# 辽宁八家子铅锌矿床 硫同位素地球化学

蒋少涌 丁悌平

## 魏菊英 苏 琪

(地矿部矿床地质研究所)

(北京大学地质系)

提 要 八家子矿床的硫同位素组成的系统研究表明,矿体中硫化物 δ<sup>34</sup>S 值为6.0~-8.2‰,在频 率直方图上呈塔式分布,具有明显的时、空变化规律。矿区黑云母石英闪长岩中浸染状黄铁矿 δ<sup>34</sup>S 值为1.9~-0.8‰,变化小。地层中浸染状、分散状和层纹状硫化物 δ<sup>34</sup>S 值为13.0~-19.1‰,变化 较大。根据矿床地质条件、矿物共生组合、成矿温度和硫同位素,进一步讨论了成矿溶液的化学条件 和演化特征,认为矿床硫的来源可能是地层硫和岩浆硫的混合。 关键词 硫同位素 成矿溶液化学环境 硫源 辽宁八家子

1 矿区地质简况

八家子矿床位于辽宁省西部建昌县境内,是我国东北十分重要的一个铅锌银多金属矿山 基地。矿区地层由中元古界碳酸盐岩组成,含矿层为大红峪组和高于庄组。大红峪组石英砂岩 局部含矿,为浸染状矿石或胶结状矿石;高于庄组白云岩可分为四段,其中一、三段含锰燧石条 带白云岩中赋存着矿区绝大部分工业矿体.这些矿体主要受断裂构造的控制,多集中在北西向 主含矿断裂及其分支断裂带中,在断裂复合部位、转弯部位常呈现较大矿体。除北西向主含矿 断裂外,矿区还发育有东西向、北北东向或近南北向断裂,在这些断裂带中,局部也可见矿体。 矿区内岩浆活动十分发育,在矿区东部、南部和西部均有岩体出露。其中与成矿关系最为密切 的是东部燕山期的黑云母石英闪长岩体,出露面积近一平方公里,侵入于大红峪组石英砂岩和 高于庄组白云岩层中,呈岩舌、岩株状。在岩舌接触顶面及周边部位,构造破碎强烈,矿化发育。 从该岩体沿北西向主成矿断裂向外,依次分布有北山、红旗(和炉沟)、东风和冰沟等五个矿段, 构成八家子矿的主体(图1)。



图1 八家子矿区地质图 Fig. 1 Geological map of the Bajiazi mining district

矿床矿石矿物以黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和黄铜矿等为主,含银矿物主要为自然 银和黑硫银锡矿。矿体形态为脉状、透镜状、枝叉状和囊状,极少见似层状矿体。矿化具有明显 的分带性,从东部黑云母石英闪长岩接触带处起沿北西向断裂向外,依次出现:a.含铜钼磁铁 黄铁矿体(近接触带和北山),b.黄铁矿体(北山,红旗),c.黄铁铅锌矿体(红旗,东风),d.铅锌 银矿体(含重晶石)(东风,冰沟)。相应地,矿床成矿期次可划分为四个阶段:磁铁矿化阶段,黄 铁铅锌矿化阶段,铅锌银矿化阶段和碳酸盐化阶段。通过对透辉石、透闪石、石榴石、重晶石、方 解石、白云石和闪锌矿等的均一温度测定结果表明①,成矿温度从早到晚由400~300℃下降至 300~200℃,到最晚期碳酸盐化阶段后期降至<200℃。围岩蚀变发育有不强烈的硅化、透闪石 化、蛇纹石化、金云母化、黄铁绢英岩化和铁锰碳酸盐化。

2 硫同位素组成特征

本次研究中,对八家子矿床的硫同位素进行了系统分析测试,同时收集了部分前人资料。

① 董永观,1986

所有数据列于表1。

90

从表1可知,矿体中硫化物的 δ<sup>34</sup>S 值为6.0~-8.2‰,在频率直方图上呈明显塔式分布(图 2)。矿区黑云母石英闪长岩中浸染状黄铁矿化的 δ<sup>34</sup>S 值为1.9~-0.8‰,变化范围小且接近零 值。地层中浸染状、分散状硫化物和层纹状硫化物的 δ<sup>34</sup>S 值为13.0~-19.1‰,变化范围大且 分散(图3)。从图3清楚可知,从北山矿段→炉沟、红旗矿段→东风矿段→冰沟矿段,即从近岩体 接触带向外沿北西断裂带,硫化物的 δ<sup>34</sup>S 值由高→低,由集中→分散。对单个硫化矿物来说,也 清楚地显示了这种变化趋势(图4)。



图2 八家子矿床硫同位素短 二项率直 汽 Fig. 2 Histogram showing the sulfur isotope composition of the Bajiazi ore deposit

图5显示同一矿体从深部到浅部,硫化 物的δ<sup>34</sup>S值由高→低,不同矿体从近接触 带的449号矿体到远接触带的309号矿体, 硫化物δ<sup>34</sup>S值由高→低。

对矿床矿物共生组合和成矿温度的研 究表明<sup>(8)</sup>,从近接触带的北山矿段到远接 触带的冰沟矿段,成矿阶段由早到晚,成矿 温度由高到低。因此图3、4中所显示的硫同 位素变化规律也是硫同位素随时间而变化 的规律,即早期 δ<sup>34</sup>S 值高,集中;晚期 δ<sup>34</sup>S 值低,分散。



说明:1. 冰沟矿段 2. 东风矿段 3. 红旗矿段 4. 炉沟矿段 5. 北山矿段 6. 岩体 7. 地层

- 图3 八家子矿床矿体、岩体和地层中硫化物的硫同 位素组成对比图
- Fig. 3 Comparison diagram of sulfur isotope compositions of sulfide in different orebodies, igneous rocks and sedimentary strata

Ľ

...

## 91

## 表1 八家子矿床的硫同位素组成

Table 1 The sulfur isotopic compositions of the Baijiazi deposit

序号	样品号		δ <sup>34</sup> S	(%)			
		Ру	Sp gn	Ср	Ро	Ba	- 样品地质情况
		北	山矿段				
1	8-13	5.4		5.9			#501磁铁矿体边部黄铁矿石
2	8N-2	2.2					#506-1,块状黄铁矿石
3	Bt8-7-1	5.3					磁铁矿体
4	Bt]4-7	4.4					黄铁矿石
5	S-1	3.7					
6	S-2	6.0					
7	S-3	4.8					
8	S-4	3.6					
9	S-5	2.5					
10	S-6	4.0					
11	S-7	4.2					# 501矿体
12	S-8	2	. 5				
13	S9		31				
14	S-10			4.9			
15	S-11	0.9(辉钼	矿)				
16		炉	沟矿段				
16	BL6-1	3.4					黄铁铅锌矿石
17	BL7-5	3.4					#449,黄铁铅锌矿石,+245米
18	BL9-7	3.9					#449黄铁铅锌矿石,+185米
19	BL12-6-1	4.0					#449黄铁铅锌矿石,+155
20	B295	2.0 1	.0 1.1				黄铁铅锌矿石
21	BL27-4		1.5	3.6			铅锌矿石
22	BL12-9-1	2.7					铅锌矿石
23	85SB-L-1	2.1					#449,致密块状黄铁矿石,+275米
24	84SB-L-12	3.6					#449,粗粒黄铁矿,+215米
25	85SB-L-35	5.0					#449,粗粒黄铁矿石,+125米
26	85SB L 48		2.1				#449,粗粒黄铁铅锌矿石,+185米
27	85SBL-8	0.5					#418,致密块状黄铁矿石,+215米
28	<b>BS</b> 10		2.4				# 449矿体
29	BS-11	5	. 1				#449矿体
		红红	質矿段				
30	8H-26	1.6		18			#100,含磁铁矿黄铁矿石,-60g
31	Bh6 — 1	4.0					黄铁矿石
32	Bh 4 6	3.8					黄铁矿石
33	Bh15-5-1	3.0					黄铁矿石
34	Bh16-8-1	2.8					黄铁矿石
35	Bh14-5-1	2.0					黄铁矿石
36	Bg6-1	3	2 1.8				铅锌矿石
37	Bg245	3.1 1	4 1.7				铅锌矿石
38	85SB-H-36	1.7					#100,细粒黄铁矿石,+30米
39	85SB-H-12	3.5					#100,粗粒黄铁矿石,-30米
40	85SB-H-23	4.1					#100 <b>,细粒黄铁矿石.</b> -90米
41	85SB-H-32	2.9					#107.粗粒黄铁矿石,+30米
42	85SB-H-1	2.4					#21,黄铁矿石,-30米
43	85SB-H-19	3.9					#115,黄铁矿石,-90米
44	B-10	0.1 0.	1 - 1.1				黄铁铅锌矿石
		东	(矿段				
45	8E-33	2.8					块状黄铁矿石(立方体)
46	8E38	1	—1 <b>.</b> 9	— J. 4	-2.9		#332,磁黄铁黄铜矿石,-115米
47	Bj15—1	4.	6 3.2			16.4	铅锌矿石
48	Bj3—15	-3.7 - 3	3.2 -3.7				铅锌矿石

۱

续表1

序号	样品号			δ <sup>34</sup> S	(‰)			
		Ру	Sp	gn	Ср	Ро	Ba	样品地质情况
49	Bj2-7	-7.4						
50	85SB-D-41	· · ·	-2.2	-2.7				#309,粗粒铅锌矿石,-85米
51	85SB-D-31	1	-	-0.7				#309,粗粒铅锌矿石,-115米
52	85SB-D-8		1.8	0.7				#309,粗粒铅锌矿石,-145米
53	85SB-D-48	-1.4		-3.8				#309-2,黄铁铅锌矿石,-85米
54	85SB-D-19	-5.6						#332,黄铁矿石,-145米
55	85SB-D-47	1 · · ·		2.2				#332,细粒铅锌矿石,-85米
56	85SB-D-39			0.4				#332,铅锌矿石,-85米
57	84SB-D-15			0.5				#333,铅锌矿石,-115米
58	BS-17			-2.4				#309,铅锌矿石,-55米
59	BS-23			2.7				#309,铅锌矿石,-55米
60	BS-24	1	5.1					#309,铅锌矿石
		<b>.</b>	冰沟矿	段		•		
61	B <sub>24</sub> -6	-	-6.5 -	-8.2			15.3	
62	84SB-280-6	-	-6.5 -	-8.2				#280,细粒铅锌矿石,302米坑
63	84SB-256-6	-	-1.9 -	-3.7				#256,细粒铅锌矿石,256米坑
64	84SB-280-3		_	1.1				#280, 相約铅锌矿石, 302米坑
		•	岩体中	4				
65	84SB-L-3	0.8	<u></u>					星 点 状 分 布 . 炉 沟 215 米
66	85SB-L-44	1.5						星点状分布,炉沟215米
67	84SB-H-4	-0.8						星点状分布,红旗0米
68	85SB-H-47	1.0			-			
69	85SB-H-49	1.9	-					星占状分布,红旗0米
70	85SB-H-51	1.9						
71	S-61	-0.3						星卢状分布。炉沟花岗舒岩中
72	S-95	1.4						星点状分布, 炉沟里
		1	地层中	1				
73	84SB-H-8	4.6	-G/A					白云岩中星点状,红旗0米
74	84SBH-6	3.8						白云岩中星卢状,红旗0米
75	85SB-H-53	2.8						白云岩中星占状,红旗0米
76	84SB-L-21	0.7						白云岩中星卢状, 位次215米
77	84SB-256-1	-3.6						白云岩中星点状。炉沟256采坑
78	84SB		_	-1.4				白云岩中星点状,北山散表
79	S-49	4.1						
80	S-50	4.0						#424, 石英砾岩中黄铁矿
81	S-51	2.1					ĺ	#448.含锰白云岩中黄铁矿
82	S-52	3.4						#448.石革砥岩中黄铁矿
83	S 85	10.5						粗晶黄铁矿脉,产于 chg1白云岩中
84	S 86	-3.8						呈似层状,产于碳质页岩中
85	S-87	-2.9						呈串發状产于碳质面岩中
86	5-88	-4.2						<u>北</u> 中东水,1500000
87	S	4.1					ľ	用品浸边状苗铁矿炉沟
88	S-92	13.0						知晶带铁矿,产于 chg3 会轻白云岩由
80	S-93	-8.0						
90	S-94	-5.7						1.5×2×1×1 1.5×2×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×1×
91	S-57	19.1						
92	S-84	10.1		1.5				早龄我产于全绿白云岩由
93	S-90			1. 2				王///// J J J J J J J J J J J J J J J J J
94	S-91			0.2				脉状产于 chg1白云岩中,与黄铁矿共生

注1 Py-黄铁矿 Sp-闪锌矿 gn-方铅矿 Cp-黄铜矿 Po-磁黄铁矿 Ba-重晶石

注2 1,2,30,45,46号样据本文。3,4,16-22,28,29,31-37,44.47-49,58-61号样据毕承恩、董永观(1989)。23-27, 38-43,50-57,62-70,73-78号样据苏琪、魏菊英(1980)。5-15,71,72,79-94号样据扬占兴、刘素英(1990)。



## 说明:1. 黄铁矿 2. 黄铜矿 3. 闪锌矿 4. 方铅矿 图4 不同矿物的硫同位素组成空间分布特征



## 3 成矿溶液的物理化学条件

硫化物的硫同位素组成严格受溶液的 PH 值、氧逸度(fo<sub>2</sub>)、温度(T)、流的浓度(ΣS)和总硫 同位素组成(δ<sup>34</sup>S<sub>3S</sub>)的控制(Ohmoto, H. 1972)。

八家子矿床在成矿作用最初阶段,矿化主要表现为岩体中浸染状黄铁矿化。将岩体和成矿 溶液体系当作封闭体系考虑,此时硫同位素分馏类似于瑞利分馏过程(赵瑞,1987)。<sup>(4)</sup>

Rc/Rc°=f<sup>α-1</sup>是瑞利分馏的一种基本表达式。在热液晶出硫化矿物的条件下,通过一系列 变换,该式变为:

$$\delta_{i} = (\delta_{i}^{0} + 1000) \mathbf{f}^{\alpha_{i-1}-1} - 1000$$

此式描述了晶出硫化矿物的硫同位素组成(&)、最初晶出硫化矿物的硫同位素组成(&)、晶出 硫化矿物与溶液的硫同位素分馏系数(a,t)三者同溶液中剩余硫分数(f)之间的关系。

控制黄铁矿形成的化学反应主要为:

 $4Fe^{2+} + 7H_2S + SO_4^{2-} = 4FeS_2 + 4H_2O + 6H^+$ 

设r为形成黄铁矿所消耗溶 液中 H<sub>2</sub>S 同 SO<sup>2</sup>的摩尔分数比,根据上式,

$$r = X_{H_2S}/X_{SO_4^{2-}} = 7$$

溶液的硫同位素组成及从中晶出含硫矿物的种类和同位素组成,在形成过程中的变化主要受溶液的初始 X<sub>H,s</sub>/X<sub>so</sub><sup>2-</sup> (r值) 控制(赵瑞,1987)。如图6所示,当 r=7时,只能不断从溶液中晶出黄铁矿;当 r=70时,即溶液中主要为 H<sub>2</sub>S,从中晶出的铁硫化物为磁黄铁矿。



## 图5 矿石的 δ³4S 值随深度的变化图

Fig. 5 Variation in  $\delta^{34}S$  values of orebodies with depths

八家子矿床黑云母石英闪长岩中产出的浸染状黄铁矿化的 δ<sup>34</sup>S 值为1.9~-0.8‰,平均 1.1‰。因为这些浸染状黄铁矿的量同矿床硫化物的总量相比微不足道,即此时溶液的 f 值> 0.9,甚至0.99。从图6可知,此时成矿溶液的总硫同位素组成 δ<sup>34</sup>S<sub>35</sub>为3‰左右,此时溶液的 X<sub>H,s</sub>/X<sub>so2</sub>-(r 值)为7~5左右。

当成矿溶液从岩体接触带向外流动时,沿北西向断裂带逐步沉淀出本区主要矿体(北山、 红旗、炉沟、东风和冰沟)。此时成矿体系由封闭转变为开放体系,并伴随有外来溶液(天水)的

١





图7 350(时 Fe-S-O-Si 体系的相关关系(据 Mottl, 1977) Fig. 7 Facy diagram of Fe-S-O-Si system at 350°C (after Mottl, 1977)

加入<sup>①</sup>。在这个过程中,成矿温度由初始的400~ 300℃逐渐下降至晚期的300~200℃。下面我们简单 地分两个阶段即成矿早期(T=400~300℃,平均 350℃)和成矿晚期(T=300~200℃,平均250℃)来 讨论成矿溶液的物理化学环境。

Fig. 6 Rayleigh differentiation model of sulfur isotope composition (after Zhao Rui, 1987)

图6 硫同位素瑞利分馏模式(据赵瑞,1987)

3.1 成矿早期的物理化学环境

在这一阶段中典型的矿物组合为磁铁矿+黄铁矿+黄铜矿+(磁黄铁矿)。此时在接触带 岩石中发育有黄铁绢英岩化蚀变,因此溶液的 pH 值可能受石英-云母-长石这一硅酸盐矿 物组合的制约:

3KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>+2H<sup>+</sup>=KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>+6SiO<sub>2</sub>+2K<sup>+</sup>

则 pH=-lga<sub>k</sub>++ $\frac{1}{2}$ lgk,当温度为350℃,与黑云母石英闪长岩平衡的溶液 a<sub>K</sub>+的合理值为0.1 ~0.01M。平衡常数 lgk 值据 Ohmoto,H. (1972)为7.60<sup>(5)</sup>。计算出溶液的 PH 值为4.8~5.5。

利用 Mottl(1977)编制的 Fe-S-O-Si 系统的相关关系<sup>[6]</sup>,350℃时溶液的 lgfs<sub>2</sub>-lgfo<sub>2</sub>相图如 图7。可知此时溶液的 lgfo<sub>2</sub>=-30左右,lgfs<sub>2</sub>=-9左右。

溶液的总硫浓度 mxa值影响着硫化矿物的共生界线,不同的 mxa值具有不同的 Fe-Cu-S-O 矿物稳定场(Ohmoto,H.,1972)。在水溶液中,硫的逸度与氧逸度、pH 值和硫的浓度有如下关系:

$$\mathbf{f}_{\mathbf{s}_2} = (\frac{\mathbf{K}_{\mathbf{h}_{\mathbf{s}}} \cdot \mathbf{X}_{\mathbf{H}_2 \mathbf{S}} \cdot \mathbf{m}_{\Sigma \mathbf{s}} \cdot \mathbf{f}_{\mathbf{H}_2 \mathbf{S}}}{\mathbf{a}_{\mathbf{H}_2 \mathbf{O}}})^2 \cdot \mathbf{f}_{\mathbf{O}_2}$$

式中平衡常数 K<sub>hs</sub>和 H<sub>2</sub>S 的摩尔分数 X<sub>H,s</sub>由下两式规定:

① 蒋少涌等,八家子矿床氢、氧、碳、硅稳定同位素研究,1991

第六卷 第三期

$$H_2S(\dot{x}$$
溶)+ $\frac{1}{2}O_2$ 与 $H_2O(\dot{\alpha})$ + $\frac{1}{2}S_2$ 

H<sub>2</sub>S(水溶)与H<sup>+</sup>+HS<sup>-</sup>

已知 lgfo<sub>2</sub>=-30,lgfs<sub>2</sub>=-9,pH=4.8~5.5,计算出 m<sub>33</sub>约为0.02。

溶液的离子强度(I值),可根 据矿区的包裹体盐度资料近似获 得。由于盐度是用假设的 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系相图确定的,考虑到溶液 中其他盐类分子量均大于 NaCl,因 此实际上盐的总摩尔浓度应小于盐 度所代表的 NaCl 摩尔浓度,即 I<sub>mm</sub><I<sub>mm</sub>。一般认为,当盐度分别 为5%、10%。、20%和30%时,相应 的 I 值为0.5、1、2、和3。根据本文对 矿区石英包裹体盐度的测定结果为 4.7~9.1%NaCla,对应的 I 值为0. 5~1。考虑到所测矿物为相对稍晚 矿物(石英脉),故早期阶段溶液实 际盐度可能高于4.7~9.1。因此取 I 值为1较为合理。

根据上述讨论,将获得的成矿 溶液的 T(350℃)、I 值(1)、lgfo2值 (-30)、pH 值(4.8-5.5)等条件应 用于 Ohmoto, H(1972)的 lgfo2-pHδ<sup>34</sup>S 相图中(图8)。当溶液的总硫同 位素 δ<sup>34</sup>S<sub>22</sub>值为3‰左右(2-6‰) 时,图8中投影区所对应的 δ<sup>34</sup>S<sub>29</sub>/值



图8 成矿早期溶液的 lgfo<sub>2</sub>-pH-δ<sup>34</sup>S 相图(据 Ohmoto, H., 1972) Fig. 8 lgfo<sub>2</sub>-pH-δ<sup>34</sup>S diagram of ore-forming solution in the early stage (after Ohmoto, H., 1972)

为2.7‰左右(0.7-5.7‰),与八家子矿区的实际情况十分吻合( $\delta^{34}S_{py}=0.5\sim5.3\%$ ,平均3. 2‰)。该值与上面我们根据瑞利分馏模式求出的总硫同位素值大体吻合,说明溶液的同位素组 成没有大的改变,这时,溶液的 X<sub>H,s</sub>/X<sub>so</sub><sup>2</sup>-(r值)应为7~5左右。

3.2 成矿晚期的物理化学环境

晚期阶段典型的矿物组合为方铅矿+闪锌矿+重晶石。采用 Kajiwara 等(1970)的硫酸盐 一硫化物一氧化物的 lgfo2-T 相图<sup>(7)</sup>,温度为250℃时,溶液的 lgfo2=-35左右(图9)。

考虑到成矿溶液在向围岩流动过程中,应与碳酸盐达到平衡,则 pH 值受碳酸盐岩溶解的 制约。据 Ohmoto,H. (1972),,在250℃时,与 CaCO3平衡的纯水,其 pH 值为7.3。因此从早期到 晚期,溶液的 pH 值应该逐渐增高。pH 值的变化是一个缓慢的过程。溶液的 pH 值增高,也是从 含氯化物溶液中沉淀出硫化物的有效方法之一。 对矿区黄铁矿的研究表明<sup>(2.8)</sup>, 在接触带附近的磁铁矿黄铁矿体 中,黄铁矿多为他形粒状或不规则 状;稍远离接触带的黄铁矿体中黄 铁矿则为半自形至自形五角十二面 体;而远离接触带的铅锌矿体中黄 铁矿多为立方体晶形。即随着成矿 作用从早期到晚期,黄铁矿的晶形 有规律地递变。已有研究表明,这种 递变规律主要是由于介质的温度、 压力下降,溶液中硫、铁的浓度降 低,使结晶速度变慢造成的<sup>(8)</sup>。已知 早期阶段溶液的总硫浓度 m<sub>2</sub>=0. 02,那么晚期阶段的 m<sub>20</sub>应稍有降 低,假定为0.01。

根据溶液的 PH 值(5.5~7. 3)、lgfo<sub>2</sub>(-35)、m<sub>2a</sub>(0.01),可以计 算出晚期阶段溶液的硫逸度 lgfs<sub>2</sub>为 -10~-12左右。

将成矿溶液的T(250℃)、I
(1)、pH值(5.5~7.3)、lgfo<sub>2</sub>(-35)
等条件应用于Ohmoto,H.(1972)的
lgfo<sub>2</sub>—pH—δ<sup>34</sup>S相图中(图10),当
溶液的总硫同位素δ<sup>34</sup>S<sub>2</sub>为0‰左右
时,图10中投影区所对应的δ<sup>34</sup>S<sub>py</sub>值
为-1~-10‰左右,δ<sup>34</sup>S<sub>Baso</sub>,值为
6.8~26.5‰左右。这些结果与矿区



## 图 5铅矿-闪锌矿-重晶石稳定组合 lgfo<sub>2</sub>-T 相图 (据 Kajiwara, 1970)

Fig. 9 lgfo<sub>2</sub>-T diagram showing galena-sphalerite-barite stable fields (after Kajiwara, 1970)

实际情况大体相符(δ<sup>34</sup>S<sub>29</sub>为-1.4~-7.4‰;δ<sup>34</sup>S<sub>BaSO</sub>为15.3~16.4‰)。

假定在250℃时,溶液的 δ<sup>34</sup>S<sub>H<sub>2</sub></sub>s值接近于 δ<sup>34</sup>S<sub>py</sub>值,而 δ<sup>34</sup>S<sub>so</sub><sup>2-</sup>值接近于 δ<sup>34</sup>S<sub>Bsso</sub>,值,则根据 Ohmoto,H. 和 Rye(1979)方程:<sup>(9)</sup>

$$\delta^{34}S_{H_2S} = \delta^{34}S_{\Sigma s} - \Delta^{34}S_{So_4}^{2-} - H_2S}(\frac{R'}{1+R'})$$
可求出 R'(X<sub>So\_4</sub><sup>2-</sup>/X<sub>H\_5</sub>)=0. 285,即 r(X<sub>H\_5</sub>/X<sub>So\_4</sub><sup>2-</sup>)=3. 5,

## 4 成矿溶液的演化及硫的来源

通过上述讨论,可清楚地看出随 成矿作用从早期到晚期,成矿溶液的 温度(T)、pH值、氧逸度(fo<sub>2</sub>)、硫逸度 (fs<sub>2</sub>)'总硫浓度(m<sub>35</sub>)、总硫同位素(δ<sup>34</sup> S<sub>35</sub>)和还原硫与氧化硫的比率(r值) 等物理化学参数均在不断地变化(表 2)。正是由于这些参数的变化引起溶 液物理化学条件的改变,从而使硫化 物不断地从溶液中沉淀下来,且表现 出从早期到晚期,从磁铁矿黄铁矿化 →黄铁矿化→黄铁铅锌矿化→铅锌银 矿化的规则分带,矿物的 δ<sup>34</sup>S 值也由 高到低,由集中到分散的变化。

成矿溶液中总硫的同位素组成可 以讨论矿石中硫的来源。求得早期成 矿溶液的总硫同位素值为2~6%(3% 左右),为一偏离零值不很大的正值。 这种硫的来源很可能是岩浆硫和地层 硫混合的结果。但究竟以哪一种硫为 主,有待于进一步的研究。成矿溶液演 化到晚期,其总硫同位素组成为零,比 早期成矿溶液的值有所降低,可能主 要是由于溶液本身物理化学条件的改 变及硫化矿物不断沉淀造成的。

在研究过程中,得到了八家子矿 地测科许多同志的协助以及我所白瑞 梅、李金城等同志的帮助。文中还引用 了许多前人所做的工作。作者在此深 表谢意。



## 图10 成矿晚期溶液的 lgfo<sub>2</sub>-PH-δ<sup>34</sup>S 相图 (据 Ohmoto, H., 1972)



#### 表2 成矿溶液的物理化学特征值

参数	成矿早期	
Τ(℃)	400~300°C (350°C)	300~200°C(250°C)
pH	4.8~5.5	5.5~7.3
lgfo <sub>2</sub>	$-30\pm$	$-35\pm$
igfs <sub>2</sub>	$-9\pm$	-10~-12
mss	0. 02	0. 02~0. 01
r	7~5	3. 5
δ <sup>34</sup> S <sub>ΣS</sub>	2~6(3)	0

Table 2 The physical-chemical parameters of the ore-forming solution

## 参考文献

1 毕承思等,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,(1)1989

2 薛永平等,建昌八家子富银铅锌矿床成因探讨,辽宁地质学报,(1)1985

3 杨占兴,刘素英,八家子铅锌矿硫同位素特征及其地质意义,辽宁地质,(2)1990

4 赵瑞等,中国东部与中生代岩浆活动有关矿床的硫同位素研究,中国科学院地质研究所集刊,(1)1987

- 5 Ohmoto H, Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. Vol. 67, (1)1972,551~578
- 6 Mottl M J, Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater-- 1. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species, Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 43, 1970,869 ~ 884
- 7 Kaijwara Y S, Some limitations on the physicochemical environment of deposition of the Kuroko ore, Volcanism and ore genesis, 1979, 367-380
- 8 董永观,八家子铅锌矿矿化蚀变分带特征,矿床地质,(4)1986
- 9 Ohmoto H & Rye R O, Isotope of sulfur and carbon, Geochemistry of hydrothermal deposits (2nd edition), by Barnes, H. L., 1979,509~567

## SULFUR ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF THE BAJIAZI LEAD-ZINC

## DEPOSIT, LIAONING PROVINCE, CHINA

Jiang Shaoyong, Ding Tiping

Wei Juying, Su Qi

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

(Department of Geology, Peking University)

#### Abstract

The sulfur isotope compositions of the Bajiazi ore deposit are studied in detail. The  $\delta^{34}$ S values of sulfide in orebodies are between 6.0 and -8.2 per mil, showing a peak curve in histogram and having a horizontal and vertical zoning character. The  $\delta^{34}$ S values of the disseminated pyrite in biotite quartz diorite are between -0.8 and 1.9 per mil, varied a little. The  $\delta^{34}$ S values of sulfide in sedimentary strata varied widely from -19.1 to 13.0 per mil. According to the geological background, mineral paragenesis, ore-forming temperature and  $\delta^{34}$ S values, we further discussed the chemical features of ore-forming solution in different stages. The source of sulfur in orebodies is estimated from a mix of sedimentary rock sulfur and igneous rock sulfur.