



黑龙江省东部洋灰洞子铜矿床成矿机理： 矿化蚀变、流体包裹体和稳定同位素示踪*

祝浚泉¹, 孙景贵^{1* * *}, 门兰静², 古阿雷¹, 陈延峻¹, 明珠¹, 赵世峰¹, 闫佳¹

(1 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2 长春工程学院, 吉林 长春 130021)

摘要 洋灰洞子铜矿床位于延边-东宁成矿带, 兴凯-延边岩浆构造带北端。矿床发育在花岗闪长斑岩与三叠系黄松群闾王殿组浅变质岩系接触带内侧的角砾岩带内, 矿体多呈透镜状和脉状产出。矿床地质和岩相学特征研究表明, 围岩蚀变主要是黑云母化、绢云母化、硅化、绿泥石化、绿帘石化及碳酸盐化, 蚀变分带特征明显, 以岩体为中心向外依次发育钾硅酸盐化带、绢英岩化带和青磐岩化带。矿石矿物主要是黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿, 其次是毒砂、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿等。成矿过程可初步划分为4个阶段, 从早到晚依次为: (I) 石英-黄铁矿-毒砂阶段; (II) 石英-磁黄铁矿-辉钼矿阶段; (III) 石英-多金属硫化物阶段和 (IV) 石英-碳酸盐阶段。流体包裹体类型有富液相(WL)、富气相(WV)、纯液相(L)和纯气相(V)以及含子晶三相(S)包裹体, 其中I阶段发育富液相包裹体; II阶段发育富液相和含子晶矿物三相包裹体; III阶段发育气液两相、纯液相和纯气相以及少量含子晶三相包裹体, 呈孤立和群体分布; IV阶段主要是富液相和纯液相包裹体。流体包裹体均一温度分别为380~417℃、304~368℃、171~310℃和116~189℃, 与划分的4个成矿阶段相对应。I、II阶段包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为4.63%~14.52%和5.09%~14.63%; III阶段包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分布在1.73%~10.37%和13.44%~15.35%两个区间; IV阶段包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.87%~9.08%。早阶段包裹体气相成分主要为H₂O, 含少量CO₂; 主成矿阶段以H₂O为主, 含少量CH₄, 晚阶段只有H₂O, 指示伴随着温度降低, 成矿过程由含CO₂的水盐体系逐渐演化为含CH₄的水盐体系。结合与成矿密切相关的花岗闪长斑岩的斑晶石英和各不同成矿阶段硫化物石英脉的石英-H-O同位素及矿石矿物Pb同位素特征, 认为成矿流体来源于花岗质岩浆作用或是出溶流体, 成矿物质来源于深部岩浆。成岩成矿过程经历了花岗质岩浆上升侵位→流体出溶与含矿流体形成→隐爆作用→成矿流体与大气水混合等过程, 并先后形成以黄铁矿化为主的蚀变岩和以铜为主的多金属硫化物石英脉、石英-碳酸盐脉。综合研究认为洋灰洞子铜矿床属于斑岩型铜矿床。

关键词 地球化学 流体包裹体 稳定同位素 矿床成因 洋灰洞子 铜矿床 黑龙江省东部

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Metallogenic mechanism of Yanghuidongzi copper deposit in eastern Heilongjiang Province: Mineralization-alteration, fluid inclusions and stable isotope tracing

ZHU JunQuan¹, SUN JingGui¹, MEN LanJing², GU ALi¹, CHEN YanJun¹, MING Zhu¹, ZHAO ShiFeng¹ and YAN Jia¹

(1 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China; 2 Changchun Institute of Technology, Changchun 130021, Jilin, China)

Abstract

The Yanghuidongzi copper deposit is located in the Yanbian-Dongning metallogenic belt along the northern

* 本文得到国家自然科学基金(编号: 41390443, 41172072)资助

第一作者简介: 祝浚泉, 男, 1988年生, 硕士研究生, 矿床学专业。Email: zhujunquan24@163.com

* * 通讯作者: 孙景贵, 男, 1961年生, 教授, 从事金属矿床研究与教学工作。Email: sunjinggui@jlu.edu.cn

收稿日期: 2015-06-10; 改回日期: 2016-01-15。苏杭编辑。

part of Xingkai-Yanbian magmatic-tectonic zone. The orebodies are mainly hosted in breccia zone of the inner contact zone between granodioritic porphyry and Triassic metamorphic rocks of Yanwangdian Formation in Huangsong Group, which are mainly lenticular and veinlike in shape. Detailed studies of geological features of ore deposit geology and petrography indicate that the wall-rock alterations include mainly biotitization, sericitization, silicification, chloritization, epidotization and carbonation, and the alteration zoning from the lithosome to the wall rock is in order of potassium silicate zone, phyllic zone and propylitization zone. The ore minerals are mainly chalcopyrite, pyrite and pyrrhotite, subordinately arsenopyrite, molybdenite, sphalerite and galena. The ore-forming process can be divided into four stages: (I) quartz-pyrite-arsenopyrite stage; (II) quartz-pyrrhotite-molybdenite stage; (III) quartz-polymetallic sulfides stage; and (IV) quartz-carbonate stage. The fluid inclusions in the Yanghuidongzi copper deposit are mainly liquid-rich inclusion (WL-type), vapor-rich inclusion (WV-type), pure liquid inclusion (L-type), pure vapor inclusion (V-type) and daughter-minerals bearing three-phase inclusion (S-type). The I stage quartz contains WL-type fluid inclusions, the II stage quartz contains WL-type and very small S-type fluid inclusions; the III stage quartz contains WL-type, WV-type, L-type, V-type and S-type fluid inclusions, which occurs in isolated form or in group; and the IV stage quartz contains WL-type and L-type fluid inclusions. The homogeneous temperature of the fluid inclusions from I to IV stage are 380~417°C, 304~368°C, 171~310°C and 116~189°C, respectively, which correspond to the four ore-forming stages. The $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of fluid inclusions from I and II stage are 4.63%~14.5% and 5.09%~14.63%; the $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of fluid inclusions from III stage could be divided into two groups: 1.73%~10.37% and 13.44%~15.35%; the $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of IV stage is 0.87%~9.08%. Laser Raman spectroscopic analysis indicates that the gas components of fluid inclusions at the early stage is dominated by H₂O and a little CO₂, while the gas components of fluid inclusions from the main ore-forming stage is dominated by H₂O and a little CH₄; the component of fluid inclusions from the late stage is only H₂O, suggesting that the ore-forming process evolved from the CO₂-bearing salt-water system to CH₄-bearing salt-water system gradually with decreasing temperature. The study of H-O isotope of quartz from phenocrysts of granodioritic porphyry and from sulfide quartz veins of every ore-forming stage and Pb isotope of sulfides show that the primary ore-forming fluid was mainly derived from granodioritic magma or was probably the product of exsolved fluid, and ore material was derived from deep magma. The ore-forming process experienced the emplacement of granitoid magmas, fluid exsolution, the formation of ore-bearing fluid, cryptoexplosion and the mixing of ore-forming fluid and meteoric water, which resulted in the formation of pyritization-dominated altered rock, copper-dominated sulfide quartz vein and quartz-carbonate vein in succession. Comparative studies suggest that the Yanghuidongzi copper deposit belongs to the porphyry copper type.

Key Words: geochemistry, fluid inclusion, stable isotope, ore genesis, Yanghuidongzi, copper deposit, eastern Heilongjiang Province

洋灰洞子铜矿床位于敦密断裂东侧延边-东宁成矿带的东宁矿集区东北部,毗邻于俄罗斯远东边界。该矿床于20世纪80年代由黑龙江省有色金属地质勘查局七〇二队发现和勘探,当时勘探铜金属量约5.6万吨,铜平均品位0.54%~0.74%(孟兆贤,2012),近期的地质勘探表明,铜储量可达大型以上,该矿床是一具有较大找矿潜力和经济价值的铜矿床。

该矿床自发现以来,曾有学者对它的矿床地质

特征、地球化学、年代学、流体包裹体等方面进行过研究,并提出该矿床为中高温热液交代型铜矿床(孟兆贤,2012)或为斑岩型铜矿床(王秀芝等,2004;杨增武等,2005;吕俊超等,2014)。为了进一步确定其成因,为矿产勘查提供理论依据,作者在从事东北地区内生金属成矿规律研究的过程中,对该矿床开展了矿床地质、流体包裹体和稳定同位素等方面的工作,以确定其成因。研究结果表明该矿床应属于斑岩型铜矿床。

1 区域地质概况

区域地质研究表明,洋灰洞子铜矿床地处中国

东北部陆缘、兴蒙造山带东端,兴凯-延边岩浆构造带北部(图 1a),是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块俯冲以及新生代超壳断裂作用叠加的复合构造区(孙景贵等,2009)(图 1a)。区内发育的

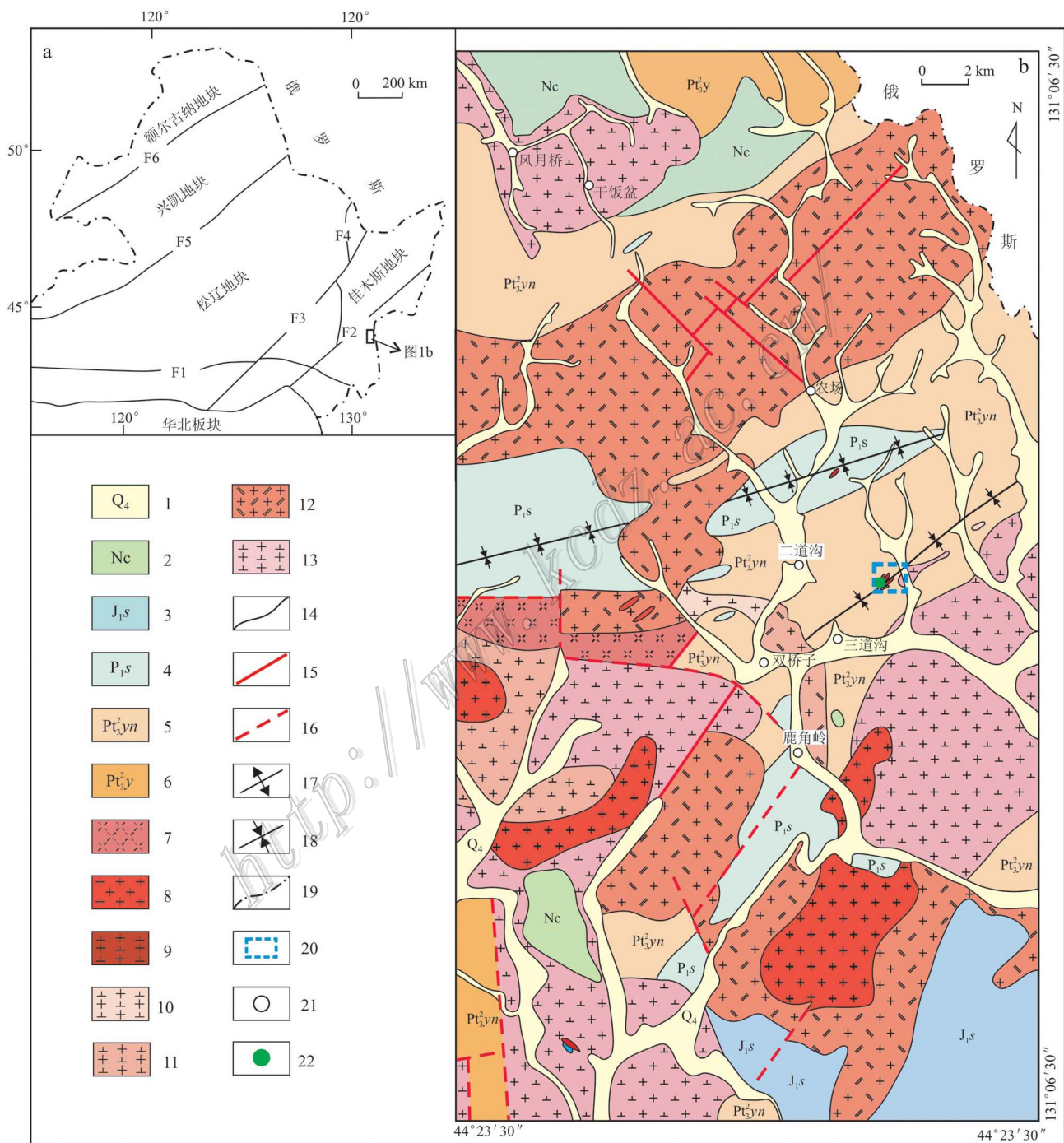


图 1 构造位置图(a, 据孙景贵等,2009)和洋灰洞子地区区域地质图(b, 据吕俊超,2014)

- 1—全新统; 2—船底山组; 3—绥芬河组; 4—双桥子组; 5—阎王殿组; 6—杨木组; 7—燕山早期流纹斑岩; 8—燕山早期花岗斑岩; 9—燕山早期花岗闪长斑岩; 10—燕山早期花岗闪长岩; 11—印支晚期花岗闪长岩; 12—印支晚期二长花岗岩; 13—张广才岭期花岗闪长岩;
- 14—地质界线; 15—实测断层; 16—推测断层; 17—背斜轴线; 18—向斜轴线; 19—国界线; 20—洋灰洞子矿区; 21—居民点;
- 22—洋灰洞子铜矿床

断裂: F1—西拉木伦-长春断裂; F2—敦化-密山断裂; F3—伊通-依兰断裂; F4—牡丹江断裂; F5—贺根山-黑河断裂; F6—塔源-嘉桂图断裂

Fig. 1 Tectonic location map (a, modified after Sun et al., 2009) and simplified geological map of the Yanghuidongzi area (b, modified after Lü, 2014)

1—Holocene; 2—Chuandishan Formation; 3—Suifenhe Formation; 4—Shuangziqiao Formation; 5—Yanwangdian Formation; 6—Yangmu Formation; 7—Rhyolite-porphry of Early Yanshanian period; 8—Granite-porphry of Early Yanshanian period; 9—Granodioritic-porphry of Early Yanshanian period; 10—Granodiorite of Early Yanshanian period; 11—Granodiorite of Late Indo-Chinese epoch; 12—Adamellite of Late Indo-Chinese epoch; 13—Granodiorite of Zhangguangcailingian period; 14—Geological boundary; 15—Measured fault; 16—Inferred fault; 17—Anticline axis; 18—Syncline axis; 19—National boundaries; 20—Yanghuidongzi mining area; 21—Residential points; 22—Yanghuidongzi copper deposit
Faults: F1—Xilamulun-Changchun Fault; F2—Dunhua-Mishan Fault; F3—Yitong-Yilan Fault; F4—Mudanjiang Fault; F5—Hegenshan-Heihe Fault; F6—Tayuan-Xiguitu Fault

地层主要为黄松群杨木组和阎王殿组浅变质的火山-沉积岩系,该群原定为新元古代地层(黑龙江省地质矿产局,1993),最新年代学研究结果显示其为三叠纪地层(郝文丽等,2015);下二叠统双桥子组为滨浅海相或海陆交互相泥质岩-碎屑岩及中酸性火山岩建造(吕俊超等,2014;杨钦等,2014);中生代地层主要为下侏罗统绥芬河组中基性熔岩-火山碎屑岩建造和新生界船底山组基性火山岩(吕俊超等,2014)。区内侵入岩主要为中-晚三叠世(201~227 Ma, Wu et al., 2011; 鲁颖淮等, 2009; 赵院冬等, 2009)和早侏罗世(179~200 Ma, Wu et al., 2011; 孟兆贤, 2012; 吕长禄等, 2012)中酸性侵入岩。构造主要是双桥子复式向斜和阎王殿复式背斜以及 NE-NNE 向、NW 向、近 SN 向和 EW 向断裂,并以 NE-NNE 向如二道河-绥阳断裂和共和-双桥子断裂最为发育。洋灰洞子铜矿床则发育 NE-NNE 向断裂体系或阎王殿背斜中段轴部(图 1b)。

2 矿床地质特征

矿区出露的地层主要为黄松群阎王殿组浅变质岩系,主要岩性为碳质绢云母千枚岩、绢云黑云石英片岩和钠长阳起片岩等。侵入岩主要为印支晚期—燕山期花岗闪长岩、花岗闪长斑岩以及煌斑岩等,前者呈岩株状产出在矿区东侧,花岗闪长斑岩呈小岩脉群产出在矿区西南侧,与矿化密切相关(图 2a)。

此外,矿区发育少量角砾岩,分为隐爆角砾岩和构造角砾岩两类;前者在成矿过程中由隐爆作用形成,角砾成分主要为绢云母千枚岩、花岗闪长斑岩和早期形成的石英脉,主要分布在花岗闪长斑岩体与围岩接触部位(图 2b);后者在断层等构造作用过程中形成,角砾成分主要为绢云母千枚岩,主要分布在蚀变千枚岩围岩中(图 2b)。构造除北东阎王殿复式

背斜外,还发育 NE 向断裂,明显切割阎王殿复式背斜,两者的交汇部位是含矿花岗闪长斑岩体的定位部位(王秀芝等,2004)。

地质勘探工作揭示,该矿床由 16 条矿体组成,多赋存在花岗闪长斑岩与黄松群阎王殿组浅变质系之间接触带内侧的角砾岩带内,呈透镜状和脉状产出(图 2b),矿体主要特征详见表 1。

矿石多呈团块状和浸染状构造,其次为稀疏浸染状及角砾状构造(图 3a~f);发育他形-半自形粒状结构、交代残余结构、固溶体分离结构、骸晶结构等(图 3g~i)。金属矿物主要是黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿,其次为毒砂、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿等;脉石矿物主要有石英、黑云母、斜长石、绢(白)云母和碳酸盐矿物等。围岩蚀变主要为黑云母化、绢云母化、硅化、绿泥石化、绿帘石化及碳酸盐化,并以岩体为中心向外依次发育钾硅酸盐化带、绢英岩化带和青磐岩化带(图 2a)。根据矿脉穿插关系、矿石构造和结构及矿物共生关系,将洋灰洞子铜矿床内生成矿过程分为 4 个成矿阶段:石英-黄铁矿-毒砂阶段(I)、石英-磁黄铁矿-辉钼矿阶段(II)、石英-多金属硫化物阶段(III)和石英-碳酸盐阶段(IV)。早阶段主要形成浅灰白色粗粒他形粒状石英和少量中粗粒自形-半自形黄铁矿和毒砂;第二阶段发育大量乳白色玉髓状石英和呈稀疏浸染状分布磁黄铁矿、辉钼矿等;主成矿阶段形成了大量的黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等,呈团块状和浸染状分布,并伴有大量烟灰色石英形成;成矿晚阶段主要形成石英和碳酸盐,少量黄铁矿等硫化物。

3 流体包裹体研究

3.1 实验样品和方法

流体包裹体实验样品采集自洋灰洞子铜矿床中

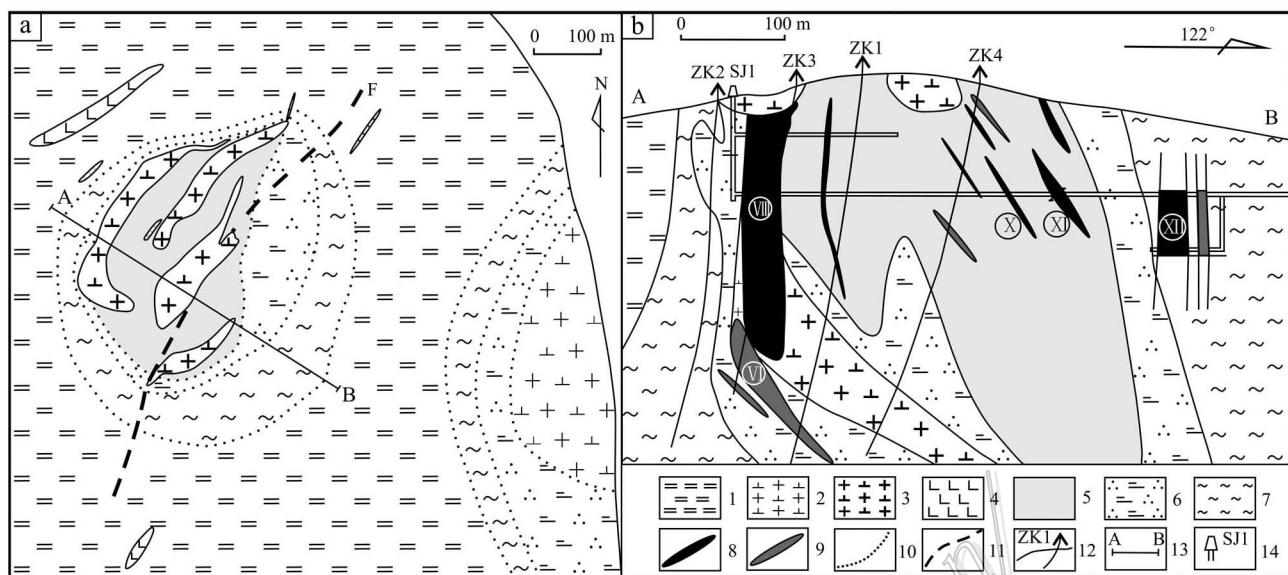


图 2 洋灰洞子铜矿床地质图(a)和 13 号线剖面图(b)(据吕俊超等, 2014)

1—阎王殿组绢云母千枚岩；2—花岗闪长岩；3—花岗闪长斑岩；4—云斜煌斑岩；5—黑云母—石英—绢云母化带(含角砾)；6—石英—绢云母化带；7—青磐岩化带；8—铜矿体；9—铜矿化体；10—蚀变带界线；11—断裂；12—钻孔及编号；13—剖面线；14—竖井

Fig. 2 Geological map of the Yanghuidongzi Cu deposits (a) and geological section along No. 13 exploration line of the Yanghuidongzi Cu deposit(modified after Lü et al., 2014)

1—Yanwangdian Formation sericite-phyllite; 2—Granodiorite; 3—Granodioritic porphyry; 4—Mica-plagioclase lamprophyre; 5—Biotite-quartz-sericitization belt; 6—Quartz-sericitization belt; 7—Propylitization belt; 8—Copper orebody; 9—Copper mineralization body; 10—Boundry of alteration zone; 11—Fracture; 12—Drill hole and its serial number; 13—Section line; 14—Shaft

表 1 洋灰洞子铜矿床矿体的规模、产状及地质特征(据孟兆贤, 2012 修改)

Table 1 Size, attitude and geological characteristics of orebodies in the Yanghuidongzi Cu deposit(modified after Meng, 2012)

特征	矿体编号					
	VIII	XII	II	X	XI	XIII
长度/m	350	190	100	200	100	80
厚度/m	14.49	24.19	5.21	5.87	13.95	25.49
深度/m	200	60	—	—	—	45
走向	50°	65°	60°	25°	50°	—
倾向	SE-NE	NW	SE	SE	SE	NW
倾角	87°	86°	60°	50°	55°	60°
矿体形态	透镜状	透镜状	脉状	脉状	脉状	脉状
平均品位/%	0.70	0.73	0.62	0.74	0.54	0.55
赋矿围岩	花岗闪长斑岩	隐爆角砾岩	蚀变绢云母千枚岩	蚀变绢云母千枚岩(含角砾)	蚀变绢云母千枚岩	花岗闪长斑岩

注：“—”为无资料。

浅部中段不同成矿阶段的矿石和矿化样品(图 3a~f)。包裹体显微测温在北京核工业地质分析测试研究中心流体包裹体实验室完成, 流体包裹体的研究方法参考卢焕章等(2004)。测试所使用仪器为 Linkanthms-600 型。

冷台(-196~600℃)。单个流体包裹体的拉曼成分测试于中国科学院地质与地球物理研究所拉

曼实验室, 测试使用仪器为 LABHR-VIS LabRAM HR800 型显微激光拉曼光谱仪, 实验条件为: 波长 532 nm, Yag 晶体倍频, 固体激光器, 激光束斑 $\geq 1 \mu\text{m}$, 扫描时间为 5 s, 扫描 2 次。

3.2 流体包裹体显微岩相学特征

根据室温条件下包裹体的岩相学特征、加热过程中包裹体的相变特征(卢焕章等, 2004), 将洋灰洞

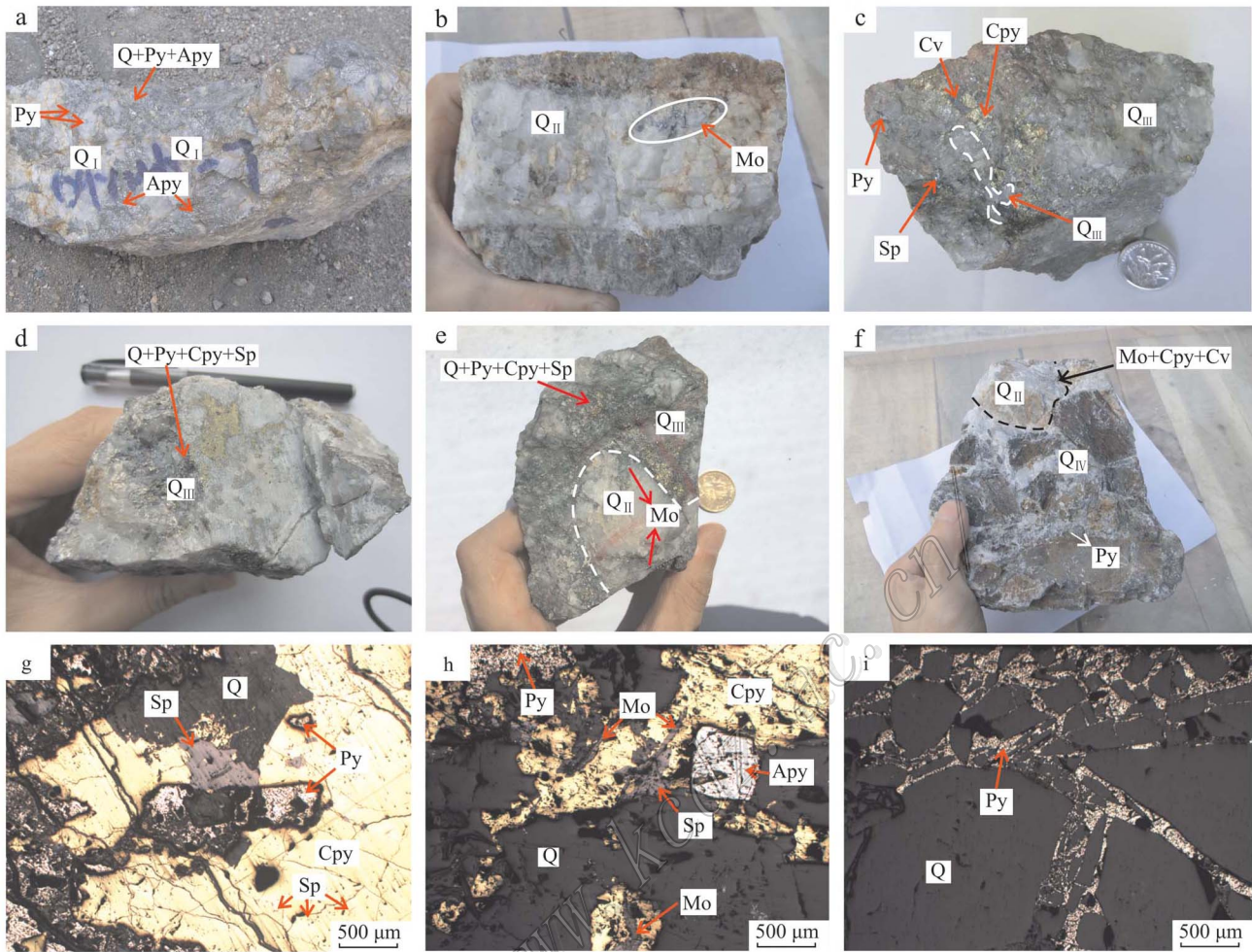


图3 洋灰洞子铜矿床矿石矿相学特征

a. 第Ⅰ阶段含毒砂浅灰白色石英脉; b. 第Ⅱ阶段含辉钼矿乳白色石英脉; c. 第Ⅲ阶段多金属硫化物矿石; d. 第Ⅲ阶段灰白色多金属硫化物石英脉; e. 第Ⅲ阶段灰白色多金属硫化物石英脉包裹Ⅱ阶段含辉钼矿乳白色石英脉; f. 隐爆角砾岩; g. 早期自形黄铁矿被黄铜矿交代呈交代残留结构, 闪锌矿在黄铜矿中呈固溶体分离结构; h. 黄铜矿与辉钼矿共生, 早阶段毒砂呈骸晶结构; i. 黄铁矿充填在破碎石英裂隙中呈网脉状

Q_I—Ⅰ阶段石英; Q_{II}—Ⅱ阶段石英; Q_{III}—Ⅲ阶段石英; Q_{IV}—Ⅳ阶段石英; Cpy—黄铜矿; Cv—铜蓝; Mo—辉钼矿; Py—黄铁矿; Sp—闪锌矿; Apy—毒砂; Ser—绢云母

Fig. 3 Photographs showing ore petrography of the Yanghuidongzi Cu deposit

a. I stage grayish white quartz vein containing arsenopyrite; b. II stage milky quartz vein containing molybdenite; c. III stage sulfides ore; d. III stage gray sulfides ore; e. III stage gray sulfides wrapping II stage milky quartz vein containing molybdenite; f. Hydrothermal breccias; g. Early-stage euhedral pyrite replaced by chalcopyrite showing metamorphic relict texture; sphalerite showing duration of exsolution texture in chalcopyrite; h. Chalcopyrite genetically coexisting with molybdenite, arsenopyrite showing skeleton texture; i. Pyrite filling broken quartz crack showing net view
Q_I—Quartz of I stage; Q_{II}—Quartz of II stage; Q_{III}—Quartz of III stage; Q_{IV}—Quartz of IV stage; Cpy—Chalcopyrite; Cv—Covellite; Mo—Molybdenite; Py—Pyrite; Sp—Sphalerite; Apy—Arsenopyrite; Ser—Sericite

子铜矿床流体包裹体划分为4个类型:

(1) 气液两相包裹体(W型): 该类包裹体最为发育, 室温下呈两相(V+L), 分散或成群出现。根据其气相分数和均一方式进一步分为2个亚型: ①富液相包裹体(WL亚型): 室温下呈两相(V+L), 气

相分数一般在5%~35%之间。呈近圆形、椭圆形、长柱形或不规则状, 长轴长一般在6~14 μm , 最长可达20 μm , 加热均一到液相, 多成群出现, 少数呈孤立状(图4a, b, g, i~k); ②富气相包裹体(WV亚型): 室温下呈两相(V+L), 气相分数在50~90%之间,

表 2 洋灰洞子铜矿床流体包裹体特征及参数

Table 2 Characteristics and parameters of the fluid inclusions in the Yanghuidongzi Cu deposit

成矿阶段	包裹体类型	大小/ μm	气相分数/%	数量	t_m/C	t_h/C	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$\rho/\text{g}/\text{cm}^3$
I	WL	4~11	10~30	9	-2.8~-10.5	380~417	4.63~14.52	0.56~0.74
II	WL	5~13	$\leq 5\sim 30$	19	-3.1~-10.6	304~368	5.09~14.63	0.58~0.82
III	WL	6~14	$\leq 5\sim 30$	89	-1.0~-11.3	171~310	1.73~15.35	0.72~0.97
	WV	7~12	≥ 80	13	-1.4~-3.8	173~275	2.40~6.14	0.77~0.94
IV	WL	4~16	$\leq 5\sim 30$	63	-0.5~-5.9	116~189	0.87~9.08	0.91~0.98

3.3 流体包裹体显微测温

在完成各成矿阶段石英中流体包裹体显微测温的基础上,应用 Potter(1978)、刘斌等(1987)及 Hall等(1988)经验公式计算包裹体的盐度、密度;测温结果见表 2、图 5 和图 6。

所获得的 193 个流体包裹体测温数据,均一温度介于 116~417 $^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 0.87%~15.35%。其中,早阶段(I)包裹体的冰点温度介于

-2.8~-10.5 $^{\circ}\text{C}$,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.63%~14.52%,密度为 0.56~0.74 g/cm^3 ,均一温度为 380~417 $^{\circ}\text{C}$,均一至液相;第 II 阶段包裹体冰点温度介于 -3.1~-10.6 $^{\circ}\text{C}$ 之间,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5.09%~14.63%,密度为 0.58~0.82 g/cm^3 ,均一温度介于 304~368 $^{\circ}\text{C}$ 之间,均一至液相;第 III 阶段富液相包裹体冰点温度介于 -1.0~-11.3 $^{\circ}\text{C}$ 之间,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.73%~15.35%,密度为 0.72~

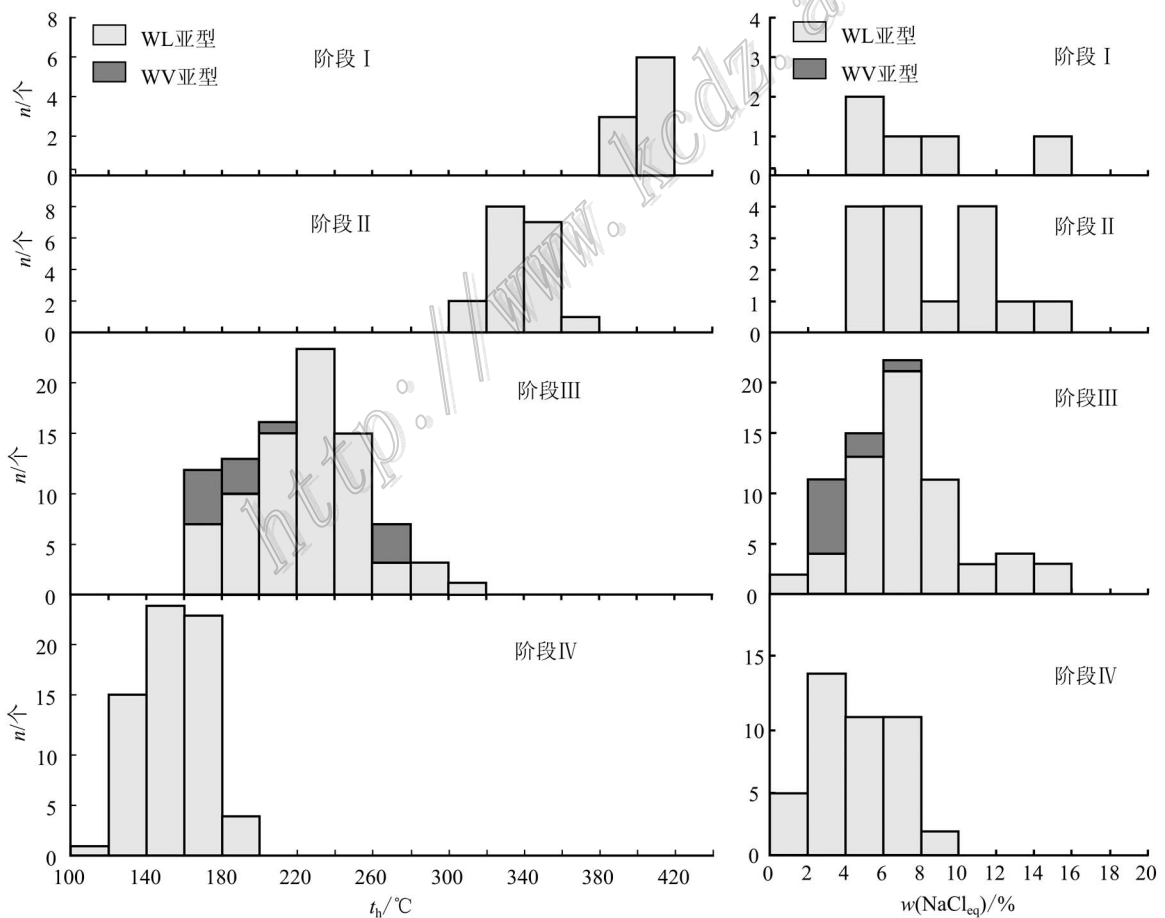


图 5 洋灰洞子铜矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperatures and salinity for fluid inclusions of different ore-forming stages in the Yanghuidongzi Cu deposit

呈椭圆形或短柱状, 大小一般在 $5\sim 11\mu\text{m}$, 加热均一到气相, 成群或孤立状出现(图 4d, j, k)。

(2) 纯气相包裹体(V 型): 灰黑色-黑色, 呈近圆形或椭圆形, 大小一般在 $3\sim 9\mu\text{m}$ 之间, 成群或孤立状出现(图 4f, k)。

(3) 含子晶多相包裹体(S 型): 该类包裹体含量较少, 室温下呈三相(V + L + H), 气相分数在 $15\%\sim 35\%$ 之间, 多呈椭圆形或不规则状, 大小为 $5\sim 13\mu\text{m}$ 。子晶矿物分透明和不透明 2 类: ① 透明子晶矿物, 大小为 $2\sim 4\mu\text{m}$, 呈椭圆状, 主要为钾盐(图 4e); ② 不透明矿物, 黑色, 大小在 $1\mu\text{m}$ 左右, 呈柱状或椭圆状, 推测为黄铜矿等(图 4c)。

(4) 纯液相包裹体(L 型): 淡色调, 呈长椭圆形、圆形、柱状或不规则状, 大小一般在 $2\sim 11\mu\text{m}$, 个别可达 $16\mu\text{m}$ (图 4h, j, k)。

不同成矿阶段石英中发育不同类型的包裹体。其中 I 阶段发育富液相包裹体(图 4a); II 阶段发育富液相和极少量含子晶矿物三相包裹体(图 4b, c); III 阶段发育气液两相、纯液相、纯气相和少量含子晶三相包裹体(图 4d~g, j, k); IV 阶段发育富液相和纯液相包裹体。值得指出的是, 在 III 阶段同一石英颗粒内, V 型纯气相包裹体与不同气相分数的 W 型气液两相包裹体共存, 构成了沸腾包裹体群(图 4j, k)。

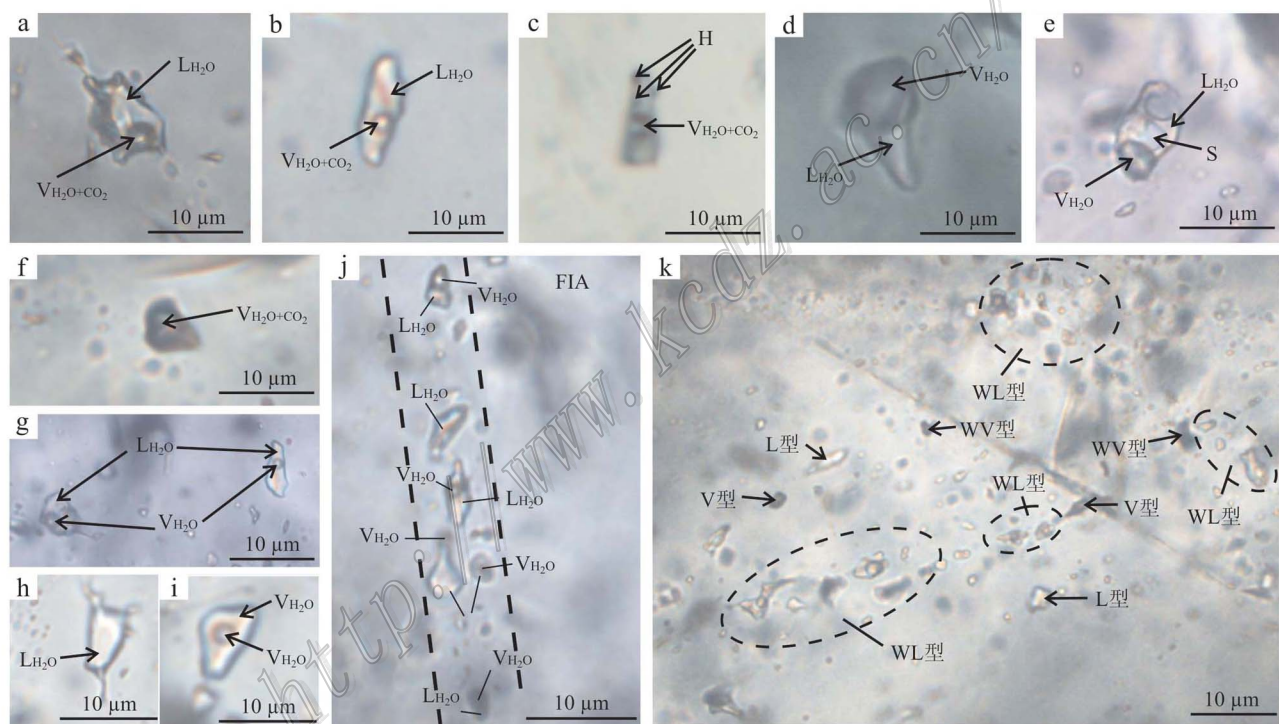


图 4 洋灰洞子铜矿床流体包裹体显微照片

a. 第 I 阶段富液相包裹体; b. 第 II 阶段富液相包裹体; c. 第 II 阶段含子晶多相包裹体; d. 第 III 阶段富气相包裹体; e. 第 III 阶段含子晶三相包裹体; f. 第 III 阶段纯气相包裹体; g. 第 III 阶段富液相包裹体; h. 第 IV 阶段纯液相包裹体; i. 第 IV 阶段富液相包裹体; j. 第 III 阶段不同气相分数的气液两相包裹体共存; k. 第 III 阶段一个视域下不同气相分数的气液两相包裹体与纯气相包裹体共存, 显示沸腾包裹体群特征

L_{H₂O}—液相水; V_{H₂O}—气相水; V_{H₂O+CO₂}—气相; S—钾盐子晶; H—金属矿物子晶

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions in the Yanghuidongzi Cu deposit

a. I stage liquid-rich fluid inclusion; b. II stage liquid-rich fluid inclusion; c. II stage daughter-minerals bearing three-phase fluid inclusion; d. III stage gas-rich fluid inclusion; e. III stage daughter-minerals bearing three-phase fluid inclusion; f. III stage pure gas fluid inclusion; g. III stage liquid-rich fluid inclusion; h. IV stage pure liquid fluid inclusion; i. IV stage liquid-rich fluid inclusion; j. III stage coexisting liquid-gas with different gas-liquid ratios; k. III stage coexisting liquid-gas with different gas-liquid ratios, pure gas inclusions in one optic field, indicating fluid boiling

L_{H₂O}—Liquid H₂O; V_{H₂O}—Vapor H₂O; V_{CO₂+H₂O}—Vapor; S—Potassium salt daughter minerals;

H—Metallic daughter mineral

表 2 洋灰洞子铜矿床流体包裹体特征及参数

Table 2 Characteristics and parameters of the fluid inclusions in the Yanghuidongzi Cu deposit

成矿阶段	包裹体类型	大小/ μm	气相分数/%	数量	$t_m/^\circ\text{C}$	$t_h/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$\rho/\text{g}/\text{cm}^3$
I	WL	4~11	10~30	9	-2.8~-10.5	380~417	4.63~14.52	0.56~0.74
II	WL	5~13	$\leq 5\sim 30$	19	-3.1~-10.6	304~368	5.09~14.63	0.58~0.82
III	WL	6~14	$\leq 5\sim 30$	89	-1.0~-11.3	171~310	1.73~15.35	0.72~0.97
	WV	7~12	≥ 80	13	-1.4~-3.8	173~275	2.40~6.14	0.77~0.94
IV	WL	4~16	$\leq 5\sim 30$	63	-0.5~-5.9	116~189	0.87~9.08	0.91~0.98

3.3 流体包裹体显微测温

在完成各成矿阶段石英中流体包裹体显微测温的基础上,应用 Potter(1978)、刘斌等(1987)及 Hall等(1988)经验公式计算包裹体的盐度、密度;测温结果见表 2、图 5 和图 6。

所获得的 193 个流体包裹体测温数据,均一温度介于 116~417 $^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 0.87%~15.35%。其中,早阶段(I)包裹体的冰点温度介于

-2.8~-10.5 $^\circ\text{C}$,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.63%~14.52%,密度为 0.56~0.74 g/cm^3 ,均一温度为 380~417 $^\circ\text{C}$,均一至液相;第 II 阶段包裹体冰点温度介于 -3.1~-10.6 $^\circ\text{C}$ 之间,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5.09%~14.63%,密度为 0.58~0.82 g/cm^3 ,均一温度介于 304~368 $^\circ\text{C}$ 之间,均一至液相;第 III 阶段富液相包裹体冰点温度介于 -1.0~-11.3 $^\circ\text{C}$ 之间,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.73%~15.35%,密度为 0.72~

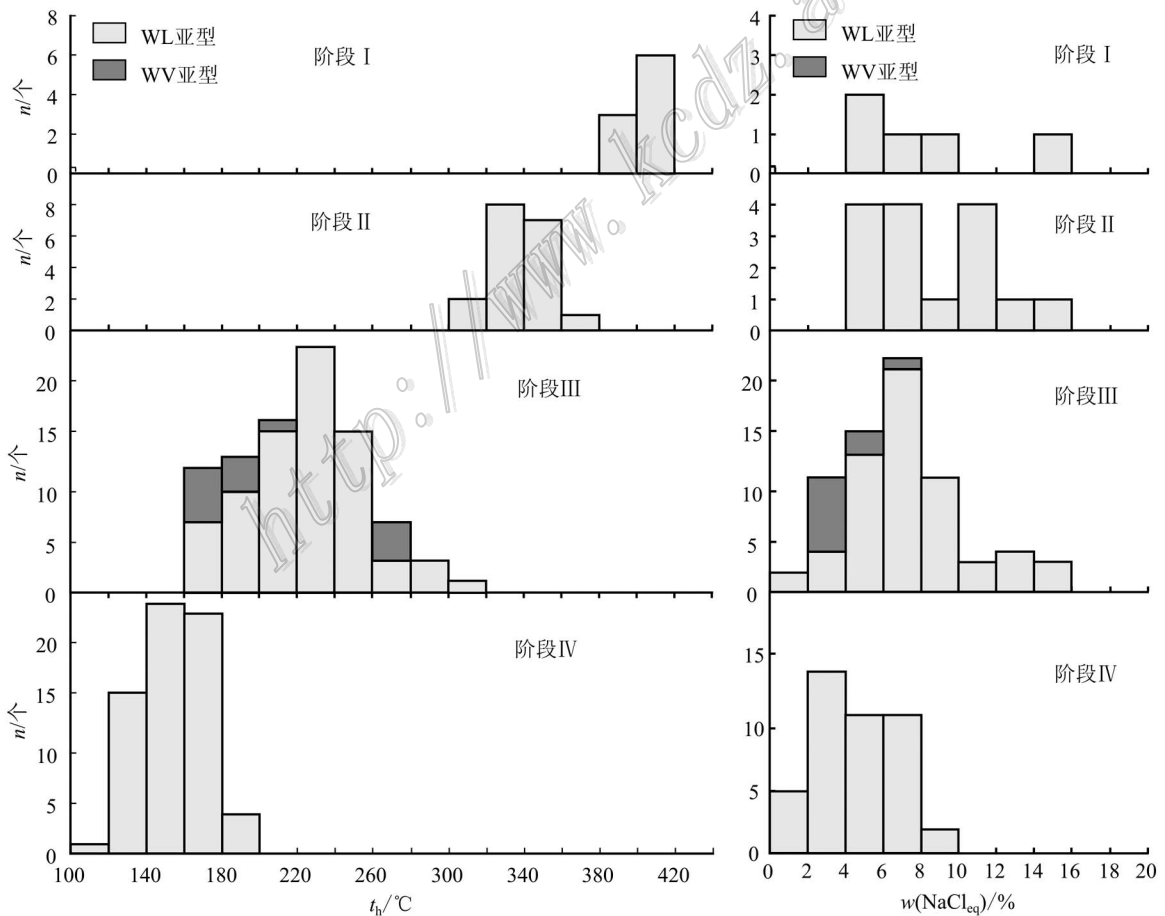


图 5 洋灰洞子铜矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperatures and salinity for fluid inclusions of different ore-forming stages in the Yanghuidongzi Cu deposit

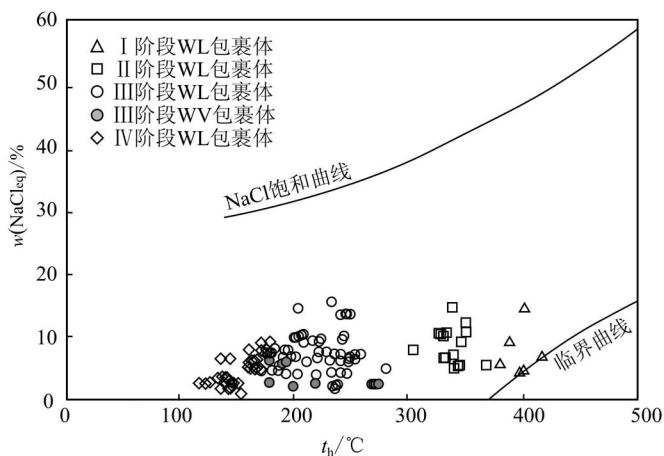
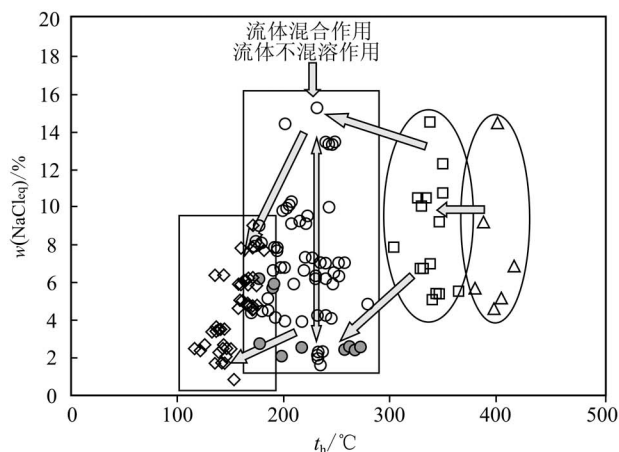


图6 均一温度-盐度分布图(底图据 Bodnar, 1983)

Fig. 6 Homogenization temperatures versus salinity in the Yanghuidongzi Cu deposit (after Bodnar, 1983)



0.97 g/cm³, 均一温度介于 171~310°C, 均一至液相, 富气相包裹体冰点温度介于 -1.4~-3.8°C 之间, 对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.40%~6.14%, 密度为 0.77~0.94 g/cm³, 均一温度介于 173~275°C, 均一至液相; 晚阶段(IV)富液相包裹体冰点温度介于 -0.5~-5.9°C 之间, 对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.87%~9.08%, 密度为 0.91~0.98 g/cm³, 均一温度介于 116~189°C, 均一至液相。

3.4 流体包裹体激光拉曼光谱分析

不同矿化阶段具有代表性的包裹体激光拉曼光谱成分分析结果揭示: 成矿早阶段(I)WL 亚型包裹体的气体成分主要为 H₂O, 同时含少量 CO₂, 其特征峰分别为 3401.9 cm⁻¹ 和 1388.4 cm⁻¹ (图 7a); 主成矿阶段(III)WL 亚型和 WV 亚型流体包裹体的气相成分是以 H₂O 为主, 含少量 CH₄, 其特征峰分别为 3410.0 cm⁻¹、3350.0 cm⁻¹ 和 2918.4 cm⁻¹、2918.6 cm⁻¹ (图 7b, c); 而晚阶段(IV)WL 亚型流体包裹体的气相成分几乎为 H₂O, 具有宽泛的特征峰值(图 7d)。显示了成矿流体从早阶段以 H₂O 主, 同时含少量 CO₂; 随着成矿作用的进行, CO₂ 逐渐减少, CH₄ 增多; 到成矿晚阶段主要为 H₂O 的演化过程。

4 稳定同位素

4.1 氢-氧同位素

为了揭示成矿流体与岩浆作用的关系, 本文对与成矿密切的花岗闪长斑岩的斑晶石英和 I 阶段灰

白色石英脉、III 阶段团块状黄铜矿石英脉和 IV 阶段石英脉中的石英进行了氢、氧同位素测试, 实验于中国地质科学院矿产资源研究所完成。样品分离是首先对挑选的野外采集样品中的石英大颗粒进行粉碎, 经干燥处理后挑选纯度大于 99% 的石英。实验过程的 $\delta^{18}\text{O}$ 分析采用 BrF₅ 法 (Clayton et al., 1963) 进行的石英矿物实验, 分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$, δD 测试则采用爆裂法取水、锌还原法制氢的方法进行。实验仪器为 Finnigan-MAT253 质谱仪, 分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$; 实验数据列于表 3。鉴于所测 $\delta^{18}\text{O}$ 为石英矿物的同位素值, 因此从化学平衡角度出发, 依据不同矿阶段的均一温度, 采用流体-矿物同位素分馏公式对其对其进行流体包裹体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 换算 ($1000 \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$, Clayton et al., 1972), 换算结果详见表 3 和图 8。

从表 3 可知, 蚀变花岗闪长岩斑晶石英的 $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 10.35‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -76.65‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 6.22‰; 不同矿化阶段石英的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -81.80‰~-92.38‰, 极差为 10.70‰, 平均为 -88.30‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 11.73‰~12.20‰, 极差为 0.50‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -4.22‰~6.28‰, 极差为 10.50‰, 平均为 1.20‰。

4.2 铅同位素

样品为主成矿期团块状黄铜矿矿石和硫化物石英脉中的黄铁矿和黄铜矿(图 3b, c)。实验在北京核工业地质分析测试研究中心完成, 所用仪器为 MAT-261 质谱仪, 实验流程详见文献(冷成彪等,

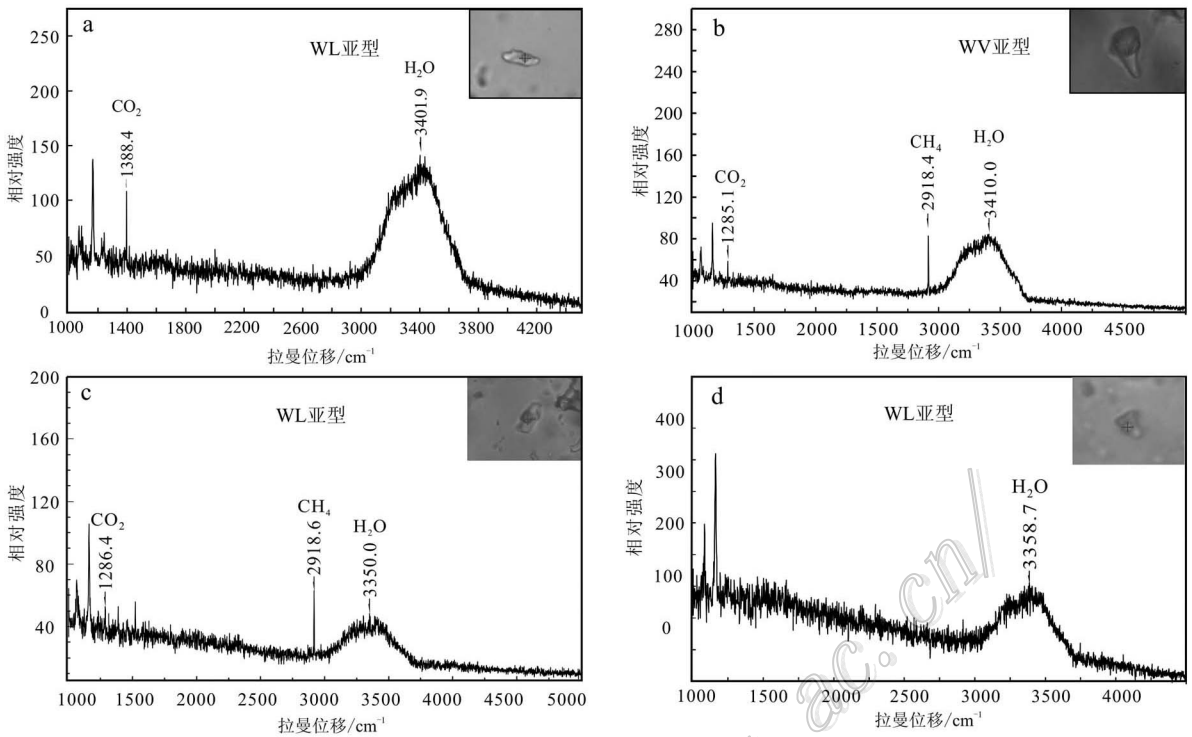


图 7 洋灰洞子铜矿床流体包裹体的激光拉曼图谱
Fig. 7 Laser Raman spectrorgrams of fluid inclusions in the Yanghuidongzi Cu deposit

表 3 洋灰洞子铜矿床氢、氧同位素实验分析结果

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic data of the Yanghuidongzi Cu deposit

样品号	岩性	成矿阶段	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	温度/ $^{\circ}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
09Yhdz1	蚀变花岗闪长斑岩		石英	10.35	400	6.22	-76.65
09Yhdz4	灰白色含矿石英脉	I	石英	12.18	330	6.28	-92.38
09Yhdz2	团块状黄铜矿石英脉	III	石英	11.20	230	1.24	-81.80
09Yhdz3	团块状黄铜矿石英脉	III	石英	11.58	225	1.62	-88.61
09Yhdz5	石英脉	IV	石英	11.73	150	-4.22	-90.37

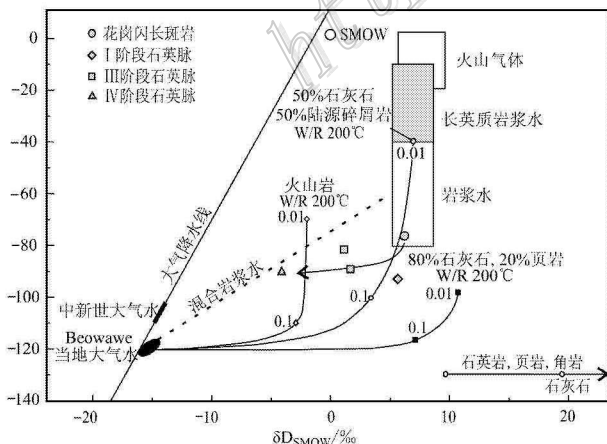


图 8 洋灰洞子铜矿床 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解
(据 Hedenquist et al., 1994)

Fig. 8 δD versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of the Yanghuidongzi Cu deposit (after Hedenquist et al., 1994)

2008)。对 $1\ \mu\text{g}$ 的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度 $\leq 0.005\%$ ；或用多接收器等离子体质谱法 (MC2ICPMS) 测定，所用仪器为英国 Nu Plasma HR，仪器的质量分馏以 Tl 同位素外标校正，样品中 Tl 的加入量约为铅含量的 $1/2$ ；NBS 981 长期测定的统计结果： $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1674 \pm 0.0005$ ， $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91486 \pm 0.00025$ ， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9397 \pm 0.0111$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4974 \pm 0.0089$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7147 \pm 0.0262$ ($\pm 2\sigma$)，实验结果见表 4 和图 9。

结果表明，矿石矿物 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $18.2796 \sim 18.3274$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $15.5045 \sim 15.5468$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值介于 $37.9808 \sim 38.1128$ ，Pb 同位素比值变化均很小，显示其具有正常铅同位素的特征。其中，黄铜矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.3224 和 18.3274 ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.5371 和 15.5468 ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

表 4 洋灰洞子铜矿矿石硫化物铅同位素特征

Table 4 Lead isotopic data of the Yanghuidongzi Cu deposit

样品号	测试矿物	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
		比值	2σ	比值	2σ	比值	2σ
09yhdz2	黄铜矿	38.0583	0.0023	15.5371	0.0009	18.3224	0.0012
09yhdz3	黄铜矿	38.1128	0.0038	15.5468	0.0015	18.3274	0.0018
09yhdz4	黄铁矿	37.9808	0.0033	15.5045	0.0013	18.2796	0.0018

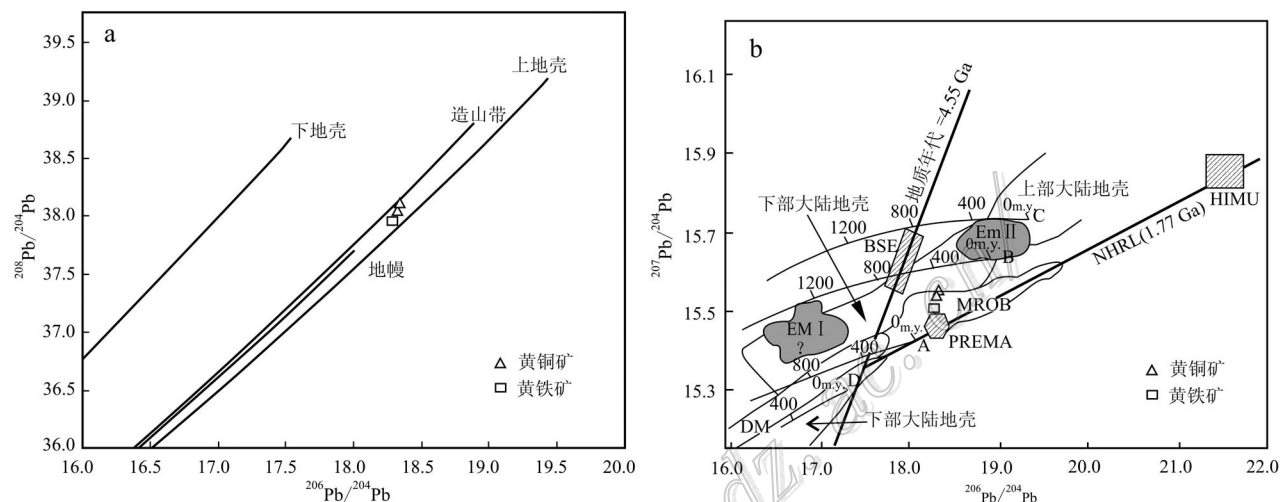


图 9 洋灰洞子铜矿矿石硫化物铅同位素构造环境判别图(据 Zartman et al., 1981)

Fig. 9 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (a) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (b) of sulfides from the Yanghuidongzi Cu deposit (after Zartman et al., 1981)

值为 38.0583 和 38.1128。黄铁矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为 18.2796、15.5045 和 37.9808。

5 讨论

5.1 成矿物质来源

铅同位素作为一种非常有用的地球化学示踪体系,不仅能指示地壳演化,而且可以指示成矿物质来源(Zartman et al., 2009; 张乾等,2000)。洋灰洞子铜矿矿石硫化物铅同位素相对均一,变化范围不大,表明在成矿作用过程中矿物质来源相对单一和比较稳定。在铅同位素构造模式图中,成分点均落在地幔演化线与造山带演化线之间并向造山带演化线靠近(图 9a),表明矿床铅的来源主要为幔源,混有少量壳源铅;在铅同位素构造环境判别图中,成分点分别落在 MORB 区或 MORB 与年轻下地壳分界区域(图 9b),指示成矿物质与大洋性质的岩石圈地幔和年轻的下地壳有关,活化于造山带环境。杨增武等

(2005)对洋灰洞子铜矿床矿石硫同位素研究显示,硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布在 $-3.8\text{‰} \sim -1.1\text{‰}$ 之间,平均为 -3.0‰ ,变化范围狭窄,暗示硫的来源可能相对单一;且矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值与幔源硫($0 \pm 3\text{‰}$, Ohmoto et al., 1997; Hoefs, 1997)相近,表明成矿热液中硫的来源主要是幔源硫或岩浆硫。此外,鉴于成矿发生在晚三叠世晚期,成矿属中国东北部中生代大陆边缘环境,可进一步推测成矿物质活化可能与俯冲大洋板片或大洋性质的富集地幔有关,成矿元素以部分熔融的岩浆、超临界流体等形式被携带到地壳浅部(Sillitoe, 1997)。

综合上述研究认为,成矿物质主要来自于深部岩浆,这种岩浆可能主要起源于俯冲洋壳板片的部分熔融并受到少量地壳物质的混染。

5.2 成矿流体性质、起源

大量的研究表明,热液矿床的成矿流体性质十分复杂。就热液型铜矿而言:通常情况下早阶段成矿流体多为中高温、酸性、氧化、中等盐度或高盐度流体,对应蚀变主要是钾长石化、黑云母化及硅化,

矿化主要是黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、毒砂、辉钼矿以及硫酸盐矿物等;而成矿阶段为中温、碱性、还原、中等盐度或低盐度和高盐度共生的流体,对应蚀变主要是绢英岩化、硅化,矿化主要为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等;而成矿晚阶段转化为低温、弱酸性、弱还原流体(张德会,1997)。因此,热液铜矿床的早阶段成矿流体普遍具有岩浆流体性质。

洋灰洞子铜矿床地质特征和流体包裹体研究表明:早阶段(I、II)的蚀变类型主要是黑云母化、硅化,矿化主要为黄铁矿、毒砂和磁黄铁矿、辉钼矿,反映早阶段流体呈现高温、碱性、中强还原性质;主成矿阶段(III)主要是绢英岩化、硅化,矿化为黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等,揭示流体性质为中温、中酸性、强还原流体性质;而晚阶段(IV)为硅化、碳酸盐化和少量黄铁矿化,反映成矿流体为低温、弱酸性、弱还原流体属性。

从流体包裹体的研究结果来看:成矿早期(I、II)流体性质相似(图6),均一温度在 $304\sim 417^{\circ}\text{C}$ 之间, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.63\%\sim 14.63\%$ 、密度为 $0.56\sim 0.82\text{ g/cm}^3$,气相成分以 H_2O 为主,同时含少量 CO_2 和微量 CH_4 ,说明该阶段流体属于高温、中低盐度、还原的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 体系;主成矿阶段(III)的均一温度在 $171\sim 310^{\circ}\text{C}$ 之间, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分布在 $1.73\%\sim 10.37\%$ 和 $13.44\%\sim 15.35\%$ 两个区间,密度为 $0.72\sim 0.97\text{ g/cm}^3$,与早阶段相比 CO_2 含量明显降低、 CH_4 含量增加(石英霞等,2009)(图7a~c),并含钾盐和黄铜矿子晶矿物,说明该阶段成矿流体为中温、强还原、中低盐度共存的 $(\text{Na}+\text{K})\text{Cl-H}_2\text{O-CH}_4$ 不混溶体系;晚阶段(IV)均一温度介于 $116\sim 189^{\circ}\text{C}$ 、 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.87\%\sim 9.08\%$ 、密度为 $0.91\sim 0.98\text{ g/cm}^3$,气相成分只检测出 H_2O ,属低温、低盐度、高密度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系。

氢-氧同位素地球化学特征揭示,早阶段(I)石英与矿区花岗闪长斑岩斑晶石英的 H-O 同位素均显示岩浆水特点(Ohmoto,1986;Sheppard,1986);主成矿阶段(III)和成矿晚阶段(IV)呈现岩浆水与大气降水混合特征,即发生了明显的“氧漂移”,暗示大气降水的不断加入(图9)。

综上所述,洋灰洞子铜矿床的成矿流体来自矿区与成矿密切的花岗闪长斑岩,目前虽未发现熔融包裹体或出溶包裹体;但从已有分析可知成矿过程至少经历(I)高温、酸性、氧化流体出溶与聚集、上升作用阶段(II)高温、碱性、中强还原流体作用阶

段(III)中温、中酸性、强还原流体不混溶作用阶段和(IV)低温、弱酸性流体作用阶段。整个成矿过程以降温、减压、 CO_2 逐渐逸出、氧化-还原和大气水不断的加入实现整个矿床的成矿元素卸载与富集。

5.3 成矿元素迁移、卸载机理与成矿地质过程

前人大量的研究表明,在高温条件下,铜在流体中主要以氯络合物 $[\text{CuCl}_2]^-$ 等 CuCl_2^- 等形式运输,且 Cl^- 含量越高,Cu溶解度越大;在低温、低盐度或富S的条件下,Cu易与S形成络合物而优先富集于气相中(孟祥金等,2005;芮宗瑶等,2003;Heinrich,2007)。导致Cu从流体中沉淀出来的因素主要为温度、压力、pH值、氧逸度、流体中 Cl^- 的浓度等(Reed et al.,2006;Hezarkhani et al.,1999),而温度降低是Cu从流体中沉淀的主要因素(Liu et al.,2005;Hezarkhani et al.,1999)。当成矿流体处于较高的温压条件下,特别是处于临界-超临界状态时,铜的络合物相对具有较高的稳定性,但是随着温度降低和流体的减压沸腾,络合物的稳定性会遭受破坏,从而促使金属硫化物的淀积(芮宗瑶等,1984)。因此,造成金属沉淀的主要机制为:降温冷却、减压沸腾、围岩交代和流体混合等。

洋灰洞子铜矿流体包裹体岩相学及显微测温研究显示:在III阶段同一石英颗粒内,V型纯气相包裹体与气相分数连续变化的W型气液两相包裹体共存(图4j,k),且不同气相分数(15%~80%)的WV亚型和WL亚型包裹体的均一温度相近,然而盐度相差较大(图6),且均一方式不同;表明成矿流体在主成矿阶段发生了一定程度的不混溶或沸腾作用(Roedder,1984;卢焕章等,2004;褚少雄等,2010)。但本阶段 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 不高(1.73%~15.35%),与流体沸腾的特征不同,可能是由于较高温成矿流体与冷的大气降水相遇,受温度和压力瞬间变化的影响而发生沸腾,捕获的包裹体只保存了富气相或富液相包裹体,缺少S型高盐度包裹体(刘斌等,1999;邱楠生等,2001)。这与前述氢-氧同位素研究结果一致,即早阶段高温成矿流体演化到主成矿阶段时与冷的古大气降水发生混合作用。

在成矿地质过程方面,鉴于花岗闪长斑岩与成矿具有密切的空间关系(图3),成矿早阶段流体包裹体性质和氢-氧同位素等特征与花岗闪长斑岩具有明显的同源性,结合成岩成矿时代,其成岩成矿作用过程可划分:①花岗质岩浆上侵位;②花岗闪长斑岩发生流体出溶与含矿流体形成;③当成矿流体库

内压大于外压的情况下,发生流体库破裂,在黄松群接触内带发生强烈隐爆作用;④在相对开放状态下,伴随着成矿流体逐渐降温与大气水的不断加入,先后发生以交代作用为主的矿化蚀变、伴随着流体弱不混溶作用的充填为主的以铜为主的多金属成矿作用,最后以晚阶段石英-碳酸盐的形成结束成矿全部过程。

5.4 矿床成因类型

洋灰洞子铜矿床自发现以来,已有学者对其成因类型进行论证,主要有 2 种观点:斑岩型(王秀芝等 2004;杨增武等 2005;吕俊超等 2014)和中高温热液交代型(孟兆贤 2012)。前人对该矿床成因的判断多建立在矿床地质特征的基础上,而缺乏系统的成矿流体来源、性质和成矿物质来源等方面的对比研究。本文通过详实的矿床地质、流体包裹体和稳定同位素等方面研究,同时综合对比国内外同类矿床的研究成果(表 5),认为洋灰洞子铜矿床应属于斑岩型铜矿床,主要依据如下:

(1) 与成矿密切相关的花岗闪长斑岩形成于 $(201.2 \pm 1.7) \text{ Ma} \sim (204.4 \pm 2.8) \text{ Ma}$ (吕俊超等, 2014),具有钙碱性埃达克质特征,形成于与环太平洋板块俯冲有关的活动大陆边缘环境。

(2) 围岩蚀变主要为黑云母化、硅化、绢云母

化、绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化等,面状蚀变分带特征明显,以岩体为中心向外依次发育钾硅酸盐化带、绢英岩化带和青磐岩化带,矿石构造以团块状和浸染状为主,与典型斑岩型铜矿蚀变及矿化特征(Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1973)一致;

(3) 洋灰洞子铜矿主要发育气液两相、纯液相和纯气相包裹体,可见少量含硫化物或钾盐子晶多相包裹体。均一温度介于 $116 \sim 417^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.63\% \sim 15.35\%$,包裹体气相成分主要为 H_2O , 含少量 CO_2 和 CH_4 。与典型斑岩型铜矿床相比,缺乏高盐度含石盐子晶多相包裹体,主要原因有 2 个:①成矿流体在较高温度下与冷的大气降水相遇,受温度和压力瞬间变化的影响而发生沸腾,使得捕获的包裹体只保存了富气相或富液相包裹体,缺少高盐度含石盐子晶多相包裹体;②受目前开采程度所限,本文测试样品采自浅部团块状矿石,不排除深部存在高盐度流体的可能性。总的来说,洋灰洞子铜矿成矿流体特征与典型斑岩型铜矿床基本一致,至于究竟是何种原因导致矿床缺乏高盐度含子晶包裹体,还有待进一步研究。

(4) 成矿物质来源于深部岩浆,成矿流体来源于花岗质岩浆或出溶流体,成矿中晚阶段有大气降水的混入,与典型斑岩型铜矿床一致。

表 5 洋灰洞子铜矿床与典型斑岩型铜矿床特征一览表

Table 5 Characteristics of the Yanghuidongzi copper deposit and typical porphyry copper deposit

项目	斑岩型铜矿床	洋灰洞子铜矿床
岩浆组合	中酸性的钙碱性岩浆系列,岩性为石英闪长岩-石英二长岩-花岗闪长岩-花岗岩,多具有埃达克岩地球化学特征;主要形成与板块俯冲有关的岛弧或陆缘弧环境	钙碱性埃达克质花岗闪长斑岩,形成于与板框俯冲有关的活动大陆边缘环境
矿石构造	主要为细脉浸染状,常有浸染状、(细)脉状、条带状、角砾状、块状和团块状	团块状、浸染状构造为主,其次为细脉浸染状及角砾状构造等
金属矿物	主要为黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿,少量斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂、磁铁矿、自然金等。	主要为黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿,其次为毒砂、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿等
脉石矿物	钾长石、斜长石、黑云母、绢(白)云母、绿泥石、绿帘石、高岭土、蒙脱石、方解石等	主要为石英、黑云母、斜长石、绢(白)云母、绿泥石、绿帘石、碳酸盐矿物等
围岩蚀变特征	钾化、黑云母化、绢云母化、硅化、绿泥石化、绿帘石化等。面状蚀变分带特征明显,以岩体为中心向外依次为:钾化带→绢英岩化带→泥化带→青磐岩化带	黑云母化、绢云母化、硅化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化等。面状蚀变分带特征明显,以岩体为中心向外依次为:钾硅酸岩化带→绢英岩化带→青磐岩化带
成矿流体特征	各类包裹体均发育,子矿物类型丰富,发育特征的沸腾包裹体群;包裹体均一温度宽泛(一般介于 $250 \sim 800^\circ\text{C}$),集中在 $300 \sim 450^\circ\text{C}$,盐度一般具有低盐度($2\% \sim 25\%$)和中高盐度($30\% \sim 60\%$)两个区间;气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 ,含少量 CH_4 、 N_2 、 H_2S 、 H_2 等	主要发育气液两相、纯液相和纯气相包裹体,可见少量含钾盐或硫化物子晶多相包裹体,缺乏含石盐子晶多相包裹体;均一温度 $116 \sim 417^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.63\% \sim 15.35\%$,气相成分主要为 H_2O ,含少量 CO_2 和 CH_4
成矿流体及成矿物质来源	成矿流体主要为岩浆水,一般在成矿晚期不同程度的混合天水,成矿物质主要来自岩浆	成矿流体来自岩浆水,中晚阶段混有大气降水,成矿物质来自深部岩浆

综上所述,洋灰洞子铜矿床为斑岩型铜矿床。

6 结 论

(1) 洋灰洞子铜矿床发育在花岗闪长斑岩与黄松群阎王殿组浅变质岩系之间接触带内侧的角砾岩带内,矿体多呈透镜状和脉状产出。矿化过程初步划分为4个阶段:(I)石英-黄铁矿-毒砂阶段、(II)石英-磁黄铁矿-辉钼矿阶段、(III)石英-多金属硫化物阶段和(IV)石英-碳酸盐阶段。

(2) 流体包裹体研究表明,洋灰洞子铜矿流体包裹体类型有富液相(WL)、富气相(WV)、纯液相(L)和纯气相(V)以及含子晶三相(S)包裹体。4个成矿阶段的均一温度分别为380~417℃、304~368℃、171~310℃和116~189℃。其中,I、II阶段包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为4.63%~14.52%和5.09%~14.63%,III阶段 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分布在1.73%~10.37%和13.44%~15.35%两个区间;IV阶段 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.87%~9.08%。

(3) 矿物H、O、S和Pb同位素研究表明,成矿流体来源于花岗闪长质岩浆或是出溶流体的结果,成矿物质来源于深部岩浆。成岩成矿过程经历了花岗质岩浆上升侵位→流体出溶与含矿流体形成→隐爆作用→成矿流体与大气水混合等过程,并先后形成以黄铁矿化为主的蚀变岩、以铜为主的多金属硫化物石英脉和石英-碳酸盐脉。

(4) 洋灰洞子铜矿床地质特征、流体包裹体地球化学、稳定同位素和成矿构造背景等方面与斑岩型铜矿床基本一致,指示洋灰洞子铜矿床属于斑岩型铜矿床。

志 谢 在流体包裹体及铅同位素测试过程中得到了北京核工业地质分析测试研究中心给予的支持和帮助,在氢、氧同位素测试方面得到了中国地质科学院矿产资源研究所给予的支持和帮助,审稿专家和编辑部老师对文章的修改提出了宝贵意见,在此一并志以诚挚的感谢!

References

Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P - V - T - X properties of inclusion fluid[J]. *Econ. Geol.*, 78:535-542.

Chu S X, Zeng Q D, Liu J M, Zhang W Q, Zhang Z L, Zhang S and Wang Z C. 2010. Characteristics and its geological significance of fluid inclusions in Chehugou porphyry Mo-Cu deposit, Xilamulun molybdenum metallogenic belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(8): 2465-2481(in Chinese with English abstract).

Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27:43-52.

Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77:3057-3067.

Geology and Mining Bureau of Heilongjiang Province. 1993. Regional geology features in Heilongjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House. 36-38(in Chinese).

Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution[J]. *Econ. Geol.*, 83:197-202.

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Nature*, 370:519-527.

Heinrich C A. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1):363-387.

Hezarkhani A, Williams-Jones A E and Gammons C H. 1999. Factors controlling porphyry copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran[J]. *Mineralium Deposita*, 34:770-783.

Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry(4th Edition)[M]. Berlin: Springer Verlag. 1-201.

Leng C B, Zhang X C, Wang S X, Wang W Q, Qin C J, Wu K W and Ren T. 2008. S, Pb isotopic components and trace to source of ore-forming materials of Jixueping porphyry copper deposit in northwest Yunnan Province[J]. *Mineral Petrol.*, 28(4):80-88(in Chinese).

Liu B and Duan G X. 1987. The density and isotopic formulae for NaCl-H₂O fluid inclusion and their applications[J]. *Mineral Technology*, 7(4):345-352(in Chinese).

Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics basis of fluid inclusion regional geology features in Heilongjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House. 70-118(in Chinese).

Liu W H and McPhai D C. 2005. Thermodynamic properties of copper chloride complexes and copper transport in magmatic-hydrothermal solutions[J]. *Chemical Geology*, 221:21-39.

Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. *Econ. Geol.*

- 65 : 373-408.
- Lu H Z , Fan H R , Ni P , Ou G X , Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion [M]. Beijing : Science Press. 1-48 (in Chinese).
- Lu Y H , Zhang Y , Lai Y and Wang Y Z. 2009. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of magmatism and mineralization in the Jinchang gold ore-field , Heilongjiang Province [J]. Acta Petrologica Sinica , 25 (11) : 2902-2912 (in Chinese with English abstract).
- Lü C L , Xu D H , Li X P and Hao X Z. 2012. Petrogenesis and crust-mantle mixing of Early Jurassic granites in the Taipingling mountains , Heilongjiang Province [J]. Geoscience , 26 (4) : 635-646 (in Chinese with English abstract).
- Lü J C. 2014. The ore-forming geological conditions and prospecting orientation of Yanghuidongzi Cu deposit , Heilongjiang Province (dissertation for Master degree) [D]. Supervisor : YANG Y C. Changchun : Jilin University. 83p (in Chinese with English abstract).
- Lü J C , Yang Y C , Han S J , Yan W Q , Zhang G B , Zhang B C and Zhao Q Q. 2014. Geochemistry , zircon U-Pb dating and its geological implication of the granodiorite porphyry in the Yanghuidongzi copper deposit , Heilongjiang Province [J]. Global Geology , 33 (1) : 59-75 (in Chinese with English abstract).
- Meng X J , Hou Z Q and Li Z Q. 2005. Fluid inclusions and ore-forming processes of three porphyry copper deposits in Gangdese belt , Tibet [J]. Mineral Deposits , 24 (4) : 398-408 (in Chinese with English abstract).
- Meng Z X. 2012. Genesis of Yanghuidongzi copper deposit in Dongning county , Heilongjiang Province (dissertation for Master degree) [D]. Supervisor : SUN J G. Changchun : Jilin University. 63 (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. Reviews in Mineralogy , 16 (1) : 491-559.
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes [A]. In : Barnes H L , ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3rd Edition) [C]. New York : John Wiley and Sons. 517-612.
- Potter R W. 1978. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 Bars based on a regression of available data in the literature [J]. U. S. Geol. Survey Bull. , 1421-C , 36.
- Qiu N S , Zhang S W and Jin Z J. 2001. Migration models of hydrocarbon fluids in the Dongying depression-evidences from boiling fluid inclusion [J]. Experimental Petroleum Geology , 23 (4) : 403-407 (in Chinese).
- Reed M H and Palandri J. 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids [J]. Sulfide Mineralogy and Geochemistry , 61 : 609-631.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusion [J]. Reviews in Mineralogy , 12 : 644-645.
- Rui Z Y , Huang C K , Qi G M , Xu J and Zhang H T. 1984. Porphyry copper (Molybdenum) deposits of China [M]. Beijing : Geological Publishing House. 1-35 (in Chinese).
- Rui Z Y , Zhang H T , Wang L S and Chen R Y. 2003. Approach to ore-forming conditions in light of ore fluid inclusions [J]. Mineral Deposits , 22 (1) : 13-23 (in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. Reviews in Mineralogy , 16 : 165-183.
- Shi Y X , Yang N and Yang Y. 2009. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Sandaozhuang Mo-W deposit in Luanehuan county , Henna Province [J]. Acta Petrologica Sinica , 25 (10) : 2575-2587 (in Chinese with English abstract).
- Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit , Chile [J]. Econ. Geol. , 68 : 1-10.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the Circum-Pacific region [J]. Australian Journal of Earth Science , 44 (3) : 373-388.
- Sun J G , Chen L , Zhao J K , Men L J , Pang W , Chen D and Liang S N. 2008. SHRIMP U-Pb dating of zircons from Late Yanshanian granitic complex in Xiaoxinancha gold-rich copper orefield of Yanshanian and its geological implications [J]. Mineral Deposits , 27 (3) : 319-328 (in Chinese with English abstract).
- Wang X Z , Zhao Q Q and Dong M Q. 2004. Characteristics of the ore bearing magmatic body associated with the Yanghuidongzi copper deposit of Dongning County , Heilongjiang Province [J]. Mineral Resources and Geology , 18 (5) : 450-454 (in Chinese).
- Wu F Y , Sun D Y , Ge W C , Zhang Y B , Matthew L G , Simon A W and Bor-Ming J . 2011. Geochronology of the Phanerozoic granites in northeastern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences , 41 (1) : 1-30.
- Yang Q and Wang H L. 2014. Metallogenic regularity and prediction of copper polymetallic deposit in Yanghuidongzi area , Heilongjiang Province [J]. Gold , 7 (35) : 31-36 (in Chinese).
- Yang Z W , Dong C T , Xia T Y and Yu Y. 2005. Geological characters and genesis of Yanghuidongzi copper deposit in Heilongjiang Province [J]. Geology and Prospecting , 41 (2) : 27-29 (in Chinese).

- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model [J]. *Tectonophysics*, 75(1-2): 135-162.
- Zartman R E and Smith J V. 2009. Mineralogy and U-Th-Pb age of a uranium-bearing jasperoid vein, Sunshine Mine, Coeur d'Alene district, Idaho, USA [J]. *Chemical Geology*, 61: 185-194.
- Zhang D H. 1997. Overview of research on the ore depositional mechanisms ore-forming fluid [J]. *Geological Science and Technology Information*, 16(3): 53-58 (in Chinese).
- Zhang Q and Pan S X. 2000. An interpretation of ore lead sources from lead isotopic compositions of some ore deposits in China [J]. *Geochimica*, 29(3): 231-238 (in Chinese).
- Zhao Y D, Chi X G, Che J Y, Liu J F and Zhao Z. 2009. Geochemical characteristics and tectonic setting of Late Triassic granites in Yanbian Dongning area [J]. *Journal of Jilin University(Earth Science Edition)*, 39(3): 425-434 (in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献
- 褚少雄, 曾庆栋, 刘建明, 张伟庆, 张作伦, 张松, 汪在聪. 2010. 西拉沐伦钼矿带车户沟斑岩型钼-铜矿床成矿流体特征及其地质意义 [J]. *岩石学报*, 26(8): 2465-2481.
- 郝文丽, 王枫, 许文良, 唐杰, 高福红. 2015. 黑龙江东部“新元古代”黄松群杨木组沉积时限和物源组成: 来自锆石 U-Pb 年代学的制约 [J]. *地球科学与环境学报*, 37(4): 024-034.
- 黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社. 36-38.
- 冷成彪, 张兴春, 王守旭, 王外全, 秦朝建, 吴孔文, 任涛. 2008. 滇西北雪鸡坪斑岩铜矿 S, Pb 同位素组成及对成矿物质来源的示踪 [J]. *矿物岩石*, 28(4): 80-88.
- 刘斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用 [J]. *矿物学报*, 7(4): 345-352.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学基础 [M]. 北京: 地质出版社. 70-118.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 鲁颖淮, 张宇, 赖勇, 王艳忠. 2009. 黑龙江金厂金矿田岩浆和成矿作用的 LA-ICPMS 锆石定年 [J]. *岩石学报*, 25(11): 2902-2913.
- 吕俊超. 2014. 黑龙江省洋灰洞子铜矿床成矿地质条件及找矿方向 (硕士学位论文 [D]. 导师: 杨言辰. 长春: 吉林大学. 1-83
- 吕俊超, 杨言辰, 韩世炯, 闫文强, 张国宾, 张本臣, 赵清泉. 2014. 黑龙江洋灰洞子铜矿床花岗闪长斑岩地球化学、锆石 U-Pb 定年及地质意义 [J]. *世界地质*, 33(1): 59-75.
- 吕长禄, 徐东海, 李新鹏, 郝兴中. 2012. 黑龙江太平岭早侏罗世花岗岩成因及壳幔混合作用 [J]. *现代地质*, 26(4): 635-646.
- 孟祥金, 侯增谦, 李振清. 2005. 西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体及成矿作用研究 [J]. *矿床地质*, 24(4): 398-408.
- 孟兆贤. 2012. 黑龙江省东宁县洋灰洞子铜矿床的成因探讨 (硕士论文 [D]. 导师: 孙景贵. 长春: 吉林大学. 1-63.
- 邱楠生, 张善文, 金之钧. 2001. 东营凹陷油气流体运移模式探讨——来自沸腾包裹体的证据 [J]. *石油实验地质*, 23(4): 403-407.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐钰, 张洪涛. 1984. 中国斑岩型铜(钼)矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 1-350.
- 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 陈仁义. 2003. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件 [J]. *矿床地质*, 22(1): 13-23.
- 石英霞, 李诺, 杨艳. 2009. 河南省栗川县二道庄铂钨矿床地质和流体包裹体研究 [J]. *岩石学报*, 25(10): 2575-2587
- 孙景贵, 陈雷, 赵俊康, 门兰静, 逢伟, 陈东, 梁树能. 2009. 延边小西南岔富金铜矿田燕山晚期花岗岩杂岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *矿床地质*, 27(3): 319-328.
- 王秀芝, 赵清泉, 董明全. 2004. 黑龙江省东宁县洋灰洞子铜矿床成矿岩体特征 [J]. *矿产与地质*, 18(105): 450-454.
- 杨钦, 王恒亮. 2014. 黑龙江东宁洋灰洞子地区铜多金属矿床成矿规律与成矿预测 [J]. *黄金*, 35(1): 31-36.
- 杨增武, 董传统, 夏统元, 余友. 2005. 黑龙江省洋灰洞子铜矿床地质特征及成因探讨 [J]. *地质与勘探*, 41(2): 27-29.
- 张德会. 1997. 成矿流体中金属沉淀机制研究综述 [J]. *地球科技情报*, 16(3): 53-58.
- 张乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释 [J]. *地球化学*, 29(3): 231-238.
- 赵院冬, 迟效国, 车继英, 刘建峰, 赵芝. 2009. 延边-东宁地区晚三叠世花岗岩地球化学特征及其大地构造背景 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 39(3): 425-434.