

青城子铅锌矿床的地球化学

蒋少涌

魏菊英

(中国地质科学院矿床地质研究所)

(北京大学地质系)

内容提要: 青城子铅锌矿床赋存于元古代辽河群浪子山组和大石桥组中,严格受层位的控制。矿石组构上,出现了微莓球状构造、层纹状构造以及大量的变余和变生组构。含矿岩系的常、微量元素从下部层向上部层呈现规律性递变。黄铁矿和闪锌矿的微量元素特征显示其沉积成因。氧、碳同位素研究表明,成矿热液水主要为大气降水,碳主要来自地层。印支、燕山期构造岩浆活动对成矿具有一定影响。该矿床为一典型的沉积-变质-热液叠加改造型层控铅锌矿床。

关键词: 青城子 铅锌矿床 地球化学特征 矿床成因

青城子铅锌矿床是我国北方最大的铅锌矿床之一。早在明朝嘉庆年间就已开始采矿,至今已300多年历史。在矿区120km²范围内,共发现了大小矿床十多个,目前仍在开采的有榛子沟、甸南、二道、南山、喜鹊沟等五个采区。多年来,对该矿开展了大量的地质科研工作,积累了丰富的地质资料。笔者在前人工作基础上,对该矿床进行了详细的地质调查和研究工作,并对矿床的成因进行了探讨。

一、矿床的层控性

青城子铅锌矿床赋存于元古界辽河群变质岩系地层中(图1)。辽河群自下而上可分为浪子山组、大石桥组和盖县组:

浪子山组: 由含石墨方解长英变粒岩、角闪片岩、矽线石云母片岩、薄层大理岩组成。分布于矿区东部榛子沟、甸南一带。

大石桥组: 由厚层白云质大理岩、云母条带大理岩、透闪石大理岩夹薄层变粒岩及石榴石云母片岩、矽线石云母片岩组成。分布于全矿区。

盖县组: 由云母片岩、矽线石云母片岩、石榴石云母片岩、透闪石片岩夹薄层大理岩组成,分布于矿区东部和北部。

矿区内产出的矿体,无论层状、似层状矿体,还是脉状矿体,均严格限制在大石桥组和浪子山组中。具有“上脉下层”(含矿岩系上部以脉状矿体为主,下部以层状似层状矿体为主)、“上铅下锌”(即上部矿体含铅高,不含或少含锌,而下部矿体含锌、铅均较高)的特征。

对含矿岩系地层的原岩恢复表明,浪子山组为一套粘土质基性火山碎屑岩、碳酸盐岩建造,岩石呈互层产出,韵律性层理构造发育,含较多的浸染状微粒黄铁矿和石墨,富集时可构成含黄铁矿或石墨的纹层,其沉积环境为还原条件,有利于金属硫化物的富集。大石桥组为一套粘土质中酸性火山碎屑岩富镁质碳酸盐岩建造。大理岩层中发育变余的层理、微层理

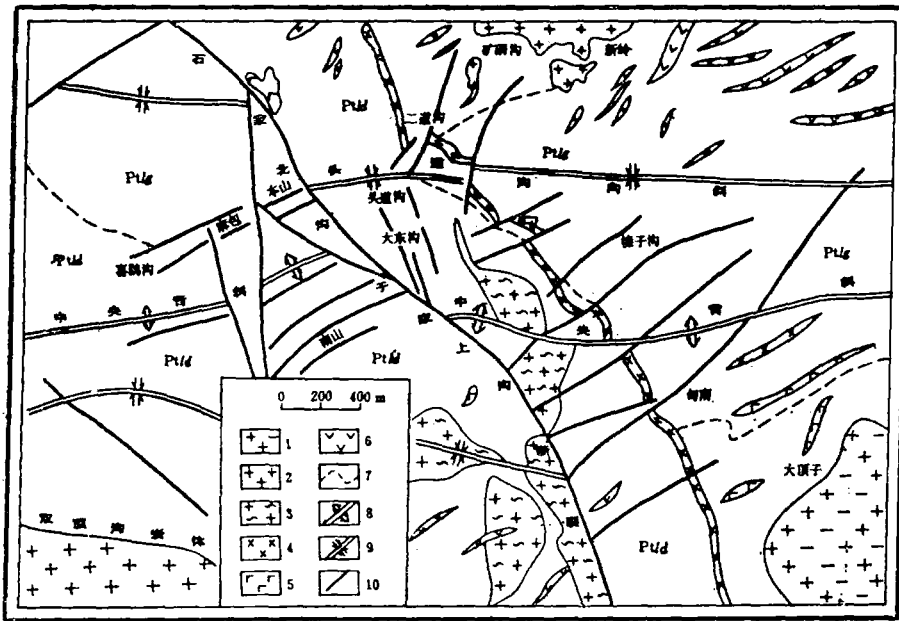


图 1 青城子矿区地质略图

Ptlg—盖县组; Ptd—大石桥组; 1—斜长花岗岩; 2—黑云母花岗岩; 3—混合变粒岩; 4—闪长岩脉; 5—花岗斑岩; 6—煌斑岩脉; 7—地层界线; 8—背斜; 9—向斜; 10—断层

Fig. 1. Schematic geological map of the Qingchengzi ore district.

Ptlg—Gaixian Formations; Ptd—Dashiqiao Formations; 1—Plagioclase granite; 2—Biotite granite; 3—Mixed leucocratic gneiss; 4—Diorite vein; 5—Granite porphyry; 6—Lamprophyre vein; 7—Stratigraphic boundary; 8—Anticline; 9—Syncline; 10—Fault.

构造, 它们由粒级层理和成分层理组成。大理岩中含一定量的变质钙硅酸盐矿物, 如金云母、白云母、绿帘石、透辉石、透闪石等。它们可在大理岩层中组成薄层或条纹条带, 构成矿区标志层, 如云母条带大理岩、绿帘石条纹大理岩、石墨大理岩层等。

区域地球化学资料表明, 辽河群地层中铅锌等成矿元素较富集, 如盖县组 (15个样) Pb为27ppm, Zn为51ppm; 大石桥组 (66个样) Pb为47.9ppm, Zn为57.9ppm; 浪子山组 (14个样) Pb为28ppm, Zn为40ppm。由上述表明, 辽河群各层中铅锌含量明显高于地壳克拉克值 (Pb为20ppm, Zn为40ppm)。据统计, 辽东众多的铅锌矿床中, 72%赋存在辽河群地层中^①。

二、含矿岩系的地球化学特征

1. 沉积-变质组构特征: 辽河群沉积期间, 盆地内频繁的海底火山喷发活动带来了大量的Pb、Zn、S、Fe等成矿元素, 它们在沉积地层中大量聚集, 构成了矿源层, 部分形成了层状似层状贫矿体。这些矿体与含矿岩系呈整合产出, 受一定层位和岩性控制。这些矿体中矿石的韵律层理构造发育, 如榛子沟矿床, 可见闪锌矿、黄铁矿与碳酸盐岩呈韵律性重复层序。在层状似层状矿体中发现有黄铁矿和闪锌矿的微莓球状构造, 它主要产在贫矿体层中具

① 刘智海, 1982, 青城子矿区及外围铅锌矿床铅同位素地质初步研究 (内刊)

有微细层纹状构造或微细浸染状构造的矿石中。它的存在有力地说明了矿床经历过同生沉积成矿阶段，成矿时微生物细菌活动起了一定作用，成矿处于相对较还原环境中。

研究表明，本区 18 亿年左右遇受了强烈的绿帘角闪岩-角闪岩相区域变质作用^①。矿石的组构出现了大量变余和变生组构，它们是变质成矿作用的直接证据。在变质作用热力影响下，矿物发生了重结晶作用，呈现花岗变晶结构、变斑晶结构、次生加大边结构和退火结构；在变质作用应力（形变作用）影响下，脆性的黄铁矿形成碎裂结构、塑性的方铅矿形成揉皱结构、塑性流动结构。

2. 常、微量元素特征：对含矿岩系大理岩的常、微量元素进行了分析测试。结果表明，它们从矿区下部层位到上部层位呈现规律性变化： $(CaO + MgO) / (SiO_2 + Al_2O_3)$ 增大， CaO/MgO 增大，而 K_2O/Na_2O 减小，Pb、Zn 含量降低（图 2、3、4、5）。

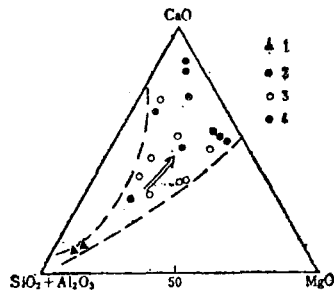


图 2 围岩（大理岩）的 $CaO-MgO-SiO_2 + Al_2O_3$ 三角解图

1—浪子山组 (L); 2—大石桥组一段 (d_1); 3—大石桥组三段 (矿床东区) (d_3^1); 4—大石桥组三段 (矿床西区) (d_3^2)

Fig. 2. $CaO-MgO-SiO_2 + Al_2O_3$ diagram of wall rock (marble)

1—Langzishan Formation; 2—1st Member of Dashiqiao Formation; 3—3rd Member of Dashiqiao Formation (eastern ore district); 4—3rd Member of Dashiqiao Formation (western ore district).

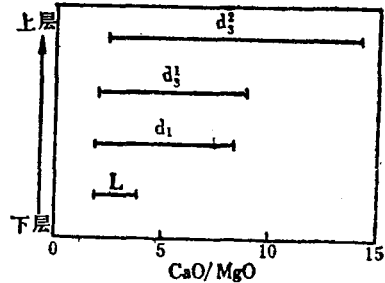


图 3 围岩大理岩的 CaO/MgO 比 (图例同图 2)

Fig. 3. CaO/MgO ratios of wall rock (marble) (symbols as for Fig. 2).

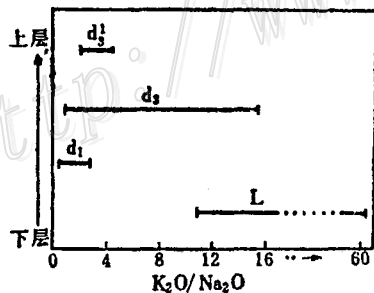


图 4 围岩大理岩的 K_2O/Na_2O 比 (图例同图 2) (左图)

Fig. 4. K_2O/Na_2O ratios of wall rock (marble) (symbols as for Fig. 2) (left).

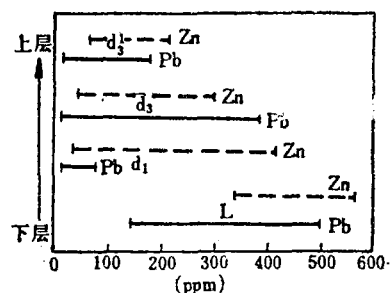


图 5 围岩大理岩的 Pb、Zn 含量 (图例同图 2) (右图)

Fig. 5. Pb and Zn contents of wall rock (marble) (symbols as for Fig. 2) (right).

① 蒋少涌, 1987, 辽宁青城子铅锌矿床的地球化学特征 (硕士论文)

含矿岩系(石榴石黑云片岩)中石榴石和黑云母的Pb、Zn、Cu等微量元素含量和比值从下部地层到上部地层也呈现规律性的增高(表1)。

表1 含矿岩系中黑云母、石榴石的微量元素含量(ppm)

Table 1. Minor element contents of biotite and garnet from ore-bearing sequence (in ppm)

	Pb		Zn		Cu		Zn/Cd		Zn/Pb	
	bi	Gr	bi	Gr	bi	Gr	bi	Gr	bi	Gr
浪子山组	119.3	16.2	27.3	39.4	36.4	3.4	5.81	9.16	0.23	2.43
大石桥组	222.2	64.7	383.6	431.2	74.0	27.5	29.30	85.67	1.73	6.67
盖县组	268.7	96.8	1030.3	696.0	105.1	24.6	228.9	148.09	3.83	7.19

bi——黑云母; Gr——石榴石; ICP法测定; 分析者蒋少涌、邵宏翔

我们认为, 这一规律反映了下部层为矿源层, 含硫化物较多, 在变质作用过程中, 由于Pb、Zn等金属元素的强亲硫性, 它们倾向于富集于硫化物中而较少进入黑云母和石榴石等矿物品格中; 而上部层含硫化物较少, 相对来说, 就有较多的Pb、Zn等金属元素以类质同

表2 围岩和矿体的氧、碳同位素组成

Table 2. Oxygen and carbon isotopic composition of wall rocks and orebodies

采样地点	样品名称	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$		$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	
		范围	平均值	范围	平均值
榛子沟	围岩大理石	8.48—19.89	14.79(12)	-8.11—-1.59	-4.24(12)
	矿体中方解石	12.40—12.76	12.58(2)	-7.61—-6.78	-7.19(2)
甸南	围岩大理石	11.12—23.35	19.63(8)	-2.52—-0.33	-1.81(8)
	矿体中方解石		12.10		-2.98
二道沟	围岩大理石	15.35—15.53	15.44(2)	-3.08—-1.36	-2.22(2)
南山	围岩大理岩	13.99—19.17	17.22(5)	-5.77—-0.85	-2.21(5)
	矿体中方解石	12.49—14.70	13.67(4)	-9.24—-6.78	-7.72(4)
喜鹊沟	围岩大理岩	12.57—19.55	16.75(9)	-4.81—-0.38	-2.03(9)
	矿体中方解石	14.76—15.69	15.22(2)	-5.24—-2.61	-3.92(2)
全矿区	方解长英变粒岩	5.02—13.28	8.30(7)	-8.58—-0.03	-3.61(7)
	晚期方解石脉	2.95—7.06	5.55(6)	-4.08—-0.54	-1.99(6)

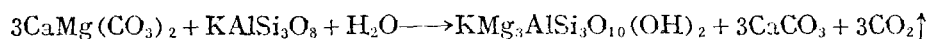
注: 括号中数字代表样品数(下同); 分析者: 蒋少涌

象进入黑云母、石榴石等矿物晶格中。从而呈现出微量元素在黑云母、石榴石中从下部层向上部层增高的变化规律。

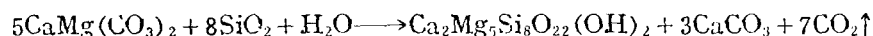
3. 氧、碳同位素组成：对矿区围岩大理岩、矿体及晚期脉中方解石的氧、碳同位素组成进行了分析（表2）。由表2可以看出，大理岩的氧、碳同位素组成变化较大， $\delta^{18}\text{O}$ 值为8.48—23.35‰， $\delta^{13}\text{C}$ 值为-8.11—-0.33‰。相对于海相沉积碳酸盐岩的氧、碳值（ $\delta^{18}\text{O}$ 为20—30‰， $\delta^{13}\text{C}$ 为0‰左右）有不同程度的降低。其原因，我们分析有如下几种可能：

(1) 大理岩形成之后，与贫 ^{18}O ， ^{13}C 的水发生了同位素交换反应，从而使大理岩的同位素组成降低。这种水体的来源，一种可能是与成矿无关的较冷的循环大气降水，它自地层沉积之后就与碳酸盐岩发生了长期缓慢的同位素交换。但这种交换作用往往只对氧同位素漂移有较大影响，而对碳同位素影响较小。我们的研究表明^①，青城子矿床成矿热液主要起源于大气降水，它在循环迁移过程中，加入了地层中大量的有机碳，使之具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值。成矿热液在较高温度下对围岩的蚀变作用使围岩大理岩的氧、碳同位素明显降低。

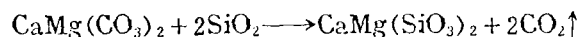
(2) 碳酸盐的脱碳反应。在变质作用过程中的脱碳反应使 CO_2 丢失：



白云石 钾长石 金云母 方解石



白云石 石英 透闪石 方解石



白云石 石英 透辉石

在这些反应中释放的 CO_2 较原始白云石或方解石富集 ^{13}C 和 ^{18}O 各约3—6‰左右，从而使大理岩的氧、碳同位素值降低。本区大理岩中普遍含一定量的金云母、透辉石、透闪石等钙镁硅酸盐矿物，证实了上述反应的存在。

从表2可知，方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-2.6—-9.2‰，而集中于-5.2—9.2‰之间。根据Ohmoto (1979) 资料⁽¹⁾，在250℃时沉淀的方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较溶液中的 CO_2 和 CO_3^{2-} 低2.1‰。因此成矿热液中 CO_2 和 CO_3^{2-} 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-0.5—-7.1‰，主要在-3.1—-7.1‰之间。

下面我们利用Taylor (1979)的水-岩交换反应方程⁽²⁾，来粗略估计一下成矿热液中碳的主要来源。假定热液中含碳化合物以 CO_2 为主，体系为封闭体系，则可写出：

$$\frac{\text{CO}_2_{\text{热液}}}{\text{CO}_2_{\text{大理岩}}} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{岩}}^{\text{未}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{岩}}^{\text{初}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{热液}}^{\text{初}} - (\delta^{13}\text{C}_{\text{岩}}^{\text{未}} - \Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{岩-热液}})}$$

根据表2数据，已知 $\delta^{13}\text{C}_{\text{岩}}^{\text{初}} = 0\text{‰}$ ， $\delta^{13}\text{C}_{\text{岩}}^{\text{未}} = -0.4\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$ ，取平均值-2.8‰。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{热液}}^{\text{未}} = -3.1\text{‰} \sim -7.1\text{‰}$ 。

如果假定溶液中碳主要是岩浆碳，则 $\delta^{13}\text{C}_{\text{热液}}^{\text{初}}$ 应为-8‰左右。从而求得 $\text{CO}_2_{\text{热液}}/\text{CO}_2_{\text{大理岩}}$ 为0.57—3.11，在碳酸盐岩地区，远离岩浆岩体数公里处，水溶液中所含岩浆碳为与之交换的大理岩的0.57—3.11倍，是难以令人相信的。

① 蒋少涌，1987，辽宁青城子铅锌矿床氧、碳、铅、硫同位素地质特征及矿床成因，第一届全国青年地质工作者学术讨论会论文

如果溶液中碳主要来自辽河群地层中的石墨或有机碳,则这些碳氧化生成的 CO_2 ,一般 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-24.7 \pm 6.0\%$ 。求出的 $\text{CO}_2_{\text{溶液}}/\text{CO}_2_{\text{大理岩}}$ 之比为 $0.13-0.16$ 。这一比值看来比较合理,说明碳的来源以地层碳为主。由于上述计算十分粗略,只能定性地来估量溶液中碳的来源,因此,我们并不排除有少量其他来源碳的加入。到了成矿期后的晚期方解石沉积阶段,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -2.0% ,说明溶液中碳已经是灰岩碳为主。

4. 矿石矿物的某些元素和同位素特征比值

(1) Co/Ni、S/Se、Ga/In比值:黄铁矿、闪锌矿的微量元素比值可以指示矿床形成条件。一般认为,典型沉积成因黄铁矿 $\text{Co/Ni} < 1$, S/Se很高(几万—几十万);而典型热液成因黄铁矿 $\text{Co/Ni} > 1$, S/Se较低(一般为数千);层控型矿床闪锌矿一般富Ga贫In, $\text{Ga/In} > 1$,而热液型矿床闪锌矿富In贫Ga, $\text{Ga/In} < 1$ 。本矿床中黄铁矿的Co/Ni变化范围为 $0.1-1.85$,其中层状矿体和许多脉状矿体中黄铁矿均小于1。黄铁矿的S/Se为 $243100-506700$ 。闪锌矿的Ga/In变化范围为 $0.13-9.0$,其中层状矿体中闪锌矿多数大于1。这些特征说明了它们的沉积起源成因。本矿床闪锌矿还具有高Cd含量,矿床东区(以层状似层状矿体为主)闪锌矿含Cd为 $0.32-1.46\%$,平均 0.51% ,而中、西区(以脉状矿体为主)闪锌矿含Cd为 $0.35-0.44\%$,平均 0.39% 。K. S. Albassan(1981)指出,这一地球化学特征是低温层状闪锌矿的典型特征^[1]。

(2) Zn/Pb比值:矿石的Zn/Pb比值从矿床东区到西区,呈现规律性变化。矿床东区, $\text{Zn/Pb} > 1$,矿石矿物以闪锌矿、黄铁矿为主,含大量方铅矿;中区, $\text{Zn/Pb} < 1$,以方铅矿、黄铁矿为主,含少量闪锌矿;西区, $\text{Zn/Pb} \approx 0$,以方铅矿、黄铁矿为主,基本不含闪锌矿。这一分布规律,反映了成矿物质的分布特征和分异情况。

(3) 铅同位素比值:矿石的铅同位素研究结果表明^[2],从矿床东区→西区, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值由低→高,递变趋势较明显,但 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值变化不很明显。榛子沟矿床,从下部层状矿体到上部层状矿体,到断裂脉状矿体, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值均有增高趋势。

三、矿化与岩体的关系

矿区岩浆活动发育。北面有新岭花岗岩体,面积约 2km^2 ,其周围有大量酸性岩脉和中基性岩脉呈北东向分布。岩体分相较明显,中央相为斑状黑云母花岗岩,边缘相为花岗斑岩、长石石英斑岩。黑云母K-Ar年龄为 $2.14-2.31$ 亿年。矿区南面出露有双顶沟斑状黑云母花岗岩,面积约 242km^2 。岩体分相明显,中央相为斑状黑云母花岗岩,边缘相为细粒花岗岩,并发育长石石英脉和石英脉。黑云母K-Ar年龄为 $2.36-3.46$ 亿年,锆石U-Pb年龄为 $2-2.2$ 亿年。矿区北西部还出露一较小的姚家沟岩体,面积仅 0.5km^2 ,蚀变强烈。全岩K-Ar年龄为 1.51 亿年。

新岭、姚家沟和双顶沟岩体的化学组成见表3。根据岩体的化学组成计算出CIPW标准矿物分子,有刚玉出现。 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值大于 1.11 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值大于 1 ,属铝过饱和型。在CIPW标准矿物分子Q-Ab-Or三角图上,数据分散且偏离低温槽(低共熔区)(图6)。在K-Na-Ca三角图解上,部分点落入岩浆或深熔花岗岩区,部分位于其外(图7)。对花岗岩石英的氧同位素分析结果表明,新岭花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 10.6% ,双顶沟花岗岩

表3 矿区花岗岩体的化学组成(%)

Table 3. Chemical composition of granite in the ore district

	新岭岩体					双顶沟岩体				姚家沟岩体			
	B111	B112	B113	B114	BC ₂	B118	B119	B16	B47	B115	B116	B117	B35
SiO ₂	70.49	78.58	63.98	63.16	69.70	69.09	66.78	75.33	69.26	72.72	74.37	74.37	68.90
Al ₂ O ₃	13.36	8.97	14.28	14.31	14.29	13.58	12.61	12.70	13.97	13.54	9.92	11.62	14.23
TiO ₂	0.30	0.30	0.50	0.50	0.42	0.38	0.50	0.12	0.50	0.25	0.25	0.13	0.28
Fe ₂ O ₃	1.76	1.33	1.28	3.16	0.49	1.23	1.57	0.33	0.61	1.39	1.96	1.69	1.14
FeO	1.54	1.42	2.80	2.11	1.47	2.06	2.21	0.99	2.27	0.19	0.46	0.24	0.99
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.32	0.60	1.41	2.02	0.94	1.05	1.61	0.30	1.20	0.40	0.24	0.24	1.31
CaO	0.90	1.40	1.68	1.56	1.03	2.02	2.92	0.84	2.00	1.26	0.56	0.67	1.68
Na ₂ O	4.55	2.27	5.40	5.04	3.65	4.51	5.02	3.35	4.02	2.77	2.02	3.47	3.05
K ₂ O	4.86	4.32	6.81	5.15	5.00	3.57	5.43	3.97	3.75	6.86	7.86	5.72	4.55
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.18	0.10	0.09	0.15	0.15	0.02	0.18	0.05	0.05	0.10	0.08
SO ₃	0.06	0.03	0.10	0.04	0.04	0.40	0.12	0.05	0.02	0.01	0.03	0.03	0.10
CO ₂	0.17	0.24	0.34	0.03	0.04	0.69	0.13	0.64	0.05	0.17	0.03	0.17	0.04
H ₂ O	1.48	0.78	2.01	3.21	0.81	0.97	0.45	0.49	0.52	1.21	1.71	1.37	1.04
总计	99.88	100.30	100.78	100.40	98.01	99.71	99.52	98.54	98.36	100.83	99.47	99.80	9.407
CIPW标准矿物分子													
Q	23.37	45.49	7.16	9.20	25.36	23.25	14.90	37.91	24.39	27.28	37.31	32.20	28.54
Or	25.95	25.60	40.08	30.62	29.51	21.16	32.29	23.38	22.27	40.64	46.20	33.96	26.72
Ab	38.28	19.40	35.66	42.48	30.94	38.28	34.61	28.32	34.09	23.60	7.34	27.79	25.70
An	1.67	1.39	—	1.11	4.17	6.12	—	4.17	8.90	4.17	—	—	7.51
Ns	—	—	2.32	—	—	—	1.83	—	—	—	2.32	0.37	—
Di	1.61	4.55	6.20	4.58	—	2.51	11.02	—	0.12	0.93	1.16	1.05	—
Hy	0.93	0.33	3.76	3.27	4.03	3.49	0.66	2.02	5.91	1.00	0.60	0.60	3.71
Ap	0.31	—	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	—	0.31	—	—	0.31	0.31
Il	0.61	0.61	0.91	0.91	0.76	0.76	0.91	0.30	0.91	0.46	0.46	0.30	0.61
Mt	2.55	1.86	1.81	4.63	0.70	1.86	2.32	0.46	0.93	—	0.70	0.23	1.51
Ht	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.44	1.44	1.60	—
C	—	—	—	—	1.33	—	—	1.43	—	—	—	—	1.63

$\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.05—14.4‰。以上特征表明, 本区花岗岩可能为基底地层部分重熔的S型花岗岩。

各种岩脉在矿区十分发育, 主要有煌斑岩、花岗斑岩、闪长岩等。在这些岩脉附近, 常出现脉状铅锌矿化。空间上岩脉与矿脉关系甚密, 岩浆发育的地段矿脉也发育, 矿脉平行岩脉或产在岩脉壁近旁, 有的则直接分布在岩脉内, 个别煌斑岩脉本身就构成了可供开采的铅锌矿化体。时间上岩脉与矿脉关系也较密切。申永治(1986)测定了两组岩脉的K-Ar年龄⁽³⁾, 其中一组为闪长岩脉, 多处被脉状富矿化切割, 年龄为1.4亿年; 另一组为煌斑岩脉, 多处切割脉状矿体, 年龄为0.84—1.0亿年。因此, 这些脉状铅锌矿体应该是在0.84—1.4亿年间形成的。可见印支燕山期构造岩浆活动对成矿也产生了一定影响。

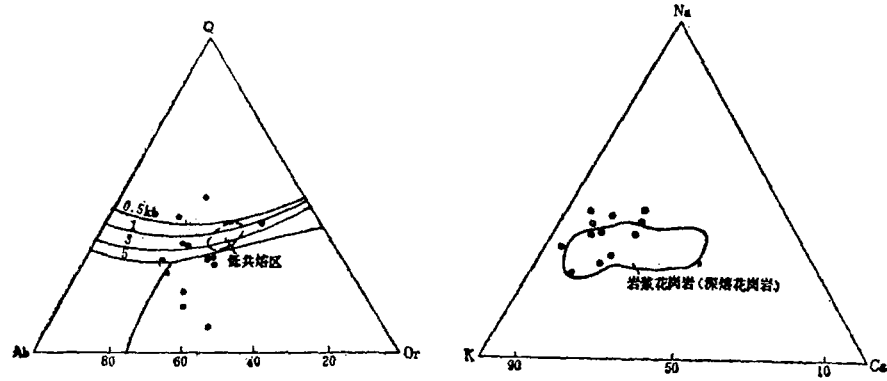


图6 花岗岩标准矿物Q-Ab-Or图解(左图)

Fig. 6. Q-Ab-Or diagram of normative minerals in granite(left).

图7 岩浆花岗岩与交代花岗岩Na-K-Ca图解(右图)

Fig. 7. Na-K-Ca diagram of magmatic granite and metasomatic granite(right).

四、结 论

根据以上讨论,对矿区成矿作用可得出以下认识:

1. 本矿床具明显的层控特征,矿区内产出的矿体均严格限制在大石桥组和浪子山组中。在矿石的组构上,出现了典型的微莓球状构造、层纹状构造。黄铁矿和闪锌矿的微量元素特征比值显示出其沉积起源成因。

2. 本区18亿年左右遭受了强烈的绿帘角闪岩-角闪岩相区域变质作用。它一方面对同生沉积贫矿体进行叠加改造形成沉积变质富矿体;另一方面变质热液对矿源层活化,使成矿物质发生活化,迁移沉淀在构造岩性合适部位形成变质矿体。因此,在矿石组构上出现了典型的变余和变生组构。围岩大理岩的氧、碳同位素组成也发生了明显贫化。根据氧、碳同位素组成和水岩比值的粗略计算表明,成矿热液中水主要起源于大气降水,碳主要来自地层。

3. 对矿区花岗岩及其脉岩的研究表明,花岗岩体可能是基底地层部分重熔的S型花岗岩。各种脉岩与部分脉状铅锌矿化关系密切。说明印支、燕山期的构造岩浆活动对成矿具有一定作用。它一方面可能提供巨大的热源,加热循环的大气降水,另一方面也可能提供了部分成矿物质。

因此,我们认为青城子矿床为一沉积变质热液叠加改造型层控矿床。变质热液成矿作用起着主导作用。

研究过程中,得到了青城子矿地测科同志们的大力协助。工作中还承蒙王凤珍、何宗丽、邵宏翔、陈成业、莫志超、郭力珍、曾贻善、张招崇等同志的热忱帮助。谨此一并致以诚挚谢意。

参 考 文 献

- [1] Albarran, K. S等 1983 伊拉克北部塞古札铅锌黄铁矿床成因新论 地质地球化学 第1期

- [2] 蒋少涌 1987 辽宁青城子铅锌矿床的铅同位素组成及其地质特征 北京大学学报(自然科学版) 第4期
- [3] 叶伯丹、申永治、朱杰辰 1986 全国同位素地质年龄数据汇编 第4集 地质出版社
- [4] Ohmoto, H., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., Holt Rinehart and Winston, New York.
- [5] Taylor, H. P. Jr, 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationship in hydrothermal mineral deposit, In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., Holt Rinehart and Winston, New York.

GEOCHEMISTRY OF THE QINGCHENGZI LEAD-ZINC DEPOSIT

Jiang Shaoyong

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

Wei Juying

(Department of Geology, Peking University, Beijing)

Abstract

The Qingchengzi ore deposit occurs in Proterozoic Langzishan and Dashiqiao Formations of Liaohe Group. In the ores, there are lots of syngenetic sedimentary textures such as framboidal and striped ones as well as many palimpsest and metamorphic fabrics. The major and minor elements in wall rocks vary systematically from lower to upper strata. The ratios of trace elements in pyrite and sphalerite indicate that they were formed originally by deposition. Oxygen and carbon isotopic studies show that the ore-forming fluids came from paleometeoric water, whereas the carbon from the strata. The Indosinian-Yanshanian tectonic-magmatic activities also had some influence on metallogenesis. We therefore conclude that this deposit is a stratabound one which underwent deposition, metamorphism and hydrothermal transformation.

× × × × × × × ×

本刊勘误

1989年第8卷第1期74页图3注, 第5—6行

误: I_3 据本文、王耀坤(1984、1985); 庄仁山(1985)。

正: I_3 据本文、罗耀星(1953)、王耀坤(1984、1985); m_1 据本文、王耀坤(1984、1985)、庄仁山(1985)。

1989年第8卷第2期19页表3下注

误: $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.030868\%$; $\delta^{13}O_{PDB} = +30.86\%$ (据Craig, H., 1961)

正: $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.030868\delta^{13}O_{PDB}\% + 30.86\%$ (据Craig, H., 1961)