

# 四川省白玉县呷村-有热矿区成矿流体地球化学\*

党院<sup>1</sup> 陈懋弘<sup>2\*\*</sup> 毛景文<sup>1,2</sup> 薛志强<sup>1</sup> 李义邦<sup>3</sup> 辛天贵<sup>3</sup> 马存虎<sup>4</sup> 李倩倩<sup>4</sup>

DANG Yuan<sup>1</sup>, CHEN MaoHong<sup>2\*\*</sup>, MAO JingWen<sup>1,2</sup>, XUE ZhiQiang<sup>1</sup>, LI YiBang<sup>3</sup>, XIN TianGui<sup>3</sup>, MA CunHu<sup>4</sup> and LI QianQian<sup>4</sup>

1. 中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083

2. 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京 100037

3. 西部矿业股份有限公司,西宁 810001

4. 四川鑫源矿业有限责任公司,成都 610041

1. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China

3. Western Mining Incorporated Company, Xi'ning 810001, China

4. Sichuan Xinyuan Limited Liability Company, Chengdu 610041, China

2013-08-21 收稿, 2013-11-30 改回.

**Dang Y, Chen MH, Mao JW, Xue ZQ, Li YB, Xin TG, Ma CH and Li QQ. 2014. Geochemistry of ore-forming fluid of Gacun-Youre ore district in Baiyu County, Sichuan Province. Acta Petrologica Sinica, 30(1):221–236**

**Abstract** The Gacun silver polymetallic deposit in Baiyu County of Sichuan Province is one of the most famous VMS deposits in China. The deposit consists of two parts, namely west ore belt of vein-stockwork mineralization system belonging to hydrothermal fluid supply channel, and east ore belt of exhalative-chemical deposit system of submarine basin brine pond. The Youre deposit, which locates on the south of Gacun deposit, is the southern extension of Gacun ore body. Therefore, they share the same geological background and metallogenic environment. In this paper, we carried out fluid inclusions study, hydrogen and oxygen isotopic analysis of quartz belonging to the main metallogenic stage and sulfur isotope analysis of sulfide from both the belts of Gacun deposit and Youre deposit. The result of microthermometry indicates that from west ore belt to east ore belt (deep to shallow), metallogenic temperature drops (258.0 ~ 209.8°C), salinity of fluid slightly reduces (4.42% ~ 4.18% NaCleqv). The density of fluid, however, increases (0.816 ~ 0.894g/cm<sup>3</sup>). Characteristics of ore-forming fluid in Youre (244.3°C for average metallogenic temperature, 4.71% NaCleqv for the average salinity, 0.841g/cm<sup>3</sup> for the average density) are more similar to the west ore belt's of Gacun deposit. The Laser Raman data of the fluid inclusions show that it is rich of H<sub>2</sub>O in liquid phase, and H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> in gas phase. Hydrogen and oxygen isotopic study shows that metallogenic fluid is a mixture of seawater and magmatic water. The result of sulfur isotope analysis indicates that the sulfur of east ore belt (-0.68‰ for the average of δ<sup>34</sup>S) and west ore belt (-3.65‰ for the average δ<sup>34</sup>S) of Gacun deposit and Youre deposit (-3.74‰ for the average δ<sup>34</sup>S) provided by magma. The characteristics of sulfur isotopes of Youre deposit are more similar to the west ore belt of Gacun deposit. The physical and chemical characteristics and the isotopic tracing result of ore-forming fluid indicate that the known ore body of Youre deposit can compare with the west ore belt of Gacun deposit, and we can infer the existence of east ore belt. The metallogenic mechanism of Gacun-Youre ore district are here: under the metallogenic model of seawater convection, the ore-forming fluid that consist of a mix of magmatic water and seawater with metallogenic material that from magmatic origin, migrates from bottom to top and deposits in hydrothermal supply channels and submarine, forming vein-stockwork ore body and massive ore body.

**Key words** Fluid inclusion; Stable isotope geochemistry; Ore-forming fluid; VMS deposit; Gacun-Youre ore district

**摘要** 四川省白玉县呷村银多金属矿床是我国著名的 VMS 型矿床之一,该矿床由西矿带热液流体补给通道相的脉状-网

\* 本文受西部矿业股份有限公司科研项目资助。

第一作者简介:党院,男,1989年生,硕士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: dangyuan11203678@126.com

\*\* 通讯作者:陈懋弘,男,1971年生,副研究员,主要从事矿床学研究,E-mail: mhchen666@163.com

脉状矿化系统和东矿带的海底盆(洼)地卤水池喷气-化学沉积系统组成。有热矿床紧邻呷村矿床的南部,实质上是呷村矿带(体)的自然南延部分,具有相同的地质背景和成矿环境。本文分别对呷村西矿带、东矿带以及有热矿床进行了主成矿期石英的流体包裹体测试和氢、氧同位素分析以及硫化物的硫同位素分析。显微测温结果显示,呷村矿床从西矿带到东矿带,即由深部向浅部表现为成矿温度下降(258.0~209.8℃),流体的盐度略变小(4.42%~4.18% NaCleqv),而流体的密度增大(0.816~0.894g/cm<sup>3</sup>),并且有热矿床成矿流体特征(平均成矿温度为244.3℃;平均盐度为4.71% NaCleqv;平均密度为0.841g/cm<sup>3</sup>)与呷村西矿带流体特征更类似。显微激光拉曼光谱分析显示流体包裹体的液相成分主要为H<sub>2</sub>O,气相成分为H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>以及CH<sub>4</sub>。氢、氧同位素研究显示,成矿流体为海水和岩浆水的混合流体。硫同位素分析结果表明,呷村西矿带( $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为-3.65‰)与呷村东矿带的硫( $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为-0.68‰)和有热矿床( $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为-3.74‰)的硫都由深部岩浆提供,并且有热矿床与呷村西矿带的硫同位素特征更类似。成矿流体物理化学特征和同位素示踪结果表明,有热矿床目前已知矿体可与呷村西矿带对比,暗示可能存在尚未发现的类似呷村东矿带的富矿体。呷村-有热矿区的成矿机制为:在海水对流的成矿模式下,由岩浆水和海水混合而成的成矿流体,携带来自岩浆来源的成矿物质,自下而上向上运移和循环,在热液补给通道和海底发生淀积作用,形成脉状-网脉状矿体和块状矿体。

**关键词** 流体包裹体;稳定同位素地球化学;成矿流体;VMS型矿床;呷村-有热矿区

**中图法分类号** P595; P618.52

火山成因块状硫化物(VMS)矿床是世界上Cu、Pb、Zn、Ag、Au等金属的主要来源之一。自20世纪60年代至今,VMS矿床始终是人们研究的热门课题(Frankin *et al.*, 1981; Ohmoto and Skinner, 1983; Eldrige *et al.*, 1983; Lydon, 1984, 1988; Humphris *et al.*, 1995),特别是VMS矿床的流体系统一直是人们关注和争论的科学问题。关于VMS矿床的成矿流体来源, Frankin *et al.* (1981)和Cathles (1993)认为成矿流体及矿质源自高温海水与岩石的相互反应,而Urabe (1987)和Hedenquist and Lowenstern (1994)认为岩浆去气形成的富金属组分的岩浆流体对热水成矿体系有较大的贡献。Ohmoto and Skinner (1983)在研究日本黑矿时发现矿石流体包裹体的 $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值和盐度与正常海水非常接近,因而认为海水为流体来源。但后来研究发现成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍为正高值,因此有学者认为是岩浆水的参与(余金杰等, 2000)。VMS矿床中硫酸盐矿物的硫同位素组成基本一致,反映海水硫是硫酸盐矿物形成的主要来源。但VMS矿床中硫化物的硫的来源一直存在争议, Sangster (1968)认为硫化物中硫是海水硫酸盐的硫同位素分馏造成的; Ohmoto (1983)认为还原海水硫酸盐和岩浆硫是VMS矿床中硫的两种主要来源,且岩浆硫可直接来源于岩浆喷气和从火山岩中淋滤出来; Rye (1984)等研究认为硫化物的硫同位素值反映以H<sub>2</sub>S为主要硫种的热液流体的 $\delta^{34}\text{S}$ , H<sub>2</sub>S中的硫明显由围岩中硫化物和海水硫酸盐提供。因此,VMS矿床的成矿流体和成矿物质来源等成矿流体系统特征需要进一步的研究。

四川省白玉县呷村超大型银多金属矿床是我国著名的VMS型矿床之一。呷村矿床具有下部(西矿带)的热液流体补给通道内的脉状-网脉状矿化系统和上部(东矿带)的海底盆(洼)地热卤水池喷气-化学沉积系统组成的一个完整的VMS矿床成矿系统。呷村矿床与日本黑矿在成矿背景、矿体特征、成矿模式等方面具有较大的相似性(傅德明和徐明基, 1996),因此呷村矿床属于黑矿型矿床。有热矿床紧邻呷村

矿床的南部,实质上是呷村矿带(体)的自然南延部分(图1),目前处于勘探找矿阶段。前人对呷村矿床成矿流体进行了大量研究(叶庆同, 1991; 侯增谦, 1991; 徐明基等, 1993; 别凤雷等, 2000; 朱维光等, 2000; 余金杰等, 2000; Hou *et al.*, 2001; 侯增谦等, 2003),认为成矿发生在中-低温条件下,成矿流体属以海水为主的混合流体,成矿物质主要来自火山活动(叶庆同, 1991),但成矿流体特征是否可以与日本黑矿类比尚存在争议。另外,有热矿床的成矿流体系统至今尚未有相关文献报道,其是否可与呷村矿床对比也存在争议。为此,本文在前人研究的基础上,选取呷村-有热矿区具有代表性的主成矿期石英中流体包裹体进行显微测温、显微激光拉曼光谱和氢氧同位素分析以及硫化物的硫同位素分析,用来进行成矿流体和成矿物质来源的判断以及成矿机制的探讨,将有热矿床和呷村矿床以及世界著名“黑矿”矿床的成矿流体特征进行对比。希望能够深入对有热矿床的认识,为下一步找矿提供资料,同时加深对VMS型矿床成矿流体系统的认识。

## 1 区域地质概况

呷村-有热银多金属矿区位于中国西部特提斯-喜马拉雅构造域东缘,松潘-甘孜地槽褶皱系西部的玉树-义敦优地槽褶皱带中段(任纪舜等, 1980; 黄汲清和李春昱, 1981; 傅德明和徐明基, 1996)。玉树-义敦优地槽褶皱带又称为义敦岛弧带,是“三江”成矿带的重要组成部分,为有色及贵金属矿产集中分布区(侯立玮等, 1994)。

义敦岛弧带是喜马拉雅巨型造山带中的一个复合造山带,先后经历早期成弧、弧间裂谷、晚期成弧和弧后扩张等过程。义敦岛弧初始形成于晚三叠世卡尼晚期,形成于乡城地区局部扩张而成的洋壳基地之上;之后岛弧的主体形成于晚三叠世卡尼末期,由于俯冲造山作用在局限洋盆东缘的池中一带形成以岛弧玄武岩和高镁安山岩为标志的初始岛弧。

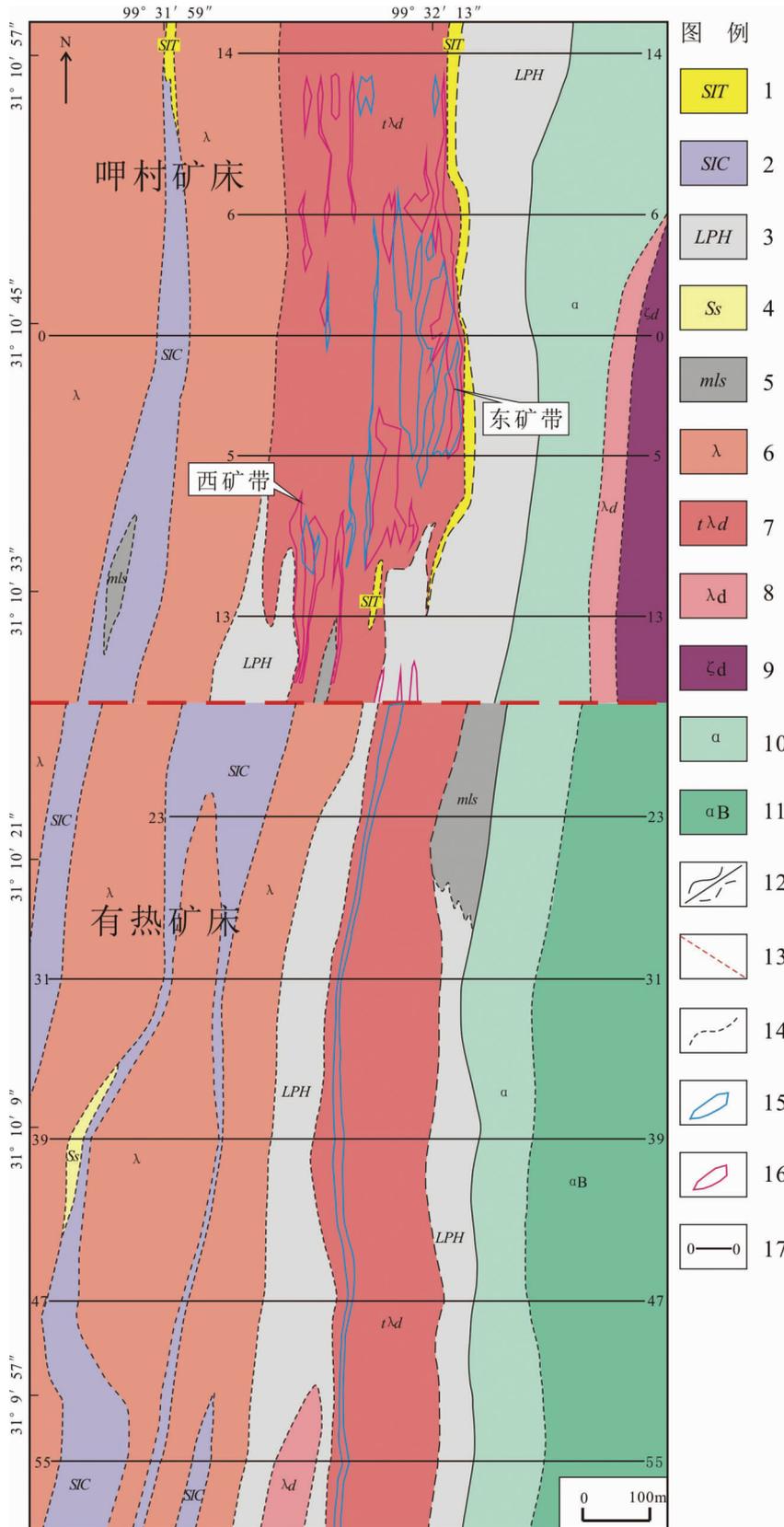


图 1 呷村-有热矿区 4100 中段地质平面图 (据四川省地质矿产局 403 地质队, 1993<sup>①</sup>; 四川鑫源矿业有限责任公司, 2010<sup>②</sup> 修编)

1-凝灰绢云千枚岩; 2-炭质板岩; 3-钙质炭质板岩; 4-砂岩; 5-灰岩; 6-流纹岩; 7-条纹条带状流纹质火山碎屑岩; 8-流纹质火山碎屑岩; 9-英安质火山碎屑岩; 10-安山岩; 11-安山角砾岩; 12-(亚)段/层界线; 13-预测断层; 14-岩性界线; 15-铅锌矿体; 16-银矿体; 17-勘探线及编号

Fig. 1 Geological plan view at 4100m level of the Gacun-Youre deposit

1-tuff sericite phyllite; 2-Carbonaceous slate; 3-calcium carbonaceous slate; 4-sandstone; 5-limestone; 6-rhyolite; 7-striped ribbon rhyolitic volcanioclastic rock; 8-rhyolitic volcanioclastic rock; 9-dacitic volcanioclastic rock; 10-andesite; 11-andesite breccia rock; 12-(sub-) member or bed boundary; 13-predicted fault; 14-lithology boundary; 15-lead and zinc ore body; 16-silver ore body; 17-exploration line and its serial number

① 四川省地质矿产局 403 地质队. 1993. 四川省白玉县呷村银多金属矿区银矿勘探地质报告. 内部资料  
 ② 四川省鑫源矿业有限责任公司. 2010. 四川省白玉县有热铅锌矿风险勘查工作总结及 2011 年工作计划

随时间演化尤其是纵贯南北的义敦岛弧的形成,因不同地段的基底地壳性质、压力状态、海底水深等差异,因而出现明显的纵向分段性和差异性。其中北段的昌台岛弧显示张性岛弧特征,经历了挤压隆升-扩张断陷交替更迭的复杂演化历史,横跨岛弧自东而西发育火山弧(外弧)、弧间裂谷、残留弧(内弧)和弧后盆地等次级构造单元,造就了不同的成矿环境,控制了不同的金属矿床组合。如昌台岛弧的弧间裂谷控制了VMS矿床的形成发育,勉戈弧后扩张盆地及其大量发育的酸性长英质火山岩系控制了浅成低温热液矿床的形成(Uyeda and Kanamori, 1979; 徐明基等, 1993; 侯立玮等, 1994)。

进入晚三叠世瑞替期,陆-弧强烈碰撞,于俯冲带西侧发育同碰撞型花岗岩带,岛弧进入陆内汇聚阶段,结束义敦岛弧演化历史(侯立玮等, 1994)。

呷村矿床所在的昌台弧间裂谷形成于晚三叠世卡尼阶,以发育双峰式火山岩组合、深水沉积序列和断陷盆地为特征。在弧间裂谷内,发育四个空间分离、规模不等、深浅不一的断陷盆地。VMS矿床和矿点集中产于这四个断陷盆地中(叶庆同等, 1991; 侯立玮等, 1994)。

有热矿床紧邻呷村矿床的南部,实质上是呷村矿带(体)的自然南延部分(图1),其间并无大断层分割,共同处于同一断陷盆地中,具有相同的地质背景和成矿环境。

## 2 矿床地质特征

### 2.1 矿区地层

呷村-有热矿区出露的地层主要为上三叠统图姆沟组,为一向西陡倾倒转的单斜地层,西部老,东部新。图姆沟组第二段上亚段( $T_3t_2^{2-2}$ )为呷村-有热矿区主要地层,以出现双峰式火山岩组合为特征,可细分为3层:

第一层( $T_3t_2^{2-1}$ ):出露于中西部地区。以灰黑色钙质碳质板岩为主,偶夹砂岩和灰岩。

第二层( $T_3t_2^{2-2}$ ):出露于中部地区。以中酸性-酸性火山熔岩、火山碎屑岩为主,顶部出现喷气沉积岩(重晶石岩、硅质岩),矿体赋存于该层上部和顶部。下部以英安岩为主;中部为英安流纹质集块(角砾)熔岩、流纹岩夹流纹英安质凝灰岩;上部以条纹条带状流纹质凝灰岩(矿化)为主;顶部为块状矿体与喷气沉积岩互层。往南至有热矿床,碳质板岩夹层明显增多,具有明显的相变关系。

第三层( $T_3t_2^{2-3}$ ):出露于东部地区。以较单一的灰黑色钙质碳质板岩、碳质板岩为主。往南至有热厚度变小。

### 2.2 含矿岩系

呷村矿床矿体产于图姆沟组第二段上亚段( $T_3t_2^{2-2}$ )双峰式火山岩组合之钙碱性酸性火山岩系上部和顶部,并被白云质灰岩和板岩整合覆盖。含矿岩系具有容矿火山岩系+硫化物矿体+喷气岩-化学沉积岩的“三位一体”特征。双峰式

火山岩组合由下部拉斑玄武岩系列的镁铁质火山岩和上部钙碱性系列的长英质火山岩构成。镁铁质火山岩为玄武岩和玄武英安岩。长英质火山岩包括英安质、英安流纹质、流纹质熔岩和火山碎屑岩。喷气岩-化学沉积岩与块状硫化物矿体紧密共生,互层产出。喷气岩以重晶石为主,硅质岩和碧玉岩次之。化学沉积岩以灰岩、白云岩为主,常与钙质碳质板岩互层产出。

有热矿床目前发现的矿体产于上三叠统图姆沟组第二段上亚段的第二岩性层( $T_3t_2^{2-2}$ )上部流纹质火山碎屑岩中。含矿岩系主要为一套流纹质火山碎屑岩,顶、底界均为灰黑色钙质碳质板岩和灰岩。

### 2.3 矿体特征

呷村矿床作为典型的VMS矿床,具有典型的“双层结构”样式。其中下部筒状脉状-网脉状矿体主要由西矿带(下部)组成;上部层状块状矿体由东矿带(上部)组成(图1)。各矿带简要特征如下(表1)。

(1)西矿带:主要产于矿床西部英安流纹质火山碎屑岩中,宽约60~90m,矿体主要分布在北部6~12线,以及南部的7~15线一带,呈透镜状断续分布。矿带向西陡倾,呈似层状、透镜状平行火山碎屑熔岩产出,以银铅锌铜矿体为主,夹小规模铅锌矿体。矿石以石英脉状(图2a)、条纹状、角砾状构造为主。矿石矿物以黄铁矿、方铅矿、闪锌矿为主(图2b),次为黄铜矿、黝铜矿、磁黄铁矿;脉石矿物以石英、绢云母为主,次为白云母和碳酸盐。蚀变上以强硅化和典型的黄绿色富镁白云母化为特征;石英大脉发育,由西往东,厚度由2~3m逐渐变小为10~20cm。

(2)东矿带:主要产于流纹质火山碎屑岩顶部与钙质碳质板岩的界面转换处,与喷气-化学沉积岩(重晶石、硅质岩和碳酸盐岩)共生。矿体顺层产出,向西陡倾,长可达800m左右,宽可达20m,呈层状、似层状分布,延续性好;矿石以致密块状(图2c)、稠密浸染状、角砾状、条带状构造为主,矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿和黄铁矿(图2d),含量高,品位富,同时含有少量的石英和方解石。东矿带是呷村矿床主要工业矿体赋存带。蚀变以碳酸盐化、钡冰长石化和弱硅化为主,矿化石英脉不发育。

有热矿床目前发现的矿体产于上三叠统图姆沟组第二段上亚段的第二岩性层( $T_3t_2^{2-2}$ )上部英安-流纹质火山碎屑岩中(图1)。初步控制矿带长约1100m,宽100~250m。矿带南北走向,向西陡倾,倾角在45°~65°之间,呈似层状、透镜状平行火山碎屑岩层产出,以铅锌矿化为主,但品位较低。北部19~31线以脉状-网脉状构造为主,蚀变类型主要有硅化、黄绿色含镁白云母化和绢云母化。石英大脉发育,局部宽达5~8m,往东石英细脉发育。南部39~55线下部出现典型的块状构造,局部角砾状构造、条带状构造和浸染状构造。块状矿石以黄铁矿为主,次为方铅矿和闪锌矿(图2f),出现石英-方解石孔洞,方铅矿-闪锌矿-黄铜矿-黝铜矿呈环

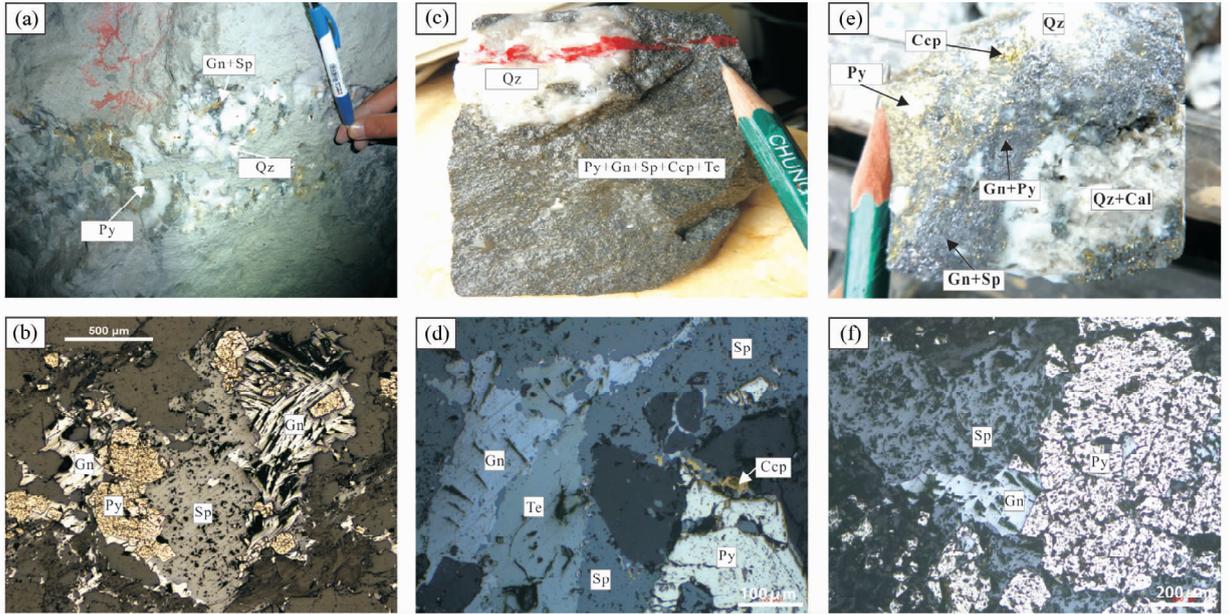


图2 呷村-有热矿区矿体、矿石特征

(a)-呷村西矿带的石英脉状矿体;(b)-呷村西矿带矿石矿物以黄铁矿、方铅矿、闪锌矿为主(反射光);(c)-呷村东矿带的致密块状矿石;(d)-呷村东矿带矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿和黄铁矿(反射光);(e)-有热矿床 ZK3904 手标本显示黄铁矿-黄铜矿-方铅矿-闪锌矿围绕石英-方解石空洞呈带状分布;(f)-有热矿床块状矿石矿物以黄铁矿为主,次为方铅矿和闪锌矿(反射光). Py-黄铁矿;Ccp-黄铜矿;Gn-方铅矿;Sp-闪锌矿;Te-黝铜矿;Qz-石英;Cal-方解石

Fig.2 Characteristics of ore body and ore from the Gacun-Youre ore district

(a)-quartz vein ore body from west ore belt of Gacun deposit; (b)-pyrite, galena and sphalerite etc. main ore minerals from west ore belt of Gacun deposit (reflected light); (c)-dense massive ore from east ore belt of Gacun deposit; (d)-galena, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite and pyrite etc. main ore minerals from east ore belt of Gacun deposit (reflected light); (e)-banded Py-Ccp-Gn-Sp ore around Qz-Cal vein clump from ZK3904 of Youre deposit; (f)-pyrite is the main ore mineral from massive ore of Youre deposit and galena and sphalerite are second (reflected light). Py-pyrite; Ccp-chalcopyrite; Gn-galena; Sp-sphalerite; Te-tetrahedrite; Qz-quartz; Cal-calcite

表1 呷村-有热矿区各矿带简要特征一览表

Table 1 Characteristics of each ore belt in the Gacun-Youre ore district

矿带	呷村西矿带(下矿带)	呷村东矿带(上矿带)	有热矿床
含矿岩系	粗粒火山碎屑岩带,主要为英安流纹质角砾凝灰岩	细粒火山碎屑岩及喷气岩-沉积岩带,主要为凝灰绢云母千枚岩和重晶石、硅质岩、灰岩	粗粒英安-流纹质火山碎屑岩
蚀变特征	黄绿色含镁白云母化、硅化、绿泥石化;石英大脉发育(单脉厚10~20cm)	钼冰长石化;石英脉不发育	硅化、绢云母化;石英大脉、石英细脉-网脉发育
矿化特征	铜铅锌银矿化	银铜铅锌矿化	铅锌矿化
矿石结构构造	脉状,次为角砾状	块状为主,次为纹层状、浸染状	块状、脉状-网脉状构造为主
矿体特征	规模小,透镜状	规模大,层状	规模小,似层状,品位低

带状分布(图2e)。蚀变除底部有硅化和绿泥石化以外,主体不发育。上部出现脉状-网脉状构造为主,蚀变类型主要有硅化和绢云母化,且石英细脉-网脉发育(表1)。

从矿体和蚀变特征来看,有热矿床的脉状矿体大致可与呷村矿床的西矿带对比,块状矿体由于以黄铁矿为主,缺乏喷气-化学沉积岩,难以与呷村矿床东矿带直接对比。

### 3 样品采集和测试方法

为了确定呷村-有热矿区的成矿流体特征和判断成矿物质来源,以及将有热矿床与呷村矿床的东矿带和西矿带进行对比,本次研究在野外剖面测制和观察的基础上,分别对呷

村矿床西矿带、东矿带,以及有热矿床主成矿期的矿石和石英脉等样品进行采集。其中有热矿床样品采自岩芯,呷村东西矿带样品采自坑道,主要为成矿期的块状矿化硅化流纹岩、含石英脉铅锌矿石、块状矿石、硅化矿化岩石、含石英脉团包块状黄铁矿、强硅化浸染状-团包状矿石以及硅化脉状网脉状铅锌矿化流纹岩等。对样品中石英单矿物中的包裹体进行了显微测温、显微激光拉曼光谱和氢、氧同位素分析,对黄铁矿、方铅矿和闪锌矿等硫化物单矿物进行了硫同位素分析。

将样品磨制成厚约 0.3mm 双面抛光的包裹体片,利用光学显微镜对其进行流体包裹体岩相学特征观察,然后选择代表性包裹体进行流体包裹体显微激光拉曼光谱和显微测温分析研究。显微激光拉曼光谱分析由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,单个流体包裹体的显微激光拉曼光谱分析采用 LABHR-VIS LabRAM HR800 研究级显微激光拉曼光谱仪,激发波长为:  $\lambda = 532\text{nm}$ ,扫描范围为  $100 \sim 4200\text{cm}^{-1}$ 。显微测温是在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成的。显微测温工作使用的仪器为英国产 LINKAM THMSG 600 冷热台,可测温范围为  $-196 \sim 600^\circ\text{C}$ ,均一温度重现误差  $\pm 1^\circ\text{C}$ ,冰点温度误差  $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。所用的显微镜为 OLMPIUS-BX51 型号光学显微镜,其放大倍数为  $100 \sim 800$  倍,包裹体测定时选用的放大倍数为 500 倍。在  $-56.6^\circ\text{C}$ 、 $0.0^\circ\text{C}$  和  $374.1^\circ\text{C}$ ,系统用人造包裹体进行了校正。冷冻测温时,利用液氮对包裹体降温,并观察包裹体变化,包裹体冷冻后,缓慢升温,当接近相变点时,控制升温速率,使之小于  $0.5^\circ\text{C}/\text{min}$ ,以准确记录它们的相转变温度。

石英中包裹体的氢、氧同位素和黄铁矿、方铅矿以及闪锌矿中的硫同位素分析由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。首先,将野外采集的样品送至廊坊市诚信地质服务部进行样品的分离和提纯,经手工进行逐级破碎、过筛在双目镜下挑选  $40 \sim 60$  目、纯度  $>99\%$  的单矿物样品。氢、氧同位素测试所用仪器为 MAT253,以 SMOW 为标准,氧同位素分析精度为  $\pm 0.2\%$ ,氢同位素分析精度为  $\pm 2\%$ 。将提纯的石英单矿物研磨至 200 目左右,氧同位素分析方法为  $\text{BrF}_5$  法 (Clayton and Mayeda, 1963) 在  $500 \sim 600^\circ\text{C}$  与  $\text{BrF}_5$  反应 14h,将反应生成的  $\text{O}_2$  与石墨反应转化为  $\text{CO}_2$ ,然后进行质谱同位素分析;氢同位素分析采用爆裂法,加热石英包裹体样品使其爆裂,释放挥发分,提取水蒸气,然后在  $400^\circ\text{C}$  条件下使水与锌反应产生氢气,再用液氮冷冻后,收集到有活性炭的样品瓶中 (Coleman *et al.*, 1982),然后进行质谱同位素分析。硫同位素分析:将提纯后的单矿物样品和氧化亚铜按一定比例在玛瑙钵里研磨至 200 目左右,并混合均匀,在真空达  $2.0 \times 10^{-2}\text{Pa}$  状态下加热,进行氧化反应,生成二氧化硫气体。真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,并用 Delta v plus 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测试结果以 CDT 标准,记为  $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 。分析精度为  $\pm 0.2\%$ 。硫化物参考标准为 GBW-04414、GBW-04415 硫化银标准,其  $\delta^{34}\text{S}$

值分别为  $(-0.07 \pm 0.13)\%$  和  $(22.15 \pm 0.14)\%$ 。

## 4 流体包裹体特征

### 4.1 流体包裹体岩相学

显微镜下观察发现在石英中存在一些个体很小 ( $<3\mu\text{m}$ ),通常只含液相的包裹体,它们呈线状排布,穿过相邻几个矿物颗粒边界。按照 Roedder (1984) 和卢焕章等 (2004) 的划分方法,这些包裹体应归为次生包裹体,其成因是由于矿床受自侏罗纪以来的变形和变质作用影响 (Hou *et al.*, 2001)。为了确定成矿流体的性质和状态,本文对石英中原生的流体包裹体进行了详细研究。原生包裹体在石英中主要呈群状、分散状、线状或孤立存在于矿物中,多具有规则的形状,如椭圆形、圆形、柱状和多边形,偶见负晶形和不规则状。包裹体大小为  $3 \sim 8\mu\text{m}$ ,主要集中在  $4 \sim 6\mu\text{m}$ ,个别可达  $10\mu\text{m}$  以上。根据室温下流体包裹体中各相态成分、比例和组合关系,可将呷村-有热矿区中的原生流体包裹体划分为 3 个主要类型。

类型 I ——气-液两相包裹体。该类型包裹体广泛出现于呷村-有热矿区,也是日本黑矿主要的包裹体类型 (Urabe and Sato, 1978; 卢焕章等, 2004)。根据包裹体相比率可划分为液体包裹体 (I a) (图 3a) 和富气体包裹体 (I b) (图 3b); 按照气相成分又可分为以  $\text{H}_2\text{O}$  为主和以  $\text{CO}_2$  为主,在外观上,前者的颜色一般较浅或者几乎完全无色,后者颜色相对较深,呈棕褐色。液体包裹体是呷村-有热矿区最主要的包裹体类型,最为发育,大小多介于  $3 \sim 8\mu\text{m}$ ,个别可达  $10\mu\text{m}$  以上,呈椭圆状、负晶形、近四边形或拉长状等不规则状,气相占包裹体体积多为  $10\% \sim 30\%$ ,个别可达  $40\%$ ,均一至液相。富气体包裹体偶见于有热矿床和呷村西矿带,大小  $4 \sim 6\mu\text{m}$ ,多呈椭圆状,气相占包裹体体积  $60\% \sim 70\%$ ,均一至液相。

类型 II ——多相包裹体。含子矿物的包裹体偶见于有热矿床,子矿物为石盐立方体 (图 3c)。

类型 III ——单相包裹体。这种类型包裹体又可分为纯气相单相包裹体 (III a) 和纯液相单相包裹体 (III b)。这类包裹体在有热矿床和呷村西矿带有少量出现,在石英中呈孤立的包裹体存在。从外观上看,纯液相包裹体的颜色一般较浅 (图 3e),而纯气相包裹体的颜色较深 (图 3d),一般为棕褐色至黑色,大小为  $4 \sim 8\mu\text{m}$ 。数量上,纯液相包裹体多于纯气相包裹体。总体上看,III 类包裹体较少见。

本次实验所观察的包裹体类型与朱维光等 (2000) 所划分的类型较类似,与 Hou *et al.* (2001) 所划分的包裹体类型相比,本次采集的样品所含的包裹体含量较少且较小,未观察到明显特征的  $\text{CO}_2$  三相包裹体。

### 4.2 流体包裹体均一温度、盐度和密度

由于本次采集的样品镜下观察发现其包裹体含量较少

表 2 呷村-有热矿区主成矿期石英中原生流体包裹体显微测温结果

Table 2 Results of microthermometry of primary fluid inclusions in quartz of main metallogenic period from the Gacun-Youre ore district

矿带	样品号	样品名称	采样位置	测试数目	均一温度(°C)		冰点(°C)	盐度(wt% NaCleqv)		密度(g/cm <sup>3</sup> )	
					范围	平均		范围	平均	范围	平均
呷村西矿带	4160-7-A	含石英脉铅锌矿石	4160m 中段 7 线穿脉西尽头	14	211.9 ~ 308.6	257.4	3.2 ~ 1.5	2.57 ~ 5.26	3.96	0.715 ~ 0.889	0.814
	4100-9-B	硅化矿化块状流纹岩	4100m 中段 9 线穿脉 6~7 号 7m 处	10	213.8 ~ 349.7	277.3	3.5 ~ 1.8	3.06 ~ 5.71	4.22	0.646 ~ 0.880	0.782
	4160-9-A	硅化矿化块状流纹岩	4160m 中段 9 线穿脉西矿带	7	202.5 ~ 287.9	231.6	4.5 ~ 2.6	4.34 ~ 7.17	5.63	0.803 ~ 0.897	0.867
呷村东矿带	4100-9-A	块状矿体	4100m 中段 9 线穿脉 1~2 号 49m 处	15	165.4 ~ 229.6	200.1	4 ~ 2.1	3.55 ~ 6.45	4.76	0.878 ~ 0.938	0.900
	G114	强硅化浸染状-团包状矿体	4050m 中段 4 线穿脉 3~4 号 3m 处	14	153.4 ~ 261.2	204.9	3.6 ~ 0.6	1.05 ~ 5.86	3.85	0.810 ~ 0.935	0.886
有热矿床	JC-16	含石英脉矿石	ZK3904, 619m	15	182.5 ~ 296.2	236.4	3.2 ~ 1.2	2.07 ~ 5.26	3.31	0.743 ~ 0.910	0.839
	JC-19	含石英脉矿石	ZK3904, 625m	15	210.2 ~ 317.4	257.3	4.2 ~ 2.2	3.71 ~ 6.74	5.01	0.725 ~ 0.903	0.824
	JC-57	脉状矿石	ZK3105, 313m	20	201.9 ~ 294	240.5	4.2 ~ 2.5	4.18 ~ 6.74	5.52	0.784 ~ 0.905	0.855

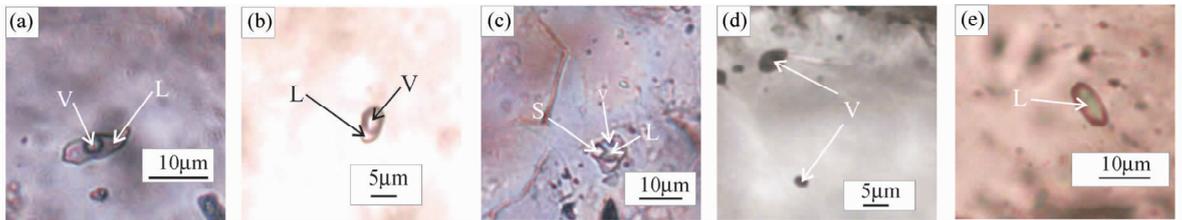


图 3 呷村-有热矿区流体包裹体特征

(a)-石英中的液体包裹体(I a 型);(b)-石英中的富气体包裹体(I b 型);(c)-石英中含石盐子矿物的三相包裹体(II 型);(d)-石英中纯气相包裹体(III a 型);(e)-石英中纯液相包裹体(III b 型)

Fig.3 Characteristics of fluid inclusions from the Gacun-Youre ore district

(a)-liquid inclusion in quartz (I a); (b)-gas-rich inclusion in quartz (I b); (c)-halite daughter mineral three-phase inclusion in quartz; (d)-simple gas inclusion in quartz (III a); (e)-simple liquid inclusion in quartz (III b)

且较小,三相包裹体无法准确鉴别和观察,为了测试结果的准确可靠,本次显微测温主要选择了有热矿床和呷村东、西矿带主成矿期的气液两相包裹体进行对比研究。在对各类包裹体特征进行详细观察记录的基础上,选择典型的进行显微测温分析。对类型 I 包裹体测定冰点温度和均一温度,结果见表 2 和图 4。盐度值根据 Bodnar (1993) 关于 NaCl-H<sub>2</sub>O 型包裹体盐度计算公式求得,密度值利用经验公式来求得(刘斌和沈昆,1999)。

实验测定呷村矿床西矿带主成矿期石英中的原生包裹体,均一温度为 202.5 ~ 349.7°C,峰值为 225 ~ 250°C,平均为 258.0°C (表 2、图 4);盐度范围为 2.57% ~ 7.17% NaCleqv,

峰值为 4% ~ 5% NaCleqv,平均为 4.42% NaCleqv (表 2、图 4);密度范围为 0.646 ~ 0.897g/cm<sup>3</sup>,平均为 0.816g/cm<sup>3</sup> (表 2)。

实验测定呷村矿床东矿带主成矿期石英中的原生包裹体,均一温度为 153.4 ~ 261.2°C,峰值为 200 ~ 225°C,平均为 209.8°C (表 2、图 4);盐度范围为 1.05% ~ 6.45% NaCleqv,峰值为 3% ~ 6% NaCleqv,平均为 4.18% NaCleqv (表 2、图 4);密度范围为 0.810 ~ 0.938g/cm<sup>3</sup>,平均为 0.894g/cm<sup>3</sup> (表 2)。

实验测定有热矿床主成矿期石英中的原生包裹体,均一温度范围为 182.5 ~ 317.4°C,峰值为 225 ~ 250°C,平均为

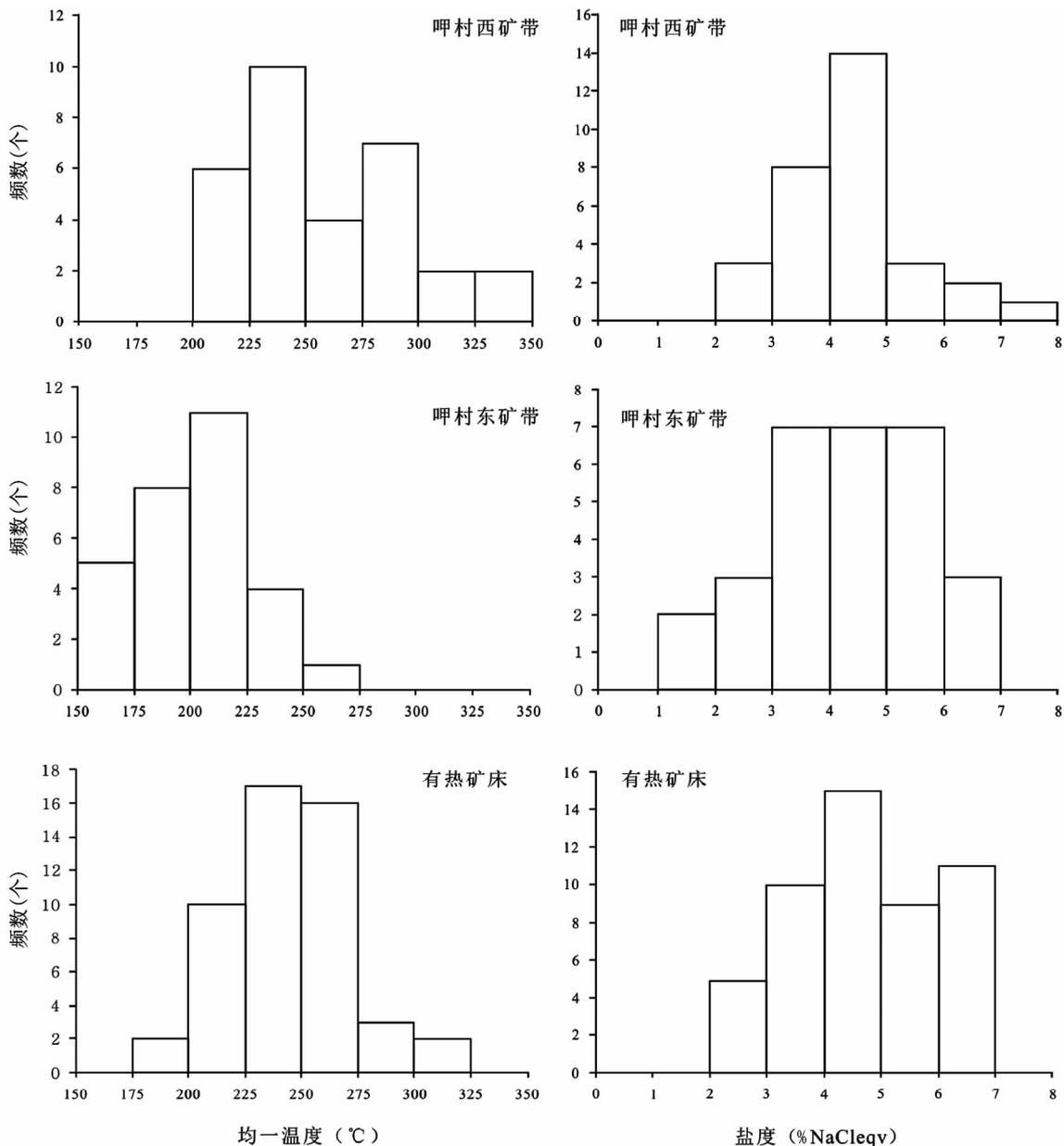


图4 呷村-有热矿区流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig.4 Histograms showing homogenization temperatures and salinities for inclusions of the Gacun-Youre ore district

244.3°C (表2、图4); 盐度范围为2.07% ~ 6.74% NaCleqv, 峰值为4% ~ 5% NaCleqv, 平均为4.71% NaCleqv (表2、图4); 密度范围为0.725 ~ 0.910g/cm<sup>3</sup>, 平均为0.841g/cm<sup>3</sup> (表2)。

本文所测的均一温度中, 西矿带与 Hou *et al.* (2001) 所测的值(299 ~ 319°C) 相比较低, 东矿带与其所测的值(150 ~ 250°C) 一致。本文所测的盐度与 Hou *et al.* (2001) 所测的值(4.2% ~ 21.3% NaCleqv) 要低得多, 而与日本黑石英中流体的盐度(2.1% ~ 8.4% NaCleqv) 较一致 (Urabe and Sato, 1978)。本文所得的流体密度与朱维光等(2000)所得的密度值(0.87 ~ 0.93g/cm<sup>3</sup>) 以及叶庆同(1991)所得的密度值

(0.752 ~ 0.934g/cm<sup>3</sup>) 相吻合。

#### 4.3 流体包裹体的显微激光拉曼光谱分析

对呷村-有热矿区典型的流体包裹体中气相和液相进行了显微激光拉曼光谱峰值扫描, 呷村-有热矿区流体包裹体激光拉曼光谱扫描结果显示有尖锐鲜明的特征峰值: 液相成分主要为 H<sub>2</sub>O 谱峰(3437cm<sup>-1</sup>), 气相成分的拉曼图谱显示出气相 H<sub>2</sub>O 谱峰(3428 ~ 3436cm<sup>-1</sup>)、CO<sub>2</sub> 谱峰(1285 ~ 1388cm<sup>-1</sup>)、N<sub>2</sub> 谱峰(2329cm<sup>-1</sup>) 和 CH<sub>4</sub> 谱峰(2917cm<sup>-1</sup>) (图5)。本次测试结果与 Hou *et al.* (2001) 所测的结果相比, 未发现明显的 H<sub>2</sub>S 和 SO<sub>2</sub> 谱峰。

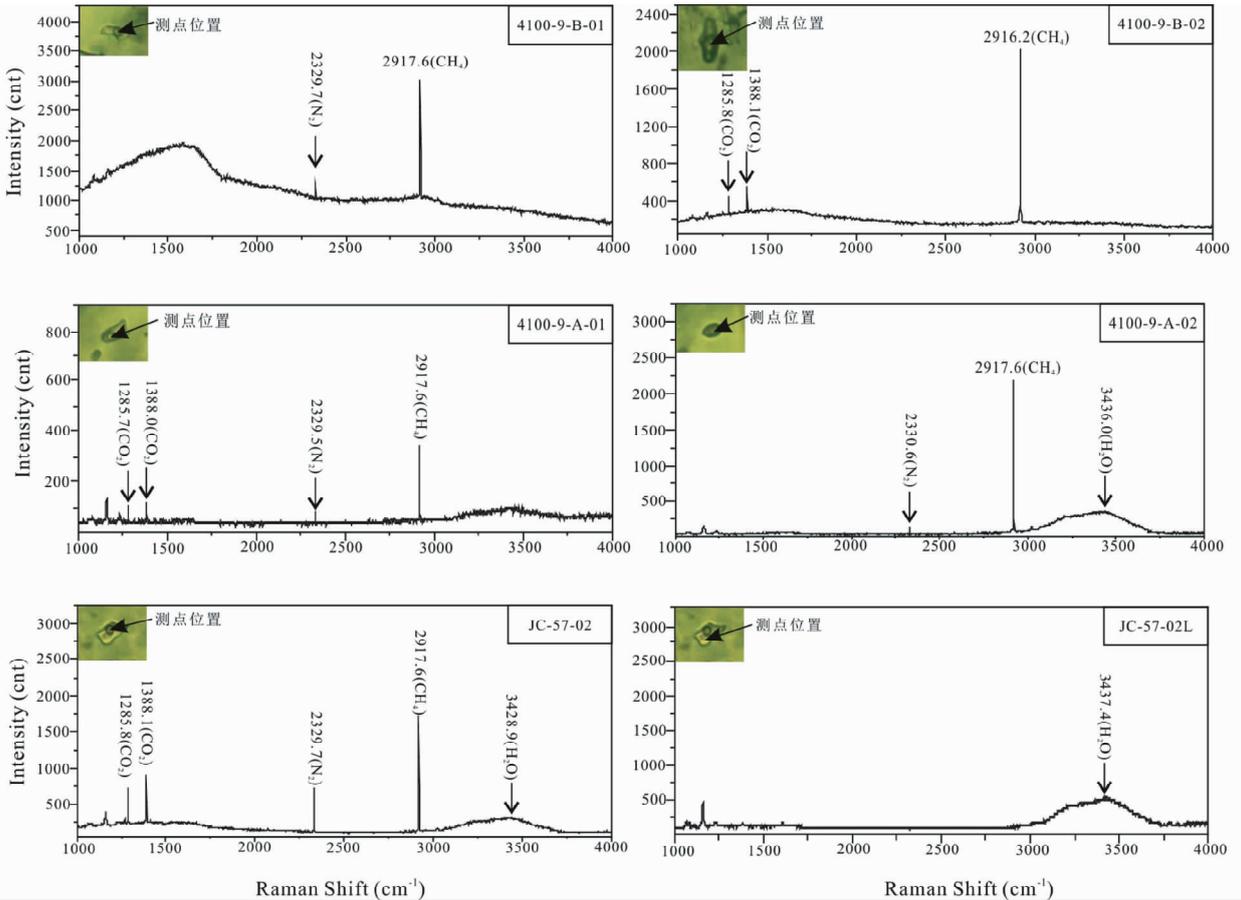


图5 呷村-有热矿区流体包裹体激光拉曼图谱

Fig. 5 Laser Raman spectra of fluid inclusions from the Gacun-Youre ore district

## 5 稳定同位素地球化学

为了探讨成矿流体和成矿物质来源,本次研究对呷村东、西矿带和有热矿床的主成矿期的石英进行了氢、氧同位素分析,对黄铁矿、方铅矿和闪锌矿等硫化物进行了硫同位素分析,分析结果分别见表3、表4。

### 5.1 氢氧同位素

由表3可见呷村西矿带样品中 $\delta D_{V-SMOW}$ 变化范围为 $-130.6‰ \sim -90.2‰$ , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 为 $14.7‰ \sim 16.3‰$ ;呷村东矿带样品中 $\delta D_{V-SMOW}$ 变化范围为 $-128.1‰ \sim -122.5‰$ , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 为 $14.8‰ \sim 16‰$ ;有热矿床样品中 $\delta D_{V-SMOW}$ 变化范围为 $-139.8‰ \sim -116.7‰$ , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 为 $14.5‰ \sim 15.5‰$ 。本文所测的氧同位素值与余金杰等(2000)所测的蚀变岩筒中各种类型矿石的石英氧同位素值( $13.7‰ \sim 15.2‰$ )相吻合,显示成矿流体为高 $^{18}O$ 的流体。利用石英-水的氧同位素平衡分馏方程 $1000\ln\alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$  (Clayton *et al.*, 1972)和相应样品中石英流体包裹体均一温度均值,计

算得呷村西矿带的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $6.42‰ \sim 6.80‰$ ;呷村东矿带的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $3.30‰ \sim 5.26‰$ ;有热矿床的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $4.40‰ \sim 7.74‰$ 。

### 5.2 硫同位素

由表4可见,呷村西矿带6件黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-5.7‰ \sim -0.7‰$ ,平均为 $-3.67‰$ ;5件闪锌矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-6.2‰ \sim -1.6‰$ ,平均为 $-3.62‰$ 。呷村东矿带7件黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-0.1‰ \sim +1.3‰$ ,平均为 $+0.47‰$ ;5件方铅矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-4.5‰ \sim +1.2‰$ ,平均为 $-2.4‰$ ;5件闪锌矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-0.8‰ \sim +0.2‰$ ,平均为 $-0.42‰$ 。有热矿床8件黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-5.8‰ \sim -1.6‰$ ,平均为 $-3.13‰$ ;6件方铅矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-6.2‰ \sim -4.4‰$ ,平均为 $-5.42‰$ ;5件闪锌矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值介于 $-5‰ \sim +0.1‰$ ,平均为 $-2.7‰$ 。本文所测的硫同位素值与朱维光等(2001)所测的呷村矿床中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值( $-4.60‰ \sim +3.10‰$ )接近。同时,朱维光等(2001)还测试了呷村矿床2件重晶石的 $\delta^{34}S$ 值,引用了叶庆同等(1992)的8件重晶石,共10件重晶石的 $\delta^{34}S$ 值介于 $+11.7‰ \sim +22.51‰$ 。

表3 呷村-有热矿区氢、氧同位素测试结果

Table 3 Hydrogen and oxygen isotope compositions of the Gacun-Youre ore district

矿带	样品号	样品名称	采样位置	测试矿物	均一温度众值均值(°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)
呷村西矿带	4160-7-A	含石英脉铅锌矿石	4160m 中段7线穿脉西矿带	石英	264.9	14.7	-111.6	6.42
	4100-9-C	石英脉	4100m 中段9线穿脉6~7号7.5m处		252.1	15.4	-129.3	6.55
	4160-9-A	硅化矿化块状流纹岩	4160m 中段9线穿脉西矿带		231.6	16.3	-130.6	6.43
	4100-9-B	硅化矿化块状流纹岩	4100m 中段9线穿脉6~7号7m处		271.3	14.8	-90.2	6.80
呷村东矿带	4050-11-A	含石英脉铅锌矿石	4050m 中段11线穿脉2~3号27.8m处	石英	203.2	14.8	-122.5	3.30
	G114	强硅化浸染状-团包状矿石	4050m 中段4线穿脉3~4号3m处		215.8	16	-127.5	5.26
	4100-9-A	块状矿体	4100m 中段9线穿脉1~2号49m处		200.1	15.1	-128.1	3.41
有热矿床	JC-34	石英脉	ZK3904,662m	石英	227.2	14.5	-118.2	4.40
	JC-43	白色辉锑矿-辰砂石英脉	ZK39A01,730m		230.9	15.4	-139.5	5.50
	JC-45	含石英脉矿石	ZK1901,464m		267.9	14.6	-117.5	6.45
	JC-48	石英脉	ZK1901,505m		298.1	14.7	-116.7	7.74
	JC-57	脉状矿石	ZK3105,313m		240.5	15.5	-139.8	6.09

之间。

## 6 讨论

### 6.1 成矿流体来源

由于不同来源的流体具有不同的氢氧同位素组成特征(张理刚,1985),因此可根据热液矿物流体包裹体中水的氢氧同位素组成来判别成矿热液体系中水的来源(郑永飞等,2000)

呷村-有热矿区主成矿期石英中流体包裹体显微测温分析结果显示,呷村东、西两个矿带和有热矿床的流体性质具有一定的规律性:呷村西矿带的流体温度(平均温度为258.0°C,峰值为225~250°C)与有热矿床的流体温度(平均温度为244.3°C,峰值为225~250°C)接近且温度较高,而呷村东矿带的流体温度(平均温度为209.8°C,峰值为200~225°C)明显降低;呷村西矿带的流体盐度(平均盐度为4.42% NaCleqv,峰值为4%~5% NaCleqv)与有热矿床的流体盐度(平均盐度为4.71% NaCleqv,峰值为4%~5% NaCleqv)接近,且略高于呷村东矿带的流体盐度(平均盐度为4.18% NaCleqv,峰值为3%~6% NaCleqv);呷村西矿带的流体密度(平均密度为0.816g/cm<sup>3</sup>)和有热矿床的流体密度(平均密度为0.841g/cm<sup>3</sup>)接近,且小于呷村东矿带的流体密度(平均密度为0.894g/cm<sup>3</sup>)。总体上,从西矿带到东矿带,即由深部向浅部表现为成矿温度下降,流体的盐度略

变小,而流体的密度增大,并且有热矿床成矿流体与呷村西矿带流体特征更类似。

关于黑矿型矿床的流体特征国外进行过大量的研究(Ishihara, 1974),黑矿型矿床的下部网脉状矿石的流体包裹体均一温度较高,而上部的块状矿石的均一温度明显低于下部网脉状矿石(Yoshida, 1979; Urabe and Sato, 1978),与本次所测的呷村西矿带(平均为258.0°C)和有热矿床(平均为244.3°C)的流体温度高于呷村东矿带的流体温度(平均为209.8°C)的结果相吻合。由表2可以看出,本次得到所有样品中流体的密度在0.646~0.938g/cm<sup>3</sup>之间,与Roedder(1976)综合以往研究资料认为的大多数岩浆热液流体密度<1.00g/cm<sup>3</sup>相当。对于VMS型矿床,其成矿流体一般为简单的盐-水体系,盐度接近或略高于正常的海水盐度(Ulrich *et al.*, 2002; Zaw *et al.*, 2003)。同样,包裹体资料表明黑矿型矿床成矿流体的盐度(3%~6% NaCleqv)大致相当于海水(Ishihara, 1974; 卢焕章等, 2004),即由块状矿和靠近块状矿的网脉状矿的流体包裹体研究提供的热液盐度类似于海水(2%~5% NaCleqv),同时有证据表明较深部的流体含盐度比正常海水高,可达5.7%~8.4% NaCleqv(Urabe and Sato, 1978),由于黑矿型矿床不存在沸腾迹象,并且大气水是很重要的稀释剂,因此如果没有其他来源,黑矿包裹体的盐度应该低于海水盐度,盐度增高可以解释为少量岩浆水流体的加入(卢焕章等,2004),前人已经证明有一定规模的岩浆水注入海底成矿热液系统(Urabe and Marumo, 1992; Yang

表4 呷村-有热矿区硫同位素组成

Table 4 Composition of sulfur isotope of the Gacun-Youre ore district

矿带	样品号	样品名称	采样位置	测试矿物	$\delta^{34}S_{V-CDT}(\%)$
呷村西矿带	4160-9-A	硅化矿化块状流纹岩	4160m 中段9 线穿脉西矿带	黄铁矿	-4.9
	4160-11-A	含石英脉铅锌矿石	4160m 中段11 线穿脉西矿带	黄铁矿	-3.6
	4160-7-A	含石英脉铅锌矿石	4160m 中段7 线穿脉西矿带	黄铁矿	-4.1
	4100-11-C	强硅化黄铁矿化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉6~7 导20m 处	黄铁矿	-3
	4100-11-B	灰色硅化脉状网脉状铅锌矿化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉6~7 导10m 处	黄铁矿	-0.7
	4100-9-B	硅化矿化块状流纹岩	4100m 中段9 线穿脉6~7 导7m 处	黄铁矿	-5.7
	4160-9-A	硅化矿化块状流纹岩	4160m 中段9 线穿脉西矿带	闪锌矿	-4.4
	4160-7-A	含石英脉铅锌矿石	4160m 中段7 线穿脉西矿带	闪锌矿	-6.2
	4100-11-C	强硅化黄铁矿化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉6~7 导20m 处	闪锌矿	-1.8
	4100-11-B	灰色硅化脉状网脉状铅锌矿化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉6~7 导10m 处	闪锌矿	-1.6
	4100-9-B	硅化矿化块状流纹岩	4100m 中段9 线穿脉6~7 导7m 处	闪锌矿	-4.1
呷村东矿带	4100-11-A	硅化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉2~3 导12m 处	方铅矿	-1.2
	4050-11-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段11 线穿脉2~3 导27.8m 处	方铅矿	-2.4
	4160-5-A	块状矿石	4160 中段5 线穿脉东矿体	方铅矿	-2.4
	4100-9-A	块状矿石	4100m 中段9 线穿脉1~2 导49m 处	方铅矿	-1.5
	4050-9-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段9 线穿脉2~3 导13.5m 处	方铅矿	-4.5
	4100-11-A	硅化流纹岩	4100m 中段11 线穿脉2~3 导12m 处	黄铁矿	1.3
	4050-11-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段11 线穿脉2~3 导27.8m 处	黄铁矿	0.4
	G114	强硅化浸染状-团包状矿体	4050 中段4 线穿脉3~4 导3m 处	黄铁矿	-0.1
	4100-7-A	灰色块状硅化流纹岩	4100m 中段7 线穿脉2~3 导5m 处	黄铁矿	0.2
	4160-5-A	块状矿石	4160 中段5 线穿脉东矿体	黄铁矿	0.1
	4100-9-A	块状矿体	4100m 中段9 线穿脉1~2 导49m 处	黄铁矿	1.2
	4050-9-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段9 线穿脉2~3 导13.5m 处	黄铁矿	0.2
	4050-11-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段11 线穿脉2~3 导27.8m 处	闪锌矿	-0.5
	G114	强硅化浸染状-团包状矿体	4050 中段4 线穿脉3~4 导3m 处	闪锌矿	-0.8
	4100-7-A	灰色块状硅化流纹岩	4100m 中段7 线穿脉2~3 导5m 处	闪锌矿	0.2
	4160-5-A	块状矿石	4160 中段5 线穿脉东矿体	闪锌矿	-0.8
4050-9-A	含石英脉铅锌矿石	4050 中段9 线穿脉2~3 导13.5m 处	闪锌矿	-0.2	
有热矿床	JC-53	块状矿石	ZK3902,797m 处	方铅矿	-5.8
	JC-18	块状矿石	Zk3904,622m 处	方铅矿	-6.2
	JC-51	块状矿石	ZK3902,765m 处	方铅矿	-5.4
	JC-32	含石英团包块状黄铁矿	Zk3904,660.4m 处	方铅矿	-4.6
	JC-42	脉状网脉状矿石	ZK39A01,696m 处	方铅矿	-6.1
	JC-45	含石英脉矿石	ZK1901,464m 处	方铅矿	-4.4
	JC-53	块状矿石	ZK3902,797m 处	闪锌矿	-5
	JC-51	块状矿石	ZK3902,765m 处	闪锌矿	-2.8
	JC-57	脉状矿石	ZK3105,313m 处	闪锌矿	-3.2
	JC-42	脉状网脉状矿石	ZK39A01,696m 处	闪锌矿	-2.6
	JC-45	含石英脉矿石	ZK1901,464m 处	闪锌矿	0.1
	JC-53	块状矿石	ZK3902,797m 处	黄铁矿	-4
	JC-18	块状矿石	Zk3904,622m 处	黄铁矿	-5.8
	JC-51	块状矿石	ZK3902,765m 处	黄铁矿	-1.6
	JC-21	块状矿石	ZK3904,627.5m 处	黄铁矿	-2.3
	JC-32	含石英团包块状黄铁矿	Zk3904,660.4m 处	黄铁矿	-2.2
	JC-57	脉状矿石	ZK3105,313m 处	黄铁矿	-3.8
JC-42	脉状网脉状矿石	ZK39A01,696m 处	黄铁矿	-1.6	
JC-45	含石英脉矿石	ZK1901,464m 处	黄铁矿	-3.7	

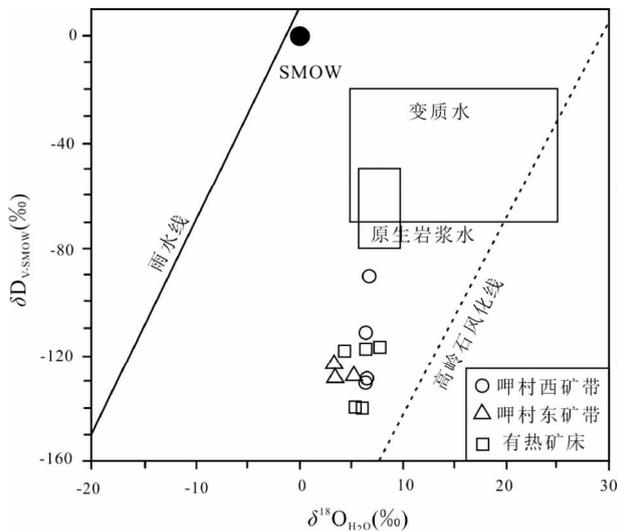


图6 卮村-有热矿区石英的 $\delta D$ - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解

Fig. 6  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O_{H_2O}$  diagram of quartzes from the Gacun-Youre ore district

and Scott, 1996; Hou *et al.*, 2001), 所以这与本次所测的卮村-有热矿区的流体盐度特征一致, 推测流体来源为海水与岩浆水的混合流体。同时该矿床的流体盐度从深部到浅部并未大幅度的降低, 而是基本保持在 3% ~ 6% NaCleqv, 该特征与 Visut and Hiroshi (1983) 研究日本 Kokuriku 地区黑矿型块状硫化物矿床时发现该地区四个矿床的成矿盐度基本不随成矿温度的变化而变化的特征一致。上述可见, 本次所测的卮村-有热矿区的成矿流体的流体包裹体特征与国外典型黑矿型矿床成矿流体特征相吻合, 所以更进一步证明卮村-有热矿区为典型的黑矿型矿床。

卮村西矿带石英包裹体水的  $\delta D_{V-SMOW}$  值变化范围为 -130.6‰ ~ -90.2‰, 平均为 -115.4‰, 极差为 40.4‰; 卮村东矿带石英包裹体水的  $\delta D_{V-SMOW}$  值变化范围为 -128.1‰ ~ -122.5‰, 平均为 -126.0‰, 极差为 5.6‰; 有热矿床石英包裹体水的  $\delta D_{V-SMOW}$  值变化范围为 -139.8‰ ~ -116.7‰, 平均值为 -126.3‰, 极差为 23.1‰。计算获得卮村西矿带的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值介于 6.42‰ ~ 6.80‰, 平均为 6.55‰, 极差为 0.38‰; 卮村东矿带的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值介于 3.30‰ ~ 5.26‰, 平均为 3.99‰, 极差为 1.96‰; 有热矿床的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值介于 4.40‰ ~ 7.74‰, 平均为 6.04‰, 极差为 3.34‰。从矿物包裹体水的氢、氧同位素组成图解 (图 6) 中, 可以看出卮村东、西矿带和有热矿床的样品均位于原生岩浆水的下方。由之前分析, 卮村-有热矿区成矿流体应为海水和岩浆水的混合流体。之所以所有样品投图落在岩浆水的下方, 主要是由于主成矿期  $\delta D$  强烈亏损造成。陈衍景和张莉 (2008) 认为, 在主成矿期大量硫化物沉淀时, 流体中  $HS^-$  或  $H_2S$  的  $H^+$  被  $Fe^{2+}$ 、 $Cu^{2+}$ 、 $Pb^{2+}$ 、 $Zn^{2+}$ 、 $Ag^+$  等阳离子置换出来, 并加入到流体水中, 如反应式:  $Pb^{2+} + 2OH^- + H_2S \rightarrow PbS$  (沉淀)

+  $2H_2O$ 。因此, 所测的主成矿期矿物包裹体水的  $\delta D$  实际包含了被金属离子从  $HS^-$  和  $H_2S$  中置换出来的氢元素。而  $HS^-$  和  $H_2S$  相对于水而强烈亏损 D, 因此, 来自  $HS^-$  和  $H_2S$  的  $H^+$  的加入, 即使数量很少, 也可导致流体系统中  $\delta D$  强烈亏损。卮村西矿带和有热矿床样品的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值基本在原生岩浆水的范围内, 而卮村东矿带样品的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值较其他样品更低, 略低于原生岩浆水的范围, 这与东矿带靠近海底, 可能与海水加入量增大有关。因此, 我们认为卮村-有热矿区的成矿流体为岩浆水和海水的混合流体。稳定同位素和流体包裹体资料指示蚀变岩筒 (流体向海底运移的通道) 及其上部的块状矿体成矿流体的 H、O 组成接近海水 ( $\delta^{18}O \approx 0$ )。然而, 由表 3 可见卮村-有热矿区的  $\delta^{18}O$  值介于 14.5‰ ~ 16.3‰, 余金杰等 (2000) 研究认为, 卮村矿床高  $^{18}O$  流体很可能为岩浆流体和海水的混合流体。岩浆与海水的混合使得混合流体  $\delta^{18}O$  值升高,  $\delta D$  值较低 (相对海水而言)。同时, 海水同高  $\delta^{18}O$  长英质火山岩在高温、低  $m_{水}/m_{岩石}$  条件下, 能够形成高  $\delta^{18}O$  流体 (余金杰等, 2000)。

综上所述, 我们认为卮村-有热矿区的成矿流体为岩浆水和海水的混合流体, 卮村-有热矿区的成矿流体的流体包裹体特征与国外典型黑矿型矿床成矿流体特征类似, 并且有热矿床的成矿流体可和卮村西矿带成矿流体特征更类似。

## 6.2 成矿物质来源

硫在各种金属矿床中广泛存在, 是不同成因类型矿床硫化物矿石的主要组成元素之一, 通过硫同位素组成的研究, 可以帮助了解和判断成矿物质来源 (Ohmoto, 1986)。

测试结果表明, 卮村西矿带 11 件硫化物样品的  $\delta^{34}S_{V-CDT}$  值介于 -6.2‰ ~ -0.7‰, 极差为 5.5‰, 平均为 -3.65‰, 直方图显示塔式分布特点 (表 4、图 7); 卮村矿床东矿带 17 件硫化物样品的  $\delta^{34}S_{V-CDT}$  值介于 -4.5‰ ~ +1.3‰, 极差为 5.8‰, 平均为 -0.68‰, 直方图也显示塔式分布特点 (表 4、图 7); 有热矿床 19 件硫化物样品的  $\delta^{34}S_{V-CDT}$  值介于 -6.2‰ ~ +0.1‰, 极差为 6.3‰, 平均为 -3.74‰ (表 4、图 7)。由此可见有热矿床与卮村西矿带的  $\delta^{34}S_{V-CDT}$  均值比较接近, 表明有热矿体可与卮村西矿带对比, 与野外观察结果吻合。

卮村矿床总共包括 13 件黄铁矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -1.44‰; 10 件闪锌矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -2.02‰; 5 件方铅矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -2.4‰, 硫化物的  $\delta^{34}S$  值呈黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿, 表明卮村矿床的硫化物基本上达到了硫同位素分馏平衡 (郑永飞和陈江峰, 2000), 该结论与朱维光等 (2001) 所获结论一致。就卮村-有热矿区总体而言, 总共 21 件黄铁矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -2.08‰; 15 件闪锌矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -2.25‰; 11 件方铅矿, 其  $\delta^{34}S$  值平均为 -4.05‰。同样, 硫化物的  $\delta^{34}S$  值呈黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿, 表明卮村-有热矿区的硫化物基本上达到了硫同位素分馏平衡。

前人研究 (Rye *et al.*, 1984; 贾群子, 1996) 表明, 火山成因块状硫化物矿床 (VMS) 的硫有两个主要来源, 即岩浆硫和

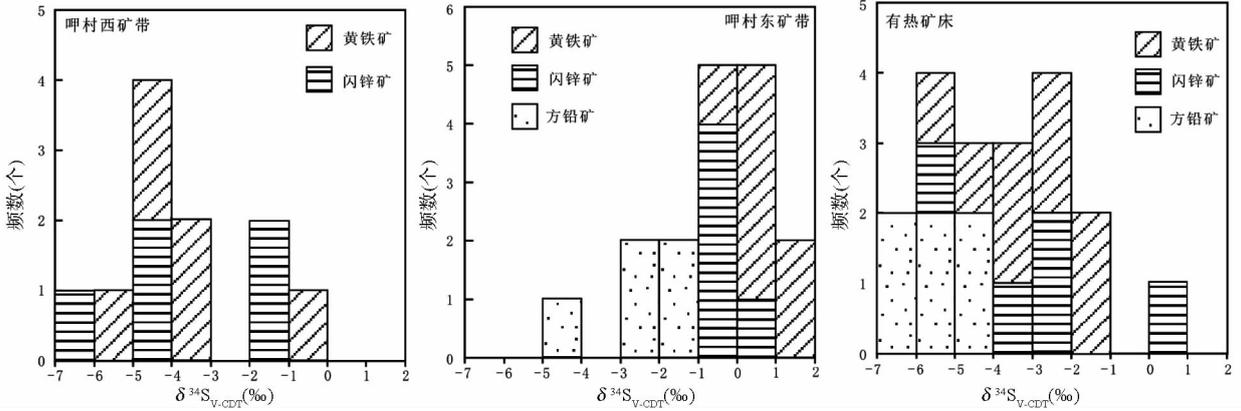


图7 呷村-有热矿区矿石硫化物硫同位素组成频率直方图

Fig.7 Frequency histogram of  $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$  of ore sulfides from the Gacun-Youre ore district

海水硫酸盐。 $\delta^{34}\text{S}_{\text{S}}$ 接近零值的矿床其硫为火成来源,包括岩浆释放的硫和热液从火成岩中淋滤出来的硫,硫化物的同位素组成反映了成矿流体 $\delta^{34}\text{S}_{\text{S}}$ ; $\delta^{34}\text{S}$ 值近于20‰的矿床,硫来自大洋水和海水蒸发盐,重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 可代表海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{S}}$ 。前人资料表明呷村矿床矿石硫化物硫同位素具有明显的塔式分布特征,峰值为0‰或略偏向负值,且硫化物间基本上达到了硫同位素分馏平衡,说明硫化物的硫源主要为岩浆来源(徐明基等,1993;朱维光等,2001)。本次实验测试结果显示,呷村-有热矿区(47件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为-2.59‰)的热液中总 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近幔源硫( $0 \pm 3\%$ , Hoefs, 1997),表明呷村-有热矿区成矿流体中的硫来自深部岩浆。朱维光等(2001)和叶庆同等(1992)所测的重晶石硫同位素组成(+11.7‰~+22.51‰)与三叠系海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成(+12‰~+17‰)接近(Claypool *et al.*, 1980),表明重晶石的硫直接来源于热液喷发地点的同期海水。综上,我们认为呷村-有热矿区大部分的硫来自深部岩浆,部分来自海水硫酸盐,本次实验结果与前人研究获得的结论一致(徐明基等,1993;朱维光等,2001)。

### 6.3 成矿机制探讨

有热矿床位于呷村特大型银多金属矿床的南端同一层位上,其矿床成矿条件、成矿模式与呷村银多金属矿床类似。迄今为止,前人对呷村矿床成因的认识比较一致,认为是产于义敦岛弧带弧间裂谷盆地内的海相火山喷流沉积块状硫化物矿床(徐明基,1993;侯立玮,1994;李佑国和侯增谦,2001)。

综合前人研究以及本文分析结果,概括呷村-有热矿区的成矿机制如下:上三叠世,义敦岛弧带内断陷盆地发生海底火山喷流活动。呷村矿床成矿作用发生于以“双峰”式火山活动为标志的岛弧作用时期,即上三叠统呷村旋回的流纹质火山活动末期。由于成矿热液密度( $0.646 \sim 0.938\text{g}/\text{cm}^3$ )小于海水为其上升并不断与海水混合提供了条件(朱维光

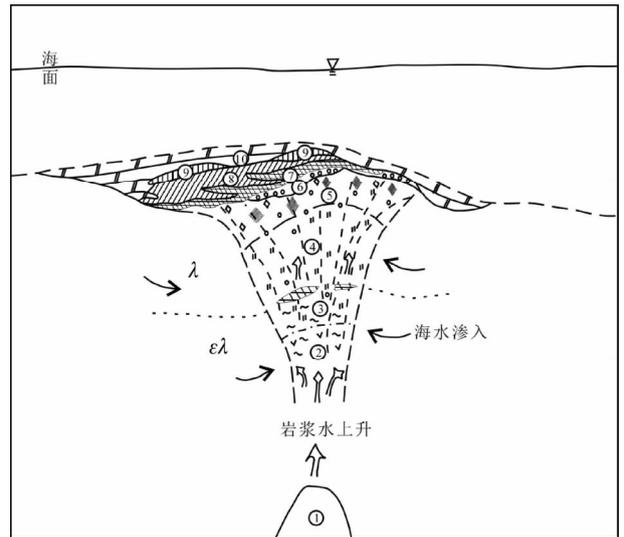


图8 呷村矿床成矿模式图(据侯立玮等,1994)

①-岩浆房(残余热气集中);②-绿泥石化带;③-绿泥石-绢云母化带;④-绢云母-硅化带;⑤-绢云母-硅化-钼冰长石化-碳酸盐化带;⑥-火山岩冷凝界面发育“枕砾”,部分地段为“硅壳”;⑦-块状硫化物矿层;⑧-重晶石层;⑨-硅质层;⑩-白云岩(化学沉积成因);λ-流纹质火山岩带;ξλ-英安流纹质火山岩带

Fig.8 A metallogenic model for the Gacun deposit (after Hou *et al.*, 1994)

①-magma chamber (residual hot-gas concentrated); ②-chloritization zone; ③-chloritization-sericitization zone; ④-sericitization-silicification zone; ⑤-sericitization-silicification-hyalophane-carbonatation zone; ⑥-“pillow gravel” growth in volcanic condensing interface, partly is “silcrete”; ⑦-massive sulfide ore bed; ⑧-barite layer; ⑨-silicrete; ⑩-dolomite (chemical sedimentary origin); λ-rhyolitic volcanic rock zone; ξλ-dacitic rhyolitic volcanic rock zone

等,2000),在普遍适用于VMS矿床的海水对流成矿模式(图8)下,由岩浆水和下渗加热海水混合而成的成矿流体,携

带来自岩浆热液的硫等成矿物质,在下部岩浆体(热机)驱动下,沿火山通道或火山机构的裂隙系统依次地向上运移和循环(侯增谦,1991)。在上升的过程中,由于成矿热液与围岩不断进行物质交换以及下渗海水的大量加入等原因,成矿流体的温度不断下降。当温度降至 225 ~ 250℃ 左右,盐度为 4% ~ 5% NaCleqv 左右,密度为 0.646 ~ 0.910g/cm<sup>3</sup> 时,在呷村西矿带和有热矿床地区,金属离子溶解度迅速下降,黄铁矿、方铅矿、闪锌矿以及黄铜矿、黝铜矿等硫化物大量沉淀,表现为热液流体在火山热液通道中以充填交代的形式成矿,形成脉状-网脉状矿体,可能由深部岩浆携带来的 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 不断挥发逸出,所以包裹体中挥发性组分除含量最高的 H<sub>2</sub>O 外还含有 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 气体。随着成矿流体继续向上运移和循环,由于海水加入量更大,成矿流体性质不断变化,即由下到上成矿流体的温度降低、盐度降低和密度增大,当温度降低至 200 ~ 225℃ 左右,盐度略降低至 3% ~ 6% NaCleqv,密度上升至 0.810 ~ 0.938g/cm<sup>3</sup> 范围时,在东矿带方铅矿、闪锌矿以及黄铜矿、黝铜矿和黄铁矿等硫化物沉淀,即为含矿火山热液冲破盖层喷出海底后,胶结了部分火山角砾,在火山口附近形成角砾状矿体,含矿热液一部分在角砾状矿体上部及两侧沉积形成层状矿体,另一部分与盆地中海水混合形成成矿卤水池,成矿物质在一定物理化学条件下析出并沉积形成块状硫化物矿体和喷气-化学沉积岩。在此过程中 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 气体继续挥发逸出,表现为流体包裹体中含有 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 气体。呷村矿床的成矿作用是一个连续统一的过程,脉状-网脉状矿体和块状矿体处于同一热液系统中,为成矿流体在不同环境(沉积洼地、热液通道)下的沉积产物(余金杰等,2000)。

## 7 结论

(1) 流体包裹体分析结果显示,呷村矿床从西矿带到东矿带,即由深部向浅部表现为成矿温度下降,流体的盐度略变小,而流体的密度增大。总体上盐度接近或略高于海水盐度,可能为岩浆流体的加入所导致。呷村-有热矿区的成矿流体为岩浆水和海水的混合流体,主成矿期的流体包裹体特征与国外典型黑矿型矿床成矿流体特征可比较,并且有热矿床的成矿流体与呷村西矿带成矿流体特征类似。硫同位素分析结果表明,呷村-有热矿区中大多数的硫来源于深部岩浆,部分来自海水硫酸盐,并且有热矿床和呷村西矿带的硫同位素特征类似。成矿流体物理化学特征和同位素示踪结果表明,有热矿床目前已知矿体可与呷村西矿带对比,暗示有热矿床可能存在尚未发现的类似于呷村东矿带的富矿体。

(2) 呷村-有热矿区是海相火山喷流沉积块状硫化物矿床,在海水对流的成矿模式下,由岩浆水和海水混合而成的成矿流体,携带来自岩浆热液的成矿物质,自下而上向上运移和循环,在热液补给通道和海底发生沉积作用,形成脉状-网脉状矿体和块状矿体。

**致谢** 本文研究工作得到了四川鑫源矿业有限责任公司骆凤鸣董事长、苗爱民总经理的大力支持,野外工作得到王康、高扬、吴学龙、庞叶辉、罗资等同志,以及四川省地矿局 403 地质队的配合和帮助;实验阶段得到了中国地质大学(北京)流体包裹体实验室诸惠燕老师和张鹤老师的帮助;在此一并表示衷心感谢。

## References

- Bie FL, Hou ZQ, Li SR, Su WC and Xu JH. 2000. Composition characteristics of rare earth elements in metallogenetic fluid of the Gacun superlarge "Kuroko"-type deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 575 - 580 (in Chinese with English abstract)
- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683 - 684
- Cathles LM. 1993. A capless 350°C flow zone model to explain megaplumes, salinity various, and high-temperature veins in Ridge Axial hydrothermal system. *Economic Geology*, 88: 1977 - 1988
- 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)
- Claypool GE, Holser WT, Kaplan IR, Sakai H and Zak I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199 - 260
- Clayton RN and Mayeda TK. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27(1): 43 - 52
- Clayton RN, O'Neil JR and Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3057 - 3067
- Coleman ML, Sheppard TJ, Durham JJ, Rouse JE and Moore GR. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry*, 54(6): 993 - 995
- Eldridge CS, Barton PB and Ohmoto H. 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. In: Ohmoto H and Skinner BJ (eds.). *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*. *Economic Geology*, 5: 241 - 281
- Frankin JM, Sangster DF and Lydon JW. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary, 485 - 627
- Fu DM and Xu MG. 1996. Geology of Xiacun Ag-polymetallic ore deposit in west Sichuan, China and correlation with Kuroko deposits. *Acta Geologica Sichuan*, 16(1): 67 - 72 (in Chinese with English abstract)
- Hedenquist JW and Lowenstern JB. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490): 519 - 527
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. 3<sup>rd</sup> Edition. Berlin: Springer Verlag, 1 - 250
- Hou LW, Dai BC, Yu RL, Fu DM and Hu SH. 1994. Yidun Collided Island-arc Orogenic Belt and Major metallogenic Series in Western Sichuan. Beijing: Geological Publishing House, 19 - 74 (in Chinese)
- Hou ZQ. 1991. Ore fluid chemistry, thermal evolution history and ore-forming process of the Gacun Kuroko type polymetallic deposit in western Sichuan. *Mineral Deposits*, 10(4): 313 - 324 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Khin Z, Qu XM, Ye QT, Yu JJ, Xu MJ, Fu DM and Yin XK.

2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulfide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Economic Geology*, 96(7): 1491–1512
- Hou ZQ, Li YQ, Zhang QL and Qu XM. 2003. End-members and mixing of fluids in submarine hydrothermal system: Evidence from fluid inclusions in the Baiyinchang and Gacun VMS deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 221–234 (in Chinese with English abstract)
- Huang JQ and Li CY. 1981. The Collected Papers of Tectonics on China and Its Neighboring Area. Beijing: Geological Publishing House, 138–146 (in Chinese)
- Humphris S, Herzig PM, Miller DJ *et al.* 1995. The internal structure of an active sea-floor massive sulfide deposit. *Nature*, 377(6551): 713–716
- Ishihara S. 1974. Geology of Kuroko Deposits. *Mining Geology Special Issue*, 6: 1–435
- Jia QZ. 1996. Geological characteristics and metallogenic environment of the Ashele volcanogenic massive sulfide deposit, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 15(3): 267–277 (in Chinese with English abstract)
- Li YG and Hou ZQ. 2001. The Gacun VHMS deposit in Sichuan Province: From chemical analysis of ores to geochemical model. *Mineral Deposits*, 20(2): 119–128 (in Chinese with English abstract)
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid Inclusion Thermodynamics. Beijing: Geological Publishing House, 87–91 (in Chinese)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 20–369 (in Chinese)
- Lydon JW. 1984. Volcanogenic massive sulfide deposits Part I: A descriptive model. *Geoscience Canada*, 11: 195–202
- Lydon JW. 1988. Ore deposit models# 14 volcanogenic massive sulfide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*, 15(1): 43–65
- Ohmoto H. 1983. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Review of Mineralogy*, 16(1): 491–560
- Ohmoto H and Skinner BJ. 1983. The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposit. *Economic Geology (Monograph)*, (5): 604
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1): 491–559
- Ren JS, Jiang CF, Zhang ZK and Qin DY. 1980. The Geotectonic Evolution of China. Beijing: Science Press, 52–69 (in Chinese)
- Roedder E. 1976. Fluid-inclusion evidence on the genesis of in sedimentary and volcanic rocks. In: Wolf KH (ed.). *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposit: I Principals and General Studies; Vol. 2, Geochemical Studies*. New York: Elsevier, 67–110
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1–644
- Rye RO, Roberts RJ, Snyder WS, Lahusen GL and Motica JE. 1984. Textural and stable isotope studies of the Big Mike cupriferous volcanogenic massive sulfide deposits, Pershing County, Nevada. *Economic Geology*, 79(1): 124–140
- Sangster DF. 1968. Relative sulphur isotopic abundances of ancient seas and straubound deposits. *Geological Association of Canada Proceedings*, 17: 79–91
- Ulrich T, Golding SD, Kamber BS, Zaw K and Taube A. 2002. Different mineralization styles in a volcanic-hosted ore deposit: The fluid and isotopic signatures of the Mt. Morgan Au-Cu deposit, Australia. *Ore Geology Reviews*, 22(1–2): 61–90
- Urabe T and Sato T. 1978. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan: Products of submarine hot springs on Miocene sea floor. *Economic Geology*, 73(2): 161–179
- Urabe T. 1987. Kuroko deposit modeling based on magmatic hydrothermal theory. *Mining Geology*, 37: 159–175
- Urabe T and Marumo K. 1992. A new model for Kuroko-type deposits of Japan. *Episodes*, 4(3): 246–251
- Uyeda S and Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84(B3): 1040–1061
- Visut PA and Hiroshi O. 1983. Thermal history, chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuriko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Economic Geology (Monograph)*, (5): 523–558
- Xu MJ, Fu DM, Yin YM, Yin XK, Xian XM and Xiao Y. 1993. Gacun Silver Lead Zinc Deposit in Sichuan Province. Chengdu: University of Science and Technology Chengdu Press, 1–180 (in Chinese)
- Yang KH and Scott SD. 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system. *Nature*, 383(6599): 420–423
- Ye QT. 1991. Geological characteristics and genesis of the Gacun gold-bearing and silver-rich polymetallic deposit, Sichuan Province. *Mineral Deposits*, 10(2): 107–118 (in Chinese with English abstract)
- Ye QT, Hu YZ and Yang YQ. 1992. Regional Geochemical Background and Gold Silver and Lead-Zinc Mineralization in the Nujinag-Lancangjiang-Jinshajiang Area. Beijing: Geological Publishing House, 144–173 (in Chinese with English abstract)
- Yoshida T. 1979. Fluid inclusion study and ore forming process of the Iwami deposit, Shimane prefecture, Japan. *Mining Geol.*, 29(153): 21–31
- Yu JJ, Hou ZQ and Qu XM. 2000. Origin of high  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids in Gacun Kuriko deposit. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 19(4): 382–389 (in Chinese with English abstract)
- Zaw K, Hunns SR, Large RR, Gemmel JB, Ryan CG and Mernagh TP. 2003. Microthermometry and chemical composition of fluid inclusions from the Mt. Chalmers volcanic-hosted massive sulfide deposits, central Queensland, Australia: Implications for ore genesis. *Chemical Geology*, 194(1–3): 225–244
- Zhang LG. 1985. The Application of the Stable Isotope to Geology. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House, 1–267 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF and Chen JF. 2000. Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Science Press, 1–366 (in Chinese)
- Zheng YF, Xu BL and Zhou GT. 2000. Geochemical study of stable isotopes in minerals. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 229–320 (in Chinese with English abstract)
- Zhu WG, Li ZY and Deng HL. 2000. Property of metallogenic fluid and metallogenic mechanism of Gacun silver polymetallic deposit in western Sichuan. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4): 310–312 (in Chinese)
- Zhu WG, Li CY and Deng HL. 2001. Sulfur and lead isotope geochemistry of the Xiaocun silver-polymetallic ore deposit in Sichuan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 21(2): 219–224 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 别风雷, 侯增谦, 李胜荣, 苏文超, 徐九华. 2000. 川西呷村超黑黑矿型矿床成矿流体稀土元素组成. *岩石学报*, 16(4): 575–580
- 陈衍景, 张莉. 2008. 含硫化物脉状矿床成矿流体中阶段  $\delta\text{D}$  亏损: 实例与原因. *地球化学*, 37(4): 353–360
- 傅德明, 徐明基. 1996. 四川呷村银多金属矿床地质特征及其与日本黑矿的类比. *四川地质学报*, 16(1): 67–72
- 侯立玮, 戴丙春, 俞如龙, 傅德明, 胡世华. 1994. 四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列. 北京: 地质出版社, 19–74
- 侯增谦. 1991. 川西呷村黑矿型多金属矿床成矿流体化学和热演化历史与成矿过程. *矿床地质*, 10(4): 313–324

- 侯增谦, 李荫清, 张绮玲, 曲晓明. 2003. 海底热水成矿系统中的流体端员与混合过程: 来自白银厂和呷村 VMS 矿床的流体包裹体证据. 岩石学报, 19(2): 221 - 234
- 黄汲清, 李春昱. 1981. 中国及其邻区大地构造论文集. 北京: 地质出版社, 138 - 146
- 贾群子. 1996. 新疆阿舍勒块状硫化物矿床成矿特征及形成环境. 矿床地质, 15(3): 267 - 277
- 李佑国, 侯增谦. 2001. 四川呷村 VHMS 矿床: 从矿石化学分析到地球化学模型. 矿床地质, 20(2): 119 - 128
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社, 87 - 91
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 20 - 369
- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京: 科学出版社, 52 - 59
- 徐明基, 傅德明, 尹裕明, 尹显科, 咸向明, 肖懿. 1993. 四川呷村银多金属矿床. 成都: 成都科技大学出版社, 1 - 180
- 叶庆同. 1991. 四川呷村含金富银多金属矿床成矿地质特征和成因. 矿床地质, 10(2): 107 - 118
- 叶庆同, 胡云中, 杨岳清. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用. 北京: 地质出版社, 144 - 173
- 余金杰, 侯增谦, 曲晓明. 2000. 呷村黑矿型矿床高<sup>18</sup>O 成矿流体的成因. 岩石矿物学杂志, 19(4): 382 - 389
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 1 - 267
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 1 - 316
- 郑永飞, 徐宝龙, 周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究. 地学前缘, 7(2): 299 - 320
- 朱维光, 李朝阳, 邓海琳. 2000. 川西呷村银多金属矿床成矿流体性质及成矿机理. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 310 - 312
- 朱维光, 李朝阳, 邓海琳. 2001. 四川西部呷村银多金属矿床硫铅同位素地球化学. 矿物学报, 21(2): 219 - 224