

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

峨眉地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区： 主元素、微量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据

侯增谦, 卢记仁, 林盛中

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

内容提要: 峨眉山大陆溢流玄武岩(ECFB)的西南部以丽江、大理和攀枝花三角区为中心的苦橄岩分布区, 面积约 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$, 为峨眉地幔柱的轴部区。Sr、Nd、Pb 同位素和微量元素研究表明, 大部分火山岩样品落在洋岛火山岩成分范围内, 并存在类似 FOZO、HIMU 和 EM I - II 的三个端元。这说明它们是在地幔柱轴部, 由地幔岩和榴辉岩(古玄武质洋壳)组成的源区产生的岩浆形成的。岩浆源区再循环玄武质洋壳的存在可能是该区超大型钒钛磁铁矿床形成的根本原因。少部分分布在洋岛火山岩成分范围之外的样品, 一部分属于地幔柱岩浆与地壳混染产物, 另一部分低 Ti 岩石可能与岩石圈反应有关。地幔端元的地球化学特征如下: FOZO 端元以白林山苦橄玄武岩(YB-01)为代表, 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7036), 高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5127), 中等 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (18.5693); Nb/U = 36.67, Th/Nb = 0.082, La/Nb = 0.91, Zr/Nb = 6.23。HIMU 端元以丽江苦橄岩(JL-29)为代表, 高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20.6412)和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.7489), 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7048)。EM I - II 端元包括两部分: ①以二滩苦橄岩-玄武岩(R-1、3、5、8)为代表, 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7073), 低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5123), 低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.9968)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.9450); Nb/U = 27, Th/Nb = 1.8, La/Nb = 1.25, Sm/Yb = 5.4~6.3, Zr/Y = 11~13, Nb/Y = 1.7~2.1。②以宾川苦橄岩-玄武岩(BH-8、10、11)为代表, 同位素成分与 EM I 相似, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7052, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.5124, $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ = 1.02; LREE 和 Th 丰度较高, HFSE(Nb、Ta、Zr、Hf、Ti)呈负异常; Nb/U 低, 仅为 22.53, Th/Nb = 0.24, La/Nb = 1.62, Rb/Sr = 0.025, Sm/Yb = 3.4~5.2, Zr/Y = 4.4~6.2, Nb/Y = 1.5~1.8。后一部分可能受到岩石圈反应的影响。

关键词: 大陆溢流玄武岩; 峨眉地幔柱; 地幔柱轴部区; 地幔端元

大洋玄武岩, 特别是洋岛玄武岩(OIB)研究已经确定了一些与地幔柱有关的地幔地球化学端元。它们包括亏损地幔端元(DMM), 富集地幔端元(EM I, EM II), 高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 地幔端元(HIMU)以及 Focus Zone 端元(FOZO), Common 端元(C)和 Primitive helium mantle(PHEM)端元等(Zindler et al., 1986; Hart, 1988; Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hanan et al., 1996)。最近的研究, 特别是 Re-Os 同位素研究使早期提出的关于 HIMU 与 EM 端元的再循环洋壳及相伴沉积物成因假说获得广泛赞同(Hofmann et al., 1982; Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992; Hauri et al., 1993; Reiberg et al., 1993; Roy-Barman et al., 1995; Hofmann, 1997)。但是, 关于大陆溢流玄武岩(CFB)成因的争论仍然很激烈, 因为它涉及大陆岩石圈地幔与地壳问题。部分研究者主张 CFB 直接源于岩石圈地幔

(Carlson, 1984, 1991; Hawkesworth et al., 1984, 1988; Hergt et al., 1991; Gallagher et al., 1992; Lightfoot et al., 1993; Turner et al., 1995; Turner et al., 1996); 另一些作者指出这种方案难于克服热源和岩浆产生速率等困难(Menzies, 1992; Arndt et al., 1993; Coffin et al., 1994; White et al., 1995; Campbell, 1998)。目前, 多数人主张 CFB 为地幔柱成因, 源于热边界层(2900km 或 660km), 并与 OIB 同源。但是, 如何评价地壳混染和岩石圈反应的影响仍然是个难题。

大陆溢流玄武岩省的苦橄岩-玄武岩组合被视为地幔柱轴部物质的熔融产物, 可以和 OIB 类比(Campbell et al., 1990)。不同的是, 前者是地幔柱头部产物, 后者为尾部产物, 分别属于地幔柱岩浆活动的前后两个阶段。地幔柱头部熔融时, 从地幔柱轴部产生的高温岩浆很可能包含有 OIB 中已经确定

注: 本文为国家重点基础研究规划973项目“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(编号 2002CB412610)资助的成果。

收稿日期: 2004-07-19; 改回日期: 2004-12-24; 责任编辑: 郝梓园。

作者简介: 侯增谦, 男, 1961年生。研究员, 主要从事岩石学、造山带成矿作用研究工作。通讯地址: 100037, 北京西城区百万庄大街26号, 中国地质科学院矿产资源研究所; Email: hzq@cags.net.cn。

的各种地幔端元及/或其混合产物。前人的研究表明,CFB 的化学和同位素特征虽然变化较大,但某些 CFB 与洋内的热点玄武岩极为相似,富集端元,特别是 EM1 端元相当普遍(Carlson, 1991)。CFB 中的 HIMU 虽然很少见到,但是随着研究工作的进展,HIMU 或类 HIMU 亦不断有所报导(Schilling et al., 1992; Marty et al., 1993; Stewart et al., 1996; Franz et al., 1999; Rogers et al., 2000)。

峨眉山溢流玄武岩省西部是重要的苦橄岩分布区。20世纪80年代曾陆续对该区的苦橄岩-玄武岩组合进行过主元素,痕量元素分析(林建英, 1981; 张云湘等, 1988),90年代以来从地幔柱角度研究的文章渐多(Chung et al., 1995; 卢记仁, 1996; Chung et al., 1998; 宋谢炎等, 1998, 1999, 2001a,b; 侯增谦等, 1999; 张诚江等, 1999; 徐义刚等, 2001; 肖龙等, 2003; 张招崇等, 2004),但尚缺少比较系统的同位素和元素地球化学研究。为了进一步查明这些岩石的地球化学特征,阐明岩浆源区性质及其与地幔柱的成因关系,对该区的苦橄岩-玄武岩作了系统的主元素,痕量元素和 Sr、Nd、Pb 同位素分析。结果表明,这些熔岩包含有类似 FOZO, HIMU 和 EM I - II 等地球化学端元,很可能由地幔柱内的榴辉岩与地幔岩熔融而成。

1 地质背景

峨眉山溢流玄武岩面积约为 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$,位于华南地区扬子板块的西南部。扬子板块的西面是典型的特提斯造山带,两者以金沙江缝合线为界。主要火山岩系覆盖在中二叠统茅口灰岩顶部剥蚀面之上,并被上二叠统龙潭组或宣威组含煤建造覆盖,推测主喷发期约为 $259 \pm 2 \text{ Ma}$ (卢记仁, 1996; Courtillot et al., 1999; 宋谢炎等, 2001)。这次大规模火山喷发之前的岩石圈隆升和喷发之后的板块边缘裂解都很明显,三者在时间、空间和成因上有着密切关系(张祖圻, 1983; 黄汲清等, 1987; 张云湘等, 1988; 罗志立等, 1988; 冯少南, 1991; 梁定益等, 1994)。这种关系被解释为地幔柱活动产生的结果(卢记仁, 1996; Chung et al., 1998; 宋谢炎等, 1998)。

该火山岩系西厚东薄,两地的岩石类型也有较大差别。在康滇隆起带以西,大致以丽江、大理和攀枝花之间的地区为中心有火山相和次火山相苦橄岩出露,后者分布范围更大,面积估计达 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占整个火成岩省面积的1/10。在苦橄岩分布区内,玄武岩平均厚度超过2000 m,其中宾川上仓剖面的

最大厚度达5384 m,是整个火成岩省已知的最大厚度(张云湘等, 1988)。该地火山岩系底部岩层夹灰岩透镜体,其中所含海相化石说明属茅口晚期喷发产物,喷发时间相对较早。康滇隆起带及其以东广大地区的玄武岩主要产于茅口灰岩顶部侵蚀面之上,以拉斑玄武岩为主。攀枝花—西昌地区产出同时期的超大型钒钛磁铁矿床。

苦橄岩产于两种层位,一种位于层序底部如丽江和攀枝花市附近;另一种位于层序中部,如宾川地区。它们通常在玄武岩中呈互层或夹层产出,含少量橄榄石斑晶。玄武岩类岩石包括拉斑系列,弱碱性系列和碱性系列。次火山相苦橄岩主要呈岩脉或小岩体产出,其中某些苦橄岩或苦橄玄武岩型岩体有 Cu、Ni、Pt 矿化。本次所采样品的产地和岩石类型在图1和表1中说明。

2 分析方法

主元素和痕量元素成分由中国地质科学院国家地质实验测试中心测定。主元素样品用偏硼酸锂碱熔,等离子光谱(ICP-AES, 型号 JA-1160)测定。稀土元素样品用 Na_2O_2 熔融,经分离富集后用 ICP-AES 测定,其中低含量样品则用等离子质谱(ICP-MS)测定。Nb、Ta、Zr、Hf 样品经 Na_2O_2 熔融后,水提酸化,用 ICP-MS 测定。其他痕量元素样品经四酸(HCl 、 HNO_3 、 HF 、 HClO_4)溶解后用 ICP-AES 或 ICP-MS 测定。

Sr、Nd 同位素成分由中国科学院地质研究所同位素实验室测定。粉末岩样用 $\text{HF} + \text{HClO}_4$ 在 Teflon 容器中低温溶解,采用 AG50W $\times$ 8(H^+)阳离子交换柱和 P_2O_7 萃淋树脂分离出纯净的 Rb、Sr 和 Sm、Nd,并在 VG354 固体同位素质谱计上测定。Sr 同位素质量分馏用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正, Rb-Sr 全流程空白本底约为 $2 \times 10^{-10} \sim 5 \times 10^{-10} \text{ g}$ 。Nd 同位素质量分馏用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 校正,全流程空白本底约为 $5 \times 10^{-11} \text{ g}$ 。

Pb 同位素在中国地质科学院同位素实验室测定。粉末样品用 $\text{HF} + \text{HNO}_3$ 溶解,用离子交换柱分离 Pb,在 MAT261 质谱计测定 Pb 同位素。仪器用 NBS981 校准。

3 主元素与痕量元素成分

主元素与痕量元素丰度见表1。

3.1 主元素

本区的所有样品分属4类岩石(图2),按 MgO

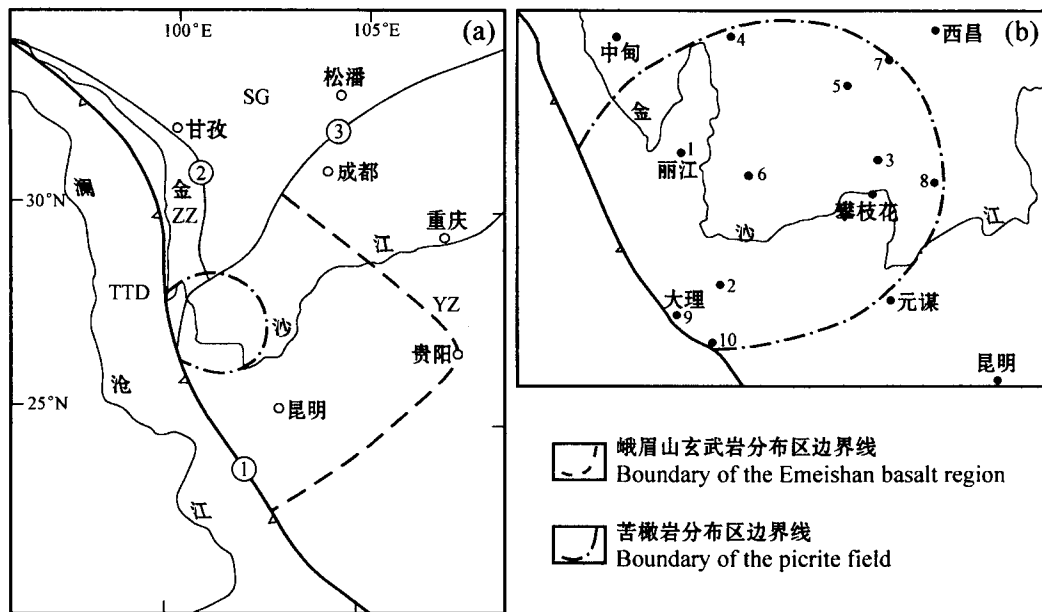


图 1 峨眉山玄武岩、苦橄岩分布区与主要构造单元的关系(a)和采样位置图(b)

Fig. 1 The distribution of Emeishan basalts and picrites and the relations with the tectonic framework (a) and sampling locations (b)

苦橄岩区相当于地幔柱的轴部区,可能还是三联点区。①—金沙江—哀牢山缝合线;②—甘孜—理塘缝合线;③—龙门山—锦屏山裂陷槽;YZ—扬子板块;SG—松潘—甘孜地块;ZZ—中咱地块;TTD—三江特提斯构造域。采样点:1—丽江;2—宾川;3—二滩;4—永宁—泸沽湖;5—白林山;6—永胜;7—平川;8—米易;9—乌龙坝、普和、汉易;10—金宝山

The picrite field corresponding to the axial area of the plume, and maybe also a triple junction. ①—Jinshajiang—Ailaoshan suture zone; ②—Garze—Litang suture zone; ③—Longmenshan—Jinpingshan aulacogen. YZ—Yangtze plate; SG—Songpan—Garze Block; ZZ—zhongzan Block; TTD—Sangjiang Tethyan Tectonic Domain. Sampling locations: 1—Lijiang; 2—Binchuan; 3—Ertan; 4—Yongning—Luguhu; 5—Bailinshan; 6—Yongsheng; 7—Pingchuan; 8—Miyi; 9—Dali including Wulongba, Puhe and Hanyi; 10—Jinbaoshan

含量由高到低依次为橄榄岩、苦橄质岩石、玄武质岩石和粗面岩-流纹岩。橄榄岩采自金宝山含铂岩体下部岩相,粗面岩-流纹岩产于二滩玄武岩剖面上部层位,两者都是高度分异的岩石。粗面岩的标准矿物石英 $Q \leq 13.33\%$ 。

苦橄质岩石包括苦橄岩与苦橄-玄武岩, MgO 含量为 $27.23\% \sim 13.62\%$ 。喷出相苦橄质岩石样品以丽江(JL)和宾川(BH)两地为主,前者 MgO 含量较高,二滩(R)和白林山(YB)两地各有1件苦橄质岩石样品。浅成相苦橄质岩石包括乌龙坝(WK)小岩体和普和(PH)、汉易(HY)两处的岩脉。从 MgO 与 SiO_2 、 Al_2O_3 、 $Fe_2O_3 + FeO$ 、 TiO_2 、Cr 和 Ni 的关系判断,苦橄-玄武岩应属苦橄岩类,与玄武岩类的差别比较明显。

玄武质岩石 $MgO \leq 11.20\%$, 其中5件样品 $MgO < 6\%$ ($5.55\% \sim 3.46\%$)。 TiO_2 含量变化范围较大,约为 $1\% \sim 4\%$ 。按照 SiO_2 对 $Na_2O + K_2O$ 分类,大多数样品都属于弱碱性或拉斑玄武岩。但是永宁

的3件样品(LY-06, 07, 08)属于富钾的强碱性的碧玄岩-碱玄岩以及钾质粗面玄武岩,其中 LY-06, 07 的标准矿物橄榄石 O1 依次为 23.13% 和 3.44% 。二滩剖面自下而上为苦橄岩-玄武岩-粗面玄武岩(R-5, 29)并具有向粗面岩(R-22, 27, 28)和流纹岩(R-30)演化的趋向,但缺少中间的粗安岩类,相当于双峰式的弱碱性系列。剖面下部的玄武岩 SiO_2 含量较高,某些样品(例如 R-3, 11) SiO_2 达 50% 。

3.2 痕量元素丰度

本节主要叙述各类岩石中痕量元素的相对丰度和异常特征,它们的比值将在后面讨论。

3.2.1 苦橄岩-玄武岩类

根据不相容元素丰度可分为两个成分组:第 I 组高度不相容元素丰度比较高(图 3a, b; 图 4a-d), $(La/Yb)_N = 8.5 \sim 21.0$; 第 II 组高度不相容元素丰度较低(图 3c, 图 4e), $(La/Yb)_N = 3.6 \sim 5.4$ 。几乎所有样品都具有不同程度的正 Pb 异常。

表 1 峨眉山 CFB 省苦橄岩-玄武岩类岩石的主元素(%)与痕量元素($\times 10^{-6}$)成分
Table 1 Major(%) and trace element($\times 10^{-6}$) compositions of picritic-basaltic rocks from the Emeishan CFB Province

样品号	JL-3	JL-4	JL-13	JL-17	JL-18	JL-20	JL-21	JL-23	JL-26	JL-28	JL-29	JL-31	BH-1	BH-7
岩石类型	P	P	B	P	P	P	B	P	B	B	P	P	B	B
SiO ₂	42.09	41.95	47.08	41.94	40.46	40.33	45.69	40.27	46.10	45.21	42.16	39.96	48.30	45.82
TiO ₂	1.19	1.21	1.94	1.23	1.14	1.37	2.57	1.04	2.08	2.76	1.39	1.14	2.39	4.09
Al ₂ O ₃	6.12	6.10	13.02	6.16	5.78	8.13	13.15	5.94	14.22	12.32	7.04	5.76	13.49	12.73
Fe ₂ O ₃	3.08	3.52	3.90	4.20	5.17	2.81	5.20	3.17	6.80	5.94	5.50	4.47	10.28	5.51
FeO	7.65	7.34	7.36	7.16	6.26	8.24	7.15	7.73	3.93	6.61	6.36	6.63	3.27	9.63
MnO	0.16	0.16	0.26	0.17	0.21	0.18	0.20	0.17	0.55	0.22	0.22	0.20	0.18	0.20
MgO	25.52	25.73	9.13	25.18	22.57	21.51	8.10	27.23	7.81	8.29	20.44	23.93	4.62	5.21
CaO	7.28	6.73	10.30	6.33	7.93	7.80	9.94	6.22	10.02	10.51	7.71	6.44	8.62	7.84
Na ₂ O	0.51	0.44	2.76	0.50	0.25	0.37	2.47	0.32	2.49	2.92	0.59	0.24	4.72	3.37
K ₂ O	0.14	0.14	0.88	0.12	0.02	0.03	1.59	0.18	0.37	0.66	0.12	0.03	0.10	1.47
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.17	<0.1	<0.1	<0.1	0.28	0.12	0.63	0.29	0.13	<0.1	0.30	0.47
烧失	4.96	5.70	2.34	5.96	9.62	8.00	2.28	6.72	4.66	3.04	7.64	9.98	2.76	2.82
总量	98.81	99.13	99.14	98.95	99.41	98.77	98.62	99.11	99.66	98.77	99.30	98.78	99.03	99.16
Cs	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.5	0.5
Rb	4.1	7.2	17.0	5.8	3.0	2.5	27.0	8.6	10.0	11.0	4.7	4.2	3.0	27.0
Sr	118	83	497	83	94	68	1100	54	596	486	81	77	313	706
Ba	207	156	601	140	107	125	1100	150	449	341	154	109	329	570
Sc	15.03	20.50	27.22	20.80	24.03	24.21	21.96	17.66	19.72	26.05	22.47	19.04	24.32	25.10
V	175	173	335	172	172	217	288	154	240	312	193	153	311	436
Cr	2500	2200	278	2500	2600	1400	442	2900	392	297	2200	2300	72	114
Co	45	42	46	42	43	62	41	42	45	41	41	40	39	42
Ni	855	731	109	717	712	455	164	794	86	112	674	724	129	75
Cu	102	97	70	68	57	69	73	72	246	87	90	45	207	331
Zn	69	64	58	68	63	60	75	54	101	71	65	62	109	141
Y	8.13	10.78	16.10	11.18	10.20	13.06	18.49	8.76	19.97	21.03	10.79	9.67	28.36	36.84
Zr	86	88	126	79	84	94	190	78	145	198	92	97	127	274
Hf	2.3	2.3	3.6	2.1	2.1	2.3	4.6	1.9	3.4	5.0	2.4	2.5	3.6	7.4
Nb	12	11	18	12	10	10	31	12	42	26	14	11	13	38
Ta	1.6	1.6	1.5	1.4	1.1	0.9	2.8	1.0	2.7	1.9	1.3	0.9	1.0	2.6
U	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.7	0.3	0.6	0.6	0.4	0.2	0.5	1.1
Th	1.4	1.4	1.6	1.4	1.1	1.2	3.1	1.1	3.1	2.5	1.4	1.0	1.5	4.4
Pb	3.3	4.1	7.7	11	1.9	5.0	4.7	9.4	4.6	18	2.8	2.1	9.7	6.9
La	10.26	10.60	13.38	12.40	8.50	9.28	20.82	9.98	23.89	24.69	11.37	8.52	15.59	37.88
Ce	20.34	20.64	26.75	24.01	17.42	19.23	41.07	18.71	43.57	49.48	22.30	17.32	28.14	73.93
Pr	2.60	2.53	3.43	2.97	2.21	2.46	5.08	2.35	5.61	6.25	2.85	2.25	4.00	9.76
Nd	11.25	11.79	15.77	13.75	10.29	11.92	22.24	10.16	22.78	27.67	12.28	10.17	18.95	40.14
Sm	2.88	2.86	4.18	3.39	2.70	3.16	5.37	2.31	5.43	6.85	3.09	2.55	5.54	10.12
Eu	0.91	0.99	1.43	1.13	0.94	1.12	1.74	0.82	1.82	2.14	1.03	0.88	1.93	3.04
Gd	2.77	2.97	4.71	3.15	2.64	3.24	5.76	2.55	5.06	6.52	3.04	2.64	6.52	10.16
Tb	0.36	0.42	0.54	0.43	0.36	0.44	0.70	<0.3	0.67	0.84	0.40	0.37	0.91	1.30
Dy	1.88	2.27	3.49	2.58	2.20	2.81	4.03	1.86	4.00	4.87	2.40	2.06	5.70	7.84
Ho	0.40	0.47	0.69	0.49	0.44	0.55	0.78	0.36	0.80	0.90	0.44	0.42	1.16	1.60
Er	0.72	1.12	1.65	1.29	1.15	1.52	1.87	0.94	2.11	2.36	1.18	1.02	3.13	3.95
Tm	<0.1	0.15	0.21	0.16	0.15	0.20	0.24	0.12	0.27	0.27	0.15	0.13	0.37	0.56
Yb	0.59	0.88	1.27	0.87	0.86	1.06	1.48	0.75	1.74	1.58	0.85	0.77	2.23	2.96
Lu	<0.1	0.14	0.19	0.13	0.15	0.17	0.24	<0.1	0.26	0.21	0.11	<0.1	0.35	0.49

注:P—苦橄岩; Picb—苦橄玄武岩; B—玄武岩; Tb—粗面玄武岩; T—粗面岩; R—流纹岩; Bs—碧玄岩; Tph—碱玄岩; Pr—橄辉岩。

第 I 成分组的丽江苦橄岩与互层的玄武岩相比,稀土元素丰度稍低,但两者的(La/Yb)_N 基本一致,约为8.5。宾川苦橄岩的稀土元素丰度比丽江苦橄岩的稍高,与该区玄武岩的稀土丰度相近,但

(La/Yb)_N 较高,约为14.8(图3,a)。丽江、宾川和二滩3个地区苦橄岩的不相容元素相比,丽江的不相容元素较低(图4a),这与它的 MgO 较高是一致的。

丽江玄武岩具有正 Nb 异常和弱的负 P 异常

续表1

样品号	BH-8	BH-10	BH-11	BH-15	BH-17	BH-19	BH-20	R-1	R-3	R-5	R-8	R-11	R-15	R-22
岩石类型	Picb	P	B	P	Picb	P	P	P	B	B	B	B	B	T
SiO ₂	43.38	43.62	47.23	44.14	45.34	43.62	41.39	43.80	49.98	48.66	47.84	50.20	46.56	66.11
TiO ₂	1.03	0.80	1.20	2.14	2.26	1.78	1.64	1.88	2.43	2.69	2.44	2.56	2.76	0.65
Al ₂ O ₃	10.95	9.56	13.52	8.79	9.17	8.20	4.65	6.23	10.99	11.95	10.58	12.25	13.86	12.62
Fe ₂ O ₃	6.05	5.18	6.61	4.98	6.92	4.55	6.11	5.48	3.93	3.91	2.75	3.77	4.58	2.82
FeO	5.13	5.44	4.89	6.79	5.56	7.07	5.95	6.37	7.19	7.31	8.64	7.38	8.83	4.62
MnO	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.23	0.25
MgO	14.66	18.52	8.01	17.37	13.62	18.60	26.21	21.66	8.72	8.26	10.35	7.40	7.11	0.26
CaO	11.73	9.66	11.16	8.70	9.42	8.80	5.83	6.42	7.71	8.01	9.93	9.97	10.28	1.50
Na ₂ O	1.01	1.07	1.19	1.40	1.34	1.15	0.53	0.72	2.05	3.00	1.06	2.56	2.68	5.68
K ₂ O	0.36	0.23	2.08	0.70	1.08	0.58	0.29	0.76	2.41	2.00	2.47	1.01	0.42	3.82
P ₂ O ₅	0.50	0.31	0.47	0.31	0.33	0.24	0.25	0.20	0.36	0.32	0.25	0.29	0.34	0.10
烧失	4.42	4.66	1.86	3.68	3.82	3.96	6.26	4.94	2.84	2.36	2.32	1.56	0.62	0.48
总量	99.40	99.22	98.40	99.17	99.01	98.71	99.27	98.62	98.77	98.64	98.81	99.11	98.27	98.91
Cs	1.9	1.7	0.5	1.9	1.2	1.3	1.1	1.9	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.7
Rb	15	9.4	67	22	22	19	14	31	46	35	60	22	8.7	80
Sr	648	417	2200	371	408	319	142	281	734	502	515	566	540	132
Ba	759	452	4100	594	1200	508	298	299	619	564	619	486	377	692
Sc	26.36	28.44	30.55	21.58	21.05	22.20	18.42	17.61	21.18	22.10	26.92	26.15	27.05	4.54
V	231	190	240	232	248	223	160	219	269	274	290	275	320	2.3
Cr	940	1600	168	1100	1200	1300	1800	2000	403	383	705	290	168	16
Co	59	34	44	67	70	69	45	41	42	43	51	40	45	1.7
Ni	408	502	113	547	572	634	1100	750	114	111	160	86	79	15
Cu	104	74	31	109	61	10	93	94	121	69	89	121	150	34
Zn	56	60	62	100	103	84	101	104	88	93	93	74	106	224
Y	18.80	17.04	26.50	15.60	16.00	15.41	12.39	12.87	22.27	21.05	18.75	20.75	24.13	78.20
Zr	116	75	118	166	176	135	152	169	267	235	209	210	116	759
Hf	2.6	1.9	2.8	4.3	4.6	3.4	3.7	3.7	6.0	5.6	4.8	5.0	2.9	18
Nb	33	26	42	29	32	24	20	27	41	36	32	32	30	110
Ta	1.9	1.4	2.2	2.2	2.3	1.7	1.5	1.8	2.5	2.4	2.0	2.0	1.9	6.4
U	1.6	1.1	1.8	0.9	0.9	0.8	0.7	0.9	1.5	1.4	1.2	0.7	0.3	4.4
Th	8.2	6.0	10	3.7	3.8	3.5	2.4	3.8	7.1	6.7	5.5	2.8	0.5	23
Pb	11	8.5	14	14	6.2	6.7	4.4	16	11	16	10	18	5.4	18
La	56.21	39.91	68.08	28.68	31.30	23.69	20.44	28.30	49.53	46.12	38.97	32.23	27.17	109.4
Ce	94.59	64.55	111.2	52.33	56.57	43.89	37.89	53.96	93.92	87.20	73.50	62.60	52.70	189.4
Pr	10.82	7.32	12.92	6.67	7.11	5.39	4.85	6.74	12.05	10.93	9.24	8.17	7.26	23.02
Nd	37.35	24.91	41.05	26.36	28.22	20.91	19.78	27.79	45.49	43.02	36.41	32.09	29.97	87.06
Sm	7.66	4.98	8.61	6.11	6.37	4.92	4.83	6.07	9.92	9.40	7.98	7.81	7.40	19.91
Eu	2.15	1.48	2.41	1.83	1.94	1.46	1.40	1.75	2.66	2.61	2.28	2.30	2.44	4.67
Gd	6.45	4.43	7.10	5.42	5.28	4.68	3.78	4.50	7.24	7.30	6.65	7.07	6.87	15.39
Tb	0.71	0.62	0.97	0.69	0.74	0.62	0.49	0.58	0.97	0.83	0.74	0.84	0.88	2.73
Dy	4.46	3.54	5.70	3.64	3.87	3.44	2.96	3.13	5.19	4.86	4.35	4.69	5.24	15.70
Ho	0.83	0.69	1.15	0.71	0.72	0.66	0.60	0.56	0.95	0.86	0.82	0.93	1.06	3.22
Er	2.13	1.85	3.02	1.73	1.86	1.79	1.60	1.51	2.56	2.32	2.12	2.28	2.74	8.12
Tm	0.27	0.25	0.38	0.22	0.23	0.24	0.21	0.17	0.32	0.28	0.26	0.29	0.35	1.12
Yb	1.47	1.48	2.30	1.22	1.21	1.25	0.97	0.97	1.80	1.66	1.48	1.64	1.99	6.82
Lu	0.25	0.22	0.31	0.14	0.15	0.19	0.15	0.14	0.27	0.23	0.22	0.24	0.28	0.96

(图4b),苦橄岩 Nb 的正异常很弱或无异常,但负的 Sr、P 异常明显。宾川苦橄岩无 Nb 异常,个别样品(BH-20)具负 Sr 异常。二滩苦橄岩(R-1)的负 Nb 异常极弱,但负 P 异常尚明显。

二滩玄武岩的稀土元素和强不相容元素丰度较

高(图3a,图4c), $(La/Yb)_N=13.6$ (平均值),具有弱的负 Nb 异常和清楚的负 P 异常,但没有负 Sr 异常。

图3b 和图4d 显示出宾川的苦橄岩-玄武岩(BH-8、10、11)比较富含轻稀土(LREE)和Th,并且

续表1

样品号	R-24	R-27	R-28	R-29	R-30	LY-02	LY-06	LY-07	LY-08	YB-01	YB-04	LL-04	LL-09	YC-04
岩石类型	B	T	T	B	R	B	Bs	Tph	Tb	Picb	B	B	B	
SiO ₂	47.49	66.62	64.17	48.60	70.21	47.18	41.33	48.69	43.77	45.30	46.07	48.50	47.36	48.53
TiO ₂	2.12	0.63	0.64	2.42	0.61	3.83	2.33	2.44	2.10	1.40	1.69	3.79	3.21	1.61
Al ₂ O ₃	12.01	13.91	13.79	13.97	10.34	12.93	10.98	12.42	10.15	10.19	14.90	13.44	13.26	14.54
Fe ₂ O ₃	5.12	3.13	4.66	4.58	4.79	2.63	3.62	4.13	3.32	5.02	6.54	6.44	4.88	2.72
FeO	7.46	2.58	2.80	7.40	2.81	10.98	8.05	5.60	5.72	6.56	6.68	7.68	7.25	10.13
MnO	0.22	0.24	0.37	0.21	0.25	0.20	0.18	0.14	0.13	0.17	0.20	0.22	0.17	0.20
MgO	8.33	0.59	0.47	6.53	0.12	5.55	11.20	6.60	7.79	15.38	6.43	4.24	6.20	6.56
CaO	10.85	1.59	1.39	8.18	1.55	8.42	12.72	9.78	14.88	10.20	11.05	7.96	9.35	8.06
Na ₂ O	3.01	5.41	5.42	3.06	3.42	3.69	0.56	1.43	1.28	1.37	2.34	3.65	3.24	3.07
K ₂ O	0.74	4.26	4.93	2.12	3.16	0.46	2.32	4.82	3.43	0.11	0.80	1.22	1.47	1.32
P ₂ O ₅	0.22	0.12	0.13	0.26	<0.1	0.44	0.35	0.40	0.32	0.14	0.30	0.55	0.45	0.22
烧失	1.78	0.28	0.60	1.74	1.44	2.46	5.20	2.82	6.08	3.42	2.20	1.82	1.96	2.10
总量	99.35	99.36	99.37	99.07	98.70	98.77	98.84	99.18	98.97	99.26	99.20	99.50	98.80	99.06
Cs	0.6	0.4	0.4	1.3	0.7	1.3	0.3	0.2	0.4	0.9	0.2	0.5	1.1	2.6
Rb	25	92	70	59	85	14	63	52	37	2.2	14	33	42	74
Sr	552	79	48	658	126	1300	169	829	681	191	328	565	790	399
Ba	295	641	714	1400	319	479	603	643	678	325	534	473	559	484
Sc	32.15	3.99	4.37	24.86	1.69	25.25	31.81	21.71	28.96	29.22	28.09	21.25	23.21	29.54
V	246	4.1	2.0	320	1.8	409	267	259	250	253	288	294	306	281
Cr	452	28	25	155	29	104	777	192	690	1200	114	25	332	57
Co	46	2.0	1.5	40	1.1	39	46	35	36	60	46	37	37	49
Ni	133	17	14	89	7.8	67	186	88	140	454	65	26	111	52
Cu	194	22	34	170	28	271	111	94	79	393	168	193	157	40
Zn	41	168	157	102	340	127	68	62	67	73	60	142	118	80
Y	19.94	72.67	36.64	22.61	112.9	35.19	21.07	20.78	18.31	16.63	20.33	35.77	32.33	22.34
Zr	139	756	310	164	884	264	171	202	156	74	92	310	273	117
Hf	3.7	20	8.1	4.5	24	67	4.5	5.0	4.0	2.2	2.2	7.1	6.0	3.0
Nb	18	94	47	25	102	35	33	39	30	11	16	46	45	10
Ta	1.6	6.4	2.9	1.9	5.6	2.4	2.3	2.7	2.1	0.8	2.0	3.0	2.9	0.9
U	0.8	4.9	1.5	0.9	5.2	1.1	0.7	1.2	0.8	0.3	0.3	1.6	1.2	0.9
Th	2.5	21	6.2	3.3	25	4.2	3.2	3.8	3.0	0.9	1.2	7.7	5.6	3.2
Pb	8.0	13	16	0.19%	48	10	5.6	8.3	7.8	5.6	11	113	40	17
La	21.69	116.9	50.22	30.53	147.3	38.19	32.75	34.04	27.07	10.05	12.43	56.75	49.14	19.14
Ce	40.90	203.3	91.60	56.13	264.5	74.64	57.14	62.89	51.74	18.52	24.57	103.9	87.30	40.61
Pr	5.23	23.72	11.44	7.33	32.94	9.65	7.33	7.45	6.23	2.36	3.07	12.59	10.83	4.63
Nd	22.18	85.26	44.86	28.14	124.7	40.72	28.99	29.14	24.68	10.71	13.90	49.78	43.24	19.42
Sm	5.59	19.07	10.34	6.79	30.37	9.93	6.56	6.52	5.76	2.96	4.07	11.32	10.12	5.16
Eu	1.79	3.98	3.37	2.08	6.68	3.13	1.97	1.94	1.74	1.06	1.44	3.31	3.05	1.58
Gd	5.72	16.71	9.41	6.56	27.56	9.68	5.45	5.32	5.27	3.76	4.68	9.31	9.21	5.05
Tb	0.80	2.47	1.27	0.74	4.43	1.27	0.78	0.80	0.70	0.61	0.66	1.42	1.25	0.84
Dy	4.34	14.64	7.73	4.92	24.68	7.67	4.55	4.51	3.98	3.43	4.07	7.76	7.06	4.52
Ho	0.86	3.14	1.62	0.99	4.95	1.56	0.92	0.90	0.76	0.68	0.85	1.53	1.40	0.91
Er	2.36	7.67	4.06	2.58	11.78	3.91	2.44	2.36	2.09	1.74	2.39	3.87	3.47	2.37
Tm	0.28	1.09	0.57	0.34	1.56	0.47	0.32	0.30	0.29	0.24	0.32	0.51	0.45	0.33
Yb	1.64	6.64	3.48	1.88	9.45	2.79	1.71	1.77	1.50	1.48	1.84	2.87	2.51	2.04
Lu	0.23	0.85	0.45	0.28	1.27	0.32	0.26	0.27	0.24	0.21	0.22	0.37	0.34	0.32

高场强元素(HFSE:Nb,Ta,Zr,Hf 和 Ti)具有明显的负异常。永宁的3件样品(LY-06、07、08)HFSE 没有异常。米易的玄武岩(MY-02)属于高度演化的熔岩,MgO 含量为3.46%,亦富含 LREE 和 Th,并且有明显的负 Nb 异常,但是没有 Zr、Hf、Ti 负异常。

永胜玄武岩(LL-04、09)的不相容元素特征与永宁的碱性玄武质岩石比较相似。

第Ⅱ成分组包括火山相和次火山相,前者以白林山(YB-01、04)和宾川(BH-1)的苦橄-玄武岩为代表,后者有乌龙坝(WK)小岩体和普和(PH)岩脉

续表1

样品号	MY-02	PH-02	HY-02	WK-02	WK-05	WK-10	WK-12	WK-15	J-1	J-3	J-4	J-7	J-12	J-15
岩石类型	B	P	Picb	Picb	P	P	P	P	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr
SiO ₂	51.10	44.38	44.69	48.56	43.55	44.18	42.41	41.34	36.91	36.50	37.22	37.78	35.57	35.74
TiO ₂	2.99	1.02	1.66	1.16	1.29	0.98	0.90	0.98	0.40	0.39	0.37	0.37	0.40	0.50
Al ₂ O ₃	15.10	9.22	8.85	9.60	9.34	9.49	8.01	8.00	2.52	2.63	2.39	2.68	2.59	3.25
Fe ₂ O ₃	4.99	3.90	6.39	2.84	4.67	4.06	4.24	2.64	7.37	7.78	7.03	6.65	9.13	8.66
FeO	6.44	6.79	5.76	5.88	6.78	6.53	6.63	7.59	5.36	5.31	4.42	4.76	4.74	5.66
MnO	0.19	0.17	0.15	0.15	0.19	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.14	0.17	0.12	0.19
MgO	3.46	19.47	13.93	14.46	18.47	19.10	23.63	21.74	34.50	34.77	34.88	34.78	32.72	32.85
CaO	8.15	8.65	10.00	9.70	9.11	8.32	7.03	7.98	0.66	0.60	0.92	0.65	1.49	1.32
Na ₂ O	3.80	1.08	1.23	1.52	1.27	1.14	0.87	0.16	0.04	0.04	0.04	0.04	0.11	0.10
K ₂ O	0.56	0.50	0.50	0.17	0.31	0.22	0.20	0.03	0.17	0.18	0.13	0.13	0.14	0.18
P ₂ O ₅	0.44	0.15	0.20	0.18	0.17	0.18	0.11	0.17	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
烧失	1.50	3.82	5.86	4.24	3.42	4.20	4.96	8.16	10.54	10.36	11.18	10.58	11.22	9.82
总量	98.72	99.15	99.22	98.46	98.57	98.56	99.15	98.95	98.61	98.69	98.72	98.59	98.23	98.27
Cs	0.2	5.3	6.3	1.7	3.1	3.9	3.7	1.1	2.0	1.1	1.9	1.2	2.1	0.6
Rb	14	24	16	5.1	16	17	22	2.7	7.4	7.0	6.1	6.0	6.7	8.7
Sr	745	248	313	113	170	164	94	23	14	14	22	13	30	35
Ba	464	341	383	158	249	298	151	122	94	114	90	96	108	115
Sc	19.01	22.67	26.06	22.73	23.79	23.62	19.57	16.88	8.46	7.21	6.70	7.72	8.12	4.92
V	234	185	226	200	197	181	219	250	101	97	80	93	114	118
Cr	48	1500	1500	2000	1600	1500	2300	2100	5800	6200	5500	6600	7500	7800
Co	26	64	60	53	62	61	45	38	72	63	47	67	77	77
Ni	13	529	614	520	561	574	857	704	925	948	832	995	900	966
Cu	40	88	91	112	120	89	109	103	31	15	125	17	22	17
Zn	107	65	79	38	62	72	57	52	63	64	59	89	74	97
Y	31.53	15.08	15.23	14.95	15.86	14.45	12.21	11.44	3.56	3.72	3.30	3.81	3.24	5.53
Zr	317	78	102	79	106	74	59	64	48	43	47	46	44	52
Hf	7.5	2.0	2.5	2.0	2.8	1.8	1.5	1.7	1.2	1.0	1.2	1.1	1.1	1.3
Nb	52	8.8	15	5.9	10	5.6	4.6	4.9	5.2	5.3	4.8	4.9	5.8	6.9
Ta	3.3	1.1	1.4	0.5	0.8	0.6	0.5	0.5	1.9	0.6	0.6	0.6	0.5	1.0
U	2.3	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4
Th	12	1.9	1.6	0.8	1.4	0.7	0.9	0.9	1.1	1.1	1.0	0.9	0.9	1.5
Pb	20	9.2	8.6	4.6	5.9	4.8	3.5	2.5	5.9	11	8.9	9.5	12	8.7
La	69.20	9.82	14.93	5.76	10.77	5.17	5.00	5.50	6.28	5.64	5.98	4.64	4.71	8.82
Ce	123.8	18.08	29.97	11.55	20.73	10.91	9.65	10.87	10.19	9.50	10.82	8.68	8.76	15.95
Pr	14.73	2.42	3.84	1.63	2.54	1.46	1.42	1.40	1.25	1.13	1.19	1.04	0.99	1.83
Nd	54.06	9.74	16.50	7.48	11.91	7.06	6.61	7.66	4.20	4.53	4.38	4.61	4.15	6.83
Sm	11.32	2.76	4.20	2.65	3.41	2.55	2.38	2.27	1.01	1.13	1.18	1.13	0.99	1.58
Eu	3.01	0.95	1.37	1.01	1.16	0.97	0.82	0.86	0.27	0.25	0.43	0.27	0.36	0.53
Gd	8.57	3.01	4.05	3.34	3.93	3.45	2.71	2.86	1.24	1.28	1.37	1.19	1.01	1.51
Tb	1.31	0.54	0.63	0.48	0.52	0.50	0.42	0.38	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Dy	6.79	3.05	3.41	2.99	3.29	2.94	2.63	2.43	0.79	0.84	0.88	0.87	0.75	1.25
Ho	1.35	0.61	0.64	0.63	0.66	0.61	0.53	0.49	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.21
Er	3.46	1.65	1.69	1.62	1.86	1.76	1.42	1.21	0.47	0.50	0.42	0.48	0.48	0.62
Tm	0.45	0.22	0.23	0.21	0.24	0.23	0.18	0.14	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Yb	2.73	1.38	1.25	1.31	1.34	1.31	1.09	0.91	0.37	0.39	0.32	0.40	0.33	0.51
Lu	0.37	0.21	0.20	0.21	0.19	0.20	0.15	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

(图3c)。前人曾经用中子活化分析对宾川玄武岩测得类似BH-1的数据(张云湘等,1988),这组曲线是有代表性的。它们与前一组曲线相交切,可能反映了两种深度,两种压力状态下的部分熔融产物,前一组曲线代表了石榴子石稳定区,后一组曲线则代表尖

晶石稳定区。这意味着岩浆产生过程伴随着岩石圈减薄作用。

3.2.2 橄榄岩和粗面岩-流纹岩类

金宝山岩体的橄榄岩稀土元素和不相容元素丰度最低,具有负Nb异常和明显的负Sr异常,其中

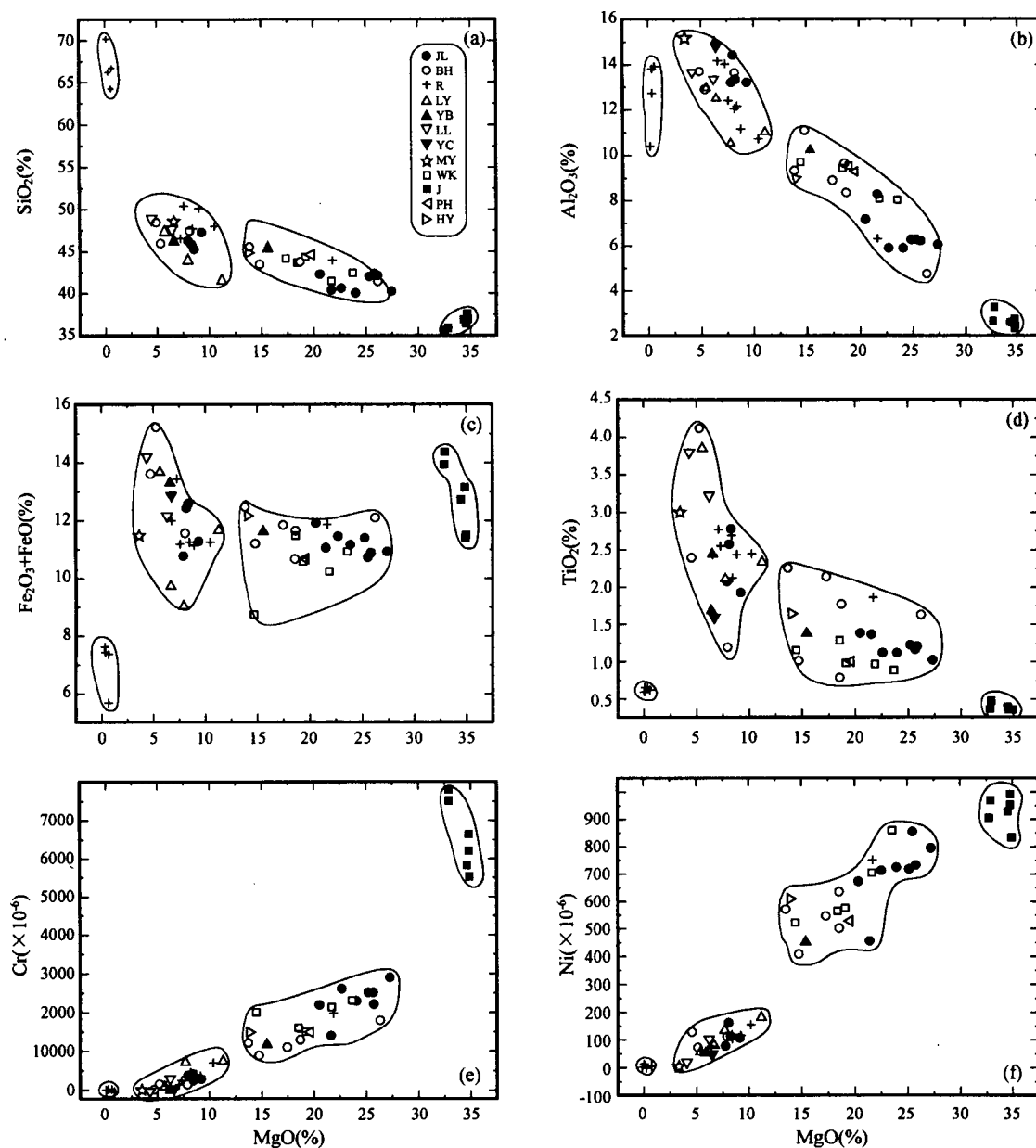


图 2 峨眉山溢流玄武岩某些主元素氧化物及 Cr、Ni 对 MgO 关系图

Fig. 2 MgO content plotted against abundances of some major element oxides, Cr and Ni in the ECFB

表示 4 类岩石的成分特征和相互关系。JL—丽江; BH—宾川; R—二滩; LY—永宁-泸沽湖; YB—白林山; LL—永胜; YC—平川; MY—米易; WK—乌龙坝; J—金宝山; PH—普和; HY—汉易

Showing the composition and the relations of four types of rock. JL—Lijiang; BH—Binchuan; R—Ertan; LY—Yongning-Lugu; YB—Bailinshan; LL—Yongsheng; YC—Pingchuan; MY—Miyi; WK—Wulongba; J—Jinbaoshan; PH—Puhe; HY—Hanyi

3 件样品显负 Eu 异常(图 3d, 图 4f)。二滩粗面岩和流纹岩微量元素和不相容元素丰度最高, 而且具有强烈的 Sr、P 和 Ti 负异常, 其中 3 件样品具负 Eu 异常。但是样品 R-28 无 Nb 异常, 不相容元素丰度也较低, 与宾川高 Ti 玄武岩(BH-7, $\text{TiO}_2 = 4.019\%$)以及泸沽湖玄武岩(LY-02)几乎完全一致。

以上的微量元素丰度曲线表明, Nb 的丰度可从弱正异常变为明显的负异常, 其他一些元素如 Zr、Hf、Ti、P、Sr 等的负异常不同程度地出现在某些样品中。

3.3 蚀变作用对某些元素的影响

岩浆期后蚀变作用有可能使某些活动性元素

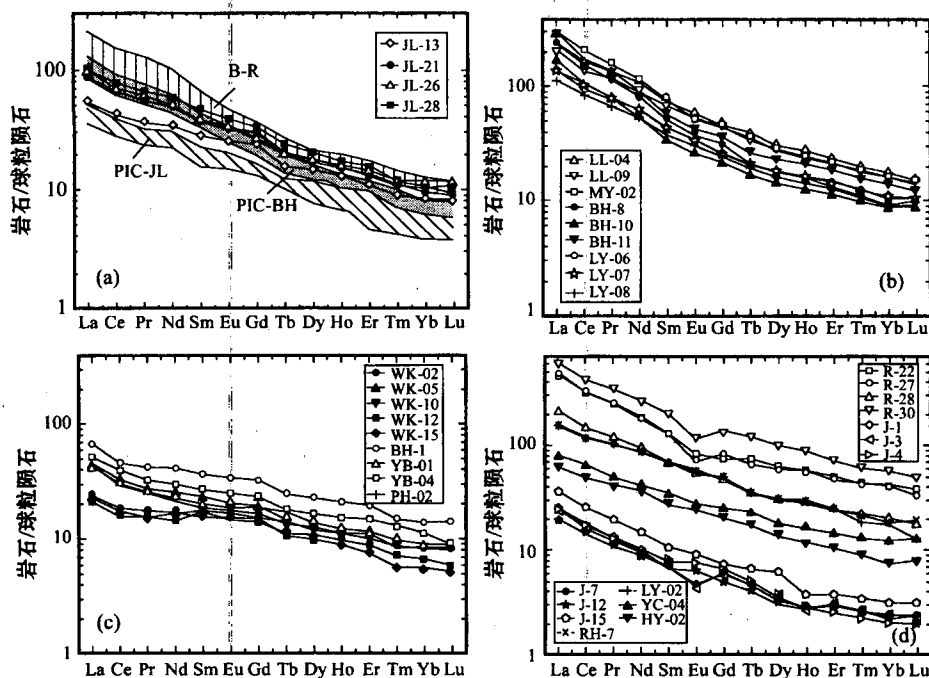


图 3 峨眉山溢流玄武岩球粒陨石标准化稀土元素丰度曲线图

Fig. 3 Chondrite-normalized rare-earth-element patterns of the ECFB

(a) 表示丽江苦橄岩 (PIC-JL, 8 件), 宾川与二滩的苦橄岩 (PIC-BH, 5 件) 和二滩玄武岩 (B-R, 7 件) 的 REE 曲线范围以及丽江的玄武岩曲线 (4 件); (b) 一高 $(La/Yb)_N$ REE 曲线, 包括: (1) 苦橄岩-玄武岩 (BH-8, 10, 11); (2) 钾质碱性玄武岩 (LY-06, 07, 08); (3) 进化型玄武岩 (LL-04, 09, MY-02); (c) 一低 $(La/Yb)_N$ REE 曲线, 包括浅成相苦橄岩和喷出相苦橄玄武岩-玄武岩; (d) 一橄辉岩、粗面岩-流纹岩的 REE 曲线与玄武岩 REE 曲线比较。标准化值据 (McDonough et al., 1995)

(a) The range is for the Lijiang picrites (PIC-JL, 8 samples), Binchuan and Ertan picrites (PIC-BH, 5 samples), and Ertan basalts (B-R, 7 samples); (b) REE patterns of high $(La/Yb)_N$ rocks, including picrite-basalt (BH-8, 10 and 11), potassic alkali basalt (LY-06, 07 and 08) and evolved basalt (LL-04 and 09, MY-02); (c) REE patterns of low $(La/Yb)_N$ rocks, including hypabyssal picrite and eruptive picritic basalt-basalt; (d) Comparison of REE patterns for peridotite, trachyte-rhyolite and basalt. Chondrite values after (McDonough et al., 1995)

(例如: Rb, Sr, Ba, U, Pb) 的丰度发生变化。为了评价这种变化, 本文采用 Yang 等 (1998) 的方法, 利用 Nb 的丰度对某些活动性元素的丰度作图 (图 5), 以便滤去某些明显偏离正相关趋势的数据, 尽量减少蚀变作用的影响。

正如图 5a 至 5c 所示, Rb 与 Nb 的相关性较差, 没有明显的线性趋势, Sr, Ba 与 Nb 相关性较好, 但高度演化的粗面岩、流纹岩 (R-22、27、28、30) 和其他少数样品例外。由于斜长石分离结晶的影响, 粗面岩和流纹岩的 Sr, Ba 含量明显偏低。其他少数样品对相关趋势的偏离可能与蚀变有关。例如 BH-11, LY-02 和 JL-21 三件玄武岩的 Sr 明显偏高, 而 LY-06 的 Sr 偏低。与此类似, BH-11, 17, JL-13, 21 和 R-29 的 Ba 偏高, 而 JL-26, LL-04 和 MY-02 的 Ba 稍低。

U, Pb 与 Nb 的含量也是大致呈正相关的, 其中 JL-26 和 R-15 的 U 偏低, 前述广泛的正 Pb 异常可能

与区域性特征有关。

4 Sr、Nd、Pb 同位素

Sr、Nd、Pb 同位素结果列于表 2, 并在图 6, 7 中说明。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的变化范围较大, 一般从 0.70362 到 0.70747。碧玄武岩 (LY-06) 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值高达 0.70928, 但是, 它的 Nd 和 Pb 同位素比值与同一地点产出的碱玄武岩 (LY-07) 非常接近, 据此推断, 该比值可能是海水蚀变所致。另外, 两件粗面岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值很高 (0.71098 和 0.71785), 接近地壳值, 图上未标出。

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值的变化范围从 0.51277 到 0.51231。Sr, Nd 同位素排列比较规则, 与 Kerguelen 的排列很相似, 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端介于 EM I 与 EM I1 之

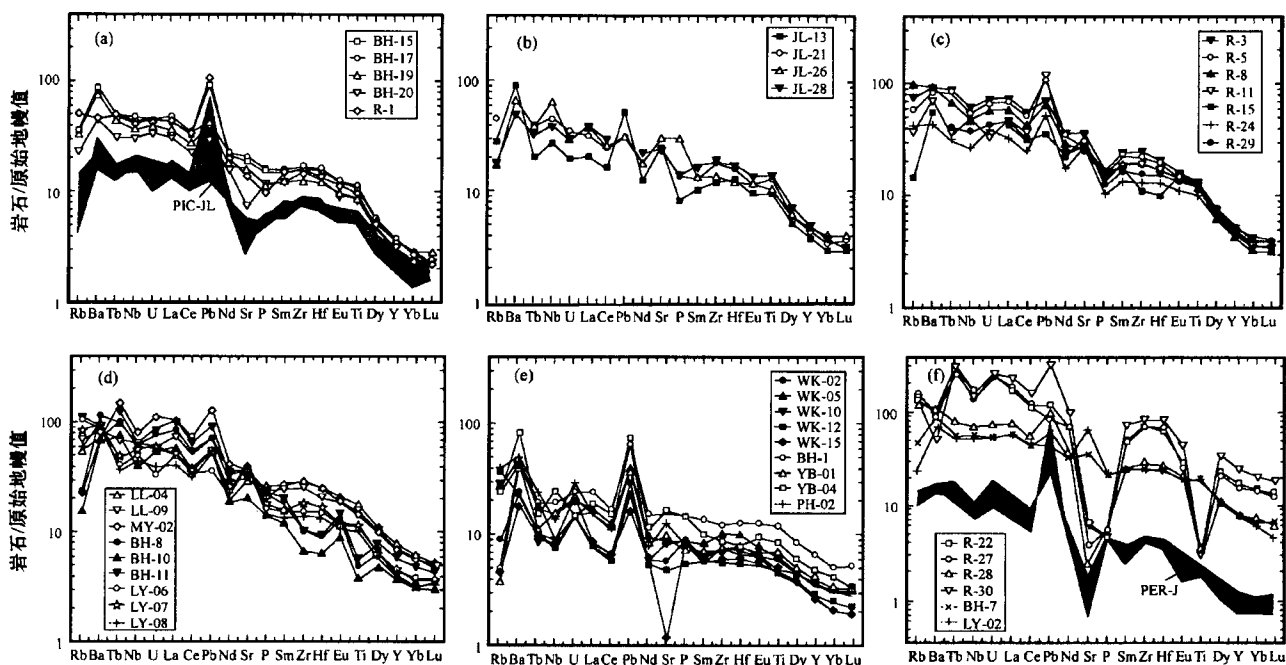


图4 峨眉山溢流玄武岩原始地幔标准化痕量元素丰度曲线图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized incompatible-element patterns of the ECFB

(a)——丽江苦橄岩(PIC-JL, 8件)与宾川、二滩苦橄岩痕量元素丰度比较;(b)——丽江玄武岩,具有正 Nb 异常;(c)——二滩玄武岩,具有负的 Nb、P 异常;(d)——岩石类型同图 3b,其中 BH-8、10、11 的 HFSE 为负异常;(e)——与图 3c 相似,但浅成相岩石(WK, PH)具有负 Nb 异常;(f)——表示金山山橄榄岩(PER-J)与二滩粗面岩-流纹岩的痕量元素丰度特征,强烈的 Sr、P 和 Ti 负异常可能是斜长石、磷灰石和 Fe-Ti 氧化物晶出造成的。原始地幔值据 Sun 等(1989)

(a)—Range for Lijiang picrites (PIC-JL, 8 samples) compared with the patterns of Binchuan and Ertan picrites; (b)—Lijiang basalts with positive Nb anomalies; (c)—Ertan basalts with negative Nb and P anomalies; (d)—Rock types similar to Fig. 3b, HFSE of BH-8, 10 and 11 showing negative anomalies; (e)—Similar to Fig. 3c, but hypabyssal rocks (WK, PH) showing negative Nb anomalies; (f)—Showing the characteristics of trace elements for Jinbaoshan peridotite (PER-J) and Ertan trachyte-rhyolite. Significantly negative Sr, P and Ti anomalies are probably due to crystallization of plagioclase, apatite and Fe-Ti oxides. Primitive mantle value after Sun et al. (1989)

间。有2件样品(BH-10, 11)的 Sr、Nd 同位素比值非常接近 EM1(表2和图6a),相应的平均值为0.70513和0.51241。

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围较大,从17.9598~20.6412,其中二滩的3件样品(R-1, 5, 28)比值最低,丽江的 JL-29、3比值最高(图6b, c)。 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值都位于北半球参考线(NHRL)之上,而且大多数样品都落在 NHRL 与地球等时线之间,只有二滩的4件样品位于地球等时线左侧。这几件样品的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值也是最低的,而且 JL-3、29该比值显著低于 NHRL(图6c)。

以上资料表明可能存在3个同位素端元:①以白林山 YB-01、04 为代表的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 端元;②以丽江 JL-29、3 为代表的高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元;③以二滩 R-1、5 为代表的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

^{86}Sr , 低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 端元。根据 Sr-Nd-Pb 同位素构成的一对类双曲线图,这3个端元的同位素特征及其相互关系更加醒目(图7a, b)。

5 地幔源性质:三元混合系统

5.1 端元的成分和性质

上述 Sr-Nd-Pb 同位素资料表明可能存在三个端元,不相容痕量元素比值也反映出这一特征。在图8中,分析值都落在由 Ontong Java 洋台玄武岩, HIMU 型洋岛玄武岩和大陆地壳物质构成的三角形之内,而且绝大部分数值都在 Hawaii 苦橄岩区及其下延线左侧。不过富集端元样品可细分为两组,它们的同位素和痕量元素特征既有共同性,也有明显差异。

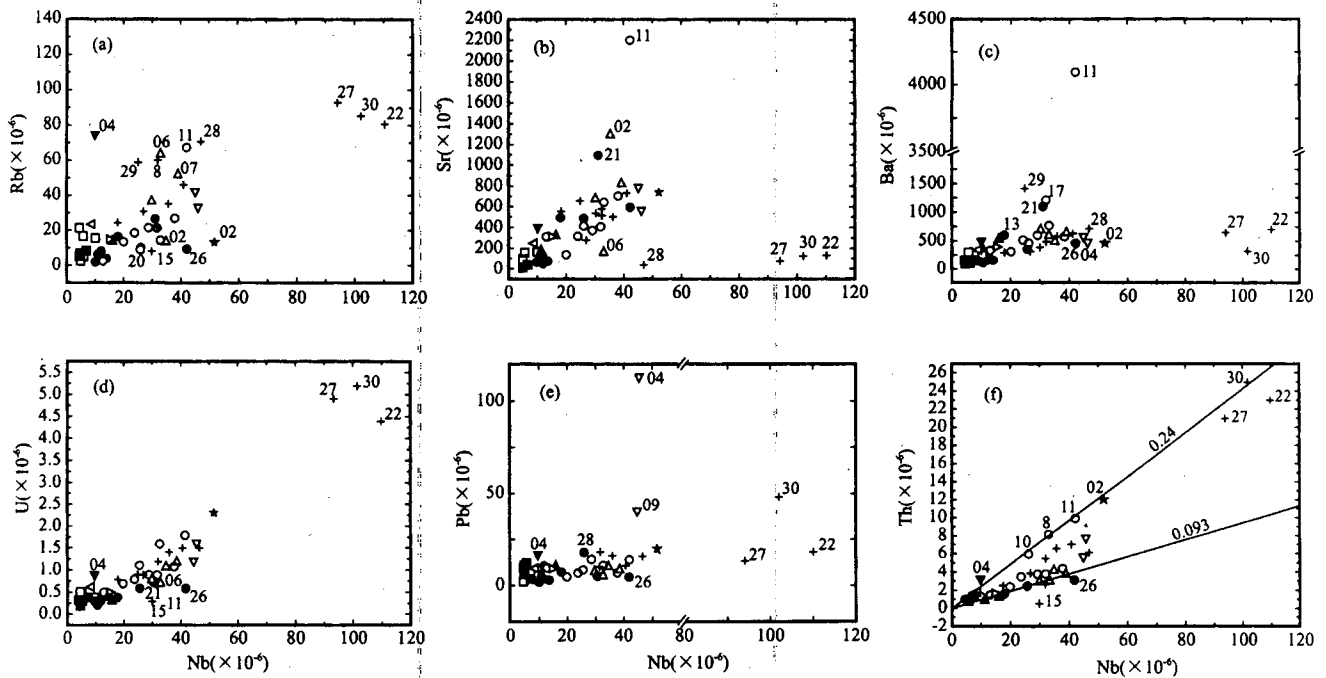


图 5 Nb 的丰度对某些活动性元素和 Th 的丰度图

Fig. 5 Abundance of Nb vs abundances of some mobile elements and Th

在图 5b, c 中, 粗面岩-流纹岩的 Sr, Ba 含量明显偏低, 受斜长石早期晶出控制。它们与某些受蚀变影响的样品标明了样号。在图 5f 中, 样品 BH-10, 8, 11 和 MY-02 随着 MgO 含量降低, Th 与 Nb 含量呈线性增高, 但 Th/Nb 值不变, 约为 0.24。图例同图 2

In Fig. 5b and 5c, Sr and Ba contents of trachyte-rhyolite are obviously low due to early crystallization of plagioclase. They and some altered samples are labeled with sample numbers. In Fig. 5f, Th and Nb contents of samples BH-10, 8, 11 and MY-02 increase linearly with decreasing of MgO contents, but Th/Nb ratios are relatively constant, about 0.24. Symbols as given in Fig. 2

表 2 峨眉山 CFB 省岩石样品的同位素比值

Table 2 Isotope ratios for selected samples from the Emeishan CFB Province

采样地点	样品号	样品种类	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
丽江	JL-3	苦橄岩	0.704668	0.512653	19.4299	15.7004	38.964
	JL-13	玄武岩	0.704890	0.512687	18.5253	15.6169	38.626
	JL-26	玄武岩	0.704557	0.512621	18.7933	15.5927	38.8329
	JL-29	苦橄岩	0.704836	0.512590	20.6412	15.7489	38.600
宾川	BH-10	苦橄岩	0.705176	0.512395	18.7463	15.5478	39.0141
	BH-11	玄武岩	0.705078	0.512426	18.6776	15.6692	39.0970
	BH-15	苦橄岩	0.705250	0.512576	18.5928	15.5553	38.6444
	BH-19	苦橄岩	0.705629	0.512580	18.8467	15.5905	39.010
二滩	R-1	苦橄岩	0.707132	0.512333	17.9598	15.5647	37.9450
	R-5	玄武岩	0.707470	0.512310	18.0338	15.5747	38.0774
	R-11	玄武岩	0.706060	0.512493	18.3351	15.6136	38.5404
	R-22	粗面岩	0.710976	0.512594	18.5773	15.5100	38.6925
	R-28	粗面岩	0.717850	0.512580	18.0841	15.5488	38.0641
永宁	LY-06	碧玄岩	0.709285	0.512469	18.5290	15.5084	38.5516
	LY-07	碱玄岩	0.706052	0.512475	18.4743	15.5254	38.5032
白林山	YB-01	苦橄玄武岩	0.703622	0.512769	18.5693	15.5688	38.4480
	YB-04	玄武岩	0.704434	0.512740	18.5183	15.6390	38.5521
乌龙坝	WK-005	苦橄岩	0.705353	0.512593	18.3651	15.5661	38.3923
	WK-010	苦橄岩	0.705512	0.512633	18.7655	15.5782	38.4515

5.1.1 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元

如前所述, 此端元以白林山 YB-01 为代表, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70362$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51277$ (当 $t = 259 \text{ Ma}$ 时, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.9$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.5693$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5688$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.4480$ 。这些比值与 FOZO 的相应比值一致 (Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994), 也与 Ontong Java 洋台玄武岩的相应比值一致 (Mahoney et al., 1991; Mahoney et al., 1993; Campbell, 1998)。Campbell 认为后者与 FOZO 一样, 代表下地幔成分。

在图 8 中, Ontong Java Zr/Nb 和 La/Nb 的平均值分别为 17.65 和 1.03, 比原始地幔值 (15.96 和 0.98) 略为亏损。由于 Ontong Java 熔岩的熔融程度高达 20%~30% (Neal et al., 1997), 这些比值受分馏作用的影响可能很小, 大致可代表幔源岩石的比值。与它们相比, YB-01 的 Zr/Nb 和 La/Nb 值 (6.73 和 0.91) 较低, 推测是分馏作用所致。前一比值与社会 (Society) 岛低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元的 Zr/Nb 值 (约 7) 相近, 该端元亦被视为 FOZO/C 端元 (White et al.,

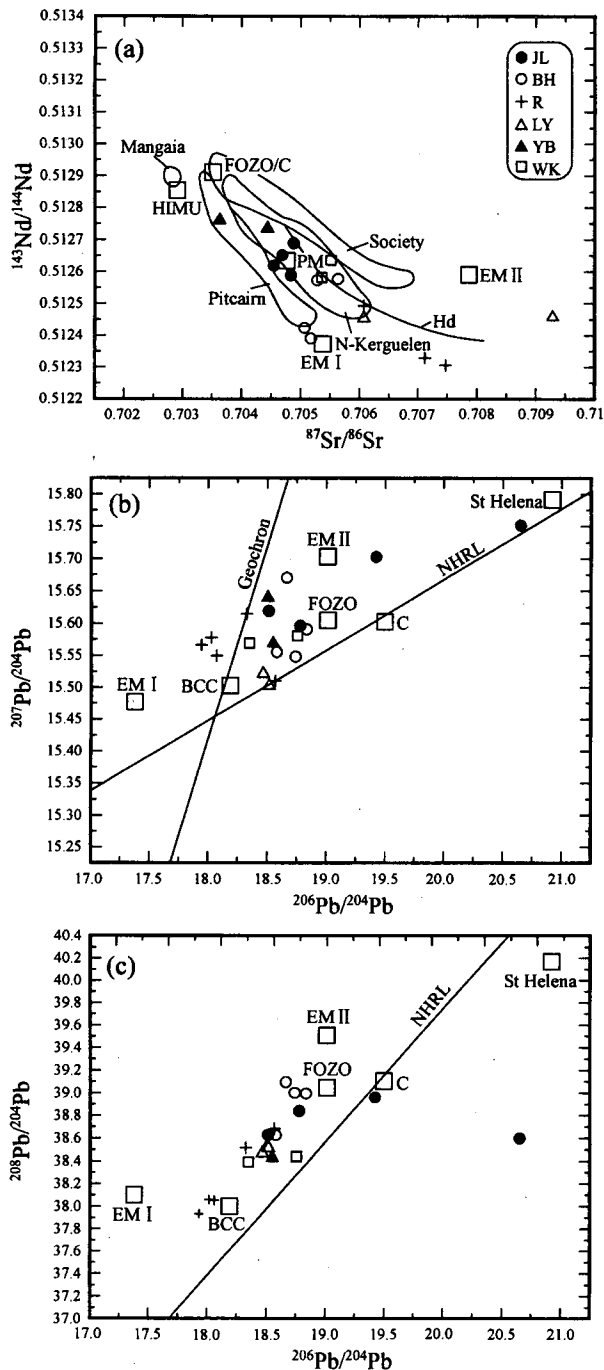
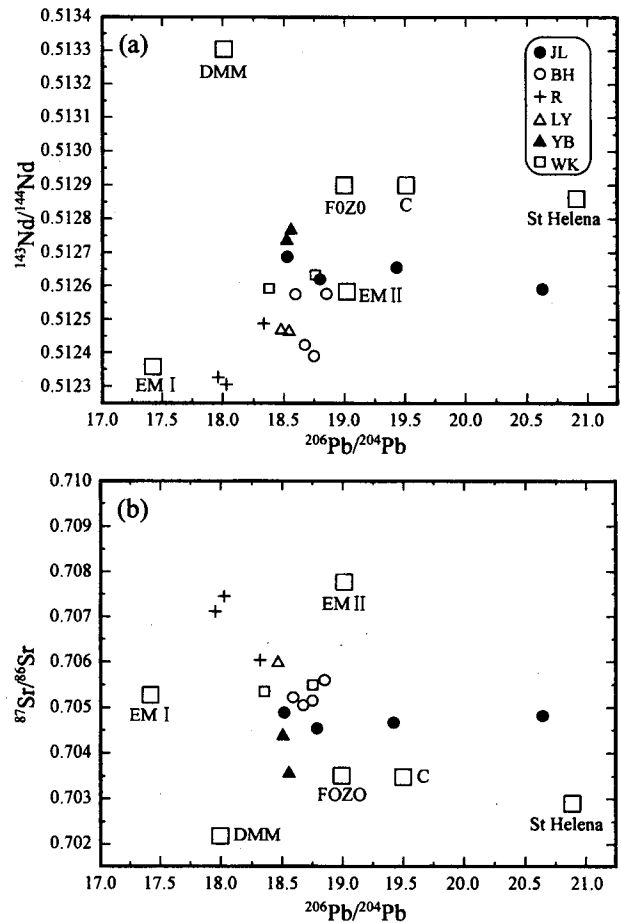


图 6 峨眉山溢流玄武岩 Sr、Nd 和 Pb 同位素变化图

Fig. 6 Variation diagrams for Sr, Nd and Pb isotopes of the ECFB

符号同图2。地幔端元(据 Zindler et al., 1986; Hart, 1988; Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hauri et al., 1994; Hanan et al., 1996); St Helena 的平均值(据 Sun et al., 1989)。洋岛成分区的资料来源:Kerguelen(据 Weis et al., 1993; Yang et al., 1998); Heard(据 Barling et al., 1994); Society(据 White et al., 1996); Pitcairn(据 Woodhead et al., 1993); Mangaia(据 Woodhead, 1996)。PM—原始地幔成分(McDonough et al., 1995); CC—大陆地壳成分(Rudnick et al., 1995); Hd—Heard 岛趋势线(Frey et al., 2000); NHRL—北半球参考线(Hart, 1984); Geochron=4.55Ga 地球等时线

Symbols as in Fig. 2. Data sources as follows: Mantle end-member compositions (after Zindler et al., 1986; Hart, 1988; Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hauri et al., 1994; Hanan et al., 1996); St Helena (after Sun et al., 1989); Kerguelen (after Weis et al., 1993; Yang et al., 1998); Heard (after Barling et al., 1994); Society (after White et al., 1996); Pitcairn (after Woodhead et al., 1993); Mangaia (after Woodhead, 1996). PM—Primitive Mantle (McDonough et al., 1995); CC—Continental Crust (Rudnick et al., 1995); Hd—Heard Island trend line (Frey et al., 2000); NHRL—Northern Hemisphere Reference Line (Hart, 1984); Geochron=4.55 Ga isochron

图 7 峨眉山溢流玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (a) 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) 图Fig. 7 Diagrams of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (a) and vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) of the ECFB

样品及符号同图6。注意,LY-06、07的 Nd 和 Pb 同位素很接近,但 LY-06的 Sr 同位素显著偏高,可能因海水蚀变所致,图中未标出

Symbols as in Fig. 6. Note: Nd and Pb isotopes of samples LY-06 and 07 are very close, but Sr isotope of LY-06 is significantly higher, probably due to seawater alteration, and it is not plotted

1996)。

YB-01的 Th/Nb 和 Nb/U 值(0.082和36.67)与 Ontong Java 的平均值(0.082和35.15)基本一

致,其中 Th/Nb 值是最低的(图9a)。在图9b中可见,它的 Nd/Sm 值很低,Rb/Sr 值(0.012)也与社会岛和 Ontong Java 的相应比值(~ 0.02 和 0.069)近似。这些痕量元素比值排除了该端元由亏损地幔源(DMM)与陆壳物质混合而成的可能性。

因此,这一端元无论 Sr-Nd-Pb 同位素还是痕量元素比值都与 Ontong Java 洋台玄武岩及社会岛低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元相当,应属于 FOZO 端元,代表下地幔弱亏损橄榄岩部分熔融产物。

5.1.2 高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 端元

到目前为止在本区,这一端元仅见于丽江苦橄岩中,以 JL-29 为代表。它的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值较高,分别为 20.6412 和 15.7489 ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较低,为 0.70484 (图6b,7b)。

这些特征说明它属于 HIMU 型苦橄岩。在大陆溢流玄武岩中,这种类型岩石很少出现(Carlson, 1991)。但是最近在非洲的大陆溢流玄武岩中已经鉴定出这种类型玄武岩(Stewart et al., 1996; Franz et al., 1999; Rogers et al., 2000)。德干西部某些高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 玄武岩是由地壳混染而成的(Peng et al., 1994),两者以 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的高低相区别。

在 Zr/Nb 对 La/Nb 图中,JL-29 位于 HIMU 区顶端与 EM I、II 交汇处,属于 HIMU-FOZO 混合系列中靠近 HIMU 的样品。事实上丽江的8件苦橄岩和3件玄武岩都局限在该混合系列的 Pitcairn 与 Society 重叠区及其周围,只有 JL-26 位置较低在 HIMU 范围之内。丽江玄武岩 Nb 和 Th 丰度明显高于苦橄岩(表1,图5f),但它们的 Th/Nb 值都很相近,平均为 0.10 ,这也正好是 JL-29 的 Th/Nb 值。JL-29 的 Nb/U 值(35.00)与 Ontong Java 的平均值(35.15)一致(图9a)。它的 Rb/Sr 值(0.058)和 Nd/Sm 值(3.97)与 OIB 相近(图9b)。这些痕量元素比值可能反映了本区 HIMU 端元的特征。

5.1.3 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元

此端元以二滩剖面底部的苦橄岩和玄武岩为代表,它们的 Sr, Nd 和 Pb 同位素比值十分相似(表2,图6、7)。R-5 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值最高,为 0.70747 ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 最低为 0.51231 (当 $t = 259 \text{ Ma}$ 时, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.6$)。R-1 的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 都是最低的,分别为 17.9598 和 37.9450 。如前所述,这些特征表明,该端元介于 EM I 与 EM II 之间,而且相对富含地壳物质。

痕量元素比值以玄武岩(R-3、5、8)为代表,它们的 Zr/Nb 和 La/Nb 值基本一致,平均值分别为 6.52 和 1.24 (图8)。它们的 Th/Nb 和 Nb/U 值也很近似,平均为 0.18 和 26.57 (图5d、f, 9a); Rb/Sr 和 Nd/Sm 平均值为 0.083 和 4.58 (图9b)。前面已经提及该端元样品稀土丰度高(图3a)并具有负 Nb、负 P 异常(图4c),连同这些比值一起明确地反映出它们相对富含地壳物质,而且似乎与 Society 岛的 EM II 型玄武岩更为相似。

5.1.4 中等 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 端元

宾川剖面的一组苦橄岩-玄武岩样品(BH-8、10、11)具有特定的同位素和痕量元素特征。BH-10、11 的 Sr, Nd 和 Pb 同位素比值十分相近,其中 Sr, Nd 同位素比值非常接近 EM I, 平均值为 0.70513 和 0.51241 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.1 \sim -1.8$)(表2,图6)。它们的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值也十分相近,而 $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 值是这批样品最高的,为 $1.01 \sim 1.03$,落入 EM I 区(Hofmann, 1997),并与它们的 Th/U 值较高(未列出)相一致。

它们的痕量元素比值很相近而且有别于其他样品。BH-8、10、11 的 Zr/Nb 值很低,但 La/Nb 值较高,平均值分别为 3.07 和 1.62 (图8)。虽然随着 MgO 降低,它们的 Th、U 和 Nb 含量增高,但是 Th/Nb 和 Nb/U 值变化不大,平均值依次为 0.24 和 22.53 。米易地区一件高度演化的玄武岩样品(MY-02)也是如此(图5f, 9a)。Rb/Sr 和 Nd/Sm 的平均值为 0.025 和 4.88 (图9b)。这些比值与它们的 LREE 和 Th 较高, HFSE, 特别是 Zr、Hf 较低并呈负异常是一致的。虽然这些比值,特别是 Nb/U 值与典型的 EM I 型 OIB 不完全相同,而且还可能受到地壳混染或岩石圈反应的影响,但是它们也与远洋沉积物的地球化学特征相一致(Pachett et al., 1984; Weaver, 1991; White et al., 1996; Plank et al., 1998)。

5.2 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元的成因

大陆溢流玄武岩高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元的成因成为当前争论的焦点。关键问题是如何鉴别它究竟是地幔柱本身产生的,还是地幔柱岩浆与地壳混染或与岩石圈反应的结果。前面的论述已经确定了在本区的同期岩浆中存在 FOZO 和 HIMU 端元,而它们分别代表了下地幔和古洋壳;本区的岩浆成分又是受 FOZO-HIMU-CC 成分约束的。因此这一端元很可能与双源岩(地幔橄榄岩+榴辉岩)熔融有关。

5.2.1 榴辉岩存在的证据

由于重稀土(HREE)和 Y 是石榴子石的相容元

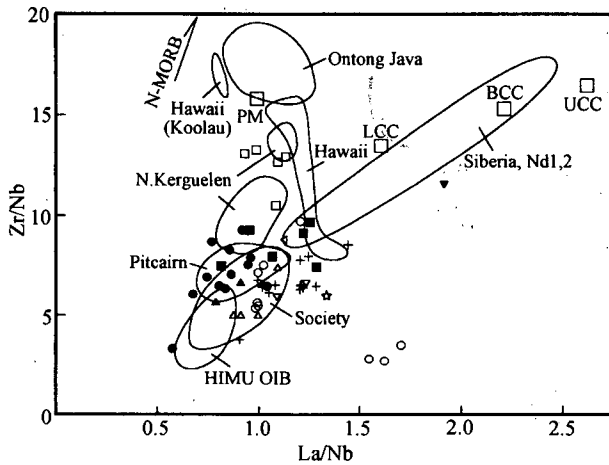


图8 峨眉山溢流玄武岩 Zr/Nb vs. La/Nb 图

Fig. 8 Diagram of Zr/Nb vs. La/Nb for the ECFB

样品符号同图2。资料来源如下: Ontong Java (据 Mahoney et al., 1993); HIMU 型 OIB (据 Weaver, 1991; Kogiso et al., 1997); Society (据 White et al., 1996); Pitcairn (据 Woodhead et al., 1993); N. Kerguelen (据 Yang et al., 1998); Hawaii (据 Norman et al., 1999)。Siberia, Nd 1, 2 代表典型的地壳混染熔岩 (据 Lightfoot et al., 1990; Woodent et al., 1993)。PM—原始地幔值 (据 McDonough et al., 1995); CC 和 UCC 为大陆地壳和大陆上地壳平均成分 (据 Rudnick et al., 1995; Barth et al., 2000); 箭头指向 N-MORB 的平均值; $Zr/Nb = 31.76$, $La/Nb = 1.07$ (据 Sun et al., 1989)

Symbols as in Fig. 2. Data sources as follows: Ontong Java (Mahoney et al., 1993); HIMU OIB (Weaver, 1991; Kogiso et al., 1997); Society (White et al., 1996); Pitcairn (Woodhead et al., 1993); N. Kerguelen (Yang et al., 1998); Hawaii (Norman et al., 1999). Siberia, Nd 1, 2 represent crustal contamination lavas typically (Lightfoot et al., 1990; Woodent et al., 1993). PM refers to Primitive Mantle values (McDonough et al., 1995). CC and UCC mark average compositions of bulk and upper continental crust respectively (Rudnick et al., 1995; Barth et al., 2000). The arrow points to the average MORB values; $Zr/Nb = 31.76$, $La/Nb = 1.07$ (Sun et al., 1989)

素,因此地幔源岩在石榴子石稳定区部分熔融时,熔体中不相容元素与它们的比值(例如 Sm/Yb , Nb/Y 和 Zr/Y)将因石榴子石比例增高而增大。如果原生岩浆中这些比值超过石榴二辉橄榄岩低度熔融比值的某一限度,它们就可能成为榴辉岩存在的证据。

图10a,b 的低比值样品相当于按痕量元素丰度区分的第 II 成分组,中、高比值样品相当于第 I 成分组。本区有13件样品的 Sm/Yb 值在 $4.02 \sim 6.3$ 之间,其中高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 端的样品(R-1、3、5、8) Sm/Yb 值最高,为 $5.4 \sim 6.3$ 。它们仍然落在 Society 的范围之内(图10a),但比西伯利亚,德干和哥伦比亚河玄

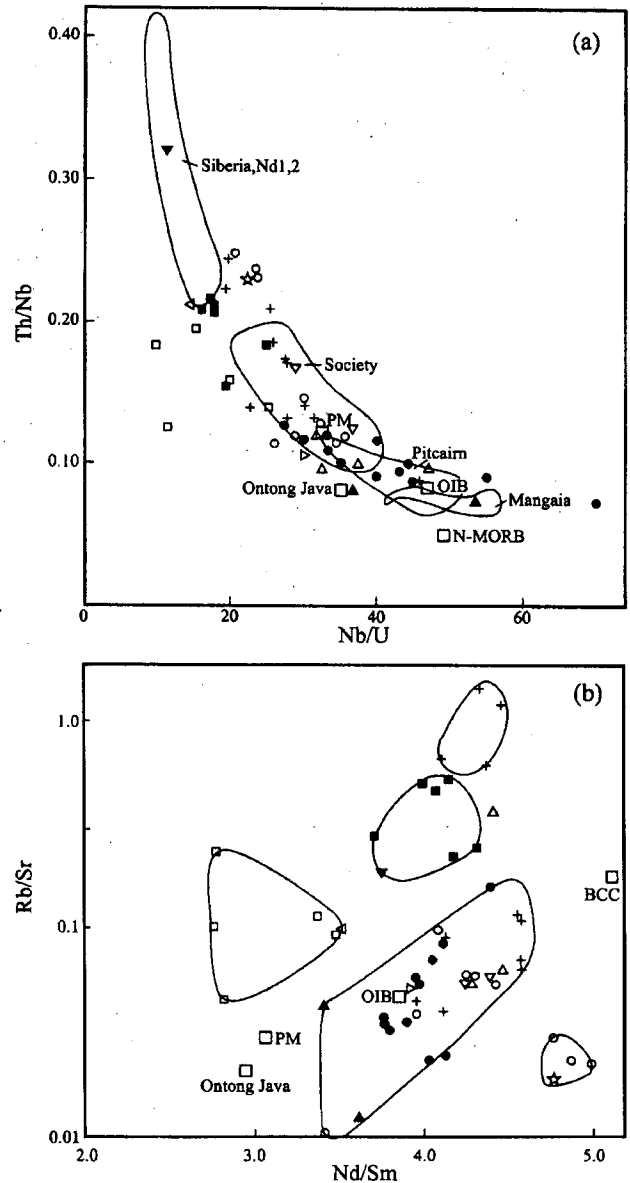


图9 峨眉山溢流玄武岩 Th/Nb-Nb/U 图(a) 和 Rb/Sr-Nd/Sm 图(b)

Fig. 9 Diagrams of Th/Nb vs. Nb/U (a) and Rb/Sr vs. Nd/Sm (b) of the ECFB

OIB 平均值据 (Sun et al., 1989), 其他符号及资料来源同图8。注意,在图9b 中,浅成岩体(金宝山,乌龙坝和普和)以及粗面岩-流纹岩类都因斜长石晶出使 Rb/Sr 值增高;此外,明显受地壳混染的玄武岩(YC-04)和海水蚀变的碧玄岩(LY-06) Rb/Sr 值也较高。The average values for OIB are from Sun et al. (1989), other symbols and data source are as in Figure 8. Note Rb/Sr ratios of hypabyssal rocks (Jinbaoshan, Wulongba an Puhe) and trachyte-rhyolitic rocks increase due to crystallization of plagioclase; in addition, one basalt (YC-04) affected by obvious crustal contamination and one basanit (LY-06), affected by seawater alteration also have high Rb/Sr ratios

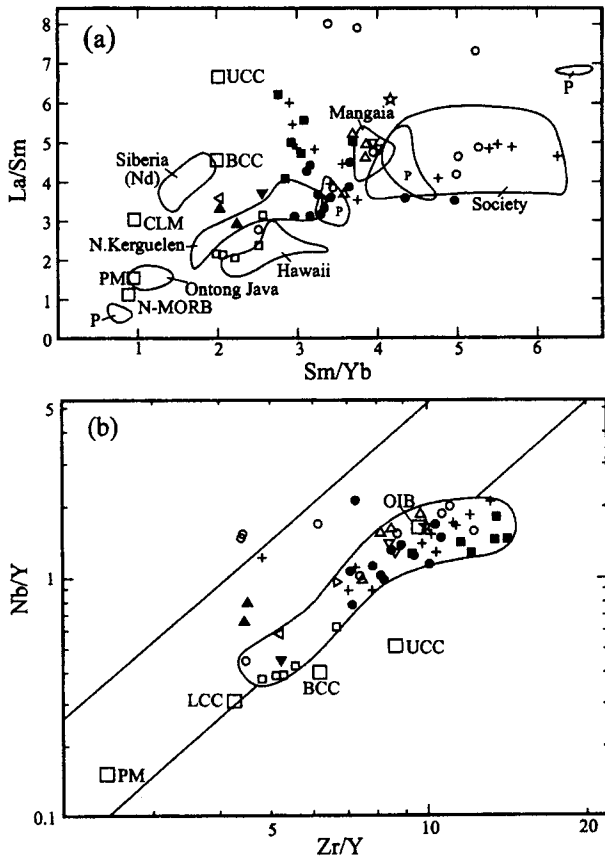


图 10 峨眉山溢流玄武岩 La/Sm-Sm/Yb 图(a)
及 Nb/Y-Zr/Y 图(b)

Fig. 10 Diagrams of La/Sm vs. Sm/Yb (a) and
Nb/Y vs. Zr/Y (b) of the ECFB

大陆岩石圈地幔 (CLM) 的中值据 McDonough (1990), 图 b 中双斜线为冰岛玄武岩成分的上、下边界线 (据 Fitton et al., 1997)。其他符号和资料来源同前

Median composition of continental lithospheric mantle (CLM) is from McDonough (1990). In lower panel, the parallel lines mark the upper and lower bounds of the Iceland basalt data (Fitton et al., 1997). Other symbols and data sources are the same as above

玄武岩的 Sm/Yb 值 (<3) 高得多, 也高于 Hawaii 和 Reunion 的相应值 (<4) (Lassiter et al., 1997)。Zr/Y 值约在 4.5~13 之间, Nb/Y 值在 0.4~2.1 之间, 其中 R-1、3、5、8 的 Zr/Y 值也是最高的, 大致在 11~13 之间 (图 10b)。图 10b 的比值变化范围与 Kerguelen 群岛玄武岩相似 (Frey et al., 2000)。图 8 和图 10 都表明, 本区熔岩不可能由亏损的软流圈物质与大陆地壳混染而成。

值得注意的是, 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端样品的这些比值比石榴二辉橄榄岩低度熔融的计算结果高得多。例如石榴二辉橄榄岩非定比分分离熔融, 当熔融程度为 1% 时, Zr/Y 值也仅为 10 (Fitton et al., 1997)。采用

批式熔融方程计算的 Sm/Yb 值也是较低的 (Lassiter et al., 1997)。这些计算结果说明, 单纯石榴橄榄岩部分熔融, 即使熔融程度很低也不可能产生该端元岩浆, 何况从地幔柱轴部高温区产生的岩浆, 其熔融程度不可能很低 (Campbell, 1998)。但是, 如果源区由榴辉岩和石榴二辉橄榄岩构成, 由于石榴子石比例增高就有可能产生这种岩浆。岩浆系统中 HIMU 端元的确定以及 FOZO-HIMU-CC 对本区岩浆成分的约束关系大大地加强了这种可能性。

主元素、微量元素和同位素特征都说明, 这一端元是相对富含地壳物质的, 如果它们呈榴辉岩产出, 那么很可能是富含长英质的钾长石石英榴辉岩, 有别于单纯由古玄武质洋壳形成的榴辉岩。该端元岩石不但 SiO_2 和 K_2O 比较高, 还在玄武岩的单斜辉石斑晶中找到英安岩质熔融包裹体以及钾长石晶体 (未发表资料)。这说明斑晶晶出时仍然存在没有完全混溶的两种岩浆: 玄武岩浆和英安岩浆。这一结果似乎证明榴辉岩的存在, 而且说明它很可能是钾长石石英榴辉岩。这与 Hauri 对 Hawaii 火山熔岩的解释相类似 (Hauri, 1996), 也与陆壳和洋壳物质的高压实验结果相一致 (Irifune et al., 1994; Yasuda et al., 1994, 1997; Ono et al., 1996; Cordery et al., 1997; Kogiso et al., 1998; Takahashi et al., 1998; Hirose et al., 1999; Wang et al., 1999; Ono et al., 2001)。

高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和中等 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值两组熔岩可能都与再循环陆壳物质有关, 并与 Heard 岛及 Kerguelen 群岛的熔岩相类似, EM I 和 EM II 之间可能是连续变化的 (Weis et al., 1993; Woodhead et al., 1993; Barling et al., 1994), 故这里统称为 EM I-II 端元。

5.2.2 源区非均性

根据前面的论述, 本区火山岩的同位素和微量元素比值都具有 OIB 的富集特征。这意味着它们的源区含有俯冲古洋壳及相伴的沉积物。从图 9a 可以看出, 丽江、宾川和二滩三处的火山岩样品覆盖了以 Mangaia, Pitcairn 和 Society 为代表的 HIMU, EM I 和 EM II 型洋岛的成分范围。丽江火山岩样品分布在三种类型洋岛的成分范围内, 宾川火山岩分布在 EM I 与 EM II 型洋岛的重叠区, 二滩的样品只落在 Society 范围内, 但 Th(U)/Nb 值较高, 表明其相对富含俯冲沉积物。因此, 从整体看, 地幔柱轴部区由地幔岩和榴辉岩 (古洋壳) 构成; 从空间分布看, 丽

江、宾川和二滩三处火山岩的源岩成分不完全相同;就是丽江地区火山岩的源岩成分也是不均匀的。这可能与源区两种岩石熔融的比例不同有关。这种不均匀性可能是地幔柱轴部区的基本特征。最近的洋岛玄武岩研究和大陆溢流玄武岩研究都证实这一点(White et al., 1996; Hauri, 1996; Yasuda et al., 1997; Cordery et al., 1997; Takahashi et al., 1998)。

在主元素方面,与 MORB 相比,大多数 OIB 与 CFB 都具有富 FeO、TiO₂和碱性元素的特征(例如, Campbell, 1998; Takahashi et al., 1998),峨眉山玄武岩也一样(张云湘等, 1988)。Kogiso 等(1998)的实验证明,与橄榄岩生成的岩浆相比,由橄榄岩和玄武岩混合物部分熔融产生的岩浆具有这些特征(Kogiso et al., 1998)。这表明它们的源岩比地幔橄榄岩更富玄武质组分,这种组分就是再循环玄武质洋壳。这与同位素和痕量元素的研究结果相一致。Campbell (1998)指出,含有榴辉岩的 OIB 源区与 MORB 源区相比,不但 FeO 含量高(榴辉岩的 ΣFeO 为 10.5%,地幔岩为 8%),而且具有比较氧化(氧逸度大约高出 1 个对数单位)和含水量较高的特征(Campbell, 1998)。显然,由再循环古洋壳和周围橄榄岩构成的地幔柱轴部源岩部分熔融产生的岩浆不但 FeO、TiO₂和碱性组分含量比较高,也是比较氧化的。因此,再循环玄武质洋壳(榴辉岩)的存在可能是攀枝花—西昌地区超大型钒钛磁铁矿床形成的根本原因。这些地幔柱成因矿床的岩浆特征:偏碱性,富铁钛并有较高的氧逸度(见卢记仁, 1996 及相关文献)与这种复合源岩产生的岩浆成分相当吻合。

5.2.3 关于地壳混染及岩石圈反应

地壳混染和岩石圈反应被广泛用来解释玄武岩,特别是高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 端元玄武岩的成因。但是,如何鉴别这些作用仍然是没有完全解决的问题。下面我们试图利用痕量元素比值图进一步讨论上述岩石的物质来源。

从图8~10可以看出,本区大部分岩石样品都落在洋岛玄武岩范围内,据此判定它们属于地幔柱成因。这些样品中的一部分, Th/Nb 和 Sm/Yb 值较高,落在 EM II 型洋岛(Society)玄武岩范围内。EM II 型源岩代表含有百分之几陆源沉积物的再循环洋壳(Hofmann, 1997; White et al., 1996),它们的成分区与地壳混染区有逐渐过渡趋势,但两者尚有明确界线(图8, 9a)。

分布在洋岛玄武岩之外的样品中有一部分可能

属于地幔柱岩浆与地壳混染的产物。它们或者分布在以西伯利亚玄武岩的 Nd 层为代表的地壳混染区之内,或者分布在 Nd 层与 Society 成分区之间。1件玄武岩样品(YC-04)具有明显的地壳混染特征,出现在混染区的中部(图9a)。另外一些浅成相橄榄岩(4件)和粗面岩-流纹岩类岩石(3件)的地壳混染程度较低。它们分布在 Nd 层的低混染端与夏威夷苦橄岩区交汇处附近(图8),或者落在 Nd 层与 Society 成分区之间(图9a)。在图10a 中,它们的分布点从洋岛玄武岩向上地壳平均成分点附近延伸。

分布在洋岛玄武岩范围之外的另外4件样品(BH-8、10、11和 My-02),它们的地球化学特征已在 5.1.4 叙述。在图5f 中,它们的 Th/Nb 值最高,为 0.24;在图9a 中,它们出现在 Nd 层与 Society 成分区之间,似乎应当属于地幔柱岩浆与地壳混染产物。但在图8, 9b 和 10a 中,这些样品并不在地幔柱岩浆与地壳混染的趋势线上,并以 Zr/Nb 和 Rb/Sr 值低,而 La/Sm 值高为特征。这与地壳混染的预期结果不符,因为地壳混染应使 Zr/Nb 和 Rb/Sr 值增高, La/Sm 值降低。虽然由于元素相容性差别较大,这些比值容易受岩浆分馏影响,但是①BH-8、10、11三件样品 MgO 含量高,为苦橄岩-玄武岩组合,应属于熔融程度较高的原生岩浆,分馏作用影响不会很明显;②即使岩浆分馏起作用也不能解释 Rb/Sr 值低这一特征,因为这种作用应当使岩浆中的 Rb/Sr 值增高而不是降低。因此我们认为这些特征不是由岩浆分馏造成的。

BH-8、10、11三件样品属于典型的低 Ti 玄武岩, TiO₂含量仅为 0.8%~1.2%。这种岩石通常被认为是地幔柱岩浆与岩石圈反应的结果。关于低 Ti 玄武岩的成因还在争论,例如, Arndt 等(1993)和 Campbell(1998)都认为正常的大陆岩石圈地幔不太可能成为低 Ti 玄武岩源区,但是后一作者也注意到比较稀少的石榴金云橄榄岩可作为低 Ti 玄武岩合适的物质来源(见 Arndt et al., 1993; Campbell, 1998; 及其中文文献)。目前,许多作者都采用钾镁煌斑岩平均成分作为岩石圈易熔成分的代表。地幔柱熔体与它们混合可使 La/Nb, La/Sm, Th(U)/Nb, 以及 Rb/Sr 值增高。前三种比值增高与本组样品特征相符,但后一比值增高与图9b 的情况不符。不过,在低度熔融时,残余金云母可能使进入岩浆的 Rb 受到抑制,从而使 Rb/Sr 值降低。从软流圈顶部向上迁移进入岩石圈的硅酸盐熔体亦是低 Rb/Sr 值的(Sun et al., 1989)。许多作者指出,在地幔柱到达

之前,岩石圈下部就存在少量这种熔体。虽然它们已是固态物质,但由于环境温度仅略低于固相线温度,很容易受热熔融(Sun et al., 1989; White et al., 1995; White et al., 1996)。当地幔柱到达岩石圈地幔之下并发生减压熔融时,上升的早期地幔柱岩浆很容易受其影响。因此,这些低 Ti 玄武岩可能是地幔柱岩浆与岩石圈反应的结果。这与前人的研究结果一致(例如,Chung et al., 1995; Song et al., 2001; 肖龙等, 2003)。

6 结论

(1) 峨眉山大陆溢流玄武岩省西南部以丽江、大理和攀枝花市为中心的苦橄岩分布区,面积约 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$,为地幔柱的轴部区。

(2) 大部分火山岩样品的 Sr、Nd、Pb 同位素和痕量元素比值落在各种类型的洋岛火山岩成分范围之内,并存在类似 FOZO, HIMU 和 EM I - II 的端元成分,说明它们是在地幔柱轴部由榴辉岩和地幔岩组成的源区,通过部分熔融产生的岩浆形成的。岩浆源区古玄武质洋壳(榴辉岩)的存在可能是该区超大型钒钛磁铁矿床形成的关键原因。

(3) 分布在洋岛玄武岩成分之外的少部分样品中,一部分属于地幔柱岩浆与地壳混染产物,另一部分可能是地幔柱岩浆与岩石圈反应的结果。前者主要为浅成相橄榄岩和粗面岩-流纹岩类岩石,后者以宾川的3件低 Ti 玄武岩为代表。

(4) 根据苦橄岩-玄武岩类两组不相容元素丰度曲线相互交切判断,它们可能是在两种深度,两种压力状态下产生的岩浆形成的,岩浆产生过程伴随着岩石圈减薄作用。

致谢: 本项研究得到国土资源部地质行业基金和跨世纪人才基金的支持。在野外调查期间蒙林建英和张如之两位高级工程师帮助,在成文过程中又得到陈伟十工程师和张绮玲副研究员大力协助,在此深表感谢。

参 考 文 献

- 冯少南. 1991. 东吴运动的新认识. 现代地质, 5: 378~384.
- 侯增谦, 卢记仁, 汪云亮, 夏林圻, 李红阳, 国连杰. 1999. 峨眉火成岩省: 结构、成因与特色. 地质论评, 45(增刊): 885~891.
- 黄汲清, 陈炳蔚. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 地质出版社, 17~20.
- 梁定益, 聂泽同, 宋志敏. 1994. 扬子西缘东吴伸展运动. 地球科学, 19: 443~453.
- 林建英. 1981. 云南程海—洱海地区二叠纪玄武岩系地质特征及其岩石化学研究. 中国地质科学院院报, 成都地质矿产研究所分

刊, 2: 49~68.

- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征. 地球学报, 17: 424~438.
- 罗志立, 金以钟, 朱夔玉, 赵锡奎. 1988. 试论上扬子地台的峨眉地裂运动. 地质论评, 34: 11~24.
- 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 卢记仁, 汪云亮, 张成江, 李佑国. 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: 498~506.
- 宋谢炎, 侯增谦, 黄永健, 张成江, 汪云亮. 1999. 峨眉火成岩省地幔热柱稀土元素标志. 地质论评, 45(增刊): 872~875.
- 宋谢炎, 王玉兰, 曹志敏, 金景福, 李巨初, 温春齐. 1998. 峨眉山玄武岩、峨眉地裂运动与幔热柱. 地质地球化学, 1: 47~52.
- 肖龙, 徐义刚, 何斌. 2003. 峨眉地幔柱-岩石圈的相互作用: 来自低钛和高钛玄武岩的 Sr-Nd 和 O 同位素证据. 高校地质学报, 9(2): 207~217.
- 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: 1~9.
- 张诚江, 汪云亮, 侯增谦. 1999. 峨眉山玄武岩系的 Th、Ta、Hf 特征及岩浆源区大地构造环境探讨. 地质论评, 45(增刊): 858~860.
- 张云湘, 路耀南, 杨崇喜等. 1988. 攀西裂谷. 地质出版社, 141~184.
- 张招崇, 王褐生, 郝艳丽, Mahoney J J. 2004. 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. 地质学报, 78(2): 171~180.
- 张祖圻. 1983. 论东吴运动. 煤田地质与勘探, 3: 14~21.

References

- Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L, Fedorenko V A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. Tectonophysics, 223: 39~52.
- Barling J, Goldstein S L, Nicholls I A. 1994. Geochemistry of Heard Island (southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian ocean mantle. J. Petrol., 35: 1017~1053.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chem. Geol., 165: 197~213.
- Campbell I H. 1998. The mantle's chemical structure: insights from the melting products of mantle plumes. In The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution (eds. I N S Jackson), 259~310. Cambridge University Press, Cambridge.
- Campbell I H, Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 99: 79~93.
- Carlson R W. 1984. Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 2357~2372.
- Carlson R W. 1991. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. Austr. J. Earth Sci., 38: 525~544.
- Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. Earth Planet. Sci. Lett., 110: 99~119.
- 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.
- Chung S L, Jahn B M, Wu G Y, et al. 1998. The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle plume initiation model and its connection with continental break-up and mass extinction at the Permian-Triassic boundary. In Mantle dynamics and plate

- interaction in east Asia (eds. M F J Flower et al.); Am. Geophys. Union Geodynamics., 27: 47~58.
- Coffin M F, Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. Rev. Geophys., 32: 1~36.
- Cordery M J, Davies G F, Campbell I H. 1997. Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. J. Geophys. Res., 102: 20179~20197.
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, Tapponnier P, Besse I. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth Planet. Sci. Lett., 166: 177~195.
- Farley K A, Natland J H, Craig H. 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 111: 183~199.
- Feng S N. 1991. New knowledge on Dongwu Movement. Geoscience, 5(4): 378~384 (in Chinese with English abstract).
- Fitton J G, Saunders A D, Norry M J, Hardarson B S, Taylor R N. 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth Planet. Sci. Lett., 153: 197~208.
- Franz G, Steiner G, Volker F, Pudlo D, Hammerschmidt K. 1999. Plume related alkaline magmatism in central Africa; the Meidob Hills (W Sudan). Chem. Geol., 157: 27~47.
- Frey F A, Coffin M F, Wallace P J, Weis D, Zhao X, et al. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. Earth Planet. Sci. Lett., 176: 73~89.
- Gallagher K, Hawkesworth C J. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. Nature, 258: 57~59.
- Hanan B B, Graham D W. 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. Science, 272: 991~995.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet. Sci. Lett., 90: 273~296.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. Nature, 309: 753~756.
- Hart S R, Hauri E, Oschmann L, Whitehead J. 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. Science, 256: 517~520.
- Hauri E H. 1996. Major element variability in the Hawaiian mantle plume. Nature, 382: 415~419.
- Hauri E H, Hart S R. 1993. Re-Os systematics of HIMU and EM I oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. Earth Planet. Sci. Lett., 114: 353~371.
- Hauri E H, Whitehead J A, Hart S R. 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. J. Geophys. Res., 99: 24275~24300.
- Hawkesworth C J, Mantovani M, Peate D. 1988. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism. J. Petrol., Special Lithosphere Issue, 205~223.
- Hawkesworth C J, Marsh J S, Duncan A R, Erlank A J, Norry M J. 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: Evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 13: 341~354.
- Hergt J M, Peate D W, Hawkesworth C J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 105: 134~148.
- Hirose K, Fei Y, Ma Y, Mao H, K. 1999. The fate of subducted basaltic crust in the Earth's lower mantle. Nature, 397: 53~56.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219~229.
- Hofmann A W, White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 57: 421~436.
- Hou Z Q, Lu J R, Wang Y L, Xia L Q, Li H Y, Guo L J. 1999. Emei igneous province: characteristics and origin. Geol. Rev. Suppl., 45: 885~891 (in Chinese with English abstract).
- Huang J Q, Chen B W. 1987. The evolution of the Tethys in China and adjacent regions. Geol. Publ. House, Beijing, 17~20 (in Chinese and English).
- Irfune T, Ringwood A E, Hibberson W O. 1994. Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: an experimental study. Earth Planet. Sci. Lett., 126: 351~368.
- Kogiso T, Hirose K, Takahashi E. 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of oceanic island basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 162: 45~61.
- Kogiso T, Tatsumi Y, Shimoda G, Barsczus H G. 1997. High (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. J. Geophys. Res., 102: 8085~8103.
- Lassiter J C, Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotopic constraints. In Large igneous provinces: continental, oceanic, planetary flood volcanism (eds. J J Mahoney and M F Coffin); Am. Geophys. Union Geophys. Monogr., 100: 335~356.
- Liang D Y, Nie Z T, Song Z M. 1994. Extensional Dongwu Movement in Western margin of Yangtze region. Earth Science—J. China Univ. Geosciences, 19(4): 443~453 (in Chinese with English abstract).
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Hergt J, Naldrett A J, Gorbachev N S, Fedorenko V A, Doherty W. 1993. Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume: Major-, trace-, Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia. Contrib. Mineral. Petrol., 114: 171~188.
- Lightfoot P C, Naldrett A J, Gorbachev N S, Doherty W, Fedorenko V A. 1990. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. Contrib. Mineral. Petrol., 104: 631~644.
- Lin J Y. 1981. Study on the geology and petrochemistry of Permian basalts, Chenghai-Erhai district, Yunnan. Bull. Chengdu Inst. Geol. Mineral. Resource, Chinese Acad. Geol. Sci., 2(1): 49~68 (in Chinese with English abstract).
- Lu J R. 1996. Dynamical characteristics of the Emei mantle plume. Acta Geoscientia Sinica—Bull. Chinese Acad. Geol. Sci., 17: 424~438 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z L, Jin Y Z, Zhu K Y, Zhao X K. 1988. On Emei taphrogenesis of the upper Yangtze Platform. Geol. Rev., 34(1): 11~24 (in Chinese with English abstract).
- Mahoney J J, Spencer K J. 1991. Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java plateaus. Earth Planet. Sci. Lett., 104: 196~210.
- Mahoney J J, Storey M, Duncan R A, Spencer K J, Pringle M. 1993. Geochemistry and age of the Ontong Java plateau. In The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, Volcanism (eds. M S Pringle et al.); Am. Geophys. Union Geophys. Monogr., 77: 233~261.
- Marty B, Appora I, Barrat J A A, Deniel C, Vellutini P, Vidal P.

1993. He, Ar, Sr, Nd and Pb isotopes in volcanic rocks from Afar: evidence for a primitive mantle component and constraints on magmatic sources. *Geochem. J.*, 27: 219~228.
- McDonough W F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 1~18.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223~253.
- Menzies M A. 1992. The lower lithosphere as a major source for continental flood basalts: A reappraisal. In *Magmatism and the Causes of Continental Break-up* (eds. B C Storey et al.); *Geol. Soc. Spec. publ.*, 68: 33~41.
- Neal C R, Mahoney J J, Kroenke L W, Duncan R A, Petterson M G. 1997. The Ontong Java Plateau. In *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (eds. J J Mahoney and M F Coffin); *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.*, 100: 183~216.
- Norman M D, Garcia M O. 1999. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168: 27~44.
- Ono S, Ito E, Katsura T. 2001. Mineralogy of subducted basaltic crust (MORB) from 25 to 37 GPa, and chemical heterogeneity of the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 190: 57~63.
- Ono S, Yasuda A. 1996. Compositional change of majoritic garnet in a MORB composition from 7 to 17 GPa and 1400 to 1600 °C. *Phys. Earth Planet. Int.*, 96: 171~179.
- Pachett P J, White W M, Feldmann H, Kielinczuk S, Hofmann A W. 1984. Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 69: 365~378.
- Peng Z X, Mahoney J, Hooper P, Harris C, Beane J. 1994. A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 267~288.
- Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, 145: 325~394.
- Reiberg L, Zindler A, Marcantonio F, White W, Wyman D, Weaver B. 1993. Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 149~167.
- Rogers N, Macdonald R, Fitton J G, George R, Smith M, Barreiro B. 2000. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176: 387~400.
- Roy-Barman M, Allegre C J. 1995. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts: tracing oceanic crust recycling in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129: 145~161.
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. geophys.*, 33: 267~309.
- Schilling J G, Kingsley R, Hanan B, McCully B. 1992. Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume/ continental lithosphere interaction. *J. Geophys. Res.*, 97: 10927~10996.
- Song X Y, Hou Z Q, Cao Z M, Lu J R, Wang Y L, Zhang C J, Li Y G. 2001a. Geochemical characteristics and period of the Emei igneous province. *Acta Geologica Sinica*, 75: 498~506 (in Chinese with English abstract).
- Song X Y, Hou Z Q, Huang Y J, Zhang C J, Wang Y L. 1999. REE indicator of mantle plume in Emei igneous province. *Geol. Rev. Suppl.*, 45: 872~875 (in Chinese with English abstract).
- Song X Y, Wang Y L, Cao Z M, Jin J F, Li J C, Wen C Q. 1998. Emeishan basalts, Emei taphrogeny and mantle plume. *Geol. Geochem.*, 1: 47~52 (in Chinese with English abstract).
- Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q, Cao Z M, Wang Y L, Li Y G. 2001b. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China. *Inter. Geol. Rev.*, 43: 213~225.
- Stewart K, Rogers N. 1996. Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139: 195~211.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (eds. A D Saunders and M J Norry); *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42: 313~345.
- Takahashi E, Nakajima K, Wright T L. 1998. Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 162: 63~81.
- Turner S P, Hawkesworth C J. 1995. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chem. Geol.*, 120: 295~314.
- Turner S P, Hawkesworth C J, Gallagher K, Stewart K, Peate D W, Mantovani M S M. 1996. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application of the Parana. *J. Geophys. Res.*, 101: 11503~11518.
- Wang W Y, Takahashi E. 1999. Subsolidus and melting experiments of a K-rich basaltic composition to 27 GPa: Implication for the behavior of potassium in the mantle. *Am. Mineral.*, 84: 357~361.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381~397.
- Weis D, Frey F A, Leyrit H, Gautier I. 1993. Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the southeast province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118: 101~119.
- White R S, McKenzie D P. 1995. Mantle plumes and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 100: 17543~17585.
- White W M, Duncan R A. 1996. Geochemistry and geochronology of the Society Island: New evidence for deep mantle recycling. In *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (eds. A Basu and S R Hart); *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.*, 95: 183~206.
- Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko V A, Arndt N T, Chauvel C, Bouse R M, King B S, Knight R J, Siems D F. 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3677~3704.
- Woodhead J D. 1996. Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72: 1~19.
- Woodhead J D, Devey C W. 1993. Geochemistry of the Pitcairn seamounts, I: source character and temporal trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 116: 81~99.
- Xiao L, Xu Y G, He B. 2003. Emei mantle plume-subcontinental lithosphere interaction: Sr-Nd and O isotopic evidences from low-

- Ti and high-Ti basalts. *Geological Journal of China Universities*, 9(2): 207~217(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).
- Yang H J, Frey F A, Weis D, Giret A, Pyle D, Michon G. 1998. Petrogenesis of the flood basalts forming the northern Kerguelen Archipelago; Implications for the Kerguelen Plume. *J. Petrol.*, 39: 711~748.
- Yasuda A, Fujii T, Kurita K. 1994. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa; implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle. *J. Geophys. Res.*, 99: 9401~9414.
- Yasuda A, Fujii T, Kurita K. 1997. A composite diapir model for extensive basaltic volcanism: Magmas from subducted oceanic crust entrained within mantle plumes. *Proc. Japan Acad. Ser. B*, 71: 201~204.
- Zhang C J, Wang Y L, Hou Z Q. 1999. Th, Ta and Hf characteristics and the tectonic setting of magmatic source region of Emeishan basalts. *Geol. Rev. Suppl.*, 45: 858~860 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y X, Luo Y N, Yang C X, et al. 1988. Panzhihua—Xichang rift in China. *Geol. Publ. House, Beijing*, 141~184 (in Chinese with English abstract).
- Zhang zhaozhong, Wang Hesheng, Hao Yanli, Mahoney J J. 2004. Geochemistry of the picrite and associated basalts from the Emeishan large igneous province and constraints on their source region. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 171~180 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z Q. 1983. On Dongwu Movement. *Coal Geol. Expl.*, (3): 14~21 (in Chinese).
- Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493~571.

The Axial Zone Consisting of Pyrolite and Eclogite in the Emei Mantle Plume: Major, Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Evidence

HOU Zengqian, LU Jiren, LIN Shengzhong

Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

Abstract

The picrite field, located in the southwest of Emeishan continental flood basalts (ECFB) and with the center in Lijiang—Dali—Panzhihua triangular area, is about $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ and regarded as the axial area of the Emei mantle plume. The studies of Sr, Nd and Pb isotopes as well as trace elements indicate that most samples of volcanic rocks are located in the field of oceanic island basalt, and FOZO-like, HIMU-like and EM I - II-like end-members exist. The evidences indicate that the magmas are formed by melting of pyrolite and eclogite (ancient basaltic oceanic crust) in the axial zone of mantle plume. The existence of recycled basaltic oceanic crust in the axial zone of mantle plume may be the key of the formation of giant V-Ti-magnetite deposits. The rest samples are located outside the field of oceanic island basalt. Some of them belong to the contamination product between mantle-plume magmas and crust, and some low-Ti samples may be related to the reaction with lithosphere. Three mantle end-members, FOZO, HIMU and EM I - II, are identified by studying of Sr, Nd and Pb isotopes as well as trace elements. The end-member, FOZO represented by Bailinshan picritic basalt (YB-01) is characterized by low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7036), high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5127), moderate $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (18.5693), Nb/U (36.67), Th/Nb (0.082), La/Nb (0.91) and Zr/Nb (6.23). The end-member, HIMU represented by Lijiang picrite (JL-29) is characterized by high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20.6412) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.7489), and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7048). The end member, EM I - II comprises two groups: (1) Ertan picrite-basalts (R-1, 3, 5 and 8) characterized by high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7073) and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5123), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.9968) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.9450), and Nb/U (27), Th/Nb (1.8), La/Nb (1.25), Sm/Yb (5.4~6.3), Zr/Y (11~13) and Nb/Y (1.7~2.1). (2) Binchuan picrite-basalts (BH-8, 10 and 11) with isotope composition similar to those of EM I are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7052), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5124), $^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1.02), high in LREE and Th abundances, and negative anomalies in HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf and Ti), by low Nb/U (only 22.53), and by Th/Nb (0.24), La/Nb (1.62), Rb/Sr (0.025), Sm/Yb (3.4~5.2), Zr/Y (4.4~6.2) and Nb/Y (1.5~1.8). These end-members can be compared with those of oceanic island basalts. The end-member, FOZO represents a slightly depleted pyrolite, and is probably the entrainment from lower mantle. The end-member, HIMU is the product of partial melting of subducted basaltic oceanic crust (eclogite) and pyrolite, while EM I - II that of melting and mixing of subducted oceanic crust with associated sediments (K-feldspar-quartz eclogite) and pyrolite.

Key words: continental flood basalts; Emei mantle plume; axial zone of mantle plume; mantle end-members