

青藏高原东南木里地区二叠纪苦橄岩的 Os-Sr-Nd 同位素地球化学研究*

李杰¹ 许继峰^{1**} 何斌¹ 徐义刚¹ 董彦辉^{1,2}

LI Jie¹, XU JiFeng¹, HE Bin¹, XU YiGang¹ and DONG YanHui^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所 同位素年代学与地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 10039

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 10039, China

2007-10-22 收稿, 2008-01-28 改回.

LI J, XU JF, HE B, XU YG and DONG YH. 2008. Sr-Nd-Os isotope geochemistry of Permian picrites from Muli area, southeast Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 24(2): 337-347

Abstract Permian picrites and associated basalts were recognized in Muli area, Southeast Tibet plateau. This paper presents their elemental and Os, Sr, and Nd isotopic compositions. Magmas of these picrites and associated basalts probably contaminated only minimal amounts of crustal material. Based on Ti/Y ratios and Os isotopic compositions, the Muli picrites can be classified into two types: high-Ti/Y type and low-Ti/Y type; (1) High-Ti/Y type picrites have high Ti/Y and γ_{Os} (+5.3 ~ +10.7) and ϵ_{Nd} (+5.9 ~ +6.4). The Os and Nd isotopic compositions of the high-Ti/Y picrites are similar to those of some modern ocean-island basalts (OIB), suggesting they were derived from a mantle plume; (2) Low-Ti/Y type picrites have relatively low Ti/Y and γ_{Os} (-4.1 ~ +1.2) and ϵ_{Nd} (+3.2 ~ +5.0). They show ϵ_{Nd} values similar to high-Ti/Y type picrites but lower γ_{Os} , hinting they were derived from a mantle plume but their magmas experienced interaction with a subcontinental lithospheric mantle (SCLM). The associated basalts have γ_{Os} of -3.5 to -1.6 and ϵ_{Nd} of -0.6 to +0.7, also indicate that the basaltic magmas were probably mixed with a magma derived from SCLM. Using initial Os and Nd isotopic ratios of a plume and SCLM endmember components for mixing model, the mixing diagram shows that the low-Ti/Y type picrites were produced by mixture of plume-type picritic melts with SCLM, and associated basalts were generated by mixing of plume-type basaltic magma with small amount of melts from the SCLM.

Key words Picrites; Os-Sr-Nd isotope; Mantle plume; Permian, Muli area, Southeast Tibet

摘要 本文报道了在青藏高原东南木里地区发现的二叠纪苦橄岩和与其共生玄武岩的主微量元素地球化学特征以及 Os-Sr-Nd 同位素组成。苦橄岩和与其共生玄武岩受地壳混染作用影响较小。根据苦橄岩的 Ti/Y 比值和初始的 Os 同位素组成, 将木里苦橄岩分为两类: 高 Ti/Y 型苦橄岩和低 Ti/Y 型苦橄岩, 其中高 Ti/Y 型苦橄岩具有高的 $\gamma_{Os} = +5.3 \sim +10.7$ 和 $\epsilon_{Nd} = +5.9 \sim +6.4$, 与全球典型洋岛玄武岩的 Os 和 Nd 同位素组成接近, 代表了地幔柱源区的同位素特征; 而低 Ti/Y 型苦橄岩具有低的 $\gamma_{Os} = -4.1 \sim +1.2$ 和 $\epsilon_{Nd} = +3.2 \sim +5.0$, 可能表明受到了 SCLM (大陆岩石圈地幔) 源区物质的混染。与其共生的玄武岩具有低的 $\gamma_{Os} = -3.5 \sim -1.6$ 和 $\epsilon_{Nd} = -0.6 \sim +0.7$, 表明其来自于不同于低 Ti/Y 型苦橄岩也有异于高 Ti/Y 型苦橄岩的地幔源区, 但是也可能受到了 SCLM 物质的混染。基于 Nd-Os 同位素的地幔柱与 SCLM 的二端元混合模型显示: 低 Ti/Y 型苦橄岩可能是 SCLM 物质组分与地幔柱起源的苦橄质原始岩浆混合形成的; 与苦橄岩共生的玄武岩可能是由地幔柱来源的玄武质岩浆与 SCLM 小比例熔融的熔体混合形成的。

关键词 苦橄岩; Sr-Nd-Os 同位素; 二叠纪; 地幔柱; 木里地区

中图分类号 P597.3

* 973 项目(2002CB412602)、中科院知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-SW-143)和国家杰出青年基金项目(40425003)、基金群体项目(40421303)资助。

第一作者简介: 李杰, 男, 1977 年生, 博士, 助理研究员, 主要从事元素与同位素地球化学研究方向, E-mail: jieli@gig.ac.cn

** 通讯作者: 许继峰, E-mail: jifengxu@gig.ac.cn

1 引言

峨眉山大火成岩省 (LIPs) 是我国目前唯一被国际地学界公认的与地幔柱活动有关的大火成岩省 (Chung and Jahn, 1995; 徐义刚等, 2001; Xu *et al.*, 2001, 2004; He *et al.*, 2003; 张招崇等 2004, 2005, 2006; Zhang *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2007), 然而对于峨眉山大火成岩省中广泛分布的高钛和低钛玄武岩的地幔源区问题目前还存在争议。比如徐义刚等人 (Xu *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2004) 认为高钛和低钛玄武岩的母岩浆分别形成于石榴子石和尖晶石稳定区, 而且高钛和低钛玄武岩分别代表了热柱边部或消亡期地幔低程度部分熔融 (1.5%) 的产物和代表了地幔柱轴部高程度部分熔融 (16%) 的产物。肖龙等人认为高钛和低钛玄武岩分别起源于地幔柱源区和岩石圈地幔 (Xiao *et al.*, 2003a, 2003b, 2004), 但是最近的研究得出一个不同的认识 (Xu *et al.*, 2007)。与大面积的大陆溢流玄武岩 (CFB) 相比, 苦橄岩通常具有接近原始岩浆成分的特点 (Campbell and Griffiths, 1990; Ernst and Buchan, 2003), 因而更适合研究地幔柱源区特征、岩浆的形成和演化等问题。

Re-Os 同位素体系是近年得到广泛应用的同位素体系。它不同于其它常用亲石性同位素体系 (如 Rb-Sr, Sm-Nd 以及 U-Th-Pb, Lu-Hf): 首先 Re 和 Os 都是亲铁亲铜性元素, 它们倾向于在铁和硫化物相中富集; 其次 Re 是中等程度的不相容元素, Os 是强相容元素, 在地幔熔融过程中, Os 倾向于富集在地幔残留相中, Re 倾向于富集在熔浆中 (Roy-Barman *et al.*, 1998)。这种独特地球化学行为, 使 Re-Os 同位素体系被广泛应用于地幔柱以及洋岛玄武岩 (OIB) 的研究中, 在反映地幔成分演化过程以及成矿方面显示出了独特的优越性。然而对峨眉山 LIPs 的 Re-Os 同位素组成研究目前还不多见 (Hanski *et al.*, 2004; Zhi *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2007; 陈雷等, 2007)。

在本研究中, 试图通过对新发现青藏高原东南木里地区的二叠系苦橄岩的主、微量元素地球化学以及综合 Sr-Nd-Os 同位素地球化学示踪, 来对峨眉山 LIPs 源区特征和岩浆演化过程进行制约。

2 采样位置和岩相学

峨眉山 (大火成岩省) 的地质背景前人已经做过许多详细的报道 (Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; Ali *et al.*, 2005), 本文在此不做详细的叙述。四川省木里藏族自治县位于金河断裂以西、小金河断裂以东的三岔裂谷系的接点位置, 为峨眉山玄武岩的第二大分布区。该区玄武岩的喷发环境为海相, 其厚度较东部峨眉山 LIPs 相对较薄, 一般厚度为 1000 ~ 2000m。在该地区苦橄岩大量集中发育, 构成了苦橄岩-苦橄质玄武岩-玄武岩旋回。本研究的采样位置位于木里

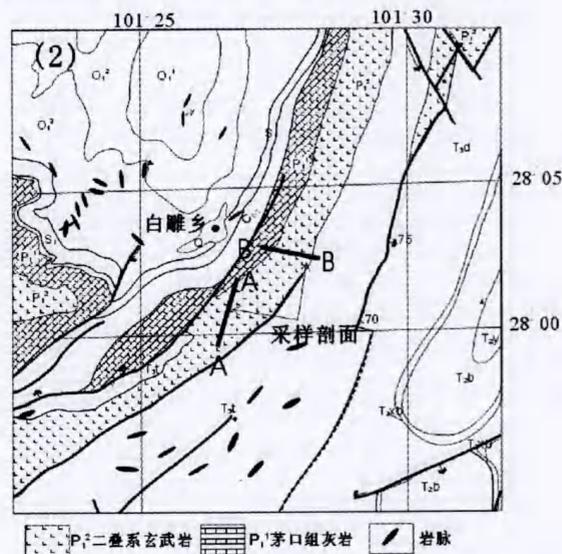
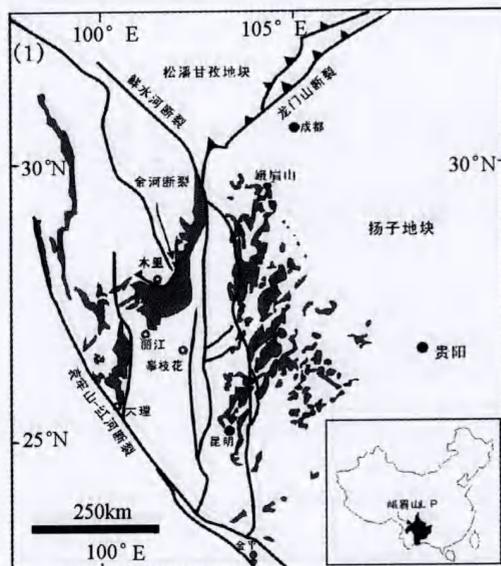


图1 峨眉山大火成岩省以及青藏高原东南木里地区地质简图及采样点 (据 Ali *et al.*, 2005 和 1:200000 金矿幅、1:5万白雕幅地质图修改, A-A 和 B-B 代表两个采样剖面)。

Fig. 1 Simplified geological map of Emeishan LIPs and Muli area, Southeast of Tibet as well as location of sampling area. (Modified after Ali *et al.*, 2005 and geological map of 1:200000 Jinkuang, 1:50000 Baidiao, A-A and B-B represent cross section of sampling area).

县白雕乡境内, 该研究区域的 LIPs 地质简图和采样地点见图 1 中的 (1) 和 (2)。苦橄岩与其共生的玄武岩很难通过野外观察进行区分, 主要是通过室内显微镜工作以及主量元素组成确定。苦橄岩在地层柱上主要位于玄武岩剖面的下部, 与玄武岩互层产出 (见图 2)。木里地区出露的苦橄岩大部分已经遭受了一定的蛇纹石化, 不过还有部分苦橄岩可以见

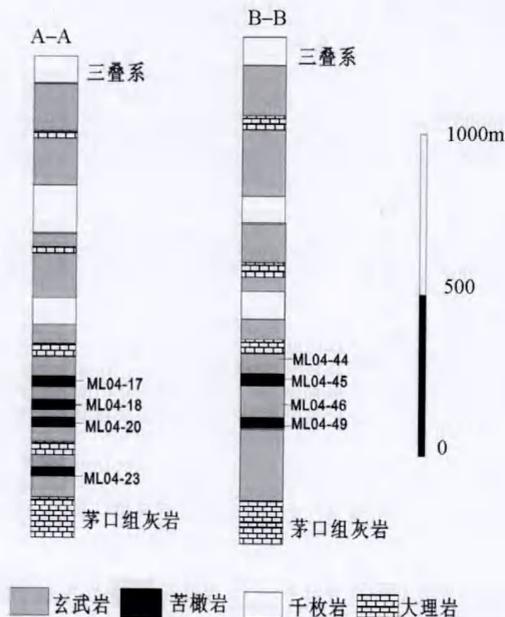


图2 木里 A-A 和 B-B 剖面柱状图, 已标出采样位置
Fig. 2 Simplified stratigraphic columns of the A-A and B-B section in Muli area with sample locations

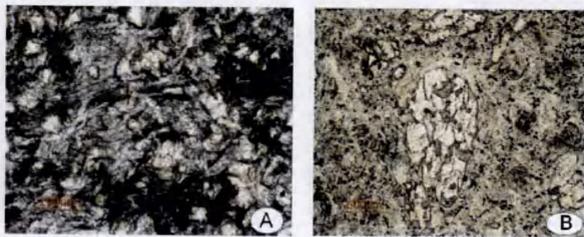


图3 木里地区苦橄岩的显微结构特征
Fig. 3 Photomicrographs of picrites from the Muli area, Southeast of Tibe

到残留的斑晶, 主要以辉石和橄榄石为主。辉石斑晶呈自形和半自形, 大多数为单斜辉石, 也可见有些辉石呈针状或者呈微晶出现(图3)。基质部分主要由辉石微晶和绿泥石和蛇纹石化的隐晶质物质组成。

3 实验方法

微量元素含量和 Sr-Nd 同位素以及 Re-Os 同位素分析测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成, 分别采用 XRF、ICP-MS 和 MC-ICPMS 测定。XRF 主量分析方法与 Goto and Tatsumi (1994) 报道的方法相似, 分析精度优于 5%; ICP-MS 微量分析方法见刘颖等 (1996), 分析精度优于 3%; Sr-Nd 同位素的 MC-ICPMS 分析测定方法见韦刚健等 (2002) 和梁细荣等 (2003)。仪器的质量分馏校正采用指数校正定律 (Russell *et al.*

, 1978), 并将测量值标准化到 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 。在本文样品的分析过程中, 该仪器测定的 Sr 同位素国际标样 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.710243 \pm 14(2\sigma)$, Nd 同位素标样 Shin Etou 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 $0.512124 \pm 11(2\sigma)$ 。

对于 Re-Os 同位素分析测定, 首先为了避免铁质工具的污染, 将岩石样品用纸包裹并用铁锤捣成毫米级的碎片, 然后用 5% 的盐酸浸泡 1h, 并用去离子水清洗数遍, 最后在玛瑙研钵中磨成 200~400 目。称取 2~3g 的上述苦橄岩样品粉末到 Carius 管中 (Shirey and Walker, 1995), 加入适量的 ^{185}Re 和 ^{190}Os 稀释剂, 将 Carius 管下部浸没在液氮-乙醇的冷冻液中, 加入 3mL 浓盐酸和 9mL 浓硝酸, 并用煤气-氧气火焰将 Carius 管密封, 装入不锈钢保护套里, 在 230°C 下加热 24h。样品分解后, 采用 CCl_4 萃取法 (Cohen and Waters, 1996) 分离出 Os, 最后利用微蒸馏法 (Roy-Barman and Allegre, 1995) 对 Os 进行纯化。Re 的分离和纯化采用阴离子交换树脂法。Os 同位素的 MC-ICPMS 测定是在常规雾化进样的条件下利用离子计数器进行测定, 仪器的质量分馏校正采用指数校正定律 (Russell *et al.*, 1978), 并将测量值标准化到 $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.08271$ (Nier *et al.*, 1937)。测定结果经过离线处理, 扣除 ^{190}Os 稀释剂对 Os 同位素比值的贡献, 并进行同位素稀释法计算 Os 含量。Re 同位素的 MC-ICPMS 测定是采用 Aridus 膜除溶雾化器作为进样系统, 在 Re 被测溶液中加入 Ir 来在线校正 Re 的仪器质量分馏 (梁细荣等, 2005), 详细的 Re-Os 同位素分析测试方法见李杰等 (2007)。

4 分析结果

4.1 元素地球化学特征

主量元素分析结果见表 1。木里苦橄岩的 MgO 含量变化范围为 12%~21%, $\text{Mg}^\#$ 指数的变化范围为 73~81; 与苦橄岩共生的玄武岩的 MgO 含量变化范围为 6%~9%, $\text{Mg}^\#$ 指数变化范围为 50~62, 与丽江苦橄岩和玄武岩相应的 MgO 和 $\text{Mg}^\#$ 指数值相近 (张招崇等 2004, 2006; Zhang *et al.*, 2006)。从图 4 可以看出, 随着 MgO 含量的降低, 其 SiO_2 、 TiO_2 、 Na_2O 和 Al_2O_3 升高, CaO 和烧失量 (LOI) 降低, 表明可能有橄榄石和辉石的分异。

木里苦橄岩中的 Cr 和 Ni 的含量较高, 分别达 1648×10^{-6} ~ 2570×10^{-6} 和 832×10^{-6} ~ 1327×10^{-6} , 而共生的玄武岩的 Cr 和 Ni 的含量相对较低, 分别为 120×10^{-6} ~ 892×10^{-6} 和 70×10^{-6} ~ 527×10^{-6} 。稀土配分模型表明 (图 5), 玄武岩都呈轻稀土富集型, 苦橄岩一部分呈轻稀土富集型, 另一部分则有弱的轻稀土亏损。所有样品均没有 Eu 负异常。在微量元素原始地幔标准化图解上 (图 5) 苦橄岩与其共生的玄武岩具有相似的特点, 高场强元素 Zr、Hf、Ti 无异常, Nb 有弱的负异常、Ta 有弱的正异常。有 Sr 的负异常, Sr 的负异常一般与斜长石的结

表1 藏东南木里地区二叠纪苦橄岩及其共生玄武岩的主要元素(%)与微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果
 Table 1 Major (wt%), trace element ($\times 10^{-6}$) results for the Permian picrites and associated basalts in the Muli area, Southeast of Tibet

样号 岩性	ML04-17		ML04-18		ML04-20		ML04-23		ML04-33		ML04-34		ML04-38		ML04-40		ML04-44		ML04-45		ML04-46		ML04-48		ML04-50		ML04-52	
	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B	Pic	B
SiO ₂	37.72	40.57	41.76	49.96	44.92	48.69	49.37	47.26	48.67	40.73	50.03	43.05	49.65	47.58														
TiO ₂	0.96	1.20	1.57	1.61	1.32	3.01	2.68	2.93	2.18	1.63	2.49	2.86	1.60	1.95														
Al ₂ O ₃	8.40	8.77	8.91	11.47	7.31	15.82	15.38	16.23	13.18	10.36	11.79	14.06	14.48	15.51														
Fe ₂ O ₃	11.87	13.72	13.76	10.71	11.50	12.72	12.97	13.55	12.74	14.73	12.94	16.29	11.79	14.05														
MnO	0.15	0.16	0.17	0.10	0.16	0.11	0.12	0.13	0.17	0.18	0.17	0.18	0.15	0.15														
MgO	17.87	19.92	18.78	12.74	20.96	6.40	6.78	7.32	8.84	18.90	8.87	7.20	6.97	8.66														
CaO	13.34	9.60	10.06	6.00	9.30	4.08	4.06	3.74	6.29	7.04	7.33	9.85	7.47	3.25														
Na ₂ O	0.60	0.44	0.30	3.73	3.61	3.61	3.36	2.14	2.92	0.46	3.26	3.21	4.02	2.39														
K ₂ O	0.05	0.03	0.01	0.06	0.02	1.37	1.93	2.37	1.03	0.07	0.04	0.06	0.91	0.95														
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.15	0.15	0.02	0.10	0.08	0.04	0.01	0.12	0.22	0.02	0.08	0.07														
烧失量	9.05	5.76	4.53	3.26	4.10	3.55	3.20	4.28	3.52	5.17	2.50	3.16	2.58	5.43														
总量	100.09	100.25	100.00	99.78	99.46	99.45	99.94	100.00	99.54	99.39	99.64	99.92	99.70	99.99														
Mg#	77.8	77.2	76.1	73.5	80.9	54.0	54.9	55.7	61.8	74.9	61.5	50.7	57.9	58.9														
Sc	22.23	25.41	28.58	30.75	26.61	26.11	28.25	27.95	24.73	30.06	31.73	36.96	31.87	32.09														
V	219	246	326	308	215	263	272	293	273	318	347	421	296	343														
Cr	1648	2062	2570	892	1687	264	333	232	440	2012	891	120	205	253														
Co	79.9	92.4	86.2	52.1	76.3	37.0	37.5	40.8	44.8	88.7	49.0	49.3	38.8	42.0														
Ni	953	1327	832	527	1008	156	203	159	257	1143	259	70	84	86														
Cs	0.08	0.06	0.03	0.12	0.21	0.25	0.55	0.45	0.07	0.36	0.01	0.08	0.89	1.15														
Rb	1.08	0.66	0.19	0.37	0.85	26.32	42.68	54.80	10.03	1.28	0.29	1.75	18.06	19.75														
Th	0.69	0.53	0.78	0.51	0.84	9.68	6.69	8.14	3.93	0.79	5.01	1.03	3.74	2.24														
U	0.23	0.21	0.21	0.43	0.23	2.08	1.28	2.06	0.86	0.19	0.93	0.25	0.93	0.85														
Nb	4.92	5.40	6.03	6.44	7.12	48.41	36.09	42.05	26.98	8.60	30.94	12.44	11.69	9.93														
Ta	0.36	0.40	0.47	0.44	0.49	3.68	2.62	3.09	1.96	0.61	2.16	0.88	0.87	0.74														
La	11.63	1.91	9.12	3.49	9.36	44.96	42.37	49.20	29.04	8.62	36.32	9.47	16.78	10.87														
Ce	25.51	6.19	25.09	9.42	21.15	96.91	83.46	102.10	60.54	21.14	77.73	24.16	37.25	24.58														
Pr	3.44	1.21	3.85	1.79	2.82	12.82	10.65	13.17	7.86	3.04	10.32	3.74	5.03	3.38														
Sr	189.5	41.45	24.87	26.99	37.65	215.4	230.6	204.0	255.1	52.26	215.7	765.1	125.7	93.84														
Nd	13.92	6.67	17.02	10.03	12.09	48.68	41.20	50.10	30.84	13.86	41.06	17.22	20.52	14.46														
Zr	64.6	68.1	127.4	87.2	80.3	413.3	311.2	377.0	248.8	98.6	255.8	188.1	170.8	141.8														
Hf	1.58	1.77	2.98	2.35	1.79	10.71	7.42	8.65	6.03	2.40	6.41	4.38	4.41	3.71														
Sm	2.82	2.35	4.09	3.36	2.94	9.81	8.28	9.78	6.34	3.64	8.50	4.76	5.03	3.94														
Eu	0.89	0.87	1.36	1.27	0.95	2.83	2.41	2.88	1.84	1.24	2.53	1.79	1.31	1.31														
Ti	5873	7357	9942	9605	8221	18235	16571	17785	13266	10289	16291	17705	10655	12144														
Gd	2.87	2.80	4.00	3.94	3.06	8.47	7.24	8.44	5.76	3.82	7.86	5.08	5.08	4.39														
Tb	0.44	0.46	0.64	0.65	0.48	1.36	1.09	1.25	0.89	0.60	1.20	0.80	0.84	0.75														
Dy	2.52	2.67	3.39	3.75	2.67	7.82	6.32	6.89	5.01	3.41	6.80	4.66	5.05	4.41														
Y	14.17	14.98	18.49	20.68	16.05	39.51	34.34	38.39	27.78	18.33	36.06	28.14	28.60	24.41														
Ho	0.48	0.53	0.67	0.72	0.55	1.50	1.19	1.34	0.98	0.66	1.25	0.91	0.98	0.90														
Er	1.24	1.34	1.67	1.74	1.38	3.99	3.12	3.49	2.56	1.68	3.23	2.33	2.61	2.37														
Tm	0.18	0.18	0.23	0.24	0.19	0.56	0.44	0.49	0.36	0.24	0.46	0.34	0.38	0.34														
Yb	1.07	1.13	1.41	1.44	1.19	3.44	2.73	3.06	2.30	1.44	2.78	2.10	2.37	2.05														
Lu	0.17	0.18	0.22	0.21	0.18	0.52	0.42	0.47	0.35	0.21	0.42	0.33	0.37	0.31														

注：“-”表示低于仪器的检出限；Pic-苦橄岩；B-玄武岩。

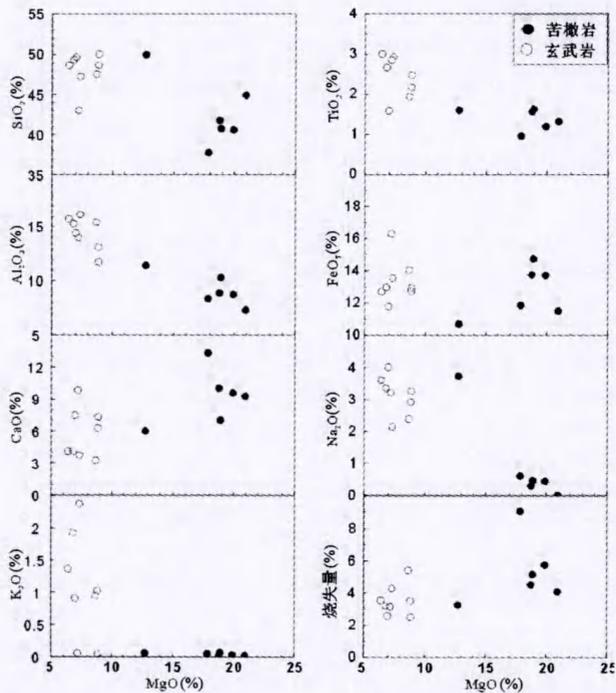


图4 藏东南木里地区苦橄岩及其共生的玄武岩的 MgO 与其它主要氧化物和烧失量图解

Fig. 4 MgO vs. major element oxides and LOI for picrites and associated basalts in Muli area, Southeast Tibet

晶分异作用有关,然而其稀土元素配分曲线(图5)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晶作用引起的。本区的苦橄岩普遍受到后期蚀变作用的影响,同时由于 Sr 在表生环境下是活动性元素,后期的蚀变作用可能是产生 Sr 负异常的原因。

4.2 Sr 和 Nd 同位素特征

本研究共选取了6件苦橄岩与2件玄武岩样品进行了 Sr、Nd 同位素分析,分析结果列于表2。玄武岩具有低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 初始值(变化范围为 $-0.6 \sim +0.7$) 和高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 初始值(变化范围为 $0.7063 \sim 0.7064$); 苦橄岩具有相对高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 初始值(变化范围为 $+3.2 \sim +6.4$) 和低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 初始值(变化范围: $0.7044 \sim 0.7062$)。木里地区苦橄岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值略高于 Chung and Jahn (1995) 在渡口发现的苦橄岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 范围($-4.0 \sim 4.0$),也高于张招崇等(2004, 2005, 2006) 在丽江发现的苦橄岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 范围($-1.0 \sim 4.0$),表明木里苦橄岩可能来自相对亏损的地幔源区(图6)。

4.3 Re-Os 同位素特征

本研究共选取了5件苦橄岩与3件玄武岩样品进行了 Re-Os 同位素分析,分析结果列于表2。苦橄岩的 Os 含量范围在 $0.5 \times 10^{-9} \sim 5 \times 10^{-9}$, Re 含量范围在 $0.16 \times 10^{-9} \sim 0.58 \times 10^{-9}$,与苦橄岩共生的玄武岩的 Re 含量在苦橄岩的

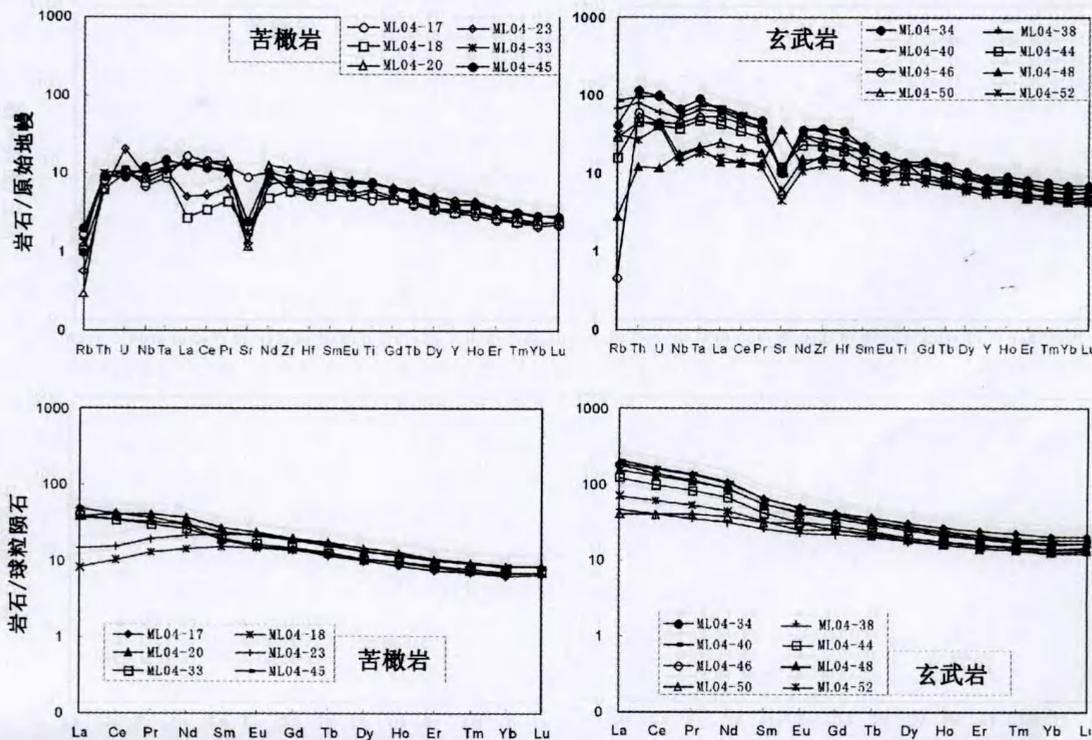


图5 藏东南木里地区苦橄岩及其共生玄武岩原始地幔标准化微量元素蛛网图和球粒陨石标准化稀土配分模式图

Fig. 5 Primitive mantle-normalized spidergram and chondrite-normalized REE patterns for picrites and associated basalts of Muli area, Southeast of Tibet

表2 藏东南木里地区苦橄岩以及与其共生的玄武岩的 Sr-Nd-Os 同位素组成

Table 2 Sr-Nd-Os isotopic compositions of the picrites and associated basalts in the Muli area, Southeast of Tibet

样品 岩性	ML-04-17 Pic	ML-04-18 Pic	ML-04-20 Pic	ML-04-23 Pic	ML-04-33 Pic	ML-04-44 B	ML-04-45 Pic	ML-04-46 B
Ti/Y	414	491	538	464	512	478	561	451
Rb(× 10 ⁻⁶)	1.1	0.7	0.2	0.4	0.9	10.0	1.3	0.3
Sr(× 10 ⁻⁶)	189.5	41.5	24.9	27.0	37.7	255.1	52.3	215.7
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	0.70526	0.70506	0.70455	0.70627	0.70647	0.70671	0.70542	0.70636
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70520	0.70490	0.70447	0.70613	0.70623	0.70630	0.70517	0.70635
Sm(× 10 ⁻⁶)	2.8	2.3	4.1	3.4	2.9	6.3	3.6	8.5
Nd(× 10 ⁻⁶)	13.9	6.7	17.0	10.0	12.1	30.8	13.9	41.1
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	0.512743	0.512920	0.512884	0.512904	0.512719	0.512554	0.512880	0.512488
ε _{Nd} (t)	4.5	5.0	6.5	5.0	3.2	0.7	6.0	-0.6
Re(× 10 ⁻⁹)	0.585	0.158	0.379	0.519	0.186	0.131	0.204	0.117
Os(× 10 ⁻⁹)	1.596	2.552	5.300	0.939	0.512	0.397	2.243	0.481
¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	0.12769	0.12579	0.13506	0.13144	0.12856	0.12771	0.14056	0.12827
2σ(±)	0.00028	0.00020	0.00014	0.00051	0.00029	0.00014	0.00024	0.00041
¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	1.77	0.30	0.73	1.10	1.75	1.59	0.44	1.17
(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _{255Ma}	0.12018	0.12452	0.13195	0.12675	0.12110	0.12095	0.13870	0.12328
γ _{Os}	-4.1	-0.6	5.3	1.2	-3.4	-3.5	10.7	-1.6
2σ(±)	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3

注: Rb, Sr, Sm 和 Nd 含量为微量元素分析结果; 初始的 Os 同位素组成计算采用 Re 的衰变常数 λ = 1.666 × 10⁻¹¹ d⁻¹ (Smoliar *et al.*, 1996) 和年龄校正采用 255Ma, 根据球粒陨石模型目前的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.127 (Shirey and Walker, 1998), 误差以两倍的标准误差给出 (2σ), ε_{Nd}(t) 和 γ_{Os} 计算中年龄校正采用 255Ma; Pic-苦橄岩; B-玄武岩。

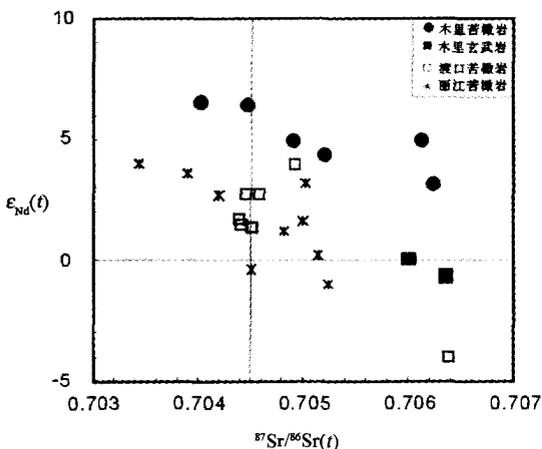


图6 藏东南木里苦橄岩和与其共生玄武岩的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-ε_{Nd}(t) 图解

数据来自本研究及 Chung *et al.* (1995) 以及张招崇等 (2006); (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 和 ε_{Nd}(t) 采用 255Ma 年龄重新计算

Fig. 6 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-ε_{Nd}(t) diagram of picrites and associated basalts in Muli area, Southeast Tibet. (Data are from this study and Chung *et al.*, 1995 and Zhang *et al.*, 2006; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and ε_{Nd}(t) values were re-calculated using age of 255Ma)

变化范围内, 而 Os 含量低于苦橄岩的, 但是本区的玄武岩与 Xu *et al.* (2007) 发表的峨眉山 LIPs 东部玄武岩相比, Os 含量

较高, 与陈雷等 (2007) 报道的丽江玄武岩的 Os 含量相当。苦橄岩和玄武岩的 Ni, Cr 以及 MgO 含量与 Os 含量的呈明显的正相关性 (图 7)。初始的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 同位素比值用 γ_{Os}(255Ma) 表示, 本地区苦橄岩的 γ_{Os}(255Ma) 变化范围较大 (-4.1 ~ +10.7)。我们可以看出: 具有高放射成因 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 同位素比值样品同时 Ti/Y 比值也较高。根据 Ti/Y 比值和 Os 同位素组成可将木里苦橄岩分为高 Ti/Y 型和低 Ti/Y 型苦橄岩两类高 Ti/Y 型苦橄岩具有高放射成因的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值 (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.1351 ~ 0.1410; γ_{Os}(255Ma) = +5.3 ~ +10.7), 而低 Ti/Y 型苦橄岩具有低放射成因的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值 (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.1258 ~ 0.1314; γ_{Os}(255Ma) = -4.1 ~ +1.2)。与其共生的玄武岩也具有相对低的放射成因的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值 (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.1277 ~ 0.1283; γ_{Os}(255Ma) = -3.5 ~ -1.6), 按照 Xu *et al.* (2001) 对峨眉山玄武岩的划分原则, 这些玄武岩属低钛玄武岩。需要指出的是本文所指的高 Ti/Y 型和低 Ti/Y 型苦橄岩并不相当于前人所划分的高钛、低钛玄武岩, 特别是高 Ti/Y 型苦橄岩与高钛玄武岩、低 Ti/Y 型苦橄岩与低钛玄武岩并不是来自一个相同的源区 (见下述)。

5 讨论

5.1 地壳混染作用的影响

对于喷出和到达地表的峨眉山 LIPs 的火山熔浆, 或多或少会有地壳组分的加入 (Xu *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2006; 张招崇等 2006; Xu *et al.*, 2007)。木里地区苦橄岩具

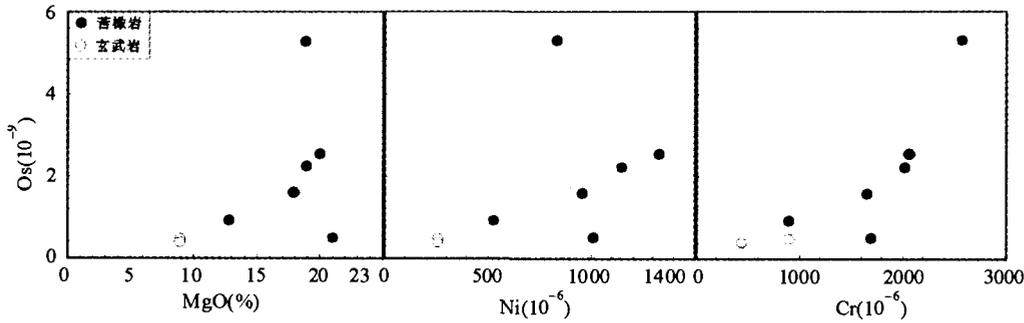


图7 藏东南木里地区苦橄岩及其共生的玄武岩 Os 对 Cr、Ni 和 MgO 图解
Fig. 7 Os vs Cr、Ni and MgO of picrites and associated basalts, Muli area, southeast Tibet

有相对高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 初始值(变化范围: +3.2 ~ +6.4) (表2),然而扬子地块古老陆壳的 ϵ_{Nd} 值低达 -44.9 (Qiu *et al.*, 2000)。高的正的 ϵ_{Nd} 值地幔源区物质与覆盖其上的这些陆壳岩石发生混染作用,势必会导致 ϵ_{Nd} 值的明显降低。然而木里地区苦橄岩的高的 Nd 同位素组成可能表明其遭受地壳混染作用不明显或很少。

微量元素 Th 和 Ta 对地壳混染作用十分敏感,地壳混染会导致 Th/Ta 比值升高。木里苦橄岩的 Th/Ta 比值变化范围在 1.3 ~ 1.9,平均值为 1.6; 与其共生的玄武岩具有相对高的 Th/Ta 平均值为 1.8。与来源于原始地幔熔体的 $(Th/Ta)_p = \sim 2.3$ (Sun and McDonough, 1989) 相当,而平均上地壳的 Th/Ta 比值一般大于 10 (Condie *et al.*, 1993)。结合 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(图8),显然本地区的苦橄岩受地壳混染作用影响不明显或较小。

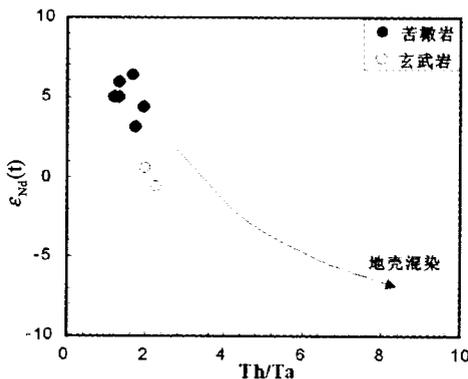


图8 藏东南木里地区苦橄岩及其共生玄武岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 Th/Ta 图解
Fig. 8 Diagrams of $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Th/Ta of picrites and associated basalts in Muli area, southeast Tibet

本地区苦橄岩和玄武岩具有高的 Os 含量,由于地壳岩石有非常低的 Os 含量,即使有地壳物质的混染作用存在,也不会显著改变它们 Os 同位素的组成。由于木里高 Ti/Y 型苦橄岩的 Os 平均含量为 3.8×10^{-9} ,初始的 Os 同位素比值范

围为 $\gamma_{Os} = +5.3 \sim +10.7$; 低 Ti/Y 型苦橄岩的 Os 平均含量为 1.6×10^{-9} ,初始的 Os 同位素比值范围为 $\gamma_{Os} = -4.1 \sim +1.2$,而且与其共生的低钛玄武岩也具有高的 Os 含量(大于 0.3×10^{-9}),而地壳的 Os 含量一般都远小于 0.05×10^{-9} ,平均为 0.02×10^{-9} , γ_{Os} 值为 540 (Esser and Turekian, 1993), 所以地壳混染作用对本地区苦橄岩和与其共生的低钛玄武岩的 Os 含量以及 Os 同位素组成影响很小,可以认为该地区苦橄岩和低钛玄武岩的 Os 同位素组成可能代表了地幔源区的特征。

综上所述,地壳混染和蚀变作用对木里地区苦橄岩及其共生的玄武岩的 Nd 和 Os 同位素成分影响较小,它们的同位素组成可以代表其地幔源区的特征。

5.2 木里地区苦橄岩的源区特征及成因

Chung *et al.* (1995), 张招崇(2004, 2006, 2007), Zhang *et al.* (2006) 和 Hanski *et al.* (2004) 曾对峨眉山 LIPs 不同地区的苦橄岩的岩石成因以及地球化学特征进行了研究。Chung *et al.* (1995) 认为渡口地区出露的苦橄岩是由起源于地幔柱的岩浆与陆下岩石圈地幔 (SCLM) 不同程度的混染形成的。张招崇等(2004, 2006, 2007) 认为丽江苦橄岩的源区来自对流地幔,可能代表地幔柱头熔融产物,并且与苦橄岩共生的玄武岩是由苦橄质岩浆通过橄榄石和单斜辉石的分离结晶形成的。但是 Hanski *et al.* (2004) 认为越南的属于峨眉山 LIPs 的高镁科马提岩(苦橄岩)的源区有方辉橄岩的残留,与科马提岩共生的玄武岩可能是由高镁的岩浆通过 AFC 过程形成的。最近程雷等人对丽江苦橄岩的 Re-Os 同位素初步研究认为峨眉山地幔柱可能起源于上下地幔边界(陈雷等, 2007), 不过其并没有发现具有高 $^{187}Os/^{188}Os$ 比值的苦橄岩。因此了解苦橄岩的源区特征是理解其成因的关键。

5.2.1 地幔源区特征

木里高 Ti/Yi 型和低 Ti/Yi 型苦橄岩的 Os 同位素数据说明可能存在两个具有不同 Os 同位素组成端元。一个可能的端元就是具有低的 γ_{Os} 值,范围在 -4 ~ +1.2,该端元主要体现在木里低 Ti/Y 型苦橄岩和低钛玄武岩中; 另外一个端元具有高放射成因 Os 同位素组成, γ_{Os} 值应该大于 +5, 这

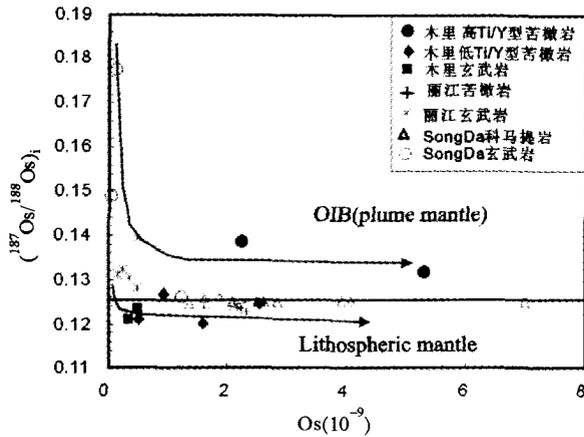


图9 初始的 Os 同位素组成(255Ma)与 Os 丰度图解
数据来自本研究和陈雷等(2007)以及 Hanski *et al.* (2004)

Fig. 9 Diagram of initial Os isotopic compositions at 255Ma vs. Os abundance. (Data are from this study and Chen *et al.*, 2007 and Hanski *et al.*, 2004)

就要求该源区具有高的 Re/Os 以及经历了很长的演化历史,该端元主要显示在木里高 Ti/Y 型苦橄岩中。一般认为形成大陆溢流玄武岩的地幔源区比较复杂,至少有两个地幔端元物质的贡献: 1) 与 OIB 相似的地幔柱端元(Plume); 2) 陆下岩石圈地幔(SCLM)。在木里苦橄岩的 γ_{Os} -Os 相关图解中(图9),高 Ti/Y 型苦橄岩表现出地幔柱源区特征,而低 Ti/Y 型苦橄岩表现出 SCLM 源区的一些特点。

目前对于 OIB 源区一般认为是源于核幔边界(Hoffman and With, 1982; Walker *et al.*, 1995; Brandon *et al.*, 1999; Bird *et al.*, 1999; Porcelli and Halliday, 2001; Brandon and Walker, 2005),其具有高放射成因 Os 同位素组成包括高的 $^{187}Os/^{188}Os$ 以及 $^{186}Os/^{188}Os$ 。造成这种现象原因目前有两种认识。第一种观点认为 OIB 源区可能有再循环洋壳物质,这些经热液蚀变的洋壳随板块俯冲以及榴辉岩化积累在核幔边界,并可能滞留了很长时间(1~2Ga)(Martin *et al.*, 1991; Hauri and Hart, 1993; Reisberg *et al.*, 1993; Hauri *et al.*, 1996)。由于洋壳和沉积物中的 Re 含量是富集地幔的 2~10 倍,当这些物质加入到地幔储库中,会提高地幔源区的 Re/Os 比值,这样随着时间的演化,就会造成源区高的放射成因 Os 同位素组成。这种观点得到了 Sr, Nd 和 Pb 同位素以及微量元素的支持(Hoffman, 1997)。第二种认识: 由于 Pt, Re 和 Os 在固态-液态间的分配系数的差别($D_{Os} > D_{Re} > D_{Pt}$),地球内核结晶后外核的的 Re/Os 和 Pt/Os 比值升高,随着时间的增长放射成因的 $^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 也会升高,导致混有外核物质的地幔柱源区放射成因的 Os 同位素比值升高,目前这一认识已经得到了 Re-Os 和 Pt-Os 同位素的支持(Brandon *et al.*, 1999; Brandon and Walker, 2005)。

SCLM 由于经历了熔体抽提事件,具有低的 Re/Os 和高 Os 含量($1 \times 10^{-9} \sim 5 \times 10^{-9}$),随着时间的演化, SCLM

的 $^{187}Os/^{188}Os$ 同位素比值很低($\gamma_{Os} < 0$)。与 Rb-Sr, Sm-Nd 以及 Lu-Hf 同位素体系相比较,地幔交代可以导致 SCLM 的 Rb/Sr, Sm/Nd 以及 Lu/Hf 比值范围与地壳岩石的相当,但是对 Re-Os 同位素体系的影响不明显。尽管峨眉山 LIPs 下面的岩石圈地幔的年龄还不清楚,但是在扬子克拉通地区存在太古宙(3.2Ga)的花岗质岩石基底(Qiu *et al.*, 2004),这表明本研究区的陆下岩石圈地幔的年龄可能更古老。如此古老 SCLM 一般具有低的放射成因 Os 同位素组成,那么该地幔端元的加入会导致岩浆中的 γ_{Os} 值向亏损的方向演化。

5.2.2 基于 Nd-Os 同位素的地幔柱与 SCLM 的混合模型

通过上述对地幔柱源区的 Os 和 Nd 同位素特征的讨论,木里地区高 Ti/Y 型苦橄岩(具有高的放射成因 Os 和 Nd 同位素组成)具有地幔柱源区的特征;具有相对较低的 Nd 同位素组成的低 Ti/Y 型苦橄岩(有低的放射成因 Os 和相对较低的 Nd 同位素组成)则具有 SCLM 的部分特征。下面我们尝试采用初始的 γ_{Os} 和 ϵ_{Nd} 同位素组成结合二元简单混合模型(Ellam *et al.*, 1992; Horan *et al.*, 1995),来进一步了解 SCLM 源区物质的贡献。

确定和选择这些端元的 Nd 和 Os 含量及其同位素组成,将对 Nd-Os 的混合趋势线有很大的影响。作为概略性的混合模型,由于木里高钛苦橄岩具有高 γ_{Os} (+5.3 ~ +10.7) 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ (+5.9 ~ +6.4) 值,最有可能代表了地幔柱原始岩浆成分,因此,我们可以选择高 Ti/Y 型苦橄岩的初始的 Nd 和 Os 同位素的平均组成作为地幔柱端元。我们假定有两类起源于地幔柱源区的岩浆: 苦橄质岩浆和玄武质岩浆,并假定苦橄质和玄武质岩浆中的 Os 含量分别为 0.5×10^{-9} 和 0.05×10^{-9} , $\gamma_{Os} = 8$; Nd 含量都为 12×10^{-6} , $\epsilon_{Nd} = 6$ 。之所以要假定两种不同 Os 含量的岩浆,那是因为当这两种岩浆在与 SCLM 发生混染作用时,自身将会产生不同程度的改变。

如前文所述, SCLM 端元由于地幔交代作用, Nd 同位素呈现富集的特征,但 Os 会呈现亏损的特征。因此,我们可以选择 $\gamma_{Os} = -10$ 和 $\epsilon_{Nd} = -10$ 作为 SCLM 端元的 Nd 和 Os 同位素组成(Ellam *et al.*, 1992; Horan *et al.*, 1995)。SCLM 端元中混合部分的 Nd 和 Os 含量,与其熔融程度有关系。对于 SCLM 低熔融程度的熔体(玄武质熔体)来说,可能具有高的 Nd 含量和相对低的 Os 含量。我们选择混合了 SCLM 熔体中 Os 和 Nd 含量分别为 0.2×10^{-9} 和 50×10^{-6} (Ellam *et al.*, 1992)。苦橄质和玄武质原始岩浆与 SCLM 低熔融程度的熔体混合曲线分别是 1 和 2(图10)。苦橄质和玄武质原始岩浆与 10%~20% 的 SCLM 部分熔融产物混合,苦橄质和玄武质原始岩浆 ϵ_{Nd} 值和 Nd 的含量将有明显的改变(曲线2)。但是相对于玄武质的岩浆,苦橄质岩浆中的 Os 含量和 γ_{Os} 值变化不大(曲线1)。可能还有一种混合形式,就是苦橄质和玄武质原始岩浆与 SCLM 物质的混染作用。这种情况下,我们选择 SCLM 整体成分中 Os 的含量为 3.1×10^{-9} (Morgan *et al.*, 1983; Pearson *et al.*, 1995), Nd 的含量为 3.5×10^{-6} (Taylor

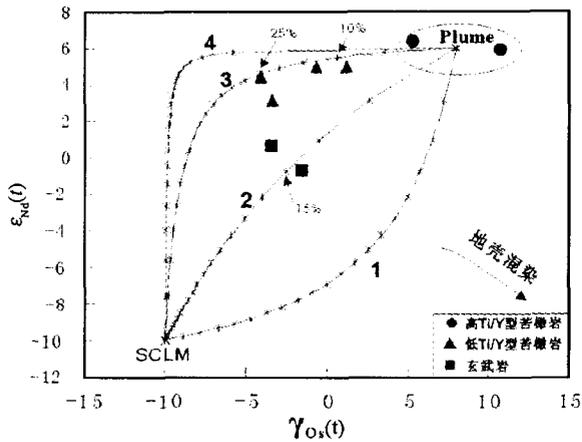


图 10 初始的 γ_{Os} 和 ϵ_{Nd} 同位素组成二元简单混合模型
地幔端元: Plume 相关的玄武质岩浆- $\gamma_{Os} = 10, 0.05 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = 7, 12 \times 10^{-6}$ Nd; Plume 相关的苦橄质岩浆- $\gamma_{Os} = 10, 0.5 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = 7, 12 \times 10^{-6}$ Nd; SCLM 物质- $\gamma_{Os} = -10, 3.1 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = -10, 3.5 \times 10^{-6}$ Nd; SCLM 低熔融程度的熔体- $\gamma_{Os} = -10, 0.4 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = -10, 50 \times 10^{-6}$ Nd。Plume 相关的苦橄质和玄武质原始岩浆与 SCLM 低熔融程度的熔体混合曲线分别是 1 和 2; Plume 相关的苦橄质和玄武质原始岩浆与整个 SCLM 物质组分混合曲线分别是 3 和 4

Fig. 10 Initial Os isotopic composition (γ_{Os}) at 255Ma and ϵ_{Nd} mixing model

Mantle endmember compositions are: plume-derived basalt- $\gamma_{Os} = 10, 0.05 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = 7, 12 \times 10^{-6}$ Nd; plume-derived picrite- $\gamma_{Os} = 10, 0.5 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = 7, 12 \times 10^{-6}$ Nd; bulk SCLM- $\gamma_{Os} = -10, 3.1 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = -10, 3.5 \times 10^{-6}$ Nd; a melt from the SCLM- $\gamma_{Os} = -10, 0.4 \times 10^{-9}$ Os; $\epsilon_{Nd} = -10, 50 \times 10^{-6}$ Nd. Curves 1 and 2 represent mixing of a melt from the SCLM with plume-derived picrite and basalt, respectively; curves 3 and 4 represent mixing of bulk SCLM with plume-derived picrite and basalt, respectively

and McLennan, 1981)。苦橄质和玄武质原始岩浆与整个 SCLM 物质混合曲线分别是 3 和 4(图 10)。

不同情况的混合曲线表明, 20% 或更多的 SCLM 整体组分与苦橄质和玄武质原始岩浆混染, 那么 γ_{Os} 值会有明显的改变, 但是 ϵ_{Nd} 值变化较小。而对于 SCLM 中的玄武质熔体来说, ϵ_{Nd} 会迅速降低, γ_{Os} 对于混合则不敏感。

低 Ti/Y 型苦橄岩具有低的 γ_{Os} (-4.1 ~ +1.2) 以及 $\epsilon_{Nd}(t)$ (+3.2 ~ +5.0), 其投点落在了地幔柱苦橄质岩浆与 SCLM 混染的混合线附近, 如图 8 的曲线 3 和 4, 低 Ti/Y 型苦橄岩最有可能是 15% 或更多的 SCLM 物质组分与地幔柱起源的苦橄质原始岩浆混合形成的。

本地区的玄武岩具有低的 γ_{Os} (-3.4 ~ -1.6) 以及低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (-0.6 ~ +0.7), 很明显的看到有 SCLM 组分的加入(图 9), 这些低钛玄武岩也不可能是由 SCLM 熔融产物与地壳混合形成的, 因为地壳成分的加入会使 γ_{Os} 值升高, 但同

时会使 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值更低。在(图 10, 曲线 1 和 2)上可以看出, 低钛玄武岩最有可能是由地幔柱来源的原始玄武质岩浆与 SCLM 小比例熔融的熔体混合形成的。

需要指出的是, 在混合模型中, 我们假定起源于地幔柱源区的苦橄质原始母岩浆与 SCLM 组分发生相互作用后形成低钛苦橄岩; 玄武质的原始母岩浆与 SCLM 组分发生相互作用后形成低钛玄武岩, 也就是说苦橄质的原始母岩浆和玄武质的原始母岩浆之间并没有成因和演化上的关系, 它们之间的差异是由于地幔柱温度的不均一性导致的, 低钛苦橄岩和低钛玄武岩之间也没有成因和演化上的关系。本研究区的高钛玄武岩很少, 对于这类玄武岩的 Nd 和 Os 同位素组成还不清楚, 它们是否具有与高 Ti/Y 型苦橄岩相同的 Nd 和 Os 同位素组成, 是否符合我们假定的混合模型, 这有待于在以后的工作中进行研究和补充。

对比已经报道的峨眉山苦橄岩和玄武岩的 Os 同位素可以看出, 木里低钛玄武岩相对于 Xu *et al.* (2007) 报道的峨眉山低钛玄武岩的 Os 同位素组成有差异 (Suzuki *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2007), 指示出低钛玄武岩也可含有 SCLM 组分。另外, 本研究区的高 Ti/Y 型苦橄岩的初始 Os 同位素组成与丽江的高钛苦橄岩的也不同 (Zhi *et al.*, 2006; 陈雷等 2007)。还有张招崇等(2006)认为丽江高钛苦橄岩及其共生的高钛玄武岩遭受地壳物质混染程度很低, 而且它们具有同源性的特征, 但是 Os 同位素组成却不支持该观点 (张招崇等 2006; Zhang *et al.*, 2006; Zhi *et al.*, 2006; 陈雷等 2007)。需要指出的是高 Ti/Y 型苦橄岩与高钛玄武岩、低 Ti/Y 型苦橄岩与低钛玄武岩并不是来自一个相同的源区。上述峨眉山苦橄岩和玄武岩成分差异很有可能是由于地幔柱源区的不均一性造成的。结合初始的 Nd 同位素(图 11)可以看出, 木里高 Ti/Y 型苦橄岩和部分越南 SongDa 地区科马提岩的源区与 Gorgona Island 地幔源区相似; 而木里低 Ti/Y 型苦橄岩和玄武岩、部分越南 SongDa 地区科马提岩、丽江高钛苦橄岩和高钛玄武岩以及峨眉山高钛和低钛玄武岩的地幔源区与 Siberian 的相似, 这说明峨眉山地幔柱源区的确是均一的。

目前对峨眉山苦橄岩和玄武岩的 Re-Os 同位素地球化学研究才开始, 尽管得到的一些认识和以前的结论还不尽相同, 但是可以肯定的是 Re-Os 同位素在识别地幔柱和 SCLM 物质源区上所具有的优势, 因此还有许多系统和详细的工作需要进一步进行。

6 结论

通过对青藏高原东南木里地区二叠纪苦橄岩的 Sr-Nd-Os 同位素地球化学初步研究, 我们认为苦橄岩和与其共生的玄武岩都是来自于地幔柱源区, 高 Ti/Y 型苦橄岩应直接来源于一个地幔柱源区; 低 Ti/Y 型苦橄岩则可能是地幔柱起源的苦橄质原始岩浆与 SCLM 地幔源区物质发生混染作用形成的, 与其共生的玄武岩来自于既不同于低 Ti/Y 型也

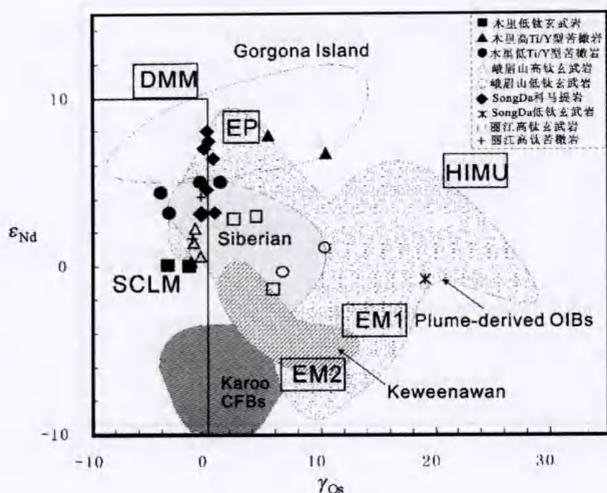


图 11 峨眉山苦橄岩及玄武岩的初始 Nd 和 Os 同位素组成

数据来源本研究以及张招崇等(2004,2006), Hanski *et al.* (2004), 陈雷等(2007), Zhang *et al.* (2006), Xu *et al.* (2007); EM I, EM II, HIMU, DMM 和 SCLM 端元来自 Shirey and Walker (1998); Karoo CFBs, Keweenawan CFBs, Siberian CFBs 和 Gorgona Island 数据来自 Shirey and Walker(1998), Horan *et al.* (1995), Walker *et al.* (1999)

Fig. 11 Plot of γ_{Os} vs ϵ_{Nd} for the Emeishan CFBs and picrites. (Data from this study and Zhang *et al.* (2004,2006), Hanski *et al.* (2004), Chen *et al.* (2007), Zhang *et al.* (2006), Xu *et al.* (2007); EM I, EM II, HIMU, DMM and SCLM end members are from Shirey and Walker(1998); Data files for the Karoo CFBs, Keweenawan CFBs, Siberian CFBs and Gorgona Island are from Shirey and Walker(1998), Horan *et al.* (1995), Walker *et al.* (1999)

有异于高 Ti/Y 型苦橄岩的地幔源区,可能是由地幔柱起源的玄武质原始岩浆与 SCLM 地幔低程度部分熔融之熔体发生混合作用形成的。

致谢 梁细荣、涂湘林和刘颖对元素和 Sr-Nd 同位素分析进行了指导和帮助,日本国家海洋与技术研究中心的 Suzuki 博士对 Re-Os 同位素分析进行了指导和帮助;两位审稿人对本文提出了宝贵的修改意见,在此一并表示感谢。

References

Ali JR, Thompson GM, Zhou MF and Song X. 2005. Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos* 79, 475 - 489
 Bird JM, Meibom A, Frei R and Nagler Th F. 1999. Osmium and lead isotopes of rare OsIrRu minerals: derivation from the core - mantle boundary region? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170: 83 - 92
 Brandon AD, Norman MD, Walker RJ and Morgan JW. 1999. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 174: 25 - 42
 Brandon AD and Walker RJ. 2005. The debate over core-mantle interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 232: 211 - 225

Campbell IH and Griffiths RW. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 79 - 93
 Chen L, Zhi XC, Zhang ZC and Shi RD. 2007. Preliminary study on the Re-Os isotope geochemistry of picrites from Lijiang area, Yunnan Province. *Geological Journal of China Universities*, 13: 337 - 343 (in Chinese with English abstract)
 Chung SL and Jahn BM. 1995. Plume - lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian - Triassic boundary. *Geology*, 23: 889 - 892
 Cohen AS and Waters GG. 1996. Separation of Osmium from Geological Materials by Solvent Extraction for Analysis by Thermal Ionization Mass Spectrometry. *Anal Chimica Acta*, 332: 269 - 275
 Condie KC. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, 104:1 - 37
 Ellam RM, Carlson RW, Shirey SB. 1992. Evidence from Re-Os isotopes for plume-lithosphere mixing in Karoo flood basalt genesis. *Nature*, 359: 718 - 721
 Ernst RE and Buchan KL. 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31: 469 - 523
 Esser BK and Turekian KK. 1993. The osmium isotopic composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 3093 - 3104
 Goto A and Tatsumi Y. 1994. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer. *The Rigaku Journal*, 11: 40 - 59
 Hanski E, Walker RJ, Polyakov HHGV. 2004. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147:453 - 469
 Hauri EH and Hart SR. 1993. Re-Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 353 - 371
 Hauri EH, Lassiter JC, DePaolo DJ. 1996. Osmium isotope systematics of drilled lavas from Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 101: 11793 - 11806
 He B, Xu YG, Chung SL. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213: 391 - 405
 Hofmann AW and White WM. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 421 - 436
 Hoffman AW. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219 - 229
 Horan MF, Walker RJ, Fedorenko VA. 1995. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalt sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 5159 - 5168
 Martin CE. 1991. Osmium isotopic characteristics of mantle-derived rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1421 - 1434
 Morgan JW and Baedecker PA. 1983. Elemental composition of sulfide particles from an ultramafic xenolith and the siderophile element content of the upper mantle. *Lunar Planet. Sci.*, 14: 513 - 14 (Abstr.)
 Li J, Liang XR, Dong YH. 2007. Measurement of Re-Os isotopic composition in mafic-ultramafic rocks by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICPMS). *Geochimica*, 36: 153 - 160 (in Chinese with English abstract)
 Liang XR, Wei GJ, Li XH and Liu Y. 2002. Precise measurement of $^{143}Nd/^{144}Nd$ and Sm/Nd ratios using multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICPMS). *Geochimica*, 32: 91 - 96 (in Chinese with English abstract)
 Liang XR, Li J, Qi L. 2005. Accurate measurement for the concentration and isotopic abundance of rhenium using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer. *Rock and Mineral Analysis*, 24: 1 - 6 (in Chinese with English abstract)
 Liu Y, Liu HC, Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements using ICP-MS. *Geochimica*, 25: 552 - 558 (in Chinese with English abstract)
 Nier AO. 1937. The isotopic constitution of osmium. *Phys. Rev.*, 52:

- 885 - 892
- Pearson DG, Shirey SB, Carlson RW. 1995. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 959 - 977
- Porcelli D and Halliday AN. 2001. The core as a possible source of mantle helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192: 45 - 56
- Qiu YM, Gao S, McNaughton NJ. 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 28: 11 - 14
- Reisberg L, Zindler A, Marcantonio F. 1993. Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 149 - 167
- Roy-Barman M and Allegre CJ. 1995. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts; tracing oceanic crust recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 145 - 161
- Roy-Barman M, Wasserburg GJ, Papanastassiou DA. 1998. Osmium isotopic compositions and Re-Os concentrations in sulfide globules from basaltic glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 331 - 347
- Russell WA, Papanastassiou DA, Tombrello TA. 1978. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1075 - 1090
- Shirey SB and Walker RJ. 1995. Carius Tube Digestion for Low-blank Rhenium-Osmium Analysis. *Anal. Chem.*, 67: 2136 - 2141
- Shirey SB and Walker RJ. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26: 423 - 500
- Smoliar MI, Walker RJ, Morgan JW. 1996. Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science*, 271: 1099 - 1102
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Magnetism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313 - 345
- Suzuki K, Xu JF, Xu YG. 2006. Osmium, lead and neodymium isotope geochemistry of Permian Emeishan continental flood basalts; Insights into the source of a large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: A631
- Taylor SB and McLennan SM. 1981. The composition and evolution of the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A301: 381 - 399
- Xiao L, Xu YG, Chung SL. 2003a. Chemostratigraphic correlation of upper Permian lavas, from Yunnan Province, China; extent of the Emeishan large igneous province. *Int. Geol. Rev.*, 45: 754 - 766
- Xiao L, Xu YG, Mei H. 2003b. Late Permian flood basalts at Jinping area and its relation to Emei mantle plume: Geochemical evidences. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 38 - 48
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ. 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China; implications for plume lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228: 525 - 546
- Xu JF, Suzuki K, Xu YG. 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts; Insights into the source of a large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 2104 - 2119
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian - Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145 - 168
- Xu YG and Chung SL. 2001. The Emeishan large igneous province; evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30: 1 - 9 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, He B, Chung SL. 2004. Geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32: 917 - 920
- Walker RJ, Morgan JW, Horan MF. 1995. ^{187}Os enrichment in some mantle plume sources; evidence for core-mantle interaction? *Science*, 269: 819 - 822
- Walker RJ, Storey M, Kerr AC. 1999. Implications of ^{187}Os isotopic heterogeneities in a mantle plume; evidence from Gorgona Island and Curacao. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 713 - 728
- Wei GJ, Liang XR, Li XH. 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31: 295 - 299 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Wang F, Hao Y and Mahoney J. 2004. Geochemistry of the picrites and basalts from Emeishan large igneous basalts province and constraints on their source regions. *Acta Geologica Sinica*, 78: 171 - 180 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Wang F, Hao Y. 2005. Picrites from Emeishan large igneous; evidence for the mantle plume activity. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24: 62 - 65 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Mahoney J, Mao JW. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalts flows of the Western Emeishan flood basalt province, China. *Journal of Petrology*, 47: 1997 - 2018
- Zhang ZC, Mahoney J, Wang F. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalts flows of the Western Emeishan flood basalt province, China; evidence for a plume-head origin. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 1538 - 1552 (in Chinese with English abstract)
- Zhi XC, Chen L, Zhang ZC. 2006. Re-Os isotope geochemistry of picrite from Emeishan LIP, southwestern China; Implications for link between ELIP eruption and mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: A748 - 317
- Zhou MF, Yan DP, Kennedy AK. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 51 - 67

附中文参考文献

- 陈雷, 支霞臣, 张招崇, 史仁灯. 2007. 云南丽江苦橄岩 Re-Os 同位素地球化学初步研究. *高校地质学报*, 13: 337 - 343
- 李杰, 梁细荣, 董彦辉等. 2007. 利用多接收器电感耦合等离子体质谱(MC-ICPMS)测定镁铁-超镁铁质岩石中的铷-锶同位素组成. *地球化学*, 36: 153 - 160
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华等. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. *地球化学*, 32: 1 - 6
- 梁细荣, 李杰, 漆亮等. 2005. 多接收器等离子体质谱精确测定铷含量及其同位素丰度. *岩矿测试*, 24: 1 - 6
- 刘颖, 刘海臣, 李献华等. 1996. 用 ICP-MS 精确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25: 552 - 558
- 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
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, John J Mahoney. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩及其共生岩石的地球化学化学特征及其对源区的约束. *地质学报*, 78: 172 - 180
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省中的苦橄岩: 地幔柱活动证据. *矿物岩石地球化学通报*, 24: 17 - 22
- 张招崇, John J Mahoney, 王福生等. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. *岩石学报*, 22: 1538 - 1552
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华等. 2002. (LA)MC-ICPMS 方法精确测定溶液和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31: 295 - 299