

文章编号: 0258-7106(2012)04-0813-18

# 拉萨地块西段中新世查加寺钾质火山岩岩石成因\* ——岩石地球化学、年代学和 Sr-Nd 同位素约束

胡文洁<sup>1,2</sup>, 田世洪<sup>1,3,\*</sup>, 杨竹森<sup>1</sup>, 张兆卿<sup>3</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;  
2 江西省地质调查研究院, 江西 南昌 330030; 3 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

**摘要** 通常认为, 青藏高原碰撞后钾质-超钾质岩是交代富集上地幔低度部分熔融的产物, 而最近的研究则表明, 钾质火山岩也可以起源于下地壳源区。文章对青藏高原拉萨地块西段新识别出的查加寺火山岩进行了岩石地球化学、锆石 SIMS U-Pb 定年和 Sr-Nd 同位素研究, 结果表明其岩石类型为碱性系列钾质粗面岩, 锆石 SIMS U-Pb 年龄为  $(23.97 \pm 0.28)$  Ma, 说明火山活动为中新世。钾质粗面岩显示出富集 LREE 及 LILE (K, Rb, Ba, Th, U, Pb), 亏损 HFSE (Ti, Nb, Ta, P), 具有类似于埃达克质岩的稀土元素分布模式和微量元素蛛网图分布模式的特征; 具有高的 La/Yb 比值 (81~105), 较高的  $\epsilon(\text{Sr})$  ( $409 \times 10^{-6} \sim 472 \times 10^{-6}$ ), 较高的 Sr/Y 比值 (28~37), 较低的  $\epsilon(\text{Y})$  ( $11.5 \times 10^{-6} \sim 15.7 \times 10^{-6}$ ), 明显亏损重稀土元素 Y ( $0.78 \times 10^{-6} \sim 1.08 \times 10^{-6}$ ), 较高的  $\epsilon(\text{Al}_2\text{O}_3)$  (15.47%~16.7%), 较低的  $\epsilon(\text{MgO})$  (0.63%~2.12%), 无明显的 Eu, Sr 负异常, 类似于典型的埃达克岩成分特征; 具有高的  $\epsilon(\text{K}_2\text{O})$  (6.28%~6.97%), 高的 Rb/Sr 比值 (0.94~1.03) 和低的 Ba/Rb 比值 (2.21~2.51), 以及  $\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  无明显的相关关系, 表明源区的富钾矿物是以金云母为主; 具有较低的  $\epsilon(\text{Cr})$ ,  $\epsilon(\text{Ni})$  分别为  $53.4 \times 10^{-6} \sim 69.4 \times 10^{-6}$ ,  $11.4 \times 10^{-6} \sim 23.5 \times 10^{-6}$ , 以及较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值 (-12.6~-11.8) 和较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值 (0.73207~0.73249)。所有这些特征都表明, 查加寺钾质粗面岩起源于拉萨地块增厚下地壳富钾物质的部分熔融。查加寺钾质粗面岩具有约 145 Ma, 75 Ma 和 30 Ma 等 3 组继承锆石年龄群。

**关键词** 地质学, 岩石地球化学, 钾质火山岩, 锆石 SIMS U-Pb 定年, Sr-Nd 同位素, 岩石成因, 查加寺, 青藏高原  
中图分类号: P581; P597 文献标志码: A

## Petrogenesis of Miocene Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibetan Plateau: Constraints from litho geochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopes

HU WenJie<sup>1,2</sup>, TIAN ShiHong<sup>1,3</sup>, YANG ZhuSen<sup>1</sup> and ZHANG ZhaoQing<sup>3</sup>

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Jiangxi Provincial Institute of Geological Survey, Nanchang 330030, Jiangxi, China; 3 School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

本文得到国家重点基础研究发展计划 973 项目(2011CB403102、2011CB403104)、国土资源大调查项目(1212011120298)、公益性行业科研专项(201011027、201011011)、国际地学计划项目(IGCP/SIDA-600)、中国博士后基金、国家自然科学基金面上基金(40973013、41173003)的联合资助

第一作者简介 胡文洁, 女, 1986 年生, 硕士, 主要从事地球化学研究工作。Email: lemon212@126.com

\* \* 通讯作者 田世洪, 男, 1973 年生, 研究员, 主要从事同位素地球化学和矿床学研究工作。Email: s. h. tian@163.com

收稿日期 2012-05-23; 改回日期 2012-06-28。许德焕编辑。

## Abstract

It is generally believed that post-collisional potassic and ultrapotassic volcanic rocks in Tibetan plateau can be explained by low degrees of partial melting of a metasomatically enriched upper mantle, but recent studies show that some potassic rocks might have also come from the lower crust. This paper presents a series of lithogeochemical, zircon SIMS U-Pb dating and Sr-Nd isotopes data on the new-recognized Chajiasi volcanic rocks in western Lhasa block, Tibetan Plateau. The volcanic rock is named alkaline and potassic trachyte. Zircon SIMS U-Pb dating result shows that Chajiasi potassic trachyte was erupted at  $\approx 24$  Ma, suggesting that volcanism occurred in the Miocene. Similar to typical adakites in the chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams, the potassic trachyte is characterized by enrichment of LREE and large ion lithophile elements (LILE) such as K, Rb, Ba, Th, U and Pb and depletion of high field strength elements (HFSE) such as Ti, Nb, Ta and P. The potassic trachyte is characterized by high La/Yb ratios (81 ~ 105), high Sr content ( $409 \times 10^{-6} \sim 472 \times 10^{-6}$ ), high Sr/Y ratios (28 ~ 37), depletion of Y ( $11.5 \times 10^{-6} \sim 15.7 \times 10^{-6}$ ) and Yb ( $11.5 \times 10^{-6} \sim 15.7 \times 10^{-6}$ ), high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content (15.47% ~ 16.07%), low MgO content (0.63% ~ 2.12%) and no obvious Eu and Sr negative anomalies, similar to those of typical adakites. This potassic trachyte is also characterized by high  $\text{K}_2\text{O}$  content (6.28% ~ 6.97%), high Rb/Sr ratios (0.94 ~ 1.03) and low Ba/Rb ratios (2.21 ~ 2.51), with no obvious correlation between  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2$  and between  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2$ , implying that K-rich mineral in the source region is predominated by phlogopite. In addition, this kind of rock has features of low Cr content ( $53.4 \times 10^{-6} \sim 69.4 \times 10^{-6}$ ) and Ni content ( $11.4 \times 10^{-6} \sim 23.5 \times 10^{-6}$ ), low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values ( $-12.6 \sim -11.8$ ) and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.73207 \sim 0.73249$ ). Based on the chemical features mentioned above, the authors hold that Chajiasi potassic trachyte was generated by partial melting of the relatively K-rich thickened lower crust beneath Lhasa block. The Chajiasi potassic trachyte shows three groups of inherited zircon ages ( $\approx 145$  Ma,  $\approx 75$  Ma and  $\approx 30$  Ma).

**Key words:** geology, lithogeochemistry, potassic volcanic rocks, zircon SIMS U-Pb dating, Sr-Nd isotopes, petrogenesis, Chajiasi, Tibetan Plateau

青藏高原是世界上规模最大及海拔最高的造山带(Fielding et al., 1994),是研究年轻造山带得天独厚的天然实验室。印度与亚洲大陆碰撞之后的岩浆作用是该高原岩石圈性质和浅部隆升过程等构造事件的真实记录(Yin et al., 2000; Tapponnier et al., 2001; Chung et al., 2005; Mo et al., 2006),尤其是近年来不断发现的碰撞后钾质-超钾质岩石(见田世洪等, 2012图1),对揭示高原岩石圈结构与演化、岩浆作用时空迁移所对应的深部作用以及高原隆升等提供了重要的信息(Turner et al., 1993; 1996; Chung et al., 1998; 2003; 2005; Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; 2004; Ding et al., 2003; Nomade et al., 2004; Mo et al., 2006; Guo et al., 2006; Gao et al., 2007; Zhao et al., 2009; Liu et al., 2011; 赵志丹等, 2003; 2006; 2009; 莫宣学等, 2006; 侯增谦等, 2006; 陈建林等, 2006; 2007; 2010; 丁林等, 2006; 孙晨光等, 2007; 2008;

王保弟等, 2008; 2011; 刘栋等, 2011)。

钾质火山岩一般是指具有高  $\text{K}_2\text{O}$ 、高不相容元素含量和高  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $>1$ ) 的岩石,而超钾质火山岩是钾质火山岩的一个类型。Foley 等(1987)根据全岩化学成分,将超钾质岩定义为,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ ,  $\alpha(\text{K}_2\text{O}) > 3\%$ ,  $\alpha(\text{MgO}) > 3\%$ ,同时具有很高含量的 Rb、Sr 等大离子亲石元素(LILE)。前人研究表明,拉萨地块的钾质和超钾质火山岩主要形成于 17 ~ 8 Ma,而有关 25 ~ 18 Ma 的火山岩则较少见报道(Williams et al., 2001; 2004; Nomade et al., 2004; Hou et al., 2004; Chung et al., 2003; 2005; Mo et al., 2006; Guo et al., 2006; Gao et al., 2007; Zhao et al., 2009; 赵志丹等, 2006; 刘栋等, 2011)。通常认为,碰撞后钾质-超钾质岩是交代富集上地幔低度部分熔融的产物(Turner et al., 1996; Miller et al., 1999; Chung et al., 2003; 2005; Zhao et al., 2009)而最近的研究表明,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; Chen et al., 2010; 陈建林等, 2006; 2007; 刘栋等, 2011)。刘栋等(2011)获得了拉萨地块西部雄巴盆地内钾质-超钾质火山岩中锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 年龄, 为 24~23 Ma, 并认为钾质粗面英安岩可能是加厚下地壳部分熔融的产物。

本文对产于雄巴盆地西部的 2005 年新识别出的查加寺鱼鳞山组火山岩<sup>①</sup>进行了锆石 SIMS U-Pb 定年(获得其年龄为 24 Ma), 并进行了系统的岩石学和地球化学研究, 以探讨其源区特征及岩石成因, 提供了有关青藏高原形成和隆升的信息。

## 1 地质背景和样品

青藏高原是新生代印度板块与欧亚板块碰撞的

产物, 由一系列近 EW 向的构造地块拼贴形成, 由南往北依次是: 喜马拉雅地块、拉萨地块(冈底斯地块)、羌塘地块和松潘-甘孜地块(Yin et al., 2000), 其间依次被印度-雅鲁藏布缝合带(IYZSZ)、班公湖-怒江缝合带(BNSZ)和金沙江缝合带(JSSZ)所分隔(图 1a)。而狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带(SNMZ)和洛巴堆-米拉山断裂(LMF)则进一步将拉萨地块分解为北部、中部和南部 3 个构造单元(图 1a, Zhu et al., 2012)。

研究区位于中部拉萨地块的西段(图 1a), 是后碰撞火山岩出露的典型地区之一。在构造上, 该区受控于 NW 向延伸的断裂带(图 1b)。研究区的北部主要为白垩纪海相火山-沉积地层和古近纪陆相杂色粗碎屑沉积地层, 主要岩性为未变质的灰岩、泥岩、岩屑砂岩和砾岩, 部分地层夹有中-基性、中-酸性

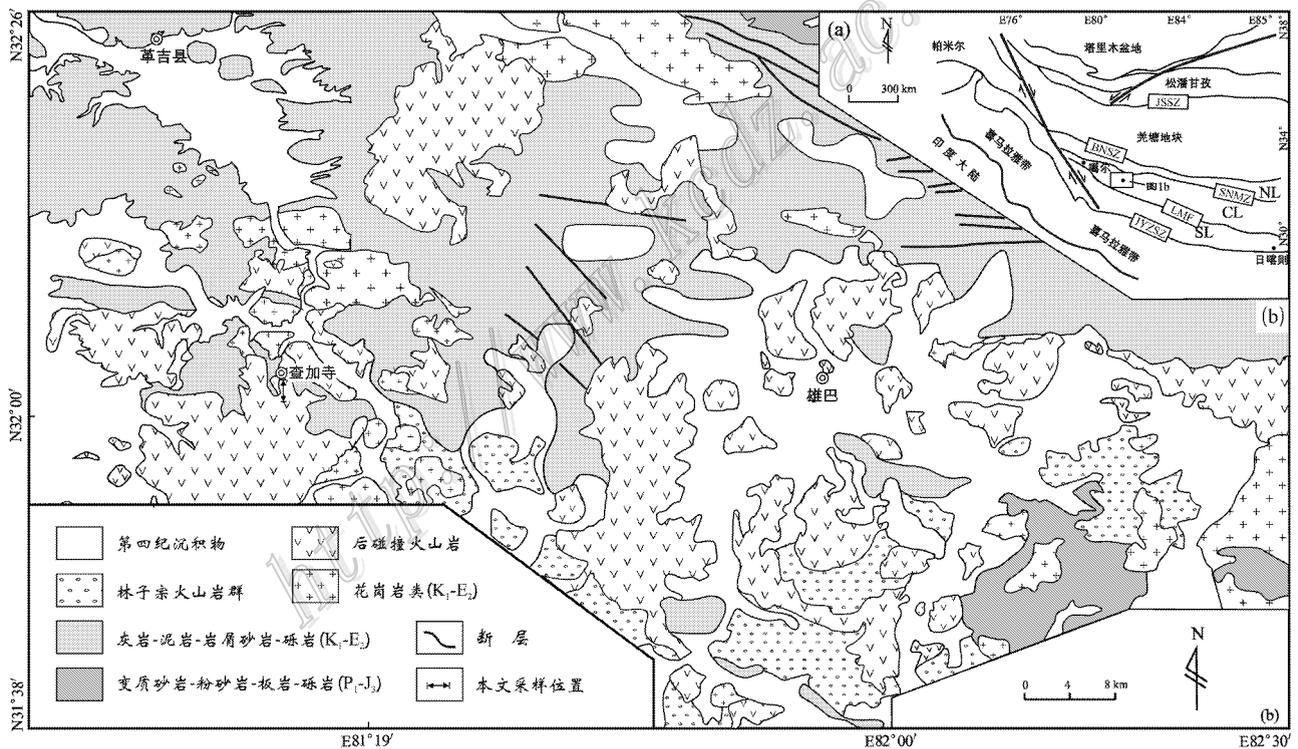


图 1 青藏高原西南部构造单元划分简图(a)和拉萨地块西段查加寺火山岩地质简图(b)

(据刘栋等, 2011 和张计东等, 2005<sup>①</sup>修改)

JSSZ—金沙江缝合带; BNSZ—班公湖-怒江缝合带; SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带; LMF—洛巴堆-米拉山断裂; IYZSZ—印度-雅鲁藏布缝合带; NL—北部拉萨地块; CL—中部拉萨地块; SL—南部拉萨地块

Fig. 1 Geological sketch map of tectonic outline of southwestern Tibetan Plateau (a) and Chajiasi volcanic rocks in western Lhasa block, Tibet (b) (modified from Liu et al., 2011 and Zhang et al., 2005)

JSSZ—Jinshajiang Suture Zone; BNSZ—Bangong-Nujiang Suture Zone; SNMZ—Shiquan River-Nam Tso Ophiolitic Melange Zone; LMF—Luobadui-Mila Mountain Fault; IYZSZ—Indus-Yarlung Zangbo Suture Zone; NL—Northern Lhasa subterranean;

CL—Middle Lhasa subterranean; SL—Southern Lhasa subterranean

① 张计东, 魏文通, 郭金城, 等. 2005. 中华人民共和国区域地质调查报告 1:25 万亚热幅、普兰县幅. 389 页. 内部资料.

火山岩。研究区的南部和东南部主要被白垩纪-古近纪林子宗火山岩覆盖。区内的侵入岩主要为白垩纪-古近纪的花岗岩、花岗闪长岩,侵位于沉积地层和变质-沉积地层中<sup>①</sup>(刘栋等,2011)。

本文研究的后碰撞火山岩在研究区内呈NE向展布(图1b),共分4个旋回,每个旋回的底部均为粗安岩,顶部均为玄武岩,向顶部气孔增多,最顶部为浮岩,局部被第四系覆盖,与下伏白垩系-古近系灰岩-泥岩-岩屑砂岩-砾岩、白垩纪花岗闪长岩和古近纪林子宗火山岩群等呈角度不整合接触。新近纪火山岩主要呈熔岩被、熔岩流产出,火山岩机构发育,火山口保留较完整,可见火山颈。

本次研究采样的起点坐标为N32°02′57.7″、E81°15′28.8″(海拔高度=5060m,误差=5m),终点坐标为32°02′49.3″、81°15′21.6″(海拔高度=5260m,误差=5m),共采集了11件样品。对诸样品进行了详细的薄片镜下观察,其特征如下:

**粗安岩** 灰色、灰黑色,斑状结构,气孔构造。斑晶含量3%~6%,主要成分为黑云母、普通辉石、顽火辉石、斜长石。黑云母为片状,粒径0.3~1.0mm,一组极完全解理,浅黄-红褐色多色性,具特征的铁质暗化边,含量为2%~5%;普通辉石为半自形-自形,无色,粒径0.3~1.5mm,辉石式解理,二级蓝绿干涉色,含量为1%;顽火辉石为半自形-自形,无色,粒径0.5mm,辉石式解理,正中突起,一级灰白干涉色,平行消光,正延性,含量为1%;斜长石为半自形,粒径0.5~1.5mm,发育聚片双晶及环带结构,一级灰白干涉色,为中长石,略呈定向分布,含量为2%。基质含量94%~97%,具玻晶交织结构,主要成分为斜长石、金云母、隐晶质、磁铁矿、气孔。斜长石为板状、板条状,宽0.01~0.02mm,长0.05~0.1mm,一级灰白干涉色,可见聚片双晶,略呈定向分布,含量为60%~73%;金云母为片状,宽0.01~0.02mm,长0.05~0.1mm,无色-淡黄色多色性,一组极完全解理,二级干涉色,平行消光,含量为6%~9%;隐晶质分布在斜长石间,粒径<0.002mm,微弱的光性,含量为10%~23%;磁铁矿为他形粒状,粒径0.005mm,黑色不透明,含量为2%;气孔为次圆形、不规则状,直径0.1~1mm,含量为3%~5%,少数气孔中充填有球粒状沸石、石英。

**玄武岩** 灰色、灰黑色,斑状结构,气孔构造、块

状构造。斑晶含量2%~8%,主要成分为黑云母、普通辉石、顽火辉石、透辉石、斜长石。黑云母、普通辉石、顽火辉石和斜长石的含量分别为1%~2%、1%~2%、1%~3%和1%~2%,其特征与粗安岩斑晶相应矿物相似,透辉石为半自形,无色,粒径0.3~1mm,正高突起,二级黄绿干涉色,含量为1%。基质含量92%~98%,具间隐结构、间粒间隐结构,主要成分为斜长石、辉石、金云母、隐晶质、磁铁矿、火山玻璃、气孔。斜长石、金云母、隐晶质、磁铁矿、气孔的含量分别为32%~73%、10%~26%、10%、2%、2%~10%,其特征与粗安岩基质相应矿物相似,辉石为他形粒状,粒径0.01~0.04mm,主要为普通辉石或顽火辉石,含量为5%~24%;火山玻璃为灰色、浅黄褐色,正交镜下全消光,部分玻璃已脱玻化,形成了极细的隐晶质,含量为18%~48%。

## 2 测试方法

### 2.1 锆石 SIMS U-Pb 定年

用于U-Pb年龄测定的样品经破碎后,用常规的重选和磁选分选出锆石。将锆石样品颗粒及锆石标样Plesovice(Sláma et al.,2008)或TEMORA(Black et al.,2004)和Qinghu(Li et al.,2009)粘贴在环氧树脂靶上,然后抛光使其曝露一半晶面。对锆石样品进行透射光和反射光显微照相以及阴极发光图象分析,以检查锆石的内部结构,并选择适宜的测试点位。样品靶在真空下镀金以备测试。

锆石样品U、Th、Pb的测定在中国科学院地质与地球物理研究所使用CAMECA IMS-1280二次离子质谱仪(SIMS)完成,详细测试方法见Li等(2009)。锆石标样与锆石样品以1:3的比例交替测定。U-Th-Pb同位素比值用标准锆石Plesovice(337Ma,Sláma et al.,2008)或TEMORA(417Ma,Black et al.,2004)校正获得;Th和U含量采用标准锆石91500( $81 \times 10^{-6}$ ,Wiedenbeck et al.,1995)校正获得;以长期监测标准样品获得标准偏差(1SD=1.5%,Li et al.,2010);以单点测试内部精度共同传递得到样品单点误差;以标准样品Qinghu(159.5Ma,Li et al.,2009)作为未知样监测数据的精确度。普通Pb校正采用实测<sup>207</sup>Pb值。由于测得的普通Pb含量非常低,假定普通Pb主要来源于制样过

① 张计东,魏文通,郭金城,等.2005.中华人民共和国区域地质调查报告1:25万亚热幅、普兰县幅.389页.内部资料.

表 1 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩(GJ10-5-10)锆石 SIMS U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon SIMS U-Pb dating of Chajiasi potassic rocks(GJ10-5-10) in western Lhasa block, Tibet

测点	$\alpha(\text{U})/10^{-6}$	$\alpha(\text{Th})/10^{-6}$	$\alpha(\text{Pb})/10^{-6}$	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma/\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma/\%$	$^{207}\text{Pb}$ 校正/Ma	$\pm\sigma/\%$
1	370	212	2	0.574	261.158	2.07	0.05816	6.35	24.3	0.5
2	708	616	3	0.871	276.091	1.81	0.04752	6.29	23.3	0.4
3	308	266	1	0.866	273.662	2.04	0.05244	7.28	23.3	0.5
4	311	185	1	0.595	270.977	2.08	0.05418	7.21	23.5	0.5
5	374	248	2	0.663	275.445	2.06	0.04761	7.08	23.3	0.5
6	539	365	2	0.678	273.505	1.84	0.05393	6.72	23.3	0.4
7	588	789	20	1.342	44.203	1.53	0.05076	2.23	143.9	2.2
8	3444	4104	18	1.192	266.733	1.50	0.05741	3.32	23.8	0.4
9	277	153	1	0.551	277.457	2.07	0.05031	8.24	23.1	0.5
10	541	214	2	0.397	271.708	1.84	0.05108	5.70	23.5	0.4
11	82	68	2	0.830	44.434	1.63	0.05151	9.31	143.0	2.5
12	740	1111	4	1.501	269.381	1.87	0.04430	6.11	24.0	0.5
13	2609	1570	12	0.602	267.165	1.55	0.04583	3.24	24.1	0.4
14	929	1538	5	1.655	265.780	1.74	0.04913	4.46	24.1	0.4
15	711	962	12	1.354	84.610	1.52	0.05004	2.85	75.5	1.2
16	1761	761	8	0.432	261.197	1.62	0.04708	3.30	24.6	0.4
17	546	341	2	0.625	275.829	1.77	0.04996	6.47	23.2	0.4
18	681	757	21	1.113	43.645	1.57	0.04911	2.14	146.0	2.3
19	507	232	2	0.457	265.657	1.88	0.04499	6.40	24.3	0.5
20	1588	2984	10	1.880	266.544	1.58	0.04680	3.56	24.1	0.4
21	23102	4338	119	0.188	213.912	1.51	0.04607	0.86	30.1	0.5
22	858	352	4	0.410	261.815	1.84	0.05170	4.78	24.4	0.5
23	4256	3052	21	0.717	259.117	1.67	0.04784	2.15	24.8	0.4
24	1790	571	8	0.319	255.433	1.80	0.04777	3.36	25.1	0.5

程中带入的表面 Pb 污染,以现代地壳的平均 Pb 同位素组成(Stacey et al., 1975)作为普通 Pb 组成进行校正。同位素比值及年龄误差均为  $1\sigma$ 。数据处理采用 ISOPLOT 软件(Ludwig, 2001)。锆石 U-Pb 测试数据和校正的年龄列于表 1。

## 2.2 主量、微量和稀土元素分析

钾质火山岩的主量、微量和稀土元素分析由国家地质实验测试中心完成。对前者使用 X 光荧光光谱法(XRF);对后者则使用等离子质谱法(ICP-MS),以国际标准样品 AMH-1(安山岩)为标样,分析误差小于 5%。

微量和稀土元素分析的具体操作步骤如下:称取 200 目 50 mg 样品置于带有不锈钢外套的密封装置中,加入 1 ml HF,在电热板上蒸干以去掉大部分  $\text{SiO}_2$ ,再加入 1 ml HF 和 0.5 ml  $\text{HNO}_3$ ,盖上盖,在烘箱中于  $200^\circ\text{C}$  分解 12 h 以上,取出冷却后,于电热板上低温蒸至近干,加入 1 ml  $\text{HNO}_3$  再蒸干,重复一次。最后加入 2 ml  $\text{HNO}_3$  和 5 ml  $\text{H}_2\text{O}$ ,重新盖上盖,于  $130^\circ\text{C}$  溶解残渣 3 h,取出冷却后,加入 500 ng Rh 内标溶液,转移至 50 ml 离心管中,进行 ICP-MS 测

定。

主量、微量和稀土元素分析结果见表 2。

## 2.3 Sr-Nd 同位素分析

Sr、Nd 同位素分析由中国地质科学院地质研究所唐索寒、王进辉完成。Rb-Sr 和 Sm-Nd 含量及 Sr 同位素使用 MAT262 固体同位素质谱计进行测试, Nd 同位素则使用 Nu Plasam HR MC-ICP-MS (DSN-100 膜去溶)进行测试。

Sr、Nd 同位素分析流程相似。首先称取 50 mg 样品,在加入适量 Rb-Sr、Sm-Nd 稀释剂后,加入 HF 和  $\text{HClO}_4$ ,拧紧 TEFLON 溶样罐,在电热板上调温至  $150^\circ\text{C}$  加热,样品蒸干后加入 1 ml 6 N HCl,再次蒸干,再加入 1 ml 2.5 N HCl 放置过夜,将样品溶液移至离心管中,在 5 000 转/min 条件下离心。选用 AGW50 $\times$ 1X(HX 100~200 目)阳离子交换柱将 Rb、Sr 和 REE 分离,将接收的 Rb、Sr 和 REE 分别蒸干。用 200  $\mu\text{l}$  0.1 N HCl 再次溶解 REE,将其转移到萃淋树脂离子交换柱上进行 Sm、Nd 分离。

分析全流程空白  $\text{Rb}=(50\times 10^{-11})\text{g/g}$ ,  $\text{Sr}=(50\times 10^{-11})\text{g/g}$ ,  $\text{Sm}=(7\times 10^{-11})\text{g/g}$ ,  $\text{Nd}=(8\times 10^{-11})\text{g/g}$

表 2 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩主量元素、CIPW 计算、微量元素和稀土元素分析结果  
 Table 2 Major elements, CIPW, trace elements and REE analytical results of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

样品号	GJ10-5-1	GJ10-5-2	GJ10-5-3	GJ10-5-4	GJ10-5-5	GJ10-5-6	GJ10-5-7	GJ10-5-8	GJ10-5-9	GJ10-5-10	GJ10-5-11
主量元素 $\omega(\text{B}\%)$											
SiO <sub>2</sub>	66.78	65.61	65.41	65.90	65.85	65.02	65.49	65.87	65.40	65.44	64.86
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.67	0.66	0.66	0.66	0.65	0.65	0.65	0.65	0.66	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.92	16.07	15.79	15.93	15.77	15.48	15.50	15.74	15.58	15.87	15.47
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.14	2.85	2.57	2.55	2.81	2.78	2.64	2.79	2.77	2.80	2.70
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04
MgO	0.63	0.63	1.30	0.82	1.41	2.12	1.59	1.22	2.10	0.71	1.79
CaO	2.36	2.46	2.47	2.43	2.73	3.00	2.54	2.49	3.02	2.45	2.77
Na <sub>2</sub> O	3.10	3.13	2.76	3.09	3.14	3.06	3.01	3.04	3.10	3.10	2.48
K <sub>2</sub> O	6.64	6.57	6.71	6.56	6.42	6.28	6.42	6.48	6.33	6.49	6.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26
LOI	1.76	1.82	2.34	1.75	1.23	0.86	2.14	2.06	0.4	2.41	2.73
总和	100.29	100.11	100.32	99.99	100.34	99.57	100.28	100.64	99.67	100.22	100.71
Mg <sup>#</sup>	34.41	28.26	47.41	36.43	47.21	57.61	51.77	43.80	57.47	31.13	54.16
A/CNK	0.96	0.96	0.97	0.96	0.92	0.89	0.94	0.95	0.89	0.96	0.93
A/NK	1.29	1.31	1.34	1.31	1.30	1.31	1.30	1.31	1.30	1.31	1.33
CIPW 标准矿物计算 $\omega(\text{B}\%)$											
石英	18.38	17.1	17.56	17.46	16.33	14.39	16.87	17.29	14.44	17.39	16.46
钙长石	10.01	10.54	10.62	10.39	10.05	10.08	9.99	10.29	9.96	10.43	10.69
钠长石	26.59	26.9	23.8	26.58	26.76	26.21	25.91	26.05	26.39	26.77	21.38
正长石	39.77	39.43	40.41	39.4	38.22	37.56	38.6	38.78	37.64	39.14	41.98
刚玉	0.01	0.01	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—
透辉石	—	—	—	—	1.37	2.57	0.81	0.34	2.67	0.19	1.23
紫苏辉石	1.59	1.59	3.3	2.07	2.94	5.95	3.66	2.96	5.46	1.74	4.12
钛铁矿	1.27	1.29	1.28	1.27	1.26	1.25	1.26	1.25	1.24	1.28	1.24
磁铁矿	1.35	2.45	2.14	2.02	2.42	1.36	2.28	2.41	1.56	2.44	2.28
赤铁矿	0.37	0.02	0.06	0.14	—	—	—	—	—	—	—
磷灰石	0.66	0.66	0.66	0.66	0.65	0.63	0.64	0.63	0.63	0.61	0.61
总和	100.00	99.99	100.00	99.98	100.00	99.99	100.02	100.00	100.00	99.99	100.00
微量元素 $\omega(\text{B})10^{-6}$											
Li	35.2	38.8	15.8	38.8	40.4	41.4	36.2	32.5	36.8	30.8	12.7
Be	8.48	8.98	9.30	8.02	10.2	10.1	8.56	6.76	9.28	7.55	9.43
Sc	10.0	10.2	10.0	10.0	10.2	10.3	10.1	8.13	8.03	8.01	9.01
V	62.4	54.0	53.2	57.9	61.1	67.9	63.5	52.0	53.9	43.9	61.6
Cr	65.9	65.3	69.4	67.7	66.6	68.8	66.9	53.4	54.3	60.8	62.8
Co	6.94	4.47	7.08	5.14	7.30	10.3	8.55	7.47	8.40	4.83	8.68
Ni	19.1	11.4	22.9	22.7	19.2	19.1	23.5	17.7	14.6	15.4	20.7
Cu	16.0	22.3	17.7	17.9	16.6	14.8	16.1	12.4	11.8	16.6	15.3
Zn	82.8	77.3	82.6	82.4	88.3	83.8	89.0	66.6	67.5	72.1	83.8
Ga	31.5	32.8	32.2	33.6	33.9	34.1	33.5	27.3	28.8	28.8	31.0
Ge	2.10	2.12	2.38	2.28	2.16	2.28	2.36	1.81	2.00	1.96	2.35
Rb	428	433	412	461	446	445	462	417	402	419	402

续表 2  
Continued Table 2

样品号	GJ10-5-1	GJ10-5-2	GJ10-5-3	GJ10-5-4	GJ10-5-5	GJ10-5-6	GJ10-5-7	GJ10-5-8	GJ10-5-9	GJ10-5-10	GJ10-5-11
微量元素 $\mu(B)10^{-6}$											
Sr	417	439	423	450	470	472	463	427	421	424	409
Zr	365	385	381	386	400	415	399	358	376	386	383
Nb	15.6	15.7	15.2	15.6	15.9	16.4	15.9	14.1	14.7	15.0	15.0
Cs	40.6	39.0	49.6	45.2	49.3	45.8	44.7	34.1	39.4	40.7	44.3
Ba	995	1050	1034	1051	1041	1076	1068	923	906	961	917
Hf	10.4	10.7	10.9	10.6	11.2	11.9	11.3	9.95	10.1	10.9	10.3
Ta	1.34	1.34	1.33	1.30	1.36	1.38	1.34	1.22	1.26	1.32	1.23
Pb	88.2	90.5	90.5	87.9	93.5	95.1	94.0	87.0	86.7	89.6	85.3
Th	35.6	37.0	37.6	37.6	40.1	41.5	40.4	35.9	36.6	37.0	36.3
U	9.26	11.5	10.9	9.16	11.8	12.6	10.4	9.41	11.0	11.0	10.7
Rb/Sr	1.03	0.99	0.97	1.02	0.95	0.94	1.00	0.98	0.95	0.99	0.98
Ba/Rb	2.32	2.42	2.51	2.28	2.33	2.42	2.31	2.21	2.25	2.29	2.28
Sr/Y	35	28	32	30	31	33	31	37	33	31	29
稀土元素 $\mu(B)10^{-6}$											
La	85.8	111	94.3	89.4	98.7	96.3	91.3	76.8	81.5	81.2	86.9
Ce	166	182	185	190	191	203	194	161	171	140	169
Pr	19.5	24.4	21.3	20.9	22.4	22.4	21.2	17.5	19.0	18.9	20.2
Nd	68.8	86.2	75.8	73.8	81.8	79.1	74.1	62.2	68.3	67.1	70.2
Sm	10.4	13.3	11.5	11.4	12.6	12.1	11.5	10.2	10.2	10.7	10.9
Eu	1.77	1.90	1.86	1.82	1.97	1.84	1.77	1.53	1.56	1.67	1.69
Gd	5.20	6.64	5.43	5.41	5.83	5.84	5.19	4.38	4.91	5.35	5.33
Tb	0.71	0.91	0.79	0.79	0.85	0.83	0.83	0.65	0.69	0.75	0.76
Dy	2.72	3.21	2.96	2.96	3.07	2.90	3.00	2.35	2.60	2.76	2.69
Ho	0.42	0.55	0.46	0.45	0.52	0.47	0.50	0.39	0.44	0.45	0.47
Er	1.22	1.62	1.38	1.43	1.58	1.48	1.47	1.11	1.27	1.37	1.35
Tm	0.14	0.16	0.15	0.14	0.19	0.16	0.16	0.12	0.13	0.16	0.15
Yb	0.86	1.06	0.92	1.03	1.08	1.01	1.02	0.78	0.85	1.00	0.91
Lu	0.12	0.16	0.15	0.15	0.17	0.14	0.14	0.12	0.13	0.16	0.14
Y	11.9	15.7	13.4	14.9	15.4	14.3	14.9	11.5	12.7	13.8	14.0
$\Sigma$ REE	363.66	433.11	402.00	399.68	421.76	427.57	406.18	339.13	362.58	331.57	370.69
LREE	352.27	418.80	389.76	387.32	408.47	414.74	393.87	329.23	351.56	319.57	358.89
HREE	11.39	14.31	12.24	12.36	13.29	12.83	12.31	9.90	11.02	12.00	11.80
LREE/HREE	30.93	29.27	31.84	31.34	30.74	32.33	32.00	33.26	31.90	26.63	30.41
$(La/Sm)_N$	5.19	5.25	5.16	4.93	4.93	5.01	4.99	4.74	5.03	4.77	5.01
$(La/Yb)_N$	71.56	75.11	73.52	62.26	65.55	68.39	64.21	70.63	68.78	58.24	68.50
La/Sm	8.25	8.35	8.20	7.84	7.83	7.96	7.94	7.53	7.99	7.59	7.97
La/Yb	100	105	103	87	91	95	90	98	96	81	95
$\delta$ Eu	0.65	0.55	0.63	0.62	0.61	0.59	0.61	0.60	0.59	0.60	0.60

注:  $TFcO = FeO + 0.8998 \times Fe_2O_3$ ;  $Mg^\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^T)$ ;  $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ ;  $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$

表3 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

	GJ10-5-1	GJ10-5-2	GJ10-5-3	GJ10-5-4	GJ10-5-5	GJ10-5-6	GJ10-5-7	GJ10-5-8	GJ10-5-9	GJ10-5-10	GJ10-5-11
$\epsilon_{\text{Rb}}(\text{‰}) \times 10^{-6}$	423.9	395.1	404.9	409.8	408	384.4	399	407.2	379.9	407.6	354.5
$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{‰}) \times 10^{-6}$	300	302.7	300.8	303.4	302	298.3	292.4	297.2	285.1	304.5	251.4
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	4.098	3.786	3.905	3.918	3.919	3.737	3.959	3.973	3.865	3.883	4.09
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.733725	0.733362	0.733459	0.733616	0.733514	0.733626	0.73357	0.733639	0.733698	0.733452	0.733886
$\pm 2\sigma$	15	15	14	14	15	12	15	14	15	13	15
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$	0.73233	0.73207	0.73213	0.73228	0.73218	0.73235	0.73222	0.73228	0.73238	0.73213	0.73249
$\epsilon_{\text{Sm}}(\text{‰}) \times 10^{-6}$	9.634	11.607	9.857	9.859	10.247	9.556	9.564	9.209	9.208	9.972	8.215
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{‰}) \times 10^{-6}$	62.85	77.32	64.34	63.85	66.3	62.15	62.08	59.94	60.03	63.9	52.92
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.09271	0.09081	0.09267	0.09341	0.09349	0.09301	0.09319	0.09294	0.09278	0.09441	0.0939
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511988	0.511986	0.511990	0.511983	0.511982	0.511983	0.511978	0.511977	0.511974	0.512016	0.511966
$\pm 2\sigma$	14	5	6	5	5	5	5	6	5	8	5
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-12.4	-12.4	-12.3	-12.5	-12.5	-12.5	-12.6	-12.6	-12.6	-11.8	-12.8
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$	0.511973	0.511972	0.511975	0.511968	0.511967	0.511968	0.511963	0.511962	0.511959	0.512001	0.511951
TDM/Ga	1.46	1.44	1.46	1.48	1.48	1.47	1.48	1.48	1.48	1.45	1.51

g/g。标样 NBS-987  $\text{SrCO}_3$  的分析结果  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (0.710252 \pm 12 \text{‰}) \pm 2\sigma$ 。标样 JMC  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  的分析结果  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (0.511128 \pm 10 \text{‰}) \pm 2\sigma$ 。Sr 同位素质量分馏采用  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$  校正, Nd 同位素质量分馏采用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  校正。Rb/Sr 和 Sm/Nd 分析误差均优于 0.1%。有关 Nd 同位素详细分析方法参见何学贤等(2007)。Sr-Nd 同位素分析结果见表 3。

### 3 分析结果

#### 3.1 锆石 SIMS U-Pb 定年

鱼鳞山组火山岩主要分布在亚热幅的中北部, 普兰县幅的雅鲁藏布江附近亦有少量分布, 面积  $1\,310.8 \text{ km}^2$ , 主要岩性为玄武岩、粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩、粗面岩、粗面质凝灰岩等, 局部含砂砾岩夹层<sup>①</sup>。在噶大克幅的报告中, 鱼鳞山组火山岩被划入芒乡组, 部分划归为赛利普群。张计东等<sup>①</sup>经过详细的地质填图工作后发现, 该套火山岩的分布面积较大, 地层位置较高, 以中-基性火山岩为主, 少见沉积夹层, 岩石组合较为特殊, 经与区域地层对比后, 将其划为鱼鳞山组, 并在该组的粗面玄武岩、粗安岩、粗面岩等岩石中获得了 4 个 K-Ar 同位素年龄值, 分别为  $(21.48 \pm 0.36) \text{ Ma}$ 、 $(19.43 \pm 0.31) \text{ Ma}$ 、 $(14.96 \pm 0.25) \text{ Ma}$ 、 $(11.94 \pm 1.19) \text{ Ma}$ , 时代为中中新世。

为了进一步限定鱼鳞山组火山岩的成岩年龄, 本文对查加寺粗面岩(GJ10-5-10)中的 24 个锆石颗粒(共 24 个分析点)进行了 U-Pb 同位素年龄测定, 测试结果示于表 1 和图 3。所测试的锆石可分为 2 类: 一类呈板状、柱状、长条状, 自形晶, 无色, 透明, 长  $50 \sim 250 \mu\text{m}$ , 长宽比约为  $2:1 \sim 5:1$ , 无明显蜕晶质化现象, 阴极发光图像显示其具有条带状或均一的火山岩锆石特征, 有的锆石见同心震荡环带, 发育核边结构, 但边部厚度较小(图 2 中的 2、4、10、20、21、22、23、24 点); 另一类多为熔蚀呈圆状-次圆状, 长  $60 \sim 120 \mu\text{m}$ , 长宽比约为  $2:1 \sim 3:1$ , 亦无明显蜕晶质化现象, 可见完好的内部环带结构, 显示出继承锆石的特征(图 2 中的 7、11、15、18 点)。所测锆石的  $\epsilon(\text{U})$  为  $(82 \sim 23\,102) \times 10^{-6}$ ,  $\epsilon(\text{Th})$  为  $(68 \sim 4\,338) \times 10^{-6}$ , Th/U 主要集中在  $0.6 \sim 1.5$ , 显示出岩浆成因锆石的特点(Rubatto et al., 2000; Hoskin et al., 2003)。在剔除了继承锆石的年龄之后, 19 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $(23.93 \pm 0.28) \text{ Ma}$ , MSWD 为 1.8(图 3a), 在 Tera-Wasserberg 图上, 交点年龄为  $(23.97 \pm 0.28) \text{ Ma}$ , MSWD 为 1.8(图 3b), 代表了查加寺粗面岩的形成年龄。

此外, 查加寺钾质粗面岩具有  $\approx 145 \text{ Ma}$ 、 $\approx 75 \text{ Ma}$  和  $\approx 30 \text{ Ma}$  等 3 组继承锆石年龄群(图 4、表 1), 但每组年龄群均不够突出, 分别对应于班公湖-怒江洋南向俯冲消减、羌塘与拉萨地块发生碰撞过程以及印度-亚洲大陆碰撞俯冲的岩浆记录(刘栋等, 2011)。

① 张计东, 魏文通, 郭金城, 等. 2005. 中华人民共和国区域地质调查报告 1:25 万亚热幅、普兰县幅. 389 页. 内部资料.

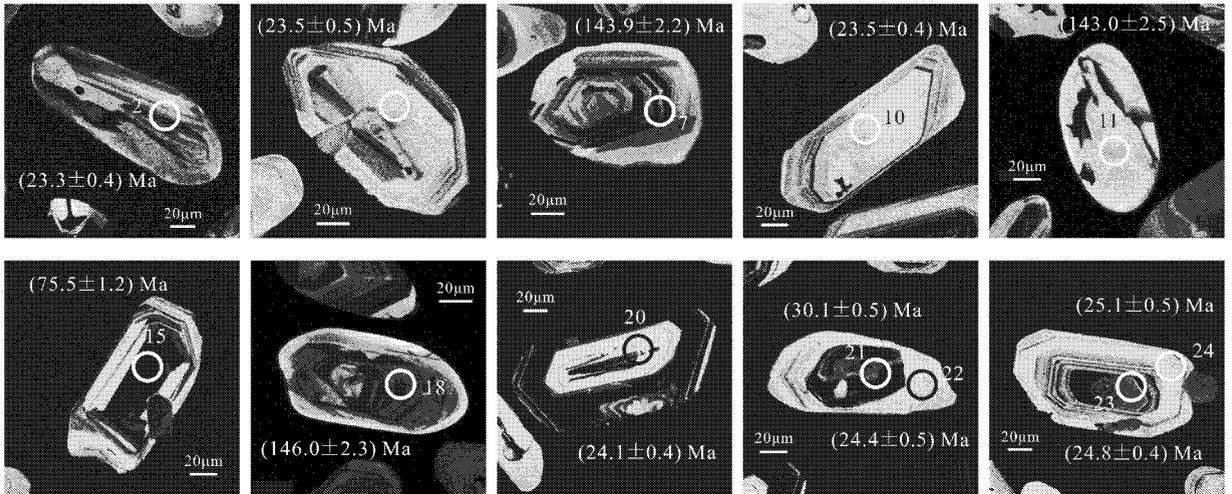


图 2 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩锆石阴极发光图像及其 SIMS U-Pb 年龄  
 圆圈代表 U-Pb 激光束斑位置, 误差为  $1\sigma$

Fig. 2 Cathodoluminescence images and SIMS U-Pb ages of some zircons for Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet (circles refer to the locations of the laser ablation for zircon U-Pb analyses with the error being  $1\sigma$ )

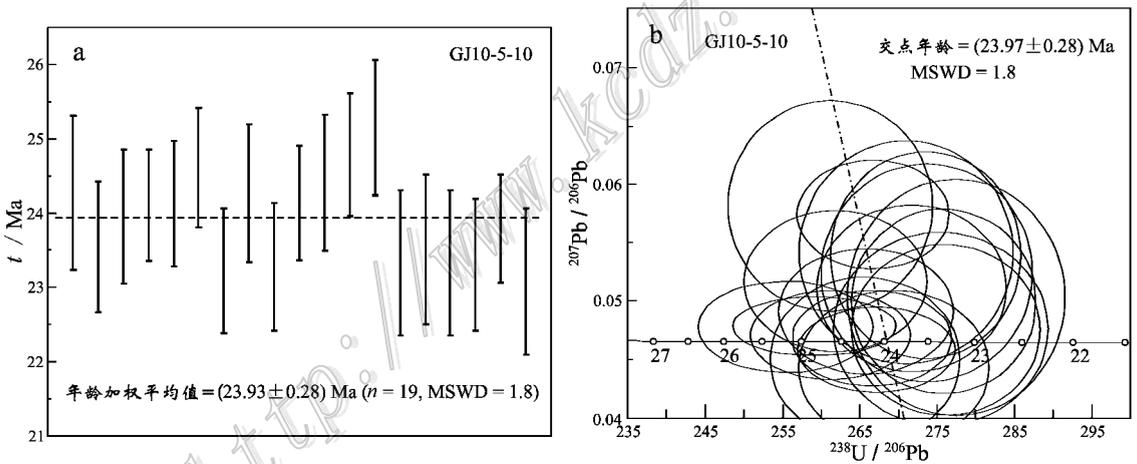


图 3 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩锆石  $^{207}\text{Pb}$  校正年龄变化和 Tera-Wasserberg 图解

Fig. 3  $^{207}\text{Pb}$ -correction age variation and Tera-Wasserberg concordia diagram of zircons for Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

### 3.2 主量元素与岩石定名

岩石的 TAS 图解 (图 5a) 表明, 查加寺火山岩为碱性系列粗面岩 ( $Q < 20\%$ ; 表 2)。该套火山岩有着较低的  $w(\text{MgO})$  ( $0.63\% \sim 2.12\%$ ) 和  $\text{Mg}^\#$  值 ( $28.26 \sim 57.61$ , 主要为  $28.26 \sim 47.41$ ) 较高的  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  ( $15.47\% \sim 16.07\%$ ) 较高的铝饱和度 ( $A/\text{CNK}$ ) 值 ( $0.89 \sim 0.97$ )。在  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图解 (图 5b) 中, 该粗面岩位于钾玄岩区域。在  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$  图解 (图 5c) 中, 该粗面岩虽然位于超钾质区域 ( $\text{K}_2\text{O}/$

$\text{Na}_2\text{O} = 2.0 \sim 2.8$  和  $w(\text{K}_2\text{O}) = 6.28\% \sim 6.97\%$ ], 但因其  $w(\text{MgO})$  低 ( $< 3\%$ ), 不符合超钾质火山岩的定义 ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ ,  $w(\text{K}_2\text{O}) > 3\%$ ,  $w(\text{MgO}) > 3\%$ ; Foley et al., 1987) 而且位于拉萨地块钾质火山岩的范围内 (图 5c), 因此, 查加寺粗面岩属于钾质岩石。图 5b 和 5d 也显示出查加寺粗面岩属于钾质岩石。由  $A/\text{NK-A}/\text{CNK}$  (图 5d) 可见, 查加寺粗面岩为准铝质。与拉萨地块内已发现的后碰撞钾质火山岩相比, 查加寺钾质火山岩更偏碱性 ( $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$

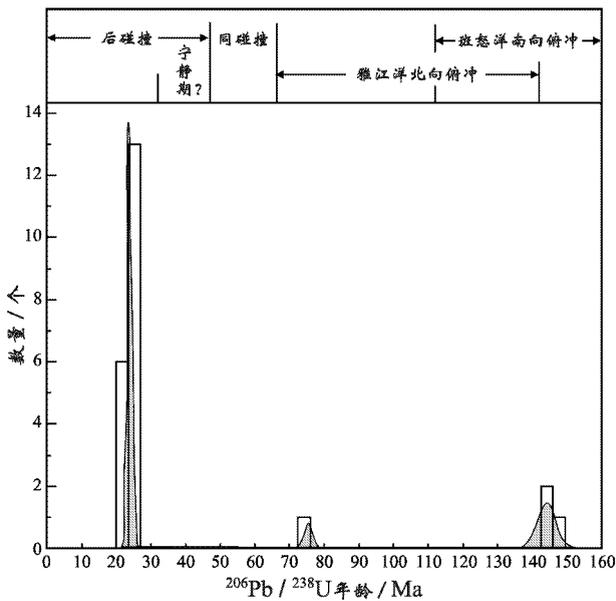


图4 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩锆石年龄直方图  
(拉萨地块演化过程的划分根据 Zhu et al., 2011)

Fig. 4 Histogram of zircon ages for Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

(evolution of Lhasa terrane after Zhu et al., 2011)

= 9.34% ~ 9.74%) (Wang et al., 2008; Chen et al., 2010; 赵志丹等, 2006; 陈建林等, 2006, 2007; 汪保弟等, 2008, 2011; 刘栋等, 2011)。

在主量元素与  $\text{SiO}_2$  的相关图(图6)中, 查加寺粗面岩的  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{SiO}_2$  呈明显的正相关关系,  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  与  $\text{SiO}_2$  呈明显的负相关关系, 而  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  无明显的相关关系。

### 3.3 稀土和微量元素

在球粒陨石标准化配分型式图解(图7a)中, 查加寺钾质粗面岩的轻稀土元素(LREE)明显富集, 重稀土元素(HREE)相对亏损, 轻稀土元素与重稀土元素强烈分异( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 58.24 ~ 75.11, LREE分异相对比较明显( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> = 4.74 ~ 5.25, HREE分异不明显, Eu具有弱负异常( $\delta\text{Eu} = 0.55 \sim 0.65$ ), 总体为平滑的右倾型。 $\Sigma\text{REE}$  为(331.57 ~ 433.11)  $\times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 26.63 \sim 33.26$ 。查加寺钾质粗面岩的稀土元素球粒陨石标准化配分型式图与拉萨地块内钾质火山岩的相类似, 而明显不同于拉萨地块内的超钾质火山岩(Zhao et al., 2009; 刘栋等, 2011; 汪保弟等, 2011)。

在原始地幔标准化图解(图7b)中, 查加寺钾质

粗面岩显示出强烈富集 K、Rb、Ba 和 Th、U、Pb 等大离子亲石元素(LILE), 相对亏损高场强元素(HFSE), 尤其是 Ti、Nb、Ta 和 P 出现明显的负异常, Sr 具负异常, 具有岛弧岩浆岩的特征(Arnaud et al., 1992)。此外, 查加寺粗面岩中相容元素  $\epsilon(\text{Cr})$ 、 $\epsilon(\text{Ni})$  分别为(53.4 ~ 69.4)  $\times 10^{-6}$ 、(11.4 ~ 23.5)  $\times 10^{-6}$ , 与拉萨地块其他地区的钾质火山岩相似, 明显低于超钾质火山岩(Zhao et al., 2009; 刘栋等, 2011; 汪保弟等, 2011), 与地壳的平均含量相当(Rudnick et al., 1995)。

查加寺粗面岩具有高的 La/Yb 比值(81 ~ 105), 较高的  $\epsilon(\text{Sr})$  [(409 ~ 472)  $\times 10^{-6}$ ], 较高的 Sr/Y 比值(28 ~ 37), 较低的  $\epsilon(\text{Y})$  [(11.5 ~ 15.7)  $\times 10^{-6}$ ], 明显亏损重稀土元素  $\epsilon(\text{Yb}) = (0.78 \sim 1.08) \times 10^{-6}$ 、较高的  $\epsilon(\text{Al}_2\text{O}_3)$  (15.47% ~ 16.07%), 较低的  $\epsilon(\text{MgO})$  (0.63% ~ 2.12%), 无明显的 Eu 及 Sr 负异常(图7), 在 Sr/Y-Y 图解中落入埃达克岩区(图8), 这些特征类似于板片熔融所形成的埃达克岩的组成特征(Defant et al., 1990; Kay et al., 1993; Stern et al., 1996), 其稀土元素分布模式和微量元素蛛网图分布模式均类似于下地壳熔融成因的藏南冈底斯钙碱性埃达克质斑岩(Hou et al., 2004; 侯增谦等, 2004, 2005)和藏北可可西里富钾埃达克质岩(Wang et al., 2005), 也类似于拉萨地块下地壳相对富钾的镁铁质物质部分熔融成因的措勤县布嘎寺组钾质中-酸性火山岩(陈建林等, 2006), 查孜中性火山岩(陈建林等, 2007)和赛利普钙碱性火山岩(汪保弟等, 2008), 以及加厚下地壳部分熔融的雄巴盆地钾质粗面英安岩(刘栋等, 2011)。因此, 查加寺钾质粗面岩具有类似于埃达克质熔体的成分特征(陈建林等, 2006, 2007; 汪保弟等, 2008; 刘栋等, 2011)。

### 3.4 Sr-Nd 同位素

查加寺粗面岩 Sr-Nd 同位素分析结果和有关参数计算结果示于表3和图9。11件样品的 Sr、Nd 同位素比值的变化范围集中, 具有很高的 Sr( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.73207 \sim 0.73249$ )和 Nd( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511966 \sim 0.512016$ )比值、较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值(-12.6 ~ -11.8)以及较老的 Nd 模式年龄( $t_{\text{DM}} = 1.44 \sim 1.51$  Ga), 反映出钾质岩浆已经受到异常高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值和低  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值的地壳物质的混染(Miller et al., 1999), 明显不同于拉萨地块内的超钾质火山岩(Zhao et al., 2009)。

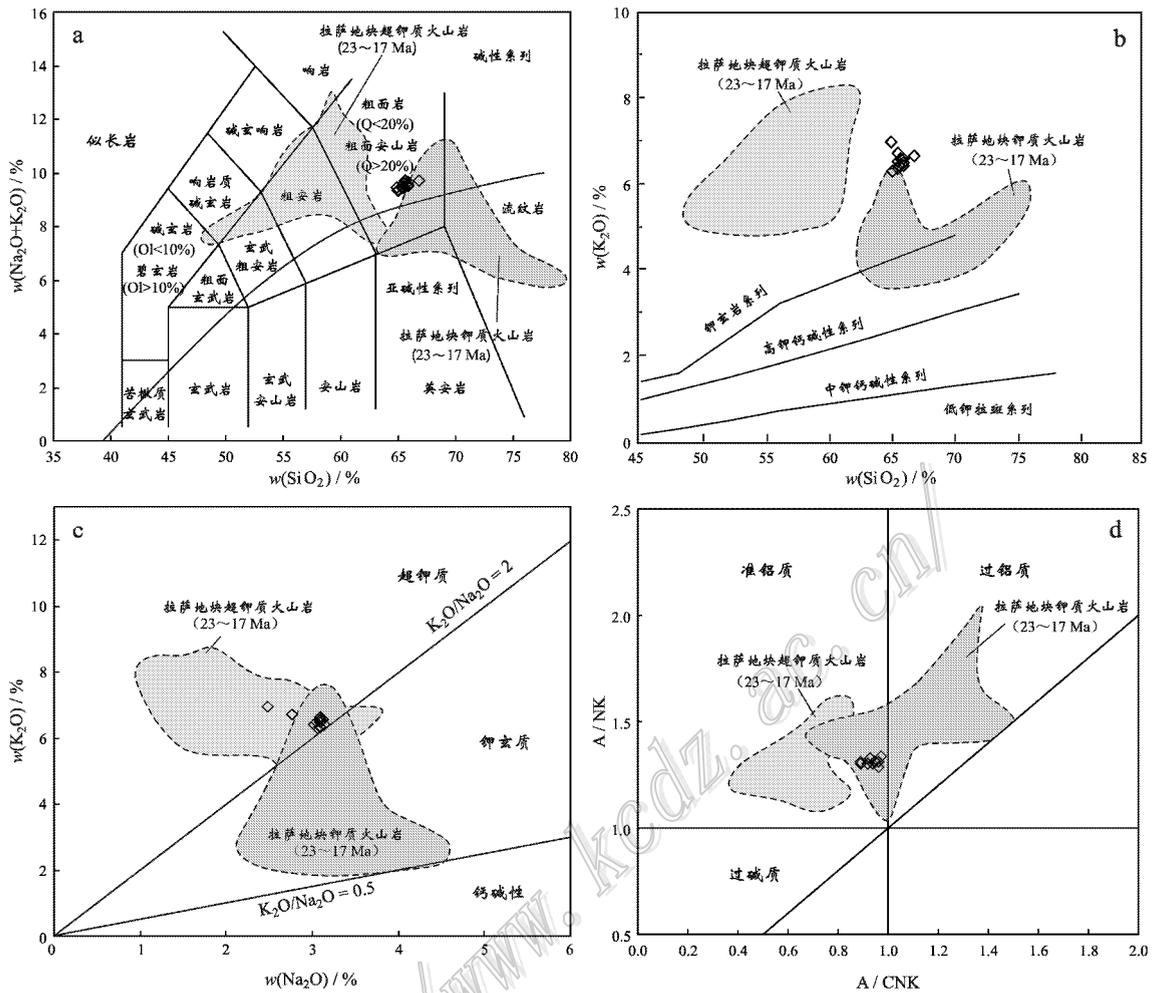


图 5 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩分类图解

a. TAS 分类图解 (据 Le Maître, 2002), 碱性亚碱性系列岩石的区域界线据 Irvine 等 (1971); b.  $K_2O-SiO_2$  分类图解 (据 Rickwood, 1989); c.  $K_2O-Na_2O$  分类图解; d.  $A/NK-A/CNK$  分类图解, 拉萨地块钾质、超钾质火山岩的底图据刘栋等 (2011)

Fig. 5 Diagram of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

a. TAS diagram (after Le Maître, 2002; Boundary of region of alkaline and subalkaline series rocks after Irvine et al., 1971); b.  $K_2O-SiO_2$  diagram (after Rickwood, 1989); c.  $K_2O-Na_2O$  diagram; d.  $A/NK-A/CNK$  diagram Base maps of potassic and ultrapotassic in western Lhasa block, Tibetan Plateau are from Liu et al. (2011)

## 4 讨论

### 4.1 查加寺钾质粗面岩的源区

前人研究表明,埃达克岩主要有以下几种成因模式:俯冲洋壳熔融 (Defant et al., 1990), 增厚玄武质下地壳熔融 (Atherton et al., 1993; Muir et al., 1995; Defant et al., 2002; Xiong et al., 2003; Wang et al., 2005), 拆沉下地壳熔融 (Kay et al., 1993; Wang et al., 2001; Defant et al., 2002; Xu et al., 2002), 玄武质岩浆的地壳混染与分离结晶过程

(AFC 过程) (Castillo et al., 1999; Castillo 2006) 等等。查加寺钾质粗面岩与措勤县布嘎寺组钾质中酸性火山岩 (陈建林等, 2006)、查孜中性火山岩 (陈建林等, 2007)、赛利普钙碱性火山岩 (王保弟等, 2008), 以及雄巴盆地钾质粗面英安岩 (刘栋等, 2011) 一样, 都具有比较明显的埃达克质岩的属性。后四位作者均认为是下地壳的部分熔融形成了相应的火山岩, 那么, 查加寺钾质粗面岩是否也与下地壳部分熔融有关呢? 本文结合岩石地球化学、年代学和 Sr-Nd 同位素地球化学, 对查加寺钾质粗面岩的源区进行讨论。

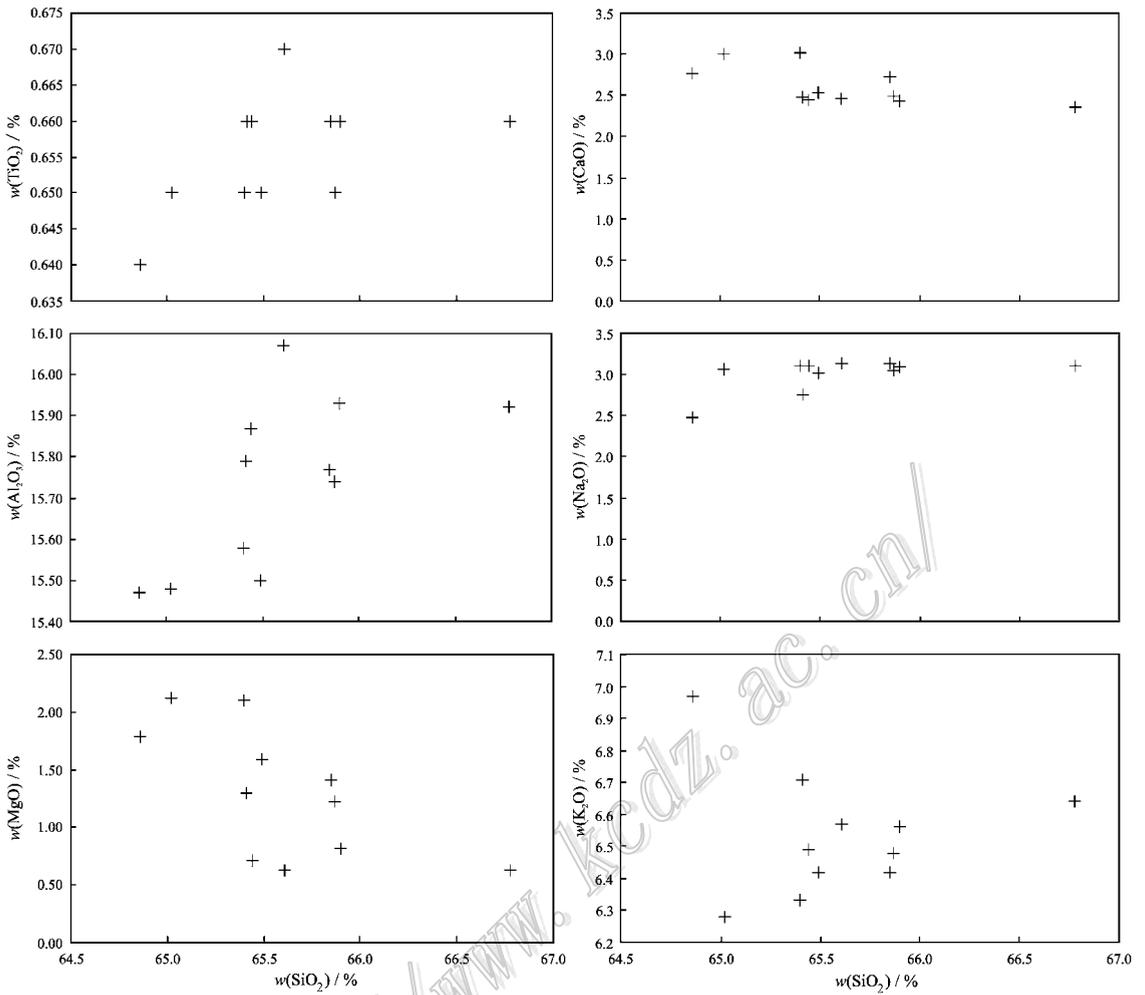


图 6 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩主要元素 Harker 图解

Fig. 6 Harker variation diagrams of major elements for Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block , Tibet

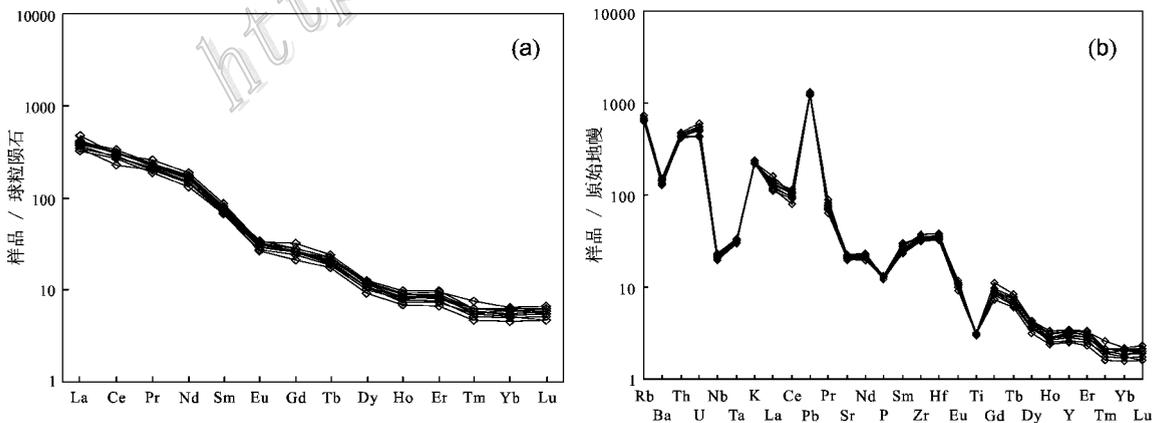


图 7 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式图 (a) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b) (球粒陨石及原始地幔据 Sun et al. , 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) for Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block , Tibet (Chondrite and Primitive mantle values after Sun et al. , 1989)

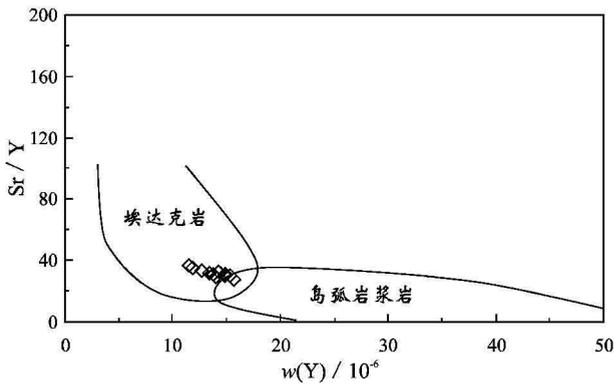


图8 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩 Sr/Y-Y 图解  
(据 Defant et al., 1990)

Fig. 8 Sr/Y-Y diagram of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet (after Defant et al., 1990)

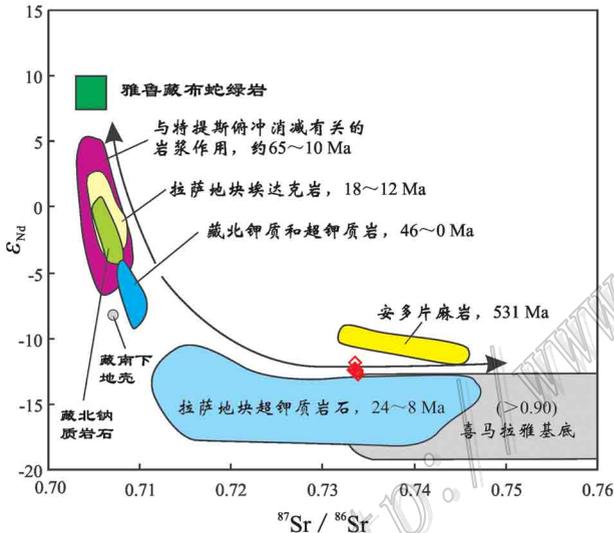


图9 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩 Sr-Nd 同位素图解  
(底图据 Zhao et al., 2009)

Fig. 9 Sr-Nd isotopic diagram of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet (Base maps after Zhao et al., 2009)

查加寺钾质粗面岩明显具有埃达克质岩的属性：高 Sr 低 Y，轻、重稀土元素强烈分异，亏损重稀土元素 Yb，强烈富集 K、Rb、Ba、Th、U、Pb 等大离子亲石元素 (LILE)，相对亏损 Ti、Nb、Ta、P 等高场强元素 (HFSE)，Eu、Sr 负异常不明显，说明它们形成于石榴子石稳定的榴辉岩相或石榴子石-斜长角闪岩相的源区，石榴子石在岩浆源区大量残留 (Defant et al., 1990; Atherton et al., 1993)。研究区北部的班公湖-怒江缝合带拼合于晚侏罗世-中白垩世 (Yin

et al., 2000; Chung et al., 2003)，而研究区南部 65 ~ 45 Ma 的林子宗群火山岩则意味着，最晚在 45 Ma 左右，雅鲁藏布江所代表的新特提斯洋板块俯冲结束 (Mo et al., 2005; 莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004)，因此，可知形成于 24 Ma 左右的查加寺钾质粗面岩，其形成环境为大陆板块内部环境。而且，这些岩石具有低的  $\epsilon_{Nd}$  值 (-12.6 ~ -11.8) 和高的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值 (0.73207 ~ 0.73249) (图 9)，反映出钾质岩浆已经受到异常高  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值和低  $\epsilon_{Nd}$  值的地壳物质的混染 (Miller et al., 1999)。因此，尽管查加寺钾质粗面岩具有类似于埃达克质熔体的成分特征，但不可能是与俯冲大洋板片熔融有关的产物。

埃达克质熔体 (岩浆) 也可能由玄武质岩浆的地壳混染与分离结晶作用 (AFC 过程) 形成 (Castillo et al., 1999; Castillo, 2006)。然而，由于以下 2 点证据，笔者认为查加寺钾质粗面岩可能不是由玄武质岩浆经过同化和分离结晶作用所形成：① 研究区的钾质粗面岩具有较高的  $w(SiO_2)$  (65.02% ~ 66.78%)，因此，不可能由地幔岩通过部分熔融直接形成 (Baker et al., 1995)；② La/Sm 与 La 以及 La/Yb 与 La 相关关系 (图 10) 表明，部分熔融在查加寺钾质粗面岩浆的形成过程中起着主要作用，很难应用基性岩浆的 AFC 作用来解释其成因。

钾质岩的源区通常被认为来自于富集地幔源区 (Foley et al., 1987; 王保弟等, 2011)，而最近研究则表明，青藏高原的部分钾质火山岩也可以起源于下地壳 (Lai et al., 2003; Wang et al., 2005; Chen et al., 2010; 陈建林等, 2006; 2007; 刘栋等, 2011)。研究区的钾质岩强烈亏损 HREE 和 Y、Yb，并富集 Sr，暗示其源区残留有石榴子石，而斜长石很少或者缺失 (Defant et al., 1990; Atherton et al., 1993)，这些特征表明其起源于增厚的下地壳物质的部分熔融。研究区钾质岩的  $w(Cr)$  ( $53.4 \times 10^{-6} \sim 69.4 \times 10^{-6}$ )、 $w(Ni)$  ( $11.4 \times 10^{-6} \sim 23.5 \times 10^{-6}$ ) 等相容元素明显低于交代富集上地幔低度部分熔融成因的超钾质火山岩 (Zhao et al., 2009; 刘栋等, 2011; 王保弟等, 2011)，与地壳的平均含量相当 (Rudnick et al., 1995)，暗示了查加寺钾质粗面岩也可能直接起源于地壳。实验岩石学研究表明，麻粒岩相和榴辉岩相加厚下地壳高温熔融可以形成与钾质火山岩相似的成分 (Ding et al., 2003; 2007; Hacker et al., 2000)。Wyllie (1977) 指出，响岩质岩浆和粗面质岩浆可以通过下地壳深熔产生，而地幔直接部分熔融

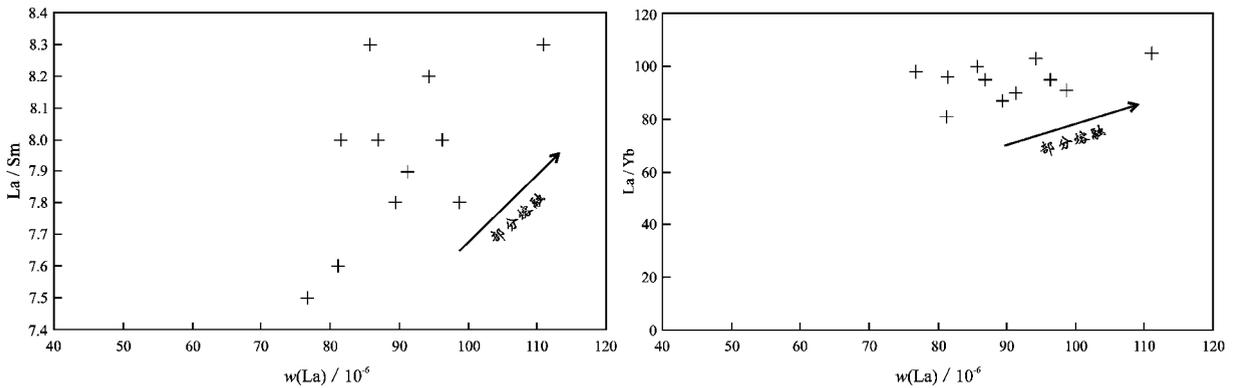


图 10 拉萨地块西段查加寺钾质火山岩 La 与 La/Sm 和 La 与 La/Yb 图解

Fig. 10 La-La/Sm and La-La/Yb diagrams of Chajiasi potassic rocks in western Lhasa block, Tibet

则无法形成比安山岩更加偏酸性的岩石。这些实验岩石学研究结果也证明,查加寺钾质粗面岩并非地幔部分熔融的产物,其成因与下地壳有密切关系。同时,在主量元素的 Harker 图解(图 6)中,研究区钾质岩的 CaO、MgO 与 SiO<sub>2</sub> 呈明显的负相关关系,表明在岩浆演化过程中,可能有橄榄石、单斜辉石等矿物的结晶分异(王保弟等,2011);而 Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O 与 SiO<sub>2</sub> 无明显的相关关系,则说明钾质粗面岩的源区有富钾矿物的存在,高的 Rb/Sr 比值(0.94~1.03,即 > 0.4)和低的 Ba/Rb 比值(2.21~2.51,即 < 4.75)表明源区的富钾矿物是以金云母为主(Furman et al., 1999),这与钾质粗面岩具有高的  $w(K_2O)$  (6.28%~6.97%)相一致。地球物理资料表明,印度板块与欧亚板块碰撞后,可能导致地壳增厚,拉萨地块的地壳厚度现在大约为 70~80 km(Allègre et al., 1984; Atherton et al., 1993; Zhao et al., 2001),因此,当地壳厚度加大到或者超过 50 km 时(该深度超过形成埃达克质熔体所需要的压力 1.2 GPa; Rapp et al., 1995),由于受构造事件的影响,致使下地壳物质被触发部分熔融(Xu et al., 2002; 王保弟等,2008),产生了埃达克质岩浆,沿着构造薄弱带喷发形成了这套具埃达克质的钾质粗面岩。由上述可知,具有埃达克质岩石性质的查加寺钾质粗面岩,可能是由榴闪岩相或榴辉岩相加厚( $\geq 50$  km)下地壳相对富钾物质通过部分熔融而形成。

#### 4.2 查加寺钾质粗面岩的成因

拉萨地块内的碰撞后钾质-超钾质火山岩为研究西藏岩石圈深部组成、结构和印度板块俯冲到亚洲板块之下提供了良好契机(Beghoul et al., 1993)。

有的研究者认为,青藏高原造山垮塌形成了 SN 向正断层或 EW 向伸展(Molnar et al., 1978; Dilek et al., 1999)。超钾质火山岩被认为是地幔折沉作用的证据,并暗示了青藏高原达到最大高度的时间,是导致亚洲季风和全球气候变化的开始(Williams et al., 2001)。如果把这种模式应用到西藏,那么,青藏高原在 24 Ma 之前达到了最大高度,因为拉萨地块内的钾质-超钾质岩浆作用开始于约 24 Ma。然而,其他研究者则认为,SN 向正断层与青藏高原的上升无关,而是反映了倾斜收敛,正断层在其中由于受到俯冲印度岩石圈的牵引而形成(McCaffery et al., 1998)。因此,钾质-超钾质岩浆作用与伸展构造之间的直接关系尚未明确建立起来。然而,碰撞后钾质-超钾质火山岩在时间上与埃达克质含矿斑岩、EW 向伸展构造、冈底斯岩基剥露作用以及磨拉石沉积作用相重叠,暗示了它们与开始于 24 Ma 左右的深部岩石圈作用,即折沉作用(Chung et al., 2005)、板片回转(Ding et al., 2003)或者板片断裂(Mahéo et al., 2002; Kohn et al., 2002),有成因联系。形成于深部岩石圈的碰撞后岩浆作用是对大陆俯冲和高原隆升的响应(Harrison et al., 1992; Tapponnier et al., 2001),因此,解释钾质-超钾质火山岩形成的所有模式不得不考虑青藏高原的演化。目前,对青藏高原钾质-超钾质火山岩的成因解释主要有 2 种:岩石圈地幔对流减薄模型、俯冲板片断离模型。本文基于岩石地球化学、年代学和 Sr-Nd 同位素地球化学研究,提出了查加寺钾质粗面岩的下述成因模型:

随着新特提斯洋的闭合和印度-亚洲大陆板块碰撞的开始,重的洋壳岩石圈牵引着印度板片进入

俯冲带,地球物理资料(Zhou et al., 2005; Owens et al., 1997; Tilmann et al., 2003)和岩石学资料(Zhao et al., 2009)显示出,印度大陆板片北向俯冲到班公湖-怒江缝合带附近。在印度大陆板片持续北移的过程中,不仅导致了青藏高原的抬升,而且,也使高原发生EW向的伸展变形,以及在高原南部出现许多SN向的地堑。SN向地堑或者EW向伸展(23~8 Ma; Yin et al., 2000; Williams et al., 2001; 陈建林等, 2010)与拉萨地块内的钾质-超钾质和钙碱性埃达克质岩浆活动(25~10 Ma; Turner et al., 1993; Miller et al., 1999; Williams et al., 2001; Ding et al., 2003; Chung et al., 2003; 2005; Hou et al., 2004; 丁林等, 2006)在时间上相当,指示了在中新世初期,北向俯冲的印度岩石圈可能在印度-雅鲁藏布江缝合带附近发生了断离(王保弟等, 2008; 陈建林等, 2010),下部软流圈的热流及物质沿着板片窗上升和侧向移动,热的软流圈的快速上升不仅可以抵消地表的塌陷和下降,甚至还会使高原进一步隆升而导致拉萨地块地壳的增厚。软流圈的上升因其所携带的热导致了区域性地热梯度的抬升,底侵到拉萨地块下地壳底部,引起增厚地壳( $\geq 50$  km)富钾物质发生部分熔融,形成了类似埃达克质熔体成分特征的母岩浆,沿着由区域性伸展作用所形成的构造薄弱带上升喷出地表,从而形成了查加寺钾质粗面岩。

## 5 结论

(1)查加寺火山岩为钾质粗面岩,其锆石 SIMS U-Pb 年龄为  $(23.97 \pm 0.28)$  Ma (MSWD = 1.8),代表了该火山岩的形成年龄。

(2)岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素地球化学研究表明,具有埃达克质岩特征的查加寺钾质粗面岩起源于拉萨地块增厚下地壳富钾物质的部分熔融。

(3)查加寺钾质粗面岩具有  $\approx 145$  Ma、 $\approx 75$  Ma 和  $\approx 30$  Ma 等 3 组继承锆石年龄群。

## 参考文献/References

陈建林,许继峰,康志强,王保弟. 2006. 青藏高原西部措勤县中新世嘎寺组钾质火山岩成因[J]. 岩石学报, 22(3): 585-594.  
陈建林,许继峰,唐志强,王保弟. 2007. 青藏高原西南部查孜地区中新世钾质火山岩地球化学及其成因[J]. 地球化学, 36(5):

437-447.

陈建林,许继峰,王保弟,唐志强. 2010. 青藏高原拉萨地块新生代超钾质岩与南北向地堑成因关系[J]. 岩石矿物学杂志, 29(4): 341-354.  
Defant M J, 许继峰, Kepezhinskas P, 王强, 张旗, 肖龙. 2002. 埃达克岩:关于其成因的一些不同观点[J]. 岩石学报, 18(2): 129-142.  
丁林,岳雅慧,蔡福龙,徐晓霞,张清海,来庆洲. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约[J]. 地质学报, 80(9): 1252-1261.  
何学贤,唐素寒,朱祥坤,王进辉. 2007. 多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)高精度测定 Nd 同位素方法[J]. 地球学报, 28(4): 405-410.  
侯增谦,高永丰,孟祥金,曲晓明,黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带:埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239-248.  
侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性:源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24(2): 108-121.  
侯增谦,赵志丹,高永丰,杨志明,江万. 2006. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲:来自冈底斯新生代火山-岩浆作用的证据[J]. 岩石学报, 22(4): 761-774.  
刘栋,赵志丹,朱弟成,王青,隋清霖,刘勇胜,胡兆初,莫宣学. 2011. 青藏高原拉萨地块西部雄巴盆地后碰撞钾质-超钾质火山岩年代学与地球化学[J]. 岩石学报, 27(7): 2045-2059.  
莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 135-148.  
莫宣学,赵志丹,DePaolo D J,周肃,董国臣. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 22(4): 795-803.  
孙晨光,赵志丹,莫宣学,朱弟成,董国臣,周肃,董昕,谢国刚. 2007. 青藏高原拉萨地块西部中新世赛利普超钾质岩石的地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报, 23(11): 2715-2726.  
孙晨光,赵志丹,莫宣学,朱弟成,董国臣,周肃,陈海红,谢烈文,杨岳衡,孙金凤,于枫. 2008. 青藏高原西南部赛利普超钾质火山岩富集地幔源区和岩石成因: 锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素制约[J]. 岩石学报, 24(2): 249-264.  
王保弟,许继峰,张兴国,陈建林,唐志强,董彦辉. 2008. 青藏高原西部赛利普中新世火山岩源区:地球化学及 Sr-Nd 同位素制约[J]. 岩石学报, 24(2): 265-278.  
王保弟,陈陵康,许继峰,刘鸿飞,陈建林,唐志强. 2011. 拉萨地块麻江地区具有“超钾质”成分的钾质火山岩的识别及成因[J]. 岩石学报, 27(6): 1662-1674.  
赵志丹,莫宣学,罗照华,周肃,董国臣,王亮亮,张凤琴. 2003. 印度-亚洲俯冲带结构——岩浆作用证据[J]. 地学前缘, 10(3):

- 149-157.
- 赵志丹,莫宣学, Nomade S, Renne P R, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 朱弟成, 廖忠礼. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. 岩石学报, 22(4): 787-794.
- 赵志丹,莫宣学,朱弟成, Niu Y L, 董国臣, 周肃, 廖忠礼, DePaolo D J. 2009. 西藏拉萨地块西部扎布耶茶卡火山岩的成因与意义[J]. 地质通报, 28(12): 1730-1740.
- 周肃,莫宣学,董国臣,赵志丹,邱瑞照,王亮亮,郭铁鹰. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年代学格架[J]. 科学通报, 49: 2095-2103.
- Allègre J, Courtillot V, Tapponnier T, Hirn A, Mattauer M, Coulon C, Jaeger J J, Achache J, Schärer U, Marcoux J, Burg J P, Girardeau J, Armijo R, Gariépy C, Gopel C, Li T, Xiao X C and Chang C F. 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt[J]. Nature, 307: 17-22.
- Arnaud N O, Vidal P H, Tapponnier P, Matte P H and Deng W M. 1992. The high K<sub>2</sub>O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications[J]. Earth Planetary Science Letters, 111: 351-367.
- Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. Nature, 362: 144-146.
- Baker M B, Hirschmann M M, Ghiorso M S and Stolper E M. 1995. Compositions of near solidus predictive melts from experiments and thermodynamic calculation[J]. Nature, 375: 308-311.
- Beghoul N, Barazangi M and Isacks B L. 1993. Lithospheric structure of Tibet and Western North America: Mechanisms of uplift and a comparative study[J]. Journal of Geophysical Research, 98: 1997-2016.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Davis D W, Aleinikoff J N, Valley J W, Mundil R, Campbell I H, Korsch R J, Williams I S and Foudoulis C. 2004. Improved <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards[J]. Chem. Geol., 205: 115-140.
- Castillo P R, Janney P E and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 134: 33-51.
- Castillo P R. 2006. An overview of adakite petrogenesis[J]. Chinese Bulletin, 51(3): 257-268.
- Chen J L, Xu J F, Wang B D, Kang Z Q and Li J. 2010. Origin of Cenozoic alkaline potassic volcanic rocks at Konglongxiang, Lhasa terrane, Tibetan Plateau: Products of partial melting of a mafic lower-crustal source[J]. Chem. Geol., 273: 286-299.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K L and Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago[J]. Nature, 394: 769-773.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. Geology, 31: 1021-1024.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q and Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. Earth Science Reviews, 68: 173-196.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 347: 662-665.
- Dilek Y and Moores E M. 1999. A Tibetan model for the Early Tertiary western United States[J]. Journal of the Geological Society of London, 156: 929-942. doi:10.1144/gsjgs.156.5.0929.
- Ding L, Kapp P, Zhong D and Deng W. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction[J]. Journal of Petrology, 44: 1833-1865.
- Ding L, Kapp P, Yue Y H and Lai Q Z. 2007. Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 254: 28-38.
- Fielding E, Isacks B, Barazangi M and Duncan C C. 1994. How flat is Tibet[J]. Geology, 22: 163-167.
- Foley S F, Venturelli G, Green D H and Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constraints for petrogenetic model[J]. Earth Science Review, 24: 81-134.
- 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: 237-262.
- Gao Y, Hou Z, Kamber B S, Wei R, Meng X and Zhao R. 2007. Lamproitic rocks from a continental collision zone: Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in the mantle beneath Southern Tibet[J]. Journal of Petrology, 48: 729-752.
- Guo Z, Wilson M, Liu J and Mao Q. 2006. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanism[J]. Journal of Petrology, 47: 1177-1220.
- Hacker B R, Edwin G, Ratschbacher L, Grove M, McWilliams M, Sobolev S V, Jiang W and Wu Z H. 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet[J]. Science, 287: 2463-2466.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet[J]. Science, 255: 1663-1670.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27-62.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension

- in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220 : 139-155.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Science*, 8 : 523-548.
- Kay R W and Kay S M. 1993. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, 219 : 177-189.
- Kohn M J and Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision[J]. *Geology*, 30 : 591-594.
- Lai S C, Liu C Y and Yi H S. 2003. Geochemistry and petrogenesis of Cenozoic andesite-dacite association from the Hoh Xil Region, Tibetan Plateau[J]. *International Geology Reviews*, 45(11) : 998-1019.
- Le Maitre R W. 2002. *Igneous rocks : A classification and glossary of terms* (2nd edition) [M]. London : Cambridge University Press. 33-39.
- Li Q L, Li X H, Liu Y, Tang G Q, Yang J H and Zhu W G. 2010. Precise U-Pb and Pb-Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 25 : 1107-1113.
- Li X H, Liu Y, Li Q L, Guo C H and Chamberlain K R. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10 : 1-21.
- Liu C Z, Wu F Y, Chung S L and Zhao Z D. 2011. Fragments of hot and metasomatized mantle lithosphere in Middle Miocene ultrapotassic lavas, southern Tibet[J]. *Geology*, 39(10) : 923-926.
- Ludwig K R. 2001. *Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.* 49 [M]. Berkeley : Berkeley Geochronology Centre Special Publication. 1-56.
- Mahéo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y and Pêcher A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of south Karakorum and south Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 195 : 45-58.
- McCaffery R and Nabelek J. 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalaya and southern Tibet plateau[J]. *Geology*, 26 : 691-694.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Grasemann B. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 40(9) : 1399-1424.
- Mo X, Dong G, Zhao Z, Guo T, Wang L and Chen T. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision : Zircon SHRIMP U-Pb dating[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(1) : 66-76.
- Mo X, Zhao Z, Deng J, Flower M, Yu X, Luo Z, Li Y, Zhou S, Dong G, Zhu D and Wang L. 2006. Petrology and geochemistry of post-collisional volcanic rocks from the Tibetan plateau : Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow[A]. In : Dilek Y and Pavlides S, eds. *Post-collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia* [C]. Geological Society of America Special Paper, 409 : 507-530.
- Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research*, 85 : 5361-5375.
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, Eby G N and Evans J A. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Plint batholith, New Zealand : Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere [J]. *J. Geol. Soc.*, 152(4) : 689-701.
- Nomade S, Renne P R, Mo X X, Zhao Z D and Zhou S. 2004. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet : Spatial trends and geodynamic implications[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 221 : 227-243.
- Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution[J]. *Nature*, 387 : 37-43.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 to 32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 36 : 891-931.
- Richwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 22 : 247-263.
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM microprobe : Some examples from the western Alps [M]. Berlin, Heidelberg (Germany) : Springer-Verlag, 373-400.
- Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust : A lower crustal perspective[J]. *Rev. Geophysics*, 33(3) : 267-309.
- Sláma J, Košler J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N and Whitehouse M J. 2008. Plesovice zircon : A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chem. Geol.*, 249 : 1-35.
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 26 : 207-221.
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123 : 263-281.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for the mantle composition and processes[A]. In : Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in ocean basin* [C]. Geol. Soc. London Spec. Pub. 313-345.
- Tapponnier P, Xu Z, Rogers F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang J. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau [J]. *Science*, 294 : 1671-1677.

- Tilmann F, Ni J and INDEPTH III Seismic Team. 2003. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath Central Tibet[ J ]. *Science*, 300 : 1424-1427.
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, Rogers N, Kelley S and van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[ J ]. *Nature*, 364 : 50-54.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N and Kelley S. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau : Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[ J ]. *Journal of Petrology*, 37 : 45-71.
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 : 123-133.
- Wang Q, McDeermott F, Xu J F, Bellon H and Zhu Y T. 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet : Lower-crustal melting in an intracontinental setting[ J ]. *Geology*, 33(6) : 465-468.
- Wang Q, Wyman D A, Xu J, Dong Y, Vasconcelos P M, Pearson N, Wan Y, Dong H, Li C, Yu Y, Zhu T, Feng X, Zhang Q, Zi F and Chu Z. 2008. Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet : Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites[ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 272 : 158-171.
- Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Vonquadt A, Roddick J C and Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses[ J ]. *Geostandards Newsletter*, 19 : 1-23.
- 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 postcollisional volcanism[ J ]. *Geology*, 29 : 339-342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P and Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling[ J ]. *Journal of Petrology*, 45 : 555-607.
- Wyllie P J. 1977. Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle[ J ]. *Journal of the Geological Society*, 134 : 215-234.
- Xiong X L, Li X H, Xu J F, Li W X, Zhao Z H, Wang Q and Chen X M. 2003. Extremely high Na adakite like magmas derived from alkali rich basaltic underplate : The Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China[ J ]. *Geochemical Journal*, 37 : 233-252.
- Xu J F, Shinjio R, Defant M J, Wang Q and Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China : Partial melting of delaminated lower continental crust[ J ]. *Geology*, 30(12) : 1111-1114.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogeny[ J ]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28 : 211-280.
- Zhao W, Mechie J, Brown L D, Guo J, Haines S, Hearn T, Klemperer S L, Ma Y S, Meissner R, Nelson K D, Ni J F, Pananont P, Rapine R, Ross A and Saul J. 2001. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data[ J ]. *Geophys. J. Int.*, 145(2) : 486-498.
- Zhao Z D, Mo X X, Dilek Y, Niu Y L, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D C, Sun C G, Dong G C, Zhou S, Luo Z H and Hou Z Q. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet[ J ]. *Lithos*, 113 : 190-212.
- Zhou H W and Murphy M A. 2005. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan plateau[ A ]. *Journal of Asian Earth Science*, 25 : 445-457.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, Mo X X, Chung S L, Hou Z Q, Wang L Q and Wu F Y. 2011. The Lhasa Terrane : Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301 : 241-255.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, Dilek Y, Hou Z Q and Mo X X. 2012. Origin and evolution of the Tibetan Plateau[ J ]. Submitted to *Gondwana Research*, under review.