

热液矿床中不透明矿物的流体包裹体研究进展*

魏文凤^{1,2}, 毕献武¹, 彭建堂¹, 沈能平¹, 严冰², 孙涛²

(1 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 2 成都理工大学 地球科学学院, 四川 成都 610059)

摘要 脉石矿物中流体包裹体所提供的有关流体与成矿的物理化学条件不一定代表成矿时的实际流体和成矿条件,最好的办法是直接测定矿石矿物捕获的包裹体。红外显微镜的运用开拓了不透明矿物中流体包裹体研究的新领域。文章对红外显微镜工作的基本原理及设备做了简要的综述,重点介绍了不透明矿物中流体包裹体岩相学、显微测温以及成分分析研究,并举例说明了不透明矿物流体包裹体在 W-Sn 矿床以及其他矿床研究中的应用,最后指出了不透明矿物中流体包裹体研究尚且存在的问题、部分解决方法,并简单展望了其在中国的发展前景。

关键词 地球化学;不透明矿物;流体包裹体;红外显微镜

中图分类号: P575.4

文献标志码: A

Progress in research on fluid inclusions within opaque minerals in hydrothermal ore deposits

WEI WenFeng^{1,2}, BI XianWu¹, PENG JianTang¹, SHEN NengPing¹, YAN Bing² and SUN Tao²

(1 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2 Institute of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

Fluid inclusions trapped in gangue minerals do not necessarily provide reasonable estimates of the depositional conditions of the ore minerals even though they are intimately intergrown, so the ideal case is to measure inclusions hosted by the ore minerals themselves. The applications of infrared microscope open up a new area for fluid inclusion study of opaque minerals. First of all, a brief review of the infrared microscopic methodology and equipment is given. Moreover, this paper outlines the studies of fluid inclusion petrography, microthermometry and composition analysis, and illustrates the application of fluid inclusion study in opaque minerals with mineral deposit case studies. Finally, the existing problems and corresponding solutions, and a short lookout are pointed out.

Key words: geochemistry, opaque mineral, fluid inclusion, infrared microscopy

自 Sorby(1858)开启了流体包裹体研究的先河以来,包裹体研究取得了长足进展。流体包裹体是成岩成矿流体的代表,能准确地反映矿物形成时的

各种地质、地球化学信息(卢焕章等,2004)。然而,绝大多数矿石矿物(如硫化物、黑钨矿、碲化物等)在可见光(波长 $\lambda=0.35\sim0.75\mu\text{m}$)下不透明,而反射

* 文章得到国家重点基础研究发展计划(编号:2014CB440902)和国家自然科学基金青年基金项目(编号:41203034)联合资助
第一作者简介 魏文凤,女,1982年生,博士,主要从事矿床学、矿床地球化学研究。Email: weiwenfenghao@163.com
收稿日期 2015-07-05; 改回日期 2016-06-16。苏杭编辑。

光显微镜亦只能揭露其表面特征。鉴于此,前人往往通过对透明脉石矿物,如硅酸盐、氧化物(主要是石英)、硫酸盐、萤石以及碳酸盐中流体包裹体的研究来间接推演矿石矿物的形成条件,即假定与矿石矿物共生的脉石矿物捕获的原生或假次生包裹体能表征成矿流体的特征(Campbell et al., 1984)。

但20世纪80年代以来,共生脉石矿物和矿石矿物沉淀的时间关系受到普遍质疑(如: Campbell et al., 1987; 1990; Giamello et al., 1992; Lüders et al., 1994; Moritz, 2006),有关共生的结构证据并不充分:即使明显的晶界间平衡关系、矿物共生、同源相之间的同位素平衡,也不足以表明它们是同时沉淀的,脉石矿物流体包裹体所提供的有关流体与成矿物理化学条件并非总是代表成矿时的实际流体和成矿条件(Wilkinson, 2001; Campbell et al., 1987)。此外,高硫化型浅成低温热液 Cu-Au 矿床的脉石矿物一般是晚期的,不能代表成矿阶段,如直接用脉石矿物的流体包裹体来代表成矿期的流体显然不妥(Hedenquist et al., 1994; Mancano et al., 1995)。因此,对矿石矿物中流体包裹体的直接测定是了解成矿过程的最理想和最可靠的手段。

早在20世纪初,红外技术就已应用到矿物学研究领域中,Lecomte(1928)首次采用红外射线研究了辉钼矿和辉锑矿的近红外光学特征。自20世纪70年代初期以来,部分不透明矿物在近红外光(波长 $0.8\sim 1.2\ \mu\text{m}$)下所表现出来的透明性引起了流体包裹体工作者的兴趣(许国建, 1991; 李芳等, 2006; 2012)。但由于受各种技术条件的限制,这方面的研究工作进展十分缓慢。Campbell等(1984)尝试运用红外显微镜观测了不透明矿石矿物黑钨矿、银黝铜矿的内部特征和流体包裹体,随后又首次对黑钨矿进行了红外显微测温分析(Campbell et al., 1987)。该研究标志着不透明矿物中流体包裹体的研究取得了重大突破:矿石矿物中的流体包裹体包含矿石沉淀阶段的重要信息,能准确获取成矿流体的物理化学参数,对正确理解成矿流体演化、成矿过程具有其他方法无可比拟的优越性。

1 红外显微镜工作的基本原理及设备

Campbell等(1984)给出了用红外显微镜来研究不透明矿物中流体包裹体的原理和常规方法。许多在可见光(波长 $\lambda=0.35\sim 0.75\ \mu\text{m}$,对应量子能为

$1.65\sim 3.5\ \text{eV}$)下不透明的矿物,在近红外(波长 $\lambda=0.76\sim 2.5\ \mu\text{m}$,对应量子能 $<1.65\ \text{eV}$)条件下是透明的。与可见光相比,红外光波长更长(能量较低),对许多矿物来说,这意味着红外光没有足够的能量刺激电子从价带向导带跃迁,因此红外光不能被矿物全部吸收。

电子跃迁所需能量由其带隙决定,当矿物的带隙大于或等于可见光谱时,人肉眼观察该矿物是透明的;当带隙小于可见光谱时,由于电子跃迁吸收了可见光而导致人肉眼观察该矿物是不透明的。但是,它们发射具较低能量的红外线,透过这些矿物的红外光通过转化为数字信号而在计算机中输出成像,供研究者观测。红外显微镜系统主要由显微镜+红外光源+红外敏感照相机和计算机等组成。

2 研究现状

与透明矿物的流体包裹体研究类似,不透明矿物的流体包裹体也主要是采用岩相学、显微测温等方法,或对成分等进行分析测试,进而获取相关的地质地球化学信息。

2.1 岩相学研究

尽管早在20世纪初就已开始采用红外光来研究矿物的光性特征,但是直到上世纪80年代后才开始利用近红外光分析不透明矿物中流体包裹体的岩相学特征(Campbell et al., 1984; 1987; Hedenquist et al., 1994; Mancano et al., 1995; Lüders, 1996; Kouzmanov et al., 2010)。与透明矿物中流体包裹体的分类一致,不透明矿物中流体包裹体类型也主要依据Roedder(1984)的方法分为原生、次生和假次生3大类。类似地,红外显微镜下也主要观测流体包裹体的相态、大小、形状、颜色、分布、丰度和气相分数等。

Goldstein等(1994)提出的“流体包裹体组合(FIA)”的概念是近年来流体包裹体研究的重要进展之一。流体包裹体组合指根据岩相学关系判定的一组同时被捕获的流体包裹体(Goldstein et al., 1994; Goldstein, 2001; 池国祥等, 2003; 卢焕章等, 2004)。沿着晶面、生长环带或愈合裂隙分布的流体包裹体代表一个包裹体组合(Goldstein, 2001; Lüders et al., 2009)。红外显微镜下,不透明矿物如黑钨矿、黄铁矿、硫砷铜矿等的生长环带明显可见(图1),被捕获的流体包裹体往往沿着生长环带分

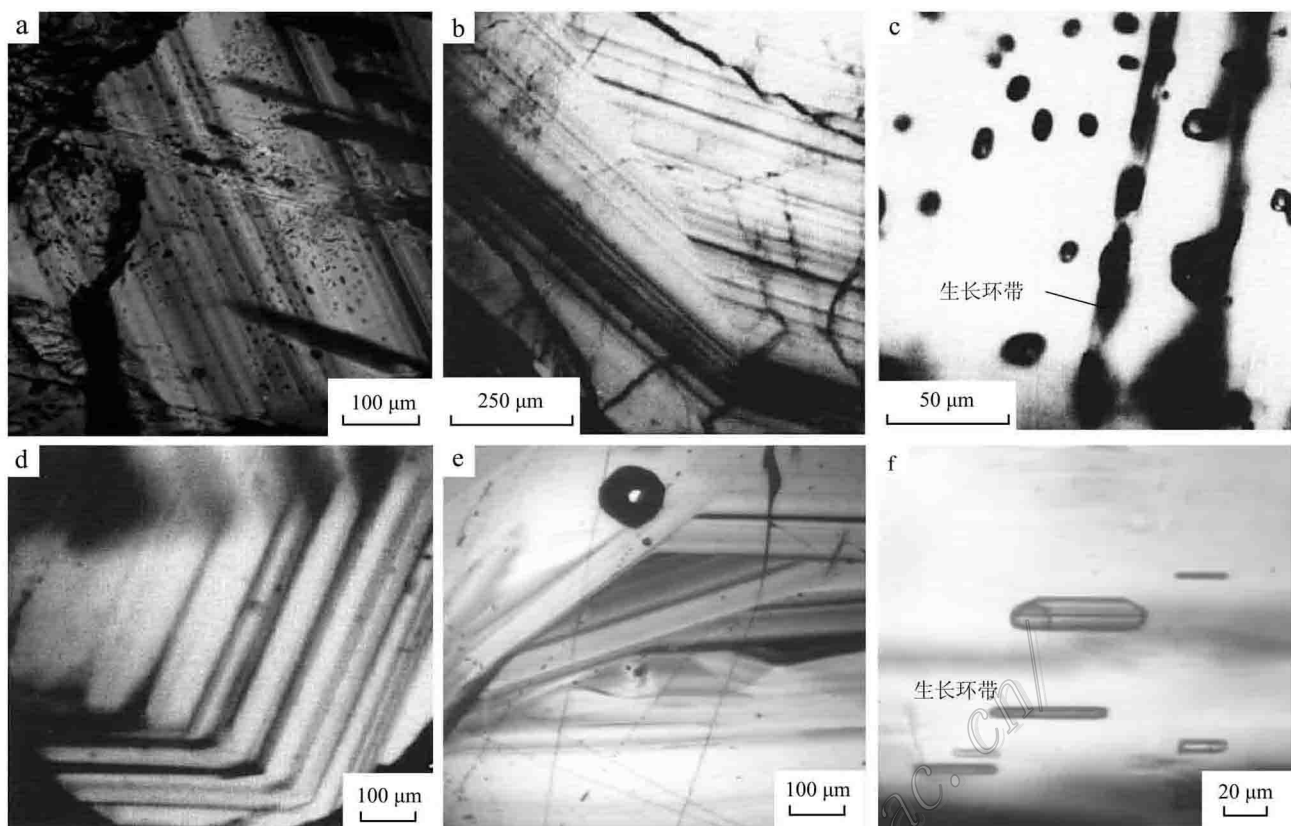


图 1 红外显微镜下不透明矿物的生长环带

a. 西华山钨矿床黑钨矿中流体包裹体沿生长环带分布(Wei et al., 2012); b. 黑钨矿中生长环带(Lüders, 1996); c. 黄铁矿中流体包裹体沿生长环带分布(Lüders, 1996); d. 黄铁矿生长环带(Richards et al., 1993); e. 黄铁矿中流体包裹体沿生长环带分布(Kouzmanov et al., 2010); f. 硫砷铜矿中流体包裹体沿生长环带分布(Kouzmanov et al., 2010)

Fig. 1 Infrared image of growth zones in opaque mineral

a. Fluid inclusions parallel to growth zones in wolframite from Xihuashan tungsten deposit (after Wei et al., 2012); b. Growth zones in wolframite (after Lüders, 1996); c. Fluid inclusions parallel to growth zone in pyrite (after Lüders, 1996); d. Growth zones in pyrite (after Richards et al., 1993); e. Large fluid inclusion parallel to a growth zone in pyrite (after Kouzmanov et al., 2010); f. Fluid inclusions parallel to a growth zone in enargite (after Kouzmanov et al., 2010)

布,可对不同生长环带内的包裹体组合进行研究(Kouzmanov et al., 2010; Lüders et al., 2009; Wei et al., 2012)。

不透明矿物中流体包裹体的岩相学特征为流体包裹体分析实验结果的合理解释提供了依据,也可用于指导微量元素(如 S/Se, Ni/Co)以及 S、Pb 等同位素的分析,甚至还适用于稀有气体示踪分析、离子和激光显微探针测试前对样品进行甄选(Richards et al., 1993; Lüders et al., 2010),以此确保分析的准确性及数据解释的合理性。

2.2 显微测温研究

自 Campbell 等(1987)首次对黑钨矿中流体包裹体进行了红外显微测温以来,人们对不同矿床的黑

钨矿中流体包裹体作了大量的相关研究(Campbell et al., 1990; Lüders, 1996; 曹晓峰等, 2009; Ni et al., 2015)。其他矿石矿物,如深色闪锌矿(Richards et al., 1993; Campbell et al., 1987; Shimizu et al., 2003)、黄铁矿(Kouzmanov et al., 2002; 2010; Lindaas et al., 2002; Lüders et al., 1999a; Zhu et al., 2013; 黄慧兰等, 2015)、辉铋矿(Buchholz et al., 2007; Lüders, 1996; Bailly et al., 2000; Zhu et al., 2015; 苏文超等, 2015; 孙晓明等, 2014)、赤铁矿(Richards et al., 1993; Lüders et al., 1999a; 2005; 2009; Rosiere et al., 2004; Rios et al., 2006)、硫砷铜矿(Mancano et al., 1995; Moritz et al., 2002; Kouzmanov et al., 2010; Lüders et al., 2001)、深红

银矿(Rios et al., 2006), 甚至车轮矿(Lüders, 1996)、锡石(Campbell et al., 1990)、黑锰矿(Lüders et al., 1999a)、金红石(Ni et al., 2008; 朱霞等, 2007)以及黝铜矿(Kucha et al., 2009; Lüders et al., 2009)等(图2)中的包裹体也得到了人们的重视。

本文总结了国内外不同类型矿床不透明矿物中流体包裹体显微测温结果(表1)。由此可知, 一些矿石矿物和脉石矿物中流体包裹体的均一温度和盐度不尽相同, 即矿石矿物和脉石矿物可能是从温度和介质条件明显不同的流体中结晶出来的, 但也有部分脉石矿物可以代表矿石矿物, 因为二者在包裹体类型、均一温度和盐度方面相差较小、基本一致, 说明二者确实是从同一流体内沉淀的。因此, 通过流体包裹体研究来解释矿床成因机制时, 需结合地质背景谨慎选取研究对象, 在选用脉石矿物时一定要确保其可靠性。结构上明显共生的矿石矿物和脉石矿物(如图3)中流体包裹体差异揭示了矿物可能具有不同晶出顺序, 矿石矿物和脉石矿物是否为同期的2种不混容流体或为同期但不同源的流体晶出产物, 则需要进一步研究。但由于部分文献中共生的结构证据并不明显, 其显微测温数据差异性的地质意义还有待商榷。

2.3 成分分析

流体包裹体研究的基本任务之一, 就是尽可能地提供准确而详尽的有关古流体组成的物理化学信息, 以便建立古流体作用过程的地球化学模型(卢焕章等, 2004)。截至目前, 对不透明矿物流体包裹体的成分分析主要采用傅立叶变换红外光谱法(FTIR)(Kouzmanov et al., 2002; Lindaas et al., 2002; Bailly et al., 2002)、同步加速显微X射线荧光分析法(μ -SXRF)(Rios et al., 2006)、激光剥蚀电感耦合等离子体质谱法(LA-ICP-MS)(Kouzmanov et al., 2010)、激光拉曼光谱法(Hagemann et al., 2003; Lüders et al., 2005; Ni et al., 2008)等。研究表明, 大多数矿石矿物中流体包裹体的阳离子以 Na^+ 、 K^+ 和 Ca^{2+} 为主, 次为 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Li^+ 、 Ti^{4+} , 阴离子均以 Cl^- 为主, 次为 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 。

Kouzmanov等(2010)利用LA-ICP-MS对罗马尼亚Rosia Poieni斑岩Cu-Au矿床几乎同期次石英、黄铁矿和硫砷铜矿的成分研究显示, 石英流体包裹体中的 $\text{Cs}/(\text{Na} + \text{K})$ 比值和 $\text{Cu}/(\text{Na} + \text{K})$ 比值比黄铁矿和硫砷铜矿中流体包裹体的该比值低了一到两

个数量级。因此, 该研究结果也表明透明脉石矿物中的流体包裹体不能直接表征成矿流体。

3 研究实例

3.1 与花岗岩有关的W或W-Sn矿床

国内外学者采用红外显微镜对锡石和黑钨矿开展了大量的显微测温研究工作, 如对美国新墨西哥维多利亚和秘鲁圣克里斯托瓦尔(Campbell et al., 1987)、德国厄尔士山(Lüders, 1996)、英国圣迈克尔山和克利加黑德(Campbell et al., 1990)、中国大吉山(Ni et al., 2006; 2015)、荡坪、盘古山、漂塘(Ni et al., 2015)、瑶岗仙(曹晓峰等, 2009; 董少花等, 2011)、茅坪(胡东泉等, 2011)钨矿床等。这些研究主要集中在空间上与花岗岩类深成岩体有关的W矿或W-Sn矿床。脉石矿物的流体包裹体均一温度在120~393℃范围, 多集中在250~300℃之间, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.4%~14%; 而黑钨矿的均一温度则在175~399℃, 多在300℃以上, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为1.6%~20.3%, 锡石均一温度为292~398℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为3.5%~7.7%。部分脉石矿物的包裹体中发现了大量富 CO_2 包裹体以及子晶, 但除少数黑钨矿(Rios et al., 2003)外, 大多数锡石和黑钨矿中都不含富 CO_2 包裹体, 且均未观测到子晶。

作者用流体包裹体组合的方法, 对西华山钨矿床硅酸盐-氧化物阶段在结构上紧密共生的黑钨矿和石英(图3b)中流体包裹体进行研究。结果表明(Wei et al., 2012), 石英中流体包裹体类型丰富, 含有水溶液包裹体、富 CO_2 型包裹体、含 CO_2 的气液两相包裹体、纯 CO_2 型包裹体、含子矿物包裹体等多种类型, 均一温度为234~334℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为1.2%~8.1%。相比之下, 黑钨矿中流体包裹体类型单一, 为富液相水溶液包裹体, 没有发现其他类型包裹体, 均一温度较高(239~380℃), 集中在320~370℃, 盐度也相对较高(3.8%~13.7%)。

上述研究表明, 锡石、黑钨矿和石英的均一温度与盐度显著不同, 尤其是同一样品中不同矿物之间存在差异, 表明锡石、黑钨矿和石英不是同时沉淀的, 可能具有不同晶出顺序; 盐度差异及黑钨矿的原生流体包裹体不富含 CO_2 表明流体混合或流体沸腾, 使得流体的物理化学性质发生变化, 其所携带的成矿元素沉淀成矿(Campbell et al., 1987, 1990; Lüders, 1996; Ni et al., 2006; 曹晓峰等, 2009; 胡东泉

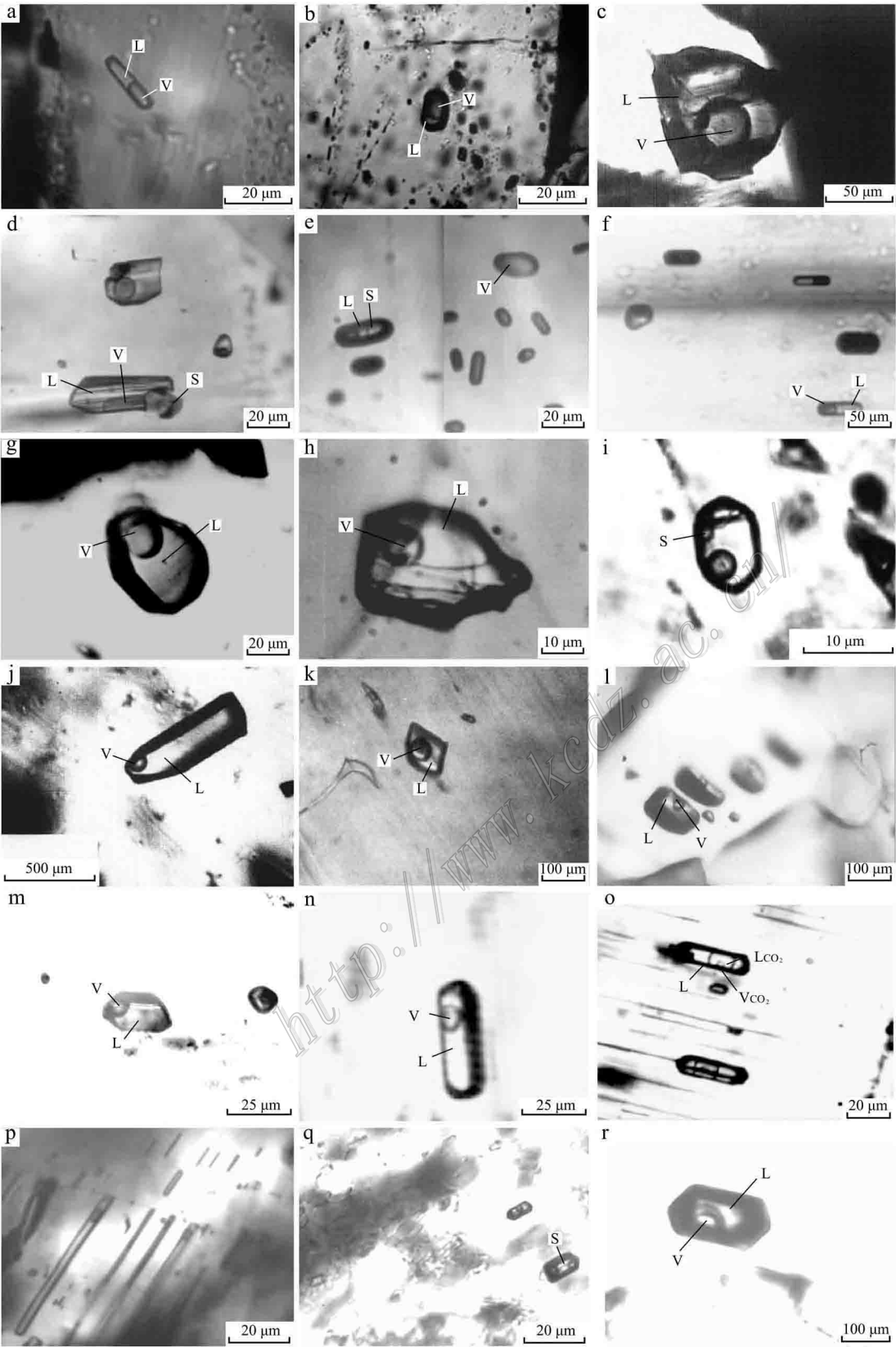


图 2 红外显微镜下不透明矿物中流体包裹体

a、b. 西华山钨矿床黑钨矿中富液相流体包裹体; c. 硫砷铜矿中富液相流体包裹体(Lüders et al., 2001); d. 硫砷铜矿中含子矿物流体包

裹体 (Kouzmanov et al., 2010); e. f. 黄铁矿中含子矿物包裹体、纯气相包裹体和富液相流体包裹体 (Kouzmanov et al., 2010); g. 深红银矿中富液相流体包裹体 (Rios et al., 2006); h. 镜铁矿中富液相流体包裹体 (Rios et al., 2006); i. 镜铁矿中含子矿物流体包裹体 (Lüders et al., 2005); j. 车轮矿中富液相流体包裹体 (Lüders, 1996); k. 锡石中富液相流体包裹体 (Campbell et al., 1990); l. 赤铁矿中富液相流体包裹体 (Rosiere et al., 2004); m. 深色闪锌矿中富液相流体包裹体 (Shimizu et al., 2003); n. 辉锑矿中富液相流体包裹体 (Germann et al., 2003); o. 辉锑矿中三相富 CO_2 包裹体 (Hagemann et al., 2003); p~r. 金红石中流体包裹体 (Ni et al., 2008)

V—气相; L—液相; S—子矿物

Fig. 2 Infrared images of fluid inclusions in opaque minerals

a & b. Liquid-rich fluid inclusion in wolframite from Xihuashan tungsten deposit; c. Liquid-rich fluid inclusion in enargite (after Lüders et al., 2001); d. Liquid-rich fluid inclusion with a solid in enargite (after Kouzmanov et al., 2010); e & f. Daughter mineral-bearing, pure vapor and liquid-rich fluid inclusions in pyrite (after Kouzmanov et al., 2010); g. Liquid-rich fluid inclusion in pyrargyrite (after Rios et al., 2006); h. Liquid-rich fluid inclusion in specularite (after Rios et al., 2006); i. Daughter mineral-bearing fluid inclusion in specular hematite (after Lüders et al., 2005); j. Liquid-rich fluid inclusion in bourmonite (after Lüders, 1996); k. Liquid-rich fluid inclusion in cassiterite (after Campbell et al., 1990); l. Liquid-rich fluid inclusions in hematite (after Rosiere et al., 2004); m. Liquid-rich fluid inclusion in dark-colored sphalerite (after Shimizu et al., 2003); n. Liquid-rich fluid inclusions in stibnite (after Germann et al., 2003); o. Three-phase CO_2 -rich fluid inclusions in stibnite (after Hagemann et al., 2003);

p~r. Fluid inclusions in rutile (after Ni et al., 2008).

V—Vapor phase; L—Liquid phase; S—Daughter mineral

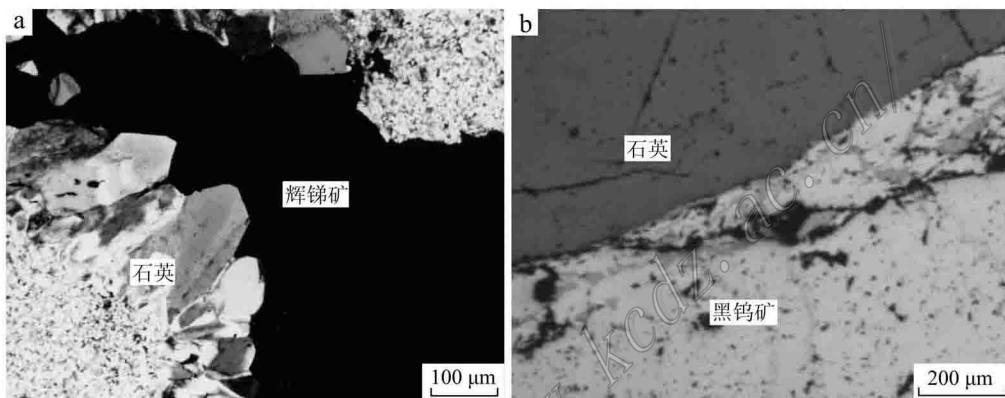


图 3 脉石矿物和矿石矿物显微特征

a. 辉锑矿和石英 (Hagemann et al., 2003); b. 西华山钨矿床中黑钨矿和石英

Fig. 3 Microscopic features of gangue and ore minerals

a. Stibnite and quartz (after Hagemann et al., 2003); b. Wolframite and quartz in the Xihuashan tungsten deposit

等, 2011; 董少花等, 2011)。

3.2 脉状金矿床

脉状金矿是常见的金矿床类型, 一直是矿床学界的研究重点。近年来直接对矿石矿物中流体包裹体的研究为该类型金矿的成因分析提供了新的证据和认识。

脉状金矿床的包裹体中 CO_2 含量高, 石英及其共生的金属矿物中流体包裹体均含有大量 CO_2 , 往往可观测到液态 CO_2 。其中一个例子就是 Wiluna 脉状金矿床, Hagemann 等 (2003) 在该矿的石英和辉锑矿的包裹体中发现了大量的 CO_2 和 CH_4 , 但二者的量不同, 辉锑矿中 CH_4 的含量比石英的高, 而 CO_2 则相反。辉锑矿和石英中包裹体类型也有所差异, 纯 CO_2 包裹体只在石英中有所发现, 而高盐度、中温

$\text{H}_2\text{O} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{MgCl}_2 \pm \text{NaCl}$ 型和高盐度 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 子晶型包裹体以及富气包裹体则只在辉锑矿中观测到。辉锑矿中观测到了石英中未曾发现的富气包裹体, 进一步完善了冷却模型, 为 Wiluna 矿床提供了辉锑矿沉淀过程中流体不混溶的直接证据。流体不混溶是断层带活动过程中循环压力降低造成的, 而不混溶导致大量热丢失。因此, 初始 CH_4 、 CO_2 、 H_2S 丢失后, 持续不混溶过程中热丢失可能促使成矿流体温度降低, 辉锑矿不饱和度减小而沉淀, 而辉锑矿沉淀导致成矿流体 H_2S 浓度降低, 进而溶液中 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 不稳定, 从而导致金沉淀。

3.3 斑岩矿床和低温热液矿床的内在关系

近年来, 斑岩型矿床与上覆浅成低温热液型矿床之间存在的内在联系引起了矿床学家的重视,

表 1 脉石矿物和矿石矿物中流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of fluid inclusions in gangue and ore minerals

矿床位置	成矿元素	主矿物	均一温度/℃	w(NaCl _{eq})/%	参考文献
Victorio Moutains, New Mexico	W	黑钨矿	280~380	5.4~8.9	Campbell et al., 1987
		石英	141~320	—	
San Cristobal, Peru	W	黑钨矿	195~330	1.6~6.6	Campbell et al., 1987
		石英	200~280	1.6~6.6	
St. Michael's Mount, England	W-Sn	黑钨矿	327~399 (369)	2.2~5.5 (4.2)	Campbell et al., 1990
		石英	263~374 (311)	2.1~13.5 (7.3)	
Cligga Head, England	W-Sn	黑钨矿	256~380 (324)	2~6.1 (3.9)	Campbell et al., 1990
		锡石	292~398 (352)	3.5~7.7 (5.3)	
		石英	243~393 (295)	3.7~12.3 (6)	
Perda Majori, SE Sardinia, Italy	W-Mo	黑钨矿	310~330	6~7	Giamello et al., 1992
		钠长石	290~320	4~5	
Panasqueira, Portugal	W-Sn	黑钨矿	304.7~344.6 (325.5)	8.1~20.3 (12.5)	Lüders, 1996
		石英	209~324 (277.3)	5~10.8 (8.4)	
Zschorlau, Germany	W-Sn	黑钨矿	231.1~288.2 (262.1)	8.1~19.9 (14.3)	Lüders, 1996
		石英	170.5~325.6 (243.1)	0.4~5.9 (2.9)	
Baia Mare district, Romania	Au-Ag-Pb-Zn-Cu-W	黑钨矿	154~240	4.6~6.4	Bailly et al., 2002
		闪锌矿	170~281	5.3~21	
		白钨矿	262~318	6~12	
		石英	130~360	3.6~11.3	
Pedra Preta, Brazil	W	黑钨矿	270~336	—	Rios et al., 2003
		萤石、黄玉	240~350	7~14	
Lepanto, Philippines	Cu-Au	硫砷铜矿	151~294	0.2~4.5	Mancano et al., 1995
		石英	177~363	—	
Rdaka, Bulgaria	Cu-Au	硫砷铜矿	235~304	9.7~10.2	Kouzmanov et al., 2004
		石英	296~323	2.7~4.6	
Brouzils, Nantes, France	Sb	辉锑矿	142~176	3.5~4.8	Bailly et al., 2000
		石英	151~215.9	5~7.2	
Toyoha, Japan	Ag-Pb-Zn	深色闪锌矿	194~238	1~10.3	Shimizu et al., 2003
		石英	182~290	0~1.5	
Wiluna, Australia	Au	辉锑矿	239~247 (243)	16.7~17.4 (17)	Hagemann et al., 2003
		石英	146~319 (213)	0.2~8.8 (4.5)	
Minas Gerais, Brazil	Fe	赤铁矿	115~145	3.4~10.1	Rosiere et al., 2004
		镜铁矿	140~205	13.9~23.1	
		石英	280~351	6~8	

续表 1
Cont. Table 1

矿床位置	成矿元素	主矿物	均一温度/℃	w(NaCl _{eq})/%	参考文献
湖南瑶岗仙	W	黑钨矿 ⁺	212~386	4.5~15.2	曹晓峰等, 2009
		石英	149~352	0.9~9.5	
		黑钨矿 ⁺	230~320 (281)	6.7~16.8	董少花等, 2011
		石英	202~273 (240)	0.9~6.6	
Greywacke Zone, Austria	Cu	黝铜矿 ⁺	85~200	5~17.8	Kucha et al., 2009
		石英	71.5~250	5~6	
Sweet Home, USA	Mo	黝铜矿 ⁺	258~268.4	7.2~7.9	Lüders et al., 2009
		闪锌矿 ⁺	238~338	4~5.5	
		菱锰矿 ⁺	259.4~295.6	3.2~6.9	
		萤石	139.4~191.3	0.7~2.1	
江西茅坪	W	黑钨矿 ⁺	320~412	4~12	胡东泉等, 2011
		黄玉	311~362	5.7~9.6	
		石英	168~366	1.6~7.9	
江西漂塘	W	黑钨矿 ⁺	280~390	4.6~8.9	Ni et al., 2015
		石英	162~309	0.4~6.7	
江西荡坪	W	黑钨矿 ⁺	284~324	6.7~8.7	Ni et al., 2015
		石英	180~282	4.5~8.5	
江西大吉山	W	黑钨矿 ⁺	240~369	4.3~9.0	Ni et al., 2015
		石英	236~303	0.2~3.8	
江西盘古山	W	黑钨矿 ⁺	240~366	3.1~8.0	Ni et al., 2015
		石英	150~299	0.4~7.3	

注：“-”表示无数据；括号中为平均值。

对这方面的研究正方兴未艾。

菲律宾 Lepanto 高硫化型浅成低温热液 Cu-Au 矿床是研究斑岩和低温热液体系最好的实例之一 (Hedenquist et al., 1998)。高硫化型浅成低温热液 Cu-Au 矿床的脉石矿物一般是晚期的, 不能代表成矿阶段, 制约了流体包裹体研究工作的开展。Lepanto 成矿期以不透明矿物硫砷铜矿为主, Man-cano 等(1995)通过对硫砷铜矿的流体包裹体研究表明, 尽管 Lepanto 浅成热液硫砷铜矿矿化和斑岩矿化有着密切的时空关系, 但是硫砷铜矿的均一温度和盐度较低这一有力的证据, 表明与斑岩矿化有关的岩浆流体并不直接参与硫砷铜矿矿化。成矿流体沿着 Lepanto 断层迁移后与地下水混合而导致温度和盐度降低, 从而引起硫砷铜矿矿化。

4 问题与展望

尽管利用红外显微技术研究矿石矿物中流体包裹体的前景广阔, 但无须讳言, 目前仍存在一些问题和难点:

4.1 红外透明度变化的影响

红外显微镜下, 矿物及流体包裹体的透明度变化制约了不透明矿物中流体包裹体显微测温工作的开展: ① 不同成因的同种矿物红外透明度不同, 并非都适合采用红外显微镜进行流体包裹体研究。如低温矿床(不包括浅成低温热液型)中黄铁矿的透明度最差, 沉积型的一般不透明, 而变质岩型、热液型和伟晶岩型的黄铁矿则透明度较好, 最适合于采用

红外显微镜来进行包裹体研究(Lindaas et al., 2002)。② 晶体缺陷和微量元素含量导致矿物不透明(Richards et al., 1993; Lindaas et al., 2002; Bailly et al., 2002),如只有贫 As 黝铜矿是红外透明的,而砷黝铜矿在红外光谱范围内仍然不透明(Kucha et al., 2009),黄铁矿中 $w(\text{As}) > 0.5\%$ 时不透明,而 $w(\text{Co})$ 达到 $100 \times n \times 10^{-6}$,就可导致红外透射率急剧降低(Kouzmanov et al., 2002),Fe 含量控制黑钨矿的红外透明度(Bailly et al., 2002)。③ 流体包裹体的复杂形态(负晶形)引起红外光发生全内反射(Kouzmanov et al., 2002)、寄主矿物与包裹体的流体相存在强折射(Richards et al., 1993)、被捕获的流体与主矿物发生反应在包裹体内壁形成的显微矿物吸收了红外光(Lüders et al., 1999b),使得黑钨矿、深红银矿、黄铁矿、黝铜矿、辰砂、深色闪锌矿和铬铁矿等矿石矿物中流体包裹体整体为黑色或暗灰色,难以分辨清楚相态。

4.2 红外光强度的影响

由于红外光本身具有一定的热量,红外光强度对流体包裹体盐度测定和类型观察可能有显著影响:① 相变温度随红外光光源强度而发生显著变化,二者呈负相关关系,导致所测定的流体盐度高于真实值,而均一温度则低于真实值,尤其是对盐度影响较大,有时可能高达 $10\% \sim 20\%$;为了使分析误差降至最低,应尽可能采用最低的红外光强度,尽可能关闭相机光圈,同时将待测的目标包裹体尽可能远离光源正中心,这时所测的相变温度与真实值最接近(Moritz, 2006; 格西等, 2011)。② 红外光直接投射在流体包裹体片上,其内加热造成室温下流体包裹体片上的温度往往超过 CO_2 的部分均一温度 31.1°C ,无法观察到共存的液相 CO_2 和气相 CO_2 ,从而对三相或两相 CO_2 包裹体类型的判别,因此,对可能的 $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl}$ 体系流体包裹体进行适当的冷却降温,以便观察是否存在共存的气相 CO_2 和液相 CO_2 (朱霞等, 2007),进而为成矿流体的研究工作提供准确的依据。

4.3 显微测温存在的难点

红外光下,流体包裹体的图像是通过电子感应转换成数字信号,最后通过电脑软件处理在显示器上输出的,红外光沿着包裹体壁发生强烈折射,流体包裹体在冷却、回温过程中很难观察到冰晶(Campbell et al., 1987),可采用 Goldstein 等(1994)的循环测温法来测定冰点温度。该方法是通过观察流体包

裹体的大小、形状和位置在被冷冻和加热过程中发生的根本性变化来确定流体包裹体的相变温度。具体步骤是:首先观察室温下气泡的位置和大小,回温过程中,观察到气泡与冷冻前室温时的大小和位置很接近时,记录此时的温度(t_1),快速降温,若降温幅度很小即可看到气泡发生变化,表明冰晶并未完全熔化,缓慢升温,在温度 t_1 基础上每升温 0.1°C 后快速冷却,如此循环往复,直到降温过程中气泡没有明显变化,只有在降温幅度很大时才能看到气泡发生明显变化,表明温度在 $t_1 + n \times 0.1$ (n 为循环次数)时,冰晶已经完全熔化,该温度 $t_1 + n \times 0.1$ 即为流体包裹体的准确冰点温度。图 4 给出的一系列照片记录了采用循环法对西华山钨矿床黑钨矿样品中 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系流体包裹体冰点温度的测定过程。

流体包裹体升温过程中,大多数不透明矿物在达到均一温度前已不透明。如温度大于 300°C 时,红外显微镜下观测到不同类型赤铁矿透明度均迅速降低(Rios et al., 2006);黄铁矿加热至 200°C 就开始模糊(Kouzmanov et al., 2002),在 300°C 时则完全不透明(Lindaas et al., 2002);而黝铜矿的透明性则具有显著可逆效应,当温度高于 120°C 时明显变得不透明,但降至 120°C 以下,又立刻变得透明了(Kucha et al., 2009)。矿物的透明度随温度增加而降低,尤其是在高温下矿物完全不透明,限制了直接观测到均一温度,红外透射率高的单个晶体也可采用循环加热法克服这一难题。具体步骤是:加热过程中观察到气泡消失,记录此时的温度 t_{h1} ,快速降温,若降温幅度很小即观察到包裹体中又出现了气泡,表明流体包裹体未完全均一,继续加热,在温度 t_{h1} 基础上每升温 1°C 后快速降温,如此循环往复,直到降温过程中没有明显变化,只有在降温幅度很大时才出现气泡,表明温度在 $t_{h1} + n \times 1$ (n 为循环次数)时,包裹体已完全均一,该温度 $t_{h1} + n \times 1$ 即为流体包裹体的均一温度。运用此法,Manzano 等(1995)、Lüders 等(1999)、朱霞等(2007)分别精确测定了黄铁矿和金红石中流体包裹体均一温度。

综上所述,尽管从理论上说利用红外显微镜可直接研究矿石矿物的流体包裹体,但上述当前存在的问题限制了样品中可测包裹体的数量。为此, Kyle 等(2003; 2007)首次运用高分辨率 X 射线计算机断层扫描(HRXT)成功地研究了不透明矿物黄铁矿、闪锌矿的流体包裹体。该法可对主矿物中流体包裹体和矿物包裹体三维空间分布特征进行原位

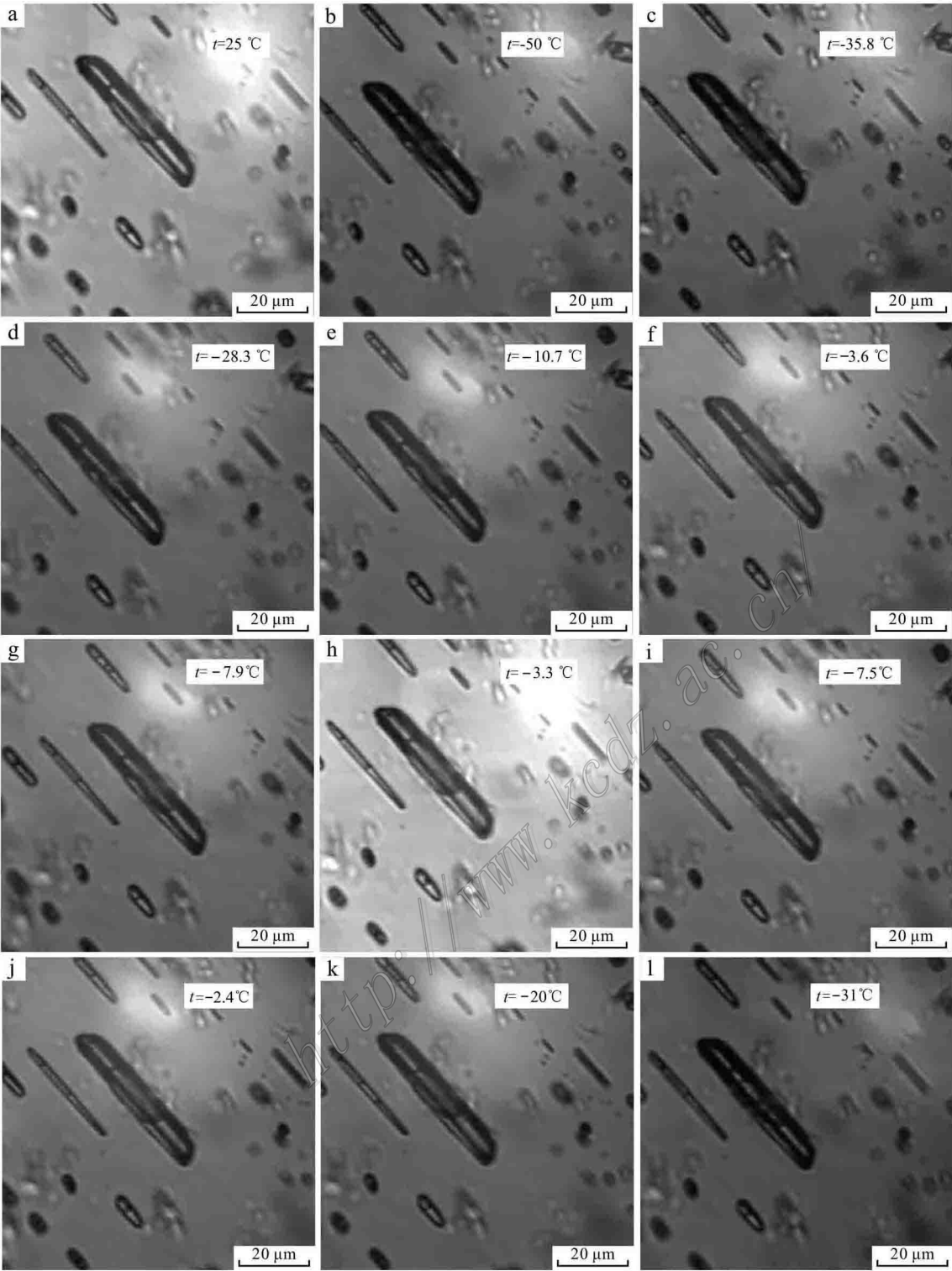


图 4 循环法测定流体包裹体冰点温度示意图

Fig. 4 Diagrammatic sketch of the cycling technique for the determination of freezing point temperature

无损分析,为那些不能通过标准冷热台显微技术得到成矿流体信息的不透明矿物提供了新的研究方法。但是该法刚刚开始起步,且成本较高,当前研究

还仅限于国外。

总之,20 世纪 80 年代红外显微镜应用于地球科学拓宽了流体包裹体的研究领域,将研究对象延伸

到不透明的矿石矿物。不透明矿物的流体包裹体研究意义重大,其红外岩相学特征确保了同位素测试分析的准确性和数据解释的合理性。同时其显微测温研究不仅丰富了成矿理论,也有助于成矿模拟实验研究。国外已开展了大量的研究工作,而国内才刚刚起步。中国金属矿物种类繁多,为中国不透明矿物的流体包裹体研究提供了广阔的研究空间,这必将引起中国广大地质学家的广泛重视。

References

- Bailly L, Bouchot V, Beny C and Milesi J P. 2000. Fluid inclusion study of stibnite using infrared microscopy: An example from the Brouzils antimony deposit (Vendee, Armorican Massif, France)[J]. *Econ. Geol.*, 95(1): 221-226.
- Bailly L, Grancea L and Kouzmanov K. 2002. Infrared microthermometry and chemistry of wolframite from the Baia Sprie epithermal deposit, Romania[J]. *Econ. Geol.*, 97(2): 415-423.
- Buchholz P, Oberthur T, Lüders V and Wilkinson J. 2007. Multistage Au-As-Sb mineralization and crustal-scale fluid evolution in the Kwekwe district, midlands Greenstone belt, Zimbabwe: A combined geochemical, mineralogical, stable isotope, and fluid inclusion study[J]. *Econ. Geol.*, 102(3): 347-378.
- Campbell A R, Hackbarth C J, Plumlee G S and Petersen U. 1984. Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope[J]. *Econ. Geol.*, 79(6): 1387-1392.
- Campbell A R and Robinson-Cook S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz[J]. *Econ. Geol.*, 82(6): 1640-1645.
- Campbell A R and Panter K S. 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's mount and Cligga head, Cornwall, England[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 673-681.
- Cao X F, Lü X B, He M C, Niu H, Du B F and Mei W. 2009. An infrared microscope investigation of fluid inclusions in coexisting quartz and wolframite: A case study of Yaogangxian quartz-vein wolframite Deposit[J]. *Mineral Deposits*, 28(5): 611-620 (in Chinese with English abstract).
- Chi G X, Zhou Y M and Lu H Z. 2003. An overview on current fluid-inclusion research and applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 201-212 (in Chinese with English abstract).
- Dong S H, Bi X W, Hu R Z, Chen Heng and Chen Y W. 2011. Characteristics of ore-forming fluid in Yaogangxian quartz-vein wolframite deposit, Hunan Province[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 31(2): 54-60 (in Chinese with English abstract).
- Ge X, Su W C, Zhu L Y and Wu L Y. 2011. A study of the influence of infrared light source intensity on salinity of fluid inclusion in opaque mineral by using infrared microthermometry: In the case of stibnite[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(3): 366-371 (in Chinese with English abstract).
- Germann K, Lüders V, Banks D, Simon K and Hoefs J. 2003. Late Hercynian polymetallic vein-type base-metal mineralization in the Iberian Pyrite belt: Fluid-inclusion and stable-isotope geochemistry (S-O-H-Cl)[J]. *Mineralium Deposita*, 38(8): 953-967.
- Giamello M, Protano G, Riccobono F and Sabatini G. 1992. The W-Mo deposit of Perda Majori (SE Sardinia, Italy): A fluid inclusion study of ore and gangue minerals[J]. *European Journal of Mineralogy*, 4(5): 1079-1084.
- Goldstein R H and Reynolds T J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals[J]. *Society for Sedimentary Geology*, 31: 199.
- Goldstein R H. 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems[J]. *Lithos*, 55(1-4): 159-193.
- Hagemann S 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[J]. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936-952.
- Hedenquist J W, Matsuhisa Y, Izawa E, White N C, Giggenbach W F and Aoki M. 1994. Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan[J]. *Econ. Geol.*, 89(1): 1-30.
- Hedenquist J W, Arribas A and Reynolds T. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast-lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines[J]. *Econ. Geol.*, 93(4): 373-404.
- Hu D Q, Hua R M, Li G L, Wei X L and Huang X E. 2011. Study on the fluid inclusions of Maoping tungsten deposit, southern Jiangxi Province[J]. *Geological Journal of China Universities*, 17(2): 327-336 (in Chinese with English abstract).
- Huang H L, Chang H L, Tan J, Li F, Zhang C H and Zhou Y. 2015. Contrasting infrared microthermometry study of fluid inclusions in coexisting quartz, wolframite and other minerals: A case study of Xi-huashan quartz-vein tungsten deposit, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(4): 925-940 (in Chinese with English abstract).
- Kouzmanov K, Bailly L, Ramboz C, Rouer O and Bény J M. 2002. Morphology, origin and infrared microthermometry of fluid inclusions in pyrite from the Radka epithermal copper deposit, Srednogie zone, Bulgaria[J]. *Mineralium Deposita*, 37(6): 599-613.
- Kouzmanov K, Ramboz C, Bailly L and Bogdanov K. 2004. Genesis of high-sulfidation vincennite-bearing Cu-As-Sn (< Au) assemblage from the Radka epithermal copper deposit, Bulgaria: Evidence from mineralogy and infrared microthermometry of enargite[J]. *The Canadian Mineralogist*, 42(5): 1501-1521.
- Kouzmanov K, Pettke T and Heinrich C A. 2010. Direct analysis of ore-

- precipitating fluids: Combined IR microscopy and LA-ICP-MS study of fluid inclusions in opaque ore minerals[J]. *Econ. Geol.*, 105(2): 351-373.
- Kucha H and Raith J G. 2009. Gold-oxysulphides in copper deposits of the Greywacke zone, Austria: A mineral chemical and infrared fluid inclusion study[C]. *Ore Geology Reviews*, 35(1): 87-100.
- Kyle J R and Ketcham R A. 2003. High resolution X-ray computed tomography of fluid and mineral inclusions[C]. *Mineralogical Association of Canada: Joint Annual Meeting*, 28: 93-94.
- Kyle J R and Ketcham R A. 2007. High resolution X-ray computed tomography of fluid inclusions[M]. Switzerland: University of Bern.
- Lecomte J. 1928. Le spectre infra-rouge: Recuils des conferences-rapports de documentation sur la physique[M]. Pairs: Blanchard. 468.
- Li F, Lü X B and Liu Y R. 2006. Application and prospect of infrared microscopy in geology[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 25(4): 355-359 (in Chinese with English abstract).
- Li F, Huang H L, Zhang C H and Tan J. 2012. Application of infrared microscopy study in fluid inclusions[J]. *Advances In Earth Science*, 27(S1): 478-484 (in Chinese with English abstract).
- Lindaas S E, Kulis J and Campbell A R. 2002. Near-infrared observation and microthermometry of pyrite-hosted fluid inclusions[J]. *Econ. Geol.*, 97(3): 603-618.
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion[M]. Beijing: Science Press. 1-487 (in Chinese).
- Lüders V. 1996. Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite): Metallogenic implications[J]. *Econ. Geol.*, 91(8): 1462-1468.
- Lüders V and Ziemann M. 1999a. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions[J]. *Chemical Geology*, 154(1-4): 169-178.
- Lüders V, Gutzmer J and Beukes N J. 1999b. Fluid inclusion studies in cogenetic hematite, hausmannite, and gangue minerals from high-grade manganese ores in the Kalahari manganese field, South Africa[J]. *Econ. Geol.*, 94(4): 589-595.
- Lüders V, Pracejus B and Halbach P. 2001. Fluid inclusion and sulfur isotope studies in probable modern analogue Kuroko-type ores from the JADE hydrothermal field (Central Okinawa Trough, Japan)[J]. *Chemical Geology*, 173(1-3): 45-58.
- Lüders V, Romer R, Cabral A, Schmidt C, Banks D and Schneider J. 2005. Genesis of itabirite-hosted Au-Pd-Pt-bearing hematite-(quartz) veins, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Constraints from fluid inclusion infrared microthermometry, bulk crush-leach analysis and U-Pb systematics[J]. *Mineralium Deposita*, 40(3): 289-306.
- Lüders V, Romer R L, Gilg H A, Bodnar R J, Pettke T and Misantoni D. 2009. A geochemical study of the Sweet Home mine, Colorado Mineral belt, USA: Hydrothermal fluid evolution above a hypothesized granite cupola[J]. *Mineralium Deposita*, 44(4): 415-434.
- Lüders V and Niedermann S. 2010. Helium isotope composition of fluid inclusions hosted in massive sulfides from modern submarine hydrothermal systems[J]. *Econ. Geol.*, 105(2): 443-449.
- Mancano D P and Campbell A R. 1995. Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19): 3909-3916.
- Moritz R and Petrunov R. 2002. Microthermometry of enargite from the upper Cretaceous high-sulphidation Au-Cu Chelopech deposit, Bulgaria[C]. *Pacrofi - Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions Program and Abstracts*, 8: 73-74.
- Moritz R. 2006. Fluid salinities obtained by infrared microthermometry of opaque minerals: Implications for ore deposit modeling: A note of caution[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1-3): 284-287.
- Ni P, Huang J B, Wang X D, Jiang S Y and Ling H F. 2006. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz from Dajishan tungsten deposit, Jiangxi Province, China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (18, S1): A444.
- Ni P, Zhu X, Wang R C, Shen K, Zhang Z M, Qiu J S and Huang J P. 2008. Constraining ultrahigh-pressure (UHP) metamorphism and titanium ore formation from an infrared microthermometric study of fluid inclusions in rutile from Donghai UHP eclogites, eastern China[J]. *GSA Bulletin*, 120(9-10): 1296-1304.
- Ni P, Wang X D, Wang G G, Huang J B, Pan J Y and Wang T G. 2015. An infrared microthermometric study of fluid inclusions in coexisting quartz and wolframite from late Mesozoic tungsten deposits in the Gannan metallogenic belt, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 4): 1062-1077.
- Richards J and Kerrich R. 1993. Observations of zoning and fluid inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope ($\lambda \leq 1.9 \mu\text{m}$)[J]. *Econ. Geol.*, 88(3): 716-723.
- Rios F J, Villas R N and Fuzikawa K. 2003. Fluid evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit, Paleoproterozoic Musa granite, eastern Amazon craton, Brazil[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7): 787-802.
- Rios F J, Alves J V, Perez C A, Costa E C, Rosiere C A, Fuzikawa K, Correia Neves J M, De O, Chaves A, Prates S P and De Barrio R E. 2006. Combined investigations of fluid inclusions in opaque ore minerals by NIR/SWIR microscopy and microthermometry and synchrotron radiation X-ray fluorescence[J]. *Applied Geochemistry*, 21(5): 813-819.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Mineral Soc Am Rev Mineral*, 12: 1-644.
- Rosiere C A and Rios F J. 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: The example of the Conceicao mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil[J]. *Econ. Geol.*, 99(3): 611-624.
- Shimizu T, Aoki M and Kabashima T. 2003. Near-infrared and visible

- light microthermometry of fluid inclusions in sphalerite from a possible southeast extension of the Toyoha Polymetallic deposit, Japan[J]. *Resour Geology*, 53(2): 115-126.
- Sorby H C. 1858. On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks[J]. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2): 453-500.
- Su W C, Zhu L Y, Ge X, Shen N P, Zhang X C and Hu R Z. 2015. Infrared microthermometry of fluid inclusions in stibnite from the Dachang antimony deposit, Guizhou[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(4): 918-924 (in Chinese with English abstract).
- Sun X M, Mo R W, Zhai W, Wei H X, Zhou F, Liang Y H, Zhang X G and Yi J Z. 2014. Infrared fluid inclusion microthermometry on stibnite from Shalagang antimony ore in southern Tibet, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(1): 189-198 (in Chinese with English abstract).
- Wei W F, Hu R Z, Bi X W, Peng J T, Su W C, Song S Q and Shi S H. 2012. Infrared microthermometric and stable isotopic study of fluid inclusions in wolframite at the Xihuashan tungsten deposit, Jiangxi Province, China[J]. *Mineralium Deposita*, 47(6): 589-605.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- Xu G J. 1991. Theory and practice of fluid inclusion microthermometry with infrared microscope within opaque minerals[J]. *Geological Science and Technology Information*, 10(3): 91-95 (in Chinese with English abstract).
- Zhu M T, Zhang L C, Wu G, He H Y and Cui M L. 2013. Fluid inclusions and He-Ar isotopes in pyrite from the Yinjiagou deposit in the southern margin of the North China Craton: A mantle connection for poly-metallic mineralization[J]. *Chemical Geology*, 351(5): 1-14.
- Zhu X, Ni P, Huang J B and Wang T G. 2007. Introduction to infrared microthermometric technique: An example from fluid inclusion study in rufle deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2052-2058 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y N and Peng J T. 2015. Infrared microthermometric and noble gas isotope study of fluid inclusions in ore minerals at the Woxi orogenic Au-Sb-W deposit, western Hunan, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 1): 55-69.
- ### 附中文参考文献
- 曹晓峰, 吕新彪, 何谋春, 牛宏, 杜保峰, 梅微. 2009. 共生黑钨矿与石英中流体包裹体红外显微对比研究——以瑶岗仙石英脉型钨矿床为例[J]. *矿床地质*, 28(5): 611-620.
- 池国祥, 周义明, 卢焕章. 2003. 当前流体包裹体研究和应用概况[J]. *岩石学报*, 19(2): 201-212.
- 董少花, 毕献武, 胡瑞忠, 陈佑纬, 陈恒. 2011. 湖南瑶岗仙石英脉型黑钨矿床成矿流体特征[J]. *矿物岩石*, 31(2): 54-60.
- 格西, 苏文超, 朱路艳, 武丽艳. 2011. 红外显微镜红外光强度对测定不透明矿物中流体包裹体盐度的影响: 以辉锑矿为例[J]. *矿物学报*, 31(3): 366-371.
- 胡东泉, 华仁民, 李光来, 韦星林, 黄小娥. 2011. 赣南茅坪钨矿流体包裹体研究[J]. *高校地质学报*, 17(2): 327-336.
- 黄慧兰, 常海亮, 谭靖, 李芳, 张春红, 周云. 2015. 共生黑钨矿与石英等多种矿物中流体包裹体的红外显微测温对比研究——以江西西华山石英脉钨矿床为例[J]. *岩石学报*, 31(4): 925-940.
- 李芳, 吕新彪, 刘艳荣. 2006. 红外显微镜在地质学的应用与前景[J]. *岩矿测试*, 25(4): 355-359.
- 李芳, 黄慧兰, 张春红, 谭靖. 2012. 红外显微镜在流体包裹体研究中的应用[J]. *地球科学进展*, 27(S1): 478-484.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈坤, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 苏文超, 朱路艳, 格西, 沈能平, 张兴春, 胡瑞忠. 2015. 贵州晴隆大厂锑矿床辉锑矿中流体包裹体的红外显微测温学研究[J]. *岩石学报*, 31(4): 918-924.
- 孙晓明, 莫儒伟, 翟伟, 韦慧晓, 周峰, 梁业恒, 张相国, 易建洲. 2014. 藏南沙拉岗锑矿流体包裹体红外显微测温研究[J]. *岩石学报*, 30(1): 189-198.
- 许国建. 1991. 不透明矿物流体包裹体红外显微测温法的应用现状简介[J]. *地质科技情报*, 10(3): 91-95.
- 朱霞, 倪培, 黄建宝, 王天刚. 2007. 显微红外测温技术及其在金红石矿床中的应用[J]. *岩石学报*, 23(9): 2052-2058.