

doi: 10.12097/gbc.2024.07.001

内蒙古维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床强还原性 成矿斑岩特征及其对矿床成因的约束

杜立华^{1,2}, 黄宇², 高雄¹, 牛兴国¹, 郑国强¹, 陈飞飞¹, 曹晋东¹, 赵丹¹, 钟世华^{2*}
DU Lihua^{1,2}, HUANG Yu², GAO Xiong¹, NIU Xingguo¹, ZHENG Guoqiang¹, CHEN Feifei¹,
CAO Jindong¹, ZHAO Dan¹, ZHONG Shihua^{2*}

1. 内蒙古自治区有色地质勘查局综合普查队, 内蒙古 呼和浩特 010011;

2. 中国海洋大学海洋地球科学学院/海底科学与探测技术教育部重点实验室, 山东 青岛 266100

1. Comprehensive Survey Team of Non-ferrous Geological Exploration Bureau of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010011, Inner Mongolia, China;

2. College of Marine Geosciences/Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, MOE and Ocean University of China, Qingdao 266100, Shandong, China

摘要:【研究目的】自内蒙古维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床被发现以来,其矿床成因一直是地质学者研究的热点。研究发现氧逸度在锡元素迁移和富集成矿过程中扮演着重要的作用,准确限定成矿岩体氧逸度特征能够对维拉斯托锡多金属矿床成因进行约束。【研究方法】为此,对维拉斯托锡多金属矿床中与成矿密切相关的石英斑岩岩体开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、全岩地球化学分析和锆石微量元素分析。【研究结果】锆石 U-Pb 定年结果显示,维拉斯托锡多金属矿床成矿岩体的结晶年龄分别集中在 120.2±1.6 Ma 和 125.9±1.9 Ma,表明该地区存在多期次岩浆活动。石英斑岩主量和微量元素特征显示,成矿岩浆具有高 Si 的特征且具有明显的负 Eu 异常,显示成矿岩浆经历了斜长石等分异结晶作用。锆石微量元素分析结果表明,维拉斯托锡多金属矿床成矿岩体的 Ce/Ce* 平均值为 400.87, Eu/Eu* 平均值为 0.062; log f_{O_2} 多集中在 -26~-20, ΔFMQ 集中在 -6~-1, 指示了还原性较强的成矿环境。【结论】综上所述,氧逸度是控制维拉斯托矿床形成的关键因素,维拉斯托成矿岩浆具有较低的氧逸度,抑制了 Sn 在地壳深部过早饱和,使 Sn 能够在岩浆中聚集并最终形成大规模锡矿化。

关键词: 稀有金属; 锡; 氧逸度; 锆石 U-Pb 定年; 花岗岩; 维拉斯托; 内蒙古

创新点: 证明维拉斯托矿床存在多期次岩浆活动,并且成矿岩浆具有较低的氧逸度,抑制了 Sn 在地壳深部过早饱和,使分异的岩浆富集 Sn,并在上地壳形成大规模锡矿化。

中图分类号: P618.44; P618.6 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2025)04-0633-16

Du L H, Huang Y, Gao X, Niu X G, Zheng G Q, Chen F F, Cao J D, Zhao D, Zhong S H. Characteristics of strong reducing metallogenic porphyry and its constraints on the genesis of the rare metal-tin-polymetallic deposit in Weilasituo, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 2025, 44(4): 633-648

Abstract: [Objective] Since the discovery of the Weilasituo rare metal-tin-polymetallic deposit in Inner Mongolia, the genesis of its ore deposits has been a central focus of geological inquiry. Oxygen fugacity (f_{O_2}) has been identified as playing a pivotal role in the processes of tin element migration and enrichment. Accurate characterization of f_{O_2} in granites is essential for constraining the genesis of the Weilasituo tin polymetallic deposit. [Methods] This study employs LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, whole-rock geochemical

收稿日期: 2024-07-01; 修订日期: 2024-10-16

资助项目: 内蒙古自治区地质勘查基金项目《内蒙古自治区克什克腾旗大石砬子铅锌多金属矿预查》(编号: 22-1-KC23)、国家自然科学基金青年基金项目《青海野马泉矿床成矿岩浆 H₂O 和 Cl 含量精细研究: 对矽卡岩矿床成因的约束》(批准号: 42203066)和国家自然科学基金面上项目《基于多维数据的斑岩 Cu 矿床成矿岩浆机器学习识别方法和矿床成因研究》(批准号: 42472104)

作者简介: 杜立华(1989-),男,在读硕士生,工程师,从事区域成矿规律研究。E-mail: 87804220@qq.com

* 通信作者: 钟世华(1989-),男,博士,副教授,从事矿床学和地质大数据研究。E-mail: zhongshihua@ouc.edu.cn

analyses, and zircon trace element studies to investigate granites closely associated with mineralization at the Weilasituo deposit. **[Results]** Zircon U–Pb dating reveals concentrated crystallization ages of the granites at approximately 120.2 ± 1.6 Ma and 125.9 ± 1.9 Ma, indicative of multiple magmatic episodes in this area. Zircon trace element analyses show that the Ce/Ce^* average value for granites at Weilasituo is 400.87, with an average Eu/Eu^* value of 0.062. The $\log f_{O_2}$ predominantly ranges from -26 to -20 , and ΔFMQ values are concentrated between -6 and -1 , suggesting a predominantly reducing ore-forming environment. The obtained age data closely align with previously proposed late-stage magmatic activity, indicating that these ore-forming magmas retained low f_{O_2} characteristics. **[Conclusions]** In summary, it is concluded that oxygen fugacity is the key factor controlling the formation of Verastor deposit. The low oxygen fugacity of Verastor metallogenic magma inhibits the premature saturation of Sn in the deep crust, which enables Sn to accumulate in the magma and eventually form large-scale Sn mineralization.

Key words: rare metal; tin; oxygen fugacity; zircon U–Pb dating; granite; Weilasituo; Inner Mongolia

Highlights: The results confirm multiple magmatic events at the Weilasituo deposit, with ore-forming magmas exhibiting low oxygen fugacity. This suppressed early Sn saturation in the deep crust, enabling Sn enrichment in fractionated magmas and subsequent large-scale tin mineralization in the upper crust.

维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床位于大兴安岭南段,是一个以锡为主,伴生锌、钨、铜、钼、铷、铯、钽和锂的大型多金属矿床。前人对维拉斯托锡多金属矿床开展了大量的研究,主要集中在成岩成矿时代(Liu et al., 2016; 祝新友等, 2016; 刘瑞麟等, 2018a)、成矿物质来源(刘瑞麟等, 2018b)和岩浆演化过程(张天福等, 2019; 武广等, 2021)等方面。这些研究对深入认识维拉斯托大型岩浆-热液成矿系统的成因具有重要意义。然而,不同学者获得的维拉斯托锡多金属矿床的成岩成矿年龄差异较大(116~139 Ma; 潘小菲等, 2009; Liu et al., 2016; 郭贵娟, 2016; 翟德高等, 2016; 祝新友等, 2016; Wang et al., 2017; 刘瑞麟等, 2018a; 张天福等, 2019; 周振华等, 2019; 武广等, 2021)。同时,虽然有学者通过流体包裹体中的元素特征间接讨论了维拉斯托成矿流体的氧化还原特征(刘瑞麟等, 2018b),但对定量分析维拉斯托锡多金属矿床中成矿岩体氧逸度的研究较少。显然,为了更加深入地认识维拉斯托矿床成因,还需要对成矿岩体时代和成矿岩浆性质开展进一步研究。

本次研究在详细的野外地质调查的基础上,对与维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床成矿紧密相关的岩体进行了全岩主量、微量元素、LA-ICP-MS 锆石 U–Pb 定年和锆石微量元素分析,目的在于厘定维拉斯托锡多金属矿床成矿时代和成矿岩浆性质,揭示维拉斯托锡多金属矿床成因,为该地区找矿勘查提供理论指导。

1 区域地质概况

维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床所处的大兴安

岭南段在构造位置上隶属于中亚造山带东段。大兴安岭南段南起西拉木伦断裂带,北至二连-贺根山断裂带,东以嫩江-八里罕断裂带为界,西界大致位于贺根山—锡林浩特一线(图 1)。该区域在显生宙先后受到晚古生代—早中生代古亚洲洋构造体制(Robinson et al., 1999; Wu et al., 2011)、中生代蒙古-鄂霍茨克洋构造体制(Meng, 2003; Ying et al., 2010)和中—新生代古太平洋构造体制(Zheng et al., 1998; Wu et al., 2011)的控制。

大兴安岭南段出露地层主要有元古宇、古生界、中生界和新生界(图 1-b)。其中,二叠系、侏罗系和白垩系是本区最发育的地层。古元古界锡林郭勒岩群为本区最老的地质体,岩石主要为黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、细粒斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩及灰白色大理岩组合。区内早古生代沉积地层不发育,在晚志留世—二叠纪形成稳定沉积,出露的地层从早到晚包括别河组、本巴图组、寿山沟组、寿山沟组、大石寨组和哲斯组。其中,上志留统一下泥盆统西别河组为一套浅海相沉积,由浅海相砂岩、灰岩、板岩、变泥岩、生物礁等构成;上石炭统一二叠统本巴图组岩性主要为深灰色、灰绿色、黄绿色硬砂岩、长石砂岩夹含砾砂岩、砾岩及灰岩。下二叠统寿山沟组、中—下二叠统大石寨组和中二叠统哲斯组成分类似,总体上为一套海相、海陆交互相或滨浅海相碎屑岩-碳酸盐岩建造。中生代早期,该区地壳隆升导致三叠纪地层缺失(邵济安, 2007),到侏罗纪开始稳定沉积,形成了中侏罗统万宝组和下白垩统白音高老组。中侏罗统万宝组岩性为灰色、深灰色、黑色泥岩、含碳质泥

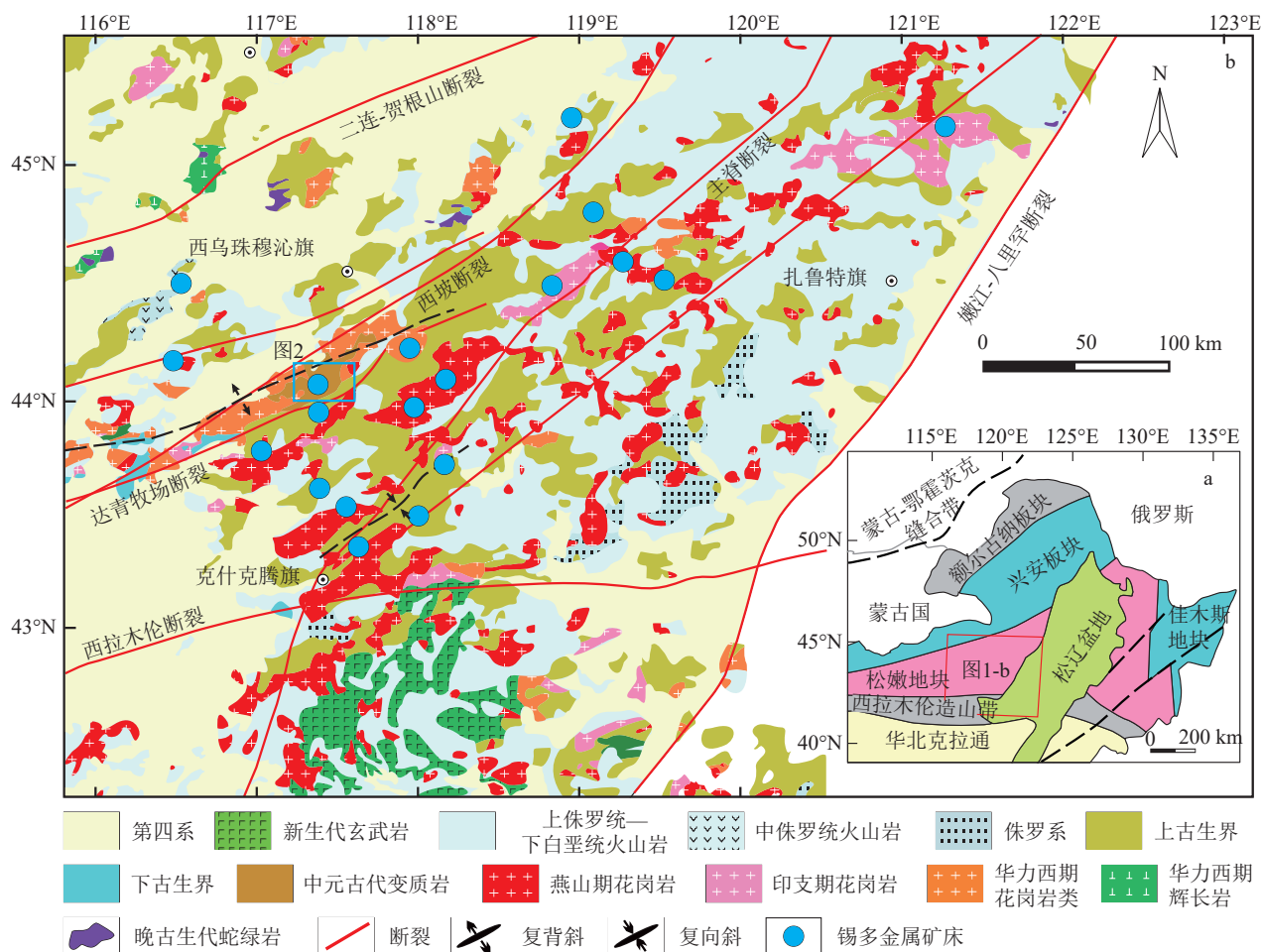


图 1 大兴安岭南段大地构造位置图(a)及主要锡多金属矿床分布图(b)(据武广等, 2021)

Fig. 1 Geological tectonic position(a) and distribution of major tin-polymetallic ore deposits(b) of the southern Da Hinggan Mountains

岩、粉砂岩和砾岩夹煤层, 下白垩统白音高老组为一套酸性火山岩系。

由于受到华力西期和燕山期构造活动的影响, 研究区构造现象较丰富。褶皱构造以形成于华力西期晚期的米生庙复背斜为代表, 其展布宽约 60 km, 贯穿整个区域, 褶皱轴呈北东向, 由古元古界锡林郭勒岩群组成复背斜轴部, 石炭系和二叠系组成翼部。区域断裂构造多形成于华力西期和燕山晚期, 主要包括北东向、北西向和近东西向 3 组断裂构造, 前 2 组断裂构造是区内重要的导矿构造, 并构成该区网格状的构造格局; 东西向断裂是区内主要的储矿构造。

研究区主要发育华力西期、印支期和燕山期岩浆岩, 且多受北东向断裂控制(图 1-b)。其中, 华力西期以中华力西期侵入岩为主, 岩性主要为角闪闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩及花岗闪长岩; 晚华力西期岩浆岩分布少, 岩石类型包括二长花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、富含云母的花岗岩等。印支

期以石英闪长岩和花岗闪长岩为主, 呈北东向展布于锡林浩特北—西乌旗一带。燕山期岩浆岩可以进一步划分为燕山早期和燕山晚期 2 期, 燕山早期岩体主要为二长花岗(斑)岩, 该期岩浆岩与铜钼多金属矿化关系密切; 燕山晚期岩体包括浩布高岩体、黄岗岩体、小东沟花岗斑岩体等(覃锋等, 2009; 周振华等, 2010; 王承洋, 2015)。研究区矿产丰富, 已发现的矿种主要有银、铅、锌、铜、锡、钨、锂、铷等, 已开采的矿区有拜仁达坝银多金属矿、维拉斯托锂锡多金属矿等。

2 矿床地质

维拉斯托地区出露地层单一, 除广泛分布的第四系外, 仅出露古元古界锡林郭勒岩群(图 2; 武广等, 2021)。前者主要出露在沟谷、河床、凹地及山的阴坡, 岩性为全新统砂土、沼泽堆积、坡积、洪积物、风成砂堆积; 后者主要为黑云斜长片麻岩, 局部见少

量角闪斜长片麻岩, 普遍硅化, 局部具绢云母化、绿泥石化。矿区侵入岩分布零星, 发育华力西中期第二阶段片麻状石英闪长岩、燕山晚期第一阶段石英斑岩和燕山晚期第一阶段隐爆角砾岩, 脉岩有花岗岩伟晶岩脉、石英斑岩脉、闪长岩脉和石英脉。构造上该地区属于米生庙复背斜的一部分, 该复背斜由一系列小的背斜、向斜组成; 区内断裂不甚发育, 主要有北北东向和近东西向 2 组断裂构造。其中, 华力西期北北东向断裂控制着区内石英闪长岩及大多数脉岩的分布; 燕山期北北东向断裂控制着区内花岗岩体的分布, 亦是维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床的主要控矿构造。

维拉斯托矿区南、北具有不同的成矿特色。矿区南部以锌铜矿化为主, 北部则以稀有金属锂铷矿化和锡钨矿矿化为主(图 2), 其中包括维拉斯托大型稀有金属-锡多金属矿床(刘瑞麟等, 2018a; 周振华等, 2019; 武广等, 2021)。该矿床为断裂构造控制的岩浆热液型矿床, 成矿时代为燕山晚期第一阶段(早白垩世)。维拉斯托锡多金属矿床发育 3 种类型的矿体: 蚀变花岗岩型锡钨矿体, 隐爆角砾岩型锡钨矿体和石英脉型锡钨矿体。上述矿体的产出深度略有差异, 其中石英脉型锡钨矿体是矿区最主要的锡多金属矿体(潘小菲等, 2009; 郭贵娟, 2016; 翟德高等, 2016; 祝新友等, 2016)。3 种类型的矿体均与石英斑岩(一些学者将其定名为“细粒斑状碱长花岗岩”; 刘瑞麟等, 2018a)具有成因上的密切联系。

蚀变花岗岩型锡钨矿体位于矿床深部, 呈帽状产出, 位于石英斑岩体的顶部, 岩体顶部厚度较大, 在两侧逐渐变薄。矿石矿物主要为锡石和闪锌矿。该类型矿体的蚀变矿物主要为钠长石、天河石和黄玉(樊志勇等, 2017), 矿化强度由上而下逐渐变弱。隐爆角砾岩型锡钨矿体位于矿床中部, 呈陡倾筒状产出, 位于石英斑岩岩体上方, 总体品位低, 金属矿物呈浸染状或呈含锡石的石英小细脉产出。角砾主要由黑云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩、石英闪长岩组成, 大小不一, 棱角分明; 胶结物为云英岩, 主要为白云母、黄玉、石英和少量萤石。岩体局部可见大量的云英岩化, 部分位置发育大量的棕色片状锂云母, 矿化不均匀。石英脉型锡钨矿体主要位于矿床浅部, 是维拉斯托矿床最主要的工业矿体, 矿体总体呈舒缓的波状, 该矿体的矿石品位较高。主要矿石矿物为锡石、闪锌矿、毒砂, 少量辉钼矿、黑钨矿、磁黄铁矿、

黄铁矿、黄铜矿、黝锡矿等; 脉石矿物为石英, 少量萤石、白云母、方解石等。主要蚀变类型为硅化、白云母化、萤石化和云英岩化。

3 样品采集和研究方法

本次用于分析的 3 个石英斑岩样品(WLST1、WLST8、WLST14)分别来自维拉斯托稀有金属-锡多金属矿床 1300 勘探线中段、1075 勘探线中段及 1050 勘探线中段, 取样位置见图 2。样品皆取自矿区石英脉型锡钨矿体中的含矿石英斑岩(图 3-a), 其手标本如图 3-b 所示。样品整体呈灰白色, 斑状结构, 块状构造, 局部因富集天河石而出现“青斑”, 斑晶以石英为主, 石英斑晶呈浑圆状, 粒度 3~8 mm, 含量 40%~50%, 基质以碱性长石、斜长石、石英、暗色矿物为主, 暗色矿物包括锡石、闪锌矿、云母等, 副矿物可见磁铁矿。

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及微量元素分析

锆石单矿物分选由河北省廊坊诚信地质服务公司完成, 将岩石样品表面清洗干净并擦干后粉碎, 采用磁选和常规重力法对锆石进行筛选。在双目显微镜下手工选取颗粒大、透明度高、包裹体和裂隙少的单颗粒锆石。然后将所选的锆石置于环氧树脂中, 对其表面进行打磨, 使锆石内部暴露。制靶完成后, 在北京中科矿研检测技术有限公司拍摄阴极发光(CL)图像。利用 CL、透射光和反射光图像, 每个样品选择 15 颗锆石用于 LA-ICP-MS 分析。

LA-ICP-MS 锆石原位 U-Pb 年龄和微量元素分析均在中国科学院海洋研究所完成。激光剥蚀采用 193 nm 的 ArF 激光器, ICP-MS 为 Agilent 7700x 四级杆 ICP-MS, 剥蚀束斑直径为 36 μm , 激光剥蚀过程中, 频率稳定在 10 Hz。锆石年龄采用 91500 做外标, 使用 Pleovice、GJ-1 作内标, 锆石微量元素的校正使用标样 NIST610、NIST612 作外标, 以 Si 为内标元素(假设锆石中 SiO_2 的化学计量浓度约为 32.8%)。锆石同位素比值及元素含量数据采用 ICPMSDataCal 10.9 软件进行离线处理分析(Liu et al., 2010)。锆石 U-Pb 同位素谐和图绘制及年龄加权平均值计算采用 Isoplot 3.75 软件完成(Ludwig, 2012), 锆石 U-Pb 同位素比值、年龄数据及锆石微量元素单次测量的标准偏差为 1σ , 年龄加权平均值采用 2σ , 且由于样品年龄较小, 年龄加权平均值使用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Gehrels et al., 2008)。

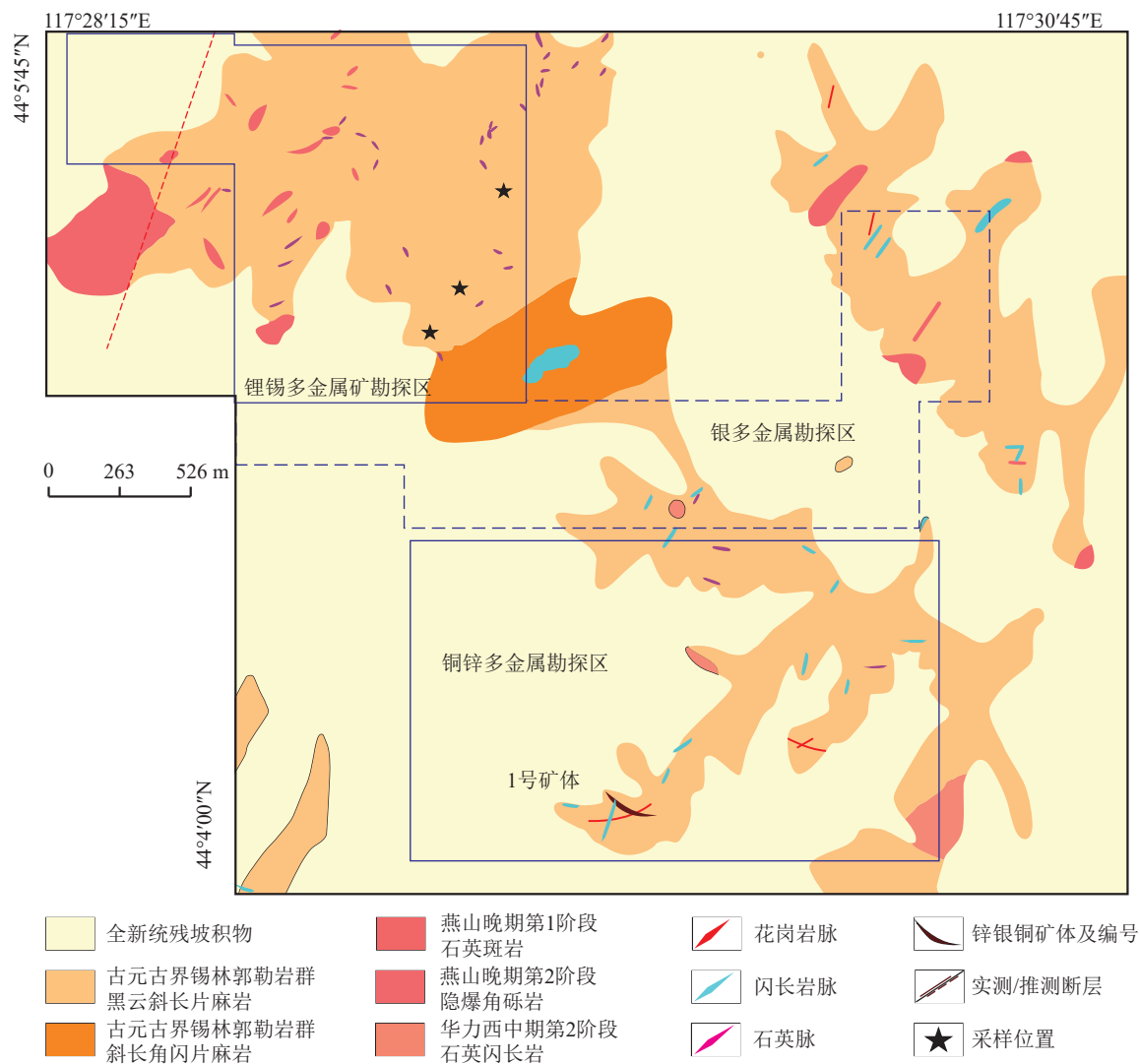


图 2 维拉斯托矿区地质图

Fig. 2 Geological map of the Weilasituo district

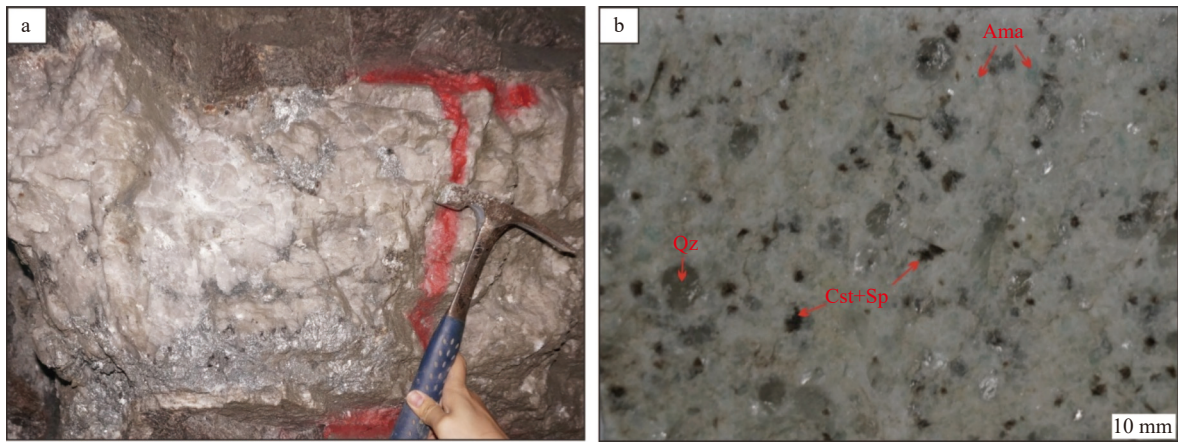


图 3 典型矿体和含矿岩体照片

Fig. 3 Pictures of typical orebodies and ore-forming intrusions

a—维拉斯托石英-锡石-锂云母矿体野外照片; b—典型石英斑岩手标本照片。Cst—锡石; Qz—石英; Sp—闪锌矿; Ama—天河石

3.2 全岩主量、稀土和微量元素分析

全岩主量、微量和稀土元素测试均在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成,将样品粉碎至厘米级的块体,用纯化水冲洗干净,烘干并进一步粉碎至 200 目以备使用。主量元素分析采用 AxiosPw4400 型 X 射线荧光光谱仪,检测方法依据 GB/T14506.28—2010,分析误差根据美国地质调查局岩石标样 BCR-1 和 AVG-2 及中国国家岩石标样 GSR-3 确定, TiO_2 和 P_2O_5 的分析精度分别约为 1.5% 和 2.0%,其他氧化物的分析精度优于 1%。微量元素分析采用 NexION300Q 型电感耦合等离子体质谱仪,检测方法依据国家标准《硅酸盐岩石化学分析方法》(GB/T14506.30—2010)。分析数据的质量用美国地质调查局的岩石标样 BCR-1 和 BHVO-1 监控,绝大多数微量元素的分析精度优于 5%。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

对所采的 3 件维拉斯托锡多金属矿床成矿岩体中的 45 粒锆石进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,3 个样品中锆石的阴极发光特征如图 4 所示。可以看出,所有样品的锆石在 CL 图像中颜色整体偏暗,晶形较好,以自形一半自形结构为主,呈单锥或双锥状,粒径集中在 60~150 μm ,部分锆石可见振荡环带,

指示它们为岩浆成因(牛警徽等, 2023)。一些锆石振荡环带不明显且晶形较差,指示它们受到了明显的热液蚀变。分析结果中锆石 U 和 Th 含量变化较大(表 1),除个别分析点 U、Th 含量过低(WLST1-1、WLST1-2、WLST1-10, U、Th 含量仅为 $89\times 10^{-6}\sim 248\times 10^{-6}$ 和 $155\times 10^{-6}\sim 227\times 10^{-6}$)外,其余锆石的 U 和 Th 含量分别为 $640\times 10^{-6}\sim 33295\times 10^{-6}$ 和 $10271\times 10^{-6}\sim 61914\times 10^{-6}$ 。Th/U 值介于 0.06~1.14 之间,大于 0.1 的分析点占绝大多数,进一步证明大部分锆石为岩浆成因(Belousova et al., 1998)。此外,CL 图像中颜色越深的锆石,其 U 含量通常越高,这与前人的认识一致(Zhao et al., 2023)。

锆石年龄谐和图及年龄加权平均值见图 5。大部分锆石的年龄谐和度低于 90%,可能受到了热液蚀变(Zi et al., 2022)或放射性损伤(Murakami et al., 1991)的影响。还有部分分析点(WLST1-1、WLST1-2、WLST1-10)的年龄在 300 Ma 附近,与其他锆石差异较大,但与前人报道的维拉斯托晚石炭世岩侵入岩相符合(薛怀民等, 2010; 王新宇等, 2013),说明含矿岩浆上侵过程中与晚石炭世侵入岩发生了同化混染作用。所分析的 45 颗锆石中谐和度大于 90% 的仅占 1/3,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 $117.82\pm 1.91\sim 125.7\pm 2.3$ Ma 之间,其中,样品 WLST1 的年龄加权平均值为 125.9 ± 1.9 Ma (MSWD=2.5, $n=4$) (图 5-a),

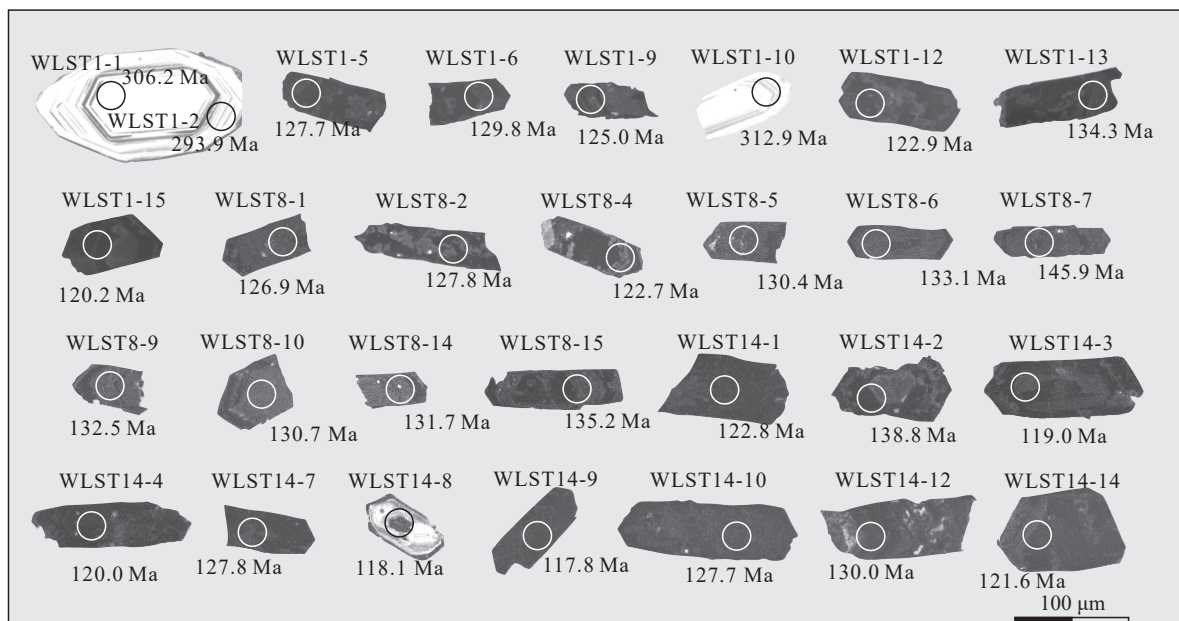


图 4 维拉斯托矿床成矿岩体典型锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 4 Typical CL images of zircons from ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

表 1 维拉斯托花岗岩体锆石 U-Th-Pb 定年结果

Table 1 Zircon U-Th-Pb dating results from Weilasituo granites

样品号	含量/ 10^{-6}			Th/U	年龄/Ma					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
WL1-1	42	248	217	1.1	522.3	98.1	325.8	11.5	306.2	7.0
WL1-2	41	212	227	0.9	764.8	112.0	346.4	14.2	293.9	6.2
WL1-5*	241	641	10962	0.1	211.2	41.7	132.6	2.9	127.7	2.0
WL1-6*	442	2214	18243	0.1	127.9	34.3	130.5	2.5	129.8	2.2
WL1-9*	321	1054	13619	0.1	257.5	42.6	132.6	2.6	125.0	1.9
WL1-10	20	90	155	0.6	390.8	114.8	318.7	13.4	312.9	6.7
WL1-12*	2412	33295	34873	1.0	172.3	4.6	126.5	2.2	122.9	1.7
WL1-13	664	2642	15928	0.2	1761.1	107.3	301.6	21.7	134.3	2.8
WL1-15	783	4896	27386	0.2	500.0	59.3	141.2	3.7	120.2	1.6
WL8-1*	581	6028	14462	0.4	168.6	39.8	130.1	2.4	126.9	2.0
WL8-2*	612	5946	16538	0.4	122.3	35.2	128.2	2.3	127.8	2.2
WL8-4*	240	872	11277	0.1	227.9	75.0	128.9	2.4	122.7	2.0
WL8-5	728	2392	20459	0.1	1038.9	102.8	197.9	10.3	130.4	2.4
WL8-6	1058	5184	30250	0.2	1261.1	148.9	227.5	17.5	133.1	2.1
WL8-7	734	883	13908	0.1	2120.1	117.4	385.8	28.2	145.9	2.9
WL8-9	289	641	10229	0.1	787.0	47.1	178.6	4.9	132.5	2.2
WL8-10	287	766	10271	0.1	1040.4	88.9	197.4	8.8	130.7	2.2
WL8-14	970	5624	34804	0.2	479.7	49.1	154.3	4.1	131.7	2.0
WL8-15	805	4536	25828	0.2	1200.0	78.9	183.7	7.2	135.2	2.0
WL14-1*	1555	12181	57374	0.2	127.9	36.1	124.3	2.0	122.8	1.7
WL14-2	1711	14337	61914	0.2	209.3	42.6	147.1	7.9	138.8	6.4
WL14-3	693	3204	30894	0.1	350.1	44.4	131.9	2.7	119.0	1.9
WL14-4*	1270	8801	50291	0.2	94.5	37.0	120.1	2.3	119.8	2.0
WL14-7	661	3193	28055	0.1	101.9	61.1	128.2	2.1	127.8	1.8
WL14-8*	357	2510	13726	0.2	153.8	36.1	121.3	2.2	118.1	1.8
WL14-9*	1494	11108	59814	0.2	109.4	37.0	119.0	2.2	117.8	1.9
WL14-10	1169	6632	46978	0.1	200.1	40.7	129.9	2.5	127.7	2.1
WL14-12	948	4895	37353	0.1	372.3	88.9	153.2	11.9	130.0	2.6
WL14-14*	1352	9627	49916	0.2	316.7	15.7	132.8	2.7	121.6	1.6

注: 上标*的锆石年龄谐和度高于90%, 用于构建年龄图解

样品 WLST8 的年龄加权平均值为 125.7 ± 2.3 Ma (MSWD=1.9, $n=3$) (图 5-b), 2 个样品的年龄基本一致。样品 WLST14 的年龄加权平均值为 120.2 ± 1.6 Ma (MSWD=1.4, $n=5$) (图 5-c), 明显晚于前 2 个样品。从分析结果看, 研究区可能发生了至少 2 期岩浆活动, 分别集中在 120.2 ± 1.6 Ma 和 125.9 ± 1.9 Ma。

4.2 全岩主量和微量元素特征

维拉斯托岩体全岩主量和微量元素分析结果见表 2。3 件维拉斯托样品的 SiO_2 含量在 73.06%~77.95% 之间, Al_2O_3 含量为 13.87%~16.05%。岩石具有低的 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 和

TiO_2 含量, 相对低的 K_2O 含量(0.76%~3.95%)及较高的 Na_2O 含量(5.65%~7.21%)。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 1.65~7.43, 铝饱和指数为 1.02~1.30(平均 1.12)。在 A/CNK-A/NK 图解(图 6-a)中, 样品 WLST8、WLST14 均分布在过铝质区域, 且均落入武广等(2021)给出的范围, WLST1 则与武广等(2021)得到的结果略有不同, 落入强过铝质区域。在 SiO_2 - K_2O 图解(图 6-b)中, 3 个样品点分别落在不同的区域, 其中样品 WLST14 落入高钾钙碱性系列区域, 样品 WLST8 落入钙碱性系列区域, 而样品 WLST1 在低钾拉斑系列。

从全岩微量元素看, 石英斑岩样品均具有低的

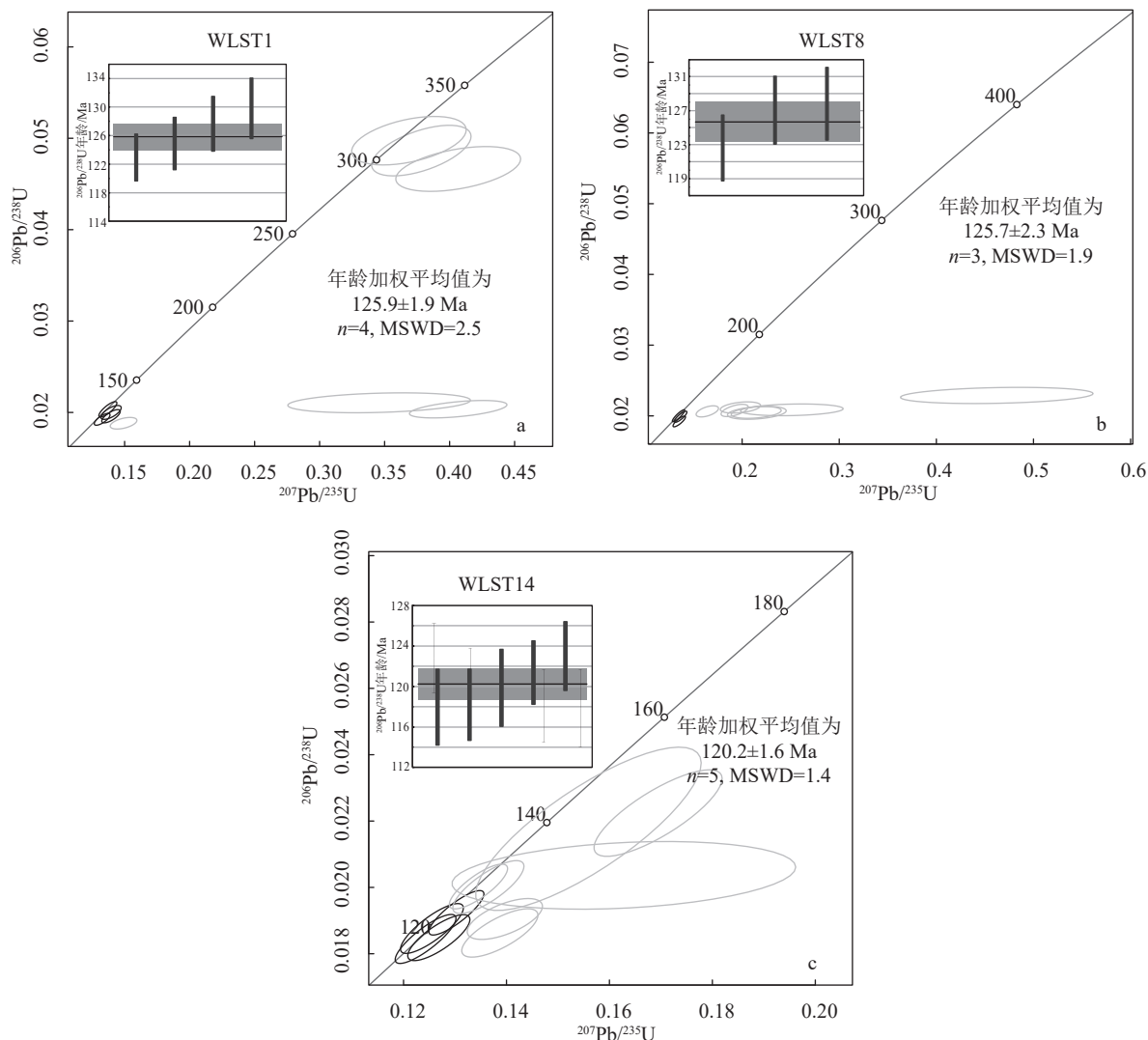


图5 维拉斯托矿床成矿岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图及年龄加权平均值

Fig. 5 Weighted mean age and U-Pb isotopic concordia diagrams of zircons from ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

稀土元素总量($23.2 \times 10^{-6} \sim 33.8 \times 10^{-6}$), 强烈的负 Eu 异常(Eu/Eu^* 值介于 0.1~0.19 之间), 轻、重稀土元素分馏弱, 其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值介于 0.66~1.26 之间。稀土元素曲线与武广等(2021)的分析结果类似, Eu 强烈负异常, 展示出典型的“海鸥”型分布特征(图 7-a)。样品 WLST14 与武广等(2021)发表的结果类似, 而其余 2 个样品都相对亏损重稀土元素, 这可能与 2 个样品存在蚀变矿化有关(祝新友等, 2016)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 7-b)上, 3 个样品表现出的特征也较一致, 明显亏损 Ba、K、Sr、P 等大离子亲石元素及 Ti, 富集 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素。

4.3 锆石微量元素特征

图 8 显示了来自 3 个维拉斯托样品中锆石的球

粒陨石标准化稀土元素配分模式图。整体上看, 3 个样品的稀土元素配分曲线均显著亏损轻稀土元素, 富集重稀土元素, 呈现出较明显的左倾特征, 具有正 Ce 异常、负 Eu 异常, 显示典型的岩浆锆石特征(雷玮琰等, 2013; 赵志丹等, 2018)。但需要指出的是, 不论年龄谐和度高低与否, 分析点的轻稀土元素含量变化很大(La_N 值为 0.02~899.93, Ce_N 为 4.49~1991.65, Pu_N 为 0.56~1878.02, Nd_N 为 2.14~1438.77, Sm_N 为 13.55~3403.96, Eu_N 为 0.01~103.24), 表现出配分曲线左半段呈现从相对亏损到富集的特征(图 8)。此外, 样品 WLST1 中有 3 个分析点(WLST1-1、WLST1-2、WLST1-10)的重稀土元素为富集程度明显低于其他锆石(图 8-a), 这些锆石均形成于晚石炭世。

表 2 维拉斯托矿床成矿岩体全岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Whole-rock major, trace and rare earth elements analytical results of ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

元素	WLST1 石英斑岩	WLST8 石英斑岩	WLST14 石英斑岩	元素	WLST1 石英斑岩	WLST8 石英斑岩	WLST14 石英斑岩
SiO ₂	77.95	74.17	73.06	Lu	0.27	0.27	0.52
Al ₂ O ₃	13.87	15.77	16.05	ΣREE	33.8	23.2	33.68
CaO	0.3	0.26	0.25	Eu/Eu*	0.19	0.18	0.10
Fe ₂ O ₃	0.71	0.17	0.33	Ce/Ce*	8.82	4.32	4.46
FeO	0.72	0.4	0.56	Y	1.16	1.02	3.13
K ₂ O	0.76	2.82	3.95	Rb	471	608	1073
MgO	0.07	0.06	0.04	Ba	7.66	26.9	2.96
MnO	0.06	0.01	0.02	Th	7.12	18.5	17.6
Na ₂ O	5.65	7.21	6.5	U	16	16	15.6
Na ₂ O+K ₂ O	6.41	10.03	10.45	Nb	14	23.8	97.2
Na ₂ O/K ₂ O	7.43	2.56	1.65	Ta	6.77	6.19	16
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	Sr	9.13	11	1.99
TiO ₂	0.01	<0.01	<0.01	Zr	49.3	56.1	54.8
烧失量	0.83	0.41	0.43	Hf	16.8	18.9	15.6
A/CNK	1.30	1.04	1.02	Li	963	174	231
A/NK	1.37	1.07	1.06	Be	4.99	4.81	4.98
La	2.85	2.77	3.41	Sc	2.02	0.89	1.02
Ce	21	10.1	11.9	V	0.98	0.46	0.37
Pr	1.37	1.4	1.79	Co	0.06	0.19	<0.05
Nd	3.6	3.55	4.77	Ni	0.17	0.19	0.15
Sm	0.93	0.97	1.54	Cu	8.01	3.37	26.5
Eu	<0.05	<0.05	<0.05	Zn	103	27	39.6
Gd	0.43	0.47	0.92	Mo	2.11	11	0.62
Tb	0.12	0.12	0.31	Bi	<0.05	0.07	0.15
Dy	0.71	0.83	2.28	Pb	18.8	33.7	42.8
Ho	0.14	0.16	0.47	Ga	44	52.5	53.9
Er	0.59	0.64	1.65	Cs	20.6	7.94	19.7
Tm	0.17	0.19	0.44	Cr	0.76	1.03	0.79
Yb	1.62	1.73	3.68	Sn	8.3	3.82	60.3

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为10⁻⁶

5 讨 论

5.1 维拉斯托锡多金属矿床成矿时代

自维拉斯托矿床被发现以来, 前人对其开展了诸多研究, 其成矿时代更是讨论的重点, 但研究者在该矿区获得的成矿年龄跨度较大。刘瑞麟等(2018a)获得维拉斯托矿区外围北大山岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 140±2 Ma, 确定了北大山岩体的成岩年龄, 而维拉斯托矿床的形成与该期岩浆活动有关(刘瑞麟等, 2018a; 武广等, 2021), 因此该年龄限定了维拉斯托矿床成矿时代的上限。祝新友等(2016)、Liu et al.(2016) 和武广等(2021)对与成矿有密切成因联系的石英斑岩中的锆石进行 LA-ICP-MS

U-Pb 定年, 获得了 3 个误差范围内相同的结果, 分别为 139.5±1.2 Ma、138±2 Ma 及 137±1~138±1 Ma, 略低于北大山岩体的成岩年龄。Wang et al.(2017)对维拉斯托锡多金属矿床矿化石英斑岩和 1 号钨锡矿化云英岩脉中锡石进行 LA-ICP-MS U-Pb 定年, 直接获取了矿区的成矿年龄为 138±6 Ma 和 135±6 Ma; 刘瑞麟等(2018a)得到的锡石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 136±6.1 Ma。可以看出, 这些年龄的 MSWD 值均很高(远大于 1), 指示这些年龄误差较大。Liu et al.(2016)对维拉斯托锡多金属矿床钻孔中的 4 件辉钼矿样品进行了 Re-Os 同位素定年, 获得辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 135±11 Ma, 同样 MSWD 较大。潘小菲等(2009)利用矿区南部脉状

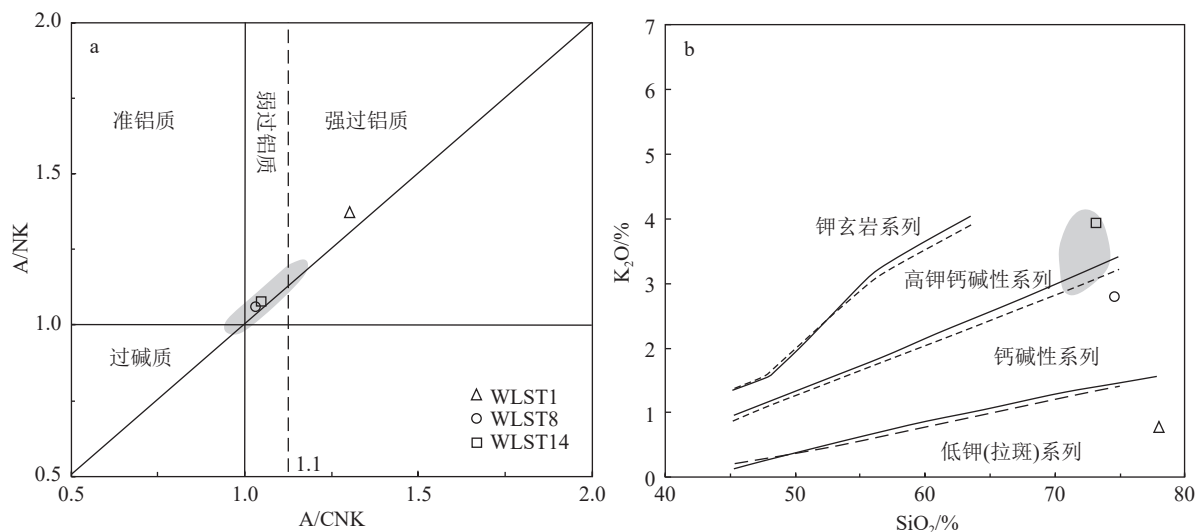


图6 维拉斯托矿床成矿岩体 A/CNK-A/NK 图解(a, Maniar and Piccoli, 1989)和 SiO_2 - K_2O 图解(b, Peccerillo and Taylor, 1976)
(阴影区数据据武广等, 2021, 下同)

Fig. 6 A/CNK-A/NK diagram (a) and SiO_2 - K_2O diagram (b) of the ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

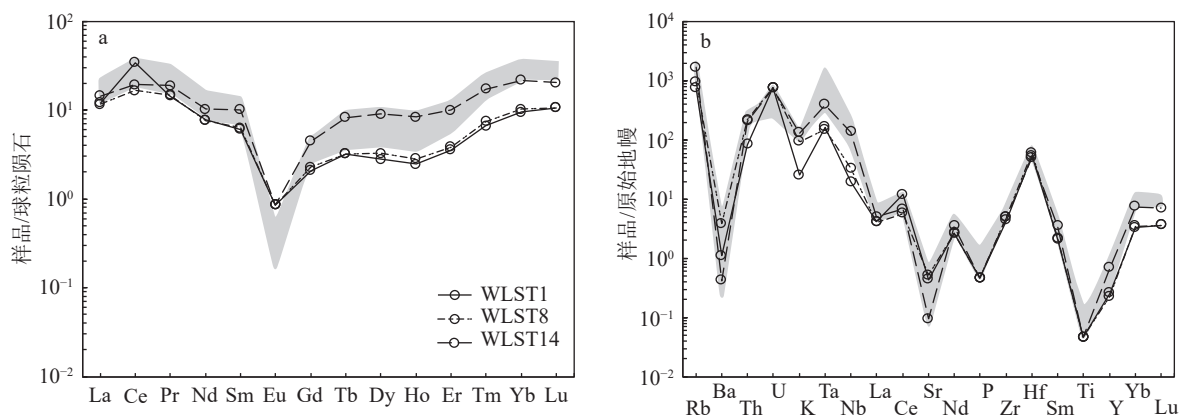


图7 维拉斯托矿床成矿岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图(a, 标准化值据 Boynton, 1984)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, 标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergrams (b) of the ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

铜-锌矿体中的白云母开展了 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年,得到了十分精确且较晚期的年龄 133.4 ± 0.8 Ma,并将该时间视为维拉斯托矿床晚期或最后一次成矿热液活动的年龄。周振华等(2019)同样使用白云母的 Ar-Ar 定年获得了 131.7 ± 1.4 Ma 的年龄,二者在误差范围内一致。但也有学者认为该方法反映的是热液蚀变的年龄,且易受到后期热液的改造(刘瑞麟等, 2018a)。张天福等(2019)通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法获得的维拉斯托深部稀有金属矿化岩体的成岩年龄为 130.7 ± 0.5 Ma(MSWD=0.53),这是前人得到的最晚期的岩体年龄。

当然,还有学者获得了更晚的成矿年龄,如 Gao et al. (2019) 利用辉钼矿的 Re-Os 定年得到了 129.0 ± 4.6 Ma 的年龄,翟德高等(2016)获得辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 125.7 ± 3.8 Ma,周振华等(2019)利用铁锂云母的 Ar-Ar 测年得到岩体就位年龄为 121.9 ± 1.3 Ma,并认为该年龄可能代表了最晚期的岩浆活动时限。此外,郭贵娟(2016)报道辉钼矿 Re-Os 年龄为 116.6 ± 1.8 Ma,这也是维拉斯托矿区目前报道的最晚的成矿年龄。但几组辉钼矿样品报道的定年结果相差较大,可能是因为采集的辉钼矿颗粒粗大,导致辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ^{187}Os 的失耦而无法获得

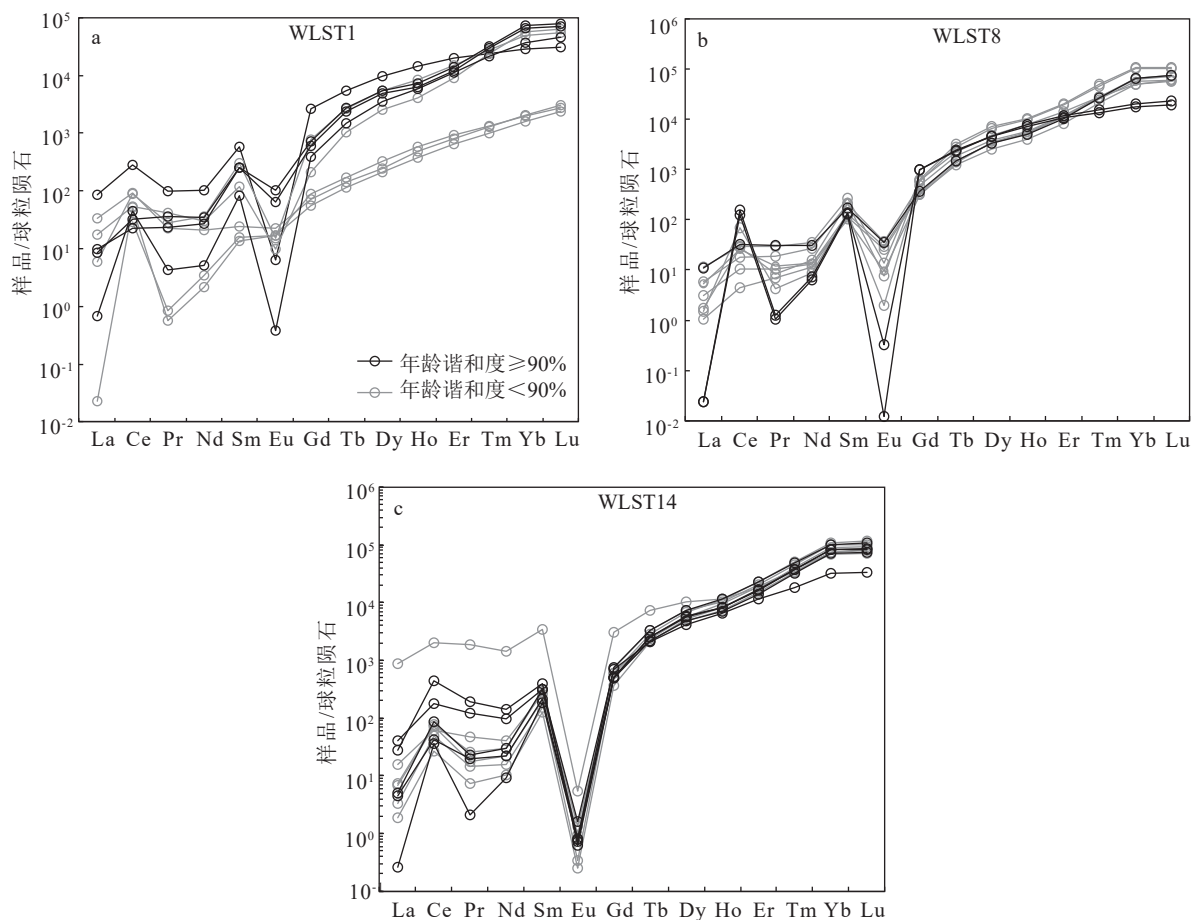


图 8 维拉斯托矿床成矿岩体锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

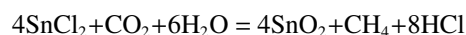
Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of zircons from the ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

辉钼矿的真实形成年龄(杜安道等, 2007)。此外, 维拉斯托锡多金属矿床的成矿过程中, 辉钼矿多形成于钨锡矿成矿之后(刘瑞麟等, 2018a), 因此辉钼矿定年结果可能较锡矿床成矿时代更晚。本文得到的定年结果(125.9 ± 1.9 Ma 和 120.2 ± 1.6 Ma)是目前为止通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法获取的最年轻的成矿岩体年龄, 同时与大多数通过其他测试手段获得的较晚期的成岩成矿年龄十分接近, 进一步证实了维拉斯托在 125~120 Ma 时间段内存在岩浆活动。

综合前人研究结果, 本文进一步厘清了维拉斯托矿床的形成时代: ①维拉斯托矿床大多数定年结果均集中在 140~135 Ma, 表明该时间是维拉斯托锡多金属矿床成矿的高峰期; ②成岩成矿年代学结果跨度超过 20 Ma, 说明在 140~120 Ma, 维拉斯托可能存在多期次岩浆-热液活动; ③根据本文获得的成矿岩体锆石 U-Pb 定年结果, 该矿床在 120.2 ± 1.6 Ma 仍然存在岩浆活动。

5.2 成矿岩浆氧逸度特征及对矿床成因的约束

前人对锡在岩浆-热液系统中的存在形式和富集规律进行了大量研究。Ishihara(1981) 和 Keppler and Wyllie (1991) 发现, 在含锡的成矿流体中含有大量 CH_4 , 表明成矿流体处于还原状态。Taylor and Wall (1993) 认为, 流体酸度、氧逸度和氯碱浓度是控制 SnO_2 在岩浆-热液中的溶解度的主要因素, 流体酸度和氯碱浓度的降低和氧逸度的增加有利于锡石的沉积。Müller et al.(2001) 认为, 锡石的沉淀主要是由于 Sn^{2+} 氧化成 Sn^{4+} , 并伴随 CO_2 的消耗和 CH_4 、 HCl 的产生, 反应式如下:



不难发现, 氧逸度是控制锡多金属矿床中岩浆能否成矿的重要因素, 准确限定岩浆氧逸度特征能够对维拉斯托锡多金属矿床成因进行约束, 还有助于深入认识成矿岩浆特色, 从而对区域找矿勘查具有指导意义(刘嘉情等, 2023)。有研究通过维拉斯托岩体中流体包裹体富含 CH_4 、 CO_2 等成分确定成

矿流体(亦即成矿岩浆)的氧逸度并不高(刘瑞麟等, 2018b), 但很少直接讨论维拉斯托锡多金属矿床成矿岩浆的氧逸度。仅刘翼飞等(2014)通过成矿体系内金属矿物组合和蚀变矿物组合计算出维拉斯托成矿石英斑岩具有低氧逸度特征($-34.8 < \log f_{O_2} < -33$), 为还原性体系。

运用 Ce 和 Eu 异常来限定岩浆氧逸度, 是目前锆石微量元素最重要的应用之一(肖路毅等, 2022; 郭广慧等, 2023)。因为除 Ce 和 Eu 外, 锆石中的稀土元素均为非变价元素, 以+3 价态稳定存在于矿物晶格中。但 Ce 有+4 和+3 两种价态。前人研究表明(Zhong et al., 2019), 由于 Ce^{4+} 和 Zr^{4+} 的离子半径更接近且具有相同价态, 所以 Ce^{4+} 比 Ce^{3+} 和其他稀土元素更容易替换锆石中 Zr^{4+} 。因此, 在稀土元素配

分图解上, 锆石通常表现为 Ce 正异常, 并且异常程度与氧逸度密切相关。Eu 与 Ce 类似, 有+3 和+2 两价态, 在稀土元素配分图解上通常表现出负异常, 并且异常程度也与氧逸度密切相关。为了限定维拉斯托锡多金属矿床中的岩浆氧逸度, 本次选取 Ce/Ce^* 和 Eu/Eu^* 两个化学指标(Zhong et al., 2019), 限定岩浆氧逸度。图 9 展示了维拉斯托成矿岩体锆石的 Eu/Eu^* 和 Ce/Ce^* 变化范围, 可以看出, 维拉斯托岩体整体上处于图中左下方, 具有较低的 Ce/Ce^* 值(介于 58.11~1303.52 之间, 平均 400.87)和极低的 Eu/Eu^* 值(介于 0.0007~0.34 之间, 平均 0.062), 显著低于典型斑岩铜矿成矿岩体的锆石特征。

利用 Zhong et al. (2019) 提出的计算锆石 Ce/Ce^* 和 Eu/Eu^* 的经验公式, 只能定性给出岩浆的相对

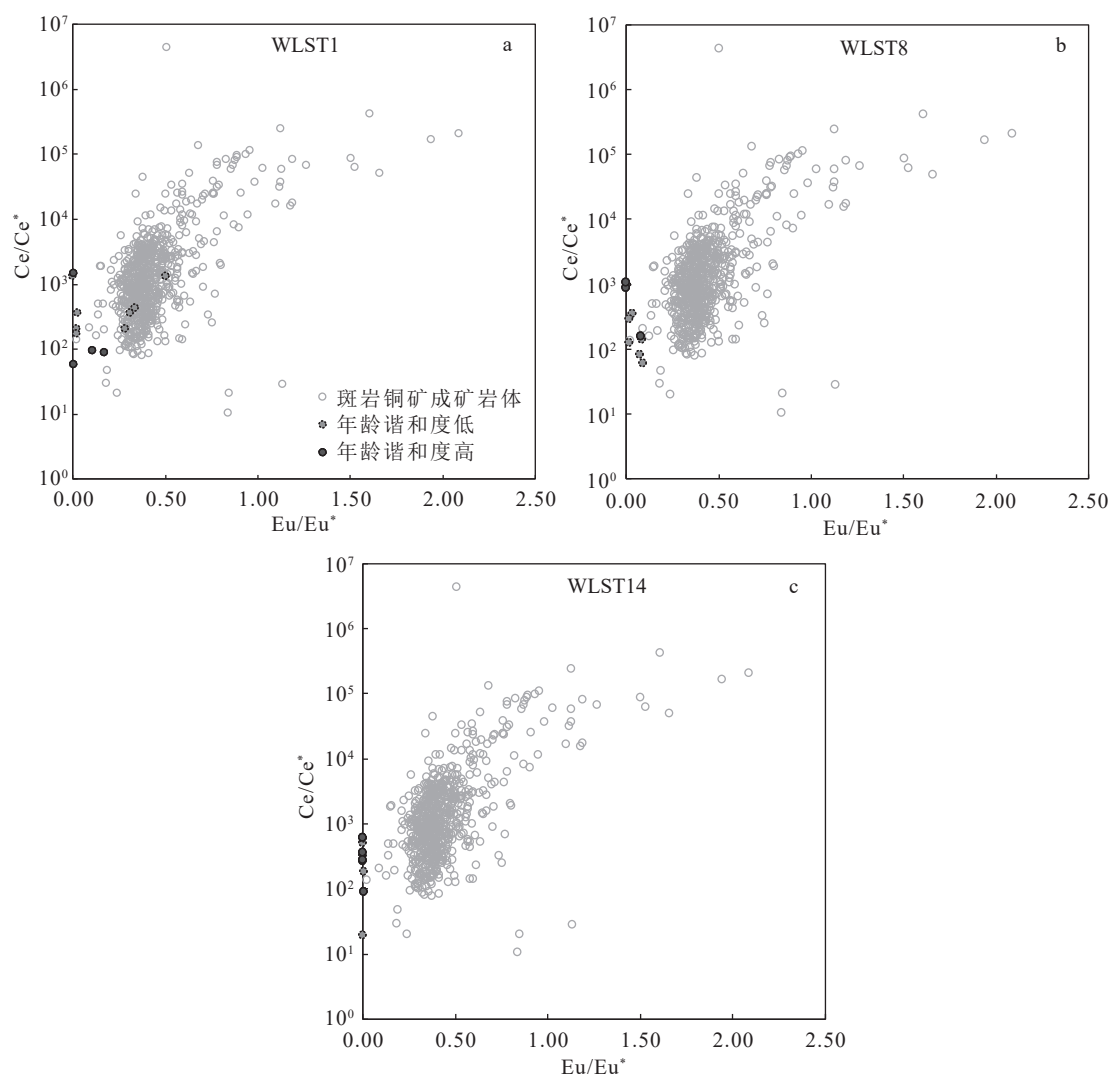


图 9 维拉斯托矿床成矿岩体锆石 Eu/Eu^* - Ce/Ce^* 图解(斑岩铜矿数据据 Zhong et al., 2019)

Fig. 9 Eu/Eu^* - Ce/Ce^* diagrams of zircons from the ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

氧逸度大小。为此, 本文还采用了 Loucks et al. (2020) 的计算方法直接得到维拉斯托岩体的氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$),

并通过 Ferry and Watson (2007) 的方法算出锆石形成的温度, 绘制了温度- $\log f_{\text{O}_2}$ 图解(图 10-a~c)。可

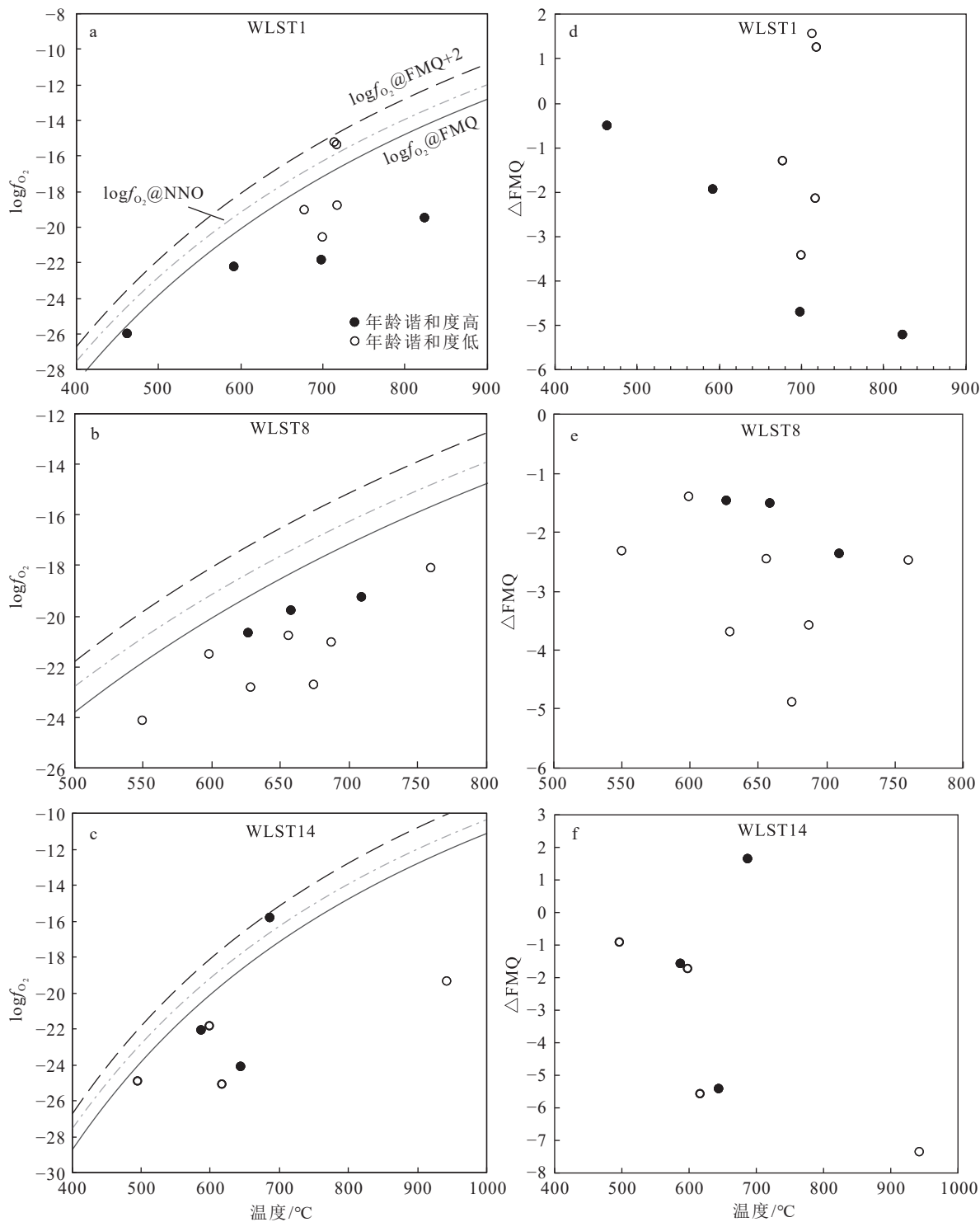


图 10 维拉斯托矿床成矿岩体锆石温度- $\log f_{\text{O}_2}$ 图解(a~c)和温度- ΔFMQ 图解(d~f) ($\Delta \text{FMQ} = \log f_{\text{O}_2} - \log \text{FMQ}$, 其中 FMQ 指铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂)

Fig. 10 Temperature- $\log f_{\text{O}_2}$ diagrams (a~c) and temperature- ΔFMQ diagrams (d~f) of zircons from ore-forming intrusions of the Weilasituo deposit

以看出,几乎所有的分析点都落在了 $\log f_{O_2}$ @FMQ 曲线(即标准氧逸度曲线,其中 FMQ 指铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂)下方, $\log f_{O_2}$ 多集中在 $-26 \sim -20$, ΔFMQ 值集中在 $-6 \sim -1$,指示了较低的岩浆氧逸度,与图 9 展示的规律一致。本文获得的 $\log f_{O_2}$ 值与前人的结果有一定差异($-34.8 < \log f_{O_2} < -33$; 刘翼飞等, 2014)。造成以上差异的可能原因是:首先,两者使用的计算方法、研究对象和载体均不同;其次,定年结果显示本次研究的样品更接近岩浆晚期。

此外,维拉斯托石英斑岩具有较高的全岩 TFeO/MgO 值(9.50~22.25),在全岩 SiO_2 -TFeO/MgO 图解中,样品点分布在低氧逸度区域内及其附近(图 11),同样表明成矿岩浆的氧逸度较低。

综上所述,维拉斯托锡多金属矿床的成矿岩浆为还原性岩浆。这与前人认识一致,即锡只有在低价态(Sn^{2+})时才能在岩浆-热液流体中稳定存在,高氧逸度岩浆因为 Sn^{2+} 过早地被氧化成 Sn^{4+} 并沉淀在地壳深部,从而导致分异的岩浆亏损 Sn,不能在较浅部位富集成锡矿。具有强还原性的维拉斯托成矿岩浆将 Sn^{2+} 从深部带到地壳浅部,并随流体出溶,之后由于流体沸腾、 CO_2 增加、变质流体加入等原因,使氧逸度急剧升高, Sn^{2+} 变为 Sn^{4+} ,引发锡石沉淀,并最终形成维拉斯托锡多金属矿床。

6 结 论

(1) 本文获得内蒙古维拉斯托石英斑岩年龄为

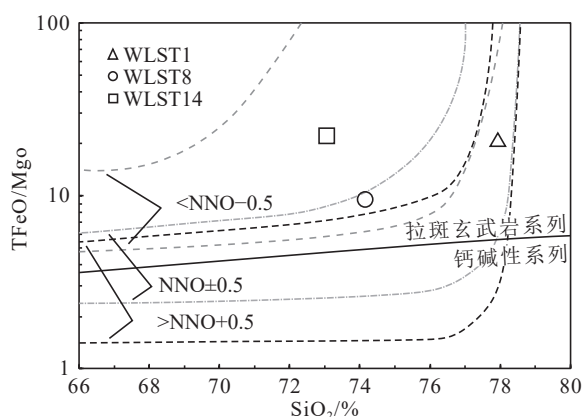


图 11 维拉斯托矿床成矿岩体全岩 SiO_2 -TFeO/MgO 图解 (据 Wang et al., 2024 修改; 图中 NNO 指 N-NO 缓冲剂, $<NNO-0.5$ 的区域代表还原岩浆, $>NNO+0.5$ 的区域代表氧化岩浆, 而 $NNO \pm 0.5$ 的区域代表过渡岩浆)

Fig. 11 SiO_2 -TFeO/MgO diagram of the ore-forming intrusions from the Weilasituo deposit

$125.9 \pm 1.9 \sim 120.2 \pm 1.6$ Ma, 综合前人研究结果表明,维拉斯托矿床存在多期岩浆-热液活动,持续时间超过 20 Ma。

(2) 全岩地球化学特征显示,石英斑岩具有高 Si, 强烈的负 Eu 异常,亏损 Ba、K、Sr、P,富集 Nb、Ta、Zr、Hf 等元素特征,揭示成矿岩浆经历了分异结晶作用。

(3) 全岩和锆石微量元素特征显示,维拉斯托成矿岩浆为强还原岩浆,氧逸度 ΔFMQ 值集中在 $-6 \sim -1$ 。强还原的岩浆可使岩浆中的 Sn 以+2 形式存在,抑制 Sn 在地壳深处的沉淀,进而使后期分异的岩浆富集 Sn,最终在地壳浅部形成维拉斯托大型锡多金属矿床。

References

- Belousova E A, Griffin W L, Pearson N J. 1998. Trace element composition and catholuminescence properties of southern African kimberlitic zircons[J]. *Mineralogical Magazine*, 62: 355–366.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies[J]. *Developments in Geochemistry*, 2: 63–114.
- Du A D, Qu W J, Wang D H, et al. 2007. Subgrain-size decoupling of Re and ^{187}Os within molybdenite[J]. *Mineral Deposits*, 26(5): 572–580 (in Chinese with English abstract).
- Fan Z Y, Qiu H Y, Fu X, et al. 2017. Discovery and exploration of Weilasituo large porphyry-type tin-polymetal deposit in Inner Mongolia and its geological significances[J]. *Gold Science and Technology*, 25(1): 9–17 (in Chinese with English abstract).
- Ferry J M, Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 429–437.
- Gao X, Zhou Z H, Karel B, et al. 2019. Ore formation mechanism of the Weilasituo tin-polymetallic deposit, NE China: Constraints from bulk-rock and mica chemistry, He-Ar isotopes, and Re-Os dating[J]. *Ore Geology Reviews*, 109: 163–183.
- Gehrels G E, Valencia V A, Ruiz J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3): Q03017.
- Guo G H, Zhong S H, Li S Z, et al. 2023. Constructing discrimination diagrams for granite mineralization potential by using machine learning and zircon trace elements: Example from the Qimantagh, East Kunlun[J]. *Northwestern Geology*, 56(6): 57–70 (in Chinese with English abstract).
- Guo G J. 2016. Discussion on geological characteristics and metallogenic origin of Weilasituo Sn polymetal deposit in Inner Mongolia[D]. Master's Thesis of China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 75th Anniv.: 458–484.
- Keppler H, Wyllie P J. 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th

- between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite H_2O -HCl and haplogranite- H_2O -HF[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 109(2): 139–150.
- Lei W Y, Shi G H, Liu Y X. 2013. Research progress on trace element characteristics of zircons of different origins[J]. *Earth Science Frontiers*, 20(4): 273–284 (in Chinese with English abstract).
- Liu J Q, Zhong S H, Li S Z, et al. 2023. Identification of mineralized and barren magmatic rocks for the porphyry-skarn deposits from the Qimantagh, East Kunlun: Based on machine learning and whole-rock compositions[J]. *Northwestern Geology*, 56(6): 41–56 (in Chinese with English abstract).
- Liu R L, Wu G, Li T G, et al. 2018a. LA-ICP-MS cassiterite and zircon U-Pb ages of the Weilasituo tin-polymetallic deposit in the southern Great Xing'an Range and their geological significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 25(5): 183–201 (in Chinese with English abstract).
- Liu R L, Wu G, Chen G Z, et al. 2018b. Characteristics of fluid inclusions and H-O-C-S-Pb isotopes of Weilasituo Sn-polymetallic deposit in southern Da Hinggan Mountains[J]. *Mineral Deposits*, 37(2): 199–224 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y F, Fan Z Y, Jiang H C, et al. 2014. Genesis of the Weilasituo-Bairendaba porphyry-hydrothermal vein type system in Inner Mongolia[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2373–2385 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y F, Jiang S H, Bagas L. 2016. The genesis of metal zonation in the Weilasituo and Bairendaba Ag-Zn-Pb-Cu-(Sn-W) deposits in the shallow part of a porphyry Sn-W-Rb system, Inner Mongolia, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 75: 150–173.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Loucks R R, Fiorentini M L, Henriquez G J. 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon[J]. *Journal of Petrology*, 61(3): ega034.
- Ludwig K R. 2012. User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 5: 1–75.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *GSA Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Meng Q R. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract?[J]. *Tectonophysics*, 369(3/4): 155–174.
- Müller B, Frischknecht R, Seward T, et al. 2001. A fluid inclusion reconnaissance study of the Huanuni tin deposit (Bolivia), using LA-ICP-MS micro-analysis[J]. *Mineralium Deposita*, 36(7): 680–688.
- Murakami T, Chakoumakos B C, Ewing R C, et al. 1991. Alpha-decay event damage in zircon[J]. *American Mineralogist*, 76(9/10): 1510–1532.
- Niu J H, Tian F Q, Qiu D F, et al. 2023. Zircon U-Pb age of granitoids in the Jiudian gold deposit, Shandong Province and constraints on the magmatic activity patterns in the southern section of the Zhaoping fault[J]. *Geological Bulletin of China*, 42(5): 813–827 (in Chinese with English abstract).
- Pan X F, Guo L J, Wang S, et al. 2009. Laser microprobe Ar-Ar dating of biotite from the Weilasituo Cu-Zn polymetallic deposit in Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(5): 473–479 (in Chinese with English abstract).
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Qin F, Liu J M, Zeng Q D, et al. 2009. Petrogenetic and metallogenic mechanism of the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit in Hexigten Banner, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12): 3357–3368 (in Chinese with English abstract).
- Robinson P T, Zhou M F, Hu X F, et al. 1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan Ophiolite, Inner Mongolia, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(4): 423–442.
- Shao J A. 2007. Uplift of the Great Xing'an Range and its geodynamic background[M]. Beijing: Geological Publishing House: 150–178 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Taylor J R, Wall V J. 1993. Cassiterite solubility, tin speciation, and transport in a magmatic aqueous phase[J]. *Economic Geology*, 88(2): 437–460.
- Wang C Y. 2015. Lead-zinc polymetallic metallogenic series and prospecting direction of Huanggangliang-Ganzhuermiao metallogenic belt, Inner Mongolia[D]. Doctoral Thesis of Jilin University (in Chinese with English abstract).
- Wang F X, Bagas L, Jiang S H, et al. 2017. Geological, geochemical, and geochronological characteristics of Weilasituo Sn polymetal deposit, Inner Mongolia, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 80: 1206–1229.
- Wang X Y, Hou Q Y, Wang J, et al. 2013. SHRIMP geochronology and Hf isotope of zircons from granitoids of the Weilasituo deposit in Inner Mongolia[J]. *Geoscience*, 27(1): 67–78 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y, Wang X, Zhang W, et al. 2024. Fresh insights into the onset of big mantle wedge beneath the North China Craton[J]. *Acta Geochimica*, 44: 142–160.
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1): 1–30.
- Wu G, Liu R L, Chen G Z, et al. 2021. Mineralization of the Weilasituo rare metal-tin-polymetallic ore deposit in Inner Mongolia: Insights from fractional crystallization of granitic magmas[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 37(3): 637–664 (in Chinese with English abstract).
- Xiao L Y, Yang X Z. 2022. Ce-in-zircon oxybarometer and the redox state of the early earth[J]. *Geological Journal of China Universities*, 28(4): 484–492 (in Chinese with English abstract).
- Xue H M, Guo L J, Hou Z Q, et al. 2010. SHRIMP zircon U-Pb ages of the middle Neopaleozoic unmetamorphosed magmatic rocks in the southwestern slope of the Da Hinggan Mountains Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(6): 811–823 (in Chinese with English abstract).
- Ying J F, Zhou X H, Zhang L C, et al. 2010. Geochronological framework of Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, NE China, and their geodynamic implications[J]. *Journal of Asian Earth*

Sciences, 39(6): 786–793.

- Zhai D G, Liu J J, Li J M, et al. 2016. Geochronological study of Weilasituo porphyry type Sn deposit in Inner Mongolia and its geological significance[J]. Mineral Deposits, 35(5): 1011–1022 (in Chinese with English abstract).
- Zhang T F, Guo S, Xin H T, et al. 2019. Petrogenesis and Magmatic Evolution of Highly Fractionated Granite and Their Constraints on Sn–(Li–Rb–Nb–Ta) Mineralization in the Weilasituo Deposit, Inner Mongolia, Southern Great Xing'an Range, China[J]. Earth Science, 44(1): 248–267 (in Chinese with English abstract).
- Zhao H., Feng C Y, Zhong S H, et al. 2023. Zircon fertility indicators compromised by mineral inclusion contamination: A case study from the Taoxikeng W deposit, South China[J]. Ore Geology Reviews, 162: 105714.
- Zhao Z D, Liu D, Wang Q, et al. 2018. Zircon trace elements and their use in deep processes[J]. Earth Science Frontiers, 25(6): 124–135 (in Chinese with English abstract).
- Zheng J P, O'reilly S Y, Griffin W L, et al. 1998. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, Sino–Korean craton, eastern China[J]. International Geology Review, 40(6): 471–499.
- Zhong S H, Seltnann R, Qu H Y, et al. 2019. Characterization of the zircon Ce anomaly for estimation of oxidation state of magmas: A revised Ce/Ce^{*} method[J]. Mineralogy and Petrology, 113(6): 755–763.
- Zhou Z H, Gao X, Ouyang H G, et al. 2019. Formation mechanism and intrinsic genetic relationship between tin–tungsten–lithium mineralization and peripheral lead–zinc–silver–copper mineralization: Exemplified by Weilasituo tin–tungsten–lithium polymetallic deposit, Inner Mongolia[J]. Mineral Deposits, 38(5): 1004–1022 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Z H, Lü L S, Feng J R, et al. 2010. Molybdenite Re–Os ages of the Huanggang skarn Sn–Fe deposit and their geological significance Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica Sinica, 14(3): 667–679 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X Y, Zhang Z H, Fu X, et al. 2016. Geological and geochemical characteristics of the Weilasituo Sn–Zn deposit, Inner Mongolia[J]. Geology in China, 43(1): 188–208 (in Chinese with English abstract).
- Zi J W, Rasmussen B, Muhling J R, et al. 2022. In situ U–Pb and geochemical evidence for ancient Pb–loss during hydrothermal alteration producing apparent young concordant zircon dates in older tuffs[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 320: 324–338.

附中文参考文献

- 杜安道, 屈文俊, 王登红, 等. 2007. 辉钼矿晶粒范围内 Re 和 ¹⁸⁷Os 的失耦现象[J]. 矿床地质, 26(5): 572–580.
- 樊志勇, 邱慧远, 付旭, 等. 2017. 内蒙古维拉斯托大型斑岩型锡多金属找矿勘查及启示[J]. 黄金科学技术, 25(1): 9–17.
- 郭广慧, 钟世华, 李三忠, 等. 2023. 运用机器学习和锆石微量元素构建花岗岩成矿潜力判别图解: 以东昆仑祁漫塔格为例[J]. 西北地质, 56(6): 57–70.
- 郭贵娟. 2016. 内蒙古维拉斯托锡多金属矿床地质特征及成因探讨[D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文.
- 雷玮琰, 施光海, 刘迎新. 2013. 不同成因锆石的微量元素特征研究进展[J]. 地学前缘, 20(4): 273–284.
- 刘嘉情, 钟世华, 李三忠, 等. 2023. 基于机器学习和全岩成分识别东昆仑祁漫塔格斑岩–矽卡岩矿床成矿岩体和贫矿岩体[J]. 西北地质, 56(6): 41–56.
- 刘瑞麟, 武广, 李铁刚, 等. 2018a. 大兴安岭南段维拉斯托锡多金属矿床 LA–ICP–MS 锡石和锆石 U–Pb 年龄及其地质意义[J]. 地学前缘, 25(5): 183 201.
- 刘瑞麟, 武广, 陈公正, 等. 2018b. 大兴安岭南段维拉斯托锡多金属矿床流体包裹体和同位素特征[J]. 矿床地质, 37(2): 199–224.
- 刘翼飞, 樊志勇, 蒋胡灿, 等. 2014. 内蒙古维拉斯托–拜仁达坝斑岩–热液脉状成矿体系研究[J]. 地质学报, 88(12): 2373–2385.
- 牛警徽, 田福泉, 邱敦方, 等. 2023. 山东旧店金矿床花岗岩类锆石 U–Pb 年龄及对招平断裂带南段岩浆活动规律的约束[J]. 地质通报, 42(5): 813–827.
- 潘小菲, 郭利军, 王硕, 等. 2009. 内蒙古维拉斯托铜锌矿床的白云母 Ar/Ar 年龄探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 28(5): 473 479.
- 邵济安. 2007. 大兴安岭的隆起与地球动力学背景[M]. 北京: 地质出版社: 150–178.
- 覃锋, 刘建明, 曾庆栋, 等. 2009. 内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型铜矿床成岩成矿机制探讨[J]. 岩石学报, 25(12): 3357–3368.
- 王承洋. 2015. 内蒙古黄岗梁–甘珠尔庙成矿带铅锌多金属成矿系列与找矿方向[D]. 吉林大学博士学位论文.
- 王新宇, 侯青叶, 王瑾, 等. 2013. 内蒙古维拉斯托矿床花岗岩类 SHRIMP 年代学及 Hf 同位素研究[J]. 现代地质, 27(1): 67–78.
- 武广, 刘瑞麟, 陈公正, 等. 2021. 内蒙古维拉斯托稀有金属–锡多金属矿床的成矿作用: 来自花岗质岩浆结晶分异的启示[J]. 岩石学报, 37(3): 637–664.
- 肖路毅, 杨晓志. 2022. 锆石 Ce 氧逸度计和早期地球的氧化还原状态[J]. 高校地质学报, 28(4): 484–492.
- 薛怀民, 郭利军, 侯增谦, 等. 2010. 大兴安岭西南坡成矿带晚古生代中期未变质岩浆岩的 SHRIMP 锆石 U–Pb 年代学[J]. 岩石矿物学杂志, 29(6): 811–823.
- 张天福, 郭硕, 辛后田, 等. 2019. 大兴安岭南段维拉斯托高分异花岗岩体的成因与演化及其对 Sn–(Li–Rb–Nb–Ta) 多金属成矿作用的制约[J]. 地球科学, 44(1): 248–267.
- 赵志丹, 刘栋, 王青, 等. 2018. 锆石微量元素及其揭示的深部过程[J]. 地学前缘, 25(6): 124–135.
- 翟德高, 刘家军, 李俊明, 等. 2016. 内蒙古维拉斯托斑岩型锡矿床成岩、成矿时代及其地质意义[J]. 矿床地质, 35(5): 1011–1022.
- 周振华, 高旭, 欧阳荷根, 等. 2019. 锡钨锂矿化与外围脉状铅锌银铜矿化的内在成因关系和形成机制: 以内蒙古维拉斯托锡钨锂多金属矿床为例[J]. 矿床地质, 38(5): 1004–1022.
- 周振华, 吕林素, 冯佳睿, 等. 2010. 内蒙古黄岗卡岩型锡铁矿床辉钼矿 Re–Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 14(3): 667–679.
- 祝新友, 张志辉, 付旭, 等. 2016. 内蒙古赤峰维拉斯托大型锡多金属矿床的地质地球化学特征[J]. 中国地质, 43(1): 188–208.