

青藏高原西部措勤县中新世布嘎寺组 钾质火山岩成因*

陈建林^{1,2} 许继峰^{1,**} 康志强^{1,2} 王保弟^{1,2}

CHEN JianLin^{1,2}, XU JiFeng^{1,**}, KANG ZhiQiang^{1,2} and WANG BaoDi^{1,2}

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

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

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

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2005-12-01 收稿, 2006-02-20 改回.

Chen JL, Xu JF, Kang ZQ and Wang BD. 2006. Origin of the Miocene Bugasi Group volcanic rocks in the Cuoqin County, Western Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3):585-594

Abstract It is generally believed that Cenozoic potassic and ultrapotassic volcanic rocks in Tibetan plateau are derived from a mantle source, but recent studies showed that some potassic rocks may also come from a lower crust. The Miocene Bugasi Group volcanic rocks are a potassic to ultrapotassic volcanic suite distributed in the Cuoqin County, western Tibetan plateau. They are divided into two subgroups: the intermediate-acid group and the intermediate-basic group on the base of their geochemical composition. The both belong to shoshonitic series. Volcanic rocks of the intermediate-acid group have some compositional features similar to an adakitic melt, hinting that they were probably generated by partial melting of the relatively K-rich mafic lower crust below the Lhasa block. However, volcanic rocks of the intermediate-basic group were probably derived from a mantle that likely contains phlogopite, or generated via fractionation of a basalt-magma from this mantle. The plateau age (15.5Ma) of a intermediate-acid rock is determined by the Ar-Ar isotope dating, confirming that Bugasi Group volcanic rocks erupted in the late Miocene. Base on age, chemical composition, regional tectonic and magmatic association, we suggest that formation of Bugasi Group volcanic rocks was correlation with the N-S direction's grabens produced by tectonic extension in the southern Tibetan plateau about 15 ~ 20Ma.

Key words Western Tibet, Cuoqin county, N-S direction's graben, Adakitic melt, Shoshonitic, Ar-Ar isotope dating, Miocene

摘要 通常认为青藏高原新生代钾质、超钾质岩浆源于地幔,但最近的一些研究显示一些钾质火山岩也可以起源于下地壳。青藏高原西部措勤县中新世布嘎寺组火山岩是一套钾质到超钾质的岩石,根据化学组成可以将它们分成中酸性和中基性两组火山岩,它们都属于钾玄岩系列。其中中酸性组火山岩具有一些类似于埃达克质熔体的成分特征,它们可能是拉萨地块下地壳相对富钾的镁铁质物质部分熔融的产物;中基性组火山岩可能起源于一个含金云母的地幔源区,或者是来自该地幔的基性岩浆的分异产物。对中酸性组火山岩高精度的氩-氩同位素定年获得其坪年龄为15.5Ma,证实布嘎寺组火山岩喷发在晚中新世。结合布嘎寺组火山岩的年龄、化学组成和区域构造以及岩浆组合,我们初步认为布嘎寺组火山岩可能与15~20Ma左右构造伸展活动产生的南北向地堑系统有关。

关键词 青藏高原西部;措勤县;南北向地堑;埃达克质熔体;钾玄岩;Ar-Ar同位素定年;中新世

中图法分类号 P588.14; P597.3

* 中国科学院知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-SW-122)、国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412602)、中科院知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-SW-143)和国家杰出青年基金项目(40425003)资助。

第一作者简介:陈建林,男,1971年生,博士研究生,主要从事岩石地球化学研究

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

1 前言

自从印度和欧亚板块在约 45 ~ 65Ma 拼合之后(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; Mo *et al.*, 2005; Ding *et al.*, 2005), 碰撞后的岩浆活动广泛出现在青藏高原之上, 这些碰撞后岩浆活动的产物以钾质和超钾质火山岩为代表, 在冈底斯带的钾质和超钾质火山岩主要形成在 10 ~ 18Ma 期间 (Turner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001, 2004; Nomade *et al.*, 2004; Hou *et al.*, 2004; Chung *et al.*, 2004, 2005) (图 1)。一些先前的研究通常认为碰撞后钾质、超钾质岩浆来自一个地幔源区(特别是岩石圈地幔的贡献)或是幔源岩浆分异演化的产物 (Tuner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; Chung *et al.*, 2003, 2005), 但是, 最近的一些研究表明一些青藏高原的钾质火山岩也可以起源于下地壳源区 (Lai *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2005)。因此对青藏高原的这些钾质和超钾质火山岩的成因仍然有不同的认识, 更深入地研究这些火山岩的岩石学和地球化学特征, 将有助于更好地理解它们的成因, 并且还能提供有关青藏高原形成和隆升的信息。

自从印度和欧亚板块在约 45 ~ 65Ma 拼合之后(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; Mo *et al.*, 2005; Ding *et al.*, 2005), 碰撞后的岩浆活动广泛出现在青藏高原之上, 这些碰撞后岩浆活动的产物以钾质和超钾质火山岩为代表, 在冈底斯带的钾质和超钾质火山岩主要形成在 10 ~ 18Ma 期间 (Turner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001, 2004; Nomade *et al.*, 2004; Hou *et al.*, 2004; Chung *et al.*, 2004, 2005) (图 1)。一些先前的研究通常认为碰撞后钾质、超钾质岩浆来自一个地幔源区(特别是岩石圈地幔的贡献)或是幔源岩浆分异演化的产物 (Tuner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; Chung *et al.*, 2003, 2005), 但是, 最近的一些研究表明一些青藏高原的钾质火山岩也可以起源于下地壳源区 (Lai *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2005)。因此对青藏高原的这些钾质和超钾质火山岩的成因仍然有不同的认识, 更深入地研究这些火山岩的岩石学和地球化学特征, 将有助于更好地理解它们的成因, 并且还能提供有关青藏高原形成和隆升的信息。

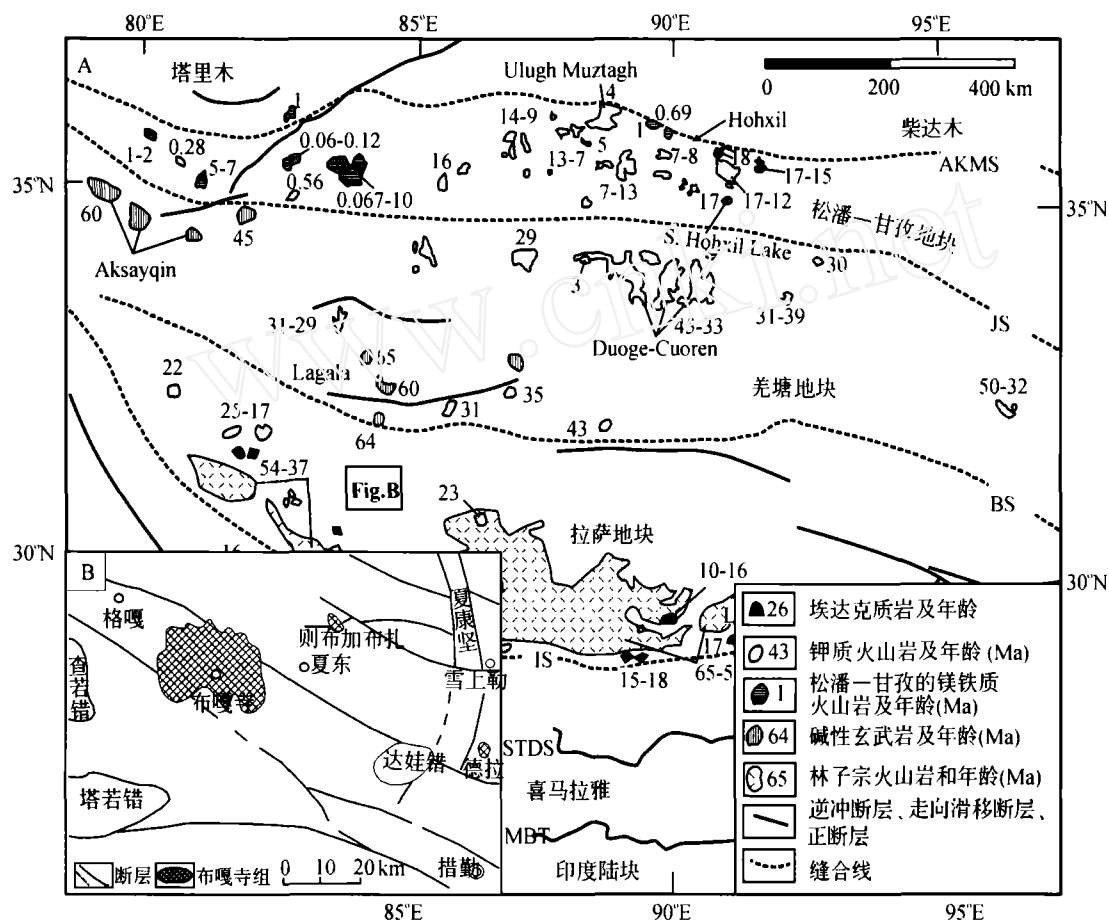


图 1 青藏高原主要地块和新生代火山岩的时空分布(A) (依据 Yin and Harrison, 2000; Chung *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2005 等略有修改)和拉萨地块措勤地区布嘎寺组火山岩分布地质略图(B) (据马润则等, 2002, 略有修改)。

图中火山岩的年龄主要引自 Chung *et al.* (2003), Ding *et al.* (2003), Wang *et al.* (2005) 等; AKMS-昆仑缝合带; JS-金沙江缝合带; BS-班公错-怒江缝合带; IS-印度-雅鲁藏布江缝合带; MBT-主边界断裂; STDS-藏南拆离系;

Fig. 1 Geological map (A) of Tibetan Plateau showing major blocks and temporal-spatial distribution of Cenozoic volcanic rocks (modified from figures of Yin and Harrison, 2000; Chung *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2005) and Simplified geologic map showing Bugasi Group outcrops of magmatic rocks in the Cuogin area, Lhasa block (B).

本文研究的布嘎寺组钾质-超钾质火山岩是在措勤地区乃至冈底斯带西段内最年轻的和出露面积最大的火山岩之一, 其已引起许多地质学者的关注。截至目前, 虽然对这套火山岩进行过一些研究, 如成都理工大学对该区的区域地质调查(马润则等, 2002)、Nomade *et al.* (2004) 对布嘎寺组西

部的研究, 但这些研究是初步的和非结论性的, 并且后者仅对布嘎寺组西南部的 4 个中基性火山岩样品进行了研究, 而对广泛分布的中酸性火山岩则未涉及。本文旨在系统地采集布嘎寺组火山岩样品并结合前人研究资料的基础上, 对该地区钾质火山岩的源区及其成因进行探讨。

2 区域地质概况

布嘎寺组钾质-超钾质火山岩位于拉萨地块冈底斯中北部,分布在措勤县夏东地区西部布嘎寺附近(图1B),典型的布嘎寺组火山岩为分布在布嘎寺及其周围构成一个大约400km²熔岩被,在夏东北东10km多的则布加布扎及达娃错东侧10km的德拉两地也有少量的分布(面积分别为4km²、3km²左右)(马润则等,2002)。布嘎寺组火山岩以熔岩为主加火山碎屑岩及少量火山碎屑沉积岩。产状总体上相对平缓,倾角多 $\leq 5^\circ$,局部可达 15° 左右,基本保持原始产状,成层性良好,并具有明显的多次喷发的韵律层,局部火山岩整体厚度超过300m。岩石新鲜,所含气孔极少见充填物^①。

布嘎寺组火山岩在不同的地区与下伏的二叠纪下拉组、侏罗纪-白垩纪则群及早白垩世多尼组、郎山组以及晚燕山期花岗岩之间呈喷发不整合超覆关系,大部分情况下周围则被第四系松散的沉积物掩盖。在布嘎寺附近、日阿布西以及郎青勒等地可见粗面斑岩、粗面玢岩等次火山岩侵位于火山集块岩、火山集块角砾岩等火山碎屑岩层中,推测它们为火山通道或火山颈相。另外,多处见有巨粒级的火山集块岩或熔结火山集块岩发育,并有紫红色、紫灰色、灰黑色火山弹、熔岩饼等近火山口喷发物分布,它们均代表了古火山口存在的大致位置,显示陆相喷发的特点,但是由于风化剥蚀或第四系覆盖,原始火山地貌已不复存在,现今主要表现为火山台地^①。

布嘎寺组火山岩主要由粗安岩、粗面岩、粗安质或粗面质火山角砾岩以及少量的玄武粗安岩、玄武粗安质角砾岩组成,局部出现火山集块岩、熔结火山集块岩、熔结火山角砾岩、凝灰岩及凝灰质砂岩。熔岩与火山碎屑岩交替产出,虽宏观成层良好,但有些岩层特别是沉积火山碎屑岩或者火山碎屑沉积岩层延伸不稳定,厚度变化大,并有尖灭现象,熔岩底部界面常呈凹凸不平状^①。

布嘎寺组火山岩地层垂向上岩性变化频繁,火山喷发韵律发育。据成都理工大学在《措勤县幅区域地质调查报告》的实测剖面资料,布嘎寺组火山岩至少可以划分出9个韵律,并将其自下而上划分为三个喷发旋回。

旋回I由第1到第4四个喷发韵律组成。以粗安质熔浆的多次爆发为特征,溢流相次之,形成火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩为主夹熔岩的岩性组合及韵律变化,反映了火山活动早期爆发强度较大的特点。

旋回II由第5到第7三个喷发韵律组成。以玄武粗安质熔浆的多次爆发为主,与溢流相相间交替,并以石榴石粗安岩(或响岩质碱玄岩)的喷溢而告结束。由早到晚岩浆的碱度呈增高的趋势。

旋回III由第8和第9个喷发韵律构成。以溢流相熔岩为主,喷发相强度明显减弱,从早期到晚期岩浆成分发生改变,呈现玄武粗安岩→粗安岩→粗面岩的演化^①。

根据野外和室内薄片观察,粗面岩主要具有以下岩石学特征:以浅灰色为主,流面构造,斑状结构,基质为粗面结构。斑晶含量在5%~20%不等,普遍具有透长石斑晶,并且有些样品卡氏双晶发育,暗色矿物斑晶以普通辉石、黑云母为主,角闪石相对很少出现,三种暗色矿物斑晶可同时出现也可出现其中的一种或者两种。透长石的斑晶基本为自形晶,辉石和黑云母多为自形晶。黑云母、角闪石斑晶常具有暗化边结构。基质由长条状钾长石,玻璃质以及少量暗色矿物组成。副矿物主要有磁铁矿、磷灰石、锆石等。

3 火山岩时代

布嘎寺组火山岩的形成时代在区域地质调查时用全岩K-Ar法得到的同位素年龄值为 $15.8 \pm 0.3\text{Ma}$ 、 $15.9 \pm 0.3\text{Ma}$ (马润则等,2002)。之后Nomade *et al.* (2004)在扎布耶茶卡东部采集了中基性的粗面安山岩样品,运用Ar-Ar同位素方法获得的两个黑云母和四个透长石年龄,分布在 $16.16 \pm 0.12 \sim 16.01 \pm 0.16\text{Ma}$ 之间(见表1)。但是,对于分布更广泛的布嘎寺组中酸性火山岩,还缺乏精确的Ar-Ar同位素定年。为此我们选取了分布在布嘎寺东南部的一个中酸性火山岩样品,采用了全岩分析方法开展Ar-Ar同位素年龄定年,其年龄测定在中国科学院广州地球化学研究所GV5400Ar-Ar质谱上完成。

3.1 Ar-Ar 分析方法

将分析样品用铝箔包装,标准样品用铜箔包装。每5个样品间插1个标准样品(底、顶各有1个标样)装入石英玻璃管中,几根石英玻璃管样品组成1批样品,外用铝罐密封,再用锡包裹,2005年6月在北京堆照射90h。标准样品为荷兰自由大学标样DRA1透长石(25.26Ma)。

将分析样品装入铝质样品盘,用红外灯烘烤20h,法兰盘温度达 105°C ,样品温度 $>150^\circ\text{C}$ 。管道用加热带烘烤,温度约 160°C 。

实验流程:①为准确扣除仪器本底贡献,以本底分析为始点和终点,每3~4个阶段的样品分析必须间插1个本底分析(邱华宁,私人通讯);②激光加热,激光束光斑大小为3mm,加热时间一般为30~50s(不含前面10s缓慢升温时间);③采用2个SAES Advanced Technologies生产的Sorb-AC NP10 锆铝吸气泵作为纯化器,其中1个在室温下工作,另1个在 400°C 左右工作,纯化时间一般为5min;④气体送入质谱计,平衡时间为45s;⑤质谱计自动进行 ^{40}Ar 和 ^{36}Ar 峰扫描,锁定峰中心;⑥质谱分析按 $m/e = 40, 39.5, 39, 38.5, 38, 37.5, 37, 36.5, 36$ 和 35.5 的顺序进行测定,一般测定11个循环(即11组数据);⑦采用Anthony Koppers

① 中华人民共和国区域地质调查报告,1:250 000 措勤县幅

编写软件 Ar-Ar CALC ver. 2. 2c 进行 Ar-Ar 数据处理: Ar 同位素峰值时间归零计算(线性拟合)、Ar-Ar 年龄计算和作图。

3.2 Ar-Ar 分析结果

我们的分析结果列在表 1 中。图 2 展示了分析样品的

全岩年龄和 K/Ca 比值。测量结果显示良好的坪年龄。我们所得到的 Ar-Ar 同位素年龄为 15.56 ± 0.07 Ma, 它同马润则等(2002)用全岩 K-Ar 法得到的年龄以及 Nomade *et al.* (2004) Ar-Ar 所测得的年龄相当。综上所述, 布嘎寺组钾质火山岩应形成于 15.5 ~ 16.1 Ma 之间。

表 1 布嘎寺组火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析数据

Table 1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results and data

分析	岩石类型	测定对象	坪年龄	2 σ	同位素年龄	2 σ	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	2 σ	MSWD	数据来源
CQ1-04-02	粗面岩	全岩	15.56	0.07	15.53	0.17	300	35	5.08	本次研究
ZB1	粗面安山岩	透长石	16.16	0.12	16.19	0.19	297	52	8.90	Normde <i>et al.</i> (2004)
ZB4	粗面安山岩	透长石	16.12	0.12	16.11	0.15	296	100	4.99	
ZB10	粗面安山岩	透长石	16.02	0.17	15.97	0.20	317	49	5.40	
ZB10	粗面安山岩	黑云母	16.10	0.20	16.14	0.17	291	19	1.60	
ZB12	粗面安山岩	透长石	16.01	0.12	16.01	0.08	300	89	1.90	
ZB12	粗面安山岩	黑云母	16.11	0.16	16.00	0.31	303	46	1.50	

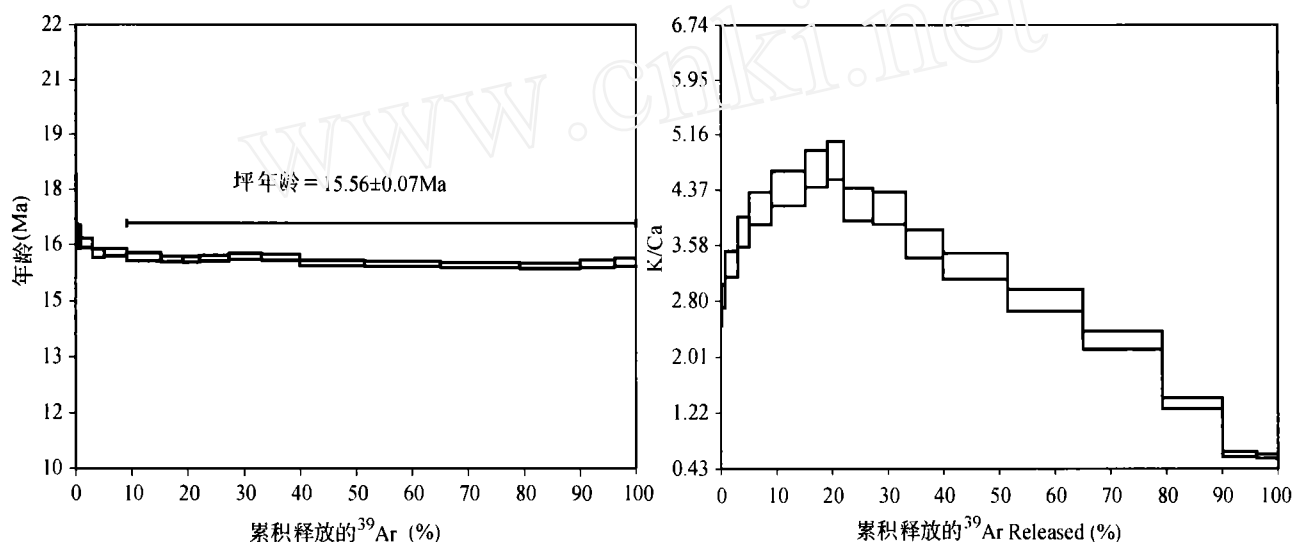


图 2 布嘎寺组火山岩全岩分析 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温年龄谱(2 σ)和 K/Ca 比值

Fig. 2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra (2 σ) for bulk rock from the Bugasi Group volcanic rocks and K/Ca ratios

4 火山岩主、微量元素地球化学特征

主、微量元素分析的样品采集于布嘎寺组火山岩熔岩被的中部和东南部。样品在处理前选取新鲜样品, 去除风化面, 手工碎至 1 ~ 5 mm (与杏仁体粒径相当), 轮流用 5% HNO_3 和 5% HCl 在超声波清洗仪中清洗, 以除去杏仁体以及碳酸盐化的影响, 烘干后手工选除石英质杏仁体, 随后用不锈钢钵粉碎至 200 目用于化学分析。在中国科学院广州地球化学研究所分别用 XRF 和 ICP-MS 分析, 主、微量元素分析精度大多数优于 5%, 具体的分析程序参阅刘颖等(1996)。主、微量元素分析结果见表 2。

结合前人已发表的资料和我们分析获得的主量和部分

微量元素数据, 布嘎寺组火山岩根据其 SiO_2 、 MgO 和部分微量元素含量的显著不同将其分为两组: 即酸性火山岩组 ($\text{SiO}_2 > 59.13\%$) 和中基性火山岩组 ($\text{SiO}_2 < 57.13\%$)。

布嘎寺组中基性火山岩组是以粗面安山岩为主, 中酸性火山岩组除一个样品为粗面英安岩 ($Q > 20\%$) 和另外一个样品为流纹岩以外, 其它样品均为粗面岩 ($Q < 20\%$), 属于碱性系列(图 3)(流纹岩除外)。在 SiO_2 - K_2O 图解(图未附)中, 它们位于钾玄岩区域; 而在 Na_2O - K_2O 图(图 4)中它们分布在钾质-超钾质岩的过渡范围之间。中酸性火山岩组有着较低 MgO (0.59% ~ 3.78%)、较高的 Al_2O_3 (14.45% ~ 16.45%)、较高的铝饱和度 (A/CNK) (0.77 ~ 1.06); 而中基性火山岩组却有着较高 MgO (4.10% ~ 4.46%), 较低的 Al_2O_3 (13.48% ~ 13.71%) 和 A/CNK (0.58 ~ 0.61)。

表2 青藏冈底斯中北部晚中新世布嘎寺组火山岩主(wt%)、微量($\times 10^{-6}$)元素分析代表性数据Table 2 Major(wt%), trace elemental($\times 10^{-6}$) results for the representative Bugasu Group volcanic rocks

样品号	CQ1-04-01	CQ1-04-03	CQ1-04-05	CQ1-04-07	CQ1-04-09	CQ1-04-11	CQ1-04-13	CQ1-04-15	CQ1-04-17	CQ1-04-19	CQ1-04-21	CQ1-04-26
SiO ₂	59.33	61.46	60.25	62.32	63.09	59.64	62.77	59.87	68.93	60.10	63.75	62.83
TiO ₂	1.18	1.11	1.04	0.83	0.85	1.25	0.99	1.27	0.54	1.17	0.89	0.84
Al ₂ O ₃	15.33	14.73	14.62	14.65	14.95	14.45	14.66	14.55	14.45	14.60	15.57	15.51
Fe ₂ O ₃	6.16	5.11	5.70	4.82	4.95	5.65	4.76	6.08	3.37	5.82	4.95	4.62
MnO	0.08	0.13	0.06	0.07	0.05	0.08	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08	0.08
MgO	3.37	3.13	3.41	2.99	2.38	3.78	2.82	3.35	0.70	3.33	1.86	1.93
CaO	3.88	3.42	3.83	3.60	3.20	4.07	3.34	3.93	2.18	3.66	3.10	3.31
Na ₂ O	3.06	2.81	2.75	2.92	2.72	2.69	2.86	2.74	2.99	2.88	3.43	3.14
K ₂ O	6.59	6.39	6.20	6.31	6.40	6.40	6.07	6.17	5.11	6.35	5.85	5.47
P ₂ O ₅	0.08	0.14	0.37	0.19	0.26	0.34	0.27	0.38	0.08	0.34	0.12	0.19
LOI	0.77	1.82	1.86	1.54	1.60	1.18	1.03	1.25	1.24	1.17	0.15	1.57
Total	99.82	100.25	100.09	100.24	100.46	99.53	99.65	99.65	99.66	99.48	99.75	99.48
Sc	11.2	9.98	9.86	7.72	2.55	10.9	8.29	10.2	2.91	9.58	7.10	6.32
V	136	107	131	103	80	134	101	133	55.8	131	77.8	81.8
Cr	100	101	76	77	65	103	67.2	100.1	6.95	89.0	17.6	31.7
Ni	65.7	60.2	45.6	42.3	40.4	80.5	44.6	61.8	3.78	61.5	13.6	16.3
Rb	486	431	438	410	434	458	405	456	322	456	393	344
Sr	1278	1119	1124	1060	960	1220	1000	1179	1049	1178	1248	1049
Y	13.1	13.9	12.2	12.9	10.9	15.7	14.7	15.0	13.8	15.8	19.7	16.1
Zr	428	356	357	330	328	376	341	380	329	381	361	312
Nb	32.1	27.0	28.5	25.9	26.2	33.6	26.3	30.9	19.8	30.7	29.2	22.9
Cs	18.5	23.3	19.8	21.7	41.6	21.6	19.7	24.4	25.2	20.6	34.2	28.2
Ba	2645	2657	2463	2204	2113	2426	2042	2150	1599	2375	1928	1784
La	35.4	34.2	30.8	40.0	48.2	39.5	48.6	40.3	46.4	42.1	58.6	52.2
Ce	72.9	69.0	65.1	82.2	92.7	86.3	99	89	98	93	124	104
Pr	9.39	9.65	8.67	11.2	11.9	11.9	13.0	12.0	12.2	12.4	16.1	13.5
Nd	39.0	40.8	36.9	44.6	46.9	52.9	52.6	52.7	48.7	53.8	68.3	52.6
Sm	7.80	8.61	7.43	8.93	7.81	10.42	9.93	10.53	8.98	10.49	12.48	9.75
Eu	2.36	2.64	2.22	2.25	1.85	2.63	2.32	2.64	1.82	2.31	2.48	2.03
Gd	5.31	5.60	4.99	5.67	5.23	6.66	6.50	6.72	5.69	6.77	8.17	6.45
Tb	0.65	0.69	0.62	0.66	0.57	0.82	0.74	0.79	0.66	0.81	0.96	0.73
Dy	3.12	3.14	2.85	2.93	2.40	3.47	3.36	3.35	3.07	3.53	4.30	3.41
Ho	0.51	0.53	0.48	0.48	0.42	0.60	0.56	0.57	0.53	0.59	0.76	0.60
Er	1.34	1.39	1.22	1.31	1.08	1.51	1.49	1.50	1.47	1.57	2.02	1.67
Tm	0.19	0.20	0.17	0.19	0.16	0.21	0.21	0.20	0.22	0.21	0.27	0.24
Yb	1.24	1.31	1.17	1.27	1.02	1.35	1.36	1.33	1.42	1.37	1.81	1.58
Lu	0.19	0.21	0.18	0.20	0.17	0.21	0.21	0.20	0.22	0.22	0.29	0.25
Hf	11.4	9.75	10.1	9.59	9.30	10.6	9.81	10.37	9.50	10.4	10.5	9.03
Ta	2.04	1.74	1.83	1.72	1.66	2.07	1.73	1.89	1.42	1.96	2.00	1.52
Pb	82.3	76.3	62.7	67.2	67.2	56.8	69.7	57.4	45.7	50.8	86.0	70.0
Th	77.1	70.4	62.9	76.7	72.5	78.4	84.1	75.7	63.0	71.0	80.3	64.1
U	20.8	16.3	13.9	16.2	12.5	17.1	16.5	16.8	14.6	16.3	17.6	14.1

布嘎寺组火山岩的稀土配分明显表现为右倾,轻稀土(LREE)和重稀土(HREE)强烈分异($14.35 < (La/Yb)_N < 41.2$),LREE 分异比较明显($2.22 < (La/Sm)_N < 3.99$),HREE 分异不明显,Eu 具有微弱负异常(图6)。由微量元素蛛网图(图7)可知,具有明显的 Nb、Ta、Ti、P 负异常,Sr 具有无异常到弱正异常的特点。总体看来,中基性火山岩组的微量元素含量略高于中酸性火山岩组的含量(图7)。

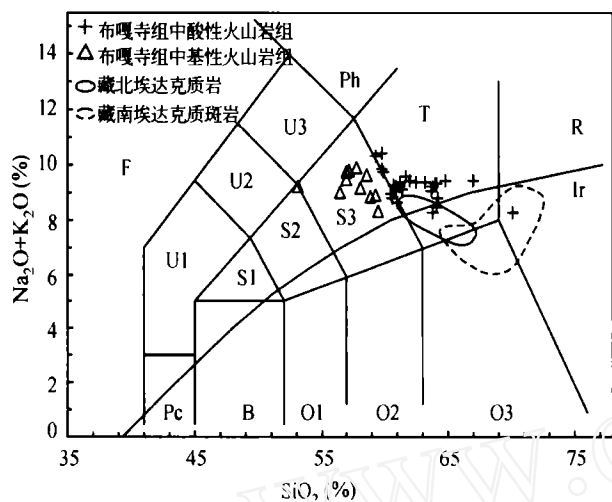


图3 青藏高原布嘎寺组火山岩的 TAS 图(Le *et al.*, 1986)(图中布嘎寺组火山岩数据包括本研究,Nomade *et al.* (2004) 和注解 1; 藏北埃达克质岩,Wang *et al.* (2005); 藏南埃达克斑岩,Hou *et al.* (2004))。

Fig. 3 TAS diagram for volcanic rocks of Bugasi Group in Tibetan Plateau (original diagram is from Le *et al.*, 1986) (Data for volcanic rocks of Bugasi Group are from Nomade *et al.* (2004) and Note 1), and this study; Data of the adakitic rocks of northern Tibet are after Wang *et al.* (2005); Data of the adakitic porphyries of southern Tibet are from Hou *et al.* (2004)) .

中酸性火山岩组具有高的 La/Yb(20~47) 比值,很高的 Sr($967 \times 10^{-6} - 1371 \times 10^{-6}$) 和较低的 Y($10.9 \times 10^{-6} - 19.71 \times 10^{-6}$),较高的 Al_2O_3 (14.45%~16.45%), 较低的 MgO (0.59%~3.78%)。而这些特征类似于与大洋俯冲环境相联系的埃达克岩的组成特征(Defent and Drummond, 1990; Kay *et al.*, 1993; Stern and Kilian, 1996)。将其与同时代沿雅江缝合带北侧分布的钙碱性埃达克质斑岩以及藏北可可西里埃达克质岩相比较,它们均有着相似稀土元素配分型式(图6),在微量元素蛛网图分布模式(图7)中,均显示出 Sr、Eu 无明显的负异常特征。虽然它们有着部分相似的特征,但是它们之间还是存在一定的差别,如藏南埃达克质斑岩和藏北埃达克质岩的碱性程度较低,属于亚碱性系列(图3); 同时布嘎寺组中酸性火山岩与可可西里埃达克质岩有着相近的 Y 的含量(图5),而藏南的埃达克质斑岩却有着较低的 Y 的含量。虽然布嘎寺组中酸性火山岩组与藏南和藏

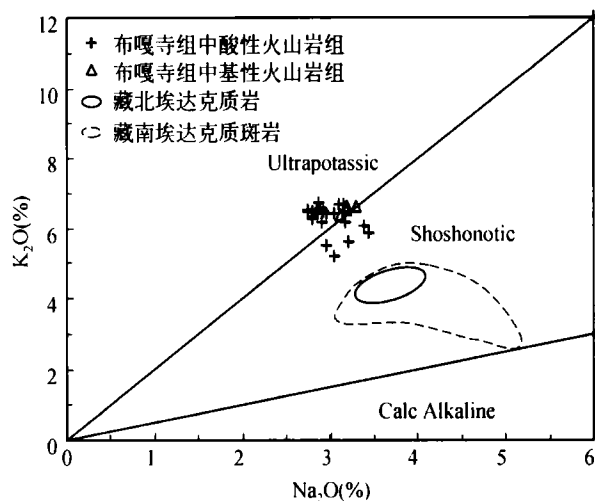


图4 Na_2O-K_2O 图(数据来源同图3)

Fig. 4 Na_2O vs. K_2O diagram (Data sources are same as in Fig. 3.)

北的埃达克质岩有着相似的稀土元素配分型式,但同藏南埃达克质斑岩相比布嘎寺组和藏北埃达克质岩的 LREE 含量较高(图6)。综上所述,布嘎寺组中酸性火山岩组具有一些类似于埃达克质熔体的成分特征(图5)。

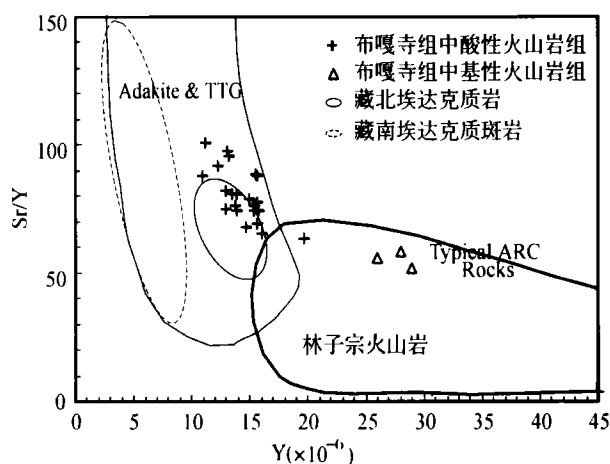


图5 布嘎寺组火山岩 Y-Sr/Y 图解(数据源于 Hou *et al.* (2004), Nomade *et al.* (2004), Wang *et al.* (2005), 和本研究)

Fig. 5 Y vs. Sr/Y diagram of Bugasi Group volcanic rocks. Data are from Hou *et al.* (2004), Nomade *et al.* (2004), Wang *et al.* (2005), and this study.

5 讨论

5.1 布嘎寺组中基性火山岩组与中酸性火山岩组的关系

布嘎寺组中基性和中酸性这两组火山岩是否由一个母岩浆结晶分异产生? 如果这两组火山岩是由同一个母岩浆通过结晶分异而成,那么中酸性火山岩组应该有着比中基性火山岩组更高的大离子亲石元素(LILE)含量,但是不论从稀

土配分图还是蛛网图上均没有显示出这一特征(图6,图7)。同时在稀土配分图上明显的表现出中基性火山岩组有着比中酸性火山岩组更高的LREE含量。而且从La-La/Yb和La-La/Sm图(图8)中均显示出布嘎寺组的这两组火山岩有着不同的形成机制,即中酸性火山岩组是以部分熔融为主,而中基性火山岩组是分离结晶为主,这说明这两组火山岩可能不是由同一个母岩浆分异产生的。因此,布嘎寺组的中基性火山岩组和中酸性火山岩组可能是由两个不同的源区通过不同的形成机制形成的。

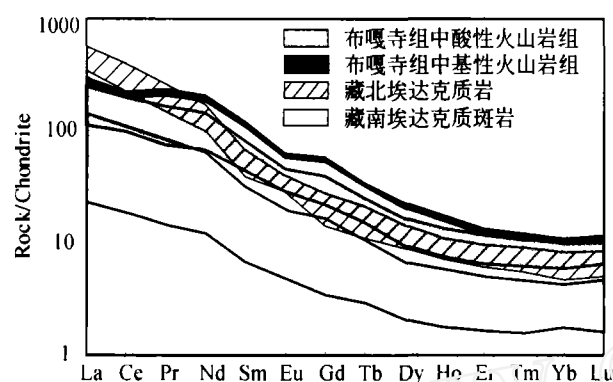


图6 布嘎寺组火山岩REE球粒陨石标准化图(标准化数据为Sun and McDonough(1989))(其它数据源于同图5)。

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (normalizing values are from Sun and McDonough, 1989) (Data sources are same as in Fig. 5)

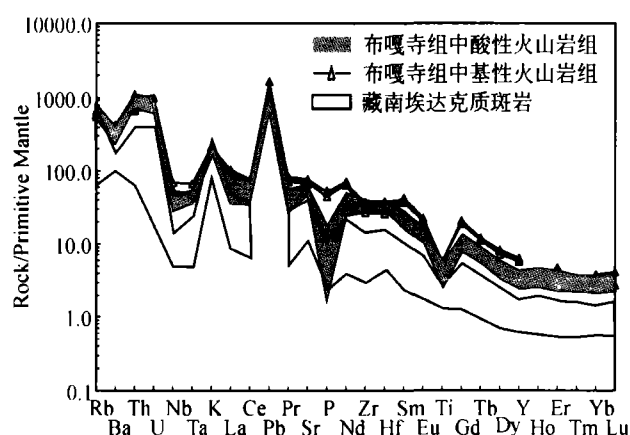


图7 布嘎寺组火山岩微量元素原始地幔标准化图解(数据源于同图6)

Fig. 7 Multielement patterns normalized to primitive mantle (PM), (Data sources are same as in Fig. 6.)

5.2 布嘎寺组中酸性火山岩组的源区

布嘎寺组火山岩位于冈底斯中北部,喷发于15.56~16.16Ma,该时期此区域肯定为大陆板块内部环境,理由是在拉萨地块北部的班公错-怒江缝合带拼合于晚侏罗世—中白

垩世(Yin and Harrison, 2000),而拉萨地块南部存在的65~45 Ma林子宗群火山岩意味着最晚在45Ma之时新特提斯洋板块俯冲的结束(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; Mo *et al.* 2005)。因此尽管布嘎寺组中酸性火山岩组具有一些类似于埃达克质熔体的成分特征,但它们不可能是与俯冲的大洋板片熔融相关的产物。

埃达克质熔体(岩浆)也可能由玄武岩浆同化和分离结晶作用(AFC)(Castillo *et al.*, 1999)形成,或者镁铁质下地壳部分熔融产生的(Atherton and Petford, 1993; Kay and Kay, 1993; Muir *et al.*, 1995; Barnes *et al.*, 1996; Xu *et al.*, 2002; Qiang *et al.*, 2005)。我们认为布嘎寺组中具有一些类似于埃达克质熔体的中酸性火山岩组可能不是由玄武质岩浆经过同化混染分离结晶形成的。因为:①在研究区截至目前还没有过中新世的超镁铁质岩或者玄武质岩存在的报道。②这些中酸性火山岩有着较高的SiO₂含量(57.76%~68.93%),因此它不可能由地幔岩通过部分熔融直接产出(Baker *et al.*, 1995)。③由La-La/Sm、La-La/Yb图(图8)可知,研究区富钾的具有一些类似于埃达克质熔体的中酸性火山岩是由部分熔融形成的。

由此看来,布嘎寺组中酸性火山岩最有可能的源区就是加厚的青藏高原地壳的部分熔融。拉萨地块之下的地壳厚度大于50km(地球物理研究表明,拉萨地块的地壳厚度现在大约为70~80km(Allegre *et al.*, 1984; Zhao *et al.*, 2001; 赵文津等, 2002),在该地区下地壳的深度超过形成埃达克质熔体所需要的压力(大于1.2GPa, Rapp and Watson, 1995)。因此,我们认为拉萨地块的下地壳相对富钾的镁铁质物质的部分熔融,能够产生布嘎寺组的中酸性火山岩。

5.3 布嘎寺组中基性火山岩组的源区

布嘎寺组中基性火山岩组同中酸性火山岩组相比较有着较低的SiO₂和较高的MgO、Cr、Ni、HREE的含量,暗示有着比中酸性火山岩组更深的源区。Sr的高度富集(1441×10^{-6} ~ 1638×10^{-6})和无负异常(图7)以及Eu的无明显负异常(图6)说明其源区为斜长石不稳定区,因此可能反映中基性火山岩组的源区为地幔源区(Turner *et al.*, 1996),或者来自地幔源区的镁铁质岩浆的分离结晶。

与高的Rb/Sr(>0.2)相联系的高的Rb/Ba(>0.13)、低的Ti/K(<0.16)为含金云母橄榄岩捕虏体的特征(Erlank, *et al.*, 1987),而同时与高的Rb/Sr相联系的高的K/Nb(>1085)和低的U/Pb(0.18~0.21)说明源区为金云母的稳定区(Hawkesworth, *et al.*, 1990)。布嘎寺组中基性火山岩具有明显富钾的特征,而且Mg²⁺、SiO₂与K₂O均无一定的相关性,暗示它们来自于一个富钾的源区。常见的富钾矿物有金云母和角闪石,高的Rb/Sr(>0.1)和低的Ba/Rb值(<20)说明源区的富钾矿物是以金云母为主(Furman and Graham, 1999)。以上这些中基性火山岩的特征说明其源区很可能为含金云母的地幔源区。另外它的源区也有可能

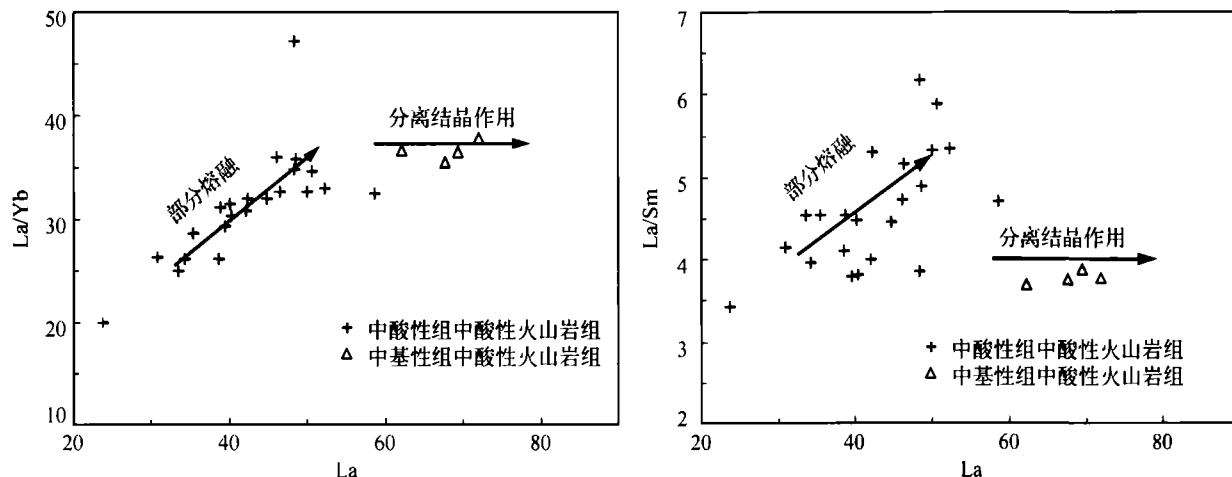


图8 La-La/Yb 和 La-La/Sm 图(布嘎寺组中基性火山岩数据源于 Nomade *et al.* (2004), 布嘎寺中酸性火山岩组数据源于本研究)

Fig. 8 La vs. La/Yb and La vs. La/Sm diagram. Data from published (Bugasi Group intermediate – basic volcanic rocks, Nomade *et al.* (2004)); Bugasi Group intermediate – acid volcanic rocks, this study.

是深部流体交代的地幔源区(罗照华等, 2003), 但是我们更倾向于前一种观点。

在措勤县幅区域地质报告(1:250,000)中的布嘎寺组分析样品中有一个相对基性的样品(P19-17H(R)1), SiO_2 为 51.82%, MgO 为 8.9%, K_2O 为 7.24%, 在 TAS 图中为玄武质粗面安山岩(S2 区域)。与我们分析的中基性火山岩组样品相比, 它有明显高的 Rb(686×10^{-6})、Sr(1915×10^{-6})、Ba(3997×10^{-6})等 LILE 含量和高的 LREE 含量。它是否是中基性火山岩组的母岩浆? 由 La-La/Yb 图(图 8)可知布嘎寺组中基性火山岩组主要是由结晶分异作用形成的, 如果它是由 P19-17H(R)1 组成的母岩浆结晶分异而成, 那么中基性火山岩组应该有着比 P19-17H(R)1 组成的母岩浆更高的 Ba、Rb、Sr 和 LREE 含量。然而从现有的分析数据可知, 它们的关系刚好相反, 即 P19-17H(R)1 样品却有着比中基性火山岩组更高的 Ba、Rb、Sr、LREE 含量以及更高的 K_2O 含量。因此 P19-17H(R)1 样品可能不能代表中基性火山岩组的母岩浆的组成, 它可能有着其它的地幔源区。

基于以上的分析可知, 布嘎寺组中基性火山岩组很可能是由富含金云母的地幔橄榄岩源区经过部分熔融和分离结晶形成的。

5.4 成因讨论

在印度-欧亚大陆板块碰撞并拼合后, 青藏高原大约在中新世进入伸展变形阶段(Coleman and Hodges 1995; Blisniuk, *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2004)。中新世的拉萨地块冈底斯地区在这种构造背景下, 广泛分布有 10~18Ma 的超钾质、钾质、钙碱性埃达克质岩浆活动(Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993; Miller *et al.*, 1999; Williams, *et al.*, 2001; Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004), 它们应

是区域伸展作用的产物。同时在这个期间内高原南部的拉萨地块产生了许多南北向的地堑, 它们也是区域伸展作用的产物(Coleman and Hodges, 1995; Blisniuk *et al.*, 2001; Williams *et al.*, 2001)。我们研究区的 15.5~16.1Ma 的火成岩很可能也与在这个时期内这些区域伸展作用形成的南北向的地堑相关。

地球物理研究表明印度大陆板块已经俯冲到了班公错-怒江缝合带以北附近(Kosarev *et al.*, 1999; Zhao *et al.*, 2001; 赵文津等, 2002), 在印度大陆板块持续北移的过程中将大量的洋壳沉积物及陆壳物质带到拉萨地块的腹部和北部, 这些物质可能位于高原下部地幔之中的局部位置, 形成含金云母的富集源区。随后可能在中新世初期, 由于向北俯冲的印度大陆岩石圈在印度-雅江缝合带附近发生断裂, 引起印度板块下部软流圈物质通过板片窗上升直接与拉萨地块腹部和北部的岩石圈根部相接触(Peter *et al.*, 2002)。深部软流圈的上涌和侧向迁移造成 20~15Ma 左右区域性伸展和南北向地堑的产生。同时由于软流圈物质携带了大量的热, 诱发了地幔中富含金云母的橄榄岩部分熔融, 从而产生大量的流体和熔体物质。这些流体和熔体沿下地壳根部构造薄弱带上升就位于下地壳之中, 并且这部分就位于下地壳之中的熔体通过结晶分异而形成布嘎寺组中基性火山岩组的物源。这些经过结晶分异的富含挥发性的中基性岩浆上升喷发形成布嘎寺组中基性火山岩; 同时在来自上涌地幔的热流和可能底侵到下地壳的基性岩浆的共同加热的条件下, 造成下地壳深部(大于 40km 之下)的富钾镁铁质物质的部分熔融, 产生了一些类似于埃达克质熔体成分特征的中酸性岩浆, 它们沿着中基性岩浆喷发的通道喷出地表形成了布嘎寺组中酸性火山岩。

6 结论

(1) 晚中新世的布嘎寺组火山岩是一套钾质-超钾质的火山岩,它们可以分成中基性和中酸性火山岩组,分别来自两个不同的岩浆源区。

(2) 布嘎寺组中酸性火山岩属于钾玄岩系列,并且具有一些类似于埃达克质熔体成分特征,它们可能是拉萨地块下地壳富钾的镁铁质物质部分熔融的产物。

(3) 布嘎寺组中基性火山岩起源于一个可能含金云母的富集地幔源区,或者是来自该地幔的基性岩浆的分异产物。

(4) 形成于 15.5 ~ 16.1 Ma 左右的布嘎寺组火山岩可能与青藏高原拉萨地块 15 ~ 20 Ma 期间构造伸展活动产生的南北向地堑系统有关。

References

- Atherton MP and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362:144 ~ 146
- Allegre CJ, Courtillot V, Tappinier T, et al. 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307:17 ~ 22
- Baker MB, Hirschmann MM, Ghiorso MS and Stolper EM. 1995. Compositions of near solidus predictive melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature*, 375:308 ~ 311
- Barnes CG, Petersen SW, Kistler RW, Murray R and Kays MA. 1996. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123:40 ~ 60.
- Blisniuk PM, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bi S, Wu ZH, McWilliams MO and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 412:628 ~ 632
- Castillo PR, Janney PE and Solidum RU. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134:33 ~ 51.
- Chung SL, Chu MF, Zhang YQ, Xie YW, Lo CH, Lee TY, Lan CY, Li XH, Zhang Q and Wang YZ. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews* 68:173 ~ 196
- Chung SL, Liu DY, Ji JQ, Chu MF, Lee HY, Wen DJ, Lo CH, Lee TY, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31:1021 ~ 102
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374:49 ~ 52
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79:281 ~ 302
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347:662 ~ 665
- Ding L, Kapp P, Zhong D and Deng W. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J. Petrol.*, 44:1833 ~ 1865
- Ding L, Kapp P and Wan X. 2005. Paleocene Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24(3):3001, doi: 10.1029/2004TC001729
- Erlank PC, Waters FG, Hawkesworth CJ, Haggerty SE, Allsopp HL, Rickard RS and Menzies M A. 1987. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa. In: Menzies, MA and Hawkesworth, CJ (eds). *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 221 ~ 311
- Furman T and Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48:237 ~ 262
- Hawkesworth CJ, Kempton PD, Roger NW, Ellam RM and van Calsteren PW. 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 96:33 ~ 45
- Hou ZQ, Gao YF, Qu XM, Rui ZY and Mo XX. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220:139 ~ 155
- Kay RW and Kay SM. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219:177 ~ 189
- Koppers AAP. 2002. Ar-Ar CALC-software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers & Geosciences*, 28(5): 605 ~ 619
- Kosarev G, Kind R, Sobolev SV, Yuan X, Hanka W and Oreshin S. 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 283:1306 ~ 1309
- Lai SC, Liu CH and Yi HS. 2003. Geochemistry and Petrogenesis of Cenozoic Andesite-Dacite Association from the Hoh Xil Region, Tibetan Plateau. *International Geology Review*, 45:998 ~ 1019
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745 ~ 750
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6):552 ~ 558 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Bai ZD, Zhao ZD, et al. 2003. Cenozoic magmatism in the south and north rims of Tarim basin: petrogenesis and tectonic implication. *Earth Science Frontiers*, 10(3):179 ~ 189 (in Chinese with English abstract)
- Ma RZ, Lui DZ, Tao XF, et al. 2002. Discovery of Tertiary potassium-rich magmatic rocks in the Cogenarea, Tibet. *Geol. Bull. China*, 21:728 ~ 731 (in Chinese with English abstract)
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Mair V, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultra-potassic magmatism in SW Tibet, geochemical, Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.*, 83:5361 ~ 5375
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, et al. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3):135 ~ 148. (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Dong GC, Zhao ZD, et al. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision: Zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 66 ~ 76
- Muir RJ, Weaver SD, Bradshaw JD, Eby GN and Evans JA. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Plint batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Geological Society [London] Journal*, 152:689 ~ 701
- Nomade S, Renne PR, Mo XX, Zhao ZD and Zhou S. 2004. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: Spatial trends and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 221:227 ~ 243
- Peter DeCelles G, Delores Robinson M and George Zandt. 2002. Implications of shortening in the Himalaya fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 21(6):1 ~ 25
- Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 to 32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36:891 ~ 931
- Stern CR and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123:263 ~ 281
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of

- oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes, in: Saunders AD Norry MJ(eds). *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 42:313–345
- Turner S, Arnaud NO, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Van Calsteren P and Deng WM. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau, implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 37:45–71
- Wang Q, McDermott Frank, Xu JF, Bellon Herve and Zhu YT. 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33:465–468
- Williams H, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, 29:339–342
- Williams H, Turner S, Pearce J, Kelley S and Harris N. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. *Journal of Petrology*, 45(3):555–607
- Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources. 1993. *Regional Geology of the Xizang Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 235–238 (in Chinese)
- Xu JF, Shinjo R, Defant MJ, Wang Q and Rapp RP. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 32: 1111–1114
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28:211–280
- Zhao W, *et al.* 2001a. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.*, 145: 486–498
- Zhao WJ, Zhao X, Shi DN, *et al.* 2002. Progress in the study of deep (INDEPTH) profiles in the Himalayas and Qinghai-Tibet Plateau. *Geological Bulletin of China*, 21(11):691–700 (in Chinese with English abstract)
- Zhou S, Mo X, *et al.* 2004. ^{40}Ar - ^{39}Ar Ar geochronology of Cenozoic Linzong volcanic rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and their geological implications. *Chinese Science Bulletin*, 49(18): 1970–1979

附中文参考文献

- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 5(6):552–558
- 马润则, 刘登忠, 陶晓风等. 2002. 西藏措勤地区发现第三纪富钾岩浆岩. *地质通报*, 21(11):728–731
- 罗照华, 白志达, 赵志丹等. 2003. 塔里木盆地南北缘新生代火山岩成因及其地质意义. *地学前缘* 10(3): 179–189
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 10(3):135–148
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. *西藏自治区区域地质志*. 北京:地质出版社, 235–238
- 赵文津, 赵逊, 史大年等. 2002. 喜马拉雅和青藏高原深剖面 (INDEPTH) 研究进展. *地质通报*, 21(11):691–700
- 周肃, 莫宣学, 董国臣, 赵志丹等. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代格架. *科学通报*, 49(20):2095–2103