

# 西藏冈底斯带叶巴组火山岩地球化学及成因

耿全如<sup>1,2</sup>, 潘桂棠<sup>2</sup>, 金振民<sup>1</sup>, 王立全<sup>2</sup>, 朱弟成<sup>2</sup>, 廖忠礼<sup>2</sup>

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 成都地质矿产研究所, 四川成都 610082

**摘要:** 叶巴组早侏罗世双峰式火山岩分布在拉萨、达孜至墨竹工卡之间, 岩性为浅变质玄武岩、玄武质熔结凝灰岩、英安岩、酸性凝灰岩及火山角砾岩等。火山岩 SiO<sub>2</sub> 含量集中在 41%~50.4% 和 64%~69% 两个区间, 为钙碱性系列的玄武岩和英安岩 2 类。玄武岩的显著特征是 TiO<sub>2</sub> 含量极低, 仅为 0.66%~1.01%, 远低于大陆拉斑玄武岩。玄武岩的稀土总量  $\sum\text{REE}=60.3\sim 135\ \mu\text{g/g}$ , 英安岩的稀土总量  $\sum\text{REE}=126.4\sim 167.9\ \mu\text{g/g}$ 。玄武岩和英安岩具有相似的稀土和微量元素特征, 两者均为轻稀土富集型, 分布特征相似, 轻、重稀土的分馏较明显, Eu 异常均不显著; 均表现为 LILE、LREE 富集, HFS、HREE 亏损的特点。玄武岩亏损 Ti、Ta、Nb、Zr, Nb 和 Ta 仅略负亏损,  $\text{Nb}^*=0.54\sim 1.17$ , 平均为 0.84; 英安岩亏损 HFS 中 P、Ti、Ta、Nb 略负异常,  $\text{Nb}^*=0.74\sim 1.06$ , 平均为 0.86。玄武岩类的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=0.96\sim 10.03$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7043\sim 0.7064$ , 英安岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-1.42\sim 1.08$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7038\sim 0.7049$ 。从微量元素和同位素成分看, 玄武岩和英安岩浆起源于俯冲带之上的地幔楔不同程度的部分熔融, 源岩可能是亏损的尖晶石二辉橄辉岩。源区曾受到具地壳成分特征的流体不均匀交代。后期变质作用对岩石大离子亲石元素含量有影响。叶巴组双峰式火山岩形成于成熟岛弧后期的短暂拉伸环境, 是印支期冈底斯岩浆演化的结果。

**关键词:** 双峰式火山岩; 地球化学; 成因; 冈底斯岩浆弧; 印支晚期—燕山早期。

中图分类号: P588.14

文章编号: 1000-2383(2005)06-0747-14

收稿日期: 2005-08-23

## Geochemistry and Genesis of the Yeba Volcanic Rocks in the Gangdise Magmatic Arc, Tibet

GENG Quan-ru<sup>1,2</sup>, PAN Gui-tang<sup>2</sup>, JIN Zhen-min<sup>1</sup>, WANG Li-quan<sup>2</sup>, ZHU Di-cheng<sup>2</sup>, LIAO Zhong-li<sup>2</sup>

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

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

**Abstract:** The Early Jurassic Yeba bimodal volcanic rocks occur among Lhasa, Dazi and Mozhugongka, with major rocks of metabasalt, basaltic ignimbrite, dacite, silicic tuff and volcanic breccia. SiO<sub>2</sub> contents in lava rocks are 41%–50.4% and 64%–69%, belonging to calc-alkaline basalt and dacite. One notable feature of basalt is its low TiO<sub>2</sub> contents, 0.66%–1.01%, much lower than those of continental tholeiite. The  $\sum\text{REE}$  contents of basalt and dacite are 60.3–135  $\mu\text{g/g}$  and 126.4–167.9  $\mu\text{g/g}$  respectively. Both rocks have similar REE and other trace element characteristics, with enriched LREE and LILE relative to HREE and HFS, similar REE plots and without Eu anomaly. The basalts have depleted Ti, Ta, Zr and Nb and slightly negative Nb and Ta anomalies, with  $\text{Nb}^*=0.54\sim 1.17$  and an average of 0.84. The dacites have depleted P and Ti and also slightly negative Nb and Ta anomalies, with  $\text{Nb}^*=0.74\sim 1.06$  and an average of 0.86. The  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  values for basalts are 0.96–10.03 and 0.7043–0.7064. These values for dacites are (–1.42)–1.08 and 0.7038–0.7049 respectively. Trace elemental and isotopic studies suggest that both basalt and dacite originated from partial melting of the mantle wedge at different degrees above subducted belt. The spinel lherzolite in upper mantle is likely the source rocks for the bimodal volcanic rocks, which might have undergone selective metasomatism of crustal fluids. Metamorphism at late stage made influence on the LILE contents. The Yeba bimodal volcanic rocks formed in temporal extensional environment in

基金项目: 国土资源大调查项目 (No. 1212010310102)。

作者简介: 耿全如 (1963—), 男, 教授级高工, 在读博士, 研究方向为岩石学和构造地质学。E-mail: cdgquanru@cgs.gov.cn

mature island arc settings, resulting from the Indosinian Gangdise magmatic arc.

**Key words:** bimodal volcanic rock; geochemistry; origin; Gangdise magmatic arc; late Indosinian to early Yanshanian.

冈底斯构造岩浆岩带位于印度河—雅鲁藏布缝合带和班公湖—怒江缝合带之间,为一条近东西向展布的狭长地块,长约 2 500 km,宽 100~300 km,面积约 40 万 km<sup>2</sup>。岩浆岩面积占整个青藏高原岩浆岩总面积的 83%,是青藏高原最重要的陆缘岩浆弧,是国内外地质学界长期关注的焦点。近年来国土资源大调查已查明冈底斯是一条巨型的有色金属、贵金属成矿带(王全海等,2002;郑有业等,2004a,2004b),成矿作用直接与俯冲、碰撞引起的岩浆岩响应有关。

早期观点认为冈底斯带是燕山期造山带,火山岩和花岗岩体一般形成于白垩纪至第三纪,与雅鲁藏布江洋盆的萎缩、消减和弧—陆碰撞密切相关(常承法和郑锡澜,1973;金成伟和周云生,1978;黄汲清和陈炳蔚,1987;Pearce and Mei, 1988;李廷栋,2002)。近年的地质调查发现,冈底斯带零星存在晚三叠世花岗岩和火山岩以及上三叠统和二叠系之间的构造不整合,有专家因此推测存在印支期古岛弧(李才等,2003;曲永贵等,2003;潘桂棠等,2004;任纪舜和肖黎薇,2004),但仍需岩浆岩和构造地质等方面更多的证据。

我们曾对达孜县附近,属于“南冈底斯中生代火山—岩浆弧”(潘桂棠等,1997)的叶巴组火山岩进行过锆石 SHRIMP 和单矿物<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar法年龄测试,得出其形成年龄为(181.7±5.2)Ma,变质年龄为白垩纪(131.9±5.5)Ma和73.2 Ma,因此认为这是一套早侏罗世火山岩<sup>①</sup>。本文通过岩石地球化学研究,证明这是一套双峰式火山岩,形成于岛弧成熟期的伸展环境中,并进一步说明存在印支期的古岛弧。

## 1 区域地质概况

叶巴组原称“叶巴群”,是西藏地质局综合普查大队于 1974 年在达孜县叶巴沟创立的,原意是指分布在拉萨至达孜县之间的一套火山岩地层。此后的区域地质调查将叶巴组的分布范围扩大到桑日县和墨竹工卡县之间(图 1)。现在的叶巴组分布在拉萨—达孜—墨竹工卡及其以南的桑日之间,呈长条状

东西向展布<sup>②</sup>(图 1)。野外调查发现,现在的叶巴组可分为 2 套火山岩地层,两者在岩石组合、时代上均有区别,先后形成于 2 个喷发中心。

在拉萨—达孜县—墨竹工卡县之间的公路两侧,叶巴组主要为一套浅变质玄武岩和片理化英安岩、酸性凝灰岩等,为双峰式火山岩组合。这套双峰式火山岩东西长约 80 km,中部南北最宽处约 30 km,最大厚度约 4 000 m,东、西两端厚度和宽度均尖灭。喷发中心在达孜县叶巴沟一带。它的底部被燕山晚期—新生代二长花岗岩侵入,局部逆冲到门中组之上(K<sub>1-2</sub>m);顶部与多底沟组灰岩(J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>)呈断层接触。这套火山岩因不含沉积岩夹层,未见化石,所以其年龄一直存在争议(王乃文等,1983;Pearce and Mei, 1988;Yin *et al.*, 1988)。我们利用同位素年代学测试,证明其形成年龄为早侏罗世。

分布在墨竹工卡以南的甲马—班禅牧场—沃卡一带的叶巴组为另一个东西向狭长状喷发中心,该带东西长约 120 km,出露宽约 4~10 km。喷发中心在甲马一带,向东、西厚度和宽度减小并尖灭。该带岩石组合为英安岩、流纹岩、凝灰岩、火山角砾岩等中酸性火山岩夹砂、泥岩和灰岩。顶部被却桑温泉组(T<sub>3</sub>)或多底沟组呈角度不整合覆盖,底部被燕山晚期花岗岩侵入。该带火山岩夹层中含丰富的双壳类化石,表明火山活动发生在中侏罗世巴柔期(苟金,1994;阴家润等,1998;毛国政等,2002)。

目前对墨竹工卡县以南甲马、驱龙一带的中侏罗世叶巴组酸性火山—沉积岩系已有初步研究,认为它是岛弧火山岩,古地理环境为滨岸、浅海陆棚,岩浆来源于下地壳的部分熔融(毛国政等,2002)。而达孜一带的双峰式火山岩仍缺乏岩石化学及形成环境的研究。本文在以往研究的基础上讨论达孜县一带叶巴组火山岩的常量元素、微量元素和同位素地球化学特征和岩石形成的构造环境。

## 2 岩石学特征

野外调查发现,达孜县一带的叶巴组大致为三

<sup>①</sup>耿全如,潘桂棠,王立全,等,2005. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩同位素地质年代学讨论. 矿物岩石(审稿中)。

<sup>②</sup>青海省区调综合地质大队,1994. 1:20 万下巴淌(沃卡)幅地质图及说明书;西藏地矿局区调队,2000. 1:5 万拉木、巴洛、普隆岗、班禅牧场幅地质图及说明书。

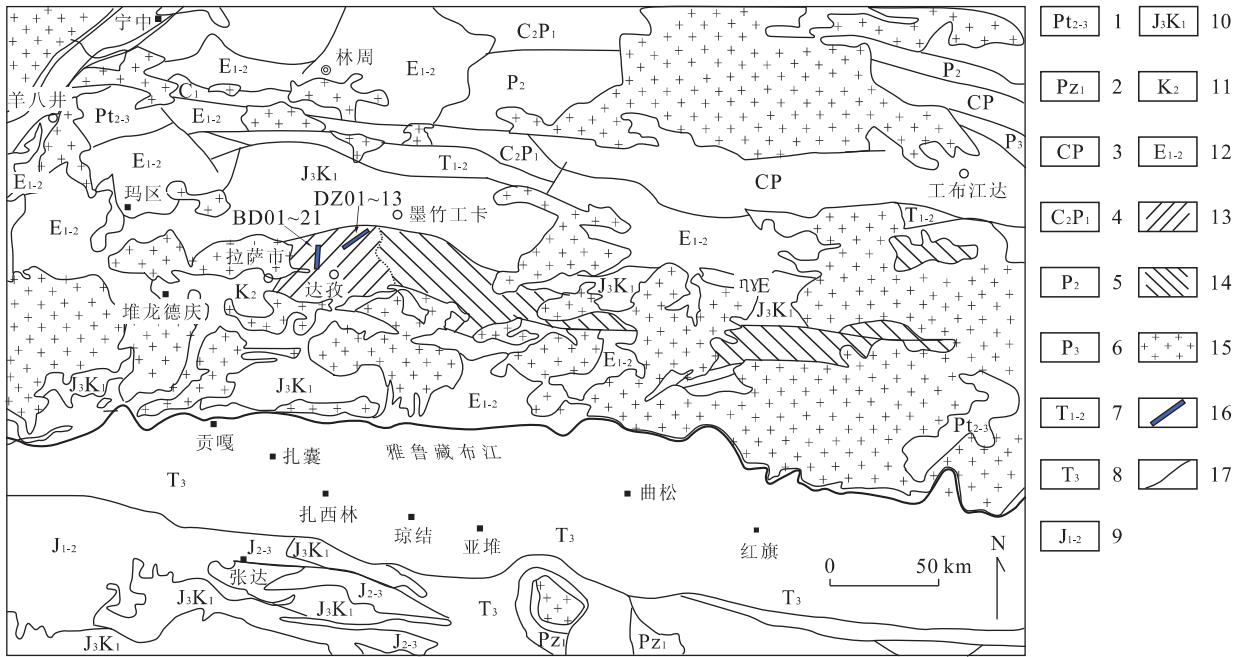


图 1 研究区地质略图

Fig. 1 Sketch geological map of studied region

1. 念青唐古拉群; 2. 早古生代地层; 3~6. 晚古生代地层, 主要为原旁多群、松多群、洛巴堆组等; 7. 早—中三叠世, 主要指查曲浦组; 8. 修康群、郎杰学群浊积岩; 9. 日当组砂泥岩; 10. 晚侏罗—早白垩世, 主要指原多底沟群( $J_3$ ); 11. 竟柱山组碎屑岩; 12. 老第三纪火山岩, 主要指林子宗群; 13. 达孜县附近的叶巴组, 以火山岩为主; 14. 1:20 万工布江达县—墨竹工卡县南部的叶巴组, 为酸性火山岩和沉积岩互层; 15. 冈底斯花岗岩; 16. 剖面及采样位置; 17. 地质界线

套岩性。由于受新构造运动的影响, 岩石发育一系列中、小型褶皱和断层, 并具有不同程度片理化, 彼此之间叠置关系不清或为断层接触。第 1 岩性段( $J_1y^1$ ) 分布在百定村至达孜县城之间的南部山坡, 总体呈东西走向, 南部被新生代花岗岩侵入, 北部被立萨河谷第四系覆盖, 厚度可能大于 3 000 m。1:20 万地质图将其定为叶巴组第 2 段, 典型剖面位于百定村。岩性以厚层块状灰绿色和绿色浅变质玄武岩为主, 夹数层紫红色基性熔结凝灰岩类和集块熔岩, 岩性较稳定, 发育较宽缓的褶皱和脆性断裂。第 2 岩性段( $J_1y^2$ ) 位于达孜大桥及其南部山坡中, 在 1:20 万地质图上定为叶巴组第 1 段。岩性为浅灰色、灰绿色浅变质英安岩类。达孜县以南剖面中, 这套岩石整体为一套单斜火山岩, 向 NNE 陡倾, 倾角一般大于  $60^\circ$ 。岩石具一定程度的劈理化, 据层间劈理判断, 这是一套倒转地层。第 3 岩性段( $J_1y^3$ ) 位于达孜大桥以东的巴嘎雪村—色岗村之间的拉萨河两岸, 分布范围较大, 为一套浅变质玄武岩、英安岩和变质酸性凝灰岩组合, 可分为从基性向酸性熔岩和酸性凝灰岩的 2 个喷发韵律。这套岩石发育中小型褶皱、近东西向的逆冲断层, 并发育不均匀的片理化。片理化发

育在断层或断裂附近, 片理化强带和弱带相间出现, 约 70~100 m 重复一次。片理与层理产状一致。层理不对称褶皱和层间小褶皱均指示向南逆冲的运动特征。这些构造特征反映冈底斯带在喜马拉雅期强烈的陆内汇聚和挤压作用。根据野外观察和薄片鉴定, 研究区叶巴组主要有以下几种岩石类型。

(1) 变玄武岩类: 分布在第 1、3 岩性段中, 岩石呈灰绿色, 外观为斑状结构或隐晶质结构, 气孔或杏仁状构造。镜下为变余斑状结构, 个别见典型玻基斑状结构。斑晶为蚀变自形、半自形斜长石, 部分层位见聚斑结构。镜下测试, 新鲜斜长石牌号  $An_{30\sim60}$ , 属基性种属, 说明原岩为基性火山岩。个别层位见辉石斑晶, 但大部分被绿帘石及绿泥石交代, 仅见辉石假象。斑晶粒度 1~5 mm, 含量 5%~20%。基质具交织结构, 见微晶斜长石呈定向或半定向排列, 空隙被显微隐晶质、玻璃质、铁质, 或绿泥石、绿帘石、绿纤石、阳起石等充填。在百定剖面中, 变玄武岩中夹 5~8 层基性熔结凝灰岩类。单层厚约 20~40 cm, 夹在灰绿色变玄武岩中。岩石为紫红色, 变余玻屑凝灰结构、流纹构造、杏仁构造。岩石成分大多已蚀变为绿帘石、黝帘石、绿泥石等, 但仍残留有火焰状、不规

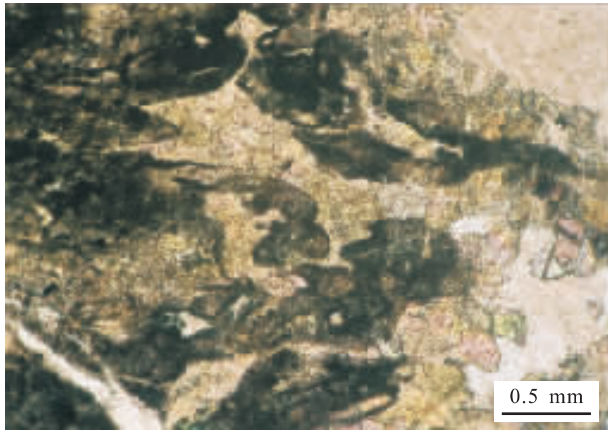


图 2 玄武质玻屑熔结凝灰岩

Fig. 2 Basaltic ignimbrite showing glass (dark) and magma (grey) clastes

样品号 BD09, 位于百定村西约 2 km。深色部分为玄武质玻屑, 浅色部分为浆屑, 均呈拉长的塑性流动特征。不规则空隙由变质矿物碳酸盐、石英、绿帘石等充填, 单偏光

则拉长状基性玻屑、浆屑, 流动构造显著(图 2)。这类岩石显然形成于陆相环境。

上述岩石组合说明火山岩大部分为水下喷发形成, 但曾数度剥露于水面之上。

(2) 变英安岩类: 分布在第 2、3 岩性段中, 外观为灰绿色、隐晶质结构, 厚层块状和片理化构造。镜下为变余斑状结构, 杏仁状构造, 基质具变余交织结构、变余霏细结构、变余流纹构造。斑晶为自形斜长石, 偶见钾长石和石英斑晶, 粒度 1~3 mm, 含量 10%~15%。基质由绢云母、微粒长英质矿物和绿帘石、黑云母等组成。蚀变岩石为绿泥石、绢云母、绿帘石、碳酸盐的矿物组合, 偶见磷灰石、锆石等。基质中变质矿物可见斜长石外貌, 并具有定向性。杏仁体被碳酸盐矿物和石英充填。

(3) 变酸性凝灰岩: 分布在第 3 岩性段中。外观为浅灰色, 鳞片粒状变晶结构, 显著片理化构造, 偶见晶屑或变余玻屑外貌。一般作为变英安岩的夹层或与之互层。矿物成分为中—细粒石英、黑云母、斜长石等。黑云母定向性明显, 且具云母鱼构造。

(4) 火山角砾、集块熔岩: 在 3 个岩性段的局部见有少量角砾熔岩和集块熔岩。角砾和集块为灰绿色浅变质玄武岩, 呈棱角状, 粒度为 1~15 cm, 占 10%~45%。角砾和集块具显著的隐晶质结构甚至玻璃质结构, 气孔状构造, 气孔可占 30%±。说明角砾和集块为先行喷发的快速冷却的熔岩或熔岩流表面部分。胶结物大部分为同成分的熔岩。在百定剖面 and 叶

巴沟剖面中, 该类岩石具有白色碳酸盐岩充填物, 可能是后期蚀变过程中钙质交代的产物。

从岩相学角度看, 达孜县一带的叶巴组代表强烈、快速的火山溢流和局部喷发。总体形成于水下环境, 但剖面中出现多层火山岩具有显著的玻基斑状结构和流纹构造, 以及紫红色基性熔结凝灰岩类和集块熔岩, 表明多次上升为陆相喷发环境。

### 3 分析方法

我们在达孜县附近百定村( $J_1y^1$ )、达孜大桥南部山沟( $J_1y^2$ )作了实测剖面, 长度约 1.5 km; 在巴嘎雪村—色岗村( $J_1y^3$ )、达孜大桥—林周县( $J_1y^3$ )和叶巴沟( $J_1y^2$ )等地作了路线地质观察。在野外仔细观察、描述、剖面测制、取样和前人资料的基础上, 我们对达孜县附近的叶巴组火山岩进行了薄片镜下研究, 并选取较新鲜的岩石进行岩石地球化学测试。其中常量元素由国土资源部成都地质矿产研究所测试, 测试方法:  $SiO_2$  为甲基纤维素重量法,  $Fe_2O_3$ 、 $FeO$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 、 $K_2O$ 、 $Na_2O$ 、 $MnO$  为火焰原子吸收法,  $Al_2O_3$  为氟化钾取代—EDTA 重量法,  $TiO_2$ 、 $P_2O_5$  分光光度法, 分析精度优于 1%。微量元素和稀土元素由中国地质科学院分析测试中心完成, 测定微量元素采用仪器 IRIS、POEM 和 ICP AES/ICP MS; 测定稀土元素采用仪器 IRIS、POEM, 分析精度优于 5%。Rb-Sr、Sm-Nd 同位素测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所同位素分析测试中心完成, 仪器为 MAT 262 质谱仪, 利用瑞利法则进行分馏校正。Rb、Sr、Sm、Nd 丰度利用同位素稀释法测定。具体测试方法和流程见张宗清等(1995, 2001)。常量元素和微量元素测试结果见表 1, 同位素测试结果见表 2。本文岩石化学图形软件据路远发(2004)。

### 4 常量元素岩石化学

从化学成分看, 叶巴组火山岩具有“双峰式”火山岩的特征(表 1, 图 3)。 $SiO_2$  含量集中在 41%~50.4% 和 64%~69% 两个区间, 主要为玄武岩和英安岩两类, 缺  $SiO_2$  含量在 50.5%~64% 之间的中性火山岩, 即存在所谓 Daley gap。硅—碱图上显示主要为钙碱性系列(图 2 左)。由于 Si、K、Na 为活动

表 1 叶巴组火山岩常量元素(%)和微量元素( $10^{-6}$ )分析Table 1 Major (%) and trace element ( $10^{-6}$ ) data for the Yeba volcanic rocks

样号	BD01	BD05	BD08	BD13	BD16	BD19	BD21	DZ11-1	DZ13-1	DZ07-2
SiO <sub>2</sub>	42.3	46.38	48.52	48.66	47.4	49.56	40.9	46.86	50.36	47.4
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.71	0.8	0.73	0.78	0.87	0.84	0.83	0.88	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.77	20.29	15.98	16.66	16.87	18.02	15.62	16.92	16.01	14.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.68	8.92	4.61	5.36	6.45	4.41	4.36	4.04	5.75	3.21
FeO	6.68	3.52	4.77	4.08	3.01	4.81	4.77	5.47	2.77	4.23
CaO	7.5	10.85	11.53	10.54	12.31	5.62	13.17	6.75	7.75	8.38
MgO	10.51	3.13	7.96	6.41	5.86	6.55	7.84	6.08	7.84	7.45
K <sub>2</sub> O	0.043	2.54	0.12	0.41	0.25	0.052	0.51	2.12	0.02	1.04
Na <sub>2</sub> O	2.65	1.32	3.07	3.53	3.27	4.35	2.92	3.31	2.52	2.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.4	0.2	0.42	0.29	0.3	0.43	0.16	0.27	0.19	0.13
MnO	0.27	0.24	0.16	0.17	0.17	0.29	0.19	0.21	0.16	0.14
LOI	5.28	2.03	2.13	2.59	2.72	4.28	9.17	7.45	6.05	11.07
Total	99.09	100.13	100.07	99.43	99.39	99.24	100.45	100.31	100.30	100.15
TFeO	10.89	11.55	8.92	8.90	8.82	8.78	8.69	9.11	7.95	7.12
Mg <sup>#</sup>	63.24	32.58	61.41	56.21	54.24	57.09	61.65	54.35	63.76	65.11
Cr	216	146	431	286	272	198	267	58.7	191	274
Co	46.9	59.7	41	35.9	34.5	30.9	33.7	29	37	31.1
Ni	94.2	68.1	139	99	98.1	82.8	96.8	34.6	81.3	120
U	0.33	0.61	0.56	0.46	0.44	0.44	0.81	0.45	0.47	0.46
Th	1.2	2.13	2.33	1.58	1.54	1.61	1.9	1.23	1.24	1.43
Pb	6.78	35.2	7.18	12.4	2276	32.9	42.3	16.6	13.3	20
V	223	141	251	274	269	283	251	216	203	183
Rb	0.52	89.1	1.77	6.22	3.83	0.77	9	81.6	0.81	50.2
Sr	442	709	903	515	831	556	459	516	474	397
Ba	64.1	404	61.7	579	234	61.8	659	494	8.66	196
Cs	1.02	8.72	0.67	1.38	1.3	0.35	1.33	3.14	0.63	7.38
Ta	0.23	0.26	0.24	0.19	0.16	0.27	0.24	0.14	0.29	0.13
Nb	5.06	6.28	5.61	3.15	4.34	6.05	7.19	5.5	6.63	3.4
Hf	2.28	2.38	2.37	2.26	2.18	2.76	2.26	2.11	2.36	2.09
Zr	67.6	70.8	87.7	80.6	75.3	95.5	83.3	82.6	81.8	77.1
Sc	30.5	28.3	31.9	32.4	31.8	33.5	31.1	22.7	27.6	21.9
La	15.1	20	21.9	12.8	12.8	18.4	12.7	12.2	10.9	7.17
Ce	32.7	36.5	44.9	27.1	27.3	39.8	26.3	26.5	24.2	15.8
Pr	4.32	4.83	5.51	3.52	3.53	5.1	3.43	3.42	3.21	2.07
Nd	19.3	20.3	23.6	15.5	15.5	21.2	14.8	14.8	14	8.96
Sm	4.37	4.97	4.85	3.67	3.58	4.91	3.4	3.54	3.38	2.24
Eu	1.44	1.91	1.51	1.26	1.25	1.96	1.17	1.09	1.11	0.79
Gd	4.26	4.73	4.06	3.62	3.56	4.77	3.46	3.26	3.42	2.44
Tb	0.7	0.74	0.6	0.61	0.6	0.78	0.57	0.52	0.58	0.39
Dy	4.32	4.56	3.69	3.75	3.67	4.67	3.52	3.13	3.66	2.58
Ho	0.87	0.91	0.72	0.75	0.75	0.95	0.73	0.67	0.74	0.51
Er	2.49	2.55	2.09	2.22	2.25	2.77	2.12	1.91	2.27	1.56
Tm	0.33	0.34	0.29	0.32	0.31	0.37	0.29	0.28	0.31	0.21
Yb	2.25	2.34	1.89	2.1	2.09	2.5	1.92	1.78	2.09	1.45
Lu	0.34	0.36	0.28	0.33	0.31	0.37	0.29	0.28	0.3	0.21
Y	22.2	25.1	19.1	20.5	20.1	25.1	19.1	17	20.1	13.9
∑REE	114.99	130.14	134.99	98.05	97.60	133.65	93.80	90.38	90.27	60.28
δEu	1.01	1.19	1.01	1.05	1.06	1.22	1.03	0.96	0.99	1.03
LREE/HREE	2.05	2.13	3.13	1.87	1.90	2.16	1.93	2.13	1.70	1.59
(La/Yb) <sub>N</sub>	4.54	5.78	7.83	4.12	4.14	4.97	4.47	4.63	3.52	3.34
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	3.77	4.04	6.16	3.34	3.38	4.13	3.55	3.86	3.00	2.82

续表 1

样号	DZ01-2	DZ03-2	DZ05-1	DZ07-3	DZ07-4	DZ08-1
SiO <sub>2</sub>	65.98	64.14	68.92	67.12	64.72	66.78
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.53	0.4	0.53	0.49	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.86	15.26	14.94	15.02	15.77	14.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.58	2.63	2.23	2.1	2.35	5.35
FeO	2.09	1.66	0.76	1.32	1.28	1.09
CaO	2.63	4.32	2.67	2.37	3.92	1.31
MgO	1.25	1.92	1.09	1.23	1.18	1.15
K <sub>2</sub> O	1.65	2.4	2.82	2.14	3.14	0.13
Na <sub>2</sub> O	5.91	3.17	3.98	4.53	2.54	7.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.1	0.11	0.15	0.13	0.31
MnO	0.11	0.1	0.091	0.1	0.11	0.11
LOI	1.47	3.82	1.68	2.97	4.58	0.72
Total	99.23	100.05	99.691	99.58	100.21	100.14
w <sub>B</sub>	7.56	5.57	6.8	6.67	5.68	7.49
φ	3.58	1.32	1.41	2.12	0.81	56.62
ACNK	0.97	0.97	1.03	1.07	1.07	1.02
Cr	6.4	16.2	5.34	4.58	5.38	4.28
Co	5.59	10.3	9.73	6.89	7.08	8.54
Ni	2.89	7.11	2.78	2.67	2.38	1.34
U	1	1.24	1.61	1.21	0.96	0.77
Th	4.73	5.09	6.84	7.07	5.96	3.55
Pb	56.7	28.3	27.1	34.4	22.5	14.3
V	45.6	89.7	41.9	49.4	54.7	21.1
Rb	26	68.4	80.2	78	113	2.88
Sr	445	400	305	290	198	177
Ba	723	654	798	585	487	40.9
Cs	0.97	4.37	1.52	4.91	7.87	0.37
Ta	0.52	0.45	0.53	0.68	0.63	0.7
Nb	11.4	11.1	8.95	11.2	10.5	10.9
Hf	5.03	4.97	5.06	5.57	5.33	5.35
Zr	186	187	192	209	207	193
Sc	9.95	11.4	6.94	6.99	6.83	16.7
La	26.5	22.3	23.3	23.3	26.3	21.9
Ce	52.3	42.3	43	46.6	55.9	47.5
Pr	6.33	4.82	4.8	5.27	5.5	5.99
Nd	24.6	18.2	17.6	19.5	20.4	25.2
Sm	5.27	3.91	3.52	3.96	3.99	5.91
Eu	1.45	1.03	0.95	1.05	1.32	1.55
Gd	4.75	3.34	3.12	3.31	3.43	5.84
Tb	0.82	0.58	0.55	0.59	0.61	1.02
Dy	4.99	3.66	3.5	3.64	3.73	6.46
Ho	1.06	0.74	0.72	0.77	0.77	1.39
Er	3.32	2.31	2.29	2.45	2.39	4.29
Tm	0.48	0.35	0.34	0.37	0.35	0.61
Yb	3.36	2.28	2.32	2.47	2.42	4.06
Lu	0.53	0.38	0.38	0.41	0.39	0.63
Y	29	20.9	20	21.5	21.5	35.5
∑REE	164.76	127.10	126.39	135.19	149.00	167.85
δEu	0.87	0.85	0.86	0.86	1.07	0.80
LREE/HREE	2.41	2.68	2.80	2.81	3.19	1.81
(La/Yb) <sub>N</sub>	5.33	6.61	6.79	6.37	7.34	3.65
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	4.03	4.81	4.80	4.89	5.99	3.03

w<sub>B</sub>, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; φ, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O; BD01-21, DZ07-2, DZ11-1, DZ13-1. 灰绿色浅变质玄武岩; DZ01-2, DZ03-2, DZ05-1, DZ07-3, DZ07-4, DZ08-1. 英安岩; TFeO = FeO + 0.9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Mg<sup>#</sup> = Mg/(Mg+Fe), 摩尔比; Fe, 全铁; ACNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Ca+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), 摩尔比.

性元素, 岩石遭变质过程中易于变化, 我们采用惰性元素 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 分类图验证(图 3b), 在此图上, 叶巴组火山岩主要集中在玄武岩和英安岩区内, 显示双峰式特点.

玄武岩的显著特征是 TiO<sub>2</sub> 含量极低, 仅为 0.66%~1.01%, 平均为 0.81%, 远低于大陆拉斑玄武岩(2%)和 MORB(1.8%). 玄武岩 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 平均含量为 5.18%, 高于 FeO 平均含量(4.41%), 说明岩石的氧化程度高; 全铁含量平均为 9.07%, 低于大陆拉斑玄武岩(12.68%)、MORB(10.16%)和碱性橄榄玄武岩(12.17%). 玄武岩 MgO 的含量平均为 6.96%, 与碱性橄榄玄武岩(7%)相似(典型岩石参考值见李昌年, 1992). 原始玄武岩的 MgO > 8% (McKenzie and Bickle, 1988; 汪云亮等, 2001), Mg<sup>#</sup> = 68~75 (Wilson, 1989). 叶巴组玄武岩的 MgO 平均为 6.96%, Mg<sup>#</sup> 介于 33~65 之间, 平均为 57.

英安岩类 SiO<sub>2</sub> 含量介于 64.1%~68.9% 之间, 平均为 66.28%; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 为 5.57%~7.56%, 平均为 6.63%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 1.1, 为富钠、钙碱性系列. 岩石含铝指数 ACNK 介于 1~1.1 之间, 平均为 1.02, 为过铝质酸性岩.

## 5 微量元素和同位素地球化学

研究区内叶巴组玄武岩的稀土总量 ∑REE = 60.3~135 μg/g, 平均为 104.4; 英安岩的稀土总量较低, ∑REE = 126.4~167.9 μg/g, 平均为 145 μg/g. 在球粒陨石标准化的模式图中(图 4), 玄武岩和英安岩均为轻稀土富集型, 分布特征相似, 轻、重稀土的分馏较明显. 玄武岩的 (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 2.8~6.2, 平均为 3.8; (La/Yb)<sub>N</sub> = 3.3~7.8, 平均为 4.7; 英安岩的 (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 3.0~6.0, 平均为 4.6; (La/Yb)<sub>N</sub> = 3.6~7.3, 平均为 6.0. 玄武岩无 Eu 异常, δEu = 0.96~1.22, 平均为 1.06; 英安岩 Eu 略显负异常, δEu = 0.8~1.0, 平均为 0.88. 可见 2 类岩石均未经过显著的斜长石分离结晶作用. 在微量元素经 MORB 标准化的蜘蛛图上(图 4), 玄武岩和英安岩特征类似, 均表现为 LILE 富集、HFS 亏损的特点. 玄武岩亏损 Ti、Ta、Nb、Zr, Nb 和 Ta 仅略负亏损, Nb\* = 0.54~1.17, 平均为 0.84; 玄武岩中 La/Sm 比值变化较小, 10 件样品中有 8 件该比值介于 3.2~3.75 之间, 平均为 3.64. 英安岩具有相似的特征, 亏损 HFS 中 P、Ti, 可能与岩浆演化过程中



表 2 叶巴组火山岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 2 Sr-Nd isotopic analyses of the Yeba volcanic rocks

样号	Rb/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )	Sr/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$f^{\text{Rb/Sr}}$
BD01	0.696 6	520.9	0.003 8	0.704 339 $\pm$ 12	0.704 329	-2.28	-2.43	-0.95
BD13	5.727	441.5	0.037 7	0.704 618 $\pm$ 13	0.704 520	1.67	0.29	-0.54
BD16	2.846	1 028.0	0.008 0	0.704 334 $\pm$ 10	0.704 313	-2.36	-2.65	-0.90
BD19	1.307	640.4	0.005 9	0.704 843 $\pm$ 9	0.704 828	4.87	4.66	-0.93
BD21	7.884	559.6	0.040 4	0.704 455 $\pm$ 12	0.704 350	-0.65	-2.13	-0.51
DZ07-2	47.42	371.4	0.365 7	0.705 956 $\pm$ 11	0.705 010	20.67	7.23	3.42
DZ11-1	69.94	590.0	0.340 6	0.707 272 $\pm$ 9	0.706 391	39.35	26.84	3.12
DZ13-1	0.873	576.0	0.004 4	0.704 550 $\pm$ 11	0.704 539	0.72	0.56	-0.95
DZ01-2	23.60	391.0	0.173 2	0.704 811 $\pm$ 13	0.704 363	4.41	-1.95	1.09
DZ03-2	60.69	375.7	0.462 1	0.705 466 $\pm$ 12	0.704 270	13.71	-3.26	4.59
DZ05-1	71.51	257.6	0.796 3	0.706 303 $\pm$ 12	0.704 242	25.59	-3.67	8.63
DZ07-4	105.0	161.7	1.861 4	0.708 627 $\pm$ 12	0.703 810	58.58	-9.79	21.51
DZ08-1	2.088	245.6	0.024 5	0.704 986 $\pm$ 11	0.704 923	6.90	6.00	-0.70

样号	Sm/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )	Nd/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$f^{\text{Sm/Nd}}$
BD01	5.198	22.38	0.140 6	0.512 699 $\pm$ 10	0.512 531	-2.08	1.18	-0.29
BD13	4.438	18.62	0.144 3	0.513 152 $\pm$ 12	0.512 980	6.68	10.03	-0.27
BD16	3.838	16.21	0.143 4	0.512 708 $\pm$ 13	0.512 537	-1.96	1.37	-0.27
BD19	8.554	37.32	0.138 8	0.512 687 $\pm$ 11	0.512 522	-2.26	0.96	-0.29
BD21	6.572	27.04	0.147 1	0.512 718 $\pm$ 12	0.512 543	-1.85	1.57	-0.25
DZ07-2	2.470	9.643	0.155 1	0.512 767 $\pm$ 10	0.512 582	-1.08	2.52	-0.21
DZ11-1	4.353	18.60	0.141 6	0.512 707 $\pm$ 12	0.512 538	-1.95	1.34	-0.28
DZ13-1	4.878	19.48	0.151 6	0.512 748 $\pm$ 13	0.512 568	-1.37	2.15	-0.23
DZ01-2	5.469	25.41	0.130 3	0.512 693 $\pm$ 13	0.512 538	-1.95	1.08	-0.34
DZ03-2	3.572	16.89	0.128 0	0.512 643 $\pm$ 10	0.512 490	-2.89	0.09	-0.35
DZ05-1	3.734	18.70	0.120 9	0.512 627 $\pm$ 11	0.512 483	-3.03	-0.22	-0.39
DZ07-4	3.242	16.29	0.120 5	0.512 566 $\pm$ 12	0.512 422	-4.21	-1.41	-0.39
DZ08-1	6.765	28.79	0.142 2	0.512 651 $\pm$ 12	0.512 482	-3.05	0.25	-0.28

各样品岩石类型见表 1。现代  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.082 7$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.704 5$ ; 衰变常数  $\lambda_{\text{Rb-Sr}} = 1.42 \times 10^{-11} (\text{a}^{-1})$ ; 现代  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.196 7$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512 638$ ; 衰变常数  $\lambda_{\text{Sm-Nd}} = 6.54 \times 10^{-12} (\text{a}^{-1})$ ;  $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  为现在值,  $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为初始值; 同位素年龄校正  $182 \text{ Ma}^{\text{①}}$ 。

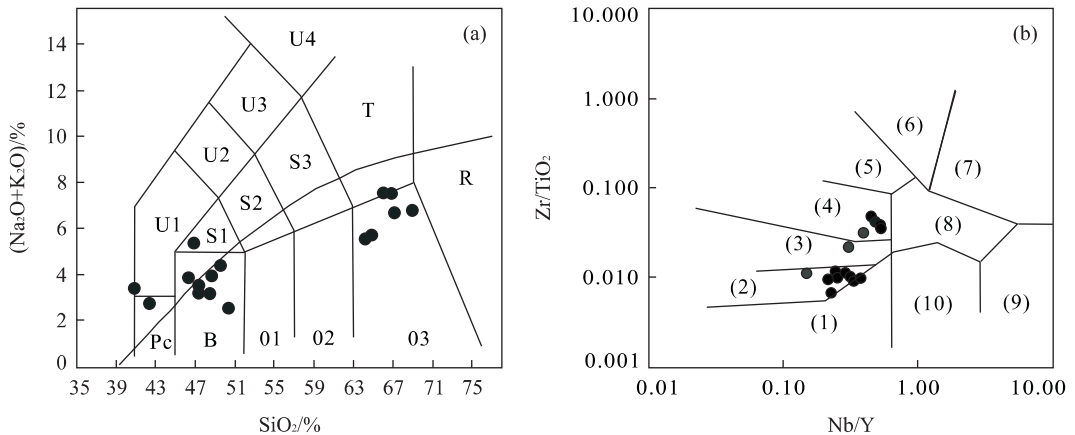


图 3 叶巴组火山岩分类图

Fig. 3 Classification diagram for the Yeba volcanic rocks

a. TAS 硅碱图(LeMaitre, 1989, 转引自 Rollison, 1992); Pc. 苦橄玄武岩; U1. 碱玄岩、碧玄岩; U2. 响岩、碱玄岩; U3. 碱玄响岩; U4. 响岩; S1. 粗面玄武岩; S2. 玄武质粗面响岩; S3. 粗面安山岩; T. 粗面岩; R. 流纹岩; B. 玄武岩; 01. 玄武安山岩; 02. 安山岩; 03. 英安岩; b 图据 Winchester and Floyd(1977); (1) 拉斑玄武岩; (2) 安山岩、玄武岩; (3) 安山岩; (4) 流纹英安岩、英安岩; (5) 流纹岩; (6) 碱性流纹岩; (7) 响岩; (8) 粗面岩; (9) 碧玄岩; (10) 碱玄岩

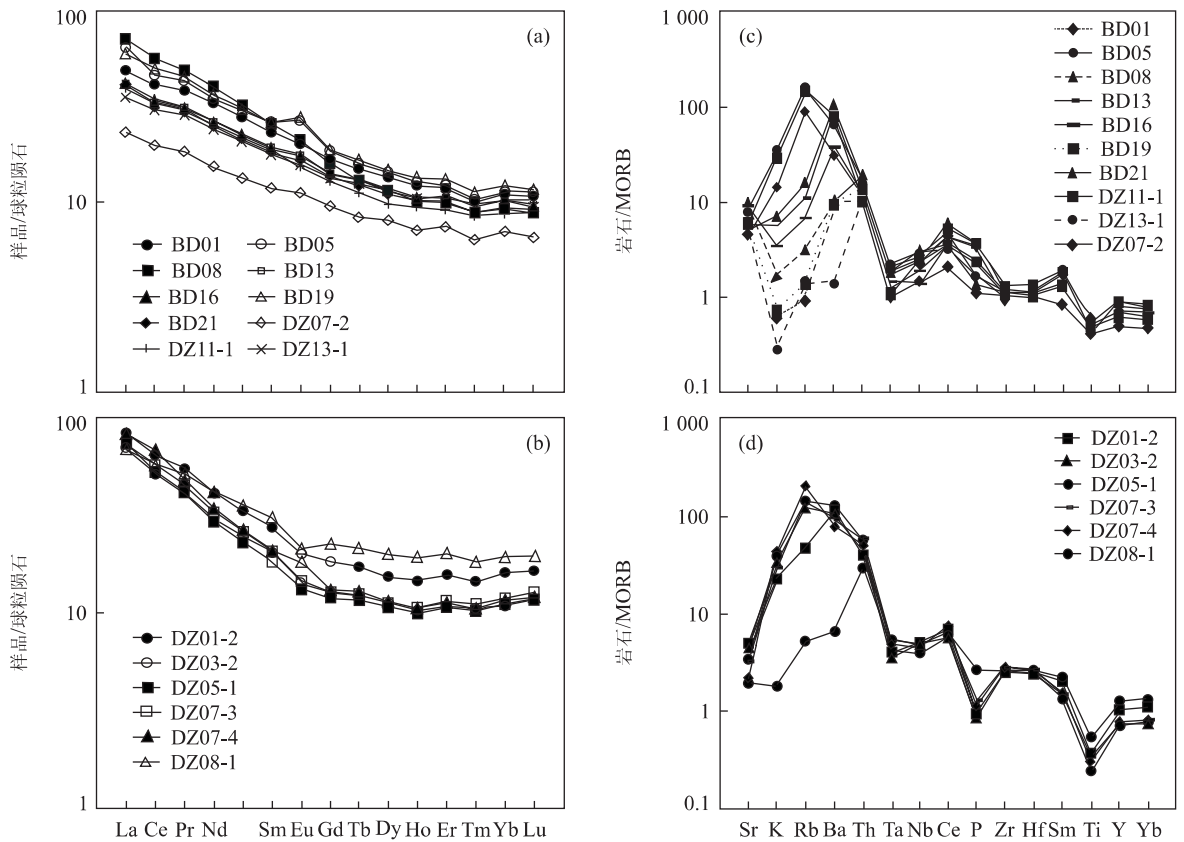


图 4 叶巴组火山岩稀土元素经球粒陨石标准化模式图、微量元素经 MORB 标准化蜘蛛图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns and spider diagrams for the Yeba volcanic rocks

a, b 分别为玄武岩和英安岩的 REE 模式图; c, d 分别为玄武岩和英安岩的蜘蛛图

斜长石、磷灰石的分离结晶作用有关; Ta、Nb 略负异常,  $Nb^* = 0.74 \sim 1.06$ , 平均为 0.86. 蜘蛛图中 2 类岩石的 K、Rb、Ba 等 LILE 元素含量极不稳定、变化范围大, 与后期变质过程有关, 而 HFS 则较稳定 (图 4).

玄武质表现出 LREE 弱富集的 REE 配分模式和基本无分馏的 HREE 特征, 反映其源区可能主要由尖晶石相橄榄岩组成 (郭锋等, 2001), 而石榴石二辉橄榄岩的低程度部分熔融形成的玄武岩浆具有 REE 及 HREE 显著分馏的特征. 叶巴组玄武岩 REE 及 HREE 分馏均不显著, Ce/Yb 比值不高 (10 件样品中除 1 件高于 6 之外, 有 9 件介于 3~4 之间, 平均为 3.8). 部分熔融形成 MORB 之后形成亏损上地幔, 由它再次熔融产生的岩浆必定具有 LILE 高度亏损、HFSE 相对富集的特征. 但研究区叶巴组火山岩具有相反的地球化学特征, 且地壳的混染作用不明显, 说明亏损上地幔在部分熔融之前经受过具有上地壳性质的流体的交代作用. 早期的俯冲洋、陆壳物质在俯冲带深部发生脱水反应, 形成的流体

交代仰冲地幔楔, 从而导致地幔源区中相对富集 LILE 而亏损 HFSE 和 Ti 等元素 (郭锋等, 2001).

从 Sr、Nd 同位素测试结果看, 玄武岩类的  $\epsilon_{Nd}(t) = 0.96 \sim 10.03$ , 平均为 2.64,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7043 \sim 0.7064$ , 平均为 0.7048; 英安岩的  $\epsilon_{Nd}(t) = -1.42 \sim 1.08$ , 平均为 -0.04,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7038 \sim 0.7049$ , 平均为 0.7043. 从同位素成分看, 玄武岩和英安岩均来源于上地幔. 两者  $\epsilon_{Sr}(t)$  变化范围很大, 有些样品该值异常高, 也可能与源区受到具地壳成分特征的流体不均匀交代有关.

在固/液分配系数中,  $D_{Sm} > D_{Nd}$ ,  $D_{Rb} < D_{Sr}$ , 所以亏损地幔 Sm/Nd 比值较原始地幔增高, 因此以亏损地幔为源区的玄武岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  为大于 0 的正值, 正值愈大源区地幔愈亏损; 反之该参数为小于 0 的负值时, 则表明源区是富集型地幔 (Deniel, 1998). 可见叶巴组玄武岩的源岩应为亏损地幔.

从微量元素和同位素特征看, 叶巴组玄武岩、英安岩均具有岛弧特征, 两者微量元素和稀土元素特征有相似性, 可能有成因联系. 源岩可能是早期俯冲



带地幔楔或亏损上地幔,并受具有地壳特征的流体交代。

## 6 岩石成因讨论

### 6.1 火山岩形成的构造环境

双峰式火山岩并不只是大陆裂谷环境的产物,它还可形成于洋岛、洋内弧、成熟岛弧或陆缘弧的短暂扩张环境中(Christian and Paquette, 1997; Shoichi and Asahiko, 1998; 钱青和王焰, 1999; 王焰等, 2000; 顾连兴等, 2000)。

叶巴组玄武岩和英安岩均为钙碱性系列。玄武岩贫 Ti、K、P、Nb 和 Ta, 英安岩也亏损 Ti、P。两者均表现为 LILE、LREE 略富集, 这些特点都与岛弧火山岩相符。典型的岛弧钙碱性英安岩具有明显的 HFSE 负异常, 为 LREE 富集型, 但 REE 分异程度低,  $(La/Yb)_N < 10$ ,  $Yb > 2.5 \times 10^{-6}$ ,  $Y \geq 25 \times 10^{-6}$ , 且  $Mg^\#$  值大约为 0.36(钱青, 2001)。叶巴组英安岩与这些特征相似。利用 Ti/V 比值可区分不同类型玄武岩(Rollison, 1992)。MORB 的 Ti/V 比值为 20~50, 岛弧拉斑玄武岩为 10~20, 钙碱性玄武岩大致为 15~40。研究区叶巴组玄武岩的 Ti/V 比值为 16~30, 平均为 21.9, 类似岛弧玄武岩或钙碱性玄武岩。

在惰性元素 Zr-Nb-Y、Ta/Hf-Th/Hf 判别图解上(图 5), 叶巴组玄武岩大部分样品落在陆缘岛弧和陆缘火山弧玄武岩区域, 少数样品落在该区域附近的陆内裂谷及陆内拉张带范围, 推测其形成环境应该为陆缘岛弧。

### 6.2 英安岩的成因

双峰式火山岩成因的关键是酸性火山岩(王焰等, 2000)。通常认为酸性火山岩成因有 2 种: 一种是由地幔部分熔融形成的热的基性岩浆侵入到冷的地壳岩石中, 使地壳岩石发生部分熔融, 从而产生酸性岩浆。这种酸性岩的出露面积一般相比玄武岩要大得多, 玄武岩和酸性岩在微量元素和 Sr、Nd、Pb 同位素组成上有很大差异(Doe *et al.*, 1982; Davies and Macdonald, 1987); 另一种是由玄武岩浆分离结晶作用形成, 但岩浆的分离结晶作用最可能产生成分连续变化的岩浆系列, 如玄武岩、玄武安山岩、安山岩等, 在俯冲带之下地幔熔融形成的岩浆常形成结晶分异系列(Stefanie and Ernst, 1999; Jörg *et al.*, 2002; Machado *et al.*, 2005), 岩石一般具有相似的微量元

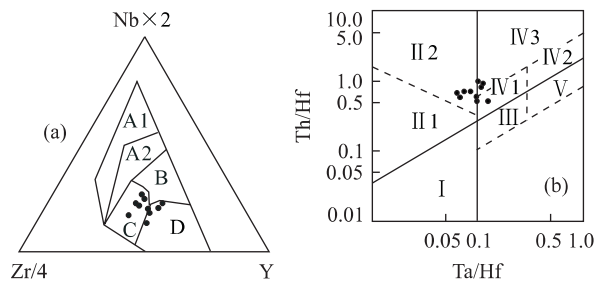


图 5 叶巴组玄武岩构造环境判别

Fig. 5 Tectonomagmatic discrimination diagrams for basalts in the Yebe volcanic rocks

a. Zr-Y-Nb 判别图(底图据 Rollison, 1992); A1. 板内碱性玄武岩; A2. 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; b. Th/Hf-Ta/Hf 判别图(底图据汪云亮等, 2001); I. 板块发散边缘 N-MORB 区; II. 板块汇聚边缘(II.1. 大洋岛弧玄武岩区; II.2. 陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区); III. 大洋板内洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB、E-MORB 区; IV. 大陆板内(IV.1. 陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV.2. 陆内裂谷碱性玄武岩区; IV.3. 大陆拉张带或初始裂谷玄武岩区); V. 地幔柱玄武岩区

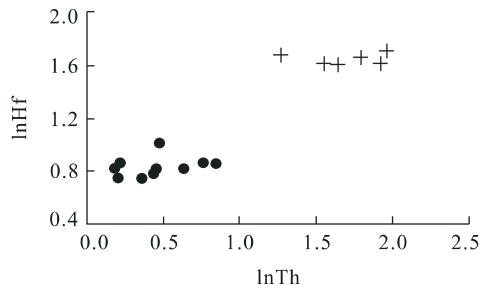


图 6 叶巴组火山岩 lnTh-lnHf 图

Fig. 6 lnTh versus lnHf plot of the Yebe volcanic rocks

素和 Nd 同位素特征, 但酸性岩比玄武岩要少得多。

雷利定律描述分离结晶过程中微量元素行为,  $C^l/C^0 = F^{(D-1)}$ 。利用该公式推导, 分离结晶形成的同源火山岩系列的微量元素含量必定具有对数线性关系(耿全如和茅燕石, 1991)。叶巴组火山岩的 Th-Hf 之间显然不具有这种关系(图 6), 其他微量元素之间也不具有这种线性关系, 说明英安岩并非玄武岩分离结晶的产物。

在岛弧或弧后扩张过程中, 构造减压可造成地幔岩不同程度的部分熔融, 从而形成不同类型的火山岩, 如中国东海和日本海(Kozo, 2004)。在低于 5% 的部分熔融条件下形成英安岩浆(李伍平和李献华, 2004), 而熔融程度在 5%~20% 时形成玄武岩岩浆(Jörg *et al.*, 2002)。Bonin(2004) 认为共生的镁铁质岩石和长英质岩石可以来自相同的地幔源岩。

在岛弧演化晚期由挤压转化为伸展过程中, 在

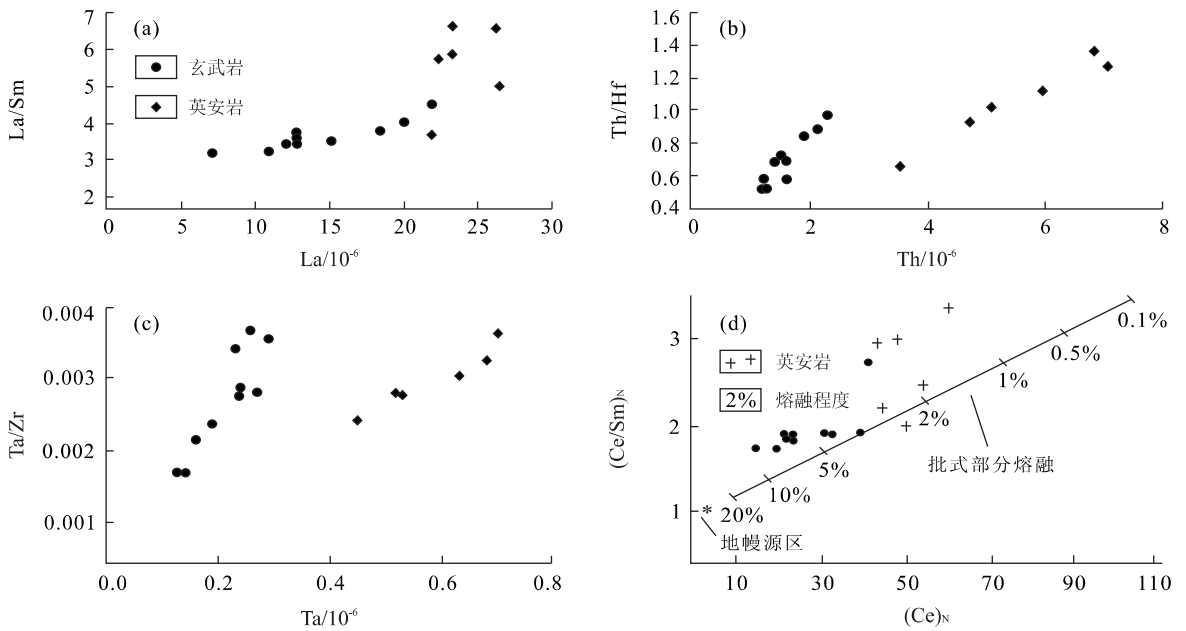


图 7 部分熔融及其程度判别

Fig. 7 Partial melting discrimination and its degree diagrams

a, b, c 图中圆点为玄武岩, 方块为英安岩, 两者均为斜线排列, 说明是部分熔融形成; d 图中圆点为玄武岩, 十字为英安岩, 直线上标明的百分数为部分熔融程度

不稳定的应力场及构造减压、熔融过程中完全可能造成上地幔不同程度的部分熔融, 常形成基性至酸性火山岩 (Andrew *et al.*, 2005). 成熟岛弧可发生周期性伸展—裂谷作用, 在弧间伸展阶段形成中酸性火山岩喷发或溢流, 伸展末期形成酸性熔结凝灰岩喷发; 弧间裂谷阶段形成大规模岩脉和强烈基性火山岩喷发 (Busby, 2004).

在过亲石元素 H (如 Ta、Th、La、Ce 等) 和亲石元素 M (如 Zr、Hf、Sm 等) 的 H—H/M 图解中, 水平排列的岩石为分离结晶形成, 而倾斜排列的岩石为部分熔融成因 (Allegre and Minster, 1978; 李昌年, 1992). 在这类判别图中 (图 7a、7b、7c), 叶巴组玄武岩和英安岩样品均为倾斜排列, 说明为部分熔融作用形成. Rollison (1992) 根据部分熔融定量模式计算出地幔岩在不同熔融程度中形成的熔体的 Ce、Sm 含量. 在该模拟图上, 叶巴组英安岩的成分大体落在部分熔融程度 1%~2% 的范围内, 玄武岩落在 4%~10% 范围内 (图 7d).

### 6.3 印支—燕山期冈底斯岩浆弧构造演化讨论

叶巴组分布在冈底斯岩浆弧上东西走向的晚古生代“弧背断隆带” (肖序常等, 1988) 和雅鲁藏布江结合带之间, 属于“南冈底斯中生代火山—岩浆弧” (潘桂棠等, 1997). 该带一般认为是燕山期—喜

马拉雅期火山岩浆弧, 与雅鲁藏布江洋盆向北的俯冲—碰撞作用有关. 火山活动的主要时代为白垩纪和古近纪, 与雅鲁藏布江洋盆的萎缩、消减和弧—陆碰撞密切相关 (金成伟和周云生, 1978; Pearce and Mei, 1988; 李廷栋, 2002). 尽管该带零星发现晚三叠世的花岗岩和火山岩 (李才等, 2003; 曲永贵等, 2003; 潘桂棠等, 2004; 任纪舜和肖黎薇, 2004), 但早侏罗世的岩浆活动此前尚未见报导.

叶巴组早侏罗世双峰式火山岩的地球化学特征说明, 在印支末期至燕山早期之间, 冈底斯岩浆弧确实存在成熟岛弧并处于短暂伸展过程, 从而从火山岩的角度提供了存在印支期冈底斯岛弧带的证据.

尽管在印度河—雅鲁藏布蛇绿岩带中存在晚三叠世—早侏罗世蛇绿岩和复理石 (Honegger *et al.*, 1982; 高洪学和宋子季, 1995; 耿全如等, 2004; 潘桂棠等, 2004; 任纪舜和肖黎薇, 2004), 但晚侏罗世之前雅鲁藏布洋处于扩张阶段, 俯冲开始于晚侏罗世之后 (Honegger *et al.*, 1982; Pearce and Mei, 1988). 因此, 冈底斯印支期和燕山早期造山作用的原动力可能与班公湖—怒江洋或永珠—迫龙藏布弧间裂谷有关.

近年的地质调查还发现, 冈底斯带中存在永珠—迫龙藏布蛇绿混杂带 (蛇绿岩年代  $T_3$ — $J_3$ )、桂

牙—觉翁蛇绿混杂带(J)、狮泉河蛇绿混杂带(K<sub>1</sub>)、申扎蛇绿混杂带(J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>)、阿索蛇绿混杂带(基质时代 J<sub>2-3</sub>)等,均代表中生代冈底斯陆缘弧内部的局部扩张形成的裂谷小洋盆(杨日红等,2003;郑来林等,2003;郑有业等,2004)。这些小型裂谷盆地在不同地段既有分支也有合并。分布在这些混杂带之间的是微陆块、中生代岩浆弧和弧后盆地。因此有人提出多岛弧盆模式(Hsu *et al.*, 1995;潘桂棠等,1997)。可见冈底斯带印支—燕山期岩浆岩的成因十分复杂,需要更加深入的研究。

在桑日县和墨竹工卡县之间的叶巴组时代属中侏罗世(苟金,1994;阴家润等,1998;毛国政等,2002)。从沉积夹层岩石组合与沉积构造特点看,为向上水体由浅变深的海进沉积序列,具浅海—浅海陆棚环境的特点(毛国政等,2002)。叶巴组形成环境从海陆过渡相到浅海陆棚相,水体逐渐加深;早期为双峰式火山岩,晚期为酸性火山岩。可能暗示从陆缘岛弧到伸展型大陆边缘的构造格局,岩浆来源由上地幔变为下地壳。

## 7 初步结论

叶巴组早侏罗世双峰式火山岩分布在拉萨、达孜至墨竹工卡之间,喷发中心位于达孜县叶巴沟一带。分布在桑日县和墨竹工卡县之间的甲马—班禅牧场—沃卡一带的另一套叶巴组地层为一套含酸性火山岩的火山—沉积岩系,时代为中侏罗世。

叶巴组双峰式火山岩具有与岛弧火山岩相似的地球化学特征,表现为相对富集 LREE、LILE,亏损 HREE、HFS。玄武岩类的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.96 \sim 10.03$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7043 \sim 0.7064$ , 英安岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.42 \sim 1.08$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7038 \sim 0.7049$ 。从微量元素和同位素成分看,玄武岩和英安岩起源于俯冲带之上的地幔楔不同程度的部分熔融,源岩可能是亏损的尖晶石二辉橄榄岩。源区曾受到具地壳成分特征的流体不均匀交代作用。后期变质作用对岩石大离子亲石元素含量有影响。

叶巴组双峰式火山岩形成于成熟岛弧后期的短暂拉张环境,是印支期冈底斯岩浆演化的结果。但中生代时期班怒洋、雅鲁藏布洋和它们之间的裂谷盆地对冈底斯火山岩的形成和演化所起的制约作用仍需要深入研究。

致谢:野外工作曾得到莫宣学教授、郭铁鹰教授

和李光明研究员的帮助,杜远生教授、张宏飞教授、冯庆来教授曾给予有益的指导,在此一并致谢!

## References

- Allegre, C. J., Minster, J. F., 1978. Quantitative models of trace element in igneous petrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:1—25.
- Andrew, G., Conly, J. M., Brennan, H. B., et al., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3—4):303—341.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources: A review. *Lithos*, 78(1—2):1—24.
- Busby, C., 2004. Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: A case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 392(1—4):241—277.
- Chang, C. F., Zheng, X. L., 1973. Tectonic features of the Mount. Jolmo Lungma region in southern Tibet, China. *Scientia Geologica Sinica*, 1:1—12 (in Chinese with English abstract).
- Christian, P., Paquette, J. L., 1997. A mantle derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction related rift origin of the Late Devonian Brevenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129:222—238.
- Davies, G. R., Macdonald, R., 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *Journal of Petrology*, 28:1009—1031.
- Deniel, C., 1998. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for magmas (Indian Ocean). *Chemical Geology*, 144(3—4):281—303.
- Doe, B. R., Leeman, W. P., Christiansen, R. L., et al., 1982. Lead and strontium isotopes and related trace elements as genetic tracers in the Upper Cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellow Stone plateau volcanic field. *Journal of Geophysical Research*, 87:4785—4806.
- Gao, H. X., Song, Z. J., 1995. New progress in the study of Zedang ophiolitic mélange in Tibet. *Regional Geology of China*, 4:316—322 (in Chinese with English abstract).
- Geng, Q. R., Mao, Y. S., 1991. The petrographic and mineralogical characteristics and petrogenesis of spilite-kerato-

- phyre sequence from Qijiaojing Formation, eastern Tianshan, Xinjiang. *Bulletin of Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geosciences*, 15: 119—132 (in Chinese with English abstract).
- Geng, Q. R., Pan, G. T., Zheng, L. L., et al., 2004. Petrological characteristics and original settings of the Yarlung Tsangpo ophiolitic mélange in Namche Barwa, SE Tibet. *Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica)*, 39(3): 387—406 (in Chinese with English abstract).
- Gou, J., 1994. A new knowledge on the attributes of Yeba Formation in Lhasa area. *Tibet Geology*, 11: 1—6 (in Chinese with English abstract).
- Gu, L. X., Hu, S. X., Yu, C. S., et al., 2000. Carboniferous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan: Their tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 305—316 (in Chinese with English abstract).
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J., et al., 2001. Petrogenesis of the Late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mts, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 161—168 (in Chinese with English abstract).
- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., et al., 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth and Planetary Science Letters*, 60(2): 253—292.
- Hsu, K. J., Pan, G. T., Sengör, A. M. C., et al., 1995. Tectonic evolution of the Tibet plateau: A working hypothesis based on the archipelagomodel of orogenesis. *International Geology Review*, 37: 473—508.
- Huang, J. Q., Chen, B. W., 1987. The evolution of Tethys in China and adjacent area. Geological Publishing House, Beijing, 1—86 (in Chinese).
- Jin, C. W., Zhou, Y. S., 1978. Igneous rock belts in the Himalayas and the Dandes arc and their genetic modal. *Scientia Geologica Sinica*, (4): 297—312 (in Chinese).
- Jörg, A., Pfänder, K. J., Kozakov, I., et al., 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(2): 154—174.
- Kozo, U., Nguyen, H., Kazunori, M., 2004. Cenozoic lithospheric extension induced magmatism in Southwest Japan. *Tectonophysics*, 393(1—4): 281—299.
- Li, C., Wang, T. W., Li, H. M., et al., 2003. Discovery of Indosinian megaporphyritic granodiarite in the Gangdise area: Evidence for the existence of paleo-Gangdise. *Geological Bulletin of China*, 22(5): 364—366 (in Chinese with English abstract).
- Li, C. N., 1992. Trace element petrology of igneous rocks. China University of Geosciences Press, Wuhan, 10—90 (in Chinese).
- Li, T. D., 2002. New progress in the geoscience study of the Qinghai-Tibet plateau. *Geological Bulletin of China*, 21(7): 371—376 (in Chinese with English abstract).
- Li, W. P., Li, X. H., 2004. Petrogenesis and its implication for the Middle-Late Jurassic intermediate-acidic volcanic rocks in the middle section of Yanshan orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 501—510 (in Chinese with English abstract).
- Lu, Y. F., 2004. Geokit: A geochemical toolkit for Microsoft Excel. *Geochimica*, 33(5): 459—464 (in Chinese with English abstract).
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, F., et al., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3—4): 407—425.
- Mao, G. Z., Hu, J. R., Xie, Y. W., 2002. Characteristics and genetic environment of the Yeba Formation in Lhasa region. *Tibet Geology*, 20: 12—18 (in Chinese with English abstract).
- McKenzie, D., Bickle, M. J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625—679.
- Pan, G. T., Chen, Z. L., Li, X. Z., et al., 1997. Geological-tectonic evolution in the eastern Tethys. Geological Publishing House, Beijing, 1—218 (in Chinese with English abstract).
- Pan, G. T., Wang, L. Q., Zhu, D. C., 2004. Thoughts on some important scientific problems in regional survey of the Qinghai-Tibet plateau. *Geological Bulletin of China*, 22(7): 12—19 (in Chinese with English abstract).
- Pearce, J. A., Mei, H. J., 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse: Lhasa to Golmud. In: The geologic evolution of Tibet. Report of the 1985 Royal Society-Academia Sinica geotraverse of the Qinghai-Xizang plateau. Cambridge University Press, 169—201.
- Qian, Q., 2001. Adakite: Geochemical characteristics and genesis. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 297—306 (in Chinese with English abstract).

- Qian, Q., Wang, Y., 1999. Geochemical characteristics of bimodal volcanic suites from different tectonic settings. *Geology Geochemistry*, 27(4): 29—32 (in Chinese with English abstract).
- Qu, Y. G., Wang, Y. S., Zhang, S. Q., et al., 2003. An inspiration from the section of Late Triassic Duoburi Formation in the Xianza area—Stratigraphic constraints on the Indosinian movement in Gangdise. *Geological Bulletin of China*, 22(7): 470—473 (in Chinese with English abstract).
- Ren, J. S., Xiao, L. W., 2004. Lifting the mysterious veil of the tectonics of the Qinghai-Tibet plateau by 1 : 250 000 geologic mapping. *Geological Bulletin of China*, 23(1): 1—11 (in Chinese with English abstract).
- Rollison, H. R., 1992. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK Ltd., 1—275.
- Shoichi, K., Asahiko, T., 1998. The Cleaverville Group in the West Pilbara coastal granitoid-greenstone terrain of Western Australia: An example of a Mid-Archaean immature oceanic island-arc succession. *Precambrian Research*, 88(1—4): 109—142.
- Stefanie, S. S., Ernst, H., 1999. Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)—Implications for Late-Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(4): 373—385.
- Wang, N. W., Wang, S. E., Liu, G. F., et al., 1983. Marine-terrestrial facies of Jurassic and Cretaceous around Lhasa, Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 57(1): 83—95 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q. H., Wang, B. S., Li, J. G., et al., 2002. Basic features and ore prospect evaluation of the Gangdise island arc, Tibet, and its copper polymetallic ore belt. *Geological Bulletin of China*, 21(1): 35—40 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y., Qian, Q., Liu, L., et al., 2000. Major geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in different geochemical environments. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 169—173 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. L., Zhang, C. J., Xiu, S. Z., 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 413—421 (in Chinese with English abstract).
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 1—466.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4): 325—343.
- Xiao, X. C., Li, T. D., Li, G. C., et al., 1988. Himalayan lithospheric evolution. Geological Publishing House, Beijing, 1—209 (in Chinese with English abstract).
- Yang, R. H., Li, C., Chi, X. G., et al., 2003. The primary study of geochemical characteristics and tectonic setting of ophiolite in Yongzhu Namuhu, Tibet. *Geoscience*, 17(1): 14—19 (in Chinese with English abstract).
- Yin, J. R., Gou, J., Pei, S. W., et al., 1988. The Middle Jurassic bivalve fauna in the volcanic rock series (Yeba Formation) of the Lhasa massif and its paleogeographic significance. *Regional Geology of China*, 17(2): 132—136 (in Chinese with English abstract).
- Yin, J. X., Xu, J. T., Liu, C. J., et al., 1988. The Tibetan plateau; Regional stratigraphic context and previous work. In: The geologic evolution of Tibet. Report of the 1985 Royal Society-Academia Sinica geotraverse of the Qinghai-Xizang plateau. Cambridge University Press, 5—52.
- Zhang, Z. Q., Tang, S. H., Wang, J. H., et al., 2001. The Sm-Nd, Rb-Sr isotopic system of the dolomites in the Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 637—942 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. Q., Zhang, Q., 1995. Geochemistry of metamorphosed Late Proterozoic Kuanping ophiolite in the northern Qinling, China. *Acta Petrologica Sinica*, 11(Suppl.): 165—177 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, L. L., Geng, Q. R., Dong, H., et al., 2003. The discovery and significance of the relicts of ophiolitic mélange along the Parlung Zangbo in the Bomi region, eastern Xizang. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 23(1): 28—30 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Gao, S. B., Cheng, L. J., et al., 2004a. Finding and significances of Chongjiang porphyry copper (molybdenum, Aurum) deposit, Tibet. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(3): 333—339 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Xue, Y. X., Cheng, L. J., et al., 2004b. Finding, characteristics and significance of Qulong super-large porphyry copper (molybdenum) deposit, Tibet. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(1): 103—108 (in Chinese with English abstract).

## 附中参考文献

- 常承法,郑锡澜,1973. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区构造特征. 地质科学,1: 1—12.
- 高洪学,宋子季,1995. 西藏泽当蛇绿混杂岩研究新进展. 中国区域地质,4: 316—322.
- 耿全如,茅燕石,1991. 新疆东天山细碧角斑岩系的岩相学、矿物学特征和成因. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊,15: 119—132.
- 耿全如,潘桂棠,郑来林,等,2004. 藏东南雅鲁藏布江蛇绿混杂带的物质组成及形成环境. 地质科学,39(3): 387—406.
- 苟金,1994. 对拉萨地区叶巴组时代归属的新认识. 西藏地质,11: 1—6.
- 顾连兴,胡受奚,于春水,等,2000. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成环境. 岩石学报,16(3): 305—316.
- 郭锋,范蔚茗,王岳军,等,2001. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用. 岩石学报,17(1): 161—168.
- 黄汲清,陈炳蔚,1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 地质出版社,1—74.
- 金成伟,周云生,1978. 喜马拉雅和冈底斯山弧形山系中的岩浆岩带及其形成模式. 地质科学,(4): 297—312.
- 李才,王天武,李惠民,等,2003. 冈底斯地区发现印支期巨斑花岗闪长岩—古冈底斯造山的存在证据. 地质通报,22(5): 364—366.
- 李昌年,1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉:中国地质大学出版社,10—90.
- 李廷栋,2002. 青藏高原地质科学研究的新进展. 地质通报,21(7): 371—376.
- 李伍平,李献华,2004. 燕山造山带中段晚侏罗世中酸性火山岩的成因及其意义. 岩石学报,20(3): 501—510.
- 路远发,2004. Geokit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学,33(5): 459—464.
- 毛国政,胡敬仁,谢尧武,2002. 拉萨地区叶巴组的特征及形成环境. 西藏地质,20: 12—18.
- 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等,1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京:地质出版社,1—218.
- 潘桂棠,王立全,朱弟成,2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考. 地质通报,22(7): 12—19.
- 钱青,2001. Adakite 的地球化学特征及成因. 岩石矿物学杂志,20(3): 297—306.
- 钱青,王焰,1999. 不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征. 地质地球化学,27(4): 29—32.
- 曲永贵,王永胜,张树岐,等,2003. 西藏申扎地区晚三叠世多布日组地层剖面的启示——对冈底斯印支运动的地层学制约. 地质通报,22(7): 470—473.
- 任纪舜,肖黎薇,2004. 1:25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱. 地质通报,23(1): 1—11.
- 王乃文,王思恩,刘桂芳,等,1983. 西藏拉萨地区的海陆交互相侏罗系与白垩系. 地质学报,57(1): 83—95.
- 王全海,王保生,李金高,等,2002. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属矿带的基本特征与远景评估. 地质通报,21(1): 35—40.
- 王焰,钱青,刘良,等,2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征. 岩石学报,16(2): 169—173.
- 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.
- 肖序常,李廷栋,李光岑,等,1988. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论. 北京:地质出版社,1—209.
- 杨日红,李才,迟效国,等,2003. 西藏永珠—纳木湖蛇绿岩地球化学特征及其构造环境初探. 现代地质,17(1): 14—19.
- 阴家润,苟金,裴树文,等,1998. 拉萨地块叶巴组内中侏罗世双壳类动物群及其古地理意义. 中国区域地质,17(2): 132—136.
- 张宗清,唐索寒,王进辉,等,2001. 白云鄂博矿床白云岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素体系. 岩石学报,17(4): 637—942.
- 张宗清,张旗,1995. 北秦岭晚元古代宽坪蛇绿岩中变质基性火山岩的地球化学特征. 岩石学报,11(增刊): 165—177.
- 郑来林,耿全如,董翰,等,2003. 波密地区帕隆藏布残留蛇绿混杂岩带的发现及其意义. 沉积与特提斯地质,23(1): 28—30.
- 郑有业,高顺宝,程力军,等,2004a. 西藏冲江大型斑岩铜(钼)矿床的发现及意义. 地球科学——中国地质大学学报,29(3): 333—339.
- 郑有业,薛迎喜,程少军,等,2004b. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床:发现、特征及意义. 地球科学——中国地质大学学报,29(1): 103—108.