

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.06.012

胶东辽上金矿床的流体包裹体、氢-氧-碳-硫-铅同位素特征及矿床成因

梁辉¹, 韩作振^{1*}, 王立功², 田瑞聪³, 王来明², 王金辉², 智云宝², 张文², 刘汉栋²
LIANG Hui¹, HAN Zuozhen^{1*}, WANG Ligong², TIAN Ruicong³, WANG Laiming²,
WANG Jinhui², ZHI Yunbao², ZHANG Wen², LIU Handong²

1. 山东科技大学地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590;

2. 山东省地质调查院, 山东 济南 250013;

3. 中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

1. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, Shandong, China;

2. Shandong Geological Sciences Institute, Jinan 250013, Shandong, China;

3. State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

摘要: 辽上金矿床位于胶莱盆地东北缘, 是胶东东部唯一的超大型金矿床。通过流体包裹体和氢-氧-碳-硫-铅同位素地球化学特征研究, 探讨辽上金矿的成因。主成矿阶段流体包裹体完全均一温度变化范围为 125~345℃, 主成矿温度集中于 260~320℃, 盐度为 2.22%~13.87% NaCl_{eqv}, 流体密度为 0.68~1.02 g/cm³, 成矿流体属于中-低温度、中-低盐度、低密度, 为富含 CO₂ 的还原性质热液体系。氢、氧同位素 ($\delta D = -82.6‰ \sim -68.9‰$, $\delta^{18}O_{w-SMOW} = -0.24‰ \sim +3.33‰$) 和流体包裹体成分指示, 成矿流体为地幔初生水热液及岩浆热液+大气降水的混合流体。碳、氧同位素组成 ($\delta^{13}C_{PDB} = -2.9‰ \sim -4.7‰$, $\delta^{18}O_{SMOW} = 6.9‰ \sim 9.6‰$) 指示成矿流体中碳来源于花岗岩源区。矿石 $\delta^{34}S$ 介于 7.6‰~12.6‰ 之间, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 17.202~17.955, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.457~15.577, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值为 37.729~38.341, 指示铅源主要来自下地壳的早前寒武纪变质岩系, 可能有少量幔源铅的贡献。研究认为, 辽上金矿床是与早白垩世伟德山型花岗岩有关的岩浆热液金矿, 与壳幔混合花岗岩岩浆活动有关的岩浆热液、地幔流体在热隆-伸展构造作用下与大气降水混合产生流体不混溶而成矿。

关键词: 流体包裹体; 成矿流体; 氢-氧-碳-硫-铅同位素; 矿床成因; 辽上金矿; 胶东

中图分类号: P618.51; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2022)06-1053-15

Liang H, Han Z Z, Wang L G, Tian R C, Wang L M, Wang J H, Zhi Y B, Zhang W, Liu H D. The fluid inclusions, H-O-C-S-Pb isotopic characteristics and genesis of the Liaoshang gold deposit in Jiaodong Peninsula. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(6): 1053-1067

Abstract: The Liaoshang gold deposit is located in the northeastern margin of the Jiaolai Basin. It is the only super-large gold deposit in the eastern part of the Jiaodong Peninsula. This paper discusses the genesis of the Liaoshang gold deposit through fluid inclusions and H-O-C-S-Pb isotopic geochemistry. The fluid inclusions in the main ore-forming stage have a completely uniform temperature range of

收稿日期: 2021-10-26; 修订日期: 2022-01-05

资助项目: 国家重点研发计划《胶西北地区三维结构与金矿定位预测》(编号: 2016YFC0600107)、山东省自然科学基金项目《鲁西中生代碱性岩成因及其稀土成矿专属性》(编号: ZR2020MD033)、山东省地质勘查项目《山东省海阳市牧牛山成矿带深部金矿资源远景调查》(编号: 鲁勘字(2019)1号)、《胶西北地区金矿成矿作用研究及深部成矿预测》(编号: 鲁勘字(2021)18号)、《1:25万栖霞县、南寨幅区域地质矿产调查》(编号: 鲁勘字(2021)2号)、《莱州—招远地区构造岩相体系演化与成矿规律研究》(编号: 鲁勘字(2012)4号))

作者简介: 梁辉(1989-), 男, 地质工程专业, 从事地质找矿方面的研究。E-mail: 997870688@qq.com

* 通信作者: 韩作振(1965-), 男, 教授, 从事油气沉积与成藏方面的研究。E-mail: hanzz@163.com

125~345°C, the main metallogenic temperature range of 260~320°C, salinity of 2.22%~13.87% NaCl_{eqv}, and fluid density of 0.68~1.02 g/cm³, indicating that the ore-forming fluid is a reductive hydrothermal system with medium-low temperature, medium-low salinity, low density, and rich in CO₂. H and O isotopes ($\delta D = -82.6\text{‰} \sim -68.9\text{‰}$, $\delta^{18}O_{W-SMOW} = 0.24\text{‰} \sim +3.33\text{‰}$) and fluid inclusion composition indicate that the ore-forming fluid is a mixed fluid of mantle hydrothermal fluid and magmatic hydrothermal fluid + atmospheric precipitation. The carbon and oxygen isotope composition ($\delta^{13}C_{PDB} = -2.9\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$, and $\delta^{18}O_{SMOW} = 6.9\text{‰} \sim 9.6\text{‰}$,) indicate that C in the ore-forming fluid originated from the granite source area. The $\delta^{34}S$ of the ore ranges from 7.6‰ to 12.6‰. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios ranging from 17.202 to 17.955, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ratios ranging from 15.457 to 15.577, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ratios ranging from 37.729 to 38.341, indicate that the lead source is the Early Cambrian metamorphic rock series mainly from the lower crust, mixed with mantle-derived lead. Studies indicate that the Liaoshang gold deposit is a magmatic hydrothermal gold deposit related to the Early Cretaceous Weideshan-type granite. The mixture of magmatic hydrothermal fluids related to the activity of crust-mantle mixed granite magma, mantle fluids and atmospheric precipitation produced fluid immiscible mineralization under the effect of heat uplift-extension structure.

Key words: fluid inclusions; ore-forming fluid; H-O-C-S-Pb isotopes; genesis of deposit; Liaoshang gold deposit; Jiaodong

胶莱盆地东北缘金矿区位于胶东金矿集中区东部,是胶东东部继牟平-乳山成矿带之后新发现的成矿集中区。近年来,该地区陆续探明了蓬家乔、辽上、郭城、宋家沟、西涝口、西井口等特大型-中型金矿,已探获金金属量逾 160 t,是胶东地区又一重要的成矿集中区^[1-3]。其中,辽上矿区已探明的金属量约 70 t^[4],是胶东东部唯一的超大型矿床。

辽上金矿为赋存于穿切古元古代荆山群变质岩和侏罗纪牧牛山二长花岗岩断裂裂隙中的隐伏矿床。前人对其矿床地质特征、矿化类型、成矿模式、成矿流体特征、矿床成因、找矿前景等进行了较多研究^[1-9],有效地指导了找矿勘查和成矿规律研究。目前对该矿床的矿化或成因类型尚有不同看法或认识:较多学者认为辽上金矿是中温热液充填型金矿^[6-8];孙玉龙等^[9]认为是含金砂卡岩型矿床;李国华等^[4]鉴于金矿物主要赋存于含黄铁矿碳酸盐脉体内,提出该矿床的矿化类型不同于胶东传统的蚀变岩型和石英脉型金矿,是一种新的矿化类型,将其命名为黄铁矿碳酸盐脉型金矿。

本文通过对含石英脉、碳酸盐脉中流体包裹体的岩相学、显微测温、包裹体激光拉曼光谱分析,以及白云石的碳-氧同位素、石英脉的氢-氧同位素和硫化物矿物的硫-铅同位素分析测试等,详细研究了矿床地球化学特征,分析了成矿流体和物质来源,探讨了矿床成因,为深化该矿床乃至胶东矿集区金矿床的成因认识提供了重要依据。

1 区域和矿床地质概况

1.1 区域地质背景

辽上矿区大地构造位置位于华北板块之胶北

断隆的东南边缘,南侧邻接胶莱断陷,东部为秦岭-大别-苏鲁碰撞造山带(图 1-a)^[1,10]。

区域地层主要有古元古代荆山群、白垩纪莱阳群和青山群^[4-6]。荆山群为一套大理岩、变粒岩、含石墨斜长片麻岩、斜长角闪岩等变质岩组合,为金矿床重要的赋矿围岩。莱阳群岩性为砾岩、砂岩、泥岩,为一套陆相碎屑沉积岩组合。青山群岩性为凝灰质砂岩、砾岩、安山岩、流纹岩、英安岩,为一套陆相中基性、中酸性火山岩。

区域侵入岩主要为侏罗纪玲珑型二长花岗岩(牧牛山-鹊山岩体),出露少量白垩纪伟德山型花岗岩和前寒武纪花岗质片麻岩,中生代中基性脉岩较发育^[10-12]。区域断裂构造可分为 2 类,一类为 NE 向断裂,一类为层间滑脱构造。NE 向郭城断裂从辽上矿区西北部通过,为区域上牟平-即墨断裂带的一部分。层间滑动构造主要沿侏罗纪花岗岩体与中生代地层及古元古代地层的接触带发育,由一组大致平行的层间构造组成。

1.2 矿床特征

辽上金矿床主要赋存于古元古代荆山群与晚侏罗世弱片麻状二长花岗岩接触带附近,矿体分布受构造控制明显。控矿构造呈 NE 走向,倾向 SE,具有上陡下缓的特征,由多条近平行构造组成,其中Ⅲ、Ⅳ号为主要的控矿构造蚀变带^[12-15]。根据山东省第三地质矿产勘查院完成的矿区详查报告^①,辽上金矿共有金矿体 56 个,其中Ⅲ号构造蚀变带中 8、9、10、11 和 12 号矿体规模较大,为主矿体。矿床已探明金资源量约 70 t,主矿体平均 Au 品位为 2.00×10⁻⁶~6.00×10⁻⁶。

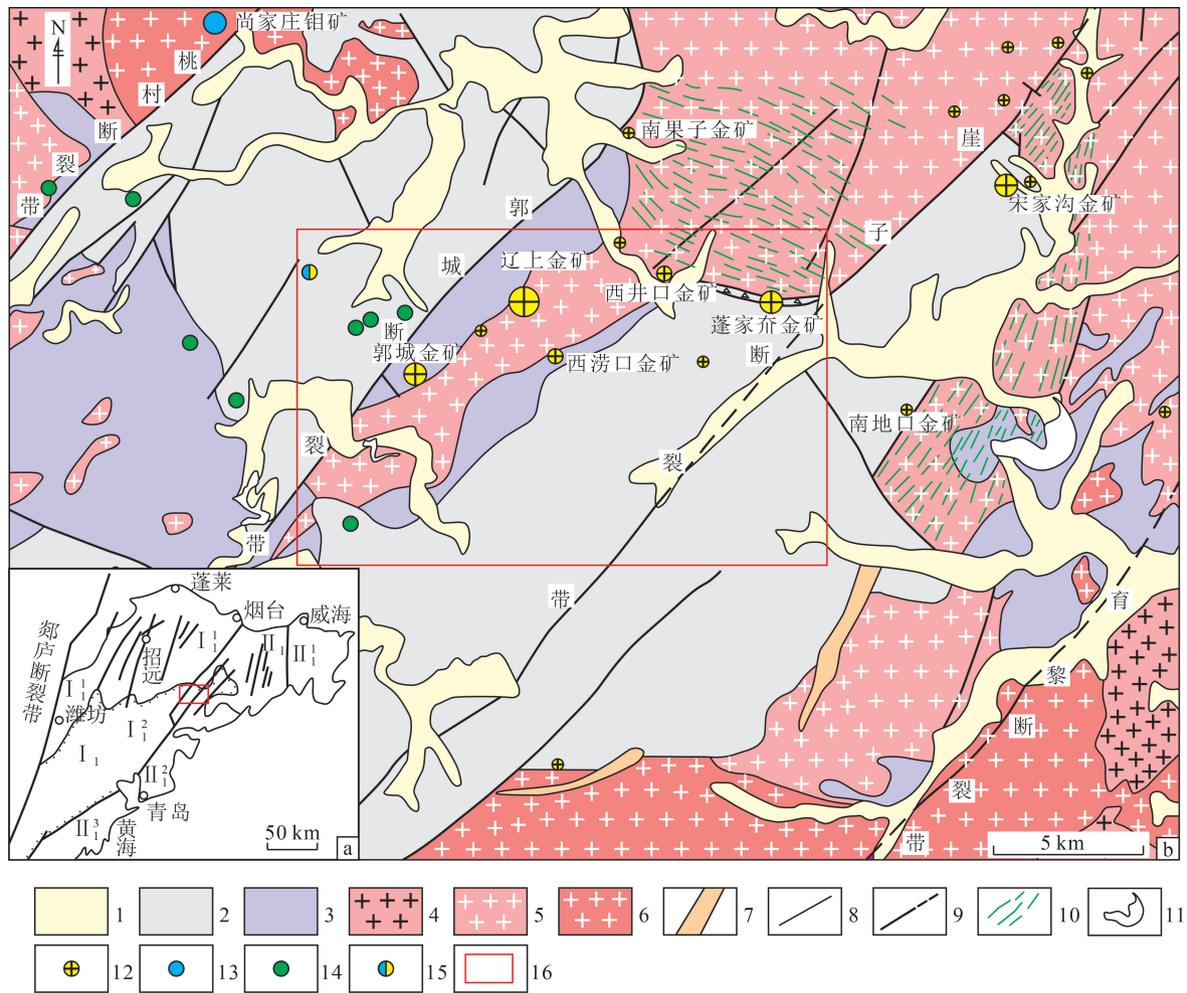


图 1 胶东辽上金矿床区域地质图(a)和金属矿产分布图(b)^[2]

Fig. 1 Regional geological map(a) and metal mineral distribution map(b) of the Liaoshang gold deposit in Jiaodong Peninsula
 1—第四系;2—下白垩统莱阳群和青山群陆相沉积岩、火山岩;3—古元古界荆山群变质岩;4—前寒武纪花岗岩质片麻岩;5—晚侏罗世玲珑型花岗岩;6—早白垩世伟德山型花岗岩;7—燕山晚期脉岩;8—地质界线;9—断裂构造;10—韧性剪切带;11—湖泊;12—金矿床(点);13—铜矿床;14—铜矿点;15—铅锌矿点;16—胶莱盆地东北缘地区位置;I—华北板块;I₁—胶莱—胶北断隆;I₁₁—胶北断隆;I₁₂—胶莱断陷;II—秦岭—大别—苏鲁碰撞造山带;II₁—胶南—威海断隆;II₁₁—文登—威海断拱;II₁₂—胶莱断陷;II₁₃—胶南—临沭断拱

规模最大的 9 号矿体,单矿体金资源量占矿床总量的 44.4%。赋存标高为 -518~ -952 m,矿体走向长 310 m,倾向延深最大为 754 m。矿体呈不规则透镜体产出,沿走向具分支复合,沿倾向呈舒缓波状展布。矿体走向 35°~39°,倾向 SE,倾角 24°~38°不等。矿体厚度一般为 2.13~29.22 m,平均为 15.72 m,厚度变化系数为 86.54%。矿体平均 Au 品位为 3.66×10⁻⁶,品位变化系数为 108.77%,组分变化属较均匀型。

1.3 矿石特征和成矿阶段

矿床的矿石类型主要为黄铁矿化二长花岗岩

型(图版 I -a)、黄铁矿化大理岩型和黄铁矿碳酸盐脉型(图版 I -b),以黄铁矿碳酸盐型矿石为主。矿化蚀变主要为黄铁矿化、碳酸盐化、硅化,其次有绢云母化、绿泥石化。黄铁矿碳酸盐脉型矿石主要组成矿物为黄铁矿和白云石,含少量石英、方解石、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等。自然金矿物主要以裂隙金、粒间金和包裹金的形式赋存在黄铁矿(图版 I -l)和白云石中(图版 I -k)。矿石结构主要有他形—半自形粒状结构、碎裂结构、包含结构、充填结构等,构造有浸染状构造、稠密浸染状构造、脉状构造、角砾状构造和团块状构造。

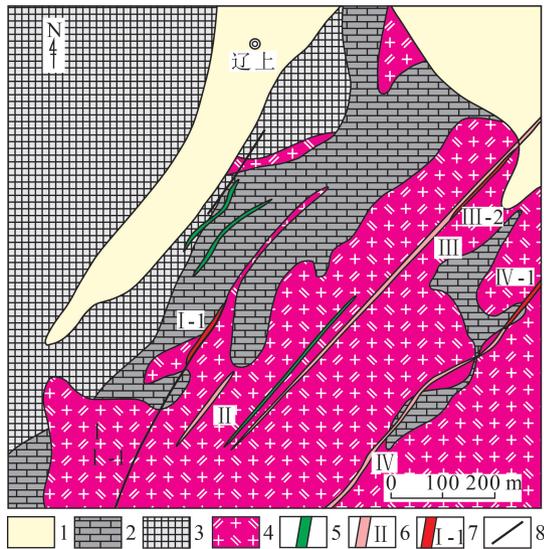


图2 辽上金矿区地质简图^[12]

Fig. 2 Geological sketch map of the Liaoshang gold deposit
1—第四系;2—荆山群野头组定国寺段大理岩;3—荆山群野头组祥山段黑云变粒岩、透辉变粒岩、斜长透辉岩夹大理岩、斜长角闪岩;
4—弱片麻细中粒含石榴子石二长花岗岩;5—煌斑岩;6—矿化带及编号;7—矿体及编号;8—断裂

根据矿物共生组合及形成的先后顺序,将金成矿过程划分为4个成矿阶段。I阶段,黄铁矿-石英阶段(图版 I -c, g):黄铁矿呈自形一半自形晶,星散分布,金矿化弱。II阶段,金-白云石-黄铁矿阶段(图版 I -d, h):主要产出黄铁矿、白云石和少量的石英,其中黄铁矿自形程度好,颗粒粗大,具压碎结构,金矿物产出较多且粒度粗大,金矿化较强。III阶段,金-白云石-多金属硫化物阶段(图版 I -e, j):主要产出细粒半自形黄铁矿、白云石、石英,次为黄铜矿、方铅矿等,多金属硫化物多呈细脉状穿插于早期的黄铁矿的粒间及破碎的裂隙中,金矿化作用强烈,为金矿形成的主要阶段。IV阶段,石英-碳酸盐脉阶段(图版 I -f):主要产出碳酸盐(白云石为主)和少量石英、黄铁矿,呈脉状切割早阶段黄铁矿碳酸盐脉(图版 I -f),金矿化弱。

2 样品采集及分析方法

流体包裹体和氢-氧-碳-硫-铅同位素样品采自辽上金矿床和深部矿体西涝口矿区钻孔中,其中,LS1-LS9采自辽上矿区的浅部矿段(-160 m 标高),XL74ZK1-1-XL74ZK1-7取自西涝口矿区74ZK1钻孔中(-550~-600 m 标高),XLK-1-

XLK-6取自西涝口矿区74ZK2钻孔中(-590~-650 m 标高)。流体包裹体岩相与显微测温分析样品共14件,主要采自黄铁矿碳酸盐脉(II、III主成矿阶段)中的石英矿物。

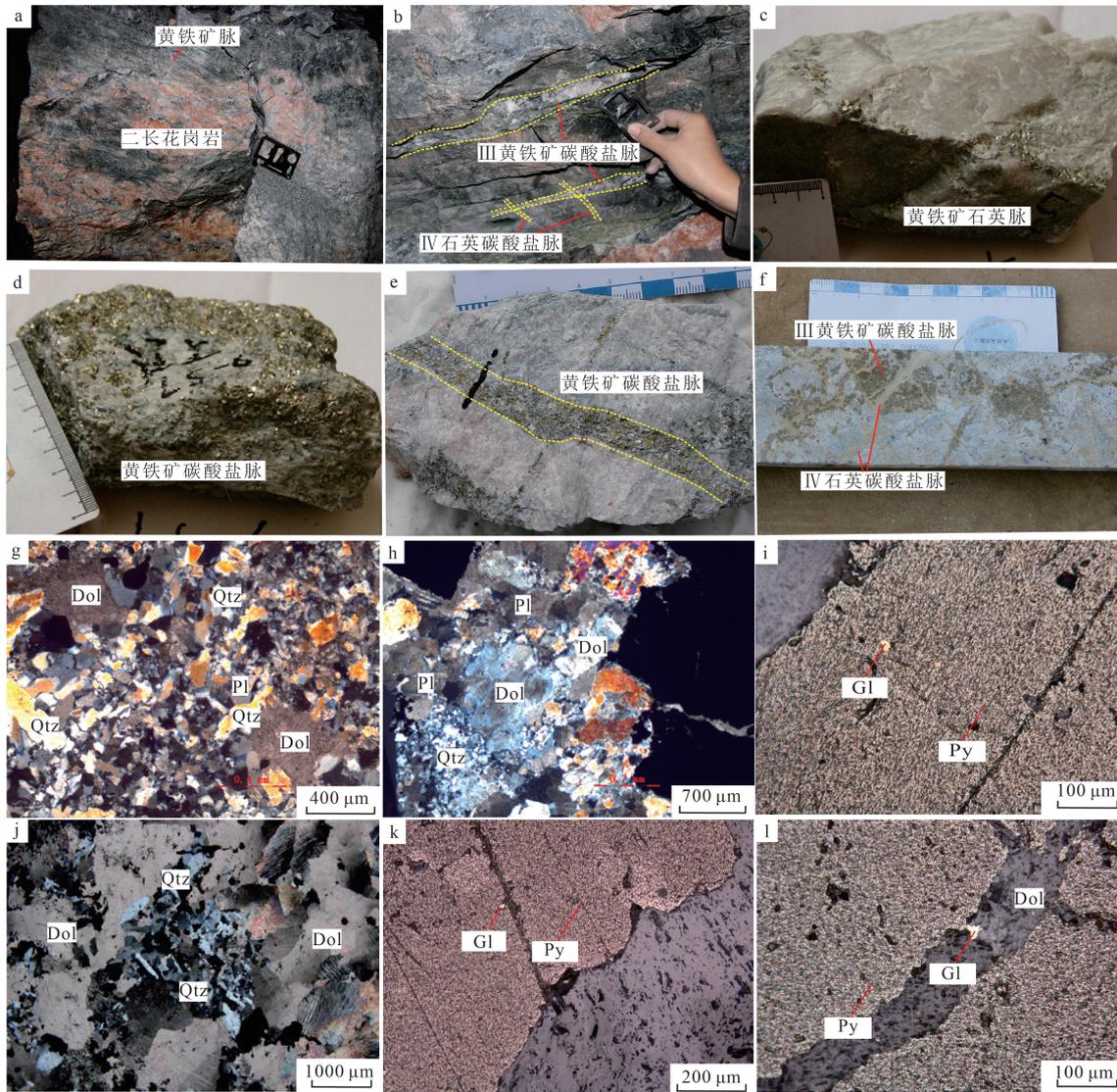
将流体包裹体样品磨制成厚约0.3 mm的双面剖薄片,进行流体包裹体岩相学观察,选择具有代表意义的流体包裹体进行激光拉曼光谱分析和显微测温。包裹体激光拉曼光谱分析在山东省地质科学研究所的激光拉曼光谱实验室完成。测试仪器为英国Renishaw公司产RM-2000型激光共焦显微拉曼光谱仪, r^+ 激光器,激光波长514.53 nm,激光功率20 mW;分辨率 $1\sim 2\text{ cm}^{-1}$;扫描范围 $100\sim 4500\text{ cm}^{-1}$;50倍物镜,最小激光光斑直径 $1\text{ }\mu\text{m}$;实验室温度 25°C ,相对湿度50%。流体包裹体的显微测温工作在山东省地质科学研究所流体包裹体实验室完成。测试仪器为LinkamTHMSC600型冷热台,测温范围为 $-196\sim +600^\circ\text{C}$,冷冻数据和加热数据精度分别为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 和 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。

在完成流体包裹体岩相学与显微测温的基础上,选取主成矿阶段的8件代表性样品进行氢和氧同位素分析。将采集的样品逐级破碎、过筛,选取粒级40~60目样品,在双目显微镜下挑选纯净石英,使其纯度在99%以上。测试工作在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。石英氧同位素分析采用 BrF_5 法,测试仪器为Delta v advantage气体同位素质谱计,石英流体包裹体氢同位素分析采用铗法,测试仪器为MAT-253气体同位素质谱计。氢同位素的分析精度为 $\pm 2\text{‰}$,氧同位素的分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。氢和氧同位素采用的国际标准为SMOW。

碳和氧同位素分析样品取自主成矿阶段的7件矿石样品。将采集的样品逐级破碎、过筛,选取粒级40~60目样品,在双目显微镜下挑选纯净白云石,使其纯度在99%以上。测试工作在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,测试仪器为MAT-253气体同位素质谱计,分析精度为0.2‰。

硫同位素和铅同位素分析样品均取自主成矿阶段的12件矿石样品。从矿石样品中挑选新鲜纯净的黄铁矿单矿物样品,纯度达99%以上。测试工作均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。硫同位素分析测试仪器为Delta v plus气体同位素质谱计,以VCDT为标准,测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

图版 I Plate I



a. 黄铁矿化花岗岩型矿石; b. 黄铁矿碳酸盐脉; c. I 阶段黄铁矿石英脉; d. II 阶段粗粒黄铁矿碳酸盐脉; e. III 阶段细粒黄铁矿碳酸盐脉; f. 辽上深部钻孔中 III 阶段黄铁矿碳酸盐脉与 IV 阶段石英碳酸盐脉穿切关系; g. I 阶段黄铁矿石英脉显微照片 (+); h. II 阶段粗粒黄铁矿碳酸盐脉显微照片 (+); i. II 阶段粗粒黄铁矿中的包体金(反射光); j. III 阶段细粒黄铁矿碳酸盐脉显微照片 (+); k. III 阶段细粒黄铁矿中的包体金(反射光); l. III 阶段白云石中的包体金(反射光); Qtz—石英; Pl—斜长石; Dol—白云石; Gl—自然金; Py—黄铁矿

铅同位素分析测试仪器为 Phoenix 热表面电离质谱仪, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 分析精度优于 0.005%。

3 流体包裹体分析结果

3.1 流体包裹体特征

样品中流体包裹体数量丰富(图 3), 大小多为 3~18 μm , 最大 30 μm , 原生和次生皆有发育。包裹体形状多样, 主要为圆形、浑圆形、长条状、半规则—不规则状。常孤立产出或成群密集出现。根据室温下流体包裹体中各相态成分、比例和组合关

系, 可将样品中原生流体包裹体分为 3 种类型: I 类为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$ 包裹体, II 类为 CO_2 气液两相包裹体, III 类为水溶液包裹体。

I 类包裹体在室温下由外部的 1 个水溶液相和 2 个碳质相($\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 气相和 $\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 液相)组成(图 3-b)。根据碳质相占比又可分为 I a 类和 I b 类包裹体, I a 类包裹体碳质相占比为 10%~30%, 主要集中于 20% 左右, 形态主要有不规则状和椭圆状, 直径 5~15 μm ; I b 类包裹体碳质相占比在 60%~90%, 主要集中于 80% 左右, 形态主要有不规

则状、长条状和椭圆状,直径3~12 μm 。此类型包裹体在成矿早、主、晚阶段内的石英脉均有发育。II类包裹体由2个碳质相组成(内部 CO_2 气相和外部 CO_2 液相),与I类包裹体类似,根据气液相占比也分为2种类型,IIa和IIb类(图3-a、c、d),IIa类包裹体气相占比10%~40%,形态主要有不规则状、长条状和椭圆状,直径3~20 μm ;IIb类包裹体气相占比60%~80%,形态主要有不规则状、长条状和椭圆状,直径5~15 μm 。此类型包裹体主要在成矿主阶段常见,通常与I类包裹体共存。III类包裹体主要由水溶液相或富 CO_2 气相组成,为单相包裹体,通常较小(小于5 μm),常沿穿晶裂隙分布,为次生包裹体(图3-c),在成矿的各个阶段均可见。

3.2 流体包裹体温度、盐度和密度

选取辽上金矿床主成矿阶段矿石石英中没有泄露和颈缩现象的原生包裹体进行显微测温研究,共测得包裹体数据53个,数据列入表1。根据所测得的冰点温度数据,I类 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体盐度是采用Bozzo等^[16]的盐度计算公式: $S(\% \text{NaCl}) = 15.52022 - 1.02342t - 0.05286t^2$ (t 为笼合物熔化温度);III类水溶液包裹体的盐度估算采用Potter等^[17]的盐度计算公式: $w = 0.00 + 1.78T_i - 0.0442T_i^2 + 0.000557T_i^3$ (式中 w 为 NaCl 的质量百分数, T_i 为冰点下降温度)。根据均一温度和盐度,应用刘斌等^[18]的经验公式 $\rho = a + bTh + cTh^2$ (a 、 b 和 c 均为无量纲参数),求得流体密度。

H_2O 包裹体流体包裹体冰点温度为 $-3.7 \sim -8.2^\circ\text{C}$,

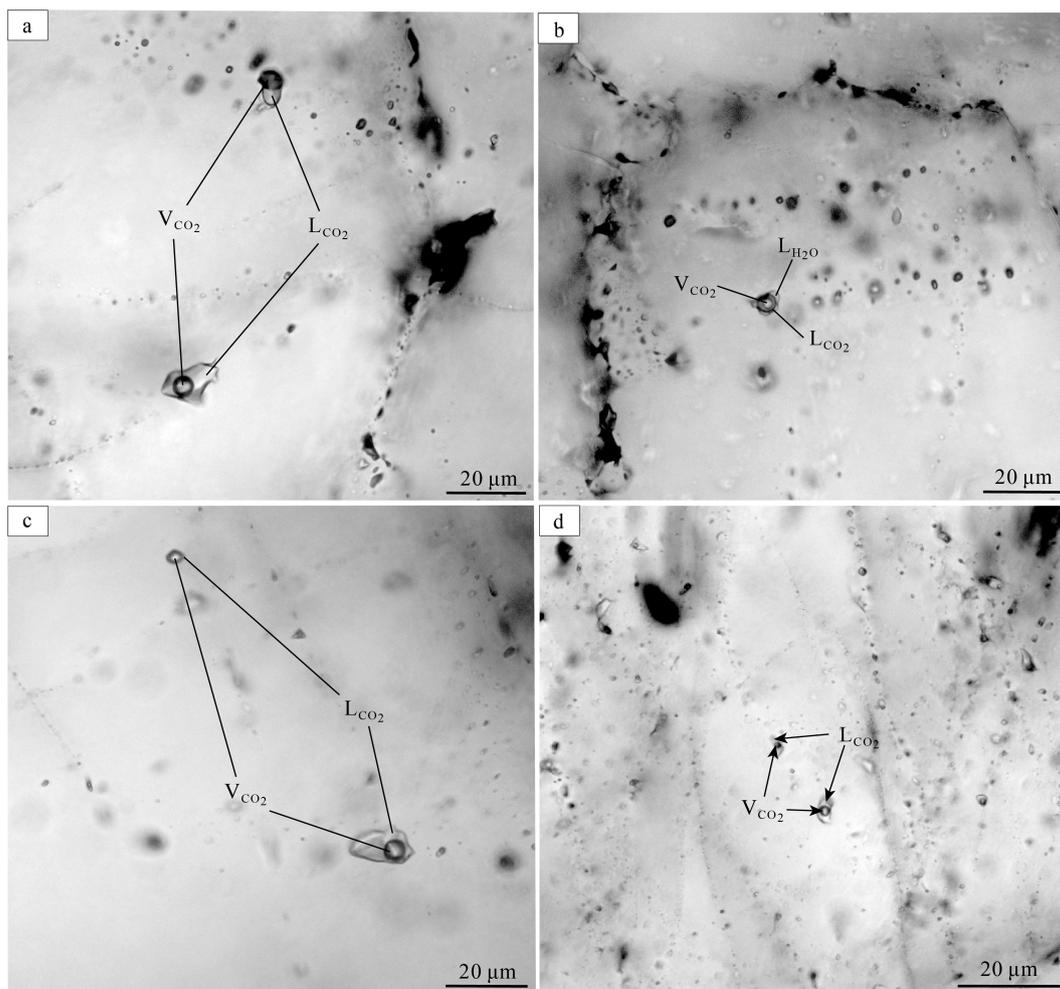


图3 辽上金矿石英脉流体包裹体特征

Fig. 3 Characteristics of fluid inclusions from quartz veins in the Liaoshang gold deposit

V—气液两相包裹体中气相组分;L—液相 H_2O ; V_{CO_2} —气相 CO_2 ; L_{CO_2} —液相 CO_2

表 1 辽上金矿床流体包裹体显微测温结果及参数

Table 1 Microthermometric data and relative parameters of fluid inclusions in the Liaoshang gold deposit

样品号	测定矿物	测点数/个	类型	大小/ μm	气液比/%	冰点温度/ $T_i/^\circ\text{C}$		均一温度/ $T_h/^\circ\text{C}$		盐度/% NaCl_{eqv}		密度/($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	
						范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
LS1	石英	5	H_2O 包裹体	8~12	10~20	-5.3~-8.2	-6.7	125~160	147	8.28~11.93	10.06	0.968~1.022	0.991
LS-5-①	石英	6	H_2O 包裹体	8~18	10~20	-4.3~-6.2	-5.1	140~150	145	6.88~9.47	7.94	0.974~0.987	0.979
LS-5-②	石英	3	$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体	12~20	30~40	6.8~7.9	7.4	275~290	283	4.14~6.12	5.04	0.775~0.811	0.787
	石英	4	H_2O 包裹体	8~20	30~35	-3.7~-4.8	-4.23	190~245	229	6.01~7.59	6.77	0.864~0.929	0.88
LS12	石英	7	$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体	3~25	20~40	7.2~8.7	7.63	215~345	316	2.62~5.41	4.62	0.679~0.869	0.723
	石英	16	H_2O 包裹体	2~10	15~20	-4.7~-5.4	-5.1	205~285	251	7.45~8.41	8.05	0.819~0.915	0.862
	石英	6	CO_2 两相包裹体	2~4	20~30			30~31.2	30.6				
XLK-6	石英	6	$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体	6~15	15~25	1.5~8.9	5.5	260~270	265	2.22~13.87	7.93	0.788~0.907	0.844

均一温度变化范围为 125~285 $^\circ\text{C}$, 盐度为 6.01%~11.93% NaCl_{eqv} , 密度 0.82~1.02 g/cm^3 。 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体流体包裹体冰点温度为 1.5~8.9 $^\circ\text{C}$, 均一温度变化范围为 215~345 $^\circ\text{C}$, 盐度为 2.22%~13.87% NaCl_{eqv} , 密度为 0.68~0.91 g/cm^3 。前人研究表明, 对于在流体不混溶过程中捕获的包体, 其捕获的端元组分的包裹体压力及均一温度相近, 可以更准确地代表捕获压力及温度^[18-19]。据此分析, 辽上金矿床的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 两相包裹体均一温度值能够较准确地反映包裹体群的捕获温度, 即为矿床的成矿温度, 其温度范围为 260~320 $^\circ\text{C}$ 。

3.3 流体包裹体成分

流体包裹体激光拉曼光谱成分分析表明, 矿石的流体包裹体中普遍含有 H_2O 和 CO_2 (图 4), 少量包裹体中含有 N_2 。 CO_2 组分对应的拉曼光谱峰值为 1282~1286 cm^{-1} 和 1385~1388 cm^{-1} , CH_4 组分对应的拉曼光谱峰值为 2913~2919 cm^{-1} , H_2O 组分对应的拉曼光谱峰值为 3310~3610 cm^{-1} , N_2 组分对应峰值为 2331 cm^{-1} 。

4 稳定同位素分析结果

4.1 氢-氧同位素

氢-氧同位素分析结果(表 2)显示, 辽上金矿床

表 2 辽上金矿床石英的氢氧同位素组成

Table 2 H and O isotopic compositions of quartz in the Liaoshang gold deposit

样品号	位置	矿物	成矿阶段	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-SMOW}}/\text{‰}$	均一温度/ $^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
LS-1	辽上浅部	石英	主成矿阶段	10.4	295	3.33	-73.4
LS-4		石英	主成矿阶段	10.5	283.3	2.98	-75
LS-5		石英	主成矿阶段	11.4	241.7	2.05	-68.9
LS-6		石英	主成矿阶段	9	265	0.73	-82.6
XL74ZK1-2	辽上深部	石英	主成矿阶段	8.3	270	0.24	-71.3
XL74ZK1-4		石英	主成矿阶段	9.2	264.5	0.91	-80.3
XLK-2		石英	主成矿阶段	10.9	265	2.63	-76.4
XLK-6		石英	主成矿阶段	9.1	260	0.61	-72

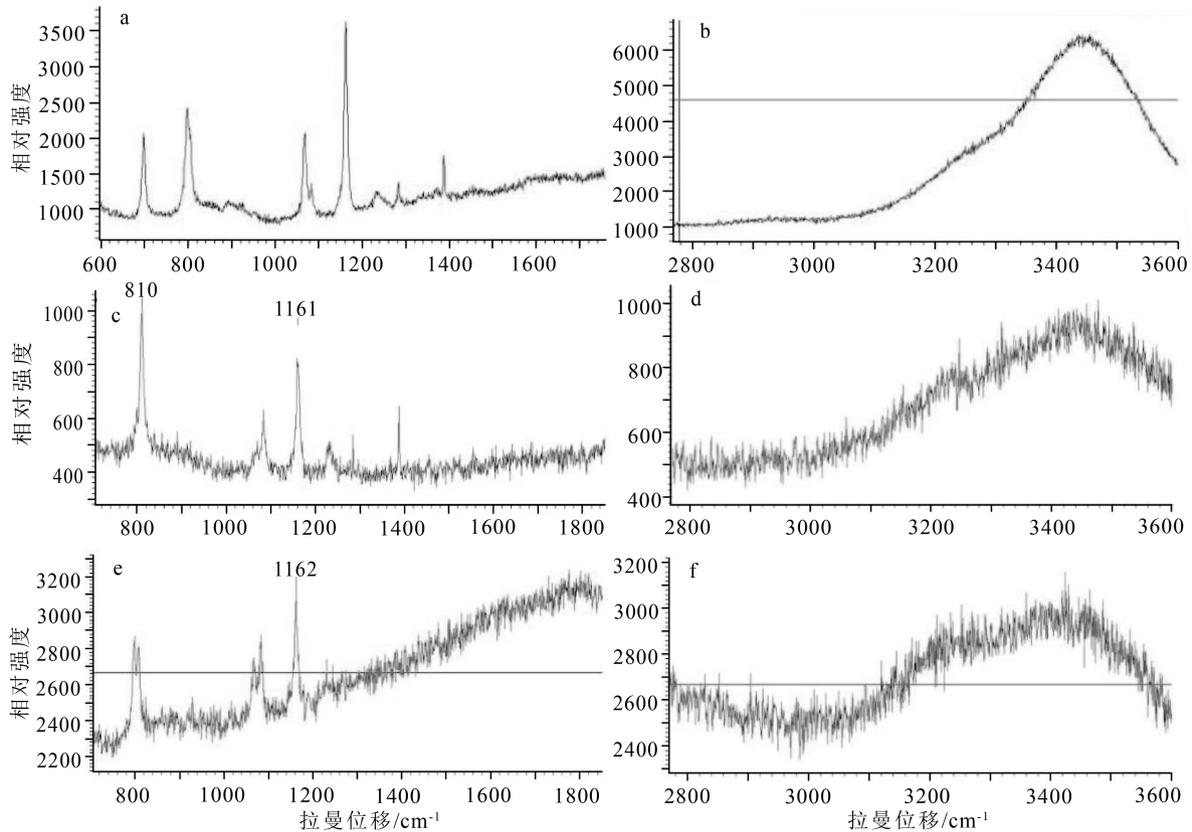


图4 辽上金矿床包裹体激光拉曼光谱图

Fig. 4 Laser Raman spectrum of fluid inclusions in the Liaoshang gold deposit

a—LS-1-2 CO₂; b—LS-1-3 H₂O; c—LS-5-2-3 CO₂; d—LS-5-2-6 H₂O; e—XLK-6-3 CO₂; f—XLK-6-3 CO₂

中成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-SMOW}}$ 值变化范围为 8.3‰~11.4‰, 平均值为 9.85‰。根据热液矿物(石英)-水体系的氧同位素分馏方程: $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.09 \times 10^6/T^2 - 3.29^{[20]}$, 结合流体包裹体显微测温结果, 得到成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{W-SMOW}}$ 值为 0.24‰~3.33‰, 平均值为 1.69‰, 流体包裹体中 δD 值变化范围为 -82.6‰~-68.9‰, 平均值为 -74.99‰。

4.2 碳-氧同位素

辽上金矿床 7 件白云石样品, 同位素组成分析测试结果见表 3。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值分布在 -2.9‰~-4.7‰, 平均值为 -4.07‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围小。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值分布在 6.9‰~9.6‰, 平均值为 8.86‰, $\delta^{18}\text{O}$ 值从深部到浅部有逐渐增大的趋势。

4.3 硫同位素

表 4 给出了笔者及前人发表的辽上金矿床 32 件硫化物样品黄铁矿硫同位素。结果表明: 辽上金矿床浅部和深部矿体的硫同位素组成基本相同,

表 3 辽上金矿白云石碳氧同位素组成

Table 3 The C-O isotopic compositions of dolomite in the Liaoshang gold deposit

矿床	样号	矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
辽上浅部矿体	LS-5	白云石	-4.1	-20.8	9.4
	LS-6	白云石	-4.4	-20.9	9.4
	LS-9	白云石	-4.7	-20.7	9.6
辽上深部矿体	XL74ZK1-4	白云石	-2.9	-23.3	6.9
	XL74ZK1-7	白云石	-4.4	-21.1	9.1
	XLK-1	白云石	-3.7	-21.9	8.3
	XLK-6	白云石	-4.3	-21	9.3

$\delta^{34}\text{S}$ 值在 7.6‰~12.6‰之间, 平均值为 9.54‰, 以富含重硫为特征, 数据范围窄, 极差较小, 说明硫同位素均一程度高。

4.4 铅同位素

矿石铅同位素测试数据见表 5。辽上金矿床

表 4 辽上金矿床黄铁矿样品 $\delta^{34}\text{S}$ 组成
Table 4 The S isotopic composition of pyrites in the Liaoshang gold deposit

样号	矿床	矿物	$^{34}\text{S}/\%$	来源
LS-1			8.8	
LS-4		黄铁矿	9.4	[21]
09LS-2			8.2	
09LS-4		黄铁矿	8.3	[22]
09LS-5	辽上		8.3	
LK10			9.7	
LK12			9.5	
LK14		黄铁矿	9.3	[23]
LK15			9.7	
B21			7.8	
B04			7.6	
B42			8.8	
B48			8.7	
B49			8.6	
B36	西涝口	黄铁矿	9	[22]
B30			8.9	
B31			9.4	
B39			9.5	
B40			9.5	
B47			7.6	
LS-1			10.7	
LS-3			10.7	
LS-4	辽上 浅部	黄铁矿	10.2	
LS-5	矿体		9.8	
LS-6			10.3	
LS-9			9.8	
XL74ZK1-4			11.2	本文
XL74ZK1-7			11.2	
XLK-1	辽上 深部	黄铁矿	11	
XLK-2	矿体		11.4	
XLK-5			9.8	
XLK-6			12.6	

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 17.202~17.955, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.457~15.577, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 37.729~38.341。辽上金矿浅部和深部矿体矿石中铅同位素组成较一致,变化较小,表明其成矿物质具有同源性。其中,源区特征值(μ 值)为 9.35~9.5,平均值为 9.39, ω

值为 37.40~40.46,平均值为 39.56, Th/U 值为 3.85~4.18,平均值为 4.07。

5 讨论

5.1 成矿流体性质及来源

5.1.1 成矿流体性质

在辽上金矿床的原生流体包裹体中,由于三相包裹体(1类, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$)和气泡两相包裹体(2类)同时存在,以及它们具有相似的均一温度,指示其被捕获时成矿流体处于不均匀的热液体系状态^[19]。激光拉曼探针分析结果显示,流体包裹体以普遍含 CO_2 为特征,并含少量 N_2 ,为典型的 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。成矿流体完全均一温度变化范围为 125~345℃,主成矿温度集中为 260~320℃,盐度为 2.22%~13.87% NaCl_{eqv} ,流体密度为 0.68~1.02 g/cm^3 ,表明该矿床成矿流体属于中—低温度、中—低盐度、低密度,且富含 CO_2 还原性质的热液体系。

5.1.2 成矿流体来源

氢和氧同位素常被用来示踪热液矿床的成矿流体来源^[24-26]。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 图解上,氢、氧同位素投点主要落于原始岩浆水和地幔初生水区域与大气降水线之间(图 5),且接近于岩浆水区域,表明辽上金矿床成矿流体为地幔初生水热液及岩浆热液+大气降水的混合流体,并以岩浆水为主。相比而言,深部金矿床投点范围更接近于地幔初生水区,指示深部金矿床成矿流体中有更多的幔源成分。与胶东蚀变岩型和石英脉型金矿相比,三者的投点范围大致一致^[27],说明胶东金矿床的成矿流体来源总体是一致的。

前人对胶东金矿床进行了大量流体包裹体及氢-氧同位素研究,并在流体包裹体及氢-氧同位素特征方面取得了一致的认识。但对成矿流体来源的认识有显著的差异,主要认识有成矿流体来自于壳-幔相互作用的流体系统^[28-29]、流体为幔源流体或深变质流体^[27,30]、流体为岩浆流体或混合流体等^[31-32]。有研究者通过对比胶东不同成矿区的氢-氧同位素特征认为,胶莱盆地北缘金矿床中有更多的大气降水的贡献。本文研究显示,辽上金矿床的氢-氧同位素特征与胶东典型的蚀变岩型和石英脉型金矿床不存在明显的差异,因此认为,辽上金矿的成矿流体来源与胶东蚀变岩型和石英脉型金矿

表5 辽上金矿床矿石矿物铅同位素组成及源区特征值

Table 5 Lead isotope composition and parameters of sulfide in the Liaoshang gold deposit

矿床	样号	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	T_{CDT}/Ma	μ	ω	Th/U	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
辽上浅部矿体	LS-1	黄铁矿	17.319	15.496	37.999	1.1176	826	9.41	40.2	4.13	11.05	19.2
	LS-3	黄铁矿	17.426	15.483	38.24	1.1255	736	9.36	40.46	4.18	10.21	25.67
	LS-4	黄铁矿	17.253	15.465	37.729	1.1156	839	9.36	39.05	4.04	9.03	11.96
	LS-5	黄铁矿	17.658	15.516	38.341	1.1381	608	9.39	39.73	4.09	12.36	28.38
	LS-6	黄铁矿	17.202	15.472	37.84	1.1118	882	9.38	40	4.13	9.49	14.94
	LS-9	黄铁矿	17.955	15.54	38.171	1.1554	424	9.4	37.4	3.85	13.92	23.82
辽上深部矿体	XL74ZK1-4	黄铁矿	17.261	15.478	37.993	1.1152	847	9.38	40.38	4.17	9.88	19.04
	XL74ZK1-7	黄铁矿	17.224	15.479	37.844	1.1127	874	9.39	39.94	4.12	9.94	15.05
	XLK-1	黄铁矿	17.206	15.457	37.783	1.1132	863	9.35	39.54	4.09	8.51	13.41
	XLK-2	黄铁矿	17.427	15.498	37.886	1.1245	752	9.39	38.97	4.02	11.18	16.17
	XLK-5	黄铁矿	17.24	15.474	37.777	1.1141	857	9.38	39.46	4.07	9.62	13.25
	XLK-6	黄铁矿	17.798	15.577	38.304	1.1426	578	9.5	39.29	4	16.34	27.38

床一致。

辽上金矿床白云石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值分布在 $-2.9\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围小, 与许多热液矿床中的碳酸盐类相似, 表明碳可能来自深部或来自碳酸盐与有机质的 CO_2 的混合作用^[24]。因白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围较窄, 且大于有机质的碳同位素组成, 故可排除有机质碳为白云石提供主要碳的可能性, 即有机质不是白云石中碳的主要提供者。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值分布在 $6.9\text{‰} \sim 9.6\text{‰}$, 平均值 8.86‰ , 碳氧同位素组成主要投点位于花岗岩碳源区(图6), 1个投点

位于超基性—基性岩浆岩中, 显示有深源流体参与了成矿过程。各样品在碳—氧同位素图解上的投点位置总体呈近水平展布, 这种展布形式是由于流体与围岩之间的水—岩反应造成的^[35]。碳氧同位素特征总体显示, 成矿流体以来自花岗岩源区为主, 有少量地幔流体参与。

前人测试的胶东金矿床成矿末期阶段方解石、菱铁矿、白云石、铁白云石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值分布于 $-10\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 之间, 主要集中于 $-6.7\text{‰} \sim 0\text{‰}$ 之间, 与火成岩/岩浆系统 ($-30\text{‰} \sim -3\text{‰}$ ^[24]) 和地幔 ($-7\text{‰} \sim -5\text{‰}$ ^[24]) 碳储库的 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近, 因此认为成矿流体可能为幔源流体与壳源流体混合的结果。辽上金矿床的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值位于胶东金矿床成矿末期阶段集中分布范围内, 指示其成矿流体来源与胶东其他金矿床一致。胶东蚀变岩型和石英脉型金矿床的成矿作用一般划分为4个阶段, 碳酸盐矿物出现于第4阶段(末期阶段), 即石英—碳酸盐阶段, 金矿化主要发生于第2阶段, 第4阶段被认为是无金矿化的阶段^[27]。本文研究的辽上金矿床的成矿作用同样包括4个阶段, 其中第I和IV阶段的矿物组合及无金矿化特征与蚀变岩型和石英脉型金矿一致, 三者的第II和III阶段均有金矿化。但辽上金矿床的黄铁矿碳酸盐型矿石成矿作用的第II和III阶段的矿物组合以白云石为主, 胶东蚀变岩型和石英脉型金矿成矿作用的第II和III阶段则没有碳酸盐矿物。产生这种差异的原因可能与不同类型金矿床的赋

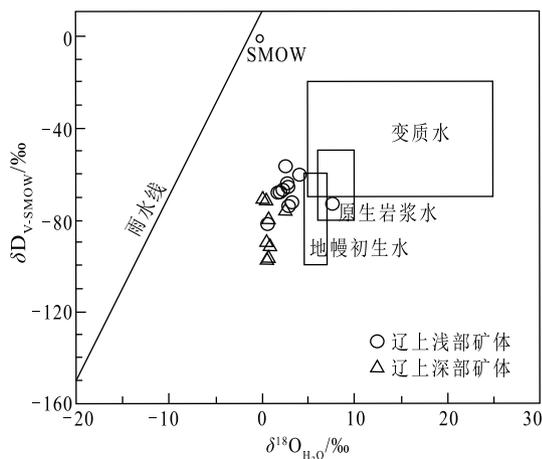


图5 辽上金矿床成矿流体 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 图解(底图据参考文献[33])
(投影点数据综合本文及参考文献[21-23, 34])

Fig. 5 δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ diagram of the ore-forming fluids in the Liaoshang gold deposit

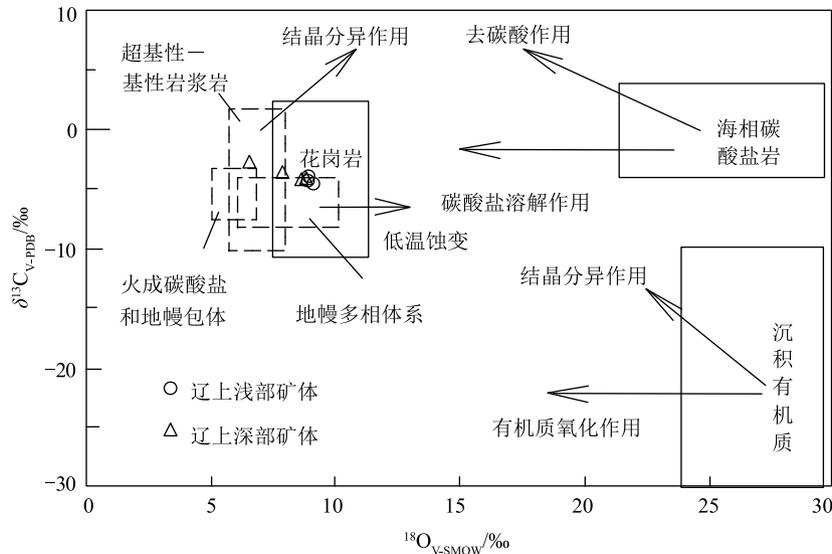


图 6 辽上金矿床碳-氧同位素组成图解(底图据参考文献[36])

Fig. 6 Diagram of the carbon-oxygen isotopic composition in the Liaoshang gold deposit

矿围岩有关, 蚀变岩型和石英脉型金矿的赋矿围岩主要是晚中生代花岗岩类, 成矿流体与这种围岩发生水岩交代作用, 形成的矿物组合以绢云母和石英为主; 而辽上金矿床的赋矿围岩有较多古元古代荆山群大理岩, 成矿流体中溶解了大量碳酸盐矿物, 因此主成矿阶段的矿物组合主要为白云石。

5.2 成矿物质来源

5.2.1 硫同位素

辽上金矿床矿石的黄铁矿硫同位素数据范围较窄, $\delta^{34}\text{S}$ 值在 7.6‰ ~ 12.6‰ 之间, 平均值为 9.54‰, 数据值呈现明显的塔式分布(图 7)。辽上金矿床与胶东其他金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值特征相似(图 8), 均以富 $\delta^{34}\text{S}$ 为特征, 说明胶东地区金矿床的硫同位素组成基本一致, 具有大致相同的来源^[14, 37]。相比而言, 同属于胶莱盆地东北缘成矿区的辽上、蓬家屯和土堆-沙旺金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值更偏向于海水值, 可能与其成矿深度较浅、受大气降水影响较大有关。金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值略高于胶东岩群、荆山群和粉子山群变质岩系, 可能与金矿形成时大气降水热液参与有关^[38-39], 较高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值表明了大气降水循环淋滤作用使硫同位素发生较大程度的分馏^[40]。辽上金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值位于玲珑型花岗岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布范围内, 比郭家岭型花岗岩稍偏离地幔值, 暗示辽上金矿床中的 S 与直接赋矿的围岩(侏罗纪玲珑型花岗岩)具有物质来源上的渊源关系。前人研究

表明, 玲珑型花岗岩为华北下地壳重熔的 S 型花岗岩类^[41], 说明华北下地壳(胶东岩群)重熔产生的岩浆活动是辽上金矿床中 S 的主要来源, 即矿石 S 来自中生代活化再造的前寒武纪变质杂岩。这与前人对胶东金矿床 S 源的认识一致^[27]。

5.2.2 铅同位素

辽上金矿矿石中铅同位素源区特征值(μ 值)为 9.35 ~ 9.5, 平均值 9.39, 略低于地壳正常 μ 值(9.58), 明显高于地幔 μ 值 7.3 ~ 8.0^[42], 表明铅源主要来源于地壳; ω 值为 37.40 ~ 40.46, 平均值 39.56,

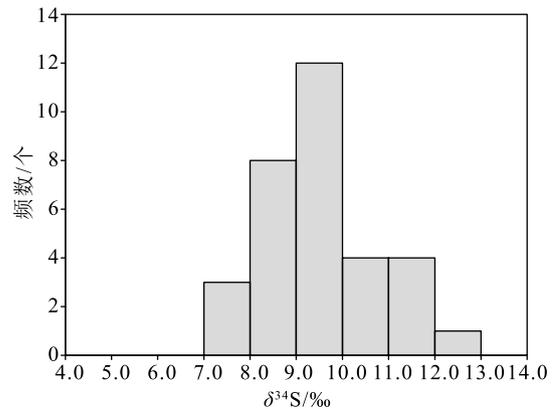


图 7 辽上金矿床硫同位素组成直方图
(数据综合本文及参考文献[21-23])

Fig. 7 The histogram of the sulfur isotope compositions in the Liaoshang gold deposit

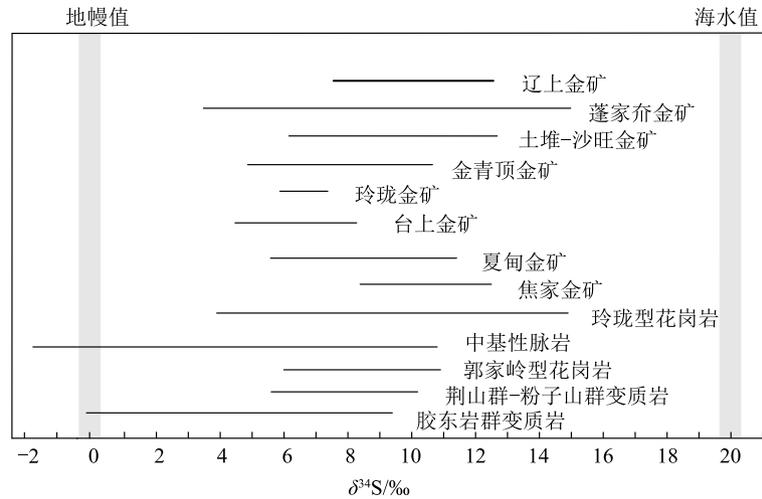


图8 辽上金矿床黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布图(据参考文献[12]修改)

Fig. 8 Distribution map of $\delta^{34}\text{S}$ isotope from pyrites in the Liaoshang gold deposit

高于地壳 ω 值(36.50);Th/U 值为 3.85~4.18,平均值为4.07,高于地幔 Th/U 值 3.45 和地壳正常Th/U 值 3.8^[43],表明成矿物质来自 U 亏损型源区。

在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 铅同位素构造环境判别图(图9-a)中,黄铁矿铅同位素较集中,投点主要落于造山带和地幔演化曲线之间;在铅同位素增长曲线图(图9-b)中,铅同位素大多数落在下地壳中,表明矿石铅主要源于地幔或下地壳,混有少量上地壳组分。在朱炳泉等^[44]矿石铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(图10)中,数据点主要落在地幔源铅

中,少部分落在造山带铅、上地壳与地幔混合的俯冲带铅(岩浆作用)范围内。

辽上金矿床矿石的铅同位素特征与胶东其他金矿床相似。前人研究表明,胶东金矿床矿石的铅同位素组成在相关构造环境判别图解中,主要落入下地壳范围,且矿石铅与各时代地质体铅具有较大范围的重叠,均显示下地壳铅的特征^[27]。说明辽上金矿与胶东其他金矿的铅源是一致的,主要来自下地壳的早前寒武纪变质岩系,可能有少量幔源铅的贡献。

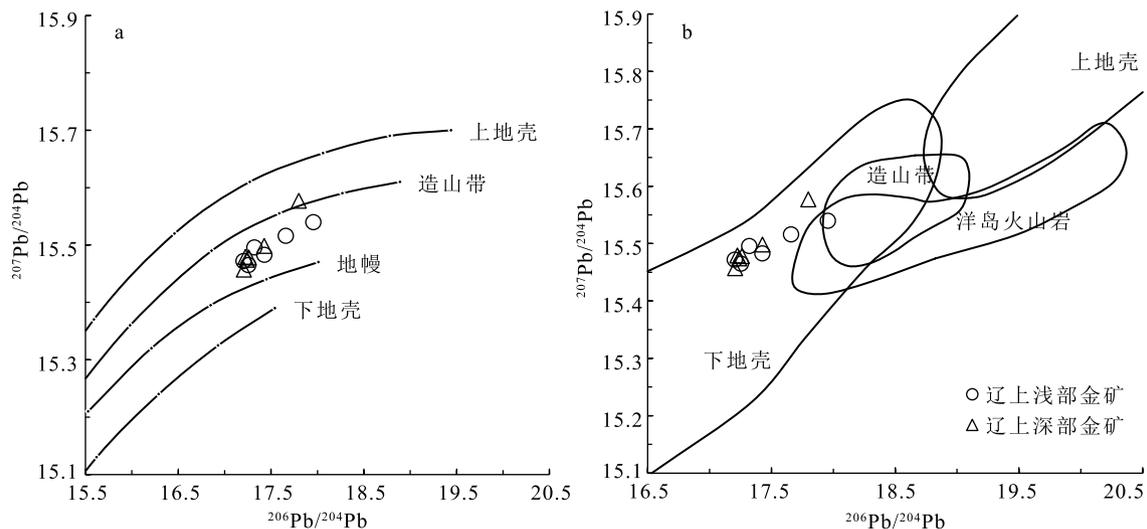


图9 辽上金矿床矿石铅同位素模式图(a)及构造环境判别图(b)(底图据参考文献[42])

Fig. 9 The plumbotectonic model(a)and lead isotope diagram for discriminating tectonic setting(b) of the Liaoshang gold deposit

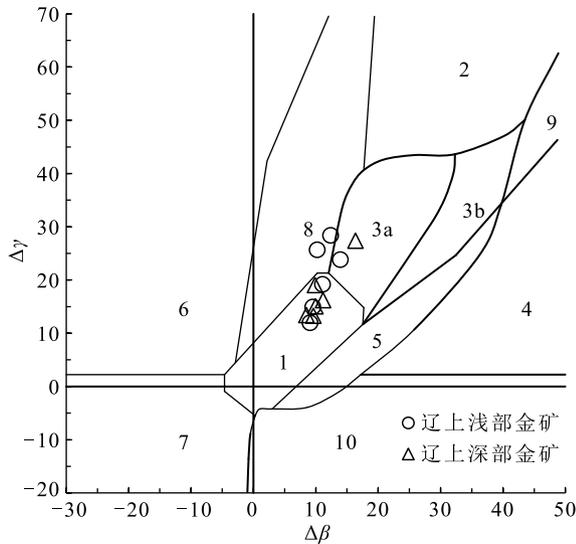


图 10 辽上金矿床矿石铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因判别图解(底图据参考文献[44])

Fig. 10 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ genetic classification diagram showing ore minerals lead isotopic distribution in the Liaoshang gold deposit

1—地幔源铅;2—上地壳源铅;3—上地壳与地幔混合的俯冲铅;
3a—岩浆作用铅;3b—沉积作用铅;4—化学沉积型铅;5—海底热水作用铅;6—中深变质作用;7—深变质下地壳铅;8—造山带铅;
9—古老页岩上地壳铅;10—退变质铅

5.3 矿床成因

矿床地质特征显示,辽上金矿床受层间滑脱构造,赋矿围岩主要为侏罗纪玲珑型花岗岩和古元古代荆山群。矿床地球化学特征显示,成矿流体以岩浆水为主,混合有地幔初生水和大气降水;成矿物质主要来自于下地壳,包括华北板块的早前寒武纪变质岩系及地壳重熔的侏罗纪花岗岩类,也有苏鲁造山带新元古代花岗质片麻岩的贡献。

前人测试的辽上金矿附近的西涝口和蓬家夼金矿 Ar-Ar 同位素年龄分别为 116.54 ± 0.61 Ma 和 118.42 ± 0.30 Ma,成矿前闪斜煌斑岩中黑云母 Ar-Ar 年龄为 121.6 ± 0.68 Ma,与金矿伴生的煌斑岩中黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄为 117.49 ± 0.29 Ma^[21-22]。因此,认为研究区及附近金矿床的成矿时间为 116~118 Ma。在研究区附近有一期大规模岩浆活动——白垩纪伟德山型花岗岩,前人测试的研究区附近六渡寺岩体、泰礴顶岩体和三佛山岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 111.4~119.6 Ma^[23,45-46],辽上附近金矿床的同位素年龄位于伟德

山型花岗岩形成时间范围内。伟德山型花岗岩是以壳源为主,有较多幔源闪长质包体的 I 型花岗岩类,岩体的规模大、分布广,岩浆活动伴随有大量的流体活动^[41,46]。前人已提出,胶东金矿的形成与伟德山花岗岩及同期脉岩有关,这期强烈的岩浆活动为金成矿提供了热能和部分流体^[47-49]。

综上所述,笔者认为辽上金矿是形成于早白垩世的与伟德山期岩浆活动有关的中低温岩浆热液金矿床。受白垩纪俯冲的古太平洋板块回撤影响,胶东地区岩石圈拆沉,软流圈地幔上涌,壳幔作用强烈,产生基性岩浆^[50-51],热的基性岩浆上升到地壳底部发生底侵,引起地壳底部岩石的部分熔融,产生花岗质岩浆,形成壳幔混合的伟德山型花岗岩。强烈的岩浆活动产生大量热液流体,且携带部分幔源成矿流体,壳-幔流体混合萃取下地壳中的华北板块早前寒武纪变质岩、苏鲁造山带花岗质片麻岩和地壳重熔玲珑型花岗岩等中的成矿物质,为金成矿提供了流体和物质来源;岩浆岩体在区域伸展构造背景下快速隆升,在其顶部产生拆离-滑脱断裂构造,构成“热隆-伸展”构造系统^[52-53],为金成矿提供了有利空间;深部以岩浆热液为主的流体沿断裂上移,与沿断裂下渗的胶莱盆地中的大气降水混合,引起流体温度、压力快速降低,造成流体不混溶,在断裂倾角阶梯状变化位置金质卸载成矿^[53-54]。由于岩浆活动的温度远高于胶东金成矿流体的温度,在成矿岩体(伟德山型花岗岩)内部和岩体与围岩的接触带附近没有金矿化,金矿床赋存于离伟德山花岗岩有适当距离的玲珑型花岗岩、郭家岭型花岗岩和早前寒武纪变质基底中。

6 结 论

(1) 辽上矿床的成矿流体包裹体完全均一温度变化范围为 125~345℃,主成矿温度集中在 260~320℃,盐度为 2.22%~13.87% NaCl_{eq},流体密度为 0.68~1.02 g/cm³。矿床成矿流体属于中-低温度、中-低盐度、低密度,富含 CO₂ 的还原性质热液体系。

(2) 成矿流体的氢-氧同位素值投点于原始岩浆水和地幔初生水区域与大气降水线之间,且接近于岩浆水区域;碳-氧同位素组成具有花岗岩源区特征。表明成矿流体为地幔初生水热液及岩浆热液+大气降水的混合流体。

(3) 矿石的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值与中生代花岗岩相近, 来自于中生代活化再造的前寒武纪变质杂岩; 铅源主要来自于下地壳的早前寒武纪变质岩系, 可能有少量幔源铅的贡献。

(4) 辽上金矿床是与早白垩世伟德山型花岗岩有关的岩浆热液金矿, 与壳幔混合花岗岩浆活动有关的岩浆热液、地幔流体在热隆-伸展构造作用下与大气降水混合产生流体不混溶而成矿, 前寒武纪变质岩和侏罗纪花岗岩提供了成矿物质来源, 拆离-滑脱断裂是成矿的有利空间。

致谢: 研究工作得到山东省地质调查院的大力支持, 野外工作得到山东省地质调查院于晓卫等同志的配合和帮助; 实验阶段得到山东省地质科学院流体包裹体实验室的帮助; 审稿专家对论文初稿提出了许多宝贵修改意见, 在此一并表示衷心感谢。

参考文献

- [1] 丁正江, 孙丰月, 赵财胜, 等. 山东胶莱盆地东北缘地区金矿成矿系列[J]. 矿床地质, 2010, 29(增刊): 919-920.
- [2] 李国华, 丁正江, 纪攀, 等. 胶莱盆地东北缘地区金矿特征及找矿方向[J]. 地质与勘探, 2016, 52(6): 1029-1036.
- [3] 宋英昕, 宋明春, 丁正江, 等. 胶东金矿集区深部找矿重要进展及成矿特征[J]. 黄金科学技术, 2017, 25(3): 4-18.
- [4] 李国华, 丁正江, 宋明春, 等. 胶东新类型金矿——辽上黄铁矿碳酸盐脉型金矿[J]. 地球学报, 2017, 38(3): 423-429.
- [5] 李勇, 丁正江, 薄军委, 等. 胶莱盆地东北缘地区成矿元素地球化学特征及成矿潜力分析[J]. 黄金, 2018, 39(8): 15-21.
- [6] 纪攀, 丁正江, 李国华, 等. 胶东辽上特大型金矿床地质特征[J]. 山东国土资源, 2016, 32(6): 9-13.
- [7] 罗忠明. 山东牟平辽上金矿床地质特征[J]. 山东地质, 2000, 16(3): 22-25.
- [8] 范存琨, 李希良, 宋学法. 山东牟平辽上金矿床地质特征及找矿方向[J]. 中国科技信息, 2010, 10: 18-20.
- [9] 孙玉龙, 殷国鹏, 邱介玲, 等. 胶东辽上金矿床成因与找矿方向研究[J]. 地质与勘探, 2011, 47(2): 209-215.
- [10] 丁正江, 孙丰月, 刘福来, 等. 胶东中生代动力学演化及主要金属矿床成矿系列[J]. 岩石学报, 2015, 31(10): 3045-3080.
- [11] 李红梅, 魏俊浩, 王启, 等. 山东土堆-沙旺金矿床同位素组成特征及矿床成因讨论[J]. 地球学报, 2010, 31(6): 791-802.
- [12] 薄军委, 丁正江, 宋明春, 等. 胶东辽上金矿床 C、O、S、Pb 同位素组成及矿床成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(2): 321-336.
- [13] 王志新, 焦秀美, 丁正江, 等. 胶莱盆地东北缘辽上式金矿构造控矿特征及找矿方向[J]. 黄金科学技术, 2017, 25(3): 61-69.
- [14] 张连昌, 沈远超, 曾庆栋, 等. 山东中生代胶莱盆地北缘金矿床硫铅同位素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 380-384.
- [15] 张连昌, 沈远超, 刘铁兵, 等. 山东蓬家金矿硫铅碳氧同位素地球化学[J]. 矿物学报, 2002, 22(3): 255-260.
- [16] Bozzo A T, Chen J R, Barduhn A J. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide [C]//Fourth International Symposium on Fresh Water the Sea, 1973, 3: 437-451.
- [17] Potter R W II, Clyne M A, Brown D L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions [J]. Economic Geology, 1978, 73: 284-285.
- [18] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学基础 [M]. 北京: 地质出版社, 1999: 1-290.
- [19] Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. A practical guide to fluid inclusion studies [M]. Blackie: Chapman & Hall, 1985: 1-239.
- [20] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用: 金属活化热液成矿作用及找矿 [M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985.
- [21] 税棚. 胶莱盆地东北缘郭城-辽上金矿地质特征及成因机制 [D]. 中国地质大学(北京) 硕士学位论文, 2019.
- [22] 孙兴丽. 山东胶莱盆地西涝口金矿床的特征和成因 [D]. 中国地质大学(北京) 博士学位论文, 2014.
- [23] Tan J, Wei J H, Li Y J, et al. Origin and geodynamic significance of fault-hosted massive sulfide gold deposits from the Guocheng-Liaoshang metallogenic belt, eastern Jiaodong Peninsula: Rb-Sr dating, and H-O-S-Pb isotopic constraints [J]. Ore Geology Reviews, 2014, 65: 687-700.
- [24] Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry [M]. Berlin: Springer, 1997: 1-201.
- [25] Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems [M]. Berlin: Springer, 2008: 1-597.
- [26] Fu Y G, Hu G Y, Tang J X, et al. Low-sulfidation epithermal Ag-Pb-Zn deposit in Sinongduo, Tibet: tracer application of Si-H-O stable isotope geochemistry [J]. Acta Geologica Sinica, 2017, 91(4): 836-848.
- [27] 杨立强, 邓军, 王中亮, 等. 胶东中生代金成矿系统 [J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2447-2467.
- [28] Fan H R, Zhai M G, Xie Y H, et al. Ore-Forming Fluids Associated with Granite-Hosted Gold Mineralization at the Sanshandao Deposit, Jiaodong Gold Province, China [J]. Mineralium Deposita, 2003, 38(6): 739-750.
- [29] 毛景文, 李厚民, 王义天, 等. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧硫同位素证据 [J]. 地质学报, 2005, 79(6): 839-857.
- [30] 王庆飞, 邓军, 赵鹤森, 等. 造山型金矿研究进展: 兼论中国造山型金成矿作用 [J]. 地球科学, 2019, 44(6): 2155-2186.
- [31] 宋明春, 宋英昕, 沈昆, 等. 胶东焦家深部金矿床地球化学特征及有关问题讨论 [J]. 地球化学, 2013, 42(3): 274-289.
- [32] 朱日祥, 范宏瑞, 李建威, 等. 克拉通破坏型金矿床 [J]. 中国科学(D辑), 2015, 45(8): 1153-1168.
- [33] Taylor H P. The Application of Oxygen and Hydrogen Isotope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition [J]. Economic Geology, 1974, 69(6): 843-883.
- [34] 盛鹏. 山东省辽上金矿成因矿物学与成矿物质来源研究 [D]. 中国地质大学(北京) 硕士学位论文, 2019.
- [35] 刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义 [J]. 矿床地质, 2004, 23(1): 1-10.

- [36] 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 1997, 16(4): 341-352.
- [37] 王义文, 朱奉三, 宫润潭. 构造同位素地球化学—胶东金矿集中区硫同位素再研究[J]. 黄金, 2002, 23(4): 1-16.
- [38] 杨忠芳, 徐景奎, 赵伦山. 胶东区域地壳演化与金成矿作用地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 1-125.
- [39] Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review[J]. *Economic Geology*, 1974, 69: 826-842.
- [40] 张连昌, 沈远超, 刘铁兵, 等. 浅议胶东金矿集中区矿床类型与成矿系统[J]. 矿床地质, 2002, 21(增刊): 779-782.
- [41] 王斌, 宋明春, 霍光, 等. 胶东晚中生代花岗岩的源区性质与构造环境演化及其对金成矿的启示[J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(2): 288-320.
- [42] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics - the model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75(1/2): 135-162.
- [43] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, 26: 207-221.
- [44] 朱炳泉, 李献华, 戴谟. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 216-230.
- [45] 李增达, 于晓飞, 王全明, 等. 胶东三佛山花岗岩的成因: 成岩物理化学条件、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd 同位素约束[J]. 岩石学报, 2018, 34(2): 447-468.
- [46] Song M C, Zhou J B, Song Y X, et al. Mesozoic Weideshan granitoid suite and its relationship to large-scale gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China [J]. *Geological Journal*, 2020, 55: 5703-5724.
- [47] 宋明春, 李三忠, 伊丕厚, 等. 中国胶东焦家式金矿类型及其成矿理论[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2014, 44(1): 87-104.
- [48] 宋明春, 张军进, 张丕建, 等. 胶东三山岛北部海域超大型金矿床的发现及其构造-岩浆背景[J]. 地质学报, 2015, 89(2): 365-383.
- [49] Mingchun Song, Sanzhong Li, M. Santosh, et al. Types, characteristics and metallogenesis of gold deposits in the Jiaodong Peninsula, Eastern North China Craton[J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 65: 612-625.
- [50] 宋明春, 李杰, 周建波, 等. 胶东早白垩世高镁闪长岩类的发现及其构造背景[J]. 岩石学报, 2020, 36(1): 279-296.
- [51] 陈衍景, Pirajno F, 赖勇, 等. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境[J]. 岩石学报, 2004, 20(4): 907-922.
- [52] 宋明春, 李杰, 李世勇, 等. 鲁东晚中生代热隆伸展构造及其动力学背景[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2018, 48(4): 941-964.
- [53] 宋明春, 林少一, 杨立强, 等. 胶东金矿成矿模式[J]. 矿床地质, 2020b, 39(2): 215-236.
- [54] 宋明春, 伊丕厚, 徐军祥, 等. 胶西北金矿阶梯式成矿模式[J]. 中国科学: 地球科学, 2012, 42(7): 992-1000.
- ①山东省第三地质矿产勘查院. 山东省牟平区辽上金矿深部及外围详查报告. 2014.