

文章编号: 1000-4734(2021)03-0258-13

黔东南钾镁煌斑岩地球化学特征及指示意义

杨毓红^{1,2,3}, 黄艺^{1,2*}, 刘燊³, 张锡贵⁴, 杨朝贵⁵,
颜军⁶, 叶春¹, 龚兴祥^{1,3}

(1. 贵州省土地矿产资源储备局, 贵州 贵阳 550000; 2. 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心, 贵州 贵阳 550000;
3. 西北大学 地质学系 / 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069; 4. 贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质队, 贵州 凯里
556000; 5. 贵州省有色和核工业地质矿产勘查院, 贵州 贵阳 550000;
6. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

摘要: 因在黔东南镇远马坪地区钾镁煌斑岩中发现我国第 1 个原生金刚石岩体, 黔东南钾镁煌斑岩受到广泛关注。本文通过对近年来新发现的黔东南施秉大坪、镇远马坪及麻江石板寨地区钾镁煌斑岩地球化学主微量元素特征分析, 对本地区地幔源区性质、构造演化特征及大陆动力学特征进行探讨。结果表明, 主量元素特征显示其 SiO₂、Al₂O₃、CaO、Na₂O、K₂O 和 P₂O₅ 含量均归属典型钾镁煌斑岩; 微量元素地球化学特征显示, 各岩体强烈富集高场强元素 (Th、Nb、Ta 和 U), 并明显亏损大离子亲石元素 (Rb、K、Sr) 和 Ti; 稀土元素地球化学特征表明, 稀土总量相对较高 ($\Sigma \text{REE}=797 \times 10^{-6} \sim 1488 \times 10^{-6}$), 且具有明显轻稀土元素富集和重稀土元素亏损特征 ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=112 \sim 254$)。微量元素及稀土元素对比值显示, 岩石在形成过程主要经历母岩浆的分离结晶作用, 岩浆在上升过程未受到明显地壳混染作用影响, 岩浆源区为大于 100 km 的石榴子石二辉橄榄岩地幔。地球动力学分析显示, 黔东南钾镁煌斑岩产于稳定的克拉通非造山的大陆动力学背景下, 受到扬子板块与华夏板块在奥陶纪末—志留纪发生板内造山作用, 再在中二叠世—晚二叠世, 经历东吴运动的影响, 再经历燕山运动期江南造山带—燕山期板内造山亚带和特提斯域地质构造演化的共同影响。本区具备金刚石稳定生长的条件: 1) 有稳定的构造单元 (扬子古陆与华夏古陆); 2) 钾镁煌斑岩成岩深度达到了金刚石稳定深度; 3) 区域上有深切岩石圈地幔的大断裂作为岩浆上升的通道。但有利区可能遭受剥蚀, 后期找矿过程中重点关注剥蚀程度较小的断裂的下降盘或未经抬升的加里东期的古地面等区域。

关键词: 钾镁煌斑岩; 地球化学; 源区特征; 黔东南

中图分类号: P595

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2021.41.056

第一作者: 杨毓红, 女, 1985 年生, 高级工程师, 博士, 从事矿产资源管理相关工作. E-mail: 254599370@qq.com

Geochemical characteristics of lamproites in the Southeastern Guizhou and their indicative significances

YANG Yu-hong^{1,2,3}, HUANG Yi^{1,2*}, LIU Shen³, ZHANG Xi-gui⁴, YANG Chao-gui⁵,
YAN Jun⁶, YE Chun¹, GONG Xing-xiang^{1,3}

(1. Bureau of Land and Mineral Resources Reserve of Guizhou, Guiyang 550000, China; 2. Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, MNR, Guiyang 550000, China; 3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China; 4. 101 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Kaili 556000, China; 5. Institute of Geology and Mineral Resource Exploration, Guizhou Nonferrous Metal and Nuclear Industry Geological Exploration Bureau, Guiyang 550000, China; 6. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: The lamproites in the Southeastern Guizhou have been widely concerned due to the discovery of China's first

收稿日期: 2020-09-11

基金项目: 贵州省科学技术基金项目 (编号: 黔科合 J 字 [2014] 2109 号)

©1994-2021, China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

original diamond-bearing lamproite body in the Mapping area, Southeastern Guizhou. Based on analyzing the geochemical characteristics of major and trace elements of lamproites found recently in the Daping area of Shibing County, Mapping area of Zhenyuan County, and Shibanzhai area of Majiang County in the southeastern Guizhou, the characteristics of mantle source, tectonic evolution, and crustal dynamics in the southeastern Guizhou have been discussed in this paper. The characteristics of major elements (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O and P_2O_5) of our samples show that they all belong to typical lamproite. The geochemical characteristics of trace elements show that our samples are strongly enriched of HFSE (Th, Nb, Ta, and U), but depleted in LILEs (Rb, K, Sr) and Ti. The REE geochemical characteristics show that samples have relatively high contents of total REE ($\Sigma\text{REE}=797\times 10^{-6}-1488\times 10^{-6}$), with obvious characteristics of enriched LREE but depleted HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N=112-254$). The elemental pair ratios of trace elements and REE indicated that the lamproites in the Southeastern Guizhou could be formed by the fractional crystallization of parent magma, which was derived from garnet buchnerite mantle lower than 100km in depth, with no noticeable crustal contamination in the uplift process of magma. Geodynamic analysis shows that the lamproites in the Southeastern Guizhou occurred in a non-orogenic continental dynamic setting of stable craton which were jointly influenced by the intercontinental orogeny between the Yangtze and Cathay plates from the Late Ordovician to Silurian, the Dongwu orogeny from the Middle to Late Permian, the Yanshanian Jiangnan intraplate orogeny, and the geotectonic evolution of Tethys tectonic domain. The favorable conditions for the diamond-bearing lamproites in the area are given below. 1) There are stable tectonic units (the Yangtze and Cathay blocks) for a long time; 2) The lamproite magma was formed at depth deep enough for the diamond stabilization; 3) There is deep fracture cutting through the lithospheric mantle as the magma uplifting channel. However, the beneficial part of lamproites for prospecting diamond might be eroded by the weathering. The targeting areas, which should be kept eyes on for prospecting diamond in the future, are those of the less eroded footwall of the deep fracture and the ancient un-uplifted Caledonian plane.

Keywords: lamproites; geochemistry; source characteristics; Southeastern Guizhou

1976年在西澳埃伦代尔和阿盖尔的橄榄钾镁煌斑岩中发现了金刚石^[1-2], 钾镁煌斑岩作为原生金刚石的另一种寄主岩, 在世界范围内引起了地质学家的高度关注。贵州黔东南地区因在镇远马坪1号钾镁煌斑岩体中发现中国第1颗原生金刚石, 该地区钾镁煌斑岩研究(地球物理、岩石学、年代学)备受关注并已获得较多创新性成果和认识^[3-8]。因此, 本文通过对黔东南地区新发现的施秉大坪、镇远马坪和麻江石板寨钾镁煌斑岩地球化学特征分析, 对其源区特征进行探讨, 从而对研究区金刚石成矿的制约条件及可能性分析探讨, 以期对本区后续开展金刚石勘查工作有一定的指示意义。

1 地质背景

按中国区域地质志(贵州志)2017版^[9], 根据贵州在不同构造旋回区所处的位置, 在各构造旋回区构造单元划分的基础上, 将贵州构造单元划分为5级构造分区, 本研究区位于2级分区扬子陆块, 3级分区江南复合造山带, 4级分区黔南拗陷区和榕江加里东褶皱区, 5级分区为铜仁开阔服饰复式褶皱变形区和榕江开阔复式褶皱变形区交界区域。区域断裂构造包括EW向镇远—纳雍深大断裂和NE向松桃—三都深大断裂及其派生次级断层、节理和裂隙。区域地层发育齐全, 包括青白口系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、新近系及第四系(图1)。黔东南地区从新远古代—早古生代, 经历了扬子板块与华夏板块板内碰撞运动形成江南复合造山带之加里东造山带, 在中二叠世—晚二叠世, 受东吴运动的影响, 本区构造及岩浆活动进入新的构造活跃期^[10], 在燕山运动期, 华南陆块内造山作用, 形成江南复合造山带之燕山期板内造山亚带, 同时受到西部特提斯域地质构造演化的影响^[9]。

2 岩石学特征

钾镁煌斑岩采样区分别位于黔东南施秉大坪、镇远马坪和麻江石板寨(图1)。施秉大坪岩墙出露(C)厚度约0.5 m, 走向EW, 长度>200 m, 倾向偏北, 倾角85度。通过能谱数据显示, 主要造岩矿物为

金云母，其次为石榴石、白云石、蛇纹石、绿泥石、石英和褐铁矿，具残余煌斑结构。金云母结晶粒度 0.20~2.00 mm，呈半自形鳞片状较均匀分布，含钛矿物为 0.02~0.20 mm 的微粒结晶，自形-半自形，分布较均匀（图 2B、C）。镇远马坪岩体为斑状结构，斑晶一般由含铬镁铝榴石构成，其次有橄榄石；基质主要是金云母，其次为橄榄石、含铬镁铝榴石、镁铬尖晶石等（图 2D、E）。麻江石板寨岩体镜下可见煌斑状结构和块状构造，主要斑晶为橄榄石、辉石和金云母等（图 2F、G）。岩体呈斑状、煌斑状结构，块状构造，主要斑晶为橄榄石、辉石、金云母，基质常见矿物为透长石、碱镁闪石、磷灰石、榍石、绿帘石、纤闪石、铬铁矿、电气石、锆石、锐钛矿、板钛矿、刚玉、重晶石、磁铁矿等。岩石风化强烈，滑石化、碳酸盐化等蚀变明显。橄榄石斑晶多已完全滑石化或碳酸盐化，其边缘及裂隙间均有铁质分布，仅以橄榄石假象与磷灰石、锐钛矿和磁铁矿一起被包裹于嵌晶金云母中，斑晶普遍圆化，其中辉石斑晶被溶蚀和交代，基质主要为金云母及斜长石。

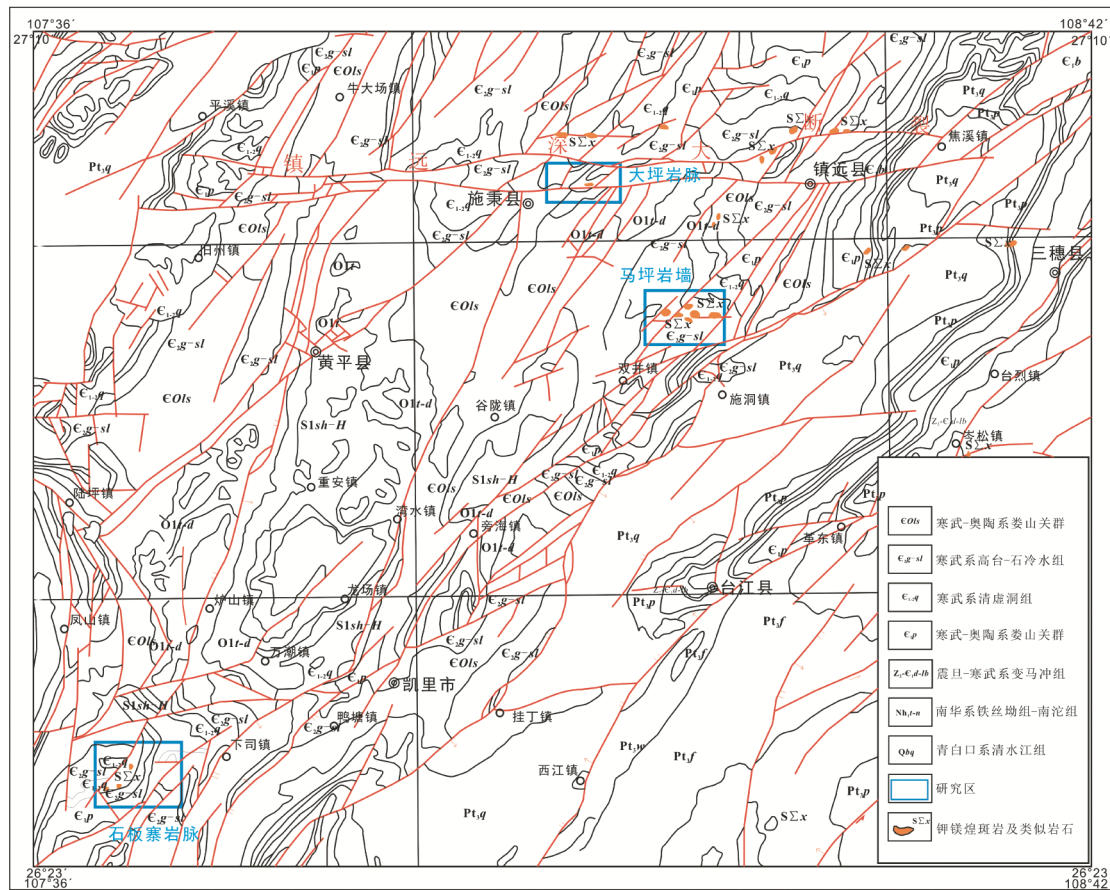


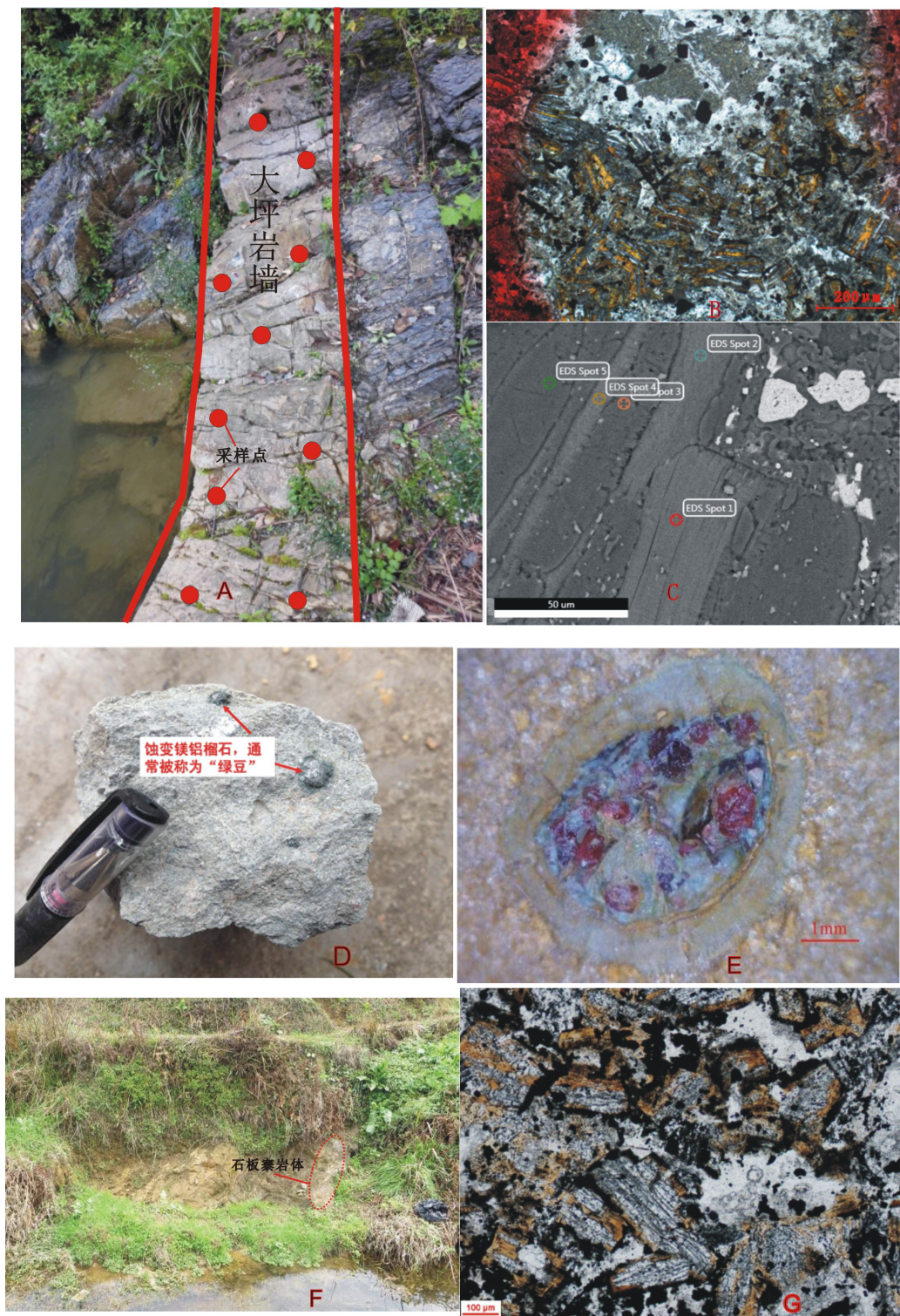
图 1 研究区地质简图^[11]

Fig. 1. A geological sketch map for the study area.

3 样品采集与分析方法

本研究所采样品来自各岩体的不同区域（图 1），由于岩墙风化程度严重，所采样品均选择相对新鲜的部分。施秉大坪岩墙侵入寒武系杷榔组深灰色粉砂质页岩，与围岩界线清晰，接触带可见强硅化和碳酸盐化现象，样品采自岩墙露头中风化较弱处（图 2A）；镇远马坪岩体出露于原马坪 D1 岩体深部，经坑道采样（未采集到较好的野外露头照片），风化程度略小，岩石为浅灰绿色或暗绿色，断口粗糙，有白云岩、方解石、重晶石等脉石穿插在岩体中，完全蚀变的镁铝榴石变为“绿豆状”（图 2D）。麻江石板寨钾镁煌斑岩采集区位于石板寨北西 600 m 的小溪边，侵入寒武系下统石冷水组薄-中层细晶白云岩中（图 2F），在岩石粉碎过程，每件样品均保留未与围岩接触部分，并剔除了穿插在样品中的方解

石脉等可影响样品特征的杂质, 尽可能排除围岩的可能干扰。主微量元素分析均在澳实分析检测(广州)有限公司实验室完成。主元素测试采用 ME-XRF26d X 荧光光谱仪熔融法, 分析精度优于 3.5%; 微量元素采用 ME-MS81 熔融法电感耦合等离子体质谱分析法完成, 精度优于 5%。



A:大坪岩墙野外照片,B、C:大坪岩墙显微镜下照片;D:马坪岩体手标本照片,E:马坪岩体显微镜下照片; F:石板寨岩体野外照片,G:石板寨岩体显微镜下照片

图 2 黔东南大坪、马坪、石板寨钾镁煌斑岩野外标本及镜下照片

(C) Fig-2. Photos and micrographs for outcrops and hand specimens of the lamproites from the Daping, Maping and Shibanzhai

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素特征

根据贾克斯和伯格曼曾提出钾镁煌斑岩化学障的成分范围^[12]: $w(\text{SiO}_2)$ 35%~55%、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 4.0%~10%、 $w(\text{TiO}_2)$ 1.0%~5.0%、 $w(\text{CaO})$ 2.0%~10%、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 0.2%~1.5%、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 5.0%~10%、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 0.5%~2.0%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>3.0$ 。施秉大坪、镇远马坪、麻江石板寨 3 条钾镁煌斑岩墙的主元素组成见表 1: $w(\text{SiO}_2)$ 25%~38%、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 3.6%~4.6%、 $w(\text{TiO}_2)$ 2.0%~3.7%、 $w(\text{CaO})$ 11%~18%、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 0.05%~0.22%、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 0.08%~2.66%和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 1.89%~2.47%, 均位于化学障范围内,属典型的钾镁煌斑岩。

表 1 黔东南大坪 (DP)、马坪 (MP)、石板寨 (SBZ) 钾镁煌斑岩主量元素表 ($w_B/\%$)

Table 1. The compositions of major elements for lamproites from the Daping, Mapping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou

编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	Total	Mg [#]
DP-1	27.36	4.3	17.55	0.1	10.24	0.32	10.8	0.62	0.22	2.09	3.01	22.58	99.96	51
DP-2	33.32	4.33	14.9	0.15	10.58	0.17	10.35	0.68	0.08	1.8	2.98	20.06	99.88	49
DP-3	28.87	4.17	16.7	0.12	10.62	0.16	11.35	0.59	0.12	2.11	2.95	21.81	100.12	52
DP-4	27.4	4.42	16.55	0.1	11.28	0.19	12.35	0.5	0.09	1.94	3.07	21.51	100.38	52
DP-5	24.4	4.06	18.55	0.12	11.74	0.23	10.35	1	0.12	1.9	2.73	24.07	99.89	47
DP-6	36.51	4.25	14	0.12	9.91	0.2	9.98	0.52	0.08	2.04	3.17	18.1	99.44	50
DP-7	25.51	4.15	18.1	0.1	10.16	0.32	11.25	0.61	0.22	1.82	3.06	24.11	100.24	53
DP-8	30.29	4.63	15.2	0.11	10.97	0.13	11.25	0.45	0.28	2.23	3.19	20.1	99.4	51
DP-9	28.13	3.81	17	0.17	12.24	0.08	10.1	1.04	0.07	1.64	2.43	22.75	100.11	45
DP-10	25.67	4.04	17.65	0.13	12.28	0.16	10.4	0.98	0.1	1.78	2.59	23.47	99.79	46
MP-1	32.25	4.33	14.4	0.15	8.17	0.08	15.25	0.1	0.07	1.9	2.28	15.11	100.72	65
MP-2	33.16	4.18	14.45	0.17	8.31	0.08	14.9	0.1	0.07	1.91	2.26	14.6	101.36	64
MP-3	31.45	4.22	14.61	0.12	8.05	0.07	15.4	0.1	0.07	1.91	2.32	15.31	100.45	66
MP-4	32.98	4.26	14.65	0.13	8.38	0.08	15.1	0.1	0.07	1.89	2.3	14.36	101.44	64
MP-5	32.07	4.26	14.45	0.12	8.42	0.08	15.28	0.1	0.07	1.93	2.28	14.65	101.3	64
MP-6	31.47	3.85	15.7	0.12	8.44	0.08	15.05	0.11	0.07	1.93	2.26	15.38	102.1	64
MP-7	32.24	4.37	14.35	0.13	8.21	0.07	15.7	0.1	0.07	1.96	2.4	14.88	100.9	66
MP-8	33.37	4.49	14.2	0.13	8.36	0.07	15.45	0.1	0.07	2.07	2.42	14	101.82	65
MP-9	31.15	4.15	15	0.13	8.32	0.08	15.35	0.11	0.08	1.84	2.28	15.13	101.02	65
MP-10	31.25	4.15	14.75	0.15	8.94	0.08	15.5	0.1	0.08	2.08	2.4	14.11	101.28	63
SBZ-1	32.24	4.56	13.01	0.11	12.54	2.07	8.15	0.09	0.05	2.18	3.77	17.12	115.35	39
SBZ-2	37.35	4.25	11.45	0.08	12.09	2.19	7.78	0.07	0.05	1.98	3.44	14.11	110.23	39
SBZ-3	31.05	4.5	13.85	0.12	11.95	2.03	8.69	0.09	0.07	2.16	3.83	17.36	116.56	42
SBZ-4	37.87	3.59	13.2	0.11	10.3	1.07	11.19	0.12	0.06	1.36	2.38	12.87	109.42	52
SBZ-5	38.1	3.89	10.9	0.11	10.76	1.04	12.5	0.11	0.06	1.31	2.49	13.91	110.57	54
SBZ-6	34.25	4.45	13.5	0.08	10.66	2.38	8.8	0.08	0.06	2.09	3.54	15.52	111.37	45
SBZ-7	31.65	4.39	14.15	0.1	11.16	1.94	8.5	0.09	0.06	2.4	3.67	15.77	111.47	43
SBZ-8	34.45	4.6	13.2	0.08	10.58	2.66	8.21	0.08	0.05	2.12	3.56	15.59	112.14	44
SBZ-9	30.29	4.52	14	0.11	11.65	2.06	8.75	0.09	0.06	2.22	3.83	18.01	109.92	43

注: $\text{Mg}^\# = 100n(\text{Mg})/n(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ^[13].

在 Al_2O_3 - TiO_2 相关图 (图 3) 中, 研究区样品均投入橄榄钾镁煌斑岩的 A 区域中。样品的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围为 25%~38%, 平均为 31.6%, 显示超基性岩硅酸不饱和特点; $w(\text{K}_2\text{O})$ 的变化范围为 0.08%~2.66%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值除石板寨煌斑岩 >3.0 外, 大坪和马坪的范围为 1.0~3.0, 较钾镁煌斑岩化学障低, 可能因为部分样品在表生作用中岩石蚀变过程 K_2O 被部分带出所致。 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 0.14%~2.71%, 最低为马坪岩墙 (平均为 0.15%), 最高为石板寨岩墙 (平均为 2.01%)。大坪岩墙 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 位于

两者之间(平均为 0.33%), 且 $K_2O > Na_2O$, 大坪岩墙和马坪岩墙 K_2O/Na_2O 变化范围为 1.0~2.5, 而石板寨岩墙变化范围为 29~53, 属硅酸极不饱和的偏碱性超基性岩。较高特征的 $Mg^\#$ 为马坪岩墙(平均为 64), 接近原始岩浆 $Mg^\#$ 参考数值 65^[15-16]。相比之下, 大坪岩墙的 $Mg^\#$ 平均为 49, 石板寨岩墙的 $Mg^\#$ 平均为 44 (表 1), 低于原始岩浆, 暗示了岩浆存在明显的分异过程。另外, 鉴于钛铁矿的存在, $w(TiO_2)$ 和 $w(TFe_2O_3)$ 明显偏高(2.28%~3.77%和 8.05%~12.54%)。较高的 $w(CaO)$ (11%~18%) 是由于后期碳酸盐岩化的缘故, 同时也导致样品有较高烧失量(12.87%~24.11%), 而较高的 $w(P_2O_5)$ (1.32%~2.47%) 可能暗示了磷灰岩的含量较高特征。

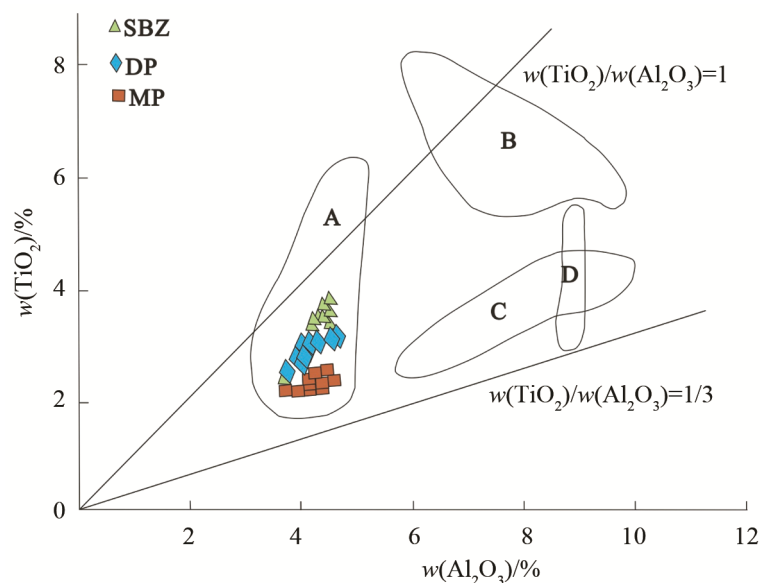
4.2 微量及稀土元素

施秉大坪、镇远马坪和麻江石板寨钾镁煌斑岩岩墙微量元素含量及稀土元素含量见表 2。在微量元素原始地幔标准化图(图 4A)中, 大坪和马坪岩墙富集高场强元素(Nb、Ta、U)和 Th, 而明显亏损大离子亲石元素(Rb、K、Sr)和 Ti。石板寨岩墙虽同样富集高场强元素(Nb、Ta 和 U)和 Th, 亏损大离子亲石元素(Rb、K、Sr)和 Ti, 但亏损程度远低于大坪和马坪岩墙。所研究煌斑岩的 Eu 异常不明显(δEu 范围为 0.21~0.24), 暗示成岩过程斜长石的分离结晶不明显。从稀土元素组成及稀土元素球粒陨石标准化配分图(图 4B)可见, ΣREE 变化范围为 $797 \times 10^{-6} \sim 1488 \times 10^{-6}$, 平均 LREE 范围为 $(749 \times 10^{-6} \sim 1414 \times 10^{-6})$, HREE 范围为 $48.86 \times 10^{-6} \sim 74.14 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 14~23($(La/Yb)_N = 112 \sim 254$), 大坪、马坪和石板寨岩墙的 $(Ce/Yb)_N$ 值分别为 63~93、112~130 和 62~89。轻重稀土总量和比值显示, 所研究岩墙均强烈亏损重稀土元素, 强烈富集轻稀土元素, 这种不相容元素强烈富集现象为超钾质岩的普遍特征。一般认为, 高场强元素 Zr-Nb 元素在低温热液蚀变及风化作用过程相对稳定, 而 Nb-Ta、Zr-Hf、Zr-Nb 等元素对不受外界低温热液蚀变和风化作用影响^[17]。在研究区煌斑岩的 Nb-Ta、Zr-Hf、Zr-Nb 相关图(略)中, 研究样品均显示不同程度的正相关性, 表明微量元素的浓度与主元素含量并未受到后期蚀变的影响, 其大离子亲石元素和高场强元素仍然保持了成岩时的原有特征, 其在地幔源区准踪过程仍具有明显的指示性。

5 讨论

5.1 分离结晶与地壳混染作用

前人选择不相容元素 La 和中等分配系数元素 Sm 制作 La/Sm-La 相关图解, 在此基础上判别部分熔融作用及叠加的分离结晶作用对岩浆演化的影响^[18]。在部分熔融过程, La/Sm 比值将随 La 的含量增加而增大; 而同源岩浆分离结晶作用过程, La/Sm 的比值则不随 La 的丰度增加而改变, 仍保持相对稳



A. 橄榄钾镁煌斑岩(东澳、美国、印度); B. 西澳西金伯利岩区石榴钾镁煌斑岩;
C. 格陵兰钾镁煌斑岩; D. 南极钾镁煌斑岩

图 3 黔东南大坪、马坪、石板寨钾镁煌斑岩 Al_2O_3 - TiO_2 图解^[14]

Fig. 3. The plot of Al_2O_3 vs. TiO_2 for the lamproites from the Daping, Mapping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou.

定的比值范围内。研究区钾镁煌斑岩在 La/Sm-La 相关图解上投影均不存在明显的正相关性(图 5), 却显示相对稳定的比值特征, 表明原始岩浆在形成过程经历了明显的分离结晶作用影响。马坪煌斑岩的 $Mg^{\#}$ 值在 64~65 范围内, 与原始岩浆 $Mg^{\#}$ 值(65)相当, 而大坪和石板寨样品的 $Mg^{\#}$ 值范围分别是 45~53 和 35~54 范围内, 均低于原始岩浆, 暗示马坪煌斑岩的结晶分异程度低于大坪和石板寨钾镁煌斑岩。煌斑岩的 Cr 含量也佐证了这一特征, 马坪钾镁煌斑岩的 $w(Cr)$ 平均为 973×10^{-6} , 接近原始岩浆 $w(Cr)$

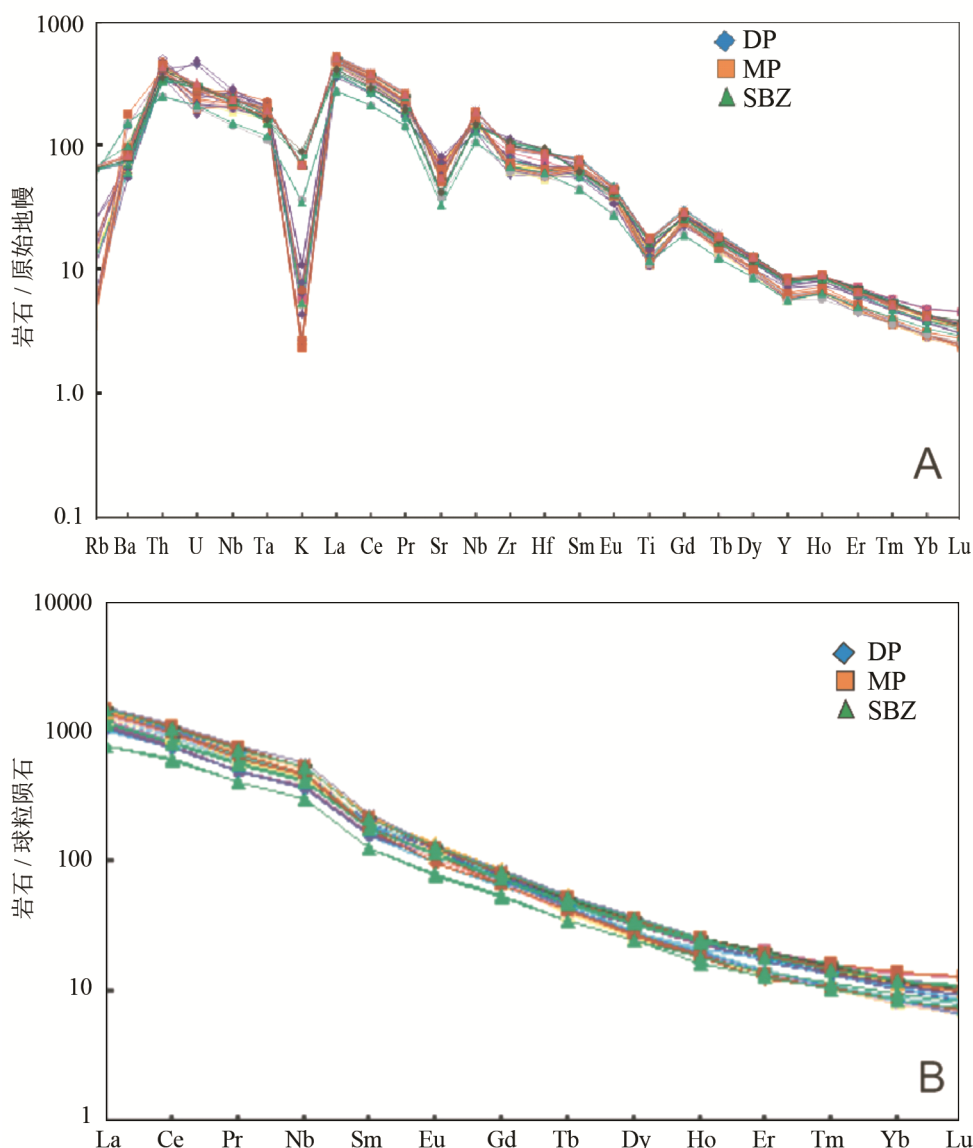


图 4 黔东南大坪、马坪、石板寨钾镁煌斑岩原始地幔标准化微量元素配分图解 (A) 及球粒陨石标准化稀土元素图解 (B) (原始地幔数据引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4. Primitive mantle-normalized spidergrams of trace elements (A) and Chondrite-normalized REE patterns (B) for lamproites from the Daping, Mapping, and Shibanzhai area in the Southeastern Guizhou.

(1000×10^{-6}), 而大坪煌斑岩的 $w(Cr)$ 平均为 886×10^{-6} , 石板寨煌斑岩的 $w(Cr)$ 平均为 728×10^{-6} , 均低于原始岩浆 Cr 含量。研究区钾镁煌斑岩普遍不具有 Eu 的负异常特征, 表明岩浆演化过程斜长石的分离结晶作用不明显, 暗示岩浆的分异作用发生在较深的源区附近^[18], 因不存在明显的负 Eu 异常, Sr 的负异常从而反映了源区的性质。微量元素地球化学特征及指标可用于判断成岩过程是否受到地壳混染作用的影响, 已有研究表明^[19], 大陆壳地壳的 $w(Sr)$ 平均 503×10^{-6} , 同碰撞花岗岩的平均 $w(Sr)$ 为 158×10^{-6} , 后者被认为是典型的上地壳溶体产物; 大陆壳的平均 $w(Nd) = 23 \times 10^{-6}$, 同碰撞花岗岩的平均 $w(Nd) = 22 \times 10^{-6}$ 。本研究钾镁煌斑岩的 $w(Sr)$ 变化范围为 $687 \times 10^{-6} \sim 1690 \times 10^{-6}$, $w(Nd)$ 的变化范围为 $147 \times 10^{-6} \sim 222 \times 10^{-6}$, 如此高 Sr 含量暗示源区不存在地壳物质的加入, 而且一般情况下, 玄武岩中亏损 (C) Nb-Ta 暗示在地幔源中有富 Nb 和 Ta 残留矿物或有地壳混染。研究区煌斑岩中 Nb 和 Ta 明显富集, 表

明在地幔源中不存在富 Nb 和 Ta 残留矿物或无地壳混染作用影响, 用 Nb/Ta-La/Yb 相互关系做进一步检验, 如果岩浆在上升侵位过程中存在明显的地壳混染, 岩墙(脉)在该图上的标绘点应当呈现出负相关关系^[17], 但研究区岩墙在 Nb/Ta-La/Yb 相关图(略)中并没有出现相关关系, 说明地壳混染作用在本研究区不明显。Nb-Ta 和 Zr-Hf 是地球化学性质相近的不相容元素对, 在岩浆部分熔融及结晶分异过程通常不发生分异, 但在遭受来自消减板片流体或熔体改造的地幔中, 将发生显的分异现象^[20]。研究区钾镁煌斑岩的 Nb/Ta 比值范围

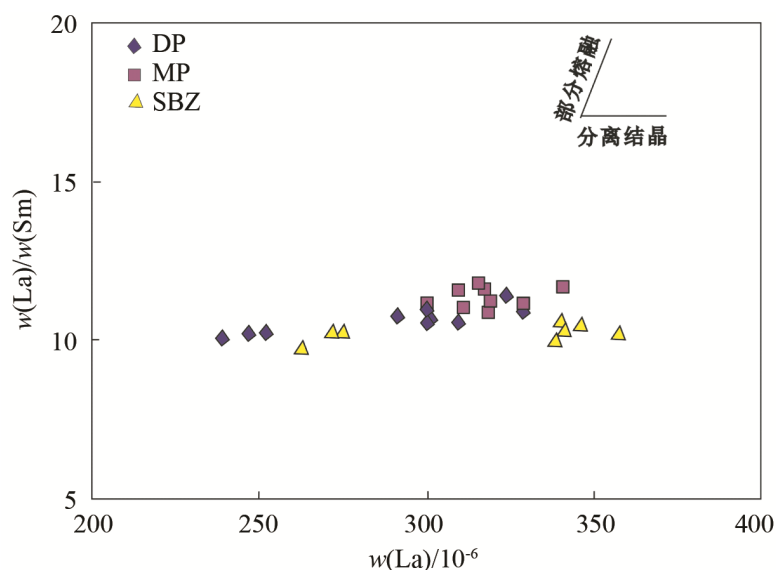


图 5 大坪、马坪和石板寨钾镁煌斑岩 La/Sm-La 相关图
Fig. 5. The La/Sm vs. La plot for the lamproites from the Daping, Mping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou.

表 2 黔东南大坪 (DP)、马坪 (MP)、石板寨 (SBZ) 微量元素表 ($w_B/10^{-6}$)

Table 2. The compositions of trace elements for the lamproites from the Daping, Mapping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou

样品	Rb	Ba	Th	Sr	U	Nb	Ta	Zr	Hf	La	Ce	Pr	Nd
DP-1	15	493	33.5	1335	5	180.5	8.2	832	20.4	303	540	54.1	198.5
DP-2	7.7	649	32.4	1525	5.56	181.5	7	970	22.7	291	516	53	191.5
DP-3	7.3	435	35	1475	6.33	169	7.3	744	19.4	300	544	55.2	199
DP-4	8.4	533	29.7	1690	3.67	197.5	6.9	1250	28	300	539	54.5	196.5
DP-5	10.1	484	33.8	1395	9.11	172.5	6.8	886	19.8	252	463	47.2	172
DP-6	9	646	38.7	1500	5.67	189.5	9	688	18.8	324	581	58.4	213
DP-7	14.9	411	41.9	1350	5.39	182	8.2	835	20.4	310	558	56.6	206
DP-8	6	439	28.3	1485	9.89	192.5	8.3	1100	26	328	596	60.9	220
DP-9	3.6	374	28.3	1380	5.28	152.5	6.2	624	17.2	239	455	46	168
DP-10	6.8	407	27.5	1375	6.06	164.5	6.9	829	19.7	247	460	46.2	168
MP-1	2.6	653	32.8	1270	4.73	137.5	6.6	693	16.2	310	583	59.2	211
MP-2	2.7	513	31.9	1205	4.37	131.5	6.5	682	16.2	300	561	56.9	206
MP-3	2.5	485	33.8	1305	4.16	146	6.9	746	17.5	319	595	60.8	217
MP-4	2.4	561	33.3	1265	4.69	140	6.7	706	16.4	317	588	60.1	213
MP-5	2.5	990	32.5	1255	4.32	141	6.7	739	17.6	311	578	58.5	210
MP-6	2.5	719	32.5	1060	6.3	141.5	6.5	704	16.9	340	631	64.8	233
MP-7	2.3	1220	33.7	1325	4.06	147.5	7	742	18	328	616	62.5	222
MP-8	2.2	580	33.7	1330	4.87	149.5	6.7	798	19.3	318	600	61.3	220
MP-9	2.6	620	32.4	1190	4.44	139.5	6.6	691	16.8	316	585	58.8	209
MP-10	2.7	662	34.3	1135	5.71	148	6.9	726	17.3	318	599	62.1	220
SBZ-1	41	670	35.8	1070	6.33	165	7.7	1080	26.3	338	640	67.2	247
SBZ-2	39.2	487	28.1	811	5.99	157.5	6.1	1150	27.8	263	496	51.5	191
SBZ-3	39.1	479	38.5	809	6.09	163	8.2	1000	25.3	357	681	72.2	262
SBZ-4	32.1	1040	20.6	785	4.12	99.4	4.5	672	16.9	182.5	364	37.9	140.5
SBZ-5	35	1020	20.7	687	4.32	106	4.8	735	18.1	182.5	369	38.5	141
SBZ-6	39.4	505	28.4	858	6.35	153.5	6.3	1130	27.6	272	506	53	193.5
SBZ-7	40.1	526	34.1	1110	5.95	161.5	7.8	1090	27	340	642	67	243
SBZ-8	40.2	559	29.2	869	6.3	161	6.5	1180	28.5	275	513	53.4	195.5

续表 2

样品	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) _N
DP-1	27.2	6.75	16.15	1.94	8.64	35.2	1.4	3.02	0.37	2.12	0.26	143
DP-2	26.8	6.21	15.65	1.86	8.84	38.5	1.42	3.41	0.42	2.33	0.33	125
DP-3	27.6	6.48	15.75	1.82	8.42	35.6	1.37	3.09	0.37	1.98	0.25	152
DP-4	28.2	7.11	16.15	1.95	8.96	36.9	1.42	3.21	0.39	2.12	0.26	142
DP-5	24.8	6.26	13.9	1.7	8.13	34.6	1.31	2.97	0.38	2.03	0.26	124
DP-6	28.5	6.61	15.55	1.92	9.01	36.3	1.46	3.23	0.36	1.89	0.25	171
DP-7	29.6	6.68	15.85	1.93	8.79	36.7	1.44	3.3	0.42	2.38	0.33	130
DP-8	30.1	6.94	15.9	1.85	8.27	32.4	1.33	2.82	0.34	1.77	0.22	185
DP-9	23.8	5.55	12.9	1.6	7.32	31.7	1.22	2.95	0.34	1.83	0.22	131
DP-10	24.2	6.19	14.3	1.75	8.38	35.7	1.38	3	0.35	1.88	0.24	131
MP-1	26.8	6.18	14	1.48	6.89	26.5	1.05	2.27	0.27	1.43	0.19	217
MP-2	26.9	6.88	13.95	1.46	6.61	25.4	1.02	2.2	0.26	1.39	0.18	216
MP-3	28.6	6.61	14.15	1.66	7.15	27.9	1.07	2.3	0.28	1.43	0.18	223
MP-4	27.7	5.99	13.6	1.51	6.66	25.6	1.08	2.23	0.26	1.45	0.19	219
MP-5	28.1	6.78	14.25	1.55	6.9	27.3	1.06	2.3	0.28	1.37	0.18	227
MP-6	29.1	6.7	14.4	1.53	6.76	26.3	1.08	2.22	0.26	1.34	0.17	254
MP-7	29.1	6.51	14.65	1.63	7.31	28.4	1.1	2.44	0.27	1.46	0.17	225
MP-8	29.2	7.43	15.3	1.76	7.35	29	1.18	2.45	0.29	1.51	0.2	211
MP-9	26.7	5.65	13.6	1.57	6.72	26	1.03	2.1	0.27	1.46	0.18	216
MP-10	27.7	6.47	13.8	1.57	7.15	26.5	1.06	2.24	0.26	1.44	0.18	221
SBZ-1	33.9	7.84	17.8	2.03	9.28	37.6	1.44	3.29	0.38	1.99	0.25	170
SBZ-2	26.9	6.76	14.95	1.77	8.57	37	1.37	3.26	0.39	2.04	0.28	129
SBZ-3	34.7	7.68	17.9	2.07	9.38	37.4	1.45	3.17	0.39	2.11	0.27	169
SBZ-4	19.5	4.66	11.25	1.3	6.2	25.1	0.94	2.17	0.26	1.45	0.19	126
SBZ-5	19.3	4.49	10.95	1.31	6.32	25.4	1.04	2.34	0.3	1.63	0.21	112
SBZ-6	26.6	6.47	14.85	1.79	8.21	34.9	1.35	3.17	0.41	2.08	0.25	131
SBZ-7	32	7.41	16.65	1.92	9.23	37.6	1.44	3.36	0.4	2	0.26	170
SBZ-8	26.9	6.87	15.2	1.83	8.48	36.1	1.38	3.23	0.39	2.07	0.28	133

19.9~25.8, Zr/Hf 比值范围为 36~47, 暗示其源区应遭受了与俯冲作用有关的流体交代作用, 较低的 Nb/La 比值 (0.44~0.67) 也说明岩浆源区应受到过前俯冲-交代过程 (源区混合作用) 的改造^[21]。本区岩石较高的 Th/U (4.5~8.3) 和 Nb/U (18.9~36), 说明岩浆源区最大可能是继承了受前俯冲-交代过程 (源区混合作用) 改造的地幔源区, 而岩浆在上升侵位过程中没有受到明显的地壳混染^[16]。

5.2 源区特征

没有地壳混染的干扰, 本研究区钾镁煌斑岩的地球化学特征显示源区的特征。从稀土配分图中 (图 4), 3 个区域的钾镁煌斑岩均显示出相似的轻重稀土配分模式, 均强烈富集轻稀土而亏损重稀土, 暗示其岩浆应具有相同/相似来源。一般认为, 原始地幔的 Zr/Nb=18, 富集地幔和过渡型地幔的 Zr/Nb 比值均小于 18, 而亏损地幔的 Zr/Nb 比值>18^[22]。研究区钾镁煌斑岩的 Zr/Nb 比值范围为 3.6~7.4, 暗示其母岩浆来源于过渡型或富集型地幔; 岩石中 Th/Yb 比值 (12.7~24.3) 和 Ta/Yb 比值 (2.94~4.89) 较高, 如此高的比值反映了岩浆来自富集型地幔源区^[17]; 在 Ta/Yb-Th/Yb 中显示, 所有研究样品均落入富集地幔源区; 在 Nb/U-Nb (图 6A) 和 Th/Yb-Ta/Yb 相关图 (图 6B) 中, 研究区煌斑岩显示出与西澳地区钾镁煌斑岩和金伯利地区金伯利岩源区相似。一般认为, 轻重稀土因其在石榴石中的分馏系数差别较大, 一般用轻重稀土比值来推断其源区成分, 特别是 Yb 在石榴石中是强相容元素, 而轻稀土 La 则是强不相容元素, Yb 和 La 的分馏系数分别为 6.6 和 0.0016^[3]。因此, 在源区部分熔融形成岩浆过程, 熔融深度越大残留相中石榴子石含量就越多, 以石榴子石二辉橄榄岩为源岩部分熔融形成的岩浆岩的 La/Yb 比值就越高, 反之, 以尖晶石二辉橄榄岩为源岩的部分熔融则形成的岩浆岩 La/Yb 比值

则相对较低。如类似于滇西新生代超钾质岩石较低 La/Sm (4.3~6.0)、 La/Yb (17~24) 以及平缓的 HREE 分布模式, 这样的岩浆来源于相对较浅的尖晶石相地幔的部分熔融^[23]。而藏北的钾玄质系列岩石的较高和变化范围大的 La/Sm (6.5~32.5)、 La/Yb (10~170) 和亏损的 HREE, 表明岩浆是相对较深的石榴子石相地幔部分熔融的产物^[24]。本文中岩石的有较高的 La/Sm (9.36~11.57)、 La/Yb (124~153) 和强烈亏损的 HREE 特征, 说明本区岩浆来自于石榴石相地幔部分熔融的产物。前人研究认为, 石榴二辉橄榄岩 0.3%~0.4% 部分熔融可产生 $La/Yb=140$ 的金伯利岩, 0.7%~0.9% 部分熔融可产生 $La/Yb=100$ 的金伯利岩^[3], 大坪、马坪和石板寨钾镁煌斑岩的 La/Yb 的平均比值分别为 143、222 和 147, 表明源区为大坪和石板寨煌斑岩源岩为石榴子石二辉橄榄岩区, 深度为 100~130 km^[25]。

6 地球动力学特征

钾镁煌斑岩虽通常产于多种构造背景, 但大部分仍产于后构造背景下的克拉通边缘和克拉通内部。从全球钾镁煌斑岩分布的构造背景可见, 目前主要有 2 种: 板内或稳定大陆 (非造山环境) 和后碰撞环境 (造山环境)。前人研究认为, 岩石具有高磷和低钛含量是典型造山带型钾镁煌斑岩的特征, 而高钛含量是非造山钾镁煌斑岩的典型特征^[26]。本研究区样品在 $TiO_2-P_2O_5/TiO_2$ 图解 (图 7) 中落入稳定大陆和裂谷环境区域, Th 是被公认的最活跃的微量元素, 而 Nb 的活性却很低, 因此用 Zr 标准化 (剔除分离结晶作用的影响) 后的 Th/Nb 值能很好的判别造山和非造山钾镁煌斑岩^[27]。研究区钾镁煌斑岩均落入非造山区域 (图 8), 暗示其母岩浆活动应产于稳定的克拉通非造山的大陆动力学背景。由于本次研究未能取得年龄数据,

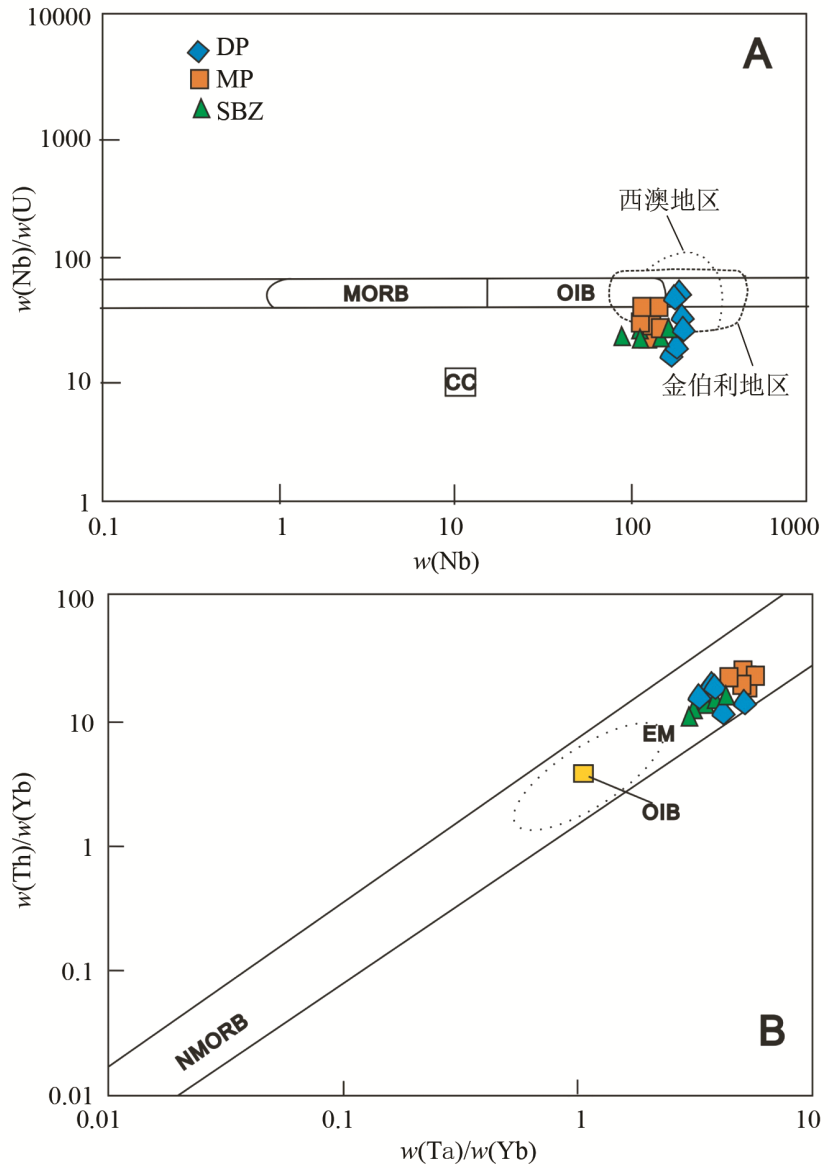


图 6 黔东南大坪、马坪、石板寨钾镁煌斑岩脉 Nb/U-Nb 图解 (A) 和 Th/Yb-Ta/Yb 图解 (B)^[17]

Fig. 6. The plots of Nb/U vs. Nb (A) and Th/Yb vs. Ta/Yb (B) for the lamproites from the Daping, Mapping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou.

(C) 1994-2023 China Academic Electronic Journal Service. All rights reserved. http://www.cnki.net

物。马大栓等^[28]对镇远马坪1号和2号金伯利岩成岩年龄进行了全岩 K-Ar 法测试,获取金伯利岩的成岩年龄为 467 Ma。Mei 等^[29]获得马坪金伯利岩的 U-Pb 年龄为 438 Ma,白坟橄榄云煌岩成岩年龄为 409 Ma,白坟橄榄云煌岩中钛金云母的 K-Ar 年龄分别为 412 和 399 Ma,马坪 5 号金伯利岩成岩年龄分别为 296、292、192 和 147 Ma。方维宣等^[30]通过 K-Ar 法测得镇远马坪—白坟钾镁煌斑岩侵位时代范围为 503~497 Ma,而岩浆-构造热事件的冷却终止时间范围为 442.67~435.54 Ma。刘彦良等^[10]对贵州镇远—贵阳断裂带活动的研究中,镇远钾镁煌斑岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(261.3 ± 8.0) Ma。从已有的年龄研究可见,本区域钾镁煌斑岩成岩时段大致可分为 3 个期次:500~409 Ma 的早古生代奥陶—志留纪、296~261 Ma 晚古生代二叠纪—三叠纪早期和 192~147 Ma 中生代侏罗纪中晚期,分别对

应的构造期次为加里东运动晚期、印支运动晚期和燕山运动早期;而研究区深切基底的贵阳—镇远深大断裂真正活动的时间是在中奥陶世—中志留世末^[31],在时间上与第 1 期钾镁煌斑岩成岩时间吻合,可能与扬子板块与华夏板块在奥陶纪末—志留纪发生板内造山运动有关^[9,32]。在中二叠世—晚二叠世,受东吴运动的影响,断裂带进入新的构造活跃期,控制了第 2 期的钾镁煌斑岩浆侵位^[10],在燕山运动期,在江南造山带之燕山期板内造山亚带和特提斯域地质构造演化的影响^[33],控制着第三期钾镁煌斑岩浆的侵位。

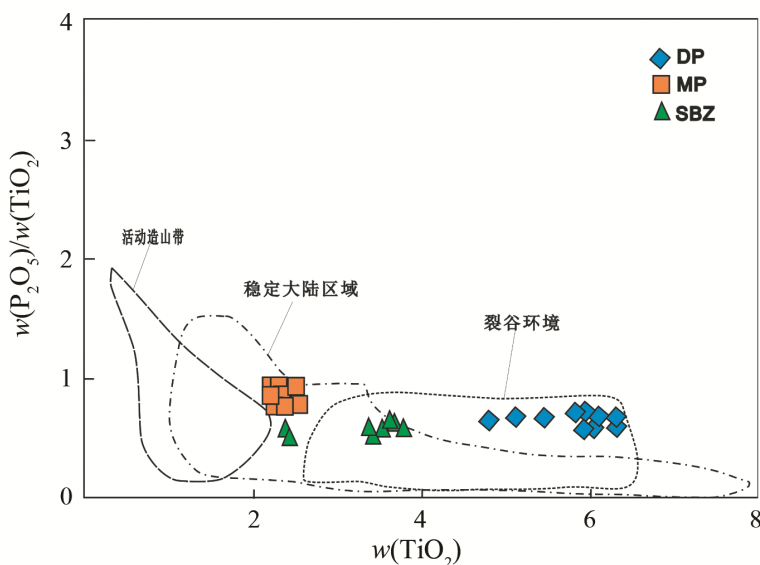


图 7 大坪、马坪、石板寨 $w(\text{TiO}_2)$ - $w(\text{P}_2\text{O}_5)/w(\text{TiO}_2)$ 图解^[17]
Fig. 7. The plot of $w(\text{TiO}_2)$ versus $w(\text{P}_2\text{O}_5)/w(\text{TiO}_2)$ for discriminating tectono-magmatic environments of lamproites from the Daping, Maping, and Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou.

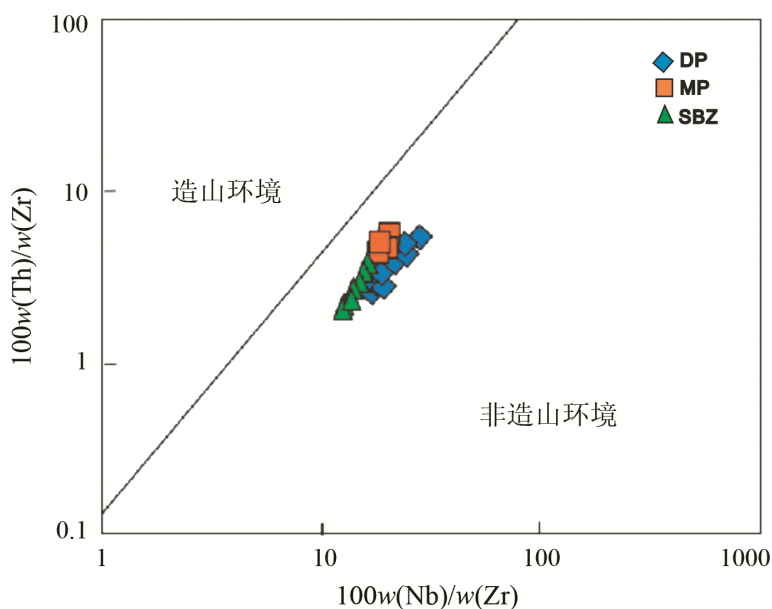


图 8 大坪、马坪、石板寨 Nb/Zr- Th/Zr 图解^[17]
Fig. 8. The plot of Nb/Zr versus Th/Zr for the lamproite samples from the Daping, Maping, Shibanzhai areas in the Southeastern Guizhou.

7 钾镁煌斑岩含矿性讨论

世界上有经济价值的金刚石都产于太古代古老克拉通内, 因为古老克拉通是构造稳定单元, 有厚的岩石圈根, 且地温低, 符合金刚石形成的构造环境。除此之外, 在广阔的克拉通内还需要有深达地幔岩石圈底部的岩浆活动, 才可能将存留于地幔的金刚石携带至地壳。本研究区在江南复合造山带形成之前为扬子古陆与华夏古陆, 为构造稳定单元, 有利于金刚石的形成, 经历两次碰撞后形成华南陆块, 而后燕山期经历的华南陆块板内造山作用, 板内造山的中心位置可能位于北海—萍乡—绍兴一带, 而把贵州置于其造山带前陆带位置^[33], 对本区域金刚石保存时比较有利的。前人研究认为含金刚石的钾镁煌斑岩的主元素成分范围为 $w(\text{SiO}_2)=35\% \sim 56\%$ 、 $w(\text{MgO})=14\% \sim 30\%$ 、 $w(\text{CaO})=2\% \sim 6\%$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O})=0.1\% \sim 0.8\%$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=3.0\% \sim 7.0\%$ ^[34]。研究区煌斑岩的 $w(\text{SiO}_2)=25\% \sim 38\%$ 、 $w(\text{MgO})=7.78\% \sim 15.70\%$ 、 $w(\text{CaO})=11\% \sim 18\%$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O})=0.05\% \sim 0.22\%$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=3.6\% \sim 4.6\%$, 部分岩墙已满足含金刚石的成分范围要求。前文分析本研究区钾镁煌斑岩形成深度大于 100~130 km, 前人研究结果显示本区钾镁煌斑岩形成深度达到 175 km, 而金刚石需要在距地表 132~155 km 以下的深度范围才可以平衡生长^[34]。以上证据表明本区具备了金刚石成矿的构造环境以及钾镁煌斑岩含金刚石的地球化学特征。但是贵州东部自奥陶纪黔中隆起形成以来, 大部分地区以陆内剥蚀环境为主, 燕山运动使贵州地区抬升成高原, 水系切割强烈, 强烈的剥蚀破坏了有利的成矿条件。而在向斜轴部或断裂下降盘这些较低部位, 加里东期的古地面剥蚀程度可远低于隆起的核心地段, 这些区域将是下一步找矿的重点区域。

8 结论

1) 研究区钾镁煌斑岩经历了原始岩浆在形成过程经历了明显的分离结晶作用影响, 继承了受前俯冲-交代过程(源区混合作用)改造的地幔源区, 而岩浆在上升侵位过程中没有受到明显的地壳混染。

2) 研究区钾镁煌斑岩源区为富集石榴子石二辉橄榄岩地幔, 源区深度大于 100~130 km。

3) 研究区母岩浆产于稳定的克拉通非造山的大陆动力学背景下, 扬子板块与华夏板块在奥陶纪末—志留纪发生板内造山, 之后在中二叠世—晚二叠世, 经历东吴运动的影响, 再经历燕山运动期江南造山带之燕山期板内造山亚带和特提斯域地质构造演化的共同影响^[27], 控制着本区域3期钾镁煌斑岩浆的侵位。

4) 研究区钾镁煌斑岩具备金刚石成矿的有利条件: ① 有稳定的构造单元(扬子古陆与华夏古陆); ② 钾镁煌斑岩成岩深度达到了金刚石稳定深度; ③ 区域上有深切岩石圈地幔的大断裂作为岩浆上升的通道。但因有利成矿区遭到强烈的剥蚀, 破坏了有利的成矿条件, 后期建议将在下一步找矿的重点区域放在剥蚀程度较低的向斜轴部或断裂下降盘以及加里东期的古地面等区域。

致谢: 研究资料收集和野外采样过程得到贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质队的支持和帮助, 在研究过程中得到本单位全体同事的支持, 在此表示衷心感谢!

参考文献:

- [1] Atkinson W J, Hughes F E, Smith C B. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia, Abstracts-Geological for kimberlite pipes in the greenstone belt of western Kenya[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 1983, 1(3-4): 235-253. .
- [2] Atkinson W J, Smith C B, Boxer G L. The discovery and evaluation of the Ellendale and Argyle lamproite diamond deposits, Kimberley region, Western Australia[C]// Denver: Proceedings of SME-AIME Meeting, 1984: 84-384.
- [3] 卢登蓉, 任怀翔. 贵州省施秉地区金伯利岩与偏碱性超镁铁煌斑岩岩石特征[J]. *贵州地质*, 1987, 1: 74-81.
- [4] 罗会文, 杨光树. 贵州省镇远地区钾镁煌斑岩岩石特征[J]. *岩石矿物杂志*, 1989, 8(5): 97-109.
- [5] 任怀翔. 贵州麻江金云火山岩(钾镁煌斑岩)的地质特征[J]. *贵州地质*, 1993, 20(3): 189-191.
- [6] 任怀翔. 黔东南镇远地区钾镁煌斑岩的矿物学和岩石学研究[J]. *现代地质*, 1995, 9(3): 351-359.

- [7] 梅厚钧, 唐春景, 李荪蓉, 等. 中国的钾镁煌斑岩和金伯利岩与金刚石矿床生成[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(增刊): 71-77.
- [8] 方维萱, 胡瑞忠, 苏文超, 等. 贵州镇远地区钾镁煌斑岩类的侵位时代[J]. 科学通报, 2002, 47(4): 307-312
- [9] 贵州省地质调查院. 中国区域地质志贵州志[M]. 2017.
- [10] 刘彦良. 镇远-贵阳断裂带活动历史及其对黔中隆起演化的制约[J]. 地质科技情报, 2009, 28(3): 41-47.
- [11] 贵州省地质矿产勘查开发局一〇一地质大队. 贵州省镇远马坪-麻江隆昌金刚石原生矿整装勘查报告[R]. 2014: 27-33
- [12] 叶德隆. 钾镁煌斑岩的鉴别标准和分类命名[J]. 地质科技情报, 1993, 12(1): 39-46.
- [13] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质: 岩石学和地球化学[J]. 地质评论, 2004, 50(6): 577-586.
- [14] 李佑国, 莫宣学, 赵崇贺. 山西大同采凉山钾镁煌斑岩的地质与岩石学特征[J]. 地质科技情报, 1991, 10(增刊): 29-36.
- [15] 杨毓红, 刘燊, 胡瑞忠, 等. 河北下堡基性岩墙地球化学特征及源区性质[J]. 地质通报, 2013, 32(4): 607-615.
- [16] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质: 岩石学和地球化学[J]. 地质评论, 2004, 50(6): 577-586.
- [17] Chalapathi Rao N V. Petrology and petrogenesis of Mesoproterozoic lamproites from the Ramadugufield, NW margin of the Cuddapah basin, Eastern Dharwar craton, southern India[J]. Lithos, 2014: 196-197: 150-168.
- [18] 韩吟文, 马振东. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003.
- [19] Fraser K J 等, 徐步台译. 钾镁煌斑岩和金伯利岩的 Sr、Nd、Pb 同位素及微量元素地球化学[J]. 地质地球化学, 1986(9): 34-41.
- [20] Weyer S, Munker C, Mezger K. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system[J]. Earth and Planetary Science Letters, . 2003. 205(3): 309-324.
- [21] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 鲁西青山组火山岩形成的构造背景及其成因探讨: 主元素和微量元素证据[J]. 地球化学, 2003, 32(4): 306-315.
- [22] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 74-121.
- [23] 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约[J]. 地球化学, 2002, 31(1): 26-34.
- [24] 邓万明. 喀喇昆仑-西昆仑地区蛇绿岩的地质特征及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 1995. 11(增刊): 98-111.
- [25] Robinson J A, Wood B J. The depth of spinel to garnet transition at peridotite solidus [J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1998, 164(1): 277-284.
- [26] Prelević D, Foley S F, Romer R L, Conticelli S, Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72(8): 2125-2156.
- [27] Kullerud K, Zozulya D, Bergh S G, Hansen H, Ravna E J K. Geochemistry and tectonic setting of a lamproite dyke in Kvaløya, North Norway[J]. Lithos, 2011, 126: 278-289.
- [28] 马大铨, 赵子杰, 徐涛, 等. 贵州马坪云母金伯利岩及伴生偏碱性图 10 深冲地区深部钾镁煌斑岩分布情况超基性岩的岩石特征[J]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 1983, 7: 65-75.
- [29] Mei H J, Tang C I, Li S R, et al. Lamproites and kimberlites in China and the genesis of diamond deposit[J]. Science in China (Ser D), 1998, 43(supp): 83-92.
- [30] 方维萱, 胡瑞忠, 等. 贵州镇远地区钾镁煌斑岩类的侵位时代[J]. 科学通报, 2002, 47(4): 307-312
- [31] 牛新生, 冯常茂, 刘进, 等. 黔中隆起的形成时间及形成机制探讨[J]. 海相油气地质, 2007, 12(2): 46 -50
- [32] 胡艳华, 钱俊锋, 褚先尧, 等. 华南加里东运动研究综述及其性质初探[J]. 科技通报, 2012, 28(11): 42-48.
- [33] 戴传固, 王敏, 陈建书, 王雪华, 等. 贵州构造运动特征及其地质意义[J]. 贵州地质, 2013, 30 (2): 119-124
- [34] 李昌年. 几种含金伯利岩系地球化学特征[J]. 地质科技情报, 1991, 第 10 卷 增刊: 85-96
- [35] 路凤香. 地幔的窗口: 金刚石[J]. 自然杂志 2011, 33(3): 161-165