

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.049>



喜马拉雅造山带东段拉隆淡色花岗岩的成因及其与藏南拆离系的关系

吴健^{1,2}, 田世洪^{1,3*}, 李光明⁴, 付建刚⁴, 郭伟康⁴, 许伟^{1,3}, 李浩通^{1,2}, 李文强^{1,2}, 向开义^{1,2}, 黄昌祺^{1,2}, 刘文斌^{1,2}

1. 铀资源探采与核遥感全国重点实验室, 江西南昌 330013
2. 东华理工大学地球科学学院, 江西南昌 330013
3. 东华理工大学核资源与环境国家重点实验室, 江西南昌 330013
4. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川成都 610081

摘要: 作为碰撞造山带的产物, 淡色花岗岩不仅与稀有金属成矿密切相关, 还对造山过程及高原隆升机制有着重要指示意义. 关于淡色花岗岩的成因, 目前尚存很大争议. 早期研究认为淡色花岗岩是原地变沉积岩经低程度部分熔融的产物, 但近年来, 越来越多的学者指出, 淡色花岗岩可能是一种高分异花岗岩, 是岩浆高度结晶分异的产物. 为探究淡色花岗岩的成因, 对喜马拉雅造山带东段的拉隆淡色花岗岩及它们的围岩 (板岩与大理岩) 进行了独居石 U-Th-Pb 定年以及全岩主微量元素和 Sr-Nd 同位素分析. 拉隆淡色花岗岩位于拉隆穹窿的核部, 从内到外, 依次出露二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩. 定年结果表明, 这三种淡色花岗岩具有相近的侵位时代 (22~23 Ma). 淡色花岗岩总体显示高硅 ($\text{SiO}_2=73.0\%\sim75.7\%$)、高钾 ($\text{K}_2\text{O}=3.50\%\sim6.53\%$)、低镁 ($\text{MgO}=0.03\%\sim0.22\%$) 和过铝质 ($\text{A/CNK}=1.05\sim1.24$) 的主量元素特征. 从二云母花岗岩到白云母花岗岩到钠长石花岗岩, Eu 的负异常逐渐加剧, Rb/Rb/Sr 和 Y/Ho 逐渐升高而 Sr/Ba、K/Rb 和 Zr/Hf 逐渐降低. 此外, 这些淡色花岗岩具有相似的全岩 Sr-Nd 同位素组成: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.736\,456\sim0.737\,929$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-12.4\sim-12.1$, 但明显亏损于围岩的 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-16.9\sim-15.1$). 二云母花岗岩具有与高喜马拉雅结晶岩系一致的 Sr-Nd 同位素组成, 高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.33~0.42) 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (197~459) 比值指示其源区以碎屑岩为主. 上述的野外空间分布规律和数据结果说明, 拉隆淡色花岗岩可能起源于高喜马拉雅结晶岩系变质杂砂岩的白云母脱水熔融, 并经过了一定程度的分离结晶, 而不是原地变沉积岩部分熔融的产物. 微量元素的瑞利分馏模拟计算结果也证明, 以二云母花岗岩为初始熔体时可以经历 ~70% 和 ~90% 程度的分离结晶形成白云母花岗岩和钠长石花岗岩. 考虑到藏南拆离系和拉隆淡色花岗岩在时间上的重叠关系, 藏南拆离系可能通过减压的方式触发了淡色花岗岩源区的部分熔融并为淡色花岗岩的流动分异提供了空间.

关键词: 淡色花岗岩; 独居石 U-Th-Pb 定年; 全岩地球化学; Sr-Nd 同位素; 岩石成因; 拉隆穹窿; 藏南拆离系; 特提斯喜马拉雅; 地球化学.

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2025)07-2593-20

收稿日期: 2024-10-30

Petrogenesis of Lalong Leucogranites in Eastern Himalayan Orogenic Belt and Relationship with South Tibetan Detachment System

基金项目: 国家重点研发计划“战略性矿产资源开发利用”专项 (No. 2021YFC2901900); “北喜马拉雅锂等稀有金属找矿预测与勘查示范”课题 (No. 2021YFC2901903); 江西省“双千计划”创新领军人才长期项目 (No. 2020101003); 东华理工大学高层次人才引进配套经费项目 (No. 1410000874).

作者简介: 吴健 (2000—), 男, 硕士研究生, 主要从事同位素地球化学研究. ORCID: 0009-0009-3346-5342. E-mail: 1245344785@qq.com

* **通讯作者:** 田世洪, E-mail: s. h. tian@163. com

引用格式: 吴健, 田世洪, 李光明, 付建刚, 郭伟康, 许伟, 李浩通, 李文强, 向开义, 黄昌祺, 刘文斌, 2025. 喜马拉雅造山带东段拉隆淡色花岗岩的成因及其与藏南拆离系的关系. 地球科学, 50(7): 2593–2612.

Citation: Wu Jian, Tian Shihong, Li Guangming, Fu Jiangang, Guo Weikang, Xu Wei, Li Haotong, Li Wenqiang, Xiang Kaiyi, Huang Changqi, Liu Wenbin, 2025. Petrogenesis of Lalong Leucogranites in Eastern Himalayan Orogenic Belt and Relationship with South Tibetan Detachment System. *Earth Science*, 50(7): 2593–2612.

Wu Jian^{1,2}, Tian Shihong^{1,3*}, Li Guangming⁴, Fu Jiangang⁴, Guo Weikang⁴, Xu Wei^{1,3}, Li Haotong^{1,2},
Li Wenqiang^{1,2}, Xiang Kaiyi^{1,2}, Huang Changqi^{1,2}, Liu Wenbin^{1,2}

1. National Key Laboratory of Uranium Resources Exploration-Mining and Nuclear Remote Sensing,
Nanchang 330013, China

2. School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

3. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology,
Nanchang 330013, China

4. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China

Abstract: As a product of collision orogenic belt, leucogranites are not only closely related to rare metal mineralization, but also have great significance to orogenesis and plateau uplift mechanism. The petrogenesis of leucogranites is still controversial. Earlier studies suggested that leucogranites were generated by low-degree in-situ partial melting of metasedimentary rocks, but in recent years, more scholars have pointed out that they may be highly fractionated granites, and the magma had undergone an intensive fractional crystallization. In order to explore the petrogenesis of leucogranites, we collected Lalong leucogranites and their sedimentary surrounding rocks (marbles and slates) in the eastern Himalayan orogenic belt to analyze the major and trace elements, Sr-Nd isotopes and monazite U-Th-Pb dating. Lalong leucogranites are located in the core of the Lalong dome, where two-mica granites, muscovite granites and albite granites are exposed in turn from inside to outside. The dating results show that these three leucogranites have similar emplacement ages (22–23 Ma). Generally, the leucogranites show high SiO₂ (73.0%–75.7%), high K₂O (3.50%–6.53%), low MgO (0.03%–0.22%) and peraluminum (A/CNK=1.05–1.24). From two-mica granites through muscovite granites to albite granites, the negative Eu anomalies became intensified, Rb, Rb/Sr and Y/Ho gradually increased, while Sr, Ba, K/Rb and Zr/Hf gradually decreased. In addition, these leucogranites have consistent Sr-Nd isotopic compositions: (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.736 456–0.737 929, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-12.4$ to -12.1 , which are more depleted than that of the surrounding rocks ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-16.9$ to -15.1). Two-mica granites have consistent Sr-Nd isotopic compositions with the higher Himalayan crystallines, the high CaO/Na₂O ratio values (0.33–0.42) and Al₂O₃/TiO₂ ratio values (197–459), indicating that their source region is dominated by clastic rocks. The spatial distribution characteristics in the field and data results show that the Lalong leucogranites may have originated from muscovite dehydration melting of metagreywacks in higher Himalayan crystallines, which had undergone certain degree of fractional crystallization rather than generated by in-situ partial melting of metasedimentary rocks. The trace element Rayleigh fractionation modeling results also prove that when two-mica granite is used as the initial melt, it could generate muscovite granites and albite granites after fractional crystallization of about 70% and about 90%, respectively. Considering the overlapping relationship between the South Tibetan Detachment System and the Lalong leucogranites, this paper considers that the South Tibetan Detachment System may have triggered partial melting of the leucogranites source region by decompression and provided space for the flowage differentiation of the leucogranites.

Key words: leucogranite; monazite U-Th-Pb dating; whole-rock geochemistry; Sr-Nd isotopes; petrogenesis; Lalong dome; South Tibetan Detachment System; Tethyan Himalaya; geochemistry.

0 引言

喜马拉雅淡色花岗岩是由喜马拉雅-青藏高原造山带造山作用下形成的产物,其东西向延伸超过了2 200 km,主要成分以浅色矿物为主,一般岩石类型为二云母花岗岩和白云母花岗岩(吴福元等, 2015;曹华文等,2022).花岗岩作为壳幔演化的重要指示物,对其研究有助于了解造山过程及高原隆升机制(吴福元等,2015).随着对喜马拉雅地区找矿勘察的深入开展,成功勘察到了多处稀有金属矿产资源,同时证明了喜马拉雅淡色花岗岩具有良好的稀

有金属成矿潜力(李光明等,2017;王汝成等,2017;吴福元等,2021;任春萌等,2024;赵俊兴等,2024).

通常 Li、Be、Nb、Ta 等稀有金属矿化与淡色花岗岩伴生,且这些稀有金属均具有极高的战略意义,因此对淡色花岗岩的成因研究十分重要.然而关于喜马拉雅淡色花岗岩的成岩机制至今仍有较大争议.传统观点上大多认为喜马拉雅淡色花岗岩是由变沉积岩经历了低程度的原地部分熔融形成(Le Fort, 1981),随着研究的深入,关于含水矿物部分熔融的方式也有许多不同看法,如有观点认为喜马拉雅淡色花岗岩为高压条件下白云母

水致部分熔融形成(King *et al.*, 2011; Zeng *et al.*, 2011; Gao *et al.*, 2017);也有其他观点认为其是在减压条件下由白云母脱水熔融形成(Harris *et al.*, 1994).早期研究大多认为花岗质岩浆的SiO₂含量高会导致其粘度高而难以发生分离结晶(Harris *et al.*, 1986),但实验岩石学表明,岩浆分异过程中随着挥发份的增加粘度会显著下降(Johannes and Holtz, 1996),因而有观点指出喜马拉雅淡色花岗岩可以通过岩浆高度结晶分异形成(吴福元等, 2015, 2017; 刘志超等, 2020).藏南拆离系(STDS)位于特提斯喜马拉雅与高喜马拉雅之间,是一系列的低角度北倾的拆离断层,其沿喜马拉雅造山带近东西向延展,现有研究表明STDS可能也对花岗质岩浆的分异起到重要作用(吴福元等, 2021; 刘小驰等, 2024).

拉隆穹窿位于特提斯喜马拉雅淡色花岗岩带的东南侧,广泛出露多种类型的淡色花岗岩,前人野外区域填图发现穹窿核部二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩由内而外呈现规律性的分带(付建刚等, 2021),因此其在研究岩石演化方面具有一定的优势.目前对于该穹窿,前人研究重点主要放在淡色花岗岩的稀有金属成矿潜力上(黄勇等, 2019; Fu *et al.*, 2023),并发现其主要发育的稀有金属矿化类型为Be-Nb-Ta型,主要与钠长石花岗岩有关(Fu *et al.*, 2023).在淡色花岗岩成因方面仅Fu *et al.* (2023)讨论了淡色花岗岩可能源于白云母在无水条件下脱水熔融形成,并指出二云母花岗岩到白云母花岗岩到钠长石花岗岩可能为岩浆连续分离结晶形成.但淡色花岗岩具体的分离结晶过程尚不清楚,这制约了对其稀有金属成矿效应的认识,同时考虑到拉隆穹窿与STDS相邻的空间关系,STDS可能也对拉隆淡色花岗岩的成岩成矿过程起到了重要作用,这在前人研究中并未被重视.因此本文在前人的研究基础上选取了拉隆具有代表性的淡色花岗岩及其围岩,进行了独居石U-Th-Pb定年、全岩主微量元素分析和全岩Sr-Nd同位素分析,并通过Rb-Sr-Ba微量元素模拟进一步对淡色花岗岩的分离结晶机制进行研究,以期揭示拉隆淡色花岗岩的起源和分离结晶过程并探讨其与STDS的关系,同时为喜马拉雅淡色花岗岩的成因提供新的资料.

1 地质背景及样品

1.1 区域地质背景

喜马拉雅-青藏高原造山带是新生代印度板块与亚洲板块碰撞形成的,是世界上最年轻且至今仍在活动的造山带(侯增谦等, 2006; 黄春梅等, 2018).喜马拉雅碰撞造山带共有4个构造地层单元,自北向南依次为:特提斯喜马拉雅(THS)、高喜马拉雅(GHS)、低喜马拉雅(LHS)和次喜马拉雅(SHS),相邻构造地层单元之间以雅鲁藏布江缝合带(ITSZ)、藏南拆离系(STDS)、主中央逆冲断裂(MCT)、主边界逆冲断裂(MBT)及主前锋逆冲断裂(MFT)等构造分割(图1a)(Burg and Chen, 1984; Thiede *et al.*, 2006; Langille *et al.*, 2010).喜马拉雅淡色花岗岩带由特提斯喜马拉雅淡色花岗岩带和高喜马拉雅淡色花岗岩带组成,其中特提斯喜马拉雅淡色花岗岩带位于特提斯喜马拉雅带内,而高喜马拉雅淡色花岗岩带则位于STDS之下的高喜马拉雅变质岩系中并明显受STDS构造控制,两条淡色花岗岩带中的岩石类型较为相似,主要有二云母花岗岩、白云母花岗岩、电气石花岗岩和石榴石花岗岩等(吴福元等, 2015).

拉隆穹窿位于特提斯喜马拉雅淡色花岗岩带东南缘,与东部恰隆穹窿、库局穹窿以及错那洞穹窿构成特提斯喜马拉雅穹窿南带,其位于藏南拆离系(STDS)北边约40 km处,出露面积约为30 km²(图1)(Fu *et al.*, 2023).穹窿地质构造复杂,岩石类型多样,由内向外可分为3个构造单元:核部、滑脱系及盖层.前人通过区域地质调查已查明穹窿的主要组成岩性,其中核部主要由淡色花岗岩组成,包括二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩等,其中二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩自下而上呈现出规律性的分带;滑脱系即中部主要由变质岩组成,包括片岩、大理岩和矽卡岩,也有少部分花岗岩及伟晶岩;盖层主要由千枚岩和粉砂质板岩组成(图1b)(付建刚等, 2020).在野外露头上可以看到二云母花岗岩与白云母花岗岩呈渐变特征,界线模糊,钠长石花岗岩则主要分布在穹窿核部的边部,部分侵入到滑脱系的变质岩中(付建刚等, 2021).

1.2 样品特征

本次研究在采样点处采集了22件样品,包括6件二云母花岗岩、6件白云母花岗岩、6件钠长

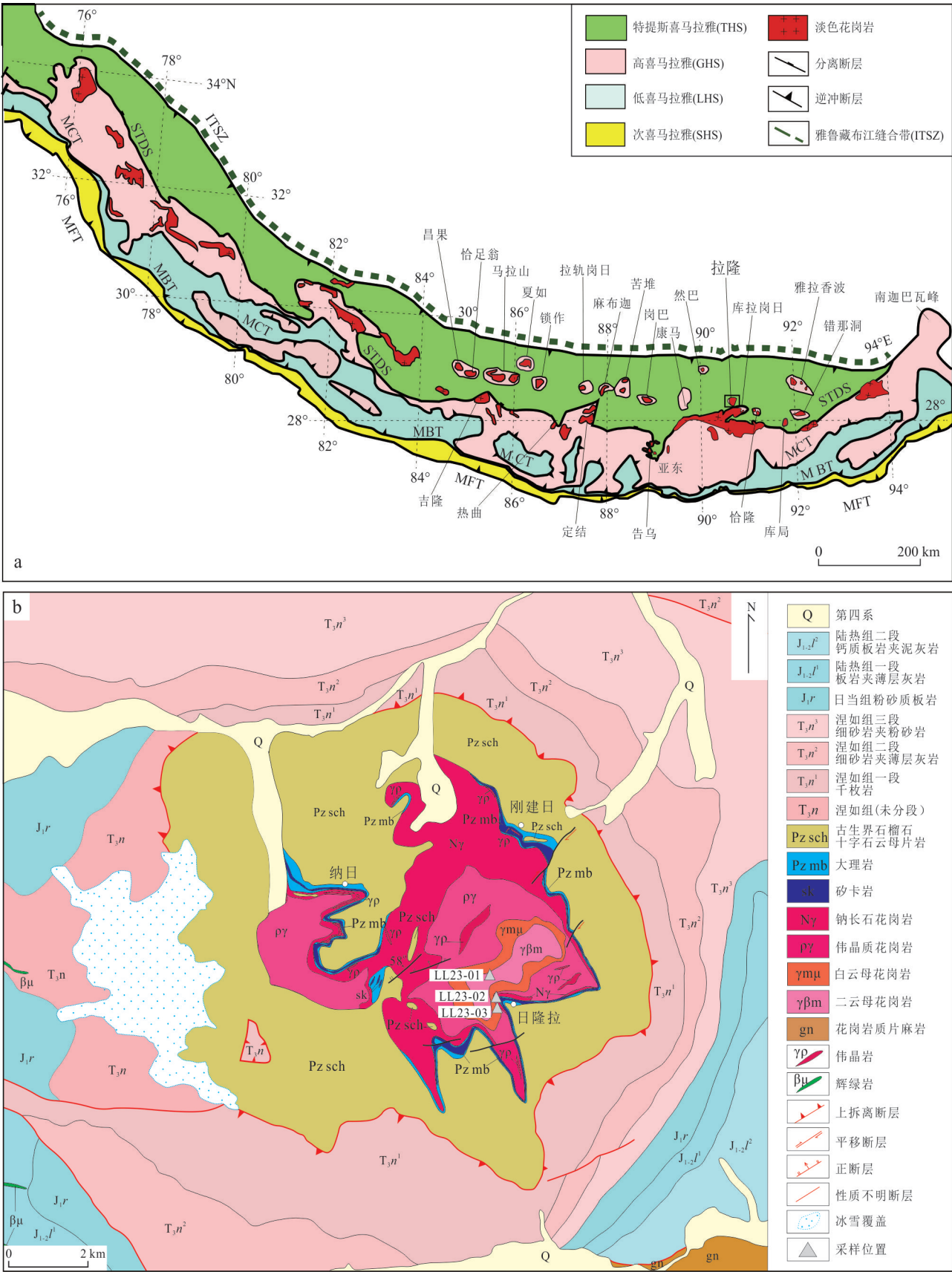


图 1 (a)喜马拉雅造山带地质简图(据Fu *et al.*, 2023修改);(b)拉隆穹窿地质简图(据付建刚等, 2020修改)

Fig.1 (a) Simplified geologic map of the Himalayan orogen (modified from Fu *et al.*, 2023); (b) simplified geologic map of the Lalong dome (modified from Fu *et al.*, 2020)

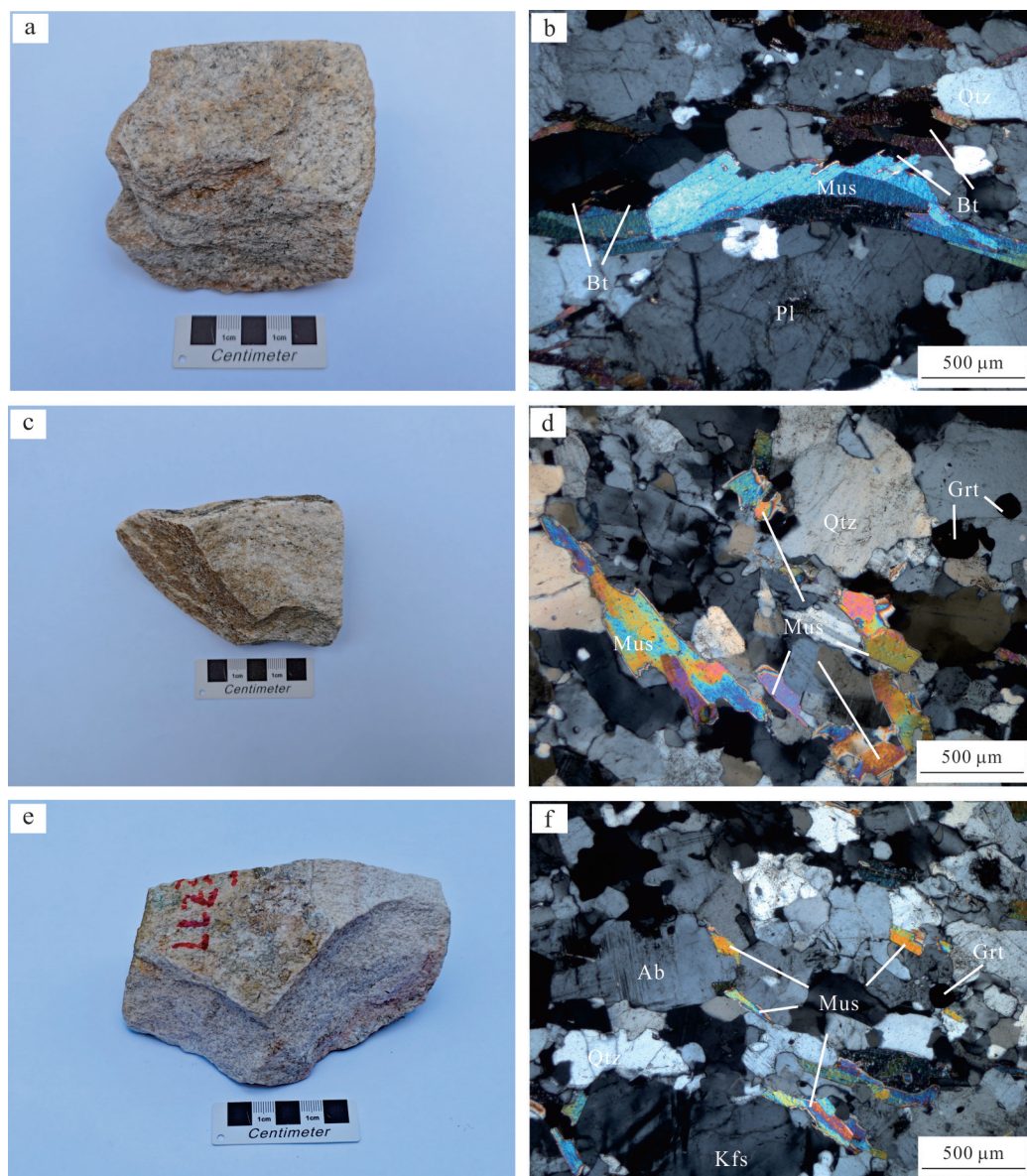


图2 拉隆典型样品和显微镜下照片

Fig.2 Typical samples and microscope photos of the Lalong dome

a. 二云母花岗岩手标本; b. 二云母花岗岩正交偏光; c. 白云母花岗岩手标本; d. 白云母花岗岩正交偏光; e. 钠长石花岗岩手标本; f. 钠长石花岗岩正交偏光. Qtz. 石英; Pl. 斜长石; Kfs. 钾长石; Ab. 钠长石; Mus. 白云母; Bt. 黑云母; Grt. 石榴石

石花岗岩、2件板岩和2件大理岩(图1b),其中典型淡色花岗岩样品特征描述如下:二云母花岗岩,岩石样品呈灰白色,总体呈斑杂状,具花岗结构、块状构造(图2a),主要组成矿物为斜长石(~30%)、石英(~30%)、钾长石(~20%)、白云母(~10%)、黑云母(~5%)和石榴石(~3%)等(图2b),副矿物为锆石、独居石和磷灰石等;白云母花岗岩,岩石整体呈灰白色,具有花岗结构、块状构造(图2c),主要组成矿物有钾长石(~30%)、斜长石(~25%)、石英(~20%)、白云母(~15%)、石榴石(~5%)和黑云母(~3%)(图2d),副矿物为锆石、独居石和

磷灰石等,其与二云母花岗岩在野外呈渐变关系,但界线并不清晰(付建刚等,2020);钠长石花岗岩整体呈奶白色,具块状构造(图2e),主要组成矿物有钠长石(~45%)、石英(~25%)、白云母(~10%)、石榴石(~10%)和钾长石(~5%)等(图2f),副矿物为锆石、独居石和磷灰石等。

2 分析方法

2.1 独居石 U-Th-Pb 定年

独居石 U-Th-Pb 定年在东华理工大学核资源

与环境国家重点实验室 LA-ICP-MS 仪器上完成,所采用的激光剥蚀系统为 GeoLasHD 193 nm 准分子激光器,电感耦合等离子体质谱仪为安捷伦公司生产的 7900 ICP-MS. 测试以国际独居石标样 Bananeira (Gonçalves *et al.*, 2016) 为外标校正分析过程中 U-Th-Pb 同位素分馏,以国际独居石 Diamantina (Gonçalves *et al.*, 2018) 监控分析质量,以玻璃标准物质 NIST 610 作外标校正微量元素分馏. 每个分析数据点包括大约 20 s 背景信号和 40 s 样品剥蚀信号,对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal 11.0 (Liu *et al.*, 2008) 完成. 独居石 U-Th-Pb 定年数据见表 1.

表 1 拉隆淡色花岗岩独居石 LA-ICP-MS U-Th-Pb 年龄分析结果

Table 1 Monazite U-Th-Pb isotopic data obtained by LA-ICP-MS for leucogranites from the Lalong dome

测点号	同位素比值及误差								年龄及误差(Ma)			
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ
二云母花岗岩, 样品 LL23-01-1, ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 加权平均年龄(22.8±0.2) Ma, MSWD=1.9, n=24												
LL23-01-1-01	0.057 59	0.003 14	0.030 55	0.001 67	0.003 85	0.000 12	0.001 09	0.000 03	24.8	0.8	22.1	0.7
LL23-01-1-02	0.061 23	0.003 21	0.031 09	0.001 64	0.003 68	0.000 12	0.001 09	0.000 03	23.7	0.8	22.0	0.7
LL23-01-1-03	0.064 34	0.003 65	0.034 38	0.001 92	0.003 88	0.000 12	0.001 10	0.000 03	24.9	0.8	22.3	0.7
LL23-01-1-04	0.068 85	0.003 47	0.037 65	0.001 96	0.003 97	0.000 13	0.001 10	0.000 03	25.5	0.8	22.2	0.7
LL23-01-1-05	0.062 05	0.003 30	0.032 46	0.001 74	0.003 80	0.000 12	0.001 11	0.000 03	24.4	0.8	22.5	0.7
LL23-01-1-06	0.057 62	0.003 10	0.027 49	0.001 48	0.003 46	0.000 11	0.001 10	0.000 03	22.3	0.7	22.2	0.7
LL23-01-1-07	0.061 71	0.003 15	0.032 36	0.001 69	0.003 81	0.000 12	0.001 11	0.000 03	24.5	0.8	22.4	0.7
LL23-01-1-08	0.063 35	0.003 63	0.033 96	0.001 91	0.003 89	0.000 13	0.001 12	0.000 03	25.0	0.8	22.6	0.7
LL23-01-1-09	0.060 41	0.003 20	0.031 93	0.00170	0.003 84	0.000 12	0.001 10	0.000 03	24.7	0.8	22.3	0.7
LL23-01-1-10	0.063 30	0.003 39	0.032 45	0.001 75	0.003 72	0.000 12	0.001 12	0.000 04	23.9	0.8	22.6	0.7
LL23-01-1-11	0.064 95	0.003 20	0.032 81	0.001 68	0.003 67	0.000 12	0.001 11	0.000 03	23.6	0.8	22.3	0.7
LL23-01-1-12	0.056 73	0.002 95	0.031 29	0.001 67	0.004 00	0.000 13	0.001 16	0.000 04	25.8	0.9	23.3	0.7
LL23-01-1-13	0.060 44	0.002 91	0.031 60	0.001 59	0.003 79	0.000 12	0.001 14	0.000 04	24.4	0.8	23.1	0.7
LL23-01-1-14	0.057 59	0.002 82	0.030 10	0.001 53	0.003 79	0.000 12	0.001 16	0.000 04	24.4	0.8	23.4	0.7
LL23-01-1-15	0.060 60	0.003 11	0.031 69	0.001 67	0.003 79	0.000 12	0.001 15	0.000 04	24.4	0.8	23.3	0.7
LL23-01-1-16	0.059 81	0.002 70	0.030 94	0.001 50	0.003 75	0.000 12	0.001 15	0.000 04	24.2	0.8	23.2	0.7
LL23-01-1-17	0.060 15	0.003 53	0.032 69	0.001 88	0.003 94	0.000 13	0.001 16	0.000 04	25.4	0.8	23.4	0.7
LL23-01-1-18	0.073 71	0.003 80	0.036 48	0.001 93	0.003 59	0.000 12	0.001 12	0.000 03	23.1	0.7	22.6	0.7
LL23-01-1-19	0.060 26	0.003 11	0.029 90	0.001 58	0.003 60	0.000 12	0.001 12	0.000 03	23.2	0.7	22.7	0.7
LL23-01-1-20	0.058 12	0.002 92	0.030 05	0.001 56	0.003 75	0.000 12	0.001 14	0.000 04	24.1	0.8	22.9	0.7
LL23-01-1-21	0.059 91	0.002 99	0.030 35	0.001 57	0.003 68	0.000 12	0.001 15	0.000 04	23.7	0.8	23.2	0.7
LL23-01-1-22	0.058 35	0.002 93	0.028 71	0.001 49	0.003 57	0.000 11	0.001 13	0.000 03	23.0	0.7	22.9	0.7
LL23-01-1-23	0.055 80	0.002 94	0.028 54	0.001 54	0.003 71	0.000 12	0.001 15	0.000 04	23.9	0.8	23.2	0.7
LL23-01-1-24	0.057 82	0.002 85	0.029 93	0.001 55	0.003 76	0.000 12	0.001 17	0.000 04	24.2	0.8	23.7	0.7
白云母花岗岩, 样品 LL23-03-1, ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 加权平均年龄(23.5±0.2) Ma, MSWD=1.7, n=24												
LL23-03-1-01	0.051 99	0.002 01	0.024 21	0.001 06	0.003 38	0.000 10	0.001 09	0.000 03	21.7	0.7	22.1	0.7
LL23-03-1-02	0.054 64	0.001 74	0.026 52	0.001 07	0.003 52	0.000 11	0.001 14	0.000 03	22.7	0.7	22.9	0.7
LL23-03-1-03	0.060 46	0.002 14	0.029 61	0.001 25	0.003 55	0.000 11	0.001 17	0.000 04	22.9	0.7	23.7	0.7
LL23-03-1-04	0.062 01	0.002 45	0.030 73	0.001 37	0.003 60	0.000 11	0.001 18	0.000 04	23.1	0.7	23.8	0.7
LL23-03-1-05	0.052 75	0.001 62	0.025 41	0.001 01	0.003 49	0.000 11	0.001 16	0.000 04	22.5	0.7	23.4	0.7

续表 1

LL23-03-1-06	0.050 12	0.001 68	0.024 46	0.001 02	0.003 54	0.000 11	0.001 16	0.000 04	22.8	0.7	23.5	0.7
LL23-03-1-07	0.058 11	0.002 35	0.028 53	0.001 30	0.003 56	0.000 11	0.001 18	0.000 04	22.9	0.7	23.7	0.8
LL23-03-1-08	0.054 94	0.001 75	0.027 22	0.001 10	0.003 59	0.000 11	0.001 17	0.000 04	23.1	0.7	23.7	0.7
LL23-03-1-09	0.054 29	0.002 08	0.026 33	0.001 16	0.003 52	0.000 11	0.001 16	0.000 04	22.6	0.7	23.5	0.7
LL23-03-1-10	0.055 00	0.002 10	0.026 87	0.001 18	0.003 54	0.000 11	0.001 15	0.000 04	22.8	0.7	23.3	0.7
LL23-03-1-11	0.058 12	0.002 02	0.028 56	0.001 20	0.003 57	0.000 11	0.001 15	0.000 04	22.9	0.7	23.3	0.7
LL23-03-1-12	0.055 14	0.002 13	0.026 65	0.001 17	0.003 51	0.000 11	0.001 18	0.000 04	22.6	0.7	23.8	0.7
LL23-03-1-13	0.053 61	0.001 70	0.025 25	0.001 01	0.003 42	0.000 11	0.001 13	0.000 04	22.0	0.7	22.8	0.7
LL23-03-1-14	0.052 83	0.001 79	0.025 10	0.001 04	0.003 45	0.000 11	0.001 15	0.000 04	22.2	0.7	23.2	0.7
LL23-03-1-15	0.062 16	0.002 41	0.030 13	0.001 34	0.003 52	0.000 11	0.001 15	0.000 04	22.6	0.7	23.3	0.7
LL23-03-1-16	0.052 85	0.001 61	0.025 30	0.001 00	0.003 47	0.000 11	0.001 13	0.000 04	22.4	0.7	22.8	0.7
LL23-03-1-17	0.058 78	0.002 33	0.027 69	0.001 24	0.003 42	0.000 11	0.001 16	0.000 04	22.0	0.7	23.5	0.7
LL23-03-1-18	0.056 21	0.001 54	0.026 78	0.001 02	0.003 46	0.000 11	0.001 18	0.000 04	22.2	0.7	23.9	0.7
LL23-03-1-19	0.052 34	0.001 47	0.024 85	0.000 95	0.003 45	0.000 11	0.001 19	0.000 04	22.2	0.7	24.0	0.7
LL23-03-1-20	0.053 07	0.001 91	0.025 78	0.001 10	0.003 53	0.000 11	0.001 19	0.000 04	22.7	0.7	24.1	0.7
LL23-03-1-21	0.063 26	0.002 24	0.031 48	0.001 33	0.003 61	0.000 11	0.001 18	0.000 04	23.2	0.7	23.8	0.7
LL23-03-1-22	0.059 30	0.002 29	0.028 84	0.001 28	0.003 53	0.000 11	0.001 16	0.000 04	22.7	0.7	23.4	0.7
LL23-03-1-23	0.052 91	0.001 79	0.025 08	0.001 04	0.003 44	0.000 11	0.001 19	0.000 04	22.1	0.7	24.0	0.7
LL23-03-1-24	0.054 89	0.002 37	0.026 78	0.001 26	0.003 54	0.000 11	0.001 19	0.000 04	22.8	0.7	24.0	0.7
钠长石花岗岩,样品 LL23-02-6, ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 加权平均年龄(21.9±0.2) Ma,MSWD=1.9,n=23												
LL23-02-6-01	0.069 02	0.003 33	0.032 46	0.001 59	0.003 41	0.000 11	0.001 08	0.000 01	22.0	0.7	21.7	0.7
LL23-02-6-02	0.080 20	0.004 97	0.040 35	0.002 33	0.003 65	0.000 12	0.001 08	0.000 01	23.5	0.8	21.8	0.7
LL23-02-6-03	0.083 32	0.005 14	0.041 20	0.002 39	0.003 59	0.000 12	0.001 06	0.000 01	23.1	0.8	21.4	0.7
LL23-02-6-04	0.060 98	0.003 11	0.027 75	0.001 40	0.003 30	0.000 10	0.001 05	0.000 01	21.3	0.7	21.3	0.7
LL23-02-6-05	0.070 91	0.003 68	0.039 38	0.002 10	0.004 03	0.000 14	0.001 06	0.000 01	25.9	0.9	21.4	0.7
LL23-02-6-06	0.069 23	0.003 70	0.031 29	0.001 63	0.003 28	0.000 11	0.001 07	0.000 01	21.1	0.7	21.6	0.7
LL23-02-6-07	0.078 84	0.004 41	0.039 16	0.002 12	0.003 60	0.000 12	0.001 10	0.000 01	23.2	0.8	22.1	0.7
LL23-02-6-08	0.070 04	0.003 80	0.033 51	0.001 77	0.003 47	0.000 11	0.001 09	0.000 01	22.3	0.7	21.9	0.7
LL23-02-6-09	0.079 64	0.003 63	0.037 97	0.001 80	0.003 46	0.000 11	0.001 09	0.000 01	22.3	0.7	21.9	0.7
LL23-02-6-10	0.078 48	0.004 84	0.037 94	0.002 19	0.003 51	0.000 11	0.001 04	0.000 01	22.6	0.7	21.0	0.7
LL23-02-6-11	0.074 04	0.004 16	0.035 95	0.001 95	0.003 52	0.000 11	0.001 09	0.000 01	22.7	0.7	22.1	0.7
LL23-02-6-12	0.071 44	0.003 91	0.035 05	0.001 88	0.003 56	0.000 12	0.001 08	0.000 01	22.9	0.7	21.9	0.7
LL23-02-6-13	0.093 03	0.005 56	0.048 24	0.002 74	0.003 76	0.000 12	0.001 13	0.000 01	24.2	0.8	22.8	0.7
LL23-02-6-14	0.076 22	0.003 96	0.036 71	0.001 90	0.003 49	0.000 11	0.001 08	0.000 01	22.5	0.7	21.8	0.7
LL23-02-6-15	0.067 51	0.003 15	0.031 04	0.001 50	0.003 34	0.000 11	0.001 11	0.000 01	21.5	0.7	22.5	0.7
LL23-02-6-16	0.072 34	0.004 23	0.034 15	0.001 91	0.003 43	0.000 11	0.001 13	0.000 01	22.0	0.7	22.9	0.7
LL23-02-6-17	0.073 78	0.003 51	0.033 36	0.001 63	0.003 28	0.000 11	0.001 07	0.000 01	21.1	0.7	21.7	0.7
LL23-02-6-18	0.078 53	0.004 04	0.037 65	0.001 93	0.003 48	0.000 11	0.001 11	0.000 01	22.4	0.7	22.5	0.7
LL23-02-6-19	0.062 84	0.002 30	0.028 01	0.001 18	0.003 23	0.000 10	0.001 07	0.000 01	20.8	0.6	21.6	0.7
LL23-02-6-20	0.084 50	0.005 20	0.042 79	0.002 49	0.003 67	0.000 12	0.001 12	0.000 01	23.6	0.8	22.5	0.7
LL23-02-6-21	0.084 89	0.004 84	0.041 45	0.002 28	0.003 54	0.000 12	0.001 09	0.000 01	22.8	0.7	22.1	0.7
LL23-02-6-22	0.083 34	0.005 36	0.045 03	0.002 69	0.003 92	0.000 13	0.001 08	0.000 01	25.2	0.8	21.8	0.7
LL23-02-6-23	0.083 54	0.004 57	0.042 40	0.002 28	0.003 68	0.000 12	0.001 10	0.000 01	23.7	0.8	22.3	0.7

2.2 全岩主量元素分析

全岩主量元素分析在武汉上谱分析科技有限

责任公司利用 PrimusII X 射线荧光光谱仪(XRF)测定.具体步骤为:(1)取适量全岩样品粉末(200 目)

放入烘箱内(105℃, 12 h)烘干。(2)称取烘干后的样品约 1.0 g, 将样品粉末倒入恒重陶瓷坩埚, 随后将加入样品的恒重陶瓷坩埚放置进马弗炉中, 在 1 000℃温度条件下烧制 2 h. 待马弗炉冷却至室温后, 取出称量, 计算每个样品的烧失量(LOI)值。(3)分别称取 0.6 g 烘干后的全岩样品粉末、6 g 助熔剂和 0.3 g 氧化剂倒入铂金坩埚中, 再将铂金坩埚放入熔样炉(熔融温度 1 150℃), 待 14 min 后取出玻璃片置于以备 XRF 测试. 样品主量元素结果见附表 1.

2.3 全岩微量元素分析

全岩微量元素(包括稀土元素)的化学前处理与测试均在东华理工大学铀资源探采与核遥感全国重点实验室完成, 利用赛默飞世尔生产的 Thermo Fisher/iCAP RQ 电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定, 测试相对标准偏差(RSD)为 2%~5%. 具体步骤为:(1)称取 40 mg 左右全岩样品粉末(200 目)于溶样弹 Bomb 中, 再将 1 mL 二次纯化的 HNO₃ 与 2 mL HF 依次加入溶样弹中, 完成后盖紧溶样弹摇匀之后放置于电热板上 80℃预反应过夜;(2)将溶样弹盖子打开并放置在电热板上加热蒸干(80~110℃), 完全蒸干后继续加入 1 mL 二次纯化的 HNO₃ 与 2 mL HF, 并将溶样弹塞入钢套拧紧, 置于烘箱 190℃加热 72 h;(3)待溶样弹冷却后从烘箱中取出, 放置在电热板上加热蒸干(80~110℃), 完全蒸干后再加入 0.5 mL 二次纯化后 HNO₃ 与 1.5 mL HCl, 置于电热板上温度调置 120℃过夜反应;(4)反应过后取下待冷却至室温时将溶样弹放置在电热板上继续加热蒸干(80~110℃), 蒸干后加入 1 mL 二次纯化的 HNO₃ 放置于加热板上继续加热蒸干(80~110℃);(5)蒸干后, 取下溶样弹等待冷却至室温, 加入 2 mL 7 mol/L HNO₃, 再次将溶样弹放入钢套, 拧紧后放置于烘箱上 190℃加热 12 h;(6)待冷却后从烘箱中取出, 加入 2% HNO₃ 将样品稀释至 2 000 倍以备上机测试, 利用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定样品中的微量元素组成, 测试时使用三通头引入 6×10^{-9} 的内标溶液进行信号的漂移校正. 样品微量元素结果见附表 1.

2.4 全岩 Sr-Nd 同位素分析

全岩 Sr-Nd 同位素的化学前处理与测试均在东华理工大学铀资源探采与核遥感全国重点实验室完成, 利用 Nu Sapphire MC-ICP-MS 仪器(SP016)测定, 进样方式为干法(dry plasma). 化学前处理具体步骤为:(1)称取 50 mg 左右全岩样品粉末(200

目)倒入 PFA 材质 Beaker 中, 再将 1 mL 二次纯化的 HNO₃ 与 2 mL HF 依次加入 Beaker 中, 完成后盖紧摇匀之后放置于电热板上 120℃预反应过夜;(2)将 Beaker 打开蒸干后(80~110℃), 加入 0.6 mL 二次纯化后 HNO₃ 与 1.8 mL HCl, 置于电热板上温度调置 120℃过夜反应;(3)将 Beaker 取下冷却后蒸干(80~110℃), 蒸干后加入 2 mL 7 mol/L HNO₃ 继续蒸干(80~100℃), 后加入 2 mL 2 mol/L HNO₃ 继续蒸干(80~100℃), 之后加入 1.6 mL 浓度 2 mol/L HNO₃ 放置于电热板上 120℃过夜, 次日取出样品离心后通过阳离子交换树脂分离出 Sr 和 Nd.

测试时采用国际标样 BCR-2 和 AGV-2 样品作为监控标样, BCR-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704\ 999$ ($n=1$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 637$ ($n=3$), AGV-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703\ 979\ 06$ ($n=1$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 789$ ($n=1$), 均在 BCR-2 与 AGV-2 的国际推荐值误差范围内(BCR-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704\ 920 \pm 0.000\ 55$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 635 \pm 0.000\ 029$; AGV-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703\ 992\ 00 \pm 0.000\ 033$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 786 \pm 0.000\ 014$; 国际推荐值来源于 GeoReM 数据库及对应参考文献), 证明测试结果可靠. Sr、Nd 同位素结果见附表 1.

3 数据结果

3.1 独居石 U-Th-Pb 定年

本文分别对二云母花岗岩(LL23-01-1)、白云母花岗岩(LL23-03-1)及钠长石花岗岩(LL23-02-6)进行了独居石 U-Th-Pb 定年分析, 详细测试结果见表 1. 二云母花岗岩(LL23-01-1)中的独居石颗粒粒径为 50~150 μm , 背散射电子像(BSE)显示独居石颜色相对均一, 部分独居石具有孔隙(图 3), 本文共对该样品进行了 24 个分析点的测试, 其 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 变化范围为 $(22.0 \pm 0.7) \sim (23.7 \pm 0.7)$ Ma, 加权平均年龄为 (22.8 ± 0.2) Ma (MSWD=1.9)(图 4a); 白云母花岗岩(LL23-03-1)中的独居石粒径为 50~100 μm , BSE 图像显示部分独居石具有明暗相间的特征(图 3), 此样品共分析了 24 个点, 其 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 变化范围为 $(22.1 \pm 0.7) \sim (24.1 \pm 0.7)$ Ma, 加权平均年龄为 (23.5 ± 0.2) Ma (MSWD=1.7)(图 4b); 钠长石花岗岩(LL23-02-6)中独居石粒径为 50~75 μm , BSE 图像显示独居石颜色比较均一, 部分独居石具有孔隙(图 3), 此样品共分析了 23 个点, 其 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 变化范围为 $(21.0 \pm 0.7) \sim (22.9 \pm 0.7)$ Ma, 加

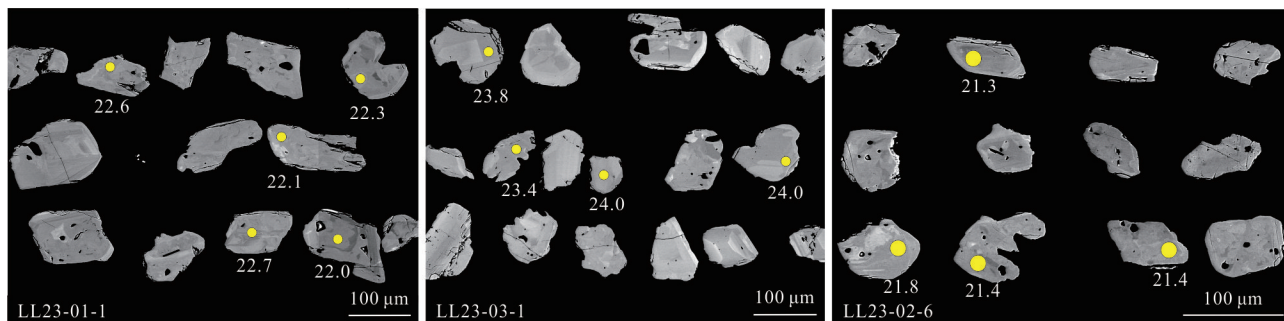


图3 拉隆淡色花岗岩中独居石背散射电子像

Fig.3 Back scattered images of monazites in leucogranites from the Lalong dome

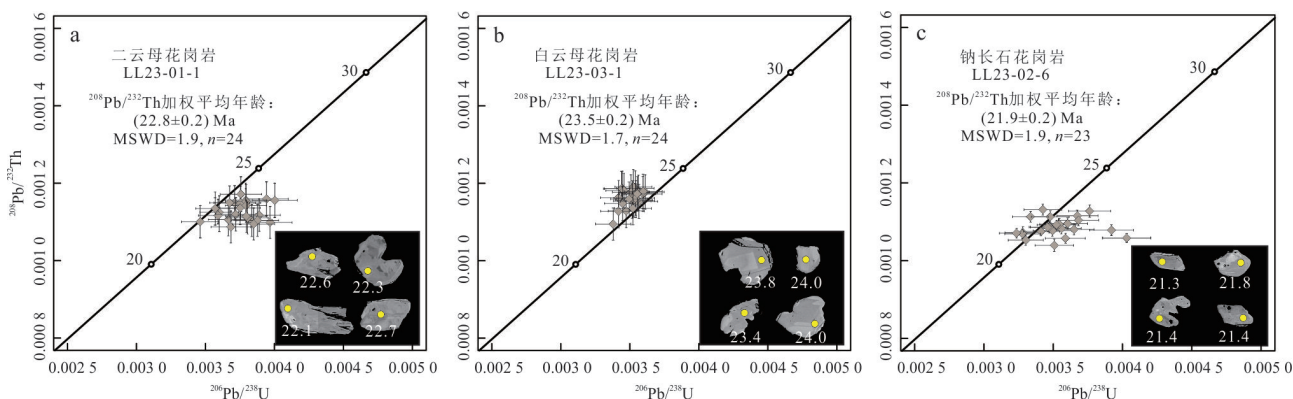


图4 拉隆淡色花岗岩中独居石U-Th-Pb定年结果

Fig.4 U-Th-Pb dating results of monazite in leucogranites from the Lalong dome

加权平均年龄为 (21.9 ± 0.2) Ma ($\text{MSWD}=1.9$) (图4c)。

3.2 岩石主微量元素

本次共对6件二云母花岗岩、6件白云母花岗岩、6件钠长石花岗岩、2件板岩和2件大理岩进行了全岩主微量元素分析,分析结果见附表1. 淡色花岗岩总体具有高的 SiO_2 ($73.0\% \sim 75.7\%$)、 Al_2O_3 ($14.4\% \sim 15.8\%$)、 Na_2O ($2.77\% \sim 5.07\%$)、 K_2O ($3.50\% \sim 6.53\%$) 与较低的 CaO ($0.53\% \sim 1.35\%$)、 MgO ($0.03\% \sim 0.22\%$) 含量,铝饱和指数 (A/CNK) 为 $1.05 \sim 1.24$. 所有样品在岩浆岩 TAS 图解中均落于花岗岩区域内,属于高钾钙碱性系列,并具有过铝质特征(图5a~5c). 在花岗岩判别图解中,大多数样品落于分异的花岗岩区域(图5d). 综上,拉隆淡色花岗岩总体展现出高分异淡色花岗岩的特征. 板岩的 SiO_2 含量较低,平均值为 64.1% ,具有富铁和镁等暗色组分的特征,大理岩则具有贫硅、富钙和富镁的特征.

三类淡色花岗岩具有相似的稀土元素与微量元素配分模式(图6a~6f),其稀土元素总量较低,

平均值分别为 66.5×10^{-6} 、 52.6×10^{-6} 和 37.1×10^{-6} , LREE/HREE 平均值分别为 3.23、1.84 和 1.67, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值分别为 3.98、1.84 和 1.56, δEu 平均值分别为 0.67、0.14 和 0.05. 三类岩石均表现出 Eu 的负异常,白云母花岗岩和钠长石花岗岩具有明显的稀土元素四分组效应并且 Eu 的负异常更强烈. 从二云母花岗岩到白云母花岗岩到钠长石花岗岩,其稀土元素总量在逐渐降低,暗示了其间存在某种演化关系. 三类岩石的微量元素原始地幔标准化配分曲线呈振荡的 W 型,均富集 Rb、U、Ta、K、Pb、Nd、Sm 和 Hf 等元素,亏损 Ba、Nb、La、Ce、Sr、P、Zr 和 Ti 等元素,总体上富集大离子亲石元素而亏损高场强元素(图6b、6d、6f). 板岩与大理岩的稀土元素总量平均值分别为 242×10^{-6} 和 7.41×10^{-6} , LREE/HREE 平均值分别为 8.41 和 10.3, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值分别为 9.77 和 15.6, δEu 平均值分别为 0.60 和 0.71. 两种岩石均显示出明显的轻、重稀土分馏作用及 Eu 的负异常,同时表现出大离子亲石元素的富集和高场强元素的亏损.

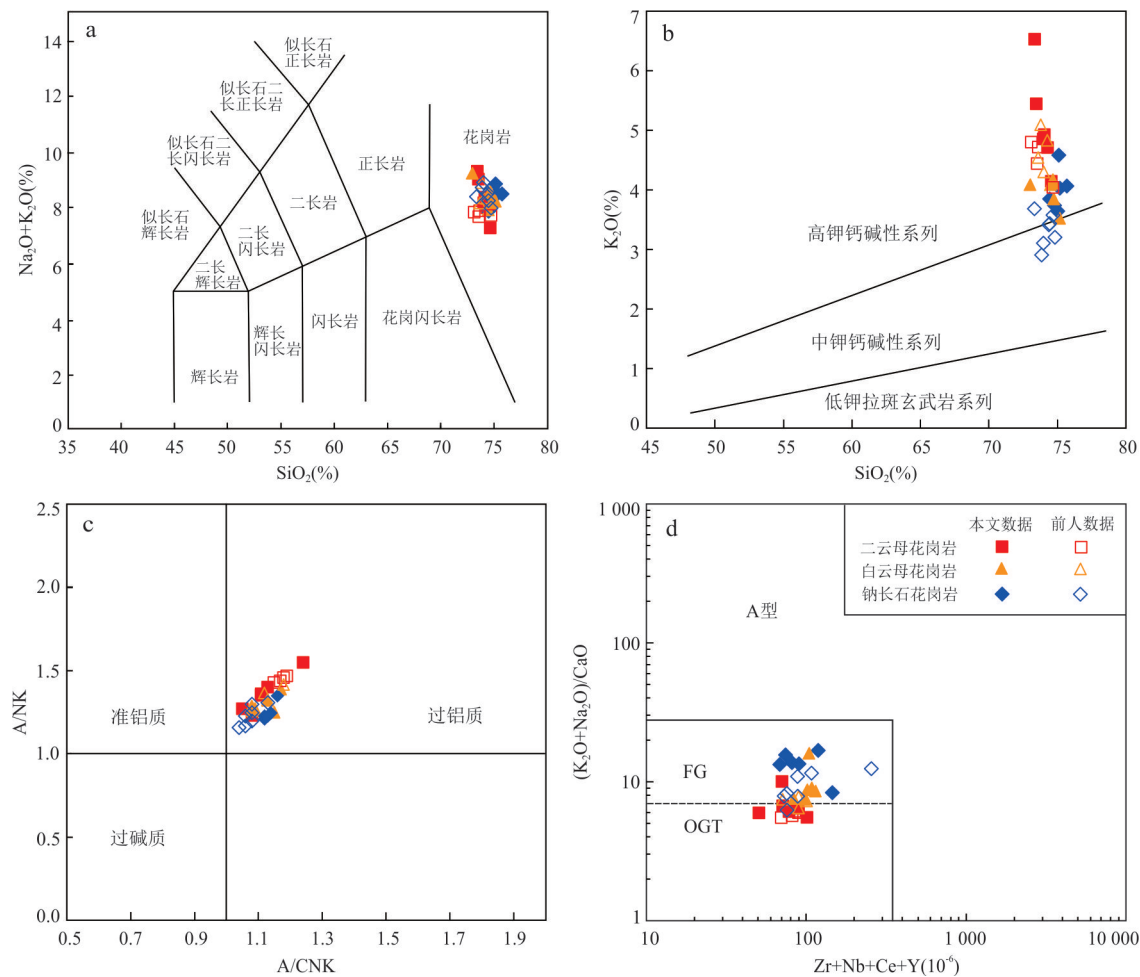


图 5 拉隆淡色花岗岩分类图解

Fig.5 Classification diagrams for leucogranites from the Lalong dome

a. TAS 分类图解 (底图据 Middlemost, 1994); b. K_2O-SiO_2 分类图解 (底图据 Peccerillo and Taylor, 1976); c. $A/NK-A/CNK$ 分类图解 (底图据 Maniar and Piccoli, 1989); d. $(K_2O+Na_2O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y)$ 图解 (底图据 Whalen *et al.*, 1987), FG. 分异的 I、S 和 M 型花岗岩, OGT. 未分异的 I、S 和 M 型花岗岩. 前人数据引自 Fu *et al.* (2023)

3.3 Sr-Nd 同位素组成

本次研究对所有样品共 22 件进行了全岩 Nd 同位素组成分析,但由于大部分岩石的 Rb/Sr 比值过高,因此仅对其中 Rb/Sr 比值较低的 6 件二云母花岗岩进行了 Sr 同位素分析,分析结果见附表 1 和图 7. 其中二云母花岗岩初始值计算到 23 Ma, 其同位素组成为: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.736\ 456\sim0.737\ 929$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i=0.511\ 977\sim0.511\ 990$, $\epsilon_{Nd}(t)=-12.3\sim-12.1$; 白云母花岗岩以 24 Ma 为结晶年龄计算,其 Nd 同位素组成为: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i=0.511\ 970\sim0.511\ 989$, $\epsilon_{Nd}(t)=-12.3\sim-12.1$; 钠长石花岗岩初始值计算到 22 Ma, 其 Nd 同位素组成为: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i=0.511\ 974\sim0.511\ 988$, $\epsilon_{Nd}(t)=-12.4\sim-12.1$. 围岩的初始值计算到 23 Ma, 其中板岩的 Nd 同位素

组成为: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i=0.511\ 743\sim0.511\ 836$, $\epsilon_{Nd}(t)=-16.9\sim-15.1$; 大理岩的 Nd 同位素组成为: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i=0.511\ 789\sim0.511\ 801$, $\epsilon_{Nd}(t)=-16.0\sim-15.8$. 淡色花岗岩的 Nd 同位素组成与围岩差异较大,因而其并非由围岩部分熔融形成.

4 讨论

4.1 淡色花岗岩的形成时代

关于喜马拉雅淡色花岗岩的形成时代,已有大量的研究并总结出了 3 个阶段,分别为始喜马拉雅阶段 (44~26 Ma)、新喜马拉雅阶段 (26~13 Ma)、后喜马拉雅阶段 (13~7 Ma) (吴福元等, 2015). 由于本次研究样品的锆石均发生了不同程度的蜕晶化,因而选择独居石对其进行定年,而独居石的 Th 含

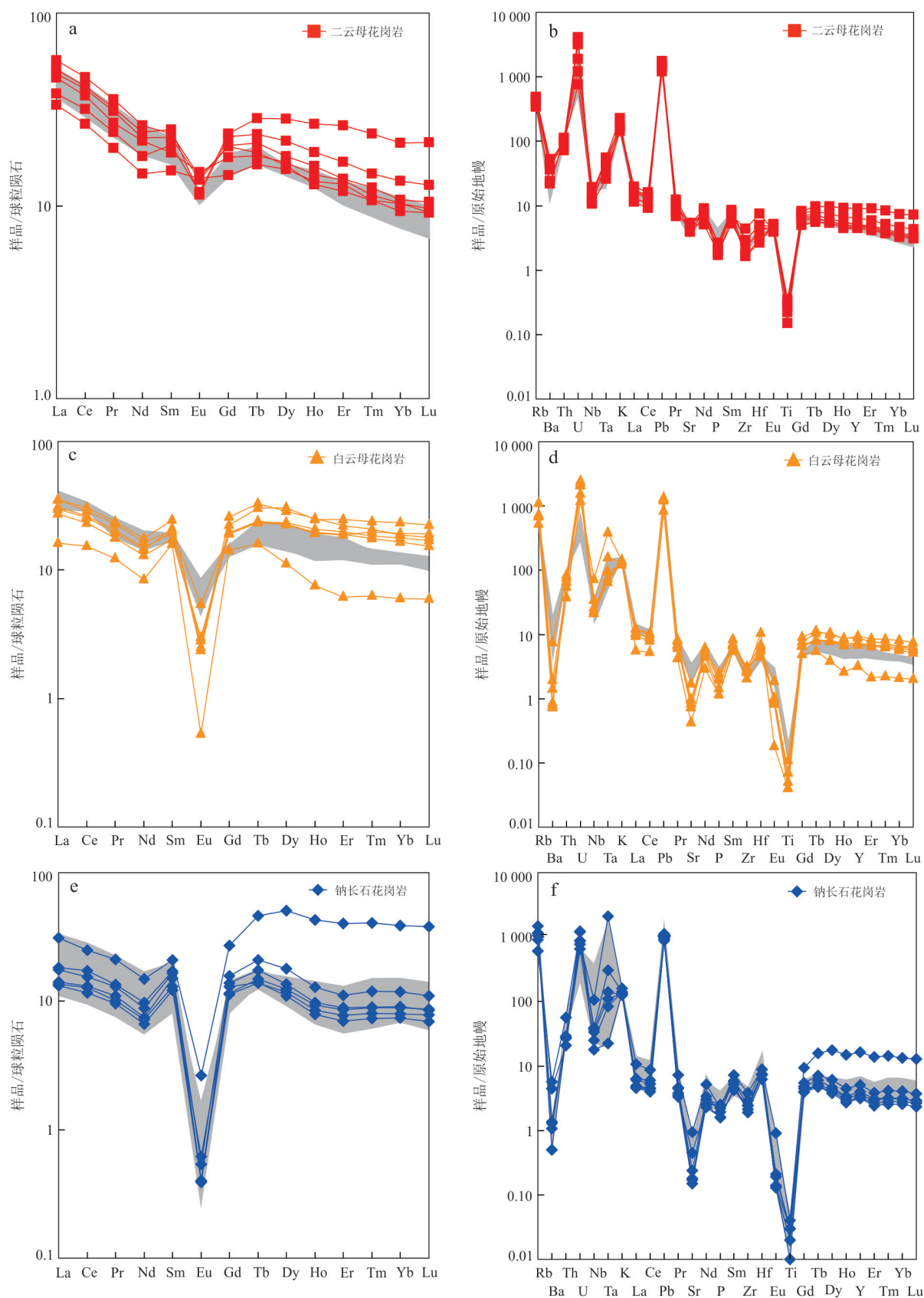


图6 拉隆淡色花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a、c、e)和微量元素原始地幔标准化配分图(b、d、f)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a, c, e) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b, d, f) for leucogranites in the Lalong dome

标准化值据 Sun and McDonough (1989); 阴影区数据引自 Fu *et al.* (2023)

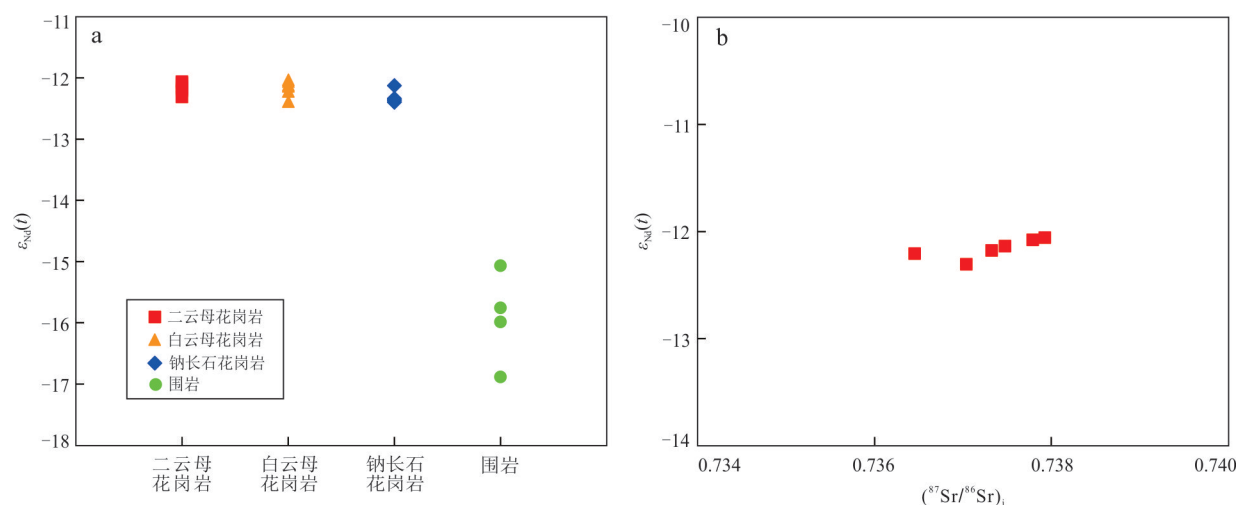


图7 拉隆淡色花岗岩与围岩的Sr-Nd同位素图解

Fig.7 Sr-Nd isotopic diagrams for leucogranites and their surrounding rocks from the Lalong dome

量过高会导致 ^{206}Pb 过剩从而使 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变大,因此对于独居石定年一般使用 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄(吴福元等,2015;胡方决等,2024)。

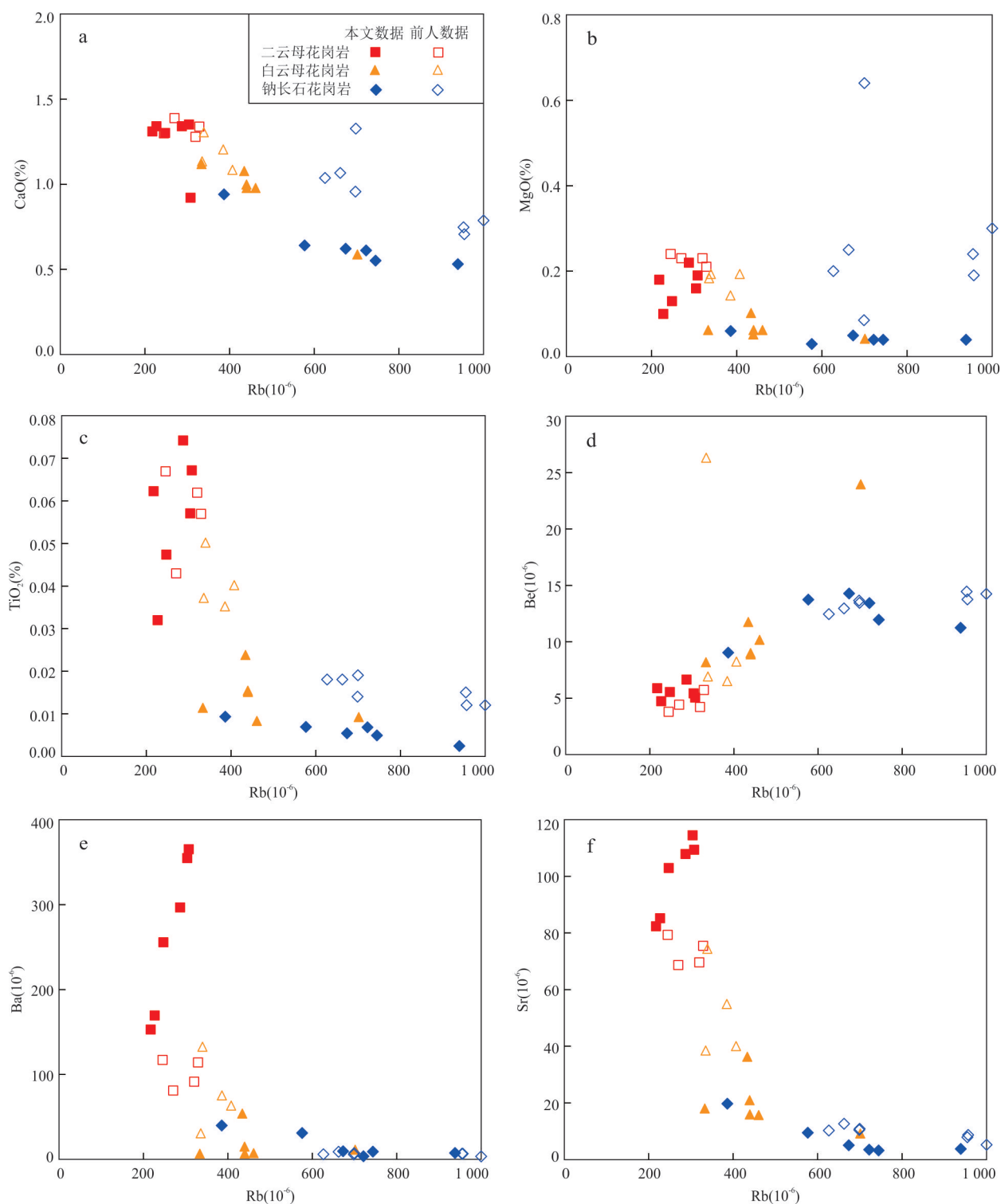
本次研究对二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩采用LA-ICPMS独居石U-Th-Pb定年方法,它们的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 加权平均年龄分别为 $(22.8\pm 0.2)\text{Ma}$ 、 $(23.5\pm 0.2)\text{Ma}$ 和 $(21.9\pm 0.2)\text{Ma}$ (图4)。Fu *et al.* (2023)研究得出拉隆二云母花岗岩和钠长石花岗岩的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 加权平均年龄分别为 $(23.6\pm 0.1)\text{Ma}$ 和 $(21.9\pm 0.1)\text{Ma}$ 。本文与前人的定年结果大致一致,因此数据具有可靠性,且从定年结果可以看出淡色花岗岩的形成时代为新喜马拉雅阶段,三种岩石的形成时代均较为接近,可看作是同一期次形成。

4.2 淡色花岗岩的分离结晶过程

拉隆淡色花岗岩总体具有高的 SiO_2 (73.0%~75.7%)、 Al_2O_3 (14.4%~15.8%)、 Na_2O (2.77%~5.07%)和 K_2O (3.50%~6.53%)含量,较低的 CaO 、 MgO 和 TiO_2 含量,铝饱和指数(A/CNK)为1.05~1.24,均表现出过铝质与高钾钙碱性特征,总体上高于未分异淡色花岗岩的 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 比值指示了淡色花岗岩可能为高分异淡色花岗岩(图5d)。实验岩石学表明,花岗质岩浆随着演化过程中挥发份的增加粘度会显著下降(Johannes and Holtz, 1996),由此推断拉隆淡色花岗岩可能是岩浆经历一定程度分离结晶的产物,而变化较小的 SiO_2 含量很可能是由于花岗质岩浆经分离结晶形成的堆晶岩具有与母岩浆相似的 SiO_2 含量。同时,三类淡色花岗岩具有极为接近的Nd同位素组成(图7a),这

表明它们具有相同的源区。从二云母花岗岩到白云母花岗岩再到钠长石花岗岩,其主微量元素均表现出连续性的升高或降低,其中Rb和Be含量随着岩石演化逐渐升高,而 CaO 、 MgO 、 TiO_2 及Sr、Ba含量则表现出不同程度的降低(图8),这指示淡色花岗岩可能为岩浆连续分离结晶的产物。

然而,由于拉隆淡色花岗岩是高分异淡色花岗岩,其某些地球化学特征可能发生变化,因此通过某些微量元素的比值来分析其岩浆结晶分异程度更为合理,如K/Rb、Nb/Ta、Zr/Hf和Y/Ho等(Halliday *et al.*, 1991; 吴福元等,2017)。淡色花岗岩的稀土元素总量较低,二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩的平均值分别为 66.5×10^{-6} 、 52.6×10^{-6} 和 37.1×10^{-6} ,其稀土元素含量在逐渐降低,这反映了花岗质岩浆分异过程中副矿物的分离作用,如独居石、磷钇矿和锆石等,这些副矿物对稀土元素是极度相容的(刘志超等,2020)。白云母花岗岩与钠长石花岗岩均显示出明显的四分组效应与Eu的负异常(图6),这指示了岩浆演化的后期发生了明显的结晶分异作用。随着岩石演化淡色花岗岩的K/Rb、Zr/Hf呈负相关趋势,而Y/Ho呈正相关趋势(图9),并且前人野外调查发现穹窿核部二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩由内向外依次呈现规律性的分带(付建刚等,2020),这进一步佐证了淡色花岗岩的形成是一个连续的过程。通过比较淡色花岗岩的Rb/Sr比值也可以发现,二云母花岗岩($\text{Rb}/\text{Sr}=2.41\sim 2.82$)到白云母花岗岩($\text{Rb}/\text{Sr}=12.1\sim 79.3$)到钠长石花岗岩($\text{Rb}/\text{Sr}=19.6\sim 249$),其Rb/Sr在

图8 拉隆淡色花岗岩 Harker 图解(前人数据引自 Fu *et al.*, 2023)Fig.8 Harker variation diagrams for the major and trace elements of the Lalong leucogranites (previous data after Fu *et al.*, 2023)

逐渐升高(图 10),这种异常高的 Rb/Sr 变化光靠富 Rb 的云母脱水熔融是达不到的,只能是岩浆高度结晶分异的结果(Harris and Inger, 1992),在岩浆演化晚期应还有长石类矿物发生了分离结晶。

为了更好地理解花岗岩质岩浆的分离结晶过

程,本文进行了微量元素的模拟,以 Rb、Sr 和 Ba 元素来评估其分离结晶程度,这是由于 Rb、Sr 和 Ba 含量在花岗岩中通常与长石、云母等主要矿物的分离结晶密切相关(Liu *et al.*, 2019),模拟数据与结果见表 2 和图 10.通过瑞利分馏方程进行模拟计算($C_{\text{melt}} = C_0 \times$

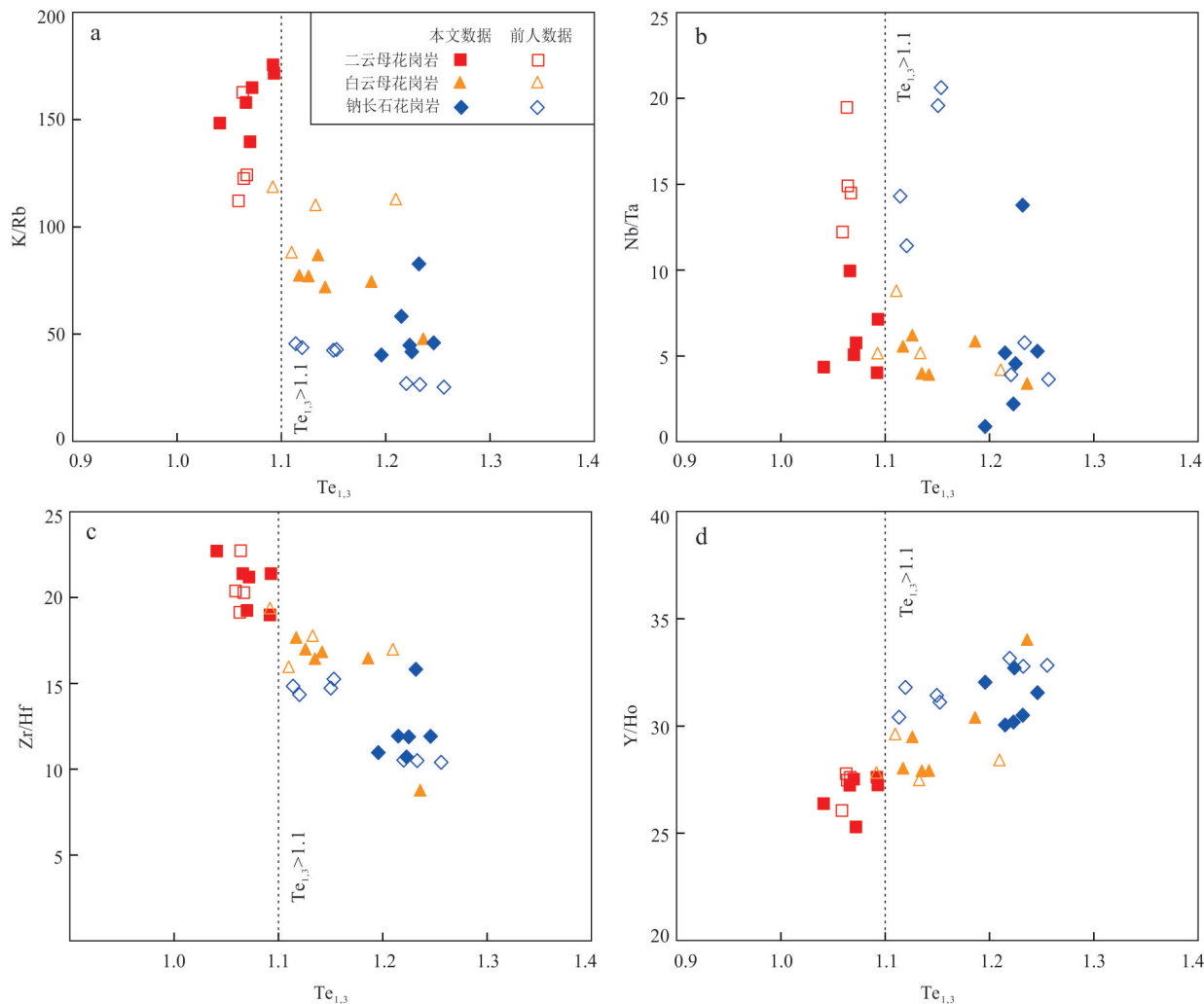


图 9 拉隆浅色花岗岩的 K/Rb、Nb/Ta、Zr/Hf 和 Y/Ho 比值以及与 $Te_{1,3}$ 相关关系特征图解(前人数据引自 Fu *et al.*, 2023)

Fig.9 Variation diagrams of K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf and Y/Ho vs. $Te_{1,3}$ for the Lalong leucogranites (previous data after Fu *et al.*, 2023)

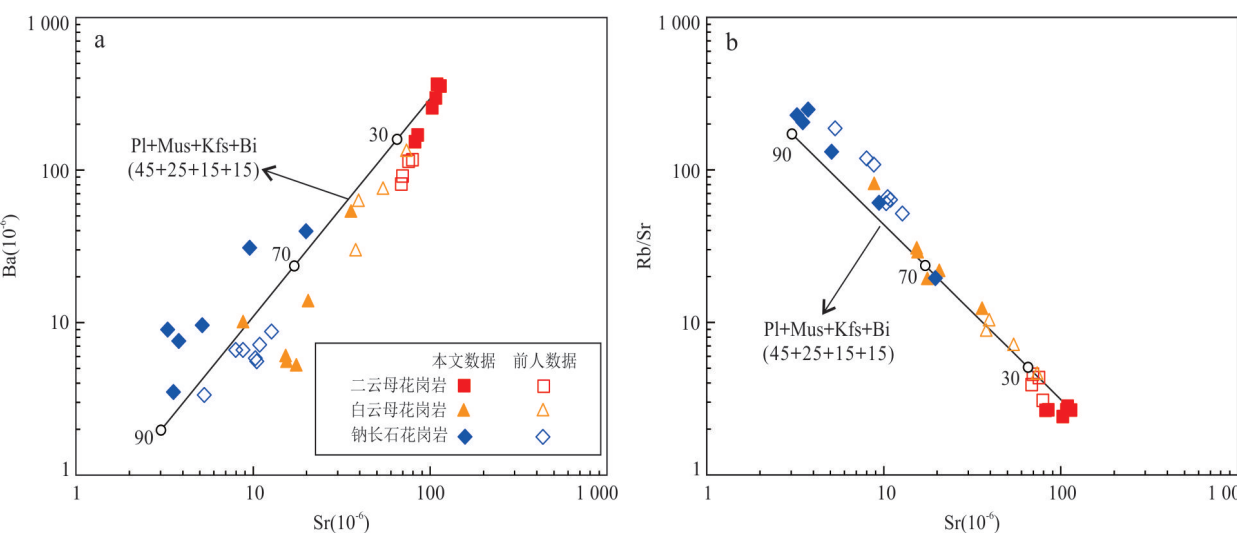


图 10 拉隆浅色花岗岩的 Ba 和 Rb/Sr 比值以及 Sr 相关关系图解

Fig.10 Variation diagrams of Ba and Rb/Sr vs. Sr for the Lalong leucogranites

长石分配系数数据 Rollinson, 1993; 云母分配系数数据 Icenhower and London, 1995; 前人数据引自 Fu *et al.*, 2023

表 2 瑞利分馏矿物分配系数与模拟数据
Table 2 Mineral partition coefficients and modeling data of Rayleigh fractionation

	矿物分配系数				模拟数据	
	斜长石	钾长石	黑云母	白云母	总分配系数 D	$C_0(10^{-6})$
Rb	0.041	0.34	2.00	1.60	0.77	304.34
Sr	4.40	3.87	0.04	0.05	2.58	114.41
Ba	0.308	6.12	8.00	4.00	3.26	354.89
分离结晶矿物比例(%)	45	15	15	25		

注:长石分配系数数据 Rollinson, 1993; 云母分配系数数据 Icenhower and London, 1995.

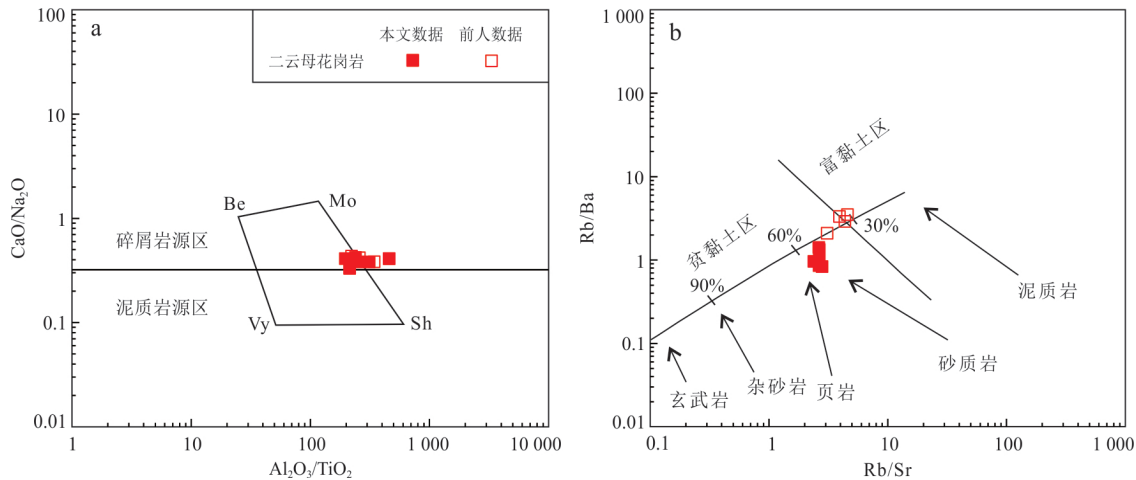


图 11 拉隆淡色花岗岩源区判别图解(底图据 Sylvester, 1998; 前人数据引自 Fu *et al.*, 2023)

Fig.11 Source zone discrimination diagrams of leucogranites from the Lalong dome (base map after Sylvester, 1998; previous data after Fu *et al.*, 2023)

F^{D-1} , 其中 D 为元素的分配系数, F 为残余熔体的质量百分数, C_0 为初始熔体的元素含量, C_{melt} 为分离结晶后残余熔体的元素含量), 当以演化程度最低的二云母花岗岩作为初始熔体时, 计算结果表明初始熔体分别经历 $\sim 70\%$ 和 $\sim 90\%$ 程度的分离结晶(以斜长石、钾长石、黑云母和白云母为主)可以形成白云母花岗岩和钠长石花岗岩. 在岩相学上, 二云母花岗岩富含黑、白云母, 而白云母花岗岩与钠长石花岗岩中黑云母含量减少, 这进一步证实了模拟的结果. 上述模拟计算结果得出, 花岗质岩浆的连续分离结晶过程并非由单一矿物所控制的, 而是多种矿物(以斜长石、钾长石、黑云母和白云母为主)共同作用的结果.

4.3 淡色花岗岩的岩浆源区

在 4.2 节中已经详细讨论过并得出拉隆淡色花岗岩可能为高分异淡色花岗岩, 它们一致的 Nd 同位素组成表明其源区相同, 且从二云母花岗岩到白云母花岗岩到钠长石花岗岩可

能是花岗质岩浆连续分离结晶的产物. 为了研究淡色花岗岩的岩浆源区, 选择分异程度最低的淡色花岗岩即二云母花岗岩进行讨论. 二云母花岗岩在岩相学上普遍可见富铝矿物白云母(图 2a、2b), 具有高硅、高钾、强过铝质、低镁等特征(图 5a~5c), 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素并且显示出 Eu 的负异常(图 6a、6b), 这些地球化学特征均显示出壳源部分熔融的特征(黄春梅等, 2018). 同时二云母花岗岩负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-12.3 \sim -12.1$) 也指示其来自地壳(Wang *et al.*, 2003), 由此推断拉隆二云母花岗岩可能为壳源高钾钙碱性过铝质 S 型花岗岩. 二云母花岗岩高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ($0.33 \sim 0.42$) 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($197 \sim 459$) 比值指示其源区以碎屑岩为主, Rb/Ba - Rb/Sr 特征也指示其可能来自贫黏土砂质岩区域(图 11). 二云母花岗岩不同于围岩的 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -16.9 \sim -15.1$) 表明了二云母花岗岩并非由围岩原地部分熔融形成, 而与高喜马拉雅结晶岩系一致的 Sr-Nd 同位素组成则表明其可能源于高喜马拉雅

结晶岩系变质杂砂岩的部分熔融(Wu *et al.*, 2020).

关于高喜马拉雅结晶岩系部分熔融的方式仍有不同的观点:一是云母脱水熔融形成(Harris *et al.*, 1993; Kellett *et al.*, 2009),另一种为水致熔融形成(Scailliet *et al.*, 1990; Gao and Zeng, 2014).前人已通过大量实验研究总结出这两类成因的淡色花岗岩的地球化学特征,通常水致白云母熔融形成的花岗岩具有变化较大的主量元素,几乎无负Eu异常或弱的负Eu异常,较高的Ba、Sr含量,较低的Rb含量、Rb/Sr比值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素组成,这是由于饱和水状态下,水致熔融需要更多斜长石参与反应,而斜长石是富Sr贫Rb的(曾令森和高利娥, 2017; 陶丽蓉等, 2024);而白云母脱水熔融形成的花岗岩则具有较为集中的主量元素,较为明显的负Eu异常,较低的Sr和Ba含量,并表现高Rb/Sr比以及高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,这是由于云母分解会释放大量的Rb(Harris and Inger, 1992; 曾令森和高利娥, 2017).但由于在淡色花岗岩的形成过程中很难有大量外来水的加入,张泽明等(2018)提出脱水熔融更可能是形成淡色花岗岩的主要方式.

拉隆二云母花岗岩的地球化学特征均与白云母脱水熔融形成的花岗岩相似,具有较为集中的主量元素($\text{SiO}_2=73.4\%\sim74.6\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3=14.4\%\sim14.9\%$ 、 $\text{CaO}=0.92\%\sim1.35\%$),较为明显的负Eu异常($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.48\sim0.94$),较高的Rb/Sr比值($\text{Rb}/\text{Sr}=2.41\sim2.82$)和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.738\,981\sim0.740\,595$)以及较低的 TiO_2 含量($0.03\%\sim0.07\%$).考虑到黑云母脱水熔融的温度比白云母高,也高于绝大多数高喜马拉雅岩系的变质温度(吴福元等, 2015),同时由于黑云母分解会释放大量的Ti(Liu *et al.*, 2014; 黄春梅等, 2018),因此二云母花岗岩可能源于高喜马拉雅结晶岩系变质杂砂岩中白云母的脱水熔融.但二云母花岗岩较低的Zr/Hf($\text{Zr}/\text{Hf}=19.0\sim22.7$)与Nb/Ta($\text{Nb}/\text{Ta}=4.01\sim9.93$,均值为6.03)比值指示其可能经历过岩浆低程度的分离结晶作用(Bau, 1996; Ballouard *et al.*, 2016; 刘志超等, 2020).综上所述,拉隆淡色花岗岩可能起源于高喜马拉雅结晶岩系变质杂砂岩中白云母的脱水熔融,并经历了不同程度的岩浆分离结晶作用.

4.4 藏南拆离系在淡色花岗岩形成过程中的作用

藏南拆离系(STDS)位于特提斯喜马拉雅与高喜马拉雅之间,作为世界上最大的拆离断层系统,

其沿喜马拉雅造山带近东西向延展,活动时间主要为25~15 Ma(吴福元等, 2015; 褚杨等, 2024; 刘小驰等, 2024),而拉隆淡色花岗岩的形成时代为22~23 Ma,与STDS的活动时间重合.早期的研究大多认为淡色花岗岩来自变沉积岩低程度的部分熔融,且由于花岗质岩浆的 SiO_2 含量高会导致其粘度高,因此认为淡色花岗岩并未经历岩浆的结晶分异作用(Harris *et al.*, 1986);但一系列实验岩石学表明,岩浆分异过程中随着 H_2O 、F、B和Li等挥发性元素的富集,岩浆的粘度会显著降低,为其结晶分异提供了可能(Dingwell *et al.*, 1992, 1993; Johannes and Holtz, 1996; 吴福元等, 2017).

关于淡色花岗岩部分熔融的热源,早期研究大多指向主中央逆冲断裂(MCT)的摩擦剪切热(Le Fort, 1981),但淡色花岗岩的形成过程是复杂的,光靠摩擦剪切热并不能形成如此大规模的淡色花岗岩带(石耀霖和王其允, 1997),因而更多研究支持淡色花岗岩的形成与STDS引起的减压条件有关(Guillot and Le Fort, 1995; 吴福元等, 2015, 2017).通常位于STDS区域内的淡色花岗岩的演化程度较高并发生了很多稀有金属矿化的现象(李光明等, 2017; 吴福元等, 2021),这很可能是由于岩浆随着高喜马拉雅变质岩系的折返而侵位到STDS中,这加大了岩浆运移的距离,从而给岩浆的结晶分异提供了时间与空间(吴福元等, 2017).

尽管拉隆穹窿距离藏南拆离系约40 km,但藏南拆离系可能存在次级构造和后期构造等,这些叠加影响可能控制了拉隆淡色花岗岩的形成.考虑到拉隆淡色花岗岩与STDS密切的时空关系,推测STDS的伸展下滑可能为淡色花岗岩创造了减压条件并触发了源区的部分熔融,而岩浆的长距离运移则导致淡色花岗岩发生了流动分异.

5 结论

(1)拉隆核部由内而外,依次出露二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩,形成时代均为新喜马拉雅阶段, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 加权平均年龄分别为 $(22.8\pm0.2)\text{Ma}$ 、 $(23.5\pm0.2)\text{Ma}$ 和 $(21.9\pm0.2)\text{Ma}$,为同一期次形成.

(2)拉隆二云母花岗岩到白云母花岗岩到钠长石花岗岩可能是岩浆连续分离结晶的产物.Rb-Sr-Ba微量元素模拟计算表明,以二云母花岗岩为初始熔体时分别经历~70%和~90%程度的

分离结晶(以斜长石、钾长石、黑云母和白云母为主)可以形成白云母花岗岩和钠长石花岗岩。

(3)拉隆淡色花岗岩可能起源于高喜马拉雅结晶岩系变质杂砂岩中白云母的脱水熔融,并经历了不同程度的岩浆分离结晶作用。

致谢:衷心感谢编辑部老师和审稿专家对本文提出的宝贵修改意见和指导以及东华理工大学耿显雷副研究员、陈露助理研究员、贡云云博士和梁正伟博士在室内分析测试和论文撰写过程中提供的无私帮助!

附表见<https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.049>。

References

- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., et al., 2016. Nb-Ta Fractionation in Peraluminous Granites: A Marker of the Magmatic-Hydrothermal Transition. *Geology*, 44(3): 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>
- Bau, M., 1996. Controls on the Fractionation of Isovalent Trace Elements in Magmatic and Aqueous Systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and Lanthanide Tetrad Effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>
- Burg, J. P., Chen, G. M., 1984. Tectonics and Structural Zonation of Southern Tibet, China. *Nature*, 311(5983): 219–223. <https://doi.org/10.1038/311219a0>
- Cao, H. W., Li, G. M., Zhang, L. K., et al., 2022. Genesis of Himalayan Leucogranite and Its Potentiality of Rare-Metal Mineralization. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 42(2): 189–211 (in Chinese with English abstract).
- Chu, Y., Guo, Y. L., Liu, T. J., et al., 2024. South Tibetan Detachment System Activity and Leucogranite Emplacement: Insights from the Shisha Pangma Regions. *Acta Petrologica Sinica*, 40(5): 1461–1474 (in Chinese with English abstract).
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb, S. L., 1993. The Effect of P_2O_5 on the Viscosity of Haplogranitic Liquid. *European Journal of Mineralogy*, 5(1): 133–140. <https://doi.org/10.1127/ejm/5/1/0133>
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb, S. L., et al., 1992. The Effect of B_2O_3 on the Viscosity of Haplogranitic Liquids. *American Mineralogist*, 77(5–6): 457–461.
- Fu, J. G., Li, G. M., Dong, S. L., et al., 2020. Identification and Its Significances of the Lalong Be-Nb-Ta-Bearing Albite Granite in the Northern Himalaya, Tibet. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 40(2): 91–103 (in Chinese with English abstract).
- Fu, J. G., Li, G. M., Wang, G. H., et al., 2021. Geological Characteristics and Metallogenic Types of Be-Nb-Ta Rare Metals in the Lalong Dome, Southern Tibet, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 45(5): 913–933 (in Chinese with English abstract).
- Fu, J. G., Li, G. M., Wang, G. H., et al., 2023. Geochemical Evidence for Genesis of Nb-Ta-Be Rare Metal Mineralization in Highly Fractionated Leucogranites at the Lalong Dome, Tethyan Himalaya, China. *Minerals*, 13(11): 1456. <https://doi.org/10.3390/min13111456>
- Gao, L. E., Zeng, L. S., 2014. Fluxed Melting of Metapelite and the Formation of Miocene High-CaO Two-Mica Granites in the Malashan Gneiss Dome, Southern Tibet. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130: 136–155. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.003>
- Gao, L. E., Zeng, L. S., Asimow, P. D., 2017. Contrasting Geochemical Signatures of Fluid-Absent versus Fluid-Fluxed Melting of Muscovite in Metasedimentary Sources: The Himalayan Leucogranites. *Geology*, 45(1): 39–42. <https://doi.org/10.1130/G38336.1>
- Gonçalves, G. O., Lana, C., Scholz, R., et al., 2016. An Assessment of Monazite from the Itambé Pegmatite District for Use as U-Pb Isotope Reference Material for Microanalysis and Implications for the Origin of the “Moacyr” Monazite. *Chemical Geology*, 424: 30–50. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.019>
- Gonçalves, G. O., Lana, C., Scholz, R., et al., 2018. The Diamantina Monazite: A New Low-Th Reference Material for Microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 42(1): 25–47. <https://doi.org/10.1111/ggr.12192>
- Guillot, S., Le Fort, P., 1995. Geochemical Constraints on the Bimodal Origin of High Himalayan Leucogranites. *Lithos*, 35(3–4): 221–234. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)00052-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)00052-4)
- Halliday, A. N., Davidson, J. P., Hildreth, W., et al., 1991. Modelling the Petrogenesis of High Rb/Sr Silicic Magmas. *Chemical Geology*, 92(1–3): 107–114. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90051-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90051-R)
- Harris, N. B. W., Inger, S., 1992. Trace Element Modelling of Pelite-Derived Granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1): 46–56. <https://doi.org/10.1007/BF00310881>
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1): 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>

- Harris, N., Massey, J., 1994. Decompression and Anatexis of Himalayan Metapelites. *Tectonics*, 13(6): 1537—1546. <https://doi.org/10.1029/94TC01611>
- Harris, N., Massey, J., Inger, S., 1993. The Role of Fluids in the Formation of High Himalayan Leucogranites. *Geological Society, London, Special Publications*, 74(1): 391—400. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.074.01.26>
- Hou, Z. Q., Mo, X. X., Yang, Z. M., et al., 2006. Metallogenesis in the Collisional Orogen of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic Setting, Tempo-Spatial Distribution and Ore Deposit Types. *Geology in China*, 33(2): 340—351 (in Chinese with English abstract).
- Hu, F. Y., Pu, H. L., Guo, Z., et al., 2024. Discovery of the Gangbu Spodumene-Bearing Pegmatite in the Shisha Pangma Region and Its Geological Significance. *Acta Petrologica Sinica*, 40(5): 1489—1509 (in Chinese with English abstract).
- Huang, C. M., Li, G. M., Zhang, Z., et al., 2018. Petrogenesis of the Cuonadong Leucogranite in South Tibet: Constraints from Bulk-Rock Geochemistry and Zircon U-Pb Dating. *Earth Science Frontiers*, 25(6): 182—195 (in Chinese with English abstract).
- Huang, Y., Fu, J. G., Li, G. M., et al., 2019. Determination of Lalong Dome in South Tibet and New Discovery of Rare Metal Mineralization. *Earth Science*, 44(7): 2197—2206 (in Chinese with English abstract).
- Icenhower, J., London, D., 1995. An Experimental Study of Element Partitioning among Biotite, Muscovite, and Coexisting Peraluminous Silicic Melt at 200 MPa (H₂O). *American Mineralogist*, 80(11—12): 1229—1251. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1213>
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3>
- Kellett, D. A., Grujic, D., Erdmann, S., 2009. Miocene Structural Reorganization of the South Tibetan Detachment, Eastern Himalaya: Implications for Continental Collision. *Lithosphere*, 1(5): 259—281. <https://doi.org/10.1130/l56.1>
- King, J., Harris, N., Argles, T., et al., 2011. Contribution of Crustal Anatexis to the Tectonic Evolution of Indian Crust beneath Southern Tibet. *GSA Bulletin*, 123(1—2): 218—239. <https://doi.org/10.1130/B30085.1>
- Langille, J., Lee, J., Hacker, B., et al., 2010. Middle Crustal Ductile Deformation Patterns in Southern Tibet: Insights from Vorticity Studies in Mabja Dome. *Journal of Structural Geology*, 32(1): 70—85. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.009>
- Le Fort, P., 1981. Manaslu Leucogranite: A Collision Signature of the Himalaya: A Model for Its Genesis and Emplacement. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11): 10545—10568. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10545>
- Li, G. M., Zhang, L. K., Jiao, Y. J., et al., 2017. First Discovery and Implications of Cuonadong Superlarge Be-W-Sn Polymetallic Deposit in Himalayan Metallogenic Belt, Southern Tibet. *Mineral Deposits*, 36(4): 1003—1008 (in Chinese with English abstract).
- Liu, X. C., Yang, L., He, S. X., et al., 2024. A Preliminary Study on Petrogenesis of the Shisha Pangma Leucogranites. *Acta Petrologica Sinica*, 40(5): 1446—1460 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257(1—2): 34—43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004>
- Liu, Z. C., Wu, F. Y., Ji, W. Q., et al., 2014. Petrogenesis of the Ramba Leucogranite in the Tethyan Himalaya and Constraints on the Channel Flow Model. *Lithos*, 208: 118—136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.022>
- Liu, Z. C., Wu, F. Y., Liu, X. C., et al., 2019. Mineralogical Evidence for Fractionation Processes in the Himalayan Leucogranites of the Ramba Dome, Southern Tibet. *Lithos*, 340: 71—86. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.05.004>
- Liu, Z. C., Wu, F. Y., Liu, X. C., et al., 2020. The Mechanisms of Fractional Crystallization for the Himalayan Leucogranites. *Acta Petrologica Sinica*, 36(12): 3551—3571 (in Chinese with English abstract).
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635—643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, 37(3—4): 215—224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63—81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Ren, C. M., Zheng, Y. C., Li, X., et al., 2024. Characteristics and Geological Significance of Late Miocene Skarn-

- Type Tungsten Mineralization in Ramba, Southern Tibet. *Earth Science*, 49(10): 3610—3628 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *British Library Cataloguing-in-Publication Data*, 1—352. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Scaillet, B., France - Lanord, C., Le Fort, P., 1990. Badrinath-Gangotri Plutons (Garhwal, India): Petrological and Geochemical Evidence for Fractionation Processes in a High Himalayan Leucogranite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1—2): 163—188. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90017-A](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90017-A)
- Shi, Y. L., Wang, Q. Y., 1997. Thermal Modeling of the Formation of Leucogranites in the Higher Himalaya. *Chinese Journal of Geophysics*, 40(5): 667—676 (in Chinese with English abstract).
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, P. J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos*, 45(1—4): 29—44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- Tao, L. R., Cao, S. Y., Li, W. Y., et al., 2024. Evolution Characteristics and Rheological Significance of Dehydration Melting and Water-Fluxed Melting in Deep Continental Crust. *Earth Science*, 49(6): 2001—2023 (in Chinese with English abstract).
- Thiede, R. C., Arrowsmith, J. R., Bookhagen, B., et al., 2006. Dome Formation and Extension in the Tethyan Himalaya, Leo Pargil, Northwest India. *GSA Bulletin*, 118(5—6): 635—650. <https://doi.org/10.1130/B25872.1>
- Wang, R. C., Wu, F. Y., Xie, L., et al., 2017. A Preliminary Study of Rare-Metal Mineralization in the Himalayan Leucogranite Belts, South Tibet. *Scientia Sinica Terrae*, 47(8): 871—880 (in Chinese).
- Wang, Y. J., Fan, W. M., Guo, F., 2003. Geochemistry of Early Mesozoic Potassium-Rich Diorites-Granodiorites in Southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and Tectonic Implications. *Geochemical Journal*, 37(4): 427—448. <https://doi.org/10.2343/geochemj.37.427>
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407—419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Wu, F. Y., Liu, X. C., Ji, W. Q., et al., 2017. Highly Fractionated Granites: Recognition and Research. *Scientia Sinica Terrae*, 47(7): 745—765 (in Chinese).
- Wu, F. Y., Liu, X. C., Liu, Z. C., et al., 2020. Highly Fractionated Himalayan Leucogranites and Associated Rare - Metal Mineralization. *Lithos*, 352: 105319. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105319>
- Wu, F. Y., Liu, Z. C., Liu, X. C., et al., 2015. Himalayan Leucogranite: Petrogenesis and Implications to Orogenesis and Plateau Uplift. *Acta Petrologica Sinica*, 31(1): 1—36 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Wang, R. C., Liu, X. C., et al., 2021. New Breakthroughs in the Studies of Himalayan Rare-Metal Mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 37(11): 3261—3276 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, L. S., Gao, L. E., 2017. Cenozoic Crustal Anatexis and the Leucogranites in the Himalayan Collisional Orogenic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1420—1444 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, L. S., Gao, L. E., Xie, K. J., et al., 2011. Mid-Eocene High Sr/Y Granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting Thickened Lower Continental Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3—4): 251—266. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.005>
- Zhang, Z. M., Kang, D. Y., Ding, H. X., et al., 2018. Partial Melting of Himalayan Orogen and Formation Mechanism of Leucogranites. *Earth Science*, 43(1): 82—98 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, J. X., Qin, K. Z., He, C. T., et al., 2024. Geological Features and Ore-Forming Mechanism of the Qiongjiagang Super-Large Pegmatite Lithium Deposit in Himalaya, China. *Acta Petrologica Sinica*, 40(9): 2664—2678 (in Chinese with English abstract).

中文参考文献

- 曹华文, 李光明, 张林奎, 等, 2022. 喜马拉雅淡色花岗岩成因与稀有金属成矿潜力. 沉积与特提斯地质, 42(2): 189—211.
- 褚杨, 郭宜琳, 刘谭杰, 等, 2024. 藏南拆离系活动与淡色花岗岩就位——以希夏邦马峰地区为例. 岩石学报, 40(5): 1461—1474.
- 付建刚, 李光明, 董随亮, 等, 2020. 西藏北喜马拉雅拉隆穹隆含 Be、Nb、Ta 钠长石花岗岩的识别及意义. 沉积与特提斯地质, 40(2): 91—103.
- 付建刚, 李光明, 王根厚, 等, 2021. 西藏拉隆穹窿地质特征和 Be-Nb-Ta 稀有金属矿化的厘定及其战略意义. 大地

- 构造与成矿学, 45(5): 913—933.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 等, 2006. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型. 中国地质, 33(2): 340—351.
- 胡方决, 蒲浩澜, 郭钊, 等, 2024. 希夏邦马峰地区岗布锂辉石伟晶岩的发现及其指示意义. 岩石学报, 40(5): 1489—1509.
- 黄春梅, 李光明, 张志, 等, 2018. 藏南错那洞淡色花岗岩成因: 来自全岩地球化学和锆石 U-Pb 年龄的约束. 地学前缘, 25(6): 182—195.
- 黄勇, 付建刚, 李光明, 等, 2019. 藏南拉隆穹窿的厘定及其稀有多金属成矿作用新发现. 地球科学, 44(7): 2197—2206.
- 李光明, 张林奎, 焦彦杰, 等, 2017. 西藏喜马拉雅成矿带错那洞超大型铍锡钨多金属矿床的发现及意义. 矿床地质, 36(4): 1003—1008.
- 刘小驰, 杨雷, 何少雄, 等, 2024. 希夏邦马峰淡色花岗岩岩石成因初步研究. 岩石学报, 40(5): 1446—1460.
- 刘志超, 吴福元, 刘小驰, 等, 2020. 喜马拉雅淡色花岗岩结晶分异机制概述. 岩石学报, 36(12): 3551—3571.
- 任春萌, 郑远川, 李鑫, 等, 2024. 藏南然巴晚中新世矽卡岩型钨矿化特征及地质意义. 地球科学, 49(10): 3610—3628.
- 石耀霖, 王其允, 1997. 高喜马拉雅淡色花岗岩形成的热模拟. 地球物理学报, 40(5): 667—676.
- 陶丽蓉, 曹淑云, 李文元, 等, 2024. 大陆深部地壳脱水熔融与水致熔融的演化特征及其流变学意义. 地球科学, 49(6): 2001—2023.
- 王汝成, 吴福元, 谢磊, 等, 2017. 藏南喜马拉雅淡色花岗岩稀有金属成矿作用初步研究. 中国科学: 地球科学, 47(8): 871—880.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等, 2017. 高分异花岗岩的识别与研究. 中国科学: 地球科学, 47(7): 745—765.
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰, 等, 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 31(1): 1—36.
- 吴福元, 王汝成, 刘小驰, 等, 2021. 喜马拉雅稀有金属成矿作用研究的新突破. 岩石学报, 37(11): 3261—3276.
- 曾令森, 高利娥, 2017. 喜马拉雅碰撞造山带新生代地壳深熔作用与淡色花岗岩. 岩石学报, 33(5): 1420—1444.
- 张泽明, 康东艳, 丁慧霞, 等, 2018. 喜马拉雅造山带的部分熔融与淡色花岗岩成因机制. 地球科学, 43(1): 82—98.
- 赵俊兴, 秦克章, 何畅通, 等, 2024. 喜马拉雅琼嘉岗伟晶岩型锂矿成矿地质特征和形成机制. 岩石学报, 40(9): 2664—2678.