

特提斯喜马拉雅带中段东部三叠纪火山岩的地球化学和岩石成因^{*}

朱弟成¹ 潘桂棠¹ 莫宣学² 赵志丹² 廖忠礼¹ 王立全¹ 江新胜¹

ZHU DiCheng¹, PAN GuiTang¹, MO XuanXue², ZHAO ZhiDan², LIAO ZhongLi¹, WANG LiQuan¹ and JIANG XinSheng¹

1. 成都地质矿产研究所, 成都 610082

2. 中国地质大学, 北京 100083

1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, China

2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2005-09-07 收稿, 2006-04-21 改回.

Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Zhao ZD, Liao ZL, Wang LQ and Jiang XS. 2006. Geochemistry and petrogenesis of the Triassic volcanic rocks in the east-central segment of Tethyan Himalaya. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4):804–816

Abstract The Triassic volcanic rocks are distributed in the east-central Tethyan Himalaya as interbeds, and are paleogeographically belonged to the northeastern margin of Greater India. Major and trace element compositions and whole-rock isotopes for these volcanic rocks are systematically analyzed by atomic absorption spectrophotometry, ICP-MS and isotopic dilution using Finnigan MAT 262, respectively, to constrain their compositional variations with time and to infer their petrogenesis. The Triassic volcanic rocks are belonging to basalt based on the petrographical and geochemical indicators. Low contents of MgO (4.27% ~ 7.72%) for these basalts indicate an evolved magma. High TiO₂, TFeO and P₂O₅ contents of the Early and Middle Triassic basalts, together with marked fractionation between LREE and HREE, enriched HFSE (e. g. Nb, Zr), additionally high ratios of Ti/V, Ti/Y and Zr/Y, indicating a similarity with Emeishan high-Ti basalts and a difference with Hawaiian alkaline basalts for their higher La, Ce, Zr and Hf abundances. These basalts belonged to alkaline basalt with OIB-type features that formed in a rift setting of continental margin. However, the Late Triassic basalts, which belonged to tholeiitic basalt with E-MORB features that formed in the rift setting of continental margin, have low TiO₂, TFeO and P₂O₅ contents, together with slight fractionation between LREE and HREE, low concentrations of HFSE (e. g. Nb, Zr). Nd isotopic compositions of the Triassic basalts show a continuous change from enriched compositions to depleted compositions with time (e. g. averaging $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.2 \rightarrow -0.5 \rightarrow 4.4$ for the Early, Middle and Late Triassic basalts respectively), indicating that magmatic source changed from enriched to depleted with time. Trace element indicators (e. g. La/Sm, La/Ta, (Th/Ta)_{PM}, (La/Nb)_{PM}) show that the Early and Middle Triassic basalts were experienced variable contamination of lower crust while the Late Triassic basalts were not contaminated by crust. Trace element signatures and Nd isotopic compositions for the Early, Middle Triassic basalts provide the discernable contributions from both the OIB-type source and the lithospheric mantle source, in which the Early, Middle Triassic basalts are related to the low-degree partial melting of garnet lherzolite, and for the Late Triassic basalts are not only characterized by E-MORB, but also are associated with the larger-degree partial melting of spinel lherzolite. The Triassic basalts are interpreted as the products of variable degree of partial melting of the magmas that upwelling asthenosphere-derived melts mixed with lithospheric mantle-derived components at extensional settings with different extents. The Triassic rifting in Tethyan Himalaya is most probably related to the active rifting involving in the upwelling of asthenosphere, and the less Triassic melts could be attributed to the mantle rising beneath the rift may cool by conduction, or to the incubating plume beneath eastern Gondwana lithosphere at that time.

Key words Asthenosphere-lithosphere interaction, Incubating plume, Triassic volcanic rocks, Tethyan Himalaya, South Tibet

摘 要 三叠纪火山岩分布于特提斯喜马拉雅带中段东部, 古地理上位于大印度东北部。分别采用原子吸收分光光度法、ICP-MS 和全岩同位素稀释法对三叠纪火山岩的主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素进行了分析, 并用来研究其成分特征和

* 国家 973 项目 (No. 2002CB412609)、国土资源部百名优秀青年科技人才计划、国家自然科学基金项目 (No. 40503005, 40473020)、中国地质调查局“青藏高原南部空白区基础地质综合研究”项目 (No. 200313000025) 共同资助。

第一作者简介: 朱弟成, 1972 年生, 男, 博士, 副研究员, 主要从事岩浆作用与地球动力学、特提斯地质研究, E-mail: dchengzhu@163.com

成因。岩相学和地球化学指标显示三叠纪火山岩为玄武岩, MgO 含量均很低(范围在 4.27% ~ 7.72%), 属于演化岩浆。早三叠世热马组和中三叠世桑康组具有较高的 TiO₂、TFeO 和 P₂O₅ 含量, 稀土元素总量和轻重稀土元素的分馏程度均较高, Ti/V、Ti/Y、Zr/Y 比值较高, 富集高场强元素(如 Nb、Zr 等), 地球化学特征与峨眉山高 Ti 玄武岩相似, 以更富集 La、Ce、Zr、Hf 等元素而有别于夏威夷碱性玄武岩, 它们属大陆边缘裂谷背景的具有 OIB 型地球化学特征的碱性玄武岩; 晚三叠世涅如组玄武岩以较低 TiO₂、TFeO 和 P₂O₅ 含量为特征, 稀土元素总量和轻重稀土分馏程度均较低, 高场强元素(如 Nb、Zr 等)丰度很低, 为大陆边缘裂谷背景的具有 E-MORB 地球化学特征的拉斑玄武岩。三叠纪玄武岩 Nd 同位素组成随时间从轻度富集到亏损($\epsilon_{Nd}(t) = -1.2 \rightarrow -0.5 \rightarrow 4.4$), 指示岩浆源区具有从轻度富集到亏损的演化趋势。不相容元素(如 La/Sm、La/Ta 以及 (Th/Ta)_{PM}、(La/Nb)_{PM} 等)指示热马组和桑康组玄武岩遭受了一定程度下地壳混染, 而涅如组没有遭受地壳混染。热马组和桑康组玄武岩还显示岩石圈地幔物质的印记, 并与石榴石相二辉橄榄岩的低度部分熔融有关, 而涅如组玄武岩除了具有 E-MORB 特征外, 还与尖晶石相二辉橄榄岩的较高度部分熔融有关。它们被解释为上涌的软流圈地幔物质与岩石圈地幔物质混合后在不同程度的拉张背景下发生减压熔融的产物。特提斯喜马拉雅带的三叠纪裂谷作用很可能具有主动裂谷作用的性质, 较小规模的火山岩浆作用可用裂谷带之下上涌的地幔物质由于传导作用而变冷或正在孕育的绝慢柱成因模式来解释。

关键词 软流圈/岩石圈地幔相互作用; 孕育的地幔柱; 三叠纪火山岩; 特提斯喜马拉雅; 西藏南部

中图法分类号 P588.14

特提斯喜马拉雅带位于印度河-雅鲁藏布江缝合带以南, 高喜马拉雅结晶岩系以北, 古地理上属大印度东北部, 主体为一套古生代以来的海相沉积序列, 被认为是大印度北缘晚三叠世以来被动大陆边缘的典型代表(余光明和王成善, 1990)。在近年 1:25 万区域地质调查和作者野外调研中, 在该带中段二叠纪-白垩纪地层中发现和厘定了 11 个层位的以基性玄武岩为主的火山岩夹层(潘桂棠等, 2002; 朱弟成等, 2003, 2004)(图 1)。三叠纪火山岩夹层

作为其中一部分, 早期研究极为薄弱, 除新近完成的 1:25 万江孜县幅(对三叠纪火山岩有所简略描述和报道外, 迄今未见国内外学者对其开展工作, 未见一套完整的岩石学和地球化学数据, 缺乏系统深入研究, 对其性质的认识比较模糊。本文试图在新的区域地质调查(1:25 万江孜县幅①、洛扎县幅②)基础上, 报道我们新的三叠纪火山岩夹层的测试数据, 对其岩石学、地球化学特征及变化特点进行分析, 并讨论其成因。

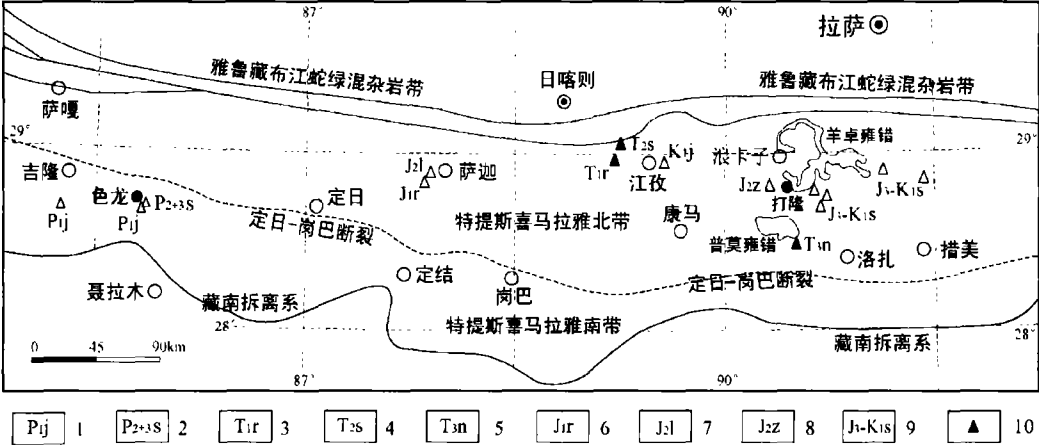


图 1 特提斯喜马拉雅带中段二叠纪-白垩纪火山岩夹层概略分布图
1-基龙组;2-色龙群;3-热马组;4-桑康组;5-涅如组;6-日当组;7-陆热组;8-遮拉组;9-桑秀组;10-三叠纪火山岩夹层露头底图(潘桂棠等, 2002)

Fig. 1 Schematic distributions of the Permian-Cretaceous volcanic rocks-bearing strata in the central segment of Tethyan Himalaya showing the exposures of the Triassic volcanic rocks
1-Jilong Formation; 2-Selong Group; 3-Rema Formation; 4-Sangkang Formation; 5-Nieru Formation; 6-Ridang Formation; 7-Lure Formation; 8-Zhela Formation; 9-Sangxiu Formation; 10-exposures of the Triassic volcanic rocks. Base map (Pan et al., 2002)

① 万晓樵, 刘文灿, 李国彪, 周志广, 梁定益, 王克友, 李文庆, 赵兴国, 高德臻, 张详信. 2003. 中华人民共和国 1:25 万区域地质调查报告江孜县幅
② 钟华明, 夏军, 童劲松, 鲁如魁, 李运怀, 余小俭, 黄俊. 2003. 中华人民共和国 1:25 万区域地质调查报告洛扎县幅

1 地质概况

通常以定日-岗巴断裂为界(图1),将特提斯喜马拉雅分为南带(即北喜马拉雅带)和北带(即拉轨岗日带)。南带由帕里一带的古生代浅海台地相碳酸盐、碎屑岩系和以岗巴盆地为中心的中生代—新生代浅海相碳酸盐、碎屑岩系组成。北带按构造变形和沉积建造可分为两个亚带,南亚带变质变形程度高,主要由前寒武纪拉轨岗日群变质岩系、奥陶纪大理岩、片岩,二叠纪砂质板岩、含砾板岩、变质石英砂岩以及三叠纪浅变质复理石组成,石炭系、侏罗系、白垩系分布极少;北亚带变质变形程度低,主要为侏罗纪-古近纪海相地层以及部分三叠纪地层。

目前已经发现的三叠纪火山岩夹层分布在特提斯喜马拉雅带北亚带(即拉轨岗日带)中段东部(图1),规模均不大,包括位于雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带南缘厚约20m的早三叠世热马组玄武岩、中三叠世桑康组玄武岩(露头厚度大于20m)和普莫雍错附近厚约8m的晚三叠世涅如组(T_3n)玄武岩,在藏南岗巴地区中、晚三叠世地层中报道有较多火山凝灰质和火山玻璃碎屑(王鸿祯等,2000)。三叠纪火山岩夹层的时代主要由相关地层中的古生物化石和区域对比资料约束,火山岩夹层在剖面上的岩石组合和采样位置见笔者最近的详细报道(朱弟成等,2004)。

2 分析技术和方法

对采集到的不同层位火山岩样品磨制薄片,再选择相对新鲜者进行主量元素、微量元素及同位素配套测试。

主量元素由成都地质矿产研究所测试中心采用原子吸收分光光度法测试,分析精度优于1%;其中FeO用容量法分析,烧失为1000℃时的烧失量,结果列于表1。微量元素由湖北武汉综合岩矿测试中心分析,测试时,首先采用酸溶方法对样品进行预处理,然后再利用ICP-MS法测定,具体处理和分析方法见文献(刘颖等,1996),分析精度优于5%。Sr、Nd同位素由中国科学院地质与地球物理研究所同位素分析测试中心李潮峰测试,测试仪器为MAT262,利用瑞利法则进行分馏校正,Rb、Sr、Sm、Nd丰度用同位素稀释法测定, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 标准化,该仪器测定的NBS987标准的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710221 \pm 11$,LA Jolla标准的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511832 \pm 8$ 。详细分析流程和方法见Chen *et al.* (2002)。同位素分析和校正结果见表2。

从2003年获得的测试结果看,晚三叠世涅如组火山岩的地球化学组成极为特殊。为了检验这种特殊的地球化学组成究竟是火山岩的固有属性还是由实验室分析误差造成的,我们于2004年对采自同一夹层的另一样品(编号LZX04-2)进行了测试检验。其中主量元素仍由国

土资源部成都地质矿产研究所分析测试室采用原子吸收分光光度法分析,而微量元素测试则由国家地质实验测试中心进行,Sr、Nd同位素由中国科学院地质与地球物理研究所同位素分析测试中心储著银分析。本次测试中,标样BCR-1的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704979 \pm 11$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512555 \pm 10$,其他测试流程和测试参数不变。测试结果列于表1和表2。

3 岩石学和岩石化学特征

早三叠世热马组火山岩为蚀变玄武岩:斑晶含量10%左右,主要为斜长石和少量单斜辉石,斜长石蚀变较弱,主要有高岭土化、绢云母化,辉石多已蚀变为蛇纹石和绿泥石,仅保存粒柱状外形。基质具间粒结构,不规则排列的斜长石格架中充填辉石、磁铁矿等粒状矿物,特征的是基质中斜长石多呈条柱状,发育聚片双晶。岩石中含较多钛铁矿,其它副矿物有磁铁矿、榍石、白钛矿及少量磷灰石等。

中三叠世桑康组火山岩为强蚀变玄武岩:斑晶含量10%左右,主要为斜长石、单斜辉石及少量暗化黑云母。斜长石、辉石全由碳酸矿物替代而保持其特征的晶体形态,少量黑云母全部暗化,被磁铁矿、榍石等Fe、Ti矿物替代。基质具间粒-间隙结构,不规则排列的斜长石格架中充填辉石、磁铁矿和脱玻生成的绿泥石等。副矿物包括钛铁矿、磁铁矿和菱铁矿含量较高及少量榍石。

晚三叠世涅如组火山岩为强蚀变玄武岩:岩石具斑状结构,斑晶含量5%左右,主要为斜长石、单斜辉石,斜长石呈不规则状,蚀变强烈,辉石因蚀变仅保留其晶体形态,薄片可见大量碳酸盐矿物。副矿物主要为磁铁矿,磁铁矿多已褐铁矿化,少量钛铁矿。

三叠纪火山岩最显著的特征是热马组和桑康组具有较高的 TiO_2 (平均分别为3.91%、5.23%)、全铁(平均分别为10.38%、13.25%)和 P_2O_5 (平均分别为0.47%、1.50%)含量,而晚三叠世涅如组玄武岩的 TiO_2 、全铁和 P_2O_5 含量则较低(平均分别为1.08%、9.31%、0.11%),从所有三叠纪火山岩均具有 $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$ 的特点分析,后期蚀变及氧化作用不是造成全铁含量偏高的主要原因,较高Fe含量代表的应是源区特点,指示早期的热马组和桑康组玄武岩的岩浆源区具高压特征(Lassiter and DePaolo, 2000),而晚期涅如组玄武岩的源区压力则降低了。三叠纪玄武岩另外一个显著特点是 MgO 含量很低,热马组、桑康组和涅如组的 $\text{Mg}^{\#}$ 平均分别为46.56、45.46和59.8,明显低于原生岩浆范围($\text{Mg}^{\#} = 68 \sim 75$, Wilson, 1989),指示这些玄武岩均经历了较高分度的结晶分异。采用蚀变火山岩分类图解($\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ 图解)进行判断,热马组和桑康组火山岩均位于碱性玄武岩区,涅如组样品则位于亚碱性玄武岩区(图2),从早、中三叠世到晚三叠世,岩石类型从碱性变化到亚碱性,表明源区物质部分熔融程度增高。

表1 三叠纪火山岩岩石化学成分(主量元素:wt%;微量元素:×10⁻⁶)Table 1 Chemical compositions of the Triassic volcanic rocks (major: wt%; trace element: ×10⁻⁶)

时代 样号	T ₃ n		T ₂ s		T ₁ r		
	LZX04-1	LZX04-2	BL04-2	BL04-5	BL02-2	BL02-3	BL02-5
SiO ₂	42.06	40.78	43.4	42.84	51.68	51.48	51.34
TiO ₂	0.81	1.35	5.28	5.18	3.88	3.91	3.94
Al ₂ O ₃	13.96	13.10	12.13	12.19	13.18	13.48	13.54
Fe ₂ O ₃	1.37	1.81	2.78	2.88	2.67	2.87	2.5
FeO	8.12	7.64	10.52	10.88	7.95	7.69	8.25
MnO	0.15	0.16	0.19	0.2	0.14	0.13	0.16
MgO	6.44	7.72	5.43	5.54	4.27	4.42	4.45
CaO	8.44	9.91	7.65	7.34	4.34	4.52	5.32
Na ₂ O	1.33	1.24	2.76	2.61	4.97	4.8	4.98
K ₂ O	0.66	0.72	0.017	0.017	0.31	0.78	1.37
P ₂ O ₅	0.11	0.11	1.48	1.52	0.48	0.48	0.47
烧失量	15.76	16.61	7.29	7.67	4.94	4.56	2.7
总量	99.20	99.96	98.93	98.85	98.81	99.12	99.01
Mg [#]	57.20	62.40	45.63	45.29	45.98	47.33	46.38
TFeO	9.35	9.27	13.02	13.47	10.35	10.27	10.50
La	6.4	6.1	41.1	43.6	37.2	37.5	35.5
Ce	16.5	14.9	95.9	99.5	79.3	78.1	76.4
Pr	2.3	2.1	14.4	14.4	10.7	10.4	10.6
Nd	10.3	10.0	64.5	67.8	44.3	45.5	43.1
Sm	2.9	2.8	13.9	14.1	10.2	10.1	10.1
Eu	1.0	1.0	6.6	6.5	3.2	3.1	3.1
Gd	3.4	3.2	12.4	12.6	9.4	9.4	9.0
Tb	0.6	0.6	1.7	1.7	1.4	1.4	1.4
Dy	3.6	3.3	8.1	8.2	7.6	7.7	7.4
Ho	0.7	0.7	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
Er	1.9	1.8	3.2	3.2	3.5	3.5	3.4
Tm	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5
Yb	1.7	1.5	2.2	2.2	2.9	2.9	2.8
Lu	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4
δEu	0.99	1.01	1.51	1.45	0.99	0.96	0.97
(La/Yb) _N	2.73	2.86	13.59	14.35	9.24	9.16	9.02
Sc	38.2	25	18.5	19	22.7	23.1	23.5
Cr	266.3	292	48.8	50.5	116.9	119.7	132.8
V	229	214	347	357	262	264	290
Rb	37.2	38.0	0.10	0.08	19.4	17.5	23.8
Ba	106	77.5	112	100	409	659	735
Th	0.50	0.47	2.3	2.4	5.0	4.6	4.1
U	1.19	0.08	1.45	1.47	1.88	1.37	1.57
Nb	8.4	7.15	31.9	31.2	30.5	31.7	30.6
Ta	0.35	0.37	2.5	2.2	2.3	2.3	2.4
Sr	146	172	466	383	394	319	277
Zr	84	70.7	249	244	335	345	331
Hf	2.4	2.26	4.7	4.8	7.3	7.2	8.2
Y	16.5	16.5	31.6	31.7	32.7	32.5	31.7
La/Sm	2.20	2.19	2.95	3.09	3.65	3.74	3.52
La/Ta	18.14	16.59	16.44	19.82	16.18	16.32	14.78
(Th/Ta) _{PM}	0.96	0.61	0.44	0.53	1.05	0.96	0.82
(La/Nb) _{PM}	0.78	0.89	1.34	1.45	1.27	1.23	1.20
Nb/Nb [*]	1.60	1.43	1.11	1.03	0.76	0.82	0.86

注: LZX04-2 为 2004 年检验测试结果, $Mg^{\#} = 100 \times \text{Molar } Mg^{2+} / (Mg^{2+} + TFe^{2+})$, 其中: $TFeO = FeO + 0.9 \times Fe_2O_3$;

$Nb/Nb^{\#} = Nb_{PM} / (Th_{PM} \cdot La_{PM})^{1/2}$; 下标 N、PM 分别表示球粒陨石和原始地幔标准化值

表2 三叠纪玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成

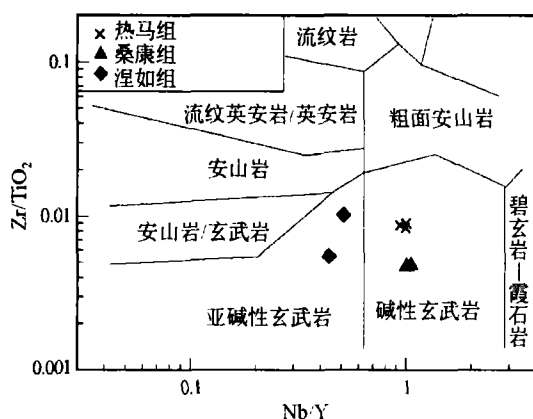
Table 2 Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions of the Triassic basalts

地层	样品	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$
涅 如 组	LZX04-1	32.7	187.2	2.9	10.5	0.506	0.713541 $\pm$ 9	0.711994	0.1702	0.512856 $\pm$ 13	0.512617	5.0
	LZX04-2	38.6	180.6	3.1	10.8	0.613	0.713896 $\pm$ 14	0.712022	0.1735	0.512835 $\pm$ 11	0.512591	3.8
	BL04-5	0.1	397.5	13.8	65.0	0.00056	0.706706 $\pm$ 25	0.706704	0.1283	0.512502 $\pm$ 5	0.512309	-0.6
桑	BL04-5 中斜长石			23.8	112				0.1283	0.512503 $\pm$ 6	0.51231	-0.6
康	BL04-5b 中辉石			11.7	53.6				0.1315	0.512516 $\pm$ 17	0.512318	-0.5
组	BL04-4			13.7	66.0				0.1257	0.512517 $\pm$ 9	0.512328	-0.3
	BL04-1			13.4	63.6				0.1273	0.512510 $\pm$ 8	0.512318	-0.5
热 马 组	BL02-5	22.4	285.7	9.4	42.3	0.2271	0.709312 $\pm$ 13	0.708521	0.1342	0.512492 $\pm$ 12	0.512277	-0.9
	BL02-3	14.7	348.2	9.8	44.0	0.122	0.709494 $\pm$ 18	0.709069	0.1344	0.512461 $\pm$ 10	0.512245	-1.5

注: ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)_{CHUR} = 0.0847, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{CHUR} = 0.7047, λ_{Sr} = 0.0000142 Ma⁻¹, ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.1967,

($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.512638, λ_{Nd} = 0.0000654 Ma⁻¹;

热马组、桑康组、涅如组玄武岩分别取地层古生物约束的 245 Ma、230 Ma 和 215 Ma (朱弟成等, 2004) 进行同位素年龄校正。

图2 三叠纪火山岩 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解

(据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 2 Nb/Y-Zr/TiO₂ diagram of the Triassic volcanic rocks (after Winchester and Floyd, 1977)

4 微量元素和同位素地球化学

热马组玄武岩稀土元素总量较高, $\Sigma \text{REE} = 205.0 \times 10^{-6} \sim 212.0 \times 10^{-6}$, 平均 209.6×10^{-6} , 轻重稀土元素分馏程度明显, 富集 LREE, (La/Yb)_N = 9.0 ~ 9.24, 平均 9.1。HREE 含量很低 (Yb 介于 $2.8 \times 10^{-6} \sim 2.9 \times 10^{-6}$), 暗示岩浆源区残留有石榴石, 无 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 0.96 \sim 1.00$), 指示没有发生斜长石的分离结晶。

桑康组玄武岩也具有较高稀土元素总量, $\Sigma \text{REE} =$

$266.0 \times 10^{-6} \sim 275.9 \times 10^{-6}$, 平均 271.0×10^{-6} , 轻重稀土元素分馏程度明显高于热马组玄武岩, (La/Yb)_N = 13.6 ~ 14.4, 平均 14.0。HREE 含量很低 (Yb 平均 2.2×10^{-6}), 暗示岩浆源区残留有石榴石。桑康组玄武岩最突出的特征是具有明显的正 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 1.45 \sim 1.51$)。

涅如组玄武岩稀土元素总量很低 (平均 $\Sigma \text{REE} = 50.0 \times 10^{-6}$), 轻重稀土元素分馏程度较弱, (La/Yb)_N = 2.8, 除没有 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 1.00$) 指示没有发生斜长石的分离结晶外, 稀土元素总量和分馏程度明显低于热马组和桑康组玄武岩。

热马组和桑康组玄武岩的相容元素含量明显低于涅如组, 如热马组 Cr 含量平均为 123.1×10^{-6} , 桑康组 Cr 含量为 49.7×10^{-6} , 涅如组为 279.2×10^{-6} 。

U、K 是活动性元素, Nb/U 比值很难衡量是否存在 Nb 负异常, 由于 Th、La 与 Nb 具有相似的不相容性, 并且与 U、K 相比, 其活动性更低, 所以 Eisele *et al.* (2002) 采用原始地幔标准化的 Th、La 作为参考元素来判断是否存在 Nb 异常, Nb 异常指数的计算公式为: $\text{Nb}/\text{Nb}^* = \text{Nb}_{\text{PM}} / (\text{Th}_{\text{PM}} \cdot \text{La}_{\text{PM}})^{1/2}$ 。热马组玄武岩的 $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.76 \sim 0.86$, 显示轻微负 Nb 异常, 桑康组玄武岩的 $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.03 \sim 1.11$, 具轻微正 Nb 异常, 而涅如组玄武岩 $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.43 \sim 1.60$, 具明显正 Nb 异常。

热马组和桑康组玄武岩 Ti/V (分别平均为 86.3 和 89.0)、Ti/Y (分别平均为 725.3 和 991.1) 和 Zr/Y (分别平均为 10.4 和 7.8) 比值均较高, 与峨眉山高 Ti 玄武岩相似 (分别平均为 67.0、636.1、9.4, 肖龙等, 2003)。

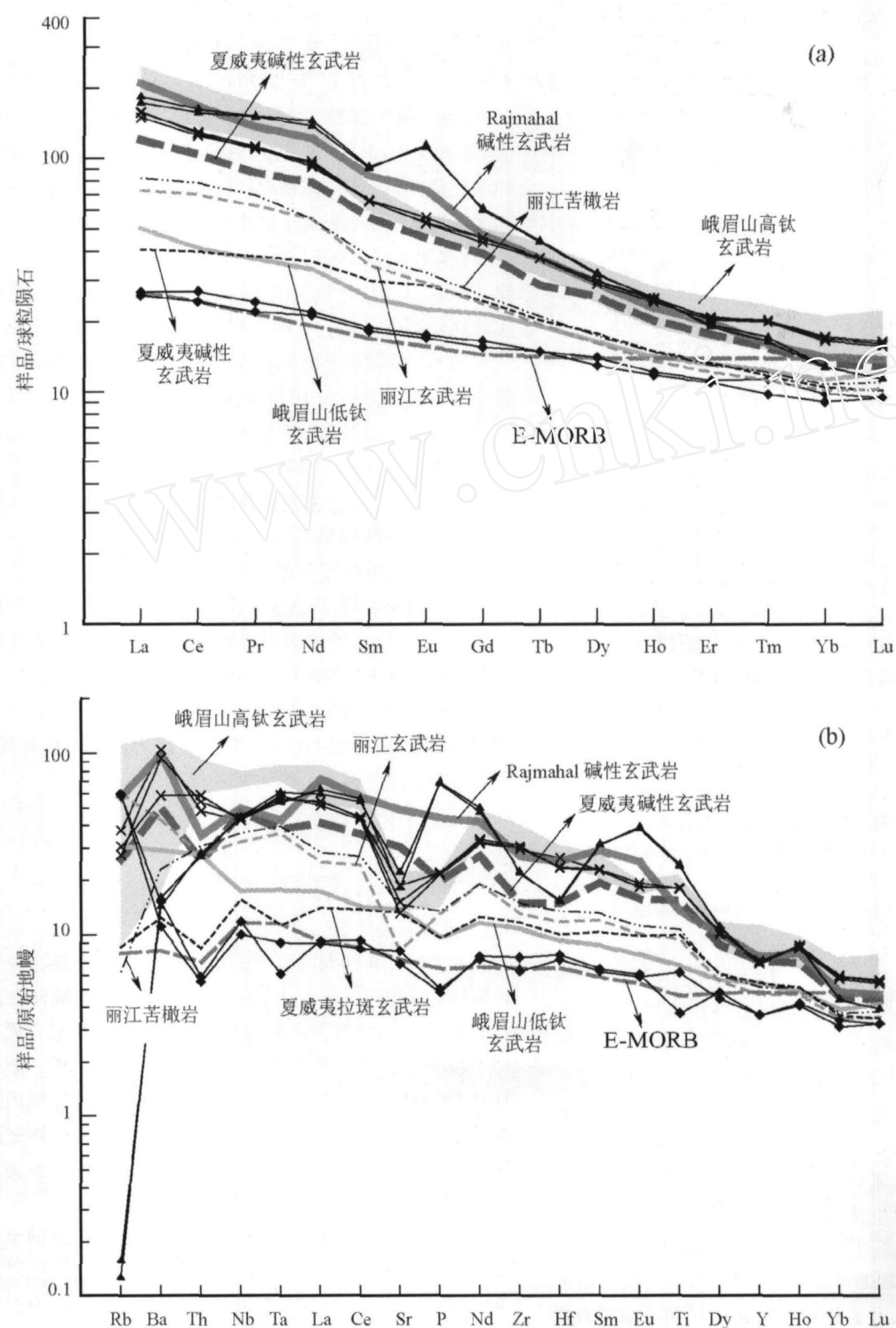


图3 三叠纪玄武岩稀土元素配分模式(a)和微量元素蛛网图(b)

球粒陨石值、原始地幔值、E-MORB 值据 Sun and McDough (1989); 峨眉山高 Ti、低 Ti 玄武岩据肖龙等(2003); 丽江苦橄岩和丽江玄武岩据张招崇等(2004); Rajmahal 碱性玄武岩据 Kent *et al.* (2000); 夏威夷碱性玄武岩和拉斑玄武岩^①。符号同图 2

Fig. 3 Chondrite-normalized REE (a) and primitive mantle-normalized trace element (b) distribution patterns for the Triassic basalts

^① <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>

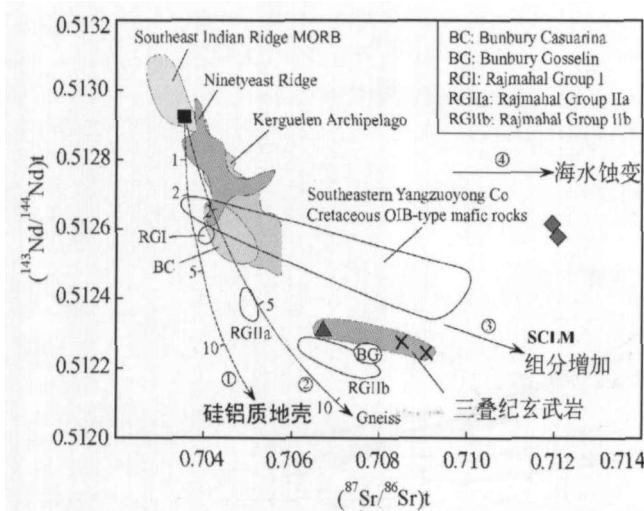


图4 三叠纪玄武岩 Sr-Nd 同位素图解

羊卓雍错东南地区白垩纪 OIB 型镁铁质岩据朱弟成等 (2005) 和 Zhu *et al.* (in press, submitted); Bunbury 玄武岩据 Frey *et al.* (1996); Rajmahal 玄武岩据 Baksi (1995) 和 Kent *et al.* (2000); Kerguelen Archipelago, Southeast Indian Ridge MORB 和 Ninetyeast Ridge 据 Frey *et al.* (2000); 虚线箭头①为印度洋 Kerguelen 地幔柱来源的最亏损组分 (Frey *et al.*, 2000) 与东冈瓦纳硅铝质陆壳重熔的富集组分 (羊卓雍错东南地区早白垩世桑秀组英安岩, Zhu *et al.*, 2005) 之间的混合曲线; 虚线箭头②代表同一亏损组分与东冈瓦纳上地壳 (印度洋 Site 1137 的石榴石-黑云母片麻岩, Ingle *et al.*, 2002) 之间的混合曲线; 箭头③代表由羊卓雍错东南地区未受到地壳污染的白垩纪 OIB 型镁铁质岩定义的岩石圈地幔物质加入的趋势 (Zhu *et al.*, submitted); 箭头④代表海水蚀变作用的影响。该图显示, 本文热马组和桑康组玄武岩投点偏离硅铝质地壳混染趋势, 很可能与岩石圈地幔物质加入有关, 而涅如组玄武岩高 Sr 同位素比值与海水蚀变有关

Fig. 4 Sr-Nd isotopic diagram for the Triassic basalts

热马组玄武岩具有与峨眉山高 Ti 玄武岩非常相似的稀土元素配分型式 (图 3a)。在原始地幔标准化微量元素图解上 (图 3b), 热马组玄武岩除具有轻微 Nb 负异常外, 其高场强元素段位于峨眉山高 Ti 玄武岩范围内并与后者大致平行; 与夏威夷碱性玄武岩相比, 热马组玄武岩以相对富集 La、Ce、Zr、Hf 等高场强元素为特征; 另外, 热马组玄武岩与丽江苦橄岩的高场强元素 (La→Lu 段) 分布型式近似平行, 但前者丰度更高。该图还显示, 热马组玄武岩以其更高的元素丰度而有别于峨眉山低 Ti 玄武岩和夏威夷拉斑玄武岩。

桑康组玄武岩除 LREE 丰度更高外, 还显示出明显的正 Eu 异常, 其特征与被认为是 Kerguelen 热点早期活动有关的 Rajmahal 碱性玄武岩很类似 (图 3a)。在原始地幔标准化微量元素图解上 (图 3b), 桑康组玄武岩 Rb、Sr、Zr、Hf 显著负异常, Ba、Th 丰度也明显偏低, 而 P、Eu 呈明显正异常, 除此之外, 其他高场强元素丰度和曲线型式与 Rajmahal 碱性玄武岩很类似 (图 3b), 总体均表现出不平滑的锯齿状。

涅如组玄武岩 REE 丰度和分馏程度明显低于热马组和桑康组玄武岩, 稀土元素配分模式与 E-MORB 相似 (图 3a)。在原始地幔标准化微量元素图解上 (图 3b), 除明显 P 负异

常和轻微 Ti 负异常外, 其它特征与 E-MORB 非常相似。

三叠纪玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位素的测试值及年龄校正见表 2。热马组、桑康组、涅如组玄武岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 值分别为 0.708521 ~ 0.709069、0.706704、0.711994 ~ 0.712022, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 分别为 -1.5 ~ -0.9、-0.6 ~ -0.3 和 3.8 ~ 5.0。热马组、桑康组玄武岩较高的初始 Sr 同位素比值与羊卓雍错东南地区白垩纪 OIB 型镁铁质岩相似, 似乎不应该简单地归因于蚀变作用的影响, 很可能与其源区有关 (朱弟成等, 2005; Zhu *et al.*, in press)。需要注意的是, 在 Sr-Nd 同位素相关图上 (图 4), 已有的热马组、桑康组玄武岩样品还定义了一种负相关关系。晚三叠世涅如组玄武岩的 Sr、Nd 同位素之间存在明显的不协调性, 即 Nd 同位素相对恒定而向高 Sr 同位素方向漂移, 这被认为与海水蚀变或碳酸盐壳的混染有关 (Yogodzinski *et al.*, 1996), 涅如组玄武岩薄片中含有大量碳酸盐矿物可能更支持这一点。在 Nd 同位素组成上, 三叠纪玄武岩随时间逐步亏损, 即从热马组→桑康组→涅如组, 平均 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 从 -1.2 → -0.5 → 4.4, 指示了源区性质从轻微富集到中度亏损的演化趋势。

值得指出的是, 从上述三叠纪玄武岩的地球化学组成可以看出, 不同组内玄武岩的各种地球化学特征都非常相似 (表 1, 表 2, 图 3), 即使来自不同实验室的分析测试结果, 也没有表现出任何质的差异, 说明不同组中有限样品特殊的地球化学组成基本可以代表三叠纪玄武岩样品的固有属性, 不是由实验室分析误差等人为因素造成的。

5 讨论

5.1 形成背景

在微量元素判别图解上 (图 5a), 热马组玄武岩位于板内碱性玄武岩区 (AI), 桑康组玄武岩位于板内碱性玄武岩 (AI 区) 与板内拉斑玄武岩 (AII 区) 过渡区, 涅如组玄武岩则位于板内玄武岩 + 火山弧玄武岩区 (C 区)。进一步利用 Th/Hf-Ta/Hf 图解判断 (图 5b), 热马组玄武岩位于陆内裂谷碱性玄武岩区 (IV₂ 区), 桑康组玄武岩位于地幔热柱玄武岩区 (V 区), 涅如组玄武岩位于陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区 (IV₁ 区)。

热马组和桑康组被认为沉积于半深海环境, 涅如组为深水复理石沉积, 与热马组和桑康组相比, 涅如组沉积地层厚度突然加大。结合地球化学图解信息, 笔者认为三叠纪火山活动发生于大陆边缘裂谷背景中, 从热马组和桑康组碱性玄武岩转变为涅如组拉斑玄武岩, 指示区域拉张速率增大, 裂隙作用增强。

5.2 地壳混染

不相容元素因其具有相似的分配系数, 所以其比值不受分离结晶作用的影响, 并且在地幔物质部分熔融过程中只有很小的变化, 常用来指示源区特征 (Taylor and McLennan,

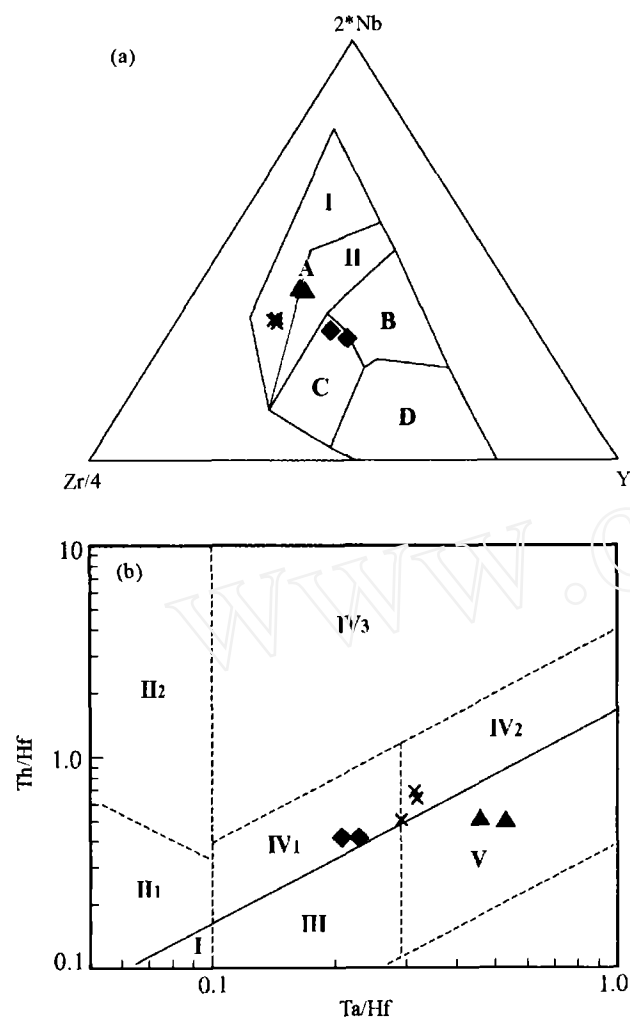


图5 三叠纪玄武岩构造环境识别

在图 a (Meschede, 1986) 中: A I-板内碱性玄武岩; A II-板内碱性玄武岩 + 板内拉斑玄武岩; B-E-MORB; C-板内拉斑玄武岩 + 火山弧玄武岩; D-火山弧玄武岩 + N-MORB. 在图 b (汪云亮等, 2001) 中: I-板块离散边缘 N-MORB 区; II-板块汇聚边缘玄武岩区 (II₁-大洋岛弧玄武岩区 II₂-陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区); III-大洋板内玄武岩区 (洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB、E-MORB); IV-大陆板内玄武岩区 (IV₁-陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区, IV₂-陆内裂谷碱性玄武岩区, IV₃-大陆拉张带 (或初始裂谷) 玄武岩区); V-地幔热柱玄武岩区。样品符号同图 2

Fig. 5 Discrimination diagrams of tectonic settings for the Triassic basalts

1985)。已有研究表明 (Lassiter and DePaolo, 2000; 张招崇等, 2004), 来自深部地幔物质的岩浆具有低的 La/Ta 比值 (一般在 8~15), 而受到岩石圈地幔污染后该比值将迅速增加, 一般在 25 以上, 但 La/Sm 比值变化不大, 但是如果污染了地壳物质, 则 La/Sm 比值将迅速增高, 一般在 5 以上。从表 1 可以看出, 三叠纪不同组内玄武岩的不相容元素比值变化不大, 表明不同时期其源区相对均一, 所有三叠纪玄武岩的 $La/Sm = 2.19 \sim 3.74$, $La/Ta = 14.78 \sim 19.82$, 除了暗示

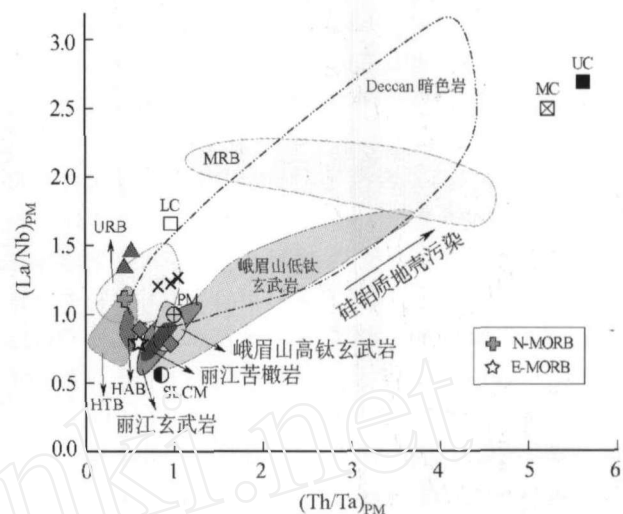


图6 三叠纪玄武岩地壳混染判别图解

PM-原始地幔 (Sun and McDough, 1989); SCLM- 岩石圈地幔 (McDonough, 1990); N-MORB 据 Sun and McDough (1989); UC、MC、LC 分别代表上部、中部和下部地壳 (Rudnick and Gao, 2003); URB-未受地壳混染的和 MRB-受地壳混染的 Rajmahal 玄武岩 (Kent *et al.*, 2000); HTB-夏威夷拉斑玄武岩; HAB-夏威夷碱性玄武岩、Deccan-暗色岩⁺。其它玄武岩数据和样品符号同图 3

Fig. 6 Discrimination diagrams of crustal contamination for the Triassic basalts

Primitive mantle (PM) from Sun and McDough (1989); Lithosphere mantle (SCLM) from McDonough (1990); N-MORB from Sun and McDough (1989); Upper crust (UC), middle crust (MC) and lower crust (LC) from Rudnick and Gao (2003); Unmodified (URB) and modified (MRB) Rajmahal basalts from Kent *et al.* (2000); Hawaiian tholeiites (HTB), Hawaiian alkaline basalts (HAB) and Deccan 暗色岩 (data from <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>); other basalts data and symbols are same as Fig. 3

其源区不同于单纯的深部地幔物质外, 还暗示它们没有受到明显的地壳混染。

Neal *et al.* (2002) 认为, 起源于地幔热柱的玄武岩, 其 $(Th/Ta)_{PM}$ 、 $(La/Nb)_{PM}$ 比值均小于 1。从图 6 也可以看出, 没有或很少受到岩石圈地幔或地壳物质混染的丽江苦橄岩和丽江玄武岩 (张招崇等, 2004)、夏威夷碱性玄武岩和拉斑玄武岩主体和 E-MORB 投点均位于 $(Th/Ta)_{PM} < 1$ 和 $(La/Nb)_{PM} < 1$ 的范围内, 而一部分受到地壳混染的 Rajmahal 玄武岩 (Kent *et al.*, 2000) 则明显靠近中上地壳, 表明这两个比值可以较为有效地识别玄武岩中地壳物质的贡献。本文热马组和桑康组玄武岩 $(Th/Ta)_{PM}$ 比值小于 1, $(La/Nb)_{PM}$ 比值略大于 1 (表 1), 在图 6 上相对靠近下地壳而远离中上地壳物质分布区, 暗示热马组和桑康组玄武岩可能与下地壳有一定联系, 而受到中上地壳物质混染的可能性很

小。与早中三叠世玄武岩明显不同的是,晚三叠世涅如组玄武岩(Th/Ta)_{PM}、(La/Nb)_{PM}比值均小于1,在图6上分布于岩石圈地幔与N-MORB之间,并位于OIB型地幔源区范围内,明显远离地壳物质分布区,表明这些玄武岩没有遭受地壳混染。

一般地,如果玄武岩遭受了地壳混染,那么地壳物质的混染量可以通过推测的原始玄武岩浆成分与富集的地壳物质组分进行二端员混合模拟计算来定量估算。利用已有的Sr-Nd同位素数据,选择印度洋Kerguelen地幔柱产物中的最亏损组分(如Kerguelen高原Site 749玄武岩样品e S749C-16R-6, Frey *et al.*, 2000)和东冈瓦纳白垩纪硅铝质地壳重熔的产物(如羊卓雍错东南地区的桑秀组英安岩, Zhu *et al.*, 2005)或东冈瓦纳白垩纪上部地壳物质(如印度洋Kerguelen高原Site 1137的石榴石-黑云母片麻岩, Ingle *et al.*, 2002)为二端员组分进行模拟计算,结果表明早中三叠世玄武岩投点明显偏离二端员混合曲线(图4箭头①、②),这似乎同样表明东冈瓦纳大陆硅铝质地壳物质对这些玄武岩浆成分的影响不大。

5.3 分离结晶作用

一方面,早三叠世和晚三叠世玄武岩均无Eu异常,表明这些玄武岩无明显斜长石的分离结晶,中三叠世玄武岩明显正Eu异常也表明岩浆演化过程中斜长石的分离结晶是可以忽略的。另一方面,早、中三叠世玄武岩结晶程度较好,有斑状结构,所分析样品的MgO含量低于5.54%, $\text{Mg}^{\#}$ 低于45.63, 相容元素Cr含量低且变化范围大,这些玄武岩如此低的MgO、Cr含量,似乎不仅仅是部分熔融的结果,同化混染和分离结晶可能也起了作用。虽然玄武岩可能遭受了下地壳混染(图6),但因下地壳MgO、Cr含量均较高(分别为7.24%、 215.0×10^{-6} , Rudnick and Gao, 2003),玄武岩低MgO、Cr含量似乎与下地壳同化混染的关系不大,应主要由分离结晶作用引起。同样,由于晚三叠世玄武岩的微量元素指标并没有显示地壳混染的证据,所以其较低的MgO含量也应与分离结晶作用有关。由于岩浆过程中Cr对尖晶石、斜方辉石、单斜辉石和石榴石等矿物都是相容元素,因此,早、中三叠世玄武岩相容元素Cr含量较低的特征指示岩浆过程中发生了这些矿物相的分离结晶,同时所有三叠纪玄武岩中极少橄榄石,说明在地壳深处发生过橄榄石等铁镁矿物的分离结晶,而橄榄石的少量结晶就会使残余岩浆中的MgO、Cr含量大大降低。

5.4 软流圈/岩石圈来源

由于来自岩石圈地幔熔体的Fe含量要比来自深部地幔熔体中的低(Lassiter and DePaolo, 2000; 张招崇等, 2004),并且本文早、中三叠世玄武岩的高TFeO含量(分别平均为10.38%、13.25%)可比于丽江苦橄岩和与之伴生的玄武岩(张招崇等, 2004),因此,其高TFeO含量指示了来源于压力

较高的深部地幔成因。王登红(1998)对各种碱性玄武岩微量元素的统计研究指出,非地幔热柱成因的大陆裂谷玄武岩和与地幔热柱有关的玄武岩都可以是碱性的,都具有LREE富集的特征。但是,非地幔热柱成因的大陆裂谷碱性玄武岩Nb含量 $< 10 \times 10^{-6}$,而与地幔热柱有关的玄武岩(如OIB)Nb丰度一般 $> 10 \times 10^{-6}$ 。Ti/V比值也是如此,如MORB的Ti/V的比值为20~50,岛弧拉斑玄武岩为10~20,而与地幔热柱有关的玄武岩(如OIB)Ti/V的比值通常 $> 50 \sim 100$ 。本文早、中三叠世玄武岩的高Nb丰度(分别平均为 30.93×10^{-6} 、 31.55×10^{-6})、高Ti/V比值(分别平均为67.12、63.33),以及在稀土元素配分模式图和微量元素蛛网图上(图3)与地幔热柱或热点产物(如峨眉山高Ti玄武岩等)之间的相似地球化学特征,均暗示早、中三叠世玄武岩与OIB具有明显的亲缘性,晚三叠世玄武岩的E-MORB型地球化学特征(图3)也暗示其源区存在与OIB来源有关的软流圈地幔物质。这种认识还可以得到一系列判别图解的支持。如利用李曙光(1993)提出的一些可用于识别玄武岩源区特征的判别图解(La/Nb - La 、 Nb/Th - Nb),可以识别出热马组和桑康组玄武岩具有OIB亲缘性,涅如组玄武岩具有介于MORB与OIB之间的性质(图7), Th/Hf - Ta/Hf 图解(汪云亮等, 2001)也显示中三叠世玄武岩具有地幔柱型岩浆作用的地球化学特点(图5b)。

虽然OIB型地幔源区物质可能对三叠纪玄武岩的地球化学性质产生了重要影响,但下面这些信息暗示,三叠纪玄武岩中岩石圈地幔物质的贡献也是不能忽略的:

(1) Deniel(1998)提出了以不活动高场强元素判别玄武岩岩浆源区矿物相组合的有效图解,该图解显示热马组玄武岩和桑康组玄武岩均位于原始石榴石相二辉橄榄岩和亏损石榴石相二辉橄榄岩熔融源区之间(图8),表明这些玄武岩与石榴石相二辉橄榄岩的部分熔融作用有关。与此明显不同的是,涅如组玄武岩位于亏损尖晶石相橄榄岩的非批式分离熔融曲线上(图8),其HREE相对平坦(图3),Ce/Yb比值低(为9.87),表明其与尖晶石相二辉橄榄岩的部分熔融有关。

(2) 由尖晶石二辉橄榄岩部分熔融生成的岩浆往往具有HREE相对平坦的稀土元素分布模式,而当石榴石二辉橄榄岩发生低程度熔融时,所生成的岩浆常具有稀土元素显著分馏,尤其是HREE显著分馏的特征(Lin *et al.*, 1989),Ce/Yb比值较高。热马组和桑康组玄武岩稀土元素分馏比较明显($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 范围分别为9.02~9.24和13.59~14.35),Ce/Yb比值高(范围分别在26.57~27.43和44.21~45.64),表明其形成与残留有石榴石的岩石圈地幔物质的低度部分熔融有关。

(3) 一般认为, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$ 的玄武岩岩浆源自交代的岩石圈地幔,热马组玄武岩初始Nd同位素比值均小于0($\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.5 \sim -0.9$),桑康组玄武岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.6 \sim -0.3$,1件辉石和1件长石的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为-0.5和-0.6(表2)。Sr-Nd同位素组成表明(图4),热马组和桑康组玄武岩投点

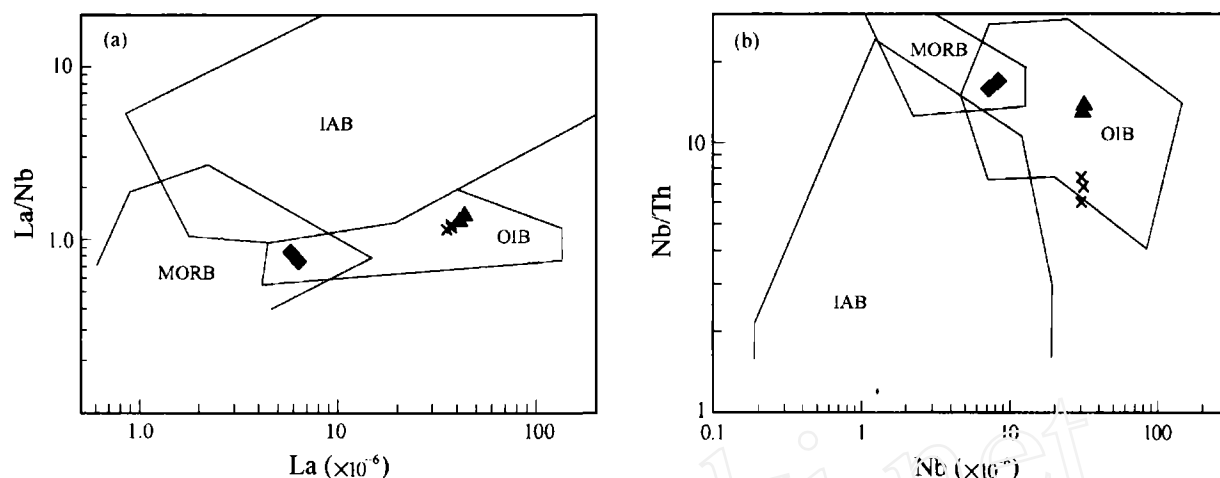


图7 三叠纪玄武岩 OIB 型源区特征的微量元素判别图解(李曙光, 1993)

Fig. 7 Trace element discrimination diagrams (Li 1993) for the Triassic basalts showing characteristics of OIB-type source. IAB, island arc basalt; MORB, mid-ocean ridge basalts; OIB, ocean island basalts. Symbols same as Fig. 2

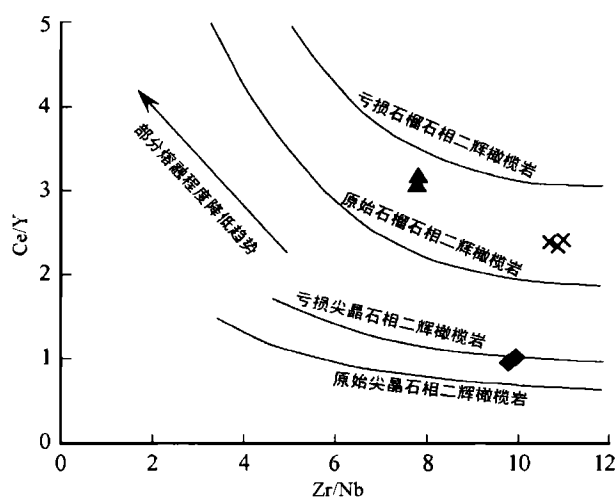


图8 三叠纪玄武岩 Ce/Y-Zr/Nb 图解(Daniel, 1998)

Fig. 8 Ce/Y-Zr/Nb diagram for the Triassic basalts (Daniel, 1998)

偏离硅铝质地壳混染曲线(图4中箭头①、②),其负相关趋势与由羊卓雍错东南地区未受到地壳混染的白垩纪 OIB 型镁铁质岩定义的岩石圈地幔物质加入的趋势(Zhu *et al.*, submitted)一致(图4中箭头③),同样暗示这些玄武岩很可能受到了岩石圈地幔物质的影响。

桑康组玄武岩具有非常独特的正 Eu 异常,有4种可能的原因:第一,发生了较为明显的分离结晶作用,与其它稀土元素相比,橄榄石、斜方辉石、石榴石和磷灰石都具有负 Eu 异常特点,岩浆过程中一旦发生这些矿物相的分离,就将会在熔体中产生正 Eu 异常;第二,存在斜长石的堆积,但据薄片鉴定,桑康组玄武岩并不存在大量斜长石;第三,与下地壳有关,据研究,底侵作用产生的下地壳具明显的正 Eu 异常(高山和金振民,1997);第四,岩浆源于还原条件下的地幔

部分熔融(王中刚等,1989),其意义在于可能指示岩浆源区物质是在“干”的、高热条件下发生部分熔融。桑康组玄武岩 HREE 含量低,轻重稀土元素分馏明显,相容元素(如 Cr)含量低,原始地幔标准化蛛网图上高场强元素呈高低不平滑的锯齿状(图3b),这些均指示岩浆过程中发生了明显的分离结晶作用,或者说岩浆源区残留有这些矿物;同时,桑康组玄武岩与下地壳物质关系密切(图6),其正 Eu 异常可能进一步指示源区存在来自下地壳的物质组分;另外,桑康组玄武岩还显示了 OIB 型岩浆的地球化学特征(图5b,图7),一般认为 OIB 型岩浆源于深部软流圈地幔,温度较高。因此,桑康组玄武岩正 Eu 异常的指示意义在于,来自深部软流圈地幔的高温岩浆上涌作用于岩石圈使其进一步拉张减薄,发生减压熔融,基性岩浆进入下地壳发生底侵作用,同时伴随着尖晶石、斜方辉石、单斜辉石和石榴石等矿物的分离结晶作用,与其具有较低的 MgO、Cr 含量是一致的。

5.5 岩石成因

对现代大洋岛屿玄武岩的研究表明,OIB 型地幔源区的产生是在地幔热柱源区两种不同组分的混合,或是相对亏损的地幔物质与同位素存在明显区别的软流圈地幔在上升过程中混合,或由软流圈地幔与岩石圈原始地幔混合(Weaver, 1991; Hart *et al.*, 1992),无论是哪种成因模式,地幔柱构造条件和软流圈地幔上涌是形成 OIB 型地幔源区的主要制约因素(Jia *et al.*, 2004)。

徐义刚(1999)在讨论大陆玄武岩浆的源区时指出,对具有与 OIB 相似地球化学组成的岩浆最简单的解释是它们源自岩石圈地幔之下的软流圈地幔区域,并且在上升至地表过程中与岩石圈的反应可以忽略不计。相反,所有微量元素和同位素组成偏离洋岛玄武岩(OIB)的岩石就不可能完全源自软流圈,它们必定与岩石圈发生了作用。实际上,由于峨眉山高

Ti 玄武岩普遍被认为与地幔柱-岩石圈相互作用有关(Xu *et al.*, 2001; 肖龙等, 2003; Xiao *et al.*, 2004), 而夏威夷下面没有陆下岩石圈。因此, 结合上文讨论, 我们认为在地球化学上, 热马组玄武岩与峨眉山高 Ti 玄武岩之间的相似性及其与夏威夷碱性玄武岩之间的差异性(图 3), 很可能暗示热马组玄武岩中叠加有岩石圈组分。因此, 对特提斯喜马拉雅带中段东部三叠纪玄武岩成因的一种最有吸引力的解释是, 由地幔柱诱导的上涌软流圈地幔物质与岩石圈地幔物质混合后在不同程度的拉张背景下发生减压熔融的产物。

已有研究显示, 古大陆边缘在移过软流圈地幔物质上涌区时, 足够大的温度异常可以激发古大陆边缘内缘岩石圈反复发生裂谷作用(Gaina *et al.*, 2002), 同时在先存岩石圈软弱带(如深位裂谷或断裂带)也将发生一系列火山岩浆事件(Sheth, 1999)。中三叠世桑康组玄武岩正 Eu 异常及其显示的 OIB 型地球化学特征, 均指示此时期深部地幔物质活动加剧, 引起软流圈上隆并作用于大陆岩石圈, 使其发生裂谷作用并造成明显的伸展裂陷, 形成晚三叠世巨厚的沉积地层, 同时由于裂陷程度增强, 源区压力显著降低, 导致地幔物质发生较高级别的部分熔融(源区物质主要是岩石圈地幔中的尖晶石相橄榄岩), 形成大陆边缘裂谷背景中没有经历地壳混染的拉斑玄武岩作用。由此看来, 特提斯喜马拉雅地区从早、中三叠世到晚三叠世玄武岩性质的显著变化似乎应该归因于岩石圈下面的软流圈和更深部地幔物质的强烈活动, 该地区发生的裂谷作用很可能具有主动裂谷作用的性质。

我们对三叠纪火山岩成因的上述解释所面临的最大挑战是: 在软流圈甚至地幔柱物质上涌过程中, 特提斯喜马拉雅带中段东部三叠纪时为什么没有发生大规模的岩浆喷溢? White(1992)认为, 通常情况下, 正常温度地幔之上的大陆裂解将产生所谓的“非火山”边缘, 只有少量玄武质熔岩和岩床侵入到陆壳中, 少量熔体与岩石圈的相互作用将产生成分特殊的火成岩, 如果裂解之前的裂谷作用延续了很长时间, 时间跨度超过 10Ma 甚至更长, 裂谷带之下的上隆地幔物质将由于传导作用而变冷, 产生的熔体数量比预期少得多, 甚至在一定条件下即使陆壳拉伸减薄至 3~4km(比正常洋壳还薄), 也没有大规模的火山作用发生。这种成因模式似乎可以解释特提斯喜马拉雅中段东部三叠纪规模不大的火山岩作用, 因为该带至少从石炭—二叠纪就开始了伸展裂陷作用, 并一直到早白垩世(Sciunnach and Garzanti, 1997; Garzanti *et al.*, 1999; 王根厚等, 2000)。另外一种可能的替代模型是, Kent(1991)根据大印度、西澳大利亚和南极洲的地貌特征, 提出在东冈瓦纳大陆最后裂解前的 150Ma 的时间跨度内, 东冈瓦纳大陆岩石圈下面可能存在一个正在长期孕育的地幔柱(Kent, 1991)。考虑到特提斯喜马拉雅中段东部在古地理上属于大印度北东缘, 在 130Ma 以前, 其构造重建位置接近澳大利亚北西边缘和南极洲(Jan Golonka, 2000), 因此, 我们认为这种长期孕育的地幔柱模式对解释特

提斯喜马拉雅带中段东部具有 OIB 型地球化学特征和岩石圈地幔柱物质印迹的三叠纪火山岩作用可能更具吸引力, 但还需要更进一步的深入研究工作。

6 结论

(1) 特提斯喜马拉雅带中段东部早三叠世热马组和中三叠世桑康组玄武岩为大陆边缘裂谷背景中具有 OIB 型地球化学特征的碱性玄武岩, 热马组和桑康组玄武岩遭受了一定程度下地壳混染; 晚三叠世涅如组玄武岩为大陆边缘裂谷背景中具有 E-MORB 特征的拉斑玄武岩, 没有遭受地壳混染。

(2) 早、中三叠世玄武岩地球化学特征与峨眉山高 Ti 玄武岩相似, 以更富集 La、Ce、Zr、Hf 等元素而有别于夏威夷碱性玄武岩, 除此之外, 它们还具有岩石圈地幔物质的印记, 其中早期的热马组和桑康组玄武岩与石榴石相二辉橄榄岩的低度部分熔融有关, 晚期的涅如组玄武岩与尖晶石相二辉橄榄岩的较高程度部分熔融有关。

(3) 三叠纪玄武岩被解释为上涌的软流圈地幔物质与岩石圈地幔物质混合后在不同程度的拉张背景下发生减压熔融的产物。

(4) 特提斯喜马拉雅带的三叠纪裂谷作用很可能具有主动裂谷作用的性质, 较小规模的火山岩作用可用裂谷带之下上涌的地幔物质由于传导作用而变冷的成因模式或正在孕育的地幔柱模式来解释。

References

- Baksi AK. 1995. Petrogenesis and timing of volcanism in the Rajmahal flood basalt province, northeastern India. *Chemical Geology*, 121: 73–90
- Chen F, Siebel W, Satir M, Terzioğlu N and Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *International Journal of Earth Sciences* 91, 469–481
- Deniel C. 1998. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume-lithosphere interaction in the genesis of Grande Comore magmas (Indian Ocean). *Chemical Geology*, 144 (3–4): 281–303
- Eisele J, Sharma M, Galer SJG, Blichert-Toft J, Devey CW and Hofmann AW. 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196:197–212
- Frey FA, Coffin MF, Wallace PJ, Weis D, Zhao X, Wise Jr SW, Wahnert V, Teagle DAH, Saccoccia PJ, Reusch DN, Pringle MS, Nicolaysen KE, Neal CR, Iler MRD, Moore CL, Mahoney JJ, Keszthelyi L, Inokuchi H, Duncan RA, Delius H, Damuth JE, Damasceno D, Coxall HK, Borre MK, Boehm F, Barling J, Arndt NT and Antretter M. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 176:73–89

- Frey FA, McNaughton NJ, Nelson DR, Delaeter JR and Duncan RA. 1996. Petrogenesis of the Bunbury Basalt, Western Australia: interaction between the Kerguelen plume and Gondwana lithosphere? *Earth and Planetary Science Letters*, 144:163 – 183
- Gaina C, Moller RD, Brown B and Ishihara T. 2002. Microcontinent formation around Australia. Geological Society of Australia Special Publication, 22:399 – 410
- Gao S and Jin ZM. 1997. Delamination and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution. *Geological Science and Technology Information*, 16(1): 1 – 9 (in Chinese with English abstract)
- Garzanti E, Le Fort P and Sciunnach D. 1999. First report of Lower Permian basalts in South Tibet: tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17:533 – 546
- Hart SR, Hauri EH, Oschmann LA and Whitehead J. 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256:517 – 520
- Ingle S, Weis D and Frey FA. 2002. Indian continental crust recovered from Elan bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *Journal of Petrology*, 43(7): 1241 – 1257
- Jan Golonka. 2000. Cambrian-Neogene plate tectonic maps. Wyd 1 - Kraków b Wydawn. Uniwersytetu Jagiello / nskiego, [36 plates]. (Rozprawy habilitacyjne / Uniwersytet Jagiellonski, ISSN 0239 – 782X; 350): ISBN 83-233-1042-0 [http://www.dinodata.net/Golonka/Golonka.htm#]
- Jia DC, Hu RZ, Lu Y, Xie GQ and Qiu XL. 2004. Characteristics of the mantle source region of sodium lamprophyres and petrogenetic tectonic setting in northeastern Hunan, China. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 47(6): 559 – 569
- Kent RW. 1991. Lithospheric uplift in eastern Gondwana: evidence for a long-lived mantle plume system? *Geology*, 19:19 – 23
- Kent W, Saunders AD, Kempton PD and Ghose NC. 2000. Rajmahal Basalts, eastern India: mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: Mahoney JJ and Coffin MF (eds.). *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*, Washington DC, American Geophysical Union Monograph, 100, 145 – 182
- Lassiter JC and DePaolo DJ. 2000. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints. In: Mahoney JJ and Coffin MF (eds.). *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*, Washington DC, American Geophysical Union Monograph, 100, 335 – 355
- Li SG. 1993. Ba-Nb-Th-La diagrams used to identify tectonic environments of ophiolite. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 146 – 157 (in Chinese with English abstract)
- Lin PN, Stern RJ and Bloomer SH. 1989. Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. 2. Large-ion-lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intra-oceanic arcs. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4497 – 4514
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rocks samples using ICP-MS. *Geochimica*, 26(6): 552 – 558 (in Chinese with English abstract)
- McDonough WF. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101:1 – 18
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207 – 218
- Neal CR, Mahoney JJ and Chazey WJ. 2002. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183. *Journal of Petrology*, 43:1177 – 1205
- Pan GT, Ding J, Wang LQ, Zhuang YX, Wang QH, Zhai GY and Wang DK. 2002. New advances of regional geological survey in Qinghai-Xizang Plateau. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 787 – 793 (in Chinese)
- Rudnick RL and Gao S. 2003. The Composition of the Continental Crust. In: Rudnick RL (eds.), *The Crust*, vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (eds. Holland HD and K. K. Turekian, Elsevier, Oxford, 1 – 64
- Sciunnach D and Garzanti E. 1997. Detrital chromian spinels record tectono-magmatic evolution from Carboniferous rifting to Permian spreading in Neotethys (India, Nepal and Tibet). In: Messiga B and Tribuzio R (eds.), *From rifting to drifting in present-day and fossil ocean basins*. *Ophioliti*, 22(1):101 – 110
- Sheth HC. 1999. A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 168: 19 – 26
- Sun SS and McDougall WF. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders AD and Norry MJ (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42:313 – 345
- Taylor SR and McLennan S. 1985. *The continental crust: composition and evolution* (vol. 54). Boston: Blackwell Scientific Publications, 209 – 230
- Wang DH. 1998. *Mantle plume and mineralization*. Beijing: Geological Publishing House, 96 – 115 (in Chinese)
- Wang GH, Liang DY, Liu WC, Dong WT and Wang SH. 2000. Extensional movement and extending action in southern Tibet since Hercynian. *Geoscience*, 14(2): 133 – 139 (in Chinese with English abstract)
- Wang HZ, Shi XY and Wang XL. 2000. Research on the Sequence Stratigraphy of China. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 285 – 294 (in Chinese with English summary)
- Wang YL, Zhang CJ and Xiu SZ. 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 413 – 421 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZG, Yu XY, Zhao ZH, et al. 1989. *REE geochemistry*. Beijing: Science Press, 175 – 178
- Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381 – 397
- White RS. 1992. Magmatism during and after continental break-up. In: Storey BC, Alabaster T and Pankhurst RJ, (eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, 68:1 – 16
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1 – 466
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325 – 343
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ and Sha SL. 2003. Geochemistry of Emeishan flood basalts at Binchuan area, SW China: rocks types and temporal evolution. *Chinese Journal of Geology*, 38(4): 478 – 494 (in Chinese with English abstract)
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ, Zheng YF, He B and Franco Pirajno. 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 and Planetary Science Letters*, 228: 525 – 546
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM and Wu GY. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58:145 – 168
- Xu YG. 1999. Basaltic Magmatism in continental extensional setting: Nature and dynamic process. In: Zheng YF (eds.). *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press, 119 – 167 (in Chinese)
- Yogodzinski GM, Naumann TR, Smith EI, Bradshaw TK and Walker JD. 1996. Evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin,

- south-central Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 101:17425 - 17445
- Yu GM and Wang CS. 1990. Sedimentary geology of the Xizang (Tibet) Tethys. Beijing: Geological Publishing House, 10 - 49 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Wang FS and Hao YL. 2004. Geochemistry of the picrites and associated basalts from the Emeishan Large Igneous Basalt Province and constraints on their source region. *Acta Geologica Sinica*, 78 (2): 171 - 180 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Mo XX, Pan GT, Zhao ZD, Dong GC, Shi YR, Liao ZL and Zhou CY. Petrogenesis of the earliest Early Cretaceous basalts and associated diabbases from Cona area, eastern Tethyan Himalaya in south Tibet; interaction between the incubating Kerguelen plume and eastern Greater India lithosphere? submitted to *Lithos*
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Liao ZL, Jiang XS and Wang LQ. 2003. Advances on the study of intermediate-basic volcanic rocks from Permian to Cretaceous in Tethyan Himalaya. *Geological Science and Technology Information*, 22(2): 6 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Liao ZL, Jiang XS and Wang LQ. 2004. The volcanic activities in the central segment of Tethyan Himalaya from Permian to Cretaceous (I): Distributions and Significances. *Geological Bulletin of China*, 23(7): 645 - 654 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Liao ZL, Jiang XS, Wang LQ and Zhao ZD. 2005. Geochemistry and petrogenesis of the Sangxiu Formation basalts in the central segment of Tethyan Himalaya. *Geochimica*, 34 (1): 7 - 19
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Liao ZL, Jiang XS, Wang LQ and Zhao ZD. (in press.) Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Wang LQ, Liao ZL, Jiang XS and Geng QR. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating for the dacite of the Sangxiu Formation in the central segment of Tethyan Himalaya and its implications. *Chinese Science Bulletin*, 50(6): 563 - 568 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 高山, 金振民. 1997. 拆沉作用(delamination)及其壳幔演化动力学意义. *地质科技情报*, 16(1): 1 - 9
- 李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. *岩石学报*, 9(2): 146 - 157
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552 - 558
- 潘桂棠, 丁俊, 王立全, 庄育勋, 王全海, 翟刚毅, 王大可. 2002. 青藏高原区域地质调查重要新进展. *地质通报*, 21(11): 787 - 793
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. *岩石学报*, 17(3): 413 - 421
- 王登红. 1998. 地幔柱及其成矿作用. 北京: 地质出版社, 96 - 115
- 王根厚, 梁定益, 刘文灿, 董文彤, 王世洪. 2000. 藏南海西期以来伸展运动及伸展作用. *现代地质*, 14(2): 133 - 139
- 王鸿祯, 史晓颖, 王训练. 2000. 中国层序地层研究. 广州: 广东科技出版社, 285 - 294
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1999. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 173 - 178
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 沙绍礼. 2003. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律. *地质科学*, 38 (4): 478 - 494
- 徐义刚. 1999. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用: 性质及动力学过程. 见: 郑永飞主编, 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 119 - 167
- 余光明, 王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 10 - 49
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, Mahoney JJ. 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
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 廖忠礼, 江新胜, 王立全, 赵志丹. 2005. 特提斯喜马拉雅带中段桑秀组玄武岩的地球化学和岩石成因. *地球化学*, 34(1): 7 - 19
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 廖忠礼, 江新胜, 王立全. 2003. 特提斯喜马拉雅二叠纪-白垩纪中基性火山岩研究进展. *地质科技情报*, 22(2): 6 - 12
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 廖忠礼, 江新胜, 王立全. 2004. 藏南特提斯喜马拉雅带中段二叠纪-白垩纪的火山活动(I): 分布特点及其意义. *地质通报*, 23(7): 645 - 654