# 辽北地区块状硫化物矿床的 成矿物质来源及成因

## 彭晓亮 沈保丰

(地矿部天津地质矿产研究所)

提 要 辽北地区块状硫化物矿床矿石的稳定同位素及容矿岩系的稀土元素地球化学特征表明, 其成矿物质来源和清原绿岩带的火山作用密切相关。矿床的形成是绿岩带火山一喷气热液沉淀和 构造富集双重作用的结果。

关键记词 块状硫化物矿床 绿岩带 火山一喷气热液

1 矿床地质概述

辽北地区是中国太古宙块状硫化矿床的集中区。目前已发现和开采的矿床、矿点有数十 处,集中分布在辽北地区的红透山一大荒沟一带(图1)。矿床产在清原太古宙绿岩带中,与以 中酸性火山喷发为主的海底火山活动密切相关。矿体毫无例外地赋存在绿岩带地层——清原 群红透山组中上部的"薄层互层带"内。这种"薄层互层带"是一套以变粒岩为主的岩石组合,其 单层厚度约为3~5m,小层厚度为10~25m。主要岩石类型包括黑云变粒岩、石榴黑云变粒岩、 二云变粒岩、石榴蓝晶二云变粒岩、矽线黑云变粒岩、含石榴浅粒岩、浅粒岩和角闪变粒岩、磁 铁石英岩等,其原岩为一套安山质一长英质的钙碱性火山一沉积岩系。矿体产在安山质凝灰岩 及安山岩之间的流纹岩和流纹质凝灰岩中。

区内块状硫化物矿体从整体上看为似层状,与围岩整合接触。矿体产状与围岩的片理产状 一致。但是,单个矿体形态较为复杂,有似层状、透镜状、柱状和脉状等,而且有时在一个矿床 内,不同部位的矿体形态也是有变化的。例如红透山矿床,矿体主要为似层状,但其分枝复合和 膨胀收缩现象明显,有时还见有支脉穿切围岩。矿体的实际形态是一个受变形构造控制的复杂 的脉状体。矿石的主要类型为致密块状和细脉浸染状两种,主要矿石矿物为黄铁矿、磁黄铁矿、 黄铜矿和闪锌矿,其它次要矿物由多到少依次为方黄铜矿、磁铁矿、辉铜矿、方铅矿和银金矿 等。各矿区硫化物的形成常常是多世代的,例如黄铁矿,按其形态特征可分为变余胶状黄铁矿、 细粒半自形一粗粒自形黄铁矿和碎裂状黄铁矿,它们分别是受变质、变生和变形三种地质作用 的产物。其它硫化物矿物也有上述类似的组构变化。

43

### 2 成矿物质来源

矿石的稳定同位素及容矿岩系的稀 土元素地球化学特征表明,区内块状 硫化物矿床的成矿物质来源和绿岩带 火山作用密切相关。

2.1 硫同位素

硫化物中的硫同位素组成只决定 于其形成时的物化条件和硫源的组成,而大多数成矿后的地质作用对硫 同位素组成的影响是很小的(D.F. Sangster 等,1975)<sup>[1]</sup>,因此,可根据矿 石的硫同位素组成特征讨论块状硫化 物形成的环境及硫的来源。



(割例说明:1.高级区灰色片麻岩 2.绿岩带 3.英云闪长质片麻岩 4.英云闪长岩-花岗闪长岩 5.花岗岩 6.块状 硫化物矿床(矿点) 7.断层

图 1 辽北地区块状硫化物矿床地质分布图



表1是根据我们分析的及前人(陈路等,1982)<sup>[2]</sup>发表的数据综合的本区块状硫化物矿床的硫同位素组成。从表中可以看出,区内各矿区的硫同位素组成基本一致,δ<sup>34</sup>S‰的变化范围 很窄,接近于陨石硫的同位素组成,反映了深源硫的地球化学特征。

不同硫化物中<sup>34</sup>S的富集程度由高至低的顺序为黄铜矿>黄铁矿>方铅矿>闪锌矿>磁 黄铁矿,与理论计算共生硫化物之间<sup>34</sup>S的富集顺序有很大的差别,这表明本区的硫化物组合 并非完全平衡共生,很可能是多期成矿作用叠加的结果。但是,不同硫化物之间的 δ<sup>34</sup>S‰值很 低(<2‰),硫化物的 δ<sup>34</sup>S‰接近于 0,表明它们的形成环境及硫源是相似的。

表1	辽北地区块状硫化物研	「床的硫同位素组成
----	------------	-----------

Table	1	Sulfur	isotopic	composition	of	the	deposits
					_		

δ <sup>34</sup> S ‰平均值 矿 区	黄铁矿	黄铜矿	磁黄铁矿	闪锌矿	方铅矿
大荒沟	0.8(16)*	1. 38(1)	-1.2(1)	-0.47(1)	0.2(2)
稗子沟	0. 42(11)		-1.15(2)	-1.0(1)	
张胡子沟	0.8(1)			, . 1	
红透山	1.05(4)	1.7(1)	0.1(1)	)	

\*注:()内的数字为样品数

与日本黑矿床和加拿大诺兰达地区的块状硫化物矿床相比,本区硫化物的 δ<sup>34</sup>S‰值明显 44

低于日本黑矿床,而与诺兰达地区块状硫化物矿床的 δ<sup>31</sup>‰值非常接近,由此可见,本区的块状 硫化物矿床的形成环境可能是一个和加拿大诺兰达地区类似的弱酸性还原环境。

#### 2.2 铅同位素

各矿区硫化物及部分容矿岩石的铅同位素组成(表 2)表明,不同矿区矿石的铅同位素比 值变化很小,<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 的变化范围为 13.38~13.95,<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 为 14.33~14.75,<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 为 32.94~33.95;铅模式年龄变化范围为 24.51-26.75 亿年,且多数集中在 25~26 亿年间。 在<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 对<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 的直角坐标图上,样品投影点大致沿等时线分布,μ值的变化很小(μ = 8.50~8.74),显示了铅来源一致的单阶段铅演化特点,可以和加拿大太古宙块状硫化物的 铅同位素对比(图 2)。

#### 表 2 辽北地区块状硫化物矿床矿石和部分容矿岩石的铅同位素比值

模式年齢(亿年) 206РЪ/204РЪ 207Р6/204Р6 208Рb/204Рb 样 号 采样地点 矿物或岩石名称 Φ (据 Doe 1974) 黄铁矿 13.9461 14.7532 33.9457 0.96122 25.74 87C681 大荒沟 方铅矿 13.3892 14.3298 32.9395 0.9886 26.75 方铅矿 13.60 14.330 33.2148 0.940 24.93 根刘连登 和陈路 13.608 33. 8375 稗子沟 方铅矿 14.443 0.9646 25.87 (1982)红透山 方铅矿 13.898 14.697 33. 898 0.9590 25.66 88C123 红旗山 莆铁矿 13.830 14.4984 33. 5238 0.9296 24.51 37.2225 88C66 金凤岭 斜长角闪岩 17.7056 15.8742 87C685 大荒沟 含柘榴黑云变粒岩 16.7483 15.2484 36.6023

Table 2 Lead isotopic composition of the deposits and some host rocks

测试单位:地矿部天津地矿所同位素地质室

容矿岩石的铅同位素比值明显高于矿石铅,这是因为在容矿岩石中含有放射性成因形成 的异常铅。根据异常铅全岩 Pb-Pb 等时线年龄计算公式,对矿石铅与容矿围岩铅之间的依存 关系可作如下分析:

异常铅全岩 Pb-Pb 等时线年龄计算公式为:

$$\frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\mathfrak{A}} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\mathfrak{H}}}{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\mathfrak{H}} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\mathfrak{H}}} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \cdot \frac{{}^{2}{}^{\lambda_{235}^{t}} - 1}{{}^{\lambda_{238}^{t}} - 1}$$
(1)

式中

(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>现</sub>和(<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>现</sub>代表岩石铅同位素比值的实测值

(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>和(<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>代表岩石形成时的初始铅同位素比值

$$^{235}U/^{238}U = \frac{1}{137.88}$$

t 代表岩石形成时的年龄

$$\diamondsuit \Phi = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} = \frac{1}{137.88} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}$$
(2)

#### 则(1)式可改写成

(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>R</sub>=Φ. (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>N</sub>+(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>R</sub>-Φ. (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>R</sub> (3)
本区容矿岩系──绿岩带清原群的 Sm-Nd 等时线年龄为 2844Ma<sup>①</sup>,将此值作为容矿岩
石的形成年龄 t 以及实测的岩石铅同位素比值分别代入(2)、(3)式,即可求得不同容矿岩石初始铅比值的关系:

斜长角闪岩:(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>=0.19863 (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>+12.35734

含石榴黑云变粒岩:(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>= 0.19863(<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>初</sub>+11.92168

从上述关系式可以看出岩石初始铅同 位素比值之间为线性关系。不同矿区矿石 铅的<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 及<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 的平均值分 别为 13. 71188 和 14. 50857,如果块状硫 化物矿床是伴随着绿岩带的火山作用形成 的,则矿石铅的同位素比值应接近于岩石 的初始铅同位素比值。现以矿石铅<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb 及<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 的平均值(13. 71188, 14. 50857)为一点,求得的矿石铅与岩石初 始铅线性关系的偏差 d(点线距离)及绝对 偏差 Δ(<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb)和 Δ(<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb)见表 3。从表中可以看出,矿石铅和岩石的初始



Fig. 2 <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb diagram of the deposits

铅具有相近似的同位素比值,特别是与长英质火山岩(黑云变粒岩),其比值几乎相同,这说明 矿石铅主要来自于长英质火山作用,块状硫化物矿的原始堆积时间与绿岩的形成期一致。

#### 表 3 不同容矿岩石初始铅与矿石铅的偏差

Table 3 Deviation of the ratio of lead isotopes between the ore and host rock

岩石类型	đ	$\Delta(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = d.\cos(\tan^{-1}0.19863)$	$\Lambda(^{206}Pb/^{204}Pb) = d \cdot sin(tan^{-1}0.19863)$				
斜长角闪岩	0. 561	0. 550	0. 109				
含石榴黑云变粒岩	0. 134	0. 131	0. 026				

#### 2.3 容矿岩系的稀土元素

本区与块状硫化物矿床有关的 6 个长英质火山岩的稀土元素含量见表 4,稀土模式的特征为 LREE 略有富集,HREE 分馏不明显,铕强烈亏损,Eu/Eu\*=0.46~0.79(图 4),与加拿大

① 沈保丰等,华北陆台太古宙绿岩带的地质地球化学特征,中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊(待刊)

地盾上发育的和太古宙块状硫化物矿床有关的长英质火山岩的稀土模式类似[5]

Graf(1977)对加拿大新布伦瑞克块状硫化物矿床矿石的稀土元素研究表明,在块状硫化物矿床中,除了富铜的硫化物外,化学沉积物样品都具有正的铕异常,而且铕异常的大小以及 HREE 的富集程度都随着氧化物和硫化物含量的增加而增加;此外,他还认为硫化物矿石中的 这种正铕异常通常由溶液本身在化学沉积物沉淀之前铕的富集作用引起<sup>[6]</sup>。本区与块状硫化 物矿床有关的长英质火山岩的铕亏损程度较大,HRE E 也有不同程度的亏损,这可能是块状硫 化物矿床成矿热液交代、淋滤作用的反映。此外本区长英质火山岩的 HREE 的分馏程度也与实 际矿床的规模相对应,在大荒沟、张胡子沟及红透山等块状硫化物发育地区,长英质火山岩的 La/Yb 比值分别为 11.68,10.52 和 14.64,而在金凤岭等块状硫化物矿床不发育地区,长英质 火山岩的 La/Yb 比值为 8.48。

						_										
样号	采样地点	La	Ce	Na	Sm	Eo	Ga	ть	Dy	Ho	Er	Tm	Уъ	سا	Ea/Ea +	La/Yb
86A38	大荒沟	21.98	47.88	24. 20	5. 24	0. 97	5. 26	0.76	4. 99	1.12	2. 84	0. 45	3. 23	0.54	0. 564	6.8
87A39	大荒沟	45. 00	108.2	51. 32	9. 44	1. 51	7. 55	1. 18	5.73	1.08	2.68	0. 39	2. 30	0.34	0. 534	19. 56
87A40	大荒狗	20. 41	49. 49	26. 13	5.19	1. 33	5.11	0. 81	4. 38	0. 87	2. 33	0. 33	2. ZI	0. 29	0. 79	9. 23
87A49	张朝子沟	32.73	75.27	40. 89	8. 84	1. 39	8.31	1. 22	. 6.73	1. 38	3. 38	0. 56	3.11	0.43	0. 49	10. 52
红 10 *	红透山	25. 33	52. 51	24.65	4. 89	0. 86	4. 49		3.31		1.84		1.73	0. 27	0.56	14.64
87A21	金风峙	43. 10	87.18	43. 49	9.17	1. 38	9. 02	1.60	8.99	1.87	5. 15	0. 78	5. 08	0.78	0.46	8. 48

表 4 块状硫化物矿床容矿长英质火山岩的稀土元素含量(ppm) Table 4 REE content of the host rocks

注:\* 号者引自王守伦等。1984,其余由中国地质科学院测试技术研究所分析



# 图 3 块状硫化物矿床容矿长英质火山岩的稀土模式图

Fig. 3 Chondrite normalized REE pattern for the host rocks

域变质和花岗岩化过程中,由扩散作用而聚集到由构造活动引起的扩容带中;矿床的层控特征 及矿体形态变化是构造作用和扩容作用叠加的结果<sup>[7]</sup>。同生成因论者则认为块状硫化物矿床

### 3 矿床的成因讨论

对块状硫化物矿床的成因 存在着后生热液和同生火山喷 气成因二种观点。后生热液论 者认为,块状硫化物矿床是在 热液通过岩石孔隙从高温高压 部位向低温低压部位流动时, 热液中的金属硫化物随温度、 压力的降低而逐渐沉淀形成 的;矿床中的金属无素是在区

÷

的形成首先是由海水向深部渗透到变热的地壳中形成了强还原的、含金属和二氧化硅的高盐 度弱酸性热卤水,然后这些热卤水在发生热对流时沿构造带上升,在接近海底时喷射出来,由 于温度、PH 值和 Eh 值的变化,热液中的金属元素以硫化物形式沉淀形成矿床<sup>[3,6,8]</sup>。

本区块状硫化物矿床产于清原绿岩带中,含矿岩系为分异较好的镁铁质一长英质钙碱性 火山岩系,矿床赋存在安山质一长英质火山岩中,矿石的硫、铅同位素和容矿岩系的稀土元素 等特征都显示了矿床在成因上与绿岩带火山作用的密切相关性。此外,矿体形态的复杂性及变 生矿石矿物的出现则表明矿 床与变质变形作用的相关性。杨振升等(1984年)的研究工作表 明,在辽北红透山地区至少经历了三期褶皱变形和一期脆性变形,其中第二期褶皱变形是本区 块状硫化物矿床的定位构造<sup>[9]</sup>。在变质变形作用过程中,一方面使原矿体在空间上发生形变, 另一方面也使矿体内部的物质组成发生了分异,造成矿质的活化再富集。如在红透山矿床中, 黄铁矿→磁黄铁矿+自然硫,黄铜矿+磁黄铁矿→方黄铜矿,闪锌矿+磁黄铁矿→含铁闪锌 矿,同时由于硫化物矿物之间脆性一塑性转化点的差异,矿物间产生了塑性流动迁移,从而使 矿体于变形过程中在低压区膨胀,在高压区收缩乃至尖灭。

从上面的讨论可以看出,辽北地区的块状硫化物矿床的主要成矿物质来源于清原太古宙 绿岩带,硫化物矿体的形成是绿岩带海底火山作用和变质变形作用双重叠加的结果。首先由海 底火山喷发形成一套富含贱金属的镁铁质一安山质一长英质的钙碱性火山岩<sup>[12]</sup>,与此同时, 在火山活动的间歇期,沿火山通道上升的火山喷气热液淋滤、交代围岩,形成含矿热液后上升 至海底,在弱酸性还原环境下,形成了硫化物的原始堆积层,并被随之而来的碎屑岩、长英质火 山岩覆盖;随后,原始堆积的硫化物层和围岩一起发生了变质和变形,并且发生了塑性流动,在 褶皱的转折端和两期叠加褶皱的核部矿体相对增厚,而在剪切带中矿体被拉长,形成了现在所 见的复杂的矿体形态。

天津地矿所骆辉、金文山、李双保、李俊健等同志参加了野外工作。在工作过程中得到辽宁 地质十队韩国刚高工、天津冶金地质研究院王守伦高工及红透山铜矿的热情帮助,作者表示衷 心感谢。

#### 参考文献

- Sangster D F and Thorpe R I. Sulphur, Lead isotopes prove useful tools in current G. S. C research in ore deposition: Northern. Miner, 1975,27; 1322-1323
- 2 陈路,刘连登.1982,中国红透山太古宙块状硫化物矿床集中区地质.长春地质学院学报增刊,1982:117-138
- 3 Franklin J M, Lydon J W, and Sangster D F. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Economic Geology. 75th-Anniversary Volume, 1981;485-627
- 4 Sangster D F. Possible origins of lead in volcanogenic massive sulphide deposits of calc-alkaline affiliation, Geol, Assoc. Canada, Spec. Paper 14, 1976:103-104
- 5 李文达译.稀土元素在矿床研究中的应用.地质出版社,1987:180-202
- 6 Craf J L. Rare earth element as hydrothermal tracers during the formation of massive deposits in volcanic rocks. Economic Geology, 1977, 72:527-548
- 7 郭永志,李上森译.太古代绿岩带及其矿产,见:矿产专辑(三),地质出版社,1980:28-66

48

- 8 Hutchinson R W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance, Economic Geology, 1973a, 68. 1223-1246
- 9 杨振升,俞保详.辽宁北部红透山地区太古宙绿岩带的多期变形.长春地质学院学报,1984,(1)
- 10 刘连登,陈路,中国红透山太古宙块状硫化物矿床的变质一重就位,长春地质学院学报增刊,1982.1-30
- 11 王守伦、高元龙,等.抚顺清原地区鞍山群块状硫化物矿床的区域地质特征.地质找矿论丛,1986,6(1):1-19
- 12 沈保丰、韩国刚,等. 辽宁清原地区太古宙地质特征. 见:前寒武纪地质第4号. 地质出版社, 1990:9-16

# SOURCE OF CONSTITUENTS AND GENESIS OF MASSIVE SULFIDE DEPOSITS IN NORTHERN LIAONING PROVINCE

Peng Xiaoliang and Shen Baofeng (Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources)

#### Abstract

The massive sulfide deposits in northern Liaoning province occur in the felsic volcanic-sedimentary rock series of Qinyuan greenstone belt. Shapes of the deposits are variable and they run from discordant to concordant with surrounding rocks. some are broadly lensoid and have a stratiform appearance while others are irregular-shaped.

Geochemical feature of ore stable isotope and the REE of host rocks show that the sources of ore constituents of the deposits closely relate to the volcanism of the greenstone belt, especially to the felsic volcanism. The sulfur isotopic composition implies that the sulfur are mantle-derived, being of magmatic-hydrothermal origin with characters very close to that of the Noranda district in Candian Shield. According to the lead isotopic composition, the source of the metals of deposits are mainly from the host rocks. The forming-time of the deposits are same as the host rock. The REE patterns of the felsic-volcanic rocks related to the deposits are similar to that of the deposits in Canadian Shield. The LREE have a slight enrichement, Eu shows a strong depletion. The extent of the HREE depletion directly represents the mineralized degree.

In brief, the massive sulfide deposits are products of the precipitation of volcanic-emanated hydrothermal solution of the greenstone belt and the enrichement by tectonism.