

# 试论凡口大型层控铅锌矿床的 地质特征及矿床成因

陈耀钦 曾波夫

(地质矿产部宜昌地质矿产研究所)

凡口大型层控铅锌矿床位于广东省北部,中上泥盆纪湘、桂、粤海盆的东部边缘。产于加里东运动后中上泥盆系近底部的碳酸盐岩中。有关它的成因曾提出过礁控成矿、成岩改造及火山成矿等见解。笔者两年来做了较多研究工作,本文将对地质特征和矿床成因予以讨论。

## 一、矿床地质特征

### 1. 矿床概况

矿床或矿体在时、空上均处于碎屑岩与碳酸盐岩过渡带,但偏于碳酸盐岩一侧。桂头群为陆源碎屑沉积,无矿化(图1)。东岗岭组<sup>1)</sup>下亚组仍以碎屑岩为主,但夹少量白云岩,白云质粉砂岩等,开始有少量黄铁矿化。东岗岭上亚组是碳酸盐岩为主的沉积,矿化强度显著增强,为该区次主要含矿层位。天子岭下亚组是成矿的最高峰,向上逐渐减弱。在平面分布上,该区中上泥盆世正处于粤东滨海碎屑沉积与粤北碳酸盐沉积之间的过渡带,而又位于碳酸盐岩一侧<sup>2)</sup>。此现象在东岗岭组沉积时,在湘、桂、粤的许多矿区都能见到,如广西泗顶、广东英德梨树下、红岩等矿区。

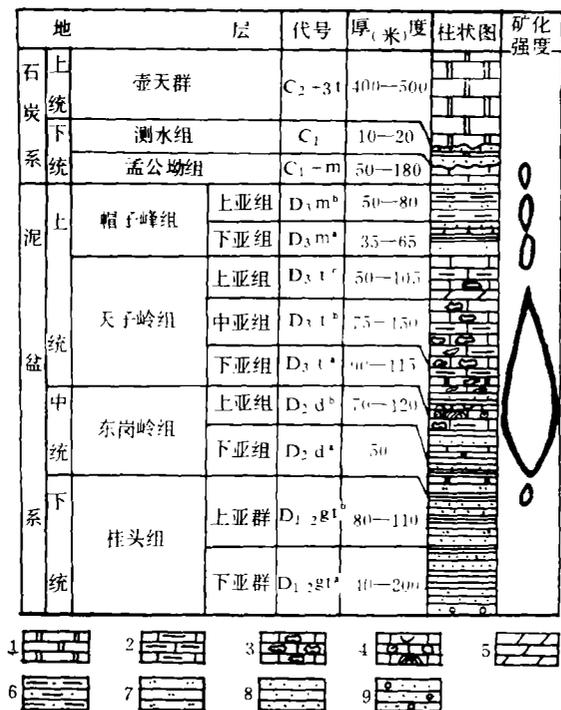
根据部分高低铁的化学分析和钛、铬、锆的光谱分析,从表1可知 $D_3t^a$ 中的 $FeO/Fe_2O_3$ 最高,还原强度最大,向上、下氧化强度均逐渐增强。而钛、锆、铬三元素则在 $D_2d^b$ — $D_3t^a$ 最低,向上、下均增加。岩性从碎屑岩→碳酸盐岩→碎屑岩。环境从氧化、酸性→弱还原、弱碱性→较强还原、较强碱性→氧化、酸性。由于环境的逐渐过渡造成矿产的垂直分带。菱铁矿主要分布在 $D_2d^b$ ,黄铁-铅锌矿主要分布在 $D_2d^b$ 上部及 $D_3t^a$ ,辉锑矿仅出现在 $D_3t^c$ 。

### 2. 矿体形态和矿化特征

本区矿体形态复杂,在平面或剖面上均沿断裂形成瓜藤状透镜体或充填于两组断裂交汇处形成复杂形态的矿体。它多从导矿断裂向二侧岩层贯入,远离断裂很快尖灭消

1) 该层位最近广东地科所南颐等发现有上泥盆纪化石,主张划入上统。但因具体变动界线未定,为叙述方便,本文保留原划分方案。

2) 沈德麒、陈耀钦、杨振强,湘、桂、粤地区棋了桥组时期岩相古地理概貌及某些问题的讨论,全国岩相古地理编图经验交流会议文件。1980年



1. 白云岩 2. 含泥、碳质砂质灰岩 3. 花斑状及瘤状灰岩 4. 球状层孔虫灰岩、桶状灰岩、生物碎屑灰岩 5. 泥灰岩 6. 粉砂质泥岩 7. 粉砂岩 8. 砂岩 9. 含砾砂岩。

图 1 矿化强度分布图

Fig. 1 Distribution map of mineralization degree.

表 1 部分元素分析统计表

Table 1 Statistical analysis of partial elements.

层 位	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 平均	Ti%平均	Cr%平均	Zr%平均
D <sub>3</sub> m		0.4	0.15	0.01
D <sub>3</sub> t <sup>c</sup>	0.24	0.27	0.004	0.007
D <sub>3</sub> t <sup>b</sup>	0.55	0.25	0.005	0.005
D <sub>3</sub> t <sup>a</sup>	0.97	0.15	0.004	0.005
D <sub>2</sub> d <sup>b</sup>	0.59	0.17	0.002	0.003
D <sub>2</sub> d <sup>a</sup>		0.25	0.007	0.01

失，而上、下二层矿体往往是通过导矿断裂连成一体，因此断裂控矿已无容置疑。据统计断裂中矿体占70%，特别是北东向压扭性深断裂是控矿的主要构造。如水草坪矿区绝大部分探明矿体储量集中在北东向断裂的一条长1000余米，宽一般小于200米的北东向狭长地带内（图2）。矿体与围岩的分界线比较清楚，没有围岩蚀变带，但往往又很不规则，如沿锯齿状节理或在围岩中成波浪起伏（图3a、3b、3c）等，有时矿体中还有

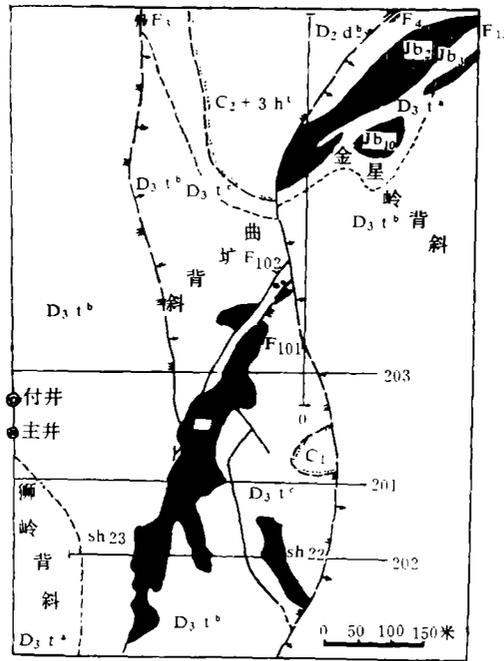


图2 凡口矿区水草坪矿床-200米中段地质图

据932地质队资料

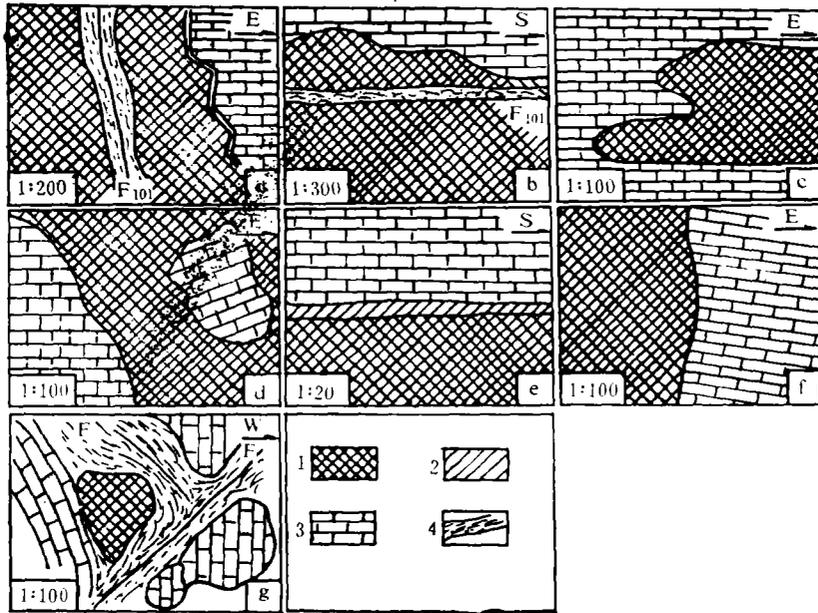
Fig. 2 Geological map of central segment (-200m) of Fankou ore deposit

围岩残留体（图3d），少数能见到矿体与围岩的逐渐过渡关系（图3e），远离断裂则矿化减弱。矿体的中部往往是块状铅锌矿或铅锌黄铁矿，而两侧及下部是黄铁矿石。镜下观察发现，铅锌成矿是在形成了黄铁矿基础上的叠加。

### 3. 含矿岩系特征及矿石类型

含矿岩系主要是一套富含藻类化石(蓝绿藻为主)、陆源碎屑、泥质和有机质的不纯碳酸盐岩，多数是低能的泥晶灰岩，夹有较多灰质、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、白云质砂岩、泥灰岩、少量内碎屑灰岩及鲕状灰岩等。据统计不纯碳酸盐岩占76.92%。愈近剖面下部岩石中含陆源碎屑愈多。从部分薄片资料统计，D<sub>2</sub>d<sup>b</sup>一般含石英10—25%，最高75%，D<sub>3</sub>t<sup>a</sup>一般3—15%，D<sub>3</sub>t<sup>b</sup>3—5%。这不仅说明了该矿区靠近陆源，而且说明区内碳酸盐岩的沉积是下部碎屑岩沉积逐渐过渡而来。

含矿岩系中的白云岩化很弱，特别是D<sub>3</sub>t<sup>a</sup>很难见到，没有一个富矿体产在白云岩中，这是本区特点之一。含矿岩系中平均含有有机质0.46%，个别达1.36%，在岩层中常



1.矿体 2.过渡带(即弱矿化围岩) 3.正常围岩、主要是含碳、泥质灰岩  
 4.断层破碎挤压带。  
 a.-160米中段, 14号穿脉狮岭Sh23号矿体; b-200米中段 1号穿金星岭 2号矿体;  
 c.-200米中段, 9号穿22号矿体; d.-200米中段 9号穿23号矿体;  
 e.-200米中段, 2号穿金星岭 2号矿体; f.-200米中段, 9号穿25号矿体  
 (成矿后断裂); g.-200米中段, 9号穿6号矿体(成矿后断裂)。

图3 矿体与围岩关系素描

Fig. 3 Sketch map showing the relation between orebody and wall rock.

可见到有机质充填在受挤压的岩石裂隙和层理面上。镜下常见有机质条带与陆源砂粒，粘土矿物等混合在一起，成不规则团块状，其中有机质条带内常有许多微粒状黄铁矿。

本区的矿石经鉴定多数是矿液充填交代原岩之结果，许多块状富矿石的原岩是受过轻变质的含碳、泥质、灰质粉砂岩和含碳粉砂质灰岩(表2)。所谓层纹状黄铁矿实际上也是强黄铁矿化的粉砂质粘土岩(图版I、1)。有些黄铁矿化灰岩和黄铁矿化瘤状灰岩，实际上也是黄铁矿化粉砂质灰岩(图版I、2)。陆源砂(石英、云母等)可达20—25%。多数矿石都含有较多石英和粘土矿物，还常有少量白云母、锆石、黑云母等陆源碎屑，并往往保留部分原岩的结构构造，如棱角到次棱角状的石英，沿层排列的白云母、粘土矿物等，有机质充填于石英粒之间，石英还常被黄铁矿所交代。在块状富矿石中的石英主要是从矿液中析出的，晶形完好，常被黄铁矿交代(图版I、3)，显然SiO<sub>2</sub>是与成矿溶液一起带来的。在粗晶黄铁矿或脉状黄铁矿晶体周围常有次生梳状构造的石英。这是拉张应力的一种现象。

根据大量镜下资料统计，按矿石中矿物成分和原岩的类型作矿石类型划分(表2)。按其成因还可归为三类：1.金属矿物与脉石矿物(石英、方解石)均是从成矿溶液中析出的。2.成矿溶液充填交代原碎屑岩类形成的矿石。3.成矿溶液充填交代不纯碳酸盐岩类形成的矿石。贫矿类多数是单一黄铁矿，且原岩的岩石结构构造基本不变，但块状富矿石

表2 主要矿石类型分类表  
Table 2 Category of main ore types.

大类	亚类	矿石(或矿化)类别		金属矿物%			主要非金属矿物%			主要矿物的生成关系		备注				
		矿名	名称	黄铁矿	闪锌矿	方铅矿	石	石英	粘土	有机质	其它白云母、云母等		方解石	白云石		
块状富矿石(金属矿物大于40%)	单一黄铁矿富矿石	石英黄铁矿	富石	50-60				30-50					黄铁矿交代石英	造岩矿物均是成矿期形成		
		含砂质黄铁矿	富石	65-75			10-15	3-10	少量	微量			黄铁矿交代石英	造岩矿物均是成矿期形成		
		灰质黄铁矿	富石	60-90				微				20-30	5-10	方解石充填交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成	
		泥质(条带状)黄铁矿	富石	30-50			5-10	5-10	30-50	1-3	微			黄铁矿交代粘土矿物	造岩矿物均是成矿期形成	
		铅矿黄铁矿	富石	50-80	15-30	2-5								方铅矿交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成	
		含石英铅矿黄铁矿	富石	30-40	10-30	2-20			20-25					方铅矿交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成	
		石英质铅矿黄铁矿	富石	25-35	10-15	3-5	15-35	5-15	少量	微	微			方铅矿交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成	
		闪锌矿一方铅矿	富石		30-45	10-20	15-20	微	1-5	微	微			方铅矿交代闪锌矿	造岩矿物均是成矿期形成	
		黄铁矿富石(黄铁矿化粉质灰岩)	富石	20-25			20-25				35-40 多重结晶				方铅矿交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成
		黄铁矿富石(黄铁矿化粉质泥岩)	富石	15-20			20-30		30-50						方铅矿交代黄铁矿	造岩矿物均是成矿期形成
贫矿矿石(金属小于10%)	黄铁矿富石(黄铁矿化白云岩)	黄铁矿富石	富石	20-25			30-10	5-10	1-2	微		5-30-40	黄铁矿交代原生石英(未被交代)	造岩矿物均是成矿期形成		
		黄铁矿富石	富石	5-15			3-7		2-5			10-15	30-70	黄铁矿交代白云石	造岩矿物均是成矿期形成	
		微含闪锌矿的灰岩	富石			1		5-10	80-90					闪锌矿交代方解石	造岩矿物均是成矿期形成	

除碎屑矿物保留较多外, 成矿前的碳酸盐矿物不保留。

#### 4. 主要金属硫化矿物的产状

本文只讨论工业意义较大的黄铁矿、闪锌矿和方铅矿。黄铁矿化非常普遍, 几乎各类岩石都能见到, 产出方式主要有(1)黄铁矿为0.005—0.02mm自形到半自形粒状, 散布在条带状粉砂质泥岩的粘土矿物中, 组成所谓的暗层。(2)以0.05—0.15mm粒状分散在含碳粉砂质灰岩的有机质条带中。(3)0.01—0.03mm, 粒状分散在白云石晶间孔隙并交代白云石。(4)小于0.01mm微粒状, 交代藻类(葛万藻)、苔藓、腕足等化石(图版I, 4、5)。(5)0.01mm莓菌状颗粒密集(图版I, 6)。(6)0.03—0.2mm自形到半自形晶粒密集产出, 并交代原岩中石英颗粒, 伴生闪锌矿、方铅矿等。(7)大于0.15—1mm结晶良好晶体在块状矿石之中。(8)没有晶形, 成块状产出。(9)以 $>0.05$ mm晶粒组成矿脉产于块状矿石中。从成矿阶段来看可归纳几个阶段: 1) 同生(或准同生)阶段形成的黄铁矿, 如第1、2种产状。2) 成岩早期交代或充填形成的, 包括第3—5种产状。3) 成岩后期, 卤水改造再充填形成的, 包括6—9种产状, 其中第7种是再造充填后又重结晶。

闪锌矿和方铅矿多与黄铁矿伴生。它们主要在块状矿石中产出, 少数在方解石脉或内碎屑灰岩中, 多数情况下闪锌矿交代黄铁矿, 而方铅矿又交代闪锌矿和黄铁矿(图版I, 7), 闪锌矿和方铅矿多是脉状产出。但在铅锌富矿中也常见有不规则粒状闪锌矿被黄铁矿部分交代。方铅矿均为他形, 与闪锌矿关系较黄铁矿更为密切, 它的形成显然比前二者晚得多, 多数交代闪锌矿或包围粒状黄铁矿和脉状充填等。

#### 5. 地球化学特征

光谱分析统计, 矿体中Pb、Zn、Fe、Cu、Ag等元素比克拉克值增高许多倍, 而且Na、Ga、Ge、Yb也增高, Na比正常碳酸盐岩中增高数至数十倍。B增高十倍, Ga增高23—26倍, Ge高出13倍, 说明成矿溶液盐度偏高。含矿系大部分样品Na都高出正常碳酸盐岩含量的1.5—5倍, B增高1—6倍。但鲕状灰岩、球状层孔虫灰岩中上述元素含量则比克拉克值降低, Na降低一倍多, B降低近一倍, 说明大部分岩层可能处于半封闭海水略为咸化的条件下形成。而鲕状灰岩和球状层孔虫灰岩则是与广海流通良好条件的产物。矿体中Ca、Mg、Mn、Cr、Ni、Co、V等元素也普遍比克拉克值降低, 而Si则增高, 这是与矿体充填交代原岩时陆源碎屑往往有残留, 而碳酸盐矿物多流失, 矿体中常伴有硅化之故。

在矿层及含矿岩系中Ba通常比Sr高, 而唯有球状层孔虫灰岩中Sr比Ba高, 代表了与广海连通较好的正常海沉积(表3)。

#### 6. 同位素及包体测温

1) 围岩氧同位素特征 为了研究含矿岩系碳酸盐岩的沉积环境, 我们选采了没有重结晶的保留原生沉积特点的泥晶灰岩做氧同位素分析, 根据海水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 与盐度成直线关系(图4), 按Epstem and Mayeda T. R. (1933)的经验公式计算:

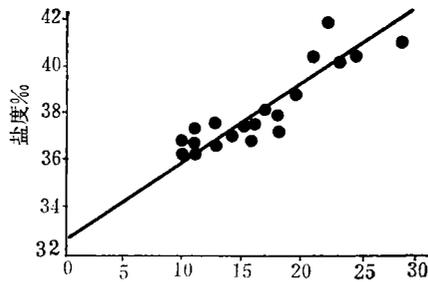
$t^{\circ}\text{C} = 16.5 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$ 。 $\delta^{18}\text{O}_c$ 为样品值;  
 $\delta^{18}\text{O}_w$ 为海水值; 分别用不同盐度算得温度值如(表4)。

现代海南岛南部近岸夏天所测定的海水温度一般为28—31℃。由于上述三个取样地

表3 凡口矿区部分化学分析结果

Table 3 Analysis results of partial chemical elements.

送样号	分析元素 化验号	分析结果							岩性
		Pb	Zn	Cu	Sr	Ba	全S	有机C	
凡-81-18	16450	0.922	2.00	0.005	0.019	0.033	6.57	0.10	断层破碎带
-20	51	0.984	25.22	0.029	0.0008	0.028	17.43	0.07	狮岭23号块状 Pb、Zn矿(下)
-21	52	0.094	0.23	0.003	0.0019	0.0082	40.69	0.06	狮岭23号块状 Pb、Zn矿(中)
-22	53	1.08	25.10	0.010	0.0010	0.016	25.74	0.05	狮岭23号块状 Pb、Zn矿(上)
-24	54	0.56	0.74	0.005	0.036	0.021	4.22	0.13	含泥炭质矿石 (23号矿夹层)
凡-209/ZK-2	55	0.57	0.06	0.175	0.004	0.018	40.73	0.04	铅锌黄铁矿
-3	56	0.57	0.06	0.107	0.0036	0.013	38.81	0.02	碳质黄铁矿
凡-202/ZK-2	57	0.05	0.04	0.005	0.0092	0.009	0.49	0.07	紫红色白云质 灰岩
-6	58	25.86	18.69	0.018	<0.0005	0.140	16.40	0.03	黄铁铅锌矿
-9	59	0.318	0.11	0.001	0.011	0.005	0.15	0.05	球状层孔虫灰 岩

图4  $\delta^{18}\text{O}_w$ 和盐度的关系 (Lowentam等, 1957)Fig. 4 The relation between  $\delta^{18}\text{O}_w$  and salinity (Lowenstam, etc. 1957)

点相距不远, 古温度值应近似, 假设它们古温度都是 $30^\circ\text{C}$ 左右, 那么富屋矿区的海水盐度就是 $37\%$ , 凡口矿区为 $>39\%$ 。而英德红岩就只有 $35-36\%$ 。这与实际情况基本吻合。凡口矿区封闭条件较好, 成矿条件也较好。若盐度固定在 $35-36\%$ , 那么古温度就多数在 $40-70^\circ\text{C}$ , 这是成岩、后生或地下水淋滤使 $\delta^{18}\text{O}$ 负值增大的结果。有人认为

表4 氧同位素分析表

Table 4 Analysis results of oxygen isotopes.

样号	产地	岩性	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	按不同海水盐度计算的古温度值				
					3.5‰	36‰	37‰	38‰	39‰
凡-62/Zk <sub>1</sub> -5	富屋矿区	灰色瘤状灰岩	-2.85	-15.20	61.16℃	42.56℃	26.1℃	16.5℃	
凡-坑-1	凡口坑道—160中段D <sub>1</sub>	泥晶灰岩	0.05	-18.05	71.4℃	49.65℃	41.56℃	36.87℃	31.23℃
红-ck <sub>4</sub> -40	英德红岩	层状泥晶灰岩	-0.71	-9.91	45.93℃	16.93℃			

$\delta^{18}O < -9\%$  都是淡水作用的结果<sup>1)</sup>。正常海底沉积物中碳同位素原始比值  $\delta^{13}C = -1 \sim +2\%$  (PDB)。从表4可知本区正常围岩的  $\delta^{13}C$  值偏低, 可能说明受生物(本区藻类繁盛)作用的影响。

2) 块状富矿石中氢氧同位素分析 为了搞清本区形成块状富矿石溶液水的来源, 做了块状富矿石中成矿期结晶石英的氧同位素,  $\delta^{18}O_{\text{石英}} = 9.7$ 。根据石英-水分馏方程:

$$\delta^{18}O_{\text{石英}} - \delta^{18}O_{\text{水}} = (3.42 \times 10^6 / T^2) - 2.86 \quad (\text{宜昌所据贝尔公式修改})。$$

可换算  $-\delta^{18}O_{\text{水}} = 9.7 - [(3.42 \times 10^6 / T^2) - 2.86]$  而T是绝对温度, 用均一法所测本区自生石英形成平均温度  $134^\circ\text{C}$ , 故  $T = 134 + 273 = 307^\circ\text{C}$ , 则可求得  $\delta^{18}O_{\text{水}} = -8.49\%$ 。

再根据测定矿体中二个方解石液态包体的氢同位素<sup>2)</sup>:  $\delta D_{\text{成矿水}} = -53, -61$ 。从  $\delta D_{\text{成矿水}}$  与  $\delta^{18}O_{\text{水}}$  数据关系看, 正好说明本区成矿溶液水来自大气降雨。

3) 块状富矿石中的硫同位素 从表5中可知富矿体中  $\delta S^{34}$  为  $20.66 \sim 21.3\%$ , 与

表5 部分富矿石黄铁矿的硫同位素分析结果表

Table 5 Analysis results of sulphur isotopes in pyrites in massive minerals.

样号	位置	矿物	$\delta S^{34}$ (‰)
凡-坑-6	—160中段I号矿	黄铁矿	21.31
凡-81-8	—160中段I号矿	黄铁矿	20.93
凡-81-21	—160中段23号矿	黄铁矿	21.31
凡-207/ZK <sub>1</sub> -15	D <sub>1</sub>	黄铁矿	20.66

1) 许靖华, 1980对西南三叠纪蒸发岩模式研究工作的谈话记录。

2) 中国科学院地球化学所测定, 1981年

前人所做本区硫同位素结果基本一致。半封闭条件下,分馏作用小而导致沉积物中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 接近海水硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 的值(=20‰)。

4) 包体测温 对本区部分闪锌矿和方解石包体均一法测温表明,成矿温度都较低,平均小于160℃(表6)。而且一般包体较小,其中气相多在10—20%,没有NaCl和CO<sub>2</sub>的独立相。另据卢焕章均一法所测本区包体温度方解石为156℃,闪锌矿171℃,石英134℃。与我们所测值接近。他还测定了包体中含NaCl 3—6%,冷冻温度-2.3—-3.2℃。上述数据说明本区成矿是在低温低盐度水中进行的。

表6 包裹体均一法测温资料

Table 6 Data of measuring temperature of inclusions by of homogeneous method.

矿物	样品号	采样位置	实测各包裹体温度	平均温度	包体大小
方解石	凡-202/ZK <sub>1</sub> -5	200.71米矿体顶板	60℃, 120℃ 180℃ 200℃ 210℃	189℃	150℃
			220℃ 220℃ 220℃ 275℃		
	凡-81-21	-160中段23号顶板	101℃ 120℃	111℃	15μ
闪锌矿	凡-81-20	-160中段23号顶部	80℃ 110℃ 140℃	110℃	110μ
				138℃	
	凡-81-22	-160中段23号底部	180℃ 200℃ 210℃	206℃	0.5—17μ

## 二、矿床成因探讨

从上述资料分析,笔者认为该矿床应属同生沉积矿源层经成岩期后地下水淋滤富集而成。主要依据如下:

(1) 矿体完全受成岩期后断裂控制,矿体中有围岩残留体,故成岩应是围岩成岩以后。

(2) 矿体与围岩的界线清楚,常以节理、断裂为界,没有节理时矿体边界常以波浪起伏状相接,说明是矿液充填交代已固结岩石之结果。

(3) 原岩的孔隙度较大,陆源组分较多时,金属矿物亦较粗、较富(图版I, 8)。这也是矿液充填交代岩石的特征。

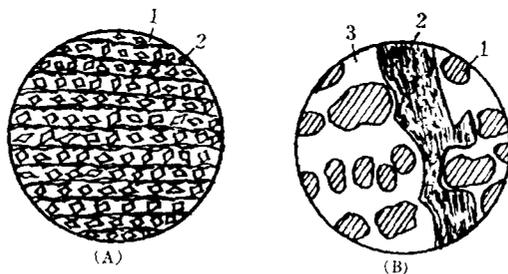
(4) 围岩蚀变弱,即使紧靠矿体的围岩,也见不到围岩蚀变带,排除了岩浆热液和火山成因的可能。

本区铅同位素组分变化较大,属“混合铅”。说明铅的来源不一,曾受到附近地层中放射性铅来源的污染。铅同位素年龄从280m.y.—395m.y.是泥盆世到石炭世的年龄。结合上述分析,成矿溶液水是来自动大气降雨。因此推断本区成矿物质来自含矿系本身及其上覆地层。

### 1. 矿源层存在的标志

1) 本区不纯碳酸岩占76.92%，这些岩石与矿化关系密切。有的岩石中含泥 碳质保留了同生褶皱条带构造，黄铁矿微粒则有规律地分布在条带中(图5 A)。部分含有有机质粉砂质灰岩，在500—800倍镜下能看到黄铁矿以0.002—0.02毫米的小立方体或霉菌状沿条带分布。上述二类岩石的原生结构、构造保留完好，无疑是区内矿源层之一。这与加拿大大奴湖南部松树角铅锌矿区中含微粒黄铁矿条带的“污迹层理”可能类似。另有一类闪锌矿以0.02—0.1毫米，最大1.5毫米，细粒分散在含有有机质泥晶灰岩的方解石晶洞中，它与区内块状富矿石完全不同，晚于方解石结晶(图版 I, 9)。据分析此类闪锌矿为成岩期产物，也属矿源层之一。但由于本区成岩后多次遭受构造破坏和挤压，多数矿源层已不保留原生结构构造。有机质多变形为不规则条带或团块(图5 B)。

据现代海洋中进行的各种物理化学作用和大量实验已证明贱金属主要以被吸附、离子交换和生物化学等方式迁移、聚集和沉淀的。海洋中能吸附贱金属沉淀的主要为有机



1. 白云石 2. 含黄铁矿的泥碳质条带、单偏光,  $\times 10$ , 凡-207/Zh<sub>1</sub>-8  
1. 闪锌矿 2. 含微粒黄铁矿的泥碳质条带 3. 次生石英单偏光 $16\times 4$ ,  
82-凡坑-4。

图5 含黄铁矿微粒白云岩(A)和块状闪锌矿石(B)

Fig. 5 A. Micrograined dolomitite with pyrite.

B. Massive sphalerite.

质、粘土、碳酸盐软泥等，因此本区大量不纯碳酸盐岩石的存在，为矿源层的形成起关键作用。

2) 区内含矿系中兰、绿藻类非常发育，特别是天子岭组中一上段，据统计藻瘤状灰岩和核形石灰岩占15—20%，局部达40—50%。藻类不仅在生长活动过程中，而且死亡之后的有机质对贱金属都有强烈富集作用，在镜下常见到黄铁矿交代藻球粒现象。从化学分析资料看，藻瘤状灰岩中平均Pb 0.0273%，Zn 0.086%，核形石灰岩中平均Pb 0.0085%，Zn 0.0288%。普遍比各自克拉克值高许多倍到一个数量级。因此此类岩石也是区内矿源层之一。

3) 黄铁矿的单矿物分析结果含有较高的铅、锌等金属(表7)。此外，据一些围岩中浸染状黄铁矿分析，含铅0.0025%。菱铁矿含铅0.013%。说明铅、锌等多金属还可作混杂物存在于黄铁矿和菱铁矿之中。

1) 区内存在少量霉菌状黄铁矿和交代各种化石的金属矿物，应是成岩期产物，也是

矿源层存在的一种方式。

综上所述,含矿系就是主要矿源层。

## 2. 矿源层改造富集的关键因素

本区矿源层改造富集成矿的关键因素有二,一是构造活动,二是地下水的淋滤。本区岩石固结之后经历了多次构造(主要是断裂)活动,使矿源层产生复杂的挤压破碎、层间滑动,特别是含碳质泥岩和含碳粉砂质泥岩、含碳泥质粉砂质灰岩等岩石中形成滑移揉皱,使矿源层形成网脉状裂隙,为地下水自上而下的淋滤并向主干断裂汇集提供了有利条件。据赖应箴的研究,控制本区矿体的断裂主要是北北东( $30^\circ$ )方向的几条古断裂。矿体主要分布在这些断裂之中及其两侧,而这些断裂自下而上切割大塘阶( $C_{1d}^b$ )但没有错动壶天群( $C_2+3t$ )。可是另一组近南北向的大断裂却自下而上明显地切过了壶天群。断裂本身并不产生矿化作用,因此主要成矿改造富集作用是发生在大塘阶之后,壶天群之前。

表7 黄铁矿的单矿物分析结果

Table 7 Analysis results of monomineralic pyrites.

样号	样重	纯度	金属含量%				Agg/T
			Pb%	Zn%	Cu%	Cd%	
凡-81-6	1克	>99%	0.017	0.024	0.010	0.0002	12.8
凡-81-8	1克	>99%	0.19	0.029	0.073	0.0003	6.4
凡-81-21	1克	>99%	0.025	0.001	0.006	0.0001	2.8
凡-207/ZK <sub>15</sub> -15	1克	>99%	6.48	1.43	0.057	0.0023	136

据粤北石炭纪岩相古地理研究<sup>1)</sup>表明,早石炭纪本区位于曲仁盆地的北缘,由于受到北部九峰隆起的影响,与盆地的其他地方对比,不仅其厚度大大地减薄,而且在孟公坳组上下分别缺失刘家塘组和邵东组,在测水组之上下又别缺失梓门桥组和石磴子组的沉积(图1)。中上石炭纪壶天群不整合盖在测水之上,说明本区在早石炭纪<sup>2)</sup>常暴露地表。由于含矿系的上部暴露地表,改变了pH、Eh值,破坏了原岩石的物-化平衡条件,使原生还原条件下形成的各种矿物(包括Zn、Pb等硫化物)解体,有利于其中的贱金属释放,提供了贱金属的部分来源。

在气候潮湿、植被发育地区的地表水是偏酸性的。本区测水组是成煤期,其地表水无疑含有较多腐殖酸。它不仅本身能吸附大量的贱金属和形成有机-金属络合物,而且还

1)湖北所,广东石炭系岩相古地理 1976年

2)据广东冶金932队和凡口地质科资料,该层位为区内第二含矿层。《广东曲仁盆地凡口式菱铁矿-铅锌矿床地质特征及找矿方向》,广东冶金地质,1979年增刊。

有护胶作用（如吸附贱金属的 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 胶体）。这种含腐殖酸的地表水不仅能把表层释放出的贱金属带走，而且当它通过裂隙自上而下渗透过程中还继续不断地吸附分散在矿源层中的贱金属。由于矿源层是不纯的碳酸盐岩，有利于酸性水释放和捕获其中的贱金属。这样酸性地表水在渗透过程中逐渐地变成了含贱金属的地下卤水。当然，经过了漫长的地质过程才改造成现今如此巨大的矿床。

### 三、成矿模式

被有机质和胶体等吸附及形成络合物的贱金属是在酸性氧化介质中搬运的，当到了碳酸盐沉积盆地后，由于酸碱中和，胶体解体，多数回到了水体中，但在盆地底部有机质（包括异地和原地生物）腐烂产生腐殖酸，使水体中的贱金属又被有机质及碳酸盐软泥等吸附于底部沉积物中。当沉积物被埋藏后，厌氧细菌大量繁殖，有机质进一步菌解。一方面使环境转入酸性还原，另一面使粒间水（实际上是海水）中硫酸盐还原产生 $\text{H}_2\text{S}$ ，并与吸附在沉积物中贱金属结合产生金属硫化物，形成矿源层。区内黄铁矿交代也主要发生在这个阶段。矿源层固结后，经历了上述的构造破坏和地下水渗滤，形成了含贱金属的卤水（图6）。随着卤水向深部渗透，Eh降低，pH增加。当 $\text{pH} = 7$ 时，为卤水中的 $\text{SO}_2$ 主要析出阶段<sup>1)</sup>形成了区内完好的石英晶体。按休曼交代序列和溶度积大小次序，黄铁矿比闪锌矿、方铅矿的亲硫性强，且溶度积小，故先析出。因此黄铁矿紧接石英析出后大量结晶，形成区内石英黄铁富矿石，且普遍交代石英，这就是本区第一个主要成

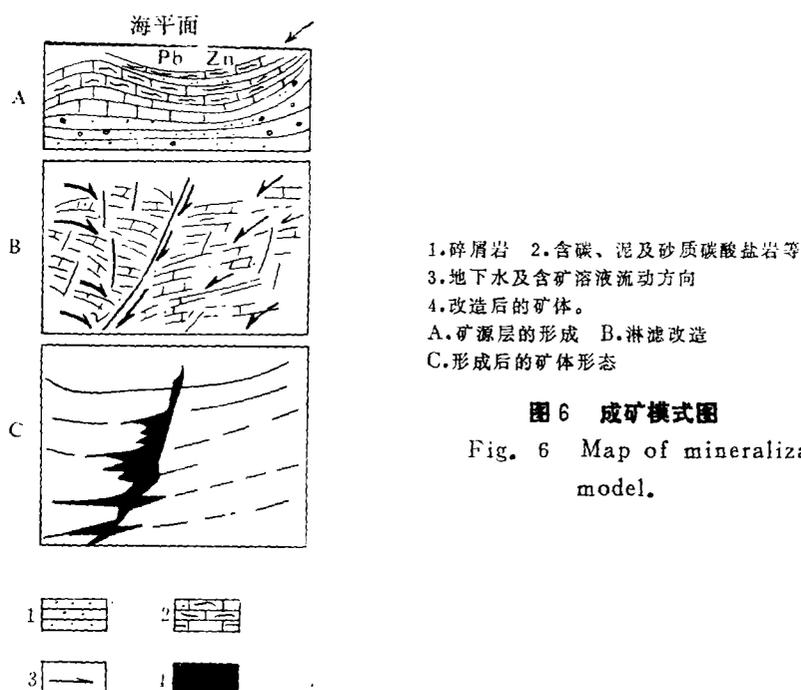


图6 成矿模式图

Fig. 6 Map of mineralization model.

1) 从石英溶解模拟实验表明：酸性介质中为弱溶解、中性介质基本不溶解，有利于沉淀，而碱性中溶解速度快。

矿期。至今仍有 1/4—1/5 此类富矿石未被第二期矿化所交代。随着石英、黄铁矿的大量结晶,加之碱金属及  $\text{CaCO}_3$  的浓度增加,使含矿卤水的 pH 进一步升高,进入第二成矿期,即 Zn、Pb 成矿期<sup>1)</sup>,它是本区最主要的成矿期。此期除初期闪锌矿、黄铁矿结晶较好外,绝大部分为脉状矿石,而且多数充填交代第一期矿石形成石英铅锌—黄铁矿的各类矿石。这是本区成矿的高峰,也是末期。至此止,矿床规模基本定局。虽然印支—燕山运动期有北东向断层使矿体产生一些错动,但没有大规模矿化改造富集作用了。

凡口地质科和冶金 932 地质队给予大力支持、童树敦、古向阳密切协作,同位素由张理刚、韩友科,包体测温由常海亮完成,杨超群研究员、吴保禄副所长审阅并提出宝贵意见,在此一并致谢!

(收稿日期 1982年12月16日)

### 参 考 文 献

- (1) 中国科学院地球化学研究所有机地球化学研究室, 1982, 有机地球化学, 科学出版社
- (2) 刘宝瑞主编 1980, 沉积岩石学, 地质出版社
- (3) 王英华等, 1983, 氧、碳同位素组成在研究碳酸盐岩成岩作用中的意义, 地质评论, 29卷第3期。
- (4) H. Skall, 1975, The paleoenvironment of the Pine Point Lead-Zinc District, ECONOMIC GEOLOGY 1975, No.1

## GEOLOGIC CHARACTERISTICS AND GENESIS OF HUGE STRATA-BOUND LEAD-ZINC ORE DEPOSIT OF FANKOU, GUANGDONG

Chen Yaoqin    Zeng Bofu

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources,  
Ministry of Geology and Mineral Resources)

### Abstract

The huge lead and zinc deposit of Fankou, Guangdong is a strata-bound ore deposit located in carbonate rocks of Middle -Upper Devonian series. The orebody chiefly appears in the transition zone between the carbonate rock and the fragmental rock, and also in the carbonate rock. The orebody is controlled by faults. The ore-bearing rocks mostly are micrites with a great deal of algae and contain a good

1)据中国科学院海洋所顾宏堪等实验,  $\text{Zn}^{++}$ 、 $\text{Pb}^{++}$ 只有 pH=8 时才被大量吸附沉淀。海洋科学集刊, 1978年。

few of terrigenous clastic and carbonaceous sediments. The dolomitization of the ore-bearing rocks is not intense. There are, however, residues of wall rocks in the orebody which is bordered by joints on the surrounding rock.

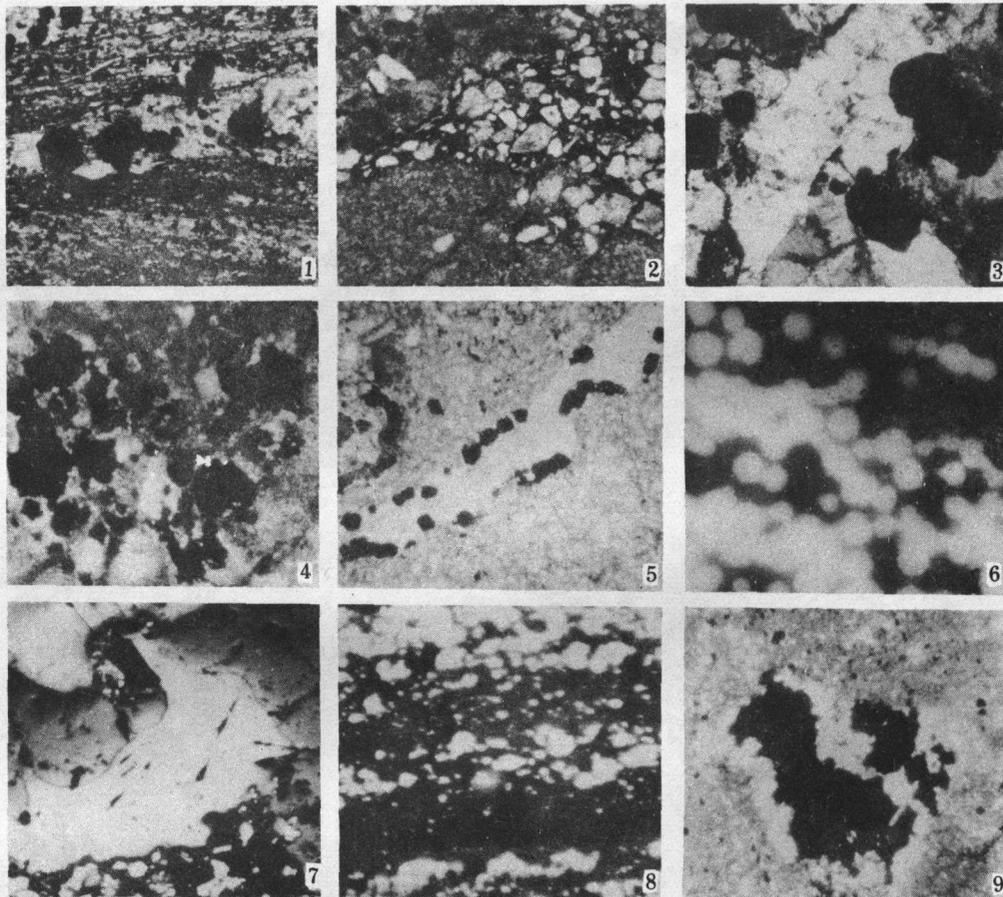
The data of oxygen isotope and geochemistry show that the surrounding rock is formed in a semi-cutoff (restricted), a little higher salty and quiet environment close to a paleocontinent.

According to a lot of data of microcosm and macrocosm of this area, we consider that the genesis of the ore deposit may belong to epigenetic mineralization. Having deposited, the sourcebed was destroyed by the tectogenesis and leached out by underground water so that the thermal ore-bearing water was formed. It filled along faults, forming the ore deposit. The analyses of oxygen isotopes and hydrogen have proved that the ore-bearing water comes from the rainwater percolated downwards. Ages of lead isotopes are from the Devonian Period to the Carboniferous Period (280—395 my.). The analyses results of sulphuric isotope demonstrate that the sulfur comes from the reduction of the sulfite in the seawater. All these data show that metallogenetic materials come from ore-bearing system.

The chief marks of the sourcebed are the following: The micrite with organism and terrigenous fragments make up 76.92% of the ore-bearing system. The mud-organism in the micrite is in close relationship with the mineralization of pyrite and sphalerite, etc. Sometimes, the belt of pyrite-bearing mud-organism with syngenetic fold can be found in some rocks. But the most parts of mud-organism have been come pressed by tectogenesis into an irregular belt or mass. In addition, algal and stromatolitic limestones rich in Zn, Pb make up 15—20% of the ore-bearing system. The framboid pyrite is often found in the carbonaceous limestone. Sometimes, fine-grained sphalerites (0.02—0.1mm) are distributed in the vugs of calcites in the carbonaceous limestone. It is a diagenetic production and retains a mark of the sourcebed.

There are two main factors to cause Pb, Zn concentration in this area. One is that many tectonic activities after diagenesis make the sourcebed produce many fissures and the sourcebed is eroded so that it provides a condition for the leaching of the sourcebed. The other is that the surface water with humic acid leachs downwards and absorbs metals in the sourcebed, gradually the ore-bearing hydrothermal water is formed.

The metallogenetic model of this area is the following, the metals move into the carbonate depositional basin chiefly in the form of complexes and being adsorbed by colloid and clay. As a result of the decomposition and reduction of organisms in this basin, the ore-bearing elements are adsorbed by organisms and formed the superimposed carbonate in the sea-bottom sediments. During the diagenesis stage, the organisms have further decomposed and reduced, and this make the marine sulfate reduce to produce  $H_2S$  in the unconsolidated sediment, which is combined with metals to form sulfides retaining in the sourcebed. Undergoing the tectonic failure, erosion and leaching of surface water after diagenesis, the present ore deposit is formed.



1. 条纹状黄铁矿化粉砂质泥岩，黄铁矿（黑色）交代石英（白色）及条带状粘土矿物，正交偏光， $D_3t^c$ 。  
 2. 含黄铁矿的碳泥——粉砂质（白粒为石英）条带，沿灰岩裂隙分布，单偏光， $D_3t^b$ 。 3. 黄铁矿（黑色）交代自生石英，正交偏光， $D_3t^{a-b}$ （I号矿体）。 4. 黄铁矿（黑色粒状）交代苔藓虫化石，单偏光， $D_3t^c$ 。 5. 黄铁矿（黑色晶粒）交代腕足类化石（白色，片纤），单偏光， $D_3t^a$ 。 6. 霉菌状黄铁矿，反光。 7. 方铅矿（白色，不规则状）交代闪锌矿，后者又交代、包围黄铁矿（白色粒状），反光。 8. 黄铁矿（白色粒状）嵌入条带状粉砂质泥岩中，粉砂较多则黄铁矿亦多且粗，反光， $D_3t^c$ 。 9. 方解石晶洞中之粒状闪锌矿，单偏光， $D_3t^c$ 。