

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.06.013

胶西北焦家断裂带深部成矿流体包裹体特征

舒磊^{1,2}, 沈昆^{1*}, 于学峰^{1*}, 单伟¹, 杨德平¹, 宋英昕¹, 迟乃杰^{1,2}, 王秀凤¹SHU Lei^{1,2}, SHEN Kun^{1*}, YU Xuefeng^{1*}, SHAN Wei¹, YANG Deping¹, SONG Yingxin¹,
CHI Naijie^{1,2}, WANG Xiufeng¹

1. 自然资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室/山东省金属矿产成矿地质过程与资源利用重点实验室/山东省地质科学研究院, 山东 济南 250013;

2. 山东科技大学地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590

1. MNR Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Resources Utilization/Key Laboratory of Metallogenic-Geologic Processes and Comprehensive Utilization of Minerals Resources of Shandong Province/Shandong Institute of Geological Sciences, Jinan 250013, Shandong, China;

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

摘要:焦家断裂带是胶西北地区最重要的断裂带之一,很多大中型金矿床沿此带分布。依托莱州市吴一村地区焦家断裂带深部的“中国岩金第一见矿深钻”钻孔岩心,挑选了不同蚀变阶段及主断裂带上下盘不同深度的花岗岩、黄铁绢英岩和金矿石开展流体包裹体岩相学、显微测温及激光拉曼分析研究,识别出 3 个成矿阶段、5 个世代富含流体包裹体的石英和两大类型流体包裹体;焦家断裂带深部金成矿流体性质为中-低盐度 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 流体;成矿流体来源为地幔富含成矿金属的流体与浅部渗入大气降水混合成因,并可能有壳源变质流体的参与;成矿流体中金主要以一价金的硫氢络合物 (AuHS°) 形式迁移。岩相学观察及显微测温结果表明,主成矿阶段发生了 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体不混溶作用,并导致金矿化,发生流体不混溶的温度压力条件分别为 210~260℃和 150~210 MPa。中生代,古太平洋板块向欧亚大陆的北西向俯冲,引起胶东地区强烈的挤压变形和岩浆活动(形成玲珑花岗岩体)。随后,在早白垩世,构造体制从挤压向伸展转换,导致郭家岭花岗岩的侵位、郯庐断裂带的左型走滑运动,以及一系列 NE—NNE 向次级断裂形成,为深部岩浆-热液流体的上升提供了通道。在岩浆-热液流体上升过程中与地壳中-上部循环的变质水和大气水发生混合,最终形成金矿床。

关键词:金矿;流体包裹体;中国岩金第一见矿深钻;焦家断裂带;胶西北

中图分类号:P618.51 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2022)06-1068-13

Shu L, Shen K, Yu X F, Shan W, Yang D P, Song Y X, Chi N J, Wang X F. The study of fluid inclusions in the deep part of the Jiaojia fault zone in the northwest of Jiaodong Peninsula. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(6): 1068-1080

Abstract: Abstract: The Jiaojia fault zone, along which many large and medium-sized gold deposits are distributed, is one of the most important fault zones in the northwest of Jiaodong Peninsula. In this work, we have collected core samples from the “China’s deepest drill-hole controlling gold orebody” to carry out a fluid inclusion study. This drill-hole conducted by Shandong Institute of Geological Sciences lies at Wuyicun village of Laizhou city and penetrates the deep part of the Jiaojia fault zone. The samples include fresh and altered granites, phyllic rocks with pyrite-sericite-silicic alteration and ores at different alteration stages and different depths on the hanging wall and footwall of the main fault zone. Through detailed field investigation and petrographic study of the samples we have identified three metallogenic stages, five generations of quartz and two types of fluid inclusions in the ores. Microthermometry and Laser

收稿日期:2021-07-15;修订日期:2022-01-19

资助项目:国家自然科学基金项目《胶东金矿垂向迁移-沉淀的精细过程研究——以招远-莱州成矿带为例》(批准号:4187030119)、《招平断裂带北段 3 千米超深部控矿构造格架与成矿机理》(批准号:42172094)、《胶东焦家金矿田超深部流体-蚀变与金富集机理——依托于 3000 米科研深钻》(批准号:41773076)和国家重点研发计划项目《蚀变岩型金矿立体地球化学探测试验示范》(编号:2016YFC06006)

作者简介:舒磊(1982-),男,在读硕士生,高级工程师,从事岩石与矿物学研究。E-mail:shuleidky@shandong.cn

* 通信作者:沈昆(1939-),男,教授级高工,从事岩石学、矿床学、流体包裹体地球化学等研究。E-mail:shenkun@sdu.edu.cn

于学峰(1962-),男,研究员,从事矿产勘查及矿床学、资源评价与技术管理等研究。E-mail:xfengy@sohu.com

Raman analysis were performed on the representative fluid inclusions. The results have suggested that the fluids responsible for gold mineralization in the deep part of the Jiaojia fault zone belong to the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ fluids with medium to low salinity, which were generated by mixing of the mantle-origin metal-rich fluid and the shallow meteoric fluid with possible participation of the crustal metamorphic fluid. The gold in the ore-forming fluids occurs mainly as hydrosulphide complexes (AuHSO). Both fluid inclusion petrography and microthermometry have shown the phase separation (immiscibility) of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ fluids took place during the main ore mineralization stage and caused gold deposition. The immiscibility occurred at the $P-T$ conditions of $210 \sim 260\text{ }^\circ\text{C}$ and $150 \sim 210\text{ MPa}$, respectively. In the Mesozoic, the ancient Pacific plate initially subducted northwesterly towards the Eurasian continent that caused intense compressional deformation and magmatism (e.g. formation of the Linglong granite) in Jiaodong region. Later in Early Cretaceous, tectonic transition from transpression to tension in the region resulted in the Guojialing granite emplacement and strike-slip movement of the Tanlu fault as well as development of a series of subsidiary NE—NNE trending faults, which provided channels for the ascending of magmas and fluids from the deep. In this process the magmatic-hydrothermal fluids were mixed with metamorphic and meteoric fluids circulating in the middle and upper crust, and finally led to the formation of gold deposits in the Jiaodong region.

Key words: gold deposit; fluid inclusions; China's deepest drill-hole controlling gold orebody; Jiaojia fault zone; Northwest of Jiaodong Peninsula

胶东地区是中国最大的金矿集区, 累计查明金资源量 5000 余吨, 约占全国金矿储量的 $1/3$, 金矿床主要分布在胶西北的招远—莱州、中部蓬莱—栖霞和东部牟平—乳山 3 个地区, 其中大型、超大型金矿床主要分布在胶西北的三山岛、焦家、招平 3 条断裂带上。在焦家断裂带上分布有焦家金矿、望儿山金矿、新城金矿等超大型—中型金矿床, 主要金矿类型为破碎带蚀变岩(焦家)型, 其次为石英脉(玲珑)型。赋矿地质体主要为侏罗纪玲珑型花岗岩、白垩纪郭家岭型花岗闪长岩和新太古代—古元古代变质岩系, 白垩纪莱阳群底部也赋存少量金矿床^[1-2]。

胶东地区金矿集中爆发式成矿, 成矿流体具有类似于造山型金矿的特征(中低温、低盐度、富 CO_2)^[3-4], 以往对该地区流体包裹体的研究主要集中于成矿期次明显、含有个体较大、丰度较高的流体包裹体的石英脉型金矿, 如玲珑、三甲、乳山、邓格庄、石城、胡八庄、金岭等金矿^[5-11], 而对于蚀变岩型金矿流体包裹体的研究, 仅涉及大尹格庄、新城、三山岛、黄埠岭等金矿^[12-18], 且多数对浅部的石英大脉开展了工作, 对断裂带深部金矿成矿流体的研究仍然薄弱。断裂带深部同样经历了复杂的构造—蚀变—成矿作用, 金—黄铁矿—石英矿石往往经历了多次破碎—重结晶过程, 通过详细的流体包裹体岩相学观察, 选择代表性流体包裹体组合进行显微测温, 可深入研究该地区流体多阶段脉动式演化过程及金矿的沉淀机制^[19-22]。

山东省地质科学研究院在莱州市吴一村地区焦家断裂带深部实施了深度达 3266.06 m 的 ZK01 科研钻探, 被誉为“中国岩金第一见矿深钻”^[23-25], 在对深钻岩心样品开展地质、矿化特征研究的同时,

也对深部矿化带成矿流体开展了研究, 并据此对本区金矿成矿流体性质、来源和演化, 以及金的迁移形式和沉淀机制进行了讨论, 以深入了解胶东地区深部金成矿作用。

1 地质背景

胶北地体位于华北克拉通东南缘和太平洋板块西缘, 北邻渤海湾, 南为胶莱盆地, 西侧紧邻郯庐断裂带的沂沭段, 东侧以五莲—青岛—烟台断裂为界, 其东为苏鲁超高压变质带北延部分^[18, 23, 25-29](图 1)。区域内岩石主要为前寒武纪变质岩和中生代岩浆岩, 其中前寒武纪变质基底岩石包括太古宇胶东群(如新太古代栖霞英云闪长片麻岩、马连庄变辉长岩等)、古元古界荆山群、粉子山群和新元古界蓬莱群^[30-32], 中生代岩浆岩主要有 $160 \sim 150\text{ Ma}$ 的壳源玲珑中粒黑云二长花岗岩^[23, 33]、 $130 \sim 126\text{ Ma}$ 的壳幔混合成因的郭家岭花岗闪长岩^[34-35], 以及煌斑岩、闪长玢岩、辉绿玢岩等中—基性脉岩。金矿床主要产于玲珑花岗岩和郭家岭花岗闪长岩岩体内, 以及花岗岩与前寒武纪变质岩接触带。胶西北构造活动频繁, 脆、韧性断裂兼有。一般认为, 成矿前以韧性断裂(压扭性质)活动为主, 形成断层泥; 成矿期转换为脆性断裂(张扭性质)活动, 为成矿流体运移、沉淀提供了有利空间^[18, 36-40]。三山岛断裂、焦家断裂和招平断裂是胶西北地区的主要控矿构造, 控制着金矿床的形成和分布^[41]。其中, 焦家断裂为胶西北金矿床最密集的构造带, 自北向南大致分为 3 段, 分别为高家庄子—新城段、新城—焦家(马塘)段和寺庄段, 长约 60 km, 走向 $30^\circ \sim 50^\circ$, 倾

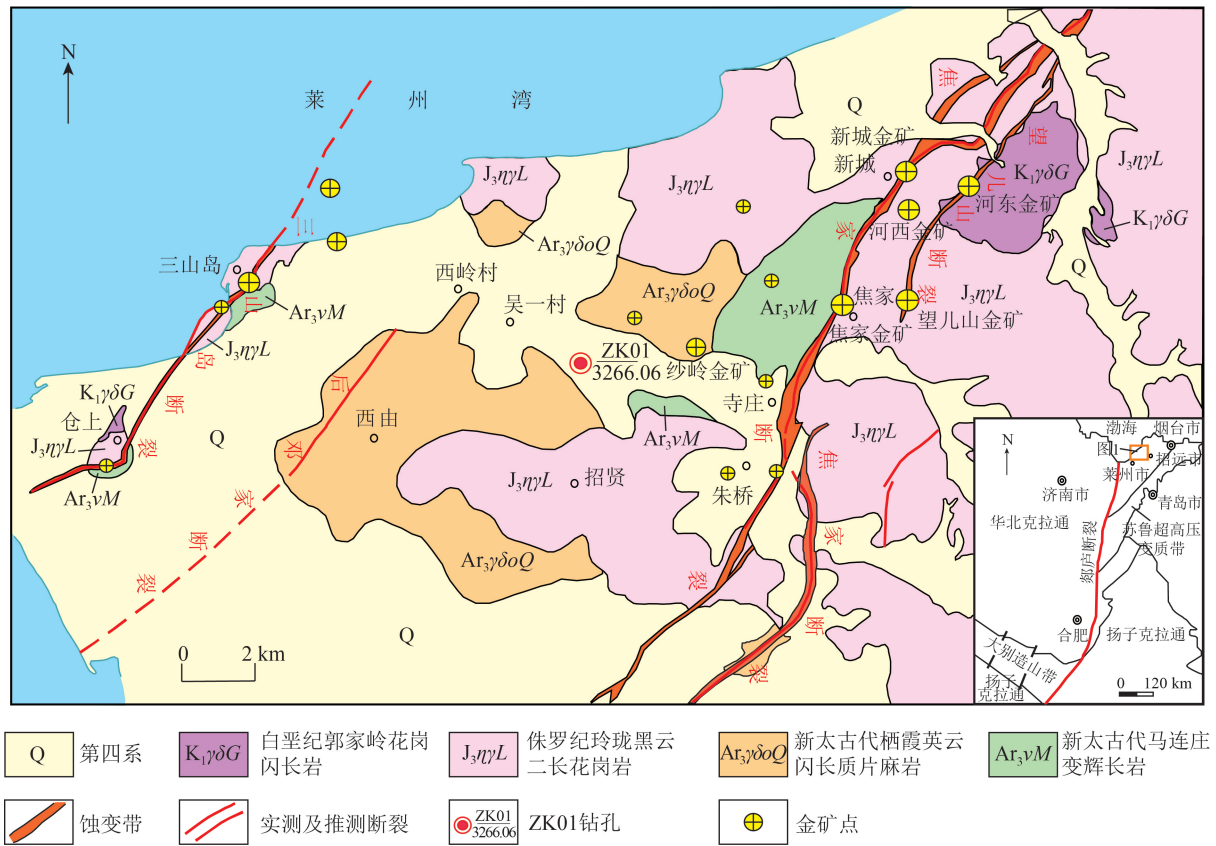


图 1 胶西北焦家金矿带区域地质简图(据参考文献[25]修改)

Fig. 1 Simplified regional geological map of the Jiaojia gold metallogenic zone

角为 30°~ 50°,局部达 80°,最宽处达 1000 m。以主裂面为界,构造-蚀变岩大体呈对称分带。由于强烈的热液蚀变和后期的脆性变形叠加,许多断裂早期韧性变形的组构已被破坏,仅见有糜棱岩角砾。

2 焦家断裂带深部地质特征

超深科研钻 ZK01 井位于莱州市东北约 27 km 的吴一村地区,其下部穿过焦家断裂,在 2428.00~

3234.16 m 成功控制焦家金矿化带,蚀变带厚度达 806.16 m,其中含金 0.1 g/t 以上金矿化带总厚度达 180.69 m,发现金矿体 6 层,累计见矿厚度 25.20 m, Au 平均品位 1.83 g/t;其中工业矿体厚度 7 m, Au 平均品位 3.13 g/t,最高品位 13.65 g/t。

焦家断裂带深部矿体的矿石类型为黄铁绢英岩化碎裂岩、黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩、黄铁绢英岩化花岗岩(图 2、图 3);矿化体形态主要为脉

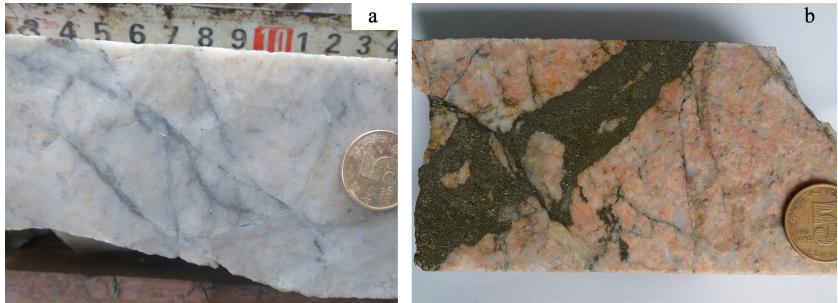


图 2 焦家断裂带深部矿石

Fig. 2 The ores in the deep part of the Jiaojia fault zone

a—黄铁绢英岩化碎裂岩(深度 2853.20 m);b—黄铁绢英岩化碎裂状花岗岩(深度 2819.49 m)

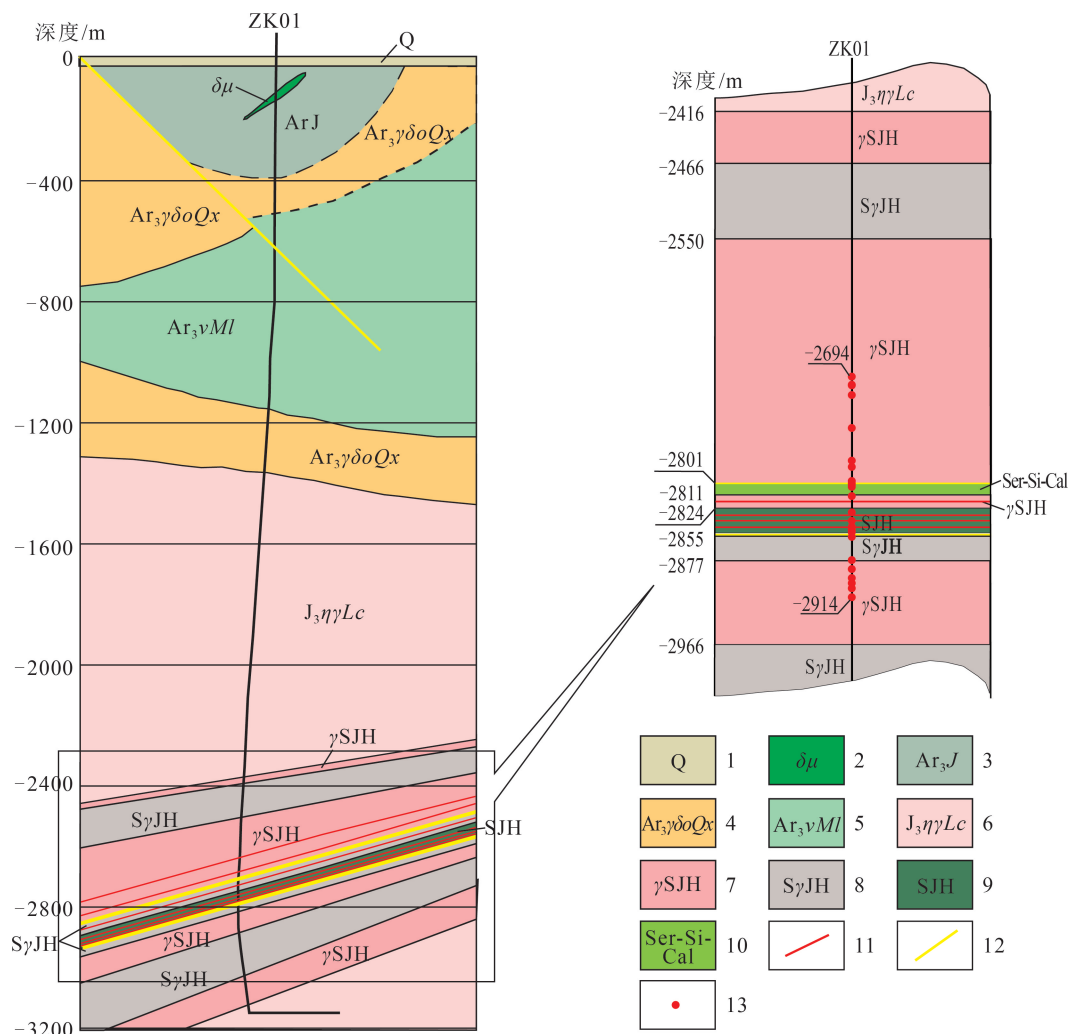


图 3 深钻揭示的岩性及蚀变分带 (据参考文献[23]修改)

Fig. 3 The profile of the deep drill hole showing lithology and alteration zoning

1—第四系;2—闪长玢岩;3—胶东岩群斜长角闪岩、黑云二长变粒岩、黑云角闪变粒岩;4—栖霞英云闪长质片麻岩;
5—马连庄变辉长岩(斜长角闪岩);6—玲珑黑云二长花岗岩;7—黄铁绢英岩化碎裂状花岗岩;8—黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩;
9—黄铁绢英岩化碎裂岩;10—绢云母化-硅化-碳酸盐化岩石;11—金矿体;12—断裂面;13—包裹体样品采样点

状、细脉网脉状和细脉浸染状;组成矿物主要为绢云母、石英、黄铁矿,其次为钾长石、碳酸盐矿物、绿泥石、高岭石,以及磁铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、银金矿,局部见碲铋矿等。

深钻岩心蚀变类型主要有钾长石化、黄铁绢英岩化、硅化、黄铁矿化、碳酸盐化等,先后叠加在早期破碎岩石之上(图3)。

根据对岩心的宏观观察及镜下鉴定,可划分出3个成矿阶段:成矿前阶段(Ⅰ)、主成矿阶段(Ⅱ)和成矿后阶段(Ⅲ),各阶段特征如下。

I 成矿前阶段:为围岩蚀变和矿化作用的早期,以花岗质围岩的钾化和绢英岩或黄铁绢英岩的

形成为标志。长石分解为细粒绢云母、粗粒白云母和石英;镁铁质矿物(黑云母、角闪石等)蚀变为绿泥石。该阶段岩石中,除有少量黄铁矿外,基本不含矿。主要矿物组合为黄铁矿+石英+绢云母。石英呈灰白色,有油脂光泽,他形,少数为半自形,具有压碎结构,有时呈角砾状,镜下可见波状消光,石英集合体中含有蚀变岩绢云母团块。

Ⅱ 主成矿阶段:首先形成大量含石英包体的粗粒黄铁矿与少量银金矿;随后,多数黄铁矿颗粒在应力作用下发生破碎,晚期细粒黄铁矿围绕早期黄铁矿生长,多金属硫化物(黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和少量毒砂等)和金矿物在早期黄铁矿裂隙中沉淀

结晶。该阶段中,绢云母、白云母和石英以不同的强度继续结晶生长。主要矿物组合为黄铁矿+黄铜矿+方铅矿+闪锌矿+磁黄铁矿+石英+银金矿+自然金。石英颗粒细小,呈浅灰色-烟灰色,并伴有大量的绢云母。

Ⅲ成矿后阶段:蚀变和矿化的结束以晚期碳酸盐脉的出现,或形成石英-方解石脉为标志。方解石通常为他形,发育良好的双晶和解理;石英呈自形粒状,颗粒边部较规则。该阶段几乎不含矿。

3 样品采集与分析方法

样品采集于 ZK01 钻孔 2600~3200 m 深部岩心。由于焦家断裂带在成矿期和成矿期后存在多期次的断裂活动,且伴随充填有不同类型的热液蚀变岩,本次挑选不同蚀变阶段及主断裂带上下盘不同深度的花岗岩、黄铁绢英岩和矿石,磨制了 30 余件双面抛光片用于包裹体研究(包裹体片取样位置见图 3)。包裹体片磨制、岩矿鉴定、包裹体测温激光拉曼光谱分析等工作均在山东省地质科学研究院自然资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室进行。

依据前人的工作方法^[19, 21, 42~44],挑选不同成矿阶段的岩石、矿石样品,磨制成 0.2 mm 左右的双面抛光片,使用 Carl Zeiss Axioscope.A1 型研究级偏光显微镜,通过变换物镜,在不同的放大倍数下进行详细的岩(矿)相特征和流体包裹体岩相特征观察,了解包裹体特征及其与矿物组合的关系(包括包裹体所含的相,包裹体形态、大小、产状和分布);在不同类型、不同成矿阶段的样品中寻找流体包裹体组合,对适合显微测温的包裹体组合进行圈定、记录、照相并绘图。

使用英国产 Linkam THMS600 型冷热台对包裹体测温,用液氮作冷却剂,测温范围为-180~600℃。通过测定人工合成纯水包裹体的冰点(0℃)、均一温度(374.1℃)和 CO₂-H₂O 包裹体中 CO₂的熔点(-56.6℃),对冷热台进行校正。在低于室温时,冷热台的误差为±0.2℃;在高于 200℃时,误差为 5℃。

激光拉曼光谱分析使用英国 Renishaw inVia 型激光共焦显微拉曼光谱仪。测试选用 532 nm 激光器,光栅 1800 l/mm(vis),狭缝 20 μm,50 倍长焦物镜。测试前,采用单晶硅片对光谱仪进行校正,确保 520.5 cm⁻¹特征峰偏移小于 0.2 cm⁻¹。测试主要采用 Static 模式(部分采用 Extended 模式以获得更

大范围的谱图),Standard 共焦,激光功率 10%,曝光时间 1 s,重复测试 50 次。整个测试在室温(23℃)和常压下完成。数据处理采用 WIRE 4.3 软件。

4 富含流体包裹体的石英研究

不同成矿阶段的石英中通常含有不同类型的流体包裹体,对富含流体包裹体的石英开展岩相学、扫描电镜-阴极发光(SEM-CL)分析,有助于确定流体包裹体的产状、类型和期次。根据蚀变、矿化分带情况,将深钻中石英分为 5 个世代(表 1),分别为花岗岩中的成岩石英(Q1)、绢英岩中的石英(Q2)、硅化岩石中的石英(Q3)、黄铁矿-多金属硫化物中的石英(Q4)及与碳酸盐(方解石)共生的石英(Q5)。鉴于蚀变和成矿作用的复杂性和多期次性,有时不同期次(世代)的石英在空间上会混杂在一起,不易区分。

Q1:与长石和少量云母共同形成花岗岩,岩心中多呈灰色,镜下较透明,具他形粒状结构,主要含富液相、纯液相的 H₂O 包裹体,并含有少量 CO₂-H₂O 包裹体,均沿石英裂隙分布,推测是花岗岩形成后捕获的早期次生包裹体。

Q2:常见于黄铁绢英岩和矿石中,石英呈烟灰色,镜下呈乳浊状、朦胧透明状或较透明,乳浊-朦胧透明石英中所含包裹体大部分小而密。

Q3:常见于硅化蚀变样品中,为乳白色石英细脉,镜下呈乳浊状、朦胧透明状,所含包裹体小而密(沿不同方向裂隙分布的包裹体多数大于 2 μm),难以观察测温。

Q4:镜下见于黄铁矿裂隙、孔隙中,石英呈他形粒状,较透明,所含包裹体较少。

Q5:与碳酸盐(方解石)共生的石英,常较透明,主要含 H₂O 包裹体。

表 1 深钻中石英类型及特征

Table 1 Types and characteristics of quartz in the deep drill hole

石英类型	成矿阶段	赋存岩石	镜下特征	流体包裹体丰度
Q1	I	黑云二长花岗岩	他形、粒状、较透明	++
Q2	II	黄铁绢英岩	乳浊状、不透明或较透明	+++
Q3	II	硅化岩石	乳浊状、不透明	+++
Q4	II	黄铁矿裂隙、孔隙	他形、粒状、较透明	+
Q5	III	碳酸盐化岩石	自形、较透明	+

对不同类型石英开展 SEM-CL 分析, 均未发现明显的生长环带, 包裹体多沿石英裂隙分布或呈小群分布。

5 流体包裹体类型

深钻岩心中流体包裹体可分为 $H_2O-NaCl-CO_2 \pm CH_4$ 包裹体 (C 型包裹体) 和 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体 (H 型包裹体) 两大类型。依据包裹体相态、 $L_{CO_2} + V_{CO_2}$ 占包裹体总体积的比例等特征, 深钻 C 型包裹体可细分为富 H_2O 的 C1 型包裹体和富 CO_2 的 C2 型包裹体 2 个亚类, H 型包裹体可细分为富液相 H1 型包裹体和纯液相 H2 型包裹体 2 个亚类。

(1) C 型包裹体

C 型包裹体整体颜色发暗, 具有明显的黑色气液分界线, 具中心亮点; 室温下可呈两相 ($L_{H_2O} + L_{CO_2}$ 或 $L_{H_2O} + V_{CO_2}$) 或三相 ($L_{H_2O} + L_{CO_2} + V_{CO_2}$)。

I 阶段: 该阶段包裹体主要赋存在 Q1 型石英中, C 型包裹体主要为负晶形或规则形 CO_2-H_2O 原生包裹体, 大小一般为 $2 \sim 10 \mu m$, 室温下呈 II ~ III 相 (H_2O 溶液相 + CO_2 液相 (L_{CO_2}) $\pm CO_2$ 气相 (V_{CO_2})), $V_{CO_2} + L_{CO_2}$ 通常占包裹体总体积的 75% 以下 (C1 型), 该阶段 C 型包裹体含量明显少于 II 主成矿阶段。

II 阶段: 该阶段包裹体在 Q2、Q3 和 Q4 型石英中均有分布, C 型包裹体数量较多, 大小变化较大, 一般为 $2 \sim 15 \mu m$, 常为负晶形或规则形状, 多呈孤立或小群分布, 或沿石英晶内裂隙分布。可见在同一石英颗粒的小范围或同一裂隙中 C1 和 C2 型包裹体共存, 相比变化较大 (图 4), 推测这些包裹体很可能是从不混溶流体中捕获的 (但不排除部分包裹体捕获后发生了“卡脖子”、渗漏等次生变化^[22, 45-46])。

III 阶段: 该阶段的包裹体主要分布于方解石等碳酸盐及 Q5 型石英中, 总体数量较少, 大小以 $2 \sim 6 \mu m$ 居多, 形态为棱角形和不规则 (多边) 形状; 包裹体多分布于方解石中, 有双影, 测温困难; 少量分布在晚期 Q5 型石英中。

(2) H 型包裹体

H 型包裹体由 H_2O 气相和液相 ($V_{H_2O} + L_{H_2O}$) 组成, 多为具有小气泡的富液相 H_1 型包裹体和纯液相 H_2 型包裹体, 形态有长条状、多边形、树枝状、不

规则形状等, 个体变化较大, 大小从 $\leq 1 \sim 20 \mu m$ 不等。H 型包裹体在各成矿阶段普遍存在, 但 I 阶段的 H 型包裹体含量明显多于其他阶段。包裹体多沿裂隙分布的假次生、次生包裹体出现; 部分沿裂隙分布的 H 型包裹体呈定向拉伸形状, 少数包裹体群体沿穿颗粒裂隙分布。III 阶段方解石和石英中 H 型包裹体多呈孤立或小群分布, 为原生包裹体, 为从最晚期热液中捕获的流体包裹体^[47]。

此外, 详细的流体包裹体岩相学观察表明, 在同一包裹体片中, 甚至在同一石英颗粒上常见不同期次包裹体沿不同方向裂隙分布, 反映了成矿过程中成矿热液流体多次脉动式注入。结合本区矿石的结构、构造等特征 (如黄铁矿多次破碎和金属硫化物沉淀), 笔者认为, 胶西北地区岩浆热液型金矿的成矿作用不是一次完成的, 成矿作用具有多期、脉动性特点。

6 流体包裹体显微测温

对深钻样品中各类流体包裹体开展显微测温, 通过测定 H 型包裹体的初熔温度 (T_c)、冰点

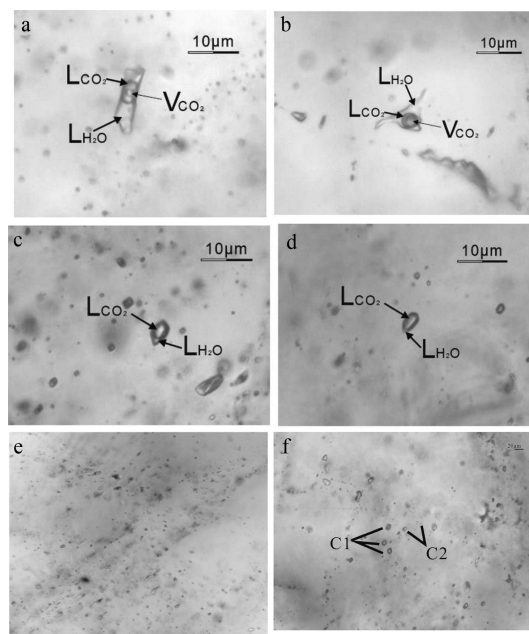


图 4 流体包裹体类型及特征

Fig. 4 Types and characteristics of fluid inclusions

a—Q1 石英中 C1 型三相包裹体, 规则形状; b—Q1 石英中 C1 型三相包裹体, 不规则形状; c—Q2 石英中 C2 型两相包裹体, 负晶形; d—Q2 石英中 C2 型包裹体, 负晶形; e—Q1 型石英中两组沿斜交微裂隙分布的 H 型包裹体, 包裹体定向拉伸; f—Q2 石英中呈小群分布的 C1 型包裹体与 C2 型包裹体共存

($T_{m\text{ice}}$)和均一温度(T_h),C型包裹体的 CO_2 相熔化温度($T_{m\text{CO}_2}$)、部分均一温度($T_{h\text{CO}_2}$)、 CO_2 水合物分解温度($T_{m\text{cla}}$)和含 H_2O 相与 CO_2 相的完全均一温度($T_{h\text{tot}}$),以获取包裹体组成(盐度、 $X_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 X_{CO_2})、密度、形成温度和压力等信息。

6.1 H型流体包裹体显微测温

H型包裹体属于 H_2O -NaCl体系包裹体,深钻样品中的H型流体包裹体主要含 H_2O -NaCl流体。在冷冻法测温时,先以 $15\sim 20^\circ\text{C}/\text{s}$ 的速度快速降温到 -50°C 以下,将包裹体完全冻结(此时包裹体变暗,甚至气泡收缩);回温过程中包裹体中一个相(通常是水石盐)首先熔完消失,初熔温度多在 -21°C 左右;继续升温,包裹体中最后一粒冰融化时,可获得冰点温度 $T_{m\text{ice}}$ 。实测H型流体包裹体的 $T_{m\text{ice}}$ 范围为 $-5\sim -0.6^\circ\text{C}$,利用Bodnar^[48]根据 H_2O -NaCl溶液冰点确定的盐度公式计算,包裹体盐度为 $1\%\sim 7.9\%\text{NaCl}$ 。

随后将冷热台升温,测定 H_1 型包裹体的均一温度(T_h)。多数包裹体在升温时,气泡变小,最后均一到液相, $T_{h\text{tot}}$ 为 $160\sim 200^\circ\text{C}$ 。

6.2 C型流体包裹体显微测温

选择I和II阶段石英中的代表性C型包裹体组合进行显微测温。首先进行冷冻法测温:先快速降温至 $-90\sim -100^\circ\text{C}$ 以下,使包裹体完全冻结,此时包裹体中含有 CO_2 固相、 CO_2 气相、笼形物和冰。回温过程中, CO_2 固相不断熔化,测得全部 CO_2 固相熔化温度($T_{m\text{CO}_2}$)为 $-58.2\sim -56.6^\circ\text{C}$ 。表明包裹体中除主要含 CO_2 外,还含有少量 CH_4 、 N_2 、 H_2S 等挥发分。继续升温, CO_2 笼合物的消失温度($T_{m\text{cla}}$)多在 $4\sim 7.5^\circ\text{C}$ 之间,根据Collins^[49]有关 CO_2 笼合物

分解温度估算含 CO_2 包裹体盐度公式,确定C型包裹体含水相的盐度为 $4.8\%\sim 10.5\%\text{NaCl}$ 。

在 CO_2 笼合物分解后进一步升温过程中,测得 CO_2 相部分均一温度 $T_{h\text{CO}_2}$ 为 $14\sim 30^\circ\text{C}$ (大多数包裹体均一到 CO_2 液相);继续加热,富 H_2O 的C1型包裹体中 CO_2 相逐渐变小,并最终消失($T_{h\text{to H}_2\text{O}}$);而富 CO_2 的C2型包裹体中的 CO_2 相体积不断扩大, H_2O 溶液相最终消失($T_{h\text{to CO}_2}$),获得完全均一温度 $T_{h\text{tot}}$ 为 $210\sim 330^\circ\text{C}$ 。鉴于共存的C1型和C2型包裹体的相比比例和均一温度变化范围很大,但部分C2型包裹体与C1型包裹体具有相似的均一温度范围($230\sim 260^\circ\text{C}$),推测它们是从不混溶的 H_2O - CO_2 (-NaCl)流体中非均匀捕获的,具有较高均一温度($>280\sim 300^\circ\text{C}$)的包裹体可能同时捕获了 H_2O 和 CO_2 流体相,其均一温度不代表捕获温度。

利用Bakker程序^[50]计算获得包裹体总密度(ρ)为 $0.7\sim 1.0\text{g}/\text{cm}^3$;经计算获得成矿压力为 $150\sim 210\text{MPa}$ 。

6.3 不同成矿阶段流体包裹体温度特征

各成矿阶段成矿流体特征为:从第I阶段到第III阶段,成矿流体温度、盐度逐渐降低;第II阶段 CH_4 含量明显高于第I、第III阶段,该阶段可见具有不同相比比例的C1型和C2型包裹体共存,它们具有相似的均一温度范围($230\sim 260^\circ\text{C}$),但不同的均一方式(分别均一到液相、气相);第III阶段 CO_2 含量明显减少(表2)。

(1) I阶段

C型包裹体固体 CO_2 熔化温度($T_{m\text{CO}_2}$)区间为 $-57.2\sim -56.6^\circ\text{C}$ (主要集中在 -56.6°C),与纯 CO_2

表2 不同成矿阶段C型和H型流体包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometry data of C type and H type fluid inclusions in different mineralization stages

成矿阶段	包裹体类型	测试个数	$T_{m\text{CO}_2}/^\circ\text{C}$	$T_{m\text{ice}}/^\circ\text{C}$	$T_{m\text{cla}}/^\circ\text{C}$	$T_{h\text{CO}_2}/^\circ\text{C}$	$T_{h\text{tot}}/^\circ\text{C}$	$s/\%$	$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$	p/MPa
I 成矿前	C型	32	$-57.2\sim -56.6$		$5.2\sim 6.6$	$14.1\sim 24.3$	$292\sim 330$	$6.4\sim 8.7$	$0.8\sim 1.0$	$150\sim 210$
	H型	12		$-1.6\sim -0.6$			$160\sim 184$	$1.1\sim 2.8$		
II 主成矿期	C1型	80	$-58.2\sim -56.6$		$4\sim 7.5$	$19.2\sim 29.5$	$210\sim 260$	$4.8\sim 10.5$	$0.7\sim 1.0$	$150\sim 200$
	C2型	30	$-57.4\sim -56.6$		$6\sim 7.8$	$13\sim 28$	$230\sim 330$	$4.3\sim 7.4$	$0.7\sim 1.0$	$160\sim 210$
	H ₁ 型	40		$-5\sim -0.8$			$130\sim 148$	$1.4\sim 7.9$		
III 成矿后	H型	20		$-2.1\sim -1$			$120\sim 145$	$1.7\sim 3.6$		

注: $T_{m\text{CO}_2}$ — CO_2 固相最后熔化温度; $T_{m\text{ice}}$ —冰最后熔化温度; $T_{m\text{cla}}$ —笼合物分解温度; $T_{h\text{CO}_2}$ — CO_2 相均一温度; $T_{h\text{tot}}$ —流体包裹体完全均一温度; s —流体包裹体盐度; ρ —流体包裹体密度; p —压力

的三相点 (-56.6°C) 非常接近, 表明 C 型包裹体主要含 CO_2 。 CO_2 笼形物消失温度 ($T_{\text{m cl}}$) 区间为 $5\sim 7^{\circ}\text{C}$; 包裹体内 CO_2 液相和 CO_2 气相都均一至液相, 部分均一温度 ($T_{\text{h CO}_2}$) 为 $14\sim 25^{\circ}\text{C}$; 包裹体完全均一温度 ($T_{\text{h tot}}$) 区间为 $292\sim 330^{\circ}\text{C}$, 表明花岗岩形成后捕获的早期次生包裹体的形成温度等于或高于此温度范围。

(2) II 阶段

C 型包裹体固态的 CO_2 熔化温度 ($T_{\text{m CO}_2}$) 区间为 $-58.2\sim -56.6^{\circ}\text{C}$, 略低于或接近纯 CO_2 的三相点 (-56.6°C), 表明 C 型包裹体主要含 CO_2 , 并可含微量 CH_4 (或 N_2)。 CO_2 笼形物消失温度 ($T_{\text{m cl}}$) 区间为 $4\sim 7.5^{\circ}\text{C}$; 包裹体内 CO_2 液相和 CO_2 气相都均一至液相, 部分均一温度 ($T_{\text{h CO}_2}$) 为 $19\sim 30^{\circ}\text{C}$; 完全均一时, 富 H_2O 的 C1 型包裹体 CO_2 相最终消失, $T_{\text{h tot}}$ 为 $210\sim 260^{\circ}\text{C}$, 而富 CO_2 的 C2 型包裹体 H_2O 溶液相最终消失, $T_{\text{h tot}}$ 为 $230\sim 330^{\circ}\text{C}$, C2 型包裹体完全均一温度普遍高于 C1 型包裹体, 但部分 C2 型包裹体与 C1 型包裹体具有相似的均一温度范围 ($230\sim 260^{\circ}\text{C}$)。

(3) III 阶段

在石英、方解石中观察到少量 H 型流体包裹体, 但方解石中的包裹体清晰度很差, 难于进行测温。石英中 H1 型流体包裹体的冰点温度为 $-2.1\sim -1^{\circ}\text{C}$, 对应包裹体盐度为 $1.7\%\sim 3.6\%$ NaCl ; 均一温度为 $120\sim 145^{\circ}\text{C}$ 。

7 流体包裹体激光拉曼分析

经激光拉曼光谱分析, 深钻岩心中 C 型包裹体普遍富含 CO_2 , 部分包裹体含有 CH_4 , 成矿流体属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 体系 (图 5)。

图 5-a 显示, 流体包裹体的 CH_4 拉曼峰, 在第 I、第 II 和第 III 阶段的部分 C 型流体包裹体中均可发现含 CH_4 的拉曼峰, 但也有相当一部分 C 型流体包裹体中 CH_4 含量较低, 未出现 CH_4 拉曼峰。图 5-b 为第 II 阶段代表性 C 型包裹体的拉曼峰, 根据 CO_2 和 H_2O 含量不同, 2 个 CO_2 峰 1281 cm^{-1} 、 1386 cm^{-1} 和水的包络峰 (在 3400 cm^{-1} 附近) 高度变化明显; 在第 II 阶段的 C 型包裹体中普遍出现 CH_4 的拉曼峰 2913 cm^{-1} , 而第 I 阶段的包裹体中很少能测出; 另外, 个别包裹体中还测出了 N_2 (拉曼峰 2330 cm^{-1})。图 5-c 显示了流体包裹体的 H_2S 拉曼峰

(拉曼峰 2614 cm^{-1}), 表明包裹体中含 S 元素, 且钻孔岩心中含有硫化物物相, 成矿流体中应该含有还原硫相。

拉曼数据表明, I 阶段 C 型包裹体基本不含 CH_4 , 推测原因可能为早期阶段流体温度较高, 氧逸度较高, 处于氧化环境, 因此 CH_4 含量较少。该阶段部分石英的愈合裂隙中有少量含 CH_4 的 C 型包裹体, 但明显为次生, 形成时间较晚。随着流体温度降低, 氧逸度降低, II 主成矿阶段 C 型包裹体中 CH_4 含量相对增加。

8 讨 论

8.1 成矿流体性质和演化

流体包裹体岩相学、显微测温 and 激光拉曼光谱分析结果表明, 穿过焦家断裂带深部矿化带的深钻孔心主要含中—低盐度的 H 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 包裹体和 C 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 包裹体, 并与焦家金矿浅部, 以及本区多数焦家型金矿所含流体包裹体类型和特征相同。这与含有高温高盐度包裹体的典型岩浆成因成矿流体明显不同, 而与大多数造山带型金矿成矿流体特征相似。

前已叙述, I 阶段的钾化花岗岩中主要含与金矿化关系不大的 H 型包裹体和少量 C 型包裹体, 而在 II 阶段黄铁绢英岩中 C 型包裹体含量明显超过 H 型包裹体。II 阶段 C 型包裹体占优势, 表明该阶段金成矿流体以 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 流体为主。显微测温结果显示, II 阶段 C 型包裹体的完全均一温度 ($T_{\text{h tot}}$) 变化范围 ($210\sim 330^{\circ}\text{C}$) 较 I 阶段 ($292\sim 330^{\circ}\text{C}$) 大; 而拉曼数据也表明, 主成矿阶段含 CH_4 的 C 型包裹体个数明显增加。一些研究认为, 焦家型金矿初始成矿流体是富 CO_2 贫 CH_4 的, 而主成矿期流体含有更多的 CH_4 [47, 51]。关于 CH_4 的来源有 2 种可能: ①与 H_2 渗透进入到流体包裹体内而发生再平衡作用有关 [52-53]; ②由于 I 阶段的初始流体具有较高温度和氧逸度, 随着温度下降和流体氧逸度降低, 包裹体中 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 流体产生少量 CH_4 。

包裹体岩相学观察和拉曼数据还显示, 钾化和绢云母化阶段的石英所含包裹体中含有更多的 CO_2 , 原因可能是 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体中的水在蚀变过程中被大量吸收, 提高了剩余流体中 CO_2 的相对含量。

由于流体不混溶作用引起大量 CO_2 逸失, 温度

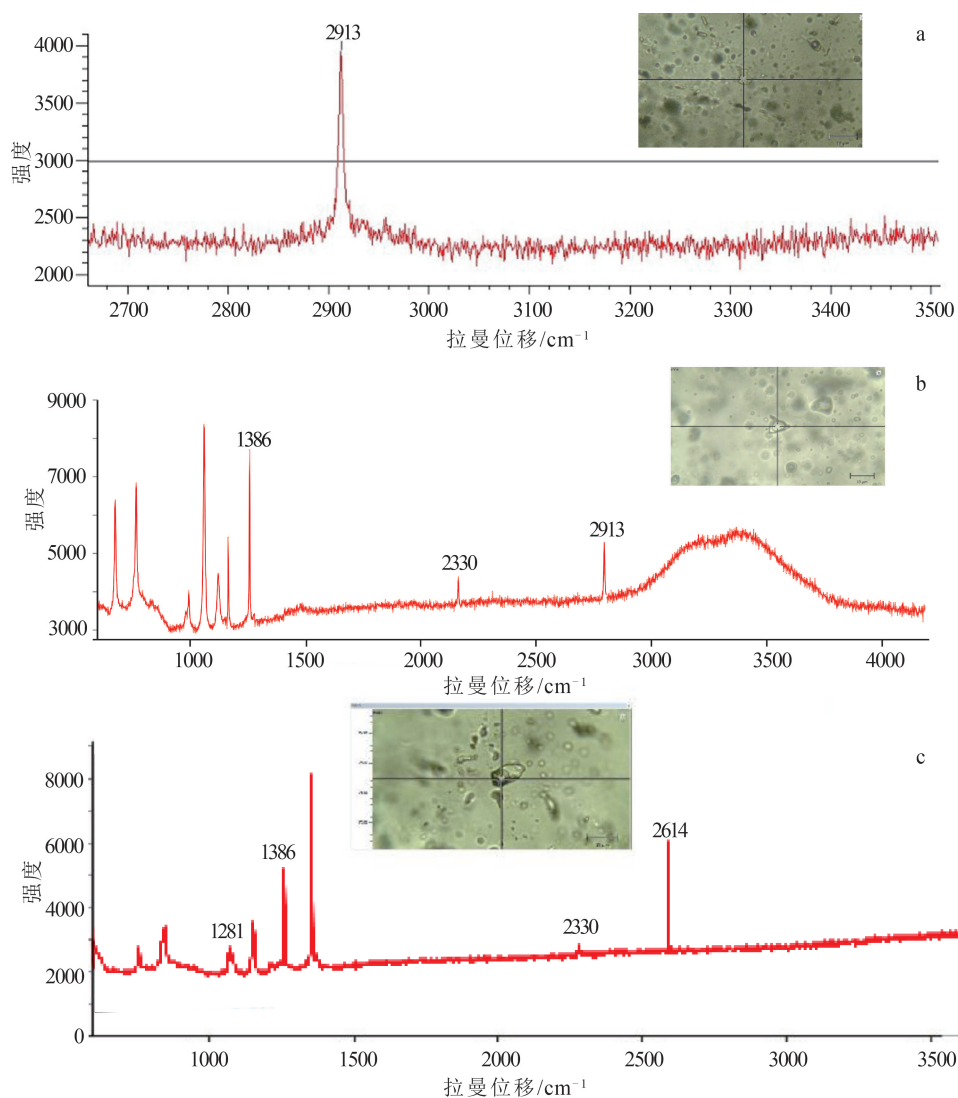


图5 流体包裹体激光拉曼光谱

Fig. 5 Laser Raman spectroscopy of fluid inclusions

降低则引起流体中 SiO_2 溶解度降低,从而导致Ⅲ阶段石英/方解石脉的形成。在Ⅲ阶段的石英/方解石脉中观察到的主要为H型包裹体,很少见到C型包裹体,表明成矿后的流体主要为低盐度水溶液。

8.2 金的迁移形式和沉淀机制

金成矿热液是一种多组分电解质溶液,其中金可以+1~+5价等多种价态存在,而以+1价(一价金)最重要。随着物理化学条件(温度、压力、pH值、氧逸度、 Cl^- 、 HS^- 浓度等)的改变,热液中的Au元素和化合物将以单质或含金矿物的形式沉淀成矿^[54-57]。

8.2.1 金的迁移形式

金在热液中迁移的形式有金氯化物、金硫氢络

合物、金碲络合物、金二氨络合物、金双氰络合物等,而以前2种形式最重要,以往大多数金迁移形式的实验研究集中在金氯化物^[58-68]和含还原硫配位基^[62, 67-71]的作用方面。

根据 Zotov 等的实验^[72],在模拟金矿床的氧逸度和pH等条件时,只有当温度大于等于350℃时,金的溶解度才能达到 $10^{-2} \sim 10^{-5} \text{ m/kg H}_2\text{O}$,而低于350℃时迅速降低。由此表明,只有在高温热液中金才以 AuCl_2^- 的形式迁移。Hayashi等^[62]对金在250~350℃、含NaCl和 H_2S 水溶液中溶解度的实验结果显示,金的溶解度与溶液中 Cl^- 和 H^+ 的活度无关,而是随 H_2S 的活度而增加,因此金在热液中主要以金硫络合物 $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ 的形式存在,而金氯

络合物并不重要,除非流体贫 H_2S (水溶液中 H_2S 浓度小于 10^{-4} mol/L) 且富氯化物 (总 Cl 浓度大于 0.5 mol/L)^[62]。

Seward^[61]、Render 等^[64] 和 Seward^[69] 分别指出,在成矿热液中普遍存在硫 (负二价形式的 H_2S 和 HS^-), 其与一价金形成稳定的络合物。在高温高压含水硫化物溶液中存在 $\text{Au}(\text{HS})^0$ (酸性 pH 值)、 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (近中性—弱碱性 pH 值) 和 $\text{Au}_2(\text{HS})\text{S}_2^-$ (碱性 pH 值) 3 种硫氢络合物。而在 25℃ 时在很大的 pH 值范围内存在 $\text{Au}(\text{HS})^0$ 和 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$; 由于在 25℃ 时,一价金的硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 的平衡形成常数比一价金氯络合物 AuCl_2^- 的平衡形成常数高若干个数量级,因此,前者是主要物相。

笔者认为,从焦家断裂带深钻岩心中观察到的钾长石化、黄铁绢英岩化和硅化蚀变,以及流体包裹体显微测温结果表明,早期金成矿流体为中温 (不高于 350℃) 和弱酸性,流体中金主要以一价金的硫氢络合物形式迁移,其依据是金与黄铁矿、铜多金属硫化物共生,而且 C 型流体包裹体的激光拉曼光谱分析表明成矿流体中存在 H_2S 。

8.2.2 金沉淀的机制和条件

对于从深部上升的成矿热液的化学演化具有重要意义的地质作用包括流体—岩石相互作用 (水/岩反应)、流体不混溶 (沸腾)、流体混合作用等。水/岩反应、流体不混溶作用和流体混合作用可导致成矿流体物理化学性质 (如温度、压力、氧逸度、pH 值等) 变化^[61, 73], 引起高温硫化物溶液中金溶解度降低。

当上升的热液流体达到一定深度时,将发生流体不混溶 (沸腾) 或相分离,沸腾引起的挥发分 (H_2S 、 H_2 和 CO_2) 丢失,会使剩余液相中的 CO_2 含量 (表现为 $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^-$) 显著降低,从而引起 pH 值明显升高;此外,水溶液中 H_2 活度增加 (如与有机物或二价铁矿物反应) 和剩余液相中 H_2S 活度降低 (如硫化物沉淀或与贫 H_2S 的流体混合),以及氧逸度明显降低等改变,均会影响金络合物的稳定性,导致金的溶解度降低,促使金在短时间内在较窄的空间范围发生沉淀聚集。

焦家断裂带深钻岩心中金矿化体周围存在强烈的黄铁绢英岩化围岩蚀变,主成矿阶段石英中 C1 型与 C2 型包裹体共存,以及它们具有相似的均一温度范围但不同的均一方式,充分证明金成矿过程

中曾发生 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 流体不混溶。由此表明水/岩反应、温度和压力降低引起的流体不混溶可能是本区金沉淀成矿的主要原因^[3, 74-75]。

8.3 成矿流体来源和金矿成因

为确定成矿流体来源,20 世纪八九十年代,很多学者基于胶东金矿与胶东群变质岩、玲珑花岗岩和郭家岭花岗闪长岩在时间、空间上的密切联系,以及对胶东金矿成矿流体的氢、氧、硫等稳定同位素的分析探讨^[76-80],提出胶东金矿成矿流体源于岩浆热液到大气降水,二者以不同比例混合成因的不同观点。

鉴于胶东金矿成矿流体成分主要为中、低盐度的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$ 流体,不同于侵入岩结晶形成时从岩浆中分离出来的高温、高盐度流体,而更接近造山带型金矿的成矿流体。多数胶东金矿床形成时间集中于 120 Ma 前后,比玲珑花岗岩和郭家岭花岗闪长岩的成岩年代晚几至几十百万年,表明胶东金矿的成矿流体不太可能直接源于与侵入岩形成有关的岩浆流体。

之后,特别是 21 世纪初以来,人们通过对胶东金矿床中矿物和流体包裹体氢、氧、碳、氮、氩同位素研究,提出胶东金矿幔源流体成矿的新认识^[47, 81-84]。

毛景文等^[85-86] 对玲珑、焦家、三山岛等多个金矿床中主成矿期的黄铁矿、绢云母和钾长石进行了硫、氢、氧同位素测试和成矿晚期的碳酸盐矿物碳、氧同位素测定,以及玲珑花岗岩和郭家岭花岗闪长岩中黑云母和钾长石的氢、氧同位素测定表明,都是同一深部流体库中流体上涌,与围岩发生强烈水/岩反应并与地壳流体混合,通过交代和沉淀成矿。张连昌等^[82] 通过对邓格庄金矿和焦家金矿黄铁矿中流体包裹体的氮、氩同位素分析发现,焦家金矿成矿流体具有反映地幔流体特征的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值。刘建明等^[84] 通过对乳山金矿和焦家金矿中碳酸盐矿物的碳、氧和锶、钕同位素研究认为,胶东金矿床的锶、钕同位素组成与同时代的幔源岩一致,碳同位素显示幔源碳和岩浆碳的特征,氧同位素则显示初生水与大气降水不同比例混合的可能性,因此可能是以 CO_2 为主、富含成矿金属的地幔流体与浅部下渗大气降水相互作用的结果。

胶东地区许多金矿床中存在成矿前、成矿同时

和成矿后的煌斑岩和中基性脉岩,前人对脉岩的地球化学特征、成因及其与金矿关系的研究认为,中基性脉岩与金矿有成因联系^[84, 87-89]。这些脉岩是一套高钾脉岩,岩石明显富 Ba、Sr、Rb、K 和 LREE 等大离子元素且富 CO₂ 流体,强烈亏损 Cr、Ni 及 Th、Ni、Ti、Y 等高场强元素,体现初始岩浆起源于富集地幔源区^[84, 87-89]。宋英昕等^[90]通过对焦家金矿床中基性脉岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄研究,将金矿成矿时间限定在 124~112 Ma 之间,这些基性脉岩在成因上与古大洋板块的俯冲作用有关,为碰撞后弧岩浆作用形成的脉岩^[91]。

胶东地区中生代先是受到华北板块与扬子板块的碰撞造山,形成苏鲁高压—超高压变质带和同造山—后造山期的花岗岩类岩石;侏罗纪—白垩纪,由于中国东部岩石圈大规模减薄和地幔上涌,古太平洋板块向欧亚大陆俯冲,不仅引起本区强烈的构造岩浆活动,而且使深切岩石圈的郯庐(沂沭)断裂带左行剪切平移。在区域内中生代构造体制转折过程中,郯庐断裂和伴生的 NE—NNE 向断裂由原先的挤压性质转变为伸展性质,成为深部岩浆—流体的上升通道,为基性脉岩和金矿床的形成提供了源源不断的岩浆和流体,包括由俯冲板片及其上覆沉积物的脱水、脱碳和脱硫作用产生而进入地幔楔的流体^[92-93],在其上升过程中与地壳中—上部循环的变质水和大气水发生混合。由于张性构造环境中静岩—静水压力迅速降低,深部成矿流体沿断裂带向低压方向运移,强烈的水/岩反应和局部的流体不混溶或流体沸腾,导致了金和硫化物的沉淀成矿。因此,胶东地区金矿床多沿 NE—NNE 向断裂分布,特别是沿招远—平度断裂、焦家断裂和三山岛断裂集中分布了许多大型、超大型金矿床,金矿化强度从远离到接近郯庐断裂带逐渐增强。

9 结 论

(1) 胶西北焦家断裂带深部矿化带的金成矿流体主要为中—低盐度 H₂O—NaCl—CO₂±CH₄ 流体;石英及碳酸盐矿物中流体包裹体类型主要有 C 型包裹体和 H 型包裹体;I 阶段以 H 型包裹体为主;II 阶段含大量 C 型包裹体,相比比例变化较大,CH₄ 含量明显增高。

(2) 主成矿阶段,不同相比比例的 C1 型和 C2 型包裹体具有相似的均一温度范围但具不同的均一

方式,表明该阶段发生了 H₂O—CO₂ 流体不混溶作用,并导致金矿化,发生流体不混溶的温度压力条件分别为 200~250℃和 150~210 MPa。

(3) 焦家地区金成矿流体为来自地幔富含成矿金属的 H₂O—NaCl—CO₂±CH₄ 流体与浅部下渗大气降水混合成因,并可能有壳源变质流体的参与。

(4) 中生代,古太平洋板块向欧亚大陆的 NW 向俯冲,使郯庐(沂沭)断裂带左行剪切平移,胶东地区遭受强烈构造变形和岩浆作用。在区域内中生代构造体制转折过程中,郯庐断裂和伴生的 NE—NNE 向断裂由原先的挤压性质转变为拉张性,为深部岩浆—流体的上升提供了通道。在深部岩浆—流体上升过程中与地壳中—上部循环的变质水和大气水发生混合,最终导致基性脉岩和金矿床的形成。

致谢: 本研究得到了中国科学院地球化学研究所蓝廷广研究员和许杨博士的帮助,审稿专家提出了宝贵的意见建议,在此一并致以诚挚感谢。

参考文献

- [1] 李广帅. 胶东焦家断裂带金矿床地质特征及成矿规律[D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 2017.
- [2] 宋明春, 崔书学, 周明岭, 等. 山东省焦家矿区深部超大型金矿床及其对“焦家式”金矿的启示[J]. 地质学报, 2010, 84(9): 1349-1358.
- [3] Fan H R, Hu F F, Yang J H, et al. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the Jiaodong Peninsula, eastern China[C]//Zhai M G, Windley B F, Kusky T M, et al. Mesozoic Sub-Continental Lithospheric Thinning under Eastern Asia, 2007: 303-316.
- [4] Goldfarb R J, Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: Are they unique? [J]. Geoscience Frontiers, 2014, 5(2): 139-153.
- [5] 张祖青, 赖勇, 陈衍景. 山东玲珑金矿流体包裹体地球化学特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2207-2216.
- [6] 胡芳芳, 范宏瑞, 沈昆, 等. 胶东乳山脉状金矿床成矿流体性质与演化[J]. 岩石学报, 2005, 21(5): 1329-1338.
- [7] 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.
- [8] 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎峰, 等. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2155-2164.
- [9] 蓝廷广, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 胶东石城金矿床成矿流体特征及成矿作用[J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1512-1522.
- [10] 王力, 孙丰月, 王佳良. 山东金岭金矿床成矿流体地球化学特征[J]. 岩石学报, 2010, 26(12): 3735-3744.
- [11] 蔡亚春, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 胶东胡八庄金矿成矿流体、稳定同位素及成矿时代研究[J]. 岩石学报, 2011, 27(5): 1341-1351.
- [12] 沈昆, 胡受奚, 孙景贵, 等. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报, 2000, 16(4): 542-550.
- [13] 周国发, 吕古贤, 邓军, 等. 山东三山岛金矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. 现代地质, 2008, (1): 24-33.

- [14] 陆丽娜,范宏瑞,胡芳芳,等.胶西北新城金矿成矿流体与矿床成因[J].矿床地质,2011,30(3): 522-532.
- [15] 薛琮一.胶东新城金矿床成矿流体特征[D].中国地质大学(北京)硕士学位论文,2011.
- [16] 姜晓辉,范宏瑞,胡芳芳,等.胶东三山岛金矿中深部成矿流体对比及矿床成因[J].岩石学报,2011,27(5): 1327-1340.
- [17] 刘育,杨立强,郭林楠,等.胶东大尹格庄金矿床成矿流体组成[J].岩石学报,2014,30(9): 2507-2517.
- [18] 赵泽霖,李俊建,党智财,等.胶西北焦家金矿深部成矿流体性质及成矿作用[J].地质论评,2020,66(2): 425-438.
- [19] Roedder E. Fluid Inclusions[M]. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 1984.
- [20] Goldstein R. H. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals[M]. SEPM, 1994.
- [21] Kerkhof A M V D, Hein U F. Fluid inclusion petrography[J]. Lithos, 2001, 55(1): 27-47.
- [22] Chi G, Diamond L W, Lu H, et al. Common Problems and Pitfalls in Fluid Inclusion Study: A Review and Discussion[J]. Minerals, 2020, 11(1): 1-23.
- [23] 于学峰,杨德平,李大鹏,等.胶东焦家金矿带 3000m 深部成矿特征及其地质意义[J].岩石学报,2019,35(9): 2893-2910.
- [24] 迟乃杰,韩作振,单伟,等.胶西北焦家断裂带深部载金黄铁矿标型特征研究及其地质意义[J].地球学报,2020,41(6): 949-962.
- [25] 杨德平,于学峰,王林钢,等.山东省莱州曲家金矿区原生晕立体地球化学模型及对元素迁移和深部找矿的启示[J].地球学报,2020,41(6): 899-918.
- [26] 吕古贤.胶东玲珑-焦家式金矿床矿源岩系(序)列研究[J].地质地球化学,2001,29(3): 140-143.
- [27] 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.
- [28] 吕古贤,郭涛,舒斌,等.胶东金矿集中区构造控岩控矿地质特征研究[J].地球学报,2006,27(5): 471-478.
- [29] 姚晓峰,程志中,杜泽忠,等.胶西北地区谢家沟金矿岩脉 U-Pb 年龄及其对成矿时限的制约[J].地质通报,2020,39(8): 1153-1162.
- [30] Tang J, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Geochronology and geochemistry of metamorphic rocks in the Jiaobei terrane: Constraints on its tectonic affinity in the Sulu orogen[J]. Precambrian Research, 2007, 152(1/2): 48-82.
- [31] Tang J, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the tectonic affinity of the Jiaodong terrane in the Sulu orogen, China[J]. Precambrian Research, 2008, 161(3/4): 389-418.
- [32] Zhai M, Santosh M. Metallogeny of the North China Craton: Link with secular changes in the evolving Earth[J]. Gondwana Research, 2013, 24(1): 275-297.
- [33] Deng J, Liu X, Wang Q, et al. Origin of the Jiaodong-type Xinli gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Constraints from fluid inclusion and C-D-O-Sr isotope compositions[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 674-686.
- [34] Yang K F, Fan H R, Santosh M, et al. Reactivation of the Archean lower crust: Implications for zircon geochronology, elemental and Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry of late Mesozoic granitoids from northwestern Jiaodong Terrane, the North China Craton[J]. Lithos, 2012, 146/147: 112-127.
- [35] 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.
- [36] 宋明春,林少一,杨立强,等.胶东金矿成矿模式[J].矿床地质,2020,39(2): 215-236.
- [37] 苗来成,罗镇宽,关康,等.胶东招掖金矿带控矿断裂演化规律[J].地质找矿论丛,1997,(1): 26-35.
- [38] 李厚民,沈远超,毛景文,等.石英、黄铁矿及其包裹体的稀土元素特征——以胶东焦家式金矿为例[J].岩石学报,2003,19(2): 267-274.
- [39] 汪幼草,夏斌,汤静如.对玲珑-焦家矿集区几个关键地质问题的认识[J].大地构造与成矿学,2003,(2): 147-151.
- [40] 李俊建,罗镇宽,刘晓阳,等.胶东中生代花岗岩及大型_超大型金矿床形成的地球动力学环境[J].矿床地质,2005,24(4): 361-372.
- [41] 宋明春,王化江,崔书学,等.胶西北主要成矿带深部金矿床与浅部金矿的关系[J].矿床地质,2010,29(S1): 989-990.
- [42] Touret J L R. Fluids in metamorphic rocks[J]. Lithos, 2001, 55(1): 1-25.
- [43] Shu L, Shen K, Yang R, et al. SEM-CL Study of Quartz Containing Fluid Inclusions in Wangjiazhuang Porphyry Copper(-Molybdenum) Deposit, Western Shandong, China[J]. Journal of Earth Science, 2020, 31(2): 330-341.
- [44] 沈昆,舒磊,刘鹏瑞,等.山东邹平王家庄铜(钼)矿床蚀变围岩中含云母流体包裹体的成因及其意义[J].岩石学报,2018,34(12): 3509-3524.
- [45] 卢焕章. 流体不混溶性和流体包裹体[J]. 岩石学报, 2011, 27(5): 1253-1261.
- [46] Li X H, Klyukin Y I, Steele-Macinnis M, et al. Phase equilibria, thermodynamic properties, and solubility of quartz in saline-aqueous-carbonic fluids: Application to orogenic and intrusion-related gold deposits[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2020, 283: 201-221.
- [47] 范宏瑞,胡芳芳,杨进辉,等.胶东中生代构造体制转折过程中流体演化和金的大规模成矿[J].岩石学报,2005,21(5): 1317-1328.
- [48] Bodnar R J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. Pergamon, 1993, 57(3): 683-684.
- [49] Collins P L F. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. Economic Geology, 1979, 74(6): 1435-1444.
- [50] Bakker R J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties [J]. Chemical Geology, 2003, 194(1/3): 1-23.
- [51] 文博杰,范宏瑞,胡芳芳,等.胶西北三山岛伟晶岩型脉状钼矿化成因及对胶东钼成矿的指示意义[J].岩石学报,2015,31(4): 1002-1014.
- [52] Hall D L, Bodnar R J. Methane in fluid inclusions from granulites: A product of hydrogen diffusion? [J]. Pergamon, 1990, 54(3): 641-651.
- [53] Ridley J, Hagemann S G. Interpretation of post-entrapment fluid-inclusion re-equilibration at the Three Mile Hill, Marvel Loch and Griffins Find high-temperature lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia[J]. Chemical Geology, 1999, 154(1): 257-278.
- [54] Gammons C H, Yu Y, Williams-Jones A E. The disproportionation of gold(I) chloride complexes at 25 to 200°C [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61(10): 1971-1983.
- [55] 朱永峰,安芳.热液成矿作用地球化学:以金矿为例[J].地学前缘,2010,17(2): 45-52.
- [56] Yang L Q, Deng J, Wang Z L, et al. Relationships Between Gold and Pyrite at the Xincheng Gold Deposit, Jiaodong Peninsula, China:

- Implications for Gold Source and Deposition in a Brittle Epizonal Environment[M].Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists,2016: 105-126.
- [57] Buchholz P, Oberthur T, Luders V, et al. Multistage Au-As-Sb Mineralization and Crustal-Scale Fluid Evolution in the Kwekwe District, Midlands Greenstone Belt, Zimbabwe: A Combined Geochemical, Mineralogical, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Study[J]. Economic Geology, 2007, 102(3): 347-378.
- [58] Helgeson H C, Garrels R M. Hydrothermal transport and deposition of gold[J]. Economic Geology, 1968, 63(6): 622-635.
- [59] Archibald S M, Migdisov A A, Williams-Jones A E. The stability of Au-chloride complexes in water vapor at elevated temperatures and pressures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65(23): 4413-4423.
- [60] Archibald S M, Migdisov A A, Williams-Jones A E. An experimental study of the stability of copper chloride complexes in water vapor at elevated temperatures and pressures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66(9): 1611-1619.
- [61] Seward T M. The hydrothermal geochemistry of gold [J]. Gold Metallogeny and Exploration, 1991: 37-62.
- [62] Hayashi Ki, Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250~350°C [J]. Pergamon, 1991, 55(8): 2111-2126.
- [63] Gammons C H, Williams Jones A E. The solubility of Au-Ag alloy + AgCl in HCl / NaCl solutions at 300 ° C: New data on the stability of Au(I) chloride complexes in hydrothermal fluids[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(17): 3453-3468.
- [64] Renders P J, Seward T M. The stability of hydrosulphido- and sulphido-complexes of Au(I) and Ag(I) at 25°C [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53(2): 245-253.
- [65] Henley R W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions[J]. Chemical Geology, 1973, 11(2): 73-87.
- [66] Wood S A. Raman spectroscopic determination of the speciation of ore metals in hydrothermal solutions: I. Speciation of antimony in alkaline sulfide solutions at 25°C [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989: 237-244.
- [67] Zotov A V, Baranova N N, Bannykh L N. Solubility of the gold sulfides Au₂S and AuAgS in solutions containing hydrogen sulfide at 25 ~ 80°C and pressures of 1 and 500 bar [J]. Geochemistry International, 1996, 34(3): 216-221.
- [68] Ogryzlo S P. Hydrothermal experiments with gold [J]. Economic Geology, 1935, 30(4): 400-424.
- [69] Seward T M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973, 37(3): 379-399.
- [70] Shenberger D M, Barnes H L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53(2): 269-278.
- [71] Pan P, Wood S A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions [J]. Mineralium Deposita, 1994, 29(5): 373-390.
- [72] Zotov A V, Baranova N N, Daryina T G, et al. Solubility of gold in aqueous chloride fluids at 350-500°C, 500-1500 atm pressure and thermodynamic properties of AuCl₂⁻(sol) up to 750°C and 5000 atm [J]. Geochimica, 1990, (7): 979-987.
- [73] Phillips G N, Evans K A. Role of CO₂ in the formation of gold deposits [J]. Nature, 2004, 429(6994): 860-863.
- [74] Claire R, Michel P, Alain W. 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): 1-27.
- [75] Nabelek P I, Ternes K. Fluid inclusions in the Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota, USA: Implications for solubility and evolution of magmatic volatiles and crystallization of leucogranite magmas [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61(7): 1447-1465.
- [76] 张理刚, 陈振胜, 刘敬秀, 等. 焦家式金矿水-岩交换作用——成矿流体氢氧同位素组成研究 [J]. 矿床地质, 1994, (3): 193-200.
- [77] 张理刚, 陈振胜, 刘敬秀, 等. 焦家式金矿水-岩交换作用——蚀变岩石氢氧同位素组成研究 [J]. 矿床地质, 1995, (3): 261-272.
- [78] 王炳成, 徐金方, 郑文深, 等. 山东胶东地区某些金矿床的氩、氢、氧稳定同位素地球化学及矿床成因 [J]. 贵金属地质, 1995, (1): 24-35.
- [79] 王炳成, 李福堂. 玲珑花岗岩的岩石学和矿物学特征 [J]. 山东地质, 1985, (1): 1-25, 115, 117-120.
- [80] 林文蔚, 殷秀兰. 胶东金矿成矿流体同位素的地质特征 [J]. 岩石矿物学杂志, 1998, (3): 58-68.
- [81] 毛景文, 赫英, 丁梯平. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据 [J]. 矿床地质, 2002, (2): 121-128.
- [82] 张连昌, 沈远超, 李厚民, 等. 胶东地区金矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及成矿流体来源示踪 [J]. 岩石学报, 2002, 18(4): 559-565.
- [83] 孙丰月, 石淮立. 试论幔源 C-H-O 流体与大陆板内某些地质作用 [J]. 地学前缘, 1995, (2): 167-174.
- [84] 刘建明, 张宏福, 孙景贵, 等. 山东幔源岩浆岩的碳-氧和锶-钕同位素地球化学研究 [J]. 中国科学(D 辑), 2003, (10): 921-930.
- [85] 毛景文, 赫英, 丁梯平. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据 [J]. 矿床地质, 2002, (2): 121-128.
- [86] 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碳硫同位素证据 [J]. 地质学报, 2005, (6): 839-857.
- [87] 刘辅臣, 卢作祥, 范永香, 等. 玲珑金矿中基性脉岩与矿化关系探讨 [J]. 地球科学, 1984, (4): 37-45.
- [88] 季海章, 赵懿英, 卢冰, 等. 胶东地区煌斑岩与金矿关系初探 [J]. 地质与勘探, 1992, (2): 15-18.
- [89] 申玉科, 邓军, 徐叶兵. 煌斑岩在玲珑金矿田形成过程中的地质意义 [J]. 地质与勘探, 2005, (3): 45-49.
- [90] 宋英昕, 宋明春, 孙伟清, 等. 胶东金矿成矿时代及区域地壳演化——基性脉岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. 地质通报, 2018, 37(5): 908-919.
- [91] 刘桑, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究 [J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 947-958.
- [92] Goldfarb R J, Groves D I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time [J]. Lithos, 2015, 233: 2-26.
- [93] 郭林楠. 胶东型金矿床成矿机理 [D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2016.