniana, cujo clímax do metamorfismo ocorreu entre 330 e 340 m.a. (Burg & Matte, 1978). Esta orogênese termina com uma fase de deformação rígida, durante a qual se originaram as grandes falhas da região. Estes terrenos estiveram emersos desde o Permiano até o Triássico Inferior, quando começa a sedimentação da cobertura, controlada pela reativação das falhas tardi-hercynianas. Os sedimentos triássicos são constituídos essencialmente por conglomerados, siltitos e argilitos, sendo localmente evaporíticos. Eles são recobertos por dolomitos do Jurássico Inferior (*Hettangien*), que encerram este ciclo de sedimentação. Do Jurássico Inferior (*Hettangien* Superior) ao Jurássico Médio (*Bathonien*) a região sofreu novo período de emergência provocado por uma nova reativação das falhas tardi-hercynianas. A sedimentação marinha carbonatada recomeça no Jurássico Médio prosseguindo, com algumas lacunas, até o Jurássico Superior (Foglierini *et al.* 1980).

Sob o nome Les Malines estão agrupados uma série

Figura 1 – Localização e contexto geológico regional mina Les Malines

de pequenos jazimentos ocorrendo em uma área de cerca de 6 km² (Fig. 2). Eles estão encaixados tanto no embasamento cambriano, como na cobertura mesozóica (Bernard 1958, Orgeval 1976, Verraes 1979), sendo que muitos destes jazimentos já foram totalmente explotados.

Atualmente a maior parte do minério explotado provém dos jazimentos de Montdardier e La Sanguinède (Figs. 2 e 3). Trabalhos anteriores demonstraram que parte destes jazimentos são epigenéticos, sendo constituídos

* Trabalho realizado com o apoio do CNPq

** Pesquisador do CNPq – D.N.P.M. – VI D. R., R. 84, Nº 593-Sector Sul-Goiânia-GO-Brasil

Figura 2 – Esboço geológico da mina Les Malines (modificado de Michaud 1970)

pelo preenchimento de cavidades paleo-cársticas ligadas à emersão permo-triássica (Verraes 1979). Estes jazimentos foram estudados pelo autor (Lacerda 1982) visando verificar a existência de mineralizações singenéticas no embasamento cambriano. Algumas das características dos jazimentos aqui descritos são freqüentes nas mineralizações de chumbo-zinco em rochas carbonáticas, tendo sido observadas nas regiões de Morro Agudo, Vazante e Itacarambi.

O EMBASAMENTO CAMBRIANO A observação da polaridade tectônica exibida nas galerias e frentes de lavra dos jazimentos estudados mostra que o embasamento se apresenta como uma sinclinal invertida e falhada (Fig. 3). As rochas cambrianas da área apresentam uma foliação plano-axial em relação à dobra mencionada. Esta foliação foi definida utilizando-se a terminologia proposta por Hobbs *et al.* (1976).

Litoestratigrafia No setor estudado distinguem-se duas unidades litoestratigráficas.

CAMBRIANO INFERIOR: UNIDADE BASAL Esta espessa unidade de 300 m, é representada na charneira da sinclinal (Fig. 3) por metagrauwacas feldspáticas de cores cinza-escuro a creme, formadas essencialmente por quartzo, feldspatos e filossilicatos. Ao microscópio, a sericita, a clorita e a biotita aparecem associadas em agregados alongados e orientados, entre os quais predominam quartzo e feldspatos, definindo assim a xistosidade. Cerca de 5 km a leste desta área, foram descritos, dentro desta unidade, níveis tufáceos ricos em grãos de quartzo bipiramidal (Michaud 1970).

CAMBRIANO MÉDIO: UNIDADE DE TOPO Esta unidade é a encaixante das mineralizações estudadas e tem uma espessura mínima de 200 m. No setor estudado inicia-se por alternância de camadas plurimétricas de ardósia negra (meta-argilito) de dolomito microcristalino negro. Em direção ao topo ela é formada somente por dolomitos microcristalinos negros com leitos milimétricos a centimétricos de ardósia negra (meta-argilito). Ao microscópio

as ardósias aparecem formadas essencialmente por quartzo e sericita, contendo ainda grãos detríticos de zircão e turmalina, além de material carbonoso sob a forma de opaco pulverulento. A sericita, à qual se associa o material carbonoso, aparece em agregados alongados e orientados, entre os quais aparecem frações mais quartzosas, definindo assim a clivagem ardosiana. A observação microscópica dos dolomitos mostra que eles contêm algum quartzo sob a forma de grãos alongados e orientados, definindo uma foliação concordante com aquela observada nas ardósias. Os grãos de dolomita são isométricos e freqüentemente poiquilíticos, englobando os grãos de quartzo orientados, indicando uma recristalização pós-tectônica* do carbonato.

Na extremidade meridional da área estudada, assim como em direção ao norte, já fora desta área, os dolomitos são cinza claro ou róseos enquanto as ardósias são cinza claro. Esta diferença na coloração é devida à quantidade de carbono orgânico, cerca de sete vezes mais abundante nas rochas negras do que nas suas equivalentes de cor clara. Isto significa que os sedimentos que originaram as rochas do setor estudado se depositaram em uma zona diageneticamente redutora da bacia de sedimentação.

Cerca de 4 km à NE da área trabalhada aparecem, intercaladas nos dolomitos da unidade de topo, manifestações de um vulcanismo ainda pouco estudado e representado por tufos dacíticos e traquíticos alterados (Thoral & Debraban 1935).

Geologia estrutural e metamorfismo No setor estudado só foi observada uma fase de dobramento hercíniano acompanhada de metamorfismo e formação de uma foliação de plano axial. Esta fase de metamorfismo e deformação será denominada aqui “fase principal de dobramento”. As outras fases de dobramentos hercínianos são posteriores e de importância menor nos jazimentos estudados. A existência da fase principal de dobramentos hercínianos é importante do ponto de vista metalogenético: ela permite estabelecer uma diferença fundamental entre as mineralizações singenéticas, deformadas e metamorfizadas juntamente com sua encaixante e as mineralizações epigenéticas paleo-cársticas, que não foram afetadas por este evento tectono-metamórfico. A fase principal de dobramentos é a responsável:

– pela estrutura sinclinal de eixo E-W e plano axial mergulhando suavemente para N (Fig. 3);

– pela cristalização sin-tectônica de clorita e biotita nas metagrauwacas, indicando um metamorfismo na fácies xistos verdes;

– pela recristalização pós-tectônica dos dolomitos, relacionada à cessação das tensões relativas a este evento tectono-metamórfico.

Um fator importante na estrutura deste setor é a presença de falhas tardi-hercínianas que cortam as dobras da fase principal de dobramentos. Uma destas falhas (Fig. 3)

* Os termos pré-tectônico, sin-tectônico e pós-tectônico são utilizados aqui em relação à fase principal de dobramentos hercínianos.

Figura 3 - Corte geológico esquemático dos jazimentos de Montdardier e La Sanguinède (ver localização do corte na Fig. 2)

funcionou como falha normal antes da sedimentação mesozóica, sendo a responsável pelo contato tectônico entre os flancos normal e inverso da sinclinal, no jazimento de Montdardier. Como já vimos, estas falhas foram reativadas várias vezes ao longo da história geológica da área, afetando em alguns casos as mineralizações singenéticas e, em outros, condicionando as epigenéticas, como veremos adiante.

História geológica A história geológica do embasamento cambriano no setor estudado pode ser esquematizada como segue.

a) Sedimentação psamo-pelítica e carbonatada com manifestações vulcânicas contemporâneas, no Cambriano Inferior a Médio.

b) Orogênese hercíniana, destacando-se a fase principal de dobramentos, acompanhada de metamorfismo na fácies xistos verdes;

c) Deformações rígidas tardi-hercínianas, originando falhas que cortam as estruturas anteriores e que serão reativadas posteriormente.

d) Emerções pós-hercínianas com a conseqüente erosão do embasamento e deposição da cobertura mesozóica.

MINERALIZAÇÕES A partir do estudo detalhado dos corpos mineralizados encaixados no embasamento, pode-se definir dois tipos principais de mineralização: mineralização singenética e mineralização epigenética paleo-cárstica, de idade pós-hercíniana.

Ambos os tipos são lavrados, sendo que em 1982 as mineralizações epigenéticas paleo-cársticas constituíam uma concentração metalífera (explotada + reservas) mais importante do que aquela representada pelas mineralizações singenéticas.

A estes dois tipos principais de mineralização, devem ser acrescentadas as mineralizações epigenéticas originadas por remobilizações tectônicas a partir das mineralizações singenéticas. Os termos *singenético* e *epigenético* são utilizados aqui em relação ao embasamento cambriano, encaixante das mineralizações estudadas.

Mineralizações estratiformes singenéticas Estas mineralizações estão todas contidas na unidade de topo, mas não estão confinadas a um único horizonte litoestratigráfico dentro desta unidade. Elas aparecem desde as alternâncias ardósia/dolomitos da base até os dolomitos do topo, distribuídas dentro de um intervalo de cerca de 150 m de espessura (Fig. 3). Todos os corpos mineralizados conhecidos à época da realização deste estudo estão encaixados em ardósias e dolomitos negros, ricos em carbono orgânico.

Os corpos mineralizados são lenticulares e frequentemente alongados, sendo sempre concordantes com o acamamento das rochas encaixantes (Figs. 4 e 5). O comprimento e a largura destes corpos varia de 10 a 130 m, com espessuras máximas de 1 a 7 m. A proporção de sulfetos nestes corpos é sempre superior a 20% (em volume) sendo de cerca de 50% na maior parte das vezes. Os contatos destas mineralizações ricas em sulfetos com as encaixantes estéreis são gradacionais, caracterizados pela presença de

Figura 4 - Corte geológico esquemático mostrando as mineralizações estudadas no jazimento de Montdardier (flanco da sinclinal)

Figura 5 - Corte geológico esquemático mostrando as mineralizações estudadas no jazimento de La Sanguinède (charneira da sinclinal)

leitos e disseminações de sulfetos nas rochas encaixantes.

As mineralizações estratiformes são formadas por vários litotipos, dentre os quais descreveremos rapidamente os dois mais importantes:

• **Litotipo piritoso:** Macroscopicamente ele se apresenta como uma alternância de leitos centimétricos piritosos e leitos centimétricos não sulfetados. Ao microscópio, os leitos sulfetados aparecem formados essencialmente por pirita em grãos anédricos (0,04 mm), com quartzo (0,04 mm) subordinado. Entre estes leitos piritosos, aparecem aqueles não sulfetados: ardorianos ou quartzo-dolomíticos. Os leitos ardorianos contêm pequenos grãos detríticos de zircão e de turmalina, ausentes nos leitos quartzo-piritosos ou quartzo-dolomíticos.

• **Litotipo esfalerítico:** Este litotipo aparece macroscopicamente como uma alternância de leitos centimétricos a decimétricos com esfalerita e quartzo dominantes, e leitos ardorianos centimétricos. Nos leitos com quartzo e esfalerita dominantes, este sulfeto aparece em pequenos grãos (0,06 mm) isométricos aos quais se associam o quartzo (0,1 mm), a pirita em grãos euédricos e subédricos, e a galena em grãos anédricos. Os leitos ardorianos são semelhantes aos encontrados nas encaixantes, contendo pequenos grãos detríticos de zircão e de turmalina, que estão ausentes nos leitos quartzo-esfaleríticos. Esta ausência sistemática de grãos detríticos de zircão e de turmalina nos leitos sulfetados dos dois litotipos indica que o quartzo contido nestes leitos é produto da recrystalização de sílica coloidal.

EVOLUÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES ESTRATIFORMES A observação das mineralizações estratiformes nas diferentes escalas (desde a frente de lavra até a seção polida) revela a existência de estruturas e texturas originadas durante os diferentes episódios da história geológica das rochas encaixantes. A conclusão que se impõe é a de que o embasamento e as mineralizações estratiformes evoluíram

juntamente durante toda a história geológica desta área, sendo portanto singenéticos.

Nestas mineralizações observam-se estruturas e texturas sedimentares ou diagenéticas precoces, originadas durante a sedimentação cambriana:

acamadamento (Foto 1), sistematicamente concordante com aquele observado nas rochas encaixantes;

deslizamentos (*slump*) e brechas sin-sedimentares (Foto 1): em alguns leitos dentro dos corpos estratoides observam-se dobramentos desarmônicos acompanhados de brechação das mineralizações. A idade pré-herciniana desta estruturas é demonstrada: pelo fato de que a foliação metamórfica corta os planos axiais das dobras desarmônicas; pela presença da foliação metamórfica na matriz das brechas, e pelo dobramento herciniano dos seixos e da matriz das brechas. As dobras desarmônicas e brechas associadas resultam de deslizamentos sin-sedimentares, frequentes nas mineralizações singenéticas sulfetadas (Bernard 1958, Schermerhorn 1970). A presença destas estruturas indica que os sulfetos já estavam presentes antes da litificação das mineralizações.

grãos de pirita com textura framboidal, forma frequentemente apresentada por este sulfeto nos sedimentos recentes (Love 1969).

Fotografia 1 - Mineralização sin-genética jazimento de Montdardier, amostra serrada e polida. O acamadamento é definido pela alterância de leitos formados pelo litotipo esfalerítico (E) e pelo litotipo piritoso (P). Neste último observam-se os leitos piritosos (cinza-claro) microbrechados devido aos deslizamentos sinsedimentares, alternando com leitos formados por quartzo, dolomita e sericita (preto)

À orogênese herciniana, ou mais precisamente à fase principal de dobramentos, são devidas as seguintes feições de deformação e metamorfismo:

- dobras (Foto 2);
- pseudo-acamadamento tectônico, devido à transposição do acamadamento;
- sombras de pressão (*pressure-shadows*) em torno de grãos pré-tectônicos de pirita;
- achatamento de agregados policristalinos de pirita + galena segundo a foliação metamórfica;
- recrystalização da pirita sob a forma de porfiroblastos (até 5 mm) pós-tectônicos, frequentes nas mineralizações sulfetadas metamorizadas (Vokes 1969, Mookherjee 1976);
- textura granoblástica dos leitos essencialmente sulfetados.

Fotografia 2 – Mineralização singenética, jazimento de La Sanguinède, amostra serrada e polida. Observa-se nitidamente o dobramento herciniano em um leito essencialmente piritoso (P)

tados, provavelmente devida à recrystalização pós-tectônica dos sulfetos (Stanton 1964);

- finos pseudo-leitos quartzo-sulfetados, concordantes com a foliação metamórfica, representando um estágio inicial de segregação metamórfica.

No que diz respeito à tectônica rígida polifásica, observa-se que na interseção das falhas com as mineralizações estratiformes estas últimas estão brechadas e são ricas em vênulas sulfetadas. Estas vênulas, de espessura milimétrica e comprimento pluricentimétrico, são nitidamente posteriores à fase principal de dobramentos, cortando as dobras desta fase (Foto 3). Sua paragénesesulfetada é sempre a mesma da mineralização estratiforme adjacente, sendo que nas vênulas a galena é relativamente mais abundante. A partir destas observações as vênulas podem ser consideradas como resultado da remobilização tectônica a partir das mineralizações estratiformes (Vokes 1971, Danto & Pavillon 1972). No setor estudado estas remobilizações são pouco importantes, estando limitadas aos corpos estratiformes e às suas encaixantes próximas (Figs. 4 e 5).

Fotografia 3 – Brechagem tectônica da mineralização singenética, jazimento de Montdardier, amostra serrada e polida. Trata-se do litotipo esfalerítico, brechado e cortado por vênulas sulfetadas. Estas últimas cortam as dobras hercinianas (setas), observáveis graças à presença de leitos ardorianos (cinza-escuro).

GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES ESTRATIFORMES

As mineralizações estratiformes são singenéticas em relação ao embasamento: elas se depositaram como sedimentos juntamente com aqueles que mais tarde constituiriam suas rochas encaixantes. Os argumentos para tal afirmação podem ser enumerados como segue:

- as mineralizações são estratiformes, apresentando um acamamento concordante com o das encaixantes;
- elas apresentam contatos gradacionais com as encaixantes estéreis;
- elas apresentam estruturas e texturas sedimentares ou diagenéticas precoces, indicando que os sulfetos já existiam antes da litificação das mineralizações;
- as mineralizações estratiformes evoluíram juntamente com as encaixantes durante a história geológica do setor estudado.

Para se discutir a origem dos metais contidos nestas mineralizações singenéticas deve-se levar em conta os seguintes aspectos:

a) existência de vulcanismo contemporâneo à deposição destas mineralizações;

b) tais mineralizações estão encaixadas em rochas ricas em carbono orgânico, indicando que os sedimentos originais se depositaram em ambiente diageneticamente redutor ou mesmo euxínico;

c) dentro da unidade de topo as mineralizações não estão confinadas a um único horizonte litoestratigráfico;

d) no flanco da sinclinal observa-se que, dentro de um mesmo corpo mineralizado, os diferentes litotipos se apresentam em leitos cuja espessura aumenta em direção ao centro do corpo, o mesmo ocorrendo com a espessura total do mesmo. Esta variação de espessura é um aspecto primário da mineralização não sendo, neste local, condicionada por dobramentos. Isto significa que as mineralizações se depositaram dentro de pequenas depressões no fundo da bacia de sedimentação;

e) as mineralizações são sempre formadas por dois litotipos principais, cuja composição é constante qualquer que seja a encaixante. A observação microscópica indica que o quartzo dos leitos essencialmente sulfetados era originalmente representado por sílica coloidal.

Os aspectos (b) e (d) indicam um controle sedimentar para a deposição destas mineralizações, numa zona diageneticamente redutora da bacia de sedimentação e, no interior desta zona, dentro de pequenas depressões no fundo da bacia. Os aspectos (c) e (e) indicam que tais mineralizações resultam de introduções excepcionais de metais e de sílica coloidal na bacia de sedimentação, introduções estas que se repetem várias vezes sem relação aparente com o encadeamento de litotipos da série encaixante. O contexto geológico (a) e os aspectos (c) e (e) nos conduzem a propor uma introdução exalativa (*sensu lato*) dos metais na bacia de sedimentação e sua deposição controlada pelos ambientes de sedimentação. Em outras palavras, as mineralizações em questão seriam exalativo-sedimentares e comparáveis ao grupo de jazidas de metais básicos cujas relações com o vulcanismo, embora reconhecidas, são geneticamente pouco evidentes. São as mineralizações *hydrothermales sedimentaires*

(Pouit 1976), *tele-volcaniques* (Arnold *et al.* 1977), *sediment hosted, submarine exhalative Pb-Zn deposits* (Large 1980), etc. Dentre os exemplos citados pelo último autor estão as jazidas de Mount Isa, McArthur River e Lady Loretta (Austrália).

Mineralizações epigenéticas paleo-cársticas Trata-se de corpos plumbo-zincíferos sulfetados, de forma extremamente variável, encaixados nos dolomitos da unidade de topo. Eles foram inicialmente interpretados como cavidades de dissolução, posteriormente preenchidas pela mineralização (Bernard 1958). A natureza paleo-cárstica das cavidades foi demonstrada por Orgeval (1976) e aceita por Verraes (1979).

No que diz respeito ao controle destas mineralizações, elas ocorrem nos dolomitos cambrianos, próximos à discordância cambriano-mesozóica: a maior parte dos corpos mineralizados situa-se numa faixa de uma centena de metros sob esta discordância. Um outro controle, menos rígido, é constituído pelo fato de que estes corpos mineralizados aparecem com frequência nas interseções de falhas importantes, mostrando direções de alongamento paralelas a elas.

As cavidades paleo-cársticas são nitidamente pós-hercinianas, cortando as dobras observadas nas encaixantes (Fig. 5). Segundo Foglierini *et al.* (1980) tais cavidades têm sua origem ligada à emersão permo-triássica desta região. Estes autores distinguem dois tipos de preenchimento mineralizado, sendo que em ambos a esfalerita é o sulfeto dominante, com galena e pirita subordinadas:

- **Preenchimento por sedimentos rítmicos:** Eles são formados por leitos centimétricos quartzosos, dolomíticos e sulfetados na base e argilosos no topo. Localmente estes sedimentos contêm leitos de microbrechas com fragmentos milimétricos a centimétricos de ardósia, podendo apresentar ainda dobras desarmônicas devidas a deslizamentos sin-sedimentares. Os sedimentos intra-cársticos não sofreram as deformações e o metamorfismo hercinianos e são discordantes em relação ao acamamento dos dolomitos encaixantes, sendo portanto, pós-hercinianos.
- **Preenchimento por brechas.** Trata-se de fragmentos métricos a milimétricos de dolomito e de ardósia, cimentados por um sedimento acamadado constituído por quartzo, dolomita e sulfetos. A associação de sedimentos intra-cársticos com as brechas cársticas permite distinguir estas últimas das brechas tectônicas.

O preenchimento das cavidades paleo-cársticas parece ter-se dado logo após a abertura das mesmas. Isto é indicado pela presença, dentro dos preenchimentos rítmicos, de blocos de dolomito que deformam o acamamento destes sedimentos intra-cársticos (Foglierini *et al.* 1980). Isto mostra que o colapso do teto da cavidade ocorria ainda durante o seu preenchimento.

As mineralizações singenéticas são frequentemente cortadas pelas mineralizações epigenéticas paleo-cársticas (Figs. 4 e 5), que, neste caso, contêm sistematicamente fragmentos centimétricos a decimétricos da mineralização singenética (Foto 4).

Fotografia 4 – Mineralização epigenética paleocárstica, jazimento de La Sanguinède, amostra serrada e polida. Trata-se de uma brecha intracárstica formada por fragmentos de ardósia (preto), de dolomito (D) e de mineralização singenética (E). O cimento é quartzo-dolomítico com esfalerita (cinza-claro), galena e pirita

GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES EPIGENÉTICAS PALEO-CÁRSTICAS

As concentrações metalíferas localizadas dentro de cavidades de dissolução em rochas carbonáticas pertencem ao tipo de jazidas plumbo-zincíferas sob discordância, definido por Callahan (1964), cuja gênese é bastante controversa (Jackson & Beales 1967, Barnes & Czamanske 1967, Bernard 1973, 1977).

No caso em questão existe mineralização mais antiga (singenética) que aparece remobilizada, sob a forma de fragmentos, dentro dos preenchimentos de cavidades de dissolução. Isto torna desnecessário o recurso a soluções hidrotermais (Barnes & Czamanske, 1967) ou a soluções aquosas expulsas de sedimentos em vias de compactação (Jackson & Beales, 1967) para se explicar a gênese destas mineralizações. Por outro lado, esta mesma observação permite propor para tais concentrações uma gênese segundo o modelo da sedimentação intra-cárstica (Lacerda & Bernard em prep.). Segundo este modelo genético (Bernard 1973), a concentração metalífera é gerada por intermédio do conjunto de processos atuando durante a carstificação;

- dissolução de pré-concentrações (mineralizações singenéticas) contidas nas encaixantes carbonáticas em vias de carstificação;
- transporte dos metais pelas águas subterrâneas do aquífero cárstico;
- retenção dos metais nas zonas do sistema cárstico situadas abaixo do lençol freático, onde a quase estagnação da água permite o aparecimento de microambientes euxínicos.

Estas concentrações metalíferas seriam contemporâneas da emersão permo-triássica responsável pela carstificação, tendo sido posteriormente soterradas, juntamente com suas encaixantes, pelos sedimentos da cobertura mesozóica.

ASPECTOS DA METALOGENIA DO CHUMBO-ZINCO EM ENCAIXANTE CARBONÁTICA

O caso abordado nesta nota é um bom exemplo do caráter frequentemente polifásico da gênese das mineralizações em epígrafe (Daga-

llier 1976, Lagny & Rouvier 1976, Bernard 1977). Nos jazimentos aqui descritos coexistem mineralizações singenéticas, mineralizações epigenéticas paleo-cársticas e remobilizações tectônicas a partir das mineralizações singenéticas. Esse caráter polifásico tem sido evocado para mineralizações plumbo-zincíferas brasileiras encaixadas em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí onde, no entanto, as concentrações ligadas à carstificação parecem ser menos importantes do que as observadas na mina Les Malines (Amaral 1968, Cassedane 1973, Beurlen 1974, Misi & Souto 1975, Dardenne 1979, Misi 1979). Grande parte das dificuldades encontradas no estudo das mineralizações em epígrafe são devidas a estes diferentes tipos de mineralização poderem apresentar características morfológicas e petrográficas semelhantes.

No que diz respeito à morfologia dos corpos mineralizados, pode-se citar a existência de mineralizações paleo-cársticas epigenéticas praticamente estratiformes, sugerindo uma origem singenética em relação às encaixantes (Leleu 1966).

Em relação às características petrográficas da mineralização vale ressaltar a presença, no ambiente em apreço, de brechas mineralizadas de diversas origens, cujos aspectos podem ser semelhantes entre si: brechas intraformacionais, brechas de preenchimento de cavidades cársticas e brechas tectônicas. Nem sempre é fácil distinguir entre os diferentes tipos de brecha, principalmente quando se é limitado na escala de observação, o que é o caso, por exemplo, quando só se dispõe de testemunhos de sondagem. No caso estudado, os dobramentos e o metamorfismo hercínianos permitem identificar as brechas pré-hercínianas, intraformacionais, contidas nas mineralizações singenéticas. A existência de sedimentos intra-cársticos pós-hercínianos associados às brechas cársticas, permite distinguir estas últimas das brechas ligadas à tectônica rígida. Ainda sobre o problema das brechas, deve-se lembrar que, por razões evidentes, é freqüente a superposição de brechas cársticas às brechas tectônicas.

Enfim, no ambiente em apreço, a simples existência de sedimentos mineralizados apresentando estruturas sedimentares não é uma prova de que a mineralização é singenética em relação ao pacote carbonático encaixante. Este fato demonstra que a mineralização é singenética em relação ao sedimento mineralizado. Este último pode ser, como nos jazimentos aqui descritos, um sedimento intra-cárstico, epigenético em relação ao pacote carbonático encaixante. Outro exemplo de sedimentos intra-cársticos mineralizados é descrito por Lagny (1975) no jazimento de Salafossa (Itália).

CONCLUSÕES As dificuldades encontradas no estudo metalogenético das mineralizações de chumbo-zinco em rocha carbonática parecem ter sido responsáveis pela polêmica, que durou mais de uma década, sobre a existência ou não de mineralizações singenéticas no embasamento cambriano da mina Les Malines (Michaud 1970, Verraes 1979, Foglierini *et al.* 1980). Tais mineralizações existem e evoluíram, juntamente com as rochas encaixantes, desde a sedimentação cambriana até as carstificações pós-hercínianas. A existência das mineralizações singenéticas e sua remobilização, sob a forma de fragmentos, durante a formação das mineralizações epigenéticas contidas em cavidades paleo-cársticas, permite explicar a gênese destas últimas pelo processo de sedimentação intra-cárstica (Bernard 1973).

Devido aos controles das mineralizações paleo-cársticas, a prospecção no embasamento concentrava-se numa faixa espessa de cerca de 100 m, situada logo abaixo da discordância cambriano-mesozóica, com prioridade para as zonas de falha. A existência das mineralizações singenéticas permite aperfeiçoar este modelo exploratório: tais mineralizações não estão condicionadas pela proximidade da discordância, mas pela geologia do embasamento. A continuação das sondagens para além da zona em que ocorre a maioria das mineralizações paleo-cársticas, resultou na descoberta de novos corpos mineralizados singenéticos (Verraes 1982, com. pessoal).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G. — 1968 — Contribuição ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. *An. 22º Congr. Bras. Geol.*: 13-40.
- ARNOLD, M.; BERNARD, A. J. e SOLER, M. — 1977 — Premier apport de la géochimie des isotopes du soufre à la compréhension de la genèse des minéralisations pyriteuses de la province de Huelva (Espagne). *Mineral. Deposita*, 12:197-218.
- BARNES, H. L. & CZAMANSKE, G. K. — 1967 — Solubilities and transfert of ore minerals. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Barnes H. L. ed., Holt et al. New York: 334-381.
- ERNARD, A. J. — 1958 — Contribution à l'étude de la province métallogénique sous-cévelone. Thèse, Nancy, 2 vol., 770 p.
- ERNARD, A. J. — 1973 — Metallogenic processes of intra-karstic sedimentation. In *Ores in sediments*, Springer-Verlag: 43-57.
- ERNARD, A. J. — 1977 — Quelques réflexions sur la genèse des gisements du type "Vallée du Mississippi". *Sci. de la Terre*, XXI, 3:271-302.
- BEURLLEN, H. — 1974 — Sobre a origem singenético-sedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. *An. 27º Congr. Bras. Geol.*, vol. 6, 46-60.
- BURG, J. P. & MATTE, P. — 1978 — Cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Dt. Geol. Gesellschaft*, 29:429-460.
- CALLAHAN, W. H. — 1964 — Paleophysiographic premises for prospecting for stratabound base metals mineral deposits in carbonate rocks. In *Symposium on mining geology and base metals*. Cento Vol., Ankara: 191-248.
- CASSEDANE, J. P. — 1973 — Paléogéographie e minéralisations de la zone Itacarambi-Vazante dans le nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. *Mineral. Deposita*, 8:101-114.
- DAGALLIER, G. — 1976 — Le gîte de Mibladen (Maroc): une reprise karstique polyphasée de concentrations Pb-Ba supratidales. *Mém. h. sér. soc. géol. Fr.*, 7:71-76.
- DANTO, J., & PAVILLON, M. J. — 1972 — Comportement de la galène au cours des déformations tectoniques successives dans la région d'Aguillas (Espagne). *C. R. Ac. Sc., Paris, sér. D*, 275: 2199-2202.

- DARDENNE, M. A. — 1979 — Les minéralisations de Plomb, Zinc, Fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse doct. d'Etat, Paris, 251 p.
- FOGLIERINI, F.; BERNARD, A. J. e VERRAES, G. — 1980 — Le gisement des Malines (Gard). *Les gisements français*, fasc. E5, 26^e C.I.G., 56 p.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. e WILLIAMS, P. F. — 1976 — An outline of structural geology. John Wiley and Sons Inc., 571 p.
- JACKSON, S. A. & BEALES, F. W. — 1967 — An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley type ores during late stages of diagenesis. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, 15:383-433.
- LACERDA, H. — 1982 — Les amas minéralisés à Zn-Pb(Ag) du cambrien de La Sanguinède et de Montdardier, district des Malines (Gard), France. Thèse doct. 3^e cycle, Nancy, 182 p.
- LACERDA, H. & BERNARD, A. J. — em preparação — Existence de minéralisations plombo-zincifères singénétiques du substratum cambrien du district des Malines: conséquences sur la genèse des amas sous- discordance de ce même district.
- LAGNY, Ph. — 1975 — Le gisement plombo-zincifère de Salafossa (Alpes italiennes orientales): remplissage d'un paleokarst triasique par des sédiments sulfurés. *Mineral. Deposita*, 10:345-361.
- LAGNY, Ph. & ROUVIER, H. — 1976 — Les gisements Pb-Zn en roches carbonatées sous inconformité: gisements paléokarstiques ou gisements dans les paléokarsts? *Mém. h. Sér. Soc. Géol. Fr.*, 7:57-69.
- LARGE, D. E. — 1980 — Geological parameters associated with sediment hosted exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration. *Geol. Jb.*, D, 40:59-129.
- LELEU, M. G. — 1966 — Les gisements plombo-zincifères du Laurium (Grèce). *Sci. de la Terre*, XI (3):293-343.
- LOVE, L. G. — 1969 — Sulphides of metals in recent sediments. *Proc. Interuniv. Geol. Cong.*, Leicester, Spec. Publ., 1:31-60.
- MICHAUD, J. G. — 1970 — Le paleozoïque de la partie méridionale du horst de Saint-Bresson. *Bull. B. R. G. M.*, II, 1:17-26.
- MISI, A. — 1979 — O grupo Bambuí no Estado da Bahia. In *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Vol. 1:120:154.
- MISI, A. & SOUTO, P. — 1975 — Controle estratigráfico das mineralizações de chumbo, zinco, flúor e bário no Grupo Bambuí — Parte leste da Chapada de Irecê (Bahia). *Rev. Bras. Geoc.*, 5(1):30-45.
- MOOKHERJEE, A. — 1976 — Ores and metamorphism: temporal and genetic relationships. In *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, Vol. 4, cap. 5:203-260.
- ORGEVAL, J. J. — 1976 — Les replissages karstiques minéralisés: exemples de la mine des Malines (Gard). *Mém. h. sér. soc. Géol. Fr.*, 7:77-85.
- POUIT, G. — 1976 — Gisements e volcanisme. *Mém. h. sér. soc. géol. Fr.*, 7:115-126.
- SCHERMERHORN, L. J. G. — 1970 — The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian Pyrite Belt. *Mineral. Deposita*, 5:173-279.
- STANTON, R. L. — 1964 — Mineral interfaces in stratiform ores. *Trans. Inst. Mining Met.*, 74, 2:45-79.
- THORAL, M., & DEBRABAN, M. — 1935 — Les formations paleozoïques de la region du Vigan (Gard). 69^e congrès des soc. savantes, Montpellier: 117-121.
- VERRAES, G. — 1979 — Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévelone: les gites Pb-Zn de Montdardier, La Sanguinède et 102, district des Malines (Gard), France. *Mém. C.E.R.G.H.*, XVII, Montpellier, 269 p.
- VOKES, F. M. — 1969 — A review of the metamorphism of sulphide deposits. *Earth Sci. Rev.*, 5:99-143.
- VOKES, F. M. — 1971 — Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits. *Mineral. Deposita*, 6:122-129.

MANUSCRITO

Recebido em 18 de julho de 1983

Revisão aceita em 22 de novembro de 1983