

川西北松潘-甘孜地块大石包组玄武岩成因及其形成构造背景*

肖龙^{1 2} 许继峰²

XIAO Long^{1 2} and XU JiFeng²

1. 中国地质大学, 武汉 430074

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Guangzhou Institute of Geochemistry, China Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2005-02-26 收稿, 2005-11-10 改回.

Xiao L and Xu JF. 2005. Petrogenesis and tectonic setting of Dashibao Group basalts from Songpan-Ganze block, northwestern Sichuan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 21(6) 1539–1545

Abstract The early late Permian Dashibao basalts, which distributed at the Songpan-Ganze block, NW Sichuan Province, display significant enrichment of large ion lithophile elements and high field strength elements, and similar to oceanic island basalts and the Emeishan flood basalts. These geochemical characteristics are comparable with the high-Ti Emeishan basalts from Binchuan, suggesting that they were formed within continental plate and were resulted from the Emeishan mantle plume. This implies that the Emeishan flood basalts distributes beyond the Yangtze block, has extended to the Songpan-Ganze block and the Emeishan plume head is bigger than that estimated before.

Key words Dashibao basalts, Emeishan basalts, Geochemistry, Mantle plume, Songpan-Ganze block

摘要 川西北松潘-甘孜地块内二叠世大石包组玄武岩富集大离子亲石元素和高场强元素, 具有与洋岛玄武岩相似的地球化学性质, 形成于大陆板内环境。通过与典型峨眉山玄武岩之地球化学组成的对比研究, 认为大石包玄武岩与峨眉山玄武岩中的高钛类玄武岩性质相同, 两者具有一个共同的成因, 即都是峨眉山幔柱活动的产物。由此推测峨眉山玄武岩不仅分布在扬子地块内部, 向西还有一定的延伸, 同时暗示了峨眉山幔柱头部可能具有比现在所认识的更大的规模。

关键词 玄武岩; 大石包组; 峨眉山玄武岩; 地幔柱; 岩石成因; 松潘-甘孜

中图法分类号 P588.145

二叠世玄武岩在中国西南三省(四川、云南和贵州)分布广泛, 并已经开展了大量富有成效的研究工作(林建英, 1986; 张云湘等, 1988; 莫宣学等, 1993; Huang *et al.*, 1992), 尤其是近十年来用地幔柱构造重新认识和研究峨眉山玄武岩以来, 取得了很多新的认识(Chung *et al.*, 1995; Xu *et al.*, 2001; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2005; 肖龙等, 2003; He *et al.*, 2003; Xiao *et al.*, 2003; 2004a, b)。然而, 上述研究工作大都集中在扬子地块内部(龙门山-哀牢山断裂以东), 对扬子地块以西的同时代(或略早)、以海相为

主的玄武岩研究不够。因此导致对晚二叠世早期峨眉山玄武岩的空间空分布范围有不同的认识, 多数人认为峨眉山玄武岩是指出露于龙门山-哀牢山-红河断裂带以东扬子地台上的玄武岩, 面积约 25 万平方千米(林建英, 1986; 张云湘等, 1988)。也有部分学者主张分布于扬子地台以西松潘-甘孜和中咱地块上的二叠世玄武岩也属于峨眉山玄武岩的一部分(卢记仁, 1996; Xiao *et al.*, 2004a), 估计的峨眉山玄武岩分布面积为约 50 万平方千米。由于峨眉山玄武岩已经被确认为峨眉山幔柱活动的产物, 因此对扬子地块以西玄武岩

* 本文是国家自然科学基金项目(40234046; 40425003; 40421303; 40572031), 中国科学院创新工程项目(KZCX3-SW-122, KZCX2-101)和 973 项目(2002CB412602)的部分研究成果

第一作者简介: 肖龙, 男, 1963 年生, 博士, 教授, 主要从事火成岩岩石学研究, E-mail: llong_xxiao@yahoo.com.cn

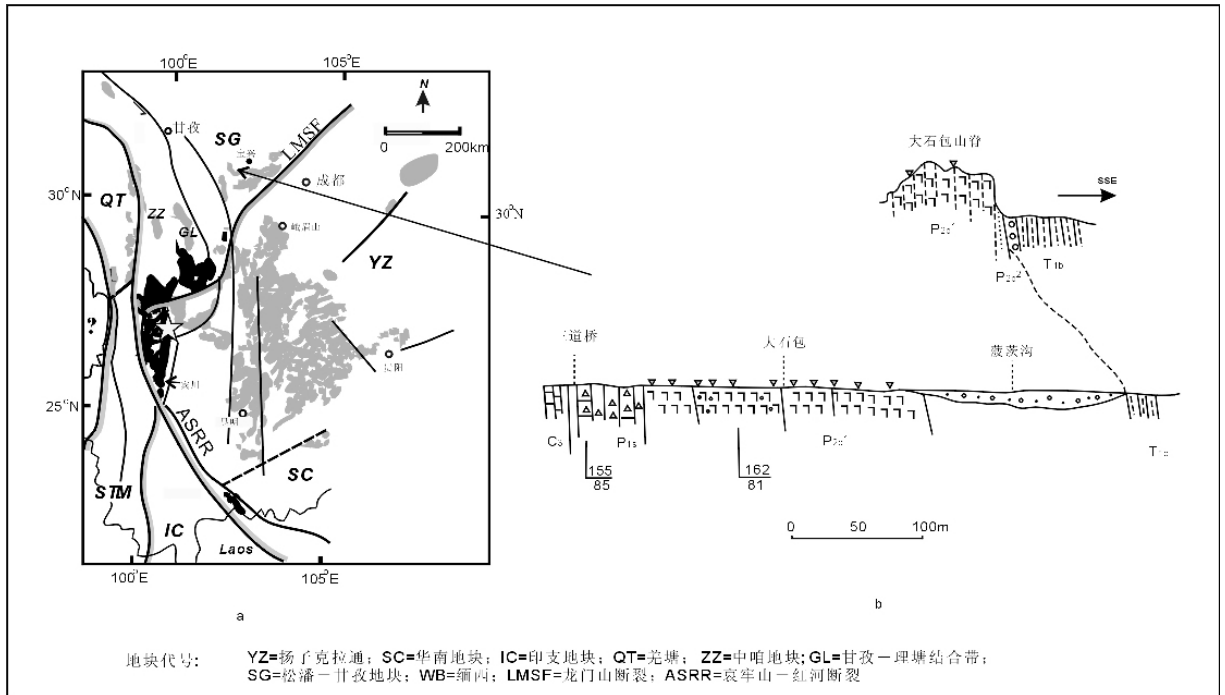


图1 晚二叠世玄武岩分布(a)和大石包组采样剖面图(b)

(据 Xiao *et al.* (2004a, 2004b) 和小金幅 1:20 万地质图(1988)修改)

图 1b 中 C_3 为上石炭统灰岩; P_{1s} 为下石炭统三道桥组角砾状灰岩; P_{2d1} 为大石包组玄武岩; P_{2d2} 为大石包组上段变质粉砂岩; T_{1b} 为下三叠统菠茨沟组不等粒砂岩夹灰色板岩, 底部为角砾状灰岩及细砾岩

Fig. 1 Distribution of Late Permian basalts (a) and sampling profile for the Dashibao Formation basalts (b)

(modified after Xiao *et al.* (2004) and Bureau of geology and mineral resources of Sichuan province (1988))

性质的研究对于了解地幔柱头的大小和地幔柱活动的强度有着十分重要的意义。由图 1a 可见, 二叠世玄武岩主体分布于扬子地台上, 但在扬子地台以西还有相当大的区域出露时代相当的玄武岩, 其西界可达金沙江缝合带。这套玄武岩分别被称为大石包组、卡翁沟组(川西和川西北地区)和冈达概组(滇西北及川西部分地区)(云南省区域地质志, 1990; 四川省区域地质志, 1990), 它们的形成时间一般认为相同或略早于东部的峨眉山玄武岩, 且有相当一部分是海相玄武岩。莫宣学等(1993)对中咱地块上冈达概玄武岩的研究成果认为其成因与峨眉山玄武岩相同。相比之下, 对大石包组玄武岩的研究还很薄弱。本文报道分布于龙门山断裂以西松潘-甘孜地块上晚二叠世大石包组玄武岩的地球化学数据和探讨其成因, 进而与扬子地台上典型的峨眉山玄武岩进行对比, 以对峨眉山大火成岩省的范围是否向西延伸提供制约。

1 地质背景和采样位置

大石包组玄武岩呈条带状展布与四川芦山县黄水河、宝兴硃碛大石包、汶川县邓生、小金县永红、大哇梁子、日隆大桥沟及丹巴县半扇门等地, 厚度从 50 米到大于 500 米不等。

本次工作的采样地点为龙门山断裂之西松潘-甘孜地块内宝兴县硃碛东大河和汶川卧龙新店子。前者为大石包组定名之地(1:20 万小金幅地质图)。采样剖面见图 1b。

东大河大石包玄武岩之下为三道桥组角砾状灰岩, 其上为下三叠统菠茨沟组砂岩不整合覆盖。玄武岩的出露厚度约 214 米, 由火山角砾岩和玄武质熔岩组成, 大致可分为 4 个喷发旋回。自下而上, 第一旋回由玄武质角砾岩、浅灰绿色致密块状玄武岩(发育枕状构造)和暗绿色凝灰岩组成, 厚 41 米; 第二旋回由灰绿色凝灰岩、凝灰质角砾岩和致密块状玄武岩(发育枕状构造)组成, 厚 66 米; 第三旋回由灰绿色玄武质角砾岩、凝灰岩、凝灰角砾岩和块状玄武岩、斑状玄武岩组成, 厚 61 米; 第四旋回由凝灰岩、块状玄武岩和辉斑玄武岩组成, 发育气孔和杏仁构造, 厚 46 米。

汶川新店子剖面玄武岩厚约 50 米, 主要由斜斑玄武岩和枕状玄武岩组成。

本次研究采集了大石包剖面 9 件玄武岩样品和汶川新店子剖面 3 件玄武岩样品。主量元素在湖北地质实验技术测试中心用湿化学方法完成。微量元素测试工作在中国科学院广州地球化学研究所元素与同位素地球化学研究室完成采用 PE Elan6000 型等离子体质谱测定(ICP-MS)。分析结果见表 1。

表1 川西北地区大石包组玄武岩的主量及微量元素分析结果

Table 1 Chemical composition for the Dashibao Formation basalt

样品号	宝兴大石包							卧龙新店子				
	P2d-3	P2d-4	P2d-7	P2d-8	P2d-9	P2d-10	P2d-12	P2d-13	P2d-15	P2d-20	P2d-21	P2d-23
SiO ₂	48.71	48.29	47.48	46.62	49.41	49.69	48.09	49.94	47.16	47.45	48.82	50.79
TiO ₂	2.96	3.58	3.85	4.17	3.85	3.69	2.98	2.3	3.79	3.69	3.31	1.92
Al ₂ O ₃	13.74	13.53	14.2	14.74	13.33	13.36	14	13.54	13.79	16.32	14.27	17.66
Fe ₂ O ₃	6.07	5.87	2.46	2.13	3.9	2.03	2.1	1.89	3.68	1.44	2.8	2.7
FeO	6.8	6.9	10.05	11.3	8.95	9.75	10.2	10.6	9.1	11.5	10.15	6.9
MgO	4.78	5.26	4.47	4.77	4.28	4.79	4.95	4.89	5.33	4.05	4.32	4.87
CaO	7.85	7.59	7.96	6.26	8.97	7.65	9.88	8.7	8.1	4.8	8.82	6.12
Na ₂ O	1.9	2.22	2.44	4.21	2.04	2.23	2.06	3.04	3.23	4.63	2.42	2.98
K ₂ O	3.31	2.6	1.86	0.6	1.49	2.45	1.31	0.87	1.29	0.74	0.41	2.72
MnO	0.18	0.13	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	0.2	0.15	0.18	0.19	0.17
P ₂ O ₅	0.35	0.41	0.44	0.47	0.44	0.43	0.32	0.32	0.42	0.47	0.36	0.67
CO ₂	0.07	0.02	0.34	0.14	0.07	0.09	0.02	0.28	0.05	0.18	0.09	0.11
LOI	3.04	3.36	4.05	4.18	2.85	3.43	3.67	3.19	3.66	4.35	3.78	2.17
Mg [#]	0.56	0.58	0.44	0.43	0.46	0.47	0.47	0.45	0.51	0.39	0.43	0.56
ppm												
Rb	56.56	43.75	33.07	14.87	47.47	39.4	20.87	17.31	23.74	17.7	10.71	24.2
Ba	419.2	361	216.7	233.7	529.4	496.6	442.2	481.1	213.6	257.2	284.8	529.3
Th	4.54	7.17	7.73	8.00	6.98	7.38	4.89	3.18	7.27	5.88	5.40	4.05
U	0.96	1.54	1.81	1.66	1.54	1.57	1.08	0.66	1.57	0.72	1.14	1.36
Nb	30.9	41.1	44.53	47.38	42.83	43.3	30.5	20.29	42.38	38.53	34.72	59.86
Ta	1.777	2.506	2.601	2.828	2.56	2.536	1.794	1.092	2.483	2.306	2.041	3.251
La	36.27	41.48	50.81	53.58	47.32	50.25	35.46	25.76	49.01	46.92	38.39	28.43
Ce	79.81	96.63	110.7	114.9	105.4	108.6	78.69	56.07	107.1	99.4	85.53	54.46
Pr	10.64	12.89	14.52	15.24	13.87	14.32	10.34	7.407	14.03	13.24	11.43	6.623
Sr	302.7	360.2	566.7	465.5	556.2	403.5	373.5	352.5	582.8	407	901.8	591.3
Nd	45.09	54.67	59.44	64.18	58.49	59.71	43.76	32.29	58.47	56.39	48.54	27.48
Zr	299.9	358	428.8	416.2	390.7	386.9	278.3	251.7	372.8	332.3	311.9	277.8
Hf	7.35	9.27	9.73	10.52	9.67	9.59	7.01	5.53	9.16	8.43	6.24	5.75
Sm	9.077	10.52	11.46	12.23	11.36	11.61	8.699	6.961	11.24	10.96	9.672	5.859
Eu	2.57	2.92	3.38	3.28	3.22	3.13	2.48	2.14	3.02	3.28	2.85	1.93
Ti	22369	25786	27550	30072	27780	27702	21813	17117	28094	27484	24464	13978
Gd	8.40	9.46	9.78	10.84	10.26	10.47	7.64	7.44	9.88	10.19	8.55	6.07
Tb	1.21	1.39	1.43	1.55	1.44	1.47	1.11	1.10	1.42	1.46	1.23	0.93
Dy	6.28	7.30	7.42	8.15	7.45	7.61	5.88	6.20	7.27	7.87	6.39	5.14
Ho	1.20	1.36	1.37	1.50	1.38	1.39	1.09	1.23	1.36	1.47	1.15	0.99
Y	33.40	38.11	39.09	42.33	39.86	39.45	31.25	35.03	38.96	42.70	33.14	29.98
Er	2.82	3.29	3.29	3.65	3.33	3.39	2.62	3.11	3.34	3.63	2.70	2.53
Tm	0.40	0.47	0.46	0.51	0.46	0.47	0.37	0.47	0.47	0.50	0.38	0.39
Yb	2.47	2.97	2.87	3.17	2.89	2.92	2.30	2.99	2.86	3.12	2.28	2.47
Lu	0.39	0.45	0.43	0.49	0.44	0.44	0.36	0.47	0.45	0.49	0.33	0.40
Sc	29.13	36.20	23.87	24.55	24.55	24.31	27.48	34.84	28.37	28.24	26.32	14.62
V	385.80	362.40	358.90	389.40	373.90	360.40	365.40	417.80	381.40	468.90	390.80	94.20
Cr	83.44	92.17	63.96	66.95	53.14	66.62	78.07	99.32	94.58	51.13	45.22	49.19
Co	42.19	39.02	40.14	43.29	38.80	42.27	40.10	39.15	41.43	37.86	39.44	28.39
Ni	68.06	73.18	81.11	85.21	53.16	83.65	53.46	56.17	82.84	48.96	54.21	50.27
Ga	22.88	21.99	26.77	28.00	24.26	22.98	21.38	20.19	22.90	26.86	24.19	17.99
Ge	1.77	1.75	1.92	1.88	2.12	1.88	1.80	1.81	1.66	1.58	2.27	1.47
Pb	5.49	6.38	8.03	5.09	8.31	6.37	4.36	4.23	6.77	2.08	3.66	2.96
Ti/Y	670	677	705	710	697	702	698	489	721	644	738	466
Th/Nb	0.15	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15	0.16	0.07
Sm/Yb	3.67	3.55	3.99	3.86	3.93	3.98	3.79	2.33	3.93	3.51	4.24	2.37
Zr/Nb	9.71	8.71	9.63	8.78	9.12	8.94	9.12	12.41	8.80	8.62	8.98	4.64
Nb/La	0.85	0.99	0.88	0.88	0.91	0.86	0.86	0.79	0.86	0.82	0.90	2.11
La/Yb	14.68	13.98	17.70	16.92	16.36	17.23	15.43	8.61	17.14	15.04	16.85	11.50
Zr/Hf	40.814	38.615	44.079	39.563	40.407	40.336	39.717	45.54	40.712	39.442	49.952	48.288
Nb/Ta	17.389	16.401	17.12	16.754	16.73	17.074	17.001	18.581	17.068	16.709	17.011	18.413

2 岩石地球化学特征

2.1 玄武岩地球化学分类

由于玄武岩的结晶程度差 根据野外露头 and 岩相学观察难以准确的进行分类, 尤其是对于发生过一定程度蚀变作用的海相玄武岩。本文采用 Xu *et al.* (2001) 和 Xiao *et al.* (2003) 提出的分类方案, 即根据玄武岩中 TiO₂ 的含量和 Ti/Y 比值、Th/Nb 比值和镁指数 ($Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) 等对玄武岩进行化学分类, 见图 2。在该分类图解中, 宝兴大石玄武岩全部落入高钛玄武岩区 (HT), 汶川卧龙有两件样品落入 HT 区, 一个样品为低钛玄武岩中的第二类 (LT2)。在 TAS 图解上, 所有样品都投入玄武岩区 (图 2c), 在 FeO_t - Na₂O - MgO 图解上, 所有高钛玄武岩都落在拉斑玄武岩区, 一个低钛玄武岩投点在钙碱性玄武岩区 (图 2d)。下面的描述和讨论将在这一分类基础上展开。

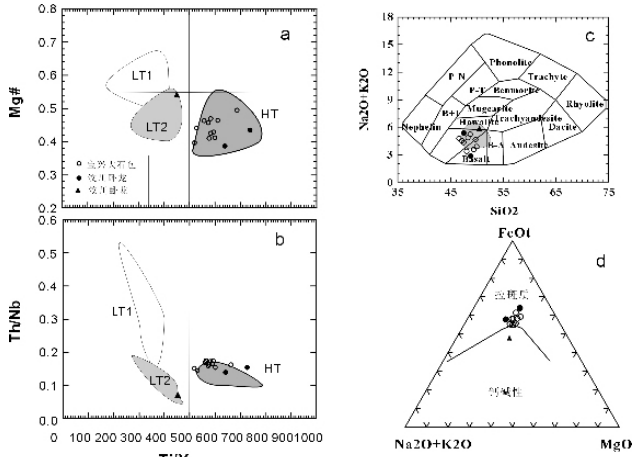


图 2 宝兴和汶川二叠世玄武岩地球化学分类

图 2a-c 中圈出的阴影部分是宾川地区峨眉山玄武岩的投图区, HT 和 LT 分别表示高钛和低钛玄武岩 (详见 Xiao *et al.* 2003; 2004b) Fig. 2 Geochemical classification for the Dashibao Formation basalts. Shaded areas indicate plotted areas of Emeishan basalts from Binchuan area. HT and LT imply high-Ti and low-Ti basalts respectively (see Xiao *et al.*, 2003; 2004b)

2.2 主量元素

大石包组 HT 玄武岩 SiO₂ 含量变化不大 (47.16% ~ 49.94%), TiO₂ 含量高 (2.3% ~ 3.85%), MgO 含量较低 (4.05% ~ 5.33%), Mg[#] 变化为 0.39 ~ 0.58。在 Mg[#] 与主要氧化物的相关性图中 (图 3) 随 Mg[#] 的降低, HT 玄武岩大致表现为 K₂O 降低、Na₂O 和 FeO 的升高。其它元素的变化关系不大。

LT2 样品的 SiO₂ 和 Al₂O₃ 高于 HT 玄武岩, Mg[#] 相对较高, TiO₂ 最低 (图 3)。

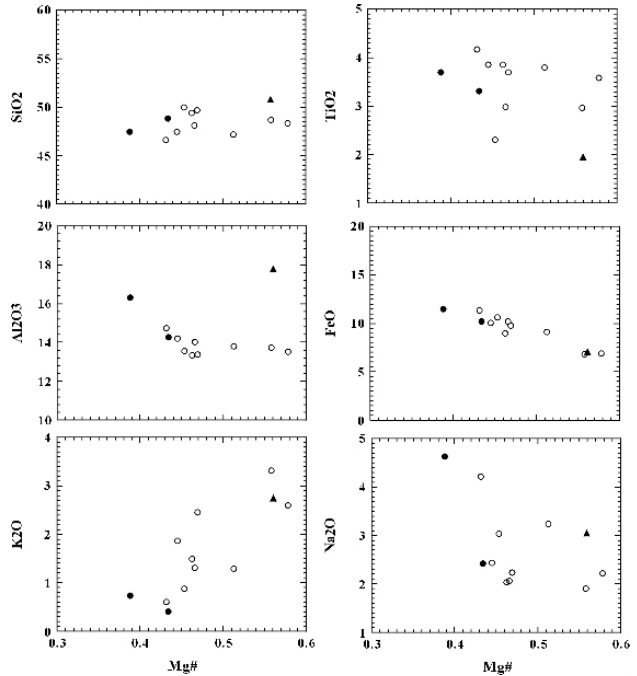


图 3 大石包组玄武岩的 Mg[#] 与主要氧化物的相关性图解, 图中样品代号同图 2, 下同。

Fig. 3 Mg[#] versus major elements plots for the Dashibao Formation basalts. Symbols are same as Fig. 2.

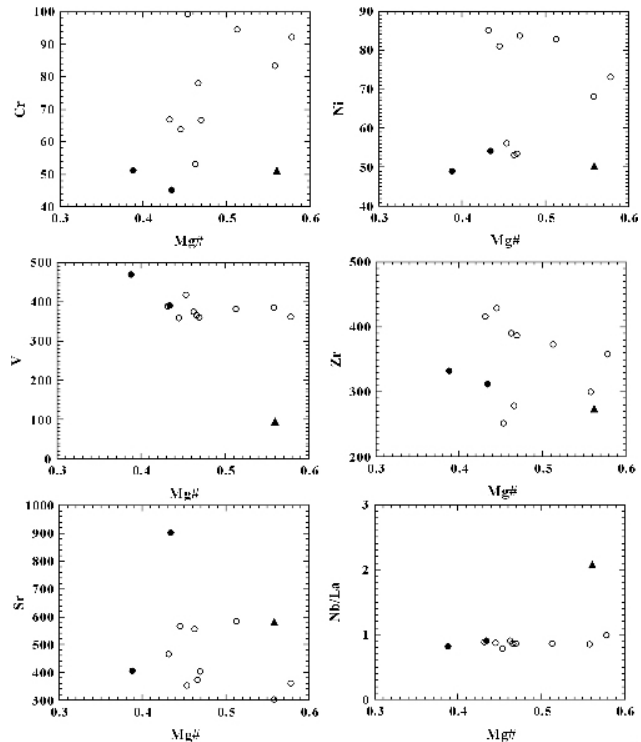


图 4 大石包组玄武岩的 Mg[#] 与微量元素的相关性图解

Fig. 4 Mg[#] versus trace elements plots for the Dashibao Formation basalts

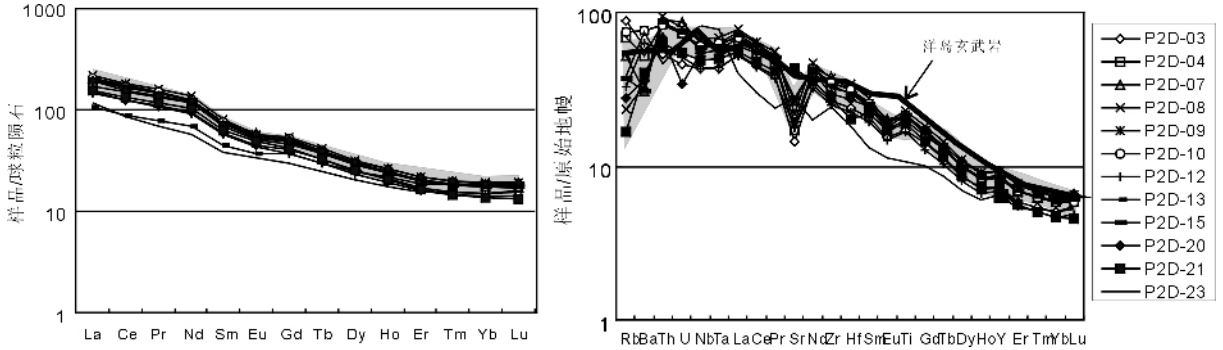


图5 大石包组玄武岩的稀土元素配分型式(a)和微量元素蛛网图解(b)。

图中阴影部分为宾川地区峨眉山 HT 玄武岩投影区(Xiao *et al.* ,2004b)。

Fig.5 Chondrite normalized rare earth elements pattern (a) and primitive mantle normalized trace elements pattern (b) for the Dashibao Formation basalts. Shaded areas show Emeishan HT basalts from Binchuan area(Xiao *et al.* ,2004b) .

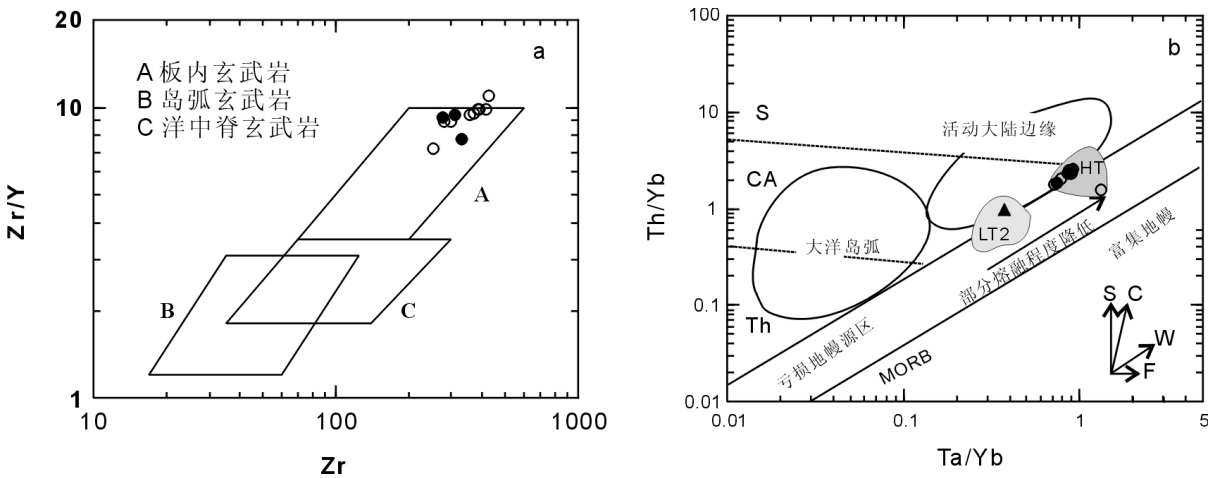


图6 玄武岩形成环境的 Zr - Zr/Y 图解(a)和 Th/Yb 与 Ta/Yb 相关图解(b)。

图中阴影部分为峨眉山玄武岩中高钛玄武岩(HT)和低钛玄武岩第二类(LT2)投影区(Xiao *et al.* ,2004b) 。图 b 中的矢量分别为俯冲组分的影响(S) 板内富集(W) 地壳混染(C) 和分离结晶作用(F) 。虚线为拉斑质(TH) ,钙碱质(CA) 和钾玄质(S) 的分界线(据 Wilson ,1989)

Fig.6 Zr versus Zr/Y plots (a) and Th/Yb versus Ta/Yb plots (b) for the Dashibao Formation basalts

2.3 微量元素

由表 1 和图 4 可见,随 $Mg^{\#}$ 的降低,大石包组玄武岩中 HT 玄武岩的 Cr、Ni 和 Sr 有降低的趋势。Zr 的含量有一定的变化,但规律性不明显,而 V 及 Nb/La 比值无明显变化。相对于 HT 玄武岩,LT2 玄武岩有异常高的 Sr 含量和 Nb/La 比值。

玄武岩样品的稀土元素总含量为 188.67 ~ 335.6(HT 玄武岩)和 173.68(LT2 玄武岩)。在用球粒陨石标准化的稀土元素配分型式(图 5a),所有样品都表现出富集轻稀土的特点。其中 P2D-15 和 LT2 玄武岩富集程度相对较低。所有样品均没有明显的 Eu 异常。

在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 5b)中,所以样品都强烈富集大离子亲石元素和高场强元素,总体与洋岛

型玄武岩的配分型式相似,也基本上落入峨眉山高钛玄武岩的投图区。相对而言,LT2 玄武岩高场强元素的富集程度较低,但有明显的 Nb 和 Ta 正异常。这些特征都与宾川地区的两类玄武岩一致(肖龙等 2003 ;Xiao *et al.* ,2003) 。

3 岩石成因

3.1 地幔源区

上述地球化学特征表明,该区玄武岩是富集型地幔部分熔融的产物。在 Zr - Zr/Y 图解中,所有样品都落入板内玄武岩区(图 6a)。在玄武岩的源区 Ta/Yb - Th/Yb 判别图解上(图 6b),都落入富集地幔源区。其中 HT 玄武岩和 LT2 玄武岩分别落入与宾川玄武岩对应的区域。说明二者来源于性质相同的地幔源区。

3.2 岩浆演化

玄武岩岩浆从形成到喷出地表一般会经历分离结晶作用(FC)和同化混染作用,或二者的叠加(AFC过程)。AFC过程的主要标志是,由于地壳组分的加入和随着岩浆演化程度的升高(SiO_2 含量升高和 $\text{Mg}^\#$ 的降低),会导致地幔元素(如高场强元素)含量的同步降低和 Nb/La 比值等的系统变化。从前面玄武岩主量和微量元素的地球化学特征来看,这一过程并不明显(如图3和图4)。岩浆演化的主要形式为分离结晶作用,其主要结晶相矿物为单斜辉石(图7)。这一判断结果与岩相学观察的结果(玄武岩中的斑晶以辉石为主)是一致的。同时这些现象与峨眉山玄武岩也是相同的(肖龙等,2003;Xiao *et al.*, 2004b)。此外,图6中 Ta/Yb 与 Th/Yb 的相关性图解也显示出地壳混染不明显,而板内富集趋势明显。

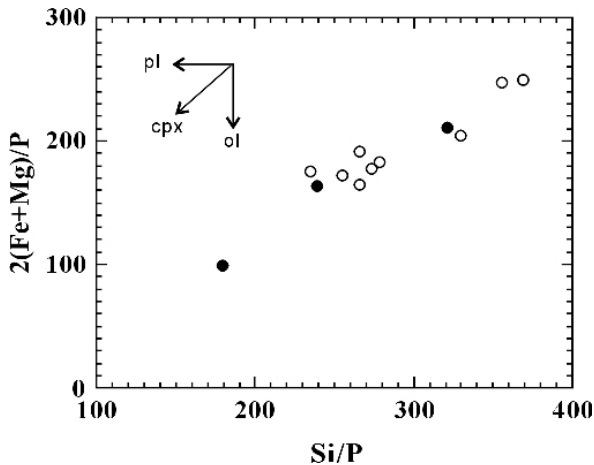


图7 大石包组玄武岩的 Si/P 与 $2(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P}$ 图解
(据 Ernst *et al.*, 1988)

Fig. 7 Si/P versus $2(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P}$ plots for the Dashibao Formation basalts

4 构造背景及其与峨眉山地幔柱的关系讨论

如前文所述,本区玄武岩形成于板内环境,与峨眉山玄武岩有直接的成因联系,应该归因于峨眉山地幔柱的活动。如果这一认识正确,那么对于了解峨眉山地幔柱的规模和活动时间就具有十分重要的意义。

对于判断地幔柱头的大小,一般认为玄武岩覆盖区域的大小就大致相当于地幔柱头的大小(Cox *et al.*, 1991)。这样峨眉山地幔柱头就要大于根据扬子地块上玄武岩的分布确定的大小。然而,我们还不能根据本文的研究准确确定峨眉山玄武岩向西和西北延伸的距离,因为该区位于龙门山构造带以西。由于对龙门山推覆构造的推覆距离尚未能够准

确估算,因此不能根据现在大石包组玄武岩的出露位置来恢复原来的分布范围。但是尽管如此,本文的研究证实了峨眉山玄武岩已经跨过现在所划定的扬子地块的西界分布于松潘-甘孜地块之上。需要说明的是,大量的研究资料已经证明松潘-甘孜地块的基底与扬子地块是相同的(Roger *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, in press),在古生代它应该是扬子地块向西的延伸,同属于扬子地块。

由于地层对比资料(云南省区域地质志,1990;四川省区域地质志,1990)显示扬子地块的玄武岩不仅形成环境有所差异(多为海相),而且形成时间可能早于扬子地块上的陆相玄武岩。区调资料认为它们形成于早二叠世,但是通过地层对比的结果,它们的层位是基本相当的(Xiao *et al.*, 2004a)。因此将这些玄武岩归于峨眉山地幔柱成因是有一定依据的。与此同时,准确确定初始的分布范围需要结合对龙门山构造带的研究,以及中咱地块、金沙江带二叠世玄武岩的对比研究,包括对甘孜-理塘裂谷带的形成机制和规模研究。另外,对这些地区玄武岩的研究还应该加强同位素测试和定年工作。

5 结论

川西北宝兴和汶川地区的二叠世大石包组玄武岩具有与洋岛玄武岩相似的地球化学性质,形成于板内环境,也与扬子地块上的高钛峨眉山玄武岩地球化学性质相似。考虑到其与峨眉山玄武岩的形成时间相当,位置上相邻,故认为其成因应该同样归因于峨眉山地幔柱的活动,并因此推断峨眉山玄武岩在扬子地块以西有较大的延伸,地幔柱的头部直径要大于仅根据现今扬子地块上玄武岩的分布范围确定的大小。

致谢 野外工作期间得到了国土资源部四川地质矿产研究所王增研究员的帮助,特此致谢!

References

- Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan province. 1990. Regional geology of Sichuan province. Beijing: Geological Publishing House, 21: 1-745 (in Chinese with English abstract)
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan province. 1988. Geological Map of Xiaojin Section in scale of 1:200 000. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan province. 1990. Regional geology of Yunnan province. Beijing: Geological Publishing House, 21: 1-728 (in Chinese with English abstract)
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23: 889-892
- Cox K G. 1991. A superplume in the mantle. *Nature*, 352: 564-565
- Ernst R E, Fowler A D and Pearce T H. 1988. Modeling of igneous fraction and other processes using Pearce diagrams. *Contr. Miner. Petrol.*, 100: 12-18

- He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y M. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts, Earth Planet. Sci. Lett., 213: 391-405
- Huang K N, Opydke N D, Peng X J, and Li J G. 1992. Paleomagnetic results from the Upper Permian of the eastern Qiangtang Terrane of Tibet and their tectonic implications. Earth Planet. Sci. Lett., 111: 1-10
- Liu Y, Liu H C, Li X H. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. Geochimica., 25(6): 553-558 (in Chinese with English abstract)
- Lu J R. 1996. Dynamical Characteristics of the Emei Mantle Plume. Acta Geoscientia Sinica, 17(4): 424-438 (in Chinese with English abstract)
- Mo X X, Lu F X, Shen S Y, Zhu Q W, et al. 1993. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization. In: Ministry of Geology and Mineral Resources (ed.), Geological Publishing House, 1-267 (in Chinese with English abstract)
- Roger F, Malavieille J, Leloup P H, Calassou S, Xu Z. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze fold belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 22: 465-481
- Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis A global tectonic approach. London: Unwin Hyman, 1-466
- Xiao L, Xu Y G, Chung S L, He B, and Mei H J. 2003. Chemostratigraphic correlation of Upper Permian lavas, from Yunnan Province, China: Extent of the Emeishan large igneous province, International Geology Review, 45: 754-766
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Shao S L. 2003. Geochemistry of Emeishan Flood basalts at Binchuan area, SW China: Rock Types and Temporal Evolution. Chinese Journal of Geological Science, 38(4): 335-351 (in Chinese with English abstract)
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, and Pirajno F. 2004b. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction. Earth Sci. Plant Lett., 228: 525-546
- Xiao L, Xu Y G, Xu J F, He B, Pirajno F. 2004a. Chemostratigraphy of flood basalts in the Garze-Litang region and Zongza block: implication for western extension of the Emeishan large igneous province, SW China. Acta Geological Sinica, 78(1): 61-67
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos, 58: 145-168
- 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)
- Yin J Y. 1986. Spatial distribution and geological characteristics of the Permian Emeishan basalts in SW China. Chin. Sci. Bull., 12: 929-932 (in Chinese with English abstract)
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, Jin L, Yuan H L, Zhang B R. 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibet Plateau: Constraints on petrogenesis, nature of basement and tectonic evolution. Contrib. Mineral. Petrol., in press
- Zhang Y X, Luo Y N, Yang Z X. 1998. Panxi Rift. Beijing: Geological Publishing House, 1-466 (in Chinese with English abstract)
- 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)

附中文参考文献

- 林建英. 1986. 中国西南三省二叠纪玄武岩的时空分布及其地质特征. 科学通报, 12: 929-932
- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征. 地球学报, 17(4): 424-438
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越等 17 人. 1993. 三江特提斯火山岩作用与成矿. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 第 20 号. 地质出版社, 1-267
- 四川省地质矿产局. 1990. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 21: 1-745
- 四川省地质矿产局. 小金幅 1:20 万地质图. 1988. 北京: 地质出版社
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 沙绍礼. 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): 335-351
- 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
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 21: 1-728
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 1-466
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火山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

· 简讯 ·

全国岩石学与地球动力学研讨会在杭州举行

11月15日至20日,由中国科学院地质与地球物理研究所、浙江大学、岩石圈演化国家重点实验室联合主办,内地和港台地区46个单位参与合办的“2005年全国岩石学与地球动力学研讨会”在杭州召开。来自国内外和港台地区的300多位地球科学专家、学者参加了会议。

会议开幕式由我所翟明国副所长主持,浙江大学副校长褚健、中国科学院地质与地球物理研究所所长丁仲礼、浙江省地勘局副局长蔡建虹分别在开幕式上致辞,许志琴、肖序常、任纪舜、张国伟、李曙光等院士应邀做大会主题报告。主题报告后,研讨会分四个会场,就大陆岩石圈与蛇绿岩、壳幔相互作用与岩石圈演化、板内岩浆作用与地幔柱、花岗岩成因与地壳增生、高压-超高压变质作用与大陆深俯冲、青藏高原形成与演化等11个专题近200个子课题进行广泛的交流与研讨。此次研讨会集中了大陆及港台地区岩石学和地球动力学等研究领域的优秀学者,将岩石学与地球动力学结合起来,拓展了交流与研讨空间,对岩石圈和地球动力学和进一步发展将产生重要影响。

中国科学院地质与地球物理研究所 科研处 (供稿)

2005年11月23日

全国第四次火山学术研讨会召开

全国第四次火山学术研讨会于2005年10月23日至26日在广西省北海市召开。本次大会由中国灾害防御协会、中国矿物岩石地球化学学会、IAVCEI中国委员会和广西地震局共同主办,并得到有关单位和广大的业内专家的大力支持,出席会议的代表有120多人,包括中国地震局、中国科学院、高等院校、国土资源部等50多家单位,中国灾害防御协会、中国矿物岩石地球化学学会和北海市有关领导也出席了会议。

本次会议共收到会议摘要82篇,会议交流论文45篇。中国灾害防御协会火山专业委员会主任、中国矿物岩石地球化学学会火山与地球内部化学专业委员会主任樊祺诚研究员回顾了中国火山学发展的历程,激励与会同仁为火山灾害的监测和减灾而努力工作,为火山和固体地球内部的研究而努力探索。刘嘉麒院士作了精彩的“火山作用与地球各层圈的关联”报告,对中国火山学研究的方向和目标提出了期望。与会代表围绕地幔柱和大火成岩省、大陆火山作用和岩石圈演化、火山监测和探测研究,以及西部火山和资源等问题,作了广泛交流和热烈讨论。充分展示了我国火山研究与监测方面的最新进展,所涉及的议题也涵盖了当今火山学研究的前沿领域,体现了本次会议的高学术水准。对了解中国大陆构造属性、成矿作用、岩石圈演化和火山活动规律,拓展火山学研究的社会功能如国家地质公园和世界地质公园的建设都将产生深远的影响。

会议期间代表们兴致勃勃地考察了中国最年轻的火山岛—北部湾中涠洲岛,该岛面积约20多平方公里,全部由新生代火山岩组成,岛上出露的典型的射气岩浆喷发的火山学特征(直径约2km的低平火口和几十米厚的火山基浪堆积)和海蚀地貌也给大家留下十分深刻的印象,目前北部湾周边的雷琼地区(包括涠洲岛)第四纪火山区正在积极申请世界地质公园。

这次会议是响应中国灾害防御协会发起主办的“中国减灾世纪行”活动之一,也是为明年在广州举办的2006年国际火山学大会的预备会,代表们充分利用本次会议所提供的平台相互交流,积极沟通,圆满地达到了会议的预期目标。会议还就火山专业委员会的学术发展和学术活动展开了讨论,一致认为要用好的学术成果和精神面貌迎接2006年国际火山学大会的召开。

中国科学院地质与地球物理研究所 隋建立 (供稿)