

## 七宝山多金属矿床成因模式

陆玉梅 殷浩然

沈瑞锦

(湖南省地质矿产局402队)

(湖南省地质矿产局473队)

## 一、地质条件

七宝山是湖南省颇为有名的一个多金属矿床, 开采历史悠久。它位于永和—七宝山—桂竹湾断褶带的次一级构造——永和—横山向斜的东端。向斜核部分布石炭系中上统壶天群白云岩、白云质灰岩, 向斜北翼由震旦系下统莲沱组及石炭系下统大塘阶组成, 南翼被区域断层( $F_1$ )破坏, 致使上元古界冷家溪群千枚岩逆冲在壶天群之上(图1)。

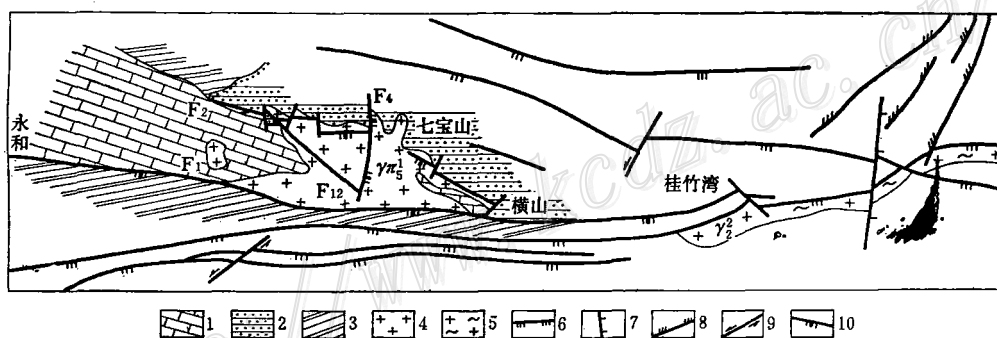


图1 七宝山矿区区域地质示意图

1—石炭—二叠系, 2—震旦系下统, 3—前震旦系, 4—印支期花岗岩, 5—雪峰期花岗岩, 6—压性断层, 7—张性断层, 8—压扭性断层, 9—扭性断层, 10—复合断层

Fig.1. Schematic regional geological map of the Qibaoshan mining area.

1—Carboniferous-Permian; 2—Lower Sinian; 3—pre-Sinian; 4—granite porphyry of Indo-Sinian period; 5—granite of Xuefeng period; 6—compression fault; 7—tension fault; 8—compression-torsion fault; 9—torsion fault; 10—complex fault.

矿区构造较复杂, 各个方向的构造形迹均有发育。有近东西向、近南北向、还有北东向, 北西向。其中以近东西向的构造规模最大, 发育程度最好, 活动时间最长, 与成岩成矿的关系也最为密切。根据各组断裂的发展阶段、力学性质的转变过程以及它们的组合关系, 将矿区构造归并成两个构造体系, 即东西向构造体系及新华夏构造体系(表1)。

七宝山岩体是个的复式岩体。出露面积较小(2平方公里), 相带不清, 构造控制比较明显, 呈岩株状产出。磷灰石U-Pb年龄值为227百万年<sup>①</sup>, 全岩Rb-Sr等时线年龄值为193

① 宜昌地质矿产研究所测定。

百万年<sup>①</sup>，属印支期侵入体。

根据岩体内部的侵入穿插关系，将其分为三次侵入。它们都属硅铝过饱和的过碱性岩石，其岩性为花岗斑岩。第一次侵入体是七宝山岩体的主体，它活动时间最长，规模最大，

受东西向  $F_1$ 、南北向  $F_4$ 、北西向  $F_{12}$  的复合部位控制，主干向南倾斜，浅部向东西两侧超覆，呈一似蘑菇形，东西长6000余米，南北宽10~1000米，面积1.7平方公里。第二次侵入体基本上继承了第一次侵入体上升的通道，侵入在第一次侵入体之中，并隐伏在它下面，仅在  $F_4$  北端出露地表，出露面积0.3平方公里。根据成矿元素丰度及岩体、矿体空间位置的关系，第二次侵入体与成矿关系更显密切。第三次侵入体属成矿后的脉岩，规模很小。

断裂组合关系及其体系归属表

表1

| 性质<br>时间<br>断裂方向 | 印支早期    | 印支晚期 燕山早期 | 燕山后期    |
|------------------|---------|-----------|---------|
| 近东西向             |         |           |         |
| 近南北向             |         |           |         |
| 北东向              |         |           |         |
| 北西向              |         |           |         |
| 组合关系             |         |           |         |
| 体系归属             | 东西向构造体系 | 新华夏构造体系   | 新华夏构造体系 |

注：/ 压性断层    / 张性断层    / 扭性断层    / 压扭性断层  
/ 张扭性断层    / 形迹不明断层

七宝山岩体的稀土元素球粒陨石标准化模式呈一向右陡倾斜的曲线；矿床中铅同位素组成落在太平洋西岸岛弧铅的范围内，也正好落在华南区与同熔型花岗岩类有关矿床铅的范围内<sup>②</sup>；岩体中的初始铷的同位素组成  $Sr^{87}/Sr^{86}$  为 0.708<sup>③</sup>；岩石中的副矿物组合为磁铁矿、磷灰石、锆石，磁铁矿含量大大超过钛铁矿。以上分析，说明形成七宝山岩体的岩浆主要来源于上地幔，在上升过程中有一部分陆壳成分参与，在地壳浅部凝固，岩浆类型属混合源同熔型。

## 二、矿床特征

七宝山矿床中共有大小矿体 200 多个。按成矿作用方式，将它们归并成三种不同类型的矿体：即热液作用形成的充填型矿体；接触交代作用形成的矽卡岩型矿体；风化作用形成的残余型矿体。

充填型矿体分布在矿区东西两端，严格受  $F_2$  及小断裂裂隙控制。矿体形态简单，无分支复合现象，呈层状、似层状、透镜状产出。其中受  $F_2$  控制的矿体是矿区的主矿体。其空间上不连续，分成六个独立矿体。矿体中无夹矸，大部呈致密块状，中浅部由于地表水、构造水的渗透，使矿物之间的结合力下降，变成散粒状。主要矿石类型为黄铜矿-黄铁矿矿石、闪锌矿-黄铁矿矿石、方铅矿-黄铜矿、闪锌矿-黄铁矿矿石。它们三者很难截然分开，都以黄铁矿为主，普遍含有黄铜矿、闪锌矿、方铅矿，仅以后三者的含量不均匀区别之，还见有极少量辉铋矿、白铁矿。它们大都呈块状构造、散粒状构造。晶粒结构，极少量呈乳浊状结构。

① 宜昌地质矿产研究所刘娟群提供。

② 杨超群1982年资料。

矽卡岩型矿体分布在矿区中部,形态复杂,产状多变。矿体中夹矽较多。矿石类型主要是磁铁矿-黄铁矿矿石,还见少量纯磁铁矿矿石。主要矿物为磁铁矿、黄铁矿,次为黄铜矿、闪锌矿。矿石多呈条带状及浸染状构造,晶粒结构及交代结构。

残余型矿体分布在矿区东西两端的浅部。它赋存在花岗斑岩超覆于壶天群白云质灰岩之上所构成的接触带中。由于长期风化剥蚀,矿体裸露地表,在含氧水的作用下,矿体中原来的硫化物几乎全变成了氧化物、氢氧化物及盐类矿物,形成了以褐铁矿及铁锰土为主要成分的风化残余型矿体。

整个矿床中除主要成矿元素 S、Cu、Pb、Zn、Fe 以外,还伴有多量的有益组分 Au、Ag、Ga、In、Ge、Cd、Te 等。它们之中除 Au 呈独立矿物存在以外,其它均呈类质同象形式存在于闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等矿物中,尤其是闪锌矿中。

### 三、矿床成因

#### (一) 成矿温度及深度

1. 本区矿物中包裹体数量较多而个体较小,大部分都小于 $20\mu$ ,形态不规则。以气液包裹体为主,气液比接近50%者极少,一般均小于25%。

对矿体及岩体中采集的石英及硫化物进行爆裂法和均一法测温表明,无论是岩体还是矿体中的石英形成温度大致在 $400-430^{\circ}\text{C}$ 和 $300-385^{\circ}\text{C}$ 二个区间。而硫化物形成温度集中在 $210-300^{\circ}\text{C}$ ,相当石英形成温度的下限。

根据共生含氧矿物对之间的氧同位素分馏作用测定成岩温度为 $586-800^{\circ}\text{C}$ ,磁铁矿析出温度为 $500^{\circ}\text{C}$ 。

根据单矿物中微量元素含量与成矿温度之间的关系,矿床中闪锌矿大部分呈自形粒状集合体出现。除极少数为浅色者外,基本呈棕黑色、黑色。其中 Zn/Cd 比值为 $215.63-257.33$ , Ga/In 比值为 $0.087-1.211$ 。这表明闪锌矿形成于中温阶段<sup>[2]</sup>,大约 $210-300^{\circ}\text{C}$ 范围内。黄铁矿中 Se/Te 比值 $1:1-1:4$ 、 $1:5-2:1$ ,也属于中温阶段产物<sup>[2]</sup>。

以上温度资料说明:①混合岩浆热水由深部向浅部运移,温度有规律地逐渐降低。其全过程为:岩浆上升造岩矿物晶出,成岩温度为 $586-800^{\circ}\text{C}$ ;到矽卡岩阶段,磁铁矿晶出为 $500^{\circ}\text{C}$ ;到热液阶段,石英晶出约为 $320-400^{\circ}\text{C}$ ,最后大量硫化物晶出在 $210-300^{\circ}\text{C}$ 之间。②矿物形成温度与其生成顺序一致,一般先生成的温度略高,后生成的温度微低。③充填型矿体形成温度略低于交代型矿体,也就是近岩体中心的矿体其形成温度较高,随着离岩体距离的增加而温度逐渐降低。但晚期矿化往往叠加在早期矿化之上,致使近侵入体中心的矿体中,有部分硫化物形成温度较低。

2. 根据成分、结构、产状及形成温度,七宝山岩体属浅成侵入体。且岩体出露面积小,其上部保存大量围岩盖层,厚达 $1253.84$ 米,说明岩体剥蚀深度不大。七宝山矿床应在中浅部,即几百米至2公里的深度内形成。

#### (二) 成矿流体性质及成矿元素迁移形式

1. 成矿流体的化学成分:石英包裹体液相中所含盐类的种类及气相中所含元素种类列于表2。

表 2

| 与<br>矿体<br>相伴<br>之<br>石<br>英 | 液 相 (微克/克)     |                 |                  |                  |                |                 | 气 相 (微克/克)       |                 |                    |                |                    |                      |
|------------------------------|----------------|-----------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|------------------|-----------------|--------------------|----------------|--------------------|----------------------|
|                              | K <sup>+</sup> | Na <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | F <sup>-</sup> | Cl <sup>-</sup> | H <sub>2</sub> O | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub>     | N <sub>2</sub> | CO                 | CH <sub>4</sub>      |
|                              | 3.5            | 12              | 1.6              | 0.74             | 0.55           | 1.1             | 450              | 39.54           | $5 \times 10^{-2}$ |                | $9 \times 10^{-1}$ | $5.4 \times 10^{-1}$ |

(湖南冶金地质研究所测)

从矿石的化学成分及与黄铁矿共生之石英中气液包裹体的成分,说明成矿热液的最主要组分为 H<sub>2</sub>O, 基本组分为 Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>, 金属成矿元素为 Ca、Pb、Zn、Fe, 溶解的气体有 CO<sub>2</sub>、CO、CH<sub>4</sub>, 其他微量元素有 Ga、In、Ge、Cd、Te、Au、Ag。属 Na-K/Cl 型。

溶液中K与Na 原子比大于1, 说明溶液中钠离子浓度较高; 溶液含盐度较高, 以致包裹体中同时出现NaCl、KCl子矿物。

2. 根据围岩蚀变类型, 间接判断热液的酸碱度变化。矿区热液蚀变主要为绢云母化、硅化和碳酸盐化。绢云母化是在酸淋滤作用下进行的, pH 值较低。而这一蚀变又使溶液中逐渐增加碱性成分, 使其pH值升高向碱性转化。在这偏碱性条件下, 大部分金属硫化物晶出, 并与硅化石英紧密共生。硫化物的晶出, 又引起热液中碱性组分浓度的增加, 而出现了较晚的碳酸盐化。这说明成矿热液总演化趋势是酸性—偏碱性—弱碱性。

3. 金属元素在高温情况下, 不可能呈自由离子形式存在而进行迁移搬运。但许多元素的络合物都易溶于水, 金属元素就呈络离子形式存在于水溶液中。络离子在水溶液中比较稳定, 这就大大增强了金属元素的迁移能力。

本矿床成矿溶液中含 Cl<sup>-</sup> 多于 F<sup>-</sup>, 故金属元素在这混合岩浆热液中更大的可能是以氯化物络合物的形式存在。含有碱金属的溶液能促使很多金属元素形成各种易溶的稳定的络合物进行搬运、转移。当溶液与围岩作用, 温度、压力的降低, 介质pH、Eh 值的改变, 络合物则发生分解, 与溶液中的 S<sup>2-</sup>、HS<sup>-</sup> 结合而沉淀, 形成各种硫化物。

### (三) 成矿物质来源的推断

#### 1. 矿床的稳定同位素

(1) 硫同位素: 整个矿床中, 无论是充填型矿体, 还是交代型矿体, 其硫同位素组成基本接近,  $\delta S^{34}$  值的变化范围在 1.8~5.1‰ 之间, 区间差 3.3‰。矿体中硫同位素组成都为正值, 频率图上塔式效应明显 (图2)。利用矿物对 (图3), 求得成矿热液中的  $\delta S^{34}$  值为 2.3~2.6‰ 及 3.5‰, 接近 0 值。这种接近陨石值的硫同位素组成特点, 反映出硫主要来源于深源岩浆。

(2) 铅同位素: 本矿床共采铅同位素样 7 个, 铅同位素组成特征如表3。

由表得知:

① 矿床中铅同位素组成较稳定, 变化在 0.5% 之内, 未超出分析误差, 含量低, 比值不高。

② 按 Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup>—Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>204</sup> 座标图, 或按 Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup>—Pb<sup>208</sup>/Pb<sup>204</sup> 座标图投点, 七

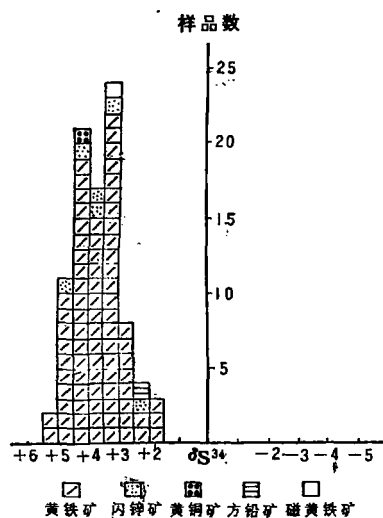


图2 七宝山矿床硫同位素组成直方图  
Fig. 2. Histogram showing isotopic compositions of sulfur of the Qibao-shan ore deposit.

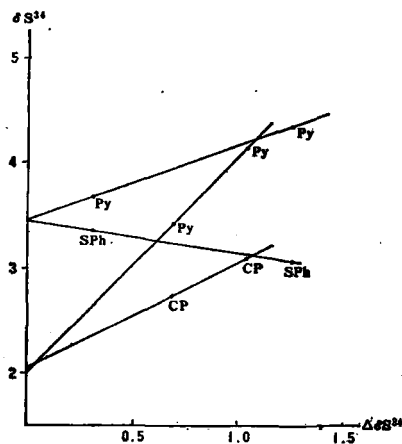


图3  $\Delta\delta S^{34}$ 与 $\delta S^{34}$ 的关系图  
Sph—闪锌矿; Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿  
Fig. 3. Diagram of  $\Delta\delta S^{34}$  versus  $\delta S^{34}$ .  
Sph-Sphalerite; Py-pyrite; Cp-chalcopyrite.

宝山铅正好落在正常铅增长曲线范围内。

③ 七宝山矿床铅同位素值正好在多伊<sup>[3]</sup>归纳的岩浆成因矿石的范围之内,即 $Pb^{206}/Pb^{204} < 19.5$ ,  $Pb^{208}/Pb^{204} < 39$ 。

④ 按公式 $x_1 = a_0 + \mu_1(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t})$ , 求出 $\mu_1$ 值为9.23~9.63 (其中 $a_0 = 9.307$ ,  $\lambda = 0.155125$ ,  $t_0 = 44.3$ 亿年,  $t = 2.27$ 亿年)。

⑤ 按公式 $z_1 = c_0 + w_1(e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t})$ , 求出 $w_1$ 值为38.47~40.53 (其中 $c_0 = 29.476$ ,  $\lambda' = 0.049475$ )。

上述特征说明矿床中铅同位素组成基本属正常铅, 钍铅偏高。用多伊单阶段演化计算及斯塔西二阶段演化计算所获铅模式年龄为2亿年左右, 与七宝山岩体年龄基本吻合, 表明铅源主要来自具有深源特征的岩浆源。

(3) 氢氧同位素: 利用石英—黑云母、石英—磁铁矿内部计温法:  $1000 \ln \alpha_{QM-T} = 4.32 \times 10^6 T^{-2} + 1.45$ ,  $1000 \ln \alpha_{Q-Bi} = 4.07 \times 10^6 T^{-2} - 1.11$ , 求得成岩温度800℃、586℃, 取其近似平均值700℃; 再利用矿物—水平衡计算法:

$$1000 \ln \alpha_{Q-H_2O} = 2.51 \times 10^6 T^{-2} - 1.95$$

$$1000 \ln \alpha_{Bi-H_2O} = 0.03 \times 10^6 T^{-2} - 2.59$$

$$1000 \ln \alpha_{Mt-H_2O} = -1.47 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$$

表3 铅同位素特征表

| 编号             | 测定对象 | $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ |
|----------------|------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| 同05-3          |      | 18.118                      | 15.537                      | 38.882                      |
| 铅 <sub>2</sub> | 方    | 18.478                      | 15.628                      | 38.708                      |
| 铅 <sub>3</sub> |      | 18.467                      | 15.663                      | 38.806                      |
| 铅 <sub>4</sub> | 铅    | 18.420                      | 15.723                      | 38.818                      |
| 铅 <sub>5</sub> |      | 18.268                      | 15.602                      | 38.468                      |
| t-9①           | 矿    | 18.10                       | 15.626                      | 38.628                      |
| t-13①          |      | 18.372                      | 15.809                      | 38.948                      |

① 据金荣龙1983年资料。

求得岩浆热水的 $\delta O^{18}$ 值为9.45~11.3‰。测得岩体石英包体水的 $\delta D$ 值为-79.6‰、-76.3‰。

据磁铁矿及共生石英的 $\delta O^{18}$ 值,利用氧同位素内部计温法: $\delta O_0^{18} - \delta O_M^{18} = 5.2 \times 10^6 T^{-2}$ ,求得矿物生成温度为500℃。再利用矿物-水平衡计算法: $\delta O_M^{18} - \delta O_{H_2O}^{18} = 1.47 \times 10^6 T^{-2} - 3.7$ ,  $1000 \ln \alpha_{Q-H_2O} = 2.51 \times 10^6 T^{-2} - 1.95$ ,求得介质水的 $\delta O^{18}$ 值为11.1‰、11.3‰。其

具体数据列于表4。

表4  $\delta O_{H_2O}^{18}$  值计算表

| 测定矿物    | $\delta O_{矿物}^{18}$<br>(‰) | 矿物对<br>平衡温<br>度 | 近似<br>平均<br>温度 | $\delta O^{18}_0$<br>(‰) | $\delta O_{H_2O}^{18}$<br>(‰)<br>平均值 |
|---------|-----------------------------|-----------------|----------------|--------------------------|--------------------------------------|
| 岩①<br>体 | 石 英                         | +11.3           | 586℃           | 10.6                     | 10.38                                |
|         | 黑云母                         | +6.9            |                | 9.52                     |                                      |
|         | 石 英                         | +10.9           | 800℃           | 10.2                     |                                      |
|         | 磁铁矿                         | +5.7            |                | 11.0                     |                                      |
|         | 石 英                         | +11.2           | 700℃           | 10.5                     |                                      |
|         | 磁铁矿                         | +4.2            |                | 9.45                     |                                      |
|         | 石 英                         | +11.5           |                | 10.8                     |                                      |
|         | 石 英                         | +12.0           |                | 11.3                     |                                      |
| 矿②<br>体 | 磁铁矿                         | +4.9            | 500℃           | 11.1                     | 11.2                                 |
|         | 石 英                         | +13.6           |                | 11.3                     |                                      |

①刘赟群提供; ②宜昌地质矿产研究所测

黄铁矿中Se/Te比值为1:1~1:5属热液型<sup>[2]</sup>。七宝山矿床黄铁矿中的Se/Te比值大部为1:1~1:4,属热液型。

以上特征说明,矿床属岩浆热液型,金属物质主要来自下地壳或上地幔,携带金属物质的热水是与七宝山岩体有关的混合岩浆水。因此,该矿床为混合岩浆流体成岩期后高中温热液充填交代型矿床。

#### 四、成 矿 模 式

印支—燕山期的构造运动,促使下地壳或上地幔的携带有重金属元素的岩浆热液,开始向地壳浅部上升。早期热液中含大量F、Cl阴离子,pH值低,多呈酸性、弱酸性。到了中期,热液中F、Cl阴离子减少。当溶液流经碳酸盐岩石时,使原来酸性、弱酸性的含矿热水,变为中性甚至弱碱性溶液,这时硫化物晶出,形成矿体。

为了系统地概括矿床的形成机理,把矿床生成的时间、空间、物质来源和促使矿质集中的能量等因素联系起来,特用图表形式说明七宝山多金属矿床可能的成矿模式(表5、图4)。



## GENETIC MODEL OF THE QIBAOSHAN POLYMETALLIC ORE DEPOSIT

Lu Yumei and Yin Haoran

(402 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Hunan Province)

Shen Ruijin

(473 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Hunan Province)

### Abstract

The genesis of the Qibaoshan ore deposit, a well-known large-sized polymetallic deposit in Hunan Province, has long been a subject of much controversy, and the authors have tentatively advanced in this paper their own opinions on this problem on the basis of a summarization of various characteristics of this deposit.

Located at the east end of the Yonghe-Hengshan second-order syncline of the Yonghe-Qibaoshan-Guizhuwan fault-fold zone, the mining area is stratigraphically simple and structurally complex; the repeated activities of Indo-Sinian granite porphyry provided favorable conditions for mineralization.

The orebodies are unexceptionally confined to various structures and fractures, and the main orebody is controlled by fault  $F_2$  which coincides basically with the pseudoconformity surface between Hutian Group and Datang Stage. In addition to the major metallogenic elements such as sulfur, copper, lead, zinc and iron, the deposit has considerable amounts of associated rare earth elements and precious metals, thus greatly raising its commercial value.

From large quantities of laboratory data cited in this paper, the following conclusions have been drawn: the deposit was formed at moderate to small depths—from several hundred meters to some 2 kilometers below the surface, major sulfides crystallized from 200°C to 300°C; sulfur isotopic composition of sulfides is basically in agreement with that of medium water, both close to the sulfur isotopic composition of meteorite; isotopic composition of lead indicates fundamentally a normal lead with only thorium lead having slightly higher values,  $\mu < 10$ ,  $\omega < 41$ ; ore-forming fluids were acid-slightly alkaline-weakly alkaline mixed magmatic hydrothermal solutions, and metallogenic elements were transported in the form of chloride complexes; metallogenic materials were derived mainly from lower crust or upper mantle; the medium carrying metallic materials was mixed magmatic water related to Qibaoshan intrusive mass.

All these data have led the authors to formulate a metallogenic model, suggesting that this deposit should be genetically assigned to post-magmatic high-medium temperature hydrothermal filling-replacement type.