



滇西莲花山始新世石英二长斑岩的成因: 来自年代学、岩石和 Hf 同位素地球化学的约束

苏国迁¹, 李金珂², 赵甫峰¹, 刘 函³, 赵 涵¹, 高 睿¹

1. 成都理工大学地球与行星科学学院, 四川成都 610059;
2. 四川省地质矿产勘查开发局区域地质调查队, 四川成都 610213;
3. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川成都 610081

中图分类号: P581; P595 文献标志码: A

文章编号: 1001-6872(2025)02-0029-17

DOI: 10.19719/j.cnki.1001-6872.2025.02.03

网络首发地址: <https://link.cnki.net/urlid/51.1143.TD.20241202.1141.002>

引用格式: 苏国迁, 李金珂, 赵甫峰, 等. 滇西莲花山始新世石英二长斑岩的成因: 来自年代学、岩石和 Hf 同位素地球化学的约束[J]. 矿物岩石, 2025, 45(2): 29-45.

SU Guoqian, LI Jinke, ZHAO Fufeng, *et al.* The origin of the Lianhuashan Eocene quartz monzonitic porphyry in western Yunnan: Constraints from geochronology, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopic geochemistry[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2025, 45(2): 29-45.

【摘要】 金沙江-哀牢山-红河富碱斑岩带是散布于青藏高原东南缘和三江地区的巨型岩浆成矿带, 目前, 其构造动力学机制和成岩成矿作用已成为该地区的研究热点。借助岩石学、锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年、岩石地球化学和 Hf 同位素研究手段, 对兰坪盆地东缘莲花山石英二长斑岩的形成机制开展了系统探讨。其锆石 U-Pb 测年结果为 35.12 ± 0.11 Ma, 与区域上富碱斑岩的形成时代一致。莲花山石英二长斑岩的 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=8.94\% \sim 9.68\%$, $\text{Mg}^\# = 47 \sim 52$, $A/\text{CNK}=0.90 \sim 1.04$, 属钾玄岩系列准铝质-弱过铝质岩石。莲花山岩体富大离子亲石(LILEs; 如 Rb, Ba, Th 和 Sr)和轻稀土元素(LREE), 亏损高场强元素(HFSE; 如 Nb, Ta, Ti)和重稀土元素(HREE), 弱负铕异常($\delta\text{Eu}=0.84 \sim 1.03$)。另外, 该套岩石的 $\text{Sr}=1.055 \times 10^{-6} \sim 1.553 \times 10^{-6}$, $\text{La}/\text{Yb}=16.3 \sim 53.1$ (平均值 32.5) 和 $\text{Sr}/\text{Y}=62.4 \sim 140.0$ (平均值 91.8), $\text{Y}=7.51 \times 10^{-6} \sim 21.0 \times 10^{-6}$ 和 $\text{Yb}=1.03 \times 10^{-6} \sim 1.73 \times 10^{-6}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.90 \sim 1.03$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N=11.7 \sim 38.1$, 具有 C-型埃达克质岩的地球化学特征。锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=2.25 \sim 4.19$, Hf 同位素的二阶段模式年龄的变化范围为 844~967 Ma。莲花山岩体形成于新元古代基性下地壳的 4%~15% 部分熔融, 且源区残留 5%~10% 的石榴石角闪岩, 形成深度约 50 km, 为加厚地壳背景下的产物。其富 K_2O 和钾玄岩系列的特征是由于有钾质-富钾质熔体的加入所导致。结合已有资料认为: 印度-欧亚大陆的碰撞导致了青藏高原及其周围地壳的增厚, 由于构造转换, 引发了扬子板块西缘下的岩石圈地幔剥离和软流圈地幔上涌, 被交代的富集岩石圈地幔发生部分熔融, 形成钾质-富钾质岩浆, 该岩浆在上升过程中引发新元古代下地壳(角闪岩相)发生部分熔融形成埃达克质岩浆。两者相混合形成钾质-富钾质埃达克质岩浆, 并最终侵位形成莲花山石英二长斑岩。

【关键词】 富碱斑岩; C-型埃达克质岩; 成因; 莲花山; 滇西

0 引言

印度-欧亚大陆碰撞形成了青藏高原碰撞带, 同时

发育大量新生代岩浆岩, 其为揭示青藏高原隆升机制、大陆俯冲-碰撞的深部动力学过程、壳-幔相互作用等提供了重要线索和证据^[1]。金沙江-哀牢山-红河新生代富碱斑岩带位于特提斯-喜马拉雅成矿域三江成矿

收稿日期: 2024-09-19; 改回日期: 2024-11-20

基金项目: 国家自然科学基金青年基金项目(批准号: 41403023)

第一作者简介: 苏国迁, 男, 26岁, 硕士生, 地质学专业, 研究方向: 岩浆岩地球化学. E-mail: sgqiansu@163.com

通信作者: 高 睿, 男, 39岁, 副教授(博士), 矿物学、岩石学、矿床学专业, 研究方向: 岩石学及岩石地球化学. E-mail: jingxingaorui@gmail.com

带的中南部, 地质演化历史悠久, 构造复杂, 呈 NW-SE 向带状展布的巨型岩浆-成矿带^[2], 是新生代岩石圈构造演化、地球动力学和成矿作用研究的理想场所^[3]。

前人对金沙江-哀牢山-红河富碱斑岩带的北部^[4]和中北部地区^[2]已进行了一定程度的研究, 但中南部的研究相对较弱, 且对富碱斑岩的源区和成因也存在激烈争论^[5], 主要有: (1)加厚玄武质下地壳的部分熔融^[6]; (2)岩石圈拆沉导致软流圈上涌引起玄武质下地壳^[7]或早期被交代的富集地幔部分熔融^[8]; (3)新生底垫玄武质下地壳的部分熔融^[2]; (4)幔源镁铁质岩浆的分离结晶(FC)^[9]或同化混染与分离结晶(AFC)^[10]。上述机制被认为与俯冲或后碰撞背景相关。莲花山石英二长斑岩岩体位于金沙江-哀牢山-红河富碱斑岩带中南部, 为其重要的组成部分, 对其深入研究有助于加深对区域深部壳-幔相互作用的认识。

前人对莲花山岩体的研究主要集中于岩相学、年代学和地球化学等方面^[9], 但对其岩石类型和成因机制目前仍存在明显争论^[11]。例如, 莲花山石英二长斑岩的类型存在 I-型^[11]和 A-型花岗岩的认识^[12]。其成因也有后碰撞拆沉作用下富集地幔部分熔融^[13]、后碰撞基性下地壳的部分熔融^[12, 14]、基性岩浆和酸性岩浆混合^[11]、岩石圈地幔熔融形成的富钾质基性岩浆分离结晶等^[9]。解决以上分歧, 有助于探讨巍山地区新生

代富碱岩浆演化及其壳-幔岩浆的相互作用, 丰富对金沙江-哀牢山-红河富碱斑岩的成因和成矿地质条件的判别。本研究通过对莲花山石英二长斑岩的岩相学、锆石 U-Pb 年代学、全岩地球化学和 Lu-Hf 同位素分析, 从而对其形成时代、岩浆源区、岩石成因和动力学背景进行合理的判断, 并对新生代富碱斑岩的成因和动力学提供了进一步约束。

1 地质背景

三江地区地处青藏高原东南缘, 是特提斯-喜马拉雅构造域的重要组成部分, 其经历了特提斯构造运动和陆内造山作用及新生代构造转换改造, 从而导致该区形成复杂的地质构造系统^[7]。研究区位于三江造山带和扬子板块西南缘的结合部位(图 1a), 地处金沙江-哀牢山断裂带与澜沧江断裂带间的兰坪盆地。兰坪盆地西侧与保山微地块相邻, 界线为崇山-澜沧江断裂; 而东侧则通过金沙江-哀牢山缝合带与扬子板块相连。该盆地为三江造山带内中-新生代拗陷沉积盆地, 其演化在古生代-晚三叠世受古特提斯洋的双向俯冲、闭合与地块增生的影响^[3]; 晚三叠世-白垩世经历了陆内裂谷和拗陷盆地阶段; 中-新生代受印度和欧亚大陆碰撞造山的制约, 经历了陆内盆地沉积、挤压褶皱、

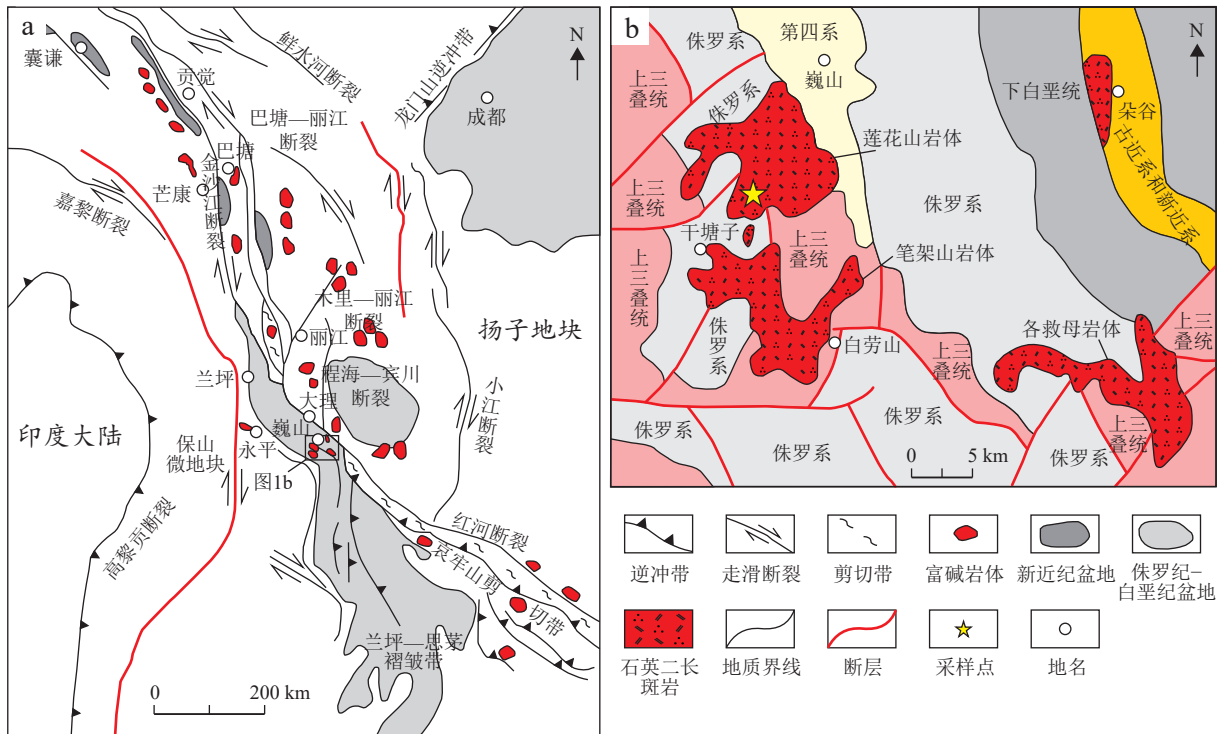


图 1 滇西地区的构造简图与巍山地区富碱斑岩体的地质简图

Fig. 1 Tectonic sketch map of the western Yunnan and simplified geological map of the alkaline-rich porphyries in Weishan area
a. 滇西地区的大地构造分区略图; b. 巍山地区富碱斑岩体的地质简图(据文献^[13]修改)

盆地边界断裂走滑与伸展等过程^[7]。兰坪盆地内部主体出露中生界沉积地层,局部被第四系沉积物覆盖^[7]。

金沙江-哀牢山-红河缝合带新生代因印度-欧亚板块碰撞的影响,发生了走滑而形成的一系列 NNW-SN 向深大断裂组成的走滑断裂系^[5]。其两侧发育巨量的新生代富碱侵入岩和钾质火山岩^[7],即金沙江-哀牢山-红河富碱火成带。该带内发育与富碱岩浆岩在成因和时空分布相关的斑岩型 Cu-Mo(Au)等多金属成矿带^[5]。始新世富碱斑岩在兰坪-思茅盆地内主要向西发育,莲花山石英二长斑岩发育于盆地东缘,紧邻金沙江-哀牢山-红河断裂,构成了富碱斑岩带的一部分(图 1a,图 1b)。

2 岩体地质和岩相学特征

莲花山岩体出露于哀牢山-金沙江断裂带与澜沧江断裂带之间的兰坪地块东缘巍山县城南西(图 1b)。主体呈岩株状,边缘和局部呈岩枝或脉状产出,与围岩呈侵入接触关系。围岩由上三叠统麦初箐组(T_3m)灰白色石英砂岩和下侏罗统漾江组(J_1y)紫红色泥岩和粉砂质泥岩夹砂岩组成。其风化较明显,局部与围岩的界线不明显。

莲花山岩体以斑状结构、块状构造的石英二长斑岩(图 2a~图 2h)为主。其由斑晶(55%~60%)和基质(40%~45%)组成。斑晶以长石族矿物为主,主要包括斜长石(20%~25%)、碱性长石(18%~25%)和>5%的石英、<5%的角闪石和黑云母组成。斜长石的泥化蚀变较强(图 2c,图 2h)。碱性长石以条纹长石为主,含少量正长石,高岭土和绢云母化发育。部分角闪石存在绿泥石化,且偶见绿帘石化。基质具微晶结构,由细小的石英、角闪石、长石等集合体组成(图 2c~图 2h)。副矿物(<5%)包括粒径在 0.05~0.10 mm 的榍石、锆石、磷灰石和磁铁矿。

3 测试方法

岩石地球化学测试在四川省冶金地质岩矿测试中心完成,测试样品均碎至 200 目以下。主元素分析采用型号为 Rigaku RIX 2000 的光谱分析仪完成,分析精度优于 5%。微量元素通过型号为 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 的电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)完成,分析精度优于 10%。

选取样品 PM15-08 完成锆石 U-Pb 测年和 Hf 同位素测试。岩石的碎样、锆石分选、样靶制作、阴极发

光(CL)图像采集、锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素测试均在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成。锆石 U-Pb 定年采用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)完成。质谱仪型号为 Agilent 7900,激光剥蚀平台型号为 Resolution SE。实验过程使用 30 μm 直径束斑、5 Hz 剥蚀频率和 3 J/cm^2 能量密度设置进行分析。利用 Iolite 程序对数据进行处理,随后对数据进行离线计算获得同位素比值、年龄和误差,并使用 Isoplot 3.0 软件获得谐和图和年龄加权平均值。

在锆石 U-Pb 定年基础上进行 Lu-Hf 同位素的测试,利用激光剥蚀-多接受等离子体质谱仪(LA-MC-ICP-MS)完成。接受等离子体质谱仪型号为 Neptune Plus,激光剥蚀平台型号为 Resolution SE。激光剥蚀点位选择与 U-Pb 定年所选位置相同,设置 30 μm 直径束斑,8 Hz 剥蚀速率和 6 J/cm^2 的能量密度进行剥蚀。数据的离线处理采用 Iolite 程序完成。还将 Qinghu、91500 和两个国际锆石标样与实际样品同时分析,结果与参考值在误差范围内一致。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 测年

对 PM15-08 的 24 颗锆石进行 U-Pb 同位素测试(表 1)。锆石阴极发光图像见图 3a。锆石的晶体形态较好,粒径 50~180 μm ,主要呈板柱状,部分为短柱状。锆石可分为两类(表 1):第一类锆石的内部结构均匀,发育典型的岩浆振荡环带,锆石内部呈灰色,而边部环带较窄,呈灰黑-黑色。 $\text{Th}=288 \times 10^{-6} \sim 2730 \times 10^{-6}$, $\text{U}=1339 \times 10^{-6} \sim 6136 \times 10^{-6}$, $\text{Th}/\text{U}=0.21 \sim 0.45$ 。第二类锆石显示出明显的核-边结构,核部为灰白色,边部呈灰黑色,两者宽度相近,但核-边均显示明显的岩浆振荡环带。 $\text{Th}=104 \times 10^{-6} \sim 1223 \times 10^{-6}$, $\text{U}=572 \times 10^{-6} \sim 3243 \times 10^{-6}$, $\text{Th}/\text{U}=0.11 \sim 0.38$,结合其核-边结构特征,此类锆石属于继承性锆石。

共对 24 颗锆石进行了分析,第一类锆石中除 16 号测点的谐和度<95%,不参与年龄计算,其余锆石的谐和度均>95%,给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄的变化范围为 34.9~37.3 Ma。第二类锆石中的第 5 和 17 号测点的谐和度<95%,且其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄的变化范围为 65.6~67.1 Ma,可能代表上一期岩浆事件的年龄,同样不参与年龄的计算。第二类锆石中其它测点的谐和度均>95%,给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄的变化范围为 34.6~35.5 Ma。给出的加权平均年龄为 35.12 Ma ($N=21$, $\text{MSWD}=0.77$),表明石英二长斑岩形成于始新

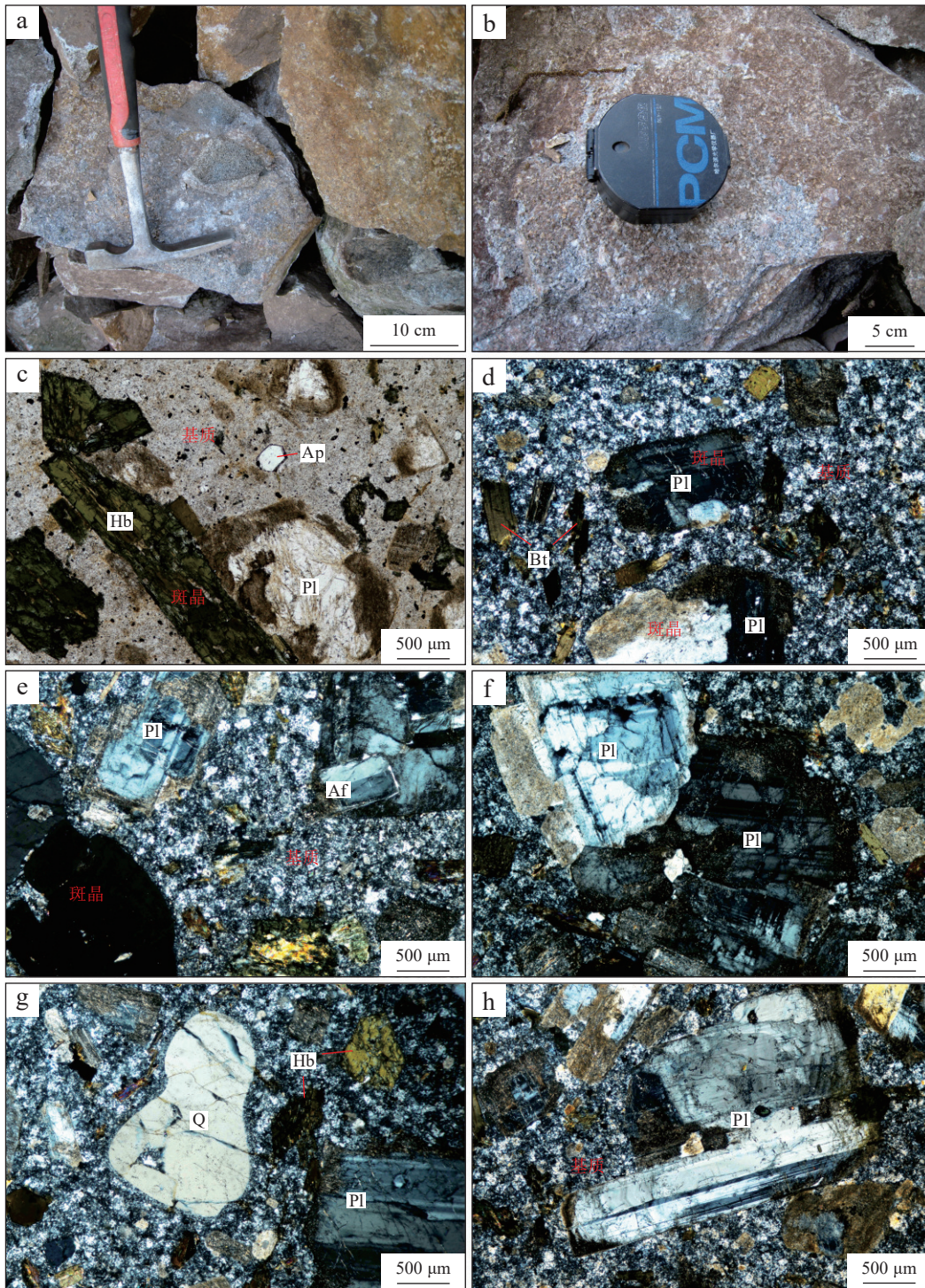


图 2 莲花山石英二长斑岩的野外露头 and 显微镜下照片

Fig. 2 Outcrop and microscopic photographs of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a, b. 石英二长斑岩手标本; c. 斑状结构, 角闪石斑晶和斜长石斑晶; d, e. 斑状结构; f. 斜长石斑晶, 具环带结构和聚片、肖钠双晶; g. 石英斑晶, 具溶蚀结构; 自形的六边形角闪石横切面, 聚片双晶斜长石; h. 斜长石斑晶, 具聚片双晶和环带结构; c. 单偏光镜下 N(-)照片; d~h. 正交镜下 N(+)照片; 薄片鉴定仪器: Nikon eclipse lv100 pol, 出厂时间: 2010; Pl. 斜长石; Q. 石英; Af. 碱性长石; Hb. 角闪石; Bt. 黑云母; Ap. 磷灰石。

世晚期(图 3c), 属喜马拉雅期岩浆活动的产物(图 3b)。

4.2 地球化学特征

莲花山石英二长斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 66.46%~68.54%。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 14.89%~16.00%。 $w(\text{TiO}_2)$ 为 0.32%~0.39%。 $w(\text{MgO})$ 和 $w(\text{FeO}^T)$ 分别为 1.03%~1.36% 和

1.91%~2.54%。在 TAS 分类图(图 4a)中, 样品均落于石英二长岩区域, 与镜下的鉴定结果一致。其里特曼指数(σ)=3.30~3.78, 属碱性系列(表 2)。另外, 石英二长斑岩的 $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})=8.94\%\sim 9.68\%$ 和 $\text{Mg}^\# = 47\sim 52$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.90\sim 1.03$ 。在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 相关图(图 4b)

表 1 莲花山石英二长斑岩中 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotope analytical results of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

测点	类别	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	Pb/10 ⁻⁶	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	t(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/Ma	2σ
1	第二类	2 280	613	12.30	0.27	0.0466	0.0034	0.0342	0.0024	0.0054	0.0001	34.6	0.5
2		1 569	390	8.83	0.25	0.0505	0.0044	0.0382	0.0032	0.0055	0.0001	35.5	0.7
3	第一类	2 442	752	13.90	0.31	0.0470	0.0021	0.0353	0.0016	0.0055	0.0001	35.1	0.5
4		2 800	870	16.00	0.31	0.0470	0.0046	0.0353	0.0034	0.0054	0.0001	35.0	0.8
5*	第二类	572	104	5.99	0.18	0.0547	0.0032	0.0792	0.0055	0.0105	0.0004	67.1	2.4
6		2 321	634	14.20	0.27	0.0469	0.0023	0.0355	0.0018	0.0055	0.0001	35.3	0.4
7	第一类	2 446	650	15.00	0.27	0.0478	0.0028	0.0359	0.002	0.0054	0.0001	35.0	0.5
8		2 152	644	12.10	0.30	0.0475	0.0039	0.0359	0.0028	0.0055	0.0001	35.4	0.7
9	第二类	1 667	182	9.10	0.11	0.0475	0.0029	0.0354	0.0021	0.0055	0.0001	35.1	0.4
10		2 476	858	15.20	0.35	0.0478	0.0026	0.0360	0.0019	0.0054	0.0001	35.0	0.4
11		1 842	531	10.30	0.29	0.0470	0.0032	0.0354	0.0021	0.0055	0.0001	35.2	0.9
12		2 698	630	16.80	0.23	0.0473	0.0035	0.0356	0.0025	0.0055	0.0001	35.1	0.6
13	第一类	2 298	782	13.00	0.34	0.0486	0.0043	0.0357	0.0023	0.0055	0.0001	35.2	0.8
14		1 655	408	9.12	0.25	0.0489	0.0059	0.0367	0.0043	0.0054	0.0001	35.0	0.9
15		1 339	288	7.19	0.21	0.0455	0.0041	0.0355	0.0035	0.0055	0.0001	35.6	0.7
16*		2 384	831	16.70	0.35	0.0717	0.0042	0.0595	0.0039	0.0058	0.0001	37.3	0.4
17*	第二类	1 109	331	13.50	0.30	0.0721	0.0038	0.0913	0.0054	0.0102	0.0009	65.6	5.8
18	第一类	1 908	542	10.50	0.28	0.0471	0.0072	0.0355	0.0053	0.0055	0.0001	35.1	0.8
19	第二类	1 433	222	7.58	0.15	0.0464	0.0047	0.0354	0.0037	0.0055	0.0001	35.5	1.0
20	第一类	1 598	345	8.77	0.22	0.0458	0.0029	0.0354	0.0024	0.0056	0.0001	35.8	0.6
21	第二类	2 540	871	14.50	0.34	0.0468	0.0024	0.0356	0.0019	0.0055	0.0001	35.2	0.5
22		6 136	2 730	79.80	0.45	0.0471	0.0015	0.0358	0.0012	0.0054	0.0001	34.9	0.3
23	第一类	3 403	1 269	48.90	0.37	0.0500	0.0020	0.0371	0.0014	0.0055	0.0001	35.0	0.4
24	第二类	3 243	1 223	37.90	0.38	0.0485	0.0022	0.0364	0.0017	0.0054	0.0001	35.0	0.4

注：*表示谱图度较低，不参与协和图和加权平均²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄的计算；测试单位：南京宏创地质勘查技术服务有限公司，测试日期：2024-07。

中，样品全部落入钾玄岩系列范围。其 A/CNK=0.90~1.04(平均值为 0.97)，具有准铝质-弱过铝质的地球化学特征(图 4c)。

莲花山石英二长斑岩表现为 Rb, Ba, Th, Sr 等富集和 Nb, Ta 等亏损(图 5b)。除 PM15-07H1 的总稀土元素(ΣREE)含量较低(90.9×10⁻⁶)，其余样品的 ΣREE=184×10⁻⁶~229×10⁻⁶。研究区样品的稀土元素配分曲线呈明显的右倾特征，(La/Yb)_N=11.7~38.1(平均值为 23.3)。δEu=0.84~1.03，具有较弱的负 Eu 异常(图 5a)。

4.3 锆石的 Hf 同位素特征

在锆石 U-Pb 定年的基础上，对 PM15-08 中 17 颗锆石进行了 Lu-Hf 同位素测试(表 3)。其中¹⁷⁶Yb/¹⁷⁷Hf=0.011 551~0.038 287，¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf=0.000 522~0.001 519，平均值为 0.001 027。¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf ≤0.002，表明锆石形成后受到放射成因 Hf 同位素的积累极少，可代表锆石发生结晶时体系的 Hf 同位素组成，测试结果中的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 可代表锆石颗粒的原始比值。ε_{Hf}(t)=2.25~4.19(图 6)，Hf 同位素亏损地幔两阶段模式年龄(T_{DM2})变化范围为 844~967 Ma。

5 讨论

5.1 岩石类型

莲花山石英二长斑岩表现为较高的 SiO₂ 和全碱值，高 Al₂O₃ 和低 CaO、MgO 和 FeO^T。强烈富集 Ba 和 Sr，Ga/Al=2.49~4.82。与 A-型花岗岩类似，但并非 A-型系列岩石。具体原因包括：(1) A-型花岗岩的 SiO₂>70%，多数>75%(Bonin)，而研究区斑岩的 w(SiO₂)=66.46%~68.54%；(2) 贫 Al 和 Sr 是 A-型花岗岩最明显的特征(Bonin)，而研究区内富碱斑岩的高 Al₂O₃ 和正 Sr 异常(表 2, 图 5b)与其明显不同；(3) A-型花岗岩的稀土元素配分曲线具有燕式分布的特征，且存在明显的负 Eu 异常(Eu/Eu* < 0.3)(Bonin)，但莲花山石英二长斑岩的(La/Yb)_N=11.7~38.1，右倾幅度很陡，具有弱 Eu 负异常。石英二长斑岩的 A/CNK=0.90~1.04，属准铝质到弱过铝质岩石。样品中仅可见<5%的角闪石或黑云母，未见白云母和堇青石，表明原始岩浆相对较“干”。在准铝质-弱过铝质岩浆分异过程中，伴

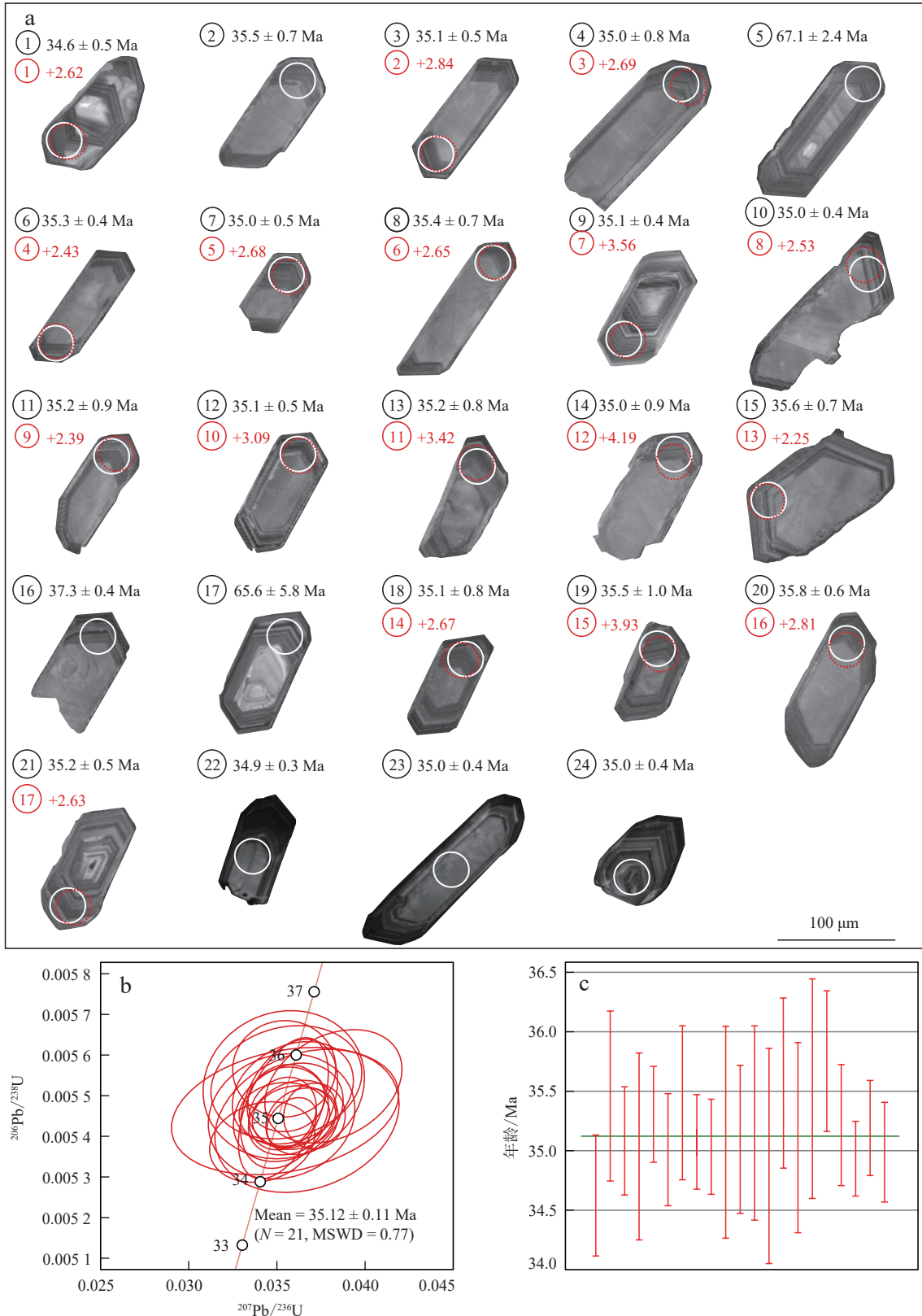


图 3 莲花山石英二长斑岩中锆石的阴极发光图像和 U-Pb 年龄图解

Fig. 3 Zircon cathodoluminescence (CL) images and U-Pb concordia diagrams of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. 锆石的阴极发光图像和点位选取; b. U-Pb 年龄谐和图; c. U-Pb 同位素加权平均年龄白圈. 年龄点; 红色虚线. Hf 同位素点; 黑字. 年龄值; 红字. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。

随 SiO_2 的增加, 磷灰石的溶解度逐渐降低; 而在强过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度变化则呈相反的趋势 (Wolf and London)。莲花山石英二长斑岩的 SiO_2 与

P_2O_5 呈一定程度的负相关(图 7f), 其成因类型与 I-型花岗岩的演化趋势类似, 仅富钾质(钾玄岩系列)特点与 I-型花岗岩不同(图 4b, 表 2)。

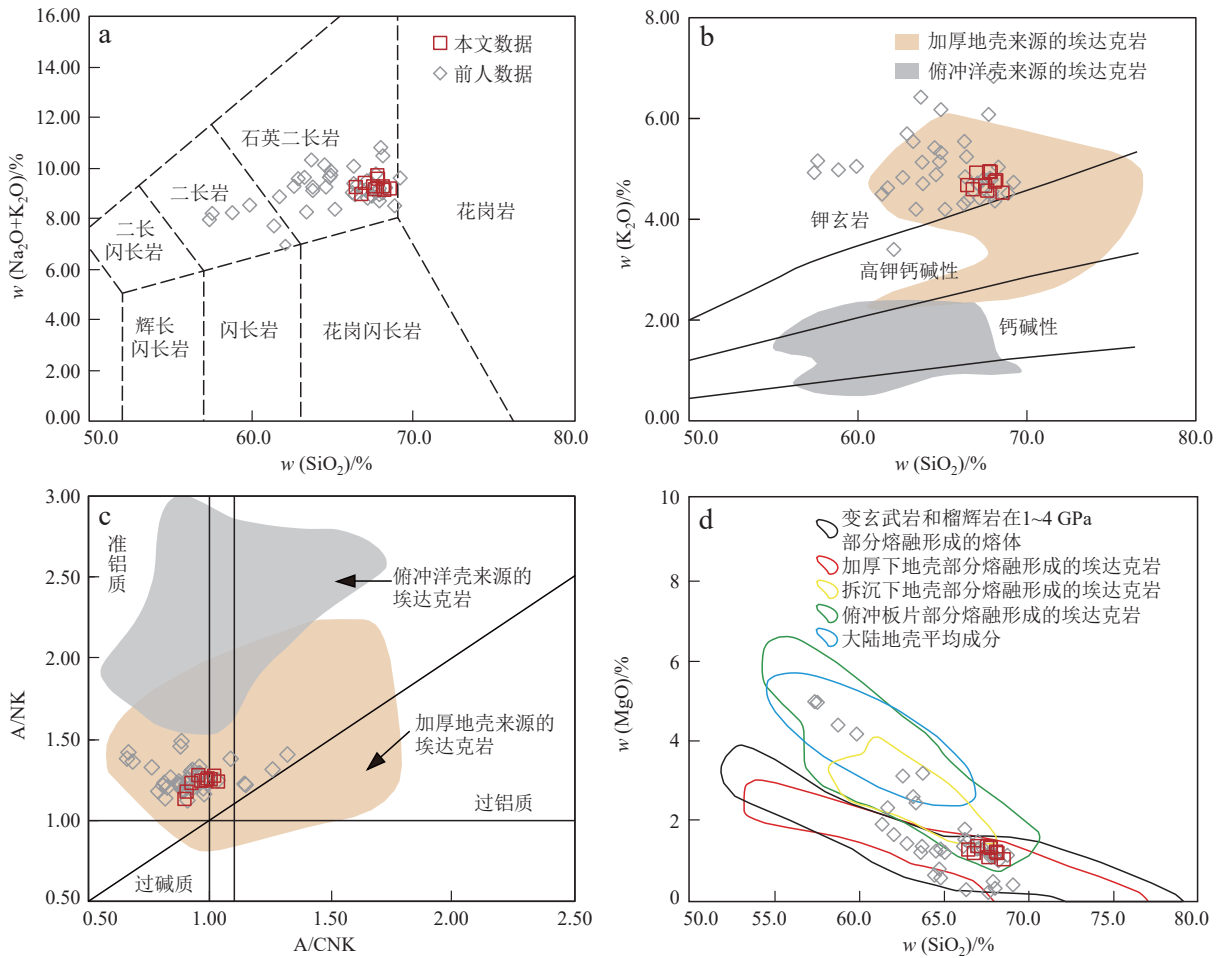


图 4 莲花山石英二长斑岩的主要元素地球化学图解

Fig. 4 The geochemical diagrams of major elements for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图解; b. $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图解; c. $\text{A/NK}-\text{A/CNK}$ 图解; d. $w(\text{MgO})-w(\text{SiO}_2)$ 图解; 变玄武岩和榴辉岩在 1~4 GPa 部分熔融的熔体据文献(Rapp *et al.*); 加厚下地壳、拆沉下地壳部分熔融形成的埃达克岩范围据文献[15]; 前人富碱斑岩数据据文献[2,16,17]。

另外, 莲花山石英二长斑岩具有与 C-型埃达克岩类似的地球化学特征: $w(\text{SiO}_2) \geq 56\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$, $w(\text{MgO}) < 3.0\%$, 富集 LILE 和 LREE, 弱负 Eu 异常, 亏损 HFSE、HREE 和 Y ($\text{Yb} = 1.03 \times 10^{-6} \sim 1.73 \times 10^{-6}$, $\text{Y} = 7.51 \times 10^{-6} \sim 21.0 \times 10^{-6}$, $\text{Y/Yb} = 7.29 \sim 12.1$), REE 强烈分异, $\text{Sr} = 1055 \times 10^{-6} \sim 1553 \times 10^{-6}$, $\text{Sr/Y} = 62.4 \sim 140.0$ (图 8a)。相对于典型的 C-型埃达克岩, 莲花山石英二长斑岩的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.90 \sim 1.03$, $w(\text{K}_2\text{O}) = 4.52\% \sim 4.95\%$, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 8.94\% \sim 9.68\%$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.14 \sim 2.85$, $(\text{Ho}/\text{Lu})_{\text{N}} = 0.85 \sim 1.10$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 11.7 \sim 38.1$ (图 8b)。

5.2 岩石成因与岩浆源区

莲花山岩体的 Sr-Nd 同位素 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7069 \sim 0.7073$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.0 \sim -2.6$ [2, 16]) 表现出与洋壳板片成因的埃达克岩 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0.7040$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 4.0$, Wang *et al.*) 明显不同。再者, 始新世-渐新世扬子板块在为后碰撞的陆内环境 [7]。因此, 可排除莲花山岩体来自于俯冲大洋或大陆板片的部分熔融作用。目前, 对莲花山岩体的成因存在争议: 后碰撞阶段拆沉作用下富集地

幔的部分熔融 [11]; 后碰撞阶段基性下地壳的部分熔融 [12]; 基性和酸性岩浆的混合 [17] 和岩石圈地幔熔融形成的富钾质基性岩浆的分离结晶 [9]。

根据 La/Sm-La、Th/Nd-Th 和 $\text{FeO}^{\text{T}}-\text{MgO}$ 的相关图 (图 9a, 图 9b), 莲花山岩体的岩浆演化以部分熔融为主, La/Sm 和 Th/Nd 与 La 和 Th 呈正相关。矿物学和实验岩石学研究表明, 岩石中的中、重稀土元素主要受石榴石和角闪石控制, 而 Eu 和 Sr 优先进入斜长石 [18], 因此, 通过 Dy/Yb、 δEu 和 SiO_2 间的相关关系, 就可合理判断岩浆的演化过程是否以分异结晶为主。伴随 SiO_2 的升高, 莲花山岩体的 Dy/Yb 和 δEu 较平稳 (图 9c, 图 9d), 并未呈现正或负相关的趋势。在哈克图 (图 7) 中, 莲花山岩体的 MgO, Na_2O , CaO, Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^{T} , P_2O_5 , Eu 和 Yb, 均未与 SiO_2 表现出明显的线性关系, 暗示分离结晶并非岩浆演化的主要过程。莲花山岩体的 Nb/La = 0.14 ~ 0.24, 明显低于地壳的平均值, 表明岩浆在侵位过程中并未受到地壳混染的影响。在 $\text{SiO}-\text{Mg}^{\#}$ 相关图 (图 9e) 中, 莲花山岩体也未表现

表 2 莲花山石英二长斑岩的主量元素, w(B)/% 和微量元素, w(B)/10⁻⁶ 测试结果

Table 2 Major elements (in percentage) and trace elements (in [×10⁻⁶]) analytical results for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

元素类型	样品号	PM15-02H1*	PM15-03H1*	PM15-06H1*	PM15-07H1*	PM15-01H1	PM15-02H2	PM15-03H2	PM15-04H2	PM15-05H1	PM15-05H3
主量元素	SiO ₂	66.46	67.65	66.79	68.54	66.98	67.52	67.82	68.18	67.76	68.10
	TiO ₂	0.32	0.33	0.34	0.32	0.36	0.39	0.37	0.37	0.36	0.37
	Al ₂ O ₃	15.44	15.58	15.51	15.58	15.97	15.68	15.22	15.43	14.89	16.00
	Fe ₂ O ₃	0.79	1.07	1.08	0.61	1.32	1.20	1.21	1.41	1.42	1.44
	FeO	1.54	1.24	1.36	1.36	1.18	1.20	1.24	0.99	1.26	0.99
	MnO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
	MgO	1.28	1.08	1.19	1.03	1.36	1.35	1.31	1.18	1.34	1.22
	CaO	2.27	1.81	2.27	1.36	1.87	1.99	2.13	1.67	1.90	1.73
	Na ₂ O	4.54	4.58	4.34	4.66	4.46	4.59	4.60	4.34	4.73	4.50
	K ₂ O	4.68	4.57	4.60	4.52	4.93	4.66	4.94	4.77	4.95	4.74
	P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.15	0.14	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16
	LOI	2.15	1.60	1.93	1.54	1.12	0.90	0.74	1.24	0.76	1.08
	Total	99.68	99.71	99.62	99.71	98.58	98.47	98.57	98.82	98.34	99.39
	主量元素特征参数	Na ₂ O/K ₂ O	0.97	1.00	0.94	1.03	0.90	0.98	0.93	0.91	0.96
A/CNK		0.93	0.99	0.95	1.04	0.99	0.97	0.91	1.00	0.90	1.02
σ		3.62	3.40	3.36	3.30	3.68	3.49	3.67	3.30	3.78	3.40
Mg [#]		51.00	47.00	48.00	49.00	51.00	52.00	50.00	48.00	49.00	49.00
微量元素	V	43.30	38.80	41.90	17.90	44.30	42.50	45.00	42.70	44.10	42.10
	Co	5.83	5.61	6.34	3.54	6.47	5.77	6.24	5.82	6.43	6.04
	Ni	17.00	12.80	22.30	11.20	17.70	14.70	16.30	14.80	15.80	14.60
	Cu	3.53	5.37	10.4	17.0	3.77	4.79	6.49	4.60	4.77	4.50
	Zn	31.00	40.40	43.30	48.30	41.60	42.10	40.70	41.70	35.20	43.60
	Ga	35.20	33.40	39.60	27.10	21.80	21.40	22.10	20.30	22.00	21.20
	Rb	146.00	153.00	153.00	87.00	162.00	148.00	172.00	144.00	160.00	151.00
	Sr	1553.00	1407.00	1528.00	1055.00	1310.00	1345.00	1384.00	1199.00	1307.00	1265.00
	Y	15.90	14.20	16.70	7.510	21.00	14.40	15.80	15.80	15.70	14.50
	Nb	10.80	10.10	10.70	2.49	10.70	10.90	10.90	10.10	10.20	9.99
	Ba	1683.00	1501.00	2047.00	1198.00	1693.00	1475.00	1485.00	1523.00	1528.00	1460.00
	Hf	6.05	5.32	5.89	4.84	5.65	5.98	5.68	5.75	5.80	6.01
	Ta	0.79	0.69	0.81	0.12	0.51	0.57	1.05	0.54	0.63	0.50
	Pb	47.00	68.70	68.70	69.40	38.40	40.10	45.60	46.20	40.10	43.00
	Th	19.30	19.00	19.60	8.17	18.10	17.20	16.70	18.60	19.10	18.20
	U	5.52	5.81	6.14	5.87	5.53	5.09	5.34	4.70	4.87	4.58
	La	46.80	44.90	45.80	16.80	62.00	46.40	45.00	73.80	45.10	44.30
	Ce	85.20	81.70	75.70	35.90	81.80	75.80	75.30	76.30	75.00	75.00
	Pr	9.54	8.95	9.73	5.08	12.2	8.77	9.36	12.2	9.24	9.33
	Nd	33.30	30.90	35.40	20.00	48.60	37.00	37.70	45.20	35.90	36.80
	Sm	6.01	5.66	6.50	4.04	7.30	5.64	5.82	6.35	5.59	5.78
	Eu	1.52	1.47	1.67	1.17	1.87	1.51	1.56	1.66	1.51	1.53
	Gd	4.34	4.23	4.99	2.66	5.96	4.22	4.49	4.79	4.56	4.53
	Tb	0.61	0.53	0.66	0.39	0.79	0.57	0.61	0.63	0.59	0.58
Dy	3.04	2.76	3.41	2.06	3.93	2.96	3.02	3.05	3.00	3.01	
Ho	0.49	0.46	0.56	0.36	0.64	0.49	0.53	0.52	0.49	0.51	
Er	1.45	1.35	1.67	1.09	1.92	1.49	1.54	1.51	1.51	1.44	
Tm	0.21	0.19	0.24	0.16	0.28	0.24	0.23	0.23	0.22	0.21	
Yb	1.44	1.36	1.71	1.03	1.73	1.41	1.43	1.39	1.41	1.43	
Lu	0.21	0.21	0.26	0.16	0.26	0.26	0.25	0.25	0.24	0.25	
微量元素特征参数	ΣREE	194.00	185.00	188.00	90.90	229.00	187.00	187.00	228.00	184.00	185.00
	δEu	0.87	0.88	0.86	1.03	0.84	0.91	0.9	0.88	0.89	0.88
	(La/Yb) _N	23.30	23.70	19.20	11.70	25.70	23.60	22.60	38.10	22.90	22.20

注: FeO^T=FeO+0.89*Fe₂O₃; δEu=2*Eu/(Sm+Gd); σ=(K₂O+Na₂O)²/(SiO₂-43); A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)分子摩尔量; *表明样品的主量元素据文献[12]; 测试单位: 四川省冶金地质矿产测试中心, 测试时间: 2014-09。

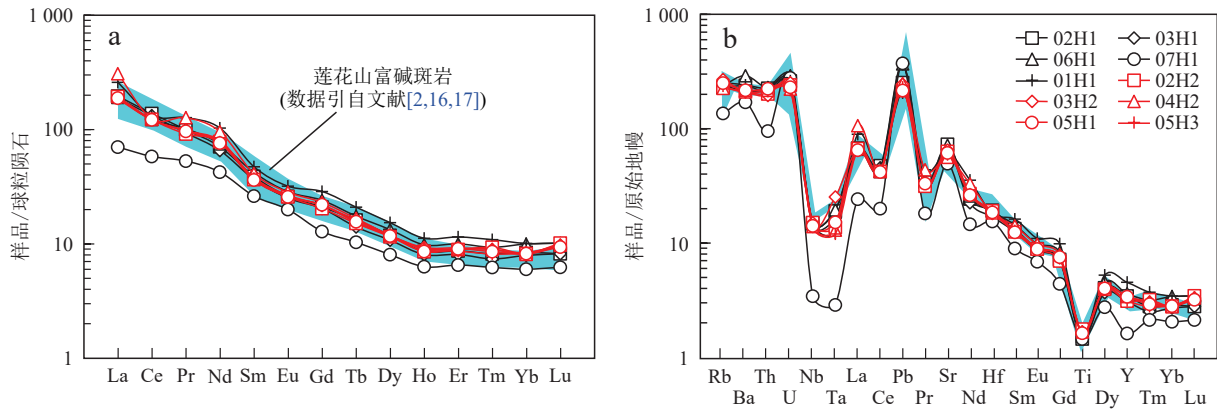


图5 莲花山石英二长斑岩的球粒陨石标准化稀土元素配分图和原始地幔标准化微量元素蛛网图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element concentrations of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. 球粒陨石标准化稀土元素配分图; b. 原始地幔标准化微量元素蛛网图; 球粒陨石和原始地幔标准化数值据 Sun and McDonough; 前人发表的莲花山富碱斑岩岩数据据文献[2,16,17]。

表3 莲花山石英二长斑岩中锆石的 Hf 同位素结果

Table 3 Zircon Hf isotopic compositions of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

测点号	年龄/Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _t	ε _{Hf} (t)	T _{DM1} /Ma	T _{DM2} /Ma	f _{LwHf}
1	34.6	0.019016	0.000781	0.282825	0.00023	0.282825	2.62	602	943	-0.98
3	35.1	0.029100	0.001191	0.282831	0.00059	0.282831	2.84	599	929	-0.96
4	35.0	0.029245	0.001240	0.282827	0.00028	0.282826	2.69	606	939	-0.96
6	35.3	0.031067	0.001340	0.282820	0.00025	0.282819	2.43	618	955	-0.96
7	35.0	0.026880	0.001130	0.282827	0.00024	0.282826	2.68	605	939	-0.97
8	35.4	0.025121	0.001062	0.282826	0.00025	0.282825	2.65	605	942	-0.97
9	35.1	0.024856	0.001017	0.282852	0.00034	0.282851	3.56	568	884	-0.97
10	35.0	0.028656	0.001171	0.282823	0.00027	0.282822	2.53	611	949	-0.96
11	35.2	0.038287	0.001519	0.282819	0.00028	0.282818	2.39	623	958	-0.95
12	35.1	0.026715	0.001143	0.282838	0.00023	0.282838	3.09	588	913	-0.97
13	35.2	0.022287	0.000921	0.282848	0.00026	0.282847	3.42	572	892	-0.97
14	35.0	0.012415	0.000538	0.282869	0.00029	0.282869	4.19	536	844	-0.98
15	35.6	0.011551	0.000522	0.282814	0.00017	0.282814	2.25	613	967	-0.98
18	35.1	0.034511	0.001380	0.282827	0.00037	0.282826	2.67	609	940	-0.96
19	35.5	0.012933	0.000537	0.282862	0.00023	0.282861	3.93	547	860	-0.98
20	35.8	0.025418	0.001063	0.282830	0.00088	0.282829	2.81	599	932	-0.97
21	35.2	0.021923	0.000907	0.282825	0.00023	0.282824	2.63	604	943	-0.97

注: ε_{Hf}(t)=10000×{[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S-(e^{λt}-1)×(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S]/[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{C0}-e^{λt}×(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{C0}]-1}; T_{DM1}=(1/λ)×ln{1+[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S-(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_D]/[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S-(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_D]}; T_{DM2}=(1/λ)×ln{1+[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S-¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_D]/[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S-(e^{λt}-1)×(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_C]/[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_C-(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_D]}; f_{LwHf}=(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S/[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{C0}-1]; (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{C0}=0.282772; (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{C0}=0.0332; (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_D=0.28325; (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_D=0.0384; (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_C=0.015; λ=1.867×10⁻¹¹year⁻¹; 公式中代表含义: S代表样品, C0代表球粒陨石均一储库, D为亏损地幔, C为大陆地壳。测试单位: 南京宏创地质勘查技术服务有限公司, 测试时间: 2024-08。

出地壳混染和分离结晶的特征。岩体的 ε_{Hf}(t)=2.25~4.19 说明, 岩浆在侵位过程中未受到地壳混染的影响。因此, 来源于交代地幔楔的初始玄武质岩浆的 AFC 或 FC 过程并不能解释莲花山岩体的成岩机制。

用岩浆混合来解释莲花山岩体的成因同样也可被排除掉, 主要基于以下方面的理由。首先, 莲花山岩体的 ε_{Hf}(t)=2.25~4.19, 其 Δ_{Hf}=1.94, 表明其源区较均一, 但岩浆混合成因形成的岩石中锆石的 ε_{Hf}(t) 的变化范围很大, 对单一样品而言, Δ_{Hf} 常能达到 10 (Kemp et

al.); 其次, 具有高 Sr 和低 Y 特征的埃达克岩可通过低 Sr 和高 Y 含量、来自壳源的低 Mg[#]酸性岩浆和高 Sr 和低 Y 及来自幔源的高 Mg[#]基性岩浆的混合形成 (Guo et al.)。然而, 发育在莲花山岩体附近的新生代基性岩 (如马场管煌斑岩、北衙煌斑岩) 确具有高 Sr=401×10⁻⁶~6345×10⁻⁶, 但 Y=15.0×10⁻⁶~63.1×10⁻⁶[10, 19]。而莲花山岩体的 Y=7.51×10⁻⁶~21.00×10⁻⁶ (平均值为 15.2×10⁻⁶, 表 2)。因此, 基性岩浆和酸性岩浆的混合成因并不能合理解释莲花山岩体的低 Y 特征。最后, 对

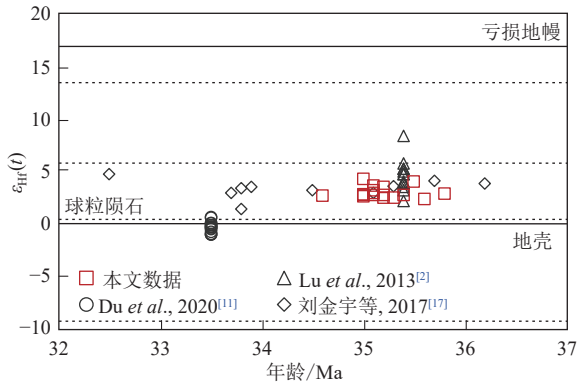


图 6 莲花山石英二长斑岩锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 与 U-Pb 年龄图
Fig. 6 Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -U-Pb age diagram for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries
已有富碱斑岩锆石的 Hf 同位素据文献 [2,11,17]

岩浆混合成因形成的岩石, 其地球化学特征一定满足相应的线性或曲线关系, 但无论在哈克图 (图 7), 还是相应图解 (图 9e) 中明显缺乏线性或曲线关系。因此, 岩浆混合成因模式也非合适的成岩机制。

近来大量的研究表明滇西新生代富碱斑岩形成于加厚地壳的部分熔融 [6, 10, 19]。莲花山石英二长斑岩的

$w(\text{SiO}_2) = 66.46\% \sim 68.54\%$ (图 5a, 图 5b), 不可能直接来自岩石圈地幔的部分熔融, 因为由地幔直接熔融产生的岩石不会比安山质岩石更富硅, 即形成的岩石的 $w(\text{SiO}_2) < 57.3\%$ [20]。有学者认为金沙江-哀牢山缝合带两侧的基性岩和煌斑岩来自扬子板块之下交代的岩石圈地幔的部分熔融 [2]。用被交代的富集的岩石圈地幔解释富碱斑岩带内的基性岩是可取的, 但是无法解释带内的酸性岩 (或酸性端元) 的高碱, 除非有高度的地壳混染或强烈的分离结晶过程参与 [20]。但是上述两种可能性均已被排除, 故莲花山岩体更可能来自于下地壳的部分熔融。

莲花山岩体富碱、具较低的 A/CNK 值和 MgO, 类似 I-型花岗岩的特征, 与来源于加厚地壳的埃达克质岩石的地球化学特征相似 (图 4b, 图 4c, 图 4d)。莲花山岩体的 $w(\text{MgO}) = 1.03\% \sim 1.36\%$, 落于变玄武岩和榴辉岩在 1~4 GPa 压力下的部分熔融的熔体区 (图 4d), 表明其主要为壳内基性变质火成岩部分熔融的产物 (Kemp et al.)。已有研究表明, 来源于下地壳的埃达克质岩的源岩是石榴石角闪岩或榴辉岩 [6]。莲花山岩体

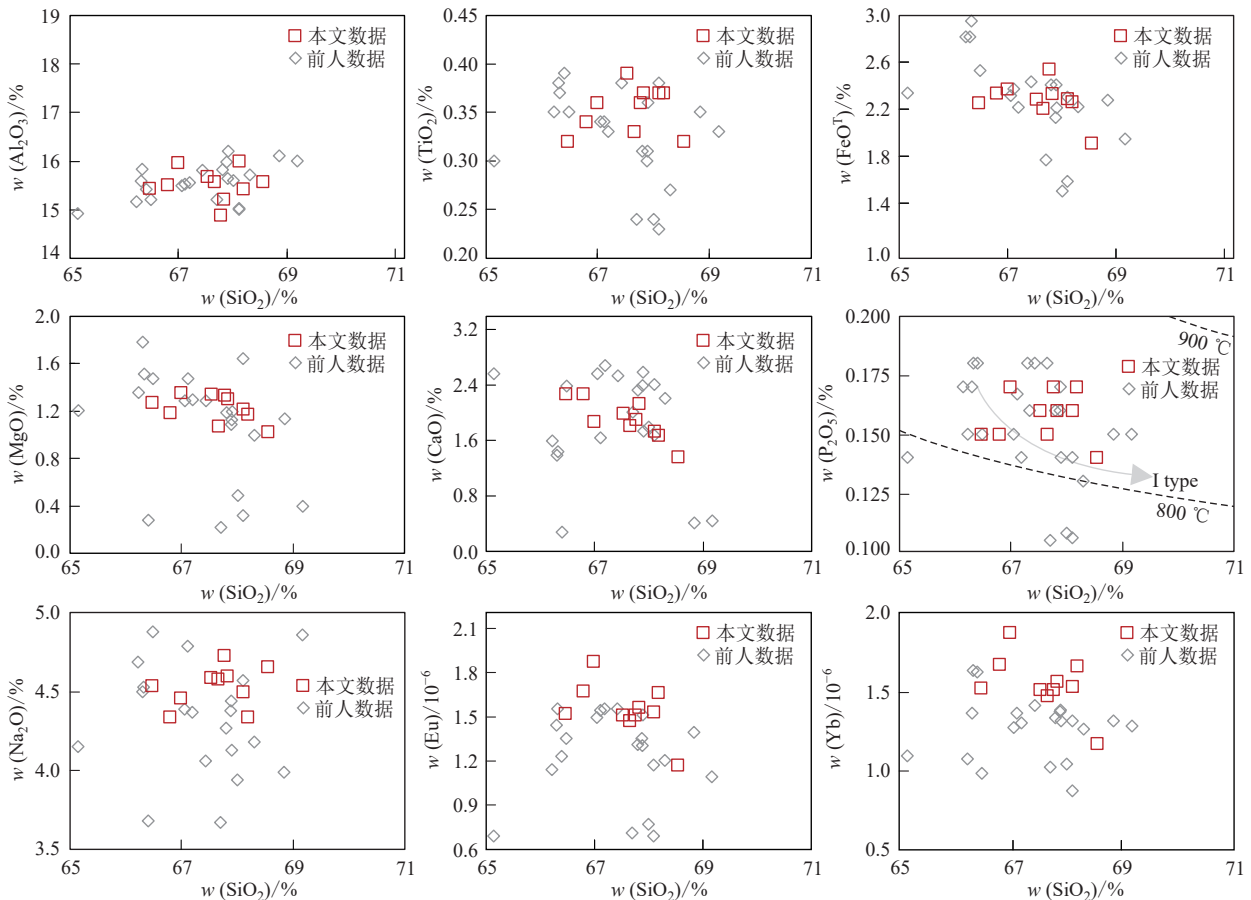


图 7 莲花山石英二长斑岩的其它氧化物 vs. $w(\text{SiO}_2)$ 及相关参数图解
Fig. 7 The diagram of other oxides vs. $w(\text{SiO}_2)$ and related parameters of Lianhuashan quartz monzonite porphyry
前人数据据文献 [2,16,17]

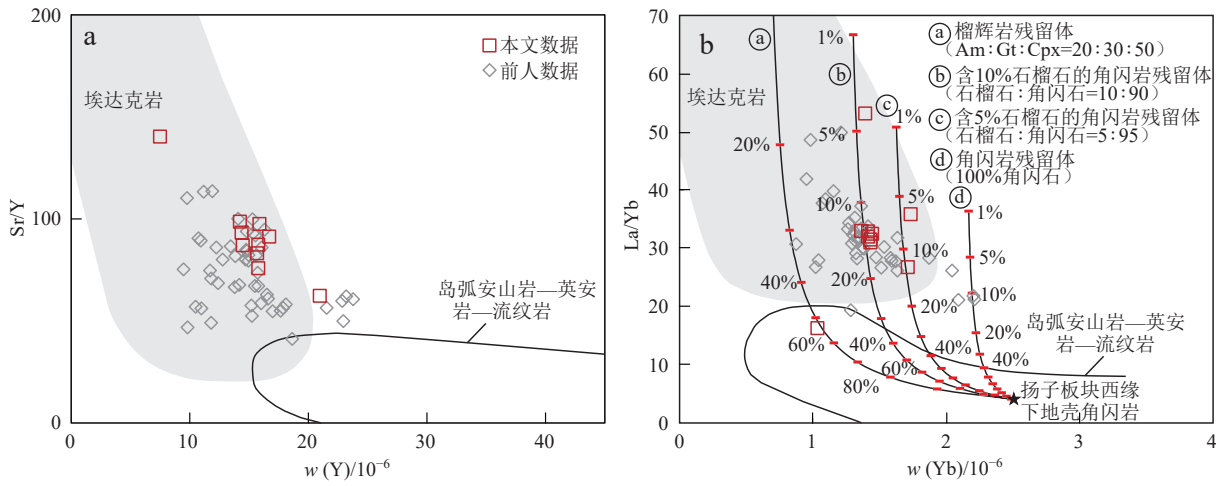


图8 莲花山石英二长斑岩的埃达克岩判别图解

Fig. 8 Adakitic rocks discrimination diagrams for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. Sr/Y-w(Y) 图解(底图据文献 Defant and Drummond); b. La/Yb-w(Yb) 图解(底图据文献[2]); 扬子板块西缘下地壳角闪岩数据用香多钾玄岩质角闪岩包体 SD11b, 其 $La=10.15 \times 10^{-6}$, $Yb=2.49 \times 10^{-6}$ (据王建等) 作为起始成分; 批式部分熔融模型据文献[2]; 角闪石、石榴石和单斜辉石 La 和 Yb 的分配系数 Kd_{La} 和 Kd_{Yb} 分别为 0.12 和 1.15 (Klein *et al.*), 0.0041 和 8.86 (Barth *et al.*), 0.154 和 1.97 (Barth *et al.*). Gt. 石榴石; Am. 角闪石; Cpx. 单斜辉石; 前人样品数据来源同图 4。

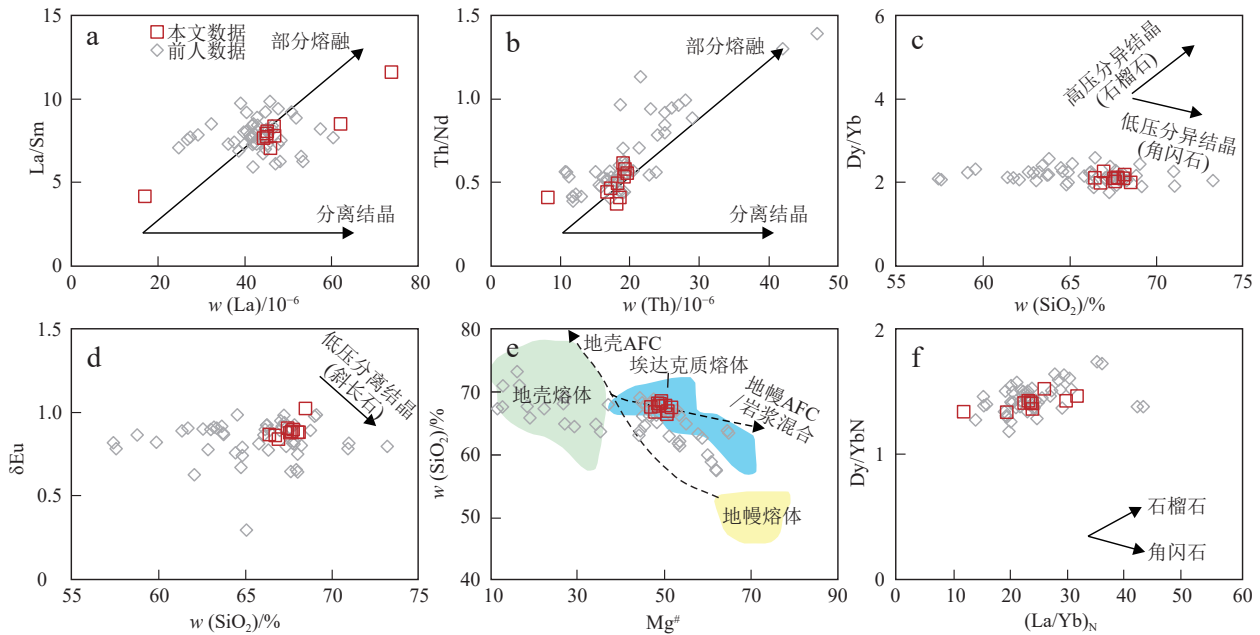


图9 莲花山石英二长斑岩的岩浆演化判别相关图解

Fig. 9 Magmatic evolution discrimination diagrams for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. La/Sm-La 图解; b. Th/Nd-Th 图解; c. Dy/Yb-w(SiO₂) 图解; d. δEu-w(SiO₂) 图解; e. w(SiO₂)-Mg[#]; f. (Dy/Yb)_N-(La/Yb)_N 图解; 已有富碱斑岩据文献[2,16,17]。

有高的 $La/Yb=16.3 \sim 53.1$, 在稀土元素配分图中 Dy, Ho, Er 展现出向上凸的展布特征, 表明源区的主要残留相矿物为角闪石, 因为在酸性熔体中, 角闪石的中稀土元素 (MREE) 相较于重稀土元素 (HREE) 有更高的分配系数^[6]。石榴石强烈富集重稀土元素, 角闪石相对富集中稀土元素, 因此, 当石榴石为残留相时, 熔体表现为重稀土元素的强烈亏损, 表现为 $Y/Yb > 10$ 和 $(Ho/Yb)_N > 1.2$ 。当角闪石为主要残留相时, 熔体表现为重稀土元素相对平坦, 此时 $Y/Yb \approx 10$ 和 $(Ho/Yb)_N \approx$

1^[21]。图 5a 显示, 莲花山石英二长斑岩具有平坦的 HREE 分配模式, $(Ho/Yb)_N=0.98 \sim 1.12$ (平均值为 1.06), $Y/Yb=7.29 \sim 12.10$ (平均值为 10.5), 表明莲花山石英二长斑岩的残留相主要为角闪石。莲花山岩体的 $Nb/Ta=10.4 \sim 21.0$ (平均值为 16.8), 部分样品的比值高于 MORB (16.7) 和原始地幔 (17.4), 收集的莲花山样品同样表现出该特征, 因此源区可能还残留金红石^[21]。从微量元素蛛网图 (图 5b) 可见, 岩石存在 Ti 的强烈亏损, 暗示源区可能存在金红石的残留。样品具有较

高的 $(La/Yb)_N=11.7\sim 38.1$ 和 $Sr/Y=62.4\sim 142.0$, 低的 HREE($7.91\times 10^{-6}\sim 13.50\times 10^{-6}$)、 $Yb=1.03\times 10^{-6}\sim 1.73\times 10^{-6}$ 和 $Y=7.51\times 10^{-6}\sim 21.00\times 10^{-6}$, 且 Yb 与 SiO_2 的非负相关性表明, 岩浆演化过程源区残留了富集 HREE 和 Yb 的矿物(如石榴石)。 $(La/Yb)_N$ 和 $(Dy/Yb)_N$ 的正相关(图 9f)也能支持上述认识。莲花山石英二长斑岩具有弱的负 Eu 异常($\delta Eu=0.84\sim 1.03$), Sr 和 Ba 正异常, 高 $Sr/Y=62.4\sim 140.0$, 表明在岩浆源区斜长石不稳定, 并发生了熔融作用, 源区无明显的斜长石残留。因此, 其源岩发生部分熔融后残留相包含了角闪石+石榴石+金红石。莲花山岩体亏损 HREE 和 Y, 需要来自石榴子石稳定区(对应深度 ≥ 50 km 的榴辉岩相或角闪-榴辉岩相)的基性岩石的部分熔融^[21], 意味着其源区可能为加厚的下地壳(Chung *et al.*)。

前人对莲花山岩体 Sr-Nd 同位素的工作程度不高, 数据较少, 其 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7069\sim 0.7073$, $\epsilon_{Nd}(t)=-4.0\sim -2.6$ ^[2, 16], 明显不同于扬子板块下地壳的 Sr-Nd 同位素组成($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7108$, $\epsilon_{Nd}(t)=-17.5$, Chen and Jahn), 但与扬子板块西缘的新元古代基性岩($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7049\sim 0.7076$, $\epsilon_{Nd}(t)=-3.5\sim -2.0$)^[22]和富碱斑岩中角闪岩(包体)($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7065\sim 0.7078$, $\epsilon_{Nd}(t)=-7.4\sim -2.1$, Deng *et al.*)的 Sr-Nd 同位素组成相似。前人对于富碱斑岩带上的其它岩体(如马厂箐杂岩体, 小桥头岩体等)的 Sr-Nd-Pb 同位素研究表明滇西的富碱斑岩来源于扬子板块西缘的新元古代基性岩^[19]。莲花山石英二长斑岩中的岩浆锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)=2.25\sim 4.19$, $T_{DM2}=844\sim 967$ Ma, 该模式年龄也与扬子板块西缘的新元古代具岛弧性质的基性岩(1100~750 Ma)^[6, 19]和六合地区含橄榄石的角闪岩包体的年龄一致^[4]。结合莲花山岩体具有显著富集 LREE(图 5a)和强烈的 Nb, Ta 负异常(图 5b)的特征, 其可能来自扬子板块西缘被俯冲作用改造过的年轻下地壳(角闪岩相)的部分熔融^[19]。实际上, 新元古代岩浆岩在扬子板块广泛发育, 代表了一期重要的年轻的地壳生长, 且已有研究表明剥露到地表的新元古代基性岩在始新世-渐新世已经变质为角闪岩和基性麻粒岩^[6]。莲花山石英二长斑岩并未经历明显的分离结晶, 因此, 可依此反演其岩浆源区的矿物组成。运用稀土元素反演模拟(图 8b)发现, 扬子板块西缘下地壳的角闪岩通过 4%~15% 程度的部分熔融, 源区残留 5%~10% 的含石榴石的角闪岩可形成其母岩浆; 其中 PM15-07H1 样品中角闪岩发生约 62% 的部分熔融, 且源区残留榴辉岩。

莲花山岩体具有高 $w(K_2O)=4.52\%\sim 4.95\%$, 为钾玄岩系列(图 4b), 类似于 C-型埃达克质岩。含有富钾

矿物的含角闪石榴辉岩的部分熔融能够解释埃达克质岩富 K_2O 。且实验岩石学表明变基性岩(榴辉岩相, 含石榴石的角闪岩相)的部分熔融形成的埃达克质岩浆具有低的 $w(K_2O)(<3\%)$ 和 $K_2O/Na_2O(<0.5)$ ^[23]。莲花山岩体原始的具有弱的负 Eu 异常则排除了碱性长石作为源区主要的富 K 矿物^[19]。六合地区的新元古代含石榴石角闪岩代表了扬子板块西缘的年轻下地壳的组成, 但其低 $w(K_2O)(<1.5\%)$ ^[4]无法解释莲花山岩体的高 K_2O 。研究表明埃达克质岩浆遭受地壳混染或来自幔源的钾质-富钾质熔体的混合能够形成高 K_2O 的埃达克质熔体(Guo *et al.*)。和来自于加厚下地壳熔融的埃达克质岩相对比, 莲花山岩体具有较高的 $w(MgO)(1.03\%\sim 1.36\%)$, $Mg^\#(47\sim 52)$ 和相容元素(如 $Ni=11.2\times 10^{-6}\sim 22.3\times 10^{-6}$)(图 4d, 图 10a, 图 4b), 表明幔源熔体而非地壳混染对其形成具有贡献。La/Ce vs. Rb/Sr 和 Nb/U vs. Rb/Sr 图被用来判断加厚下地壳来源的埃达克质岩是否有上地壳或富集地幔成分的加入(图 10c, 图 10d)。低 Nb/U, 高 La/Ce 和 Rb/Sr 表明地壳或富集地幔成分对于加厚下地壳来源的埃达克质岩的形成有贡献^[4]。然而, 莲花山岩体有低的 $Rb/Sr=0.08\sim 0.12$, 该地化特征和形成于藏南的新生代埃达克质岩极为相似(图 10c, 图 10d)。这些藏南的埃达克质岩被认为来自加厚下地壳的熔体和富集地幔来源的钾质-富钾质熔体混合形成的(Hou *et al.*)。Shen *et al.* 也通过 Sr-Nd 同位素的模拟证明了下地壳部分熔融形成的熔体和被交代的富集岩石圈地幔形成的钾质-富钾质熔体混合能够解释马厂箐埃达克质岩的高 K_2O ^[19]。因此我们推断始新世的莲花山石英二长斑岩来自新元古代基性下地壳的石榴石角闪岩的部分熔融, 且有幔源钾质-富钾质熔体的加入。

莲花山石英二长斑岩的 $Nb/U=0.42\sim 2.18$, 介于俯冲带流体(0.22, Ayers)和全球俯冲沉积物(5.3, Plank *et al.*)之间, 表明源区曾受到俯冲流体交代的影响。微量元素比值可反映新生下地壳经历的富集作用。在 Ba-Nb/Y 和 Ba/Y-Nb/Y(图 10e)相关图中, 变化范围较小的 Nb/Y 和较大的 Ba 和 Ba/Y 表明, 成岩过程以流体富集作用为主; 在 Th/Yb-Ba/La 和 Th/Yb-Sr/Nd(图 10f)相关图中, 变化范围较大的 Ba/La 和 Sr/Nd 及较小的 Th/Yb, 同样体现了流体的富集趋势。莲花山岩体显示 Nb, Ta 和 Ti 异常(图 5b), 结合已有源区存在金红石残留的认识, 其可能遭受过古俯冲带流体的交代作用^[2]。扬子克拉通曾在新元古代早期由于古特提斯洋的分支, 即古金沙江洋西向俯冲导致了俯冲板块流体交代大陆岩石圈的作用^[4]。因此, 被交代的岩石圈地幔发

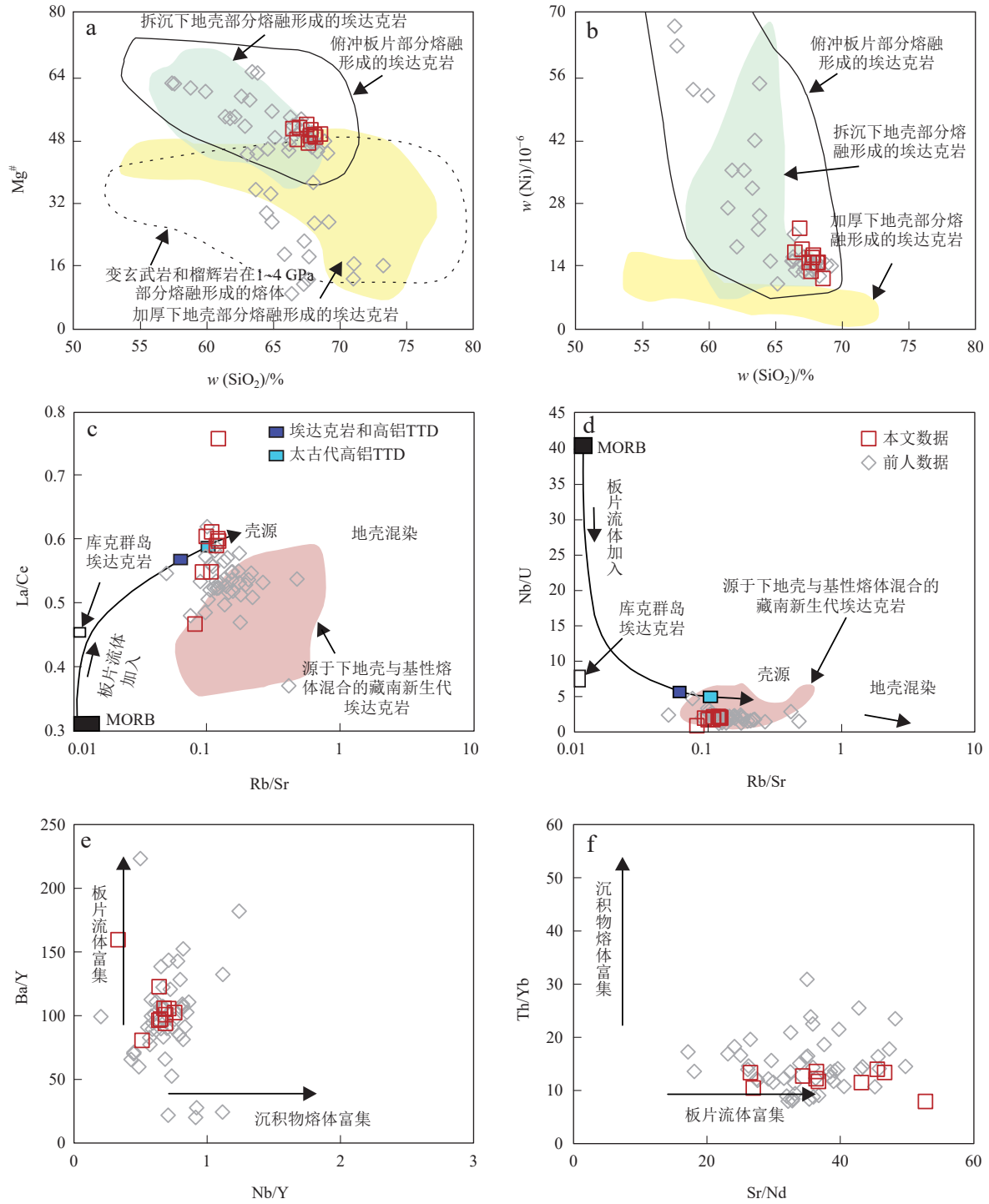


图 10 莲花山石英二长斑岩的源区判断相关图解

Fig. 10 Magmatic source discrimination diagrams for the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. $Mg^{\#}$ - $w(SiO_2)$ 图解; b. $w(Ni)$ - $w(SiO_2)$ 图解; c. La/Ce - Rb/Sr 图解; d. Nb/U - Rb/Sr 图解; e. Ba/Y - Nb/Y 图解; f. Th/Yb - Sr/Nd 图解 a,b图中的变玄武岩和榴辉岩在1~4 GPa、拆沉下地壳、板片俯冲和加厚下地壳部分熔融形成的埃达克质熔体的区域据文献 Chung *et al.*和 Wang *et al.*; 前人富碱斑岩数据据文献[2,16,17]。

生(部分)熔融后形成了钾质-富铷质熔体注入到下地壳的熔体发生岩浆混合,并最终形成了莲花山岩体。

5.3 动力学意义

金沙江-哀牢山-红河缝合带钾质岩的形成与成岩年龄的范围为45~32 Ma^[2,3,9]。已有研究提出了三种

构造背景解释始新世钾质岩的成因:(1)哀牢山-红河构造带的剪切-伸展模型(Liang *et al.*);(2)藏南大陆岩石圈沿哀牢山-红河剪切带的俯冲^[4];(3)后碰撞加厚地壳模型^[17]。新生代以来,印度-欧亚大陆碰撞导致了青藏高原及其周围地壳的增厚。在青藏高原东部形

成一系列适应和调整碰撞应变的走滑断层, 作为深部应变调整在浅表的响应, 沿走滑断层广泛发育富碱岩浆活动^[4]。但哀牢山-红河走滑断裂的形成时段为 32~20 Ma (Liang *et al.*), 明显晚于金沙江-哀牢山-红河缝合带钾质岩的形成时段(45~32 Ma)。而且剪切带内的左行走滑的低温动力学标志 (Searle *et al.*) 表明哀牢山-红河走滑断裂仅仅是地壳圈层的构造, 不可能引起被交代的岩石圈地幔形成始新世基性钾质-富钾质的岩浆作用。藏南大陆岩石圈沿哀牢山-红河剪切带的俯冲的时段为 25~10 Ma^[11], 同样晚于富碱斑岩。因此, 钾质岩浆岩的主体不可能受哀牢山-红河走滑断裂和藏南大陆岩石圈的俯冲运动控制, 而是区域热异常的结果^[6]。

莲花山岩体的侵位时间(35.12 Ma), 与金沙江-哀牢山富碱斑岩带上的埃达克质岩石和钾质-富钾质基性岩(37~32 Ma) 的年龄范围一致^[19]。从时空分布来看, 埃达克质岩石和钾质-富钾质基性岩有相关联系, 且都被同一大地构造演化过程控制^[19]。富碱斑岩带内的钾质-富钾质基性岩(包括煌斑岩和碱性玄武岩) 被认为来自扬子板块西缘被交代的富集岩石圈地幔的低程度部分熔融^[24]。在晚三叠世, 兰坪-思茅地块因为古金沙江洋向西的俯冲增生, 最终与扬子板块西缘拼合在一起。自此, 扬子板块西缘处于陆内环境^[9]。金沙江-哀牢山-红河富碱斑岩带内的埃达克质岩石, 包括莲花山岩体, 来自年轻的基性下地壳的部分熔融。新特提斯洋闭合和印度大陆与亚洲大陆的碰撞始于 65 Ma, 引发了岩石圈地幔和地壳的持续加厚^[1]。40 Ma 进入后碰撞阶段, 三江地区的新生代侵入岩形成于陆内板块的构造环境^[6]。莲花山石英二长斑岩的形成, 正处于青藏高原晚期的碰撞挤压向伸展转换阶段。采

用微量元素对莲花山岩体产出的构造环境进行约束, 在 $w(\text{Rb})-w(\text{Y+Nb})$ 和 R_2-R_1 构造环境相关判别图(图 11) 中, 样品分别落入后碰撞和造山晚期区域, 表明其形成于由挤压向伸展转换阶段, 与金沙江-红河富碱斑岩类似。前文已通过模拟反演(图 8b) 得到莲花山岩体形成于下地壳角闪岩的部分熔融, 且源区残留的矿物组合为角闪石+石榴石+金红石。实验岩石学表明, 金红石在压力为 ≥ 1.5 GPa 时稳定存在, 而当压力 ≤ 1.6 GPa 时, 玄武岩脱水熔融的残留相为石榴石+角闪石+单斜辉石+斜长石+钛铁矿, 且熔体具有与埃达克岩类似的地球化学特征^[21]。可见, 莲花山石英二长斑岩形成深度为约 50 km(1.5~1.6 GPa), 其形成于含石榴石的角闪岩相在加厚下地壳部分熔融的结果。根据 $w(\text{SiO}_2)-w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 相关图(图 7f), 莲花山石英二长斑岩的岩浆温度 > 800 °C, 暗示母岩浆中锆石已达饱和, 该温度可代表原始岩浆的初始温度。通过计算得到本文莲花山石英二长斑岩的锆饱和温度 (T_{Zr}) 的变化范围为 832~857 °C(平均值为 843 > 800 °C)。可见, 其形成于高温环境。因此, 在加厚背景形成的莲花山石英二长斑岩的初始岩浆需要有地幔高热流的加入。

约在 40 Ma, 印支板块发生顺时针旋转, 运动方向从东北转为向北运动^[25], 使得扬子板块的构造背景从挤压转变为拉张环境^[10]。印支板块自 41 Ma 持续向东南方向的挤压, 最终吸收了由于印度板块的运动而施加于扬子板块的挤压应力^[10]。由此产生的构造转换引发了扬子板块下岩石圈地幔的剥离和软流圈地幔的上涌。岩石圈的剥离、软流圈上涌会携带大量热源, 诱发中、下地壳大面积熔融, 从而形成大量同类型的岩体, 这也与金沙江-哀牢山带发育大规模的喜山期

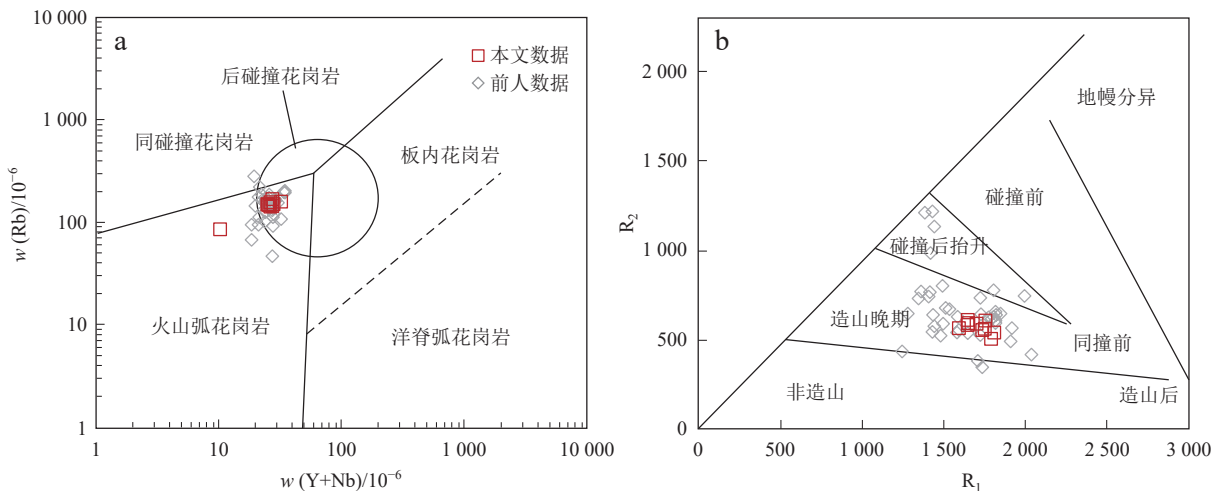


图 11 莲花山石英二长斑岩的构造环境相关判别图

Fig. 11 The tectonic setting discrimination diagrams of the Lianhuashan quartz monzonitic porphyries

a. $w(\text{Rb})-w(\text{Y+Nb})$ 图解(据 Pearce *et al.*); b. R_1-R_2 图解(据 Batcher and Bowden); 前人富碱斑岩数据据文献 [2,16,17]。

斑岩的事实一致^[5]。部分学者运用地球物理方法推断现今滇西南深部存在 300 km 宽的软流圈地幔的底辟 (Lei *et al.*)。据此,笔者认为由于岩石圈的剥离(减薄)从而造成软流圈地幔上涌,使得早前被交代的富集岩石圈地幔发生低程度的部分熔融而形成钾质-富钾质熔体。这些钾质-富钾质熔体在上升过程中导致(较冷的)年轻的加厚下地壳发生部分熔融形成埃达克质熔体。最终,钾质-富钾质熔体与埃达克质熔体混合形成莲花山石英二长斑岩。

鉴于莲花山石英二长斑岩发育于金沙江-红河富碱火成岩带,而该富碱侵入岩带是印度-欧亚板块 60~45 Ma 碰撞在滇西的响应。该富碱火成岩带内出露与富碱斑岩相关的金、铜、钼、铅和锌矿床^[7],说明该岩体的形成与青藏高原碰撞造山时期(40~26 Ma)大规模的斑岩型 Cu-Mo(Au)成矿作用相对应^[3],也和滇西新生代富碱斑岩的岩浆活动高峰期 45~30 Ma 相吻合^[9],是深部壳-幔相互作用的产物。三江富碱斑岩与幔源、壳-幔混合岩浆活动的密切相关表明,深部地幔、壳-幔相互作用及其岩浆活动为大规模成矿提供了物质来源。

参考文献

- [1] CHUNG SL, CHU MF, ZHANG, *et al.* Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth-Science Reviews*, 2005, 68(3-4): 173-196. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.05.001
- [2] LU Y J, KRRRICH R, MCCUAIG, T C, *et al.* Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of eocene-oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Petrology*, 2013, 54(7): 1309-1348. DOI: 10.1093/ptrology/egt013
- [3] 张露, 龙小虎, 赵甫峰, 等. 滇西剑川正长斑岩的岩浆作用过程—来自锆石 U-Pb-Hf 同位素和元素地球化学约束[J]. *矿物岩石*, 2023, 43(1): 28-41. DOI: 10.19719/j.cnki.1001-6872.2023.01.03
ZHANG Lu, LONG Xiaohu, ZHAO Fufeng, *et al.* Magmatic processes of syenite porphyry in jianchuan, western Yunnan: constraints from zircon U-Pb-Hf isotopes and elemental geochemistry[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2023, 43(1): 28-41.
- [4] HOU ZQ, ZHOU Y, WANG R, *et al.* Recycling of metal fertilized lower continental crust: origin of non-arc au-rich porphyry deposits at cratonic edges[J]. *Geology*, 2017, 45(6): 563-566. DOI: 10.1130/G38619.1
- [5] 杨航, 王蝶, 吴鹏, 等. 富碱斑岩成因与 Cu-Mo-Au 矿床成矿作用—以金沙江-红河富碱斑岩成矿带为例[J]. *地质论评*, 2023, 69(5): 2115-2128. DOI: 10.16509/j.georeview.2023.06.013
YANG Hang, WANG Die, WU Peng, *et al.* Petrogenesis of Alkali-rich porphyry and its Cu-Mo-Au deposit formation: a case study of the Jinsha River-Honghe river porphyry metallogenic belt[J]. *Geological Review*, 2023, 69(5): 2115-2128.
- [6] DING H X, HOU Q Y, ZHANG Z M. Petrogenesis and tectonic significance of the eocene adakite-like rocks in western Yunnan, southeastern Tibetan plateau[J]. *Lithos*, 2016, 245: 161-173. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.09.024
- [7] DENG J, WANG Q F, LI G J, *et al.* Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China[J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 138: 268-299. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.05.015
- [8] JIANG Y H, JIANG S Y, LING H F, *et al.* Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, East Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241(3-4): 617-633. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.11.023

6 结 论

(1) 莲花山石英二长斑岩的成岩时代为 35.12±0.11 Ma, 指示其与富碱岩浆在始新世晚期同步活动。

(2) 莲花山石英二长斑岩属钾玄岩系列, 具有 C-型埃达克质岩的地球化学特征其形成于新元古代基性下地壳角闪岩的低程度(4%~15%)部分熔融, 源区残留 5%~10% 的石榴石角闪岩, 残留矿物组合为角闪石+石榴石+金红石, 其源区还有钾质-富钾质熔体的加入。莲花山岩体形成于深度约 50 km 的加厚地壳的背景。

(3) 印度-欧亚大陆于新生代的碰撞引发了扬子板块西缘的构造转换, 重力不稳定造成了扬子板块西缘下的岩石圈地幔的剥离和软流圈地幔的上涌, 交代的富集岩石圈地幔发生部分熔融形成钾质-富钾质岩浆。该岩浆继而引起新元古代新生下地壳(角闪岩相)发生部分熔融形成了埃达克质岩浆。两者相混合并最终侵位形成了莲花山石英二长斑岩。

- [9] CHANG J, ANDREAS A. Post-subduction porphyry Cu magmas in the Sanjiang region of southwestern China formed by fractionation of lithospheric mantle-derived mafic magmas[J]. *Geology*, 2023, 51(1): 64-68. DOI: 10.1130/G50502.1
- [10] WANG Y J, WANG X S, BI X W, *et al.* Intraplate adakite-like rocks formed by differentiation of mantle-derived mafic magmas: A case study of eocene intermediate-felsic porphyries in the Machangqing porphyry Cu-Au mining district, SE Tibetan plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020, 196: 104364. DOI: 10.1016/j.jseae.2020.104364
- [11] DU B, WANG C M, YANG L F, *et al.* Petrogenesis of the cenozoic Lianhuashan pluton (SW China): constrained by the zircon U-Pb geochronology, Lu-Hf isotope, and geochemistry[J]. *Geological Journal*, 2020, 55: 3377-3400. DOI: 10.1002/gj.3590
- [12] 徐超, 肖渊甫, 沈利军, 等. 云南南涧各救母岩体地球化学特征及其构造背景[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2016, 46(2): 461-468. DOI: 10.13278/j.cnki.jjuese.201602113
- XU Chao, XIAO Yuanfu, SHEN Lijun, *et al.* Geochemical characteristics and tectonic setting of Gejiumu lithosome in Nanjian County, Yunnan[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2016, 46(2): 461-468.
- [13] 王涛, 张静, 佟子达, 等. 滇西莲花山富碱斑岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及其地质意义[J]. *现代地质*, 2018, 32(3): 438-452. DOI: 10.19657/j.geoscience.1000-8527.2018.03.03
- WANG Tao, ZHANG Jing, TONG Zida, *et al.* LA-ICP-MS Zircon U-Pb geochronology and geochemistry characteristics of the Lianhuashan Alkaline-rich porphyry intrusion in western yunnan province[J]. *Geoscience*, 2018, 32(3): 438-452.
- [14] 徐恒, 崔银亮, 张苗红, 等. 云南大理笔架山矿区煌斑岩地球化学、年代学及其对源区和成岩环境的指示[J]. *矿物岩石*, 2015, 35(3): 41-51. DOI: 10.19719/j.cnki.1001-6872.2015.03.007
- XU Heng, CUI Yinliang, ZHANG Miaohong, *et al.* Petrogenesis and dynamic background of porphyry in Bijiashan Cu deposit, Yunnan province, China: Geochemistry and geochronology constraints[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2015, 35(3): 41-51.
- [15] WANG Q, LI Z X, CHUNG S L, *et al.* Late triassic high-Mg andesite/dacite suites from northern Hohxil, north Tibet: Geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic processes and tectonic implications[J]. *Lithos*, 2011, 126(1-2): 54-67. DOI: 10.1016/j.lithos.2011.06.002
- [16] 贾儒雅, 廖世勇, 刘铮, 等. 滇西始新世巍山岩体的岩石学成因及构造意义[J]. *中国地质*, 2016, 43(1): 132-141. DOI: 10.3969/j.issn.1000-3657.2016.01.010
- JIA Ruya, LIAO Shiyong, LIU Zheng, *et al.* Petrogenesis and tectonic implications of the eocene Weishan pluton from western Yunnan[J]. *Geology in China*, 2016, 43(1): 132-141.
- [17] 刘金宇, 邓军, 李龚健, 等. 滇西兰坪盆地莲花山岩体成因与构造意义: 岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素约束[J]. *岩石学报*, 2017, 33(7): 2115-2128.
- LIU Jinyu, DENG Jun, LI Gongjian, *et al.* Petrogenesis and tectonic significance of the Lianhuashan intrusion in the Lanping basin, western Yunnan: Constraints from bulk element composition, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2017, 33(7): 2115-2128.
- [18] DYGERT N, DRAPER D S, RAPP J F, *et al.* Experimental determinations of trace element partitioning between plagioclase, pigeonite, olivine, and lunar basaltic melts and an Fo₂ dependent model for plagioclase-melt Eu partitioning[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, 279: 258-280. DOI: 10.1016/j.gca.2020.03.037
- [19] SHEN Y, ZHENG Y C, HOU Z Q, *et al.* Petrology of the machangqing complex in southeastern Tibet: Implications for the genesis of potassium-rich adakite-like intrusions in collisional zones[J]. *Journal of Petrology*, 2021, 62(11): 1-40. DOI: 10.1093/petrology/egab066
- [20] XU L L, BI X W, HU R Z, *et al.* Contrasting whole-rock and mineral compositions of ore-bearing (Tongchang) and ore-barren (Shilicun) granitic plutons in SW China: Implications for petrogenesis and ore genesis[J]. *Lithos*, 2019, 336-337: 54-66. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.03.031
- [21] XIONG X L. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite[J]. *Geology*, 2006, 34(11): 945-948. DOI: 10.1130/G22711A.1
- [22] CAI Y F, WANG Y J, CAWOOD P A, *et al.* Neoproterozoic subduction along the Ailaoshan zone, south China: geochronological and geochemical evidence from amphibolite[J]. *Precambrian Research*, 2014, 245: 13-28. DOI: 10.1016/j.precamres.2014.01.009

- [23] WANG X, ZHANG J, RUSHMER T, *et al.* Adakite-like Potassic magmatism and crust–mantle interaction in a postcollisional setting: An experimental study of melting beneath the Tibetan plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124: 12782–12798. DOI: 10.1029/2019JB018392
- [24] LU Y J, MCCUAIG T C, LI Z X, *et al.* Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze craton: Mantle source and tectonic implications [J]. *Lithos*, 2015, 233: 139–161. DOI: 10.1016/j.lithos.2015
- [25] REPLUMAZ A, CAPITANIO F A, GUILLOT S, *et al.* The coupling of Indian subduction and Asian continental tectonics [J]. *Gondwana Research*, 2014, 26: 608–626. DOI: 10.1016/j.gr.2014.04.00

THE ORIGIN OF THE LIANHUASHAN EOCENE QUARTZ MONZONITIC PORPHYRY IN WESTERN YUNNAN: CONSTRAINTS FROM GEOCHRONOLOGY, ZIRCON U-Pb GEOCHRONOLOGY AND Lu-Hf ISOTOPIC GEOCHEMISTRY

SU Guoqian¹, LI Jinke², ZHAO Fufeng¹, LIU Han³, ZHAO Han¹, GAO Rui¹

1. College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China;

2. Regional Geological Survey Team of the Sichuan Provincial Bureau of Geology and Mineral Exploration, Chengdu, Sichuan 610213, China;

3. Chengdu Center of Geological Survey, CGS Chengdu, Chengdu, Sichuan 610081, China

Abstract: The Jinshajiang-Ailaoshan-Honghe alkali-rich porphyry belt, a giant magmatic-metallogenic belt distributed along the southeastern margin of the Tibetan Plateau and the Sanjiang region, has become a research focus in terms of its tectonic dynamics and petrogenesis-mineralization mechanisms. Through petrological studies, zircon LA-ICP-MS U-Pb dating, whole-rock geochemistry, and Hf isotopic analyses, this study systematically investigates the formation mechanism of the Lianhuashan quartz monzonite porphyry at the eastern margin of the Lanping Basin. Zircon U-Pb dating yields an age of 35.12 ± 0.11 Ma, consistent with the emplacement age of regional alkali-rich porphyries. The Lianhuashan quartz monzonite porphyry exhibits $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contents of 8.94%–9.68%, $\text{Mg}^\#$ values of 47–52, and A/CNK ratios of 0.90–1.04, classifying it as shoshonitic series metaluminous to weakly peraluminous rock. The pluton is enriched in large-ion lithophile elements (LILEs; e.g., Rb, Ba, Th, and Sr) and light rare earth elements (LREEs), while depleted in high-field-strength elements (HFSEs; e.g., Nb, Ta, Ti) and heavy rare earth elements (HREEs), with weakly negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.84\text{--}1.03$). Additionally, the rocks display $\text{Sr} = 1055 \times 10^{-6}\text{--}1553 \times 10^{-6}$, $\text{La}/\text{Yb} = 16.3\text{--}53.1$ (average 32.5), $\text{Sr}/\text{Y} = 62.4\text{--}140.0$ (average 91.8), $\text{Y} = 7.51 \times 10^{-6}\text{--}21.0 \times 10^{-6}$, $\text{Yb} = 1.03 \times 10^{-6}\text{--}1.73 \times 10^{-6}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.90\text{--}1.03$, and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 11.7\text{--}38.1$, demonstrating geochemical characteristics typical of C-type adakitic rocks. Zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values range from 2.25 to 4.19, with two-stage Hf model ages of 844–967 Ma. The Lianhuashan pluton originated from 4%–15% partial melting of Neoproterozoic mafic lower crust with 5%–10% garnet amphibolite residues at depths of ~50 km, representing products of thickened crust. Its K_2O enrichment and shoshonitic affinity resulted from the incorporation of potassic-ultrapotassic melts. Integrated with existing data, we propose that the India-Eurasia collision caused crustal thickening in the Tibetan Plateau and surrounding regions. Subsequent tectonic transformation triggered lithospheric mantle delamination and asthenospheric upwelling beneath the western Yangtze Block margin. Partial melting of metasomatized enriched lithospheric mantle generated potassic-ultrapotassic magmas, which during ascent induced partial melting of Neoproterozoic lower crust (amphibolite facies) to produce adakitic magmas. Mixing of these two magma types formed potassic-ultrapotassic adakitic magmas that eventually emplaced to form the Lianhuashan quartz monzonite porphyry.

Keywords: alkali-rich porphyry; C-type adakite; petrogenesis; Lianhuashan; western Yunnan

ISSN 1001–6872(2025)02–0029–17; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: SU Guoqian, male, 26 years old, a postgraduate in geology. Now he is engaged in the research of petrology and geochemistry of igneous rock.