

DOI: 10.12401/j.nwg.2023052

## 松潘-甘孜地块中西部晚三叠纪花岗岩体成因 及其构造意义

王鹏<sup>1</sup>, 白建科<sup>1,\*</sup>, 王雁鹤<sup>1</sup>, 韩昊<sup>1</sup>, 宋伊圩<sup>2</sup>, 周霖<sup>1</sup>, 张吉廷<sup>1</sup>, 肖紫珩<sup>1</sup>, 陈威<sup>3</sup>

(1. 中国地质调查局西宁自然资源综合调查中心, 青海 西宁 810012; 2. 中国地质调查局西安矿产资源调查中心, 陕西 西安 710100; 3. 盛屯矿业集团股份有限公司, 福建 厦门 361012)

**摘要:** 通过岩相学、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Lu-Hf 同位素等多种手段, 系统对比松潘-甘孜地块巴颜喀拉山南口地区和中部达日地区的花岗质岩体岩石学和地球化学特征, 拟查明其岩石成因、岩浆源区和基底属性。巴颜喀拉山南口和达日地区花岗质岩石岩浆锆石 U-Pb 年龄为  $(212.0 \pm 2.2)$  Ma 和  $(213.3 \pm 1.7)$  Ma、 $(217.0 \pm 1.9)$  Ma 和  $(215.4 \pm 6.4)$  Ma。主量、微量元素研究表明, 前者属于高钾钙碱性过铝质 I 型花岗闪长岩, 而后者属于钾玄岩和高钾钙碱性、过铝质 S 型石英二长岩和花岗岩。巴颜喀拉山南口和达日地区花岗质岩石微量元素特征表现均为富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素, 且具有轻微的 Zr、Hf 负异常, 但前者 Nb、Ta 等元素亏损程度明显高于后者, Eu 异常也更为明显。巴颜喀拉山南口和达日地区花岗质岩石均为轻稀土富集型的稀土元素配分模式, 但达日地区样品轻、重稀土含量均高于巴颜喀拉山样品。锆石 Hf 同位素数据显示, 巴颜喀拉山地区花岗质岩石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为  $-3.62 \sim 2.92$ , 平均值为  $-0.54$ , 锆石 Hf 二阶段模式年龄为  $1.07 \sim 1.48$  Ga。结合前人研究数据, 推断巴颜喀拉山和达日地区花岗质岩石源区分别为下地壳镁铁质岩石和中地壳杂砂岩。松潘-甘孜地块存在新元古代基底, 且其基底与扬子地块基底存在亲缘性。研究区花岗质岩石为后碰撞背景下, 岩石圈拆沉诱发的不同地壳岩石部分熔融的产物。

**关键词:** 锆石 U-Pb 定年; 地球化学; Hf 同位素; 花岗质岩石; 岩石成因; 松潘-甘孜地块

中图分类号: P581; P597.3

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2023)05-0223-22

### Petrogenesis and Tectonic Implication of Late-Triassic Granitoids in the West-Central Part of Songpan-Ganze Block

WANG Peng<sup>1</sup>, BAI Jianke<sup>1,\*</sup>, WANG Yanhe<sup>1</sup>, HAN Hao<sup>1</sup>, SONG Yiwei<sup>2</sup>, ZHOU Lin<sup>1</sup>,  
ZHANG Jiting<sup>1</sup>, XIAO Ziheng<sup>1</sup>, CHEN Wei<sup>3</sup>

(1. Xining Center of Natural Resources Comprehensive Survey, CGS, Xining 810012, Qinghai, China; 2. Xi'an Mineral Resources Investigation Center, China Geological Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China; 3. Chengtun Mining Group Co. Ltd, Xiamen 361012, Fujian, China)

收稿日期: 2021-10-20; 修回日期: 2022-01-24; 责任编辑: 曹佰迪

基金项目: 中国地质调查局项目“祁连成矿带金矿资源潜力动态评价”(DD20220979)和“东昆仑成矿带金矿资源潜力动态评价”(DD20220978)联合资助。

作者简介: 王鹏(1992-), 男, 硕士, 工程师, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: 916459881@qq.com。

\* 通讯作者: 白建科(1983-), 男, 博士, 正高级工程师, 主要从事沉积学、盆地分析与造山带演化等领域的科研工作。E-mail: baijianke2003@163.com。

**Abstract:** Through various methods such as petrography, zircon U–Pb geochronology, petrogeochemistry and Lu–Hf isotopes, the petrological and geochemical characteristics of the granitic rocks from the south entrance of Bayan Har Mountain and Dari area have been systematically compared, in order to find out its petrogenesis, magma source area and basement attributes. The magmatic zircon U–Pb ages of the granitic rocks from the south entrance of Bayan Har Mountain and Dari area are (212.0±2.2) Ma, (213.3±1.7) Ma, (217.0±1.9) Ma and (215.4±6.4) Ma. Studies on major and trace elements show that the former belongs to high–potassium calcium–alkaline peraluminous I–type granodiorite, while the latter belongs to potash basalt and high–potassium calc–alkaline, peraluminous S–type quartz monzonite and granite. The characteristics of the trace elements of the granitic rocks from the south entrance of Bayan Har Mountain and Dari area are: enrichment of large ion lithophile elements such as Rb, Th, U, depletion of high field strength elements such as Nb and Ta, and slight Zr, Hf negative anomaly, but the former Nb, Ta and other elements are significantly more depleted than the latter. Eu anomaly is also more obvious. The granitic rocks from the south entrance of Bayan Har Mountain area are both light rare earth–enriched rare earth element distribution models, but the content of light and heavy rare earths in the samples from the Dari area are higher than those of the Bayan Har Mountain samples. The zircon Hf isotopic data of granitic rocks from the Bayan Har Mountains area show that  $\epsilon\text{Hf}(t) = -3.62 \sim 2.92$ , the average is  $-0.54$ , and the age of the zircon Hf two–stage model is between 1.07 and 1.48 Ga. Combining previous research data and the composition of major, trace and Hf isotopes in this paper, it is inferred that the source areas of the granitic rocks from the south entrance of Bayan Har Mountain and Dari area are lower crust mafic rocks and middle crust sandstones, respectively. The Songpan–Garze block has a Neoproterozoic basement, and its basement is related to the basement of the Yangtze block. It is speculated that the granitic rocks in the study area are the products of partial melting of different crustal rocks induced by lithospheric delamination under the background of post–collision. The granitic rocks in the study area are the products of partial melting of different crustal rocks induced by lithospheric delamination under the background of post–collision.

**Keywords:** U–Pb Zircon age; geochemistry; Hf isotopes; granitic rocks; petrogenesis; Songpan–Ganze block

松潘–甘孜地块位于华北地块、扬子地块和羌塘地块结合部位,是一个巨大的构造集合域(Sengör et al., 1985; 许志琴, 1992; Mattauer et al., 1992; Bruguier et al., 1997)。松潘–甘孜地块上广泛分布花岗质岩体,前人对这些岩体已经开展了岩相学(Zhang et al., 2007; Cai et al., 2009, 2010; Zhang et al., 2014)、年代学(Roger et al., 2004; Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007)和地球化学(Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007)等方面工作。研究发现,这些岩体主要为晚三叠世至—侏罗纪的中酸性侵入岩(Roger et al., 2003, 2004; Zhang et al., 2007; Weislogel, 2008; Cai et al., 2009; Yuan et al., 2010; Zhang et al., 2014),岩石成因类型多样,主要包括埃达克质花岗岩(Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007)、A型花岗岩(Zhang et al., 2007)、I型花岗岩(Xiao et al., 2007)和强过铝质花岗岩(时章亮等, 2009)。迄今为止,这些花岗质岩石的岩石成因和构造驱动仍然存在争议,部分学者认为这些岩石是后碰撞环境中岩石圈拆沉作用

形成的(Zhang et al., 2006, 2007; Xiao et al., 2007);而其他学者认为这些花岗岩类与金沙江特提斯洋俯冲作用有关(Roger et al., 2003)。此外,松潘–甘孜地块的基底属性存在争议,争议焦点包括:①松潘–甘孜地块基底为残余洋盆(Sengör et al., 1985; Yin et al., 1993, 2000; Hsü et al., 1995; Bruguier et al., 1997; Liu et al., 2019)。②松潘–甘孜地块三叠系具有陆相的地壳基底,基底与扬子地块具有密切的亲缘关系(Roger et al., 2004; Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007)。前人研究通常局限于一个区域,松潘–甘孜地块不同区域花岗质岩石是否存在差异,其成因类型、构造背景和基底属性是否相同,这些问题对于理解松潘–甘孜地块区域构造演化至关重要,然而区域之间此类对比研究较为薄弱。笔者选取松潘–甘孜地块西部巴颜喀拉山南口地区和中部达日地区花岗质岩石作为研究对象,通过岩相学、锆石 U–Pb 年代学、岩石地球化学和 Lu–Hf 同位素等多种手段研究,系统对比松潘–甘孜

地块中西部花岗质岩石岩相学和地球化学组成差异, 全面揭示松潘-甘孜地块中西部地区花岗质岩石成因与岩浆深部过程, 力图探索该地区基底属性与岩浆-构造指示意义。

### 1 区域地质概况

松潘-甘孜地块位于青藏高原东北缘。该区北侧以阿尼玛卿缝合带为界与东昆仑-西秦岭造山带毗邻(许志琴, 1992; Sun et al., 2002; Elena et al., 2003; 于浦生等, 2007); 东南缘以龙门山断裂带为界与扬子地块相邻(许志琴, 1992; Chen et al., 1995, 1996); 西南缘以金沙江缝合带为界, 与羌塘-昌都地块相接(Sengör, 1985; Wang et al., 2000; Hou et al., 2004; Reid et al., 2005; 王辉等, 2009)(图 1a)。松潘-甘孜地块内震旦纪-古生界地层序列上覆盖着巨厚的三叠系沉积地层, 厚度可达 5~15 km(许志琴, 1992; 王晖等, 2012; 白国典等,

2018)。松潘-甘孜地块南部丹巴地区分布的新元古代地层经历了绿片岩相到角闪岩相的变质作用(Huang et al., 2003), 而该地块的三叠系复理石沉积地层仅经历了绿片岩相变质作用(许志琴, 1992; Bruguier et al., 1997; Reid et al., 2005)。松潘-甘孜地块除在东部龙门山断裂带附近出露有前震旦纪结晶基底外, 再无基底出露(许志琴, 1992)。印支期, 扬子板块、华北板块和羌塘板块之间相互挤压, 导致松潘带内的沉积盆地缩小, 古特提斯洋闭合, 形成松潘造山带(Sengör, 1985; 许志琴, 1992; Nie et al., 1994)。在造山期, 震旦纪-古生界地层序列上覆的三叠系向南逐渐推覆至扬子板块之上。与此同时, 震旦纪-古生界地层序列由于构造运动发生强烈变形, 形成大规模的滑脱构造, 从而使地壳明显增厚(Mattauer et al., 1992; 夏林圻等, 2010), 导致松潘带岩石圈发生重力不稳定性, 岩石圈发生拆沉作用, 这一过程不但促使岩石圈地幔的部分熔融, 而且还促发中下地壳物质的部分熔

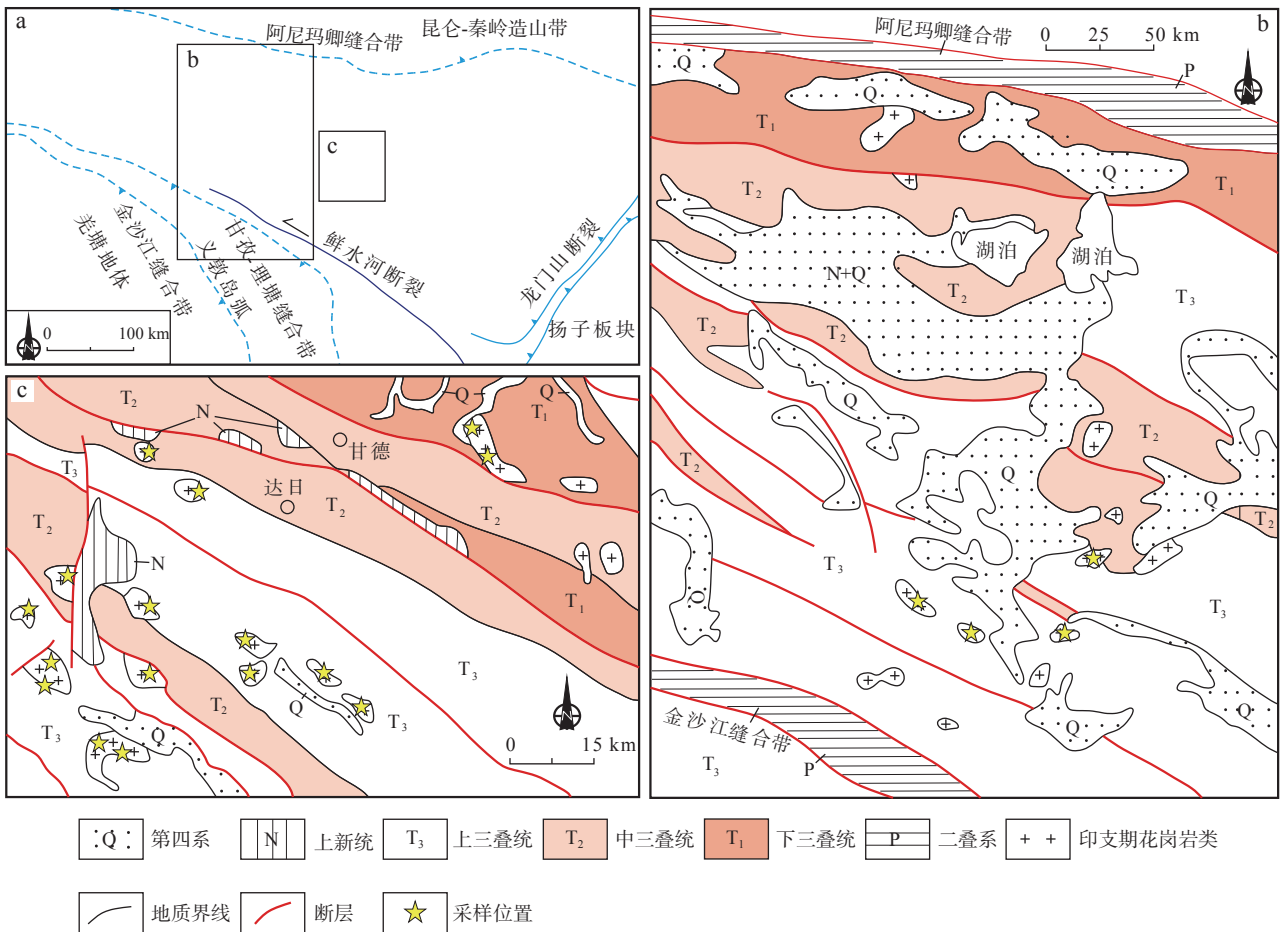


图 1 松潘-甘孜地块地质构造简图(a)、巴颜喀拉山地质简图(b)与达日花岗岩类分布简图(c)(据蔡宏明, 2010 修改)  
Fig. 1 (a) Geological structure sketch of Songpan-Garze block, (b) geological sketch of granitoids in Bayankala and (c) geological sketch of granitoids in Dari area

融(Jung et al., 1998; Wu et al., 2002, 2005; Chung et al., 2003, 2005; Ilbeyli et al., 2004)。

## 2 样品采集与实验分析

### 2.1 样品采集与描述

研究区位于松潘-甘孜地块中西部(图 1b、图 1c), 巴颜喀拉山位于达日地区西侧(图 1a)。研究区花岗质岩体平面上多呈不规则椭圆形, 以切割早期或主造山期逆冲及褶皱构造为特点, 围岩均为三叠纪巴颜喀拉山群, 普遍发育有宽度不等的接触变质晕带。其中, 巴颜喀拉山南口地区花岗质岩体主要为花岗闪长岩, 达日地区花岗质岩体为石英二长岩和花岗岩。笔者野外采集巴颜喀拉山花岗闪长岩样品 3 件, 闪长岩样品 1 件, 达日地区花岗岩样品 6 件, 石英二长岩 8 件, 二长岩 1 件, 花岗闪长岩 1 件。这些样品与强烈变形的三叠系地层具有侵入接触关系, 而岩体本身无变形。

巴颜喀拉山南口地区花岗闪长岩(样品 359): 灰白色, 半自形粒状结构, 块状构造(图 2a)。斜长石含量为 58%, 无规律分布, 粒度大小为 0.32~1.20 mm, 为细粒结构, 呈半自形板状, 单偏光镜下, 呈土灰色, 正低突起, 正交镜下一级灰干涉色, 可见聚片双晶和环带结构, 斜消光。石英含量为 21%, 呈他形粒状充填于斜长石矿物颗粒间, 粒径为 0.16~1.60 mm, 主要为细粒结构, 表面干净, 平行消光。角闪石含量为 12%, 粒度大小为 0.40~1.92 mm, 细粒粒状结构, 呈褐绿-浅黄绿, 具多色性, 长柱状、短柱状, 正中-正高突起, 可见横切面呈近菱形的六边形及角闪石式解理。钾长石含量为 9%, 呈他形粒状分布于斜长石矿物颗粒间, 主要为条纹长石, 粒度大小约为 0.72~1.04 mm (图 2b)。

达日地区查雀嘎玛石英二长岩(样品 D2409): 灰白色, 中细粒结构, 块状构造, 中细粒花岗结构(图 2c)。斜长石含量为 41%, 无规律分布, 粒度大小为 0.4~2.72 mm, 中细粒粒状结构, 呈半自形板状。石英含量为 17%, 无规律分布, 呈他形粒状充填于钾长石和斜长石矿物颗粒间, 粒径为 0.24~2.40 mm, 中细粒结构。钾长石含量为 35%, 无规律分布, 主要为正长石, 半自形宽板状及不规则粒状, 粒度大小为 0.96~3.04 mm, 中细粒结构。黑云母含量为 4%, 呈叶片状, 鳞片状, 无规律分布, 粒径平均为 0.60 mm, 细粒结构。

白云母含量为 3%, 呈叶片状, 鳞片状, 无规律分布, 粒径平均为 0.32 mm, 细粒结构, 由黑云母褪色形成(图 2d)。

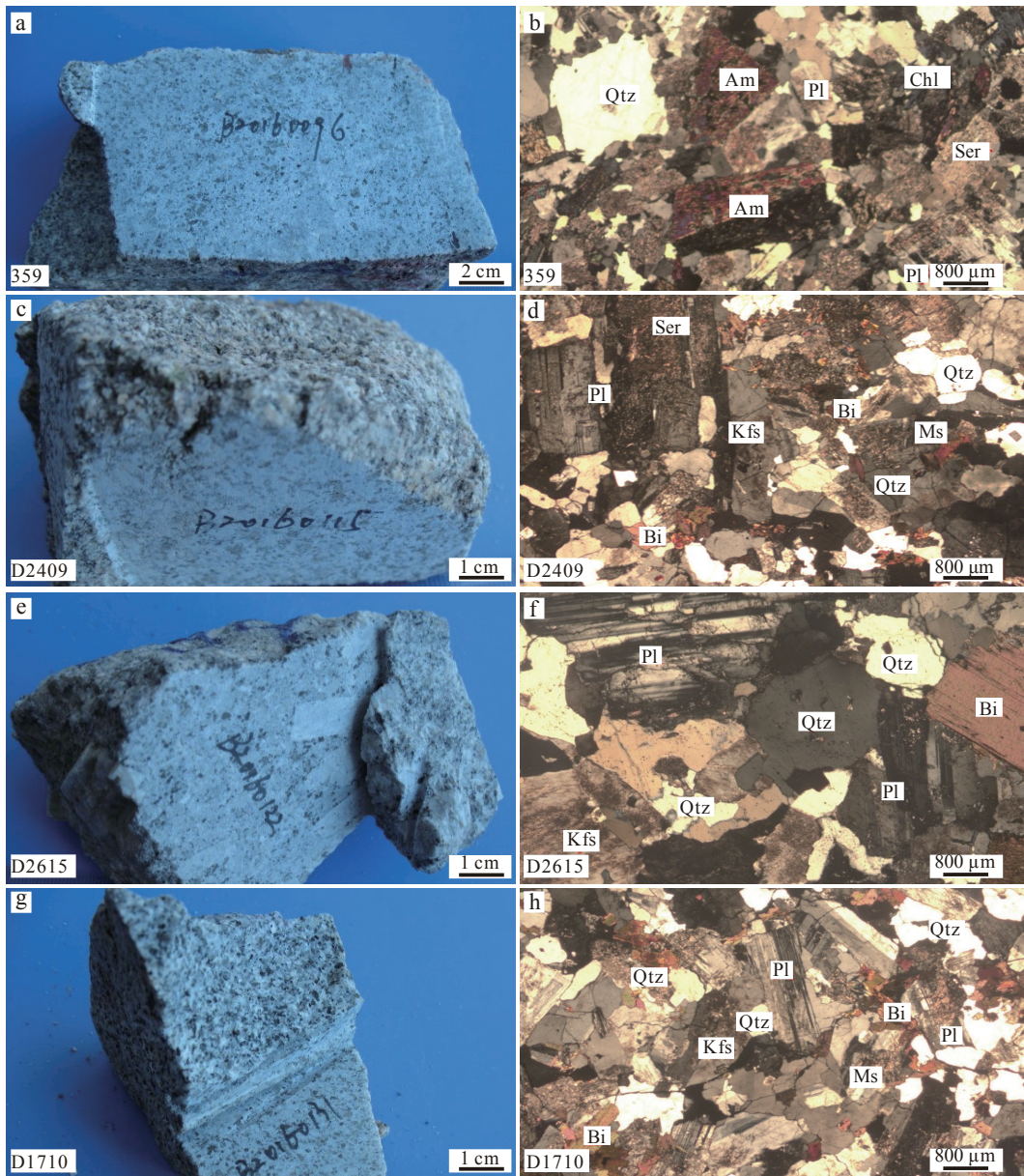
达日地区波不弄公玛石英二长岩体(样品 D2615): 灰白色, 似斑状结构, 块状构造(图 2e)。斜长石含量为 38%, 无规律分布, 粒度大小为 0.48~4.64 mm, 中细粒粒状结构。钾长石为 35%, 无规律分布, 主要为条纹长石、正长石, 半自形宽板状及不规则粒状, 粒度大小为 0.88~17.60 mm, 中细粒结构。石英含量为 18%, 无规律分布, 呈他形粒状充填于钾长石和斜长石矿物颗粒间, 粒径为 0.16~3.60 mm, 中细粒结构, 表面干净, 一级灰白干涉色, 平行消光。黑云母含量为 5%, 呈叶片状, 鳞片状, 无规律分布, 粒径平均为 1.20 mm, 细粒结构。白云母含量为 4%, 鳞片状, 无规律分布, 粒径平均为 0.35 mm(图 2f)。

达日地区日查花岗岩(样品 D1710): 灰白色, 中细粒粒状结构, 块状构造(图 2g)。斜长石含量为 32%, 无规律分布, 粒度大小为 0.24~2.56 mm, 主要为细粒结构, 呈半自形板状。石英含量为 30%, 呈他形粒状充填于斜长石矿物颗粒间, 粒径为 0.32~2.30 mm, 细粒结构。钾长石含量为 34%, 呈他形粒状分布于斜长石矿物颗粒间, 主要为条纹长石, 其次为正长石, 粒度大小约为 2.16~3.06 mm。黑云母含量为 5%, 呈叶片状, 鳞片状, 无规律分布, 粒径平均为 0.80 mm, 细粒结构。白云母含量为 2%, 呈叶片状, 无规则分布, 粒径为 0.32~0.28 mm, 细粒结构, 由黑云母褪色形成(图 2h)。

### 2.2 实验分析

#### 2.2.1 主量、微量元素分析

所采 20 件样品全部进行主量元素、微量元素和稀土元素测试分析, 测试工作在中国地质调查局西安地质调查中心实验测试室完成, 挑选新鲜样品在无污染环境下粉碎至 200 目。主量元素采用荧光光谱方法(XRF)分析, 测试仪器为荷兰帕纳科公司生产的 Axios 4.0 KW 顺序式 X 射线荧光光谱仪, 分析误差小于 5%; 微量、稀土元素采用 ICP-MS 分析方法测试, 测试仪器型号为美国热电公司生产的 X-SeriesII 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS), 分析误差小于 8%。温度控制在 22 °C, 检测依据为 GB/T 14506.28-2010、GB/T 14506.14-2010 和 DZ/T 0223-2001。具体测试分析流程见 Qi 等(2000), 样品的溶解处理、精密度分析和准确度见 Liu 等(2008)。



a、b. 巴颜喀拉山南口地区花岗闪长岩(样品 359); c、d. 达日地区查雀嘎玛石英二长岩(样品 D2409); e、f. 达日地区波不弄公玛石英二长岩体(样品 D2615); g、h. 达日地区日查花岗岩(样品 D1710); Pl. 斜长石; Qtz. 石英; Bi. 黑云母; Ms. 白云母; Kfs. 钾长石; Ser. 绢云母; Per. 条纹长石; Chl. 绿泥石; Am. 角闪石

图 2 手标本照片与镜下矿物鉴定图

Fig. 2 Hand specimen photograph and microphotographs of granitoids

2.2.2 锆石 U-Pb 年代学分析

采集 U-Pb 样品锆石分选及锆石阴极发光显微照相、透射光及反射光照相工作均在河北省廊坊市宇能(宇恒)矿物分选综合实验室完成, 锆石分选采用常规粉碎和电磁分选方法进行分选。锆石 U-Pb 年龄测试在中国地质调查局西安地质调查中心实验室利用激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)法测定。所用仪器为德国 Coherent 公司的 GeoLasPro193nm 准分子型

激光剥蚀系统和与之联机的电感耦合等离子质谱仪为美国 Agilent 公司的 Agilent7700x 四级杆型等离子体质谱仪。测试过程中均采用单点剥蚀方式, 每个测点总分析时间为 60 s, 其中背景信号为 10 s, 样品信号为 40 s, 吹扫信号为 10 s。数据采集采用跳峰模式, 同位素  $^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$  和  $^{232}\text{Th}$  驻留时间为 20 ms,  $^{238}\text{U}$  为 10 ms,  $^{207}\text{Pb}$  为 30 ms。测试中用国际标准锆石 GJ-1 进行仪器的最佳化, 锆石年龄采用国际标准锆石

91500 作为外标准物质,元素含量用 NISTSRM610 作为外标,<sup>29</sup>Si 作为内标。每测定 6 个样品插入标样 GJ-1,每 12 个样插入一组标样: NISTSRM610、91500 与 GJ-1,在样品测试开始与结束处分别测试一组标样,详细的实验原理和测试流程及仪器参见相关文献 (Yuan et al., 2004)。测试所得数据应用 Glitter 计算程序计算锆石的表面年龄及标准偏差,并对测试过程中产生的元素分馏和质量歧视进行校正;应用 Isoplot 计算程序对锆石样品的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄和<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 年龄在谐和图上进行投图,并计算年龄谐和测点的加权平均值 (Weighted Average, 基于<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄) (Ludwig, 2003; 李艳广等, 2023)。

### 2.2.3 Lu-Hf 同位素体系分析

锆石原位 Lu-Hf 同位素测定在中国地质调查局西安地质调查中心实验室利用 Agilent7700x 四级杆型等离子体质谱仪完成。根据 CL 图像以及已有 U-Pb 年龄的点位确定 Hf 同位素测试点,并采用其国家重点实验室 LA-MC-ICP MS 仪器进行锆石 Hf 同位素

分析。运用 ICP MS DataCal 10.0 软件对 Hf 同位素数据进行离线处理,具体实验操作流程与数据处理方法见 Liu 等 (2008, 2010a, 2010b)。

## 3 测试结果

### 3.1 U-Pb 锆石年代学

本次对松潘-甘孜地块巴颜喀拉山花岗闪长岩体 (359)、达日地区的查雀嘎玛石英二长岩体 (D2409)、波不弄公玛石英二长岩体 (D2615)、日查花岗岩体 (D1710) 样品分别进行 U-Pb 锆石定年。实验结果见表 1 和表 2。

所有样品锆石多为短柱状自形晶,晶棱尖锐,表面光滑,颗粒长度多为 100 ~ 150 μm,长宽比多数为 2 : 1 ~ 3 : 1,振荡环带发育明显,且较细密,宽度多小于 10 μm,指示岩浆锆石形态特征。此外,5 个样品中所选锆石 Th 值为 12.40 × 10<sup>-6</sup> ~ 43.70 × 10<sup>-6</sup>, U 值为 1.94 × 10<sup>-6</sup> ~ 5.82 × 10<sup>-6</sup>, Th/U 值为 3.20 ~ 15.36,均大于

表 1 巴颜喀拉山花岗闪长岩体 (359) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测试结果表

Tab. 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of sample 359

测点	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	
	同位素比值	1σ	同位素比值	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ
359	N=25(有效点19个)							
GE01	0.238	0.012 8	0.032 08	0.000 49	216.8	10.5	216.8	10.4
GE02	0.264 3	0.016 2	0.035 27	0.000 57	238.1	12.9	238.1	12.9
GE03	0.228 9	0.012 4	0.032 12	0.000 49	209.3	10.2	209.3	10.2
GE04	0.232 7	0.011	0.032 16	0.000 47	212.4	9.0	212.4	9.1
GE05	0.224 1	0.019 2	0.034 16	0.000 61	205.3	15.9	205.3	15.9
GE06	0.224 8	0.012 4	0.032 51	0.000 5	205.9	10.2	205.9	10.2
GE07	0.220 1	0.013 4	0.031 33	0.000 5	202	11.1	202	11.2
GE08	0.255 3	0.017	0.034 19	0.000 58	230.9	13.7	230.9	13.7
GE09	0.232 1	0.009 5	0.033 28	0.000 46	211.9	7.8	211.9	7.8
GE10	0.324 5	0.013 9	0.033 54	0.000 5	285.3	10.6	285.3	10.6
GE11	0.228 3	0.015 6	0.032 66	0.000 55	208.8	12.9	208.8	12.9
GE12	0.232 1	0.017 1	0.032 57	0.000 58	212	14.1	212	14.1
GE13	0.228	0.013 8	0.033 08	0.000 53	208.6	11.4	208.6	11.4
GE14	0.227 5	0.012 1	0.033 03	0.000 5	208.1	9.9	208.1	9.9
GE15	0.235 9	0.013 7	0.032 85	0.000 52	215	11.2	215	11.3
GE16	0.235 7	0.014 4	0.033 53	0.000 55	214.9	11.8	214.9	11.9
GE17	0.234 5	0.017 7	0.033 93	0.000 59	213.9	14.5	213.9	14.5
GE18	0.466 2	0.030 1	0.043 98	0.000 82	388.6	20.8	388.6	20.8
GE19	0.239 2	0.014 6	0.033 15	0.000 54	217.7	11.9	217.7	11.9
GE20	0.255 2	0.021 1	0.033 09	0.000 63	230.8	17.0	230.8	17.1
GE21	0.224 8	0.021 1	0.032 87	0.000 63	205.9	17.4	205.9	17.5
GE22	0.260 2	0.016 2	0.033 85	0.000 57	234.9	13.0	234.9	13.0
GE23	0.237 3	0.012 8	0.033 16	0.000 51	216.2	10.5	216.2	10.5
GE24	0.415 6	0.017 5	0.055 83	0.000 8	352.9	12.5	352.9	12.5
GE25	0.272	0.017	0.035 05	0.000 59	244.3	13.5	244.3	13.5

表2 查雀嘎玛石英二长岩体(D2409)、波不弄公玛石英二长岩体(D2615)和日查花岗岩体(D1710)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测试结果表

Tab. 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of sample D2409, D2615 and D1710

测点	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	同位素比值	1 $\sigma$	同位素比值	1 $\sigma$	年龄(Ma)	1 $\sigma$	年龄(Ma)	1 $\sigma$
D2409	N=25(有效点16个)							
GB01	0.231 2	0.010 5	0.032 7	0.000 5	211.2	8.7	207.2	3.0
GB02	0.221 3	0.012 6	0.033 0	0.000 5	203.0	10.5	209.1	3.1
GB03	0.236 6	0.015 3	0.033 6	0.000 5	215.6	12.6	213.0	3.4
GB04	0.244 2	0.011 7	0.032 4	0.000 5	221.9	9.6	205.3	3.0
GB05	0.228 7	0.018 5	0.033 0	0.000 6	209.1	15.3	209.1	3.4
GB06	0.229 3	0.013 7	0.033 4	0.000 5	209.6	11.3	212.0	3.3
GB07	0.240 5	0.011 3	0.033 9	0.000 5	218.8	9.2	215.0	3.2
GB08	0.216 5	0.014 1	0.032 7	0.000 5	199.0	11.8	207.1	3.2
GB09	0.229 5	0.015 6	0.034 1	0.000 6	209.8	12.9	216.4	3.5
GB10	0.247 0	0.018 1	0.034 2	0.000 6	224.2	14.7	216.7	3.6
GB11	0.228 1	0.022 1	0.035 1	0.000 6	208.6	18.3	222.3	4.0
GB12	0.261 9	0.020 1	0.035 4	0.000 6	236.2	16.2	224.2	3.9
GB13	0.231 3	0.034 4	0.035 5	0.000 8	211.3	28.3	225.1	4.8
GB14	0.286 1	0.025 2	0.034 7	0.000 7	255.5	19.9	219.9	4.3
GB15	0.292 1	0.031 3	0.032 2	0.000 7	260.2	24.6	204.1	4.4
GB16	0.212 3	0.016 4	0.034 9	0.000 6	195.5	13.7	221.0	3.5
GB17	0.247 6	0.021 2	0.035 3	0.000 6	224.6	17.2	223.7	4.0
GB18	0.265 9	0.028 3	0.034 2	0.000 7	239.4	22.7	217.0	4.5
GB19	0.203 3	0.026 4	0.033 8	0.000 7	187.9	22.3	214.5	4.1
GB20	0.271 7	0.023 2	0.033 1	0.000 7	244.0	18.5	210.1	4.2
GB21	0.267 3	0.021 9	0.033 4	0.000 6	240.5	17.6	212.0	3.9
GB22	0.107 6	0.028 2	0.034 1	0.000 6	103.8	25.8	216.1	4.0
GB23	0.266 0	0.015 7	0.034 5	0.000 5	239.5	12.6	218.8	3.4
GB24	0.237 0	0.017 6	0.036 0	0.000 6	216.0	14.4	227.8	3.6
GB25	0.241 3	0.013 3	0.033 5	0.000 5	219.4	10.9	212.1	3.3
D2615	N=25(有效点17个)							
GC01	0.259 2	0.016 2	0.033 8	0.000 5	234.1	13.0	214.6	3.3
GC02	0.201 8	0.012 1	0.032 9	0.000 5	186.6	10.2	208.9	3.0
GC03	0.210 1	0.013 5	0.032 5	0.000 5	193.6	11.3	205.9	3.1
GC04	0.287 7	0.016 4	0.032 8	0.000 5	256.7	12.9	207.8	3.3
GC05	0.230 0	0.012 3	0.033 9	0.000 5	210.2	10.2	215.1	3.2
GC06	0.295 2	0.017 3	0.033 0	0.000 5	262.7	13.6	209.1	3.4
GC07	0.222 5	0.021 2	0.033 7	0.000 6	204.0	17.6	213.4	4.0
GC08	0.265 7	0.026 8	0.035 3	0.000 7	239.2	21.5	223.6	4.3
GC09	0.177 7	0.023 6	0.034 2	0.000 6	166.1	20.4	216.7	3.9
GC10	0.220 5	0.017 9	0.034 1	0.000 6	202.3	14.9	216.0	3.7

续表2

测点	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	同位素比值	1 $\sigma$	同位素比值	1 $\sigma$	年龄(Ma)	1 $\sigma$	年龄(Ma)	1 $\sigma$
GC11	0.288 0	0.022 4	0.033 1	0.000 7	257.0	17.7	209.6	4.3
GC12	0.064 5	0.034 1	0.036 2	0.000 7	63.5	32.5	229.1	4.3
GC13	0.371 7	0.041 2	0.033 7	0.000 9	320.9	30.5	213.3	5.5
GC14	0.315 5	0.025 4	0.035 4	0.000 7	278.5	19.6	224.5	4.1
GC15	0.329 1	0.032 8	0.035 1	0.000 8	288.9	25.1	222.3	4.9
GC16	0.225 1	0.018 1	0.034 4	0.000 6	206.2	15.0	217.7	3.6
GC17	0.210 5	0.017 3	0.033 5	0.000 6	194.0	14.5	212.5	3.6
GC18	0.320 4	0.028 8	0.035 6	0.000 7	282.2	22.1	225.5	4.5
GC19	0.243 7	0.020 8	0.033 5	0.000 6	221.4	17.0	212.3	3.6
GC20	0.249 1	0.028 4	0.032 8	0.000 7	225.9	23.1	208.2	4.3
GC21	0.300 1	0.022 5	0.033 0	0.000 6	266.5	17.6	209.2	3.9
GC22	0.101 1	0.028 6	0.033 7	0.000 6	97.8	26.4	213.9	3.9
GC23	0.227 2	0.014 1	0.034 0	0.000 5	207.9	11.7	215.4	3.2
GC24	0.228 1	0.018 7	0.032 9	0.000 5	208.7	15.5	208.4	3.4
GC25	0.237 8	0.011 2	0.033 3	0.000 5	216.6	9.2	211.1	3.1
D1710	N=25(有效点19个)							
GD01	0.710 7	0.022 91	0.035 0	0.000 57	545.1	13.6	222.2	3.5
GD02	0.288 7	0.020 59	0.033 7	0.000 58	257.6	16.2	213.8	3.6
GD03	0.248 2	0.015 28	0.033 9	0.000 54	225.1	12.4	215.3	3.3
GD04	0.232 3	0.016 68	0.033 2	0.000 55	212.1	13.7	210.6	3.4
GD05	0.276 0	0.015 74	0.034 3	0.000 55	247.4	12.5	217.8	3.4
GD06	0.235 6	0.016 22	0.033 9	0.000 56	214.8	13.3	215.5	3.5
GD07	0.278 5	0.023 84	0.032 9	0.000 71	249.5	18.9	208.7	4.4
GD08	0.279 4	0.019 28	0.033 9	0.000 60	250.2	15.3	215.1	3.7
GD09	0.344 0	0.024 23	0.034 0	0.000 65	300.2	18.3	215.5	4.0
GD10	0.944 8	0.029 60	0.036 5	0.000 60	675.4	15.4	231.5	3.8
GD11	0.206 1	0.028 70	0.035 1	0.000 71	190.3	24.1	222.4	4.4
GD12	0.278 1	0.021 80	0.034 7	0.000 68	249.1	17.3	220.4	4.2
GD13	0.256 5	0.019 18	0.034 9	0.000 64	231.8	15.5	221.2	3.9
GD14	0.239 3	0.021 95	0.034 6	0.000 66	217.8	17.9	219.5	4.1
GD15	0.217 5	0.017 69	0.033 3	0.000 59	199.8	14.7	211.7	3.7
GD16	0.269 8	0.029 21	0.033 9	0.000 67	242.6	23.3	215.3	4.2
GD17	0.250 9	0.015 61	0.033 7	0.000 56	227.3	12.6	213.7	3.5
GD18	0.315 8	0.017 61	0.034 8	0.000 59	278.7	13.5	220.8	3.7
GD19	0.537 0	0.027 10	0.037 3	0.000 65	436.4	17.9	236.6	4.1
GD20	0.219 4	0.017 17	0.035 1	0.000 57	201.4	14.3	222.5	3.6
GD21	0.255 4	0.009 64	0.034 3	0.000 48	230.9	7.8	217.7	3.0
GD22	0.281 3	0.023 27	0.034 7	0.000 70	251.7	18.4	220	4.3
GD23	0.143 4	0.023 78	0.034 8	0.000 56	136.1	21.1	220.8	3.5
GD24	0.274 7	0.011 80	0.034 6	0.000 50	246.4	9.4	219.4	3.2
GD25	0.245 2	0.012 62	0.035 1	0.000 52	222.7	10.3	222.7	3.2



0.1, 表明分析锆石均为岩浆锆石 (Hoskin et al., 2010)。

巴颜喀拉山地区样品(359)分析了 25 个测试点, 经过矫正筛选删除因 U、Pb 明显丢失引起的锆石年龄较小的数据, 最终获得 19 个有效数据点, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $(215.4 \pm 6.4)$  Ma (置信度 95%, MSWD=1.8) (图 3a)。

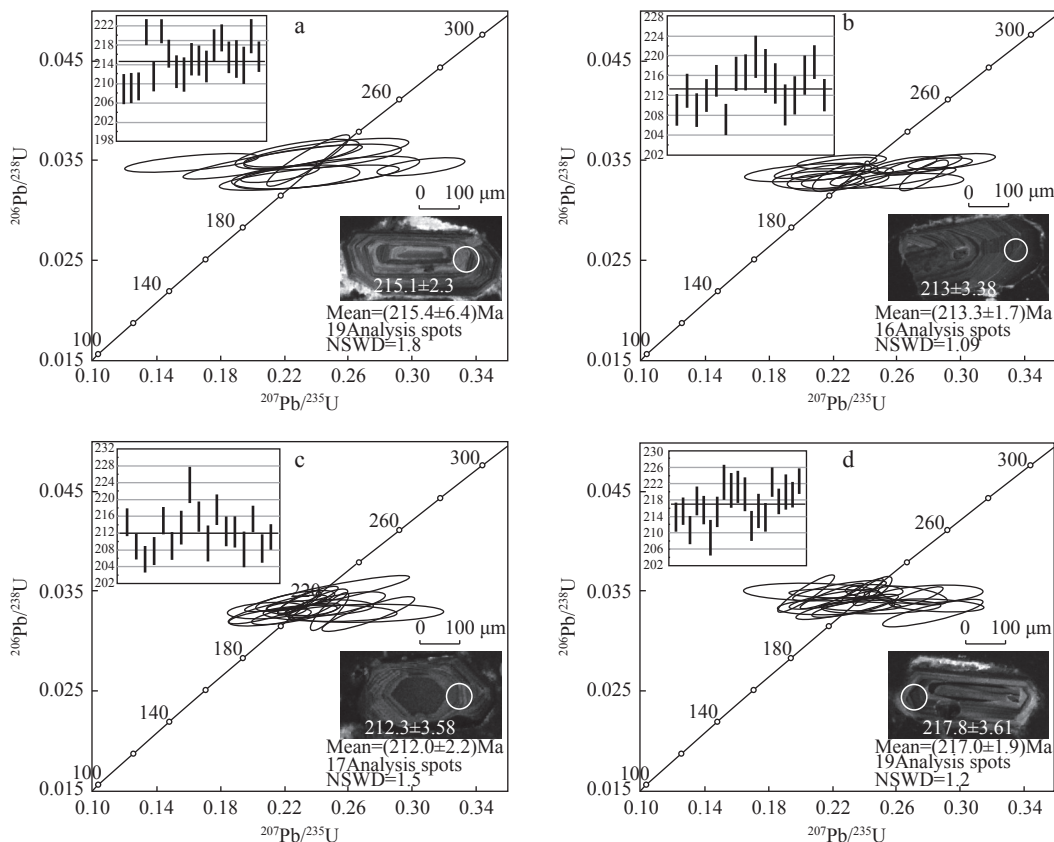
达日地区 3 件样品(D2409、D2615、D1710)分别分析了 25 个测试点, 经过矫正筛选, 最终获得有效数据点分别为 16 个、17 个和 19 个,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄分别为  $(213.3 \pm 1.7)$  Ma (置信度 95%, MSWD=1.09) (图 3b)、 $(212.0 \pm 2.2)$  Ma (置信度 95%, MSWD=1.5) (图 3c) 和  $(217.0 \pm 1.9)$  Ma (置信度 95%, MSWD=1.2) (图 3d)。上述样品数据有效点均落在谐和线及其附近, 显示出较好的谐和性, 说明这些锆石形成后 U-Pb 体系保持封闭, 样品  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄可代表岩浆结晶年龄。

### 3.2 全岩地球化学

样品的主量元素、微量元素和稀土元素数据见

表 3。巴颜喀拉山样品  $\text{SiO}_2$  含量为 59.05 %~65.59 %, 全碱含量 ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) 为 5.54 %~6.05 %, 达日地区样品  $\text{SiO}_2$  含量为 58.58 %~73.77 %, 全碱含量 ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) 为 6.61 %~8.66 %, 可见达日地区样品  $\text{SiO}_2$  含量和全碱含量相对较高 (表 3)。在 TAS 图解中 (图 4a), 巴颜喀拉山样品有 3 件落在花岗闪长岩范围, 1 件落在闪长岩范围内; 达日地区样品 6 件落在花岗岩范围内, 8 件落在石英二长岩范围内, 1 件落在二长岩范围内, 1 件落在花岗闪长岩范围内, 与前人岩性判别基本一致 (沙淑清等, 2007; Cai et al., 2009)。在 A/NK-A/CNK 图解中 (图 4b), 所有样品的铝饱和指数 A/CNK 值为 1.09~1.41, 说明样品均为过铝质花岗岩, 巴颜喀拉山样品 A/NK 值相对较高。在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解中 (图 4c), 巴颜喀拉山样品主要为高钾钙碱性系列, 1 件样品为钾玄岩系列; 达日地区样品均为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列。在  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  图解中 (图 4d), 巴颜喀拉山样品均为钾质岩石, 达日地区样品为钾质和高钾质岩石。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图解中 (图 5a),



a. 巴颜喀拉山花岗质岩石; b、c、d. 达日地区花岗质岩石

图 3 锆石 U-Pb 谐和图及代表性锆石颗粒阴极发光图

Fig. 3 Zircon U-Pb concordant diagrams and parts of Cathodoluminescence (CL) images of four samples

表3 巴颜喀拉山和达日地区花岗质岩石主量元素(%)和微量元素数据( $10^{-6}$ )结果表Tab. 3 Major (%) and trace element contents ( $10^{-6}$ ) of granitoids in Bayankala and Dari area

样品号	巴颜喀拉山样品				达日地区样品					
	357	358	359	363	D2902	D2610	D2615	D2409	D2410	D1710
岩性	花岗闪长岩	闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	二长岩	石英二长岩	石英二长岩	石英二长岩	石英二长岩	花岗岩
SiO <sub>2</sub>	65.09	59.05	65.59	63.34	58.58	65.45	67.70	66.37	65.28	73.77
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.82	0.69	0.73	1.04	0.73	0.54	0.54	0.65	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	14.68	14.26	14.11	16.90	15.04	15.56	14.74	15.64	13.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	1.58	0.85	2.61	1.49	0.91	0.72	0.49	0.80	1.93
FeO	3.37	4.83	3.79	4.12	4.24	3.08	2.18	2.88	3.10	0.28
MnO	0.11	0.14	0.10	0.098	0.099	0.064	0.048	0.059	0.073	0.065
MgO	1.69	4.40	2.86	2.87	3.14	1.79	1.24	1.19	1.45	0.11
CaO	3.36	5.35	4.11	4.54	4.92	3.01	2.60	2.33	3.03	0.28
Na <sub>2</sub> O	3.10	3.86	3.43	2.93	3.05	2.87	2.99	3.11	3.07	3.24
K <sub>2</sub> O	2.95	2.05	2.46	2.61	4.53	4.72	5.44	5.27	5.01	5.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.18	0.14	0.18	0.31	0.16	0.14	0.15	0.19	0.041
LOI	4.24	4.83	1.95	2.74	2.94	2.70	1.18	4.29	2.58	1.44
Total	101.53	101.77	100.23	100.88	101.24	100.52	100.34	101.42	100.87	100.44
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	6.05	5.91	5.89	5.54	7.58	7.59	8.43	8.38	8.08	8.66
CaO/Na <sub>2</sub> O	1.08	2.61	1.67	1.74	1.61	1.05	0.87	0.75	0.99	0.09
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.95	1.88	1.39	1.12	1.49	1.64	1.82	1.69	1.63	1.67
A/CNK	1.41	1.0	1.18	1.20	1.17	1.20	1.18	1.14	1.18	1.20
A/NK	1.92	1.71	1.72	1.85	1.70	1.53	1.44	1.36	1.49	1.22
Rb	94.3	225	129	120	220	262	297	306	262	263
Ba	880	397	696	695	901	647	538	635	747	229
Th	12.8	21.1	18.4	29.8	18.7	28.7	43.7	32.2	31.9	28.8
U	2.95	5.82	3.07	1.94	2.9	2.63	3.37	4.47	5.32	4.91
Nb	15.7	15.6	18.7	50.5	30.2	30.5	26.0	23.9	27.7	42.3
Ta	1.53	1.43	1.76	1.4	2.31	2.08	2.18	2.16	2.05	4.14
La	29.90	32.00	34.90	89.30	47.80	50.80	84.70	46.80	59.60	76.00
Ce	62.50	75.80	75.80	272.00	103.00	114.00	156.00	100.00	126.00	142.00
Pr	7.38	8.67	8.08	45.40	11.90	12.30	16.30	10.80	13.60	15.60
Sr	274	252	280	311	389	250	202	163	243	54.5
Nd	26.40	32.80	29.80	204.00	43.20	42.50	54.30	38.10	47.00	56.00
Zr	175	172	168	170	251	283	278	226	244	236
Hf	4.91	6.75	4.99	6.68	8.34	6.79	4.74	5.01	5.42	5.08
Sm	4.91	6.33	5.46	18.00	7.78	7.41	8.81	7.18	8.05	10.20
Eu	1.36	1.37	1.32	2.83	1.82	1.33	1.29	1.12	1.35	0.69
Gd	4.15	5.37	4.88	12.20	6.94	6.67	8.15	6.75	7.28	9.25
Tb	0.55	0.86	0.73	1.35	1.00	0.95	1.09	1.06	1.04	1.46
Dy	2.47	4.54	3.79	4.18	5.13	4.86	5.41	5.80	5.22	7.77
Ho	0.43	0.95	0.78	0.80	1.03	0.97	1.08	1.23	1.07	1.57
Y	13.70	24.50	20.80	21.80	26.00	25.70	27.80	32.30	27.50	39.60
Er	1.17	2.71	2.22	2.90	2.85	2.75	3.08	3.55	3.02	4.47
Tm	0.17	0.44	0.35	0.34	0.46	0.43	0.48	0.61	0.50	0.73
Yb	1.09	2.94	2.34	2.19	2.93	2.72	3.09	4.12	3.15	4.97
Lu	0.16	0.46	0.36	0.33	0.45	0.40	0.46	0.63	0.48	0.76
∑REE	56.56	83.27	72.83	270.92	99.59	96.69	115.04	102.45	105.66	137.47
(La/Sm) <sub>N</sub>	6.09	5.06	6.39	4.96	6.14	6.86	9.61	6.52	7.40	7.45
(La/Yb) <sub>N</sub>	19.68	7.81	10.70	29.25	11.70	13.40	19.66	8.15	13.57	10.97
Eu/Eu*	0.30	0.23	0.26	0.19	0.25	0.19	0.15	0.16	0.18	0.07

续表3

达日地区样品										
样品号	D1604	D1608	D1610	D1611	D0114	D0114	360	361	362	D2313
岩性	花岗岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	二长岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	石英二长岩	石英二长岩
SiO <sub>2</sub>	67.68	65.50	66.84	60.81	71.79	71.08	70.59	69.02	65.89	65.81
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.76	0.71	0.94	0.24	0.28	0.28	0.33	0.66	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.84	15.82	15.57	16.77	14.25	14.56	14.74	15.59	15.62	15.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80	0.99	1.18	1.41	0.64	0.51	0.50	0.56	0.85	0.71
FeO	2.09	3.42	2.93	4.07	1.64	1.80	1.83	1.92	2.98	3.17
MnO	0.057	0.086	0.078	0.10	0.042	0.048	0.049	0.052	0.061	0.070
MgO	1.12	1.68	1.59	2.64	0.54	0.91	0.92	1.15	1.39	1.58
CaO	2.49	3.16	2.23	3.43	1.81	2.30	2.15	2.57	2.76	2.81
Na <sub>2</sub> O	2.63	3.07	2.90	3.07	3.49	3.61	3.68	4.03	3.04	3.01
K <sub>2</sub> O	3.98	4.26	4.12	4.70	4.53	3.65	3.72	2.94	5.31	5.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.17	0.16	0.22	0.083	0.097	0.095	0.11	0.19	0.19
LOI	5.17	1.54	2.86	2.74	1.35	1.74	2.08	2.65	1.79	1.91
Total	101.49	100.46	101.17	100.90	100.41	100.59	100.63	100.92	100.54	100.44
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	6.61	7.33	7.02	7.77	8.02	7.26	7.40	6.97	8.35	8.19
CaO/Na <sub>2</sub> O	0.95	1.03	0.77	1.12	0.52	0.64	0.58	0.64	0.91	0.93
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.51	1.39	1.42	1.53	1.30	1.01	1.01	0.73	1.75	1.72
A/CNK	1.36	1.26	1.38	1.27	1.16	1.22	1.22	1.28	1.18	1.17
A/NK	1.72	1.64	1.69	1.65	1.34	1.47	1.46	1.59	1.45	1.45
Rb	187	200	210	237	187	155	161	147	301	286
Ba	554	663	526	653	432	572	610	792	687	634
Th	22.00	19.90	21.30	24.40	24.60	13.70	14.00	12.4	35.3	38.7
U	3.87	3.34	3.63	3.05	2.76	4.28	2.66	3.20	5.15	5.57
Nb	21.2	27.5	23.7	32.2	27.8	21.4	23.2	21.8	27.9	30.5
Ta	2.13	2.43	2.08	2.92	2.96	2.02	2.76	2.27	2.21	2.79
La	36.20	39.20	41.50	48.60	37.10	30.20	29.20	27.50	71.30	72.40
Ce	78.80	89.60	94.20	106.00	84.40	57.70	54.80	47.50	134.00	137.00
Pr	8.56	9.88	10.00	11.90	9.56	7.19	6.94	5.86	14.70	15.20
Sr	131	254	200	301	171	305	301	470	219	208
Nd	30.90	34.80	36.00	42.90	35.60	26.00	25.90	20.90	52.30	51.90
Zr	185	232	225	292	190	177	173	198	290	268
Hf	3.44	5.92	5.33	8.32	4.35	3.64	3.98	5.01	6.70	5.78
Sm	5.68	6.71	6.87	8.43	7.37	5.30	5.37	3.93	8.82	8.85
Eu	1.17	1.39	1.20	1.43	0.92	1.00	1.00	1.12	1.38	1.30
Gd	5.47	6.51	6.33	7.49	6.82	4.78	4.89	3.65	7.96	8.36
Tb	0.89	1.03	0.98	1.19	1.07	0.75	0.80	0.56	1.14	1.19
Dy	4.94	5.69	5.37	6.26	5.73	3.93	4.29	2.93	5.81	6.10
Ho	1.00	1.17	1.15	1.26	1.11	0.77	0.82	0.57	1.17	1.25
Y	27.60	30.10	29.10	32.40	29.20	21.10	22.30	17.20	32.20	31.50
Er	2.96	3.24	3.31	3.62	3.02	2.08	2.28	1.52	3.31	3.50
Tm	0.49	0.53	0.54	0.59	0.47	0.32	0.35	0.25	0.53	0.56
Yb	3.35	3.43	3.52	3.77	3.04	2.06	2.28	1.69	3.45	3.65
Lu	0.51	0.52	0.55	0.56	0.46	0.31	0.34	0.26	0.53	0.57
∑REE	84.96	95.12	94.92	109.90	94.81	68.40	70.62	54.58	125.30	118.73
(La/Sm) <sub>N</sub>	6.37	5.84	6.04	5.77	5.03	5.70	5.44	7.00	8.08	8.18
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.75	8.20	8.46	9.25	8.75	10.52	9.19	11.67	14.82	14.23
Eu/Eu*	0.21	0.21	0.18	0.18	0.13	0.20	0.19	0.30	0.16	0.15

注:  $Eu/Eu^* = 2 \times Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$ ;  $A/CNK = (2 \times Al_2O_3 / 101.96) / (CaO / 56.08 + 2 \times Na_2O / 61.98 + 2 \times K_2O / 94.2)$ 。

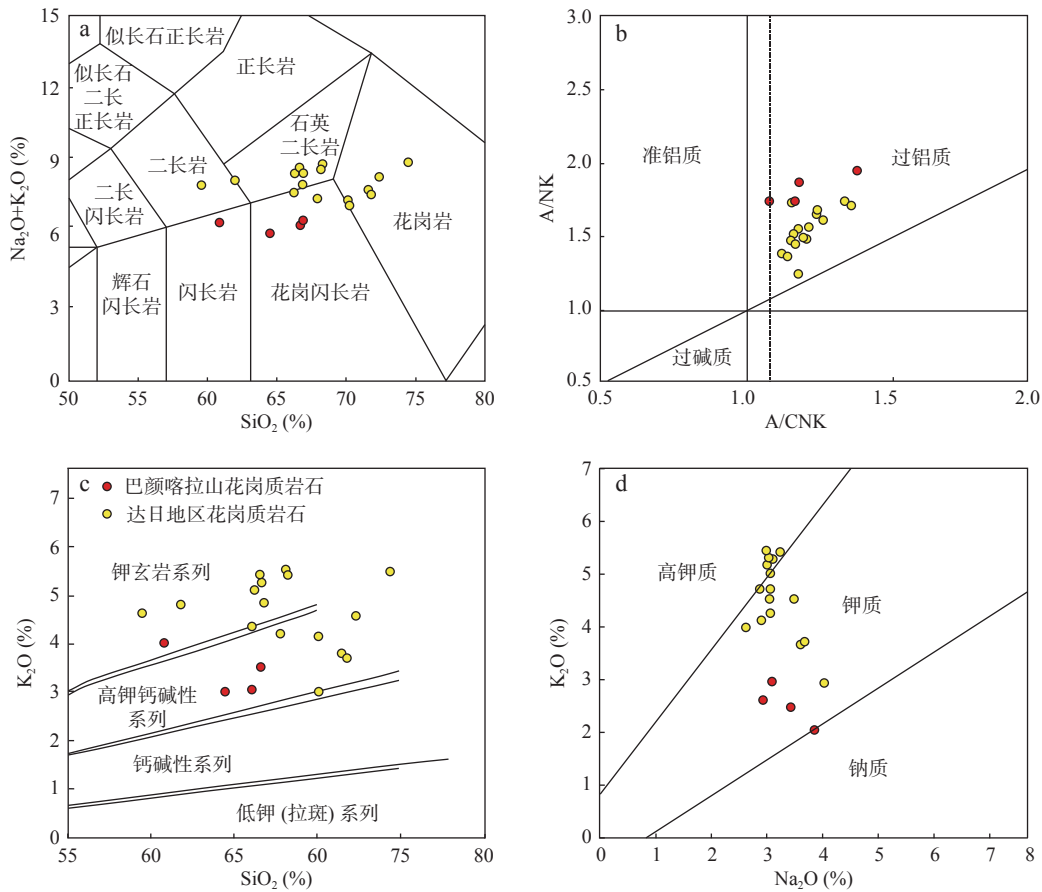


图4 研究区花岗岩TAS图解(a)(据 Middlemost, 1994); A/CNK-A/NK分类图解(b)(据 Richwood, 1989);  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 判别图(c)(据 Peccerillo et al., 1976);  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ 判别图(d)(据 Turner et al., 1993)

Fig. 4 (a) TAS diagram, (b) A/CNK-A/NK diagram, (c)  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  diagram and (d)  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  diagram of granites

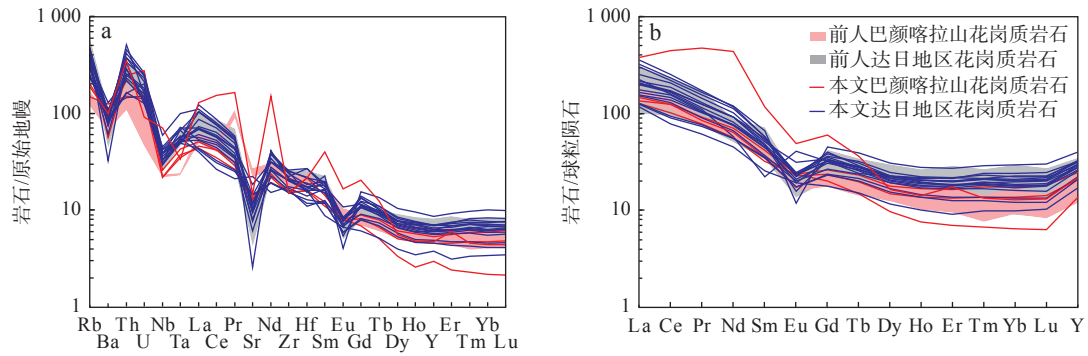
巴颜喀拉山样品的微量元素组成,均表现出相似的微量元素原始地幔标准化模式,微量元素特征表现均为:富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta 等高场强元素,且具有轻微的 Zr、Hf 负异常,具有较弱的 Eu 异常特征,高的 Rb、Th、U、Pb 和 Sm 含量,低的 Sr、Nb、Ta、Zr 和 Hf 含量,与典型的地壳源区岩浆特征相似(Chappell et al., 1974, 1992; Harris et al., 1992),指示了花岗质岩浆主要源于地壳部分熔融。与巴颜喀拉山花岗质岩石相比,达日地区花岗质岩石微量元素特征表现为富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta 等高场强元素,但达日地区样品 Nb、Ta、La、Ce、Pr 和 Zr 等元素含量高于巴颜喀拉山地区样品,而 Sr 含量则低于巴颜喀拉山地区样品, Eu 异常更为明显。

在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图 5b),巴颜喀拉山样品和达日地区样品稀土元素组成表现均出强烈的稀土分异模式,为轻稀土富集型的稀土元素配分模式。相比而言,达日地区样品轻、重稀土含量均高于巴颜喀拉山样品。巴颜喀拉山样品稀土元素总

含量跨度很大,  $\Sigma\text{REE}$  值为 54.56~270.92, 平均为 120.90; 轻重稀土分异比值较高,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  值为 7.81~29.25; 具有弱的负 Eu 异常,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.19~0.30)。达日地区样品稀土元素总含量跨度较小,  $\Sigma\text{REE}$  值为 54.58~137.47, 平均为 98.39; 轻重稀土分异比值较低,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  值为 7.75~19.66; 具有中等的负 Eu 异常,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.07~0.30。

### 3.3 锆石 Hf 同位素

巴颜喀拉山花岗闪长岩(359)锆石 Hf 同位素测试数据见表 4。在 359 样品中, 25 个锆石 Lu-Hf 同位素分析点与已分析岩浆锆石区域重叠。结果显示,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值为 0.282 539~0.282 727,  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  值为 0.013 301~0.051 967,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  值为 0.000 377~0.001 435, 所有分析点  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  的值均小于 0.002, 表明样品锆石形成后没有积累其他放射性成因 Hf, 可以用初始  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值代表锆石形成时的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值(吴福元等, 2007)。计算得到  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为 -3.62~2.92, 平均值为 -0.54, 锆石 Hf 二阶段模式年龄为 1.07~1.48 Ga。



前人巴颜喀拉山花岗岩数据引自 Cai 等(2009); 前人达日地区花岗岩数据引沙淑清等(2007); 标准化值据 Sun 等(1989)

图 5 巴颜喀拉山和达日地区花岗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图解(b)

Fig. 5 (a) Primitive mantle-normalized trace element patterns and (b) chondrite-normalized REE patterns for the granitoids Bayankala and Dari area

表 4 巴颜喀拉山地区花岗岩锆石 Hf 同位素统计表

Tab. 4 Zircon Hf isotopic data of granitoids in Bayankala

点号	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	±2σ	ε <sub>Hf</sub> (t)	±1σ	t <sub>DM1</sub> (Ma)	t <sub>DM2</sub> (Ma)
样号	359(N=25) t=215 Ma							
1	0.035 093	0.000 992	0.282 663	0.000 025	0.75	0.868 695	832	1 207
2	0.031 825	0.001 307	0.282 684	0.000 025	1.50	0.888 408	801	1 159
3	0.035 319	0.000 6	0.282 671	0.000 027	1.02	0.950 426	823	1 190
4	0.044 779	0.000 796	0.282 674	0.000 025	1.06	0.873 399	827	1 187
5	0.021 961	0.000 69	0.282 639	0.000 029	-0.08	1.013 665	860	1 260
6	0.026 709	0.000 692	0.282 554	0.000 028	-3.10	0.989 864	983	1 451
7	0.024 828	0.001 208	0.282 622	0.000 026	-0.68	0.926 611	885	1 298
8	0.023 507	0.001 435	0.282 624	0.000 037	-0.61	1.300 428	883	1 293
9	0.039 356	0.000 669	0.282 621	0.000 031	-0.78	1.096 09	899	1 304
10	0.051 967	0.000 821	0.282 727	0.000 028	2.92	0.980 483	753	1 069
11	0.023 206	0.000 527	0.282 652	0.000 026	0.38	0.912 193	843	1 230
12	0.029 154	0.001 115	0.282 602	0.000 032	-1.41	1.130 727	917	1 344
13	0.017 674	0.000 973	0.282 646	0.000 026	0.19	0.900 552	848	1 243
14	0.037 224	0.000 561	0.282 705	0.000 026	2.20	0.911 638	778	1 114
15	0.032 688	0.000 573	0.282 625	0.000 027	-0.61	0.958 971	887	1 293
16	0.019 392	0.000 377	0.282 541	0.000 024	-3.52	0.835 079	995	1 478
17	0.019 088	0.000 69	0.282 585	0.000 025	-1.98	0.886 456	934	1 380
18	0.013 301	0.000 705	0.282 558	0.000 027	-2.90	0.947 627	967	1 438
19	0.023 623	0.000 592	0.282 562	0.000 027	-2.80	0.954 675	969	1 432
20	0.024 632	0.000 626	0.282 619	0.000 025	-0.80	0.858 446	890	1 305
21	0.020 76	0.000 625	0.282 64	0.000 027	-0.03	0.956 451	858	1 257
22	0.021 655	0.000 644	0.282 596	0.000 026	-1.60	0.919 485	921	1 356
23	0.021 139	0.000 616	0.282 628	0.000 025	-0.45	0.878 35	875	1 283
24	0.024 604	0.001 435	0.282 683	0.000 023	1.47	0.819 253	800	1 161
25	0.022 238	0.000 377	0.282 539	0.000 025	-3.62	0.875 456	1 000	1 484

注: ε<sub>Hf</sub>(t) 的计算采用球粒陨石现今的 <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf=0.282 772 和 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf=0.033 2(据 Blichert et al., 1997); Hf 同位素二阶段模式年龄 (t<sub>DM2</sub>) 分别采用平均下地壳 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf=0.022(据 Altherr et al., 2000) 和平均大陆壳 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf=0.015(据 Griffin et al., 2002)。

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因

在哈克图解中(图6),巴颜喀拉山和达日地区花岗岩岩石主要元素含量均有线性的变化趋势,说明在岩浆演化过程中广泛存在着结晶分异现象。随着 $\text{SiO}_2$ 含量的增加, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}^T$ 、 $\text{MgO}$ 和 $\text{CaO}$ 的含量逐渐降低,并且巴颜喀拉山花岗岩岩石的 $\text{MnO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}^T$ 、 $\text{MgO}$ 和 $\text{CaO}$ 的含量均高于达日地

区花岗质岩石。结合岩相学特征与哈克图解,笔者认为巴颜喀拉山花岗岩分离结晶作用的产物为镁铁质矿物(如角闪石)、铁钛氧化物、长石和磷灰石,而达日地区花岗岩则主要为高铝矿物(如白云母、黑云母)、富Ca矿物(如磷灰石)和铁钛氧化物(如钛铁矿、榍石等)(Wu et al., 2003; Zhong et al., 2009)。此外,巴颜喀拉山和达日地区花岗岩岩石具有中等到弱的负Eu异常( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.07\sim 0.30$ )和强的负Sr异常(图5a),表明有斜长石的分离结晶。强的负Ba异常(图5a)指示在岩浆在演化过程中有存在斜长石和钾长石的分离结晶作用。

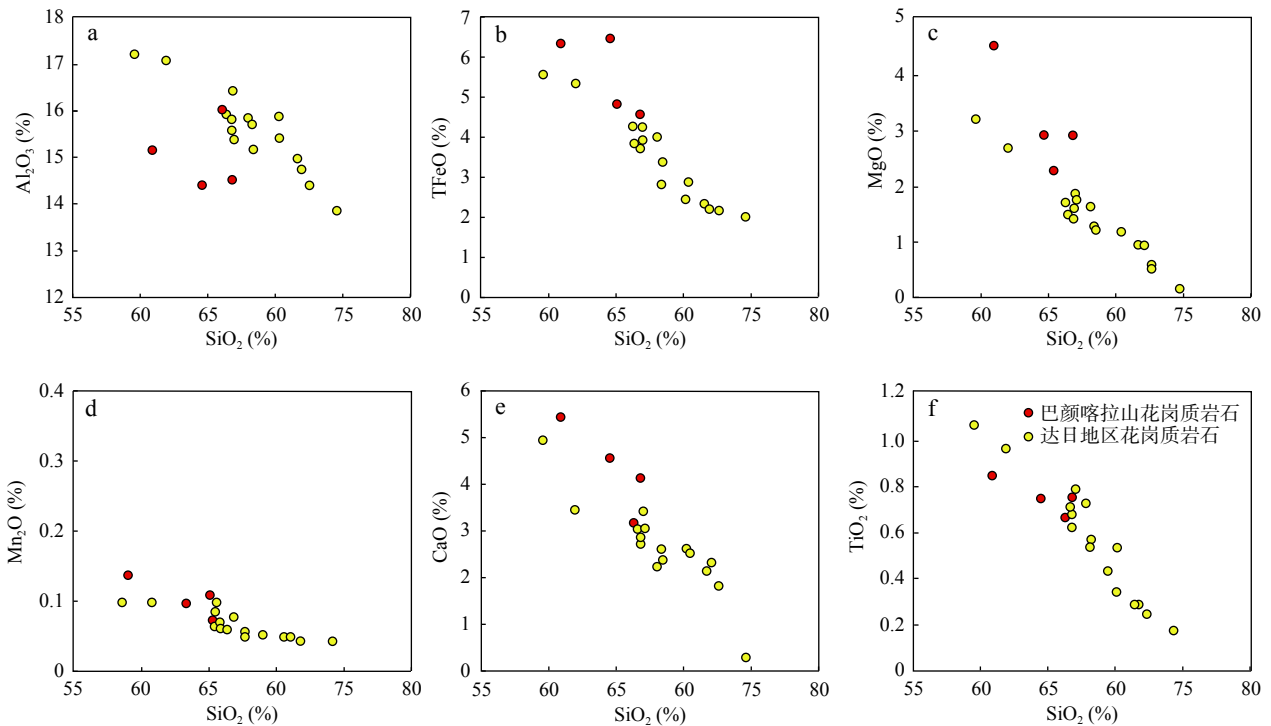


图6 研究区花岗岩哈克图

Fig. 6 Harker diagrams for the major elements of granitoids

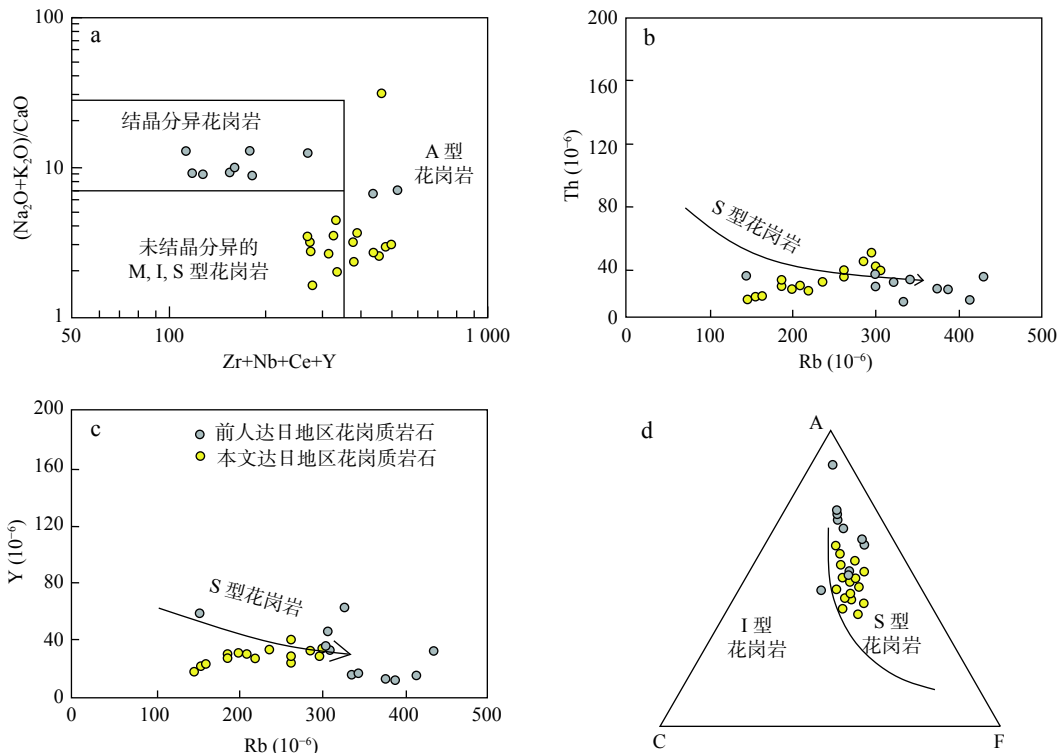
花岗岩一般可划分为A、I、S和M型4种成因类型(Chappell et al., 1974, 1992; Bonin, 2007)。M型花岗岩是由俯冲大洋地壳或者上覆地幔衍化而来,其特征为 $\text{K}_2\text{O}$ 含量通常 $< 1\%$ (Chappell, 1999; Healy et al., 2004),巴颜喀拉山花岗岩和达日地区花岗岩 $\text{K}_2\text{O}$ 含量分别为 $2.98\%\sim 5.18\%$ 和 $2.93\%\sim 5.42\%$ ,均高于 $1\%$ ,故研究区花岗岩不属于M型花岗岩。研究区花岗岩具有较低的高场强元素含量,如巴颜喀拉山花岗岩Nb含量为 $15.60\times 10^{-6}\sim 30.50\times 10^{-6}$ ,Ta含量为 $1.43\times 10^{-6}\sim 2.79\times 10^{-6}$ ;达日地区花岗岩Nb含量为 $15.60\times 10^{-6}\sim 21.20\times 10^{-6}$ ,Ta含量为 $1.40\times 10^{-6}\sim 4.14\times 10^{-6}$ 。A型花岗

岩高场强元素含量相对较高(Eby, 1992),因此研究区花岗岩不属于A型花岗岩。

I型花岗岩的特征为, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值通常 $< 1$ ,CIPW刚玉分子指数 $< 1\%$ ,特征矿物为角闪石(Clemens et al., 2011; Chappell et al., 2012)。巴颜喀拉山花岗质岩石主要造岩矿物中均含有角闪石,且 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值 $< 1(0.72\sim 0.95)$ ,CIPW刚玉分子指数 $< 1\%$ ,表现出I型花岗岩特征,主要元素化学组成与基性岩部分熔融形成的花岗岩体基本一致。基于以上特征,笔者认为巴颜喀拉山花岗岩为I型花岗岩。

在花岗岩成因判别图中, 达日地区样品全部落入 A 型和未分异区间 (图 7a), 所有样品  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  值 (1.54~4.43, 除过最大值 30.93) 和  $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$  值 (1.78~4.10, 除过最大值 18.33) 较低, 而 A 型花岗岩的  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  和  $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$  相对较高, 故达日地区花岗质岩石样品不符合 A 型花岗岩的特征 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987)。相比于 I 型花岗岩, 达日地区花岗质岩石 Si 含量相对较高 ( $\text{SiO}_2$  含量为 58.58%~73.77%), Na 含量相对较低 ( $\text{Na}_2\text{O}$  含量为 2.63%~4.03%, 均值为 3.18%), Ca 含量也相对较低 ( $\text{CaO}$  含量为 0.28%~4.92%, 均值为 2.62%), 铝饱和指数较高 (A/CNK 值为 1.14~1.38), 这些特征都与 I 型花岗岩不相符 (Chappell et al., 1992; Li et al., 2007)。S 型花岗岩岩浆源区为变沉积岩, 其特征为  $\text{K}_2\text{O}/\text{N}_2\text{O}$  通常 > 1, 铝饱和指数 (A/CNK) > 1.1, CIPW 刚玉分子指数 > 1%, 特征矿物为堇青石、石榴子石、

白云母和夕线石。达日地区花岗质岩石铝饱和指数 > 1 (A/CNK=1.14~1.38), 属于过铝质花岗岩; CIPW 标准矿物计算结果含有刚玉 (C), 含量为 0.11%~2.71%, 只有一个值小于 1%; 样品均含白云母和黑云母。此外, 分异 I 型花岗岩和分异 S 型花岗岩的 Th 和 Y 含量也有差异, 这是由于 Th 和 Y 在过铝质岩浆演化早期优先进入 Th 和 Y 富集的矿物 (如独居石), 所以分异 S 型花岗岩的 Th 和 Y 含量相对较低, 并与 Rb 含量呈负相关; 而分异 I 型花岗岩的 Th 和 Y 含量高, 是因为 Th 和 Y 富集的矿物不在准铝质岩浆演化早期优先结晶, 并且 Th 和 Y 含量与 Rb 含量呈正相关。样品的 Th-Rb 和 Y-Rb 演化趋势与 S 型花岗岩是一致的 (图 7b、图 7c) (Chappell, 1999)。在 ACF 判别图中 (图 7d), 样品点均落在 S 型花岗岩区域 (Nakada et al., 1979)。综上所述, 笔者认为达日地区花岗质岩石为过铝质 S 型花岗岩。



前人达日地区花岗岩数据引沙淑清等(2007); 底图 a 据 Whalen 等(1987); 底图 b、c 据 Chappell(1999); 底图 d 据 Nakada 等(1979); A= $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ; F= $\text{FeO}+\text{MgO}$ ; C= $\text{CaO}$

图 7 达日地区花岗岩成因判别图

Fig. 7 Discrimination diagrams for the genetic types of granites in Dari area

#### 4.2 岩浆来源

巴颜喀拉山样品表现出较强的稀土元素分异模式, 而 HREE 元素配分曲线较为平缓 (图 5b), Y/Yb 值

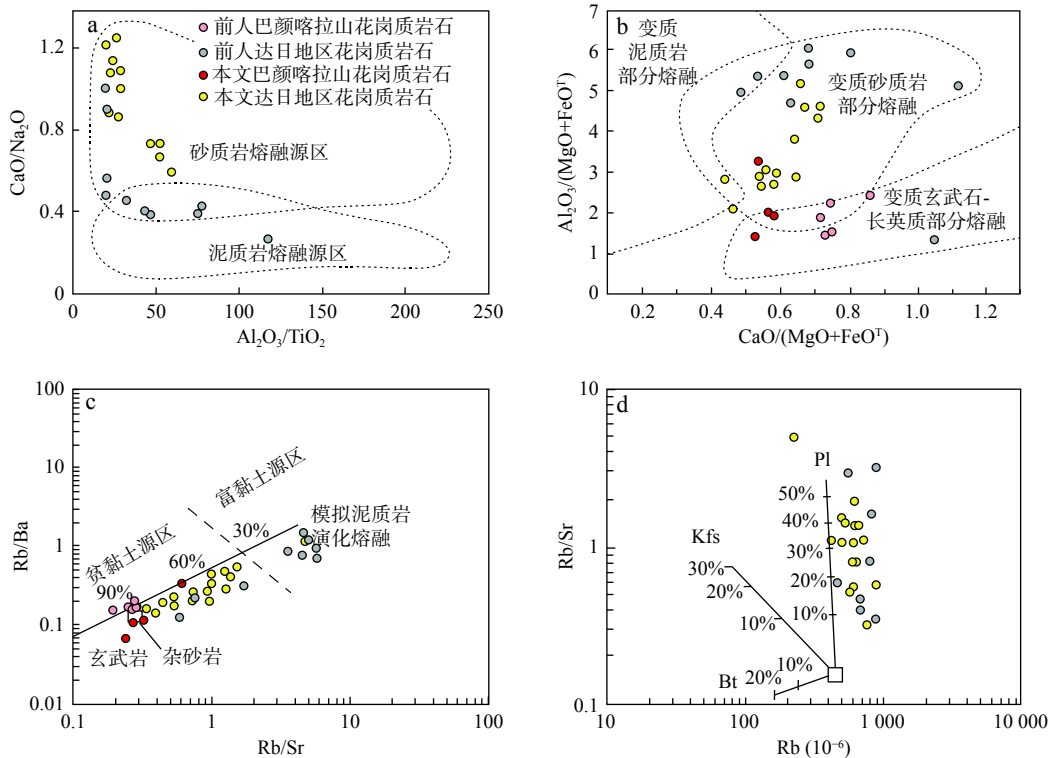
为 7.84~12.57, 大多数样品的  $\text{TiO}_2$  含量较低 (< 1%), Rb/Sr 值较小 (< 0.8), 这些特征与角闪石残留物特征一致 (Petford et al., 1996)。实验表明, 玄武岩的角闪

石脱水反应生成的熔体是闪长质的,与斜长石、辉石和铁钛矿物为主的残余物共存(Beard et al., 1991; Rushmer, 1991; Wolf et al., 1992);而玄武岩在流体作用下部分熔融形成的熔体 Si、Al 含量高,与角闪石、斜辉石、铁钛矿物和少量斜长石的残余物共存(Beard et al., 1991)。上述 2 种情况下的熔体组成和残余矿物组合有很大的不同。前一种情况下产生的熔体具有一定的负的 Eu 异常(Tepper et al., 1993)。巴颜喀拉山地区花岗质岩石具有中等的负 Eu 异常,  $Eu/Eu^*$  值为 0.19~0.30, 表明其由玄武岩来源的角闪石脱水、熔融再作用形成。在  $CaO/(MgO+FeO^T)-Al_2O_3/(MgO+FeO^T)$  图解(图 8b)和  $Rb/Sr-Rb/Ba$  图解(图 8c)中,巴颜喀拉山花岗质岩石数据点主要落在下地壳的铁镁质玄武岩范围,支持上述推论。此外,锆石 Hf 同位素组成为  $\epsilon_{Hf}(t)$  值为 -3.62~2.92, 平均值为 -0.54, 指示源区存在铁镁质成分。综上所述,笔者认为巴颜喀拉山地区花岗质岩石的岩浆来源于下地壳铁镁质。

实验表明,基性岩石(玄武岩)的部分熔融可产生偏铝质花岗岩类(Beard et al., 1991; Wolf et al., 1992; Rapp et al., 1995; Johannes et al., 1996; Sisson, 2005),而

沉积碎屑岩的部分熔融则可以产生过铝质花岗岩体(Johannes et al., 1996; Patino-Douce et al., 1998a, 1998b)。达日地区过铝质花岗岩,样品表现出很强的稀土元素分馏模式,轻稀土元素(LREE)富集,而重稀土元素(HREE)亏损(7B),富集大离子亲石元素(如 Rb、Th、U),亏损高场强元素(如 Nb、Ta),  $\delta Eu$  值为 0.07~0.30, 显示中等负 Eu 异常。以上特征表明岩体的岩浆来源可能是地壳中富铝质沉积物。

过铝质花岗岩  $CaO$ 、 $Na_2O$  含量相对较低,其原因是长石在形成黏土的过程中会丢失这些组分,该特征与其沉积源区有关(Chappell et al., 1992)。因此,一般用  $CaO/Na_2O$  值来判断岩石源区。根据实验研究(Skjerlie et al., 1992),以泥质岩为源区的花岗岩  $CaO/Na_2O$  值小于 0.3, 而以杂砂岩为源区的过铝质花岗岩,其  $CaO/Na_2O$  值大于 0.3。达日地区花岗岩  $CaO/Na_2O$  值为 0.09~2.61, 绝大部分值大于 0.3, 据此推测达日地区花岗质岩石的岩浆源区主要为杂砂岩。达日地区花岗岩样品相比较于变泥质岩的岩浆源区普遍具有高  $CaO/Na_2O$  值(0.09~1.61, 其中只有一个比值小于 0.3)和低的  $Al_2O_3/TiO_2$  值(16.25~52.64, 除



前人巴颜喀拉山花岗质岩石数据引自 Cai 等(2009); 前人达日地区花岗质岩石数据引自沙淑清等(2007); 底图 a、c 据 Sylvester(1998); 底图 b 据 Altherr et al., 2000; 底图 d 据 Icenhower 等(1996)、Nash 等(1985)与 Nabelek 等(1998)

图 8 巴颜喀拉山和达日地区花岗质岩石岩浆源区判别图

Fig. 8 Discrimination diagrams for the potential magma source of granitoids in Dari area

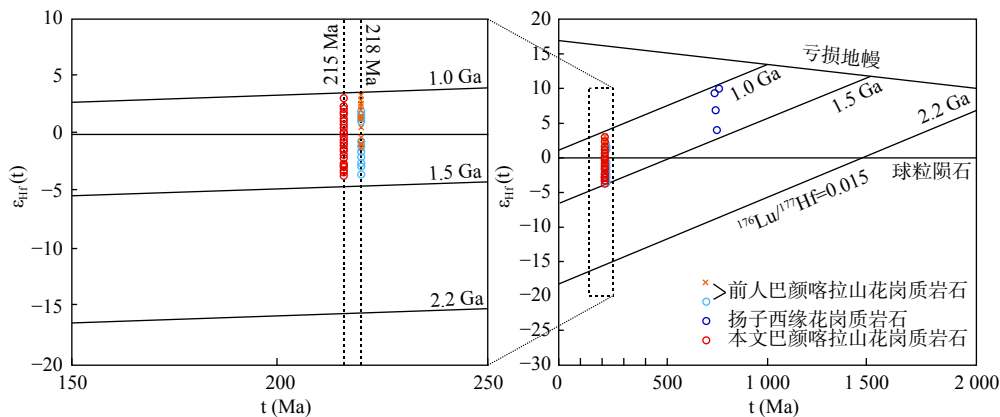


去最大值 80.53), 表明其岩浆源区并不是泥质岩。在  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  图解中(图 8a), 花岗质岩石样品大部分落在以变杂砂岩为岩浆源区的范围内, 说明达日地区花岗质岩石可能是由变杂砂岩部分熔融形成的。在  $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$  图解中(图 8b), 达日地区花岗质岩石样品主要落入变杂砂岩区域(Altherr et al., 2000)。过铝质花岗岩的 Rb-Sr-Ba 含量变化受控制于其源岩成分(Sylvester, 1998), 杂砂岩在熔融后会残余大量的长石, 而泥质岩熔融后留下很少的斜长石(Skjerlie et al., 1992; Pati-no-Douce et al., 1995)。Sr、Ba 是斜长石的相容元素, Rb 则为不相容元素, 由泥质岩为源岩产生的强过铝质花岗岩 Rb/Sr 和 Rb/Ba 值较高, 而以杂砂岩为源岩熔融产生的过铝质花岗岩 Rb/Sr 和 Rb/Ba 值较低。因此, 可以通过 Rb/Sr 和 Rb/Ba 值变化来判断研究区花岗岩的岩浆源区。依据 Rb/Ba 和 Rb/Sr 值投图, 达日地区的花岗质岩石样品落入贫黏土源区, 指示其是由地壳中的杂砂岩类熔融形成的(图 8c)。对于判别过铝质花岗岩的源岩性质, 斜长石是一个很好的指示矿物, 泥质岩和杂砂岩在熔融过程中形成的熔体会有差别, 泥质岩源区会相比富黏土贫斜长石( $<5\%$ ), 而杂砂岩则富斜长石( $>5\%$ )贫黏土。Rudnick 等(2003)利用大陆地壳的平均组成作为初始组分, 模拟了不同残余相(如钾长石、斜长石和黑云母)在部

分熔融实验中的影响(图 8d)。结果显示, 达日地区花岗质岩石成分变化在源区残留  $7\% \sim 60\%$  的斜长石, 说明其岩浆来源为杂砂岩的部分熔融。综上所述, 笔者认为达日地区花岗质岩石的岩浆源区可能是中地壳附近的杂砂岩。

### 4.3 基底性质

在松潘-甘孜地块中, 除了已知的沿扬子地块西缘出露的部分元古界基底外, 再无其他基底出露, 是制约其基底属性认知的主要因素。目前, 对松潘-甘孜地块基底属性的认识存在 2 种观点: ①古特提斯洋的残余(Yin et al., 1993)和与扬子地块关系具有亲缘性的元古代基底(Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007)。松潘-甘孜巴颜喀拉山地区花岗质岩石与松潘-甘孜地块东部花岗质岩体具有相似的 Sr、Nd 同位素组成和二阶段模式年龄, 巴颜喀拉山花岗质岩石  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $-4.3 \sim -5.5$ ,  $T_{\text{DM2}}$  值为  $1.38 \sim 1.46$ ; 松潘-甘孜东部花岗质岩石  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $-6.0 \sim -9.5$ ,  $T_{\text{DM2}}$  值为  $1.3 \sim 1.65$ , 表明其岩浆具有共同来源, 进而说明地壳基底属性一致(Cai et al., 2009)。巴颜喀拉山地区花岗质岩石的锆石 Hf 二阶段模式年龄为  $1.07 \sim 1.48 \text{ Ga}$ , 位于  $1.0 \sim 1.5 \text{ Ga}$  地壳演化线之间, 与扬子地块西缘存在的新元古代镁铁质岩石相同, 表明松潘-甘孜地块存在新元古代基底, 且基底与扬子地块基底存在亲缘性(图 9)(Zheng et al., 2007)。



前人巴颜喀拉山花岗质岩石数据引自 Cai 等(2009); 扬子西缘花岗质岩石数据引自 Zheng 等(2007)

图 9 巴颜喀拉山花岗质岩石锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值与 U-Pb 年龄图解

Fig. 9 Plots of zircon U-Pb ages vs.  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values for the Bayankala granitoids

### 4.4 构造意义

在金沙江缝合带(包括甘孜-理塘缝合带)中, 金沙江蛇绿岩组合中的 2 个斜长花岗岩体, U-Pb 锆石年龄分别为  $(340 \pm 3) \text{ Ma}$  和  $(294 \pm 3) \text{ Ma}$ , 表明金沙江洋

形成于晚泥盆世至早石炭世(Wang et al., 2000)。在该区及其邻近地区, 已鉴定出 2 个花岗岩类的年龄群, 即  $245 \sim 227 \text{ Ma}$ (侵入古生代变质沉积物)和  $219 \sim 216 \text{ Ma}$ (侵入三叠纪沉积物)。前人结合地质背景认为,

245~227 Ma的花岗岩类为同碰撞花岗岩, 219~216 Ma花岗岩类为后碰撞花岗岩, 表明古特提斯洋的闭合时间不晚于中三叠世, 而不是早侏罗世(Wang et al., 2000; Reid et al., 2005; Xiao et al., 2007)。松潘-甘孜地块巴颜喀拉山地区和达日地区的岩浆结晶年龄(212~218 Ma)明显晚于金沙江缝合带的同碰撞花岗岩的年龄, 且与金沙江缝合带的后碰撞花岗岩年龄是一致的。据此, 笔者认为巴颜喀拉山地区和达日地区花岗质岩石可能也形成于后碰撞构造环境。

松潘-甘孜地块巴颜喀拉山地区花岗质岩石是下地壳角闪石脱水熔融反应的产物, 但是这种脱水反应一般需要 $>800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度(Beard et al., 1991; Rushmer, 1991)。如果没有额外的热源供应, 碰撞造山带的地壳温度达到 $>800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 是不可能的(Patino-Douce et al., 1998b)。在后碰撞构造背景下, 热源的可能来源包括: ①地壳增厚引起的放射性同位素衰变热。②地壳剪切产生的热量。③幔源岩浆的热量。④由岩石圈分层引起的软流圈上涌的热量。但是, 前2种热源的热量不会轻易造成大范围的地壳熔融。地壳增厚引起的地壳熔融只会在120 Ma左右的时间尺度上发展(Turner et al., 1993)。地壳剪切热引起的岩浆作用通常呈线性分布, 而松潘-甘孜地块的花岗岩并非线性分布, 所以排除第二种热源可能。由于在松潘-甘孜地块内缺少印支期幔源岩浆活动的证据。因此, 岩浆底侵作用并不是印支期花岗岩类形成的原因。岩浆底侵作用通常会导致下地壳发生部分熔融, 尽管第③种提供热源的方式有可能发生, 但是松潘-甘孜地块的下地壳没有底贴的岩浆(Liu et al., 2008), 并且松潘-甘孜地块中幔源岩浆作用也很罕见, 因而排除第③种热源可能。在后碰撞环境, 区域伸展, 之前加厚的岩石圈由于重力原因拆沉, 诱发软流圈上涌, 已经成为解释后碰撞花岗岩浆形成的主要机制(Jung et al., 1998; Wu et al., 2002, 2005; Chung et al., 2003, 2005; Ilbeyli et al., 2004)。松潘-甘孜地块东部的埃达克花岗岩(216~228 Ma)可能为地壳增厚的证据(Zhang et al., 2006; Xiao et al., 2007), A型花岗岩(211 Ma)是软流圈上涌导致岩石圈伸展的标志(Zhang et al., 2007), 松潘-甘孜地块东南部后碰撞I型花岗岩是由下地壳镁铁质物质的部分熔融形成的。Xiao等(2007)和Zhang等(2007)提出, 松潘-甘孜地块东部岩石圈拆沉作用可以解释后碰撞的埃达克、A型和I型花岗质岩浆作用组合。Sylvester(1998)认为, 过铝质花岗岩通常形成

在后碰撞构造环境中, 并可划分为高压型和高温型2种成因类型。高压型是由于地壳增厚, 引起放射性同位素衰变产生热量, 在后碰撞阶段地壳减压熔融形成, 形成的花岗岩规模通常为小到中等; 而高温型是由于地幔软流圈物质的上涌, 带来的热量将地壳部分熔融, 这种方式形成的花岗岩规模相对较大。后碰撞花岗岩在松潘-甘孜地块东部和中部分布都很广泛。这些花岗岩体的岩浆结晶年龄都为晚三叠世, 因其具有相同的地球动力学背景。巴颜喀拉山地区和达日地区花岗质岩石的形成时间(212~218 Ma)与上述的花岗岩体的结晶时代相近。因此, 笔者认为巴颜喀拉山地区和达日地区花岗质岩石可以解释为后碰撞环境下, 由于岩石圈拆沉, 软流圈上涌, 分别导致下地壳和中地壳发生部分熔融所致。

## 5 结论

(1) 松潘-甘孜地块巴颜喀拉山地区花岗质岩石属于高钾钙碱性过铝质I型花岗闪长岩, 而达日地区花岗质岩石属于钾玄岩和高钾钙碱性、过铝质S型石英二长岩和花岗岩, 两地区花岗质岩石侵位时间均为~215 Ma。

(2) 松潘-甘孜地块巴颜喀拉山地区花岗质岩石的源区可能为下地壳镁铁质岩石, 而达日地区花岗质岩石的源区可能为中地壳变杂砂岩。

(3) 松潘-甘孜地块存在新元古代基底, 且其基底与扬子地块基底存在亲缘性。结合锆石U-Pb年代学和区域构造演化, 推测研究花岗质岩石是后碰撞背景, 岩石圈拆沉, 诱发的不同地壳岩石部分熔融的产物。

## 参考文献(References):

- 白国典, 王坤, 陈泳霖, 等. 青海卡巴组多地区上三叠统巴颜喀拉山群牙形石的发现及其意义[J]. *西北地质*, 2018, 51(4): 24-32.
- BAI Guodian, WANG Kun, CHENG Yonglin. Discovery of the Conodonts in Upper Triassic Bayankalashan Group, Cabanualdo Region, Qinghai Province and Its Significance[J]. *Northwestern Geology*, 2018, 51(4): 24-32.
- 蔡宏明. 松潘-甘孜褶皱带印支期花岗岩类和火山岩类成因及深部作用[D]. 武汉: 中国地质大学, 2010.
- CAI Hongming. Genesis and deep action of Indosinian granitoids and

- volcanic rocks in Songpan-Garze fold belt[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2010.
- 李艳广, 靳梦琪, 汪双双, 等. LA-ICP-MS U-Pb 定年技术相关问题探讨[J]. 西北地质, 2023, 56(4): 274-282.
- LI Yanguang, JIN Mengqi, WANG Shuangshuang, et al. Exploration of Issues Related to the LA-ICP-MS U-Pb Dating Technique[J]. *Northwestern Geology*, 2023, 56(4): 274-282.
- 沙淑清, 王宗秀, 郭通珍, 等. 巴颜喀拉山东段花岗岩锆石 SHRIMP 定年及其地球化学特征[J]. 地球学报, 2007, 28(3): 261-269.
- SHA Shuqing, WANG Zongxiu, GUO Tongzhen, et al. Zircon SHRIMP Dating and Geochemical Characteristics of Granites in the Eastern Part of the Bayan Har Mountains[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2007, 28(3): 261-269.
- 时章亮, 张宏飞, 蔡宏明. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 2009, 34(4): 569-584.
- SHI Zhangliang, ZHANG Hongfei, CAI Hongming. Petrogenesis of Strongly Peraluminous Granites in Markan Area, Songpan Fold Belt and Its Tectonic Implication[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2009, 34(4): 569-584.
- 王晖, 阮林森, 郭建秋, 等. 四川雅江盆地三叠纪晚期沉积地球化学特征及其大地构造意义[J]. 西北地质, 2012, (2): 88-98.
- WANG Hui, RUAN Linsen, GUO Jianqiu, et al. Late Triassic Sedimentary Geochemistry and Tectonic Significance in the Yajiang Basin, Sichuan[J]. *Northwestern Geology*, 2012, (2): 88-98.
- 王辉, 张峰, 王冰洁, 等. 羌塘盆地晚三叠世构造属性与层序地层格架下聚煤特征[J]. 西北地质, 2009, 42(4): 92-101.
- WANG Hui, ZHANG Feng, WANG Bingjie, et al. The Structure Characteristics and Coal-Accumulating Features Under Sequence Framework in the Late Triassic of Qiangtang Basin[J]. *Northwestern Geology*, 2009, 42(4): 92-101.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 398-433.
- WU Fuyuan, LI Xianhua, ZHENG Yongfei, et al. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(2): 398-433.
- 夏林圻, 李向民, 马中平, 等. 青藏高原新生代火山作用与构造演化[J]. 西北地质, 2010, 43(01): 1-25.
- XIA Linqi, LI Xiangmin, MA Zhongping, et al. Cenozoic Volcanism and Tectonic Evolution on the Tibetan Plateau[J]. *Northwestern Geology*, 2010, 43(01): 1-25.
- 许志琴. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- XU Zhiqin. The orogenic process of the Songpan-Garze orogenic belt in China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.
- 于浦生, 李荣社, 计文化, 等. 青藏高原北部成矿带划分[J]. 西北地质, 2007, 40(4): 7-16.
- YU Pusheng, LI Rongshe, JI Wenhua. Division of Metallogenic Belts in the Northern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Northwestern Geology*, 2007, 40(4): 7-16.
- Altherr R, Holl A, Hegner E, et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)[J]. *Lithos*, 2000, 50(1): 51-73.
- Beard J S, Lofgren G E. Partial melting of basaltic and andesite greenstones and amphibolites under dehydration and water-saturated conditions at 1.3 and 6.9 kilobars[J]. *Journal of Petrology*, 1991, 32(2): 365-401.
- Blichert T J, Francis A. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the Mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 148(1-2): 0-258.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. *Lithos*, 2007, 97(1-2): 1-29.
- Bruguier O, Lancelot J R, Malavieille J. U-Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Ganze flysch (Central China): provenance and tectonic correlations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 152(1-4): 0-231.
- Cai Hongming, Zhang Hongfei, Xu Wangchun, et al. Petrogenesis of Indosinian volcanic rocks in Songpan-Garze fold belt of the northeastern Tibetan Plateau: New evidence for lithospheric delamination[J]. *Science China Earth Sciences*, 2010, 53(9): 1316-1328.
- Cai Hongming, Zhang Hongfei, Xu Wangchun. U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granitoids in western Songpan-Garze block: Petrogenesis and implication for tectonic evolution[J]. *Journal of Earth Science*, 2009, 20(4): 681-698.
- Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types[J]. *Pacific Geology*, 1974, 8: 173-174.
- Chappell B W, Bryant C J, Wyborn D. Peraluminous I-type granites[J]. *Lithos*, 2012, 153(8): 142-153.
- Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Block[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, 83(1-2): 1-26.
- Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the

- characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 535–551.
- Chen Shefa, Wilson C J L, Worley B A. Tectonic transition from the Songpan-Garze Fold Belt to the Sichuan Basin, south-western China[J]. *Basin Research*, 1995, 7(3): 235–253.
- Chen Shefa, Wilson C J L. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern Margin of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Structural Geology*, 1996, 18(4): 413–430.
- Chung Sunlin, Chu Meifa, Zhang Yuquan, et al. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional Mag Matism[J]. *Earth Science Reviews*, 2005, 68(3–4): 173–196.
- Chung Sunlin, Liu Dunyi, Ji Jianqing, et al. Adakites from continental collision zone: melting of thickened lower crust in southern Tibet[J]. *Geology*, 2003, 31(11): 1021–1024.
- Clemens J D, Stevens G, Farina F. The enig Matic sources of I-type granites: The peritectic connexion[J]. *Lithos*, 2011, 126(3): 174–181.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982, 80(2): 189–200.
- Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications[J]. *Geology*, 1992, 20: 641–644.
- Elena A K, Maurice B, Jacques M. Discovery of the Tethys-Tethys residual peridotites along the Anye Maqen-KunLun suture zone (North Tibet)[J]. *Comptes Rendus-Geoscience*, 2003, 335: 709–719.
- Griffin W L, Wang Xiang, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and Mag Ma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos*, 2002, 61(3–4): 237–269.
- Harris N, Inger S. Trace element modelling of pelite-derived granites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1992, 110(1): 46–56.
- Healy B, Collins W J, Richards SW. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrumbidgee batholith example[J]. *Lithos*, 2004, 78(1): 197–216.
- Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon for Mation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2010, 18(4): 423–439.
- Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Qu Xiaoming, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220(1–2): 139–155.
- Hsü K J, Pan G T, Sengör A M C. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis[J]. *International Geology Review*, 1995, 37(6): 473–508.
- Huang M H, Buick I S, Hou L W. Tectonometamorphic Evolution of the Eastern Tibet Plateau: Evidence from the Central Songpan-Garze Orogenic Belt, Western China[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(2): 255–278.
- Icenhower J, London D. IExperimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt[J]. *American Mineralogist*, 1996, 81(5–6): 719–734.
- Ilbeyli N, Pearce J A, Thirlwall M F, et al. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey[J]. *Lithos*, 2004, 72(3–4): 163–182.
- Johannes W, Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks[J]. *Minerals, Rocks and Mountains*, 1996.
- Jung S, Mezger K, Hoernes S. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites - a Major and trace element and Nd-Sr-Pb-O isotope study from the Proterozoic Da Mara Belt, Namibia[J]. *Lithos*, 1998, 45(1–4): 147–175.
- Li Xiaohua, Li Zhengxiang, Li Wuxian, et al. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I-and A-type granites from central Guangdong, SE China: A Major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab[J]. *Lithos*, 2007, 96(1–2): 186–204.
- Liu Yin, Xiao Wenjiao, Windley B F, et al. Late Triassic ridge subduction of Paleotethys: Insights from high-Mg granitoids in the Songpan-Ganzi area of northern Tibet[J]. *Lithos*, 2019, 334–335: 254–272.
- Liu Yongsheng, Gao Shan, Hu Zhaochu, et al. 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[J]. *Journal of Petrology*, 2010a, 51(1–2): 537–571.
- Liu Yongsheng, Hu Zhanchu, Gao Shan, et al. Insituanalysis of Major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1–2): 34–43.
- Liu Yongsheng, Hu Zhanchu, Zong Keqing, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010b, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3. 00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley:Berkeley Geochrono-

- gical Center Special Publication, 2003, 4: 25–32.
- Mattauer M, Malavieille J, Calassou S, et al. La chaîne triasique de Songpan-Garze (ouest Sechuan et est Tibet): Une chaîne de plissement-décollement sur Marge passive. Comptes rendus de l'Académie des sciences[J]. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 1992, 314.6: 619–626.
- Middlemost E A K. Naming Materials in the Mag Ma/igneous rock system[J]. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 1994, 37(3–4): 215–224.
- Nabelek P I, Bartlett C D. Petrologic and geochemical links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks[J]. *Lithos*, 1998, 45(1–4): 71–85.
- Nakada S, Takahashi M. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic Mag Mas in the Outer Zone and the Setouch province of Southwest Japan[J]. *Mining Geology*, 1979, 85(9): 571–582.
- Nash W P, Crecraft H R. Partition coefficients for trace elements in silicic Mag Mas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49(11): 2309–2322.
- Nie Shangyou, Yin An, Rowley D B, et al. Exhumation of the Dabie Shan Ultra-High-Pressure Rocks and Accumulation of the Songpan-Ganzi Flysch Sequence, Central China[J]. *Geology*, 1994, 22: 999–1002.
- Patino-Douce A E P, Beard J S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(3): 707–738.
- Patino-Douce A E P, Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis[J]. *Journal of Petrology*, 1998a, 39(4): 689–710.
- Patino-Douce A E P, McCarthy T C. Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction[J]. *Petrology and Structural Geology*, 1998b.
- Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58(1): 63–81.
- Petford N, Atherton M. Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37(6): 1491–1521.
- Qi Liang, Hu Jing, Conard D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 2000, 51(3): 507–513.
- Rapp R P, Watson E B. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(4): 891–931.
- Reid A J, Wilson C J L, Liu S. Structural evidence for the Permo-Triassic tectonic evolution of the Yidun Arc, eastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Structural Geology*, 2005, 27(1): 119–137.
- Richwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247–263.
- Roger F, Arnaud N, Gilder S, et al. Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in east central Tibet[J]. *Tectonics*, 2003, 22(4).
- Roger F, Malavieille J, Leloup P H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Block (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 22(5): 465–481.
- Rudnick R L, Gao Shan. Composition of the continental crust[A]. In: Rudnick R L, ed. *Treatise on Geochemistry*[J]. The Crust, 2003, 3: 1–64.
- Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, 107(1): 41–59.
- Sengör A M C. Tectonic Subdivisions and Evolution of Asia[J]. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 1985, 46: 355–435.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, et al. Voluminous granitic Mag Mas from common basaltic sources[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2005, 148(6): 635–661.
- Skjerlie K P, Johnston A D. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites[J]. *Geology*, 1992, 20(3): 263.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1989, 42(1): 313–345.
- Sun Yong, Chen Liang, Feng Tao, et al. A dynamic model of Paleotethyan evolution: evidences from Paleotethyan ophiolite in China. Northwest University, 2002, 32, 1–6.
- Sylvester P J, Liegeois J P. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 1998, 45(1–4): 29–44.
- Tepper J H, Nelson B K, Bergantz G W. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 1993, 113(3): 333–351.

- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 1993, 364(6432): 50–54.
- Wang Xiaofeng, Metcalfe I, Jian Ping, et al. The Jinshajiang-Ailaoashan Suture Zone, China: Tectonostratigraphy, age and evolution[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2000, 18(6): 675–690.
- Weislogel A L. Tectonostratigraphic and geochronologic constraints on evolution of the northeast Paleotethys from the Songpan-Ganzi complex, central China[J]. *Tectonophysics*, 2008, 451(1–4): 0–345.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407–419.
- Wolf M B, Wyllie P J. The Formation of Tonalitic Liquids during the Vapor-Absent Partial Melting of Amphibolite at 10 kbar[J]. *EOS*, 1992, 70: 506–518.
- Wu Fuyuan, Jahn B M, Wilde S A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis[J]. *Lithos*, 2003, 66: 241–273.
- Wu Fuyuan, Lin Jingqian, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1–2): 0–119.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou, Li Huimin, et al. A-type granites in North-eastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 2002, 187(1–2): 143–173.
- Xiao Long, Zhang Hongfei, Clemens J D, et al. Late Triassic granitoids of the eastern Margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution[J]. *Lithos*, 2007, 96(3–4): 436–452.
- Yin An, Harrison T M. Geologic Evolution of the Hi Malayan-Tibetan Orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28(1): 211–280.
- Yin An, Nie Shangyou. An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam Fault Systems, eastern Asia[J]. *Tectonics*, 1993, 12(4): 801–813.
- Yuan Chao, Zhou Meifu, Sun Min, et al. Triassic granitoids in the eastern Songpan-Ganzi Fold Belt, SW China: Mag Matic response to geodynamics of the deep lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 290(3–4): 0–492.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plas Ma- Mass spectrometry[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28(3): 353–370.
- Zhang Hongfei, Parrish R, Zhang Li, et al. A-type granite and adakitic Mag Matism association in Songpan–Garze block, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 2007, 97(3–4): 323–335.
- Zhang Hongfei, Zhang Li, Harris N, et al. U-Pb Zircon Ages, Geochemical and Isotopic Compositions of Granitoids in Songpan-Garze Block, Eastern Tibetan Plateau: Constraints on Petrogenesis, Nature of Basement and Tectonic Evolution[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 152: 75–88.
- Zhang Liyun, Ding Lin, Pullen A, et al. Age and geochemistry of western Hoh-Xil-Songpan-Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys ocean[J]. *Lithos*, 2014, 190–191: 328–348.
- Zheng Yongfei, Zhang Shaobing, Zhao Zifu, et al. Contrasting Zircon Hf and O Isotopes in the Two Episodes of Neoproterozoic Granitoids in South China: Implications for Growth and Reworking of Continental Crust[J]. *Lithos*, 2007, 96: 127–150.
- Zhong Hong, Zhu Weiguang, Hu Ruizhong, et al. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust[J]. *Lithos*, 2009, 110: 109–128.