

# 广东凡口超大型铅锌矿床成矿温度研究<sup>\*</sup>

郭洪中 李兆麟

(中山大学地球科学系, 广州 510275)

**摘要** 从流体包裹体的均一温度、爆裂温度、硫同位素地质温度计及有机质成熟度指标等方面对凡口铅锌矿床的成矿温度进行了研究。结果表明包裹体的均一温度  $T_{\text{G}}$  为  $159^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{H}}$  为  $181.2^{\circ}\text{C}$ ，爆裂温度  $T_{\text{B}} = 234^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{Sp}} = 264^{\circ}\text{C}$ ；硫同位素地质温度计推算的成矿温度在  $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$  之间；有机成熟度指标测得的古地温在  $153\text{--}258^{\circ}\text{C}$  之间，平均古地温为  $230^{\circ}\text{C}$ 。据测温结果讨论了成矿温度、古地温、基底构造与沉积盆地之间的关系。

**关键词** 成矿温度, 古地温, 基底构造, 铅锌矿床, 凡口

**分类号** P 618.4

矿床, 不论是金属的和非金属的, 都是地球外壳中绝大部分呈分散分布的一种或多种有用物质的聚集体或富集体。具体一个矿床的形成, 实质上是“源、运、转、聚”的结果, 是有用的成矿物质“动”与“静”的辩证统一, 而矿床的成矿温度是控制成矿元素“动”与“静”的首要物理化学条件之一。过去对凡口铅锌矿床的研究, 多数仅开展过包裹体测温, 缺乏其它方法的相互对比、验证及相互补充, 特别是缺乏通过古地温的研究认识盆地的形成及演化过程。本文综合应用包裹体测温、同位素地质温度计、镜质体反射率多种方法研究了凡口超大型铅锌矿床的成矿温度及与盆地热演化史的关系。

## 1 地质特征简述

凡口矿床位于粤北曲仁海西构造盆地的北缘, 该盆地处于南岭纬向构造带的中段, 九峰东西向构造带的南端。盆地北界为诸广山花岗岩带, 南部以贵东—大东山花岗岩带为界与英德盆地相接<sup>[1]</sup>。盆地周围的前泥盆纪浅变质岩系构成本区的褶皱基底, 盖层为晚古生代滨海—浅海相碎屑岩—碳酸盐岩建造。贯穿全区的大断裂主要有北东向的郴县—怀集大断裂、东西向的九峰山大断裂、贵东大断裂等。粤北山区巛谷相间的物理场特征显示为上地幔凹陷区, 凹陷幅度最大的中心位于郴县—怀集大断裂附近, 说明该大断裂切割深度颇大。空间上, 凡口超大型铅锌矿床位于曲仁盆地边缘碳酸盐岩与碎屑岩相变地带的区域相对隆起部位上, 并且伴有同生断裂。矿床特征表现为矿体形态复杂、围岩蚀变弱、矿石矿物成分简单等特征。

\* 国家自然科学基金 (49173170) 和高等学校博士学科点专项科研基金 (9155814) 资助项目

收稿日期: 1996-05-26 郭洪中, 男, 34岁, 博士后。

## 2 测温结果

### 2.1 包裹体测温

从凡口铅锌矿床不同的矿石类型及围岩中挑选出的方解石和闪锌矿单矿物样品,其包裹体均一温度的测定是在 135(型显微加热台上进行的,测定结果如图 1,爆裂温度测定结果如图 2.从结果可以看出,方解石的均一温度在 105~ 241℃之间,众数值在 140~ 200℃之间,平均温度为 159℃.闪锌矿的均一温度在 118~ 251℃,众数值在 140~ 200℃之间,平均温度为 181.2℃.从均一温度看,闪锌矿的均一温度高于方解石的,这与矿物的晶出顺序是一致的.

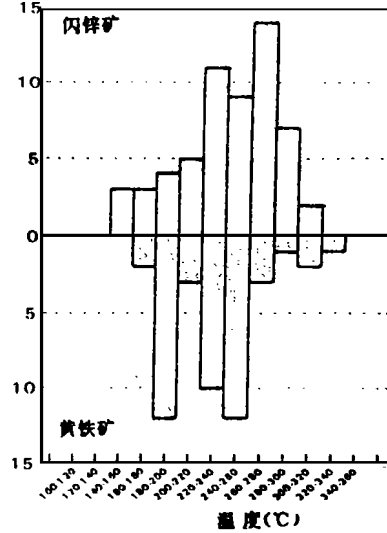
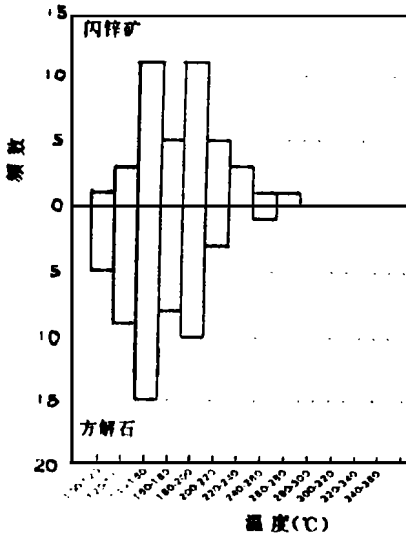


图 1 凡口铅锌矿包裹体均一温度频数分布图

图 2 凡口铅锌矿包裹体爆裂温度频数分布图

凡口矿区黄铁矿和闪锌矿的爆裂温度特征为,黄铁矿 170~ 330℃,众数值 180~ 260℃,平均 234℃;闪锌矿 155~ 305℃,众数值 220~ 280℃,平均 264℃;黄铁矿的爆裂温度较闪锌矿的低.从图 2可以看出,黄铁矿的爆裂温度比较分散,塔式效应没有闪锌矿的明显,这是由于黄铁矿的形成贯穿黄铁矿化阶段和铅锌矿化阶段两个成矿阶段,而闪锌矿主要在铅锌矿化阶段结晶,由此,测定结果符合黄铁矿的结晶规律.另外,在断层附近的方解石中包裹体的均一温度为 120~ 300℃,平均 219℃<sup>[2]</sup>,明显比地层及矿石中方解石的均一温度高,这种现象可能反映了热液活动的证据.

### 2.2 硫同位素地质温度计

根据共生硫化物之间的同位素交换作用原理,选择适当的硫同位素平衡分馏方程,就可以计算出地质体的硫同位素平衡温度,本文依据下式<sup>[3]</sup>

$$\Delta W_{p-Gn} = W^4 S_p - W^4 S_{Gn} = 1000 \ln a_{S_p-Gn} = 7.0 \times 10^5 T^{-2}$$

求得本区的闪锌矿-方铅矿矿物对的硫同位素平衡温度(表 1),可以看出,凡口矿区硫同位素平衡温度变化在 139~ 381℃之间,众数值集中在 200~ 300℃范围内,平均温度为 251℃.

表 1 凡口矿区硫同位素组成及平衡温度<sup>1)</sup>\*

样品性质	$\delta^{34}S_{Py}$	$\delta^{34}S_{Sp}$	$\delta^{34}S_{Gn}$	$\Delta \delta^{34}S_{Sp-Gn}$	$T/^\circ C$
方铅矿-闪锌矿石	16.06	16.77	14.99	1.78	365
铅锌矿矿石		19.06	16.95	2.11	303
铅锌矿矿体		19.79	17.22	2.57	249
F <sub>3</sub> 上盘黄铁铅锌矿石	20.86	18.99	16.86	2.13	279
F <sub>3</sub> 下盘黄铁铅锌矿石	20.86	20.42	17.04	3.38	183
粗粒黄铁铅锌矿石	17.75	18.9	16.68	2.22	288
中粒黄铁铅锌矿石	18.19	18.11	15.26	2.85	222
黄铁铅锌矿矿体	16.59	16.59	13.04	3.55	171
铅锌矿矿体		17.86	13.83	4.03	142
黄铁矿矿体	19.07	18.71	17.03	1.68	381
矿体		17.05	15.01	2.04	313
铅锌矿矿石		18.0	16.1	1.9	334
矿石		18.2	15.2	3.0	210
矿石		18.6	16.3	2.3	279
矿石		18.4	16.3	2.1	304
矿石		17.0	15.0	2.0	319
块状铅锌矿矿石		24.2	20.8	4.12	139
增生矿体	21.77	17.53	15.89	1.64	381
铅锌矿体		20.11	16.8	3.31	187

据 Smith 等<sup>[4]</sup>实验测定的资料,用最小二乘法计算,获得了方铅矿-闪锌矿-黄铁矿体系的  $W^t S$  对  $1/T^2$  关系的计温直线  $AA'$ ,很明显,该三元体系中有 3 个  $\Delta$  值,如果 3 个  $\Delta$  值彼此间有如下关系:  $\Delta_{Py-Gn} = \Delta_{Py-Sp} + \Delta_{Sp-Gn}$  则它们的投影点必在  $AA'$  直线上一个点,这就表明它们之间的硫同位素组成达到了完全平衡且温度值越精确,反之,其同位素组成不平衡,则在图上得到一个大小不等的三角形.将本区黄铁矿-闪锌矿、黄铁矿-方铅矿和闪锌矿-方铅矿三个矿物对的数据投到硫同位素温度计三角图中(图 3),获得的温度也在 200~300 $^\circ C$  之间,其特征与硫化物平衡矿物对求得的平衡温度基本相同,因此选择 250~300 $^\circ C$  作为本区矿床的硫同位素平衡温度较为合适.从图 3 还可看出所有的点并非分布在  $AA'$  线上,说明本区的硫化物间并没有达到完全的同位素平衡.这与观察到的矿石结构构造特征是一致的.

### 2.3 有机质成熟度指标推算的古地温

有机质推算古地温的方法很多,如 Karwei 图解(经 Bostic, 197 和 Teichmuller, 197 校正), Cannan(1974)和 Hood(1975)等提出的推算古地温的公式, Lopatin-Waples(1980)提出的温度-时间指数(TTI)法, Tissot 等(1984, 1987)提出的动力学模型法及 Lerche 等(1984)提出的拟合计算法等等,在众多方法中,本文选择 Hood 等(1975)<sup>[5]</sup>提出的方法推算本区的古地温, Hood 法的基本思想是用实测的  $R^0$  值换算成由他提出的 LOM 标尺尺度,代表某层相应的成熟度,在已知该层所经受的有效受热时间(即最大古地温以下 15 $^\circ C$  范围内的

\* 1) 郭洪中, 粤北曲仁盆地铅锌矿床地质地球化学. 中科院地球化学研究所博士学位论文, 1994  
 (C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

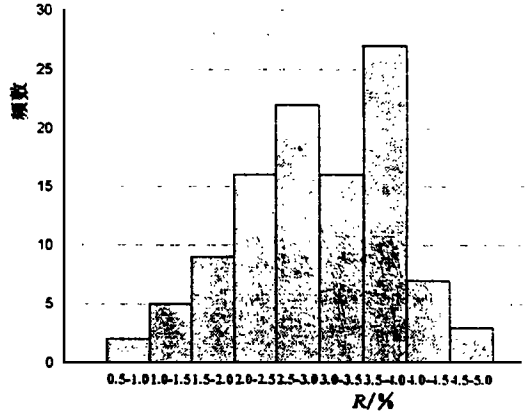
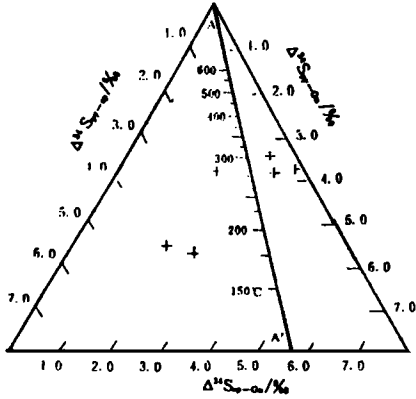


图 3 Py- Sp- Gn三元体系硫同位素地质温度计<sup>[4]</sup> 图 4 凡口矿区有机质反射率 ( $R^0$ )频数分布图

时间),就可以从时间—温度诺模图中推算出该层的古地温, Hood法用公式可以表示为:

$$E = 26.7 \lg R^0 + 22.3 \quad \lg t = 218.5E/T - B$$

利用 Leica MPV 3 显微光度计测定了凡口矿区干酪根和全岩光片中的有机质的反射率  $R^0$ ,从测定结果 (见图 4)可以看出凡口矿区有机质反射率  $R^0$  在 1.1% ~ 4.4% 之间,平均值  $R^0 = 3.06%$ ,依据曲仁盆地的演化史及铅同位素年龄<sup>[6]1)</sup>,综合考虑粤北地壳的演化特征及岩相古地理条件,盆地地层的有效受热时间取 150 Ma.由其计算的活化能 ( $E$ )在 98.0~ 165.4 kJ/mol 之间,平均值 ( $\bar{E}$ )为 147.8 kJ/mol,在 Hood 时间—温度诺模图上推算出的古地温分别为 153~ 258°C,平均古地温为 230°C.该温度介于包裹体的均一温度和爆裂温度的平均值之间.

### 3 盆地古温度与成矿流体温度的关系

从本区干酪根的反射率  $R^0$ 可以看出,本区的有机质属于高演化、高成熟的有机质,据  $R^0$ 推算出的平均古地温达 230°C,意味着盆地经历过较高的热演化史.但是若按我国沉积盆地的地温梯度 3.2~ 4.2°C/100 m<sup>[7]</sup>计算,要达到本区有机质反射率计算出的古地温,盆地地层的沉积厚度要达到 5 000~ 7 000 m 才能形成.实际上,曲仁盆地地层的最大厚度也不过 3 000 m,矿区地层更薄,一般在 1 000 m 左右,看来靠正常的地温梯度是难以形成本区所测得的矿石沉淀的成矿流体温度的,这一特征表明本区存在着异常高的古地温梯度.

从本区基底构造的基本特征分析,在向上延拓 20 km 的磁异常平面图上,北北东向断裂有明显反映,在重力平均布格异常平面图上形迹清晰<sup>1)</sup>.该断裂南与吴川—四会断裂相连,北进江西与赣江断裂相合.这些大断裂带不仅控制了曲仁盆地的形成与演化,且新老构造的复合部位,也是地壳活动的“敏感点”,是释放地热的主要场所和岩浆活动的主要通道.据研究区内的郴县—怀集大断裂由于断裂的蠕动每年通过地热释放的能量相当于 6.2~ 6.3 级地震的能量<sup>[8]</sup>,综合本区有关同位素、稀土元素、有机质演化和矿物标型等方面的特征以及区内火成岩的分布特点及与大地构造的关系<sup>1)</sup>.推断本区的古地温可能主要与海底的火山喷发(溢)、热泉的活动有关,这些沿深大断裂活动的热泉及沿深大断裂喷发的火山热液,重要的是他们不仅带来了成矿物质,更重要的是他们释放的热量,加热了盆地内沉积物中的大量

孔隙水,在热力及压力的共同驱动下,使其得以在盆地内环流,淬取出大量的成矿物质,为成矿奠定了物质基础,另外一个重要的作用就是这种异常高的地温梯度,对有机质起到一种“触发剂”的作用,加快了生物等有机质的热降解.同时有机降解过程一方面为成矿元素的活化迁移提供了必要的“矿化剂”,另一方面就是由于有机质氧化放热,使得盆地的高温梯度得以保持并使其增高,如苏联巴什基尔的杨甘陶“热山”,由于巨厚的泥灰岩层中的有机物氧化放热,甚至在地下 50 m 深处温度即达 150~ 270°C<sup>[9]</sup>.因此推断本区异常高的古地温梯度主要是由于海底热泉(热液)的活动造成的,热源来自于沿深大断裂的海底喷流及有机质的氧化降解,水-岩间的界面反应始终处于较稳定的热环境中,保证了热卤水可以长时间的浸取活化成矿物质,使其逐渐演化成高矿度的富含有色金属元素的成矿热液.最终在适宜条件下成矿,由于成矿热液与盆地有机质处于同一种热力条件下,故造成它们间的测温结果基本相同.

综上所述可以看出,流体包裹体测温、硫同位素地质温度计、古地温分别代表了成矿热液的温度、矿石沉淀的温度和盆地演化的温度.依据他们之间的相互关系及矿床所处的大地构造位置和地质特征,可以推断矿床的成矿物理化学条件及成矿机制,特别是通过古地温的研究,可以确定大地热流值及其演化过程,为认识盆地的形成与演化及层控矿床的形成与分布提供重要的依据.

### 参 考 文 献

- 1 李兆麟,郭洪中.粤北曲仁盆地铅锌矿床有机地球化学.广东地质,1995,10(3): 27~ 32
- 2 卢焕章.广东凡口铅锌矿的成因研究.地球化学,1984(4): 359~ 365
- 3 Czamanske G K, et al. Experimentally determined sulfur isotope fractionation between sphalerite and galena in the temperature range 600 to 275°C, Econ. Geol., 1974, 69: 17~ 25
- 4 Smith J W, et al. A sulfur isotope geothermometer for the trisulfide system galena-sphalerite-pyrite. Chem. Geol., 1977, 19: 83~ 90
- 5 Hood D. Organic metamorphism and generation of petroleum. Bull. AAPG, 1975, 59: 986~ 996
- 6 刘文均.南岭泥盆系中层控铅锌黄铁矿矿床特征及其成因系列.矿床地质,1989,8(1): 39~ 50
- 7 黄第藩.陆相有机质演化和成烃机理.北京:石油工业出版社,1984
- 8 广东省地质矿产局编.广东省区域地质志.北京:地质出版社,1988
- 9 王维勇,黄尚瑶.地热基础理论研究及其在地热资源勘探与评价中的应用.见:地热基础理论研究.北京:地质出版社,1982

# On the Ore-Forming Temperature of Fankou Superlarge Pb-Zn Ore Deposit in Guangdong Province

*Guo Hongzhong* \* *Li Zhaolin*

**Abstract** The Fankou superlarge lead-zinc deposits occurs in Devonian and Carboniferous carbonate rocks. Its ore-forming temperature was studied based on homogenization temperature and decrepitation temperature of fluid inclusions, sulfur isotope geothermometer and organic maturity indicators. As a result of fluid inclusion studies, its homogenization temperatures are  $159^{\circ}\text{C}$  ( calcite ) and  $181.2^{\circ}\text{C}$  ( sphalerite ), the decrepitation temperatures are  $234^{\circ}\text{C}$  ( pyrite ) and  $264^{\circ}\text{C}$  ( sphalerite ). From sulfur isotope geothermometer the ore-forming temperature was estimated between  $200^{\circ}\text{C}$  and  $300^{\circ}\text{C}$  , paleotemperatures from organic maturity indicators are  $153\sim 258^{\circ}\text{C}$  ( mean  $230^{\circ}\text{C}$  ). According to the temperature features, the relationship of ore-forming temperature, paleotemperature, basement fault and sedimentary basin has been discussed in this paper.

**Keywords** ore-forming temperature, paleotemperature, basement fault, lead-zinc ore deposit, Fankou

---

\* Department of Earth Sciences, Zhongshan University, Guangzhou, 510275