



引文格式: 刘一腾, 郭鹏远, 孟凡雪. 霞石岩成因机制研究: 以山东霞石岩为例[J]. 西北地质, 2026, 59(1): 258–273.
DOI: 10.12401/j.nwg.2024028

Citation: LIU Yiteng, GUO Pengyuan, MENG Fanxue. Study on the Formation Mechanism of Nephelinite- Take Shandong Nephelinites as the Example[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(1): 258–273. DOI: 10.12401/j.nwg.2024028

霞石岩成因机制研究: 以山东霞石岩为例

刘一腾¹, 郭鹏远², 孟凡雪^{1,*}

(1. 山东科技大学地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590; 2. 中国科学院海洋研究所,
海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071)

摘要: 霞石岩是一种少见的强碱性火山岩, 主要产生于大陆裂谷、洋岛以及大火成岩省。世界上大多数的霞石岩与碳酸岩共生, 具有与 OIB 相似的地球化学特征。目前, 关于霞石岩的岩石学和地球化学已有大量研究, 一般认为其能解释地幔性质和演化特征, 但目前霞石岩的成因及其与碳酸岩的成因关系尚存争议, 阻碍了对地幔源区性质和交代过程熔流体性质的理解。笔者选取山东地区代表性的且有一定研究基础的碣石山、栖霞大方山两地震石岩进行岩石学 and 全岩主、微量元素地球化学分析, 并根据实验岩石学研究结果对霞石岩母岩成分进行相关计算。研究显示, 山东霞石岩起源于 10%~40% 碳酸岩+橄榄岩的低程度 (3%~5%) 部分熔融, 而且原始母岩浆可能经历碳酸岩-硅酸岩熔体的液态不混溶, 才能产生山东霞石岩的主、微量元素地球化学特征以及霞石岩-碳酸岩共生的现象。笔者计算出的原始母岩浆具有典型金伯利岩的地球化学特征, 其研究可能对金伯利岩岩浆的起源具有重要启示意义。

关键词: 霞石岩; 液态不混溶; 碳酸岩浆; 部分熔融; 金伯利岩岩浆

中图分类号: P581; P595

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2026)01-0258-16

Study on the Formation Mechanism of Nephelinite- Take Shandong Nephelinites as the Example

LIU Yiteng¹, GUO Pengyuan², MENG Fanxue^{1,*}

(1. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, Shandong, China; 2. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, Shandong, China)

Abstract: Nephelinite is a rare type of strong alkaline volcanic rock mainly found in continental rift environments, oceanic islands, and large igneous provinces. Most of the world's nephelinites are associated with carbonatites and have similar geochemical characteristics to OIBs. Despite numerous studies on the characteristics and formation environments of nephelinite, the genesis of nephelinite and its relationship with carbonatite rock are still controversial, constraining the understanding of nature of mantle source and characteristics of metasomatic

收稿日期: 2023-11-07; 修回日期: 2023-12-27; 责任编辑: 曹佰迪

基金项目: 国家自然科学基金项目“用 Hf-Fe-Mo 同位素体系研究洋脊-地幔柱相互作用: 以南太平洋 Pukapuka 海脊和东太平洋洋隆 17°~19°S 为例”(42076048)资助。

作者简介: 刘一腾(2000-), 女, 硕士研究生, 主要从事岩石地球化学研究工作。E-mail: 2693796155@qq.com。

* 通讯作者: 孟凡雪(1981-), 女, 副教授, 博士生导师, 主要从事岩石地球化学研究。E-mail: mfx1117@163.com。

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

agents. The petrology, and whole-rock major- and trace elemental analysis was carried out on the nephelinites in Jieshi Mountain and Qixia Dafang Mountain in Shandong Province, and the composition of the primary magma is calculated according to the experimental petrological research results. The results suggested that the Shandong nephelinite originates from low degree (3%~5%) partial melting of 10%~40% carbonatite + peridotite. In addition, the primary magma has undergone the liquid immiscibility of the carbonate-silicate melt, which can match well with the major and trace elements characteristics and the symbiosis of the nephelinite in Shandong Province. It's also found that the calculated primitive magma has similar geochemical characteristics to that of typical kimberlite; thus, the author's study might have important implications for the origin of kimberlite magma.

Keywords: nephelinites; liquid immiscibility; carbonated magma; partial melting; kimberlite magma

霞石岩是一种分布较少的强碱性火山岩,主要出露于大陆(大陆裂谷以及克拉通区域)以及洋岛环境,通常以富集 Th、U、Nb、Ta 和轻稀土(LREE),亏损 K、Pb,中度亏损 Sr-Nd 同位素为特征(罗丹等, 2009; Zeng et al., 2010; 陈立辉等, 2012; 何叶等, 2019; Zeng et al., 2021)。已有研究发现,世界上大多数的霞石岩与碳酸岩伴生(Lee et al., 1997; Woolley et al., 2008; Brooker et al., 2011; Guzmics et al., 2012)。霞石岩通常被认为是由深部地幔极低程度部分熔融产生的熔体衍生而来的岩浆固结形成,且在其上升过程中没有受到明显的地壳混染,因此可以很好地反映地幔源区性质,是探究地幔性质及深部动力学过程的重要研究对象(罗丹等, 2009; Zeng et al., 2010; 陈立辉等, 2012; Zeng et al., 2021),对理解地幔性质和演化过程以及壳幔相互作用等有重要研究意义。

目前,关于霞石岩的源区属性认识尚不统一,多数观点认为其源自富含挥发分的含金云母的交代岩石圈地幔低程度部分熔融(Sun et al., 1975; Class et al., 1997; Chen et al., 2006; Pfänder et al., 2018)也有部分学者提出,辉石岩、角闪岩(Dan et al., 1995; Pilet et al., 2004, 2005)、榴辉岩(Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003, 2006)、碳酸盐化橄榄(Zeng et al., 2010)以及混合组分源区等不同模型。然而,也有学者指出,霞石岩并非地幔熔融形成的原始岩浆,而是碳酸盐化硅酸盐熔体在一定条件下通过液态不混溶作用演化而来(Koster et al., 1968; Lee et al., 1997; Kjarsgaard et al., 1998; Guzmics et al., 2012),因此关于霞石岩的源区性质和成因尚不明确,这制约了对地幔组成,交代作用过程,熔/流体性质等问题的理解。

山东地区有强碱性玄武岩分布,前人已开展了部分关于山东强碱性玄武岩的岩石学、地球化学研究,具有一定的研究基础(罗丹等, 2009; Zeng et al., 2010,

陈立辉等, 2012; 何叶等, 2019; Zeng et al., 2021),为开展进一步研究工作提供支撑,但研究程度不深,因此,对其成因的认识较浅,而对其成因的定量厘定有助于更好的理解源区性质和霞石岩成因。鉴于此,笔者以山东碣石山(无棣大山)、栖霞大方山两个区域霞石岩为例,根据已有的实验岩石学研究结果,估算霞石岩源区物质组成以及原始母岩浆地球化学组分。

1 地质背景和样品描述

华北克拉通是中国最大最古老的克拉通,保留有 >3.8 Ga 的基底,其北以中亚造山带南缘为界,东南以中生代大别-苏鲁造山带为界限。根据年龄、构造演化、岩石组合和 P-T-t 轨迹,华北克拉通可进一步分为东部块体、西部块体和中央造山带。

研究区属于华北克拉通东部块体,处于华北克拉通的东南缘,以郯庐断裂为界,进一步分为郯庐断裂以西的鲁西地区和郯庐断裂以东的胶东地区。山东地区新生代岩浆活动发育,主要分为 24.0~10.3 Ma 和 8.7~0.3 Ma 两个时期(罗丹等, 2009)。早期岩浆活动强烈,主要分布在郯庐断裂带附近的狭窄区域,以弱碱性玄武岩(碱性橄榄玄武岩)为主;晚期岩浆活动以孤立的小火山为主,零星分布在远离郯庐断裂带的区域,以强碱性岩石(碧玄岩、霞石岩)为主,如栖霞大方山、栖霞马山、蓬莱老黑山以及鲁西无棣大山的霞石岩(图 1)。

笔者选取山东栖霞大方山、鲁西碣石山两个地区新生代强碱性玄武岩为研究对象。栖霞所处大地构造位置:华北地台(I级),胶辽台隆(II级)、胶北隆起(III级)与胶莱凹陷(III级)两个 III 级构造单元的结合部位。地层属华北地层(V),晋冀鲁豫地层区(V₄),鲁东地层分区(VII 4)。组成胶北隆起区的结晶基底为

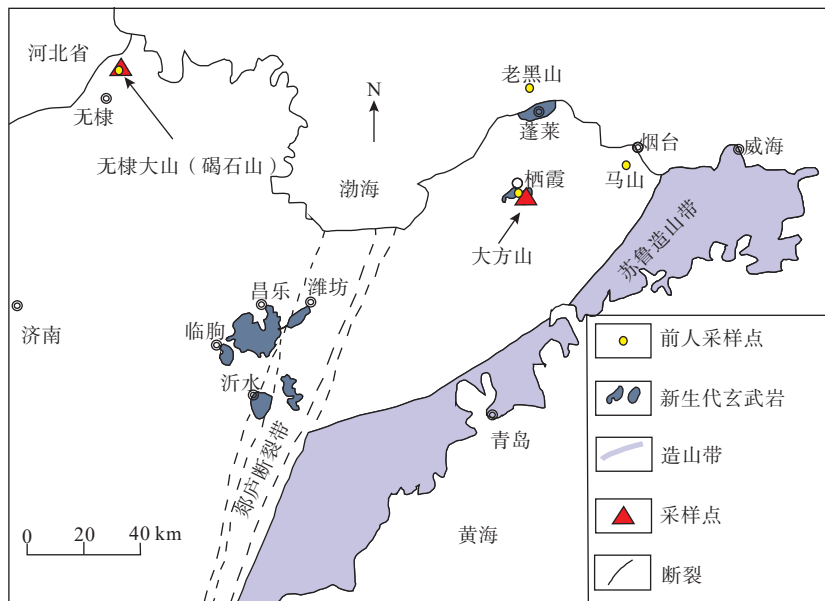


图1 山东省新生代玄武岩分布图(据 Chen et al., 2006; 何叶等, 2019; Zhang et al., 2023)

Fig. 1 Distribution map of Cenozoic basalt in Shandong Province

太古界胶东群, 下元古界的荆山群和粉子山群深变质岩系, 以不整合关系覆于其上。晚元古界蓬莱群, 零星出露的中生界莱阳群、青山群、王氏群, 残存在平顶山上的晚第三系火山岩流及第四系松散堆积物组成小区的盖层。栖霞位于华北地台鲁东地盾胶北隆起区中部的南缘与胶莱凹陷北缘之接合部位, 横跨两个Ⅲ级构造单元。综观全区, 可见为中间台隆, 两侧台拗的构造格局。该区岩浆活动强烈, 岩浆岩十分发育, 主要形成于太古代、元古代和中生代, 多呈岩基、岩株和岩脉产出。区域内较大规模的桃村断裂、马家窑断裂、栖霞断裂、盛家断裂皆具多期性、多变性和不均一性, 它们既影响和改造着结晶基底的构造演化(张国刚等, 2008)。碣石山位于山东省无棣县, 地处郯庐断裂带西侧, 华北盆地东南缘。该区以前寒武纪花岗片麻岩和片岩为基底, 盖层为中生界与第三系的断陷盆地沉积, 第四系为冲积相沉积(罗丹等, 2009)。

所选样品新鲜, 少数样品橄榄石斑晶发生局部伊丁石化蚀变。栖霞大方山霞石岩在镜下为斑状结构, 斑晶主要为自形-半自形橄榄石, 基质为橄榄石、钛磁铁矿、辉石以及方形霞石等, 具有响岩结构, 短柱状辉石充填在霞石之间(图 2c~图 2f)。无棣碣石山霞石岩为暗褐色, 含有大量的橄榄岩捕虏体(图 2b), 捕虏体直径为 1~2 cm, 熔岩在镜下为斑状结构, 斑晶为自形-半自形橄榄石斑晶和他形磁铁矿, 基质由微粒矿物(橄榄石、钛磁铁矿)和玻璃质组成(图 2g~图 2j)。

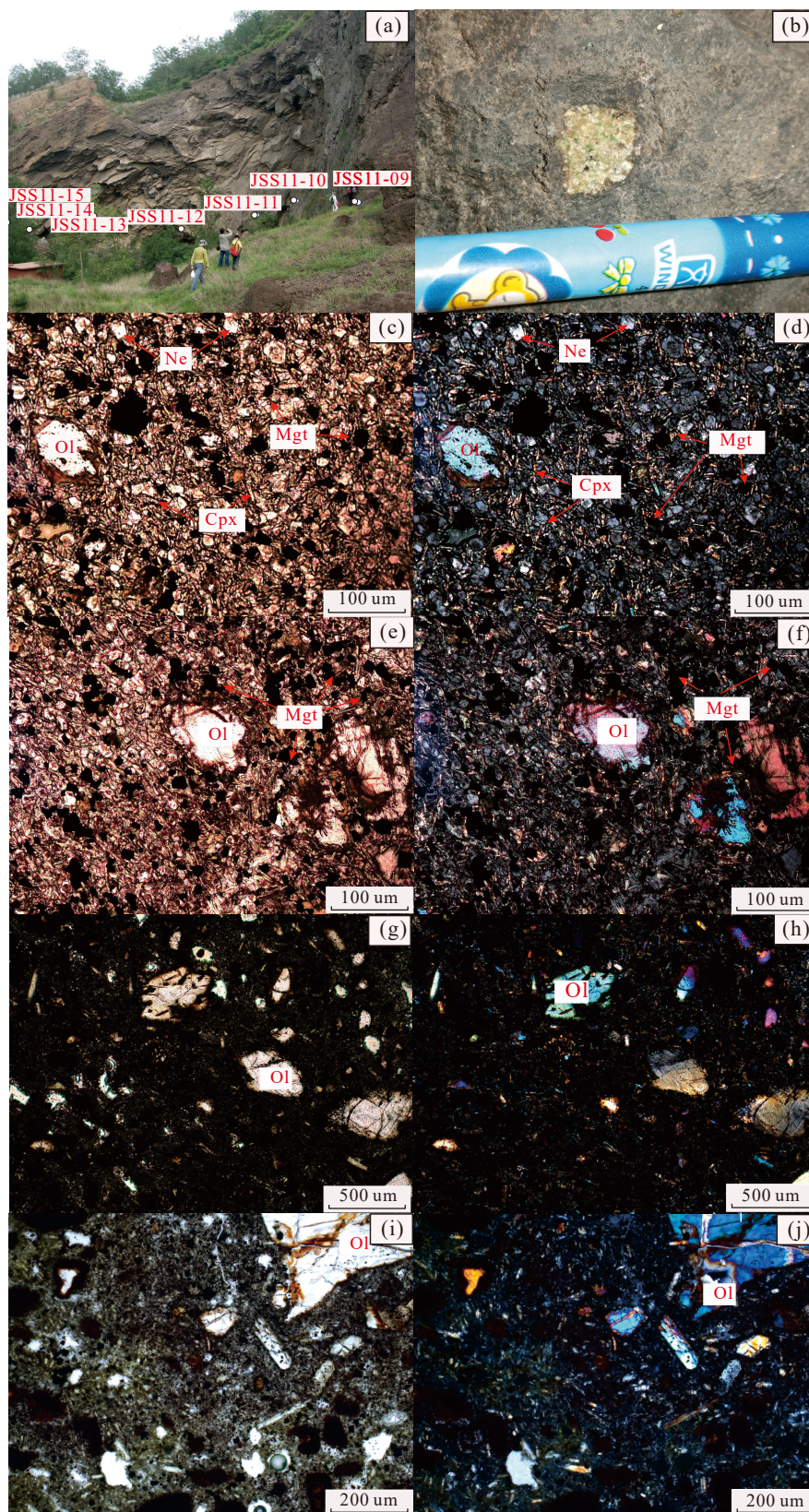
2 分析方法

笔者对采集自山东无棣碣石山以及大方山地区的 12 个霞石岩样品进行了详细的室内研究工作, 对薄片进行镜下观察, 开展全岩主量元素、微量元素分析测试, 熔样及测试方法详见张珺杰等(2020)。

山东无棣碣石山霞石岩以及栖霞大方山霞石岩全岩主量元素、微量元素分析均在中国科学院海洋研究所大洋岩石圈与地幔动力学实验室完成。测试的主量元素氧化物包括: SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 TFe_2O_3 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5 , 主量元素粉末采用偏硼酸锂碱熔法熔样, 并采用安捷伦 5100 型电感耦合等离子体光谱仪进行测试(ICP-OES)。

将样品放入 105 °C 烘箱中干燥 2 h, 而后在铂金坩埚中称取约 50 mg 烘干样品粉末, 加入约 250 mg 的偏硼酸锂, 将这两种物质搅拌均匀。将盛有样品的铂金坩埚放入马弗炉中, 在 1050 °C 的条件下加热 2 h, 直至样品与偏硼酸锂混合物完全熔化。将铂金坩埚从马弗炉中取出并在 1000 °C 的本生灯上进一步加热, 加热过程中不停晃动铂金坩埚, 使熔融的混合物汇聚成一滴熔体。利用淬火原理, 将样品熔体的液滴倒入 5% HNO_3 溶液中并在室温下溶解。最后, 稀释样品溶液质量至称取样品质量的约 2 000 倍, 等待上机测试。

烧失量(LOI)分析过程如下: 称取约 500 mg 样品,



a~b. 霞石岩宏观照片及手标本照片; e~f. 大方山霞石岩; g~j. 碣石山霞石岩; c、e、g、i. 单偏光;
d、f、h、j. 正交偏光; Ol. 橄榄石; Ne. 霞石; Cpx. 单斜辉石; Mgt. 钛磁铁矿

图2 山东省霞石岩野外及显微照片

Fig. 2 Field and micrograph of nephelinite in Shandong Province

将样品放入马弗炉, 1 000 °C 条件下加热 30 min, 样品取出后放入干燥器中冷却后再称取重量, 加热前后样品的质量损失与样品质量的比值即为烧失量。

微量元素分析使用混合酸溶样法, 流程为: 将 50 mg 样品粉末放入 Teflon 溶样弹中, 加入反王水和氢氟酸, 将溶样弹放入高压釜中, 在 190 °C 条件下加热溶解 12 h。将样品溶液取出后, 放在电热板上加热蒸干, 随后加入 1ml 浓硝酸重复蒸干两次; 依次加入 1 ml 二次 HNO₃、4 ml MilliQ H₂O, 放入高压釜中, 190 °C 条件下加热 2 h 复溶; 最后用 2% HNO₃ 稀释样品溶液质量至称样质量的 2 000 倍, 等待上机测试。样品测试使用安捷伦 7900 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)。分析测试过程中使用的标样为美国地质调查局(USGS)标准参考物质 BCR-2 和 BHVO-2, 测试结果和前人推荐的参考值基本一致(表 1)。

3 地球化学特征

山东霞石岩具有较低的 SiO₂ 和 Al₂O₃ 含量(表 1), 分别为 40.64%~42.41% 和 9.60%~11.13%, TiO₂ 含量为 2.51%~2.83%、MgO 含量为 9.69%~13.50%、CaO 含量为 9.54%~12.98%, 全碱含量 Na₂O+K₂O 值为 5.43%~6.93%。在硅碱图上主要落在似长石岩、碱玄岩以及碧玄岩区域(图 3), 与前人的分析测试结果基本一致(罗丹等, 2009; Zeng et al., 2010, 陈立辉等, 2012; 何叶等, 2019; 2021)。在主量元素谐变图上, 山东霞石岩 SiO₂ 与 CaO、MnO、TFe₂O₃ 之间呈负相关关系, 与 P₂O₅、TiO₂、Na₂O、K₂O 含量呈正相关关系(图 4)。

山东霞石岩的稀土元素含量较高 $1\ 054\times 10^{-6}\sim 1\ 613\times 10^{-6}$ 。在球粒陨石标准化稀土元素配分图上(图 5a),

表 1 碣石山、大方山霞石岩主量元素(%)、微量元素(10^{-6})分析结果统计表

Tab. 1 Major (%) and trace (10^{-6}) element data of nephelinite in Jieshi Mountain and Dafang Mountain

样品号	JSS11-02	JSS11-06	JSS11-07	JSS11-08	JSS11-09	JSS11-10	JSS11-16	DFS11-24	DFS11-42	DFS11-47	DFS11-50	DFS11-54	BHVO-2 测试值	BHVO-2 ^a 参考值	BCR-2 测试值	BCR-2 ^a 参考值
SiO ₂	41.57	42.41	41.91	41.32	42.34	41.18	42.29	41.16	41.03	40.64	41.16	40.64	50.70	49.60	53.57	54.00
TiO ₂	2.72	2.87	2.70	2.85	2.87	2.67	2.83	2.54	2.51	2.59	2.56	2.52	2.725	2.731	2.256	2.265
Al ₂ O ₃	10.15	10.68	9.84	10.49	10.77	9.60	10.60	11.08	10.97	11.04	11.13	10.98	13.00	13.44	13.01	13.48
TFe ₂ O ₃	14.62	14.82	14.78	15.13	14.74	14.76	14.72	14.87	14.66	14.89	14.90	14.69	12.04	12.39	13.59	13.77
MnO	0.21	0.21	0.21	0.20	0.21	0.22	0.21	0.23	0.22	0.23	0.22	0.23	0.1673	0.1690	0.1984	0.1966
MgO	12.48	11.25	13.50	11.77	11.25	13.31	11.60	10.13	9.90	10.76	10.33	9.69	7.192	7.257	3.596	3.599
CaO	9.75	9.88	9.54	9.76	9.89	9.56	9.72	11.70	11.94	11.57	11.59	12.98	11.29	11.40	7.100	7.114
Na ₂ O	4.80	5.70	4.72	4.07	4.63	4.72	4.49	3.90	4.30	3.72	4.11	3.41	2.273	2.219	3.19	3.12
K ₂ O	2.03	0.83	2.08	2.41	2.29	2.17	2.23	2.04	1.79	1.93	1.98	2.02	0.5346	0.5130	1.819	1.774
P ₂ O ₅	1.25	1.24	1.15	1.11	1.14	1.11	1.15	0.83	0.94	0.85	0.91	0.92	0.2604	0.2685	0.3489	0.3593
LOI	1.12	1.08	0.11	0.32	0.68	0.15	0.44	2.42	2.12	2.69	1.80	2.60	*	*	*	*
Total	100.68	100.97	100.54	99.68	100.82	99.45	100.27	100.90	100.39	100.92	100.67	100.69	100.18	*	98.68	*
Sc	15.5	17.2	16.8	18.3	17.4	15.7	18.1	12.3	12.6	12.0	11.2	10.8	31.16	31.83	33.21	33.53
V	180	189	219	234	175	184	208	172	189	207	167	159	323.03	318.2	432.88	417.6
Cr	475	304	504	349	278	487	335	168	212	195	176	162	277.3	287.2	14.88	15.85
Mn	1 769	1 795	1 798	1 842	1 609	1 716	1 817	1 757	1 910	2 017	1 832	1 691	42.67	44.89	36.36	37.33
Co	61.1	60.8	68.5	63.0	55.5	62.1	62.0	49.6	52.6	52.9	49.2	47.7	112.7	119.8	11.68	12.57
Ni	378	288	457	319	262	420	317	153	184	162	152	151	122.71	129.3	18.48	19.66
Cu	40.4	60.6	58.9	72.7	79.7	53.4	58.4	50.0	52.8	52.5	52.0	44.2	107.6	103.9	141.2	129.5
Zn	156	157	164	164	158	161	157	164	160	167	157	156	20.01	21.37	21.04	22.07
Rb	34.4	32.9	30.2	33.1	34.5	31.4	32.2	27.8	28.4	25.1	25.3	26.1	8.60	9.261	45.40	46.02
Sr	1 186	1 234	1 154	1 205	1 046	1 012	1 108	1 624	1 853	1 736	1 669	2 264	384.7	394.1	338.2	337.4

续表 1

样品号	JSS11-02	JSS11-06	JSS11-07	JSS11-08	JSS11-09	JSS11-10	JSS11-16	DFS11-24	DFS11-42	DFS11-47	DFS11-50	DFS11-54	BHVO-2 测试值	BHVO-2 ^a 参考值	BCR-2 测试值	BCR-2 ^a 参考值
Y	29.3	31.0	32.3	32.8	28.6	30.6	31.2	30.1	31.6	29.2	29.5	28.0	23.87	25.91	33.65	36.07
Zr	349	357	366	372	347	359	355	420	431	404	412	389	163.2	171.2	181.6	186.5
Nb	104	105	112	110	101	105	105	132	133	122	129	120	17.67	18.1	11.80	12.44
Cs	0.55	0.52	0.48	0.53	0.52	0.48	0.48	0.67	0.66	0.40	0.45	0.43	0.10	0.099 6	1.07	1.16
Ba	459	514	473	579	593	330	506	626	666	460	471	732	125.1	130.9	668.0	683.9
La	63.1	64.0	70.7	71.2	63.8	69.5	64.9	89.5	92.9	83.8	86.8	85.8	14.64	15.2	24.60	25.08
Ce	120	121	135	134	129	139	122	178	181	168	172	173	36.39	37.53	52.34	53.12
Pr	14.4	14.6	16.2	15.7	14.6	15.6	14.6	20.1	20.7	18.8	19.3	19.3	4.95	5.339	6.45	6.827
Nd	55.4	56.2	62.1	61.4	56.9	60.1	56.0	76.0	76.5	70.6	73.0	72.9	22.60	24.27	27.33	28.26
Sm	11.1	11.5	12.4	12.4	11.5	12.2	11.3	14.4	14.8	13.5	13.9	13.8	5.63	6.023	6.18	6.547
Eu	3.5	3.7	4.1	4.0	3.7	3.9	3.8	4.6	4.6	4.2	4.2	4.4	1.97	2.043	1.93	1.989
Gd	10.3	10.3	10.9	10.9	10.3	10.8	9.7	12.5	12.2	11.6	11.9	11.8	6.25	6.207	7.03	6.811
Tb	1.30	1.34	1.45	1.42	1.36	1.41	1.33	1.55	1.56	1.41	1.46	1.49	0.88	0.939 2	1.03	1.077
Dy	6.31	6.50	6.99	7.18	6.65	6.84	6.64	7.28	7.32	6.51	6.75	6.87	5.00	5.28	6.20	6.424
Ho	1.05	1.11	1.23	1.19	1.12	1.15	1.15	1.15	1.21	1.03	1.08	1.11	0.94	0.988 7	1.28	1.313
Er	2.46	2.56	2.70	2.75	2.60	2.62	2.65	2.53	2.68	2.23	2.35	2.44	2.44	2.511	3.65	3.67
Tm	0.29	0.30	0.33	0.34	0.30	0.30	0.33	0.28	0.31	0.25	0.27	0.28	0.33	0.334 9	0.53	0.534 1
Yb	1.61	1.73	1.88	1.90	1.72	1.62	1.85	1.59	1.71	1.39	1.45	1.44	1.93	1.994	3.25	3.392
Lu	0.21	0.23	0.24	0.24	0.22	0.22	0.24	0.20	0.22	0.18	0.19	0.18	0.26	0.275 4	0.48	0.504 9
Hf	7.25	7.26	7.32	7.48	7.12	7.47	7.10	8.26	8.28	7.86	7.97	7.87	4.31	4.47	4.86	4.972
Ta	6.98	7.12	7.50	7.74	6.79	7.21	7.17	8.72	9.08	8.09	8.45	7.99	1.15	1.154	0.77	0.785
Pb	0.48	1.39	6.33	4.78	2.52	2.76	0.27	6.09	5.68	5.50	5.79	5.78	1.33	1.653	9.56	10.59
Th	9.86	9.85	9.21	9.73	9.54	10.09	9.02	14.30	12.49	12.48	13.66	13.30	1.13	1.224	5.69	5.828
U	2.64	2.22	2.52	3.54	2.66	2.63	2.54	4.00	3.67	3.63	3.45	4.03	0.38	0.412	1.60	1.683
Ba/Nb	4.42	4.90	4.21	5.27	5.89	3.16	4.82	4.74	5.02	3.77	3.66	6.11	*	*	*	*
Mg [±]	62.85	60.05	64.40	60.65	60.20	64.10	60.96	57.43	57.22	58.86	57.87	56.65	*	*	*	*
Zr/Nb	3.37	3.40	3.26	3.38	3.45	3.43	3.38	3.18	3.24	3.31	3.20	3.25	*	*	*	*
Ba/La	7.27	8.02	6.69	8.13	9.30	4.74	7.80	7.00	7.18	5.48	5.42	8.54	*	*	*	*
Ce/Pb	250.42	87.09	21.27	28.13	51.27	50.16	455.81	29.29	31.90	30.49	29.70	30.01	*	*	*	*
Nb/U	39.22	47.23	44.53	31.00	37.81	39.67	41.36	33.09	36.18	33.62	37.29	29.71	*	*	*	*
La/Yb	39.07	37.01	37.69	37.41	37.03	42.88	35.04	56.24	54.30	60.47	59.94	59.66	*	*	*	*
Sm/Yb	6.85	6.67	6.61	6.49	6.70	7.52	6.10	9.05	8.63	9.75	9.59	9.61	*	*	*	*
Hf/Hf* ^b	0.74 0.70	0.72	0.66	0.68	0.70	0.69	0.71	0.63	0.62	0.64	0.63	0.62	*	*	*	*
Ti/Ti* ^b	0.70	0.76	0.70	0.72	0.68	0.63	0.79	0.51	0.57	0.61	0.53	0.50	*	*	*	*

注: a. 国际岩石标准参考物质BHVO-2、BCR-2引自(Jochum et al., 2016); b. $Hf/Hf^* = Hf_N / (Sm_N \times Nd_N)^{0.5}$, $Ti/Ti^* = Ti_N / (Nd_N^{-0.055} \times Sm_N^{0.333} \times Gd_N^{0.722})$, N为经原始地幔标准化后的值。

轻重稀土元素分异明显 $(La/Yb)_N$ 值为 23.8~41.1, 无明显负 Eu、Ce 异常。在原始地幔标准化微量元素配分图上(图 5b), 碣石山、大方山霞石岩表现出类似于

洋岛玄武岩(OIB)的地球化学特征, 即富集不相容元素, 亏损 K、Pb、Zr、Hf、Ti 等, Hf/Hf^* 值为 0.62~0.74、 Ti/Ti^* 值为 0.51~0.79, 与已发表山东碣石山与大方山

特征相似,但 Ti/Ti^* 值更高。此外,碣石山以及大方山霞石岩 Zr/Hf 值为 48.0~52.0, 远高于原始地幔值 (Sun et al., 1989), 所有的霞石岩都具有较高的 Ce/Pb 值 (>21.0)。

4 讨论

4.1 地壳混染与岩浆演化

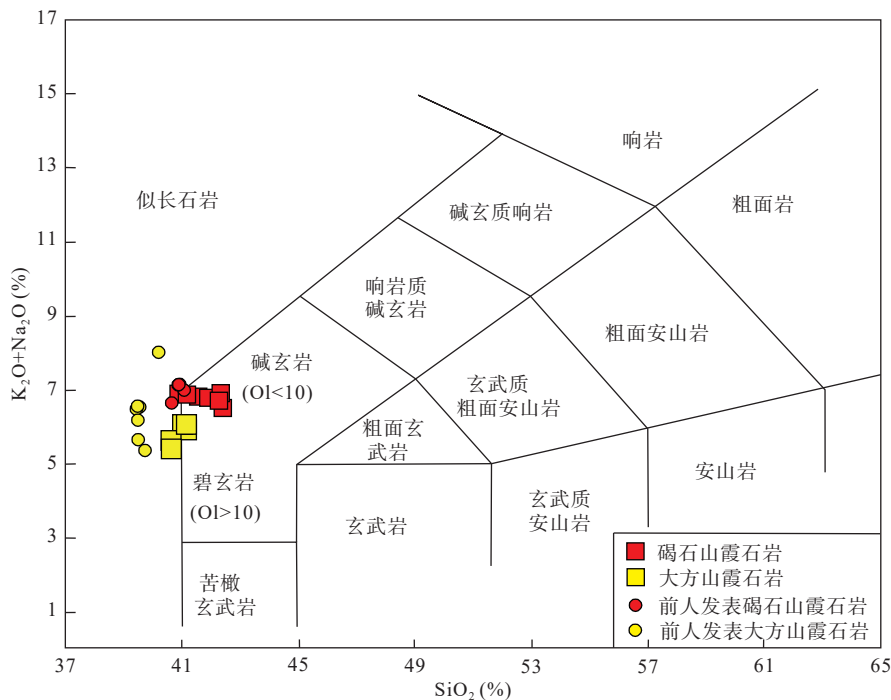
幔源岩浆上升过程中,可能会受到陆壳混染或经历结晶分异特征。因此,在讨论源区特征之前,需探究岩浆是否代表原始岩浆的特征。碣石山、大方山具有较低的 SiO_2 含量为 39.2%~42.4%, 较高的 MgO 含量为 8.0%~14.3%、 CaO 含量为 8.4%~13.0%; 具有较高的 Ni 和 Cr 含量, 含量分别为 $106 \times 10^{-6} \sim 482 \times 10^{-6}$ 和 $120 \times 10^{-6} \sim 487 \times 10^{-6}$, 表明其幔源特征, 而地壳混染不明显。碣石山、大方山霞石岩显示强烈的 Pb 、 K 负异常和 Nb 、 Ta 富集, 与典型大陆地壳亏损 Nb 、 Ta 等高场强元素, 具有明显的 Pb 正异常特征不同 (Rudnick et al., 2014)。样品 Ce/Pb 值最低为 14, Nb/U 值最低为 27.43, 最高值为 111.6, 远高于大陆地壳 ($Ce/Pb=6.1$, $Nb/U=3.9$) (Rudnick et al., 2014; Cai et al., 2021), 表明样品陆壳混染可忽略不计。大方山霞石岩中发现

有大量的地幔捕虏体, 表明岩浆上升迅速, 进一步支持较弱的地壳混染特征。因此, 碣石山、大方山霞石岩未受到明显陆壳混染, 这与人对霞石岩的认识一致 (罗丹等, 2009; Zeng et al., 2010, 陈立辉等, 2012; 何叶等, 2019; Zeng et al., 2021; Zhang et al., 2023)。

值得注意, 山东霞石岩样品 $Mg^{\#}$ 与 Cr 、 Ni , MgO 与 Al_2O_3 之间具有一定相关性 (图 6b~图 6d), 表明存在橄榄石和单斜辉石分离结晶作用。碣石山比大方山更高的 $Mg^{\#}$, 可能表明大方山霞石岩经历了更高度度的岩浆演化。然而, 大方山霞石岩没有明显的 Eu 异常, 且 $MgO-CaO/Al_2O_3$ 没有明显的负相关关系, 因此, 斜长石分离结晶不存在或程度较低 (图 6a)。鉴于样品可能经历不同程度的岩浆演化, 笔者选取演化程度相对低的碣石山样品 (JSS11-07) 中 $Mg^{\#}$ 最高的样品近似代表山东霞石岩母岩浆成分。

4.2 地幔橄榄岩/辉石岩不能产生山东霞石岩母岩浆

为进一步探究霞石岩源区特征, 笔者根据实验岩石学所得的部分熔融分配系数 (Zanetti et al., 2004; Adam et al., 2006), 分别计算橄榄岩和辉石岩部分熔融形成的熔体 SiO_2 含量, 橄榄岩和辉石岩初始 SiO_2 成分引自 Workman et al. (2005)。模拟部分熔融形成的熔体元素含量过程根据 Donnelly et al. (2004)。



研究区已发表霞石岩数据来源于何叶等 (2019)、Zeng et al. (2021); TAS 图据 Zaitsev et al. (2012)

图3 山东霞石岩 TAS 图

Fig. 3 TAS diagram of the Shandong nephelinite

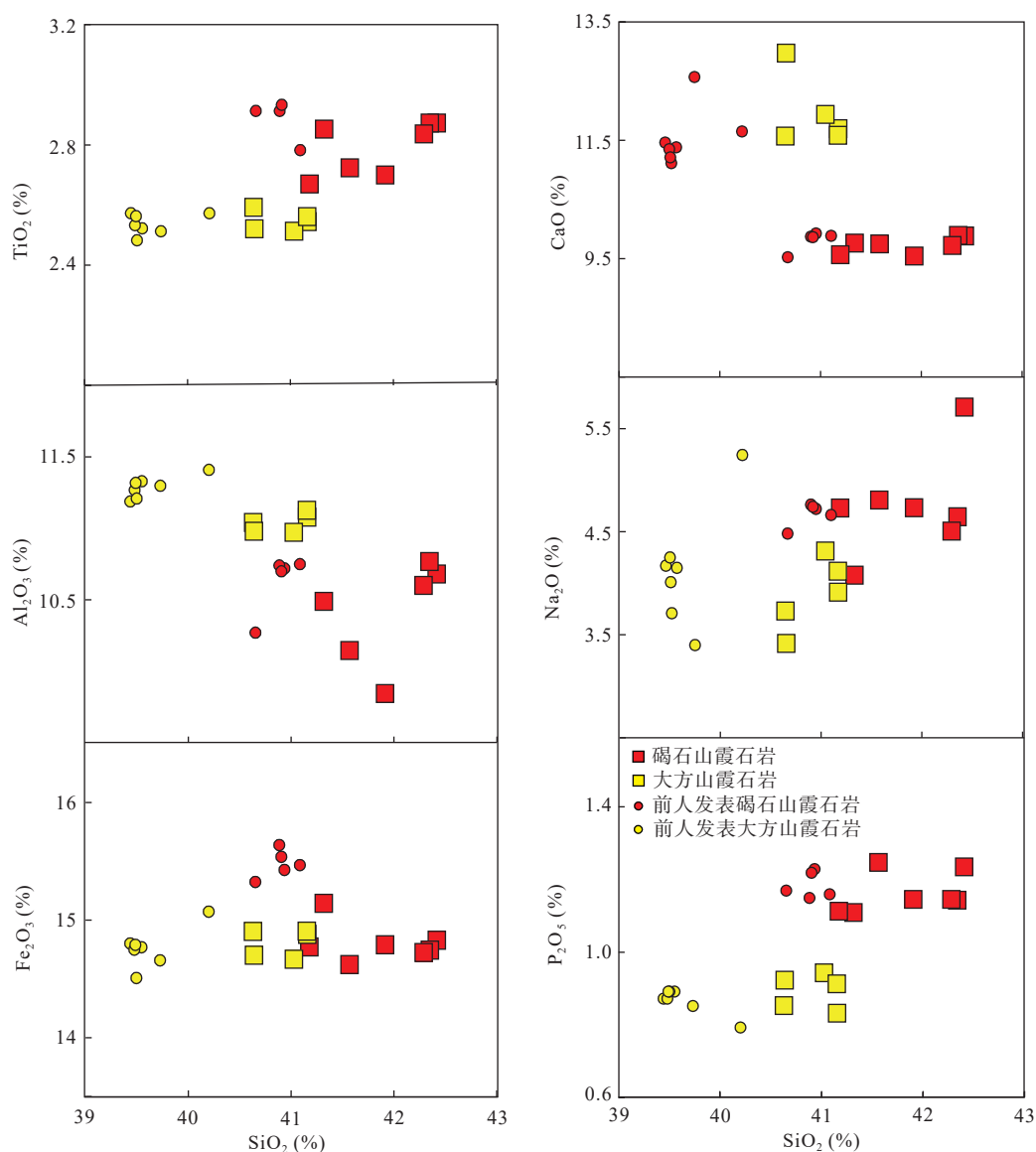


图4 山东霞石岩主量元素谐变图(据 Zeng et al., 2021)

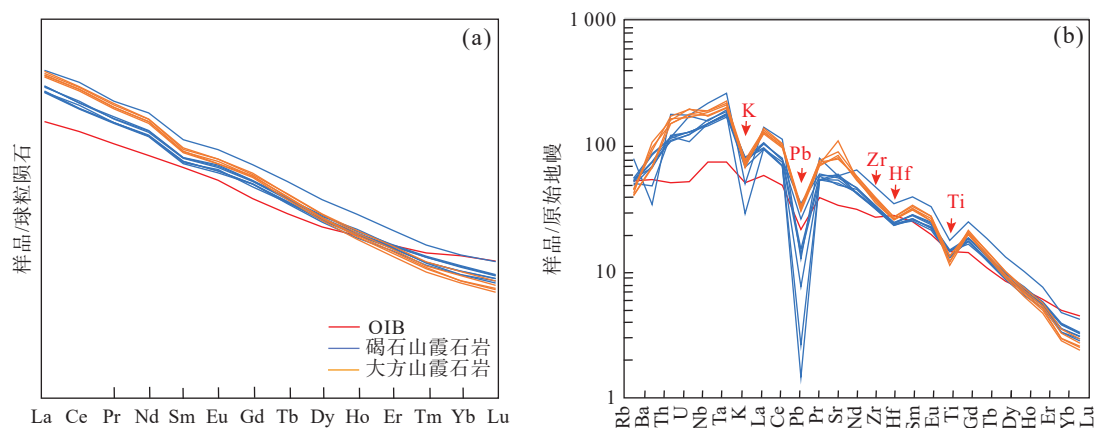
Fig. 4 Major element variation diagrams for the Shandong nepheline

$$C_L = C_0 / (D_0 + F(1 - P)) \quad (1)$$

$$P = p_1 Kd_1 + p_2 Kd_2 + p_3 Kd_3 \cdots \quad (2)$$

式中: C_L 代表元素在熔体中的浓度; C_0 代表该元素在未熔前的源岩中的浓度; D_0 为源岩总分配系数; F 为部分熔融程度; P 为源岩熔融掉的矿物组合的总分配系数; p_1 为熔体中矿物 1 的标准重量分数, Kd_1 为给定的某个元素在矿物 1 和熔体之间的分配系数, 其他以此类推。值得注意的是, 实际地质过程比模拟过程复杂得多, 模拟过程可能与实际情况有一定差别, 且初始成分、分配系数等的选择也会影响模拟结果趋势变化, 导致计算结果与实际样品间部分元素含量差异。

结果表明, 随着部分熔融程度的升高, SiO_2 含量增加; 当部分熔融程度为 0.1% 时, 两个源区产生的熔体 SiO_2 含量分别为 48.5% 和 50.4% (表 2), 远高于山东霞石岩 SiO_2 含量。因此, 橄榄岩或辉石岩部分熔融可能难以形成山东霞石岩母岩浆 (以 JSS11-07 为例)。但已有实验表明, 碳酸盐化橄榄岩/辉石岩部分熔融产生的熔体相对于非碳酸盐化橄榄岩/辉石岩, 具有较低的 SiO_2 , 较高的 CaO 含量和 Zr/Hf 值 (Wyllie et al., 1976; Wendlandt et al., 1980; Dasgupta et al., 2006; Rajdeep et al., 2007; Dasgupta et al., 2009; 程志国等, 2016), 可能与山东霞石岩母岩浆特征相似。因此, 笔者基于实验岩石学数据, 分别计算含碳酸盐岩橄榄岩、辉石



球粒陨石值以及原始地幔标准化数据据 Sun et al. (1989); 研究区文献数据据 Zeng et al. (2021)

图5 山东霞石岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)及原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

Fig. 5 (a) Chondrite-normalized REE patterns of the Shandong nephelinite (b) Primitive mantle-normalized trace element pattern of the Shandong nephelinite

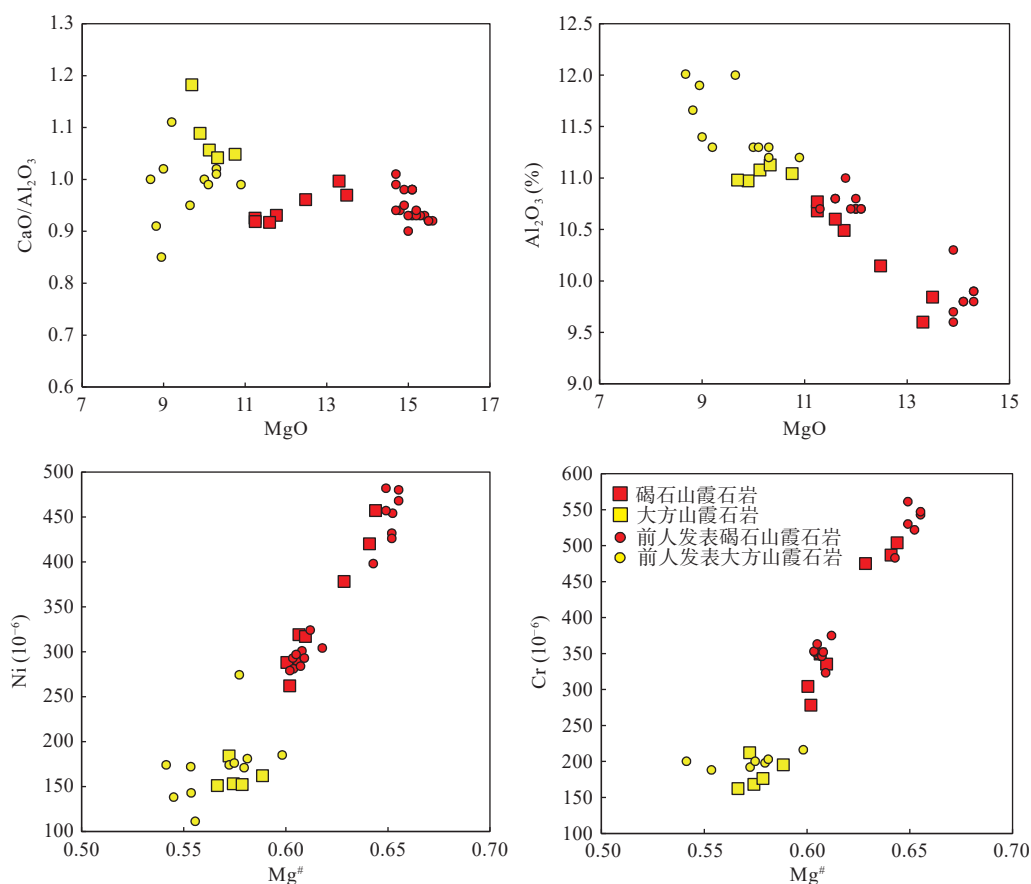


图6 $\text{MgO}-\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 相关图以及 $\text{Mg}^\#-\text{Ni}$ 、 $\text{Mg}^\#-\text{Cr}$ 相关图(据 Zeng et al., 2021)

Fig. 6 Correlation diagram of $\text{MgO}-\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{Mg}^\#-\text{Ni}$, $\text{Mg}^\#-\text{Cr}$

岩发生不同程度部分熔融形成的熔体成分。计算结果表明: 当 15% 左右碳酸岩+橄榄岩中或 20% 左右碳酸岩+辉石岩源区发生部分熔融产生的熔体与山东霞石岩 SiO_2 含量近似(表 2)。但是, 已有的实验数据表

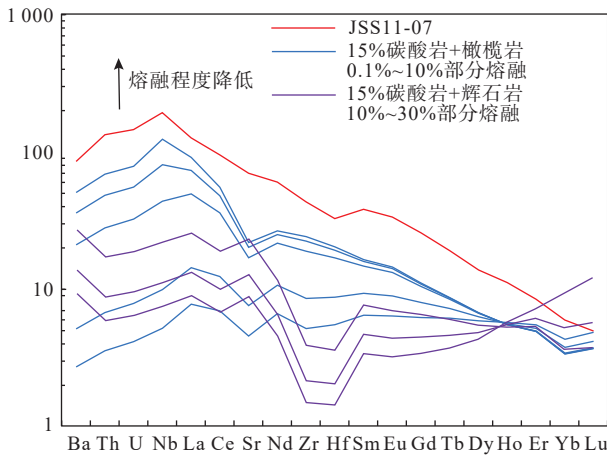
明, 碳酸盐化橄榄岩部分熔融形成的 TiO_2 含量低于山东霞石岩 TiO_2 含量(Guzmics et al., 2012)。此外, 当碳酸盐化橄榄岩/辉石岩部分熔融产生主量元素含量范围与山东霞石岩一致的初始熔体成分时, 二者的微量

表 2 橄榄岩、碳酸盐化橄榄岩以及辉石岩、碳酸盐化辉石岩部分熔融形成的熔体 SiO_2 含量
 Tab. 2 SiO_2 content in the melt formed by partial melting of peridotite, carbonated peridotite, pyroxenite and carbonated pyroxenite

初始组分	C_0^a	C_L^b									
		F=0.1%	F=0.3%	F=0.5%	F=1%	F=5%	F=8%	F=10%	F=20%	F=50%	F=80%
橄榄岩	44.71	48.498 08	48.499 02	48.499 96	48.502 32	48.521 15	48.535 29	48.544 72	48.591 93	48.734 1	48.877 11
0.3%碳酸岩+橄榄岩	44.580 19	48.357 27	48.358 21	48.359 15	48.361 5	48.380 28	48.394 38	48.403 78	48.450 85	48.592 61	48.735 2
1%碳酸岩+橄榄岩	44.264 34	48.014 66	48.015 59	48.016 52	48.018 85	48.037 51	48.051 5	48.060 84	48.107 58	48.248 33	48.389 91
5%碳酸岩+橄榄岩	42.546 5	46.151 28	46.152 17	46.153 07	46.155 31	46.173 23	46.186 69	46.195 66	46.240 58	46.375 88	46.511 96
10%碳酸岩+橄榄岩	40.383	43.804 47	43.805 32	43.806 17	43.808 3	43.825 31	43.838 08	43.846 6	43.889 24	44.017 65	44.146 82
15%碳酸岩+橄榄岩	38.219 5	41.457 67	41.458 47	41.459 28	41.461 29	41.477 39	41.489 48	41.497 54	41.537 89	41.659 43	41.781 67
20%碳酸岩+橄榄岩	36.056	39.110 86	39.111 62	39.112 38	39.114 28	39.129 47	39.140 88	39.148 48	39.186 55	39.301 2	39.416 53
40%碳酸岩+橄榄岩	27.402	29.723 65	29.724 23	29.724 8	29.726 25	29.737 79	29.746 46	29.752 24	29.781 17	29.868 3	29.955 95
50%碳酸岩+橄榄岩	23.075	25.030 04	25.030 53	25.031 01	25.032 23	25.041 95	25.049 25	25.054 12	25.078 48	25.151 85	25.225 66
75%碳酸岩+橄榄岩	20.911 5	22.683 24	22.683 68	22.684 12	22.685 22	22.694 03	22.700 64	22.705 05	22.727 13	22.793 63	22.860 52
80%碳酸岩+橄榄岩	10.094	10.949 22	10.949 43	10.949 64	10.950 18	10.954 43	10.957 62	10.959 75	10.970 41	11.002 51	11.034 79
辉石岩	46.48	50.418 04	50.419 02	50.42	50.422 45	50.442 03	50.456 73	50.466 53	50.515 61	50.663 41	50.812 08
0.3%碳酸岩+辉石岩	46.344 88	50.271 48	50.272 45	50.273 43	50.275 87	50.295 39	50.310 05	50.319 83	50.368 76	50.516 13	50.664 36
1%碳酸岩+辉石岩	46.016 64	49.915 42	49.916 39	49.917 36	49.919 79	49.939 17	49.953 73	49.963 43	50.012 02	50.158 35	50.305 53
5%碳酸岩+辉石岩	44.228	47.975 24	47.976 17	47.977 1	47.979 43	47.998 07	48.012 05	48.021 38	48.068 08	48.208 72	48.350 18
10%碳酸岩+辉石岩	41.976	45.532 44	45.533 32	45.534 21	45.536 42	45.554 1	45.567 38	45.576 23	45.620 55	45.754 03	45.888 29
15%碳酸岩+辉石岩	39.724	43.089 64	43.090 47	43.091 31	43.093 4	43.110 14	43.122 7	43.131 08	43.173 02	43.299 34	43.426 4
20%碳酸岩+辉石岩	37.472	40.646 84	40.647 62	40.648 41	40.650 39	40.666 18	40.678 03	40.685 93	40.725 49	40.844 65	40.964 5
40%碳酸岩+辉石岩	28.464	30.875 63	30.876 23	30.876 83	30.878 33	30.890 32	30.899 32	30.905 32	30.935 38	31.025 89	31.116 93
50%碳酸岩+辉石岩	23.96	25.990 02	25.990 53	25.991 03	25.992 29	26.002 39	26.009 97	26.015 02	26.040 32	26.116 51	26.193 15
75%碳酸岩+辉石岩	12.7	13.776 01	13.776 28	13.776 55	13.777 22	13.782 57	13.786 59	13.789 26	13.802 67	13.843 06	13.883 68
80%碳酸岩+辉石岩	10.448	11.333 21	11.333 43	11.333 65	11.334 2	11.338 6	11.341 91	11.344 11	11.355 14	11.388 37	11.421 79
90%碳酸岩+辉石岩	5.944	6.447 609	6.447 734	6.447 859	6.448 172	6.450 676	6.452 556	6.453 81	6.460 086	6.478 987	6.497 999

注: a. C_0 -初始 SiO_2 含量; b. C_L -熔体 SiO_2 含量; c. F-部分熔融程度。

元素相差甚远(图 7)。因此,碳酸盐化橄榄岩/辉石岩部分熔融产生的熔体可能经历了其他过程,才能形成山东霞石岩。



辉石岩平均组分据 Zhao et al. (2017); 碳酸岩成分据 Hoernle et al. (2002); 火成碳酸岩是地幔熔融的产物,而非交代介质,笔者用微量元素*0.002 来近似代表交代碳酸盐的组分;部分熔融分配系数数据 Green et al. (2000)、Zanetti et al. (2004)、Adam et al. (2006)

图7 碳酸盐化橄榄岩/辉石岩熔体与山东霞石岩微量元素对比

Fig. 7 Comparison of trace elements between carbonated peridotite/pyroxenite melt and Shandong nephelinite

4.3 硅酸岩-碳酸岩熔体的液态不混溶

在许多火成岩杂岩中碱性硅酸盐岩都与碳酸岩伴生产出,如非洲部分地区霞石岩。已有众多明确的证据表明,碳酸岩和硅酸岩之间存在成因关系(Lee et al., 1997; Woolley et al., 2008; Brooker et al., 2011; Guzmics et al., 2012)。霞石岩和碳酸岩被认为可能是共同的母岩浆中产生的两种熔体液态不混溶的结果。自坦桑尼亚 Oldoinyo Lengai 喷发期间形成的钠质碳酸岩熔岩流中发现存在硅酸盐碎屑开始,这一认识已引起普遍关注,并被用来解释霞石岩和碳酸岩之间的共生关系:即原生碳酸盐化硅酸盐岩浆可能分离成两个共存但互不混溶的熔体,一个是最终形成碳酸岩的碳酸质熔体,另外一个最终形成霞石岩的硅酸岩熔体。实验岩石学同样在硅酸岩熔体中发现类似的淬火碳酸盐液滴(Wyllie et al., 1998; Guzmics et al., 2012),证实液态不混溶过程的存在,且一致认为富含碳酸盐的地幔熔体是在相对低压(1~1.7 GPa)的地壳环境下形成不混溶的熔体(Koster et al., 1968; Lee et al., 1997; Kjarsgaard et al., 1998; Guzmics et al., 2012)。笔者推断山东霞石岩可能经历类似的过程,根据不混溶实验岩石学得出的分配系数 $D^{\text{碳酸岩/硅酸岩}}$, 计算碳酸岩熔体的

地球化学成分,进而把霞石岩熔体(JSS11-07 为参考)和计算所得的碳酸岩熔体混合,反推原始母岩浆成分。定量计算结果表明,随着硅酸岩熔体含量的增加,原始母岩浆的 SiO_2 由 4.19% 增加到 41.86%,其他主要元素含量及变化规律(图 8,表 3),分配系数引自(Martin et al., 2013)。

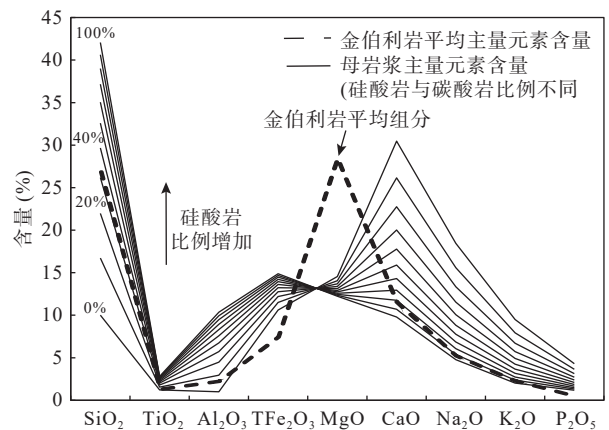


图8 母岩浆主量元素含量变化规律

Fig. 8 Changes in the content of major elements in the parent magma

根据上述原始母岩浆的 SiO_2 成分,结合表 2,得出 10%~80% 碳酸岩+橄榄岩或 20%~90% 碳酸岩+辉石岩源区发生一定程度部分熔融产生的熔体组成,可能代表山东霞石岩原始母岩浆成分。为验证这一推论,下文将进一步开展微量元素定量计算。

4.4 碳酸岩及霞石岩源区性质

为进一步探究源区特征,笔者选取不同源区组成定量模拟计算不同程度部分熔融的熔体组成。计算结果表明:碳酸岩+辉石岩部分熔融产生的微量元素特征与根据微量元素数据反算得出的液态不混溶之前初始熔体成分差别较大,而 10%~40% 碳酸岩+橄榄岩发生 3%~5% 低程度部分熔融形成的熔体与初始熔体成分相似(图 9)。因此,笔者认为母岩浆是 10%~40% 碳酸岩+橄榄岩发生低程度(3%~5%)部分熔融的结果,进一步印证上文根据主量元素计算得出的关于源区组分的推测。相较于部分熔融形成的熔体,初始熔体具有明显的 Sr 正异常,可能是由于母岩浆含有较多的方解石。

山东无棣碣石山和栖霞大方山均未发现与霞石岩伴生的碳酸岩,与上述东非地区霞石岩与碳酸岩伴生现象不一致,且山东霞石岩未呈现出与高温高压实

表 3 液态不混溶初始熔体主量元素(%)、微量元素(10^{-6})分析结果
Tab. 3 Major (%) and trace (10^{-6}) elements characteristics of liquid immiscible initial melt

元素	硅酸盐物质所占比例(%)										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
SiO ₂	10.00	16.70	21.96	26.18	29.66	32.57	35.04	37.16	39.00	40.62	42.05
TiO ₂	1.20	1.53	1.80	2.01	2.18	2.33	2.45	2.56	2.65	2.73	2.80
Al ₂ O ₃	0.99	2.94	4.48	5.71	6.73	7.58	8.30	8.92	9.46	9.93	10.35
TF ₂ O ₃	10.61	11.50	12.19	12.76	13.22	13.60	13.93	14.21	14.46	14.67	14.86
MgO	14.54	14.05	13.67	13.37	13.12	12.91	12.73	12.57	12.44	12.32	12.22
CaO	30.46	26.13	22.75	20.02	17.77	15.90	14.30	12.93	11.74	10.70	9.77
Na ₂ O	18.44	15.58	13.34	11.53	10.05	8.81	7.75	6.84	6.06	5.37	4.76
K ₂ O	9.49	7.92	6.70	5.71	4.90	4.23	3.65	3.15	2.72	2.35	2.01
P ₂ O ₅	4.28	3.63	3.12	2.71	2.37	2.09	1.85	1.64	1.46	1.31	1.17
Rb	61.14	58.50	55.86	53.22	50.58	47.94	45.30	42.66	40.02	37.38	34.74
Ba	659.28	639.46	619.63	599.81	579.99	560.16	540.34	520.51	500.69	480.86	461.04
Th	0.92	1.86	2.79	3.72	4.66	5.59	6.53	7.46	8.39	9.33	10.26
U	0.59	0.81	1.03	1.25	1.47	1.69	1.91	2.13	2.35	2.57	2.79
Nb	43.51	50.32	57.13	63.93	70.74	77.54	84.35	91.16	97.96	104.77	111.58
Ta	1.37	2.00	2.62	3.25	3.87	4.50	5.12	5.75	6.37	7.00	7.62
La	33.00	36.72	40.45	44.17	47.89	51.61	55.33	59.05	62.77	66.50	70.22
Ce	54.81	63.03	71.25	79.47	87.70	95.92	104.14	112.36	120.58	128.80	137.03
Pb	1.20	1.34	1.48	1.62	1.76	1.90	2.04	2.18	2.32	2.46	2.61
Pr	6.20	7.17	8.14	9.11	10.08	11.05	12.02	12.99	13.95	14.92	15.89
Sr	1 576.93	1 533.50	1 490.08	1 446.66	1 403.24	1 359.81	1 316.39	1 272.97	1 229.55	1 186.12	1 142.70
Nd	24.06	27.83	31.59	35.35	39.12	42.88	46.64	50.41	54.17	57.93	61.70
Zr	26.46	61.62	96.77	131.93	167.09	202.24	237.40	272.56	307.71	342.87	378.03
Hf	0.38	1.12	1.85	2.58	3.31	4.04	4.77	5.50	6.23	6.96	7.69
Sm	4.36	5.16	5.97	6.78	7.59	8.40	9.21	10.02	10.83	11.64	12.45
Gd	3.84	4.55	5.26	5.97	6.69	7.40	8.11	8.82	9.54	10.25	10.96
Tb	0.46	0.56	0.66	0.76	0.85	0.95	1.05	1.15	1.25	1.35	1.44
Dy	2.12	2.62	3.11	3.61	4.11	4.60	5.10	5.59	6.09	6.58	7.08
Er	0.77	0.96	1.16	1.36	1.56	1.75	1.95	2.15	2.35	2.54	2.74
Yb	0.42	0.56	0.70	0.84	0.98	1.12	1.27	1.41	1.55	1.69	1.83
Lu	0.05	0.07	0.09	0.11	0.13	0.15	0.16	0.18	0.20	0.22	0.24

验类似的碳酸质球粒或包体。此外,碳酸岩与霞石岩伴生常出现在张性环境,如东非裂谷,极少出现在俯冲环境(Ray et al., 1999, 万欣, 2015),笔者总结了以下几点可能原因: ①碳酸岩熔体低密度、低粘度的物理性质,导致其在不利于喷发的环境下迅速弥散,热量迅速降低,而居留在地壳之中。②碳酸岩熔体向上运移过程中,由于压力降低,碳酸盐矿物发生分解(Canil et al., 1990);或碳酸盐熔体在到达地表之前与周围矿物发生脱碳酸盐化反应,最终转化为 CO₂(Wyllie et al., 1975; Wallace et al., 1988; Dalton et al., 1993)。③碳酸岩熔体与周围岩石发生交代反应,最终转变成其他成分固定在一定深度范围内,例如碳酸岩熔体-橄榄石相互作用,碳酸岩熔体作为交代介质被上覆橄榄岩进一步固定(王静等, 2023)。显生宙以来,华北克拉通东部经历多期次俯冲事件,山东位于华北克拉通

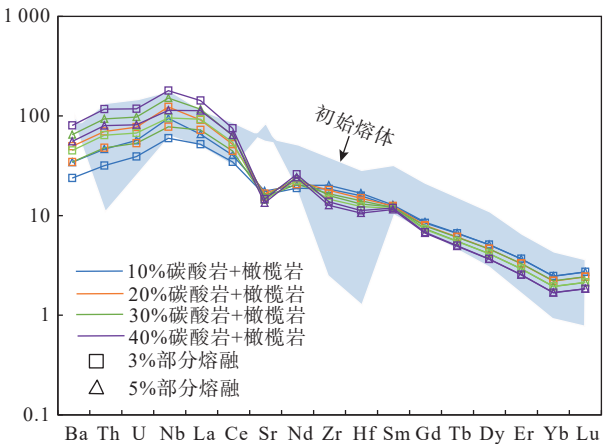


图9 碳酸盐化橄榄岩部分熔融形成的熔体与初始熔体微量元素对比
Fig. 9 Comparison of trace elements in partial melt of carbonated peridotite and initial melt

东南缘,是典型的挤压环境(汪在聪等, 2023),可能是研究区未发现与霞石岩伴生的碳酸岩的原因。

4.5 对金伯利岩原始岩浆成因的指示意义

金伯利岩作为地幔来源的富水、偏碱性的超基性岩浆,也常与碳酸岩和霞石岩伴生,三者被认为存在成因联系(Zanetti et al., 2004; Agashev et al., 2008)。金伯利岩携带的地幔包体可以提供深层地幔的信息,且金伯利岩是赋存金刚石的重要岩石,具有重要的经济价值,其来源及成因一直是地质学的研究重点(Haggerty et al., 1994)。目前,关于金伯利岩的成因及来源存在不同认识:①来自碳酸盐化硅酸盐熔体的液态不混溶作用(Koster et al., 1968; Lee et al., 1997; Kjars-

gaard et al., 1998; Guzmics et al., 2012)或者分离结晶作用(Wyllie et al., 1976; Harmer et al., 1998)。②碳酸盐化地幔部分熔融的结果(Zanetti et al., 2004; Nowell et al., 2004; Sparks et al., 2006; Coe et al., 2008)。

定量计算结果发现,当硅酸盐物质含量为 30% 时,初始熔体与金伯利岩的 SiO_2 含量相似。为此,笔者将西伯利亚乌达奇纳亚东部金伯利岩与计算获取的碳酸岩化橄榄岩部分熔融形成的初始熔体的主微量元素数据进行对比(表 4, 图 10),其中西伯利亚乌达奇纳亚东部金伯利岩样品为新鲜未受混染的样品(Kamenetsky et al., 2007; Yumi et al., 2021)。

通过对比发现,计算的部分霞石岩初始熔体主、

表 4 金伯利岩与霞石岩部分初始熔体主元素(%)、微量元素(10^{-6})数据对比表

Tab. 4 Comparison of major (%) and trace (10^{-6}) element data in the initial melt of kimberlite and nephelinite

样品编号	YBK-0	YBK-1	YBK-3	UV04-24	UV11-70	UV12-119	UV12-120	平均值	初始熔体
SiO_2	27.1	26.11	25.2	26.3	25.8	30.9	26.1	26.8	26.2
TiO_2	1.23	1.12	1.4	1.56	1.24	1.23	1.05	1.26	2.01
Al_2O_3	2.13	1.74	2.11	2.08	1.55	4.36	1.6	2.2	5.71
TFe_2O_3	7.63	7.16	6.92	9.23	7.32	6.4	7.21	7.41	12.76
MgO	29.41	29.59	27.79	31.2	28.8	22.3	29.4	28.4	13.37
CaO	12.7	12.04	12.41	11	9.9	10.8	11.7	11.5	20.1
Na_2O	3.55	4.24	4.96	4.84	7.02	6.18	5.61	5.2	11.5
K_2O	1.97	2.33	2.39	1.23	2.14	3.72	1.96	2.25	5.71
P_2O_5	0.49	0.42	0.41	0.73	0.39	0.47	0.41	0.47	2.71
Total	99.52	99.39	99.24	100	104.5	100.9	103.3	101	100
Rb	*	*	*	26	53	125	55	64.75	5
Ba	*	*	*	966	896	1 233	907	1 000.5	599
Th	*	*	*	15	8.4	9.4	8.9	10.425	3.7
U	*	*	*	2.3	2.1	2.3	2.1	2.2	1.2
Nb	*	*	*	174	110	112	105	125.25	63.9
La	*	*	*	109	69	75	72	81.25	4
Ce	*	*	*	204	121	133	126	146	79
Sr	*	*	*	835	738	771	847	797.75	1 446
Nd	*	*	*	73	41	46	43	50.75	35
Zr	*	*	*	156	85	100	83	106	131
Hf	*	*	*	3.6	2	2.3	1.9	2.45	2.6
Sm	*	*	*	10	5.5	6	5.7	6.8	6.8
Eu	*	*	*	2.6	1.5	1.6	1.5	1.8	2.4
Gd	*	*	*	6.6	3.6	3.9	3.7	4.45	6
Tb	*	*	*	0.75	0.42	0.44	0.42	0.507 5	0.766
Dy	*	*	*	3.3	1.8	1.8	1.8	2.175	3.6
Er	*	*	*	1.1	0.6	0.6	0.59	0.722 5	1.36
Yb	*	*	*	0.64	0.38	0.38	0.36	0.44	0.8
Lu	*	*	*	0.088	0.051	0.05	0.051	0.06	0.109

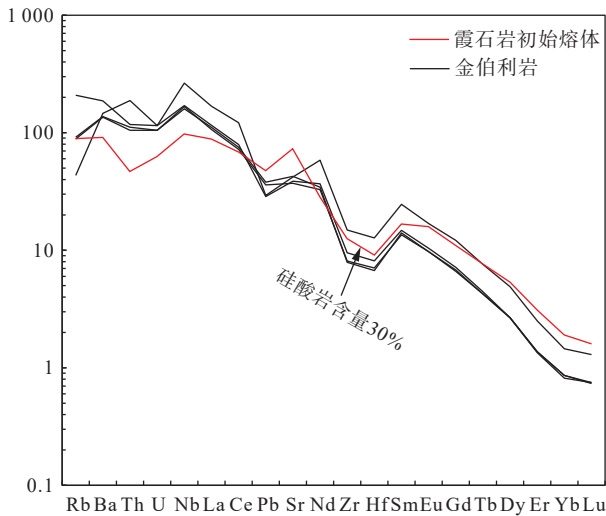


图10 金伯利岩、霞石岩初始熔体微量元素对比

Fig. 10 Comparison of trace elements in initial melt of kimberlite and nephelinite

微量元素组成与金伯利岩主、微量元素特征相似,都具有低 SiO_2 、 TiO_2 和 Al_2O_3 含量的特征;显示 Zr、Hf 负异常,表明笔者研究的霞石岩对应的初始熔体与金伯利岩具有相似性。但相较于霞石岩初始熔体,金伯利岩具有更高的 MgO , 更低的 CaO (图 8),霞石岩演化过程中存在单斜辉石和橄榄石分离结晶,可能是初始熔体相较于金伯利岩岩浆具有较低 MgO 含量的原因,而低 CaO 可能表明金伯利岩形成过程中还存在较小程度斜长石的分离结晶。笔者推测金伯利岩岩浆很可能代表部分霞石岩-碳酸岩组合的母岩浆,但更多细致、系统的对比研究工作有待进一步开展,以期认识地幔岩浆和源区性质提供更多信息。

5 结论

(1) 山东无棣碣石山以及栖霞大方山霞石岩具有高 Zr/Hf 值, K、Zr、Hf、Ti 的负异常, 较低 SiO_2 含量, 以及较高 MgO 、 CaO 、Ni、Cr 含量, $\text{Mg}^\#$ 与 Cr、Ni 之间存在相关性, 表明碣石山、大方山霞石岩存在橄榄石、单斜辉石的分离结晶, 且大方山霞石岩比碣石山的霞石岩演化程度更高。

(2) 定量计算结果显示, 碳酸盐化橄榄岩/辉石岩部分熔融与山东霞石岩部分主量元素特征吻合, 但不能满足其微量元素特征, 母岩浆需经历液态不混溶, 分别形成霞石岩熔体和碳酸岩熔体。

(3) 通过实验岩石学数据以及霞石岩主、微量元

素数据, 反算霞石岩液态不混溶之前源岩熔体组分由 10%~40% 碳酸岩+橄榄岩经历约 3%~5% 的部分熔融形成。

(4) 金伯利岩与山东霞石岩液态不混溶之前的初始熔体主、微量元素特征相似, 推测金伯利岩岩浆很可能代表霞石岩-碳酸岩的母岩浆, 但更多细致、系统的对比研究工作有待进一步开展, 以期对地幔源区性质有更准确、全面的理解。

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):

- 陈立辉, 曾罡, 胡森林, 等. 地壳再循环与大陆碱性玄武岩的成因: 以山东新生代碱性玄武岩为例 [J]. 高校地质学报, 2012, 18(1): 12.
- CHEN Lihui, ZENG Gang, HU Senlin, et al. Crustal Recycling and Genesis of Continental Alkaline Basalts: Case Study of the Cenozoic Alkaline Basalts From Shandong Province, Eastern China [J]. Geological Journal of China universities, 2012, 18(1): 12.
- 程志国. 塔里木大火成岩省金伯利质岩石—霞石岩—碳酸岩研究 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2016.
- CHENG Zhiguo. Study on Kimberlitic rock-nephelinite-carbonate rock in Tarim large igneous Province [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2016.
- 何叶. 中国东部新生代强碱性玄武岩成因研究 [D]. 南京: 南京大学, 2019.
- HE Ye. Genesis of Cenozoic strong alkaline basalts in Eastern China [D]. Nanjing: Nanjing University, 2019.
- 罗丹, 陈立辉, 曾罡. 陆内强碱性火山岩的成因: 以山东无棣大山霞石岩为例 [J]. 岩石学报, 2009, 25(2): 311-319.
- LUO Dan, CHEN Lihui, ZENG Gang. Genesis of intra-continental strongly alkaline volcanic rocks: A case study of Dashan nephelinites in Wudi, Shandong Province, North China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(2): 311-319.
- 万欣. 肯尼亚 Buru 区碳酸岩成因及稀土找矿意义研究 [J]. 西北地质, 2015, 48(1): 79-90.
- WAN Xin. Analysis of Carbonatite Genesis and REE Prospecting Significance in Buru Area, Kenya [J]. Northwestern Geology, 2015, 48(1): 79-90.
- 王静, 苏本勋, Sanjeeva P K, 等. 橄榄石-碳酸盐熔体相互作用生成透辉石的反应机制与意义 [J]. 中国科学: 地球科学, 2023, 53(10): 2370-2377.
- WANG Jing, SU Benxun, Sanjeeva P K, et al. Transformation of olivine to diopside via interaction with carbonatite melts [J].

- Science China Earth Sciences, 2023, 53(10): 2370–2377.
- 汪在聪, 汪翔, 宗克清, 等. 华北克拉通壳幔演化与胶东巨量金成矿作用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2023, 42(6): 1231–1247+1210.
- WANG Zaicong, WANG Xiang, ZONG Keqing, et al. The secular crust-mantle evolution of the North China Craton and the formation of giant Jiaodong gold deposits[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2023, 42(6): 1231–1247+1210.
- 张国刚. 山东栖霞区域地质特征及找矿标志和方向[J]. 黄金科学技术, 2008, 16(4): 54–57.
- ZHANG Guogang. The Geological Characteristics, Prospecting Criteria and Direction of City Qixia in Shandong[J]. Gold Science and Technology, 2008, 16(4): 54–57.
- 张珩杰, 郭鹏远, 孙普, 等. 内蒙古达里诺尔含金云母辉石岩的发现及其地质意义[J]. 世界地质, 2020, 39(1): 15.
- ZHANG Junjie, GUO Pengyuan, SUN Pu, et al. Discovery of phlogopite-bearing pyroxenites from Darinoor in Inner Mongolia and its geological implication[J]. World Geology, 2020, 39(1): 15.
- Adam J, Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 2006, 152(1): 1–17.
- Agashev A M, Pokhilenko N P, Takazawa E, et al. Primary melting sequence of a deep (>250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada[J]. Chemical Geology, 2008, 255(3–4): 317–328.
- Brooker R A, Kjarsgaard B A. Silicate-Carbonate Liquid Immiscibility and Phase Relations in the System $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-CO}_2$ at 0.1–2.5 GPa with Applications to Carbonatite Genesis[J]. Journal of Petrology, 2011, 52(7–8): 1281–1305.
- Cai R H, Liu J G, Graham P D, et al. Oxidation of the deep big mantle wedge by recycled carbonates: Constraints from highly siderophile elements and osmium isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2021, 295(1): 207–223.
- Canil D. Experimental study bearing on the absence of carbonate in mantle-derived xenoliths[J]. Geology, 1990, 18(10): 1011–1013.
- Chen Y, Zhang Y, Graham D, et al. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China[J]. Lithos, 2006, 96(1): 108–126.
- Class C, Goldstein L S. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 150(3–4): 245–260.
- Coe N, Gurney J. Petrogenesis of the Swartuggens and Star Group II kimberlite dyke swarms, South Africa[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008, 156(5): 627–652.
- Dalton J A, Wood B J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 119(4): 511–525.
- Dan M, Keith O R. The Source Regions of Ocean Island Basalts[J]. Journal of Petrology, 1995, 36(1): 133–159.
- Dasgupta R, Hirschmann M M, McDonough W F, et al. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts[J]. Chemical Geology, 2009, 262(1–2): 57–77.
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Stalker K. Immiscible Transition from Carbonate-rich to Silicate-rich Melts in the 3 GPa Melting Interval of Eclogite + CO_2 and Genesis of Silica-undersaturated Ocean Island Lavas[J]. Journal of Petrology, 2006, 47(4): 647–671.
- Donnelly K E, Goldstein S L, Langmuir C H, et al. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 226(3–4): 347–366.
- Green T H, Blundy J D, Adam J, et al. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1 080–1 200 °C [J]. Lithos, 2000, 53(3–4): 165–187.
- Guzmics T, Mitchell H R, Szabó C, et al. Liquid immiscibility between silicate, carbonate and sulfide melts in melt inclusions hosted in co-precipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): evolution of carbonated nephelinitic magma[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2012, 164(1): 101–122.
- Guzmics T, Mitchell R H, Szabó, Csaba, et al. Liquid immiscibility between silicate, carbonate and sulfide melts in melt inclusions hosted in co-precipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): evolution of carbonated nephelinitic magma[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 2012, 164(1): 101–122.
- Haggerty S E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 122(1–2): 57–69.
- Harmer R E. The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma[J]. Journal of Petrology, 1998, 39(11): 1895–1903.
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B, et al. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite[J]. Geology, 2003, 31(6): 481.
- Hoernle K, Tilton G, Bas M J L. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 2002, 142(5): 520–542.
- Jochum K P, Weis U, Schwager B, et al. Reference Values Following ISO Guidelines for Frequently Requested Rock Reference Materials[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2016, 40(3): 333–350.
- Kamenetsky V S, Kamenetsky M B, Sharygin V V, et al. Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) [J]. Chemical Geology, 2007, 237(3–4): 384–400.
- Kjarsgaard B A. Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa[J]. Journal of Petrology, 1998, 39(11–12): 2061–2075.
- Kogiso T, Hirschmann M M, Frost D J. High-pressure partial melt-

- ing of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2003, 216(4): 603–617.
- Kogiso T, Hirschmann M M. Partial melting experiments of biminer-
al eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the
genesis of ocean island basalts[J]. *Earth and Planetary Science
Letters*, 2006, 249(3–4): 188–199.
- Koster V G A F, Wyllie P J. Liquid immiscibility in the join
 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ and its bearing on the genesis of car-
bonatites[J]. *American Journal of Science*, 1968, 266(10):
932–967.
- Lee W, Wyllie P J. Liquid immiscibility between nephelinite and car-
bonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt com-
positions[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1997,
127(1–2): 1–16.
- Martin J H L, Schmidt W M, Mattsson B H, et al. Element Partition-
ing between Immiscible Carbonatite and Silicate Melts for Dry
and H_2O -bearing Systems at 1–3 GPa[J]. *Journal of Petrology*,
2013, 54(11): 2301–2338.
- Nowell G M, Pearson D G, Bell D R, et al. Hf Isotope Systematics of
Kimberlites and their Megacrysts: New Constraints on their
Source Regions[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8): 1583–
1612.
- Pfänder A J, Jung S, Klügel A, et al. Recurrent Local Melting of
Metasomatised Lithospheric Mantle in Response to Continental
Rifting: Constraints from Basanites and Nephelinites/Melilitites
from SE Germany[J]. *Journal of Petrology*, 2018, 59(4): 667–
694.
- Pilet S, Hernandez J, Bussy F, et al. Short-term metasomatic control
of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts[J].
Geology, 2004, 32(2): 113.
- Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, et al. The metasomatic alternative
for ocean island basalt chemical heterogeneity[J]. *Earth &
Planetary Science Letters*, 2005, 236(1–2): 148–166.
- Rajdeep D, Hirschmann M M, Smith N D. Partial Melting Experi-
ments of Peridotite+ CO_2 at 3GPa and Genesis of Alkaline Ocean
Island Basalts[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 48(11): 2093–
2124.
- Ray S J, Ramesh R, Pande K. Carbon isotopes in Kerguelen plume-
derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon[J].
Earth and Planetary Science Letters, 1999, 170(3): 205–214.
- Rudnick R, Gao S. Composition of the Continental Crust[J]. *Treat-
ise on Geochemistry*, 2014, 1–51.
- Sparks R S J, Baker L, Brown R J, et al. Dynamical constraints on
kimberlite volcanism[J]. *Journal of Volcanology & Geotherm-
al Research*, 2006, 155(1–2): 18–48.
- Sun S S, Hanson N G. Evolution of the mantle: Geochemical evi-
dence from alkali basalt[J]. *Geology*, 1975, 3(6): 297.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of
oceanic basalts: implications for mantle composition and pro-
cesses[J]. *Geological Society, London, Special Publications*,
1989, 42(1): 313–345.
- Wallace M E, Green D H. An experimental determination of primary
carbonatite magma composition[J]. *Nature*, 1988, 335(6188):
343–346.
- Wendlandt R F, Mysen B O, et al. Melting phase relations of natural
peridotite + CO_2 as a function of degree of partial melting at 15
and 30 kbar[J]. *American Mineralogist*, 1980, 65(1–2): 37–44.
- Woolley A R, Kjarsgaard B A. Carbonatite occurrences of the world:
Map and database[J]. 2008.
- Workman R K, Hart S R. Major and trace element composition of the
depleted MORB mantle (DMM)[J]. *Earth and Planetary Sci-
ence Letters*, 2005, 231(1–2): 53–72.
- Wyllie P J, Huang W L. Carbonation and melting reactions in the
system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at mantle pressures with geophys-
ical and petrological applications[J]. *Contributions to Miner-
alogy & Petrology*, 1976, 54(2): 79–107.
- Wyllie P J, Huang W L. Peridotite, kimberlite, and carbonatite ex-
plained in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ [J]. *Geology*, 1975,
3(11): 621.
- Wyllie P J, Woh-Jer L. Model System Controls on Conditions for
Formation of Magnesiocarbonatite and Calcicarbonatite Mag-
mas from the Mantle[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(11–
12): 1885–1893.
- Yumi K, Emilie T, Albert G, et al. Geochemical evidence for carbon
and chlorine enrichments in the mantle source of kimberlites
(Udachnaya pipe, Siberian craton)[J]. *Geochimica et
Cosmochimica Acta*, 2021, 315: 295–316.
- Zaitsev A N, Marks M A W, Wenzel T, et al. Mineralogy, geochem-
istry and petrology of the phonolitic to nephelinitic Sadiman
volcano, Crater Highlands, Tanzania[J]. *Lithos*, 2012, 152:
66–83.
- Zanetti A, Tiepolo M, Oberti R, et al. Trace-element partitioning in
olivine: modelling of a complete data set from a synthetic
hydrous basanite melt[J]. *Lithos*, 2004, 75(1–2): 39–54.
- Zeng Gang, Chen Lihui, Hofmann A W, et al. Nephelinites in east-
ern China originating from the mantle transition zone[J].
Chemical Geology, 2021, 576: 120276.
- Zeng Gang, Chen Lihui, Xu Xisheng, et al. Carbonated mantle
sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong,
North China[J]. *Chemical Geology*, 2010, 273(1–2): 35–45.
- Zhang H L, Zeng G, Liu J Q, et al. Carbonated eclogitic component
beneath eastern China revealed by olivine phenocrysts in neph-
elinites[J]. *Chemical Geology*, 2023, 640: 121744.
- Zhao Xinmao, Cao Huihui, Mi Xue, et al. Combined iron and mag-
nesium isotope geochemistry of pyroxenite xenoliths from Han-
nuoba, North China Craton: implications for mantle metasomat-
ism[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2017, 172(6):
40.