

贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩地球化学特征及源区指示

杨毓红^{1,2,3}, 黄 艺^{1,2*}, 刘 燊³, 张锡贵⁴, 杨朝贵⁵,
叶 春¹, 龚兴祥^{1,2}, 文德修¹, 熊 碧¹

(1. 贵州省土地矿产资源储备局; 2. 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心; 3. 西北大学地质学系/大陆动力学国家重点实验室; 4. 贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队; 5. 贵州有色和核工业地质局地质勘查院)

[摘 要]借助矿物学和主微量元素研究手段, 本论文对贵州省施秉县大坪钾镁煌斑岩开展了系统地球化学探讨。主元素研究显示, 研究区钾镁煌斑岩 SiO_2 含量变化较低 (35.0 ~ 55.0 wt. %), 为超基性岩浆岩; Al_2O_3 、 TiO_2 、 CaO 、 P_2O_5 和 Na_2O 指数表明研究区火成岩属典型的钾镁煌斑岩。另外, 研究区钾镁煌斑岩显示出轻稀土元素 (937 ~ 1132 ppm) 和高场强元素 (Nb、Ta、Th 和 U) 富集及重稀土元素 (60.1 ~ 72.8 ppm) 和大离子亲石元素 (Rb、K、Sr 和 Ti) 明显亏损的地球化学特征。系统研究显示, 研究区钾镁煌斑岩源区为受到深俯冲物交代作用影响的石榴子石二辉橄榄岩地幔, 钾镁煌斑岩为原始岩浆 (深度 > 100 km) 分离结晶的产物, 岩浆在成岩过程并未受到明显地壳混染作用的影响。

[关键词] 钾镁煌斑岩; 主元素; 微量元素; 地球化学; 源区特征

[中图分类号] P588.12; P59 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0051-08

自贵州镇远马坪发现中国第一个原生金刚石钾镁煌斑岩体 (最初被定义为金伯利岩) 以来, 前人对贵州黔东南钾镁煌斑岩开展了大量的研究, 在岩石学特征及年代学特征方面取得了较多成果和认识 (卢登蓉 等, 1987, 任怀翔 1993, 江万 1995, 方维萱 等, 2002, 张锡贵 2015), 但是在岩石地球化学及源区特征方面研究较少, 本文通过对近年来新发现的施秉翁哨大坪钾镁煌斑岩脉的主微量元素地球化学特征研究, 试图对其源区特征进行探讨。

1 地质概况

按中国区域地质志 (贵州志) 2017 版, 本研究区位于二级分区扬子陆块, 三级分区江南复合造

山带, 四级分区黔南坳陷区和榕江加里东褶皱区, 五级分区为铜仁开阔复式褶皱变形区和榕江开阔复式褶皱变形区交界区域。区内断裂构造主要为东西向镇远-纳雍深大断裂和北东向松桃-三都深大断裂及其派生的次级断层、节理和裂隙, 这两大断裂控制了晚古生代偏碱性超基性岩 (煌斑岩) 的产出, 控制了晚白垩世山间磨拉石盆地产出、新近系山间盆地的产出。是区内乃至整个贵州省境内金刚石母岩钾镁煌斑岩的主要控制性构造。区内岩浆岩发育程度一般, 可见以钾镁煌斑岩类的岩墙组合, 分布在区域性北东向松桃-三都北西侧, 主要集中在东西向贵阳-镇远断裂带与其交汇处的南西侧和西侧。区域出露地层主要包括青白口系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、白垩系、新近系及第四系 (图 1)。青白口系、震旦系和

[收稿日期] 2020-08-30 **[修回日期]** 2020-11-24

[基金项目] 贵州省科学技术基金《黔东南钾镁煌斑岩岩墙群地球化学特征及其指示意义》合同编号: 黔科合 J 字 [2014] 2109 号。

[作者简介] 杨毓红 (1985—), 女, 贵州省贵阳, 博士, 高级工程师, 从事矿产资源管理相关工作。Email: 254599370@qq.com。

[通讯作者] 黄艺 (1975—), 男, 贵州省贵阳, 硕士, 高级工程师, 从事矿产资源管理相关工作。Email: 601521520@qq.com。

4 地球化学特征

4.1 主元素组成

根据钾镁煌斑岩化学障(叶德隆 1993)成分范围: SiO_2 (35 ~ 55 wt. %)、 Al_2O_3 (4.0 ~ 10 wt. %)、 TiO_2 (1.0 ~ 5.0 wt. %)、 CaO (2.0 ~ 10 wt. %)、 Na_2O (0.2 ~ 1.5 wt. %)、 K_2O (5.0 ~ 10 wt. %)、 P_2O_5 (0.5 ~ 2 wt. %) 和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3.0$ 。研究区钾镁煌斑岩主元素特征(表 1), SiO_2 含量变化较大(24.4 ~ 36.5 wt. %), 平均含量 28.74 wt. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.81 \sim 4.63$ wt. %, 平均为 4.22 wt. %; $\text{TiO}_2 = 2.43 \sim 3.19$ wt. %, 平均为 2.92 wt. %; $\text{CaO} = 14.0 \sim 18.55$ wt. %, 平均为 16.62 wt. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.08 \sim 0.32$ wt. %, 平均 0.20 wt. %, $\text{Na}_2\text{O} = 0.07 \sim 0.28$ wt. %, 平均 0.14 wt. %; $\text{P}_2\text{O}_5 = 1.64 \sim 2.23$ wt. %, 平均 1.94 wt. %; $\text{MgO} = 9.98 \sim 12.35$ wt. %, 平均为 10.82 wt. %, $\text{Mg\#} = 65.8 \sim 72.1$ 。除 K_2O 较化学障低, 可能是 K_2O 主要来自钛金云母、石榴石、透长石等含钾矿物, 而这些矿物受蚀变和风化使 K_2O 部分被代出(罗会文 1989), 大部分指标均位于化学障范围内, 根据 Богатиков 分类方法(叶德隆 1993), 鉴于钾镁煌斑岩系岩石的 $\text{K}_{20}/\text{Na}_{20}$ 变异范围很宽(1 ~ 60), 应划分出钾质岩石 ($1 < \text{K}_{20}/\text{Na}_{20} < 5$)、高钾质岩石 ($5 < \text{K}_{20}/\text{Na}_{20} < 10$) 和超钾质岩石 ($\text{K}_{20}/\text{Na}_{20} > 10$); 大坪岩脉的 $\text{K}_{20}/\text{Na}_{20}$ 范围在 0.46 ~ 2.5 间, 平均范围为 1.6, 在钾质岩石范围内。在 Al_2O_3 - TiO_2 图解(图 3)中, 研究区样品均投入橄榄钾镁煌斑岩

区域, 其 $\text{Mg\#}$ 值为 49, 低于原始岩浆 65 的 $\text{Mg\#}$ 值(刘燊 等, 2004, 杨毓红 等, 2013)(表 1), 暗示了岩浆存在明显的分异过程。另外, 鉴于钛铁矿的存在, TiO_2 和 TFe_2O_3 含量明显偏高 (2.43 ~ 3.19 wt. % 和 9.91 ~ 12.28 wt. %)。较高的 CaO 含量 (14 ~ 18.1 wt. %) 可能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 (18.1 ~ 24.07), 而较高的 P_2O_5 含量 (1.64 ~ 2.23 wt. %) 可能因为磷灰岩的存在。

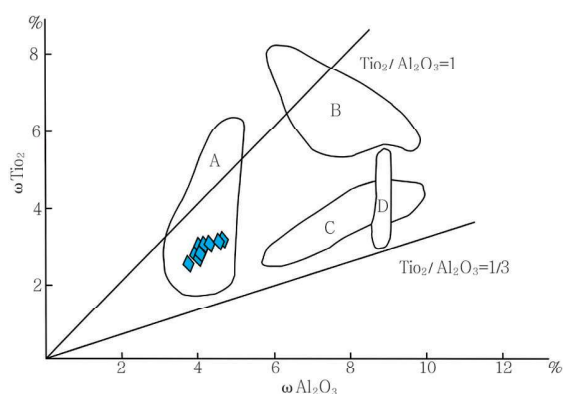


图 3 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩脉 Al_2O_3 - TiO_2 图解

Fig. 3 The diagram of Al_2O_3 vs. TiO_2 for the Potassium Magnesium Lamproite from the Daping, Guizhou Province

A—橄榄钾镁煌斑岩(东澳、美国、印度); B—西澳西金伯利岩区白榴钾镁煌斑岩; C—格陵兰钾镁煌斑岩; D—南极钾镁煌斑岩
A. Potassium Magnesium Lamproite olivine (East Australia, USA, India); B. Potassium Magnesium Lamproite, potassium and magnesium leucite, Kimberlite area, Western Australia; C. Potassium Magnesium Lamproite potassium magnesium Greenland; D. Potassium Magnesium Lamproite of Antarctic potassium and magnesium

表 1 施秉大坪钾镁煌斑岩脉主元素分析结果(wt. %)

Table 1 Analytical results of the Potassium Magnesium Lamproite vein major element in Daping, Shibing (wt. %)

样品号	DP-1	DP-2	DP-3	DP-4	DP-5	DP-6	DP-7	DP-8	DP-9	DP-10
Al_2O_3	4.30	4.33	4.17	4.42	4.06	4.25	4.15	4.63	3.81	4.04
BaO	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04
CaO	17.55	14.90	16.70	16.55	18.55	14.00	18.10	15.20	17.00	17.65
Cr_2O_3	0.10	0.15	0.12	0.10	0.12	0.12	0.10	0.11	0.17	0.13
TFe_2O_3	10.24	10.58	10.62	11.28	11.74	9.91	10.16	10.97	12.24	12.28
K_2O	0.32	0.17	0.16	0.19	0.23	0.20	0.32	0.13	0.08	0.16
MgO	10.80	10.35	11.35	12.35	10.35	9.98	11.25	11.25	10.10	10.40
MnO	0.62	0.68	0.59	0.50	1.00	0.52	0.61	0.45	1.04	0.98
Na_2O	0.22	0.08	0.12	0.09	0.12	0.08	0.22	0.28	0.07	0.10
P_2O_5	2.09	1.80	2.11	1.94	1.90	2.04	1.82	2.23	1.64	1.78
SiO_2	27.36	33.32	28.87	27.40	24.40	36.51	25.51	30.29	28.13	25.67
SO_3	0.57	0.24	0.33	0.73	0.41	0.32	0.63	0.36	0.45	0.34
SrO	0.15	0.17	0.17	0.19	0.16	0.17	0.15	0.17	0.16	0.16
TiO_2	3.01	2.98	2.95	3.07	2.73	3.17	3.06	3.19	2.43	2.59
LOI 1 000	22.58	20.06	21.81	21.51	24.07	18.10	24.11	20.10	22.75	23.47
Total	99.96	99.88	100.12	100.38	99.89	99.44	100.24	99.40	100.11	99.79

注:测试单位为澳实分析检测(广州)有限公司

4.2 微量元素

微量元素和微量元素原始地幔标准化图(表 2,图 4)显示,施秉大坪钾镁煌斑岩强烈富集高场强元素(Nb、Ta)、Th 和 U,明显亏损大离子亲石元素(Rb、K 和 Sr)和 Ti,且不存在明显的 Eu 亏损。稀土元素组成和球粒陨石标准化图解(表 2,图 5)显示,研究区钾镁煌斑岩的稀土总量变化范围较大(997~1 281 ppm),且具有轻稀土元素强烈富集和重稀土元素强烈亏损的特征((La/Yb)N=89~133,(Ce/Yb)N=63~93),表明岩石的分馏程度相对较高,与镇远马坪 1、2 号含金刚石岩体 REE 分馏程度相似。另外,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 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(N. V. Chalapathi Raoa2014)。在研究区煌斑岩的 Zr-Hf、Zr-Nb 相关图(图 6)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,其在地幔源区示踪过程仍具有明显的指示性。

5 讨论

5.1 分离结晶作用

通过对部分熔融和分离结晶作用过程稀土元素地球化学行为研究,Treuil 和 Joron(1975)选择不相容元素 La 和中等分配系数元素(La/Sm-La 相

表 2 施秉大坪钾镁煌斑岩脉微量元素及稀土元素分析结果

Table 2 Trace element and REE analytical results of of the Potassium Magnesium Lamproite vein of Daping in Shibing

样品号	DP-1	DP-2	DP-3	DP-4	DP-5	DP-6	DP-7	DP-8	DP-9	DP-10
Rb	15.0	7.7	7.3	8.4	10.1	9.0	14.9	6.0	3.6	6.8
Ba	493	649	435	533	484	646	411	439	374	407
Th	33.5	32.4	35.0	29.7	33.8	38.7	41.9	28.3	28.3	27.5
Sr	1 335	1 525	1 475	1 690	1 395	1 500	1 350	1 485	1 380	1 375
U	5.00	5.56	6.33	3.67	9.11	5.67	5.39	9.89	5.28	6.06
Nb	180.5	181.5	169.0	197.5	172.5	189.5	182.0	192.5	152.5	164.5
Ta	8.2	7.1	7.3	6.9	6.8	9.0	8.2	8.3	6.2	6.9
Zr	832	970	744	1 250	886	688	835	1 100	624	829
Hf	20.4	22.7	19.4	28.0	19.8	18.8	20.4	26.0	17.2	19.7
La	303	291	300	300	252	324	310	328	239	247
Ce	540	516	544	539	463	581	558	596	455	460
Pr	54.1	53.0	55.2	54.5	47.2	58.4	56.6	60.9	46.0	46.2
Nd	198.5	191.5	199.0	196.5	172.0	213	206	220	168.0	168.0
Sm	27.2	26.8	27.6	28.2	24.8	28.5	29.6	30.1	23.8	24.2
Eu	6.75	6.21	6.48	7.11	6.26	6.61	6.68	6.94	5.55	6.19
Gd	16.15	15.65	15.75	16.15	13.90	15.55	15.85	15.90	12.90	14.30
Tb	1.94	1.86	1.82	1.95	1.70	1.92	1.93	1.85	1.60	1.75
Dy	8.64	8.84	8.42	8.96	8.13	9.01	8.79	8.27	7.32	8.38
Y	35.2	38.5	35.6	36.9	34.6	36.3	36.7	32.4	31.7	35.7
Ho	1.40	1.42	1.37	1.42	1.31	1.46	1.44	1.33	1.22	1.38
Er	3.02	3.41	3.09	3.21	2.97	3.23	3.30	2.82	2.95	3.00
Tm	0.37	0.42	0.37	0.39	0.38	0.36	0.42	0.34	0.34	0.35
Yb	2.12	2.33	1.98	2.12	2.03	1.89	2.38	1.77	1.83	1.88
Lu	0.26	0.33	0.25	0.26	0.26	0.25	0.33	0.22	0.22	0.24
Σ REE	1 199	1 157	1 201	1 197	1 031	1 281	1 238	1 307	997	1 019
LREE	1 130	1 085	1 132	1 125	965	1 212	1 167	1 242	937	952
HREE	69	73	69	71	65	70	71	65	60	67
LREE/HREE	16	15	16	16	15	17	16	19	16	14

注:测试单位为澳实分析检测(广州)有限公司

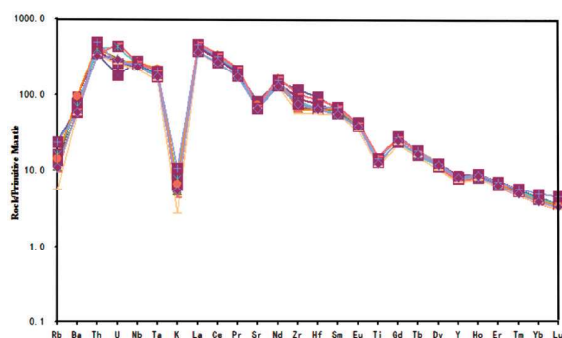


图4 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩原始地幔
标准化微量元素配分图解
(Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Partition diagram of primitive mantle standard trace element of the Potassium Magnesium Lamproite in Daping of Shibing, Guizhou (Sun and McDonough 1989).

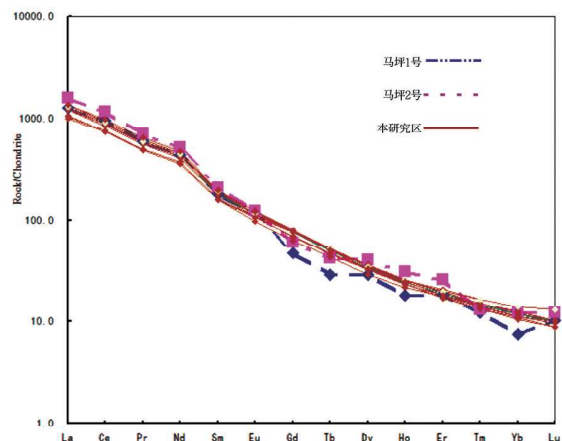


图5 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩球粒陨石
标准化稀土元素图解
(Sun and McDonough, 1989)

(马坪1、2号样品数据来自贵州省镇远马坪-麻江隆昌
金刚石原生矿整装勘查报告)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE diagrams for the Daping, Shibing of Guizhou Province

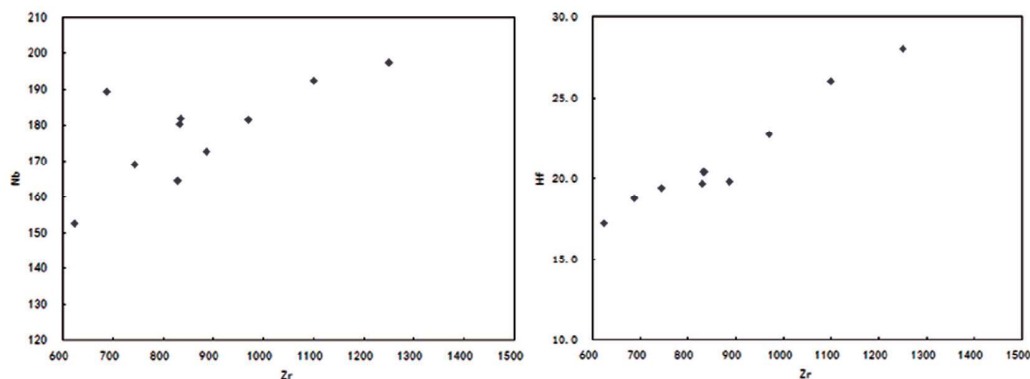


图6 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩 Zr-Nb 及 Zr-Hf 图解

Fig. 6 The diagram of Zr vs. Nb and Zr vs. Hf for the Potassium Magnesium Lamproite from the Daping, Shibing of Guizhou Province

关图解)进行了岩石形成过程部分熔融和分离结晶作用的有效探讨,从而对后续研究过程基性火成岩成因判别提供了有效的判别标准;在部分熔融过成岩程,La/Sm 比值将随 La 的含量增加而增大;相比之下,同源岩浆分离结晶作用过程 La/Sm 的比值随 La 的丰度增加无明显变化,保持在相对稳定的比值范围(欧阳征健 2006)。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7),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。研究区钾镁煌斑岩在稀土配分图解上均不具有明显的负 Eu 的异常,暗示岩浆演化过程斜长石分离结晶作用较弱,暗示岩浆分异作用发生在较深源区附近(K. J. Fraser 等 1986)。另外,大坪煌斑岩的 Cr 平均含量为 886 ppm,低于原始岩浆 Cr 含量(Cr>1 000 ppm)以及低于原始岩浆的 Mg#值,均显示研究区钾镁煌斑岩经历了分离结晶的过程,所有样品普遍不具有 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。

5.2 地壳混染

一般情况下,微量元素及其指标可有效地用于判断成岩过程是否受地壳混染影响。已有研究表明,大陆壳的平均 Sr 含量为 503 ppm,同碰撞花岗岩的平均 Sr 含量为 158 ppm,后者被认为是典型的上地壳溶体产物,平均大陆壳的 Nd=23 ppm,平均同碰撞花岗岩的 Nd=22 ppm(K. J. Fraser 等 1986)。研究区钾镁煌斑岩平均 Sr 含量为 1 451 ppm,平均 Nd 含量为 193 ppm,如此高的 Sr 含量暗示源区不存在明显地壳物质的加入。一般认为玄武岩中亏损 Nb 和 Ta,通常暗示在地幔源中包含富 Nb 和 Ta 的残留矿物或存在地壳混染现象,研究区钾镁

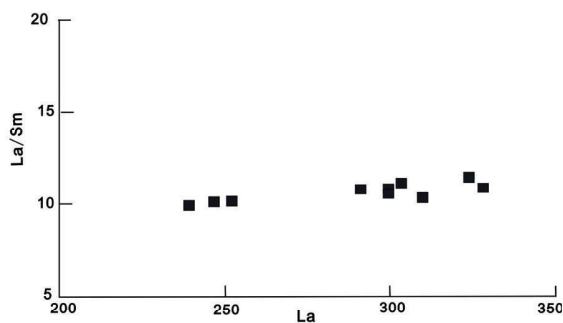


图7 施秉大坪钾镁煌斑岩脉 La/Sm-La 图解

Fig. 7 The La/Sm vs. La diagram of the Potassium Magnesium Lamproite of Daping in Shibing

岩的 Nb 和 Ta 明富集程度较高,暗示地幔源无富 Nb 和 Ta 的残留矿物或无地壳混染现象,另外一般用不相容元素对比值 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不可能来源于地壳与 MORB/OIB 的混合,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(N. V. Chalapathi Raoa2014),但研究区岩墙在 Nb-Ta-La/Yb 相关图(图8)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,通过本区标本及镜下的观察,并未发现有围岩的角砾,也从另一个角度对没有地壳混染进行佐证。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,将发生明显的分异现象(Weyer. S,2003)。研究区钾镁煌斑岩的 Nb/Ta

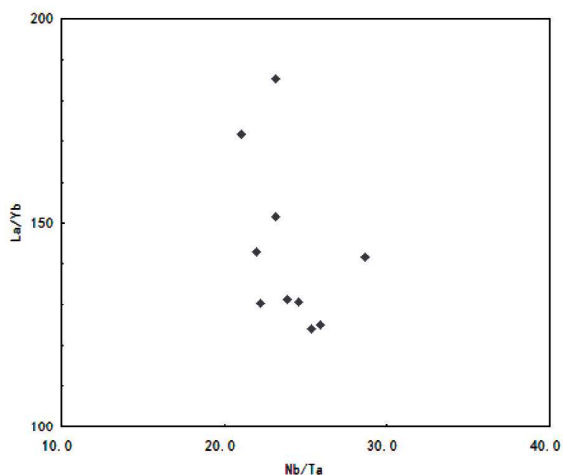


图8 施秉大坪钾镁煌斑岩脉 Nb/Ta-La/Yb 图解

Fig. 8 The Nb/Ta vs. La/Yb diagram of the Potassium Magnesium Lamproite of the Daping in Shibing

比值范围为 21 ~ 29, Zr/Hf 比值范围为 36 ~ 45, 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(0.56 ~ 0.68)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,而岩浆在上升侵位过程中没有受到明显的地壳混染(刘燊等,2003)。

5.3 源区特征

上文中讨论结果表明,研究区钾镁煌斑岩浆未受到地壳物质的混染,而是受到俯冲交代作用改造的地幔,这样的地幔具有什么样的特征呢?前人研究表明,幔源岩浆有较低的 Lu/Yb 比值(0.14 ~ 0.15),而大陆地壳的 Lu/Yb 比值相对较高(0.16 ~ 0.18),研究区钾镁煌斑岩的 Lu/Yb 比值变化范围为 0.12 ~ 0.14,与幔源岩浆相近,其 Sm/Nd 比值较低(0.13 ~ 0.14),Ta/Yb 比值相对较高(3.0 ~ 4.76),同样反映了大陆下地幔的特征,原始地幔的 Zr/Nb = 18,而富集地幔和过渡型地幔的 Zr/Nb < 18,亏损地幔的 Zr/Nb > 18(李昌年,1992),研究区钾镁煌斑岩的 Zr/Nb = 3.23 ~ 6.36,均小于 18,表明其源区可能为过渡型或富集型地幔,在 Nb/U-Nb 相关图(图9A)中,研究区样品靠近 OIB 源区,与金伯利和西澳的金伯利岩和钾镁煌斑岩有着相近的源区,岩石中 Th/Yb 比值和 Ta/Yb 比值较高也反映了岩浆来自富集型地幔源区(N. V. Chalapathi Raoa,2014),在 Ta/Yb-Th/Yb 中显示,所有研究样品均落入富集地幔源区(图9B),再结合稀土元素总量高,轻稀土元素强烈富集,配分曲线呈右倾型趋势,与大陆 OIB 型玄武岩和碱性玄武岩的典型特征,指出研究区钾镁煌斑岩应来自流体强烈交代作用的富集地幔(刘燊等,2003)。交代的富集地幔具体包含什么特征?根据稀土元素相容性特征,可大致推断其源区特征,重稀土特别是 Yb 在石榴石中为强相容元素,而轻稀土 La 则为强不相容元素,Yb 和 La 的分馏系数分别为 6.6 和 0.0016。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 值相对较高;相比之下,以尖晶石二辉橄榄岩为源岩的部分熔融则形成 La/Yb 值较低的岩浆。石榴二辉橄榄岩 0.3% ~ 0.4% 的部分熔融就可产生 La/Yb = 140 的金伯利岩,0.7% ~ 0.9% 的部分熔融可产生 La/Yb

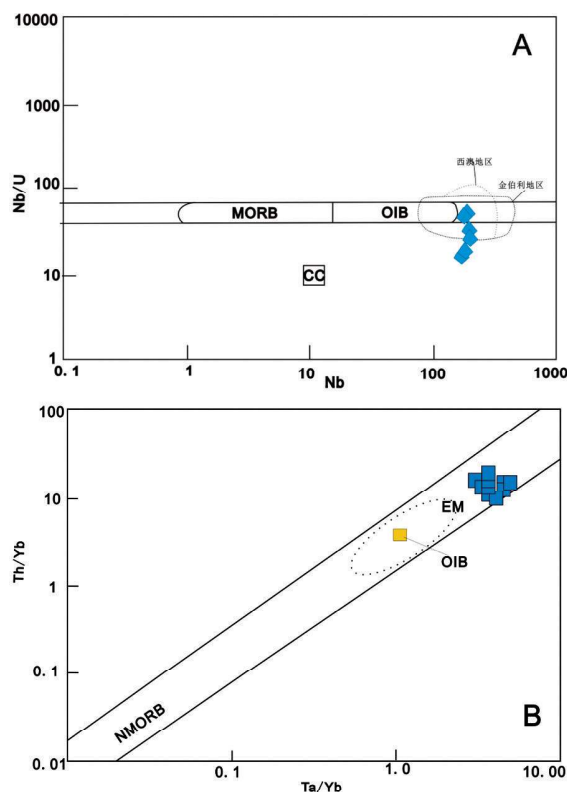


图9 施秉大坪钾镁煌斑岩脉

Nb/U-Nb 图解 (A) 和 Th/Yb-Ta/Yb 图解 (B)

Fig. 9 The Nb/U vs. Nb (A) and Th/Yb vs. Ta/Yb diagram of the Potassium Magnesium Lamproite of Daping, in Shibing

= 100 的金伯利岩 (卢登蓉 等, 1987)。研究区钾镁煌斑岩的 La/Yb 平均比值为 143, 表明源区为石榴子石二辉橄榄岩部分熔融, 并且经历了 0.3%~0.4% 的部分熔融, 起源深度应超过石榴子石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩过渡带的深度, 至少大于 100 km (Robinson J A, 1998), 目前对研究区附近钾镁煌斑岩起源深度已有的研究表明其深度在 99~175 km (邓小芹 等, 2018) 和 145 km (陈慧 等, 2019), 本研究区钾镁煌斑岩的起源深度可能到达金刚石稳定区域的, 其地球化学特征与马坪 1、2 号岩体相近, 也暗示本研究区钾镁煌斑岩的含矿可能性。

6 结论

(1) 施秉大坪钾镁煌斑岩主元素成分在钾镁煌斑岩化学障范围内, 属典型的钾镁煌斑岩。在 Al_2O_3 - TiO_2 图解中, 研究区样品均投入橄榄钾镁煌斑岩区域。施秉大坪钾镁煌斑岩强烈富集高场强元素 (Nb、Ta)、Th 和 U, 明显亏损大离子亲石元

素 (Rb、K 和 Sr) 和 Ti, 且不存在明显的 Eu 亏损。

(2) 形成施秉大坪钾镁煌斑岩脉的原始岩浆在形成过程经历了明显的分离结晶作用, 岩浆源区受到过俯冲-交代过程 (源区混合作用) 的改造, 而受到地壳混染作用较小。

(3) 施秉大坪钾镁煌斑岩脉来源于以石榴子石二辉橄榄岩为主的富集地幔源区, 起源深度至少大于 100 km, 可能达到金刚石稳定区域, 其地球化学特征与马坪 1、2 号岩体相近, 也暗示本研究区钾镁煌斑岩的含矿可能性。

致谢: 本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, 在此表示衷心感谢!

[参考文献]

- 陈慧, 严冰, 杨明贤. 2018. 黔东南钾镁煌斑岩岩石学特征 [J]. 地质与勘探, 54(4): 702-710.
- 邓小芹, 黄远成, 丘志力, 等. 黔东南苍蒲塘钾镁煌斑岩含铬尖晶石地球化学特征及其对金刚石含矿性的指示 [J]. 大地构造与成矿学, 2018: 1-13.
- 方维萱, 胡瑞忠, 等. 2002. 贵州镇远地区钾镁煌斑岩类的侵位时代 [J]. 科学通报, 47(4): 307-312.
- 贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队. 2014. 贵州省镇远马坪-麻江隆昌金刚石原生矿整装勘查报告 [R]. 27-33.
- 江万. 1995. 贵州东部镇远地区钾镁煌斑岩的矿物学和岩石学研究 [J]. 现代地质, 9(3): 351-359.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 74-121.
- 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 2003. 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, 32(4): 306-315.
- 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 2004. 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, 50(6): 577-586.
- 卢登蓉, 任怀翔. 1987. 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, 74-81.
- 罗会文, 杨光树. 1989. 贵州省镇远地区钾镁煌斑岩岩石特征 [J]. 岩石矿物杂志, 8(5): 97-109.
- 欧阳征健, 周鼎武, 林晋炎, 等. 2006. 博格达山白杨河地区中基性岩墙地球化学特征及其地质意义 [J]. 大地构造与成矿学, 30(4): 495-503.
- 任怀翔. 1993. 贵州麻江金云火山岩 (钾镁煌斑岩) 的地质特征 [J]. 贵州地质, 20(3): 189-191.
- 汤健. 2019. 施秉-镇远东西向构造带特征及控矿 (岩) 作用研究 [D]. 成都理工硕士论文, 10.
- K. J. Fraser 等. 徐步台, 译. 1986. 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, (9): 34-41.

- 杨毓红,刘桑,胡瑞忠,等. 2013. 河北下堡基性岩墙地球化学特征及源区性质[J]. 地质通报,32(4):607-615.
- 叶德隆,1993. 钾镁煌斑岩的鉴别标准和分类命名,地质科技情报[J]. 12(1):39-46.
- 张锡贵,石睿,吴寿宁,等. 2015. 贵州施秉翁哨地区钾镁煌斑岩的新发现及其金刚石找矿意义[J]. 贵州地质,32(1):37-40.
- 贵州省地质调查院,2017. 中国区域地质志(贵州志)[M].
- N. V. Chalapathi Raoa, 2014. Petrology and petrogenesis of Mesoproterozoic Potassium Magnesium Lamproites from the Ramadugu field, NW margin of the Cuddapah basin, Eastern Dharwar craton, southern India, Lithos, 196-197(2014) 150-168.
- Robinson J A, Wood B J. 1998. The depth of spinel to garnet transition at peridotite solidus [J]. Earth Planet. Sci. Lett. , 164-277-284.
- Weyer. S. , Munker, C. , Mezger, K. 2003. , 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. 205, 309-324.

Geochemical Characteristics and Source Area Indication of Potassium Magnesium Lamproite in Daping, Shibing of Guizhou Province

YANG Yu-hong^{1,2,3}, HUANG Yi^{1,2}, LIU Shen³, ZHANG Xi-gui⁴, YANG Ghao-gui⁵,
YE Chun¹, GONG Xing-xiang^{1,2}, WEN De-xiu¹, XIONG Bi¹

(1. Guizhou Land and Mineral Resource Reservoir, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. Engineering Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, Ministry of Natural Resources, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Northern Taibai Street 229, Xi'an, 710069, Shanxi, China; 4. Geological Part, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Kaili 556000, Guizhou, China; 5. Guizhou Nonferrous Metals Institute of Geological Exploration, Guiyang 550005, Guizhou, China)

[Abstract] Based on mineralogy and major and trace element research, the systematic geochemistry of Wengsaodaping Potassium Magnesium Lamproite in Shibing, Southeastern Guizhou Province has been carried out. The main element study shows that the content of SiO₂ in the Potassium Magnesium Lamproite in the study area is relatively low (35.0 ~ 55.0 wt. %), the Potassium Magnesium Lamproite thus belong to ultra-basic magmatic rock. The indexes of Al₂O₃, TiO₂, Cao, P₂O₅ and Na₂O indicate that the igneous rocks in the study area are typical Potassium Magnesium Lamproite. In addition, the Potassium Magnesium Lamproite studied are characterized by enrichment of light rare earth elements (937 ~ 1132 ppm) and high field strength elements (Nb, Ta, Th and U), and obvious depletion of heavy rare earth elements (60.1 ~ 72.8 ppm) and large ion lithophile elements (Rb, K, Sr and Ti). The systematic study shows that the source of Potassium Magnesium Lamproite studied is the transitional mantle (garnet lherzolite mantle) affected by deep subduction metasomatism, and the Potassium Magnesium Lamproite is the product of fractional crystallization of primitive magma (depth > 100 km), but the magmatic process is not affected by obvious crustal contamination.

[Key Words] Potassium Magnesium Lamproite; Major element; Trace element; Geochemistry; Source characteristics