

西藏班公湖怒江结合带中段恐弄拉地区卡来花岗闪长斑岩 岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 年代学及其构造背景

曾禹人^{1,2}, 白培荣², 黄建国², 李月森², 廖铸敏², 龙胜清²

(1. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北 武汉 430074; 2. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550005)

[摘 要]卡来花岗闪长斑岩是班怒带演化的重要岩浆活动记录,通过采用 LA-MC-ICP-MS 技术对其进行锆石 U-Pb 同位素年龄测定,年龄为 $175.0 \pm 2.7 \text{ Ma}$ ($n=15$, $\text{MSWD}=3.4$)。微量元素原始地幔标准化数据显示岩石具富集 K、Rb、Th 大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Zr、Hf、P 高场强元素的特征。 ΣREE 平均 203.67×10^{-6} , LREE 平均 149.12×10^{-6} , HREE 平均 21.53×10^{-6} , LREE/HREE 平均为 6.93,属典型轻稀土富集型,稀土元素球粒陨石标准化显示轻稀土高分馏而重稀土微弱分馏—无分馏。通过各类适用于中酸性岩石的地球化学图解判定,认为该岩体是班公湖—怒江洋盆萎缩过程中于中侏罗世早期(阿林期)向南侧冈底斯地块俯冲环境下的岛弧岩浆产物,物质来源主要为地壳熔融产物,并混入了靠近俯冲带的深海沉积物。

[关键词] 锆石 U-Pb; 中侏罗世; 地球化学; 恐弄拉; 班公湖怒江结合带; 西藏

[中图分类号] P595; P597; P588.12 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2017)04-0262-11

0 引言

班公湖—怒江成矿带(以下简称班怒带)呈近东西向横贯西藏中部,长约 2 000 km。随着过去国土资源大调查和近年来新一轮的班怒带资源基地调查中涌现的一批地质找矿成果,在该带相继发现了多个大型多金属矿床,使其成为了国家战略发展思路下的一条重要多金属成矿带(芮宗瑶等,2004;李光明等,2007),吸引着越来越多的研究者目光。作为冈底斯地块和羌塘地块的分界线,班怒带是班公湖—怒江洋盆最终消亡的场所,是整个特提斯构造域发展演化的重要部分,关于其俯冲开始时限、俯冲极性、闭合时限、闭合机制等问题一直是国内外地学界研究的热点,但至今各方认识仍不统一。关于俯冲开始的时限,就存在中侏罗世(邱瑞照等,2004;曲晓明等,2009)、早侏罗世晚期—中侏罗世(宋扬等,2014)以及早白垩世(胡隽等,2014)三种认识。对俯冲极性也有持向南俯冲(Pearce J A et al., 1988; Murphy

MA et al., 1997; Ding L et al., 2003; Kapp P et al., 2003; Zhang KJ et al., 2004; 邱瑞照等, 2004; 李金祥等, 2008; 康志强等, 2010; 胡隽等, 2014)、向北俯冲(郭铁鹰等, 1981; Hsu KJ et al., 1995)和双向俯冲(莫宣学等, 2005; 廖六根等, 2005; 朱弟成等, 2006; 潘桂棠等, 2006; 曹圣华等, 2006; 许荣科等, 2007; 曲晓明等, 2009; 杜德道等, 2011)三种观点。笔者借助在班怒带中段南侧恐弄拉地区开展的 1:5 万区调,通过对区内卡来一带花岗闪长斑岩的地球化学和年代学研究,探讨其成岩时代及成岩过程中的岩浆演化和大地构造背景,从而为讨论整个班怒带演化机制提供依据。

1 区域地质背景

卡来花岗闪长斑岩出露于西藏班戈县以北恐弄拉地区的卡来一带,在大地构造上处于班公湖—双湖—怒江—昌宁对接带一级构造区,分属班公湖—怒江结合带二级构造区,位于班公湖—怒江蛇绿混杂岩带三级构造区(潘桂棠等,2013)。

[收稿日期] 2017-09-15
[基金项目] 中国地质大调查项目《西藏恐弄拉地区 1:5 万四幅区域地质调查》(编号:12120114062301)资助。
[作者简介] 曾禹人(1986—),男,在读博士,高级工程师,长期从事区域地质矿产调查研究工作。

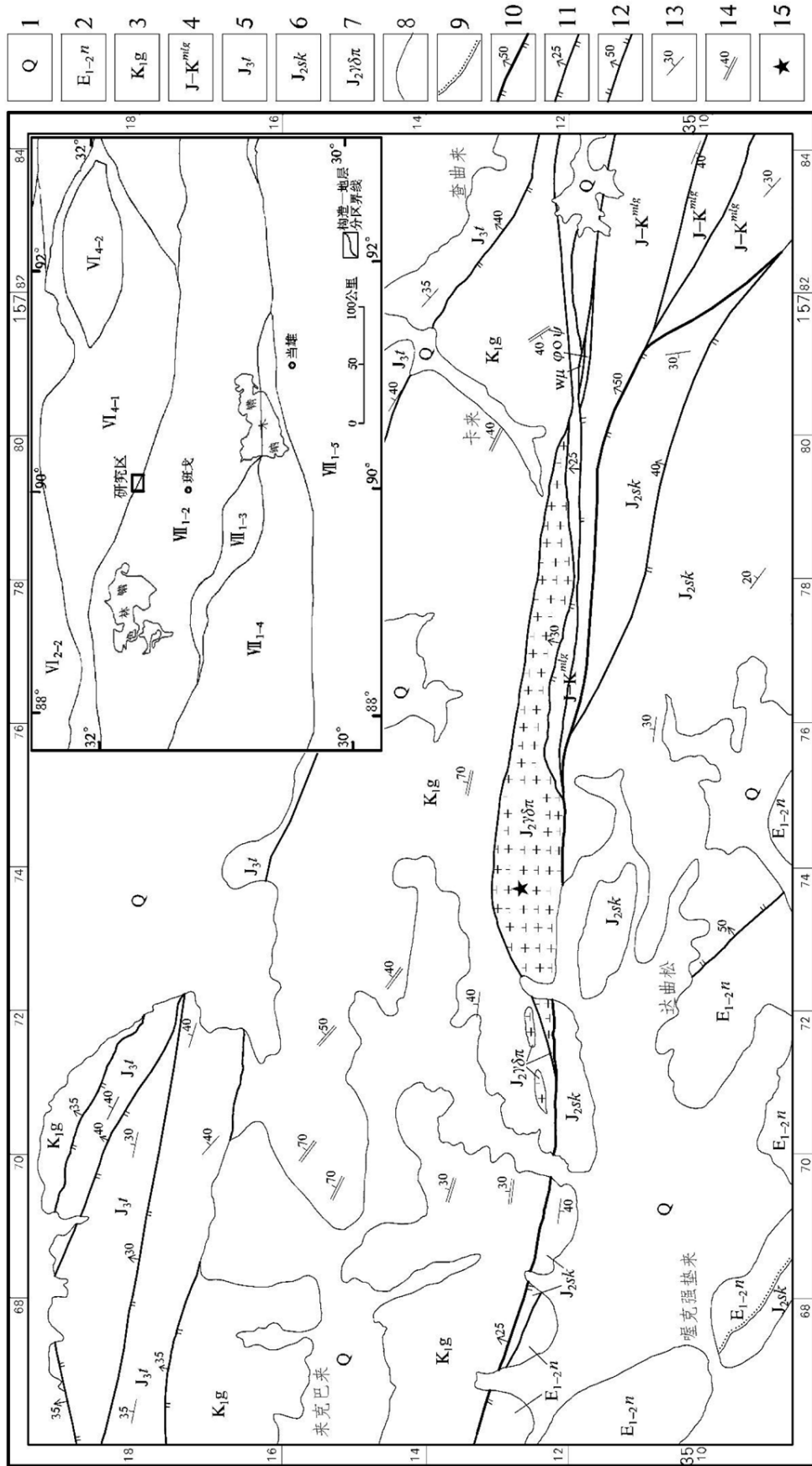


图1 研究区地质简图及采样位置

Fig. 1 Geological sketch and sampling site in the study area

卡来花岗闪长斑岩出露于班戈县北偏东约 60 km 的卡来一带,呈近东西向长条状展布,宽在 0~0.92 km 之间,长约 9.44 km 面积为 4.53 km²,总体呈岩株产出。围岩地层为早白垩世桂牙岩组、马前蛇绿混杂岩及中侏罗统桑卡拉侖组(图 1)。其中桂牙岩组为一套含深海复理石建造的具有陆棚相特征的混杂岩组合,其基质部分可以与木嘎岗日岩群进行对比可与木嘎岗日岩群进行对比,时代已经跨越至早白垩世贝利亚斯—巴雷姆期(曾禹人等,2016),桑卡拉侖组为中侏罗世巴柔期—卡洛期产物(白培荣等,2016)。

2 岩石学特征

在贵州省地质调查院岩矿鉴定中心对岩石进行了镜下鉴定,为花岗闪长斑岩。岩石具斑状结构,块状构造。结晶含量在 30%~40%之间,包括斜长石斑晶、石英斑晶及角闪石斑晶。其中斜长石斑晶含量在 15%~20%之间,发育聚片双晶,种属为中—更长石,结晶粒度一般<10.00~0.20 mm,粗—中—细粒级,自形—半自形,板柱状,个别视域聚集呈聚斑产出,具弱绢云母化现象;石英斑晶含量约 10%~15%,结晶粒度一般<5.00~0.20 mm,细—中粒级,自形—半自形,柱粒状,具熔蚀现象;角闪石斑晶含量约 5%,结晶粒度一般<2.00~0.20 mm,细粒级,自形—半自

形,柱状,具典型角闪石式解理,有黑云母—绿帘石—绿泥石化现象。基质含量在 60%~70%之间,结晶大小<0.10~0.02 mm,成分包括斜长石基质、石英基质、角闪石基质及少量不透明矿物。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素

本次花岗闪长斑岩的取样位置为岩体西段,采样坐标为 E89°53'22"、N31°42'04",共采取 5 套全岩地球化学样品,样品分析测试在成都综合岩矿测试中心完成。5 件样品氧化物含量无明显差距,表明它们是同一演化阶段的岩浆产物(表 1)。岩石的 SiO₂ 含量介于 62.03%~63.04%之间,平均含量 62.65%,属于中偏酸性岩范畴;Al₂O₃ 为 14.54%~14.81%,平均为 14.67%;TiO₂ 为 0.69%~0.85%,平均为 0.75;CaO 含量在 5.24%~5.63%之间,平均含量 5.38%,含量不高;Na₂O 含量为 3.58%~3.84%,平均含量 3.67%,K₂O 含量在 2.37%~2.69%之间,平均含量 2.48%,全碱含量为 5.95%~6.53%,平均为 6.24%,K₂O/Na₂O 比值在 0.66~0.70 之间,平均 0.68,总体属于钠质系列。在 QAP 图解(图 2)中样品落入花岗闪长岩区间内,在 ACF 图解中(图 3),样品全部落入 I 型花岗岩区内。

表 1 卡来花岗闪长斑岩主量元素、微量元素、稀土元素含量及稀土元素计算表
Table 1 Major elements(%), trace elements(10⁻⁶) and REE(10⁻⁶) analyses data of granodiorite porphyry

样品编号	PM12-1-1	D9608-1	D9608-2	PM12-1-2	PM12-1-3
岩性	花岗闪长斑岩				
SiO ₂	62.67	62.03	63.04	63.02	62.47
TiO ₂	0.69	0.76	0.73	0.85	0.72
Al ₂ O ₃	14.65	14.77	14.58	14.81	14.54
Fe ₂ O ₃	3	2.98	3.08	2.83	3.04
FeO	2.3	2.13	2.27	2.26	2.39
MnO	0.16	0.15	0.17	0.2	0.21
MgO	1.81	1.94	1.76	1.85	1.9
CaO	5.32	5.63	5.42	5.24	5.3
Na ₂ O	3.61	3.84	3.74	3.6	3.58
K ₂ O	2.47	2.69	2.42	2.45	2.37
P ₂ O ₅	0.26	0.2	0.23	0.23	0.21
LoI	2.65	2.53	2.61	2.55	2.6
总量	99.6	99.65	100.05	99.89	99.33
Rb	79.9	83.26	81.5	78.4	80.2

续表					
样品编号	PM12-1-1	D9608-1	D9608-2	PM12-1-2	PM12-1-3
岩性	花岗闪长斑岩				
0Sr	507	486	512	493	500
Ta	1. 14	1. 25	1. 1	1. 08	1. 12
Nb	15. 7	15. 3	14. 9	16. 1	15. 2
Zr	226	251	233	219	235
Hf	2. 72	2. 74	2. 68	2. 81	3. 11
Th	9. 96	10. 15	10. 04	10. 6	9. 88
V	79. 8	84. 66	81. 23	80. 7	82. 7
Cr	28. 5	30. 1	29. 2	27. 8	30. 2
Co	19. 1	20. 4	20. 7	21. 37	18. 93
Ni	11. 2	8. 79	10. 6	12. 15	11. 6
Li	33. 5	32. 65	35. 2	31. 9	34. 7
Sc	10. 1	9. 37	11. 1	10. 49	10. 4
Mo	0. 79	0. 64	0. 88	0. 83	0. 77
Cd	0. 13	0. 18	0. 12	0. 15	0. 14
Te	0. 14	0. 16	0. 15	0. 12	0. 17
La	35. 6	34. 8	35. 73	36. 24	34. 9
Ce	64. 9	66. 43	65. 11	67. 74	62. 57
Pr	7. 56	7. 21	7. 69	7. 38	6. 84
Nd	31. 4	32. 35	30. 61	29. 55	29. 04
Sm	6. 29	6. 13	6. 33	6. 46	6. 26
Eu	1. 73	1. 85	1. 69	1. 75	1. 78
Gd	5. 73	6. 02	5. 84	5. 61	5. 96
Tb	1. 04	1. 13	1. 1	0. 99	1. 07
Dy	5. 18	5. 22	5. 2	5. 31	4. 96
Ho	1. 11	1. 17	0. 98	1. 03	1. 22
Er	3. 64	3. 75	3. 71	3. 47	3. 34
Tm	0. 58	0. 66	0. 67	0. 62	0. 54
Yb	3. 34	3. 41	3. 28	3. 35	3. 29
Lu	0. 5	0. 57	0. 6	0. 47	0. 55
Y	32. 9	33. 14	33. 05	33. 02	32. 61
ΣREE	201. 5	203. 84	201. 59	202. 99	194. 93
LREE	147. 48	148. 77	147. 16	149. 12	141. 39
HREE	21. 12	21. 93	21. 38	20. 85	20. 93
LR/HR	6. 98	6. 78	6. 88	7. 15	6. 76
δEu	0. 87	0. 92	0. 84	0. 87	0. 88
δCe	0. 91	0. 96	0. 9	0. 95	0. 92
(La/Yb) _N	7. 19	6. 88	7. 35	7. 29	7. 15
(Ce/Yb) _N	5. 03	5. 04	5. 14	5. 23	4. 92

注:LOI 为烧失量

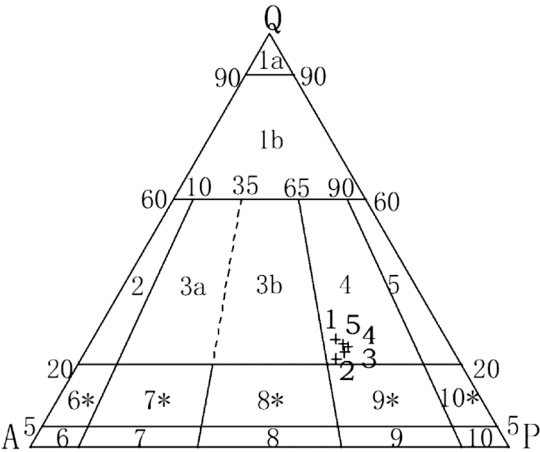


图 2 卡来花岗闪长斑岩 Q-A-P 图解

Fig. 2 Q-A-P diagram for granodiorite porphyry in Kalai
(after Streckeisen, 1976)

Q(石英), A(碱性长石), P(斜长石)

1a—硅英岩(英石岩); 1b—富石英花岗岩类; 2—碱长花岗岩; 3a(正长花岗岩); 3b(二长花岗岩); 4—花岗闪长岩; 5—英云闪长岩; 6*—石英碱长正长岩; 6—碱长正长岩; 7*—石英正长岩; 7—正长岩; 8*—石英二长岩; 8—二长岩; 9*—石英二长闪长岩、石英二长辉长岩; 9—二长闪长岩、二长辉长岩; 10*—石英斜长岩、石英闪长岩、石英辉长岩; 10—斜长岩、闪长岩、辉长岩

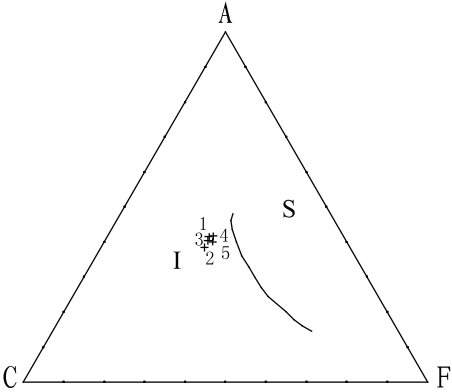


图 3 卡来花岗闪长斑岩 ACF 图解

Fig. 3 ACF diagram for granodiorite porphyry in Kalai
(仿 江西区域地质大队 1991)

I—I 型花岗岩投影区, S—S 型花岗岩投影区

里特曼指数在 1.75~2.17 之间, 平均 1.87, 小于 3.3, 属于钙碱性系列, 通过 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (图 4) 以及 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (图 5) 对比, 岩石属于高钾钙碱性系列。A/CNK 在 0.76~0.82 之间, 平均 0.79, 小于 1, 为铝不饱和类型, 与典型的富铝 S 型花岗岩不同, 这一点在 A/NK-A/CNK 图解 (图 6) 中得到印证, A/NK 在 2.26~2.45 之间, 平均 2.39, 通过 A/NK-A/CNK 对比, 所有样品均落入准铝质区内。岩石 CIPW 标准矿物组合为 $\text{Ab} + \text{Q} + \text{An} + \text{Or} + \text{Di} + \text{Hy} + \text{Mt} + \text{Il}$ (表 2), 全部样品

均含有透辉石 (Di) 和紫苏辉石 (Hy), 而不含刚玉分子 (C), 显示岩石为正常— SiO_2 过饱和类型。碱度率 AR 在 1.86~1.94 之间, 具中等碱度, 碱饱和指数在 0.51~0.54 之间, 低于 A 型花岗岩的平均值 0.95 (Whalen et al., 1987)。DI 值在 65.55~66.59 之间, 均值 66.21, 小于 70, SI 在 13.37~14.42, 平均 14.07, 值数较低, 反映岩浆分异程度较高, 成岩固结性较差。

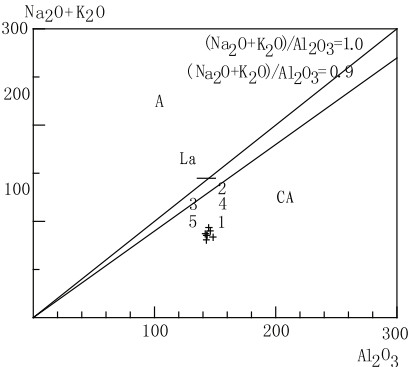


图 4 卡来花岗闪长斑岩 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ 图解

Fig. 4 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ diagram for granodiorite porphyry in Kalai
(据 洪大卫 表 1987 改编)
A—碱性; La—偏碱性; CA—钙碱性

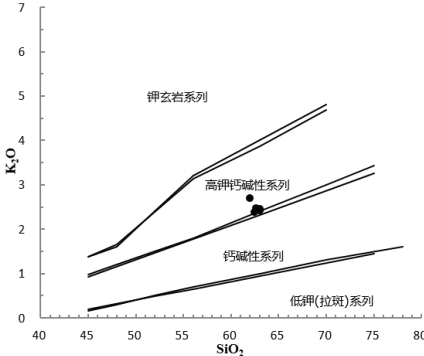


图 5 卡来花岗闪长斑岩 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图

Fig. 5 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ diagram for granodiorite porphyry in Kalai

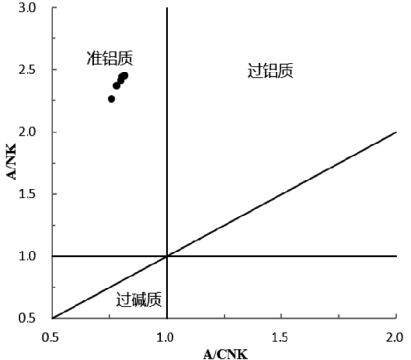


图 6 卡来花岗闪长斑岩 A/CNK-A/NK 图解

Fig. 6 A/CNK-A/NK diagram for granodiorite porphyry in Kalai

表 2 卡来花岗闪长斑岩 CIPW 标准矿物计算表

Table 2 CIPW standard mineral calculations of granodiorite porphyry

样品编号	PM12-1-1	D9608-1	D9608-2	PM12-1-2	PM12-1-3
岩性	花岗闪长斑岩				
石英(Q)	19.63	16.57	19.42	20.08	19.73
钙长石(An)	17	15.57	16.27	17.49	17.17
钠长石(Ab)	31.52	33.47	32.49	31.31	31.33
正长石(Or)	15.06	16.38	14.68	14.88	14.49
透辉石(Di)	7.09	9.78	8.17	6.4	7.19
紫苏辉石(Hy)	4.67	3.25	3.92	4.73	5.08
钛铁矿(Il)	1.35	1.49	1.42	1.66	1.41
磁铁矿(Mt)	2.99	2.96	3.02	2.86	3.04
磷灰石(Ap)	0.62	0.48	0.55	0.55	0.5
锆石(Zr)	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
铬铁矿(Cm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
合计	100	100.02	100	100	100
分异指数(DI)	66.21	66.42	66.59	66.27	65.55
密度,g/cc	2.78	2.78	2.78	2.77	2.78
液相密度	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
干粘度	6.25	5.93	6.24	6.3	6.21
湿粘度	5.27	5.06	5.26	5.31	5.24
液相线温度	945	959	944	943	946
H ₂ O 含量	2.28	2.14	2.29	2.3	2.27
A(碱性长石)	29.87	33.54	30.09	29.27	28.83
P(斜长石)	33.71	31.88	33.35	34.41	34.16
A/CNK	0.801	0.759	0.783	0.818	0.804
SI	13.83	14.39	13.37	14.34	14.42
AR	1.88	1.94	1.89	1.86	1.86
σ43	1.82	2.17	1.84	1.78	1.75
σ25	0.99	1.16	1.01	0.97	0.96
R1	2227	2045	2203	2251	2249
R2	977	1018	979	969	979
A/NK	2.41	2.26	2.37	2.45	2.44
A/MF	1.25	1.26	1.26	1.29	1.2
C/MF	0.83	0.87	0.85	0.83	0.84

注:CIPW 标准矿物由 Kurt Holocher 设计的 Excel 表格计算,略有修改

3.2 微量和稀土元素

依据微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 7 左),各样品显示出几乎一致的曲线特征,总体向右倾斜,大离子亲石元素中的 K、Rb、Th 相对富集,呈现正异常,而 Sr 较低。高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、P 相比大离子亲石元素有较明显的降低,尤其是 Nb 和 Hf 出现较明显的 V 型谷特征。总体上,岩石相对富集大离子亲石元素而亏损高场强元素,且大离子亲石元素总量较高,反映岩浆源

区有俯冲沉积物的参与。

根据稀土元素分析结果(表 1),ΣREE 在 194.93×10⁻⁶~203.84×10⁻⁶之间,平均为 200.97×10⁻⁶,稍低于上地壳的平均值 210.27×10⁻⁶。LREE 在 141.39×10⁻⁶~149.12×10⁻⁶之间,平均 146.78×10⁻⁶,HREE 在 20.85×10⁻⁶~21.93×10⁻⁶之间,平均 21.24×10⁻⁶,LREE/HREE 在 6.76~7.15 之间,平均为 6.91,属典型轻稀土富集型,表明成岩过程中岩浆发生较强的分异作用;δEu 在 0.84~0.92 之间,平均为 0.88,δCe 在 0.90~

0.96 之间,平均为 0.93,显示岩石具微弱的铈、铕负异常,反映岩浆演化过程中斜长石结晶分异作用不强烈。 $(La/Yb)_N$ 在 6.88~7.35 之间,平均为 7.17, $(Ce/Yb)_N$ 在 4.92~5.23 之间,平均 5.07,表明岩浆部分熔融程度和分离结晶程度都不高,岩浆源区具有一定深度。稀土元素配分模

式图中(图 7 右),轻稀土元素数据呈现明显右倾特征且相对富集,分馏程度高;而重稀土元素数据呈现出平缓线性且亏损明显,显示为微弱分馏—无分馏。结合微量元素特征可判断岩石形成于俯冲背景下的岛弧环境。

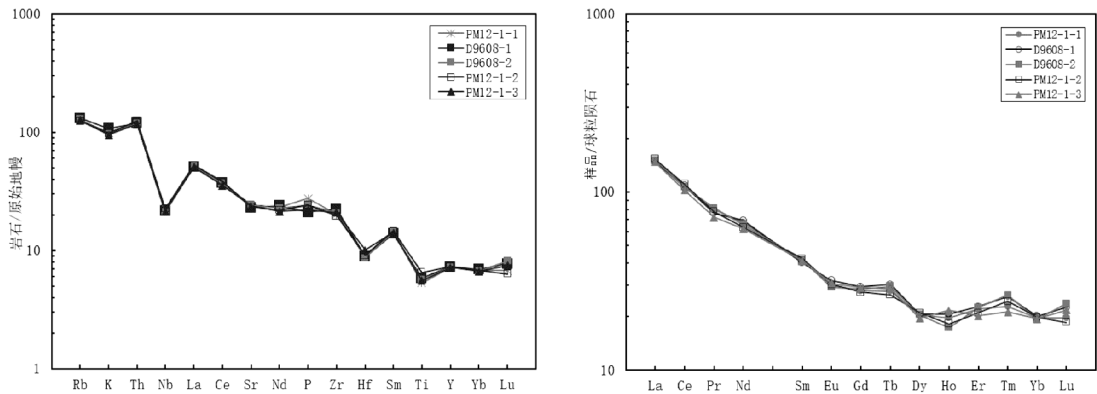


图 7 卡来花岗闪长斑岩的稀土元素球粒陨石标准化和微量元素原始地幔标准化图

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace element patterns and Chondrite-normalized REE distribution pattern of granodiorite porphyry in Kalai

4 锆石 U-Pb 测年

4.1 分析方法

锆石的挑选工作由河北廊坊宇能岩石矿物分选技术服务有限公司完成,阴极发光、制靶及测定工作均在中国地调局天津地质调查中心实验室完成。

本次区调工作在卡来岩体中的斑状花岗岩中获取 1 件同位素样品(PM12-1),进行锆石 U-Pb 同位素年代学研究。将质量约 5 kg 的样品送往河北廊坊宇能岩石矿物分选技术服务有限公司进行锆石挑选,选择环带清晰、晶型完好的岩浆锆石,并在中国地质调查局天津地质调查中心实验室进行制靶和 CL 图、阴极发光图的摄制,然后采用激光等离子质谱测年(LA-MC-ICP-MS)技术测定其 U-Pb 同位素组成和年龄。运用 LA-MC-ICP-MS 方法(侯可军等,2009;周红英等,2011),在 25 μm 剥蚀直径,10 Hz 剥蚀频率条件下,对韵律环带发育的锆石进行了 16 个点的测试,测定采用 Qinghu、Plesovice、nist610 三件国际标准锆石做外标,对样靶中 16 颗锆石进行了数据采集,采集过程中充分对照 CL 图和阴极发光图选择无裂痕、环带清晰、晶型完好的锆石进行测试,采用 Andersen 等的方法对普通铅进行矫正,采用

Isoplot 程序完成年龄计算,采用 ICPMSDataCal 程序进行协和图的绘制。

4.2 测定结果

样品中的锆石颗粒体量中等,大小在 50×70 μm ~60×90 μm 之间,可见环带发育,U/Th 比值为 0.02~0.19,显示出岩浆锆石特征(图 8)。所分析的 16 个锆石中,有 15 颗锆石为结晶锆石,1 颗为继承锆石。其中继承锆石中 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄偏大,为 460 Ma,可能是由于岩浆源区卷入部分古生代老地质体后所致。另外 15 颗结晶锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 加权平均年龄为 175.0±2.7Ma(n=15,MSWD=3.4,表 3,图 9),可以代表岩石结晶时代。

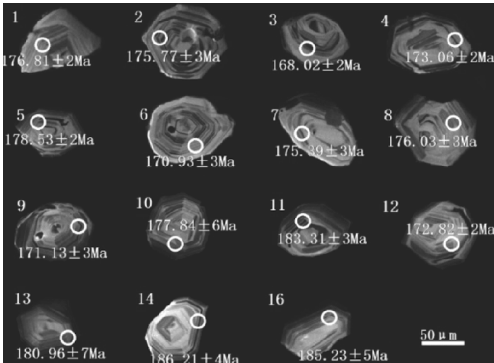


图 8 卡来花岗闪长斑岩锆石测点阴极发光图

Fig. 8 Cathodoluminescence images of zircon grains of granodiorite porphyry in Kalai

表 3 卡来花岗闪长斑岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果
Table 3 The LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb dating of granodiorite porphyry in Kalai

样品号	含量($\times 10^{-6}$)		同位素比值					年龄(Ma)				
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
pm12-1												
pm12-1-01	57	165			0.0278	0.0004	0.1865	0.0061	0.0486	0.0015	177	2
pm12-1-02	81	200			0.0276	0.0004	0.1862	0.0087	0.0489	0.0021	176	3
pm12-1-03	109	212			0.0264	0.0003	0.1914	0.0053	0.0526	0.0014	168	2
pm12-1-04	236	463			0.0272	0.0003	0.1825	0.0041	0.0487	0.0010	173	2
pm12-1-05	226	444			0.0281	0.0004	0.1928	0.0059	0.0498	0.0014	179	2
pm12-1-06	103	178			0.0269	0.0005	0.1866	0.0109	0.0504	0.0031	171	3
pm12-1-07	81	141			0.0276	0.0004	0.1833	0.0100	0.0482	0.0027	175	3
pm12-1-08	105	131			0.0277	0.0004	0.2010	0.0082	0.0527	0.0022	176	3
pm12-1-09	169	270			0.0269	0.0005	0.1916	0.0137	0.0516	0.0036	171	3
pm12-1-10	189	284			0.0280	0.0009	0.1921	0.0114	0.0498	0.0025	178	6
pm12-1-11	237	264			0.0288	0.0004	0.1997	0.0160	0.0502	0.0040	183	3
pm12-1-12	184	255			0.0272	0.0003	0.1822	0.0252	0.0486	0.0059	173	2
pm12-1-13	198	269			0.0285	0.0011	0.2009	0.0076	0.0512	0.0018	181	7
pm12-1-14	17	273			0.0293	0.0006	0.1940	0.0420	0.0480	0.0127	186	4
pm12-1-15	5209	1402			0.0196	0.0002	0.5736	0.0098	0.2123	0.0029	125	2
pm12-1-16	147	197			0.0292	0.0007	0.1952	0.0180	0.0486	0.0041	185	5

注:表中所列误差均为 1 σ 误差

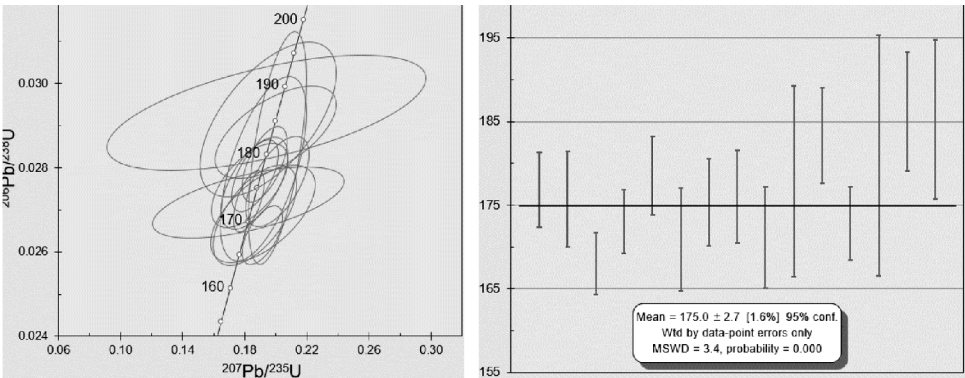


图 9 卡来花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 谐和年龄图

Fig. 9 U-Pb age Concordia plots for zircons of granodiorite porphyry in Kalai

5 构造背景讨论

通过 Rb-Yb+Nb 和 Rb-Yb+Ta 两种判别图 (图 10,图 11),样品均投影在 VAG 火山弧花岗岩

区;在岩石组合的示意性图解(R1-R2)图解中 (图 12),样品均落入板块碰撞前的区域内。根据 Na-K-Ca 图解 (图 13),岩石为交代花岗岩,与前述微量、稀土特征所反映的一致。岩体形成时间为中侏罗世早期(阿林期)。目前大多认为怒江洋

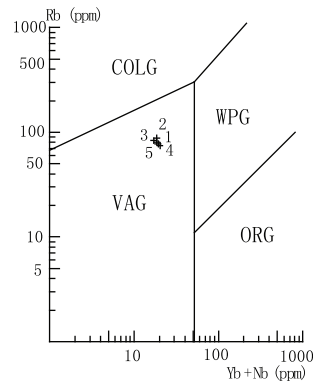


图 10 花岗闪长斑岩 Rb—Yb+Nb 图解

Fig. 10 Rb—Yb+Nb of granodiorite porphyry in Kalai (after Pearce ,1984)

COLG—同碰撞花岗岩;VAG—火山弧花岗岩;
WPG—板内花岗岩;ORG—洋脊花岗岩

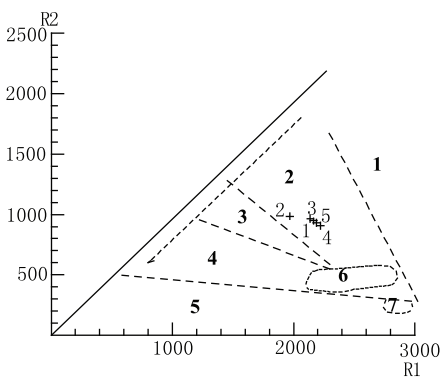


图 12 花岗闪长斑岩岩石组合的示意性图解 (R1-R2)

Fig. 12 R1-R2 of granodiorite porphyry in Kalai (after Batchelor & Bowdden,1985)

1—地幔分离;2—板块碰撞前的;3—碰撞后的抬升;
4—造山晚期的;5—非造山的;6—同碰撞期的;7—造山期的

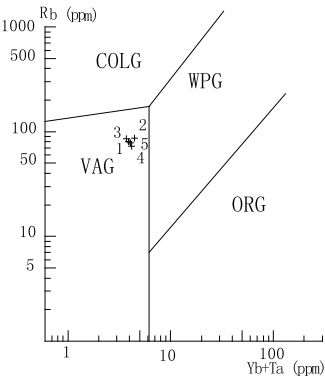


图 11 花岗闪长斑岩 Rb—Yb+Ta 图解

Fig. 11 Rb—Yb+Ta of granodiorite porphyry in Kalai (after Pearce ,1984)

ORG—洋脊花岗岩;WPG—板内花岗岩;
VAG—火山弧花岗岩;COLG—同碰撞花岗岩

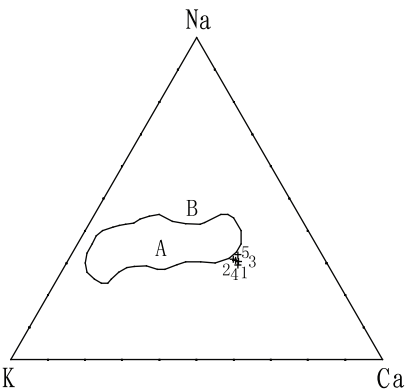


图 13 花岗质岩浆成因分析图解

Fig. 13 Na-K-Ca of granodiorite porphyry in Kalai (after R. D. Raju,1972)

A—岩浆花岗岩;B—交代花岗岩

壳的闭合是自东向西穿时完成(曲晓明等,2012;陈玉禄等,2002;范建军等,2014),因此也可反推洋壳的俯冲在横向上具有穿时的特点,过去对俯冲时限的认识具有地域局限性,并不能以点概面,应该相互参考、印证和综合考虑。笔者认为卡来花岗闪长斑岩的成岩年龄仅反映怒江洋壳在中段恐弄拉地区的俯冲时限早于中侏罗世,岩体是冈底斯地块和班公湖怒江洋中段南部残余陆块之间发育的不完整小洋盆在中侏罗世由稳定向俯冲转变过程的产物。

6 结论

(1)卡来岩体岩性为花岗闪长斑岩,属于高钾钙碱性系列的 I 型花岗岩类。微量元素数据显示岩石具富 K、Rb、Th 大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Zr、Hf、P 高场强元素的特征。 ΣREE 平均 203.67×10^{-6} ,接近上地壳均值,轻稀土富集且高分馏,而重稀土亏损且微弱—无分馏,为典型俯冲背景下的岛弧岩浆产物,物质来源主要为地壳熔融和靠近俯冲带的深海沉积物。

(2)卡来花岗闪长斑岩的 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $175.0\pm2.7\text{Ma}$,成岩时期为中侏罗世阿林期。该年龄可反映怒江洋盆开始萎缩的时限早于中侏罗世。

(3)本文研究成果为班怒带中段的构造演化研究提供了新资料,为区域上进一步探讨整个班怒带的演化机制提供了新的依据。

致谢:本文锆石的 U-Pb 测定是在天津地质调查中心实验室周红英主任的悉心指导和帮助下完成,岩石的镜下工作由贵州地调院王敏研究员完成。文中成果基于已完成的《西藏恐弄拉地区 1:5 万四幅区调》项目。

[参考文献]

白培荣,杨育慎,曾禹人,等. 西藏恐弄拉地区中侏罗统桑卡拉组
的厘定及其地质意义[J]. 贵州地质,2016,33(4):289-299.

曹圣华,邓世权,等. 班公湖—怒江结合带西段中特提斯多岛弧
构造演化[J]. 沉积与特提斯地质,2006,26(4):25-32.

陈玉禄,江元生,等. 西藏班戈—切里错地区—早白垩世火山岩
的时代确定及意义[J]. 地质力学学报,2002,8(1):43-49.

杜德道,曲晓明,王根厚,等. 西藏班公湖—怒江缝合带西段中特
提斯洋盆的双向俯冲:来自岛弧型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和

元素地球化学的证据[J]. 岩石学报,2011,27(7):1993-2002.

范建军,李才,等. 青藏高原羌塘南部冈玛错地区展金组的沉积
环境分析及碎屑锆石 U-Pb 定年[J]. 地质学报,2014,88
(10):1820-1831.

郭铁鹰,梁定益,聂泽同,等. 青藏高原南部地壳演化的特点[J].
地球科学,1981,14(1):75-83.

侯可军,李延河,等. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年
技术[J]. 矿床地质,2009,28(4):481-492.

胡隼,王永文,等. 班公湖—怒江缝合带西段特提斯洋盆南向俯
冲的地球化学和年代学证据[J]. 成都理工大学学报(自然
科学版),2014,41(4):505-515.

康志强,许继峰,王保弟,等. 拉萨地块北部去申拉组火山岩:班
公湖—怒江特提斯洋南向俯冲的产物[J]. 岩石学报,2010,
26(10):3106-3116.

李光明,李金祥,秦克章,等. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑
岩铜矿的高温高盐富氧化成矿流体:流体包裹体证据[J].
岩石学报,2007,23(5):935-952.

李金祥,李光明,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.

廖六根,曹圣华,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[J]. 沉积与特提斯地质,2005,25(1-
2):163-170.

莫宣学,董国臣,等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地
壳生长演化信息[J]. 高校地质学报,2005,11(3):281-290.

潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等. 冈底斯造山带的时空结构及演化
[J]. 岩石学报,2006,22(3):521-533.

潘桂棠,王立全,等编著. 青藏高原及邻区地质图及说明书(1:
1500000)[M]. 北京:地质出版社,2013.

邱瑞照,周肃,等. 西藏班公湖—怒江西段舍马拉沟蛇绿岩中辉
长岩年龄测定——兼论班公湖—怒江蛇绿岩带形成时代
[J]. 中国地质,2004,31(3):262-268.

曲晓明,王瑞江,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.

曲晓明,辛洪波,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.

芮宗瑶,李光明,王龙生. 青藏高原的金属矿产资源[J]. 地质通
报,2004,23(1):20-23.

宋扬,唐菊兴,等. 西藏班公湖—怒江成矿带研究进展及一些新
认识[J]. 地球科学进展,2014,29(7):795-809.

许荣科,郑有业,等. 西藏东巧北杂谷见岛弧的厘定及地质意义
[J]. 中国地质,2007,34(5):768-777.

朱弟成,潘桂棠,莫宣学,等. 冈底斯中北部晚侏罗世—早白垩世
地球动力学环境火山岩约束[J]. 岩石学报,2006,22(3):
534-546.

周红英,李惠民,等. U-Pb 同位素定年技术及其地质应用潜力
[J]. 地质调查与研究,2011,34(1):63-70.

曾禹人,黄建国,等. 木嘎岗日岩群时代上限的新证据——来自
西藏恐弄拉地区早白垩世早期孢粉化石的报道[J]. 地质通

- 报,2016,35(12):2027-2032.
- Ding L, Kapp P, Yin A, Deng WM and Zhong DL. 2003. Early Tertiary volcanism in the Qiangtang terrane of central Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44:1833-1865.
- Hsu KJ, Pan GT and Sengor AMC. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geology Review*, 37:473-508.
- Kapp P, Murphy MA, Yin A et al. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4):1029.
- Murphy MA, Harrison TM, Durr SB, Chen Z, Ryerson FJ, Kidd WSF, Wang X and Zhou X. 1997. Significant crustal shortening in southcentral Tibet prior to the Indo-Asian collision. *Geology*, 25:719-722.
- Pearce J A, Deng Wanming. The ophiolites of the Tibet Geotraverses, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) [J]. *Phil Trans Roy Soc Lond Math Phys Sci*, 1988, 327(1594):215-238.
- Zhang KJ, Xia BD, Wang GM, Li YT and Ye HF. 2004. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China, *GSA Bulletin*, 116(9-10):1202-1222.

Rock geochemistry, Zircon U-Pb Geochronology and Structural Background For Granodiorite Porphyry of Kalai of Kongnongla Area in the Middle Part of the Bangong Lake-Nujiang Belt, Tibet

ZENG Yu-ren, BAI Pei-rong, HUANG Jian-guo, LI Yue-sen, LIAO Zhu-min

(1. *Resources Institute of China University of Geosciences (Wuhan)*, Wuhan 430074, Hubei, China;
2. *Guizhou Geological Survey, Guiyang* 550018, Guizhou, China)

[**Abstract**] The Kalai granodiorite porphyry is an important magmatic activity record of the evolution of the Bangong Lake-Nujiang Belt. The zircon U-Pb isotopic age of granodiorite porphyry was determined by LA technique at 175.0 ± 2.7 Ma. Trace Elemental mantle normalization data show that the rocks are enriched with large ion lithophile elements including K and Rb and Th, loss high field strength elements including Nb and Ta and Zr and Hf and P. The mean values of ΣREE , LREE, HREE and $\text{LREE} / \text{HREE}$ of the rocks are 203.67×10^{-6} , 149.12×10^{-6} , 21.53×10^{-6} and 6.93 respectively, the rocks are light rare earth type. Standardization of rare earth element chondrites shows that rocks have a rare fraction of light rare earth and a heavy fraction of heavy rare earth fractions. According to geochemical illustrations, the author thinks that the granodiorite porphyry is an island arc magmatic product in the subduction of the Bangong Lake-Nujiang ocean basin during the early Jurassic (Aalenian), and The main source of matter is the crustal melting product and the deep sea sediments of the subduction zone.

[**Key words**] Zircon U-Pb dating; Middle Jurassic; Geochemistry; Kongnongla area; Bangong Lake-Nujiang Belt; Tibet