西藏洞错晚白垩世花岗闪长斑岩:岩石圈拆沉的产物

车旭[1],刘一鸣[2,3*],范建军[4],于云鹏[4],郭润华[3],权立诚[5],解超明[4],王明[4]
CHE Xu[1], LIU Yiming[2,3*], FAN Jianjun[4], YU Yunpeng[4], GUO Runhua[3], QUAN Licheng[5], XIE Chaoming[4], WANG Ming[4]

1.防灾科技学院,河北 廊坊 065201;
2.自然资源部深部动力学重点实验室,中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
3.深海圈层与地球系统前沿科学中心,海底科学与探测技术教育部重点实验室,中国海洋大学,山东 青岛 266100;
4.吉林大学地球科学学院,吉林 长春 130061;
5.中国地质调查局应用地质研究中心,四川 成都 610036

1.*Institute of Disaster Prevention, Langfang* 065201, *Hebei, China;*
2.*Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics of the Ministry of Natural Resources, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China;*
3.*Frontiers Science Center for Deep Ocean Multispheres and Earth System, Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao* 266100, *Shandong, China;*
4.*College of Earth Science, Jilin University, Changchun* 130061, *Jilin, China;*
5.*Applied Geology Research Center of China Geological Survey, Chengdu* 610036, *Sichuan, China*

摘要:班公湖-怒江缝合带是国内外备受关注的特提斯构造域的重要组成部分,可为恢复和反演特提斯洋构造演化提供重要依据。对南羌塘地块南缘洞错地区晚白垩世花岗闪长斑岩进行了详细的岩石学、锆石 U-Pb 定年、全岩地球化学和 Lu-Hf 同位素研究。锆石 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素研究结果显示,该花岗闪长斑岩形成时代为 74.1±1.1 Ma,$\varepsilon_{Hf}(t)$值为 4.5~6.9。全岩地球化学特征显示,其为高钾钙碱性系列,富集轻稀土元素,轻重稀土元素分馏较强,具弱负 Eu 异常;富集 Rb、Th、U、K 和 Pb,亏损 Ba、Nb、Ta、La、Ce、P 和 Ti。该花岗闪长斑岩为加厚新生下地壳部分熔融的产物。在综合区域最新研究成果的基础上,认为该花岗闪长斑岩形成于后碰撞环境,为班公湖-怒江洋闭合后岩石圈拆沉的产物。

关键词:西藏;洞错;晚白垩世;花岗闪长斑岩;拆沉
中图分类号:P534.53;P588.12^{+}1 **文献标志码**:A **文章编号**:1671-2552(2021)08-1357-12

Che X, Liu Y M, Fan J J, Yu Y P, Guo R H, Quan L C, Xie C M, Wang M. Late Cretaceous Dongco granodiorite porphyry, Tibet: Product of lithospheric delamination. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(8): 1357-1368

Abstract: The Bangong-Nujiang suture zone is an important part of Tethyan tectonic domain, which is significant for revealing the evolution of Tethys Ocean, Tibet Plateau. The Late Cretaceous granodiorite porphyry in Dongco area from Southern Qiangtang terrane

收稿日期:2021-02-07;**修订日期**:2021-05-07
资助项目:国家自然科学基金项目《青藏高原八宿地区寒武纪片麻状花岗岩:对冈瓦纳大陆北缘早古生代构造演化的制约》(批准号:41802232)和中央高校基本科研业务费专项《青藏高原冈瓦纳大陆北缘构造演化历程及地球动力学机制》(编号:202012015)、《青藏高原古-新特提斯洋构造演化异同》(编号:202072017)
作者简介:车旭(1990-),女,硕士,讲师,从事地理教育学与高等教育学研究。E-mail:81918007@qq.com
*通信作者:刘一鸣(1989-),男,博士,副教授,从事青藏高原特提斯洋构造演化研究。E-mail:michael_yatmingliu@foxmail.com

was selected to study petrology, zircon U-Pb age, Lu-Hf isotopic and whole-rock geochemistry. Zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotopic analysis yields an age of 74.1±1.1 Ma, with positive $\varepsilon_{Hf}(t)$ values of 4.5~6.9. Geochemical data reveal that the granodiorite porphyry belong to high-K calc-alkaline series, enriched in light rare earth elements with weak negative Eu anomaly and strong fractionation between light and heavy rare earth elements. In spider diagram, it is enriched in Rb, Th, U, K and Pb, and depleted in Ba, Nb, Ta, La, Ce, P and Ti. It is inferred that the granodiorite porphyry was derived from partial melting of thickened juvenile lower crust. Combined with previous research, it is concluded that the Dongco granodiorite porphyry was emplaced in post-collision tectonic setting as the product of lithosphere delamination, postdating the closure of Bangong-Nujiang Ocean.

Key words: Tibet; Dongco; Late Cretaceous; granodiorite porphyry; delamination

青藏高原大地构造位置处于特提斯构造域东段,是全球最活跃的构造带之一。由于强烈的高原隆升作用,各时代的岩石单元均有出露,使其成为检验大陆漂移和板块构造理论的天然实验室[1-5]。班公湖-怒江缝合带呈东西向贯穿于青藏高原中部,夹持于南羌塘地块和拉萨地块之间,是国内外长期关注的特提斯洋演化的重要组成部分[5-7]。近年,国土资源大调查和专题研究的开展,在班公湖-怒江洋成岩成矿作用、闭合时限、构造演化过程等方面都取得了重要的进展[5]。但该大洋本身复杂的构造演化历史,使许多关键的地质问题仍存在争议,其中,班公湖-怒江洋的闭合及随后的陆陆碰撞和造山带演化更是争论的焦点[5, 7]。

虽然有关班公湖-怒江洋的闭合时限存在晚侏罗世—早白垩世[1, 8-15]和早白垩世之后[5-7, 16-21]2种观点,但晚白垩世该大洋已经闭合进入陆陆碰撞演化阶段[5-7]。目前,前人在南羌塘地块和拉萨地块均识别出晚白垩世岩浆岩[7, 20, 22-24],为探讨陆陆碰撞、造山带演化、壳幔作用、深部动力学机制等提供了线索。然而,关于这期岩浆事件的成因机制仍然存在较大的争议,主要包括地幔对流剥离、岩石圈拆沉和板片断离[20, 22-23, 25-28]。同时,这期岩浆事件时代主要集中在晚白垩世早期(90~80 Ma),而晚白垩世晚期(约75 Ma)岩浆作用的成因机制与其是否一致还需进一步深入研究。

本文以南羌塘地块南缘洞错地区的晚白垩世晚期花岗闪长斑岩为研究对象,对其进行岩石学、锆石U-Pb定年、Lu-Hf同位素及全岩地球化学研究,以期对该花岗闪长斑岩的岩石成因和构造背景进行制约,探讨班公湖-怒江洋闭合后造山带演化过程及其深部地球动力学机制。

1 区域地质背景

班公湖-怒江缝合带西起印度克什米尔地区,经西藏境内的班公湖、改则、东巧、丁青,呈弧形折向怒江并延伸至滇西一带,全长近2800 km[5-6](图1-a)。该缝合带是青藏高原上一条重要的构造分界线,主要由蛇绿岩、洋岛、复理石岩片等组成(图1-b)。在缝合带及其两侧的南羌塘和拉萨地块之上,均分布大量与班公湖-怒江洋演化相关的侏罗纪—白垩纪沉积地层[5]。其中,南羌塘地块沉积了大面积的侏罗纪地层,岩性以陆缘碎屑岩与碳酸盐岩为主,层序稳定(图1-b)。侏罗纪该地块经历了数次海进和海退事件,发育了复杂多样的沉积相类型,主体为滨浅海相沉积[5]。早白垩世早期沉积海盆主体消亡[5],南羌塘地块大规模隆升。早白垩世末期—晚白垩世,受班公湖-怒江洋闭合后造山隆升的影响,南羌塘地块沉积了大面积以阿布山组为代表的陆相山前磨拉石建造[6]。拉萨地块北部在中侏罗世—早白垩世处于活动大陆边缘构造背景,见有地层的尖灭和局部的沉积不整合,但整体显示相对连续的海相沉积[5]。晚白垩世,拉萨地块北部结束海相沉积,转为陆相河湖相等山前磨拉石建造(竞柱山组)。

与班公湖-怒江洋演化相关的岩浆岩具有多期次特点,时代集中在侏罗纪—晚白垩世(186~66 Ma),岩性以花岗岩类为主,其次为基性岩墙、玄武岩、闪长岩、安山岩、双峰式火山岩等[5-6]。南羌塘地块上的岩浆岩可分为2期,侏罗纪(186~150 Ma)和早白垩世(127~100 Ma),二者均与班公湖-怒江洋的北向俯冲相关。岩浆活动在150~130 Ma具有明显的间断,很可能与平板俯冲有关[30-31]。Liu等[32]在都古尔地区获得了150~149 Ma的变质年龄,并通过变质变形事件、岩浆作用间断、沉积岩缺失等综合研究,认为在晚侏罗世,班公湖-怒江洋北缘存在安第斯型造山作用。侏罗纪岩浆作用的分布宽度可以达到约100 km,被解释为班公湖-怒江洋平板俯冲的结果[32-33]。早白垩世(127~100 Ma)

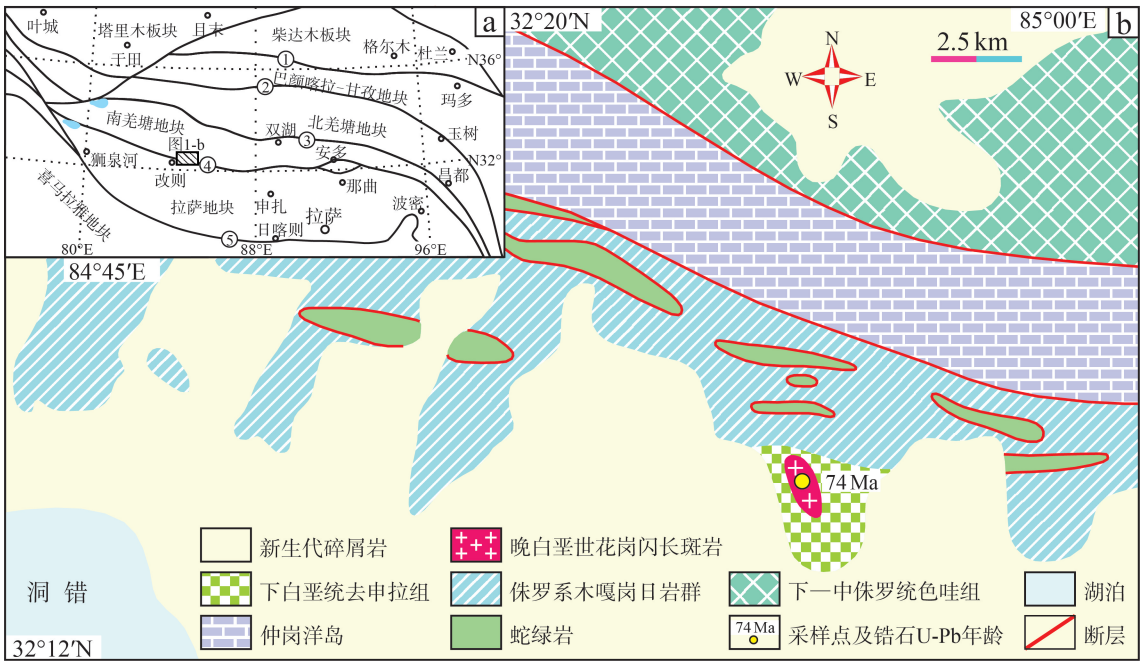

图 1　洞错地区地质简图(据参考文献[29]修改)

Fig. 1　Symplified geological map of the Dongco area

①—康西瓦-玛沁-昆仑山缝合带;②—西金乌兰-金沙江缝合带;③—龙木错-双湖-澜沧江缝合带;
④—班公湖-怒江缝合带;⑤—印度-雅鲁藏布江缝合带

强烈的岩浆作用主要发育在南羌塘地块南缘,可能是俯冲板片回转和/或断离的结果[5]。在拉萨地块北部,由于班公湖-怒江洋的南向俯冲,中侏罗世—早白垩世岩浆作用亦广泛分布[34]。晚白垩世岩浆作用在南羌塘和拉萨地块上均有发育,但主体分布在拉萨地块之上[17, 22-23, 26, 35-38],其与竞柱山组和阿布山组为同时代的产物[22-23]。在地球化学特征上,这期岩浆作用表现为成分的多样性,主要包括富镁安山质岩和埃达克质岩[7]。

2　岩石学特征

花岗闪长斑岩位于洞错以东 10 km,岩体出露规模较小,侵入围岩为下白垩统去申拉组砂岩(图 1-b、图 2-a)。花岗闪长斑岩为斑状结构,块状构造(图 2-b),斑晶主要为斜长石(30%)、正长石(15%)、角闪石(10%)和石英(20%)(图 2-c)。斜长石呈板柱状,自形-半自形,粒度为 0.5~3 mm,可见聚片双晶。正长石多呈短柱状,半自形-自形,粒度为 0.5~2 mm,可见卡式双晶。石英为他形粒状,粒度为

图 2　洞错地区晚白垩世花岗闪长斑岩野外露头(a、b)及镜下照片(c,正交偏光)

Fig. 2　Field photographs(a,b) and photomicrograph(c) of Late Cretaceous granodiorite porphyry in the Dongco area

Hb—角闪石;Pl—斜长石;Qz—石英

0.3~3 mm。基质为微晶结构,主要由斜长石、正长石、石英、角闪石和黑云母组成(图 2-c)。

3 分析方法

3.1 锆石 U-Pb 测年与 Lu-Hf 同位素

锆石在河北省区域地质调查所实验室采用重液和磁法进行分选。样品制靶在中国地质科学院地质研究所完成。锆石透射光、反射光和阴极发光(CL)照相及 U-Th-Pb 与 Lu-Hf 同位素分析在北京科荟测试技术有限公司完成。锆石 U-Pb 定年采用的激光剥蚀系统为 ESI NWR 193nm,ICP-MS 为 Analytikjena PlasmaQuant MS Elite ICP-MS。采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度,二者在进入 ICP 之前通过一个 Y 型接头混合。激光剥蚀束斑直径为 25 μm,剥蚀时间为 45 s。锆石微量元素利用 SRM610 为外标,Si 为内标进行标定。U-Pb 定年采用锆石标准 GJ-1 作外标进行同位素分馏校正。U-Pb 谐和图绘制和年龄加权平均值计算均采用 Isoplot 完成。Lu-Hf 同位素分析采用 NEPTUNE plus 多接收等离子体质谱仪和 NWR 213nm 激光剥蚀系统。实验过程中激光剥蚀的束斑直径为 55 μm,能量密度为 7~8 J/cm^2,频率为 10 Hz,激光剥蚀物质以高纯氦为载气送入 Neptune Plus(MC-ICP MS)。使用锆石国际标样 GJ1 作为参考,分析点与 U-Pb 定年分析点位相同。相关仪器运行条件及详细分析流程见参考文献[39]。分析过程中锆石标准 GJ1 的$^{176}Hf/^{177}Hf$ 加权平均值为0.281985±0.000027(2σ),与文献报道值[39-40]在误差范围内一致。

3.2 全岩地球化学分析

全岩地球化学分析在中国地质大学(北京)地学实验中心完成。主量元素分析在等离子体发射光谱仪(ICP-OES;Leeman Prodigy)实验室完成,测试仪器为 PS-950 等离子体光谱仪,分析误差小于 5%;微量元素分析采用 ICP-MS 法测试,实验仪器型号为美国 Agilent 7500a 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)。在超净实验室中称取 50 mg 粉碎至 200 目的岩石粉末。在高压反应釜中采用两酸($HF+HNO_3$)在 195℃条件下进行样品的预处理,并将溶液用纯硝酸提取定容后待测。分析过程中采用美国地质调查局标样 AGV2 和国家地质测试中心岩石标样 GSR-1、GSR-3 进行分析质量检查和监控[41]。测试分析步骤详见参考文献[42]。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Th-Pb 与 Lu-Hf 同位素测试

洞错地区花岗闪长斑岩的锆石 U-Th-Pb 数据见表 1。锆石为自形柱状,150~400 μm,长宽比为 1.5∶1~4∶1,多为无色透明到黑灰色,岩浆振荡环带结构发育,为典型的岩浆锆石。获得的 Th 和 U 含量分别为 74×10^{-6}~815×10^{-6}~和 102×10^{-6}~660×10^{-6},对应的 Th/U 值为 0.52~1.42,这些特征也与岩浆锆石一致。对 20 颗锆石进行了 U-Th-Pb 同位素测试,获得的$^{206}U/^{238}Pb$ 年龄较一致,加权平均值为 74.1±1.1 Ma(图 3),可以代表花岗闪长斑岩的结晶时代。

在测年的基础上对样品进行了 Lu-Hf 同位素测定,数据见表 2。$^{176}Hf/^{177}Hf$ 和$^{176}Lu/^{177}Hf$ 值分别

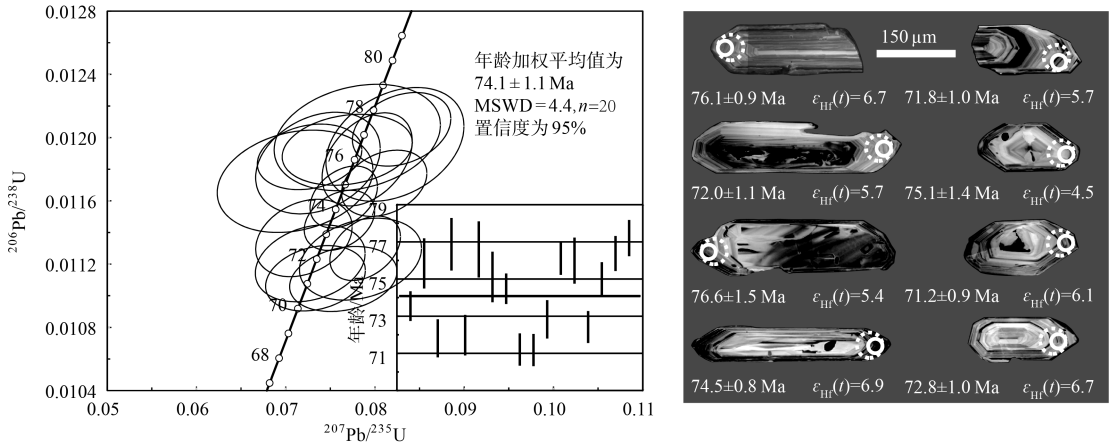

图 3 洞错地区花岗闪长斑岩典型锆石阴极发光(CL)图像、分析点位和 U-Pb 年龄

Fig. 3 Representative CL images of the zircons, analytical spots and U-Pb age of granodiorite porphyry in the Dongco area

为 0.282855 ~ 0.282921 和 0.000628 ~ 0.000968，$\varepsilon_{Hf}(t)$值为 4.5~6.9(表 2)，地壳二阶段模式年龄(T_{DM2})为 704~853 Ma。

4.2 全岩地球化学特征

花岗闪长斑岩的岩石地球化学测试分析数据见表 3。样品的 SiO_2含量为 66.88%~69.00%，具有较高的 Al_2O_3(14.05%~14.99%)、TFe_2O_3(3.18%~3.42%)，Na_2O(3.59%~5.34%)和 K_2O(3.06%~3.43%)含量。另外，样品具有较高的 $Mg^{\#}$值(52.4~55.6)，较低的 MgO(1.62%~1.74%)、CaO(1.68%~1.84%)和 TiO_2(0.45%~0.53%)含量。在 Zr/TiO_2-SiO_2图解中，样品点落入流纹英安岩/英安岩区域(图 4-a)，在 Co-Th 图解中，样品点落入高钾钙碱性和钾玄岩系列(图 4-b)。

表 1　洞错花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素测定结果

Table 1　U-Th-Pb isotope compositions of zircons from Dongco granodiorite porphyry as measured by LA-ICP-MS

测点	含量/10^{-6}			Th/U	比值						年龄/Ma					
	Pb	Th	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ
T10-01	39	646	628	1.03	0.0484	0.0018	0.0760	0.0026	0.0115	0.0001	120.5	91.7	74.4	2.5	73.6	0.8
T10-02	10	153	147	1.04	0.0463	0.0032	0.0736	0.0046	0.0118	0.0002	13.1	159.2	72.1	4.4	75.9	1.4
T10-03	14	223	238	0.94	0.0470	0.0025	0.0728	0.0041	0.0112	0.0002	50.1	122.2	71.3	3.8	71.8	1.0
T10-04	7	113	119	0.95	0.0479	0.0040	0.0780	0.0061	0.0120	0.0002	94.5	188.9	76.3	5.8	76.9	1.4
T10-05	9	146	152	0.97	0.0510	0.0029	0.0784	0.0045	0.0112	0.0002	239.0	131.5	76.6	4.3	72.0	1.1
T10-06	10	160	161	1.00	0.0504	0.0030	0.0822	0.0051	0.0120	0.0002	216.7	136.1	80.3	4.8	76.6	1.5
T10-07	21	305	305	1.00	0.0564	0.0021	0.0878	0.0032	0.0113	0.0002	477.8	83.3	85.5	2.9	72.7	1.1
T10-08	5	74	102	0.72	0.0438	0.0034	0.0711	0.0058	0.0117	0.0002	error		69.7	5.5	75.1	1.4
T10-09	43	676	483	1.40	0.0477	0.0015	0.0765	0.0025	0.0116	0.0001	83.4	78.7	74.9	2.4	74.5	0.8
T10-10	18	301	254	1.18	0.0482	0.0025	0.0733	0.0037	0.0111	0.0001	122.3	109.2	71.9	3.5	71.2	0.9
T10-11	12	185	241	0.77	0.0501	0.0026	0.0765	0.0040	0.0111	0.0001	198.2	122.2	74.8	3.7	71.2	0.9
T10-12	18	299	210	1.42	0.0466	0.0024	0.0720	0.0036	0.0114	0.0002	27.9	122.2	70.6	3.4	72.8	1.0
T10-13	16	253	245	1.03	0.0446	0.0024	0.0727	0.0039	0.0119	0.0001	error		71.2	3.7	76.1	0.9
T10-14	13	166	320	0.52	0.0484	0.0019	0.0791	0.0033	0.0119	0.0002	116.8	88.0	77.3	3.1	76.0	1.2
T10-15	19	262	273	0.96	0.0600	0.0026	0.0938	0.0039	0.0114	0.0002	605.6	92.6	91.0	3.6	73.0	1.0
T10-16	29	461	488	0.94	0.0509	0.0018	0.0789	0.0026	0.0113	0.0001	235.3	84.2	77.1	2.5	72.4	0.9
T10-17	53	815	660	1.24	0.0499	0.0017	0.0810	0.0032	0.0117	0.0001	190.8	77.8	79.1	3.0	75.1	0.9
T10-18	23	354	385	0.92	0.0471	0.0031	0.0769	0.0048	0.0119	0.0001	53.8	157.4	75.2	4.5	76.4	0.9
T10-19	24	372	317	1.17	0.0503	0.0023	0.0830	0.0036	0.0121	0.0002	205.6	113.9	81.0	3.4	77.2	1.0
T10-20	20	270	277	0.97	0.0540	0.0028	0.0900	0.0045	0.0122	0.0002	372.3	116.7	87.5	4.2	77.9	1.1

表 2　洞错花岗闪长斑岩锆石 Lu-Hf 同位素测定结果

Table 2　Lu-Hf isotope compositions of zircons from Dongco granodiorite porphyry

测点	年龄/Ma	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma	$f_{Lu/Hf}$
T10-1	74.1	0.014380	0.000066	0.000628	0.000003	0.282889	0.000016	4.1	5.7	0.6	510	776	-0.98
T10-2	74.1	0.016216	0.000086	0.000717	0.000003	0.282887	0.000014	4.1	5.7	0.5	514	780	-0.98
T10-3	74.1	0.016805	0.000291	0.000790	0.000014	0.282879	0.000014	3.8	5.4	0.5	527	800	-0.98
T10-4	74.1	0.021002	0.000301	0.000911	0.000012	0.282855	0.000018	2.9	4.5	0.6	562	853	-0.97
T10-5	74.1	0.022374	0.000437	0.000968	0.000019	0.282921	0.000015	5.3	6.9	0.5	469	704	-0.97
T10-6	74.1	0.017259	0.000267	0.000770	0.000014	0.282900	0.000016	4.5	6.1	0.6	496	751	-0.98
T10-7	74.1	0.015864	0.000209	0.000687	0.000009	0.282916	0.000014	5.1	6.7	0.5	472	714	-0.98
T10-8	74.1	0.019595	0.000246	0.000968	0.000013	0.282917	0.000013	5.1	6.7	0.4	475	714	-0.97

表 3 洞错花岗闪长斑岩全岩主量、微量和稀土元素测定结果

Table 3 Whole-rock major, trace elements and REE compositions of Dongco granodiorite porphyry

样品	T10H1	T10H2	T10H3	样品	T10H1	T10H2	T10H3
SiO_2	68.15	66.88	69.00	Ni	18.01	20.02	16.08
TiO_2	0.45	0.53	0.45	Rb	94.84	75.18	103.6
Al_2O_3	14.20	14.99	14.05	Ba	562.6	485.8	623.2
TFe_2O_3	3.35	3.42	3.18	Th	10.79	11.92	11.72
MnO	0.06	0.07	0.07	U	2.36	2.23	2.20
MgO	1.74	1.62	1.71	Nb	16.30	17.94	17.00
CaO	1.68	1.84	1.78	Cs	1.21	0.49	1.99
Na_2O	4.29	5.34	3.59	Ta	1.05	1.16	1.25
K_2O	3.28	3.06	3.43	La	22.30	32.02	24.81
P_2O_5	0.18	0.20	0.18	Ce	53.10	66.20	56.59
烧失量	2.54	2.01	2.51	Pr	5.09	6.63	5.36
总计	99.92	99.97	99.93	Sr	265.2	230.6	283.3
$Mg^{\#}$	54.7	52.4	55.6	Nd	17.97	23.22	18.79
T/℃	787	780	795	Zr	172.2	182.6	173.5
A/CNK	1.04	0.97	1.09	Hf	4.14	4.41	4.23
Li	67.42	34.88	87.53	Sm	3.24	4.08	3.34
P	924.2	980.2	962.9	Eu	0.74	0.91	0.73
K	28640	26560	30877	Gd	2.84	3.62	2.93
Sc	6.71	7.37	6.65	Tb	0.39	0.48	0.40
V	56.86	58.57	54.89	Dy	2.36	2.85	2.45
Co	8.91	8.79	8.56	Y	13.47	16.24	14.04
Cu	10.12	24.38	13.50	Ho	0.47	0.56	0.48
Zn	54.04	57.94	47.87	Er	1.32	1.54	1.35
Ga	16.61	17.03	16.00	Tm	0.20	0.23	0.21
Pb	9.79	13.28	14.04	Yb	1.35	1.51	1.36
Cr	38.44	42.22	33.77	Lu	0.21	0.23	0.21

注：$Mg^{\#}=(MgO/40.31)/(MgO/40.31+TFe_2O_3\times0.8998/71.85\times0.85)\times100$；$A/CNK=(Al_2O_3/101.96)/((CaO/56.08)+(Na_2O/61.98)+(K_2O/94.20))$；$T_{Zr}=12900/(2.95+0.85\times((2\times Na_2O/61.9789+2\times K_2O/94.1960+2\times CaO/56.0774)/(2\times Al_2O_3/101.9613\times SiO_2/60.0843/(SiO_2/60.0843+TiO_2/79.8658+2\times Al_2O_3/101.9613+2\times Fe_2O_3/159.6882+FeO/71.8444+MgO/40.3044+CaO/56.0774+2\times Na_2O/61.9789+2\times K_2O/94.196+2\times P_2O_5/141.9445)))+\ln(496000/Zr))-273.15$；主量元素含量单位为%，微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

样品富集轻稀土元素(LREE)，La_N/Sm_N = 4.44~5.07，La_N/Yb_N = 11.89~15.16，重稀土元素(HREE)含量较低，具弱负 Eu 异常(Eu/Eu* = 0.72~0.74)(图 5-a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5-b)上，不同程度亏损高场强元素(Nb、Ta、La、Ce、P 和 Ti)和 Ba，富集大离子亲石元素(Rb 和 K)及 Th、U 和 Pb。其与邻区同时代的花岗岩类具有较好的可比性，表明它们可能具有相似的岩石成因(图 5)。

5 讨 论

5.1 岩石成因

洞错晚白垩世花岗闪长斑岩因其较高的 K_2O 含量(3.06%~3.43%，>1%)，以及侵位于下白垩统去申拉组碎屑岩中，明显区别于 M 型花岗岩[46]。同时样品较低的 Zr+Nb+Ce+Y(255×10^{-6}~283×10^{-6})、10000Ga/Al(2.1~2.2)和 Zr 饱和温度(780~795℃)明显不同于 A 型花岗岩。较低的 SiO_2 含量

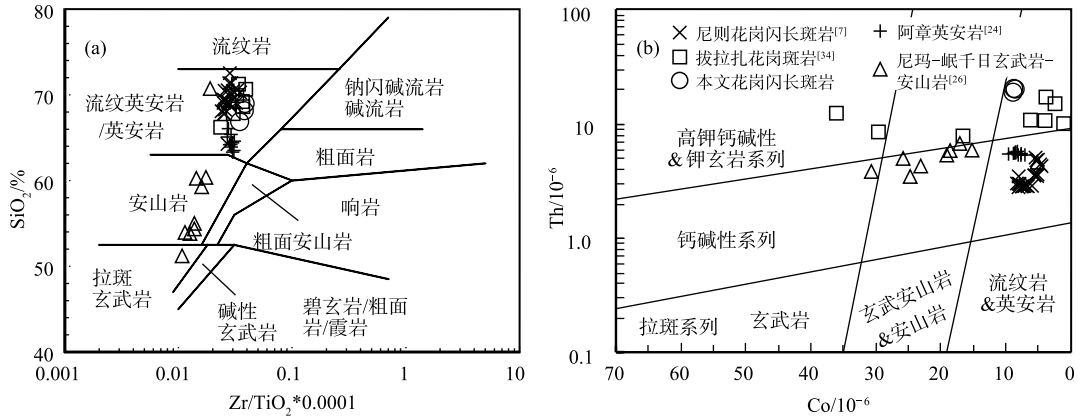

图 4　洞错地区晚白垩世花岗闪长斑岩 Zr/TiO_2–SiO_2 图解[43](a)和 Co–Th 图解[44](b)

Fig. 4　Zr/TiO_2–SiO_2 diagram(a) and Co–Th diagram(b) of Late Cretaceous granodiorite porphyry in the Dongco area

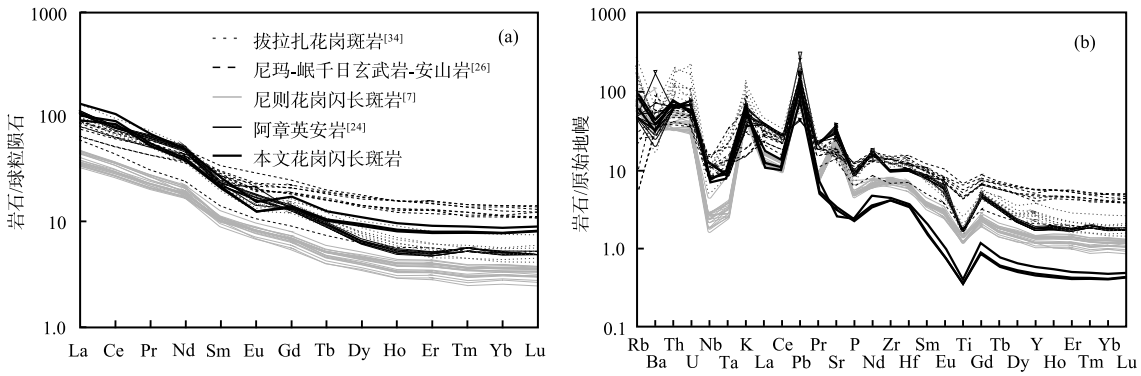

图 5　洞错地区晚白垩世花岗闪长斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准数据据参考文献[45])

Fig. 5　Chondrite–normalized REE patterns(a) and primitive mantle–normalized trace element patterns(b) of Late Cretaceous granodiorite porphyry in the Dongco area

(66.88%~69.00%)和 A/CNK 值(0.97~1.09)及角闪石的出现,表明洞错花岗闪长斑岩为 I 型花岗岩。研究区并未见大面积的同时代基性岩出露,花岗闪长斑岩与尼玛–岷千日玄武岩–安山岩具有相似的稀土和微量元素特征(图 5),未显示出强烈的分异特征;同时花岗闪长斑岩未见显著的负 Eu 异常,较低的 SiO_2 含量(66.88%~69.00%)和分异指数(Di=80~82)表明其并非分异型花岗岩。样品较低的 Rb/Nb(4.19~6.09)、La/Nb 值(1.37~1.79)和 TiO_2 含量(0.45%~0.53%)表现出较典型的地壳岩石部分熔融的特点[47–48],这与 Rb/Sr–Nb/U 和 La–La/Yb 图解(图 6)一致,表明其与邻区花岗岩类具有相同的成因。锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值(4.5~6.9)变化范围较小,明显不同于变质沉积岩部分熔融并经过幔源岩浆混染形成的 I 型花岗岩,因此,母岩浆应来源于新生下地壳(中基性变火成岩)的部分熔融[49]。同时,洞错花岗闪长斑岩侵位于南羌塘地块南缘增生楔中,其内 MORB 型蛇绿岩(基性岩)具有较高的 $Mg^{\#}$ 值(59.1~89.9)、$Na_2O/K_2O > 1$(2.8~39.6)和正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(6.6~8.1)[50],与本文样品相似。因此,洞错花岗闪长斑岩很可能来源于洞错蛇绿岩中基性岩组分的部分熔融。样品较低的 HREE(Yb = 1.35×10^{-6}~1.51×10^{-6})和 Y(13.47×10^{-6}~16.24×10^{-6}),以及明显的 LREE 和 HREE 分异(图 5–a),表明源区存在石榴子石的残留相(≥0.5 GPa);较高的 Sr 含量(230.6×10^{-6}~283.3×10^{-6})和弱负 Eu 异

常(Eu/Eu* = 0.72~0.74),表明源区可能存在少量斜长石残留(12 Gpa)[7]。因此,原始岩浆形成深度为16.5~40 km(根据0.5~12 GPa计算)。较高的Sr/Y(14.2~20.2)和La/Yb(16.6~21.1;图6-b)值也支持原始岩浆来源深度较深(约40 km)[7]。另外,较低且变化范围较小的Cr(33.77×10^{-6}~42.22×10^{-6})、Ni(16.08×10^{-6}~20.02×10^{-6})和MgO(1.62%~1.74%)含量指示,洞错花岗闪长斑岩并非来自俯冲板片熔融及幔源岩浆混染[7],不同于拆沉下地壳部分熔融形成的拔拉扎花岗斑岩[35],而与加厚下地壳部分熔融形成的阿章英安岩和尼则花岗闪长斑岩相似[7, 24]。

5.2 构造背景

有关班公湖-怒江洋的闭合时限争议较大,晚侏罗世—早白垩世闭合观点主要依据中侏罗统德极国组、上侏罗统—下白垩统东巧组、沙木罗组等与下伏蛇绿岩和木嘎岗日岩群之间的沉积不整合[9-10, 34, 51-52]。然而,早白垩世洋壳记录[14, 18-19, 50, 53-58]的识别表明,班公湖-怒江洋在该时期仍具有一定规模。晚侏罗世—早白垩世沙木罗组、东巧组等主体分布于班公湖-怒江缝合带的北缘,与下伏洋壳物质的不整合不能代表班公湖-怒江洋的最终闭合,可能是局部事件的产物;而早白垩世去申拉组陆相河湖相沉积在班公湖-怒江缝合带上广泛出露,且未见有比去申拉组更年轻的洋壳物质或大洋沉积,因此其与洋壳物质之间的不整合可能标志着班公湖-怒江洋的最终消亡[5-6, 59]。Chen等[60]对改则地区去申拉组火山岩和红层进行了详细的古地磁研究,结果显示南羌塘地块与拉萨地块之间强烈的碰撞及地壳缩短发生在早白垩世晚期。而早白垩世末期—晚白垩世阿布山组、晚白垩世竞柱山组等磨拉石建造及其与洋壳物质和古老岩石单元之间的不整合表明,班公湖-怒江洋闭合之后在晚白垩世处于造山隆升阶段[6, 59]。多龙逆冲推覆构造研究结果显示,这一挤压造山过程可能一直持续到晚白垩世末期[6]。洞错花岗闪长斑岩侵位于去申拉组中,与阿布山组和竞柱山组为同时代的产物,表明洞错花岗闪长斑岩应形成于班公湖-怒江洋闭合之后的造山隆升阶段。

前人研究显示,南羌塘和拉萨地块广泛发育的90~75 Ma富镁安山质岩和埃达克岩,为班公湖-怒江洋闭合后加厚岩石圈拆沉的结果[7, 22-24, 61-62]。阿布山组火山岩(80~76 Ma)的研究结果显示,其形成于后碰撞的构造背景,是幔源基性岩浆底侵导致下地壳部分熔融的产物,暗示青藏高原中部在晚白垩世经历了地壳的加厚、拆沉和隆升作用[22]。Kapp等[8]通过对尼玛盆地地层学和沉积学的研究认为,南羌塘和拉萨地块之间的碰撞带在125~95 Ma经历了明显的地壳缩短。岷仟日和阿当玄武岩(约90 Ma)具有板内玄武岩的地球化学特征,显示其形成于伸展背景下[23]。同时,在日阿地区识别出晚白垩世(87 Ma)双峰式火山岩[63],张硕等[61]在班公湖地区亦识别出了同时代(89~86 Ma)的辉绿岩墙,这些基性岩均形成于伸展构造背景。Li等[20]通过对班公湖-怒江缝合带中西部90~88 Ma的含矿岩体的研究,认为其形成于南羌塘和拉萨地块碰撞后的板片撕裂和断离环境,岩浆可能起源于交代的岩石圈地幔。Liu等[7]通过对尼则地区晚白垩世花岗闪长斑岩与同时代构造解析综合研究,认为班公湖-怒江洋闭合后在晚白垩世进入造山垮塌阶段,岩石圈拆沉为其可能的深浅耦合机制。由此可知,拉萨-南羌塘碰撞造山带在约90 Ma进入后碰撞演化阶段。

洞错花岗闪长斑岩属高钾钙碱性系列,富集Rb、Th和U,亏损Nb、Ta、Ti和HREE(图5),具有弧岩浆岩特征。但其母岩浆未经历幔源岩浆混染作用,不同于俯冲板片部分熔融成因的花岗岩[7]。同时,洞错花岗闪长斑岩明显晚于班公湖-怒江洋板片断离的时代(110~105 Ma)[64-66],表明此时拉萨-南羌塘碰撞带下方不存在大洋板片。因此,洞错花岗闪长斑岩与俯冲板片无关。另外,其与阿布山组和竞柱山组为同期构造事件的产物,说明洞错花岗闪长斑岩应形成于后碰撞构造背景。

5.3 地球动力学机制

前人研究显示,晚白垩世岩浆岩在南羌塘地块与拉萨地块中较发育[7, 17, 22-23, 26, 35-38],岩性主要为富镁安山质岩和埃达克岩,其与竞柱山组和阿布山组时代相同[22-23],因此它们很可能为同一动力学机制下的产物。由此可知,班公湖-怒江洋在晚白垩世已经闭合,洞错花岗闪长斑岩形成于后碰撞背景下。南羌塘地块与拉萨地块之间的碰撞势必会造成地壳的加厚[67-68]。下白垩统则弄群和去申拉组火山岩的古地磁研究结果表明,约110 Ma发生了大规模的地壳缩短[60, 69]。沉积学和构造研究表明,

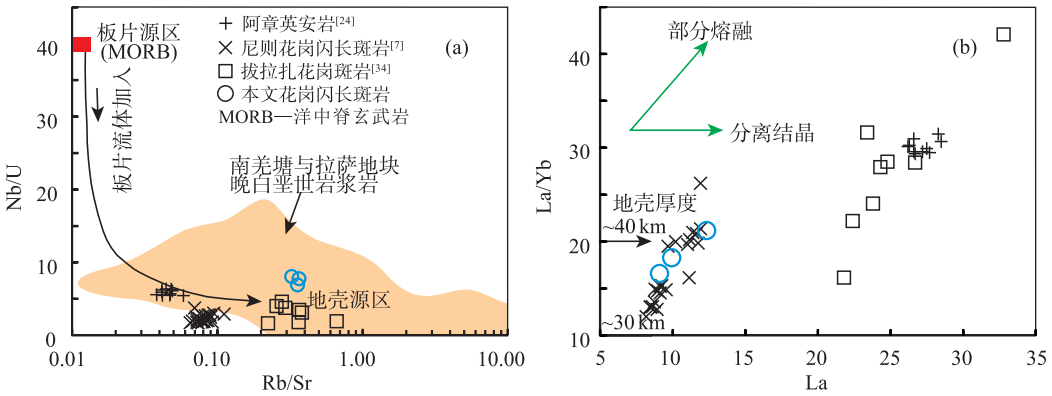

图 6　洞错晚白垩世花岗闪长斑岩 Rb/Sr–Nb/U 图解(a)和 La–La/Yb 图解(b)[7]

Fig. 6　Rb/Sr–Nb/U(a) and La–La/Yb(b) diagrams of Late Cretaceous granodiorite porphyry in the Dongco area

在白垩纪地壳增厚大于 40 km,海拔升高了 3~4 km[8, 67–68],岩浆岩研究揭示出拉萨地块中北部局部地区的地壳厚度大于 50 km,这为岩石圈拆沉提供了前提[23, 70]。此外,前人对晚白垩世富镁安山质岩和埃达克质岩的研究显示,其多来自加厚或拆沉下地壳源区[7, 22–24, 61]。另外,班公湖地区晚白垩世辉绿岩(89~86 Ma)形成于板内伸展环境[61];措勤地区日阿双峰式火山岩(90~88 Ma)指示,晚白垩世初期拉萨地块中北部为碰撞后伸展环境[71–72];拉萨地块岷千日和阿当 90 Ma 玄武质岩石显示板内玄武岩特征,暗示拉萨–南羌塘碰撞带在 90 Ma 已经进入伸展背景[23, 26]。同时,拉萨地块尼则地区构造解析揭示出同期的伸展构造[7]。因此,晚白垩世加厚的地壳、富镁安山质岩、埃达克质岩、板内岩浆岩和张性构造与加厚岩石圈在伸展阶段的拆沉事件具有较好的可比性。由此推断,班公湖–怒江洋闭合后地壳发生了明显增厚,随后在后碰撞伸展阶段伴随有岩石圈拆沉作用,其最早始于约 90 Ma,并导致晚白垩世陆相沉积和岩浆作用的发生。洞错花岗闪长斑岩形成于晚白垩世晚期,起源于加厚下地壳的部分熔融,岩浆来源深度较深(约 40 km),且未受到幔源岩浆混染。因此,其应为这期拆沉事件晚期的产物,软流圈上涌促使加厚的新生下地壳部分熔融,形成了洞错花岗闪长斑岩(图 7)。

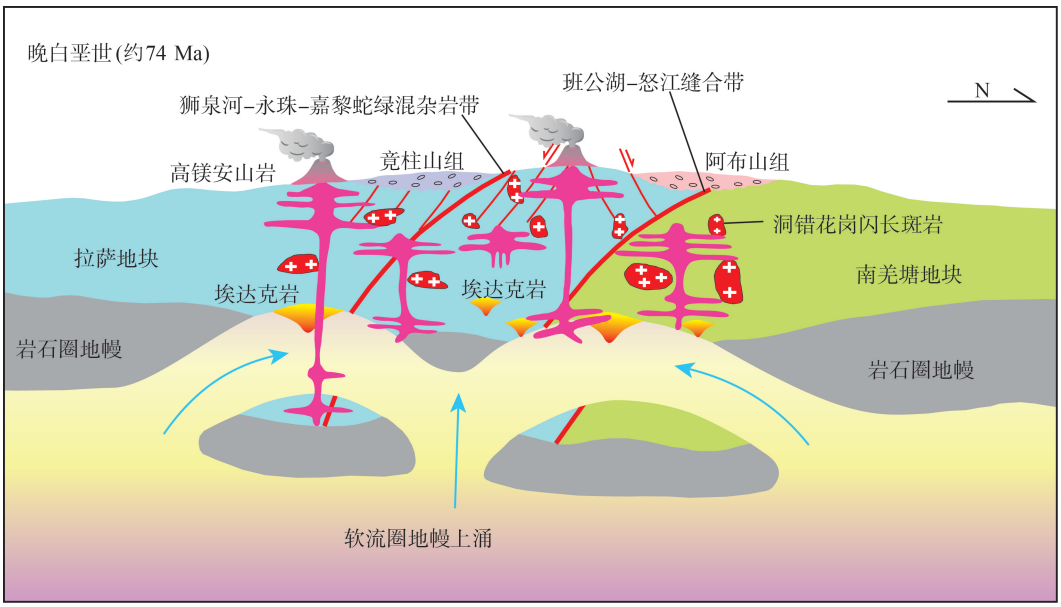

图 7　拉萨–南羌塘碰撞造山带晚白垩世晚期构造演化模型

Fig. 7　Late Cretaceous tectonic evolution model of the Lhasa–South Qiangtang collisional zone

6 结 论

(1)锆石 U-Pb 测年结果显示,西藏洞错花岗闪长斑岩形成时代为 74.1±1.1 Ma。

(2)全岩地球化学特征显示,该花岗闪长斑岩为高钾钙碱性系列,起源于加厚新生下地壳部分熔融。

(3)洞错花岗闪长斑岩形成于后碰撞背景,为班公湖-怒江洋闭合后岩石圈拆沉的产物。

致谢:样品采集过程中得到吉林大学地球科学学院青藏高原地学研究中心王国徽等的协助,分析测试得到了中国地质大学(北京)地学实验中心苏犁老师和张红雨老师的指导,审稿专家提出了宝贵的修改意见,在此一并致以衷心的感谢。

参考文献

[1] 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.

[2] 刘一鸣. 青藏高原羌南-保山板块 550~450 Ma 岩浆事件——兼论冈瓦纳大陆北缘基底构造演化[D]. 吉林大学博士学位论文, 2017.

[3] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 印度-亚洲碰撞大地构造[J]. 地质学报, 2011, 85(1): 1-33.

[4] 朱弟成, 赵志丹, 牛耀龄, 等. 拉萨地体的起源和古生代构造演化[J]. 高校地质学报, 2012, 18(1): 1-15.

[5] 刘一鸣, 李三忠, 于胜尧, 等. 青藏高原班公湖-怒江缝合带及周缘燕山期微地块聚合与增生造山过程[J]. 大地构造与成矿学, 2019, 43(4): 824-838.

[6] Liu Y M, Wang M, Li C, et al. Cretaceous structures in the Duolong region of central Tibet: Evidence for an accretionary wedge and closure of the Bangong-Nujiang Neo-Tethys Ocean[J]. Gondwana Research, 2017, 48: 110-123.

[7] Liu Y M, Wang M, Li C, et al. Late Cretaceous tectono-magmatic activity in the Nize region, central Tibet: evidence for lithospheric delamination beneath the Qiangtang - Lhasa collision zone [J]. International Geology Review, 2019, 61: 562-583.

[8] Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, et al. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet [J]. Geological Society of America Bulletin, 2007, 119(7/8): 917-933.

[9] 王建平, 刘彦明, 李秋生, 等. 西藏班公湖-丁青蛇绿岩带东段侏罗纪盖层沉积的地层划分[J]. 地质通报, 2002, 21(7): 405-410.

[10] 陈国荣, 刘鸿飞, 蒋光武, 等. 西藏班公湖-怒江结合带中段沙木罗组的发现[J]. 地质通报, 2004, 23(2): 193-194.

[11] Zhu D C, Mo X X, Niu Y, et al. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet[J]. Chemical Geology, 2009, 268(3): 298-312.

[12] Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, et al. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 301(1): 241-255.

[13] Pan G T, Wang L Q, Li R S, et al. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 53: 3-14.

[14] Fan J J, Li C, Xu J X, et al. Petrology geochemistry and geological significance of the Nadong ocean island Banggong-Nujiang suture Tibetan Plateau[J]. International Geology Review, 2014, 56: 915-928.

[15] Liu D L, Shi R D, Ding L, et al. Zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions of Mesozoic granitoids in southern Qiangtang, Tibet: Implications for the subduction of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean[J]. Gondwana Research, 2017, 41: 157-172.

[16] Baxter A T, Aitchison J C, Zyabrev S V. Radiolarian age constraints on Mesotethyan ocean evolution, and their implications for development of the Bangong-Nujiang suture, Tibet[J]. Journal of the Geological Society, 2009, 166(4): 689-694.

[17] Liu D, Zhao Z D, Zhu D C, et al. Zircon xenocrysts in Tibetan ultrapotassic magmas: imaging the deep crust through time[J]. Geology, 2014, 42: 43-46.

[18] Fan J J, Li C, Xie C M, et al. Petrology, geochemistry, and geochronology of the Zhonggang ocean island, northern Tibet: implications for the evolution of the Banggongco-Nujiang oceanic arm of the Neo-Tethys[J]. International Geology Review, 2014, 56(12): 1504-1520.

[19] Fan J J, Li C, Liu Y M, et al. Age and nature of the late Early Cretaceous Zhaga Formation, northern Tibet: constraints on when the Bangong-Nujiang Neo-Tethys Ocean closed [J]. International Geology Review, 2015, 57(3): 342-353.

[20] Li G M, Qin K Z, Li J X, et al. Cretaceous magmatism and metallogeny in the Bangong-Nujiang metallogenic belt, central Tibet: Evidence from petrogeochemistry, zircon U-Pb ages, and Hf-O isotopic compositions[J]. Gondwana Research, 2017, 41: 110-127.

[21] 刘一鸣, 李才, 李三忠, 等. 青藏高原羌南-保山板块都古尔地区早白垩世变质辉长岩: 对班公湖-怒江洋俯冲闭合的制约[J]. 地质通报, 2018, 37(8): 1450-1463.

[22] Li Y L, He J, Wang C S, et al. Late Cretaceous K-rich magmatism in central Tibet: Evidence for early elevation of the Tibetan plateau?[J]. Lithos, 2013, 160: 1-13.

[23] Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, et al. 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[J]. Lithos, 2014, 198: 24-37.

[24] Sun G Y, Hu X M, Zhu D C, et al. Thickened juvenile lower crust-Derived ~90 Ma adakitic rocks in the central Lhasa terrane, Tibet[J]. Lithos, 2015, 224-225: 225-239.

[25] Zhang K J, Xia B D, Wang G M, et al. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China [J]. Geological Society of America Bulletin, 2004, 116(9): 1202-1222.

[26] 马国林,岳雅慧.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[J].岩石矿物学杂志,2010,29(5): 525-538.

[27] 吴珍汉,吴学文,赵珍,等.羌塘地块南部晚白垩世火山岩离子探针测年及其对红层时代的约束[J].地球学报,2014,35(5): 567-572.

[28] 禹丽,李龚健,王庆飞,等.保山地块北部晚白垩世岩浆岩成因及其构造指示: 全岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素制约[J].岩石学报,2014,30(9): 2709-2724.

[29] Fan J J, Niu Y L, Liu Y M, et al. Timing of closure of the Meso-Tethys Ocean: Constraints from remnants of a 141-135 Ma ocean island within the Bangong-Nujiang Suture Zone, Tibetan Plateau[J]. Geological Society of America Bulletin, 2020, https://doi.org/10.1130/B35896.1.

[30] Barazangi M, Isacks B L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America[J]. Geology, 1976, 4: 686-692.

[31] Jordan T E, Gardeweg M. Tectonic evolution of the Late Cenozoic Central Andes (20° ~ 33° S) [C]//Ben-Avraham Z. Oxford monographs on geology and geophysics 8: The evolution of the Pacific Ocean Margins. Oxford, Clarendon Press, 1989: 193-207.

[32] Liu Y M, Li C, Xie C M, et al. Geochronology of the Duguer range metamorphic rocks, Central Tibet: implications for the changing tectonic setting of the South Qiangtang subterrane[J]. International Geology Review, 2017, 59(1): 29-44.

[33] Li J X, Qin K Z, Li G M, et al. Geochronology, geochemistry, and zircon Hf isotopic compositions of Mesozoic intermediate-felsic intrusions in central Tibet: petrogenetic and tectonic implications[J]. Lithos, 2014, 198: 77-91.

[34] Zhu D C, Li S M, Cawood P A, et al. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction[J]. Lithos, 2016, 245: 7-17.

[35] 余红霞,陈建林,许继峰,等.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[J].岩石学报,2011,27(7): 2011-2022.

[36] 黄瀚霄,李光明,陈华安,等.西藏色布塔铜钼矿床中辉钼矿 Re-Os 定年及其成矿意义[J].地质学报,2013,87(2): 240-244.

[37] 姚晓峰,唐菊兴,李志军,等.班公湖-怒江带西段尕尔穷矽卡岩型铜金矿含矿母岩成岩时代的重新厘定及其地质意义[J].地质论评,2013,59(1): 193-200.

[38] 王保弟,许继峰,刘保民,等.拉萨地块北部 ~90 Ma 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.

[39] 侯可军,李延河,邹天人,等.LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J].岩石学报,2007,(10): 2595-2604.

[40] Elhlou S, Belousova E, Griffin W L, et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation[J]. Geochimica Cosmochimica Acta, 2006, 70(18): A158.

[41] Govindaraju K. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 1994, 18: 1-158.

[42] 于红.陕西商南松树沟橄榄岩矿物地球化学特征及成因机理示踪[D].中国地质大学(北京)硕士学位论文,2011.

[43] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-343.

[44] Hastie A R, Kerr A C, Pearce J A, et al. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram[J]. Journal of Petrology, 2007, 48: 2341-2357.

[45] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.

[46] Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects[J]. Lithos, 2007, 97(1): 1-29.

[47] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of petrology, 1984, 25(4): 956-983.

[48] Hildreth W E S, Halliday A N, Christiansen R L. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellow stone Plateau volcanic field[J]. Journal of Petrology, 1991, 32(1): 63-138.

[49] Li S M, Zhu D C, Wang Q, et al. Northward subduction of Bangong-Nujiang Tethys: Insight from Late Jurassic intrusive rocks from Bangong Tso in western Tibet[J]. Lithos, 2014, 205: 284-297.

[50] Wang B D, Wang L Q, Chung S L, et al. Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan ocean: insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites[J]. Lithos, 2016, 245: 18-33.

[51] 王立全,潘桂棠,丁俊,等.青藏高原及邻区地质图及说明书(1∶1 500 000)[M].北京: 地质出版社,2013.

[52] Zhang K J. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 229: 73-89.

[53] 王忠恒,王永胜,谢元和,等.西藏班公湖-怒江缝合带中段塔仁本洋岛型玄武岩的发现及地质意义[J].沉积与特提斯地质,2005,25(1/2): 155-162.

[54] 朱弟成,潘桂棠,莫宣学,等.青藏高原中部中生代 OIB 型玄武岩的识别: 年代学、地球化学及其构造环境[J].地质学报,2006,80(9): 1312-1328.

[55] 陈玉禄,张宽忠,杨志民,等.青藏高原班公湖-怒江结合带中段那曲县觉翁地区发现完整的蛇绿岩剖面[J].地质通报,2006,25(6): 694-699.

[56] 鲍佩声,肖序常,苏犁,等.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[J].中国科学(D 辑),2007,37(3): 298-307.

[57] Hao L L, Wang Q, Wyman D A, et al. Underplating of basaltic magmas and crustal growth in a continental arc: Evidence from Late Mesozoic intermediate-felsic intrusive rocks in southern Qiangtang, central Tibet[J]. Lithos, 2016, 245: 223-242.

[58] 付佳俊,丁林,许强,等.西藏改则洞错地区白垩纪火山岩锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素组成及对班公-怒江洋俯冲闭合的制约[J].地质科学,2015,50(1): 182-202.

[59] 范建军.班公湖-怒江洋中西段晚中生代汇聚消亡时空重建[D].吉林大学博士学位论文,2016.

[60] Chen W W, Zhang S H, Ding J K, et al. Combined paleomagnetic and geochronological study on Cretaceous strata of the Qiangtang terrane, central Tibet[J]. Gondwana Research, 2017, 41: 373-389.

[61] 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.

[62] Chen S S, Fan W M, Shi R D, et al. Removal of deep lithosphere in ancient continental collisional orogens: A case study from central Tibet, China [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2017, 18: 1225-1243.

[63] 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(4): 477-482.

[64] Qu X M, Wang R J, Xin H B, et al. Age and petrogenesis of A-type granites in the middle segment of the Bangonghu-Nujiang suture, Tibetan plateau[J]. Lithos, 2012, 146: 264-275.

[65] Sui Q L, Wang Q, Zhu D C, et al. 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[J]. Lithos, 2013, 168/169: 144-159.

[66] Wu H, Li C, Hu P Y, et al. Early Cretaceous(100-105 Ma) Adakitic magmatism in the Dachagou area, northern Lhasa terrane, Tibet: Implications for the Bangong-Nujiang Ocean subduction and slab break-off[J]. International Geology Review, 2015, 57(9/10): 1172-1188.

[67] 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.

[68] 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: TC6007.

[69] Chen W W, Yang T S, Zhang S H, et al. Paleomagnetic results from the Early Cretaceous Zenong Group volcanic rocks, Cuoqin, Tibet, and their paleogeographic implications[J]. Gondwana Research, 2012, 22: 461-469.

[70] 刘函,王保弟,陈莉,等.拉萨地块西北日土花岗岩基锆石 U-Pb 年代学、地球化学及构造意义[J].大地构造与成矿学,2015,39(6): 1141-1155.

[71] 曲晓明,辛洪波,徐文艺,等.藏西措勤含铜双峰岩系的发现及其意义[J].岩石学报,2006,22(3): 707-716.

[72] 辛洪波,曲晓明,任立奎,等.西藏措勤含铜岩系的物质来源与成因[J].地质学报,2007,81(7): 939-935.