

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

川西雀儿山花岗岩的地球化学和岩石成因

刘树文¹⁾, 王宗起²⁾, 闫全人²⁾, 李秋根¹⁾, 张德会³⁾, 王建国³⁾

1) 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 地球与空间科学学院, 100871

2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 3) 中国地质大学, 北京, 100083

内容提要:位于川西义敦岛弧北端的雀儿山花岗岩体主要由岩体边部或者作为包体的花岗闪长岩、主体似斑状花岗岩和较晚的呈条带状或者脉状伟晶质、细晶质花岗岩组成。这些花岗质岩石表现了较宽的常量元素变化范围, 属于高钾钙碱性到 shoshonite 亚铝到过铝质岩石系列, 表现了较平坦式具有负 Eu 异常的稀土配分模式。在原始地幔标准化的多元素图解上所有这些岩石表现 Rb、Th 和 K 等大离子亲石元素强烈富集, Nb、Sr、P 和 Ti 等元素明显亏损。Sm-Nd 同位素分析结果表明似斑状花岗岩亏损地幔模式年龄 $t_{DM} = 1.23 \sim 1.61 \text{ Ga}$, $\epsilon_{Nd}(t) = -5.3 \sim -6.3$, 细晶花岗岩脉 $t_{DM} = 2.30 \text{ Ga}$, $\epsilon_{Nd}(t) = -6.9$ 。这些岩石的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 分布在康定杂岩的 Nd 同位素演化范围内和上部。岩石地球化学和 Nd 同位素特征研究揭示其花岗岩岩浆起源于上部地壳杂砂岩、砂页岩和泥质岩石的部分熔融, 经历了早期阶段的铁镁质矿物和副矿物的分离结晶, 晚期钾长石等卷入了分离结晶。雀儿山花岗质岩浆活动发生于同碰撞到碰撞后隆升构造背景。

关键词: 雀儿山花岗岩; 岩石地球化学; Nd 同位素特征; 岩石成因; 构造背景; 义敦岛弧北端

川西义敦岛弧碰撞造山带, 位于青藏高原东缘的昌都—思茅地块和松潘—甘孜地块之间, 是三江构造带的一个重要组成部分, 由于其特殊的构造位置和丰富的贵金属、有色金属矿产资源而倍受中外地质学家的关注。义敦岛弧碰撞造山带开始于印支期, 经历了燕山期和喜山期碰撞造山作用的强烈叠加(侯增谦等, 1995)。大量的矿产研究表明, 该造山带南段和北段具有明显不同的成矿专属性, 南段以形成斑岩铜矿及相关的矿床为特征, 而北段则以形成 VMS 型、低温热液型多金属、贵金属矿床为主(吕伯西等, 1993; 杨岳清等, 2002; 侯增谦等, 1995, 2001, 2004)。已有的地质学、地质年代学资料和我们新获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果表明, 位于义敦岛弧的北段甘孜—德格地区的大量的花岗质岩石主要形成于燕山期和喜马拉雅期(吕伯西等, 1993; 杨岳清等, 2002; 侯增谦等, 2001, 2003, 2004)。深入研究这一地区花岗质岩石的地球化学属性、成因和形成的动力学背景, 对于我们深入理解义敦岛弧造山带形成演化历史、成矿专属性 and 进一步寻找矿产资源具有重要意义。雀儿山花岗岩是义敦岛弧碰撞造山带最北部的的主要花岗岩体, 本文主要

报导该岩体的地球化学特征, 探讨花岗质岩浆的来源和动力学背景, 为义敦岛弧碰撞造山带北段的构造演化和成矿作用研究提供一个基础约束条件。

1 岩体地质学和岩石学

义敦岛弧碰撞造山带北段, 东部和北部主要受甘孜—理塘构造带控制, 西部受热柯—昌台构造带所限(图1)。北部发育了一系列 NW 向断裂带, 与甘孜—理塘构造带 NW 延伸部分平行。其中在甘孜—理塘构造带 NW 延伸部分南侧、并与之平行的 NW 向断裂东部截断了甘孜—理塘断裂, 切割了义敦岛弧北段最大的花岗岩体—措交玛花岗岩, 甘孜来马乡花岗岩体受其所限。雀儿山花岗岩体分布在义敦岛弧带的最北端, 北西侧受甘孜—理塘缝合带的北西延伸部分控制, 截断了另一条 NW 向切割措交玛花岗岩体断层(图1)。这一地质特征表明雀儿山花岗岩体形成不仅晚于甘孜—理塘缝合带, 而且晚于措交玛花岗岩和甘孜来马乡花岗岩。我们没有发表的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学资料表明, 来马乡花岗岩闪长岩形成于 $175 \pm 4 \text{ Ma}$, 而雀儿山花岗岩中细粒花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $97 \pm 2 \text{ Ma}$,

注: 本文为国家重大基础研究项目(编号 2002CB412608)资助成果。

收稿日期: 2006-07-21; 改回日期: 2006-08-08; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 刘树文, 男, 1958年生。博士, 教授。岩石学和变质地质学专业。长期从事前寒武纪地质学和岩石学的教学和研究工作; 通讯地址: 100871; 北京大学地球与空间科学学院; 电话: 010-62754163; Email: swliu@pku.edu.cn。

限定了雀儿山花岗岩体形成于燕山期。

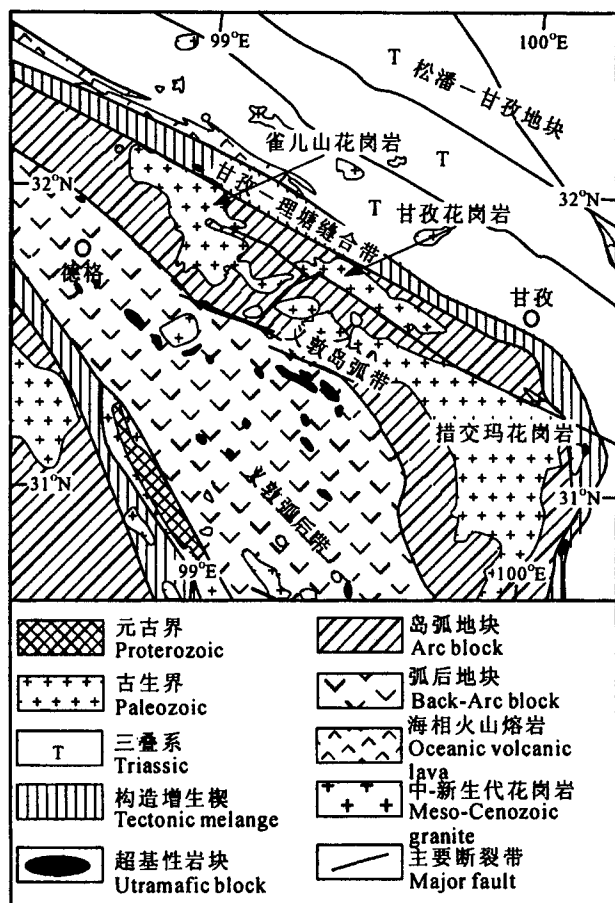


图1 川西义敦岛弧北段地质简图

Fig. 1 Geological sketch map in the North Yidun Arc, Western Sichuan Province

雀儿山花岗岩是义敦岛弧构造带北端最主要的花岗岩体之一,侵位于三叠系地层之中。围岩由三叠纪玄武岩、英安岩、流纹岩和火山凝灰岩、火山沉积岩构成。区域上作为雀儿山花岗岩体的围岩,还发育了大量的三叠系沉积岩。

限于目前的研究程度,还不能在空间上详细确定雀儿山花岗岩岩相的空间分布,只能依靠路线地质观察确定雀儿山花岗岩岩体的岩石组合特征。雀儿山花岗岩的主体岩性为似斑状二长花岗岩。东缘部分发育了含有钾长石斑晶的花岗闪长岩和二长花岗岩。岩体中部和中西部主要发育粗粒似斑状花岗岩,局部发育钾长石巨晶花岗岩。岩体西缘仍然可以发现中粒花岗闪长岩等岩性组合。岩体内发育规模几米到几十米宽伟晶质和细晶花岗岩脉体,伟晶岩脉和细晶岩脉紧密共生。

岩体内发育了各类复杂的包裹体,其中东缘含钾长石斑晶的细粒花岗闪长岩中见有角闪石岩包体

和围岩—细砂岩捕虏体,指示了与围岩之间为侵入接触关系。主体中、粗粒似斑状花岗岩中发育花岗闪长岩包体,钾长石巨晶二长花岗岩发育粗粒似斑状花岗岩捕虏体。花岗伟晶岩和花岗细晶岩作为规模不等的岩脉切割了其他各类花岗岩。这些地质关系表明,雀儿山花岗岩早期形成了中、细粒的花岗闪长岩,然后形成作为该岩体主体岩性的粗粒似斑状花岗岩,晚期形成了伟晶质、细晶质花岗岩脉。

2 岩石地球化学分析方法和过程

2.1 样品分析

对雀儿山花岗岩体总共进行了17个样品的岩石地球化学分析。其中CX3017-2、CX3021-1、CX3021-4、CX3021-5和CX3024-1分布在岩体边缘含有或不含有钾长石斑晶的花岗闪长岩和花岗岩,其中有围岩捕虏体和角闪岩包体(图2),CX3017-1、CX3017-3、CX3021-2、CX3021-3、CX3022-2、CX3023-1、CX3024-2和CX3024-3为主体粗粒似斑状花岗岩,样品中钾长石常常形成粗大斑晶,CX3020-1和CX3023-2为细晶质花岗岩脉、CX3020-2和CX3022-1为伟晶质花岗岩脉。

常量、微量和稀土元素地球化学分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。样品烧失量用称重法完成。取200目以下岩石粉末(0.4 g)与3 g 四硼酸锂和1g 偏硼酸锂混合均匀后,加入2滴饱和溴化锂,在铂金坩锅内于1100℃下融化成玻璃薄片。常量元素分析在瑞士生产的扫描型波长色散X射线荧光光谱(XRF)仪(THERMO ARL ADVANT XP+)上进行,分析采用国际标样GSP-2、JG-2和国标GBW02103,工作条件为50 mA和50 kV,分析精度在0.1%以内。

微量元素和稀土元素分析在北京大学造山带和地壳演化教育部重点实验室VG-AXIOM型MC-ICP-MS完成。精确称量岩石粉末25 mg,加入1.5 mL HNO₃和1.5 mL HF后在80℃下蒸发24小时。蒸干后加入1.5 mL HNO₃、1.5 mL HF和0.5 mL HClO₄在高压罐内加温到180℃,溶解48小时。最后,样品用1%的HNO₃稀释到50 mL。使用GSR-1、JG-1A和JB-3标样,每分析10个样品测量一次标样和一个重复样,一般微量元素测量的精度优于5%,而Nb和Ta优于10%。ICP-MS的技术细节见Xie等(1994)和Liu等(2004)。

4个代表性的样品被挑选来做Sm-Nd同位素分析。其中CX3021-3、CX3023-1和CX3024-2为粗粒

似斑状花岗岩, CX3023-2为细晶花岗岩脉。Sm-Nd同位素分析在中科院地质和地球物理所同位素室完成,采用的是 Qiao(1988)描述的流程。两个参考样品 BCR-1和 GBW04419的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 结果分别为 0.512584 ± 16 和 0.512652 ± 11 。

2.2 分析结果

2.2.1 主量成分

雀儿山花岗岩体早期花岗闪长岩样品表现 SiO_2 含量为64.81%~69.94%, Al_2O_3 表现了较大的变化范围(18.63%~12.67%)。样品 CX3021-5和 CX3024-1表现了相对较高的 $\text{Mg}^\# = 40.56 \sim 36.31$, 而 CX3017-2($\text{Mg}^\# = 10.12$)、CX3021-1和 CX3021-4表现了极低的 $\text{Mg}^\#$ 值(表1)。样品 CX3021-1和 CX3021-4表现了很低的 Al_2O_3 和高的 FeO_t (表1, 图2), 所有早期花岗闪长岩样品表现了较低 TiO_2 , 除样品 CX3024-1以外($\text{TiO}_2 = 0.51$), 其余样品的 TiO_2 均 ≤ 0.2 。CX3024-1不仅表现最高的 TiO_2 , 而且具有最高的CaO、MgO和最低的总碱含量($\text{Na}_2\text{O}\% + \text{K}_2\text{O}\%$)。CX3021-4表现了最低的MgO含量(=0%, 表1)。所有似斑状花岗岩表现了高的 SiO_2 (最高达74.60%, 表1), 其 Al_2O_3 、MgO、 TiO_2 、 P_2O_5 和CaO含量介于早期的花岗闪长岩和晚期伟晶质、细晶质花岗岩之间, 表现了高的总碱含量(表1, 图2)。晚期的伟晶质、细晶质花岗岩具有最高的 SiO_2 含量(75.58%~78.02%), 低的 Al_2O_3 、MgO、 TiO_2 、 P_2O_5 和CaO的浓度。除了样品 CX3021-1和 CX3021-4外, 在Hark图解上所有其他样品的 Al_2O_3 、 TiO_2 和CaO表现与 SiO_2 负相关。而主体岩性似斑状花岗岩和晚期伟晶质、细晶质花岗岩均表现 Al_2O_3 、MgO、 TiO_2 、 P_2O_5 和CaO与 SiO_2 的明显负相关。在 K_2O - SiO_2 分类图上, 除了一个花岗闪长岩样品(样品 CX3024-1)和两个似斑状花岗岩(样品 CX3021-1和 CX3017-1)落入高钾钙碱性岩石系列外, 所有其他的花岗闪长岩和似斑状花岗岩均落入Shoshonite系列范围内, 所有的晚期伟晶、细晶花岗岩落入了高钾钙碱性系列(图2g)范围内。

2.2.2 微量元素

早期花岗闪长岩和主体似斑状花岗岩表现了较宽的稀土总量范围(分别为91.81~212.05 $\mu\text{g/g}$ 和75.96~218.29 $\mu\text{g/g}$), 晚期伟晶、细晶花岗岩表现了相对较低的稀土总量(68.29~131.2 $\mu\text{g/g}$, 表2), 均表现为较为平坦的稀土配分模式和明显的Eu负异常, 尤其是主体岩性似斑状花岗岩表现了基本一致的稀土配分模式。早期花岗闪长岩中的3个样

品(CX3021-1、CX3021-5和 CX3024-1)表现了较高的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值, 伟晶花岗岩 CX3022-1表现了类似较高的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值特征, 其余样品表现了相对较低

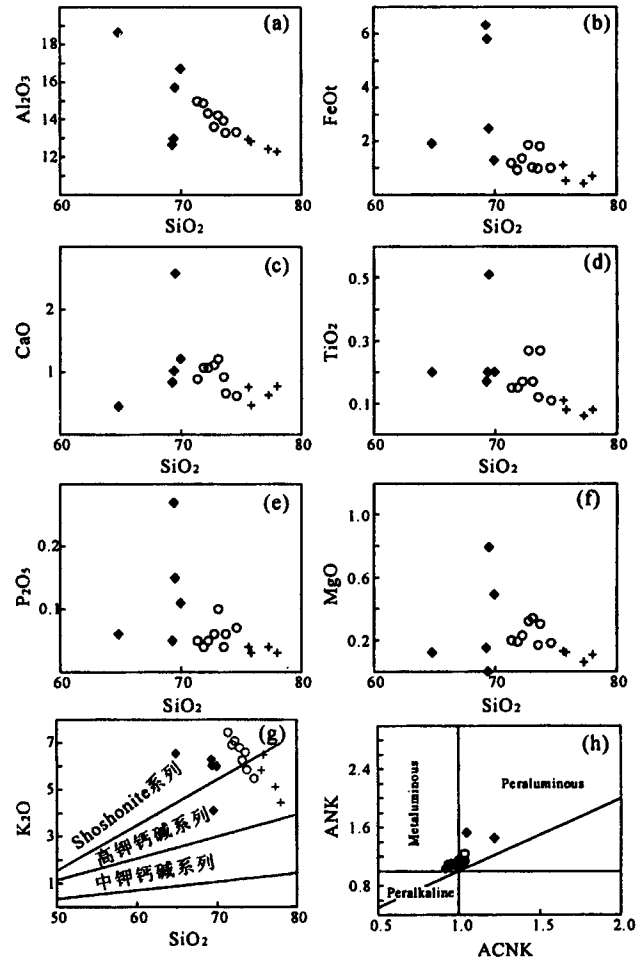


图2 常量元素特征

Fig. 2 Major composition features

(a)、(b)、(c)、(d)和(e)分别为 Al_2O_3 、MgO、 TiO_2 、 P_2O_5 、CaO和 K_2O 与 SiO_2 相关图, (e)中岩石系列分类线据 Le Maitre et al. (1989), (f)为Al指数分类图(据 Maniar and Piccoli, 1989), 图(f)中的ANK和ACNK分别为 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 分子比。岩性符号: ◆—早期花岗闪长岩; ○—主体岩性似斑状花岗岩; +—晚期伟晶、细晶花岗岩。以后各图的岩性符号同此图

(a), (b), (c), (d) and (e) are Al_2O_3 、MgO、 TiO_2 、 P_2O_5 、CaO and K_2O vs SiO_2 correlative diagrams, respectively, (e) and (f) classification of rock series of K_2O vs SiO_2 diagram (a), after Le Maitre et al., 1989, and (b)—ANK vs ACNK diagram ((b), after Maniar and Piccoli, 1989), the ANK and ACNK in the figure (f) showing $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ molecule ratios, respectively. Lithological symbols: ◆—early granodiorite; ○—porphyry-like granite; +—later pegmatic and spilitic granites. The lithological symbols in the following figures same as this figure

的 $(La/Yb)_N$ 值(表1,图3)。在原始地幔标准化的蜘蛛网状图上(图4),所有岩石样品表现大离子亲石元素Rb、Th和K富集,Nb、Sr、P和Ti强烈亏损和Zr的轻度亏损,Ta却没有明显的亏损。

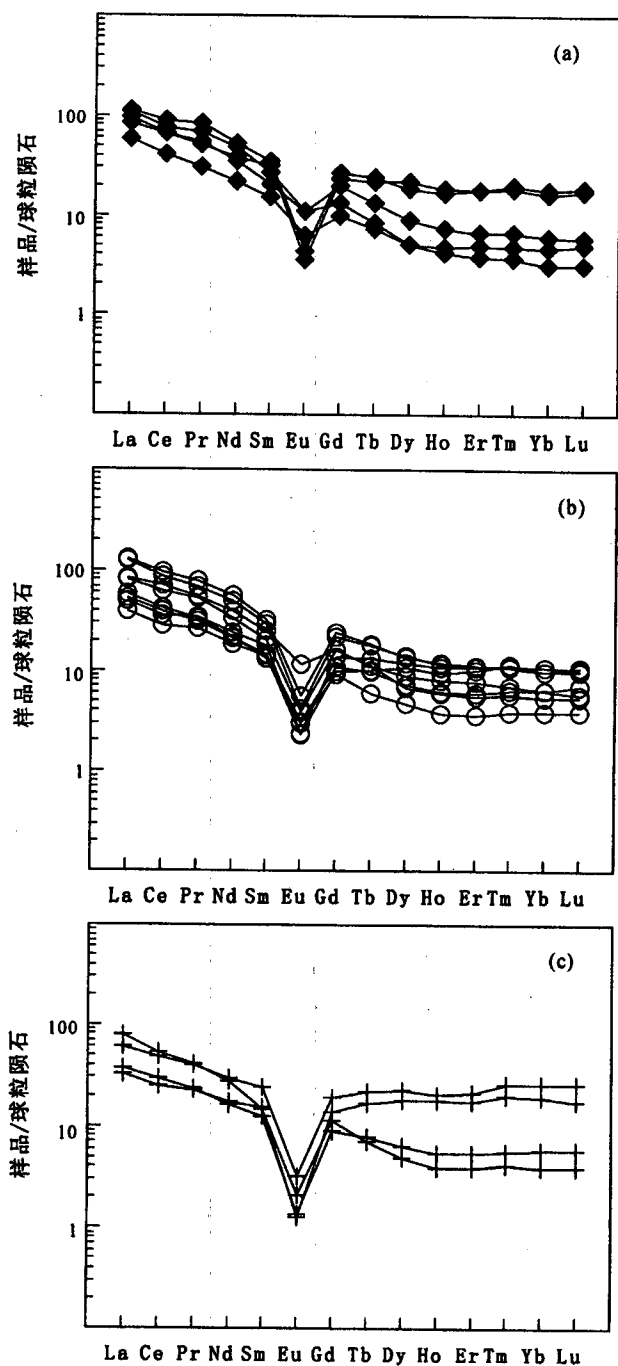


图3 球粒陨石标准化的稀土配分模式

Fig. 3 Chondrite normalized REE patterns

(a)—早期花岗闪长岩;(b)—主体似斑状花岗岩;(c)—晚期伟晶和细晶花岗岩

(a)—Earlier granodiorite;(b)—Main porphyry-like granite;(c)—Later pegmatitic-spiritic granites

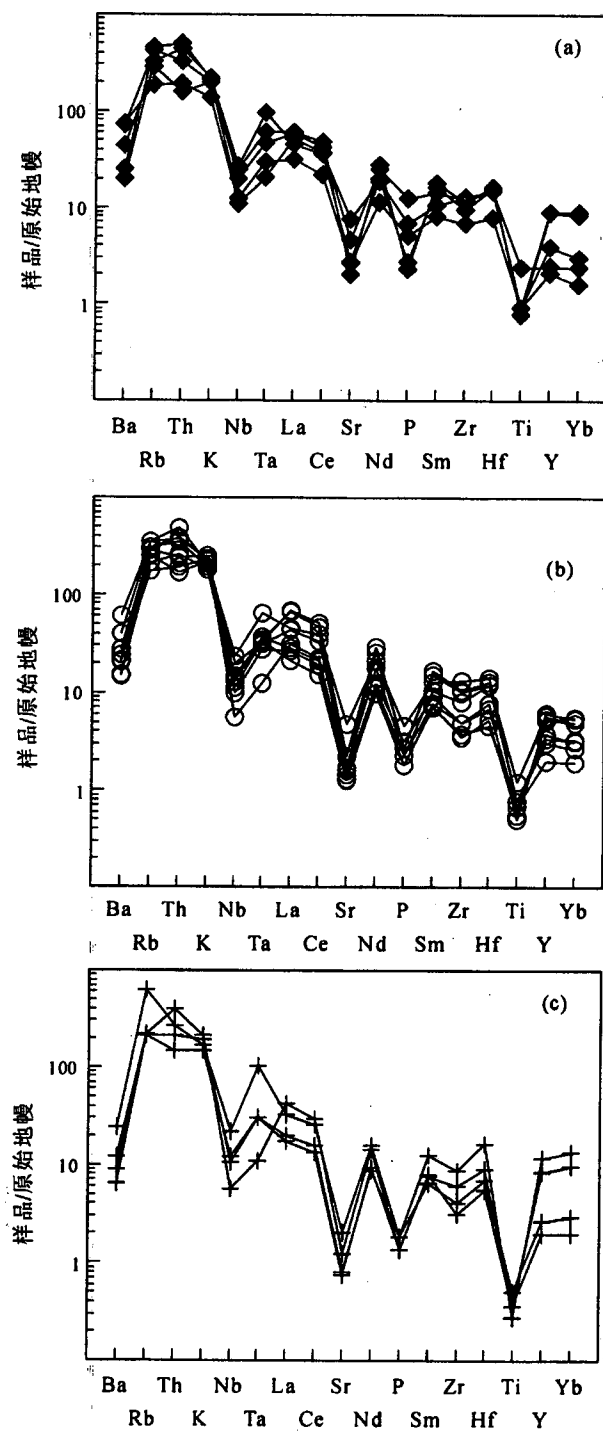


图4 原始地幔标准化的蜘蛛网状图

(原始地幔参考值引自 Sun and McDonough (1989))

Fig. 4 Primitive Mantle normalized spider diagrams (Reference values of Primitive mantle after Sun and McDonough (1989))

(a)—早期花岗闪长岩;(b)—主体似斑状花岗岩;(c)—晚期伟晶和细晶花岗岩

(a)—earlier granodiorite;(b)—main porphyry-like granite;(c)—later pegmatitic-spiritic granites

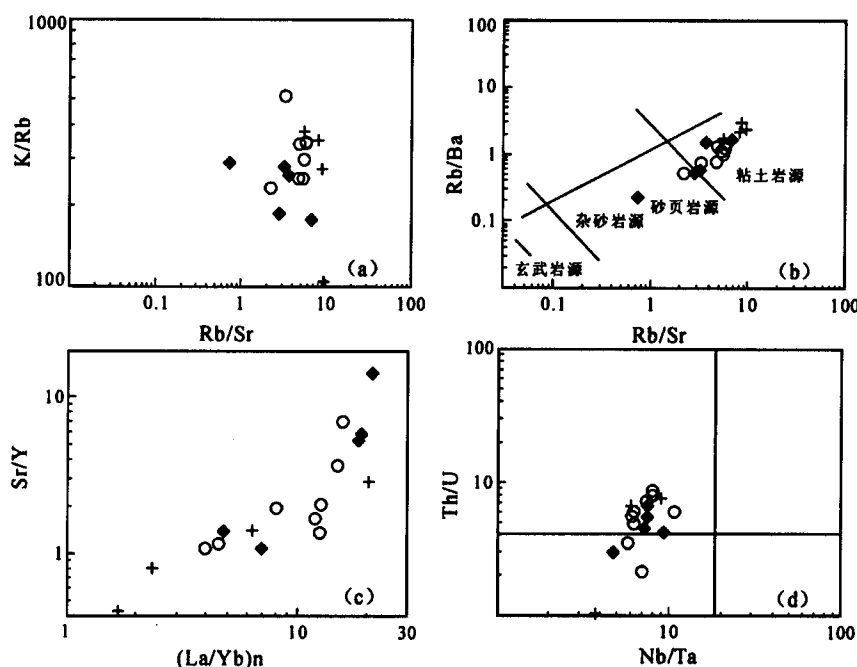


图5 微量元素比值图

Fig. 5 Trace element ratios plots

图(b)中部分熔融源岩边界引自 Sylvester (1998), 图(d)中原始地幔参考值引自 Sun and McDonough (1989)

Boundaries between source lithologies in the figure (b) after Sylvester (1998), and primitive mantle references in the figure (d) after Sun and McDonough (1989)

总体上雀儿山花岗岩表现了相对较低的 K/Rb 值(<600 , 细晶花岗岩样品 CX2023-2 表现了最低的 K/Rb 值)和很高的 Rb/Sr(通常在 1~10 之间, 除了一个花岗闪长岩样品 CX3024-1 为 0.73, 图 5a), 总体上早期花岗闪长岩表现了较低的 K/Rb 值。所有样品表现了高的 Rb/Ba 值(>0.2 , 最高达 3), 总体上伟晶质和细晶质花岗岩表现了最高的 Rb/Ba 和 Rb/Sr 值(图 5b)。在 Sr/Y 对 $(La/Yb)_N$ 相关图上二者表现了正相关, 总体上早期花岗闪长岩表现了相对高的 Sr/Y 和 $(La/Yb)_N$ 值(图 5c)。与原始地幔相比, 这些花岗岩表现了明显低的 Nb/Ta 值, 略高和相近的 Th/U 值(图 5d)。

2.2.3 Sm-Nd 同位素特征

3 个代表性似斑状花岗岩和一个细晶质花岗岩样品的 Sm-Nd 同位素分析结果(表 2)表明作为主体似斑状花岗岩具有亏损地幔模式年龄 $t_{DM} = 1.23\text{ Ga} \sim 1.61\text{ Ga}$, 细晶花岗岩脉 $t_{DM} = 2.30\text{ Ga}$, 远大于它们的 97Ma 的形成年龄。 $\epsilon_{Nd}(0)$ 值前三者为 $-6.4 \sim -7.2$, 细晶花岗岩脉为 -7.5 。计算到 97 Ma, 3 个似斑状花岗岩的 $\epsilon_{Nd}(t) = -5.3 \sim -6.3$, 细晶花岗岩

脉为 -6.9 , 所有岩石样品表现了相似的 Nd 同位素特征。

3 岩石成因和构造背景讨论

3.1 岩石成因

似斑状花岗岩是雀儿山岩体的主体岩性, 表现了低的 $Mg^\#$ 值、平坦式稀土配分模式和明显的负 Eu 异常。原始地幔标准化的多元素图解上, 表现了明显的大离子亲石元素的富集, Nb、Sr、P 和 Ti 强烈亏损, $\epsilon_{Nd}(t) = -5.3 \sim -6.3$, 揭示了上部地壳物质部分熔融形成了它们的主体岩浆成分。在 CaO/Na_2O 对 Al_2O_3/TiO_2 值相关图上, 这些花岗岩均落入了主要由泥质岩石部分熔融产生的过铝花岗岩范围内, 并且源区可能存在很少数量(通常低于 10%, 最高可达 20%)的玄武质或者 TTG 片麻岩(图 6a、b)。在 AFM ($Al_2O_3/FeOt + MgO$ 分子比)对 CFM

($CaO/FeOt + MgO$ 分子比)相关图(图 6c)上, 绝大部分样品落入了变质杂砂岩部分熔融区, 少数样品落入变质泥质岩和变质玄武岩或 TTG 片麻岩部分熔融区内或者附近(图 6c), 在 Rb/Ba 对 Rb/Sr 值相关图上(图 5b), 岩石样品主要落在硬砂岩、砂页岩和粘土岩部分熔融的范围内, 揭示雀儿山花岗岩的源区主要为上部地壳的细砂岩、粉砂岩、杂砂岩和少量的玄武质或者 TTG 片麻岩物质参与。应该指出的是所有岩石均表现出很低的 MgO 和 CaO 的含量, 说明源区缺少大量的斜长石和铁镁矿物。这与源区主要为上部地壳岩石部分熔融的认识一致。主体的似斑状花岗闪长岩形成于这些上部地壳物质的大约 35% 左右的部分熔融(图 6(b))。这些样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值在 $\epsilon_{Nd}(t)$ 对时间 t 演化图(图 7)上, 落在扬子克拉通西缘康定杂岩的 Nd 同位素演化的范围内和上部, 说明其源区物质主要来源于扬子克拉通西缘, 并可能有年轻玄武质物质卷入。

早期的花岗闪长岩表现了复杂的常量元素特征(图 2), 样品 CX3021-1 和 CX3021-4 表现了很低的

Al₂O₃、MgO、TiO₂和高的 FeOt(表1,图2a 和 b),岩相学表明该样品具较高的不透明氧化物,因为 FeOt 与 TiO₂负相关,因此该不透明氧化物应该是磁铁矿,而不是钛铁矿。然而该两个样品与其他花岗闪长

岩样品具有相似的稀土元素和微量元素特征,表明它们与其他样品具有同源液相演变的特征,因此应该是早期岩浆结晶的产物。样品 CX3024-1表现了高的 MgO、TiO₂、CaO 和 P₂O₅ 的特征,与该岩石中

表1 岩石地球化学分析和相关参数

Table 1 Petrochemical analyses and related parameters of Queershan granitoids

	花岗闪长岩				似斑状花岗岩			似斑状花岗岩						伟晶质、细晶质花岗岩			
样品号	CX30 17-2	CX30 21-1	CX30 21-4	CX30 21-5	CX30 24-1	CX30 17-1	CX30 17-3	CX30 21-2	CX30 21-3	CX30 22-2	CX30 23-1	CX30 24-2	CX30 24-3	CX30 20-1	CX30 20-2	CX30 22-1	CX30 23-2
SiO ₂	64.81	69.27	69.39	69.94	69.51	74.60	73.68	73.53	72.25	71.87	71.36	72.76	73.09	78.02	75.58	75.82	77.29
Al ₂ O ₃	18.63	12.67	12.99	16.71	15.71	13.33	13.29	13.93	14.33	14.87	15.00	13.62	14.24	12.30	12.95	12.82	12.45
CaO	0.45	0.84	1.02	1.22	2.57	0.62	0.67	0.93	1.08	1.08	0.89	1.12	1.22	0.78	0.76	0.47	0.64
MgO	0.12	0.15	0.00	0.49	0.79	0.18	0.30	0.17	0.23	0.19	0.20	0.32	0.34	0.11	0.13	0.12	0.06
MnO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
TiO ₂	0.20	0.17	0.20	0.20	0.51	0.11	0.27	0.12	0.17	0.15	0.15	0.27	0.17	0.08	0.11	0.08	0.06
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.27	0.11	0.15	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.10	0.03	0.04	0.03	0.04
Na ₂ O	6.31	3.34	3.22	3.04	3.57	3.53	3.23	3.36	3.30	3.26	3.45	3.14	2.90	3.54	3.32	3.08	3.38
K ₂ O	6.55	6.28	6.02	6.00	4.10	5.48	5.86	6.59	7.08	6.92	7.44	6.79	6.24	4.44	5.83	6.47	5.10
LOI	1.21	0.58	0.59	0.51	0.65	0.65	0.92	0.59	0.39	0.33	0.49	0.33	0.85	0.44	0.50	0.49	0.75
FeOt	1.90	6.33	5.79	1.28	2.47	1.01	1.80	0.99	1.36	0.92	1.18	1.85	1.03	0.71	1.12	0.53	0.43
总量	100.49	100.42	100.17	99.67	100.34	99.71	100.31	100.39	100.42	99.75	100.38	100.50	100.32	100.55	100.50	99.98	100.27
Mg [#]	10.12	4.05	0.00	40.56	36.31	24.11	22.90	23.43	23.16	26.91	23.20	23.57	37.04	21.64	17.14	28.75	19.92
La	31.08	41.91	39.89	21.52	35.43	18.39	45.21	14.52	29.53	21.40	19.14	47.27	31.01	11.69	13.50	28.59	22.22
Ce	63.96	85.48	73.89	39.05	64.71	33.99	83.21	26.68	59.12	39.90	37.34	91.51	69.02	23.77	27.72	51.46	45.77
Pr	7.12	11.36	9.34	4.16	7.45	4.71	9.41	3.66	7.16	4.58	4.29	10.75	7.43	3.09	3.19	5.49	5.48
Nd	26.64	37.35	33.68	15.29	24.67	16.97	34.94	13.17	23.95	15.48	15.12	40.05	28.25	12.45	11.59	19.17	20.95
Sm	7.19	7.90	6.20	3.55	4.68	4.10	6.81	3.30	4.69	3.11	3.43	7.36	5.71	3.52	2.85	3.33	5.59
Eu	0.31	0.37	0.96	0.54	0.96	0.21	0.36	0.20	0.34	0.26	0.27	0.49	1.00	0.11	0.12	0.18	0.28
Gd	7.17	8.11	6.08	3.06	4.02	4.18	6.55	3.06	4.90	2.78	3.34	7.28	5.01	4.26	2.71	3.46	5.76
Tb	1.28	1.37	0.77	0.42	0.48	0.78	1.03	0.59	0.65	0.35	0.58	1.06	0.65	0.98	0.45	0.41	1.28
Dy	8.27	6.96	3.39	1.91	1.91	4.59	5.39	4.16	3.37	1.79	2.75	5.19	2.61	6.75	2.48	1.85	8.62
Ho	1.57	1.44	0.63	0.35	0.40	0.93	0.99	0.82	0.68	0.32	0.53	1.03	0.51	1.51	0.46	0.33	1.71
Er	4.45	4.42	1.64	0.93	1.23	2.73	2.81	2.50	1.92	0.91	1.52	2.82	1.41	4.35	1.36	0.99	5.22
Tm	0.71	0.65	0.24	0.13	0.17	0.40	0.39	0.42	0.25	0.14	0.23	0.39	0.21	0.70	0.20	0.15	0.92
Yb	4.43	4.07	1.48	0.78	1.16	2.74	2.46	2.47	1.60	0.98	1.61	2.69	1.36	4.72	1.44	0.96	6.43
Lu	0.70	0.66	0.22	0.12	0.19	0.39	0.37	0.41	0.27	0.15	0.22	0.40	0.21	0.66	0.22	0.15	0.97
TREE	164.88	212.05	178.41	91.81	147.46	95.11	199.93	75.96	138.43	92.15	90.37	218.29	154.39	78.56	68.29	116.52	131.20
δEu	0.13	0.14	0.47	0.49	0.66	0.15	0.16	0.19	0.22	0.27	0.24	0.20	0.56	0.09	0.13	0.16	0.15
($\frac{La}{Yb}$) _N	4.74	6.96	18.21	18.64	20.64	4.54	12.42	3.97	12.47	14.76	8.03	11.87	15.41	1.67	6.34	20.12	2.34
Ba	139.42	173.30	501.82	305.75	520.59	101.41	168.16	107.04	190.07	148.04	142.22	278.76	424.62	44.61	61.94	82.64	167.41
Rb	208.25	291.55	266.25	177.95	117.40	132.50	190.88	157.6	196.25	111.05	178.64	221.23	221.60	133.56	136.51	140.97	403.83
Sr	56.98	43.31	96.09	56.09	161.53	27.53	36.20	27.14	35.96	34.16	30.87	47.55	101.04	15.63	16.97	25.87	42.50
Zr	106.42	127.17	136.33	76.26	143.04	55.84	115.06	40.16	89.41	42.76	54.69	117.34	146.46	34.93	46.04	67.39	98.22
Nb	18.79	17.45	14.17	8.88	7.69	6.96	10.41	7.89	10.21	4.02	9.11	14.26	16.321	8.46	7.44	4.02	15.64
Ta	3.96	2.44	1.90	1.20	0.83	1.12	1.41	1.38	1.28	0.51	1.51	1.33	2.646	1.22	1.25	0.45	4.17
Th	37.72	42.12	27.98	13.36	16.08	21.88	29.91	14.05	32.62	16.14	20.3	31.88	40.431	12.72	17.74	33.1	22.59
Y	41.10	40.08	17.89	9.54	11.21	23.73	26.25	4.89	17.26	9.21	15.49	28.04	14.266	37.87	12.06	8.84	52.39

注: LOI—烧失量, FeOt—所有的铁氧化物换算为 FeO, Mg[#] = MgO/(MgO + FeO) 分子比, δEu—标准化后 Eu/(Sm × Gd)/2, (La/Yb)_N—标准化后 La/Yb 值, TREE—稀土元素总量; 氧化物的单位为%; 其他元素单位为 μg/g。

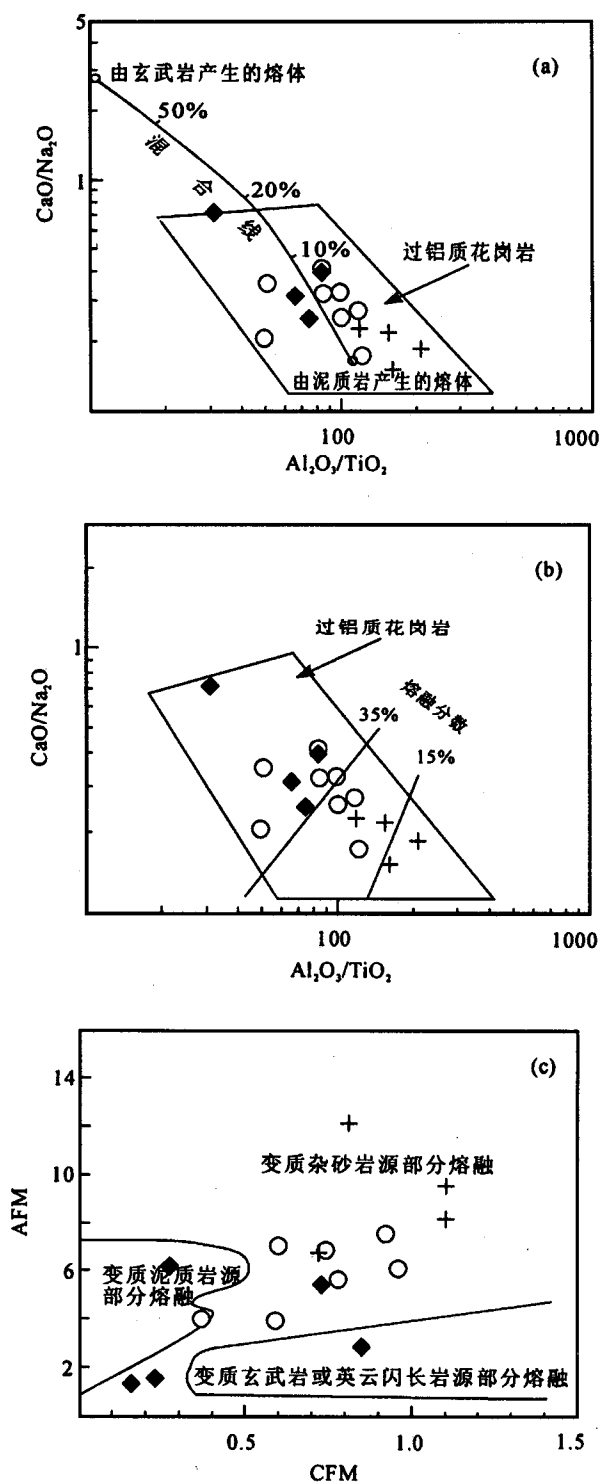


图6 岩石成因鉴别图

Fig. 6 Petrogenesis discriminating diagrams

(a) and (b) 底图引自 Sylvester (1998), (c) 底图引自 Altherr et al. (2000, 有修改)

(a) and (b) after Sylvester (1998), and (c) after Altherr et al. (2000, revised)

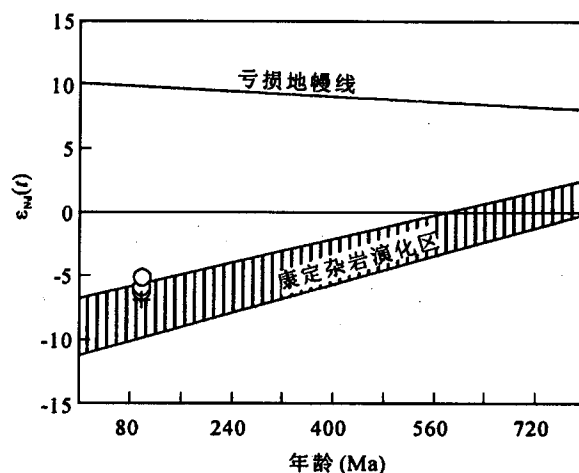
角闪石和磷灰石等矿物富集的岩石学特征一致。同时,该样品具有与其他花岗闪长岩相似的稀土元素

和微量元素特征(图3a和图4a),因此,我们认为该样品也是早期的分离结晶相。其他3个花岗闪长岩与似斑状花岗岩和伟晶质、细晶质花岗岩表现了同源液相演变的成分变化特征,与似斑状花岗岩具有相同或者相似的稀土图谱和原始地幔标准化的微量元素图谱,说明这些早期的花岗闪长岩样品是该岩体早期岩浆结晶相,不同部位富集的矿物相可能受到局部的物理化学条件限制,形成了多样化的矿物组成和主量成分特征(图2)。

统计分析表明, TiO_2 与TREE和FeOt明显正相关(相关系数 $r=0.79$ 和 0.94),说明TREE主要受钛铁矿控制。 CaO 与 Al_2O_3 、 MgO 存在较为明显的相关性(相关系数分别为 $r=0.68$ 和 0.64),并且 MgO 和 TiO_2 、FeOt、TREE正相关(相关系数 R 分别为 0.89 、 0.94 、 0.7 和 0.79),说明角闪石、黑云母和副矿物相参与了分离结晶。Eu异常与 Al_2O_3 、 CaO 和 P_2O_5 存在正相关(相关系数 R 分别为 0.58 、 0.68 和 0.77),指示斜长石和磷灰石参与了分离结晶。这些与早期结晶相—花岗闪长岩的特征基本一致。从似斑状花岗岩到晚期伟晶、细晶质花岗岩 K_2O 对 SiO_2 表现了明显的负相关,说明在岩浆晚期演化过程中钾长石参与了分离结晶。

3.2 花岗岩形成的构造背景

在花岗岩的构造鉴别图上,雀儿山花岗岩的岩石样品主要岩性落在Ta-Yb相关图的火山弧花岗岩到同碰撞花岗岩的过渡区,部分花岗闪长岩和伟晶、细晶质花岗岩样品落在了板内花岗岩区(图8

图7 ϵ_{Nd} 与年龄相关图Fig. 7 The ϵ_{Nd} vs age plot

(康定杂岩演化区引自刘树文等,2006)

(Evolutionary range of Kangding complex after Liu et al., 2006)

表2 Sm-Nd 同位素分析结果

Table 2 Analytical results of Sm-Nd isotopes

样品号	Sm($\mu\text{g/g}$)	Nd($\mu\text{g/g}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$t_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
CX3021-3	7.708	39.443	0.1182	0.512268	± 10	1.41	-0.40	-7.2	-6.3
CX3023-1	7.432	34.358	0.1308	0.512274	± 7	1.61	-0.34	-7.1	-6.3
CX3024-2	9.033	49.529	0.1103	0.512312	± 10	1.23	-0.44	-6.4	-5.3
CX3023-2	4.068	15.893	0.1548	0.512256	± 12	2.30	-0.21	-7.5	-6.9

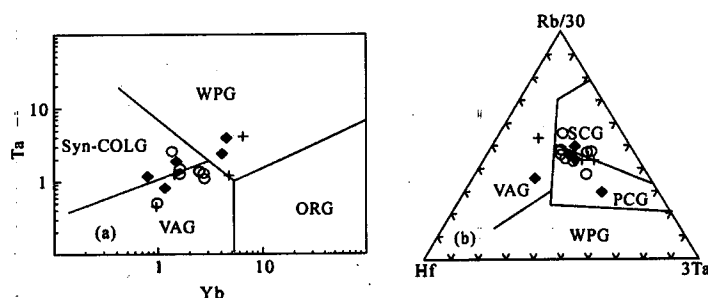


图8 构造环境鉴别图

Fig. 8 Discriminating diagrams of Tectonic backgrounds

(a)底图引自 Pearce (1984), (b)底图引自 Harries(1986)

(a) after Pearce (1984) and (b) after Harries(1986)

a)。在 Rb/30-Hf-Ta $\times$ 30 三角图(图8b)上,绝大部分样品落在了同碰撞花岗岩到碰撞后花岗岩之间的过渡区,只有一个花岗闪长岩和一个细晶质花岗岩落入了火山弧区。说明雀儿山花岗岩体形成于同碰撞到碰撞后隆升的构造背景。

结合区域上甘孜来马乡钙碱性花岗岩形成于 175 Ma(我们没有发表的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄),可能代表了岛弧花岗质岩浆作用,97 Ma 的雀儿山花岗岩体形成于同碰撞造山到造山后隆升阶段,代表了义敦岛弧北段从岛弧到碰撞后隆升的构造-岩浆演化过程主要发生在燕山期,形成于上部地壳物质的部分熔融。这一构造岩浆活动过程可能控制了义敦岛弧北段的区域成矿作用,与义敦岛弧南段以岛弧火山岩为主体的区域成矿作用体制形成了明显的差异。这或许就是义敦岛弧南段和北段具有不同的成矿专属性的根本原因。

4 结论

(1)位于义敦岛弧最北端的燕山期雀儿山花岗岩体主要由花岗闪长岩、似斑状花岗岩和晚期的伟晶、细晶质花岗岩组成,它们构成了高钾钙碱性到 shoshonite 岩浆系列。

(2)这些岩石地球化学和 Nd 同位素地球化学特征揭示了它们形成于上部地壳岩石-杂砂岩、砂页

岩和泥质岩石的 35% 左右的部分熔融,并经历了早期阶段的铁镁质矿物、副矿物结晶分异作用和晚期钾长石的分离结晶。

(3)构造鉴别研究表明,雀儿山花岗岩体主要形成于同碰撞到碰撞后隆升的构造动力学背景。

参 考 文 献

- 侯增谦,侯立伟,叶庆同,等. 1995. 三江地区义敦岛弧构造岩浆演化,与火山成因块状硫化物矿床. 北京:地震出版社.
- 侯增谦,曲晓明,杨岳清,等. 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程:花岗岩记录. 地质学报, 75(4): 484~497.
- 侯增谦,杨岳清,王海平,等. 2003. 三江义敦岛弧碰撞造山过程与成矿系统. 北京:地质出版社, 75~101.
- 侯增谦,杨岳清,曲晓明. 2004. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统. 地质学报, 78(1): 109~120.
- 刘树文,王宗起,闫全人,李秋根,张德会,王建国. 2006. 义敦岛弧南段印支期构造背景:闪长玢岩-花岗岩的 SHRIMP 锆石年代学和地球化学制约. 岩石学报, 22(2): 343~352.
- 吕伯西,王增,张能德,等. 1993. 三江地区花岗岩及其成矿专属性. 北京:地质出版社.
- 杨岳清,侯增谦,黄典豪,等. 2002. 中甸弧碰撞造山作用和岩浆成矿系统. 地球学报, 23(1): 17~24.
- Altherr R, Höll A, Hegner E, et al. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany), Lithos, 50(1-3): 51~73.
- Harris NBW, Pearce JA, Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP and Reis AC. (Eds.), Collision and tectonics, Spec Publ. Geol. Soc., 19: 67~

- 81.
- Le Maitre RW. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell Scientific Publications, Oxford, U. K. p253.
- Liu SW, Pan YM, Xie QL, Zhang J, Li QG. 2004, Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutai Complexes, Precambrian Research, 130:229~249.
- Maniar PD, Piccoli PM, 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin. 101:635~643.
- Pearce J, 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. Episodes, 19 (4): 120 ~ 125.
- Qiao GS, 1988. Normalization of isotopic dilution analysis. Sci. Sini. Series A31, 1263.
- Sun S, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Sunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, Special Publication 42, 313~345.
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos 45, 29~44.
- Xie Q, Jain J, Sun M, Kerrich R, Fan J. 1994. Multiple element analysis of low abundance international reference material BIR-1: results by ICP-MS. Geostandards Newslett. 18, 53~63.

Geochemistry and Petrogenesis of Queershan Granitoids, Western Shichuan Province

LIU Shuwen¹⁾, WANG Zongqi²⁾, YAN Quanren²⁾, LI Qiugen¹⁾, ZHANG Dehui³⁾, WANG Jianguo³⁾

1) Education Ministry Key Laboratory of Orogen and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871; 2) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences (CAGS), Beijing, 100037; 3) Chinese University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract

Queershan granitoids, located in the most north of Yidun island arc belt, western Sichuan province consist chiefly of granodiorites distributing in the margin of the plutonic intrusion or as enclaves, porphyry-like granites as main lithology and later pegmatic and aplitic granites as veins. These granitoids in the Queershan pluton have wider variation in major components and were attributed to high-K calc-alkaline and shoshonite series with per-to meta-aluminous geochemical characteristics, displaying flattened REE patterns with significant negative Eu anomalies. On the primitive mantle normalized spider diagrams, Rb, Th and K LILEs are quite enrichment, but Nb, Sr, P and Ti obvious depletions. Sm-Nd isotopic analyses reveal these porphyry-like granite samples from Queershan granitoids with depletive mantle model ages, $t_{DM}=1.23\sim1.61\text{Ga}$ and $\epsilon_{Nd}(t)=-5.3\sim-6.3$, and the aplitic granite with $t_{DM}=2.30\text{Ga}$, $\epsilon_{Nd}(t)=-6.9$. The $\epsilon_{Nd}(t)$ of all these granitoids distribute within and above the $\epsilon_{Nd}(t)$ evolutionary range of the Proterozoic Kangding complex. Integrated the petrochemistry and Nd isotopic characteristics, the granitoid magma could derive from partial melting of continental upper crust materials of major greywackes, siltstones and pelitic rocks, undergoing earlier fractionation of mafic and accessory minerals, and later fractionation involving k-felspar. Tectonic discriminations reveal that these granitoids were must likely generated in the syn-collision and post-collision uplifting processes

Key words: Queershan granitoids; Petrochemistry; Nd isotope; Petrogenesis; Tectonic setting; North end of the Yidun island arc