

兰坪盆地连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体和稳定同位素地球化学研究*

张锦让^{1 2} 温汉捷^{1**} 秦朝建¹ 王加昇¹

ZHANG JinRang^{1 2}, WEN HanJie^{1**}, QIN ChaoJian¹ and WANG JiaSheng¹

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, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

1. Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2011-05-10 收稿, 2011-08-20 改回.

Zhang JR, Wen HJ, Qin CJ and Wang JS. 2012. Fluid inclusion and stable isotopes study of Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit in Lanping basin, Yunnan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1373-1386

Abstract The sediments-hosted base metal deposits controlled by Cenozoic thrust-nappe structural system in Lanping basin, Southwest China, apparently differ from the sediments-hosted base metal deposits in other parts of the world. The Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit is one of these deposits in Lanping basin. The ore-forming process can be divided into early, middle and late stages, which is characterized by quartz-molybdenites veins, quartz-sulfides veins and carbonates veins, respectively. Three types of fluid inclusions are distinguished including aqueous water (A-type) inclusions, CO₂-H₂O (B-type) inclusions and pure CO₂ (C-type) inclusions. The homogenization temperatures of the primary A-type and B-type fluid inclusions in the early and middle-stage quartz range from 177 to 346°C, with salinities ranging from 1% to 22% NaCl equivalent. Gases in fluid inclusions are CO₂ and small quantities of CH₄. The late-stage quartz veins contain only aqueous fluid inclusions with homogenization temperatures between 121 and 185°C, and salinities ranging from 1% to 9% NaCl equivalent. The trapping pressure is up to 50 ~ 160MPa, corresponding to the depth of 5 ~ 5.9km. The δ¹³C values obtained from fluid inclusions in calcite and quartz range from -3.4‰ to -8.1‰. The Liancheng deposit yield δ¹⁸O values of 5.5‰ to 8.6‰ and corresponding δD values of -56‰ to -109‰, suggesting that the mineralizing fluids originated mainly from magmatic water and accompanied participation of meteoric water. It was concluded from synthetical analyses that the buried magma hydrothermalism in the area induced by the Indo-Asian collision at about 65Ma might eventually led to the formation of the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit. Temperature decrease and fluid immiscibility are the important mechanism for deposition and enrichment of molybdenum and other mineralizing elements.

Key words Fluid inclusions; Stable isotope; The Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit; Thrust nappe; Lanping Basin

摘要 兰坪盆地贱金属矿床是一套独特的受逆冲推覆构造系统控制的矿床类型, 连城 Cu-Mo 多金属矿床是其重要组成部分。成矿过程包括早、中、晚三个阶段, 分别以石英-辉钼矿、石英-多金属硫化物和石英-碳酸盐组合为标志。矿区不同阶段石英中广泛发育流体包裹体, 可分为水溶液包裹体(A型)、纯 CO₂ 包裹体(C型)、CO₂-H₂O 包裹体(B型)三类。早、中阶段主要发育 B 型和 A 型包裹体, 均一温度集中在 177 ~ 346°C, 流体盐度介于 1% ~ 22% NaCleqv 之间, 密度介于 0.67 ~ 1.04g/cm³; 晚阶段主要发育 A 型包裹体, 均一温度为 121 ~ 185°C, 流体盐度介于 1% ~ 9% NaCleqv 之间。发育在早、中阶段的 B 型和 C 型流体包裹体气相成分主要为 CO₂, 含有少量的 CH₄。成矿压力为 50 ~ 160MPa, 成矿深度为 5 ~ 5.9km。矿区不同阶段矿石氧同位素组成总体变化较小(5.5‰ ~ 8.6‰), 氢同位素变化较大(-56‰ ~ -109‰), 碳同位素组成变化为 -3.4‰ ~ -8.1‰, 表明成矿流体可能以岩浆源为主, 并伴有大气降水的参与。综合对比研究认为, 65Ma 左右印度-亚洲大陆发生对接碰撞, 由此

* 本文受国家重点基础研究发展计划项目(2009CB421005)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q04-01)联合资助。

第一作者简介: 张锦让, 男, 1985年生, 博士生, 矿床地球化学专业, E-mail: zhangjinrang123@163.com

** 通讯作者: 温汉捷, 男, 1971年生, 研究员, 博士生导师, 矿床地球化学专业, E-mail: wenhanjie@vip.gyig.ac.cn

诱发的岩浆热液作用可能导致了连城 Cu-Mo 多金属矿床形成。温度的降低和流体的不混溶是导致钼等成矿元素沉淀和富集的重要机制。

关键词 流体包裹体; 稳定同位素; 连城 Cu-Mo 多金属矿床; 逆冲推覆; 兰坪盆地

中图法分类号 P597.2; P618.41; P618.45

兰坪盆地是一个典型的中新生代陆内盆地,地处欧亚板块和印度板块的结合部位,在大地构造上属于环特提斯构造域的一个重要组成部分,位于阿尔卑斯-喜马拉雅巨型构造带东段弧形转弯处,是我国著名三江构造带中的一个重要组成部分(阙梅英等,1998)。盆地内矿产十分丰富,主要有 Pb、Zn、Cu、Ag、Hg、As、Sb、Au 以及石膏、石盐矿产,构成我国西部一个重要的铅锌多金属大型矿集区。比较重要的矿床和矿带有中国最大的金顶 Pb-Zn 矿床及其周缘矿床、河西-三山 Cu-Ag-Co 多金属矿化区,盆地西缘的 Cu 多金属矿化带以及盆地东缘的 Sb-Hg-As 矿化带等。由于其特殊的构造位置,是研究陆-陆碰撞后陆内成矿效应的良好实例。

对兰坪盆地多金属矿集区内较深入的矿床成矿学研究始于 20 世纪 80 年代,早期研究主要集中于金顶矿床,逐步扩散到外围矿床。先后提出了“中低温非岩浆热液成矿”、“同生沉积-叠加成矿”、“喷气(热液)沉积成矿”、“岩溶成矿”、“沉积-改造成矿”、“陆相热水沉积成因”等成因模式(施加辛等,1983;叶庆同等,1992;张乾,1993;罗君烈和杨荆舟,1994;何明勤等,1998)。近几年来,随着研究的不断深入,又提出了“地幔柱成矿”、“壳幔流体混合机制”和“MVT 型”等(王京彬等,1990;黄朋等,1997;薛春纪等,2002a;Wang *et al.*,2010)。总体上,对该区矿床成因的认识仍存在较大分歧。

连城 Cu-Mo 多金属矿床是近年来发现的一个矿床,位于盆地西缘 Cu 多金属矿化带,与澜沧江断裂相毗邻,距盆地西缘矿化带中储量最大的金满脉状铜矿仅 3km 左右,李峰和甫为民(2000)认为两者可能为同一个矿床的不同矿段。近年来的研究表明,此矿床的成矿元素组合、矿物组合等与西矿带内的其它矿床均有明显区别。因此,本文试图通过对连城 Cu-Mo 多金属矿床地质特征、流体包裹体和稳定同位素的系统研究,探讨连城铜多金属矿床成矿流体性质、起源及演化,和矿床成因,以期对认识兰坪盆地多金属矿集区的成矿模式提供新的资料。

1 成矿地质背景和矿床地质

兰坪盆地处于藏滇板块与扬子陆块之间,夹持于金沙江-哀牢山断裂带和澜沧江断裂带之间,向北趋于歼灭,向南与思茅盆地相接。在古特提斯基础上先后沉积了海相、陆相碳酸盐岩、火山岩和碎屑岩建造。以盆地东缘金沙江-哀牢山断裂和西缘澜沧江断裂及盆地中轴断裂为主的盆地断裂系统控制了盆地的构造演化(薛春纪等,2002a)。

兰坪盆地的新生代岩浆岩多分布于盆地的边缘,盆地内只在南部永平一带出露有水云岩体、卓潘岩体、莲花山等岩体,这些岩体的成岩年龄分别为 46.5Ma、36.7Ma、38.81Ma(张成江等,2000),盆地中北部有关岩浆活动的报道极少,仅在白洋厂东发现有煌斑岩脉,成岩年龄为 43 ± 0.55 Ma(赵海滨,2006),这很好的印证了前人对兰坪盆地中北部可能存在有隐伏岩体的推测(张成江等,2000;李文昌和莫宣学,2001);沿中央断裂带在无量山发育热变质岩,变质作用特点指示它是深大断裂活动和沿断裂深部热液上涌的综合产物(阙梅英等,1998;薛春纪等,2002a),该变质岩年龄是 31~24Ma(阙梅英等,1998),相当于渐新世,这与本区喜马拉雅期多金属矿床成矿作用、喜马拉雅期碱性岩浆活动在时空分布上显示出一定内在联系(张成江等,2000)。推测兰坪盆地喜马拉雅期岩浆活动、地幔流体活动、成矿作用、热变质作用应为密切相关的同一地质过程的不同表现。

受印度板块与欧亚板块相互碰撞制约,板内构造体制下的深大断裂和岩浆活动、地幔扰动和地幔流体上涌,地层中不整合及壳幔相互作用等体现的大陆地壳强烈运动是兰坪盆地成矿基本的地质背景,推测兰坪盆地具有大规模有效沟通地幔的盆地动力体制,有利于盆地内成矿作用的发生(张成江等,2000;薛春纪等,2002a)。

由于矿集区东、西两侧矿床形成机制、储矿构造及含矿岩石类型的差异,导致该矿集区矿产的空间分布出现明显分带性。根据成矿元素的组合、控矿构造以及矿床展布空间位置等的不同,将矿集区划分为东、西两个成矿带(图 1)。以兰坪-云龙一带第三系沉积为界,矿床分别处于东、西两个逆冲推覆构造带内(侯增谦等,2008)。东带矿床成矿元素组合主要为 Pb-Zn ± Ag ± Cu ± Sr,以分布在河西-黑山-金顶一线的铅、锌、铜、银矿床为代表;西矿带的成矿金属组合主要为 Cu ± Co ± Ag ± Pb ± Zn,西矿带以位于金满-富隆厂-白秧坪一带的脉状、层状、似层状铜、银、钴矿床为主。不同类型矿床在空间分布上表现出分带性,暗示不同类型矿床的成矿流体来源、运移、定位等方面的内在联系。

连城 Cu-Mo 多金属矿床构造位置上处于西部逆冲推覆构造的根部(侯增谦等,2006),区内断裂和褶皱非常发育,主要构造为金满-连城复式倒转背斜,背斜轴向为 NNE 向(图 2)。区内主要出露中、上侏罗统地层,中侏罗统花开佐组(J_2h)岩性为紫红色砾岩夹含砾长石英砂岩、绢云母板岩和灰白色、浅灰绿色含碳钙质板岩、泥岩、泥灰岩,局部夹膏盐层,上侏罗统坝注路组(J_3b)岩性为紫红色绢云母板岩夹长石英砂岩。连城 Cu-Mo 多金属矿床主要赋矿岩层为中

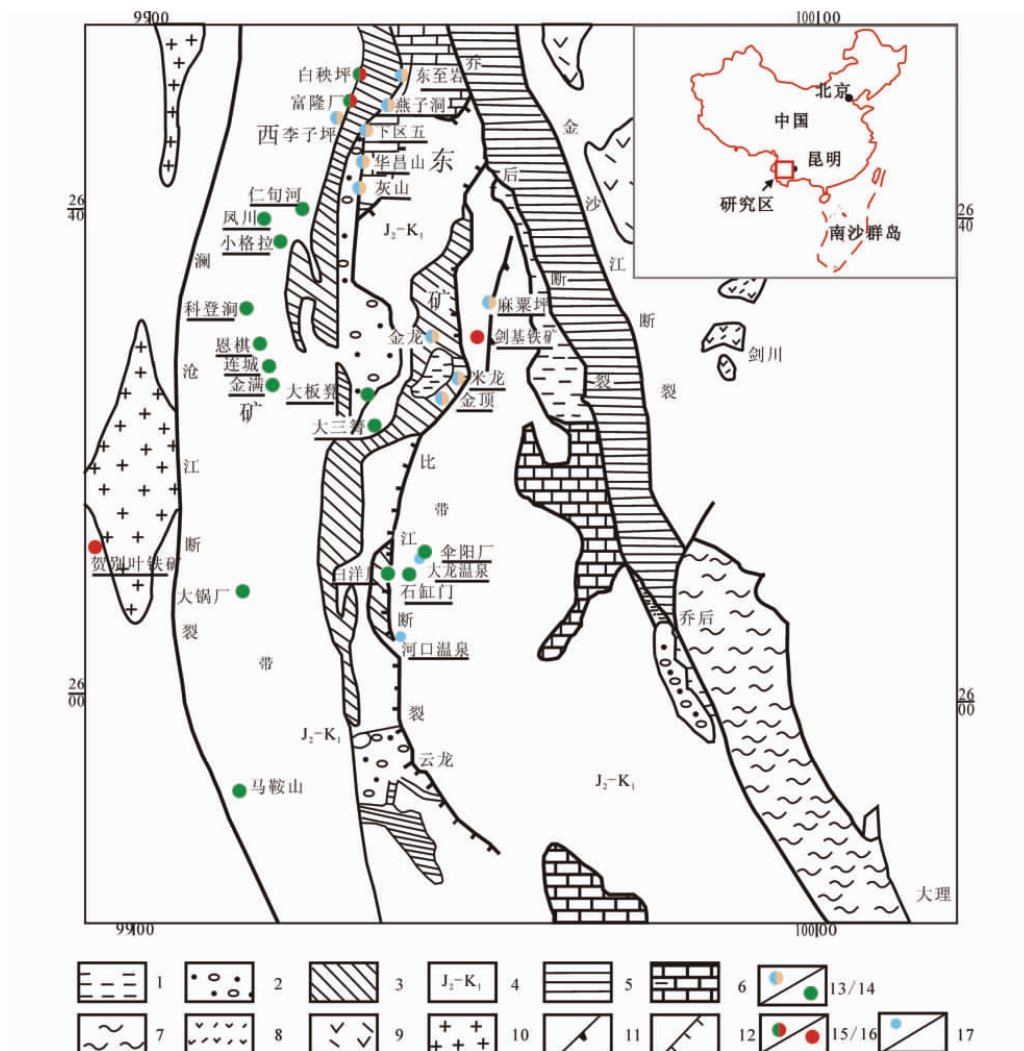


图1 兰坪盆地地质及矿产分布图(据薛春纪等 2002a 修改)

1-中新统砂岩、砾岩和泥岩; 2-始新统砂岩及渐新统砾岩; 3-古新统云龙组; 4-中侏罗统-下白垩统硅质岩; 5-中-上三叠统火山岩、硅质岩及碳酸盐岩; 6-上三叠统灰岩; 7-前寒武系-泥盆系变质岩; 8-新近纪碱性岩; 9-古近纪正长岩和石英正长岩; 10-燕山期闪长岩和石英闪长岩; 11-逆冲推覆断裂; 12-生长断裂; 13-铜-钴矿床; 14-铜矿床; 15-铅-锌矿床; 16-铁矿床; 17-居住地

Fig.1 Geological sketch map showing distribution of deposits of the Lanping basin , Yunnan (modified after Xue *et al.* , 2002a)

1-Miocene sandstone , conglomerate and mudstone; 2-Eocene sandstone and Oligocene conglomerate; 3-Paleocene Yunlong Formation; 4-Middle Jurassic-Lower Cretaceous cherts; 5-Middle-Upper Triassic volcanic rocks , chert and carbonate; 6-Upper Triassic limestone; 7-Precambrian-Devonian metamorphic rocks; 8-Neogene alkaline rocks; 9-Paleogene syenite and quartz syenite; 10-Mesozoic diorite and quartz diorite; 11-thrust fault; 12-growth fault; 13-Cu-Co deposit; 14-copper deposit; 15-Pb-Zn deposit; 16-iron deposit; 17-habitation

侏罗统花开佐组。连城 Cu-Mo 多金属矿床由 8 个大小不等的脉状、透镜状矿体组成,矿体主要分布在次级背斜的层间破碎带和轴部附近的张裂隙中(李峰和甫为民 2000; 王光辉等 2009)。

据矿床矿化形式、矿物共生组合和矿脉穿插关系,连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿作用可大致分为 3 个阶段:早阶段为含辉钼矿 ± 黄铁矿石英脉(图 3a, g),其中辉钼矿多呈片状、纤维状产在石英脉的表面,石英脉中常发育有少量黄铁矿、黄铜矿;中阶段为含铜硫化物石英脉 ± 方解石/菱铁矿(图 3c, d, e, h, i),其中含铜硫化物以黄铜矿、黝铜矿、斑铜矿

为主,多呈脉状、点状产出;晚阶段主要为石英-方解石脉或菱铁矿细脉,偶含黄铁矿,伴随矿化较弱(图 3f),充填交切早、中阶段矿物组合。成矿后的表生氧化作用形成了褐铁矿、铜蓝等次生矿物。在辉钼矿中见有呈浸染状、网脉状分布的黄铜矿等硫化物(图 3a, g),可能是后期交代辉钼矿形成的。矿石结构为半自形-他形粒状结构、溶蚀结构和交代结构等,矿石构造以脉状为主,次为块状和浸染状,另区内发育有少量纹层状黄铜矿、斑铜矿。围岩蚀变有硅化、褪色化、方解石化、重晶石化、绢云母化、菱铁矿化、黄铁矿化等。

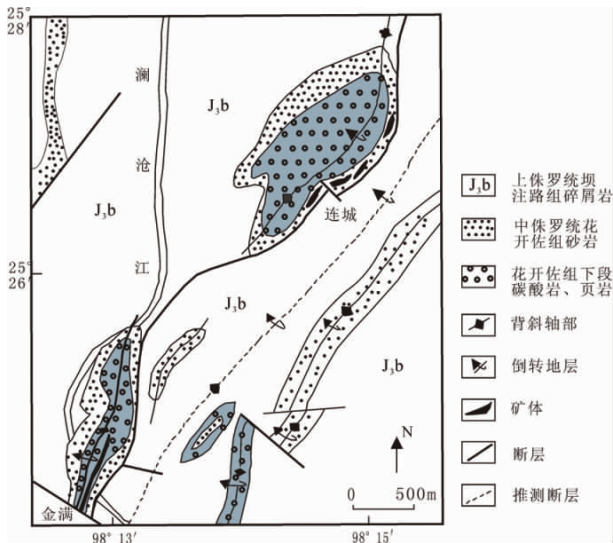


图2 金满-连城矿床地质简图(据李峰和甫为民 2000 修改)
Fig. 2 Geological map of the Jinman-Liancheng deposit
(modified after Li and Fu, 2000)

2 流体包裹体研究

将包括上述 3 个阶段的 20 件样品磨制成厚度约为 0.2mm 双面剖光的薄片进行岩相学和流体包裹体观察,然后挑选有代表性的包裹体样品进行显微测温和激光拉曼光谱分析。流体包裹体的测温工作在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室的流体包裹体室完成,测试仪器为 Linkam THMSG 600 型冷热台,测温范围为 -196 ~ 600℃,冷冻数据和加热数据精度分别为 ±0.1℃ 和 ±2℃。单个包裹体的激光拉曼探针成分分析在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室的激光拉曼光谱实验室完成。测试仪器为 Renishaw 公司生产的 InVia Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪,光源为 Spectra-Physics 氢离子激光器,波长 514nm,激光功率 20mW,空间分辨率为 1 ~ 2 μm,积分时间一般为 30s,局部测试积分时间适当延长,100 ~ 4000 cm⁻¹ 全波段一次取谱。

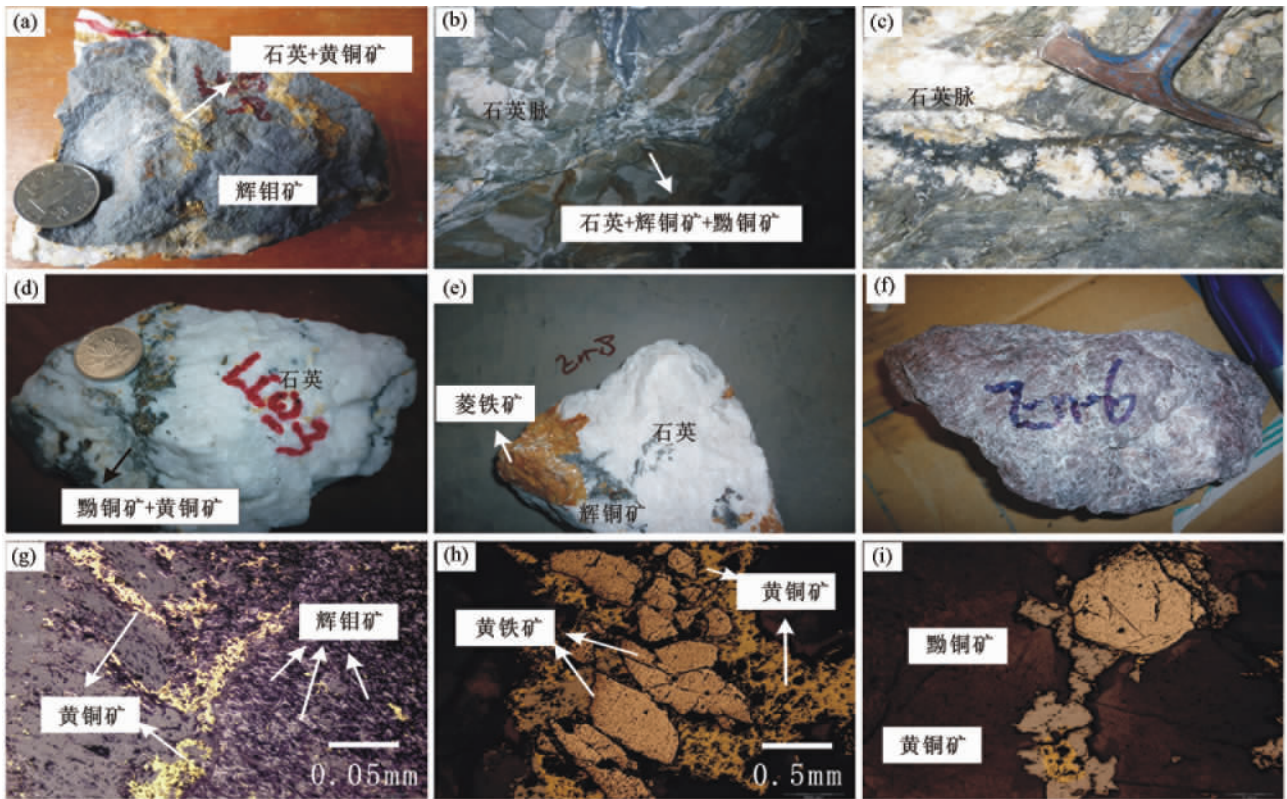


图3 连城 Cu-Mo 多金属矿床矿石矿物组合及产状

(a) -早期辉钼矿被石英-硫化物脉切穿; (b) -石英脉中的黄铜矿+辉铜矿; (c) -石英+黄铜矿+辉铜矿+斑铜矿; (d) -石英+斑铜矿+黄铜矿; (e) -石英+辉铜矿+团块状菱铁矿; (f) -成矿后期菱铁矿; (g) -石英-黄铜矿呈网脉状充填在早期呈纤维状的辉钼矿中; (h) -黄铁矿被黄铜矿和黝铜矿交代; (i) -中阶段黝铜矿中包含半自形晶黄铁矿

Fig. 3 Ore mineral assemblages and output status of the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

(a) -early molybdenite penetrated by quartz-sulfide vein; (b) -quartz + chalcopyrite + chalcopyrite; (c) -quartz + chalcopyrite + bornite + chalcopyrite; (d) -quartz + bornite + chalcopyrite; (e) -quartz + chalcopyrite + clumpy siderite; (f) -later siderite; (g) -early fibrous molybdenite penetrated by quartz-sulfide vein; (h) -early pyrite penetrated by chalcopyrite and tetrahedrite; (i) -middle-stage tetrahedrite containing subhedral pyrite

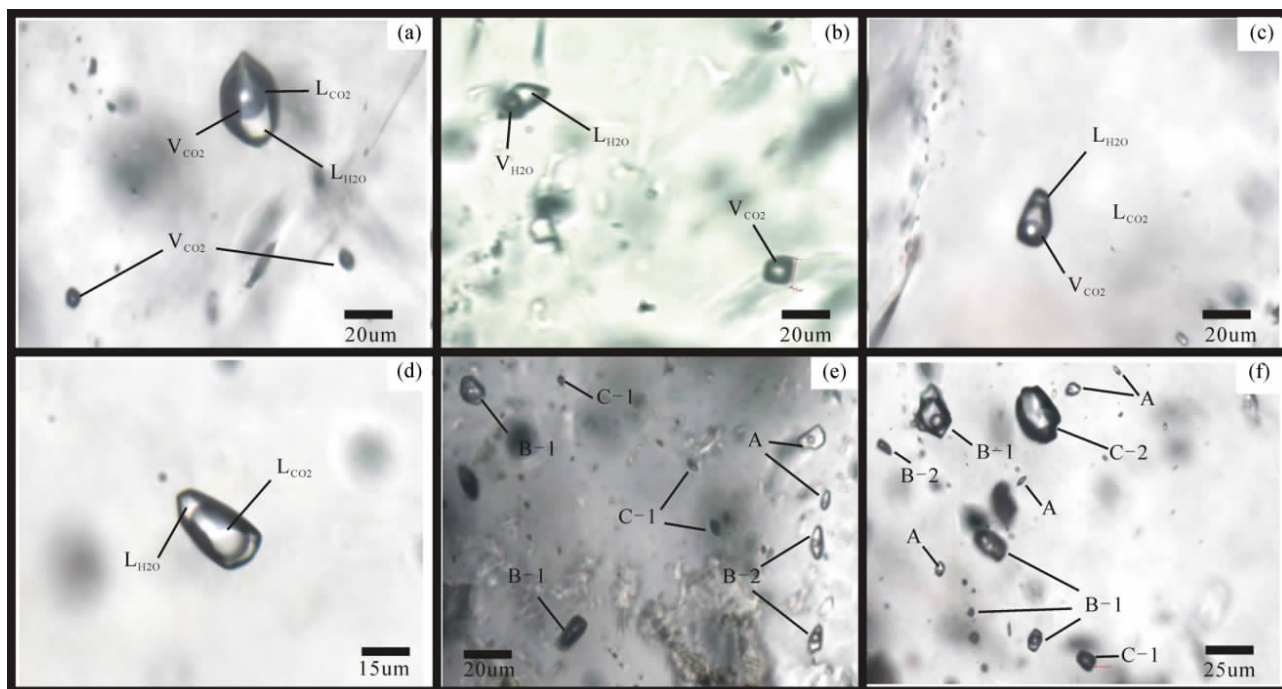


图4 连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体显微特征

(a) -早阶段 B-1 型包裹体; (b) -中阶段 C 型包裹体和 A 型包裹体; (c) -中阶段 B-1 型包裹体; (d) -中阶段 B-2 型包裹体; (e) -A 型、B 型和 C 型共存的包裹体群; (f) -三类包裹体共存

Fig. 4 Microphotos of fluid inclusions in the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

(a) -the B1-type fluid inclusion in early stage; (b) -the C-type and A-type fluid inclusions in middle stage; (c) -the B1-type fluid inclusion in middle stage; (d) -the B2-type fluid inclusion in middle stage; (e) -the fluid inclusion association in early stage; (f) -three type inclusions occurring together within a small area

2.1 流体包裹体岩相学特征

不同阶段石英中存在大量的包裹体,既有原生成因,又有次生成因,次生包裹体多沿矿物裂隙成线状分布,形态多不规则,本次研究中予以剔除。根据包裹体在室温下的物理相态和化学组成,将原生包裹体划分为三种类型,即水溶液包裹体(A型)、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(B型)、纯 CO_2 包裹体(C型)。

A型包裹体(水溶液包裹体)在成矿各阶段均有出现,但以晚阶段最常见,约占包裹体总数的50%。包裹体大小变化较大,直径介于 $6\sim 40\mu\text{m}$,形态多样,常见的有椭圆形、负晶形和不规则形等。室温下由气液两相构成,气液比介于5%~15%,大部分在10%左右(见图4b, e, f)。

B型包裹体($\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体)此类包裹体主要在早中阶段石英中出现,个体介于 $6\sim 25\mu\text{m}$,多呈椭圆状和负晶形,包裹体多孤立分布,少数在硫化物周围密集成群分布。按室温下包裹体相数,这类包裹体可以分为三相型(B-1)和两相型(B-2)。包裹体中 CO_2 相($\text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$)所占比例差别较大,可变化于20%~70%之间(见图4a, c, d, e, f)。

C型包裹体(纯 CO_2 包裹体)此类包裹体主要在早中阶

段石英中出现。个体介于 $15\sim 36\mu\text{m}$,多呈椭圆状和负晶形,沿定向愈合裂隙分布,也有部分孤立状分布。该类包裹体可进一步划分为纯气相(C-1)、纯液相包裹体(C-2)和气液两相包裹体(C-3)。C-1型包裹体室温下往往呈棕褐色或黑色;C-2型包裹体室温下为单相,呈淡黄色,冷冻过程中出现气相 CO_2 ;C-3型包裹体室温下为气液两相,呈淡黄色(见图4b, e, f)。

上述各类型包裹体在不同阶段石英中发育情况有所不同。早阶段石英中的包裹体主要为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型,次为纯 CO_2 型和水溶液型。中阶段石英中以 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型和水溶液型为主;晚阶段只有水溶液型包裹体。

2.2 流体包裹体显微测温及相关参数

对15件石英样品中的包裹体进行详细的显微测温研究,不同阶段流体包裹体显微测温结果列于表1和图5,分述如下:

2.2.1 早阶段石英

早阶段石英中的水溶液包裹体冷冻法测得冰点温度为 $-19.9\sim -5.8^\circ\text{C}$,对应的盐度为9.0%~22.3% NaCl_{eq} ;包裹体大多完全均一至液相,完全均一温度介于 $236\sim 346^\circ\text{C}$;密度的估算利用均一温度和盐度值在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系参数数据

表1 连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of the fluid inclusions in the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

矿化阶段	包裹体类型	T_{m,CO_2} (°C)	$T_{m,cl}$ (°C)	T_{h,CO_2} (°C)	T_h (°C)	盐度 (wt% NaCleqv)	流体密度 (g/cm ³)
石英、辉钼矿阶段	A型	-	-	-	236 ~ 346	9.0 ~ 22.3	0.77 ~ 0.98
	B型	-62.1 ~ -56.3	7.8 ~ 9.6°C	18.1 ~ 30.1°C	240 ~ 343	0.8 ~ 4.3	0.58 ~ 0.84
	C型			25.8 ~ 30.5°C			0.57 ~ 0.69
多金属硫化物阶段	A型	-	-	-	176 ~ 229	7.2 ~ 21.3	0.85 ~ 1.04
	B型	-61.6 ~ -56.6	8.1 ~ 9.6°C	22.1 ~ 30.1°C	228 ~ 288	0.8 ~ 3.7	0.61 ~ 0.84
	C型			27.8 ~ 30.1°C			0.59 ~ 0.66
石英、方解石阶段	A型	-	-	-	120 ~ 185	1.4 ~ 9.9	0.89 ~ 0.98

注: T_m 为初熔温度; $T_{m,cl}$ 为笼合物熔化温度; T_{h,CO_2} 为 CO₂ 部分均一温度; $T_{m,ice}$ 为冰点温度; T_h 为完全均一温度

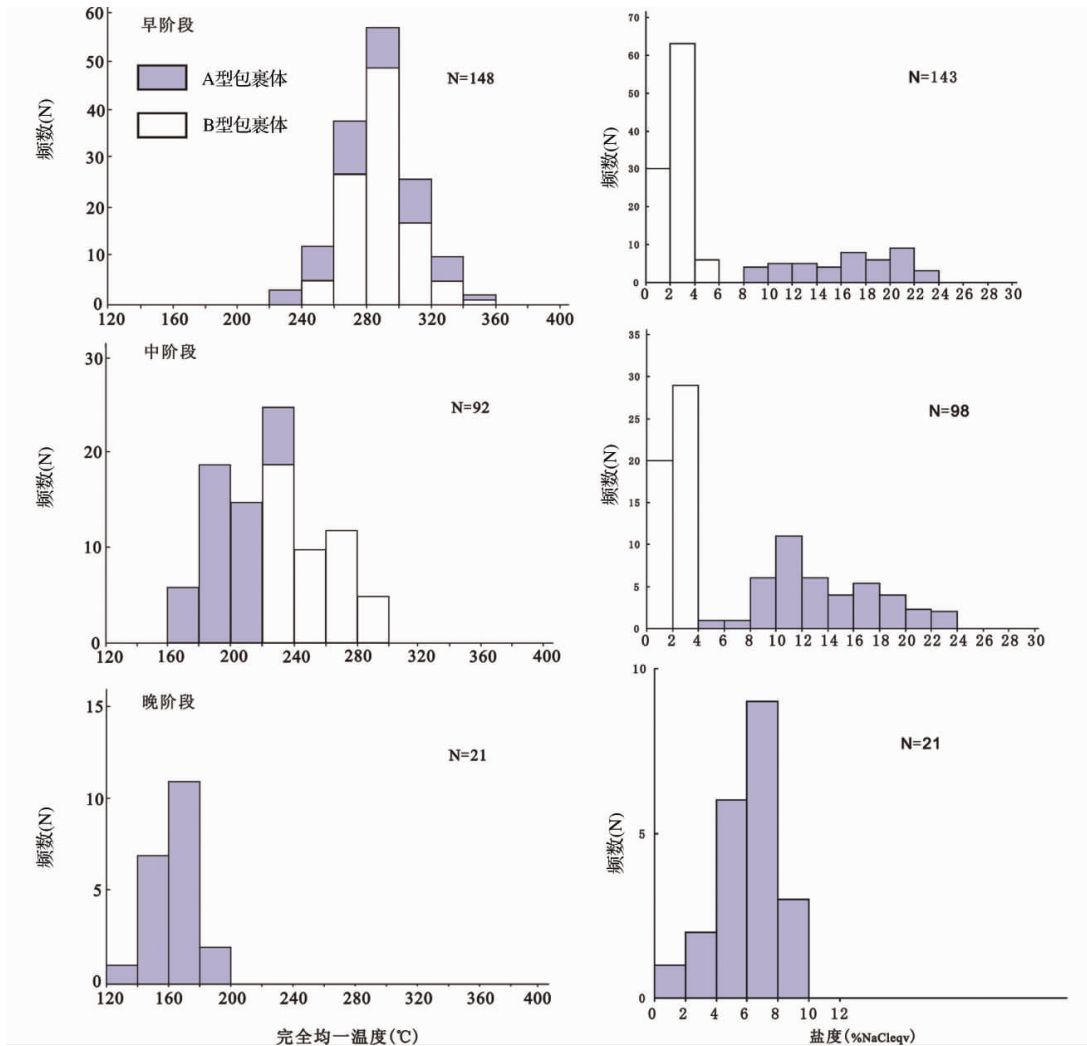


图5 连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体均一温度及盐度图解

Fig.5 Histograms of homogenization temperatures and salinity of fluid inclusion in the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

表(刘斌和沈昆,1999)中查得。两相包裹体的密度为 0.77 ~ 0.98g/cm³。此外,少数包裹体在冷冻回温过程中,显示较

低的共结点温度(-27 ~ -45°C),表明成矿流体可能有除 NaCl 体系之外别的流体体系参与。

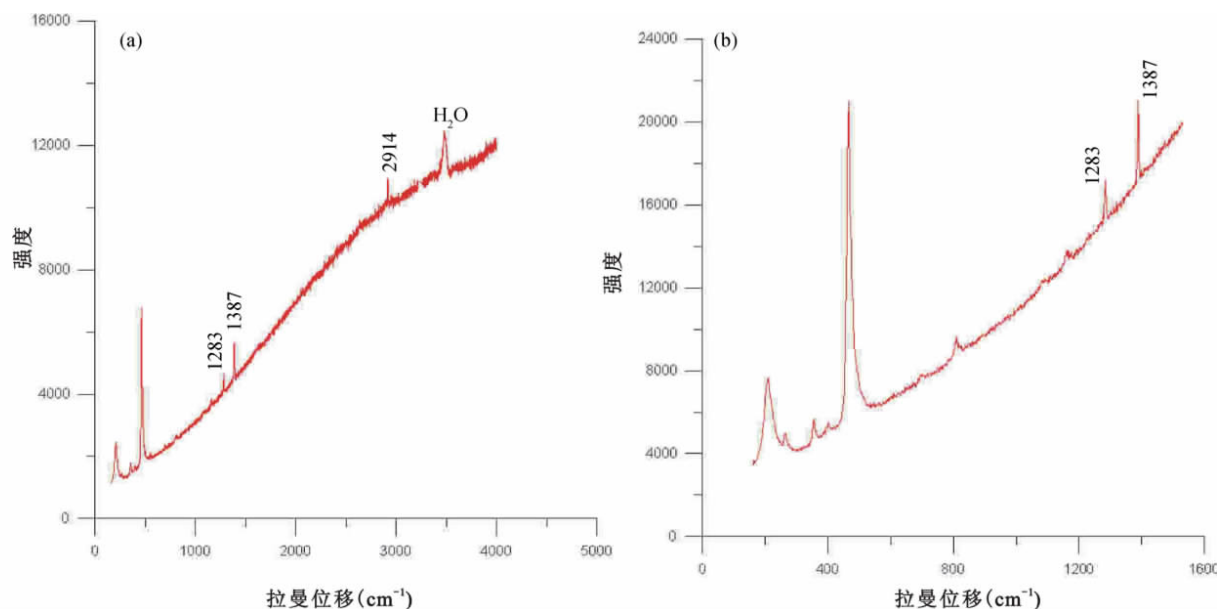


图6 包裹体激光拉曼分析结果

Fig. 6 Representative Raman spectra of fluid inclusions

CO₂-H₂O 型包裹体可以分为三相型 (B-1) 和两相型 (B-2)。冷冻至液相全冻时回温, 固相 CO₂ 的熔化温度为 -62.1 ~ -56.3°C, 略低于纯 CO₂ 的三相点温度 (-56.6°C), 表明 CO₂ 相中存在其他气体, 激光拉曼测试证实 CO₂ 相中存在少量的 CH₄。CO₂ 笼合物熔化温度为 7.8 ~ 9.6°C, 应用 Roedder (1984) 的公式进行盐度计算, 对应的盐度为 0.8% ~ 4.3% NaCleqv, 主要在 3% NaCleqv 左右波动 (表 1)。CO₂ 部分均一温度为 18.1 ~ 30.5°C, 多均一到液相。共获得 104 个 CO₂ 型包裹体的完全均一温度数据, 其中均一到液相的包裹体 62 个, 均一温度 240 ~ 330°C; 均一到气相包裹体 42 个, 均一温度 258 ~ 343°C。两类包裹体均一温度基本一致, 表明这些包裹体是在大致相同的温度下捕获的。用 CO₂ 均一温度和包裹体的完全均一温度在纯 CO₂ 气、液相均一时的温度-密度参数表 (刘斌和沈昆, 1999) 上求得相应包裹体 CO₂ 相的密度为 0.54 ~ 0.83g/cm³。应用完全均一温度和盐度数据, 在 NaCl-H₂O 体系参数表 (刘斌和沈昆, 1999) 中查得, 相应包裹体水溶液密度为 0.64 ~ 0.86g/cm³。CO₂ 型包裹体总密度应考虑 CO₂ 和 NaCl-H₂O 两部分之和, 采用刘斌和沈昆 (1999) 公式计算得到, 流体总密度为 0.58 ~ 0.84g/cm³。

该阶段石英样品中 A 型、B-1 型和 B-2 型包裹体组合大量存在 (图 4e, f)。对共存的此类包裹体群进行加热, A 型包裹体气泡消失, 最终向液相均一, 完全均一温度介于 257 ~ 309°C; 而富气相 B 型多向气相均一, 完全均一温度介于 275 ~ 322°C。两者均一温度非常接近, 为沸腾包裹体群的典型代表 (卢焕章等, 2004)。

2.2.2 中阶段石英

中阶段水溶液包裹体的盐度为 7.2% ~ 21.3% NaCleqv; 包裹体大多完全均一至液相, 完全均一温度介于 176 ~

229°C; 密度的估算利用均一温度和盐度值在 NaCl-H₂O 体系参数表 (刘斌和沈昆, 1999) 中查得。两相包裹体的密度为 0.85 ~ 1.04g/cm³。

CO₂-H₂O 型包裹体可以分为三相型 (B-1) 和两相型 (B-2)。CO₂ 笼合物熔化温度为 8.1 ~ 9.6°C, 对应的盐度为 0.8% ~ 3.7% NaCleqv (表 1)。CO₂ 部分均一温度为 22.3 ~ 30.1°C, 多均一到液相。共获得 46 个 CO₂ 型包裹体的完全均一温度数据, 均一温度为 228 ~ 288°C。包裹体 CO₂ 相的密度为 0.55 ~ 0.78g/cm³, 相应包裹体水溶液密度为 0.78 ~ 0.89g/cm³。CO₂ 型包裹体总密度应考虑 CO₂ 和 NaCl-H₂O 两部分之和, 采用刘斌和沈昆 (1999) 公式计算得到, 流体总密度为 0.61 ~ 0.84g/cm³。

2.2.3 晚阶段石英

该阶段样品中只发育 A 型包裹体, 多呈气液两相, 偶见纯液相包裹体。A 型包裹体冷冻至液相全冻后开始回温, 测得冰点温度介于 -6.5 ~ -0.8°C, 对应盐度为 1.4% ~ 9.9% NaCleqv, 继续升温, 包裹体向液相均一, 完全均一温度 120 ~ 185°C。对应的包裹体密度为 0.89 ~ 0.98g/cm³。

2.3 流体包裹体激光拉曼光谱分析

在显微测温实验的基础上, 对不同类型包裹体进行拉曼分析 (图 6), 分析结果表明 CO₂ 型包裹体的气相成份以 CO₂ 为主, 具有 1386 峰值和 1284 次峰, 另外, 还含有少量 CH₄, 具 2914 峰值; 液相成份以 H₂O 为主, NaCl-H₂O 包裹体气相和液相均以 H₂O 为主。

2.4 包裹体成矿压力和成矿深度估算

CO₂-H₂O 型包裹体在主成矿阶段矿石中大量存在, 因此

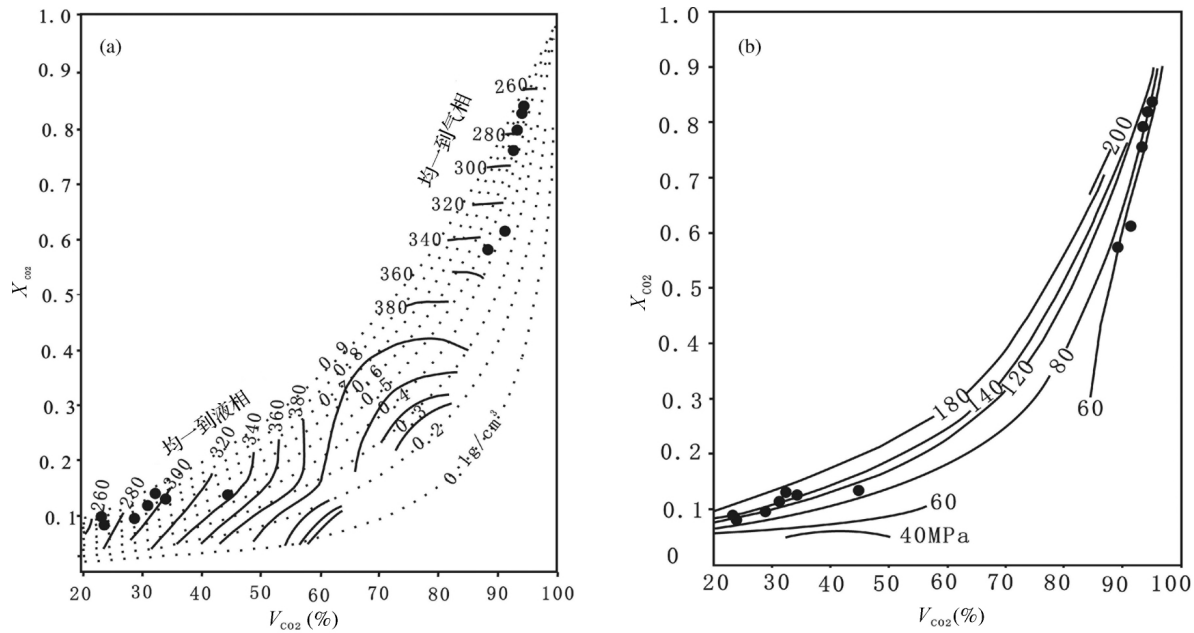


图7 盐度为6% NaCleqv 的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 包裹体 CO_2 相摩尔分数 (X_{CO_2})、体积分数 (V_{CO_2}) (40°C)、密度 ρ 与完全均一温度 T (a) 或压力 (b) 的关系图 (底图据 Schwartz, 1989)

Fig. 7 The $P\text{-}T\text{-}V\text{-}X_{\text{CO}_2}$ diagram for $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ system with salinity of 6% NaCleqv in the temperature range of 260 ~ 460°C, showing the measurement for the Liancheng Cu-polymetallic deposit (after Schwartz, 1989)

估算其压力和深度对于解释成矿作用意义重大。本文采用如下方法: (1) 根据 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的部分均一温度, 利用 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系 $V\text{-}X$ 相图 (Schwartz, 1989) 求得 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的 CO_2 组成分数 (X_{CO_2}) 和 CO_2 相体积分数 (V_{CO_2}); (2) 对于盐度介于 0% ~ 6% NaCleqv 的包裹体, 根据 CO_2 组成分数 (X_{CO_2}) 和 CO_2 相体积分数 (V_{CO_2}), 利用 Schwartz (1989) 提供的盐度为 6% NaCleqv 的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系相图和无盐 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系相图, 然后用内插法求得包裹体均一压力 (图 7a, b)。估算结果显示, 包裹体的捕获压力为 50 ~ 160MPa, 同一阶段的样品中存在压力变化范围如此大的包裹体, 推测成矿流体系统压力此时正处于临界状态, 即此时成矿系统正处于静岩压力与静水压力交替的状态。假设水的密度为 $1.0\text{g}/\text{cm}^3$, 则 50MPa 的静水压力指示成矿深度为 5km, 同样, 假设上地壳岩石密度为 $2.7\text{g}/\text{cm}^3$, 则 160MPa 的静岩压力相当于成矿深度为 5.9km 左右, 连城 Cu-Mo 多金属矿床的成矿深度应为 5 ~ 5.9km。

3 稳定同位素组成

3.1 样品及测试方法

本次主要分析了连城 Cu-Mo 多金属矿床中矿石样品的 H、O、C 同位素组成。分析所需样品均采用常规分选方法, 首先将所采集样品破碎并过筛, 粒级为 40 ~ 60 目, 然后在双目显微镜下反复挑选, 矿物纯度达到 99% 以上。其中 H、O

同位素分析在国土资源部同位素地质重点实验室 MAT-251EM 型质谱计上完成, 分析精度分别为 $\pm 2\text{‰}$ 和 $\pm 0.2\text{‰}$, 相对标准均为 SMOW。C、O 同位素分析在中国科学院南京土壤研究所技术服务中心 MAT-253 型质谱计上完成, 分析精度均为 $\pm 0.2\text{‰}$, 相对标准分别为 PDB 和 SMOW。转换 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时, 采用 Friedman and O'Neil (1977) 的平衡方程 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。

3.2 碳、氧同位素组成

连城 Cu-Mo 多金属矿床脉石矿物方解石及石英包裹体中 C、O 同位素组成列于表 2, 从中可知, 10 件方解石的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C} = -5.6\text{‰} \sim -4.1\text{‰}$) 与 3 个石英包裹体碳同位素 ($\delta^{13}\text{C} = -3.4\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$) 组成十分接近。因在矿床中未见石墨与碳酸盐矿物共生, 且包裹体中 CO_2 的含量远高于 CO 和 CH_4 含量, 即热液系统中 CO_2 的碳同位素组成可大致代表成矿热液的碳同位素组成, 因此流体的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}$) 应在 -4.6‰ 左右。

成矿热液中碳主要有 3 种可能来源: (1) 地幔射气或岩浆来源。地幔射气和岩浆来源的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别为 $-5\text{‰} \sim -2\text{‰}$ 和 $-9\text{‰} \sim -3\text{‰}$ (Taylor, 1986); (2) 沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用。此种来源 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别为 $-2\text{‰} \sim +3\text{‰}$ (Veizer et al., 1980); (3) 各种岩石中的有机碳。这种来源 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$ (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Rye, 1979;

表2 连城 Cu-Mo 多金属矿床脉石 C、H、O 同位素组成表

Table 2 Oxygen, hydrogen and carbon isotope data of Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

样品号	样品对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{脉石}}(\text{‰})$	$T(\text{°C})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	资料来源
EN-2	中阶段石英	17.4	250	7.9	-79		本文,由中国地质科学院矿产资源研究所测试
EN-5	早阶段石英	16.8	280	8.6	-103		
EN-13	中阶段石英	16.8	250	7.5	-98		
EN-4	早阶段石英	16.3	280	8.2	-56		
L2-5	石英	18.1		5.5	-87		肖荣阁(1994)
V-11	石英	17.4		6.5	-109		
09EN-5	方解石	17.4				-4.1	本文,由中国科学院南京土壤研究所技术服务中心测试
09EN-4	方解石	16.4				-5.6	
09EN-6	方解石	15.6				-4.6	
09EN-12	方解石	15.4				-4.8	
09EN-19-1	方解石	15.3				-5.3	
LC02-3	方解石	15.4				-5.1	
LC02-7-4	方解石	15.4				-5.1	
LC02-5	方解石	15.7				-4.7	
LCD-2	方解石	10.3				-4.1	
LCD-5	方解石	15.6				-5.0	
L5-3		7.8				-8.1	
L2-5	石英包裹体	19.3				-3.4	
V-11		11.5				-7.8	

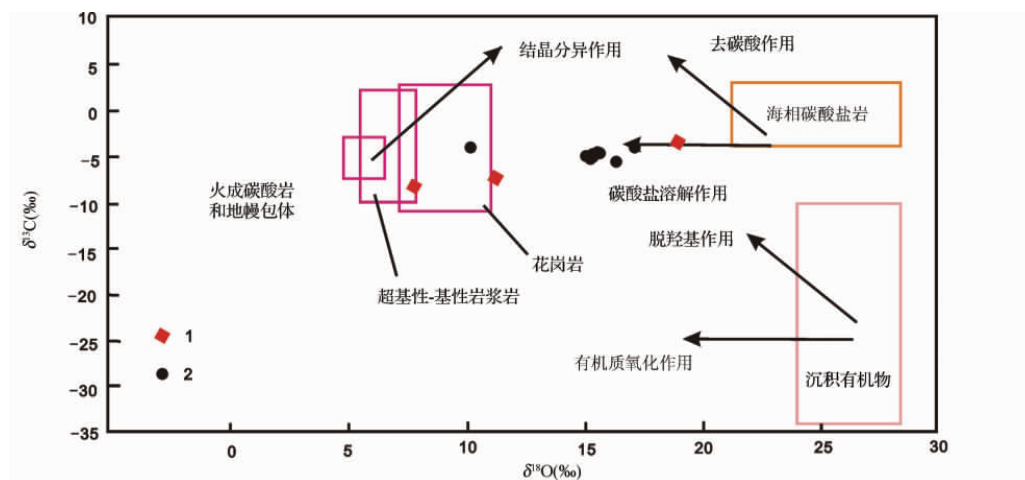


图8 连城 Cu-Mo 多金属矿床碳、氧同位素组成图解

1-石英包裹体中碳、氧同位素组成;2-方解石中碳、氧同位素组成

Fig. 8 Carbon and oxygen isotopic compositions of ore forming fluid from the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

1-carbon and oxygen isotopic compositions of the fluid inclusions in quartz vein; 2-carbon and oxygen isotopic compositions of calcite

郑有飞和陈江峰, 2000)。比较而言, 连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿流体的 C 应主要来自幔源或深源岩浆系统。另外, 肖荣阁等(1994)测得连城 Cu-Mo 多金属矿床 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化为 $-32.1\text{‰} \sim -22.2\text{‰}$, 并与金满矿床中碳质物和干沥青的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-23.7\text{‰} \sim -22.4\text{‰}$) 十分接近, 说明这些 CH_4 可能来自于有机物质的热分解(肖荣阁等, 1994; 刘家军等, 2000a, b)。

在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(图 8)中, 给出了地壳流体中 CO_2 的三大主要来源(有机源、海相碳酸盐岩和岩浆-地幔源)的碳、氧同位素值范围, 而且还用箭头标出了从这三个物源经五种主要过程产生 CO_2 时, 其同位素组成的变化趋势(刘家军等, 2000a)。样品数据在图中投点清楚地表明, 连城 Cu-Mo 多金属矿床中 CO_2 主要来自地幔源或深部岩浆系统, 可能有少量碳酸盐岩溶解作用产生的 CO_2 的加入。尽管这一结论未考

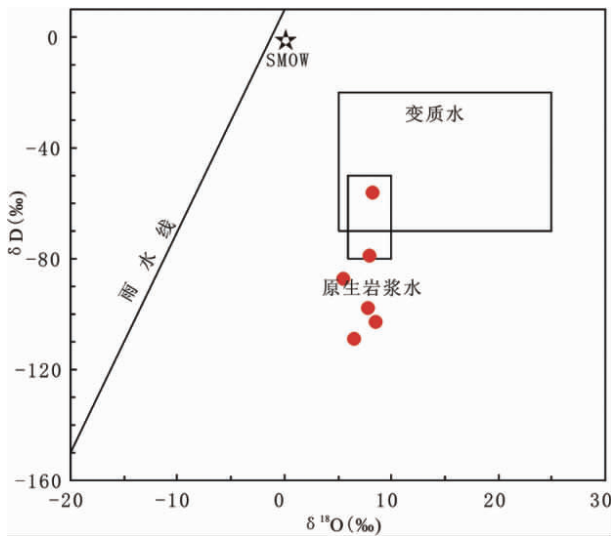


图9 连城 Cu-Mo 多金属矿床石英氢、氧同位素组成图解
Fig. 9 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore forming fluid from the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程,但总体趋势却极为清楚。

3.3 氢、氧同位素组成

由于不同来源的流体具有不同特征的氢氧同位素组成,因此成矿流体的氢氧同位素组成成为判断成矿流体来源的重要依据。近年来人们认为水-岩反应是热液矿床形成的重要机制之一,利用氧同位素可以研究水-岩交换过程。对连城 Cu-Mo 多金属矿床早、中阶段含矿石英脉选取石英作了氢和氧同位素分析,结果见表2。本矿床中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 16.3‰ ~ 18.1‰ 之间,根据热液矿物(石英)-水体系的氧同位素分馏方程: $1000\text{Ln}\alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 2.90$ (Friedman and O'Neil, 1977),结合成矿不同阶段的划分及包裹体测温得到的各阶段成矿温度数据,计算该区成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 5.5‰ ~ 8.6‰ 之间。流体中 δD 变化范围从 -56‰ ~ -109‰,流体包裹体的拉曼光谱测试结果显示,成矿流体中 CH_4 很低,因此流体包裹体中 δD 代表了成矿流体当时的同位素组成。在 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系图(图9)上,连城 Cu-Mo 多金属矿床的投影点部分位于岩浆水区域,部分数据稍偏离岩浆水区域且主要位于其下方。结合上述地质特征和流体包裹体的研究,说明成矿热液来源主要与深源岩浆系统有关,但也可能混入有少量大气降水。

4 讨论

4.1 成矿流体来源及指示意义

前人曾对兰坪盆地中多金属矿床的成矿流体特征进行一些研究,积累了大量的数据。对兰坪盆地多金属矿床流

体包裹体研究表明,成矿流体主要集中在 100 ~ 300℃ 范围,盐度多集中在 5.9% ~ 17.7% NaCleqv 之间,属中低温、中低盐度、贫 CO_2 的流体(叶庆同等,1992;罗君烈和杨荆舟,1994;温春齐等,1995;王江海等,1998;薛春纪等,2002b, c;徐启东和李建威,2003;赵海滨,2006),表明兰坪盆地成矿流体主要是源于大气降水的盆地卤水体系(赵海滨,2006;侯增谦等,2008)。

例如,金顶铅锌矿床成矿流体以中低温、中低盐度、贫 CO_2 包裹体为特征,流体包裹体均一温度为 52 ~ 309℃,主要集中在 160 ~ 240℃,成矿流体的盐度为 5.09% ~ 19.63% NaCleqv,多在 7.5% NaCleqv 左右波动(叶庆同等,1992;罗君烈和杨荆舟,1994;温春齐等,1995;赵海滨,2006);白秧坪多金属矿床成矿流体以中低温、中高盐度、贫 CO_2 包裹体为特征, CO_2 包裹体仅在成矿晚阶段方解石中发育,流体包裹体均一温度为 100 ~ 306℃,主要集中在 110 ~ 240℃,成矿流体的盐度为 9.2% ~ 23.96% NaCleqv (薛伟等,2010);科登洞铜矿床成矿流体以中低温、中等盐度、贫 CO_2 包裹体为特征,流体包裹体均一温度为 135 ~ 235℃,主要集中在 180 ~ 210℃,成矿流体的盐度为 11.3% ~ 21.9% NaCleqv (杨伟光等,2003;赵海滨,2006)。

然而,对连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体特征的研究表明,连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿流体整体上是一种中高温、中低盐度、极富 CO_2 的流体。在成矿早、中阶段,出现大量中-低盐度富 CO_2 包裹体,这在整个兰坪盆地是极特殊的,与盆地内其它矿床的成矿流体显然存在很大不同。探讨这种富含 CO_2 流体的来源对研究整个兰坪盆地成矿流体性质及演化显然具有非常重要的意义。

关于富 CO_2 流体,一般认为有以下几种可能的来源:幔源、下地壳中高级变质流体、岩浆热液(Kerrick and Fyfe, 1981; Higgins and Kerrich, 1982; Cameron and Hattori, 1987; Phillips and Powell, 1993; Rosenbaum *et al.*, 1996; Diamond, 2001; Wilkinson, 2001; 陈衍景等,2007)。连城 Cu-Mo 多金属矿床除接触带附近较小的范围内发生了接触变质作用外,其它地区均未发生强烈的变质作用,因此区内富 CO_2 的流体不可能是变质成因;张乾等(2002)通过对盆地西缘铜矿床矿物铅同位素组成、盆地上地壳沉积岩铅及盆地上地幔的铅同位素组成的对比研究,指出盆地西缘铜矿床无地幔物质的加入。结合连城 Cu-Mo 多金属矿床 C、H、O 同位素地球化学的特征及前人对兰坪盆地深部存在隐伏岩浆库的推测(张成江等,2000;李文昌和莫宣学,2001;赵海滨,2006),虽然这个岩浆库与盆地的演化和成矿的关系目前尚未明了,并且盆地内碱性岩浆活动明显晚于成矿期,但岩浆的演化是一个长期的过程。因此笔者认为,区内中高温、中低盐度、富 CO_2 的流体可能与盆地隐伏岩浆的活动有关。但显然连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿流体又与典型的岩浆热液(高温、高盐度、富 CO_2) 不同(陈衍景等,2007;侯明兰等,2007),显示出岩浆热液(高温、高盐度、富 CO_2) 与源于大气降水的改造热液(低

温、低盐度、贫 CO_2) 的混合(陈衍景等 2007)。

4.2 成矿流体演化及矿质沉淀机制

综上所述,连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿流体具有如下特征:(1) 早阶段石英脉中存在三种类型的包裹体,以 CO_2 - H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体为主;中阶段石英脉中也存在三种类型的包裹体,但 CO_2 - H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体明显减少,以水溶液包裹体为主;晚阶段石英脉中捕获了大量水溶液包裹体。成矿流体早中阶段富含 CO_2 和其它挥发分,随着成矿作用的进行, CO_2 和其它挥发分逸失,到晚阶段大气降水不断混入,导致成矿流体演化成富含水的流体。(2) 伴随着成矿,流体温度逐渐降低。早阶段流体包裹体均一温度集中在 $236 \sim 346^\circ\text{C}$,反映了中高温热液特征;中阶段流体包裹体均一温度集中在 $220 \sim 280^\circ\text{C}$,具有中温热液特征;晚阶段水溶液包裹体均一温度为 $120 \sim 183^\circ\text{C}$,则具有低温热液特征。(3) 早阶段盐度存在 $2\% \sim 4\%$ NaCleqv 和 $14\% \sim 22\%$ NaCleqv 两个峰区;中阶段盐度表现有 $2\% \sim 4\%$ NaCleqv 和 $8\% \sim 18\%$ NaCleqv 两盐度集中区;而晚阶段盐度集中在 $4\% \sim 8\%$ NaCleqv。早中阶段流体盐度略有下降,从中阶段到晚阶段则盐度明显降低。

早阶段石英中最显著的特点是 A 型、B 型和 C 型包裹体密切共生(图 4e, f)。A 型包裹体多均一至液相,富液相 B 型包裹体均一至液相,富气相 B 型包裹体均一至气相,三者均一温度相近,为沸腾包裹体组合的典型标志(Ramboz *et al.*, 1982; Rodder, 1984; 刘斌和沈昆,1999; 卢焕章等, 2004)。可以认为连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿过程早阶段发生了强烈的流体沸腾现象;沸腾现象以大量 CO_2 等挥发份逃逸为主要特征, CO_2 等挥发份大量逃逸,导致成矿体系趋于不稳定,促使 Mo 等大量成矿物质沉淀,最终成矿(邓小华等 2008)。另外, CH_4 的加入扩大了流体不混溶的范围,有利于对 Mo 的富集沉淀(徐九华等 2007)。

在温度-盐度关系图解中(图 10),A 类包裹体数据具有一定的相关性,可看作是流体的理论演化轨迹。两者呈缓倾斜曲线,斜率为正值,即随着温度逐步降低,流体的盐度缓慢下降。这种变化趋势反映了较高盐度、温度的流体与较低盐度、温度的流体发生了混合作用(卢焕章等 2004)。野外和镜下观察也表明,晚阶段石英、碳酸盐脉穿切整个矿石,出现晶簇状构造,指示处于开放空间,有利于大气降水的加入。据此笔者认为下渗的大气降水与富 CO_2 流体混合,可能也导致了部分成矿物质的沉淀。因此,连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿物质沉淀的主要机制为流体降温沸腾,次要机制为大气降水的混入。

4.3 成矿过程浅析

前人对兰坪盆地西缘铜多金属矿床的成因研究很多,特别是金满铜矿床,总结起来有改造型矿床(李峰和甫为民, 2000)、喷流(热水)沉积矿床(颜文和李朝阳,1997; 王江海

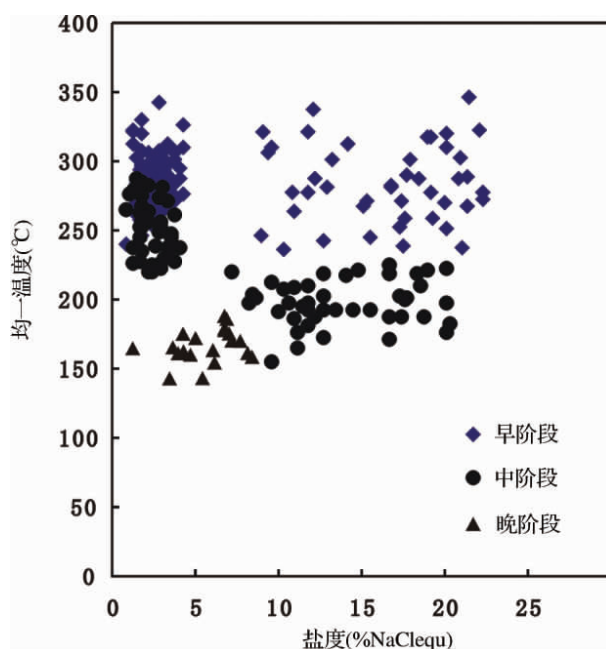


图 10 连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体温度-盐度分布图
Fig. 10 Covariant graph of temperature-salinity of fluid inclusions in the Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit

等,1998; 刘家军等 2000a) 等观点。侯增谦等(2008) 则认为兰坪盆地西缘铜多金属矿床属于受逆冲推覆构造控制的新类型矿床,并称之为造山型 Cu 矿床。

对连城 Cu-Mo 多金属矿床的成矿过程的研究则相当薄弱。考虑到连城 Cu-Mo 多金属矿床产在印度-亚洲大陆碰撞造山的前陆盆地(兰坪盆地)环境中和王光辉等(2009)测得的辉钼矿 Re-Os 年龄(48~49Ma);矿体主要产于与盆地西缘逆冲推覆系统伴生的次级背斜的层间滑动破碎带和轴部附近的张裂隙中(侯增谦等 2006; 王光辉等 2009);容矿围岩以侏罗统花开佐组砂岩为主,但其并不是主要控矿因素(侯增谦等 2006; 王光辉等 2009)。并结合笔者对连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体特征及矿床 C、H、O 同位素地球化学的分析。

笔者认为连城 Cu-Mo 多金属矿床的形成可能大致经历如下的过程:始于 65Ma 左右印度-亚洲大陆发生对接碰撞,造成了区内较强烈的构造运动及岩浆活动(薛春纪等, 2002a; 赵海滨 2006)。深部较高温、富含 Mo 等成矿元素、富含 CO_2 的岩浆热液沿着区内断裂构造向上运移;伴随成矿流体的不断运移,地层中的成矿物质进入流体系统并随流体沿断裂构造向浅部低压地带迁移,在有利的成矿地段(与盆地西缘逆冲推覆伴生的层间滑动破碎带和轴部附近的张裂隙中)由于压力的降低、温度降低等因素的影响导致流体发生沸腾,成矿体系物理化学条件急剧变化,Mo 等成矿元素顺次沉淀,成矿晚阶段大气降水的混入也导致了部分成矿物质的沉淀。

5 结论

通过研究,本文得到以下结论:

(1) 连城 Cu-Mo 多金属矿床的石英中发育水溶液包裹体(A型)、纯 CO₂ 包裹体(C型)、H₂O + NaCl - CO₂ 包裹体(B型)等三类包裹体。

(2) 测温结果显示,成矿早阶段流体包裹体均一温度集中在 236 ~ 346°C, 盐度存在 2% ~ 4% NaCleqv 和 14% ~ 22% NaCleqv 两个峰区; 中阶段流体包裹体均一温度集中在 220 ~ 280°C, 盐度表现有 2% ~ 4% NaCleqv 和 8% ~ 18% NaCleqv 两盐度集中区; 晚阶段水溶液包裹体均一温度为 120 ~ 183°C, 盐度集中在 4% ~ 8% NaCleqv。从早到晚流体演化具有一定的规律性: 温度逐渐降低, 盐度逐渐降低, CO₂ 含量逐渐降低。连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿流体总体上是中高温、中低盐度、富 CO₂ 的流体。流体包裹体均一压力为 50 ~ 160MPa, 对应的成矿深度约为 5 ~ 5.9km。

(3) 综合矿床流体包裹体特征及 C、H、O 稳定同位素地球化学研究表明, 连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿作用可能主要与盆地隐伏岩浆系统相关的热液活动有关。

(4) 连城 Cu-Mo 多金属矿床可能大致经历如下的成矿过程: 65Ma 左右印度-亚洲大陆发生对接碰撞, 由此产生的深部较高温、富含 Mo 等成矿元素的岩浆热液沿着区内断裂构造运移; 伴随成矿流体的运移, 地层中的成矿物质进入流体系统; 由于压力的降低、温度降低等因素的影响导致流体发生沸腾, 成矿体系物理化学条件急剧变化, Mo 等成矿元素顺次沉淀。

致谢 在云南野外地质考察, 得到了三江铜业的大力支持和张羽旭同学的帮助, 在此一并表示衷心感谢。

References

Cameron EM and Hattori K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, 82: 1177 - 1191

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085 - 2108 (in Chinese with English abstract)

Deng XH, Li WB, Li N, Mei M and Zhang Y. 2008. Fluid inclusion constraints on the origin of Zhifang Mo deposit Songxian County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2133 - 2148 (in Chinese with English abstract)

Diamond LW. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55: 69 - 99

Friedman I and O'Neil JR. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 440KK

He MQ, Song HB, Ran CY and Yan J. 1998. Evidence for transformed genesis of Jinman copper deposit in Lanping. *Geology and Prospecting*, 34(2): 13 - 15 (in Chinese with English abstract)

Higgins NC and Kerrich R. 1982. Progressive ¹⁸O depletion during CO₂

separation from a carbon-dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey tungsten deposit, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2247 - 2257

Hou ML, Jiang SY, Shen K, Lian GJ, Liu QC and Xiao FL. 2007. Fluid inclusion and H-O isotope study of gold mineralization in the Penglai gold field, eastern Shandong. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2241 - 2256 (in Chinese with English abstract)

Hou ZQ, Pan GT, Wang AJ, Mo XX, Tian SH, Sun XM, Ding L, Wang EQ, Gao YF, Xie YL, Zeng PS, Qin KZ, Xu JF, Qu XM, Yang ZM, Yang ZS, Fei HC, Meng XJ and Li ZQ. 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late-collisional transformation setting. *Mineral Deposits*, 25(5): 521 - 543 (in Chinese with English abstract)

Hou ZQ, Song YC, Li Z, Wang ZL, Yang ZM, Yang ZS, Liu YC, Tian SH, He LQ and Chen KX. 2008. Thrust-controlled, sediment-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt: Geological features and tectonic model. *Mineral Deposits*, 27: 123 - 144 (in Chinese with English abstract)

Huang P, Tang JX and Gu XX. 1997. On the plume tectonics and metallogenesis: Taking Lanping basin as an example. *Yunnan Geology*, 16(4): 425 - 430 (in Chinese with English abstract)

Kerrich R and Fyfe WS. 1981. The gold-carbonate associations: Source of CO₂ and CO₂ fixation reaction in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, 33: 265 - 294

Li F and Pu WM. 2000. *Geology of Red Beds Copper Deposits in Western Yunnan*. Kunming: Yunnan University of Publishing House, 16 - 60 (in Chinese with English abstract)

Li WC and Mo XX. 2001. The Cenozoic tectonics and metallogenesis in "Three-River" area of Southwest China. *Yunnan Geology*, 20(4): 333 - 346 (in Chinese with English abstract)

Liu JJ, Li ZY, Pan JY, Hui RZ, Liu XF, Zhang Q. 2000a. Isotopic geochemistry of copper deposits from sandstone and shale of Lanping-Simao basin, western Yunnan. *Mineral Deposits*, 19(3): 223 - 234 (in Chinese with English abstract)

Liu JJ, Li ZY, Pan JY, Liu XF, Zhang Q, Liu YP. 2000b. Ore-forming material sources of copper deposits from sandstone and shale of Lanping-Simao basin, western Yunnan and their genetic implications. *Geology and Prospecting*, 36(4): 16 - 19 (in Chinese with English abstract)

Liu B and Shen K. 1999. *Thermodynamic Principles of Fluid Inclusion*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 282 (in Chinese with English abstract)

Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. *Fluid Inclusions*. Beijing: Science Press, 1 - 487 (in Chinese with English abstract)

Luo JL and Yang JZ. 1994. Tethyan Evolution of Yunnan and the Major Metallogenesis. Beijing: Geological Publishing House, 149 - 239 (in Chinese with English abstract)

Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 67: 551 - 578

Ohmoto H and Rye RO. 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd Edition. New York: John Wiley & Sons, 509 - 567

Phillips GN and Powell JK. 1993. Link between gold province. *Economic Geology*, 88: 1084 - 1098

Que MY, Cheng DM, Zhang LS, Xia WJ and Zhu CY. 1998. Copper Deposits in Lanping-Simao Basin. Beijing: Geol. Pub. House, 1 - 20, 37 - 46 (in Chinese with English abstract)

Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. *Interpretation of Fluid Inclusion Data in Terms of Immiscibility*. *Chemical Geology*, 37: 29 - 46

Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1 - 644

Rosenbaum JM, Zindler A and Rubenstein JL. 1996. Mantle fluids: Evidence from fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 3229 - 3252

Schwartz MO. 1989. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusions using microthermometric measurements. *Mineralium*

- Deposita, 24: 43–47
- Shi JX, Yi FH and Wen QC. 1983. Rock and mineral characteristics and genesis of Jinding super-large lead-zinc deposit. *Yunnan Geology*, 2(3): 179–185 (in Chinese with English abstract).
- Taylor BM. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H, S. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Progress*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 16: 185–226
- Veizer J, Holser WT and Wilgus CK. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 579–588
- Wang CM, Deng J, Zhang ST, Xue CJ, Yang LQ, Wang QF and Sun X. 2010. Sediment-hosted Pb-Zn deposits in Southwest Sanjiang Tethys and Kangdian area on the western margin of Yangtze Craton. *Acta Geologica Sinica*, 84(6): 1428–1438
- Wang GH, Song YC, Hou ZQ, Wang XH, Yang ZS, Yang TN, Liu YX, Jiang YF, Pan XF, Zhang HR, Liu YC, Li Zheng and Xue CD. 2009. Re-Os dating of molybdenite from Liancheng vein copper deposit in Lanping basin and its geological significance. *Mineral Deposits*, 28(4): 413–424 (in Chinese with English abstract)
- Wang JB, Li CY and Chen XZ. 1990. Evidence of Exhalative Sedimentary Genesis of the Jinding Super-large Lead-zinc Deposit and Ore Sources. Lanzhou: Publishing House of Lanzhou University, 1–365 (in Chinese with English abstract)
- Wang JH, Yan W, Chang XY *et al.* 1998. Continental Hydrothermal Sedimentation: A Case Study of the Yunan Area, China. Beijing: Geological Publishing House, 79–89 (in Chinese with English abstract)
- Wen CQ, Cai JM, Liu WZ, Qin GJ and Cheng SF. 1995. The geochemical characteristics of the fluid inclusion in Jinding lead-zinc deposit, Yunnan, China. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 15(4): 78–84 (in Chinese with English abstract)
- Wilkinson JJ. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229–272
- Xiao RG, Chen HQ, Shuai KY and Yang ZF. 1994. Mineralization of Jinman copper deposit in Mesozoic sedimentary rocks in Lanping, Yunnan Province. *Geoscience*, 8(4): 490–496 (in Chinese with English abstract)
- Xu JH, Xie YL, Ding RF, Yin YJ, Shan LH and Zhan GR. 2007. CO_2 - CH_4 fluids and gold mineralization: Southern margin of Altay, China and Muruntau of Uzbekistan. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 2026–2032 (in Chinese with English abstract)
- Xu QD and Li JW. 2003. Migration of ore-forming fluids and its relation to zoning of mineralization in northern Lanping Cu-polymetallic metallogenic area, Yunnan Province: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineral Deposits*, 22(4): 365–376 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM, Wang DH, Yang WG and Yang QB. 2002a. Analysis of ore-forming background and tectonic system of Lanping basin, western Yunnan Province. *Mineral Deposits*, 21(1): 36–45 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM, Wang DH and Xu J. 2002b. The CO_2 -rich and hydrocarbon-bearing ore-forming fluid and their metallogenic role in the Lanping Pb-Zn-Ag-Cu ore field, northwestern Yunnan. *Acta Geologica Sinica*, 76(2): 244–253 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM, Wang DH, Yang WG and Yang QB. 2002c. Jinding Pb-Zn deposit: Geology and geochemistry. *Mineral Deposits*, 21(3): 270–277 (in Chinese with English abstract)
- Xue W, Xue CJ, Chi GX, Gao BY and Yang SF. 2010. Study on the fluid inclusions of Baiyangping poly-metallic deposit in Lanping basin, northwestern Yunnan, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1773–1784 (in Chinese with English abstract)
- Yan W and Li CY. 1997. Geochemical characteristics and their hydrothermal sedimentary genesis of a new type copper deposit. *Geochimica*, 26(1): 55–63 (in Chinese with English abstract)
- Yang WG, Yu XH, Li WC, Dong FL and Mo XX. 2003. The characteristics of metallogenic fluids and metallogenic mechanism in Baiyangping silver and polymetallic mineralization concentration area in Yunnan Province. *Geoscience*, 17(1): 27–32 (in Chinese with English abstract)
- Yie QT, Hu YZ and Yang YQ. 1992. The Regional Geochemical Background of Gold and Silver Lead-zinc Mineralization of Sanjiang Region. Beijing: Geological Publishing House, 1–246 (in Chinese with English abstract).
- Zhang CJ, Ni SJ, Teng YG and Peng XH and Liu JD. 2000. Relationship between Himalayan tectonic-magmatic movement and mineralization in Lanping basin, Yunnan Province. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 20(2): 35–39 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q. 1993. Pb isotopic composition of Jinding super-large Pb-Zn deposit in Yunnan Province and discussion on the source of lead. *Geology and Prospecting*, 29(5): 21–28 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Shao SX, Liu JJ and Liu ZH. 2002. Lead isotopic composition and lead source of polymetallic deposit in the large ore-assembly district in the Lanping basin. *Acta Mineralogica Sinica*, 22(2): 147–155 (in China with English abstract)
- Zhao HB. 2006. Study on the characteristics and metallogenic conditions of copper-polymetallic deposits in middle-northern Lanping basin, western Yunnan. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English summary)
- Zheng YF and Chen JF. 2000. Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Science Press, 1–316 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 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. *岩石学报*, 23(9): 2085–2108
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 河南高县纸房铅矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 24(9): 2133–2148
- 何明勤, 宋煥斌, 冉崇英, 严键. 1998. 云南兰坪金满铜矿床改造成因证据. *地质与勘探*, 34(2): 13–15
- 侯明兰, 蒋少涌, 沈昆, 连国建, 刘其臣, 肖凤利. 2007. 胶东蓬莱金矿床矿区流体包裹体和氢氧同位素地球化学研究. *岩石学报*, 23(9): 2241–2256
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. *矿床地质*, 25(5): 521–543
- 侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型. *矿床地质*, 27: 123–144
- 黄朋, 唐菊兴, 顾雪祥. 1997. 地幔柱构造与成矿作用——以兰坪盆地为例. *云南地质*, 16(4): 425–430
- 李峰, 甫为民. 2000. 滇西红层铜矿地质. 昆明: 云南大学出版社, 16–60
- 李文昌, 莫宣学. 2001. 西南“三江”地区新生代构造及其成矿作用. *云南地质*, 20(4): 333–346
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 胡瑞忠, 刘显凡, 张乾. 2000a. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学. *矿床地质*, 19(3): 223–234
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 刘显凡, 张乾, 刘玉平. 2000b. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床成矿物质来源研究. *地质与勘探*, 36(4): 16–19

- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社, 1-282
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1-487
- 罗君烈, 杨荆舟. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用. 北京: 地质出版社, 149-239
- 阙梅英, 程敦摸, 张立生, 夏文杰, 朱创业. 1998. 兰坪-思茅盆地铜矿床. 北京: 地质出版社, 1-20, 37-46
- 施加辛, 易凤煌, 文启鏊. 1983. 兰坪金顶铅锌矿床的岩矿特征及成因. 云南地质, 2(3): 179-185
- 王光辉, 宋玉财, 侯增谦, 王晓虎, 杨竹森, 杨天南, 刘燕学, 江迎飞, 潘小菲, 张洪瑞, 刘英超, 李政, 薛传东. 2009. 兰坪盆地连城脉状铜矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义. 矿床地质, 28(4): 413-424
- 王江海, 颜文, 常向阳等. 1998. 陆相热水沉积作用——以云南地区为例. 北京: 地质出版社, 79-89
- 王京彬, 李朝阳, 陈晓钟. 1990. 金顶超大型铅锌矿喷流沉积证据及成矿物质来源. 兰州: 兰州大学出版社, 1-365
- 温春齐, 蔡建明, 刘文周, 覃功炯, 陈式房. 1995. 金顶潜锌矿床流体包裹体地球化学特征. 矿物岩石, 15(4): 78-84
- 肖荣阁, 陈卉泉, 帅开业, 杨忠芳. 1994. 云南兰坪金满中生代沉积岩中的铜矿成矿作用. 现代地质, 8(4): 490-496
- 徐九华, 谢玉玲, 丁汝福, 阴元军, 单立华, 张国瑞. 2007. CO₂-CH₄ 流体与金成矿作用: 以阿尔泰山南缘和穆龙套金矿为例. 岩石学报, 23(8): 2026-2032
- 徐启东, 李建威. 2003. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体动与矿化分带——流体包裹体和稳定同位素证据. 矿床地质, 22(4): 365-376
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 杨伟光, 杨清标. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析. 2002a. 矿床地质, 21(1): 36-45
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 徐珏. 2002b. 滇西北兰坪铅锌铜银矿田含烃富 CO₂ 成矿流体及其地质意义. 地质学报, 76(2): 244-253
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 杨伟光, 杨清标. 2002c. 金顶铅锌矿床地质-地球化学. 矿床地质, 21(3): 270-277
- 薛伟, 薛春纪, 池国祥, 石海岗, 高炳宇, 杨寿发. 2010. 滇西北兰坪盆地白秧坪多金属矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 26(6): 1773-1784
- 颜文, 李朝阳. 1997. 一种新类型铜矿床的地球化学特征及其热水沉积成因. 地球化学, 26(1): 55-63
- 杨伟光, 喻学惠, 李文昌, 董方浏, 董宣学. 2003. 云南白秧坪银多金属集区成矿流体特征及成矿机制. 现代地质, 17(1): 27-32
- 叶庆同, 胡云中, 杨岳清. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用. 北京: 地质出版社, 1-246
- 张成江, 倪师军, 滕彦国, 彭秀红, 刘家铎. 2000. 兰坪盆地喜马拉雅期构造-岩浆活动与流体成矿的关系. 矿物岩石, 20(2): 35-39
- 张乾. 1993. 云南金顶超大型矿床的铅同位素组成及铅的来源探讨. 地质与勘探, 29(5): 21-28
- 张乾, 邵树勋, 刘家军, 刘志浩. 2002. 兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源. 矿物学报, 22(2): 147-155
- 赵海滨. 2006. 滇西兰坪盆地中北部铜多金属矿床成矿地质特征及地质条件. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 1-316