

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2022.02.006

皖东钱台子金矿床成因： 流体包裹体及氢氧同位素约束

宗雯¹, 康丛轩^{2,3}, 杨献忠², 蔡逸涛²

(1. 江苏省地质调查研究院, 南京 210018;

2. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016;

3. 河海大学地球科学与工程学院, 南京 211100)

摘要: 钱台子金矿床是一个产于皖东蚌埠隆起区东端的石英脉型小型矿床, 矿体主要赋存于变质结晶基底五河岩群中, 受张扭性断裂控制。本文通过对不同阶段石英进行系统的包裹体岩相学观察、显微测温、激光拉曼探针及氢氧同位素分析, 探讨了该矿床的流体来源及矿床成因。结果表明, 钱台子金矿床流体包裹体有纯 CO₂ 型、CO₂—H₂O 型和 H₂O—NaCl 型 3 种, 包裹体均一温度集中在 286~385℃, $w(\text{NaCl}, \text{eqv}) = 4.80\% \sim 12.56\%$, 平均 8.29%; 不同阶段石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 变化范围为 $9.0 \times 10^{-3} \sim 15.2 \times 10^{-3}$, 对应的 $\delta^2\text{H}_{\text{O}_2}$ 变化范围为 $2.12 \times 10^{-3} \sim 9.70 \times 10^{-3}$; 各成矿期流体密度集中于 $0.63 \sim 0.84 \text{ g/cm}^3$ 之间, 均一压力为 163~178 MPa, 成矿深度 < 6 km; 成矿早期流体属于中高温、低盐度、低密度的 CO₂—H₂O—NaCl 变质流体, 后期有岩浆水参与。钱台子金矿床形成于扬子克拉通沿 NW 方向俯冲于华北克拉通之下的造山期后持续伸展背景下的拆沉作用和壳幔相互作用所导致的大规模岩浆活动。

关键词: 钱台子金矿床; 流体包裹体; 氢氧同位素; 成矿流体; 安徽省

中图分类号: P618.51; P611.1 **文献标识码:** A

0 引言

钱台子金矿床产于五河—凤阳金成矿带中。该成矿带位于华北板块东南缘, 是我国重要的金成矿区带之一。区内金矿床(点)众多, 但规模以中—小型为主, 如江山金矿床、大巩山金矿床、荣渡金矿床及板桥金矿床等。石英脉型金矿是该区最为发育的一种金矿类型, 主要分布在皖东五河—凤阳地区、张八岭地区、宿松地区、北淮阳地区。

众多学者对该区金矿床进行了较多深入的研究工作。在区域地质构造及成矿作用方面, 部分研究认为, 五河群应属于华北克拉通的基底^[1], 金矿均赋

存于五河群西崮堆(岩)组中^[2], 其含金性高及和金矿的密切关系被认为是本地区金矿的矿源层^[3]。关于矿床类型、成矿作用及主要控制因素, 不少研究者认为该区金矿类型主要为石英脉型和构造蚀变岩型, 脆性到韧性剪切带较发育, 与金矿有较密切的关系^[3]。矿体的产状总体受近 SN 向韧(脆)性剪切带控制^[3-5], 郯庐断裂及其次级断裂、EW 向褶皱和近 SN 向剪切带复合部位与区内金矿有密切联系^[3,5-7], 毛山、大巩山、朱顶等金矿床都是处于这样的构造结合部位。成矿热流体与岩浆热液有密切的关系, 成矿温度为中等偏高^[8-9]。区内金矿床成矿时代属于燕山晚期^[10], 从构造环境和成矿时间来看, 与区域内早白垩世期间(112 Ma—132 Ma)形成的中酸性岩体有着密切的关系^[11-12]。研究区自中生

收稿日期: 2021-10-11; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 安徽省公益性地质调查基金项目(编号:2014-K-5)资助。

作者简介: 宗雯(1989—), 女, 工程师, 主要从事第四纪地质及矿物、岩石、矿床学研究。E-mail:771904941@qq.com

通信作者: 康丛轩(1985—), 男, 博士研究生, 高级工程师, 主要从事工程地质及矿物、岩石、矿床学研究。E-mail:kangcongxuan@sina.com

代以来经历了扬子与华北板块碰撞拼合以及西太平洋俯冲作用的双重影响。该区域与胶东、小秦岭等地区的造山型金矿床特征类似^[13-15]。对五河—凤阳地区金多金属成矿物质来源,前人认为不同矿区具有相似的铅和硫来源,成矿流体以岩浆水和变质水为主;在区域上,石英脉流体包裹体为纯 CO_2 包体,盐度较低,成矿期温度 $329 \sim 345\text{ }^\circ\text{C}$,成矿深度 $5.37 \sim 6.44\text{ km}$ ^[16-17]。蒋少涌等^[14]、陈衍景等^[18-19]通过中国北方典型造山型金矿与区内金矿床对比认为,区内的金矿床形成主要与西太平洋俯冲带构造活动及其引发的中国东部岩石圈减薄有关^[10]。

钱台子金矿床的成矿机制与区内其它金矿床是否一致?笔者通过实际工作,从流体包裹体及氢氧同位素特征等方面探讨钱台子金矿床成因,以期能够对该区域金矿床成矿物质、成矿流体来源研究,以

及皖东地区金矿找矿方向提供参考。

1 区域地质背景

五河—凤阳地区位于淮河中下游,大地构造位于华北板块东南缘(图 1a)。区内金矿主要赋矿地层为新太古代变质结晶基底五河岩群。变质基底具有较高的含金丰度,其中西塍堆岩组、峰山李岩组、小张庄岩组是金矿赋存的主要层位。区内 NNE 向、近 SN 向、NWW 向和 NE 向断裂组发育,是控岩、控矿断裂构造,石英脉型金矿主要受张扭性断裂控制。区内岩浆活动以燕山晚期中酸性-碱性小岩体为主,呈 EW 向带状侵入于五河岩群中。古元古代侵入体主要为庄子里和磨盘山钾长花岗岩。燕山

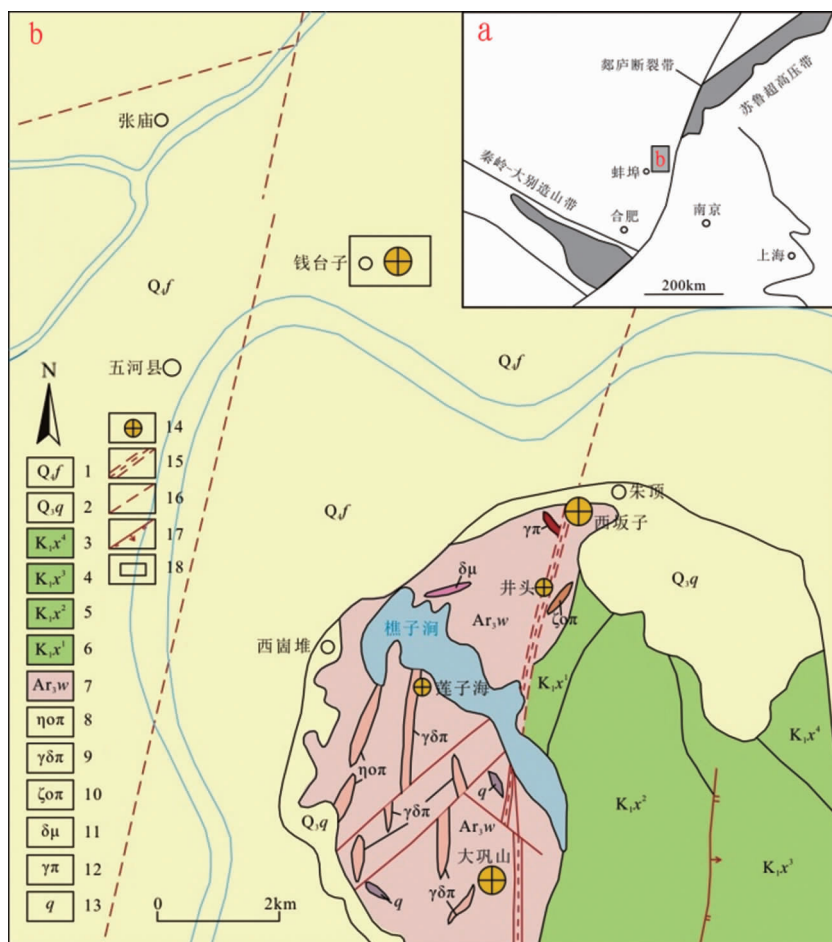


图 1 钱台子金矿床区域地质简图(据文献[10],修编)

Fig. 1 Regional geological sketch of Qiantaizi Au deposit

1. 丰乐镇组; 2. 戚咀组; 3. 新庄组四段; 4. 新庄组三段; 5. 新庄组二段; 6. 新庄组一段;
7. 五河群; 8. 石英二长斑岩; 9. 花岗闪长斑岩; 10. 石英正长斑岩; 11. 闪长斑岩; 12. 花岗岩;
13. 石英脉; 14. 金矿点; 15. 断裂破碎带; 16. 推测/隐伏断层; 17. 正断层; 18. 研究区位置

期侵入岩发育,燕山早期侵入岩包括荆山—涂山岩体,形成时代为 160 Ma—165 Ma^[20-22];燕山晚期侵入岩有东芦山、西芦山、燕山、锥子山及曹山等岩体,形成时代为 114 Ma—121 Ma^[11-12,23]。燕山期岩浆期后热液、岩浆期后同源花岗岩与石英脉型金矿密切相关。

2 矿床地质特征

钱台子金矿位于五河—凤阳金矿成矿带的北端,第四系和新近系发育(图 1b),赋矿岩性段为五河群西固堆组,分为下部黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、浅粒岩等;上部黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪岩夹浅粒岩等,部分岩石混合岩化较强烈。该区断裂具有多期活动特征,第一期断裂以 NNE 向和近 SN 向为主,具逆冲性质;第二期断裂是第一期断裂活动的延续,主要表现为脆性断裂,其构造产物主要是碎裂岩,伴随着含金丰富金属硫化物的热水溶液活动;第三期断裂以 NE 向、NNE 向为主,产物为未胶结或胶结不牢的碎裂岩,局部煌斑岩充填,为成矿后断裂。研究区发育少量基性—超基性和中酸性脉体,未发现大岩体产出,主要围岩蚀变类型

有:碳酸盐化、硅化、绢英岩化及黄铁矿化,早期黄铁矿化有金富集构成金矿体,晚期金矿化很弱。

钱台子金矿床由 I 号及 II 号 2 个矿化带组成,每个矿化带都由 1 条规模较大的主干含矿脆—韧性断裂以及 1~2 条近平行的次级含矿脆—韧性断裂组成。其中, I-1 矿体规模最大, I-1、I-2、II-1 等 3 个矿体为主矿体。矿体主要分布在韧性断裂带内,矿体形态、产状也受其控制。韧性断裂带与郯庐断裂近乎平行,说明与郯庐断裂基本上属于同期构造,后者为成矿提供了物质通道。矿石类型为石英脉型,矿石矿物为黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、自然金等。矿石结构主要为他形晶粒状结构,构造主要有致密块状、浸染状等构造(图 2)。金属矿物主要有自然金、银金矿、方铅矿等,次要矿物有黄铜矿、磁铁矿等。主要脉石矿物为石英、云母、长石等。金在矿石中主要以自然金、银金矿形式出现。通过金属矿物形貌、矿物组合和彼此间穿插关系,按其形态、粒度、生成的早晚和伴生矿物的不同,可将钱台子金矿床的成矿作用可划分为黄铁矿—石英阶段(I)、石英—黄铁矿阶段(II)、石英—多金属硫化物阶段(III)及石英—碳酸盐阶段(IV)等 4 个阶段^[10](图 3)。

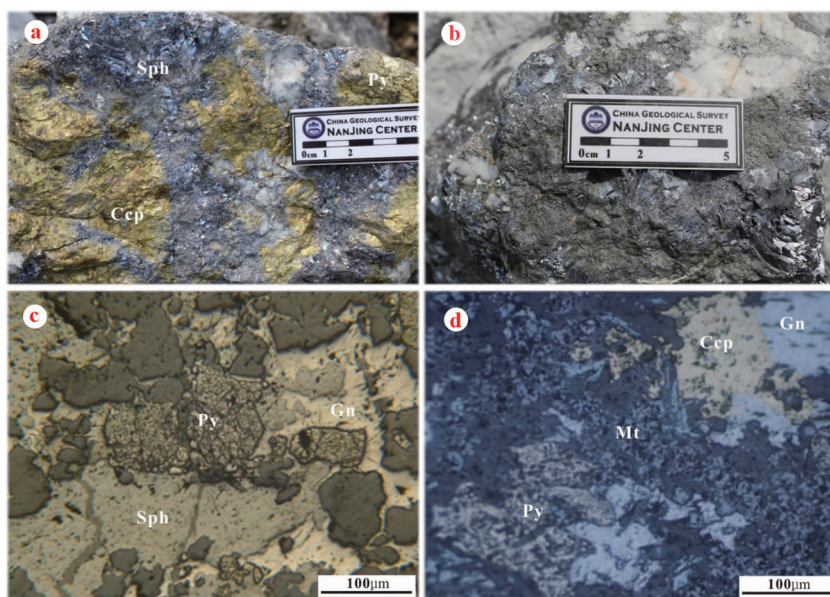


图 2 钱台子金矿床典型矿石显微特征

Fig. 2 Microscopic feature of typical ore from Qiantaizi Au deposit

Py. 黄铁矿; Ccp. 黄铜矿; Sph. 闪锌矿; Mt. 磁铁矿; Gn. 方铅矿

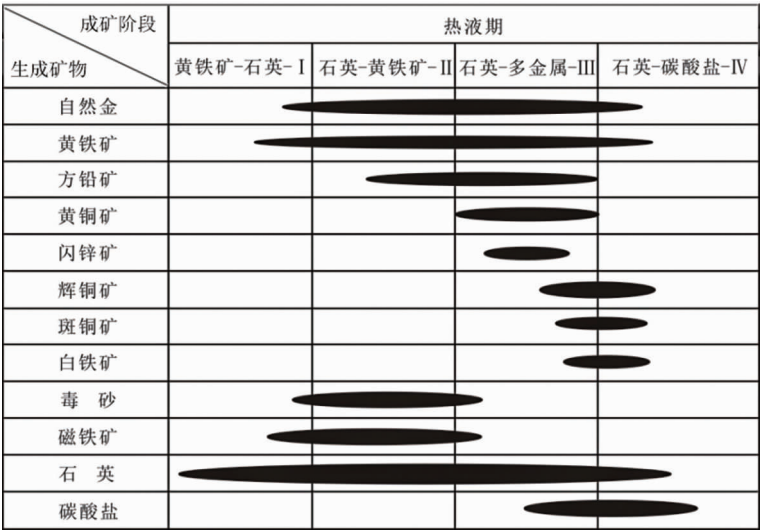


图 3 钱台子金矿床成矿阶段及主要矿物生成顺序
Fig. 3 Metallogenic stages and para-genesis of major minerals
in Qiantaizi Au deposit

3 样品采集与测试方法

包裹体作为矿物最重要的标型之一,可作为译解成矿作用、特别是内生成矿作用的密码^[24],同时作为判断成矿物质来源、分析成矿机制、确定矿床成因的重要手段。而氢氧同位素的分析对于成矿流体来源及矿床成因探讨有重要的指示作用。

本次分析样品为采集于钱台子金矿床不同成矿阶段的石英,主要分为成矿早期、中期(主成矿期)和晚期 3 个阶段。

石英中单个包裹体显微测温工作在合肥工业大学资源与环境工程学院包裹体实验室完成,测试仪器为 LinkamTHMSG600 型显微冷热台及透反射偏光显微镜。石英中单个包裹体激光拉曼成分分析工作由核工业北京地质研究院测试中心完成,测试仪器为 HR800 型高分辨率激光拉曼光谱仪。石英中氢氧同位素组成测试工作由核工业北京地质研究所测试中心完成,所用仪器为 MAT253 质谱计,国际标准为 SMOW;氢同位素分析采用锌还原法测定,测试精度为 $\pm 0.2 \times 1010^{-3}$;氧同位素分析则采用传统的 BrF5 分析方法^[25],测试精度 $\pm 2 \times 10^{-3}$ 。

4 测试结果分析

4.1 包裹体岩相学

钱台子金矿床石英中流体包裹体主要有:纯

CO₂ 包裹体,含液相 H₂O、液相 CO₂ 和气相 CO₂ 包裹体,不含液相 CO₂ 的水溶液-气体包裹体 3 类(图 4)。

纯 CO₂ 包裹体。主要为长条状或不规则状,晚期阶段多见,大小为 1~15 μm 。根据室温下和显微测温时其内部 CO₂ 相形态变化,可见有室温下为纯气相及具有气-液两相 2 种类型。气液两相类型中气相 CO₂ 充填度达 10%~20%,在升温过程中均一到液相 CO₂,另一种在室温下具有气-液两相,气相 CO₂ 充填度多为 50%以上,在升温过程中均一到气相 CO₂(图 4d)。

含液相 H₂O、液相 CO₂ 和气相 CO₂ 包裹体。主成矿期较集中,多为椭圆及不规则形,大小为 1~15 μm 。室温下具有液相 H₂O、液相 CO₂ 和气相 CO₂ 等 3 相,CO₂ 充填度多为 20%~40%,其中气相 CO₂ 充填度为 10%~20%,多为浑圆形,加热过程中 CO₂ 部分均一到液相,最终均一到水溶液相;另外部分 3 相类型,CO₂ 充填度较高,多为长条形和不规则状,在加热过程中 CO₂ 部分均一到液相,最终均一到液相 CO₂(图 4a—图 4c)。

不含液相 CO₂ 的水溶液-气体包裹体。多为椭圆形和不规则状,常见于早期阶段和晚期阶段,大小为 1~30 μm ,气相充填度 5%~30%。在加热过程中气相 CO₂ 最终消失,均一为液相 H₂O(图 4a, 图 4d)。

4.2 显微测温

本次显微测温研究所测的包裹体以第二类 3 相包裹体为主,根据 CO₂ 笼形物分解温度获取其盐

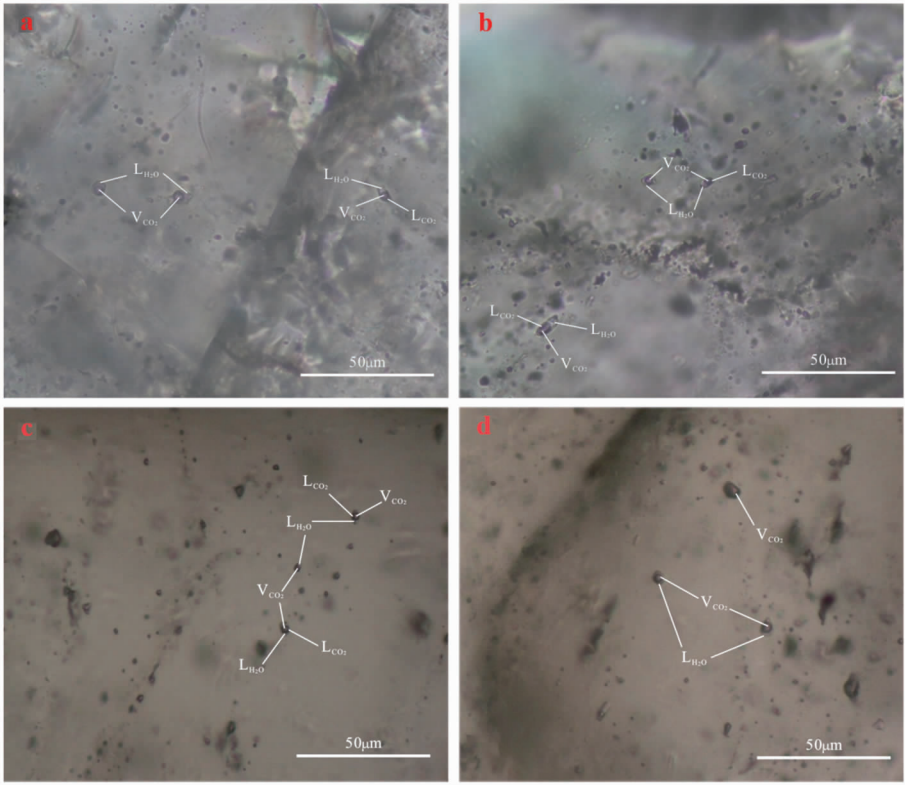


图 4 钱台子金矿床各成矿阶段石英脉流体包裹体显微照片
Fig. 4 Micrograph of fluid inclusions of quartz formed in different Metallogenic stages in Qiantaizi Au deposit
a. 成矿早期石英;b—c. 成矿中期(主成矿期)石英;d. 成矿晚期石英

度。测试结果(表 1)显示,成矿早期 CO₂ 部分均一温度为 $-58.7\sim-56.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,基本为纯 CO₂,可能含少量杂质气体;完全均一温度 $307\sim385\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均为 $346\text{ }^{\circ}\text{C}$;冰点温度为 $-7.9\sim-3.7\text{ }^{\circ}\text{C}$,得到的水溶液盐度为 $6.01\%\sim11.58\%$ 。成矿中期 CO₂ 部分均一温度为 $-58.9\sim-56.8\text{ }^{\circ}\text{C}$,均一温度介于 $320\sim376\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,平均为 $345\text{ }^{\circ}\text{C}$,与成矿早期接近;冰点温度为 $-8.2\sim-2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,得到的水溶液盐度为 $4.80\%\sim10.49\%$,平均值较成矿早期低。成矿后期 CO₂ 部分均一温度 $-58.6\sim-56.8\text{ }^{\circ}\text{C}$,完全均一

温度 $286\sim322\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均 $309\text{ }^{\circ}\text{C}$;冰点温度为 $-9.1\sim-3.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,得到的水溶液盐度 $7.32\%\sim12.56\%$ 。总体来看,成矿晚期均一温度相对较低,成矿中期盐度相对较低,包裹体的盐度随其 CO₂ 含量升高而降低。

根据第二类包裹体的温度和盐度,利用 NaCl—H₂O 体系均一温度、盐度、密度关系近似求得流体的密度(图 5)。钱台子金矿床各成矿期流体密度集中于 $0.63\sim0.84\text{ g/cm}^3$,成矿晚期流体密度相对较高为 $0.79\sim0.84\text{ g/cm}^3$ 。

表 1 钱台子金矿床石英脉中原生流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microscopic temperature measurements of primary fluid inclusion within quartz of each metallogenic stage in Qiantaizi Au deposit

成矿阶段	包裹体数量/个	类型	CO ₂ 包裹体温度/ $^{\circ}\text{C}$		$T_{\text{h-tot}}/^{\circ}\text{C}$		$T_{\text{ice}}/^{\circ}\text{C}$		$w(\text{NaCl, eqv})/\%$	
			$T_{\text{m,CO}_2}$	$T_{\text{h,CO}_2}$	范围	平均	范围	平均	范围	平均
早期	12	L-V	$-58.7\sim-56.9$	$25.6\sim30.3$	$310\sim385$	346	$-7.9\sim-3.7$	-5.4	$6.01\sim11.58$	8.45
中期	12	L-V	$-58.9\sim-56.8$	$29.6\sim30.6$	$320\sim376$	345	$-8.2\sim-2.9$	-5.1	$4.80\sim10.49$	7.71
晚期	12	L-V	$-58.6\sim-56.8$	$28.5\sim30.2$	$286\sim322$	309	$-9.1\sim-3.1$	-5.9	$7.32\sim12.56$	8.64

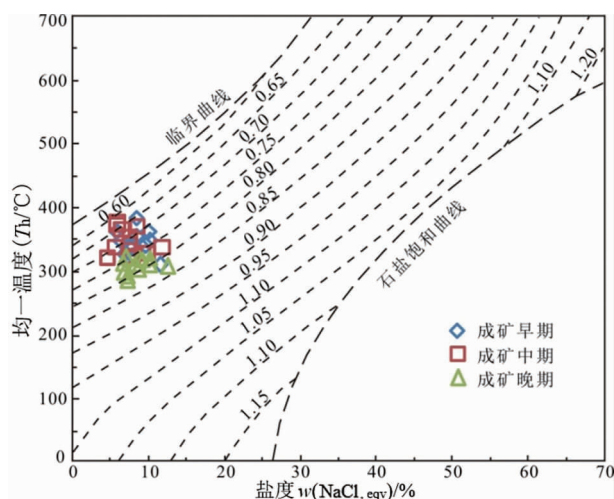


图 5 钱台子金矿流体包裹体 Th-S-d 图解(据文献[27])

Fig. 5 Th-S-d diagram of fluid inclusions from Qiantaizi Au deposit

结合第二类包裹体的密度,利用 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系 P-X 相图,获得其均一压力为 163~178 MPa,相当于 5.89~6.32 km。由于该类型流体包裹体出现不混溶包裹体组合,表明该流体实际捕获温度和压力不会高于不混溶包裹体的均一温度及其计算得到的捕获深度^[26],所以估算钱台子金矿的成矿深度应该<6 km。

4.3 激光拉曼光谱

本次开展拉曼光谱研究对象包括岩相学研究中发现的 3 类包裹体类型,且包裹体都赋存于石英中。研究结果显示,A 类包裹体在 1385 cm^{-1} 和 1386 cm^{-1} 出现明显的峰值。在主成矿期出现较多的 B 类 3 相包裹体,液相成分在 $3310\sim 3610\text{ cm}^{-1}$ 之间显示较强宽峰,表明成分主要为 H_2O 溶液,气相拉曼显示为 CO_2 谱峰(1285 cm^{-1} 、 1385 cm^{-1} 和 1386 cm^{-1})。寄主岩石石英显示出尖锐鲜明的特征峰值(1082 cm^{-1} 和 1160 cm^{-1})。C 类包裹体未体现 CO_2 液相峰值,另有轻微 CO_3^{2-} 谱峰($1060\sim 1070\text{ cm}^{-1}$)。激光拉曼光谱结果(图 6)显示,钱台子金矿成矿流体的主要成分为含 CO_2 的盐水溶液。

4.4 稳定同位素

本次钱台子金矿床氢氧同位素由核工业北京地质研究院测试中心完成,共测试 4 件样品,其中成矿早期样品 1 件,成矿中期(主成矿期)样品 2 件,成矿后期样品 1 件。依据石英矿物中流体包裹体均一温度和石英水的氧同位素分馏方程,计算得到流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值。均一温度取自流体包裹体显微测温结果的均值。200~500 °C 条件下石英-水的氧同位素平衡公式 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.40$ ^[25]。 $\delta^{18}\text{O}$ 分别以 V-PDB 和 SMOW 为标准,计算 $\delta^{18}\text{O}$ 时,采用公式 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.91$ ^[28]。分析精度 $\delta^{18}\text{O}$ 大于 0.10×10^{-3} 。

由分析结果(表 2)不难看出,不同阶段石英氢

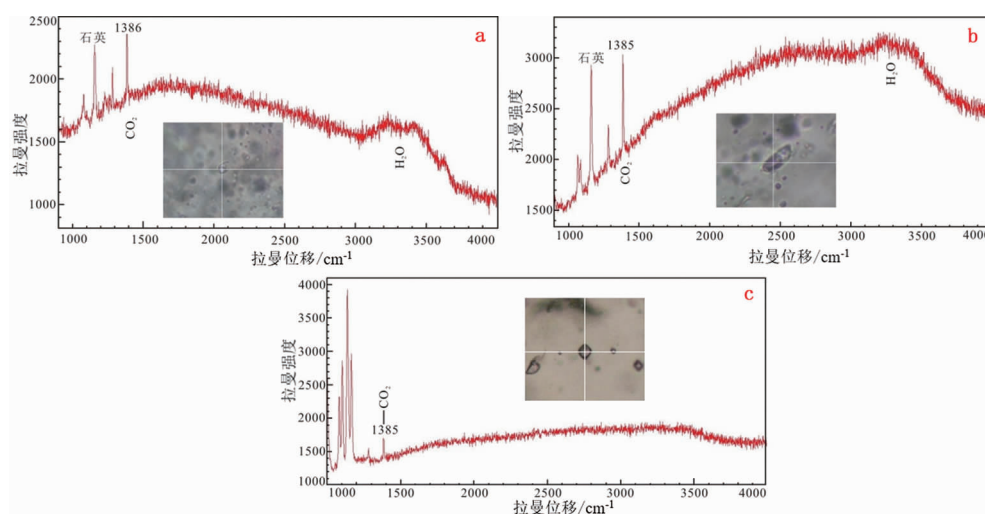


图 6 钱台子金矿床流体包裹体激光拉曼光谱图

Fig. 6 Laser Raman spectral diagram of fluid inclusions from Qiantaizi Au deposit

- a. 成矿早期 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 两相包裹体;b. 成矿中期 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体;
c. 成矿晚期纯 CO_2 气体包裹体

表 2 钱台子金矿床石英氢氧同位素分析结果

Table 2 H-O isotopic analysis of ore from Qiantaizi Au deposit

成矿阶段	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$	温度/℃	来源
早期	石英	-15.7	14.7	-56.3	9.2	344.7	本文实测
中期	石英	-15.2	15.2	-78.6	9.7	345.5	
中期	石英	-17.2	13.2	-60.7	7.7	345.5	
晚期	石英	-17.4	12.9	-72.7	8.1	308.5	
	石英		13.9	-72.4	8.2	337.9	安徽地矿局 312 地质大队, 2013
	石英		11.8	-58.7	6.1	337.9	
	石英		14.5	-59.1	8.8	337.9	
	石英		13.9	-69.8	8.2	337.6	
	石英		9.0	-90	2.1	300.2	涂荫玖等,1992,1993
	石英		14.5	-65	7.6	300.2	
	石英		14.6	-78	7.7	300.2	董法先等,1995
	石英		14.1	-76	7.2	300.2	

量单位: ‰ 。

氧同位素组成存在一定差异,但变化不大。成矿早期, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 9.2 \times 10^{-3}$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -56.3 \times 10^{-3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 14.7 \times 10^{-3}$; 成矿中期 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 7.7 \times 10^{-3} \sim 9.7 \times 10^{-3}$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -60.7 \times 10^{-3} \sim -78.6 \times 10^{-3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 13.2 \times 10^{-3} \sim 15.2 \times 10^{-3}$; 成矿晚期 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 8.1 \times 10^{-3}$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -72.7 \times 10^{-3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 12.9 \times 10^{-3}$ 。结合部分前人研究成果(表 2),认为该矿床总体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 变化于 $2.1 \times 10^{-3} \sim 9.7 \times 10^{-3}$ 之间,平均值为 7.6×10^{-3} ; $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 变化于 $-56.3 \times 10^{-3} \sim -90.0 \times 10^{-3}$ 之间,平均值为 -69.8×10^{-3} ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 变化于 $9.0 \times 10^{-3} \sim 15.2 \times 10^{-3}$ 之间,平均值 13.5×10^{-3} 。

5 讨论

5.1 成矿流体及成矿物质来源

包裹体类型、组成和均一温度等能反映成矿流体的演化规律^[29]。钱台子金矿床成矿 3 个阶段中 CO_2 三相包裹体所占比例较大,而 CO_2 在包裹体丰度在各阶段比例不同,表明 CO_2 含量与金矿化有密切关系。包裹体的均一温度在成矿早期和成矿中期相差不大,集中于 $310 \sim 385\text{ }^\circ\text{C}$,成矿晚期相对温度较低,平均为 $309\text{ }^\circ\text{C}$ 。包裹体盐度在成矿中期较早期和晚期低,为 $4.80\% \sim 10.49\%$,成矿早期和成矿晚期包裹体盐度分别为 $6.01\% \sim 11.58\%$ 和 $7.32\% \sim 12.56\%$ 。激光拉曼探针分析显示钱台子金矿床不同成矿阶段流体包裹体气相成分中含一定量的 CO_2 ,而 CO_2 的存在暗示成矿流体中的液相部分也会含有一定含量的 CO_2 ,这将会导致冰点的测定值

偏低,对应按 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系进行计算的盐度高于实际值^[30]。气液成分主要为 CO_2 和 H_2O ,液相成分含有少量 CO_3^{2-} 及 SO_2 。总体来看,钱台子金矿床成矿流体为 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系,属中高温,低盐度流体。

氢氧同位素常被用来示踪热液矿床的成矿流体源区^[31-32],热液脉型矿床的成矿过程实质上就是流体作用的过程^[33-34]。钱台子金矿床 $\delta^{18}\text{O}$ 水平均为 7.55×10^{-3} , δD 平均为 -69.78×10^{-3} 。从成矿流体的氢氧同位素组成图(图 7)可以看出,投影点位于变质水和岩浆水范围,表明成矿流体的同位素组成类似于岩浆水和变质水。而成矿阶段若为岩浆水,钱台子金矿床的成矿早期温度显然较低,成矿早

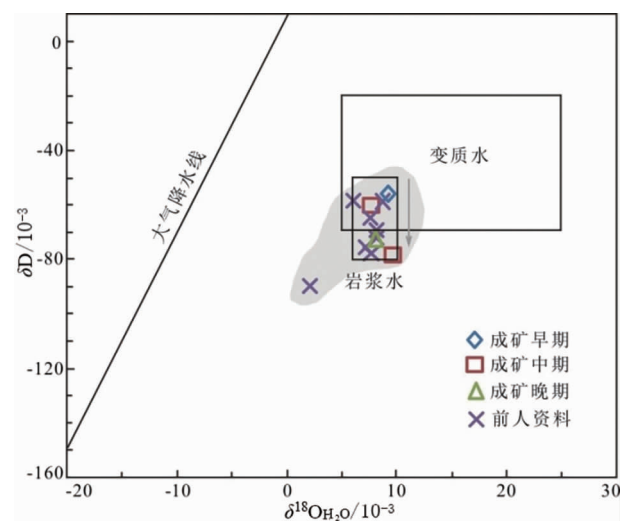


图 7 钱台子金矿床成矿流体 H-O 同位素组成图
(底图据文献[36])

Fig. 7 Plot showing H-O isotopic composition of fluid inclusion of Qiantaizi Au deposit

期低盐度和富 CO₂ 包裹体的性质也暗示成矿早期的成矿流体来源于变质水;从成矿早期到成矿晚期逐渐有岩浆水的加入,成矿晚期以岩浆水为主。一个石英样品 δD 值为 -90×10^{-3} , 接近大气降水线, 显示有大气降水特征, 表明成矿流体可能有大气降水的加入。

笔者前期对钱台子金矿床矿石中硫化物 S-Pb 同位素的研究显示, 钱台子金矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}=1.3 \times 10^{-3} \sim 6.8 \times 10^{-3}$, 平均值为 4.4×10^{-3} , 正向偏离陨石硫;矿床中硫同位素变化较大, 为地壳硫, 显示多源的特征。铅同位素贫铀铅, μ 值为 9.22~10.10, 平均值为 9.41, 低于标准值, 介于地幔 (8.92) 和造山带 (10.87) 之间^[35], 说明矿石铅来源于深部地壳或者上地幔, 成矿作用与岩浆活动有关。综上, 钱台子金矿床成矿物质可能来源于下地壳和地幔。

5.2 矿床成因类型

造山型金矿是指形成于汇聚板块边缘挤压或压扭的构造环境中的一类金矿床。含金矿脉主要产于变质地体中、受构造控制;矿物组成主要为石英, 可含少量的其它矿物, 如各种硫化物、铁白云石、方解石、绿泥石、云母等;成矿元素组合主要为 Au+Ag+As+Sb+Te+W+Bi+Pb+Zn;成矿流体具有富 CO₂、低盐度的特点, 通常盐度 <10%, CO₂+CH₄ 含量为 5%~30%, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}=8.32 \times 10^{-3} \sim 8.70 \times 10^{-3}$, 温度主要介于 250~350 °C 之间, 其实质是

变质热液矿床^[18-19, 37-41]。

钱台子金矿床处于华北板块东南缘, 赋矿岩性段为五河群变质岩地层, 含金石英脉受韧性剪切带控制, 构造控矿特征明显。成矿流体富 CO₂, 盐度介于 4.80%~12.56% 之间, 平均 8.29%, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 介于 $2.12 \times 10^{-3} \sim 9.70 \times 10^{-3}$ 之间, 主成矿温度 345.5 °C。各成矿期流体密度集中于 0.63~0.84 g/cm³ 之间, 均一压力为 163 MPa—178 MPa, 成矿深度 <6 km, 成矿流体属于中高温低盐度、低密度的 CO₂-H₂O-NaCl 变质流体。该金矿床与各类型金矿床的地质和成矿流体特征对比结果, 如表 3 所述。

自三叠纪末期扬子陆块与华北陆块碰撞、拼接以来, 五河—凤阳地区发生了强烈的构造变形和变质作用, 古元古代时期五河群的改造脱水和变质脱水为成矿提供了流体, 同期产生了系列的岩浆作用^[11-12, 43-44], 郯庐深大断裂及其次级断裂为成矿流体提供了运移通道及金元素在围岩地层中的富集迁移空间, 后期随着造山后的伸展, 构造环境的改变, 幔源岩浆活动加入到成矿过程中, 此时成矿作用达到了峰期。早白垩世期间 (112 Ma—132 Ma), 华北克拉通在弧后拉张背景下发生峰期破坏, 华北地块乃至中国东部均表现出一种强烈的伸展环境^[45], 此时中生代岩石圈减薄达到了峰期^[45]。前人对钱台子金矿床内 5 个矿石样品中的绢云母利用铷-锶法进行了同位素测年, 结果为 109.03 Ma, 显示主成矿期为燕山晚期^[10], 而此时华北克拉通正经历着岩石

表 3 钱台子金矿床与各类型金矿床的地质特征和成矿流体特征对比

Table 3 Comparison of geological and ore fluid feature of Qiantaizi Au deposit with that of various Au deposit types

	造山型金矿	卡林型金矿	与侵入岩有关的金矿	钱台子金矿床
构造背景	板块汇聚边缘的变质弧前、弧后	弧后伸展区或造山带	汇聚板块边缘内侧	华北克拉通东南缘
赋矿地质体	变质地体	沉积地体	中酸性长英质侵入岩	五河群变质岩
控矿构造	脆韧性剪切带	层间或正断层	区域和次级断裂均有控制作用	脆韧性剪切带
矿体形态	脉状, 边界清楚	脉状、似层状, 边界模糊	角砾状、脉状和浸染状等	脉状, 边界清楚
矿石类型	石英脉, 蚀变岩	蚀变的沉积岩	定向席状脉	石英脉型
岩石矿物组合	黄铁矿为主	黄铁矿、毒砂等	黄铁矿为主	黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、自然金
矿化元素组合	Au-Ag(±As, Sb, Te, W, Mo, Bi)	Au-As-Sb-Hg	Bi+W+As+Mo+Te+Sb	Au-Ag
包裹体类型	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液	水溶液	CO ₂ -H ₂ O 型包裹体为主, 含有 N ₂ 、H ₂ S、CH ₄	H ₂ O-CO ₂ -NaCl 为主
流体盐度 w(NaCl, eqv)/%	<10	<8	高盐度演化至低盐度	8.29
起始流体来源	变质流体	建造水或大气降水	岩浆分异的富碳质流体	变质流体
主成矿温度/°C	200~500	160~250	>300	345.5
成矿压力/MPa	50~400	25~65		163~178

注:部分资料引自文献[42]。

圈持续减薄,区域壳幔作用强烈。早白垩世晚期岩体与钱台子金矿床的主成矿期时间上的一致性暗示着二者有着密切的关系^[12],岩体岩浆源区为古老的地下壳物质,强烈的壳幔作用会有幔源物质底侵,金元素丰度较高的变质基底地层(五河群)部分熔融和幔源物质的加入,为金矿床的形成奠定了充足的物质基础。

综合钱台子金矿床的成矿背景、构造环境、成矿时代等特征及其与中国北方典型的造山型金矿^[14,18-19]对比结果(表3)认为,钱台子金矿床形成于扬子克拉通沿NW方向俯冲于华北克拉通之下造山期后的持续伸展背景下,由于拆沉作用和壳幔相互作用,导致大规模岩浆活动而形成。

6 结论

(1)钱台子金矿床矿石中流体包裹体主要有纯CO₂型、CO₂-H₂O型和H₂O-CO₂-NaCl型3种。主成矿阶段石英主要发育H₂O-CO₂-NaCl型包裹体,成矿深度<6 km。

(2)钱台子金矿床成矿流体属于中高温低盐度、低密度的CO₂-H₂O-NaCl变质流体,后期有岩浆水的加入,成矿物质来自于五河群变质基底。

(3)通过钱台子金矿床流体特征、成矿地质背景和成矿机制,推断其为造山期后的持续伸展背景下,拆沉作用和壳幔相互作用,导致大规模岩浆活动而形成。

参考文献:

- [1] 许文良,杨德彬,裴福萍,等. 蚌埠隆起区五河杂岩的形成时代:锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年证据[J]. 中国地质,2006,33(1):132-137.
- [2] 涂荫玖,陈成涛,唐良贵. 江淮北部前寒武纪变质岩系划分及构造特征[J]. 中国区域地质,1992(3):248-256.
- [3] 刘青. 安徽五河荣渡金矿床成矿控制因素[J]. 云南地质,2007,26(3):309-314.
- [4] 涂荫玖,陈成涛,唐良贵. 安徽江淮地区北部韧性剪切带与金矿关系[J]. 大地构造与成矿学,1991,15(3):177-186.
- [5] 涂荫玖,陈成涛. 蚌埠—五河地区绿岩带金矿地质特征及控矿因素[J]. 矿床地质,1993,12(1):38-47.
- [6] 曹达旺. 五河朱顶富金矿的成矿特征及控矿因素[J]. 安徽地质,1998,8(4):16-21.
- [7] 万仁虎. 大别山金矿床构造控矿作用分析[J]. 地质与资源,2004,13(3):143-147.
- [8] 孟宪刚,陈洪新. 安徽大别山—荣渡地区金矿包裹体地球化学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报,1996,15(4):228-231.
- [9] 李建设,吴礼彬. 安徽五河县荣渡金矿床地质特征及成因[J]. 安徽地质,2001,11(1):38-43.
- [10] 魏波. 安徽省蚌埠地区金铅锌多金属矿成矿作用及矿床成因研究[D]. 北京:中国地质大学(北京),2011.
- [11] Kang C X, Yang X Z, Cai Y T, et al. Geological and geochemical characteristics of Middle Jurassic granites in Bengbu uplift, Southeast of North China craton [J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2017, 91(1): 83-85.
- [12] 康丛轩,杨献忠,蔡逸涛,等. 华北克拉通东南缘蚌埠隆起带早白垩世晚期二长花岗岩成因及动力学背景[J]. 地质学报,2018,92(4):687-703.
- [13] 卢焕章. 山东玲珑—焦家地区形变类型与金矿的关系[J]. 地质学报,1999,73(2):174-188.
- [14] 蒋少涌,戴宝章,姜耀辉,等. 胶东和小秦岭:两类不同构造环境中的造山型金矿省[J]. 岩石学报,2009,25(11):2727-2738.
- [15] 胡正国,钱壮志. 小秦岭地质构造新认识[J]. 地质论评,1994,40(4):289-295.
- [16] 刘青. 安徽五河—凤阳地区基于流体包裹体研究的成矿作用温压条件分析[J]. 安徽地质,2013,23(1):35-39.
- [17] 刘青. 五河—凤阳地区金多金属矿成矿物质来源的地球化学示踪分析[J]. 安徽地质,2014,24(1):17-22.
- [18] 陈衍景. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力[J]. 中国地质,2006,33(6):1181-1196.
- [19] 陈衍景,倪培,范宏瑞,等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报,2007,23(9):2085-2108.
- [20] 邱瑞龙,徐祥,黄得志. 华北地块东南缘蚌埠地区荆山岩体同位素年龄及其地质意义[J]. 安徽地质,1999,9(3):161-164.
- [21] 杨德彬,许文良,王清海,等. 安徽蚌埠荆山晚侏罗世花岗岩岩体成因:来自地球化学和锆石 Hf 同位素的制约[J]. 岩石学报,2006,22(12):2923-2932.
- [22] 李印,韩峰,凌明星,等. 蚌埠荆山和涂山岩体的年代学、地球化学特征及其动力学意义[J]. 大地构造与成矿学,2010,34(1):114-124.
- [23] 宋利宏,朱光,赵田,等. 华北克拉通东南部蚌埠隆起晚中生代花岗岩类岩体内变形记录与构造意义[J]. 地质论评,2016,62(2):400-418.
- [24] 何知礼. 包裹体矿物学[M]. 北京:地质出版社,1982:1-134.
- [25] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 1972, 77(17): 3057-3067.
- [26] Ramboz C, Pichavant M, Weisbrod A. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility [J]. Chemical Geology, 1982, 37(1-2): 29-48.
- [27] Roedder E. Fluid inclusions [J]. Reviews in Miner, 1984, 12: 473-484.
- [28] Coplen T B, Kendall C, Hopple J. Comparison of stable isotope reference samples [J]. Nature, 1983, 302: 236-238.

- [29] 胡芳芳,范宏瑞,于虎,等. 胶东三甲金矿床流体包裹体特征[J]. 岩石学报,2008,24(9):2037-2044.
- [30] Hedenquist J W, Henley R W. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition [J]. *Economic Geology*, 1985, 80(5): 1379-1406.
- [31] Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry* (4th Edition) [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1997: 1-201.
- [32] Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral System* [M]. Berlin: Springer, 2009: 1-1250.
- [33] 邓军,杨立强,孙忠实,等. 构造体制转换与流体多层循环成矿动力学[J]. 地球科学,2000,25(4):397-403.
- [34] Deng J, Wang Q F, Xiao C H, et al. Tectonic-magmatic-metallogenic system, Tongling ore cluster region, Anhui Province, China [J]. *International Geology Review*, 2011, 53(5-6): 449-476.
- [35] Doe B R, Zartman R E. Plumb tectonic, the phanerozoic [C] // Barnes H L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* 2nd ed. New York: Wiley-Interscience, 1979: 22-70.
- [36] Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Economic Geology*, 1974, 69(6): 843-883.
- [37] Groves D L, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types [J]. *Ore Geology Reviews*, 1998, 13(1-5): 7-27.
- [38] Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces [J]. *Science in China (Series D)*, 2000, 3 (Suppl): 1-68.
- [39] Goldfarb R J, Groves D I, Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis [J]. *Ore Geology Reviews*, 2001, 18(1-2): 1-75.
- [40] 毛景文. 西秦岭地区造山型与卡林型金矿床[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(1): 11-13.
- [41] 裴英茹, 杨竹森, 赵晓燕, 等. 藏北尕斯库勒金矿床成因研究: 流体包裹体及氢-氧同位素证据[J]. 地质学报, 2015, 89(10): 1814-1825.
- [42] 夏锐, 邓军, 卿敏, 等. 青海大场金矿田矿床成因: 流体包裹体地球化学及 H-O 同位素的约束[J]. 地质学报, 2013, 29(4): 1358-1376.
- [43] 童劲松, 路玉林, 管运才, 等. 皖东地区燕山期高镁中酸性侵入岩地球化学特征及动力学意义[J]. 中国地质, 2008, 35(1): 18-31.
- [44] 任纪舜, 赵磊, 徐芹芹, 等. 中国的全球构造位置和地球动力系统[J]. 地质学报, 2016, 90(9): 2100-2108.
- [45] 王冬艳, 裴福萍, 许文良, 等. 华北地块南缘中段中生代花岗岩岩石的⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代学研究[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(2): 262-268.
- [46] 许文良, 王冬艳, 王清海, 等. 华北克拉通中东部中生代侵入杂岩中角闪石和黑云母的⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年: 对岩石圈减薄时间的制约[J]. 地球化学, 2004, 33(3): 221-231.

Genesis of Qiantaizi Au deposit in the east Anhui province, China: constraints of fluid inclusion and H, O isotopic data

ZONG Wen¹, KANG Congxuan^{2,3}, YANG Xianzhong², CAI Yitao²

(1. Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210018, China;

2. Nanjing Center of Geological Survey, CGS, Nanjing 210016, China;

3. School of Earth Sciences and Engineering, Hehai University, Nanjing 211100, China)

Abstract: Qiantaizi Au deposit is a quartz vein type deposit located at the east end of Bengbu uplift in the east Anhui province. Ore bodies occur mainly in Wuhe Group of the metamorphic crystalline basement and are controlled by transtensional fault. Systematic Petrographic observation, microscopic thermometry, laser Raman probe and H-O isotopic analysis of fluid inclusions of quartz formed at different stages are carried out to discuss material sources and genesis of the deposit. The fluid inclusion includes pure CO₂ type, CO₂+H₂O type and H₂O+NaCl type. The homogenization temperature is 286-385 °C, *w*(NaCl, eqv) 4.80%-12.56%, averagely 8.29%, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ of different stage's quartz 9.0×10^{-3} - 15.2×10^{-3} , the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 2.12×10^{-3} - 9.70×10^{-3} , fluid density for each metallogenic stage 0.63-0.84 g/cm³, homogeneous pressure 163~178 MPa, the metallogenic depth less than 6 km. In the early metallogenic stage the fluid is the CO₂-H₂O-NaCl metamorphic fluid with medium-high temperature, low salinity and density. In the late metallogenic stage magmatic water incorporated. The Au deposit should be formed during large-scale magmatism resulted from delamination and interaction of the crust and mantle under background of post-orogenic continuous extension due to NE subduction of Yangtze craton under North China craton.

Key Words: Qiantaizi Au deposit; fluid inclusion; H-O isotopes; metallogenic fluid; Anhui province