

安徽定远小庙山金矿床流体包裹体研究

张军杨 劼, 徐兆文, 毛鸿丽

(内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 江苏南京 210093)

摘要:小庙山金矿床原生流体包裹体分为4种类型:富气相的两相水溶液包裹体、富液相的两相水溶液包裹体、含CO₂三相水溶液包裹体和含子矿物的三相水溶液包裹体,均一温度变化于133~378℃之间,峰值区间分别为180~200℃和220~260℃,盐度介于0.2%~44.6%之间,峰值区间为3%~6%。激光拉曼分析显示,流体包裹体的气相成分主要为CO₂、H₂O及少量CH₄,包裹体群分析显示,成矿流体气相成分主要为CO₂、N₂、H₂O、CH₄、C₂H₂和C₂H₆,液相成分主要为Na⁺、K⁺、Ca²⁺、F⁻、Cl⁻、NO₃⁻和SO₄²⁻,其中K⁺/Na⁺为1.55~2.75, F⁻/Cl⁻为0.02~0.03。矿化石英脉中,流体的δ¹⁸O_{H₂O}值介于-2.39‰~2.14‰之间,δD_{H₂O}值介于-51.2‰~-45.9‰之间,表明成矿流体主要来自岩浆,后期混入大气降水。依据成矿地质背景和区内成矿流体的地球化学及同位素资料,认为近南北向断裂是成矿流体运移通道和金富集沉淀的场所。在断裂破碎带中,高温高盐度成矿流体与大气降水混合,引起成矿流体的温度和盐度降低,压力变小,使得流体中的金沉淀成矿。

关键词:物理化学条件;成矿物质;流体包裹体;激光拉曼;氢氧同位素;小庙山金矿床;安徽定远

中图分类号:P597

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2010)05-0551-11

A study of fluid inclusions of the Xiaomiaoshan gold deposit in Dingyuan County, Anhui Province

ZHANG Jun, YANG Jie, XU Zhao-wen and MAO Hong-li

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: The Xiaomiaoshan gold deposit in Dingyuan County of Anhui Province is a typical quartz vein type gold deposit in the central southern part of Zhangbaling uplift adjacent to the Tan-Lu fault belt in the west. Gold mineralization mainly occurs in NNE-extending quartz veins in the peripheral contact zone of Guandian-Wawuli adamellite and subordinately exists as sparse disseminations in altered rocks. Petrographic studies reveal four types of primary fluid inclusions in quartz veins sampled from the Xiaomiaoshan gold deposit, i. e., vapor-rich, liquid-rich, CO₂-bearing and daughter minerals-bearing fluid inclusions. Fluid and stable isotopic geochemical methods, such as microthermometry, laser Raman microprobe, bulk composition and H-O isotopic analysis of fluid inclusions, were used to investigate physicochemical properties, chemical composition and sources of the ore-forming fluids so as to probe into the metallogenic mechanism of this type of ore deposits. The homogenization temperatures of these fluid inclusions range from 133℃ to 378℃, with the peak values being in the ranges of 180℃~200℃ and 220℃~260℃. The calculated salinities [w(NaCl)] range from 0.2% to 44.6%.

收稿日期:2009-10-10;修订日期:2010-05-13

基金项目:地质矿产部95攻关项目(9501102-04-1);国家自然科学基金资助项目(40973030)

作者简介:张 军(1972-)男,汉族,在读博士研究生,矿床学专业, E-mail: sdbz209@163.com;通讯作者:徐兆文,教授, E-mail: tzb@nju.edu.cn

with the peak values between 3% and 6%. Four types of fluid inclusions coexist in the sample; the vapor-rich fluid was homogenized to a single vapor phase, while at the similar temperature range, the liquid-rich fluid was homogenized to a single liquid phase. These phenomena indicate that the boiling process might have played an important role at the ore-forming stage. According to homogenization temperatures, salinities and vapor-liquid ratios, the fluid pressures were estimated to be 4 to 13 GPa, 23 and 60 GPa, respectively, suggesting that gold mineralization took place over 6.5 km in depth. Based on the laser Raman analysis of the fluid inclusions, it is found that the gas composition is mainly CO₂, H₂O vapor with a tiny amount of CH₄. Group analyses of fluid inclusions indicate that the liquid phase mainly contains Na⁺, K⁺, Ca²⁺, F⁻, Cl⁻, NO₃⁻ and SO₄²⁻, while the gaseous phase consists of CO₂, N₂, H₂O, CH₄, C₂H₂ and C₂H₆. The K⁺/Na⁺ ratios vary between 1.55 and 2.75, and F⁻/Cl⁻ ratios are between 0.02 and 0.03. δ¹⁸O_{H₂O} values of the fluids trapped in the quartz vein range from -2.39‰ to 2.14‰, and δD_{H₂O} from -51.2‰ to -45.9‰, respectively. The isotopic characteristics indicate that the ore-forming fluids were mostly derived from the magma and mixed with the meteoric water at the late stage. Through integrating geological settings with physicochemical properties and isotopic geochemistry of the ore-forming fluids in the Xiaomiaoshan gold deposit, it is concluded that the NS-trending faults constituted the migration pathways of the ore-forming fluids and places of gold precipitation. When the fluids of high temperature and high salinity were mixed with meteoric water along the fracture zone, the oxygen fugacity increased and the temperature, salinity and pressure decreased remarkably, which caused the disassociation of the gold complexes and resulted in gold precipitation.

Key words: physicochemical conditions; ore-forming substances; fluid inclusion; laser Raman; H-O isotopes; Xiaomiaoshan gold deposit; Dingyuan County, Anhui Province

安徽省张八岭地区分布有多处石英脉型金矿(邱瑞龙,1998;黄德志等,2000,2002;黄德志等,2002;应汉龙等,2002),小庙山金矿床就是其中一个典型矿例。矿床依据安徽省地质矿产局区域调查队 1:20 万区测资料(1978)^①及物探和化探异常圈定,安徽省地质矿产局、华东冶金地质勘查局等地质部门先后在此开展过地质调查和普查找矿工作。定远县矿产管理局于九十年代中期正式投产开采,由于深部矿体勘探不详,矿山至九十年代末期正式停产。尽管前人曾在小庙山矿区及外围矿点开展过地质研究和地质勘探工作(李怀荣,1990;董茂兴等,1995;张德宝等,1995;周济元,1995;邱瑞龙,1998;毛鸿丽,2000;黄德志等,2000,2002;黄德志等,2002;应汉龙等,2002),但由于对小庙山金矿床的成矿流体性质及来源认识不足,因此很难探讨矿床成因。为了更好地了解小庙山金矿床成因,指导周边地区找矿工作,本文运用流体地球化学和同位素地质学方法,通过成矿期含矿脉石英中的流体包裹体和氢、氧同位素研究,探讨小庙山金矿床成矿的物理化学条

件及形成机制。

1 小庙山矿区地质概况及矿床地质特征

小庙山金矿床位于安徽省定远县池河镇境内,处于大别造山带北缘,西邻郟庐断裂带,隶属张八岭隆起中南段。矿区出露地层为中元古界张八岭群西冷组(P_{t_{2x}}),岩性为灰白色流纹岩;外围还出露有中元古界张八岭群北将军组(P_{t_{2b}}),岩性为绢云母千枚岩及白云质大理岩。岩石已普遍遭受低绿片岩化变质作用。断裂构造主要为近南北向,次为北东向和北西向。火成岩主要为二长花岗岩和煌斑岩(图1)。二长花岗岩属于管店-瓦屋刘岩基,仅在矿区北部和西南部有少量出露,大部分被第四系覆盖,部分钻孔也证实西冷组地层下部仍有二长花岗岩,形成时代为131~126 Ma(李学明等,1985;许文良等,2004;牛漫兰等,2006;资锋等,2007),侵位于西冷组流纹岩之中。煌斑岩呈脉状充填于矿区近南北向和北西向断裂破碎带中,地表多已风化成土黄色土状物质;

① 安徽省地质局区域地质调查队. 1978. 合肥幅定远幅 1:20 万区域地质调查报告, 227~238.

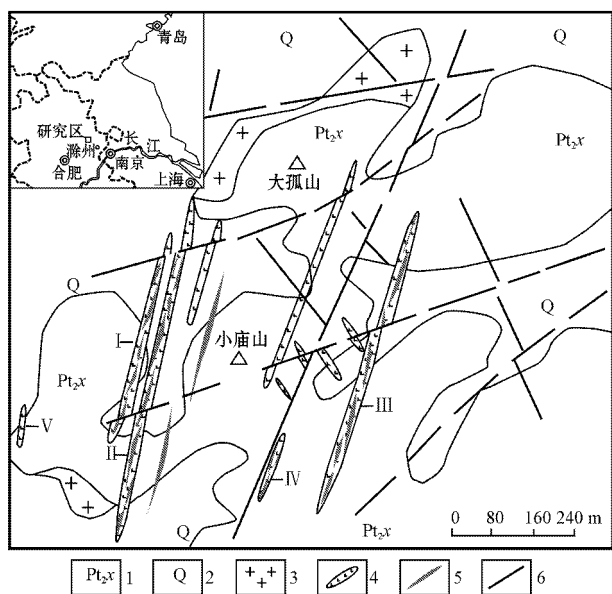


图1 小庙山矿区地质图(据小庙山地区地质图改制)^①

Fig. 1 Geological sketch map of the Xiaomiaoshan gold deposit in Dingyuan County, Anhui Province (modified from the geologic map of Xiaomiaoshan area)^①

- 1—西冷组;2—第四系;3—燕山晚期二长花岗岩;4—煌斑岩脉;
5—含金石英脉;6—断裂
1—Xileng Formation;2—Quaternary;3—Late Yanshanian adamellite;
4—lamprophyric dike;5—auriferous quartz vein;6—fault

新鲜岩石呈深灰-灰黑色,似斑状-细粒结构、煌斑结构,块状构造,主要矿物为角闪石(40~45%)、斜长石(45~50%)、黑云母(3%)和石英(5%)以及少量辉石,斑晶主要为角闪石,基质为全晶质。岩石化学显示, $\text{SiO}_2 = 51.40\% \sim 57.80\%$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.23\% \sim 7.84\%$, $\text{MgO} = 5.42\% \sim 9.68\%$, $\text{CaO} = 4.50\% \sim 9.30\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.75\% \sim 7.20\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.65 \sim 1.66$,具有弱的硅化、绿泥石化和绢云母化。参照岩相学特征,岩石可定名为闪斜煌斑岩,形成时代为130 Ma(Rb-Sr法,毛鸿丽,2000)。

金主要赋存于管店-瓦屋刘二长花岗岩外接触带NNE向石英脉内,其次呈稀疏浸染状赋存于蚀变岩中(但矿化较弱),据黄德志等(2002)矿化深部可延伸至花岗岩体内。依照石英脉产状和含矿性,矿区石英脉大致可分为早、晚两期:早期为含金黄铁矿-石英脉,走向主要为近南北向,总体比较发育,晚期

为无矿石英脉,走向主要为北东向,总体不发育。早期含金黄铁矿-石英脉又可分为单脉和细脉群两种。单脉在矿区内分布较少,金矿化较弱,仅沿南北向断裂分布或穿插于近南北向煌斑岩脉中,宽度5~10 cm,长15~20 m,个别断续出露可达50 m以上;细脉群主要集中分布于近南北向煌斑岩脉的宽缓部位,宽度1 cm左右,长度一般2 m左右,个别可达5 m以上,集中在一起构成有一定规模的矿脉。目前矿区内已发现矿脉5条(图1),其中2号矿脉含矿性最好,规模最大,沿北北东向断续展布,长约1500 m,宽1.10~2.40 m,延伸约100 m。平面上,小庙山金矿化连续性较差,分布不稳定。矿石品位最高达13 g/t,一般为1~3 g/t,为一小型金矿床。矿石矿物主要为黄铁矿(95%)、黄铜矿(3%)、斑铜矿(1%)和极少量自然金和银金矿,脉石矿物主要为石英和少量钾长石。矿石结构主要为自形粒状结构、交代结构和交代残余结构,矿石构造主要为脉状构造、细脉状构造和稀疏浸染状构造。矿石类型主要为含金石英细脉型矿石,其次为含金石英脉型矿石和矿化较弱的稀疏浸染状蚀变岩型矿石以及少量含金褐铁矿氧化矿石。金主要呈两种赋存状态,一种以自然金矿物形式产出,但数量比较少;另一种主要赋存于黄铁矿中。浅部主要是氧化矿,表现为褐铁矿,局部可见少量孔雀石。围岩蚀变主要为硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、高岭土化等。

2 流体包裹体显微分析

2.1 样品及岩相学特征

用于流体包裹体研究的样品分别采自矿区1号矿脉、2号矿脉中含金黄铁矿-石英细脉群和部分近南北向含金黄铁矿-石英单脉,经过手工挑选,磨制成双面抛光薄片,对主成矿期薄片中的石英单矿物同一世代流体包裹体分别进行了岩相学观察、显微测温 and 成分分析。

显微观察显示小庙山金矿床流体包裹体数量较少,体积也较小(图2)。依据流体包裹体在室温下的相态特征(相数和气液比)及均一方式,可将原生流体包裹体划分为4种类型:即富气相L+V型的两相水溶液包裹体(I型)、富液相L+V型的两相水

① 安徽省地质局区域地质调查队. 1978. 合肥幅定远幅 1:20 万区域地质调查报告, 227~238.

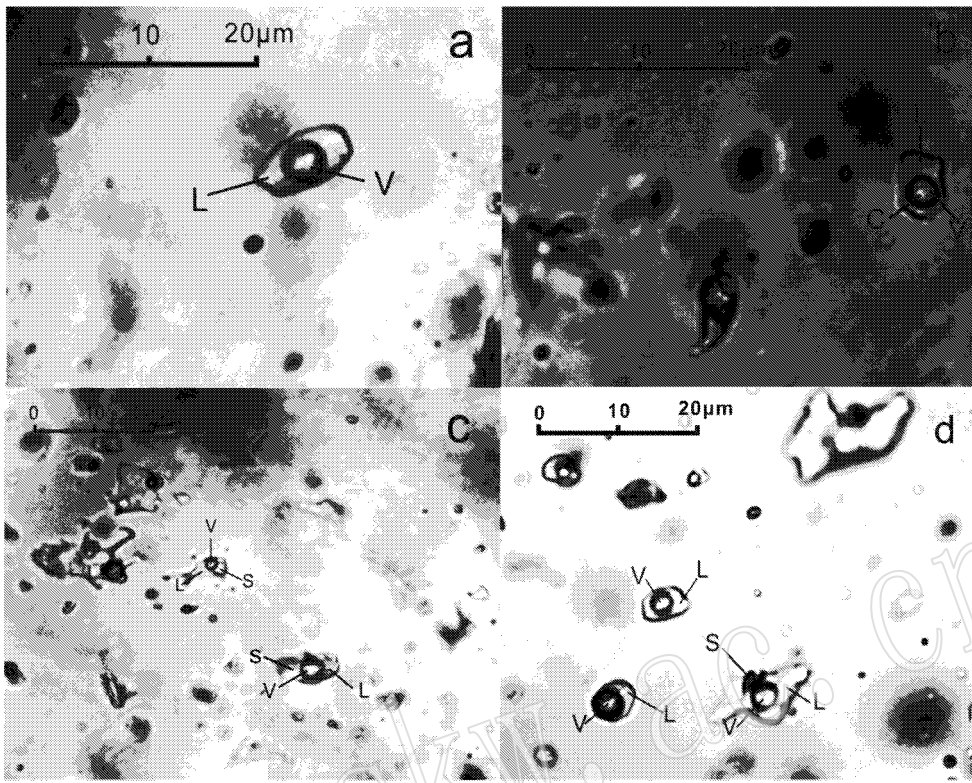


图 2 小庙山金矿床含石英脉中流体包裹体

Fig. 2 Fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Xiaomiaoshan gold deposit

a—气液相两相水溶液包裹体；b—含液态 CO₂ 三相水溶液包裹体；c—含子晶三相水溶液包裹体；d—富气相两相水溶液包裹体、富液相两相水溶液包裹体和含子晶三相水溶液包裹体；V—气相；L—液相；C—液态 CO₂；S—子晶

a—gas-liquid two-phase aqueous solution inclusion；b—liquid CO₂ three-phase aqueous solution inclusion；c—daughter crystal-bearing three-phase aqueous solution inclusion；d—gas-rich two-phase aqueous solution inclusion, liquid-rich two-phase aqueous solution inclusion and daughter crystal-bearing three-phase aqueous solution inclusion；V—gas phase；L—liquid phase；C—liquid-bearing CO₂；S—daughter crystal

溶液包裹体(Ⅱ型)、含 CO₂ 的 V+L+C 型三相水溶液包裹体(Ⅲ型)和含子晶 S+L+V 型三相水溶液包裹体(Ⅳ型),其中 V 为气相,L 为水溶液,C 为液态 CO₂,S 主要为 NaCl(KCl)子晶。样品中Ⅰ型包裹体较少,长轴长度一般为 5~8 μm,气液比主要为 55%~63%,由气态 CO₂ 和水溶液组成,升温均一至气相(图 2d,表 1)。样品中Ⅱ型包裹体比较多,长轴长度一般为 5~14 μm,气液比主要为 15%~40%,升温均一至液相(图 2b、2c、2d,表 1)。样品中Ⅲ型包裹体较少,由气态、液态 CO₂ 和水溶液组成,长轴长度一般为 6~9 μm,气液比主要为 60%~80%,升温均一至液相(图 2d,表 1)。Ⅳ型包裹体较少(图 2c、2d,表 1),由气态 CO₂、子矿物和水溶液组成,体积大小不等,个别可达 30 μm 以上,多呈孤立状分布在石英颗粒内。

整体而言,包裹体多呈负晶形、矩形,少量形态

不规则,大小一般在 4~24 μm 之间,平均约 7 μm,气液比主要集中于 15%~40%之间(表 1)。根据镜下观测和统计,Ⅰ型包裹体约占总量的 3%,Ⅱ型包裹体占总量的 88%,Ⅲ型包裹体约占总量的 5%,Ⅳ型包裹体约占总量的 4%。

2.2 分析测试方法

流体包裹体显微测温在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室的 LinKam THMS600 型冷热台上完成,理论上可达到的实验温度范围为 -196~600℃,当实验测度低于 31℃时,误差为 ±0.2℃,介于 31~300℃之间,误差为 ±1℃,高于 300℃,误差为 ±2℃。实验中选择大小适中、形态完整的原生包裹体,对Ⅰ型和Ⅱ型包裹体先降温,通常在 -50~-60℃之间达到冷却,再逐渐回温,记录冰恰好全部融化时的温度,再通过加热测定均一温度,对Ⅲ型包裹体,先冷却至 -100℃再逐渐回温,记录 CO₂ 水合

表 1 小庙山金矿包裹体显微测温结果
Table 1 Petrography and microthermometry of fluid inclusions in the Xiaomiaoshan gold deposit

样号	类型	主矿物	气体体积分数/%	$t_h/^\circ\text{C}$		冰点温度/ $^\circ\text{C}$		盐度 $w(\text{NaCl})/\%$	
				范围	平均	范围	平均	范围	平均
类型 I 富气相的两相水溶液包裹体									
X3	原生	石英	60	248		-0.5		0.88	
X20	原生	石英	55	308		-2.3		3.87	
X23	原生	石英	63	262		-1.0		1.74	
类型 II 富液相的两相水溶液包裹体									
X1	原生	石英	15~25	155~251	184(4)	-4.6~-0.3	-3.1	0.5~7.3	5.0(4)
X2	原生	石英	25~30	227~320	275(4)	-12.5~-7.9	-10.7	11.6~16.4	14.6(4)
X3	原生	石英	20~40	176~276	225(4)	-8.2~-2.4	-5.2	4.0~11.9	7.8(4)
X5	原生	石英	5~30	189~272	233(4)	-9.0~-3.0	-6.2	5.0~12.8	9.3(4)
X6	原生	石英	25~30	192~254	220(5)	-5.3~-0.1	-2.1	0.2~8.2	3.3(5)
X7	原生	石英	15~35	156~295	234(4)	-8.1~-5.8	-6.6	8.9~11.8	9.9(4)
X10	原生	石英	15~33	163~309	226(5)	-2.8~-0.2	-1.6	0.4~4.6	2.8(5)
X13	原生	石英	16~30	171~268	214(5)	-4.3~-0.1	-2.5	0.2~6.9	4.0(5)
X16	原生	石英	25~33	180~254	233(5)	-5.0~-2.8	-4.0	4.6~7.9	6.4(5)
X17	原生	石英	20~40	194~350	266(6)	-6.9~-0.7	-2.7	1.2~5.7	4.2(6)
X18	原生	石英	15~30	159~368	244(8)	-10~-0.9	-3.8	1.6~10.7	5.8(8)
X19	原生	石英	15~30	166~207	194(6)	-2.1~-0.2	-1.1	0.4~3.5	1.8(6)
X20	原生	石英	25~50	240~324	288(4)	-2.1~-1.4	-1.8	2.4~3.5	3.0(4)
X23	原生	石英	20~40	174~241	214(3)	-1.9~-1.3	-1.7	2.2~3.2	2.8(3)
X24	原生	石英	20~40	233~336	291(4)	-6.5~-0.3	-3.7	0.5~9.9	5.8(4)
X25	原生	石英	5~33	133~272	208(5)	-8.3~-2.4	-4.1	4.0~12.0	6.5(5)
X26	原生	石英	25~40	234~273	249(4)	-7.2~-3.3	-5.4	5.4~10.7	8.3(4)
类型 III 富 CO ₂ 三相水溶液包裹体									
X5	原生	石英	70	239		9.0		2.07	
X7	原生	石英	65	295		8.1		3.91	
X13	原生	石英	75	194		4.3		10.84	
X17	原生	石英	60~80	340~360	350(2)	3.5~6.9	5.2	6.25~12.13	9.20(2)
类型 IV 含子晶的三相水溶液包裹体									
样号	类型	主矿物	气体体积分数/%	$t_h/^\circ\text{C}$		子矿物消失温度/ $^\circ\text{C}$		盐度 $w(\text{NaCl})/\%$	
				范围	平均	范围	平均	范围	平均
X7	原生	石英	20	177		207		32.1	
X13	原生	石英	40	360		378		44.6	
X17	原生	石英	25	255		270		35.8	
X25	原生	石英	20	195		287		36.9	

括号中数字为每一样品所测点数。

物 (Clathrate) 的融化温度, 再通过加热测定均一温度。对 IV 型包裹体, 则直接加热, 分别记录子晶融化温度和气液两相均一温度。实验中的升温 and 降温速率通常控制 $10^\circ\text{C} \pm /\text{min}$, 当加热接近均一时, 升温速率降低到约 $1^\circ\text{C}/\text{min}$; 当接近冰点温度时, 回温速率控制在约 $0.1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。

对 I 型、II 型包裹体, 盐度可根据冰点温度查表换算 (Bodnar, 1993)。该表基于公式 $w_{\text{NaCl}} = 0.00 + 1.78 X - 4.42 \times 10^{-2} X^2 + 5.57 \times 10^{-4} X^3$, 其中 X 为冰点温度的绝对值 (Hall et al., 1988)。对 III 型包裹体, 盐度可根据 CO₂ 笼合物的冰点温度换算

(Diamond, 1992), 该公式为: $w_{\text{NaCl}} = 17.017 2 - 1.229 3 t_m - 0.048 t_m^2$, t_m 是 CO₂ 笼合物的冰点温度 (应用范围为 $-9.6^\circ\text{C} \leq t \leq +10^\circ\text{C}$)。对于 IV 型包裹体, 盐度可通过子晶融化温度 (t) 换算 (Hall et al., 1988), 公式为: $w_{\text{NaCl}} = 26.242 + 4.928 \times 10^{-3} t^{-1} - 1.420 \times 10^{-4} t^2 - 2.330 \times 10^{-7} t^3 + 4.129 \times 10^{-10} t^4 + 6.295 \times 10^{-13} t^5 - 1.967 \times 10^{-15} t^6 + 1.112 \times 10^{-18} t^7$ (当 $0.1^\circ\text{C} \leq t \leq 801^\circ\text{C}$)。

激光拉曼分析在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室 RM-2000 型显微激光拉曼光谱仪上完成, 测试时室温约为 23°C 。激光光源为 Ar 离子激

光器(514 nm)狭缝宽度为 50 μm ,光栅 1 800,扫描时间 120 s,收谱范围 1 200~4 000 cm^{-1} 。激光束斑直径约 1 μm ,光谱分辨率为 2 cm^{-1} 。

2.3 流体包裹体的均一温度

矿化期流体包裹体显微测温结果显示(表 1),石英中 I 型、II 型、III 型和 IV 型包裹体的均一温度依次分别介于 243~308 $^{\circ}\text{C}$ (平均 271 $^{\circ}\text{C}$)、133~368 $^{\circ}\text{C}$ (平均 234 $^{\circ}\text{C}$)、194~360 $^{\circ}\text{C}$ (平均 286 $^{\circ}\text{C}$)、207~378 $^{\circ}\text{C}$ (平均 286 $^{\circ}\text{C}$)之间,其中,II 型流体包裹体的均一温度变化最大。在流体包裹体均一温度统计直方图中(图 3),区间为 180~200 $^{\circ}\text{C}$ 和 220~260 $^{\circ}\text{C}$ 处分别出现了显著的峰值。

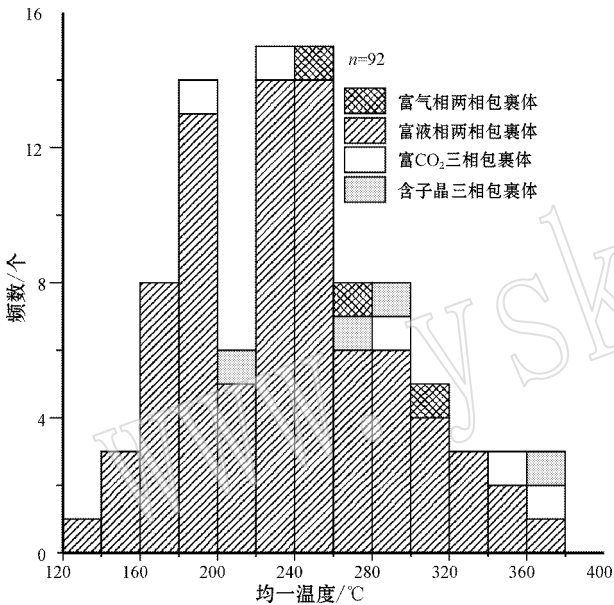


图 3 小庙山金矿床流体包裹体均一化温度直方图

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Xiaomiaoshan gold deposit

2.4 流体包裹体的盐度

根据包裹体的冷冻测试结果,可以计算出包裹体的盐度(李荫清,1994;卢焕章等,2004)。石英中 I 型、II 型、III 型和 IV 型包裹体的盐度 $w(\text{NaCl})/\%$,下同,分别介于 0.88%~3.87%(平均 2.16%)、0.2%~16.4%(平均 5.8%)、2.07%~12.13%(平均 7.03%)和 32.1%~44.6%(平均 37.4%)之间(表 1),流体包裹体的盐度统计直方图(图 4)的峰值介于 3%~6%之间。

2.5 流体包裹体成分分析

2.5.1 流体包裹体气相激光拉曼分析

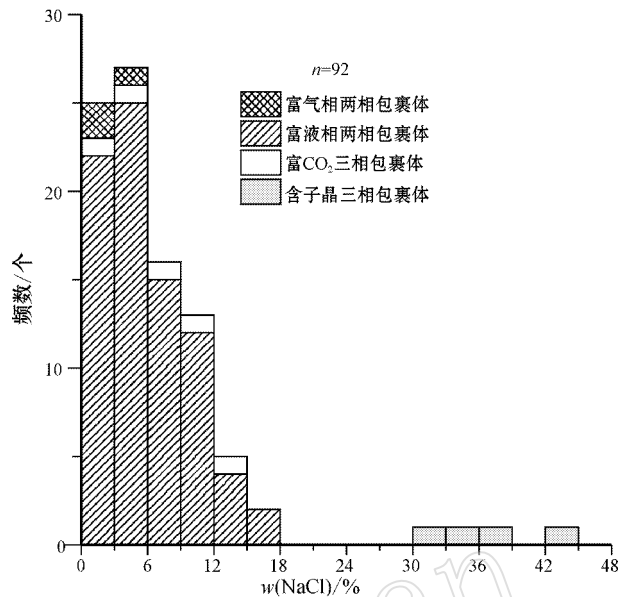


图 4 小庙山金矿流体包裹体盐度直方图

Fig. 4 Histogram showing salinities of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Xiaomiaoshan gold deposit

激光拉曼分析结果表明,石英中的流体包裹体气相成分主要含有水蒸气,如果除去激光拉曼光谱中的由水蒸气形成的信号峰,即可观察到 CO_2 的特征光谱(图 5)。但由于背景干扰较强, CH_4 的信号峰不明显,说明除水蒸气外的其他挥发分总体含量不高。

2.5.2 流体包裹体群分析

由流体包裹体群分析显示,气相成分主要为 CO_2 、 N_2 、 H_2O 、 CH_4 、 C_2H_2 和 C_2H_6 (表 2),液相成分主要为 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 F^- 、 Cl^- 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-} (表 3),其中 K^+/Na^+ 介于 1.55~2.75 之间, F^-/Cl^- 介于 0.02~0.03 之间,说明流体中富含 K^+ 和 Cl^- 。

2.6 成矿流体压力估算

依据包裹体均一温度、盐度与气液比数据,通过数表法估算(张文淮等,1993;卢焕章等,2004),小庙山金矿的成矿流体均一压力有 4~13 GPa、23 GPa 和 60 GPa 这 3 个端员。根据单位面积上的压力与深度的换算公式: $p = \rho gh$,其中 p 为单位面积上的压力, g 为重力加速度(一般取 9.8 m/s^2), ρ 为上覆物质的密度,在估算静岩深度时,该密度近似取 $2.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$,得到静岩深度分别为 0.15~0.47、0.84 和 2.2 km。在估算静水深度时,密度 ρ 相应取 $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$,得到静水深度分别是 0.41~1.33、2.3 和 6.1 km(张文淮等,1993)。考虑到上部剥蚀

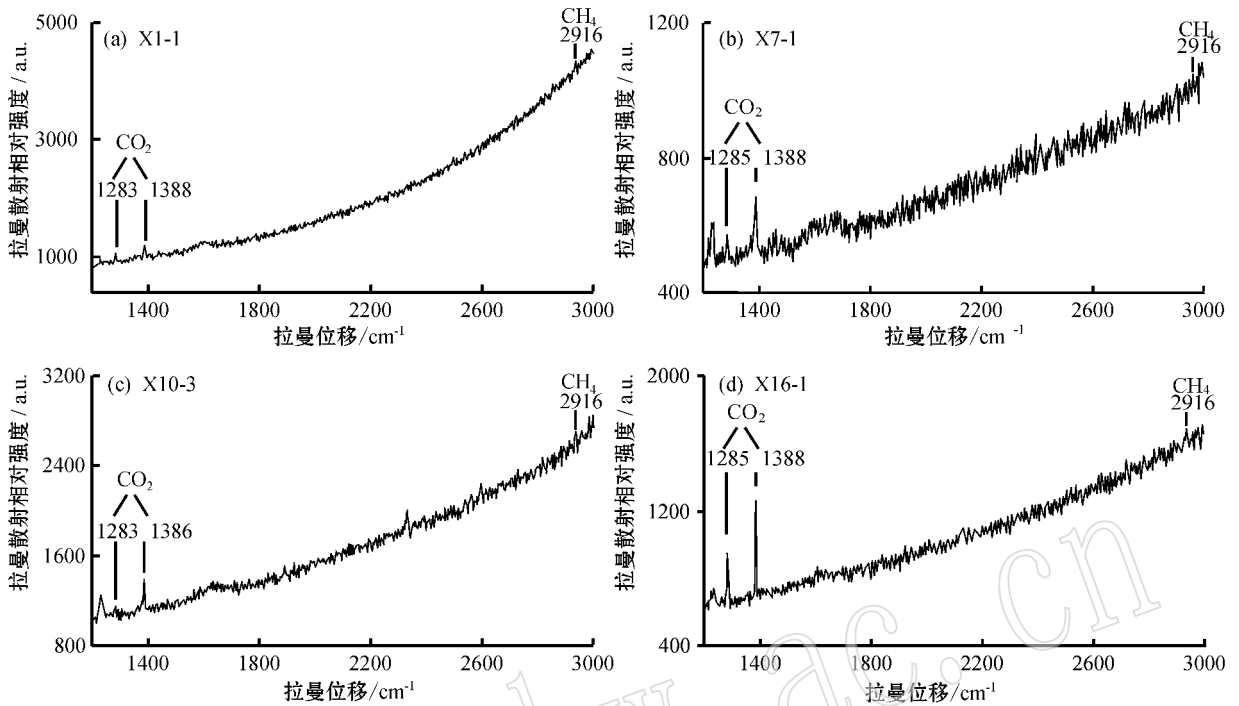


图 5 小庙山金矿床流体包裹体气相激光拉曼图谱

Fig. 5 Laser Raman spectra of the gaseous phase of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Xiaomiaoshan gold deposit

表 2 流体包裹体气相成分分析结果

$x_B/\%$

Table 2 Composition of gaseous phase in fluid inclusions

分析号	原编号	矿物名称	取样温度/℃	CH ₄ (10 ⁻⁴ %)	C ₂ H ₆ (10 ⁻⁴ %)	C ₂ H ₄ (10 ⁻⁴ %)	CO ₂	H ₂ O	O ₂	N ₂	CO
2006022	X1	石英	100~500	64.216	62.683	2.816	2.187	93.953	0.193	3.654	0
2006023	X2	石英	100~500	77.667	40.369	9.049	2.179	96.204	0.049	1.555	微量
2006024	X3	石英	100~500	56.884	74.379	5.639	2.119	95.696	0.077	2.094	微量
2006025	X6	石英	100~500	132.489	48.175	13.146	2.122	95.721	0.067	2.071	0

表 3 流体包裹体液相成分分析结果

$\omega_B/\%$

Table 3 Composition of liquid phase in fluid inclusions

分析号	原编号	矿物	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻
2006021	X1	石英	0	7.694	11.918	0	47.643	0.120	7.226	0.498	0.287	0	0
2006022	X3	石英	0	4.018	11.058	0	15.913	0.097	4.685	0.898	8.594	0	0
2006023	X6	石英	0	4.687	12.866	0	36.825	0.140	4.160	1.457	9.320	0	0

厚度,以静水压力高限计算,成矿流体形成深度应在 6.5 km 以上。

3 氢、氧同位素

3.1 测试方法

在双目镜下手工挑选 50~80 目的纯净石英单矿物,在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验

室进行氢同位素和氧同位素分析。

氢同位素测试先对石英单矿物样品清洗、去除吸附水和次生包裹体,再通过加热爆裂法(400℃)C 提取原生流体包裹体中的 H₂O,以之与 Zn 反应制取 H₂,然后在 MAT-251EM 型质谱计上测定 δD 值,测试精度为 ±3‰。氧同位素分析采用 BrF₅ 法提取矿物氧(Clayton and Mayeda,1963),并在 MAT252 型质谱仪上测定 δ¹⁸O 值,测试精度为 ±0.2‰。

3.2 氢、氧同位素组成

氢、氧同位素分析表明,包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于 $-51.2\text{‰} \sim -45.9\text{‰}$ 之间,均值为 -48.9‰ (表 4);石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $6.61\text{‰} \sim 9.36\text{‰}$ 之间,均值为 7.81‰ 。根据 Clayton 等(1972)提出的石英与水之间的氧同位素分馏方程(沈渭洲,1987) $1000 \ln \alpha_{\text{Qz-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6 t^{-2} - 3.40$ 计算出与之平衡的水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于 $-2.39\text{‰} \sim 2.14\text{‰}$ 之间,均值为 -0.65‰ 。岩浆水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值范围为 $5.50\text{‰} \sim 9.50\text{‰}$, δD 值范围为 $-80\text{‰} \sim -40\text{‰}$ (Sheppard, 1986; Hedenquist and Lowenstern, 1994),对照上述数值,小庙山成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值已偏离岩浆水范围,表明成矿流体中已混入大气降水(图 6)。

表 4 小庙山金矿氢、氧同位素分析结果

Table 4 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of the fluids in the Xiaomiaoshan gold deposit

样号	产状	矿物	温度/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
X2	黄铁矿-石英	石英	275	6.69	-1.17	-48.2
X7	黄铁矿-石英	石英	234	8.58	-1.17	-51.2
X24	黄铁矿-石英	石英	291	9.36	2.14	-50.4
X26	黄铁矿-石英	石英	249	6.61	-2.39	-45.9

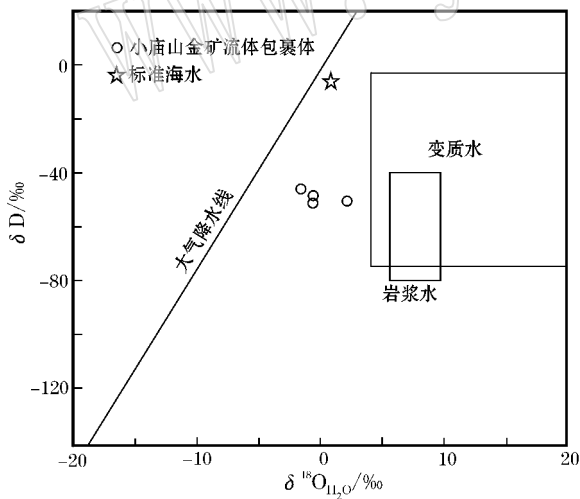


图 6 小庙山金矿床成矿流体 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (据 Taylor, 1979)

Fig. 6 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of ore-forming fluids from the Xiaomiaoshan gold deposit (after Taylor, 1979)

4 讨论

早白垩世初,郟庐断裂由左行走滑向伸展活动转变(朱光等,2009),导致断裂带中南段的张八岭地

区发生了大规模岩浆活动。来自地幔的煌斑岩浆沿断裂充填形成了早阶段煌斑岩(毛鸿丽,2000),此后来自地壳深处的花岗岩浆沿断裂带侵入,形成了晚阶段管店-瓦屋刘和瓦屋薛岩基(Xu and Zhu, 1994; 朱光等,2001; 2005; 刘国生等,2002; 牛漫兰等,2002, 2006; Zhang *et al.*, 2003; Mercier *et al.*, 2007; 资锋等,2007)。花岗岩浆上升冷凝过程中形成了晚期岩浆热液,伴随着稀土元素及同位素交换,使得淋滤和交换出来的金形成含金的成矿流体。

由于构造作用,成矿流体沸腾,使原单一相流体发生相分离,形成富气相两相水溶液包裹体、富液相两相水溶液包裹体、含 CO_2 三相水溶液包裹体和含子晶三相水溶液包裹体。通常情况下,流体成矿主要呈两种演化趋势:随着温度降低,成矿流体中盐度降低的混合演化趋势;随着温度降低,成矿流体中盐度增高的沸腾演化趋势(张文淮等,1996)。小庙山金矿床成矿流体均一温度和盐度关系图仅仅显示随温度降低成矿流体盐度降低的混合演化趋势(图 7),

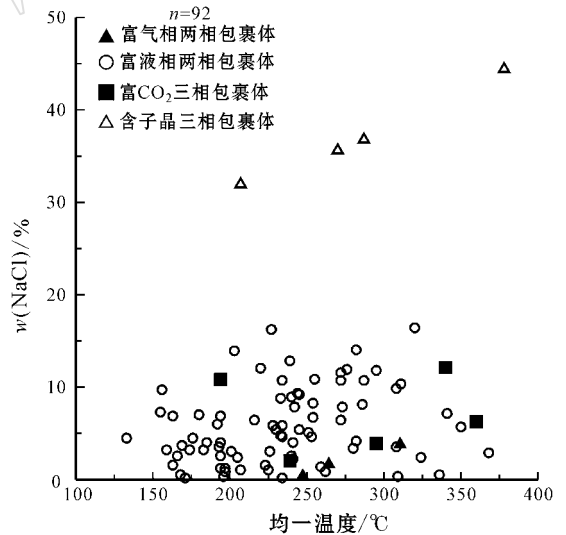


图 7 小庙山金矿流体包裹体的均一温度与盐度关系图
Fig. 7 Salinity-homogenization temperature plot of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Xiaomiaoshan gold deposit

表明小庙山金矿在成矿过程中流体混合起到重要作用。尽管沸腾演化趋势表现不够明显,但沸腾作用在小庙山金矿成矿过程中,同样起到至关重要的作用。显微观察证实小庙山金矿成矿流体中 4 种类型包裹体共存,当温度升高时,富气相包裹体均一成气相,在同一条件下,富液相包裹体均一成液相。这些

现象都表明小庙山金矿成矿流体在演化成矿过程中曾发生过沸腾作用。氢、氧同位素研究表明,小庙山金矿成矿流体主要来自岩浆水,后期混入大气降水,从而印证了小庙山金矿床成矿过程中发生了流体混合。以上研究表明小庙山金矿是由沸腾-混合演化形成的。

pH值、温度和压力等是金活化迁移-沉淀成矿的最关键因素(张言等,1992;姜能等,1996)。由小庙山金矿流体包裹体和氢、氧同位素资料分析,引起Au沉淀的因素主要是流体的沸腾-混合演化机制。从矿区地质特征来看,矿床受断裂控制明显,近南北向的断层是成矿流体的通道。晚阶段花岗岩浆的侵入,带来了富金的成矿流体。在构造作用下,使高温和高盐度成矿流体发生减压沸腾作用,并与下渗的低温、低盐度和中性pH值的大气水混合,由于成矿流体的温度和盐度降低,使得Au在构造破碎带内迅速沉淀,形成小庙山金矿床。

5 结论

(1)小庙山金矿床存在4种类型原生流体包裹体,即富气相两相水溶液包裹体、富液相两相水溶液包裹体、含CO₂三相水溶液包裹体和含子晶三相水溶液包裹体,均一温度介于133℃~378℃之间,峰值分别为180℃~200℃和220℃~260℃之间,盐度介于0.2%~44.6%之间,峰值为3%~6%之间;4种类型流体包裹体共存,表明成矿流体在演化成矿过程中曾发生过沸腾作用。

(2)激光拉曼分析显示,小庙山金矿床成矿流体的气相成分主要为CO₂和H₂O,可能含有少量CH₄,包裹体群分析显示成矿流体气相成分主要为CO₂、N₂、H₂O、CH₄、C₂H₂和C₂H₆,液相成分主要为Na⁺、K⁺、Ca²⁺、F⁻、Cl⁻、NO₃⁻和SO₄²⁻,其中K⁺/Na⁺介于1.55~2.75之间,F⁻/Cl⁻介于0.02~0.03之间,说明小庙山金矿成矿流体中富含K⁺和Cl⁻。

(3)小庙山金矿床流体包裹体δD_{H₂O}值介于-51.2‰~-45.9‰之间,均值为-48.9‰,δ¹⁸O_{H₂O}值介于-2.39‰~2.14‰之间,均值为-0.65‰,表明小庙山金矿成矿流体以岩浆水为主,后期混入大气降水。

(4)据成矿地质背景、流体地球化学和同位素

资料分析,近南北向断裂是成矿流体运移通道和金富集沉淀的场所。当高温高盐度成矿流体与大气降水混合时,引起成矿流体的温度和盐度降低,压力变小,使得成矿流体中的金沉淀成矿。

References

- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683~684.
- 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]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43~52.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *J. Geophys. Res.*, 77(17): 3 057~3 067.
- Crawford M L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions[A]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook* [C]: 75~100.
- Diamond L W. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 273~280.
- Dong Maoxing, Zhang Debao and Guo Kunyi. 1995. Tectonic features of Zhangbaling Area[J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 16(4): 45~52(in Chinese with English abstract).
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Economic Geology*, 83: 197~202.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Nature*, 370: 519~527.
- Huang Dezhi, Dai Tagen, Hu Bin, *et al.* 2002. Proton microprobe analyses of occurring forms of invisible gold in the two types of gold ores in the Zhangbaling tectonic zone[J]. *Geology-Geochemistry*, 30(3): 19~26(in Chinese with English abstract).
- Huang Dezhi, Dai Tagen, Kong Hua, *et al.* 2000. Study on the origin of ore-forming fluid of quartz-vein type gold deposits in Zhangbaling tectonic belt, Anhui[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 24(3): 231~236(in Chinese with English abstract).
- Huang Dezhi, Dai Tagen, Kong Hua, *et al.* 2002. Study on the tectonic geochemistry of ore-containing fault from the Xiaomiaoshan gold deposit in the Zhangbaling tectonic belt[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 26(1): 69~74(In Chinesewith English abstract).
- Jiang Neng and Zhang Wenhui. 1996. Physico-chemical conditions and mechanism of mineralization of Lianhuashan gold deposit, Chifeng, Inner Mongolia[J]. *Geochimica*, 25(1): 73~82(in Chinese with English abstract).
- Li Huairong. 1990. Discussion on the Possibility of gold prospecting at the Zhangbaling group, Anhui Province[J]. *Science and Technology of Gold Geology*, 25(3): 38~42(in Chinese).

- Li Xueming, Li Binxian, Zhang Ji, *et al.* 1985. Isotopic geochronology of the Guandian intrusion in Anhui Province and dynamic metamorphism at the Tan-Lu fault belt [J]. Journal of University of Science and Technology of China, 15 (supplement): 254~261 (in Chinese with English abstract).
- Li Yinqing. 1994. Geochemical characteristics of the ore-forming fluids of the Haigou gold deposit [J]. Acta Geologica Sinica, 68 (1): 48~61 (in Chinese with English abstract).
- Liu Guosheng, Song Chuanzhong, Wang Daoxuan, *et al.* 2002. Extensional activities of the Tan-Lu fault zone from the late Cretaceous to the Palaeogene and its controlling for the Hefei basin [J]. Journal of Hefei University of Technology, 25 (5): 672~677 (in Chinese with English abstract).
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui and Ni Pei. 2004. Fluid Inclusion Geology [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Mao Hongli. 2000. Geology and metallogeny of the Xiaomiaoshan Gold deposit in Dingyuan County, Anhui Province (Master Thesis [D] Nanjing University) (in Chinese with English abstract).
- Mercier J L, Hou M J, Vergely P, *et al.* 2007. Structural and stratigraphical constraints on the kinematics history of the Southern Tan-Lu Fault Zone during the Mesozoic Anhui Province, China [J]. Tectonophysics, 439 (1~4): 33~66.
- Niu Manlan. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of biotite from the Mesozoic intrusions in Zhangbaling area and its Geological significance [J]. Scientia Geologica Sinica, 41 (2): 217~225 (in Chinese with English abstract).
- Niu Manlan, Zhu Guang, Liu Guosheng, *et al.* 2002. Tectonic setting and deep processes of Mesozoic magmatism in middle-south segment of the Tan-Lu fault [J]. Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica), 37 (4): 393~404 (in Chinese with English abstract).
- Qiu Ruilong. 1998. Geology and Geochemical characteristics of the Gold deposits in Zhangbaling Area [J]. Mineral Deposit, 17 (supplement): 339~344 (in Chinese with English abstract).
- Shen Weizhou. 1987. Stable Isotope Geology [M]. Beijing: Atomic Energy Press, 69~144 (in Chinese).
- Sheppard S M E. 1986. Characterization and isotope variation in natural waters [A]. Valley J W, Taylor H P Jr and O'Neil J R. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes [C]. Reviews in Mineralogy, 16: 165~184.
- Taylor H P. 1979. Oxygen isotope relationships [A]. Bares H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd Edition) [C]. New York: Wiley, 236~277.
- Xu J W and Zhu G. 1994. Tectonic model of the Tan-Lu fault zone, eastern China [J]. International Geology Review, 36: 771~784.
- Xu Wenliang, Wang Dongyan, Wang Qinghai, *et al.* 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hornblende and biotite in Mesozoic intrusive complex from the North China Block: constrains on the time of lithospheric thinning [J]. Geochimica 33 (3): 221~231 (in Chinese with English abstract).
- Ying Hanlong and Liu Bingguang. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of gold-bearing quartz veins in Fengyan and Zhanbaling Area, Anhui Province, and its geological significance [J]. Mineral Deposits, 21 (3): 240~245 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Debao, Guo Kunyi and Dong Maoxing. 1995. Geological features of Zhangbaling group and its divisor [J]. Volcanology and Mineral Resources, 16 (4): 1~16 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Wenhui and Chen Ziyang. 1993. Fluid Inclusion Geology [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 132~156 (in Chinese).
- Zhang Wenhui, Zhang Zhijian and Wu Gang. 1996. Ore forming fluid and mineralization mechanism [J]. Earth Science Frontiers, 3 (4): 245~252 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yan and Yang Fengjun. 1992. Geochemical research on migration and concentration of Au in Jiaodong gold deposits [J]. Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica), 27 (2): 193~197 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Dong S W and Shi W. 2003. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China [J]. Tectonophysics, 363 (3~4): 243~258.
- Zhou Jiyuan. 1995. The tectonic evolution and dynamics of Zhangbaling region in Anhui Province [J]. Volcanology and Mineral Resources, 16 (4): 17~24 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Guang, Niu Manlan, Liu Guosheng, *et al.* 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the strike-slip movement on the Feidong part of the Tan-Lu fault belt [J]. Acta Geologica Sinica, 79 (3): 303~316 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Guang, Wang Daoxuan, Liu Guosheng, *et al.* 2001. Extensional activities along the Tan-Lu fault zone and its geodynamic setting [J]. Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica), 36 (3): 269~278 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Guang, Zhang Li, Xie Chenglong, *et al.* 2009. Geochronological constraints on tectonic evolution of the Tan-Lu fault zone [J]. Chinese Journal of Geology, 44 (4): 1 327~1 342 (in Chinese with English abstract).
- Zi Feng, Wang Qiang, Tang Gongjian, *et al.* 2008. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of the Guandian pluton in central Anhui, China: Petrogenesis and geodynamic implications [J]. Geochimica, 37 (5): 462~480 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 董茂兴, 张德宝, 郭坤一. 1995. 张八岭地区地质构造特征 [J]. 火山地质与矿产, 16 (4): 45~52.
- 黄德志, 戴塔根, 胡斌, 等. 2002. 张八岭构造带两种类型金矿次显微金赋存状态的质子探针分析 [J]. 地质地球化学, 30 (3): 19~26.
- 黄德志, 戴塔根, 孔华, 等. 2000. 安徽张八岭构造带石英脉型金矿成矿流体来源研究 [J]. 大地构造与成矿学, 24 (3): 231~236.
- 黄德志, 戴塔根, 孔华, 等. 2002. 安徽张八岭构造带小庙山金矿容矿断裂构造地球化学研究 [J]. 大地构造与成矿学, 26 (1): 69~74.

- 姜 能, 张文淮. 1996. 内蒙古赤峰莲花山金矿床成矿物理化学条件及成矿机理[J]. 地球化学, 25(1): 73~82.
- 李怀荣. 1990. 试论安徽省张八岭群找金的可能性[J]. 黄金地质科技, 25(3): 38~42.
- 李学明, 李彬贤, 张 冀, 等. 1985. 安徽管店岩体的同位素地质年龄和郟庐断裂带动力学变质作用[J]. 中国科学技术大学学报, 15(增刊): 254~261.
- 李荫清. 1994. 吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征[J]. 地质学报, 68(1): 48~61.
- 刘国生, 宋传中, 王道轩, 等. 2002. 郟庐断裂(K_2-E)的伸展活动及其对合肥盆地的控制[J]. 合肥工业大学学报, 25(5): 672~677.
- 卢焕章, 范洪瑞, 倪 培. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社.
- 毛鸿丽. 2000. 安徽省定远县小庙山金矿床地质特征及成因(硕士学位论文)[D]. 南京大学.
- 牛漫兰. 2006. 张八岭地区中生代岩体黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义[J]. 地质科学, 41(2): 217~225.
- 牛漫兰, 朱 光, 刘国生, 等. 2002. 郟庐断裂带中-南段中生代岩浆活动的构造背景与深部过程[J]. 地质科学, 37(4): 393~404.
- 邱瑞龙. 1998. 张八岭地区金矿地质及矿床地球化学特征[J]. 矿床地质, 17(增刊): 339~344.
- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质[M]. 北京: 原子能出版社, 69~144.
- 许文良, 王冬艳, 王清海, 等. 2004. 华北地块中东部中生代侵入杂岩中角闪石和黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年对岩石圈减薄制约[J]. 地球化学, 33(3): 221~231.
- 应汉龙, 刘秉光. 2002. 安徽凤阳和张八岭地区含金石英脉的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 21(3): 240~245.
- 张德宝, 郭坤一, 董茂兴. 1995. 张八岭岩群的地质特征及其划分建议[J]. 火山地质与矿产, 16(4): 1~16.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 132~156.
- 张文淮, 张志坚, 伍 刚. 1996. 成矿流体及成矿机制[J]. 地学前缘, 3(4): 245~252.
- 张 言, 杨凤筠. 1992. 胶东金矿床 Au 迁移富集的地球化学探讨[J]. 地质科学, 27(2): 193~197.
- 周济元. 1995. 安徽张八岭地区构造演化及动力学[J]. 火山地质与矿产, 16(4): 17~24.
- 朱 光, 牛漫兰, 刘国生, 等. 2005. 郟庐断裂带肥东段走滑运动的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法定年[J]. 地质学报, 79(3): 303~316.
- 朱 光, 王道轩, 刘国生, 等. 2001. 郟庐断裂带的伸展活动及其动力学背景[J]. 地质科学, 36(3): 269~278.
- 朱 光, 张 力, 谢成龙, 等. 2009. 郟庐断裂带构造演化的同位素年代学制约[J]. 地质科学, 44(4): 1327~1342.
- 资 锋, 王 强, 唐功建, 等. 2008. 皖中管店岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学与地球化学: 岩石成因和动力学意义[J]. 地球化学, 37(5): 462~480.