

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.078>



滇东南建水地区高镁火山岩包体的成因和构造背景

刘德民^{1*}, 郭宏杰², 张根袁¹, 孔令昊¹, 邵俊琦¹, 张婧琪³

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 青海省地质调查院, 青海西宁 810012

3. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074

摘要: 在滇东南建水地区发现产于峨眉山玄武岩中的高镁火山岩包体, 这对于地幔柱的形成演化具有重要研究意义。对这些包体进行了锆石 U-Pb 年代学、地球化学和岩矿分析。高镁火山岩包体具斑状结构, 致密块状构造, 斑晶主要为贵橄榄石和透辉石。13 颗锆石 U-Pb LA-ICP-MS 加权平均年龄为 259 ± 2 Ma (MSWD=1.9), 显示与寄主岩石同期形成。包体岩石具有高镁 ($Mg^{\#} = 68 \sim 75$)、低硅 ($SiO_2 = 45.11\% \sim 45.93\%$) 特征, 轻稀土元素 (LREE)、高场强元素 (HFSE) 富集而重稀土元素 (HREE) 亏损, 属于亚碱性、拉斑玄武岩系列, 具有板内玄武岩 (IPB) 特征。火山岩包体的原始岩浆起源于石榴子石二辉橄榄岩低程度部分熔融的产物, 岩浆演化过程中发生了橄榄石和单斜辉石的分离结晶作用, 在侵位上升过程中未受明显的地壳混染作用。该高镁火山岩的存在, 显示地幔柱除了垂直上升运动外, 在地球深部不同的边界还有多次侧向扩展移动, 表明滇东南晚二叠世存在峨眉山地幔柱的一个分支—地幔枝活动。

关键词: 高镁火山岩包体; 峨眉山玄武岩; 岩石成因; 地幔枝; 滇东南建水; 构造地质。

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2019)05-1749-12

收稿日期: 2019-04-11

Petrogenesis and Tectonic Setting of High-Mg Volcanic Rock Xenoliths in Jianshui Area, Southeast Yunnan, China

Liu Demin^{1*}, Guo Hongjie², Zhang Genyuan¹, Kong Linghao¹, Shao Junqi¹, Zhang Jinqi³

1. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Qinghai Geological Survey Institute, Xining 810012, China

3. Institute of Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: It reports for the first time the presence of a suite of high-Mg volcanic xenoliths in Jianshui area of Southeast Yunnan, western Yangtze platform, China, which provides new insights into mantle plume activity in the platform during the Permian. Zircon U-Pb dating, geochemistry and petrology of the xenoliths were studied to assess the petrogenetic origin and geo-dynamic setting of these high-Mg volcanic rocks in this paper. The high-Mg volcanic xenoliths are porphyritic texture and contain only large phenocrysts of olivine, which show as dense mass, develop as lenticulars in the Permian Emeishan basalts in Jianshui area, Southeast Yunnan. The igneous zircons from the volcanic xenoliths yield a weighted age of ca. 259 ± 2 Ma that is interpreted to be the formation age of the magmatic protolith, which is the same as the host rocks of the Emeishan basalts. The volcanic xenoliths are characterized by low SiO_2 , moderate TiO_2 and high $Mg^{\#}$. All the volcanic xenoliths are enriched in LREE but depleted in HREE. The geochemical characteristics of the xenoliths show that they belong to sub-alkali basalts and intra-plate tholeiitic basalts, suggesting that the primary magma of the high-Mg volcanic rock is likely produced by low partial melting of garnet lherzolite. The original magma may have undergone the process of fractional crystallization of olivines and clinopyroxene.

基金项目: 中国地质调查局项目 (No.1212011220400); 苏北盆地干热岩控热构造背景研究项目 (No.2018016417)。

作者简介: 刘德民(1975—), 男, 副教授, 长期从事区域地质矿产调查方面的教学和研究. ORCID: 0000-0002-5038-4802. E-mail: 5guc@163.com

* 通讯作者: 刘德民, ORCID: 0000-0002-5038-4802. E-mail: 5guc@163.com

引用格式: 刘德民, 郭宏杰, 张根袁, 等, 2019. 滇东南建水地区高镁火山岩包体的成因和构造背景. 地球科学, 44(5): 1749-1760.

nopyroxenes. The original magma has not been affected obviously by crustal material contamination in the emplacement and up-lifting. The high-Mg volcanic xenoliths may origin from riched-mantle and may be the product of the main stage of the mantle plume activity. All above indicates that there was a mantle branch developed in the study area in Late Permian. It is proposed that several mantle branches have not only ascending motion but also lateral movement while the thermal melting mantle plume arrives at the boundary of mantle and crust.

Key words: high-Mg volcanic xenolith; Emeishan basalt; petrogenesis; mantle branch; Jianshui area, Southeast Yunnan; tectonics.

前人对峨眉山玄武岩的物质组成、喷发韵律、喷发时间等进行了十分详细的研究,认为峨眉山玄武岩的成因主要有 2 种:其一,认为峨眉山玄武岩的形成与扬子地块西缘的被动大陆边缘地壳扩张关系密切(Luo *et al.*, 1990; Dmitriev and Bogatikov, 1996),另一种观点认为峨眉山玄武岩为地幔柱活动的产物(Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; 何斌等, 2006).近年来,学者们普遍接受并认同了峨眉山玄武岩的地幔柱成因,峨眉山地幔柱轴部位置、地幔柱起源位置、深部地质过程、地幔柱上升过程及地幔柱成矿逐渐成为了研究热点。

高镁火山岩的研究对地幔柱深部地质作用过程具有重要的意义,因而有大量的学者在峨眉山大火山岩省发育区寻找并研究该类火山岩。前人在盐源—丽江—大理地区发现大量集中发育的苦橄岩,并认为该地区是峨眉山地幔热柱轴部(宋谢炎等, 2001; Song *et al.*, 2004; 侯增谦等, 2005)。前人通过计算得出峨眉山地幔柱头部熔融产出的原始岩浆的 MgO 含量达 23%,进一步认为地幔柱的中心应靠近丽江地区(He *et al.*, 2010)。由于在滇西宾川—丽江一带峨眉山玄武岩中发现了超基性—基性岩幔源包体,并进行了较深入的研究,前人更进一步确认峨眉山地幔柱的轴部位置可能位于丽江县城一带(张招崇等, 2005)。通过对峨眉山火成岩省巨型呈中心放射状的辉绿岩墙群的几何学特征研究,表明岩墙群中心收敛于云南永仁一带,可能是地幔柱的轴部(李宏博等, 2010)。

本文在滇东南建水地区峨眉山玄武岩中发现的高镁火山岩,为准确认识滇东南建水地区这套火山岩形成时间、岩浆物质来源、形成构造背景及岩石成因提供新证据,并探讨了源区岩浆性质及其对滇东南二叠纪深部动力学背景的约束,为峨眉山地幔柱作用提供新的证据。

1 地质背景及岩石学特征

研究区位于康滇古轴南缘,滇西三江古特提斯

与滨太平洋构造域西侧重叠部位,经历了多阶段、多层次的构造运动和多期次构造叠加改造,深部地质过程和岩浆活动十分强烈.NE 向的师宗—弥勒构造带、SN 向小江断裂构造带以及 NW 向的红河断裂构造带交汇于此,前寒武的变质基底和结晶基底与泥盆纪、石炭纪、二叠纪碳酸盐岩、火山岩组成的构造块体相互剪切叠置并共同逆冲于三叠纪碎屑岩地层之上(图 1a)。研究区火山岩主要有 2 套,一为早石炭世海相喷发的枕状熔岩,另一套为属峨眉山大火山岩省一部分的晚二叠世陆相喷发的大陆溢流型火山熔岩(图 1b)。滇东地区二叠纪峨眉山火山岩分布广泛,以基性玄武岩为主体,由致密块状玄武岩、杏仁状玄武岩、斑状玄武岩、玄武质凝灰岩以及沉凝灰岩组成“绿底红顶”的若干个喷发韵律层,根据岩性组合特征可以分为 4 段,即由爆发相为主的玄武质集块岩—集块角砾岩—凝灰岩到溢流相的致密块状玄武岩,喷发相为主的玄武质—安山质—流纹岩—玄武安山岩—安山岩,溢流相为主的玄武岩—玄武安山岩和致密块状玄武岩—气孔、杏仁玄武岩组成的 4 个喷发亚旋回。

研究区内的峨眉山玄武岩主要出露于建水县东南呈 NE 向展布,岩性为深灰色—灰绿色致密块状玄武岩、杏仁—气孔状玄武岩、玄武质集块岩、杂色玄武质火山角砾岩、流纹岩、英安岩、凝灰岩等。包体寄主玄武岩呈深绿色,少量呈红褐色,隐晶质结构、斑状结构,斑晶主要为斜长石、辉石,辉石斑晶常发生绿泥石化,基质为间粒结构,由长柱状长石、小颗粒辉石和玻璃质组成,在不规则排列的长条状斜长石微晶间隙中,充填细小的颗粒状辉石,基质中的柱状长石矿物呈微弱定向或半定向分布。高镁火山岩包体呈零星分散的透镜状产于峨眉山玄武岩第 2 个喷发亚旋回的致密块状玄武岩中,与围岩的颜色、密度以及形态差别较大(图 2a)。

高镁火山岩包体与寄主岩石相比,颜色更深、密度较大,多呈棱角状、透镜状与寄主岩石呈截然接触关系。包体大小变化于 $5 \text{ cm} \times 5 \text{ cm} \sim 40 \text{ cm} \times 30 \text{ cm}$,具致密块状构造,斑状结构,偶见橄榄石斑

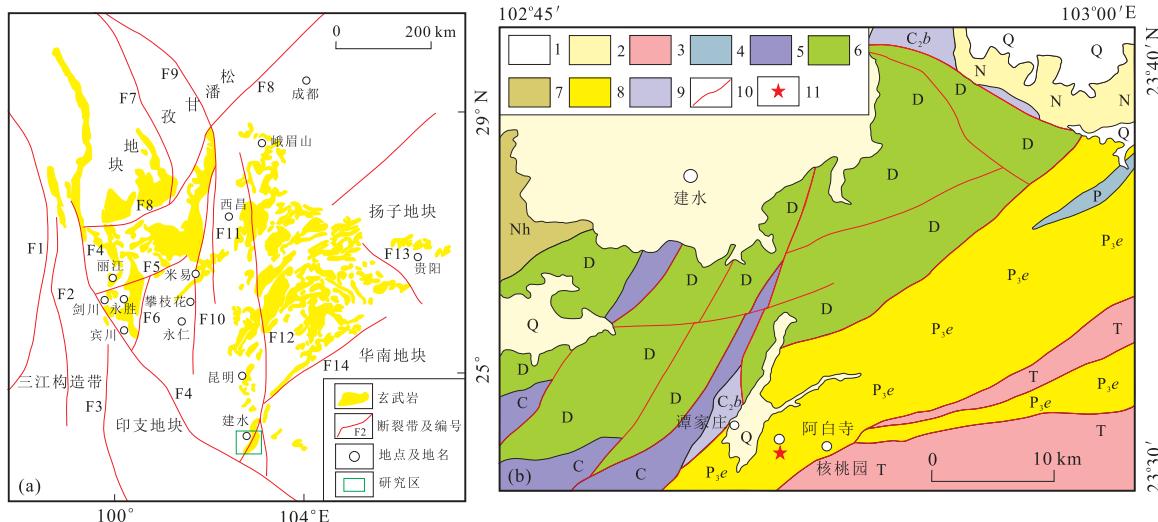


图1 峨眉山玄武岩分布(a)和云南建水县研究区地质略图(b)

Fig.1 Distribution of Emeishan basalts (a) and geological sketch map of Jianshui area, Yunnan (b)

改自何斌等(2006).F1.怒江断裂;F2.柯街断裂;F3.澜沧江断裂;F4.金沙江—哀牢山断裂;F5,F6,F7.甘孜—理塘断裂;F8.龙门山—箐河断裂;F9.炉霍—道孚断裂;F10.雅砻江—绿汁江断裂;F11.安宁河—盐井断裂;F12.普渡河—小江断裂;F13.罗泽河—紫云断裂;F14.师宗—弥勒断裂;1.第四系;2.新近系;3.三叠系;4.二叠系;5.石炭系;6.泥盆系;7.南华系;8.峨眉山玄武岩;9.晚石炭世玄武岩;10.断裂;11.采样位置

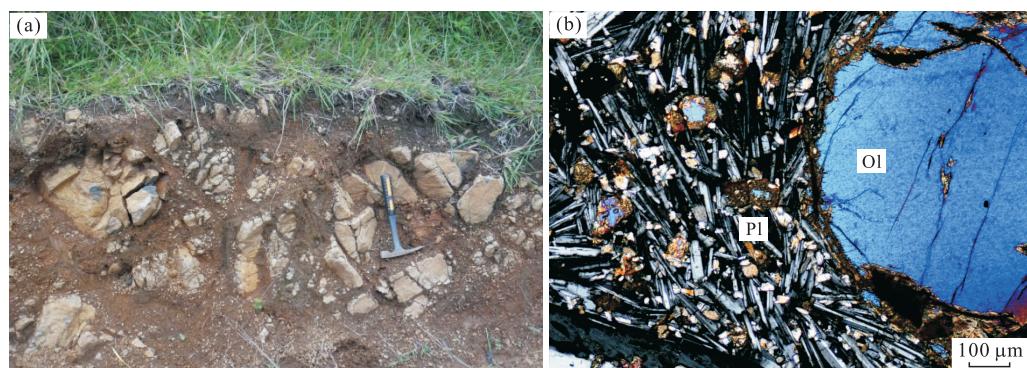


图2 高镁火山岩包体野外露头(a)及镜下橄榄石斑晶溶蚀边(b)(+)

Fig.2 Field photograph (a) and microphotograph characters (b) of high-Mg volcanic rock xenoliths in Emeishan basalts
Pl.斜长石; Ol.橄榄石

晶。镜下可见斑状结构和间粒结构,其中斑晶主要为辉石、橄榄石(20%~25%),基质主要为斜长石。橄榄石斑晶常呈自形一半自形粒状颗粒,粒径为0.5~3.0 mm,内部发育不规则裂纹,沿裂纹常发育溶蚀边(图2b);辉石斑晶呈淡黄色,自形一半自形短柱状或粒状,边部有环带反应边发育;基质为长板条状斜长石半定向一定向排列,基质为间粒结构,其间充填粒状辉石和橄榄石及少量磁铁矿。

2 样品分析方法

样品的锆石挑选工作在河北廊坊诚信地质矿产服务有限公司完成。首先将测年样品用碎样机碎样

至100~200目左右,经过几次淘洗再进行重力分选法将比重小的颗粒分离出去,再采用电磁分选法对导电性或具磁性的矿物分离出去,在双目镜下挑选颗粒比较完整的锆石。在武汉上谱分析科技有限责任公司完成锆石制靶,阴极发光(CL)拍照以及LA-ICP-MS锆石U-Pb定年分析,定年分析采用Agilet 7500a的ICP-MS仪器与装配有193 nm气体激光的GeoLas 2005激光剥蚀系统联机进行,激光束斑直径为32 μm。U-Pb同位素定年中采用锆石标准91500作外标进行同位素分馏校正,Nist610作为外标计算锆石样品的Pb、U、Th含量。数据处理方法和流程同文献(李学仁等,2018)。

野外采集的样品经人工处理将风化表面切除

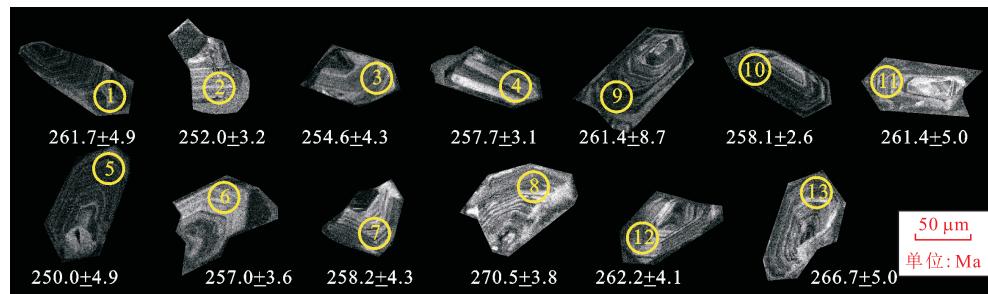


图 3 建水高镁火山岩部分代表性锆石阴极发光图

Fig.3 Cathodoluminescence (CL) images of selected zircons from the high-Mg volcanic xenoliths

表 1 高镁火山岩包体锆石 U-Pb 年龄测试分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytical results of the high-Mg volcanic xenoliths

点号	Pb (10^{-6})	^{232}Th (10^{-6})	^{238}U (10^{-6})	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄(Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄(Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)					
1	8	74	207	0.36	0.050 6	0.002 3	0.225 3	0.011 0	0.032 1	0.000 6	391	176.8	288	24.5	262	4.9
2	30	557	7 097	0.79	0.053 3	0.004 0	0.226 4	0.016 3	0.030 6	0.000 4	326	61.3	258	6.5	252	3.2
3	22	231	538	0.43	0.051 1	0.001 6	0.231 6	0.007 3	0.032 6	0.000 4	364	82.9	266	9.6	255	4.3
4	26	371	683	0.54	0.055 7	0.002 3	0.230 4	0.008 2	0.030 0	0.000 5	393	90.3	273	38.4	258	3.1
5	40	569	1 040	0.55	0.051 6	0.001 3	0.215 3	0.005 4	0.030 0	0.000 3	543	51.3	282	6.4	250	4.9
6	23	281	575	0.49	0.050 0	0.001 5	0.220 9	0.006 3	0.031 9	0.000 4	503	86.2	275	87.7	257	3.6
7	16	131	429	0.30	0.047 0	0.002 5	0.200 0	0.010 8	0.030 6	0.000 7	478	72.3	280	151.3	258	4.3
8	16	204	363	0.56	0.053 2	0.001 8	0.250 7	0.008 4	0.034 0	0.000 5	363	77.4	282	8.8	271	3.8
9	22	299	535	0.56	0.053 9	0.001 6	0.235 7	0.007 6	0.031 4	0.000 4	521	338.6	282	63.4	261	8.7
10	25	242	613	0.39	0.050 7	0.001 2	0.234 7	0.005 8	0.033 4	0.000 4	171	144.3	252	19.1	258	2.6
11	21	251	525	0.48	0.053 5	0.002 1	0.228 8	0.009 2	0.030 8	0.000 5	190	151.1	257	17.5	261	5.0
12	21	235	541	0.43	0.051 4	0.001 8	0.221 8	0.007 5	0.031 2	0.000 4	387	96.1	276	37.4	262	4.1
13	16	175	361	0.49	0.052 2	0.001 5	0.245 1	0.007 2	0.034 1	0.000 4	477	41.1	288	13.7	267	5.0
14	61	145	447	0.32	0.067 4	0.002 3	1.056 2	0.034 0	0.112 7	0.001 3	850	71.1	732	16.8	689	7.8
15	60	174	352	0.49	0.065 2	0.001 7	1.233 1	0.033 1	0.136 8	0.001 3	789	55.6	816	15.1	827	7.3
16	58	84	344	0.42	0.071 2	0.001 6	1.448 0	0.034 4	0.146 1	0.002 2	965	46.3	909	14.3	879	12.3
17	47	76	113	0.67	0.108 1	0.002 0	4.922 1	0.098 2	0.327 3	0.003 9	1 768	38.1	1 806	16.9	1 825	18.8
18	133	130	238	0.55	0.166 7	0.002 8	9.573 2	0.220 8	0.412 1	0.009 3	2 524	28.9	2 395	21.3	2 225	42.5
19	26	56	34	1.68	0.159 2	0.005 7	9.902 2	0.358 3	0.451 2	0.008 1	2 447	59.4	2 426	33.4	2 401	35.9

后,送至国土资源部武汉地质矿产测试中心化学实验室进行主量、微量及稀土元素分析。主量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF, 仪器型号为 RIX2100) 分析完成, 微量及稀土元素采用等离子体质谱仪(ICP-MS, 仪器型号为 Agilent7500a) 分析, 采用国际标准 AGV-2、BHVO-2、BCR-2、GSR-3 做分析样品元素浓度的校正标准, 分析精度一般优于 5%。

3 火山岩包体年代学特征

高镁火山岩样品的锆石为无色透明或浅黄色晶体, 具短柱状、半截柱状、锥状及不规则状, 总体自形程度较好, 单颗粒锆石晶体较小, 其长度为 70~120 μm , 长宽比值介于 2:1~3:1。阴极发光图(图 3)中显示锆石具有较宽的振荡环带, 少量的锆石内

部结构不清晰或发育裂纹, 且含有包体。锆石 U-Pb 年龄测试分析结果见表 1。

表 1 锆石 U-Pb 分析结果表明, 13 颗锆石年龄相对集中, U 的含量变化在 $112.78 \times 10^{-6} \sim 1 040 \times 10^{-6}$, Th 的含量变化在 $56.25 \times 10^{-6} \sim 568.51 \times 10^{-6}$, Th/U 比值变化在 0.30~1.68, 均值为 0.6, 均为岩浆成因锆石(吴元保和郑永飞, 2004)。这 13 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化在 $250 \pm 5 \text{ Ma} \sim 271 \pm 4 \text{ Ma}$, 所有锆石数据协和度均大于 90%, 在锆石 U-Pb 年龄协和图(图 4)中较为集中, 获得加权平均年龄为 $259 \pm 2 \text{ Ma}$ (MSWD=1.9), 属于晚二叠世早期, 代表了高镁火山岩成岩年龄。另外, 获得个别捕获锆石的年龄分别为 $689 \pm 8 \text{ Ma}$ 、 $827 \pm 7 \text{ Ma}$ 、 $879 \pm 12 \text{ Ma}$ 、 $1 768 \pm 38 \text{ Ma}$ 、 $2 447 \pm 59 \text{ Ma}$ 、 $2 524 \pm 29 \text{ Ma}$, 这些捕获锆石的存在, 显示扬子地区存在新元古代岩浆活动

表2 二叠纪高镁火山岩包体主量元素及峨眉山玄武岩岩石化学平均组成(%)
Table 2 Major element data for high-Mg volcanic xenoliths and the mean data from Emeishan basalt (%)

序号	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	Mg [#]	LOI	
本文 测试 数据	D02-1	45.11	10.46	8.05	5.22	13.12	2.16	0.81	9.91	2.29	0.23	0.31	1.96	0.04	69.80	1.13
	D02-2	45.86	10.79	8.11	4.62	13.18	2.17	0.77	9.69	2.22	0.22	0.31	1.66	0.11	70.41	0.86
	D02-3	45.14	11.12	9.15	3.45	12.93	2.27	0.67	10.01	2.16	0.22	0.28	2.20	0.10	68.40	1.27
	D02-4	45.28	10.92	9.05	3.51	13.11	2.31	0.68	9.93	2.18	0.22	0.29	2.15	0.06	68.30	1.22
	D02-5	45.93	10.76	8.15	4.52	13.17	2.21	0.77	9.66	2.23	0.22	0.32	1.63	0.12	70.21	0.85
	D02-6	45.79	10.75	8.05	4.57	13.06	2.17	0.75	9.73	2.23	0.22	0.31	1.92	0.10	70.40	1.17
	D02-7	45.78	10.35	6.21	6.66	13.06	2.16	0.75	9.83	2.22	0.21	0.32	1.89	0.11	74.91	1.33
	D02-8	45.77	10.81	8.05	4.71	13.19	2.15	0.76	9.72	2.23	0.22	0.31	1.68	0.08	70.50	0.88
	D02-9	45.76	10.28	6.12	7.01	13.05	2.18	0.76	9.79	2.22	0.22	0.32	1.92	0.06	75.11	1.33
	D02-10	45.93	10.76	8.15	4.52	13.17	2.21	0.77	9.66	2.23	0.22	0.32	1.63	0.12	70.20	0.85
	D02-11	45.79	10.41	6.31	6.62	13.08	2.14	0.75	9.85	2.21	0.22	0.29	1.87	0.12	74.70	1.33
	D02-12	45.88	10.29	6.18	6.78	13.06	2.16	0.76	9.86	2.23	0.22	0.31	1.88	0.07	74.81	1.29
	D02-13	45.91	10.31	6.25	6.54	13.08	2.14	0.76	10.03	2.21	0.21	0.32	1.85	0.08	74.60	1.25
	D02-14	45.76	10.28	6.11	7.01	13.05	2.18	0.76	9.79	2.22	0.22	0.31	1.92	0.06	75.00	1.33
峨 眉 山 玄 武 岩	1	48.11	6.27	8.68	4.61	13.36	2.74	1.15	8.16	2.93	0.18	0.31				
	2	49.95	6.07	7.82	5.82	13.86	2.92	1.29	8.69	3.01	0.21	0.41				
	3	48.45	4.61	8.66	5.16	13.74	2.62	1.28	8.21	3.07	0.17	0.33				
	4	48.17	6.06	7.61	5.74	13.58	2.65	0.87	9.23	2.78	0.19	0.31				
	5	47.22	6.59	7.94	4.73	12.83	2.91	1.11	9.47	3.21	0.18	0.35				
	6	49.07	7.01		12.05	12.92	3.14	0.84	8.75	2.42	0.18	0.28			55.53	3.64

注:序号1~2数据分别来源于文献(潘杏南等,1987)中204、608个样品的平均值;3数据来源于文献(熊舜华和李建林,1984)中62个样品的平均值;4数据来源于文献(陈智梁和陈世瑜,1987)中114个样品的平均值;5数据为本人在收集文献(侯增廉等,1999;宋谢炎等,2001)中选取的53个样品的平均值;6数据来源于文献(肖龙等,2003)中25个样品的平均值.本文测试数据由自然资源部武汉地质矿产测试中心化学实验室测试完成,Mg[#]=Mg/(Mg+Fe²⁺).

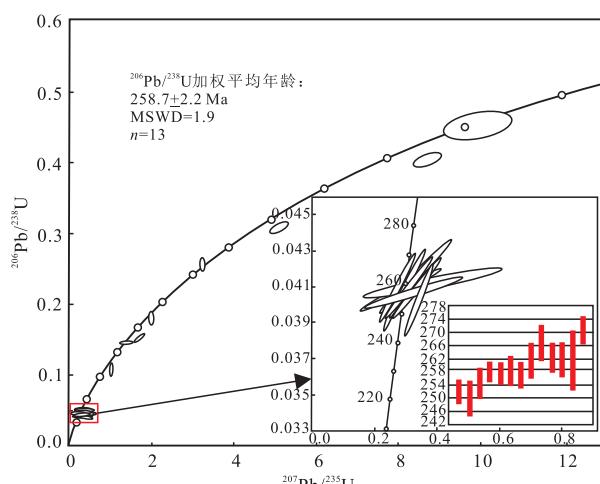


图4 建水高镁火山岩锆石U-Pb年龄协和图及加权平均年龄
Fig.4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram for the high-Mg volcanic xenoliths in Jiangshui area

事件及古元古代的结晶基底(甘晓春等,1996;刘玉平等,2006;王艳等,2018).

4 火山岩包体地球化学特征

4.1 主量元素

高镁火山岩主量元素分析结果(表2)显示,

SiO₂含量为45.11%~45.93%(平均值为45.59%),Na₂O含量为2.14%~2.31%(平均值为2.20%),K₂O含量为0.67%~0.81%(平均值为0.74%),MgO含量为10.28%~11.12%,Na₂O含量为2.14%~2.31%,全碱含量变化在2.89%~2.99%.P₂O₅含量(0.28%~0.32%)偏低,CaO含量(9.66%~10.03%)、Al₂O₃含量(12.93%~13.19%)偏高.样品烧失量较高,可能是包体岩石蚀变严重导致.在火山岩SiO₂-(Na₂O+K₂O)(全碱-二氧化硅TAS)图解中,样品均落在碱性玄武岩系列与亚碱性玄武岩系列界线以下,属于亚碱性玄武岩系列.在AFM图解中,样品均落入拉斑玄武岩系列,并具有一定富铁的趋势,这种趋势可能反应岩浆在结晶过程中橄榄石分异的结果.MgO与CaO、Al₂O₃、SiO₂、TiO₂具有一定的负相关,反映了部分熔融程度较低以及以橄榄石为主的分离结晶作用.全铁与MgO的含量变化并不显著,说明富铁矿物分离结晶作用较弱.

与峨眉山玄武岩主成分对比(表2)发现,火山岩包体MgO含量明显比峨眉山玄武岩高,TFeO与峨眉山玄武岩基本相似,均大于10%;SiO₂和全碱含量比峨眉山玄武岩偏低,说明高镁火山岩包体比

表 3 高镁火山岩包体的微量元素和稀土元素地球化学数据(10^{-6})
Table 3 Trace and rare earth element data for the high-Mg volcanic xenoliths (10^{-6})

	D02-1	D02-2	D02-3	D02-4	D02-5	D02-6	D02-7	D02-8	D02-9	D02-10	D02-11	D02-12	D02-13	D02-14
Sc	31.41	31.09	31.37	30.65	31.23	31.63	31.57	31.15	30.35	31.02	30.92	29.85	31.45	30.39
Co	57.96	58.29	57.41	60.44	57.85	58.93	58.92	57.62	58.59	58.76	57.83	59.99	60.89	58.91
Cu	43.92	43.15	42.27	44.95	42.71	42.87	43.34	42.10	45.03	43.95	41.92	43.31	46.59	42.61
Zn	100.71	92.01	91.97	101.72	91.99	100.11	98.15	93.33	97.55	98.83	94.69	100.92	102.51	97.81
Rb	21.45	20.97	21.36	24.36	21.17	25.38	23.61	22.42	24.98	23.61	23.44	25.05	23.67	24.29
Zr	122	112	114	116	113	123	117	113	121	122	113	116	116	115
Nb	23.180	21.120	18.660	20.735	19.890	21.170	21.440	19.195	21.250	21.210	19.730	20.540	20.930	20.140
Hf	3.630	3.150	3.160	3.215	3.160	3.470	3.140	3.165	3.310	3.390	3.170	3.320	3.110	3.250
Ta	1.870	1.620	1.370	1.465	1.490	1.520	1.540	1.412	1.470	1.510	1.430	1.460	1.470	1.450
Pb	2.740	2.480	3.080	3.855	2.730	3.150	2.610	2.995	2.730	2.980	2.910	3.470	4.240	3.190
Th	2.930	2.530	2.340	2.460	2.440	2.510	2.520	2.381	2.510	2.520	2.420	2.410	2.510	2.410
U	0.51	0.48	0.48	0.52	0.49	0.54	0.48	0.471	0.47	0.51	0.46	0.53	0.51	0.49
Ba	334	349	310	344	329	302	330	317	388	345	3242	381	307	353
Cr	580	700	673	648	686	609	615	633	596	603	593	671	625	632
Ni	192	215	207	211	211	202	202	206	200	201	205	207	215	206
Sr	321	297	298	346	298	330	329	318	331	330	338	345	347	342
V	272	260	254	277	257	275	270	258	267	271	263	277	276	270
Nb/U	45.450	43.990	38.880	40.320	40.590	39.210	45.040	40.745	44.930	41.410	42.610	38.610	42.030	41.110
(Th/Ta) _N	0.760	0.750	0.820	0.805	0.780	0.810	0.790	0.815	0.820	0.820	0.810	0.790	0.820	0.810
La	15.430	15.090	14.760	15.650	15.370	15.870	16.040	15.265	15.960	16.010	15.770	15.850	15.450	15.110
Ce	31.950	31.910	30.810	31.640	31.860	32.670	33.060	31.735	32.870	32.890	32.660	31.990	31.290	29.910
Pr	4.760	4.650	4.520	4.685	4.650	4.820	4.870	4.635	4.850	4.840	4.750	4.740	4.630	4.490
Nd	20.27	19.72	19.36	20.065	20.07	20.85	20.91	19.92	20.88	20.83	20.48	20.29	19.84	19.21
Sm	4.85	4.75	4.56	4.81	4.75	5.04	5.02	4.765	5.03	4.96	4.97	4.84	4.78	4.57
Eu	1.76	1.72	1.71	1.815	1.72	1.82	1.84	1.76	1.83	1.85	1.81	1.82	1.81	1.68
Gd	4.620	4.540	4.510	4.555	4.560	4.720	4.720	4.580	4.720	4.570	4.650	4.630	4.480	4.320
Tb	0.710	0.710	0.690	0.715	0.720	0.730	0.730	0.705	0.730	0.720	0.720	0.720	0.710	0.680
Dy	3.85	3.76	3.62	3.83	3.81	3.88	3.98	3.78	3.93	3.88	3.94	3.87	3.79	3.64
Ho	0.720	0.710	0.720	0.715	0.710	0.740	0.750	0.730	0.750	0.730	0.740	0.720	0.710	0.670
Er	1.84	1.76	1.75	1.86	1.78	1.89	1.92	1.82	1.91	1.86	1.89	1.85	1.87	1.76
Tm	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.27	0.27	0.26	0.27	0.26	0.26	0.26	0.26	0.24
Yb	1.610	1.550	1.560	1.605	1.540	1.630	1.630	1.595	1.650	1.650	1.630	1.620	1.590	1.520
Lu	0.24	0.23	0.24	0.23	0.23	0.24	0.26	0.24	0.25	0.25	0.24	0.23	0.23	0.21
Y	16.990	16.640	16.330	17.115	16.960	17.240	17.560	16.810	17.410	17.550	17.270	17.210	17.020	16.320
Σ REE	92.870	90.530	89.040	92.340	92.010	95.140	95.980	91.775	95.560	95.280	94.510	93.420	91.260	87.980
(La/Nb) _N	0.690	0.790	0.730	0.805	0.860	0.780	0.790	0.755	0.790	0.770	0.780	0.830	0.780	0.760

峨眉山玄武岩基性程度更高(图 5). 另外, 包体中 MnO (0.21%~0.23%, 平均值为 0.22%) 伴随富 TFeO 而有偏高的趋势; CaO (9.66%~10.03%, 平均值为 9.85%)、Al₂O₃ (12.93%~13.19%, 平均值为 13.08%) 与峨眉山玄武岩相当, TiO₂ (2.16%~2.29%, 平均值为 2.22%) 随 MgO 含量增加而降低, 比峨眉山玄武岩 TiO₂ 低, 表明其来源更深.

4.2 微量及稀土元素

高镁火山岩包体微量元素和稀土元素测试结果见表 3. 由表 3 可以看出, 高镁火山岩稀土总量 (Σ REE) 偏低, Σ REE = $87.98 \times 10^{-6} \sim 95.98 \times 10^{-6}$, 平均值为 92.98×10^{-6} . 其中, 轻稀土元素 (LREE) 变化范围在 $74.95 \times 10^{-6} \sim 81.73 \times 10^{-6}$, 平

均值为 78.99×10^{-6} ; 重稀土元素 (HREE) 变化范围在 $13.02 \times 10^{-6} \sim 14.25 \times 10^{-6}$, 平均值为 13.75×10^{-6} . 其反映轻稀土元素与重稀土元素之间分馏程度的 LREE/HREE 值变化在 5.69~5.85, 平均值为 5.75; (La/Yb)_N 比值变化在 6.80~7.25, 平均值为 7.01, 与其他地区的玄武岩 La_N/Yb_N 在 2.9~11.4 (Xu et al., 2001) 特征相似, 表明该岩石轻、重稀土元素之间分馏程度较大; (La/Sm)_N 值、(Gd/Yb)_N 值分别变化在 2.03~2.14 (平均值为 2.08)、2.29~2.45 (平均值为 2.38), 说明轻、重稀土元素内部分馏程度低.

在原始地幔微量元素标准化蛛网图 (图 6a) 中可以看出, 包体的微量元素总体变化不大, 暗示源区

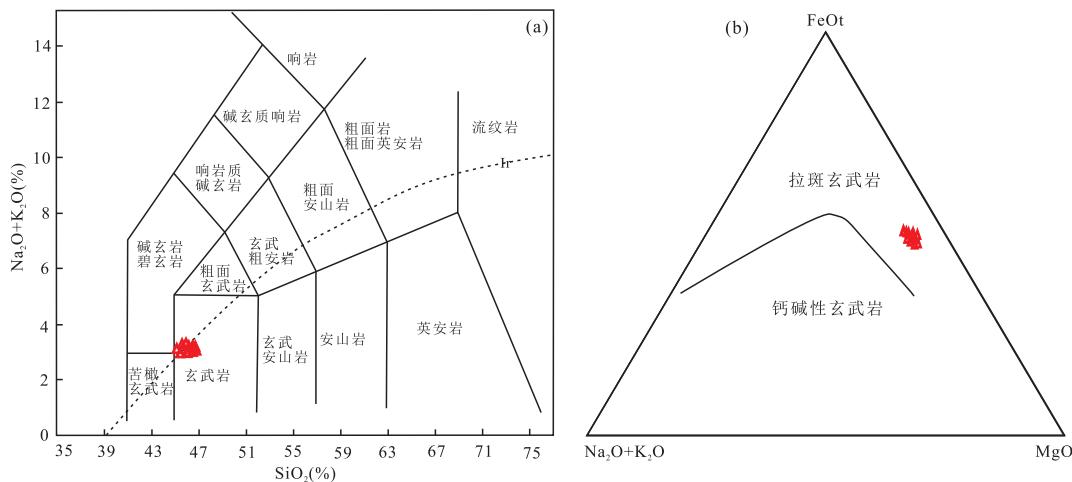


图5 高镁火山岩包体TAS分类和AFM图解

Fig.5 TAS (a) and AFM diagrams (b) for the high-Mg volcanic xenoliths

a.底图据 Le et al.(1986); b.底图据 Ivrine and Baargar(1971)

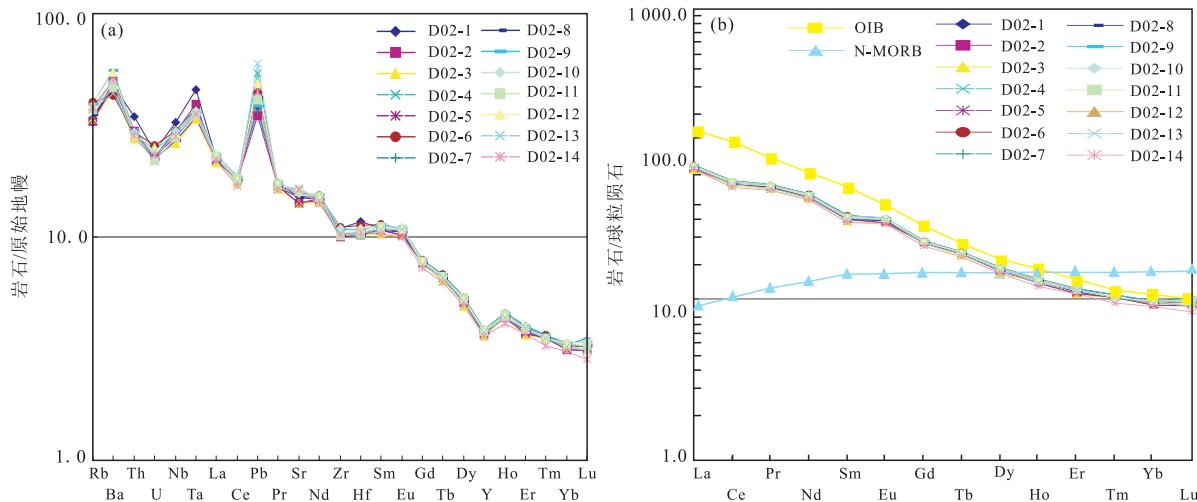


图6 高镁火山岩包体原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(b)

Fig.6 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized REE diagram (b) for the high-Mg volcanic xenoliths

标准值据 Winchester and Floyd(1977)

的统一性;9个样品均富集强不相容元素,富集Rb、Ba、Th、K、Pb等大离子亲石元素以及Nb、Ta、Ti等高场强元素,明显区别于不相容元素亏损的洋中脊玄武岩(MORB),显示了板内玄武岩特有的大隆起型配分特征,具有与OIB相似的特征。其中,Ba发生了不同程度富集,可能流体改造对该岩浆体系产生了影响;U的明显亏损与Pb的显著富集可能与蚀变作用有关。同时,不活动性元素Nb、Ta、Ti等不同程度富集,明显区别于与俯冲作用有关的汇聚板块边缘的岛弧、活动陆缘岩浆弧火山岩特征。

高镁火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(图6b)中可以看出,所有样品具有相同的曲线斜

率,且近相似,呈轻稀土元素(LREE)富集而重稀土元素(HREE)亏损的右倾型配分曲线,无Eu的负异常,具有洋岛玄武岩(OIB)相似的配分趋向模式,显示为板内玄武岩的一般特征。

5 讨论

5.1 岩石成因

研究区采集的高镁火山岩样品有不同程度的风化和蚀变,虽然切除了风化表面,但部分样品烧失量略偏高(1.33%)。一般来讲,风化和蚀变作用可能导致了部分常量元素Mg增加、Fe减少和微量元素

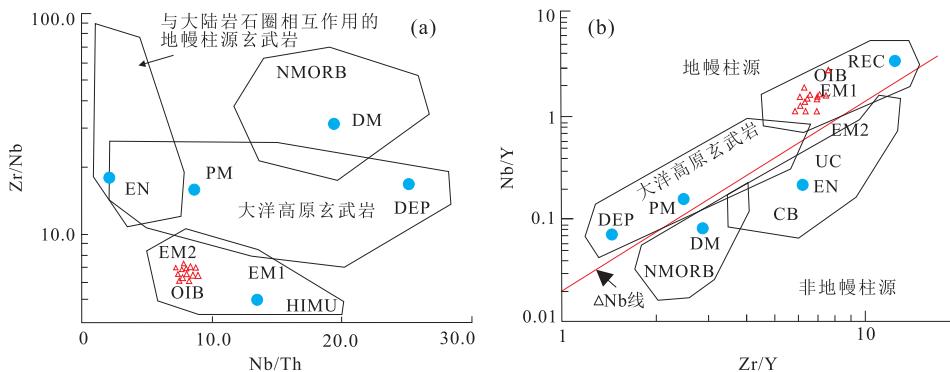
图 7 Nb/Th - Zr/Nb (a) 和 Zr/Y - Nb/Y 图解(b)

Fig.7 Nb/Th - Zr/Nb (a) and Zr/Y - Nb/Y (b) diagrams for the high-Mg volcanic xenoliths
底图据 Condie(2003)

(Ba、Rb 和 Sr)浓度的变化。仔细对比主量元素和微量元素,发现其与烧失量没有密切的相关性,说明所采集的样品烧失量对相关数据影响不大。为了确定橄榄石斑晶的含量对本样品全岩分析中 $\text{Mg}^{\#}$ 的影响,在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)电子探针试验中心对橄榄石斑晶进行了测试,确认其为贵橄榄石并为岩浆成因,而非地幔捕捞晶体。

一般认为,来自原始地幔的 Th/Ta 值在 2.3 左右,上地壳的 Th/Ta 平均值一般大于 10(张招崇等,2005),很明显地壳物质组分混染越严重, Th/Ta 值会越高。研究区高镁火山岩包体的 Th/Ta 值略低于原始地幔 Th/Ta 值,远远小于上地壳 Th/Ta 值,同时, Ce/Pb - Th/Yb , La/Yb - Th/Zr , Th/Yb - Ta/Yb 均未表现出明显的正相关,这些说明低钛的高镁火山岩未明显受到地壳物质组分混染作用(Hofmann, 1988)。研究区的高镁火山岩包体样品 Nb/U 值变化在 38.61~46.01,平均值为 42.34,介于 OIB 和 MORB 之间(47 ± 10),同样说明该地区高镁火山岩均未受到明显地壳混染(Hofmann, 1988)。

分离结晶作用是岩浆演化的重要机制,主要体现在岩石的斑晶和主微量元素含量变化上,岩相学研究表明:岩石斑晶主要为橄榄石和辉石,极个别薄片中可见极少量的斜长石,因此,橄榄石和辉石为主要的结晶相。 Cr 、 Ni 、 Co 等为相容元素,随着橄榄石、铬尖晶石等早期矿物的分离结晶,这些元素的含量逐渐降低,高镁火山岩 Cr 、 Ni 、 Co 含量变化分别为 $580 \times 10^{-6} \sim 700 \times 10^{-6}$ 、 $192 \times 10^{-6} \sim 215 \times 10^{-6}$ 、 $57.62 \times 10^{-6} \sim 60.89 \times 10^{-6}$,说明岩浆发生了一定的分离结晶作用。样品中 MgO 与 SiO_2 、 TiO_2 具有一定的负相关,与其他氧化物之间相关性不明显,说

明部分熔融程度较低,与 Cr 、 Ni 等相容元素具有明显的正相关,说明有橄榄石和辉石不同程度结晶。

富集大离子亲石元素和轻稀土元素,显示与地幔柱活动有关,包体微量元素 La/Ta 值集中在 8.25~11.22,为典型的地幔柱活动产物(Lassiter and Depaolo, 1997)。 $\text{Mg}^{\#}$ 常作为玄武岩浆结晶分异和判断幔源原生岩浆的指标。建水高镁火山岩具有高镁富铁低钛($2.16\% \sim 2.29\%$)的特征,其 $\text{Mg}^{\#}$ 变化范围为 68~75,接近原始岩浆的 $\text{Mg}^{\#}$,远高于其他地区峨眉山玄武质岩石的 $\text{Mg}^{\#}$;同时 Cr 、 Ni 含量不高,可以代表了幔源原始玄武岩浆(Frey *et al.*, 1978)。

建水高镁火山岩的 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{N}}$ 变化在 0.69~0.86,平均值为 0.78, $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ 变化在 0.75~0.82,平均值为 0.80,两者均小于 1,说明了样品起源于地幔柱(Neal *et al.*, 2002)。建水高镁火山岩没有 Nb 、 Ta 负异常,而且 Nb 、 Ta 相对于 Zr 、 Hf 发生富集, Ta/Hf 、 Nb/Zr 值分别为 0.42~0.52(平均值为 0.46) >0.3 、0.16~0.19(平均值为 0.18) >0.15 ,指示了样品为地幔柱成因(汪云亮等,2001)。由图 7 可知,建水高镁火山岩包体 4 个不活泼元素比值 Nb/Th 、 Zr/Nb 、 Zr/Y 和 Nb/Y 成分点全部落在 $\triangle\text{Nb}$ 线以上有再循环组分围限的 OIB 源区,指示其地幔柱成因(Condie, 2003)。

以 $\text{TiO}_2 = 2.5\%$ 为界,可以将玄武岩分为高铁(HT)和低钛(LT)玄武岩(Xu *et al.*, 2001),并认为低钛玄武岩可能形成于温度最高,岩石圈最薄的地幔柱轴部,是地幔柱在浅部(<60 km)高程度部分熔融(16%)形成的,高铁玄武岩是地幔柱在相对深部(>80 km)石榴子石稳定区小程度部分熔融形成($<5\%$),代表了热柱边部或消亡期地幔小程度部

分熔融(1.5%)的产物(徐义刚和钟孙霖, 2001)。研究表明低钛玄武岩主要来自地幔柱, 而高钛玄武岩则主要来自大陆岩石圈地幔或者是地幔柱熔体被大量岩石圈地幔所混染(Xu et al., 2004)。建水峨眉山玄武岩中高镁火山岩包体 TiO_2 含量 2.16%~2.29%, 平均值为 2.22%, 显示低钛特征, 说明包体来自于地幔柱。并且, 包体主量元素和微量元素随 Ti 含量的变化而表现出明显变化, 这种变化特征与高钛玄武岩中的变化表现出明显差异, 表明低钛火山岩包体与高钛玄武岩的源区有明显差别(Wang et al., 2015)。

5.2 构造背景及深部动力学意义

前文已述建水高镁火山岩具富集 LREE、 $(La/Yb)_N = (6.80 \sim 7.25)$ 、不同程度富集高场强元素(HFSE)Nb、Ta、Ti 的特征, 使得明显区别于板块边缘与俯冲作用有关的岛弧火山岩及来自亏损地幔的洋中脊玄武岩(MORB), 而具有板内玄武岩的一般特征。在 $(La/Sm) - (Sm/Yb)$ 图解(图 8)中, 建水高镁火山岩落在由石榴子石二辉橄榄岩组成的原始地幔熔融线上, 指示其源区是由石榴子石二辉橄榄岩低程度部分熔融形成, 通常认为地幔中石榴子石稳定深度在 80 km 以上(Nickel, 1986)。因此, 该图同时也说明建水高镁火山岩是在岩石圈下由异常热的地幔经低程度部分熔融形成。

进一步对高镁火山岩进行构造环境判别投图分析, $Ti-Zr-Y$ 图解能有效地区分板内玄武岩与其他板块边缘玄武岩(洋中脊玄武岩、火山弧玄武岩)(Pearce and Cann, 1973), 在 $Ti/100 - Zr - Y \times 3$ 图解中, 9 件样品均落于板内玄武岩区域内(图 9); 在 $Th-Hf/3 - Nb/16$ 图解中, 所有样品均落入 E-MORB 和板内拉斑玄武岩区域内(图 10)。综合以上几种图解及微量元素特征, 共同显示建水高镁火山岩形成于板内环境。在 $Ti-Zr-Y$ 、 $Th/Yb-Ta/Yb$ 等玄武岩构造环境判别图解中, 所有样品均落入板内玄武岩区域, 结合高镁火山岩稀土、微量元素特征, 可以认为建水高镁火山岩形成于板内构造环境。

基于以上的认识, 本文认为建水二叠纪火山岩包体可能是在峨眉山地幔柱的一个分支——地幔枝构造背景下形成(图 11)。

峨眉山地幔柱应形成于核幔边界, 在核幔边界形成时为低密度高温热流体呈团块状或似层状集中于核幔边界, 可以称之为一级地幔柱或超级地幔柱(Super Mantle Plume); 在热力作用及地球离心力作用下, 往上运移至地幔中高热流的地幔柱

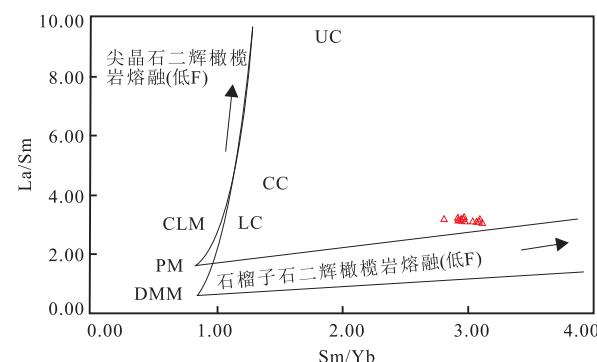


图 8 峨眉山玄武岩高镁包体 $(La/Sm) - (Sm/Yb)$ 图解
Fig. 8 $(La/Sm) - (Sm/Yb)$ diagram for the high-Mg xenoliths in Emeishan basalt

底图据 Lassiter and Depaolo(1997), PM. 原始地幔; DMM. 亏损地幔; CLM. 大陆岩石圈地幔; LC. 下地壳; CC. 整个地壳; UC. 上地壳

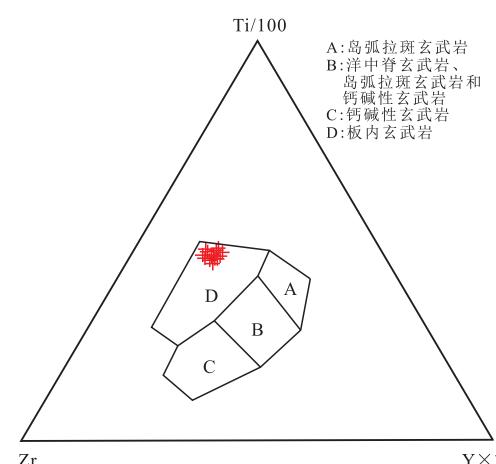


图 9 高镁火山岩包体 $Ti-Zr-Y$ 图解
Fig. 9 $Ti-Zr-Y$ for the high-Mg volcanic xenoliths
底图据 Pearce and Cann(1973)

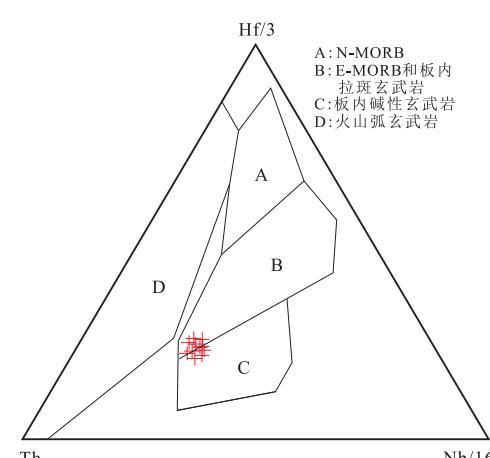


图 10 高镁火山岩包体 $Th-Hf-Nb$ 图解
Fig. 10 $Th-Hf-Nb$ diagram for the high-Mg volcanic xenoliths
底图据 Wood(1980)

6 结论

(1) 高镁火山岩包体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 259 ± 2 Ma (MSWD=1.9), 属晚二叠世早期, 代表了其形成年龄。

(2) 高镁火山岩包体母岩浆属亚碱性拉斑玄武岩, 形成于板内构造环境, 为峨眉山玄武岩的一部分, 为峨眉山地幔柱主活动时期的产物。

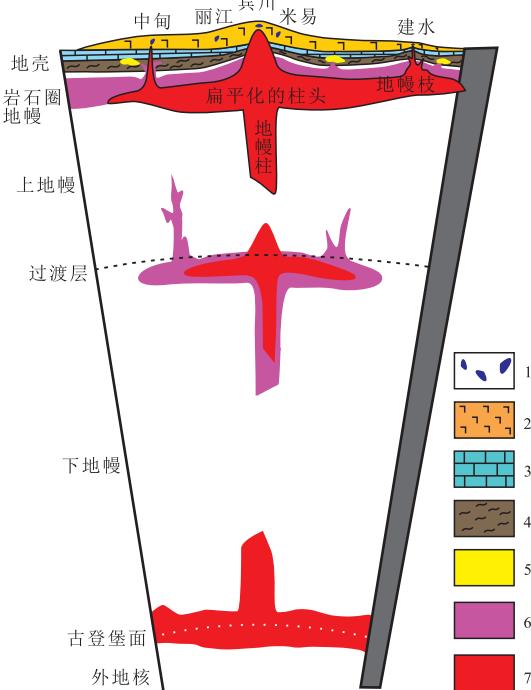
(3) 峨眉山地幔柱在垂直上升运动中还存在多次侧向扩展迁移运动, 建水高镁火山岩是峨眉山地幔柱一个地幔分枝, 是地幔柱热流体侧向扩展的产物, 在到达地表发生减压熔融喷发出来形成建水地区的大陆溢流玄武岩。

致谢: 参加了野外工作的还有周洋、齐琦等, 感谢云南地调院总工李静提出了诸多宝贵的建议; 两位匿名审稿专家和编辑部对文章进行了认真审阅, 并提出宝贵意见和建议, 在此一并表示感谢!

References

Fig.11 A possible mantle plume branches model for explanation of the origin of the xenoliths in Emeishan basalt
1.高镁火山岩包体;2.峨眉山玄武岩;3.沉积盖层;4.变质基底;5.地壳热熔体;6.地幔熔融热流体;7.核幔边界形成的熔融热流体

(Mantle Plume); 地幔柱在热力作用继续由下向上运动, 在上、下地幔边界时发生初次侧向扩展形成一系列次级地幔柱(地幔柱脉)(Sub-Mantle Plumelets)继续向上运移; 次级地幔柱垂直上升到地下几百千米处(岩石圈底部)后, 受到了较冷的坚硬地壳以及岩石圈地幔的阻挡, 带来大量热的熔融物质侵蚀岩石圈, 使得岩石圈发生变形, 高温熔融物质发生膨胀并再次发生侧向运移形成顶部成球状、席状、蘑菇状的柱体 (Geoffrey, 2005; Campbell and Daviese, 2006); 并在到达地表之前形成多个分枝柱头(地幔枝)(Sub-Mantle Plume Branches)喷发(图 11)。而在建水地区, 由于地幔柱在上升到地壳过程中, 岩石圈的伸展减薄减压与地幔柱供热, 部分熔融的地壳物质与低密度上升的地幔熔融物质混染, 但是, 研究区的地幔枝高镁火山岩相对地幔柱高镁火山岩而言, 混入的地壳熔融物质较少。地幔枝高镁火山岩在不均匀的脉动式岩浆过程中, 构成以基性火山岩为主体并夹有中酸性火山岩组成的高温熔融体最终在大陆板内拉张构造背景下喷出地表。



- Campbell, I. H., Daviese, G. F., 2006. Do Mantle Plumes Exist? *Episodes*, 29(3): 162–168.
- Chen, Z. L., Chen, S. Y., 1987. Tectonic Evolution of Western Yangtze Block. Chongqing Publishing House, Chongqing, 104–120 (in Chinese).
- Chung, S. L., Jahn, B. M., 1995. Plume-Lithosphere Interaction in Generation of the Emeishan Flood Basalts at the Permian-Triassic Boundary. *Geology*, 23(10): 889–892. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0889:pliigo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0889:pliigo>2.3.co;2)
- Condie, K. C., 2003. Incompatible Element Ratios in Oceanic Basalts and Komatiites: Tracking Deep Mantle Sources and Continental Growth Rates with Time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(1): 1–28. <https://doi.org/10.1029/2002gc000333>
- Dmitriev, Y. I., Bogatikov, O. A., 1996. Emeishan Flood Basalts, Yangtze Platform: Indications of an Aborted Oceanic Environment. *Petrology*, 4: 407–418.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D., 1978. Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology*, 19(3): 463–513. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.3.463>
- Gan, X. C., Zhao, F. Q., Jin, W. S., et al., 1996. The U-Pb Ages of Early Proterozoic-Archean Zircons Captured by Igneous Rocks in Southern China. *Geochimica*, 25(2): 112–

- 120 (in Chinese with English abstract).
- Geoffrey, F.D., 2005. Grounds for the Mantle Existing. *Chinese Science Bulletin*, 50(17): 1801—1813.
- He, Q., Xiao, L., Balta, B., et al., 2010. Variety and Complexity of the Late-Permian Emeishan Basalts: Reappraisal of Plume-Lithosphere Interaction Processes. *Lithos*, 119(1—2): 91—107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.020>
- He, B., Xu, Y.G., Xiao, L., et al., 2006. Sedimentary Responses to Uplift of Emeishan Mantle Plume and Its Implications. *Geological Review*, 52(1): 30—37 (in Chinese with English abstract).
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical Differentiation of the Earth: The Relationship between Mantle, Continental Crust, and Oceanic Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 297—314. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90132-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90132-x)
- Hou, Z.Q., Lu, J.R., Lin, S.Z., 2005. The Axial Zone Consisting of Pyrolite and Eclogite in the Emei Mantle Plume Major, Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Evidence. *Acta Geologica Sinica*, 79(2): 200—219 (in Chinese with English abstract).
- Hou, Z.Q., Wang, Y.L., Zhang, C.J., et al., 1999. Chemical Characteristic of Major Elements, Cr and Ni of Mantle Plume in Emei Igneous Province. *Geological Review*, 45(Suppl.): 880—884 (in Chinese with English abstract).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523—548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Lassiter, J.C., Depaolo, D.J., 1997. Plume/Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Oceanic Flood Basalts: Chemical and Isotope Constraints. *Geophysical Monograph* 100, American Geophysical Union, 100: 335—355.
- Le, M.J., Le, R.W., Streckeisen, A., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkalilisica Diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745—750.
- Li, H.B., Zhang, Z.C., Lü, L.S., 2010. Geometry of the Mafic Dyke Swarms in Emeishan Large Igneous Province: Implications for Mantle Plume. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10): 3143—3152 (in Chinese with English abstract).
- Li, X.R., Wang, J., Wan, Y.L., et al., 2018. Geochemical Characteristics and Tectonic Implications of Nayixiong Formation Basalts in Eastern Qiangtang Basin, Tibet. *Earth Science*, 43(2): 401—416 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.P., Ye, L., Li, C.Y., et al., 2006. Discovery of the Neoproterozoic Magmatics in Southeastern Yunnan: Evidence from SHRIMP Zircon U-Pb Dating and Lithoge-chemistry. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 916—926 (in Chinese with English abstract).
- Luo, Z.L., Jin, Y.Z., Zhao, X.K., 1990. The Emei Taphrogenesis of the Upper Yangtze Platform in South China. *Geological Magazine*, 127(5): 393—405. <https://doi.org/10.1017/s0016756800015156>
- Neal, C.R., 2002. Mantle Sources and the Highly Variable Role of Continental Lithosphere in Basalt Petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183. *Journal of Petrology*, 43(7): 1177—1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1177>
- Nickel, K.G., 1986. Phase Equilibria in the System $\text{SiO}_2\text{-MgO}\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Cr}_2\text{O}_3$ (SMACCR) and Their Bearing on Spinel/Garnet Iherzolite Relationships. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 155(3): 259—287.
- Pan, X.N., Zhao, J.T., Zhang, X.Y., et al., 1987. Tectonics and Rifting in Kangdian Region. Chongqing Publishing House, Chongqing, 214—224 (in Chinese).
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290—300. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5)
- Song, X.Y., Hou, Z.Q., Cao, Z.M., et al., 2001. Geochemical Characteristics and Period of the Emei Igneous Province. *Acta Geologica Sinica*, 75(4): 498—506 (in Chinese with English abstract).
- Song, X.Y., Zhou, M.F., Cao, Z.M., et al., 2004. Late Permian Rifting of the South China Craton Caused by the Emeishan Mantle Plume?. *Journal of the Geological Society*, 161(5): 773—781. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-135>
- Wang, L.X., Ma, C.Q., Lai, Z.X., et al., 2015. Early Jurassic Mafic Dykes from the Xiazhuang Ore District (South China): Implications for Tectonic Evolution and Uranium Metallogenesis. *Lithos*, 239: 71—85. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.10.008>
- Wang, Y., Ma, C.Q., Wang, L.X., et al., 2018. Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes of the Neoproterozoic Granites on the Southeastern Margin of the Yangtze Block: Constraint on Crustal Growth. *Earth Science*, 43(3): 635—654 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.L., Zhang, C.J., Xiu, S.Z., 2001. Th/Hf-Ta/Hf Identification of Tectonic Setting of Basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 413—421 (in Chinese with English abstract).
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325—343. [https://doi.org/10.1016/0009-2447\(77\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0009-2447(77)90020-2)

- 2541(77)90057-2
- Wood, D.A., 1980. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90116-8)
- Wu, Y.B., Zheng, Y.F., 2004. Study on the Mineralogy of Zircon and Its Constraints on the Interpretation of U-Pb Age. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1589–1604 (in Chinese).
- Xiao, L., Xu, Y.G., Mei, H.J., et al., 2003. Geochemistry of Emeishan Flood Basalts at Binchuan Area, SW China: Rock Types and Temporal Evolution. *Chinese Journal of Geology*, 38(4): 478–494 (in Chinese with English abstract).
- Xiong, S.H., Li, J.L., 1984. The Characteristics of the Late Permian Basalts in the Margin of Continental Rift in Emeishan Area. *Journal of Chengdu College of Geology*, 11(3): 43–59 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y.G., Chung, S.L., 2001. The Emeishan Large Igneous Province: Evidence for Mantle Plume Activity and Melting Conditions. *Geochimica*, 30(1): 1–9 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y.G., Chung, S.L., Jahn, B.M., et al., 2001. Petrologic and Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan Flood Basalts in Southwestern China. *Lithos*, 58(3–4): 145–168. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(01\)00055-x](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(01)00055-x)
- Xu, Y.G., He, B., Chung, S.L., et al., 2004. Geologic, Geochemical, and Geophysical Consequences of Plume Involvement in the Emeishan Flood-Basalt Province. *Geology*, 32(10): 917–920. <https://doi.org/10.1130/g20602.1>
- Zhang, Z.C., Wang, F.S., Hao, Y.L., 2005. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province: Evidence for the Mantle Plume Activity. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(1): 17–22 (in Chinese with English abstract).
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等, 2006. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义. *地质论评*, 52(1): 30–37.
- 侯增谦, 卢记仁, 林盛中, 2005. 峨眉地幔柱轴部的榴辉岩—地幔岩源区: 主元素、痕量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据. *地质学报*, 79(2): 200–219.
- 侯增谦, 汪云亮, 张成江, 等, 1999. 峨眉火成岩省地幔热柱的主要元素及 Cr, Ni 地球化学特征. *地质论评*, 45(增刊): 880–884.
- 李宏博, 张招崇, 吕林素, 2010. 峨眉山大火成岩省基性墙群几何学研究及对地幔柱中心的指示意义. *岩石学报*, 26(10): 3143–3152.
- 李学仁, 王剑, 万友利, 等, 2018. 羌塘盆地东部那益雄组玄武岩地球化学特征及构造意义. *地球科学*, 43(2): 401–416.
- 刘玉平, 叶霖, 李朝阳, 等, 2006. 滇东南发现新元古代岩浆岩: SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学证据. *岩石学报*, 22(4): 916–926.
- 潘杏南, 赵济汀, 张选阳, 等, 1987. 康滇构造与裂谷作用. 重庆: 重庆出版社, 214–224.
- 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 等, 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限. *地质学报*, 75(4): 498–506.
- 王艳, 马昌前, 王连训, 等, 2018. 扬子东南缘新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素: 对地壳生长的约束. *地球科学*, 43(3): 635–654.
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝, 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. *岩石学报*, 17(3): 413–421.
- 吴元保, 郑永飞, 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. *科学通报*, 49(16): 1589–1604.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等, 2003. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征岩石类型及随时间演化规律. *地质科学*, 38(4): 478–494.
- 熊舜华, 李建林, 1984. 峨眉山区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征. *成都地质学院学报*, 11(3): 43–59.
- 徐义刚, 钟孙霖, 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. *地球化学*, 30(1): 1–9.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 2005. 峨眉山大火成岩省中的苦橄岩: 地幔柱活动证据. *矿物岩石地球化学通报*, 24(1): 17–22.

附中文参考文献

- 陈智梁, 陈世瑜, 1987. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社, 104–120.
- 甘晓春, 赵风清, 金文山, 等, 1996. 华南火成岩中捕获锆石的