



引文格式: 张毅, 高永宝, 刘明, 等. 阿尔金西段库木塔什萤石矿床成矿流体特征及成矿机制探讨[J]. 西北地质, 2024, 57(4): 21-36. DOI: 10.12401/j.nwg.2024039

Citation: ZHANG Yi, GAO Yongbao, LIU Ming, et al. The Characteristics of Ore-forming Fluids and Metallogenic Mechanism of the Kumutashi Fluorite Deposit in West Altyn Tagh, China[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(4): 21-36. DOI: 10.12401/j.nwg.2024039

阿尔金西段库木塔什萤石矿床成矿流体特征及成矿机制探讨

张毅^{1,2,3}, 高永宝^{1,2,*}, 刘明^{1,2}, 王元伟^{1,2}, 陈康^{1,2}, 张龙^{1,2,3}, 景永康^{1,2}, 刘靖宇^{3,4}

(1. 中国地质调查局金矿勘查技术创新中心, 陕西 西安 710100; 2. 中国地质调查局西安矿产资源调查中心, 陕西 西安 710100; 3. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 4. 中国地质调查局乌鲁木齐自然资源综合调查中心, 新疆 乌鲁木齐 830057)

摘要: 库木塔什萤石矿床位于阿尔金西段卡尔恰尔超大型萤石矿带内, 是近年来新发现的一处大型萤石矿床, 矿体以萤石-方解石脉型为主, 伴生含锂带云母, 产于古元古界阿尔金岩群的 NE 向与近 EW 向断裂中。目前, 关于矿床成矿流体特征与成矿机制的研究较为薄弱。本研究以不同成矿阶段萤石和方解石的流体包裹体为研究对象, 开展流体包裹体岩相学、显微测温、激光拉曼光谱和 H、O 同位素研究。成矿过程可划分早阶段 (I)、晚阶段 (II) 两个阶段。早阶段形成块状矿石, 主要发育富气两相水溶液包裹体和 CO₂ 三相包裹体, 均一温度为 225.1~410.8 °C, 盐度为 5.20~9.63 wt%NaCl_{eqv}, 密度为 0.25~0.76 g/cm³; 晚阶段形成角砾状、网脉状矿石, 主要发育富液两相和富气两相水溶液包裹体, 均一温度为 117.2~347.8 °C, 盐度为 0.53~12.73 wt%NaCl_{eqv}, 密度为 0.40~0.91 g/cm³。包裹体的液相成分以 H₂O 为主, 含有少量 CO₂, 气相成分以 CO₂ 为主, 含少量的 CH₄、N₂、H₂ 及 H₂S 等。成矿早期流体为中高温、中低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CO₂ 热液体系, 成矿晚期流体为中低温、低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CO₂ 热液体系。H、O 同位素研究结果表明, 成矿流体来源于岩浆热液和大气降水的混合。成矿早期萤石的沉淀机制主要为岩浆热液和大气降水混合以及水-岩反应, 晚期进一步发生流体混合作用, 致使温度降低, 形成角砾状及网脉状矿石。库木塔什萤石矿床属岩浆热液充填型脉状萤石矿床。

关键词: 流体包裹体; H、O 同位素; 成矿机制; 库木塔什; 阿尔金西段

中图分类号: P619.21+5

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2024)04-0021-16

收稿日期: 2024-02-22; 修回日期: 2024-03-29; 责任编辑: 吕鹏瑞

基金项目: 陕西省自然科学基金基础研究计划项目“阿尔金卡尔恰尔超大型萤石矿带高氟岩浆-热液演化与成矿机制研究”(2023-JC-YB-241), 中国地质调查局自然资源综合调查指挥中心科技创新基金项目“阿尔金卡尔恰尔地区超大型萤石成矿带成矿流体性质研究”(KC20230011), 中国地质调查局项目“阿尔金伊里奇曼-红柳沟地区萤石、金铜矿产调查评价”(DD20211551)和“新疆若羌县帕夏拉依档一带萤石、锂矿产调查评价”(DD20243309)联合资助。

作者简介: 张毅(1995-), 男, 工程师, 主要从事矿床学研究。E-mail: 15501175101@163.com。

* 通讯作者: 高永宝(1982-), 男, 博士, 研究员, 主要从事区域成矿及矿床学研究。E-mail: gaoyongbao2006@126.com。

The Characteristics of Ore-forming Fluids and Metallogenic Mechanism of the Kumutashi Fluorite Deposit in West Altyn Tagh, China

ZHANG Yi^{1,2,3}, GAO Yongbao^{1,2,*}, LIU Ming^{1,2}, WANG Yuanwei^{1,2}, CHEN Kang^{1,2}, ZHANG Long^{1,2,3},
JING Yongkang^{1,2}, LIU Jingyu^{3,4}

(1. Technology Innovation Center for Gold Ore Exploration, China Geological Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China; 2. Xi'an Center of Mineral Resources Survey, China Geological Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China; 3. School of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 4. Urumqi Natural Resources Comprehensive Survey Center of China Geological Survey, Urumqi 830057, Xinjiang, China)

Abstract: Kumutashi fluorite deposit is located in the Kaerqiaer super-large fluorite ore belt in the western Altyn Tagh, which is a newly discovered large fluorite deposit in recent years. The ore body is dominated by fluorite-calcite vein type, associated with lithium-bearing mica, and occurs in the NE and nearly EW faults of the Paleoproterozoic Altyn Tagh rock group. At present, the research on the characteristics of ore-forming fluid and ore-forming mechanism is relatively weak. Fluid inclusions in fluorite and calcite from different mineralization stages were studied by petrography, microthermometry, laser Raman spectroscopy, and hydrogen and oxygen isotopes. The ore-forming process can be divided into two stages: the early stage (I) and the late stage (II). The massive ores formed in the early stage are mainly gas-rich two-phase aqueous inclusions and CO₂ three-phase inclusions with homogenization temperature ranging from 225.1 to 410.8 °C, salinity from 5.20 to 9.63 wt%NaCl_{eqv} and density from 0.25 to 0.76 g/cm³; In the late stage, brecciated and stockwork ores were formed, and liquid-rich two-phase and gas-rich two-phase aqueous inclusions were mainly developed, with homogenization temperature ranging from 117.2 to 347.8 °C, salinity from 0.53 to 12.73 wt%NaCl_{eqv}, and density from 0.40 to 0.91 g/cm³. The liquid phase of the inclusion is mainly composed of H₂O with a small amount of CO₂, and the gas phase is mainly composed of CO₂ with a small amount of CH₄, N₂, H₂ and H₂S. In the early stage of mineralization, the fluid was a NaCl-H₂O-CO₂ hydrothermal system with medium-high temperature, medium-low salinity and low density, while in the late stage of mineralization, the fluid was a NaCl-H₂O-CO₂ hydrothermal system with medium-low temperature, low salinity and low density. The results of hydrogen and oxygen isotope studies indicate that the ore-forming fluids were derived from a mixture of magmatic hydrothermal and meteoric water. Fluorite precipitation in the early stage of mineralization was mainly due to the mixing of magmatic hydrothermal solution and meteoric water, as well as water-rock reaction. In the late stage, fluid mixing further occurred, resulting in the decrease of temperature and the formation of brecciated and stockwork ores. Kumutashi fluorite deposit belongs to magmatic hydrothermal filling type vein fluorite deposit.

Keywords: fluid inclusion; H-O isotopes; metallogenic mechanism; Kumutashi; west Altyn Tagh

氟(F)元素广泛应用于材料和航空航天等诸多领域,萤石(CaF₂)是F元素的主要来源,已被众多国家列为重要的战略性非金属矿产资源(陈军元等, 2021)。中国萤石矿主要分布于东部沿海、华中和内蒙古中东部(王吉平等, 2015),西部地区分布较少。阿尔金山段近年来取得重大找矿突破,先后发现卡尔恰尔、库木塔什、小白河沟、拉依旦北等一系列超大型、大-中型萤石矿床,已初步形成西部最重要的萤石资源基地

(吴益平等, 2021, 2022; 高永宝等, 2023)。近年来,矿带进行了典型矿床地质特征、成矿年代学、元素地球化学和流体地球化学研究,吴益平等(2021, 2022)和高永宝等(2023)认为卡尔恰尔矿带萤石成矿与A型碱长花岗岩关系密切,流体来源于岩浆水与大气降水的混合热液,属奥陶纪岩浆热液充填型萤石矿床。前人仅对库木塔什萤石矿的矿床地质特征、控矿因素、控矿花岗岩特征及找矿远景等开展了初步研究(伍光

锋等, 2022; 高永宝等, 2023), 关于成矿流体性质、演化、来源及成矿机制等尚缺乏系统约束, 进而限制了区域萤石成矿规律的总结与找矿勘查工作。

成矿流体是研究成矿过程物化条件与成矿作用机理的关键(冯李强等, 2023)。流体包裹体是研究成矿流体的直接样品, 承载着成矿流体的温度、成分和来源信息(Ni et al., 2015; Korges et al., 2018; 孙非非等, 2023), 是萤石矿床成因研究的重要方法(Richardson et al., 1984; Constantopolos, 1988; 曹俊臣, 1994; 陈衍景等, 2007; 池国祥等, 2009; 曾昭法等, 2013; 倪培等, 2014; 张建芳等, 2024)。萤石矿床成矿流体的水具有多源性, 主要来源有岩浆热液、大气降水、变质水以及地下水等, 岩浆期后热液型萤石矿床成矿流体来源于岩浆期后热液和大气降水的混合, 而古地热水环流汲取型萤石矿床成矿流体来源于被加热的大气降水和地下水(杨世文, 2019)。卡尔恰尔矿带最新研究表明, 区域萤石成矿流体来源相同, 可能为岩浆热液, 不同断裂控制的萤石矿床成矿环境略有差异(赵辛敏等, 2023)。卡尔恰尔超大型萤石矿床流体包裹体研究表明, 成矿流体为中-中低温、低盐度不混溶 NaCl-H₂O-CO₂ 热液体系类型, 流体来源于岩浆水与大气降水的混合(吴益平等, 2022)。库木塔什萤石矿床与卡尔恰尔萤石矿床受不同断裂控制, 矿物组合存在一定差异, 卡尔恰尔以方解石、萤石为主, 含有少量石英, 库木塔什矿石中可见绿色、草黄色粒状磷灰石, 在萤石方解石脉体边部, 可见大量含锂带云母。野外地质调查过程中, 发现不同类型的矿石分布具有一定规律, 块状和角砾状萤石可能代表主成矿期的不同阶段, 成矿流体性质和演化须进一步研究。因此, 笔者以库木塔什萤石矿床为研究对象, 开展流体包裹体显微测温和氢、氧同位素示踪研究, 以期查明成矿流体性质、演化及来源, 探讨成矿机制, 为区域萤石成矿规律研究和找矿提供进一步的支撑。

1 区域地质背景

库木塔什萤石矿床位于青藏高原北缘, 大地构造位置位于阿尔金造山带阿中地块中部(图 1a、图 1b)(许志琴等, 1999; 马中平等, 2011)。区域地层以古元古界为主, 其次为新元古界、新生界以及少量中元古界, 新太古界至新元古界遭受程度不一的变形变质作用改造, 主要为中深变质岩(图 1c)。区内古元古界阿

尔金岩群出露广泛, 总体上呈 NE 向展布, 主要为一套由变质碎屑岩、碳酸盐岩和变质火山碎屑岩组成的变质岩系, 岩性主要为黑云斜长片麻岩、斜长或二长变粒岩、石榴矽线石黑云片麻岩、浅灰色二长石英片岩夹白云质大理岩、石英岩及斜长角闪岩透镜体等。中元古界巴什库尔干岩群为一套云母石英片岩、片麻岩、变粒岩、长石石英岩夹变质中基性火山岩、火山碎屑岩的变质岩系。中元古界蓟县纪塔昔达坂岩群可分为下部碎屑岩(木孜萨依组)和上部碳酸盐岩(金雁山组)。新元古界索尔库里群为一套轻变质的碳酸盐岩、碎屑岩夹少量火山碎屑岩地层序列。

区域构造活动异常频繁, 经历了前寒武纪多期变形变质作用的强烈改造和构造置换, 以及显生宙以来多期韧性、脆性构造的相互叠加, 构造形迹十分复杂(崔军文, 2011; Zhang et al., 2017)。区内构造主要为断裂, 褶皱因受到岩浆侵位及断裂构造的破坏, 形态极不完整。区域发育多条主控断裂, 由北至南为卡尔恰尔-阔什断裂、盖吉勒断裂、约马克其-库兰勒格断裂、阿尔金南缘断裂(图 1c)。其中, 卡尔恰尔-阔什断裂呈 NEE 向, EW 向长度大于 70 km, 地表呈波状延伸, 具有多期活动特征, 既是阿尔金杂岩和中新元古代隆起带之间的分界, 也是早古生代中酸性侵入岩体的控制断裂。库木塔什矿区内区域性大断裂为盖吉勒断裂(图 1c), 位于矿区北东侧。盖吉勒断裂走向呈 NE 向, 为一南倾的逆断层, 在拉依旦北侧、库木塔什萨依南一带派生较多次级断裂, 沿构造带较为发育伟晶岩脉、碱长花岗岩脉, 与库木塔什、拉依旦北等萤石矿床的形成密切相关。阿尔金南缘断裂呈 NEE 向横贯阿尔金造山带南部, 延伸上千 km, 构成了阿中地块与阿南缘蛇绿混杂岩带的边界(校培喜等, 2014)。

区内岩浆活动频繁, 以中酸性侵入岩为主, 新元古代、早古生代、中生代岩浆岩分布广泛, 多沿阿尔金山呈 NE 向带状展布, 岩石类型复杂, 成因和来源多样, 反映了造山带花岗岩丰富多样的特点(图 1c)。新元古代侵入岩受区域变质作用形成区域变质岩, 以花岗质片麻岩、花岗闪长质片麻岩为主。早古生代侵入岩分布广泛, 主要岩性有碱长花岗岩、二长花岗岩、黑云花岗岩以及花岗闪长岩等。区域脉岩比较发育, 主要包括碱长花岗岩脉和花岗伟晶岩脉, 多分布于 NE、NEE 走向大断裂带中。

区域萤石矿床分布主要与断裂构造和碱长花岗岩脉有关, 碱长花岗岩脉主要分布于卡尔恰尔深大断

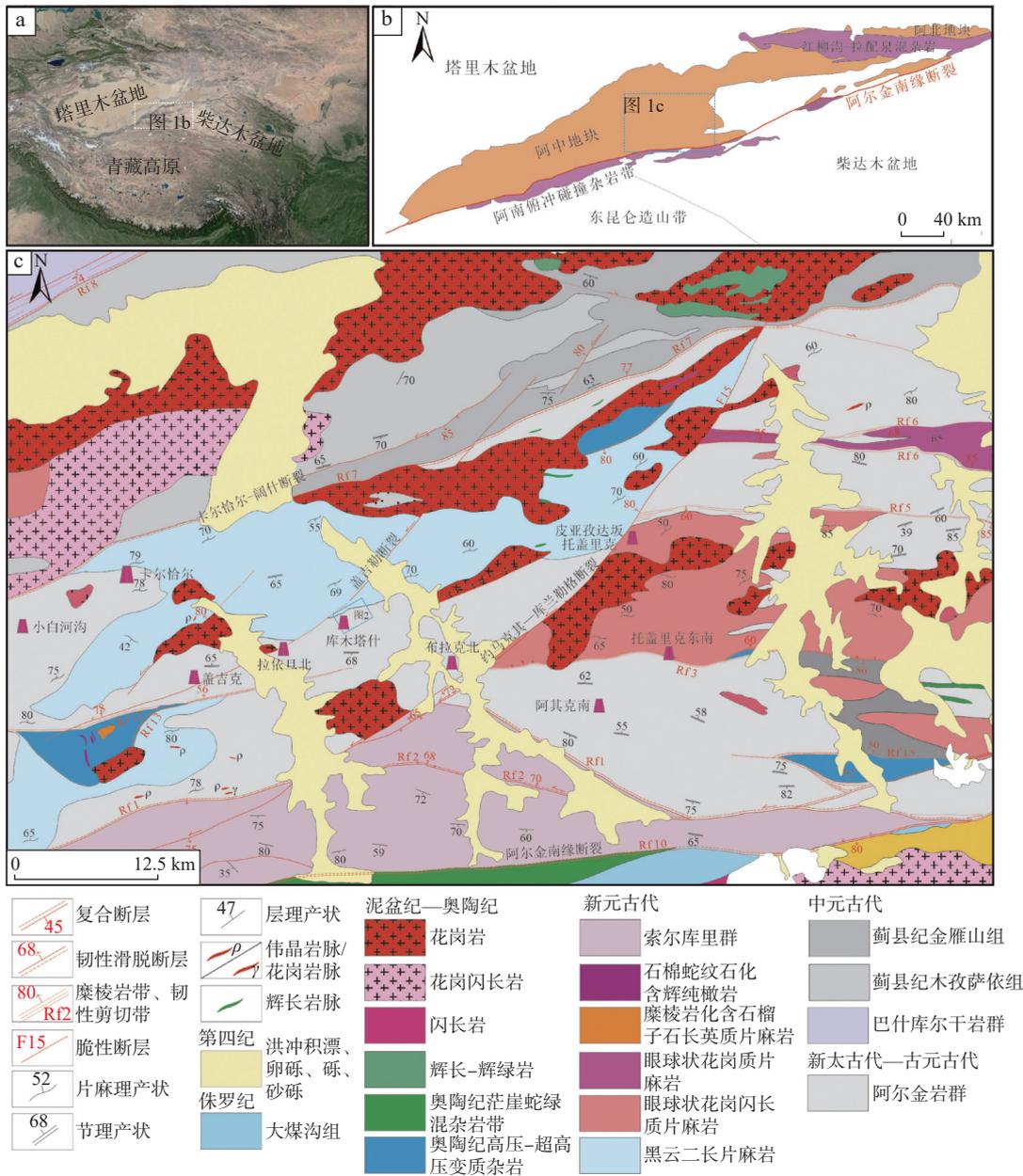


图1 研究区所属位置(a)、区域构造格架图(b)、卡尔恰尔超大型萤石矿带地质矿产图(c)(据高永宝等, 2023 修改)

Fig. 1 (a) Location of the Kalqiaer area, (b) regional tectonic framework map of the Kalqiaer area, (c) geological and mineral map of the super-large fluorite ore belt in the Kalqiaer area

裂南侧,在阿尔金岩群和新元古代花岗质片麻岩中尤为发育,受断裂控制明显,出露宽度普遍较窄。卡尔恰尔、小白河沟萤石矿床分布于卡尔恰尔-阔什断裂及其派生的次级断裂附近,库木塔什、拉依旦北、盖吉克萤石矿床分布于盖吉勒断裂及其次级断裂附近,布拉克北、托盖里克等萤石矿床分布于约马克其-库兰格勒断裂及其次级断裂附近(图 1c)。据不完全统计,带内已探明萤石资源量超过 3 000 万 t,平均品位约为 33%(高永宝等, 2023)。

2 矿床地质特征

库木塔什萤石矿床位于盖吉勒断裂南部,区内出露地层为古元古界阿尔金岩群 a 岩组,为萤石矿赋矿地层,主要岩石类型为黑云斜长片麻岩,大理岩呈条带状出露于矿区南部。区内断裂构造主要呈 NNE 向、NE 向和近 EW 向,多为平移断层,并发育韧性-脆性剪切带,NE 向、近 EW 向断裂基本控制着区内岩脉的

发育和展布。矿区内出露的侵入岩主要有新元古代经区域变质作用形成的花岗质片麻岩和脉岩, 区内脉岩发育, 主要类型有碱长花岗岩脉和花岗伟晶岩脉, 脉岩和矿脉受断裂控制明显, 总体走向为 NEE、近 EW 向, 少量为 NE 走向, 碱长花岗岩脉与萤石矿脉关系密切(图 2)。

矿区内萤石矿体多呈 NE 向, 倾向 NNW, 倾角为 40°~70°, 露头长为 50~980 m, 脉宽为 0.3~3.6 m。典型矿体为 I、II、III 号矿体, 主要特征如下(图 2): I 号矿体赋存于构造角砾岩带内, 呈 NE 向延伸, 地表断续出露长约为 540 m, 宽为 0.5~4.0 m, 平均厚度为 3.36 m, 产状为 320°~330°∠54°~74°, CaF₂ 平均品位为 23.30%。构造角砾岩角砾主要为方解石, 少量为萤石, 可见碱长花岗岩角砾。围岩为黑云斜长片麻岩和碱长花岗岩脉。II 号矿体赋存于萤石-方解石脉中, 呈 NE 向延伸, 地表断续出露长约为 790 m, 宽约为 0.4~3.0 m, 平均厚度为 2.14 m, 产状为 320°~330°∠54°~74°, CaF₂ 平均品位为 26.81%。萤石-方解石

脉赋存于碱长花岗岩脉和黑云斜长片麻岩中。III 号矿体赋存于萤石-方解石脉中, 呈 NE 向延伸, 地表断续出露长约为 480 m, 宽为 0.3~2.0 m, 平均厚度为 2.00 m, 产状为 320°~330°∠54°~74°, CaF₂ 平均品位为 23.05%。该矿体地表出露较窄, 向深部逐渐增大。

矿石类型主要有块状(图 3b~图 3d)、角砾状(图 3f、图 3g)和网脉状(图 3d、图 3e)等, 矿物成分简单, 主要为方解石和萤石, 发育较多磷灰石(图 3f)。萤石呈淡紫色、紫色、紫黑色、无色、淡绿色。矿石具粗晶结构、自形-半自形粒状结构、他形粒状结构、碎裂结构。矿石工业类型主要为 CaF₂-CaCO₃ 型, CaF₂ 平均品位为 25%。

围岩蚀变较为发育, 主要为碳酸盐化、钾化、硅化、绢云母化、高岭土化等。片麻岩中多为绿帘石化、高岭土化; 碱长花岗岩多为硅化、绢云母化。矿区内发现大量伴生带云母集合体(图 3h、图 3i), 带云母集中发育在萤石-方解石脉边部, 以及肉红色碱长花岗

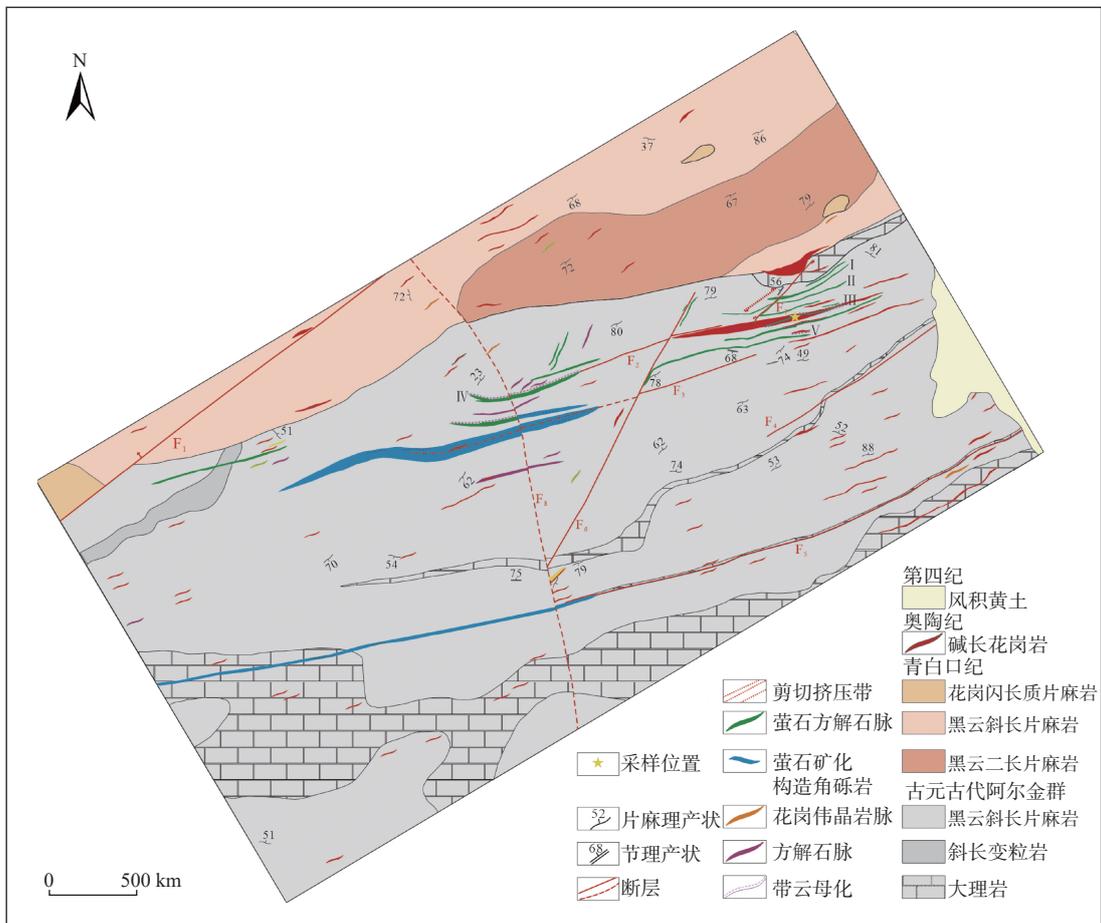
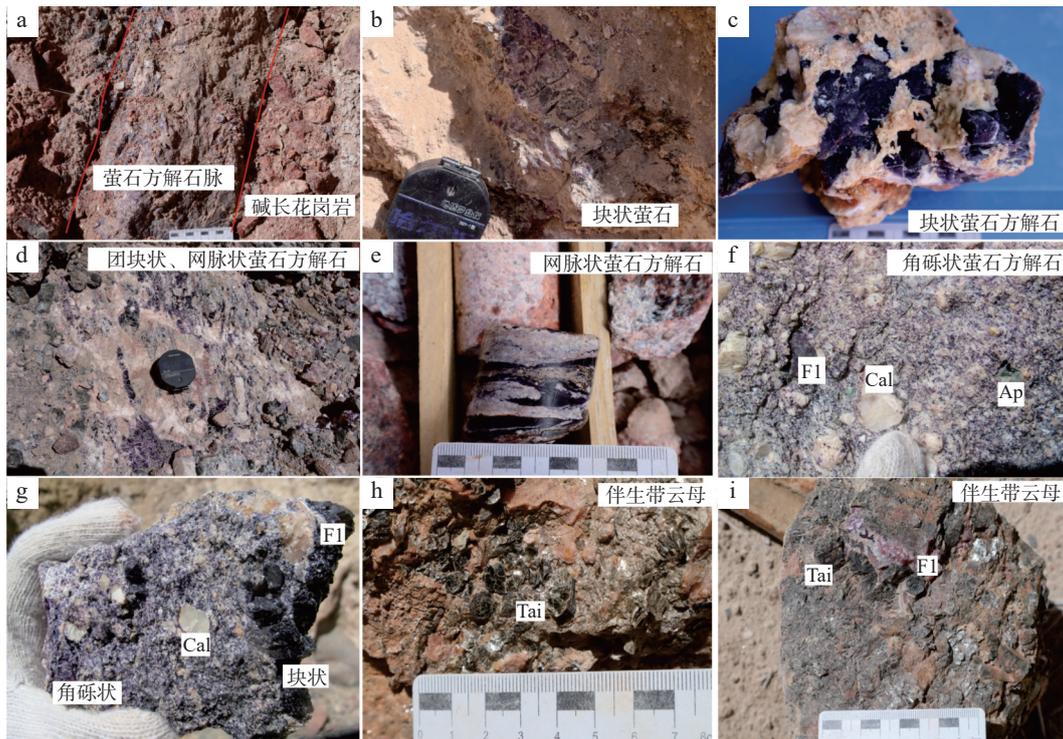


图 2 库木塔什萤石矿区地质图(据高永宝等, 2023)

Fig. 2 Geologic map of the Kumutashi fluorite deposit



a. 萤石矿化与碱长花岗岩关系密切; b~d. 块状萤石矿石; d~e. 网脉状状萤石矿石; f~g. 角砾状萤石矿石; h~i. 伴生带云母; Cal. 方解石; Fl. 萤石; Ap. 磷灰石; Tai. 带云母

图3 库木塔什萤石矿床矿化特征

Fig. 3 Photos of mineralization features of Kumutashi fluorite deposit

岩与矿脉的接触部位,其典型矿物组合为带云母-钾长石、磷灰石-氟碳铈矿-带云母-萤石-方解石。萤石矿刻槽样中 Li_2O 平均品位达 0.26%, 超过工业伴生品位,带云母的形成与萤石成矿关系密切。

根据矿石类型可将成矿作用划分为两个阶段。成矿早阶段:矿石以块状为主,主要位于矿脉的中部,矿石结晶较好,具粗晶结构。成矿晚阶段:矿石以角砾状和网脉状为主,位于矿脉的边部,由中间向两侧逐渐由块状过渡为角砾状,矿石结晶一般,多为自形-半自形粒状结构、他形粒状结构和碎裂结构。

3 样品采集与测试方法

本次研究测试样品为库木塔什萤石矿床不同成矿阶段的萤石和方解石。流体包裹体岩相学、显微测温 and 激光拉曼光谱分析在长安大学成矿作用及其动力学实验室完成,岩相学使用的仪器为德国 Leica (10×50) 显微镜。显微测温使用的仪器为英国 Linkam Scientific Instruments 公司产的 Linkam THMSG 600 型冷热台,测温范围为 $-195\sim+600\text{ }^\circ\text{C}$,分析精度为 $\pm 0.2\text{ }^\circ\text{C}$,

$<30\text{ }^\circ\text{C}; \pm 1\text{ }^\circ\text{C}$, $<300\text{ }^\circ\text{C}; \pm 2\text{ }^\circ\text{C}$, $<600\text{ }^\circ\text{C}$ 。测试时,首先使用液氮降温至 $-100\text{ }^\circ\text{C}$,含液体包裹体冷却结冰;然后再以 $10\sim 20\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 回温加热,在冰点附近时降至 $0.2\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$,至冰全部融化时,记录盐水溶液包裹体冰点温度;随后以 $10\sim 20\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 升温,在接近相变点时则降低升温速率至 $0.5\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$,记录其均一温度。激光拉曼探针测试的实验仪器为法国 HORIBA 公司 LabRAM HR Evolution 新一代高分辨拉曼光谱仪。实验条件:半导体激光器波长 532 nm ,激光功率 30 mW ,扫描速度 $10\text{ s}/5$ 次叠加,光谱仪狭缝 $50\text{ }\mu\text{m}$;实验温度 $23\text{ }^\circ\text{C}$,湿度 65% 。

萤石单矿物样品的挑选委托西安瑞石地质科技有限公司完成,将样品破碎至 $40\sim 60\text{ }\mu\text{m}$ 目后,在双目镜下挑选出纯度大于 99% 的萤石颗粒。H、O 同位素测试工作在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,实验测试仪器为 MAT-253 型质谱仪。O 同位素分析采用 BrF_5 法,标准样品的仪器测试精度为 0.2‰;H 同位素分析是把单矿物烘烤干燥后,将样品放入高温裂解炉中矿物包裹体水裂解释放后生成 H_2 和 CO ,生成的 H_2 进入质谱仪中,进而测定 H_2 的同位素比值,标准

样品的仪器测试精度为1%。

4 分析结果

4.1 包裹体岩相学

矿物中流体包裹体后期的变形和迁移现象是普遍存在的(Zhang et al., 2023), 本次研究仅分析了未发生变形和迁移的原生包裹体。原生包裹体常呈规则孤立状产出或沿主矿物结晶方位或结晶生长带出现, 且同一成因的包裹体均一温度、盐度、密度和成分等相同或近似(李秉伦, 1981; Goldstein et al., 1994)。包裹体岩相学研究表明, 紫色萤石和肉红色方解石样品中富含大量流体包裹体, 方解石中包裹体数量明显多于萤石。根据室温下包裹体的岩相学、相态及充填度等特征(卢焕章等, 2004), 不同阶段方解石和萤石中原生包裹体主要分为富气两相包裹体、富液两相包裹体和少量三相包裹体(图4), 以前两种为主, 约占包裹体总数的98%。

I阶段包裹体主要为富气两相包裹体和少量CO₂-H₂O三相包裹体: 富气两相包裹体主要分布在粗晶方解石和浅色萤石中(图4a、图4b), CO₂-H₂O三相包裹体在萤石中偶见(图4c), 多呈孤立状, 少数成群分布, 室温下由气相和液相组成。粗晶方解石中富气两相包裹体多呈深黑色, 大小多介于3~5 μm, 形态主要为

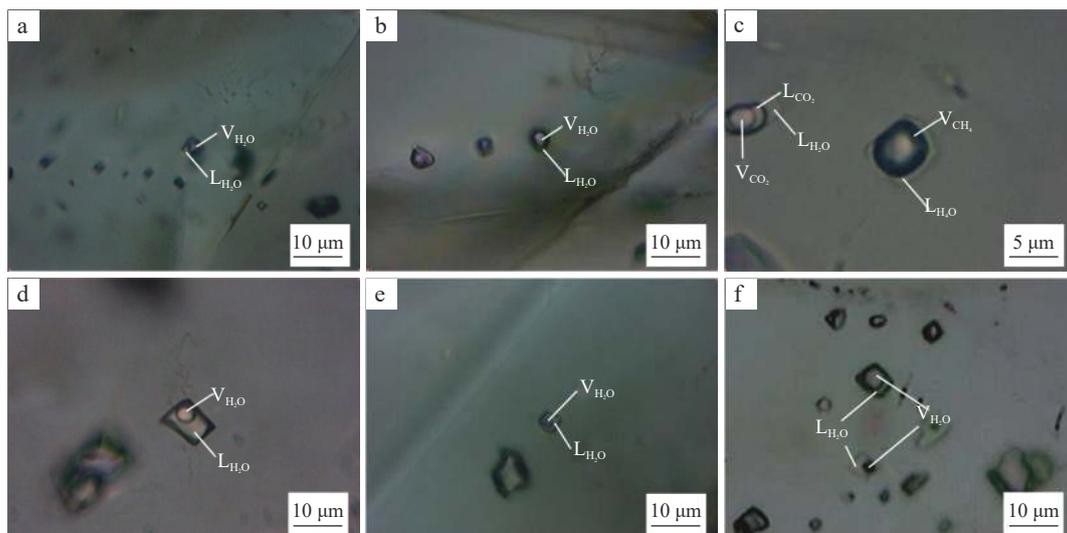
圆形和椭圆形, 气相体积分数一般大于90%; 浅色萤石中富气两相包裹体多呈深黑色、无色透明, 大小介于5~8 μm, 形态主要为不规则多边形, 气相体积分数一般大于95%; 浅色萤石中三相包裹体多呈浅色-无色透明, 大小为7~10 μm, 形态主要为不规则多边形, 气相体积分数一般为80%~90%。

II阶段包裹体主要为富液两相包裹体和少量富气两相包裹体: 主要分布在细晶方解石和深紫色萤石中(图4d~图4f), 富液相包裹体常温下由液相和气相组成。包裹体呈无色透明, 大小多为5~10 μm, 形态主要为四边形和不规则多边形, 气液比多为5%~10%。细晶方解石中包裹体多呈无色透明, 大小多为5~7 μm, 形态主要为不规则多边形, 气液比多为5%~10%; 深紫色萤石中包裹体多呈无色透明, 大小多为5~7 μm, 形态主要为四边形和不规则多边形, 气液比多为5%~10%。

4.2 温度与盐度

对不同成矿阶段方解石和萤石原生流体包裹体进行显微测温, 利用冰点-盐度计算公式获得流体的盐度(Hall et al., 1988): $W=0.00+1.78T_m-0.0442T_m^2+0.000557T_m^3$ 。其中, W 为NaCl的质量分数(%), T_m 为相对于纯水冰点的下降温度(°C)。流体包裹体特征参数见表1。

I阶段包裹体的均一温度为225.1~410.8 °C



a、b. I阶段粗晶方解石中富气两相包裹体; c. I阶段萤石中富气两相包裹体和三相包裹体; d. II阶段萤石中富液两相包裹体; e. I阶段被改造的粗晶方解石中富液两相包裹体; f. II阶段萤石中富液两相包裹体和富气两相包裹体共存; L. 液相; V. 气相

图4 库木塔什萤石矿床流体包裹体特征

Fig. 4 Characteristics of primary fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

表1 库木塔什萤石矿床流体包裹体特征参数

Tab. 1 Characteristics parameters of fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

| 阶段 | 矿物 | 均一温度(°C) 均值 | 冰点温度(°C) 均值 | 盐度(wt%NaCl _{eqv}) 均值 | 密度(g/cm ³) 均值 | 压力(MPa) 均值 | 深度(km) 均值 |
|--------------|-------|----------------|----------------|-----------------------------------|------------------------------|---------------|--------------|
| I | 萤石 | 225.1~390.2 | -5.8~-3.2 | 5.20~8.91 | 0.63~0.88 | 61.0~108.7 | 2.03~3.62 |
| | | 315.7 (n=13) | -4.2 (n=13) | 6.72 | 0.75 | 85.8 | 2.86 |
| | 粗晶方解石 | 321.2~410.8 | -7.4~-3.82 | 6.12~11.00 | 0.58~0.76 | 87.9~112.7 | 2.93~3.76 |
| 368.4 (n=27) | | -5.2 (n=27) | 8.14 | 0.68 | 100.9 | 3.36 | |
| II | 萤石 | 117.2~214.8 | -8.9~-0.3 | 0.53~12.73 | 0.89~1.02 | 32.3~58.9 | 1.08~1.96 |
| | | 156.4 (n=16) | -4.4 (n=16) | 6.86 | 0.96 | 40.1 | 1.36 |
| | 细晶方解石 | 206.4~291.2 | -6.8~-3.2 | 5.20~10.24 | 0.78~0.93 | 55.8~78.5 | 1.86~2.62 |
| 241.5 (n=24) | | -4.9 (n=24) | 7.67 | 0.87 | 65.9 | 2.20 | |

(n=40), 平均为 351.3 °C; 冰点温度为 -7.4~-3.2 °C (n=40), 平均为 -4.9 °C; 盐度为 5.20~11.00 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 7.68 wt%NaCl_{eqv}。其中, 萤石中包裹体均一温度为 225.1~390.2 °C (n=13), 平均为 315.7 °C; 冰点温度为 -5.8~-3.2 °C (n=13), 平均为 -4.2 °C; 盐度为 5.20~8.91 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 6.72 wt%NaCl_{eqv}; 粗晶方解石中包裹体均一温度为 321.2~410.8 °C (n=27), 平均为 368.4 °C; 冰点温度为 -7.4~-3.8 °C (n=27), 平均为 -5.2 °C; 盐度为 6.12~11.00 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 8.14 wt%NaCl_{eqv} (图 5)。

II 阶段包裹体的均一温度为 117.2~291.2 °C (n=

40), 平均为 207.5 °C; 冰点温度为 -8.9~-0.3 °C (n=40), 平均为 -4.7 °C; 盐度为 0.53~12.73 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 7.35 wt%NaCl_{eqv}。其中, 萤石中包裹体的均一温度为 117.2~214.8 °C (n=16), 平均为 156.4 °C; 冰点温度为 -8.9~-0.3 °C (n=16), 平均为 -4.4 °C; 盐度为 0.53~12.73 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 6.86 wt%NaCl_{eqv}。细晶方解石中包裹体的均一温度为 206.4~291.2 °C (n=24), 平均为 241.5 °C; 冰点温度为 -6.8~-3.2 °C (n=24), 平均为 -4.9 °C; 盐度为 5.20~10.24 wt%NaCl_{eqv}, 平均为 7.67 wt%NaCl_{eqv} (图 5)。

总体而言, 从 I 阶段至 II 阶段, 包裹体均一温度、

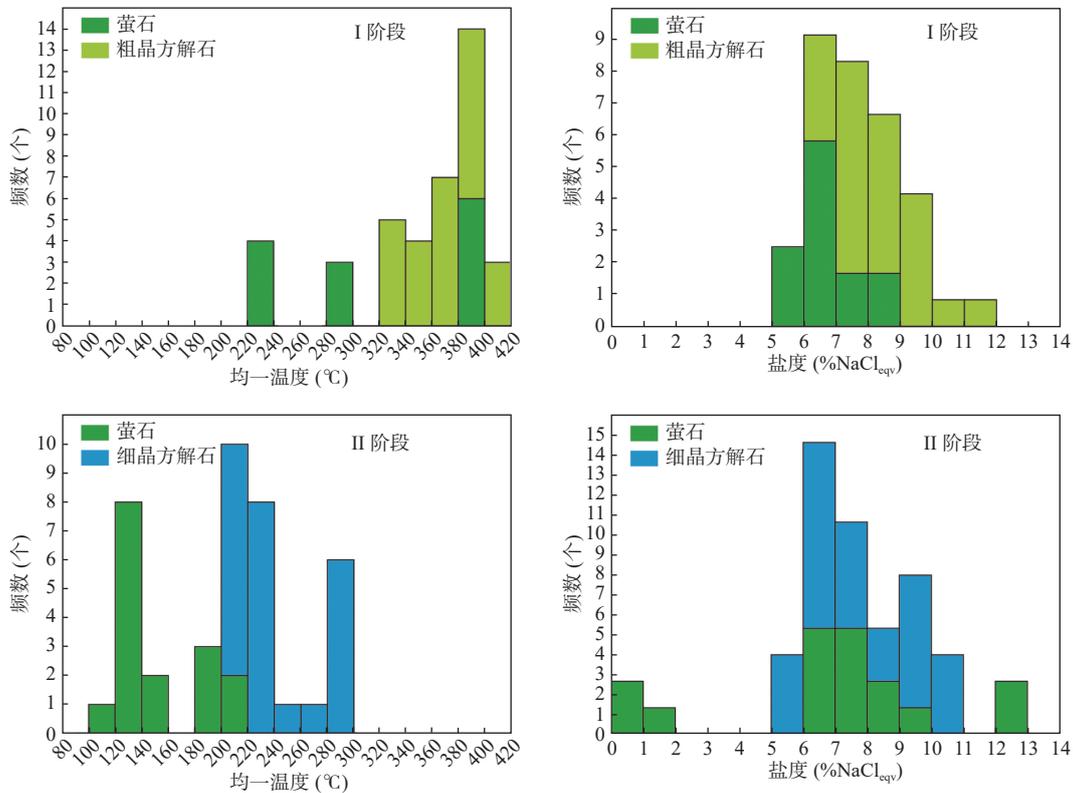


图5 库木塔什萤石矿床流体包裹体均一温度与盐度直方图

Fig. 5 Homogenization temperature and salinity histograms of fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

盐度降低。其中, I 阶段萤石包裹体与方解石包裹体相比, 具较低的均一温度和盐度。II 阶段萤石包裹体与方解石包裹体相比, 具较低的均一温度和盐度。

4.3 流体密度与成矿压力、深度估计

成矿流体的密度参数可通过包裹体均一温度和盐度信息获取, 本次研究根据刘斌等(1987)推导的公式计算获得两相流体包裹体的流体密度(表1)。

目前有多种方法对包裹体形成的压力进行近似估算(邵洁涟等, 1986; Bischoff, 1991; Becker et al., 2008), 据此可推导出成矿深度, 结合矿体出露和延伸特征, 可为后续矿产资源评价工作提供参考。当前对于成矿深度的预估主要运用于金属矿床, 萤石矿床应用较少。本次成矿压力计算采用邵洁涟等(1986)总结的经验公式:

$$T_0=374+920 \times W$$

$$P_0=219+2620 \times W$$

$$H_0=P_0 \times 1/300 \times 10^5 (\text{km})$$

$$P_1=P_0 \times T_h/T_0 (10^5 \text{ Pa})$$

$$H_1=P_1 \times 1/300 \times 10^5 (\text{km})$$

式中: T_0 、 P_0 和 H_0 分别代表初始的温度、压力和深度; P_1 、 H_1 分别代表成矿的压力和深度; W 代表成矿流

体的盐度; T_h 代表成矿温度, 近似等于包裹体均一温度。

经计算, I 阶段的流体密度介于 $0.58 \sim 0.88 \text{ g/cm}^3$, 平均密度为 0.70 g/cm^3 , 成矿压力介于 $61.0 \sim 112.7 \text{ MPa}$, 平均压力为 96.0 MPa , 成矿深度介于 $2.03 \sim 3.76 \text{ km}$, 平均深度为 3.20 km (表1, 图6); II 阶段的流体密度介于 $0.78 \sim 1.02 \text{ g/cm}^3$, 平均密度为 0.91 g/cm^3 , 成矿压力介于 $32.3 \sim 78.5 \text{ MPa}$, 平均压力为 55.8 MPa , 成矿深度介于 $1.08 \sim 2.62 \text{ km}$, 平均深度为 1.86 km (表1, 图6)。

总体而言, 从 I 阶段到 II 阶段, 流体的密度增大, 成矿压力和成矿深度减小。

4.4 激光拉曼特征

流体包裹体激光拉曼探针分析结果(表2)表明, I 阶段两相包裹体的拉曼图谱出现 CaF_2 、 H_2O 和 CO_2 的包络峰, 包裹体组分主要是 H_2O 和 CO_2 , 气相成分以 CO_2 为主, 含少量的 CH_4 、 N_2 、 H_2 (图7a、图7b)。II 阶段两相包裹体的拉曼图谱出现 CaF_2 、 H_2O 和 CO_2 的包络峰, 包裹体组分主要是 H_2O 和 CO_2 , 气相成分主要为 CO_2 、 CH_4 , 含部分 H_2S 、 N_2 、 H_2 等(图7c、图7d)。分析结果表明, 成矿流体均属 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系。

4.5 H、O 同位素特征

由于萤石矿物中不含 H、O 元素, 矿物本身不存

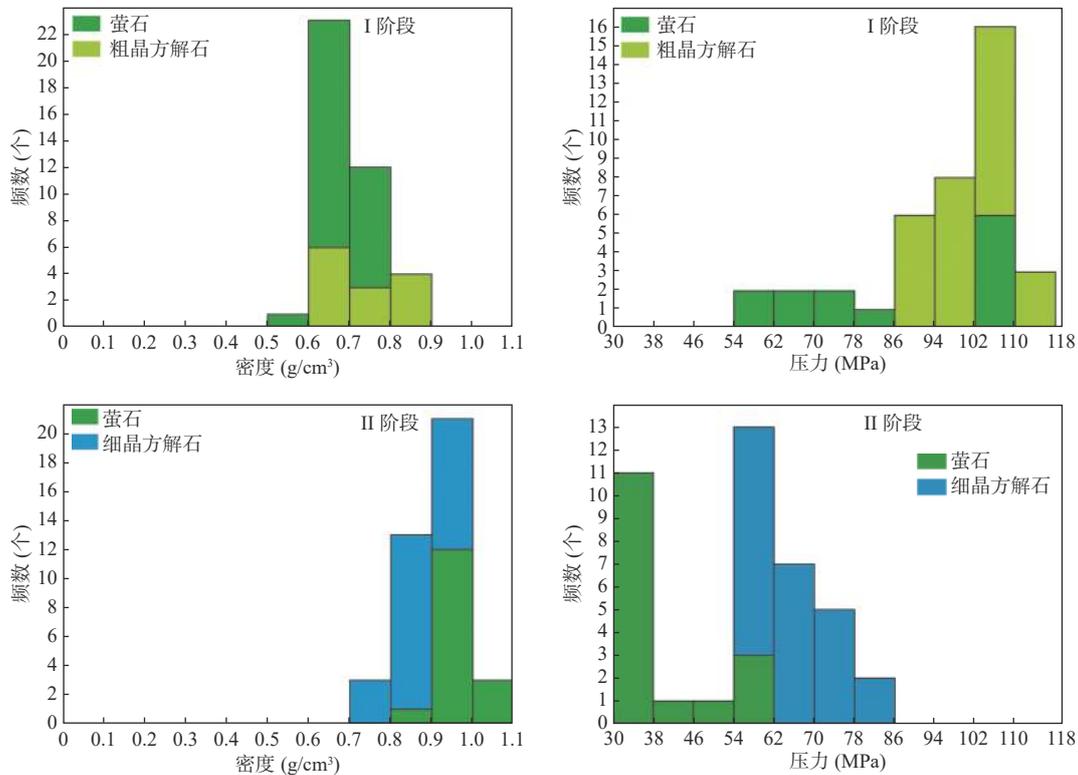


图6 库木塔什萤石矿床成矿流体密度与压力直方图

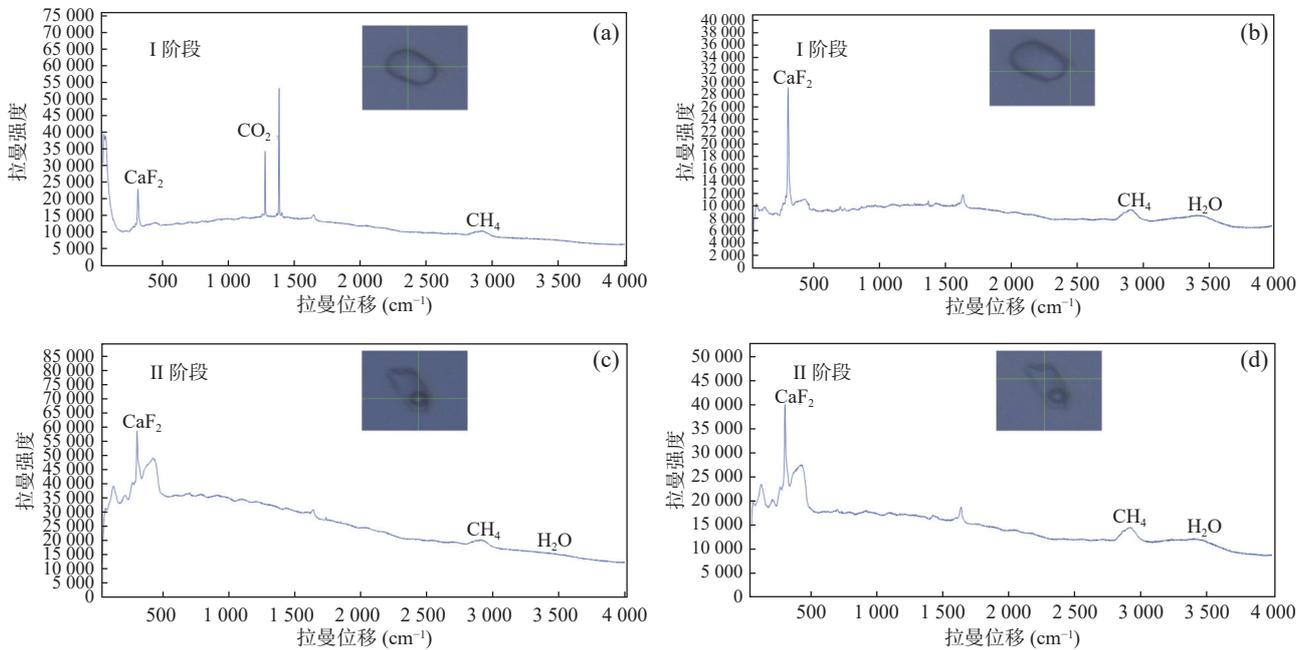
Fig. 6 Density and pressure histograms of fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

表2 库木塔什萤石矿床流体包裹体气、液相成分激光拉曼探针分析结果

Tab. 2 Results of laser Raman probe analysis of gas and liquid components of fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

| 成矿阶段 | 样品号 | 寄主矿物 | 包裹体类型 | x(气相)(%) | | | | | x(液相)(%) | | | | | | |
|-------|-----------|-------|-------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|----------------|----------|-----------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|-----|
| | | | | CO ₂ | H ₂ S | CH ₄ | N ₂ | H ₂ | 总和 | CO ₂ | H ₂ S | CH ₄ | SO ₂ | H ₂ O | 总和 |
| I 阶段 | KM1-1-3 | 萤石 | 富气两相 | | | 100 | | | | | | | | 100 | 100 |
| | KM1-1-5 | 萤石 | 富气两相 | 90.4 | | | 9.59 | | | 100 | 10.5 | | | 89.5 | 100 |
| | KM1-1-4 | 萤石 | 富液两相 | 100 | | | | | | 100 | 19.8 | | | 80.2 | 100 |
| | KM1-2-2 | 萤石 | 富液两相 | | | 61.6 | | 38.4 | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM1-2-3 | 萤石 | 富液两相 | 38.8 | | 61.2 | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM1-1-2 | 粗晶方解石 | 富气两相 | 93.1 | | | 6.92 | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM1-2-4 | 粗晶方解石 | 富气两相 | 100 | | | | | | 100 | 0.05 | | | 99.9 | 100 |
| | KM1-3-3 | 粗晶方解石 | 富气两相 | 88.6 | | 11.4 | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM1-4-1 | 粗晶方解石 | 富气两相 | 100 | | | | | | 100 | 0.07 | | | 99.9 | 100 |
| | KM1-5-1 | 粗晶方解石 | 富气两相 | 71.7 | | 3.5 | | 24.8 | | 100 | 0.07 | | | 99.9 | 100 |
| II 阶段 | KM3-1-1 | 细晶方解石 | 富液两相 | 100 | | | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM3-2-1 | 细晶方解石 | 富液两相 | | | 100 | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM3-2-2 | 细晶方解石 | 富液两相 | 60.0 | | 16.9 | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM3-4-1 | 细晶方解石 | 富液两相 | 83.4 | 16.6 | | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM3-3-2、3 | 细晶方解石 | 富液两相 | 100 | | | | | | 100 | | | | 100 | 100 |
| | KM3-3-4 | 细晶方解石 | 富液两相 | 100 | | | | | | 100 | 0.02 | | | 99.9 | 100 |

注：x(气相)(%)为摩尔数的相对百分含量；x(液相)(%)为摩尔数的相对百分含量。



a、b. I 阶段富气两相萤石流体包裹体拉曼图谱；c、d. II 阶段富液两相萤石流体包裹体拉曼图谱

图7 库木塔什萤石矿床流体包裹体典型拉曼光谱图

Fig. 7 Laser Raman spectra of fluid inclusions in the Kumutashi fluorite deposit

在同位素交换问题，因此萤石矿物中测得的 δD 和 $\delta^{18}O$ 代表了成矿流体的 δD 和 $\delta^{18}O$ 真实含量。本次研究共分析 6 件萤石样品的氢、氧同位素，其中成矿早阶段两件，成矿晚阶段 4 件。结果显示，萤石矿物中

的 δD_{V-SMOW} 值为 $-58.1\text{‰} \sim -71.9\text{‰}$ ，平均值为 -66.4‰ ， $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 $-3.5\text{‰} \sim 2.8\text{‰}$ ，平均值为 -1.6‰ (表 3)。成矿早阶段萤石的 δD_{V-SMOW} 值为 $-61.6\text{‰} \sim -68.6\text{‰}$ ，平均值为 -65.1‰ ， $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 $-2.0\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$ ，平

均值为 -2.2% (表3)。成矿晚阶段萤石的 δD_{V-SMOW} 值为 -58.1% ~ -71.9% , 平均值为 -67.1% , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 -2.1% ~ 2.8% , 平均值为 -1.3% (表3)。

表3 库木塔什萤石矿床流体 H、O 同位素组成

Tab. 3 Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid in the Kumutashi fluorite deposit

| 成矿阶段 | 样品号 | 样品名称 | $\delta D_{V-SMOW}(\%)$ | $\delta^{18}O_{V-SMOW}(\%)$ |
|------|---------|------|-------------------------|-----------------------------|
| I阶段 | KM23-2 | 萤石 | -61.6 | -2.0 |
| | KM23-3 | 萤石 | -68.6 | -2.2 |
| | KM23-1 | 萤石 | -58.1 | -2.1 |
| II阶段 | KM23-5 | 萤石 | -70.3 | -2.4 |
| | KM23-6 | 萤石 | -71.9 | 2.8 |
| | KM03-d1 | 萤石 | -68.1 | -3.5 |

5 讨论

5.1 成矿流体性质及来源

库木塔什萤石矿床 I 阶段包裹体的均一温度为 $225.1\sim 410.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均值为 $351.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 盐度为 $5.20\sim 11.00\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 平均为 $7.68\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 反映成矿早期为中高温、中低盐度流体; II 阶段包裹体的均一温度为 $117.2\sim 291.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均为 $207.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 盐度为 $0.53\sim 12.73\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 平均为 $7.35\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 反映成矿晚期为中低温、低盐度流体。成矿早期与晚期流体分别代表了中高温、中低盐度与中低温、低盐度的流体端元。区域内的卡尔恰尔萤石矿床成矿流体具有相似的特征, 萤石方解石中富液相包裹体均一温度为 $135\sim 237\text{ }^{\circ}\text{C}$, 盐度为 $2.07\sim 7.59\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 表明成矿流体以中低温、低盐度热液为主, 萤石中少量 CO_2 三相包裹体均一温度为 $240\sim 359\text{ }^{\circ}\text{C}$, 盐度为 $2.58\sim 3.39\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$, 表明存在中高温、低盐度的流体端元(吴益平等, 2022)。由流体包裹体均一温度、盐度、密度、压力、深度、成分等参数可知, 从成矿早期至晚期, 库木塔什萤石矿床成矿流体温度、盐度降低, 密度增大, 成矿压力和成矿深度减小, 成矿早期流体为中高温、中低盐度、低密度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 热液体系, 成矿晚期流体为中低温、低盐度、低密度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 热液体系。

中国热液萤石矿床成矿流体大多来源于岩浆热液和大气降水。库木塔什萤石矿床为热液充填型萤石矿床(伍光锋等, 2022; 高永宝等, 2023), 控矿碱长

花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $(450\pm 3)\text{Ma}$, 萤石成矿作用与岩浆活动密切, 成矿可能为岩浆热液晚期活动阶段。与萤石成矿关系密切的碱长花岗岩 F 含量为 $0.24\%\sim 0.28\%$, 属高氟岩体(高永宝等, 2023), 因此, 晚奥陶世碱长花岗岩岩浆分异晚期热液可能为萤石成矿提供了 F 的来源, 表明成矿流体与岩浆热液有关。本次流体包裹体测温结果表明, 库木塔什萤石矿成矿早期为中高温流体, 流体包裹体中可见少量含子晶的三相包裹体, 卡尔恰尔萤石矿床方解石中也发育含子晶矿物的 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 多相包裹体, 同一矿带的小白河沟萤石矿床流体包裹体中同样可见大量含子晶的多相包裹体, 表明卡尔恰尔萤石矿带成矿流体中含有高盐度的流体端元。岩浆出熔流体的整体盐度一般为 $2\sim 10\text{ wt}\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ (Hedenquist et al., 1994), 岩浆流体组成的变化与流体从熔体中的出熔和流体的不混溶作用有关(许东青, 2009)。因此, 高盐度流体的形成可能是岩浆流体在上升的过程中, 通过流体的相分离演化而来, 中高温、高盐度流体端元的出现, 表明区域萤石矿床是与岩浆活动密切的岩浆热液矿床, 进一步暗示花岗岩岩浆热液参与早期萤石成矿作用, 为萤石成矿提供 F 的来源和热源。中低温、低盐度成矿流体一般在加入大量大气降水的条件下才能形成, 或者成矿流体本身就是被加热了的大气降水(马承安等, 1990), 库木塔什萤石矿床从成矿早期到晚期, 成矿流体温度明显下降, 流体密度变大, 表明成矿后期可能存在大气降水的加入。

H、O 同位素数据对于判断成矿流体的来源具有一定指示作用(朱敬宾等, 2021; 张苏坤等, 2022)。库木塔什萤石矿床 H、O 同位素图解显示(图 8), 成矿早阶段和晚阶段数据投点均落在岩浆流体和大气降水之间, 表明成矿流体为岩浆水和大气降水的混合流体。区域萤石成矿与碱长花岗岩关系密切, 矿体多发育于岩体的断裂构造带中, 且早期成矿流体为中高温流体, 故早期成矿流体以岩浆水为主; 晚期由于大量大气降水的加入, 成矿流体表现中低温特征, 故晚期成矿流体为岩浆水和大气降水的混合流体。与库木塔什萤石矿床所属同一矿带的卡尔恰尔萤石矿床 H、O 同位素测试结果表明, 成矿流体均来源于岩浆水与大气降水的混合热液(吴益平等, 2022)。La/Ho-Y/Ho 关系图可有效判别成矿流体来源, 同源同期结晶的萤石 Y/Ho 值不变, 而不同来源的萤石 Y/Ho 值变化较大(Bau et al., 1995)。赵辛敏等(2023)对卡尔恰尔萤石

矿带内卡尔恰尔、库木塔什、小白河沟矿床 La/Ho-Y/Ho 关系进行了研究,表明区域萤石矿成矿流体来源相同,是具有相同物化性质的富 F 成矿流体,但处于不同断裂控制下的萤石矿床特征略有差异。综上所述,区域萤石成矿流体性质和来源相似,为岩浆水和大气降水的混合热液,成矿早期流体以中高温、中低盐度的岩浆水为主,成矿晚期为中低温、低盐度的岩浆水和大气降水混合流体。

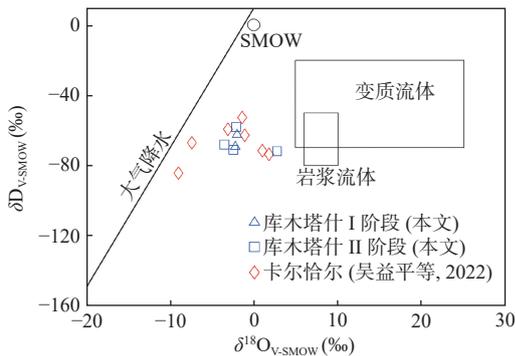


图8 库木塔什萤石矿床成矿流体 H、O 同位素图解
(底图据 Taylor, 1974)

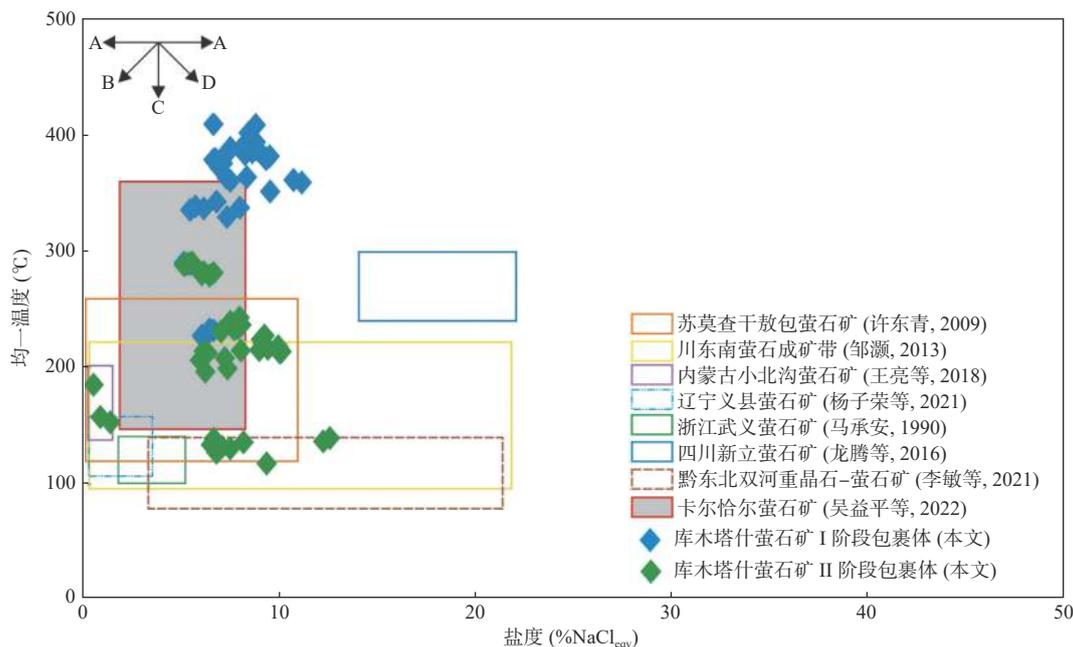
Fig. 8 Hydrogen and oxygen isotope diagram of ore-forming fluids in the Kumutashi fluorite deposit

5.2 成矿机制探讨

萤石从含矿热液发生沉淀的主要机制有:①含矿热液与围岩发生水-岩反应。②含矿热液的温度和压力发生变化。③两种或多种具有不同化学成分的热液发生混合作用(Richardson et al., 1979; 代德荣等, 2018)。其中,水-岩反应很可能是萤石沉淀的主要机制(邹灏等, 2012, 2016; 张寿庭等, 2014; 李敏等, 2021),典型矿床如内蒙古小北沟萤石矿、辽宁义县萤石矿和浙江武义萤石矿,其成矿流体均为中低温、低盐度、低密度流体,水-岩反应是萤石沉淀的主要机制(杨子荣等, 2010; 王亮等, 2018)。中国典型萤石矿成矿流体以中低温、低盐度为主,成矿温度大多 < 300 °C,以川东南萤石成矿带和黔东北双河重晶石-萤石矿为例,流体包裹体均一温度分布范围窄,整体显示出低温的特征,上涌的成矿热液在富集成矿元素后运移至有利层位,随着温度的降低导致萤石的沉淀(邹灏, 2013; 李敏等, 2021)。四川新立萤石矿成矿流体与上述萤石矿不同,其成矿流体属中温、中高盐度超压流体,形成萤石矿的流体与 MVT 铅锌矿的成矿流体具有相似性,萤石形成于古气藏的破坏过程中(龙腾等, 2016)。流体发生混合作用一般存在高温、

高盐度和低温、低盐度两个流体端元,如苏莫查干敖包萤石矿床(许东青, 2009),库木塔什萤石矿床中同样存在两个流体端元,暗示萤石沉淀与两种流体的混合作用有关。此外,赵辛敏等(2023)对库木塔什萤石矿的稀土元素研究发现,萤石矿物与围岩稀土元素地球化学特征存在较多相似性,且围岩普遍具有碳酸盐化、硅化等蚀变,赋矿地层阿尔金岩群中的黑云斜长片麻岩、碳酸盐岩等均为富钙质岩系。因此,初步认为成矿流体在运移过程中与围岩发生了水-岩反应,Ca 元素可能由岩浆热液对地层的淋滤萃取而来。由流体包裹体盐度-均一温度关系图(图 9)可知,库木塔什萤石矿床成矿早阶段流体盐度与均一温度演化趋势与趋势线 B 相似,主要特征为盐度随均一温度降低而降低,且存在一定线性关系,表明成矿早期的萤石沉淀机制主要为水-岩反应以及相对高温、高盐度的岩浆热液和低温、低盐度的大气降水混合。随着成矿作用的进行,持续加入大气降水,成矿流体的温度逐渐降低,此时流体演化趋势由趋势线 B 向 C 转变,表明成矿晚期萤石的沉淀机制主要为流体混合作用和流体温度的降低。同一矿带内的卡尔恰尔萤石矿成矿流体性质与库木塔什相似,温度变化范围大,盐度变化范围小,成矿流体为中低温、低盐度 NaCl-CO₂-H₂O 体系,水-岩反应和温度降低是萤石沉淀的主要因素(吴益平等, 2022)。综上所述,库木塔什早期萤石沉淀机制为流体混合作用和水-岩反应,晚期受到大气降水的混合,致使温度降低,形成角砾状及网脉状矿石。

阿尔金西段萤石矿形成于早古生代,这一时期阿尔金西南缘构造-岩浆活动活跃,发育大规模岩浆岩,早古生代岩浆岩为阿中地块与柴达木地块之间洋-陆转换过程中岩浆活动的产物(曹玉亭等, 2010; 杨文强等, 2012; 康磊等, 2016)。阿尔金南缘高压、超高压变质岩峰期变质时代为 504~486 Ma,退变质时代为 ~450 Ma(张安达等, 2004; 刘良等, 2007),瓦石峡二长花岗岩形成年龄为 462 Ma,为高钾钙碱性花岗岩,代表了构造体制的变化(曹玉亭等, 2010),阿尔金南缘吐拉牧场东 A 型花岗岩年龄为 424 Ma(吴锁平等, 2007),清水泉镁铁-超镁铁质侵入岩的年龄为 465 Ma,代表了此时南阿尔金造山带由陆陆造山阶段转入了裂谷伸展阶段(马中平等, 2011)。以上研究均表明,早古生代该区域处于从挤压到伸展拉张的构造环境,库木塔什萤石矿区磷灰石 U-Pb 等时线年龄结果为



A. 不同盐度流体等温混溶; B. 与较低温低盐度流体混溶; C. 流体温度降低; D. 流体沸腾

图9 库木塔什萤石矿床与中国典型萤石矿床包裹体盐度-均一温度关系图

Fig. 9 The relationship between homogenization temperature and salinity of the inclusions in the Kumutashi fluorite deposit and typical fluorite deposit in China

(448±27) Ma, 为晚奥陶世构造-岩浆活动的产物(高永宝等, 2024)。前人研究表明, 阿尔金西段卡尔恰尔萤石矿带矿床受 NE 向次级断裂控制, 断裂构造为萤石矿体的形成提供了空间; 萤石成矿与碱长花岗岩关系密切, 萤石矿脉在空间上均发育于碱长花岗岩脉内裂隙或附近破碎带(高永宝等, 2023); 阿尔金岩群富 Ca 地层为萤石成矿提供了 Ca 的来源; 晚奥陶世富 F 碱长花岗岩为成矿提供了热力学条件以及 F 的来源(赵辛敏等, 2023)。研究表明, 库木塔什萤石矿床成矿流体属中低温、低盐度、低密度的 NaCl-CO₂-H₂O 热液体系, 来源于岩浆热液和大气降水的混合流体。综合矿床成矿地质背景、成矿地质特征、成矿年代学、成矿物质来源、成矿流体性质及来源等, 推测库木塔什萤石矿床的成矿过程为晚奥陶世岩浆沿区域断裂上升侵位, 岩浆不断分异演化, 使成矿元素在岩浆热液中富集。在热液活动阶段, 富含 F、Li、P、REE 等挥发分的岩浆热液不断运移, 不断作用于阿尔金岩群富 Ca 地层, 萃取其中的 Ca、Mg、Na 元素, 随着热液的就位, 由于水-岩反应, 含矿流体在断裂-裂隙构造的有利部位沉淀形成早期萤石方解石矿脉, 同时伴生带云母等。随着成矿作用的进行, 热液流体在运移的过程中不断加入大气降水, 成矿流体的温度逐渐降低, 形

成穿插于早期萤石矿脉中或边部的晚期萤石矿脉。总之, 库木塔什萤石矿床属岩浆热液充填型脉状萤石矿床。

6 结论

(1) 库木塔什萤石矿床主要为富气两相包裹体、富液两相包裹体, 含极少量三相包裹体。包裹体液相成分以 H₂O 为主, 含少量 CO₂; 气相成分以 CO₂ 为主, 含少量 CH₄、N₂、H₂、H₂S 等。成矿早期流体为中高温、中低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CO₂ 热液体系, 成矿晚期流体为中低温、低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CO₂ 热液体系。成矿早期到晚期, 流体均一温度和盐度逐渐降低, 密度逐渐增高, 成矿压力和深度逐渐降低。

(2) 库木塔什萤石矿床成矿流体的 δD_{V-SMOW} 值为 -58.1‰~-71.9‰, 平均值为 -66.4‰, δ¹⁸O_{V-SMOW} 值为 -3.5‰~2.8‰, 平均值为 -1.6‰, 成矿流体主要来源于岩浆热液和大气降水。

(3) 库木塔什萤石矿床成矿早期萤石沉淀机制主要为流体混合作用和水-岩反应, 晚期受流体混合作用致使流体温度的降低, 形成角砾状和网脉状矿石。该矿床总体上属岩浆热液充填型脉状萤石矿床。

参考文献(References):

- 曹俊臣. 中国与花岗岩有关的萤石矿床地质特征及成矿作用[J]. 地质与勘探, 1994, 30(5): 1-13.
- CAO Junchen. Geological Feature and Mineralization of Fluorite Deposit Related to Granite in China[J]. *Geology and Exploration*, 1994, 30(5): 1-13.
- 曹玉亭, 刘良, 王超, 等. 阿尔金南缘塔特勒克布拉克花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素组成[J]. 岩石学报, 2010, 26(11): 3259-3271.
- CAO Yuting, LIU Liang, WANG Chao, et al. Geochemical, Zircon U-Pb Dating and Hf Isotope Compositions Studies for Tatelekebulake Granite in South Altyn Tagh[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(11): 3259-3271.
- 池国祥, 赖健清. 流体包裹体在矿床研究中的作用[J]. 矿床地质, 2009, 28(6): 850-855.
- CHI Guoxiang, LAI Jianqing. Roles of fluid inclusions in study of mineral deposits[J]. *Mineral Deposits*, 2009, 28(6): 850-855.
- 崔军文. 南阿尔金断裂的韧性剪切作用时代及其构造意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3422-3434.
- CUI Junwen. Ductile shearing age of the south Altun fault and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(11): 3422-3434.
- 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.
- CHEN Yanjing, NI Pei, FAN Hongrui, et al. Diagnostic fluid inclusion of different types hydrothermal gold deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(9): 2085-2108.
- 陈军元, 刘艳飞, 颜玲亚, 等. 石墨、萤石等战略非金属矿产发展趋势研究[J]. 地球学报, 2021, 42(2): 287-296.
- CHEN Junyuan, LIU Yanfei, YAN Lingya, et al. Research on Development Trend of Strategic Nonmetallic Minerals such as Graphite and Fluorite[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2021, 42(2): 287-296.
- 代德荣, 何小虎, 金少荣, 等. 黔西南萤石矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 矿物学报, 2018, 38(6): 693-700.
- DAI Derong, HE Xiaohu, JIN Shaorong, et al. Geochemical characteristics of fluid inclusions in fluorite deposits, Southwest Guizhou, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2018, 38(6): 693-700.
- 高永宝, 赵辛敏, 王博, 等. 阿尔金西段卡尔恰尔—库木塔什超大型萤石矿带矿床地质、控矿花岗岩特征及找矿远景[J]. 中国地质, 2023, 50(3): 704-729.
- GAO Yongbao, ZHAO Xinmin, WANG Bo, et al. Ore deposit geology, Geochemical characteristics of ore controlling granite and Prospecting Potential of Superlarge Fluorite Ore Belt in the Kaerqiaer-Kumutashi Area, West Altyn-Tagh[J]. *Geology in China*, 2023, 50(3): 704-729.
- 冯李强, 顾雪祥, 章永梅, 等. 山东蓬莱石家金矿床含金黄铁矿微量元素地球化学特征及其对成矿流体的约束[J]. 西北地质, 2023, 56(5): 262-277.
- FENG Liqiang, GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, et al. Trace Element Geochemical Characteristics of Gold-Bearing Pyrite from the Shijia Gold Deposit in Penglai, Shandong Province and Its Constraints on Ore-Forming Fluids[J]. *Northwestern Geology*, 2023, 56(5): 262-277.
- 高永宝, 陈康, 王亮, 等. 阿尔金西段库木塔什萤石矿床成因: 磷灰石 U-Pb 年龄、原位 Sr-Nd 同位素、地球化学约束[J]. 西北地质, 2024, 57(4): 1-20.
- GAO Yongbao, CHEN Kang, WANG Liang, et al. Genesis of Kumutashi Fluorite Deposit in the West Altyn-Tagh Orogen, NW China: Constraints from Apatite in situ U-Pb Dating, Sr-Nd Isotope and Chemistry[J]. *Northwestern Geology*, 2024, 57(4): 1-20.
- 康磊, 校培喜, 高晓峰, 等. 阿尔金南缘早古生代岩浆作用及碰撞造山过程[J]. 地质学报, 2016, 90(10): 2527-2550.
- KANG Lei, XIAO Peixi, GAO Xiaofeng, et al. Early Paleozoic Magmatism and Collision Orogenic Process of the South Altyn[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2016, 90(10): 2527-2550.
- 李秉伦. 研究矿物中气液包裹体的问题[J]. 地质科学, 1981, 16(2): 159-163.
- LI Binglun. Some Problems in the Study of Gas-Liquid Inclusion in Minerals[J]. *Chinese Journal of Geology*, 1981, 16(2): 159-163.
- 李敏, 邹灏, 陈海锋, 等. 黔东北双河重晶石-萤石矿床流体包裹体组合研究及成因[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2021, 40(4): 858-870.
- LI Min, ZOU Hao, CHEN Haifeng, et al. Study on Fluid Inclusion Assemblages(FIA) and Origin of the Shuanghe Barite-fluorite Deposit in the Northeastern Guizhou[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2021, 40(4): 858-870.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004, 1-444.
- 刘斌, 段光贤. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 1987, 7(4): 345-352.
- LIU Bin, DUAN Guangxian. Density and isovolumetric formulae of NaCl-H₂O inclusions and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1987, 7(4): 345-352.
- 刘良, 张安达, 陈丹玲, 等. 阿尔金江孜勒萨依榴辉岩和围岩锆石 LA-ICP-MS 微区原位定年及其地质意义[J]. 地学前缘, 2007, 14(1): 98-107.
- LIU Liang, ZHANG Anda, CHEN Danling, et al. Implication based on LA-ICP-MS ages of eclogite and its country rock from Jiangualesayi area, Altyn Tagh[J]. *Earth Science Frontiers*, 2007, 14(1): 98-107.
- 龙腾, 王国芝, 李娜, 等. 四川盆地米仓山南缘新立萤石矿床成矿流体研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2016, 35(3): 552-558.
- LONG Teng, WANG Guozhi, LI Na, et al. Study on the Metallogenic Fluids of the Xinli Fluorite Deposit in the South Margin of the Micang Mountains, Sichuan Basin[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2016, 35(3): 552-558.
- 马中平, 李向民, 徐学义, 等. 南阿尔金山清水泉镁铁-超镁铁质侵入体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年及其意义[J]. 中

- 地质, 2011, 38(4): 1071-1078.
- MA Zhongping, LI Xiangmin, XU Xueyi, et al. Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotopic dating for Qingshuiquan layered mafic-ultramafic intrusion southern Altun orogen, in northwestern China and its implication[J]. *Geology in China*, 2011, 38(4): 1071-1078.
- 马承安. 武义萤石矿床矿物包裹体研究[J]. 华东地质, 1990, 11(3): 13-24.
- Ma Cheng'an. Study on mineral inclusions of fluorite deposit in Wuyi, Zhejiang Province[J]. *East China Geology*, 1990, 11(3): 13-24.
- 倪培, 范宏瑞, 丁俊英. 流体包裹体研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2014, 33(1): 1-5.
- NI Pei, FAN Hongrui, DING Junying. Progress in Fluid Inclusions[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2014, 33(1): 1-5.
- 邵洁涟, 梅建明. 浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体标型特征研究及其成因与找矿意义[J]. *矿物岩石*, 1986, 6(3): 103-111.
- SHAO Jieliang, MEI Jianming. Study on the Characterization of Mineral Inclusions in Gold Deposits in Volcanic Rocks of Zhejiang Province and Its Genesis and Prospecting Significance[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 1986, 6(3): 103-111.
- 王吉平, 商朋强, 熊先孝, 等. 中国萤石矿床成矿规律[J]. *中国地质*, 2015, 42(1): 18-32.
- WANG Jiping, SHANG Pengqiang, XIONG Xianxiao, et al. Metallogenic regularities of fluorite deposits in China[J]. *Geology in China*, 2015, 42(1): 18-32.
- 孙非非, 张爱奎, 刘智刚, 等. 东昆仑西段阿其音金矿成矿流体特征及其成因机制[J]. *西北地质*, 2023, 56(6): 82-94.
- SUN Feifei, ZHANG Aikui, LIU Zhigang, et al. Analysis of the Genesis and H-O-S-Pb Isotopic Characteristics of Aqiyin Gold Deposit in the Western Section of the East Kunlun[J]. *Northwestern Geology*, 2023, 56(6): 82-94.
- 王亮, 裴秋明, 曹华文, 等. 内蒙古林西地区小北沟萤石矿床成矿流体特征及矿床成因探讨[J]. *桂林理工大学学报*, 2018, 38(2): 189-198.
- WANG Liang, PEI Qiuming, CAO Huawen, et al. Characteristics of ore-forming fluids and genesis of Xiaobeigou fluorite deposit in Linxi area, Inner Mongolia[J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 2018, 38(2): 189-198.
- 吴锁平, 王梅英, 戚开静. A型花岗岩研究现状及其述评[J]. *岩石矿物学杂志*, 2007(1): 57-66.
- WU Suoping, WANG Meiyi, QI Kaijing. Present situation of researches on A-type granites: a review[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2007(1): 57-66.
- 吴益平, 张连昌, 袁波, 等. 新疆阿尔金地区卡尔恰尔超大型萤石矿床地质特征及成因[J]. *地球科学与环境学报*, 2021, 43(6): 962-977.
- WU Yiping, ZHANG Lianchang, YUAN Bo, et al. Geological Characteristics and Genesis of the Super-large Kalqiar Fluorite Deposit in Altyn Tagh Area of Xinjiang, China[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 2021, 43(6): 962-977.
- 吴益平, 张连昌, 周月斌, 等. 阿尔金卡尔恰尔超大型萤石矿床成矿流体特征及形成机制探讨[J]. *地质科学*, 2022, 57(2): 495-509.
- WU Yiping, ZHANG Lianchang, ZHOU Yuebin, et al. Study on fluid characteristics and metallogenic mechanism of the super-large Kalqiar fluorite deposit in Altyn Tagh area[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2022, 57(2): 495-509.
- 伍光锋, 魏龙飞, 王博, 等. 阿尔金山库木塔什萨依萤石矿成矿地质特征及控矿因素[J]. *化工矿产地质*, 2022, 44(2): 137-145.
- WU Guangfeng, WEI Longfei, WANG Bo, et al. Metallogenic geological characteristics and ore-controlling factors of kumutashisayi fluorite deposit in Altun Mountains[J]. *Geology of Chemical Minerals*, 2022, 44(2): 137-145.
- 许志琴, 杨经绥, 张建新, 等. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制[J]. *地质学报*, 1999, 73(3): 193-205.
- XU Zhiqin, YANG Jingsui, ZHANG Jianxin, et al. A Comparison between the Tectonic Units on the Two Sides of the Altun Sinistral Strike-slip Fault and the Mechanism of Lithospheric Shearing[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1999, 73(3): 193-205.
- 许东青, 聂凤军, 钱明平, 等. 苏莫查干敖包超大型萤石矿床的稀土元素地球化学特征及其成因意义[J]. *矿床地质*, 2009, 28(1): 29-41.
- XU Dongqing, NIE Fengjun, QIAN Mingping, et al. REE geochemistry and genesis of Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit[J]. *Mineral Deposits*, 2009, 28(1): 29-41.
- 许东青. 内蒙古苏莫查干敖包超大型萤石矿化区形成环境、地质特征及成矿机理研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2009.
- XU Dongqing. Geological Setting, features and Origin of the Sumochagan Obo Super-large Fluorite Mineralized District[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2009.
- 校培喜, 高晓峰, 胡云绪. 西昆仑—阿尔金成矿带基础地质综合研究[M]. 北京: 地质出版社, 2014.
- XIAO Peixi, GAO Xiaofeng, HU Yunxu. Comprehensive Research of Basic Geology for Western Kunlun-Altyn Tagh Metallogenic Zone[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2014.
- 杨子荣, 吴晓娟, 程琳, 等. 辽宁义县地区萤石矿床流体包裹体研究[A]. 全国成矿理论与深部找矿新方法及勘查开发关键技术交流研讨会论文集[C]. 辽宁工程技术大学, 2010: 5.
- 杨文强, 刘良, 丁海波, 等. 南阿尔金迪木那里克花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素特征及其构造地质意义[J]. *岩石学报*, 2012, 28(12): 4139-4150.
- YANG Wenqiang, LIU Liang, DING Haibo, et al. Geochemistry, geochronology and zircon Hf isotopes of the Dimunalike granite in South Altyn Tagn and its geological significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(12): 4139-4150.
- 杨世文. 赣南兴国-宁都成矿带萤石矿床成因[D]. 北京: 中国地质科学院, 2019.
- YANG Shiwen. Genesis of fluorite deposits in Xingguo-Ningdu metallogenic belt, southern Jiangxi[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2019.
- 张安达, 刘良, 孙勇, 等. 阿尔金超高压花岗岩质片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. *科学通报*, 2004(22): 2335-2341.

- ZHANG Anda, LIU Liang, SUN Yong, et al. SHRIMP U-Pb dating of zircons and its geological significance from UHP granitoid gneiss in Altyn Tagh[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004(22): 2335-2341.
- 张寿庭, 曹华文, 郑略等. 内蒙古林西水头萤石矿床成矿流体特征及成矿过程[J]. *地质前缘*, 2014, 21(5): 31-40.
- ZHANG Shouting, CAO Huawen, ZHENG Ge, et al. Characteristics of ore forming fluids and mineralization processes of the Shuitou fluorite deposit in Linxi, Inner Mongolia Autonomous Region[J]. *Earth Science Frontiers*, 2014, 21(5): 31-40.
- 张建芳, 陈浩然, 伍涵涌, 等. 萤石矿床成因研究方法与发展趋势[J]. *西北地质*, 2024, 57(4): 98-113.
- ZHANG Jianfang, CHEN Haoran, WU Jianghan, et al. Review on the Progress of Genetic Research Methods of Fluorite Deposits[J]. *Northwestern Geology*, 2024, 57(4): 98-113.
- 张苏坤, 王辉, 冯绍平, 等. 河南省栾川县杨山萤石矿成矿作用: 来自氢氧同位素和元素地球化学的约束[J]. *西北地质*, 2022, 55(2): 209-216.
- ZHANG Sukun, WANG Hui, FENG Shaoping, et al. Mineralization of Yangshan Fluorite Deposit in Luanchuan County, Henan Province: Constraints from H-O Isotopes and Element Geochemistry[J]. *Northwestern Geology*, 2022, 55(2): 209-216.
- 曾昭法, 曹华文, 高峰, 等. 内蒙古林西地区萤石矿床流体包裹体研究[J]. *地球化学*, 2013, 42(1): 73-81.
- ZENG Zhaofa, CAO Huawen, GAO Feng, et al. Fluid inclusion study of fluorite deposits in Linxi region, Inner Mongolia[J]. *Geochimica*, 2013, 42(1): 73-81.
- 赵辛敏, 高永宝, 燕洲泉, 等. 阿尔金卡尔哈尔超大型萤石矿带成因: 来自年代学、稀土元素和 Sr-Nd 同位素的约束[J]. *西北地质*, 2023, 56(1): 31-47.
- ZHAO Xinmin, GAO Yongbao, YAN Zhouquan, et al. Genesis of Kalqiaer Super-large Fluorite Zone in Altyn Tagh Area: Chronology, Rare Earth Elements and Sr-Nd Isotopes Constraints[J]. *Northwestern Geology*, 2023, 56(1): 31-47.
- 邹灏, 张寿庭, 方乙, 等. 中国萤石矿的研究现状及展望[J]. *国土资源科技管理*, 2012, 29(5): 35-42.
- ZOU Hao, ZHANG Shouting, FANG Yi, et al. Current Situation and Prospect of Fluorite Deposit Researches in China[J]. *Scientific and Technological Management of Land and Resources*, 2012, 29(5): 35-42.
- 邹灏. 川东南地区重晶石-萤石矿成矿规律与找矿方向[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2013.
- ZOU Hao. Metallogenic Regularity and Prospecting Direction of Barite-Fluorite Deposit In Southeast Sichuan[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2013.
- 邹灏, 淡永, 张寿庭, 等. 重庆东南部彭水地区重晶石-萤石矿床的成矿物质来源探讨: 地球化学证据[J]. *大地构造与成矿学*, 2016, 40(1): 71-85.
- ZOU Hao, DAN Yong, ZHANG Shouting, et al. Geochemical Evidence for Sources of Ore-forming Material of Barite-Fluorite Deposits in Pengshui Area, Southeast Chongqing[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2016, 40(1): 71-85.
- 朱敬宾, 王吉平, 商朋强, 等. 中国萤石矿床锶同位素、氢氧同位素地球化学特征[J]. *化工矿产地质*, 2021, 43(1): 7-16.
- ZHU Jingbin, WANG Jiping, SHANG Pengqiang, et al. Geochemical characteristics of strontium and hydrogen and oxygen isotopes in fluorite deposits in China[J]. *Geology of Chemical Minerals*, 2021, 43(1): 7-16.
- Bischoff J L. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions - a PVTX summary from 300° to 500 °C [J]. *American Journal of Science*, 1991, 291(4): 309-338.
- Bau M, Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviors in fluorite-rich hydrothermal fluids[J]. *Contributions Mineralogy Petrology*, 1995, 119: 213-223.
- Becker S P, Fall A, Bodnar R. Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (> 30 wt% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits[J]. *Economic Geology*, 2008, 103(3): 539-554.
- Catherine K, Richardson, Darrell M, et al. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-Rock fluorite district, Illinois; mineralogy, paragenesis, and fluid inclusions[J]. *Economic Geology*, 1984, 79(8): 1833-1856.
- Constantopoulos J. Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from south-central Idaho[J]. *Economic Geology*, 1988, 83(3): 626-636.
- Goldstein R H, Reynolds T J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: SEPM Short Course 31 [J]. Society for Sedimentary Geology, 1994, 31: 1-199.
- Hall D L, Stemer S M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Economic Geology*, 1988, 83(1): 197-202.
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Nature*, 1994, 370(6490): 519-527.
- Korges M, Weis P, Lüders V, et al. Depressurization and boiling of a single magmatic fluid as a mechanism for tin-tungsten deposit formation[J]. *Geology*, 2018, 46(1): 75-78.
- Ni P, Wang G G, Yu W, et al. Evidence of fluid inclusions for two stages of fluid boiling in the formation of the giant Shapinggou porphyry Mo deposit, Dabie Orogen, Central China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 65: 1078-1094.
- Richardson C K, Holland H D. The Solubility of fluorite in hydrothermal solutions an experimental study[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, 43(8): 1315-1325.
- Zhang J X, Yu S Y, Mattinson C G. Early Paleozoic polyphase metamorphism in northern Tibet, China[J]. *Gondwana Research*, 2017, 41: 267-289.
- 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.
- Zhang D H, Audétat A. A Plea for More Skepticism Toward Fluid Inclusions: Part I. Postentrapment Changes in Fluid Density and Fluid Salinity Are Very Common[J]. *Economic Geology*, 2023, 118(1): 15-41.