第 59 卷 第 5 期
2026 年（总 249 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 5
2026(Sum249)



引文格式：章永梅，顾雪祥，赵钰，等. 东昆仑造山带西段锑成矿作用：以黄羊岭–卧龙岗矿集区为例[J]. 西北地质，2026，59(5)：1−23. DOI：10.12401/j.nwg.2026069

Citation：ZHANG Yongmei, GU Xuexiang, ZHAO Yu, et al. Antimony Mineralization in the Western East Kunlun Orogenic Belt: A Case Study of the Huangyangling-Wolonggang Area[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(5): 1−23. DOI: 10.12401/j.nwg.2026069

东昆仑造山带西段锑成矿作用：以黄羊岭–卧龙岗矿集区为例

章永梅[1,2]，顾雪祥[1,2]，赵钰[1]，李来龙[1]，符伟[1]，石洞[3]，杨忠亮[4]，
韩建华[5]，胡运行[1]，王滔[1]，于汪洋[1]

（1. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；2. 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；3. 新疆金能昆仑矿业有限责任公司，新疆 和田 848500；4. 新疆硝尔库勒锑冶金有限责任公司，新疆 和田 848500；5. 新疆维吾尔自治区地质局区域地质调查中心，新疆 乌鲁木齐 830011）

摘 要：东昆仑造山带西段发育多处锑矿床，然而目前对其成矿流体演化、成矿物质来源及辉锑矿沉淀机制尚缺乏系统研究。笔者以硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床为研究对象，在详细开展矿床地质特征研究的基础上，开展不同成矿阶段石英流体包裹体显微测温、石英原位微量元素及辉锑矿原位硫同位素分析，探讨区域锑成矿流体性质、成矿物质来源、锑沉淀机制及矿床成因。研究结果表明：3 个矿床成矿流体均以气液两相水包裹体为主，属中–低温、低盐度 H_2O-NaCl 体系，主成矿阶段均一温度主要集中于 180～200 ℃，成矿深度为 1.5～1.9 km；从早阶段至晚阶段，流体温度和成矿深度总体呈协同降低趋势。石英 Ti 含量整体较低，与流体包裹体测温结果一致；硝尔库勒和黄羊岭主成矿阶段石英 Al、Li 和 Sb 含量明显升高，表明流体酸化和锑过饱和对辉锑矿沉淀具有重要作用；而红山顶石英具有高 Sb、低 Al 特征，其辉锑矿沉淀主要受大气降水混合和持续降温控制。辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值以负值至低正值为主，其中黄羊岭大多约−4‰，红山顶约为−2‰，硝尔库勒为−1.0‰～+4.9‰，矿石硫主要来自中二叠统黄羊岭组，局部有岩浆硫加入。硝尔库勒和黄羊岭主成矿阶段发生流体沸腾，辉锑矿沉淀主要受减压沸腾、快速冷却和流体酸化共同控制；红山顶则主要受大气降水混合和持续降温控制。综合研究表明，东昆仑西段锑矿床形成于晚三叠世碰撞后–陆内伸展背景，区域岩浆–构造热事件驱动大气降水深循环，热液萃取黄羊岭组中的 Sb 和 S，并沿 NE-NNE 向断裂向浅部运移，在上述不同机制的联合作用下沉淀成矿，总体属中–低温热液脉型锑矿床。

关键词：锑矿床；成矿作用；热液矿床；黄羊岭–卧龙岗；巴颜喀拉地体；东昆仑造山带

中图分类号：P612 **文献标志码**：A **文章编号**：1009-6248(2026)05-0001-23

Antimony Mineralization in the Western East Kunlun Orogenic Belt: A Case Study of the Huangyangling-Wolonggang Area

ZHANG Yongmei[1,2], GU Xuexiang[1,2], ZHAO Yu[1], LI Lailong[1], FU Wei[1], SHI Dong[3], YANG Zhongliang[4], HAN Jianhua[5], HU Yunhang[1], WANG Tao[1], YU Wangyang[1]

收稿日期：2026-08-18；**修回日期**：2026-09-07；**责任编辑**：贾晓丹

基金项目：新疆维吾尔自治区重点研发计划项目（2023B03016），深地国家科技重大专项（2024ZD1001800）联合资助。

作者简介：章永梅（1984−），女，教授，博士生导师，主要从事矿床学和地球化学研究。E−mail：zhangyongmei@cugb.edu.cn。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

（1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China；2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China；3. Xinjiang Jinneng Kunlun Mining Co., Ltd., Minfeng 848500, Xinjiang, China；4. Xinjiang Xiaoerkule Antimony Metallurgy Co., Ltd., Minfeng 848500, Xinjiang, China；5. Regional Geological Survey Center, Xinjiang Uygur Autonomous Region Geological Bureau, Urumqi 830011, China）

Abstract：Numerous Sb deposits occur in the western segment of the East Kunlun Orogenic Belt, yet their ore-fluid evolution, sources of ore-forming materials, and mechanisms of stibnite precipitation remain poorly constrained. This study focuses on the Xiaoerkule, Huangyangling, and Hongshanding Sb deposits. Based on detailed deposit-scale geological investigations, we conducted fluid-inclusion microthermometry on quartz, in situ trace-element analyses of quartz, and in situ sulfur-isotope analyses of stibnite from successive mineralization stages, aiming to characterize the ore-forming fluids, trace the sources of metals and sulfur, elucidate the mechanisms of Sb precipitation, and constrain the deposit genesis. The ore-forming fluids in all three deposits are dominated by aqueous liquid-vapor inclusions and belong to medium to low-temperature, low-salinity H_2O-NaCl systems. Homogenization temperatures during the main ore stage are concentrated at 180–200 °C, with estimated mineralization depths of 1.5 to 1.9 km. From early to late stages, both fluid temperature and mineralization depth decrease systematically. Quartz from the three deposits is characterized by generally low Ti concentrations, consistent with the fluid-inclusion microthermometric results. At Xiaoerkule and Huangyangling, Al, Li, and Sb concentrations in quartz of main ore stage increase notably, indicating that fluid acidification and Sb supersaturation played important roles in stibnite precipitation. In contrast, quartz from Hongshanding displays high Sb but low Al concentrations, suggesting that stibnite precipitation was mainly controlled by meteoric-water mixing and sustained cooling. Stibnite $\delta^{34}S$ values are predominantly negative to slightly positive, clustering at approximately −4‰ at Huangyangling, −2‰ at Hongshanding, and ranging from −1.0‰ to +4.9‰ at Xiaoerkule. These isotopic compositions indicate that the ore-forming sulfur was mainly derived from the Middle Permian Huangyangling Formation, with local addition of magmatic sulfur. Fluid boiling occurred during the main ore stage at Xiaoerkule and Huangyangling, where stibnite precipitation was jointly controlled by decompression boiling, rapid cooling, and fluid acidification; at Hongshanding, it was governed primarily by meteoric-water mixing and sustained cooling. Collectively, the Sb deposits in the western East Kunlun formed in a Late Triassic post-collisional to intracontinental extensional setting. A regional magmatic–tectonic thermal event drove deep circulation of meteoric water, enabling hydrothermal fluids to leach Sb and S from the Huangyangling Formation and transport them upward along NE–NNE-trending faults. Ore deposition was subsequently triggered by the combined effects of the above mechanisms. The deposits are therefore classified as medium- to low-temperature hydrothermal vein-type Sb deposits.

Keywords：Antimony deposits；metallogenesis；hydrothermal mineralization；Huangyangling–Wolonggang；Bayan Har Terrane；East Kunlun Orogenic Belt

锑作为全球关键金属矿产，在阻燃材料、铅酸电池和红外探测器等领域具有不可替代的作用（Ding et al., 2021; 王永磊等, 2022）。中国是全球最大的锑资源国和锑产品生产、供应国，但随着长期高强度开发，传统优势资源的保障能力面临严峻挑战，寻找新的锑矿接替资源已成为当务之急（Ding et al., 2021）。全球锑矿床主要集中于环太平洋、特提斯–喜马拉雅和中亚–天山三大构造成矿带，其中，环太平洋成矿带集中了全球大部分已查明锑资源。特提斯成矿域自西向东横跨南欧–阿尔卑斯、安纳托利亚–土耳其、伊朗、巴基斯坦、中国藏南–滇西及东南亚地区，是全球规模最大、矿床类型最丰富的成矿域之一（Moritz et al., 2019; Li et al., 2023）。中国锑矿床主要分布于湘中、藏南、滇西、秦岭和东昆仑等地区，构成华南、藏南、羌塘–

三江及秦–祁–昆等重要锑成矿带(Ding et al., 2021)。其中, 藏南锑–金成矿带是特提斯–喜马拉雅成矿域的重要组成部分, 发育扎西康超大型 Sb-Pb-Zn-Ag 矿床、阿布那布大型锑矿集区, 以及马扎拉、拉琼等 Au-Sb 矿床, 矿床类型多样且研究程度较高(Zhai et al., 2014; Sun et al., 2018; Li et al., 2023)。

东昆仑造山带作为中央造山带的重要组成部分, 以“软碰撞、多旋回”的复合成矿作用为特征, 是中国西部重要的多金属成矿带(顾雪祥等, 2026)。长期以来, 东昆仑的找矿工作主要聚焦于东段的金矿床(如五龙沟、沟里、大场等), 而针对西段锑矿的研究工作相对薄弱。事实上, 新疆东昆仑存在一条长达 700 km 的锑异常带, 该带 Sb 元素富集程度为新疆最高、富集规模最大(胡建卫等, 2004; 胡建卫和郑启平, 2006)。近年来, 随着黄羊岭、硝尔库勒、卧龙岗、红山顶、盼水河、石头山等多个锑矿床(点)的相继发现, 东昆仑西段已构成一个颇具规模的锑矿集区。其中, 硝尔库勒锑矿床已达大型规模, 卧龙岗和盼水河锑矿床为中型, 黄羊岭、红山顶、前进达坂等为小型, 显示出该区良好的找矿前景(杨屹等, 2006; 张占武等, 2012; 闫磊等, 2016; 张文峰等, 2017)。然而, 尽管该区找矿已取得重要突破, 但基础研究明显滞后, 成矿物质来源和矿床成因等关键问题仍存争议。更为重要的是, 东昆仑西段锑矿床在全球及中国锑成矿带中的位置, 及其与国内外典型锑成矿带的异同, 尚缺乏系统对比研究。

笔者在系统梳理东昆仑造山带构造–岩浆演化历史和区域成矿地质背景的基础上, 通过对黄羊岭–卧龙岗矿集区 3 个典型锑矿床的地质地球化学特征进行解剖, 综合前人研究成果, 探讨东昆仑西段锑矿床的成矿流体性质、物质来源与成矿机制, 并通过区域成矿对比揭示其成矿特色, 以期为该区进一步找矿突破提供理论支撑。

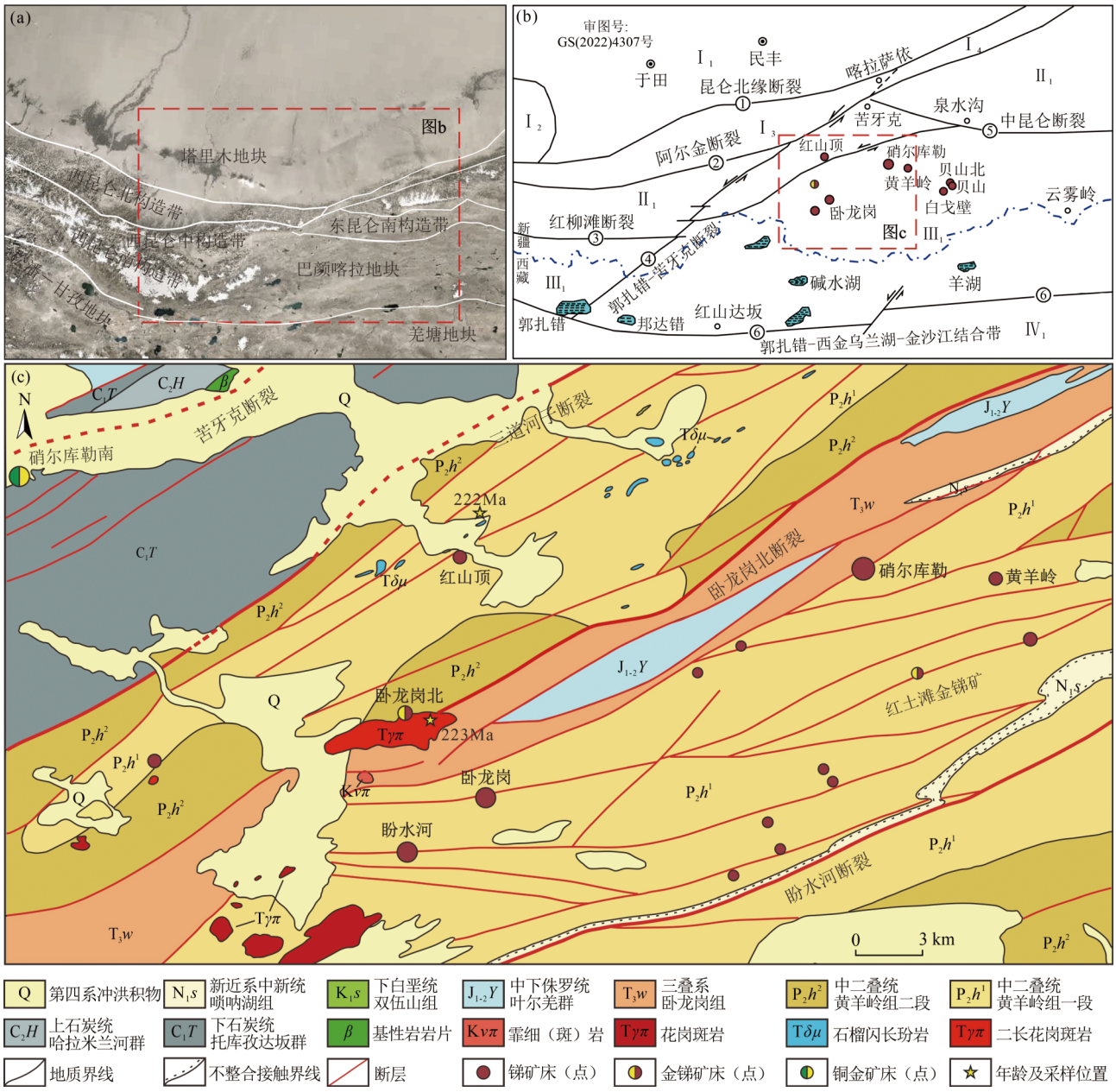
1　区域地质背景

东昆仑造山带位于青藏高原北缘, 近 EW 向绵延约 1 500 km, 南北两侧分别被巴颜喀拉地体和柴达木地块所夹持, 向西被阿尔金左行走滑断裂系截错, 向东与秦岭–大别造山带相接。该造山带经历了原特提斯洋和古特提斯洋两个演化阶段, 具有“多岛洋、软碰撞、多旋回”的典型特征(姜春发等, 1992; 殷鸿福等, 1997)。以昆北、昆中和昆南 3 条区域性深大断裂带为界, 将东昆仑造山带及其邻区划分为北祁漫塔格构造带(昆北构造带)、昆中构造带、昆南构造带和巴颜喀拉地块等 4 个构造单元(图 1a)。黄羊岭–卧龙岗锑矿集区位于东昆仑造山带西段, 巴颜喀拉古生代—中生代陆缘裂陷盆地西北缘泉水沟(亦称木孜塔格)大型走滑断裂南侧(图 1b)。

研究区出露地层主要包括石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、新近系及第四系。其中, 中二叠统黄羊岭组(P_2h)与三叠系卧龙岗组(T_3w)构成区域主体地层(图 1c)。黄羊岭组是区内最重要的赋矿层位, 几乎所有锑矿床(点)均产于该组中, 为一套巨厚的复理石建造。卧龙岗组与黄羊岭组呈逆冲推覆断层接触, 具有河流相沉积特征。下石炭统托库孜达坂群(C_1T)、上石炭统哈拉米兰河群(C_2H)、中下侏罗统叶尔羌群($J_{1-2}Y$)、下白垩统双伍山组(K_1s)、新近系中新统唢呐湖组(N_1s)及第四系冲洪积物(Q)多呈零星出露。区域地层总体走向 NE–SW 向, 倾向 NW, 倾角为 50°～70°, 地层间接触关系以断裂接触为主。

区域构造以 NE–SW 向的褶皱和断裂为特征, 构造线方向与地层走向基本一致(图 1c)。褶皱多呈紧闭同斜形态, 如黄羊岭西向斜等。断裂系统发育, 具有明显的分级特征: 区域性主干断裂包括苦牙克断裂、三道河子断裂、盼水河断裂等, 其中苦牙克断裂位于矿集区西北侧, 走向 NEE, 主断面北倾, 为左旋走滑断裂, 控制区域岩浆岩和矿产分布格局; 三道河子断裂与盼水河断裂近平行展布, 均属左行剪切逆断层, 沿断裂带发育硅化、碳酸盐化等蚀变, 破碎带宽数十米至数公里。上述主干断裂派生出卧龙岗北断裂、黄羊岭断裂等次级断裂, 多呈 NE–SW 向近等间距展布, 构成黄羊岭锑矿带和卧龙岗北金锑矿的控矿断裂。整体上, 该区断裂系统的形成与古特提斯洋闭合及青藏高原隆升过程密切相关。

区域岩浆活动总体较弱, 岩浆岩主要呈孤立岩枝或岩株侵位于下石炭统托库孜达坂群、中二叠统黄羊岭组及三叠系卧龙岗组中(图 1c)。岩浆活动时代以印支期和燕山期为主, 其中印支期(三叠纪)岩浆岩最为发育。卧龙岗地区的二长花岗斑岩呈 EW 向带状分布, 出露面积约为 16 km^2; 红山顶–宿营地–三道河子一带出露石榴闪长玢岩, 多以岩枝、岩脉形式产出; 盼水河上游独尖山一带出露花岗斑岩。燕山期(白垩纪)岩浆岩出露有限, 仅在卧龙岗南侧见霏细斑岩, 面



Ⅰ$_1$. 塔里木地块；Ⅰ$_2$. 铁克里克陆缘地块；Ⅰ$_3$. 西中昆仑地块；Ⅰ$_4$. 阿尔金陆缘地块；Ⅱ$_1$. 昆仑–南秦岭古生代复合沟弧带；Ⅲ$_1$. 巴颜喀拉晚古生代—中生代边缘裂陷盆地；Ⅳ$_1$. 羌塘地块

图1　东昆仑造山带西段黄羊岭–卧龙岗矿集区大地构造位置(a; 据 Dong et al., 2018 修改)、构造矿产简图(b; 据闫磊等, 2016 修改)及区域地质图(c; 据内部报告修改)

Fig. 1　(a) Tectonic location, (b) simplified structural and mineral resources map, (c) regional geological map of the Huangyangling-Wolonggang ore concentration area in the western segment of the East Kunlun Orogenic Belt

积约为 0.8 km^2。

2　典型矿床地质特征

2.1　硝尔库勒锑矿床

硝尔库勒锑矿床位于新疆维吾尔自治区和田地区民丰县境内, 距民丰县城约 260 km, 是区内目前查明规模最大的锑矿床(张文峰等, 2017)。矿区出露地层主要为中二叠统黄羊岭组(P_2h)、上三叠统卧龙岗组(T_3w)及第四系冲洪积层(图 2, 图 3)。赋矿围岩主要为黄羊岭组第二段的长石石英砂岩、长石石英杂砂岩、岩屑石英砂岩, 夹页岩和少量灰岩。区内岩浆活

动较弱, 局部见闪长玢岩和闪长岩脉侵入黄羊岭组第二段和第三段中。

矿化受泉水沟断裂派生的 NEE 向断裂系统控制(图 1c)。矿区发育 F_{19}、F_{20}、F_{21} 等 3 条主干断裂, 均呈 NEE 向展布, 倾向 NW, 倾角为 46°～60°(图 2a)。其中, 分布于矿区北部的 F_{19} 为区域性导矿构造, 具有逆冲推覆性质和长期活动的特征; F_{20}、F_{21} 为其派生的次级断裂, 控制着矿区蚀变带的分布范围, 属配矿构造(图 3b、图 3c); 低序次的 NE–NEE 向层间破碎带及密集裂隙带为直接的容矿构造, 为矿体的空间定位提供了有利场所。

矿区共圈定矿体 29 个, 矿体呈脉状、似层状及透镜状产出, 主矿体均呈 NEE 向展布, 倾向 NW, 倾角为 55°～75°(图 2b)。矿体长为 80～200 m, 较长者达 300～400 m; 厚度为 1～2 m, 厚者可达 5～10 m。锑品位较高, 多数单工程平均品位为 5%～10%, 全区平均品位为 8.9%, 单工程最高品位为 52%。矿石类型主要为石英脉型、蚀变岩型及角砾岩型。矿石的矿物成分简单, 主要为辉锑矿, 少量黄铁矿、雄黄, 次生矿物为少量锑华及褐铁矿; 非金属矿物主要为石英, 次为长石、方解石。矿石结构主要有自形–半自形束状、柱状、细粒状及中粗粒状结构。矿石构造主要为块状、浸染状、脉状、网脉状和晶洞状构造(图 3)。围岩蚀变类型相对简单, 主要为硅化, 次为绢云母化、碳酸盐化, 其中硅化与锑矿化关系最为密切。根据脉体穿切关系和矿物共生组合, 可将成矿过程划分为石英±黄铁矿阶段(无矿早阶段)、石英–辉锑矿阶段(主成矿阶段)两个阶段。

2.2　黄羊岭锑矿床

黄羊岭锑矿距民丰县城约 300 km, 是新疆昆仑山腹地最早发现的锑矿产地之一, 目前规模为小型(胡建卫等, 2004; 杨屹等, 2006)。矿区出露地层主要为二叠系黄羊岭组, 岩性包括灰绿色、灰褐色岩屑长石砂岩、粉砂岩及深灰色页岩。矿区位于泉水沟(木孜塔格)大型走滑断裂南侧, 构造变形强烈, 发育 NEE 向及 NE 向次级断裂。矿区内构造线方向以 NE、NNE 向为主, 主要包括 NNE 向的 F1、F5 断裂以及 NE 向的 F2、F3、F4 断裂, 这些断裂控制了矿区内主要蚀变带和矿体的产出(图 4)。

矿区由 4 个矿化带组成, 圈出 56 个矿体(图 4a)。其中, Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿化带呈斜列式平行展布, 总体走向为 NE–SW 向; Ⅳ号矿化带则沿矿区南部的断裂边缘分布, 走向近 EW 向。Ⅰ号矿化带位于矿区东部, 长为 3 000 m, 宽为 500～600 m, 区内圈出矿体 30 个, 是矿区内规模最大的矿化带, 矿体一般长为 25～155 m, 锑品位为 1.20%～40.56%(图 4b、图 5); Ⅱ号矿化带位于Ⅰ号矿化带西南部, 长为 4 200 m, 宽为 800～900 m, 圈出矿体 7 个, 矿体宽为 0.2～0.5 m; Ⅲ号矿化带位于Ⅱ号矿化带西侧, 长约为 3 000 m, 宽约为 800 m, 圈出矿体 1 个; Ⅳ号矿化带位于矿区南部, 延伸长度约为 4 000 m, 宽为 500～700 m, 共圈定出 18 个矿体。矿体形态相对复杂, 多为似层状、脉状、网脉状、囊状等(图 4b、图 4c)。

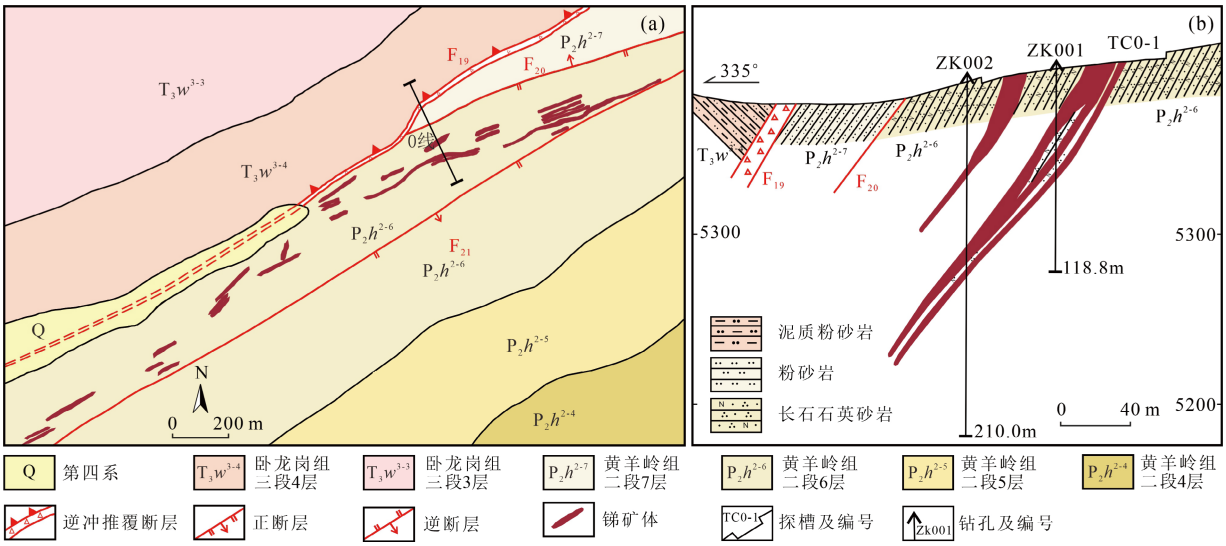
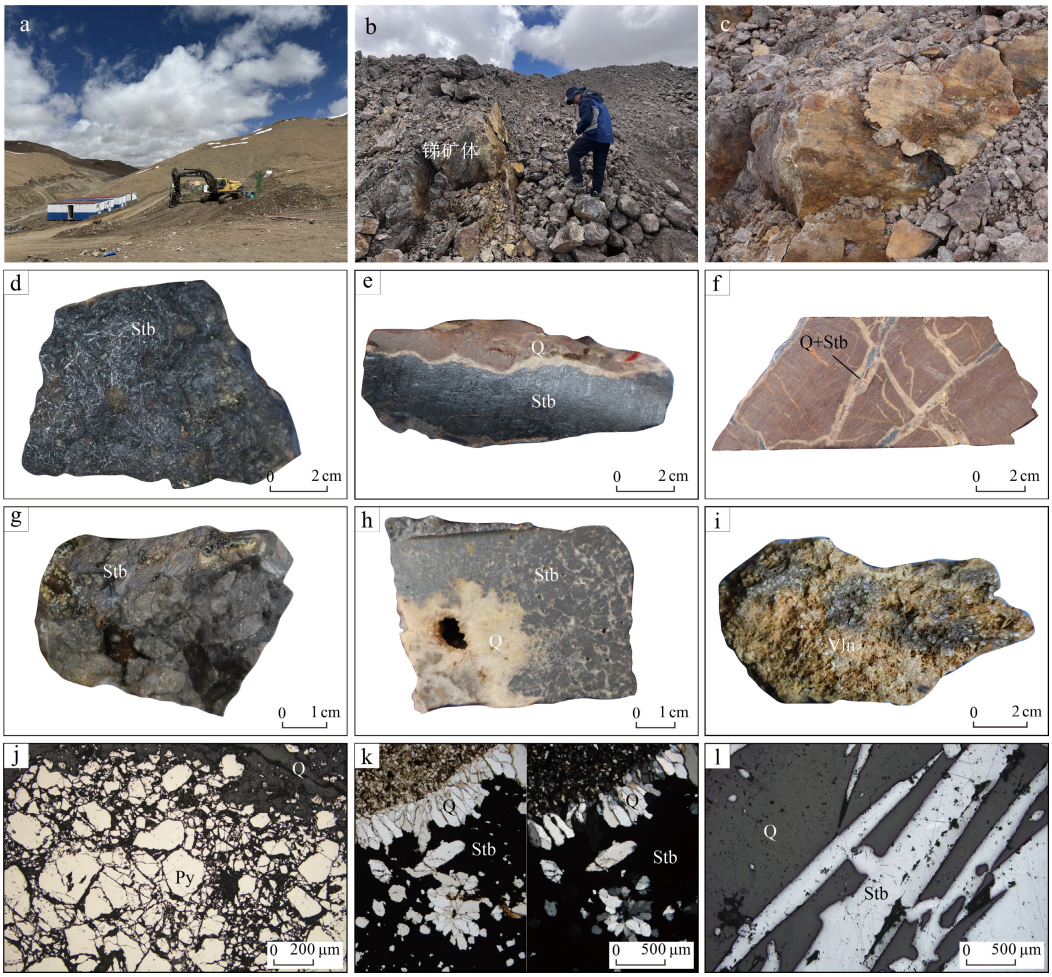


图2　硝尔库勒锑矿床地质简图(a)及勘探线剖面图(b; 据张文峰等, 2017 修改)

Fig. 2　(a) Simplified geological map and (b) cross section of the Xiaoerkule Sb deposit



a. 硝尔库勒锑矿区；b. 锑矿体产于断层破碎带中，厚度约为 2 m；c. 逆冲推覆断层，断层产状为 350°∠78°，侧伏向为 265°，侧伏角为 11°，断层面上发育擦痕和阶步；d. 块状构造；e. 脉状构造，石英–辉锑矿脉穿插于紫红色长石岩屑石英砂岩中；f. 网脉状构造，石英–辉锑矿细脉穿插紫红色长石石英砂岩；g. 角砾状构造，辉锑矿呈他形–半自形粒状、细脉状充填于角砾间隙；h. 晶洞状构造；i. 锑华，辉锑矿氧化形成针状锑华；j. 早阶段石英和黄铁矿，反光单偏光；k. 石英–辉锑矿脉，石英颗粒较大，自形程度较高，透射偏光镜(左单偏光，右正交偏光)；l. 自形针柱状辉锑矿，反光单偏光；Q. 石英；Stb. 辉锑矿；Vln. 锑华；Py. 黄铁矿

图3 硝尔库勒锑矿床矿体、矿石宏观及微观特征

Fig. 3 Typical macroscopic and microscopic photographs of the Xiaoerkule Sb deposit

矿石类型主要为石英脉型。矿石矿物以辉锑矿为主，少量黑钨矿、白钨矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂、辉铁锑矿及次生矿物氯氧锑矿等；非金属矿物主要为石英，次为绢云母、方解石。辉锑矿常呈自形柱状、半自形柱状或他形粒状集合体形式产出，常呈放射状、柱状集合体充填于砂岩的裂隙和孔隙中。矿石结构主要有自形–半自形粒状结构、他形晶粒状结构，可见共生边结构、填隙结构、浸蚀结构等。矿石构造主要为脉状–网脉状构造、角砾状构造、晶洞状构造(图 5)。围岩蚀变类型包括硅化、毒砂–黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化，其中硅化与锑矿化关系最为密切。根据脉体穿切关系和矿物共生组合，可将成矿过程划分为石英±黄铁矿±毒砂阶段(无矿早阶段)、石英–辉锑矿±黑钨矿阶段(主成矿阶段)两个阶段(图 5)。

2.3 红山顶锑矿床

红山顶锑矿床位于硝尔库勒锑矿床西侧约 18 km，是近年新发现的锑矿产地，目前规模为小型(闫磊等，2016)。矿区出露地层主要为中二叠统黄羊岭组下段，包括两个岩性层：第一岩性层(P_2h^{1a})夹持于矿区两条走滑断层之间，以灰绿、灰褐色岩屑砂岩与粉砂岩泥岩不均匀互层为主，普遍发育硅化、碎裂岩化，是锑矿的主要赋矿层位；第二岩性层(P_2h^{1b})以灰黑色泥页岩与灰绿色岩屑砂岩、粉砂岩不均匀互层夹有铁质白云岩、砂岩结核为主，分布于第一岩性层南北两侧。矿

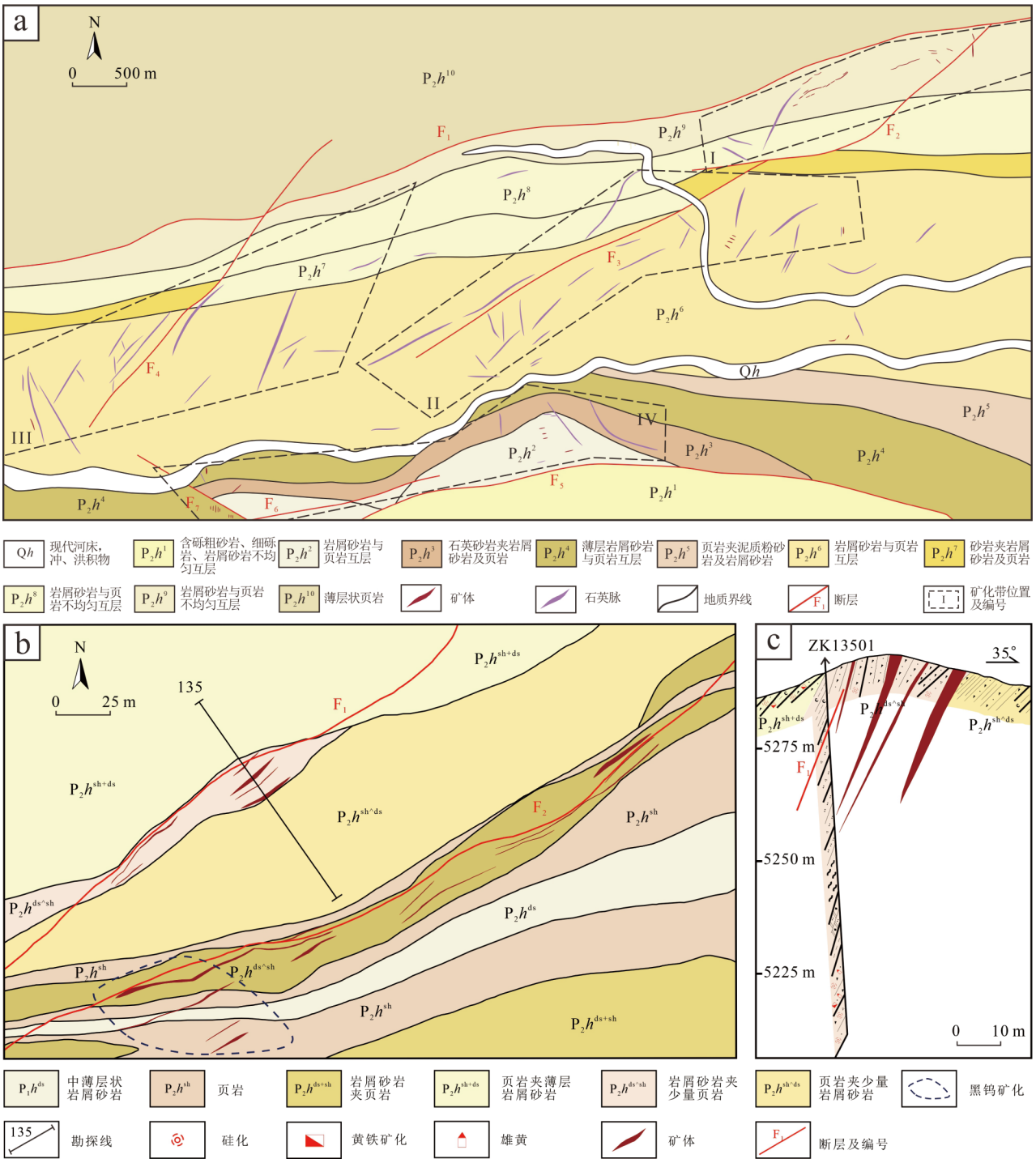
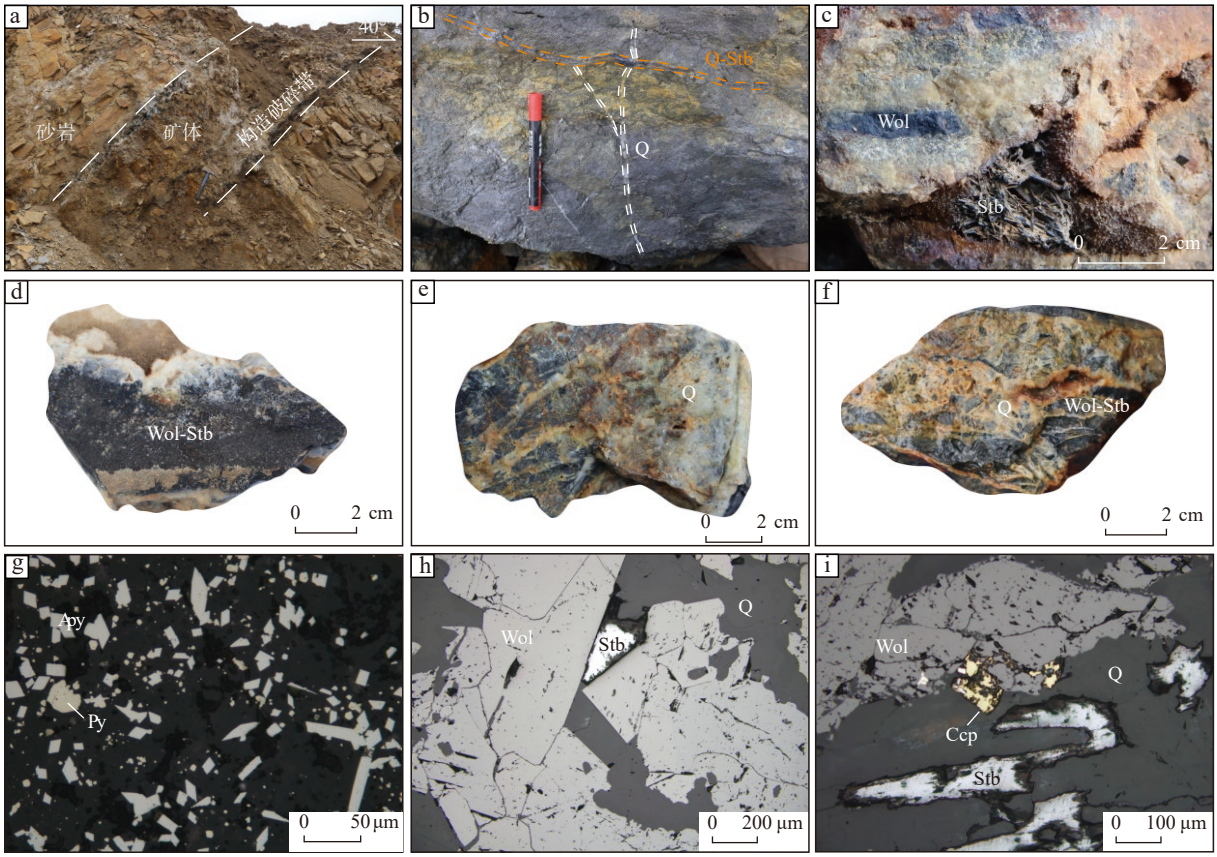


图4　黄羊岭锑矿床矿区地质简图(a)、Ⅰ号矿化带平面图(b)及勘探线剖面图(c)(据郑国平等, 2004 修改)

Fig. 4　(a) Simplified geological map, (b) plan view of the No. I mineralization zone, and (c) exploration line cross-section of the Huangyangling Sb mining area

区断裂构造发育, 主要为大致平行的左行走滑断层, 属红山顶–三道河子断裂带的次级断层, 断裂带走向为 60°, 宽为 200～300 m。矿区北部断层以北零星出露石榴闪长玢岩岩株, 岩株面积不足 0.5 km^2(～222 Ma, 待刊数据; 图 6)。

矿区共圈定矿体 9 个, 矿体呈脉状、短脉状及透镜状产出, 倾向变化较大, 介于 5°～305°, 倾角为 34°～78°。其中, Ⅷ号矿体规模最大, 呈脉状、透镜状、层状产出, 倾向为 110°, 倾角为 34°, 矿体长为 64 m, 厚为 7.43 m, 锑品位为 0.26%～12.50%, 几乎全岩矿化; Ⅱ号



a. 锑矿体产于构造破碎带中，赋矿岩石为黄羊岭组岩屑砂岩；b. 深灰色石英–辉锑脉穿切早期乳白色石英脉；c. 石英–辉锑矿脉中发育黑钨矿；d. 脉状、晶洞状石英–辉锑矿–黑钨矿矿石；e. 网脉状石英–辉锑矿矿石；f. 角砾状石英–辉锑矿矿石；g. 硅化蚀变岩中发育大量自形毒砂和少量半自形黄铁矿；h. 黑钨矿与辉锑矿共生，二者边界平直；i. 石英脉中的黑钨矿、辉锑矿和黄铜矿（充填于黑钨矿裂隙中）；g～i. 均为反射单偏光下拍摄；Q. 石英；Stb. 辉锑矿；Apy. 毒砂；Py. 黄铁矿；Wol. 黑钨矿

图5 黄羊岭锑矿床矿体、矿石宏观及微观特征

Fig. 5 Typical macroscopic and microscopic photographs of the Huangyangling Sb deposit

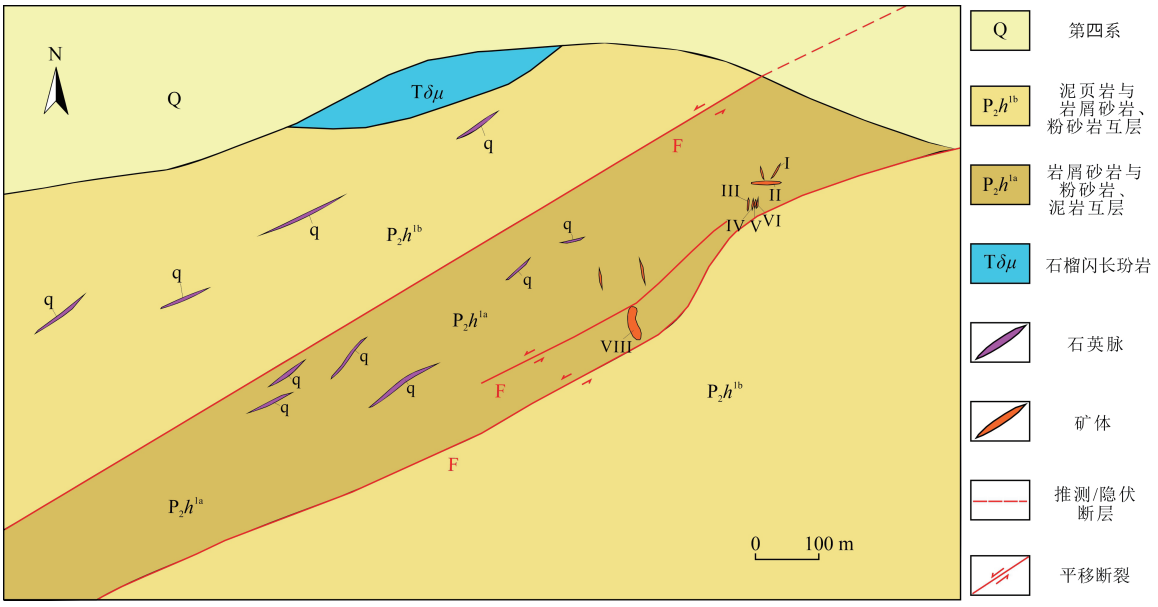


图6 红山顶锑矿床矿区地质图（据内部报告修改）

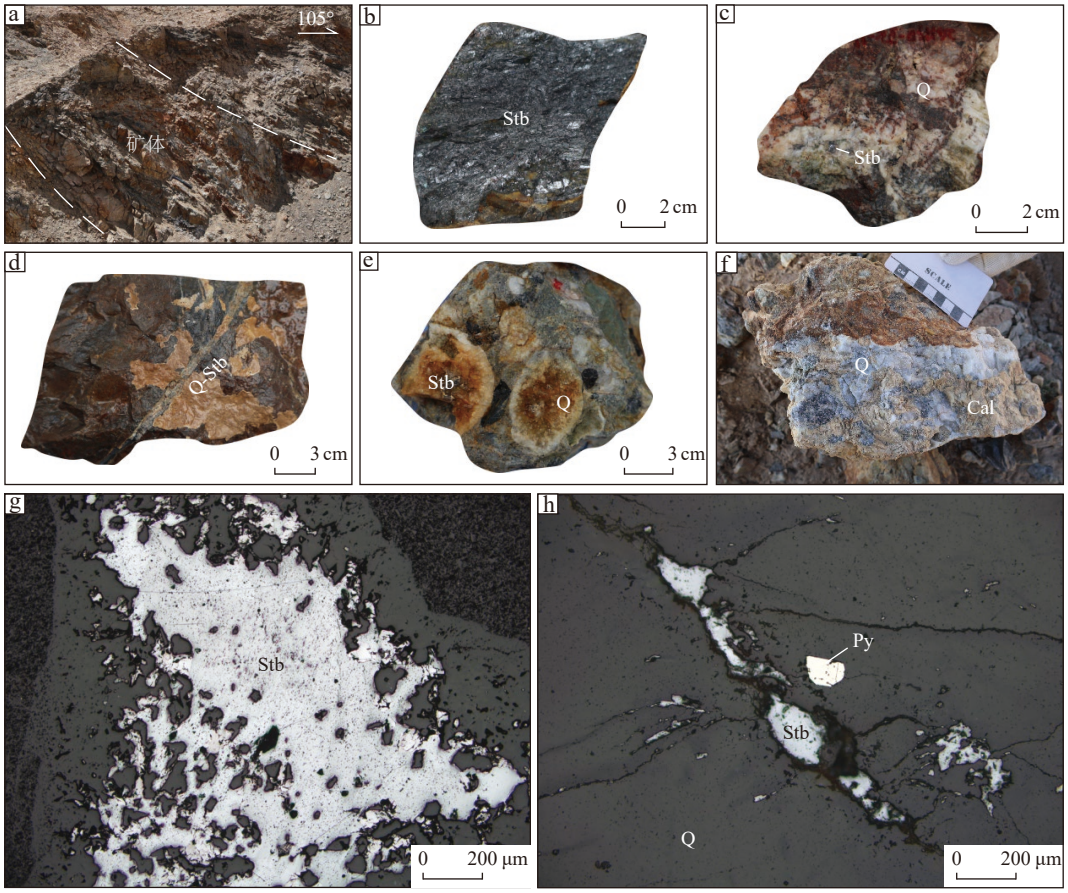
Fig. 6 Geological map of the Hongshanding antimony deposit

矿体呈脉状、透镜状, 倾向为 5°, 倾角为 70°, 矿体长为 88 m, 厚为 5.13 m, 锑品位为 0.52%～17.14%; 其余矿体规模相对较小, 长为 8～52 m, 厚为 0.27～1.17 m。

矿石类型主要为石英脉型。矿石矿物以辉锑矿为主, 少量黄铁矿; 非金属矿物主要为石英, 次为绢云母、方解石。辉锑矿呈自形柱状、他形粒状集合体形式产出, 呈浸染状、脉状分布。矿石结构主要有自形–半自形晶结构、他形晶粒状结构。矿石构造主要为脉状构造、块状构造及晶洞状构造。围岩蚀变类型包括硅化、绢云母化、碳酸盐化, 其中硅化与锑矿化关系最为密切。根据矿物共生组合, 可将成矿过程划分为石英–辉锑矿阶段(主成矿阶段)、石英–方解石阶段(成矿晚阶段)两个阶段(图 7)。

2.4　其他锑矿床

卧龙岗锑矿床: 位于硝尔库勒锑矿西南约 15 km 处, 规模为中型(闫磊等, 2016)。矿区出露地层主要为中二叠统黄羊岭组, 整体呈 NE–SW 向展布, 主要岩性为钙质岩屑砂岩、长石岩屑砂岩及泥质粉砂岩。区内断裂构造发育, 其中卧龙岗断裂为主要控矿构造, 走向近 EW–NE 向, 倾角为 45°～65°。沿断裂两侧发育多条与地层产状一致的次级断层和裂隙, 矿体主要赋存于断裂走向转折部位的次级构造中。矿区内岩浆活动较弱, 仅在矿区西北部出露小规模花岗斑岩侵入体, 呈近 EW 向岩株状侵入于黄羊岭组中, 出露面积约为 15 km^2。矿床共圈出 21 条矿体, 形态以脉状、似层状、透镜状及网脉状为主, 总体呈 NEE–SWW 向展布, 倾向 NNW, 倾角为 40°～70°。矿体长度一般为 40～478 m, 其中主矿体(I_5)地表延伸达 934 m, 厚为 0.16～3.85 m, 锑品位为 0.59%～60.31%, 矿体与围岩界线清晰, 深部延伸较为稳定, 沿构造线方向呈近等间距分布。矿石类型以石英脉型为主, 次为蚀变岩型。矿物组合较为简单, 金属矿物主要为辉锑矿, 非金属



a. 锑矿体呈脉状产于构造破碎带中; b. 块状构造辉锑矿石; c. 石英脉型辉锑矿石; d. 石英–辉锑矿细脉状产出; e. 晶洞状构造矿石; f. 晚阶段石英–方解石脉; g. 辉锑矿与石英共生, 呈脉状穿切黄羊岭组; h. 辉锑矿呈细脉状或星散状赋存于石英裂隙中, 局部发育黄铁矿; g～h. 均为反射单偏光下拍摄; Q. 石英; Stb. 辉锑矿; Py. 黄铁矿

图7　红山顶锑矿床矿体、矿石宏观及微观特征

Fig. 7　Typical macroscopic and microscopic photographs of the Hongshanding Sb deposit

矿物主要为石英、重晶石及长石。矿石构造以脉状、浸染状为主，其次为块状、角砾状构造。矿石结构以自形–半自形柱状结构和他形粒状结构为主。围岩蚀变以硅化最为发育，与锑矿化在空间上关系密切，是重要的找矿标志之一。

卧龙岗北金锑矿床：该矿床与卧龙岗锑矿床空间上相邻。矿区出露地层主要为中二叠统黄羊岭组岩屑砂岩、长石岩屑砂岩及泥质粉砂岩，呈北倾单斜产出。区内区域性大型断裂不发育，构造主要为岩体侵入引起的接触带片理化及小型褶曲。矿区出露晚三叠世二长花岗斑岩与花岗闪长斑岩（～223 Ma，待刊数据），呈近 EW 向岩枝状侵入黄羊岭组中。矿体严格受岩体边部内接触带的绢英岩化蚀变带控制，共圈定东、西两条矿化带，初步圈定工业矿体 5 个（Ⅰ～Ⅴ号）。矿体多呈陡倾脉状或透镜状产出，倾向 NW–NE，倾角为 56°～85°。矿体长为 30～94 m，厚为 0.65～19.29 m，锑品位为 5.67%～21.43%，Au 品位为 0.41×10^{-6}～1.10×10^{-6}。矿石类型主要为蚀变岩型和石英脉型。金属矿物组合复杂，以毒砂、黄铁矿、辉锑矿为主，次为黄铜矿、黝铜矿、铜蓝等；非金属矿物以石英、绢云母、长石、黑云母、电气石为主。围岩蚀变以绢英岩化最为发育且与成矿关系最为密切，其次为硅化。成矿过程可划分为两个阶段：石英–毒砂阶段（金主成矿期）和石英–辉锑矿阶段（锑主成矿期）。

3 矿床地球化学特征

3.1 样品采集和分析方法

本次研究的样品主要采自硝尔库勒锑矿床、黄羊岭锑矿床和红山顶锑矿床。其中，硝尔库勒锑矿样品取自钻孔岩心及地表露头，黄羊岭锑矿和红山顶锑矿样品均采自地表出露矿体，三者均涵盖两个成矿阶段。样品经室内系统挑选后磨制成光薄片、包裹体片及探针片，用于岩相学观察、显微测温及原位测试分析。

流体包裹体测温在中国地质大学（北京）地球科学与资源学院流体包裹体实验室完成，使用仪器为 Linkam THMS600 型冷热台与 ZEISS 偏光显微镜联用系统，测温范围为–196～600 ℃，精度为±0.1 ℃。测试时升/降温速率常规阶段为 10～20 ℃/min，相变点附近降至<1 ℃/min。盐度根据冰点温度利用 Potter et al.（1978）经验公式计算，密度依据 Bodnar（1983）均一温度–盐度–密度公式获取。

石英阴极发光（SEM-CL）成像在中国地质大学（北京）成因矿物学研究中心完成，仪器为 Tescan MIRA3 XMU 型场发射扫描电子显微镜。测试前在样品表面喷涂约 6 nm 的碳膜以确保导电性。石英原位微量元素分析在中国地质大学（北京）地质过程与矿产资源国家重点实验室矿床地球化学微区分析实验室完成，采用 Geolas Pro 193 nm 准分子激光剥蚀系统与 XSeries II 型四极杆 ICP-MS 联用。激光束斑直径为 60 μm，频率为 6 Hz，能量密度为 12 J/cm^2。以 NIST610 标准玻璃为外标、石英中 Si 理论含量为内标进行校正，采用天然石英标样 Q7 监控数据质量。

金属硫化物原位硫同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成，采用激光剥蚀–多接收电感耦合等离子体质谱（LA-MC-ICP-MS）技术，所用激光剥蚀系统为 Resolution S-155，质谱仪为 Neptune Plus。激光束斑直径为 32 μm，频率为 4 Hz，能量密度为 5.0 J/cm^2，以高纯 He 为载气，采用标准–样品交叉法（SSB）进行质量分馏校正，结果以 V-CDT 标准报道。

3.2 流体包裹体地球化学

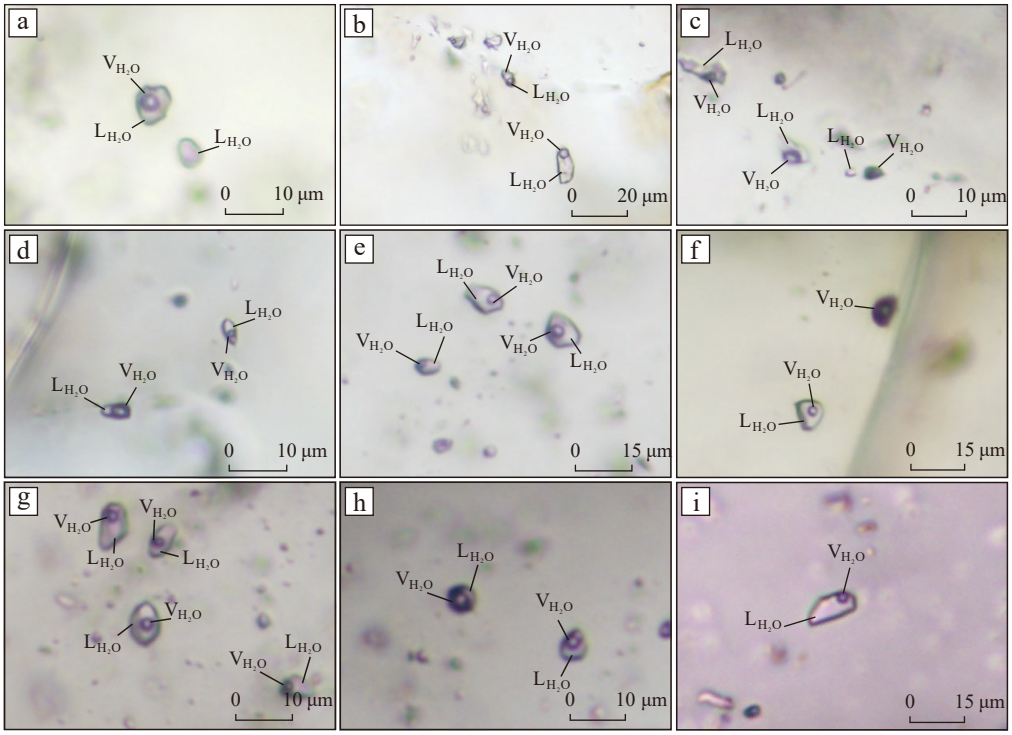
3.2.1 流体包裹体岩相学

硝尔库勒、黄羊岭和红山顶 3 个矿床的流体包裹体主要赋存于石英中，以原生包裹体为主，伴生少量次生包裹体。

硝尔库勒锑矿流体包裹体可分为 3 种类型：气液两相水包裹体（约占 70%），气液比为 10%～40%，大小为 3～12 μm，呈圆形、椭圆形或长条形；纯液相水包裹体（约占 20%），大小为 3～8 μm；纯气相水包裹体（少量），大小为 4～8 μm（图 8a～图 8c）。石英–辉锑矿阶段可见富气相与富液相包裹体共存的沸腾包裹体组合（图 8c）。黄羊岭锑矿流体包裹体以气液两相富液相包裹体（L-V 型）为主，占比高达 90% 以上，形态多样，呈负晶形、椭圆形，大小为 5～13 μm，气液比大多为 20%～30%；另有少量富气相水包裹体（气液比为 60%～90%）和纯气相包裹体（占比极低，大小为 4～8 μm）（图 8d～图 8f）。红山顶锑矿成矿阶段石英中主要为气液两相包裹体（L-V 型），呈椭圆状或负晶形，大小为 7～15 μm，气液比为 10%～30%，少量富气相包裹体气液比可达 60%～80%（图 8g～图 8h）；晚阶段石英中仅见气液两相包裹体（L-V 型），一般呈孤立状，大小为 5～10 μm，气液比为 5%～10%（图 8i）。

3.2.2 流体包裹体显微测温

硝尔库勒锑矿无矿石英阶段均一温度为 161



a. I 阶段石英中气液两相和纯液相水包裹体；b. II 阶段石英中不同充填度的气液两相和纯液相水包裹体；c. 气液两相、纯液相及纯气相水包裹体共存；d. I 阶段石英中富气相与富液相的气液两相包裹体；e～f. II 阶段石英中气液两相和纯液相包裹体；g～h. I 阶段石英中气液两相和纯液相包裹体；i. II 阶段石英中气液两相水包裹体；a～c. 硝尔库勒锑矿；d～f. 黄羊岭锑矿；g～i. 红山顶锑矿

图8　硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床流体包裹体显微照片

Fig. 8　Microphotographs of fluid inclusions from the Xiaoerkule, Huangyangling, and Hongshanding antimony deposits

～224 ℃, 平均为 192 ℃; 冰点温度为−4.8～−1.6 ℃, 盐度为 2.7～7.6 % NaCl eq., 平均为 5.9 %NaCl eq.; 密度为 0.88～0.95 g/cm^3, 平均为 0.92 g/cm^3(表 1, 图 9)。石英–辉锑矿阶段均一温度为 157～210 ℃, 平均为 177 ℃; 盐度为 3.7 ～7.3 % NaCl eq., 平均为 5.6 % NaCl eq.; 密度为 0.89～0.95 g/cm^3, 平均为 0.93 g/cm^3(表 1, 图 9)。成矿压力为 13.1～18.0 MPa, 对应深度为 1.3～1.8 km。黄羊岭锑矿无矿石英阶段均一温度为 187～252 ℃, 平均为 212 ℃; 盐度为 3.1～6.9 % NaCl eq., 平均为 4.5 % NaCl eq.; 密度为 0.84～0.92 g/cm^3, 平均为 0.89 g/cm^3(表 1, 图 9)。石英–辉锑矿阶段均一温度为 168～229 ℃, 平均为 195 ℃; 盐度为 2.4～6.0 % NaCl eq., 平均为 3. 8 % NaCl eq.; 密度为 0.85～0.94 g/cm^3, 平均为 0.90 g/cm^3。成矿压力为 43.8～68.5 MPa, 对应深度为 1.7～2.6 km。红山顶锑矿石英–辉锑矿阶段均一温度为 152～222 ℃, 平均为 180 ℃; 盐度为 0.4～3.9 % NaCl eq., 平均为 1.9 % NaCl eq.; 密度为 0.85～0.93 g/cm^3, 平均为 0.90 g/cm^3(表 1, 图 9)。石英–方解石阶段均一温度为 142～188 ℃, 平均为 159 ℃; 盐度为 0.2～2.2 % NaCl eq., 平均为 1.0 % NaCl eq.; 密度

表 1　硝尔库勒、黄羊岭、红山顶锑矿床流体包裹体显微测温结果

Tab. 1　Microthermometric results of fluid inclusions from the Xiaoerkule, Huangyangling and Hongshanding antimony deposits

矿床	成矿阶段	均一温度(均值; ℃)	盐度(均值; % NaCl eq.)	密度(均值; g/cm³)	成矿深度(均值; km)
硝尔库勒	无矿石英阶段	161～224(192)	2.7～7.6(5.9)	0.88～0.95(0.92)	1.3～1.9(1.7)
	石英–辉锑矿阶段	157～210(177)	3.7～7.3(5.6)	0.89～0.95(0.93)	1.3～1.8(1.5)
黄羊岭	无矿石英阶段	187～252(212)	3.1～6.9(4.5)	0.84～0.92(0.89)	1.9～2.6(2.1)
	石英–辉锑矿阶段	168～229(195)	2.4～6.0(3.8)	0.85～0.94(0.90)	1.7～2.2(1.9)
红山顶	石英–辉锑矿阶段	152～222(180)	0.4～3.9(1.9)	0.85～0.93(0.90)	1.1～2.1(1.6)
	石英–方解石阶段	142～188(159)	0.2～2.2(1.0)	0.89～0.94(0.92)	0.7～1.7(1.2)

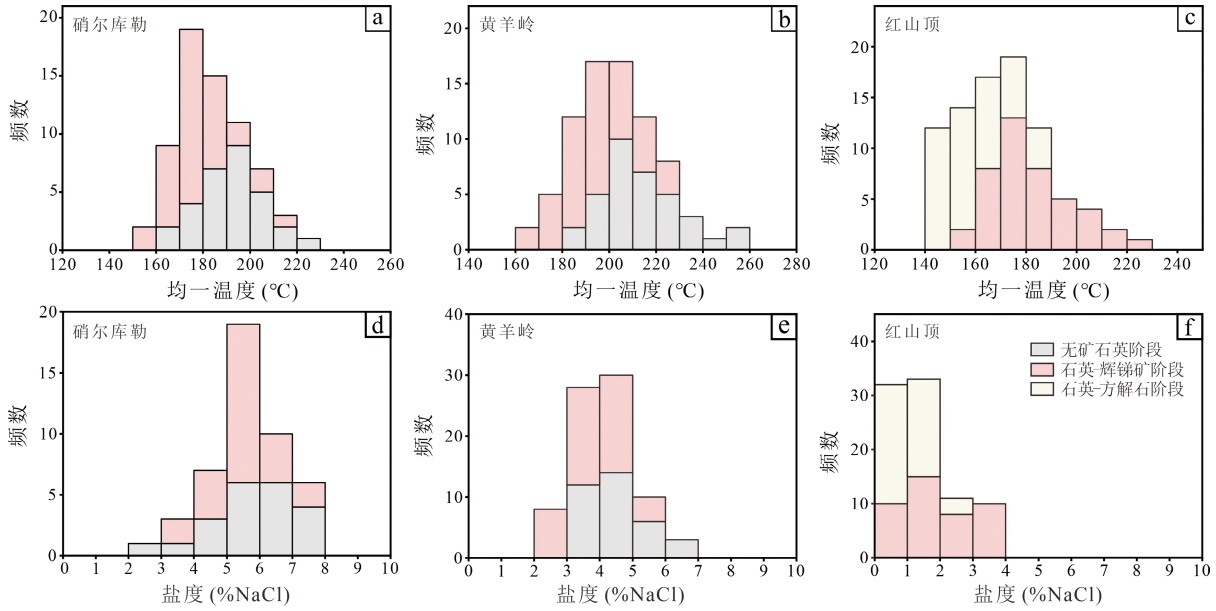


图9 硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床流体包裹体均一温度与盐度频数直方图

Fig. 9 Frequency histograms showing homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions from the Xiaoerkule, Huangyangling, and Hongshanding antimony deposits

0.89～0.94 g/cm^3, 平均为 0.92 g/cm^3。成矿压力为 18.7～55.5 MPa, 对应深度为 0.7～2.1 km(表 1, 图 9)。

3.3 石英微量元素组成

3.3.1 石英 CL 结构特征

石英阴极发光(CL)特征可揭示不同世代石英的生长结构。整体而言, 各矿区无矿石英阶段(Q_1)的 CL 特征差异较大, 硝尔库勒边部(Q_{1-1})发育环带、内部(Q_{1-2})发光较弱; 黄羊岭则整体偏暗且无环带。成矿阶段(石英–辉锑矿阶段)石英的 CL 特征基本一致, 硝尔库勒(Q_2)、黄羊岭(Q_2)和红山顶(Q_1)成矿石英均表现出较强的 CL 发光强度, 边部较核部稍暗。红山顶成矿后阶段的石英–方解石(Q_2)显示出颗粒细小、CL 强度明显偏暗的特征(图 10)。

3.3.2 石英微量元素组成

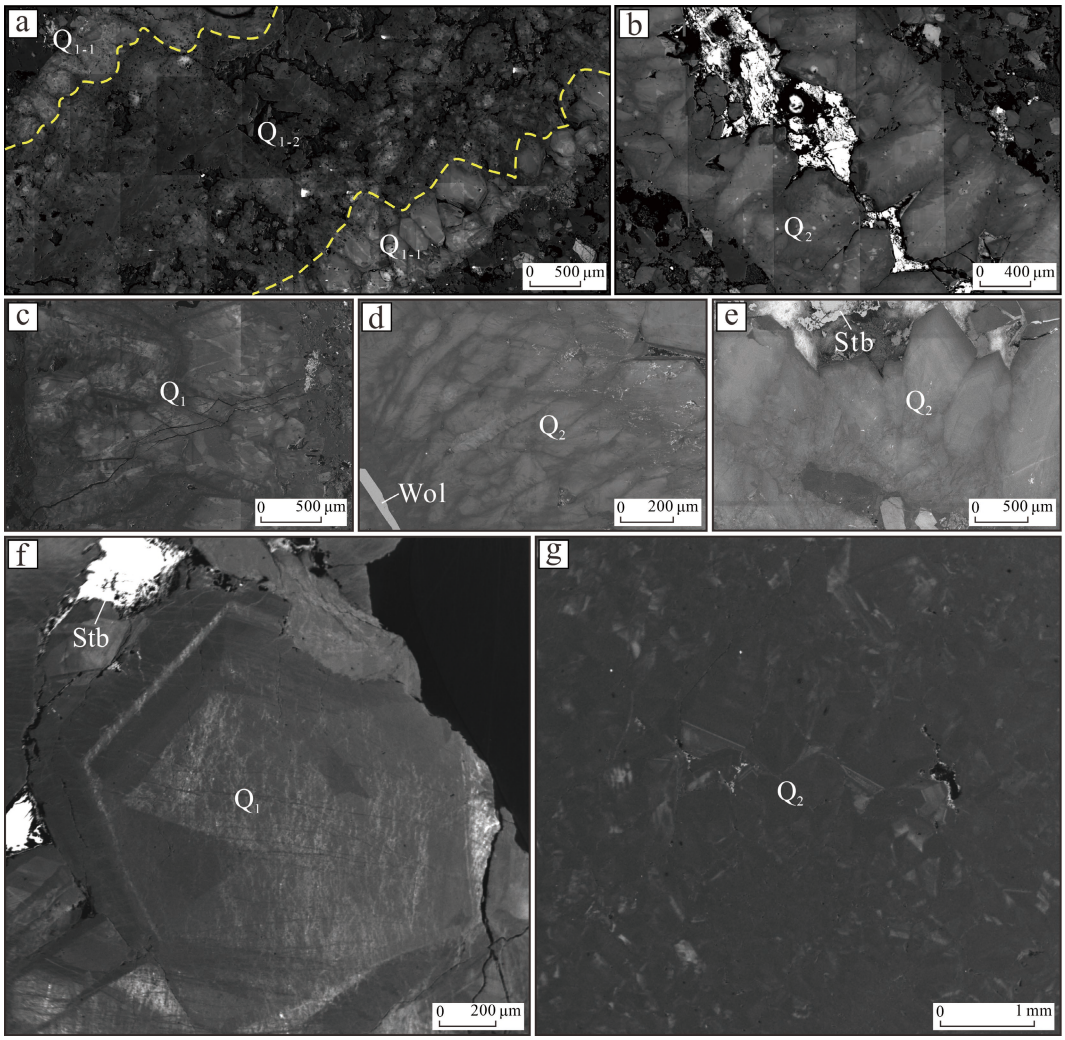
不同成矿阶段石英的原位 LA-ICP-MS 微量元素分析结果(表 2)显示, 石英中主要富集 Al、Li、Sb、Ti、Ge 等元素, 3 个矿床石英微量元素在含量和变化趋势上差异明显。

硝尔库勒锑矿从无矿石英阶段(Q_1)到石英–辉锑矿阶段(Q_2), Al 含量从均值 1 844×10^{-6} 显著升高至 3 337×10^{-6}, Li 从 95×10^{-6} 升高至 296×10^{-6}, Sb 从 43×10^{-6} 升高至 139×10^{-6}; Ti 含量极低且两阶段变化不大(1.2×10^{-6}～1.4×10^{-6}), Ge 含量从 15.8×10^{-6} 降至 6.3×10^{-6}(表 2)。黄羊岭锑矿从无矿石英阶段(Q_1)到石英–辉锑矿阶段(Q_2), Al 含量从均值 2 405×10^{-6} 升高至 3 794×10^{-6}, Li 从 266×10^{-6} 升高至 492×10^{-6}, Sb 从 0.4×10^{-6} 急剧升高至 53×10^{-6}(增幅约 130 倍), Ge 含量略有升高(5.5×10^{-6}～9.7×10^{-6}), Ti 含量极低且两阶段变化不大(1.67×10^{-6}～1.56×10^{-6})。红山顶锑矿从石英–辉锑矿阶段(Q_1)到石英–方解石阶段(Q_2), Al 含量从均值 266.8×10^{-6} 急剧下降至 8.2×10^{-6}, Li 从 4.92×10^{-6} 降至 0.21×10^{-6}, Sb 从 139.25×10^{-6} 降至 8.97×10^{-6}; Ti 含量极低且两阶段无明显变化(0.45×10^{-6}～0.47×10^{-6}), Ge 含量略有升高(0.45×10^{-6}～0.64×10^{-6})。

对比 3 个矿床主成矿阶段(硝尔库勒 Q_2、黄羊岭 Q_2、红山顶 Q_1)的石英微量元素特征, 既有共性也存在显著差异(图 11)。在共性方面, 3 个矿床主成矿阶段石英中 Al 含量均高于各自早阶段或晚阶段; Ti 含量普遍极低(均值 <2×10^{-6}), 与流体包裹体测温结果一致, 均指示低温结晶环境。在差异方面, 黄羊岭以最高的 Al(均值为 3 794×10^{-6})和 Li(均值为 492×10^{-6})含量为特征; 硝尔库勒次之(Al 均值 3 337×10^{-6}, Li 均值为 296×10^{-6}); 红山顶 Al(均值为 267×10^{-6})和 Li(均值为 4.9×10^{-6})含量显著偏低, 其中 Al 含量较前两者低一个数量级以上。

3.4 硫同位素地球化学

本次研究的 3 个矿床的硫化物样品均采自主成矿阶段, 测试对象为辉锑矿, 采用原位微区分析。为



a. 硝尔库勒无矿石英阶段石英阴极发光图像，可分为两个世代，边部石英 CL 图像较亮，中间石英 CL 强度较弱； b. 硝尔库勒石英–辉锑矿阶段石英 CL 图像，石英阴极发光强度相对较强，边部阴极发光强度相对核部较弱； c. 黄羊岭中早阶段石英 CL 特征图； d. 黄羊岭中与黑钨矿共生的石英 CL 特征图； e. 黄羊岭中与辉锑矿共生的石英 CL 特征图； f. 红山顶中与辉锑矿共生的石英 CL 特征图； g. 红山顶成矿后方解石阶段石英 CL 特征图

图10　硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿不同阶段石英阴极发光图像

Fig. 10　Representative cathodoluminescence (CL) images of quartz from different stages in the Xiaoerkule, Huangyangling, and Hongshanding antimony deposits

表 2　硝尔库勒、黄羊岭、红山顶锑矿床石英微量元素含量统计表(10^{-6})

Tab. 2　Trace elements contents (10^{-6}) of quartz in the Xiaoerkule, Huangyangling and Hongshanding antimony deposits

矿床	成矿阶段	Al	Li	Ti	Ge	Sb
硝尔库勒	无矿石英阶段(Q_1)	796～4 199(1844)	45～141(95)	0.15～3.66(1.20)	4.54～29.98(15.79)	9.45～138.91(42.91)
	石英–辉锑矿阶段(Q_2)	1 625～4 006(3 337)	128～443(296)	0.06～3.96(1.40)	3.77～9.68(6.32)	26.93～537.79(139.34)
黄羊岭	无矿石英阶段(Q_1)	1 188～3 415(2 405)	136～512(266)	0.32～3.72(1.67)	2.90～9.12(5.45)	0.15～1.13(0.41)
	石英–辉锑矿阶段(Q_2)	2 851～4 483(3 794)	309～847(492)	0.03～3.97(1.56)	4.77～18.55(9.65)	22.23～151.98(52.96)
红山顶	石英–辉锑矿阶段(Q_1)	125～520(267)	1.31～13.69(4.92)	0.04～1.29(0.45)	0.15～0.88(0.45)	8.97～348.78(139.25)
	石英–方解石阶段(Q_2)	5.5～15.4(8.2)	0.06～0.49(0.21)	0.03～1.03(0.47)	0.04～2.72(0.64)	1.56～31.75(8.97)

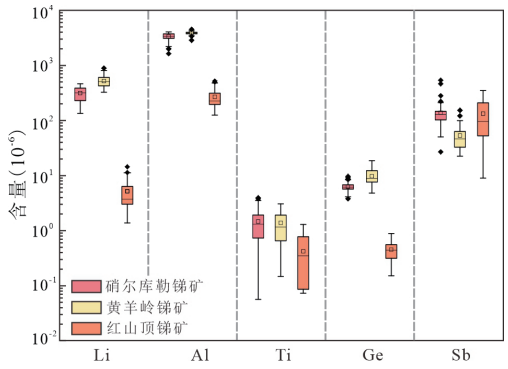


图11 硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿石英–辉锑矿阶段石英微量元素含量箱线图

Fig. 11 Box plots of trace element contents in quartz from the quartz–stibnite stage of the Xiaoerkule, Huangyangling, and Hongshanding antimony deposits

便于对比,收集了前人采用矿物粉末法测定的硝尔库勒、卧龙岗、白戈壁等矿床的硫同位素数据进行对比(表 3,图 12)。

硝尔库勒锑矿 2 件辉锑矿样品(10 个数据点)的原位 $\delta^{34}S$ 值为–1.03‰～2.74‰,均值为 1.48‰,数据分布较为集中。前人采用粉末法获得的 5 件样品的 $\delta^{34}S$ 值为 0.31‰～4.88‰,均值为 3.55‰(闫磊等, 2016),两种分析方法获得的结果基本一致,但本次原位分析的数据范围更为收敛。黄羊岭锑矿 2 件样品(7 个数据点)的 $\delta^{34}S$ 值为–4.37‰～–3.71‰,均值为–4.06‰,均为负值且极差仅 0.66‰,表明硫来源均一。红山顶锑矿 2 件样品(5 个数据点)的 $\delta^{34}S$ 值为–2.75‰～–0.74‰,均值为–1.86‰,均为负值(表 3)。

区域上,卧龙岗锑矿 6 件粉末法样品的 $\delta^{34}S$ 值为–6.7‰～5.7‰,变化范围较大(张有军, 2016);白戈壁锑矿 3 件样品的 $\delta^{34}S$ 值为–1.53‰～–0.13‰(均值为–0.94‰),整体接近零值且变化较小;贝山锑矿 3 件样品表现出极度亏损重硫的特征,$\delta^{34}S$ 值为–7.53‰～–6.53‰(均值为–7.15‰);与之紧邻的贝山北锑矿 3 件样品 $\delta^{34}S$ 值却呈现显著的正异常,为 0.70‰～3.29‰(均值为 2.24‰;连政等, 2025)。

4 讨论

4.1 成矿流体性质与演化

流体包裹体和石英微量元素是约束成矿流体物理化学条件、示踪流体演化过程的有效手段。本次研究对硝尔库勒、黄羊岭和红山顶 3 个锑矿床不同成矿阶段的石英开展了系统的流体包裹体显微测温和原位微量元素分析,探讨成矿流体的温度、pH 等物理化学条件及演化规律。

4.1.1 成矿流体物理化学条件及演化趋势

3 个矿床的成矿流体均以气液两相水包裹体为主,属中–低温、低盐度的 H_2O-NaCl 体系,与全球典型热液脉型锑矿床的流体特征一致(Krupp, 1988)。3 个矿床主成矿阶段的均一温度均集中于 180～200 ℃,成矿深度均属中–浅成,其中黄羊岭最深(平均为 1.9 km),硝尔库勒(1.5 km)与红山顶相当(1.6 km),与均一温度

表 3 硝尔库勒、黄羊岭、红山顶及区域锑矿床辉锑矿硫同位素组成

Tab. 3 Sulfur isotope compositions of stibnites from the Xiaoerkule, Huangyangling, Hongshanding and regional antimony deposits

锑矿床	样品号/样品数	分析点数	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$(‰)	数据来源
硝尔库勒	XE−12	6	1.76～2.74(均值2.38)	本研究
	XEPM−1	4	−1.03～1.41(均值0.14)	
	合计	10	−1.03～2.74(均值1.48)	
	5件	5	0.31～4.88(均值3.55)	闫磊等(2016)
黄羊岭	HYL−1	4	−4.37～−4.06(均值−4.19)	本研究
	HYL−3	3	−4.11～−3.71(均值−3.89)	
	合计	7	−4.37～−3.71(均值−4.06)	
红山顶	HSD−6	3	−2.75～−2.18(均值−2.50)	本研究
	HSD−8	2	−1.04～−0.74(均值−0.89)	
	合计	5	−2.75～−0.74(均值−1.86)	
卧龙岗	6件	6	−6.7～5.7(均值−1.10)	张有军(2016)
白戈壁	3件	3	−1.53～−0.13(均值−0.94)	连政等(2025)
贝山	3件	3	−7.53～−6.53(均值−7.15)	
贝山北	3件	3	0.70～3.29(均值2.24)	

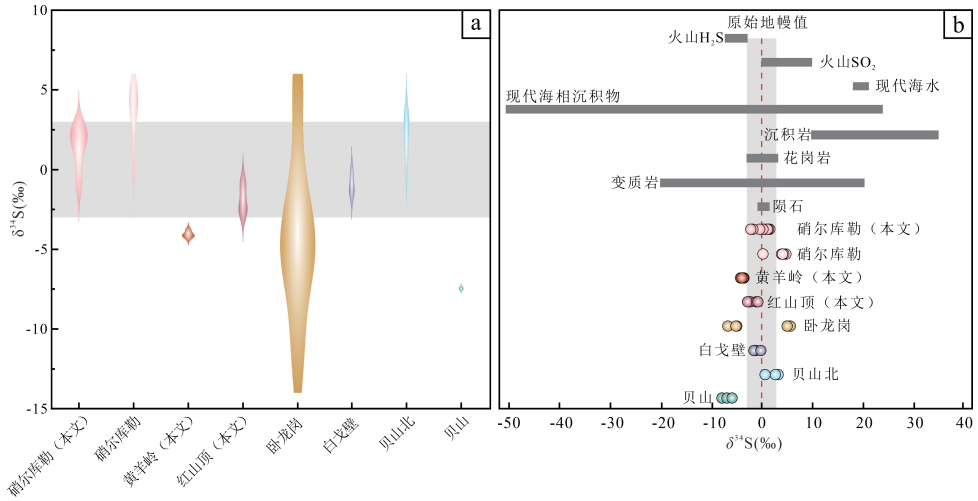


图12　东昆仑西段典型锑矿床辉锑矿硫同位素组成

Fig. 12　Sulfur isotopic compositions of stibnites from typical antimony deposits in the western section of East Kunlun

的变化趋势一致(表 1)。从早阶段到晚阶段, 3 个矿床均呈现温度、盐度、成矿深度协同降低的趋势, 指示成矿流体持续向上运移并在浅部沉淀成矿。硝尔库勒和黄羊岭锑矿从无矿石英阶段到石英–辉锑矿阶段, 均一温度分别从平均 192 ℃ 降至 177 ℃, 从平均 212 ℃ 降至 195 ℃; 红山顶锑矿从石英–辉锑矿阶段到石英–方解石阶段, 温度从 180 ℃ 降至 159 ℃。

硝尔库勒和黄羊岭的石英–辉锑矿阶段均发育富气相与富液相包裹体共存的沸腾包裹体组合, 指示流体沸腾是辉锑矿沉淀的重要触发机制。流体演化过程中, 大气降水的不断混入导致温度、盐度持续降低。红山顶成矿后阶段温度降幅最大, 反映流体演化已进入尾声, 矿化作用快速终止。尽管红山顶矿区北部发育约 222 Ma 的石榴闪长玢岩岩株, 但其成矿流体温度较低、盐度最低, 暗示岩浆流体的直接贡献有限, 大气降水在流体中占据了主导地位。

4.1.2　*石英微量元素对流体性质的制约*

石英中微量元素的含量受结晶时温度、pH、流体组成等因素控制(Rusk et al., 2008), 可作为流体包裹体测温数据的独立印证。3 个矿床主成矿阶段石英 Ti 含量均极低(平均 0.45×10^{-6}～1.56×10^{-6}), 与流体包裹体测温结果(均<230 ℃)一致, 均指示低温结晶环境(Rusk et al., 2008)。

实验研究表明, 在 200 ℃ 时, pH 值从 3.5 降至 1.5, Al 的溶解度可提高 6 个数量级(Rusk et al., 2008)。因此, 热液石英中高 Al 含量指示其结晶时流体酸性较强。3 个矿床石英中 Al 与 Li 呈正相关(图 11), 指示 Al^{3+}主要通过电荷补偿机制替代 Si^{4+}, 替代关系为 $Al^{3+}+(Li^{+},Na^{+},K^{+},H^{+})\rightarrow Si^{4+}$(Müller et al., 2002)。硝尔库勒和黄羊岭锑矿主成矿阶段 Al 含量均高于各自早阶段: 硝尔库勒从 $1\,844\times10^{-6}$ 升至 $3\,337\times10^{-6}$, 黄羊岭从 $2\,405\times10^{-6}$ 升至 $3\,794\times10^{-6}$, 指示辉锑矿沉淀与流体酸性增强密切相关。黄羊岭以最高的 Al 含量($3\,794\times10^{-6}$)指示其成矿流体酸性最强; 红山顶 Al 含量(267×10^{-6})较前两者低一个数量级以上, 指示其流体酸性最弱。

硝尔库勒和黄羊岭锑矿均显示成矿阶段石英 Sb 含量较早期显著升高, 硝尔库勒从 42.91×10^{-6} 升至 139.34×10^{-6}, 黄羊岭从 0.41×10^{-6} 升至 52.96×10^{-6}(表 2), 表明成矿晚期流体中 Sb 已达过饱和, 导致辉锑矿与石英同步沉淀。值得注意的是, 红山顶主成矿阶段 Sb 含量(139.25×10^{-6})与硝尔库勒(139.34×10^{-6})几乎相等, 但其 Al 含量却低一个数量级以上, 指示红山顶流体中锑的过饱和度并非由强酸性驱动, 暗示其沉淀机制可能以降温为主。这一推论与 Williams-Jones et al.(1997)关于辉锑矿溶解度在低温条件下急剧降低的实验结论吻合。

4.1.3　*矿集区内不同矿床流体演化的差异性*

3 个矿床在流体性质上具有共性, 均属中–低温、低盐度的 H_2O-NaCl 体系, 这源于它们产出于统一的区域地质背景。矿体赋存于东昆仑造山带西段巴颜喀拉地块西北缘的中二叠统黄羊岭组, 均受晚三叠世碰撞后伸展背景下的区域热事件驱动。然而, 3 个矿床在均一温度(黄羊岭 195 ℃＞硝尔库勒 177 ℃≈红山顶 180 ℃)、成矿深度(黄羊岭 1.9 km＞硝尔库勒 1.5 km≈红山顶 1.6 km), 以及石英中 Al 含量(黄羊岭 $3\,794\times10^{-6}$＞硝尔库勒 $3\,337\times10^{-6}$＞红山顶 267×10^{-6})、Li 含

量(黄羊岭 492×10^{-6} > 硝尔库勒 296×10^{-6} > 红山顶 4.9×10^{-6})等方面表现出系统递变规律。

然而,这一递变规律并不能简单地归因于同一成矿系统的垂向分带。三者在矿集区内空间上彼此相距十余千米(图 1),分别受区域 NE–NNE 向不同次级断裂控制,矿体产出位置、产状和规模均具独立性,缺乏同一成矿系统应有的连续矿化或蚀变分带过渡。上述差异更可能反映了矿集区内不同断裂系统在垂向切割深度和热源距离上的差异。黄羊岭矿区断裂系统切割更深,更接近深部热源,因此记录了最高的成矿温度和最强的流体酸性;红山顶矿区断裂系统剥蚀程度较低、远离热驱动中心,故成矿温度较低、流体酸性最弱;硝尔库勒则介于二者之间。由此可见,在同一个矿集区内,区域统一的构造–热事件赋予各矿床相似的流体类型和演化趋势,而不同断裂系统在空间位置、切割深度和热源距离上的差异,则进一步决定了各矿床在温度、深度、酸碱度和成矿效率上的差异性。

4.2 成矿物质来源

硫同位素组成是示踪成矿物质来源的重要指标,但辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值不能直接等同于成矿流体的总硫组成,需综合考虑硫的初始来源、成矿流体的氧逸度及演化过程。

本次研究的硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床辉锑矿原位 $\delta^{34}S$ 值变化范围较大,其中黄羊岭锑矿集中在–4‰左右,红山顶约为–2‰,硝尔库勒介于–1.03‰～4.88‰(多数为低正值)。这种以负值或低正值为主的硫同位素组成,暗示成矿硫的主体可能来自沉积地层。黄羊岭组为一套海相陆源碎屑沉积建造,主要由砂岩、粉砂岩及泥质岩组成,局部夹凝灰质组分和含化石碳酸盐岩透镜体,其中暗色细碎屑岩较为常见(唐名鹰等, 2023),指示其沉积于古特提斯洋北缘的弧前/残留洋盆地(姜春发等, 1992; Dong et al., 2018)。该组沉积于中二叠世晚期(～252 Ma; Qi et al., 2025),当时全球海洋硫酸盐 $\delta^{34}S$ 值为+10‰～+12‰(Strauss, 2004)。在沉积–早成岩阶段,海水硫酸盐在有机质参与下发生细菌硫酸盐还原作用(BSR,一般为 0～80 ℃),生成 ^{32}S 富集的硫化物并固定于沉积地层中,为后期热液成矿提供了还原硫库。BSR 的硫同位素分馏幅度受有机底物性质、还原菌种属、体系开放程度及硫酸盐供给等因素联合制约,介于 16‰～40‰(Machel, 2001; Canfield, 2001),因此其产物并不必然全部表现为显著负值。此外,约 120 ℃ 以上的热化学硫酸盐还原(TSR)亦可产生分馏(通常<20‰),但 TSR 的有效发生还受流体组成和反应物供给等条件制约(Cai et al., 2022),本区成矿温度(177～195 ℃)具备 TSR 发生的热条件。这些不同成因硫化物被晚三叠世热液活化、混合后,叠加了局部流体氧逸度变化及岩浆硫的混入,最终使辉锑矿 $\delta^{34}S$ 呈现出以负值至低正值为主的分布特征。尽管目前尚无黄羊岭组硫化物的硫同位素测定数据,但区域地球化学资料表明黄羊岭组本身就是区域锑矿化的直接“矿源层”,该地层富集 Sb、Hg、As 等元素,其碎屑岩中 Sb 含量为背景值的数十倍至上百倍(胡建卫等, 2004),区内十余处锑矿床(点)均无一例外地产出于该层位中。综合上述特征,认为黄羊岭组中的沉积硫化物应为成矿硫的重要初始来源。

然而,仅凭地层硫的来源尚不足以解释不同矿床之间 $\delta^{34}S$ 的差异,成矿流体的氧化还原条件同样对硫同位素组成具有重要制约。在相对氧化的流体中,硫主要以 SO_4^{2-} 形式运移,当其被还原为 H_2S 并进一步沉淀为辉锑矿时,^{32}S 优先进入硫化物,使辉锑矿 $\delta^{34}S$ 偏负。不同矿床的矿物组合记录了流体氧化还原状态的差异:硝尔库勒锑矿发育重晶石(张占武等, 2012),指示氧化环境;黄羊岭锑矿产有黑钨矿、白钨矿和辉铁锑矿,同样指示其成矿流体具有较高的氧逸度;而红山顶矿床矿物组合最为简单,未见此类氧化性矿物。高氧逸度条件下,氧化性 SO_4^{2-} 与还原性 H_2S/HS^- 的同位素分馏,可导致沉淀的辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值偏离初始流体总硫组成。因此,黄羊岭和红山顶辉锑矿的负值特征,以及硝尔库勒部分样品的低负值,可能部分归因于流体氧化还原状态对硫同位素分馏的调制作用,而非仅由硫源本身的差异所致。

区域上,卧龙岗北金锑矿区出露约 223 Ma 的晚三叠世二长花岗斑岩与花岗闪长斑岩,红山顶矿区北部亦见约 222 Ma 的石榴闪长玢岩岩株,均形成于碰撞后伸展背景,为成矿提供了必要的热驱动力。但岩体的发育与 $\delta^{34}S$ 值之间并非简单对应:红山顶锑矿虽发育同期岩体,其 $\delta^{34}S$ 却以负值为特征(−2.75‰～−0.74‰),暗示岩浆硫的直接贡献有限,成矿硫可能仍以活化地层硫为主;硝尔库勒锑矿虽未见岩体出露,其 $\delta^{34}S$ 值(−1.03‰～4.88‰)却整体落入岩浆硫范围(−3‰～+7‰, Ohmoto et al., 1979),且以低正值为特征,最可能反映了深部岩浆硫与活化地层硫的混合。该矿床成矿流体中岩浆水的参与已有氢氧同位素证据

(龚晨洛等, 2025), 进一步支持了这一混合来源的认识。已报道的卧龙岗锑矿 $\delta^{34}S$ 变化较大(−6.7‰～5.7‰; 张有军, 2016), 同样显示了岩浆硫与地层硫混合的特征。

值得注意的是, 在黄羊岭–卧龙岗矿集区东南侧的白戈壁–贝山一带(图 1b), 辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值展现出更强的空间分异(−7.53‰～3.29‰, 连政等, 2025)。白戈壁矿床的 $\delta^{34}S$ 值趋近于零(均值为−0.94‰), 代表了深源流体(或多种来源硫)经充分均一化混合后的结果; 贝山矿床极低的负值(均值为−7.15‰), 指示了还原环境下地层沉积硫化物的直接萃取; 而其北侧紧密相邻的贝山北矿床却呈现正异常(均值为+2.24‰), 可能反映了局部岩浆硫的混入。这种邻近矿区间悬殊的同位素差异, 表明该区域在统一的地层硫背景之上, 叠加了局部流体氧逸度及岩浆–热液混合程度不均一等复杂演化过程。

综合上述分析, 东昆仑西段锑矿床的硫同位素特征表明硫的主体来源应为赋矿地层黄羊岭组, 地层中的硫酸盐或先存沉积硫化物在成矿热液作用下被活化、萃取, 并随流体运移至构造有利部位沉淀成矿。晚三叠世岩浆活动为该过程提供了热驱动力, 并可能在局部参与了流体与硫的再分配, 但成矿物质的主体仍具明显的地层继承性。

4.3　成矿机制与矿床成因

前文已分别厘定了成矿流体的性质、演化趋势及成矿物质来源, 笔者在此基础上着重探讨 Sb 迁移与沉淀的主控因素, 并结合成矿时代约束, 进一步厘定矿床的成因类型与成矿过程。

4.3.1　Sb 迁移与沉淀的主控因素

实验研究表明, 热液中的 Sb 主要以三价硫络合物($HSb_2S_4^-$、$Sb_2S_4^{2-}$)形式迁移, 温度、pH、压力和硫逸度的变化均可改变其稳定性, 进而控制辉锑矿沉淀(Krupp, 1988; Williams-Jones et al., 1997; Olsen et al., 2019)。硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床的流体包裹体和石英微量元素特征表明, 成矿过程中均经历了流体上升、降温和大气降水混入, 但触发 Sb 过饱和的主导机制存在差异。

降温是上述矿床 Sb 沉淀的共同基础。3 个矿床主成矿阶段均一温度集中于 180～200 ℃, 从早阶段至晚阶段持续降低, 使 Sb 络合物稳定性下降、辉锑矿溶解度降低(Krupp, 1988; Olsen et al., 2019)。以湖南锡矿山为代表的典型锑矿床研究亦表明, 冷却可显著降低含锑硫络合物的溶解度, 是触发辉锑矿沉淀的关键因素(Yu et al., 2023)。红山顶是这一机制的最典型代表: 其主成矿阶段石英 Ti 含量最低, 指示较低的结晶温度; 其石英具有高 Sb、低 Al 的特征, 暗示流体酸化作用有限。此外, 该矿床流体包裹体类型单一, 未见富气相与富液相共存的沸腾组合, 排除了减压沸腾作为主要沉淀机制的可能。因此, 红山顶辉锑矿的沉淀主要受大气降水混合与持续降温控制。

与红山顶不同, 硝尔库勒和黄羊岭的辉锑矿沉淀受多种机制联合控制。减压沸腾是这两个矿床快速沉淀的重要触发机制: 其石英–辉锑矿阶段均发育富气相与富液相包裹体共存的组合, 指示含矿流体上升至中浅部后发生了减压沸腾。气液分离导致 H_2S 等挥发组分逸失, 引起流体温度、pH 及还原硫活度快速变化, 破坏 Sb 络合物稳定性, 促使辉锑矿集中沉淀(Yu et al., 2023)。此外, 流体酸化是这两个矿床 Sb 沉淀的另一协同因素。主成矿阶段石英 Al 含量较早期显著升高(硝尔库勒: $1\,844\times10^{-6}\rightarrow3\,337\times10^{-6}$; 黄羊岭: $2\,405\times10^{-6}\rightarrow3\,794\times10^{-6}$), Al 与 Li 的正相关指示 Al^{3+}替代 Si^{4+}后由 Li^+等电荷补偿(Müller et al., 2002), 高 Al 含量反映结晶时流体酸性增强(Rusk et al., 2008)。在含硫热液中, pH 降低可削弱 Sb–硫络合物稳定性并降低 Sb 搬运能力, 从而促进辉锑矿沉淀(Williams-Jones et al., 1997)。黄羊岭锑矿主成矿阶段石英的 Al、Li 含量最高, 酸化贡献最明显, 硝尔库勒次之, 红山顶则最弱。

此外, 大气降水混合及流体–围岩反应进一步促进了 Sb 过饱和。深循环大气降水在流经富 Sb 的黄羊岭组时, 萃取地层中的 Sb 和 S 组分, 上升过程中持续混入的大气降水导致温度降低, 同时改变 pH 和硫活度, 共同推动辉锑矿沉淀。类似的深源流体与大气降水混合触发 Sb 沉淀的过程, 在华南板溪锑矿床中也有报道(Li et al., 2018; Fu et al., 2022)。

综上所述, 3 个矿床不属于由浅成侵入体直接提供成矿流体的岩浆热液型矿床, 也不宜解释为同一岩浆热液中心的远端分带产物, 其成因类型应归属为: 由区域岩浆–构造热事件驱动、以黄羊岭组为主要物源、受断裂控制的中–低温热液脉型锑矿床。

4.3.2　成矿时代与成矿过程

Qi et al.(2025)对黄羊岭组砂岩进行了碎屑锆石和方解石胶结物 U-Pb 年代学分析, 测得该组最年轻一组碎屑锆石的加权平均年龄为(255.3±3.6)Ma, 方解石胶结物 U-Pb 年龄为(253.2±21.1)Ma, 将黄羊岭组沉

积时代限定为～252 Ma; 获得硝尔库勒矿区含矿石英脉中的热液锆石$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(211.1±2.8) Ma, 被解释为热液蚀变和锑成矿作用的时代。该年龄与区域晚三叠世岩浆–构造热事件的时间高度吻合, 指示巴颜喀拉地块西北缘大规模锑成矿作用主要形成于晚三叠世陆内伸展构造环境。

晚三叠世, 东昆仑造山带西段在古特提斯洋闭合及陆陆碰撞之后, 逐渐进入后碰撞–陆内伸展阶段。岩石圈伸展减薄、软流圈物质上涌及相伴的岩浆活动, 在区域内形成了显著的热异常。卧龙岗北出露的约 223 Ma 二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩和红山顶北部约 222 Ma 石榴闪长玢岩岩株, 均是这一期构造–岩浆事件的直接产物。深部岩浆活动主要为区域热液循环提供热量, 并可能在局部贡献了少量岩浆流体和岩浆硫, 但同期岩体的空间分布与锑矿体并不完全对应, 表明岩浆并非该区域成矿物质的唯一或主要来源。

在区域热异常驱动下, 大气降水沿区域性深切断裂下渗, 并形成较大规模的地下水对流循环。下渗流体在深部受热后, 局部与岩浆流体或其他深源流体混合, 随后流经中二叠统黄羊岭组碎屑岩。该地层富含 Sb、As、Hg 等成矿元素, 区域上的 Sb 地球化学异常带与黄羊岭组的出露范围基本吻合(胡建卫等, 2006); 且该地层局部 Sb 含量可达 11×10^{-6}, 远高于大陆地壳平均值(0.2×10^{-6}), 表明黄羊岭组具备为区域锑成矿提供物源的条件(Qi et al., 2025)。深循环热液在穿过黄羊岭组时, 通过加热、溶解、硫化物分解及流体–围岩反应等过程, 活化和萃取地层中的 Sb、Hg、As 及硫组分, 使流体逐渐演化为富 Sb、富 S 的成矿流体。成矿硫总体继承黄羊岭组沉积硫酸盐或沉积硫化物的同位素组成, 局部叠加了岩浆硫贡献, 由此导致不同矿床之间辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值呈现出一定的差异。

上述含矿流体随后沿区域 NE–NNE 向断裂及其次级裂隙向上运移, 并在浅部有利构造部位卸载成矿(图 13)。然而, 不同矿床因断裂系统的切割深度、导流能力及与深部热源的距离存在差异, 各自的热液系统在温度、压力和化学组成上显示出系统性的区别, 从而决定了各矿床在流体酸度、成矿温度及矿化效率上的不同表现。当含矿流体最终上升至中浅部构造扩容带时, 温度与压力的降低引发了 Sb 络合物的失稳和辉锑矿的沉淀, 硝尔库勒和黄羊岭以减压沸腾和流体酸化为主导, 红山顶则以大气降水混合与持续冷却为主控因素。随着热液系统进一步冷却和稀释, 流体中的 Sb 逐渐消耗殆尽, 热液活动进入石英-方解石等成矿后阶段, 锑矿化作用随之终止。

4.4 国内外锑成矿作用对比

全球大型锑矿床多形成于造山作用晚期或碰撞后的构造转换阶段, 矿体通常受区域断裂、剪切带及其次级扩容裂隙控制, 主要以石英–辉锑矿脉为主。尽管不同成矿带的热源和矿质来源存在差异, 但富 Sb 沉积地层或变质基底提供成矿物质、区域构造–岩浆事件提供热驱动力、断裂系统控制流体运移, 以及降温、减压沸腾、流体混合和水岩反应触发辉锑矿沉淀, 是国内外多数锑矿床的共同特征(Yang et al., 2009; Zhai et al., 2014; Yan et al., 2022; Qiu et al., 2024)。东昆

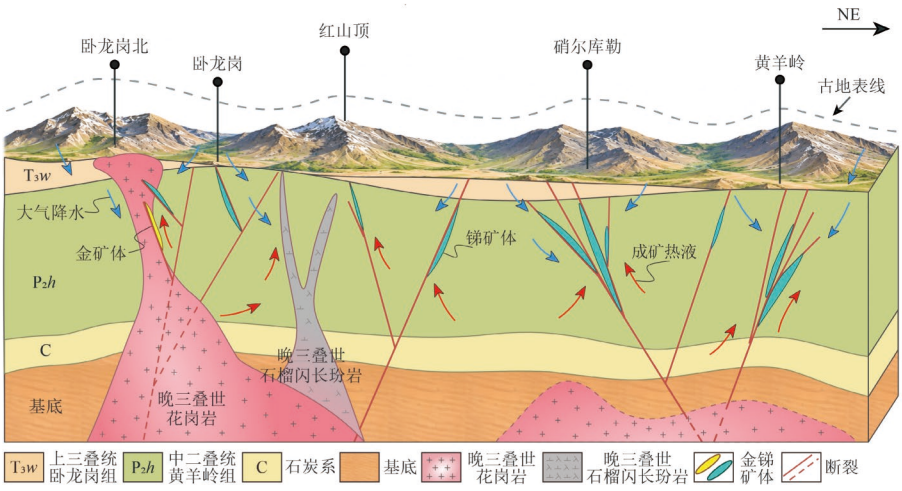


图13 东昆仑造山带西段黄羊岭–卧龙岗矿集区锑成矿模式示意图

Fig. 13 Schematic diagram of the metallogenic model of Sb deposits in the Huangyangling-Wolonggang ore concentration area, western segment of the Eastern Kunlun Orogenic Belt

仑西段锑矿床在具备上述共性的同时, 也表现出独特的区域成矿特色。

4.4.1　国内外典型锑成矿带特征

华南地区是全球最重要的锑成矿区之一, 发育锡矿山、板溪和沃溪等大型–超大型锑及锑多金属矿床。区域锑成矿主要集中于晚侏罗世—早白垩世, 其中南部矿床形成于 165～140 Ma, 而中北部锡矿山、板溪和沃溪等矿床主要形成于 130～120 Ma, 整体与燕山期岩石圈伸展减薄及岩浆活动峰期耦合(Yan et al., 2022)。伸展–岩浆热事件为深部流体循环和矿质活化迁移提供了热源, 区域深大断裂及次级派生断裂成为高效的流体运移与矿质沉淀通道。矿石矿物以辉锑矿为主(锡矿山、板溪), 沃溪则伴生白钨矿和自然金。成矿流体总体为中低温(140 ～250 ℃)、低盐度(0.2%NaCl eq.～10% NaCl eq.)体系(Yan et al., 2022)。在硫同位素组成上, 锡矿山和板溪辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值分别为+6.8‰～+10.2‰和+5.5‰～+6.5‰, 硫主要来自沉积–变质基底; 沃溪辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值为−4.2‰～+0.1‰, 反映深源流体和地层流体共同参与成矿(Zhou et al., 2023)。

西秦岭成矿带以共伴生型金–锑和独立锑矿产出, 矿床成因存在造山型(Qiu et al., 2020, 2024; Yu et al., 2026)、岩浆热液型(李建威等, 2019; Sui et al., 2020)和卡林–类卡林型(Liu et al., 2015; Weng et al., 2024)多种认识, 前两者分别以早子沟超大型和录斗艘大型金–锑矿床最具代表性。早子沟造山型矿床发育晚三叠世和早白垩世两期成矿作用: 早期石英–金–辉锑矿脉及浸染状矿化受 NEE 向左行的陡倾脆–韧性断层控制, 与三叠纪碰撞走滑作用有关; 晚期叠加的早白垩世石英–辉锑矿脉受缓倾正断层控制, 代表区域由挤压向伸展转换后的再次成矿(Qiu et al., 2024)。录斗艘矿床则为典型的岩浆热液型金–锑矿床, 矿体产于德乌鲁岩体内部, 受断裂构造控制明显。矿石类型与矿物组合方面, 早子沟成矿早期以浸染状及少量石英–辉锑矿脉型矿化为特征, 具黄铁矿+毒砂+自然金+绢云母+绿泥石±铁白云石±磷灰石±榍石组合, 晚期发育辉锑矿+石英+白云石+自然金±磷灰石±黄铜矿组合(于皓丞, 2022); 录斗艘则以石英–电气石–硫化物脉型、浸染状电气石化蚀变岩型和石英–辉锑矿型矿化为特征。成矿流体来源方面, 诸多学者基于同位素示踪及流体包裹体研究, 提出西秦岭 Au-Sb 矿床的成矿热液来源于变质或深源(Yu et al., 2019; Qiu et al., 2020)和岩浆流体(李建威等, 2019)等观点。尽管如此, 不同成因类型的金–锑矿床在锑沉淀过程方面尚存在显著差异, 早子沟造山型矿床以流体不混溶驱动的冷却为主控因素, 而录斗艘岩浆热液型则主要受岩浆流体与大气降水混合引起的冷却控制(Zhang et al., 2026)。

藏南锑矿床主要分布于北喜马拉雅成矿带, 包括扎西康、柯月、沙拉岗和阿布那布等金–锑及锑多金属矿床。该区域矿化主要形成于中新世碰撞后伸展阶段, 与藏南拆离系活动、穹隆伸展及淡色花岗岩侵位有关(Yang et al., 2009)。其中, 扎西康矿床作为该带内规模最大、研究程度最高的矿床, 矿石物质成分复杂, 金属矿物主要有闪锌矿、方铅矿、辉锑铅矿、硫锑铅矿、辉锑矿, 以及少量黄铜矿、车轮矿、银黝铜矿、硫锑铅银矿、方锑矿等(朱黎宽等, 2012; 李关清等, 2014)。该矿床经历了多期热液叠加, 成矿时代为(19.3±1.1)Ma 和(9.0±1.9)Ma(Wang et al., 2019), 成矿流体均一温度为 184～329 ℃, 盐度为 2.07% NaCl eq.～12.05% NaCl eq.(朱黎宽等, 2012; Wang et al., 2019)。早、晚阶段硫化物 $\delta^{34}S$ 值分别为+7.8‰～+12.2‰和+4.5‰～+11.3‰, 指示早期沉积硫或海相硫酸盐还原产物被重新活化, 并叠加了深源或岩浆硫的输入(Wang et al., 2021)。

北美锑矿床主要分布于科迪勒拉和阿巴拉契亚造山带。其中, Stibnite-Yellow Pine 矿集区经历了多期次热液叠加, 不同阶段矿物组合变化显著, 早期为石英–黄铁矿–辉钼矿脉, 中期以白钨矿化为主, 晚期形成含冰长石的金–银脉(Gillerman et al., 2024; Wintzer et al., 2025)。白钨矿 U-Pb 年代学结果显示, 早期钨矿化形成于(60.0±2.8)～(57.0±1.1)Ma, 晚期锑矿化形成于(47.4±1.1)Ma, 表明钨和锑矿化分别对应不同阶段的热液活动(Wintzer et al., 2025)。辉锑矿阶段流体包裹体均一温度为 150～189 ℃, 成矿压力为 5～12 bar, 指示锑矿化形成于低温浅部热液环境(Marsh et al., 2025)。Lake George 矿床同样记录了多期岩浆–热液演化过程(Scratch et al., 1984; Lentz et al., 2020), 与晚期石英–辉锑矿脉相关的流体均一温度为 180～350 ℃(Yang et al., 2004)。

4.4.2　东昆仑西段锑成矿的共性与区域特性

与上述成矿带相比, 东昆仑西段锑矿床兼具造山带热液脉型矿床的共性特征与鲜明的区域特性。在共性方面, 其成矿与造山晚期–碰撞后构造转换有关, 区域应力松弛和断裂重新活化为流体运移提供了通道。富 Sb 沉积地层(黄羊岭组)是重要的矿质来源,

断裂系统既是流体通道也是矿体定位空间。降温是辉锑矿沉淀的共同基础，减压沸腾、流体混合和酸化则是重要的触发因素。其区域特性主要表现为以下4个方面。

(1)赋矿层位与成矿物质来源具有较强专属性。区域绝大多数锑矿床均赋存于黄羊岭组，且该地层明显富集Sb、Hg和As，表明地层预富集是区域锑成矿的重要物质基础。辉锑矿$\delta^{34}S$分别以低正值或负值为主(黄羊岭约为−4‰，红山顶约为−2‰，硝尔库勒为−1.03‰～+4.88‰)，反映黄羊岭组沉积硫化物或硫酸盐还原产物被热液活化，局部叠加岩浆硫混入及硫同位素分馏的影响。

(2)成岩成矿时代主要集中于晚三叠世。Qi et al.(2025)获得硝尔库勒矿区含矿石英脉中热液锆石U-Pb年龄为(211.1±2.8)Ma，直接限定了锑的主成矿时代；区域上约223～222 Ma的岩浆活动(如卧龙岗北、红山顶等地区的中酸性岩体)则为成矿提供了热驱动力。成岩成矿时代虽略有先后，但同属晚三叠世构造–岩浆序列。相比华南晚侏罗世—早白垩世、藏南中新世和北美古新世—始新世锑矿化，东昆仑西段成矿时代明显偏早；其与西秦岭晚三叠世金–锑成矿事件时代相近，但未记录早白垩世的叠加改造。

(3)成矿流体具有低温、低盐度、浅成和大气降水主导特征。3个矿床主成矿阶段温度为180～200 ℃，成矿深度为1.5～1.9 km，与北美Stibnite-Yellow Pine矿集区辉锑矿阶段成矿温度相当，低于加拿大Lake George矿床与辉锑矿相关的晚期流体温度以及部分侵入岩相关金–锑–钨矿床。硝尔库勒和黄羊岭辉锑矿沉淀主要受减压沸腾、降温和酸化共同控制，红山顶则主要受大气降水混合和持续降温控制，说明不同断裂系统的切割深度和压力释放条件决定了具体的Sb沉淀方式。

(4)矿物组合较简单，热源与矿源相对分离。与藏南Sb-Pb-Zn-Ag复杂硫盐矿物及北美Au-Sb-W-Hg多金属矿化相比，东昆仑西段锑矿床以石英–辉锑矿脉为主，局部见少量黄铁矿、毒砂及重晶石，Au、W及Pb-Zn-Ag伴生矿化较弱。这种简单的矿物组成可能与其岩浆热液贡献有限相关：晚三叠世岩浆活动主要为大气降水循环和地层物质活化提供热驱动力，成矿物质锑和大部分硫主要来自黄羊岭组，仅在局部有少量岩浆流体和硫加入。尽管卧龙岗北金锑矿床显示有较明显的岩浆热液参与，但区域上多数矿床仍以地层物质来源为主，总体上限制了多金属组分的带入和复杂矿物种类的发育。

综上所述，东昆仑西段锑矿床既具有造山带锑矿床共有的构造转换背景、富Sb地层供源、断裂控矿和降温沉淀等特征，又以晚三叠世成矿时代集中、黄羊岭组层位专属性强、成矿流体低温低盐度及矿物组合简单为特色，可归为晚三叠世陆内伸展背景下由区域岩浆–构造热事件驱动、地层活化的中低温热液脉型锑矿床。这些认识对进一步找矿具有一定参考意义。东昆仑西段锑成矿受“地层–构造–热驱动”三重因素联合控制，矿化类型和强度随距热源中心的距离呈现规律性变化：靠近晚三叠世中酸性侵入体的卧龙岗北矿区发育金锑共生矿化，向外过渡为独立的锑矿化(如硝尔库勒、黄羊岭)，再向外则可能出现锑汞矿化组合。因此，NE–NNE向深切断裂与黄羊岭组的叠合部位，尤其是晚三叠世中酸性侵入体外围，是寻找金锑共生和独立锑矿化的重点区域。

5 结论

(1)硝尔库勒、黄羊岭和红山顶锑矿床均赋存于中二叠统黄羊岭组碎屑岩中，矿体受NE–NNE向次级断裂控制，属热液脉型矿床。矿物组合上，硝尔库勒以石英–辉锑矿为主，黄羊岭伴生黑钨矿、白钨矿及硫铁锑矿，红山顶矿物组合最为简单。

(2)3个矿床的成矿流体均属中–低温(152～229 ℃)、低盐度(0.4% NaCl eq.～7.3% NaCl eq.)的H_2O-NaCl体系。降温是辉锑矿沉淀的共同驱动因素，其中硝尔库勒和黄羊岭主要受减压沸腾、流体酸化和锑过饱和协同控制；红山顶则以持续降温与大气降水混合为主。

(3)东昆仑西段锑成矿受“地层供源–构造导矿–深部热驱动”联合控制。成矿硫主要来源于黄羊岭组，局部叠加岩浆硫；晚三叠世碰撞后-陆内伸展背景下的岩浆–构造热事件为大气降水深循环和地层物质活化提供了热动力。找矿应重点关注晚三叠世中酸性侵入体外围、NE–NNE向深切断裂与黄羊岭组有利层位的叠合部位。

致谢：本研究得到了新疆维吾尔自治区人民政府国家三〇五项目办公室马华东、朱炳玉、邱林等的大力支持，室内测试分析工作得到了中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室王佳琳、成都理工大学张英帅、中国地质科学院矿产资

源研究所段超的帮助，中国地质调查局西安矿产资源调查中心葛战林在区域成矿对比研究过程中参与了讨论并提出了宝贵意见，在此一并致以诚挚谢意。

利益冲突声明(Conflict of Interests):

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献(References):

龚晨洛, 严冰. 新疆硝尔库勒锑矿流体包裹体和同位素研究 [C]. 第十一届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会论文摘要集, 2025, 284.

顾雪祥, 章永梅, 赵钰, 等. 东昆仑造山带构造-岩浆活动与金成矿作用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2026, 45(4): 1233−1262.

GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, ZHAO Yu, et al. Tectonomagmatism and gold mineralization in the East Kunlun orogenic belt, northwestern China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2026, 45(4): 1233−1262.

胡建卫, 张维洲, 杨万志. 新疆西昆仑尼雅河地区锑矿地球化学特征及找矿前景[J]. 资源调查与环境, 2004, 25(1): 64−71.

HU Jianwei, ZHANG Weizhou, YANG Wanzhi. Prospecting potentiality of antimony in Niya River region of West Kunlun Mountain, Xinjiang[J]. Resources Survey & Environment, 2004, 25(1): 64−71.

胡建卫, 郑启平. 新疆东昆仑锑富集特征及找矿前景分析[J]. 吉林大学学报 (地球科学版), 2006, 36(1): 38−43.

HU Jianwei, ZHENG Qiping. Study on Sb enrichment and exploration potential for Sb deposits in East Kunlun Mountain, Xinjiang[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2006, 36(1): 38−43.

姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造 (中华人民共和国地质矿产部地质专报)[M]. 北京: 地质出版社, 1992.

李关清, 顾雪祥, 程文斌, 等. 藏南扎西康锑硫盐多金属矿床成矿物质来源分析: 兼论北喜马拉雅成矿带主要矿床矿质来源的差异性[J]. 地学前缘, 2014, 21(5): 90−104.

LI Guanqing, GU Xuexiang, CHENG Wenbin, et al. Analysis of ore-forming material sources of the Zhaxikang Sb-sulfosalt polymetallic deposit in southern Tibet: Also on the differences of ore sources of main deposits in the North Himalayan metallogenic belt[J]. Earth Science Frontiers, 2014, 21(5): 90−104.

李建威, 隋吉祥, 靳晓野, 等. 西秦岭夏河—合作地区与还原性侵入岩有关的金成矿系统及其动力学背景和勘查意义[J]. 地学前缘, 2019, 26(5): 17−32.

LI Jianwei, SUI Jixiang, JIN Xiaoye, et al. The intrusion-related gold deposits in the Xiahe-Hezuo district, West Qinling Orogen: geodynamic setting and exploration potential[J]. Earth Science Frontiers, 2019, 26(5): 17−32.

连政, 刘兵, 韩建华, 等. 新疆东昆仑白戈壁锑矿地质特征及成因分析[J]. 新疆地质, 2025, 43(2): 238−244.

LIAN Zheng, LIU Bing, HAN Jianhua, et al. Geological characteristics and genesis analysis of antimony Deposit in Baigebi, Eastern Kunlun, Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 2025, 43(2): 238−244.

唐名鹰, 张宇, 崔霄峰, 等. 新疆西昆仑独尖山地区黄羊岭组碎屑锆石 U-Pb 年龄及其对特提斯洋构造演化的指示[J]. 地质通报, 2023, 42(1): 122−135.

TANG Mingying, ZHANG Yu, CUI Xiaofeng, et al. Detrital zircon U-Pb age of Huangyangling Formationin Dujianshan area from West Kunlun, Xinjiang: implications for tectonic evolution of Tethyan Ocean[J]. Geological Bulletin of China, 2023, 42(1): 122−135.

王永磊, 王登红, 王岩, 等. 中国矿产地质志·锑矿卷 [M]. 北京: 地质出版社, 2022.

闫磊, 杨永锋, 张为民, 等. 新疆民丰县卧龙岗-黄羊岭锑成矿带找矿潜力[J]. 地质通报, 2016, 35(9): 1536−1543.

YAN Lei, YANG Yongfeng, ZHANG Weimin, et al. Prospecting potential analysis of the Huangyangling-Wolonggang antimony metallogenic belt in Minfeng County, Xinjiang[J]. Geological Bulletin of China, 2016, 35(9): 1536−1543.

杨屹, 陈宣华, 靳红, 等. 新疆东昆仑黄羊岭锑矿床地质特征及成矿规律[J]. 新疆地质, 2006, 24(3): 261−266.

YANG Yi, CHEN Xuanhua, JIN Hong, et al. Geological Characteristics and Mineralization of Huang-Yang-Lin Antimony Deposit in the East Xinjiang Kunlun Area[J]. Xinjiang Geology, 2006, 24(3): 261−266.

殷鸿福, 张克信. 东昆仑造山带的一些特点[J]. 地球科学, 1997, 22(4): 339−342.

YIN Hongfu, ZHANG Kexin. Characteristics of the Eastern Kunlun Orogenic Belt[J]. Earth Science, 1997, 22(4): 339−342.

于皓丞. 西秦岭早子沟造山型金锑成矿系统 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2022.

YU Haocheng. Mineral System of the Zaozigou Au-Sb Deposit, West Qinling Orogen[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2022.

张文峰, 刘玉梅, 张占武, 等. 新疆西昆仑硝尔库勒大型锑矿的发现及其意义[J]. 地质与勘探, 2017, 53(1): 12−22.

ZHANG Wenfeng, LIU Yumei, ZHANG Zhanwu, et al. Discovery and Significance of the Xiaoerkule Large-Sized Sb Deposit in West Kunlun, Xinjiang[J]. Geology and Exploration, 2017, 53(1): 12−22.

张有军. 昆仑造山带卧龙岗锑矿地质特征及成因探讨 [D]. 桂

林: 桂林理工大学, 2016.

ZHANG Youjun. Geological characteristics and genesis of the Wolonggang antimony deposit in the Kunlun Orogen, China[D]. Guilin: Guilin University of Technology, 2016.

张占武, 闫磊, 吴亚恒, 等. 新疆民丰县硝尔库勒锑矿床地质特征及找矿前景[J]. 西北地质, 2012, 45(S1): 173−176.

ZHANG Zhanwu, YAN Lei, WU Yaheng, et al. Geological characteristics and prospecting potential of the Xiaoerkule antimony deposit in Minfeng County, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2012, 45(S1): 173−176.

郑国平, 马海军, 杨屹, 等. 新疆民丰县黄羊岭锑矿普查报告[R]. 新疆地矿局第一区域地质调查大队, 2004.

朱黎宽, 顾雪祥, 李关清, 等. 藏南扎西康铅锌锑多金属矿床流体包裹体研究及地质意义[J]. 现代地质, 2012, 26(3): 453−463.

ZHU Likuan, GU Xuexiang, LI Guanqing, et al. Fluid inclusion study and geological significance of the Zhaxikang Pb-Zn-Sb polymetallic deposit in southern Tibet[J]. Geoscience, 2012, 26(3): 453−463.

Bodnar R J. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids[J]. Economic Geology, 1983, 78(3): 535−542.

Canfield D E. Biogeochemistry of sulfur isotopes[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2001, 43(1): 607−636.

Cai C F, Li H X, Li K K, et al. Thermochemical sulfate reduction in sedimentary basins and beyond: A review[J]. Chemical Geology, 2022, 607: 121018.

Ding J H, Zhang Y, Ma Y B, et al. Metallogenic characteristics and resource potential of antimony in China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2021, 230: 106834.

Dong Y P, He D F, Sun S S, et al. Subduction and accretionary tectonics of the East Kunlun orogen, western segment of the Central China Orogenic System[J]. Earth-Science Reviews, 2018, 186: 231−261.

Fu S L, Wang T X, Yan J, et al. Formation of the Banxi Sb deposit in Eastern Yangtze Block: Evidence from individual fluid inclusion analyses, trace element chemistry, and He-Ar-S isotopes[J]. Ore Geology Reviews, 2022, 146: 104949.

Gillerman V S, Morgan L E, Hofstra A H, et al. Timing of Hydrothermal Alteration and Au-Sb-W Mineralization, Stibnite-Yellow Pine District, Idaho[J]. Economic Geology, 2024, 120(8): 1953−1988.

Krupp R E. Solubility of stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation, and equilibrium constants, from 25 to 350℃[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 3005−3015.

Lentz C, Thorne K, McFarlane C R M, et al. U-Pb, Ar-Ar, and Re-Os geochronological constraints on multiple magmatic-hydrothermal episodes at the Lake George Mine, central New Brunswick[J]. Minerals, 2020, 10(6): 566.

Li H, Wu Q H, Evans N J, et al. Geochemistry and geochronology of the Banxi Sb deposit: Implications for fluid origin and the evolution of Sb mineralization in central-western Hunan, South China[J]. Gondwana Research, 2018, 55: 112−134.

Li Y, Wang C H, Li Y B, et al. Ore genesis of the Tethyan Himalayan antimony polymetallic metallogenic belt: Constraints from isotope geochemistry[J]. Ore and Energy Resource Geology, 2023, 15: 100030.

Liu J J, Dai H Z, Zhai D G, et al. Geological and geochemical characteristics and formation mechanisms of the Zhaishang Carlin-like type gold deposit, western Qinling Mountains, China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 64: 273−298.

Machel H G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights[J]. Sedimentary Geology, 2001, 140: 143−175.

Marsh E, Bennett M, Hofstra A, et al. Geochemistry of quartz and fluid inclusions associated with gold, tungsten, and antimony in the Stibnite-Yellow Pine District, Idaho[J]. Economic Geology, 2025, 120(8): 2035−2061.

Moritz R, Baker T. Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt: From Mesozoic magmatic arcs to Cenozoic back-arc and postcollisional settings in Southeast Europe, Anatolia, and the Lesser Caucasus: An introduction[J]. Economic Geology, 2019, 114(7): 1227−1235.

Müller A, Kronz A, Breiter K. Trace elements and growth patterns in quartz: A fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesí Granite System, Krušné hory Mountains, Czech Republic[J]. Vestnik Ceskeho Geologickeho Ustavu, 2002, 77(2): 135−145.

Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon[M]//Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 1979: 509−567.

Olsen N J, Mountain B W, Seward T M. Antimony(III) speciation in hydrosulfide solutions from 70 to 400℃ and up to 300 bar[J]. ACS Earth and Space Chemistry, 2019, 3(6): 1058−1072.

Potter R W II, Clynne M A, Brown D L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions[J]. Economic Geology, 1978, 73(2): 284−285.

Qi N, Li Y X, Dong Y P, et al. Geochronology and provenance of the Huangyangling Formation in the East Kunlun orogen, NW China: Insight from detrital zircon and calcite cement records[J]. Geological Society of America Bulletin, 2025, 137(5−6): 2160−2172.

Qiu K F, Yu H C, Deng J, McIntire D, Gou Z Y, Geng J Z, Chang Z S, Zhu R, Li K N, Goldfarb R J. The giant Zaozigou Au-Sb deposit in West Qinling, China: magmatic- or metamorphic-hydrothermal origin?[J]. Mineralium Deposita, 2020, 55(2): 345−362.

Qiu K F, Deng J, Yu H C, et al. The Zaozigou orogenic gold-antimony deposit, West Qinling Orogen, China: Structural controls on multiple mineralization events[J]. Geological Society of America Bulletin, 2024, 136(9−10): 4218−4232.

Rusk B G, Lowers H A, Reed M H. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation[J]. Geology, 2008, 36(7): 547−550.

Scratch R B, Watson G P, Kerrich R, et al. Fracture-controlled antimony-quartz mineralization, Lake George deposit, New Brunswick: Mineralogy, geochemistry, alteration, and hydrothermal regimes[J]. Economic Geology, 1984, 79(5): 1159−1186.

Strauss H. 4 Ga of seawater evolution: Evidence from the sulfur isotopic composition of sulfate[J]. Geological Society of America Special Paper, 2004, 379: 195−205.

Sui J X, Li J W, Hofstra A H, et al. Genesis of the Zaozigou gold deposit, West Qinling orogen, China: Constraints from sulfide trace element and stable isotope geochemistry[J]. Ore Geology Reviews, 2020, 122: 103477.

Sun X, Zheng Y Y, Pirajno F, et al. Geology, S-Pb isotopes, and 40Ar/39Ar geochronology of the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag deposit in Southern Tibet: Implications for multiple mineralization events at Zhaxikang[J]. Mineralium Deposita, 2018, 53(3): 435−458.

Wang D, Zheng Y Y, Mathur R, et al. Multiple mineralization events in the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag deposit and their relationship with the geodynamic evolution in the North Himalayan Metallogenic Belt, South Tibet[J]. Ore Geology Reviews, 2019, 105: 201−215.

Wang D, Mathur R, Zheng Y Y, et al. Sulfur isotopic characteristics of the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag deposit in southern Tibet[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 2021, 68(1): 120−130.

Williams-Jones A E, Normand C. Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O[J]. Economic Geology, 1997, 92(3): 308−324.

Wintzer N E, Schmitz M D, Gillerman V S, et al. U-Pb scheelite ages of tungsten and antimony mineralization in the Stibnite-Yellow Pine district, central Idaho[J]. Economic Geology, 2025, 120(8): 2017−2034.

Yan J, Fu S L, Liu S, et al. Giant Sb metallogenic belt in South China: A product of Late Mesozoic flat-slab subduction of the Paleo-Pacific Plate[J]. Ore Geology Reviews, 2022, 142: 104697.

Yang J H, Lentz D R, Chi G X, et al. Fluid-mineral reaction in the Lake George granodiorite, New Brunswick, Canada: Implications for Au-W-Mo-Sb mineralization[J]. The Canadian Mineralogist, 2004, 42(5): 1443−1464.

Yang Z S, Hou Z Q, Meng X J, et al. Post-collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen[J]. Ore Geology Reviews, 2009, 36(1−3): 194−212.

Yu H C, Li J, Qiu K F, et al. Sm-Nd isotope geochemistry of dolomite in the giant Zaozigou Au-Sb deposit, West Qinling, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2019, 35(5): 1519−1531.

Yu H C, Qiu K F, Simon A C, et al. Telescoped boiling and cooling mechanisms triggered hydrothermal stibnite precipitation: Insights from the world's largest antimony deposit in Xikuangshan, China[J]. American Mineralogist, 2023, 108(7): 1213−1223.

Yu H C, Qiu K F, Wang J, et al. Competency contrast-driven extension veining and sequential orogenic Au-Sb mineralization: Insights from the Zaorendao deposit, China[J]. Geological Society of America Bulletin, 2026, 138(5−6): 2255−2266.

Weng G M, Liu J J, Carranza E J M, et al. Scheelite texture and geochemistry as a recorder of nature and timing of metallogenesis: An example from the Zhaishang Au–Sb–W deposit, western Qinling, central China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2024, 179: 14.

Zhai W, Sun X M, Yi J Z, et al. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold-antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 58: 68−90.

Zhang L, Yu H C, Wang J, et al. Antimony precipitation processes of orogenic and magmatic-hydrothermal gold-antimony systems in the West Qinling Orogen, China[J]. Chemical Geology, 2026, 712: 123418.

Zhou Z K, Li H, Yonezu K, et al. In-situ trace elements and sulfur isotopic analyses of stibnite: Constraints on the genesis of Sb/Sb-polymetallic deposits in southern China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2023, 247: 107177.