

藏北羌塘南缘早白垩世青草山强过铝质 S 型花岗岩的成因：来自地球化学和锆石 U-Pb 年代学的约束

刘洪¹ 张晖¹ 李光明¹ 黄瀚霄^{1,†} 肖万峰² 游钦³ 马东方¹ 张海¹ 张红¹

1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 成都 610081; 2. 河南省地质调查院, 郑州 450007; 3. 四川省煤田地质工程勘察设计院, 成都 610072; † 通信作者, E-mail: hanxiaohuang@126.com

摘要 藏北羌塘南缘扎普-多不杂岩浆弧内的青草山花岗岩体由花岗斑岩和石英二长斑岩组成, 目前缺乏地球化学和年代学数据来约束其成因和形成时代。用 LA-ICP-MS 方法测得石英二长斑岩锆石 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄加权平均值为 122±1 Ma (MSWD=3.9), 花岗斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 114.6±1.2 Ma (MSWD=1.1), 表明岩体形成于早白垩世。岩体含白云母、堇青石, 无角闪石, 具有富铝(Al₂O₃ 含量: 14.81%~15.86%)、贫钙(CaO 含量: 1.10%~2.44%)、总碱含量高(K₂O+Na₂O 含量: 6.86%~8.80%)的特征, 铝饱和指数 A/CNK 为 1.06~1.20, 在 CIPW 标准矿物计算中出现刚玉分子(1.20%~2.86%), 未出现透辉石, 表明该岩体为一套强过铝质亚碱性 S 型花岗岩。(La/Yb)_N=3.24~16.20, LREE/HREE=4.37~12.4, 在配分曲线上显示左高右低的特征, 富集 Rb, Th, U, K, La, Ce 等大离子亲石元素, 亏损 Ta, Nb, P, Ti, Y 等高场强元素, 具有较典型的岛弧岩浆岩地球化学特征。研究结果揭示, 青草山花岗岩为班公湖-怒江洋壳北向俯冲背景下, 上地壳杂砂岩质成分发生部分熔融作用的产物。

关键词 西藏; 班公湖-怒江; 羌塘; 青草山; S 型花岗岩; 过铝质花岗岩

中图分类号 P581

Petrogenesis of the Early Cretaceous Qingcaoshan Strongly Peraluminous S-Type Granitic Pluton, Southern Qiangtang, Northern Tibet: Constraints from Whole-Rock Geochemistry and Zircon U-Pb Geochronology

LIU Hong¹, ZHANG Hui¹, LI Guangming¹, HUANG Hanxiao^{1,†}, XIAO Wanfeng²,
YOU Qin³, MA Dongfang¹, ZHANG Hai¹, ZHANG Hong¹

1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081; 2. Henan Institute of Geology Survey, Zhengzhou 450007; 3. Sichuan Institute of Coal Geological Exploration and Designing, Chengdu 610072; † Corresponding author, E-mail: hanxiaohuang@126.com

Abstract The Qingcaoshan granitic pluton, located in the Zhapu-Duobuza magmatic arc in southern Qiangtang, consists of granite porphyry and quartz monzonitic porphyry. However, the age and genesis are not studied due to absence of geochemical and geochronological data. The weighted average ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of 122±1 Ma (MSWD=3.9) for quartz monzonitic porphyry and 114.6±1.2 Ma (MSWD=1.1) for granite porphyry is present by LA-ICP-MS and SHRIMP zircon U-Pb dating. The intrusion have minor muscovite and cordierite, no hornblende. The granitic pluton is characterized by enriched Al (Al₂O₃: 14.81%–15.86%), depleted Ca (CaO: 1.10%–2.44%), and high content of alkali (K₂O+Na₂O: 6.86%–8.80%). Father more, it is also characterized by ASI of 1.1 (A/CNK: 1.06–1.20), corundum (1.20%–2.86%) and absence of diopside showed through CIPW calculation, which

are indicative of peraluminous sub-alkaline S-type graniten. The intrusive rock is relatively enriched in large ion lithophile elements (Rb, Th, U, K, La, Ce) and depleted in high field strength elements (Ta, Nb, P, Ti, Y), and exhibits LREE-enriched $((La/Yb)_N: 3.24-16.20)$ with right-inclined REE distribution patterns. A synthesis of all these characteristics indicates that the Qingcaoshan granitic pluton was probably derived from partial melting of greywacke components in the upper crust as a result of norward subduction of the Bangong Co-Nujiang oceanic crust towards the Qiangtang block.

Key words Tibet; Bangong Co-Nujiang; Qiangtang; Qingcaoshan; S-type granite; peraluminous granite

班公湖-怒江缝合带近东西向横跨于羌塘地块与冈底斯地块之间,在其两侧广泛发育的中生代岩浆活动记录了班公湖-怒江洋壳岩石圈俯冲以及羌塘地块与冈底斯地块碰撞的丰富信息,是当前青藏高原地质研究的热点^[1-7]。班公湖-怒江缝合带西段的北侧为羌塘地块南缘的扎普-多不杂岩浆弧(据文献[8]的大地构造分区方案)。近年来的地质调查发现该岩浆弧内岩石类型主要为中酸性岩系列^[2]。已有的年代学数据^[9-18]表明,这些岩体的形成时代大致在晚侏罗世至早白垩世(168~106 Ma)。目前,对羌塘南缘早白垩世岩浆活动地球动力学背景的认识存在分歧:一种观点认为该岩浆活动是中特提斯洋壳的北向俯冲导致^[1-2,11-13,18];另一种观点认为该岩浆活动与中特提斯洋南向俯冲过程中残余洋壳板片的浅部断离(或者拆沉)作用有关^[6,15];此外,部分学者认为该研究活动发生在碰撞后地壳隆升阶段^[16-17]。过去对该地区花岗岩类的报道以 I 型花岗岩为主,强过铝质的 S 型花岗岩则鲜有报道。本文基于岩相学、岩石地球化学和锆石 U-Pb 年代学研究,在扎普-多不杂岩浆弧内的青草山地区厘定出早白垩世的强过铝质 S 型花岗岩,并探讨该花岗岩的成因。研究结果有助于进一步了解青藏高原中部的中生代造山事件,为班公湖-怒江缝合带构造岩浆作用研究提供线索和证据。

1 地质概况

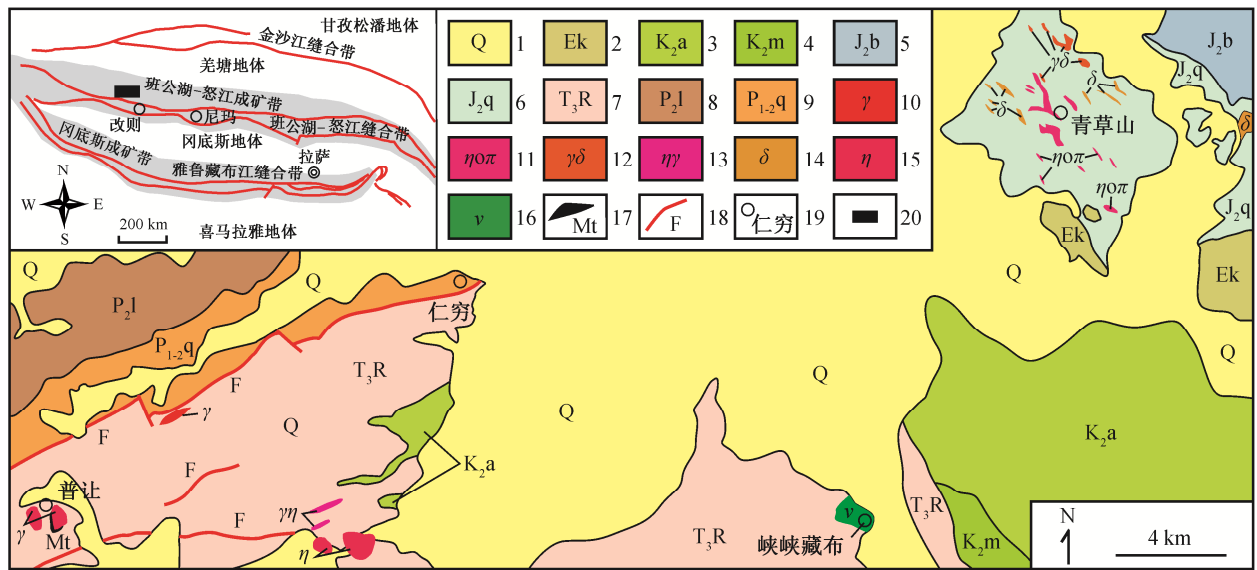
西藏自治区阿里地区改则县先遣乡境内的青草山花岗岩体位于班公湖-怒江缝合带北侧,羌塘地块南缘扎普-多不杂岩浆弧(J-K₁)内。该地区及外围出露的地层主要有中-下二叠统雀英错组(P_{1-2q})石英砂岩、中二叠统龙格组(P_{2l})灰岩、上三叠统日干配错群(T_{3R})板岩、中侏罗统雀莫组(J_{2q})变质粉砂岩、中侏罗统布曲组(J_{2b})灰岩、下白垩统美日切错组(K_{1m})火山岩、上白垩统阿布山组(K_{2l})泥岩以及古近系康托组(Ek)砾岩等(图 1)。中侏罗统雀莫错组为研究区主要地层,岩性以浅灰至灰黄色中厚层

变质砂岩、灰绿色薄层变质粉砂岩为主,夹少量灰绿色薄层粉砂质板岩。岩浆岩主要有花岗斑岩及石英二长斑岩。在青草山地区西南约 30 km 的普让地区,还分布具有岛弧型岩石地球化学特征的普让 I 型花岗岩^[9]。青草山岩体位于中-下二叠统雀英错组石英砂岩中(图 1),与围岩有明显的侵入接触关系,呈球形小岩株特征,出露规模为 300 m×600 m,周金胜等^[10]利用锆石 SHRIMP U-Pb 年代学方法测得的花岗斑岩年龄为 114.6±1.2 Ma (MSWD=1.1)。

2 采样及分析方法

实验样品有花岗斑岩 3 件和石英二长斑岩体 4 件。对 7 件样品均进行野外和手标本观察、薄片鉴定及全岩主量、稀土、微量元素分析,对其中 1 件石英二长斑岩样品进行锆石 U-Pb 年代学分析。花岗斑岩(图 2(a)和(c))呈灰白色,斑状结构,块状构造,斑晶主要由石英(约 10%)组成,同时含少量长石。石英二长斑岩(图 2(b)和(d))呈深灰色至灰黑色,斑状结构,块状构造,斑晶体积约占 55%,主要为石英(5%~10%)、斜长石(20%~25%)和碱性长石(15%~20%),少量白云母(约 3%)、黑云母(约 3%)和堇青石(<1%),长石类矿物大多已发生绢云母化蚀变。

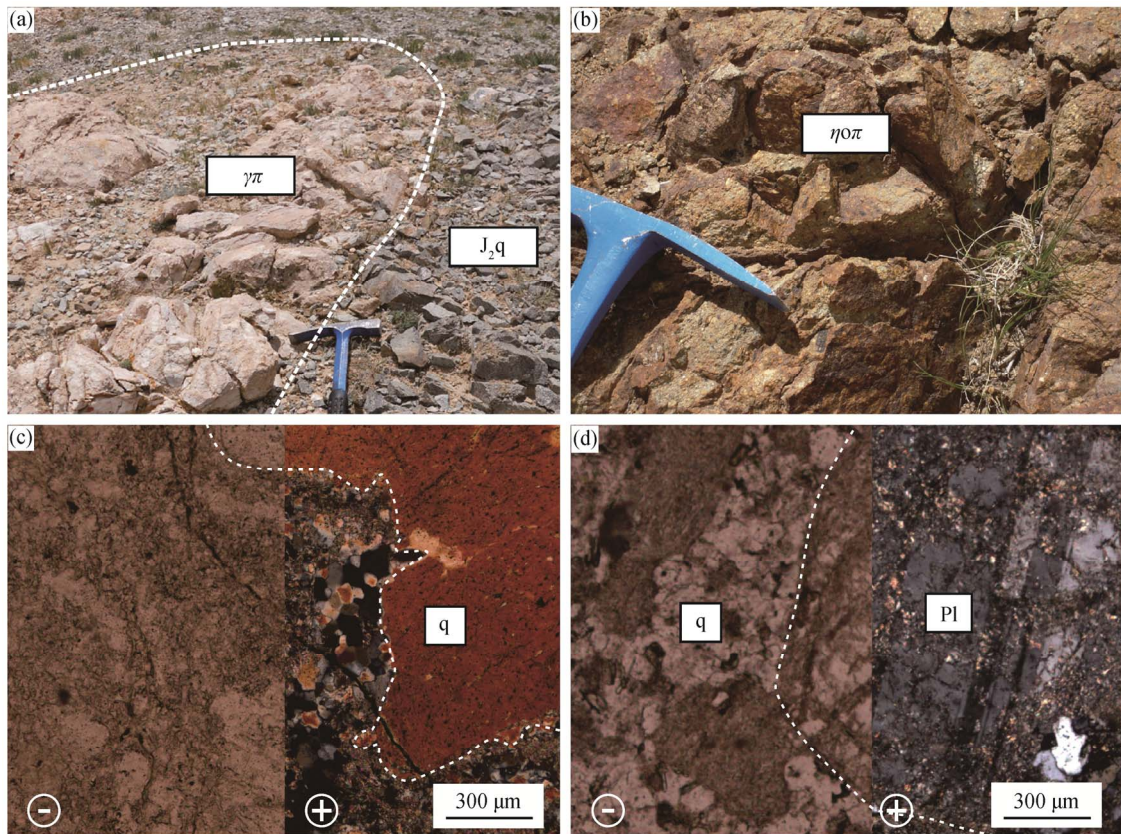
主量、稀土、微量元素分析在国土资源部西南矿产资源监督检测中心(中国地质调查局成都地质调查中心)实验室完成。主量元素用 AXIOS-X 荧光光谱仪测定,分析精度优于 5%。微量元素用 ICP-MS 法,采用等离子质谱仪(X-series)测定,分析精度优于 5%。锆石分选在廊坊诚信地质服务有限公司完成。背散射电子相、锆石阴极发光图像分析和锆石 U-Pb 测年在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。锆石 U-Pb 同位素原位分析在 Agilent 公司生产的 Agilent 7500a 电感耦合等离子体质谱与 MicroLas 公司 GeoLas 2005 准分子激光剥蚀系统联机上进行。使用氦气作为剥蚀物质的载气,分析所用的激光束斑直径为 32 μm,



构造单元划分图据文献[19-20]修改。1. 第四系; 2. 古近系康托组砾岩; 3. 上白垩统阿布山组泥岩; 4. 下白垩统美日切错组火岩; 5. 中侏罗统布曲组灰岩; 6. 中侏罗统雀莫变质粉砂岩; 7. 上三叠统日干错群板岩; 8. 中二叠统龙格组灰岩; 9. 中-下二叠统雀英错组石英砂岩; 10. 花岗岩; 11. 石英二长斑岩; 12. 花岗闪长岩; 13. 二长闪长岩; 14. 闪长岩; 15. 二长岩; 16. 辉绿岩; 17. 磁铁矿; 18. 断层; 19. 地名; 20. 研究区

图 1 青草山-普让地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Qingcaoshan-Purang region



(a) 花岗斑岩野外照片; (b) 石英二长斑岩野外照片; (c) 花岗斑岩单偏光显微镜下(-)与正交偏光显微镜下(+)照片; (d) 石英二长斑岩单偏光显微镜下(-)与正交偏光显微镜下(+)照片; J2q: 中-下二叠统雀英错组石英砂岩; ηοπ: 石英二长斑岩; γπ: 花岗斑岩; q: 石英; Pl: 斜长石

图 2 青草山岩体野外及显微镜下照片

Fig. 2 Field photos and micrographs for Qingcaoshan granitic pluton

采用标准锆石 Harvard 91500 为外标进行同位素的分馏校正, GJ-1 为内标进行精度检测, 标准玻璃 NIST610 为外标进行微量元素含量校正。详细的分析流程和仪器参数见文献[21–22]。实验获得的数据处理采用 ICPMSDataCal 软件^[22]进行处理, 经过普通 Pb 校正后, 锆石加权平均年龄的计算和谐和图的绘制采用 Isoplot 4.15 程序(方法和流程见文献[23]), 得出的同位素比值和年龄误差均在 1σ 水平。

3 分析结果

3.1 主量元素

主量元素分析结果(表 1)显示, 花岗斑岩 SiO_2 含量为 69.75%~70.12%, 石英二长斑岩 SiO_2 含量为 66.77%~68.54%, 均为酸性岩浆岩的特征。花岗斑岩 K_2O 含量为 2.87%~3.26%, 小于石英二长斑岩 K_2O 含量(5.93%~6.92%)。青草山花岗岩具有总碱含量高(花岗斑岩 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 含量为 6.86%~7.64%, 石英二长斑岩 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 含量为 8.45%~8.80%)、富铝(花岗斑岩 Al_2O_3 含量为 15.03%~15.44%, 石英二长斑岩 Al_2O_3 含量为 14.81%~15.86%)、低钙(花

岗斑岩 CaO 含量为 1.71%~2.44%, 石英二长斑岩 CaO 含量为 1.10%~2.02%)的特征。花岗斑岩里特曼指数(σ_{43})为 1.74~2.18, 小于石英二长斑岩的里特曼指数(2.96~3.26), 均为钙碱性岩。在硅碱图解(图 3(a))中, 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩均落入为亚碱性系列中, 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩 A/CNK 值为 1.06~1.20, 除一个样品为 1.06 外, 其他样品均大于 1.1, 在 CIPW 标准矿物计算中出现刚玉分子而未出现透辉石, 说明青草山花岗岩属于强过铝质花岗岩类(图 3(b))。

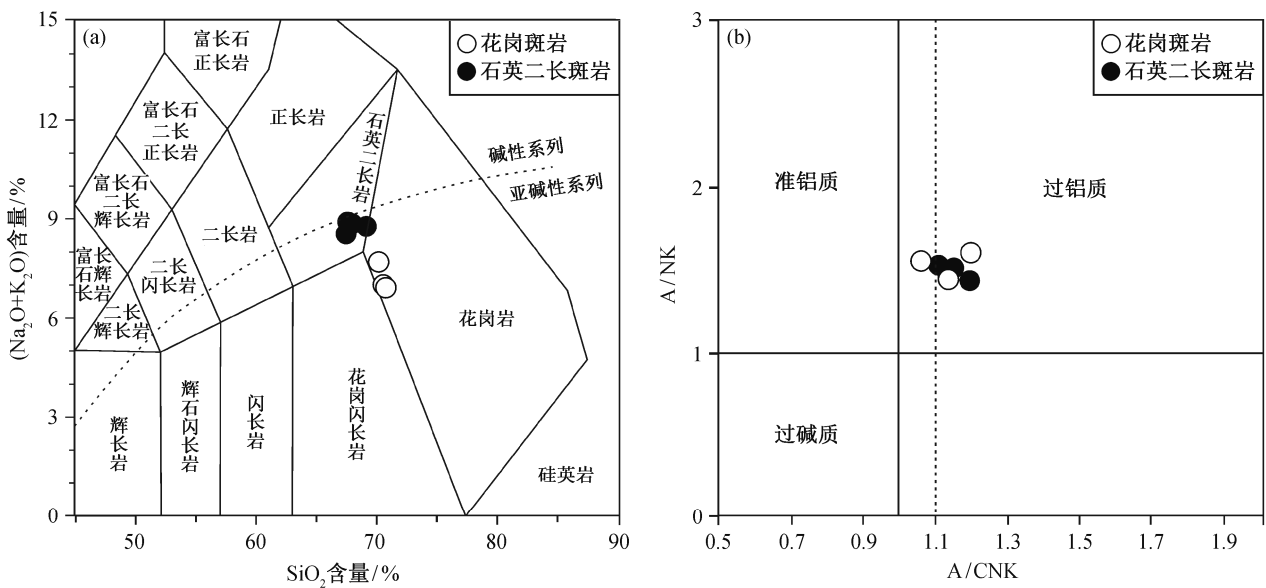
3.2 稀土元素与微量元素

稀土元素与微量元素分析结果见表 2 和 3。本文稀土元素配分曲线(图 4(a))采用 C1 球粒陨石^[29]标准化, 微量元素配分曲线(图 4(b))采用原始地幔^[30]标准化。从图 4(a)可以看出, 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩稀土元素位于羌塘南缘岛弧花岗岩范围(据文献[9–14]数据投图), 稀土元素球粒陨石配分曲线均具有向右倾斜的“海鸥”形特征, 轻稀土曲线较陡, 重稀土曲线较平缓, 具明显的 Eu 异常, Ce 异常不明显。青草山花岗斑岩稀土总量(ΣREE : 50.3~

表 1 青草山岩体主量元素含量
Table 1 Major elements characteristic values for Qingcaoshan granitic pluton

岩石名称	样品号	含量/%										
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI
青草山 花岗斑岩	QCS04	69.81	0.36	15.07	2.84	0.03	1.34	2.44	4.06	2.87	0.14	1.01
	QCS05	69.75	0.37	15.44	2.96	0.03	1.27	1.77	4.14	3.50	0.15	0.61
	QCS06	70.12	0.35	15.03	3.51	0.03	1.34	1.71	3.60	3.26	0.13	0.92
青草山 石英二长斑岩	QCS10	66.77	0.44	15.64	3.58	0.03	1.62	1.68	1.90	6.90	0.19	1.18
	QCS12	68.54	0.41	14.81	3.67	0.03	1.67	1.10	1.77	6.92	0.17	0.90
	QCS14	67.48	0.45	15.73	3.52	0.03	1.52	1.57	2.67	6.11	0.18	0.76
	QCS16	66.78	0.45	15.86	3.68	0.03	1.52	2.02	2.52	5.93	0.18	0.98
岩石名称	样品号	含量/%			A/NK	A/CNK	CaO/ Na_2O	DI	σ_{43}	$t_{\text{Zr}}/^\circ\text{C}$		
		$\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$	刚玉	透辉石								
青草山 花岗斑岩	QCS04	6.93	1.20	0	1.54	1.06	0.60	79.99	1.79	751		
	QCS05	7.64	1.99	0	1.46	1.12	0.43	82.76	2.18	764		
	QCS06	6.86	2.83	0	1.59	1.20	0.48	81.13	1.74	761		
青草山 石英二长斑岩	QCS10	8.80	2.50	0	1.48	1.15	0.89	81.11	3.26	768		
	QCS12	8.69	2.86	0	1.43	1.20	0.62	83.45	2.96	776		
	QCS14	8.78	2.34	0	1.43	1.14	0.59	82.26	3.15	773		
	QCS16	8.45	2.09	0	1.50	1.11	0.80	79.91	3.00	764		

说明: 里特曼系数 $\sigma_{43} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$; 全岩锆石饱和温度 t_{Zr} 的计算方法见文献[24–25]; 分异指数 DI 的计算方法见文献[26]。



(a)的底图据文献[27], (b)的底图据文献[28]

图 3 青草山岩体岩石类型和系列划分图解

Fig. 3 Classification and series diagrams for Qingcaoshan granitic pluton

表 2 青草山岩体稀土元素含量

Table 2 REE elements characteristic values for Qingcaoshan granitic pluton

岩石名称	样品号	含量($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)										
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
青草山 花岗岩	QCS04	10.7	27.7	3.59	15.4	3.45	0.57	3.00	0.48	2.68	0.51	1.56
	QCS05	6.49	16.9	2.69	11.6	2.78	0.51	2.56	0.42	2.48	0.50	1.53
	QCS06	7.96	21.6	2.85	11.7	2.37	0.50	2.18	0.34	2.13	0.42	1.27
青草山 石英二长斑岩	QCS10	35.8	67.5	7.53	26.8	4.78	0.79	4.10	0.60	3.27	0.63	1.85
	QCS12	31.8	59.5	6.54	22.9	3.95	0.65	3.25	0.46	2.48	0.48	1.52
	QCS14	29.2	55.1	6.04	21.7	3.93	0.74	3.39	0.52	2.95	0.60	1.80
	QCS16	39.4	71.6	7.53	26.2	4.46	0.92	3.98	0.55	3.12	0.61	1.79
岩石名称	样品号	含量($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)					LREE/HREE (不含 Y)	$(\text{La}/\text{Yb})_N$	δEu	δCe		
		Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE (不含 Y)						
青草山 花岗岩	QCS04	0.23	1.56	0.23	13.7	71.6	6.00	4.93	0.54	1.10		
	QCS05	0.22	1.44	0.22	13.3	50.3	4.37	3.24	0.58	0.99		
	QCS06	0.18	1.31	0.19	11.0	55.0	5.89	4.35	0.67	1.11		
青草山 石英二长斑岩	QCS10	0.27	1.84	0.26	15.9	156	11.2	14.0	0.54	1.01		
	QCS12	0.22	1.46	0.22	12.9	135	12.4	15.7	0.55	1.01		
	QCS14	0.26	1.66	0.24	15.3	128	10.2	12.6	0.62	1.02		
	QCS16	0.26	1.75	0.29	15.7	163	12.2	16.2	0.67	1.02		

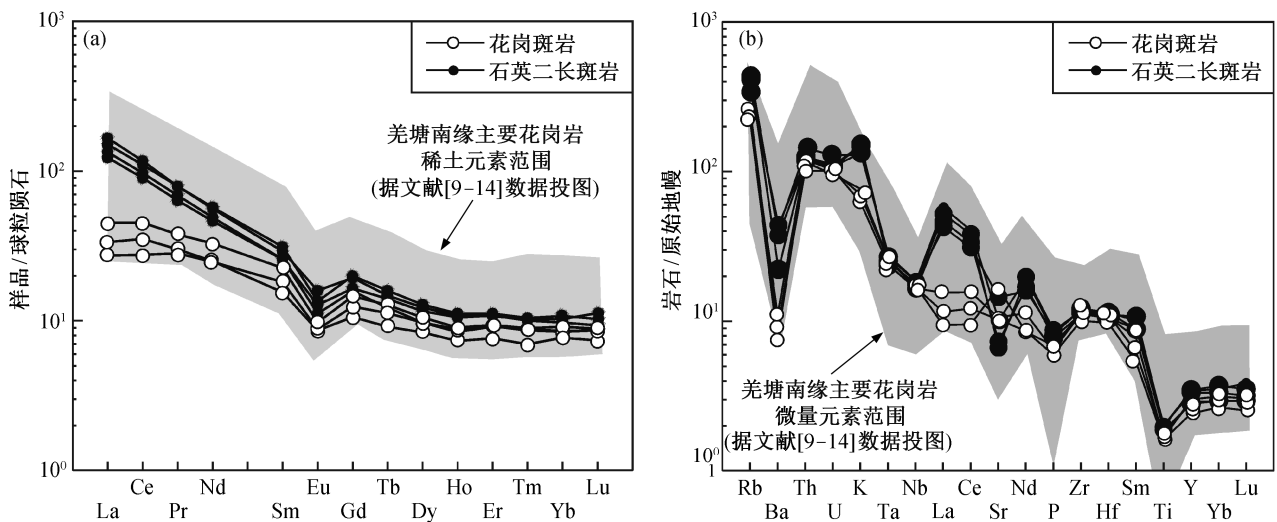
71.6 $\mu\text{g/g}$)、轻重稀土比值(LREE/HREE: 4.37~6.00)以及 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值(3.24~4.93)均小于青草山石英二长斑岩(ΣREE : 128~163 $\mu\text{g/g}$; LREE/HREE: 10.2~12.4;

$(\text{La}/\text{Yb})_N$: 12.6~16.2)。在稀土元素球粒陨石标准化分布形式图(图 4(a))上, 2 组数据均表现为右倾的平滑曲线, 而重稀土曲线平缓, 青草山花岗岩较轻

表 3 青草山岩体微量元素含量
Table 3 Trace elements characteristic values for Qingcaoshan granitic pluton

岩石名称	样品号	含量/($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)									
		Rb	Ba	Th	U	K	Ta	Nb	Sr	P	
青草山 花岗岩	QCS04	141	52.6	10.2	2.16	15730	0.99	11.8	224	611	
	QCS05	143	77.4	9.86	2.02	19250	1.07	12.4	354	655	
	QCS06	167	63.4	8.60	2.13	17710	1.06	12.1	217	567	
青草山 石英二长斑岩	QCS10	273	261	10.0	2.25	37235	1.04	12.6	141	829	
	QCS12	260	155	10.6	2.31	37730	0.97	11.8	154	741	
	QCS14	214	306	10.4	2.27	33220	1.10	13.1	306	786	
	QCS16	222	291	12.1	2.69	32120	1.13	13.3	215	786	

岩石名称	样品号	含量/($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)						Nb/Ta	Zr/Hf	Rb/Sr	Rb/Ba
		Zr	Hf	Sm	Ti	Ga					
青草山 花岗岩	QCS04	1256	3.31	3.45	2156	17.0	12.0	38.0	0.63	2.69	
	QCS05	127	3.43	2.78	2216	17.6	11.6	37.0	0.40	1.85	
	QCS06	113	3.02	2.38	2097	18.5	11.4	37.4	0.77	2.63	
青草山 石英二长斑岩	QCS10	131	3.44	4.78	2576	17.8	12.1	38.1	1.95	1.05	
	QCS12	126	3.25	3.95	2456	17.6	12.1	38.7	1.69	1.68	
	QCS14	137	3.54	3.93	2636	18.4	11.9	38.6	0.70	0.70	
	QCS16	134	3.58	4.46	2636	19.0	11.8	37.5	1.03	0.76	



球粒陨石标准化数据据文献[29], 原始地幔标准化数据据文献[30]

图 4 青草山岩体稀土元素球粒陨石标准化分布形式(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE (a) and primitive-mantle-normalized trace element patterns (b) for Qingcaoshan granitic pluton

稀土曲线略低于石英二长斑岩。以上特征表明，青草山花岗岩和石英二长斑岩均发生了轻、重稀土分馏，并富集轻稀土。相对于石英二长斑岩，花岗

斑岩稀土分馏程度略低。

在原始地幔标准化蛛网图(图4(b))上，青草山花岗岩与石英二长斑岩非常相似，均落入羌塘南

缘岛弧花岗岩微量元素范围(据文献[9-14]数据投图), 呈向右倾斜的起伏曲线。高场强元素(HFSE)和大离子亲石元素(LILE)有较明显的分异(图 4(b), 表 3), 富集 Rb, Th, U, K, La, Ce 等大离子亲石元素(花岗斑岩 La 和 Ce 富集程度不明显), 亏损 Ta, Nb, P, Ti, Y 等高场强元素, 其中 Ti 严重亏损。相对于 Rb, Th 和 U, 亏损 Ba 和 Sr。

3.3 锆石 U-Pb 年龄

对青草山地区石英二长斑岩样品中挑取的锆石进行锆石 U-Pb 年龄测试, 测点选择韵律环带结构清晰的部位, 代表性有效分析点位置及分析结果见图 5 和表 4。所测锆石都透明、无色, 晶形较好, 具有典型的岩浆锆石密集振荡型环带, 锆石 Th/U 值(0.16~0.29)在岩浆锆石范围内(一般变质和热液成因锆石的 Th/U<0.1, 岩浆成因锆石的 Th/U>0.1^[31]), 锆石的 Th 与 U 之间呈现较好的正相关性(表 4), 与典型的岩浆锆石特征^[32]相符合。

本文所研究的锆石为与青草山石英二长斑岩同期结晶的岩浆锆石。对于年轻锆石, 使用 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄能获得较为可靠的测试结果^[33]。本次测试的 12 个分析点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄在 119~126 Ma 之间, 其加权平均值为 122±1 Ma (MSWD=3.9) (图 5), 代表石英二长斑岩体的结晶年龄, 略早于周金胜等^[10]获得的青草山花岗斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(114.6±1.2 Ma, MSWD=1.1)。由以上分析可知, 青草山地区岩浆活动集中在早白垩世, 其中石英二长斑岩形成时代略早于花岗斑岩。

4 讨论

4.1 形成温度计算

Watson 等^[24-25]从高温(700~1300°C)实验得出锆石溶解度模拟公式, 其原理是基于花岗岩副矿物锆石中 Zr 在岩浆开始结晶状态下固液两相中的分配系数是温度的函数, 用岩浆早期结晶温度近似地代表岩浆的形成温度。计算公式如下:

$$t_{Zr}(^{\circ}C) = 12900 / [(2.95 + 0.95M + \ln(Zr_{\text{锆石}}/Zr_{\text{熔体}}))] - 273.15,$$

M 为全岩的 $(K+Na+2Ca)/(Al \times Si)$ (摩尔浓度, 计算时令 $Si+Al+Fe+Mg+Ca+Na+K+P=1$); $Zr_{\text{锆石}}$ 为锆石的 Zr 含量, 不做 Zr, Hf 校正时, 纯锆石中 Zr 的含量为 $4.96 \times 10^5 \mu\text{g/g}$; $Zr_{\text{熔体}}$ 为熔体的 Zr 含量, 一般用全岩的 Zr 含量近似地代表熔体的 Zr 含量。

通过计算, 得到青草山花岗斑岩全岩锆石饱和温度为 751~764°C (平均 759°C), 石英二长斑岩全岩锆石饱和温度为 764~776°C (平均 770°C) (表 1)。也就是说, 青草山岩体形成的温度近似值约为 751~776°C (平均 765°C), 接近 S 型花岗岩形成的平均温度(764°C^[34])。

4.2 岩石类型厘定

主流的花岗岩成因分类方案将花岗岩划分为 A 型(非造山型)、S 型(壳源改造型)、I 型(壳幔同熔型)和 M 型(幔源型)四类^[26,35-36]。高分异 I 型、S 型花岗岩与 A 型花岗岩在地球化学特征及矿物学特征方面十分相似^[34], 因此, 用于花岗岩成因分类的

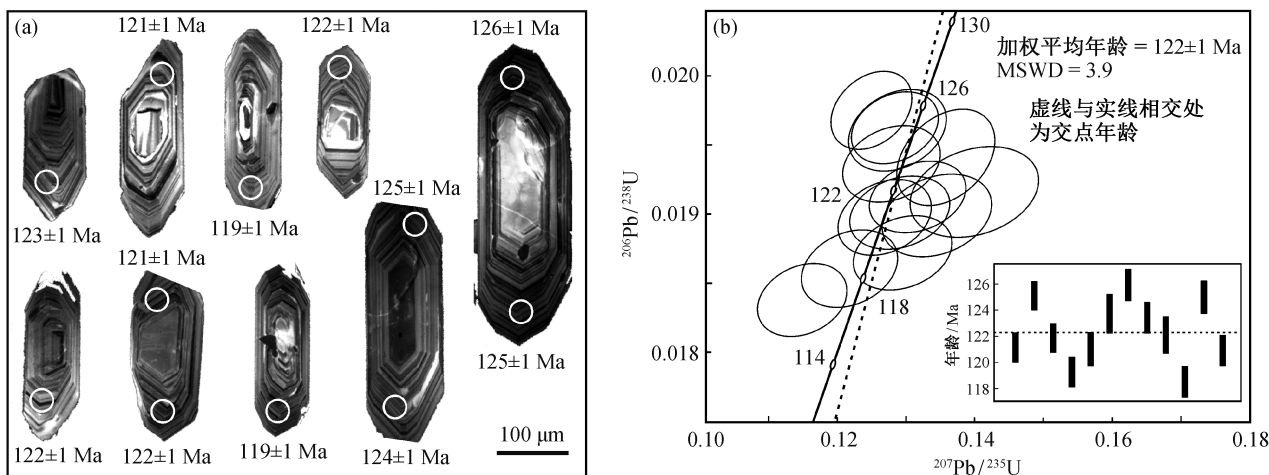


图 5 青草山岩体代表性锆石的阴极发光图像(a)和锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon (a) and concordia diagrams (b) for Qingcaoshan granitic pluton

表 4 青草山岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果
Table 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results for Qingcaoshan granitic pluton

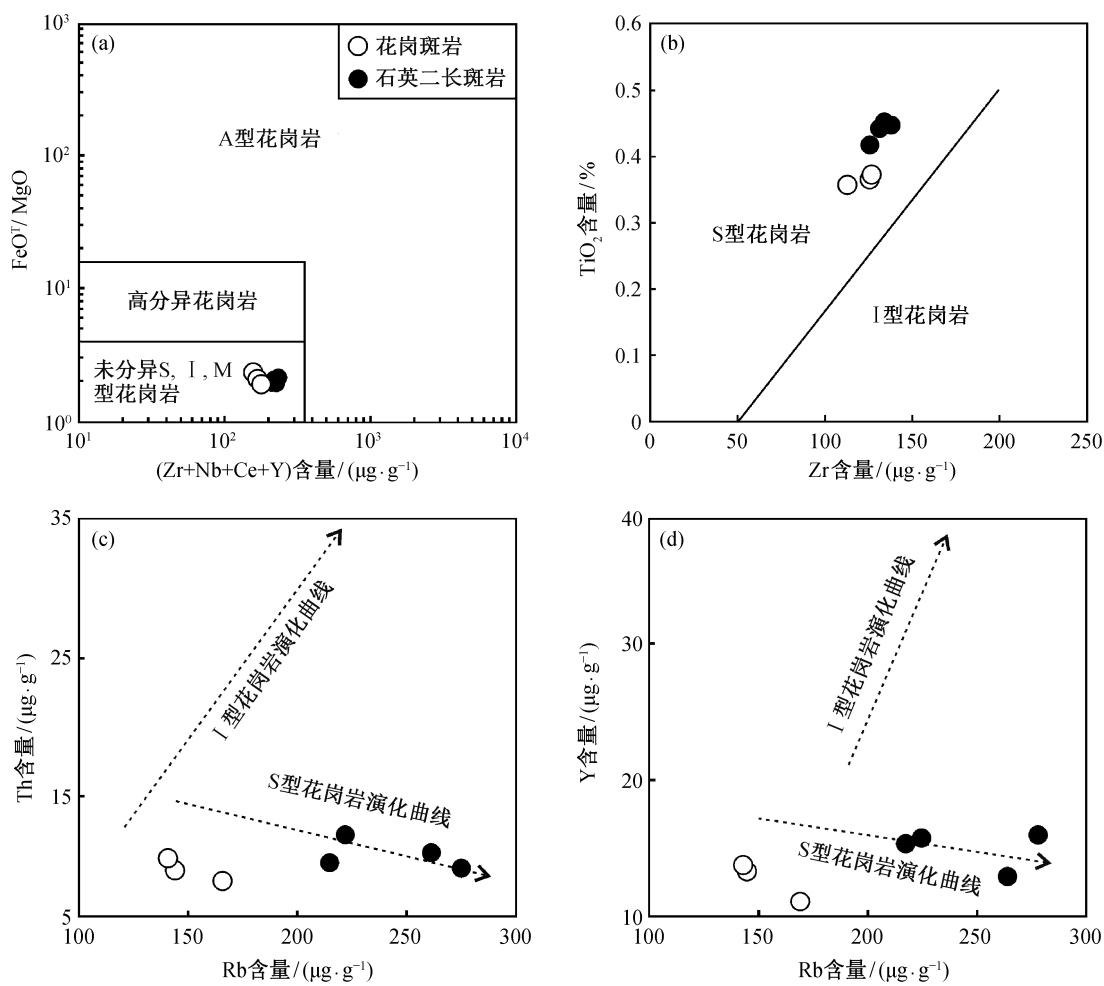
编号	Pb($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)	Th($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)	U($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
					比值	误差(1 σ)	比值	误差(1 σ)
QCS14-01	16.2	151	765	0.20	0.0492	0.0019	0.1286	0.0049
QCS14-03	23.3	305	1050	0.29	0.0471	0.0015	0.1279	0.0042
QCS14-05	17.3	187	812	0.23	0.0495	0.0017	0.1313	0.0047
QCS14-07	12.8	127	614	0.21	0.0503	0.0019	0.1291	0.0048
QCS14-08	14.3	110	689	0.16	0.0518	0.0021	0.1341	0.0053
QCS14-10	15.9	145	754	0.19	0.0512	0.0019	0.1354	0.0048
QCS14-12	19.3	194	881	0.22	0.0458	0.0015	0.1245	0.0039
QCS14-15	18.0	141	840	0.17	0.0477	0.0017	0.1274	0.0047
QCS14-16	10.6	86.0	489	0.18	0.0529	0.0023	0.1396	0.0063
QCS14-17	14.3	190	667	0.29	0.0477	0.0019	0.1213	0.0047
QCS14-18	17.6	143	807	0.18	0.0478	0.0018	0.1283	0.0047
QCS14-20	14.6	129	689	0.19	0.0488	0.0018	0.1264	0.0045

编号	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		谐和度/%
	比值	误差(1 σ)	比值	误差(1 σ)	年龄/Ma	误差(1 σ)	
QCS14-01	0.0190	0.0002	0.0060	0.0003	121	1	98
QCS14-03	0.0196	0.0002	0.0056	0.0002	125	1	97
QCS14-05	0.0191	0.0002	0.0057	0.0002	122	1	97
QCS14-07	0.0187	0.0002	0.0065	0.0003	119	1	96
QCS14-08	0.0189	0.0002	0.0060	0.0003	121	1	94
QCS14-10	0.0194	0.0002	0.0058	0.0002	124	1	95
QCS14-12	0.0197	0.0002	0.0059	0.0002	126	1	94
QCS14-15	0.0193	0.0002	0.0057	0.0002	123	1	98
QCS14-16	0.0191	0.0002	0.0082	0.0003	122	1	91
QCS14-17	0.0186	0.0002	0.0057	0.0002	119	1	98
QCS14-18	0.0196	0.0002	0.0063	0.0002	125	1	98
QCS14-20	0.0189	0.0002	0.0057	0.0002	121	1	99

说明：石英二长斑岩，12 个测点加权平均年龄为 122±1 Ma, MSWD=3.9。

标志性矿物和一系列地球化学图解不适用于高分异花岗岩。也就是说，若要准确识别花岗岩的成因类型，需要判别花岗岩是否经历了高程度结晶分异作用^[37]。在图 6(a)中，青草山花岗斑岩和石英二长斑岩样品远离 A 型花岗岩范围，落在未分异的 I, S, M 花岗岩范围内，为一套分异程度比较低的花岗岩(分异指数 DI=79.91~83.45)。青草山岩体的矿物成分中有白云母、堇青石等含铝矿物，暗色矿物很少，

SiO₂ 含量较高，MgO 和 TiO₂ 含量低，标准矿物中刚玉分子含量大于 1%，为 1.20%~2.86%，未出现透辉石，富铝，A/CNK>1.1(S 型花岗岩 A/CNK>1.1^[39])，为典型强过铝质花岗岩，暗示是沉积岩同熔的结果。李献华等^[40]指出：I 型和 S 型花岗岩成因分类的岩石化学基础，是 S 型花岗岩的 Na, Ca, Sr 在长石风化形成黏土的过程中发生丢失，使沉积岩成为过铝质(并非 Al 增加)，因此 S 型花岗岩继承了源岩



(a)的底图据文献[37], (b)的底图据文献[38], (c)和(d)的底图据文献[35,39]

图 6 青草山花岗岩岩石成因判别图解

Fig. 6 Petrogenesis discrimination diagrams for Qingcaoshan granitic pluton

的过铝质岩石化学特征, 其 Na, Ca, Sr 含量明显低于 I 型花岗岩。青草山岩体 Na_2O 含量(1.77%~4.14%, 平均 2.95%)、CaO 含量(1.10%~2.44%, 平均 1.76%)和 Sr 含量(11.6~26.2 $\mu g/g$, 平均 19.46 $\mu g/g$)均低于典型的普让 I 型花岗岩(Na_2O 含量为 3.07%~4.82%, 平均 4.13%; CaO 含量为 3.74%~8.98%, 平均 5.66%; Sr 含量为 22.3~28.0 $\mu g/g$, 平均 25.1 $\mu g/g$)^[9]。研究表明, 由于 Th 和 Y 在过铝质岩浆演化早期优先进入富集 Th 和 Y 的矿物(如独居石), 因此 S 型花岗岩(Rb 含量大于 200 $\mu g/g$)的 Th 和 Y 含量较低, 并随着含量增加而降低; 相反, 富集 Th 和 Y 的矿物不在准铝质岩浆演化早期优先结晶, 所以分异 I 型花岗岩的 Th 和 Y 含量高, 并与 Rb 含量呈正相关关系^[35,39-42]。因此, 可用 Y-Rb

及 Th-Rb 散点图来判别 I 型和 S 型花岗岩。在图 6(c)和(d)中, 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩样品明显拟合在 S 型花岗岩演化曲线上, 而有别于 I 型花岗岩, 同时在 Jung 等^[38]的 TiO_2 -Zr 图解(图 6(b))中, 青草山岩体样品也均位于 S 型花岗岩范围, 与前面证据吻合。前面计算得到青草山岩体全岩锆饱和温度为 751~776°C (平均 765°C), 在 S 型花岗岩形成温度范围(600~850°C^[43]), 接近 S 型花岗岩形成的平均温度(764°C^[35]), 低于 I 型花岗岩形成温度(>900°C^[43])。以上证据均表明, 青草山花岗岩为 S 型花岗岩。

4.3 岩石成因讨论

青草山花岗岩富集轻稀土, 高场强元素亏损, 稀土元素和微量元素均显示较典型的岛弧花岗岩的

特征(图 4, 图 7(b))。在图 7(a)中, 青草山花岗岩及附近的普让花岗岩样品均落入火山弧花岗岩范围。由此可见, 青草山花岗岩极有可能形成于碰撞前的岛弧环境。已有年代学研究表明, 改则地区大约在 110 Ma, 班公湖-怒江洋俯冲消减可能结束, 进入内陆环境^[9,11,15,46]。羌塘地块南缘青草山地区(122±1 Ma)的岩体与普让(116±2 Ma^[9])、多不杂(121.6±2.0 Ma^[11])、波龙(119~120 Ma^[47])等岩体侵位时间基本上一致, 可能都形成于班公湖-怒江洋闭合前的岛弧环境。

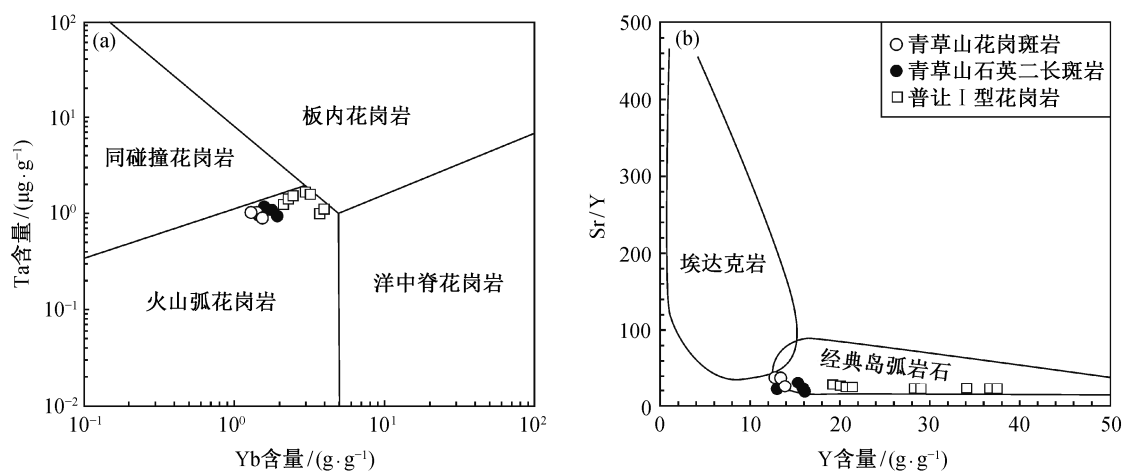
目前研究认为, 幔源岩浆加热导致的地壳物质脱水重熔和基性岩浆结晶分异以及地壳混染作用均可形成长英质岩石^[48-50]。青草山地区大面积出露中性、酸性岩浆岩, 无基性岩浆岩出露, 显示青草山花岗岩不太可能是由中基性岩浆高度演化形成。相对富集 LREE 和 LILE, 相对亏损 HFSE, 不相容元素 Nb, Ta, Ti 具有明显的负异常, 表明岩体源区有陆壳物质参与。根据 Nb/Ta 值为 11.4~12.1, 接近平均地壳值(11~13^[51]), Zr/Hf 值为 37.0~38.8, 接近并略高于壳源岩石(约 33^[52-53]), 以及 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.54\sim0.67$)等特征, 可以推断这些岩石的源岩为地壳物质^[54]。一般认为, 源岩为泥质岩和砂质岩的副片麻岩是 S 型花岗岩的母岩^[55], 而酸性岩的成分与其源区密切相关, 过铝质花岗岩可以利用 Al-Fe-Mg-Ti 系统(图 8(a)和(c))和 Rb-Sr-Ba 系统(图 8

(b))确定其源区成分。在图 8(a)中, 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩主要落入杂砂岩源岩范围。花岗岩熔体中 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值与温度和压力无关, 主要受源岩成分的控制^[38], 因此 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值对源区的成分具有很好的指示意义。因斜长石在残余相中较稳定^[60], 因此杂砂岩熔融形成的熔体(花岗岩)具有较高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值。Sylvester^[58]的研究表明, 贫斜长石、富黏土的泥质岩部分熔融产生的过铝质花岗岩 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值一般小于 0.3, 富斜长石、贫黏土的砂屑岩熔融生成的过铝质花岗岩 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值一般大于 0.3。青草山花岗斑岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 0.43~0.60, 石英二长斑岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 0.59~0.88, 符合杂砂岩源岩的特征(图 8(d)), 因此青草山花岗斑岩和石英二长斑岩源岩主要为杂砂岩。

5 结论

1) 青草山石英二长斑岩结晶年龄应为 122.3±1.5 Ma (MSWD=3.9), 略早于青草山花岗斑岩(115±1 Ma, MSWD=1.1), 表明青草山花岗岩类的岩浆活动集中在早白垩世, 岩体形成的温度近似值为 765°C, 接近 S 型花岗岩形成的平均温度。

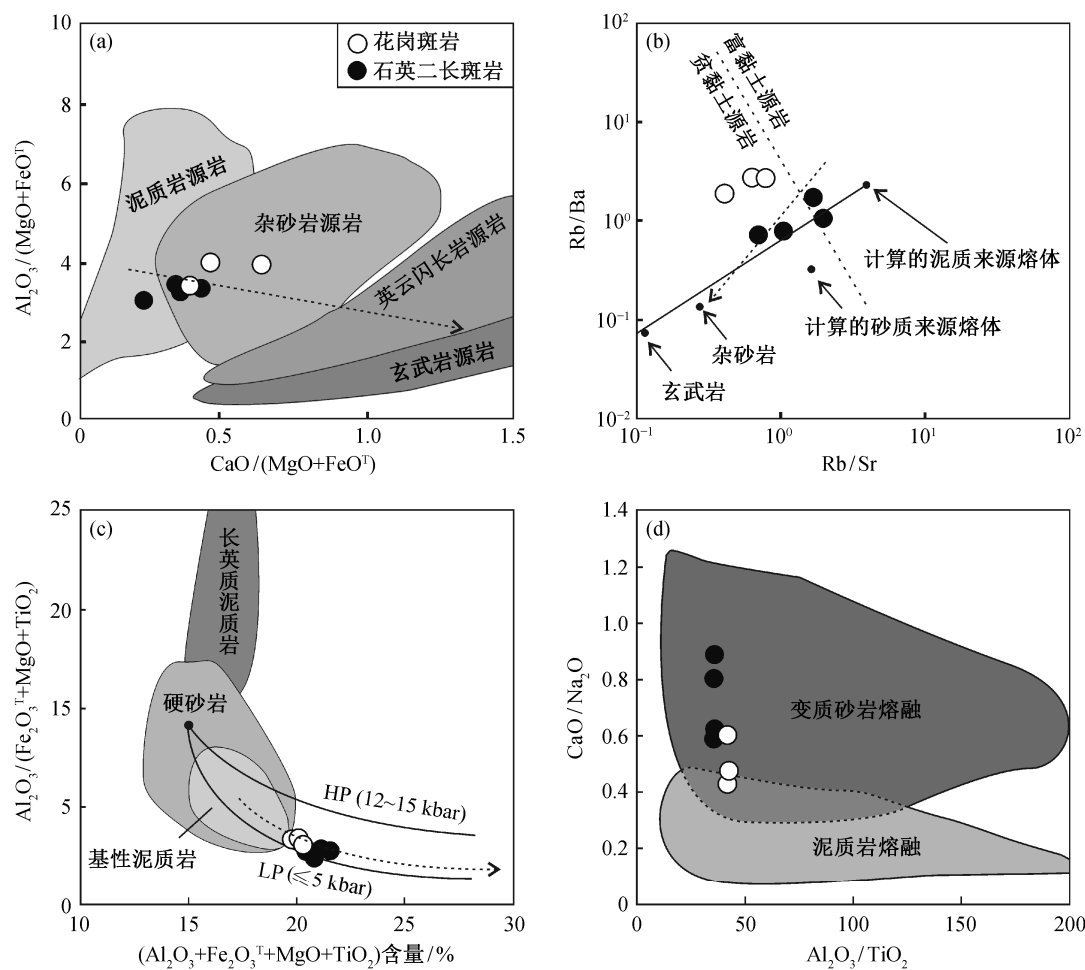
2) 青草山花岗斑岩和石英二长斑岩应在班公湖-怒江洋壳北向俯冲背景下的岛弧环境中, 地壳杂砂岩质成分发生部分熔融作用形成的、分异程度较低的、强过铝质亚碱性 S 型花岗岩。



(a)的底图据文献[44], (b)的底图据文献[45]

图 7 青草山地区岩浆构造环境(a)和岩石性质判别(b)图解

Fig. 7 Tectonic environment (a) and rock properties diagrams (b) for Qingcaoshan granitic pluton



(a)的底图据文献[56]; (b)的底图据文献[57-58]; (c)的底图据文献[57,59], HP 为高压条件, LP 为低压条件; (d)的底图据文献[38]

图 8 青草山花岗岩源岩判别图解

Fig. 8 Source Rock discrimination diagrams for Qingcaoshan granitic pluton

致谢 研究工作得到中国地质调查局成都地质调查中心黄勇高级工程师、梁维高级工程师、董随亮高级工程师、张丽工程师, 中国地质大学(武汉)刘文浩讲师、柳潇博士、阮班晓博士, 内蒙古科技大学胡庆成讲师, 以及中国地质调查局西安地质调查中心刘月高工程师的帮助, 在此表示衷心感谢。

参考文献

[1] 李光明, 段志明, 刘波, 等. 西藏班公湖-怒江结合带北缘多龙地区侏罗纪增生杂岩的特征及意义. 地质通报, 2011, 30(8): 1256-1260
 [2] 耿全如, 潘桂棠, 王立全, 等. 班公湖-怒江带、羌塘地块特提斯演化与成矿地质背景. 地质通报, 2011, 30(8): 1261-1274
 [3] 史仁灯. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对班-怒洋时限

的制约. 科学通报, 2007, 52(2): 223-227

[4] 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 2007, 22(3): 521-533
 [5] 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. 地球化学, 38(6): 523-535
 [6] Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, et al. The Lhasa terrane: record of a microcontinent and its histories of drift and growth. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 301(1): 241-255
 [7] Ding Lin, Kapp P, Zhong Dalai, et al. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. Journal of Petrology, 2003, 44(10): 1833-1865
 [8] 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 中国大地构造单元划分. 中国地质, 2009, 36(1): 1-28

- [9] 黄瀚霄, 龚福志, 李光明, 等. 西藏羌塘南缘早白垩世普让岩体的锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征及其地质意义. 地质论评, 2016, 62(3): 569-584
- [10] 周金胜, 孟祥金, 臧文栓, 等. 西藏青草山斑岩铜金矿含矿斑岩锆石 U-Pb 年代学、微量元素地球化学及地质意义. 岩石学报, 2013, 29(11): 3755-3766
- [11] 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. 岩石学报, 2008, 24(3): 531-543
- [12] 张璋, 耿全如, 彭智敏, 等. 班公湖-怒江成矿带西段玛玛花岗岩体岩石地球化学及年代学. 沉积与特提斯地质, 2011, 31(4): 86-96
- [13] 廖六根, 曹圣华, 肖业斌, 等. 班公湖-怒江结合带北侧陆缘火山-岩浆弧带的厘定及其意义. 沉积与特提斯地质, 2005, 25(1): 163-170
- [14] 冯晔, 廖六根, 黄俊平, 等. 西藏日土县拉热拉新花岗岩体特征及构造环境. 东华理工学院学报: 自然科学版, 2005, 28(4): 317-324
- [15] 常青松, 朱弟成, 赵志丹, 等. 西藏羌塘南缘热那错早白垩世流纹岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素及其意义. 岩石学报, 2011, 27(7): 2034-2044
- [16] 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. 地球化学, 2012, 41(1): 1-14
- [17] 曲晓明, 辛洪波, 杜德道, 等. 西藏班公湖-怒江缝合带中段 A 型花岗岩的岩浆源区与板片断离. 地质学报, 2013, 87(6): 759-772
- [18] Li Shiming, Zhu Dicheng, Wang Qing, et al. Northward subduction of Bangong-Nujiang Tethys: insight from Late Jurassic intrusive rocks from Bangong Tso in western Tibet. Lithos, 2014, 205(9): 284-297
- [19] 黄瀚霄, 李光明, 刘波, 等. 藏北商旭造山型金矿床的发现及意义. 矿床地质, 2014, 33(3): 486-496
- [20] 刘洪, 黄瀚霄, 李光明, 等. 因子分析在藏北商旭金矿床地球化学勘查中的应用. 中国地质, 2015, 42(4): 1126-1136
- [21] 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. 科学通报, 2004, 49(16): 1589-1604
- [22] Liu Yongsheng, Gao Shan, Hu Zhaochu, 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. Journal of Petrology, 2009, 51: 537-571
- [23] Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center: Special Publication, 2003: 1-70
- [24] Watson E B, Harrison T M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. Earth Sci, 1983, 308: 841-844
- [25] Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 64: 295-304
- [26] 路凤香, 桑隆康. 岩石学. 北京: 地质出版社, 2002: 92-95
- [27] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 1994, 37: 215-224
- [28] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. Geol Soc Am Bull, 1989, 101: 635-643
- [29] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984: 63-114
- [30] Sun S S, MchDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication, 1989, 42: 303-345
- [31] 赵振华. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 2010, 17(1): 267-286
- [32] Hoskin P, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 2000, 18(4): 423-439
- [33] Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb AGES for the early cambrian time-scale. Journal of the Geological Society, 1992, 149(2): 171-184
- [34] King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. J Petrol, 1997, 36: 371-391
- [35] Chappell B W. Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 1999, 46: 535-551
- [36] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京: 地质出版社, 2004: 33-49
- [37] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type

- granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95: 407–419
- [38] Jung S, Pfander J A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 2007, 9: 859–870
- [39] Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans Royal Soc Edinburgh: Earth Sci*, 1992, 83: 1–26
- [40] 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. *科学通报*, 2007, 52(9): 981–991
- [41] Li Xianhua, Chen Zhigang, Liu Dunyi, et al. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: age, origin and tectonic significance. *Int Geol Rev*, 2003, 45: 898–921
- [42] Li Xianhua, Li Zhengxiang, Ge Wenchun, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma. *Precambrian Res*, 2003, 122: 45–83
- [43] 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. *岩石学报*, 2007, 23(5): 1141–1152
- [44] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984, 25: 956–983
- [45] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662–665
- [46] 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. *Geological Society of America Bulletin*, 2007, 119: 917–933
- [47] 陈华安, 祝向平, 马东方, 等. 西藏波龙斑岩铜金矿床成矿斑岩年代学、岩石化学特征及其成矿意义. *地质学报*, 2013, 87(10): 1593–1611
- [48] Ingle S, Weis D, Frey F A. Indian continental crust recovered from Elan Bank, Kerguelen plateau (ODP Leg 183, site 1137). *Journal of Petrology*, 2002, 43(7): 1241–1257
- [49] Guffanti M, Clynnne M A, Muffler L J. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1996, 101(B2): 3003–3013
- [50] Mcculloch M T, Kyser T K, Woodhead J D, et al. Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo Volcanic Zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation from basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1994, 115(3): 303–312
- [51] Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 2000, 165: 197–213
- [52] Taylor S R, McLennan S M. *The Continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985: 91–92
- [53] Green T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 1995, 120: 347–359
- [54] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33: 267–309
- [55] Brown M, Pressley R A. Crustal melting in nature: procecuting source processes. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 1999, 24(3): 305–316
- [56] Gerdes A, Worner G, Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society London*, 2000, 157: 577–587
- [57] Patiño Douce A E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *Geological Society*, 1999, 168(1): 55–75
- [58] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 1998, 45: 29–44
- [59] Zhang Shizhen, Li Fengqi, Li Yong, et al. Early Ordovician strongly peraluminous granite in the middle section of the Yarlung Zangbo junction zone and its geological significance. *Science in China: Earth Sciences*, 2014, 57: 630–643
- [60] Skjerlie K P, Johnston A D. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *J Petrol*, 1996, 37: 661–691