

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2017.01.004

大兴安岭中段闹牛山铜金矿床的硫铅同位素地球化学特征与成矿物质来源

贺海根^{1,2}, 杨永强^{1,2}, 武利文³, 钱梦轩^{1,2},
牛吉芳^{1,2}, 李 浩^{1,2}, 刘怀金⁴, 孙引强⁵

(1. 中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

3. 内蒙古自治区地质调查院, 呼和浩特 010020;

4. 内蒙古自治区有色地质勘查局, 呼和浩特 010010;

5. 核工业二四三大队, 内蒙古 赤峰 024000)

摘要: 通过对闹牛山铜金矿床硫、铅同位素的系统研究,探讨了其成矿产物的来源。同位素测试结果表明, $\delta(^{34}\text{S})=2.0\times10^{-3}\sim3.5\times10^{-3}$,均为正值,呈塔式分布,峰值出现在 $2.0\times10^{-3}\sim2.5\times10^{-3}$,具幔源硫和陨石硫的特征;矿石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.169\sim18.510$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.484\sim15.646$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.877\sim38.431$,铅同位素组成较为均一,具正常铅的组成特点;且 μ 值和 ω 值偏低,表明矿石铅源区富钍亏铀。在Zartman铅同位素构造模式图解中,投点主要落于地幔与造山带之间和造山带演化线附近;在 $\Delta\beta-\Delta\gamma$ 成因分类图解上,12件测试样品落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用成因铅同位素源区,4件样品落入地幔源铅的范围内,但与两源区界限临近。由此认为,闹牛山铜金矿床的成矿物质主要来源于地幔,并有上地壳物质的混染,这种认识对研究大兴安岭中南段铜多金属矿带的成矿规律具有指导意义。

关键词: 闹牛山铜金矿床;硫同位素;铅同位素;成矿物质来源;地球化学;大兴安岭;内蒙古

中图分类号: P618.41 **文献标识码:** A

0 引言

闹牛山铜金矿床位于内蒙古突泉县,地处大兴安岭火山-侵入岩区的中段、嫩江深大断裂的西侧(图1),其铜金属远景资源量可达 $60\times10^4\text{ t}$,在邻近采矿区的北东方向又发现新的金矿床,且矿体边界还未圈闭,具有很大的找矿潜力。

前人研究过闹牛山铜金矿床的成矿地质背景^[1-2]、次火山岩及其与成矿的关系^[3-4]、火山机构的控矿特征^[5-6]以及分析了原岩的微量、稀土元素^[1]

等,而关于该矿床成矿产物的来源尚未开展系统研究。本文在前人研究的基础上,结合野外地质工作,通过研究矿区矿石硫同位素、铅同位素的地球化学特征来探讨该区成矿产物的来源,以期对大兴安岭中南段铜多金属矿带的成矿规律研究有所帮助。

1 区域地质特征

闹牛山铜金矿区地处亚洲大陆边缘的张陷带,是太平洋板块向亚洲大陆俯冲产生的弧后引张区^[7]。区内出露地层有:①下二叠统大石寨组砂岩、

收稿日期: 2015-11-09; 责任编辑: 赵庆

基金项目: 大兴安岭南麓整装勘查区关键基础地质研究(编号:12120114076801)、国家自然科学基金项目(编号:41272110)和覆盖区成矿成壤机理与找矿技术(编号:12120113088900)资助。

作者简介: 贺海根(1991—),男,硕士研究生,专业方向矿产资源勘查评价。E-mail: 1115900457@qq.com

通信作者: 杨永强(1965—),男,教授,博士后,主要从事矿床学研究工作。E-mail: yangyonq@cugb.edu.cn

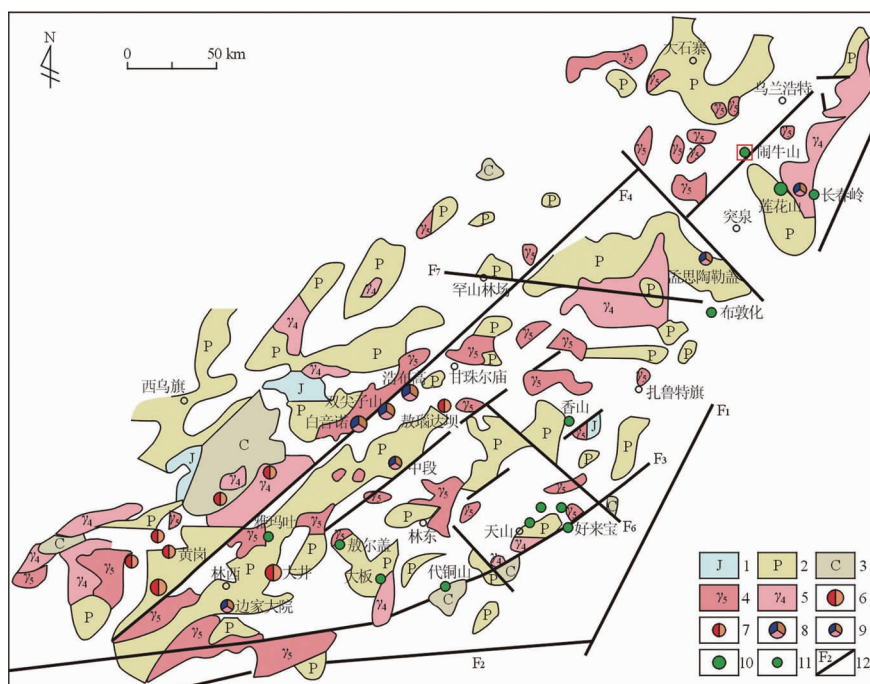


图 1 大兴安岭中南段成矿带区域地质及重要矿产分布(据文献[15]修改)

Fig. 1 Regional geological map showing the distribution of major ore deposits along the middle-South section of the Da Hinggan Mountains metallogenic belt

1. 侏罗系凝灰质砂砾岩; 2. 二叠系安山岩、砂板岩; 3. 石炭系沉积岩; 4. 燕山期岩浆岩;
5. 华力西期岩浆岩; 6. 大型锡多金属矿床; 7. 中小型锡多金属矿床; 8. 大型铅锌银金属矿床;
9. 中小型铅锌银金属矿床; 10. 大型铜多金属矿床; 11. 中小型铜多金属矿床; 12. 断裂带

中二叠统哲斯组碎屑岩, 主要分布于隆起部位; ②下侏罗统红旗组, 中侏罗统万宝组砂岩、泥岩及含煤岩系, 主要出露于拗陷边缘; ③上侏罗统满克头鄂博组、玛尼吐组、白音高老组火山岩组合以及下白垩统梅勒图组火山岩, 均分布于拗陷区; ④第四系全新统, 主要分布于山间河床地带。

区域构造为华力西期和燕山期 2 期构造运动所致。其中, 大石寨组地形发生的褶皱隆起以及发育的 NE 向、EW 向、NW 向、SN 向断裂, 为华力西期构造运动的产物; 燕山期构造运动爆发的大规模火山喷发活动和岩浆侵入活动所形成的产物, 叠加在前中生代地槽褶皱带及岩浆带上, 形成 NE 向构造岩浆带, 构成中生代构造格局(图 1)。

该区岩浆岩主要为燕山早期和燕山晚期 2 个阶段岩浆活动的产物。其演化过程分为 2 个旋回: 第一旋回产物为酸性熔岩(满克头鄂博组)、中性熔岩和闪长玢岩岩株(玛尼吐组), 岩浆活动演化过程为(酸性)喷出→(中性)喷出→(中性)侵入; 第二旋回产物主要为酸性岩, 岩浆活动方式为侵入, 所形成的岩体按规模从小到大主要有季宗屯岩体、莲花山岩

体、九录岩体、后新立杂岩体、招哥营子岩体。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质特征

矿区出露中侏罗统和上侏罗统的陆相沉积-火山岩, 主要为: ①中侏罗统万宝组陆相杂色砂岩、砾岩以及泥岩; ②上侏罗统满克头鄂博组近火山喷溢相的安山质火山碎屑岩、安山质火山熔岩, 局部夹沉积岩, 其下段底部为灰色、灰黑色凝灰质砾岩层, 中部为凝灰质粗砂岩夹中粒砂岩, 上部主要为晶屑凝灰岩夹细砂岩等; 上段下部为灰色、灰黑色凝灰质砾岩层, 上部为凝灰质粗砂岩夹中粒砂岩等; ③上侏罗统玛尼吐组青灰色安山岩、安山玢岩、玄武安山岩、角砾安山玢岩等。

矿区处于 NNE 向深断裂控制的复合火山构造地块中, 断裂发育, 主要有 3 期: ①与区域新华夏体系一致的 NE 向背斜即大黑山—闹牛山背斜。矿区处于背斜的中部, 核部为火山岩组成, 两翼陡, 倾角

50°~80°;②NE向、NNE向断裂,有走向分别为50°~60°、30°~40°、20°的3组,以压扭性为主,切割深度较大,为主要的控矿和控岩构造,晚期的一些脉岩也受该断裂的控制;③NW向断裂,有走向335°~350°、315°~320°及290°的多组,以扭性、张扭性为主并被矿液和脉岩充填,该组断裂主要为容矿构造^①。

区内出露的岩浆岩主要为中基性、弱酸性次火山岩-火山岩(图2),早期的侵入岩(成矿前)主要为中到中基性岩体,如安山(闪长)玢岩等,主要与中基性喷溢有关。其中,与成矿有关的主要为一些弱酸性岩体,如斜长花岗斑岩、霏细斜长斑岩等,主要以小岩株和岩脉产出;在成矿后期还发育有中基性煌斑岩、辉绿岩、闪长玢岩等小岩墙以及岩脉。

2.2 矿体及矿石特征

(一)矿体特征

闹牛山铜金矿床矿体主要以脉状、细脉浸染状产出(图3a,图3b)。脉状铜矿体发育于斜长花岗斑岩体前锋地段围岩中,部分穿插于斑岩体内,霏细斜长斑岩亦显示矿化蚀变。矿脉组由一系列走向320°~340°的大脉、细脉、细网脉平行的脉群组成。在宽1.5 km地段有6个矿脉组,圈出铜工业矿体90余条,脉群延长1 km以上。各矿脉组长度为350~

950 m,各矿体规模不同,控制长度一般为70~260 m,较大者可达400~500 m,深部还有增大趋势。矿体呈脉状、扁豆状,厚0.3~7.3 m,一般1~4.5 m,矿体向NE倾斜,倾角60°~80°,控制斜深55~330 m,最大延深550 m,平均 $w(\text{Cu})=0.3\%\sim 0.98\%$,赋矿围岩为安山玢岩、闪长玢岩、安山质角砾凝灰岩等^①。

(二)矿石特征

矿石中主要成矿元素为Cu,伴生元素有Pb、Zn、Ag、Au、Bi、Co、Mo等。Cu、Pb、Zn、Mo均以金属矿物的形式存在,Ag、Au尚未见独立矿物。铜矿石中,矿石矿物有黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿等,局部见少量斑铜矿;主要脉石矿物有石英、斜长石、钾长石、方解石,局部可见绿泥

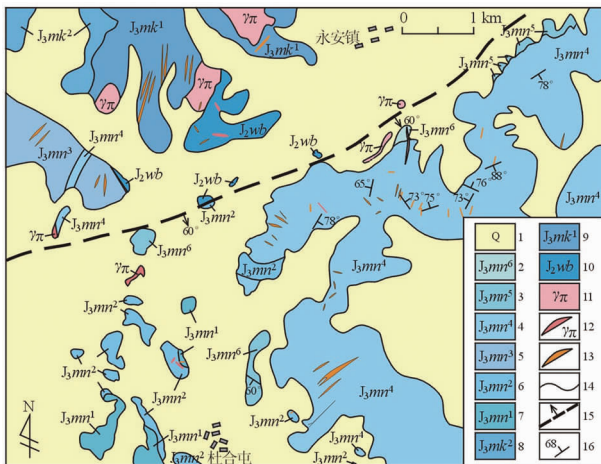


图2 闹牛山铜金矿区地质简图^①

Fig. 2 Geological sketch of the Naoniushan Cu-Au deposit

1. 第四系松散沉积物;2. 上侏罗统玛尼吐组安山质凝灰岩砾岩;
3. 上侏罗统玛尼吐组角砾安山玢岩;4. 上侏罗统玛尼吐组安山玢岩;
5. 上侏罗统玛尼吐组安山岩;6. 上侏罗统玛尼吐组玄武安山岩;
7. 上侏罗统青灰色安山岩;8. 上侏罗统满克头鄂博组上段;
9. 上侏罗统满克头鄂博组下段;10. 中侏罗统万宝组砂岩、泥质砂岩;
11. 花岗斑岩;12. 花岗斑岩脉;13. 蚀变带;
14. 地质界线;15. 实测及推测性质不明断层;16. 产状

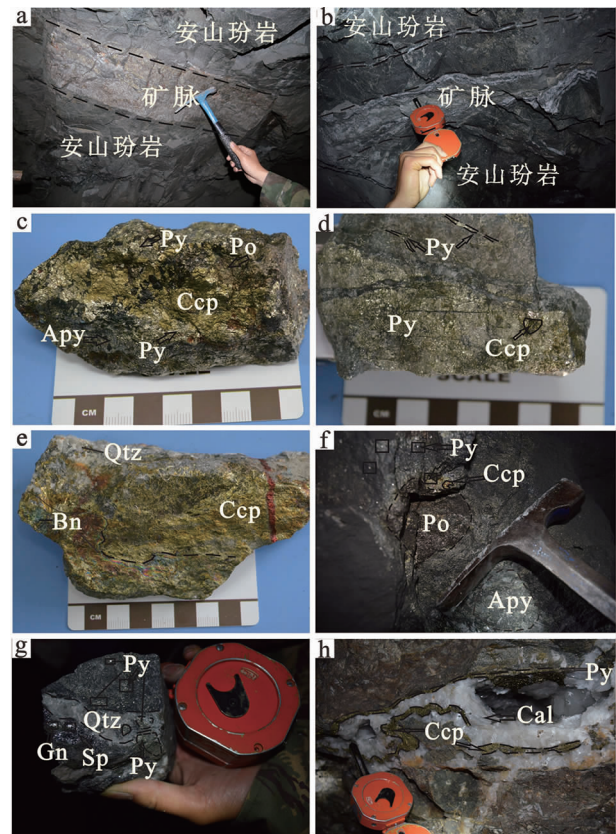


图3 闹牛山铜金矿区矿脉及矿石特征

Fig. 3 Characteristics of ore veins and ores in Naoniushan Cu-Au deposit

- a. 脉状矿体;b. 细脉浸染状矿体;c. 块状构造矿石;
 - d. (细脉)稠密浸染状构造矿石;e. 与石英共生的脉状构造矿石;
 - f. 黄铁矿+磁黄铁矿+黄铜矿+毒砂等矿物组合矿石;
 - g. 方铅矿+闪锌矿+黄铁矿+石英等矿物组合矿石;
 - h. 黄铁矿+黄铜矿+方解石矿物组合矿石
- Ccp. 黄铜矿;Py. 黄铁矿;Po. 磁黄铁矿;Sp. 闪锌矿;Gn. 方铅矿;Apy. 毒砂;Bn. 斑铜矿;Cal. 方解石;Qtz. 石英

石、阳起石等。矿石结构(图 4)主要有交代残余结构、它形填隙结构、它形-半自形粒状结构、乳滴状结构、花岗状压碎结构、斑状压碎结构、浸蚀结构及包含结构等。矿石构造有块状(图 3c)、细脉浸染状(图 3d)和脉状(图 3e—g),偶见斑杂状构造等。铜矿石在地表处为氧化矿石,次生富集不发育,氧化深度 15~50 m,常见一些褐铁矿、孔雀石、斑铜矿等呈不规则的脉状、蜂窝状等。

3 样品来源、测试方法和测试结果

本次研究的测试样品均采自闹牛山矿区井下不同中段的矿体,样品为新鲜的不同矿物组合的硫化物矿石。将样品洗净晾干后进行粉碎,用筛子筛选出 40~60 目部分,在双目镜下挑选出纯度达 99% 以上的单矿物样品。其中,硫同位素样品 12 件,铅同位素样品 16 件。硫同位素测试采用 Delta V plus 同位素质谱仪,精度为 $\pm 0.2 \times 10^{-3}$,数据采用国际标准 V-CDT,以 $\delta(^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}})$ 给出。铅同位素组成的测定使用仪器的型号为 ISOPROBE-T,测试误差分别为: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: $2\sigma < 0.014$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: $2\sigma < 0.005$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: $2\sigma < 0.005$;测试步骤大致为:先用混合酸分解,然后用树脂交换法分离出铅,蒸干后用热表面电离质谱法进行铅同位素测量。测试单位为核工业北京地质研究院分析测试研究中心(2015)。

12 件硫化物单矿物的硫同位素测试结果见表 1。 $\delta(^{34}\text{S}) = 2.0 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$,均为正值,平均 2.41×10^{-3} ,极差 1.5×10^{-3} 。其中,9 件黄铁矿样品的 $\delta(^{34}\text{S}) = 2.0 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$,平均 2.43×10^{-3} ;2 件黄铜矿样品的 $\delta(^{34}\text{S}) = 2 \times 10^{-3} \sim 2.6 \times 10^{-3}$,平均 2.3×10^{-3} ;1 件闪锌矿样品的 $\delta(^{34}\text{S}) = 2.4 \times 10^{-3}$ 。

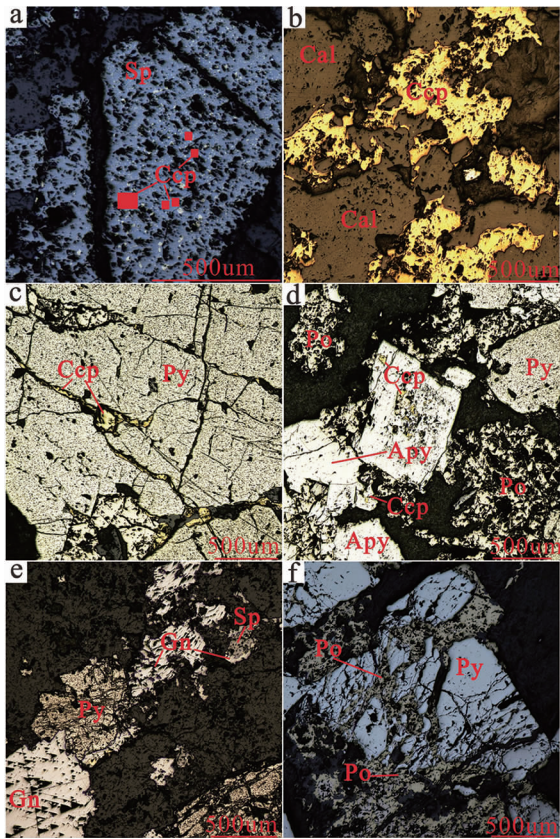


图 4 闹牛山铜金矿区矿石镜下典型结构特征

Fig. 4 The microscope photos showing the typical texture characteristics of ores from the Naoniushan Cu-Au deposit

- a. 乳滴状结构:黄铜矿呈乳滴状分布于闪锌矿中;
b. 它形填隙结构:黄铜矿呈它形充填于方解石等脉石矿物晶间空隙中;c. 它形填隙结构:黄铜矿呈它形充填于黄铁矿的晶间空隙;d. 交代星状结构黄铜矿于毒砂内部呈星状进行交代;e. 浸蚀结构:方铅矿浸蚀交代黄铁矿和闪锌矿;
f. 骸晶结构:黄铁矿被磁黄铁矿从内部和边缘交代呈骸晶状
Cep. 黄铜矿;Py. 黄铁矿;Po. 磁黄铁矿;Sp. 闪锌矿;
Gn. 方铅矿;Apy. 毒砂;Cal. 方解石

表 1 闹牛山铜金矿床硫化物的硫同位素组成

Table 1 The S isotopic compositions of sulfides from Naoniushan copper-gold deposit

样号	取样位置	样品特征	测试对象	$\delta(^{34}\text{S})/\times 10^{-3}$
2-1	4 号坑口 2 中段盲井 NE40°、150 m 处	脉状黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿矿石	黄铜矿	2.0
1N-23	1 号坑口 1 中段 23 号矿体北段掌子面	块状黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿矿石	黄铁矿	3.5
1-(7-4)	1 号坑口 1 中段 7-4 号矿体掌子面	稠密浸染状黄铁矿、黄铜矿、毒砂矿石	黄铁矿	2.5
2-6	1 号坑口 2 中段 6 号矿体掌子面	稠密浸染状黄铁矿、黄铜矿矿石	黄铁矿	2.1
5-(7-4)-1	1 号坑口 7-4 号矿体掌子面处	细脉浸染状黄铜矿、黄铁矿矿石	黄铁矿	2.3
6-(7-4)	2 号坑口 6 中段 7-4 号矿体掌子面	稀疏浸染状黄铜矿、黄铁矿矿石	黄铁矿	2.3
7-7-4-2	2 号坑口 7 中段 7-4 号矿体掌子面	稠密浸染状黄铜矿、黄铁矿矿石	黄铁矿	2.5
5N-6-7	2 号坑口 5 中段 6 号矿体北段掌子面	块状黄铁矿、黄铜矿矿石	黄铁矿	2.4
7-7-4	2 号坑口 7 中段 7-4 号矿体矿壁	块状黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿矿石	黄铁矿	2.0
5S-6-8-A	2 号坑口 5 中段 6 号矿体南段掌子面	块状黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿矿石	黄铜矿	2.6
7S-6-A	2 号坑口 7 中段 6 号矿体南段掌子面	块状黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿矿石	闪锌矿	2.4
7S-6	2 号坑口 7 中段 6 号矿体南段掌子面	块状黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿矿石	黄铁矿	2.3

表2 闹牛山铜金矿床硫化物的铅同位素组成及相关参数

Table 2 Pb isotopic compositions and their related parameters of sulfides in Naoniushan copper-gold deposit

样品编号	测试对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	ω	Th/U	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
2-1	黄铜矿	18.201	15.553	38.093	9.39	35.80	3.69	68.61	15.40	27.86
1-2-S	黄铁矿	18.306	15.488	37.877	9.26	33.78	3.53	62.35	10.46	15.13
1N-23	黄铁矿	18.228	15.573	38.183	9.43	36.21	3.72	70.59	16.73	30.50
2N-23	黄铁矿	18.207	15.553	38.101	9.39	35.80	3.69	68.62	15.38	27.88
4-23	黄铁矿	18.204	15.547	38.081	9.38	35.68	3.68	68.03	14.97	27.11
1-(7-4)	黄铁矿	18.216	15.56	38.132	9.41	35.95	3.70	69.31	15.85	28.81
2-6	黄铁矿	18.231	15.535	38.055	9.35	35.32	3.66	66.88	14.02	24.89
2-4	黄铁矿	18.181	15.51	37.968	9.31	35.00	3.64	64.38	12.41	22.79
5-(7-4)-1	黄铁矿	18.185	15.515	37.979	9.32	35.07	3.64	64.88	12.76	23.23
7-7-4-2	黄铁矿	18.348	15.637	38.422	9.54	37.14	3.77	76.96	20.87	36.57
5N-6-7	黄铁矿	18.169	15.496	37.919	9.28	34.73	3.62	63	11.46	21.09
7-7-4	黄铁矿	18.26	15.504	37.959	9.29	34.49	3.59	63.87	11.73	19.69
5S-6-8-A	黄铜矿	18.172	15.484	37.884	9.26	34.47	3.6	61.82	10.6	19.39
5S-6-8	黄铁矿	18.247	15.575	38.182	9.43	36.12	3.71	70.81	16.81	29.98
7S-6-A	闪锌矿	18.228	15.559	38.143	9.40	35.92	3.7	69.23	15.74	28.67
7S-6	黄铁矿	18.198	15.526	38.029	9.34	35.30	3.66	65.97	13.49	24.76
GN-1	安山岩	18.287	15.542	38.083	9.36	35.20	3.64	67.63	14.33	24.24
GN-2	安山岩	18.296	15.548	38.123	9.37	35.37	3.65	68.23	14.73	25.36
GN-3	闪长玢岩	18.411	15.521	38.114	9.31	34.49	3.59	65.74	12.47	19.95
GN-4	安山岩	18.329	15.537	38.248	9.35	35.60	3.68	67.19	13.84	27.05
GN-5	花岗闪长斑岩	18.505	15.638	38.431	9.53	36.33	3.69	77.31	20.43	31.9
GN-6	花岗闪长斑岩	18.51	15.646	38.417	9.54	36.32	3.68	78.1	20.98	31.8
GN-7	斜长石英斑岩	18.259	15.581	38.083	9.44	35.70	3.66	71.4	17.19	27.25

注:样品 GN-1 至 GN-7 的数据据文献[1]; $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega=^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, $\alpha=^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\beta=^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\gamma=^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$;
 $\Delta\alpha=(\alpha/\alpha_{m(t)}-1)\times 1\ 000$, $\Delta\beta=(\beta/\beta_{m(t)}-1)\times 1\ 000$, $\Delta\gamma=(\gamma/\gamma_{m(t)}-1)\times 1\ 000$, $\alpha_{m(t)}$ 、 $\beta_{m(t)}$ 和 $\gamma_{m(t)}$ 为 t 时地幔的值。

16件硫化物单矿物的铅同位素测试结果见表2。
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.169\sim 18.510$,平均18.269; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.484\sim 15.646$,平均15.549; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.877\sim 38.431$,平均38.109。

4 讨论

4.1 硫同位素

硫在成矿热液中扮演着矿化剂的重要角色,而硫同位素具有指示成矿时物理化学条件和矿床成因的作用。确定成矿流体中硫同位素组成及判断硫的来源,对推断矿床成矿物质来源及其成矿过程起着重要作用[8]。

硫同位素组成的研究,是一种判断矿床成矿物质来源的有效方法,确定成矿溶液的硫同位素平均组成($\delta(^{34}\text{S})_{\text{SS}}$),可用来判定硫化物沉淀时的环境和硫的来源[9]。对闹牛山矿床的野外调查和室内研究工作表明,该矿床中主要的金属矿物是硫化物,且较单一,极少见到硫酸盐类矿物;另外,实验数据分析结果表明,所有硫化物 $\delta(^{34}\text{S})$ 值都相对接近于零,

因此,成矿流体原始硫同位素组成可用硫化物的硫同位素组成近似代替。

当硫同位素分馏达到平衡时,平衡共生矿物硫同位素分配顺序为:硫酸盐>辉钼矿>黄铁矿>闪锌矿>磁黄铁矿>黄铜矿>方铅矿[10]。根据本次研究的测试结果,比较矿床中金属硫化物的 $\delta(^{34}\text{S})$ 平均值,黄铁矿($\delta(^{34}\text{S})=2.0\times 10^{-3}\sim 3.5\times 10^{-3}$,平均 2.43×10^{-3})>闪锌矿($\delta(^{34}\text{S})=2.4\times 10^{-3}$)>黄铜矿($\delta(^{34}\text{S})=2.0\times 10^{-3}\sim 2.6\times 10^{-3}$)。虽然各矿物间 $\delta(^{34}\text{S})$ 局部存在较小的重叠现象,但各硫化物的 $\delta(^{34}\text{S})$ 平均值总体呈逐渐变小的趋势,表明成矿期硫同位素分馏基本达到平衡。

陨石硫和幔源硫的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值范围较小,前者一般为 $0\pm 1\times 10^{-3}$,后者为 $0\sim 2\times 10^{-3}$ [11]。若矿石中 $\delta(^{34}\text{S})$ 变化不超过 10.0×10^{-3} 时,认为其硫的来源是均一的。从表1可见,闹牛山铜金矿床的 $\delta(^{34}\text{S})=2.0\times 10^{-3}\sim 3.5\times 10^{-3}$,变化范围较小,平均 2.41×10^{-3} ;从图5可见, $\delta(^{34}\text{S})$ 主要集中于 $2.0\times 10^{-3}\sim 2.5\times 10^{-3}$,呈较明显的塔式分布,具有幔源硫和陨石硫的特征,说明闹牛山铜金矿床中硫可能来自深源岩浆。区域上研究程度较高的矿床,如

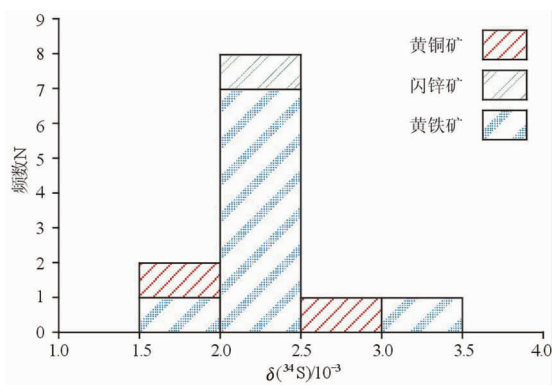


图 5 闹牛山铜金矿床硫同位素组成直方图

Fig. 5 Pb isotopic histogram of the Naoniushan copper-gold deposit

莲花山铜银矿床硫化物的 $\delta(^{34}\text{S}) = 1.0 \times 10^{-3} \sim 1.9 \times 10^{-3}$ [12], 布敦化铜银矿床硫化物的 $\delta(^{34}\text{S}) = 1.35 \times 10^{-3} \sim 4.93 \times 10^{-3}$ [13], 孟恩陶勒盖银多金属矿床硫化物的 $\delta(^{34}\text{S}) = -1.6 \times 10^{-3} \sim 4.6 \times 10^{-3}$ [14], 这些矿床的硫均来自深源岩浆。闹牛山铜金矿床矿石 $\delta(^{34}\text{S})$ 变化范围与上述矿床相似, 由此证明该铜金矿床硫主要来自岩浆热液。

4.2 铅同位素

铅同位素源区的一些特征值可提供一定的信息, 如 μ 值 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) 可提供地质体所经历地质作用的相关信息, 从而反映铅的来源 [15]。 $\mu > 9.58$, 即高 μ 值的铅或位于零等时线右侧的放射性成因铅被认为是来自 U、Th 相对富集的上部地壳物质 [16-17], 低 μ 值的铅一般可能来源于下地壳或上地幔 [18], 而低 μ 值和低 ω 值则认为是上地幔源 [17, 19], 低 μ 值和高 ω 值则为下地壳来源的特征 [17, 20]。从表 2 可见, 闹牛山铜金矿床中矿石铅同位素 μ 值变化范围较

窄, 为 9.26~9.54, 其平均值约为 9.36, 比地幔原始铅 μ 值的范围高, 但都比 9.58 小。矿石铅同位素 $\omega = 33.78 \sim 37.14$, 平均 35.42, 低于平均地壳铅的 ω 值 (36.84); 其中仅样品 7-7-4-2 的 ω 值 (37.14) 大于平均地壳铅的 ω 值, 其余均小于 36.84, 总体上具有幔源铅的特征。

矿石铅的 $\text{Th}/\text{U} = 3.53 \sim 3.77$, 平均约 3.66, 接近于地壳的 $\text{Th}/\text{U} = 4$, 这又显示出成矿物质具有壳源特征。因此, 闹牛山铜金矿床矿石铅的同位素组成特点为具有偏低的 μ 值和 ω 值, 表明矿石铅来源于富钍亏铀的源区, 总体上具有上地幔来源的特征, 并混染了地壳的物质。

对闹牛山铜金矿床矿石铅来源进行更深入的探讨。将矿石的铅同位素组成以及(次)火山岩同位素组成数据 [1], 投影到铅同位素构造模式图(图 6)中, 结果显示, 矿石与岩石铅同位素组成数据投点相近; 在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6a)上, 本次研究的 16 件样品, 其中 15 件样品投于地幔与造山带之间, 仅样品 7-7-4-2 投于造山带与上地壳之间。耿文辉等研究的 7 件岩石样品铅同位素组成, 其中 5 件投于地幔与造山带之间, 2 件花岗闪长斑岩样品投于造山带与上地壳之间; 在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6b)上, 样品均投于造山带演化线附近, 这说明铅的来源与造山作用关系密切。此外, 将所有数据投在构造环境判别图(图 7)上, 发现所有样品分布较集中, 均落入造山带区域。又因为造山作用本身就有地壳物质的混染, 综合上述分析, 推断闹牛山铜金矿床铅成矿物质主要来源于地幔, 并有地壳铅的混染。

通过软件 Geokit [21] 对研究数据进行处理计算,

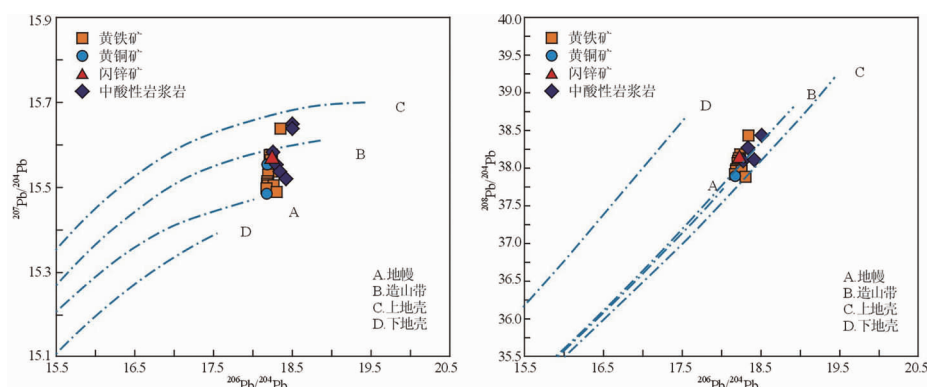


图 6 闹牛山铜金矿床矿物和岩石铅同位素构造模式图

(底图据文献[16])

Fig. 6 Pb isotope tectonic discriminant diagram of the Naoniushan copper-gold deposit

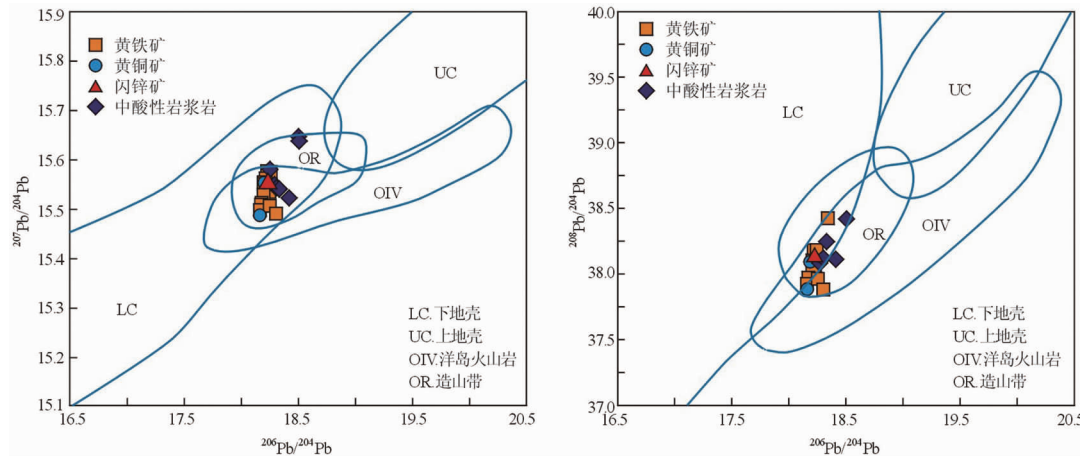


图7 闹牛山铜金矿床矿物和岩石铅同位素组成构造环境判别图解

(底图据文献[16])

Fig. 7 Tectonic environment discrimination diagrams according to Pb isotope compositions of rocks and minerals in Naoniushan copper-gold deposit

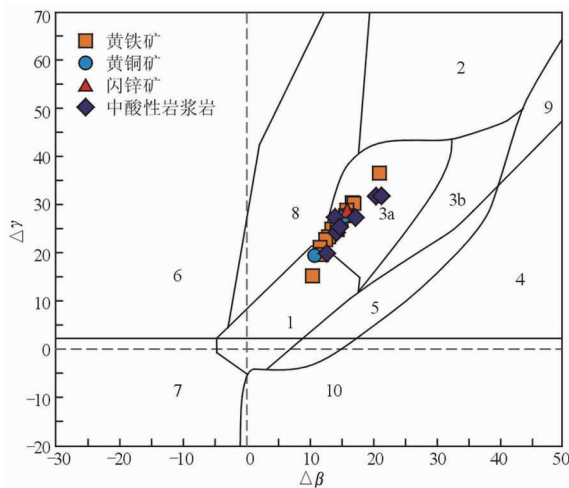


图8 闹牛山铜金矿区硫化物铅同位素

 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解

(底图据文献[22])

Fig. 8 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ diagram for genetic classification according to Pb isotope compositions of sulfides in Naoniushan copper-gold deposit

1. 地幔源铅; 2. 上地壳;
3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅
(3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用);
4. 化学沉积型铅; 5. 海底热水作用铅;
6. 中深变质作用铅; 7. 深变质下地壳铅; 8. 造山带铅;
9. 古老页岩上地壳铅; 10. 退变质铅

得到闹牛山铜金矿床矿石铅、岩石铅与同时代地幔铅的相对偏差 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 值(表2), 将其投影到铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解^[22](图8)上, 结果显示本次研究测试的16件矿石样品, 12件落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用成因铅同位素源

区, 4件样品落入地幔源铅的范围内, 但临近于地幔源铅与上地壳和地幔混合的俯冲带岩浆作用成因铅的界限; 耿文辉等研究的7件岩石样品铅同位素组成, 其中6件样品落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用成因铅同位素源区, 仅1件样品落入地幔源铅的范围内。总体上看, 样品基本上都落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用成因铅、造山带铅、地幔源铅三者的边界。因此, 闹牛山铜金矿床铅应该属于壳幔混合铅, 且Zartman的铅构造模式图(图6)中样品的分布特征与该结论基本上一致。综上所述, 闹牛山矿区成矿物质来源具有壳幔混合的特征。

5 结论

(1) 闹牛山铜金矿床矿石中金属硫化物的硫同位素塔式分布特征明显, 具有幔源硫和陨石硫的特征; 铅同位素特征表明铅成矿物质主要来源于地幔, 并有上部地壳铅的混染。因此, 闹牛山铜金矿床的成矿物质来源于深部幔源物质, 并有上部地壳物质的混染。

(2) 硫同位素组成范围较集中, 为 $2.0 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$, 平均为 2.41×10^{-3} , 呈塔式分布, 峰值出现在 $2.0 \times 10^{-3} \sim 2.5 \times 10^{-3}$, 具有幔源硫和陨石硫的特征。

(3) 矿石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.169 \sim 18.510$, 平均18.269; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.484 \sim 15.646$, 平均15.549; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.877 \sim 38.431$, 平均38.109; 铅同位素

组成较为均一,显示正常铅的组成特征。

致谢:在野外工作中得到内蒙古突泉县禧利多矿业有限公司和赤峰盛源地质勘查有限公司的大力支持,室内样品处理过程中得到邓莉明、刘艺璇等的大力帮助,在此表示衷心的感谢!

注释:

- ① 王学军,郝占宇,李占会,等. 内蒙古自治区突泉县闹牛山外围铜金矿物探工作报告. 赤峰盛源地质勘查有限公司,2013.

参考文献:

- [1] 耿文辉,姚金炎. 内蒙古东部闹牛山铜矿成矿地质背景分析[J]. 矿产与地质, 2004, 18(3): 240-244.
- [2] 冯刚,高树军,于铁. 浅析内蒙古东部闹牛山铜矿的成矿地质背景[J]. 中国新技术新产品, 2012(11): 139-139.
- [3] 李忠军. 闹牛山铜矿床火山岩及与成矿的关系[J]. 矿产与地质, 1995(3): 153-159.
- [4] 康明,岑况,罗先熔,等. 内蒙古东部闹牛山—巨里河铜多金属矿带岩浆活动与成矿的关系[J]. 现代地质, 2004, 18(2): 210-216.
- [5] 张百胜. 闹牛山铜矿床火山机构控矿特征及次火山岩系列演化[J]. 矿产与地质, 2000, 14(5): 299-302.
- [6] 孙家枢,高友库,冯刚. 大兴安岭中段闹牛山—巨里河一带火山构造体系及其控矿特征[J]. 内蒙古科技与经济, 2005(13): 51-53.
- [7] 潘启宇,沈鸿章,李文国,等. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1991: 636-646.
- [8] 陈永清,黄静宁,卢映祥,等. 中缅毗邻区金腊 Pb-Zn-Ag 多金属矿田元素? 稳定同位素和流体包裹体地球化学[J]. 地球科学:中国地质大学学报, 2009, 34(4): 585-594.
- [9] 翟德高,刘家军,王建平,等. 内蒙古甲乌拉大型 Pb-Zn-Ag 矿床稳定同位素地球化学研究[J]. 地学前缘, 2013, 20(2): 213-225.
- [10] 韩吟文,马振东,张房飞,等. 地球化学[M]. 北京:地质出版社, 2003: 213-259.
- [11] 马星华,陈斌. 大兴安岭南段敖伦花斑岩铜(铜)矿床成矿流体来源与成矿作用: 稳定同位素 C、H、O、S 和放射性 Pb 同位素约束[J]. 吉林大学学报:地球科学版, 2011, 41(6): 1770-1783.
- [12] 肖丙建,王伟德,张强,等. 内蒙古突泉县莲花山银铜矿床成矿地质背景探讨[J]. 地质与勘探, 2008, 44(1): 26-30.
- [13] 王湘云. 内蒙古布敦花铜矿床地质特征及矿床成因探讨[J]. 内蒙古地质, 1994(Z1): 63-77.
- [14] 朱笑青,张乾,何玉良,等. 内蒙古孟恩陶勒盖银铅锌铜矿床成因研究[J]. 矿床地质, 2004, 23(1): 52-60.
- [15] 武新丽,毛景文,周振华,等. 大兴安岭中南段布敦花铜矿床 H-O-S-Pb 同位素特征及成矿指示[J]. 中国地质, 2012, 39(6): 1812-1829.
- [16] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics: the model[J]. Tectonophysics, 1981, 75 (1/2): 135-162.
- [17] 吴开兴,胡瑞忠,毕献武,等. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述[J]. 地质地球化学, 2002, 30(3): 73-81.
- [18] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1975, 26(2): 207-221.
- [19] Kamona A F, Lévêque J, Friedrich G, et al. Lead isotopes of the carbonate-hosted Kabwe, Tsumeb, and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan African orogenesis in the Damaran-Lufilian fold belt of Central Africa[J]. Mineralium Deposita, 1999, 34(3): 273-283.
- [20] Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics, the phanerozoic[J]. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1979: 22-70.
- [21] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 459-464.
- [22] 朱炳泉,李献华,戴樟谟,等. 地球科学中同位素体系理论与应用:兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京:科学出版社, 1998: 1-330.

S, Pb isotope geochemistry and ore material source of Naoniushan Cu-Au deposit in middle part of the Da Hinggan Mountains

HE Haigen^{1,2}, YANG Yongqiang^{1,2}, WU Liwen³, QIAN Mengxuan^{1,2},

NIU Jifang^{1,2}, LI Hao^{1,2}, LIU Huijin⁴, SUN Yingqiang⁵

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resource, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. School of Earth Sciences and Resources,

China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Institute of Geological Survey of Inner Mongolia, Hohhot 010020, China; 4. Nonferrous Metals Geological

Bureau of Inner Mongolia, Hohhot 010010, China;

5. Geologic Party No. 243, CNNC, Inner Mongolia, Chifeng 024000, China)

Abstract: S, Pb isotope of Naoniushan Cu-Au deposit is systematically studied to explore its ore material source. The $\delta^{34}\text{S}$ values are positive, $2.0 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$ distributed in tower shape with peak values of $2.0 \times 10^{-3} \sim 2.5 \times 10^{-3}$ that is characteristic of the mantle-derived sulfur and meteorite sulfur. Value of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varies in the range of $18.169 \sim 18.510$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $15.484 \sim 15.646$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $37.877 \sim 38.431$ show more homogeneous Pb isotopic composition that is characteristic of normal Pb and μ , ω values are lower reflecting that the source area of the ore is rich in Th and depleted in U. In the Pb isotope tectonic discriminant diagram of Zartman main points of the values fall between the mantle and orogenic belt and near the evolution line of the orogenic belt; in $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ genetic classification diagram, values of 12 samples fall in the Pb isotope source area of subduction zone where upper crust and mantle material-mixed magma occur.; values of 4 samples in Pb source area of mantle but the fall points adjacent to the boundary of the subduction and the mantle source area. Therefore, it is believed that the main source of the deposit is the mantle and incorporated with the crustal material contamination. This is significance of guiding the study of metallogenic regularity of copper-polymetallic ore deposits in middle-south part of the Da Hinggan Mountains ore belt.

Key Words: Naoniushan Cu-Au deposit S isotope; Pb isotopes; ore material source; geochemistry; Da Hinggan Mountains; Inner Mongolia