

文章编号:0258-7106(2006)03-0243-09

西藏冈底斯中段雄村铜金矿床成矿流体特征与成因探讨*

徐文艺^{1,2}, 曲晓明¹, 侯增谦³, 杨丹^{1,2}, 杨竹森¹, 崔艳合^{1,2}, 陈伟十^{1,2}

(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点开放实验室,北京 100037; 3 中国地质科学院地质研究所,北京 100037)

摘要 雄村铜金矿是在西藏冈底斯中段新发现的一个矿床,流体包裹体组成分析揭示该矿床成矿流体为富含CO₂、N₂和有机气体的Na⁺-K⁺-Ca²⁺-Cl⁻-SO₄²⁻-HS⁻-CO₃²⁻体系,Na/K、Na/Ca和Cl⁻/SO₄²⁻摩尔比值分别为1.5~7.1、0.2~2.1和1.0~29.3。氢、氧同位素分析显示,成矿流体δ¹⁸O值范围为-4.7‰~+2.2‰,δD值范围为-104‰~-82‰,表明成矿流体以大气水为主,但岩浆流体可能也对矿床的形成起了重要作用。硫化物硫同位素组成也显示硫主要来自深源岩浆,雄村矿床高盐度流体的形成可能与岩浆流体的低压不混溶密切相关。高盐度流体是雄村贱金属元素活化、迁移的重要介质;地下水中高的有机质还原SO₂是诱发贱金属沉淀成矿的重要机制。有机质还原SO₂也为Au的活化、迁移提供了介质和有利的还原环境。雄村矿床的形成与岩浆流体和循环地下水共同作用有关,浅部稳定的热体制和高的有机质还原SO₂机制是形成雄村矿床特殊蚀变矿化样式的重要原因。

关键词 地球化学;成矿流体;流体组成;氢氧同位素;浅成热液矿床;雄村;西藏

中图分类号:P618.41;P618.51 **文献标识码**:A

Ore-forming fluid characteristics and genesis of Xiongcu copper-gold deposit in central Gangdese, Tibet

XU WenYi^{1,2}, QU XiaoMing¹, HOU ZengQian³, YANG Dan^{1,2}, YANG ZhuSen¹, CUI YanHe^{1,2} and CHEN WeiShi^{1,2}

(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Key Laboratory of Metallogeny and Resources Assessment, IMR, CAGS, Beijing 100037, China; 3 Institute of Geology, GAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

GC and IC analyses of the fluid inclusions reveal that the ore-forming fluids of the Xiongcu copper-gold deposit are of the CO₂, N₂, and organic gas-rich Na⁺-K⁺-Ca²⁺-Cl⁻-SO₄²⁻-HS⁻-CO₃²⁻ system with Na/K molar ratios 1.5~7.1, Na/Ca molar ratios 0.2~2.1 and Cl⁻/SO₄²⁻ molar ratios 1.0~29.3. Oxygen and hydrogen isotopic analyses of the vein quartz show that δ¹⁸O_{H₂O} and δD_{H₂O} values range from -4.7‰ to +2.2‰ and from -104‰ to -82‰, respectively, which indicates that the ore-forming fluids of the Xiongcu deposit are dominated by meteoric water, with the probable participation of magmatic water. The highly saline fluids may be related to the immiscibility of magmatic water, and are the important media for the base metals transportation in the Xiongcu deposit. The ore-forming fluids of the Xiongcu deposit are characterized by high organic gas con-

* 本文得到国家自然科学基金项目(40303008)和科技部“973”计划项目(2002CB412605)的联合资助
第一作者简介 徐文艺,男,1970年生,博士,研究员,主要从事矿床地球化学研究。
收稿日期 2005-09-01; 改回日期 2006-01-15。张绮玲编辑。

tents, which constitute an important factor responsible for copper and gold mineralization. The reduction of SO_2 by organic gas leads to the precipitation of the base metals and provides gold mineralization with activation and transportation media and a stable reduction environment. The Xiongacun deposit is different from the typical high-sulfidation and low-sulfidation epithermal deposits, which are formed in a stable shallow high-temperature regime and related to meteoric and magmatic water. It is the reduction of SO_2 by organic gas rather than the SO_2 disproportionation that produces lots of HS^- which are necessary for the precipitation of base metals and transportation of gold in the ore-forming process of this type of epithermal deposits.

Key words: geochemistry, ore-forming fluids, fluid composition, oxygen and hydrogen isotope, epithermal deposit, Xiongacun, Tibet

雄村铜金矿床位于喜马拉雅—青藏高原造山带中部、印度河—雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地体南缘冈底斯岩浆岩带的中段,南侧紧邻日喀则弧前盆地 (Durr, 1996; Yin et al., 2000), 南东距日喀则市约 70 km (图 1)。该矿床于 1993 年由西藏地质六队在江西地质矿产局物化探大队圈出的水系沉积物异常中发现,并于 2002 年、2003 年开展矿区普查,目前,在约 0.4 km^2 范围内的 50 个钻孔中控制 Cu 储

量为 47 万吨 (Cu 品位 $> 0.44\%$), Au 储量 85 吨 (Au 品位 $> 0.65 \text{ g/t}$), 还在勘查之中。因此,对其深入开展成因研究,对于该矿进一步勘查和冈底斯中段同类型矿床的寻找意义深远。芮宗瑶等 (2004) 认为雄村铜金矿属于浅成热液 (epithermal) 矿床,也有人认为它不同于典型的浅成热液矿床 (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; White et al., 1995), 因此对雄村矿床进一步开展成因研究,具有重要的理论意

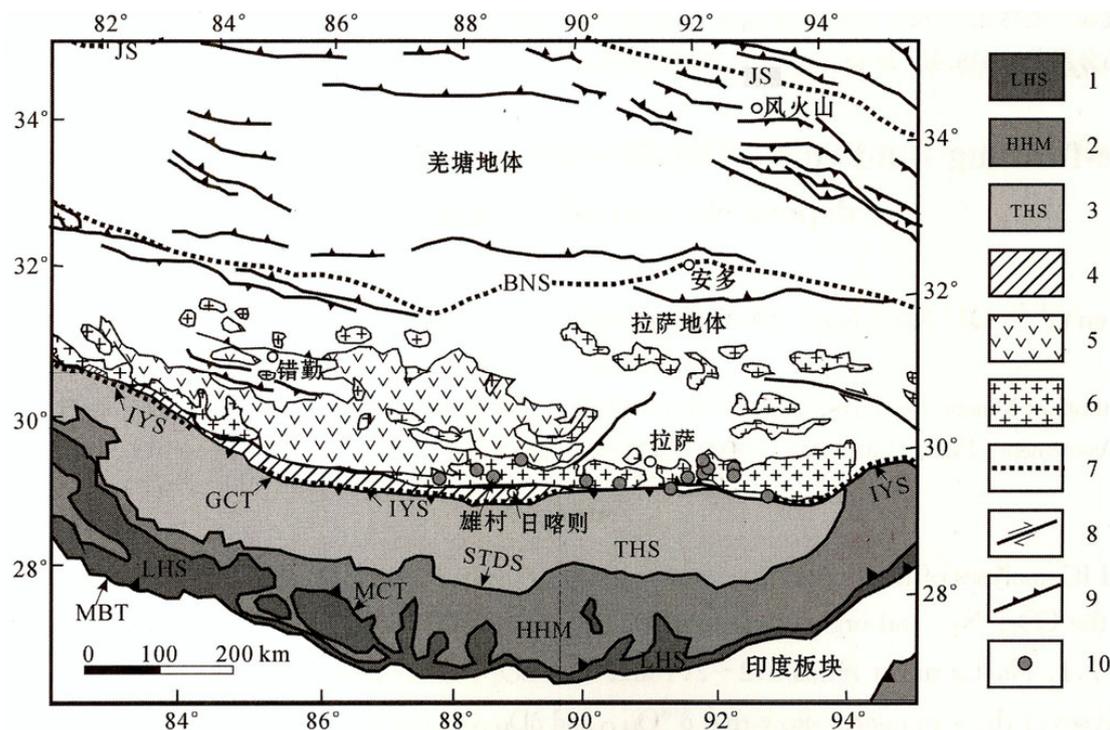


图 1 青藏高原构造格架简图 (据 Yin et al., 2000)

- 1—低喜马拉雅变质沉积系列; 2—高喜马拉雅变质岩; 3—特拉斯喜马拉雅系列; 4—日喀则弧前盆地系列; 5—早第三纪火山岩;
6—冈底斯花岗岩基; 7—缝合带; 8—走滑断层; 9—逆冲断层; 10—铜金矿床; MBT—主边界逆冲断裂; MCT—主中央
逆冲断裂; STDS—藏南拆离系; GCT—冈底斯中央逆冲断裂; IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带;
BNS—班公湖-怒江缝合带; JS—金沙江缝合带

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan orogenic belt (after Yin et al., 2000)

- 1—Low Himalayan meta-sedimentary sequences; 2—High Himalayan metamorphic rocks; 3—Tethyan Himalayan sequences; 4—MBT—Main boundary thrust fault; MCT—Main central thrust fault; STDS—South Tibetan detachment system; GCT—Gangdese central thrust; IYS—Indian River-Yalung Zangbo suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; JS—Jinshajiang suture zone

义。本文通过系统的流体包裹体分析和氢氧同位素分析,揭示了雄村矿床的成矿流体特征,探讨了成矿流体的来源、演化以及雄村矿床可能的成矿机制。

1 矿区地质

矿区出露的地层为且狮庭组(K₂E)火山碎屑岩和第四系更新统砾岩(图 2)。且狮庭组为一套英安质凝灰岩、凝灰质砂岩及泥页岩,其中英安质凝灰岩蚀变强烈,残留斜长石、石英晶屑和少量玻屑和岩屑,是雄村铜金矿床的主要容矿围岩。

矿区内发育有多期岩浆岩,主要岩浆岩有黑云母二长花岗岩、闪长斑岩以及多种脉岩。黑云母二长花岗岩出露于矿区东北部,侵入时代为古新世,主要矿物为钾长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石,基本无矿化,仅在岩体边缘发现有少量孔雀石化。闪长斑岩出露于矿区西南部,绿泥石化强烈,偶见斜长石残斑,呈变余斑状结构,基质为变余微晶结构,岩石仅在局部见有星点状黄铜矿。

矿区脉岩极其发育,包括酸性脉岩和基性脉岩两类,前者有花岗细晶岩和花岗斑岩,后者为辉绿岩和煌斑岩。脉岩规模小,产状陡立,相互穿插,其中

有花岗斑岩脉贯入到铜金矿体中,并有矿化和蚀变。

矿区断裂构造发育(图 2),其中 F2、F3、F4 与矿化关系密切,F1 和 F4 晚于成矿。F2 呈北西向从蚀变矿化带北侧穿过,形成 50~100 m 宽的破碎带;F4 呈北西西向从蚀变矿化带中部贯穿,是矿区主干断裂,形成 40~60 m 宽的破碎带;F2 和 F4 总体倾向均为北东,倾角陡立且变化大,在东部交汇;沿两断裂分布的断层角砾岩和蚀变岩具片理化,两断裂性质均表现为先张后压。F2 和 F4 断裂及其派生的北东向次级构造裂隙是矿区的主要控矿构造。

2 蚀变矿化特征

雄村矿区与铜-金矿化关系密切的主要蚀变类型有:钾长石化(局部细脉状)、白云母化、绢英岩化、硅化、绿泥石化、粘土化(高岭石化)、脉状碳酸盐(方解石和菱铁矿)化等。另外,雄村矿区还出现黑云母化、黝帘石化,以及石榴石(锰铝榴石)化、透辉石化、阳起石化、红柱石化、堇青石化、角岩化等。

雄村铜金矿的蚀变矿化带(图 2)总体沿着 F2 和 F4 断裂呈北西向展布,地表蚀变显示出分带性,大体上从硅化带向外,依次出现绢英岩化带和绿泥石

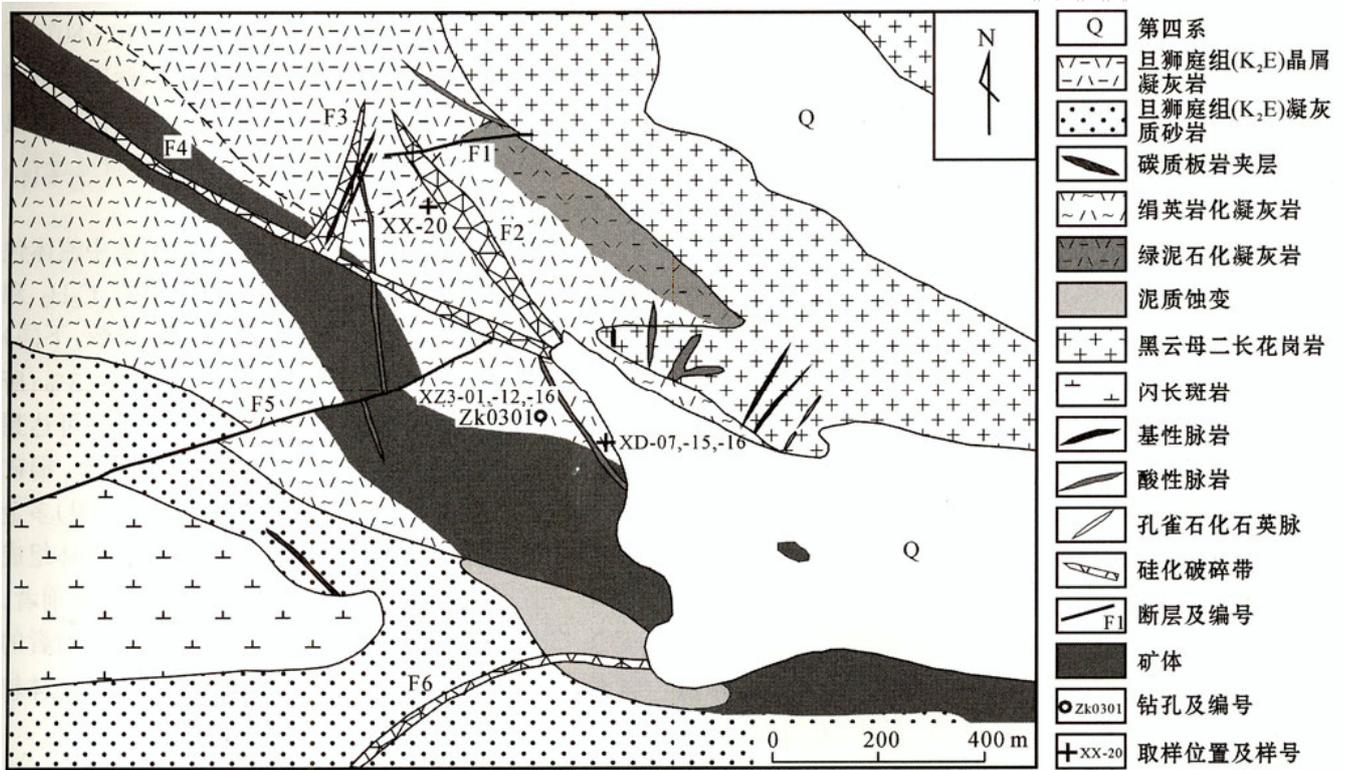


图 2 雄村铜金矿床地质图
Fig. 2 Geological map of the Xiongcu copper-gold deposit

化带;在垂向上,硅化出现在绢英岩化带的顶部。总体上,矿区硅化、绢英岩化和绿泥石化最为强烈,且在空间上与铜、金矿化密切伴生。在矿体东南侧发育较强的粘土化(高岭石化),粘土化和脉状碳酸盐化为矿化后期蚀变,对矿体有破坏作用。

铜、金矿化主要呈脉状和浸染状。矿化石英脉多不规则,脉宽从0.5 mm到15 cm,脉边缘常常与蚀变围岩呈渐变过渡关系。主要矿石矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、银金矿等;主要脉石矿物为石英、绢云母、绿泥石、绿帘石、重晶石、硬石膏、方解石、菱铁矿、粘土矿物等。根据矿物组合、矿物特征以及脉体的产状和穿插关系,主要蚀变矿化组合从早到晚依次为:

(I) 石英(粗粒)-白云母-黄铁矿(粗粒自形),该组合主要沿大的构造裂隙分布,形成于铜矿化前期;

(II) 石英-绢云母-黄铜矿-黄铁矿-斑铜矿-磁黄铁矿-闪锌矿,呈不规则脉状或浸染状,石英和硫化物为他形粒状,颗粒细小;该组合是铜矿化阶段的主要蚀变矿化组合;化学分析显示该阶段也有金矿化,但显微镜下目前未发现独立金矿物;

(III) 石英-绿泥石-黄铁矿-磁黄铁矿-富铁闪锌矿-黄铜矿-方铅矿-自然金-银金矿,自然金和银金矿主要呈团粒状产于黄铁矿中或与方铅矿伴生充填于黄铁矿裂隙中;该组合主要呈脉状产出或作为热液角砾岩的胶结物出现(角砾岩的角砾成分主要为含浸染状硫化物的绢英岩化凝灰岩和早期石英脉),是金(银)多金属矿化阶段的主要蚀变矿化组合。

3 流体包裹体特征

系统的流体包裹体岩相学观察和激光拉曼光谱分析(徐文艺等,2005)揭示:雄村铜金矿床矿化石英脉中的流体包裹体形状多不规则,显示出低温成因的特征(Bodnar et al., 1985; Turner et al., 2001);根据组成和室温相关系,流体包裹体可划分为3种类型,即富 CO_2 、 CH_4 、 N_2 的气体包裹体、低盐度水溶液包裹体和含子晶多相包裹体,后两种包裹体也含一定量的 CO_2 、 CH_4 和 N_2 ,表明3种类型包裹体具同源性;根据拉曼分析和子晶结晶习性,含子晶多相包裹体中的子晶主要有石盐、钾盐、石膏、方解石,以及黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿捕获晶。流体包裹体显微测温显示(徐文艺等,2005),铜矿化阶段(上述蚀变矿化组合II)均一温度范围为136~382℃(集中分布

区间为150~250℃,峰值170℃),均一压力范围为 $(2.35 \sim 45.92) \times 10^5$ Pa,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为1.23%~36.61%,但盐度分布不连续,即集中于1.23%~11.81%、15.57%~22.85%和28.3%~36.61%3个区间;金(银)多金属矿化阶段(上述蚀变矿化组合III)以中低盐度水溶液包裹体为主,均一温度范围为121~229℃(峰值150℃),均一压力范围为 $(1.94 \sim 19.09) \times 10^5$ Pa,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为1.23%~10.86%;总的来说,铜矿化阶段均一温度、均一压力和盐度稍高于金(银)多金属矿化阶段。

流体包裹体研究揭示雄村矿床成矿流体为一复杂的不混溶体系,其中至少存在3种流体端员,即富 CO_2 、 CH_4 、 N_2 的气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员(徐文艺等,2005)。

4 流体包裹体组成分析

气相色谱分析:分析仪器为日本Shimadzu GC2010气相色谱仪,载气为He;爆裂炉为澳大利亚SGE公司产的热爆裂炉,包裹体爆裂取样温度为100~500℃。分析样品为脉石英破碎至0.3~0.45 mm后在双目镜下手选的石英单矿物,样品在分析前放入王水在70~80℃时煮3~4 h,然后用二次蒸馏水超声波振荡淋洗20次,放入烘箱在70~80℃下烘4~5 h。载气和标准气体均来自国家标准物质研究中心。气相色谱及下述离子色谱分析均在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室进行。气相色谱最低检出限为 10^{-6} 。

分析显示(表1),雄村矿区矿化脉石英中流体包裹体主要气体组成为 CO_2 、 N_2 、 O_2 、 CH_4 、 C_2H_2 和 C_2H_6 ;总的气体组成(不包括 H_2O ,摩尔分数,下同)占4.2%~12.0%,个别(XD-16)可达到39.3%;所有分析样品均含有较高的 N_2 ,个别(XD-16)可达到30.6%; CO_2/CH_4 摩尔比值为10.2~722.4。铜矿化阶段脉石英中流体包裹体气体组成与金(银)多金属矿化阶段脉石英(XZ3-16)中流体包裹体气体组成基本一致,但后者 CH_4 和 C_2H_6 含量显著高于前者, CO_2/CH_4 摩尔比值远低于前者, CH_4 含量是前者的4倍以上,显示出金(银)多金属矿化阶段成矿流体较铜矿化阶段处于更为还原的环境。

离子色谱分析:分析仪器为日本Shimadzu HIC-SP Super离子色谱仪,分析样品同前述气相色谱分析。样品经王水清洗、二次蒸馏水淋洗和真空干燥

表 1 雄村矿区脉石英中流体包裹体成分气相色谱分析结果
Table 1 GC bulk analyses of fluid inclusions in vein quartzes from the Xiongcu deposit

样品号 ⁽¹⁾	$x(B)/10^{-4}$			$x(B)/\%$				$w(H_2O)^{(2)}$ / 10^{-6}	$CO_2/CH_4^{(3)}$
	CH_4	C_2H_2	C_2H_6	CO_2	H_2O	O_2	N_2		
XD-07	329.7	21.8	3.2	2.1	94.9	0.2	2.8	380.7	62.9
XD-15	153.7	31.0	3.3	2.9	91.8	0.2	5.0	276.5	191.5
XD-16	78.8	21.5	微量	5.7	60.7	3.0	30.6	67.1	722.4
XX-20	421.9	39.9	9.5	2.0	95.3	0.1	2.5	256.5	47.5
XZ3-1	261.5	34.4	5.1	4.1	88.0	0.4	7.5	559.0	155.1
XZ3-12	378.2	52.3	6.8	2.0	95.0	0.2	2.8	320.6	53.3
XZ3-16 ⁽⁴⁾	1654.2	37.4	13.2	1.7	95.8	0.1	2.3	269.5	10.2

注：(1) 取样位置参见图 2；(2) 指外标法获得的单位质量石英样中水量；(3) CO_2/CH_4 为摩尔比；(4) 金(银)多金属矿化阶段石英脉，其他均为铜矿化阶段石英脉。

后，放入爆裂炉 500 °C 爆裂，用 Millipure 纯水在超声波振荡下淋洗，直至淋洗液电导率前后无变化，收集淋洗液定容，送入离子色谱仪进行分析。阳离子最低检出限为 10^{-6} ，阴离子最低检出限为 10^{-9} 。

分析显示(表 2)，雄村矿区矿化脉石英中流体包裹体离子组成主要为 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} ，含少量的 Mg^{2+} 、 F^- 和 NO_3^- 。由于阴离子分析所采用的流动相为 Na_2CO_3 溶液， CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 未做分析。因此，雄村成矿流体应为 Na^+ - Ca^{2+} - K^+ - Cl^- - SO_4^{2-} - HS^- - CO_3^{2-} 体系，绝大部分 HS^- 已以硫化物形式从流体体系中沉淀出来。

由于离子色谱分析样与上述气相色谱分析样均为同样的缩分样，因此通过上述气相色谱分析，用外标法可以获得单位质量样品中所爆裂包裹体的水量，从而可以换算出包裹体溶液中的离子浓度，计算结果显示雄村矿区包裹体溶液总离子浓度为 7.5% ~ 46.2%，单个包裹体显微测温获得的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 范围为 1.23% ~ 36.61%，两者均一致地显示出雄村成矿流体盐度变化范围较大，流体系统较为复杂，存在高盐度流体端员。

在 $Na/K-Cl/SO_4$ (摩尔比) 分布图(图 3) 上，雄村矿区包裹体溶液组成与新西兰 Wairakei 地热系统 (Hedenquist et al., 1985) 以及特提斯—欧亚成矿带 (TE MB) (Jankovic, 1997) 西段的罗马尼亚 Cavnic 和 Sasar 低硫化金多金属浅成热液矿床 (Grancea et al., 2002) 较为接近，而与美国 Salton sea (Helgeson, 1968; McKibben et al., 1987) 以及海水 (Frape et al., 1987) 组成差别较大，由此可看出，雄村铜金矿床主成矿阶段与海底成矿作用关系不大(有人提出该矿床为中生代 VHMS 型矿床)。

5 氢、氧同位素

5.1 分析样品和分析方法

分析样品为雄村矿区脉石英，氢同位素分析样品为脉石英破碎至 0.3 ~ 0.45 mm 后在双目镜下手选的石英单矿物，对于氧同位素分析，手选后的石英单矿物样品还需进一步研磨。样品分析前经热盐酸清洗，以清除碳酸盐矿物，然后用二次蒸馏水淋洗，放入真空干燥箱内在 105 °C 烘干。氢、氧同位素分析

表 2 雄村矿区脉石英中流体包裹体液相成分离子色谱分析结果
Table 2 IC bulk analyses of fluid inclusions in vein quartz from the Xiongcu deposit

样号 ⁽²⁾	$w(B)/10^{-6(1)}$							$Na/K^{(3)}$	$Na/Ca^{(3)}$	$Cl^-/SO_4^{2- (3)}$	总离子浓度/ $\%^{(4)}$	
	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	NO_3^-					SO_4^{2-}
XD-07	7.7	5.0	1.6	20.1	0.1	39.3	4.9	10.5	2.6	0.7	10.2	19.0
XD-15	3.5	2.4		10.8	0.1	13.6	0.6	17.3	2.6	0.6	2.1	14.9
XD-16	2.9	1.5	0.3	10.0	0.1	11.7	0.3	30.9	3.3	0.5	1.0	46.2
XX-20	5.3	1.3		4.3	0.03	11.8	0.2	15.4	7.1	2.1	2.1	13.0
XZ3-1	2.9	2.3		12.0	0.1	14.1	0.7	13.4	2.1	0.4	2.9	7.5
XZ3-12	5.8	6.7	0.4	7.8	0.2	27.2	0.2	2.5	1.5	1.3	29.3	13.7
XZ3-16	3.2	1.7	0.7	26.1	0.1	8.5	1.0	6.1	3.3	0.2	3.8	15.0

(1) 单位质量石英样中离子含量；(2) 取样位置参见图 2；(3) 摩尔比；(4) 通过气相色谱分析获得单位质量样品中水量后换算出的包裹体溶液中的离子浓度。

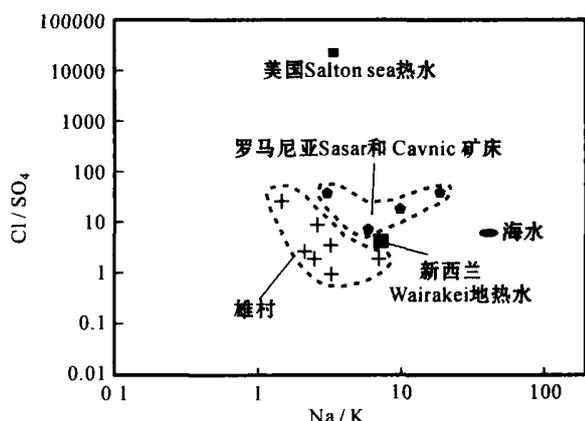


图3 雄村铜金矿床流体包裹体组成 Na/ K-Cl/ SO₄ 摩尔比值图

海水资料据 Frape 等(1987), 美国 Salton Sea 据 Helgeson(1968) 和 Mc Kibben 等(1987), 新西兰 Wairakei 地热系统据 Hedenquist 等(1985), 罗马尼亚 Cavnic 和 Sasar 低硫化浅成热液矿床据 Grancea 等(2002)

Fig. 3 Na/ K versus Cl/ SO₄(molar ratios) diagram of fluid inclusions from the Xiongacun copper-gold deposit
Reference fluids: seawater (Frape et al. , 1987) , the Salton Sea, USA (Helgeson , 1968 ; Mc Kibben et al. , 1987) , the Wairakei geothermal system , New Zealand (Hedenquist et al. , 1985) and the ore-forming fluids of Cavnic and Sasar low-sulfidation epithermal deposits , Romania (Grancea et al. , 2002)

在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室进行, 石英氧同位素分析采用 BrF₅ 法(Clayton et al. , 1963) ; 包裹体水氢同位素分析采用爆裂法取水, 锌法制氢, 爆裂温度 550 °C。质谱仪均为 MAT-251 EM, 氧同位素分析精度 ±0.2 ‰, 氢同位素分析精度 ±2 ‰。

5.2 分析结果

雄村矿区石英氧同位素和包裹体水氢同位素分析结果列于表 3。石英 δ¹⁸O 值范围为 +8.7 ‰ ~ +10.7 ‰, 包裹体水 δD 值范围为 -104 ‰ ~ -82 ‰; 与石英平衡的水的氧同位素组成根据包裹体均一温度和石英-水氧同位素分馏方程 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.42 \times 10^6 T^{-2} - 2.86$ (张理刚, 1985) 计算, 计算结果为

-4.7 ‰ ~ +2.2 ‰。在 δD-δ¹⁸O 组成图(图 4) 上可以看出, 雄村矿区成矿流体氢、氧同位素组成落在雨水线右侧, 与中国东部 4 个典型的浅成低温热液型金或金-铜-银矿床(Ren et al. , 1993) 的成矿流体相比, δD_水 略微偏低, 与黑龙江省团结沟热泉型(Ren et al. , 1993) 或低硫化浅成热液型(华仁民等, 2002) 金矿较为接近。氢、氧同位素组成反映出雄村成矿流体以大气降水为主, 但不能排除岩浆水的参与。

6 讨论

雄村铜金矿床流体包裹体显示出较低的均一温度(集中于 120 ~ 250 °C), 均一压力($1.94 \times 10^5 \sim 45.92 \times 10^5$ Pa) 以及 δD 值(-104 ‰ ~ -82 ‰), 类似于浅成热液矿床。但是雄村铜金矿床缺少典型浅成热液矿床(Hayba et al. , 1985 ; Heald et al. , 1987 ; White et al. , 1995) 的一些特征矿物, 譬如低硫化矿床中的低有序度的冰长石、高硫化矿床中硫砷铜矿、明矾石以及 As、Te 化合物等; 也缺少一些特征的矿物结构, 譬如皮壳状结构、玉髓质石英以及叶片状方解石等。这些反映低温或快速降温的特征矿物和矿物结构的缺少, 表明在雄村矿床成矿期间, 其浅部地壳具有稳定的热体制, 并且成矿体系具有高的渗透性, 使得其成矿流体的温压变化和流体动力学条件变化远没有经典浅成热液矿床那么显著(Dong et al. , 1995 ; Cline et al. , 1992) 。尽管雄村矿床的一些特征, 如强烈的绢英岩化、绿泥石化, 缺少高级泥质蚀变, 富 Zn、Pb, 且矿化严格受 NW 向断层控制, 显示其类似于低硫化矿床; 但是雄村矿床富硫化物, 主要矿化组合为 Cu-Au, 成矿流体具有高盐度, 缺少典型的低温矿物结构, 这些特征揭示出雄村矿床与岩体和岩浆流体存在着内在的紧密关系(Sillitoe , 1993 ; 1995 ; Lehmann et al. , 1999) 。Qin 等(2005) 分析得到雄村矿床硫化物 δ³⁴S_{CDT} 值除一个样品为 -5.9 ‰外, 其他为 0 ~ 1.4 ‰, 也显示出矿化 S 很可能

表 3 雄村铜金矿床脉石英氢、氧同位素分析结果

Table 3 Oxygen and hydrogen isotopic analyses of vein quartz from the Xiongacun deposit

	XD-07 [*]	XD-15 [*]	XD-16 [*]	XX-20 [*]	XZ3-01 [*]	XZ3-12 [*]	XZ3-16 [*]
样品平均均一温度/ °C	219.8	226.9	167.8	199.5	283.6	188.0	176.4
δ ¹⁸ O _{V-SMOW, 石英} / ‰	9.5	10.7	10.0	8.7	10.4	10.4	10.5
δ ¹⁸ O _水 / ‰	-1.7	-0.1	-4.7	-3.7	2.2	-2.8	-3.6
δD _{V-SMOW, 水} / ‰	-82	-92	-88	-97	-101	-98	-104

* 取样位置参见图 2。

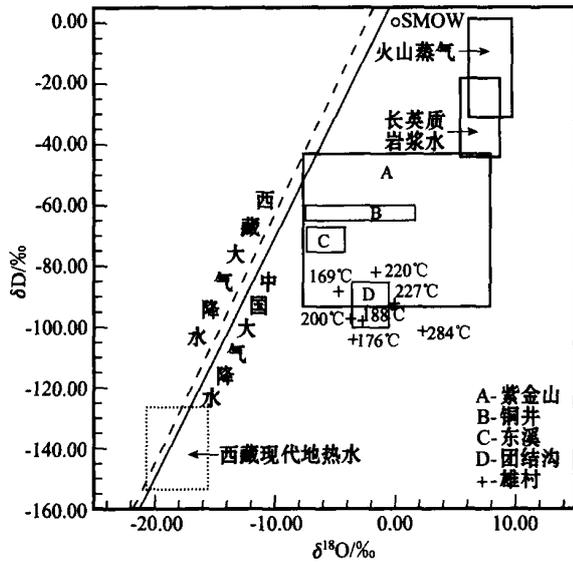


图 4 雄村矿床成矿流体氢氧同位素组成图
 西藏和中国雨水线据沈渭洲(1987), 西藏现代地热水资料据张理刚(1985), 火山喷气资料据 Giggensbach(1992), 长英质初始岩浆水资料据 Taylor(1992), 团结沟、铜井、东溪及紫金山等浅成热液矿床资料据 Ren 等(1993)

Fig. 4 Measured δD values of fluid inclusions versus calculated $\delta^{18}O_{H_2O}$ values of vein quartz from the Xiongcu copper-gold deposit

Reference data: the present day meteoric water lines of Tibet and China (Shen, 1987), the isotopic signatures of modern geothermal fluids of Tibet (Zhang, 1985), low-salinity vapor discharge from volcanic fumaroles (Giggensbach, 1992), the water initially dissolved in felsic melts (Taylor, 1992), Zijinshan high-sulfidation epithermal Au-Cu deposit, Tongjin low-sulfidation epithermal Au-Cu-Ag deposit, Dongxi low-sulfidation epithermal Au deposit and Tuanjiagou low-sulfidation epithermal Au deposit, China (Ren et al., 1993)

主要来自深源岩浆,部分来自地层。

近年来,越来越多的研究发现,低硫化浅成热液矿床成矿流体尽管以大气降水为主,但成矿过程中存在岩浆流体,而且对成矿起了很重要的作用(Simmons, 1995; Spry et al., 1996; Alderton et al., 2000; Grancea et al., 2002)。雄村矿床氢、氧同位素组成(图 4)显示成矿流体以大气降水为主,但显著不同于以大气降水为主的西藏现代地热水(张理刚, 1985),氢、氧同位素组成相对雨水线显著右偏,岩浆流体的参与不能排除,而且很可能对成矿非常关键。雄村矿区高盐度流体的形成一方面与低压流体相分离或不混溶有关,另一方面同岩浆流体的贡献密不可分。高盐度流体的形成对于雄村矿床的 Cu、Zn、Pb 等贱金属成矿元素的活化和运输极其重要。

雄村矿床的成矿流体为一富含 CO_2 、 CH_4 和 N_2

的不混溶体系,至少存在 3 种流体端员,即富 CO_2 、 CH_4 、 N_2 的气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员,类似于巴布亚新几内亚 Pergera 金矿床 (Richards et al., 1997) 和希腊的 Olympias Pb-Zn-Au-Ag 矿床 (Kilias et al., 1996), 后 2 个矿床与岩浆流体的作用关系密切。大量 CO_2 、 N_2 、 CH_4 等不混溶气体的分离可有效地降温增压,有利于金属硫化物的沉淀 (Clark et al., 1990; Richards et al., 1997)。

雄村矿床成矿流体组成分析显示为 $Na^+ - K^+ - Ca^{2+} - Cl^- - SO_4^{2-} - HS^- - CO_3^{2-}$ 体系,其 Na/K、Cl/SO₄ 摩尔比特征以及氢、氧同位素特征与海水和热卤水显著不同,表明雄村矿床主成矿阶段与海底喷流作用无关。成矿流体体系富 Ca^{2+} 和 CO_2 ,但雄村矿区铜金矿化伴生碳酸盐矿物却很少;另一方面雄村矿区又缺少强酸性蚀变——高级泥化和反映强酸性淋滤的多孔或晶洞状石英。这些证据表明雄村成矿流体属于弱酸性体系。雄村矿区大量出现的黄铁矿-磁黄铁矿-铁闪锌矿组合、钾长石-白云母-绢云母组合以及黄铁矿-绿泥石组合,揭示出雄村铜金矿床的 $f(O_2)$ 、 $a(S_2)$ 和 pH 值等物理化学条件更接近于低硫化浅成热液体系 (Heald et al., 1987)。

气相色谱和拉曼光谱分析揭示雄村矿床成矿流体富含有机气体,大量有机气体还原 SO_2 生成 H_2S , 从而在较大程度上抑制了 SO_2 自身歧化反应生成 H_2S 和 H_2SO_4 , 导致在雄村成矿系统难以形成强酸性环境,从而使得雄村矿床虽然同岩浆流体关系密切,但其成矿流体的物理化学条件更接近于低硫化浅成热液体系,而不出现强酸性蚀变——高级泥化。高有机气体含量是形成雄村矿床独特蚀变矿化特征的一个重要原因。

雄村矿床铜矿化阶段和金(银)多金属矿化阶段均含有较高的有机气体,但晚期金(银)多金属矿化阶段有机气体含量显著高于早期铜矿化阶段,表明成矿体系在有机物将 SO_2 还原生成 H_2S 、导致金属硫化物大量沉淀后,仍然存在有机物的不断供给,这种机制揭示有机物很可能源于循环地下水。

有机气体对于雄村矿床的铜金矿化发挥了重要作用。一方面,大量有机气体还原 SO_2 生成 H_2S 或 HS^- , 促进了金属硫化物的沉淀;另一方面,有机气体持续还原 SO_2 , 使得体系 HS^- 浓度维持在一个较高的水平,并形成一稳定还原环境,有利于循环热液体系以 Au 的硫氢络合物形式活化迁移 Au。

综上所述,雄村矿床成矿流体特征揭示雄村矿床形成于一个具有稳定热体制和高渗透性的浅部环境,这一体制与岩浆活动密切相关。岩浆流体发生不混溶,形成高盐度流体活化迁移贱金属;同时,岩浆活动驱动地下水循环,循环地下水携带大量有机质与上升岩浆流体混合,还原 SO_2 ,导致金属硫化物沉淀成矿;携带有机质的循环地下水不断补充,还原 SO_2 ,使得体系 HS^- 浓度维持在一个较高水平,从而使得 Au 不断地被活化迁移出来,随着温度压力的进一步降低,Au 沉淀成矿。

雄村矿床成矿系统较为复杂,目前对于矿区长达 2 km 的矿化带的深部情况尚知之不多,对于其成因的研究还需要进一步深入。

7 结 论

流体包裹体组成分析揭示雄村铜金矿床成矿流体为富含 CO_2 、 N_2 和有机气体的 Na^+ - K^+ - Ca^{2+} - Cl^- - SO_4^{2-} - HS^- - CO_3^{2-} 体系;氢、氧、硫同位素组成揭示成矿流体以大气水为主,但岩浆流体可能对雄村矿床的形成起了重要作用;地下水中高的有机质还原 SO_2 是诱发贱金属沉淀成矿的重要机制,有机质还原 SO_2 也为 Au 的活化、迁移提供了介质和有利的还原环境。雄村矿床不同于典型的高硫化和低硫化浅成热液矿床,它与岩浆流体和循环地下水共同作用有关,浅部稳定的热体制和有机质还原 SO_2 机制是形成雄村矿床特殊蚀变矿化样式的重要原因。

References

- Alderton D H M and Fallic A E. 2000. The nature and genesis of gold-silver-tellurium mineralization in the Metaliferi Mountains of western Romania [J]. *Econ. Geol.*, 95: 495 ~ 516.
- Bodnar R J, Reynolds T J and Kuehn C A. 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems [J]. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 73 ~ 97.
- Clark J R and Williams-Jones A E. 1990. Analogues of epithermal gold-silver deposition in geothermal well scales [J]. *Nature*, 346: 644 ~ 645.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 27: 43 ~ 52.
- Cline J S, Bodnar R J and Rimstidt J D. 1992. Numerical simulation of fluid flow and silica transport and deposition in boiling hydrothermal solutions: application to epithermal gold deposits [J]. *J. Geophys. Research*, 97 (B6): 9085 ~ 9103.
- Dong G and Morrison G W. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state, and origin [J]. *Mineralium Deposita*, 30: 11 ~ 19.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669 ~ 684.
- Frape S K and Fritz P. 1987. Geochemical trends for groundwaters from the Canadian shield. [J]. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 33: 19 ~ 38.
- Giggenbach W F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 495 ~ 510.
- Grancea L, Bailly L, Leroy J, Banks D, Marcoux E, Milési J, Cuney M, André A, Istvan D and Fabre C. 2002. Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians, Romania [J]. *Mineralium Deposita*, 37: 630 ~ 647.
- Hayba D O, Bethke P M, Heald P and Foley N F. 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits [J]. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 129 ~ 168.
- Heald P, Foley N K and Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types [J]. *Econ. Geol.*, 82: 1 ~ 26.
- Hedenquist J W and Henley R W. 1985. The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition [J]. *Econ. Geol.*, 80: 1379 ~ 1406.
- Helgeson H C. 1968. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system [J]. *Am. J. Sci.*, 266: 129 ~ 166.
- Hua R M, Lu J J, Chen P R, Li X F, Liu X D and Zhang W L. 2002. The late Mesozoic porphyry-epithermal Au-Cu systems and their related ore-forming fluids in East China [J]. *Advances in Natural Sciences*, 12(3), 240 ~ 244 (in Chinese).
- Jankovic S. 1997. The Carpatho-Balkanides and adjacent area: a sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt [J]. *Mineralium Deposita*, 32: 426 ~ 433.
- Kiliass S P, Kalogeropoulos S I and Konnerup-Madsen J. 1996. Fluid inclusion evidence for the physicochemical conditions of sulfide deposition in the Olympias carbonate-hosted Pb-Zn (Au, Ag) sulfide ore deposit, E. Chalkidiki peninsula, N. Greece [J]. *Mineralium Deposita*, 31(5): 394 ~ 406.
- Lehmann B, Heinhorst J, Hein U, Neumann M, Weisser J D and Fedesjev V. 1999. The Bereznjakovskoje gold trend, southern Urals, Russia [J]. *Mineralium Deposita*, 34: 241 ~ 249.
- McKibben M A, Williams A E, Elders W A and Eldridge C S. 1987. Saline brines and metallogenesis in a modern sediment-filled rift: the Salton Sea geothermal system, California, U. S. A. [J]. *Appl. Geochem.*, 2: 563 ~ 578.
- Qin K, Li G, Li J, Ding K and Xie Y. 2005. The Xiongceun Cu-Zn-Au deposit in the western segment of the Gangdese, Tibet: A Mesozoic VHMS-type deposit cut by late veins [A]. In: Mao J and Bierlein F P, eds. *Mineral deposit research: Meeting the globe challenge* [C].

- Springer, 2: 1 255 ~ 1 258 .
- Ren Q, Qiu J, Wang D, Zhang Z, Xie X, Yang R, Xu Z and Chen Z. 1993. Four types of epithermal deposits in Mesozoic volcanic areas of eastern China [J]. Resource Geology (special issue), (16): 307 ~ 313 .
- Richards J P, Bray C J, Channer D M and Spooner E T C. 1997. Fluid chemistry and processes at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea [J]. Mineralium Deposita, 32(2): 119 ~ 132 .
- Rui Z Y, Li G M and Wang L S. 2004. Metallic ore resources in Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Geological Bulletin of China, 23(1): 20 ~ 23 (in Chinese with English abstract) .
- Shen W Z. 1987. Geology of stable isotopes [M]. Beijing: Atomic Energy Pub. House. 78 ~ 83 (in Chinese) .
- Sillitoe R H. 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features [J]. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 40: 403 ~ 417 .
- Sillitoe R H. 1995. Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years [J]. Res. Geol. Spec. Iss., 19: 1 ~ 119 .
- Simmons S F. 1995. Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits [A]. In: Thomson J F, ed. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23, 455 ~ 477 .
- Spry P G, Paredes M M, Forster F, Truckle J S and Chadwick T H. 1996. Evidence for a genetic link between gold-silver telluride and porphyry-molybdenum mineralization at the Golden Sunlight deposit, Whitehall, Montana-Fluid inclusion and isotope studies [J]. Econ. Geol., 91: 507 ~ 526 .
- Taylor B E. 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems [J]. Japan Geol. Surv. Rep., 279: 190 ~ 194 .
- Turner W, Richards J, Nesbitt B, Muehlenbachs K and Biczok J. 2001. Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada [J]. Mineralium Deposita, 36 (5): 442 ~ 457 .
- White N C and Hedenquist J W. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration [J]. SEG, Newsletter, 23: 9 ~ 13 .
- Xu W Y, Qu X M, Hou Z Q, Chen W S, Yang Z S and Cui Y H. 2005. Fluid inclusion studies of the Xiongcu copper-gold deposit in central Gangdese, Tibet [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 24 (4): 301 ~ 310 (in Chinese with English abstract) .
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 211 ~ 280 .
- Zhang L G. 1985. The application of the stable isotope to geology: The hydrothermal mineralization of metal activation and its prospecting [M]. Xi'an: Shaanxi Sci. & Techn. Pub. House. 24 ~ 31 (in Chinese) .

附中文参考文献

- 华仁民, 陆建军, 陈培荣, 李晓峰, 刘晓东, 张文兰. 2002. 中国东部晚中生代斑岩-浅成热液金(铜)体系及其成矿流体 [J]. 自然科学进展, 12(3): 240 ~ 244 .
- 芮宗瑶, 李光明, 王龙生. 2004. 青藏高原的金属矿产资源 [J]. 地质通报, 23(1): 20 ~ 23 .
- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质 [M]. 北京: 原子能出版社. 78 ~ 83 .
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 陈伟十, 杨竹森, 崔艳合. 2005. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床流体包裹体研究 [J]. 岩石矿物学杂志, 24 (4): 301 ~ 310 .
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用-金属活化热液作用及找矿 [M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 24 ~ 31 .

<http://www.koel.de/>