

北祁连桦树沟铜矿床矿物学和硫同位素特征 及其成矿意义*

杨秀清^{1,2}, 张作衡^{3**}, 段士刚², 赵辛敏⁴, 田宏海⁵, 杨作华⁵

(1 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 3 中国地质科学院, 北京 100037; 4 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054; 5 酒泉钢铁集团镜铁山矿, 甘肃 嘉峪关 735100)

摘要 桦树沟铜矿床位于北祁连加里东造山带西段。铜矿体赋存于镜铁山 BIF 型铁矿床桦树沟矿区 FeV 矿体下盘, 矿体受断裂构造控制, 矿化岩石主要为铁碧玉岩、石英绢云母千枚岩和碳质千枚岩, 围岩蚀变可见硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化。文章对块状铜矿石(富铜矿体)和脉状铜矿石(千枚岩型铜矿体)进行了野外地质特征、矿物学和硫同位素对比研究。富铜矿体与地层产状基本一致, 块状矿石矿物组合为黄铜矿+少量黄铁矿+石英+碳酸盐矿物+重晶石, 黄铜矿低 S、Cu, 高 Fe。脉状矿石主要表现为石英-碳酸盐-硫化物脉沿千枚理或裂隙产出, 矿石矿物组合为黄铜矿+黄铁矿+黝铜矿+镜铁矿+石英+碳酸盐矿物+绢云母+绿泥石, 黄铜矿低 S 高 Fe。块状铜矿石中黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 15.6‰~17.4‰, 暗示硫主要来自同期海水。脉状矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值低于块状矿石中黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 黄铜矿、黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围分别为 13.2‰~16.2‰和 9.3‰~13.4‰, 暗示硫可能主要来自受还原的硫化物和硫酸盐矿物。以上研究表明块状铜矿石和脉状铜矿石可能为不同热事件的产物, 结合前人研究成果, 笔者认为桦树沟铜矿床为海底喷流沉积叠加后期热液改造成因。绿泥石温度计指示后期热液成矿温度为 222℃ 左右。

关键词 地质学 矿物化学 硫同位素 铜矿床 桦树沟 北祁连

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Mineralogical and sulfur isotope characteristics of Huashugou copper deposit in Northern Qilian: Implications for metallogenesis

YANG XiuQing^{1,2}, ZHANG ZuoHeng³, DUAN ShiGang², ZHAO XinMin⁴,
TIAN HongHai⁵ and YANG ZuoHua⁵

(1 School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4 Xi'an Center of China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 5 Jingtieshan Mine, Jiuquan Iron and Steel Group, Jiayuguan 735100, Gansu, China)

Abstract

The Huashugou copper deposit is located in the western part of the Northern Qilian Caledonian orogenic belt. Copper orebodies exist at the footwall of the FeV iron orebody in Huashugou mine of the Jingtieshan BIF-type iron deposit, and are controlled by faults. The Cu mineralization mainly occurs in iron jasperite, quartz-

* 本文由国土资源部公益性行业专项(编号:200911007-16)和中国地质调查局地质调查项目(编号:1212011120988)联合资助

第一作者简介 杨秀清,男,1987年生,博士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:xiuqing2008@126.com

** 通讯作者 张作衡,男,1971年生,博士,研究员,主要从事成矿作用和矿床地球化学研究。Email:zuoheng@hotmail.com

收稿日期 2014-12-03; 改回日期 2015-11-25。张绮玲编辑。

sericite phyllite and carbonaceous phyllite. Wall-rock alteration includes silicification, carbonatization, sericitization and chloritization. This paper presents a detailed comparative description of the field geology, mineral chemistry and sulfur isotope compositions of massive copper ores (mainly hosted in high-grade copper orebodies) and vein-type copper ores (mainly hosted in phyllite-type copper orebodies). The attitude of the high-grade copper orebodies is concordant with the strata. The copper ores are composed of chalcopyrite with low content of Cu, S and high content of Fe, as well as minor pyrite, quartz, carbonate minerals and barite. Nevertheless, the vein-type copper ores occur as quartz-carbonate-sulfide vein, and are distributed along phyllitic foliation or in the fissure. The copper ores are composed of chalcopyrite with low content of S and high content of Fe, pyrite, tetrahedrite, specularite, quartz, carbonate minerals, sericite and chlorite. The $\delta^{34}\text{S}$ values of chalcopyrite from massive copper ores range from 15.6‰ to 17.4‰, which suggests a contemporaneous marine origin. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides from vein-type ores are significantly lower than the values of massive ores. The $\delta^{34}\text{S}$ values of chalcopyrite vary from 13.2‰ to 16.2‰, and the $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite vary from 9.3‰ to 13.4‰, which suggests that the sulfur was derived from early sulfide and sulfate dominated by hydrothermal reduction. All of the above data indicate that massive ores and vein-type ores are products of different thermal events. Combined with previous studies, the authors hold that the Huashugou copper deposit belongs to submarine exhalation sedimentation-late hydrothermal fluids reform type. The chlorite geothermometer indicates that ore-forming temperature of the late hydrothermal stage is 222°C.

Key words: geology, mineral chemistry, sulfur isotope, copper deposit, Huashugou, Northern Qilian

北祁连造山带是中国典型的加里东造山带,同时也是备受关注的铁铜金成矿带(毛景文,2003),产出有著名的镜铁山式铁矿床、白银厂式和石居里式铜矿床。20世纪80年代后期,冶金工业部西北地质勘查局第五地质队在镜铁山铁矿床桦树沟矿区FeV铁矿体之下发现了铜矿体,引起矿山与地学界的高度重视,已探明铜金属储量达20万吨,平均品位1.82%(毛景文等,1997;Sun et al.,1998;夏林圻等,1999)。

前人对桦树沟铁矿进行了大量的研究(杨化洲等,1991;周涛发等,1997;刘华山等,1998;薛春纪等,1997;Sun et al.,1998;毛景文等,2003),铁矿石具有明显的条带状构造,主要由碧玉、镜铁矿(赤铁矿)、菱铁矿和重晶石组成,矿石具有明显的Eu正异常,大多数学者认为桦树沟铁矿为海底喷气成因的条带状铁建造(BIF)(Zhang et al.,2014;Li et al.,2014;Yang et al.,2015)。但是对于桦树沟铜矿的成因还存在争议,有层控同生热液改造型(杨化洲等,1991)、海底热水沉积(变质)后期热液改造型(黄永平等,1992;周涛发等,1997)、喷流沉积型(Sedex)(薛春纪等,1997;刘华山等,1998;Sun et al.,1998)、加里东岩浆热液型(赵东宏等,2002;2003;毛景文等,2003;张兰英等,2008)等。但归纳起来,主要是同生海底喷流成矿和后生热液成矿两

种争议。前人研究表明,与条带状铁建造(BIF)有关的铜矿床与BIF可能为同期形成,例如巴西Carajás省Igarapé Bahia Cu-Au矿床(Dreher et al.,2008),也可能为后期热液成因,例如中国海南石碌BIF中的铜钴矿(许德如等,2012)。最新工作表明,北祁连西段镜铁山式铁矿床的下盘普遍发育铜矿化,可能具有较大的找铜矿潜力。因此深入研究桦树沟铜矿床,对理解北祁连该类型铜矿床成因及矿产勘查至关重要。桦树沟地区铜矿石类型较多,不同铜矿石类型可能代表了不同的成因信息。本次研究在桦树沟铜矿床发现一层富铜矿体(块状),显示与其他铜矿体不同的野外地质特征。结合以往研究资料以及最新发现的野外地质现象,本文补充分析了不同类型铜矿石中硫化物的成分和硫同位素数据,结合蚀变矿物的成分特征,为重新探讨矿床成因及成矿过程提供更多依据。

1 区域和矿区地质特征

北祁连造山带是一个典型的加里东造山带。该区自元古宙以来经历了大陆裂谷、板块作用(俯冲和闭合作用)和陆内造山3种构造体制(夏林圻等,2003;Song et al.,2013),主要出露元古宙到新生代地层(杨化洲等,1991)。桦树沟铜矿床位于镜铁山

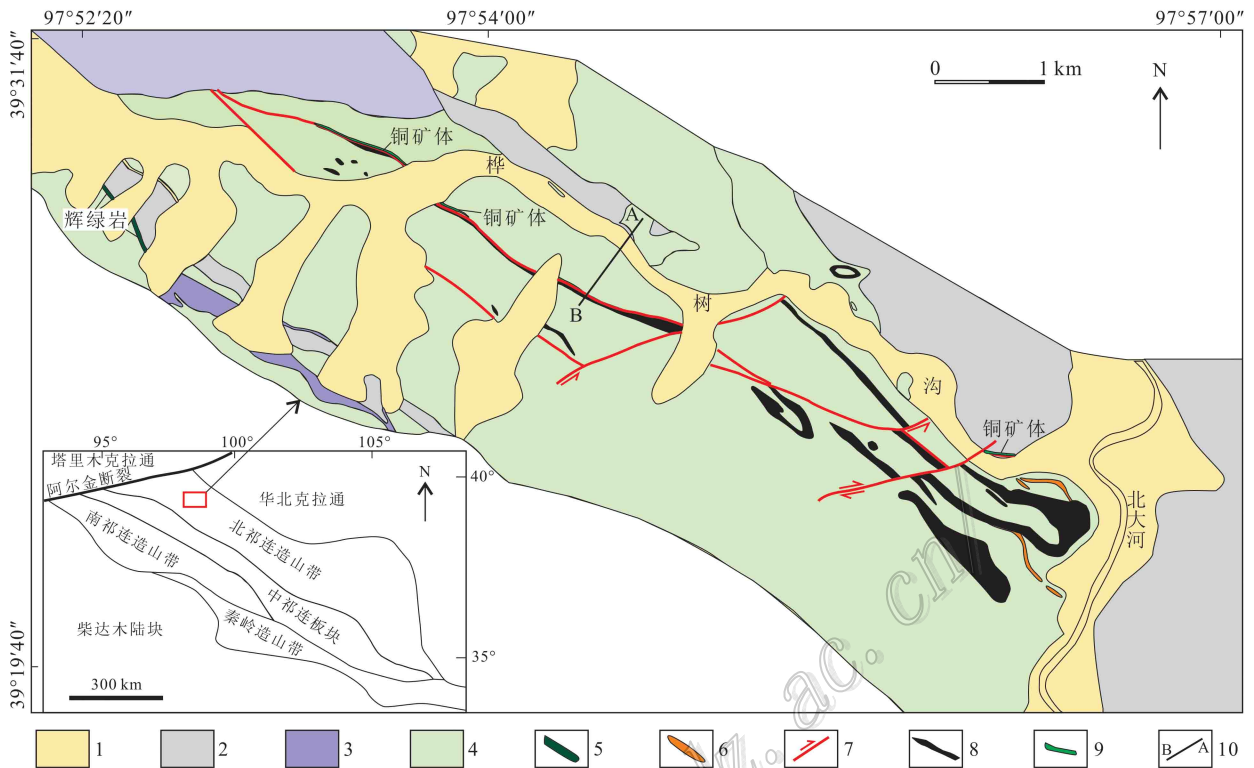


图1 桦树沟铁铜矿地质图(据刘华山等,1998 修改)

1—第四系; 2—石英岩; 3—大理岩; 4—千枚岩; 5—辉绿岩; 6—石英闪长玢岩; 7—断层; 8—铁矿体; 9—铜矿体; 10—剖面位置

Fig. 1 Geological map of the Huashugou iron-copper deposit (modified after Liu et al., 1998)

1—Quaternary; 2—Quartzite; 3—Marble; 4—Phyllite; 5—Diabase; 6—Quartz-diorite porphyrite; 7—Fault; 8—Iron orebody; 9—Copper orebody; 10—Geological section

铁矿桦树沟矿区西段。矿区出露地层主要为中元古界镜铁山群下岩组,地层由新到古依次是杂色千枚岩、石英岩、石英绢云母千枚岩、碳质千枚岩、钙质千枚岩、灰绿色千枚岩、铁矿床和黑灰色千枚岩,变质程度为低绿片岩相(图1)。铜矿床位于镜铁山矿桦树沟矿区西部的V号铁矿体下盘(图2a和图3a~e),矿化岩石或赋矿围岩由上而下依次是铁碧玉岩、灰绿色石英绢云母千枚岩和黑色碳质千枚岩(图2)。

区内主要构造为加里东期NW向紧密向斜褶皱和逆冲断层,局部发育NNW向剪切断裂。桦树沟铁铜矿床中F10断裂是最主要的控矿断裂,位于V号铁矿体的底板,断层走向与岩层走向基本一致,倾角 $75\sim 80^\circ$ (毛景文等,2003)。铜矿体赋存于FeV矿体下部和底板围岩中,矿体受多层地层控制,主要包括铁碧玉岩、灰绿色千枚岩层和碳质千枚岩层(图2b),产状基本与地层产状一致,矿体主要由CuI和CuII和6个小矿体组成。CuI主要为铁碧玉岩容矿

铜矿体,长1010 m,厚 $0.94\sim 34.49$ m,延伸 $200\sim 470$ m,呈似层状和透镜状,矿体倾向 $210\sim 230^\circ$,倾角 $60\sim 85^\circ$,平均品位2.97%。CuII矿体分布于矿体下部的蚀变千枚岩中,矿体呈层状或透镜体状,最大延长大于600 m,厚度 $1\sim 23.1$ m,平均厚6.17 m。矿体倾向 210° ,倾角 $60\sim 75^\circ$,平均品位2.77%(毛景文等,2003)。其余铜矿体多呈透镜状产出。

矿石自然类型主要有铁碧玉岩型(图3a、3e)和千枚岩型(图3c、3d)。本次发现的富铜矿体主要位于铁碧玉岩型铜矿底板,属于CuI矿体。矿石组构比较复杂,主要有脉状构造、块状构造、角砾状构造、浸染状构造,少见条带状构造,半自形-他形粒状结构、交代结构、包含结构。矿石矿物主要为黄铜矿和黄铁矿,少量的斑铜矿、黝铜矿、镜铁矿、菱铁矿和孔雀石等,脉石矿物主要为石英、碳酸盐矿物(铁白云石和白云石)、重晶石、绢云母和绿泥石等。条带状矿石多分布在矿体上部或中上部(该类矿石目前大多已被采完,前人研究认为这类矿石可能为原始

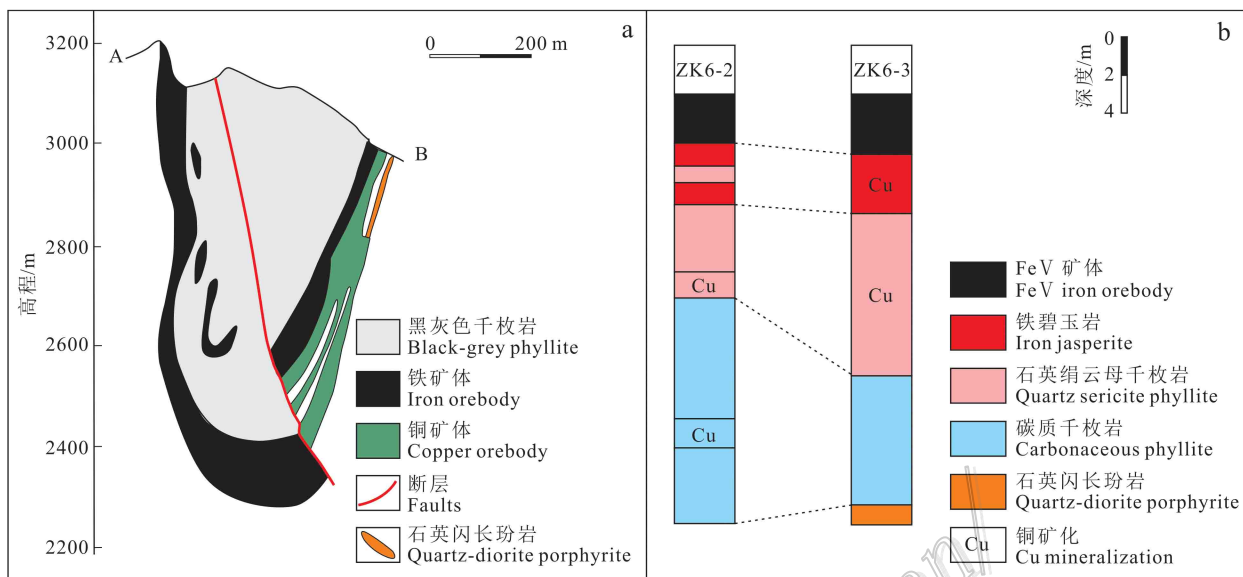


图2 桦树沟铁铜矿剖面图(a, 据薛春纪等, 1997)和地层柱状图(b, 据毛景文等, 2003)

Fig. 2 Geological section (a, after Xue et al., 1997) and stratigraphic columnar section (b, after Mao et al., 2003) of the Huashugou iron-copper deposit

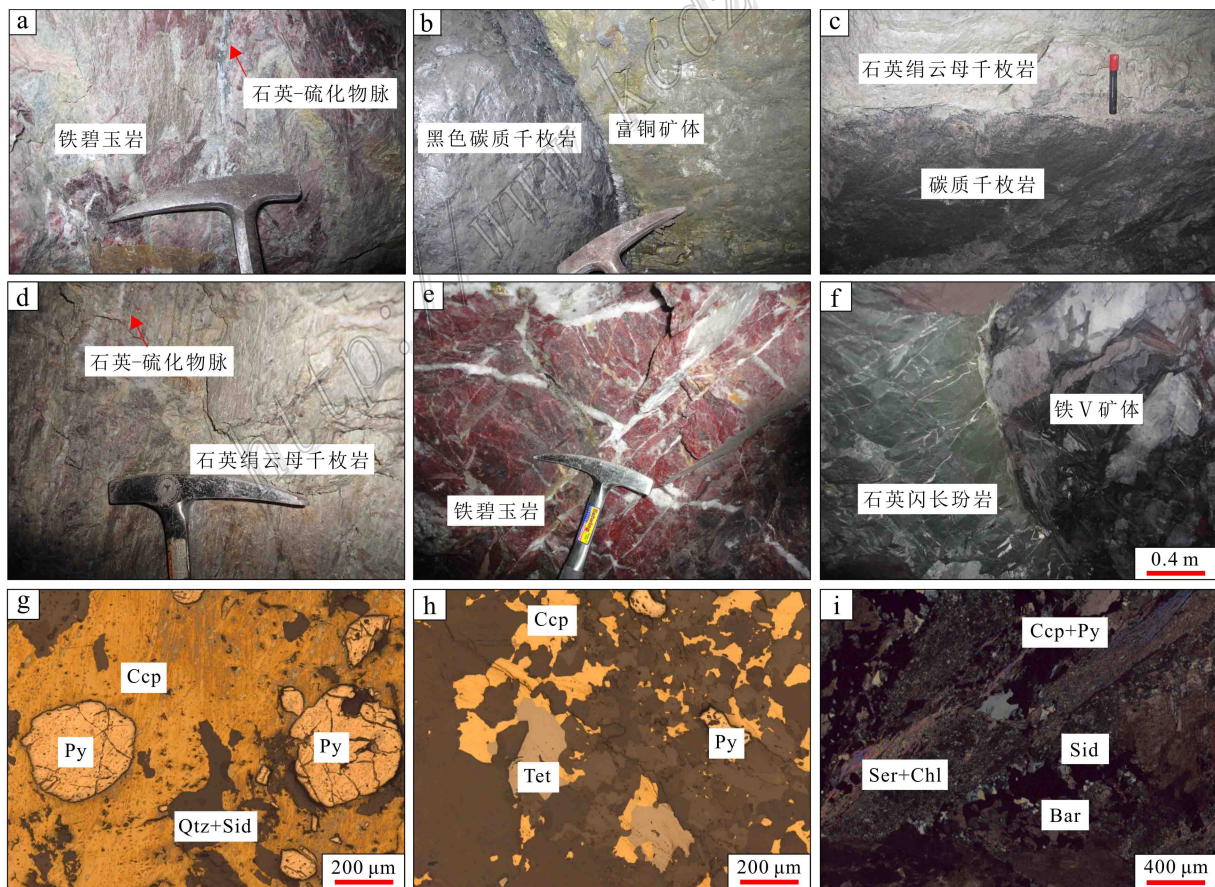


图3 桦树沟铁铜矿野外和显微照片

a. 铁碧玉岩中石英-硫化物脉; b. 富(块状)铜矿体可见碳质千枚岩; c. 石英绢云母千枚岩与碳质千枚岩界限截然; d. 石英绢云母千枚岩

中石英-硫化物脉;e. 碎裂含铜铁碧玉岩;f. 石英闪长玢岩脉;g. 块状铜矿石反射光显微照片;h. 脉状铜矿石反射光显微照片;i. 绿泥石化、绢云母化含铜千枚岩

Ccp—黄铜矿;Py—黄铁矿;Qtz—石英;Sid—菱铁矿;Ser—绢云母;Bar—重晶石;Chl—绿泥石;Tet—黝铜矿

Fig. 3 Field photographs and microphotographs of the Huashugou iron-copper deposit

a. Quartz-sulfide vein in the iron jasperite; b. High-grade (massive) copper orebodies in fault contact with carbonaceous phyllite; c. Clear distinction between quartz-sericite phyllite and carbonaceous phyllite; d. Quartz-sulfide vein in the quartz-sericite phyllite. e. Cataclastic copper-bearing iron jasperite; f. Quartz diorite porphyrite dike; g. Massive copper ore, reflected light; h. Vein-type copper ore, reflected light; i. Copper-bearing phyllite with sericitization and chloritization

Ccp—Chalcopyrite; Py—Pyrite; Qtz—Quartz; Sid—Siderite; Ser—Sericite; Bar—Barite; Chl—Chlorite; Tet—Tetrahedrite

喷流沉积成因(黄永平等,1992),块状矿石多分布于矿体的中部(富铜铜石主要为块状构造),脉状构造的矿石多分布于矿体的中部或下部;角砾状矿石主要分布于铁碧玉岩内,浸染状矿石多分布于矿体的边部(黄崇轲等,2001)。铜矿体围岩蚀变主要为中低温热液蚀变,可见硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化,以前3种蚀变为主。蚀变分带清晰,其中内带主要为硅化和绢云母化,外带为绿泥石化。

矿区内侵入岩主要为辉绿岩和加里东期石英闪长玢岩(图3f),沿矿区内断裂带分布,其中石英闪长玢岩在空间上与铜矿化关系密切。

2 样品描述和分析测试

桦树沟铜矿石类型较多,本次研究发现一层富铜矿体沿黑色碳质千枚岩边部产出,其上盘岩石为碧玉岩,矿层厚约2~4 m,产状与黑色碳质千枚岩基本一致,局部为断层接触,属于Cu I矿体(图3b)。铜矿石主要呈块状构造,矿石矿物主要为黄铜矿,含量较高,高达75%,黄铜矿呈他形,颗粒较粗。其次可见少量黄铁矿,黄铁矿呈浑圆状,可见溶蚀现象。脉石矿物为石英、重晶石和碳酸盐矿物(图3g),这类铜矿石显示出明显不同于千枚岩型铜矿的特征。千枚岩型铜矿中石英-碳酸盐-硫化物脉主要沿千枚理和千枚岩中的裂隙分布,其黄铜矿含量变化较大,金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿和镜铁矿等,脉石矿物主要为石英、碳酸盐矿物、绢云母和绿泥石等(图3h、3i)。其中黄铜矿为细粒他形,通常交代黄铁矿,黄铁矿自形-半自形,常伴随有碎裂结构。本次研究将上述块状矿石(富铜矿体)与脉状矿石(千枚岩型铜矿)两类铜矿石进行了系统的矿物学和硫同位素对比研究。块状矿石采自桦树沟Cu II矿体2860水平黑色碳质千枚岩边部,矿石品位较高,可达20%以上(图3b)。脉状矿石采自桦树沟Cu II矿体

2760水平处,为千枚岩型铜矿石,矿石品位较低(图3d)。

矿物电子探针分析测试在中国地质科学院矿产资源研究所JEOL JXA8230型电子探针完成,加速电压20 kV,电流20 nA,束斑直径5 μm 。前人对桦树沟铜矿床已做了大量的硫同位素研究,但是缺少不同类型铜矿石的对比分析,本文补充测试了上述两类铜矿石中硫同位素组成。矿石样品主要采自桦树沟矿区井下,样品新鲜,未见风化蚀变。硫同位素测试在核工业北京地质研究院测试研究中心仪器型号为Finnigan MAT-251型质谱仪上完成,以Cu₂O做氧化剂制备测试样品,测试结果采用国际标准CDT表达,分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。

3 测试结果

3.1 电子探针测试结果

3.1.1 黄铁矿

用于电子探针测试的黄铁矿均为脉状矿石(石英-硫化物脉)中的黄铁矿,黄铁矿半自形-自形,可见明显的碎裂结构,被黄铜矿交代。黄铁矿的 $w(\text{Fe})$ 46.35%~47.54%,平均46.86%; $w(\text{S})$ 51.87%~53.59%,平均52.98%,S/Fe比值为1.90~2.01,平均1.97(表1)。与黄铁矿理论值(Fe 46.55%,S 53.45%)相比,铁含量较高,硫含量较低。Co和Ni含量都很低, $w(\text{Co}) > w(\text{Ni})$ 。

3.1.2 黄铜矿

本文测试对象为块状铜矿石和脉状铜矿石中的黄铜矿。脉状矿石中黄铜矿含 $w(\text{S})$ 33.87%~34.85%,平均34.51%; $w(\text{Fe})$ 30.41%~31.49%,平均30.68%; $w(\text{Cu})$ 34.43%~34.73%,平均34.58,其次含少量的Pb(0~0.16%,平均为0.07%)。Co和Ni含量都很低, $w(\text{Co}) > w(\text{Ni})$ (表1)。块状矿石中黄铜矿含量较高,可高达75%,

表 1 硫化物电子探针分析结果($\mu(B)\%$)Table 1 Electron microprobe analyses of sulfides($\mu(B)\%$)

项目	黄铁矿(脉状矿石, $n=8$)			黄铜矿(脉状矿石, $n=6$)			黄铜矿(块状矿石, $n=7$)			黝铜矿(脉状矿石, $n=6$)		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
Se	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As	0	0.12	0.05	0	0.06	0.01	0	0.04	0.01	2.67	3.20	3.00
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.05	0.01
S	51.87	53.59	52.98	33.87	34.85	34.51	33.63	34.90	34.18	25.13	25.71	25.52
Pb	0	0.09	0.03	0	0.16	0.07	0	0.05	0.02	0	0.09	0.03
Bi	0	0.02	0	0	0.04	0.01	0	0.07	0.01	0	0.24	0.12
Sb	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	24.57	25.64	25.07
Fe	46.35	47.54	46.86	30.41	31.49	30.68	30.39	31.44	30.97	3.78	3.97	3.91
Co	0.05	0.12	0.08	0.03	0.07	0.05	0.02	0.06	0.03	0	0.03	0.02
Cr	0	0.04	0.01	0	0.02	0.01	0	0.03	0	0	0	0
Zn	0	0.05	0.02	0	0.07	0.03	0	0.06	0.02	0.74	1.25	1.09
Cu	0	0.04	0.02	34.43	34.73	34.58	33.96	34.75	34.48	41.57	42.19	42.00
Ni	0	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0	0.09	0.02	0	0.04	0.01	0	0.08	0.02	0	0.04	0.01
总和	98.27	101.72	100.08	98.74	101.54	99.96	98.00	101.48	99.74	98.46	102.41	100.78
S/Fe	1.90	2.01	1.97	1.87	2.00	1.96	1.87	2.00	1.92	11.23	11.57	11.38
Fe/Cu				1.00	1.04	1.01	1.00	1.03	1.02			

注:比值单位为1,空格表示未计算。

$\mu(S)$ 33.67% ~ 34.90%, 平均 34.18%; $\mu(Fe)$ 30.39% ~ 31.44%, 平均 30.97%; $\mu(Cu)$ 33.96 ~ 34.75, 平均 34.38%。Pb 含量很低(0 ~ 0.05%, 平均 0.02%)。Co 和 Ni 含量都很低, $Co > Ni$ (表 1)。与标准黄铜矿理论值(S 34.92%, Fe 30.52%, Cu 34.56%)相比,脉状铜矿石中黄铜矿 S 含量明显较低, Fe 含量较高,铜含量接近理论值;块状矿石黄铜矿 S 明显低于脉状矿石, Fe 含量明显较高, Cu 含量明显低于理论值。

3.1.3 黝铜矿

黝铜矿主要产于脉状铜矿石中,在铜矿体上部略多,呈他形粒状集合体、细脉状嵌布在黄铜矿石英脉中,也有与黄铜矿连生嵌布于石英晶隙中。 $\mu(S)$ 为 25.13% ~ 25.71%, 平均 25.52%, $\mu(Sb)$ 为 24.57% ~ 25.64%, 平均 25.07%; $\mu(Cu)$ 为 41.57% ~ 42.19%, 平均 42.00%; $\mu(As)$ 为 2.67% ~ 3.20%, 平均 3.00%; $\mu(Fe)$ 为 3.78% ~ 3.97%, 平均 3.91%, $\mu(Zn)$ 为 0.74% ~ 1.25%, 平均 1.09%(表 1)。与理论值(S 25%, Sb 29%, Cu 46%)相比, S 含量略高, Sb 和 Cu 含量略低,这是由于 Sb 和 Cu 被 As、Fe、Zn 替代。

3.1.4 绢云母

绢云母主要赋存在脉状铜矿石中,是千枚岩中常见的变质/蚀变矿物组分。本区绢云母均有不同

程度的绿泥石化,以致大多绢云母电子探针数据获得的是混合信息,3 个未见绿泥石化的数据见表 2: $\mu(SiO_2)$ 46.43% ~ 48.02%, $\mu(Al_2O_3)$ 35.08% ~ 37.02%, $\mu(K_2O)$ 9.06% ~ 9.77%, 其他氧化物含量较低, $\mu(Cl)$ 为 0.01% ~ 0.02%, F 含量很低。

3.1.5 绿泥石

绿泥石化呈不规则状或细脉状,主要为交代绢云母形成(图 3i),部分绿泥石也混有绢云母的信息(K_2O 含量较高),本次测试的绿泥石均为脉状铜矿石中的绿泥石,五个有效点测试数据结果见表 2, $\mu(SiO_2)$ 变化范围为 25.60% ~ 26.55%, $\mu(FeO)$ 为 23.00% ~ 24.84%, $\mu(Al_2O_3)$ 18.81% ~ 19.49%, $\mu(MgO)$ 为 15.16% ~ 17.11%, 其他元素含量较低, $\mu(Cl)$ 为 0 ~ 0.02%, 基本不含 F。在绿泥石分类图解中(赵杏媛等, 1990)投影,全为镁铁绿泥石。 $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$ 比值为 0.43 ~ 0.48(平均 0.46)。根据公式 $d_{001} = 14.339(0.1155Al^{IV}(0.0201Fe^{2+}, t(^\circ C)) = (14.379 - d_{001})/0.001$ (基于 14 个氧原子数, Nieto, 1997; Battaglia, 1999), 获得绿泥石形成温度为 216.67 ~ 227.72 $^\circ C$, 平均 222 $^\circ C$ 。

3.2 硫同位素

本次测试的黄铁矿和黄铜矿硫同位素值变化范围相对较小,不同于前人所得的硫同位素值(具有较大的变化范围,例如薛春纪等, 1997; 刘华山等, 1998;

表 2 绢云母和绿泥石电子探针分析结果(w(B)/%)

Table 2 Electron microprobe analyses of sericite and chlorite (w(B)/%)

分析项目	绢云母			绿泥石				
	1	2	3	1	2	3	4	5
F		0.37			0.18			
Na ₂ O	0.29	0.26	0.18	0.01	0.11	0.03	0.07	0.05
MgO	0.38	0.68	0.76	15.16	15.73	15.89	17.11	16.24
Al ₂ O ₃	37.02	35.08	36.19	18.81	19.49	19.37	19.10	19.20
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0	0
K ₂ O	9.10	9.77	9.06	0.01	0.09	0.05	0	0.03
CaO	0.11	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03		0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
BaO	0.20	0.21	0.22		0.03	0.01		0.01
FeO	0.90	0.76	0.96	24.44	24.63	24.84	22.95	24.48
MnO	0	0.03		0.40	0.13	0.04	0.17	0.07
TiO ₂	0.04	0.43	0.07		0.04			0.01
SiO ₂	46.43	48.02	47.71	26.41	25.60	26.13	26.55	26.14
CuO	0.16	0.01	0.03	0.02	0.04			
Cr ₂ O ₃			0.07	0.01		0.05	0.02	0.01
NiO	0.01	0.01	0.04	0.03	0.05	0.01	0.04	
V ₂ O ₃	0.05	0.06	0.03	0.09			0.05	0.04
CoO	0.04	0.01	0.03	0.09	0.06	0.05	0.03	0.03
SO ₃	0.05		0.06	0.02	0.06	0.05		0.03
总和	94.80	95.77	95.46	85.56	86.30	86.58	86.10	86.39

注：空格表示未达检测限或未计算。

表 3 桦树沟铁铜矿床硫化物硫同位素测试结果

Table 3 Sulfur isotope compositions of sulfides from the Huashugou iron-copper deposit

样品编号	矿物	$\delta^{34}S_{V-PDB}/\text{‰}$	矿石类型
HSG-30	黄铜矿	16.7	块状铜矿石
HSG-32	黄铜矿	15.6	块状铜矿石
HSG-34	黄铜矿	16.8	块状铜矿石
HSG-35	黄铜矿	16.8	块状铜矿石
HSG-125	黄铜矿	16.9	块状铜矿石
HSG-127	黄铜矿	17.4	块状铜矿石
HSG-41	黄铜矿	13.2	脉状铜矿石
HSG-121	黄铜矿	15.6	脉状铜矿石
HSG-133	黄铜矿	15.5	脉状铜矿石
HSG-134	黄铜矿	16.2	脉状铜矿石
HSG-26	黄铁矿	10.9	脉状铜矿石
HSG-27	黄铁矿	9.3	脉状铜矿石
HSG-28	黄铁矿	11.4	脉状铜矿石
HSG-33	黄铁矿	13.4	脉状铜矿石

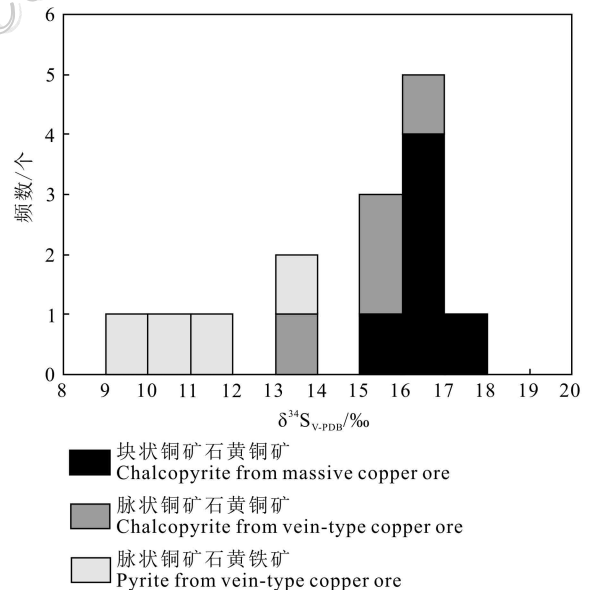


图 4 桦树沟铁铜矿床硫同位素直方图
Fig. 4 $\delta^{34}S$ histogram of sulfides from the Huashugou iron-copper deposit

毛景文等, 2003), 这可能是由于本次测试的铜矿石类型比较单一(块状矿石和脉状矿石)。硫同位素测试结果见表 3 和图 4, 块状矿石中黄铜矿 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 15.6‰~17.4‰, 平均为 16.7‰; 脉状矿石中黄铜矿低于块状矿石中黄铜矿 $\delta^{34}S$ 值, 变化范围为 13.2‰~16.2‰, 平均为 15.1‰, 脉状矿石中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 相对较低, 变化范围为 9.3‰~13.4‰, 平均值为 11.2‰。

4 讨论

4.1 铜矿成因

前人对桦树沟铜矿床成因争论的焦点主要集中于同生海底喷流成矿还是后期热液成矿。结合前

人研究成果 本次研究表明 桦树沟铜矿床块状铜矿石和脉状铜矿石在野外地质特征、矿物组合、矿物化学和同位素等方面具有明显的差异性:① 块状矿石主要产于富铜矿体中,其产状与地层基本一致,而本次研究的脉状矿石(千枚岩型),主要呈脉状赋存于千枚岩中,显示后期热液成矿的特点;② 块状矿石矿物组合为黄铜矿+少量黄铁矿+石英+碳酸盐矿物+重晶石,脉状矿石矿物组合为黄铜矿+黄铁矿+黝铜矿+镜铁矿+石英+碳酸盐矿物+绢云母+绿泥石。脉状矿石中含有大量的黄铁矿、黝铜矿以及绢云母、绿泥石等蚀变矿物,而块状矿石中未见到这几种矿物;③ 块状矿石中黄铜矿低 S、Cu 而高 Fe,而脉状矿石中黄铜矿低 S 高 Fe。与块状矿石相比,脉状矿石中黄铜矿更接近理论值;④ 本次测试结果表明脉状矿石中黄铜矿硫同位素值(13.2‰~16.2‰,平均为 15.1‰)高于黄铁矿硫同位素值(9.3‰~13.4‰,平均值为 11.2‰),上述二者硫同位素值均低于块状矿石中黄铜矿硫同位素值(15.6‰~17.4‰,平均为 16.7‰);⑤ 毛景文等(2003)和周涛发等(1997)对黄铜矿中的铅同位素研究发现,异常富集放射成因的²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb 和²⁰⁸Pb,而黄永平等(1992)研究则表明黄铜矿中的铅同位素含放射成因 Pb 低,属正常 Pb。这可能是由于前人所测铜矿石类型不同,不同类型矿石显示不同铅同位素特征。上述差异性表明块状矿石和脉状矿石可能是不同时期热事件的产物,或者是经历了不同的热液改造过程。

本次研究的块状矿石硫同位素值变化范围为 15.6‰~17.4‰,与中元古代海水硫同位素值比较一致(17‰±3‰, Strauss, 1993),暗示硫主要来自海水。其次,块状矿石黄铜矿颗粒较粗,发生了明显的变质重结晶现象(图 3g),表明其形成于变质作用之前。薛春纪等(1997)对于网脉状矿石研究认为其显示 Sedex 矿床的特征,也表明铜矿具有海底喷流沉积的特征。块状矿石品位较高,主要产于黑色碳质千枚岩和铁碧玉岩的过渡部位,矿物成分比较简单,主要为黄铜矿,其次含少量的黄铁矿、石英、碳酸盐矿物和重晶石,与其他 VMS 型矿床矿石矿物组成比较相似(Zaccarini et al., 2008)。因此,笔者认为块状铜矿石主要为海底喷流沉积成因。

脉状矿石主要呈石英-硫化物脉沿千枚理灌入或充填在千枚岩裂隙中,黄铜矿大多细粒、他形,未见变质重结晶现象,大多显示交代结构,且矿(岩)石发生

了明显的硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化,表明其形成时代晚于千枚岩,为后期热液成因。同时,脉状矿石中硫化物硫同位素具有较大的正值(9.3‰~16.2‰),低于块状矿石,表明脉状矿石中硫同位素受到了后期热液的改造发生了明显的分馏作用。

同时,黄永平等(1992)通过对条带状、浸染状千枚岩型铜矿石和(网)脉状千枚岩型铜矿石黄铜矿硫同位素对比研究,表明前者为同生沉积成因,而后者为后生热液成因。在 Zartman 等(1981)全球构造模式演化线中,高放射性铅端员位于上地壳铅演化线之上,显示典型的壳源铅性质,而低放射性铅端员(后者)位于地幔与造山带之间,表现为幔源铅同位素组成特征。前者测试对象主要是脉状矿石,为后期热液成因,在热液改造过程中有大量放射成因铅加入,而后者可能显示海底喷流沉积 Pb 同位素特征。同时,脉状矿石黄铜矿 Pb 含量(平均为 0.072%)高于块状矿石 Pb 含量(平均 0.016%),也可能是由于脉状矿石黄铜矿有放射成因铅加入造成的。上述表明,桦树沟铜矿同时存在有海底喷流沉积铜矿石和后期热液改造铜矿石。徐卫东(2006)对 Cu I 和 Cu II 矿体地球化学研究表明,这两类铜矿体受后期热液改造作用明显不同,也认为桦树沟铜矿属海底喷流沉积叠加后期热液改造成因。

前人研究表明沉积岩容矿层状铜矿可以形成于成岩作用的早期、成岩作用晚期或成岩作用之后(Chartrand et al., 1985)。桦树沟铜矿主要赋存于 BIF 型铁矿底板,产状与地层一致(Sun et al., 1998; 毛景文等 2003),与 BIF 有关的铜矿床,铜和 BIF 成矿物质都来源于海底热液系统,部分铜矿床与 BIF 同期形成,例如巴西 Carajás Provinc 地区 BIF 中 Cu-Au 矿床(Dreher et al., 2008),而部分铜需要后期热液活化才能成矿,例如中国海南石碌 BIF 中的铜钴矿(许德如等, 2008)。桦树沟铜矿床具有明显的层控的特点(Sun et al., 1998)。本次研究结果表明海底热液喷流沉积时期已有一定规模铜矿形成(例如块状铜矿石),而更大规模的铜矿体(例如千枚岩中脉状铜矿石)主要为受后期热液改造形成,为海底喷流沉积叠加后期热液改造成因。

4.2 铜成矿过程

研究区内块状矿石黄铜矿低 S 和 Cu 而高 Fe,表明其可能形成于硫逸度相对较低、富铁的环境中,与 BIF 形成环境比较一致(Bekker et al., 2010)。本次研究表明桦树沟铜矿床更大规模的矿化作用主要

发生于后期热液改造阶段,未矿化的 BIF 中 $\alpha(\text{Cu})$ 高达 897×10^{-6} (Yang et al., 2015),未矿化的千枚岩中 $\alpha(\text{Cu})$ 高达 1876×10^{-6} (Sun et al., 1998),这些矿源层在有利的地段受后其热液活化形成具有工业品位的铜矿体。对于后期改造阶段热液性质有不同认识,杨化洲等(1991)和黄崇轲等(2001)根据铁矿体内石英脉中包裹体化学成分及氢同位素测定结果,认为是具有热卤水性质的地下水热液, Sun 等(1998)根据部分铜矿体普遍经历了变质作用及片理化,认为其主要是变质作用引起的后期热液活化,赵东宏等(2002;2003)、毛景文等(2003)和张兰英等(2008)根据铜矿化与石英闪长玢岩脉关系密切且围岩蚀变发育,认为热液主要为岩浆热液。前人发现一个脉状矿石的硫同位素值为 -1.9% (毛景文等, 2003),显示岩浆硫的特征(郑永飞等, 2000),表明硫同位素受到了岩浆热液的还原作用。本次野外观察表明,脉状铜矿石赋矿围岩(千枚岩)主要发生硅化、碳酸岩化、绢云母化和绿泥石化,表明热液流体主要为酸性热液。艾永富等(1998)认为在绿泥石成分中,若 Fe 取代 Mg,表明其形成于相对酸性环境,反之, Mg 取代 Fe,则表明相对碱性环境。本区绿泥石主要为镁铁绿泥石(表 2),表明其形成于酸性环境。薛春纪等(1997)获得黄铜矿包裹体水 $\text{pH}=4.87$,但是黄铜矿铅同位素特征(富集高放射性成因铅,毛景文等, 2003;周涛发等, 1997)明显不同于石英闪长玢岩铅同位素特征(张兰英等, 2008),暗示其形成还可能与地层中高放射性成因铅的加入有关。由于数据有限,还需要进一步研究。

本区绿泥石主要为镁铁绿泥石,主要为交代绢云母形成, F、Cl 含量也与绢云母比较相似,因此主要为继承绢云母中的 F、Cl。在绿泥石交代绢云母的过程中还涉及 MgO 和 FeO 带入, K_2O 带出过程。这可能是由于绢云母与碳酸盐矿物(主要是白云石和菱铁矿)反应而成,即绢云母 + 白云石(或菱铁矿) + 水 \rightarrow 绿泥石 + CO_2 。前人对黄铁矿和黄铜矿中的包裹体水研究表明,其阳离子主要为 Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ (张连昌等, 1997),其中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 可能主要来自碳酸盐, K^+ 主要来自绿泥石化过程从绢云母中带出的 K^+ ,阴离子主要为 Cl^- ,与绿泥石和绢云母中含有相对较高的 Cl^- 一致,而 F 含量很低,表明铜主要以氯化物的形式搬运,例如与酸性侵入体有关斑岩铜矿以及 IOCG 矿床,富 Cl 硅酸盐是常见的矿物。脉状铜矿石中与黄铜矿共生的石英流体包

裹体均一温度为 $115 \sim 260^\circ\text{C}$ (毛景文等, 2003),与利用绿泥石获得的温度 $216.67 \sim 227.72^\circ\text{C}$ (平均 222°C) 比较一致,这可能表明在岩浆热液演化早期阶段 Cu 主要以氯化物形式搬运,当岩浆热液演化到晚期,温度降低,有利于铜在有利部位卸载而形成热液铜矿。

综上所述,前人研究认为后期热液改造作用可能与区内中酸性岩脉有关(图 1),矿区内石英闪长玢岩脉主要为加里东造山作用的产物(赵东宏等, 2003;毛景文等, 2003;张兰英等, 2008),加里东期北祁连西段洋盆收缩,洋壳向陆块下俯冲,华北板块与柴达木、中祁连板块发生碰撞,桦树沟铜矿床以及浅成侵入相闪长玢岩岩脉形成(张兰英等, 2008)。本次研究推测,可能是后期热液通过水-岩交换反应,萃取了镜铁山群中的 Cu, Cu 主要以氯化物形式搬运,同时使围岩发生硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化,当热液演化到晚期,由于温度降低,成矿物质在有利地段卸载,形成后期热液铜矿,同时海底喷流沉积期形成的铜矿石可能也受到后期热液的影响使其品位升高。

5 结 论

(1) 北祁连山西段桦树沟铜矿赋存于铁矿体底板,产于碎屑岩-碳酸盐岩建造之中,矿体具有明显的层控特点。铜矿石类型较多,对新发现的富铜矿体的块状矿石和千枚岩容矿的脉状矿石进行了对比分析,认为它们可能为不同热事件的产物。

(2) 硫同位素表明块状铜矿石硫主要来自同期海水,后期热液铜矿石硫可能主要来自受还原的硫化物和硫酸盐矿物。

(3) 铜矿体围岩可见硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化,蚀变矿物(绢云母和绿泥石)矿物学特征,暗示后期热液可能与区内中酸性热液活动有关(有待进一步研究),绿泥石温度计指示后期热液成矿温度为 222°C 左右。

(4) 北祁连西段镜铁山式铁矿下盘普遍发育铜矿化,综合研究表明,桦树沟铜矿床为海底喷流沉积叠加热液改造型铜矿床。

志 谢 野外工作得到了酒钢集团镜铁山矿柏雄、张延东、张光鹏等工作人员的帮助和支持,电子探针分析得到了中国地质科学院矿产资源研究所陈

振宇研究员等的帮助,硫同位素测试得到了核工业北京地质研究院相关工作人员的帮助,匿名审稿人提出了宝贵意见,在此一并表示衷心的感谢!

References

- Ai Y F and Liu G P. 1998. The study of chlorite at Dajing deposit in Inner-Mongolia of China [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 34(1): 97-105 (in Chinese with English abstract).
- Battaglia S. 1999. Applying X-ray geothermometer diffraction to a chlorite [J]. *Clays. Clay Miner.*, 47 : 54-63.
- Bekker A, Slack J F, Planavsky A, Krapež B, Hofmann A, Konhauser K O and Rouxel O J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among Mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes [J]. *Econ. Geol.*, 105 : 467-508.
- Chartrand F M and Bown A C. 1985. The diagenetic origin of stratiform copper mineralization, Coates Lake, Redstone copper belt, N. W. T., Canada [J]. *Econ. Geol.*, 80 : 325-343.
- Dreher A M, Xavier R P and Taylor B E. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil [J]. *Mineralium Deposita*, 43 : 161-184.
- Huang C K, Bai Y, Zhu Y S and Shang X Z. 2001. Copper deposits in China [M]. Beijing: Geological Publishing House. 651-656 (in Chinese).
- Huang Y P and Wu J M. 1992. A discussion on the metallogenic condition and genesis of Huashugou-type Cu deposit in Gansu [J]. *Mineral Resources and Geology*, 6(28): 81-88 (in Chinese with English abstract).
- Li H M, Zhang Z J, Li L L, Zhang Z C, Chen J and Yao T. 2014. Types and general characteristics of the BIF-related iron deposits in China [J]. *Ore Geology Reviews*, 57 : 264-287.
- Liu H S, Li Q L, Yu P S and Wu J R. 1998. Geological characteristic and genesis of the Jingtieshan-type iron-copper deposits [J]. *Mineral Deposits*, 17(1): 25-35 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z C, Yang J M, Song B, Wu M B and Zuo G C. 1997. Single grain zircon dating of the Precambrian strata in west section of the North Qilian mountain and its geological significance [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(13): 1414-1417 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z C, Yang J M, Zuo G C, Zhang Z H, Ye D J, Wang Z L, Ren F S, Zhang Y J, Peng C, Liu Y Z and Jiang M. 2003. The metallogenic series and prospecting assessment of copper, gold, iron and tungsten polymetallic ore deposits in the West sector of the northern Qilian Mountains [M]. Beijing: Geological Publishing House. 157-242 (in Chinese).
- Nieto F. 1997. Chemical composition of metapelitic chlorites: X-ray diffraction and optical property approach [J]. *Eur. J. Mineral.*, 9 : 829-841.
- Song S, Niu Y, Su L and Xia X. 2013. Tectonics of the North Qilian orogen, NW China [J]. *Gondwana Research*, 23 : 1378-1401.
- Strauss H. 1993. The sulfur isotopic record of Precambrian sulfates: new data and a critical evaluation of the existing record [J]. *Precambrian Research*, 63 : 225-246.
- Sun H T, Wu J R, Yu P S and Li J P. 1998. Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with strata-bound Cu mineralization in the Gansu Province, China [J]. *Mineralium Deposita*, 34 : 102-112.
- Xia L Q, Xia Z C, Ren Y X, Xu X Y, Peng L G, Li W Y, Yang H Q, Li Z P, Zhao D H, Song Z B and Li X M. 1999. The Paleosubmarine Volcanism and Mineralization in North Qilian Mountains [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 20(3): 259-264 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xia Z C and Xu X Y. 2003. Magmagenesis of Ordovician back-arc basins in the Northern Qilian Mountains [J]. *Geology in China*, 30(1): 48-60 (in Chinese with English abstract).
- Xu D R, Wang L, Xiao Y, Liu C L, Fu Q J, Cai Z R and Huang J R. 2008. A preliminary discussion on metallogenic model for Shilu-type iron oxide-copper-gold-cobalt ore deposit [J]. *Mineral Deposits*, 27(6): 681-694 (in Chinese with English abstract).
- Xu W D. 2006. The Genesis and evolution of the Huashugou Fe-Cu association in the western sector of the northern Qilianshan (dissertation for doctor degree [D]. Supervisor: Zhai Y S. Beijing: China University of Geosciences. 1-77 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Ji J S, Zhang L C, Lu D R, Liu H S and Li Q L. 1997. The Jingtieshan submarine exhalative-sedimentary iron-copper deposit in north Qilian mountain [J]. *Mineral Deposits*, 16(1): 21-30 (in Chinese with English abstract).
- Yang H Z, Lu J W, Yao Y, Jia Z L, Deng R D and Wang D K. 1991. The Geological characteristic of Jingtieshan iron deposit and its genesis [R]. 1-231 (in Chinese).
- Yang X Q, Zhang Z H, Duan S G and Zhao X M. 2015. Petrological and geochemical features of the Jingtieshan banded iron formation (BIF): A unique type of BIF from the Northern Qilian Orogenic Belt, NW China

- [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113:1218-1234.
- Zaccarini F and Garuti G. 2008. Mineralogy and chemical composition of VMS deposits of northern Apennine ophiolites, Italy: Evidence for the influence of country rock type on ore composition [J]. *Mineralogy and Petrology*, 94: 61-83.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics: The model [J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zhang L C, Ji J S, Xue C J, Lu D R and Su R. 1997. Geochemical characteristics and genesis of Huashugou Fe-Cu deposit, Gansu Province [J]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 19(4): 13-19 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L Y, Qu X M and Xin H B. 2008. Geochemical characteristics, zircon U-Pb LA-ICP-MS ages of medium-acid dykes in the Huashugou iron-copper deposit, Jingtieshan orefield, and their geological significance [J]. *Geology Review*, 54(2): 253-262 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Hou T, Santosh M, Li H. M, Li J W, Zhang Z H, Song X Y and Wang M. 2014. Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview [J]. *Ore Geology Reviews*, 57: 247-263.
- Zhao D H, Yang He Q and YU P S. 2002. The discussion on geological features and mineralization of the Huashugou altered rock-type copper deposit in Gansu, China [J]. *Northwestern Geology*, 35(3): 76-83 (in Chinese with English abstract).
- Zhao D H, Yang H Q, Liu Y L and Wang F C. 2003. Discussion on metallogenic age of Huashugou copper deposit in Gansu [J]. *Mineral Deposits*, 22(2): 134-140 (in Chinese with English abstract).
- Zhao X Y and Zhang Y Y. 1990. Clay minerals and analyses [M]. Beijing: Ocean Press. 130-135 (in Chinese).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 218-247 (in Chinese).
- Zhou T F and Yue S C. 1997. Ore-forming mechanism of the Huashugou (iron) copper deposit [J]. *Geology of Anhui*, 7(2): 36-42 (in Chinese with English abstract).
- 京:地质出版社. 651-656.
- 黄永平, 吴健民. 1992. 甘肃桦树沟(式)铜矿床成矿条件与成因探讨 [J]. *矿产与地质*, 6(28): 81-88.
- 刘华山, 李秋林, 于浦生, 邬介人. 1998. "镜铁山式"铁铜矿床地质特征及其成因探讨 [J]. *矿床地质*, 17(1): 25-35.
- 毛景文, 张招崇, 杨建民, 宋彪, 吴茂炳, 左国朝. 1997. 北祁连西段前寒武纪地层单颗粒锆石测年及其地质意义 [J]. *科学通报*, 42(13): 1414-1417.
- 毛景文, 张招崇, 杨建民, 左国朝, 张作衡, 叶得金, 王志良, 任丰寿, 张玉君, 彭聪, 刘煜洲, 姜牧. 2003. 北祁连山西段铜金铁钨多金属矿床成矿系列和找矿评价 [M]. 北京: 地质出版社. 1-420.
- 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 徐学义, 彭礼贵, 李文渊, 李智佩, 赵东宏, 宋忠宝, 李向民, 杨合群. 1999. 北祁连山古海底火山作用与成矿 [J]. *地球学报*, 20(3): 259-264.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 2003. 北祁连山奥陶纪弧后盆地火山岩浆成因 [J]. *中国地质*, 30(1): 48-60.
- 徐卫东. 2006. 北祁连西段桦树沟铁铜成矿组合的成因与演化 [博士学位论文]. 导师: 翟裕生. 北京: 中国地质大学. 1-77.
- 许德如, 王力, 肖勇, 刘朝露, 符启基, 蔡周荣一, 黄居锐. 2008. "石碌式"铁氧化物-铜(金)钴矿床成矿模式初探 [J]. *矿床地质*, 27(6): 681-694.
- 薛春纪, 姬金生, 张连昌, 卢登蓉, 刘华山, 李秋林. 1997. 北祁连镜铁山海底喷流沉积铁铜矿床 [J]. *矿床地质*, 16(1): 21-30.
- 杨化洲, 卢静文, 姚元, 贾志良, 邓仁德, 王大可. 1991. 甘肃省肃南裕固族自治县镜铁山铁铜矿床地质特征及其成因 [R]. 1-227.
- 张兰英, 曲晓明, 辛洪波. 2008. 镜铁山桦树沟铁铜矿区中酸性岩脉地球化学特征、锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄及其地质意义 [J]. *地质论评*, 54(2): 253-262.
- 张连昌, 姬金生, 薛春纪, 卢登蓉, 苏生瑞. 1997. 甘肃桦树沟铁铜矿床地球化学及成因 [J]. *西安地质学院学报*, 19(4): 13-19.
- 赵东宏, 杨合群, 于浦生. 2002. 甘肃桦树沟蚀变岩型铜矿床的地质特征及成矿作用讨论 [J]. *西北地质*, 35(3): 76-83.
- 赵东宏, 杨合群, 刘玉林, 王方成. 2003. 甘肃桦树沟铜矿床成矿年龄讨论 [J]. *矿床地质*, 22(2): 134-140.
- 赵杏媛, 张有瑜. 1990. 粘土矿物与粘土矿物分析 [M]. 北京: 海洋出版社. 130-135.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社. 218-247.
- 周涛发, 岳书仓. 1997. 甘肃桦树沟(铁)铜矿床的成因机制 [J]. *安徽地质*, 7(2): 36-42.

附中文参考文献

- 艾永富, 刘国平. 1998. 内蒙大井矿床的绿泥石研究 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 34(1): 97-105.
- 黄崇轲, 白冶, 朱裕生, 王惠章, 尚修治. 2001. 中国铜矿床 [M]. 北