

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.034>



拉萨地体西段达若地区古新世花岗斑岩成因:锆石U-Pb年代学、岩石地球化学和Sr-Nd-Pb-Hf同位素的约束

李洪梁^{1,2}, 李光明^{1,2*}, 刘洪², 黄瀚霄², 曹华文², 代作文^{1,2}

1. 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059

2. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川成都, 610081

摘要: 前人对林子宗群典中组火山岩的成因研究较为深入, 却忽略了侵位于其中的大量花岗斑岩. 在野外地质调查的基础上, 对拉萨地体西段达若地区花岗斑岩进行了年代学、岩石地球化学和Sr-Nd-Pb-Hf同位素研究. 结果显示, 2件花岗斑岩的成岩年龄分别为 61.9 ± 0.3 Ma (MSWD=0.17) 和 61.1 ± 0.6 Ma (MSWD=0.69), 为古新世岩浆活动的产物; 岩石中未见角闪石及富铝矿物, 属高钾钙碱性—钾玄岩系列, 具有高 SiO_2 (76.16%~82.78%, 平均为 78.28%)、高碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4.16\% \sim 6.93\%$, 平均为 6.09%)、低 CaO (0.11%~0.16%, 平均为 0.14%) 和 P_2O_5 (0.02%~0.04%, 平均为 0.03%) 的特点, 富集 Rb、Th、K 和 LREE, 亏损 Ba、Nb、Sr、P、Ti 和 HREE, 轻、重稀土元素分馏强烈, 负 Eu 异常显著, 属强过铝质的高分异 I 型花岗岩. 岩石富含放射成因 Pb, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 值分别为 38.737~38.944、15.661~15.682 和 18.079~18.624, 且具有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.722 739~0.744 497)、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-6.82 \sim -6.67$), 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($-4.97 \sim -1.54$) 为较为分散而低弱的负值, Hf 同位素二阶段亏损地幔模式年龄 ($T_{\text{DM}2}$) 介于 1 083~1 273 Ma, Nd-Hf 同位素之间发生了一定程度的解耦. 综合研究表明, 达若花岗斑岩形成于印度—欧亚大陆主碰撞板块汇聚 (65~41 Ma) 的早阶段, 主要为滞后的俯冲新特提斯洋壳与地幔岩石相互作用形成的母岩浆底侵于拉萨地体古老地壳之下致使其重熔, 并与少部分幔源岩浆混合之后, 经高程度的结晶分异作用形成.

关键词: Sr-Nd-Pb-Hf 同位素; 地球化学; 锆石 U-Pb 定年; 岩石成因; 花岗斑岩; 典中组; 拉萨地体.

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2019)07-2275-20

收稿日期: 2018-12-26

Petrogenesis of Paleocene Granite Porphyry of Daruo Area in Western Lhasa Block, Tibet: Constraints from Geochemistry, Zircon U-Pb Chronology and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes

Li Hongliang^{1,2}, Li Guangming^{1,2*}, Liu Hong², Huang Hanxiao², Cao Huawen², Dai Zuowen^{1,2}

1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

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

Abstract: The genesis of volcanic rocks in Dianzhong Formation of Linzizong Group has been deeply studied, but a large number of granitic porphyry emplaced has been neglected. Based on the field geological survey, the chronology, petrogeochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of granitic porphyry of Daruo area in the western Lhasa block were studied. The results show that the

基金项目: 中国地质调查局项目 (No. DD20160015); 国家重点研发计划项目 (Nos. 2016YFC0600308, 2018YFC0604103).

作者简介: 李洪梁 (1990—), 男, 博士研究生, 主要从事青藏高原地质矿产勘查评价研究. ORCID: 0000-0002-2514-9368.

E-mail: siliang2222@126.com

* 通讯作者: 李光明, ORCID: 0000-0003-3383-3693. E-mail: li-guangming@163.com

引用格式: 李洪梁, 李光明, 刘洪, 等, 2019. 拉萨地体西段达若地区古新世花岗斑岩成因: 锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素的约束. 地球科学, 44(7): 2275-2294.

diagenetic ages of the two granitic porphyry samples are 61.9 ± 0.3 Ma (MSWD=0.17) and 61.1 ± 0.6 Ma (MSWD=0.69), respectively, indicating that they are products of Paleocene magmatic activities. Hornblende and aluminum-rich minerals are not found in the rocks, indicating they belong to the series of high potassium calc-potassium basaltic rocks, which are characterized by high SiO_2 (76.16%–82.78%, average 78.28%), high alkali ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ = 4.16%–6.93%, average 6.09 %), low CaO (0.11%–0.16%, average 0.14%) and P_2O_5 (0.02%–0.04%, average 0.03%). It is enriched in Rb, Th, K and LREE, and depleted in Ba, Nb, Sr, P, Ti and HREE. LREE and HREE have strong fractionation, and the negative Eu is very significant. These characteristics indicate that it belongs to weakly peraluminous and highly fractionated I-type granites. Daruo granite porphyry is rich in radiogenic Pb, and the values of $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ are 38.737–38.944, 15.661–15.682 and 18.079–18.624, respectively. Meanwhile, the granite porphyry has high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ value (0.722 739–0.744 497) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (–6.82––6.67), the $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of zircon are only weakly and diffusely negative, and T_{DM2} is between 1 083 and 1 273 Ma, which means that there is a certain degree of decoupling between Nd-Hf isotopes. According to the comprehensive study, Daruo granite porphyry was formed in the early stage of the main collision convergence of the India-Eurasia plate (65–41 Ma), and the parent magma, formed by the interaction of the hysteretic subduction Neo-Tethys oceanic crust and mantle rocks, underplated beneath the ancient crust of Lhasa block, causing it to remelt and mix with a small part of mantle magma, then the granite porphyry was generated after a high degree of crystallization differentiation.

Key words: Sr-Nd-Pb-Hf isotope; geochemistry; zircon U-Pb dating; petrogenesis; granite porphyry; Dianzhong Formation; Lhasa block.

拉萨地体(LS),又称冈底斯—念青唐古拉地体,呈近东西向展布于班公湖—怒江缝合带(BNS)与雅鲁藏布江缝合带(IYS)之间(潘桂棠等,2009),带内分布广泛的中—新生代岩浆岩记录了古、新特提斯洋俯冲和印度—欧亚大陆碰撞造山过程的重要地质信息,被认为是揭示俯冲—碰撞机制以及新生代青藏高原隆升的“岩石探针”(Mo *et al.*, 2007, 2008; Lee *et al.*, 2009),因而受到了地学界的广泛关注.通常认为,拉萨地体以狮泉河—纳木错蛇绿岩带(SNF)和洛巴堆—米拉山(LMF)为界,自北向南可划分为北拉萨微地体(NL)、中拉萨微地体(CL,包括龙格尔—工布江达复合岩浆带)和南拉萨微地体(SL)(朱弟成等,2012).其中,北拉萨微地体(NL)以新生地壳为主,在安多地区可能存在前寒武纪结晶基底,主要由中生代火山沉积岩和侵入岩组成;受古特提斯洋闭合的影响,在晚白垩世—古新世期间,北拉萨微地体(NL)地壳缩短量超过50%(Guynn *et al.*, 2006);中拉萨微地体(CL)起源于澳大利亚大陆北缘(Zhu *et al.*, 2011, 2013; 朱弟成等, 2012),为具有元古代甚至太古代古老结晶基底的条带状古老微陆块,主要发育中生界火山沉积地层,岩性以酸性火山岩和火山碎屑岩为主,含少量侵入岩(朱弟成等,2012);南拉萨微地体(SL)也以新生地壳为主(Zhu *et al.*, 2011),局部地区可能存在元古代结晶基底,如最近几年报道的朱诺地区(张丽等,2016),主要由侏罗纪—早白垩世沉积地层、晚白垩世—始新世林子宗群中酸性火山岩和新

生界花岗岩为主,其地壳在新特提斯洋闭合过程中经历了超过40%的缩短量(He *et al.*, 2007).已有研究表明,中二叠世澳大利亚大陆北缘与拉萨地体的碰撞作用导致的古特提斯洋壳南向俯冲,以及晚二叠世—晚三叠世新特提斯洋开启后形成的弧后盆地,在经历侏罗纪—白垩纪期间的两次北向俯冲之后,促使印度—欧亚大陆在晚白垩世—古新世发生陆陆碰撞造山作用,是拉萨地体发育如此大规模的中、新生代岩浆活动的直接诱因(Zhu *et al.*, 2011, 2013; 朱弟成等,2012).

作为拉萨地体中、新生代岩浆活动的重要产物,林子宗群西起狮泉河,东至拉萨地区,延伸长度超过1 500 km(图1),厚度大于5 000 m,主要由一套中酸性火山岩组成,底部含少量中酸性岩脉,与下伏上白垩统设兴组或更老的地层呈角度不整合接触(董国臣等,2005; Zhou *et al.*, 2004).自下而上,林子宗群可分为典中组、年波组和帕那组,具有从钙碱性的陆缘弧火山岩向钙碱—高钾钙碱性的陆缘弧—陆内火山岩、高钾钙碱性—钾玄岩系列的板内火山岩过渡的地球化学特征(Mo *et al.*, 2007, 2008; Lee *et al.*, 2009);年代学研究表明,典中组火山岩成岩年龄集中在69~60 Ma;最近,李勇等(2018)在查孜地区典中组底部获得了 70.7 ± 1.4 Ma的锆石U-Pb年龄,是目前所获得的最老的年龄;年波组年龄为59.0~52.6 Ma,帕那组为52~40 Ma(董国臣等,2002, 2005; Zhu *et al.*, 2015).这些特征表明,林子宗群火山岩是对新特提斯洋壳的北向俯冲

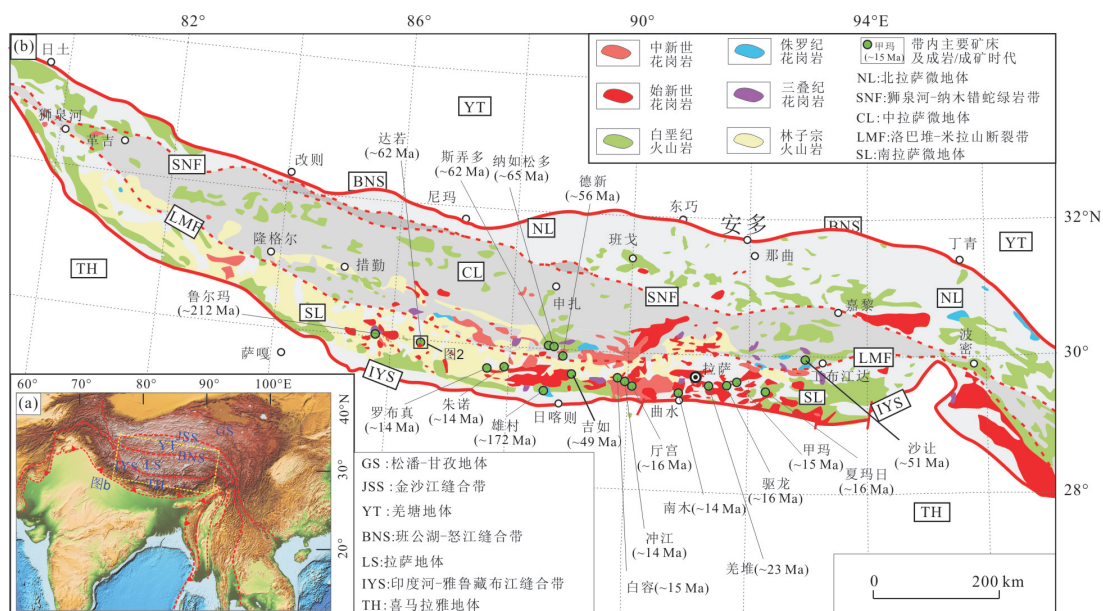


图1 拉萨地体构造单元划分简图

Fig. 1 Schematic diagram of structural unit division in Gangdese belt

Liu et al. (2018)

以及印度—欧亚大陆碰撞造山作用的响应。

随着对林子宗群火山岩基础地质研究的不断深入,前人近年来在矿产勘查方面也取得了可喜的成绩,陆续在该套火山岩中发现了斯弄多银铅锌矿床(唐菊兴等,2016)、罗布真金银矿床(黄瀚霄等,2018)、纳如松多铅锌矿床(姜军胜,2018)以及德新银铅锌矿床(柯贤忠等,2017)等,激发了众多学者对拉萨地体西段林子宗群火山岩找矿潜力的重新评估.2017年,西藏自治区区域地质调查队在“冈底斯—喜马拉雅铜矿资源基地调查”二级项目(中国地质调查局成都地质调查中心承担)多普玛地区区域地质调查子项目实施过程中,在拉萨地体西段达若地区的林子宗群典中组火山岩中发现了大量花岗斑岩脉.与研究程度较高的典中组火山岩相比,前人对侵位其中的花岗斑岩研究较少.为此,文章通过锆石 U-Pb 年代学、全岩地球化学与 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素地球化学分析方法,对达若地区的花岗斑岩(以下简称“达若花岗斑岩”)进行了较为深入的研究,探讨其成岩时代、岩石类型与构造背景,以期为丰富和完善古新世特提斯洋俯冲消亡、印度—亚洲大陆碰撞的板块运动和地球动力学研究提供基础参考资料。

1 地质背景与样品

达若地区位于拉萨地体西段多普玛地区昂仁县达若乡境内,地处南拉萨微地体(SL)西段北部(图1).区内构造样式较为简单,主要为与强金火山穹窿有关的放射状与环状断裂构造体系(图2);强金火山穹窿平面上呈近圆形的同心环状,具有典型环状断裂形成的“大环套小环”现象,“大环”直径近7 km,穹窿整体岩性较为单一,为典中组英安岩、英安质凝灰岩.野外地质调查表明,强金火山穹窿呈围斜构造,中心的火山沉积层理近水平,四周向外倾斜,最大倾角小于19°.研究区岩浆活动强烈,除大面积出露的、组成强金火山穹窿主体的古新世典中组英安岩、英安质凝灰岩外,在该套火山岩中还发育了大量次火山岩脉(图2),岩性主要为花岗斑岩和少量的闪长玢岩,其中花岗斑岩呈脉状或透镜状形式产出(图3a),主要分布于与强金火山穹窿构造密切相关的断层带内或旁侧的次级小断裂中.花岗斑岩脉长轴方向与断层走向近于一致,与围岩接触面平直,斜切火山沉积层理,两者之间界线较为清晰,可见宽约6~10 cm的冷凝边,表明花岗斑岩侵位于强金火山穹窿形成之后。

本次研究以区内出露的花岗斑岩为对象,系统采集区内受热液活动影响较小的新鲜岩石,具体的采样分布情况见图2.花岗斑岩新鲜面为灰白色,风

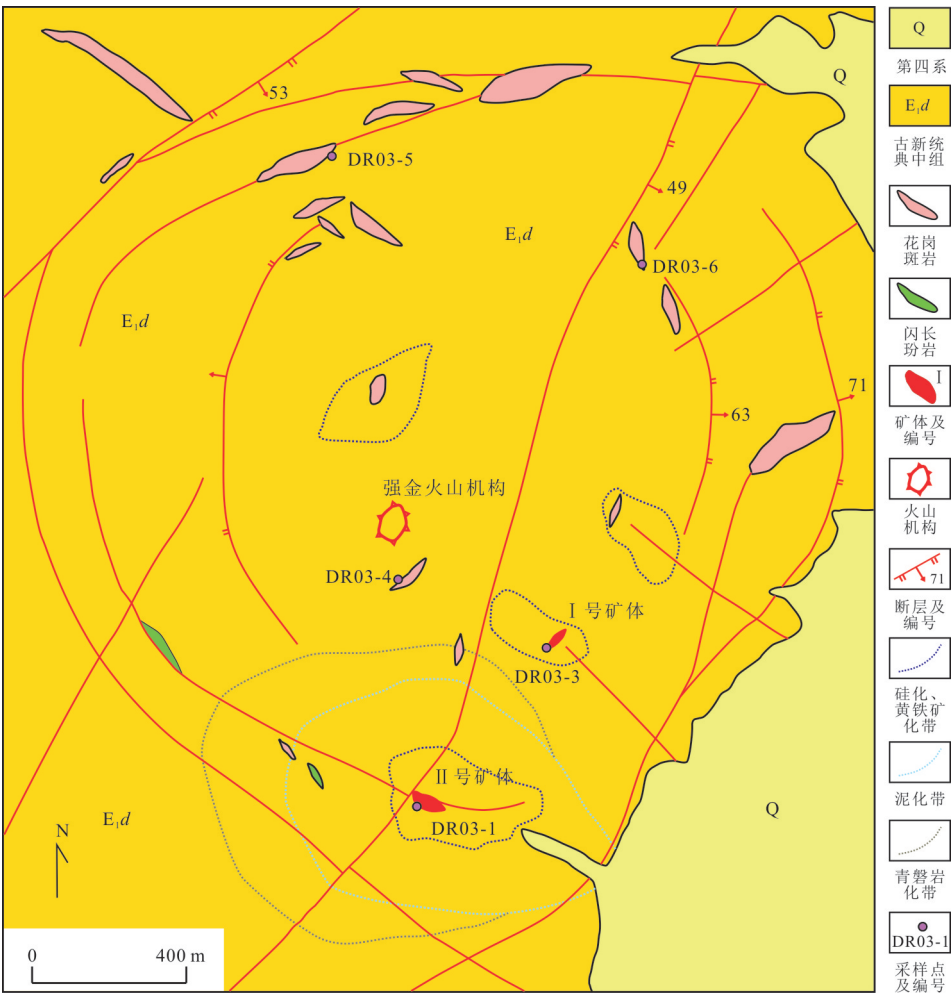


图2 达若铜矿区地质简图
Fig. 2 Geological map of Daruo copper deposit

化面呈浅褐红色,斑状结构,块状构造(图3b).斑晶主要为石英(15%)、斜长石(8%)和钾长石(25%),其中石英多呈浑圆状,具溶蚀港湾;斜长石可见微弱的聚片双晶及解理,但已被绢云母、绿泥石及绿帘石等微弱交代,表面较为模糊;钾长石呈次棱角状,隐约可见条纹结构.基质以隐晶质为主,在斑晶边部可见少量微晶;副矿物主要为黄铁矿和褐铁矿等不透明矿物,含量小于3%(图3c,3d).

2 分析方法

本次研究共采集了5件花岗斑岩样品,所有样品均进行了野外及手标本观察、薄片鉴定与全岩主量、微量及稀土元素分析,对其中2件样品(DR03-1和DR03-3)进行了锆石U-Pb年代学分析和Hf同位素分析,3件样品(DR03-1、DR03-3和DR03-5)进行了Sr-Nd-Pb同位素测试.

主量、微量及稀土元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)完成.详细的仪器参数和处理流程(Liu *et al.*, 2018)如下所述:主量元素分析仪器为X射线荧光光谱仪(XRF),分析精度优于1%.样品处理流程如下:(1)将200目样品置于105℃烘箱中烘干12h;(2)称取~1.0g烘干样品置于恒重陶瓷坩埚中,在1000℃马弗炉中灼烧2h,取出待冷却至室温再称量,计算烧失量;(3)分别称取6.0g助熔剂(Li₂B₄O₇:LiBO₂:LiF=9:2:1)、0.6g样品、0.3g氧化剂(NH₄NO₃)置于铂金坩埚中,在1150℃熔样炉中熔融14min,取出坩埚转移到耐火砖上冷却,然后将玻璃片取出以备XRF测试.微量元素由ICP-MS法测试,采用等离子质谱(X-series)测定分析,分析精度优于5%,样品处理如下:(1)将200目样品置于105℃烘箱中烘干12h;(2)准确称取粉末样品50mg置于Teflon溶样弹中;(3)先后依次缓慢加入

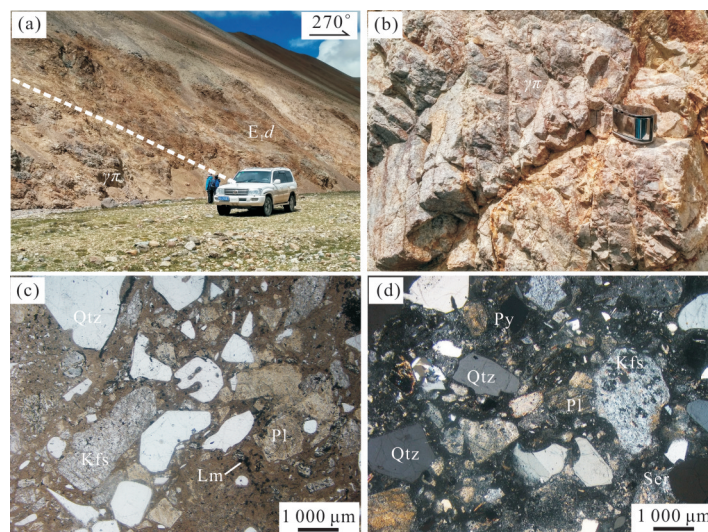


图3 达若花岗斑岩宏观及微观特征

Fig. 3 Macroscopic and microscopic characteristics of Daruo granite porphyry

γπ. 花岗斑岩; Py. 黄铁矿; Lm. 褐铁矿; Qtz. 石英; Kfs. 钾长石; Pl. 斜长石; Ser. 绢云母

1 mL 高纯 HNO_3 和 1 mL 高纯 HF ; (4) 将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190°C 烘箱中加热 24 h 以上; (5) 待溶样弹冷却, 开盖后置于 140°C 电热板上蒸干, 然后加入 1 mL HNO_3 并再次蒸干; (6) 加入 1 mL 高纯 HNO_3 、1 mL MQ 水和 1 mL 内标 In (浓度为 1×10^{-6}), 再次将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190°C 烘箱中加热 12 h 以上; (7) 将溶液转入聚乙烯塑料瓶中, 并用 2% HNO_3 稀释至 100 g 以备 ICP-MS 测试。

锆石的分选、背散射电子拍摄、锆石阴极发光图像分析在北京锆年领航科技有限公司完成。锆石 U-Pb 同位素定年、微量元素含量分析和 Hf 同位素分析均在武汉上谱分析科技有限责任公司利用 LA-ICP-MS 同时分析完成, Geolas Pro 激光剥蚀系统由 COMPex Pro 102 ArF 193 nm 准分子激光器和 Micro Las 光学系统组成, ICP-MS 型号为 Agilent 7500a, 详细的仪器参数和分析流程见 Zong *et al.* (2017)。激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度, 二者在进入 ICP 之前通过一个 T 型接头混合, 激光剥蚀系统配置有信号平滑装置。本次分析的激光束斑为 $32 \mu\text{m}$ 。U-Pb 同位素定年和微量元素含量处理中采用锆石标准 91500 和玻璃标准物质 NIST610 作外标分别进行同位素和微量元素分馏校正。每个采集周期包括大约 20~30 s 空白信号和 50 s 样品信号。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-Pb 同位素比值和年龄计算) 采

用软件 ICP MS Data Cal (Liu *et al.*, 2008) 完成。锆石原位微区 Lu-Hf 同位素测试利用 Neptune 型多接收等离子体质谱仪和 Geolas Pro 型激光剥蚀系统联用的方法完成的, 详细测试流程可参照 Meng *et al.* (2014)。测试束斑直径为 $32 \mu\text{m}$, 激光剥蚀的样品气溶胶由氦气作为载气输送到质谱仪中进行测试, 为了调节和提高仪器灵敏度, 气路中间引入了氩气和少量氮气。所有测试位置与 U-Pb 定年点位相同或靠近。每分析 10 个样品测点分析一次锆石标准 GJ-1 作为监控, 本次实验 GJ-1 的测试精准度为 $0.282\ 030 \pm 0.000\ 040 (2\sigma)$ 。

Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb 同位素在核工业北京地质研究院完成。样品制备过程 (Liu *et al.*, 2010) 简述如下: 准确称取 0.1~0.2 g 粉末样品于低压密闭溶样罐中, 准确加入铷铈稀释剂, 用混合酸 ($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$) 溶解 24 h。待样品完全溶解后, 蒸干, 加入 6 mol/L 的盐酸转为氯化物蒸干。用 0.5 mol/L 的盐酸溶液溶解, 离心分离, 清液加入阳离子交换柱 ($\varphi: 0.5 \text{ cm} \times 15 \text{ cm}$, AG50W $\times 8 (\text{H}^+)$ 100~200 目), 用 1.75 mol/L 的盐酸溶液淋洗铷, 用 2.5 mol/L 的盐酸溶液淋洗 Sr, 蒸干, 质谱分析。Sm-Nd 分析过程中准确称取 0.1 g 左右粉末样品于低压密闭溶样罐中, 准确加入钐钕稀释剂, 用混合酸 ($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$) 溶解 24 h。待样品完全溶解后, 蒸干, 加入 6 mol/L 的盐酸转为氯化物蒸干。用 0.5 mol/L 的盐酸溶液溶解, 离心分离, 清液加入阳离子交换柱 ($\varphi: 0.5 \text{ cm} \times 15 \text{ cm}$, AG50W $\times 8 (\text{H}^+)$)

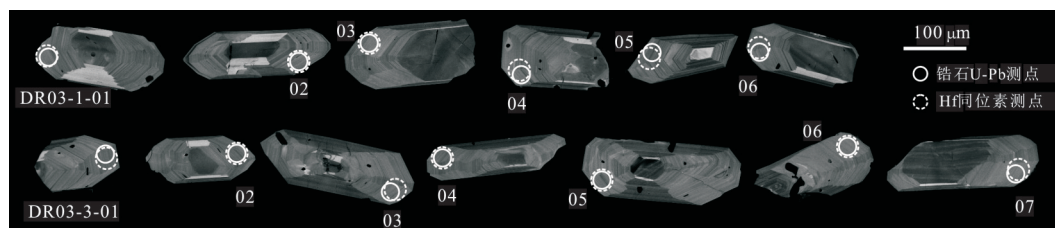


图 4 达若花岗斑岩代表性锆石 CL 图像

Fig. 4 Representative zircon CL images of Daruo granite porphyry

100~200 目),用 1.75 mol/L 的盐酸溶液和 2.5 mol/L 的盐酸溶液淋洗基体元素和其他元素,用 4 mol/L 的盐酸溶液淋洗稀土元素,蒸干. Sm-Nd 用 P507 萃淋树脂分离,蒸干后转为硝酸盐,质谱分析. Pb 同位素分析过程中准确称取 0.1~0.2 g 粉末样品于低压密闭溶样罐 (PFA) 中,用混合酸 ($\text{HF}+\text{HNO}_3+\text{HClO}_4$) 溶解 24 h. 待样品完全溶解后,蒸干,加入 6 mol/L 的盐酸转为氯化物蒸干. 用 1 mL 0.5 mol/L HBr 溶解,离心分离,清液加入阴离子交换柱 (250 μL AG1 \times 8(H $^{+}$) 100~200 目),用 0.5 mol/L HBr 淋洗杂质,用 1 mL 6 mol/L 的 HCl 解析铅于聚四氟乙烯的烧杯中,蒸干备用. 同位素分析采用 ISOPROBE-T 热电离质谱计,单带, M $^{+}$, 可调多法拉第接收器接收. 质量分馏用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.119\ 4$ 校正,标准测量结果如下: NBS987, $0.710\ 250\pm 0.000\ 007$, JMC, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 109\pm 0.000\ 003$, NBS 981, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.164\ 940\pm 0.000\ 015$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.914\ 338\pm 0.000\ 007$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.059\ 110\ 7\pm 0.000\ 000\ 2$, 全流程本底 Pb $<1\times 10^{-10}$ g, 实验室流程本底: Rb 为 2×10^{-10} g, Sr 为 2×10^{-10} g, Sm、Nd 小于 50×10^{-12} g.

3 分析结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

本次研究选取了 2 件花岗斑岩样品 (DR03-1 和 DR03-3) 进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 锆石 CL 图像与分析结果见图 4、附表 1. 在 CL 图像中可见, 锆石多呈柱状或长柱状, 长宽比介于 2:1~4:1, 结晶程度较好, 内部结构简单, 显示出清晰的振荡环带, 与岩浆锆石特征 (侯可军等, 2007) 相似. 2 件样品 Th 含量分别介于 $59.03\times 10^{-6}\sim 1\ 012.24\times 10^{-6}$ (平均为 147.48×10^{-6})、 $63.26\times 10^{-6}\sim 1\ 302.10\times 10^{-6}$ (平均为 394.43×10^{-6}), U 含量分别介于 $118.30\times 10^{-6}\sim 963.09\times 10^{-6}$ (平均为 $208.24\times$

10^{-6})、 $123.72\times 10^{-6}\sim 1\ 585.26\times 10^{-6}$ (平均为 460.39×10^{-6}), 两者之间正相关性明显, 且 Th/U 比值分别为 0.49~1.05 (平均为 0.60)、0.51~1.27 (平均为 0.77), 与岩浆锆石 Th/U 比值 (>0.1) 相当 (Rubatto, 2002), 表明 2 件花岗斑岩样品的锆石均为岩浆成因锆石.

本次实验选取 31 颗锆石进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试, 样品 DR03-1 中包含 18 颗, 样品 DR03-3 中包含 13 颗. 2 件样品合计 31 颗锆石在 U-Pb 谐和图中显示出良好的谐和性, 年龄分布较为集中, 并且较为均匀地分布于一致曲线上或附近, 表明 U-Pb 体系在锆石形成之后处于封闭状态, 定年结果可代表岩石的结晶年龄. 样品 DR03-1 中包含的 18 颗锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 60.2~62.7 Ma, 加权平均年龄为 61.9 ± 0.3 Ma (MSWD=0.17); 样品 DR03-3 中包含的 13 颗锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 59.1~62.3 Ma, 加权平均年龄为 61.1 ± 0.6 Ma (MSWD=0.69); 2 件样品锆石 U-Pb 定年结果在误差范围内一致, 表明花岗斑岩形成于古新世.

3.2 全岩地球化学特征

在达若铜矿区系统采集的 5 件花岗斑岩样品的全岩地球化学分析结果见附表 2, 可见各样品烧失量 (LOI) 较低, 说明岩石基本未经蚀变, 样品新鲜, 测试数据可靠性高.

整体上, 达若花岗斑岩具有高 SiO_2 (76.16%~82.78%, 平均为 78.28%)、高 K_2O (3.27%~5.87%, 平均为 4.97%)、高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (3.23~5.54, 平均为 4.55)、低 CaO (0.11%~0.16%, 平均为 0.14%) 的特点, 与侵位在林周盆地西缘林子宗群典中组火山岩中的古新世 (59 Ma) 花岗斑岩 (王立全等, 2006; 董铭淳等, 2015) 相似. 全碱含量 ($\text{ALK}=\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 介于 4.16%~6.93%, 平均为 6.09%; 岩石固结指数 (SI) 介于 2.14~4.78, 镁铁指数 (MI) 介于 80.84~87.82, 分异指数 (DI) 介于 91.64~92.54, 显示岩石经历了高度的结晶分异作用; 在

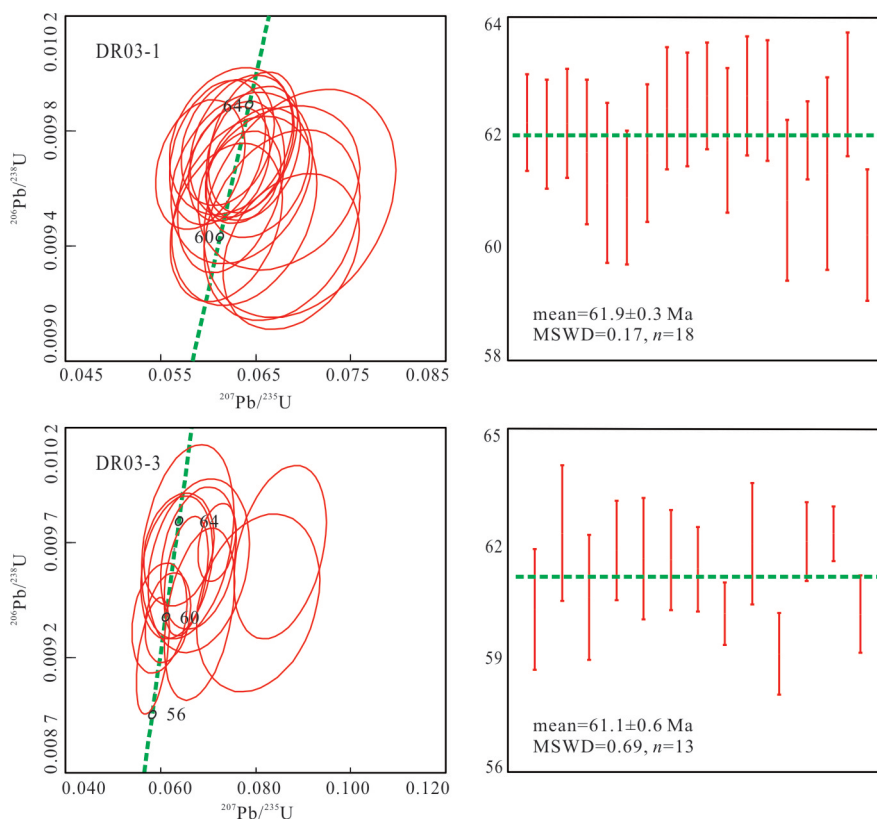


图 5 达若花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Fig. 5 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating concordia diagrams of Daruo granite prophyry

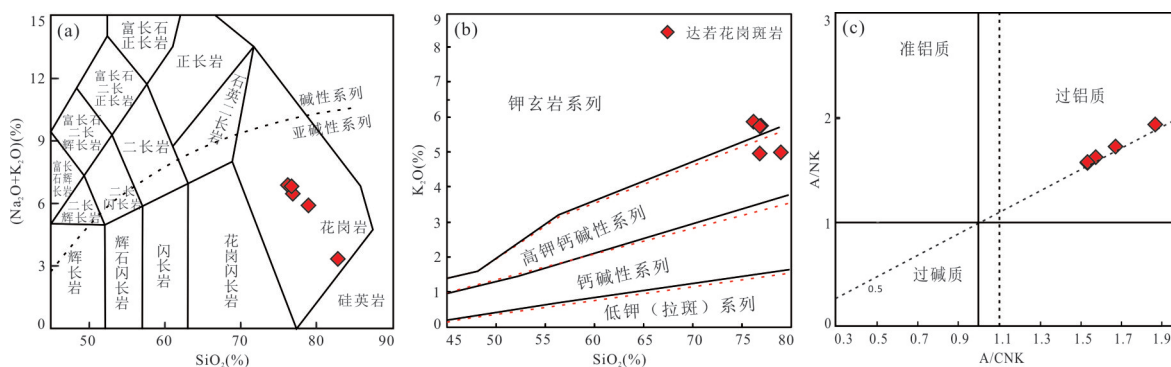
图 6 达若花岗斑岩 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(a)、 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(b)及 $\text{A/NK}-\text{A/CNK}$ 图解(c)Fig. 6 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (a), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (b) and $\text{A/NK}-\text{A/CNK}$ diagram (c) of Daruo granite prophyry

图 a 据 Middlemost (1994); 图 b 据 Peccerillo and Taylor (1976); 图 c 据 Maniar and Piccoli (1989)

TAS 图解上,所有样品均落入花岗岩区域(图 6a); 里特曼指数($\sigma_{43}=(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2-43)$)介于 0.44~1.45,平均为 1.11,在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 碱性系列判别图解中,样品显示出高钾钙碱性—钾玄岩系列的特征(图 6b); Al_2O_3 含量介于 9.74%~12.91%,平均为 12.07%,在 $\text{A/NK}-\text{A/CNK}$ 图解中,样品显示强过铝质特征(图 6c); P_2O_5 (0.02%~0.04%,平均为 0.03%)、 TiO_2 (0.12%~0.16%,平均为 0.15%)、 MgO (0.18%~0.27%,平均为 0.20%) 含量较低,并

与 SiO_2 含量呈现出负相关的关系。

在微量元素原始地幔标准化蛛网图上,达若花岗斑岩显示出明显的 Ba、Nb、Sr、P、Ti 等负异常和微弱的负 U、正 Rb、Th、K 异常(图 7a),与上地壳组分显示出相似的特征(Sun and McDonough, 1989). P、Ti 的亏损可能与磷灰石、钛铁矿的分离结晶关系密切.同时,曲线整体右倾,具有亏损 Ba、Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素(HFSE)和富集 K、Rb、Th 等大离子亲石元素(LILE)的特点,显示出弧岩浆岩的属性

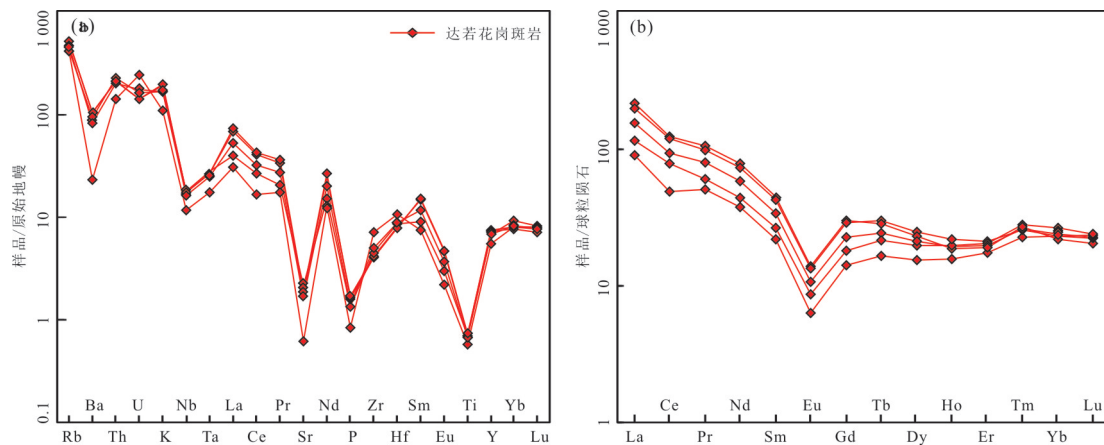


图7 达若花岗斑岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化配分图(b)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized multi-element diagrams (a) and chondrite-normalised REE patterns (b) of Daruo granite porphyry

微量元素标准化值和地壳数据值据 Sun and McDonough (1989); 稀土元素标准化值据 McDonough and Sun (1995)

(姜军胜, 2018). Nd/Th 比值 (1.06~2.02, 平均为 1.60)、Zr/Hf 比值 (18.54~24.32, 平均为 20.28) 较低, 变化范围较大. Th/U 比值 (2.36~6.10, 平均为 4.96) 和 Nb/Ta 比值 (11.14~11.66, 平均为 11.44) 与上地壳平均值 (分别为 4.2、12, Gao *et al.*, 1998) 接近, 表明花岗斑岩与上地壳可能具有亲缘演化关系.

达若花岗斑岩的稀土元素总量 ($\Sigma \text{REE} = 92.41 \times 10^{-6} \sim 199.61 \times 10^{-6}$, 平均为 151.74×10^{-6}) 较低, 介于 I 型 (114.71×10^{-6}) 与 S 型 (173.14×10^{-6}) 花岗岩 (史长义等, 2005) 之间, 小于地壳平均值 (210×10^{-6} ; McDonough and Sun, 1995). 稀土元素含量 (LREE = $76.21 \times 10^{-6} \sim 177.66 \times 10^{-6}$, 平均为 131.49×10^{-6}) 显著高于重稀土元素含量 (HREE = $16.20 \times 10^{-6} \sim 23.01 \times 10^{-6}$, 平均为 20.25×10^{-6}), LREE/HREE 比值介于 4.70~8.10, 平均为 6.37, La_N/Yb_N 比值为 3.69~9.18, 平均为 6.20, 表明轻、重稀土元素分馏显著, 轻稀土元素富集, 而亏损重稀土元素; δEu 值分布集中, 介于 0.36~0.39, 平均为 0.38, δCe 值介于 0.70~0.90, 平均为 0.79, 表明负 Eu 异常显著. 另外, Eu/Sm 比值介于 0.11~0.13, 平均为 0.12, 暗示岩浆分异强烈 (徐楠等, 2018).

研究表明, Sm/Nd 比值具有从深源到浅源或从超基性岩到酸性岩依次递减的特点, 表现为深源 (0.50~1.00) 大于浅源 (0.10~0.31), 大洋玄武岩 (0.23~0.43) 大于壳源沉积岩和花岗岩 (< 0.30) (Collins *et al.*, 1982). 本次研究所采集的 5 个花岗斑岩样品 Sm/Nd 比值变化不大, 介于 0.19~0.20, 平均为 0.19, 显示出壳源的特点.

3.3 Sr-Nd-Pb 同位素

选取 3 件样品 (DR03-1、DR03-3 和 DR03-5) 进行 Sr-Nd-Pb 同位素分析测试, 详细测试结果如附表 3 所示. 样品 Sr、Nd 含量分别介于 $3.29 \times 10^{-6} \sim 6.71 \times 10^{-6}$ 、 $17.30 \times 10^{-6} \sim 35.90 \times 10^{-6}$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别介于 24.130~57.912、0.722 950~0.745 003; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别介于 0.113 0~0.116 2、0.512 288~0.512 296; 花岗斑岩 Pb 同位素组成较为均一, 富含放射成因 Pb; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为 39.283~39.300、15.691~15.695 和 18.791~18.804; 利用 2 件花岗斑岩的加权平均结晶年龄 (61.5 Ma) 校正 Sr、Nd 同位素组成后, 得到 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 与 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 初始值分别为 0.722 739~0.744 497、0.512 287~0.512 295, 对应的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -6.82~-6.67; 初始 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 分别为 38.737~38.944、15.661~15.682 和 18.079~18.624; 样品 Nd 亏损地幔二阶段模式年龄为 1 361~1 374 Ma.

3.4 锆石 Hf 同位素

本次研究在 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学的基础上, 对样品 DR03-1 和 DR03-3 进行 Hf 同位素分析测试, 分别测试了 6 和 7 个测点, 测试位置与锆石 U-Pb 测年位置相同或相近 (图 4), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值等相关参数根据相应测点的锆石 U-Pb 年龄计算, 测试及相关数据计算结果见附表 4.

从附表 4 中可见, 样品所有测点的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于 0.002, 表明岩浆锆石在花岗斑岩形成之后

的地质演化过程中, ^{176}Lu 经衰变产生的 ^{177}Hf 极少,所测得的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本代表了成岩时岩浆体系的Hf同位素组成,可用于花岗斑岩的成因研究(Kinny *et al.*, 1991; 吴福元等, 2007)。同时,锆石 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于 $-0.98\sim-0.93$,平均为 -0.96 ,明显小于硅铝质地壳(-0.72 , Amelin *et al.*, 1999)和硅镁质地壳(-0.34 , Vervoort and Blichert-Toft, 1999),因此 T_{DM2} 可代表花岗斑岩源区物质从亏损地幔的抽取时间或在地壳的平均存留年龄(Amelin *et al.*, 1999; Vervoort and Blichert-Toft, 1999; 吴福元等, 2007)。2件样品的锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值均一,介于 $0.282\ 596\sim0.282\ 692$,平均为 $0.282\ 648$ ($n=13$); $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化较大,介于 $-4.97\sim-1.54$,平均 -3.10 ; T_{DM2} 介于 $1\ 083\sim1\ 273\ \text{Ma}$,平均 $1\ 171\ \text{Ma}$ 。

4 讨论

4.1 成岩时代

前已述及,达若花岗斑岩呈脉状产于林子宗群典中组火山岩中,LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为 $61.5\ \text{Ma}$ (图5)。作为响应印度—欧亚大陆碰撞造山作用的林子宗群火山岩(Mo *et al.*, 2007; 2008; Lee *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2013)已经积累了很多高质量的定年数据,也得到了众多学者的一致认可,认为典中组火山岩形成于 $69\sim60\ \text{Ma}$,而年波组和帕那组分别为 $59.0\sim52.6\ \text{Ma}$ 和 $52\sim40\ \text{Ma}$ (董国臣等, 2002, 2005; Zhu *et al.*, 2015; 李勇等, 2018)。花岗斑岩成岩时代处于典中组火山岩成岩时代晚期,与花岗斑岩野外产出特征一致。

尽管目前对于侵位于典中组中的花岗斑岩的研究还相对薄弱,积累的数据相对较少,但随着对拉萨地体西段林子宗群火山岩找矿潜力研究的不断深入,王立全等(2006)对产于林周盆地西缘典中组火山岩中的花岗斑岩的锆石SHRIMP定年获得 $58.7\pm1.1\ \text{Ma}$ 的成岩年龄;董铭淳等(2015)通过对林周县典中村、年波村和八雪乡地区10件产出特征类似的花岗斑岩进行了系统的LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,获得了 $55.1\sim61.1\ \text{Ma}$ 的成岩年龄;姜军胜(2018)通过对拉萨地体西段北纳铅锌铜矿床典中组火山岩中的花岗斑岩的锆石U-Pb定年,同样获得了 $63.2\pm1.3\ \text{Ma}$ 的结晶年龄;这些年龄数据表明,在典中组火山岩喷发晚期普遍存在且几乎同时发生了古新世花岗斑岩的侵位,且与本文所获得的年龄数据一致,属同期岩浆活动的产物。

4.2 岩石成因类型

花岗岩的成因类型识别是研究花岗岩岩浆起源与演化、成岩构造背景等内容的前提。一般来讲,根据花岗岩的源岩性质可将其分为A型、I型和S型花岗岩(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Chappell and White, 1992, 2001)。其中,A型花岗岩通常具有钠(铁)闪石、铁橄榄石、霓石和霓辉石等碱性暗色矿物组成的特征性矿物组合,并且在化学成分上具有富Si、K和Nb、Ta、Zr、Ga等高场强元素组合,成岩温度高,属于典型的高温花岗岩(King *et al.*, 1997)。岩相学及全岩地球化学的研究表明:(1)达若花岗斑岩矿物组合主要为石英、斜长石和钾长石,并不具有A型花岗岩中典型的碱性暗色矿物组合;(2)在化学成分上,所有花岗斑岩样品的Nb、Ta、Zr、Ga元素含量均较低;(3)利用Watson and Harrison (2005)提出的全岩锆石饱和温度计算公式,可得到花岗斑岩的成岩温度介于 $685.60\sim758.50\ ^\circ\text{C}$,平均为 $707.76\ ^\circ\text{C}$,明显低于A型花岗岩的平均成岩温度 $833\ ^\circ\text{C}$ (Whalen *et al.*, 1987; 张旗等, 2007)。同时,在 $\text{TFeO}/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 岩石成因类型判别图上,所有样品偏离A型花岗岩区域,而集中分布在分异的花岗岩区域(图8a)。另外,5件花岗斑岩样品中均未发现角闪石,并且具有高 SiO_2 ($76.16\%\sim82.78\%$,平均为 78.28%)、高碱($4.16\%\sim6.93\%$,平均为 6.09%)和高 TFeO/MgO 比值($4.32\sim7.37$,平均为 5.55),同样指示岩浆经历了高程度的结晶分异作用(Beard and Lofgren, 1991)。因此,达若花岗斑岩应属于分异的S型或I型花岗岩。

S型花岗岩往往与I型花岗岩具有相似的矿物组合和主微量元素特征(Collins and Richards, 2008),但Pichavant *et al.* (1992)的实验研究表明,磷灰石在过铝质的岩浆中溶解度极低,并在岩浆的分异过程中,与 SiO_2 含量呈负相关。磷灰石的这种差异性化学行为已被证实能成功地用于判别S型与I型花岗岩(Chappell, 1999)。达若花岗斑岩 $\text{A}/\text{CNK}=1.53\sim1.87$,平均为 1.63 ,显示强过铝质特征, P_2O_5 含量极低(最高 0.04%),并与 SiO_2 含量呈负相关(图8b),具有与I型花岗岩一致的演化趋势。这种演化趋势也得到了Th-Rb(图8c)和Y-Rb(图8d)图解的验证,因为富Th和Y元素的矿物并不会在过铝质的I型岩浆演化过程的早阶段结晶,从而导致Th和Y含量在分异的I型岩浆中含量高,并与

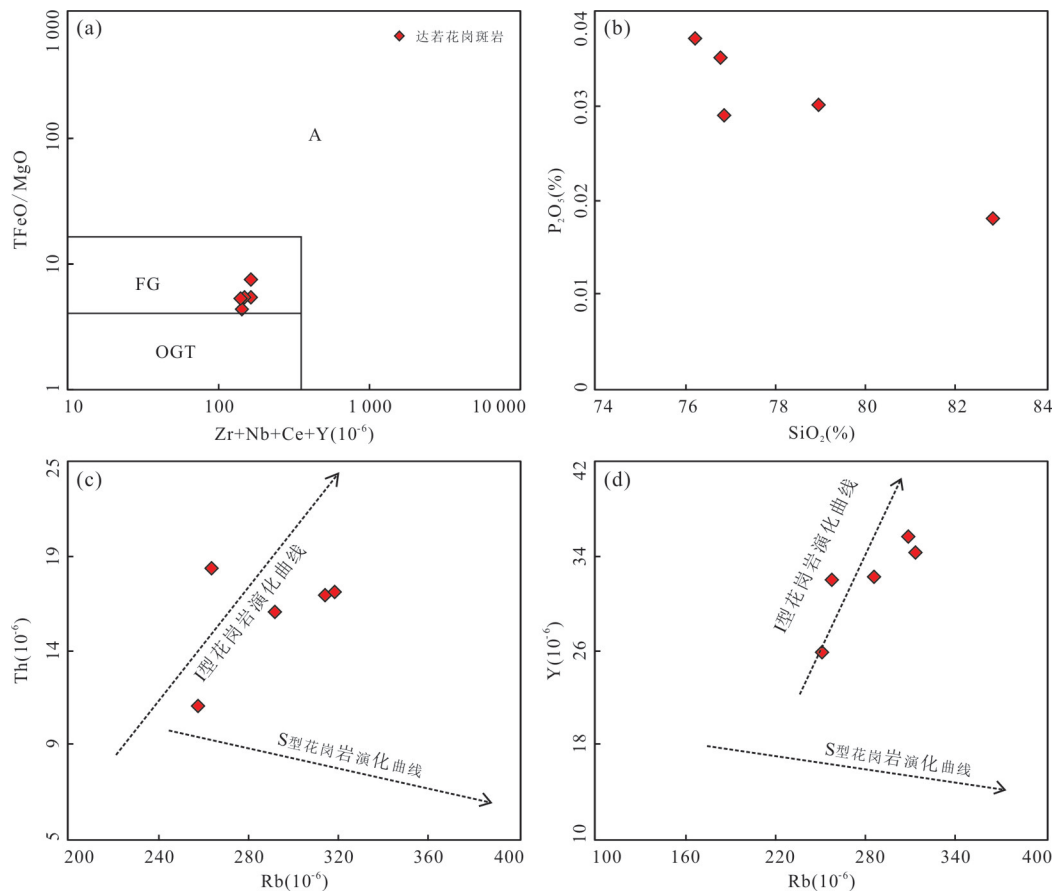


图 8 花岗斑岩成因类型判别相关图解

Fig. 8 Diagrammatic analysis of genetic types of granitic porphyry

图 a 底图据 Whalen *et al.* (1987); 图 c、d 底图据 Chappell and White (1992)、Chappell (1999)

Rb 含量呈正相关,这种演化趋势与过铝质的 S 型岩浆正好相反 (Chappell and White, 1992; Chappell, 1999). 另外,样品在镜下也并未见到 S 型花岗岩特征性的富 Al 矿物 (Chappell and White, 1992),如石榴子石、刚玉、堇青石和电气石等 (图 3e, 3f). 综上所述表明,达若花岗斑岩应属于高分异的 I 型花岗岩.

4.3 岩浆源区与演化

已有的研究资料表明,高分异的 I 型花岗岩主要有如下 2 种成因: (1) 幔源分异的炽热岩浆底侵于地壳,使地壳发生部分熔融而形成 (Richards, 2011); (2) 幔源分异产生的基性岩浆底侵于下地壳,并与壳源长英质的岩浆发生混合作用后,在浅源形成混源的岩浆房,经后期分离结晶形成 (Chappell and White, 1992). 通过上述研究,本文倾向于将达若花岗斑岩的形成归因于岩浆混合之后经分离结晶作用形成. 主要依据如下:

前已述及,部分微量及稀土元素指标暗示花岗斑岩与上地壳具有亲缘演化关系. 同时,低 Cr

($23.60 \times 10^{-6} \sim 37.10 \times 10^{-6}$, 平均为 29.42×10^{-6})、Ni ($1.21 \times 10^{-6} \sim 1.66 \times 10^{-6}$, 平均为 1.37×10^{-6}) 以及小而均一的 Sm/Nd 比值 (0.19~0.20, 平均为 0.19 (<0.30)), 表明岩浆源区主要为上地壳 (Sun and McDonough, 1989; Gao *et al.*, 1998). 花岗斑岩 Nd/Th 比值为 17.81~33.24, 平均为 26.66 (>22), 同时 La/Ta 比值为 23.42~46.30, 平均为 35.62 (>25), 表明岩浆源区受到了幔源物质的混染 (Lassiter and DePaolo, 2013); 高 Si、高 K、低 Th/U 和 Nb/Ta 比值以及显著地负 Eu 异常、右倾的稀土元素配分曲线, 显现出与幔源岩浆底侵致使地壳物质重熔形成的岩浆岩相似的特征 (Richards, 2011). 值得注意的是,达若花岗斑岩虽属强过铝质岩石,但其 Al₂O₃ 含量却显著低于上地壳 (15.4%, Rudnick and Gao, 2003) 和喜马拉雅淡色花岗岩带中的典型 S 型花岗岩 ($>15\%$, Zeng *et al.*, 2011) 的 Al₂O₃ 含量, 显示出有幔源岩浆参与的迹象 (Pichavant *et al.*, 1992).

Sr-Nd 同位素特征表明,花岗斑岩样品

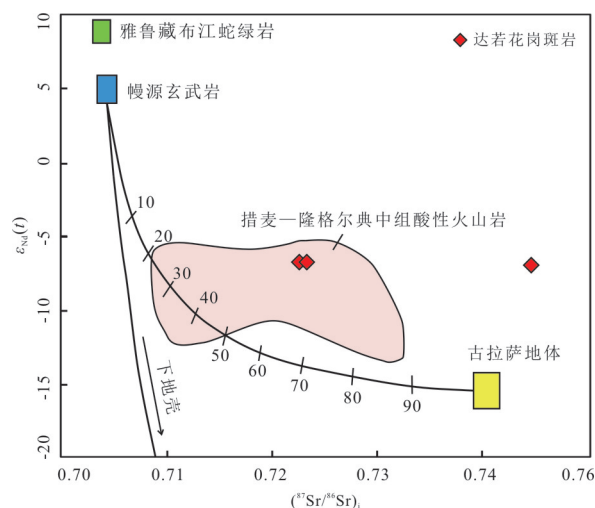


图9 达若花岗斑岩 Sr-Nd 同位素组成

Fig. 9 Sr-Nd isotope composition of Daruo granite porphyry 底图据 Zhu *et al.* (2001); 雅鲁藏布江蛇绿岩引自 Hou *et al.* (2004); 幔源玄武岩引自 Lee *et al.* (2012); 古拉萨地体引自 Zhu *et al.* (2011); 措麦-隆格尔典中组酸性火山岩引自岳相元(2012)

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值较大, 介于 0.722 739~0.744 497, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-6.82~-6.67, 平均为-6.72)分布集中, T_{DM2} 介于 1 361~1 374 Ma, 对此最为直接的解释即为岩浆起源于中元古代(Pt_2)地壳物质的部分熔融。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解中, 除 DR03-1 孤立点, 样品落入了措麦-隆格尔典中组酸性火山岩区(图 9), 靠近古拉萨地体与地幔楔熔融产生的幔源物质的演化线, 显示出有幔源组分加入。

Pb 同位素具有质量大、同位素之间相对质量小的特点, 同位素组成基本不受外界环境变化的影响, 故而可有效地追索岩石源区(Hart, 1984)。达若花岗斑岩 Pb 同位素组成特征显示:(1)在 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图解中, 所有样品均落入上地壳与地幔混合的俯冲带铅区域, 显示出壳幔混合的特点(图 10a); (2)在 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图解中, 所有样品均落在上地壳演化线上, 位于古拉萨地体与措麦-隆格尔典中组酸性火山岩的重叠区域(图 10b); (3)在 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图解中, 样品分布于造山带边界, 落入古拉萨地体边部范围(图 10c, 10d); 这些特征表明, 花岗斑岩岩浆主要来源于造山带区域的上地壳古拉萨地体的部分熔融, 并受到过幔源物质的混染。

Hf 同位素分析结果显示, 花岗斑岩中的锆石具有变化较大的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-4.97~-1.54, 平均为-3.10), T_{DM2} 介于 1 083~1 273 Ma, 与 Nd 同位素的二阶段模式年龄相近。对于同一样品, 根据地壳 Nd-

Hf 同位素的相关性阵列函数($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.34 \times \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.82$; Vervoort and Blichert-Toft, 1999)可知, 全岩样品 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 加权平均值为-6.72, 相应的耦合 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值近似为-6.18, 显著低于实测的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 加权平均值(-3.10), 这种极不对应的关系表明 Nd-Hf 同位素之间在地质历史演化过程中发生了一定程度的解耦。对于这种解耦可能是由于 Hf 在板块俯冲过程中产生的熔体或流体中的溶解度比 Nd 低, 因此这种熔体或流体 Nd/Hf 比值较高, 并且相应的 Nd/Sm 比值也会大于球粒陨石, 地幔受此类型的熔体或流体交代后会发生 Nd-Hf 同位素解耦, 表现出放射成因的 Hf 相对 Nd 更高。因此在这种情形下, 锆石的 Hf 同位素组成特征更能真实地反映花岗斑岩的源区组成(Pearce *et al.*, 1999)。在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解中, 所有测点均落入球粒陨石演化线之下, 低于南拉萨地体成矿岩体的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 而与古拉萨结晶基底具有相似的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和二阶段模式年龄(图 11), 表明其岩浆源区并非来自南拉萨地体, 而是主要来源于古拉萨地体的重熔。如上所述, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较大, 最大可达 3.43 个 ϵ 单位, 暗示岩浆在演化过程中有新的端元组分加入(吴福元等, 2007)。同时, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为较弱的负值, 与受幔源物质混染的南拉萨地体西段(CL)诺仓、北纳铅锌矿区分布的古新世花岗斑岩相似(姜军胜, 2018), 并且野外实测剖面显示, 林子宗群典中组、年波组和帕那组火山岩均以酸性岩浆活动开始, 而以中基性岩浆活动结束, 表明区域上幔源岩浆活动强烈(Mo *et al.*, 2007; 谢冰晶等, 2013; 李勇等, 2018), 结合 Hf 同位素的二阶段模式年龄表明, 花岗斑岩主要来源于古拉萨地体的重熔, 并有幔源物质的贡献。

显而易见, 达若花岗斑岩仅是由古老地壳的重熔与少部分幔源物质经岩浆混合作用后直接结晶形成, 很难解释样品具有的异常富 Si 和显著亏损 Nb、Ta、Ba、Sr、Ti、P 以及负 Eu 异常, 这说明混合作用形成的母岩浆经历了高程度的分离结晶作用(朱弟成等, 2012)。就角闪石而言, Y 的分配系数低于 Yb, 因此高 Y/Yb 比值(6.38~8.78, 平均为 7.65)表明岩浆演化过程中角闪石发生了明显的结晶分异(徐楠等, 2018), 这也与亏损 Ba、Sr 和负 Eu 异常得出的结论一致。样品哈克图解显示, 达若花岗斑岩的 P_2O_5 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 TFe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 K_2O 、 Na_2O 含量随着 SiO_2 含量的增加而呈现出一致降低的趋势(图 8b、图 12a~12g), 表明岩浆演化过程中

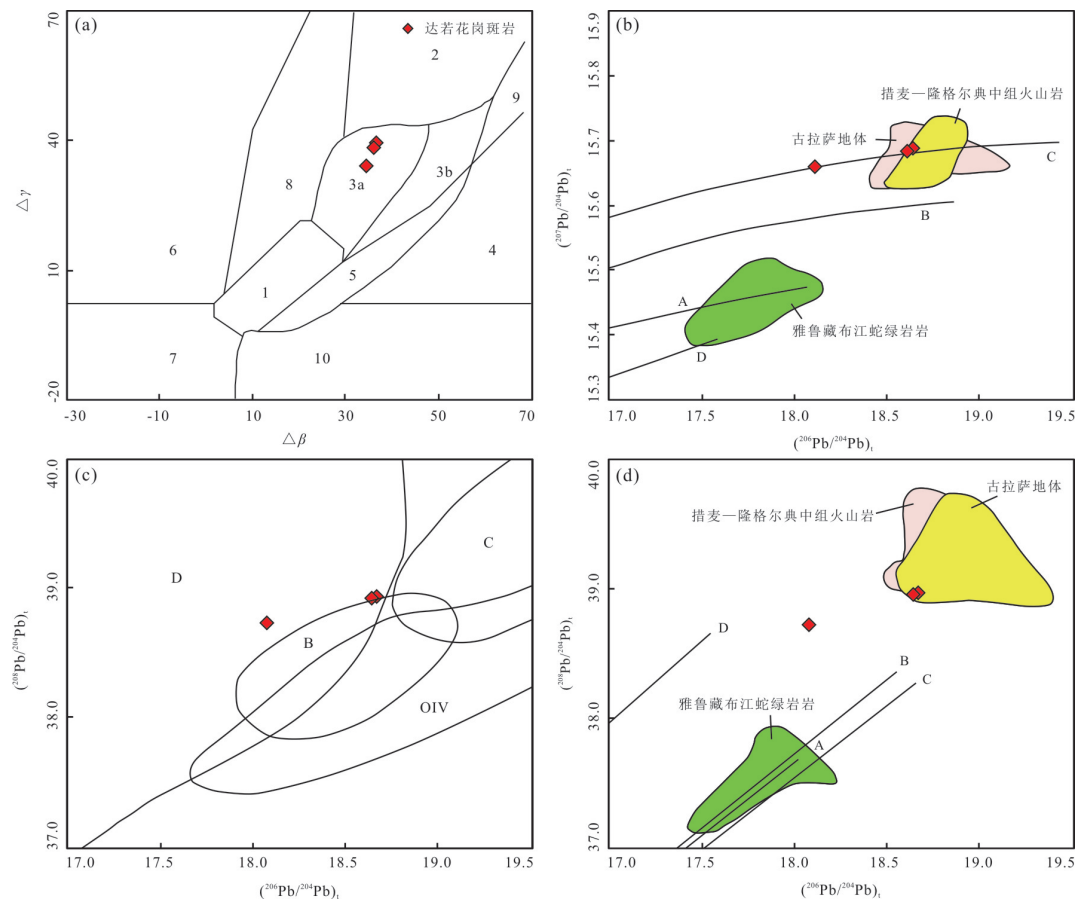


图 10 达若花岗斑岩 Pb 同位素组成

Fig. 10 Pb isotope composition of Daruo granite porphyry

图 a 底图据朱炳泉和常向阳 (2001); 图 b、c、d 底图据 Zartman and Doe (1981); 1. 地幔源铅; 2. 上地壳铅; 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用); 4. 化学沉积型铅; 5. 海底热水作用铅; 6. 中深变质作用铅; 7. 深变质下地壳铅; 8. 造山带铅; 9. 古老页岩上地壳铅; 10. 退变质铅; A. 地幔; B. 造山带; C. 上地壳; D. 下地壳; OIV. 洋岛火山岩; 雅鲁藏布江蛇绿岩引自 Li *et al.* (2014); 古拉萨地体引自 Zhang *et al.* (2010); 措麦-隆格典中组酸性火山岩引自岳相元 (2012)

发生了磷灰石、钛铁矿、金红石和以角闪石、黑云母为主的镁铁矿物等的分离结晶,这种高度的分离结晶也得到了La/Yb-La(图 12h)以及La/Sm-La图解(图 12i)的佐证。

综上所述,达若花岗斑岩主要是由于幔源岩浆底侵于古老地壳之下,诱发其重熔并与少部分幔源岩浆混合后,经高度的分离结晶作用而形成。这也间接说明,南拉萨微地体(SL)并非全部由新生地壳组成,至少在达若地区存在古老地壳。

4.4 成岩构造背景

目前,对于晚白垩世—古新世林子宗群典中组火山岩的成岩构造背景研究相对较多(谢冰晶等, 2013; 付文春等, 2014; 董铭淳等, 2015; 丁枫等, 2017; 唐攀等, 2018),但对于侵入其中的次火山岩研究却鲜有报道。因此,对花岗斑岩构造背景的深

入解剖可为精细刻画印度—欧亚大陆碰撞过程甚至后期青藏高原的隆升历史提供参考资料。

Maniar and Piccoli (1989)根据成岩构造环境的差异将花岗岩分 7 大类,其中与造山运动相关的花岗岩包括大陆碰撞型(CCG)、大陆弧型(CAG)、后造山型(POG)和岛弧型(IAG)4类,并提出了多种判别图解。在(TFeO+MgO)-CaO图解上,样品均位于“IAG+CAG+CCG”区域(图 13a),显示出弧花岗岩的特点,与微量及稀土元素特征相符(图 13b)。在Rb-(Y+Nb)和Rb-(Yb+Ta)构造判别图上,样品分布于“syn-COLG”及“syn-COLG”与“VGA”的边界区域(图 13c, 13d),表明具有弧花岗岩特点的达若花岗斑岩形成于同碰撞造山环境。

已有的研究资料表明,拉萨地体在早—中二叠世时仍与冈瓦纳大陆(Gondwana)连在一起,至晚二

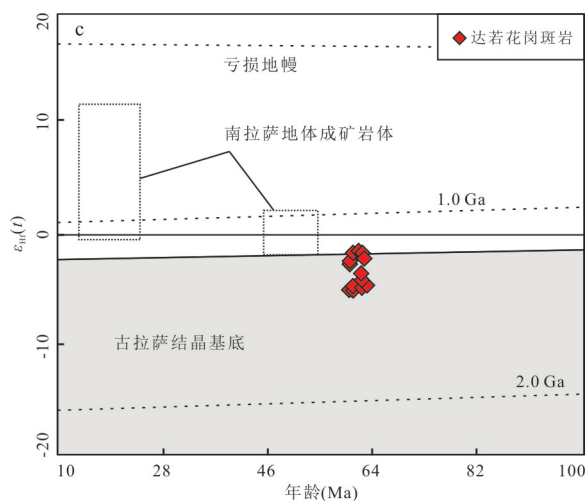


图 11 达若花岗斑岩 Hf 同位素组成

Fig. 11 Hf isotope composition of Daruo granite porphyry
底图据吴福元等(2007);南拉萨地体成矿岩体数据引自 Chu *et al.* (2011);古拉萨结晶基底数据引自 Zhu *et al.* (2011)

叠世,新特提斯洋在早期冈瓦纳大陆陆内裂谷的基础上,自东向西逐步打开,从冈瓦纳大陆北缘裂离,在晚三叠世时基本形成(Ferrari *et al.*, 2008; Zhu *et al.*, 2011; 2013; 朱弟成等, 2012). 随着裂谷的不断扩张演化,新特提斯洋洋壳先后经历了中侏罗世和晚侏罗世—早白垩世两次北向俯冲,由此形成了空间上近于平行展布的北部叶巴组弧火山岩和南部桑日群弧火山岩(Mo *et al.*, 2008),属于欧亚大陆南缘典型“安第斯型陆缘弧”的重要组成部分(Lee *et al.*, 2009). 到晚白垩世—古新世时期,新特提斯洋洋壳俯冲基本趋于尾声,并逐渐向陆陆碰撞作用转换,在此期间也形成了响应新特提斯洋消亡和印度—欧亚大陆碰撞造山作用的林子宗群火山岩(Mo *et al.*, 2007, 2008; Lee *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2013). 同时,典中组、年波组和帕那组火山岩成岩时代及全岩地球化学特征所具有的从弧火山岩→陆

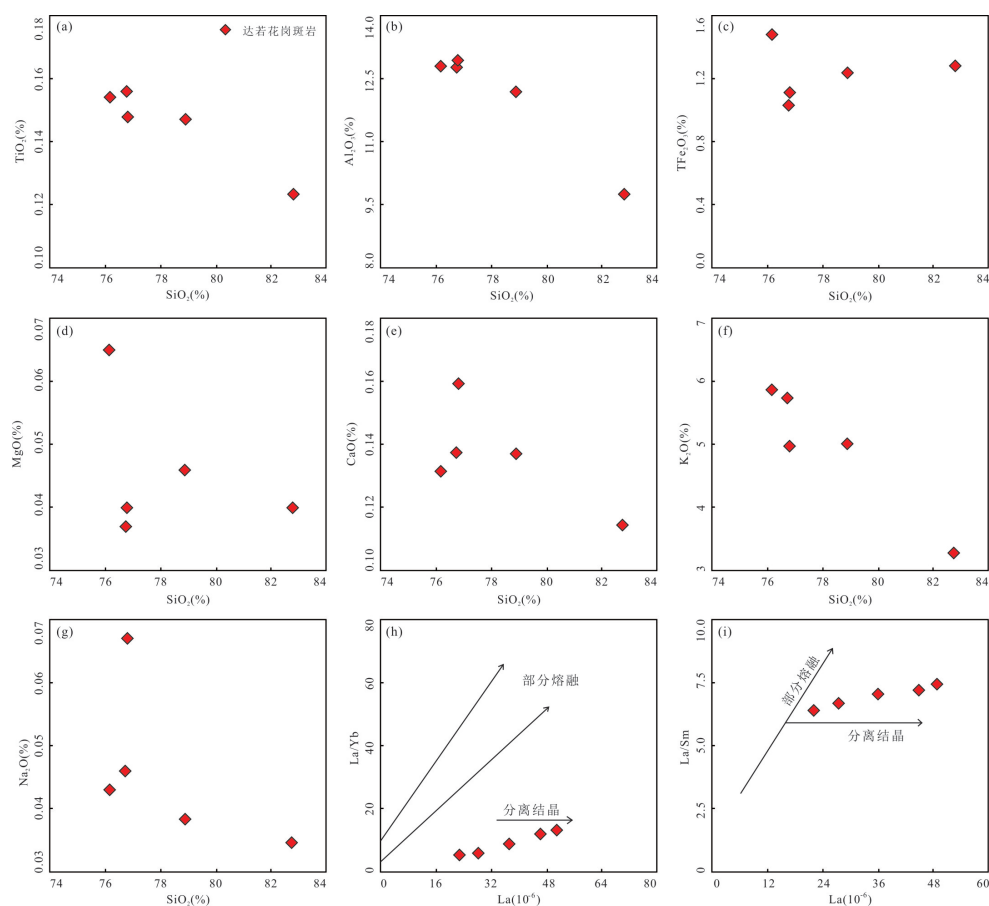


图 12 达若花岗斑岩哈克图解(a~g)与 La/Yb-La(h)、La/Sm-La 图解(i)

Fig. 12 Harker (a—g), La/Yb-La (h) and La/Sm-La (i) diagram of Daruo granite porphyry

图 h 底图据王敏等(2018);图 i 底图据于玉帅等(2018)

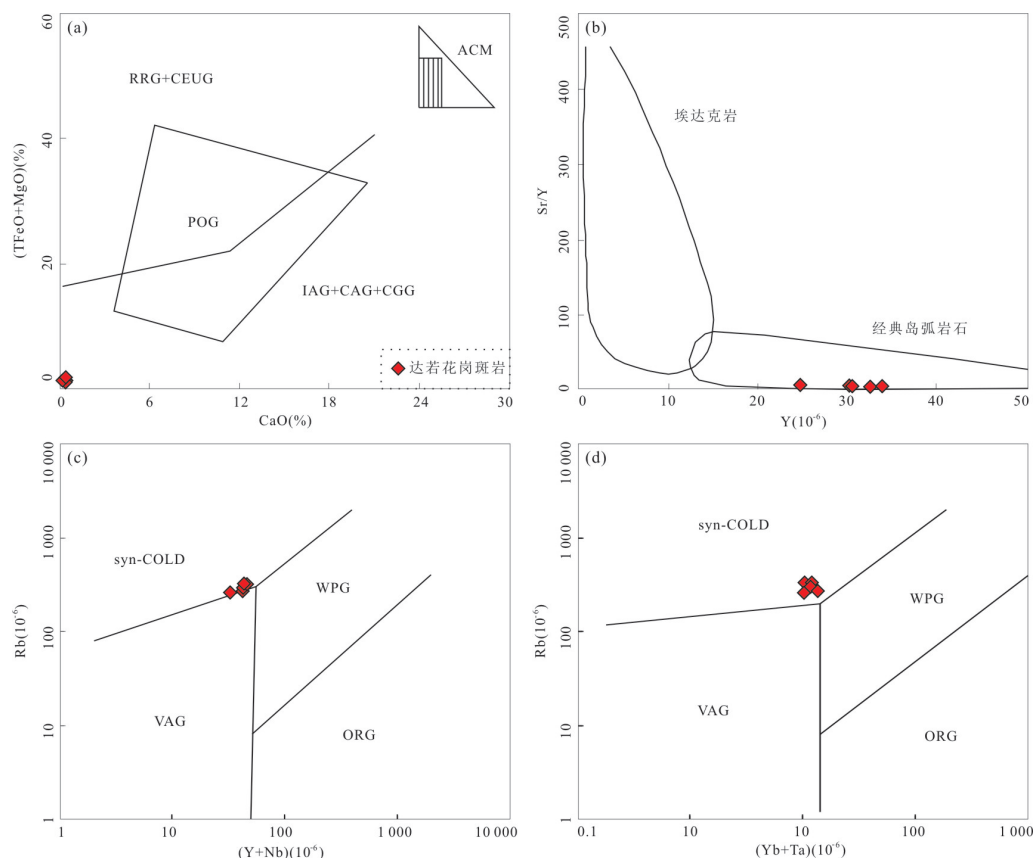


图 13 达若花岗斑岩构造环境判别图解

Fig. 13 Diagrammatic discrimination of tectonic settings of Daruo granite porphyry

图 a 底图据 Maniar and Piccoli (1989); 图 b 底图据 Defant and Drummond (1990); 图 c、d 底图据 Pearce *et al.* (1984); RRG. 与裂谷有关的花岗岩; CEUG. 陆内造陆运动隆起的花岗岩; POG. 后造山型花岗岩; IAG. 岛弧型花岗岩; CAG. 大陆弧型花岗岩; CGG. 大陆碰撞型花岗岩; sync-COLD. 同碰撞型花岗岩; VAG. 火山弧花岗岩; WPG. 板内花岗岩; ORG. 洋脊花岗岩

缘弧—陆内火山岩→板内火山岩的转变也很好地诠释了这一过程 (Mo *et al.*, 2007, 2008; Lee *et al.*, 2009). 多学科的综合研究显示, 青藏高原的隆升启动于 65~60 Ma (Molnar and Tapponnier, 1975; Beck *et al.*, 1996; Leech *et al.*, 2005; Donaldson *et al.*, 2013; 朱弟成等, 2017), 随后便开启了主碰撞板块汇聚 (65~41 Ma)、晚碰撞构造转换 (40~26 Ma) 和后碰撞伸展拆离 (<25 Ma) 的 3 阶段演化 (侯增谦和王二七, 2008), 直至今日人们所看到的“世界屋脊”. 达若花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 61.5 Ma, 正处于印度—欧亚大陆主碰撞板块汇聚的早阶段, 与上述构造判别图解 (图 13) 结果一致.

尽管达若花岗斑岩具有弧花岗岩的特点已经得到了本文岩石地球化学特征及众多学者研究成果 (王立全等, 2006; 董铭淳等, 2015) 的佐证, 但似乎又与其产于同造山环境的结论相悖. 鉴于此, 笔者认为这可能是由于俯冲的新特提斯洋壳相对滞

后于地幔源区引起的. 其一, 达若花岗斑岩与北纳铅锌铜矿床花岗斑岩 (姜军胜, 2018)、林周盆地花岗斑岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征 (王立全等, 2006; 董铭淳等, 2015) 均体现出壳幔混合的特点, 表明其形成于俯冲环境; 其二, 微量及稀土元素分析结果显示, 达若花岗斑岩 Sr/Y 比值介于 0.53~1.48, 明显小于俯冲洋壳板片熔融形成的岩石所具有的高 Sr/Y 比值 (>30, Defant and Drummond, 1990), 表明其并非洋壳熔融的产物. 同时, 岩石低而均一的 Th/Yb、Th/Nb 比值和大范围变化的 Sr/Nd、Ba/Th 比值 (图 14), 指示岩浆的形成与俯冲洋壳板片脱水产生的流体交代作用密切相关 (姜军胜, 2018), 说明岩浆源区至少在深度大于 100 km 以下的 (角闪) 榴辉岩相条件下形成 (Rapp *et al.*, 2003). 虽然印度—欧亚大陆碰撞作用可使地壳加厚引发 (角闪) 榴辉岩的部分熔融, 但这种地质条件与构造背景下形成的岩石应该体现出与帕那组火山岩相似的板内环境特征, 而达若花岗斑岩具有弧火山岩和

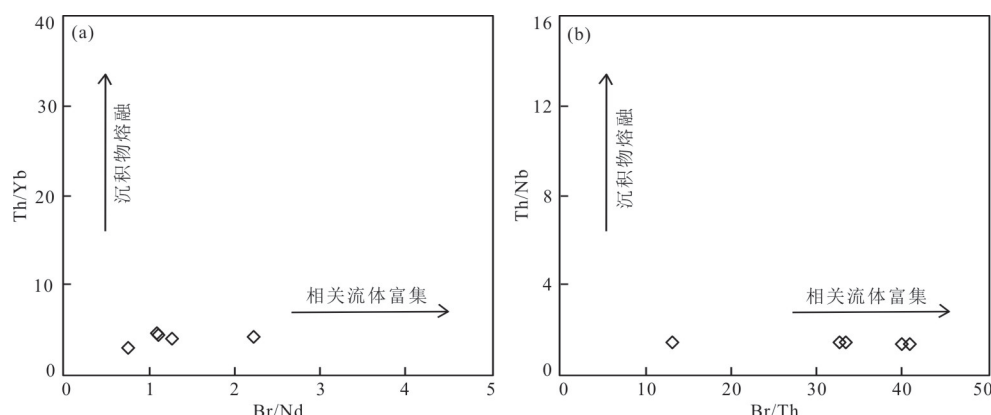


图14 达若花岗斑岩 Th/Yb-Sr/Nd(a)与 Th/Nb-Ba/Th(b)图解

Fig. 14 Th/Yb-Sr/Nd (a) and Th/Nb-Ba/Th (b) diagram of Daruo granite porphyry

底图据姜军胜(2018)

同造山构造背景的双重属性,暗示新特提斯洋壳在古新世(65~60 Ma)时正从俯冲背景向碰撞造山转换,同时也表明其母岩形成于滞后的俯冲新特提斯洋壳与地幔岩石的相互作用. 综上即可很好理解为何达若花岗斑岩产于同造山环境,却具有弧花岗岩的特征.

需要注意的是,尽管林子宗群典中组火山岩及侵位于其中的花岗斑岩等古新世中酸性岩浆岩广泛分布于南拉萨微地体(SL),其形成也均经历了不同程度的幔源物质混染,但综合前人的研究成果可见,从南拉萨微地体(SL)东段到西段,这套岩石的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值却表现出从正值到负值逐渐减小的变化趋势,指示岩浆源区存在差异性,即中段和东段显示地幔物质的加入较多,而西段则以古老地壳物质为主(付文春等, 2014; Hou *et al.*, 2015). 究其原因,笔者倾向于认为是南拉萨微地体(SL)的岩石圈结构差异所致. Zhu *et al.* (2011)指出拉萨地体主要由由新生地壳组成的南拉萨微地体(SL)、北拉萨微地体(NL)和由太古代—元古代古老结晶基底组成的中拉萨微地体(CL)三部分构成;但近年来随着研究的不断深入,前人发现在南拉萨微地体(CL)西段朱诺(张丽等, 2016)、诺仓、打加错(姜军胜, 2018)等地区均存在古老结晶基底, Hou *et al.* (2015)通过对拉萨地体的 Hf 同位素填图也得出了相似的结论. 拉萨地体西段达若花岗斑岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-4.97 \sim -1.54$)为低弱的负值,小于岩浆源区以幔源组分为主的南拉萨微地体(SL)中段萨果地区典中组火山岩($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 3.2 \sim 7.4$) (唐攀等, 2018), 却远大于具有太古代地壳模式年龄、岩浆源区为古老结晶基底的中拉萨微地体(CL)然乌、门巴、

察隅等中生代花岗岩($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -22 \sim -16$) (朱弟成等, 2012), 表明其形成过程确实经历了幔源组分的混染,但由于南拉萨微地体(CL)西段存在古老结晶基底,并且少量幔源组分的加入还不足以使花岗斑岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值呈现出正值,从而表现出低弱的负值.

5 结论

(1) 2件达若花岗斑岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 61.9 ± 0.3 Ma (MSWD=0.17) 和 61.1 ± 0.6 Ma (MSWD=0.69), 与侵位于拉萨地体东段林周盆地典中组火山岩中的花岗斑岩同属于古新世岩浆活动的产物.

(2) 达若花岗斑岩中未见角闪石, 以及石榴子石、刚玉、堇青石和电气石等富 Al 矿物, 属于高 SiO_2 (76.16%~82.78%, 平均为 78.28%)、高碱 (4.16%~6.93%, 平均为 6.09%)、高 TFEo/MgO 比值 (4.32~7.37, 平均为 5.55)、低 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ ($140.50 \times 10^{-6} \sim 164.60 \times 10^{-6}$) 的强过铝质岩石, P_2O_5 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 TFE_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 K_2O 、 Na_2O 等含量与 SiO_2 含量呈负相关, 为典型的高分异 I 型花岗岩.

(3) 达若花岗斑岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.722 739~0.744 497, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 介于 $-6.82 \sim -6.67$, ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 和 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 分别为 38.737~38.944、15.661~15.682 和 18.079~18.624, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 介于 $-4.97 \sim -1.54$, T_{DM2} 介于 1 083~1 273 Ma. 结合区域地质演化, 笔者认为达若花岗斑岩形成于印度—欧亚大陆主碰撞板块汇聚 (65~41 Ma) 的早阶

段,主要为滞后的俯冲新特提斯洋壳与地幔岩石的相互作用形成的母岩浆底侵于拉萨地体古老地壳之下致使其重熔,并与少部分幔源岩浆混合之后,经高程度的结晶分异作用形成的产物。

附表见本刊官网(<http://www.earth-science.net>)。

References

- Amelin, Y., Lee, D. C., Halliday, A. N., et al., 1999. Nature of the Earth's Earliest Crust from Hafnium Isotopes in Single Detrital Zircons. *Nature*, 399 (6733): 252—255. <https://doi.org/10.1038/20426>
- Beard, J. S., Lofgren, G. E., 1991. Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, 32 (2): 365—401. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365>
- Beck, R. A., Burbank, D. W., Sercombe, W. J., et al., 1996. Late Cretaceous Ophiolite Obduction and Paleocene India-Asia Collision in the Westernmost Himalaya. *Geodinamica Acta*, 9 (2—3): 114—144. <https://doi.org/10.1080/09853111.1996.11105281>
- Chappell, B. W., 1999. Aluminium Saturation in I- and S-Type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. *Lithos*, 46 (3): 535—551. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00086-3)
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1—2): 1—26. <https://doi.org/10.1017/s0263593300007720>
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (4): 489—499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chu, M. F., Chung, S. L., O'Reilly, S. Y., et al., 2011. India's Hidden Inputs to Tibetan Orogeny Revealed by Hf Isotopes of Transhimalayan Zircons and Host Rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3—4): 479—486. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.020>
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., et al., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189—200. <https://doi.org/10.1007/bf00374895>
- Collins, W. J., Richards, S. W., 2008. Geodynamic Significance of S-Type Granites in Circum-Pacific Orogens. *Geology*, 36 (7): 559—562. <https://doi.org/10.1130/g24658a.1>
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990. Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature*, 347 (6294): 662—665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Ding, F., Xu, Z. B., Liu, S. H., et al., 2017. LA-ICP-MS Zircon U-Pb Ages, Petrochemical Characteristics and Petrogenesis of the Volcanic Rocks from the Palaeocene—Eocene Nianbo Formation in Chima Area, Coqen County, Xizang (Tibet). *Geological Review*, 63(4): 1102—1116 (in Chinese with English abstract).
- Donaldson, D. G., Webb, A. A. G., Menold, C. A., et al., 2013. Petrochronology of Himalayan Ultrahigh-Pressure Eclogite. *Geology*, 41 (8): 835—838. <https://doi.org/10.1130/g33699.1>
- Dong, G. C., Mo, X. X., Zhao, Z. D., et al., 2002. Research Progress of Linzizong Volcanic Rocks in Linzhou Basin, Tibet. *Earth Science Frontiers*, 9(1): 153 (in Chinese).
- Dong, G. C., Mo, X. X., Zhao, Z. D., et al., 2005. A New Understanding of the Stratigraphic Successions of the Linzizong Volcanic Rocks in the Lhünzhub Basin, Northern Lhasa, Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 24(6): 549—557 (in Chinese with English abstract).
- Dong, M. C., Zhao, Z. D., Zhu, D. C., et al., 2015. Geochronology, Geochemistry, and Petrogenesis of the Intermediate and Acid Dykes in Linzhou Basin, Southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 31 (5): 1268—1284. (in Chinese with English abstract).
- Ferrari, O. M., Hochard, C., Stampfli, G. M., 2008. An Alternative Plate Tectonic Model for the Palaeozoic-Early Mesozoic Palaeotethyan Evolution of Southeast Asia (Northern Thailand-Burma). *Tectonophysics*, 451 (1—4): 346—365. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.065>
- Fu, W. C., Kang, Z. Q., Pan, H. B., 2014. Geochemistry, Zircon U-Pb Age and Implications of the Linzizong Group Volcanic Rocks in Shi-Quan River Area, Western Gangdise Belt, Tibet. *Geological Bulletin of China*, 33 (6): 850—859 (in Chinese with English abstract).
- Gao, S., Luo, T. C., Zhang, B. R., et al., 1998. Chemical Composition of the Continental Crust as Revealed by Studies in East China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (11): 1959—1975. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00121-5](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00121-5)
- Guynn, J. H., Kapp, P., Pullen, A., et al., 2006. Tibetan Basement Rocks near Amdo Reveal “Missing” Mesozoic Tectonism along the Bangong Suture, Central Tibet. *Geology*, 34(6): 505. <https://doi.org/10.1130/g22453.1>
- Hart, S. R., 1984. A Large-Scale Isotope Anomaly in the

- Southern Hemisphere Mantle. *Nature*, 309 (5971) : 753—757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>
- He, S. D., Kapp, P., DeCelles, P. G., et al., 2007. Cretaceous-Tertiary Geology of the Gangdese Arc in the Linzhou Area, Southern Tibet. *Tectonophysics*, 433(1—4): 15—37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.005>
- Hou, K. J., Li, Y. H., Zou, T. R., et al., 2007. Laser Ablation-MC-ICP-MS Technique for Hf Isotope Microanalysis of Zircon and Its Geological Applications. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (10) : 2595—2604 (in Chinese with English abstract).
- Hou, Z. Q., Duan, L. F., Lu, Y. J., et al., 2015. Lithospheric Architecture of the Lhasa Terrane and Its Control on Ore Deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen. *Economic Geology*, 110(6) : 1541—1575. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.6.1541>
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., et al., 2004. Origin of Adakitic Intrusives Generated during Mid-Miocene East-West Extension in Southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1—2) : 139—155. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00007-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00007-x)
- Hou, Z. Q., Wang, E. Q., 2008. Metallogenesis of the Indo-Asian Collisional Orogen: New Advances. *Acta Geoscientica Sinica*, 29(3) : 275—292 (in Chinese with English abstract).
- Huang, H. X., Li, G. M., Liu, H., et al., 2018. An Low Sulfide Epithermal Gold - Silver Polymetallic Deposit Newly Discovered in the Western Section of the Gangdise Metallogenic Belt. *Geology in China*, 45(3) : 628—629 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, J. S., 2018. Genesis of Polymetallic Deposits and Prospecting Potential in the Linzizong Area, Western Gangdese Belt, Tibet (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Ke, X. Z., Long W. G., Zhou D., et al., 2017. Metallogenesis of the Main Collisional Period in Mid-Western Gangdise: Zircon U-Pb Geochronology of the Granite Porphyry in Dexin Deposit, Tibet. *Geological Bulletin of China*, 36(5) : 772—779 (in Chinese with English abstract).
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., et al., 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-Type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3) : 371—391. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.371>
- Kinny, P. D., Compston, W., Williams, I. S., 1991. A Reconnaissance Ion-Probe Study of Hafnium Isotopes in Zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(3) : 849—859. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90346-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90346-7)
- Lassiter, J. C., DePaolo, D. J., 2013. Plume/Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Oceanic Flood Basalts: Chemical and Isotopic Constraints. In: Mahoney, J. J., Coffin, M. F., eds., Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. John Wiley & Sons, New York.
- Lee, H. Y., Chung, S. L., Ji, J. Q., et al., 2012. Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints on the Genesis of the Cenozoic Linzizong Volcanic Successions, Southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53(2) : 96—114. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.08.019>
- Lee, H. Y., Chung, S. L., Lo, C. H., et al., 2009. Eocene Neotethyan Slab Breakoff in Southern Tibet Inferred from the Linzizong Volcanic Record. *Tectonophysics*, 477 (1—2) : 20—35. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.031>
- Leech, M. L., Singh, S., Jain, A. K., et al., 2005. The Onset of India-Asia Continental Collision: Early, Steep Subduction Required by the Timing of UHP Metamorphism in the Western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 234 (1—2) : 83—97. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.038>
- Li, X. F., Wang, C. Z., Mao, W., et al., 2014. The Fault-Controlled Skarn W-Mo Polymetallic Mineralization during the Main India-Eurasia Collision: Example from Haigang Deposit of Gangdese Metallogenic Belt of Tibet. *Ore Geology Reviews*, 58(3) : 27—40. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.10.006>
- Li, Y., Zhang, S. Z., Li, F. Q., et al., 2018. Zircon U-Pb Ages and Implications of the Dianzhong Formation in Chazi Area, Middle Lhasa Block, Tibet. *Earth Science*, 43(8) : 2755—2766 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.593>
- Liu, H., Li, G. M., Huang, H. X., et al., 2018. Petrogenesis of Late Cretaceous Jiangla'angzong I-Type Granite in Central Lhasa Terrane, Tibet, China: Constraints from Whole-Rock Geochemistry, Zircon U-Pb Geochronology, and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 92 (4) : 1396—1414. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13634>
- Liu, Y. S., Gao, S., Hu, Z. C., et al., 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology*, 51 (1—2) : 537—571. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp082>
- 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>
- Maniar, P. D., Piccoli, P., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101 (5) : 635–643. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3–4) : 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meng, F. Y., Zhao, Z. D., Zhu, D. C., et al., 2014. Late Cretaceous Magmatism in Mamba Area, Central Lhasa Subterranean: Products of Back-Arc Extension of Neo-Tethyan Ocean?. *Gondwana Research*, 26 (2) : 505–520. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.017>
- 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)
- Mo, X. X., Hou, Z. Q., Niu, Y. L., et al., 2007. Mantle Contributions to Crustal Thickening during Continental Collision: Evidence from Cenozoic Igneous Rocks in Southern Tibet. *Lithos*, 96 (1–2) : 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.10.005>
- Mo, X. X., Niu, Y. L., Dong, G. C., et al., 2008. Contribution of Syncollisional Felsic Magmatism to Continental Crust Growth: A Case Study of the Paleogene Linzizong Volcanic Succession in Southern Tibet. *Chemical Geology*, 250 (1–4) : 49–67. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.02.003>
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of Recent Continental Tectonics in Asia Can be Interpreted as Results of the India-Eurasia Collision. *Science*, 189 (4201) : 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- Pan, G. T., Xiao, Q. H., Lu, S. N., et al., 2009. Subdivision of Tectonic Units in China. *Geology in China*, 36 (1) : 1–16 (in Chinese with English abstract).
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4) : 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M., et al., 1999. Hf-Nd Element and Isotope Perspective on the Nature and Provenance of Mantle and Subduction Components in Western Pacific Arc-Basin Systems. *Journal of Petrology*, 40 (11) : 1579–1611. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1579>
- Peccherillo, 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>
- Pichavant, M., Montel, J. M., Richard, L. R., 1992. Apatite Solubility in Peraluminous Liquids: Experimental Data and an Extension of the Harrison-Watson Model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (10) : 3855–3861. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90178-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90178-1)
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., 2003. Growth of Early Continental Crust by Partial Melting of Eclogite. *Nature*, 425 (6958) : 605–609. <https://doi.org/10.1038/nature02031>
- Richards, J. P., 2011. Magmatic to Hydrothermal Metal Fluxes in Convergent and Collided Margins. *Ore Geology Reviews*, 40 (1) : 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>
- Rubatto, D., 2002. Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chemical Geology*, 184 (1–2) : 123–138. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(01)00355-2)
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick, R. L., ed., *The Crust*, Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Shi, C. Y., Yan, M. C., Liu, C. M., et al., 2005. Abundances of Chemical Elements in Granitoids of China and Their Characteristics. *Geochimica*, 34 (5) : 56–68 (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>
- Tang, J. X., Ding, S., Meng, Z., et al., 2016. The First Discovery of the Low Sulfidation Epithermal Deposit in Linzizong Volcanics, Tibet: A Case Study of the Sinogduo Ag Polymetallic Deposit. *Acta Geoscientia Sinica*, 37(4) : 461–470 (in Chinese with English abstract).
- Tang, P., Tang, J. X., Zheng, W. B., et al., 2018. Zircon U-Pb Ages, Hf Isotopes and Geochemistry of the Volcanic Rocks in Dianzhong Formation from Xingaguo Area, Tibet. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 37(1) : 47–60 (in Chinese with English abstract).
- Vervoort, J. D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the Depleted Mantle: Hf Isotope Evidence from Juvenile Rocks through Time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*

- ta, 63 (3—4) : 533—556. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00274-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00274-9)
- Wang, L. Q., Zhu, D. C., Geng, Q. R., et al., 2006. The Forming Age and Significance of Granitophyre Associated with Collision Process in Linzhou Basin of Gangdise Belt in Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 51(16) : 1920—1928 (in Chinese).
- Wang, M., Wang, J. L., Hu, Y., et al., 2018. Geochemistry, Geochronology, Whole Rock Sr-Nd and Zircon Hf Isotopes of the Wulansala Granite Pluton in Xiemisitai Area, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 34(3) : 618—636 (in Chinese with English abstract).
- Watson, E. B., Harrison T. M., 2005. Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth. *Science*, 308 (5723) : 841—844. <https://doi.org/10.1126/science.1110873>
- 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., Li, X. H., Zheng, Y. F., et al., 2007. Lu-Hf Isotopic Systematics and Their Applications in Petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2) : 185—220 (in Chinese with English abstract).
- Xie, B. J., Zhou, S., Xie, G. G., et al., 2013. Zircon SHRIMP U-Pb Data and Regional Contrasts of Geochemical Characteristics of Linzizong Volcanic Rocks from Konglong and Dinrenle Region, Middle Gangdise Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11) : 3803—3814 (in Chinese with English abstract).
- Xu, N., Wu, C. L., Lei, M., et al., 2018. Petrogenesis Zircon U-Pb Chronology, and Lu-Hf Isotopic Characteristics of the Monzonitic Granite from Mangya Area. *Earth Science*, 43 (9) : 1—35 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.326>
- Yu, Y. S., Gao, Y., Yang, Z. S., et al., 2018. Geochronology and Genesis of Quartz Diorite-Porphyrates of the Deneng Copper Polymetallic Deposit, Coqen, Tibet, China; Evidence from LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating, Geochemistry and Sr-Nd-Pb Isotopes. *Acta Geologica Sinica*, 92 (7) : 1458—1473 (in Chinese with English abstract).
- Yue, X. Y., 2012. Geochemical Characteristics and Significance of Dianzhong Volcanic Rocks in the Cuoqin Area Tibet, China (Dissertation). Chengdu University of Technology, Chengdu (in Chinese with English abstract).
- Zartman, R. E., Doe, B. R., 1981. Plumbotectonics—The Model. *Tectonophysics*, 75 (1—2) : 135—162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- 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, L., Huang, Y., Li, G. M., et al., 2016. Study of Quartz Diorite Porphyry by LA-ICP-MS U-Pb Dating and Lu-Hf Isotopic Tracing in the Zhunuo Porphyry Deposit, Tibet. *Acta Mineralogica Sinica*, 36(1) : 143—149 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q., Pan, G. Q., Li, C. D., et al., 2007. Granitic Magma Mixing Versus Basaltic Magma Mixing: New Viewpoints on Granitic Magma Mixing Process: Some Crucial Questions on Granite Study (1). *Acta Petrologica Sinica*, 23(5) : 1141—1152 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. M., Zhao, G. C., Santosh, M., et al., 2010. Late Cretaceous Charnokite with Adakitic Affinities from the Gangdese Batholith, Southeastern Tibet: Evidence for Neo-Tethyan Mid-Ocean Ridge Subduction?. *Gondwana Research*, 17 (4) : 615—631. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2009.10.007>
- Zhou, S., Mo, X. X., Dong, G. C., et al., 2004. ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology of Cenozoic Linzizong Volcanic Rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and Their Geological Implications. *Chinese Science Bulletin*, 49 (18) : 1970—1979. <https://doi.org/10.1007/bf03184291>
- Zhu, B. Q., Chang, X. Y., 2001. Geochemical Provinces and Their Boundaries. *Advance in Earth Sciences*, 16 (2) : 153—162 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, B. Q., Zhang, J. L., Tu, X. L., et al., 2001. Pb, Sr, and Nd Isotopic Features in Organic Matter from China and Their Implications for Petroleum Generation and Migration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15) : 2555—2570. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00608-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00608-1)
- Zhu, D. C., Wang, Q., Zhao, Z. D., 2017. Constraining Quantitatively the Timing and Process of Continent-Continent Collision Using Magmatic Record: Method and Examples. *Science in China (Series D)*, 47(6) : 657—673 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, D. C., Wang, Q., Zhao, Z. D., et al., 2015. Corrigendum: Magmatic Record of India-Asia Collision. *Scientific Reports*, 5 (1) : 17236. <https://doi.org/10.1038/srep17236>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2011. The Lhasa Terrane: Record of a Microcontinent and Its Histories of Drift and Growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301 (1—2) : 241—255. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2009.10.007>

epsl.2010.11.005

Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2012. Origin and Paleozoic Tectonic Evolution of the Lhasa Terrane. *Geological Journal of China Universities*, 18(1): 1–15 (in Chinese with English abstract).

Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2013. The Origin and Pre-Cenozoic Evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 23(4): 1429–1454. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.002>

Zong, K. Q., Klemd, R., Yuan, Y., et al., 2017. The Assembly of Rodinia: The Correlation of Early Neoproterozoic (Ca. 900 Ma) High-Grade Metamorphism and Continental Arc Formation in the Southern Beishan Orogen, Southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB). *Precambrian Research*, 290: 32–48. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.12.010>

附中文参考文献

丁枫, 徐忠彪, 刘寿航, 等, 2017. 西藏措勤赤马地区古近系年波组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其成因. *地质论评*, 63(4): 1102–1116.

董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等, 2002. 西藏林周盆地林子宗火山岩研究近况. *地学前缘*, 9(1): 153.

董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等, 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议. *地质通报*, 24(6): 549–557.

董铭淳, 赵志丹, 朱弟成, 等, 2015. 西藏林周盆地中酸性脉岩的年代学、地球化学和岩石成因. *岩石学报*, 31(5): 1268–1284.

付文春, 康志强, 潘会彬, 2014. 西藏冈底斯带西段狮泉河地区林子宗群火山岩地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *地质通报*, 33(6): 850–859.

侯可军, 李延河, 邹天人, 等, 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用. *岩石学报*, 23(10): 2595–2604.

侯增谦, 王二七, 2008. 印度—亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展. *地球学报*, 29(3): 275–292.

黄瀚霄, 李光明, 刘洪, 等, 2018. 冈底斯成矿带西段首次发现低硫化型浅成低温热液型矿床——罗布真金银多金属矿床. *中国地质*, 45(3): 628–629.

姜军胜, 2018. 冈底斯西段林子宗群火山岩区多金属矿床成因及找矿潜力(博士学位论文). 北京: 中国地质大学.

柯贤忠, 龙文国, 周岱, 等, 2017. 西藏冈底斯中西段主碰撞期成矿事件——德新矿区花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄证据. *地质通报*, 36(5): 772–779.

李勇, 张士贞, 李奋其, 等, 2018. 拉萨地块中段查孜地区典中

组火山岩锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *地球科学*, 43(8): 2755–2766.

潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等, 2009. 中国大地构造单元划分. *中国地质*, 36(1): 1–16.

史长义, 鄯明才, 刘崇民, 等, 2005. 中国花岗岩类化学元素丰度及特征. *地球化学*, 34(5): 56–68.

唐菊兴, 丁帅, 孟展, 等, 2016. 西藏林子宗群火山岩中首次发现低硫化型浅成低温热液型矿床——以斯弄多银多金属矿为例. *地球学报*, 37(4): 461–470.

唐攀, 唐菊兴, 郑文宝, 等, 2018. 西藏新嘎果地区典中组火山岩年代学、Hf 同位素及地球化学特征. *岩石矿物学杂志*, 37(1): 47–60.

王立全, 朱弟成, 耿全如, 等, 2006. 西藏冈底斯带林周盆地与碰撞过程相关花岗斑岩的形成时代及其意义. *科学通报*, 51(16): 1920–1928.

王敏, 王居里, 胡洋, 等, 2018. 新疆谢米斯台地区乌兰萨拉岩体地球化学、年代学及全岩 Sr-Nd 和锆石 Hf 同位素研究. *岩石学报*, 34(3): 618–636.

吴福元, 李献华, 郑永飞, 等, 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 23(2): 185–220.

谢冰晶, 周肃, 谢国刚, 等, 2013. 西藏冈底斯中段孔隆至丁仁勒地区林子宗群火山岩锆石 SHRIMP 年龄和地球化学特征的区域对比. *岩石学报*, 29(11): 3803–3814.

徐楠, 吴才来, 雷敏, 等, 2018. 茫崖二长花岗岩岩锆石 U-Pb 年代学、Lu-Hf 同位素特征及岩石成因. *地球科学*, 43(9): 1–35.

于玉帅, 高原, 杨竹森, 等, 2018. 西藏措勤县德能铜多金属矿床石英闪长玢岩时代与成因: LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素证据. *地质学报*, 92(7): 1458–1473.

岳相元, 2012. 西藏措勤地区典中组火山岩地球化学特征及其地质意义(硕士学位论文). 成都: 成都理工大学.

张丽, 黄勇, 李光明, 等, 2016. 西藏朱诺斑岩铜矿石英闪长斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素研究. *矿物学报*, 36(1): 143–149.

张旗, 潘国强, 李承东, 等, 2007. 花岗岩混合问题: 与玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一. *岩石学报*, 23(5): 1141–1152.

朱炳泉, 常向阳, 2001. 地球化学省与地球化学边界. *地球科学进展*, 16(2): 153–162.

朱弟成, 王青, 赵志丹, 2017. 岩浆岩定量限定陆—陆碰撞时间和过程的方法和实例. *中国科学(D 辑)*, 47(6): 657–673.

朱弟成, 赵志丹, 牛耀龄, 等, 2012. 拉萨地体的起源和古生代构造演化. *高校地质学报*, 18(1): 1–15.

附表 1 达若花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Appendix table 1 LA-ICP-MS Zircon U-Pb data of Daruo granite porphyry

测点编号	元素含量(10^{-6})			Th/U	同位素比值				同位素年龄(Ma)						协和度 (%)		
	^{206}Pb	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
DR03-1 花岗斑岩, 采样位置: 86°51'45"E, 30°01'53"N; 18 个测点加权平均年龄: 61.9±0.3 Ma, MSWD=0.17, 95% conf.																	
DR03-1-01	1.98	101.53	181.19	0.56	0.046 79	0.002 22	0.062 24	0.002 82	0.009 69	0.000 13	39.0	111.1	61.3	2.7	62.2	0.8	98
DR03-1-02	2.00	103.99	182.41	0.57	0.050 18	0.003 01	0.065 23	0.003 57	0.009 66	0.000 15	211.2	143.5	64.2	3.4	62.0	0.9	96
DR03-1-03	1.71	79.99	154.12	0.52	0.044 07	0.002 49	0.059 23	0.003 08	0.009 69	0.000 15	166.7	141.2	58.4	3.0	62.1	0.9	93
DR03-1-04	1.30	59.43	120.22	0.49	0.048 32	0.003 16	0.062 43	0.003 71	0.009 61	0.000 20	122.3	138.9	61.5	3.5	61.6	1.3	99
DR03-1-05	1.28	59.03	118.30	0.50	0.048 60	0.003 88	0.063 83	0.005 02	0.009 52	0.000 22	127.9	177.8	62.8	4.8	61.1	1.4	97
DR03-1-06	1.36	64.37	128.18	0.50	0.048 65	0.003 37	0.061 95	0.003 89	0.009 48	0.000 18	131.6	155.5	61.0	3.7	60.8	1.2	99
DR03-1-07	2.22	117.43	201.01	0.58	0.051 19	0.004 12	0.067 46	0.005 59	0.009 60	0.000 19	250.1	189.8	66.3	5.3	61.6	1.2	92
DR03-1-08	2.03	105.13	184.48	0.57	0.046 24	0.002 74	0.061 03	0.003 32	0.009 73	0.000 17	9.4	137.0	60.2	3.2	62.4	1.1	96
DR03-1-09	1.72	90.68	156.42	0.58	0.050 18	0.002 92	0.064 75	0.003 27	0.009 72	0.000 15	211.2	135.2	63.7	3.1	62.4	1.0	97
DR03-1-10	1.78	87.49	162.54	0.54	0.047 14	0.002 72	0.062 07	0.003 22	0.009 76	0.000 15	57.5	129.6	61.1	3.1	62.6	0.9	97
DR03-1-11	1.81	89.67	166.43	0.54	0.047 93	0.003 73	0.063 54	0.004 88	0.009 64	0.000 20	94.5	238.9	62.5	4.7	61.8	1.3	98
DR03-1-12	1.54	74.91	140.89	0.53	0.049 98	0.002 70	0.064 77	0.003 08	0.009 76	0.000 16	194.5	128.7	63.7	2.9	62.6	1.0	98
DR03-1-13	1.75	92.23	156.55	0.59	0.047 67	0.002 89	0.063 60	0.003 62	0.009 75	0.000 16	83.4	137.0	62.6	3.5	62.5	1.0	99
DR03-1-14	5.54	121.90	190.14	0.64	0.055 30	0.005 14	0.067 77	0.005 40	0.009 48	0.000 22	433.4	204.6	66.6	5.1	60.8	1.4	90
DR03-1-15	39.62	1 012.24	963.09	1.05	0.047 60	0.001 88	0.063 72	0.002 62	0.009 64	0.000 11	79.7	92.6	62.7	2.5	61.8	0.7	98
DR03-1-16	3.60	82.62	143.00	0.58	0.055 72	0.006 38	0.069 64	0.006 64	0.009 55	0.000 26	442.6	257.4	68.4	6.3	61.3	1.7	90
DR03-1-17	8.77	212.65	236.28	0.90	0.046 67	0.003 49	0.062 44	0.004 27	0.009 77	0.000 17	31.6	179.6	61.5	4.1	62.7	1.1	98
DR03-1-18	4.87	99.42	163.16	0.61	0.055 70	0.004 86	0.068 75	0.004 72	0.009 38	0.000 18	438.9	199.1	67.5	4.5	60.2	1.1	90
DR03-3 花岗斑岩, 采样位置: 86°52'23"E, 30°02'35"N; 13 个测点加权平均年龄: 61.1±0.6 Ma, MSWD=0.69, 95% conf.																	
DR03-3-01	4.49	88.43	152.95	0.58	0.057 69	0.006 06	0.068 28	0.004 88	0.009 39	0.000 25	516.7	199.8	67.1	4.6	60.3	1.6	90
DR03-3-02	5.68	75.93	133.54	0.57	0.052 46	0.006 73	0.065 74	0.006 42	0.009 71	0.000 28	305.6	268.2	64.6	6.1	62.3	1.8	96
DR03-3-03	3.84	63.26	123.72	0.51	0.066 56	0.008 13	0.080 61	0.008 54	0.009 44	0.000 26	833.3	257.4	78.7	8.0	60.6	1.6	90
DR03-3-04	6.09	104.82	176.23	0.59	0.051 54	0.004 35	0.068 06	0.005 26	0.009 64	0.000 20	264.9	199.1	66.9	5.0	61.8	1.3	92
DR03-3-05	4.45	85.89	149.41	0.57	0.053 54	0.006 37	0.068 13	0.007 05	0.009 60	0.000 25	350.1	276.8	66.9	6.7	61.6	1.6	91
DR03-3-06	4.45	98.63	169.06	0.58	0.051 63	0.004 61	0.063 47	0.004 99	0.009 60	0.000 21	333.4	205.5	62.5	4.8	61.6	1.3	98
DR03-3-07	52.65	1 217.66	1 385.30	0.88	0.049 55	0.002 09	0.065 48	0.003 07	0.009 56	0.000 17	172.3	130.5	64.4	2.9	61.3	1.1	95
DR03-3-08	28.19	581.00	458.48	1.27	0.048 29	0.002 69	0.061 63	0.003 14	0.009 38	0.000 13	122.3	116.6	60.7	3.0	60.2	0.8	99
DR03-3-09	6.47	130.20	173.41	0.75	0.069 49	0.007 78	0.085 28	0.006 41	0.009 66	0.000 25	922.2	231.5	83.1	6.0	62.0	1.6	90
DR03-3-10	56.09	1 302.10	1 585.26	0.82	0.046 25	0.001 77	0.058 47	0.002 31	0.009 21	0.000 17	9.4	92.6	57.7	2.2	59.1	1.1	97
DR03-3-11	11.31	272.60	257.22	1.06	0.048 19	0.003 78	0.063 87	0.004 89	0.009 67	0.000 16	109.4	174.0	62.9	4.7	62.1	1.0	98
DR03-3-12	34.77	756.34	873.02	0.87	0.054 25	0.002 08	0.071 96	0.002 64	0.009 70	0.000 11	388.9	82.4	70.6	2.5	62.3	0.7	97
DR03-3-13	14.22	350.77	347.44	1.01	0.047 21	0.003 28	0.059 79	0.003 81	0.009 37	0.000 16	61.2	155.5	59.0	3.7	60.1	1.0	98

附表 2 达若花岗斑岩主量(%)与微量元素(10^{-6})分析结果Appendix table 1 Major elements (%) and trace elements (10^{-6}) of Daruo granite prophyry

样品编号	DR03-1	DR03-3	DR03-4	DR03-5	DR03-6
SiO ₂	82.78	76.75	76.80	76.16	78.89
TiO ₂	0.12	0.16	0.15	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	9.74	12.74	12.91	12.79	12.17
TFe ₂ O ₃	1.28	1.03	1.11	1.48	1.24
MnO	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05
MgO	0.27	0.18	0.19	0.18	0.20
CaO	0.11	0.14	0.16	0.13	0.14
Na ₂ O	0.89	1.12	1.54	1.06	0.97
K ₂ O	3.27	5.74	4.97	5.87	5.01
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03
LOI	1.74	1.53	1.57	1.53	0.82
TOTAL	100.26	99.45	99.47	99.46	99.67
Li	76.00	21.90	20.60	21.50	35.21
Be	2.20	1.88	1.69	1.75	1.90
V	15.60	14.90	11.10	12.90	13.74
Cr	27.50	29.30	23.60	37.10	29.61
Co	0.69	0.73	0.80	0.98	0.81
Ni	1.35	1.66	1.21	1.23	1.37
Cu	3.64	2.95	3.93	3.81	3.58
Zn	35.10	19.00	17.00	17.50	22.15
Mo	0.89	1.89	1.01	1.62	1.35
Sb	2.05	1.42	0.69	1.19	1.34
W	1.13	1.45	1.25	1.42	1.31
Bi	0.35	0.08	0.17	0.08	0.17
Cs	17.40	26.30	13.90	24.50	20.66
Ga	21.00	18.70	18.00	18.60	19.26
Rb	260.00	325.00	267.00	321.00	295.92
Sr	13.00	39.00	45.00	37.10	33.98
Y	24.70	32.50	30.40	33.80	30.65
Zr	78.80	45.30	50.20	45.60	55.48
Nb	8.22	12.40	12.70	12.30	11.53
Ba	158.00	724.00	633.00	713.00	563.33
Ta	0.71	1.08	1.14	1.07	1.01
Tl	1.77	2.84	1.86	2.78	2.33
La	21.00	50.00	26.70	45.80	36.14
Ce	29.50	74.40	47.20	71.40	56.10
Pr	4.75	9.85	5.64	9.13	7.40
Nd	17.30	35.90	20.30	33.40	26.93
Sm	3.29	6.71	4.00	6.42	5.15
Eu	0.37	0.80	0.50	0.78	0.62
Gd	2.88	6.04	3.65	5.87	4.65
Tb	0.61	1.06	0.80	1.11	0.90
Dy	3.91	5.80	4.97	6.26	5.28
Ho	0.89	1.05	1.11	1.23	1.08
Er	2.88	3.10	3.35	3.45	3.23
Tm	0.57	0.68	0.70	0.65	0.66
Yb	3.87	3.70	4.49	3.88	4.03
Lu	0.59	0.52	0.60	0.56	0.57
Hf	3.24	2.38	2.64	2.46	2.71
Pb	4.34	10.20	7.89	9.44	7.97
Th	12.00	17.80	19.20	17.80	16.89
U	5.08	2.96	3.39	2.92	3.62
ΣREE	92.41	199.61	124.02	189.94	152.73
LREE	76.21	177.66	104.34	166.93	132.33
HREE	16.20	21.95	19.67	23.01	20.40
δEu	0.36	0.38	0.39	0.38	0.38

附表 2 花岗斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Appendix table 3 Sr-Nd-Pb isotope composition of Daruo granite porphyry

样品编号	DR03-1	DR03-3	DR03-5
Rb(10^{-6})	260.00	325.00	321.00
Sr(10^{-6})	13.00	39.00	37.10
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	57.912	24.130	25.054
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.745 003	0.722 950	0.723 444
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.744 497	0.722 739	0.723 225
Sm(10^{-6})	3.29	6.71	6.42
Nd(10^{-6})	17.30	35.90	33.40
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.115 0	0.113 0	0.116 2
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512 288	0.512 295	0.512 296
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512 287	0.512 294	0.512 295
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-6.82	-6.69	-6.67
T_{DM}	1 332	1 296	1 336
T_{DM2}	1 374	1 363	1 361
Pb(10^{-6})	4.34	10.20	9.44
Th(10^{-6})	12.00	17.80	17.80
U(10^{-6})	5.08	2.96	2.92
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.300	39.300	39.283
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.695	15.695	15.691
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.804	18.804	18.791
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	38.737	38.944	38.900
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.661	15.687	15.682
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	18.079	18.624	18.600

附表 3 花岗斑岩 Hf 同位素组成

Appendix table 4 Hf isotope composition of Daruo granite porphyry

测点号	年龄(Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
DR03-1-01	60.3	0.282 642	0.000 020	0.000 401	0.000 015	-3.32	874	1 198	-0.96
DR03-1-02	62.3	0.282 679	0.000 018	0.000 705	0.000 005	-2.01	805	1 108	-0.98
DR03-1-03	60.6	0.282 690	0.000 017	0.001 009	0.000 029	-1.59	796	1 086	-0.97
DR03-1-04	61.8	0.282 675	0.000 019	0.001 126	0.000 012	-2.11	820	1 116	-0.97
DR03-1-05	61.6	0.282 691	0.000 019	0.000 634	0.000 005	-1.54	787	1 083	-0.98
DR03-1-06	61.6	0.282 673	0.000 022	0.000 743	0.000 005	-2.17	814	1 119	-0.98
DR03-3-01	61.3	0.282 596	0.000 021	0.000 763	0.000 042	-4.97	955	1 273	-0.94
DR03-3-02	60.2	0.282 641	0.000 016	0.000 602	0.000 015	-3.31	857	1 182	-0.98
DR03-3-03	62.0	0.282 644	0.000 021	0.000 471	0.000 060	-3.26	896	1 179	-0.93
DR03-3-04	59.1	0.282 662	0.000 027	0.001 738	0.000 041	-2.64	852	1 143	-0.95
DR03-3-05	62.1	0.282 624	0.000 015	0.000 435	0.000 019	-3.99	925	1 220	-0.93
DR03-3-06	62.3	0.282 608	0.000 020	0.001 829	0.000 029	-4.51	933	1 249	-0.94
DR03-3-07	60.1	0.282 600	0.000 020	0.001 606	0.000 015	-4.82	938	1 264	-0.95