

# 藏南沙拉岗锑矿流体包裹体红外显微测温研究\*

孙晓明<sup>1,2,3</sup> 莫儒伟<sup>1</sup> 翟伟<sup>2,3</sup> 韦慧晓<sup>1</sup> 周峰<sup>1</sup> 梁业恒<sup>2,3</sup> 张相国<sup>4</sup> 易建洲<sup>4</sup>

SUN XiaoMing<sup>1,2,3</sup>, MO RuWei<sup>1</sup>, ZHAI Wei<sup>2,3</sup>, WEI HuiXiao<sup>1</sup>, ZHOU Feng<sup>1</sup>, LIANG YeHeng<sup>2,3</sup>, ZHANG XiangGuo<sup>4</sup> and YI JianZhou<sup>4</sup>

1. 中山大学地球科学系, 广州 510275

2. 中山大学海洋学院, 广州 510006

3. 广东省海洋资源与近岸工程重点实验室, 广州 510275

4. 西藏自治区地质矿产勘查开发局区域地质调查大队, 拉萨 851400

1. Department of Earth sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China

2. School of Marine Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China

3. Guangdong Provincial Key Laboratory of Marine Resources and Coastal Engineering, Guangzhou 510275, China

4. Geological Survey of Tibet Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Lhasa 851400, China

2012-10-10 收稿, 2013-02-10 改回.

Sun XM, Mo RW, Zhai W, Wei HX, Zhou F, Liang YH, Zhang XG and Yi JZ. 2014. Infrared fluid inclusion microthermometry on stibnite from Shalagang antimony ore in southern Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (1): 189–198

**Abstract** The Shalagang antimony deposit is the most representative antimony deposit of gold-antimony ore-forming belt in southern Tibet, China. A microthermometric study using infrared microscopy was performed on fluid inclusions hosted in stibnite and symbiotic quartz, in order to directly characterize physicochemical conditions of ore-forming fluid from Shalagang antimony deposit. Results of infrared microthermometric measurement show that fluid inclusions hosted in stibnite have homogenization temperatures values of 134.9 ~ 221.9°C, with a peak of 160 ~ 190°C, salinity values of 1.65% ~ 7.25% NaCleqv, with a peak of 5.0% ~ 6.0% NaCleqv, and density values of 0.879 ~ 0.958g/cm<sup>3</sup>, with an average of 0.934g/cm<sup>3</sup>; fluid inclusions hosted in symbiotic quartz have homogenization temperatures values of 142.5 ~ 205.6°C, with a peak of 160 ~ 190°C, salinity values of 2.31% ~ 6.96% NaCleqv, with a peak of 4.0% ~ 6.0% NaCleqv, and density values of 0.910 ~ 0.947g/cm<sup>3</sup>, with an average of 0.929g/cm<sup>3</sup>. Comparative study indicates that stibnite and symbiotic quartz from Shalagang antimony deposit formed in the same physicochemical conditions and capture the same ore-forming fluids. With Laser Raman analysis of fluid inclusions hosted in symbiotic quartz, it shows that the ore-forming fluids of the Shalagang antimony deposit is a NaCl-H<sub>2</sub>O fluid system which is characterized by low homogenization temperature, low salinity, low density and trace CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> and H<sub>4</sub> gases. The boiling of ore-forming fluid is the dominant factor for stibnite deposition.

**Key words** Fluid inclusion; Infrared microscopy; Infrared microthermometric measurement; Stibnite; Shalagang antimony deposit; Southern Tibet

**摘要** 沙拉岗锑矿是藏南金锑成矿带内最具有代表性的锑矿床。为了更直接地了解该矿床的流体物理化学特征, 本文利用红外显微镜对辉锑矿及紧密共生石英中的流体包裹体进行了显微测温研究。红外显微测温分析结果表明, 辉锑矿中包裹体均一温度在 134.9 ~ 221.9°C, 峰值在 160 ~ 190°C 之间, 盐度在 1.7% ~ 7.3% NaCleqv, 峰值在 5.0% ~ 6.0% NaCleqv 之间, 密度在 0.879 ~ 0.958g/cm<sup>3</sup> 之间, 平均值为 0.934g/cm<sup>3</sup>; 共生石英中包裹体均一温度在 142.5 ~ 205.6°C, 峰值在 160 ~ 190°C 之间, 盐度在 2.3% ~ 7.0% NaCleqv, 峰值在 4.0% ~ 6.0% NaCleqv 之间, 密度在 0.910 ~ 0.947g/cm<sup>3</sup> 之间, 平均值为 0.929g/cm<sup>3</sup>。通过对比研究认为沙拉岗辉锑矿及共生石英形成于同一物理化学条件, 捕获同一成矿流体。结合石英中单个流

\* 本文受国家自然科学基金项目(U1302233, 40830425, 40873034, 40673045)、国家重点基础研究发展规划“973”项目(2009CB421006、2002CB412610)、广东省高等学校高层次人才项目(2011)和高等学校博士学科点专项科研基金(200805580031)联合资助。

第一作者简介: 孙晓明, 男, 1963年生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床地球化学和海底矿产资源研究, E-mail: eessxm@mail.sysu.edu.cn

体包裹体激光拉曼成分分析认为成矿流体为含微量  $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的低温、低盐度和低密度的  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  热液体系。成矿流体的沸腾作用是辉锑矿大量沉淀主要原因。

**关键词** 流体包裹体; 红外显微镜; 红外显微测温; 辉锑矿; 沙拉岗锑矿; 藏南

**中图法分类号** P618.66

流体包裹体是地质时代中形成各种矿物、岩石、矿床时被留在其中的地质流体的样品,从中可以得出各种矿床和岩石的形成条件,对其进行研究已成为矿床学研究的重要手段。但一直以来由于受到各种技术手段的限制,地质学家们主要是通过研究与金属矿物共生的透明脉石矿物中的流体包裹体来近似代表成矿的物理化学条件,这些透明脉石矿物主要为石英、方解石、萤石等。而直接来自不透明金属矿物中的流体包裹体物理化学条件研究则非常少。对此,有些地质学家曾对透明脉石矿物中流体包裹体所提供的有关流体与成矿物理化学条件能否代表成矿时的实际流体和成矿条件表示了质疑(Campbell and Robinson-Cook, 1987; Campbell and Panter, 1990),并认为有必要对金属矿物的流体包裹体进行直接的研究。

从20世纪80年代以来,由于红外技术的发展已使我们能够直接观察可见光下不透明金属矿物中的包裹体。目前研究已发现多种金属矿物在红外显微镜下透明(Campbell *et al.*, 1984, 1988; Campbell and Robinson-Cook, 1987; Campbell and Panter, 1990; Richards and Kerrich, 1993; Mancano and Campbell, 1995; Lüders, 1996; Lüders and Ziemann, 1999),这使得我们直接对这些在可见光下不透明的金属矿物进行显微测温成为可能。

沙拉岗锑矿是藏南金锑成矿带内具有代表性意义的锑矿床,研究该矿床的成矿物理化学条件对了解该成矿带的成矿机制具有重要的指示意义。目前针对该矿床的显微测温数据已有不少,如:杨竹森等(2006)研究表明,沙拉岗锑矿床石英流体包裹体均一温度范围为  $148 \sim 297^\circ\text{C}$ , 峰值  $200^\circ\text{C}$ , 代表锑的主成矿温度。流体包裹体的盐度介于  $3.39\% \sim 5.86\%$   $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ , 属于低盐度流体;曲晓明等(2003<sup>①</sup>)研究发现沙拉岗锑矿床石英流体包裹体的温度变化范围分别为  $190 \sim 270^\circ\text{C}$  和  $140 \sim 180^\circ\text{C}$ , 流体盐度为  $4.8\% \sim 12.58\%$   $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ;颜维钧和张林(2002)对沙拉岗锑矿石英、方解石中流体包裹体的研究表明均一温度在  $144 \sim 340^\circ\text{C}$  之间,并通过对比研究浅成热液矿床的地质特征后认为沙拉岗锑矿为浅成热液矿床的石英脉型锑矿床;Zhai *et al.* (2014)通过系统的地质地球化学分析提出该矿成矿流体主要由大气降水组成,矿床属于造山型矿床的浅成部分。尽管目前已经有不少关于沙拉岗锑矿的流体包裹体显微测温研究,但以往的显微测温研究主要集中在石英、方解石等脉石矿物中,利用脉石矿物的形成条件来近似代替矿石矿物的形成条件,即假定共生的脉石矿物与矿石矿物是同时形成的,具有相同或相似的物理化学条件。显然这种假设还缺乏明显的证据支持。为此,本文将利用红外显微镜对辉锑矿中包裹的流体包裹体进行直接的

显微测温研究,以期了解该矿床的成矿物理化学条件,并探讨共生石英与辉锑矿形成时是否具有相似的物理化学条件。

## 1 地质概况

沙拉岗锑矿位于西藏特提斯喜马拉雅板片中。按其地质特征,特提斯喜马拉雅板片由北向南可划分出北喜马拉雅、高喜马拉雅、低喜马拉雅、亚喜马拉雅等四个构造带(尹安, 2001)。沙拉岗处于北喜马拉雅构造带的中部,南与高喜马拉雅构造带相接,北与雅鲁藏布江结合带以大断裂为界(图1)。北喜马拉雅构造带内出露的地层有古生界和中生界。古生界由前石炭系片岩、混合岩和下二叠统康马组片岩、千枚岩组成,为古台地型沉积。中生界主要由上三叠统涅如群、上侏罗统维美组、下白垩统多久组 and 上白垩统宗卓组等组成,为一套浅海-深海相沉积。中生界分布广,厚度大,是北喜马拉雅构造带的主体地层。矿区位于西藏自治区江孜县龙马乡沙拉岗村附近,西距江孜县城  $39\text{km}$ ,东经浪卡子县城到拉萨市约  $220\text{km}$ (西藏自治区地矿厅地热地质大队,2000<sup>②</sup>)。

矿区出露的地层主要为上白垩统宗卓组( $K_2z$ )和下白垩统多久组( $K_1d$ )。上白垩统宗卓组( $K_2z$ )出露于矿区南北两侧,组成沙拉岗背斜的两翼。它是一套特殊的岩石组合——沉积混杂堆积岩,由正常沉积岩(基岩)、原地岩块和外来岩块三部分组成。其与下伏多久组( $K_1d$ )呈角度不整合接触。多久组是矿区出露的主体地层,也是主要的赋矿层位。呈东西向展布于矿区中部。按岩性组合,可划分为五个岩性段,自下而上:第一岩性段( $K_1d^1$ ):灰黑色含凝灰质长石岩屑砂岩、细粒长石岩屑砂岩夹石英砂岩、石英砾岩透镜体。普遍含黄铁矿结核,局部有辉锑矿脉穿入;第二岩性段( $K_1d^2$ ):上部为灰色含泥质微晶灰岩夹深灰色粉砂质泥岩,灰岩、硅质泥岩条带或透镜体发育,含泥质、钙质结核,黄铁矿结核发育。下部深灰色粉砂质泥岩为主夹灰岩条带,黄铁矿结核发育。本岩性段是辉锑矿的主要产出部位。与下伏第一岩性段( $K_1d^1$ )整合接触。第三岩性段( $K_1d^3$ ):灰黑色不等厚灰色硅质岩夹薄层泥岩。在硅质岩中,发育一条宽  $2 \sim 3\text{m}$  的层间破碎带,沿层间破碎带断续分布有辉锑矿透镜体、扁豆体,

① 曲晓明,侯增谦,张绮玲等. 2003. 西藏铜金锑多金属矿产资源远景评价. 中国地质调查局地质调查项目(DKD2002003)(内部报告). 1-194

② 西藏自治区地矿厅地热地质大队. 2000. 西藏自治区江孜县沙拉岗矿区锑矿普查报告

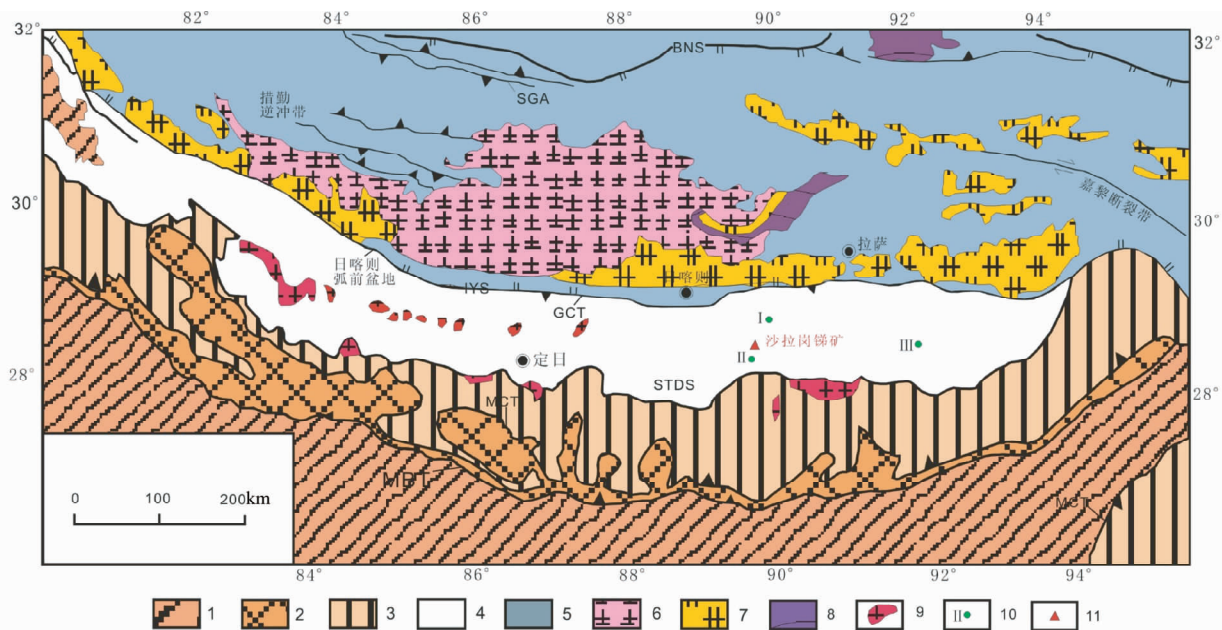


图1 藏南沙拉岗锑矿区域地质简图(据聂凤军等, 2005 修改)

1-喜马拉雅构造带;2-低喜马拉雅构造带;3-高喜马拉雅构造带;4-北喜马拉雅构造带;5-拉萨地体;6-拉萨地体内主要火山岩分布区;7-拉萨地体内主要深成侵入岩;8-拉萨地体内主要主要变质岩分布区;9-藏南地区主要花岗岩类侵入岩分布区;10-变质核杂岩中心位置及其编号;11-沙拉岗锑矿. BNS-班公-怒江缝合带;IYS-印度河-雅鲁藏布江缝合带;MBT-主边界逆冲断层;MCT-主中央逆冲断层;STDS-藏南拆离系;GCT-大反向逆冲断层;SGA-狮泉河-改则-安多逆冲断裂系. I-然巴-勒金康桑核杂岩;II-康马核杂岩;III-邛多江核杂岩

Fig. 1 Simplified geological map of the southern Xizang showing the location of Shalagang antimony deposit (after Nie *et al.*, 2005) 1-Sub-Himalayan tectonic belt; 2-Lesser Himalayan tectonic belt; 3-Greater Himalayan tectonic belt; 4-North Himalayan belt; 5-Lhasa terrane; 6-major volcanic rocks occurring within the Lhasa terrane; 7-major plutons occurring within the Lhasa terrane; 8-major metamorphic rock occurring within the Lhasa terrane; 9-major granitoid intrusions of the southern Tibet; 10-metamorphic core complex; 11-Shalagang antimony deposit. BNS-Bangong-Nujiang suture; IYS-Indus-Yalu Zangbu suture; MBT-Main boundary thrust; MCT-main central thrust; STDS-South Xizang detachment system; GCT-Great Reversed thrust; SGA-Shiquanhe-Gaize-Amdo thrust system. I-Ramba-Lejinkangsang; II-Kangmar core complex; III-Qionduojiang core complex

为辉锑矿主要赋存的部位之一。与下伏第二岩性段( $K_1d^2$ )为整合接触。第四岩性段( $K_1d^4$ ):深灰色中薄-中厚层状长石石英细砂岩夹薄层泥岩,局部地段砂岩底部夹灰岩透镜体和钙质结核。与下伏第三岩性段( $K_1d^3$ )为整合接触。在该岩性段中,偶尔有辉锑矿穿入。第五岩性段( $K_1d^5$ ):浅灰色含泥质微晶灰岩夹深灰色粉砂质泥岩,泥岩中夹灰岩、硅质泥岩薄层或透镜体,含泥硅质结核发育。其整合于下伏第四岩性段( $K_1d^4$ )之上,与上覆宗卓组( $K_2z$ )为微角度不整合接触。

矿区构造形态较为简单,主要由一些宽缓褶皱和正、逆断层组成。它们对锑矿的富集有明显的控制作用。矿区主要褶皱构造为沙拉岗背斜,它是江孜盆地的复式向斜中的一个次级背斜。该背斜轴向近EW,呈向东倾伏,向西扬起的态势。横向上两翼不对称,南翼倾角较缓,北翼倾角较陡,轴面向南陡倾,枢纽波状起伏,为一斜歪的短轴背斜。已知的锑矿脉多集中地分布于背斜向东倾伏的转折端,向两翼矿化明显减弱。矿区断裂构造较为发育,主要集中分布于沙拉岗背斜的核部和向东倾伏的地段。根据走向,可分为EW向、NNE(近SN)向和NW向三组(图2)。其中EW向、NNE(近SN)向断层为主要的导矿控矿构造,形成于成矿前;NW向断层具有破坏矿脉的作用,为成矿后构造。

矿区岩浆岩欠发育,仅在沙拉岗背斜核部零星出露两个

辉长岩小岩株(如图2),面积大概1~1.5km<sup>2</sup>,并与多久组第一岩性段呈侵入接触关系。可见到少数小矿体沿裂隙充填于岩体中。

目前矿区共圈定出大小不一的锑矿体共13个,主要产于下白垩统多久组第二、三、四岩性段( $K_1d^{2-4}$ )中,同时受控于断层破碎带及沙拉岗背斜,表现为矿体的形态、产状及规模均严格地受断层破碎带的控制,矿体较为集中地分布在背斜向东倾伏端并靠近核部的地段。以下分别简述四个规模最大的矿体。

9号矿体呈东西向带状贯通全矿区,是矿区规模最大的一个矿体,该矿体受层间破碎带控制,产状与围岩产状基本一致,N倾,倾角35°~50°。辉锑矿脉呈透镜状或不规则团块状,极不均匀分布。多呈大小不等的单脉或脉群形式断续产出。单个脉体长度一般为5~10m,最长30m,厚度一般为0.3~0.7m,最厚1.7m。主要矿石为致密块状辉锑矿矿石,次为角砾状矿石和细脉状矿石。Sb含量一般>30×10<sup>-2</sup>,最高57.57×10<sup>-2</sup>,最低0.68×10<sup>-2</sup>。

3号矿体呈近EW向展布,由F<sub>3</sub>含断层破碎带组成,总体产状:倾向NW320°~350°,倾角40°~50°。断层破碎带主要由断层角砾岩组成,少量石英辉锑矿脉不均匀分布。断层破碎带内共圈出三个规模不大的小锑矿体,均呈透镜状、

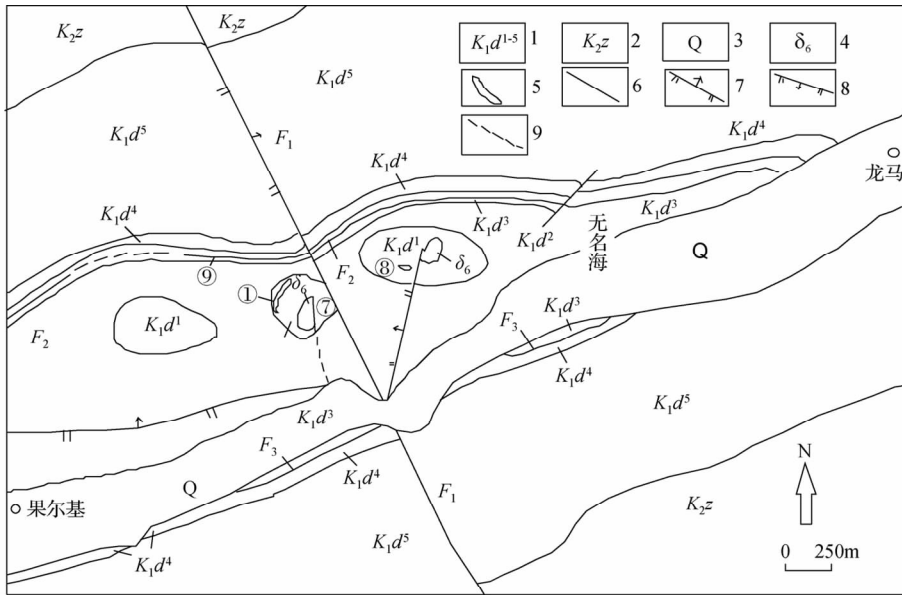


图2 沙拉岗锑矿区地质图(据杨竹森等,2006 修改)

1-下白垩统多久组;2-上白垩统宗卓组;3-第四系;4-辉长岩;5-矿体及编号;6-层间破碎带;7-逆断层;8-正断层;9-推测断层

Fig.2 Geological sketch map of Shalagang antimony deposit(after Yang *et al.*, 2006)

1-Duojiu Formation of Lower Cretaceous; 2-Zongzhuo Formation of Upper Cretaceous; 3-Quaternary; 4-gabbro; 5-orebody and number; 6-interlayer fracture zone; 7-reverse fault; 8-normal fault; 9-specified fault

扁豆状产出,矿体长度24~40m,厚度分别为2.90m、0.75m、1.70m,矿体产状与矿体所在的含矿断层破碎带产状一致。矿石主要为块状石英辉锑矿矿石,少量角砾状矿石。Sb含量一般为 $7.00 \times 10^{-2} \sim 8.00 \times 10^{-2}$ ,最低 $1.98 \times 10^{-2}$ 。

7号矿体呈近SN向带状分布,主要由 $F_7$ 含矿断层破碎带组成,倾向 $SW220^\circ \sim 250^\circ$ ,倾角 $45^\circ \sim 52^\circ$ 。该矿体处在闪长岩的外接触带(局部在岩体内)中,带内岩性主要为强蚀变碳酸盐岩、挤压碎裂岩和石英辉锑矿脉等。辉锑矿以石英辉锑矿脉和细脉浸染状分布的辉锑矿出现。矿体中部矿化最强,向两端矿脉体变小,矿化明显减弱,呈透镜状产出,矿体长127m,一般厚 $1.00m \pm$ ,最厚1.68m,矿体产状与断层产状一致。主要为块状石英辉锑矿矿石,少量细脉浸染状矿石,Sb含量一般为 $1 \times 10^{-2} \sim 2 \times 10^{-2}$ ,最高 $31.4 \times 10^{-2}$ ,最低 $0.65 \times 10^{-2}$ 。

1号矿体呈NNE-SSW向规则带状展布,长度大于350m,宽度南北有差异,受 $F_1$ 、 $F_2$ 两条断层破碎带控制。辉锑矿化较为集中地分布在断层破碎带中,主要以石英辉锑矿脉的形式出现,脉体形态多样,变化无常,分支复合、尖灭再现的现象普遍存在。矿脉体最大厚度可达2m以上,最小厚度不足1m。矿体产状与含矿断层破碎带的产状一致,矿石以块状石英辉锑矿矿石为主,次为角砾状矿石和细脉浸染状矿石。Sb品位一般为 $20 \times 10^{-2}$ ,最高可达 $40 \times 10^{-2}$ 。

## 2 实验设备及样品

本研究所采用样品来自沙拉岗锑矿规模最大的9号矿

体中晶型较好的辉锑矿矿石。矿石具块状构造,成分较为简单,金属矿物为辉锑矿,脉石矿物为石英,且在手标本中可见石英呈细脉状充填于平行辉锑矿晶体(010)解理面的裂隙中。研究样品沿平行辉锑矿晶体解理面方向制备成厚度在 $90 \sim 120 \mu m$ 的双面抛光薄片。辉锑矿及与其共生的石英中的流体包裹体研究均在相同的实验设备下完成,只是在研究石英中的流体包裹体时需将红外偏振镜及相关的红外观察设备去除即可。在温度测试的过程中,为防止流体包裹体爆裂,先进行冰点温度测定后再进行均一温度测定。

本次研究利用中山大学海洋学院成矿流体实验室的红外显微镜实现,图像观察通过搭配在红外显微镜上的红外TV照相机及计算机等辅助成像设备获得。流体包裹体热力学温度测定在LimKan THMSG600型冷热台上进行,仪器测试精度为 $\pm 0.1^\circ C$ ,升降温速率 $\leq 15^\circ C/min$ ,相态转变点附近升降温速率 $\leq 2^\circ C/min$ 。实验测温结果用Flincon软件(Brown, 1989)计算流体包裹体的各种物理化学参数,并利用Geokit(路远发,2004)软件进行数据处理。

单个流体包裹体成分分析在中山大学测试中心光谱室的Reinshaw RM2000型拉曼光谱仪上完成。室温下测定,氩离子激光器(514nm),扫描功率为20mw。

## 3 流体包裹体岩相学及显微测温

### 3.1 流体包裹体岩相学

利用红外显微镜观察发现辉锑矿中的流体包裹体具有

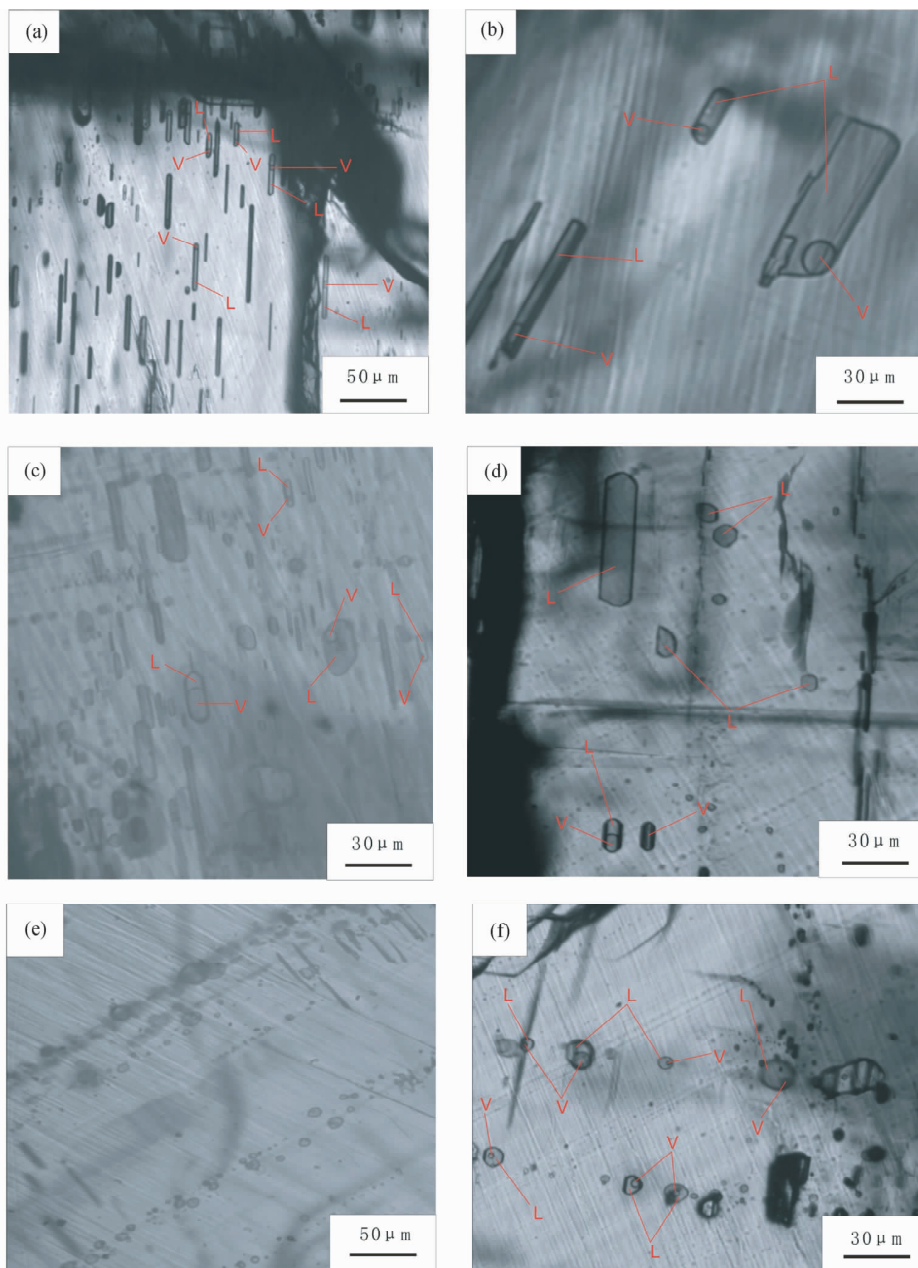


图3 沙拉岗辉锑矿矿石中的流体包裹体显微照片(样品 2010098, 常温红外光下)

(a-d)-辉锑矿晶体中 I 型流体包裹体的红外显微照片及不同相态比例的 I 型流体包裹体; (e、f)-辉锑矿晶体中 II 型流体包裹体的红外显微照片及不同相态比例的 II 型流体包裹体

Fig.3 Photomicrographs of inclusions hosted in stibnite from Shalagang antimony deposit (Sample 2010098, room temperature, infrared light)

(a-d)-transmitted infrared-light photomicrographs of I inclusions hosted in stibnite and I inclusions with different liquid/vapour ratios; (e, f)-transmitted infrared-light photomicrographs of II inclusions hosted in stibnite and II inclusions with different liquid/vapor ratios

非常特征的分布规律。因此根据其包裹体的分布特征可首先将其分为两大类:

I 型: 平行于辉锑矿晶体(010)解理面, 且包裹体长径沿平行  $C_0$  轴方向成群线状伸展分布(图 3a-d)。该类包裹体约占辉锑矿中包裹体总数的 60%。形态上主要以长管状、长条状、长柱状为主, 少数为短柱状, 包裹体大小变化范围较大主

要在 20~90 $\mu\text{m}$ (长径方向)。根据测温过程中的相态变化及室温下气泡的充填比例又可进一步分为以下四个亚类:

I a 亚型富液两相包裹体(图 3b): 该亚型包裹体约占 I 型包裹体总数的 90%, 为数量最多的包裹体类型。室温下气泡的充填比例占包裹体总体积的 10% 左右。在升温时, 气泡均一到液相中。

I b 亚型纯液体包裹体(图 3d):该亚型包裹体约占 I 型包裹体总数的 5% 左右。室温下无气泡,且包裹体壁清楚可辨。

I c 亚型富气两相包裹体(图 3c, d):该亚型包裹体约占 I 型包裹体总数的 3% 左右。室温下气泡的充填度  $\geq 50\%$ ,在升温过程中极易发生爆裂,无法获得均一时相态变化。

I d 亚型纯气体包裹体(图 3d):该亚类包裹体极少,约占 I 型包裹体总数的 2% 左右。室温下观察发现整体颜色较暗,无两相界限,包裹体壁边界清楚。

II 型:平行辉锑矿晶体(010)解理面,且包裹体沿垂直于  $C_0$  轴方向成群线状分布(图 3e, f)。该类包裹体约占辉锑矿中包裹体总数的 40% 左右。形态上与 I 型具有明显的区别,主要以椭圆状、多边形存在。包裹体大小主要在  $10 \sim 30 \mu\text{m}$  之间。根据测温过程中的相态变化及室温下气泡的充填比例又可进一步分为以下两个亚类:

II a 亚型富液两相包裹体:该亚型包裹体约占 II 型包裹体总数的 95% 左右。室温下气泡的充填比例占包裹体总体积的  $10\% \sim 15\%$  之间。在升温时,气泡均一到液相中。

II b 亚型富气两相包裹体(图 3f):该亚型包裹体约占 II 型包裹体总数的 5% 左右。室温下气泡的充填度  $\geq 50\%$ ,在升温过程中大部分发生爆裂,但仍然可以观察到小部分该亚型包裹体均一到气相中。

此外还可以观察到在同一个视域的微小范围同时出现不同类型、不同相态比例的流体包裹体(图 3c, d, f),说明流体包裹体形成于非均一的流体介质条件(Roedder, 1984; 李兆麟, 1988; 卢焕章等, 2004),辉锑矿形成时流体发生了沸腾作用。

另外观察了与辉锑矿紧密共生的石英中的流体包裹体。其包裹体类型较为单一,为富液两相水溶液包裹体(图 4)。包裹体大小主要在  $5 \sim 20 \mu\text{m}$  之间,相对于辉锑矿中的包裹体略显较小。气泡充填比例在  $10\% \sim 20\%$  之间。包裹体主要呈孤立状或成群状分布在石英颗粒中。包裹体形态各异,主要呈负晶形、椭圆形、圆形、长柱形、不规则形状。

### 3.2 显微测温结果

在显微冷热台上对辉锑矿及其紧密共生的石英中的流体包裹体分别进行冷冻法(图 5)成分和盐度估测及均一法测温(图 6)。辉锑矿中 I 型包裹体测温结果全部来自 I a 亚型富液两相包裹体,因为 I b、I c、I d 数量较少且在测温过程中极易发生爆裂或无明显变化。这可能与辉锑矿晶体具(010)完全解理有关,导致在升温过程中易使包裹体沿解理面等薄弱地方发爆裂或渗漏。II 型包裹体测温结果也全部来自 II a 亚型富液两相包裹体。

I 型包裹体测温结果:均一温度为  $134.9 \sim 191.2^\circ\text{C}$ ,峰值在  $150 \sim 180^\circ\text{C}$ (图 7),平均值为  $163.1^\circ\text{C}$ 。全结冰温度为  $-46.5 \sim -40.4^\circ\text{C}$ ,冰点温度为  $-4.6 \sim -1^\circ\text{C}$ ,其对应的盐度为  $1.7\% \sim 7.3\%$  NaCleqv, 峰值在  $5.0\% \sim 6.0\%$  NaCleqv

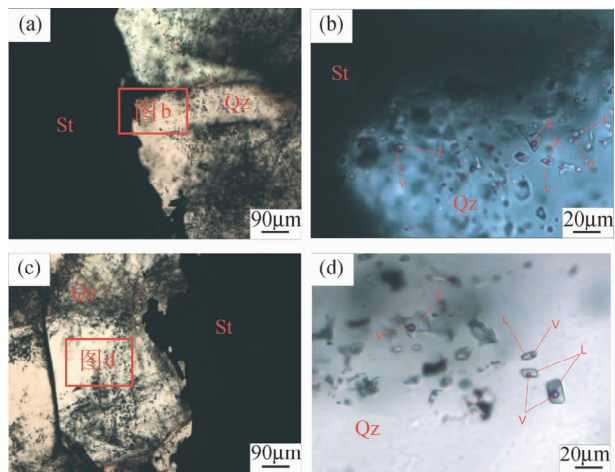


图 4 沙拉岗与辉锑矿紧密共生石英中的流体包裹体显微照片(样品 2010098, 常温单偏光)

(a, c)-在同一薄片中与辉锑矿(St)紧密共生的石英(Qz);(b, d)-对应石英中的两相水溶液流体包裹体

Fig. 4 Photomicrographs of inclusions hosted in stibnite and symbiotic quartz from Shalagang antimony deposit (Sample 2010098, room temperature, polarized light)

(a, c)-photomicrograph showing relationships between quartz and stibnite; (b, d)-photomicrographs of inclusions hosted in quartz from Shalagang antimony deposit

之间(图 8),平均值为  $5.70\%$  NaCleqv。密度在  $0.934 \sim 0.958 \text{g/cm}^3$  之间,平均值为  $0.946 \text{g/cm}^3$ 。

II 型包裹体测温结果:全结冰温度为  $-46.3 \sim -41.5^\circ\text{C}$ ,冰点温度为  $-3.8 \sim -2.8^\circ\text{C}$ ,其对应的盐度为  $4.5\% \sim 6.1\%$  NaCleqv,峰值在  $5.0\% \sim 6.0\%$  NaCleqv 之间(图 8),平均值为  $5.6\%$  NaCleqv。均一温度为  $164.1 \sim 221.9^\circ\text{C}$ ,峰值在  $180 \sim 200^\circ\text{C}$ (图 7),平均值为  $190.8^\circ\text{C}$ 。密度在  $0.879 \sim 0.947 \text{g/cm}^3$  之间,平均值为  $0.921 \text{g/cm}^3$ 。

共生石英中流体包裹体测温结果:全结冰温度为  $-45.5 \sim -23.6^\circ\text{C}$ ,冰点温度为  $-3.8 \sim -1.4^\circ\text{C}$ ,其对应的盐度为  $2.3\% \sim 6.1\%$  NaCleqv(图 8),存在两个明显的峰值,第一个峰值在  $5.0\% \sim 6.0\%$  NaCleqv 之间,与辉锑矿中包裹体的盐度峰值一致,第二个峰值在  $4.0\% \sim 5.0\%$  NaCleqv 之间,比辉锑矿中包裹体盐度峰值略低。石英中包裹体总盐度平均值为  $4.8\%$  NaCleqv。均一温度为  $164.1 \sim 221.9^\circ\text{C}$ ,峰值在  $160 \sim 190^\circ\text{C}$ (图 7),平均值为  $175.6^\circ\text{C}$ 。密度在  $0.910 \sim 0.947 \text{g/cm}^3$  之间,平均值为  $0.929 \text{g/cm}^3$ 。

## 4 拉曼光谱分析

结合显微测温结果,我们对石英中流体包裹体的气液相成分分别进行系统的拉曼光谱分析。此外,由于目前国内的拉曼光谱实验室没有配备红外显微镜,因此无法直接对辉锑

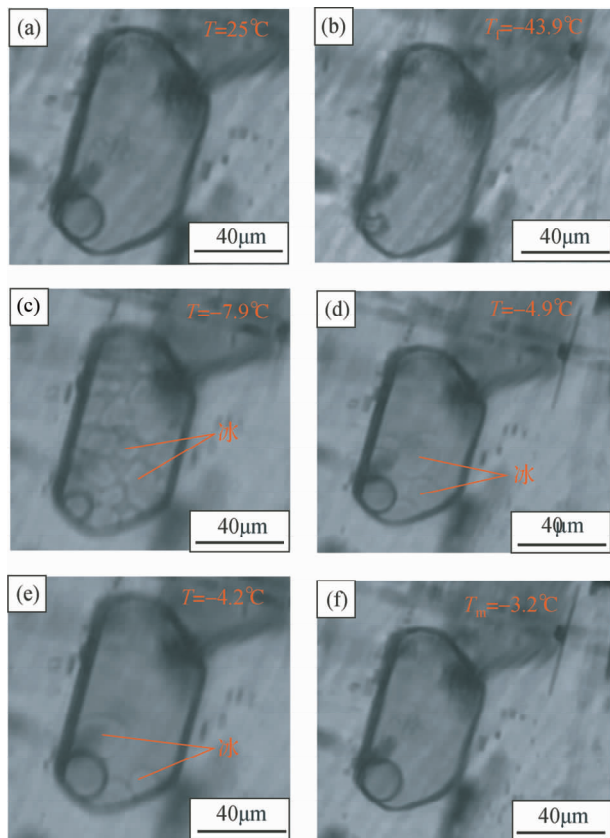


图5 辉锑矿中流体包裹体冰点测温相变过程

$T$  表示温度;  $T_f$  表示全结冰温度;  $T_m$  表示冰点温度

Fig.5 The ice melting temperature behavior of inclusions hosted in stibnite

$T$  stands for temperature;  $T_f$  stands for finally freezing temperature;  $T_m$  stands for ice melting temperature

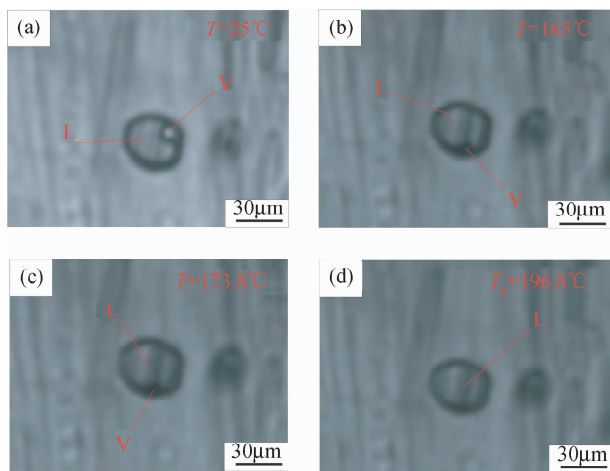


图6 辉锑矿中流体包裹体均一温度测温相变过程

$T$  表示温度;  $T_h$  表示均一温度

Fig. 6 The homogenization temperature behavior of inclusions hosted in stibnite

$T$  stands for temperature;  $T_h$  stands for homogenization temperatures

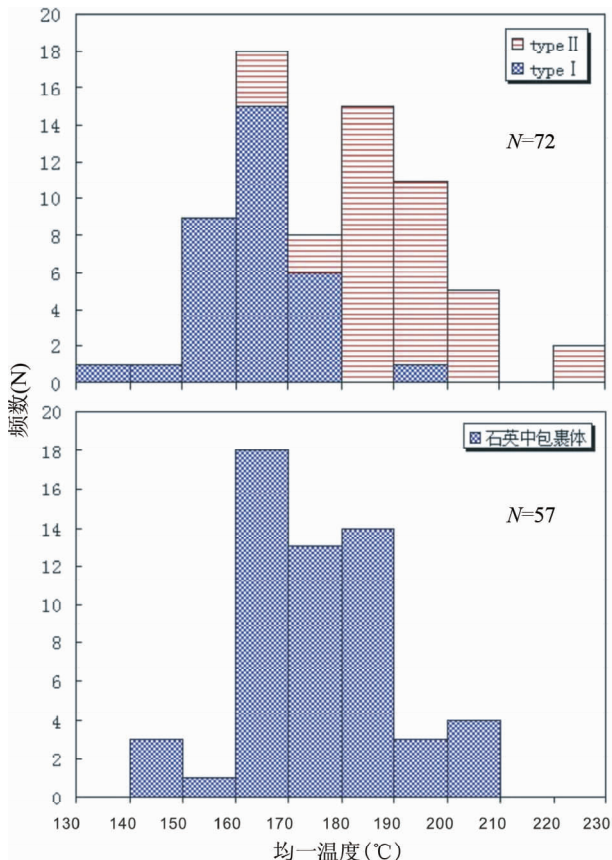


图7 辉锑矿及共生石英中流体包裹的均一温度

Fig.7 Homogenization temperature ( $T_h$ ) of fluid inclusions in stibnite and symbiotic quartz

矿中包裹体进行成分测定。石英中包裹体成分分析结果如下:

石英中流体包裹体气相组分测定中,激光拉曼光谱在  $1268\text{cm}^{-1}$  和  $1387\text{cm}^{-1}$  处出现较明显的谱峰,显示其气相成分含有少量  $\text{CO}_2$ ; 在  $3310 \sim 3610\text{cm}^{-1}$  出现较强的宽峰,显示气相成分中含有  $\text{H}_2\text{O}$ ; 在  $2330\text{cm}^{-1}$  和  $2918\text{cm}^{-1}$  出现较明显的谱峰,显示气相成分中含一定量的  $\text{N}_2$  和  $\text{CH}_4$  等气体(图9a)。液相成分测定中,仅仅在  $3310 \sim 3610\text{cm}^{-1}$  出现较强的宽峰,显示液相成分为  $\text{H}_2\text{O}$ (图9b)。

结合显微测温结果,我们发现石英中这种含微量  $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的两相水溶液包裹体,其全结冰温度在  $-46 \sim -40^\circ\text{C}$  之间,盐度在  $5.0\% \sim 6.0\%$  NaCleqv 之间,均一温度在  $160 \sim 190^\circ\text{C}$  之间与辉锑矿中流体包裹体测温结果极其吻合。因此,可推断辉锑矿中包裹体与石英中包裹体的流体成分相同,为含微量  $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  热液体系。

## 5 讨论

通过流体包裹体岩相学观察发现辉锑矿中包裹体具有极其特征的两组分布方向: I 型为平行于辉锑矿晶体(010)

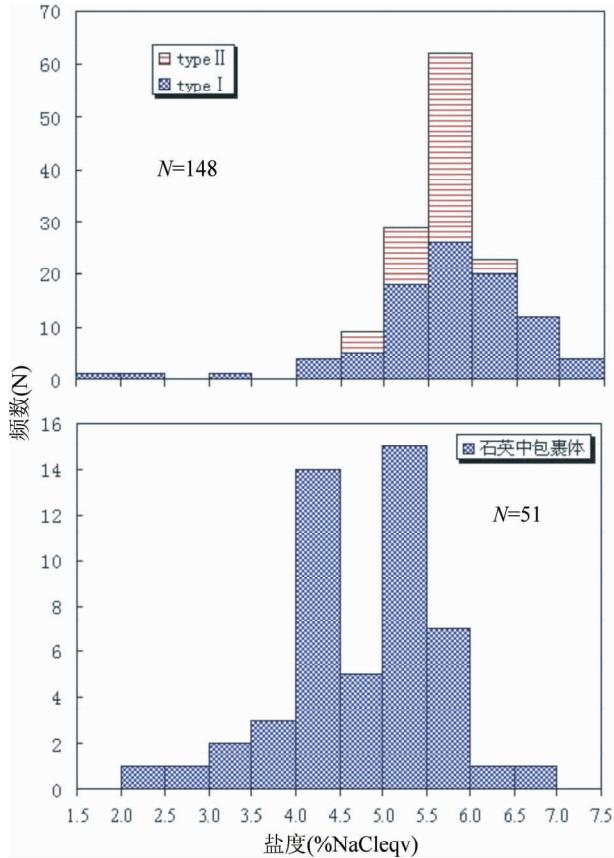


图8 辉锑矿及共生石英中流体包裹体的盐度

Fig. 8 Salinity of inclusions in stibnite and symbiotic quartz

解理面,且包裹体长径沿平行于 $C_0$ 轴方向成群线状伸展分布(图3a-d);II型为平行辉锑矿晶体(010)解理面,且包裹体沿垂直于 $C_0$ 轴方向成群线状分布(图3e,f)。辉锑矿中包裹体这种特征的分布可能受控于辉锑矿晶体(010)完全解理,及解理面上常有横的聚片双晶纹。此外,无论是I型还是II型包裹体均发现在同一个视域的微小范围同时出现不

同类型、不同相态比例的流体包裹体(图3c,d,f),说明流体包裹体形成于非均一的流体介质条件,辉锑矿形成时流体包裹体发生了沸腾作用。

显微测温结果表明,辉锑矿中I型与II型包裹体具有相同的盐度(图9),但I型包裹体均一温度要略低于II型包裹体,说明辉锑矿中这两类包裹体为捕获同一成矿流体而成,但I型包裹体较多的捕获于同一流体的较低温状态。导致这种现象的原因可能在于I型包裹体受控于(010)完全解理,因为辉锑矿晶体在形成后的不断长大过程中,由于应力不均,极易沿相对薄弱的(010)完全解理面产生裂纹,在具有裂纹的晶面上继续生长,使这种损伤延续下去,并捕获同一成矿流体相对低温状态的成矿溶液。石英中包裹体均一温度峰值在160~190℃之间(图8),与辉锑矿中包裹体均一温度峰值极其吻合。盐度出现两个较明显的峰值,第一个峰值在5.0%~6.0% NaCleqv之间,与辉锑矿中包裹体的盐度峰值一致,第二个峰值在4.0%~5.0% NaCleqv之间,比辉锑矿中包裹体盐度峰值略低,且观察图10发现石英中包裹体及辉锑矿中I型包裹体均表现出从较高温度、盐度向较低温度、盐度呈线性变化的趋势,表明在成矿过程中可能不断有相对较冷低盐度的大气降水加入。杨竹森等(2006)对萨拉岗石英辉锑矿中石英的包裹体进行研究认为其盐度在3.39%~5.86% NaCleqv之间,均一温度范围为148~297℃,峰值200℃,代表锑矿的主成矿温度。相较于杨竹森等(2006)的研究,本次研究发现辉锑矿及紧密共生的石英中包裹体盐度峰值分别在5.0%~6.0% NaCleqv之间和4.0%~6.0% NaCleqv之间,与杨竹森等(2006)所测得的盐度基本相同,表明基本为同一流体。本研究显示辉锑矿及紧密共生的石英中包裹体均一温度绝大部分小于200℃,峰值在160~190℃之间,代表锑矿的主成矿温度。

综合显微测温 and 激光拉曼光谱分析,我们认为萨拉岗锑矿为含微量 $CO_2$ 、 $N_2$ 、 $CH_4$ 气体的NaCl- $H_2O$ 热液体系。对比于藏南成矿带的金矿、金锑矿的流体成分,如邦布金矿流

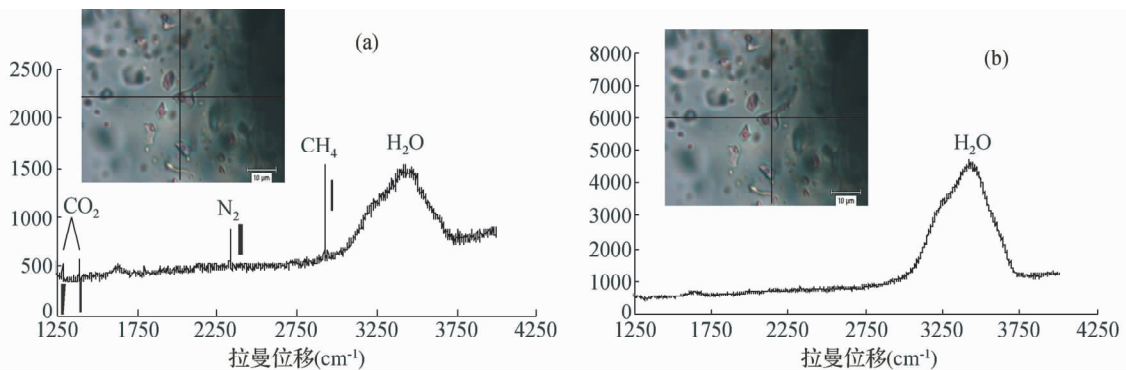


图9 萨拉岗锑矿石英中流体包裹体激光拉曼图谱

Fig. 9 Laser Raman spectra of fluid inclusions hosted in quartz from Shalagang antimony deposit

(a)-the vapor phase composition of liquid-rich two phase aqueous inclusion; (b)-the liquid phase composition of liquid-rich two phase aqueous inclusion



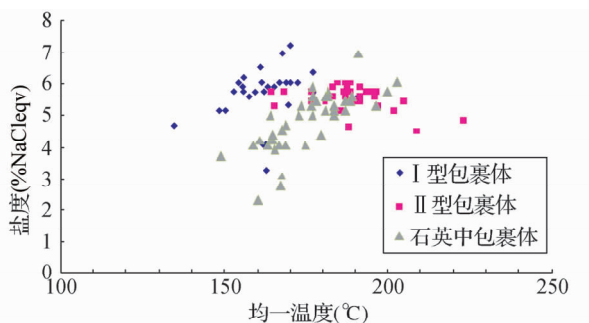


图 10 不同类型包裹体盐度-均一温度图解

Fig. 10 Diagram of salinity versus homogenization temperatures ( $T_h$ ) of the different types of fluid inclusions

体成分为富含  $\text{CO}_2$  及少量  $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的盐水溶液(孙晓明等,2010);马攸木金矿流体成分为富含  $\text{CO}_2$  及少量  $\text{C}_2\text{H}_6$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的盐水溶液(霍艳等,2004);哲古金锑矿床石英流体包裹体的气相成分由  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{N}_2$  和  $\text{CO}_2$  组成,液相成分为含  $\text{CO}_2$  的低盐度流体(杨竹森,2006),沙拉岗锑矿流体中  $\text{CO}_2$  成分含量较少,不能形成独立相态,显示其成矿流体与藏南金矿和金锑矿这种富  $\text{CO}_2$  的成矿流体存在一定的差异,但同时其流体组成与藏南金矿和金锑矿流体组成基本一致,均含有  $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  等气体,反映它们在流体来源上可能具有密切的相关性。

## 6 结论

综上所述,对沙拉岗辉锑矿及共生石英中包裹体研究得出以下结论:

(1) 包裹体岩相学观察发现辉锑矿中包裹体具有极其特征的两组分布方向,这种特征的分布可能受控于辉锑矿晶体(010)完全解理,及解理面上横的聚片双晶纹。

(2) 通过对比辉锑矿及紧密共生石英中的包裹体测温结果发现,这两种主矿物中的包裹体具有相同的全结冰温度、盐度、均一温度,表明辉锑矿及共生石英形成于同一物理化学条件,捕获同一成矿流体。

(3) 依据辉锑矿中流体包裹体红外测温结果,沙拉岗锑矿主成矿温度在  $160 \sim 190^\circ\text{C}$  之间,盐度在  $5.0\% \sim 6.0\%$  NaCleqv 之间,密度在  $0.879 \sim 0.958\text{g}/\text{cm}^3$  之间,平均值为  $0.934\text{g}/\text{cm}^3$ 。沙拉岗锑矿的成矿流体为低温、低盐度、低密度的含微量  $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  气体的  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  热液体系。

(4) 同一个视域的微小范围同时出现不同类型、不同相态比例的流体包裹体,说明流体包裹体捕获的是非均一的流体,辉锑矿形成时流体发生了沸腾作用。引起沸腾作用的原因可能是较冷、低盐度、低压的大气降水与含矿热液不断混合放出大量气体,导致辉锑矿大量沉淀。

致谢 野外工作得到西藏自治区地质矿产勘查开发局多

吉院士的大力支持;激光拉曼光谱分析工作得到中山大学测试中心拉曼光谱实验室陈建老师、张卫红老师的支持;在此一并表示衷心感谢!

## References

- Brown PE. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the deduction and investigation of fluid inclusion data. *Am. Mineral.*, 74: 1390 - 1393
- Campbell AR, Hackbarth CJ, Plumlee GS *et al.* 1984. Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope. *Economic Geology*, 79(6): 1387 - 1392
- Campbell AR and Robinson-Cook S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. *Economic Geology*, 82(6): 1640 - 1645
- Campbell AR, Robinson-Cook S and Amindyas C. 1988. Observation of fluid inclusions in wolframite from Panasqueira, Portugal. *Portugal Bull. Minéral.*, 111(3-4): 252 - 256
- Campbell AR and Panter KS. 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's Mount and Cligga Head, Cornwall, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 673 - 681
- Huo Y, Wen CQ, Li BH *et al.* 2004. Preliminary study on geochemical characteristics of fluid inclusion of Mayoumu gold deposit in Tibet. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 19(2): 100 - 114 (in Chinese with English abstract)
- Li ZL. 1988. *Experimental Geochemistry*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 326 (in Chinese)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P *et al.* 2004. *Fluid Inclusions*. Beijing: Science Press, 1 - 487 (in Chinese)
- Lu YF. 2004. GeoKit: A geochemical toolkit for microsoft excel. *Geochimica*, 33(5): 459 - 464 (in Chinese with English abstract)
- Lüders V and Reutel C. 1996. Possibilities and limits of infrared microscopy applied to studies of fluid inclusions in sulfides and other opaque minerals. *Proceedings of Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI) VI*. Madison, Wisconsin: 78 - 80
- Lüders V and Ziemann M. 1999. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions. *Chemical Geology*, 154(1-4): 169 - 178
- Mancano DP and Campbell AR. 1995. Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19): 3909 - 3916
- Nie FJ, Hu P, Jiang SH *et al.* 2005. Type and temporal-spatial distribution of gold and antimony deposits (prospects) in southern Tibet, China. *Acta Geologica Sinica*, 79(3): 373 - 385 (in Chinese with English abstract)
- Richards JP and Kerrich R. 1993. Observations of zoning and fluid inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope ( $\lambda \leq 1.9\mu\text{m}$ ). *Economic Geology*, 88(3): 716 - 723
- Roedder E. 1984. *Fluid Inclusions*. *Reviews in Mineralogy*. Mineral. Soc. Amer., 12: 644
- Sun XM, Wei HX, Zhai W *et al.* 2010. Ore-forming fluid geochemistry and metallogenetic mechanism of Bangbu large-scale orogenic gold deposit in Southern Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1672 - 1684 (in Chinese with English abstract)
- Yan WJ and Zhang L. 2002. *Apreliminary study of geological features and genesis of the Shalagang Sb deposit*. *Tibet Geology*, (2): 51 - 54 (in Chinese)
- Yang ZS, Hou ZQ, Gao W *et al.* 2006. Metallogenetic characteristics and genetic model of antimony and gold deposits in South Tibetan detachment system. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1377 - 1391 (in Chinese with English abstract)
- Yin A. 2001. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen in the

context of Phanerozoic continental growth of Asia. *Acta Geologica Sinica*, 22(3): 193–230 (in Chinese)

Zhai W, Sun XM, Yi JZ *et al.* 2014. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold-antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. *Ore Geology Reviews*, 58(1): 68–90

#### 附中文参考文献

霍艳, 温春齐, 李保华等. 2004. 西藏马攸木金矿床流体包裹体特征初步研究. *地质找矿论丛*, 19(2): 100–114

李兆麟. 1988. *实验地球化学*. 北京: 地质出版社, 1–326

卢焕章, 范宏瑞, 倪培等. 2004. *流体包裹体*. 北京: 科学出版社, 1–487

路远发. 2004. GeoKit: 一个用VBA构建的地球化学工具软件包. *地球化学*, 33(5): 459–464

聂凤军, 胡朋, 江思宏等. 2005. 藏南地区金和锑矿床(点)类型及其时空分布特征. *地质学报*, 79(3): 373–385

孙晓明, 韦慧晓, 翟伟等. 2010. 藏南邦布大型造山型金矿成矿流体地球化学和成矿机制. *岩石学报*, 26(6): 1672–1684

颜维钧, 张林. 2002. 沙拉岗锑矿床基本特征及成因初步探讨. *西藏地质*, (2): 51–54

杨竹森, 侯增谦, 高伟等. 2006. 藏南拆离系锑金成矿特征与成因模式. *地质学报*, 80(9): 1377–1391

尹安. 2001. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化-显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 22(3): 193–230