

辽宁鞍山—本溪地区富磁铁矿床硫同位素地质研究

陈江峰 杨延龄 李 平 程伟基 周泰禧 刘燕平

(中国科学技术大学)

前 言



同位素地质

前寒武纪硅铁建造是我国最重要的铁矿类型。笔者对鞍本矿田主要富铁矿床——弓长岭二矿区、南芬、樱桃园等进行了硫同位素研究,同时结合地质观察划分了富矿类型,提出了硫同位素的组成特征作为富铁矿评价标志的可能性。

地质背景

1. 区域地质概况^① 区内主要分布太古界鞍山群地层,由变粒岩、斜长角闪岩和片岩等组成,是一套变质的中基性火山沉积岩。鞍山一带片岩分布较广,其原岩除火山沉积岩外,还伴有较多的陆源碎屑沉积。鞍山群的年龄约为31亿年^{〔1〕}。鞍山群地层经受了强烈的变质作用,大部分地区为角闪岩相,局部为绿片岩相。鞍山群之上不整合地覆盖着辽河群石英岩、千枚岩和震旦系钓鱼台组石英岩等(图1)。

本区位于郯城—庐江深断裂北延部分的东南盘。横贯本区的寒岭断裂是其分支。该断裂在印支—燕山期的活动对本区有深刻的影响。

区内混合岩化极为发育,形成若干巨大的混合花岗岩体。鞍山群地层在大面积混合岩中呈大小不等的残留体,大者长数十公里,宽一公里以上。

鞍山群地层中的条带状石英岩矿床组成若

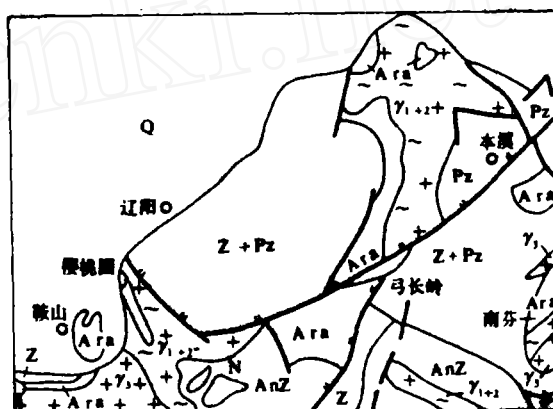


图1 鞍本地区地质略图

Q—第四系; Z+Pz—震旦系、古生界及部分中生界地层; AnZ—辽河群; Ara—鞍山群; γ_1 —中生代花岗岩; γ_{1+2} —前震旦纪混合花岗岩和花岗岩; N—前震旦纪基性岩

干矿带,如东西鞍山、樱桃园、弓长岭、南芬矿带等。矿石多以贫矿为主,但各矿床均有规模不等的富铁矿体产出,而以弓长岭二矿区、樱桃园、南芬矿床中的富矿体规模最大。这些矿带所组成的矿田,可能代表一个太古代铁矿沉积盆地。

2. 矿区地质概况 弓长岭二矿区赋存于弓长岭混合岩中。含铁岩系呈北西走向,倾向北东,倾角陡,自上而下为下部片岩、下含铁带、中部黑云石英钠长变粒岩、上含铁带和硅质层。下含铁带包括Fe、Fe₂和Fe₃三层矿及其间的片岩和角闪岩。上含铁带包括Fe₄、Fe₅和Fe₆三层矿,夹层为角闪岩。这些铁矿层中,以Fe₆最厚且连续。磁铁富矿有含石墨富矿和不含石墨富矿两

^①中国科学技术大学地球化学专业:弓长岭型富磁铁矿床的成因、找矿标志及成矿预测,1979年。

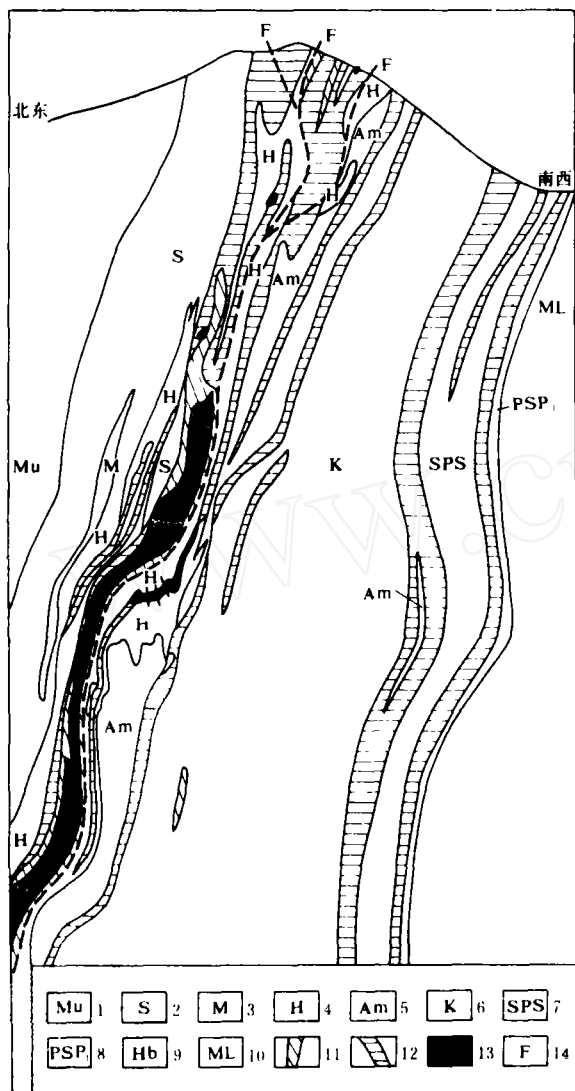


图2 弓长岭二矿区矿床地质图

1—上混合岩；2—石英岩层；3—混合岩；4—绿泥片岩；5—角闪岩层；6—石英黑云钠长片岩；7—中部片岩；8—下部片岩；9—斜长角闪岩；10—下混合岩；11—磁铁矿石岩；12—高炉磁铁富矿；13—平炉磁铁富矿；14—断层

种类型。前者品位高，分布在富矿体膨大部分的中心；后者分布在富矿体的外围和狭窄部分。矿石矿物主要为磁铁矿（局部为假象赤铁矿），脉石矿物主要为石英。富铁矿体两侧（以下盘为主）发育厚大的蚀变岩，由铁铝榴石、绿泥石、镁铁闪石等组成。弓长岭二矿区东南端为断层所切，相应的下含铁带出露地表，构成独木等矿床，上

含铁带为八盘岭隐伏矿体。

南芬铁矿床位于黑贝山混合岩体西侧之鞍山群地层残留体中，围岩为斜长角闪岩、云母石英片岩、绿泥片岩等。矿体走向北西，倾向南西，倾角 45° ，共三层矿，主矿体是第三层矿。矿石矿物为磁铁矿和少量假象赤铁矿。在第二层和第三层矿中各有一富矿柱，平面上近似椭圆形，沿褶皱轴侧伏，延深近千米。富矿的围岩蚀变不显著。

樱桃园铁矿位于樱桃园混合岩体西侧樱桃园矿带北端。围岩为绿泥片岩、石英绿泥片岩和斜长角闪岩。矿床以厚大的单层矿为特征。矿石矿物地表为假象赤铁矿，深部为磁铁矿。深部有一受横向断裂控制的富矿体。围岩蚀变有白云母化和绿泥石化。

3. 黄铁矿与磁铁富矿的成因联系 在硅铁建造矿床的各类矿石和岩石中，普遍含少量硫化物。后者以黄铁矿为主，磁黄铁矿和黄铜矿偶见。不同成矿期硫化物的特点是：

①原生和重结晶黄铁矿呈自形或半自形细粒浸染状分布于贫矿和围岩中。

②变质分异黄铁矿产于经变质分异形成的扁豆状石英阿尔卑斯型脉中，脉宽一般数厘米，长约数十厘米，脉旁常有重结晶的磁铁矿和中粗粒黄铁矿产出。

③与磁铁富矿同期的黄铁矿多以细脉和网脉状产出，脉宽数毫米，长数厘米至十余厘米，平行或斜交铁矿条带。光片中可见黄铁矿包裹磁铁矿及磁铁矿穿插黄铁矿的现象。同时，镁铁闪石和绿泥石也交代黄铁矿。由于镁铁闪石与磁铁富矿系同时或稍晚形成，说明黄铁矿与磁铁矿形成于同一成矿期。

④晚期黄铁矿与石英、方解石共生，呈细脉状产于各种矿石和岩石的裂隙中。

矿区元素化学研究表明，在铁富集的同时，硫含量明显增高，二者的富集范围在空间上重叠，表明铁的富集和热液硫化物活动有成因联系。因此，研究硫同位素特征有助于加深对铁富集过程的认识。

鉴于各类岩石和矿石的含硫矿物中，黄铁矿

占绝大多数,故我们以黄铁矿硫同位素组成表示该类岩石或矿石的硫同位素组成。

硫同位素分析

本文报道的数据分别由我校硫同位素地球化学实验室、原冶金部地质研究所和贵阳地球化学

$$\delta S(\text{‰}) = \frac{(S^{34}/S^{32})_{\text{样品}} - (S^{34}/S^{32})_{\text{标准}}}{(S^{34}/S^{32})_{\text{标准}}} \times 1000$$

为避免主观因素影响,数据用数理统计法处理。对于一组(例如一种矿石类型或一种产状)样品的分析数据,用下述参数描述:①平均值 $\bar{X}$ 代表该组样品 δS^{34} 值偏离陨石值的方向和数值;②极差 Δ 代表最大变异范围;③标准差 σ 代表本组样品 δS^{34} 值的离散程度。几组数据之间的对比采用 T 检验法,对比时采取的显著性水平一律为0.05。

野外采样的主要原则是尽可能代表各种矿石类型,并分布于矿体的不同部位。取样按勘探线进行。优先选取肉眼能观察到的硫化矿物样品。

分析结果

1.弓长岭二矿区 共分析了45个岩石和矿石样品,结果示于图3。

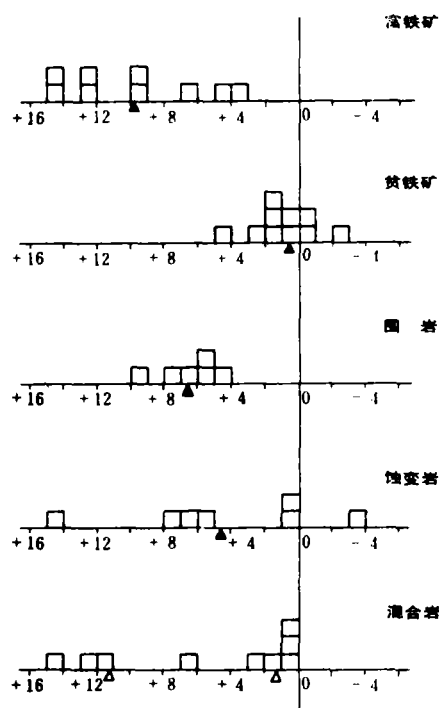


图3 弓长岭二矿区黄铁矿的硫同位素组成

研究所分析。三个单位的分析技术基本一致。均使用MAT-230C质谱计,分析精度为 $\pm 0.1 \sim 0.2\text{‰}$ 。与原冶金部地质研究所对比,实验室内误差小于0.5‰。

分析结果用相对于凯扬·迪阿波罗铁陨石陨硫铁标准(CDT)的偏差(‰)表示,即:

全矿区样品的 δS^{34} 值分布范围为 $-3.3 \sim +14.4\text{‰}$,极差为 17.7‰ 。绝大部分样品的 δS^{34} 大于0,以重硫为主。无论哪种类型矿石或全矿区样品,其 δS^{34} 值分布均呈波浪式,无明显峰值,离散程度中等。

贫矿的样品包括原生和变质重结晶黄铁矿,但7b-KC1-44和77-KS-99两样品位于XX线厚大富矿体附近,光片中可见其原生硅铁条带已受到扰动,表明样品受到了热液活动的影响。因此,在计算贫矿硫同位素组成平均值时予以剔除。两个晚期黄铁矿样品(7b-KC1-7b,7b-KC1-77)未列入统计和讨论。10个原生和重结晶黄铁矿硫的 δS^{34} 平均值为 $+0.6\text{‰}$,标准差 1.9‰ ,显示接近陨石和变异小的特点。

富矿中黄铁矿硫的 δS^{34} 值具有一不大的正值($\bar{X} = +9.7\text{‰}$),变异程度中等($\sigma = 3.8\text{‰}$)。

黑云母石英钠长变粒岩和部分斜长角闪岩中黄铁矿硫的 δS^{34} 值具有一小的正值($\bar{X} = +6.5\text{‰}$)。

蚀变岩中黄铁矿的 δS^{34} 值最分散,其极差几乎与全矿区硫的变异范围一致,说明它可能包含不同成因的黄铁矿。

混合岩和混合花岗岩的 δS^{34} 值可分为两组:混合花岗岩中心部位的 δS^{34} 值接近陨石值,变异小($\bar{X} = 1.2\text{‰}$);富矿附近的样品则与富矿中的硫相似。另有一个靠近寒岭断裂的样品(77-M21),其 δS^{34} 值也高。

2.其他矿区 除弓长岭外,还分析了齐大山铁矿北矿段(樱桃园—王家堡子)的21个黄铁矿,南芬的17个黄铁矿;独木的2个黄铁矿和八盘岭的3个黄铁矿样品(图4)。

与弓长岭二矿区上含铁带相当的八盘岭矿

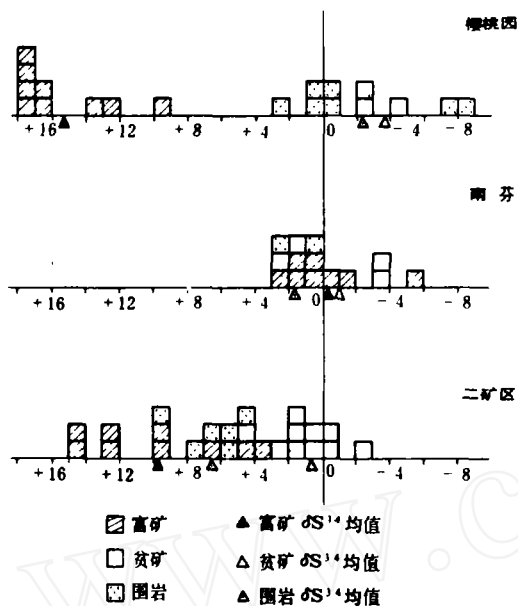


图4 不同类型铁矿硫同位素的分布特征

床, 仅分析了3个富矿体中的黄铁矿, δS^{34} 的平均值为 $+9.0\%$; 与下含铁带相当的独木矿床的一个贫矿体 δS^{34} 为 $+0.6\%$, 一个斜长角闪岩的 δS^{34} 值为 $+1.4\%$ 。

樱桃园西石砬子富铁矿及与之相伴的白云母—绿泥石蚀变岩中, 9个黄铁矿样品的 δS^{34} 值平均为 15.5% , 极差 8.4% , 变异中等 ($\sigma = 2.8\%$)。该矿带南部王家堡子矿区两个贫矿样品的 δS^{34} 值平均为 -3.6% 。8个围岩的平均值为 -2.2% , 极差 11.5% , 变异较大。两个混合岩样品的 δS^{34} 值分别为 $+2.7\%$ 和 $+13.1\%$ 。

南芬铁矿8个富矿中黄铁矿的 δS^{34} 值平均为 -0.2% , 极差 8.1% 。4个富矿的 δS^{34} 平均值为 -0.9% , 极差 5.5% , 两个围岩的平均值为 1.6% , 极差 6.3% 。

鞍本地区重要磁铁富矿床硫同位素分布特征对比

表1

矿床类型	矿床	富矿硫的 δS^{34} 值 ‰	贫矿硫的 δS^{34} 值 ‰	围岩流的 δS^{34} 值 ‰
弓长岭式	弓长岭二矿区	$(+9.7) \pm 3.8$	$(+2.2) \pm 3.5$	$(+6.5) \pm 1.5$
	樱桃园	$(15.5) \pm 2.8$	$(-3.6) \pm 0.9$	$(-2.2) \pm 3.7$
	八盘岭	$(+9.0) \pm 1.7$		
南芬式	南芬	$(-0.2) \pm 2.4$	$(-0.9) \pm 2.5$	$(1.6) \pm 0.8$

讨论

1. 磁铁石英岩的硫质来源 研究表明, 地球上硫同位素的大规模分馏只发生在硫的氧化型原子团 (SO_4 , H_2SO_4 等) 大量存在以后。其主要途径是生物分馏—细菌还原硫酸盐, 生成富 S^{32} 的 H_2S 。

整个鞍本矿田所有磁铁石英岩 (贫矿) 中硫的 δS^{34} 值均接近 0 (陨石值), 表明硫在沉积前和沉积时没有发生过显著分馏, 即没有明显的生物分馏效应。鞍本地区的硅铁沉积发生于 31 亿年前, 当时大气是还原性的, 没有游离氧^[1], 因此也没有大量硫的氧化型原子团, 也就不可能有重大的硫同位素分馏。硫从海水中沉积出来的过程不包含明显的分馏效应。我们测得的数据表明, 当时海水硫的 δS^{34} 值亦应近于 0, 即未经受过重

大分馏。变质分异黄铁矿的硫同位素组成在统计上与其他贫矿硫一致, 证明变质过程中同位素分馏的动力效应也极微弱。

年龄为 37 亿年的世界上最古老超地壳岩石中的西格陵兰硅铁建造的 δS^{34} 为 $+0.45 \pm 0.90\%$, 平均值接近于 0, 且变异很小。表明它未经明显分馏^[3]。南非铀—钽年龄大于 30 亿年的斯瓦上兰系中沉积硫酸钡的 δS^{34} 值平均为 $+3.4 \pm 0.3\%$, 同硫化物平均为 $+0.4\%$, 亦显示极微弱的分馏^[4]。我们的结果与我国太古代金矿围岩的测定结果^[2], 以及在苏联和南非^[5]都是一致的。

2. 磁铁富矿的硫源 南芬矿床的富矿与贫矿硫的 δS^{34} 值基本一致, 表明二者的形成过程相

②王义文: 中国东北部主要金矿床同位素地质学研究, 1979年。

似,或富矿形成过程不涉及硫同位素分馏。弓长岭二矿区、八盘岭和樱桃园矿床富矿以硫含量和 δS^{34} 值高为特征,而贫矿则接近0,两者显然不同。表明它们的来源不同。在磁铁富矿形成过程中,必定有富 S^{34} 的硫加入。

富 S^{34} 的重硫有几种可能的来源:生物硫、海洋硫酸盐的硫以及热液硫等。

生物硫的突出特征是 δS^{34} 值出现大负值,在全矿区范围内,甚至在短距离内出现达千分之几十的分馏。年龄约27.5亿年的加拿大密契皮科坦条带状磁铁石英岩矿床的硫即具有这种特征。该矿床 δS^{34} 变异范围为-10.5到+10.1‰,平均+0.02‰。结合碳同位素资料,证明自养生物和还原细菌在硅铁沉积过程中起了重大作用^[6]。但弓长岭二矿区富矿的 δS^{34} 只有个别不大的负值,也没有发现短距离内由正变负的特大变异。因此,可以排除铁矿沉积时铁细菌起重要作用的假设。该矿区碳同位素组成测定结果表明,Fe₂含石墨富矿体中的碳基本上是无机碳(δC^{13} 为-4.7±2.1‰),说明富矿沉积时生物活动并未占主导地位。

从贫矿的硫同位素组成推论,当时海水硫 δS^{34} 值接近于0。因此,认为富矿的硫来源于太古代海水中高 δS^{34} 的硫酸盐硫是不合理的。

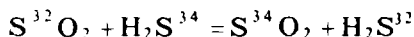
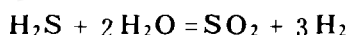
自然界中除生物分馏外,单向化学反应,相对封闭系统中的瑞利过程,结晶分异等无机过程,也能导致相当程度的硫同位素分馏。岩浆硫的特征是总硫 δS^{34} 偏离陨硫值不远,变异程度一般较小。本区富矿硫 δS^{34} 平均值有中等程度变异,与岩浆硫不同,而符合变质硫的特征。宏观地质现象与镜下观察也提示富矿(指不含石墨的富矿)是后期叠加地质作用的产物,即在热液作用下形成。

区内的混合岩和黑云母石英钠长变粒岩提供了高 δS^{34} 的硫。

混合岩体中心部位样品的 δS^{34} 值接近0(平均+1.2‰),是高温混合岩化作用造成的均一化结果。在岩体边部及断裂带附近, δS^{34} 值升高,表明混合岩化热液演化晚期可能产生高 δS^{34} 值的硫,且热液活动可能与断裂带有关。这些样品

的 δS^{34} 值落在富矿硫 δS^{34} 值变异范围内,表明两者可能有成因联系。混合岩化热液中硫同位素演化的机理尚不清楚,可能类似于岩浆分异结晶过程中的瑞利分馏。

黑云母石英钠长变粒岩的 δS^{34} 值与富矿接近。黑云母石英钠长变粒岩的原岩为中酸性火山岩。包含在中酸性火山岩中的硫受到外界热力(如来自混合岩化作用的热力)影响可以活化。根据矿物学和气液包裹体的研究,本区成矿温度在500~600℃,活化的高温粒间水(气)夹带溶解的 H_2S 和其他元素在裂隙系统中汇集成高温热液(气)。在高温热液(气)中,各组分发生复杂的化学反应和同位素交换反应,如:



等,后一反应可迅速达到平衡,致使 H_2S 中富集 S^{32} ; SO_2 中富集 S^{34} ; SO_2 在水中溶解度较大,易于保留在热液(气)体系中。当热液沿断裂体系运移时, H_2S 则容易逸失,而富 S^{32} 的硫化氢的逸出,使残余热液(气)中总硫的 δS^{34} 值升高。这种高浓度的热液经断裂系统运动,交代贫矿形成富矿,并使近富矿围岩成为蚀变岩。

作者认为,本区的混合岩化作用是在变质作用的基础上发生的,因此区分混合岩化热液和变质热液没有实际意义。总之,富矿中的硫来自变质-混合岩化热液,硫来自围岩(包括混合岩),在硫运移的气液介质中,其他与矿化有关的元素也可能随之运移。

3. 磁铁富矿成因分类 将几个磁铁富矿床的硫同位素组成加以对比(表1、图3、图4),发现磁铁富矿可以明显地区分为两类:

(1) 贫矿硫的 δS^{34} 值接近0,而富矿硫的 δS^{34} 值为正值,如从+9.0‰到+16‰左右。富矿硫与贫矿硫的同位素分布特征明显不同,说明它们的物质来源不同。富矿是由后期叠加的热液作用形成的。属于这一类的矿床以弓长岭二矿区为代表,另外还有樱桃园和八盘岭矿床。

(2) 贫矿硫及富矿硫的同位素分布特征基本相同,平均值都接近于0,且变异程度较小。这类矿床中贫矿和富矿可能有相同物质来源,或

弓长岭二矿区和南芬两富铁矿床地质特征对比

表 2

矿 区	弓 长 岭 二 矿 区	南 芬
富矿体赋存部位	含矿岩系赋存于混合岩中, 富矿体存在于厚大贫矿层中	同弓长岭二矿区
富矿体的构造控制因素	上部分布零星, 向下变为较稳定的板状矿体	十分稳定, 延深近千米的矿柱
蚀 变 岩	蚀变岩发育, 岩石不具片理, 典型矿物组合为铁铝榴石——镁铁闪石——绿泥石	蚀变岩不发育
矿物成分特点	有含石墨富矿	无含石墨富矿
硫同位素组成	$\delta S^{34} = +10\text{‰}$, 而贫矿中黄铁矿的 $\delta S^{34} = 0\text{‰}$	富矿中 $\delta S^{34} = 0\text{‰}$, 与贫矿中黄铁矿基本一致
矿床规模	特 大 型	大、中型
矿床成因	区域变质晚期弹性形变阶段有明显的热液成矿过程	区域变质早期塑性形变阶段没有明显的热液活动迹象

者说是在基本相同的环境下形成的。富矿形成过程中, 没有硫同位素组成不同的物质加入, 这类矿床的代表是南芬矿床。

这两种型式的磁铁富矿, 在地质特征、化学成分、同位素组成、富矿成因和找矿远景方面都有一定差别(见表2), 可分别称之为弓长岭式和南芬式。

结 论

1. 通过几个矿区的实例, 说明研究硫同位素组成对于磁铁石英岩及有关的富矿床是有意义的。弓长岭二矿区贫铁矿和富铁矿中硫同位素分布特征不同; 弓长岭二矿区和南芬铁矿床的富矿硫同位素分布特征也不同。

2. 太古代早期鞍山地区磁铁石英岩沉积时, 并无大规模的硫同位素分馏, 表明当时为还原性大气。硫同位素生物效应不显著。

3. 弓长岭二矿区与磁铁富矿的形成有关的热液硫来自围岩——中酸性火山岩(包括现在的混合岩)。高温热液(气)是沿断裂系统活动的。

4. 根据硫同位素组成和地质特征, 可将鞍山地区磁铁石英岩中的磁铁富矿分成两种成因类型: 弓长岭式, 富矿硫为重硫, 矿床具明显热液

特征; 南芬式, 富矿和贫矿硫的 δS^{34} 均接近于0, 矿床无明显热液特征。当一个正在评价或初步勘探的磁铁石英岩矿床中发现磁铁富矿体时, 分析其中黄铁矿样品的硫同位素, 将有助于判定矿床成因, 进而推断其可能规模。

参加本工作的还有何铸文同志, 以及本校地化专业73级和75级学生刘怀全、戴昭华、孙玉军、陈天安、周有勤、何玉玲等。

工作过程中得到中国科学院鞍本富铁科研队、科大地化专业有关同志的帮助, 冶金部地研所陈民扬同志、天津地质调查所杨凤筠同志曾多次给予指导和帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 肖仲洋: 地质与勘探, 1978, 第8期, 第69页
- [2] 黎彤: 地质与勘探, 1977, 第5期, 第4~11页
- [3] Monster, J., Appel, P.W.U. et al.: Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, No. 3, P. 405~414
- [4] Perry, E. C., et al.: Science, 1971, v. 171, P. 1015~1016
- [5] Chuhrov, F. V., et al.: Inter. Geol. Rev., 1969, v. 11, No. 2, P. 149~155
- [6] Goodwin, A. M., et al.: Econ. Geol., 1976, v. 71, No. 5, P. 870~891