

蒙古中部 Tariat 新生代玄武岩的地幔源区特征： 橄榄石成分及 Sr-Nd-Pb 同位素证据

张庆霖^{1,2}, 任钟元^{1*}, 张乐¹, 张磊^{1,2}

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 蒙古中部新生代玄武岩呈弥散状广泛分布, 然而有关该地区新生代玄武岩的研究十分有限。本文分析了蒙古中部 Tariat 地区新生代玄武岩中橄榄石斑晶的成分, 并结合新的全岩主量元素、微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素数据以及前人报道的数据, 探讨蒙古中部新生代玄武岩的地幔源区特征。Tariat 新生代玄武岩以碱性玄武岩为主, 微量元素蛛网图上具有明显 Ba、K、Sr 正异常, Th、U、Ti 负异常, 无明显 Nb、Ta 负异常, 显示出与富集地幔(EM1)型洋岛玄武岩(OIB)相似的特征。Tariat 玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成介于亏损地幔(DMM)与 EM1 组分之间。橄榄石成分表明 Tariat 玄武岩源区同时存在辉石岩和橄榄岩组分。Tariat 玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值、Nb/U 与 Ce/Pb 值呈良好的负相关关系, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值、Ba/Th 以及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 Ba/La 值呈良好的正相关关系, 说明 Tariat 玄武岩的成分变化主要受控于 DMM 与 EM1 端元组分的混合作用, 其中 DMM 端元组分来源于含金云母的岩石圈地幔, 而 EM1 端元组分来源于再循环的洋壳辉长岩与远洋沉积物混合, 玄武岩源区母岩中的辉石岩组分则是由再循环的洋壳物质熔体交代地幔橄榄岩形成的二阶段辉石岩。

关键词: 新生代玄武岩; 橄榄石; 地球化学特征; 源区特征; 蒙古

中图分类号: P586; P595; P597.1

文献标志码: A

文章编号: 0379-1726(2022)04-0472-20

DOI: 10.19700/j.0379-1726.2022.04.010

Characteristics of the mantle source for Cenozoic basalts in Tariat, Central Mongolia: Olivine composition and Sr-Nd-Pb isotopes

ZHANG Qinglin^{1,2}, REN Zhongyuan^{1*}, ZHANG Le¹, ZHANG Lei^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Cenozoic basalts are widespread throughout Mongolia; however, research on these basalts remains limited. This study analyzed the composition of olivine phenocrysts in the Tariat Cenozoic basalts of central Mongolia, and combines the new major element, trace element, Sr-Nd-Pb isotope whole-rock data, and the data reported by the predecessors to discuss the characteristics of the mantle source of Cenozoic basalts in central Mongolia. The Tariat Cenozoic basalts are dominated by alkaline basalts, and the samples showed similar trace element patterns to EM1-type oceanic island basalt (OIB) in the primitive mantle-normalized trace element spidergrams with obvious positive anomalies of Ba, K, and Sr; negative anomalies of Th, U, and Ti; and no obvious Nb or Ta negative anomaly. The Sr-Nd-Pb isotopic data showed that the isotopic composition of the Tariat basalts is between the depleted mantle (DMM) and enriched mantle (EM1) components. The composition of olivines in the Tariat basalts indicated that pyroxenite and peridotite within the parent rock in the mantle source.

收稿日期: 2020-07-26; 改回日期: 2020-09-17

项目资助: 国家自然科学基金面上项目(41972062)资助。

第一作者简介: 张庆霖(1995-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: 542314812@qq.com

通信作者: 任钟元(1962-), 男, 研究员, 主要从事岩石学和地球化学方向研究。E-mail: zyren@gig.ac.cn

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the basalt had a good negative correlation with $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Nb/U , and Ce/Pb ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ had a good positive correlation with $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and Ba/Th ; and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ had a good positive correlation with Ba/La . These correlations indicate that the compositional change of the Tariat basalts were predominantly controlled by the mixing of DMM- and EM1-like components. The components of the DMM originated from the lithospheric mantle containing phlogopite, and the EM1-like components were derived from the mixing of recycled oceanic crust gabbro and pelagic sediments and the pyroxenite components of the source lithology were derived from two-stage pyroxenite which formed by the reaction of mantle peridotite with the melting of recycled ocean crust components.

Key words: Cenozoic basalt; olivine; geochemical characteristics; source characteristics; Mongolia

0 引言

作为地幔部分熔融的产物, 玄武质岩浆形成的玄武质岩石是研究地幔物质组成的重要岩石探针之一(Hofmann and White, 1982; Zindler and Hart, 1986; McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992)。蒙古境内新生代板内玄武岩呈弥散状广泛分布, 然而有关该地区新生代玄武岩的成因研究十分有限(Windley and Allen, 1993; Yarmolyuk et al., 1996)。前人研究表明, 蒙古中部地区新生代玄武岩以碱性玄武岩为主, 其微量元素具有洋岛玄武岩(OIB)的特征; Sr-Nd-Pb 同位素组成显示, 其中一个地幔端元组靠近全硅酸盐地球(BSE)或流行地幔(PREMA)端元, 另一个端元组分与富集地幔 I 型(EM1)相似, 部分玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成还显示出富集地幔 II 型(EM2)的特征(Barry and Kent, 1998; Barry et al., 2003; Kudryashova et al., 2010; Savatzenkov et al., 2010; Hunt et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2015)。然而有关该地区新生代玄武岩的源区母岩岩性以及源区富集组分来源仍然存在争议: 源区母岩的岩性是石榴石橄榄岩(Barry et al., 2003; Kudryashova et al., 2010; Savatzenkov et al., 2010; Hunt et al., 2012), 还是辉石岩(Savatzenkov et al., 2010; Zhang et al., 2021)? 源区的富集组分来源于交代富集的岩石圈地幔(Barry et al., 2003; Hunt et al., 2012), 还是再循环的洋壳物质(Savatzenkov et al., 2010; Zhang et al., 2021)?

该区仅有的少量前人的研究工作都是基于全岩地球化学而开展的(Barry et al., 2003; Kudryashova et al., 2010; Savatzenkov et al., 2010; Hunt et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2015)。然而, 岩浆在形成和演化过程中会受到多种地质过程(如岩浆混合、地壳混染)的影响, 成岩后可能遭受热液作用和风化蚀变的影响。因此, 全岩成分是多种地质过程的综合产物, 其

携带的深部源区信息难以准确识别(Kent, 2008; 任钟元等, 2018)。相对于全岩而言, 橄榄石是镁铁质岩浆中最早结晶的硅酸盐矿物, 未蚀变的橄榄石记录了原始岩浆的性质以及岩浆演化过程的信息。最近的研究表明, 橄榄石的化学成分是区分玄武质岩浆源区母岩成分的良好指示剂(Sobolev et al., 2005, 2007)。因此, 本文选取蒙古中部 Tariat 新生代玄武岩为研究对象, 分析了玄武岩中橄榄石的成分、全岩主量元素、微量元素以及 Sr-Nd-Pb 同位素, 并总结前人研究数据, 来探讨其源区母岩的岩性以及富集地幔组分的来源。

1 研究区地质背景及样品特征

蒙古地处中亚造山带中段, 北邻西伯利亚板块, 南侧与华北克拉通和塔里木板块相接, 位于蒙古-鄂霍次克缝合带的西缘(Yarmolyuk et al., 1996, 2015; Fritzell et al., 2016)。蒙古境内新生代板内火山作用表现为许多小规模玄武质火山锥和熔岩(30 Ma~5 ka)的喷发(图 1), 主要分布在北部 Khubsugul、中部 Khangai、南部 Gobi 和东部 Darignaga 4 个区域(Yarmolyuk et al., 1996; Barry and Kent, 1998)。Tariat 玄武岩(6 Ma~5 ka)位于蒙古中部的 Khangai 地区(Barry et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2015; Ancuta, 2017)。Khangai 地区是一个面积约 $2 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的穹窿区域。最近的研究认为, Khangai 穹窿的抬升始于晚中生代(McDannell et al., 2018)。Khangai 地区最高海拔接近 4000 m, 平均海拔约 2000 m(Windley and Allen, 1993; Walker et al., 2007)。前寒武纪片麻岩和片岩在中生代期间堆积增生, 形成 Khangai 穹窿的基底, 上覆厚的古生代浊积扇序列, 基底被寒武纪花岗岩侵入(Hunt et al., 2012)。地球物理研究表明, 该地区地壳厚度约为 50 km, 岩石圈厚度可能为 70~80 km, 最厚的地区超过了 100 km(Petit et al., 2002)。

本次研究在 Tariat 地区共采集新生代玄武岩样品 10 件。玄武岩样品以块状构造和斑状结构为主(图 2)。斑晶主要为橄榄石, 呈它形-自形粒状结构, 大小为 0.5~2 mm, 含量为 5%~10%, 少数橄榄石边缘发生轻微伊丁石化蚀变, 部分橄榄石为地幔捕虏晶, 呈它形。部分样品除具有橄榄石斑晶外, 还可见少量单斜辉石, 含量小于 5%, 直径约 1 mm, 呈半自形-自形粒状结构, 可见环带结构, 说明岩浆的演化过程中可能存在混合作用(Guo et al., 2007)。个别样品还可见斜长石斑晶。基质以间粒-间隐结构为主, 少部分为间隐结构, 由斜长石、橄榄石、辉石、磁铁矿和火山玻璃等组成。少数玄武岩样品中有橄榄岩地幔包体。

2 分析方法

切除样品中地幔包体部分, 将样品切成厚度约为 1 cm 的板片状, 选取新鲜岩石板片, 碎成厘米级大小, 选取其中新鲜的小碎块, 利用碎样机粗碎成几毫米大小。将挑选好的样品装在烧杯中用超纯水清洗, 并置于超声波清洗槽中超声 20 min, 反复 3 次。将洗好的岩石碎块置于加热板上烘干, 用三头玛瑙研磨仪研磨成 200 目的粉末。挑选剩余的岩石板片粉碎成毫米大小, 挑检出橄榄石颗粒备用。

全岩主量元素分析是在中山大学广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 利用高分辨率 X 荧

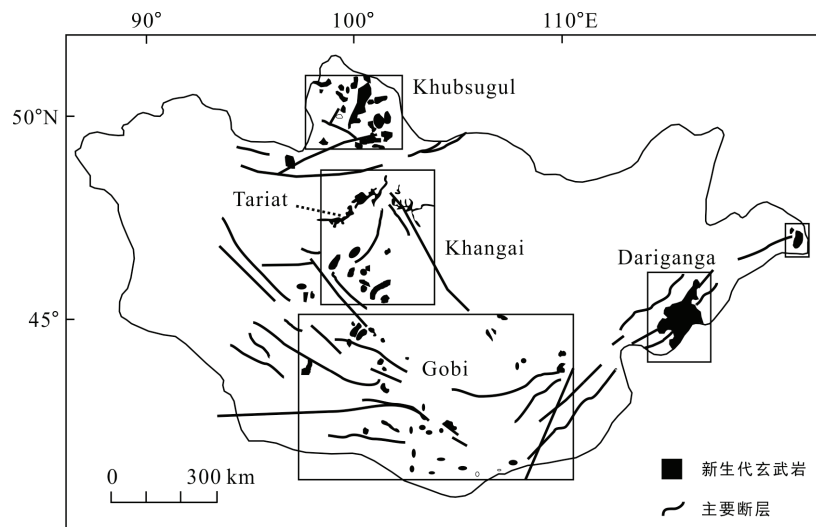


图 1 蒙古新生代玄武岩分布图(据 Barry and Kent, 1998)

Fig.1 Distribution of Cenozoic volcanism in Mongolia

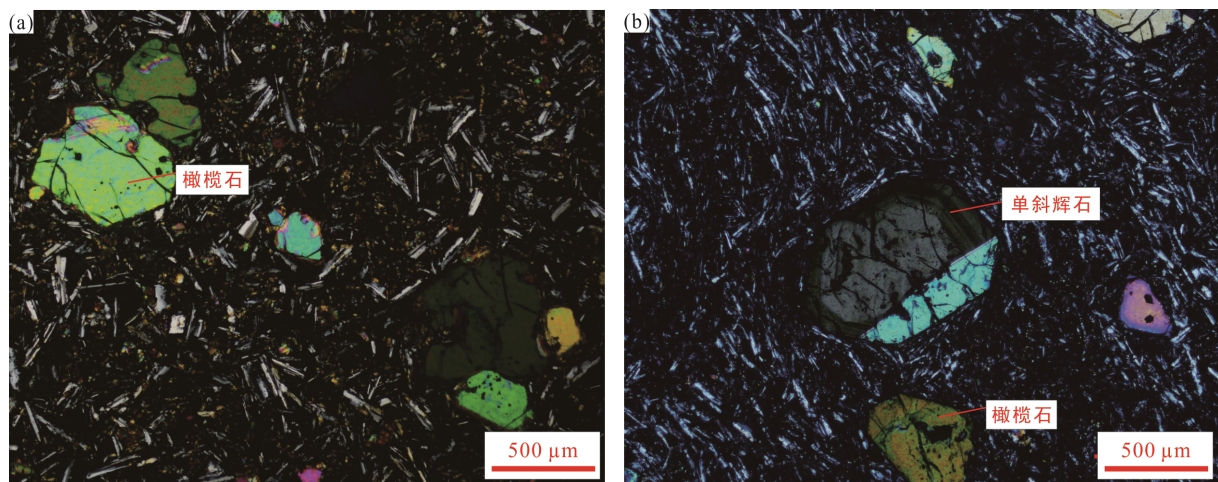


图 2 Tariat 新生代玄武岩显微照片

Fig.2 Micro-photographs of the Tariat Cenozoic basalts

光光谱分析仪(XRF)进行的, 分析方法参见 Goto and Tatsumi (1996)。SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MgO、CaO、Na₂O 和 K₂O 分析精度优于 3%; TiO₂、MnO 和 P₂O₅ 优于 5%。全岩微量元素、全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素和橄榄石成分分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。全岩微量元素分析采用酸溶法, 分析仪器是 iCap Qc ICP-MS, 实验过程详见刘颖等(1996)。大部分微量元素的分析精度优于 5%。根据微量元素含量, 称量 90~160 mg 全岩粉末置于 Teflon 杯中溶解, 进行全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分离。采用 HF-HNO₃ 混合酸, 摇匀后置于加热板上在 120 °C 条件下保温 7 天。待样品完全溶解后, 置于 120 °C 的加热板上蒸干, 蒸干后再次加入 1 mL 浓 HNO₃ 进行二次蒸干。随后加入 1 mL HCl(6 mol/L) 置于加热板上继续保温 4 h 以上后蒸干。将再次蒸干后的样品加入 1 mL HBr(1mol/L)继续蒸干, 然后用移液枪准确加入 1 mL HBr(1mol/L)室温保温 4 h, 依次进行 Pb、Sr、Nd 元素的分离。Sr-Nd-Pb 同位素的测试在 Neptune-plus 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成。本次实验过程中, 每测 6 个样品后, 测定一次国际标样, 以监测仪器的运行状态。Sr、Nd 和 Pb 同位素分别用国际标样 NBS987、JNdi-1 和 NBS981 进行监控, Sr 和 Nd 同位素实验精度分别优于 0.004%和 0.001%, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 的实验精度分别优于 0.1%、0.1%和 0.2%。

橄榄石元素分析采用 RESOLUTION M-50 激光剥蚀系统与 ELEMENT XR 高分辨电感耦合等离子体质谱仪(ICP-SF-MS)联机测试。在测试过程中, 激光光束直径为 60 μm, 频率为 6 Hz, 能量密度约为 4 J/cm²。每一个点分析包括 20 s 的背景采集和 30 s 的样品剥蚀。使用国际标样 BCR-2G、BHVO-2G 和 GSD-1G 作为外标校正样品的元素含量。使用玻璃标样 TB-1G 作为监控标样。TB-1G 的测试结果显示 SiO₂、FeO、MnO、MgO、CaO 的测试精度好于 3%, NiO 的测试精度好于 5%。详细的实验过程见 Zhang et al. (2019)。

3 分析结果

3.1 主量元素

Tariat 新生代玄武岩的主量元素分析结果列于表 1。其中 SiO₂ 含量为 48.49%~51.88%, MgO 含量为 6.96%~9.80%, Na₂O+K₂O 值为 5.71%~7.12%, 玄武岩的烧失量(LOI)均小于 1%。在 TAS 图解(图 3)上, Tariat 玄武岩以碱性玄武岩为主, 少数为亚碱性玄武岩, SiO₂ 与 Na₂O+K₂O 呈负相关关系。结合前人的研究数据, Tariat 玄武岩的 SiO₂、Al₂O₃ 与 MgO 呈负相关关系, CaO/Al₂O₃、Sc 与 MgO 呈正相关关系(图 4)。

表 1 蒙古中部 Tariat 新生代玄武岩主量元素(%), 微量元素(μg/g)以及 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果

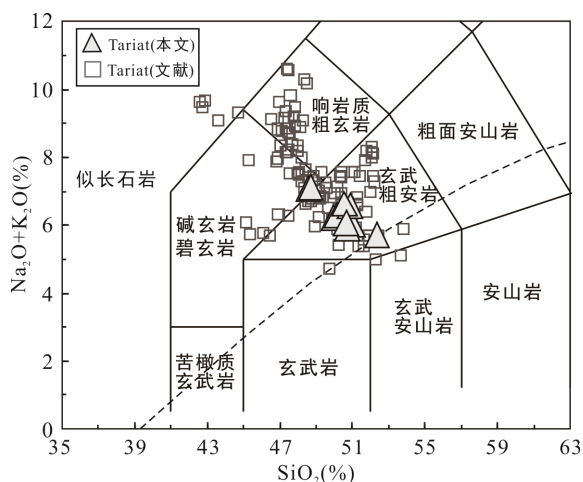
Table 1 Major element (%), trace element (μg/g), and Sr-Nd-Pb isotope compositions for Tariat Cenozoic basalts in central Mongolia

| 样品号 | MGG17-38 | MGG17-39 | MGG17-40 | MGG17-43 | MGG17-45 | MGG17-53 | MGG17-54 | MGG17-55 | MGG17-57 | MGG17-59 |
|---|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 50.95 | 50.48 | 49.60 | 48.49 | 49.66 | 50.67 | 50.35 | 51.88 | 50.27 | 48.52 |
| Al ₂ O ₃ | 14.67 | 14.46 | 14.28 | 13.80 | 14.03 | 14.94 | 14.81 | 14.85 | 14.40 | 14.18 |
| Na ₂ O | 3.75 | 3.69 | 3.66 | 3.91 | 3.76 | 3.86 | 3.91 | 3.75 | 3.82 | 4.08 |
| MgO | 7.39 | 7.83 | 8.32 | 9.80 | 8.47 | 6.96 | 7.31 | 7.01 | 7.88 | 8.65 |
| K ₂ O | 2.25 | 2.18 | 2.52 | 3.15 | 2.48 | 2.68 | 2.70 | 1.90 | 2.21 | 3.01 |
| CaO | 7.33 | 7.24 | 7.03 | 6.46 | 7.12 | 7.22 | 7.21 | 7.12 | 7.22 | 6.97 |
| MnO | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.15 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 10.85 | 11.07 | 10.94 | 11.26 | 10.98 | 10.26 | 10.34 | 10.07 | 10.89 | 11.39 |
| TiO ₂ | 1.97 | 1.93 | 2.14 | 2.07 | 1.88 | 2.25 | 2.21 | 1.91 | 1.92 | 1.98 |
| P ₂ O ₅ | 0.53 | 0.50 | 0.62 | 0.76 | 0.54 | 0.63 | 0.62 | 0.47 | 0.50 | 0.69 |
| Total | 99.82 | 99.54 | 99.25 | 99.85 | 99.05 | 99.60 | 99.61 | 99.09 | 99.24 | 99.64 |
| LOI | -0.10 | -0.25 | -0.37 | -0.17 | -0.50 | -0.08 | 0.05 | -0.40 | -0.41 | -0.33 |
| Sc | 18.2 | 17.5 | 17.5 | 16.3 | 17.3 | 15.5 | 15.3 | 16.5 | 19.0 | 14.7 |
| Cr | 177 | 156 | 174 | 346 | 205 | 206 | 209 | 173 | 192 | 148 |
| Mn | 1187 | 1284 | 1166 | 1167 | 1161 | 1128 | 1079 | 1069 | 1383 | 1115 |
| Co | 46.5 | 47.2 | 47.3 | 50.4 | 50.0 | 43.2 | 43.7 | 43.2 | 54.2 | 48.0 |

续表 1:

| 样品号 | MGG17-38 | MGG17-39 | MGG17-40 | MGG17-43 | MGG17-45 | MGG17-53 | MGG17-54 | MGG17-55 | MGG17-57 | MGG17-59 |
|-----------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Ni | 142 | 153 | 154 | 292 | 211 | 126 | 133 | 137 | 197 | 175 |
| Cu | 43.4 | 43.6 | 41.0 | 38.6 | 43.2 | 14.5 | 40.8 | 34.4 | 44.2 | 39.2 |
| Zn | 124 | 124 | 122 | 121 | 116 | 125 | 129 | 117 | 130 | 114 |
| Ga | 23.1 | 22.2 | 22.1 | 21.9 | 21.6 | 23.2 | 23.2 | 21.5 | 23.3 | 21.2 |
| Ge | 3.19 | 3.09 | 2.98 | 3.20 | 3.05 | 2.99 | 2.98 | 2.79 | 3.32 | 3.08 |
| V | 151 | 140 | 143 | 138 | 143 | 148 | 148 | 129 | 164 | 129 |
| Cs | 0.254 | 0.155 | 0.173 | 0.402 | 0.247 | 0.205 | 0.569 | 0.178 | 0.486 | 0.496 |
| Rb | 32.9 | 29.8 | 30.5 | 43.8 | 32.9 | 35.3 | 36.7 | 23.7 | 40.2 | 40.3 |
| Ba | 491 | 468 | 454 | 529 | 474 | 506 | 488 | 350 | 567 | 550 |
| Th | 3.20 | 3.01 | 3.03 | 4.59 | 3.22 | 3.06 | 3.13 | 3.00 | 4.31 | 4.42 |
| U | 0.815 | 0.797 | 0.821 | 1.29 | 0.782 | 0.691 | 0.772 | 0.558 | 1.02 | 1.03 |
| Nb | 34.5 | 32.7 | 32.6 | 46.6 | 34.6 | 43.7 | 44.6 | 27.1 | 46.1 | 43.9 |
| Ta | 2.17 | 2.09 | 2.08 | 2.96 | 2.19 | 2.61 | 2.63 | 1.72 | 2.96 | 2.71 |
| La | 27.2 | 25.8 | 25.8 | 43.9 | 27.9 | 25.9 | 26.0 | 22.5 | 33.5 | 34.0 |
| Ce | 56.4 | 54.2 | 53.5 | 88.2 | 57.4 | 56.6 | 56.1 | 47.4 | 68.9 | 68.6 |
| Pb | 4.44 | 4.30 | 4.32 | 5.48 | 4.41 | 3.33 | 3.31 | 3.77 | 4.53 | 5.14 |
| Pr | 7.02 | 6.67 | 6.69 | 10.2 | 6.99 | 7.31 | 7.33 | 5.95 | 8.44 | 8.11 |
| Sr | 729 | 710 | 703 | 857 | 707 | 778 | 764 | 600 | 850 | 821 |
| Nd | 29.2 | 28.1 | 28.0 | 40.7 | 29.2 | 32.3 | 32.6 | 26.0 | 35.1 | 32.5 |
| Zr | 211 | 202 | 201 | 258 | 206 | 214 | 218 | 180.0 | 250.0 | 230.0 |
| Hf | 4.85 | 4.72 | 4.72 | 5.74 | 4.73 | 4.98 | 5.08 | 4.29 | 5.51 | 5.31 |
| Sm | 6.32 | 6.03 | 6.03 | 7.53 | 5.96 | 7.00 | 7.01 | 5.63 | 7.20 | 6.41 |
| Eu | 2.06 | 1.98 | 1.94 | 2.42 | 1.97 | 2.33 | 2.34 | 1.89 | 2.34 | 2.09 |
| Gd | 5.77 | 5.60 | 5.59 | 6.50 | 5.44 | 6.28 | 6.32 | 5.28 | 6.41 | 5.67 |
| Tb | 0.817 | 0.784 | 0.788 | 0.860 | 0.749 | 0.841 | 0.839 | 0.742 | 0.896 | 0.753 |
| Dy | 4.28 | 4.13 | 4.06 | 4.34 | 3.85 | 4.05 | 4.12 | 3.85 | 4.52 | 3.80 |
| Y | 21.1 | 20.3 | 20.1 | 20.6 | 19.1 | 19.0 | 19.1 | 19.0 | 21.9 | 16.2 |
| Ho | 0.759 | 0.749 | 0.729 | 0.758 | 0.696 | 0.709 | 0.695 | 0.681 | 0.793 | 0.662 |
| Er | 1.88 | 1.81 | 1.79 | 1.85 | 1.69 | 1.62 | 1.66 | 1.67 | 1.92 | 1.57 |
| Tm | 0.249 | 0.242 | 0.234 | 0.235 | 0.225 | 0.201 | 0.207 | 0.219 | 0.243 | 0.201 |
| Yb | 1.41 | 1.34 | 1.32 | 1.32 | 1.26 | 1.12 | 1.13 | 1.24 | 1.36 | 1.13 |
| Lu | 0.203 | 0.198 | 0.192 | 0.186 | 0.179 | 0.152 | 0.162 | 0.179 | 0.194 | 0.165 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | | 0.704649 | | 0.704696 | 0.704727 | 0.704424 | 0.704387 | 0.704746 | 0.704643 | 0.704646 |
| SE | | 0.000008 | | 0.000008 | 0.000013 | 0.000007 | 0.000009 | 0.000010 | 0.000011 | 0.000008 |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | | 0.512601 | | 0.512537 | 0.512589 | 0.512693 | 0.512697 | 0.512604 | 0.512649 | 0.512623 |
| SE | | 0.000006 | | 0.000005 | 0.000005 | 0.000006 | 0.000006 | 0.000006 | 0.000005 | 0.000006 |
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | | 17.629 | | 17.223 | 17.455 | 17.838 | 17.837 | 17.774 | 17.696 | 17.437 |
| SE | | 0.001 | | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | | 15.504 | | 15.485 | 15.498 | 15.490 | 15.490 | 15.512 | 15.507 | 15.502 |
| SE | | 0.001 | | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | | 37.661 | | 37.354 | 37.516 | 37.803 | 37.800 | 37.790 | 37.731 | 37.499 |
| SE | | 0.001 | | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.001 |

注: SE. 标准误差。



Tariat 文献数据来自 Barry et al., 2003; Savatnikov et al., 2010; Hunt et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2015; Chuvashova et al., 2019。底图据 Le Bas et al., 1986。

图 3 Tariat 新生代玄武岩 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 岩石分类图解
Fig.3 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 diagram for the Cenozoic basalts of Tariat

3.2 微量元素

Tariat 新生代玄武岩的微量元素分析结果列于表 1。Tariat 玄武岩的 ΣREE 含量为 123~209 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 152 $\mu\text{g/g}$, LREE/HREE 比值为 7.89~12.0, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 13.0~23.9, 玄武岩的轻稀土元素相对富集, 亏损重稀土元素, 呈现右倾的配分特征。原始

地幔标准化微量元素蛛网图(图 5)显示, 微量元素特征整体与 EM1 型 OIB 相似, 呈现明显的 Ba、K、Sr 正异常, 无明显的 Nb、Ta 负异常, 具有 Th、U、Pb、Ti 负异常, 部分玄武岩还显示出 Pb 正异常。

3.3 Sr-Nd-Pb 同位素

本文分析了 8 个 Tariat 新生代玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素(表 1), 其中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.704387~0.704746, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512537~0.512697, ϵ_{Nd} 为 -1.96~1.07。结合前人研究数据, Sr-Nd 同位素图解(图 6a)显示, Tariat 玄武岩落在 EM1 型的 Pitcarin 洋岛玄武岩的区域内。Tariat 地幔捕虏体的 Sr-Nd 同位素组成比 Tariat 玄武岩更加亏损, 而 Tariat 地壳捕虏体具有更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、更低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值, 相对 Tariat 玄武岩更加富集。本次分析的 Tariat 玄武岩样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17.223~17.838, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.490~15.512, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.354~37.803。 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的关系图(图 6c、d)显示, Tariat 玄武岩位于北半球参考线(NHRL)之上、亏损的洋中脊地幔(DMM)和 EM1 组分之间。相比 Pitcarin 洋岛玄武岩, Tariat 玄武岩具有更低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值, 并未显示出 EM2 组分的 Pb 同位素特征。此外, Tariat 玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值呈正相关关系, 并且靠近 EM1 端元(图 6b)。

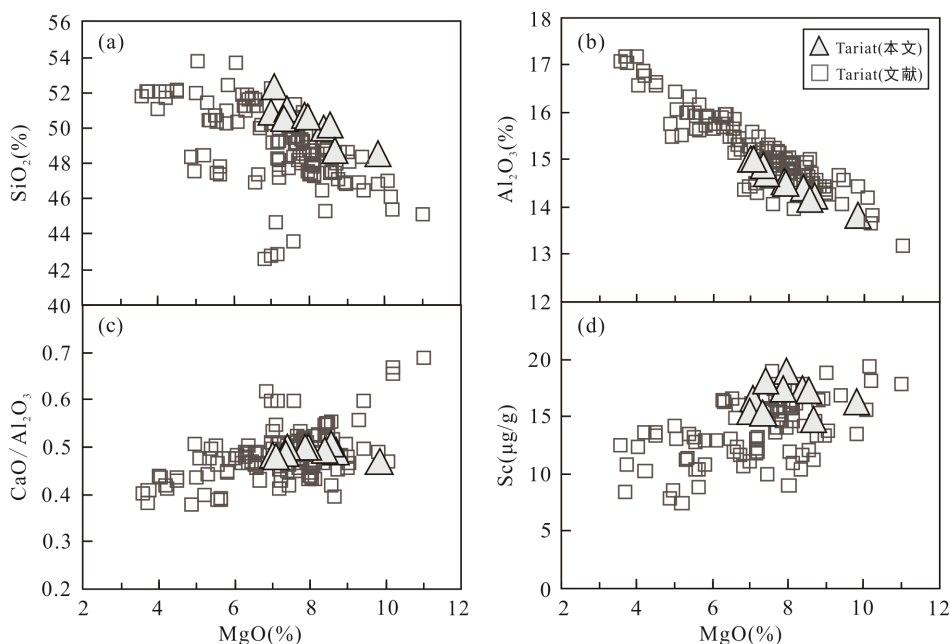
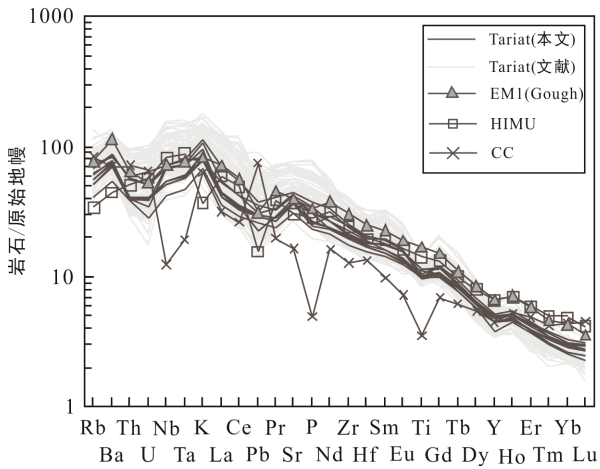


图 4 Tariat 新生代玄武岩 SiO_2 (a)、 Al_2O_3 (b)、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (c)、Sc(d)与 MgO 关系图解
Fig.4 SiO_2 (a), Al_2O_3 (b), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (c), and Sc (d) vs. MgO for the Cenozoic basalts of Tariat



原始地幔据 McDonough and Sun, 1995; EM1(Gough)、HIMU(高 U/Pb 地幔)据 Willbold and Stracke, 2006; CC(大陆地壳)据 Rudnick and Gao, 2003。

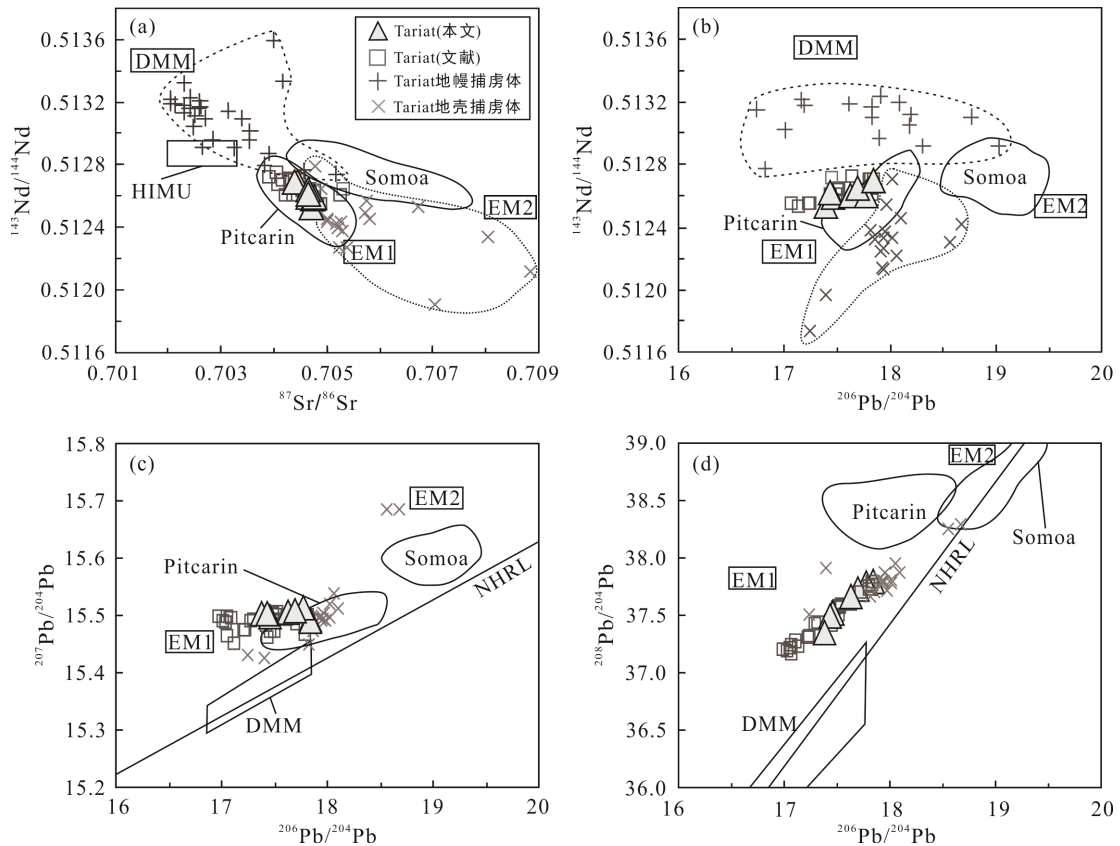
图5 Tariat 新生代玄武岩微量元素原始地幔标准化蛛网图
Fig.5 Trace element primitive mantle-normalized spider diagram for the Cenozoic basalts of Tariat

3.4 橄榄石成分

本文挑选了4个Tariat玄武岩样品,对其中的橄榄石斑晶进行主要和次要元素测试,共计159个。测试结果见表2。橄榄石的Fo为73.42~82.43, CaO含量为0.14%~0.26%(图7a),均大于典型的地幔捕虏晶(CaO<0.1%),结合显微镜下观察到自形橄榄石晶体,说明所测试的橄榄石均为岩浆成因(Thompson and Gibson, 2000)。玄武岩中橄榄石斑晶的Fo与全岩的Mg[#]相平衡(图7b),同样指示了所测试的橄榄石斑晶均为岩浆成因,而不是地幔捕虏晶。橄榄石的Ni含量为710~2278 μg/g,与Fo呈正相关(图8c), Mn含量与Fo呈负相关关系(图8b), Fe/Mn值为60.40~80.59(图8d)。

4 讨论

由于玄武质岩浆在上升过程以及喷出地表后,



DMM、EM1、EM2、HIMU 据 Zindler and Hart, 1986; Pitcarin 据 Woodhead and Devey, 1993; Eisele et al., 2002; Somoa 据 Workman et al., 2004; Salters et al., 2011; Tariat 地壳捕虏体据 Barry et al., 2003; Ancuta, 2017; Tariat 地幔捕虏体据 Stosch et al., 1986; Ionov et al., 1994; Carlson and Ionov, 2019。

图6 Tariat 新生代玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素图解
Fig.6 Sr-Nd-Pb isotopic diagram for the Cenozoic basalts of Tariat

表 2 蒙古中部 Tariat 新生代玄武岩橄榄石斑晶分析结果
 Table 2 Analysis results of olivine phenocrysts in Tariat Cenozoic basalts of central Mongolia

| 样品号 | MgO(%) | SiO ₂ (%) | CaO(%) | FeO(%) | MnO(%) | NiO(%) | Fo |
|--------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Sam-142-MGG45-1-1 | 43.21 | 39.41 | 0.17 | 17.38 | 0.25 | 0.24 | 81.59 |
| Sam-143-MGG45-1-2 | 43.07 | 39.38 | 0.17 | 17.55 | 0.25 | 0.23 | 81.40 |
| Sam-144-MGG45-1-3 | 43.74 | 39.54 | 0.15 | 16.72 | 0.23 | 0.27 | 82.34 |
| Sam-145-MGG45-1-4 | 42.47 | 39.24 | 0.18 | 18.29 | 0.28 | 0.20 | 80.54 |
| Sam-009-MGG45-1-5 | 40.80 | 38.86 | 0.21 | 20.34 | 0.32 | 0.17 | 78.15 |
| Sam-147-MGG45-1-6 | 43.27 | 39.43 | 0.16 | 17.30 | 0.25 | 0.24 | 81.67 |
| Sam-148-MGG45-1-7 | 40.68 | 38.83 | 0.20 | 20.50 | 0.31 | 0.17 | 77.96 |
| Sam-029-MGG45-1-8 | 41.47 | 39.01 | 0.17 | 19.51 | 0.28 | 0.21 | 79.12 |
| Sam-010-MGG45-1-9 | 42.36 | 39.22 | 0.20 | 18.42 | 0.27 | 0.22 | 80.38 |
| Sam-011-MGG45-1-11 | 43.32 | 39.44 | 0.16 | 17.24 | 0.24 | 0.27 | 81.75 |
| Sam-012-MGG45-1-12 | 42.51 | 39.25 | 0.17 | 18.24 | 0.27 | 0.21 | 80.60 |
| Sam-013-MGG45-1-13 | 42.89 | 39.34 | 0.16 | 17.77 | 0.25 | 0.24 | 81.14 |
| Sam-018-MGG45-1-14 | 43.61 | 39.51 | 0.16 | 16.89 | 0.23 | 0.27 | 82.15 |
| Sam-019-MGG45-1-15 | 42.95 | 39.35 | 0.19 | 17.69 | 0.25 | 0.22 | 81.23 |
| Sam-020-MGG45-1-16 | 43.31 | 39.44 | 0.17 | 17.25 | 0.25 | 0.21 | 81.74 |
| Sam-021-MGG45-1-18 | 42.33 | 39.21 | 0.19 | 18.46 | 0.27 | 0.20 | 80.34 |
| Sam-022-MGG45-1-19 | 43.48 | 39.48 | 0.16 | 17.04 | 0.23 | 0.27 | 81.98 |
| Sam-027-MGG45-1-21 | 43.23 | 39.42 | 0.18 | 17.35 | 0.24 | 0.24 | 81.62 |
| Sam-028-MGG45-1-22 | 43.37 | 39.45 | 0.17 | 17.18 | 0.24 | 0.24 | 81.82 |
| Sam-086-MGG45-2-1 | 42.28 | 39.20 | 0.17 | 18.52 | 0.27 | 0.23 | 80.28 |
| Sam-087-MGG45-2-2 | 42.60 | 39.27 | 0.21 | 18.13 | 0.28 | 0.17 | 80.72 |
| Sam-088-MGG45-2-3 | 41.97 | 39.13 | 0.18 | 18.91 | 0.28 | 0.19 | 79.83 |
| Sam-089-MGG45-2-4 | 42.61 | 39.27 | 0.23 | 18.12 | 0.26 | 0.23 | 80.74 |
| Sam-090-MGG45-2-5 | 43.76 | 39.54 | 0.16 | 16.70 | 0.22 | 0.27 | 82.36 |
| Sam-095-MGG45-2-6 | 43.05 | 39.38 | 0.17 | 17.58 | 0.25 | 0.23 | 81.36 |
| Sam-096-MGG45-2-7 | 43.81 | 39.55 | 0.15 | 16.64 | 0.22 | 0.29 | 82.43 |
| Sam-097-MGG45-2-8 | 43.47 | 39.47 | 0.16 | 17.05 | 0.23 | 0.26 | 81.97 |
| Sam-098-MGG45-2-9 | 43.08 | 39.38 | 0.18 | 17.54 | 0.24 | 0.23 | 81.41 |
| Sam-099-MGG45-2-10 | 43.59 | 39.50 | 0.16 | 16.91 | 0.22 | 0.26 | 82.12 |
| Sam-104-MGG45-2-11 | 43.38 | 39.45 | 0.17 | 17.17 | 0.24 | 0.25 | 81.83 |
| Sam-105-MGG45-2-12 | 42.08 | 39.15 | 0.19 | 18.77 | 0.28 | 0.20 | 79.98 |
| Sam-106-MGG45-2-13 | 43.78 | 39.55 | 0.16 | 16.67 | 0.22 | 0.27 | 82.39 |
| Sam-107-MGG45-2-14 | 42.34 | 39.21 | 0.19 | 18.45 | 0.27 | 0.20 | 80.36 |
| Sam-108-MGG45-2-15 | 42.80 | 39.32 | 0.17 | 17.89 | 0.25 | 0.23 | 81.00 |
| Sam-114-MGG45-2-16 | 43.16 | 39.40 | 0.17 | 17.43 | 0.24 | 0.25 | 81.53 |
| Sam-115-MGG45-2-17 | 43.09 | 39.39 | 0.17 | 17.52 | 0.24 | 0.24 | 81.43 |
| Sam-116-MGG45-2-18 | 43.43 | 39.46 | 0.16 | 17.11 | 0.23 | 0.27 | 81.90 |
| Sam-117-MGG45-2-19 | 42.61 | 39.28 | 0.16 | 18.11 | 0.25 | 0.22 | 80.75 |
| Sam-118-MGG45-2-20 | 43.18 | 39.41 | 0.17 | 17.42 | 0.24 | 0.24 | 81.55 |
| Sam-120-MGG45-2-22 | 43.34 | 39.44 | 0.16 | 17.21 | 0.23 | 0.26 | 81.78 |
| Sam-121-MGG45-2-23 | 42.92 | 39.35 | 0.18 | 17.73 | 0.25 | 0.22 | 81.18 |
| Sam-122-MGG45-2-24 | 43.30 | 39.43 | 0.15 | 17.27 | 0.22 | 0.26 | 81.72 |
| Sam-123-MGG45-2-25 | 42.29 | 39.20 | 0.21 | 18.51 | 0.27 | 0.17 | 80.28 |
| Sam-128-MGG45-2-26 | 43.14 | 39.40 | 0.17 | 17.46 | 0.24 | 0.24 | 81.49 |
| Sam-129-MGG45-2-27 | 42.34 | 39.21 | 0.18 | 18.45 | 0.26 | 0.21 | 80.35 |

续表 2:

| 样品号 | MgO(%) | SiO ₂ (%) | CaO(%) | FeO(%) | MnO(%) | NiO(%) | Fo |
|--------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Sam-130-MGG45-2-28 | 43.21 | 39.41 | 0.16 | 17.38 | 0.23 | 0.24 | 81.59 |
| Sam-131-MGG45-2-29 | 42.87 | 39.34 | 0.16 | 17.79 | 0.23 | 0.24 | 81.11 |
| Sam-132-MGG45-2-30 | 42.49 | 39.25 | 0.18 | 18.26 | 0.25 | 0.21 | 80.58 |
| Sam-038-MGG53-1-1 | 42.98 | 39.36 | 0.22 | 17.66 | 0.26 | 0.19 | 81.27 |
| Sam-039-MGG53-1-2 | 42.69 | 39.29 | 0.20 | 18.01 | 0.28 | 0.17 | 80.86 |
| Sam-040-MGG53-1-3 | 42.78 | 39.31 | 0.17 | 17.91 | 0.26 | 0.20 | 80.98 |
| Sam-041-MGG53-1-4 | 42.09 | 39.16 | 0.22 | 18.75 | 0.29 | 0.16 | 80.00 |
| Sam-042-MGG53-1-6 | 42.91 | 39.34 | 0.19 | 17.74 | 0.27 | 0.18 | 81.17 |
| Sam-043-MGG53-1-7 | 41.75 | 39.08 | 0.20 | 19.18 | 0.28 | 0.17 | 79.51 |
| Sam-044-MGG53-1-8 | 43.49 | 39.48 | 0.15 | 17.03 | 0.23 | 0.23 | 81.98 |
| Sam-045-MGG53-1-9 | 39.69 | 38.60 | 0.24 | 21.70 | 0.32 | 0.11 | 76.53 |
| Sam-050-MGG53-1-10 | 42.44 | 39.24 | 0.21 | 18.32 | 0.29 | 0.16 | 80.50 |
| Sam-051-MGG53-1-11 | 43.30 | 39.43 | 0.17 | 17.27 | 0.24 | 0.21 | 81.71 |
| Sam-052-MGG53-1-12 | 43.79 | 39.55 | 0.16 | 16.66 | 0.22 | 0.24 | 82.41 |
| Sam-172-MGG53-2-1 | 43.35 | 39.45 | 0.15 | 17.20 | 0.22 | 0.24 | 81.79 |
| Sam-173-MGG53-2-2 | 42.69 | 39.29 | 0.19 | 18.01 | 0.26 | 0.18 | 80.86 |
| Sam-174-MGG53-2-3 | 43.41 | 39.46 | 0.15 | 17.13 | 0.22 | 0.23 | 81.88 |
| Sam-175-MGG53-2-4 | 43.17 | 39.40 | 0.15 | 17.43 | 0.23 | 0.25 | 81.53 |
| Sam-176-MGG53-2-5 | 43.04 | 39.37 | 0.16 | 17.59 | 0.24 | 0.23 | 81.35 |
| Sam-177-MGG53-2-6 | 42.54 | 39.26 | 0.18 | 18.20 | 0.26 | 0.18 | 80.64 |
| Sam-178-MGG53-2-7 | 43.39 | 39.46 | 0.16 | 17.16 | 0.22 | 0.22 | 81.85 |
| Sam-179-MGG53-2-9 | 42.47 | 39.24 | 0.20 | 18.28 | 0.26 | 0.17 | 80.55 |
| Sam-180-MGG53-2-10 | 43.74 | 39.54 | 0.15 | 16.72 | 0.21 | 0.24 | 82.34 |
| Sam-186-MGG53-2-12 | 42.34 | 39.21 | 0.21 | 18.44 | 0.27 | 0.17 | 80.36 |
| Sam-187-MGG53-2-13 | 41.84 | 39.10 | 0.23 | 19.06 | 0.30 | 0.15 | 79.65 |
| Sam-188-MGG53-2-14 | 43.26 | 39.43 | 0.16 | 17.31 | 0.23 | 0.22 | 81.67 |
| Sam-189-MGG53-2-15 | 42.76 | 39.31 | 0.20 | 17.93 | 0.26 | 0.17 | 80.95 |
| Sam-190-MGG53-2-16 | 42.66 | 39.29 | 0.20 | 18.06 | 0.26 | 0.18 | 80.81 |
| Sam-190-MGG53-2-17 | 43.65 | 39.52 | 0.16 | 16.83 | 0.21 | 0.23 | 82.21 |
| Sam-191-MGG53-2-18 | 43.07 | 39.38 | 0.17 | 17.55 | 0.24 | 0.19 | 81.39 |
| Sam-192-MGG53-2-19 | 42.43 | 39.23 | 0.19 | 18.34 | 0.25 | 0.20 | 80.48 |
| Sam-193-MGG53-2-20 | 43.73 | 39.53 | 0.16 | 16.74 | 0.21 | 0.23 | 82.32 |
| Sam-195-MGG53-2-22 | 42.71 | 39.30 | 0.22 | 18.00 | 0.26 | 0.16 | 80.88 |
| Sam-211-MGG57-1-2 | 43.19 | 39.41 | 0.20 | 17.40 | 0.25 | 0.20 | 81.57 |
| Sam-212-MGG57-1-3 | 40.19 | 38.72 | 0.18 | 21.09 | 0.30 | 0.13 | 77.26 |
| Sam-213-MGG57-1-4 | 42.45 | 39.24 | 0.15 | 18.32 | 0.24 | 0.20 | 80.51 |
| Sam-214-MGG57-1-5 | 39.46 | 38.55 | 0.22 | 21.99 | 0.32 | 0.11 | 76.19 |
| Sam-215-MGG57-1-6 | 41.14 | 38.94 | 0.16 | 19.93 | 0.27 | 0.16 | 78.63 |
| Sam-220-MGG57-1-7 | 39.32 | 38.52 | 0.18 | 22.16 | 0.32 | 0.12 | 75.98 |
| Sam-221-MGG57-1-8 | 40.54 | 38.80 | 0.16 | 20.67 | 0.29 | 0.16 | 77.76 |
| Sam-222-MGG57-1-9 | 41.79 | 39.09 | 0.17 | 19.12 | 0.26 | 0.20 | 79.58 |
| Sam-223-MGG57-1-10 | 39.48 | 38.55 | 0.17 | 21.96 | 0.31 | 0.12 | 76.21 |
| Sam-224-MGG57-1-11 | 40.70 | 38.84 | 0.18 | 20.46 | 0.28 | 0.15 | 78.00 |
| Sam-225-MGG57-1-12 | 39.16 | 38.48 | 0.17 | 22.36 | 0.32 | 0.12 | 75.73 |
| Sam-133-MGG57-2-1 | 41.99 | 39.13 | 0.17 | 18.88 | 0.25 | 0.18 | 79.85 |
| Sam-134-MGG57-2-2 | 37.61 | 38.12 | 0.19 | 24.27 | 0.34 | 0.11 | 73.42 |

续表 2:

| 样品号 | MgO(%) | SiO ₂ (%) | CaO(%) | FeO(%) | MnO(%) | NiO(%) | Fo |
|---------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Sam-135-MGG57-2-3 | 37.81 | 38.17 | 0.19 | 24.02 | 0.36 | 0.09 | 73.72 |
| Sam-136-MGG57-2-4 | 39.19 | 38.49 | 0.19 | 22.32 | 0.32 | 0.11 | 75.79 |
| Sam-137-MGG57-2-5 | 43.11 | 39.39 | 0.17 | 17.50 | 0.22 | 0.22 | 81.45 |
| Sam-141-MGG57-2-6 | 42.48 | 39.24 | 0.17 | 18.28 | 0.24 | 0.19 | 80.55 |
| Sam-142-MGG57-2-7 | 39.44 | 38.55 | 0.21 | 22.01 | 0.31 | 0.12 | 76.16 |
| Sam-143-MGG57-2-8 | 39.99 | 38.67 | 0.17 | 21.34 | 0.30 | 0.13 | 76.96 |
| Sam-144-MGG57-2-9 | 39.63 | 38.59 | 0.18 | 21.78 | 0.31 | 0.13 | 76.44 |
| Sam-145-MGG57-2-10 | 41.29 | 38.97 | 0.17 | 19.74 | 0.26 | 0.17 | 78.85 |
| Sam-147-MGG57-2-11 | 39.65 | 38.59 | 0.17 | 21.75 | 0.31 | 0.13 | 76.46 |
| Sam-148-MGG57-2-12 | 39.05 | 38.46 | 0.14 | 22.49 | 0.32 | 0.15 | 75.58 |
| Sam-149-MGG57-2-13 | 39.41 | 38.54 | 0.18 | 22.05 | 0.31 | 0.12 | 76.11 |
| Sam-151-MGG57-2-15 | 41.59 | 39.04 | 0.17 | 19.37 | 0.25 | 0.15 | 79.29 |
| Sam-156-MGG57-2-16 | 41.57 | 39.04 | 0.17 | 19.39 | 0.26 | 0.17 | 79.26 |
| Sam-157-MGG57-2-17 | 40.48 | 38.78 | 0.15 | 20.74 | 0.27 | 0.16 | 77.67 |
| Sam-158-MGG57-2-18 | 40.57 | 38.80 | 0.17 | 20.63 | 0.29 | 0.14 | 77.80 |
| Sam-159-MGG57-2-19 | 41.89 | 39.11 | 0.16 | 19.01 | 0.25 | 0.21 | 79.71 |
| Sam-160-MGG57-2-20 | 41.65 | 39.05 | 0.15 | 19.30 | 0.25 | 0.19 | 79.37 |
| Sam-161-MGG57-2-21 | 40.66 | 38.83 | 0.18 | 20.51 | 0.28 | 0.14 | 77.94 |
| Sam-162-MGG57-2-22 | 39.97 | 38.67 | 0.16 | 21.36 | 0.29 | 0.15 | 76.94 |
| Sam-163-MGG57-2-23 | 39.94 | 38.66 | 0.19 | 21.40 | 0.30 | 0.13 | 76.89 |
| Sam-164-MGG57-2-24 | 39.53 | 38.57 | 0.22 | 21.90 | 0.29 | 0.13 | 76.29 |
| Sam-165-MGG57-2-25 | 42.20 | 39.18 | 0.17 | 18.62 | 0.24 | 0.18 | 80.16 |
| Sam-166-MGG57-2-26 | 40.50 | 38.79 | 0.17 | 20.71 | 0.28 | 0.14 | 77.71 |
| Sam-167-MGG57-2-27 | 42.07 | 39.15 | 0.16 | 18.78 | 0.24 | 0.19 | 79.97 |
| Sam-009- MGG59-1-2 | 43.14 | 39.40 | 0.19 | 17.46 | 0.25 | 0.21 | 81.49 |
| Sam-010- MGG59-1-3 | 42.53 | 39.26 | 0.16 | 18.21 | 0.26 | 0.22 | 80.63 |
| Sam-011- MGG59-1-4 | 43.05 | 39.38 | 0.18 | 17.57 | 0.24 | 0.22 | 81.37 |
| Sam-012- MGG59-1-5 | 43.29 | 39.43 | 0.18 | 17.28 | 0.24 | 0.21 | 81.71 |
| Sam-013- MGG59-1-6 | 43.32 | 39.44 | 0.17 | 17.25 | 0.23 | 0.21 | 81.74 |
| Sam-018- MGG59-1-8 | 39.37 | 38.53 | 0.21 | 22.10 | 0.34 | 0.16 | 76.05 |
| Sam-019- MGG59-1-10 | 42.90 | 39.34 | 0.19 | 17.76 | 0.27 | 0.20 | 81.15 |
| Sam-020- MGG59-1-12 | 42.10 | 39.16 | 0.22 | 18.75 | 0.27 | 0.19 | 80.01 |
| Sam-021- MGG59-1-13 | 43.46 | 39.47 | 0.18 | 17.07 | 0.24 | 0.23 | 81.95 |
| Sam-022- MGG59-1-14 | 43.16 | 39.40 | 0.19 | 17.44 | 0.22 | 0.18 | 81.52 |
| Sam-027- MGG59-1-15 | 38.88 | 38.42 | 0.24 | 22.70 | 0.37 | 0.13 | 75.33 |
| Sam-028- MGG59-1-16 | 43.41 | 39.46 | 0.17 | 17.14 | 0.25 | 0.21 | 81.87 |
| Sam-029- MGG59-1-17 | 43.26 | 39.42 | 0.18 | 17.32 | 0.25 | 0.24 | 81.66 |
| Sam-030- MGG59-1-18 | 43.48 | 39.48 | 0.17 | 17.04 | 0.25 | 0.22 | 81.98 |
| Sam-031- MGG59-1-19 | 42.71 | 39.30 | 0.20 | 17.99 | 0.28 | 0.18 | 80.89 |
| Sam-036- MGG59-1-20 | 43.13 | 39.40 | 0.21 | 17.47 | 0.27 | 0.18 | 81.48 |
| Sam-037- MGG59-1-21 | 42.64 | 39.28 | 0.21 | 18.08 | 0.28 | 0.18 | 80.78 |
| Sam-030-MGG59-2-1 | 42.79 | 39.32 | 0.16 | 17.90 | 0.25 | 0.22 | 80.99 |
| Sam-031-MGG59-2-2 | 42.46 | 39.24 | 0.17 | 18.30 | 0.26 | 0.21 | 80.52 |
| Sam-036-MGG59-2-3 | 43.57 | 39.50 | 0.17 | 16.94 | 0.24 | 0.23 | 82.09 |
| Sam-037-MGG59-2-4 | 42.66 | 39.29 | 0.18 | 18.05 | 0.26 | 0.21 | 80.82 |
| Sam-038-MGG59-2-5 | 43.35 | 39.45 | 0.17 | 17.20 | 0.24 | 0.22 | 81.79 |

续表 2:

| 样品号 | MgO(%) | SiO ₂ (%) | CaO(%) | FeO(%) | MnO(%) | NiO(%) | Fo |
|--------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Sam-039-MGG59-2-6 | 42.57 | 39.27 | 0.21 | 18.16 | 0.27 | 0.21 | 80.69 |
| Sam-040-MGG59-2-7 | 43.33 | 39.44 | 0.17 | 17.23 | 0.24 | 0.22 | 81.76 |
| Sam-045-MGG59-2-8 | 42.61 | 39.27 | 0.19 | 18.12 | 0.27 | 0.19 | 80.74 |
| Sam-046-MGG59-2-9 | 43.22 | 39.42 | 0.16 | 17.36 | 0.24 | 0.23 | 81.61 |
| Sam-047-MGG59-2-10 | 43.34 | 39.44 | 0.19 | 17.22 | 0.25 | 0.19 | 81.77 |
| Sam-048-MGG59-2-11 | 42.73 | 39.30 | 0.19 | 17.97 | 0.27 | 0.19 | 80.91 |
| Sam-049-MGG59-2-12 | 43.16 | 39.40 | 0.17 | 17.44 | 0.25 | 0.21 | 81.52 |
| Sam-050-MGG59-2-13 | 43.05 | 39.38 | 0.18 | 17.58 | 0.25 | 0.20 | 81.36 |
| Sam-051-MGG59-2-14 | 42.50 | 39.25 | 0.19 | 18.25 | 0.27 | 0.18 | 80.58 |
| Sam-052-MGG59-2-15 | 42.81 | 39.32 | 0.19 | 17.86 | 0.25 | 0.18 | 81.03 |
| Sam-053-MGG59-2-16 | 43.55 | 39.49 | 0.16 | 16.96 | 0.23 | 0.23 | 82.07 |
| Sam-054-MGG59-2-17 | 43.24 | 39.42 | 0.17 | 17.33 | 0.24 | 0.21 | 81.64 |
| Sam-059-MGG59-2-18 | 43.58 | 39.50 | 0.16 | 16.92 | 0.23 | 0.24 | 82.12 |
| Sam-060-MGG59-2-19 | 42.34 | 39.21 | 0.25 | 18.45 | 0.29 | 0.18 | 80.36 |
| Sam-061-MGG59-2-20 | 42.68 | 39.29 | 0.17 | 18.02 | 0.26 | 0.22 | 80.85 |
| Sam-062-MGG59-2-21 | 42.95 | 39.35 | 0.23 | 17.70 | 0.27 | 0.18 | 81.22 |
| Sam-063-MGG59-2-22 | 43.36 | 39.45 | 0.17 | 17.20 | 0.24 | 0.23 | 81.80 |
| Sam-064-MGG59-2-23 | 41.79 | 39.09 | 0.26 | 19.12 | 0.31 | 0.14 | 79.58 |
| Sam-065-MGG59-2-24 | 42.77 | 39.31 | 0.21 | 17.92 | 0.26 | 0.18 | 80.97 |
| Sam-066-MGG59-2-25 | 43.42 | 39.46 | 0.17 | 17.11 | 0.24 | 0.23 | 81.89 |
| Sam-067-MGG59-2-26 | 43.09 | 39.39 | 0.19 | 17.53 | 0.26 | 0.20 | 81.42 |
| Sam-068-MGG59-2-27 | 43.02 | 39.37 | 0.19 | 17.61 | 0.26 | 0.19 | 81.33 |

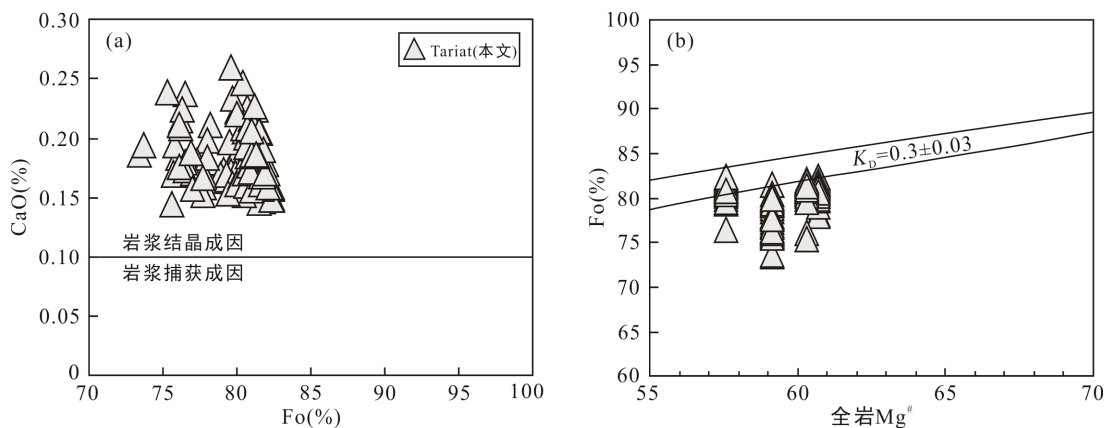


图 7 Tariat 新生代玄武岩中橄榄石 CaO(a, 底图据 Thompson and Gibson, 2000)、全岩 Mg[#](b, 底图据 Roeder and Emslie, 1970)与 Fo 关系图

Fig. 7 CaO (a) and Mg[#] (b) vs. Fo of whole-rock for the olivines in the Cenozoic basalts of Tariat

可能会经历后期蚀变、地壳混染、分离结晶等作用, 在进一步讨论全岩地球化学特征之前, 首先需要判断这些作用对玄武岩成分变化的影响。

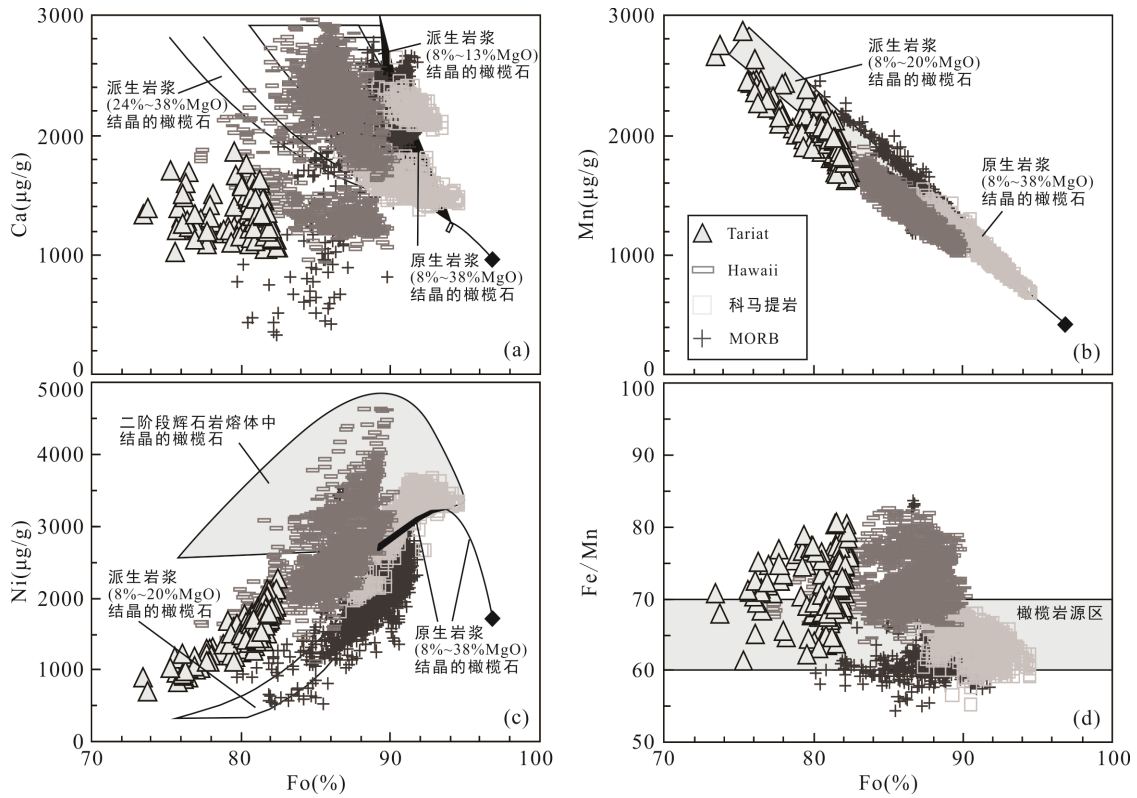
4.1 岩浆期后蚀变作用

岩相学观察显示, 偶见橄榄石边缘有微弱的伊丁石化现象, Tariat 玄武岩样品的 LOI 均小于 1%, 表明 Tariat 玄武岩样品新鲜, 蚀变作用微弱。此外, 玄

武岩的活动性元素(Ba、Th、Sr、Pb 等元素)和非活动性元素(Zr)的相关性良好(图 9), 同样表明岩浆期后的低温蚀变作用对玄武岩的成分无明显影响。

4.2 地壳混染

大陆中、上地壳强烈富集 Ba、Th、U、Pb 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素(Rudnick and Gao, 2003)。Tariat 玄武岩的 SiO₂ 与 Th(U、La)



Hawaii、MORB 及科马提岩据 Sobolev et al. (2007); 底图据 Herzberg (2011)。

图 8 Tariat 新生代玄武岩 Ca、Ni、Mn、Fe/Mn 与 Fo 关系图

Fig.8 Ca, Ni, Mn, and Fe/Mn vs. Fo diagram for the olivines in the Cenozoic basalts of Tariat

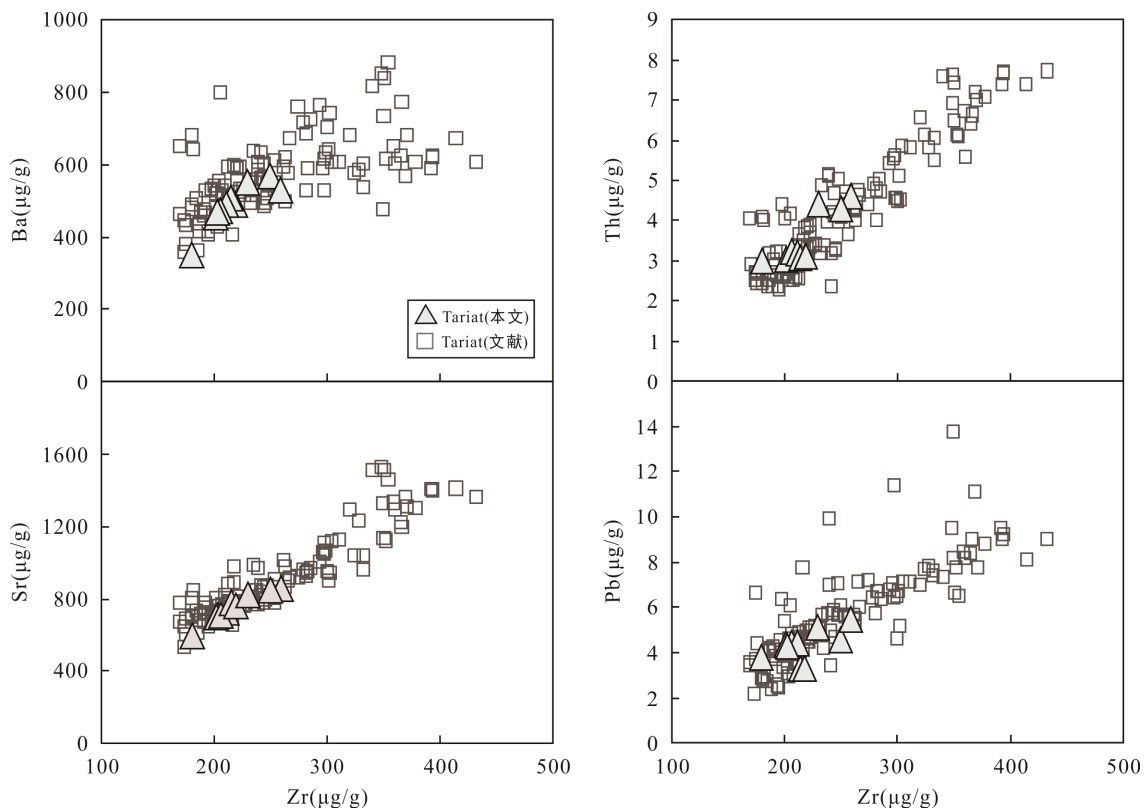


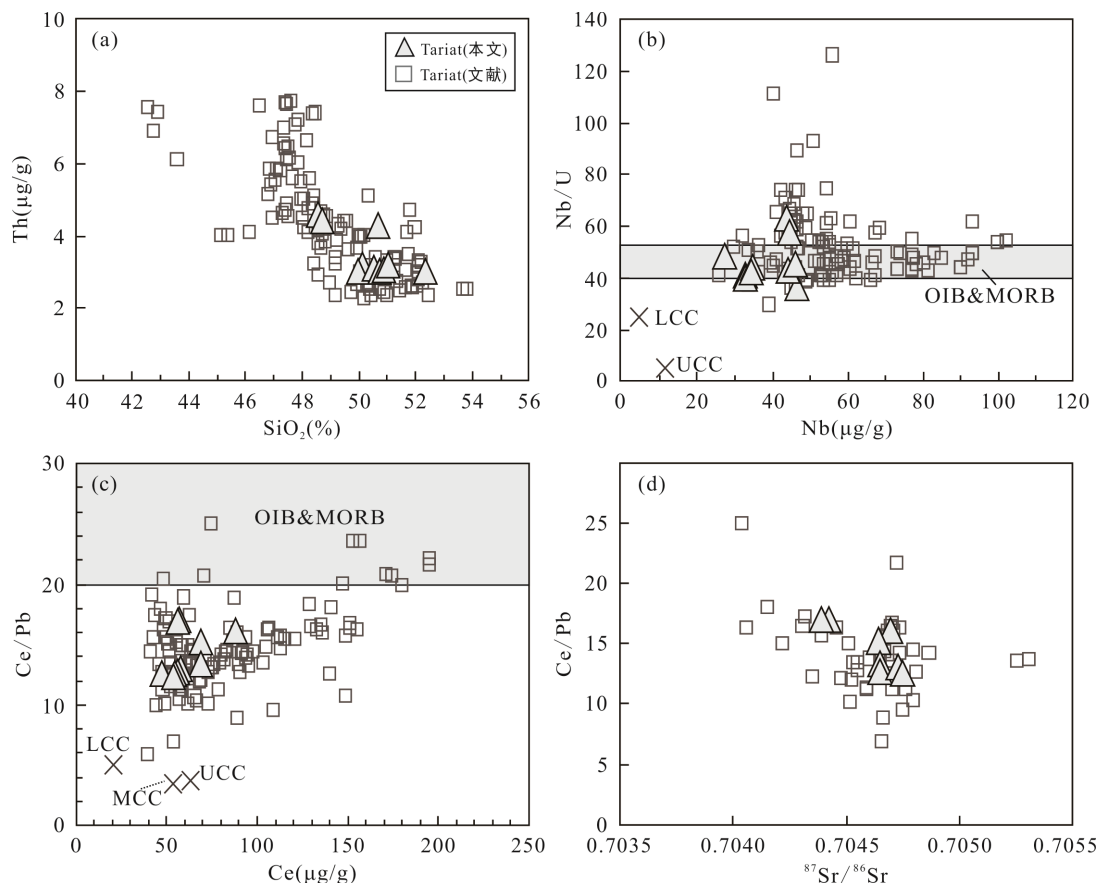
图 9 Tariat 新生代玄武岩 Ba、Th、Sr、Pb 与 Zr 关系图

Fig.9 Ba, Th, Sr and Pb vs. Zr diagram for Cenozoic basalts of Tariat

等不相容元素呈良好的负相关关系(图 10a), 绝大部分玄武岩的 Nb/U 值落在大洋玄武岩(OIB&MORB, Nb/U=47±7)区域之内或上方(图 10b)。Tariat 玄武岩还具有 Th、U、Pb 负异常, 无明显 Nb、Ta 负异常(图 5), 因此可以排除玄武岩遭受了中、上地壳的混染作用。Tariat 玄武岩的 Nb/U、Ce/Pb 值分别与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值呈负相关关系(除了两个玄武岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), 相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值对应低的 Nb/U 与 Ce/Pb 值, 大部分玄武岩的 Ce/Pb 值低于大洋玄武岩(OIB&MORB, Ce/Pb=25±5)的平均值, 暗示玄武岩在形成过程中存在大陆地壳物质的加入(图 10c、d、11d; Hofmann et al., 1986)。

然而源区中再循环大陆地壳物质的加入或者上升过程中大陆下地壳的混染都可以导致玄武岩具有上述特征。以下证据可以排除 Tariat 玄武岩在上升过程中遭受大陆下地壳的混染作用。Tariat 新生代玄武岩中多见有地幔橄榄岩捕虏体, 说明玄武质岩浆上升的速度较快, 受到地壳物质强烈混染的可能性

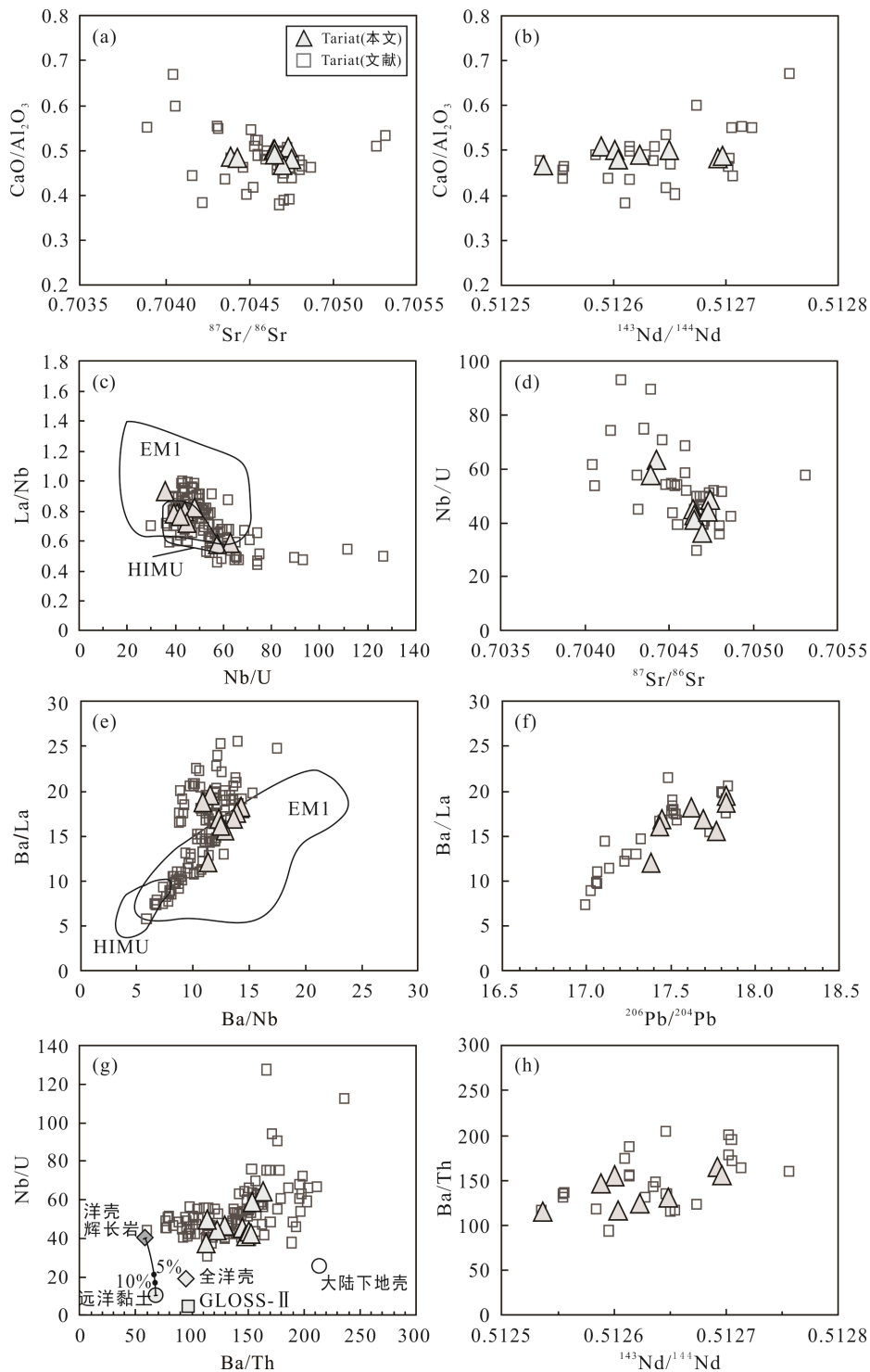
较小(Stosch et al., 1986; Ionov et al., 1994; Barry et al., 2003; Ancuta, 2017; Carlson and Ionov, 2019)。前人报道了 Tariat 地区地壳捕虏体的 Sr-Nd-Pb 同位素组成(图 6), 岩性以下地壳的二辉麻粒岩为主, 两个中地壳捕虏体(长英质麻粒岩、片麻岩)具有相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与放射性 Pb 同位素组成(Barry et al., 2003; Ancuta, 2017)。相比 Tariat 下地壳捕虏体, Tariat 玄武岩具有更低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值、更高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值(图 6a、b), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图显示, Tariat 玄武岩落在地壳捕虏体区域之外。此外, Tariat 下地壳捕虏体的 Ce/Pb 平均值为 4.72, 与大陆下地壳(Ce/Pb 值为 5.00)、低 Ce/Pb 值的 Tariat 玄武岩(Ce/Pb 值最低为 5.93)相近。但是 Tariat 下地壳捕虏体的 Ba 含量(616~1601 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 1151 $\mu\text{g/g}$)及 Ba/Th 值(100~10266 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 4979 $\mu\text{g/g}$)远高于 Tariat 玄武岩(Ba: 350~880 $\mu\text{g/g}$; Ba/Th: 63.0~239 $\mu\text{g/g}$) (Rudnick and Gao, 2003; Ancuta, 2017)。如果 Tariat 玄武岩在喷出地表过程中遭受



UCC. 大陆上地壳; MCC. 大陆中地壳; LCC. 大陆下地壳(Rudnick and Gao, 2003); OIB&MORB 区域引自 Hofmann et al., 1986。

图 10 Tariat 新生代玄武岩 Th-SiO₂(a)、Nb/U-Nb(b)、Ce/Pb-Ce(c)、Ce/Pb- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (d)关系图

Fig. 10 Th vs. SiO₂ (a), Nb/U vs. Nb (b), Ce/Pb vs. Ce (c), and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Ce/Pb (d) diagram for the Cenozoic basalts of Tariat



大陆下地壳据 Rudnick and Gao, 2003; HIMU、EM1 据 Willbold and Stracke, 2010; 洋壳辉长岩据 Hart et al., 1999; 全洋壳据 Stracke et al., 2003; 远洋黏土据 Plank and Langmuir, 1998; GLOSS-II 据 Plank, 2014。

图 11 Tariat 新生代玄武岩全岩地球化学协变图

Fig.11 Whole-rock geochemical co-variation plots for the Cenozoic basalts of Tariat

大陆下地壳的混染, 那么玄武岩除了具有低的 Ce/Pb 值之外, 还应具有 Tariat 下地壳捕虏体的高 Ba 特征, 这与 Tariat 玄武岩的 Ba 含量以及 Ba/Th 值不一致。

综上, 本文认为 Tariat 玄武质岩浆在上升过程中没有遭受明显的大陆下地壳混染, 玄武岩中低的 Nb/U 与 Ce/Pb 值是继承了其地幔源区的特征。

4.3 结晶分离作用

岩相学观察显示 Tariat 玄武岩样品常见橄榄石、单斜辉石斑晶, 而斜长石多以微晶形式出现, 斑晶极少。Tariat 玄武岩的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值与 MgO 含量呈正相关关系, SiO_2 、 Al_2O_3 与 MgO 含量呈负相关关系, 表明玄武质岩浆经历了橄榄石和单斜辉石的分离结晶(图 4)。Sc 相对单斜辉石是相容的, Tariat 玄武岩的 Sc 与 MgO 呈正相关, 同样说明玄武岩质岩浆经历了单斜辉石的分离结晶(图 4)。微量元素蛛网图显示 Sr 正异常以及 Eu 没有明显的负异常(图 5), 说明斜长石的分离结晶作用不明显, 与岩相学观察一致。如果岩浆的成分仅受控于橄榄石(+单斜辉石)的分离结晶作用, 那么 SiO_2 与 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 、Th 应该呈正相关关系, 而 Tariat 玄武岩 SiO_2 与 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 、Th 呈负相关关系(图 2、10a)。因此, 本文认为 Tariat 玄武岩的成分变化除了受橄榄石和单斜辉石的分离结晶作用影响, 还受控于部分熔融作用或者地幔源区成分。

4.4 源区母岩及残留矿物

橄榄石是玄武质岩浆中最早结晶的硅酸盐矿物, 它保留了岩浆演化早期的特征, 橄榄石斑晶的地球化学组成可以用来推测岩浆源区岩性的组成差异(Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011; Herzberg et al., 2014; Liu et al., 2015; Ren et al., 2017; Pang et al., 2019)。由于地幔中的矿物主要为橄榄石、辉石和石榴石, 其中橄榄石和单斜辉石分别是橄榄岩和辉石岩中最主要的矿物。而橄榄石、单斜辉石矿物-熔体间 Ni、Ca、Mn 的分配系数不同, 导致橄榄岩与辉石岩发生部分熔融时产生的熔体中结晶的橄榄石具有不同的 Ca、Ni、Mn 含量和 Fe/Mn 值(Sobolev et al., 2005, 2007; Herzberg, 2011)。研究结果显示, 与源区母岩为橄榄岩的熔体中结晶的橄榄石相比, 辉石岩熔体中结晶的橄榄石, 具有更高 Ni 含量、Fe/Mn 值, 更低 Ca、Mn 含量的特征(Sobolev et al., 2005, 2007; Herzberg, 2011)。此外, 当岩浆发生单斜辉石结晶分离时, 残余熔体会更加富集 Ni, 亏损 Ca、Mn, 与其同时或之后结晶的橄榄石会具有更低的 Ca、Mn 含量(Herzberg, 2011)。因此, 在讨论源区岩性的时候, 还要考虑单斜辉石分离结晶的影响。Tariat 玄武岩中橄榄石的 Fo 与 Ca 无明显相关性, Fo 与 Mn 呈良好的负相关关系(图 8a、b), 结合岩相学观察到的玄武岩中单斜辉石斑晶含量较低(绝大部分样品中小于 3%), 本文认为橄榄石成分受单斜辉石结晶分离的

影响非常有限, 可以较好地反映源区岩性的特征。

相同 Fo 下, Tariat 玄武岩橄榄石的 Ni、Mn 含量及 Fe/Mn 值介于橄榄岩熔体(MORB)结晶的橄榄石与夏威夷(Hawaii)玄武岩的橄榄石之间, Tariat 玄武岩橄榄石的 Ca 含量与夏威夷玄武岩的橄榄石相似(图 8)。Mn/Fe 和 Ni/(Mg/Fe)值受到分离结晶作用的影响较小, 这两个参数可以用来反映源区岩性的差异性(Sobolev et al., 2005)。100Mn/Fe 和 Ni/(Mg/Fe)/1000 关系图显示(图 12), Tariat 玄武岩橄榄石的成分落在辉石岩成分与橄榄岩成分区域之间。因此, 本文认为 Tariat 玄武岩的源区母岩为橄榄岩与辉石岩的混合。而 Tariat 玄武岩的轻稀土元素相对于重稀土元素富集, 相对于 Gd、La, 石榴石强烈富集重稀土 Yb(Pilet et al., 2008), Tariat 玄武岩的 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 均大于 1, 且与 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 呈正相关关系(图 13), 说明源区存在石榴石的残留。

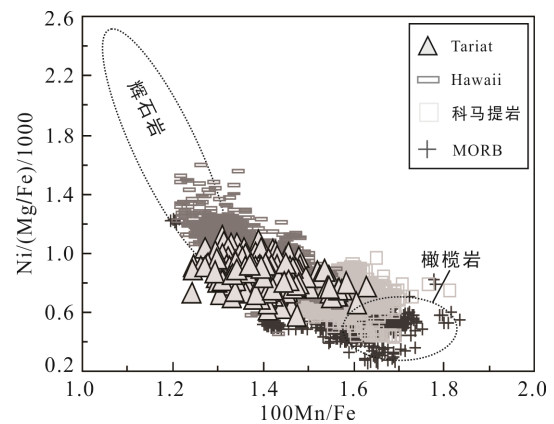


图 12 Tariat 新生代玄武岩中橄榄石 $\text{Ni}/(\text{Mg}/\text{Fe})/1000$ - $100\text{Mn}/\text{Fe}$ 关系图(据 Sobolev et al., 2007)

Fig.12 $\text{Ni}/(\text{Mg}/\text{Fe})/1000$ vs. $100\text{Mn}/\text{Fe}$ diagram for the olivines from Cenozoic basalts of Tariat

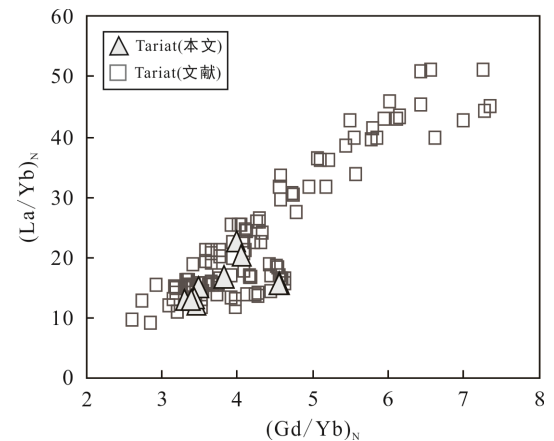


图 13 Tariat 新生代玄武岩 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ - $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 关系图
Fig.13 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ vs. $(\text{La}/\text{Yb})_N$ diagram for Cenozoic basalts of Tariat

4.5 地幔源区特征

在玄武质岩浆形成过程中, 微量元素的变化除了受到不同源区物质的影响之外, 还受到部分熔融和分离结晶作用的影响, 而同位素比值的变化仅取决于源区中不同组分的贡献, 因此对结晶分异或部分熔融作用不敏感的微量元素比值和同位素比值之间的变化关系能够反映玄武岩源区的特征(Hofmann, 1997; Willbold and Stracke, 2006)。Tariat 玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Nb/U 、 Ce/Pb 呈良好的负相关关系(除了两个玄武岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值; 图 10d、11a、d), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Ba/Th 值呈正相关关系(图 11b、h), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 Ba/La 值呈良好的正相关关系(图 11f)。结合 Sr-Nd-Pb 同位素组成(图 6), 本文认为 Tariat 玄武岩的成分变化主要受控于 DMM 与 EM1 地幔端元组分的混合作用。其中靠近 DMM 端元的玄武岩具有较高的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Ce/Pb 、 Nb/U 、 Ba/Th 、 Ba/La 值, 而靠近 EM1 地幔端元的玄武岩则具有较低的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Ce/Pb 、 Nb/U 、 Ba/Th 、 Ba/La 值。

靠近 DMM 端元玄武岩的 Nb/U 和 Ba/La 值明显高于典型的 EM1 型洋岛玄武岩(图 11c、e), 而地幔橄榄岩的部分熔融并不能形成具有如此高 Nb/U 和 Ba/La 值的熔体(Workman and Hart, 2005; Willbold and Stracke, 2010)。前人研究发现 Tariat 玄武岩中的橄榄岩包体中含有金云母或角闪石(Stosch et al., 1986; Ionov et al., 1995)。由于 Ba 和 Nb 在金云母或角闪石中都是相容元素, 含金云母或角闪石的岩石圈地幔橄榄岩发生部分熔融, 并且金云母或角闪石在熔融过程中被消耗殆尽, 那么形成的熔体将会富集 Ba 和 Nb, 具有高的 Nb/U 和 Ba/La 值(Ionov et al., 1995; Tiepolo et al., 2000)。Tariat 玄武岩的地幔源区存在石榴石, 而角闪石在石榴石稳定的源区 ($p > 2 \sim 2.5$ GPa) 是不稳定的, 因此 Tariat 玄武岩的地幔源区不含角闪石(Willbold and Stracke, 2006)。此外, 玄武岩的富集 K 和 Rb 的特征与金云母地球化学特征吻合(Ionov et al., 1995; Tiepolo et al., 2000)。因此本文认为 Tariat 玄武岩的 DMM 组分特征来源于含金云母的岩石圈地幔。

前人的研究提出, EM1 组分存在以下几种成因方式: ①再循环的洋壳物质(Hofmann and White, 1982; Weaver, 1991; Willbold and Stracke, 2006; Chauvel et al., 2008); ②再循环的大陆下地壳(Gao et al., 2004, 2008; Willbold and Stracke, 2006; Zeng et al., 2011);

③交代富集的岩石圈地幔(Halliday et al., 1995; Niu and O'Hara, 2003; Pilet et al., 2008; Turner et al., 2017); ④碳酸盐化地幔(Bizimis et al., 2003; Dasgupta et al., 2007; Li et al., 2016; Wang et al., 2018)。

富集的岩石圈地幔: Tariat 新生代玄武岩中携带有地幔捕虏体, 目前该地区报道的地幔捕虏体岩性以橄榄岩为主, 地幔捕虏体的 Sr-Nd 同位素组成相对于 Tariat 玄武岩更加亏损(图 6a; Stosch et al., 1986; Ionov et al., 1994; Carlson and Ionov, 2019)。仅 Carlson and Ionov (2019)发现 Tariat 玄武岩携带的二辉橄榄岩捕虏体中存在辉石岩脉, 该辉石岩脉同样具有相对低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.702474)和高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值(0.513048), 与橄榄岩捕虏体同位素组成相似, 所以本文认为岩石圈地幔并不适合作为 Tariat 玄武岩源区中 EM1 成分的主要来源。

碳酸盐化地幔: 研究表明, 碳酸盐化地幔通常具有 K、Pb、Zr、Hf、Ti 负异常和高的 Ce/Pb、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、Zr/Hf 值(Bizimis et al., 2003; Dasgupta et al., 2007)。然而 Tariat 玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素与 Ce/Pb、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值呈负相关关系(图 10d、11a), 表明 EM1 富集组分具有相对低的 Ce/Pb、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值, 且 Tariat 玄武岩呈明显的 K 正异常, 不具有 Zr、Hf 负异常(图 5)。因此可以排除碳酸盐化地幔作为 Tariat 玄武岩源区中 EM1 成分的主要来源。

再循环的洋壳物质或再循环的大陆下地壳: 上文通过橄榄石成分识别出源区母岩中存在辉石岩成分。而辉石岩成分可以是由陆壳或者洋壳物质直接变质形成的榴辉岩(Pertermann et al., 2003), 或者来自俯冲洋壳的富 SiO_2 熔体或流体交代地幔橄榄岩形成的斜方辉石岩(Straub et al., 2008), 或者由再循环的大陆下地壳或洋壳熔体与周围的橄榄岩反应形成的二阶段辉石岩(Sobolev et al., 2005; Ren et al., 2017)。由于前两种成因的辉石岩熔融形成的熔体分别是英安质熔体与 Nb、Ta 亏损的亚碱性熔体, 而 Tariat 玄武岩几乎都是碱性玄武岩, 且 Nb、Ta 无明显负异常, 所以本文认为 Tariat 玄武岩的源区母岩中的辉石岩成分来源于再循环的大陆下地壳或洋壳熔体与周围的橄榄岩反应形成的二阶段辉石岩。上文已经排除岩浆上升过程中大陆地壳的同化混染影响, 说明 Tariat 玄武岩低的 Nb/U 、 Ce/Pb 值是继承了地幔源区的特征。靠近 EM1 端元玄武岩的 Nb/U 、 Ce/Pb 值接近大陆下地壳的值, 但是 Ba/Th 值明显低于大陆下地壳(图 10b、11g; Rudnick and Gao, 2003)。如

果 EM1 组分来源于再循环的大陆下地壳物质,则需要高比例的下地壳物质参与才能形成 Tariat 玄武岩低 Nb/U 和 Ce/Pb 值的特征,而高比例的下地壳物质参与会明显提高玄武岩的 Ba/Th 值,使之接近大陆下地壳的 Ba/Th 值(Rudnick and Gao, 2003)。但是靠近 EM1 端元的玄武岩明显低于大陆下地壳的 Ba/Th 值,因此可以排除再循环的下地壳物质作为 EM1 组分的来源(图 11g)。

已有的研究表明再循环的洋壳和少量的古老远洋沉积物的混合可以形成 EM1 组分特征(Hofmann and White, 1982; Weaver, 1991; Willbold and Stracke, 2006; Chauvel et al., 2008)。Tariat 玄武岩显示出微弱的 Eu 正异常($Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5} = 1.05 \pm 0.02$)以及明显的 Sr 正异常($Sr/Sr^* = Sr_N / (Pr_N \times Nd_N)^{0.5} = 1.40 \pm 0.08$),暗示岩浆源区可能存在辉长岩组分或岩浆演化过程中发生了斜长石的堆晶作用(McDonough and Sun, 1995; Hofmann, 1997; Wu et al., 2019)。由于 Tariat 玄武岩形成过程中斜长石的分离结晶作用微弱,且玄武岩样品中斜长石斑晶含量极少,说明 Tariat 玄武岩 Sr 和 Eu 正异常特征并非是斜长石的堆晶作用导致的,更有可能与岩浆源区存在辉长岩组分相关。远洋黏土的 Ce/Pb、Nb/U 值略低于大陆下地壳物质, Ba/Th 值明显低于大陆下地壳,洋壳辉长岩与远洋黏土的混合可以很好地解释玄武岩低的 Ce/Pb、Nb/U 和 Ba/Th 值(图 11g; Rudnick and Gao, 2003; Sobolev et al., 2005; Wu et al., 2019)。并且靠近 EM1 端元的玄武岩具有低的 Ba/La、Ba/Nb 值,与 HIMU 型玄武岩相似(图 11e),而 HIMU 型玄武岩的成因被认为与源区存在再循环的洋壳物质密切相关(Hart et al., 1999; Stracke et al., 2003; Willbold and Stracke, 2006; Wu et al., 2019)。因此,本文认为源区母岩中辉石岩组分是再循环的洋壳物质熔体交代地幔橄榄岩形成的二阶段辉石岩,而 EM1 组分来源于含古老远洋沉积物的再循环洋壳辉长岩。

5 结论

(1) Tariat 新生代玄武岩以碱性玄武岩为主,在微量元素蛛网图上与 EM1-OIB 特征相似,具有明显的 Ba、K、Sr 正异常, Th、U、Ti 负异常,无明显的 Nb、Ta 负异常。Sr-Nd-Pb 同位素显示玄武岩同位素组成介于 DMM 与 EM1 型地幔端元之间。

(2) 大陆地壳混染对于 Tariat 玄武岩成分无明显影响,岩浆在上升过程中主要经历了橄榄石与单斜辉石的分离结晶作用,但分离结晶作用并不是控制玄武岩成分变化的主要因素。

(3) 蒙古中部新生代玄武岩的源区母岩中存在辉石岩与橄榄岩的组分,源区残留有石榴子石。

(4) Tariat 玄武岩的成分变化主要受控于 DMM 与 EM1 型地幔端元组分的混合作用,其中 DMM 组分来源于含金云母的岩石圈地幔,而 EM1 组分来源于含古老远洋沉积物的再循环洋壳辉长岩。

致谢: 蒙古科学院古生物与地质研究所 Narantsetseg Tserendash 研究员与中国科学院广州地球化学研究所袁超研究员在野外工作中给予了很大的帮助; 中山大学王若嘉工程师以及中国科学院广州地球化学研究所李欣工程师、孙胜玲、涂湘林以及曾文高级工程师在样品主量元素、微量元素以及同位素测试实验中给予了大量帮助; 论文得到中国科学院广州地球化学研究所郭锋研究员和吉林大学葛文春教授的认真审阅和宝贵意见,笔者在此一并表示衷心感谢。

参考文献(References):

- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.
- 任钟元, 张乐, 吴亚东, 徐晓波, 张磊, 梅盛旺, 于亚锋, 罗清晨, 张庆霖. 2018. 熔体包裹体在镁铁质火山岩成因研究中的应用. 矿物岩石地球化学通报, 37(3): 395-413.
- Ancuta L D. 2017. Toward an improved understanding of intraplate uplift and volcanism: Geochronology and geochemistry of intraplate volcanic rocks and lower-crustal xenoliths. Bethlehem: Lehigh University: 1-195.
- Barry T L, Kent R W. 1998. Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of Central and East Asian basalts // Flower M, Chung S L, Lo C H. Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Washington DC: American Geophysical Union: 347-364.
- Barry T L, Saunders A D, Kempton P D, Windley B F, Pringle M S, Dorjnamjaa D, Saandar S. 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 44(1): 55-91.
- Bizimis M, Salters V J M, Dawson J B. 2003. The brevity of carbonatite sources in the mantle: Evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*,

- 145: 281–300.
- Carlson R W, Ionov D. 2019. Compositional characteristics of the MORB mantle and Bulk Silicate Earth based on spinel peridotites from the Tariat region, Mongolia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 257: 206–223.
- Chauvel C, Lewin E, Carpentier M, Arndt N T, Marini J C. 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature Geoscience*, 1(1): 64–67.
- Chuvashova I, Rasskazov S, Yasnygina T, Saranina E, Fefelov N. 2007. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: Asynchronous decompressional and fluid melting of the mantle. *Journal of Volcanology and Seismology*, 1(6): 372–396.
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. 2007. Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 48(11): 2093–2124.
- Eisele J, Sharma M, Galer J G, Blichert-Toft J, Devey C W, Hofmann A W. 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics in the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 197–212.
- Fritzell E H, Bull A L, Shephard G E. 2016. Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insights from seismic tomography and numerical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 455: 1–12.
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Ling W L. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 41–53.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature*, 432: 892–897.
- Goto A, Tatsumi Y. 1996. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (II). *Rigaku Journal*, 13(2): 20–39.
- Guo F, Nakamura E, Fan W M, Kobayoshi K, Li W. 2007. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji area, NE China. *Journal of Petrology*, 48(4): 661–692.
- Halliday A N, Lee D C, Tommasini S. 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3–4): 379–395.
- Hart S R, Blusztajn J, Dick H J B, Meyer P S, Muehlenbachs K. 1999. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 4059–4080.
- Herzberg C. 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins. *Journal of Petrology*, 52(1): 113–146.
- Herzberg C, Cabral R A, Jackson M G, Vidito C, Day J M D, Hauri E H. 2014. Phantom Archean crust in Mangaia hotspots lavas and the meaning of heterogeneous mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 396: 97–106.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219–229.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45.
- Hofmann A W, White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic-crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421–436.
- Hunt A, Parkinson I, Harris N, Barry T, Rogers N, Yondon M. 2012. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: Geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting. *Journal of Petrology*, 53(9): 1913–1942.
- Ionov D A, Hofmann A W, Shimizu N. 1994. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *Journal of Petrology*, 35: 753–785.
- Ionov D A, O'Reilly S Y, Ashchepkov I V. 1995. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 174–190.
- Kent A J R. 2008. Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 273–331.
- Kudryashova E A, Yarmolyuk V V, Kozlovsky A M, Savatenkov V M. 2010. Magmatic zoning of Late Cenozoic volcanism in Central Mongolia: Relation with the mantle plumes. *Doklady Earth Sciences*, 432(1): 565–569.
- Langmuir C H, Klein E M, Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges // Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M. Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. Washington DC: American Geophysical Union, 71: 183–280.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A L, Zanettin B A. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.
- Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Huang X L, Ren Z Y, Guo H,

- Ning Z G. 2016. Olivine and melt inclusion chemical constraints on the source of intracontinental basalts from the eastern North China Craton: Discrimination of contributions from the subducted Pacific slab. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 178: 1–19.
- Liu J Q, Ren Z Y, Nichols A, Song M S, Qian S P, Zhang Y, Zhao P P. 2015. Petrogenesis of Late Cenozoic basalts from North Hainan Island: Constraints from melt inclusions and their host olivines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 152: 89–121.
- McDannell K T, Zeitler P K, Idleman B D. 2018. Relict topography within the Hangay Mountains in central Mongolia: Quantifying long-term exhumation and relief change in an old landscape. *Tectonics*, 37: 2531–2558.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Mckenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625–679.
- Niu Y L, O'Hara M. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4), 2209.
- Pang C J, Wang X C, Li C F, Wilde S A, Tian L Y. 2019. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone. *Lithos*, 332: 39–54.
- Pertermann M, Hirschmann M M. 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa. *Journal of Petrology*, 44: 2173–2201.
- Petit C, Déverchère J, Calais E, Sankov V, Fairhead D. 2002. Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 197: 133–149.
- Pilet S, Baker M B, Stolper E M. 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320: 916–919.
- Plank T. 2014. The chemical composition of subducting sediments // Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Amsterdam: Elsevier, 4: 607–629.
- Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3): 325–394.
- Ren Z Y, Wu Y D, Zhang L, Nichols A, Hong L B, Zhang Y H, Zhang Y, Liu J Q, Xu Y G. 2017. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 208: 63–85.
- Roeder P, Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4): 275–289.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64.
- Salters V J M, Mallick S, Hart S R, Langmuir C H, Stracke A. 2011. Domains of depleted mantle: New evidence from hafnium and neodymium isotopes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, Q10017.
- Savatenkov V M, Yarmolyuk V V, Kudryashova E A, Kozlovsky A M. 2010. Sources and geodynamics of the Late Cenozoic volcanism of Central Mongolia: Evidence from isotope-geochemical studies. *Petrology*, 18(3): 278–307.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823): 412–417.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, Nikogosian I K. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033): 590–597.
- Stosch H G, Lugmair G W, Kovalenko V I. 1986. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2601–2614.
- Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 8003.
- Straub S M, LaGatta A B, Pozzo A L M, Langmuir C H. 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the Central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03007.
- Thompson R N, Gibson S A. 2000. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407: 502–506.
- Tiepolo M, Vannucci R and Oberti R. 2000. Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: Crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2): 185–201.

- Turner S J, Langmuir C H, Dungan M A, Escrig S. 2017. The importance of mantle wedge heterogeneity to subduction zone magmatism and the origin of EM1. *Earth and Planetary Science Letters*, 472: 216–228.
- Walker R T, Nissen E, Molor E, Bayasgalan A. 2007. Reinterpretation of the active faulting in central Mongolia. *Geology*, 35: 759–762.
- Wang X J, Chen L H, Hofmann A W, Hanyu T, Kawabata H, Zhong Y, Xie L W, Shi J H, Miyazaki T, Hirahara Y, Takahashi T, Senda R, Chang Q, Vaglarov B S, Kimura J I. 2018. Recycled ancient ghost carbonate in the Pitcairn mantle plume. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(35): 8682–8687.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2–4): 381–397.
- Willbold M, Stracke A. 2006. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4): 1525–2027.
- Willbold M, Stracke A. 2010. Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust. *Chemical Geology*, 276(3–4): 188–197.
- Windley B F, Allen M B. 1993. Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia. *Geology*, 21: 295–298.
- Woodhead J D, Devey C W. 1993. Geochemistry of the Pitcairn Seamounts, I: Source character and temporal trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 116: 81–99.
- Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1–2): 53–72.
- Workman R K, Hart S R, Jackson M, Regelous M, Farley K A, Blusztajn J, Kurz M, Staudigel H. 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan volcanic chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q04008.
- Wu Y M, Guo F, Wang X C, Zhang B, Zhang X B, Alemayehu M, Wang G Q. 2019. Generation of Late Cretaceous Ji'an basalts through asthenosphere-slab interaction in South China. *Geological Society of America Bulletin*, 115(5–6): 1316–1332.
- Yarmolyuk V V, Kovalenko V I, Ivanov V G. 1996. The intraplate Late Mesozoic-Cenozoic volcanic province in central East Asia as a projection of the mantle hot field. *Geotectonics*, 29(5): 395–421.
- Yarmolyuk V V, Kudryashova E A, Kozlovsky A M, Lebedev V A, Savatenkov V M. 2015. Late Mesozoic-Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 604–623.
- Zeng G, Chen L H, Hofmann A W. 2011. Crust recycling in the sources of two parallel volcanic chains in Shandong, North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3–4): 359–368.
- Zhang L, Ren Z Y, Xia X P, Yang Q, Hong L B, Wu D. 2019. *In situ* determination of trace elements in melt inclusions using laser ablation-inductively coupled plasma-sector field-mass spectrometry. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 33(4): 361–370.
- Zhang Y Y, Yuan C, Sun M, Huang Z Y, Narantsetseg T, Ren Z Y, Li P F, Zhang Q L. 2021. Contrasting compositions between phenocrystic and xenocrystic olivines in the Cenozoic basalts from central Mongolia: Constraints on source lithology and regional uplift. *American Mineralogist*, 106(2): 251–264.
- Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571.