

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束

张招崇<sup>1)</sup> 王福生<sup>1)</sup> 郝艳丽<sup>1)</sup> John J. Mahoney<sup>2)</sup>

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA

**内容提要** 本文对在峨眉山玄武岩省中新发现的苦橄质岩石及其共生玄武岩的地球化学特征进行了研究, 结果表明, 除苦橄质岩石外, 与其共生的玄武质岩石均属高 Ti 玄武岩。其主要元素特征与大多数大陆溢流玄武岩省相似, 表现为高  $Fe_8$ 、 $(CaO/Al_2O_3)_8$  和低  $Na_8$ , 指示其形成压力高; 其稀土和微量元素配分曲线相似, 表现为轻稀土富集、高场强元素(HFSE)相对亏损, 并且不存在 Nb、Ta 的负异常, 而存在 P 和 K 的相对亏损。一些反映源区特征的比值, 如  $La/Ta$ 、 $La/Sm$ 、 $(La/Nb)_{PM}$ 、 $(Th/Ta)_{PM}$ 、 $Ta/Hf$ 、 $Nb/Zr$  等, 变化范围小, 均指示了其地幔柱成因, 且上升过程中很少或没有受到岩石圈地幔或地壳物质的混染, 是石榴子石二辉橄橄岩在  $>75$  km 时经大约 7% 的部分熔融的产物。而地幔柱的轴部位置可能位于现今云南丽江县城一带。

**关键词** 苦橄岩 地球化学 地幔柱 峨眉山大火成岩省

目前, 峨眉山大火成岩省的研究已成为地学界研究的热点, 但是在许多问题上还远没有达成共识, 其中重要问题之一是: 其形成是否和地幔柱有关? 尽管多数学者认为以短时间内(往往  $<1$  Ma) 巨量喷发为特征的溢流玄武岩(CFB) 是地幔柱作用的结果, 但是由于一些 CFB 缺少与地幔柱作用有关的地质证据, 如喷发前的地表大幅度隆起, 所以一些学者并不认为其与地幔柱有关(Lightfoot et al., 1990; Czamanske et al., 1998)。尽管目前峨眉山玄武岩有较好的测年结果(Lo et al., 2002), 但由于所测样品位于上部层位, 所以其喷发速率仍然不清楚, 所以其究竟是否和地幔柱有关, 还存在着争论(Luo et al., 1990; Chung and Jahn, 1995; 卢记仁, 1996; Thompson et al., 2001; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2001)。最近, 何斌等(2003)根据茅口组灰岩的空间分布特征提出峨眉山玄武岩喷发之前, 有一个快速的穹状隆起, 从而为地幔柱的存在提供了可靠的证据。

近年来, 有关峨眉山大火成岩省已发表了大量的地球化学研究数据, 但多数是溢流玄武岩。最近, 笔者等在云南丽江地区发现了有确切野外依据的三

层苦橄质熔岩(张招崇和王福生, 2002), 并对其地球化学特征进行了研究, 从中发现了与地幔柱作用有关的信息, 在此将研究结果作一报道。

## 1 苦橄岩的产出状态及其岩相学特征

新发现的苦橄岩产地有两处, 分别位于云南丽江县城南、北, 距离约 15 km。两处的苦橄岩产出状况基本相似, 有三层喷出的苦橄质熔岩, 呈夹层产于峨眉山玄武岩系的近底部位置(最底部为玄武质角砾岩和凝灰岩), 与其直接接触的是辉斑玄武岩, 并且接触界线清楚(图1a), 不呈渐变过渡关系。两处苦橄岩中均以第二层最厚, 达 10~15 m, 而第一、三层只有 1 m 左右, 两层苦橄岩之间的辉斑玄武岩厚度为 1~2 m。在其他地区大量出现的斜斑玄武岩在此没有出现。在剖面上部出现了大量的无斑玄武岩和气孔杏仁玄武岩(图1b)。

苦橄岩呈斑状结构, 斑晶主要由橄榄石组成, 有少量的单斜辉石。橄榄石斑晶呈自型和半自型, 直径一般在 0.2~1 mm, 最大可达 2 mm, 它们不存在扭曲构造, 表明其是岩浆结晶形成的, 而不是地幔的捕虏晶。橄榄石大多数蛇纹石化, 但也经常保留新鲜的

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043205), 国家自然科学基金项目(编号 40273020)和国土资源部百名优秀青年科技人才计划项目资助成果。

收稿日期: 2003-05-28; 改回日期: 2003-12-23; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 张招崇, 男, 1965年生。1995年于中国地质科学院研究生部获博士学位。现为 中国地质科学院地质研究所研究员, 主要从事火成岩及有关矿物的研究。通讯地址: 100037, 北京西城百万庄路26号, 中国地质科学院地质研究所; Email: zhangzhaochong@sohu.com。

核,有些橄榄石晶体被熔蚀成圆形,呈晶骸结构(图2)。电子探针测定结果表明,其Fo最高达91.3%(张招崇等,2004)。在一些橄榄石斑晶中还经常可见被包裹的铬尖晶石晶体,后者一般很细小,直径大约

几十 $\mu\text{m}$ 。有些尖晶石附着在橄榄石颗粒的边部,当然也有少量“自由”的尖晶石分布在基质之上。基质主要呈微晶,由橄榄石、单斜辉石和斜长石组成。斜长石不像玄武岩中的斜长石那样显示长板状,而是

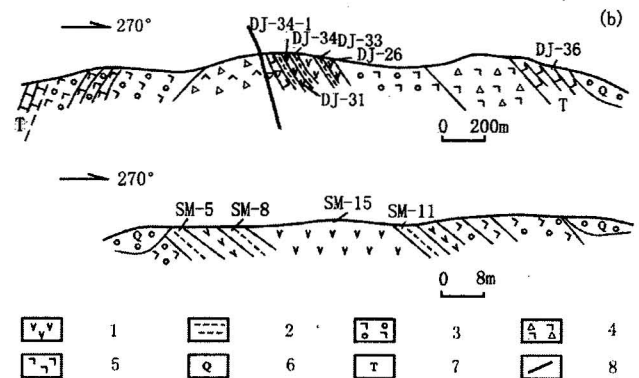
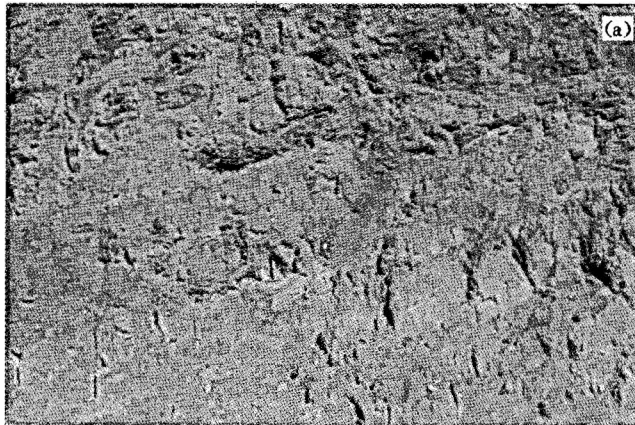


图1 (a)第二层苦橄质熔岩覆盖在辉斑玄武岩(表面光滑者)之上,两者有清楚的界线(锤子为两者之间的界线)和 (b)云南丽江地区苦橄质岩石产出剖面图以及采样位置

Fig. 1 Photograph showing the marked boundary (marked by hammer) between the picrite and associated pyroxene-pyric basalt (the clean surface), the second layer of picrite overlain by pyroxene-pyric basalt (the hammer is their boundary) and (b) geological section showing the occurrence of picritic rocks and the sampling location

图(b)中上、下小图分别位于丽江县城北和南;上图中的苦橄岩的厚度作了放大处理,其实际厚度与比例尺不符;1—苦橄岩;2—辉斑玄武岩;3—杏仁状玄武岩;4—玄武质角砾岩;5—无斑玄武岩;6—第四系砂砾岩;7—三叠系灰岩;8—断裂

(b); The locations of upper and lower sections are situated at the north and south of the Lijiang County respectively. The thickness of the picrites are magnified, and the real thickness is inconsistent with the scale. 1—picrite; 2—pyroxene-pyric basalt; 3—amygdaloidal basalt; 4—basaltic breccia; 5—aphyric basalt; 6—Quaternary sandstone and conglomerate; 7—Triassic limestone; 8—fault

表1 云南丽江地区苦橄质岩石及其共生岩石的主要元素分析结果(%)

Table 1 Major element analyses (%) of the picritic rocks and their associated rocks in the Lijiang area, Yunnan Province

样品号	SM-5	SM-8	SM-11	SM-15	DJ-26	DJ-31	DJ-33	DJ-34	DJ-34-1	DJ-36	DJ-14
岩石名称	PPB	PPB	PPB	苦橄岩	苦橄岩	苦橄岩	PPB	PPB	苦橄岩	AB	PPB
SiO <sub>2</sub>	47.09	46.68	44.07	43.53	40.00	42.76	44.82	44.13	40.07	47.85	47.73
TiO <sub>2</sub>	2.36	2.8	2.48	1.65	1.73	1.06	2.19	2.1	1.33	3.71	1.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.64	11.12	12.44	7.75	8.23	5.17	12.23	11.59	5.91	13.7	10.71
TFeO	11.48	14.55	12.68	12.34	16.66	12.79	12.58	12.27	11.94	11.03	12.26
MnO	0.21	0.24	0.21	0.19	0.21	0.13	0.17	0.22	0.18	0.12	0.17
MgO	9.57	9.88	9.91	21.4	18.05	24.91	10.43	11.57	24.96	6.82	10.3
CaO	10.58	9.58	12.52	7.49	8.46	5.75	10.33	11.49	6.91	6.91	11.96
Na <sub>2</sub> O	2.09	2.96	1.8	0.81	0.77	0.38	1.56	1.94	0.79	2.78	2.27
K <sub>2</sub> O	0.2	0.17	0.19	0.19	0.04	<0.01	2.32	0.74	<0.01	3.55	1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.27	0.37	0.17	0.19	0.09	0.41	0.38	0.14	0.49	0.19
烧失量	2.81	1.93	2.96	4.62	5.17	6.62	2.89	2.91	7.51	2.43	1.83
总量	99.39	100.2	99.63	100.1	99.51	99.66	99.93	99.34	99.74	99.39	100.5
Mg <sup>#</sup>	0.67	0.62	0.65	0.81	0.72	0.82	0.67	0.69	0.83	0.6	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.61	11.13	8.02	8.14	13.1	10.53	10.34	7.48	6.62	7.29	4.54
FeO	7.33	4.53	5.46	5.01	4.87	3.31	3.27	5.54	5.98	4.47	8.17
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.86	1.01	0.97	1.03	1.11	1.11	0.99	1.17	0.5	1.12

注: PPB—辉斑玄武岩; AB—无斑玄武岩; Mg<sup>#</sup> = Mg/(Mg+Fe); 分析方法: XRF; FeO和Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>的含量由湿化学分析; 由国家地质试验中心测试。

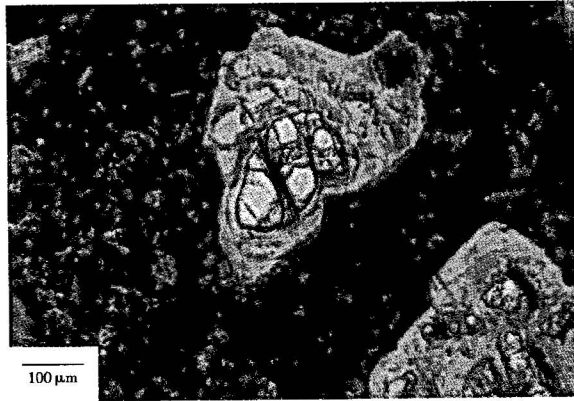


图 2 苦橄岩中橄榄石斑晶被熔蚀现象(单偏光)  
Fig. 2 Photomicrograph showing the olivine phenocryst is resorbed (plane-polarized light)

呈微晶。单斜辉石则呈他型粒状。

## 2 地球化学特征

主要元素和微量元素分析结果分别列于表1和表2。由表1可知,苦橄质岩石[MgO>12%,根据 Le Bas (2000)的最新定义]的 TiO<sub>2</sub>含量较低,玄武质岩石的 TiO<sub>2</sub>含量都大于2.1%,尤其是位于上部的玄武岩其含量达到3.71%,属于高 Ti 类型。苦橄质岩石的 MgO 含量较高,为18%~25%,其 Mg<sup>#</sup> [Mg/(Mg+Fe)]为0.72~0.83,与其共生的玄武质岩石的 Mg<sup>#</sup> 也较高,达0.60~0.67,比其他地区的玄武质岩石的 Mg<sup>#</sup> 要高(一般<0.6)(从柏林,1988; Zhang and Wang, 2002)。其 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>值较高,除晚期的玄武岩外,其他值达0.84~1.11,反映了形成压力较高的特点(Hirose and Kushiro, 1993; Baker and Stolper, 1994)。

由表2可知,苦橄质岩石的 Cr 和 Ni 的含量较高,分别为 $2121 \times 10^{-6} \sim 2509 \times 10^{-6}$ 和 $944 \times 10^{-6} \sim 1276 \times 10^{-6}$ ,而玄武质岩石的 Cr 和 Ni 相对较低,分别为 $53 \times 10^{-6} \sim 893 \times 10^{-6}$ 和 $76 \times 10^{-6} \sim 259 \times 10^{-6}$ ,反映了其演化岩浆的特点。在原始地幔标准化图解上(图3),苦橄质岩石与其共生的玄武质岩石具有相似的曲线,高场强元素 Nb、Ta 相对大离子亲石元素 La 和 Th 富集,相对同是高场强元素的 Zr 和 Hf 也富集,但 Sr 和 K 则存在明显的负异常,P 有轻微的负异常。后者反映了源区缺少磷灰石,或者熔融程度很低。Sr 的负异常一般与斜长石的分离结晶作用有关,然而其稀土元素配分曲线不存在 Eu 的负异常,说明 Sr 的负异常可能不是斜长石的分离结

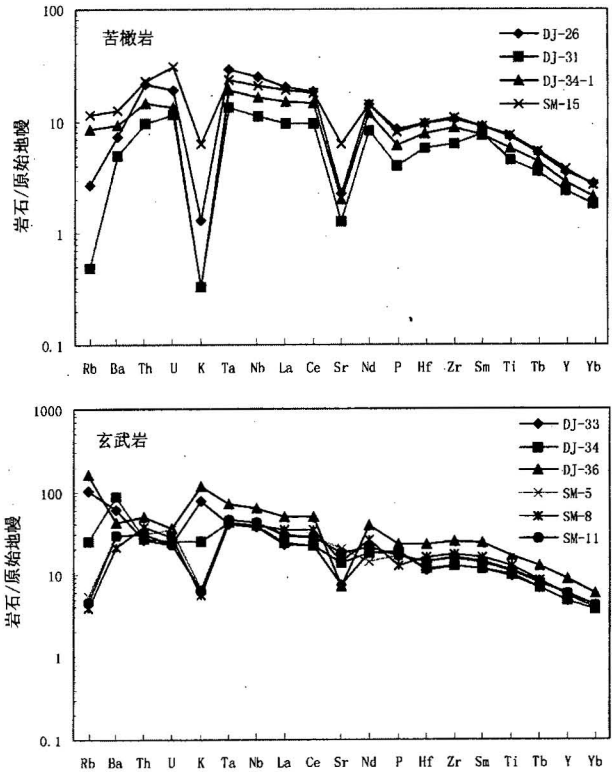


图 3 微量元素原始地幔标准化图解

(原始地幔数据根据 Sun and McDonough,1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized trace element patterns of the picrites and associated basalts (primitive mantle data from Sun and McDonough, 1989)

图中样品号同表2

The sample numbers same as Table 2

晶作用引起的。一般而言,Sr 主要赋存在斜长石中,随着岩浆分离结晶的进行,Sr 的负异常变强,但是由图3可知,苦橄岩比玄武岩有更强的 Sr 负异常,说明 Sr 负异常不是斜长石的分离结晶作用形成的。本区苦橄岩中的斜长石普遍存在钠长石化现象,由于 Sr 是活动性元素,所以 Sr 负异常可能是由蚀变作用引起的。

稀土元素配分模式表明(图4),所有的样品都呈轻稀土富集型,这同样也反映在(La/Yb)<sub>N</sub> 比值上,其比值为1.8~3.1。总体上苦橄岩的稀土总量较低,其 La 标准化值约30,而玄武岩相应的值则可达100。但无论是苦橄岩还是玄武岩均不存在 Eu 的负异常,说明不存在斜长石的分离结晶作用,这与岩石中不存在斜长石斑晶这一现象一致。

## 3 讨论

玄武质岩石的成分(主要元素和微量元素)可以

表2 云南丽江地区峨眉山玄武岩省中苦橄质岩石及其共生岩石的微量元素分析结果( $\times 10^{-6}$ )Table 2 Trace element analyses ( $\times 10^{-6}$ ) of the picritic rocks and their associated rocks in the Lijiang area, Yunnan Province

样品号 岩石名称	DJ-26 苦橄岩	DJ-31 苦橄岩	DJ-33 PPB	DJ-34 PPB	DJ-34-1 苦橄岩	DJ-36 AB	SM-5 PPB	SM-11 PPB	SM-8 PPB	SM-15 苦橄岩	DJ-14 PPB
P	812	382.3	1781.2	1737.5	582.8	2176.9	1607	1603.8	1209.7	765.6	830.5
Sc	31.19	18.07	32.48	33.44	20.85	24.26	32.19	39.01	38.62	25.6	45.59
V	228.1	111.5	288.1	303.3	173.3	235.1	307.1	325.8	331.5	221.9	320.5
Cr	2121.8	2508.9	688.3	659.6	2261.8	83.06	529	853.9	892.6	2259.2	750.3
Co	98.1	88.75	55.12	54.35	88.94	34.78	46.23	53.41	56.58	81.67	49.23
Ni	966.8	1271.7	258.8	240.6	1146.8	76.3	194.9	213.8	253.7	944.5	174
Ga	12.44	7.77	16.81	17.28	9.36	16.77	18.41	16.83	17.69	12.12	17.08
Rb	1.751	0.309	64.31	15.69	5.489	103.8	3.36	2.82	2.46	7.30	40.22
Sr	47.86	27.06	155.9	291.9	42.83	148.6	427.4	379.8	296.2	133.5	370
Y	16.26	10.94	21.49	21.75	13.19	38.79	25.83	25.86	25.39	17.04	21.75
Zr	117.01	70.02	138.02	140.23	98.59	281.2	173.2	176	196.3	121.33	147.73
Nb	17.97	7.981	27.13	27.83	11.82	44.56	30.26	30.38	27.84	15.08	20.02
Ba	51.07	34.98	430	600.5	64.92	296.9	203.6	205.4	147.6	87.12	369.5
La	13.85	6.639	15.62	16.66	10.27	34.08	20.63	20.31	24.08	13.08	20.38
Ce	32.88	17.29	39.5	39.9	25.76	86.96	49.61	49.47	60.8	32.15	47.86
Pr	4.46	2.50	5.45	5.49	3.67	12.29	6.79	6.82	8.41	4.47	6.368
Nd	19.19	11.2	24.05	23.93	16.19	52.54	19.15	29.19	35.37	19.18	26.94
Sm	3.98	2.54	5.051	5.17	3.371	10.57	6.03	6.16	7.04	4.05	5.35
Eu	1.25	0.83	1.68	1.67	1.15	3.25	1.99	2.00	2.19	1.33	1.63
Gd	3.69	2.45	4.80	4.99	3.17	9.13	5.67	5.71	6.14	3.90	4.99
Tb	0.56	0.38	0.72	0.74	0.48	1.33	0.83	0.85	0.91	0.58	0.74
Dy	3.09	2.16	4.09	4.31	2.58	7.27	4.76	4.79	4.91	3.30	4.27
Ho	0.59	0.41	0.78	0.81	0.48	1.34	0.91	0.92	0.92	0.62	0.80
Er	1.56	1.06	2.10	2.11	1.27	3.49	2.36	2.39	2.32	1.59	2.07
Tm	0.23	0.15	0.30	0.30	0.18	0.49	0.34	0.34	0.33	0.23	0.3
Yb	1.40	0.91	1.81	1.86	1.05	2.86	2.05	2.04	1.90	1.34	1.81
Lu	0.22	0.14	0.27	0.28	0.16	0.44	0.31	0.32	0.28	0.21	0.28
Hf	2.97	1.78	3.40	3.53	2.44	6.98	4.305	4.41	4.96	2.98	3.80
Ta	1.19	0.54	1.65	1.72	0.79	2.88	1.88	1.88	1.76	0.98	1.29
Pb	3.17	2.08	5.99	3.83	2.21	4.39	2.86	2.98	4.21	3.05	3.57
Th	1.83	0.81	2.18	2.29	1.26	4.16	2.64	2.62	3.24	1.973	3.35
U	0.41	0.24	0.48	0.52	0.28	0.76	0.72	0.47	0.59	0.65	0.76
Eu*	0.98	1.01	1.03	1.00	1.06	0.99	1.03	1.02	1.00	1.01	0.95
(La/Nb) <sub>PM</sub>	0.80	0.86	0.60	0.62	0.90	0.79	0.72	0.69	0.90	0.90	1.06
(Th/Ta) <sub>PM</sub>	0.74	0.72	0.64	0.64	0.77	0.70	0.68	0.67	0.89	0.97	1.26
Sm/Yb	2.85	2.79	2.78	2.78	3.20	3.70	2.95	3.02	3.71	3.01	2.96
La/Sm	3.48	2.61	3.09	3.22	3.05	3.22	3.42	3.30	3.42	3.23	3.81
La/Ta	11.68	12.25	9.47	9.69	12.98	11.85	10.97	10.79	13.72	13.39	15.85
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.46	1.81	2.131	2.22	2.41	2.95	2.50	2.46	3.14	2.41	2.79
Ta/Hf	0.399	0.304	0.485	0.487	0.325	0.412	0.438	0.427	0.354	0.328	0.338
Th/Ta	1.542	1.485	1.319	1.334	1.590	1.448	1.402	1.391	1.822	2.019	2.606
Nb/Zr	0.154	0.114	0.197	0.198	0.120	0.158	0.175	0.173	0.142	0.124	0.135
Th/Hf	0.615	0.452	0.640	0.650	0.517	0.597	0.614	0.597	0.652	0.663	0.881

注:PPB—辉斑玄武岩;AB—无斑玄武岩;分析方法:ICP-MS;下角标为PM表示原始地幔标准化,下角标为N表示球粒陨石标准化.中国科学院广州地球化学研究所实验室测试分析。

反映其形成的熔融深度和熔融程度。高温高压实验研究表明(Hirose and Kushiro, 1993; Baker and Stolper, 1994),FeO、Na<sub>2</sub>O含量以及CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>比值与其形成时部分熔融程度和压力密切相关。随着

部分熔融程度和压力的增高,Na<sub>2</sub>O降低,FeO和CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>比值增高。由于有些苦橄岩可能是堆积作用形成的,大多数溢流玄武岩是分离结晶作用的产物,所以为了消除这种分离结晶效应,通常是利用

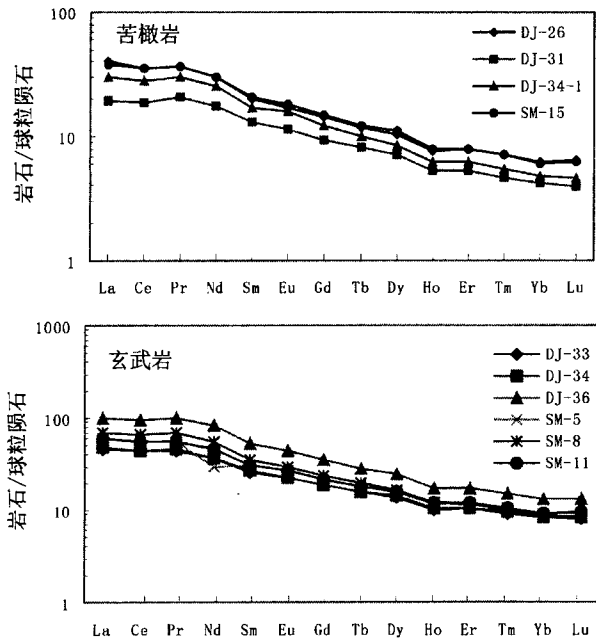


图 4 稀土元素配分曲线图解

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of the picrites and associated basalts

图中样品号同表2

The sample numbers same as Table 2

线性回归的方法,将其回归到  $MgO=8\%$ , 所得到的相应氧化物值分别写成  $Fe_8$ 、 $Na_8$  等 (Klein and Langmuir, 1987, 1989)。所以如果地幔柱源区的主要元素成分和大洋中脊玄武岩 (MORB) 的源区成分相似,那么由于地幔柱起源比 MORB 深,其形成的熔体和 MORB 比较应该具有高的  $Fe_8$ 、 $(CaO/Al_2O_3)_8$  和低  $Na_8$ 。由图 5 可知,本区投影点与其他 CFB 一样均位于 MORB 的右侧,其  $Fe_8$  (在进行回归时还用了 15 个笔者未发表数据) 较高,反映了其形成压力较高,因此指示了该地区和其他 CFB 一样,可能与地幔柱有关 (Lassiter & Depaolo, 1997)。位于本区东侧采自宾川剖面玄武岩的  $Fe_8$  相对较低,反映了其形成压力要略低,并且可能有部分岩石圈地幔 (CLM) 组分的加入,因为来自 CLM 的熔体的 Fe 含量要较地幔柱熔体中的低 (Lassiter and Depaolo, 1997)。Ellam 等 (1992) 在研究 Karoo 溢流玄武岩省时发现,来自地幔柱的苦橄岩比部分来自岩石圈地幔的苦橄岩有更高的 Fe 含量,因此峨眉山苦橄岩高的 FeO 含量 (12%~17%) 指示了其地幔柱成因。从图 5 还可以看出,本区  $Fe_8$  和  $(CaO/Al_2O_3)_8$  比 Deccan 和 Parana 低,但比 Siberian、Karoo

和哥伦比亚河要高,暗示了其形成压力和熔融程度比 Deccan 和 Parana 低,而比后 3 个 CFB 高。

不相容元素因其相似的分配系数,所以其比值当不受分离结晶作用的影响并且在地幔部分熔融过程中只有很小的变化,因而可以用来指示源区特征。地幔柱由于其起源于上、下地幔边界 (White and McKenzie, 1989; 1995) 或者核-幔边界 (Campbell and Griffiths, 1990), 所以其不相容元素比值和产于其他构造环境的玄武岩不同 (汪云亮等, 2001; 孙书勤等, 2003)。由表 2 可知,所有的微量元素比值变化均不大,表明源区相对较均一的特点。来自地幔柱的岩浆具有低的 La/Ta 比值,一般在 8~15, 而受 CLM 混染后的 La/Ta 比值迅速增加,一般在 25 以上,但 La/Sm 比值变化不大 (Lassiter and Depaolo, 1997)。然而如果混染了地壳物质,则 La/Sm 比值迅速增高,一般在 5 以上 (Lassiter and Depaolo, 1997)。

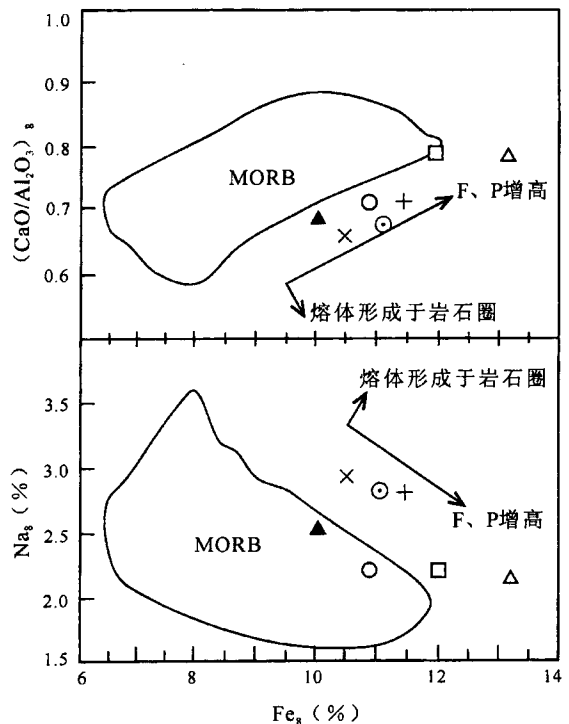


图 5  $(CaO/Al_2O_3)_8$  和  $Na_8$  对  $Fe_8$  图解

(据 Lassiter and DePaolo, 1997)

Fig. 5 Average  $(CaO/Al_2O_3)_8$  and  $Na_8$  vs.  $Fe_8$  diagram (after Lassiter and DePaolo, 1997)

F 和 P 分别表示部分熔融程度和压力; +—丽江; ×—宾川; △—Parana; ▲—哥伦比亚河; □—Deccan; ○—Siberian; ⊙—Karoo  
F, P represent the degree of partial melting and pressure; +—Lijiang; ×—Binchuan; △—Parana; ▲—Columbia River; □—Deccan; ○—Siberian; ⊙—Karoo

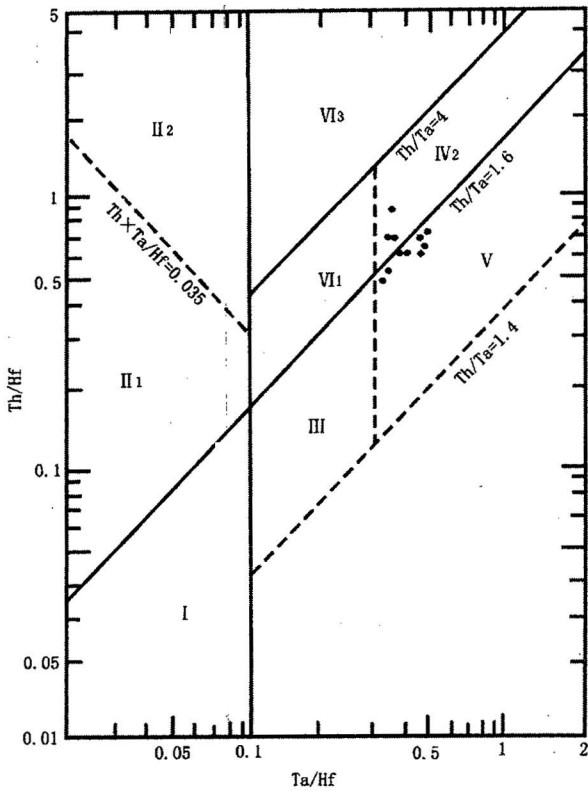


图 6 Th/Hf 对 Ta/Hf 图解(底图据汪云亮等, 2001)

Fig. 6 Diagram of Th/Hf vs. Ta/Hf

(after Wang et al., 2001)

I—板块发散边缘, N-MORB; II—板块会聚边缘: II<sub>1</sub>—大洋岛弧玄武岩, II<sub>2</sub>—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩; III—大洋板内洋岛、海山玄武岩及 T-MORB、E-MORB; IV—大陆板内: IV<sub>1</sub>—陆内裂谷及陆缘拉斑玄武岩, IV<sub>2</sub>—陆内裂谷碱性玄武岩, IV<sub>3</sub>—大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩; V—地幔热柱玄武岩

I—Margin of destructive plate (N-MORB); II—margin of constructive plate: II<sub>1</sub>—oceanic island arc basalts, II<sub>2</sub>—continental marginal island arc and continental marginal volcanic arc basalts; III—oceanic island and sea mountain basalts within oceanic plate, T-MORB and E-MORB; IV—Intra continent: IV<sub>1</sub>—rift within continent and thoeiite of continental margin, IV<sub>2</sub>—continental rift alkali basalts, IV<sub>3</sub>—continental extensional or initial rift basalts; V—mantle plume basalts

表2还表明,其 La/Sm 和 La/Ta 比值分别为 2.6~3.5 和 9.5~13.7,由此推测,岩浆源区可能为地幔柱,同时没有或很少受到 CLM 或地壳物质的混染。其他一些微量元素比值同样也指示了这个特点, Neal 等(2002)认为起源于地幔柱的玄武岩,其 (La/Nb)<sub>N</sub> 和 (Th/Ta)<sub>N</sub> 均小于 1。由表 2 可知,丽江苦橄岩和玄武岩这两个比值均小于 1。但是汪云亮等(2001)、孙书勤等(2003)在统计了全球不同构造环

境玄武岩的特征后,指出虽然起源于地幔柱的玄武岩具有这样的特点,然而发散的大洋板块边缘和大洋板内玄武岩也同样具有这样的特点,因此利用这两个比值还不能完全确定其与地幔柱有关。他们认为,起源于地幔柱的玄武岩不仅没有 Nb 和 Ta 的亏损(在微量元素原始地幔标准化图解上),而且 Nb、Ta 相对 Zr、Hf 富集,其标志是: Ta/Hf > 0.3, Nb/Zr > 0.15。表 2 表明大多数样品与此吻合,两个比值的平均值分别为 0.391 和 0.154,由此指示了其地幔柱成因。在相关判别图解上,大多数也落在地幔柱区域内,落在地幔柱区域之外的 3 个点也基本上位于边界附近(图 6)。

另外,苦橄岩及其共生的玄武质岩石的 Sr 和 Nd 同位素组成也间接指示了地幔柱成因。其 ε<sub>Nd</sub>(t) 值变化范围较窄: -1.3~+4.7, 其中苦橄岩的 ε<sub>Nd</sub>(t) 值为 -1.0~+4.7, 玄武岩的 ε<sub>Nd</sub>(t) 值为 +3.1~-1.3(表 3), 这说明苦橄岩和玄武岩同源,同时也说明其源区较单一,而不像位于其东部的宾川剖面的玄武质岩石的 ε<sub>Nd</sub>(t) 值变化范围那么大(-4.0~+4.4)(Xu et al., 2001; 张招崇和王福生, 2003a),

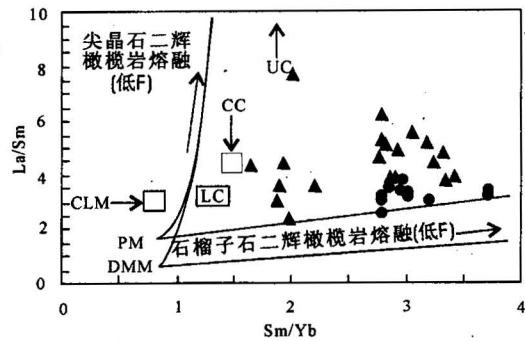


图 7 La/Sm 对 Sm/Yb 图解

(底图据 Lassiter and Depaolo, 1997)

Fig. 7 Diagram of La/Sm vs. Sm/Yb

(after Lassiter and Depaolo, 1997)

PM—原始地幔(McKenzie and O'Nions, 1991); DMM—亏损地幔(McKenzie and O'Nions, 1991); CLM—大陆岩石圈地幔(McDonough, 1990); LC—下地壳; CC—整个地壳; UC—上地壳(Taylor and McLennan, 1985); ●—丽江地区的苦橄岩和玄武岩; ▲—宾川和永胜地区的玄武岩  
PM—Primary mantle (McKenzie and O'Nions, 1991); DMM—depleted mantle (McKenzie and O'Nions, 1991); CLM—continental lithospheric mantle (McDonough, 1990); LC—lower crust; CC—bulk crust; UC—upper crust (Taylor and McLennan, 1985); ●—picrites and basalts from Lijiang area; ▲—basalts from Binchuan and Yongsheng areas

表 3 云南丽江地区峨眉山玄武岩省中苦橄质岩石及其共生岩石 Sr 和 Nd 同位素成分分析结果

Table 3 Sr and Nd analyses of the picritic rocks and their associated rocks in the Lijiang area, Yunnan Province

序号	样品号	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\epsilon_0$	Nd	Sm	Sr	Rb	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})^t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})^t$
1	DJ-36	0.1217	0.512678	0.7	48.32	9.726	181	117.8	1.884	0.710337	0.512479	3.1	0.703636
2	DJ-35	0.1255	0.512607	-0.6	26.85	5.573	655.7	9.688	0.0427	0.705148	0.512402	1.6	0.704996
3	DJ-14	0.1469	0.512494	-2.8	19.35	4.703	2109	21.48	0.0295	0.705339	0.512254	-1.3	0.705234
4	DJ-25	0.1325	0.512512	-2.5	22.34	4.897	59.2	8.259	0.4035	0.705949	0.512295	-0.4	0.704514
5	DJ-32	0.1406	0.512744	2	23.68	5.509	241.2	29.32	0.3519	0.705502	0.512514	3.8	0.704251
6	DJ-34	0.1374	0.512698	1.1	21.11	4.8	290.1	14.16	0.1415	0.704949	0.512473	3	0.704446
7	DJ-3	0.1377	0.512606	-0.7	14.89	3.392	32.6	0.9972	0.0885	0.705134	0.512381	1.2	0.704819
8	DJ-11	0.1231	0.512532	-2.3	29.11	5.929	397.8	13.33	0.0969	0.705485	0.512331	0.2	0.70514
9	DJ-16	0.1265	0.512469	-3.3	27.22	5.697	477.9	45.08	0.2729	0.705969	0.512262	-1.1	0.704999
10	DJ-2	0.114	0.512517	-2.4	28.53	5.381	89.9	1.836	0.0591	0.705365	0.51233	0.2	0.705155
11	DJ-20	0.1346	0.512681	0.8	30.18	6.723	423.7	22.8	0.1556	0.705129	0.512461	2.8	0.704575
12	SM-15	0.1375	0.512682	0.8	18.37	4.178	168.6	7.325	0.1256	0.704648	0.512457	2.7	0.704201
13	SM-17	0.1165	0.512457	-3.6	30.7	5.918	555.6	33.33	0.1735	0.705859	0.512266	-1	0.705242
14	DJ-26	0.1447	0.512718	1.6	16.12	3.86	51.06	1.9	0.106	0.705402	0.51247838	3.2	0.70502857
15	DJ-31	0.1519	0.512773	2.6	9.56	2.4	28.75	4.8	0.481	0.705152	0.51252145	4.1	0.70345749
16	DJ-34-1	0.1418	0.512734	1.9	13.83	3.24	45.45	12.2	0.778	0.70522	0.51249918	3.7	0.70442735
17	SM14-1	0.1485	0.512798	3.1	10.85	2.66	112.4	8.7	0.225	0.705124	0.51255208	4.7	0.70433135

注:1~9为玄武岩;10~17为苦橄岩;序号14~17样品在中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室分析,其他样品在 University of Hawaii 分析。

也不似其他 CFB 的 Nd 同位素变化大,如印度 Deccan 溢流玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为  $-15 \sim +8$ ; 与峨眉山玄武岩几乎同时喷发的 Siberian 溢流玄武岩为  $-11 \sim +6$ , 而大洋溢流玄武岩 (OFB, 包括 Ontong Java Plateau, Nauru Basin, Manihiki Plateau, Caribbean Basin, Wrangellia Terrane) 为  $0 \sim +10$  (Lassiter and Depaolo, 1997)。由此看来,峨眉山玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值基本上落在其他两个溢流玄武岩省的范围之内。通常认为,由于大洋岩石圈较薄,所以 OFB 大多数来自于地幔柱,而受岩石圈物质混染的程度较低 (Mahoney et al., 1995; Lassiter et al., 1995); Daccan 和 Siberian 两个溢流玄武岩省较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值一般被解释为岩石圈地幔或地壳物质混染的结果 (Mahoney et al. 1991; Sharma et al., 1992; Peng and Mahoney, 1995), 而其中的正值则被解释为地幔柱物质熔融的结果。并且无论是 OFBs 还是 CFBs, 均有一个相同的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  范围 ( $0 \sim +4$ ), 这个共同的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值可能代表了地幔柱的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值。如果此假设成立的话,丽江地区的苦橄岩及其共生的玄武岩主要来自于地幔柱,而位于其东部的宾川和永胜玄武岩则是地幔柱和岩石圈不同程度混合的产物。

因为稀土元素在地幔各矿物相中的分配系数都已经很清楚,所以其常被用来探讨地幔源区的矿物组成特征以及熔融程度。相对于中稀土(如 Sm), 轻稀土 La 无论是石榴子石还是尖晶石均是不相容

的,而中稀土相对于重稀土(如 Yb)的富集程度则决定于部分熔融时是否有石榴子石作为残留矿物相,因为重稀土倾向富集于石榴子石中,而不是绝大多数矿物相[根据 McKenzie and O'Nions (1991) 所编辑的分配系数推断]。另外,与源区矿物组成和熔融作用比较,分离结晶作用导致的 La/Sm 和 Sm/Yb 比值变化较小,因此用这个比值可以了解其源区性质和部分熔融程度(图7)。由图7可以看出,本区苦橄岩和玄武岩的投影点落在由石榴子石二辉橄橄岩组成的原始地幔熔融曲线附近(低熔融程度),并远离尖晶石二辉橄橄岩曲线,和平均的大陆岩石圈地幔以及上、下地壳端元均较远,说明其源区为石榴子石二辉橄橄岩,并且没有岩石圈地幔或者地壳物质的混染。根据石榴子石稳定的压力范围,推测其形成深度  $> 75 \text{ km}$  (Nickel, 1986)。但位于本区东部的宾川地区具有相对高的 La/Sm 比值,因此在图7中相对靠近地壳和岩石圈地幔端元,结合其 Sm/Yb 比值较高的特点,说明该地区混有更多的岩石圈地幔或地壳物质,而不是尖晶石二辉橄橄岩熔融的产物,这与笔者以前的结论一致 (Zhang and Wang, 2002, 张招崇和王福生, 2003a)。另外,根据苦橄质岩石中橄橄石的成分可以判断苦橄质岩石是否代表原始岩浆。研究表明,样品 SM-15 基本上接近原始岩浆成分 (张招崇和王福生, 2003b)。由此根据批式熔融模式可以估算出其熔融程度约 7% (图8)。

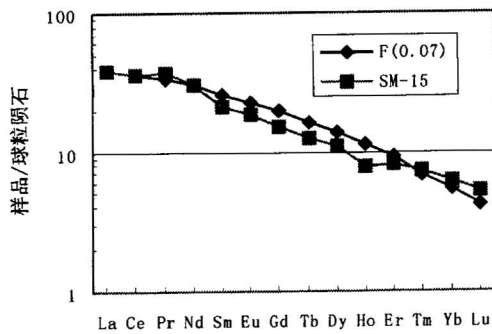


图8 石榴子石二辉橄榄岩7%熔融形成的熔体和苦橄质岩石的REE分配曲线对比

Fig. 8 Comparison of REE chondrite-normalized patterns between melt of 7% partial melting of garnet lherzolite and picritic rocks

计算所用的石榴子石二辉橄榄岩组成为:Ol 0.598, Opx 0.211; Cpx 0.076; Gr 0.115。分配系数根据 McKenzie and O'Nions, 1991;原始地幔成分根据 Sun and McDoug, 1989;图中0.07表示7%的部分熔融程度

Mineral ratio of garnet lherzolite for calculation; Ol 0.598, Opx 0.211; Cpx 0.076; Gr 0.115. The distribution coefficient is from McKenzie and O'Nions (1991); primary mantle composition is from Sun and McDoug (1989); 0.07% in the figure represents the degree of partial melting

在微量元素原始地幔标准化图解(图3)上,与峨眉山大火成岩省其他地区的溢流玄武岩具有明显的Nb、Ta负异常(Xu et al., 2001; Song et al., 2001; Zhang and Wang, 2002)不同的是,本区苦橄岩和玄武岩均没有Nb和Ta的负异常,但存在P轻微的负异常以及K的强烈负异常。P的负异常说明源区亏损磷灰石等挥发性矿物,或者熔融程度较低(源区有磷灰石的残留)。K的负异常说明源区缺乏金云母和角闪石(Hawkesworth et al., 1990)。Nb和Ta的相对富集也说明源区缺乏金云母和角闪石,因为这两个元素在这两种矿物中具有高的分配系数(Macdonald et al., 2001)。Class和Goldstein(1997)认为含磷灰石、金云母和角闪石等富挥发性矿物的地幔只能是岩石圈地幔,因为这些矿物在<3000 MPa,温度<1050℃下稳定(Watson, 1980; Mengel and Green, 1989; Baker and Willey, 1992)。因此苦橄岩和玄武岩的地球化学特征暗示了其源区不是岩石圈地幔,也不包含俯冲的洋壳物质,因为后者是含水的,并且往往是亏损Nb、Ta的(Pearce and Cann, 1973)。另一方面,岩相观察表明,苦橄岩中不存在含挥发性组分矿物,如云母、角闪石和磷灰石等,说明原始岩浆是贫挥发性组分的,因此从这个角

度来看,岩浆应为来自地幔柱的“干”岩浆。

Xu等(2001)根据对宾川等地玄武岩的地球化学研究,推测峨眉山地幔柱的轴部位置应在宾川西部,但没有指出具体位置。由以上讨论可知,由于本区火山岩的源区主要为地幔柱,很少或没有受到岩石圈地幔或地壳的混染,而大火成岩省中其他地区均有不同程度的地壳或岩石圈物质的混染,说明本区可能拉张强度较大、岩石圈较薄,从而导致岩浆上升速度较快而没有受到混染(Macdonald et al., 2001),而拉张强度较大的原因则可能是由于地幔柱上升的结果。所以推测本区可能是峨眉山地幔柱轴部的位置。何斌等(2003)通过对茅口组灰岩的地层对比后认为,宾川西部一带的地壳隆起幅度最大,但丽江地区虽然有较大幅度的隆起,但不是隆起幅度最大的地区,这与本文从苦橄岩得出的结论不是十分一致,尚须进一步研究。

#### 4 结论

苦橄质岩石及其共生岩石主要元素以高 $Fe_8$ 和 $(CaO/Al_2O_3)_8$ 、低 $Na_8$ 为特征,显示出其压力高的特点,它们的稀土元素分配曲线和微量元素原始地幔标准化曲线基本相似,并且各种比值变化不大,结合其同位素特征,得出其源区为地幔柱,在上升过程中很少或没有岩石圈地幔或地壳物质的混染,熔融深度>75 km,其部分熔融程度约25%。地幔柱的轴部位置位于现今云南丽江县城一带。

#### 参 考 文 献

- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京: 科学出版社, 424.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据. 地质学报, 77(2): 194~202.
- 卢仁仁. 1996. 峨眉山地幔柱的动力学特征. 地球学报, 17(4): 424~438.
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江, 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的Th、Nb、Zr判别. 地质论评, 49(1): 40~47.
- 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): 403~412.
- 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的条件. 地球化学, 30(1): 1~9.
- 张招崇, 王福生. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.
- 张招崇, 王福生, 2002. 峨眉山大火成岩省中发现二叠纪苦橄岩. 地质论评, 48(4): 448.
- 张招崇, 王福生, 2003a. 峨眉山玄武岩Sr、Nd、Pb同位素特征及其物源探讨. 地球科学, 28(4): 431~439.
- 张招崇, 王福生, 2003b. 一种判别原始岩浆的方法——以苦橄岩和碱性玄武岩为例. 吉林大学学报(地球科学版), 33(2): 130~134.



张招崇,王福生. 2004. 峨眉山大陆溢流玄武岩省苦橄质岩石的高镁橄榄石和高铬尖晶石及其意义. 自然科学进展, 14(1):70~74.

## References

- Baker D K and Willey P J. 1992. High pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids; implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3409~3422.
- Baker M B and Stolper E M. 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 2811~2827.
- Campbell I H and Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood-basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 79~83.
- Chung S L and Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23: 889~892.
- Class C and Goldstein S L. 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150: 245~260.
- Cong Bailin. 1988. Formation and Development of the Panxi Ancient Rift. Beijing: Scientia Publishing House, 424 (in Chinese).
- Czamanske G K, Gurevitch A B, Fedorenko V, et al. 1998. Demise of the Siberian plume, paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic record, north-central Siberia. *International Geology Review*, 40: 95~115.
- Ellam R M, Carlson R W, Shirey S B. 1992. Evidence from Re-Os isotopes from plume-lithosphere mixing in Karoo flood basalt genesis. *Nature*, 359: 718~721.
- Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W, Ellam R M, Calsteren P W. 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 256~268.
- He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, et al. 2003. Generation and spatial distribution of the Emeishan Large Igneous Province: New evidence from stragrapic records. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194~202 (in Chinese with English abstract).
- Hirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures; determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: 477~489.
- Klein E M and Langmuir C H. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with the axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089~8115.
- Klein E M and Langmuir C H. 1989. Local versus global variations in ocean ridge basalt composition; a reply. *J. Geophys. Res.*, 94: 4241~4252.
- Lassiter J C, Depaolo D J, Mahoney J J. 1995. Geochemistry of the Wrangellia flood basalt province; Implication for the role of continental and oceanic lithosphere in flood basalt genesis. *J. Detrol.*, 36: 983~1009.
- Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts; chemical and isotope constraints. In: Mahoney J, ed. Large Igneous Provinces; Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monography 100, American Geophysical Union, 335~355.
- Le Bas M J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41:1467~1470.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Devey N W, et al. 1990. Source and differentiation of Deccan Traps lavas; Implications of geochemical and mineral chemical variations. *J. Petrol.*, 31: 1165~1200.
- Luo C, Chung S, Lee T, Wu G. 2002. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 449~458.
- Lu Jiren. 1996. Dynamic characteristics of the Emei mantle plume. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 424~438 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z, Jin Y, Zhao X. 1990. The Emei taphrogenesis of the upper Yangtze Platform in south China. *Geol. Mag.*, 127: 393~405.
- Mahoney J J, Natland J H, Dupuy C. 1991. Madagascar basalts; tracking oceanic and continental sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104:350~363.
- Mahoney J J, et al. 1995. Cretaceous plateau volcanism in the Southeast Indian Ocean; Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau, and southernmost Kerguelen Plateau. *Chem. Geol.*, 120: 315~345.
- Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, et al. 2001. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa. *J. Petrol.*, 42: 877~900.
- McDonough W F. 1992. Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle. *Proc. 5th Intl. Kimberlite Conf.*, 478~485.
- McKenzie D, O'Nions K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32: 1021~1091.
- Mengel K and Green D H. 1989. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatised peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. In: Ross J, ed. Fourth International Kimberlite Conference. Australian Journal of Earth Sciences Special Publication, 14: 571~581.
- Neal C R, Mahoney J J, Chazey W J. 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. *J. Petrol.*, 43: 1177~1205.
- Nickel K G. 1986. Phase equilibria in the system  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Cr}_2\text{O}_3$  (SMACCR) and their bearing on spinel/garnet lherzolite relationships. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 155:259~287.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290~300.
- Peng Z and Mahoney J J. 1995. Drilling lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Reunion hotspot mantle. *Earth Sci. Planet. Sci. Lett.*, 169~185.
- Sharma M A, Basu R, Nesternko G V. 1992. Temporal Sr-Nr- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts; implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 365~381.
- Song X, Zhou M, Hou Z, et al. 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian Emeishan continental flood basalts, southern China. *Inter. Geol. Rev.*, 43:213~225.
- Sun Shuqin, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang. 2003. Discrimination of the tectonic settings of basalts by Th, Nb and

- Zr. *Geological Review*, 49(1): 40~47 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London: Special Publication, 42: 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. London: Blackwell Scientific Publications, 312.
- Thompson G, Ali J, Song X, et al. 2001. Emeishan basalts, SW China: reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of the significance as a large igneous province. *J. Geol. Soc. London*, 158: 593~599.
- Wang Yunliang, Zhang Chengjiang, Xiu Shuzhi, 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 403~412 (in Chinese with English abstract).
- Watson E B. 1980. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experiment study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51: 322~335.
- White R S and McKenzie D P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94: 7685~7730.
- White R S and McKenzie D P. 1995. Mantle plume and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 100: 17543~17686.
- Xu Y, Chung S, Jahn B, et al. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Perian-Triassic Emeishan flood basalts in southern China. *Lithos.*, 58: 145~168.
- Xu Y, Chung S. 2001. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30: 1~9 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2001. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalts. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 239~246 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2002. Discovery of the Permian picrites in the Emeishan large igneous province. *Geological Reviews*, 48(4): 448 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2002. Geochemistry of the two types of basalts of the Emeishan basaltic Province: evidences for mantle plume-lithosphere interaction. *Acta Geologica Sinica*, 76: 229~238.
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003a. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28(4): 431~440 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003b. A method for identifying primary magma—examples from picrite and alkaline basalts. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 33(2): 130~134 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2004. High-Mg olivines and high-Cr spinels in the picritic rocks from the Emeishan continental flood basalt province. *Progress in Natural Sciences*, 14(1): 70~74 (in Chinese).

## Geochemistry of the Picrites and Associated Basalts from the Emeishan Large Igneous Basalt Province and Constraints on Their Source Region

ZHANG Zhaochong<sup>1)</sup>, WANG Fusheng<sup>1)</sup>, HAO Yanli<sup>1)</sup>, JOHN J. Mahoney<sup>2)</sup>

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA*

### Abstract

The geochemical characteristics of the picritic rocks that we discovered recently and their associated basalts show that except the picrites, all the associated basaltic rocks belong to the high-Ti type. Like many other continental flood basaltic provinces, they are characterized by high Fe<sub>8</sub> and (CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sub>8</sub> and low Na<sub>8</sub>, indicating high pressure. Their chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element patterns are similar, all of which display an enrichment of LREE and relative depletion of high field strength elements (HFSE) associated with an absence of Nb and Ta negative anomalies but a presence of P and K negative anomalies, as characterized by most flood basalts. Some trace element ratios characterizing the source regions, such as La/Ta, La/Sm, (La/Nb)<sub>PM</sub>, (Th/Ta)<sub>PM</sub>, Ta/Hf and Nb/Zr are within a narrow range. All these observations suggest the origin of mantle plume, and no or little crustal or lithospheric mantle contamination. They are generated by about 7% of partial melting of garnet lherzolite at more than 75 km. Thus, the axis of the Emeishan mantle plume should be located beneath the Lijiang County Town, Yunnan Province.

**Key words:** picrite; geochemistry; mantle plume; Emeishan large igneous province