

夹皮沟金矿带硫同位素地球 化学及找矿评价意义

王 义 文

(吉林有色矿产地质研究所)

提要 辽宁地区太古界与元古界的硫同位素背景值有明显差异。金矿床矿石硫同位素组成受矿源层硫同位素背景值制约。与同位素扩散分馏效应有关,张性断裂中的金矿体 δS^{34} 较低。研究金矿床硫同位素分布规律有助于矿床深部预测。

关键词 夹皮沟金矿带 硫同位素 平衡温度 扩散分馏

一、太古代地体的硫同位素组成特征

本区早期的同位素地质研究曾根据采自金城洞—老牛沟一带的 15 件含硫化物岩石样品计算了鞍山群的硫同位素组成^[1]。由于样品数量少,加之部份样品采自距金矿床较近的岩石中,故对其是否能代表未遭受蚀变的鞍山群地层的硫同位素组成尚有疑义。为此特在老牛沟铁矿区采集了 41 件变质岩和铁矿石样品,利用人工重砂方法富集其中的硫化物,然后测定其硫同位素组成,结果如表 1。根据 41 件样品计算,三道沟组地层 δS^{34} 平均值 $\bar{X} = 2.0\text{‰}$, $R = 6.2\text{‰}$ ($-0.2 - +6.0\text{‰}$), $\sigma = 1.3\text{‰}$ 。三道沟组下段 $\bar{X} = 1.5\text{‰}$, $R = 4.8\text{‰}$ ($-0.2 - +4.6\text{‰}$), $\sigma = 1.2\text{‰}$ 。上段 $\bar{X} = +2.4\text{‰}$, $R = 6.2\text{‰}$ ($-0.2 - +0.6\text{‰}$), $\sigma = 1.3\text{‰}$ 。

根据赵明州等的资料(赵明州等:吉林南部鞍山群三道沟组地层的初步划分)三道沟组上下段可视为两个火山—沉积旋回。每个旋回皆以基性火山岩始,然后是中—酸性火山岩及其凝灰岩,硅铁沉积主要发育于各次级旋回的顶部。相对而言,下段中—基性火山岩发育,中—酸性火山岩不发育,而上段二者皆很发育。下段岩石的 δS^{34} 值较上段更接近陨石值,变异也 smaller。硫同位素分布与上述岩性分布一致(图 1)。

与鞍本地区铁矿床对比(图 2),老牛沟铁矿床变质岩和铁矿石的 δS^{34} 值与鞍本地区铁矿床的围岩(变质岩)和贫铁矿石非常相似。但明显低于鞍本地区混合岩和富铁矿石的 δS^{34} 值^[2]。表明老牛沟铁矿区的硫同位素组成并没有在后来的混合岩化过程中发生明显变化。故可代表太古代地体的硫同位素背景值。

老牛沟铁矿区不同岩(矿)石的硫同位素组成

表 1

Table 1 S-isotopic composition of various rock types in the lao niu gou ming area

编号	采样位置	岩(矿)石名称	δS^{34} (‰)
ZK ₈₉ 围	ZK89 孔	斜长角闪岩	+2.1
ZK ₄₃ 围	ZK43 孔	细粒角闪岩	+1.7
ZK ₉₇ 围	ZK97 孔	黑云阳起石岩	+1.2
ZK ₇₄ 围	ZK74 孔	片麻状微细粒斜长角闪岩	+5.2
ZK ₈₀ 围	ZK80 孔	混合岩化黑云片岩	+2.3
ZK ₁₆₁	ZK161 孔	块状微细粒斜长角闪岩	+2.3
ZK ₁₆₅ 围	ZK165 孔	芝麻点状微细粒斜长角闪岩	+1.9
ZK ₁₉₅ 围	ZK195 孔	"	+0.9
ZK ₇₂ 围	ZK72 孔	块状中细粒黑云角闪岩	+1.9
ZK ₈₉ 矿	ZK89 孔	磁铁石英岩	+1.7
ZK ₄₃ 矿	ZK43 孔	"	+2.3
ZK ₁₀₈ 矿	ZK108 孔	透闪磁铁石英岩	+4.3
ZK ₉₇ 矿	ZK97 孔	磁铁石英岩	+1.7
ZK ₇₄ 矿	ZK74 孔	"	+6.0
ZK ₈₀ 矿	ZK80 孔	"	+2.9
ZK ₁₆₁ 矿	ZK161 孔	"	+0.4
ZK ₁₆₅ 矿	ZK165 孔	磁铁石英岩	+1.6
ZK ₁₉₅ 矿	ZK195 孔	"	+1.9
ZK ₁₉₅ -1	ZK195 孔	斜长角闪岩	+1.5
ZK ₂₅₁ -3	ZK251 孔	混合岩	+1.8
ZK ₁₄₈ -56	ZK148 孔	黑云变粒岩	+3.0
ZK ₂₇₉ -1	ZK279 孔	辉石角闪岩	+4.6
ZK ₂₅₆ -1	ZK256 孔	黑云石英片岩	-0.2
ZK ₂₄ -1	ZK24 孔	压碎细粒角闪岩	+1.6
TC105-7		辉绿岩	+0.4
ZK ₂₇₉ -2	ZK279 孔	变质闪长岩	-0.2
ZK ₂₆₇ -3	ZK267 孔	变质辉绿岩	+0.3
ZK ₂₃₃ -1	ZK233 孔	角闪片岩	+2.3
ZK ₁₅₁ -153	ZK151 孔	细粒斜长角闪岩	+2.8
ZK ₁₄₈ -11	ZK148 孔	黑云眼球状混合岩	+2.4
D-336		绿泥千糜岩	+1.5
QJ ₂₇₉ -21		斜长角闪岩	+0.9
ZK ₂₇₀ -1	ZK270 孔	细粒斜长角闪岩	+3.6
ZK ₁₄₈ -109	ZK148 孔	黑云片岩	+1.8
ZK ₁₉₆ -1	ZK196 孔	斜长角闪岩	+2.9
ZK ₂₅₁ -1	ZK251 孔	细粒斜长角闪岩	+1.1
ZK ₂₆₈ -1	ZK268 孔	"	+0.3
ZK ₂₇₇ -1	ZK277 孔	含磁铁斜长角闪岩	+1.8
ZK ₂₄₂ -1	ZK242 孔	次闪石化辉石岩	+1.9
ZK ₂₈ -1	ZK28 孔	变质英安岩	+2.5
ZK ₂₅₉ -4	ZK259 孔	混合岩	+1.8

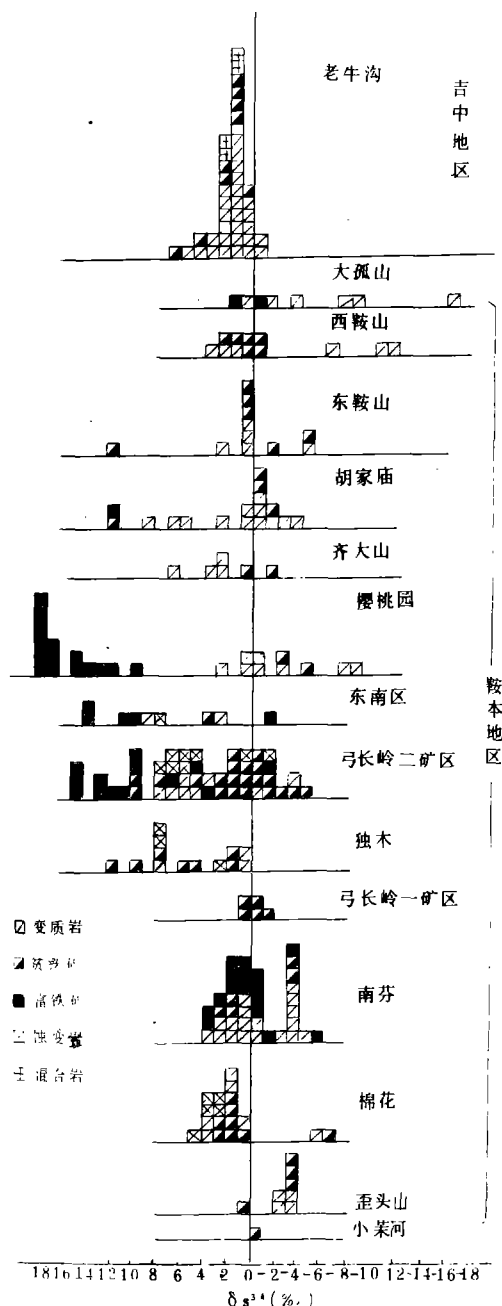


图2 吉林地区与鞍山本地区鞍山式铁矿硫同位素组成对比图

Fig. 2 Diagram showing S-isotopic composition of Anshan type Fe-deposit distributed respectively in Jilin province and Anshan-Benxi area, Liaoning province.

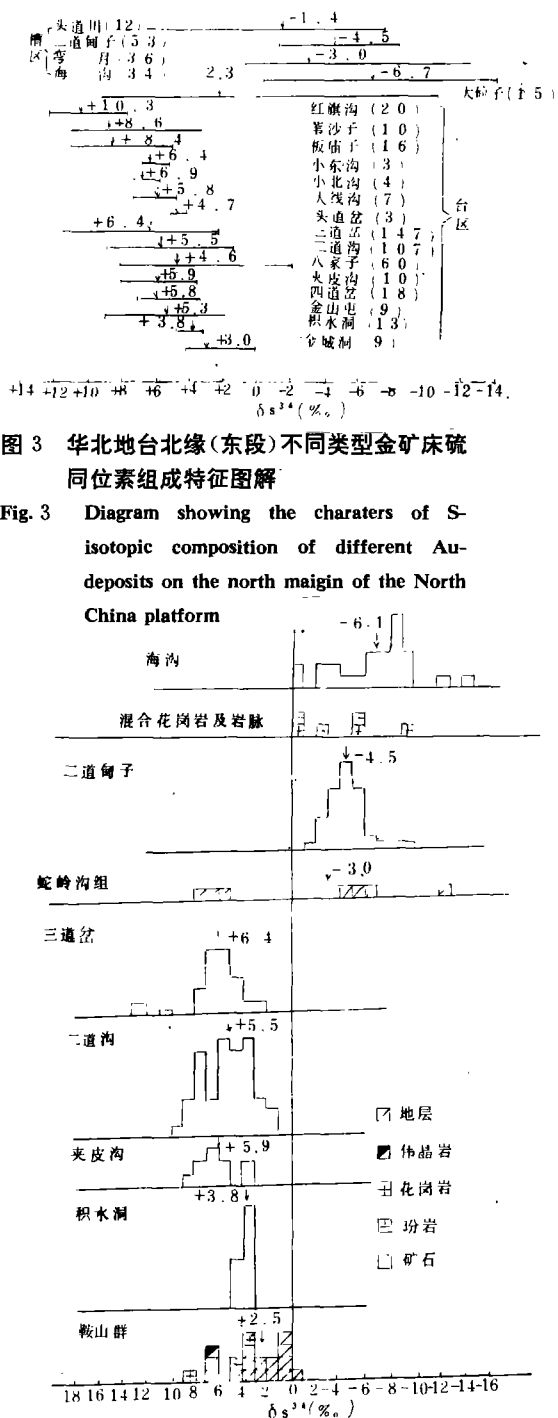


图3 华北地台北缘(东段)不同类型金矿床硫同位素组成特征图解

Fig. 3 Diagram showing the characters of S-isotopic composition of different Au-deposits on the north margin of the North China platform

图4 夹皮沟金矿带地层、火成岩及矿石硫同位素组成对比图

Fig. 4 Showing the S-isotopic composition of the ore, the strata and the volcanics in the Jiapigou Au-metallogenic belt.

华北地台北缘(东段)不同类型金矿床硫同位素组成表

表 2

Table. 2 S-isotopic composition of various Au-deposits
on the north margin of the north China Platform

构造位置	围岩	矿床	样品数目	δS^{34} 平均值%	δS^{34} 变化范围%	极差%	标准差	测定矿物
华北地台北缘	太古代鞍山群变质岩系	金城洞	9	+3.0	+0.3~+4.3	4.0	1.4	py8*, gn1
		积水洞	13	+3.8	+3.3~+4.8	1.5	0.3	py13
		八家子	60	+4.6	-2.7~+8.3	11.0	2.8	py37, gn21, cp2
		夹皮沟(本区)	10	+5.9	+3.6~+8.2	4.6	1.6	py6, gn2, cp2
		四道岔	18	+5.8	+3.2~+7.1	3.9	0.9	py16, gn2
		二道沟	107	+5.5	+1.8~+9.0	7.2	2.1	py79, gn22, cp2, sp4
		庙岭	3	+7.2	+7.0~7.4	0.4	0.2	py2, cp1
		三道岔	147	+6.4	+2.3~+11.9	9.6	1.5	py136, gn6, cp5
		头道岔	3	+4.7	+4.5~+5.1	0.6	0.3	py2, cp1
		大线沟	7	+5.8	+4.9~+7.5	2.6	1.0	py7
		小北沟	4	+6.9	+5.8~+7.4	1.6	0.7	py2, cp2
		小东沟	3	+6.4	+5.4~+6.9	1.5	0.7	py3
		菜抢子	2	+7.4	+7.2~+7.5	0.3	0.2	py2
		板庙子	16	+8.4	+5.0~+11.1	6.1	2.2	py16
		金山屯	9	+5.3	+1.8~+8.7	6.9	2.3	py7, cp1, gn1
		海沟	34	-6.7	-14.1~-0.3	13.8	3.6	py23, pol, gn10
华力西褶皱带	古生代浅变质岩系	二道甸子	53	-4.5	-8.3~-1.2	7.1	1.5	po38, As7, py6, gn1, spl
		头道川	12	-1.4	-7.5~+6.7	14.2	3.0	py12
		太平	16	-3.0	-5.7~+0.3	6.0	1.6	py14, spl, gn1
		弯月	36	-3.0	-12.5~+0.8	13.3	2.4	py32, cp2, po2
		东柳树	9	-0.3	-7.1~+1.7	8.8	2.7	py5, gn4
槽台接壤处	元古代色洛河群	苇厦子	10	+8.6	+3.6~+11.2	7.6	2.0	py9, gn1
		砖厂沟	1	+8.6				cp1
		815	4	+4.6	+4.2~+5.0	0.8	0.3	py4
		红旗沟	23	+10.3	+7.5~+12.4	4.9	1.1	py23
		825 东山	4	-0.2	-4.9~+4.7	9.6	4.6	gn4
		大砬子	15	+2.3	-10.7~+9.4	20.1	7.4	py15

* py—黄铁矿; gn—方铅矿; cp—黄铜矿; sp—闪锌矿; As—毒砂; po—磁黄铁矿(* 括号内的数字为样品数, 箭头所指系矿床 δS^{34} 算术平均值)。

与赋矿地层的硫同位素背景值比较,地台区古老变质岩系中的金矿床相对富集 S^{34} ,富集度一般为 $1\sim 4\%$ (图4)。这一差别可用区域变质过程中的硫同位素平衡分馏效应来解释^[3]。实验资料指出,在 $200\sim 600^{\circ}\text{C}$ 区间,当 H_2S 与 FeS 达到平衡时, H_2S 中相对富集 S^{34} (图5)。地层中的硫主要以 FeS_2 和 FeS 形式存在。本区角闪岩相的变质温度为 $500\pm 100^{\circ}\text{C}$,绿片岩相的变质温度为 $400\pm 50^{\circ}\text{C}$ (W. G. Ernst, 1986),与上述实验条件完全吻合。在此条件下,正如B. A. 格里年科所指出的,在变质过程中分离出的硫将总是富集硫的重同位素(最高可达 4%),而与分离时硫化氢呈气相或是液相无关。

地槽区产于炭质角岩中的金矿床,与矿源层的硫同位素背景值比较,矿石硫稍富 S^{32} ,反映了热变质过程中的硫同位素扩散分馏效应。例如,赋存于二迭系蛇岭沟组炭质角岩中的二道甸子金矿床,地层 δS^{34} 平均值为 -3.0% ,矿石 δS^{34} 平均值为 -4.5% (图4)。

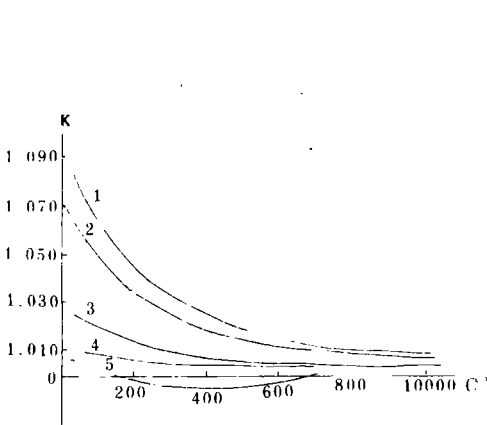


图5 硫同位素交换反应平衡常数与温度的关系图解

Fig. 5 diagram showing relation between the constant of exchange equilibrium and temperatures.

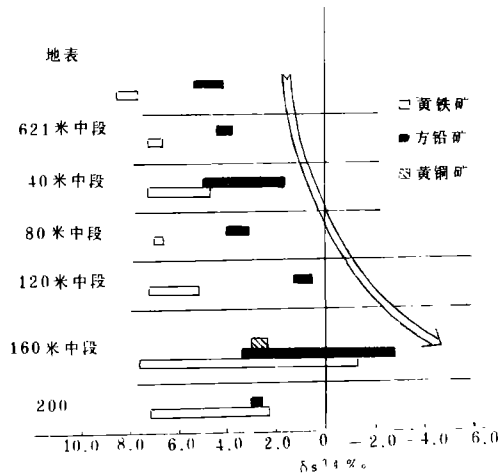


图6 八家子金矿床矿石硫同位素组成随深度的变化图解

Fig. 6 showing change of ore S-isotopic composition with depths in Bajiazi Au-deposit.

地层、火成岩及矿石硫同位素对比表明,金矿床硫同位素组成受矿源层(岩)硫同位素背景值制约,硫同位素变异程度与地层变质深度密切相关,变质作用的类型对成矿过程中硫同位素分馏的方式有直接影响。地台区区域变质过程中造成的硫同位素平衡分馏效应使矿石硫比地层(矿源层)硫稍富 S^{34} 。而地槽区热变质过程中的硫同位素扩散分馏效应使矿石硫稍富 S^{32} 。总体观之,随地层变质程度增高,矿石硫变异程度减小。矿石硫同位素组成与显生宙花岗岩类侵入体之间不存在任何空间关系,而与地层和变质作用类型之间却存在着密切关系,这就表明矿石硫系矿源层中的硫借助变质作用而富集起来的。

注:1- $\text{SO}_4^{2-} \rightleftharpoons \text{S}^{2-}$; 2- $\text{SO}_4^{2-} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{S}$;
3- $\text{SO}_2 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{S}$; 4- $\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{PbS}$;
5- $\text{FeS}_2 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{S}$

华北地台北缘(东段)某些金矿床硫同位素平衡温度

表 3

Table. 3 Equilibrium temperature of S-isotope of the Au-deposits

in the north margin of the North China platform

矿床	采样位置	样品编号	共生矿物	$\Delta\delta S_{\text{甲}-\text{乙}}^{34}$ (‰)	平衡温度(℃)	包体温度(℃)
八家子金矿	地表	BS ₁ - 1	py* - gn	3.6	262	
		BS ₁ - 2	py - gn	3.0	313	
	621 米中段	BS ₁₇ - 3	py - gn	3.3	286	
		BS ₁₇ - 4	py - gn	3.0	313	
	40 米中段	BS ₁₅ - 25	py - gn	3.3	286	270
		S ₄ - 3	py - gn	3.4	277	280
	80 米中段	S ₄ - 6	py - gn	3.1	303	260—250
	120 米中段	120-4	py - gn	4.7	195	320
		BS ₁₅ - 7	py - gn	6.0	141	
		BS ₁₅ - 8	py - gn	4.1	205	
	160 米段	160-4	py - gn	6.3	131	300
		BS ₁₅ - 2	py - gn	4.1	228	280
		160-8	py - gn	5.9	145	300
		160-2	py - gn	4.5	205	310
二道沟金矿床	200 米中段	B-503	py - gn	2.9	323	300
	285 米中段	285-2	py - gn	2.9	323	260—
		1210-1202	py - gn	3.0	313	310
	330 米中段	330-4	py - gn	3.2	294	
	375 米中段	375-9	py - gn	4.1	228	
	420 米中段	420-5	py - gn	2.8	334	
	465 米中段	465-4	py - gn	2.9	323	
		465-18	py - gn	2.7	345	
		465-III	py - gn	2.4	382	
	510 米中段	S ₂ - 510	py - gn	3.5	269	
		S ₂ - 510	y - cp	1.6	257	
		S ₂ - 510	cp - gn	1.9	280	
三道岔		J-2-1	py - gn	2.3	396	
	0 米中段	3 干-1	py - gn	2.4	382	210—
	100 米中段	3101	py - gn	3.1	303	310
夹皮沟本区	150 米中段	1335	py - cp	2.0	201	
	万宝山	1102	py - gn	2.9	323	210
		1102	cp - gn	2.3	229	255
	新 3 号脉	1107	py - gn	2.4	382	210
		1107	cp - gn	1.6	329	255
四道岔	120 米中段	四-6	py - gn	3.5	269	
辉南	金山屯	S-5-1	py - gn	2.5	369	
	石大院	J-24-1	py - cp	2.3	169	

* py—黄铁矿; gn—方铅矿; cp—黄铜矿

三、金矿床硫同位素组成变化特征

为了探求金矿床形成过程中成矿物理化学条件在垂向和水平方向上的变化,探索不同成矿期(阶段)矿化产物迭加和分布的规律,从而为成矿预测和深部找矿提供线索。对八家子、二和沟和三道岔金矿床沿生产坑道进行了较系统的同位素采样。到目前为止共积累硫同位素数据近 600 个。

1. 八家子金矿床沿矿体倾向由浅到深 δS^{34} 值呈现不大但有规律地变化。对方铅矿来说表现的特别楚(图 6)。例如,由地表→621 中段(相当于 0 米中段)→40 米中段→80 米中段→120 米中段→160 米中段。方铅矿 δS^{34} 平均值(按中段平均)依次为 +4.7→+4.1→+3.2→+3.4→+0.8→+0.4‰,显示明显的递减趋势。至 200 米中段又开始回升。与此相应,由地表往下至 200 米中段,按中段平均的硫同位素平衡温度依次为:288→300→282→303→180→177→323℃(表 3)。在 120 米—160 米中段出现了一个低温区间。由表 3 可见,硫化物的硫同位素温度与石英的爆裂平衡温度在 80 米以上各中段及 200 米中段二者基本一致。但在 120 米和 160 米中段前者明显低于后者。显然这种较低温的硫化物组合是后来迭加于早期形成的矿体之上的。在 $\delta S^{34} - 1/T^*$ 图解(图 7)上利用外推法可获得两个硫同位素组成不同的硫源,其中一个硫源的 δS^{34}_s 为 +8‰ 左右,另一个为 0‰ 左右。后者主要出现于 120 米和 160 米中段。两个硫源并存于同一个矿床中,这表明八家子金矿床具有明显的多源多期性。

2. 二道沟金矿床缺少 40—160 米中段的样品。自 200 米中段向下至 465 米中段黄铁矿 δS^{34} 平均值(按中段)在 +6.2‰(全矿平均值)上下波动,变化不明显(图 8)。但大体上可分为两段,200 米至 330 米中段黄铁矿 δS^{34} 平均值(按中段)为 +5.3—+6.0‰,375—465 米中段为 +6.5—+6.7‰(图 8)。即随着矿体向下延深矿石 δS^{34} 值有不明显的增加。与硫同位素类似,二道沟金矿床的铅同位素组成在基本稳定的前提下,由浅到深, Pb^{207}/Pb^{206} 和 Φ 模式年龄略有增大(表 4)。

该矿床 285 米中段以下金矿体赋存于花岗闪长岩岩墙的上盘,285 米中段以下则在岩墙的下盘出现。成矿环境的改变可能是造成硫铅同位素组成变化的原因。

3. 三道岔金矿床的主要含金硫化物为黄铁矿,其它硫化物极少(特别是深部)。因此可借助黄铁矿的硫同位素特征来研究成矿溶液的硫同位素组成变化情况。该矿床自 0 米中段向下,按中段平均的黄铁矿 δS^{34} 值依次递降,0 米中段为 +7.1‰,50 米中段为 +6.9‰,100 米中段为 +6.2‰,150 米中段为 +5.8‰(图 9)。自此往下又逐渐上升,200 米中段为 +6.1‰,290 米中段为 +6.2‰,335 米中段为 +6.9‰,380 米中段为 +6.9‰,425 米中段为 +7.1‰(图 9)。黄铁矿 δS^{34} 平均值最低的中段(150 米中段)正好是三道岔金矿床中富矿体的所在部位。在这种条件下,可利用矿石 δS^{34} 的变化规律评价金矿化强度和预测金矿体规模。

4. 夹皮沟金矿区三个大中型金矿床硫同位素组成的变化范围皆很小。例如,三道岔金矿床由一坑到 425 米中段近 500 米垂距内, δS^{34} 仅变化 1.3‰(由 +5.8 到 +7.1‰,按中段平均,图 9)。水平方向上亦是如此,所统计的三个矿床矿石 δS^{34} 值沿走向未显示出有明显变化*。(王义文:1985,夹皮沟金矿区硫铅同位素特征及其找矿意义)这是变质热液金矿床的特征之一。变质热液矿床中成矿物质来自矿源层(岩),变质(混合岩化)作用过程中的温度和压力梯

度是成矿物质迁移的主要动力。在区域上成矿物质是由高变质带向低变质带迁移,故沿成矿带(低混合岩化带)出现成矿元素正异常。当剪切带或控矿断裂形成时,成矿物质则主要是由近矿围岩向扩容带迁移,由此造成了脉旁成矿元素负异常带^[4]。考虑到太古代地体硫同位素组成的稳定性和变质作用的宏观规模,故沿矿体倾向和走向硫同位素组成缺乏明显的分带性也就不足为怪了。由于构造活动的多期性和不均一性,在张性构造发育的地段,或者在有后来的张裂断裂迭加的地段,在成矿物质优先向张性构造中聚集的过程中,发生了硫同位素的扩散分馏。由于 S^{32} 的扩散速度大于 S^{34} ,故富矿柱所在部位矿石 δS^{34} 值较低。例如,三道岔金矿床150米中段,由于多期构造活动迭加,这里2号脉厚度达15米,金品位也很高,该中段黄铁矿 δS^{34} 平均值为 $+5.8\text{‰}$,比其它任何一个中段都低。

四. 结论

1. 辽吉地区太古宙与元古宙地层硫同位素背景值和层控矿床硫同位素组成研究表明,由太古宙到元古宙硫同位素组成发生了一次突变。太古宙地层硫同位素背景值以非常接近陨石值为特征。老牛沟铁矿区变质岩和铁矿石硫同位素研究($\bar{X} = +2.0\text{‰}$)进一步证实了这一结论。太古代的层控铁、金和铜锌矿床矿石硫同位素组成也以靠近陨石值和稍富 S^{34} 为特征。进入元古宇,无论是地层还是黄铁、铅锌及金矿床主要以富集 S^{34} ($\bar{X}$ 一般为 $+10\text{—}+15\text{‰}$)为特征。

二道沟金矿床矿石铅同位素组成及模式年龄随深度的变化

表 4

Tab. 4 Pb isotopic composition of ore in the Rdao cha Au-deposit and change of age with depths.

采样位置	样品编号	Pb^{207}/Pb^{204}	年龄(亿年)
0 米中段	10-1	0.9196	11
375 米中段	10-7	0.9369	14
	10-6	0.9395	14
	10-5	0.9406	14
	10-8	0.9445	14
420 米中段	10-4	0.9503	15
	10-3	0.9469	15
465 米中段	10-2	0.9501	15
510 米中段	10-9	0.9476	15
	10-10	0.9444	15

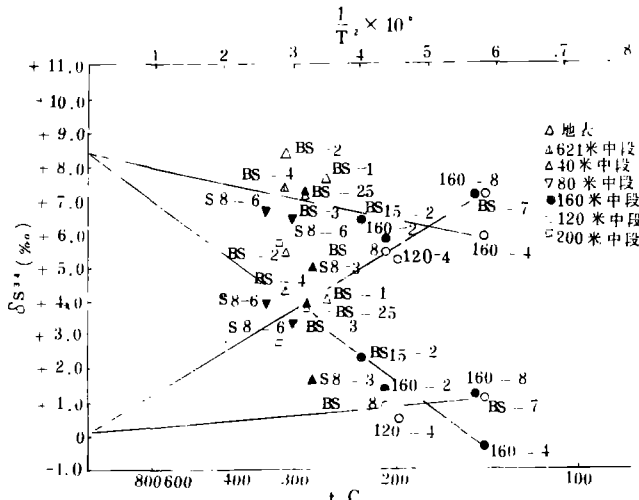


图 7 八家子金矿床硫同位素平衡温度及矿液硫同位素组成图解

Fig. 7 Diagram showing equilibrium temperature of S-isotope and the S-isotopic composition of ore-forming fluid of Bajiazi Au-deposit.

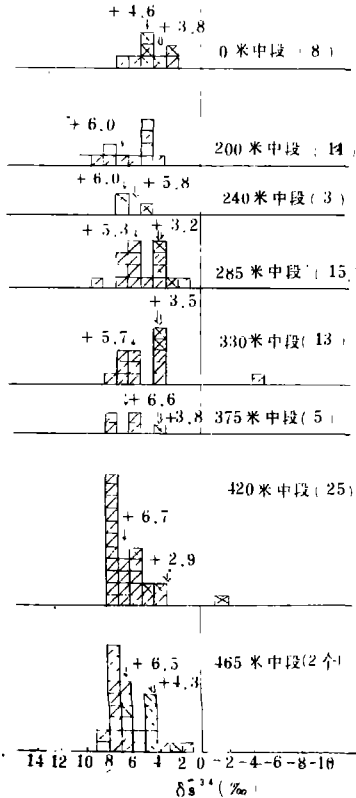


图 8 二道沟金矿床不同中段矿石 δS^{34} 变化图解

Fig. 8 Diagram showing the change of δS^{34} of ore in different levels of Rdaogou Au-deposit.

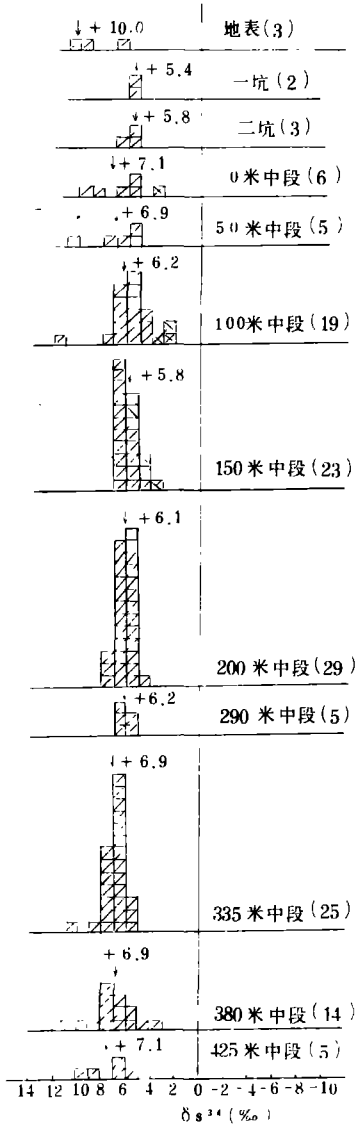


图 9 三道岔金矿床硫同位素组成随深度的变化图解

Fig. 9 Diagram showing change of S-isotopic composition with depths in Sandaocha Au-deposit.

这是因为,太古宇时地球大气圈为还原性气圈,故由火山作用带出的低价硫(硫化物硫、硫化氢硫)不易氧化成高价硫(硫酸盐硫),故海水硫酸盐对矿床的形成贡献很小。早元古代是大气由还原性气圈演化为氧化性气圈的转变期。这一转变与大量生物出现及其光合作用有关。大气中游离氧的出现导致部分低价硫氧化为高价硫,结果使海水硫酸盐开始成为矿石硫的第二个来源。并由此引起了广泛而显著的硫同位素分馏。

2. 夹皮沟金矿带金矿床硫同位素组成受矿源层(岩)硫同位素背景值制约,矿床硫同位素变异与地层变质深度密切相关,变质作用类型对成矿过程中的硫同位素分馏方式有直接影响。赋存于地台区的金矿床,以鞍山群三道沟组下含铁层主矿源层,成矿作用与前寒武纪区域变质(混合岩化)作用有关。显生代的火成活动对早期形成的金矿化亦有明显的改造和迭加作用。区域变质过程中的硫同位素平衡分馏效应使矿石硫稍富 S^{34} ,但仍保持矿源层 δS^{34} 接近陨石值的特征。赋存于地槽区的金矿以古生代某些特定层位为矿源层,成矿作用与海西—印支期花岗岩侵入所引起的热变质作用有关。热变质过程中的硫同位素扩散分馏效应使矿石硫稍富 S^{32} 。赋存于槽台接壤处元古代色洛河群中的金矿床以富集 S^{34} 和变异极大为特征。

3. 详细研究金矿带和金矿床的硫同位素变化规律(空间上的和时间上的)不仅可以为查明成矿物质迁移的机制和矿床形成的物化条件,从而为建立成矿模式提供有用的资料,而且可以利用硫同位素分布规律进行找矿评价。

在夹皮沟地区,在地台区寻找与古老变质岩系有关的变质热液金矿床的硫同位素找矿标志为: $\bar{X} = +5 - +8\%$, $R < 10\%$, $\sigma < 2\%$,共生硫化物处于硫同位素平衡状态。槽台接壤处色洛河群中的热水溶滤金矿床的硫同位素找矿标志以 $\bar{X} \geq +10\%$ 为突出特征。根据上述规律,在掌握大量硫化物矿点 δS^{34} 值的基础上,结合区域化探结果,可在研究区内圈定金矿成矿远景区(带)并予测金矿床类型。根据笔者积累的资料,吉林辉南金山屯—辽宁清原线金厂地区应为金的重要成矿远景区,区内主要金矿床类型应为与花岗—绿岩地体有关的变质热液金矿床。

变质热液金矿床成矿物质的迁移主要受温度梯度和压力和梯度控制。在区域上成矿物质由高变质带向低变质带迁移的结果形成了区域性的成矿元素和 δS^{34} 正异常带。但在矿带范围内成矿物质则主要是由蚀变围岩向扩容带(片理化带、破碎带和断裂带等)迁移,由此形成了脉旁的成矿元素负异常带^[4]。与霍姆斯塔克金矿类似^[5],在此过程中硫同位素的扩散分馏效应导致了富矿体所在部位往往 δS^{34} 值较低。因此在一个矿床范围内,详细地统计 δS^{34} 的变化情况,若在 δS^{34} 基本稳定的背景下出现 δS^{34} 降低的区段或趋势,这往往是出现富矿柱和矿体增大的可靠标志。例如,三道岔金矿床150米中段即是。

利用 δS^{34} —T图解可以很容易发现不同来源矿化产物迭加的痕迹,而迭加成矿产物发育的地段也往往是金矿化强度增强的地段。因此可以利用 δS^{34} —T图解予测富矿体赋存位置。例如八家子金矿床120—160米中段。

参考文献

- [1]王义文,地质论评,1982,第2期,第108—117页
- [2]王义文:吉林地质,1982,第2期,第1—14页
- [3]B. A. 格里年科:《硫同位素地球化学》,北京,科学出版社,1980
- [4]王义文,地质科技,1976,第1期
- [5]Rye, D. M. et al. ; Econ. geol. , 1974, V. 69 NO. 3, P. 293—317

SULFUR ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF JIAPIGOU Au-METALLOGENIC BELT AND ITS SIGNIFICANCE IN PROSPECTING

Wang Yiwen

(The jilin institute of nonferrous metals
mineral resource and geology)

Abstract

The sulfur isotopic background value of Archean Group is distinct from that of Proterozoic Group. The δS^{34} of the former is 0‰, and the latter is +10—15‰.

Ore-sulfur isotopic composition of gold deposits is controlled by the sulfur isotopic background value of the gold source bed. The gold deposits in the metamorphic complex of archean group in the platform area have the following characteristics: $\overline{X}$ (mean δS^{34}) = +3 ~ +8‰; sulfur isotopic distribution in the associated minerals was equilibrated so S-isotopic equilibration temperature can be calculated by $\delta S_A^{34} - \delta S_B^{34}$; sulfur in the ore is relatively riched in δS^{34} than that of the source beds.

The gold deposits in specific palaeozoic horizons in geosynclinal area, $\overline{X} = -7 \sim -1\%$; S-isotopic distribution in the associated minerals, not equilibrated; sulfur in the ore, relatively depleted than that of the source beds. The gold deposits in the proterozoic carbonatic formation of transitional zone between geosyncline and platform has a δS^{34} pattern that is highly variable and far from the pattern of the meteorite in the positive direction.

S-isotopic distribution in the gold deposits show: (1) multiple superimposition of mineralization, i. e. there is both Precambrian and Phanerozoic; (2) the diffusion fractionation effect, the lower δS^{34} of the ore bodies locating in the tensile fractures.

The study of S-isotopic space distribution in gold deposits should be helpful for ore bodies prognosis in depth.