论文

滇西保山地块双脉地晚始新世过铝质花岗岩:
锆石 SHRIMP U-Pb 定年、地球化学和成因黄静宁^{①⑥}, 陈永清^{①*}, ZHAI XiaoMing^②, 卢映祥^③, 谢永富^④, 程志中^⑤

① 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

② College of Lake County, 19351 W. Washington St, Grayslake IL 60030, USA;

③ 云南省地质调查局, 昆明 650051;

④ 云南地矿公司保山分公司, 保山 678000;

⑤ 中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所, 廊坊 065000;

⑥ 中国地质博物馆, 北京 100034

* 联系人, E-mail: yqchen@cugb.edu.cn

收稿日期: 2010-02-10; 接受日期: 2010-08-11

国家自然科学基金(批准号: 40772197, 40972232)、国家高技术研究发展计划(编号: 2006AA06Z113)和“十一五”国家科技支撑计划(编号: 2006BAB01A01, 2006BAB01A03)资助

摘要 滇西保山地块大地构造上位于藏-滇-泰-马中间板块中段, 西以怒江-瑞丽断裂为界, 东以澜沧江-柯街-南汀河断裂为界. 由于缺乏出露的新生代花岗质岩石, 传统上认为, 在喜马拉雅期该地块花岗质岩浆活动微弱. 因此, 双脉地晚始新世隐伏花岗岩的发现, 改写了该地块无喜马拉雅期花岗质岩浆活动的记录. 对取自研究区 ZK₇₋₁ 和 ZK₀₋₁ 钻孔岩芯花岗岩样品锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素研究表明: (1) 双脉地隐伏花岗岩岩石类型为中粗粒二云母正长花岗岩, 岩体以高 SiO₂ 低 CaO 为特征, 总碱量(K₂O+Na₂O)为 5.22%~8.03%, K₂O/Na₂O 比率 0.24~1.79; K, Rb, U, Th 和 Pb 显示清晰正异常, Ba, Sr, Ti 和 Nb 显示清晰负异常; 具中等稀土元素含量(85~125 μg g⁻¹), 中度富集轻稀土元素((La/Yb)=4.77~7.22), 以及中度负 Eu 异常(δEu=0.29~0.39), 属于高钾钙碱性-钙碱性强过铝 S 型花岗岩. (2) 利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素定年获得上述两类岩石的岩浆结晶年龄分别为(36.27±0.48)和(35.78±0.49) Ma, 成岩年代为晚始新世. (3) Sr-Nd-Pb 同位素组成表明双脉地二云母正长花岗岩源岩来自成熟大陆地壳物质, 具有典型 S 型花岗岩特征. (4) 花岗岩样品 w(CaO)/w(Na₂O)和 w(Al₂O₃)/w(TiO₂)比值及其在 w(CaO)/w(Na₂O)-w(Al₂O₃)/w(TiO₂)图上分布表明, 其岩浆来自地壳富粘土质物质的部分熔融, 其熔融温度约为 900~950℃; 依据锆浓度饱和温度计计算岩浆结晶温度 775~795℃; 在 Hf-Rb-Ta 微量元素判别图解上, 花岗岩样品分布于后碰撞构造环境. (5) 在喜马拉雅后碰撞造山阶段, 伴随印度大陆向欧亚大陆的持续楔入, 印支地块(或保山地块)向南东方向逃逸, 作为地块西界的高黎贡断裂带发生大规模走滑剪切作用, 并触发加厚地壳减压部分熔融形成过铝花岗质岩浆, 然后冷凝固晶形成双脉地二云母正长花岗岩.

关键词晚始新世过铝质
花岗岩
锆石 SHRIMP
U-Pb 定年
元素和 Sr-Nd-Pb
同位素地球化学
喜马拉雅后碰撞
造山环境
保山地块
西南中国

英文引用格式: Huang J N, Chen Y Q, Zhai X M, et al. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the upper Eocene Shuangmaidi peraluminous granite in Baoshan Block, Western Yunnan Terrain, southwestern China. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4200-7

滇西保山地块在大地构造上位于藏-滇-泰-马中间板块中段, 向南与缅甸掸邦地块相连, 其东侧受控于澜沧江构造带, 西侧则受怒江构造带制约. 自晚泥盆世以来, 上述两构造带皆经历复杂的演化历史. 澜沧江构造带被认为是形成于晚三叠世或早侏罗世向东俯冲的古特提斯缝合带(逆冲断裂带)^[1,2], 后来转化为左行走滑断层^[3~5]; 怒江构造带被认为是形成于侏罗-白垩纪腾冲地块与保山地块的碰撞造山带^[6,7], 自晚始新世到中中新世, 随着印度大陆持续楔入亚洲大陆和印支地块的逃逸, 怒江构造带作为印支地块西界转换为右行走滑断层, 与其相对应的是作为印支地块东界的哀牢山-红河左行走滑断层^[3,8]. 保山地块东西两侧边缘活动带的强烈持续活动, 导致滇西地区复杂的构造格局和多种类型花岗岩的发育. 其中以怒江以西的腾冲弧后花岗岩带和位于澜沧江断裂和柯街断裂之间的临沧花岗岩带规模最大^[9~12], 而夹持于怒江-瑞丽断裂(西界)和澜沧江-柯街-南汀河断裂(东界)之间的保山地块却以花岗质岩浆活动微弱而著称^[13](图 1(a)). 因此, 双脉地晚始新世隐伏花岗岩的发现对重新认识保山地块花岗质岩浆活动和成矿具有重要意义, 而且为印支地块向东南方向逃逸提供了新的年代学证据.

1 地质背景与花岗岩样品特征

保山地块边缘出露中元古界崇山群变质岩系, 主要岩性下部以变粒岩和云母片岩为主, 夹片麻岩、斜长角闪岩和大理岩; 上部以云母片岩、云母石英片岩和黑云变粒岩为主, 夹黑云角闪片岩、磁铁石英岩和大理岩等; 其中多个层位发育变质中基性火山岩, 总厚度为 3000 m^[14]. 地块内部出露主要地层为下古生界下-中寒武统公养河群类复理石和砂页岩建造, 主要分布在地块的西部. 上古生界地台构造层西部底部为砂页岩建造和泥质碳酸盐岩夹硅质岩建造, 中部主要为基性火山岩建造, 上部为不纯碳酸盐岩和硅质岩建造; 东部则为类复理石和中基性火山岩以及碳酸盐和硅质岩建造. 印支构造层为砂泥质建造和类磨拉石建造, 燕山构造层为含膏盐的红色磨拉石与碎屑岩建造. 华力西-印支期火山岩主要分布于石炭系和三叠系, 产于上石炭统的火山岩以玄武岩为主, 局部出现枕状玄武岩; 产于上三叠统的火山岩以玄武岩和安山玄武岩为主, 其次为安山岩和流纹岩. 产于上石炭统和上三叠统的火山岩是同源, 是一种介于大陆与洋岛之间的拉斑玄武岩^[15].

2005 年, 保山地矿分公司异常查证时, 设计一系列钻探工程, 其中率先施工的两个钻孔分别在深

图 1 滇西构造花岗岩分布(据文献[5, 10]修编)(a)和双脉地地质简图(b)

部 292~306.64 m(ZK₀₋₁)和 379~384 m(ZK₇₋₁)地段钻到二云母正长花岗岩, 但尚未穿透岩体. 根据激电异常的形态和中酸性脉岩的分布, 推测该隐伏花岗岩体是沿背斜鞍部侵入的东西长约 2 km, 南北宽 0.6 km 的小岩株(图 1(b)).

双脉地二云母正长花岗岩侵入于双脉地背斜构造中. 该背斜为发育在保山复背斜核部中段的一个近东西向次级褶皱, 其轴向近东西, 长 8 km, 宽 6 km. 核部地层为上寒武统核桃坪组第一岩性段, 向两翼分别为第二和第三岩性段(图 1(b)). 一些研究者根据背斜核部(如镇康芦子园、保山沙河厂和核桃坪等地)普遍存在岩浆热液蚀变和铜铅锌多金属矿化现象, 且显示区域重力低和负磁异常等特征, 曾推测该区存在隐伏中酸性岩体^[13,15-19]; 在南汀河断裂以南缅甸掸邦地块发育与 Pb-Zn-Ag 矿化有关的始新世(45 Ma)花岗岩^[20].

用于研究二云母正长花岗岩样品分别取自 ZK₇₋₁ 钻孔 379~384 m 段和 ZK₀₋₁ 钻孔 292~306.64 m 段(图 1(b)). 为叙述方便起见, 我们将分别取自 ZK₇₋₁ 和 ZK₀₋₁ 钻孔的花岗岩样品定义为 ZK₇₋₁ 二云母正长花岗岩和 ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩. 其特征描述如下: 二云母正长花岗岩呈灰白色, 似斑状中粗粒结构. 斑晶为长石和石英, 基质为石英、长石、黑云母和白云母. 石英浑圆状, 含量为 35%~40%, 其中石英斑晶(8~12 mm)10%~15%; 基质(3~6 mm)25%~30%. 碱长石柱状至板柱状, 含量 35%~45%, 其中斑晶(20~25 mm)7%~10%, 基质(3~6 mm)25%~30%. 斜长石板柱状, 含量 10%~15%, 其中斑晶(10~15 mm)3%~5%, 可见聚片双晶, 具轻微绢云母化, 基质(2~5 mm)5%~10%. 黑云母为叶片状集合体, 粒径 1~3 mm, 含量 3%~5%, 沿解理常见铁质析出. 白云母为鳞片状集合体, 粒径 1~2 mm, 含量约 3%, 常与黑云母共生. 副矿物约 3%, 其中包括磁铁矿、钛铁矿、磷灰石和锆石等. ZK₇₋₁ 和 ZK₀₋₁ 花岗岩样品的一个显著区别是后者具有由于自变质作用导致的斜长石轻微绢云母化.

2 分析方法

全岩地球化学分析由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所实验室完成. 主量元素由 XRF 法测试, 分析精度优于 5%~10%; 微量元素由 ICP-

MS 法测试, 分析精度优于 5%; 分析测试方法详见文献[21]. 本批样品 Sr-Nd-Pb 同位素分离测定由中国地质调查局宜昌地质调查中心实验室完成, 利用 MAT-261 可调多接收型质谱仪测试同位素比值, 同位素分析样品制备和分离流程在超净化实验室内完成; 分析流程见文献[22]. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值分别用 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 和 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 标准化. 仪器测定 GBW04419 标样 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512725±5 (2σ), NBS-987 标样 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.71034±26 (2σ), NBS981 标样 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb=0.9142±5, 分析精度为 0.02%. 全岩地球化学数据列于表 1.

用于锆石 SHRIMP U-Pb 定年样品由河北廊坊区域地质调查研究所地质服务有限公司采用浮选和电磁选方法完成. 锆石阴极发光显微照相在中国地质科学院地质研究所电子探针室完成, 阴极发光照片被用来检查锆石的内部结构和选择分析区域. 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年在中国地质科学院地质研究所 SHRIMP-II 离子探针仪上实现, 具体测试条件及流程见文献[23]. 用 ²⁰⁴Pb 进行普通铅校正. 单个测试数据误差为 1σ, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄误差为 2σ. 锆石 U-Pb 同位素数据列于表 2.

3 结果

3.1 主量元素

双脉地二云母正长花岗岩的主量元素和微量元素分析结果列于表 1. 表 1 表明, ZK₇₋₁ 二云母正长花岗岩 SiO₂=73.55%~75.84%, Al₂O₃=12.97%~13.86%, MgO=0.49%~1.51%, CaO=0.34%~1.38%, K₂O=1.09%~4.50%, Na₂O=2.30%~4.92%, K₂O/Na₂O=0.24~1.79, CaO/Na₂O=0.08~0.37. ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩 SiO₂=75.55%~77.16%, Al₂O₃=12.71%~13.55%, MgO=0.69%~0.88%, CaO=0.41%~0.57%, K₂O=1.78%~2.79%, Na₂O=2.72%~4.45%, K₂O/Na₂O=0.40~1.02, CaO/Na₂O=0.09~0.20. 在主量元素上, 花岗岩样品 ZK₀₋₁ 相对 ZK₇₋₁ 更富集 SiO₂, 贫 CaO. 因此, 在 CIPW 标准矿物分子上, 前者相对后者更富集石英和刚玉分子, 贫化钙长石分子, 这可能是岩浆结晶分异所致. 与 Sylvester^[24]总结的强过铝花岗岩的岩石化学特征相比较, 双脉地二云母正长花岗岩整体上以高 SiO₂, 低 CaO 为特征. 在 Q-A-P 分类判别图(图 2(a))上, 绝大部分样品落入正长花岗岩区; A/CNK=1.06~1.59,

表 1 滇西保山地块双脉地二云母正长花岗岩全岩地球化学数据^{a)}

样品编号	YSZK7 -1a	YSZK7 -1b	YSZK7 -1c	YSZK7 -1d	YSZK7 -1e	YSZK7 -1f	YSZK7 -1g	YSZK0 -1a	YSZK0 -1b	YSZK0 -1c	YSZK0 -1d	YSZK0 -1e
主量元素(wt%)												
SiO ₂	74.80	74.94	75.20	75.84	73.55	74.12	73.97	75.55	75.73	76.87	77.16	75.97
TiO ₂	0.26	0.28	0.25	0.24	0.24	0.24	0.23	0.24	0.23	0.23	0.24	0.23
Al ₂ O ₃	13.81	13.01	13.86	12.97	13.21	13.31	13.30	13.55	13.53	12.71	12.89	12.74
FeO	1.62	0.99	1.60	1.63	1.57	1.79	1.66	1.29	0.89	1.52	1.22	1.70
Fe ₂ O ₃	0.25	1.61	0.05	0.42	0.28	0.09	0.20	0.38	0.35	0.10	0.52	0.37
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04
MgO	0.80	1.51	0.49	0.57	0.57	0.57	0.52	0.88	0.71	0.69	0.70	0.72
CaO	0.65	0.34	1.38	0.36	0.88	0.88	0.81	0.55	0.41	0.57	0.55	0.53
Na ₂ O	4.92	4.52	3.72	2.30	3.78	2.73	3.03	2.72	4.45	3.11	2.90	3.15
K ₂ O	1.62	1.09	1.72	4.11	4.24	4.32	4.50	2.79	1.78	2.39	2.31	2.49
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18
LOI	1.25	1.39	0.91	1.19	1.50	1.62	1.39	1.56	1.35	1.55	1.53	1.79
总量	100.16	99.87	99.38	99.85	100.06	99.90	99.82	99.70	99.62	99.95	100.24	99.91
K ₂ O/Na ₂ O	0.33	0.24	0.46	1.79	1.12	1.58	1.48	1.02	0.40	0.77	0.80	0.79
K ₂ O+Na ₂ O	6.54	5.62	5.44	6.41	8.03	7.05	7.53	5.51	6.23	5.51	5.22	5.64
CaO/Na ₂ O	0.13	0.08	0.37	0.16	0.23	0.32	0.27	0.20	0.09	0.18	0.19	0.17
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	53.12	46.46	55.44	54.04	55.04	55.46	57.83	56.46	58.83	55.26	53.70	55.39
A/CNK	1.25	1.41	1.32	1.46	1.06	1.24	1.17	1.59	1.35	1.45	1.56	1.44
A/NK	1.40	1.51	1.73	1.57	1.22	1.45	1.35	1.81	1.46	1.65	1.77	1.62
CIPW 标准矿物(%)												
石英	37.19	41.87	43.25	45.09	32.42	38.78	36.44	47.08	41.86	47.46	49.61	46.09
钙长石	2.11	0.57	5.83	0.73	3.32	3.31	3.01	1.72	0.92	1.75	1.66	1.56
钠长石	42.11	38.88	31.94	19.73	32.46	23.49	26.06	23.46	38.27	26.76	24.87	27.12
正长石	9.65	6.56	10.34	24.62	25.44	25.96	26.99	16.77	10.71	14.37	13.84	15.01
刚玉	3.23	4.25	3.83	4.53	1.21	3	2.39	5.53	4.02	4.43	5.07	4.39
透辉石	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
紫苏辉石	4.41	5.43	3.79	3.77	3.82	4.39	3.92	3.98	2.8	4.16	3.26	4.36
钛铁矿 ⁺	0.49	0.53	0.48	0.46	0.46	0.47	0.44	0.46	0.45	0.44	0.45	0.45
磁铁矿 ⁺	0.37	1.46	0.07	0.61	0.42	0.13	0.3	0.56	0.52	0.15	0.77	0.55
磷灰石	0.44	0.44	0.45	0.43	0.43	0.44	0.43	0.42	0.44	0.44	0.45	0.44
锆石	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
总量	100.01	100.01	100	100.01	100	100	100	100	100.01	100	100	100
微量元素($\mu\text{g g}^{-1}$)												
V	19.30	26.00	19.80	17.10	20.40	18.40	21.90	20.30	19.10	21.90	23.40	17.10
Cr	8.90	8.65	8.74	10.93	4.40	4.80	7.90	8.27	9.70	11.00	11.90	11.20
Co	3.80	4.53	5.10	3.16	3.45	4.01	3.95	1.87	2.20	1.61	1.35	2.64
Ni	4.60	6.28	4.71	4.68	5.15	4.76	5.11	4.89	4.70	3.90	3.67	6.06
Cu	11.70	6.15	51.63	4.45	5.48	6.66	6.29	9.51	5.70	12.60	9.40	22.04
Zn	16.20	29.39	15.26	37.01	13.72	14.94	15.43	20.30	14.20	20.66	10.61	10.06
Rb	90.50	65.60	110.70	236.90	213.10	214.80	229.30	164.50	120.30	137.50	140.60	148.10
Sr	69.80	78.50	135.80	47.40	84.80	87.50	98.00	91.00	63.80	104.00	103.20	104.70
Y	27.55	29.39	26.83	23.50	27.65	31.25	32.33	25.90	28.56	26.81	32.29	33.54
Zr	122.60	120.90	131.50	133.40	113.20	109.70	110.10	111.70	111.50	109.10	112.70	114.90
Nb	14.25	6.39	16.34	14.72	14.28	15.38	15.30	11.74	9.59	12.73	12.37	13.17
Cs	7.00	6.82	7.60	19.58	12.50	13.63	13.74	10.55	6.60	7.30	7.60	7.70
Ba	163.0	93.4	260.8	235.9	237.0	254.4	259.8	273.9	109.7	327.5	349.5	336.2
Hf	5.57	4.71	4.08	4.25	4.83	4.77	4.52	4.09	4.43	4.60	5.04	4.64
Ta	1.70	0.70	1.66	1.55	1.99	2.05	2.15	1.35	1.10	1.58	1.57	1.71
Pb	6.24	6.40	12.28	15.24	17.61	18.39	21.16	6.79	6.72	45.43	41.30	81.08

续(表 1)

样品编号	YSZK7 -1a	YSZK7 -1b	YSZK7 -1c	YSZK7 -1d	YSZK7 -1e	YSZK7 -1f	YSZK7 -1g	YSZK0 -1a	YSZK0 -1b	YSZK0 -1c	YSZK0 -1d	YSZK0 -1e
微量元素($\mu\text{g g}^{-1}$)												
Th	13.40	11.69	10.93	9.57	13.25	14.83	15.31	11.04	10.70	12.99	13.69	14.71
U	4.90	7.31	6.57	7.89	7.36	9.21	8.90	9.61	4.98	8.71	7.48	9.81
La	21.12	20.79	20.85	15.93	19.52	23.00	23.67	17.35	18.16	18.80	19.06	20.72
Ce	42.88	41.54	40.52	32.21	39.11	46.70	47.16	37.74	37.53	38.87	40.03	42.46
Pr	5.26	5.21	5.18	4.19	4.94	5.71	5.93	4.75	4.63	4.79	4.93	5.32
Nd	19.05	18.33	18.23	15.08	18.51	21.12	21.84	16.80	16.72	18.09	18.51	20.52
Sm	4.36	4.50	4.32	3.66	4.12	4.82	5.00	4.21	4.03	4.19	4.23	4.80
Eu	0.55	0.53	0.54	0.41	0.44	0.53	0.54	0.40	0.39	0.43	0.43	0.48
Gd	4.16	4.46	4.19	3.64	4.54	5.27	5.16	4.02	3.81	4.43	4.73	5.23
Tb	0.82	0.87	0.82	0.73	0.87	1.01	1.02	0.80	0.76	0.89	1.00	1.05
Dy	4.74	5.10	4.80	4.14	5.18	6.01	6.30	4.63	4.66	5.56	6.01	6.39
Ho	0.88	0.96	0.85	0.74	0.98	1.08	1.16	0.86	0.91	1.01	1.14	1.18
Er	2.32	2.64	2.28	1.99	2.75	3.11	3.27	2.41	2.48	2.84	3.20	3.37
Tm	0.37	0.42	0.37	0.32	0.37	0.44	0.46	0.38	0.40	0.40	0.48	0.51
Yb	2.25	2.40	2.07	1.81	2.42	2.71	2.80	2.27	2.50	2.45	2.87	2.92
Lu	0.26	0.37	0.31	0.26	0.33	0.37	0.40	0.33	0.30	0.34	0.39	0.40
ΣREE	109.02	108.11	105.34	85.11	104.09	121.88	124.71	96.94	97.28	103.09	107.00	115.34
LREE	93.22	90.90	89.65	71.48	86.64	101.88	104.14	81.24	81.46	85.17	87.19	94.30
HREE	15.81	17.21	15.69	13.63	17.45	20.00	20.57	15.69	15.82	17.92	19.81	21.05
LREE/HREE	5.90	5.28	5.71	5.25	4.96	5.09	5.06	5.18	5.15	4.75	4.40	4.48
La_N/Yb_N	6.73	6.23	7.22	6.31	5.78	6.09	6.07	5.48	5.21	5.50	4.77	5.09
Eu/Eu^*	0.39	0.36	0.38	0.34	0.31	0.32	0.32	0.29	0.30	0.30	0.29	0.29
Sr/Nd 同位素组成												
$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	3.920	2.572	2.086	13.890				5.371	6.200			
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	0.73399	0.72657	0.73552	0.78219				0.74961	0.75900			
$\pm 1\sigma$	0.00003	0.00002	0.00004	0.00003				0.00002	0.00001			
$\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$	390.6	295.1	425.7	1001.9				602.2	729.5			
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.73197	0.72524	0.73445	0.77503				0.74688	0.75585			
$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	0.1357	0.1341	0.1364	0.1440				0.1368	0.1386			
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	0.512042	0.512027	0.512024	0.512068				0.512052	0.512029			
$\pm 1\sigma$	0.000008	0.000003	0.000008	0.000009				0.000009	0.000007			
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-11.3	-11.6	-11.7	-10.9				-11.2	-11.6			
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512010	0.511995	0.511992	0.512034				0.512020	0.511997			
$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	2161	2147	2216	2361				2173	2271			
$T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	1770	1793	1799	1732				1755	1792			
$T_{\text{Zr}}(^{\circ}\text{C})$	788	789	787	795	775	777	776	787	784	784	788	786
Pb 同位素组成												
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	24.093	25.265	20.760	20.115				22.918	25.359			
$\pm 2\sigma$	0.015	0.023	0.004	0.001				0.003	0.008			
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16.029	16.058	15.858	15.776				15.949	16.160			
$\pm 2\sigma$	0.010	0.004	0.004	0.004				0.001	0.003			
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40.650	41.285	39.742	39.236				40.171	40.847			
$\pm 2\sigma$	0.023	0.010	0.015	0.010				0.005	0.010			
φ	0.388	0.361	0.486	0.506				0.115	0.365			
μ	10.08	10.13	9.81	9.68				9.91	10.31			
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	23.734	24.730	20.528	19.924				22.292	25.018			
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	16.012	16.033	15.847	15.766				15.920	16.144			
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	40.335	41.011	39.618	39.150				39.944	40.612			
a) $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)^{1/2}$

图 2 双脉地二云母正长花岗岩地球化学图解

(a) Q-A-P 分类图^[25]; 1, 富石英花岗岩; 2, 碱性长石花岗岩; 3, 花岗岩; 3a, 正长花岗岩或普通花岗岩; 3b, 二长花岗岩; 4, 花岗闪长岩; 5, 英闪长岩; 6*, 石英碱性长石正长岩; 7*, 石英正长岩; 8*, 石英二长岩; 9*, 石英二长闪长岩/石英二长辉长岩; 10*, 石英闪长岩/石英辉长岩/石英斜长岩; 6, 碱性长石正长岩; 7, 正长岩; 8, 二长岩; 9, 二长闪长岩/二长辉长岩; 10, 闪长岩/辉长岩/斜长岩. (b) A/NK-A/CNK(分子比)图^[26]. (c) SiO₂-K₂O 图^[27]. (d) Al-(Na+K+Ca/2)图^[28]

表明其属于强过铝花岗岩(图 2(b)), 在 SiO₂-K₂O 图解上, ZK₇₋₁ 二云母正长花岗岩主要属于高钾钙碱性系列, 部分属于钙碱性系列, 个别样品分布于低钾(拉斑)系列; ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩样品皆分布于钙碱性系列(图 2(c)), 在 Al-(Na+K+Ca/2)图解上皆属于 S 型花岗岩系列(图 2(d)).

3.2 微量元素与稀土元素

在微量元素与稀土元素上, 花岗岩样品 ZK₇₋₁ 与

ZK₀₋₁ 表现出明显的一致性. 它们具中等稀土元素含量(85~125 μg g⁻¹), 中度富集轻稀土元素((La/Yb)=4.77~7.22), 以及中度负 Eu 异常(δEu=0.29~0.39)(图 3(a))^[29,30]. 在微量元素原始地幔标准化蛛网图上, Pb 及其左侧不相容性更强的元素强烈富集, 为原始地幔丰度的 10~100 倍, 此外, K, Rb, U, Th 和 Pb 显示清晰的正异常, 而 Ba, Sr, Ti 和 Nb 则显示清晰的负异常(图 3(b)). 这表明该花岗岩是同源岩浆结晶分异的产物^[31].

3.3 Sr-Nd-Pb 同位素

双脉地二云母正长花岗岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果(表 1)表明, 来自两个钻孔的花岗岩样品具有基本一致的同位素组成。

该花岗岩显示窄的 Nd 同位素和宽广的 Sr 同位素变化特征, 其初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.72524~0.77503)明显高于中秘鲁安第斯带起源于下地壳的晚始新世至渐新世的花岗质岩石(0.70387~0.70690), 而其初始 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值(0.51192~0.512034)则亦明显低于后者(0.512408~0.512752)^[32]。与 Sr 同位素组成类似, 花岗岩初始 Pb 同位素亦具有宽广的变化: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=20.115\sim25.359$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.776\sim16.160$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=39.236\sim41.285$, 反映高放射性 Pb 明显加入的特征。事实上, 该花岗岩的 Sr 和 Pb 同位素组成皆类似于喜马拉雅淡色花岗岩($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.730\sim0.825$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=18.70\sim19.91$ 和 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.78\sim15.90$), 表明源岩成分的复杂性和同位素组成的不均一性^[33]。

在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解(图 4(a))^[34]和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 4(b))^[35]上, 所有样品均落在了上地壳演化线的上方, 结合 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)(-10.9\sim-11.7)$ 以及两阶段 Nd 同位素模式年龄($T_{2\text{DM}}$)(1.73~1.80 Ga), 表明该花岗岩源岩具有上地壳岩石的特征, 这种岩石通常来自成熟度较高的相对古老的大陆地壳^[36~41]。

3.4 锆石 U-Pb 年代学

二云母正长花岗岩样品 YY₁(ZK₇₋₁ 钻孔 379~384

m 段)和 YY₂(ZK₀₋₁ 钻孔 292~306.64 m 段)用于 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素定年。来自上述样品的锆石无色透明, 自形程度较高, 在阴极发光(CL)图像上呈现具有典型岩浆型锆石特征的振荡环带, 但多数含有继承性锆石(图 5(a)和(b))。两件样品中锆石颗粒分布基本一致, 多为无色长柱状晶体, 部分呈短柱状, 长约 100~350 μm , 长宽比为 2:1~3.5:1。分析结果列于表 2。

由表 2 可知, 二云母正长花岗岩样品 ZK₇₋₁(YY₁) 锆石 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值分布(0.36~0.55)与 ZK₀₋₁(YY₂: 0.36~0.53)的基本一致。ZK₇₋₁ 锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (0.0238~0.0397)分布稍低于 ZK₀₋₁ 锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (0.0244~0.0398); ZK₇₋₁ 锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (0.0309~0.0511)分布亦低于 ZK₀₋₁ 锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (0.0322~0.0520)。从上述岩体锆石同位素比值分析, 二云母正长花岗岩 ZK₇₋₁ 与 ZK₀₋₁ 同位素比值整体上具有基本一致的特征, 其中二者之间存在的微小规律性差异可能是由于结晶分异所致。对 ZK₇₋₁ 二云母正长花岗岩样品 YY₁ 中 12 粒锆石 12 个点进行离子探针分析, 除 1 个异常点给出较低的年龄值(33.63 Ma)外, 其余 11 个点给出一致性 U-Pb 谐和年龄(36.27 ± 0.48) Ma, MSWD=0.32(图 6)。同样, 对 ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩样品 YY₂ 中 10 粒锆石 10 个点进行离子探针分析, 给出一致性 U-Pb 谐和年龄(35.78 ± 0.49) Ma, MSWD=0.33(图 6)。

上述分析结果表明, 在结晶顺序上, 二云母正长花岗岩 ZK₇₋₁ 稍早于 ZK₀₋₁。综合两个样品年龄结果, 双脉地二云母正长花岗岩的结晶年龄为 35.78~36.27

图 3 双脉地二云母正长花岗岩稀土元素球粒陨石标准化图解(标准化值据文献[29])(a)和微量元素原始地幔标准化图解(标准化值据文献[30])(b)

图 4 双脉地二云母正长花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解^[34](a)和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解^[35](b)
腾冲和临沧花岗岩数据来源于文献[12]

表 2 滇西保山地块双脉地二云母正长花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据

样品号	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U ($\mu\text{g g}^{-1}$)	Th ($\mu\text{g g}^{-1}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\mu\text{g g}^{-1}$)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)	$\pm 1\sigma$
YSZK7															
YY1-1.1	0.42	2106	846	0.42	9.50	191.14	2.2	0.0493	3.3	0.0356	4.0	0.0052	2.2	33.63	0.74
YY1-2.1	3.43	1821	699	0.40	9.03	179.48	2.3	0.0398	14.9	0.0306	15.1	0.0056	2.3	36.20	0.81
YY1-3.1	2.56	2174	967	0.46	11.0	174.51	2.2	0.0350	16.3	0.0277	16.5	0.0057	2.2	37.60	0.81
YY1-4.1	3.35	1307	452	0.36	6.45	179.98	2.3	0.0315	25.2	0.0241	25.3	0.0056	2.3	36.27	0.84
YY1-5.1	1.46	1514	532	0.36	7.61	173.57	2.2	0.0429	8.9	0.0341	9.1	0.0058	2.2	37.02	0.82
YY1-6.1	3.76	2202	832	0.39	11.1	176.39	2.5	0.0430	17.0	0.0336	17.2	0.0057	2.5	36.71	0.90
YY1-7.1	3.67	1850	704	0.39	9.19	179.45	2.5	0.0309	38.4	0.0238	38.5	0.0056	2.5	36.28	0.88
YY1-8.1	1.66	2825	1063	0.39	13.9	177.86	2.2	0.0485	7.8	0.0376	8.1	0.0056	2.2	36.25	0.78
YY1-9.1	2.06	2722	1444	0.55	13.6	175.63	2.1	0.0434	8.1	0.0341	8.4	0.0057	2.1	36.87	0.78
YY1-10.1	1.30	2994	1466	0.51	14.8	175.66	2.1	0.0448	6.8	0.0352	7.1	0.0057	2.1	36.66	0.78
YY1-11.1	1.12	2551	1035	0.42	12.5	177.62	2.2	0.0511	5.5	0.0397	5.9	0.0056	2.2	36.09	0.78
YY1-12.1	1.97	2500	1145	0.47	12.2	179.78	2.2	0.0403	10.3	0.0309	10.5	0.0056	2.2	35.92	0.78
YSZK0															
YY2-1.1	2.22	2405	999	0.43	11.7	181.12	2.2	0.0468	8.5	0.0356	8.8	0.0055	2.2	35.49	0.77
YY2-2.1	4.15	2077	866	0.43	10.6	176.03	2.4	0.0419	20.7	0.0328	20.9	0.0057	2.4	36.74	0.86
YY2-3.1	1.55	2011	873	0.45	9.67	181.53	2.2	0.0428	8.6	0.0325	8.9	0.0055	2.2	35.59	0.78
YY2-4.1	4.28	1810	660	0.38	8.91	182.41	2.3	0.0322	20.2	0.0244	20.3	0.0055	2.3	35.89	0.82
YY2-5.1	3.96	2177	944	0.45	11.0	177.45	2.3	0.0344	21.4	0.0267	21.5	0.0056	2.3	36.79	0.84
YY2-6.1	0.70	2660	1364	0.53	13.0	176.83	2.1	0.0497	4.9	0.0388	5.4	0.0057	2.1	36.22	0.77
YY2-7.1	2.37	1919	704	0.38	9.49	177.83	2.2	0.0418	17.2	0.0324	17.3	0.0056	2.2	36.38	0.80
YY2-8.1	0.36	1811	636	0.36	8.67	180.07	2.2	0.0520	6.9	0.0398	7.3	0.0056	2.2	35.47	0.79
YY2-9.1	1.39	2428	1068	0.45	11.6	181.85	2.2	0.0482	7.5	0.0366	7.8	0.0055	2.2	35.28	0.76
YY2-10.1	1.62	2095	920	0.45	10.1	180.65	2.2	0.0430	8.4	0.0328	8.7	0.0055	2.2	35.75	0.77

图 5 双脉地二云母正长花岗岩体典型 CI 锆石照片
YY₁ 和 YY₂ 分别代表 ZK₇₋₁ 和 ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩样品

图 6 双脉地二云母正长花岗岩 ZK₇₋₁(YY₁)和 ZK₀₋₁(YY₂)锆石 U-Pb 一致曲线

Ma, 成岩时代为晚始新世。

4 讨论

4.1 源岩和成因机制

虽然花岗岩是自然界最常见的岩石,但由于其

源岩性质的多样性和形成机制的复杂性,其成因机制是地质学中长期争论,至今悬而未决的探索性课题^[42]。强过铝质花岗岩岩石化学上最根本的特征是 $A/CNK > 1.1$,成因通常认为是地壳中富铝质沉积物部分熔融的产物^[24,43,44]。双脉地花岗岩含有白云母和标准刚玉分子(1.21%~5.53%), A/CNK 值=1.06~1.59,

绝大多数值远大于 1.10; 球粒陨石标准化稀土配分模式显示负 Eu 异常, 原始地幔标准化微量元素模式清晰地显示 K, Rb, U, Th 和 Pb 正异常以及 Ba, Sr, Ti 和 Nb 的负异常。上述特征表明双脉地花岗岩是起源于沉积源岩的过铝-强过铝 S 型花岗岩^[24]。

强过铝质花岗岩组分特征继承其源区的特征^[45]。Sylvester^[24]通过将其实验结果与全球典型的 5 个强过铝花岗岩发育地带(喜马拉雅、阿尔卑斯、海西、澳大利亚 Lachlan 和加里东褶皱带)对比研究, 将它们的源岩划分为两类: 泥质岩和硬砂岩。实验表明, $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值可作为判别强过铝质花岗岩源岩的指标, 以 0.3 为界, 小于 0.3 其源岩为泥质岩石, 大于 0.3 为硬砂岩。双脉地过铝质花岗岩绝大部分 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O}) < 0.3$, 因此其源岩主要为泥质岩石。强过铝质花岗岩又通常具有高 Al_2O_3 低 FeO 和 MgO 的特征, 因此, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{FeO}+\text{MgO})-w(\text{CaO})/w(\text{MgO}+\text{FeO})$ 亦可作为判别其源岩的指标。在 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{FeO}+\text{MgO})-w(\text{CaO})/w(\text{MgO}+\text{FeO})$ 判别图解上(图 7)^[46], ZK₀₋₁ 二云母正长花岗岩的 5 个样品皆分布于变质泥岩区, ZK₇₋₁ 二云母正长花岗岩有 3 个样品分布于变质泥岩区, 3 个样品分布于变质泥岩与变质硬砂岩的叠加区, 仅有 1 个样品分布于变质硬砂岩区。这表明形成双脉地二云母正长花岗岩的源岩是以泥质岩石为主, 且混有少量的硬砂岩成分。Rudnick 和 Fountain^[47]研究表明, 起源于上地壳的岩石具有相对高 Th($>10 \mu\text{g g}^{-1}$), Pb($>20 \mu\text{g g}^{-1}$)和 U($>2 \mu\text{g g}^{-1}$)以及低的 Eu/Eu* 比率(<1.0), 而保山双脉地花岗岩则具有异常高的 Th($9.57\sim15.31 \mu\text{g g}^{-1}$), Pb($6.24\sim81.08 \mu\text{g g}^{-1}$)和 U($4.90\sim9.81 \mu\text{g g}^{-1}$)以及更低的 Eu/Eu* 比率($<0.29\sim0.39$), 表明其源岩为典型上地壳岩石。前已述及, 保山双脉地花岗岩以高且分布宽广的初始 Pb 和 Sr 同位素比值类似于高喜马拉雅淡色花岗岩, 这种特征反映源区同位素组成的不均一性, 且在岩浆形成和演化过程中由于各种因素影响尚未达到均一化程度^[39,40,48-50]。这类花岗岩的源岩通常认为是纯壳源的, 通常来自下伏的泥质岩石^[33,40]。

$w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 比值可作为强过铝质花岗岩源岩熔融温度的判别标志。由天然泥质岩产生的熔融体, 其 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 通常小于 0.3, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 相对高的比值表明其为低温($825\sim900^\circ\text{C}$)熔融, 相对低的比值为高温($900\sim950^\circ\text{C}$)熔融^[24]。对于双脉地二云母正长花岗岩, 绝大多数样

品 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值分布为 0.08~0.37, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 比值分布为 46.46~58.83(平均值 54.75), 在 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 图(图 8)上, 分布于 900°C 附近的区域。依据锆浓度饱和温度计^[51]计算岩浆结晶温度为 $775\sim795^\circ\text{C}$ 。

4.2 构造环境与动力学背景

强过铝花岗岩主要形成于后碰撞造山过程, 并能够划分为“高压”和“高温”两种类型, 且分别对应于

图7 双脉地二云母正长花岗岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)-\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ 分子比图解^[46]

图8 双脉地二云母正长花岗岩 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 图解^[24]

地壳增厚减压熔融作用和软流圈物质上涌诱发地壳物质部分熔融作用^[24]. 地壳增厚过程中, 放射性元素 U, Th 和 K 等发生放射性蜕变产生热聚集, 在断裂作用下地壳物质发生减压熔融作用形成花岗质岩浆, 上侵到地壳一定部位结晶形成“高压”型强过铝花岗岩, 这类花岗质岩浆形成温度相对较低(<875°C). 形成于软流圈的物质上涌诱发地壳物质部分熔融作用的“高温”型强过铝花岗岩形成温度则相对较高(875~1000°C). 通过不同碰撞造山带花岗岩的综合对比研究, Barbarin^[52-54]认为, 过铝花岗岩通常包括二云母(或含白云母)花岗岩和含堇青石及黑云母花岗岩; 前者主要定位于两个大陆岩石圈汇聚使地壳加厚的部位, 即大陆碰撞地壳加厚区, 且在主要的地壳剪切或逆掩断层作用下, 通过地壳所谓“湿”深熔作用和岩浆的结晶分异作用形成; 后者通过由底辟作用或热幔岩浆的注入引起的所谓地壳岩石的“干”深熔作用形成. 上述两类过铝花岗岩的产生不仅取决于源岩的性质, 而且还受控于部分熔融物理参数和加厚地壳的深熔方式.

在 Hf-Rb-Ta 微量元素判别图解(图 9)上, 双脉地二云母正长花岗岩样品位于后碰撞构造环境区域, 成岩时代为 36 Ma, 这与莫宣学等^[56,57]将青藏高原小于 45 Ma 构造岩浆事件划为后碰撞的结论是一致的. 在喜马拉雅后碰撞陆内变形阶段, 位于印度和华南板块之间的印支地块构造上演化为调解各种复杂变形机制的缓冲区. 伴随着印度大陆向欧亚大陆的持续楔入, 不仅导致青藏高原隆升及其周边造山带的形成, 而且导致印支地块向南东方向逃逸, 高黎贡右行走滑断裂系统和哀牢山-红河左行走滑断裂系统分别构成该地块东、西边界^[58]. 此外, 在印支地块向南东方向逃逸期间, 保山地块和思茅地块沿其分界线澜沧江(崇山)左旋走滑系统发生差异性运动^[4,5]. 那么, 上述三条断层中, 两条断层同步活动的时间、速度和距离决定上述三个地块逃逸的结局. 在腾冲地块, 高黎贡右行走滑剪切断裂带从根本上控制了波密-腾冲花岗岩带的发育, 沿高黎贡造山带分布混合岩化花岗岩、片麻状花岗岩和糜棱岩化花岗岩^[7,59,60]. 大多数混合花岗岩和伟晶岩的同位素年龄为 29.9~54.5 Ma, 部分为 61.5~67.4 和 111.7~114 Ma, 这反映了始新世-渐新世、晚白垩世末和早白垩世末之间的构造岩浆热事件^[61].

地质年代学研究表明, 澜沧江断裂带左旋剪切

活动从 41 至 24 Ma, 17 Ma 剪切活动终止^[4,62]; 哀牢山-红河剪切带的左旋走滑运动时间为 35~17 Ma^[62-66]; 高黎贡断裂带右行走滑运动时间为 36~27 和 18~13 Ma^[5,8]. 结合本次研究测得保山双脉地花岗岩的结晶年龄(35.78~36.27 Ma)表明, 保山双脉地花岗岩体形成于喜马拉雅后碰撞造山阶段高黎贡断裂带右行走滑的动力学背景. 类似地, 沿印支地块东边界哀牢山-红河断裂带亦发育晚始新世-早渐新世(36~31 Ma, 陈永清, 未发表数据)碱性花岗岩以及与碱性花岗岩具有成因联系且年龄相近(36~33 Ma)的斑岩型 Cu-Mo-Au 矿化, 其形成与哀牢山-红河断裂带的左行走滑活动密切相关^[67,68]. 这表明上述沿印支地块东西边界(哀牢山-红河断裂带和高黎贡断裂带)分布的花岗岩以及相关的矿化形成于印度大陆持续向北楔入于亚洲大陆之下引起印支大陆向南东方向逃逸的动力学背景.

事实上, 在晚始新世, 喜马拉雅后碰撞造山初期阶段, 位于怒江缝合带东侧保山地块上的双脉地二云母正长花岗岩亦正位于大陆碰撞地壳加厚区, 这一区域富含 U, Th 和 K 等所谓生热元素(heat producing elements, HPEs)^[69]. 这种富集生热元素的地壳加厚区在高黎贡走滑-剪切作用下减压触发所谓“湿”深熔作用, 形成所谓“高压”型强过铝花岗质岩浆, 然后上侵到地壳某一部位冷凝分异结晶形成双脉地二云母正长花岗岩, 由于该侵入体位于高黎贡断裂下盘的保山地块, 从而使其成为深埋地下的隐伏岩体.

4.3 滇西基底时代与性质探讨

通常认为, 滇西地壳虽然被澜沧江断裂和怒江

图 9 双脉地二云母正长花岗岩 Hf-Rb-Ta 图解^[55]

断裂分割成思茅、保山和腾冲三个地块,但其结晶基底则皆由具有不同变质程度的澜沧群、崇山群和高黎贡山群等构成。它们的源岩被认为是地槽型火山-沉积岩系,其时代可能为中元古代,并在晚元古代末期(800~680 Ma)经受过强烈变质^[12,61]。

杨启军等^[70,71]认为,腾梁和高黎贡花岗岩的源岩是含有不同程度粘土的硬砂岩经变质作用形成的副片麻岩系。它们的同位素组成比较一致,Nd同位素亏损地幔模式年龄分别集中在1.03~1.43 Ga,该模式年龄老于腾冲地块出露最古老的高黎贡群和崇山群,与冈底斯中带和北带同期花岗岩的Sr和Nd同位素组成和亏损地幔模式年龄完全一致,表明它们可能起源于构造环境相似和形成年龄相近的变质结晶基底。这就是说腾冲地块与拉萨地块具有相似的结晶基底。

陈福坤等^[59]通过对腾冲地块东侧龙陵混合岩Sr-Nd-Hf同位素研究表明,该混合岩源岩可能源自中元古代花岗闪长岩-花岗岩质地壳岩石。亏损地幔Nd同位素模式年龄为1.5~1.9 Ga,Hf同位素模式年龄集中于1.5~1.8 Ga,与出露于保山地块的早古生代和晚中生代花岗岩亏损地幔Nd同位素模式年龄(1.7~1.9 Ga)存在明显差别。这可能暗示腾冲地块基底岩石与保山地块基底岩石形成时代不同,或表明它们分别是游离自冈瓦纳大陆北缘的不同地体。腾冲和保山地块的中-新元古代基底在岩石建造、构造热事件和沉积盖层等方面都有别于扬子陆块,应属于冈瓦纳大陆变质基底的组成部分。

陈吉琛^[12]基于Pb-Sr同位素研究认为,滇西两个最重要的花岗岩带临沧和腾冲花岗岩带具有不同的源区。腾冲花岗岩主要源于1.20~2.0 Ga的上地壳(或未分异的地壳)物质,其铅同位素组成变化范围较小: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.510\sim18.943$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.649\sim15.807$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.115\sim39.205$,其差值仅为1%~2.3%,表明源区物质组分较均一。临沧带同位素组成变化较大: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.344\sim18.885$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.458\sim15.843$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.255\sim39.130$,其差值为2.3%~2.9%,表明其物质组成较复杂,可能为壳幔物质不均匀混合的产物,基底时代为0.8~1.6 Ga。因此,临沧和腾冲地区的基底时代和性质不同,应视为两个不同的块体。就 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值分布而言,腾冲带与临沧带花岗岩具有不同特点,腾冲花岗岩带主要集中于0.708~0.714之间,而临沧花岗岩带则主要分布于0.718~0.727之间,后者明显高于前者。总之,保山双

脉地花岗岩Pb和Sr同位素组成显著高于腾冲和临沧两个花岗岩带的同类岩体。在Dou和Zartman的Pb同位素演化曲线图上,临沧花岗岩沿造山带演化曲线分布,腾冲花岗岩沿上地壳演化曲线分布,而保山双脉地花岗岩则分布于上地壳演化线之上,且明显偏离上地壳演化线(图4(b))。这表明临沧花岗岩代表造山带花岗岩Pb同位素组成特点,保山双脉地花岗岩代表典型成熟上地壳花岗岩Pb同位素组成特点,而腾冲花岗岩Pb同位素组成特点介于二者之间。保山双脉地花岗岩Nd同位素亏损地幔二阶段模式年龄(1.73~1.80 Ga)接近于保山地块早古生代和晚中生代花岗岩亏损地幔Nd同位素模式年龄(1.7~1.9 Ga)^[59,72],且远大于腾梁和高黎贡花岗岩亏损地幔Nd同位素模式年龄(1.03~1.43 Ga)^[70,71]。这表明保山双脉地花岗岩源岩物质可能不是来自前述的变质结晶基底(澜沧群、崇山群和高黎贡山群),而是来自相对更古老的演化成熟的大陆地壳。

5 结论

通过对研究区ZK₇₋₁和ZK₀₋₁钻孔岩芯花岗岩样品锆石U-Pb年代学、地球化学和Sr-Nd-Pb同位素研究,得出如下结论:

(1) 双脉地隐伏花岗岩岩石类型为中粗粒二云母正长花岗岩,岩体以高SiO₂低CaO为特征,K₂O与Na₂O具反消长关系;富集Pb,Rb,U和Th,明显亏损Ba,Sr,Ti和Nb;稀土元素组成富集轻稀土元素,显示中等负Eu异常,属于高钾钙碱性-钙碱性过铝S型花岗岩。

(2) 利用SHRIMP锆石U-Pb同位素定年获得上述岩石的岩浆结晶年龄(36.27±0.48)~(35.78±0.49) Ma,成岩年代为晚始新世。

(3) Sr-Nd-Pb同位素组成表明双脉地二云母正长花岗岩源岩来自古老成熟大陆地壳物质,具有典型壳源花岗岩特征。

(4) 花岗岩样品w(CaO)/w(Na₂O)和w(Al₂O₃)/w(TiO₂)比值及其在w(CaO)/w(Na₂O)-w(Al₂O₃)/w(TiO₂)图上分布表明,其岩浆来自地壳富粘土质物质的部分熔融,其熔融温度约为900~950℃;依据锆浓度饱和和温度计计算岩浆结晶温度为775~795℃;在Hf-Rb-Ta微量元素判别图解上,花岗岩样品分布于后碰撞构造环境。

(5) 将前人研究与本次研究相结合表明, 在喜马拉雅后碰撞造山阶段, 伴随印度大陆向欧亚大陆的持续楔入, 印支地块(或保山地块)向南东方向逃逸,

作为地块西界的高黎贡断裂带发生大规模走滑剪切作用, 并触发加厚地壳减压部分熔融形成过铝花岗质岩浆, 然后冷凝结晶形成双脉地二云母正长花岗岩。

致谢 莫宣学教授、吴才来研究员和审稿人对论文手稿提出诸多建设性修改意见, 中国地质科学院北京离子探针中心、中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所实验室和中国地质调查局宜昌地质调查中心实验室分别测试相关样品, 在此深表感谢。

参考文献

- 1 Wang X F, Metcalfe I, Jian P, et al. The Jinshajiang-Ailaoshan Suture Zone, China: Tectonostratigraphy, age, and evolution. *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 675–690
- 2 Heppe K, Helmcke D, Wemmer K, et al. The Lancang River Zone of southwestern Yunnan, China: A questionable location for the active continental margin of Paleotethys. *J Asian Earth Sci*, 2007, 30: 706–720
- 3 刘俊来, 王安建, 曹殿华, 等. 三江造山带后碰撞断裂构造带的结构与演化: 以新生代剑川-兰坪盆地为例. *高校地质学报*, 2004, 10: 488–499
- 4 张波, 张进江, 钟大赉, 等. 滇西澜沧江左旋走滑挤压带应变分解的应变和运动学证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1268–1283
- 5 Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H, et al. Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Gaoligong and Chongshan shear systems, western Yunnan, China: Implications for early Oligocene tectonic extrusion of SE Asia. *Tectonophysics*, 2006, 418: 235–254
- 6 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1–231
- 7 吕伯西, 王增, 张能德. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性. 北京: 地质出版社, 1993. 1–328
- 8 Lin T H, Lo C H, Chung S L, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jiali and Gaoligong shear zones: Implications for crustal deformation around the Eastern Himalayan Syntaxis. *J Asian Earth Sci*, 2009, 34: 674–685
- 9 陈吉琛. 滇西不同类型花岗岩及其与锡矿的关系. *云南地质*, 1984, 3: 19–35
- 10 陈吉琛. 滇西花岗岩类时代划分及同位素年龄值选用的讨论. *云南地质*, 1987, 6: 101–113
- 11 陈吉琛. 滇西花岗岩类形成的构造环境及岩石特征. *云南地质*, 1989, 8: 205–212
- 12 陈吉琛. 滇西花岗岩类 Pb-Sr 同位素组成特征及其基底时代和性质. *地质科学*, 1991, (2): 174–183
- 13 范承钧, 秦德厚. 云南省区域地质矿产概论. 见: 张翼飞, 编. 云南省区域矿产总结. 昆明: 云南省地质矿产局, 1993. 13–80
- 14 蓝朝华, 张志远, 王义昭, 等. 滇西的中元古界. 见: 云南省地质矿产局, 主编. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 18–22
- 15 陈国达, 彭省临, 戴塔根. 云南铜-多金属壳体大地构造成矿学. 长沙: 中南大学出版社, 2004. 1–423
- 16 陈永清, 卢映祥, 夏庆霖, 等. 云南保山核桃坪铅锌矿床地球化学特征及其成矿模式与找矿模型. *中国地质*, 2005, 32: 90–99
- 17 夏庆霖, 陈永清, 卢映祥, 等. 云南芦子园铅锌矿床地球化学、流体包裹体及稳定同位素特征. *地球科学——中国地质大学学报*, 2005, 30: 177–186
- 18 董文伟. 保山镇康地块成矿条件及典型矿床成矿模式. *云南地质*, 2007, 26: 56–61
- 19 董文伟, 陈少玲. 镇康芦子园铅锌矿床特征及成因. *云南地质*, 2007, 26: 404–410
- 20 陈永清, 黄静宁, Zhai X M, 等. 中缅毗邻区金腊 Pb-Zn-Ag 多金属矿田花岗岩锆石 U-Pb 定年与地球化学特征. *地学前缘*, 2009, 16: 344–362
- 21 Gao S, Liu X M, Yuan H L, et al. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM Glasses by LAICPMS. *Geostand News*, 2002, 22: 181–195
- 22 Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: Constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh pressure metamorphic belt, China. *Chem Geol*, 2002, 186: 281–299
- 23 Liu D Y, Jian P, Kröner A, et al. Dating of prograde metamorphic events deciphered from episodic zircon growth in rocks of the Dabie-Sulu UHP complex, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 250: 650–666
- 24 Sylvester P L. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 1998, 45: 29–44
- 25 Le Maitre R W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 1–193
- 26 Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull*, 1989, 101: 635–643
- 27 Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 1980, 13: 97–108

- 28 Takahashi M, Aramaki S, Ishihara S. Magnetic-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. In: Ishihara S, ed. *Granitic Magmatism and Related Mineralization. Mining Geol Spec Issue*, 1980, 8: 13–28
- 29 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Aamsterdam: Elsevier, 1984. 63–144
- 30 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, ed. *Magmatism in Ocean Basins. Geol Soc Publ*, 1989, 42: 313–345
- 31 Pearce J A, Harris N B, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 1984, 21: 956–983
- 32 Soler P, Rotach-Toulhoat N. Sr-Nd isotope compositions of Cenozoic granitoids along a traverse of the central Peruvian Andes. *Geol J*, 1990, 25: 351–358
- 33 France-Lanord C, Le Fort P. Crustal melting and granite genesis during the Himalaya collision orogenesis. *Trans R Soc Edin Earth Sci*, 1988, 79: 183–195
- 34 Zhu D C, Mo X X, Wang L Q, et al. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the Zayu area of eastern Gangdese, Tibet: Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 1223–1239
- 35 Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics-The model. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135–162
- 36 Krauskopf B K, Bird D K. *Introduction to Geochemistry*. 3rd ed. New York: The McGraw-Hill Companies Inc, 2003. 1–647
- 37 李献华, 赵振华, 桂训唐. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. *地球化学*, 1991, 3: 255–264
- 38 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 从花岗岩的 Sm-Nd 同位素探讨华南中小地壳的组成、性质和演化. *高校地质学报*, 1999, 5: 361–371
- 39 莫宣学, 赵志丹, Don J D, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据. *岩石学报*, 2006, 22: 795–803
- 40 Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, et al. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J Geol*, 1997, 105: 295–317
- 41 朱炳泉, 李献华, 戴幢谟. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳演化. 北京: 科学出版社, 1998. 1–330
- 42 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 2007, 23: 1217–1238
- 43 White A J R, Chappell B W. Ultrametamorphism and granite genesis. *Tectonophysics*, 1977, 43: 7–22
- 44 Patiño Douce A, Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J Petrol*, 1998, 39: 689–710
- 45 Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans R Soc Edin Earth Sci*, 1992, 83: 1–26
- 46 Altherr R, Holl A, Hegner E, et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 2000, 50, 51–73
- 47 Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 1995, 33: 267–309
- 48 杨晓松, 金振民. 西藏亚东淡色花岗岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素研究——关于其年龄和源岩的证据. *地质论评*, 2001, 47: 294–299
- 49 Scaillet B, France-Lanord C, Le Fort P. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): Petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *J Volcanol Geotherm Res*, 1990, 44: 163–188
- 50 Guillot S, Le Fort P. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 1995, 35: 221–234
- 51 Miller C F, McDowell S M, Mapes R W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperature and preservation of inheritance. *Geology*, 2003, 31: 529–532
- 52 Barbarin B. Granitoids: Main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geol J*, 1990, 25: 227–238
- 53 Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 1996, 24: 295–298
- 54 Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46: 605–626
- 55 Harris N B, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C, eds. *Collision Tectonics. Geol Soc London Spec Publ*, 1986, 19: 67–81
- 56 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 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. *高校地质学报*, 2005, 11: 281–290
- 57 莫宣学, 赵志丹, 朱弟成, 等. 西藏南部印度-亚洲碰撞带岩石圈: 岩石学-地球化学约束. *地球科学——中国地质大学学报*, 2009, 34: 17–27
- 58 Wang E Q, Burchfiel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan Syntaxis. *Int Geol Rev*, 1997, 39: 191–219
- 59 陈福坤, 李秋立, 王秀丽, 等. 滇西地区腾冲地块东侧混合岩锆石年龄和 Sr-Nd-Hf 同位素组成. *岩石学报*, 2006, 22: 439–448
- 60 宋述光, 季建清, 魏春景, 等. 滇西北怒江早古生代片麻状花岗岩的确定及其构造意义. *科学通报*, 2007, 52: 927–930

- 61 罗君烈. 滇西特提斯造山带的演化及基本特征. 云南地质, 1990, 9: 247–290
- 62 Akciz S, Burchfiel B C, Crowley J L, et al. Geometry, kinematics, and regional significance of the Chong Shan shear zone, eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, China. *Geosphere*, 2008, 4: 292–314
- 63 Harrison T M, Chen W J, Leloup P H, et al. An early Miocene transition in deformation regime within the Red River fault zone, Yunnan, and its significance for Indo-Asia tectonic. *J Geophys Res*, 1992, 97: 7159–7182
- 64 Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailaoshan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 1995, 251: 3–83
- 65 Gilley L D, Harrison T M, Leloup P H, et al. Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam. *J Geophys Res*, 2003, 108: 14–21
- 66 Zhang J J, Zhong D L, Sang H Q, et al. Structural and geochronological evidence for multiple episodes of Tertiary deformation along the Ailaoshan-Red River shear zone, southeastern Asia, since the Paleocene. *Acta Geol Sin*, 2006, 80: 79–96
- 67 王登红, 屈文俊, 李志伟, 等. 金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期 Re-Os 同位素定年. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 345–349
- 68 Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F, et al. Himalaya Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite. *Miner Deposita*, 2006, 41: 33–45
- 69 Brown M, Rushmer T. *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 1–553
- 70 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 等. 滇西腾冲-梁河地区花岗岩的年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 2009, 25: 1092–1104
- 71 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 等. 高黎贡构造带花岗岩的年代学和地球化学及其构造意义. 岩石学报, 2006, 22: 817–834
- 72 Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong-Baoshan Block, western Yunnan Province, SW China. *J Asian Earth Sci*, 2009, 36: 168–182