

锡铁山铅锌矿床的流体包裹体特征及 成矿物理化学条件的初步探讨

刘 斌

(中国地质科学院西安地质矿产研究所)

一、地质概况

锡铁山铅锌矿床位于柴达木盆地北缘的赛什腾—小绿梁山—锡铁山加里东地槽褶皱带内^①。矿区构造线方向与区域构造线方向相一致,为北西-南东向单斜构造。沿走向和垂向,地层有波状扭曲,次级小型褶皱发育。走向逆断层及北东-南西向斜移断层亦较发育。区内无岩基出露,只有岩脉零星分布^②。

矿床产于下古生界上奥陶统的绿岩系中。它为一套变质火山-沉积岩系,由上而下分为三个岩性段:(1)以中酸性-基性火山熔岩、凝灰岩为主夹少量钙、硅质沉积层的火山岩。

(2)火山-沉积岩岩性段,由火山碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩与含铁碧玉岩以及陆源砂板岩等组成,而以凝灰岩、层凝灰岩夹大理岩、结晶灰岩为主。在下部碳酸盐岩层中赋存有铅锌矿床,上部碳酸盐岩层是重晶石矿和弱铅锌矿化部位。(3)火山-侵入杂岩段,以基性火山熔岩、凝灰岩和中基性侵入岩为主^[1]。

矿区分为三个含矿带,其特征见表1。

根据野外地质观察和室内岩矿鉴定,该矿床具有如下火山-沉积成矿的地质特征:

(1)矿床层控和岩控特征十分明显。绿岩系中的大理岩(包括泥质大理岩、钙质片岩)与绿泥片岩(包括石墨片岩)系成矿最有利之围岩。

(2)矿体往往呈层状、似层状或大的扁平透镜体,稳定地顺围岩层理整合产出。

(3)矿石结构上,不少黄铁矿为胶团状和胶粒状,其核心可见早先生成的石英、黄铁矿细小晶体或集合体,构成似草莓状结构。同心环状的方解石常与细粒闪锌矿、黄铁矿共生,为晚期硫化物包裹或交代。在交代残余结构中,残留有早期生成的金属硫化物。

(4)矿石构造反映原生沉积的层理十分明显,以顺层条带状、顺层揉皱构造为其特征。

另一方面,又可以看到矿床受后期热液叠加改造的现象:

(1)矿区内可以见到囊状、巢状和株状的矿体,它们与围岩层理常常相切。后期的细小脉状矿体有的切穿围岩层理,有的充填于节理裂隙之中。

① 邹介人1982年“青海锡铁山块状硫化物矿床地质特征”。

② 青海省地质局1959年“青海省锡铁山铅锌矿床地质概况”。

表1 含矿带特征对比表

特 征	含矿带	第Ⅰ含矿带	第Ⅱ含矿带	第Ⅲ含矿带
长度(米)		1873	2395	1250
宽度(米)		45	22	70
矿体形态		透镜状、囊状、巢状、株状	脉状、透镜状,少数为囊状和巢状	脉状、扁豆状
矿体与围岩接触关系		整合接触;有较多不整合接触现象	整合接触;有些不整合接触现象	整合接触
矿石结构		溶蚀、交代残余、嵌晶、乳滴状、粗—巨粒结构居多	交代结构不如第Ⅰ含矿带发育	中—细粒结构居多,显示交代成因的结构较少
矿石构造		块状、花斑状、角砾状构造居多	花斑状、角砾状构造不如第Ⅰ含矿带发育,有不少浸染状构造	浸染状构造居多,并以顺层揉皱构造为其特征
成矿特点		后期叠加矿化作用强烈	后期叠加矿化作用中等	后期叠加矿化作用较弱,以原始火山—沉积成矿为主

部分资料据1959年青海省地质局的锡铁山矿床地质报告

(2) 矿石结构方面,可见溶蚀结构、交代残余结构、包含结构、嵌晶结构、乳滴状结构、粗粒—巨粒结构等。常见后期的金属硫化物包裹、交代早期生成的金属矿物或其他矿物。

(3) 矿石构造方面,见脉状构造、块状构造、角砾状构造、花斑状构造等,均不同程度地显示后期金属硫化物穿插、交代早期的金属矿物。

(4) 围岩重结晶作用明显,硅化比较常见。在这些作用比较强烈的地方,块状、粗—巨粒状矿石也比较发育。

二、流体包裹体特征

根据对不同生成时期的石英、方解石中的流体包裹体的观察研究,本矿床的流体包裹体可分为下列四种类型(表2):

(1) A型流体包裹体:蒸气体积大于80%,为气相包裹体;

(2) B型流体包裹体:蒸气的体积占整个包裹体体积的10—25%,含有饱和的石盐溶液,并出现石盐子晶,为高盐度的气液包裹体;

(3) C型流体包裹体:蒸气的体积小于25%,含有不饱和的石盐溶液,不含石盐子晶,为低盐度的气液包裹体;

(4) D型流体包裹体:含有CO₂气液以及水溶液,为含CO₂气液包裹体。

原始火山—沉积阶段与后期叠加矿化阶段生成的石英、方解石中的流体包裹体有着较大的差别。它们的特征对比见表3和图1。

表 2 不同类型流体包裹体特征

类 型 名 称	A 型	B 型	C 型	D 型
特 征	气相包裹体	高盐度气液包裹体	低盐度气液包裹体	含CO ₂ 气液包裹体
颜 色	无 色	无 色	无 色	无色稍带棕色
透 明 度	较 好	好	好	较 好
形 状	呈浑圆状的石英负晶形或圆粒状	圆粒状、长粒状和不规则状	粒状、长粒状以及不规则状	圆粒状
相 数	气相为主	气、液、固三相	气、液两相	气相、CO ₂ 液体、水溶液三相
气相充填度(%)	>80	10—25	5—20	5—20
子矿物及消失温度(℃)		NaCl 210—245		
均一温度(℃)		320—360	110—330	246—274
冷冻温度(℃)			-2.0—-7.4	
含 盐 度 (重量%NaCl)		32.0—34.7	3.2—11.0	
密 度 (g/cc)		0.98—1.12	0.80—0.97	0.89—0.90
压 力 (bar)				320—360
含 量 比 (%)	5	10—15	65—70	10—15
性 质	原生、次生	原生	原生、次生	原生、次生
产 出 矿 物	含矿大理岩的角砾石英中	与后期矿化有关的石英、方解石中	原始火山-沉积的石英、方解石中；与后期叠加矿化有关的方解石、石英中	原始火山-沉积的石英、方解石中；与后期叠加矿化有关的方解石、石英中

由上述表、图可知：

(1) A型和B型流体包裹体，在原始火山-沉积阶段的矿物中没有见到，在后期叠加矿化阶段的矿物中仅可见到少量。

(2) C型流体包裹体，在原始火山-沉积阶段的矿物中较少见，其形态一般为不规则状，个体较小，气相充填度较小，均一温度和含盐度较低。在后期叠加矿化阶段的矿物中，此型数量明显增多，其形态比较规则，为圆粒状或长粒状，个体较大，气相充填度较大，均一温度和含盐度明显增高。

(3) D型流体包裹体；在原始火山-沉积阶段的矿物中只见到少数颗粒，其为粒状或不

表 3 不同成矿阶段矿物流体包裹体特征对比

包裹体类型	C 型 包 裹 体		D 型 包 裹 体	
成 矿 阶 段	原始火山-沉积	后期叠加矿化	原始火山-沉积	后期叠加矿化
颜 色	无 色	无 色	无色, 稍带棕色	无 色
透 明 度	一 般	较 好	一 般	较 好
形 态	不规则	圆粒状	粒状, 不规则状	圆粒状为主
粒 度	较 小 $<10\mu$	稍 大 可达 18μ	较 小 $<10\mu$	稍 大 可达 15μ
气相充填度 (%)	小 5—10	较 大 8—20	小 5—10	稍 大 10—17
均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	110—140	180—330	(*)	246—274
冷冻温度 ($^{\circ}\text{C}$)	-2.0—-3.2	-4.8—-7.4		
含 盐 度 (重量%NaCl)	3.2—5.1	7.5—11.0		
密 度 (g/cc)	0.95—0.96	0.80—0.93		
压 力 (bar)			(*)	320—360
数 量	少	较 多	少	稍 多
产 出 矿 物	原始火山-沉积的 石英、方解石中	后期叠加矿化生成的 方解石、石英中	原始火山-沉积的方 解石、石英中	后期叠加矿化生成 的方解石、石英中

注: (1) A、B型流体包裹体在原始火山-沉积阶段中未发现, 因而不好对比;

(2) 有(*)者, 因包裹体较小, 目前条件下无法测定数据

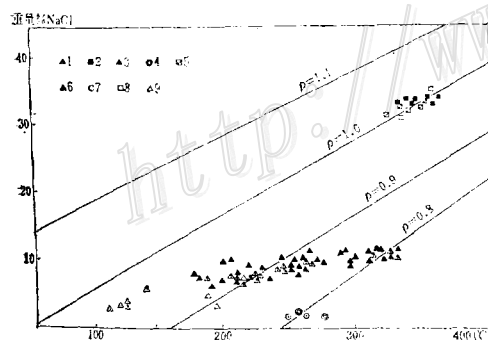


图 1 不同成矿阶段矿物流体包裹体均一温度、含盐度和流体密度关系图

1—原始火山沉积阶段中的C型包裹体; 2—9—后期叠加矿化阶段的包裹体; 其中 2,3,4 为第 I 含矿带中的 B、C、D 型包裹体; 5,6,7 为第 II 含矿带中的 B、C、D 型包裹体; 8,9 为第 III 含矿带中的 B、C 型包裹体 (密度曲线不适用 4,7)

Fig. 1 Relationship between homogenization temperature and salinity of fluid inclusions and density of fluids for minerals of different ore-forming stages.

1—inclusion of C type in initial volcanic sedimentary stage; 2-9—inclusions of late superimposed mineralization stage; 2,3,4 refer to inclusions of B, C, D types in the first ore-bearing zone; 5,6,7 refer to inclusions of B, C, D types in the second ore-bearing zone; 8,9 refer to inclusions of B, C types in the third ore-bearing zone. (Density curves don't fit 4 and 7.)

规则状, 稍带一些棕色色调, 个体小。在后期叠加矿化阶段的矿物中可见不少这类包裹体, 形态为圆粒状, 无色透明, 个体也稍大些。

表 4 不同含矿带流体包裹体特征对比

类 型	特 征	含矿带	第 I 含矿带	第 II 含矿带	第 III 含矿带
A 型	数 量		多	较 多	少 见
	粒 度		大	大	较 小
B 型	数 量		多	较 多	少 见
	粒 度		大	较 大	稍 大
	气相充填度 (%)		10—25	10—20	10—22
	均一温度 (°C)		340—360	320—350	325—355
	子矿物消失温度 (°C)		230—245	210—240	220—245
	密 度 (g/cc)		0.99—1.02	0.98—1.02	0.99—1.03
	含 盐 度 (重量 %NaCl)		33.5—34.7	33.2—34.2	33.0—34.1
C 型	数 量		多	较 多	较 少
	粒 度		较大, 大者达 18μ	较 大	较小, 大部分 $<10\mu$
	形 态		圆粒状、长粒状	圆粒状、长粒状	不规则状较多
	气相充填度 (%)		8—20	5—10	5—15
	均一温度 (°C)		110—290 范围大, 高者居多	185—325 范围较大	<200 较多, 范围较 小
	含 盐 度 (重量 %NaCl)		3.5—10.8 范围广、高者多	7.9—11.0 范围中等	8.1—9.2 范围小, 低者多
	密 度 (g/cc)		0.78—0.96 范 围 大	0.76—0.93 范 围 大	0.88—0.91 范 围 小
D 型	数 量		多	较 多	较 少
	粒 度 (μ)		8—15	8—12	
	部分均一温度 (°C)		22.5	22.6	
	完全均一温度 (°C)		274	246	
	密 度 (g/cc)		0.89	0.90	
	压 力 (bar)		320	360	

三个不同含矿带中矿物流体包裹体也有所差异 (表 4、图 2)。

从各种类型包裹体在不同含矿带中分布频率看: 第 I 含矿带中包裹体数量最多, 占包裹体总数的 51%; 第 II 含矿带中包裹体数量次之, 占总数的 30%; 第 III 含矿带包裹体数量最

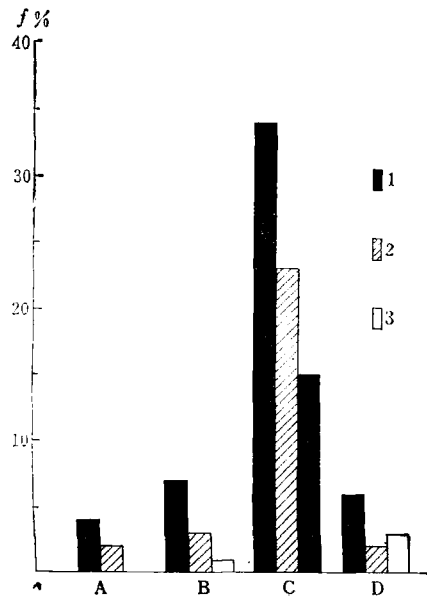


图2 A、B、C、D型流体包裹体
在不同含矿带中的分布频率图
(横坐标为包裹体类型, 纵坐标为频率)
1—第I含矿带; 2—第II含矿带; 3—第III含矿带
Fig. 2. Plot illustrating frequency
distribution of fluid inclusions of
A, B, C, D types in different ore-
bearing zones.
1—the first ore-bearing zone; 2—the second
ore-bearing zone; 3—the third ore-bearing
zone.

少。三个含矿带均以C型流体包裹体含量最高为特征。

从第I含矿带→第II含矿带→第III含矿带, 流体包裹体特征呈有规律的变化: 即粒度变小; 气相充填度变小; 均一温度稍许降低且范围变窄; 含盐度降低且范围变窄; 流体密度的区间亦变窄。

三、成矿物理化学条件的探讨

根据地质特征和流体包裹体的研究, 对本矿床成矿的物理化学条件可作如下推断:

1. 成矿温度 原始火山沉积阶段的温度为110—140℃; 后期叠加矿化阶段的成矿温度为180—360℃。

2. 成矿压力 后期叠加矿化阶段的成矿压力为320—360bar (按此阶段生成的石英、方解石中含CO₂流体包裹体测定的结果, 表5)。

表5 含CO₂流体包裹体比容法压力测定表

样品 编号	岩石 名称	所在 矿物	部分均 一温度 (℃)	体积百分比 (%)			摩尔百分数 (%)			流体 密度 (g/cc)	完全均 一温度 (℃)	测定 压力 (bar)
				液体 H ₂ O	液体 CO ₂	气体 CO ₂	NaCl	H ₂ O	CO ₂			
1011	大理岩	方解石	22.6	80	6	14	2	95	3	0.90	246	360
6003	花斑状 铅锌矿石	石英	22.5	79	4	17	2	95	3	0.89	274	320

3. 热液性质: 由于原始火山-沉积阶段形成的岩石和矿物遭受后期地质作用, 其中的流体包裹体不可避免地受到影响, 如外形变化、气液成分泄漏等。因此, 只有那些蚀变轻微的

矿物中的包裹体所测定的数据才有一定的参考价值。原始火山-沉积阶段的矿物中虽见到了C型和D型流体包裹体,由于D型包裹体不是原生的,而是后来生成的,因此它不能作为这一阶段产物的代表。只有未变化的C型原生包裹体才能反映原始火山-沉积阶段时的热液特征。

后期叠加矿化阶段矿物中见到的D型包裹体是原生的。这类包裹体的出现,说明后期叠加矿化热液中有挥发性组分的存在。但其含量少,仅出现在大理岩和矿石中的矿物内,可能与大理岩受到热液作用分解有关。

A型流体包裹体存在于后期叠加矿化阶段生成的矿物中,说明热液中有气体存在。但其含量不多,说明气体含量较少。

由流体包裹体的特征,可以分出下列不同性质的热液:

(1) 原始火山-沉积阶段的热液: 温度低(110—140℃), 含盐度低(3.2—5.1重量NaCl%), 密度中等(0.95—0.96g/cc)。

(2) 后期叠加矿化阶段的两种热液: 一种为中温、高盐度和高密度的热液(温度为320—360℃; 含盐度为32.0—34.7重量NaCl%; 密度为0.99—1.02g/cc)。另一种为中-低温、稍高盐度和稍高密度的热液(温度为180—330℃; 含盐度为7.5—11.0重量NaCl%; 密度为0.80—0.9g/cc)。按此阶段生成的闪锌矿、黄铁矿、方铅矿测定的流体包裹体溶液的pH值(平均为5.83), 推测成矿环境为中性或弱碱性环境。

流体包裹体分布的特征反映了热液活动的特征。在原始火山-沉积阶段, 热液活动不太强烈, 而在后期叠加矿化阶段, 热液活动比较强烈。但是不同含矿地段, 热液活动的强度有所不同。从第I含矿带→第II含矿带→第III含矿带, 即从矿化最好的到矿化较差的含矿带, 热液活动逐渐减弱; 并且热液的温度、含盐度和密度相对降低, 其变化范围变窄; 热液中的CO₂挥发组分和其它气体组分相对减少。

综上所述, 我们认为: 火山作用为本矿床的形成提供了丰富的物质来源(绿岩系中岩石的Pb、Zn等元素的丰度分别比克拉克值高1.6—3.2倍与1.4—14.3倍)^①; 沉积作用使金属元素初步富集; 深部溶有围岩内的丰富金属元素的高盐度的热卤水^[1], 它们在沿断裂上升过程中(断裂附近流体包裹体发育), 与渗滤下的地表水互相混和, 形成较低盐度的热液。由于温度和压力明显降低, 热液中的氯离子很容易失去, 金属离子则沉淀下来^[1]形成矿床。

参 考 文 献

- [1] Sukune Takenouchi and Hideki Imai, 1975, Glass and fluid inclusion in acidic igneous rocks from some mining areas in Japan. *Econ. Geol.*, Vol. 70, No. 4, pp. 750—769.

① 根据西安地质矿产研究所七室光谱分析数据计算。

FLUID INCLUSION STUDIES OF THE XITIESHAN LEAD-ZINC DEPOSIT WITH A SPECIAL DISCUSSION ON PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS FOR ORE DEPOSITION

Liu Bin

(Xian Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

Ore bodies of the deposit in question occur in Upper Ordovician metamorphosed volcanic-sedimentary rocks. According to the geologic characteristics of these ore bodies, two different mineralization stages could be distinguished, i. e., initial volcanic-sedimentary stage and late superimposed mineralization stage. Quartz and calcite of these two stages contain four types of fluid inclusions: types A, B, C and D; inclusions of different stages are quite different in nature.

In rocks of initial volcanic-sedimentary stage, no inclusions of type A and B have ever been found and those of type C and D are irregular in shape, minor in quantity and relatively low in homogenization temperature and salinity. In rocks of late superimposed mineralization stage, inclusions are somewhat abundant and are regular in shape, comparatively coarse in granularity and relatively high in homogenization temperature and salinity. Significant variations could be observed in granularity, homogenization temperature, salinity, density and quantities of fluids from the first ore-bearing zone to the third ore-bearing zone or from the rich ore zone to the poor ore zone.

Hydrothermal activities were not obvious during the initial volcanic-sedimentary stage but became intense in the late superimposed mineralization stage. Mineralization got increasingly strong with the intensification of hydrothermal activities.

Physicochemical conditions responsible for ore deposition seem to have been: (1) ore-forming temperature: 110—140°C for the initial volcanic-sedimentary stage and 180—360°C for the late superimposed mineralization stage; (2) ore-forming pressure: 320—360 bar for the late superimposed mineralization stage; (3) weak acid ore-forming environment: pH=5.83 for the late superimposed mineralization stage; (4) salinity of ore-bearing fluids: fluids

of the initial volcanic-sedimentary stage were of low salinity (3.2—5.1 wt% NaCl) whereas those of the late superimposed mineralization stage were of high salinity (32—34.7 wt% NaCl) or moderately high salinity (7.5—11.0 wt% NaCl).

Volcanic activities furnished abundant materials for mineralization; sedimentation led to a preliminary concentration of metallic elements; high salinity and high density underground hot brine of late stage also played an important role in ore deposition.

(continued from p. 89)

mined for the Zhangjiakou gold deposits. $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz are 6.43—9.78‰, 9.24—12.44‰, and 11.39—13.71‰ for the metamorphic rocks, pegmatites, and gold-bearing quartz veins, respectively. $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of fluid inclusions in quartz are -111.3—-104.6‰ for the metamorphic rocks, -116.9—-110.4‰ for the pegmatites, and -115.0—-50.5‰ for the quartz veins, respectively. Calculated oxygen isotope compositions of water in equilibrium with quartz are 5.30—9.13‰, 6.23—9.43‰, and 5.86—7.57‰, respectively. Five samples of ground water and mine water are analyzed for hydrogen oxygen compositions with the δD values being $-54.6(\text{‰}) \pm 3.7$. The calculated values of $\delta^{18}\text{O}$ are $-8.07(\text{‰}) \pm 0.42$.

A comparison in oxygen and hydrogen isotope compositions between the ore-bearing fluids and other natural water suggests that the ore-bearing fluids were mainly derived from metamorphic waters rather than magmatic waters. It is most likely that these gold deposits were generated as a result of metamorphism.

<http://www.kcdz.cn/>