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：沈锐，支倩，段丰浩，等. 哈萨克斯坦乌拉尔造山带肯皮尔赛蛇绿岩钠质斜长岩岩石成因及地质意义[J]. 西北地质，2026，59(5)：358−373. DOI：10.12401/j.nwg.2026021

Citation：SHEN Rui，ZHI Qian，DUAN Fenghao，et al. Petrogenesis and Geological Implications of Sodium-Rich Anorthosite from the Kempirsai Ophiolite in the Ural Orogenic Belt，Kazakhstan[J]. Northwestern Geology，2026，59(5)：358−373. DOI：10.12401/j.nwg.2026021

哈萨克斯坦乌拉尔造山带肯皮尔赛蛇绿岩钠质斜长岩岩石成因及地质意义

沈锐[1]，支倩[2]，段丰浩[3,*]，李尚启[1]，王伟平[1]，李旭拓[4]

（1. 中国冶金地质总局西北地质勘查院，陕西 西安 710119；2. 陕西省地质调查院，陕西省水工环地质调查中心，陕西 西安 710068；3. 长安大学地质工程与测绘学院，陕西 西安 710054；4. 中国地质调查局西安地质调查中心/西北地质科技创新中心，陕西 西安 710119）

摘 要：肯皮尔赛蛇绿岩是哈萨克斯坦南乌拉尔造山带内规模最大、层序发育相对完整的蛇绿岩体之一。为精准限定肯皮尔赛蛇绿岩的形成时代，阐明其浅色堆晶岩的岩石成因与构造背景，笔者对新识别的钠质斜长岩开展系统岩石学、锆石 U-Pb 年代学及主微量元素地球化学研究。结果表明，钠质斜长岩锆石 U-Pb 加权平均年龄为（373.9±1.4）Ma，形成于晚泥盆世早期，为肯皮尔赛蛇绿岩提供了高精度的年代学约束。岩石地球化学特征显示，钠质斜长岩具有高 SiO_2、Al_2O_3、Na_2O、Sr 含量及高 Sr/Y、Mg#值，低 MgO、Y、Yb 含量，显著富钠贫钾，富集轻稀土元素及大离子亲石元素，并呈现显著 Eu 正异常等特征，属于典型的埃达克质岩石，其岩浆来源于俯冲洋壳板片部分熔融，源区以石榴角闪岩相为主，熔体上升过程中与亏损地幔橄榄岩发生相互作用。综合分析认为，钠质斜长岩形成于洋内俯冲构造环境，指示晚泥盆世古乌拉尔洋仍处于俯冲消减阶段，其形成时代与区域铬铁矿主成矿期耦合，表明铬铁矿成矿与俯冲洋壳脱水熔融形成的埃达克质熔体—流体活动密切相关。本研究为南乌拉尔造山带晚古生代构造演化及蛇绿岩型铬铁矿成矿动力学提供了关键依据。

关键词：肯皮尔赛蛇绿岩；钠质斜长岩；晚泥盆世；埃达克岩；俯冲洋壳熔融

中图分类号：P618.33 **文献标志码**：A **文章编号**：1009-6248(2026)05-0358-16

Petrogenesis and Geological Implications of Sodium-Rich Anorthosite from the Kempirsai Ophiolite in the Ural Orogenic Belt, Kazakhstan

SHEN Rui[1], ZHI Qian[2], DUAN Fenghao[3,*], LI Shangqi[1], WANG Weiping[1], LI Xutuo[4]

收稿日期：2026-05-17；**修回日期**：2026-05-24；**责任编辑**：曹佰迪

基金项目：中国冶金地质总局综合研究项目“哈萨克斯坦蛇绿岩型铬铁矿选区研究”（中冶地 [2024]CMGBDZYG001 号），中国冶金地质总局矿产勘查项目“新疆买斯克孜勒东铬铜金多金属矿勘查”（中冶地 [2025]CMGBXM014 号），中国冶金地质总局科技创新项目“准噶尔盆地周缘铬铁矿找矿预测”（CMGBKY202502）联合资助。

作者简介：沈锐（1991−），男，工程师，主要从事铬铁矿勘查及研究工作。E-mail：919484217@qq.com。

*__通讯作者__：段丰浩（1991−），男，讲师，主要从事区域构造演化方面的研究。E-mail：chddfh@163.com。

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

（1. Northwest Geological Exploration Institute of China Metallurgical Geology Administration, Xi'an 710119, Shaanxi, China；2. Shaanxi Hydrogeological, Engineering and Environment Geological Survey Center, Shaanxi Institute of Geological Survey, Xi'an 710068, Shaanxi, China；3. School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China；4. Xi'an Center of China Geological Survey / Geosciences Innovation Center of Northwest China, Xi'an 710119, Shaanxi, China）

Abstract：The Kempirsai ophiolite is one of the largest and well-preserved ophiolitic bodies with a relatively complete succession in the southern Ural Orogen, Kazakhstan. This paper presents systematic petrological, zircon U-Pb geochronological, and major and trace element geochemical studies on the newly identified sodium-rich anorthosite, aiming to precisely constrain the formation age of the Kempirsai ophiolite and elucidate the petrogenesis and tectonic setting of its leucocratic cumulates. The results demonstrate that the sodium-rich anorthosite yields a weighted mean zircon U-Pb age of（373.9±1.4）Ma, indicating an Early Late Devonian magmatic event, which provides high-precision chronological constraints on the Kempirsai ophiolite. Geochemically, the anorthosite is characterized by high contents of SiO_2, Al_2O_3, Na_2O and Sr, high Sr/Y ratios and Mg# values, low contents of MgO, Y and Yb, as well as a distinct Na-rich and K-poor geochemical signature. It is also enriched in light rare earth elements and large-ion lithophile elements, with pronounced positive Eu anomalies, indicative of typical adakitic rocks. The magma was generated by partial melting of the subducted oceanic slab under garnet-amphibolite facies conditions, and experienced significant melt-rock interaction with depleted mantle peridotite during magma ascent. Comprehensive interpretations suggest that the sodium-rich anorthosite formed in an intra-oceanic subduction setting, indicating that the Paleo-Ural Ocean was still undergoing subduction and consumption during the Late Devonian. Its formation age is coupled with the main ore-forming period of regional podiform chromitite, implying that chromitite mineralization is closely related to adakitic melts and fluids activities derived from dehydration melting of the subducted oceanic slab. This study provides key evidence for the Late Paleozoic tectonic evolution of the Southern Ural Orogen and the metallogenic dynamics of ophiolite-hosted chromitite.

Keywords：Kempirsai ophiolite；sodium-rich anorthosite；late Devonian；adakitic rock；partial melting of subducted oceanic slab

乌拉尔造山带是全球典型且保存完整的古生代增生型造山带之一, 夹持于东欧克拉通、西伯利亚板块与哈萨克斯坦地块之间, 完整记录了古乌拉尔洋从大陆裂解、洋盆扩张至俯冲闭合的全部构造演化历程（Puchkov, 1997, 2009）。该造山带呈近 SN 向展布, 全长约 2 500 km, 以大型褶皱–冲断体系为主要构造特征。带内发育 150 余个规模不等的蛇绿岩体, 形成时代主要为奥陶纪—泥盆纪, 是反演古亚洲洋西段构造演化的天然实验室, 为揭示古大洋形成与消亡机制、俯冲带动力学过程及大陆地壳增生方式提供关键地质依据（Korinevsky et al., 1984; Savelieva et al., 1997; Brown et al., 2001, 2006; Spadea et al., 2003; Ryazantsev et al., 2008; Belova et al., 2010; Batanova, 2011; Savelieva, 2011; Pirajno et al., 2020; 傅恒等, 2024; 赵磊等, 2024; 熊锐等, 2026）。

肯皮尔赛（Kempirsai）超基性岩体位于哈萨克斯坦西北部南乌拉尔造山带的肯皮尔赛地体（图 1）, 是乌拉尔造山带中规模最大、研究程度最高的蛇绿岩体之一, 尤其因赋存全球规模最大的豆荚状铬铁矿床而备受关注（Edwards et al., 1985; Savelieva et al., 1995; Melcher et al., 1997, 1999; Savelieva, 2011; Rizeli et al., 2016; 吕鹏瑞等, 2022a; Hu et al., 2022; 高永伟等, 2023）。目前, 针对肯皮尔赛蛇绿岩的研究多集中于地幔橄榄岩、堆晶辉长岩及豆荚状铬铁矿等关键岩石类型。在成岩年代学方面, 尽管前人已对不同岩性开展了定年工作, 但所获年龄结果存在明显差异, 尚未形成统一认识。Edwards et al.（1985）对辉长岩进行 Sm-Nd 同位素定年, 获得 397～396 Ma 的等时线年龄, 初

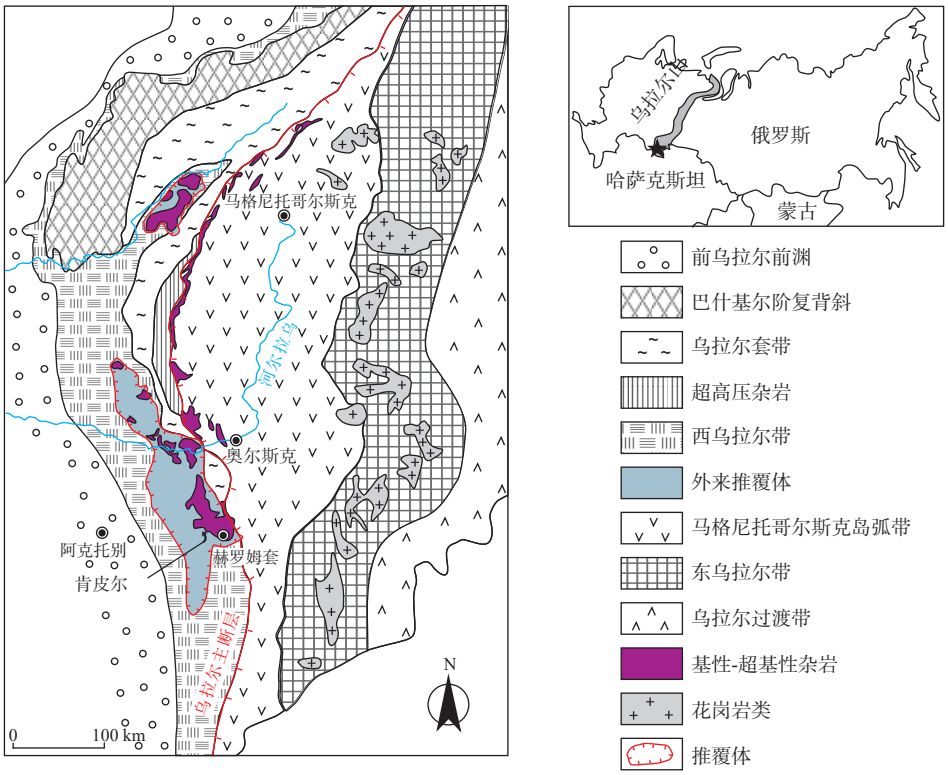


图1 南乌拉尔造山带地质简图(修改自 Hu et al., 2022)

Fig. 1 Geological sketch map of the southern Ural Orogen

步限定了基性堆晶岩的形成时代。Melcher et al.(1999)对岩体西北部的方辉橄榄岩、二辉岩及辉石岩开展Sm-Nd同位素分析，分别获得了(416±64) Ma、419～394 Ma及(427±55) Ma的等时线年龄，并对切穿地幔橄榄岩的辉石岩岩脉进行锆石U-Pb同位素定年，获得了(420±10) Ma的结晶年龄；基于该辉石岩岩脉中与铬铁矿成矿作用密切相关的角闪石、金云母与磷灰石的Rb-Sr同位素体系，得到了(379.3±1.6) Ma的等时线年龄。此外，Melcher et al.(1999)通过对角闪石–铬铁矿脉中的角闪石进行$^{40}Ar/^{39}Ar$定年，获得了(365.6±8)Ma和(385.4±9.2) Ma的坪年龄。Ryazantsev et al.(2021)对蛇绿岩底部的石榴角闪岩开展SIMS锆石U-Th-Pb定年，获得了(392±4) Ma的变质年龄，认为其代表与蛇绿岩就位相关的地幔岩浆作用时限。现有年龄数据虽已覆盖肯皮尔赛蛇绿岩中的超基性岩、基性岩等关键岩性单元，但该蛇绿岩的形成时代仍存在较大争议，且已有的年代学研究开展时间较早，测试方法多以Sm-Nd、Rb-Sr等时线定年为主。在高铬型铬铁矿成矿流体属性及动力学机制方面，已有研究通过包裹体观察及地球化学分析表明，其成矿与晚泥盆世洋内俯冲脱水流体的交代作用密切相关。流体驱动富镁熔体与亏损方辉橄榄岩发生反应，促使铬铁矿达到过饱和并结晶沉淀，矿床形成于高温、中等氧化的弧前构造背景(Melcher et al., 1997; Hu et al., 2022)。然而，俯冲带流体的具体来源尚不明确，关键成矿动力学过程亦缺乏有效约束。

斜长岩是蛇绿岩堆晶岩序列中重要的浅色端元岩石，整体以斜长石为优势矿物，其体积占比>90%，橄榄石、辉石、角闪石等暗色矿物含量稀少，总占比不足10%(Hunt, 1863; Streckeisen, 1976; Hoeck et al., 2002; Zhao et al., 2009)。斜长岩作为蛇绿岩套的关键组成部分，其形成时代和成因机制与洋壳形成及深部岩浆房多阶段演化、熔体相互作用、结晶分异等过程密切相关，为反演洋壳深部岩浆演化过程提供了关键研究载体(简平等, 1999; 魏君奇, 2000; 杨经绥等, 2011; Sotiriou et al., 2020; 唐跃等, 2021; 徐铭蔚等, 2026)。鉴于此，笔者以肯皮尔赛蛇绿岩带中新识别出的钠质斜长岩为研究对象，在详细野外地质调查基础上，开展系统的岩石学、锆石U-Pb年代学及主微量元素地球化学分析，精确厘定钠质斜长岩的形成时代与成因类型，有效约束肯皮尔赛蛇绿岩的形成时限。在此基础上，进一步阐明其岩浆演化机制与晚泥盆世洋内俯

冲过程的动力学关联, 为完善南乌拉尔造山带晚古生代构造演化格局提供依据。

1　区域地质概况

南乌拉尔造山带横跨俄罗斯与哈萨克斯坦, 隶属于古亚洲洋构造域乌拉尔–南天山造山系, 记录了古乌拉尔洋从开启至闭合的全过程(Savelieva et al., 1995, 1997; Samygin et al., 2009; Ivanov et al., 2013; 张向飞等, 2023; 赵磊等, 2024; 任纪舜等, 2026)。该造山带呈近 SN 向展布, 北接中乌拉尔, 南抵咸海以北, 西临东欧克拉通东缘, 东接哈萨克斯坦板块西北缘, 主体受乌拉尔主断裂带控制(高俊等, 2019)。

肯皮尔赛地块位于哈萨克斯坦西北部阿克托别州境内, 构造位置地处南乌拉尔造山带最南段, 夹持于东欧克拉通东缘与哈萨克斯坦板块西北缘的构造过渡地带, 东侧毗邻 Mugodzhary 微陆块, 向北与中乌拉尔造山带相接(吕鹏瑞等, 2022b; 高永伟等, 2023)。区域构造线整体近 SN 向展布, 空间上受乌拉尔主断裂严格制约, 主要发育 SN 向复式褶皱、韧性剪切带与逆冲推覆构造(图 1), 复杂的构造组合样式充分响应了古生代洋壳扩张、俯冲消减及晚期碰撞造山的动力学过程(Korinevsky et al., 1984; Ryazantsev et al., 2012; Puchkov, 2013; 张向飞等, 2023; 赵磊等, 2024)。

肯皮尔赛蛇绿岩是肯皮尔赛地块内规模最大、保存最完整的蛇绿岩体(吕鹏瑞等, 2022b; 高永伟等, 2023), 呈北窄南宽的不规则透镜状展布, 主体沿 NNW 向延伸, SN 长约为 90 km, EW 宽为 9～26 km (图 2), 区内共发育基性–超基性岩体 70 余处。该岩体发育相对完整的蛇绿岩层序, 自下而上包括地幔橄榄岩、堆晶杂岩、席状岩墙、枕状熔岩及海相沉积物。其中, 地幔橄榄岩以方辉橄榄岩和纯橄岩为主, 含少量二辉橄榄岩; 堆晶岩主要由橄榄辉长岩、纯橄岩及斜长岩组成; 席状岩墙以辉长岩和辉绿岩为主(Savelieva et al., 1995; Melcher et al., 1997, 1999; Rizeli et al., 2016; 吕鹏瑞等, 2022b; 高永伟等, 2023)。肯皮尔赛蛇绿岩杂岩体也是全球最大的豆荚状铬铁矿产地之一, 形成主矿田、拜特姆京斯克、塔格沙赛斯克和斯特普宁斯克等 4 个矿田(图 2), 并发育高 Al 和高 Cr 两类豆荚状铬铁矿。矿体主要赋存于方辉橄榄岩中, 少量赋存于纯橄榄岩及二辉橄榄岩中, 多呈透镜状、脉状及筒状等(Melcher et al., 1997, 1999; 吕鹏瑞, 2021, 2022a, 2022b; Hu et al., 2022; 高永伟等, 2023)。

2　斜长岩岩石学特征

斜长岩主要出露于拜特姆京斯克矿田范围内。该矿田主体岩性以方辉橄榄岩为主, 其次为纯橄榄岩、二辉橄榄岩, 铬铁矿主要赋存于纯橄榄岩岩相中。区内新识别出的斜长岩呈脉状产出, 野外露头断续延伸, 脉体出露长度约为 30 m, 宽度为 0.5～1.5 m, 整体走向 293°。斜长岩岩脉东南端侵入纯橄榄岩围岩并切穿铬铁矿矿化带(图 3a、图 3b), 沿走向逐渐尖灭, 西北端被第四系松散沉积物覆盖, 地表未见继续延伸。

斜长岩呈灰白色, 中–粗粒半自形结构, 块状构造(图 3c～图 3d)。矿物主要由斜长石(>95%)和少量单斜辉石(<5%)组成。斜长石多为自形–半自形板状, 粒径为 1.0～4.5 mm, 发育聚片双晶、卡钠复合双晶, 表面呈浅土褐色, 并可见绢云母化蚀变现象(图 4a～图 4d)。局部可见斜长石边部弱细粒化, 粒径为 0.6～1.5 mm, 沿斜长石表面或边缘裂缝发育, 沿裂缝多充填黝帘石等(图 4b～图 4d)。单斜辉石呈不规则他形或填隙状充填在斜长石颗粒间, 粒径通常小于 0.5 mm。

3　分析方法

在斜长岩中采集 1 件样品用于 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 测年, 采集 9 件新鲜样品用于岩石地球化学分析。本次实验的锆石单矿物分选、制靶、阴极发光成像、U-Pb 定年及全岩主量与微量元素地球化学分析, 均在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成。

锆石 U-Pb 同位素定年采用 Agilent 8 900 电感耦合等离子体质谱仪, 搭配 Resolution SE 193 nm 深紫外激光剥蚀进样系统, 激光束斑直径 30 μm, 剥蚀频率 5 Hz。使用锆石标样 91 500 为外标校正, GJ-1 为监控标样监测仪器状态与数据质量。微量元素含量校正采用 NIST 610 为外标, ^{91}Zr 为内标。数据处理时剔除谐和度<90% 的测点, 利用 Glitter(ver 4.0, Macquarie University)软件计算同位素比值与元素含量, 采用 Isoplot 软件完成锆石 U-Pb 年龄加权平均值计算及谐和图绘制。

主量元素采用 HORIBA ULTIMA 2C 型电感耦合等离子体原子发射光谱仪(ICP-OES)测定, 测试精度优于 3%; 烧失量(LOI)在烘箱中经 1 000 ℃ 高温灼烧

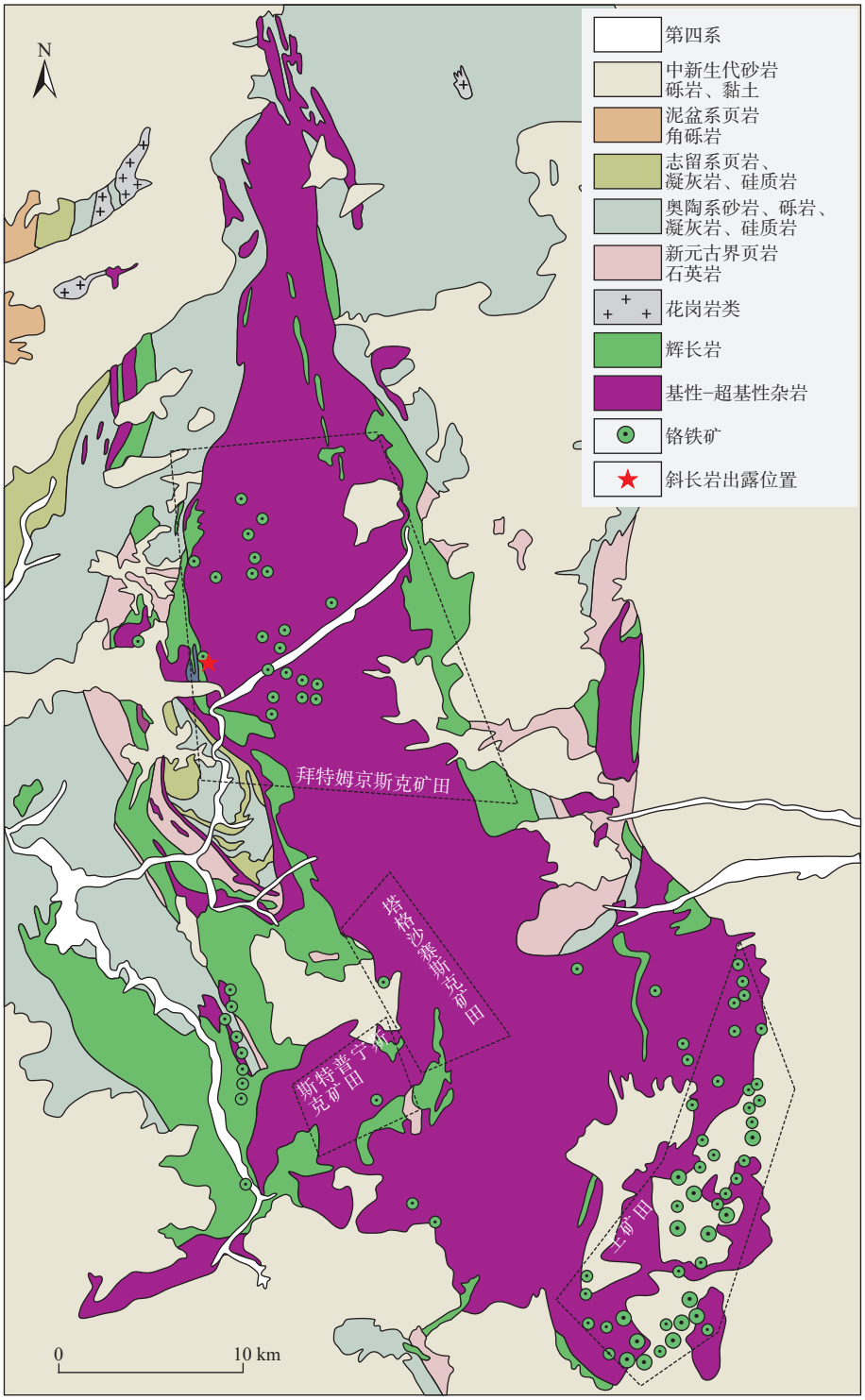


图2 肯皮尔赛蛇绿岩带地质简图

Fig. 2 Geological sketch map of the Kempirsai ophiolite belt

后称重计算获得；微量和稀土元素采用酸溶消解-ICP-MS 内标法测定，分析仪器为 Agilent 7900 型电感耦合等离子体质谱仪，选用 BHVO-2、BCR-2 和 RGM-2 作为外部校准标样，元素含量大于 10×10^{-6} 时，测试精度为 5%，元素含量小于 10×10^{-6} 时，测试精度为 10%。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年代学

从斜长岩中挑选的锆石多数为自形–半自形双锥

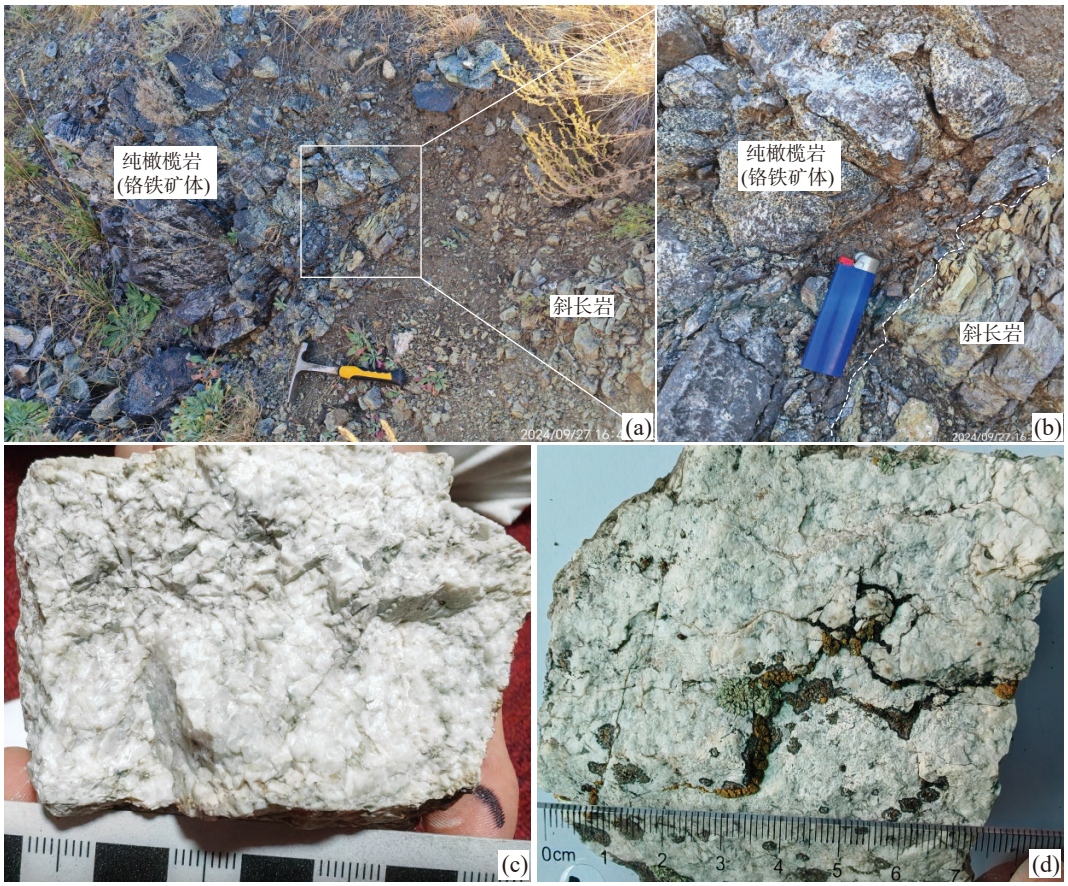


图3　钠质斜长岩野外及手标本照片

Fig. 3　Field photographs and hand specimens of sodium-rich anorthosite

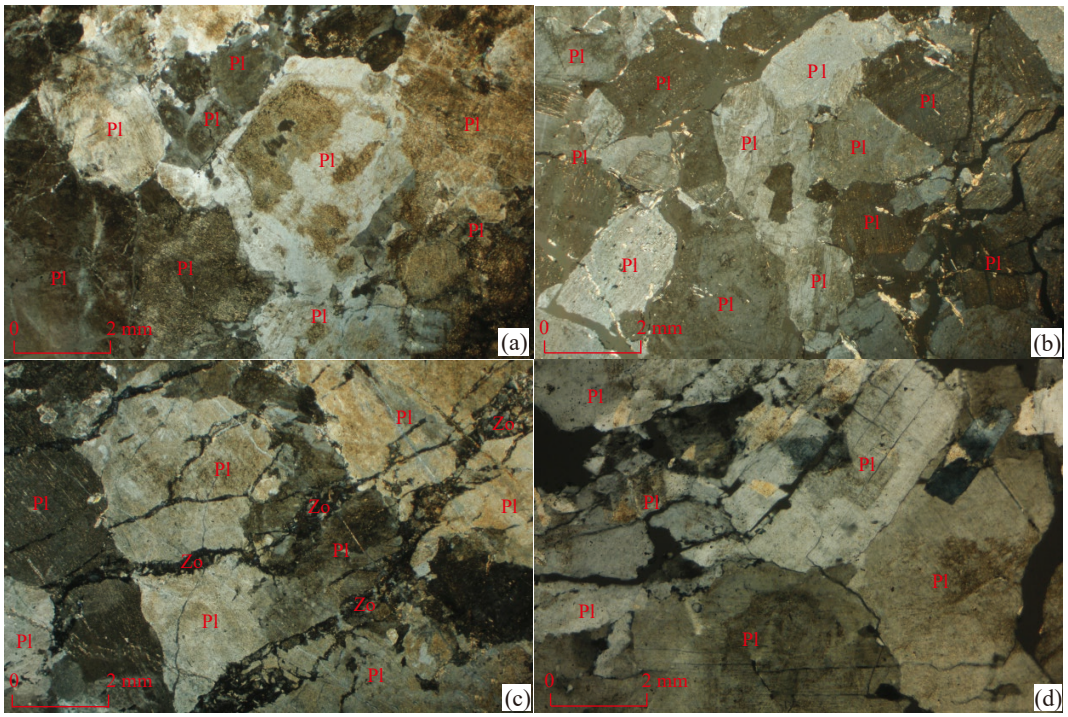
状和柱状晶体, 长为 50～120 μm, 宽为 35～65 μm, 长宽比为 1∶1～3∶1, 阴极发光图像中显示大多数锆石发育震荡环带(图 5a)。斜长岩锆石的 Th 含量为 61.0×10^{-6}～624×10^{-6}, U 含量为 146×10^{-6}～557×10^{-6}, Th/U 值较高, 介于 0.32～1.12(表 1), Th、U 具有良好正相关(图 5b), 锆石表现出强烈的正 Ce 异常、负 Eu 异常和 HREE 富集(图 5b), 均指示岩浆成因, 可以代表岩石的结晶年龄。

本次获得的 27 个测试点均落在谐和曲线上, 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄值较集中, 介于 369～380 Ma, 获得其加权平均年龄为(373.9±1.4) Ma(图 5c～图 5d), 为晚泥盆世早期。

4.2　岩石地球化学特征

所有测试样品均显示低的烧失量, LOI 值为 0.53%～1.79%, 仅 1 样为 2.18%(表 2), 表明样品新鲜, 这与野外和镜下观察结果一致。斜长岩主量元素测试结果(表 2)显示, 样品 SiO_2 含量为 60.25%～63.33%, Al_2O_3 含量为 20.953%～23.01%, Na_2O 含量为 7.22%～9.24%(1 件样品的含量为 4.47%), Mg#值为 72.9～78.4, CaO 含量为 2.28%～3.98%, MgO 含量为 0.52%～0.88%, TFe_2O_3 含量为0.36%～0.59%, TiO_2 含量为0.05%～0.09%, K_2O 含量为 0.33%～3.26%(1 件样品的含量为 6.93%)。斜长岩样品具有较高的全碱含量, Na_2O+K_2O 值为 9.16%～11.4%; 在 TAS 图解中, 样品主体落在正长岩区域, 个别样品落入二长岩及石英二长岩区域(图 6a)。主量元素整体表现为显著富 Na、贫 K 特征, Na_2O/K_2O 值为 2.22～27.8(1 件样品的比值偏低至 0.64); 在 Na_2O-K_2O 判别图解中, 样品主体投入钠质岩石区域(图 6b), 这一特征与 CIPW 标准矿物计算结果相吻合, 表现为样品普遍具有较高的钠长石分子含量(Ab 值为 62.8%～79.2%, 平均为 70.2%, 1 件样品为 38.9%), 而钙长石分子含量整体偏低(An 值为 11.6%～20.3%, 平均为 15.8%)。在 SiO_2-K_2O 图解中, 样品主体落入低钾拉斑系列区域, 部分数据点过渡至钙碱性–高钾钙碱性系列区域(图 6c)。样品 A/NK 值为 1.39～1.61, A/CNK 值为 1.00～1.10, 整体表现为弱过铝质特征(图 6d)。

斜长岩稀土元素总量较高, ∑REE 值为 118×10^{-6}～



Pl.斜长石；Zo.黝帘石

图4 钠质斜长岩镜下照片

Fig. 4 Photomicrographs of sodium-rich anorthosite

246×10^{-6}；在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线上，所有样品具有相似的分布模式，均表现为轻稀土富集、重稀土元素相对亏损的右倾型分布特征。$(La/Yb)_N$ 值为 27.6～55.5，$(Gd/Yb)_N$ 值为 1.30～2.74，δEu 值为 0.97～1.79(平均为 1.24)，显示明显的正 Eu 异常(图 7a)。在原始地幔标准化微量元素图解中，斜长岩样品富集 Rb、Ba、Th、U、K 和 Sr 等元素，亏损 Nb、Ta、Zr、Hf、P 和 Ti(图 7b)。

5 讨论

5.1 肯皮尔赛蛇绿岩时代

蛇绿岩的形成时代是反演古洋盆开启、扩张与演化时限的核心地质依据(Dilek et al., 2014; Coleman, 2014; 翟庆国等, 2019)。肯皮尔赛蛇绿岩作为乌拉尔造山带规模最大、保存最完整的蛇绿岩体之一，其形成时代的精确厘定一直是南乌拉尔区域地质研究的核心科学问题之一。前人已针对该蛇绿岩的不同岩性单元开展了大量年代学研究工作，但受测试方法精度、样品岩性差异、后期热事件改造等多种因素影响，已发表的年龄数据时空跨度较大，尚未形成统一认识(Edwards et al., 1985; Melcher et al., 1999; Ryazantsev et al., 2021)。

前人年代学数据显示，肯皮尔赛蛇绿岩不同岩性单元的形成与改造时限主要集中于晚志留世—晚泥盆世，可划分为 3 期关键演化阶段。①早泥盆世晚期(397～396 Ma)层状辉长岩的 Sm-Nd 同位素年龄，约束了蛇绿岩基性堆晶岩单元的主体形成时代(Edwards et al., 1985)；②晚志留世—早泥盆世(427～394 Ma)超基性岩 Sm-Nd 年龄，限定了地幔橄榄岩单元的早期演化时限，切穿橄榄岩的辉石岩岩脉获得(420±10)Ma 的锆石 U-Pb 年龄，代表蛇绿岩晚期岩浆活动的早期记录，而配套的 Rb-Sr 及 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 低温热年代学年龄数据(385～365 Ma)，则记录了蛇绿岩就位过程中多期热液活动与构造改造事件(Melcher et al., 1999)；③蛇绿岩底部石榴角闪岩(392±4) Ma 的变质年龄(Ryazantsev et al., 2021)，为蛇绿岩构造侵位及相关岩浆作用提供了重要年代学约束。

本次研究获得的钠质斜长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为(373.9±1.4) Ma，是目前肯皮尔赛蛇绿岩浅色堆晶岩单元中已报道的最年轻岩浆结晶年龄，表明该蛇绿岩的岩浆演化至少延续至晚泥盆世早期。这一年龄数据进一步完善了南乌拉尔造山带蛇绿岩的年代学格架，为区域蛇绿岩时空演化研究提

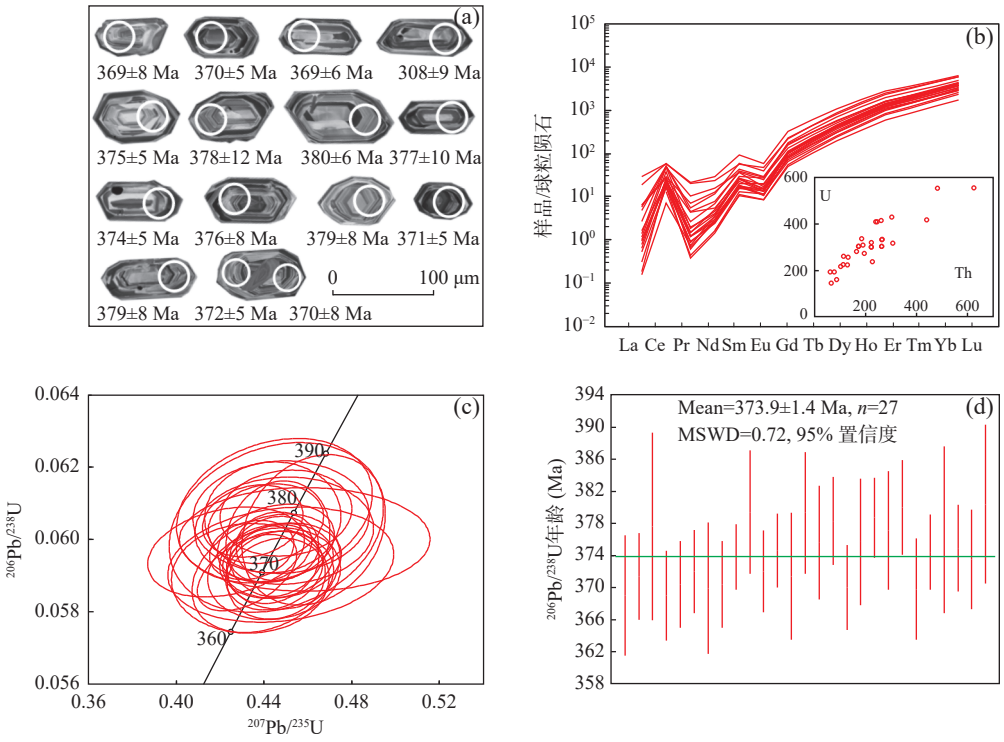


图5　钠质斜长岩锆石阴极发光图像(a)、球粒陨石标准化稀土元素配分图与 Th-U 分布图(b)、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(c)、年龄直方图(d)

Fig. 5　(a) Zircon cathodoluminescence images, (b) chondrite-normalized REE patterns,Th-U diagrams, (c) LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams and (d) age histograms for the sodium-rich anorthosite

供了重要约束。区域对比显示,肯皮尔赛蛇绿岩的形成时代与南乌拉尔造山带内其他蛇绿岩体的形成时代具有良好的一致性,区域内绝大多数蛇绿岩的形成时代集中于奥陶纪—泥盆纪,其中晚泥盆世是蛇绿岩形成的高峰期(Savelieva et al., 1997; Brown et al., 2006; 赵磊等, 2024)。

综合前人年代学数据与本次新获得的年龄结果可知,肯皮尔赛蛇绿岩的岩浆演化过程至少持续约 50 Ma: 从 420 Ma 左右方辉橄榄岩、二辉岩及辉石岩的早期结晶,到 397～396 Ma 辉长岩的大规模堆晶,再到 373.9 Ma 钠质斜长岩的晚期岩浆就位,完整记录了该区岩浆活动从早期洋壳扩张背景下的深部岩浆多阶段演化,向晚期洋内俯冲环境下熔体叠加活动过渡的连续演化序列。

5.2　斜长岩岩石成因类型及岩浆源区

斜长岩是蛇绿岩堆晶岩序列中的浅色端元岩石,其岩石成因类型与岩浆源区的厘定,是反演洋壳深部岩浆演化过程、揭示蛇绿岩形成构造背景的重要依据(简平等, 1999; 魏君奇, 2000; 杨经绥等, 2011; Sotiriou et al., 2020)。本次研究的斜长岩样品在矿物学、主量元素与微量元素地球化学方面均显示出区别于区域同类岩石的特征,为其岩石成因类型的划分与岩浆源区的示踪提供了系统、全面的地质约束。

岩相学与主量元素特征表明,笔者研究的斜长岩以斜长石为主要造岩矿物(体积占比> 95%),仅含少量填隙状单斜辉石(图 4),整体具有高 Si、高 Al、富 Na、贫 K、低 Mg、低 Fe、低 Ti 的成分特点(表 2),样品 Na_2O/K_2O 值整体较高。结合 Na_2O-K_2O 判别图解样品投点特征(图 6b)及 CIPW 标准矿物计算结果,样品以高钠长石、低钙长石分子占比为特征,可进一步确定为钠质斜长岩。在微量元素方面,样品具有极高 Sr 含量为 1 131×10^{-6}～1 728×10^{-6},极低 Y 含量为 3.69×10^{-6}～16.2×10^{-6},平均为 8.69×10^{-6} 和 Yb 含量为 0.43×10^{-6}～1.65×10^{-6},平均为 1.02×10^{-6} 含量,Sr/Y 值高达 96.0～468(平均为 206),La/Yb 值为 38.5～77.4(平均为 54.1),富集轻稀土,亏损重稀土和高场强元素,并呈现显著的正 Eu 和正 Sr 异常(图 7),整体符合埃达克质岩的典型地球化学特征(图 8; Defant et al., 1990; Drummond et al., 1990; Martin, 1999)。

已有研究表明,埃达克岩主要形成于 3 种机制:

表 1 钠质斜长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Tab. 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytical results for the sodium-rich anorthosite

点号	Pb	Th	U	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	(10^{-6})				$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
1	14.6	102	217	0.47	0.054 89	0.003 82	0.433 72	0.029 34	0.058 93	0.001 24	373	146	369	23	369	8
2	29.3	245	410	0.60	0.054 87	0.002 12	0.444 23	0.017 06	0.059 32	0.000 89	372	89	372	12	371	5
3	22.7	263	304	0.86	0.054 22	0.004 36	0.445 62	0.039 90	0.060 33	0.001 92	312	193	372	28	378	12
4	24.7	306	318	0.96	0.055 07	0.002 23	0.445 62	0.018 24	0.058 92	0.000 91	359	91	372	13	369	6
5	43.5	624	557	1.12	0.054 94	0.002 25	0.444 70	0.018 12	0.059 15	0.000 89	397	90	373	13	370	5
6	21.8	222	303	0.73	0.055 10	0.002 65	0.445 72	0.021 17	0.059 41	0.000 85	359	110	373	15	372	5
7	22.8	222	318	0.70	0.054 83	0.003 57	0.440 97	0.027 55	0.059 06	0.001 34	343	150	369	19	370	8
8	22.6	189	310	0.61	0.055 18	0.002 38	0.447 31	0.019 97	0.059 15	0.000 88	364	95	374	14	370	5
9	19.9	113	261	0.43	0.052 76	0.002 00	0.434 38	0.015 72	0.059 71	0.000 67	235	91	366	11	374	4
10	37.4	260	415	0.63	0.052 63	0.003 66	0.447 82	0.032 85	0.060 62	0.001 27	313	135	374	23	379	8
11	13.8	76.8	193	0.40	0.054 89	0.002 77	0.448 27	0.022 07	0.059 42	0.000 85	342	113	374	15	372	5
12	19.6	131	257	0.51	0.053 73	0.001 92	0.443 14	0.015 24	0.059 74	0.000 74	288	83	371	11	375	5
13	19.2	226	238	0.95	0.054 86	0.005 20	0.447 66	0.042 07	0.059 30	0.001 30	325	226	373	29	371	8
14	16.0	112	225	0.49	0.053 53	0.002 86	0.444 06	0.025 39	0.060 61	0.001 25	343	142	372	18	379	8
15	16.7	129	225	0.57	0.055 55	0.005 59	0.458 60	0.046 70	0.060 00	0.001 17	323	251	380	33	376	7
16	20.0	194	274	0.71	0.053 05	0.002 36	0.440 86	0.021 48	0.060 44	0.000 90	307	109	369	15	378	6
17	41.6	481	555	0.87	0.053 80	0.002 53	0.432 30	0.018 53	0.059 08	0.000 86	350	107	364	13	370	5
18	28.6	240	409	0.59	0.054 70	0.002 16	0.446 41	0.019 31	0.060 02	0.001 30	378	92	374	14	376	8
19	11.2	64.9	146	0.44	0.052 22	0.002 26	0.434 95	0.018 68	0.060 51	0.000 82	221	107	365	14	379	5
20	24.5	164	283	0.58	0.053 38	0.003 81	0.449 26	0.033 28	0.060 25	0.001 21	290	168	374	23	377	7
21	29.6	264	334	0.79	0.053 22	0.002 88	0.450 01	0.024 55	0.060 73	0.000 97	280	128	376	17	380	6
22	12.6	61.0	194	0.32	0.055 76	0.003 03	0.444 58	0.024 74	0.059 05	0.001 04	364	129	371	17	370	6
23	35.5	440	418	1.05	0.053 86	0.001 88	0.446 11	0.015 35	0.059 81	0.000 78	365	70	373	11	374	5
24	39.4	302	429	0.70	0.055 11	0.002 96	0.462 61	0.026 71	0.060 27	0.001 70	389	132	385	19	377	10
25	23.5	185	341	0.54	0.055 00	0.002 75	0.445 42	0.021 75	0.059 89	0.000 89	349	121	372	15	375	5
26	20.9	172	303	0.57	0.052 61	0.003 80	0.422 76	0.029 20	0.059 65	0.001 02	269	162	356	21	374	6
27	14.0	86.1	161	0.53	0.052 81	0.004 28	0.444 77	0.036 42	0.060 80	0.001 63	300	157	370	26	380	10

①俯冲洋壳板片部分熔融(Defant et al., 1990; Drummond et al., 1990; Martin, 1999; Rapp et al., 1999); ②幔源玄武质岩浆分离结晶(Rapp, 1994; Castillo et al., 1999; Macpherson et al., 2006); ③拆沉或加厚下地壳物质部分熔融(Atherton et al., 1993; Kay et al., 1993; Xu et al., 2002; Chung et al., 2003; Wang et al., 2005, 2006)。综合分析表明,笔者研究的肯皮尔赛蛇绿岩中钠质斜长岩很可能形成于俯冲洋壳板片部分熔融。

幔源玄武质岩浆在高压或低压条件下经分离结晶作用成因模式,均难以合理解释本次研究中钠质斜长岩的地球化学特征。实验岩石学证据表明,幔源玄武质岩浆经高压分离结晶形成的埃达克质岩石,会伴随石榴子石、角闪石与辉石的强烈分离结晶作用,导致残余熔体中 Y/Yb 值升高、Dy 含量明显降低,并使 $(La/Yb)_N$ 与 $(Dy/Yb)_N$ 值呈现明显负相关(Rapp, 1994; Macpherson et al., 2006)。样品 Y/Yb 值变化不大,为 7.41～9.80(平均值为 8.30),且 $(La/Yb)_N$ 和 $(Dy/Yb)_N$ 呈明显正相关(图 9a),与高压条件分离结晶特征不符。此外,低压条件下由基性岩浆分离结晶形成的埃达克岩,受斜长石、角闪石分离结晶作用的影响,常表现

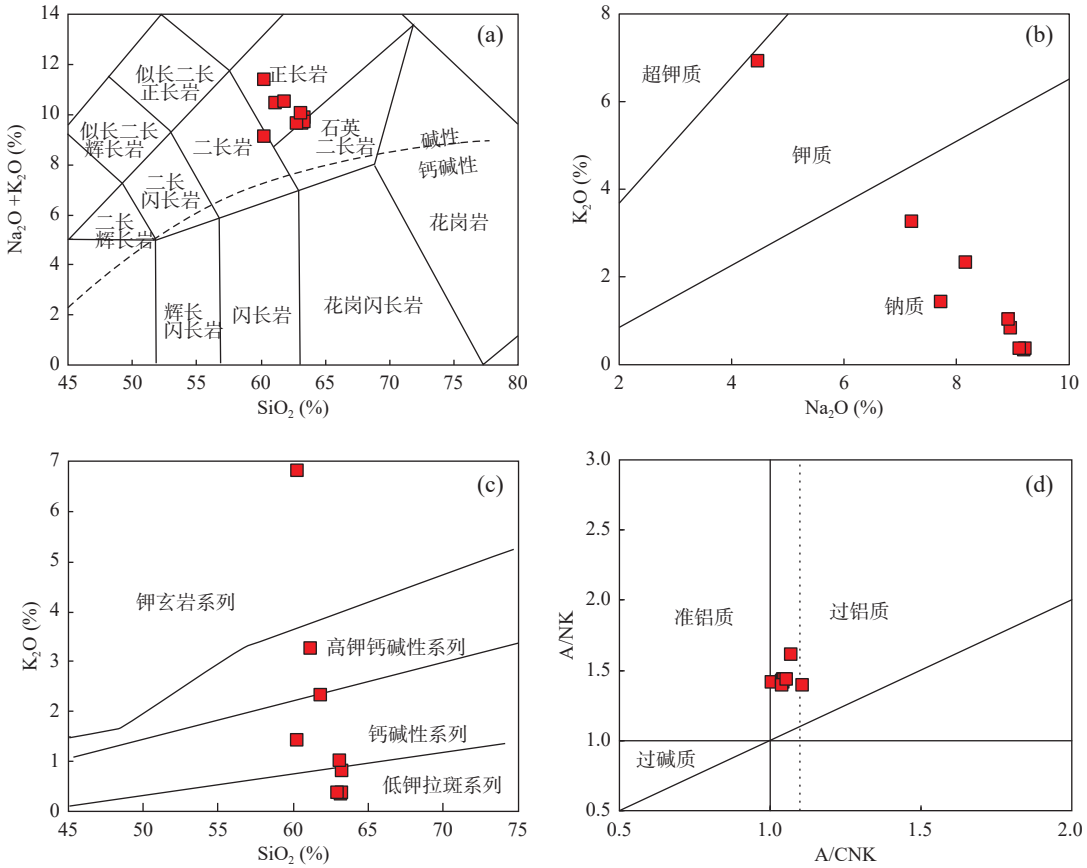
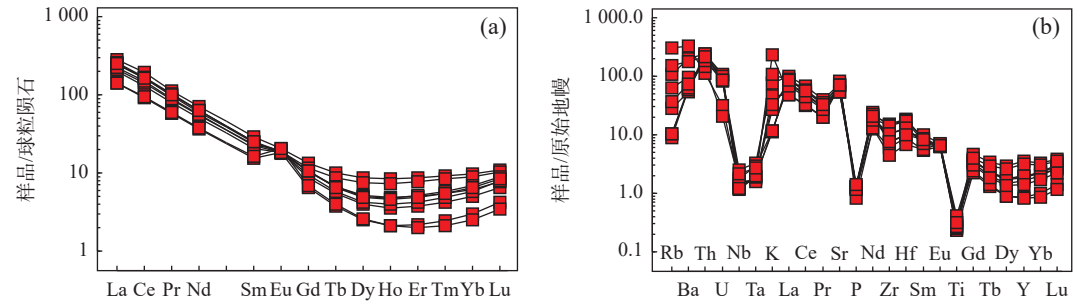


图6　钠质斜长岩(Na_2O+K_2O)-SiO_2(a，据 Middlemost，1994)、Na_2O-K_2O(b，据 Middlemost，1975)、SiO_2-K_2O(c，据 Peccerillo et al.，1976)、A/NK-A/CNK(d，据 Maniar et al.，1989)图解

Fig. 6　(a) (Na_2O+K_2O) vs. SiO_2, (b) Na_2O vs. K_2O, (c) SiO_2 vs. K_2O, (d) A/NK vs. A/CNK diagrams of the sodium-rich anorthosite

为 MREE 与 HREE 之间呈强烈下凹的稀土配分模式，且 Dy/Yb 值会随 SiO_2 含量的增高呈降低趋势(Castillo et al., 1999)。钠质斜长岩虽显示 MREE 相对亏损的稀土配分模式(图 7a)，但与低压分离结晶特征的强烈下凹形态存在显著区别，且 Dy/Yb 值不随 SiO_2 含量增高发生明显变化(图 9b)，结合样品高 Al_2O_3、高 Sr 含量及低 Y 含量的地球化学属性(表 2)，同样与低压条件下的分离结晶特征不一致。在 La-La/Sm、Zr/Nb-Zr 图解中，样品均显示部分熔融作用的相关特征(图 9c、图 9d)。

钠质斜长岩也并非拆沉或加厚下地壳物质部分熔融的产物。加厚下地壳熔融成因的埃达克岩通常



球粒陨石和原始地幔标准化数据来自 Sun et al.，1989

图7　钠质斜长岩球粒陨石标准化稀土元素图(a)和原始地幔标准化微量元素图(b)

Fig. 7　(a) Chondrite-normalized rare earth element (REE) diagram and (b) primitive mantle-normalized trace element diagram of the sodium-rich anorthosite

表 2 钠质斜长岩主量元素(%)和微量元素(10^{-6})分析结果

Tab. 2 Major (%) and trace elements (10^{-6}) concentrations of the sodium-rich anorthosite

样品	YQ10	YQ10-1	YQ10-2	YQ10-3	YQ10-4	YQ10-5	YQ10-6	YQ10-7	YQ10-8
SiO_2	60.25	60.28	63.31	63.16	63.33	62.82	63.12	61.16	61.88
TiO_2	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06	0.07	0.07
Al_2O_3	23.01	20.95	22.11	22.15	22.36	22.10	22.05	22.17	22.22
TFe_2O_3	0.52	0.40	0.36	0.38	0.39	0.59	0.41	0.42	0.44
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.88	0.59	0.57	0.52	0.57	0.85	0.58	0.78	0.77
CaO	3.98	3.33	3.06	3.20	3.24	3.16	2.99	3.09	2.28
Na_2O	7.74	4.47	8.97	9.22	9.24	9.14	8.93	7.22	8.18
K_2O	1.42	6.93	0.81	0.332	0.35	0.35	1.01	3.26	2.32
P_2O_5	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
LOI	1.50	2.18	0.84	0.53	0.59	0.66	0.77	1.79	1.66
Total	99.4	99.2	100.1	99.6	100.2	99.8	100.0	100.0	99.9
A/NK	1.61	1.41	1.41	1.43	1.44	1.43	1.40	1.44	1.39
A/CNK	1.07	1.00	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.05	1.10
Mg#	77.1	74.6	75.6	72.9	74.1	74.1	73.4	78.4	77.4
Sc	1.15	0.88	1.31	1.22	1.30	1.50	1.21	1.41	1.49
V	5.89	4.92	3.97	3.97	4.11	6.54	4.43	4.62	4.28
Cr	9.6	12.1	63.0	27.1	62.0	11.5	19.44	50.12	4.08
Co	3.48	4.92	1.92	2.01	1.98	3.04	3.13	2.45	2.88
Ni	33.6	39.8	15.1	21.4	15.9	23.9	13.48	25.56	23.31
Rb	40.1	193	18.1	5.74	6.58	6.64	23.11	96.12	67.76
Sr	1 728	1 417	1 481	1 152	1 160	1 131	1 472	1 511	1 552
Y	3.69	3.86	8.36	8.89	7.36	8.95	6.51	14.39	16.17
Zr	50	69	169	165	159	117	116.4	86.4	83.5
Nb	1.15	1.05	0.84	0.88	0.86	1.28	0.87	1.54	1.80
Ba	664	2 278	372	419	402	443	510	1 258	1 374
La	33.1	33.1	59.4	60.6	53.3	49.9	47.1	58.0	67.7
Ce	58.2	55.6	101	103	90.4	86.1	80.3	98.6	119.7
Pr	5.58	5.47	9.51	9.65	8.5	8.2	7.61	9.20	10.80
Nd	17.4	17.1	29.5	29.8	26.5	25.8	23.7	28.2	33.2
Sm	2.47	2.38	3.79	3.81	3.45	3.51	3.10	3.71	4.43
Eu	1.19	1.07	1.05	1.08	1.07	1.11	1.06	1.09	1.19
Gd	1.41	1.35	2.17	2.16	1.95	2.12	1.78	2.37	2.77
Tb	0.15	0.14	0.24	0.25	0.22	0.25	0.20	0.32	0.37
Dy	0.67	0.65	1.24	1.29	1.08	1.33	1.01	1.89	2.17
Ho	0.12	0.12	0.26	0.27	0.22	0.27	0.20	0.41	0.47
Er	0.33	0.36	0.80	0.86	0.70	0.83	0.62	1.29	1.45

续表 2

样品	YQ10	YQ10-1	YQ10-2	YQ10-3	YQ10-4	YQ10-5	YQ10-6	YQ10-7	YQ10-8
Tm	0.05	0.06	0.14	0.15	0.13	0.14	0.11	0.21	0.24
Yb	0.43	0.50	1.10	1.16	0.99	1.04	0.84	1.50	1.65
Lu	0.09	0.11	0.22	0.23	0.20	0.19	0.16	0.26	0.28
Hf	2.08	2.78	5.66	5.53	5.28	3.95	3.99	3.07	3.03
Ta	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.12	0.08	0.11	0.14
Pb	45.2	26.3	27.1	27.8	27.6	28.2	27.9	31.1	30.9
Th	12.2	9.3	19.8	20.3	17.3	15.8	15.7	18.0	20.0
U	0.44	0.67	2.18	2.30	2.08	1.71	1.80	1.81	1.77
∑REE	121	118	210	214	189	181	168	207	246
δEu	1.79	1.67	1.02	1.05	1.15	1.15	1.27	1.06	0.97
Sr/Y	468	367	177	130	158	126	226	105	96.0
$(La/Yb)_N$	55.5	47.2	38.8	37.6	38.5	34.3	40.1	27.6	29.4
$(La/Sm)_N$	8.64	8.97	10.12	10.27	9.98	9.17	9.79	10.09	9.86
$(Gd/Yb)_N$	2.74	2.22	1.63	1.55	1.62	1.68	1.75	1.30	1.39

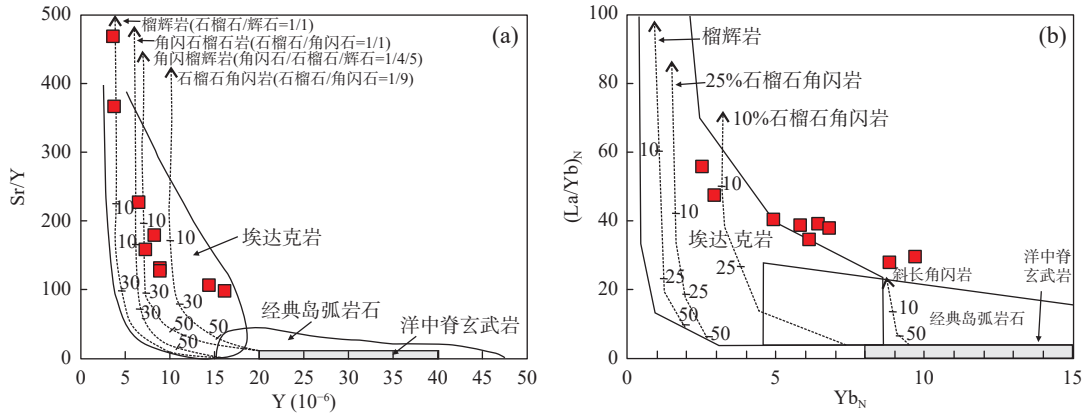


图8　钠质斜长岩 Sr/Y-Y(a)和$(La/Yb)_N$-Yb_N 图解(b)(底图据 Defant et al.，1990; Drummond et al.，1990)

Fig. 8　(a) Plots of Sr/Y vs. Y and (b) $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N for the sodium-rich anorthosite

具有相对较高的 K_2O 含量与 Na_2O/K_2O 值(Martin, 1999; Qian et al., 2013)，而样品 K_2O 整体偏低(0.33%～3.26%，仅 1 件样品为 6.93%，均值 1.87%)，呈显著富 Na、贫 K，Na_2O/K_2O 值为 2.22～27.8(1 件样品为 0.64; 图 6b)，且 Mg#值高达 72.9～78.4，与加厚下地壳熔融特征明显不符。此外，由拆沉下地壳部分熔融形成的熔体在上升过程中势必会与地幔发生相互作用，所形成的岩浆通常具有高 MgO、高 Cr 和高 Ni 特征(Martin et al., 2005; Wang et al., 2006)。钠质斜长岩样品 MgO 含量为 0.52%～0.88%; Cr 含量为 4.08×10^{-6}～63.0×10^{-6}，平均为 28.8×10^{-6}; Ni 含量为 13.5×10^{-6}～39.8×10^{-6}，平均为 23.6×10^{-6}，含量均较低；结合其较高 SiO_2 含量为 60.25%～63.33% 及较低的 Th/Ce 值(0.17～0.21)特征，进一步排除拆沉下地壳部分熔融的可能性。

因此，俯冲洋壳板片部分熔融很可能是肯皮尔赛蛇绿岩晚泥盆世钠质斜长岩最合理的形成机制。在相关判别图解中，所有钠质斜长岩样品均落入更接近俯冲洋壳成因埃达克质岩分布区域(图 10)，进一步佐证了这一成因认识。已有研究普遍认为，基性玄武岩直接部分熔融形成的熔体，其 Mg#值通常≤45(Atherton et al., 1993)，而大洋俯冲板片熔融作用形成的富硅埃达克质熔体，在上升过程中会与上覆地幔楔橄榄岩发生显著相互作用，可促使熔体的 Mg#值显著升高(Atherton et al., 1993; Rapp et al., 1995, 1999)。样品的 Mg#值高达 72.9～78.4，远高于基性玄武岩直接熔融熔体的 Mg#值上限，指示俯冲洋壳熔融形成的初始富

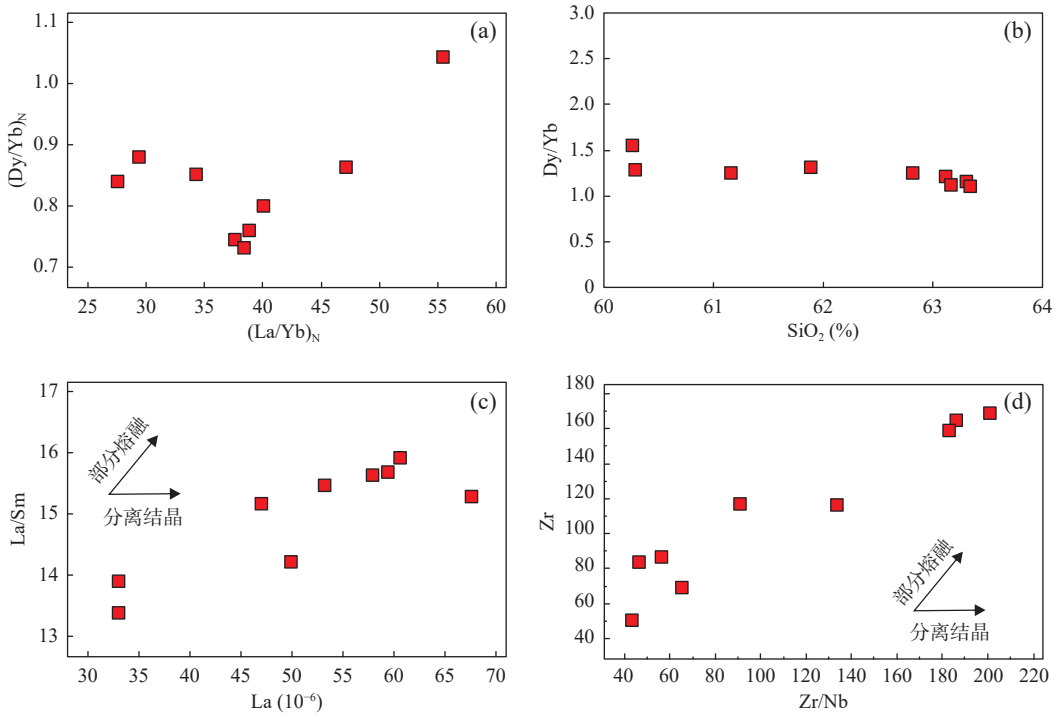


图9 钠质斜长岩（$(La/Yb)_N$-$(Dy/Yb)_N$（a）、SiO_2-Dy/Yb（b）、La-La/Sm（c）、Zr/Nb-Zr（d）图解

Fig. 9 (a) Plots of $(La/Yb)_N$ vs. $(Dy/Yb)_N$, (b) SiO_2 vs. Dy/Yb, (c) La vs.La/Sm and (d) Zr/Nb vs. Zr for the sodium-rich anorthosite

硅熔体，在上升过程中与亏损地幔橄榄岩发生了充分反应，地幔橄榄岩中的 Mg 元素被大量带入熔体，最终形成了钠质斜长岩高 Mg#的地球化学特征。此外，样品具有极高的 Al_2O_3、Sr 含量，以及低 Y 和 Yb 含量、正 Eu 和 Sr 异常以及近乎平坦的重稀土分布模式（图 7），共同指示岩浆源区更可能为石榴角闪岩相，而非榴辉岩相。样品较低的 Nb/Ta 值（10.6～17.8，均值为 12.6）以及明显的 Nb-Ta 负异常（图 7b），进一步支持其形成于角闪岩相物质在石榴子石稳定域内发生部分熔融的动力学背景。

综合分析表明，笔者研究的晚泥盆世钠质斜长岩具有典型的俯冲洋壳板片熔融成因埃达克质岩石地球化学特征，形成于洋内俯冲构造环境。

5.3 地质意义

肯皮尔赛蛇绿岩赋存全球规模最大的豆荚状铬铁矿，其成矿机制与动力学过程长期为国际矿床学研究热点。该区高铬型豆荚状铬铁矿的成矿作用与晚泥盆世洋内俯冲脱水流体的交代作用存在密切关联（Melcher et al., 1997; Hu et al., 2022），但目前关于俯冲带流体的具体物质来源及深部动力学演化过程，仍缺乏有效的约束。本次研究识别的钠质斜长岩形成于晚泥盆世早期（373.9±1.4 ）Ma，形成于古乌拉尔洋的洋内俯冲环境，其成岩时代与区域铬铁矿主成矿期（385～365 Ma; Melcher et al., 1999）吻合，为解析区域岩石成因与铬铁矿成矿耦合关系提供了关键载体。

野外及岩石地球化学特征表明，该套钠质斜长岩具有富钠贫钾、高 Sr、低 Y、高 Sr/Y、高 Mg#的主微量元素特征，表现出显著的 Nb-Ta 负异常，指示其岩浆演化过程与俯冲板片流体活动、熔体–地幔岩石相互作用密切相关。结合区域构造演化与地球化学证据，本次研究明确了钠质斜长岩形成的深部岩浆–构造动力学过程。晚泥盆世，古乌拉尔洋持续向哈萨克斯坦地块西北缘发生洋内俯冲，年轻且高温的俯冲洋壳板片俯冲至石榴角闪岩相深度区间，发生变质脱水与部分熔融作用。俯冲板片脱水释放的富水流体进一步促进洋壳板片部分熔融，形成富 Na、高 Sr、低 Y 的初始埃达克质熔体；该初始熔体在向上运移的过程中，与上覆亏损地幔楔橄榄岩发生强烈的熔体–岩石相互作用，致使熔体 Mg#显著提升；最终，改造后的演化熔体侵位于浅部岩浆房，经结晶分异作用形成富 Na、贫 K、高 Mg#、高 Sr 且发育正 Eu 异常的钠质斜长岩。

本次研究表明，肯皮尔赛蛇绿岩铬铁矿成矿作用很可能与俯冲洋壳板片脱水熔融衍生的埃达克质熔体–流体活动存在成因联系。该俯冲成因的埃达克质熔体–流体体系，不仅主导了本区钠质斜长岩岩浆成

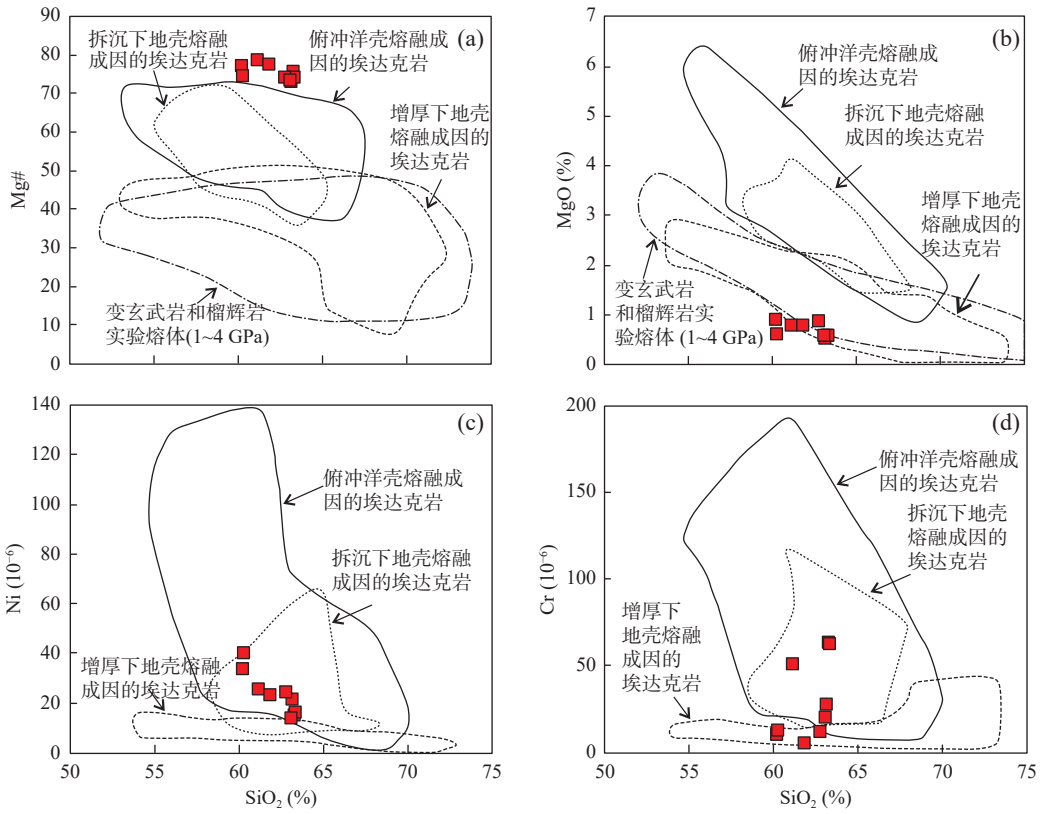


图10　钠质斜长岩 SiO_2-Mg#(a)、SiO_2-MgO(b)、SiO_2-Ni(c)及 SiO_2-Cr(d)图解(底图据 Wang et al.，2006)

Fig. 10　(a) Plots of Mg#, (b) MgO, (c) Ni and (d) Cr vs. SiO_2 for the sodium-rich anorthosite

分演化与成岩过程,也可能为肯皮尔赛豆荚状铬铁矿成矿提供了关键物质来源与动力学基础,实现了岩浆成岩与铬铁矿成矿过程的同步耦合。

6　结论

(1)肯皮尔赛蛇绿岩中新识别出的钠质斜长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为(373.9±1.4) Ma,代表蛇绿岩晚期岩浆活动时限,精确约束该蛇绿岩的岩浆演化至少延续至晚泥盆世早期。

(2)钠质斜长岩具有显著富 Na、贫 K、高 Sr、低 Y、高 Sr/Y、高 Mg#及明显正 Eu 异常和 Nb-Ta 亏损特征,属于埃达克质岩石,是由俯冲洋壳板片部分熔融而成,源区以石榴角闪岩相为主,熔体上升过程中与亏损地幔橄榄岩发生相互作用。

(3)钠质斜长岩形成于晚泥盆世洋内俯冲构造环境,指示古乌拉尔洋在晚泥盆世仍处于俯冲消减阶段,为南乌拉尔造山带晚古生代构造演化与洋内俯冲动力学研究提供了关键约束。

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):

傅恒,韩建辉,孙煜新,等. 特提斯造山带[J]. 沉积与特提斯地质, 2024, 44(1): 100−133.

FU Heng, HAN Jianhui, SUN Yuxin, et al. Tethys orogenic belt[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2024, 44(1): 100−133.

高俊,朱明田,王信水,等. 中亚成矿域斑岩大规模成矿特征: 大地构造背景、流体作用与成矿深部动力学机制[J]. 地质学报, 2019, 93(1): 24−71.

GAO Jun, ZHU Mingtian, WANG Xinshui, et al. Large-scale porphyry-type mineralization in the Central Asian metallogenic domain: tectonic background, fluid feature and metallogenic deep dynamic mechanism[J]. Acta Geologica Sinica, 2019, 93(1): 24−71.

高永伟,洪俊,吕鹏瑞,等. 哈萨克斯坦乌拉尔肯皮赛铬铁矿资源基地地质背景、成矿特征及矿床成因[J]. 西北地质, 2023, 56(1): 142−155.

GAO Yongwei, HONG Jun, LÜ Pengrui, et al. Geological background, metallogenic characteristics and ore genesis of the Kempirsay chromite resource base in the Ural, Kazakhstan[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(1): 142−155.

简平, 汪啸风, 何龙清, 等. 金沙江蛇绿岩中斜长岩和斜长花岗岩的 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 岩石学报, 1999, 15(4): 590−593.

JIAN Ping, WANG Xiaofeng, HE Longqing, et al. U-Pb zircon dating of anothosite and plagiogranite from the Jinshajiang ophiolite belt[J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(4): 590−593.

吕鹏瑞. 丝绸之路沿线 29 国矿业投资环境评价 [M]. 北京: 地质出版社, 2021, 161−164.

吕鹏瑞. 新形势下中国与中亚国家矿产资源合作研究 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2022a, 209−213.

吕鹏瑞, 高永伟, 张宇轩, 等. 哈萨克斯坦铬铁矿资源禀赋、供应格局与中哈产能合作建议[J]. 西北地质, 2022b, 55(3): 297−305.

LÜ Pengrui, GAO Yongwei, ZHANG Yuxuan, et al. Kazakhstan's chromite resource endowment, development, import and its suggestions for production capacity cooperation between China and Kazakhstan[J]. Northwestern Geology, 2022b, 55(3): 297−305.

任纪舜, 赵磊, 徐芹芹, 等. 论古亚洲洋、特提斯、太平洋三大构造域—中国及邻区显生宙大地构造演化[J]. 地质学报, 2026, 100(3): 741−786.

REN Jishun, ZHAO Lei, XU Qinqin, et al. On the Paleo-Asian Ocean, Tethys, and Pacific tectonic domains: Phanerozoic tectonic evolution of China and adjacent regions[J]. Acta Geologica Sinica, 2026, 100(3): 741−786.

唐跃, 翟庆国, 胡培远, 等. 班公湖-怒江缝合带西段拉果错蛇绿岩中斜长岩成因及其对中特提斯洋演化的制约[J]. 地质通报, 2021, 40(8): 1265−1278.

TANG Yue, ZHAI Qingguo, HU Peiyuan, et al. Petrogenesis of anorthosite in the Laguoco ophiolite, western part of the Bangong-Nujiang suture zone and its constraint to the evolution of the Meso-Tethys Ocean[J]. Geological Bulletin of China, 2021, 40(8): 1265−1278.

魏君奇. 金沙江蛇绿岩带蛇纹岩中浅色岩类的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2000, 19(1): 49−54.

WEI Junqi. Genesis of leucocratic rocks in serpentinite of Jinshajiang river ophiolite belt[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2000, 19(1): 49−54.

熊锐, 傅恒, 韩建辉, 等. 乌拉尔造山带构造特征与演化历史[J]. 沉积与特提斯地质, 2026, 46(2): 243−254.

XIONG Rui, FU Heng, HAN Jianhui, et al. Tectonic characteristics and evolutionary history of the Ural Orogenic Belt[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2026, 46(2): 243−254.

徐铭蔚, 解超明, 段梦龙, 等. 羌塘中部早志留世斜长岩岩石成因及其对古特提斯洋早期俯冲的制约[J]. 沉积与特提斯地质, 2026, 46(2): 255−270.

XU Mingwei, XIE Chaoming, DUAN Menglong, et al. Petrogenesis of Early Silurian anorthosite in central Qiangtang and its constraints on the early subduction of the Paleo-Tethys Ocean[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2026, 46(2): 255−270.

杨经绥, 徐向珍, 李天福, 等. 新疆中天山南缘库米什地区蛇绿岩的锆石 U-Pb 同位素定年: 早古生代洋盆的证据[J]. 岩石学报, 2011, 27(1): 77−95.

YANG Jingsui, XU Xiangzhen, LI Tianfu, et al. U-Pb ages of zircons from ophiolite and related rocks in the Kumishi region at the southern margin of Middle Tianshan, Xinjiang: Evidence of Early Paleozoic oceanic basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(1): 77−95.

翟庆国, 高俊, 宋述光. 中国蛇绿岩与造山带大地构造研究: 前言[J]. 岩石学报, 2019, 35(10): 2943−2947.

ZHAI Qingguo, GAO Jun, SONG Shuguang. New progress in ophiolite and tectonics of China: Preface[J]. Acta Petrologica Sinica, 2019, 35(10): 2943−2947.

张向飞, 陈莉, 曹华文, 等. 中国新疆—中亚大地构造单元划分及演化简述[J]. 西北地质, 2023, 56(4): 1−39.

ZHANG Xiangfei, CHEN Li, CAO Huawen, et al. Division of Tectonic Units and Their Evolutions within Xinjiang, China to Central Asia[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(4): 1−39.

赵磊, 王鑫, 徐芹芹. 乌拉尔造山带与南天山造山带西段的对比和连接[J]. 地质通报, 2024, 43(12): 2181−2189.

ZHAO Lei, WANG Xin, XU Qinqin. The contrast and connection between the Ural orogenic belt and the western segment of the southern Tienshan orogenic belt[J]. Geological Bulletin of China, 2024, 43(12): 2181−2189.

Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. Nature, 1993, 362(6416): 144−146.

Batanova V G, Belousov I A, Savelieva G N, et al. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: Evidence from the Voykar ophiolite (Polar Urals)[J]. Journal of Petrology, 2011, 52(12): 2483−2521.

Belova A A, Ryazantsev A V, Razumovsky A A, et al. Early Devonian suprasubduction ophiolites of the Southern Urals[J]. Geotectonics, 2010, 44(4): 321−343.

Brown D, Alvarez-Marron J, Perez-Estaun A, et al. Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals[J]. Tectonics, 2001, 20: 364−375.

Brown D, Spadea P, Puchkov V, et al. Arc-continent collision in the southern Urals[J]. Earth-Science Reviews, 2006, 79: 261−287.

Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 134(1): 33−51.

Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. Geology, 2003, 31(11): 1021−1024.

Coleman R G. The ophiolite concept evolves[J]. Elements, 2014, 10(2): 82−84.

Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 1990, 347(6294): 662−665.

Dilek Y, Furnes H. Ophiolites and their origins[J]. Elements, 2014, 10(2): 93−100.

Drummond M S, Defant M J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1990, 95(B13): 21503−21521.

Edwards R L, Wasserburg G J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1985, 72: 389−404.

Hoeck V, Koller F, Meisel T, et al. The Jurassic south Albanian ophiolites: MOR-vs. SSZ-type ophiolites[J]. Lithos, 2002, 65(1-2): 143−164.

Hu W J, Zhou M F, Yudovskaya M A, et al. Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan[J]. Economic Geology, 2022, 117(7): 1629−1655.

Hunt T S. On the chemical and mineralogical relations of metamorphic rocks[J]. American Journal of Science, 1863, s2-36(107): 214−226.

Ivanov K S, Puchkov V N, Fyodorov Y N, et al. Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: Main features of geology and development[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 72: 12−24.

Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism[J]. Tectonophysics, 1993, 219(1-3): 177−189.

Korinevsky V G, Matveenkov V V. Plate tectonic model of the South Urals development[J]. Tectonophysics, 1984, 109(1-4): 95−135.

Macpherson C G, Dreher S T, Thirlwall M F. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 243(3-4): 581−593.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids[J]. Lithos, 1999, 46(3): 411−429.

Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. Anoverview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. Lithos, 2005, 79(1-2): 1−24.

Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101(5): 635−643.

Melcher F, Grum W, Simon G, et al. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite[J]. Journal of Petrology, 1997, 38(10): 1419−1458.

Melcher F, Grum W, Thalhammer T V, et al. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data[J]. Mineralium Deposita, 1999, 34: 250−272.

Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37(3-4): 215−224.

Middlemost E A K. The basalt clan[J]. Earth-Science Reviews, 1975, 11(4): 337−364.

Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58: 63−81.

Pirajno F, Uysal I, Naumov E A. Oceanic lithosphere and ophiolites: Birth, life and final resting place of related ore deposits[J]. Gondwana Research, 2020, 88(5): 333−352.

Puchkov V N. Structural stages and evolution of the Urals[J]. Mineralogy and Petrology, 2013, 107(1): 3−37.

Puchkov V N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1997, 121: 201−236.

Puchkov V N. The evolution of the Uralian orogen[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2009, 327(1): 161−195.

Qian Q, Hermann J. Partial melting of lower crust at 10-15 kbar: constraints on adakite and TTG formation[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2013, 165: 1195−1224.

Rapp R P. Partial melting of metabasalts at 2-7 GPa: experimental results and implications for lower crustal and subduction zone processes[J]. Mineralogical Magazine, 1994, 58: 760−761.

Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa[J]. Chemical Geology, 1999, 160(4): 335−356.

Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. Journal of Petrology, 1995, 36(4): 891−931.

Rizeli M E, Beyarslan M, Wang K L, et al. Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): evidence of a forearc setting[J]. Journal of African Earth Sciences, 2016, 123: 392−402.

Ryazantsev A V, Belova A A, Razumovsky A A, et al. Geodynamic formation settings of Ordovician and Devonian dike complexes in ophiolitic sections of the Southern Urals and Mugodzhary[J]. Geotectonics, 2012, 46(2): 142−169.

Ryazantsev A V, Dubinina S V, Kuznetsov N B, et al. Ordovician lithotectonic complexes in allochthons of the southern Urals[J]. Geotectonics, 2008, 42(5): 368−395.

Ryazantsev A V, Skoblenko A V, Golionko B G, et al. Middle Devonian age of metamorphism of garnet amphibolite at the sole of the Kempirsai ophiolite allochthon (Southern Urals): results of U-Th-Pb (SIMS) dating[J]. Doklady Earth Sciences, 2021, 501(2): 1009−1014.

Samygin S G, Burtman V S. Tectonics of the Ural paleozoides in comparison with the Tien Shan[J]. Geotectonics, 2009, 43(2): 133−151.

Savelieva G N. Ophiolites in European variscides and Uralides: Geodynamic settings and metamorphism[J]. Geotectonics, 2011, 45(6): 439−452.

Savelieva G N, Pertsev A N. Mantle ultramafic rocks in ophiolites of the southern Urals (Kempirsai massif)[J]. Petrology, 1995, 3(2): 115−132.

Savelieva G N, Sharaskin A Y, Saveliev A A, et al. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin[J]. Tectonophysics, 1997, 276: 117−137.

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name[J]. Earth-Science Reviews, 1976, 12: 1−33.

Sotiriou P, Polat A. Comparisons between Tethyan anorthosite-bearing ophiolites and Archean anorthosite-bearing layered intrusions: Implications for Archean geodynamic processes[J]. Tectonics, 2020, 39(8): e2020TC006096.

Spadea P, Zanetti A, Vannucci R. Mineral chemistry of ultramafic massifs in the southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the lower Paleozoic ophiolites of the Uralian ocean[J]. Geological Society, Special Publication, 2003, 218: 567−596.

Sun S S, Mcdonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, Special Publication, 1989, 42(1): 313−345.

Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting[J]. Geology, 2005, 33: 465−468.

Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[J]. Journal of Petrology, 2006, 47(1): 119−144.

Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust?[J]. Geology, 2002, 30: 1111−1114.

Zhao T P, Chen W, Zhou M F. Geochemical and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of the ~1.74 Ga Damiao anorthosite complex. North China Craton[J]. Lithos, 2009, 113(3-4): 673−690.