

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

辽宁八家子铅-锌矿床的铅同位素研究

蒋少涌 丁悌平

魏菊英 苏琪

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

(北京大学地质学系)



笔者对八家子矿床矿石铅、岩体长石铅和高于庄组沉积地层铅同位素的详细研究表明, 矿石铅是由下地壳基底岩石铅、上地壳高于庄组沉积地层铅和高于庄组沉积矿石铅三端元混合的产物。与矿化关系密切的黑云母石英闪长岩浆来自一个铀亏损区, 推测岩浆房在下地壳, 岩浆上侵过程中同化了部分围岩。矿床成因类型应为沉积-岩浆热液活化型交代充填铅-锌矿床。

关键词 铅同位素 三元混合模式 辽宁八家子铅-锌矿床

八家子铅-锌矿床位于辽宁省西部建昌县境内, 是我国北方一个十分重要的铅-锌-银多金属矿山基地。“七五”期间, 我们对该矿进行了详细的地质研究工作, 本文就矿床的铅同位素组成特征及成因意义进行研究, 进而讨论矿床成矿物质来源和矿床形成模式。

1 矿床地质概况 (图 1)

八家子矿床位于燕辽沉降带中的辽西凹陷带与山海关古隆起的衔接部位。它是燕辽沉降带中两大铅-锌矿床之一 (另一为冀东高板河层状铅-锌矿床)。

矿区地层主要为中元古界碳酸盐岩组成。本区自太古宙 2 500 Ma 时发生一次强烈的区域变质事件, 之后处于长期剥蚀状态, 从中元古代开始 (大约 1 800 Ma) 急剧下沉, 形成燕辽沉降带, 沉积了巨厚的沉积地层。矿区主要含矿层位是大红峪组石英砂岩和高于庄组白云岩。大红峪组石英砂岩中仅局部含矿, 为浸染状或胶结状矿石; 高于庄组白云岩可细分为四段, 其中一、三段含锰燧石条带白云岩中赋存着矿区绝大部分矿体。

轴向近南北的八家子向斜, 长达 10 km, 纵贯整个矿区, 构成了矿区的主要构造格架。矿区断裂构造十分发育, 有北西向、近东西向、北北东向和近南北向多组断裂。其中北西向断裂为矿区最重要的控矿断裂, 总长达 5 km, 宽约 400m, 明显的张性角砾与舒缓波状的 S 型扭裂面, 显示了张扭构造特征。北山、红旗、东风和冰沟等矿段正是沿着这条北西向断裂带方向展布。东西向断裂也是本区一条较重要的控矿断裂, 赋存有炉沟矿体。

矿区内的东南部 and 西部广泛分布有燕山期的黑云母石英闪长岩和斑状花岗岩。它们环绕着中元古代碳酸盐岩产出。其中与成矿关系最为密切的是东部黑云母石英闪长岩, 呈北窄南宽的椭圆型岩株产于大红峪组石英砂岩和高于庄组白云岩中。主要矿物成分为: 石英 15%—20%, 它形粒状; 钾长石 10%—20%, 主要为正长石, 见有高岭土化; 斜长石 40%—50%, $An=28-36$, 属更一中长石, 有时蚀变为绢云母、绿帘石; 黑云母 5%—10%。次要矿物有普通角闪石 < 5%。副矿物有磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石和黄铁矿等。黑云母石英闪长岩全岩 $\delta^{18}O$ 值为 3.3%—8.6%, 说

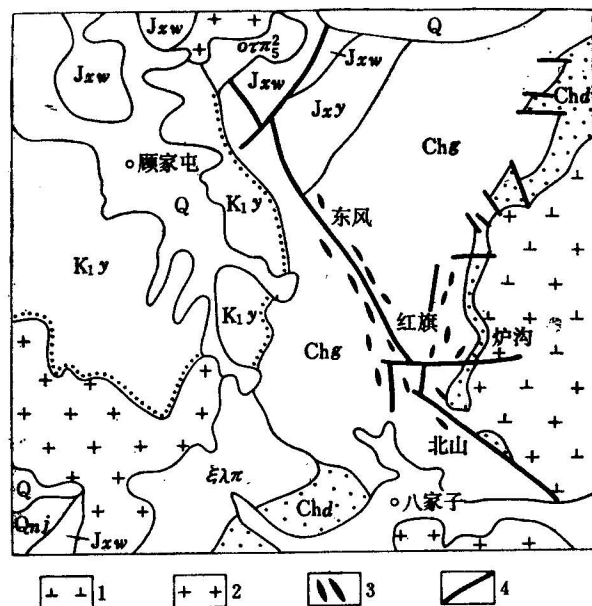


图 1 八家子矿区地质图

Fig.1 Geological map of the Bajiazi mining district

Q—第四系；K_{1y}—白垩纪；Qnj—景儿峪组；Jxw—雾迷山组；Jxy—杨庄组；Chg—高于庄组；Chd—大红峪组； $\sigma\pi_2^2$ —石英粗面斑岩； $\xi\lambda\pi$ —英安流纹斑岩；1—黑云母石英闪长岩；2—斑状花岗岩；3—矿体；4—断裂
 Q—Quaternary; K_{1y}—Cretaceous; Qnj—Jingeryu Formation; Jxw—Wumishan Formation; Jxy—Yangzhuang Formation; Chg—Guangyuzhuang Formation; Chd—Dahongyu Formation; $\sigma\pi_2^2$ —quartz trachyte porphyry; $\xi\lambda\pi$ —dacite liparite-porphyry;
 1—biotite quartz diorite; 2—granophyric granite; 3—ore bodies; 4—fault

明岩体遭受了后期热液蚀变作用。

矿床共有五个主矿段，从东部黑云母石英闪长岩接触带起，沿北西向依次为：北山、红旗（和炉沟）、东风和冰沟。各个矿段矿石类型分带明显，从近接触带的北山向外依次为：含铜-钼-磁铁矿体、磁铁矿-黄铁矿体、黄铁矿体、硫-铁-铅-锌矿体和铅-锌-银矿体。矿石矿物以黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿为主，还有磁铁矿、辉钼矿、自然银和黑硫银锡矿等。矿体形态为脉状、透镜状、束状、囊状及沿层交代似层状。围岩蚀变发育硅化、透闪石化、蛇纹石化、黄铁绢英岩化和铁锰碳酸盐化。矿区还存在不很发育的镁夕卡岩化、钙夕卡岩化和锰质钙夕卡岩化，它与矿化在空间上大致重叠，并呈现良好的分带性^[1]。

2 铅同位素分析结果

对矿体中方铅矿和其它含微量铅硫化物（黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿）、岩体中长石微量铅和高于庄组沉积地层微量铅的铅同位素组成进行了分析测试，结果如表 1。

从表 1 可知，矿床的铅同位素组成变化明显，并非均一的单阶段正常铅。其中，矿体中黄铁矿等含微量铅硫化物的铅同位素组成变化最大， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 16.162—17.904， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.149—15.482， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 36.340—37.710。矿体中方铅矿的铅同位素组成变化则相对较小， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 16.123—16.560， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.149—15.550， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 36.075—37.580。黑云母石英闪长岩长石的铅同位素组成存在明显变化， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 16.308—16.870， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 14.990—15.255， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 35.565—36.695。高于庄组沉积地层的铅同位素组成变化也很大，三个比值分别为： $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 16.452—17.871， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为

表 1 八家子矿床铅同位素组成
Table 1 Lead isotope compositions of the Bajiazi ore Deposit

序 号	样品号	测定对象	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	样品地质情况
北山矿段						
1	8-13	py	17.904	15.482	37.710	井501, 磁铁矿体边部黄铁矿矿石
2	8 N-2	py	16.647	15.350	36.940	井506-1, 块状黄铁矿石
红旗矿段						
3	8 H-26	py	16.162	15.149	36.340	井100, 含磁铁矿黄铁矿石, -60m
4	Pb-1	gn	16.269	15.162	36.367	铅-锌矿石
5	Pb-2	gn	16.210	15.210	36.310	铅-锌矿石
6	Pb-3	gn	16.202	15.295	36.713	铅-锌矿石
7	B-30-1	gn	16.144	15.185	36.378	井93, 白云岩中方铅矿, -30m
8	Bg17-1	gn	16.291	15.210	36.510	井21, 硫-铁-铅-锌矿石, 17号坑
9	Bg17-2	gn	16.175	15.206	36.460	井21, 铅-锌矿石, 17号坑
10	Bg240-2	gn	16.330	15.292	36.720	井27, 方铅矿矿石, 240坑
11	Bg240-3	gn	16.166	15.209	36.489	井27, 硫-铁-铅-锌矿石, 240坑
12	Bg240-1	gn	16.162	15.224	36.513	井27, 方铅矿化夕卡岩, 240坑
13	Bg-1	gn	16.259	15.302	36.730	黄铁矿-方铅矿矿石
炉沟矿段						
14	Pb-4	gn	16.254	15.185	36.358	铅-锌矿石
15	Pb-5	gn	16.157	15.200	36.410	铅-锌矿石
16	Pb-6	gn	16.116	15.158	36.391	铅-锌矿石
17	B 295-1	gn	16.201	15.290	36.720	井415, 黄铁矿-方铅矿矿石, 295 m
18	B-6	gn	16.161	15.196	36.415	井415, 硫-铁-铅-锌矿石
19	B 295-2	gn	16.206	15.242	36.512	井415, 硫-铁-铅-锌矿石, 295 m
20	BL 11-3	gn	16.350	15.530	37.340	黄铁矿-方铅矿矿石, 60 m
21	BL 17-2	gn	16.157	15.200	36.410	黄铁矿体, 0 m
东风矿段						
22	8 E-38	Po	16.349	15.382	36.970	井332, 磁黄铁矿-黄铜矿矿石
23	8 E-38	Cp	16.227	15.259	36.621	-115m
24	Pb-7	gn	16.144	15.185	36.378	铅-锌矿石
25	Pb-8	gn	16.135	15.182	36.365	铅-锌矿石
26	Pb-9	gn	16.203	15.199	36.468	铅-锌矿石
27	Bj3-15-31	gn	16.466	15.480	37.580	粗粒方铅矿矿石, -115 m
28	Bj3-15-32	gn	16.450	15.501	37.450	中粒方铅矿矿石, -115 m
29	Bj3-15-33	gn	16.560	15.550	37.580	细粒方铅矿矿石, -115 m
冰沟矿段						
30	Pb-10	gn	16.239	15.231	36.381	铅-锌矿石
31	Pb-11	gn	16.123	15.149	36.336	铅-锌矿石
32	Pb-12	gn	16.288	15.234	36.416	铅-锌矿石

续表 1

序 号	样品号	测定对象	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	样品地质情况
黑云母石英闪长岩中						
33	Pb-13	gn	16.247	15.117	36.075	黑云母石英闪长岩中浸染状方铅矿
34	Pb-14	py	16.414	15.334	36.599	黑云母石英闪长岩中浸染状黄铁矿
35	Pb-15	Fp	16.466	15.235	36.695	黑云母石英闪长岩
36	Pb-16	Fp	16.404	15.192	36.560	黑云母石英闪长岩
37	Pb-17	Fp	16.870	15.255	36.370	黑云母石英闪长岩
38	Bh 23-4	Fp	16.437	15.119	36.565	黑云母石英闪长岩钾化带 (靠含锰白云岩)
39	Bt 17-5	Fp	16.308	14.990	36.384	钾化带 (靠白云岩)
40	B-1-3	Fp	16.336	15.158	35.626	黑云母石英闪长岩体中斜长石
地层中						
41	Pb-18	Dol	16.452	15.216	36.584	高于庄组地层
42	Pb-19	Dol	16.709	15.231	36.770	高于庄组地层
43	Pb-20	Dol	16.480	15.297	36.667	高于庄组地层
44	Pb-21	Dol	16.736	15.281	36.812	高于庄组地层
45	Pb-22	Dol	17.256	15.302	36.964	高于庄组地层
46	Pb-23	Ss	16.952	15.280	36.873	高于庄组地层
47	Pb-24	Ss	17.871	15.348	37.102	高于庄组地层

注：1. py—黄铁矿；gn—方铅矿；Po—磁黄铁矿；Cp—黄铜矿；Fp—长石；Dol—白云岩；Ss—硅质板岩

2. 7-13, 17-21, 27-29, 38-40 据毕承恩 (1989), 其余均据本文。样品由中国地质科学院地质研究所和北京铀矿地质研究所同位素室测定, 分析精度均好于 0.1%。

15.216—15.348, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 36.584—37.102。

3 讨 论

3.1 地层铅体系

笔者对矿区围岩 (高于庄组白云岩和硅质板岩) 样品进行了全岩铅-铅法年龄测定。对所有 7 个样品数据点进行铅-铅等时线计算, 结果不理想。直线相关系数偏低 ($r=0.7815$), 低于 1% 信度回归直线的相关系数 ($r=0.874$)。但是如果不考虑采自矿体附近的 Pb-20 和 Pb-21 两个样品, 对余下的五组数据进行线性回归, 则拟合的直线方程为:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 0.09608 \times \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + 13.637$$

相关系数 $r=0.9815$ 。说明它们构成了一条很好的铅-铅等时线。直线斜率 $B=0.09608$, 按照如下公式:

$$B = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right)$$

(式中 $\lambda_{235}=0.98485 \times 10^{-9}\text{a}^{-1}$, $\lambda_{238}=0.155125 \times 10^{-9}\text{a}^{-1}$) 求出 $t=1548\text{Ma}$ 。这一数据代表了高于庄组沉积年龄。

3.2 长石铅体系

矿区东部与成矿关系密切的黑云母石英闪长岩的长石铅同位素数据, 按 Holmes-Houter-

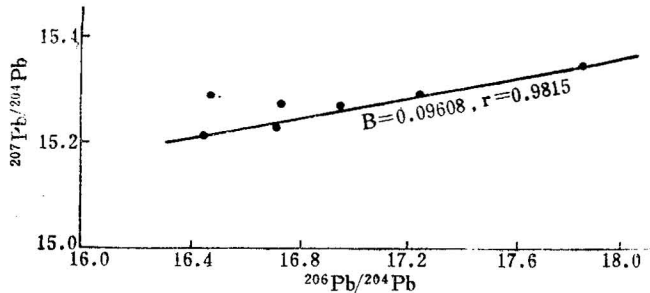


图 2 八家子矿区地层铅-铅等时线
Fig. 2 Pb-Pb isochron of sedimentary rocks in the Bajiazi mining district

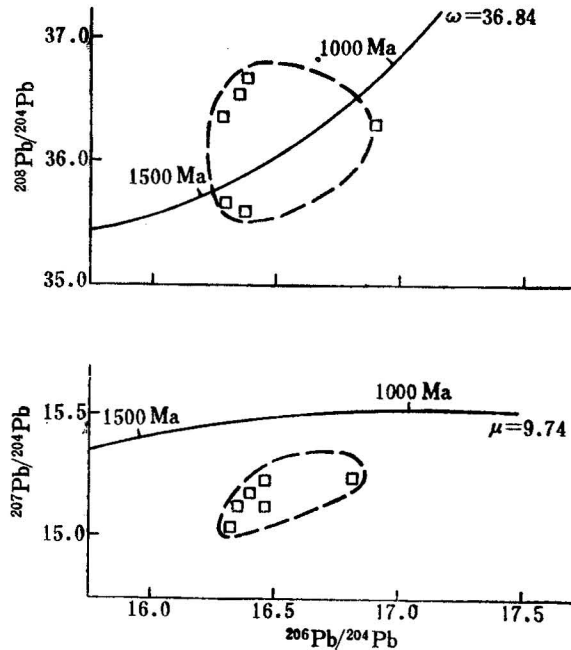


图 3 八家子矿区长石铅同位素图解
Fig. 3 Pb isotope compositions of feldspar in granite of the Bajiazi mining district

mans (H-H) 单阶段模式计算的模式年龄为 600-1100 Ma, 明显老于该岩体的侵位年龄 (150 Ma)。其古老的模式年龄以及在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图上数据点位于 J.S. Stacey 两阶段演化线的下方, 说明长石铅并非单阶段铅, 岩浆来源于一个铀亏损区。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图上 (图 3), 数据点沿着 J.S. Stacey 两阶段演化线附近上下分布, 说明岩浆源区无明显的钍亏损。B.R. Doe 和 R.E. Zartman (1979) 指出^[3], 在下地壳, 由于麻粒岩相变质作用可使其铀含量显著降低, 但钍含量降低不很显著。在这种环境中产生的铅会表现出铀、铅亏损的特征。因此推断本区岩浆的源区在下地壳。

已有的研究表明^[4], 燕辽沉降带中基底老地层斜长角闪岩的铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 14.456-16.089, 平均 15.010; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 14.880-15.248, 平均 14.978; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 34.446-36.052, 平均 34.816。它比本区长石铅的同位素组成要低。如果岩浆是由这种古老岩石重熔形成的, 则必须解释这一现象。一种可能的解释是, 岩体长石铅自形成以来, 由于长石中存在微量的铀、钍, 因此积累了一定数量的放射成因铅, 造成长石铅的比值增大^[5,6]。下面将粗略地计算一下自长石形成以来, 究竟放射性成因铅的积累程度有多大。

从表 2 可知, 蚀变岩石和未蚀变岩石相比, 它们的铀、铅含量明显增高, 钍含量降低。由于缺乏长石矿物的铀、钍、铅含量分析结果, 我们粗略地用表 2 中全岩的数据代替, 结合长石的铅同位素组成可以计算出蚀变和未蚀变长石的 μ 值 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)。计算结果表明, 长石的 μ 值分别为 5.27-5.38 和 3.18-3.24。说明经过蚀变后, 长石的 μ 值略有增加。根据公式:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{实测值}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{岩体初始值}} + \mu(e^{\lambda t} - 1)$$

计算出自长石形成 (150 Ma) 至今放射性成因铅的增长量 $\Delta\left[\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{实测值}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{初始值}}\right]$ 分别为: 0.141-0.144 和 0.085-0.087。事实上, 长石的含铀量必定比全岩的要低, 因此实

表 2 八家子矿区岩体微量元素含量($\times 10^{-6}$)
Table 2 Content of trace elements of igneous rocks in Bajiazi

岩石名称	U	Th	Pb	Zn	Cu
黑云母石英闪长岩(1)	1.12	39	24	88.7	60.2
蚀变黑云母石英闪长岩(5)	5.92	9.04	76.5	174.4	164.9

注：1.据张耀华，1986^[7]；2.括号中数字为样品数。

际上的 Δ 值可能比上述计算值还要低。这样，即使对长石铅同位素数据经过 150 Ma 的放射成因铅校正，所得的长石初始铅仍旧没有多大的降低。因此，我们推测长石铅中必定还有一种高放射成因铅的加入。图 4 表明，长石铅数据点恰位于斜长角闪岩铅和地层铅之间，其平均值位于一条直线上。因此推测可能是下地壳岩石重熔形成岩浆后，在上侵时同化了上地壳岩石，使长石铅表现出混合铅的特征。

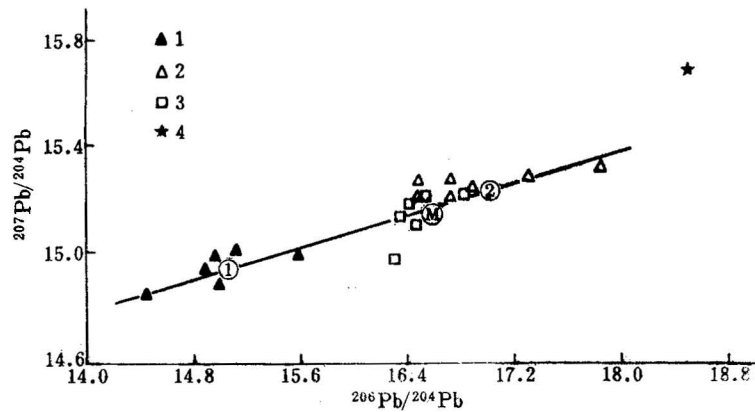


图 4 岩体长石铅、地层岩石铅和下地壳岩石铅的同位素组成对比图

Fig. 4 Comparison diagram of lead isotope compositions of feldspars in granite, sedimentary rocks and lower crust rocks

1—下地壳岩石铅；2—地层岩石铅；3—岩体长石铅；4—150 Ma 时的地幔铅；①—下地壳岩石铅同位素组成平均值；
②—地层岩石铅同位素组成平均值；M—岩体长石铅同位素组成平均值
1—Lower crust rocks；2—sedimentary rocks；3—feldspars in granite；4—mantle at 150 Ma；①—mean value of lead isotopes of lower crust rocks；②—mean value of lead isotopes of sedimentary rocks；M—mean value of lead isotopes of feldspars in granite

3.3 矿石铅体系

图 5 表明，矿石铅的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值稍低于岩体长石铅，而 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值略高于岩体长石铅。两者在图中具有明显不同的位置。如果认为矿石铅是直接由岩浆分泌出来的，则较难解释这一现象。前已述及，岩浆的源区在下地壳，在燕山期强烈的构造岩浆活动中，岩浆上侵并同化部分上地壳岩石，最后在地壳浅部定位。沿着岩浆上升通道必定是一构造薄弱带，有利于深部岩浆热液的持续上涌。通过对矿床氢、氧同位素研究已经证实这种岩浆热液的存在，它构成了成矿早期的成矿溶液^[8]。很显然，这种高热流体在上升途中会对基底老地层的岩石和上部地壳的岩石进行活化淋滤作用，萃取出成矿物质。在这个过程中，也可能有地壳浅部循环的大气降水溶液的参入^[8]。因此可以肯定构成矿石铅的物质来源中必定有下地壳基底岩石铅和上地壳沉积地层岩石铅两个端元。从图 6 看出，单由这两个端元混合还不能十分完满地解释现有的

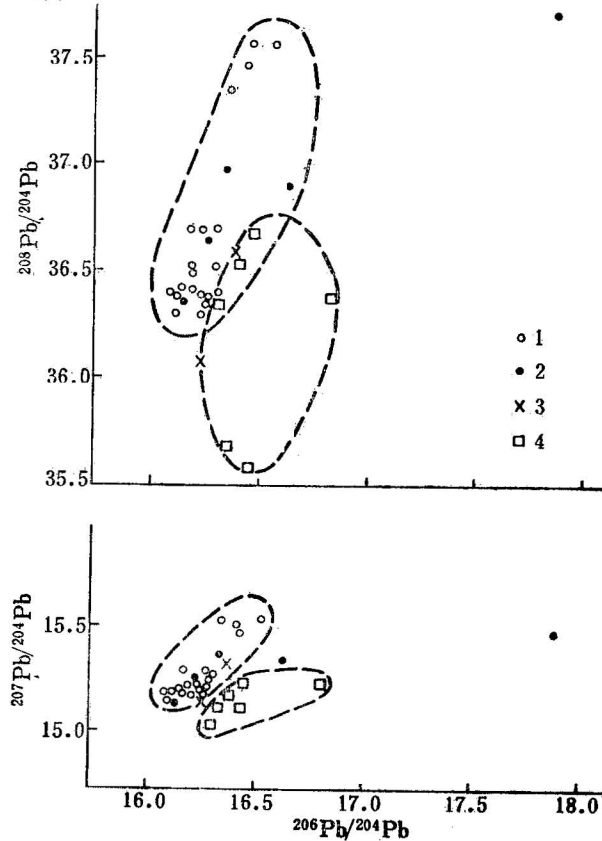


图 5 八家子矿床矿石铅与长石铅同位素组成对比

Fig. 5 Comparison diagram of Pb isotope composition of ore and feldspar in Bajiazi mining district

1—方铅矿; 2—黄铁矿; 3—岩体中硫化物; 4—长石
1—Galena; 2—pyrite; 3—sulfide from granite; 4—feldspar

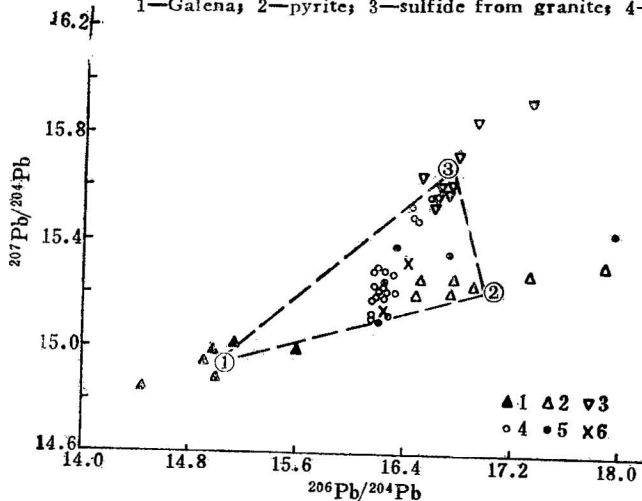


图 6 八家子矿床铅同位素三元混合图解

Fig. 6 Three-end member mixing model of Pb isotope in the Bajiazi ore deposit
1—下地壳基底岩石铅; 2—沉积地层岩石铅; 3—沉积硫化物铅; 4—矿石方铅矿; 5—矿石中黄铁矿; 6—石英闪长岩中黄铁矿
1—Lower crust rocks; 2—sedimentary rocks; 3—sedimentary sulfides; 4—galena in orebodies; 5—pyrite in orebodies; 6—pyrite in quartz diorite

矿石铅数据, 因为部分矿石铅具有较高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值。也就是说还必须有一种高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值的端元加入到矿石铅体系中。通过对区域上高于庄组中层状同生沉积硫-铁-铅-锌矿床的铅同位素研究表明, 与高于庄组同时沉积的硫化物具有这种端元的特征 (如高板河硫-铁-铅-锌矿床⁽⁹⁾)。在八家子矿区及外围高于庄组中存在有与地层同时沉积的浸染状、层纹状硫化物贫矿层, 成矿热液对地层的活化淋滤有可能将这些矿质转入到热液体系中。这样, 最终构成矿石铅的物质来源就具有上述三端元组分混合的特征。在图 6 中, 矿石铅的投影点正好位于由下地壳基底岩石铅、上地壳地层岩石铅和高于庄组沉积硫化物铅三个端元组成的一个三角形区域内, 说明矿石铅是由这三个端元组分混合形成的。

根据上述推论, 下面我们从数学上来证明八家子矿石铅具有三元混合成因。支震臣等(1982)曾对三元混合模式数学公式进行了推导^①。设 X, Y, Z 是三个源区 1, 2, 3 中的三种组分的含量, 它们以不同比例 f_1, f_2 和 f_3 混合, 对于形成的混合物 m 来说, 有:

$$X_m = x_1 f_1 + x_2 f_2 + x_3 f_3 \quad (1)$$

$$Y_m = y_1 f_1 + y_2 f_2 + y_3 f_3 \quad (2)$$

$$Z_m = z_1 f_1 + z_2 f_2 + z_3 f_3 \quad (3)$$

$$f_1 + f_2 + f_3 = 1 \quad (4)$$

由 (4) 式得 $f_3 = 1 - f_1 - f_2$

代入 (1), (2), (3) 式整理后得:

$$f_1 = \frac{X_m - x_3}{x_1 - x_3} - \frac{x_2 - x_3}{x_1 - x_3} f_2 \quad (5)$$

$$f_1 = \frac{Y_m - y_3}{y_1 - y_3} - \frac{y_2 - y_3}{y_1 - y_3} f_2 \quad (6)$$

$$f_1 = \frac{Z_m - z_3}{z_1 - z_3} - \frac{z_2 - z_3}{z_1 - z_3} f_2 \quad (7)$$

由 (5), (6), (7) 三式即可得:

$$f_2 = \frac{(X_m - x_3)(y_1 - y_3) - (Y_m - y_3)(x_1 - x_3)}{(x_2 - x_3)(y_1 - y_3) - (y_2 - y_3)(x_1 - x_3)} \quad (8)$$

$$f_2 = \frac{(X_m - x_3)(z_1 - z_2) - (Z_m - z_3)(x_1 - x_3)}{(x_2 - x_3)(z_1 - z_3) - (z_2 - z_3)(x_1 - x_3)} \quad (9)$$

由 (8), (9) 两式经整理后得:

$$Z_m = AX_m + BY_m + C \quad (10)$$

式中 A, B, C 为常数, 分别为:

$$A = \frac{y_1(z_2 - z_3) + y_2(z_3 - z_1) + y_3(z_1 - z_2)}{x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)}$$

$$B = \frac{x_1(z_2 - z_3) + x_2(z_3 - z_1) + x_3(z_1 - z_2)}{x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)}$$

$$C = \frac{x_1(y_2 z_3 - y_3 z_2) + x_2(y_3 z_1 - y_1 z_3) + x_3(y_1 z_2 - y_2 z_1)}{x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)}$$

(10) 式系平面方程, 它表示由三个源区物质经某种地球化学作用混合后获得的一系列混合产

① 支震臣, 李峰. 三组分混合模式的判据, 1982.

物, 它们的成分必定落在以三个源区成分为端点的三角形平面上。因此 (10) 式是判别三元混合的含量-含量-含量型模式。

如果我们假定 X, Y, Z 三种成分分别为 $^{206}\text{Pb}, ^{204}\text{Pb}$ 和 ^{207}Pb , 则有:

$$X_m = ^{206}\text{Pb} \times C_{i1}^m \quad (11)$$

$$Y_m = ^{204}\text{Pb} \times C_{i2}^m \quad (12)$$

$$Z_m = ^{207}\text{Pb} \times C_{i3}^m \quad (13)$$

$$i=1, 2, \dots, n$$

式中 C_{ij}^m 代表某一混合产物中组分的摩尔百分含量。如果分析的样品为方铅矿, 可近似认为其铅的摩尔百分含量 C_{ij}^m 为一常数。将 (11), (12), (13) 式代入 (10) 式中, 经整理得:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = A' \cdot \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + B' \cdot \frac{1}{^{204}\text{Pb}} + C' \quad (14)$$

式中 $A'=A, B'=\frac{C}{C_i^m}, C'=B$ 。(14) 式仍为一平面方程。

应用上述三元混合模式进行判别, 我们发现八家子矿床矿石铅同位素组成完全满足三元混合模式, 其回归方程为:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = -0.1708 \cdot \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + 0.2172 \cdot \frac{1}{^{204}\text{Pb}} + 3.0205 \quad (15)$$

相关系数 $r=0.9848$ 。从而进一步证明了前面我们推测的八家子矿石铅是由下地壳岩石铅、上地壳沉积地层铅和同生沉积硫化物铅三端元混合的结论。

3.4 成矿模式

根据上述讨论, 结合矿区硫同位素研究成果^①, 我们提出一个八家子矿床的成矿模式:

1) 中元古代高于庄组沉积期间, 可能同时沉积了一些层纹状矿体, 或者地层中成矿元素丰度较高, 成为原始矿源层。

2) 燕山期强烈的构造-岩浆活动, 岩浆从下地壳岩浆房向上运移, 同化部分围岩并最终侵位于高于庄组中, 同时伴随着微弱的夕卡岩化。

3) 由于岩浆的上侵, 沿着其上侵通道构造薄弱带不断有深部岩浆热水溶液的上涌, 这种热液在上涌途中, 由于其强活化性, 产生对流循环, 淋滤萃取部分基底岩石中矿质, 继续上升又将上地壳沉积盖层中的矿质淋滤活化到热液体系中去, 最终在构造岩性有利部位沉淀成矿。

4 结论

综上所述, 我们得出如下几点认识:

1. 赋矿地层高于庄组全岩铅-铅等时线年龄测定结果为 1548 Ma, 代表了地层的沉积年龄。
2. 与矿化关系密切的黑云母石英闪长岩岩浆起源于一个铀亏损区。推测岩浆房在下地壳, 岩浆上侵过程中同化了部分围岩。
3. 矿石铅是由下地壳基底岩石铅、上地壳地层岩石铅和高于庄组沉积硫化物铅三个端元提供的, 即成矿物质具有多来源。
4. 矿床成因类型应为沉积-岩浆热液活化型交代充填铅-锌矿床。

① 蒋少涌等, 八家子矿床的硫同位素地球化学, 1990。

野外工作中得到八家子矿地测科狄宝田等同志的协助。与中国地质科学院矿床地质研究所李延河、中国有色金属总公司北京矿产地质研究所施婉华同志的讨论对本文大有裨益。作者特致谢意。

参 考 文 献

- 1 董永观. 八家子铅锌矿矿化蚀变分带特征. 矿床地质, 1986(4): 82—93.
- 2 毕承思, 董永观, 孙海涛. 八家子铅锌矿床稳定同位素研究. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 1989(1): 81—91.
- 3 Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics, The Phanerozoic. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Barnes H L. ed. 1979.
- 4 林尔为, 郭裕嘉. 冀东金矿集中区的铅同位素研究. 长春地质学院院报, 1985(4): 1—10.
- 5 蒋治渝. 长石铅同位素小议——兼与张理刚同志磋商. 地质论评, 1989(5): 456—459.
- 6 Deloule E, et al. Metallogensis of the Abitibi greenstone belt of Canada: a contribution from the analysis of trace lead in sulfide minerals. Can. J. Earth, Sci. 1989, 26.
- 7 张耀华, 崔笑梅. 辽宁建昌八家子铅锌矿床的地球化学特征及其成因探讨. 辽宁地质, 1986(4): 322—333.
- 8 蒋少涌, 丁梯平, 万德芳, 孙利. 八家子铅锌矿床氢、氧、碳和硅稳定同位素研究. 矿床地质, 1991(2): 143—151.
- 9 冯钟燕, 张兴余. 冀东层状硫化物矿床的特征和成因. 国际交流地质学术论文集 4——为二十七届国际地质大会撰写. 北京: 地质出版社, 1985. 31—40 页.

LEAD ISOTOPIC COMPOSITIONS OF THE BAJIAZI LEAD-ZINC DEPOSIT, LIAONING PROVINCE

Jiang Shaoyong and Ding Tiping,

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*)

Wei Juying and Su Qi

(*Department of Geology, Beijing University, Beijing*)

Abstract

The lead isotopic compositions of ore, feldspar from biotite-quartz diorite and sedimentary rocks from ore-bearing strata in the Bajiazi ore deposit are studied in detail.

The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of sedimentary rocks are 16.452–17.871, 15.216–15.348 and 36.584–37.102 respectively. The Pb-Pb isochron age calculated from those data is 1548 Ma. The feldspar leads of biotite-quartz diorite are depleted in U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16.308–16.870 and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 14.990–15.255) as compared to the Stacey two-stage model, but had a normal Th-Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 35.565–36.695). The calculated single-stage model age is much older than the true age of intrusion. From those characteristics, it may be inferred that the magma originated from the lower crust and mixed with some of the upper crustal rocks in its way of intrusion.

The ore leads show a wide variation. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of pyrite are 16.162–17.904, 15.149–15.482 and 36.340–37.710 respectively,

which show a wider variation range than those of galena($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16.123-16.560, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.149-15.550 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 36.075-37.580). According to the three-end member mixing model, the formula of the mixing model of ore leads is obtained. The coefficient of regression of this formula is very high ($r=0.9848$), indicating that the ore leads had three end components. It is concluded that the ore leads are composed of a mixture of the leads of the lower crustal rocks, the upper crustal rocks and sedimentary sulfides.

Based on the lead isotopic compositions and the geological features of the deposit, it is proposed that the deposit is genetically a sedimentary-magmatic hydrothermal metasomatic and filling lead-zinc deposit.

Key Words: lead isotopic, three-end member mixing model, the Bajiazi lead-zinc deposit in Liaoning Province

作 者 简 介

蒋少涌, 生于1964年12月, 籍贯为湖南省湘潭市, 1987年于北京大学地质系地球化学专业毕业, 获硕士学位。现为中国地质科学院矿床地质研究所助理研究员, 从事同位素地球化学研究。通讯处: 北京阜外百万庄路26号中国地质科学院矿床地质研究所, 邮政编码: 100037。