

湖北竹山县银洞沟矿床成矿流体特征及矿床成因*

岳素伟^{1 2} 翟涓阳³ 邓小华^{3**} 余吉庭⁴ 杨林⁴

YUE SuWei^{1 2}, ZHAI YuYang³, DENG XiaoHua^{3**}, YU JiTing⁴ and YANG Lin⁴

1. 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室 广州 510640

2. 中国科学院大学 北京 100049

3. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室 北京 100871

4. 湖北银矿,竹山县 442218

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

4. Hubei Silver Mine, Zhushan 442218, China

2012-08-10 收稿, 2012-11-02 改回.

Yue SW, Zhai YY, Deng XH, Yu JT and Yang L. 2013. Fluid inclusion and H-O isotope geochemistry and ore genesis of the Yindonggou deposit, Zhushan County, Hubei, China. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 27–45

Abstract The Yindonggou Ag–Au–Pb–Zn deposit is a quartz-vein system hosted in metamorphosed volcanic rocks of the Wudangshan Group in the southern Qinling Orogen. The Ag–Au mineralization is controlled by the Yindongyan anticline. The hydrothermal ore-forming process can be divided into four stages according to mineral assemblages and crosscutting relationships of the veinlets, from early to late: (1) fine grained quartz–sphalerite–galena vein; (2) fine grained quartz–silver–gold vein, containing minor pyrite; (3) coarse grained quartz vein, with minor galena, sphalerite and chalcopyrite; and (4) ankerite–quartz vein. Most of the Ag–Au ores are formed during stage 2, and Pb–Zn ores are formed during stage 1. Three types of fluid inclusions (FIs) are distinguished in this study based on petrographic and microthermometric criteria, NaCl–H₂O, CO₂–H₂O–NaCl and CO₂–CH₄ fluid inclusions, respectively. All of the three types of FIs can be observed in the hydrothermal quartz of stages 1 and 2; while only the NaCl–H₂O inclusions occur in the stage 3. FIs of stage 1 are mainly homogenized between 308°C and 436°C, with salinities ranging from 5.1% to 10.2% NaCleqv. The stage 2 FIs yield homogeneous temperatures of 220 ~ 375°C and salinities of 2.0% ~ 10.7% NaCleqv. FIs of stage 3 are homogenized between 122°C and 272°C, with salinities of 0.4% ~ 7.2% NaCleqv. The estimated pressures range from 330MPa to 463MPa in stage 1, 180MPa to 366MPa in stage 2, corresponding to the depths of 12.5 ~ 17.5km and 6.8 ~ 13.8km, respectively, suggesting regional compression might cause somewhat tectonic overpressure. The $\delta^{18}\text{O}_w$ decrease from 6.6‰ in the stage 1, to -1.2‰ ~ 0.4‰ in the stage 3, with the δD changing from -74‰ in stage 1 to -48‰ ~ -73‰ in stage 3. The δD vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ plots show a shift from metamorphic water towards meteoric water line. Thus, we suggest that the original ore-forming fluids are metamorphic in origin which is characterized by mesothermal, low-salinity and CO₂-rich. The fluid mixing have took place during ore-forming process and resulted to metal deposition. Therefore, the Yindonggou deposit can be genetically assigned to be orogenic-type mineral system.

Key words Yindonggou deposit; Fluid inclusion; H-O isotope; Orogenic deposit; Qinling Orogen

摘要 银洞沟大型银多金属矿床位于南秦岭造山带,矿体主要受东西向的银洞岩背斜控制,呈脉状产于武当山群变火山岩。热液成矿作用包含4个阶段:(I)细粒石英-闪锌矿-方铅矿阶段;(II)细粒石英-银金矿化阶段;(III)粗粒石英阶段,含

* 本文受国家973项目(2012CB416602)、国家自然科学基金项目(41202050、41072061)和全国危机矿山接替资源找矿项目(20089934)联合资助。

第一作者简介:岳素伟,男,1985年生,博士生,矿床学专业,E-mail: qinzhezhi@foxmail.com

** 通讯作者:邓小华,男,1984年生,博士,讲师,矿床学专业,从事矿床学与矿床地球化学研究,E-mail: dxh198411@126.com

少量方铅矿-闪锌矿-黄铜矿; (IV) 块状铁白云石-石英阶段。银洞沟矿床流体包裹体可分为3类: NaCl-H₂O型(W型)、CO₂-H₂O-NaCl型(C型)和CO₂-CH₄型(PC型)。I阶段石英中的流体包裹体以W和C型为主,含少量PC型,相比I阶段,II阶段的C型包裹体更多,而III阶段仅发育W型包裹体。显微测温表明,I阶段流体包裹体均一温度为308~436℃,盐度为5.1%~10.2% NaCleqv; II阶段均一温度为220~375℃,盐度为2.0%~10.7% NaCleqv; III阶段均一温度为122~272℃,盐度为0.4%~7.2% NaCleqv。根据C型包裹体估算前两个阶段压力分别为330~463MPa和180~363MPa,相应成矿深度分别为12.5~17.5km和6.8~13.8km。从I到III阶段 $\delta^{18}O_w$ 、 δD 平均值分别由8.4‰和-72‰,变化至0.9‰和-67‰,指示初始成矿流体来自变质热液,晚阶段混入了大气降水。流体包裹体与氢氧同位素数据表明,银洞沟矿床成矿流体为中温、低盐度、富CO₂的变质热液,属于造山型矿床,流体的混合可能是金属沉淀的主要机制。

关键词 银洞沟银金矿; 流体包裹体; 氢-氧同位素; 造山型矿床; 秦岭造山带
中图法分类号 P595

1 引言

包括秦岭在内的中央造山带完整记录了大陆裂解-洋盆产生、大洋消减-大陆增生、大陆碰撞、大陆内部构造演化等过程(陈衍景和富士谷,1992; Zhang *et al.*, 1996; 陈衍景, 2010)。根据现代造山-成矿理论(Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2001, 2005; Pirajno, 2009; 陈衍景, 2013), 中央造山带可发育增生造山和碰撞造山两种构造体制的多种类型的成矿系统(陈衍景等, 2009), 包括斑岩型、砂卡岩型、爆破角砾岩型等岩浆热液铜-钼等金属矿床(Chen *et al.*, 2000, 2007, 2009; 李诺等, 2007; Zhu *et al.*, 2011; Deng *et al.*, 2012a, b; Li *et al.*, 2012a, b, c), 造山型或变质热液型金矿(Mao *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Fan *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2005, 2008)和铜、银、钼、铅锌等金属矿床(Chen *et al.*, 2004; 张静等, 2004, 2008; 陈衍景, 2006; 祁进平等, 2007; 邓小华等, 2008; 姚军明等, 2008; Ni *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2011), 以及卡林型金矿、MVT型铅锌矿床等浅成热液矿床(陈衍景等, 2009; 张颖等, 2010)。目前, 秦岭造山带的造山型金矿(王海华等, 2001; Li *et al.*, 2002; Mao *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2008; 周振菊等, 2011a, b)与造山型银多金属矿床(Chen *et al.*, 2004; 张静等, 2004, 2008)被报道, 而后者主要集中在小秦岭和熊耳山地区, 对于南秦岭造山型银多金属矿床的研究仍属空白。显然, 在南秦岭地区寻找和识别典型的造山型银、铜、钼和铅锌等矿床不但具有重要的科学研究价值, 而且对于指导找矿和增加储量具有重要意义。

武当地块作为南秦岭造山带的重要组成部分, 南接扬子板块北缘活动带, 西南与北大巴山加里东褶皱带相邻, 伴随着南秦岭造山带的发展演化, 在不同地层发育了大量的银、金及多金属矿床(图1c)。关于这些银、金及多金属矿的成因问题, 前人争议较大, 仅对银洞沟矿床就有以下观点: (1) 岩浆热液型(蔡锦辉等, 1999); (2) 变质热液型(汪东波等, 1991; 汪东波, 1993a, b; 李文博等, 2010); (3) 中-低温次火山热液型铅锌银矿床(刘丛强, 1984, 1989); (4) 韧-脆性剪切变形变质作用有关的中低温热液矿床(秦正永和雷世

和, 1997); (5) 火山沉积岩型(王平安等, 1997)。

银洞沟矿床作为武当山地区最大的银金矿床, 探获Ag资源量2000t(平均品位178g/t), Au资源量近20t(平均品位1.79g/t)。本文选取银洞沟矿床作为研究对象, 在详细的野外工作基础上, 系统总结了矿床地质特征, 划分成矿阶段; 并对不同热液阶段石英中的流体包裹体进行了详细的岩相学、显微测温 and 激光拉曼研究及氢氧同位素研究, 以期精确限定成矿流体性质、来源及演化规律, 厘定矿床成因类型。

2 区域地质

银洞沟矿床行政区划属湖北省竹山县, 向西延伸至陕西白河县。该矿床位于南秦岭造山带东南段, 武当地块西缘(图1b, c), 属鲍峡-一得胜铺成矿带(雷世和和唐桂英, 1996; 雷世和等, 1998)。武当地块被认为是卷入南秦岭构造带的过渡基底岩块(张国伟等, 1995), 南以青峰断裂与扬子北缘褶皱带相连(图1c)。区域地层主要为新元古界武当山群和耀岭河群、震旦系陡山沱组和灯影组以及古生代地层(图1c)。此外, 区内中酸性岩浆岩贫乏, 发育大量的基性岩脉(图1c)。

武当山群是一套变质火山-沉积岩系, 主要由变质基性至中酸性火山岩组成, 夹少量变质沉积岩(凌文黎等, 2002; 张宗清, 2002)。变基性火山岩原岩主要为玄武安山质熔岩、火山碎屑岩和凝灰岩, 变酸性火山岩原岩主要为英安质流纹岩和中酸性晶屑岩屑凝灰岩, 其中, 火山碎屑岩锆石U-Pb(LA-ICP-MS)年龄为755±3Ma(凌文黎等, 2007); 变沉积岩以长石石英质砂岩为主, 夹少量粉砂质泥岩与泥质粉砂岩(凌文黎等, 2002), 变沉积岩中的凝灰岩夹层锆石U-Pb年龄为744±36Ma(蔡志勇等, 2006)。变酸性火山岩蕴含了大量热液金属矿床, 包括银洞沟银金矿、许家坡银金矿以及银洞坪等银多金属矿床(图1c)等。耀岭河群分布于武当地块周缘, 集中在北部和西部地区, 岩性为变石英角闪质含砾凝灰岩、变细碧凝灰岩、细碧岩夹泥质砂岩或凝灰质砂岩(汪东波等, 1991); 前人得到锆石U-Pb年龄分别为: 808±6Ma、746±2Ma(李怀坤等, 2004; TIMS)、685±5Ma(凌文黎等, 2007; LA-ICP-MS)。武当山群和耀岭河群均经历了绿片岩

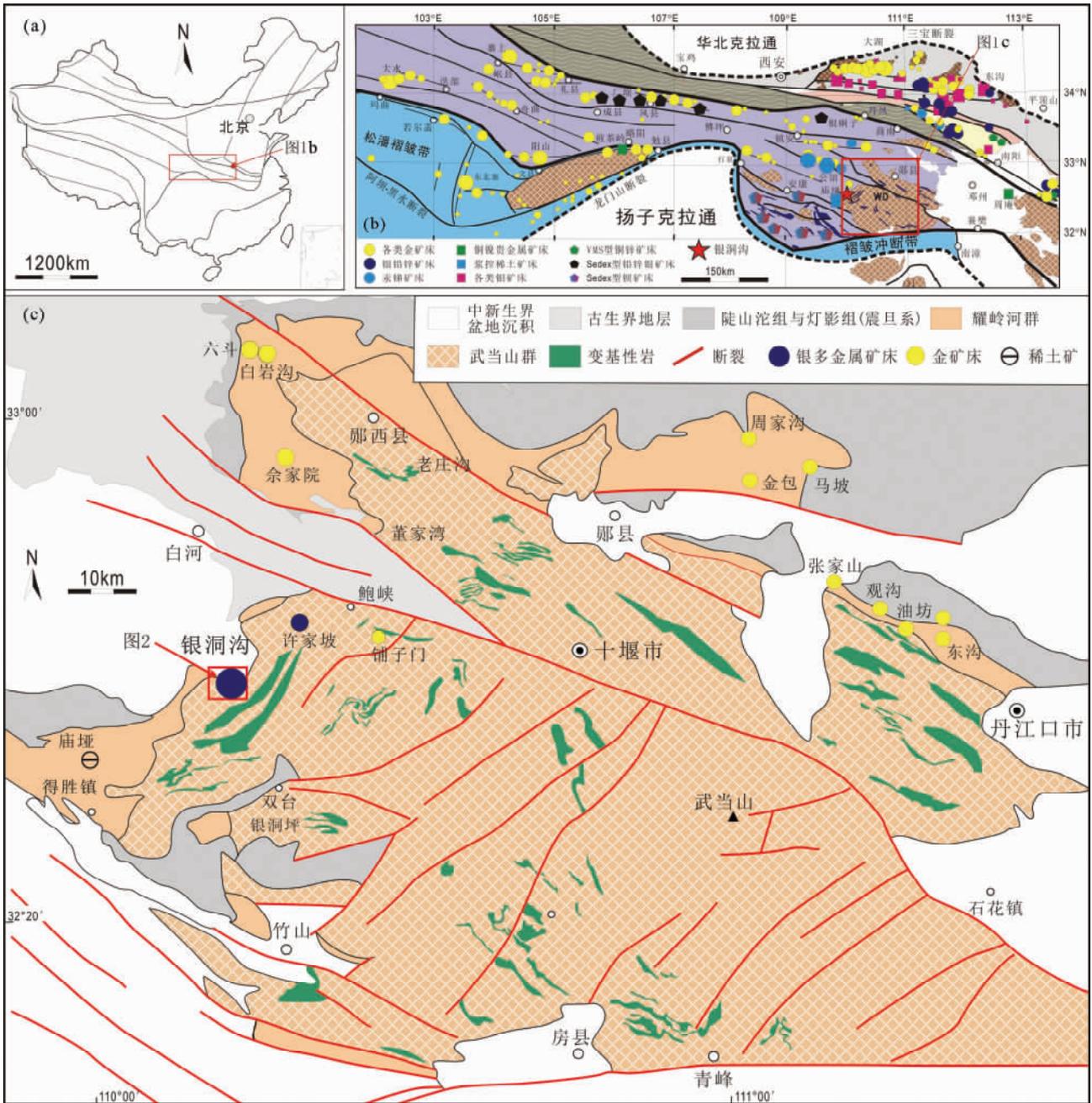


图1 秦岭造山带位置(a)、秦岭造山带构造格局和矿床分布示意图(b, 据陈衍景等, 2009)和银洞沟矿床区域地质图(c, 据张成立等, 1999a 修改)

Fig. 1 Tectonic map of China, showing the location of the Qinling Orogen (a), tectonic framework and ore-system distribution in Qinling Orogen (b, after Chen *et al.*, 2009) and regional geology of the Yindonggou deposit (c, modified after Zhang *et al.*, 1999a)

相变质作用(汪东波等, 1991; 凌文黎等, 2002; 张宗清等, 2002)。震旦系陡山沱组与灯影组岩性主要为灰岩、白云质灰岩、含钙绢云母片岩、绢云母片岩、千枚岩等, 发育了一些金矿床。另外, 区内还有少量的中、新生代地层出露。

研究区内先后经历了古生代伸展及中生代的陆陆碰撞(胡健民等, 2002)等多阶段的变形作用, 主要形成北东向及

随后的北北西向的断裂/褶皱构造, 并以北西西向断裂构造为主, 由北向南依次发育了两郧断裂、十堰-白河断裂、房县-竹山断裂、青峰断裂(图1c)。区内岩浆岩主要为基性侵入体, 岩性为辉绿岩和辉长岩脉, 呈带状东西向、北西向延伸(图1c), 常成群出现, 单体长达数千米, 宽数百米, 以岩脉、岩墙产出, 普遍经历了绿片岩相变质作用(周鼎武等,

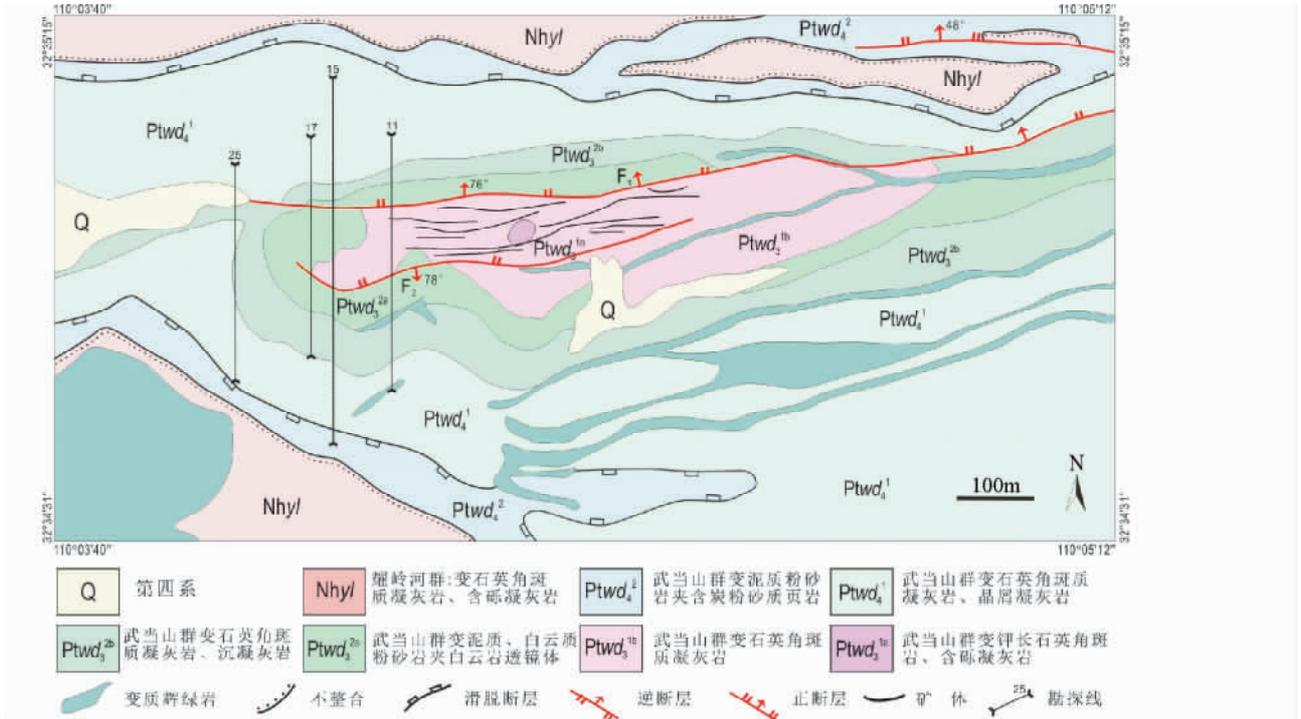


图2 银洞沟矿床地质简图(据李应平等, 2008 修改)

Fig. 2 Geological map of the Yindonggou deposit (modified after Li et al., 2008)

1998; 凌文黎等, 2007), 个别达低角闪岩相(张成立等, 1999a, b)。

3 矿床地质

矿区内出露地层为武当山群变酸性火山岩、变沉积岩以及耀岭河群下部(图2)。其中, 变酸性火山岩为变石英角斑质火山岩-火山碎屑岩, 变沉积岩为富火山碎屑的变泥质粉砂岩与变粉砂质泥岩(汪东波等, 1991), 而耀岭河群为变石英角斑质凝灰岩-含砾凝灰岩(李文博等, 2010)。矿体赋矿于武当山群变石英角斑质凝灰岩与变钾长石英角斑岩中(图2、图3)。除上述地层外, 矿区还发育变辉绿岩脉。

矿区内构造主体为银洞岩背斜及其两翼的 F₁ 与 F₂ 断裂, 沿背斜核部还发育 EW 向陡倾韧性剪切带(李应平等, 2008)。银洞沟矿床产于银洞岩背斜轴部(图3)。银洞岩背斜近东西向, 轴面南倾, 倾角 68°左右, 南翼缓北翼陡, 枢纽自矿区中部分别向西、向东倾伏, 倾伏角为 10°~30°。F₁、F₂ 断裂均呈近东西向, 分别为倾向北的正断层(倾角 76°)和倾向南的逆断层(倾角 78°)。

银洞沟矿体东西长 2150m, 南北宽 150~300m, 矿体向西侧伏。目前已圈定 27 个银金矿体, 矿体呈脉状、薄板状, 少数透镜状(图4), 均呈近 EW 走向, 倾向 166°~175°, 浅部倾角稍缓(约 60°~68°), 深部倾角较陡(约 70°~80°)。其中, 主矿体呈陡倾脉状, 产状 175°∠75°, 呈平行脉状或斜列式产

出, 矿脉长 200~1000m, 平均厚度 2.4m; 矿体沿走向和倾向有狭缩膨胀、尖灭、再现和局部分枝复合现象, 膨大部位银品位 177g/t, 金品位 1.80g/t。

矿石类型包括石英脉型和蚀变岩型, 并以前者为主。金属矿物主要为辉铜银矿、自然银、螺状银矿、闪锌矿和方铅矿、黄铁矿、黄铜矿, 另有少量含银锌铜矿、深红银矿、锌砷黝铜矿和银金矿、硫锑铜银矿、硫锑银矿等(图5)。脉石矿物主要包括石英、绢云母、铁白云石、绿泥石等。其中, 辉银矿、自然银等银矿物主要产于细粒石英-银金矿化脉中, 沿方铅矿、闪锌矿边部交代(图5c)或独立出现(图5h); 方铅矿、闪锌矿主要产于细粒石英-铅锌矿化脉中, 与少量黄铜矿共生, 并交代较自形的黄铁矿(图5a); 少量铅锌矿物产于乳白色粗粒石英脉中, 伴生黄铜矿(图5g)。矿石结构包括充填结构、交代残余结构(图5a)与镶边结构(图5c)、共结边结构(图5d)、固溶体分离结构。矿石构造主要有条带状构造、稀疏浸染状、稠密浸染状、块状和脉状构造。

围岩蚀变包括硅化、绢云母化(图5i)、铁白云石化和绿泥石化。硅化普遍发育, 强硅化表现为各成矿阶段的石英脉; 绢云母化分布范围较窄, 只分布于近矿围岩与含矿石英脉中, 且常与铁白云石、硫化物等矿物伴生, 呈片状、线状产出(图5i); 铁白云石化只在晚期块状石英脉中大量出现, 呈它形粒状充填或嵌于石英颗粒中间。

根据矿脉穿切关系、矿石组构及矿物组合, 银洞沟矿床成矿过程可划分 4 个阶段(图6): (I) 细粒石英-铅锌矿脉,

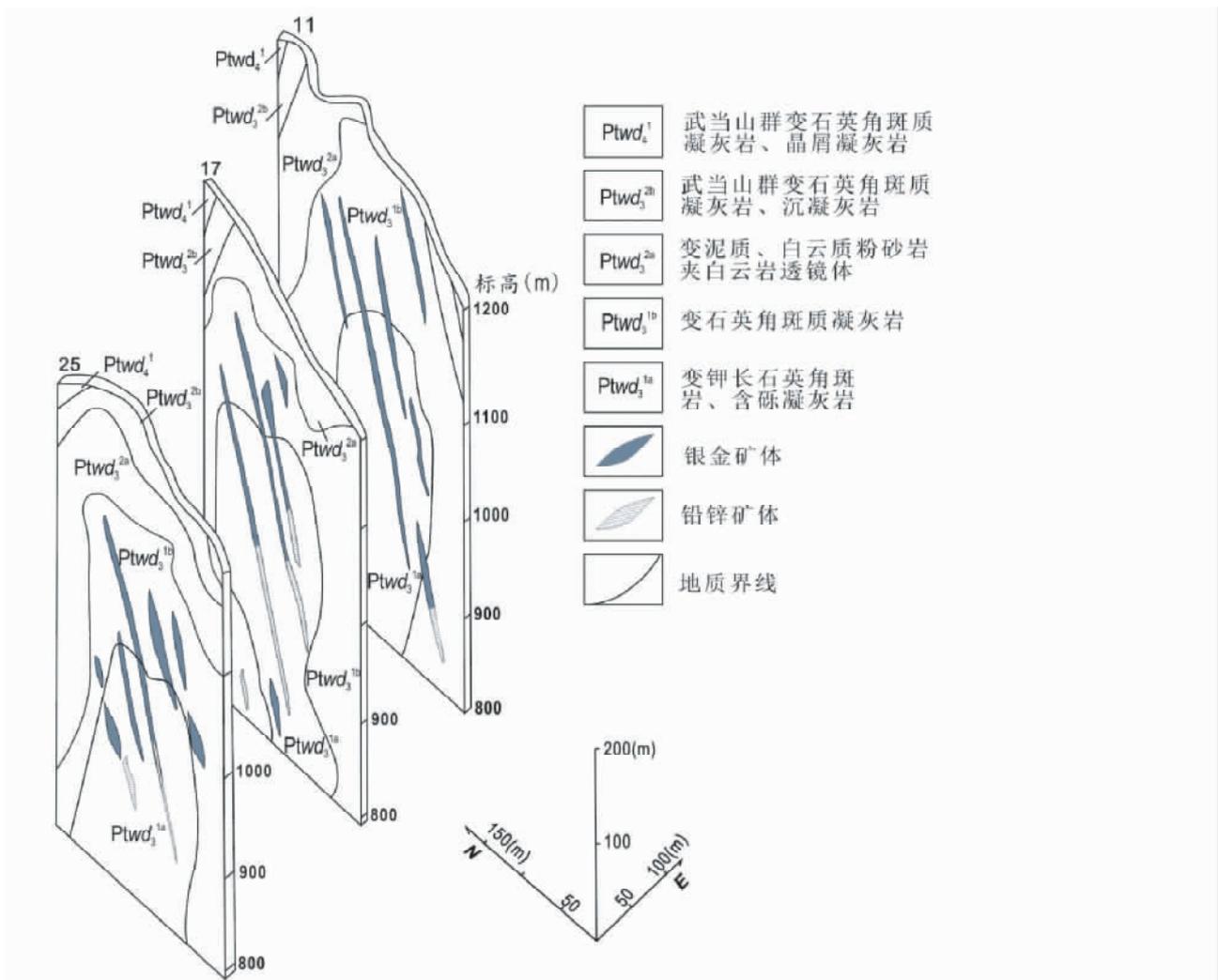


图3 银洞沟矿床勘探线联合剖面示意图(据吴贤奎等,1988修改)

Fig.3 Geological profiles for prospecting line of the Yindonggou deposit (modified after Wu *et al.*, 1988)

可见铅、锌等硫化物沉淀于石英脉与围岩接触部位(图4a);(II)细粒石英-银金矿脉,可见其穿切细粒石英-铅锌矿脉(图4b),局部含银矿物富集程度高,形成品位极高的深灰色或黑色石英细脉(图4c,d);(III)粗粒石英脉,硫化物较少,可见其穿切细粒石英-银金矿脉(图4c),可见少量闪锌矿、方铅矿、黄铜矿呈稀疏浸染状分布,无工业价值矿体;(IV)块状铁白云石-石英脉,可见其穿切细粒石英-铅锌矿脉(图4b,f)或细粒石英-银金矿脉(图4e),基本无矿化。

4 流体包裹体

4.1 样品与测试

本次流体包裹体研究样品采自银洞沟矿区1280~875m等不同中段,包含了不同成矿阶段的代表性样品共计20件,其中I阶段烟灰色石英6件,II阶段与硫化物密切共生的石

英11件以及III阶段乳白色石英3件,而IV阶段铁白云石包裹体稀少,不适合流体包裹体研究。

流体包裹体显微测温分析在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室完成,仪器为英国产LINKAN THMSG 600型冷热台,测试温度范围为-196~+600℃。分析精度为:±0.5℃, < -70℃; ±0.2℃, < 100℃; ±2℃, < 600℃;以美国FLUID INC公司的合成流体包裹体标准样品标定冷热台温度。测试过程中,升温速率一般为1~5℃/min,含CO₂包裹体相变点附近升温速率为0.2℃/min,水溶液包裹体相变点附近的升温速率为0.2~0.5℃/min。

激光拉曼光谱分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,所用仪器为Renishaw RW-1000型激光拉曼光谱仪,光源为514.5nm的氩激光器,计数时间为10s,每1cm⁻¹(波数)计数一次,100~4000cm⁻¹全波段一次取峰,激光束斑约2μm,光谱分辨率±2cm⁻¹。

根据冷热台试验测得的NaCl-H₂O溶液包裹体的冰点温

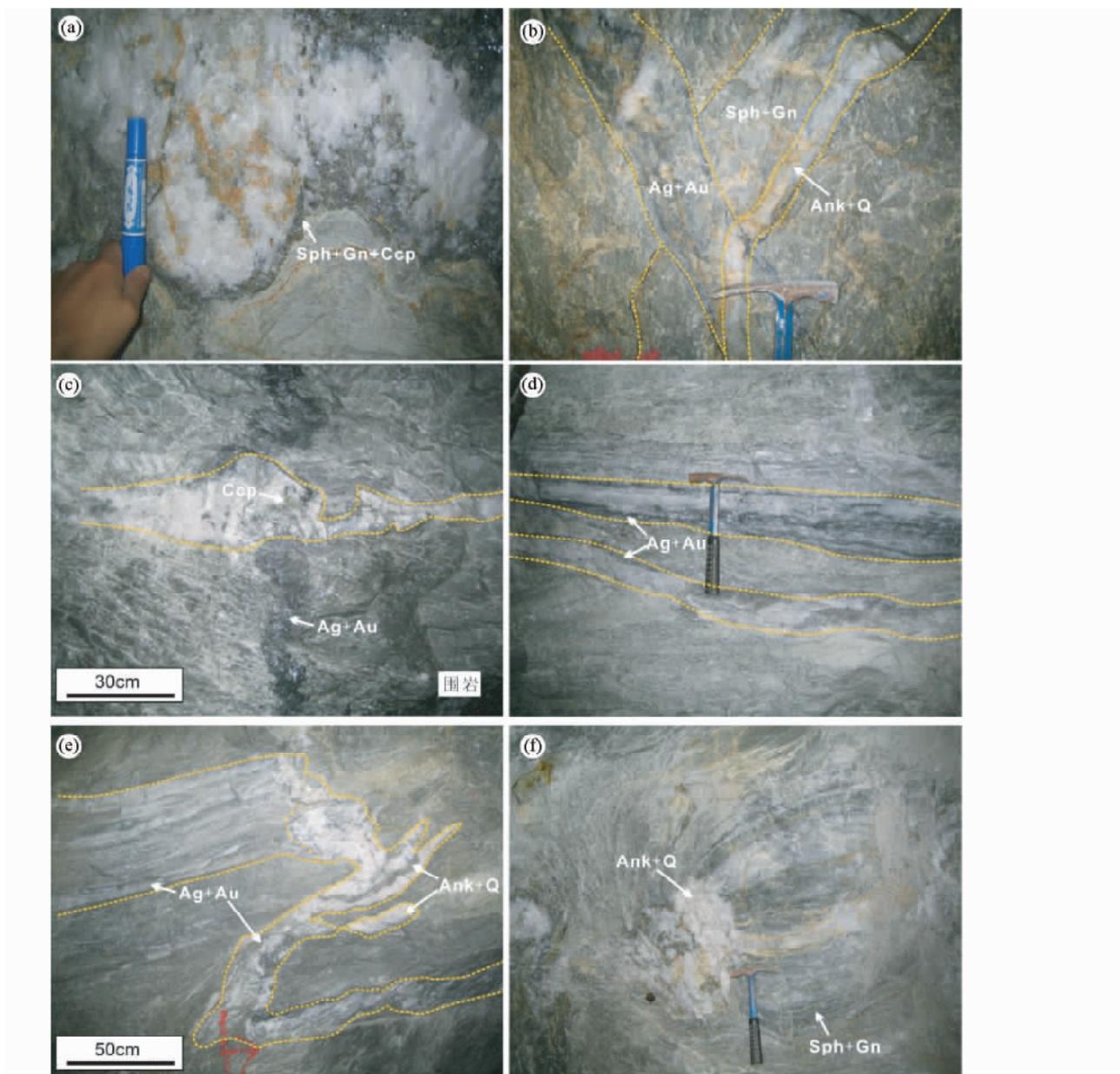


图4 银洞沟矿床矿脉特征及穿插关系

(a) -I 阶段细粒石英-铅锌矿脉, 接触部位发育大量的硫化物; (b) -I 阶段细粒石英-铅锌矿脉被 II 阶段细粒石英-银金矿脉穿插, 两者又被 IV 阶段铁白云石-石英脉穿插; (c) -III 阶段粗粒石英脉, 含少量方铅矿、闪锌矿和黄铜矿等硫化物, 穿插 II 阶段深灰色石英-银金矿脉; (d) -II 阶段细粒石英-银金矿脉近水平发育; (e) -II 阶段细粒石英-银金矿脉褶皱变形, 转折端充填了 IV 阶段铁白云石-石英; (f) -I 阶段细粒石英-铅锌矿脉形成石香肠, 并被 IV 阶段铁白云石-石英脉穿插. 矿物简写: Ank-铁白云石; Ccp-黄铜矿; Gn-方铅矿; Q-石英; Sph-闪锌矿

Fig. 4 Photos of ore bodies of the Yindonggou deposit

(a) -the quartz-sphalerite-galena vein of stage 1; (b) -the quartz-sphalerite-galena vein of stage 1 cut by Ag-Au-bearing quartz vein of stage 2, and all of them cut by massive ankerite-quartz of stage 4; (c) -Ag-Au-bearing quartz vein of stage 2 cut by quartz vein of stage 3; (d) -the Ag-Au-bearing quartz vein; (e) -deformation of the Ag-Au-bearing quartz vein of stage 2, and the turning side filled by ankerite-quartz vein of stage 4; (f) -the boudinage of quartz-sphalerite-galena vein of stage 1 cut by massive ankerite-quartz vein of stage 4. Abbreviations: Ank-ankerite; Ccp-chalcopyrite; Gn-galena; Q-quartz; Sph-sphalerite

度 ($T_{m,ice}$) 利用 Bodnar (1993) 提供的方程, 可获得 NaCl-H₂O 溶液包裹体的盐度。根据冷热台试验测得的 CO₂-H₂O 型包

裹体的笼合物熔化温度 ($T_{m,cla}$), 利用 Collins (1979) 所提供的方法, 可获得 CO₂-H₂O 包裹体水溶液相的盐度。

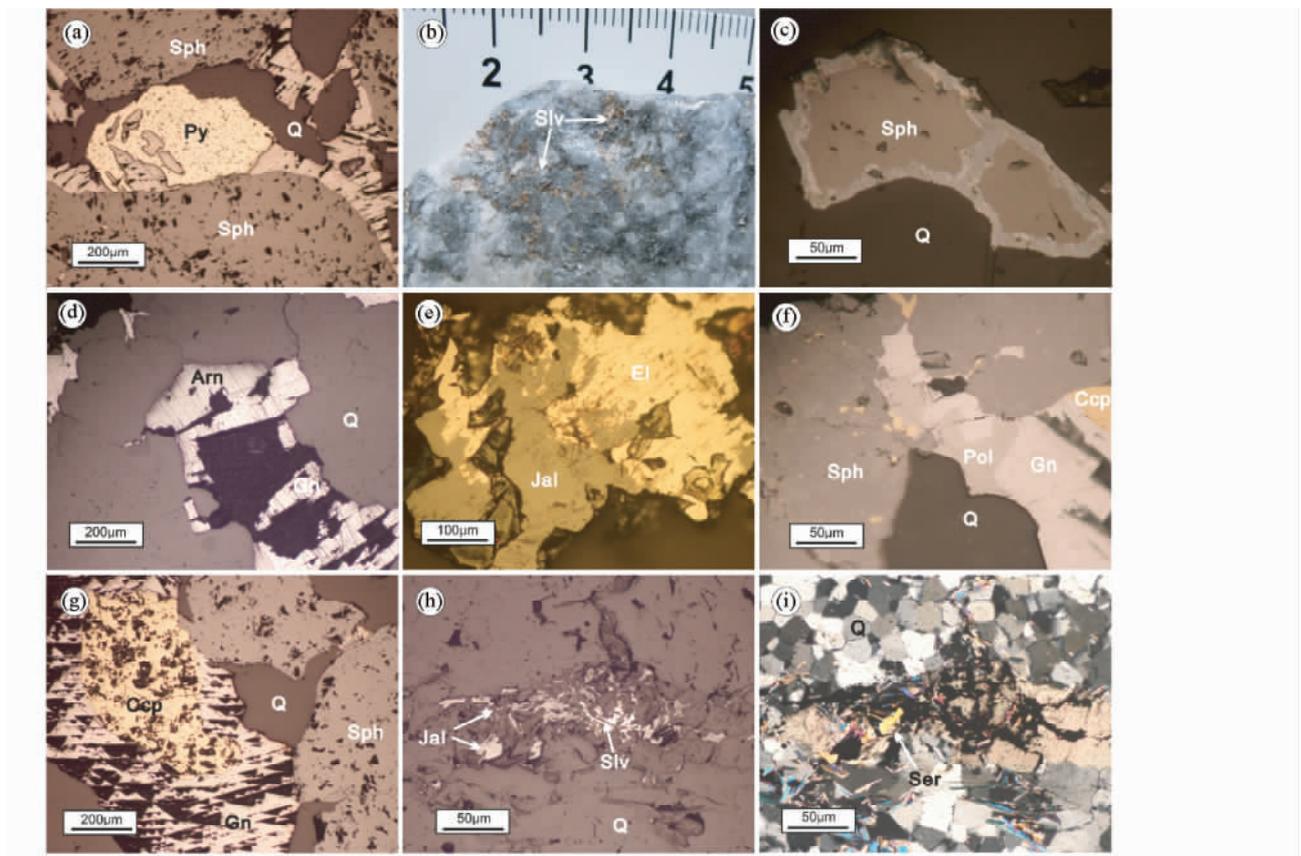


图5 银洞沟矿床矿石岩石学特征

(a) -I 阶段方铅矿、闪锌矿交代黄铁矿, 呈交代残余结构; (b) -II 阶段浸染状自然银; (c) -II 阶段闪锌矿被银矿物交代呈反应边结构; (d) -II 阶段辉银矿与方铅矿共生; (e) -II 阶段银金矿与辉铜矿共生; (f) -II 阶段方铅矿、闪锌矿、硫锑铜银矿、黄铜矿共生; (g) -III 阶段的黄铜矿、方铅矿和闪锌矿; (h) -II 阶段细粒石英中的辉铜银矿与自然银共生; (i) -II 阶段细粒石英中的与银矿物密切相关的硅化和绢云母化. 缩写: Arm-辉银矿; Ank-铁白云石; Ccp-黄铜矿; El-银金矿; Gn-方铅矿; Jal-辉铜银矿; Pol-硫锑铜银矿; Py-黄铁矿; Q-石英; Ser-绢云母; Slv-自然银; Sph-闪锌矿

Fig. 5 Photographs showing ore petrography of the Yindonggou deposit

(a) -sphalerite and galena replaced the pyrite of stage 1, showing metasomatic relict texture; (b) -disseminated natural silver in stage 2; (c) -sphalerite replaced by silver forming metasomatic reaction rim texture in stage 2; (d) -argentite coexisting with galena in stage 2; (e) -electrum coexisting with jalpaite in stage 2; (f) -polybasite coexisting with sphalerite, galena and chalcopyrite in stage 2; (g) -chalcopyrite, sphalerite and galena in stage 3; (h) -natural silver coexisting with jalpaite in fine granular quartz veins in stage 2; (i) -silicification and sericitization in stage 2. Abbreviations: Arm-Argentite; Ank-Ankerite; Ccp-Chalcopyrite; El-Electrum; Gn-Galena; Jal-Jalpaite; Pol-Polybasite; Py-Pyrite; Q-Quartz; Ser-Sericite; Slv-Native silver; Sph-Sphalerite

表1 银洞沟矿床不同类型包裹体特征

Table 1 Overview of fluid inclusion types of the Yindonggou deposit

| 类型 | 流体组成 | V/(L+V) | 大小(μm) | 形状 | 赋存状态 | 其它特征 |
|----|---|---------|-------------------|----------------|------------------|--|
| PC | 纯 CO ₂ 或 CH ₄ | 100 | <10 | 椭圆形 | 多孤立分布 | |
| C | V _{CO₂} + L _{H₂O} 或 V _{CO₂} + L _{CO₂} + L _{H₂O} | 10 ~ 50 | 5 ~ 20 | 长条形、不规则形 | 多孤立分布或与 W 型包裹体共生 | 室温下多为两相, 在降温过程中出现富 CO ₂ 三相所特有的“双眼皮”现象 |
| W | V _{H₂O} + L _{H₂O} | 5 ~ 20 | 2 ~ 20, 5 ~ 10 居多 | 负晶形、方形、椭圆及不规则形 | 多孤立分布 | 分布广, 偶见纯气相包裹体和纯液相包裹体 |

注: V_{CO₂}-气相 CO₂; V_{H₂O}-气相 H₂O; L_{H₂O}-液相 H₂O; V/(L+V) 为气液比, 单位为体积百分比

4.2 流体包裹体岩相学

根据流体包裹体成分、室温下(21℃)的岩相学特征以及冷

热台下的相变行为(卢焕章等, 2004), 可将银洞沟矿床流体包裹体分为 NaCl-H₂O 型(W 型)、CO₂-H₂O-NaCl 型(C 型)和 CO₂-CH₄ 型(PC 型)等 3 种类型, 各类包裹体岩相学特征详见表 1。

| 阶段 矿物 | I 阶段 | II 阶段 | III 阶段 | IV 阶段 |
|----------|------|-------|--------|-------|
| 石英 | | | | |
| 绢云母 | | | | |
| 铁白云石 | | | | |
| 绿泥石 | | | | |
| 黄铁矿 | | | | |
| 闪锌矿 | | | | |
| 方铅矿 | | | | |
| 黄铜矿 | | | | |
| 银金矿 | | | | |
| 自然银 | | | | |
| 辉铜银矿 | | | | |
| 辉银矿 | | | | |
| 硫锑银矿 | | | | |
| 硫锑铜银矿 | | | | |
| 锌砷黝铜矿 | | | | |

图6 银洞沟矿床矿物共生顺序

Fig. 6 Paragenetic sequence of the Yindonggou deposit

银洞沟矿床不同阶段流体包裹体组合不同: I 阶段烟灰色石英中包裹体大多数孤立分布,包裹体较小,包括 W 型(图 7a, b)、C 型(图 7c)和少量 PC 型; II 阶段石英中包裹体亦较小,成群分布,包括 W 型(图 7d)、C 型(图 7e, f)以及少量 PC 型(图 7h),并可见 C 型与 W 型包裹体共存(图 7g),指示可能存在流体不混溶; III 阶段乳白色石英中仅见 W 型包裹体,多成群分布(图 7i),个体较大。

4.3 流体包裹体显微测温

各成矿阶段石英中流体包裹体显微测温结果可见表 2、图 8、图 9。

I 阶段石英中 W 型包裹体气液比为 10% ~ 30%,个别达 80%;冰点温度为 -6.8 ~ -3.1℃,对应盐度为 5.1% ~ 10.2% NaCleqv,密度为 0.49 ~ 0.77g/cm³;升温过程中,大部分向液相均一,均一温度 308 ~ 436℃,集中于 346 ~ 412℃;

表 2 银洞沟矿床流体包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometric data of the Yindonggou deposit

| 阶段 | 类型 | 数量 | 大小 (μm) | 气液比 (vol%) | T _m (℃) | T _{m,ice} (℃) | T _{m,cla} (℃) | T _{m,CO₂} (℃) | T _h (℃) | 盐度 (wt% NaCleqv) | 密度 (g/cm ³) |
|-----|----|-----|------------|---------------|--------------------|------------------------|------------------------|-----------------------------------|--------------------|---------------------|----------------------------|
| I | W | 50 | 4~18 | | | -6.8 ~ -3.1 | | | 308 ~ 483 | 5.1 ~ 10.2 | 0.49 ~ 0.77 |
| | C | 6 | 6~14 | 10~25 | -58.9 ~ -57.7 | | 5.9 ~ 6.8 | 8.2 ~ 9.1 | 320 ~ 357 | 6.1 ~ 7.6 | 1.00 ~ 1.02 |
| II | W | 106 | 3~12 | 5~40 | | -7.2 ~ -1.7 | | | 220 ~ 375 | 2.9 ~ 10.7 | 0.67 ~ 0.90 |
| | C | 32 | 4~11 | 10~40 | -59.6 ~ -56.7 | | 5.1 ~ 9.0 | 7.6 ~ 25.1 | 224 ~ 375 | 2.0 ~ 8.9 | 0.96 ~ 1.04 |
| III | W | 50 | 4~14 | 5~21 | | -4.5 ~ -0.2 | | | 122 ~ 272 | 0.4 ~ 7.2 | 0.83 ~ 0.96 |

注: T_m-初熔温度; T_{m,ice}-冰点温度; T_{m,cla}-笼合物熔化温度; T_{m,CO₂}-CO₂ 相部分均一温度; T_h-完全均一温度

个别向气相均一,均一温度高达 483℃。C 型包裹体 CO₂ 相(L_{CO₂} + V_{CO₂})所占比例为 10% ~ 25%;冷冻回温过程中测得固相 CO₂ 初熔温度为 -58.9 ~ -57.7℃,低于纯 CO₂ 三相点温度(-56.6℃),表明除 CO₂ 外,另有其他气相组分,这与激光拉曼光谱检测到 CH₄ 的存在相吻合(图 10a);继续回温,测得笼合物消失温度为 5.9 ~ 6.8℃,对应盐度为 6.1% ~ 7.6% NaCleqv,密度为 1.00 ~ 1.02g/cm³;CO₂ 相部分均一温度为 8.2 ~ 9.1℃,多数部分均一至液相;完全均一温度为 320 ~ 357℃,完全均一至液相。

II 阶段石英中的 W 型包裹体气液比为 5% ~ 40%,测得冰点温度为 -7.2 ~ -1.7℃,对应盐度为 2.9% ~ 10.7% NaCleqv,密度为 0.67 ~ 0.90g/cm³;回温过程中向液相均一,均一温度为 220 ~ 375℃,集中于 250 ~ 310℃。C 型包裹体中 CO₂ 相(L_{CO₂} + V_{CO₂})所占比例为 10% ~ 40%;冷冻回温过程中,测得固相 CO₂ 初熔温度为 -59.6 ~ -56.7℃,明显低于纯 CO₂ 三相点温度(-56.6℃),表明可能含有其他组分,与拉曼光谱分析显示含有 CH₄ 相吻合;笼合物消失温度为 5.1 ~ 9.0℃,对应盐度为 2.0% ~ 8.9% NaCleqv,密度为 0.96 ~ 1.04g/cm³;CO₂ 相部分均一温度在 7.6 ~ 25.1℃,多数部分均一至液相;完全均一温度为 224 ~ 375℃,集中于 262 ~ 317℃,完全均一至液相。

III 阶段石英中 W 型包裹体气液比为 5% ~ 20%,测得冰点温度为 -4.5 ~ -0.2℃,对应盐度为 0.4% ~ 7.2% NaCleqv,密度为 0.83 ~ 0.96g/cm³;升温过程中包裹体向液相均一,均一温度为 122 ~ 272℃,集中于 151 ~ 240℃。

4.4 激光拉曼光谱分析

激光拉曼显微探针分析显示, I 阶段 C 型包裹体的成分为 CO₂(V) + CO₂(L) + H₂O(L),CO₂ 相特征拉曼峰值明显(1387cm⁻¹和 1284cm⁻¹);W 型包裹体液相成分为 H₂O,气相成分中除 H₂O 外,还含少量 CO₂ 和 CH₄(图 10a);PC 型包裹体气相成分为 CO₂(图 10b),部分含 CH₄。

II 阶段 C 型包裹体成分为 CO₂(V) + CO₂(L) + H₂O(L);W 型包裹体液相成分为 H₂O,气相成分中除 H₂O 外,部分含少量 N₂ 和 CH₄(图 10c 和 d);PC 型包裹体气相成分为 CH₄(图 10e)或 CO₂(图 10f)。

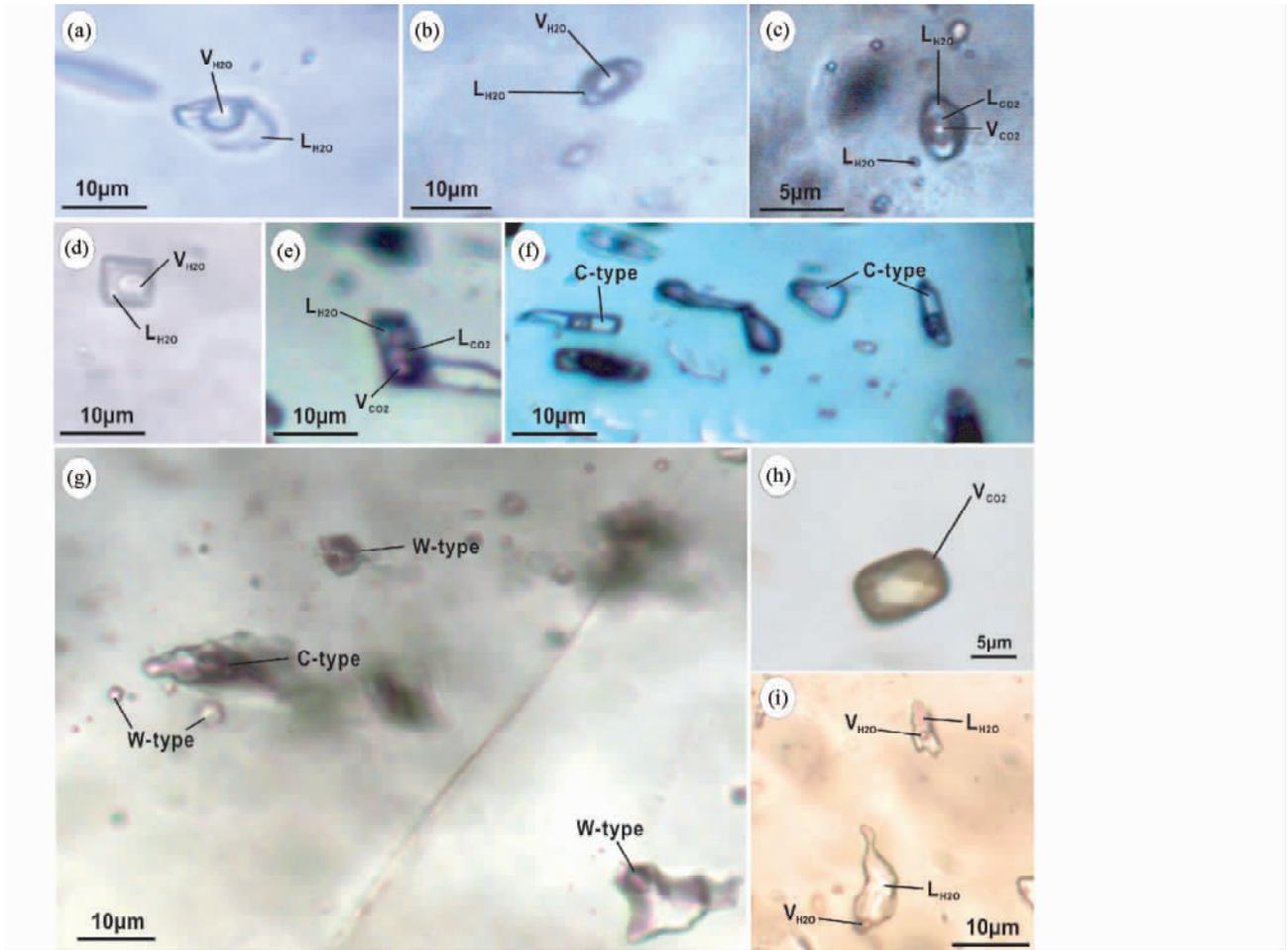


图7 银洞沟矿床流体包裹体显微照片

(a) -I 阶段 W 型包裹体; (b) -I 阶段 W 型包裹体; (c) -I 阶段 C 型包裹体; (d) -II 阶段 W 型包裹体; (e) -II 阶段 C 型包裹体; (f) -II 阶段 C 型包裹体分布特征; (g) -II 阶段 C 型与 W 型包裹体分布特征; (h) -II 阶段 PC 型纯 CO₂ 包裹体; (i) -III 阶段 W 型包裹体. 缩写: V_{CO₂}-气相 CO₂; L_{CO₂}-液相 CO₂; V_{H₂O}-气相 H₂O; L_{H₂O}-液相 H₂O

Fig. 7 Microphotographs of fluid inclusions of the Yindonggou deposit

(a) -the W-type inclusion in stage 1; (b) -the W-type inclusion in stage 1; (c) -the C-type inclusion containing more H₂O than CO₂ in stage 1; (d) -the W-type inclusion in stage 2; (e) -the C-type inclusion containing more CO₂ than H₂O in stage 2; (f) -distribution of the C-type inclusions in stage 2; (g) -coexistence of the C-type and W-type inclusions in stage 2; (h) -the PC-type inclusion in stage 2; (i) -the W-type inclusions containing more liquid H₂O than vapor in stage 3. Abbreviations: V_{CO₂}-CO₂ vapor; L_{CO₂}-CO₂ liquid; V_{H₂O}-H₂O vapor; L_{H₂O}-H₂O liquid

III 阶段石英中的 W 型包裹体液相为 H₂O, 气相中除 H₂O 外, 部分含极少量 CO₂。

5 H-O 同位素

5.1 样品与分析方法

用于氢-氧同位素测试的样品采自银洞沟矿床不同深度的矿脉, 样品特征详见表 3。将选出的各阶段代表性石英样品粉碎至 40 ~ 60 目, 经筛分、清洗晾干, 在双目镜下挑选, 得到纯度为 99% 的单矿物样品。质谱分析样品的制备过程如下: 石英流体包裹体氢同位素测试: 通过真空热爆法打开包

裹体, 分离获得水; 将获得的水与锌反应, 获得可供质谱测试的氢气。石英氧同位素分析: 将挑选的石英样品研磨至 200 目, 干燥后取样品 10 ~ 30 mg, 于 550 ~ 700 °C 与纯 BrF₅ 恒温反应而获得氧气, 用组合冷阱分离 BrF₄、BrF₃ 等杂质组分获得纯净的 O₂。将纯化后的氧气在 700 °C 铂催化作用下与碳棒逐级反应, 逐一收集反应生成的 CO₂, 然后送质谱测试。

测试采用 Finnigan MAT 253 EM 质谱计, 在中国地质科学院同位素地球化学开放实验室完成。氧同位素结果采用 V-SMOW 标准, δ¹⁸O 与 δD 分析误差分别为 ±0.2‰, ±2‰。

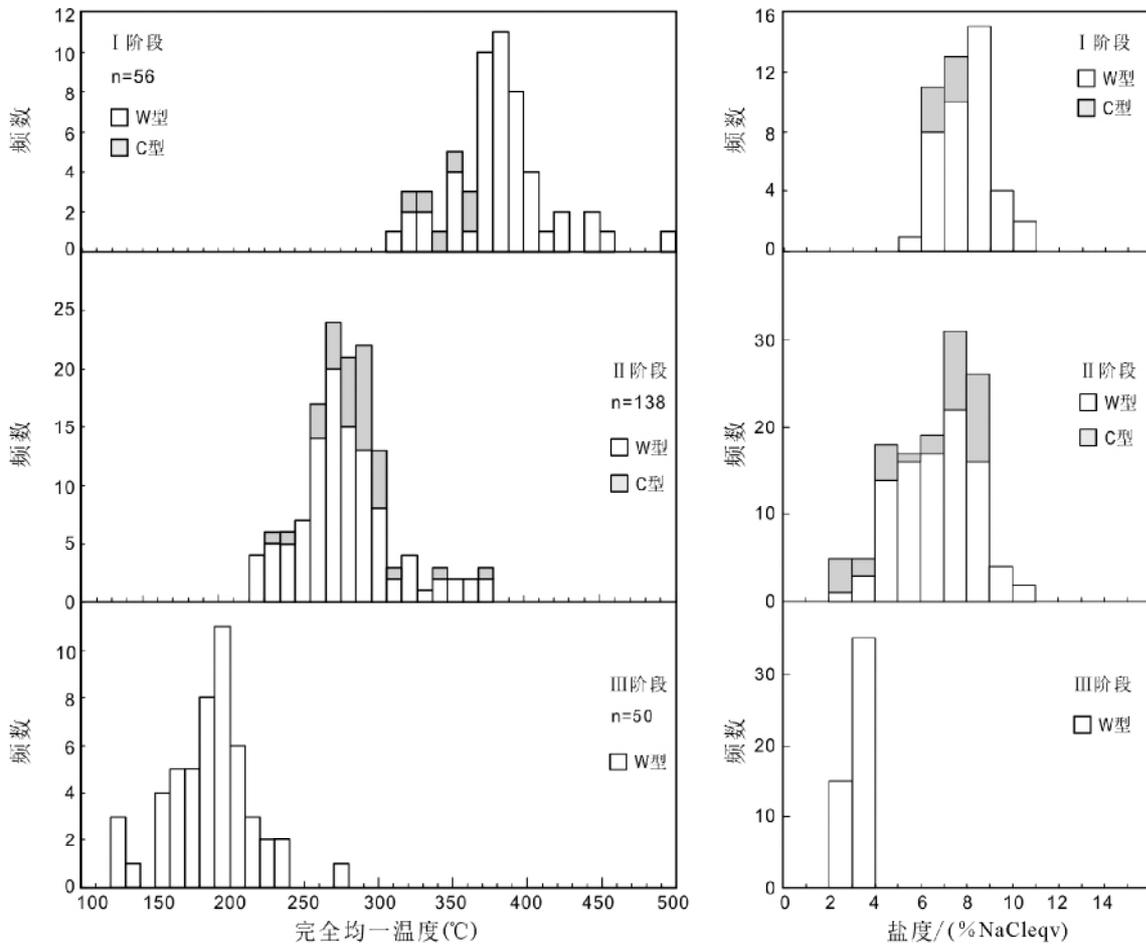


图8 银洞沟矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 8 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions from Yindonggou deposit

表3 银洞沟矿床氢-氧同位素样品特征表

Table 3 The geological characteristics of samples from the Yindonggou deposit

| 样品号 | 样品名称 | 样品标高 (m) | 样品特征 | 成矿阶段 |
|---------|------|----------|------------------------|--------|
| YDG24-2 | | 1160 | 石英呈烟灰色,与方铅矿、闪锌矿以及银矿物共生 | I 阶段 |
| YDG11 | | 1010 | 石英呈乳白色,发育于高品位银矿脉 | II 阶段 |
| YDG27-2 | | 1160 | 石英呈乳白色,细粒状,产于条带状银矿脉 | II 阶段 |
| YDG59-1 | 石英 | 960 | 石英呈乳白色,细粒状,产于银矿脉 | II 阶段 |
| YDG60 | | 960 | 石英呈乳白色,细粒状,产于条带状银矿脉 | II 阶段 |
| YDG46-3 | | 1010 | 石英呈乳白色,产于低品位条带状矿体 | III 阶段 |
| YDG58-2 | | 960 | 石英呈乳白色,产于贫矿石英脉 | III 阶段 |

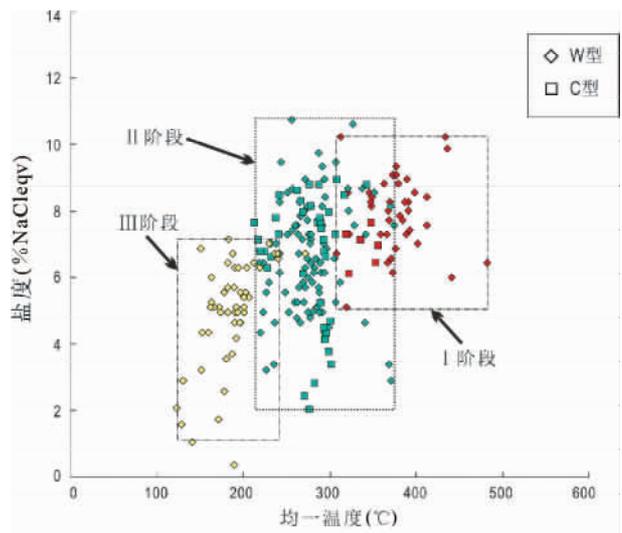


图9 不同阶段流体包裹体均一温度-盐度协变图

Fig. 9 Homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions in different stages

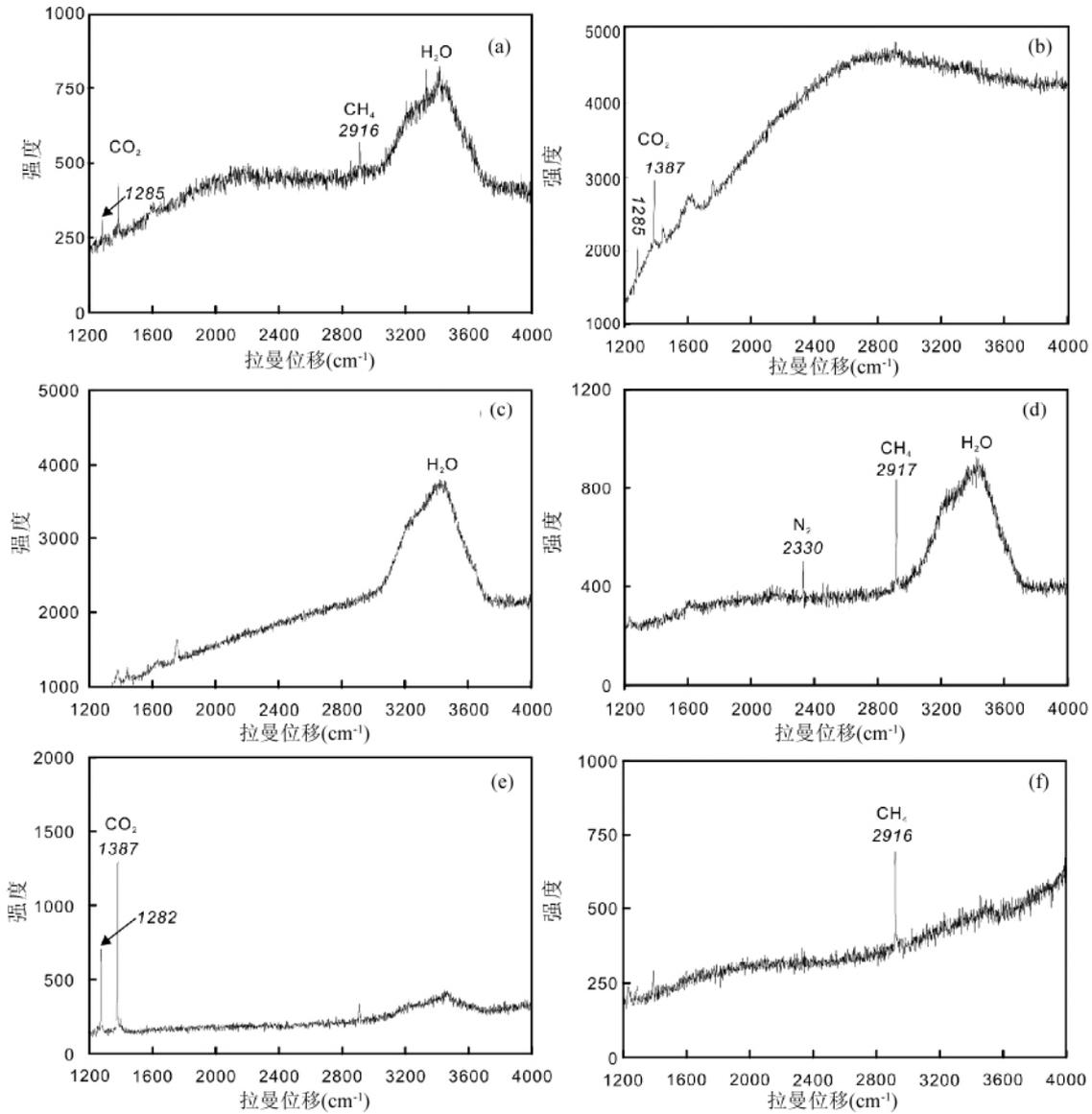


图 10 银洞沟矿床流体包裹体激光拉曼光谱分析

(a) -I 阶段 W 型包裹体, 含少量 CH₄ 和 CO₂; (b) -I 阶段 PC 型包裹体; (c) -II 阶段 W 型包裹体; (d) -II 阶段 W 型包裹体; (e) -II 阶段 PC 型包裹体, 含有少量水; (f) -II 阶段 PC 型包裹体, 成分为 CH₄

Fig. 10 Laser-Raman analyses of fluid inclusions of the Yindonggou deposit

(a) -the W-type inclusion in stage 1 containing variable contents of CH₄ and CO₂ (b) -CO₂ in PC-type inclusion in stage 1; (c) -water in W-type inclusion in stage 2; (d) -the W-type inclusion in stage 2 containing variable contents of CH₄ and N₂; (e) -carbonic inclusion in stage 2; (f) -carbonic inclusion in stage 2 containing CH₄

5.2 测试结果

银洞沟矿床氢-氧同位素测试结果列于表 4。其中, 与石英达到平衡的成矿流体的 δ¹⁸O_w 值是利用平衡分馏方程 1000lnα_{石英-水} = 3.38 × 10⁶T⁻² - 3.40 (Clayton *et al.*, 1972) (适用于 200 ~ 500°C) 计算所得; 与铁白云石达到平衡的流体的 δ¹⁸O_w 值利用平衡分馏方程 1000lnα_{白云石-水} = 3.06 × 10⁶T⁻² - 3.24 (Matthews and Katz, 1977) 近似计算所得。

由表 4 可知, 银洞沟矿床 I 阶段 δ¹⁸O_{石英} 为 11.1‰ ~ 13.9‰, 平均 12.9‰, 计算其平衡水 δ¹⁸O_w 值为 6.7‰ ~ 9.4‰, 平均 8.4‰, 落入变质水和岩浆水范围(图 11); δD 值为 -74‰ ~ -69‰, 平均为 -72‰。II 阶段 δ¹⁸O_{石英} 为 11.2‰ ~ 12.5‰, 计算其平衡水 δ¹⁸O_w 值 3.6‰ ~ 4.9‰, 明显低于 I 阶段; δD 值为 -95‰ ~ -56‰, 亦低于 I 阶段。III 阶段 δ¹⁸O_{石英} 值为 10.5‰ ~ 15.3‰, 其平衡水的 δ¹⁸O_w 值为 -1.2‰ ~ 3.6‰, 低于前两阶段, δD 值为 -77‰ ~ -48‰, 平均 -67‰, 向大气降水线漂移(图 11)。

表4 银洞沟矿床氢氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotopic compositions (‰SMOW) of the Yindonggou deposit

| 样品号 | 成矿阶段 | 样品名称 | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^2\text{H}$ (‰) | δD (‰) | T ($^{\circ}\text{C}$) [*] | 资料来源 |
|-----------|------------|------|--------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|---|------|
| YDG-24-2 | I 阶段 | 石英 | 11.1 | 6.6(5.8~7.3) | -74 | 380(350~410) | 本文 |
| T3-448A | I 阶段 | 石英 | 12.3 | 7.8(7.0~8.5) | | 380(350~410) | ② |
| T3-224 | I 阶段 | 石英 | 13.4 | 8.9(8.1~9.6) | | 380(350~410) | ② |
| Q5 | I 阶段 | 石英 | 13.9 | 9.4(8.6~10.1) | -71 | 380(350~410) | ① |
| Q6 | I 阶段 | 石英 | 13.6 | 9.1(8.3~9.8) | -73 | 380(350~410) | ① |
| Q7 | I 阶段 | 石英 | 12.9 | 8.4(7.6~9.1) | -69 | 380(350~410) | ① |
| YDG-41 | II 阶段 | 石英 | 12.1 | 4.5(1.6~5.9) | -75 | 280(220~320) | 本文 |
| YDG-27-2 | II 阶段 | 石英 | 11.7 | 4.1(1.2~5.5) | -87 | 280(220~320) | 本文 |
| YDG-59-1 | II 阶段 | 石英 | 11.6 | 4.0(1.1~5.4) | -95 | 280(220~320) | 本文 |
| YDG-60 | II 阶段 | 石英 | 11.8 | 4.2(1.3~5.6) | -93 | 280(220~320) | 本文 |
| Q1 | II 阶段 | 石英 | 12.5 | 4.9(2.0~6.3) | -78 | 280(220~320) | ① |
| Q2 | II 阶段 | 石英 | 12.2 | 4.6(1.7~6.0) | -65 | 280(220~320) | ① |
| Q3 | II 阶段 | 石英 | 12.4 | 4.8(1.9~6.2) | -75 | 280(220~320) | ① |
| D84 | II 阶段 | 石英 | 11.2 | 3.6(0.7~5.0) | -63 | 280(220~320) | ② |
| D85 | II 阶段 | 石英 | 12.0 | 4.4(4.4~5.8) | -56 | 280(220~320) | ② |
| YDG-46-3 | III 阶段 | 石英 | 10.5 | -1.2(-5.0~0.0) | -48 | 200(150~220) | 本文 |
| YDG-58-2 | III 阶段 | 石英 | 12.1 | 0.4(-3.4~1.6) | -73 | 200(150~220) | 本文 |
| D-49-1 | III 阶段 | 石英 | 12.4 | 0.7(-3.1~1.9) | -77 | 200(150~220) | ② |
| D-83 | III 阶段 | 石英 | 15.3 | 3.6(-0.1~4.8) | -63 | 200(150~220) | ② |
| T3-9-10A | III 阶段 | 石英 | 11.9 | 0.2(-3.6~1.4) | -67 | 200(150~220) | ② |
| T3-28-26 | III 阶段 | 石英 | 12.8 | 1.1(-2.7~2.3) | -67 | 200(150~220) | ② |
| T3-78-81A | III 阶段 | 石英 | 12.8 | 1.1(-2.7~2.3) | -72 | 200(150~220) | ② |
| T3-448B | III 阶段 | 石英 | 13.2 | 1.5(-2.3~2.7) | -69 | 200(150~220) | ② |
| D49-2 | IV 阶段 | 白云石 | 11.3 | -2.5(-4.2~-1.1) | -45 | 170(150~190) | ② |
| D86 | IV 阶段 | 白云石 | 11.0 | -2.8(-4.5~-1.4) | -42 | 170(150~190) | ② |
| D87 | IV 阶段 | 白云石 | 10.7 | -3.1(-4.8~-1.7) | -40 | 170(150~190) | ② |
| D54 | IV 阶段 | 石英 | 10.7 | -3.2(-4.8~-1.7) | -42 | 170(150~190) | ② |
| Q8 | 变质分凝石英透镜体 | 石英 | 13.4 | 8.1~11.1 | -39 | 350~500 | ① |
| Q9 | 变质分凝石英透镜体 | 石英 | 10.5 | 5.2~8.2 | -10 | 350~500 | ① |
| Q10 | 变质分凝石英透镜体 | 石英 | 12.2 | 6.9~9.9 | -18 | 350~500 | ① |
| W1 | 强硅化流纹质次火山岩 | 全岩 | 12.3 | | | | ① |
| W | 强硅化流纹质次火山岩 | 全岩 | 11.9 | | | | ① |
| W8 | 硅化火山沉积碎屑岩 | 全岩 | 12.6 | | | | ① |
| W23 | 变钾长石英角斑岩 | 全岩 | 14.4 | | | | ① |
| W13 | 变钾长石英角斑岩 | 全岩 | 13.5 | | | | ① |

注: * 表示流体包裹体均一温度峰值(均一温度范围);资料来源:① 数据引自刘丛强,1984;② 数据转引自吴贤奎等,1988

6 讨论

6.1 成矿流体的性质与演化

银洞沟矿床不同阶段流体包裹体类型、组合、均一温度及盐度等既有相似性又存在差异,显示了成矿流体的规律性演化(图8、图9)。而在热液成矿过程中,仅早阶段矿脉中的流体包裹体能反映成矿流体的性质和成因(陈衍景等,2007)。银洞沟矿床 I 阶段铅锌矿脉中流体包裹体以 W 型和 C 型为主,少量 PC 型包裹体;激光拉曼显示包裹体成分为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$;成矿流体均一温度峰值为 $350 \sim 410^{\circ}\text{C}$,盐度峰值为 $6\% \sim 10\%$ NaCleqv,具有中温、中低盐度、富 CO_2 的

特征,与变质热液一致(陈衍景,2006;陈衍景等,2007;Zhang *et al.*,2012;Zheng *et al.*,2012)。

银洞沟 III 阶段矿脉中流包裹体主要为 W 型,激光拉曼显示其成分为 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$;成矿流体均一温度集中于 $150 \sim 220^{\circ}\text{C}$,盐度为 $2.7\% \sim 3.6\%$ NaCleqv,具有低温、低盐度、贫 CO_2 的特征,指示为大气降水热液(陈衍景等,2007)。银洞沟 II 阶段银金矿脉中发育 W 型和 C 型包裹体,激光拉曼显示其成分为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$;成矿流体均一温度峰值为 $220 \sim 320^{\circ}\text{C}$;盐度峰值为 $4\% \sim 9\%$ NaCleqv,均间于 I 和 III 阶段之间(图8)。银洞沟矿床流体盐度随温度降低而减小,二者呈正相关性(图9),显示流体混合的趋势(Kreuzer,2005),故 II 阶段流体应为 I 阶段和 III 阶段流体混合的产物。

综上所述,银洞沟矿床成矿流体由 I 阶段中温、中低盐

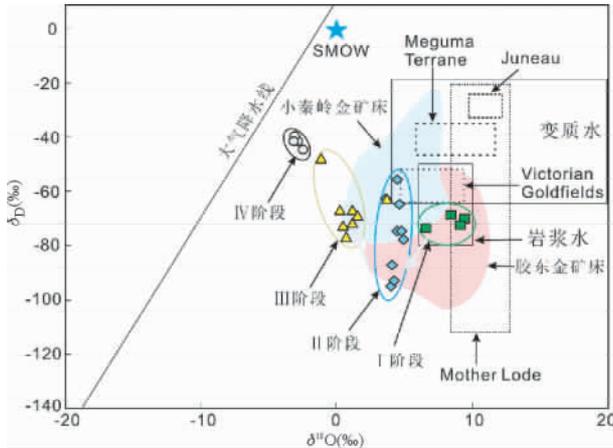


图 11 银洞沟矿床成矿流体氢氧同位素组成图(底图据 Taylor, 1974)

小秦岭和胶东造山型金矿的 H-O 范围据蒋少涌等(2009); Juneau gold belt, Mother Lode 以及 Chugach terrace 地区造山型金矿 H-O 范围据 Goldfarb *et al.* (2005)

Fig. 11 δD - $\delta^{18}O$ plots of ore-fluids at the Yindonggou deposit (base map after Taylor, 1974)

Range of the Xiaolingling and Jiaodong orogenic deposits after Jiang *et al.* (2009); Juneau gold belt, Mother Lode and Chugach terrace orogenic Au deposits after Goldfarb *et al.* (2005)

度、富 CO_2 的变质热液, 向 III 阶段低温、低盐度、贫 CO_2 的大气降水热液演化, 而 II 阶段经历了变质热液与大气降水的混合。

6.2 成矿流体来源

氢-氧同位素常被用来示踪热液矿床的成矿流体来源 (Hoefs, 1997; Pirajno, 2009) 但由于岩浆水和变质水的氢-氧同位素范围重叠 (Hagemann and Cassidy, 2000; Kerrich *et al.*, 2000) 导致矿床成因认识上的混乱。比如, 银洞沟矿床的成矿流体即存在较大争议: ① 岩浆热液 (蔡锦辉等, 1999); ② 大气降水 (张理刚, 1985); ③ 变质热液与岩浆热液的混合流体 (汪东波, 1993a); ④ 岩浆水、深部循环地下水与大气降水的混合 (刘丛强, 1987, 1989)。因此, 银洞沟矿床的氢-氧同位素数据需要更合理的解释。

从表 4 和图 11 可知, 银洞沟矿床 I 阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_w$ 值变化于 $5.8‰ \sim 10.1‰$ (取均一温度峰值 $380^\circ C$) 集中于 $6.6‰ \sim 9.4‰$ δD 值平均为 $-72‰$ 投影点位于变质水范围下侧, 落在岩浆水范围内, 表明成矿流体的同位素组成类似于岩浆水和/或变质水。假设初始成矿流体为岩浆水, 其初始生成温度应在 $573^\circ C$ (最低共结点) 以上, 生成后又不断通过水岩作用形成石英、碱性长石等 $\ln \delta_{\text{矿物-水}} > 0$ 的矿物, 即初始岩浆水不断卸载 $\delta^{18}O$ 而降温到 $380^\circ C$ 时仍保持 $\delta^{18}O_w = 10.1‰$ (表 4), 这就要求初始岩浆水 $\delta^{18}O_w$ 值必须远高于 $10.1‰$, 而自然界尚未报道 $\delta^{18}O_w > 10.1‰$ 的岩浆水, 而南

秦岭印支期花岗岩多为 I 型花岗岩 (Jiang *et al.*, 2010), 其 $\delta^{18}O$ 值也很难大于 $10.1‰$, 因此, 银洞沟矿床 I 阶段成矿流体不可能是岩浆水, 而只能是变质水。支持此结论的其他证据有: ① 银洞沟矿区围岩经历了绿片岩相变质作用 (汪东波, 1993a), 由此变质分凝的石英 $\delta^{18}O$ 值为 $10.5‰ \sim 13.4‰$ (刘丛强, 1987), 计算变质流体的 $\delta^{18}O_w$ 值 $5.2‰ \sim 11.1‰$ (取变质作用温度区间为 $350 \sim 500^\circ C$), 与 I 阶段成矿流体一致; ② 银洞沟矿床形成于印支期 (蔡锦辉等, 1999), 而矿区缺乏印支期岩浆岩 (汪东波等, 1991; 雷世和等, 1998), 更不可能产生岩浆热液; ③ 银洞沟矿床 I 阶段成矿流体以低盐度、富 CO_2 为标志, 明显不同于岩浆热液 (陈衍景等, 2007) 而显示变质流体特征。

III 阶段 $\delta^{18}O_w$ 值变化于 $-1.2‰ \sim 3.6‰$ (取均一温度峰值 $200^\circ C$), 平均 $0.9‰$, δD 值为 $-77‰ \sim -48‰$, 平均 $-67‰$, 显示大气降水特征。IV 阶段白云石和石英中的 $\delta^{18}O_w$ 值更低, 为 $-3.2‰ \sim -2.5‰$, δD 值为 $-45‰ \sim -40‰$, 更接近大气降水线。银洞沟矿床 II 阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_w$ 值变化于 $3.6‰ \sim 4.9‰$, 平均 $4.3‰$, 介于 I 和 III、IV 阶段样品之间, 显示了早阶段变质水与晚阶段大气降水热液混合的特征。

银洞沟矿床 II 阶段成矿流体的 δD 值为 $-95‰ \sim -56‰$, 平均为 $-76‰$, 明显低于 I 和 III 阶段, 显示流体 δD 值变化与 $\delta^{18}O_w$ 值变化的不一致性。若成矿流体与富含低 δD 有机质的沉积岩发生同位素交换 (Goldfarb *et al.*, 1989; Peters *et al.*, 1991; McCuaig and Kerrich, 1998; Jia *et al.*, 2001), 可能导致所有成矿阶段 δD 的亏损, 但本矿床 δD 亏损现象仅出现于 II 阶段, 显然无法得到合理解释。事实上, 中阶段流体 δD 值骤降现象在热液脉状矿床中普遍存在 (陈衍景和张莉, 2008 及其引文)。陈衍景和张莉 (2008) 解释为流体中具低 δD 值的 H^+ 被 Pb^{2+} 、 Zn^{2+} 、 Ag^+ 等阳离子置换, 并加入到流体中, 从而造成中期阶段 δD 值的骤降。

全球造山型金矿床的矿石 $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 极为一致 ($> 10‰$), 而成矿流体 $\delta^{18}O_w$ 的范围较宽, 约 $5‰ \sim 25‰$ (Goldfarb *et al.*, 2005)。我国胶东和小秦岭金矿省的氢-氧同位素研究显示 (图 11; 蒋少涌等, 2009) 胶东金矿省成矿流体 $\delta^{18}O$ 值为 $4.9‰ \sim 10.9‰$ δD 为 $-78‰ \sim -101‰$; 相对而言, 小秦岭金矿省 δD 略高 $\delta^{18}O$ 略低 (图 11), 主成矿期的成矿流体以变质水为主, 混入了少量大气降水, 而晚期以大气降水为主。而银洞沟主成矿阶段矿石的 $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 为 $10.7‰ \sim 13.4‰$ $\delta^{18}O_w$ 的范围较宽, 约 $3.6‰ \sim 9.4‰$ δD 为 $-56‰ \sim -95‰$, 与造山型金矿一致。

综上所述, 银洞沟矿床成矿流体应为岩石建造的变质脱水向大气降水演化。

6.3 金属迁移-沉淀机理

银洞沟热液成矿过程中, I 阶段铅锌矿化温度较高, 甚至超过 $400^\circ C$, 此时硫化物中出现磁黄铁矿 (刘丛强, 1987),

指示发生了 $\text{Py} \rightarrow \text{Po} + \text{H}_2\text{S}$ 的反应,使得磁黄铁矿逐渐替代黄铁矿成为主要的硫化物 (Marshall *et al.*, 2000),而反应释放的 H_2S 有利于 Au-Ag 的迁移,并呈硫络合物的形式稳定存在于流体中。当流体演化至 II 阶段银金矿化,温度降低为 220~320°C,此时 $\text{Py} \rightarrow \text{Po} + \text{H}_2\text{S}$ 反应并不发生, H_2S 急剧减少,使硫络合物失稳而沉淀出银和金。而对于 Pb、Zn 等贱金属元素, I 阶段铅锌矿化成矿流体中的 Cl^- 和 HCO_3^- 含量远高于 II 阶段银矿化,同时, I 阶段铅锌矿化流体盐度 (6%~10% NaCleqv) 也大于 II 阶段银矿化 (4%~9% NaCleqv),均指示 Pb-Zn 以氯络合物形式迁移。

热液矿床成矿物质沉淀的重要机制包括:水岩反应 (Shenberger and Barnes, 1989; McCuaig and Kerrich, 1998; Zoheir, 2008)、流体沸腾或相分离 (Hagemann and Luders, 2003; Mernagh *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2012)、流体混合 (Uemoto *et al.*, 2002; Mernagh *et al.*, 2007; Zacharias *et al.*, 2009) 等。对于石英脉型矿床,压力波动导致流体沸腾或相分离控制了金属的沉淀。然而,确定流体沸腾与否的关键标志是发现沸腾包裹体组合的存在,即高密度流体和低密度流体同时被捕获,因此确定沸腾包裹体组合的条件非常苛刻 (Ramboz *et al.*, 1982): (1) 气液比差别悬殊的包裹体共生; (2) 均一温度相近; (3) 均一方式各异。虽然 II 阶段银金矿脉中可见 W 和 C 型包裹体共生,或不同气液比的 W 型包裹体共生,其气液比差异较大,均一温度相近,但这类包裹体组合发育有限。因此,银洞沟矿床可能存在局部的流体沸腾,但不是最主要的金属沉淀机制。流体混合是热液矿床常见的金属元素沉淀的机理。银洞沟流体包裹体研究显示,成矿流体系统由 I 阶段铅锌矿化的高温、中盐度、富 CO_2 的变质热液,演化为 III 阶段低温、低盐度、贫 CO_2 的大气降水; H-O 同位素研究也指示了成矿流体由早阶段的深源变质流体演化到晚阶段大气降水 (图 11)。由此可知,变质热液与大气降水的混合导致了 II 阶段大规模银金矿化的形成。

总之,流体混合是导致银洞沟矿床成矿物质沉淀的主要机制,而局部可能存在流体沸腾现象。

6.4 成矿压力与深度

根据 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的部分均一温度和均一方式、部分均一时 CO_2 相所占比例及完全均一温度,利用流体包裹体数据处理 Flnacor 程序 (Brown, 1989) 和 Bowers and Helgeson (1983) 计算公式,获得各矿化阶段流体包裹体最低捕获压力: I 阶段铅锌矿脉为 330~463 MPa, II 阶段银矿脉为 180~366 MPa (图 12)。III 阶段由于缺少 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体,而没有得到相应的压力。考虑到矿区出露围岩主要为变石英角闪质凝灰岩,假设其密度为 $2.7\text{g}/\text{cm}^3$,按静岩压力求得 I 阶段铅锌矿化成矿深度为 12.5~17.5 km, II 阶段银矿化成矿深度为 6.8~13.8 km。I、II 阶段分别与造山型铅锌矿 (Zhang *et al.*, 2012) 和造山型银矿 (张静等, 2004) 成矿深度相当,可能经历过构造超压 (Zhang *et al.*, 2012)。

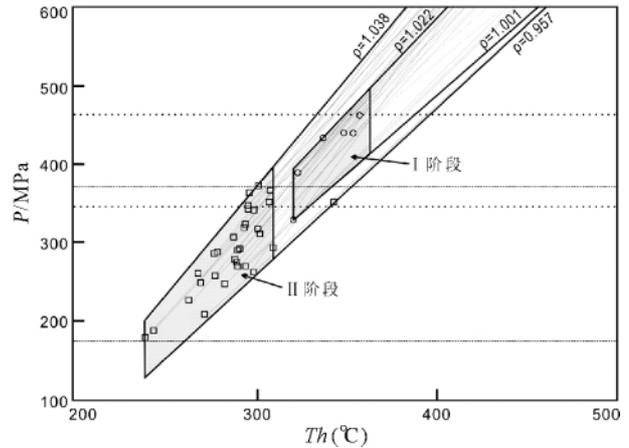


图 12 银洞沟矿床压力估算图

Fig. 12 The estimated minimum trapping pressures of the C-type fluid inclusions from the Yindonggou deposit

6.5 矿床成因类型

前人对银洞沟矿床成因类型仍存在争议,主要有: (1) 岩浆热液型 (蔡锦辉等, 1999); (2) 变质热液型 (汪东波等, 1991; 汪东波, 1993a, b); (3) 中-低温次火山热液型 (刘丛强, 1984, 1989) 以及 (4) 火山沉积岩型 (王平安等, 1997)。显然,争论焦点在于对成矿流体性质的认识差异。

众所周知,矿床地质是厘定矿床类型的根本性依据,而流体包裹体是判别矿床成因的关键 (Dowling and Morrison, 1989; 陈衍景等, 2007)。本文流体包裹体和氢氧同位素研究表明,银洞沟矿床成矿流体以低盐度、富 CO_2 的变质流体为主,且矿区缺乏岩浆岩的发育,指示其矿床成因类型不可能是岩浆热液型;而早阶段成矿温度高达 350~410°C,显然,亦不符合中-低温次火山热液型的特征;此外,银洞沟变火山岩中的火山碎屑岩锆石 U-Pb (LA-ICP-MS) 年龄为 $755 \pm 3\text{Ma}$ (凌文黎等, 2007),而近矿围岩中多硅白云母 $^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄为 223 Ma (秦正永和雷世和, 1996),指示成矿时代为印支期,晚于成岩作用,亦排除了火山沉积岩型的观点。银洞沟矿床的地质和流体包裹体特征与造山型矿床相似 (表 5),因此,应为变质热液主导的造山型矿床,主要证据有以下几方面。

(1) 矿床赋存于新元古界武当山群变石英角闪质凝灰岩与变钾质石英角闪岩中,武当山群经历了绿片岩相变质作用。

(2) 矿床受东西向韧性剪切带与背斜构造控制,呈脉状展布,矿体产状与构造展布一致。

(3) 围岩蚀变主要为硅化、绢云母化、铁白云石化、绿泥石化、黄铁矿化等,矿石类型以石英脉型为主,与造山型矿床一致。

(4) 成矿流体属 $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl} \pm \text{CH}_4$ 体系,含少量 N_2 、 H_2S 等,具有低盐度、富 CO_2 的特点,符合典型造山型矿床的特点 (陈衍景等, 2007)。

表5 银洞沟矿床与造山型矿床主要特征对比

Table 5 Geological characteristics comparison between the Yindonggou and orogenic deposit

| 对比内容 | 造山型矿床(陈衍景, 2006) | 银洞沟矿床 |
|--------|--|--|
| 构造背景 | 成矿与增生或碰撞造山作用有关 | 洋陆俯冲向陆陆碰撞转变带 |
| 赋矿地质体 | 产于超岩石圈构造或者变质火山-深成地体或沉积地体的构造边界附近 分布于绿片岩相变质地体中 | 产于武当群变质酸性火山岩 绿片岩相变质 |
| 控矿构造性质 | 矿床受构造控制,产于超岩石圈断裂带的二级或者更低级的断层中 | 矿体受EW向韧性剪切带控制,赋矿构造主要为背斜构造 |
| 蚀变矿物组合 | 以石英、碳酸盐、云母(±钠长石)、绿泥石和黄铁矿为主 | 主要为石英、铁白云石、绢云母、绿泥石、黄铁矿等 |
| 矿石类型 | 主要为石英脉型和蚀变岩型 | 包括石英脉型和蚀变岩型 |
| 流体特征 | 成矿流体为低密度、低盐度、富碳的水溶液,含 $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{S}$;包裹体类型有 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 、富 CO_2 (具有不定量的 CH_4)和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体 | 成矿流体为低盐度、富碳的水溶液,含 $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$;包裹体类型有 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 型和 $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ 型 |
| 主成矿温度 | $350 \pm 50^\circ\text{C}$ | $250 \sim 300^\circ\text{C}$ |
| 成矿压力 | $50 \sim 400\text{MPa}$ | $180 \sim 463\text{MPa}$ |
| 成矿深度 | $10 \sim 18\text{km}$ | 铅矿矿化为 $12.5 \sim 17.5\text{km}$,银矿矿化为 $6.8 \sim 13.8\text{km}$ |
| 初始流体性质 | 变质流体 | 变质流体 |

(5) 从早到晚,流体包裹体均一温度由 $350 \sim 410^\circ\text{C}$,经 $220 \sim 320^\circ\text{C}$,降低为 $150 \sim 220^\circ\text{C}$,流体盐度由 $6\% \sim 10\%$ NaCl_{eqv} ,经过 $4\% \sim 9\%$ NaCl_{eqv} ,降低为 $2.7\% \sim 3.6\%$ NaCl_{eqv} ,指示成矿流体由早阶段变质热液,向晚阶段大气降水热液演化。

(6) H-O同位素研究揭示其初始成矿流体为变质流体,并逐渐混入了大气降水。

(7) 成矿压力范围为 $180 \sim 463\text{MPa}$,成矿深度为 $6.8 \sim 17.5\text{km}$,属于典型的中温、中深成的变质热液矿床。

(8) 矿床具有明显的上部银金、下部铅锌的垂向分带,与造山型矿床地壳连续模式(Groves *et al.*, 1998; 陈衍景, 2006)一致,并相当于地壳连续模式的中深成相。

最新的研究表明(陈衍景, 2010及其引文),秦岭古特提斯洋于 $230 \sim 200\text{Ma}$ 期间自东向西拉链式缝合,扬子板块与华北-秦岭联合板块之间的碰撞造山作用接踵而至。银洞沟矿床形成于 223Ma (秦正永和雷世和, 1996),构造背景可能属于由洋-陆俯冲向陆-陆碰撞转换的特殊时期。银洞沟矿床在印支期造山作用过程中,变质脱水形成初始流体,萃取地层的成矿物质,并沿银洞沟韧性剪切带向上运移,并在背斜轴部沉淀,形成银洞沟矿床。

综上所述,银洞沟矿床时间上与秦岭造山作用一致,空间上处于秦岭造山带,成矿流体具有变质热液特征,属于典型的造山型矿床。

7 结论

(1) 银洞沟矿床包含四个矿化阶段:(I) 细粒石英-铅锌

矿化阶段;(II) 细粒石英-银金矿化阶段;(III) 粗粒石英阶段,含少量硫化物;(IV) 块状铁白云石-石英阶段。I阶段为主要的铅锌矿化,II阶段为主要的银金矿化,III和IV阶段基本无矿化。

(2) 流体包裹体和氢氧同位素数据表明,成矿流体由中温、中低盐度、富 CO_2 的变质流体,演化为低温、低盐度、贫 CO_2 的大气降水,且流体混合可能是主要的成矿机制。

(3) 银洞沟矿床地质特征、成矿流体性质与演化、成矿构造背景均与造山型矿床一致,指示银洞沟矿床成因类型为中深成的造山型矿床。

致谢 研究工作在陈衍景教授指导下完成。野外工作得到了湖北银矿福奎、魏兴炎、丁士垣、李应平、陈世昌等领导的大力支持,样品采集和处理得到了李文博副教授和钟日晨博士的大力帮助,实验研究和论文写作得到张增杰、李诺、郑义、杨永飞、林振文等博士的帮助,两位评阅人提出了宝贵的修改意见,特致谢意!

References

- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684
- Bowers T.S. and Helgeson H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ on phase relations in geologic systems: Equation of state for $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247-1275

- Brown PE. 1989. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74 (11–12): 1390–1393
- Cai JH, Zhang YM, Fu JM and Chen SF. 1999. The genesis of the Yindonggou Ag-polymetallic deposit in the Northwest Hubei. *Acta Geoscientia Sinica*, 20 (Suppl.): 316–320 (in Chinese with English abstract)
- Cai ZY, Luo H, Xiong XL, Wu DK, Wu XL, Sun SC and Yang J. 2006. A discussion on the age of the meta-sedimentary rocks in the upper part of the Wudang Group: Constrained by the grain-zircon U–Pb dating. *Journal of Stratigraphy*, 30(1): 60–63 (in Chinese with English abstract)
- Chen HY, Chen YJ and Baker MJ. 2012. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, Northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*, 310–311: 1–11
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: Seismological Press, 1–234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl.): 82–94
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39(5–6): 560–575
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiaodong province, eastern China. *International Geology Review*, 47(5): 530–549
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exproation potential. *Geology in China*, 33(6): 1181–1196 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31(1–4): 139–169
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085–2108 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2008. The Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China: Isotope geochemistry and implications for ore genesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3–4): 252–266
- Chen YJ and Zhang L. 2008. Middle-stage δD -depletion in ore fluids of sulfide-bearing lode deposits: Examples and origin. *Geochimica*, 37(4): 353–360 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F, Li N, Guo DS and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan Province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245–261
- Chen YJ, Zhai MG and Jiang SY. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2695–2726 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2010. Indosinian tectonic setting, magmatism and metallogenesis in Qinling Orogen, Central China. *Geology in China*, 37(4): 854–865 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2013. The development of continental collision metallogeny and its application. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 1–17 (in Chinese with English abstract)
- Clayton RN, O'Neil JR and Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3057–3067
- Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435–1444
- Deng XH, Li WB, Li N, Mei M and Zhang Y. 2008. Fluid inclusion constraints on the origin of Zhifang Mo deposit Songxian County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2133–2148 (in Chinese with English abstract)
- Deng XH, Chen YJ, Santosh M and Yao JM. 2012a. Genesis of the 1.76Ga Zhaiwa Mo–Cu and its link with the Xiong'er volcanics in the North China Craton: Implications for accretionary growth along the margin of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, doi: 10.1016/j.precamres.2012.02.014
- Deng XH, Chen YJ, Santosh M, Zhao GC and Yao JM. 2012b. Metallogeny during continental outgrowth in the Columbia supercontinent: Isotopic characterization of the Zhaiwa Mo–Cu system in the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, doi: 10.1016/j.oregeorev.2012.11.004
- Dowling K and Morrison G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 342–355
- Fan HR, Zhai MG, Xie YH and Yang JH. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold Province, China. *Mineralium Deposita*, 38(6): 739–750
- Goldfarb RJ, Leach DL, Rose SC and Landis GP. 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, southeastern Alaska: Implications for ore genesis. *Economic Geology Monograph*, 6: 363–375
- Goldfarb RJ, Groves DI and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18(1–2): 1–75
- Goldfarb RJ, Baker T, Dube B, Groves DI, Hart CJR and Gosselin P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 407–450
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1–5): 7–27
- Hagemann SG and Cassidy KF. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. In: Hagemann SG and Brown PE (eds.). *Reviews in Economic Geology*. Boulder: Society of Economic Geologists, 13: 9–68
- Hagemann SG and Lüders V. 2003. *P–T–X* conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936–952
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. 4th Edition. Berlin: Springer-Verlag, 1–201
- Hu JM, Meng QR, Bai WM and Zhao GC. 2002. Mid-Late Paleozoic extension of the Wudang block in the South Qingling tectonic belt, China. *Geological Bulletin of China*, 21(8): 471–477 (in Chinese with English abstract)
- Jia Y, Li X and Kerrich R. 2001. Stable isotope (O, H, S, C, and N) systematics of quartz vein systems in the turbidite-hosted Central and North Deborah gold deposits of the Bendigo gold field, central Victoria, Australia: Constraints on the origin of ore-forming fluids. *Economic Geology*, 96(4): 705–721
- Jiang SY, Dai BZ, Jiang YH, Zhao HX and Hou ML. 2009. Jiaodong and Xiaqingling: Two orogenic gold provinces formed in different tectonic settings. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2727–2738 (in Chinese with English abstract)
- Jiang YH, Jin GD, Liao SY, Zhou Q and Zhao P. 2010. Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, Central China: Implications for a continental arc to continent–continent collision. *Lithos*, 117(1–4): 183–197
- Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S and Jia Y. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl.): 1–68
- Kreuzer O. 2005. Intrusion-hosted mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: New isotopic and fluid inclusion

- constraints on the timing and origin of the auriferous veins. *Economic Geology*, 100(8) : 1583 – 1603
- Lei SH and Tang GY. 1996. The structural model and genetic mechanics of the Wudang nappe on the north margin of the Yangtze Platform. *Journal of Hebei College of Geology*, 19(1) : 25 – 32 (in Chinese with English abstract)
- Lei SH, Tang GY, Qin ZY, Liu Bo and Zhang ZC. 1998. Geology and mineralization genesis of the Yindonggou Ag–Au deposit, NW Hubei. *Geology and Prospecting*, 34(4) : 13 – 21 (in Chinese with English abstract)
- Li HK, Lu SN, Chen ZH, Xiang ZQ, Zhou HY and Hao GJ. 2004. Zircon U–Pb geochronology of rift-type volcanic rocks of the Yaolinghe Group in the South Qinling orogen. *Regional Geology of China*, 22(10) : 775 – 781 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Zhang H, Zhao TP, Deng XH, Wang Y and Ni ZY. 2007. Molybdenum deposits in East Qinling. *Earth Science Frontiers*, 14(5) : 186 – 198 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Pirajno F, Ni ZY and Sun YL. 2012a. Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system and implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, doi: 10. 1007/s00126 – 012 – 0441 – 4
- Li N, Chen YJ, Ulrich T and Lai Y. 2012b. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu–Mo deposit, Inner Mongolia, China. *Mineralium Deposita*, 47(5) : 467 – 482
- Li N, Ulrich T, Chen YJ, Thompson TB, Peace V and Pirajno F. 2012c. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China. *Ore Geology Reviews*, 48: 442 – 459
- Li QZ, Chen YJ, Zhong ZQ, Li WL, Li SR, Guo XD and Jin BY. 2002. Ar–Ar dating on the metallogenesis of the Dongchuang gold deposit in the Xiaqingling area. *Acta Geologica Sinica*, 76(4) : 488 – 493
- Li WB, Zhou WD, Chen SC, Li YP, Deng XH and Zhong RC. 2010. Geological characteristics of the Yindonggou silver deposit in Hubei Province and its implication for ore genesis. *Earth Science Frontiers*, 17(1) : 177 – 185 (in Chinese with English abstract)
- Li YP, Wei XY, Gao F, Yu JT and Zhang HW. 2008. Geological characteristics and ore-forming mechanism for the gently dipping ore bodies in Yindonggou Ag–Au deposits, Hubei Province. *Geological Survey and Research*, 31(1) : 6 – 13 (in Chinese with English abstract)
- Ling WL, Chen JP, Wang XH and Zhou HW. 2002. Geochemical features of the Neoproterozoic igneous rocks from the Wudang region and their implications for the reconstruction of the Jinning tectonic evolution along the South Qinling orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1) : 25 – 36 (in Chinese with English abstract)
- Ling WL, Ren BF, Duan RC, Liu XM, Mao XW, Peng LH, Liu ZX, Cheng JP and Yang HM. 2007. Zircon U–Pb isotopic ages and geological implications of mafic rocks of the Wudang and Yaolinghe Groups in southern Qinling. *Chinese Science Bulletin*, 52(12) : 1445 – 1456 (in Chinese)
- Liu CQ. 1984. Geochemistry and metallogenic mechanism study of Pb–Zn–Ag deposit in the Northwest of Hubei Province. Master Degree Thesis. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 1 – 164 (in Chinese)
- Liu CQ. 1987. Geochemistry and genesis of the Yindonggou lead–zinc–silver deposit. *Mineral Deposits*, 6(4) : 53 – 61 (in Chinese with English abstract)
- Liu CQ. 1989. A fluid inclusion study of Yindonggou Pb–Zn–Ag deposit in the northwest of Hubei Province. *Geochimica*, (2) : 139 – 149 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou XG, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 1 – 487 (in Chinese)
- Mao JY, Qiu YM, Richard J, Goldfarb JR, Zhang ZC, Garwin S and Ren FS. 2002. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, Central China. *Mineralium Deposita*, 37(3 – 4) : 352 – 377
- Marshall BF, Vokes FM and Larocque ACL. 2000. Regional metamorphic remobilization: Upgrading and formation of ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, 11: 19 – 38
- Matthews A and Katz A. 1977. Oxygen isotope fractionation during the dolomitisation of calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(10) : 1431 – 1438
- McCuaig TC and Kerrich R. 1998. *P–T–t* deformation–fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12(6) : 381 – 453
- Mernagh TP, Bastrakov EN, Zaw K, Wygralak AS and Wyborn LA. 2007. Comparison of fluid inclusion data and mineralization processes for Australian orogenic gold and intrusion-related gold systems. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1) : 21 – 32
- Ni ZY, Chen YJ, Li N and Zhang H. 2012. Pb–Sr–Nd isotope constraints on the fluid source of the Dahu Au–Mo deposit in Qinling Orogen, Central China, and implication for Triassic tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 46: 60 – 67
- Peters SG, Golding SD and Dowling K. 1991. Melange and sediment-hosted gold-bearing quartz veins, Hodgkinson gold field, Queensland, Australia: Reply. *Economic Geology*, 86(1) : 197 – 200
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral System*. Berlin: Springer, 1 – 1250
- Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding JY, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeiou Pb–Zn–Ag deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9) : 2119 – 2130 (in Chinese with English abstract)
- Qin ZY and Lei SH. 1996. New information on the ages of the Wudang Group with a discussion. *Regional Geology of China*, (2) : 176 – 185 (in Chinese with English abstract)
- Qin ZY and Lei SH. 1997. *Structural Analysis and Metallogenic Regularity of the Wudang Region*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 159 (in Chinese)
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1 – 2) : 29 – 48
- Shenberger DM and Barnes HL. 1989. Solubility of gold in sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2) : 269 – 278
- Taylor HP. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69(6) : 843 – 883
- Uemoto T, Ridley J, Mikucki E, Groves DI and Kusakabe M. 2002. Fluid chemical evolution as a factor in controlling the distribution of gold at the Archean Golden Crown lode gold deposit, Murchison Province, Western Australia. *Economic Geology*, 97(6) : 1227 – 1248
- Wang DB, Zhang BR, Ma ZD, Huang DK and Lin YW. 1991. Geological-geochemical investigation of the Yindonggou Xujiapo Au–Ag–multi-metal metallogenic belt. *Geology and Prospecting*, 27(8) : 44 – 50 (in Chinese with English abstract)
- Wang DB. 1993a. Studies on stable isotope geochemistry and ore-forming physico-chemical condition of Yindonggou Au–Ag–Pb–Zn deposit, Zhushan County, Hubei Province. *Mining Geology*, 14(3) : 155 – 164 (in Chinese with English abstract)
- Wang DB. 1993b. The geochemical study on alteration of wall rocks of Yindonggou Au–Ag–Pb–Zn deposit, Zhushan County, Hubei Province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 8(2) : 16 – 26 (in Chinese with English abstract)
- Wang HH, Chen YJ and Gao XL. 2001. Isotope geochemistry of the Kangshan gold deposit in Henan and its illustration of the CPMF model. *Mineral Deposits*, 20(2) : 190 – 198 (in Chinese with English abstract)
- Wang PA, Chen YC and Pei RF. 1997. Qinling Orogenic Belt: Regional Metallogenic Series, Structure, Mineralization Cycles and Evolution. Beijing: Geological Publishing House, 21 – 23 (in Chinese)
- Wu XK, Zhou JH and Wang SQ. 1988. Yindonggou Ag–Au Deposit, Zhushan County Hubei Province. Wuhan: Northwest Hubei Province Hubei Geological Minerals Investigation Bureau, 1 – 131 (in Chinese)
- Yao JM, Zhao TP, Wei QG and Yuan ZL. 2008. Fluid inclusion features

- and genetic type of the Wangpingxigou Pb-Zn deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2113–2123 (in Chinese with English abstract)
- Zacharias J, Paterova B and Pudilova M. 2009. Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope constraints on the genesis of the Roudny Au-Ag deposit, Bohemian Massif. *Economic Geology*, 104(1): 53–72
- Zhang CL, Zhou DW, Jin HL, Han S and Liu YY. 1999a. Study on the Sr, Nd, Pb and O isotopes of basic dyke swarms in the Wudang block and basic volcanic of the Yaolinghe Group. *Acta Petrologica Sinica*, 15(3): 430–437 (in Chinese with English abstract)
- Zhang CL, Zhou DW and Liu YY. 1999b. Geochemistry of basic dykes in Wudangshan block and their tectonic significance. *Geochimica*, 28(2): 126–135 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GW, Zhang ZQ and Dong YP. 1995. Nature of main tectono-lithostratigraphic units of the Qinling Orogen: Implications for the tectonic evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 11(2): 101–114 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GW, Meng QR, Yu ZP, Sun Y, Zhou DW and Guo AL. 1996. Orogenesis and dynamics of the Qinling orogen. *Science in China (Series D)*, 39(3): 225–234
- Zhang J, Chen YJ, Li GP, Li GQ, Li ZL and Wang ZG. 2004. Characteristics of ore geology and fluid inclusion of the Yindong gong silver deposit, Neixiang County, Henan Province: Implication for metallogenic type. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 55–64 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Yang Y and Deng J. 2011. Lead isotope systematics of the Weishancheng Au-Ag belt, Tongbai Mountains, Central China: Implication for ore genesis. *International Geology Review*, 53(5–6): 656–676
- Zhang J, Yang Y, Lu YH, Chen YJ, Wan SQ and Ma HW. 2008. Geological and geochemical characteristics and genesis of the Poshan silver deposit, Henan Province. *Geology in China*, 35(6): 1220–1229 (in Chinese with English abstract)
- Zhang L, Zheng Y and Chen YJ. 2012. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb-Zn-Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: A case study of orogenic-type Pb-Zn systems. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 69–79
- Zhang LG. 1985. Geological Application for the Stable Isotope: The Hydrothermal Mineralization of Metal Activation and Its Prospecting. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House, 1–267 (in Chinese)
- Zhang Y, Chen YJ, Qi JP, Leng CB and Zhao CH. 2010. Geochemistry of Gongguan-Qingdonggou Hg-Sb deposit in Xuyang, Shaanxi Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 30(1): 98–106 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZQ, Zhang GW, Tang SH and Wang JH. 2002. The age of metamorphic rocks of the Wudang Group. *Geology in China*, 29(2): 117–125 (in Chinese with English abstract)
- Zheng Y, Zhang L and Chen YJ. 2012. Ore geology, fluid inclusion geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Wulasigou Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: A case study of orogenic-type Cu deposit. *Ore Geology Reviews*, 49: 128–140
- Zhou DW, Zhang CL, Liu L, Wang JL, Liu YY and Zhang ZQ. 1998. Sm-Nd dating of basic dykes from Wudang block and a discussion of related-questions. *Acta Geoscientia Sinica*, 19(1): 25–30 (in Chinese with English abstract)
- Zhou TH, Goldfarb RJ and Phillips GN. 2002. Tectonics and distribution of gold deposits in China: An overview. *Mineralium Deposita*, 37(3): 249–282
- Zhou ZJ, Jiang SY, Qin Y, Zhao HX and Hu CJ. 2011a. Fluid inclusion characteristics and ore genesis of the Wenyu gold deposit, Xiaqingling gold belt. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3787–3799 (in Chinese with English abstract)
- Zhou ZJ, Qin Y, Lin ZW, Wang LX and Wang ZQ. 2011b. Study of fluid inclusion characteristic and genetic type of the Huangchanggou gold deposit, West Qinling Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1311–1326 (in Chinese with English abstract)
- Zhu LM, Zhang GW, Chen YJ, Ding ZJ, Guo B, Wang F and Lee B. 2011. Zircon U-Pb ages and geochemistry of the Wenquan Mo-bearing granitoids in West Qinling, China: Constraints on the geodynamic setting for the newly discovered Wenquan Mo deposit. *Ore Geology Reviews*, 39(1–2): 46–62
- Zoheir BA. 2008. Characteristics and genesis of shear zone-related gold mineralization in Egypt: A case study from the Um El Tuyor mine, south Eastern Desert. *Ore Geology Reviews*, 34(3): 445–470

附中文参考文献

- 蔡锦辉, 张业明, 付建明, 陈盛峰. 1999. 鄂西北银洞沟银多金属矿床成因探讨. *地球学报*, 20(增刊): 316–320
- 蔡志勇, 罗洪, 熊小林, 吴德宽, 吴贤亮, 孙三才, 杨军. 2006. 武当群上部变沉积岩组时代归属问题: 单锆石 U-Pb 年龄的制约. *地层学杂志*, 30(1): 60–63
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1–234
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床, 成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33(6): 1181–1196
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(9): 2085–2108
- 陈衍景, 张莉. 2008. 含硫化物脉状矿床成矿流体的中阶段 δD 亏损: 实例与原因. *地球化学*, 37(4): 353–360
- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. *岩石学报*, 25(11): 2695–2726
- 陈衍景. 2010. 秦岭印支期构造背景、岩浆活动及成矿作用. *中国地质*, 37(4): 854–865
- 陈衍景. 2013. 大陆碰撞成矿理论的创建及应用. *岩石学报*, 29(1): 1–17
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 河南嵩县纸房钼矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 24(9): 2133–2148
- 胡健民, 孟庆任, 白武明, 赵国春. 2002. 南秦岭构造带中-晚古生代伸展构造作用. *地质通报*, 21(8): 471–477
- 蒋少涌, 戴宝章, 姜耀辉, 赵海香, 侯明兰. 2009. 胶东和小秦岭: 两类不同构造环境中的造山型金矿省. *岩石学报*, 25(11): 2727–2738
- 雷世和, 唐桂英. 1996. 扬子地台北缘武当推覆体结构模式及成因分析. *河北地质学院学报*, 19(1): 25–32
- 雷世和, 唐桂英, 秦正永, 刘波, 张子才. 1998. 银洞沟银金矿床地质特征及成因探讨. *地质与勘探*, 34(4): 13–21
- 李怀坤, 陆松年, 陈志宏, 相振群, 周红英, 郝国杰. 2004. 南秦岭耀岭河群裂谷型火山岩锆石 U-Pb 年代学. *地质通报*, 22(10): 775–781
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪智勇. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. *地学前缘*, 14(5): 186–198
- 李文博, 周卫东, 陈世昌, 李应平, 邓小华, 钟日晨. 2010. 湖北银洞沟钼矿床地质特征与成因类型. *地学前缘*, 17(1): 177–185
- 李应平, 魏兴炎, 高峰, 余吉庭, 张洪武. 2008. 湖北银洞沟银金矿床缓倾斜矿体地质特征与成矿机理研究. *地质调查与研究*, 31(1): 6–13
- 凌文黎, 程建萍, 王歆华, 周汉文. 2002. 武当地区新元古代岩浆岩

- 地球化学特征及其对南秦岭晋宁期区域构造性质的指示. 岩石学报, 18(1): 25-36
- 凌文黎, 任邦方, 段瑞春, 柳小明, 毛新武, 彭练红, 刘早学, 程建萍, 杨红梅. 2007. 南秦岭武当山群, 耀岭河群及基性侵入岩群锆石 U-Pb 同位素年代学及其地质意义. 科学通报, 52(12): 1445-1456
- 刘丛强. 1984. 鄂西北竹山银洞沟铅锌-银矿床地球化学与成矿机理研究. 硕士学位论文. 贵阳: 中国科学院地化所, 1-164
- 刘丛强. 1987. 银洞沟铅锌-银矿床的地球化学特征及其成因分析. 矿床地质, 6(4): 53-61
- 刘丛强. 1989. 鄂西北银洞沟铅锌-银矿床的流体包裹体研究. 地球化学, (2): 139-149
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文准. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1-487
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报, 23(9): 2119-2130
- 秦正永, 雷世和. 1996. 武当群成岩年龄新资料兼讨论. 中国区域地质, (2): 176-185
- 秦正永, 雷世和. 1997. 武当地区构造解析及成矿规律. 北京: 地质出版社, 1-159
- 汪东波, 张本仁, 马振东, 黄德坤, 林元文. 1991. 银洞沟-许家坡金银多金属成矿带地质地球化学研究. 地质与勘探, 27(8): 44-50
- 汪东波. 1993a. 竹山银洞沟 Au-Ag-Pb-Zn 矿床成矿物理化学条件及稳定同位素地球化学研究. 矿山地质, 14(3): 155-164
- 汪东波. 1993b. 湖北竹山银洞沟 Au-Ag-Pb-Zn 矿床围岩蚀变的地球化学研究. 地质找矿论丛, 8(2): 16-26
- 王海华, 陈衍景, 高秀丽. 2001. 河南康山金矿同位素地球化学及其对成岩成矿及流体作用模式的印证. 矿床地质, 20(2): 190-198
- 王平安, 陈毓川, 裴荣富. 1997. 秦岭造山带区域矿床成矿系列, 构造-成矿旋回与演化. 北京: 地质出版社, 21-23
- 吴贤奎, 周骏华, 王寿琼. 1988. 湖北省竹山县银洞沟银金矿床. 武汉: 湖北省鄂西北地质矿产调查所, 1-131
- 姚军明, 赵太平, 魏庆国, 原振雷. 2008. 河南王坪西沟铅锌矿床流体包裹体特征和矿床成因类型. 岩石学报, 24(9): 2113-2123
- 张成立, 周鼎武, 金海龙, 韩松, 刘颖宇. 1999a. 武当地块基性岩墙群及耀岭河群基性火山岩的 Sr, Nd, Pb, O 同位素研究. 岩石学报, 15(3): 430-437
- 张成立, 周鼎武, 刘颖宇. 1999b. 武当山地块基性岩墙群地球化学研究及其大地构造意义. 地球化学, 28(2): 126-135
- 张国伟, 张宗清, 董云鹏. 1995. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报, 11(2): 101-114
- 张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. 矿物岩石, 24(3): 55-64
- 张静, 杨艳, 鲁颖准, 陈衍景, 万守全, 马宏卫. 2008. 河南破山银矿床地质地球化学特征及成因研究. 中国地质, 35(6): 1220-1229
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用: 金属活化热液成矿作用及找矿. 西安: 陕西科学技术出版社, 1-267
- 张颖, 陈衍景, 祁进平, 冷成彪, 赵成海. 2010. 陕西旬阳公馆-青铜沟汞矿床地球化学研究. 矿物学报, 30(1): 98-106
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 王进辉. 2002. 武当群变质岩年龄. 中国地质, 29(2): 117-125
- 周鼎武, 张成立, 刘良, 王居里, 刘颖宇, 张宗清. 1998. 武当地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论. 地球学报, 19(1): 25-30
- 周振菊, 蒋少涌, 秦艳, 赵海香, 胡春杰. 2011a. 小秦岭文峪金矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报, 27(12): 3787-3799
- 周振菊, 秦艳, 林振文, 王立新, 汪志强. 2011b. 西秦岭铍厂沟金矿床流体包裹体特征研究及矿床成因. 岩石学报, 27(5): 1311-1326