

# 拉萨地块北缘早白垩世晚期地壳生长: 来自 改则亚多~106 Ma 侵入岩的证据

董瀚<sup>1\*</sup>, 苟国宁<sup>2,3\*</sup>, 齐玥<sup>2,3</sup>, 段凯<sup>1</sup>, 张志平<sup>1</sup>, 吴勇<sup>1</sup>,  
焦世文<sup>1</sup>, 郝露露<sup>2,3</sup>, 陈福坤<sup>4</sup>, 王强<sup>2</sup>

(1. 甘肃省地矿局 第三地质矿产勘查院, 甘肃 兰州 730050; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国科学技术大学 地球与空间科学学院, 壳幔物质与环境重点实验室, 安徽 合肥 230026)

**摘要:** 北部拉萨地块晚中生代的地壳生长时间和机制存在争论。本文报道了北部拉萨地块的改则亚多侵入体的年代学、地球化学资料。改则亚多侵入体形成于早白垩世晚期(~106 Ma), 其岩石类型包括二长闪长岩、闪长岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩。岩石属于钙碱性系列岩石, 显示轻稀土富集, Nb 和重稀土亏损, 其中花岗闪长斑岩、花岗斑岩显示了埃达克质岩的地球化学特征。主体岩石样品具有一致的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (2.65~1.42) 和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.7045~0.7049)。二长闪长岩、闪长岩由俯冲流体交代的地幔橄榄岩熔融产生的玄武质岩浆经过地壳混染和分离结晶作用形成。花岗闪长斑岩、花岗斑岩由增厚的新底侵玄武质地壳熔融形成。早白垩世晚期(118~105 Ma), 俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈板片后撤过程中, 诱发软流圈上涌, 导致其上覆地幔熔融或其自身发生减压熔融, 来自亏损地幔的岛弧岩浆连续底侵加入到北部拉萨地块的地壳或喷出地表, 导致了该区在晚中生代的地壳生长。

**关键词:** 地壳生长; 底侵; 板片后撤; 拉萨地块; 青藏

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)06-1226-013

## 0 引言

大陆地壳的生长是当前国际地质研究的热点科学问题之一(Hawkesworth and Kemp, 2006)。一般认为大陆地壳在前寒武纪(特别是太古宙)已经形成, 但最近的许多研究揭示出, 在澳大利亚、北美、中亚造山带和拉萨地块南部等也存在显生宙地壳生长(DePaolo, 1981; Collins, 1998; Jahn et al., 2000; Chu

et al., 2006; Mo et al., 2008; Ji et al., 2009; Zhu et al., 2011; Tang et al., 2012; Ma et al., 2013a, 2013b)。其中, 南部拉萨地块冈底斯地区的地壳生长被认为与中生代-早新生代新特提斯洋向北的俯冲以及印度-欧亚大陆的碰撞有关(Chu et al., 2006; Mo et al., 2008; Ji et al., 2009; Zhu et al., 2011; Ma et al., 2013a, 2013b)。最近, 一些研究报道在北部拉萨地块也存在晚中生代的地壳生长(Zhu et al., 2011; Sui et al., 2013)。但是,

收稿日期: 2015-04-09; 改回日期: 2015-08-14

项目资助: 西藏改则县岗嘎地区 1 5 万(144E022022、144E022023、144E023022、144E023023)4 幅区域地质矿产调查; 国家重点研发计划课题(2016YFC0600407)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)(XDB03010600)、国家自然科学基金重点项目(41630208)、广东省项目(2014TX01Z079)、中国科学院广州地球化学研究所项目(GIGCAS135 项目 135TP201601)联合资助。

通信作者: 董瀚(1970-), 男, 高级工程师, 从事地质和矿产勘探方向研究。

苟国宁(1988-), 男, 博士研究生, 岩石地球化学专业。Email: gouguoning@gig.ac.cn

对该区晚中生代地壳生长的时间还缺乏可靠的年龄约束。另外, 该区晚中生代地球深部动力学过程是与大洋岩石圈俯冲(如, Kapp et al., 2005, 2007; Decelles et al., 2007; 康志强等, 2008, 2009, 2010; 朱弟成等, 2009; 刘伟等, 2010; 马国林和岳雅慧, 2010; 高顺宝等, 2011)、俯冲大洋板片的断离(Zhu et al., 2009, 2011; 陈越等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011; 黄玉等, 2012; 张晓倩等, 2012; Sui et al., 2013; Chen et al., 2014)、弧后伸展(Decelles et al., 2007; Zhang et al., 2012; Meng et al., 2014)或碰撞后的拆沉(Wang et al., 2014)有关, 也存在激烈的争论。

拉萨地块北缘存在大面积晚中生代火山岩和侵入岩(图 1a), 伴随这些岩石也出露了一些金属矿床(如拔拉扎斑岩铜钼矿)(余红霞等, 2011; 王保弟等, 2013)。因此, 这些晚中生代岩浆岩具有重要的动力学和成矿意义。我们的工作拉萨地块北部的改则县西部亚多地区确定了一些早白垩世晚期的侵入岩, 其中改则亚多岩体形成于~106 Ma, 并包含有新生地壳组分。本次研究将报道该岩体的地质学、岩石学、年代学和地球化学特征, 并探讨其成因、形成的动力学机制及其与拉萨地块北部地壳生长的关系。

### 1 区域地质和岩石特征

青藏高原从北往南, 主要包括昆仑-柴达木、松

潘-甘孜-可可西里、羌塘、拉萨和喜马拉雅地块, 其中羌塘、拉萨被认为是班公湖-怒江特提斯洋在晚中生代闭合拼贴而形成(Yin and Harrison, 2000)。拉萨地块最近被分为南、中、北三个地块(Zhu et al., 2011, 2013)。中新生的岩浆岩在拉萨地块非常发育, 其中南部地块主要是冈底斯岩基和中新生代的火山岩(Ji et al., 2009; Zhu et al., 2011), 中部拉萨地块主要包含早白垩世则弄群组火山岩和一些侵入岩(康志强等, 2008; 朱弟成等, 2008; Zhu et al., 2009; 刘伟等, 2010; 马国林和岳雅慧, 2010; 高顺宝等, 2011; 张晓倩等, 2012; Chen et al., 2013), 北部拉萨地块主要包含早白垩世多尼组、去申拉组火山岩和侵入岩(康志强等, 2009, 2010; 陈越等, 2010; 李奋其等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011; 彭智敏等, 2010; 黄玉等, 2012; Sui et al., 2013)以及一些晚白垩世的火山岩和侵入岩(马国林和岳雅慧, 2010; 余红霞等, 2011; 王保弟等, 2013; Wang et al., 2014)。

改则亚多岩体位于北部拉萨地块, 地理位置属于改则县西部亚多地区(图 1a)。该区在 1:250000 的物玛图幅中主要为日松组、多仁组火山-沉积地层, 但在新的 1:50000 岗嘎幅中, 根据时代和岩性特征, 将日松组多仁组修改为早白垩世多尼组, 在多尼组火山-沉积地层中新发现一些侵入体(图 1b)。其中, 亚多岩体出露面积约 2 km<sup>2</sup>, 侵位于早白垩世多尼组火山-沉积地层中, 呈小型岩瘤产出(图 2)。岩体岩

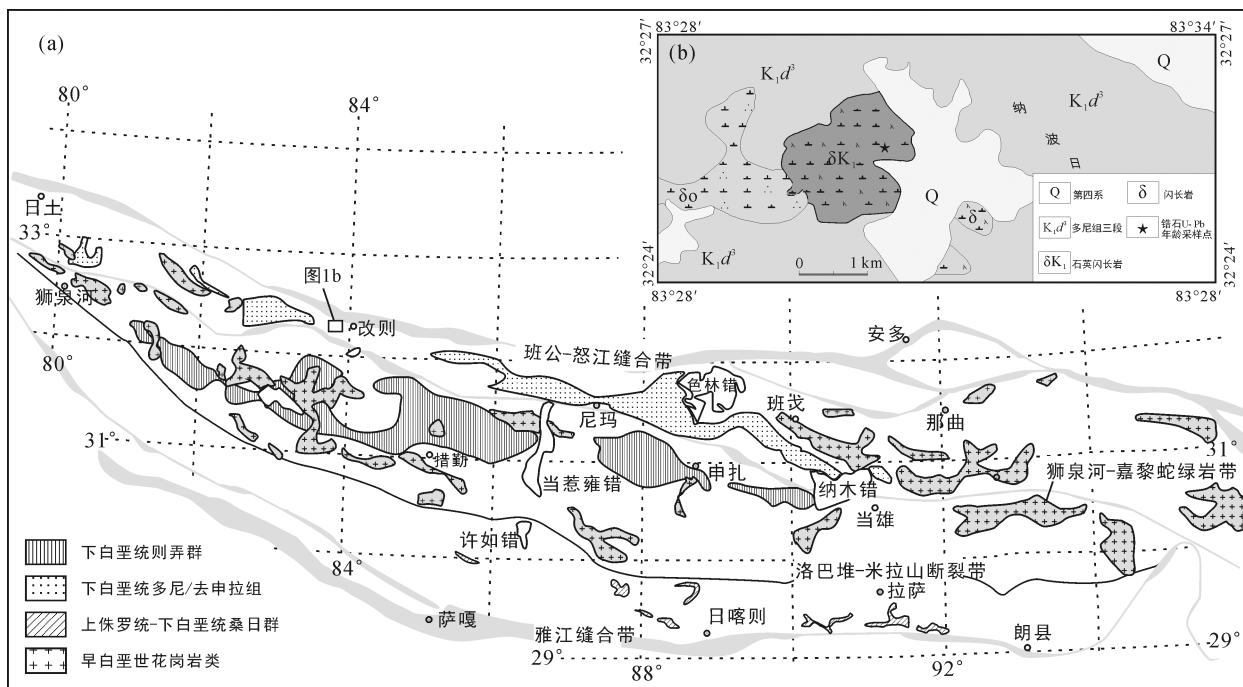


图 1 拉萨地块(a, 修改自 Zhu et al., 2011)和改则亚多侵入体(b)地质图

Fig.1 Sketch geological map of the Lhasa Block (a) and the Yaduo intrusion in the Gaize area (b)

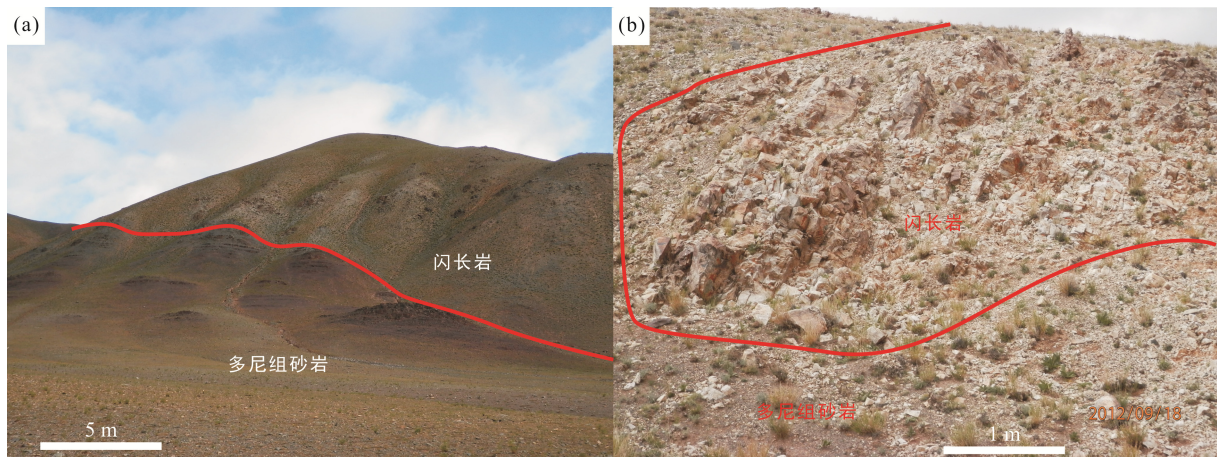


图 2 改则亚多闪长岩和多尼组砂岩野外接触关系图

Fig.2 Field contact relationship between the Yaduo diorite and the sandstone of the Duoni Formation in the Gaize area

石类型包括二长闪长岩、闪长岩、花岗闪长斑岩和花岗斑岩等。

二长闪长岩呈半自形粒柱状结构, 块状构造, 主要矿物组成有斜长石(~60%)、角闪石(30%~35%)、钾长石(2%~5%), 石英(<2%), 和少量副矿物金属矿物、磷灰石和榍石等。闪长岩具半自形粒柱状结构, 块状构造, 主要矿物组成为: 斜长石(~63%)、角闪石(24%)、钾长石(7%)、石英(4%), 和少量副矿物金属矿物、磷灰石和榍石等。花岗闪长斑岩具斑状结构, 块状构造, 主要由斑晶 14%(斜长石~10%、角闪石~4%)、基质 86%(斜长石~70%、石英~12%、角闪石~4%、磷灰石和金属矿物微晶等)组成。花岗斑岩具斑状结构, 块状构造; 由斑晶 4%(斜长石 4%), 基质 96%(斜长石~77%、石英~18%、1%磷灰石、锆石和金属矿物微晶)。

## 2 分析方法

主量元素和微量元素分析测试在国土资源部武汉矿产资源监督检测中心完成。主量元素利用 X 射线荧光光谱法测定, 分析相对误差一般小于 2%。微量元素分析在电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上进行, 相对误差一般小于 2%~5%。

锆石 U-Pb 同位素组成在国土资源部中南矿产资源监督检测中心完成。激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M, 激光剥蚀斑束直径为 30  $\mu\text{m}$ , 频率为 6 Hz。数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式(peak jumping), 单点停留时间(dwelling time)分别设定 20 ms( $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}$ )和 10 ms(Th 和 U)。数据处理采用 GLITTER(ver 4.0, Macquarie University)程序, 年龄计算时以

91500 作外标, 各样品的加权平均年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot (ver 2.49)。

Sr-Nd 同位素的化学分离纯化在中国科学技术大学壳幔物质与环境重点实验室完成, 比值测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。Sr 同位素和 REE 分离纯化在装有 5 mL AG50W-X12 交换树脂的石英交换柱中完成, Nd 同位素的分离纯化在装有 1.7 mL Teflon 粉末的石英交换柱中完成。同位素比值的测试在 MC-ICP-MS 进行, 所有测量的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值分别用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  和  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$  校正。在本次分析过程中, Sr 同位素标准样品 NBS987 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710256\pm 8$ , Nd 同位素标准样品 JNdi-1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512108\pm 6$ 。

## 3 分析结果

### 3.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究选取二长闪长岩样品(PM16-10)(GPS: N32°25'38.07", E83°30'20.35")为测年对象。通过详细对比分析锆石的透反射、阴极发光照片, 选择锆石晶形相似、晶体形态完整、内部结构清晰的长柱状自形锆石颗粒, 进行同位素测试, 测试结果见表 1。对样品进行了 14 个测点的测试,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄变化在 101~110 Ma, 由于具有很低的  $^{207}\text{Pb}$  含量导致测试结果不准, 这使得数据点在  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  谐和图上(图 3)表现为沿水平方向不同程度的偏离谐和线, 但这种偏离并不影响  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  的年龄, 因此  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄仍可代表岩体的结晶年龄, 14 个测点的加权平均年龄为  $106.3\pm 1.5$  Ma(MSWD=2.9,  $n=14$ ), 表明改则亚多岩体形成于早白垩世晚期。

表 1 改则亚多闪长岩锆石 U-Pb 年代学测试结果  
Table 1 U-Pb dating results of the zircon from the Yaduo diorite in the Gaize area

点号	含量( $\times 10^{-6}$ )		同位素比值						年龄(Ma)			
	Pb	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$
1	167	1731	0.0434	0.0023	0.1013	0.0054	0.0168	0.0002	98	5	108	1.4
2	149	1480	0.0475	0.0029	0.1091	0.0064	0.0168	0.0002	105	5.9	107	1.4
3	178	1813	0.0489	0.0025	0.1105	0.0056	0.0165	0.0002	106	5.1	105	1.3
4	140	1491	0.0572	0.0034	0.1367	0.0082	0.0171	0.0003	130	7.4	110	1.6
5	138	1444	0.0557	0.0033	0.1282	0.0074	0.0168	0.0002	123	6.7	108	1.5
6	105	1105	0.0607	0.0044	0.1381	0.0102	0.0164	0.0003	131	9.1	105	1.8
7	364	2696	0.0512	0.0023	0.1155	0.0048	0.0168	0.0004	111	4.4	107	2.3
8	154	1570	0.0644	0.0045	0.1562	0.0116	0.0171	0.0003	147	10.1	110	1.6
9	148	1419	0.0489	0.0026	0.1134	0.0062	0.0169	0.0002	109	5.7	108	1.4
10	107	1367	0.0532	0.0036	0.1168	0.0075	0.0161	0.0002	112	6.9	103	1.5
11	177	1714	0.0454	0.0027	0.0987	0.0055	0.0159	0.0002	95.6	5.1	101.9	1.3
12	171	1699	0.0473	0.0027	0.1076	0.0062	0.0164	0.0002	104	5.6	105	1.3
13	190	1969	0.0432	0.0024	0.0993	0.0054	0.0168	0.0002	96.1	5	108	1.4
14	124	1290	0.0411	0.0031	0.0903	0.0065	0.0162	0.0003	87.8	6.1	104	1.7

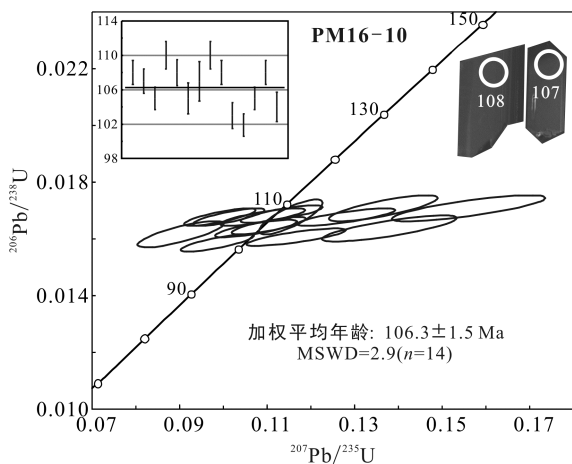


图 3 改则亚多侵入岩锆石 U-Pb 年龄和代表性锆石阴极发光(CL)图像

Fig.3 U-Pb concordia diagram and CL imagines of zircon from the Yaduo intrusive rock in the Gaize area

### 3.2 地球化学特征

亚多侵入岩的主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素组成见表 2。岩石的 SiO<sub>2</sub> 为 50.25%~74.26%(表 2), 从基性到酸性的岩石都有。在 SiO<sub>2</sub>-(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)侵入岩命名图解(Middlemost, 1994)(图 4a)中, 亚多侵入岩的岩石类型包括二长闪长岩、闪长岩、花岗闪长(斑)岩和花岗(斑)岩, 属于亚碱性的钙碱性系列岩石(图 4a~b)。岩石富钠(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O=0.22~0.54), 除一个样品(PM16-10)的 Mg<sup>#</sup>较高(54)外, 其余样品的 Mg<sup>#</sup>均较低(14~48)。

亚多侵入岩都显示了轻稀土元素富集, Nb 和重稀土元素亏损(图 5), 但不同的岩石略微有些差异:

(1)二长闪长岩、闪长岩显示了较为一致的稀土微量元素特征, 相对花岗闪长斑岩和花岗斑岩, 总体上具有相对高的稀土元素特别是重稀土元素含量(图 5a, b); (2)闪长岩具有最高的稀土元素含量, 并具有负 Sr 和微弱的负 Eu 异常( $\delta\text{Eu}=0.89$ , 图 5a); (3)花岗闪长斑岩和花岗斑岩也显示了较为一致的稀土和微量元素特征, 并有明显重稀土元素的亏损, 花岗闪长斑岩具有微弱的正-无 Eu、Sr 异常( $\delta\text{Eu}=1.08$ ), 花岗斑岩具有最低稀土微量元素含量, 无 Eu 和负 Sr 异常( $\delta\text{Eu}=1.02$ )(图 5c, d)。

改则亚多侵入岩普遍具有正的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (2.65~1.42) 和低的 Nd 模式年龄( $t_{\text{DM}}=0.67\sim 0.80$  Ga)(表 2, 图 6)。除一个二长闪长岩样品(PM16-3)具有略微高的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 外(0.7052), 其余的样品具有比较一致低的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.7045~0.7049)(表 2, 图 6)。总体上, 二长闪长岩、闪长岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (2.65~2.32) 比花岗闪长斑岩和花岗斑岩的(1.76~1.42)略高。

## 4 讨论

### 4.1 岩浆演化与起源

从 Harker 图解(图 7)可以看出, 亚多侵入岩的成分可以分成两种演化趋势: 二长闪长岩、闪长岩为一个演化趋势, 花岗闪长斑岩、花岗斑岩为另外一个演化趋势。

对于亚多二长闪长岩、闪长岩, 相容元素(如 Cr、Ni)、中等不相容元素(如 Sr)和 Sr/Y 随着 SiO<sub>2</sub> 的增长而明显降低(图 7a~c, g), 而不相容元素(如 La,

表 2 改则亚多侵入岩主量(%)、微量元素( $\times 10^{-6}$ )和同位素组成Table 2 Major (%), trace element ( $\times 10^{-6}$ ) concentrations and isotope compositions of the Yaduo intrusive rocks in the Gaize area

样品	PM16-2	PM16-3	PM16-5	PM16-10	PM16-11	PM16-12	PM16-20	PM16-21	PM16-16
岩石	二长闪长岩			闪长岩		花岗闪长斑岩		花岗斑岩	
经度(E)	83°30'33.75"	83°30'32.41"	83°30'30.42"	83°30'20.35"	83°30'17.61"	83°30'16.42"	83°29'46.49"	83°29'43.43"	83°29'54.58"
纬度(N)	32°25'45.34"	32°25'44.56"	32°25'43.66"	32°25'38.07"	32°25'35.73"	32°25'34.98"	32°25'15.78"	32°25'13.64"	32°25'19.39"
年龄	106.3 $\pm$ 1.5 Ma								
SiO <sub>2</sub>	53.94	52.58	50.62	50.25	56.03	58.19	64.78	61.87	74.26
TiO <sub>2</sub>	1.32	1.25	1.42	0.99	1.35	1.33	0.48	0.48	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.65	18.06	18.4	20.42	17.12	16.47	16.72	16.04	14.86
FeO	4.5	5.3	5.15	4.45	4.3	4	0.73	2.83	0.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.5	2.74	4.15	2.52	3.33	3.36	3.66	1.61	0.61
MnO	0.14	0.14	0.14	0.12	0.14	0.17	0.07	0.07	0.06
MgO	3.18	3.89	4.16	4.27	2.55	2.31	0.38	1.64	0.25
CaO	6.56	6.57	7.09	7.76	6.17	4.85	2.64	4.23	0.78
Na <sub>2</sub> O	4.21	4.72	3.93	3.36	4.29	4.59	4.38	4.13	4.13
K <sub>2</sub> O	1.51	1.05	1.53	1.1	1.42	1.41	1.83	1.7	2.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.28	0.22	0.2	0.34	0.42	0.22	0.22	0.06
LOI	2.5	2.69	2.39	3.88	2.28	2.3	3.83	4.74	1.73
Total	99.32	99.27	99.2	99.32	99.32	99.4	99.72	99.56	99.77
La	26.4	23.2	17.6	18.1	29.4	35.9	24.1	24.3	14.3
Ce	48.4	42.5	45.1	44.3	54	65.6	42.8	42.6	33.5
Pr	6.65	5.96	4.53	4.46	7.22	8.83	5.24	5.21	3.18
Nd	26.9	24.6	19.3	18	28.5	36	19.7	19.9	12
Sm	5.55	5.06	4.04	3.68	5.63	6.99	3.27	3.41	2.36
Eu	1.72	1.64	1.34	1.24	1.73	2.03	1.03	1.2	0.779
Gd	5.74	5.35	4.45	3.54	5.89	7.17	2.76	2.83	2.23
Tb	0.83	0.83	0.61	0.57	0.85	1.07	0.34	0.37	0.28
Dy	4.62	4.53	3.51	3.18	4.82	5.95	1.51	1.7	1.24
Ho	0.91	0.88	0.70	0.60	0.92	1.12	0.25	0.30	0.21
Er	2.34	2.26	1.79	1.59	2.42	2.85	0.665	0.736	0.554
Tm	0.38	0.36	0.29	0.25	0.39	0.45	0.10	0.10	0.10
Yb	2.29	2.09	1.77	1.54	2.32	2.75	0.59	0.71	0.60
Lu	0.33	0.30	0.25	0.21	0.35	0.39	0.08	0.10	0.09
Rb	37.2	19.4	57.7	34	37.5	32.1	67.9	46.9	99.2
Ba	428	411	363	269	347	379	504	445	537
Sr	462	504	517	538	430	438	361	459	167
Ta	1.00	0.64	0.42	0.87	1.11	1.12	0.57	0.38	1.17
Nb	12.0	9.14	7.58	8.59	14.1	15.3	6.08	4.8	11.9
Hf	5.33	4.75	3.65	3.82	6.55	5.86	3.77	3.36	2.25
Zr	153	138	114	104	195	225	128	114	48.2
Y	23.6	22	17.7	15.9	23.7	28.8	6.92	7.66	6.37
Th	4.89	3.41	3.73	3.21	6.23	6.66	5.84	5.57	5.19
U	0.76	0.61	0.62	0.61	1	1.44	1.2	1.11	2.08
Cr	38.4	45.5	43.2	70.5	25.7	23.9	22.1	22	7.18
Ni	11.5	22.4	21.3	31.3	2.19	0.8	5.79	7.45	2.79
Sc	21.4	24.6	24.4	19.5	18.3	18.6	6.93	8.38	2.87

续表 2:

样品	PM16-2	PM16-3	PM16-5	PM16-10	PM16-11	PM16-12	PM16-20	PM16-21	PM16-16
岩石	二长闪长岩				闪长岩		花岗闪长斑岩		花岗斑岩
经度(E)	83°30'33.75"	83°30'32.41"	83°30'30.42"	83°30'20.35"	83°30'17.61"	83°30'16.42"	83°29'46.49"	83°29'43.43"	83°29'54.58"
纬度(N)	32°25'45.34"	32°25'44.56"	32°25'43.66"	32°25'38.07"	32°25'35.73"	32°25'34.98"	32°25'15.78"	32°25'13.64"	32°25'19.39"
年龄	106.3±1.5 Ma								
V	209	205	266	172	166	125	72	80.8	7.82
Co	25.0	26.4	35.2	31.1	20.0	14.7	9.46	11.4	3.62
Ga	22.0	19.9	22.6	20.9	21.2	20.7	19	17.4	17.2
Mg <sup>#</sup>	0.43	0.48	0.46	0.54	0.39	0.37	0.14	0.41	0.26
Nb/Ta	12	14.3	18	9.9	12.7	13.7	10.7	12.6	10.2
Sr/Y	19.6	22.9	29.2	33.8	18.1	15.2	52.2	59.9	26.2
La/Yb	11.5	11.1	9.9	11.8	12.7	13.1	40.6	34.4	23.8
Nb/La	0.45	0.39	0.43	0.47	0.48	0.43	0.25	0.2	0.83
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.126	0.125	0.127	0.124	0.12	0.118	0.101	0.104	0.12
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		0.512713		0.512724	0.512704		0.512658	0.512665	0.512658
2σ		0.000005		0.000005	0.000005		0.000008	0.000005	0.000004
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>		0.512627		0.512639	0.512622		0.512589	0.512593	0.512576
ε <sub>Nd</sub> (t)		2.42		2.65	2.32		1.68	1.76	1.42
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr		0.111		0.183	0.252		0.544	0.296	1.719
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.705338		0.704708	0.705048		0.705487	0.705139	0.707264
2σ		0.000009		0.000008	0.000007		0.000007	0.000008	0.000008
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>		0.705183		0.704454	0.704697		0.704731	0.704729	0.704877

注: Mg<sup>#</sup>=100×Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>); <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub>=<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr×(e<sup>λt</sup>-1), λ<sub>Rb-Sr</sub>=0.0142 Ga<sup>-1</sup>; ε<sub>Nd</sub>(t)=(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>Sample</sub>(t)/<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>CHUR</sub>(t)-1)×10<sup>4</sup>, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>CHUR</sub>(t)=0.512638-0.1967×(e<sup>λt</sup>-1)。

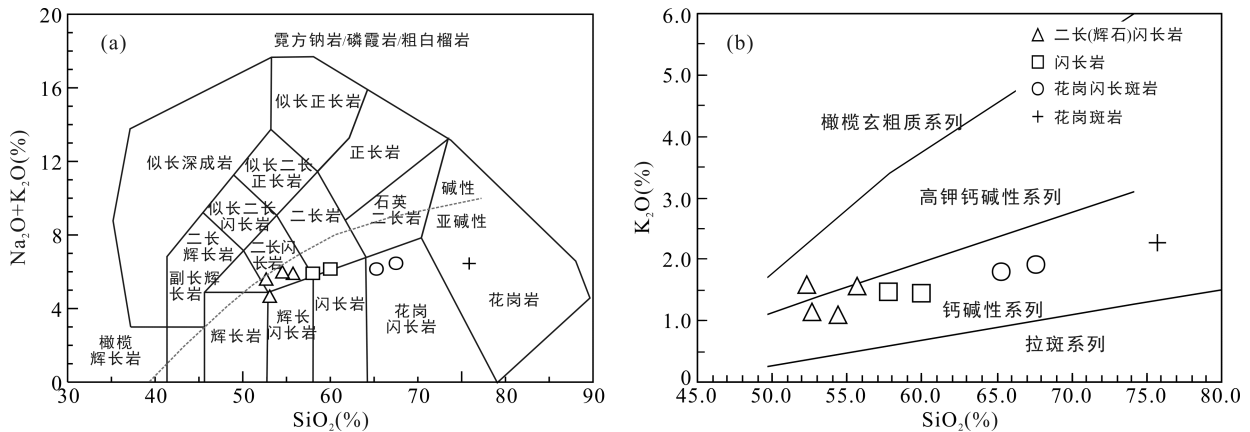


图 4 SiO<sub>2</sub>-(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)(a, 据 Middlemost, 1994)和 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (b, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)图解  
 Fig.4 SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (a) and SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (b) diagrams

Yb 和 Y 等)随着 SiO<sub>2</sub> 的增长而明显上升(图 7d~f, h), 暗示这些岩石来自于同一幔源原始岩浆并经历了分离结晶作用。由于斜长石一般富集 Sr 和 Eu, 结合闪长岩具有负 Sr 和微弱的负 Eu 异常(图 5a~b)以及较高的 SiO<sub>2</sub>, 表明二长闪长岩、闪长岩的形成过程中其原始岩浆经历了斜长石的分离作用。二长闪长岩、闪长岩的相容元素(如 Cr、Ni)随着 SiO<sub>2</sub> 的增长而明

显降低可能与镁铁质矿物(橄榄石、辉石或角闪石)的分离结晶有关。二长闪长岩、闪长岩普遍显示了较低的 Mg<sup>#</sup>值(43~54)(表 2, 图 8b), 暗示这些岩石并不是由幔源原始浆结晶形成的(Tatsumi and Eggins, 1995)。在 Mg<sup>#</sup>-SiO<sub>2</sub> 的图解中(图 8b), 这些岩石与幔源原始岩浆的地壳混染和分离结晶(AFC)趋势一致, 暗示这些岩石是幔源原始岩浆经过地壳 AFC 过程后

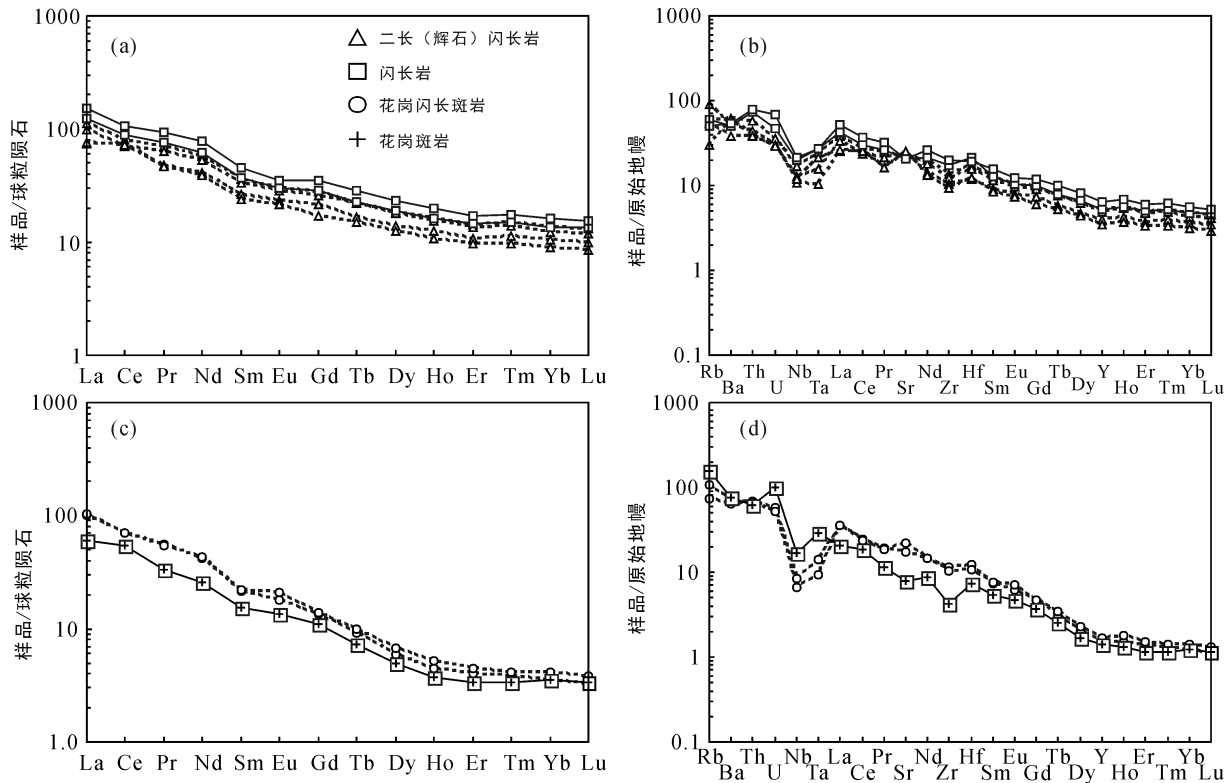
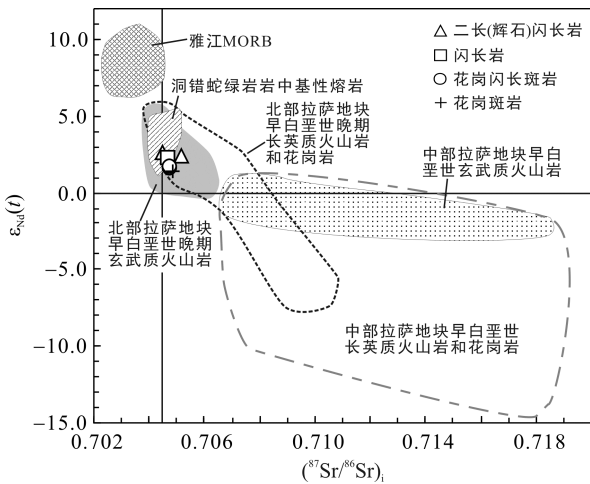


图 5 球粒陨石标准化的稀土元素分配图解(a、c)和原始地幔标准化的微量元素蛛网图(b、d)(球粒陨石和原始地幔标准化数值据 Sun and McDonough, 1989)。

Fig.5 Chondrite-normalized rare earth element patterns (a, c) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b, d)



图中雅江 MORB(洋中脊玄武岩)和洞错蛇绿岩中基性熔岩的成分范围引自鲍佩声等(2007); 北部拉萨地块早白垩世晚期玄武质和长英质火山岩(多尼组和去申拉组)和花岗岩的成分引自康志强等(2010), 张亮亮等(2010), Sui et al. (2013); 中部拉萨地块早白垩世玄武质和长英质火山岩(则弄群)和花岗岩的成分引自 Zhu et al. (2009), 刘伟等(2010), 张亮亮等(2010), Chen et al. (2014)。

图 6 Nd-Sr 同位素图解

Fig.6 Nd vs. Sr isotope diagram

形成的。二长闪长岩、闪长岩一致显示富集大离子亲石元素和轻稀土, 亏损 Nb、Ta(图 5), 类似于典型岛弧型岩浆, 暗示其原始岩浆的地幔源区受到了俯冲流体的交代作用(Tatsumi and Eggins, 1995)。亚多二长闪长岩、闪长岩具有正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  和低的  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  值, 与北部拉萨地块同期早白垩世晚期的玄武质火山岩类似(图 6), 暗示亚多早白垩世镁铁质岩石的原始岩浆起源于俯冲流体交代的亏损地幔源区。

亚多花岗闪长斑岩、花岗斑岩具有高的  $SiO_2$  (61.87%~74.26%)、 $Al_2O_3$  (14.86%~16.72%) 和高  $Sr/Y$  (26~60) 和  $La/Yb$  (24~41), 以及低的  $Y$  ( $6.37 \times 10^{-6}$ ~ $7.66 \times 10^{-6}$ ) 和  $Yb$  ( $0.59 \times 10^{-6}$ ~ $0.71 \times 10^{-6}$ ) 含量(表 2), 显示其具有埃达克质岩石的地球化学特征(图 8a)。尽管样品点有限, 但样品的演化趋势展示了二者成分的亲缘性。除了  $Sr$ 、 $La$  和  $La/Yb$ 、 $Sr/Y$  随着  $SiO_2$  的增长有显著降低外(图 7c~d, g~h), 相容元素(如  $Cr$ 、 $Ni$ )、不相容元素(如  $Yb$ 、 $Y$ ) 随着  $SiO_2$  的增长而没有明显变化(图 7a~b, e~f)。结合花岗闪长斑岩具有微弱的正-无  $Eu$ 、 $Sr$  异常, 而花岗斑岩具有最低

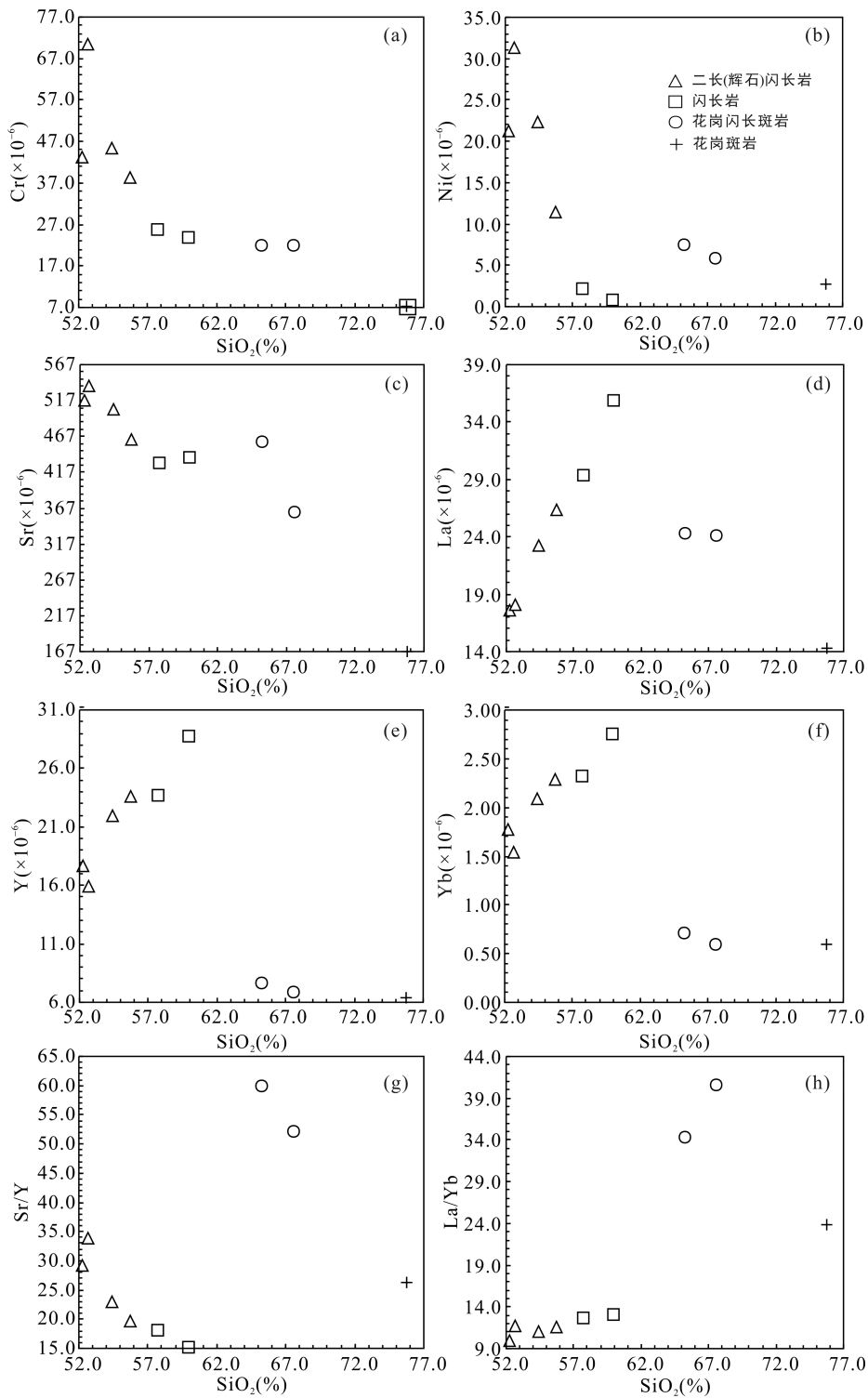


图 7 主微量元素成分的 Harker 图解

Fig.7 Harker diagrams for major and trace elements

稀土和微量元素含量, 无 Eu 和负 Sr 异常(图 5)以及低的 Sr 含量( $167 \times 10^{-6}$ ), 暗示花岗闪长斑岩、花岗斑岩在形成过程中没有斜长石的分离结晶作用, 但在晚期阶段少量斜长石的分离结晶作用不能排除。这些岩石与班公湖-怒江缝合带中洞错蛇绿岩中基性

熔岩 Nd-Sr 同位素组成很接近(图 6), 因此其由俯冲洋壳熔融形成的可能性是存在的。但在 Sr/Y-Y 和 Mg<sup>#</sup>-SiO<sub>2</sub> 的图解(图 8b)中, 改则亚多花岗闪长岩、花岗岩成分显示了同变玄武岩在高压(1.0~3.0 GPa)下实验熔体一致的成分特征, 暗示这些岩石由俯冲洋



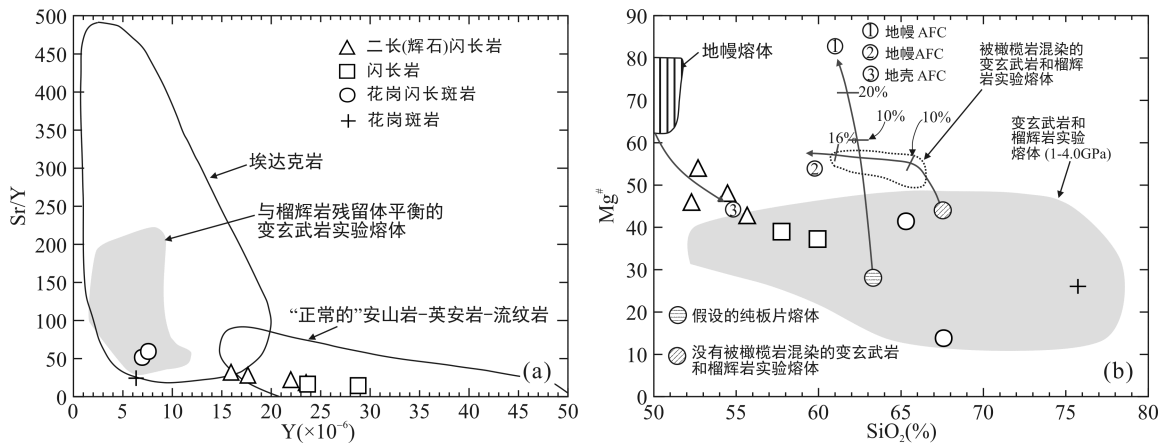


图 8 岩浆岩的 Sr/Y-Y 图解(a, 据 Defant and Drummond et al., 1993)和  $Mg^{\#}$ - $SiO_2$  图解(b, 据 Wang et al., 2006)  
 Fig.8 Sr/Y vs. Y (a) and  $Mg^{\#}$  vs.  $SiO_2$  (b) diagrams for the magmatic rocks

壳熔融形成的可能性较小, 而更可能由增厚的榴辉质下地壳熔融形成, 且产生的岩浆在晚期经历了微量斜长石的分离结晶作用。亚多花岗闪长岩和花岗岩也具有正的  $\varepsilon_{Nd}(t)$  和低的  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  值, 与北部拉萨地块同期早白垩世晚期的玄武质火山岩、镁铁质侵入岩(如亚多二长闪长岩、闪长岩)的类似(图 6), 暗示其最有可能由新底侵增厚的玄武质地壳熔融形成。

#### 4.2 岩石形成的深部动力学机制和地壳生长

拉萨地块分布许多晚中生代的岩浆岩(图 1a), 其中南部拉萨地块的晚中生代岩浆岩形成于岛弧环境, 被认为与雅江新特提斯洋岩石圈的俯冲有关(Chu et al., 2006; Mo et al., 2008; Ji et al., 2009; Zhu et al., 2011; Ma et al., 2013a, 2013b)。中北部拉萨地块岩浆岩形成在两个主要的时期: (1)早白垩世(143~105 Ma), 岩石主要包括中部拉萨地块的则弄群和北部拉萨地块的多尼组、去申拉组火山岩以及两个区域的侵入岩等(康志强等, 2008, 2009; 朱弟成等, 2008; Zhu et al., 2009, 2011; 陈越等, 2010; 李奋其等, 2010; 马国林和岳雅慧, 2010; 彭智敏等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011; 高顺宝等, 2011; 黄玉等, 2012; 张晓倩等, 2012; Sui et al., 2013; Chen et al., 2014), 是中北部拉萨地块岩浆的主要形成时期, 且该期岩浆在 110 Ma 为高峰期(Zhu et al., 2009, 2011); (2)晚白垩世早期(100~80 Ma), 北部拉萨地块零星出露尼玛组火山岩和中北部地块少量侵入岩(马国林和岳雅慧, 2010; 高顺宝等, 2011; 王保弟等, 2013; Meng et al., 2014; Wang et al., 2014)。由于早白垩世(140~105 Ma)是中北部拉萨地块岩浆的主要形成时期, 且本文研究的亚多也形成于早白垩世(~106 Ma), 因此, 本文主要讨论该期岩浆岩形成的动力学背景和

深部机制。

对于中部和北部拉萨地块晚中生代早白垩世岩浆岩形成的构造背景, 目前存在不同的认识: 第一种模式, 认为其与雅江新特提斯洋岩石圈向北平坦俯冲有关(Kapp et al., 2005, 2007; Decelles et al., 2007; 马国林和岳雅慧, 2010)或与由俯冲导致的弧后伸展有关(Decelles et al., 2007; Zhang et al., 2012; Meng et al., 2014); 第二种模式, 认为其与班公湖-怒江特提斯洋岩石圈向南俯冲有关(康志强等, 2008, 2009, 2010; 朱弟成等, 2009; 刘伟等, 2010); 第三种模式, 认为其与向南俯冲的班公湖-怒江特提斯洋板片的断离有关(Zhu et al., 2009, 2011; 陈越等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011; 黄玉等, 2012; 张晓倩等, 2012; Sui et al., 2013; Chen et al., 2014)。据估计, 中北部拉萨地块火山岩与南部雅鲁藏布缝合带的空间距离在新生代以前至少有 380 km 或更远(朱弟成等, 2009)。在这种情况下, 如果要雅江新特提斯洋岩石圈向北俯冲形成冈底斯中北部的火山岩浆活动, 将要求俯冲板片以平坦俯冲的形式进行。由于平坦的俯冲将导致靠近缝合带位置处软流圈地幔楔的消失(Gutscher et al., 2000), 这将使得中南部拉萨地块的早白垩世岩浆岩缺失。然而, 目前的情况是, 在南部拉萨地块, 仍然有许多早白垩世的岩浆岩出露(Ji et al., 2009; Zhu et al., 2011)。因此, 第一种模式似乎不能完全解释拉萨地块整体早白垩世岩浆岩的成因。目前, 越来越多的研究者趋向接受中北部拉萨地块或至少北部拉萨地块早白垩世的岩浆岩可能与班公湖-怒江特提斯洋岩石圈向南俯冲(康志强等, 2008, 2009, 2010; 朱弟成等, 2009; 刘伟等, 2010)或俯冲班公湖-怒江特提斯洋板片的断离有关(Zhu et al., 2009, 2011; 陈越等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011;

黄玉等, 2012; 张晓倩等, 2012; Sui et al., 2013; Chen et al., 2014)。一般认为, 板片断离发生在洋盆消失、陆陆初始碰撞的阶段: 由于俯冲大洋岩石圈的密度大于大陆岩石圈的密度, 当陆陆碰撞发生的时候, 俯冲大洋岩石圈由于高密度继续向下俯冲, 而大陆岩石圈由于低密度导致浮力作用不能向深部俯冲, 于是向下俯冲的高密度大洋岩石圈将会与不能向下俯冲的大陆岩石圈分离, 即板片断离(Von Blanckenburg and Davis, 1995)。板片断离过程将导致软流圈上涌, 诱发岩浆爆发(Von Blanckenburg and Davis, 1995)。但是, 最近的一些研究显示, 班公湖-怒江洋盆可能在晚中生代发生了双向俯冲(Zhu et al., 2015; Hao et al., 2015), 向北俯冲南部拉萨地块之下, 向南俯冲北部拉萨地块之下, 并可能持续到晚白垩世, 导致拉萨地块北部和羌塘南部出现大量晚中生代的弧岩浆作用(Hao et al., 2015)。这暗示, 早白垩世晚期, 拉萨地块北部和羌塘南部还未发生碰撞(Zhang et al., 2014; Hao et al., 2015), 因此, 在早白垩世晚期发生板片断离的可能性很小(Hao et al., 2015)。另外, 年代学研究显示, 早白垩世早期(143~120 Ma)的岩浆主要出现在中部拉萨地块, 早白垩世晚期(118~105 Ma)主峰期岩浆则在中北部拉萨地块都出现(康志强等, 2008, 2009; 朱弟成等, 2008; Zhu et al., 2009, 2011; 陈越等, 2010; 李奋其等, 2010; 马国林和岳雅慧, 2010; 彭智敏等, 2010; 张亮亮等, 2010, 2011; 高顺宝等, 2011; 黄玉等, 2012; 张晓倩等, 2012; Sui et al., 2013; Chen et al., 2014; Zhu et al., 2015; Hao et al., 2015)。这样的岩浆岩的时空迁移规律似乎也很难用简单用第二、三种模式来解释。

近年来, 俯冲大洋板片的后撤(roll back)被广泛用于揭示岩浆弧向海沟迁移的特点(Wang et al., 2012; Ma et al., 2013a, 2013b)。因此, 我们认为中北部拉萨地块早白垩世岩浆岩的时空分布规律可以用向南俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈后撤模式来解释: 早白垩世早期(143~120 Ma), 班公湖-怒江特提斯洋岩石圈以相对低角度俯冲, 在中部拉萨地块下形成软流圈地幔楔, 诱发该期弧岩浆岩的产生; 早白垩世晚期(118~105 Ma), 俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈板片后撤, 软流圈上涌, 导致软流圈上覆地幔熔融, 在中北部拉萨地块形成了广泛分布的早白垩世晚期岩浆岩。特别是在晚白垩世晚期, 在靠近俯冲带的拉萨地块北部边缘, 由于板片后撤导致的软流圈强烈上涌诱发上覆地幔熔融或其本身

可能发生减压熔融, 导致有较多的亏损地幔组分进入到岩浆中。因此, 北部拉萨地块早白垩世晚期(118~105 Ma)的很多岩浆岩(如, 多尼组、去申拉组)都显示了正的  $\epsilon_{Nd}(t)$ (0.32~5.29)(图6)(康志强等, 2010; Sui et al., 2013)。本文报道的亚多侵入岩中, 二长闪长岩、闪长岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$ (2.65~2.32)略微比埃达克质花岗闪长斑岩、花岗斑岩的(1.76~1.42)高。我们认为, 俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈板片后撤过程中, 来自软流圈地幔楔或其上覆地幔的岛弧岩浆岩的一部分通过 AFC 过程侵位于地壳浅处(如亚多二长闪长岩、闪长岩)或喷出地表; 另外一部分地幔来源的玄武质岩浆底侵于下地壳中, 随着底侵作用的不断加强, 地壳不断增厚, 同时持续新底侵的玄武质岩浆会导致新形成的增厚玄武质下地壳发生熔融, 产生的埃达克质岩浆上升, 最后形成了亚多埃达克质花岗闪长斑岩、花岗斑岩。因此, 早白垩世晚期(118~105 Ma), 俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈板片后撤过程导致亏损地幔来源的岛弧岩浆连续加入到北部拉萨地块的地壳中或喷出地表, 导致了该区在晚中生代的地壳生长。

## 5 结 论

改则亚多侵入体形成于早白垩世晚期(~106 Ma)。其岩石类型包括二长闪长岩、闪长岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩, 其中二长闪长岩、闪长岩幔源来的玄武质岩浆经过 AFC 过程形成, 花岗闪长岩、花岗岩具有埃达克质岩的特征, 由增厚新底侵玄武质下地壳熔融形成。早白垩世晚期(118~105 Ma), 俯冲的班公湖-怒江特提斯洋岩石圈板片后撤, 诱发软流圈上涌, 导致其上覆地幔熔融或其自身发生减压熔融, 来自亏损地幔的岛弧岩浆连续加入到北部拉萨地块的地壳或喷出地表, 导致了该区在晚中生代的地壳生长。

致谢: 成都地质矿产研究所王宝弟博士、桂林理工大学康志强博士仔细审阅了稿件, 并提出了宝贵的建议。Sr-Nd 同位素分析得到了中国科学技术大学肖平老师的帮助。在此一并表示感谢。

### 参考文献(References):

- 鲍佩声, 肖序常, 苏犁. 2007. 西藏洞错蛇绿岩的构造环境: 岩石学、地球化学和年代学制约. 中国科学(D辑), 37(3): 298-307.
- 陈越, 朱弟成, 赵志丹, 张亮亮, 刘敏, 于枫, 管琪, 莫宣

- 学. 2010. 西藏北冈底斯巴木错安山岩的年代学、地球化学及岩石成因. *岩石学报*, 26(7): 2193–2206.
- 高顺宝, 郑有业, 王进寿, 张众, 杨成. 2011. 西藏班戈地区侵入岩年代学和地球化学: 对班公湖–怒江洋盆演化时限的制约. *岩石学报*, 27(7): 1973–1982.
- 黄玉, 朱弟成, 赵志丹, 张亮亮, Don DEPAOLO, 胡兆初, 袁洪林, 莫宣学. 2012. 西藏北部拉萨地块那曲地区约113Ma安山岩岩石成因与意义. *岩石学报*, 28(5): 1603–1614.
- 康志强, 许继峰, 王保弟, 董彦辉, 王树庆, 陈建林. 2009. 拉萨地块北部白垩纪多尼组火山岩的地球化学: 形成的构造环境. *地球科学*, 34(1): 89–104.
- 康志强, 许继峰, 董彦辉, 王保弟. 2008. 拉萨地块中北部白至纪则弄群火山岩: Slainajap洋南向俯冲的产物? *岩石学报*, 24(2): 303–314.
- 康志强, 许继峰, 王保弟, 陈建林. 2010. 拉萨地块北部去申拉组火山岩: 班公湖–怒江特提斯洋南向俯冲的产物? *岩石学报*, 26(10): 3106–2116.
- 李奋其, 刘伟, 耿全如. 2010. 西藏冈底斯带那曲地区中生代火山岩的LA-ICP-MS 锆石U-Pb 年龄和地质意义. *地球学报*, 31(6): 781–790.
- 刘伟, 李奋其, 袁四化, 张万平, 卓皆文, 王保弟, 唐文清. 2010. 西藏措勤地区则弄群火山岩源区. *地球化学及Sr-Nd同位素制约*. *岩石矿物学杂志*, 29(4): 367–349.
- 马国林, 岳雅慧. 2010. 西藏拉萨地块北部白垩纪火山岩及其对冈底斯岛弧构造演化的制约. *岩石矿物学杂志*, 29(5): 525–538.
- 彭智敏, 耿全如, 张璋, 丛峰. 2011. 西藏那曲地区流纹岩LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄和地球化学特征. *地质通报*, 30(7): 1050–1059.
- 王保弟, 许继峰, 刘保民, 陈建林, 王立全, 郭琳, 王冬兵, 张万平. 2013. 拉萨地块北部~90 Ma斑岩型矿床年代学及成矿地质背景. *地质学报*, 87(1): 71–80.
- 余红霞, 陈建林, 许继峰, 王保弟, 邬建斌, 梁华英. 2011. 拉萨地块中北部晚白垩世(约90 Ma) 拔拉扎含矿斑岩地球化学特征及其成因. *岩石学报*, 27(7): 2011–2022.
- 张亮亮, 朱弟成, 赵志丹, 董国臣, 莫宣学, 管琪, 刘敏, 刘美华. 2010. 西藏北冈底斯巴尔达地区岩浆作用的成因: 地球化学、年代学及Sr-Nd-Hf同位素约束. *岩石学报*, 26(6): 1871–1888.
- 张亮亮, 朱弟成, 赵志丹, 廖忠礼, 王立全, 莫宣学. 2011. 西藏申扎早白垩世花岗岩类: 板片断离的证据. *岩石学报*, 27(7): 1938–1948.
- 张晓倩, 朱弟成, 赵志丹, 隋清霖, 王青, 袁四化, 胡兆初, 莫宣学. 2012. 西藏措勤麦嘎岩基的锆石U-Pb年代学、地球化学和锆石Hf同位素: 对中部拉萨地块早白垩世花岗岩类岩石成因的约束. *岩石学报*, 28(5): 1615–1634.
- 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 许继峰, 周长勇, 孙晨光, 王立全, 陈海红, 董国臣, 周肃. 2008. 西藏冈底斯带措勤地区则弄群火山岩锆石U-Pb年代学格架及构造意义. *岩石学报*, 24(3): 401–412.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 2009. 冈底斯中北部晚侏罗世–早白至世地球动力学环境: 火山岩约束. *岩石学报*, 22(3): 534–546.
- Chen Y, Zhu D C, Zhao Z D, Meng F Y, Wang Q, Santosh M, Wang L Q, Dong G C, and Mo X X. 2014. Slab breakoff triggered ca. 113 Ma magmatism around Xainza area of the Lhasa Terrane, Tibet. *Gondwana Research*, 26: 449–463.
- Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J and Wen D J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, 34: 745–748.
- Collins W, 1998. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45: 483–500.
- Decelles P G, Kapp P, Ding L and Gehrels G E. 2007. Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. *Geological Society of American Bulletin*, 119: 654–680.
- Defant M J and Drummond MS. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550.
- DePaolo D J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 86: 10470–10488.
- Hao L L, Wang Q, Wyman D A, Ou Q, Dan, W, Jiang Z Q, Wu F Y, Yang J H, Long X P and Li J. 2015. Underplating of basaltic magmas and crustal growth in a continental arc: Evidence from Late Mesozoic intermediate-felsic intrusive rocks in southern Qiangtang, central Tibet. *Lithos*, 245: 223–242.

- Hawkesworth C J and Kemp A I S. 2006. Evolution of the continental crust. *Nature*, 443: 811–817.
- Jahn B M, Wu F Y and Chen B. 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 23: 82–92.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X and Liu C Z, 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chemical Geology*, 262: 229–245.
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, Heizler M and Ding L. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 917–932.
- Kapp P, Yin A, Harrison T M and Ding L. 2005a. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 865–878.
- Ma L, Wang Q, Wyman D A, Jiang Z Q, Yang J H, Li Q L, Gou G N and Guo H F. 2013b. Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet: Petrological and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence from Zhengga diorite-gabbro. *Chemical Geology*, 349-350: 54–70.
- Ma L, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Jiang Z Q, Yang J H, Gou G N and Guo H F. 2013a. Late Cretaceous (100–89 Ma) magnesian charnockites with adakitic affinities in the Milin area, eastern Gangdese: partial melting of subducted oceanic crust and implications for crustal growth in southern Tibet. *Lithos*, 175-176: 315–332.
- Meng F Y, Zhao Z D, Zhu D C, Mo X X, Guan Q, Huang Y, Dong G, Zhou S, Depaolo D J, Harrison T M, Zhang Z, Liu J, Liu Y, Hu Z and Yuan H. 2014. Late Cretaceous magmatism in Mamba area, central Lhasa subterrane: Products of back-arc extension of Neo-Tethyan Ocean? *Gondwana Research*, 26: 505–520.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215–224.
- Mo X X, Niu Y, Dong G, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S and Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chemical Geology*, 250: 49–67.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 130–143.
- Sui Q L, Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, Chen Y, Santosh M, Hu Z C, Yuan H L and Mo X X. 2013. Compositional diversity of ca. 110 Ma magmatism in the northern Lhasa Terrane, Tibet: Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent–continent collision zone. *Lithos*, 168–169: 144–159.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Xu Y G and Zhao Z H. 2012. Recycling oceanic crust for continental crustal growth: Sr-Nd-Hf isotope evidence from granitoids in the western Junggar region, NW China. *Lithos*, 128-131: 73–83.
- Tatsumi Y and Eggins S. 1995. Subduction Zone Magmatism. Boston: Blackwell Publishing.
- Von Blanckenburg F and Davis J H. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14: 120–131.
- Wang Q, Li X H, Jia XH, Wyman D A, Tang G J, Li Z X, Yang Y H, Jiang Z Q, Ma L and Gou G N. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization. *Chemical Geology*, 328: 222–243.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47: 119–144.
- Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, Liu S A, Chung SL, Li S M, Liu D, Dai J G, Wang L Q and Mo X X. 2014. Origin of the ca. 90 Ma magnesia-rich volcanic rocks in SE Nyima, central Tibet: Products of lithospheric delamination beneath the Lhasa-Qiangtang collision zone. *Lithos*, 198–199: 24–37.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280.
- Zhang K J, Zhang Y X, Tang X C and Xia B. 2012. Late Mesozoic tectonic evolution and growth of the Tibetan plateau prior to the Indo-Asian collision. *Earth-Science Reviews*, 114: 236–249.

- Zhu D C, Li S M, Cawood P A, Wang Q, Zhao Z D, Liu S A and Wang L Q. 2015. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, 245: 7-17.
- Zhu D C, Mo X X, Niu Y L, Zhao Z D, Wang L Q, Liu Y S and Wu F Y. 2009. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet. *Chemical Geology*, 268: 298-312.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu, Y L, Mo X X, Chung S L and Hou, Z Q, 2011. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *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. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 23: 1430-1455.

## Late Early Cretaceous Crustal Growth in Northern Lhasa Block: Evidence from ca. 106 Ma Intrusive Rocks in the Yaduo Area, Gerze County

DONG Han<sup>1\*</sup>, GOU Guoning<sup>2,3\*</sup>, QI Yue<sup>2,3</sup>, DUAN Kai<sup>1</sup>, ZHANG Zhiping<sup>1</sup>, WU Yong<sup>1</sup>, JIAO Shiwen<sup>1</sup>, HAO Lulu<sup>2,3</sup>, CHEN Fukun<sup>4</sup> and WANG Qiang<sup>2</sup>

(1. The Third Geological and Mineral Resource Survey Institute, Geology and Mineral Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730050, Gansu, China; 2. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui, China)

**Abstract:** The time and mechanism for Late Mesozoic crustal growth in the northern Lhasa Block are controversial. This study presents zircon U-Pb age and whole-rock geochemical data for the Yaduo intrusion. The Yaduo intrusive rocks were generated in the Late Early Cretaceous (ca. 106 Ma), and consist of monzodiorite, diorite, granodiorite porphyry, and granite porphyry. They are calc-alkaline, and characterized by enrichment of light rare earth element and depletion of Nb and heavy rare earth element, and constant  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  (2.65 - 1.42) and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.7045 - 0.7049) values. We suggest that the monzodiorite and diorites were generated by crustal assimilation and fractional crystallization of basaltic magmas derived from metasomatized mantle peridotites. The granodiorite and granite porphyries are geochemically similar to the adakites. They were derived from partial melting of the thickened and newly underplated basaltic lower crust. In the late stage of Early Cretaceous (118 - 105 Ma), the roll-back of subducted Bangong-Nujiang Tethyan oceanic lithospheric slab triggered the upwelling of asthenosphere, which caused the partial melting of overlying mantle or decompressional melting of the subducting slab. The continuous underplating as well as the eruption of depleted mantle-derived magmas in northern Lhasa caused the Late Mesozoic crustal growth.

**Keywords:** crustal growth; underplating; slab roll back; Lhasa; Tibet