

唐古拉山东段莫云地区二叠纪玄武岩 地球化学特征及源区性质

段其发^{1,2}, 王建雄², 白云山², 牛志军², 何龙清², 姚华舟², 寇晓虎¹, 张克信¹

(1. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074; 2. 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003)

摘要:在青藏高原腹地,二叠纪火山岩分布于唐古拉山东段,古地理上位于北羌塘盆地东缘。对唐古拉山东段莫云地区中二叠世栖霞期杂筈考组火山岩的主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素进行了分析。岩相学和地球化学指标显示二叠纪火山岩为玄武岩,该套岩石低 SiO₂、MgO、K₂O 和 Mg[#] 值(0.39~0.48),富 Na₂O、TFeO、TiO₂、P₂O₅ 含量,富集 LREE 和高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf、P、Ti)(La/Yb)_N = 14.89~23.23 (Gd/Yb)_N = 2.30~3.58, Eu 异常不明显($\delta\text{Eu} = 0.76 \sim 0.99$)具有明显的 Th 正异常和 K、Sr 负异常,显示与板内碱性玄武岩相似的地球化学特征;同位素组成以低 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) (0.703 3~0.703 9)、高 $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.2, $t = 271 \text{ Ma}$) 为特点,反映岩浆源区既有亏损地幔源(DMM)又有富集地幔源(EMI)的双重属性。岩浆起源可能与地幔柱诱导的软流圈上涌导致含石榴子石橄榄岩的岩石圈地幔部分熔融有关。莫云玄武岩形成于板内伸展环境(初始裂谷)具有主动裂谷作用性质。

关键词:二叠纪;玄武岩;地球化学;地幔源区;唐古拉山东段

中图分类号:P595;P588.14⁺5

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2010)02-0125-14

Geochemistry and mantle source characteristics of the Permian basalts in Moyun area, eastern Tanggula Range

DUAN Qi-fa^{1,2}, WANG Jian-xiong², BAI Yun-shan², NIU Zhi-jun², HE Long-qing²,
YAO Hua-zhou², KOU Xiao-hu¹ and ZHANG Ke-xin¹

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;
2. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China)

Abstract: The eastern Tanggula Range in the hinterland of the Qinghai-Tibet plateau constitutes the key to the reconstruction of the eastern palaeo-Tethys tectonic framework. It paleogeographically belongs to the eastern margin of northern Qiangtang basin, lies in the western part of the Sanjiang tectonic belt and is adjacent to the Emeishan Large Igneous Province. Volcanic rocks are widely distributed in the eastern Tanggula Range, with the volcanic activity taking place mainly in Middle Permian. Based on field mapping, the authors divided the volcanic rocks in Moyun area into three basic rock units, namely 2nd, 3rd and 4th rock unit, with the 3rd unit occurring in the interlayer form. They are in conformable contact with fine clastic rocks, mudstone and bioclastic limestone of the shallow-sea facies, making up three cycles of sedimentary-volcanic rocks in the Middle Permian Gadikao Formation. A systematical analysis of major and trace element compositions and whole-rock isotopes of the Gadikao Formation volcanic rocks indicates that the volcanic rocks belong to basalt (i. e., Moyun basalts) in

收稿日期:2009-04-28;修订日期:2009-11-18

基金项目:中国地质调查局区域地质调查资助项目(200313000003);国土资源部百名优秀青年科技人才计划资助项目(2008年度)

作者简介:段其发(1966-),男,副研究员,从事区域地质研究,E-mail:502xaohan@163.com.

the petrologic and geochemical indicators, with the rock types comprising grayish green massive basalt, grayish green massive olivine basalt and thick dark grayish green dolerite. The Moyun basalts have low and insignificantly varying SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Ni and Cr content, being 44.24% ~ 49.62% (averagely 45.62%), 12.27% ~ 15.35%, 5.88% ~ 7.52%, 112×10^{-6} ~ 191×10^{-6} and 141×10^{-6} ~ 269×10^{-6} , respectively; K_2O content varies remarkably (0.02% ~ 1.27%), $\text{Mg}^\#$ ratios are low (0.39 ~ 0.48), and there are high Na_2O (2.36% ~ 5.26%), TiO_2 (2.12% ~ 5.73%), total FeO ($\text{TFeO} > 10\%$) and P_2O_5 (0.70% ~ 1.87%), suggesting that the Moyun basalts are similar to Emeishan continental flood basalts with high TiO_2 and low Al_2O_3 content. As for geochemical characteristics, the Moyun basalts are of the transitional basalt series. The chondrite-normalized REE patterns indicate that all the samples have extremely high total content of rare earth elements ($\sum \text{REE} = 284.02 \times 10^{-6}$ ~ 678.88×10^{-6}) and are significantly enriched in light REE (LREE), with $(\text{La}/\text{Yb})_N$ of 14.89 ~ 23.23, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ of 2.30 ~ 3.58, and weakly Eu negative anomalies whose δEu values are 0.76 ~ 0.99. The large ion lithophile elements (LILE) (Ba , Th , Pb) and high field strength elements (HFSE) (Nb , Ta , Zr , Hf , P , Ti) in the basalts have been strongly concentrated. In the primitive mantle-normalized pattern, all the samples show weak negative anomalies of Nb - Ta , Zr - Hf , obvious negative anomalies of K , Sr and prominent positive anomalies of Th , La and Sm . Rb/Sr , Zr/Ba , Ta/Hf , Nb/Zr and Th/Ta ratios are mostly in the range of 0.001 ~ 0.012 (averagely 0.006), 0.71 ~ 4.65, 0.22 ~ 0.56 (averagely 0.36), 0.2 ~ 0.3 and 3.35 ~ 16.93, respectively. The age-corrected initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ratios are low and vary narrowly from 0.7033 to 0.7039, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are high (0.512711 ~ 0.512713), and $\epsilon\text{Nd}(t)$ values are +4.2 ($t = 271 \text{ Ma}$). These data indicate an insignificant crustal contamination. In the diagrams of ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) - $\epsilon\text{Nd}(t)$ for basalts, the data are fallen in the depleted mantle (DMM) area. It is thus concluded that the Moyun basalts are geochemically similar to intraplate basalts, characterized by both DMM and enriched mantle (EM I). The basaltic magma might have been derived from lower degree partial melting of a garnet-bearing peridotite lithospheric mantle. The characteristics of the Moyun basalts reveal that their formation was closely related to the mantle-plume activity. The basalts must have been formed in an intraplate spreading zone (incipient rift) and have characteristics of the active rift. The data presented in this paper are of great significance for the study of the mantle evolution of the eastern Tethys in the Permian period.

Key words: Permian; basalts; geochemistry; mantle source; intraplate spreading zone (incipient rift); eastern Tanggula Range

东特提斯构造域晚古生代火山岩广泛分布于中国西南地区。近十多年来的研究表明,三江地区和峨眉山地区广泛出露的晚古生代火山岩是地幔柱-岩石圈作用的产物 (Chung and Jahn, 1995; 侯增谦等, 1996a; 1996b; 卢记仁, 1996; Song *et al.*, 2001; 张招崇等, 2004; He *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006), 保山地块、松潘-甘孜地块可能也受到地幔柱活动的影响 (肖龙等, 2003; 2005a), 说明晚古生代时期中国西部东特提斯构造域处在统一的拉张构造背景。北羌塘地块也有大量晚古生代火山岩出露, 但是, 以往对它的研究主要集中在其西部地区, 并且认为查桑-查布一带的晚古生代火山岩形成于板内裂谷环境 (王成善等, 1987;

Deng *et al.*, 1996; 王权等, 2006)。唐古拉山东段莫云地区毗邻三江构造带, 该区是北羌塘地块晚古生代地层出露最广的地区, 但由于交通不便, 地质工作程度较低, 晚古生代地层研究较薄弱, 致使对北羌塘地块东部的构造属性尚存在不同认识。张以蕪 (1991) 认为盆地东部发育晚古生代开心岭-杂多裂谷, 潘桂棠等 (2002) 则认为发育晚古生代-一早中生代火山弧。玄武岩是识别源区性质和重建古大地构造背景的重要窗口和工具, 对玄武岩地球化学特征进行研究具有重要意义。本文试图通过对莫云火山岩的岩石学和地球化学特征研究, 探讨其物质来源和形成构造背景, 为北羌塘地岩晚古生代地质构造及其动力学演化提供新的依据。

1 区域地质背景与岩相学

青藏高原唐古拉山东段莫云地区位于藏北羌塘盆地东北缘,毗邻三江构造带。在大地构造上属东特提斯域北羌塘地块,南、北两侧分别为龙木错-双湖-澜沧江缝合带和西金乌兰-金沙江缝合带(李才等 2006)。研究区内出露晚古生代和中、新生代地层。下石炭统杂多群为海陆过渡相含煤碎屑岩和浅海相碳酸盐岩,局部见火山岩夹层,缺失上石炭统和下二叠统,中-上二叠统为浅海相粉砂质泥岩、细砂岩、碳酸盐岩夹火山岩、火山碎屑岩;侏罗系为浅海相红色碎屑岩夹碳酸盐岩,新生界为内陆河流-湖泊相杂色碎屑岩;侵入岩有海西晚期辉长岩和印支期中酸性岩,规模小,呈岩株状产出;北西-南东向断裂构造发育(图 1a)。

中二叠统尔笛考组是区内分布最广的古生界地层,面积约为 320 km²,其显著的特征是出现大量火山岩。据其空间分布特征,可分为南、北两个带,二者之间被新生界地层掩盖,南带以当郎寨剖面为代表,TiO₂含量高,北带以夏玛贡玛曲剖面为代表,TiO₂含量低(其地球化学特征另文报道),沿地层走向(NW-SE向)火山岩厚度有变薄的趋势,且在NW方向发育火山碎屑岩。在当郎寨剖面火山岩与浅海相细碎屑岩、生物碎屑灰岩构成3个火山-沉积旋回,火山岩与沉积岩之间界面平直,为整合接触。主要岩石类型为橄榄玄武岩、块状玄武岩,其次为粒玄武岩。在莫云地区最大累积厚度达620余米,缺乏中、酸性火山岩和火山碎屑岩。地层中产植物以及腕足类、蜓类等浅海相底栖生物化石,据此可确定火山岩的时代为中二叠世栖霞期(牛志军等 2006)。

1.1 块状玄武岩

灰绿色,斑状结构,基质为间粒结构,块状构造。斑晶(1%~4%)被石英集合体取代,但保存板柱状斜长石轮廓,晶粒大小0.2~0.5 mm。基质(96%~99%)由中拉长石(27%~45%)、普通辉石(17%~28%)、磁铁矿(2%~5%)、钛铁矿(5%~7%)组成。中拉长石呈半自形板条状微晶,晶粒大小0.02 mm×0.12 mm~0.03 mm×0.025 mm,杂乱分布,局部半定向排列,其间隙中充填普通辉石(晶粒大小0.1~0.5 mm)、磁铁矿、钛铁矿和次生矿物绿泥石(10%)、方解石(0.5%)。杏仁体(1%~2%)呈不规则状,大小0.3~1 mm,充填物为绿泥石和石英。

1.2 橄榄玄武岩

绿灰色,块状构造和少量杏仁状构造;斑状结构,基质为间粒间隐结构。斑晶(12%~20%)为橄榄石,大小为0.3~1.6 mm,少量形成聚斑,多数已蚀变为蛇纹石(或伊丁石),并析出大量的磁铁矿沿其边缘分布,保存了橄榄石纺锤形、六边形假象。基质(77%~83%)主要为拉长石(43%~50%)、磁铁矿(4%~8%)、钛铁矿(3%~5%)、少量楣石(0.5%±)和次生矿物(绿泥石8%~13%、方解石0.5%~1%)。拉长石呈半自形-他形长条状微晶,晶粒大小0.03 mm×0.15 mm~0.08 mm×1.1 mm,杂乱或半定向排列,其间分布磁铁矿和次生矿物绿泥石等。杏仁体呈圆状,大小约为0.3~1 mm,充填物主要为绿泥石。

1.3 粒玄武岩

深绿灰色,块状构造,无斑隐晶结构。由中-拉长石(38%~47%)、普通辉石(35%~41%)、磁铁矿(3%~8%)、钛铁矿(5%~7%)及蚀变矿物绿泥石(2%~5%)组成。中-拉长石呈半自形长条状,晶粒大小约为0.05 mm×1 mm~0.1 mm×1.3 mm,晶面新鲜,卡纳复合双晶和钠长石双晶发育,杂乱分布,并构成不规则的三角形空隙,其中充填粒状普通辉石、磁铁矿和绿泥石,构成间粒结构。普通辉石呈半自形粒状,晶粒大小一般为0.1~1.5 mm,与粒状磁铁矿、钛铁矿一起均匀分布于长石间隙中。后期蚀变主要表现为弱绿泥石化。

2 样品及分析方法

玄武岩样品均采自唐古拉山东段莫云地区中二叠世尔笛考组(图 1b)。经手标本和镜下观察选取较为新鲜的岩石样品用水洗净,破碎后用玛瑙研钵研磨成粉末,对其常量元素、微量元素及同位素进行测试。样品分析在宜昌地质矿产研究所中南实验检测中心完成:主元素采用XRF法测试,分析精度高于1%;FeO和Fe₂O₃用湿化学法单独分析;稀土元素和微量元素分析采用ICP电感耦合等离子体发射光谱法及AAS原子吸收光谱法、AES电弧发射光谱法等,分析精度高于5%。Sr、Nd同位素化学分离流程均在超净化实验室中进行,全流程本底Sr为1×10⁻⁹ g,Nd为2.13×10⁻¹⁰ g,质谱分析在MAT261多接收质谱计上完成,用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.375 2和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.721 9对Sr和Nd作质量分馏校正,

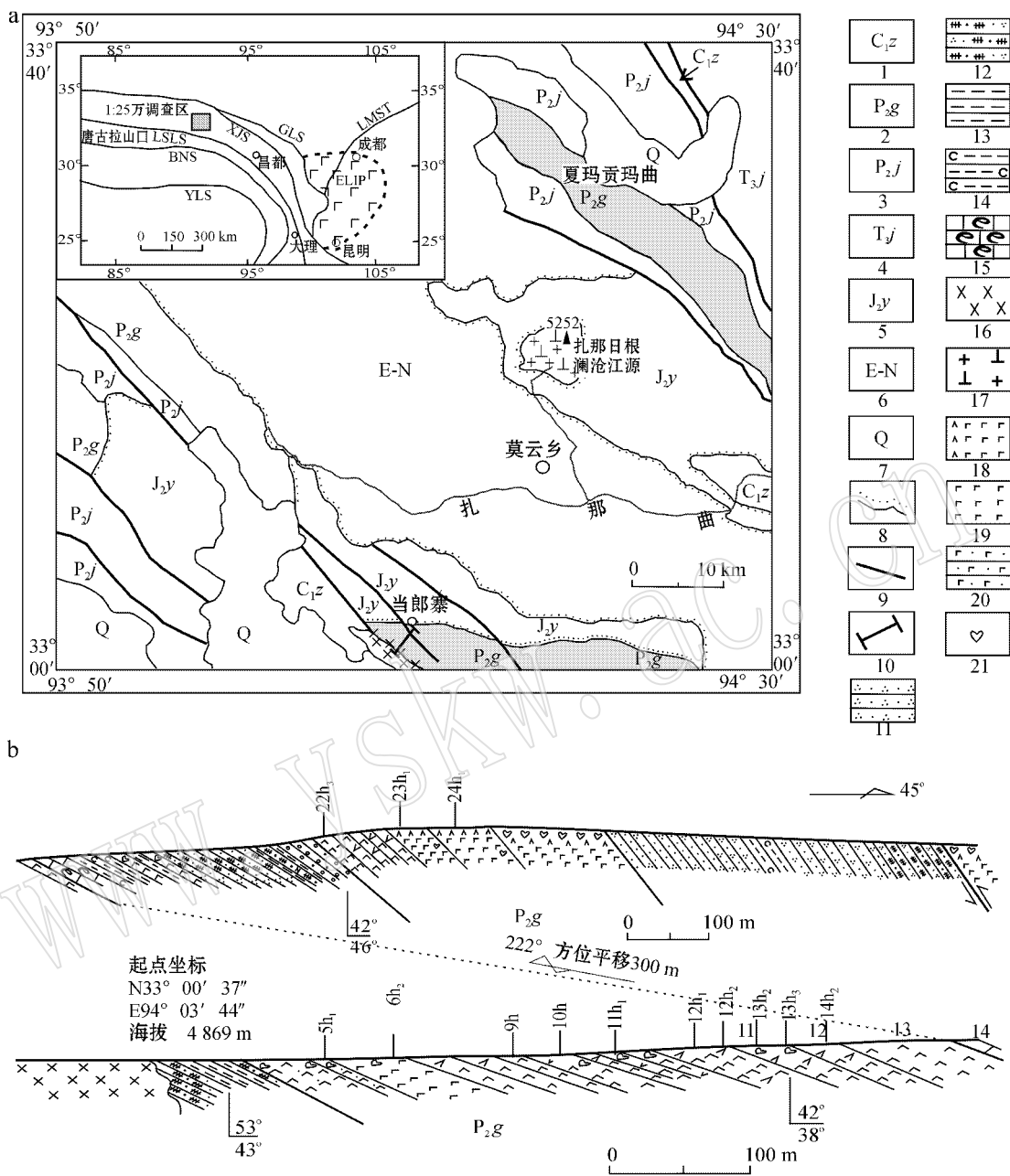


图1 唐古拉山东段莫云地区地质略图(a)及采样位置(b)

Fig. 1 Sketch geological map (a) and sampling position (b) of the Permian basalts in the Moyun area, eastern Tanggula Range

1—下石炭统杂多群 2—中二叠统尕尔笛岩组 3—中二叠统九十道班组 4—上三叠统结扎群 5—中侏罗统雁石坪群 6—古近系-新近系 7—第四系 8—不整合面 9—断层 10—剖面位置 11—石英细砂岩 12—岩屑杂砂岩 13—泥岩 14—含炭泥岩 15—生物屑灰岩 16—晚海西期辉长岩 17—印支期花岗岩 18—橄榄玄武岩 19—块状玄武岩 20—粒玄岩 21—杏仁构造; LMST—龙门山断裂; GLS—甘孜-理塘缝合带; XJS—西金乌兰-金沙江缝合带; LSLs—拉竹龙-双湖-澜沧江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; YLS—雅鲁藏布江缝合带; ELIP—峨眉大火成岩省

1—Lower Carboniferous Zado Group; 2—Middle Permian Gadikao Formation; 3—Middle Permian Jiushidaoban Formation; 4—Upper Triassic Jiezha Group; 5—Middle Jurassic Yanshiping Group; 6—Paleogene-Neogene; 7—Quaternary; 8—unconformity; 9—fault; 10—location of geological section; 11—quartz fine-grained sandstone; 12—lithic greywacke; 13—mudstone; 14—carbon-bearing mudstone; 15—bioclastic limestone; 16—Late Hercynian gabbro; 17—Indosinian granitoid; 18—olivine basalt; 19—massive basalt; 20—dolerite; 21—amygdaloidal structure; LMST—Longmen Mountain fault zone; GLS—Garze-Litang suture; XJS—Xijin Ulan-Jinshajiang suture; LSLs—Lazhulong-Shuanghu-Lancangjiang suture; BNS—Bangong-Nujiang suture; YLS—Yaluzangbu suture; ELIP—Emeishan large igneous province

计算机自动处理数据,采用国际标准样 NBS987(Sr) 和本实验室标准 ZkbzNd(Nd)控制仪器工作状态, GBW04411(Rb-Sr)和 GBW04419(Sm-Nd)监控分析

流程。精度 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 好于 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 好于 0.5%。衰变常数采用 $\lambda(^{87}\text{Rb})=1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm})=6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$ 。分析结果见表 1、2。

表 1 研究区二叠纪玄武岩主量元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)分析结果Table 1 Major element($w_B/\%$) and trace, REE element($w_B/10^{-6}$) content of Permian volcanic rocks in the study area

岩石名称	粒玄武岩			块状玄武岩			块状橄榄玄武岩				块状玄武岩			BC
	5h ₁	6h ₂	9h	10h	11h ₁	12h ₁	12h ₂	13h ₂	13h ₃	14h ₂	22h ₃	23h ₁	24h ₁	
SiO ₂	44.38	48.20	44.24	49.44	44.88	43.94	43.28	43.00	43.79	45.04	44.80	48.46	49.62	47.57
TiO ₂	4.55	5.12	3.94	2.12	4.65	5.39	4.84	5.73	4.68	3.76	3.91	2.28	2.12	4.43
Al ₂ O ₃	13.45	12.27	14.24	15.35	12.70	12.14	12.83	12.61	13.32	14.13	13.86	14.55	14.78	13.43
Fe ₂ O ₃	5.26	2.53	5.35	7.05	10.91	8.48	10.46	6.11	11.18	6.09	4.84	8.09	8.27	13.73
FeO	8.87	11.05	8.12	4.10	3.90	5.52	4.35	7.64	3.70	6.67	8.33	3.59	3.04	
CaO	6.07	3.34	9.16	5.82	8.75	9.64	8.93	7.86	6.70	8.24	9.06	6.98	6.12	6.18
MgO	6.69	6.36	6.79	5.99	6.26	7.11	7.05	5.49	6.15	7.20	7.52	5.88	5.16	5.46
K ₂ O	0.082	0.028	0.572	0.744	0.883	0.746	1.270	0.059	0.277	0.218	0.397	0.154	0.222	1.00
Na ₂ O	4.28	2.61	2.50	4.92	3.35	2.67	2.53	3.25	4.16	2.36	2.43	5.22	5.26	3.73
P ₂ O ₅	1.16	1.25	1.09	0.81	1.43	1.59	1.50	1.87	1.43	0.99	1.06	0.70	0.76	0.42
MnO	0.166	0.165	0.203	0.134	0.153	0.151	0.155	0.144	0.240	0.360	0.191	0.131	0.132	0.21
灼失	4.50	5.92	3.03	3.24	1.86	2.22	2.74	4.96	4.18	4.64	3.16	3.38	4.34	3.48
总量	99.46	98.84	99.24	99.72	99.73	99.60	99.94	98.72	99.81	99.69	99.56	99.42	99.83	99.64
Mg [#]	0.43	0.43	0.45	0.47	0.41	0.46	0.44	0.39	0.41	0.48	0.48	0.46	0.43	0.48
Cr	194	237	190	269	194	260	246	237	232	172	141	204	182	79.78
Ni	121	161	134	132	135	179	172	154	191	112	140	165	126	64.54
V	325	365	319	211	295	396	390	325	391	330	321	228	227	396.95
Rb	3.7	1.7	6.1	12.0	8.7	7.2	13	3.3	5.1	3.8	5.0	2.6	3.6	25.3
Cs	3.5	2.9	3.8	2.8	3.2	3.3	3.4	3.5	2.95	3.6	3.5	2.5	2.5	3.8
Sr	1050	180	812	1440	1050	955	1100	607	1160	799	703	1540	968	362
Ba	121	70.9	372	299	427	327	568	145	220	274	274	120	126	346
Sc	24.8	21.0	26.2	25.8	23.9	28.0	29.3	31.3	32.2	26.3	30.6	28.2	29.0	30.8
Nb	62.3	77.3	74.4	53.4	74.6	64.7	69.5	76.6	66.4	65.4	78.4	43.1	56.1	51.5
Ta	3.13	4.25	3.73	2.33	5.27	3.73	2.90	3.22	2.91	4.25	3.78	1.89	1.71	3.17
Zr	263	330	296	242	312	317	403	462	391	300	303	245	311	399
Hf	7.55	8.74	7.93	6.71	8.96	8.13	9.54	10.60	9.96	9.02	8.52	6.49	7.88	8.67
U	0.65	0.55	0.70	0.84	0.74	0.65	0.65	0.65	0.70	0.65	0.65	0.55	0.65	1.48
Pb	16	38	54	54	103	22	80	45	37	20	7	112	51	
Th	35.4	33.5	21.4	15.8	36.4	12.5	36.8	23.6	36.8	32.9	16.4	32.0	18.0	6.0
La	77.2	87.0	75.1	87.0	106.0	120.0	116.0	136.0	114.0	87.7	79.9	65.6	80.1	48.0
Ce	134	176	132	142	205	232	212	269	210	156	142	110	129	97
Pr	16.6	20.7	14.3	14.4	24.1	28.3	24.6	32.1	23.0	18.1	16.1	12.3	13.4	13.0
Nd	81.9	101.0	58.6	64.8	113.0	135.0	121.0	156.0	98.6	81.6	73.3	57.5	59.1	54.2
Sm	14.7	19.4	12.9	11.9	21.1	24.6	21.9	27.6	19.8	15.7	14.5	10.7	10.7	10.7
Eu	4.57	4.98	3.12	3.29	5.74	6.33	5.68	7.24	4.32	4.31	4.10	3.13	3.13	3.11
Gd	12.9	14.8	10.8	9.2	15.5	16.6	15.3	18.7	14.4	11.8	11.3	8.1	8.4	9.7
Tb	2.05	2.34	1.43	1.27	2.20	2.41	2.29	2.92	2.00	1.72	1.70	1.16	1.25	1.46
Dy	11.80	13.20	8.66	8.40	13.50	13.70	13.10	15.10	10.60	11.30	11.10	7.14	7.92	7.74
Ho	2.03	2.24	1.63	1.50	2.27	2.30	2.15	2.58	2.00	1.94	1.99	1.25	1.49	1.39
Er	5.33	5.61	3.88	4.20	5.79	5.88	5.74	6.17	4.28	5.16	5.14	3.69	4.17	3.62
Tm	0.68	0.69	0.55	0.54	0.76	0.71	0.72	0.80	0.62	0.61	0.68	0.45	0.52	0.51
Yb	3.72	3.83	3.40	3.20	4.11	4.09	3.99	4.20	3.69	3.65	3.75	2.71	2.90	3.05
Lu	0.41	0.42	0.41	0.37	0.44	0.45	0.45	0.47	0.44	0.39	0.44	0.30	0.35	0.47
Y	40.3	43.5	31.5	30.5	44.2	44.7	42.4	49.4	35.4	38.5	38.8	27.3	29.2	42.4
(La/Yb) _N	14.89	16.29	15.84	19.50	18.50	21.05	20.85	23.23	22.16	17.23	15.28	17.36	19.81	10.31
(Gd/Yb) _N	2.78	3.10	2.55	2.30	3.03	3.26	3.08	3.58	3.13	2.60	2.42	2.40	2.33	2.56
δEu	0.99	0.86	0.79	0.93	0.93	0.90	0.90	0.92	0.75	0.93	0.94	0.99	0.97	0.92

Mg[#] = MgO/(Mg + Fe²⁺); BC 为宾川高钛玄武岩 7 个样品平均值(据肖龙等, 2004); 表中空白处无分析数据。

表 2 莫云二叠纪玄武岩 Sr、Nd 同位素组成
Table 2 Sr and Nd isotope components of Permian basalts in Moyun area

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
5h ₁	0.009 899	0.703 77	8	0.703 73	0.116 3	0.512 712	9	4.2
9h	0.277 6	0.705 24	7	0.704 17	0.117 7	0.512 711	10	4.2
12h ₁	0.005 603	0.703 56	5	0.703 54				
22h ₃	0.006 562	0.703 55	2	0.703 52	0.118 9	0.512 713	10	4.2

注:所示误差($\pm 2\sigma$)为小数点的最末位数,同位素年龄校正取玄武岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄 $283 \pm 12 \text{ Ma}$ 的上限值 271 Ma ,表中空白处无分析数据。

3 地球化学特征

3.1 主量元素

莫云玄武岩的主量元素含量比较均一(表 1),变化范围较小, SiO_2 含量低(43.00% ~ 49.62%), Na_2O 含量 2.36% ~ 5.26%, K_2O 含量 < 1% (除 12h₂ 为 1.270%),所有样品 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$,岩石具有富钠特征; Al_2O_3 含量变化在 12.14% ~ 15.35% 之间(平均为 13.57%),不同于岛弧拉斑玄武岩(Al_2O_3 含量 16%)。MgO 含量 < 8%, $\text{Mg}^\#$ 值为 0.39 ~ 0.48,且变化不大;富 P_2O_5 (平均为 1.20%)。本区玄武岩最显著的特征是 TiO_2 含量(除样品 10h、23h₁ 和 24h₁ 外)均大于 3.5%,最高达 5.73%,类似于澜沧江带晚古生代洋岛玄武岩(OIB)(沈上越等,2002)和三江地区“亲扬子”微陆块内的板内玄武岩(莫宣学等,2001);全铁(TFeO)含量较高(> 10%),指示其源区具有高压特征(Lassiter and Depaolo,1997)。这些特征与高 TiO_2 、低 Al_2O_3 的峨眉山玄武岩(汪云

亮等,1987)大陆溢流玄武岩(Wilson,1989)具有相似性,反映其板内属性。除样品 10h 和 24h₁ 外,其余样品的 Ti/Y 比值均大于 500,且与 TiO_2 含量正相关,暗示 Y 与含钛矿物的结晶分离有关,而与源区性质关系不大(董书云等,2009);在 SiO_2 -全碱(TAS)图解上(图 2a)和 SiO_2 -Zr/TiO₂ 图解上(图 2b)样品点分布于碱性玄武岩与亚碱性玄武岩界线附近,显示过渡性玄武岩的属性。MgO 含量与其他主量元素含量(去除烧失量后,换算成 100%)微量元素含量的相关性见图 3。MgO 与 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、Sr 负相关,暗示有少量斜长石的分离结晶作用发生,与 SiO_2 、 Al_2O_3 呈弱负相关,与 CaO、FeO、 P_2O_5 、Ni、Cr、Th 无明显相关性; TiO_2 和 TFeO、 P_2O_5 显示出明显的正相关,说明钛主要是以铁钛氧化物(钛铁矿或钛磁铁矿)的形式存在,与岩石中出现较多的钛铁矿现象是一致的。

3.2 稀土和微量元素

莫云玄武岩稀土元素总量高(ΣREE 为 $284.02 \times 10^{-6} \sim 678.88 \times 10^{-6}$),在稀土元素球粒陨石标

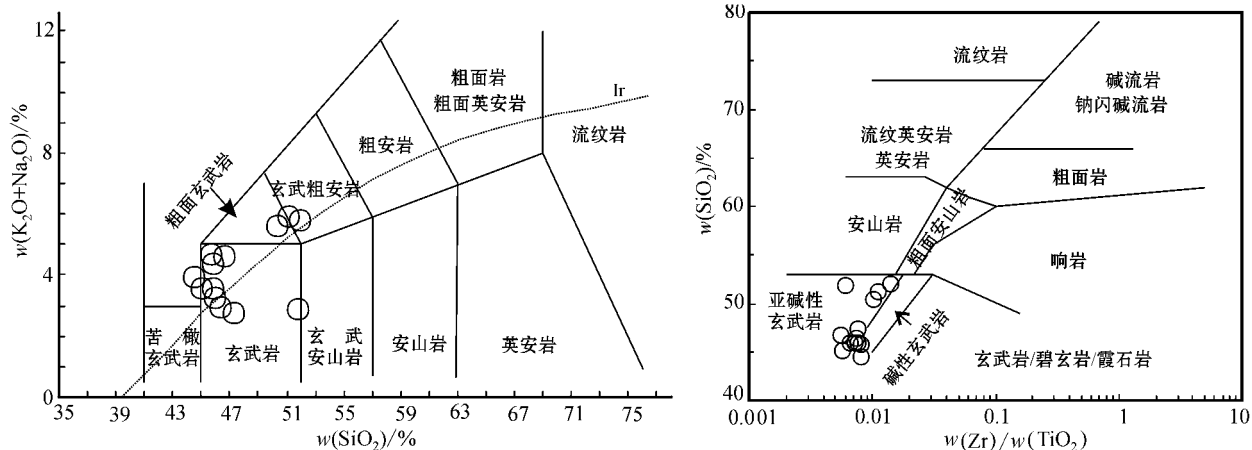


图 2 莫云玄武岩 SiO_2 -全碱(TAS)图解(a)和 SiO_2 -Zr/TiO₂ 图解(b)

Fig. 2 SiO_2 - $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (TAS) (a) and SiO_2 -Zr/TiO₂ (b) plots for Permian basalts from Moyun area

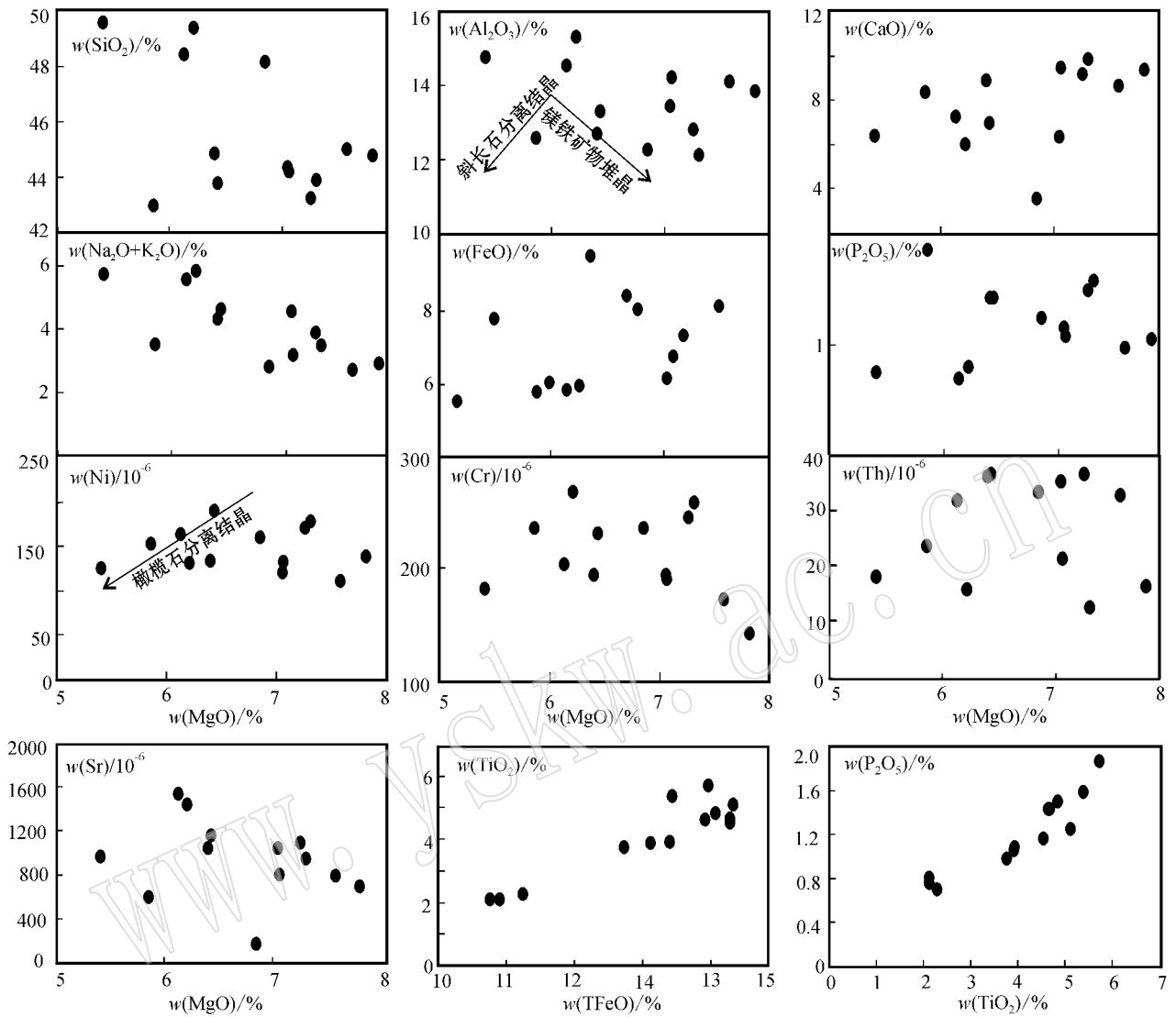


图 3 莫云玄武岩某些主量元素及 Ni、Cr、Th、Sr 对 MgO 和 TiO-TFeO, P₂O₅-TiO₂ 关系图

Fig. 3 MgO plotted against abundances of some major elements and Ni, Cr, Th, Sr, and TiO-TFeO, P₂O₅-TiO₂ for Moyun basalts

准化配分模式图上(图 4a),所有样品均表现出近平行的富集 LREE 的右倾型分布模式,显示轻稀土强烈富集的大陆碱性玄武岩特点。轻重稀土分异明显, $(La/Yb)_N = 14.89 \sim 23.23$; $(Gd/Yb)_N = 2.30 \sim 3.58$ 。轻稀土为球粒陨石的几百倍(如: $La_N = 276 \sim 573$)。重稀土为十几倍(如: $Yb_N = 14 \sim 20$)。暗示岩浆来源于相对较深的石榴石相地幔橄榄岩(石榴石二辉橄榄岩地幔)(Foley, 1992),且源区存在石榴石残留相。δEu 值在 0.75~0.99 之间,显示弱负异常,表明斜长石的分离结晶作用不明显。相容元素 Cr、Ni 含量(表 1)远低于原生玄武岩浆范围($Ni = 300 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$, $Cr = 300 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$, Hess, 1992),表明成岩过程经历了橄榄石和单斜辉

石的分离结晶作用;大部分样品大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)明显高于原始地幔的含量, Nb/Ta 比值平均为 18.1, 位于原始地幔的 Nb/Ta = 17.5 ± 2.0 范围内,暗示原始岩浆是地幔橄榄岩经过低度部分熔融($< 5\%$)形成的,同时也可能受到强烈的地幔流体交代。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上(图 4b),显示富集 LILE 和 HFSE, Sm-Yb 具明显的负斜率,显然不同于大洋中脊玄武岩(MORB),而与洋岛玄武岩(OIB)相似,出现 Th、La、Sm 正异常, Nb、Ta、Zr、Hf 轻度负异常和 Rb、K、Sr 明显负异常。与三江地区地幔柱成因 OIB(侯增谦等, 1996a)和宾川高钛玄武岩(肖龙等, 2004)相比较,它们均具有独特的“Th”峰和“K、Sr”谷,不同之

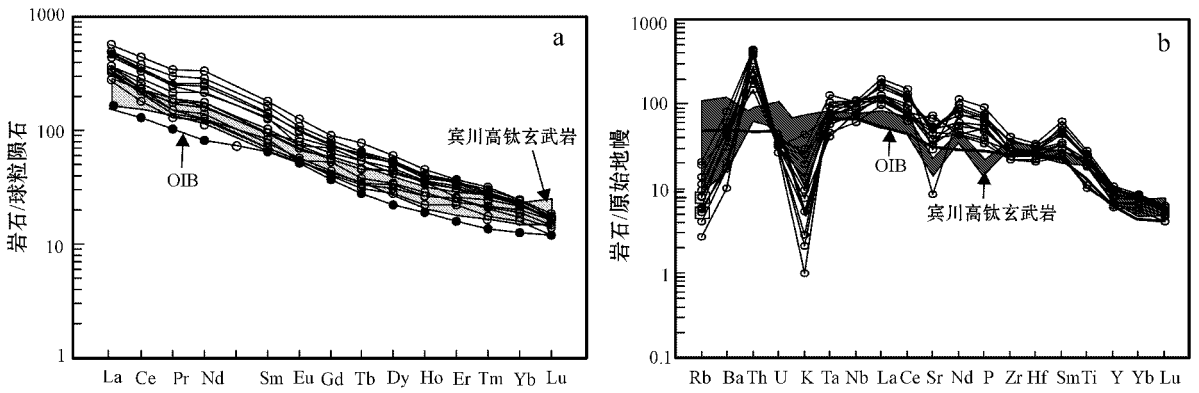


图 4 莫云玄武岩稀土元素配分型式 (a) 和微量元素蛛网图 (b) 标准化数值和 OIB 数值据 Sun and McDonough (1989) ; 宾川高钛玄武岩数值据肖龙等 (2004)]

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergram (b) for Moyun basalts (normalized data and OIB data after Sun and McDonough, 1989 ; the data of Bingchuan high-Ti basalt after Xiao Long *et al.* , 2004)

处是本区玄武岩的 Σ REE 高、P 无负异常以及 Rb、U 含量较低。Sr 的负异常一般与斜长石的分离结晶作用有关，然而其 REE 配分曲线不存在 Eu 的负异常，说明 Sr 的负异常不是斜长石的分离结晶作用引起的，而可能是由蚀变作用引起，无明显的 Eu 负异常可能是因为原始岩浆的 Eu^{3+}/Eu^{2+} 较高 (Frey *et al.* , 1993)。K 的强烈亏损说明源区缺乏金云母和角闪石 (Hawkesworth *et al.* , 1990)，P 无负异常，暗示源区缺少磷石或者熔融程度很低。Nb、Ta、Zr、Hf 轻度亏损可由多种原因造成，如陆内拉张环境下的地壳混染、俯冲板片析出流体的交代作用或地幔源区有富 Ta、Nb 的残留体或钛铁矿的分离结晶作用，或者因源区氧逸度较高所致，一些裂谷型玄武岩也具有类似的特征。就莫云玄武岩而言，岩石中普遍含钛铁矿和磁铁矿，Nb、Ta、Zr、Hf 含量与 $TiO_2 + TFeO$ 含量正相关 (图 5)，反映 Nb、Ta、Zr、Hf 的轻度亏损可能是铁钛氧化物的分离结晶作用所致，因为高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 在铁钛氧化物中是相容元素 (Klemme *et al.* , 2006 ; Zhang *et al.* , 2009) ;

Zr-Hf 负异常在板内玄武岩中也可出现 (李献华等, 1997 ; Wilson, 1989 ; 朱士飞等, 2008)，由此说明莫云玄武岩具有板内拉张环境玄武岩的微量元素地球化学特征。

3.3 Sr、Nd 同位素

莫云玄武岩的 Sr、Nd 含量及同位素组成分析结果见表 1 和表 2。样品的 Rb/Sr 比值低，同时具有高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值 (0.512 711 ~ 0.512 713) 和低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值 (0.703 55 ~ 0.705 24)，且变化范围小的特征， $\epsilon Nd(t)$ 值平均为 4.2，在典型 OIB 的 $\epsilon Nd(t)$ 值 (-4.0 ~ 8.0, Weaver, 1991) 范围内，与澜沧江带晚古生代 OIB 的 $\epsilon Nd(t)$ 值 (-0.96 ~ 5.41, 魏启荣等 2003) 和峨眉山高钛玄武岩的 $\epsilon Nd(t)$ 值 (-0.1 ~ 4.1, 张招崇等, 2003) 相似，Sr 同位素初始值 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) 低 (0.703 52 ~ 0.704 17)，类似于夏威夷 OIB 的值 [$^{87}Sr/^{86}Sr$] = 0.703 17 ~ 0.704 12, Stille *et al.* , 1983]。Sr、Nd 同位素组成显示源区具有亏损地幔属性，较均一的同位素组成说明岩石形成过程中地壳混染作用不明显。

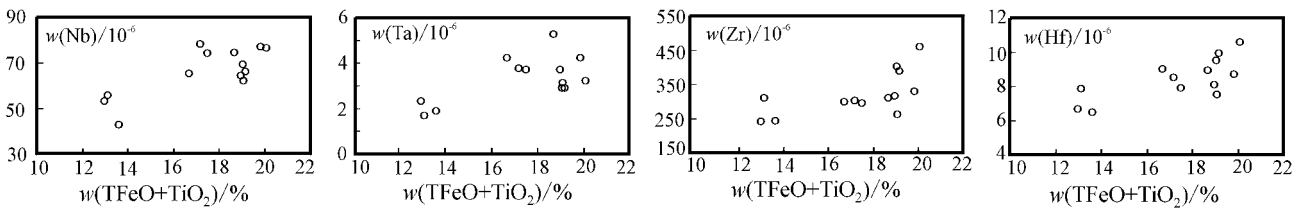


图 5 莫云玄武岩的 Nb、Ta、Zr、Hf 与 TFeO + TiO₂ 关系图

Fig. 5 Nb, Ta, Zr, Hf versus TFeO + TiO₂ diagram for Moyun basalts

4 源区性质

4.1 岩浆过程

玄武岩浆的形成和演化涉及到来自地幔柱、软流圈、岩石圈地幔和地壳等不同端员组分的贡献。因此,要分析地幔源区性质,有必要首先分析地壳物质的影响。莫云玄武岩具有较低的 SiO_2 含量, MgO 含量变化小(表1),地壳混染将使岩浆的 SiO_2 增高和 MgO 值显著降低;其次,样品的 Th 、 Pb 含量和 Nb/U 比值(78.4~140.5)远大于地壳值($\text{Nb/U} = \pm 10$), La/Nb 比值为 1.01~1.85, 低于典型陆壳值(>12), 而且不随 Sr 的丰度改变而变化, Rb/Sr 比值远低于陆壳相应值(下地壳 0.023, 上地壳 0.32), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为正值。第三, Nb/Ta 比值(平均为 18.1)和 Zr/Hf 比值(33.2~39.0)接近原始地幔值($\text{Nb/Ta} = 17.5 \pm 2.0$, $\text{Zr/Hf} = 36.3$), 远高于大陆地壳值($\text{Nb/Ta} = 12 \sim 13$; $\text{Zr/Hf} = 11$)。尽管莫云玄武岩具有较高的 Ce/Nb 值(1.77~3.59), Th/Yb 值(3.06~11.81)和 La/Nb 值(1.01~1.85)以及 Nb-Ta 的弱负异常(图4b),可能暗示有岩石圈地幔或地壳物质的加入,但是异常低的 Rb/K 含量以及 K 负异常(图4b)和较高的 P 、 Ti 含量,表明玄武岩浆在喷出地表过程中未受到显著的地壳混染,地壳物质的贡献基本可以忽略,而 Nb-Ta 的弱负异常是由于铁钛氧化物的结晶分离作用造成的(见前文 3.2 及图5)。因此,其地球化学特征反映了源区地幔的属性。

莫云玄武岩具有低 MgO ($< 8\%$)、低 $\text{Mg}^\#$ (< 0.60)、低 Ni 、 Cr 的特点(表1),在微量元素蛛网图中表现为明显的 Sr 负异常, MgO 与 Sr 负相关,表明玄武岩的母岩浆在岩浆房内或上升到地表的途中经历了结晶分离作用。此外,随着 La 丰度的增高, La/Sm 值十分稳定,基本保持为一常数,也说明它们为岩浆结晶分离而形成的岩石; MgO 与主、微量元素相关性(图3)以及 HFSE(Nb 、 Ta 、 Zr 、 Hf)与 $\text{TFeO} + \text{TiO}_2$ 正相关(图5),进一步表明,原始玄武岩浆起源于地幔源区,在经历了一定程度的斜长石、橄榄石和铁钛氧化物的结晶分离后,喷出地表形成玄武岩,这与岩石中存在橄榄石或斜长石斑晶的岩相学观察是一致的,也暗示了原始岩浆在壳幔边界或以下有一段时间的停留。

4.2 源区性质

莫云玄武岩的稀土元素和微量元素特征反映岩

浆起源于富集型地幔,13个样品均具有一致的稀土元素和微量元素配分曲线,表明它们源于一个均一的地幔源区。样品具有低 Sr 、高 Nd 同位素组成及较小的变化范围,说明它们起源于共同的源区,并且排除了岩浆侵位过程中明显的混染和混合作用发生。一般将排除了地壳混染的玄武岩富集 LILE 的特点归因于大陆岩石圈地幔的影响。

不相容元素因具有相似的分配系数,其比值不受分离结晶作用的影响并且在地幔部分熔融过程中只有很小的变化,因而可以用来指示源区特征。莫云玄武岩富集 LILE(如 Ba 、 Th 、 Pb 等), HFSE(Nb 、 Ta 、 Zr 和 Hf)相对 LILE 表现为弱亏损,反映其源区可能遭受到古富集岩石圈地幔的低度混染;较高的 La/Nb 值(1.01~1.85)可能反映了大陆岩石圈地幔中保存了地质历史时期中较早的消减事件影响的记录(Hergt *et al.*, 1991; Hooper and Hawkesworth, 1993);较高的 $(\text{Th/Nb})_{\text{PM}}$ 值(1.6~4.8)以及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,只能发育于上地幔中,暗示岩石成因中卷入有岩石圈组分(Saunders *et al.*, 1992),而且微量元素特征显示岩石圈地幔是富 Na 、 P 而贫 K 。而低的 Rb/Sr 比值(为 0.02~0.009, 平均为 0.006),显示有亏损软流圈地幔端员($\text{Rb/S} = 0.006$, Furman and Graham, 1999)的加入。由此可见,莫云玄武岩的岩浆源区为亏损地幔(DMM)和富集地幔端员(EMI)混合源区,反映其源区为岩石圈和软流圈相互作用的产物。

火山岩的 Sr 、 Nd 同位素初始比值可以反映它们的源区特征。莫云玄武岩具有低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和高 ϵ_{Nd} 值特征(表2),显示了源区具亏损软流圈地幔属性,因为软流圈(或地幔柱)组分以低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(< 0.705)和高 ϵ_{Nd} 值($> +2$)为特征(Saunders *et al.*, 1992)。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 相关图上(图6),样品点位于亏损地幔(DMM)和富集地幔(EMI)之间,落在峨眉山玄武岩和 OIB 的范围内,暗示其起源与峨眉山玄武岩相似,表明莫云玄武岩与峨眉山玄武岩一样,其成因可能与地幔柱活动有关,因为已有较可靠的证据表明峨眉山玄武岩是地幔柱作用的结果(He *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006)。但是莫云玄武岩具有比 OIB 和峨眉山玄武岩更富集 LILE 的特征,这种特征需要其源区除地幔柱组分以外,还必须有交代岩石圈组分的加入(Wilson and Downes, 1991; Fitton *et al.*, 1991; Rogers *et al.*, 1995)。在图6上,样品点靠近 PREMA

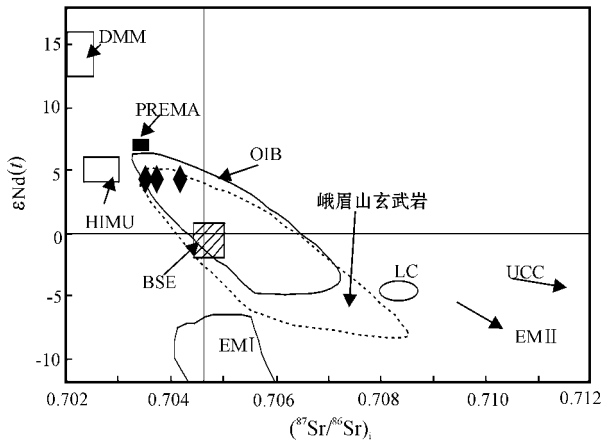


图 6 莫云玄武岩 $\epsilon Nd(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 相关图

Fig. 6 $\epsilon Nd(t)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ plot for Moyun basalts. DMM—亏损地幔; BSE—平均地球成分; EMI I 和 EMI II—富集地幔端元 I 型和 II 型; PREMA—原始地幔; HIMU—高 μ 值的地幔; UCC—上地壳; LC—下地壳; EMI I、EMI II、DMM、HIMU 的同位素组成据 Zindler and Hart, 1986; OIB、UCC 根据 Wilson, 1989; 峨眉山玄武岩据张招崇等 (2003) 及其中引用的文献] DMM—depleted mantle; BSE—bulk silicate earth; EMI I—enriched mantle I; EMI II—enriched mantle II; PREMA—primitive mantle; HIMU—high μ mantle; UCC—upper continental crust; LC—lower continental crust (data for EMI I, EMI II, DMM, HIMU from Zindler and Hart, 1986; compositions of OIB and UCC from Wilson, 1989; Emeishan basalt data from Zhang and Wang, 2003, and references there in)

端元, 与高场强元素 Zr/Hf 值为 33.3~43.6 (平均为 37.8) 接近于原始地幔 ($Zr/Hf=36$, Rollison, 1993) 的特征是一致的。因此, 岩浆的源区可能是受到俯冲洋壳物质交代的 PREMA 地幔端元, 并且由其派生的流体可能是富含 CO_2 流体/熔体, 因为受其交代的岩石圈地幔发生部分熔融后的岩浆不仅富集 LILE、LREE 和富碱, 而且 HFSE 不亏损 (Collerson and Kamber, 1999)。

玄武岩中较低的 Ce/Yb 比值说明有较高的熔融程度或尖晶石为主要残留相 (薄岩石圈), 而较高的 Ce/Yb 比值说明有较低的熔融程度或石榴子石为主要残留相 (厚岩石圈)。本区玄武岩的 Ce/Yb 比值高 (为 36.2~64.5), 指示玄武岩形成深度较大, 可能为石榴子石稳定区。根据石榴子石稳定的压力范围, 推测其形成深度 >75 km (Nickel, 1986)。此外, 本区玄武岩相对低 SiO_2 , 富 Na_2O , 低 P_2O_5/Al_2O_3 比值 (0.052~0.148) 表明该玄武岩浆应是低度部分熔融的产物。

5 构造环境分析

莫云地区出露的最老地层为下石炭统杂多群,

从早到晚经历了碳酸盐台地相、三角洲相的沉积演化, 沉积环境逐渐抬升变浅, 缺失上石炭统和下二叠统, 反映中二叠纪乐东组沉积之前本区经历了长期隆升剥蚀过程; 莫云地区二叠纪玄武岩是隆升背景下形成的, 是地幔深部作用的产物, 具有主动裂谷性质。莫云玄武岩与细粒石英砂岩、粉砂岩、泥岩、碳酸盐岩构成 3 个沉积-火山旋回, 地层中产腕足类、蜓类等底栖生物化石以及古植物化石, 化石保存完整, 属原地埋藏群落, 火山岩中气孔、杏仁体发育, 这种岩石组合明显不同于洋岛环境下由底部洋岛玄武岩和上部泥质沉积物 (如碳酸盐和硅质岩) 组成的二元结构特点, 表明莫云玄武岩虽然具有 OIB 型地球化学特征, 但并非形成于洋岛环境, 其与 OIB 的相似性很可能暗示中二叠世时这里的陆壳已经变薄。区内火山岩主体为基性熔岩, 未见“双峰式”岩石组合, 因此, 其形成环境有别于典型裂谷环境, 具有初始裂谷特征。

莫云玄武岩的地球化学特征与大陆板内碱性玄武岩和 OIB 相似, 指示其板内属性。Th/Ta 比值高 (3.35~16.93) 与陆内拉张带或者初始裂谷玄武岩 ($Th/Ta > 4$, 一般 4~10, 汪云亮等, 2001; Fitton *et al.*, 1991) 相似。实际上, 无论是在微量元素 $2Nb-Zr/4-Y$ 判别图解上 (图 7a), 还是在主量元素 $TiO_2/10-MnO-P_2O_5$ 判别图解 (图 7b) 和 $TFeO-MgO-Al_2O_3$ 判别图解上 (图 7c), 莫云玄武岩均显示了与洋岛玄武岩类似的板内构造背景, 表明莫云地区在中二叠世为板内伸展环境, 与晚古生代东特提斯构造域的拉张伸展背景是一致的。Deng 等 (1996) 对羌塘中部茶布-双湖地区的早二叠世和晚三叠世火山岩研究表明, 火山活动发生在以陆壳为基底的初始拉张的板内裂谷环境, 莫云玄武岩产出环境及其地球化学特征与之类似。

6 讨论与结论

莫云玄武岩富集 LILE 和 HFSE, 暗示了地幔源区在部分熔融之前可能经历了交代作用, 为古老的富集型岩石圈地幔。自泥盆纪至二叠纪北羌塘地块的沉积特征、古生物面貌以及构造运动特点均反映北羌塘-昌都地区具有扬子板块盖层特点, 属扬子地块 (尹集祥等, 1998; Metcalfe, 2002; 李才等, 2006), 它是随着晚古生代金沙江洋盆的打开而从扬子地块西缘裂离出来的小型陆块 (殷鸿福等, 1999;

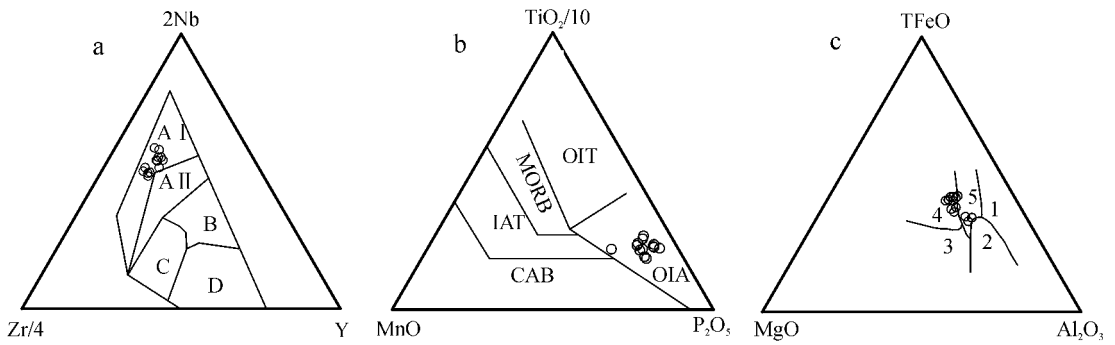


图 7 莫云玄武岩构造环境判别图(a 据 Meschede, 1986; b 据 Mullen, 1983; c 据 Condie 等, 1987)

Fig. 7 Tectonic setting discrimination diagram for Moyun basalt (a after Meschede, 1986; b after Mullen, 1983; c after Condie *et al.*, 1987)

a: A I + A II—板内裂谷玄武岩; B—富集型 MORB; A II + C—板内拉斑玄武岩; D—N-MORB; b: OIT—洋岛拉斑玄武岩; OIA—洋岛碱性玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩; c: 1—冰岛类型; 2—造山带; 3—洋中脊; 4—大洋岛; 5—大陆裂谷

a: A I + A II—intraplate rift basalt; B—enriched MORB; A II + C—intraplate tholeiite; D—normal middle ridge basalt; b: OIT—ocean island tholeiite; OIA—ocean island alkaline basalt; MORB—middle ocean ridge basalt; IAT—inland arc tholeiite; c: 1—ice island type; 2—orogenic belt; 3—middle ocean ridge; 4—ocean island; 5—continental rift

Huang *et al.*, 1992) 莫云玄武岩 TiO_2 含量较高, 显示了亲扬子地块的属性。因为很高的 TiO_2 含量是扬子板块和“亲扬子微陆块”内板内玄武岩的一个明显的主元素标志(莫宣学等, 2001), 因此, 可以认为北羌塘地块深部地幔端员与扬子地块具有相似性。已有的研究表明, 扬子地块西缘的岩石圈地幔在二叠纪之前确实遭受过俯冲物质混染, 经过了强烈的改造, 成为一种富集型地幔(丛柏林, 1988; 沈渭洲等, 2000)。

莫云玄武岩强烈富集 LILE 及 LREE 的特征, 说明源区为富集地幔, 其 Sr、Nd 同位素组成显示亏损地幔源属性, 较小的 Rb/Sr 比值以及远大于 0.2 的 Zr/Ba 比值(0.71~4.65), 暗示有软流圈地幔成分的加入(Ormerod *et al.*, 1988)。因为从软流圈顶部向上迁移进入岩石圈的硅酸盐熔体的 Rb/Sr 值也很低(Sun and McDonough, 1989)。可见, 莫玄武岩可能是富集地幔(EMI)与亏损软流圈地幔(DMM)相互作用的产物。

在微量元素原始地幔标准化蛛网图上(图 5b), 莫玄武岩与 OIB 相比, HFSE(Nb、Ta、Ti、P 等)及 LILE(Sr、Ba、Th)含量较高, 显示出地幔柱的成因特点。研究表明, 非地幔柱成因的大陆裂谷碱性玄武岩 Nb 含量 $< 10 \times 10^{-6}$, 与地幔柱有关的玄武岩(如 OIB)Nb 丰度一般 $> 10 \times 10^{-6}$, 没有 Nb、Ta 的亏损(在微量元素原始地幔标准化图解上), 而且 Nb 和 Ta 相对 Zr、Hf 富集, 其标志是 Ta/Hf 比值 > 0.3 , Nb/

Zr 比值 > 0.15 , Th/Ta 比值变化较大(汪云亮等, 2001)。唐古拉山东段莫云玄武岩 Nb 含量高(平均为 66.32×10^{-6}), Ta/Hf 比值为 0.22~0.56, 大多数大于 0.3, 平均为 0.39, 与峨眉山玄武岩的 Ta/Hf 比值(平均为 0.36)相近, Nb/Zr 比值为 0.2~0.3, 且多数为 0.2, Th/Ta 比值为 3.35~16.93, 变化较大, 这些微量元素特征, 暗示其成因可能与地幔柱活动有关。研究表明, 无论是大洋溢流玄武岩还是大陆溢流玄武岩均有一个相同的 $\epsilon Nd(t)$ 值(0~+4), 该值可能代表了地幔柱的 $\epsilon Nd(t)$ 值(张招崇等, 2005)。20 世纪 90 年代以来, 随着研究的深入, 越来越多的证据表明古特提斯构造演化受地幔柱活动控制。侯增谦等(1996a, 1996b)根据三江地区 MORB 和 OIB 的地球化学特征研究认为, 在石炭纪澜沧江洋和金沙江洋下方存在直径约为 200~300 km 的地幔柱, 直接导致这两个大洋的打开, 并且认为较高的 Th 含量或许就是地幔柱具有异常高温和周围地幔发生局部熔融的主要原因。肖龙等(2005b)认为晚古生代东特提斯构造演化受“特提斯超级地幔柱”控制, 其活动时间始于约 420 Ma, 终止于 250 Ma, 历时约 170 Ma。罗志立等(2004)认为二叠纪“峨眉山地幔柱”活动导致扬子地板块与塔里木地板块分离, 并在两个地块内喷发形成大面积的溢流玄武岩, 由西向东喷发时间从早(中二叠纪栖霞期)到晚(晚二叠世)有规律性变化, 地幔柱主体可能位于当时的甘孜—理塘洋脊扩张带。二叠纪时北羌塘地块邻近甘孜—理

塘洋,受地幔柱活动影响是完全可能的。

综上所述,莫玄玄武岩可能是地幔柱与富集型岩石圈地幔相互作用形成的产物。当地幔热柱上升时导致软流圈地幔上涌,到达岩石圈地幔的深度时,造成岩石圈地幔的广泛升温,致使岩石圈拉张减薄,诱发不同深度岩石圈地幔广泛的部分熔融,并形成玄武岩。即玄武岩的形成受控于地幔柱活动→软流圈地幔上涌→岩石圈伸展减薄的大地构造背景所制约,具有主动裂谷性质。

致谢 宜昌地质矿产研究所甘金木、段万军、卜建军、曾波夫、涂兵等同志参加了部分野外工作;审稿专家对本文提出了许多宝贵的修改意见,在此一并致谢。

References

- Chung S L and Jahn Borming. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 23(10): 889~892.
- Collerson K D and Kamber B S. 1999. Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle[J]. *Science*, 283(5407): 1519~1522.
- Condie K C, Bobrow D J and Card K D. 1987. Geochemistry of Precambrian mafic dykes from the Southern Superior Province[A]. Halls H C and Fahrig W F. Mafic Dyke Swarms[C]. Geological Association of Canada Special Paper, 34, 95~108.
- Cong Bolin. 1988. Formation and Evolution of the Panxi Paleorift[M]. Beijing: Science Press, 217~250(in Chinese).
- Deng Wanming, Yin Jixiang and Guo Zhongping. 1996. Basic-ultrabasic and volcanic rocks in Chagbu-Shuanghu area of northern Xizang(Tibet), China[J]. *Scienc in China(Series D)*, 39(4): 359~368.
- Dong Shuyun and Zhang Zhaochong. 2009. Geochemical behavior of Yttrium in Fe-Ti oxides—An example inferred from the Emeishan large igneous province[J]. *Geological Review*, 55(3): 355~360.
- Fitton J G, James D and Leeman W P. 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variation in space and time[J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 13693~13711.
- Foley S F. 1992. Petrological and characterization of the source components of potassic magmas: Geochemical and experimental constraints[J]. *Lithos*, 28(3~6): 187~204.
- Frey F A, Garcia M O, Wise W S, et al. 1993. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts[J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 14347~14375.
- Furman T and Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province[J]. *Lithos*, 48: 137~152.
- Hawkesworth C J, Kenpen P D, Roges N W, et al. 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment: processes in the Earth's mantle[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 256~268.
- He B, Xu Y G, Xiao L, et al. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213: 391~405.
- Hergt J M, Peate D W and Hawkesworth C J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 134~148.
- Hess P C. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalt[A]. Morgan J P, Blackman D K and Sinton J M. Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges[C]. American Geophysical Union: Geophysical Monograph, 67~102.
- Hooper P R and Hawkesworth C J. 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt[J]. *Journal of Petrol.*, 34: 1203~1246.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Zhu Qinwen, et al. 1996a. Mantle plume in the Sanjiang Paleo-Tethyan region: Evidence from Ocean-island Basalts[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 343~361(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Zhu Qinwen, et al. 1996b. Mantle plume in the Sanjiang Paleo-Tethyan Lithosphere: Evidence from Mid-Ocean Ridge Basalts[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 362~373(in Chinese with English abstract).
- Huang K N, Opdyke N D, Peng X J, et al. 1992. Paleomagnetic results from the Upper Permian the eastern Qiangtang Terrane of Tibet and tectonic implication[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111: 1~10.
- Klemme S, Günthe D, Hametner K, et al. 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon[J]. *Chemical Geology*, 234: 251~263.
- Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints[A]. Mahoney J J and Coffin M F. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism[C]. Washington D C: American Geophysical Union Monograph 100, 335~355.
- Li Cai, Huang Xiaopeng, Zhai Qingguo, et al. 2006. The Longmu Co-Shuanghu-Jitang plate suture and the northern boundary of Gondwanaland in the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Earth Science Frontiers*, 13(4): 136~147(in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Hu Ruizhong and Rao Bing. 1997. Geochronology and geochemistry of cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China[J]. *Geochimica*, 26(2): 14~31(in Chinese with English abstract).
- Lu Jiren. 1996. Dynamical characteristics of the Emeimantle plume[J]. *Acta Geoscientia Sinica—Bull Chinese Acad. Geol. Sci.*, 17(4): 424~438(in Chinese with English abstract).
- Luo Zhili, Yong Ziquan, Liu Shugen, et al. 2004. Divergent role of "Emei tafrogeny" on Yangtse palaeoslab and Tarim palaeoslab and its significance in geoscience[J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 25(1): 1~7(in Chinese with English abstract).
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. *Chemical Geology*, 56: 207~218.

- Metcalf I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, (20): 551 ~ 566.
- Mo Xuanxue, Deng Jinfu, Dong Fangliu, *et al.* 2001. Volcanic petro-tectonic assemblages in Sanjiang orogenic belt, SW China and im-plicateon for tectonics [J]. *Geological Journal of China Univer-sities*, (2): 121 ~ 138 (in Chinese with English abstract).
- Mullen E D. 1983. MnO-TiO₂-P₂O₅ : a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implicatons for pto-genesis [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62 : 53 ~ 62.
- Nickel K G. 1986. Phase equilibria in the system SiO₂-MgO-Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃ (SMACCR) and their bearing on spinel/ garnet therxolite re-lationships [J]. *Neues Jahrb. Miner. Abb.*, 155 : 259 ~ 287.
- Niu Zhijun, Duan Qifa, Wang Jianxiang, *et al.* 2006. On the Gadikao Formation in Zhidao and Zadoi areas, Southern Qinghai [J]. *Journal of Stratigraphy*, 30(2): 109 ~ 115 (in Chinese with English abstract).
- Ormerod D S, Hawkesworth C J, Rogers N W, *et al.* 1988. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, U S A [J]. *Nature*, 333(6 171 ~ 6 172): 349 ~ 353.
- Pan Guitang, Li Xingzhen and Wang Liquan. 2002. Preliminary division of tectonic units of the Qinghai-Tibet plateau and its adjacent region [J]. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 701 ~ 707 (in Chinese with English abstract).
- Rogers N W, Hawkeworth C J and Ormerod D S. 1995. Late Cenozoic basaltic magmatism in the western Great basin, California and Navada [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 : 10 287 ~ 10 303.
- Rollison H R. 1993. Using Geochemical Data : Evaluation, Presentation, In-terpretation [M]. New York : Longman Scientific and Technical Limited, 1 ~ 352.
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, *et al.* 1992. Consequences of plume-lithosphere interaction [A]. Storer B C, Alabaster T and Pankhurst R J. *Magmatism and the causes of continental break-up* [C]. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 68 : 41 ~ 60.
- Shen Shangyue, Feng Qinglai, Liu Benpei, *et al.* 2002. Study on ocean ridge ocean island volcanic rocks of Changning-Menglian belt [J]. *Geological Science and Technology Information*, 21(3): 13 ~ 17 (in Chinese with English abstract).
- Shen Weizhou, Ling Hongfei, Xu Shijin, *et al.* 2000. Geochemical charac-teristics and genesis of Neoproterozoic granitoids in the norther part of the western Margin of the Yangtze block [J]. *Geological Review*, 46 (5): 512 ~ 519 (in Chinese with English abstract).
- Song X Y, Zhou M F, Hou Zengqian, *et al.* 2001. Geochemical con-straints on the mantle source of the upper Permian Emeishan conti-nental flood basalt, Southwestern China [J]. *International Geology Review*, 43 : 213 ~ 225.
- Stille P, Unruh D M and Tatsumoto. 1983. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts [J]. *Nature*, 304 : 25 ~ 29.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implicatcon for mantle compositcon and processes [A]. Saungers A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basalt* [C]. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 42 : 313 ~ 345.
- Wang Chengshan, Hu Chengzu, Wu Ruizhong, *et al.* 1987. Signifi-cance of the discovery of Chasang- Chabu rift in northern Xizang (Tibet) [J]. *Journal of Chendu College of Geology*, 14(2): 33 ~ 46 (in Chinese with English abstract).
- Wang Quan, Xu Shichao, Wei Rongzhu, *et al.* 2006. Characteristics and tectonic setting of volcanic rocks of the Permian Zhanjin Forma-tion in the Tuoheping Co area, northern Qiangtang, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geological Bulletin of China*, 25(1 ~ 2): 146 ~ 155 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yunliang, Hughes S S, Dong Chunhan, *et al.* 1987. Geochem-istry of the late Permian Emeishan basalts and implication of conti-nental mantle evolution [J]. *Journal of Chendu College of Geology*, 14(3): 59 ~ 87 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yunliang, Zhang Chengjiang and Xiu Shuzhi. 2001. Th/Hf -Ta/Hf identification of tectonic setting of basalt [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 413 ~ 421 (in Chinese with English abstract).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member com-position : Trace element evidence and isotopic constraints [J]. *Earth Planet Sci. Lett.*, 104 : 381 ~ 397.
- Wei Qirong, Shen Shangyue, Mo Xuanxue, *et al.* 2003. Characteristics of Nd-Sr-Pb isotope systematics of the source in paleo-Tethyan vol-canic rocks in the Sanjiang area [J]. *J. Mineral Petrol.*, 23(1): 55 ~ 60 (in Chinese with English abstract).
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis* [M]. London : Unwin Hyman, 1 ~ 464.
- Wilson M and Downes H. 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe [J]. *Journal of Petrol*, 32 : 811 ~ 849.
- Xiao Long and Xu Jifeng. 2005a. Petrogenesis and tectonic setting of basalts from Songpan-Ganze block, northwestern Sichuan province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(6): 1 539 ~ 1 545 (in Chi-nese with English abstract).
- Xiao Long, Xu Yigang and He Bin. 2005b. Mantle plume tectonics and Tethyan evolution : Apreliminary interpretation in Sichuan and western Yunnan provinces [J]. *Geological Science and Technology Information*, 24(4): 1 ~ 6 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, *et al.* 2003. Petrogenesis of the basalts of Woniusi Formation at Baoshan area, Yunnan : Is it of mantle plume origin ? [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 22 (1): 20 ~ 28 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, *et al.* 2004. Geochemistry of E-meishan flood basalts at Binchuan area, SW China : rock type and temporal evolution [J]. *Chinese Journal of Geology*, 38(4): 478 ~ 494 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, He B, Chung S L, *et al.* 2004. The geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood basalt province [J]. *Geology*, 30(10): 917 ~ 920.
- Yin Hongfu, Wu Shunbao, Du Yuansheng, *et al.* 1999. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system [J]. *Earth Sci-ence—Journal of China University of Geosciences*, 24(1): 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Yin Jixiang, Deng Wanming, Wen Shixuan, *et al.* 1998. Pre-Jurassic structural evolution of the transitional continental blocks in Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its adjacent area [A]. Pan Yusheng

- and Kong Xiangru. Lithosphere Structures, Evolution and Dynamics of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [C]. Guangzhou: Guangdong Sciences and Technology Press, 217~332 (in Chinese).
- Zhang Yifu. 1991. Tethyan ocean of Hohxil and Baryan Har and their adjacent region [J]. Qinghai Geology, (1): 1~17 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China [J]. Journal of Petrol., 47: 1997~2019.
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, et al. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints [J]. Lithos, 113(3~4): 369~392.
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 28(4): 431~439 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Hesheng, Hao Yanli, et al. 2004. Geochemistry of the picrite and associated basalts from the Emeishan large igneous province and constraints on their source region [J]. Acta Geologica Sinica, 78(2): 171~180 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Hao Yanli, et al. 2005. A geochemical comparison between the Emeishan and Siberian large igneous provinces and its petrogenetic implications [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 24(1): 12~19 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Shifei, Qin Yong, Qian Zhuangzhi, et al. 2008. The Geochemical characteristics and tectonic setting of the Permian basalts in the Binchuan-Lijiang area in Yunnan Province [J]. J. Mineral Petrol., 28(1): 64~71 (in Chinese with English abstract).
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics [J]. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 14: 493~571.
- 丛柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成和演化 [M]. 北京: 科学出版社, 217~250.
- 董书云, 张招崇. 2009. 钇(Y)在铁钛氧化物中的地球化学行为——以峨眉山大火成岩省为例 [J]. 地质论评, 55(3): 355~360.
- 侯增谦, 莫宣学, 朱勳文, 等. 1996a. “三江”古特提斯地幔热柱——洋岛玄武岩证据 [J]. 地球学报, 17(4): 343~361.
- 侯增谦, 莫宣学, 朱勳文, 等. 1996b. “三江”古特提斯地幔热柱——洋中脊玄武岩证据 [J]. 地球学报, 17(4): 362~375.
- 李才, 黄小鹏, 翟庆国, 等. 2006. 龙木错-双湖-吉塘板块缝合带与青藏高原冈瓦纳北界 [J]. 地学前缘, 13(4): 236~147.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学 [J]. 地球化学, 26(2): 14~31.
- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征 [J]. 地球学报, 17(4): 424~438.
- 罗志立, 雍自权, 刘树根, 等. 2004. “峨眉地裂运动”对扬子古板块和塔里木古板块的离散作用及其地学意义 [J]. 新疆石油地质, 25(1): 1~7.
- 莫宣学, 邓晋福, 董芳浏, 等. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义 [J]. 高校地质学报, 7(2): 121~138.
- 牛志军, 段其发, 王建雄, 等. 2006. 青海南部治多-杂多一带二叠系尔笛考组 [J]. 地层学杂志, 30(2): 109~115.
- 潘桂棠, 李兴振, 王立全, 等. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分 [J]. 地质通报, 21(11): 701~707.
- 沈上越, 冯庆来, 刘本培, 等. 2002. 昌宁-孟连带洋脊、洋岛型火山岩研究 [J]. 地质科技情报, 21(3): 13~17.
- 沈渭洲, 凌洪飞, 徐士进, 等. 2000. 扬子板块西缘北段新元古代花岗岩类的地球化学特征和成因 [J]. 地质论评, 46(5): 512~519.
- 王成善, 胡成祖, 吴瑞忠, 等. 1987. 西藏北部查桑-查布裂谷的发现及其地质意义 [J]. 成都地质学院学报, 14(2): 33~46.
- 王权, 续世朝, 魏荣珠, 等. 2006. 青藏高原羌塘北部托和平错一带二叠系展金组火山岩的特征及构造环境 [J]. 地质通报, 25(1~2): 146~155.
- 汪云亮, Hughes S S, 董纯蕊, 等. 1987. 峨眉山玄武岩地球化学和大陆地幔演化 [J]. 成都地质学院学报, 14(3): 59~87.
- 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 [J]. 岩石学报, 17(3): 413~421.
- 魏启荣, 沈上越, 莫宣学, 等. 2003. 三江地区古特提斯火山岩源区物质的 Nd-Sr-Pb 同位素体系特征 [J]. 矿物岩石, 23(1): 55~60.
- 肖龙, 许继峰. 2005a. 川西北松潘-甘孜地块大石包组玄武岩成因及其形成构造背景 [J]. 岩石学报, 21(6): 1539~1545.
- 肖龙, 徐义刚, 何斌. 2005b. 试论地幔柱构造与川滇西部古特提斯的演化 [J]. 地质科技情报, 24(4): 1~6.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 2003. 云南保山卧牛寺组玄武岩成因-地幔柱活动的产物? [J]. 岩石矿物学杂志, 22(1) 20~28.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 2004. 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 [J]. 地质科学, 38(4): 478~494.
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 24(1): 1~12.
- 尹集祥, 邓万明, 文世宣, 等. 1998. 青藏高原及邻区中间过渡陆块前侏罗纪构造演化 [A]. 潘裕生, 孔祥儒. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学 [C]. 广州: 广东科学技术出版社, 217~332.
- 张以蓓. 1991. 可可西里-巴喀喀拉及邻区特提斯海的特征 [J]. 青海地质, (1): 1~17.
- 张招崇, 王福生. 2003. 峨眉山玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素特征及其物源探讨 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 28(4): 431~439.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 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 [J]. 地质学报, 78(2): 171~180.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 2005. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学特征的比较及其成因启示 [J]. 岩石矿物学杂志, 24(1): 12~19.
- 朱士飞, 秦勇, 钱壮志, 等. 2008. 云南省丽江-宾川地区二叠纪玄武岩地球化学特征及其构造背景研究 [J]. 矿物岩石, 28(1): 64~71.

附中文参考文献