

文章编号:1009-3850(2015)04-0092-14

# 西藏班公湖地区晚白垩世构造体制由挤压向伸展的 转换:来自岩浆岩的证据

秦雅东<sup>1</sup>, 李德威<sup>2</sup>, 林仕良<sup>1</sup>, 江丹<sup>3</sup>, 刘德民<sup>1</sup>, 张硕<sup>4</sup>

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉 430074; 3. 武汉市测绘研究院, 湖北 武汉 430022; 4. 江苏地质调查院, 江苏 南京 210018)

**摘要:**班公湖蛇绿混杂岩带内分布着一系列小型斜长花岗斑岩和花岗闪长岩岩体, 锆石 U-Pb 年龄分别为  $97.4 \pm 1.1$  Ma 和  $91.94 \pm 0.78$  Ma, 具埃达克岩特征, 高  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  和 Sr, 低 Y 和 Yb,  $\text{Sr}/\text{Y} > 35$ , 轻重稀土分异明显, 亏损 Nb、Ta 和 Ti, Cr 和 Ni 含量很低, 推测为玄武质岩浆底侵加厚下地壳部分熔融形成。辉石闪长岩脉分布于南侧日土花岗岩内, 推测年龄为 80~76Ma, 岩石地球化学显示亏损 Zr、Hf、Ti、Y 等高场强元素, 富集大离子亲石元素, 且具有较高的 Sc、Y、Cr、Co、HREE 和  $\text{Mg}^\#$  值 ( $> 40$ ), 源区为经过熔体交代的上地幔。结合前人资料, 本文认为班公湖地区在 97~92Ma 仍处于持续碰撞造山、地壳加厚过程中; 92Ma 之后, 构造体制从碰撞期的挤压转变为碰撞后的板内伸展; 80~76Ma, 板内的伸展进一步加剧。

**关键词:**班公湖; 埃达克岩; 辉石闪长岩; 地壳伸展

**中图分类号:** P542

**文献标识码:** A

## 引言

班公湖-怒江缝合带是青藏高原北部的一条重要板块边界<sup>[1-3]</sup>, 是拉萨地块和羌塘地块的分界线, 其形成演化对于恢复特提斯洋的形成演化和古地理格局的重建等具有重要意义。一般认为, 班-怒缝合带所代表的洋盆扩展形成于晚三叠世-早侏罗世, 中-晚侏罗世开始俯冲消减, 早白垩世闭合<sup>[2,4-11]</sup>。尽管前人对班-怒缝合带进行了较为详尽的调查研究, 但主要集中在班-怒特提斯洋盆演化的一些基本问题, 如洋盆性质、演化阶段及时限、俯冲极性、拼贴模式等方面。近年来, 随着对班-怒缝合带西段斑岩铜矿和铜镍硫化矿化的深入研究, 对

该缝合带西段班公湖地区在特提斯洋盆闭合后的地壳伸展作用开始有所重视<sup>[12-15]</sup>, 并在该区相继发现了具有埃达克岩性质的岩脉<sup>[11,16-18]</sup>和代表伸展作用的中酸性脉岩<sup>[19,20]</sup>。Zhao 等<sup>[17]</sup>认为日土县城西南地区 80Ma 的埃达克岩是加厚下地壳部分熔融形成, 系班-怒洋闭合后冈底斯和羌塘地块碰撞挤压造成; 张向飞<sup>[11]</sup>对于班公湖蛇绿混杂岩带内 96Ma 的斜长花岗斑岩(与本文斜长花岗斑岩相同)研究认为, 该岩体形成于碰撞后的岛弧环境, 为俯冲大洋板片的部分熔融形成; 张硕<sup>[18]</sup>、李华亮<sup>[20]</sup>也相继报道了班公湖蛇绿混杂岩带南侧申宗-日松一带发现的具有埃达克性质的岩体(脉), 认为这些年龄为 91~82Ma 的岩体(脉)是板内热隆伸展、壳幔相互

**收稿日期:** 2015-03-17; **改回日期:** 2015-03-28

**作者简介:** 秦雅东(1984-), 男, 助理工程师, 主要从事区域地质调查工作。E-mail: qinyadong86@163.com

**资助项目:** 中国地质调查局西藏 1:5 万聂拉木等 4 幅区域地质调查(No. 1212011121242)和中国地质调查局云南 1:5 万马树等 4 幅区域地质矿产调查(No. 1212011220401)

作用的产物;刘晗等(待发表)在日土岩基中也发现了年龄为 82.83Ma 和 84.42Ma 的两套埃达克质岩体,推测为拆沉下地壳部分熔融的产物;江军华<sup>[19]</sup>发现了研究区南部分布的一系列南北向的岩脉(79.59Ma)和东西向岩脉(75.9Ma),认为其代表了班公湖地区该时期的两次伸展事件。由此可见,前人对这些埃达克质岩体(脉)形成的构造背景仍存在较大的争议,虽然对伸展运动已有认识,但其构造转化的时间和动力学背景并没有系统讨论。因此,本文试图通过对班公湖蛇绿混杂岩带内部具有埃达克岩性质的岩株和侵入到日土花岗岩体内的辉石闪长岩脉的岩石学、年代学和地球化学研究,探讨其岩石成因和构造背景;结合前人的研究成果,系统地探讨该地区地壳伸展作用的时间及其地球动力学背景。

## 1 区域地质背景

班公湖-怒江缝合带夹持于羌塘地块和拉萨地块之间,贯穿青藏高原,东西延伸长达 2000 余公里,以一系列东西向伸展的近线状的蛇绿岩碎块为标志,南北宽度变化从十几千米至近百千米。研究区位于班公湖-怒江蛇绿混杂岩带西段,南北跨越多个经历不同演化历史的构造单元(图 1a)。研究区由北向南划分为南羌塘地块、班公湖蛇绿混杂岩带和北冈底斯构造带 3 个构造单元(图 1b)。主要出露地层包括洋盆扩张阶段沉积的上三叠统日干配错群( $T_3R$ );洋盆俯冲消减阶段沉积的木嘎岗日群( $J_{1-2}M$ )、多仁组( $J_3d$ )、日松组( $J_3r$ )、沙木罗组( $J_3K^1s$ )、多尼组( $K_1d$ )和郎山组( $K_1l$ )等。上白垩统的竟柱山组( $K_2j$ )陆相碎屑岩不整合覆盖于蛇绿混杂岩之上。在蛇绿混杂岩带北侧广泛发育晚侏罗世-早白垩世岩体,以岛弧型钙碱性花岗岩类为主,为班-怒洋向北俯冲的产物<sup>[21]</sup>;而蛇绿混杂岩带南侧大规模的中酸性岩浆侵位活动主要发生于早白垩世与晚白垩世,由二长花岗岩、钾长花岗岩、花岗闪长岩及石英闪长岩等组成<sup>[22]</sup>;在蛇绿混杂岩带内部也零星分布着一些晚白垩世早期侵位的花岗闪长岩、斜长花岗斑岩岩株。

## 2 岩体分布及岩相学特征

班公湖地区蛇绿混杂岩带内的晚白垩世中酸性侵入岩出露面积较小,主要分布在班公湖蛇绿岩带南亚带,一般呈椭圆形或透镜状侵入于超基性岩、变质砂板岩内,长轴方向为 NWW,与区域构造

线方向一致(图 1b)。主要出露斜长花岗斑岩和花岗闪长岩。斜长花岗斑岩侵入于超基性岩、上侏罗统-下白垩统沙木罗组砂板岩和灰岩中(图 2a)。斑状结构明显(图 2b),斑晶主要由斜长石、黑云母、石英和少量角闪石组成,约占 40%~45%;基质呈显微半自形粒状结构-微粒粒状结构,微定向构造,主要由斜长石和石英组成,含量约 55%~60%。偶见少量钾长石、钛铁矿、电气石、微量锆石、榍石、磷灰石。花岗闪长岩岩体内偶见有明显的矿化现象。岩石呈灰色,中细粒花岗结构(图 2c)。矿物成分主要由斜长石(44%~65%)、钾长石(10%~18%)、石英(20%~22%)、黑云母(4%~12%)、普通角闪石(1%~8%)组成。斜长石呈半自形板状,双晶发育,具隐环带构造,  $An = 33 \sim 40$ ,局部弱绢化,偶见含普通角闪或石英矿物包体。石英呈它形粒状,偶呈聚晶状,偶含锆石及尘点状气液包裹体。石英有时在岩石中分布不均,使岩石向石英二长闪长岩过渡。黑云母呈片状,绿泥石化明显。少量副矿物磁铁矿或黄铁矿、磷灰石、锆石、榍石等呈柱粒状零星分布于间隙中或包裹于斜长石、钾长石和黑云母颗粒内。

班公湖地区晚白垩世的侵入脉岩主要分布在蛇绿混杂岩带南侧的申宗-日松一带,东西向展布约 100km。主要可见辉石闪长岩脉、石英二长岩<sup>[20]</sup>、闪长玢岩脉<sup>[19]</sup>、花岗闪长岩脉<sup>[18]</sup>、花岗斑岩脉<sup>[19]</sup>、花岗细晶岩脉等侵入到上侏罗统-下白垩统碎屑岩地层和晚白垩世花岗闪长岩、英云闪长岩、二长花岗岩岩体中,走向主要呈东西向和南北向,脉岩宽度多为几米至十几米不等。本文研究的辉石闪长岩脉出露于日土县城西曲陇电站附近,见 4 条脉体呈近东西向侵入于二长花岗岩岩体中(图 2e、f),宽约 3~8m,间距最远达 2km。岩石呈灰绿色,具辉绿结构,局部具嵌晶结构,弱定向构造。矿物组合为辉石(15%~20%)和斜长石(60%~70%),可见少量的角闪石(8%),副矿物主要有磷灰石、榍石、钛铁矿、磁铁矿等。

## 3 分析方法

斜长花岗斑岩、花岗闪长岩、辉石闪长岩 3 种岩石各选择一个样品进行锆石 U-Pb 定年分析,锆石分选在河北省区域地质矿产研究所完成;锆石阴极发光(CL)照相和 LA-ICP-MS U-Pb 分析均在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)使用标准测定程序条件进行,U-Pb 同位

素定年中采用锆石标准 91500 作外标进行同位素分馏校正<sup>[24]</sup>。对分析数据的离线处理采用软件 ICPMSDataCal<sup>[24-25]</sup>完成。详细的仪器操作条件和数据处理方法同参考文献<sup>[24-26]</sup>。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex\_ver3<sup>[27]</sup>完成。主量元素、稀土元素、微量元素分析在武汉岩矿综合测试中心完成,主量元素采用 X 射线荧光光谱(XRF)玻璃熔饼法完成,稀土、微量元素分析采用酸溶法利用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES)完成,分析精度均优于 5%。

### 4 岩石地球化学特征

测试样品的常量元素、稀土及微量元素和主要化学参数见表 1,文中相关图解均采用 Geoplot 软件绘制。

### 4.1 主量元素特征

花岗闪长岩和斜长花岗斑岩主量元素组成相似, SiO<sub>2</sub> 含量为 69.55% ~ 70.72% 和 67.05% ~ 67.91%, 属酸性岩范畴(图 3a); 具有相对高的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.02% ~ 15.31% 和 16.26% ~ 16.44%) 和 Na<sub>2</sub>O (3.55% ~ 4.11% 和 3.80% ~ 5.18%) 含量; 相对低的 FeO<sub>T</sub> (2.09% ~ 2.28% 和 1.93% ~ 2.01%)、MgO (0.97% ~ 1.03% 和 0.92% ~ 0.93%), Mg<sup>#</sup> 分别为 47.12 ~ 48.53 和 48.93 ~ 51.21)、TiO<sub>2</sub> (0.40% ~ 0.43% 和 0.30% ~ 0.31%) 及 CaO (1.71% ~ 2.22% 和 2.96% ~ 3.30%) 含量。两种岩石碱含量均较高, A/CNK 分别为 1.14 ~ 1.20、1.08 ~ 1.19, 属于亚碱性岩石(图 3a), 在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解中均落在中钾钙碱性系列(图 3b)。

辉石闪长岩岩脉 SiO<sub>2</sub> 含量较低, 为 51.69% ~ 54.80%, 属偏基性的中性岩范畴。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.99% ~

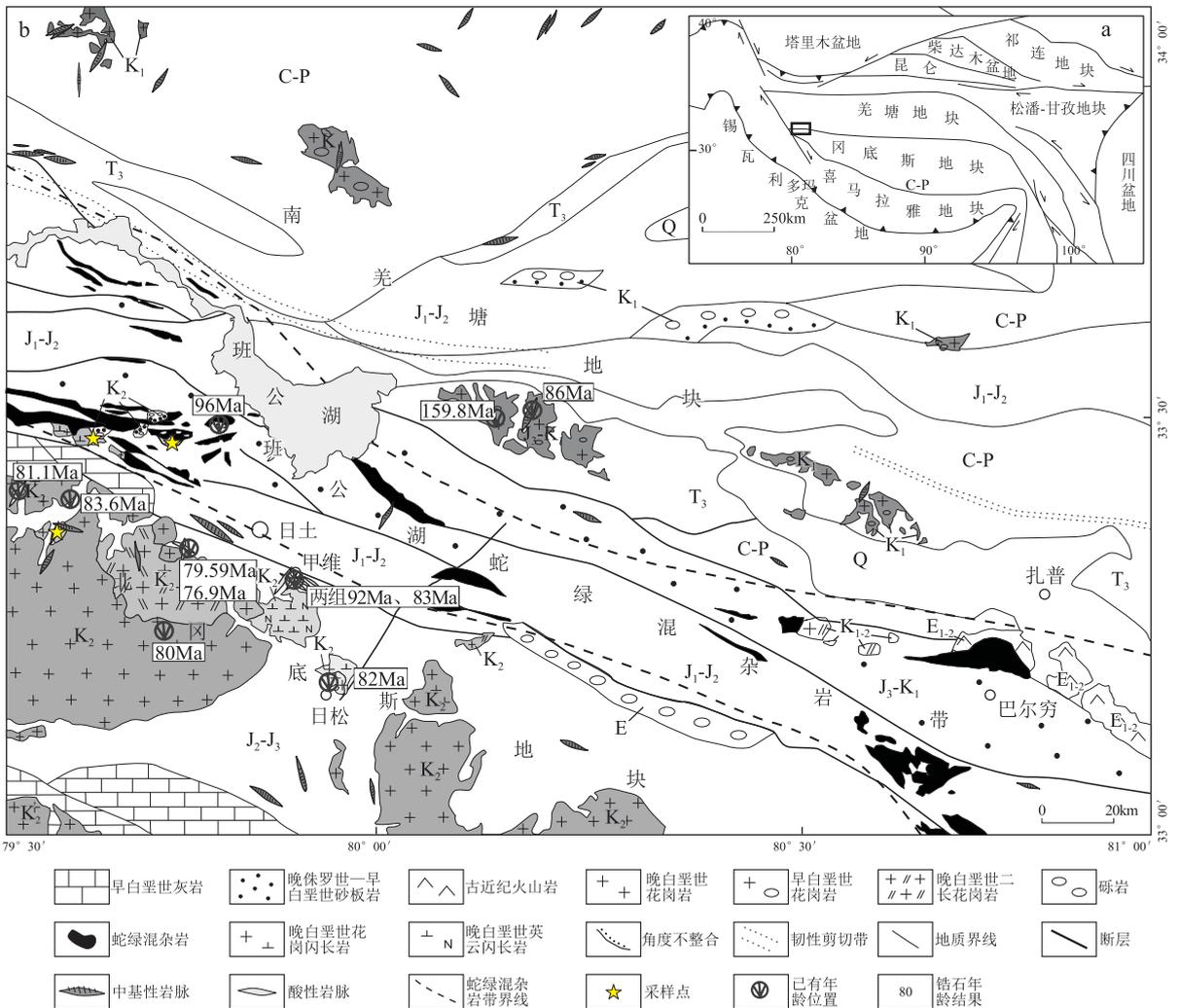


图 1 研究区地质略图及采样位置(据 1:25 万日土幅修编,图中年龄数据参考<sup>[11,17-19,23]</sup>)<sup>①</sup>

Fig. 1 Simplified geological map and sampling site in the Bangong Lake area, Xizang

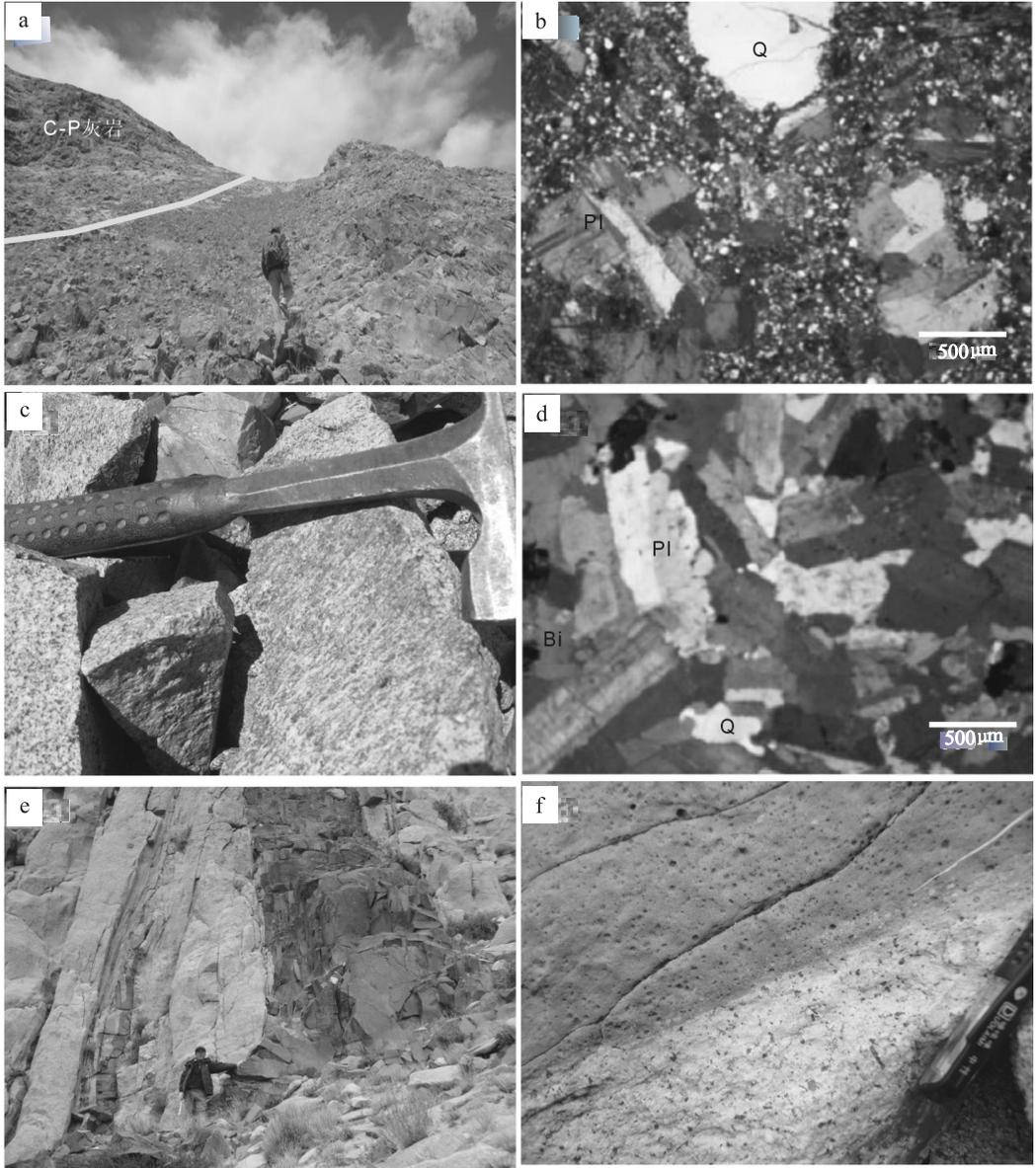


图2 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株和辉石闪长岩脉野外产出特征及镜下特征

a. 斜长花岗斑岩野外特征; b. 斜长花岗斑岩镜下特征; c. 花岗闪长岩野外特征; d. 花岗闪长岩镜下特征; e. 辉石闪长岩脉野外特征; f. 辉石闪长岩与二长花岗岩接触关系; Q. 石英; Pl. 斜长石; Bi. 黑云母

Fig. 2 Field occurrence and photomicrographs of the samples from the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks and pyroxene diorite in the Bangong Lake area, Xizang

16.20%)、 $K_2O$  (1.13% ~ 1.59%) 和  $Na_2O$  (1.99% ~ 2.34%) 含量相当, 但  $A/CNK$  比值较低, 为 0.76 ~ 0.91; 具有相对较低的  $MnO$  (0.13% ~ 0.14%) 含量, 相对较高的  $CaO$  (6.68% ~ 8.23%)、 $TiO_2$  (0.84% ~ 1.11%) 和  $MgO$  (5.38% ~ 6.30%) 含量; 具有较高的  $Mg^{\#}$  (58.85% ~ 65.25%) 值, 类似于高镁安山岩。

#### 4.2 微量元素特征

在微量元素组成上, 斜长花岗斑岩与花岗闪长岩具有相似的特征 (表 1、图 4a): (1) 富集大离子亲

石元素 (LILE), 亏损高场强元素 (HFSE), 如 Nb、Ta、Ti、Y 和 HREE 等; (2) 富集 Sr, 为  $(402.10 \sim 963.20) \times 10^{-6}$ , Y 较低 ( $\leq 9.83 \times 10^{-6}$ ), 具有较高的 Sr/Y 比值 ( $\geq 60.63$ )。花岗闪长岩具有较高的  $La_N/Yb_N$  比值 (34.92 ~ 45.30), 但斜长花岗斑岩  $La_N/Yb_N$  比值 (21.57 ~ 23.66) 相对偏低。

辉石闪长岩的微量元素特征 (表 1、图 4a) 如下: (1) Cr 和 Co 含量较高, 分别约为  $(60.98 \sim 199.40) \times 10^{-6}$  和  $(26.17 \sim 29.16) \times 10^{-6}$ ; (2) 富集大离子亲石元素 (LILE), 亏损高场强元素 (HFSE), 如 Nb、

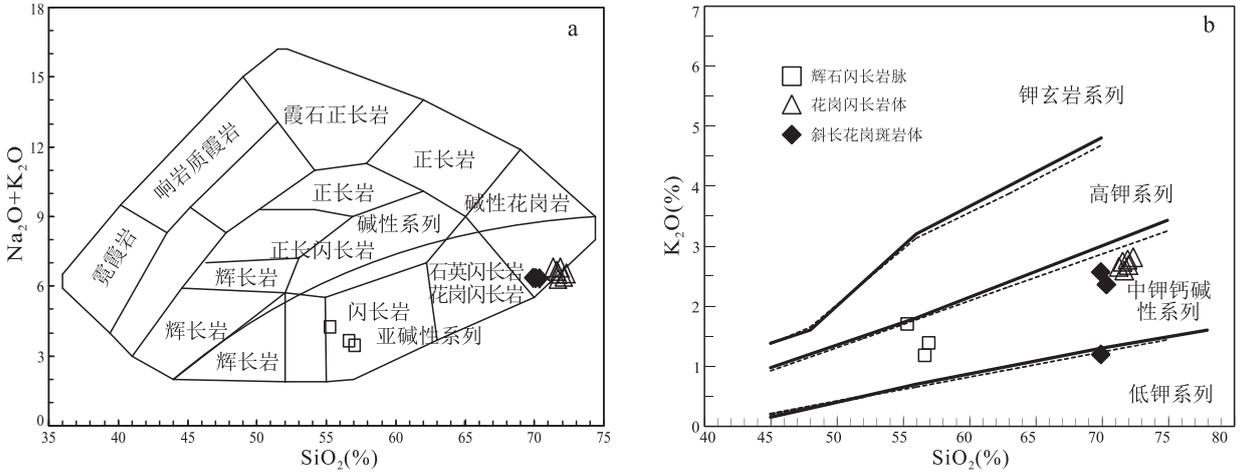


图3 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图(a)和  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图(b)

Fig. 3 Diagrams of  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (a) and  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (b) for the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

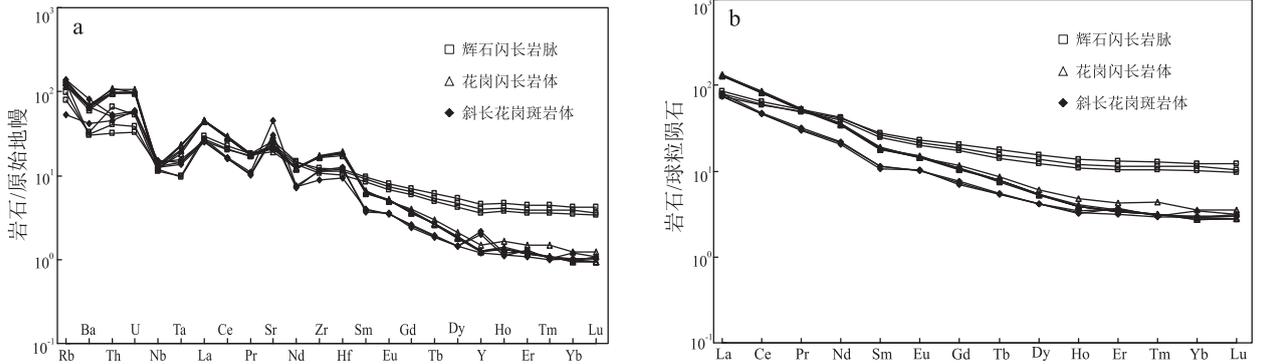


图4 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉)的微量元素蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(b)

Fig. 4 Trace element spidergram (a) and chondrite-normalized REE distribution patterns for the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

Ta、Ti 等;(3) 相对富集 Sr, 为  $(468.10 \sim 543.50) \times 10^{-6}$ , 但 Y、Yb 含量相当, 分别为  $(16.44 \sim 20.68) \times 10^{-6}$  和  $(1.71 \sim 2.08) \times 10^{-6}$ 。

### 4.3 稀土元素特征

在两种花岗岩类中,斜长花岗斑岩的稀土总量较低,  $\sum \text{REE} = (64.95 \sim 67.34) \times 10^{-6}$ ; 花岗闪长岩具有较高的稀土总量,  $\sum \text{REE} = (108.96 \sim 115.34) \times 10^{-6}$ 。在稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(图4b)上,显示轻稀土(LREE)富集,重稀土(HREE)强烈亏损,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 21.57 \sim 45.30$ , 轻重稀土分异明显, Yb 含量较低 ( $\leq 0.81 \times 10^{-6}$ )。  $\delta\text{Eu}$  介于 0.94 ~ 1.18 之间, 基本无异常。

辉石闪长岩稀土含量较高,  $\sum \text{REE} = (94.99 \sim 102.64) \times 10^{-6}$ 。在稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(图4b)上,显示轻稀土(LREE)富集,重稀土(HREE)亏损,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.77 \sim 7.41$ , 轻重稀土

分异较两类花岗岩较差。  $\delta\text{Eu}$  介于 0.95 ~ 0.96 之间, 显示弱的负异常。

## 5 锆石 U-Pb 年代学

斜长花岗斑岩中的锆石在双目镜下以无色透明为主, 多为完整的长柱状结晶锆石, 或为不规则的碎粒, 也有少部分为短柱状。阴极发光图像显示锆石大部分具有较好的晶型, 呈现岩浆环带, 外部无变质边, 为典型的岩浆锆石<sup>[28]</sup>(图5a)。锆石 12 个测点的 U-Pb 分析结果和 Th-U 谐和关系见表 2。没有进行普通铅校正, 12 个测点 Th/U 比值为 0.21 ~ 0.43, 介于 0.1 与 0.4 之间, 但 Th、U 具有良好的相关关系, Th/U 比值含量较低, 可能与原始岩浆中含水较多有关。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年的结果显示 12 个测点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄介于 94.2 ~ 100Ma, 较分散。在置信度 95% 时,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平

表 1 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉)地球化学组成分析结果

Table 1 Geochemical analyses of the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

样品号	PM20-0-1	0-2	0-3	0-4	0-5	0-6	PM27-1	PM27-4	PM27-5	D6015-2	D6037-2	D6042-1
岩石名称	花岗闪长岩						斜长花岗斑岩			辉石闪长岩		
主量元素												
SiO <sub>2</sub>	70.07	70.72	69.67	69.55	69.88	69.83	67.05	67.84	67.91	54.80	51.69	54.57
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.40	0.43	0.40	0.41	0.42	0.30	0.30	0.31	0.90	1.11	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.25	15.16	15.02	15.13	15.13	15.31	16.26	16.41	16.44	15.64	16.20	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	0.85	0.96	1.06	0.97	1.11	0.92	0.82	0.76	2.00	2.33	1.74
FeO	1.37	1.33	1.35	1.35	1.28	1.28	1.10	1.20	1.33	5.50	5.80	5.47
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.14	0.14	0.13
MgO	0.97	0.89	1.03	0.99	0.97	0.98	0.93	0.97	0.92	5.70	5.38	6.30
CaO	1.71	2.21	2.22	2.24	1.98	2.06	2.96	2.58	3.03	8.23	6.68	8.20
Na <sub>2</sub> O	4.01	3.55	3.90	3.75	3.75	4.11	3.80	4.06	5.18	2.37	2.34	1.99
K <sub>2</sub> O	2.68	2.73	2.50	2.61	2.67	2.58	2.46	2.27	1.12	1.13	1.59	1.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.24	0.26	0.22
LOI	2.02	1.74	2.48	2.36	2.42	1.81	3.82	3.17	2.59	3.14	6.28	4.04
Total	99.64	99.74	99.73	99.61	99.63	99.66	99.77	99.78	99.76	99.79	99.80	99.80
FeO <sub>T</sub>	2.25	2.09	2.21	2.30	2.15	2.28	1.93	1.94	2.01	7.30	7.90	7.04
Mg <sup>#</sup>	47.46	47.12	49.38	47.40	48.58	47.42	50.29	51.21	48.93	62.09	58.83	65.25
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.50	1.30	1.56	1.44	1.40	1.59	1.54	1.79	4.63	2.10	1.47	1.52
A/CNK	1.21	1.18	1.14	1.16	1.20	1.15	1.14	1.19	1.08	0.78	0.91	0.76
微量元素												
Ba	456.70	478.50	424.60	471.80	450.50	484.20	564.70	463.60	290.10	228.40	214.20	219.20
Sc	4.16	4.05	4.24	4.09	4.12	4.11	3.60	3.58	3.41	29.47	28.14	27.95
V	38.34	39.80	38.62	37.97	38.45	38.95	29.46	28.95	28.89	192.80	191.60	176.30
Cr	18.50	20.30	16.04	17.93	16.78	16.29	11.02	10.86	9.30	156.20	60.98	199.40
Co	5.39	5.52	5.47	5.56	5.45	5.75	5.05	4.99	4.81	29.16	26.17	29.03
Ni	11.52	12.16	12.42	11.55	10.99	11.79	8.21	8.45	6.75	24.26	12.34	38.69
Cu	30.99	23.29	25.23	29.32	27.88	28.38	7.53	5.99	8.11	38.11	30.29	38.55
Zn	70.71	83.12	79.86	62.28	77.66	64.93	41.12	41.58	43.24	73.64	82.54	73.39
Rb	80.90	82.05	75.40	81.08	88.06	74.12	87.91	75.87	33.78	50.42	81.22	62.61
Sr	450.00	464.60	442.60	455.60	402.10	490.00	634.70	596.10	959.40	543.50	483.80	468.10
Nb	9.36	9.26	8.52	8.59	9.36	8.62	8.88	10.22	10.67	8.13	9.16	8.54
Ta	0.94	0.84	0.80	0.95	0.93	0.75	0.55	0.63	0.58	0.41	0.58	0.39
Zr	190.30	193.80	187.40	184.50	191.00	189.80	99.36	129.70	126.70	126.00	137.70	118.30
Hf	5.80	5.90	5.60	5.40	5.80	5.70	2.90	3.88	3.64	3.53	3.69	3.13
U	2.06	2.21	2.03	2.05	2.08	2.08	1.23	1.19	1.25	1.12	0.70	0.82
Th	9.15	9.02	8.20	8.12	8.34	8.28	4.45	4.32	3.88	5.56	2.71	3.44
Y	6.81	5.70	5.76	5.68	5.64	5.68	5.45	9.83	9.07	17.97	20.68	16.44
稀土元素												
La	31.01	29.93	30.84	31.37	31.02	30.88	17.46	17.68	18.65	20.05	17.77	18.73
Ce	52.66	49.34	50.26	51.06	50.48	49.38	28.13	28.64	28.85	39.60	35.69	36.58
Pr	5.04	4.80	4.90	4.99	4.94	4.94	2.87	2.83	3.01	4.99	4.73	4.67
Nd	16.94	16.11	16.45	16.67	16.36	16.45	10.01	9.58	10.16	19.83	19.26	18.40
Sm	2.90	2.71	2.76	2.77	2.77	2.83	1.76	1.64	1.73	4.05	4.24	3.74
Eu	0.83	0.85	0.84	0.87	0.84	0.86	0.58	0.60	0.59	1.25	1.32	1.15
Gd	2.37	2.23	2.22	2.16	2.12	2.20	1.51	1.43	1.55	3.80	4.19	3.56
Tb	0.32	0.28	0.29	0.29	0.29	0.29	0.20	0.20	0.21	0.58	0.67	0.53
Dy	1.54	1.32	1.36	1.38	1.32	1.36	1.06	1.05	1.06	3.46	3.91	3.08
Ho	0.27	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22	0.19	0.20	0.18	0.68	0.77	0.62
Er	0.71	0.56	0.58	0.56	0.56	0.57	0.52	0.60	0.62	1.87	2.15	1.71
Tm	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.29	0.32	0.26
Yb	0.60	0.46	0.46	0.49	0.48	0.48	0.50	0.51	0.59	1.92	2.08	1.71
Lu	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.27	0.31	0.25
ΣREE	115.39	108.96	111.34	112.98	111.55	110.62	64.95	65.11	67.34	102.64	97.41	94.99
σEu	0.94	1.03	1.00	1.05	1.02	1.02	1.07	1.18	1.07	0.96	0.95	0.95
Sr/Y	66.08	81.51	76.84	80.21	71.29	86.27	116.39	60.63	105.81	30.24	23.39	28.47
(La/Yb) <sub>N</sub>	34.92	43.97	45.30	43.26	43.67	43.47	23.50	23.66	21.54	7.04	5.77	7.41

注:主量元素单位 wt%, 为质量分数;微量和稀土元素单位为 μg · g<sup>-1</sup>

表2 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb age determinations for the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

样品号	Pb ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
					比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$	年龄 (Ma)	1 $\sigma$
PM20-0-2														
1	4.76	185	254	0.73	0.0589	0.0032	0.1150	0.0058	0.0144	0.0002	111	5	92.5	1.3
2	4.49	167	243	0.68	0.0562	0.0030	0.1084	0.0058	0.0142	0.0002	105	5	90.8	1.2
3	5.08	206	272	0.76	0.0479	0.0027	0.0915	0.0050	0.0142	0.0002	88.9	4.7	90.8	1.2
4	5.99	254	302	0.84	0.0517	0.0026	0.1050	0.0052	0.0148	0.0002	101	5	94.4	1.3
5	10.23	532	487	1.09	0.0498	0.0022	0.0991	0.0043	0.0145	0.0002	96.0	4.0	93.0	1.0
6	5.15	186	277	0.67	0.0551	0.0029	0.1058	0.0052	0.0142	0.0002	102	5	90.9	1.2
7	10.81	545	518	1.05	0.0512	0.0024	0.1016	0.0045	0.0146	0.0002	98.3	4.1	93.4	1.0
8	6.02	236	324	0.73	0.0556	0.0028	0.1068	0.0050	0.0142	0.0002	103	5	90.9	1.1
9	9.98	444	507	0.88	0.0526	0.0021	0.1054	0.0042	0.0145	0.0001	102	4	93.0	0.9
10	6.68	318	346	0.92	0.0513	0.0031	0.1006	0.0062	0.0142	0.0002	97.3	5.7	91.2	1.2
11	6.09	301	326	0.92	0.0503	0.0030	0.0957	0.0056	0.0139	0.0002	92.8	5.2	89.1	1.2
12	8.01	425	400	1.06	0.0697	0.0197	0.1293	0.0332	0.0141	0.0002	124	30	90.3	1.1
13	7.27	295	389	0.76	0.0505	0.0024	0.1014	0.0049	0.0145	0.0002	98.0	4.5	93.1	1.2
14	5.00	221	265	0.84	0.0567	0.0029	0.1101	0.0056	0.0144	0.0002	106	5	92.0	1.4
PM27-3														
1	24.45	564	1310	0.43	0.0477	0.0015	0.1009	0.0031	0.0153	0.0001	97.6	2.9	98.1	0.9
2	12.45	185	692	0.27	0.0478	0.0018	0.1003	0.0036	0.0153	0.0002	97.1	3.3	97.8	1.0
3	8.79	141	494	0.29	0.0506	0.0028	0.1046	0.0056	0.0150	0.0002	101	5	96.0	1.2
4	20.28	324	1114	0.29	0.0483	0.0014	0.1017	0.0030	0.0154	0.0003	98.3	2.7	98.5	1.8
5	10.05	121	569	0.21	0.0491	0.0019	0.1041	0.0041	0.0154	0.0002	101	4	98.6	1.1
6	10.38	99.6	607	0.16	0.0498	0.0022	0.1004	0.0043	0.0148	0.0002	97.2	3.9	94.6	1.2
7	11.84	207	668	0.31	0.0537	0.0020	0.1083	0.0039	0.0147	0.0002	104	4	94.2	1.0
8	7.74	135	419	0.32	0.0508	0.0023	0.1058	0.0046	0.0153	0.0002	102	4	97.8	1.1
9	13.46	195	766	0.25	0.0524	0.0018	0.1090	0.0037	0.0151	0.0001	105	3	96.7	0.9
10	10.34	174	553	0.32	0.0565	0.0021	0.1220	0.0047	0.0157	0.0002	117	4	100	1
11	9.59	170	531	0.32	0.0571	0.0021	0.1203	0.0042	0.0153	0.0002	115	4	98.1	1.1
12	13.31	170	763	0.22	0.0479	0.0018	0.1012	0.0036	0.0154	0.0001	97.9	3.3	98.7	0.9
D6042-1														
1	9.10	200	533	0.38	0.0520	0.0025	0.1020	0.0050	0.0142	0.0002	98.6	4.6	91.1	1.1
2	10.06	217	591	0.37	0.0526	0.0020	0.1037	0.0039	0.0143	0.0002	100	4	91.8	1.1
3	13.41	307	737	0.42	0.0507	0.0017	0.1052	0.0034	0.0151	0.0002	102	3	96.7	1.0
4	10.14	253	599	0.42	0.0471	0.0020	0.0932	0.0038	0.0144	0.0002	90.5	3.6	92.2	1.0
5	5.75	24.6	378	0.06	0.0514	0.0027	0.1019	0.0057	0.0143	0.0002	98.5	5.2	91.5	1.3
6	17.93	479	1041	0.46	0.0482	0.0014	0.0960	0.0029	0.0144	0.0001	93.1	2.6	92.2	0.9
7	5.66	94.5	366	0.26	0.0528	0.0024	0.0965	0.0042	0.0134	0.0002	93.5	3.9	85.7	1.2
8	4.70	123	310	0.40	0.0489	0.0029	0.0870	0.0055	0.0130	0.0002	84.7	5.1	83.3	1.2
9	7.82	182	505	0.36	0.0510	0.0023	0.0925	0.0041	0.0132	0.0002	89.9	3.9	84.4	1.1
10	5.75	79.6	376	0.21	0.0518	0.0028	0.0965	0.0053	0.0135	0.0002	93.5	4.9	86.2	1.3
11	9.06	282	507	0.56	0.0514	0.0021	0.0999	0.0041	0.0141	0.0001	96.7	3.7	90.6	0.9
12	13.90	212	834	0.25	0.0534	0.0016	0.1049	0.0032	0.0142	0.0002	101	3	90.9	1.0
13	10.80	364	553	0.66	0.0507	0.0019	0.1043	0.0040	0.0150	0.0002	101	4	95.8	1.1
14	9.12	246	518	0.48	0.0507	0.0024	0.0978	0.0044	0.0140	0.0002	94.8	4.0	89.9	1.1
15	13.57	290	803	0.36	0.0536	0.0019	0.1044	0.0036	0.0141	0.0001	101	3	90.5	0.9

均年龄为  $97.4 \pm 1.1\text{Ma}$  ( $\text{MSWD} = 2.8$ ) (图 5b), 代表了斜长花岗斑岩的结晶年龄, 与张向飞<sup>[11]</sup>在该地所得到的  $96.08\text{Ma}$  和  $96.05\text{Ma}$  的岩石年龄相近。

花岗闪长岩中的锆石晶体多为完整的短柱状结晶锆石, 或为不规则的碎粒, 直径介于  $50 \sim 200\mu\text{m}$  之间, 阴极发光图像显示锆石大部分具有较好的晶形(图 6a), 呈现岩浆环带, 内部无残留核, 为典型的岩浆锆石<sup>[28]</sup>。14 个花岗闪长岩锆石测点的 U-Pb 分析结果见表 2 和图 6a, 没有进行普通铅校正。14 个测点 U 含量为  $(243 \sim 507) \times 10^{-6}$ , Th 含量为  $(167 \sim 444) \times 10^{-6}$ , Th/U 比值较大, 为  $0.67 \sim 1.06$ , Th、U 也具有相关关系, 显示了明显的

岩浆锆石特征, 与阴极发光结果一致。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年的结果显示, 14 个测点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  U 年龄介于  $89.1 \sim 94.4\text{Ma}$ , 比较集中。在置信度 95% 时,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $91.94 \pm 0.78\text{Ma}$  ( $\text{MSWD} = 1.5$ ) (图 6b), 代表了花岗闪长岩的结晶年龄。

辉石闪长岩岩脉中选出锆石的 CL 图像、部分测点位置如图 7a, 锆石 LA-ICP-MS 分析结果见表 2。锆石在双目镜下以无色透明为主, 晶体多为自形半自形长柱状或不规则的碎粒状, 也有少部分为短柱状。阴极发光图像显示锆石大部分具有较好的晶形, 呈现岩浆环带, 外部无变质边, 为典型的岩浆锆

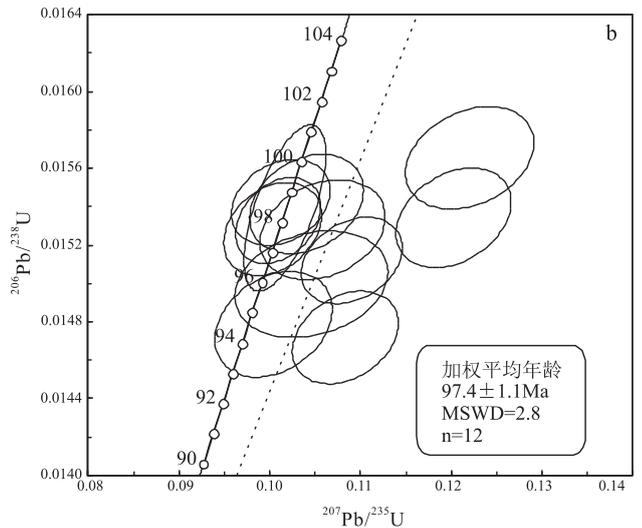
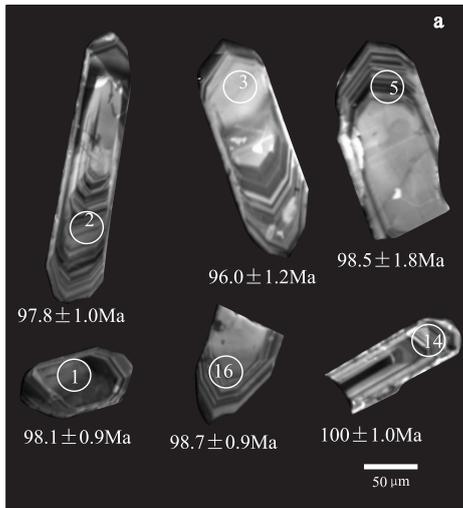


图 5 西藏班公湖地区晚白垩世斜长花岗斑岩的锆石阴极发光图像(a)和 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 5 CL images (a) and concordia plot (b) of the zircon U-Pb age data for the Late Cretaceous plagiogranite porphyry in the Bangong Lake area, Xizang

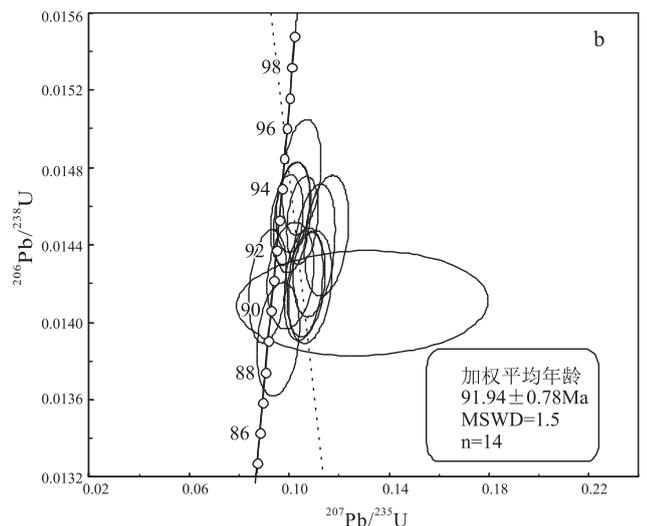
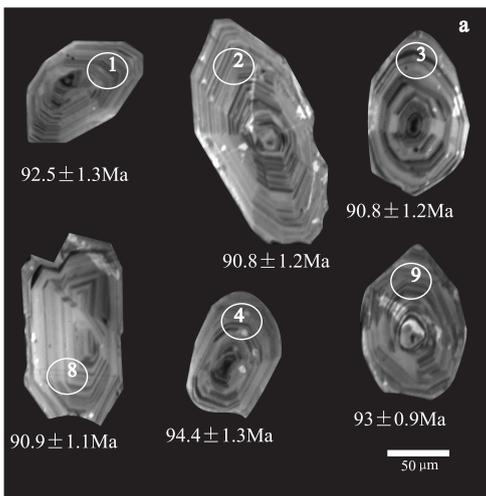


图 6 西藏班公湖地区晚白垩世花岗闪长岩的锆石阴极发光图像(a)和 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 6 CL images (a) and concordia plot (b) of the zircon U-Pb age data for the Late Cretaceous granodiorite in the Bangong Lake area, Xizang

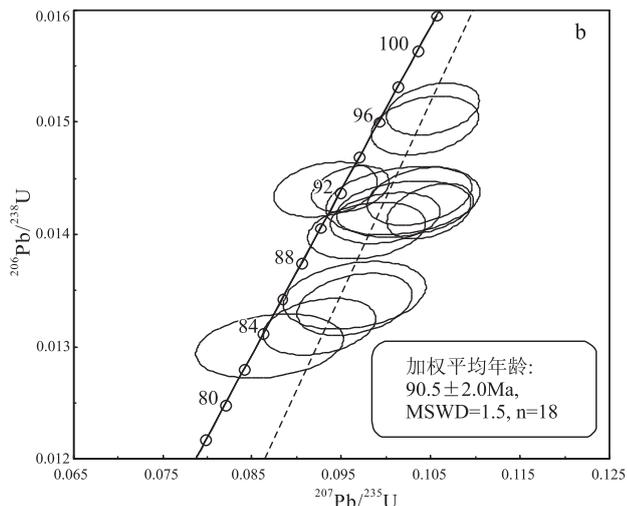
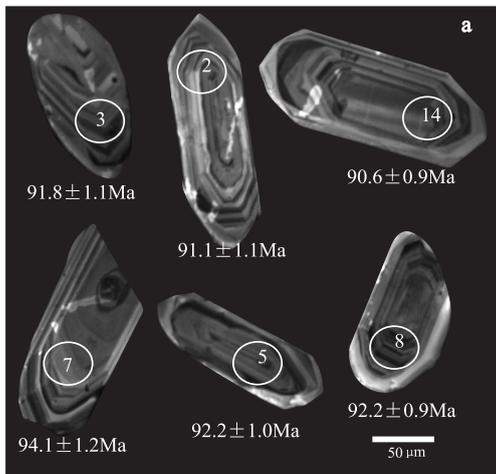


图7 西藏班公湖地区晚白垩世辉石闪长岩的锆石阴极发光图像(a)和U-Pb年龄谐和图(b)

Fig. 7 CL images (a) and concordia plot (b) of the zircon U-Pb age data for the Late Cretaceous pyroxene diorite in the Bangong Lake area, Xizang

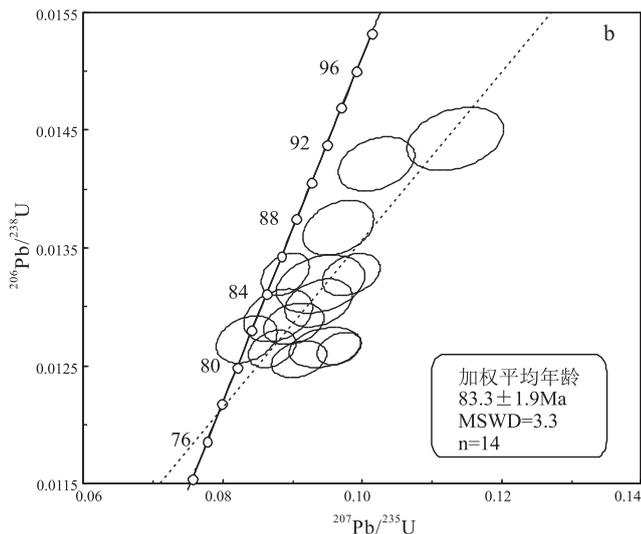
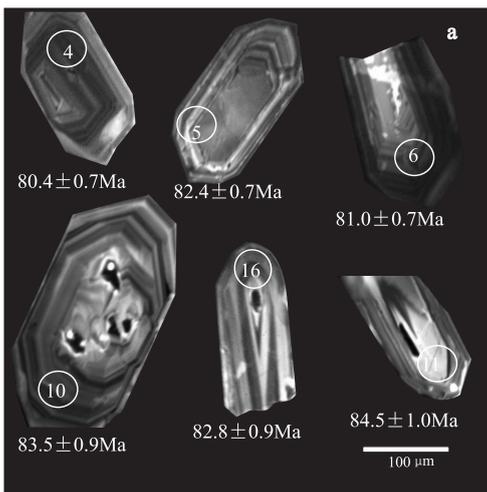


图8 西藏班公湖地区晚白垩世辉石闪长岩脉的围岩二长花岗岩的锆石阴极发光图像(a)和U-Pb年龄谐和图(b)

Fig. 8 CL images (a) and concordia plot (b) of the zircon U-Pb age data for the Late Cretaceous monzogranites in the Bangong Lake area, Xizang

石,少部分可见继承锆石的残留核(图7a)。15个测点Th/U比值为0.21~0.56,1个测点为0.06,推测可能和锆石内部含包裹体较多有关。锆石LA-ICP-MS U-Pb测年的结果显示,15个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于83.3~95.8Ma,比较分散。在置信度95%时, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $90.5 \pm 2.0\text{Ma}$ ( $\text{MSWD} = 1.5$ )(图7b)。但该年龄与其围岩日土岩体的年龄( $83.3 \pm 1.9\text{Ma}$ 图8a,b)相矛盾。鉴于前人与笔者测得数个晚白垩世日土岩体的年龄都集中在80~84Ma之间<sup>②</sup>[17,29],而且该辉石闪长岩锆石在显微镜下见大量裂隙,推测辉石闪长岩脉的年龄应晚于80Ma。年龄变老可能为后期气液作用使其

放射性成因Pb增加的结果。

## 6 讨论

### 6.1 岩石成因

班公湖-怒江缝合带西段班公湖地区蛇绿岩内花岗闪长岩和斜长花岗斑岩具有高 $\text{SiO}_2$ 、高 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、低 $\text{MgO}$ 、高Sr含量,贫Y和Yb,高Sr/Y比值的地球化学特征。轻重稀土分异明显(图4b),LREE富集,基本无负Eu异常,与1990年由Defant和Drunmond<sup>[30]</sup>所定义的埃达克岩地球化学特征相似。在 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - $\text{Yb}_N$ 判别图中,花岗闪长岩和斜长花岗斑岩样品都落入埃达克岩区域(图9)。

近年来中外学者研究表明,埃达克岩主要有3种成因模式:(1)俯冲洋壳的部分熔融<sup>[30,31]</sup>; (2)底侵玄武岩/加厚下地壳的底部熔融<sup>[31]</sup>; (3)玄武质岩浆的地壳混染与分离结晶过程(AFC过程)<sup>[32]</sup>。研究区内没有大面积的基性岩浆岩出露,而且这两种岩体在Harker图解中也没有表现出分离结晶的演化趋势,表明该岩石不可能由AFC过程形成。俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩通常与岛弧、SSZ型蛇绿岩共生。虽然该两种岩体确实和班公湖SSZ型蛇绿岩共生,但其形成时间差距较大,SSZ型蛇绿岩形成时间为中侏罗世(162~177 Ma)<sup>[8]</sup>。这种埃达克岩的形成要求洋壳是年轻的、热的板片,而普遍认为班公湖-怒江洋在此时已经闭合<sup>[5,21,33]</sup>,更不可能存在年轻的、热的洋壳。因此,基本可以排除班公湖蛇绿岩内中酸性岩体是俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩。

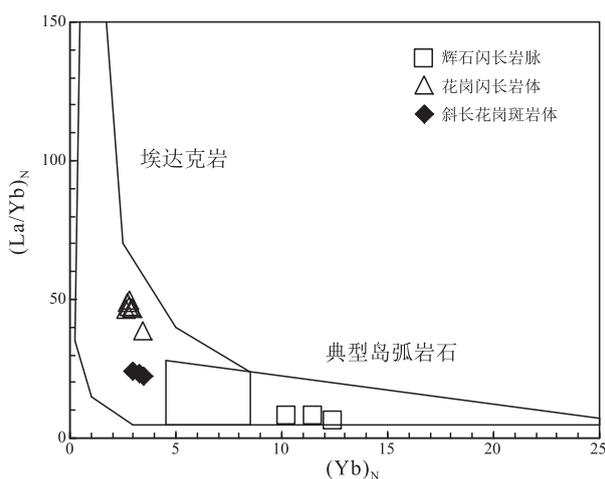


图9 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉)  $(La/Yb)_N$  -  $Yb_N$  判别图<sup>[36]</sup>

Fig. 9  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  diagram for the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

花岗闪长岩和斜长花岗斑岩这两类花岗质岩体表现出Nb、Ta、Ti的相对亏损,具有岛弧火山岩的性质,与典型下地壳部分熔融埃达克岩区别较大。并且具有很低的Cr  $(9.30 \sim 20.30) \times 10^{-6}$ 、Ni  $(6.75 \sim 12.42) \times 10^{-6}$ ,明显低于典型埃达克岩的Cr、Ni含量  $(46 \times 10^{-6}$  和  $24 \times 10^{-6})$ <sup>[34]</sup>。在  $Yb - SiO_2$  (图10a)中,班公湖蛇绿岩带内中酸性岩体落入俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩和玄武质下地壳熔融形成的埃达克岩重合部位;而在  $Th/Yb - Ta/Yb$  图解(图10b)中,该岩体落入活动大陆边缘区,距代表加厚下地壳部分熔融的冈底斯斑岩较远,与多不杂岩体

相近,说明与典型的俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩或单纯加厚下地壳部分熔融都有区别。张旗<sup>[35]</sup>认为岩浆混合如果发生在下地壳下部,这个部位有玄武岩底侵,温度达900~1100°C,是下地壳熔融的最佳部位,也是花岗质岩浆发生混合的最佳部位。笔者通过锆石Ti温度计算出的斜长花岗斑岩和花岗闪长岩温度在900~1100°C之间。因此,本文认为班公湖蛇绿岩带内分布的埃达克质的花岗闪长岩和斜长花岗斑岩更有可能与加厚下地壳底部玄武质岩浆的底侵作用有关。

班公湖晚白垩世辉石闪长岩脉亏损Zr、Hf、Ti、Y等高场强元素,富集大离子亲石元素,并且强烈亏损Nb、Ta元素,显著富集Pb,显示岛弧岩浆岩的特征。岛弧岩浆岩一般认为可能由俯冲板片的部分熔融作用<sup>[36]</sup>、基性下地壳的部分熔融作用<sup>[39]</sup>、被交代的地幔楔的部分熔融形成<sup>[40-41]</sup>。目前一般认为班公湖-怒江缝合带的闭合时间为晚侏罗世-早白垩世晚期<sup>[5,21,33]</sup>,研究区大面积存在的晚白垩世竟柱山组磨拉石建造表明,该地区在晚白垩世已经为陆内环境,不可能存在俯冲的洋壳。另外,辉石闪长岩具有较高的 $Mg^{\#}$ 值(58.83~65.25),而与下地壳有关的岩浆产物的 $Mg^{\#}$ 值一般小于40<sup>[39]</sup>,表明其来自下地壳基性物质部分熔融的可能性较小。与典型的埃达克岩相比,辉石闪长岩具有较高的石榴石相容元素Sc  $(27.95 \sim 29.47) \times 10^{-6}$ 、Y  $(16.44 \sim 20.68) \times 10^{-6}$ 和HREE,地幔相容元素Cr  $(60.98 \sim 199.40) \times 10^{-6}$ 和Co  $(26.17 \sim 29.16) \times 10^{-6}$ ,表明其源区可能来自经过熔体交代的上地幔,但部分熔融深度小于石榴石稳定深度。

## 6.2 地壳伸展的时间

班公湖地区广泛发育晚白垩世中酸性岩脉,暗示着地壳发生过伸展运动<sup>[19]</sup>。江军华通过对花岗斑岩脉(79Ma)和闪长玢岩脉(76Ma)的研究,认为班公湖地区晚白垩世发生过两期时代相近的伸展运动<sup>[19]</sup>,并且伴有镁铁质碳酸岩(80Ma)的形成<sup>[15]</sup>,其与本文的辉石闪长岩应属同一期的岩浆活动,可能共同代表了班公湖地区80Ma左右的地壳伸展作用。然而这并不能表明班公湖地区在80Ma之后才发生地壳隆升向伸展的过渡。区域上,在早白垩世时期,拉萨地块中北部受到南部特提斯洋的向北俯冲和北部班公湖-怒江洋的向南俯冲,以及随后的拉萨地块和羌塘地块的碰撞和挤压,上述动力学机制导致其地壳缩短加厚和抬升<sup>[42-44]</sup>。而在拉萨地块北部110Ma左右的岩浆作用高峰期之后约

20Ma,拉萨地块中北部开始发生区域性伸展作用<sup>[12,45]</sup>。在研究区内的班公湖蛇绿混杂岩带南侧申宗-日松一带,相继发现了数个埃达克岩性质的岩体:日松花岗闪长岩与日松英云闪长岩(82Ma)<sup>[18]</sup>、扎隆琼娃石英二长岩(85Ma)<sup>[20]</sup>、栋晒似斑状花岗岩(82Ma)与琼贡南石英闪长岩数据(84Ma)(刘晗待发表),这些岩体与本文的斜长花岗斑岩和花岗闪长岩在 La - La/Yb 图(图 11a)和 Cr - Ni 图(图

11b)上,较好地反映出 97 ~ 92Ma 区域上地壳不断加厚,而在 92Ma 之后地壳开始减薄(图 11a),幔源物质逐步增加。在 88 ~ 80Ma 之间,在日土、日松一带形成大量的壳幔混源型花岗质深成岩体<sup>[30,46]</sup>,主要由石英闪长岩、英云闪长岩和二长花岗岩等中酸性岩体,前人认为该地区已经进入后造山阶段<sup>[17,18]</sup>。因此,本文认为班公湖地区地壳伸展开始的时间应限定在 92Ma 左右。

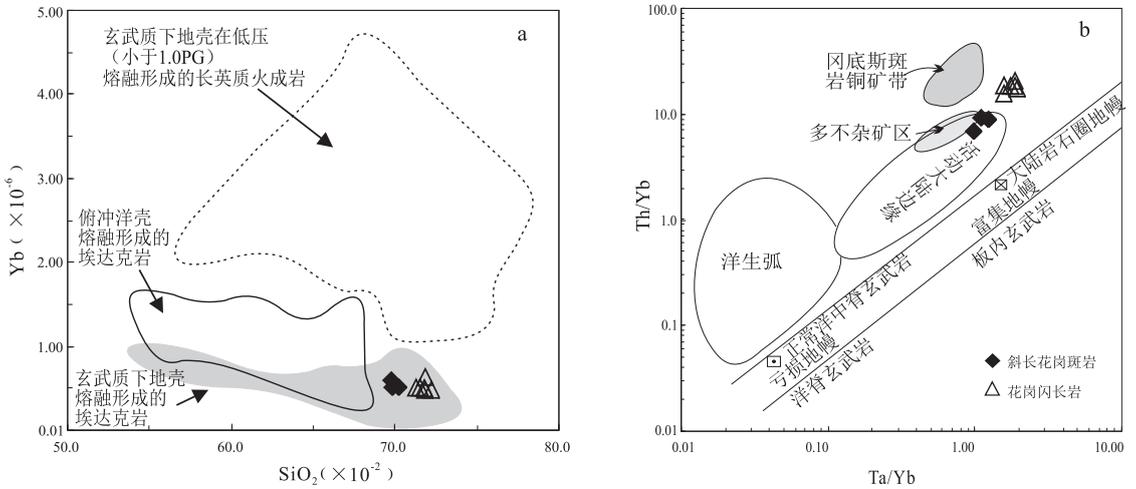


图 10 班公湖蛇绿岩带内花岗闪长岩、斜长花岗斑岩 Yb - SiO<sub>2</sub><sup>[37]</sup> 和 Th/Yb - Ta/Yb 图解<sup>[12]</sup>

Fig. 10 Yb vs. SiO<sub>2</sub> (a) and Th/Yb vs. Ta/Yb (b) diagrams for the granodiorite and plagiogranite porphyry in the Bangong Lake area, Xizang

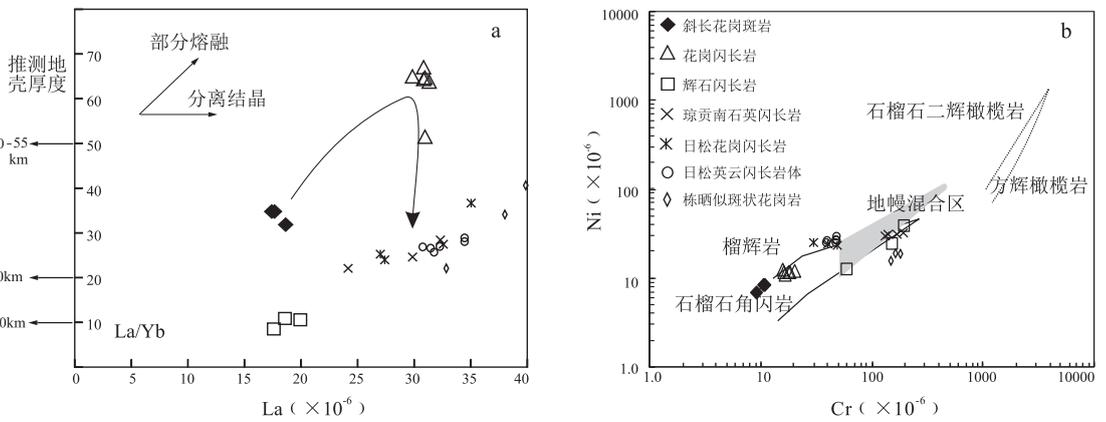


图 11 西藏班公湖地区晚白垩世中酸性岩株(脉) La - La/Yb 图解和 Cr - Ni 图解<sup>[38]</sup>

(日松花岗闪长岩与日松英云闪长岩数据引自张硕等<sup>[18]</sup>,2014;栋晒似斑状花岗岩与琼贡南石英闪长岩数据引自刘晗未发表数据)

Fig. 11 La vs. La/Yb (a) and Cr vs. Ni (b) diagrams for the Late Cretaceous intermediate to acidic intrusive rocks from the Bangong Lake area, Xizang

### 6.3 地壳伸展的动力学机制

区域上也已经发现了很多具有埃达克岩性质的中酸性岩体,而且很多都是成矿岩体。如多不杂斑岩铜矿<sup>[12,47-49]</sup>、尕尔穷斑岩铜矿<sup>[12,49]</sup>、熊梅斑岩铜矿<sup>[13]</sup>、日阿铜矿<sup>[50]</sup>、拔拉扎铜矿<sup>[51-52]</sup>等均与埃

达克岩性质的斑岩有关,其成岩年龄从东向西为:106Ma、121Ma、112Ma、97Ma。对于多不杂含矿斑岩、尕尔穷含矿斑岩和梅熊含矿斑岩的岩石,目前主要认为形成于班-怒带闭合碰撞后隆升阶段<sup>[12,13,49]</sup>。辛洪波<sup>[50]</sup>通过对日阿铜矿的研究,认为

含矿二长花岗斑岩(90Ma)与矿区的辉绿玢岩脉构成一套含铜双峰式岩石组合,代表了班公湖-怒江洋向南俯冲碰撞后的伸展作用。通过对拨拉扎铜矿的研究,前人<sup>[51-52]</sup>认为冈底斯地块中北部90~88Ma的具有埃达克岩性质的含矿斑岩是班公湖-怒江洋碰撞闭合后拆沉下地壳部分熔融形成的,形成于区域伸展环境之下。在班公湖地区,92~97Ma阶段形成的具有埃达克岩性质的岩石与多不杂含矿斑岩、尕尔穷含矿斑岩和熊梅含矿斑岩的岩石成因相似,形成于班-怒带闭合碰撞后的隆升阶段。而在92Ma之后,地壳开始以伸展作用为主,也发现了相应的91~82Ma的埃达克岩岩脉<sup>[18,20]</sup>,主要分布在蛇绿混杂岩带南侧的申宗-日松一带。

班公湖蛇绿混杂岩带内97Ma的斜长花岗斑岩和92Ma的花岗闪长岩的地球化学特征表明,这两种埃达克质岩石的成因与加厚下地壳玄武质岩浆底侵作用有关。研究区83~80Ma形成的花岗质深成岩体内部大量存在着暗色微细粒包裹体,也暗示花岗质岩体可能与玄武岩浆的底侵作用有关,是幔源岩浆与壳源岩浆混合的产物<sup>[53,54]</sup>,岩石地球化学特征也表明该复合岩体为壳幔混染成因<sup>②</sup><sup>[29]</sup>。而更晚的80~76Ma的一系列南北向和东西向的中酸性岩脉侵位<sup>[19]</sup>,标志着伸展作用的加强。而且辉石闪长岩脉的地球化学特征也反映出其物质来源可能来自经过熔体交代的土地幔。由此可以看出,班公湖地区97~76Ma的中酸性岩体的岩浆物质来源都有地幔物质的加入。从岩体的空间分布来看,埃达克质岩石在班公湖蛇绿岩混杂岩带内及其南侧的申宗-日松一带都有报道<sup>[18,20]</sup>(图1),代表了该区域的一次地壳加厚事件。在日土县城以南申宗-日松一带,分布着大量的花岗岩体,岩体展布与区域构造线方向一致,属昂龙冈日-班戈岩浆弧西段<sup>[46]</sup>,岩体时代跨越燕山早期至喜马拉雅中期<sup>[4]</sup>,而晚白垩世的岩体年龄主要集中在83~79Ma<sup>[29]</sup>,主要为壳幔混源型花岗岩。一系列南北向和东西向的岩脉主要分布在蛇绿混杂岩带南侧申宗-日松一带<sup>[19]</sup>,但在蛇绿岩带内部也发现了80Ma的和伸展作用相关的镁铁质碳酸岩<sup>[15]</sup>。综上所述,班公湖地区在班公湖-怒江洋早白垩世闭合之后,区域挤压应力并没有马上消失,在97~92Ma仍处于持续碰撞造山、地壳加厚阶段。与此同时,在晚侏罗世末-早白垩世,班公湖-怒江洋向南俯冲,诱发地幔楔部分熔融产生的玄武质岩浆底侵到加厚下地壳底部,形成了大量的埃达克质岩石。而在申宗-日松一带

的埃达克质岩石大多被后期花岗岩所侵蚀。在92Ma之后,可能是羌塘地块与冈底斯地块碰撞闭合后的松弛阶段,挤压应力减弱,玄武质岩浆底侵的底劈作用占主导,构造体制从碰撞期的挤压转变为碰撞后的板内伸展作用,压力降低,地幔部分熔融加剧,形成更多的玄武质岩浆上升到壳幔边界,与壳源岩浆混染,在申宗-日松一带形成大量的壳幔混源型花岗岩。到了80~76Ma,伸展进一步加剧,玄武岩岩浆上升,在该区域形成辉石闪长岩岩脉和其它中酸性岩脉<sup>[19]</sup>,并在蛇绿混杂岩带内形成镁铁质碳酸岩<sup>[15]</sup>。

## 7 结论

(1)班公湖地区蛇绿混杂岩带内斜长花岗斑岩和花岗闪长岩岩体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为97Ma和92Ma,蛇绿混杂岩带南侧的曲珑辉石闪长岩脉形成于80~76Ma之间。

(2)斜长花岗斑岩和花岗闪长岩体具有典型埃达克岩的地球化学特征,如:高SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Sr,低Y、Yb,Sr/Y>35,轻重稀土分异明显等。

(3)斜长花岗斑岩和花岗闪长岩的成因可能与加厚下地壳底部玄武质岩浆的底侵作用有关,辉石闪长岩源区可能为经过熔体交代的土地幔。

(4)班公湖地区从92Ma开始构造体制从碰撞期的挤压转变为碰撞后的板内伸展;80~76Ma,伸展进一步加剧。

致谢:感谢北京地质与地球物理研究所王浩助理研究员在U-Pb定年和元素分析方面提供的大力帮助。

## 参考文献:

- [1] 常承法,郑锡澜. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区构造特征[J]. 地质科学,1973,(1):1-12.
- [2] 潘桂棠,朱弟成,王立全,等. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据[J]. 地学前缘,2004,11(4):370-382.
- [3] 任纪舜,肖黎薇. 1:25万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱[J]. 地质通报,2004,23(1):1-11.
- [4] 郭铁鹰,梁定益,张宜智,等. 西藏阿里地质[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1991.
- [5] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000,28(1):211-280.
- [6] QIU R Z, ZHOU S, LI T D, et al. The tectonic-setting of ophiolites in the western Qinghai-Tibet Plateau, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007,29(2):215-228.

- [7] 张玉修,张开均,黎兵,等. 西藏改则南拉果错蛇绿岩中斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其成因研究[J]. 科学通报, 2007,52(1):100-106.
- [8] 史仁灯. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对班-怒洋时限的制约[J]. 科学通报, 2007,52(2):223-227.
- [9] 曲晓明,辛洪波,赵元艺. 西藏班公湖中特提斯洋盆的打开时间:镁铁质蛇绿岩地球化学与锆石 U-Pb LA-ICP-MS 定年结果[J]. 地学前缘,2010,17(3):53-63.
- [10] 周涛,陈超,梁桑,等. 西藏班公湖蛇绿混杂岩中火山岩锆石 U-Pb 年代学及地球化学特征[J]. 大地构造与成矿学,2014,39(1):157-167.
- [11] 张向飞,李佑国,曹晓民,等. 班公湖-怒江缝合带西段酸性侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄与地球化学特征[J]. 地质通报. 2014,33(7):984-994.
- [12] 曲晓明,辛洪波. 西藏班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境[J]. 地质通报,2006,25(7):792-799.
- [13] 曲晓明,王瑞江,代晶晶,等. 西藏班公湖-怒江缝合带中段雄梅斑岩铜矿的发现及意义[J]. 矿床地质,2012,31(1):1-12.
- [14] 陈华,曲晓明,辛洪波,等. 西藏班公湖地区含镍碳酸岩成因探讨[J]. 矿床地质,2010,29(6):1029-1042.
- [15] 宋扬,曲晓明,辛洪波,等. 西藏班公湖岛弧带晚白垩世地壳伸展期间碳的壳内循环[J]. 地质论评,2013,59(2):225-233.
- [16] 蔡志勇,邱瑞照,熊小林,等. 西藏西部地区埃达克质侵入岩及铜金找矿意义[J]. 大地构造与成矿学,2005,29(4):491-501.
- [17] ZHAO T,ZHOU M,ZHAO J,et al. Geochronology and geochemistry of the ca. 80 Ma Rutog granitic pluton, northwestern Tibet: implications for the tectonic evolution of the Lhasa Terrane [J]. Geological Magazine,2008,145(6):845-857.
- [18] 张硕,史洪峰,郝海健,等. 青藏高原班公湖地区晚白垩世埃达克岩年代学、地球化学及构造意义[J]. 地球科学(中国地质大学学报),2014,39(5):509-524.
- [19] 江军华,王瑞江,曲晓明,等. 青藏高原西部班公湖岛弧带特提斯洋盆闭合后的地壳伸展作用[J]. 地球科学(中国地质大学学报),2011,36(6):1021-1026.
- [20] 李华亮,杨绍,李德威,等. 冈底斯西北缘晚白垩世石英二长岩的年代学、地球化学、构造环境及成矿意义[J]. 大地构造与成矿学,2014,39(3):694-705.
- [21] 曲晓明,辛洪波,杜德道,等. 西藏班公湖-怒江缝合带中段碰撞后 A 型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束[J]. 地球化学,2012,41(1):1-14.
- [22] 关俊雷,耿全如,王国芝,等. 北冈底斯带日松花岗岩体的锆石 U-Pb 测年和 Hf 同位素组成[J]. 地质学报,2014,88(1):36-52.
- [23] 曲晓明,王瑞江,辛洪波,等. 西藏西部与班公湖特提斯洋盆俯冲相关的火成岩年代学和地球化学[J]. 地球化学,2009,38(6):523-535.
- [24] LIU Y,HU Z,ZONG K,et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. Chinese Science Bulletin, 2010,55(15):1535-1546.
- [25] LIU Y,HU Z,GAO S,et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 2008,257(1):34-43.
- [26] LIU Y,GAO S,HU Z,et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths [J]. Journal of Petrology,2010,51(1-2):537-571.
- [27] LUDWIG K R. User's manual for Isoplot 3.00:a geochronological toolkit for Microsoft Excel [M]. Kenneth R. Ludwig,2003.
- [28] 吴元保,郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报,2004,49(16):1589-1604.
- [29] 关俊雷,耿全如,王国芝,等. 北冈底斯带日土县-拉梅拉山口花岗岩体的岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 测年及 Hf 同位素组成[J]. 岩石学报,2014,30(6):1666-1684.
- [30] DEFANT M J,DRUMMOND M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990,347(6294):662-665.
- [31] PEACOCK S M,RUSHMER T,THOMPSON A B. Partial melting of subducting oceanic crust [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994,121(1):227-244.
- [32] CASTILLO P R,JANNEY P E,SOLIDUM R U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999,134(1):33-51.
- [33] 张玉修. 班公湖-怒江缝合带中西段构造演化[D]. 北京:中国科学院研究生院(广州地球化学研究所),2007.
- [34] 张旗,王焰,熊小林,等. 埃达克岩和花岗岩:挑战与机遇[M]. 北京:中国大地出版社,2008.
- [35] 张旗,钱青,王二七,等. 燕山中晚期的中国东部高原:埃达克岩的启示[J]. 地质科学,2001,36(2):248-255.
- [36] DEFANT M J,DRUMMOND M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990,347(6294):662-665.
- [37] 王强,许继锋. 一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述[J]. 地球科学进展,2001,16(2):201-208.
- [38] 罗照华,柯珊,谌宏伟. 埃达克岩的特征,成因及构造意义[J]. 地质通报,2002,21(7):436-440.
- [39] ATHERTON M P,PETFORD N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. Nature, 1993,362(6416):144-146.
- [40] ROGERS G,HAWKESWORTH C J. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge [J]. Earth and Planetary Science Letters,1989,91(3):271-285.
- [41] SAJONA F G,MAURY R C,BELLON H,et al. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene - Pleistocene Island Arc Basalts,Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) [J]. Journal of Petrology, 1996,37(3):693-726.
- [42] MURPHY M A,YIN A,HARRISON T M,et al. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau [J]? Geology, 1997,25(8):719-722.

- [43] KAPP P, YIN A, HARRISON T M, et al. Cretaceous - Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet [J]. Geological Society of America Bulletin, 2005, 117(7-8): 865-878.
- [44] VOLKMER J E, KAPP P, GUYNN J H, et al. Cretaceous - Tertiary structural evolution of the north central Lhasa terrane, Tibet [J]. Tectonics, 2007, 26(6): 429-430.
- [45] 辛洪波, 曲晓明, 任立奎, 等. 藏西措勤含铜岩系的物质来源与成因[J]. 地质学报, 2007, 84(7): 939-945.
- [46] 耿全如, 彭智敏, 张璋, 等. 班公湖-怒江成矿带及邻区特提斯演化与成矿地质背景[M]. 北京: 地质出版社, 2012.
- [47] 李金祥, 李光明, 秦克章, 等. 班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床斑岩-火山岩的地球化学特征与时代: 对成矿构造背景的制约[J]. 岩石学报, 2008, 24(3): 531-543.
- [48] 李金祥, 秦克章, 李光明, 等. 西藏班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床中金红石的特征及其意义[J]. 矿床地质, 2008, 27(2): 209-219.
- [49] 辛洪波, 曲晓明, 王瑞江, 等. 藏西班公湖斑岩铜矿带成矿斑岩地球化学及 Pb, Sr, Nd 同位素特征[J]. 矿床地质, 2009, 28(6): 785-792.
- [50] 辛洪波, 曲晓明. 藏西措勤县日阿与斑(玢)岩有关的铜矿床的矿床地质特征与成矿时代[J]. 矿床地质, 2006, 25(04): 477-482.
- [51] 余红霞, 陈建林, 许继峰, 等. 拉萨地块中北部晚白垩世(约90Ma)拔拉扎含矿斑岩地球化学特征及其成因[J]. 岩石学报, 2011, 27(7): 2011-2022.
- [52] 王保弟, 许继峰, 刘保民, 等. 拉萨地块北部~90Ma斑岩型矿床年代学及成矿地质背景[J]. 地质学报, 2013, 87(1): 71-80.
- [53] 张旗, 潘国强, 李承东, 等. 花岗岩混合问题: 与玄武岩对比的启示—关于花岗岩研究的思考之一[J]. 岩石学报, 2007, 23(5): 1141-1152.
- [54] 刘志鹏, 李建威. 西秦岭金厂石英闪长岩的岩浆混合成因: 岩相学和锆石 U-Pb 年代学证据及其构造意义[J]. 地质学报, 2012, 89(7): 1077-1090.
- ① 谢国刚, 1:25 万日土县幅 (I44C003002) 地质调查报告[R]. 南昌: 江西省地质调查院, 2004.
- ② 李德威, 西藏 1:5 万聂拉木 (44E014007)、拉木吉雄 (144E015007)、日土县 (144E016007)、德角幅 (144E017007) 区调报告[R]. 武汉: 中国地质大学(武汉)地质调查院, 2013.

## Conversion of tectonic regimes from compression to extension in the Bangong Lake area, Xizang during the Late Cretaceous: Evidence from magmatic rocks

QIN Ya-dong<sup>1</sup>, LI De-wei<sup>2</sup>, LIN Shi-liang<sup>1</sup>, JIANG Dan<sup>3</sup>, LIU De-min<sup>1</sup>, ZHANG Shuo<sup>4</sup>

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 3. Wuhan Geomatic Institute, Wuhan 430022, Hubei, China; 4. Jiangsu Institute of Geological Survey, Nanjing 210018, Jiangsu, China)

**Abstract:** The Late Cretaceous intermediate to acidic rocks in the ophiolite mélanges from the Bangong Lake area in Xizang are dominantly made up of plagiogranite porphyry and granodiorite, which give the zircon U-Pb ages of  $97.4 \pm 1.1$  Ma and  $91.94 \pm 0.78$  Ma, respectively. These plagiogranite porphyry and granodiorite have the features of adakitic rocks, and are characterized by high  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and Sr, low Y and Yb,  $\text{Sr/Y} > 35$ , highly differentiation in LREE and HREE, depletion of Nb, Ta and Ti, and very low contents of Cr and Ni, implying that they were formed by the partial melting of thickened lower crust caused by the underplating of the basaltic magmas. The pyroxene diorite dated at the ages of 80 to 76 Ma in the Rutog granites in the southern part of the Bangong Lake area displays the characteristics of the depletion of the high field strength (HFSE) such as Zr, Hf, Ti and Y, enrichment of the large-ion lithophile elements (LILE), and higher contents of Sc, Y, Cr, Co and HREE, and higher Mg# values ( $> 40$ ), indicating a upper mantle origin of pyroxene diorite. The sustained collision and mountain building still took place in the Bangong Lake area during the periods of 97 to 92 Ma. After that, there were conversions of tectonic regimes from the compression during the collision stages to the post-collision intraplate extension. Finally the further extension persisted from 80 Ma to 76 Ma.

**Key words:** Bangong Lake; adakite; pyroxene diorite; crustal extension