

峨眉山二滩玄武岩地球化学特征

严再飞^{1,2}, 黄智龙¹, 许 成¹,
温春齐³, 张振亮^{1,2}

1. 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 550002;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;
3. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 6100591

【摘 要】 峨眉山大火成岩省二滩地区玄武岩 $w(\text{SiO}_2)/\%$ = 40.5~59.65; 普遍高碱, $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})=2.64\%\sim7.67\%$ 。 $w(\text{TiO}_2)=2.10\%\sim6.53\%$, $\text{Ti}/\text{Y}>500$, 该区玄武岩属于高钛(HT)型玄武岩; 其 $\text{Mg}^\# = 58\sim84$, 明显高于高于宾川高钛玄武岩(31~53), 说明岩浆演化程度明显低于宾川高钛玄武岩。岩石样品中 Sr 显示明显负异常, 暗示了二滩玄武岩经历了广泛的斜长石结晶分离; 而 Eu 不显异常, 则反映了玄武岩岩浆中有高 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 比值的存在, 其环境为氧化环境。在二滩玄武岩和宾川高钛玄武岩中, Ni, Zr, TiO_2 和 $\text{Mg}^\#$ 均显示了明显差异, 说明二滩玄武岩具有独立的地球化学特征。二滩玄武岩不相容元素(Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce 等)配分曲线与 OIB 相似, 及其 Ta/Yb vs Th/Yb 双变量图解也显示出了富集地幔特征, 这些特征反映了峨眉山二滩玄武岩源区为富集地幔源, 玄武岩岩浆可能为地幔柱物质。此外, Ba/Th, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb 等比值介于 EMI OIB 和 EMII OIB 之间, 以及 Ce/Pb 比值也说明: 二滩玄武岩缺少 HIMU OIB 端元组分, 是 EMI OIB 和 EMII OIB 两端元的混合产物。

【关键词】 二滩玄武岩; 地球化学; 富集地幔; 洋岛玄武岩(OIB)

中图分类号: P588.14⁺5 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2006)03-0077-08

0 引 言

大陆溢流玄武岩(CFB)是大火成岩省(large igneous provinces, LIPs)中的一种, 其特点是喷出量大, 喷出时间短, 且时间与洋底扩张或大陆裂开时间

一致^[1]。CFB 被认为与地幔柱有成因上的联系^[2,3]。但研究表明, 许多中生代和第三纪 CFB 与那些来自上地幔对流的大洋玄武岩同位素和微量元素特征明显不同, 有人认为是 CFB 受到地壳的混染, 造成了这种差异^[4,5]; 也有研究者认为这反映了源区的不同^[6]。据 Elam 和 Cox 等在大陆火山作用中, 除深部

地幔柱物质外,岩石圈地幔是极为重要的角色^[7]。因此,有研究者甚至认为,一些 CFB 的源区就位于岩石圈地幔^[8~10]。Holm 等对 Faroe 岛早第三纪玄武岩的研究也表明,低钛型岩浆玄武岩为亏损地幔高度熔融形成,而高钛型岩浆玄武岩则有地幔柱特征,为地幔柱物质来源^[11]。

在过去 300 Ma 以来世界上已有 8 个主要的溢流玄武岩省被发现^[1]。峨眉山玄武岩省就是其中一个,其主要分布于中国云南、四川和贵州境内,近来成为了国内外学者研究的热点。不同地区的峨眉山溢流玄武岩或同一地区不同类型的玄武岩,其地球化学特征往往不一样^[12,13]。如宾川地区低钛(LT)

玄武岩岩浆被认为来自次大陆岩石圈地幔(SCLM),而高钛(HT)玄武岩则与 OIB 相似,为地幔柱物质来源^[13]。四川二滩地区,玄武岩分布广泛,从基性岩到酸性岩均有显露,具有很好的代表性,但该区域研究程度相对较低。在主要元素和微量元素分析数据的基础上,通过研究二滩玄武岩化学组成,进而探讨它们的地球化学特征。

1 地质背景及岩相学

峨眉山玄武岩省位于扬子板块西缘,主要分布于云南、四川和贵州境内(图 1),其面积在 2.5×10^5

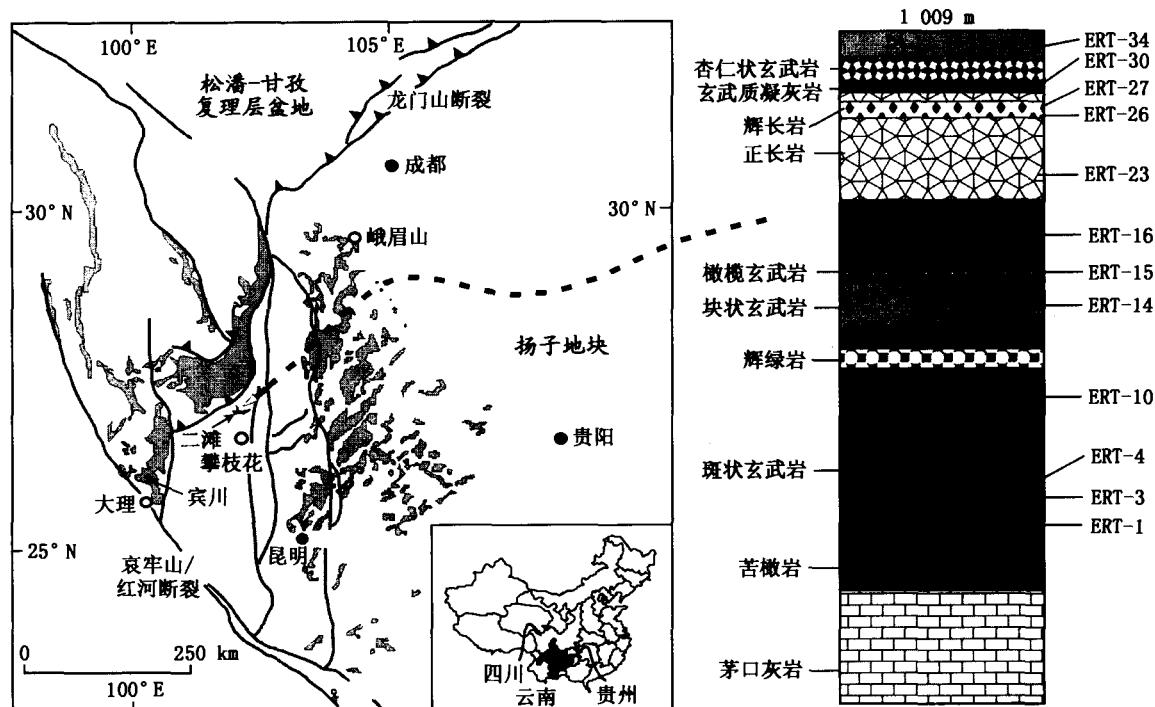


图 1 峨眉山大火成岩省区域地质图(据 Jason *et al.*^[18], Xu *et al.*^[12], 汪云亮等^[17]修改)

Fig. 1 The map of Emeishan LIPs

km^2 以上,喷发于二叠纪与三叠纪之间。Zhou 等对新街侵入体 SHRIMP 锆石定年后认为,峨眉山溢流玄武岩的主要喷发年龄为 $259 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$ ^[14]。峨眉山玄武岩省分为东岩区(高钛型玄武岩)和西岩区(低钛型玄武岩),总体特征为西厚东薄,平均厚度 700 m,体积 $\sim 0.3 \times 10^6 \text{ km}^3$ ^[15]。自从峨眉山地幔柱^[16]被提出以来,峨眉山大火成岩省引起国内外地质工作者兴趣,逐渐受到重视。

峨眉山玄武岩被认为是与板内裂谷有关的大陆溢流玄武岩系。晚二叠世火山喷发早期为碱性岩浆作用阶段(以东川为代表),喷发物为霞石玄武岩、碱性玄武岩和其他 SiO_2 未饱和岩类;中期为以玄武岩喷发为主阶段,遍及全区,形成峨眉山玄武岩主体,

拉斑玄武岩和碱性玄武岩交替喷溢;晚期为正长斑岩、粗面岩和流纹岩喷发,局部分布于裂谷轴部。峨眉山玄武岩的矿物组成主要为斜长石、单斜辉石、玻璃质及少量磁铁矿和钛铁矿^[17]。峨眉山二滩地处攀西裂谷带中心,其玄武岩主要为橄榄玄武岩、块状玄武岩、斑状玄武岩和杏仁状玄武岩;此外,正长岩、辉长岩、辉绿岩、玄武质凝灰岩等,呈岩墙、岩脉状浅成侵入体,插入二滩双峰式火山岩中。

2 采样、分析方法

本次样品均采自二滩(图 1),共采集 26 件玄武岩岩样、5 件辉长岩岩样、3 件正长岩和一件玄武质

凝灰岩岩样。选取较新鲜且具有代表性的样品作为研究对象,样品全岩主量元素分析在中国科学院地球化学研究所完成,采用湿化学分析方法。结果见表 1。

全岩微量元素分析前处理在中国科学院地球化学研究所完成。称 50 mg 样品于带不锈钢外套的密封样装置中,分别加入 1 mlHF,在电热板上蒸干以去掉大部份 SiO₂,再加入 1 mlHF 和 0.5 mlHNO₃,盖上盖,在烘箱中于 200 C 分解 12 h 以上,取出冷却后,于电热板上低温蒸至近干,加入 1 mlHNO₃ 再蒸干,重复一次。最后加入 2 mlHNO₃ 和 5 ml 水,重新盖上盖,于 130 C 溶解残渣 3 h,取出冷却后加入 500 ngRh 内标溶液,转移至 50 ml 离心管中。处理样送至国家地质实验测试中心 ICP-MS 进行检测。测试数据见表 1。

3 结 果

3.1 主量元素

二滩玄武岩 $w(\text{SiO}_2)/\% = 40.5 \sim 59.65$,除少数几个样外,普遍高碱, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 2.64\% \sim 7.67\%$; $w(\text{TiO}_2)$ 普遍较高, $w(\text{TiO}_2) = 2.10\% \sim 6.53\%$,属于高钛(HT)玄武岩。二滩玄武岩 Mg[#] 范围为 58~84,多数样品 $w(\text{MgO}) < 8\%$;氧化物(主量元素)与 Mg[#] 之间呈一定相关性变化(图 2)。

从图 2 可看出,二滩玄武岩 TiO₂,Na₂O,FeO*, CaO 与 Mg[#] 具有良好的负相关性,说明了主要氧化物随二滩玄武岩浆演化的变化关系;玄武岩中 Si 与 Mg[#] 不显相关性。对二滩岩样进行全碱-硅图解投点,其结果如图 3 所示,说明所分析样品多数为玄武

表 1 峨眉山二滩玄武岩主量元素 $w(\text{B})/\%$ 和不相容微量元素 $w(\text{B})/10^{-6}$ 组成

Table 1 The compositions of major and incompatible trace elements for Ertan basalts in Emeishan

样品编号	ERT-1	ERT-3	ERT-4	ERT-10	ERT-14	ERT-15	ERT-16	ERT-23	ERT-26	ERT-27	ERT-30	ERT-34
岩石名称	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	正长岩	辉长岩	辉长岩	玄武凝灰岩	玄武岩
SiO ₂	45.20	45.36	45.91	45.83	59.61	47.61	51.49	65.9	42.26	44.16	53.29	45.75
TiO ₂	6.33	5.67	5.33	6.00	2.10	2.90	4.33	1.40	4.67	3.17	2.83	4.07
Al ₂ O ₃	14.56	13.06	14.48	14.83	16.20	16.21	17.08	15.38	14.83	10.44	17.30	7.41
Fe ₂ O ₃	4.02	4.11	4.53	3.79	3	4.13	3.82	3.79	4.20	4.11	3.30	4.00
FeO	6.94	6.85	7.01	7.01	4.75	4.05	5.34	1.80	6.70	7.11	5.06	6.74
MnO	0.18	0.18	0.12	0.15	0.40	0.18	0.16	0.20	0.21	0.18	0.15	0.14
MgO	4.87	6.04	5.09	5.39	0.38	7.27	4.35	0.51	6.40	17.93	5.57	19.68
CaO	11.07	12.00	8.40	10.35	3.97	9.55	8.07	2.16	14.18	9.04	4.75	8.01
Na ₂ O	2.41	1.36	2.24	2.48	5.12	0.93	3.21	5.01	1.77	0.81	3.75	0.64
K ₂ O	1.62	1.24	2.59	1.09	1.91	0.37	0.64	2.66	0.53	0.29	0.58	0.59
烧失量	2.00	2.70	3.50	1.90	1.01	5.10	0.83	0.30	3.15	2.15	2.38	2.27
P ₂ O ₅	0.66	0.56	0.66	0.56	0.46	0.56	0.63	0.30	0.53	0.56	0.46	0.46
Mg [#]	56	61	56	58	12	76	59	34	63	82	66	84
Rb	69.3	46.3	116	52.2	61.0	21.6	28.5	106	22.7	13.4	55.2	52.9
Sr	168	122	216	286	73.9	70.7	78.1	111	113	49.9	137	77.4
Ba	941	917	330	612	340	218	330	982	438	154	365	461
La	79.8	67.1	74.9	53.2	73.3	20.5	29.0	45.9	30.2	15.6	46.2	35.9
Ce	75.0	26.3	30.8	55.6	44.7	47.8	68.7	94.2	67.7	37.1	83.7	84.2
Pr	19.3	16.6	19.1	14.4	20.0	6.04	8.51	61.1	8.08	4.69	10.8	10.2
Nd	78.1	68.5	79.4	61.3	86.6	26.7	37.6	242	34.6	20.6	44.7	43.4
Sm	13.3	12.0	13.7	11.5	18.0	6.41	8.59	48.3	7.47	4.69	9.55	8.48
Eu	3.72	3.52	4.64	3.49	8.51	2.59	2.75	11.3	2.39	1.54	3.02	2.53
Gd	10.9	10.0	11.7	9.60	17.0	6.15	8.08	46.0	6.90	4.45	9.20	6.83
Tb	1.29	1.20	1.36	1.23	2.45	0.96	1.24	6.88	1.01	0.68	1.35	0.89
Dy	6.45	6.02	6.80	6.34	13.8	5.49	7.12	39.3	5.74	3.89	7.68	4.61
Ho	1.08	1.02	1.16	1.08	2.53	1.02	1.31	7.01	1.03	0.69	1.42	0.77
Er	2.76	2.60	2.99	2.73	6.68	2.62	3.38	17.7	2.60	1.74	3.76	1.90
Tm	0.36	0.33	0.39	0.36	0.95	0.37	0.46	2.37	0.35	0.23	0.53	0.24
Yb	2.25	2.14	2.43	2.23	6.30	2.37	3.00	14.6	2.21	1.48	3.48	1.48
Lu	0.31	0.30	0.34	0.32	0.95	0.34	0.44	1.88	0.31	0.21	0.51	0.21
Y	25.4	23.8	27.2	25.5	60.5	24.8	31.4	32.8	24.4	15.9	51.4	17.6
Sc	34.9	40.2	31.6	35.5	20.3	33.4	34.3	4.50	44.0	33.8	108	29.6
Th	11.4	9.02	11.1	7.25	8.78	2.44	3.53	37.0	4.06	2.12	15.9	4.94
U	1.18	1.32	1.79	1.08	1.26	0.28	0.43	4.03	0.65	0.38	0.65	0.69
Zr	70.5	62.2	75.7	61.3	92.7	185	126	198	197	130	239	144
Hf	10.2	9.12	10.8	8.99	13.2	4.89	7.16	39.0	5.56	3.65	6.33	6.43
Nb	68.7	54.4	68.0	42.4	65.4	15.2	21.0	43.0	28.7	13.9	23.0	32.3
Ta	4.39	3.56	4.34	42.4	4.04	1.01	1.40	16.2	1.94	1.13	1.50	2.10
Pb	26.8	24.4	25.7	18.4	63.6	19.0	35.7	73.4	9.48	10.9	12.4	9.20

注: Mg[#] = 100 Mg / (Mg + Fe²⁺), 主量元素由湿化学方法测定; 微量元素由 ICP-MS 测定, 在国家地质实验测试中心完成

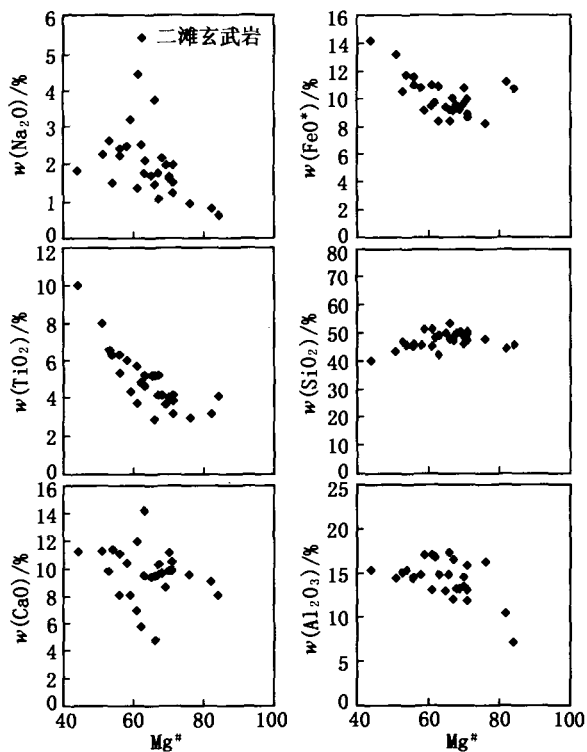


图2 二滩玄武岩主要元素与Mg[#]相关图

Fig. 2 The correlation of major elements for Ertan basalts with Mg[#]

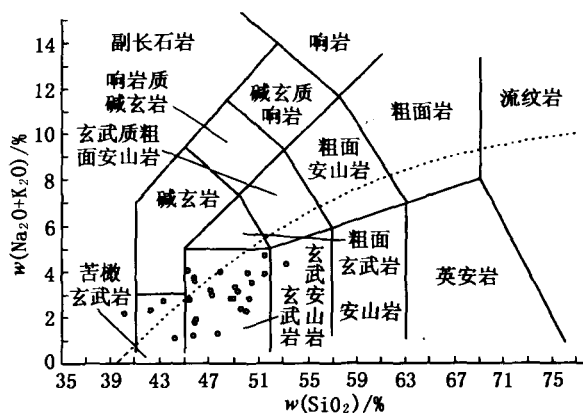


图3 峨眉山二滩岩样的全碱-硅图解(TAS)^[19]

Fig. 3 The TAS plots of the samples from Ertan 岩,这与薄片观察结果是一致的。

3.2 微量元素

二滩玄武岩样 Ti/Y > 500, 不相容元素比值(取平均值, n = 26) Zr/Nb = 4.40, La/Nb = 1.25, Ba/Nb = 16.18, Ba/Th = 105.91, Rb/Nb = 1.76, Th/Nb = 0.22 等与 OIB 相似(表 2)。该区玄武岩含较高不相容微量元素, 轻稀土相对重稀土富集, 部分样品出现 Ce 负异常(图 4); 且相应的侵入岩-辉长岩稀土配分曲线与玄武岩基本一致。在岩石样品中, Sr

表 2 二滩玄武岩不相容微量元素比值特征^[22]

Table 2 The ratios of incompatible trace elements for Ertan basalts

元素比	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
原始地幔	14.8	0.94	9.0	77	0.91	323	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	4.3	60	0.36	296	0.071	0.067	4.0
大陆壳	16.2	2.2	54	124	4.7	1341	0.44	0.204	25
HIMU OIB	3.2~5.0	0.66~0.77	4.9~6.5	49~77	0.35~0.38	77~179	0.080~0.101	0.107~0.133	6.8~8.7
EMI OIB	4.2~11.5	0.86~1.19	11.4~17.8	103~154	0.88~1.17	213~432	0.105~0.122	0.107~0.128	13.2~16.9
EMII OIB	4.5~7.3	0.97~1.09	7.3~11.0	67~84	0.59~0.85	248~378	0.111~0.157	0.122~0.163	8.3~11.3
二滩玄武岩	4.40	1.25	16.18	105.91	1.76	219.58	0.22	0.16	12.77

明显负异常, Nb, Ta 出现正异常, Eu 无异常(图 5)。Sr 的明显负异常说明了玄武岩岩浆发生了广泛的斜长石结晶分离。岩石样品中出现了 Zr 异常, 这是二滩玄武岩一个显著的特征, 可能与母岩浆的演化和部分熔融度有关。

4 讨论

4.1 二滩玄武岩与宾川高钛玄武岩

峨眉山二滩玄武岩 Mg[#] = 58~84, w(TiO₂) = 2.10%~6.53%, Ti/Y > 500, 属于高钛玄武岩^[12,23]; 而宾川高钛玄武岩 w(TiO₂) > 2.5, Mg[#] = 31~53^[13]。由于二滩玄武岩岩浆演化指数 Mg[#] 明显高于宾川, 说明二滩玄武岩岩浆演化程度较低, 而宾川玄武岩岩浆演化程度较高。这可能暗示了峨嵋大火成岩省不同地区的玄武岩岩浆演化程度是不同的。

宾川高钛玄武岩 TiO₂ 与 Mg[#] 显示了正相关关系, 而二滩玄武岩 TiO₂ 与 Mg[#] 则显示了负相关; 二者也显示了不同的岩浆演化关系。从图 6a 可知, Mg[#] = 50~60 时 TiO₂ 含量达到了峰值, 同时 Ni 和 Zr 也显示出了较为明显的差异(图 6b, d), 二滩玄武岩 Ni 含量明显高于宾川玄武岩, 而 Zr 含量明显低于宾川玄武岩。二滩高钛玄武岩由于 Zr 含量低而出现了负异常现象, 而宾川玄武岩未显示 Zr 异常, 可能为岩浆演化过程中控制矿物相的不同所致。宾川玄武岩的低 Ni 含量则暗示了该区玄武岩经历了橄榄石的结晶分异作用, 而二滩玄武岩橄榄石结晶分异不明显。这也进一步证明二者具有不同的地球化学特征。与宾川高钛岩一样^[12,13], 二滩玄武岩也出现了明显的 Sr 负异常, 这是由于岩石中发生了广泛的斜长石结晶分离所致, 岩石样品中出现较多的斜长石斑晶也印证了这一结论; 但 Eu 无异常, 这可能

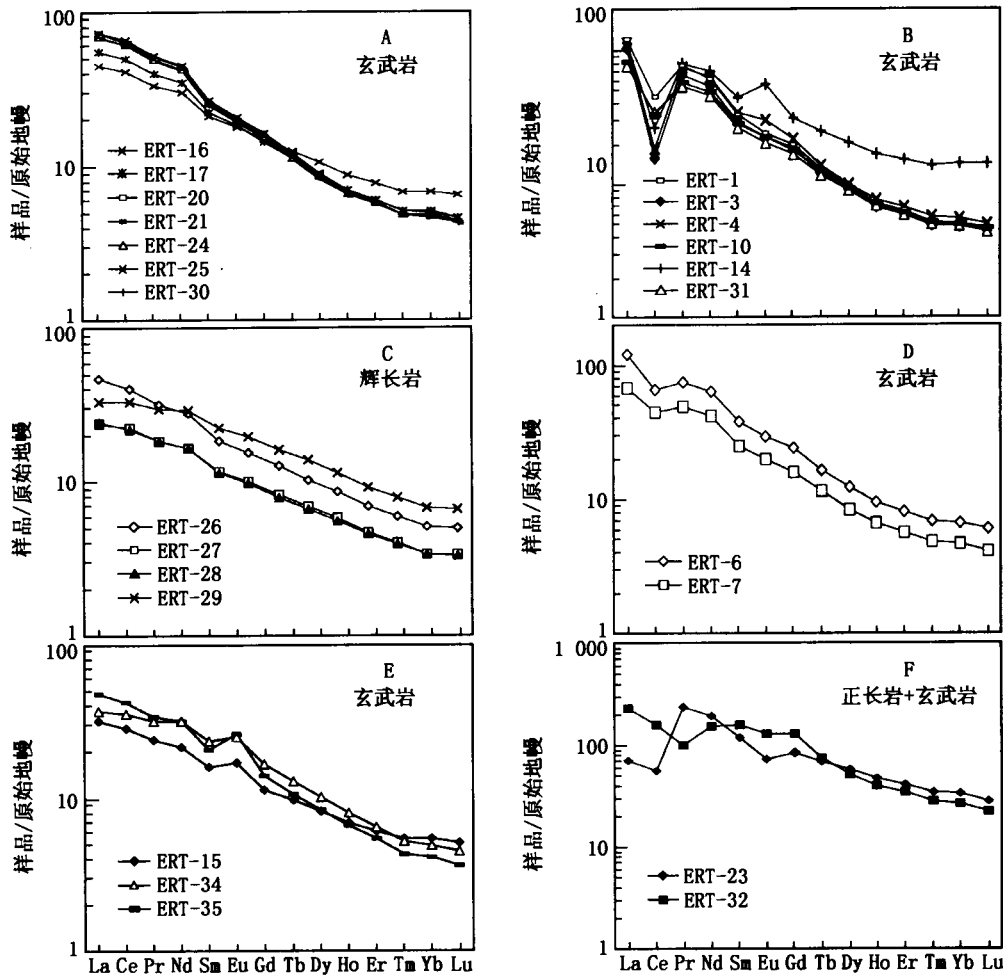


图 4 二滩玄武岩稀土元素配分图(原始地幔标准值据 McDonough and Sun^[20])

Fig. 4 The patterns of REE for Ertan basalts

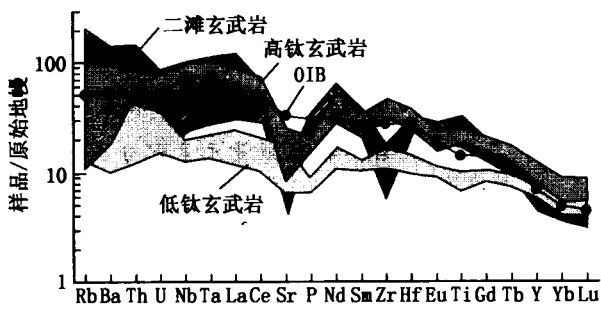


图 5 峨眉山玄武岩微量元素配分图(高、低钛玄武岩来自宾川地区^[13];原始地幔标准值据 McDonough and Sun^[20],OIB 数据来自 Sun^[21])

Fig. 5 The patterns of trace elements for Emeishan basalts

是玄武岩岩浆中存在高 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 比值^[24], 因为熔体中 Eu^{3+} 是显惰性的, 反映了当时的环境为氧化环境。此外, Nb, Ta 的正异常说明, 二滩玄武岩岩浆受地壳混染作用不明显。

4.2 二滩玄武岩不相容元素特征

Raphael 等对埃塞俄比亚溢流玄武岩(Ethiopian flood basalts)研究显示, 低钛型岩浆(LT)玄武岩具有强演化岩石圈特征, 即相对大洋玄武岩亏损

Nb, Ta, Tu 和 Rb, 且 Ba 和 Pb 出现峰值; 高钛型岩浆(HT)玄武岩有更多均一组分和洋岛玄武岩微量元素特征^[25]。Weaver(1991)认为稀土元素(Sm 和 Nd 等)和大离子亲石元素(Ru, Sr, Th, U 和 Pb)比值反映的信息有限, 因为稀土元素和大离子亲石元素具有相似的地球化学特性和行为, 在地幔过程中不会发生强烈分馏; 但与高场强元素能发生强烈分馏, 更能反映 OIB 的源区信息^[22]。值得注意的是, 二滩玄武岩 Zr/Nb, La/Nb, Ba/Th 等都具有 OIB 特征(表 2), 这与 Raphael 等的结论是一致的。此外, 峨眉山二滩玄武岩不相容微量元素(Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce, Sr 等)配分模式具有 OIB 特征(图 7); 玄武岩和苦橄岩不相容微量元素配分模式具有相似性(图 8)以及 Ta/Yb vs Th/Yb 双变量图解(图 9)具有富集地幔特征。苦橄岩虽为渡口苦橄岩, 但与二滩同为峨嵋火成岩省的中岩区, 对二滩玄武岩具有同等指示意义。这些特征表明: 峨眉山二滩玄武岩物源区与 OIB 源区具有一致性。据宋谢炎等, 这种 OIB 特征反映了该区玄武岩与地幔柱活动

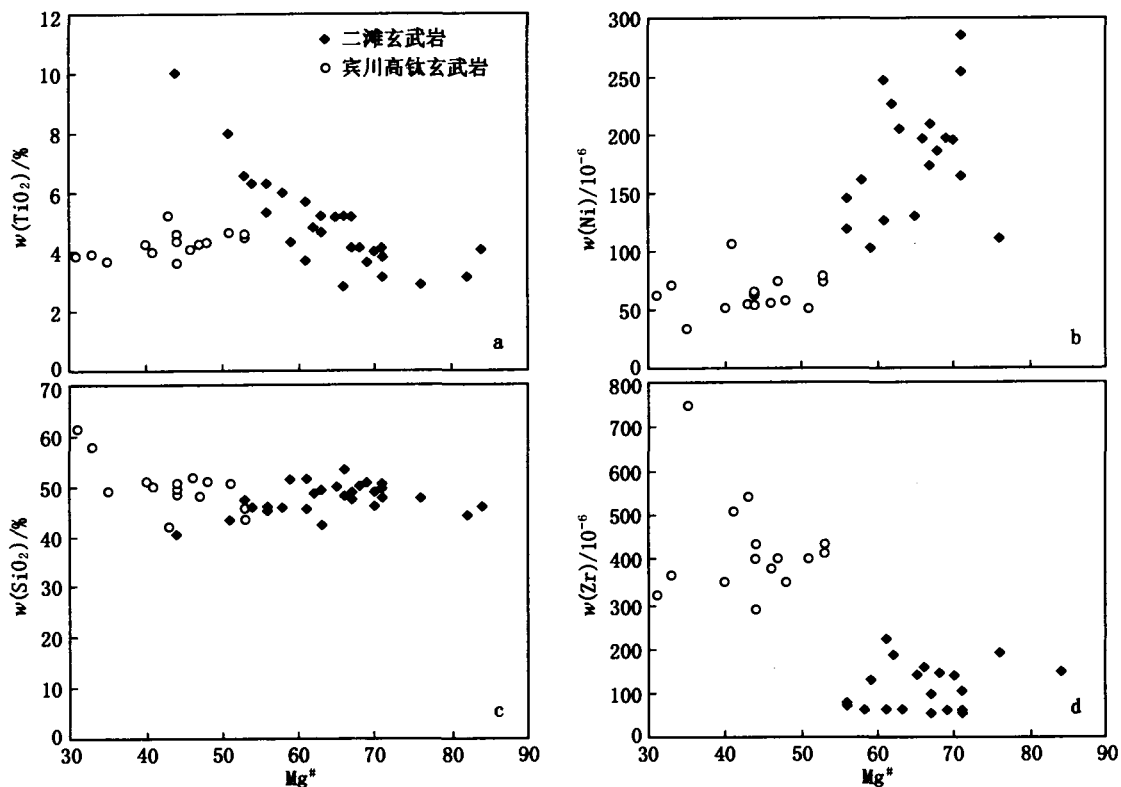


图 6 峨眉山玄武岩 TiO_2 , SiO_2 , Ni 和 Zr 与 $Mg^{\#}$ 的变化关系(宾川高钛岩数据来自 Xiao *et al* [13])
Fig. 6 The plots of TiO_2 , SiO_2 , Ni and Zr vs $Mg^{\#}$ for Emeishan flood basalts

有关 [26]。

然而, OIB 的源区并不是唯一的, 其物质来源也不尽相同。据 Hofmann 地幔模型: OIB 由不同的端元组成 (HIMU OIB, EMI OIB, EMII OIB), 其物源也不是来自地幔, 而是通过板片俯冲带到地幔深部的古洋壳脱水残余物, 其滞留在核幔边界层, 然后再以地幔柱形式再返回地表 [27]。Weaver (1991) 对此作了进一步细分, 认为 HIMU OIB 物源就是俯冲至下地幔的古洋壳, EMI OIB 和 EMII OIB 源区也是俯冲古洋壳的脱水残余物; 但 EMI OIB 有深海沉积物的加入, 而 EMII OIB 有陆源沉积物的加入 [22]。研究证明, Pb 与 Ce 能很好的传递发生岩浆过程的信息 [28~31], 所以 Ce/Pb 不失为玄武岩原源的一种示踪剂。峨眉山二滩玄武岩 Ce/Pb 比值为 1.07~10.20, 明显低于洋岛玄武岩 (OIB) 的 Ce/Pb 值 (25 ± 5), 说明二滩玄武岩缺少高度亏损 Pb 的 HIMU OIB 端元组分。其 Sr-Nd-Pb 同位素数据 (尚未发表) 也显示富集地幔特征。这表明二滩玄武岩源区来源于 EMI OIB 和 EMII OIB, 而不具有 HIMU OIB 特征。

5 结论

主量元素 TiO_2 和微量元素 Ni, Zr 等以及 $Mg^{\#}$

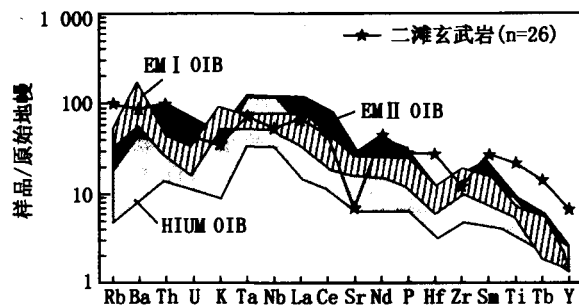


图 7 二滩玄武岩不相容微量元素配分图 (原始地幔值据 McDonough and Sun [20], 富集地幔端元值来自 Weaver [22])

Fig. 7 The patterns of incompatible trace elements for Ertan basalts

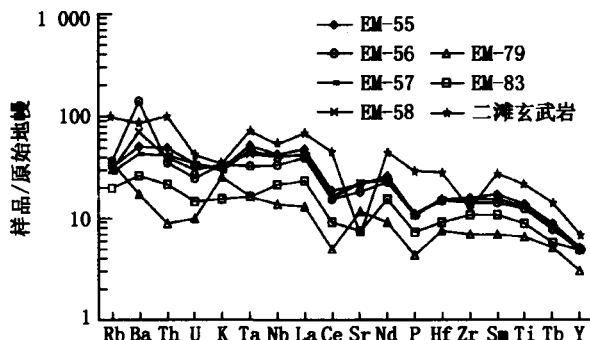


图 8 峨眉山苦橄岩微量元素特征 (“EM”均为渡口苦橄岩 [16], 原始地幔标准值据 McDonough and Sun [20])

Fig. 8 Primitive-mantle normalized diagram for Emeishan picrites and Ertan basalts

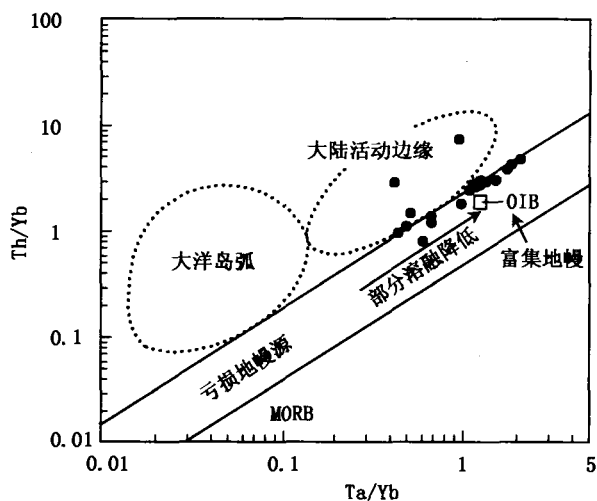


图 9 二滩玄武岩 Ta/Yb vs Th/Yb 双变量图解 (OIB 值来自 Sun^[21])

Fig. 9 The plots of Ta/Yb vs Th/Yb of Emeishan flood basalts from Ertan area

的明显差异,说明二滩玄武岩与峨眉山大火成岩省宾川地区的高钛玄武岩具有不同的地球化学特征。

参考文献

- [1] Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, *et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 166: 177-195.
- [2] Richard M A, Duncan R A, Courtillot V E. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails[J]. *Science*, 1989, 246: 103-107.
- [3] Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 79-93.
- [4] Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L, *et al.* Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism[J]. *Tectonophysics*, 1993, 223: 39-52.
- [5] Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko A V, *et al.* Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 3 677-3 704.
- [6] Mantovani M S M, Hawkesworth C J. An inversion approach to assimilation and fractional crystallization processes[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1990, 104: 289-302.
- [7] Ellam R M, Cox K G. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 105: 330-342.
- [8] Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W, *et al.* Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 96: 256-268.
- [9] Pegrarn W J. Development of the continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 97: 316-331.
- [10] Hooper P R, Hawkesworth C J. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt[J]. *J Petrol*, 1993, 34: 1 203-1 246.
- [11] Holm P M, Niels H, Regin W. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands[J]. *Chem Geo*, 2001, 178: 95-125.
- [12] Xu Y G, Chung Sun-Lin, Jahn Bor-ming, *et al.* Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [13] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, *et al.* Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 228: 525-546.
- [14] Zhou Mei-Fu, John Malpas, Song Xie-Yan, *et al.* A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 113-122.
- [15] 徐玉刚, 钟孙霖. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. *地球化学*, 2001, 30(1): 1-9.
- [16] Chung Sun Lin, Jahn Bor ming. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23(10): 889-892.
- [17] 汪云亮, 李巨初, 周蓉生, 等. 岩浆岩微量元素地球化学原理及其应用—兼论峨眉山玄武岩的成因[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993.
- [18] Jason R A, Thompson G M, Zhou Meifu, *et al.* Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 2005, 79: 475-489.
- [19] Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, *et al.* A classification of igneous rocks and glossary of terms[D]. Oxford: Blackwell, 1989.
- [20] McDonouth W F, Sun S S. The composition of the Earth[J]. *Chem Geol*, 1995, 120: 223-235.
- [21] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[A].

二滩玄武岩有明显的 Sr 负异常,说明玄武岩浆经历了广泛的斜长石结晶分离作用;但无 Eu 负异常,反映了其母岩浆中有高 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 比值的存在,其环境为氧化环境。Ta/Yb 对 Th/Yb 双变量图解中岩石样品显示出富集地幔特征,且微量元素(Rb, Ba, Th, U, K 等)原始地幔标准化配分曲线与 OIB 相似,表明二滩玄武岩浆来自富集地幔,为地幔柱物质来源。Ba/Th, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb 等比值具有 EMI OIB 或 EMII OIB 特征, Sr-Nd-Pb 同位素数据(未发表)以及 Ce/Pb 比值说明:二滩玄武岩缺少 HIMU OIB 端元组分,是 EMI OIB 和 EMII OIB 两端元的混合产物。

致谢 在获取文中实验数据过程中,中国科学院地质与地球物理研究所的储著银博士给予了极大的帮助,成文过程中中国科学院的陈宽硕士参与了有益的探讨以及分享了汪云亮等老师的工作成果,在此深表感谢!

- In; Saunders A D, Norry M J, eds. **Magmatism in the ocean basins**[C]. Geological Society Special Publication, 1989, 42; 313-345.
- [22] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints[J]. **Earth Planet Sci Lett**, 1991, 104; 81-397.
- [23] Peate David W, Ole Stecher. Pb isotope evidence for contributions from different Iceland mantle components to Palaeogene East Greenland flood basalts[J]. **Lithos**, 2003, 67; 39-52.
- [24] Frey F A, Garcia M O, Wise W S, *et al.* The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii; petrogenesis tholeiitic and alkali basalts[J]. **J Geophys Res**, 1993, 96; 14 347-14 375.
- [25] Raphaël Pik, Catherine Deniel, Christian Coulon, *et al.* Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts; Evidence for plume-lithosphere interaction[J]. **Geochim Cosmochim Acta**, 1999, 63(15); 2 263-2 279.
- [26] 宋谢炎, 侯增谦, 汪云量, 等. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因[J]. **矿物岩石**, 2002, 22(4); 27-32.
- [27] Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust[J]. **Earth Planet Sci Lett**, 1982, 57; 421-436.
- [28] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, *et al.* Nb and Pb in oceanic basalts; new constraints on mantle evolution[J]. **Earth Planet Sci Lett**, 1986, 79; 33-45.
- [29] Newsom H E, White W M, Jochum K P, *et al.* Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core[J]. **Earth Planet Sci Lett**, 1986, 80; 299-313.
- [30] Kelley K A, Terry P, Linda F, *et al.* Subduction cycling of U, Th, and Pb[J]. **Earth Planet Sci Lett**, 2005, 234; 369-383.
- [31] Green Trevor H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. **Chem Geol**, 1995, 120; 347-359.

GEOCHEMICAL FATURE OF EMEISHAN BASALTS FROM ERTAN AREA

YAN Zai-fei^{1,2}, HUANG Zhi-long¹, XU Cheng¹,
WEN Chun-qi³, ZHANG Zhen-liang^{1,2}

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550002, China;

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;

3. Faculty of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract: New trace and major-element data are presented for Emeishan flood basalts from Ertan area, southwestern China. The content of $w(\text{SiO}_2)$ is 40.5% to 59.65% for Ertan basalts, most of the rocks are alkalic, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 2.64\%$ to 7.67% . $w(\text{TiO}_2) = 2.10\%$ to 6.53% , $\text{Ti}/\text{Y} > 500$, thus Ertan basalts are high- TiO_2 (HT) type lavas. Ertan basalts have high $\text{Mg}^\#$ (58~84), which is higher than those of Binchuan basalts (31~53). The samples from Ertan area display significant negative Sr anomaly, which imply these rocks have undergone extensive fractionation of plagioclase evidenced by the presence of large proportion plagioclase phenocrysts in samples. The lack of negative Eu anomaly in samples probably reflects a high $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ ratio and oxidizing environment in the magma. Negative Zr anomaly is a notable feature for Ertan basalts, which may be related to different evolution of magmas. Content of TiO_2 , Ni, Zr for Ertan basalts is different from that of Binchuan basalts respectively, suggesting that Ertan basalts possess special geochemical signature. The plot of Ta/Yb Vs. Th/Yb for Ertan basalts displays the characteristics of enriched mantle (EM) and the pattern of incompatible trace-element is OIB-like, so Ertan basalts are plume-derived. In addition, the ratios of Nb/Ta, Ba/Th, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb are between EMI OIB and EMII OIB. Data of Sr-Nd-Pb isotope (unpublished) and Ce/Pb ratio indicate that the source of Ertan basalts is the mixture of EMI OIB end member and EMII OIB end member without HIMU OIB end member.

Key words: Ertan basalt; geochemistry; enriched mantle; oceanic island basalt (OIB)