

文章编号: 0258-7106(2013)02-0323-14

阿勒泰恰夏铜矿床的富 CO₂ 流体与矿床成因*

杨蕊¹, 徐九华^{1*}, 林龙华¹, 郭旭吉², 肖星¹, 陈栋梁³

(1 北京科技大学资源工程系, 北京 100083; 2 新疆维吾尔自治区有色地质勘查局七〇六队, 新疆 阿勒泰 836500; 3 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039)

摘要 恰夏铜矿床位于新疆阿尔泰山南缘克兰火山-沉积盆地内, 赋矿地层主要为下泥盆统康布铁堡组上亚组变质岩系。脉状铜矿化主要特征为: 早期顺层石英脉, 呈脉状或透镜状沿变质片理分布, 有星点状黄铁矿产出; 晚期含铜黄铁矿-石英脉, 斜切变质围岩, 黄铜矿以浸染状分布于石英脉裂隙中。石英脉中流体包裹体主要为富 CO₂ 包裹体, 其次为水溶液包裹体, 同时含有少量的碳质流体包裹体。显微测温研究表明, 早期顺层石英中富 CO₂ 流体包裹体 CO₂ 三相点温度(t_{m,CO_2})集中在 -61.5~-57.5℃, CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})集中在 25~27℃, 完全均一温度($t_{h, tot}$)集中于 223~280℃, 流体密度为 0.82~0.90 g/cm³; 含铜黄铁矿-石英脉中富 CO₂ 包裹体的 t_{m,CO_2} 集中于 -61.5~-58.7℃, t_{h,CO_2} 集中在 23.5~28.7℃, $t_{h, tot}$ 集中在 230~310℃, 流体密度 0.81~0.86 g/cm³。成矿流体为中高温、中低盐度、富 CO₂ 的 CO₂-H₂O-NaCl±CH₄±N₂ 体系。恰夏铜矿脉状铜矿化的成矿流体特征与造山型金矿床的流体包裹体特征类似, 结合矿床产出的地质背景、控矿构造特征, 认为脉状铜矿化的成因与造山-变质热液有关, 是阿尔泰山南缘晚泥盆世—二叠纪造山-变质作用的产物。SRXRF 测试富 CO₂ 流体包裹体中金属微量元素, 显示其富集 Au, 可能表明富 CO₂ 流体对金的富集起到一定作用。

关键词 地球化学 脉状铜矿化 流体包裹体 恰夏 阿尔泰

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

CO₂-rich fluid inclusions and ore genesis of Qiaxia copper deposit in Altay area

YANG Rui¹, XU JiuHua¹, LIN LongHua¹, GUO XuJi², XIAO Xing¹ and CHEN DongLiang³

(1 Resource Engineering Department, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China; 2 No. 706 Geological Party, Xinjiang Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, Altay 836500 Xinjiang, China; 3 Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract

Located in Kelan volcanic - sedimentary basin on the southern margin of the Altay Mountains in Xinjiang, the Qiaxia copper deposit occurs in Lower Devonian Kangbutiebao Formation. Veined copper mineralization is characterized by two types of quartz veins: ① the early quartz veins (Q1) occurring in lenticular or streaked form parallel to the foliation of the meta-crystal tuff and meta-basic volcanic rocks; ② copper-bearing pyrite-quartz veins (Q2) with disseminated chalcopyrite cutting meta-mafic volcanic rocks and magnetite quartzite. Fluid inclusions are abundant in various quartz veins, especially CO₂-rich inclusions (L_{H₂O}-L_{CO₂}), with lots of

* 本研究得到国家自然科学基金(40972066)、国家科技支撑计划资助项目(新疆 305 项目 2007BAB25B01)和中国科学院高能物理研究所 BSRF 项目共同资助

第一作者简介 杨蕊, 女, 1985 年生, 硕士研究生, 矿床学。Email: yangrui916@hotmail.com

** 通讯作者 徐九华, 男, 1951 年生, 教授, 博士生导师, 矿床学。Email: jiuhuaxu@ces.ustb.edu.cn

收稿日期: 2012-07-04; 改回日期: 2012-10-15。张绮玲编辑。

aqueous inclusions and very little carbonic fluid inclusions. Microthermometric studies show that solid CO_2 melting temperatures (t_{m,CO_2}) of early stage quartz (Q1) are concentrated in the range of $-61.5 \sim -57.5^\circ\text{C}$, and partial homogenization temperatures (t_{h,CO_2}) vary from 25°C to 27°C , with the densities being $0.82 \sim 0.90 \text{ g/cm}^3$. The total homogenization temperatures ($t_{h,\text{tot}}$) for these inclusions range from 223°C to 280°C . Copper-bearing pyrite-quartz veins (Q2) have t_{m,CO_2} of $-61.5 \sim -58.7^\circ\text{C}$ and t_{h,CO_2} of $23.5 \sim 28.7^\circ\text{C}$, with densities being $0.81 \sim 0.86 \text{ g/cm}^3$. The homogenization temperatures ($t_{h,\text{tot}}$) for Q2 range from 230°C to 310°C . The ore-forming fluids of the Qiaxia copper deposit are similar to those of orogenic gold deposits, and are characterized by a CO_2 -rich, low salinity, and $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ system. According to the geological setting, ore-controlling structures, and fluid inclusion characteristics, the veined copper mineralization in the Qi-axia copper deposit should be genetically related to orogenic and metamorphic hydrothermal fluids. The Qi-axia copper deposit was formed during orogeny and regional metamorphism in Late Devonian and Permian. The SRXRF tests indicate that the minor elements are rich in Au, suggesting that the CO_2 -rich fluid might have had some relationship with gold enrichment.

Key words: geochemistry, veined copper mineralization, fluid inclusions, Qi-axia, Altay

恰夏铜(铁)矿床位于阿尔泰陆缘活动带克兰火山-沉积盆地的西北段,在阿尔泰山南缘多金属成矿带的中部。克兰盆地是阿尔泰山南缘大陆边缘晚古生代最大的火山-沉积盆地,该盆地的成矿作用多期,流体活动复杂。近年来,对萨热阔布金矿、铁木尔特铅锌铜矿、大东沟铅锌矿的成矿作用及流体研究已积累了较多资料(Xu et al., 2008; 王琳琳等, 2008; 刘敏等, 2009; 褚海霞等, 2010; 耿新霞等, 2010; Xu et al., 2011; Zhang et al., 2012),但是对恰夏铜矿床的研究还比较薄弱,对该矿床的成因认识存在较大分歧。范勇(1994)、闫新军等(2001)认为恰夏铜矿床属于黄铁矿型铜矿床,即VMS矿床;焦学军等(2005)将它归属为火山热液型金矿;刘忠孝(2007)认为它是由火山气液交代作用形成的;阿不都热依木(2010)提出它为火山气液喷流沉积改造型。此外,还未见有关于恰夏铜矿床的流体包裹体研究的详细报道。鉴于此,本文系统研究了恰夏铜矿床不同产状的矿化石英脉中的流体包裹体,特别是富 CO_2 流体包裹体,结合成矿背景、控矿地质特征及周边矿床多期成矿作用特点,探讨了恰夏铜矿床的成因。

1 地质概况

1.1 区域地质背景

阿尔泰山南缘在构造位置上处于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块结合部位,是中国新疆北部重要的铜、铁、金和铅锌等多金属成矿带。新疆北部

发育大量石炭纪—二叠纪构造-成矿事件,构成了独特的晚古生代构造-成矿作用(肖文交等, 2006),三叠纪的构造-成矿事件也逐渐被揭示(Zhu et al., 2006; 朱永峰等, 2007)。阿尔泰区域性的主体构造呈北西向,岩浆活动以加里东期和华力西期中酸性侵入岩为主,并有印支期—燕山期侵入岩。该区早中泥盆纪火山活动强烈,自西向东依次分布有阿舍勒、冲乎尔、克兰、麦兹四大火山-沉积盆地,并产出一系列的VMS矿床或SEDEX矿床。

克兰盆地是阿尔泰山南缘最大的火山-沉积盆地,下泥盆统康布铁堡组(D_{1k})和中泥盆统阿勒泰组(D_{2a})是盆地内的主体地层,分别构成了阿勒泰复向斜的两翼和核部(李思强等, 2006)。前者主要由中等变质的海相中酸性火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩组成,而后者主要由浅-中等变质的浅海及滨海相碎屑岩、基性火山岩和碳酸盐岩组成。下泥盆统康布铁堡组分为上、下2个亚组,克兰盆地内几乎所有的金属矿床(点)都产于康布铁堡组上亚组的第二岩性段(D_{1k_2})绿泥片岩、大理岩、变钙质粉砂岩内,层控性明显(焦学军等, 2005)。北西向的阿巴宫和克因宫断裂控制了康布铁堡组地层的分布,铁、铅、锌、铜矿化分布于受区域北西向断裂和北东向基底横断层控制的火山洼地中。

1.2 矿床地质概况

恰夏铜矿床的称谓在前人文献中不统一,如恰夏铜铁矿(阿不都热依木, 2010)、恰夏铜矿(闫新军等, 2001; 姜俊, 2003; 张海祥等, 2008)、恰夏金铜矿

(王京彬等 2006), 究其原因是从不同的勘查目标和工业利用角度出发, 本文统一称为恰夏铜矿床。矿床位于阿勒泰复向斜中段的北东倒转翼中, 其中的次级褶皱发育, 以紧闭的线型褶皱为主, 褶皱轴走向均为 NW 向, 与主构造线一致。恰夏铜矿主要含矿地层为下泥盆统康布铁堡组上亚组的第二岩性段(D₁k₂²), 为一套黏土质沉积和化学沉积浅变质岩夹流纹质和英安质火山碎屑沉积组成, 主要有绿泥石英片岩、大理岩、变钙质砂岩、绿泥变粉砂岩、英安质晶屑凝灰岩、流纹质晶屑凝灰岩, 以及含磁铁石英岩和磁铁矿薄层或透镜体等。磁铁石英岩厚 2~16 m, 沿走向稳定, 圈出长 50~650 m 的铁矿体 16 条, 铁的品位平均 20.0%~47.42% (阿不都热依木 2010)。

恰夏铜矿床圈出独立铜矿体 7 条, 呈透镜状, 矿体长度 60~100 m, 宽度 2.0~8.50 m, 矿体沿走向宽度较稳定, 透镜状矿体宽度变化较大, 沿走向有尖灭再现现象。矿体中铜品位 0.20%~1.86% (阿不都热依木 2010)。矿体主要产于绿泥石英片岩、大理岩、变钙质粉砂岩、变凝灰质砂岩中(图 1)。地表有铁帽出露, 主要成分为磁铁矿、细粒黄铁矿。地表铜矿物主要为孔雀石, 大面积分布。矿石中的金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿和褐铁矿等; 脉石矿物主要有石英、绿泥石、方解石、绢云母和黑云母等, 围岩蚀变以黄铁矿化、绢云母化为主。铜矿化类型主要有产于片岩、薄层似砂卡岩和磁铁石英岩中的浸染状铜矿化, 以及脉状铜矿化。恰夏铜矿床中伴生的金矿体, 位于恰夏 12~30 线的 1 号矿体、52 线 2 号矿体、66~72 线区间 3 号矿体, 矿化类型主要为磁铁石英岩型、石英脉(石英细脉)型, 金品位分别为 1.02×10^{-6} ~ 6.4×10^{-6} 、 4.2×10^{-6} 、 1.2×10^{-6} ~ 3.6×10^{-6} 。

根据野外石英脉体产出特征、矿化蚀变特点, 结合室内标本和显微镜下的矿物共生组合关系, 可以识别出以下 2 个成矿阶段:

(1) 早期石英脉阶段(Q1) 形成于区域变质时期, 也是铜矿化的早期阶段, 以顺层石英脉为标志(图 2A), 石英脉白色-灰白色-浅黄色, 厚度约几十厘米不等, 不超过 1 m, 呈细脉状或透镜状(图 2B)沿围岩片理方向顺层产于变晶屑凝灰岩和变基性火山岩等变质岩中, 属于同期构造变质产物。石英脉的围岩有时糜棱岩化较强(图 2D), 显微镜下见石英呈长条状、眼球状分布。黄铁矿呈星点状产出于石英脉中, 还有少量赤铁矿, 地表见褐铁矿化、孔雀石化。

(2) 含铜黄铁矿-石英脉阶段(Q2) 是主要的铜矿化阶段, 以切层石英脉为标志(图 2C)。石英脉呈灰白色, 与围岩界线清晰, 地表因氧化常呈棕黄色, 石英颗粒多呈糖粒状, 常见厚层石英脉以一定角度斜切变钙质粉砂岩、绿泥石英片岩和磁铁矿层等(图 2E), 与区域变质晚期构造作用由韧性剪切向脆性构造转换有关。黄铜矿主要以浸染状分布于石英裂隙中(图 2F、G), 因氧化淋失而呈蜂窝状空洞。局部地段的围岩网脉状裂隙发育, 表现出脆性变形的特点, 石英脉沿裂隙充填。

2 流体包裹体研究

2.1 包裹体岩相学

样品来自恰夏铜矿东段地表探槽、铜矿化点和恰夏沟铁矿化点, 包括早期石英脉和含铜黄铁矿-石英脉两个阶段。从 43 件样品中挑选出不同阶段的石英样品磨制光薄片 23 件, 根据流体包裹体的显微镜下特征和冷热台下的相变行为, 将包裹体分为富 CO₂ 型包裹体、碳质流体包裹体和水溶液包裹体三类。

(1) 富 CO₂ 包裹体, 占所观察包裹体总数目的 90% 左右, 进一步分为两相富 CO₂ 相包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂})、三相富 CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂}-V_{CO₂}) (图 3A、B)。其中两相和三相富 CO₂ 包裹体直径一般在 1~20 μm, 有时可达 35 μm, CO₂/H₂O 体积比值 10%~90%, 少数可达 95%。事实上, 三相富 CO₂ 包裹体只是其 CO₂ 部分均一温度较高, 室温下液相 CO₂ 和气相 CO₂ 未达到均一。由于构造变形和后期抬升等地质作用, 常见包裹体已破裂后留下的空腔。此类包裹体呈椭圆形、长条状或不规则状孤立或带状分布于石英脉的各个阶段中, 但是此类包裹体很多在测温过程中因内压太大而发生爆裂, 未得到有效的均一温度。

(2) 碳质流体包裹体, 这里是指无水的 CO₂-CH₄-N₂ 型包裹体(Van den kerkhof et al., 2001)。恰夏铜矿床的碳质流体包裹体大小 3~20 μm, 有时达 30 μm, 数量很少, 室温下呈单一相态, 颜色比较暗, 常定向排列或成群分布, 但有时局限在切层石英脉的单个石英颗粒内, 如图 3C 所示, 应属假次生包裹体组合, 即为原生成因; 有时也与两相富 CO₂ 型包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂}) 共生(图 3D), 无序分布, 也为原生成因; 有些定向排列贯穿多个石英颗粒的碳质流体包裹体, 可能为次生成因。

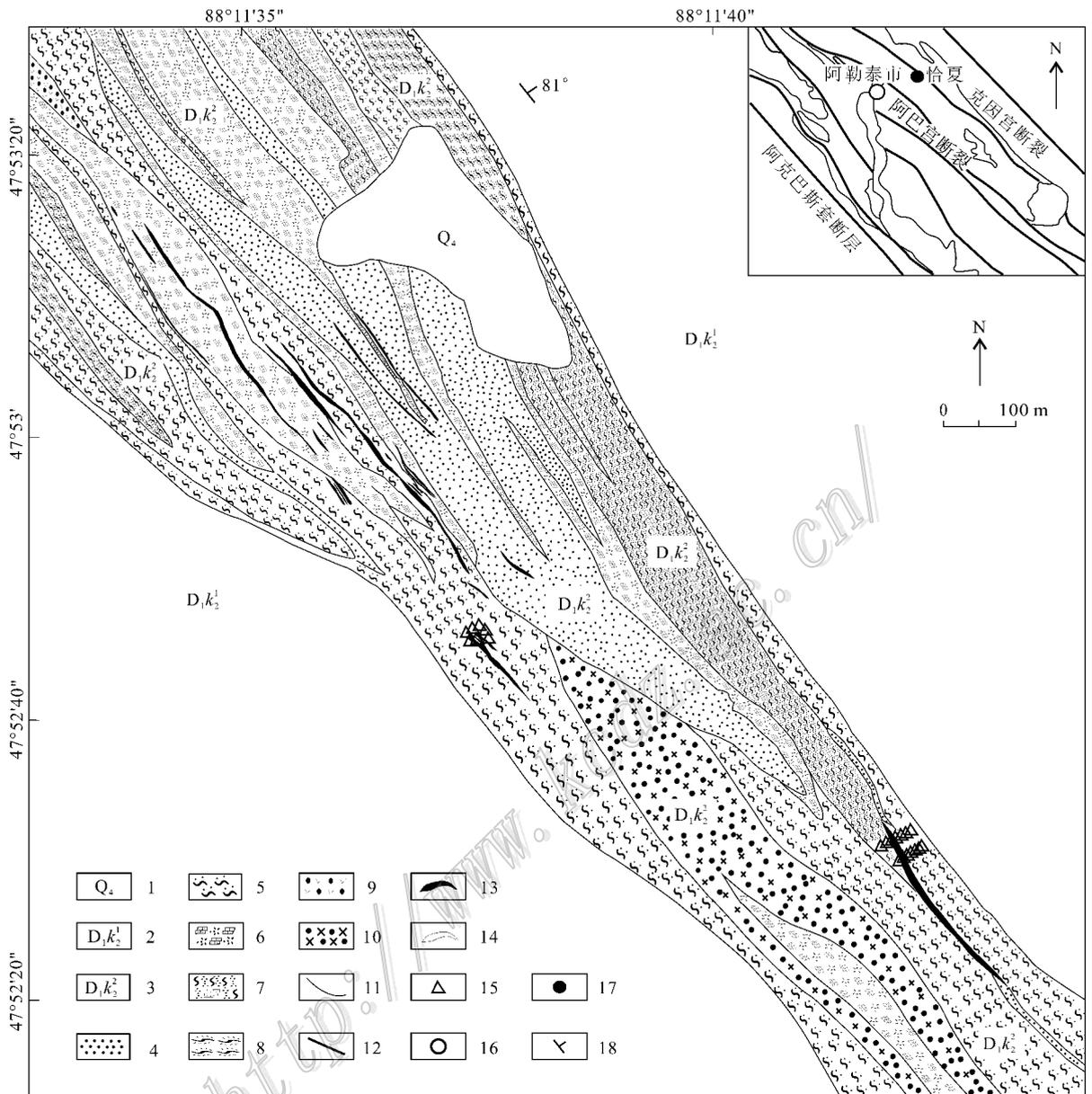


图1 恰夏铜矿区地质简图(据新疆有色地勘局706队资料2011修绘)

1—第四系;2—下泥盆统康布铁堡组上亚组的第一岩性段;3—下泥盆统康布铁堡组上亚组的第二岩性段;4—变凝灰质砂岩;5—绿泥石英片岩;6—青灰色大理岩;7—变凝灰质砂岩与大理岩;8—变流纹质晶屑凝灰岩;9—变英安质晶屑凝灰岩;10—变凝灰质砂岩和绿泥石英片岩;11—地质界线;12—断裂;13—铜矿体;14—铁矿体;15—取样位置;16—城镇;17—矿点;18—产状

Fig. 1 Geological sketch map of the Qiaxia copper deposit (modified after No. 706 Geological Party)

1—Quaternary; 2—1st Member of Upper Subformation of Kangbutiebao Formation; 3—2nd Member of Upper Subformation of Kangbutiebao Formation; 4—Meta-tuffaceous sandstone; 5—Chlorite quartz schist; 6—Greenish gray marble; 7—Meta-tuffaceous sandstone and marble; 8—Meta-rhyolitic crystal tuff; 9—Meta-dacite crystal tuff; 10—Meta-tuffaceous sandstone and chlorite quartz schist; 11—Geological boundary; 12—Fault; 13—Copper ore body; 14—Iron ore body; 15—Sampling location; 16—Town; 17—Deposit; 18—Attitude

(3) 水溶液包裹体($L_{H_2O}-V_{H_2O}$), 室温下以气液两相形式存在, 在数量上远远小于富 CO_2 包裹体, 大小 $1\sim 20\ \mu m$ 。包裹体气相分数为 $5\%\sim 50\%$, 多呈椭圆形、不规则状定向排列成群分布(图3E), 属于

次生包裹体组合; 有些样品发育2组次生包裹体组合(图3F), 反映了构造活动的多期性。水溶液包裹体加热后一般均一到液相, 温度较低。

按不同的成矿阶段, 两个矿化阶段的包裹体特征

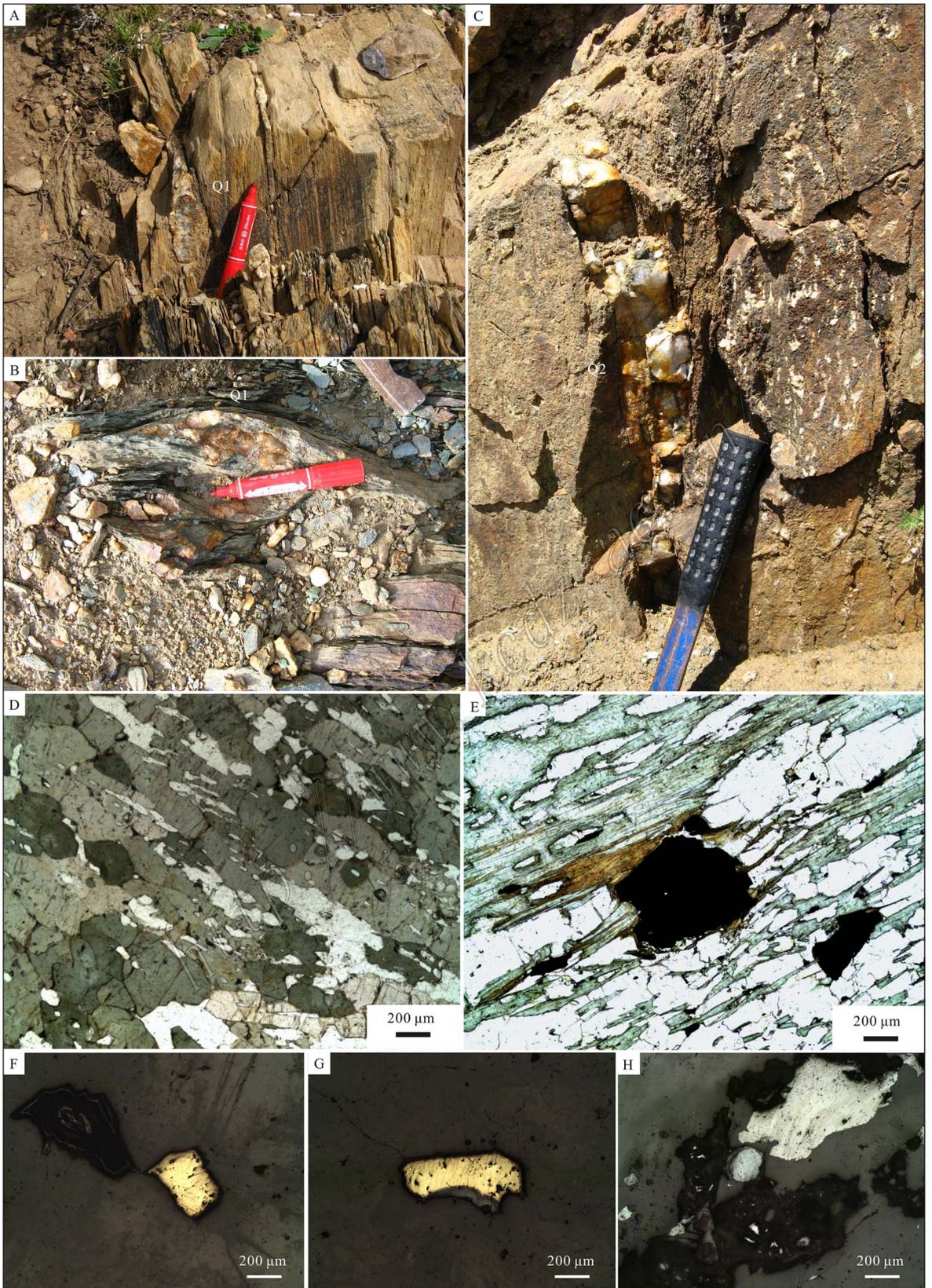


图 2 恰夏铜矿含矿石英脉特征

A. 变晶屑凝灰岩中顺层石英脉 Q1, 石英脉产状 $52^{\circ}/78^{\circ}$, 恰夏 D11003 点; B. 变基性火山岩中透镜状矿化石英脉 Q1, 有孔雀石化, 石英脉

产状 $62^\circ \angle 78^\circ$ D11005 ; C. 切穿变基性火山岩-磁铁矿层的黄铁石英脉 Q2 恰夏沟铁矿化点 D11006 ; D. 糜棱岩化角闪石片岩 QI106 ; E. 磁铁绿泥黑云石英片岩 QP-3 ; F. 切层石英脉中浸染状黄铜矿及氧化的褐铁矿 QP112 ; G. 切层石英脉中浸染状的半氧化黄铜矿 QP112 ; H. 灰白色石英中硫化物脉氧化后的褐铁矿 QI113

Fig. 2 Characteristics of ore-bearing veins of the Qi Xia copper deposit

A. Quartz vein (Q1) parallel to the foliation of meta-crystal tuff, attitude of quartz vein : $52^\circ \angle 78^\circ$, sample D1103 ; B. Lenticular ore-bearing quartz vein (Q1) in meta-mafic volcanic rock with malachite, attitude of vein quartz : $62^\circ \angle 78^\circ$; sample D11005 ; C. Pyrite-quartz vein (Q2) cutting meta-mafic volcanic rock and magnetite layer, sample D11006 ; D. Mylonitized amphibole schist, sample QI106 ; E. Magnetite chlorite biotite quartz schist, sample QP-3 ; F. Disseminated chalcopyrite and partial oxidized limonite in late stage quartz, sample QP112 ; G. Disseminated and partial oxidized chalcopyrite in late stage quartz, sample QP112 ; H. Limonite oxidized by sulfide vein in gray quartz, QI113

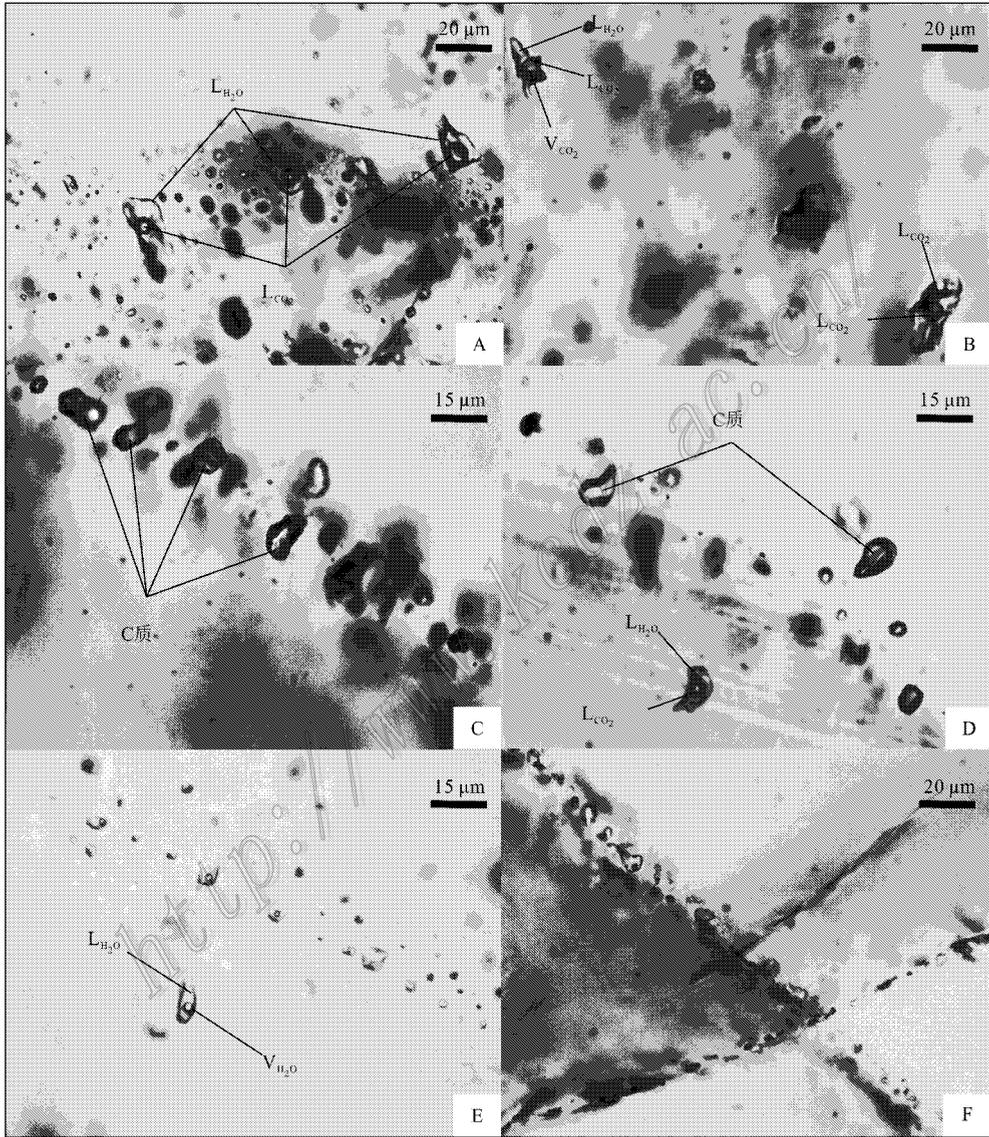


图3 恰夏铜矿床石英脉中包裹体特征

A. Q1 中 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体, sample QI101 ; B. 晚阶段石英 Q2 中假次生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体和原生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}-V_{CO_2}$ 包裹体, QI111 ; C. 烟灰色石英 Q2 中定向 C 质包裹体, QI103 ; D. 糖粒状石英脉 Q2 中线状分布的 C 质流体包裹体和 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 流体包裹体共存, QI103 ; E. 石英脉 Q1 中定向分布的次生水溶液包裹体组合, QI103 ; F. 晚阶段石英脉 Q2 中线状分布的两组次生水溶液包裹体组合, QI112

Fig. 3 Fluid inclusions in veined quartz of the Qi Xia copper deposit

A. $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ fluid inclusions in lenticular quartz vein Q1, sample QI101 ; B. Pseudo-secondary $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusions and primary $L_{H_2O}-L_{CO_2}-V_{CO_2}$ inclusion in second stage quartz Q2, sample QI111 ; C. Orientation of carbonic fluid inclusions in second stage quartz Q2, sample QI103 ; D. Carbonic and $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusions simultaneously exist in the sucrosic quartz of second stage, sample QI103 ; E. Secondary L-V fluid inclusions directionally, arranged in sucrosic quartz of early stage (Q1), sample QI103 ; F. L-V fluid inclusions in linear distribution in second stage quartz, sample QI112

有所区别,具体表现为:

早期石英脉阶段(Q1)此阶段包裹体数量多,个体较大,以富 CO₂ 包裹体为主,包括两相富 CO₂ 相包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂})、三相富 CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂}-V_{CO₂})。其中以两相富 CO₂ 相包裹体居多,CO₂ 相与 H₂O 相的体积比变化较大,这可能是由于成矿流体进入断裂扩容部位后,因温度-压力降低发生 CO₂-H₂O 局部不混溶,捕获了 CO₂ 比例不同的流体造成的(卢焕章等,2004)。富 CO₂ 相包裹体多呈孤立分布,部分包裹体呈面状或带状分布于石英颗粒内,形成富 CO₂ 包裹体组合,也属原生成因。Q1 中存在次生包裹体组合,包括次生的碳质流体包裹体组合,及更晚的次生水溶液包裹体组合。

含铜黄铁矿-石英脉阶段(Q2):此阶段石英中也以富 CO₂ 相包裹体为主,与早期石英脉阶段相比,只发现两相富 CO₂ 相包裹体,且 CO₂ 相比例也较大。此阶段可见碳质流体包裹体,但是数量较少,线状分布,也可见其与两相富 CO₂ 相包裹体共生。碳质流体包裹体可为假次生或次生组合。水溶液包裹体(L_{H₂O}-V_{H₂O})数量少,为次生组合,成群分布。

2.2 显微测温

包裹体显微测温建立在详细的流体包裹体岩相学基础上,主要对富 CO₂ 包裹体测定了 CO₂ 三相点温度、CO₂ 笼合物消失温度、CO₂ 部分均一温度和包裹体完全均一温度;对碳质包裹体测定了固相融化温度及 CO₂ 相均一温度;对水型包裹体测定了冰点和完全均一温度。显微测温实验在北京科技大学资源工程系包裹体实验室内进行,冷热台型号为 LinKam THMS-600。冷热台采用液氮制冷,电炉丝加热,温度范围 -196~600℃,测温过程由 Linksys 软件控制,CO₂ 三相点(t_{m,CO_2})、CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})和 CO₂ 笼形物熔化温度($t_{m,clath}$)的测试精度为 ±0.1℃,完全均一温度($t_{h,tot}$)的测试精度为 ±1℃。本文对恰夏铜矿顺层和切层石英脉中的包裹体进行了详细的显微测温分析,获得数据 228 组。在包裹体盐度数据处理方面,富 CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂})的盐度采用 Roedder(1984)公式求出,水溶液包裹体(L_{H₂O}-V_{H₂O})的盐度采用 Hall 等(1988)公式和 Bodnar(1993)流体包裹体冷冻法与盐度关系表求出。将两种石英脉的包裹体显微测温结果列于表 1 中,并将详情分述如下:

(1)早期石英脉阶段中的包裹体 原生两相富

CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂})冷冻到 -30~-17℃ 时从液相 CO₂ 中出现 CO₂ 气泡,冷冻到 -90℃ 以下液相 CO₂ 冷凝。升温过程观测各相变点,测得 CO₂ 三相点温度(t_{m,CO_2})范围为 -64.8~-56.6℃(89),包裹体个数,下同,集中于 -61.5~-57.5℃;CO₂ 笼合物消失温度($t_{m,clath}$)范围 2.3~9.5℃(69),集中于 2.8~6.4℃,对应的包裹体盐度 $\omega(\text{NaCl}_{eq})$ 为 6.7%~12.2%;CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})范围 -13.2~+28.4℃(82),集中变化于 25~27℃,均一相态到液相 CO₂,在测量包裹体完全均一温度($t_{h,tot}$)过程中,近 3/4 的包裹体未均一就发生爆裂,爆裂温度集中于 240~345℃,测得均一温度范围 223~382℃(24),集中于 223~280℃。

三相富 CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂}-V_{CO₂})的 CO₂ 相均一温度一般较高,在室温(20℃左右)下常可见液相 CO₂ 和气相 CO₂,冷冻到 -90℃ 以下液相 CO₂ 冷凝。升温过程测得 CO₂ 三相点温度(t_{m,CO_2})温度范围为 -63.5~-57.4℃(24),集中变化于 -60.2~-57.4℃;CO₂ 笼合物消失温度($t_{m,clath}$)温度范围 -1.9~7.4℃(24),集中于 2.6~5.2℃,对应的包裹体盐度 $\omega(\text{NaCl}_{eq})$ 为 8.7%~12.4%;CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})范围 20.7~27.7℃(21),集中变化于 23.2~26.9℃,大多数均一到液相 CO₂,少数均一到气相 CO₂。多数包裹体在完全均一前爆裂,只得到 6 个完全均一温度($t_{h,tot}$)值,其范围为 256~341℃。

水溶液包裹体(L_{H₂O}-V_{H₂O}型)的冰点温度($t_{m,ice}$)范围为 -3.6~-0.5℃,对应的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{eq})$ 为 0.9%~5.9%,完全均一温度($t_{h,tot}$)范围在 245~332℃。

(2)含铜黄铁矿-石英脉阶段中的包裹体 两相富 CO₂ 包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂}型)冷冻到 -27~-17℃ 时出现气泡,到 -90℃ 以下冷凝。升温过程测得 CO₂ 三相点温度(t_{m,CO_2})范围为 -65.4~-57.9℃(33),大多数集中于 -61.5~-58.7℃;CO₂ 笼合物消失温度($t_{m,clath}$)范围 2.7~9.2℃(35),集中于 3~6℃,对应的包裹体盐度 $\omega(\text{NaCl}_{eq})$ 为 7.8%~12%。CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})范围为 5.5~28.7℃(38),集中于 23.5~28.7℃,均一相态为液相 CO₂。富 CO₂ 包裹体中近 2/5 包裹体在完全均一前爆裂,测得的完全均一温度($t_{h,tot}$)范围为 225~365℃(22),集中于 230~310℃,多数均一到水溶液相,极少数均一到 CO₂ 相。

该阶段碳质流体包裹体数量很少,冷冻到 $-25\sim-16^{\circ}\text{C}$ 时出现气泡,冻到 -90°C 以下冷凝。整个实验过程只测到4组数据, $t_{m,\text{CO}_2} = -58.7\sim-57.6^{\circ}\text{C}$ 稍低于纯 CO_2 包裹体三相点,可能含有其他气体成分; $t_{h,\text{CO}_2} = 9\sim 9.7^{\circ}\text{C}$ 数据相对集中。

切层石英脉中也有水溶液包裹体($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-V}_{\text{H}_2\text{O}}$),其冰点温度($t_{m,\text{ice}}$)范围在 $-6.2\sim-0.6^{\circ}\text{C}$ 之间,对应的水溶液盐度 $\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.1\%\sim 9.5\%$ 。均一温度($t_{h,\text{tot}}$)范围为 $207\sim 278^{\circ}\text{C}$ 。

成矿阶段最主要的流体包裹体类型为富 CO_2 包

裹体,包括两相富 CO_2 相包裹体($\text{L}_{\text{CO}_2}\text{-L}_{\text{H}_2\text{O}}$)和三相富 CO_2 包裹体($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-L}_{\text{CO}_2}\text{-V}_{\text{CO}_2}$),在数据处理中作为一类进行两个矿化阶段的数据对比,结果见图4。

2.3 激光拉曼光谱

为了了解富 CO_2 包裹体的挥发分成分,在北京大学地球与空间科学学院地质教学实验室进行了激光拉曼探针分析,测试仪器型号为Renishaw公司RM-1000型。实验条件为 514 nm Ar^+ 激光器,光谱计数时间 10 s ,激光束斑 $1\sim 2\ \mu\text{m}$ 。

激光拉曼成分分析结果表明,早期石英脉阶段

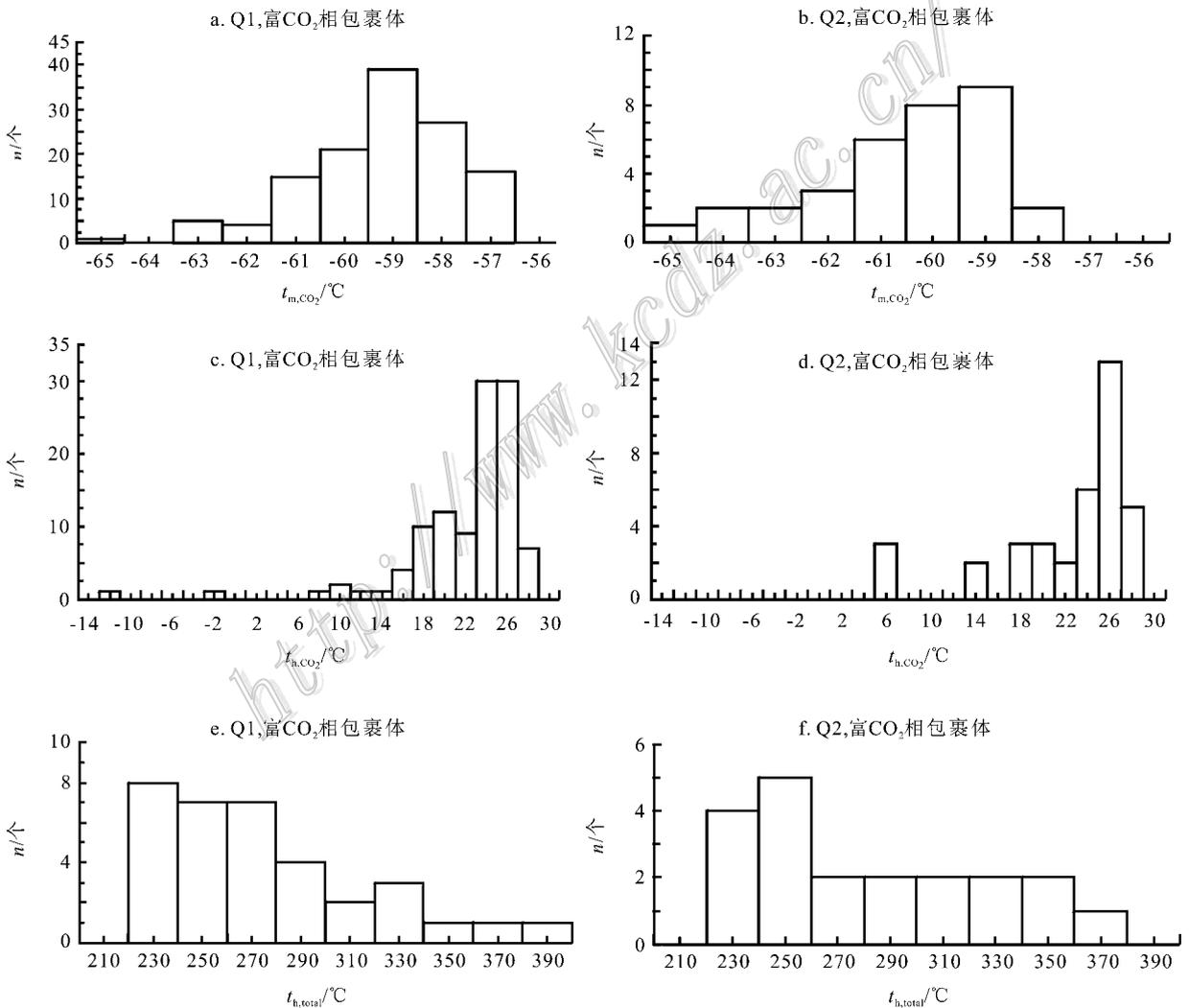


图4 恰夏铜矿两类石英脉(Q1、Q2)富 CO_2 包裹体的三相点温度(t_{m,CO_2}) (a、b)、 CO_2 部分均一温度(t_{h,CO_2}) (c、d)和完全均一温度($t_{h,\text{tot}}$) (e、f)分布直方图

Fig. 4 Histograms showing solid CO_2 melting temperatures (a, b), CO_2 homogenization temperatures (c, d) and total homogenization temperatures (e, f) for CO_2 -rich inclusions in two kinds of veined quartz from the Qiaxia copper deposit

表 1 恰夏铜矿石英脉流体包裹体测温结果

Table 1 Microthermometric analyses of fluid inclusions in quartz veins from the Qiaxia copper deposit

样品号	样品特征	包裹体类型	大小/ μm	$t_{m,CO_2}/^{\circ}C$	$t_{m,clath}/^{\circ}C$	$t_{h,CO_2}/^{\circ}C$	$t_{m,ice}/^{\circ}C$	$t_{h,tot}/^{\circ}C$	备注
QI101	石英脉 Q1, 沿裂隙有黄铁矿	L _{H2O} -L _{CO2}	9~30	-62.7~-56.6(21)	2.3~8.6(12)	19.6~26.8(20)		235(1)	多在 193~295℃ 爆裂
		L _{H2O} -V _{H2O}	6~15				-1.2~-0.5(3)		240.2℃ 爆裂
QI102	白色石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	6~20	-60.5~-57.8(13)	3~4(5)	19.8~27.6(8)		265(1)	172~361℃ 爆裂
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	5~24	-59.1~-58.2(4)	3.2~4.2(7)	24.5~25.8(7)			
QI103	烟灰色石英 Q2	L _{H2O} -L _{CO2}	8~13	-61.7~-58.7(9)	3~5.4(7)	25.4~28.7(8)		238~259(8)	260~268℃ 爆裂定向分布
QI104	烟灰色石英 Q2	L _{H2O} -L _{CO2}	12~27	-61.9~-58(7)	4.2~5.5(6)	25.6~27.4(6)		290~365(4)	290~358℃ 爆裂
QI105	灰白色石英 Q2	L _{H2O} -L _{CO2}	7~16	-65.4~-62.7(2)	2.7~8(7)	18.4~25.2(8)		252~358(6)	263~310℃ 爆裂
		L _{H2O} -V _{H2O}	8.7				-0.7(1)	207.4(1)	
		C 质	8	-58.7(1)		9.7(1)			
QI106	透镜状石英 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	8~39	-58.5~-57.3(5)	4.5~6.7(7)	16.7~24.2(6)		238~300(4)	185~318℃ 爆裂
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	9~19	-57.9~-57.6(2)	7.4(1)			301(1)	
QI107	黄白色石英 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	15~25	-62.9~-58.9(10)	3.4~8.7(10)	26~26.9 (4)		223~340(6)	339~369℃ 爆裂
		L _{H2O} -V _{H2O}	7~25				-1.5~-1.3(2)	322(1)	
QI108	绿泥石中的黄铁矿石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	9~17	-59.7~-57.9(3)	4.8~5.4(3)	26.3~27 (3)		298~306(3)	
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	6~27	-60.2~-58.2(7)	3~6.7(6)	24.5~26.9(3)		280~341(3)	274.6~342℃ 爆裂
QP-2	褐铁矿化的石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	7~27	-60.6~-57.2(5)	2.6~3.2(4)	-13.2~27.7(8)		232~274(3)	多数 274~439℃ 爆裂
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	8~22	-58.3~-57.4(4)	-1.9~7.4(3)	25.4~27.7(4)		256~258(2)	多数 289~439℃ 爆裂
		L _{H2O} -V _{H2O}	7~8				-3.6~-1.7(2)	245~257(2)	
QP-4	透镜状石英 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	9~18	-64.8~-58.5(11)	3.2~6.7(8)	-2.2~28.2(11)		238~295(3)	多数 192~350℃ 爆裂
QP-5	透镜状石英 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	7~22	-62.9~-58.2(8)	5~7.6(6)	16.7~27.2(7)		382(1)	260~282℃ 爆裂
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	20~27	-60.2~-58.9(2)	5~5.0(2)	25~25.1(2)			全部在均一前爆裂, 269~303.9℃
QP-6	透镜状石英 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	16~31	-59.2~-57.1(9) -61.4~-57.1(5)	2.8~5.3(8) 4.2~4.7(3)	11.7~23.2(11) 18.4~24.4(5)			次生 原生
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	18~28	-63.5~-58.2(4)	4.7(1)	20.7~24.4(4)			全部在均一前爆裂, 198~358℃
QP-7	透镜状变质石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	20.9	-60.4~-58.5(2)	5.3~6.4(2)	21.5(1)		211~215(2)	次生
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	11~17	-61.8~-57.4(2)	2.7~6.6(2)	24.9~25.9(2)		211~221(2)	次生
QP-8	褐铁矿化的石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	18~30	-58.7~-57.5(6)	4.2~5.8(9)	15.5~28.4(8)		223~224(2)	原生
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	15~25	-60.4~-58.3(3)	3.3~7.9(4)	24.6(3)		205~208(2)	次生
		L _{H2O} -L _{CO2} -V _{CO2}	9~19	-58.7(1)	5(4)	26.7(1)			全部在均一前爆裂, 220~256℃
QI110	孔雀石化石英脉 Q1	L _{H2O} -L _{CO2}	10~20	-59.5~-57.7(2)	4.7~9.5(2)	26.6~27.7(2)		368 (1)	
QI111	褐铁矿化的石英脉 Q2	L _{H2O} -V _{H2O}	9~12				-6.2~-0.6(6)	220~278(6)	
		L _{H2O} -L _{CO2}	8~12	-62.7~-58.7(10)	5.4~9.2(11)	5.5~22.7(12)		225~279(2)	
		C 质	6~7	-58.5~-57.6(2)		9~9.5(2)			
QI112	斜切地层灰白色石英脉 Q2	L _{H2O} -L _{CO2}	19~20	-60.7~-57.9(5)	3.5~5(4)	22.7~26.1(4)		231(2)	原生
		L _{H2O} -L _{CO2}	15~25	-59.7~-59.2(3)		25.7~26.4(3)		187~194(3)	次生
		C 质	8	-57.9(1)		9.2(1)			

(Q1)产于绿泥片岩中的透镜状黄铁矿石英脉(QI108)含铜黄铁矿-石英脉阶段(Q2)中的烟灰色黄铁矿化石英脉(QI103)和含星点状黄铁矿的褐铁

矿石英脉(QI111)等样品中富 CO₂ 包裹体的挥发分主要为 CO₂(图 5),在激光拉曼位移 1386 cm⁻¹和 1280 cm⁻¹附近显示非常清晰的 CO₂ 谱峰,有些含一

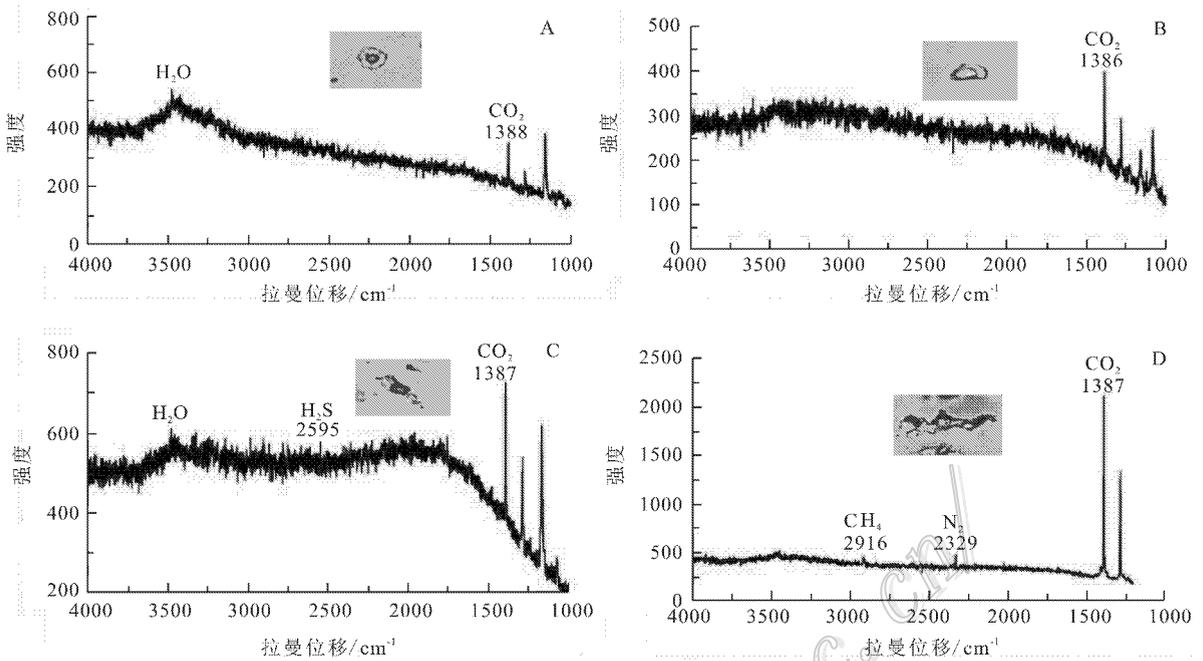


图5 恰夏铜矿 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体激光拉曼探针谱峰图

- A. 原生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体 CO_2 相, QI103; B. 原生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体 CO_2 相, QI111; C. 原生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体的 CO_2 相, QI108C;
D. 次生 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体的 CO_2 相, QP-6

Fig. 5 Laser Raman spectra of $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ fluid inclusions from the Qiaxia copper deposit

- A. Primary $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusion, CO_2 phase, sample QI103; B. Primary $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusion, CO_2 phase, sample QI111; C. Primary $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusion, CO_2 phase, sample QI108; D. Secondary $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ inclusion, CO_2 phase, sample QP-6

定量的 H_2O 。早期石英脉阶段(Q1)产于绿泥片岩中透镜状石英脉(QP-6)中的次生 CO_2 包裹体除较高的 CO_2 外,还检出 N_2 、 CH_4 等气体。

2.4 包裹体 SRXRF 微量元素分析

同步辐射 X 射线荧光分析(SRXRF)是当今对单个流体包裹体的金属微量元素进行定量分析的几种重要方法之一,具有频谱宽且连续可调、精确度高、高稳定性等特点,适宜作 $\mu g/g$ 量级微量元素分析及 μm 量级微量区分析,能有效检测出单个流体包裹体微量区的多种微量元素。为了解富 CO_2 包裹体的微量金属元素特征,在中国科学院高能物理研究所同步辐射 X 射线荧光分析实验室分析了单个包裹体,实验所用的 X 射线光源来自北京同步辐射装置(BSRF)带有 K_2B 镜聚焦的 4W1B 束线,北京正负电子对撞机(BEPC)储存环的电子能量为 2.2 GeV,束流强度为 50~170 mA,能量范围为 3.5~35 keV,光斑大小为 $20 \mu m \times 50 \mu m$,其空间分辨率达 $20 \mu m$ 量级。显微观测系统中的显微镜为美国数字仪器公司产品,放大倍数 450, Si(Li)探测器铍窗厚度 7.5

μm , 能量分辨率 133 eV。从测试结果中挑选了 3 个较大的 $L_{H_2O}-L_{CO_2}$ 包裹体(均大于 $20 \mu m$, QI101、QI102、QP-8)进行数据处理(表 2),另外列出了萨热阔布金矿床主成矿期多金属硫化物石英脉中富 CO_2 包裹体的微量元素数据进行对比。经过拟合、归一化、扣除本底和吸收校正等数据处理,算出各微量元素的含量,测试及数据处理方法详见连玉等(2008)。

含量计算公式:

$$C^i/N^i = C^s/N^s$$

式中 C^i , C^s 分别为测试样品和标样中某种元素的含量; N^i , N^s 分别为测试样品和标样中元素的 $K\alpha$ 或 $L\alpha$ 线的净峰面积计数的平均值。

表 2 数据显示,与中国陆壳元素平均丰度相比,虽然富 CO_2 流体包裹体中 Cu、Zn、Pb 等含量要低得多,As、Sb 含量略低,但 Au 的含量却高出好几倍,这种现象可能表明富 CO_2 流体可能对金的富集起到一定作用。结合恰夏铜矿所处的地层,下泥盆统康布铁堡组上亚组的第二岩性段($D_1 k_2^2$)具有很高的 Au 背景值,克兰盆地不仅有独立的萨热阔布金矿床,其

表 2 恰夏铜矿床包裹体 SRXRF 测试元素含量分析结果

Table 2 SRXRF analyses of elements in CO₂-rich fluid inclusions from the Qiaxia copper deposit

样品编号	$w(B)/10^{-6}$						资料来源
	Cu	Zn	Pb	Au	As	Sb	
QI101	0.13	0.30	0.079	0.080	0.28	0.021	本文
QI102	0.11	0.18	0.095	0.050	/	0.05	本文
QP-8	0.04	3.10	0.08	0.022	0.63	0.01	本文
SR805	0.74	0.43	0.61	0.010	0.95	/	本文
SR815	0.11	0.71	0.02	0.020	0.51	/	本文
SR823	0.10	0.23	0.07	0.040	0.77	/	本文
中国陆壳	38	86	15	0.004	1.9	0.15	黎彤等,1990

注:由中国科学院高能物理研究所同步辐射 X 射线荧光分析实验室测试,样品号 QI101、QI102、QP-8 来自恰夏铜矿,SR805、SR815、SR823 来自萨热阔布金矿。

内的 VMS 矿床几乎都有伴生金产出。前已所述,恰夏铜矿床也有几条金矿体的圈出,因此石英脉中富 CO₂ 型流体包裹体的 Au 含量较高并不奇怪。

3 讨 论

3.1 恰夏铜矿床的成矿温度、压力

据前述包裹体显微测温结果,早期顺层石英脉中原生包裹体的最低捕获温度(均一温度)集中在 223~280℃,切层的含铜黄铁矿-石英脉包裹体的最低捕获温度集中在 230~310℃。流体的捕获压力与流体的密度关系很大。流体密度采用刘斌等(1999)公式及 Shepherd 等(1985)CO₂ 包裹体均一温度和 CO₂ 相密度关系图解求出。结果表明,早期顺层石英脉的流体密度为 0.82~0.90 g/cm³,含铜黄铁矿-石英脉阶段的流体密度为 0.81~0.86 g/cm³。

可根据显微测温中 CO₂ 相部分均一温度(t_{m,CO_2})或 CO₂ 相密度,以及包裹体完全均一温度($t_{h,tot}$)数据齐全的测点,利用 CO₂-H₂O 体系的 V-X 相图(Diamond, 2001)先估算出 CO₂ 摩尔分数,然后再利用 CO₂-H₂O 体系的 p-x 相图(Takenouchi et al., 1964)估算出压力值。由于采用的是均一温度,即最低捕获温度,所以估算的压力值为最小捕获压力(表 3),其中早期顺层石英脉 Q1 的最低捕获压力为 100~129 MPa,含铜黄铁矿-石英脉阶段流体的最低捕获压力为 140~175 MPa,与区域上其他矿床估算的较低值范围相当。如果考虑流体中的盐度影响,按 $w(NaCl_{eq})$ 为 10% 估计,根据 Brown 等(1989)的 CO₂-H₂O-NaCl 体系带有等密度线和等温线的 p-x 相图,估算最低捕获压力为 300~350 MPa,这些数

表 3 恰夏铜矿床富 CO₂ 流体包裹体最低捕获压力估算Table 3 Estimated minimum pressures of CO₂-rich fluid inclusions from the Qiaxia copper deposit

样号	石英脉类型	t_{h,CO_2} /℃	$t_{h,tot}$ /℃	CO ₂ 相密 度/g·cm ⁻³	最低捕获 压力/MPa
QI101	Q1	26.9	235	0.71	129
QI102	Q1	27.6	264	0.7	108
QI106	Q1	23.9	240	0.74	125
QP-2	Q1	27.4	274	0.70	100
QP-4	Q1	28.2	271	0.69	110
QI103	Q2	26.9	251	0.71	140
QI104	Q2	26.2	313	0.71	170
QI105	Q2	24.6	340	0.73	175
QI112	Q2	25.6	230	0.72	150

据与区域上其他矿床估算的较高值范围相当(褚海霞等 2010; Xu et al., 2011)。

3.2 恰夏铜矿床的富 CO₂ 流体

恰夏铜矿地处萨热阔布金矿区外围,其含铜金石英脉的产出特征与萨热阔布金矿有相似之处。萨热阔布金矿的含金石英脉中两相富 CO₂ 包裹体(L_{CO₂}-L_{H₂O}型)和无水的单相高密度碳质流体包裹体(L_{CO₂}、L_{CO₂-CH₄}或 L_{CO₂-N₂}型)很发育。萨热阔布金矿的碳质流体包裹体在早期石英中表现为次生,而在主矿化阶段石英中为原生,CO₂-CH₄ 体系的 L_{CO₂-CH₄} 包裹体 $t_{m,CO_2} < -57^\circ\text{C}$,甚至可低至 -78.1°C , t_{h,CO_2} 为 $-33.7 \sim -17.7^\circ\text{C}$,其密度高达 1.01~1.07 g/cm³(徐九华等 2011)。

另外,克兰盆地产出一系列与晚古生代火山-沉积盆地有关的 VMS 型多金属重要矿床,自晚泥盆世以来经受了变形变质作用,在矿化构造岩和晚期硫化物石英脉中存在丰富的碳质流体,其来源与石炭

纪—二叠纪造山变质作用有关。

恰夏-萨热阔布地区南东方向的铁木尔特铅锌矿床,其后期叠加的含铜硫化物石英脉中存在的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体包裹体与碳质流体包裹体(Xu et al., 2011),其 t_{m,CO_2} 远低于 -57.7°C ,可能含有较多的 CH_4 或 N_2 , $t_{h,\text{CO}_2} = -27.5 \sim +29.7^\circ\text{C}$,根据少量伴生的 $\text{L}_{\text{CO}_2}\text{-L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 型包裹体,碳质流体最低捕获温度为 $243 \sim 361^\circ\text{C}$ 。这与王琳琳等(2012)的研究结果相一致。耿新霞等(2010)对铁木尔特矿床的研究认为叠加成矿期的包裹体均一温度变化范围较大($150 \sim 480^\circ\text{C}$),流体密度变化于 $0.61 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$ 。

克兰盆地北西段大东沟铅锌矿晚期硫化物石英脉中也发育大量碳质流体包裹体(褚海霞等,2010), $t_{m,\text{CO}_2} = -70.6 \sim -59.4^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{CO}_2} = -29.2 \sim +20.3^\circ\text{C}$ 。 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-L}_{\text{CO}_2}$ 型包裹体的 $t_{h,\text{tot}} = 290 \sim 430^\circ\text{C}$,最低捕获压力在 $110 \sim 340 \text{ MPa}$ 之间,碳质流体来源与海底喷流无关,而与造山变质作用有关。刘敏等(2009)提到大东沟铅锌矿的多金属硫化物成矿阶段的包裹体绝大多数为纯 CO_2 包裹体或 CO_2 相比例大于90%, $t_{m,\text{CO}_2} = -61.6 \sim -59.4^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{CO}_2} = -21.9 \sim 0.8^\circ\text{C}$ 。

恰夏铜矿床的含矿石英脉也赋存大量富 CO_2 流体包裹体,早期顺层石英脉、透镜状石英脉中富 CO_2 包裹体 $t_{m,\text{CO}_2} = -64.8 \sim -56.6^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{CO}_2} = -13.2 \sim +28.4^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{tot}} = 223 \sim 382^\circ\text{C}$;晚阶段含铜黄铁矿石英脉中富 CO_2 包裹体 $t_{m,\text{CO}_2} = -65.4 \sim -57.9^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{CO}_2} = 5.5 \sim 28.7^\circ\text{C}$, $t_{h,\text{tot}} = 238 \sim 365^\circ\text{C}$ 。这些数据与萨热阔布金矿的含金石英脉、铁木尔特晚期叠加的含铜硫化物石英脉、大东沟铅锌矿的晚期硫化物石英脉中的富 CO_2 流体具有可比性。总体来讲,恰夏铜矿的包裹体类型主要为富 CO_2 包裹体($\text{L}_{\text{CO}_2}\text{-L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 型),成矿流体属于富 CO_2 的、中低盐度的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}\text{-NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 体系,是与造山-变质有关的流体体系。

3.3 恰夏铜矿床的成因

当前对恰夏铜矿床的成因认识存在分歧,主要观点有黄铁矿型铜矿床(范勇,1994;闫新军等,2001);火山热液型或火山热液交代型矿床(焦学军等,2005;刘忠孝,2007);酸性火山热液喷流沉积型(李思强等,2006);火山气液喷流沉积改造型(阿不都热依木,2010)。

与克兰盆地很多其他矿床,如铁木尔特、大东沟

等一样,多数人认为恰夏铜矿床是与海相火山沉积喷流有关的VMS型或SEDEX型矿床。其主要依据是矿床的层控特征,即矿体都呈似层状赋存于下泥盆统康布铁堡组地层中。但是这些矿床中广泛存在脉状铜金矿化,矿脉呈透镜状沿变质片理分布,或明显切割变质地层,如恰夏含铜石英脉切割磁铁矿石岩,反映了变质热液叠加改造的特点。最近有学者提出铁木尔特铅锌铜矿床为造山型矿床(Zhang et al., 2012),尽管这一认识忽视了早期海相火山沉积成因的块状闪锌矿-方铅矿矿石的存在,但却特别注意到了后期与造山-变质作用有关的热液成矿作用。

火山块状硫化物矿床的流体一般为简单的盐-水体系, CO_2 流体包裹体较少(Ulrich et al., 2002; Zaw et al., 2003)。 CO_2 对成矿贡献很少,例如Iberian黄铁矿带(Inverno et al., 2008)。 CO_2 可存在于VMS的原生包裹体中,但其含量很低(Zaw et al., 2003)。盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{cl}})$ 一般 $< 3.5\%$ (倪培等,2005;陈衍景等,2007)。而恰夏铜矿成矿流体为富 CO_2 的中低盐度流体,其特征与造山型矿床(Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2003)相似,与区域内萨热阔布金矿、铁木尔特-大东沟晚期金(铜)石英脉的包裹体特征(Xu et al., 2011)也类似。

恰夏铜矿地处阿勒泰复向斜中段的NE倒转翼中,与复向斜同期形成的NW向叠瓦式压性断裂发育。这些断裂后期转换为低次序的张性构造,显示出先压性后张性的特点,地貌上表现为NW向的沟谷。这组断裂往往使地层缺失,内侧围岩明显挤压破碎,并伴有硅化、碳酸盐化等蚀变。断裂的构造形迹表现为片理化带、劈理化带、糜棱岩化带,局部见碎裂岩化带和牵引小皱褶等(杨新岳,1990);断裂剖面形态为舒缓波状,倾向NE($45^\circ \pm 5^\circ$),倾角陡($80 \sim 86^\circ$),局部反倾。它们既控制了造山-变质过程的流体运移,也控制了石英脉型矿化的容矿构造。恰夏铜矿(及伴生的金矿)早期的透镜状顺层石英脉主要受片理化带、层间滑脱带和糜棱岩化带等控制,而晚期的切层石英脉则受脆性的裂隙带控制。虽然恰夏地区的层状铁矿化可能与海相火山沉积有关,但是成矿构造环境和局部的控矿构造,以及上述的流体特征都说明了恰夏铜矿的铜金石英脉矿化应该与造山-变质热液有关。

4 结 论

(1) 根据恰夏铜矿床的石英脉体产出特征、矿

化蚀变特点,结合室内标本和显微镜下的矿物共生组合关系,可以识别出 2 类石英脉:①早期顺层石英脉(Q1),呈脉状或透镜状沿片理分布;②含铜黄铁矿-石英脉(Q2),以一定角度斜切变质围岩。

(2)脉状铜矿化石英脉中发育着大量的两相富 CO₂ 型包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂})。显微测温研究表明,早期顺层石英脉中原生富 CO₂ 流体包裹体,CO₂ 三相点温度(t_{m,CO_2})集中在 -61.5~ -57.5℃,CO₂ 部分均一温度(t_{h,CO_2})集中在 25~27℃,完全均一温度($t_{h,tot}$)集中于 223~280℃,流体密度为 0.82~0.90 g/cm³;含铜黄铁矿石英脉中原生富 CO₂ 包裹体的 t_{m,CO_2} 为 -61.5~ -58.7℃, t_{h,CO_2} 集中在 23.5~28.7℃, $t_{h,tot}$ 为 230~310℃,流体密度 0.81~0.86 g/cm³。成矿流体为中高温、中低盐度、富 CO₂ 的 CO₂-H₂O-NaCl±CH₄±N₂ 体系流体。

(3)SRXRF 测试富 CO₂ 流体包裹体中金属微量元素,显示其富集 Au,这种现象可能表明富 CO₂ 流体对金的富集起到一定作用。

(4)恰夏铜矿脉状铜矿化的成矿流体特征与造山型矿床相类似,结合矿床的地质特征,认为脉状铜矿化的成因与造山-变质热液有关,与区域内萨热阔布金矿床、铁木尔特-大东沟晚期金(铜)石英脉等一样,都是阿尔泰山南缘晚泥盆世—二叠纪造山-变质作用的产物。

志谢 野外工作得到北京矿产地质研究院、新疆阿尔泰有色地质 706 队等有关单位的大力帮助,SRXRF 数据处理得到中国科学院高能物理研究所徐伟博士的帮助,两位审稿人提出了宝贵意见,在此一并志谢。

参考文献/References

阿不都热依木·吾甫尔. 2010. 新疆阿勒泰市恰夏铜矿地质特征及成因初探[J]. 新疆有色金属, 4: 20-23.

陈衍景,倪培,范宏瑞, Pirajno F, 赖勇,苏文超,张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 23(4): 2085-2108.

褚海霞,徐九华,林龙华,卫晓锋,王琳琳,陈栋梁. 2010. 阿尔泰大东沟铅锌矿的碳质流体及其成因[J]. 岩石矿物学杂志, 29(2): 175-188.

范勇. 1994. 恰夏-铁木尔特多金属矿区矿床系列地质特征及成矿模式[J]. 矿产与地质, 8(43): 388-391.

耿新霞,杨富全,杨建民,黄承科,刘峰,柴凤梅,张志欣. 2010. 新

疆阿尔泰铁木尔特铅锌矿床流体包裹体研究及地质意义[J]. 岩石学报, 26(3): 695-706.

姜俊. 2003. 阿尔泰萨热阔布金矿成矿特征及控矿因素[J]. 矿产与地质, 17(4): 511-515.

焦学军,马忠美,郭旭吉,张连昌. 2005. 阿尔泰山南缘克朗盆地泥盆纪火山沉积与矿产[J]. 西北地质, 38(3): 21-27.

黎彤,倪守斌. 1990. 地球和地壳的化学元素丰度[M]. 北京:地质出版社. 1-136.

李思强,马忠美,郭旭吉. 2006. 阿勒泰复向斜的成矿环境及其矿产[J]. 矿产与地质, 20(2): 116-121.

连玉,徐文艺,杨丹等. 2008. 西藏冈底斯山南木矿床流体包裹体 SR-XRF 研究[J]. 岩石矿物学杂志, 27(3): 185-198.

刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社. 119-170.

刘敏,张作衡,王永强,郭旭吉,陈伟十. 2009. 新疆阿尔泰大东沟铅锌矿床流体包裹体特征及成矿作用[J]. 矿床地质, 28(3): 282-296.

刘忠孝. 2007. 阿尔泰山南缘克朗泥盆纪火山盆地构造演化与成矿[J]. 新疆有色金属, 4: 9-17.

卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 487页.

倪培,田京辉,朱筱婷,凌洪飞,蒋少涌,顾连兴. 2005. 江西永平铜矿下盘网脉状矿化的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 21(5): 1339-1346.

王京彬,丁汝福,李嘉兴,马忠美,徐九华,尹意求,王书来,单立华,李春霞,郭正林,张守林,陈卫,胡玉平,钟长华,谢玉玲. 2006. 国家 305 项目专题报告:萨热阔布金矿带大型金矿定位预测研究[R]. "十五"地质行业重大找矿成果资料汇编. 60.

王琳琳,徐九华,卫晓锋,林龙华,陈栋梁. 2008. 铁木尔特-萨热阔布矿床碳质流体包裹体 SRXRF 研究. 第九届全国矿床会议论文集[C]. 北京:地质出版社. 553-555.

王琳琳,徐九华,孙丰月,林龙华,褚海霞. 2012. 新疆阿尔泰萨热阔布—铁木尔特地区两类矿化及成因[J]. 世界地质, 31(1): 100-112.

肖文交,韩春明,袁超,陈汉林,孙敏,林寿发,厉子龙,毛启贵,张继恩,孙枢,李继亮. 2006. 新疆北部石炭纪—二叠纪独特的构造-成矿作用:对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约[J]. 岩石学报, 22(5): 1062-1076.

徐九华,肖星,迟好刚,王琳琳,林龙华,褚海霞,龚运辉. 2011. 阿尔泰山南缘克朗盆地的脉状金-铜矿化及其流体演化[J]. 岩石学报, 27(5): 1299-1310.

闫新军,陈维民. 2001. 铁木尔特-恰夏-萨热阔布多金属金矿床系列矿床地质地球化学研究[J]. 矿产与地质, 15(85): 366-370.

杨新岳. 1990. 北疆阿巴古-库尔提断裂带显微组结构的运动学和动力学分析[J]. 大地构造与成矿学, 4(1): 29-41.

张海洋,牛贺才,沈晓明,马林,于学元. 2008. 阿尔泰造山带南缘和准噶尔板块北缘晚古生代构造演化及多金属成矿作用[J]. 矿床地质, 27(5): 596-603.

朱永峰,王涛,徐新. 2007. 新疆及邻区地质与矿产研究进展[J]. 岩石学报, 23(8): 1785-1794.

Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the free-

- zing point depression of H_2O - NaCl solution[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 57 : 683-684.
- Brown P E and Lamb W M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl}$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 53 : 1209-1221.
- Diamond L W. 2001. Review of the systematic of CO_2 - H_2O fluid inclusions[J]. *Lithos* , 55 : 69-99.
- Goldfarb R J , Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time : A global synthesis[J]. *Ore Geology Review* , 18 : 1-75.
- Groves D I , Goldfarb R J , Robert F and Hart C J R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts : Overview of current understanding , outstanding problems , future research , and exploration significance [J]. *Econ. Geol.* , 98 : 1-29.
- Hall D L , Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl - KCl - H_2O solution[J]. *Econ. Geol.* , 83 : 197-202.
- Inverno C M C , Solomon M , Barton M D and Foden J. 2008. The Cu stockwork and massive sulfide ore of the Feitais volcanic-hosted massive sulfide deposit , Aljustrel , Iberian Pyrite Belt , Portugal : A mineralogical , fluid inclusion , and isotopic investigation[J]. *Econ. Geol.* , 103 : 241-267.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in mineralogy* [J]. *Mineral Soc. Am.* , 12 : 1-644.
- Shepherd T J , Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie : Chapman and Hall , 1-239.
- Takenouchi S and Kennedy G C. 1964. The binary system H_2O - CO_2 at high temperatures and pressures[J]. *Am. J. Sci.* , 262 : 1055-1074.
- Ulrich T , Golding S D , Kamber B S , Zaw K and Taube A. 2002. Diferent mineralization styles in a volcanic-hosted ore deposit : The fluid and isotopic signatures of the Mt Morgan Au-Cu deposit , Australia[J]. *Ore Geology Reviews* , 22 : 61-90.
- Van den Kerkhof A and Thiéry R. 2001. Carbonic inclusions[J]. *Lithos* , 55 : 49-68.
- Xu J H , Ding R F , Xie Y L , Zhong C H and Shan L H. 2008. The source of hydrothermal fluids for the Sarekoubu gold deposit in the southern Altai , Xinjiang , China : Evidence from fluid inclusions and geochemistry[J]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 32(2-4) : 247-258.
- Xu J H , Hart C J R , Wang L L , Chu H X , Lin L H and Wei X F. 2011. Carbonic fluid overprints in volcanogenic massive sulfide deposits : Examples from the Kelan Volcanosedimentary Basin , Altaides , China[J]. *Econ. Geol.* , 106(1) : 145-158.
- Zaw K , Hunns S R and Large R R. 2003. Microthermometry and chemical composition of fluid inclusions from the Mt Chalmers volcanic-hosted massive sulfide deposits , central Queensland , Australia : Implications for ore genesis[J]. *Chemical Geology* , 194 : 225-244.
- Zhang L , Zheng Y and Chen Y J. 2012. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb-Zn-Cu deposit , Altay , Xinjiang , China : A case study of orogenic-type Pb-Zn systems[J]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 49 : 69-79.
- Zhu Y F , Zeng Y S and Gu L B. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No.3 vein and related granites in the Keketuohai region , Altay Mountains , northwest China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 27 : 61-77.