

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

藏南邛多江地区花岗岩地球化学特征及成因类型

聂凤军, 胡朋, 江思宏, 刘妍

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

内容提要: 本文以邛多江变质核杂岩中花岗岩为研究对象, 分别对仲格耐和倾日二长花岗岩体及相关岩脉的代表性全岩样品主元素、微量元素和稀土元素进行了系统测定。研究表明, 所研究的2处花岗岩环(株)无论在岩相学和矿物学上, 还是在元素地球化学方面均兼具壳幔型花岗岩特点, 部分微量元素的特征比值和稀土元素分布型式完全可与高钾钙—碱性系列火成岩相对比。根据全岩样品的矿物学和地球化学特征, 可以推断, 仲格耐和倾日花岗岩环(株)是深源岩浆与地壳浅部岩(体)层相互作用的结果, 而并非是泥质类岩石通过深熔和岩浆结晶分异的产物。仲格耐和倾日花岗岩体的成岩作用与后碰撞造山作用晚期阶段大规模拆离构造活动有关, 属后碰撞造山环境中的壳幔型花岗岩。

关键词: 藏南; 邛多江; 二长花岗岩; 元素地球化学; 成因类型

邛多江地区位于西藏曲松县境内, 拉萨市东南125 km处, 其北侧39 km处分布有我国最重要的铬铁矿床——罗布莎铬铁矿。区内前震旦系—古生界变质岩和中新生界火山—沉积岩地层出露广泛、构造形迹复杂、各类岩浆岩发育和金属矿化点(或异常)星罗棋布(西藏自治区地质矿产局, 1993, 1994^①, 1995^②)。另外, 邛多江与其西部的拉轨岗日(阿马、总布容和普弄抗日)、康马和然巴等短轴状“热穹隆”共同构造一条东西长550 km, 南北宽60~120 km的变质核杂岩带(张玉泉等, 1981; 李德威等, 2003; 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 2004)。从某种意义上讲, 该区不仅是藏南金属成矿带的重要组成部分, 而且是了解喜马拉雅后碰撞造山阶段大规模伸展(拆离)构造作用过程的窗口。考虑到淡色花岗岩即是变质核杂岩的重要组成部分, 同时也是伸展构造环境中岩浆活动的产物, 因此, 淡色花岗岩地球化学研究历来为国内外地质学家所关注(Searle et al., 1997; Murphy et al., 1999; 童劲松等, 2003; 李德威等, 2003)。

从自然地理环境上看, 研究区内群山绵亘、沟谷纵横和峭壁林立, 属青藏高原东南部强烈侵蚀和切割的高山地貌, 平均海拔高度为5000 m, 最高峰为6092 m。受自然地理条件限制, 邛多江地区花岗岩

的综合性研究工作起步较晚, 岩石学、矿物学和地球化学研究程度较低。20世纪90年代中期, 人们在本区及外围开展1:20万区域地质调查(加查幅和泽当幅)时, 曾对加查幅西南角邛多江一带和泽当幅东南部也拉香波倾日地区分布的变质岩、拆离断层和淡色花岗岩的空间分布特征进行过简要描述, 并且将其确定为一处变质核杂岩(西藏自治区地质矿产局, 1994^③, 1995^④)。尽管人们曾对淡色花岗岩样品进行过全岩化学分析, 但是由于样品数量很少和分析项目不全, 人们并未能够对这些分析数据所代表的地质意义进行深入的讨论, 所获得的一些初步结论也存在有许多值得商榷之处。

作为拉轨岗日构造—岩浆岩带的重要组成部分, 邛多江变质核杂岩主要由前震旦系—古生界变质岩, 环状拆离断层、淡色花岗岩和新生界盖层所构成, 其构造样式、地貌特点、岩性组合和变质程度完全可与康马、阿马、总布容和然巴变质核杂岩相对比(李德威等, 2003)。关于变质核杂岩中淡色花岗岩的产出环境, 物质来源和形成过程, 人们尚存在有较明显的意见分歧。部分学者认为, 藏南高喜马拉雅构造带北侧分布的淡色花岗岩为后碰撞阶段陆内挤压造山作用的产物, 其形成过程与陆内俯冲活动有关(西藏自治区地质矿产局, 1994^⑤, 1995^⑥; 涂光炽等,

注: 本文为国家重点基础发展规划“973”项目(编号2002CB412606)资助成果。

收稿日期: 2006-07-11; 改回日期: 2006-08-01; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 聂凤军, 男, 1956年生。研究员, 博士生导师。从事金属矿床地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街26号矿产资源研究所。

1981);也有学者指出,后碰撞造山阶段地壳的隆升和大规模伸展构造环境中,各类泥质岩石通过深熔、上侵定位和结晶分异同样可以形成淡色花岗岩(童劲松等,2003;廖忠礼等,2003)。聂凤军等(2005)则认为淡色花岗岩很可能是大规模伸展(拆离)过程中,深源岩浆与浅部地壳岩(体)层相互作用的结果。从上述简要讨论中不难看到,研究区范围内淡色花岗岩的成岩环境、成因类型和物质来源仍然是一个悬而未决的地质难题之一。岩浆活动与变质核杂岩

和金属矿化点的形成作用究竟存在什么样的成因联系也是地质学家十分关心的“热点”问题,因此,淡色花岗岩地球化学研究不仅有助于其本身形成环境、物质来源和成因类型等诸多问题的解决,而且对阐明区域地壳演化过程具有重要意义。

1 地质概况

从大地构造位置上看,邛多江变质核杂岩地处特提斯喜马拉雅构造带东段,雅鲁藏布江蛇绿岩带

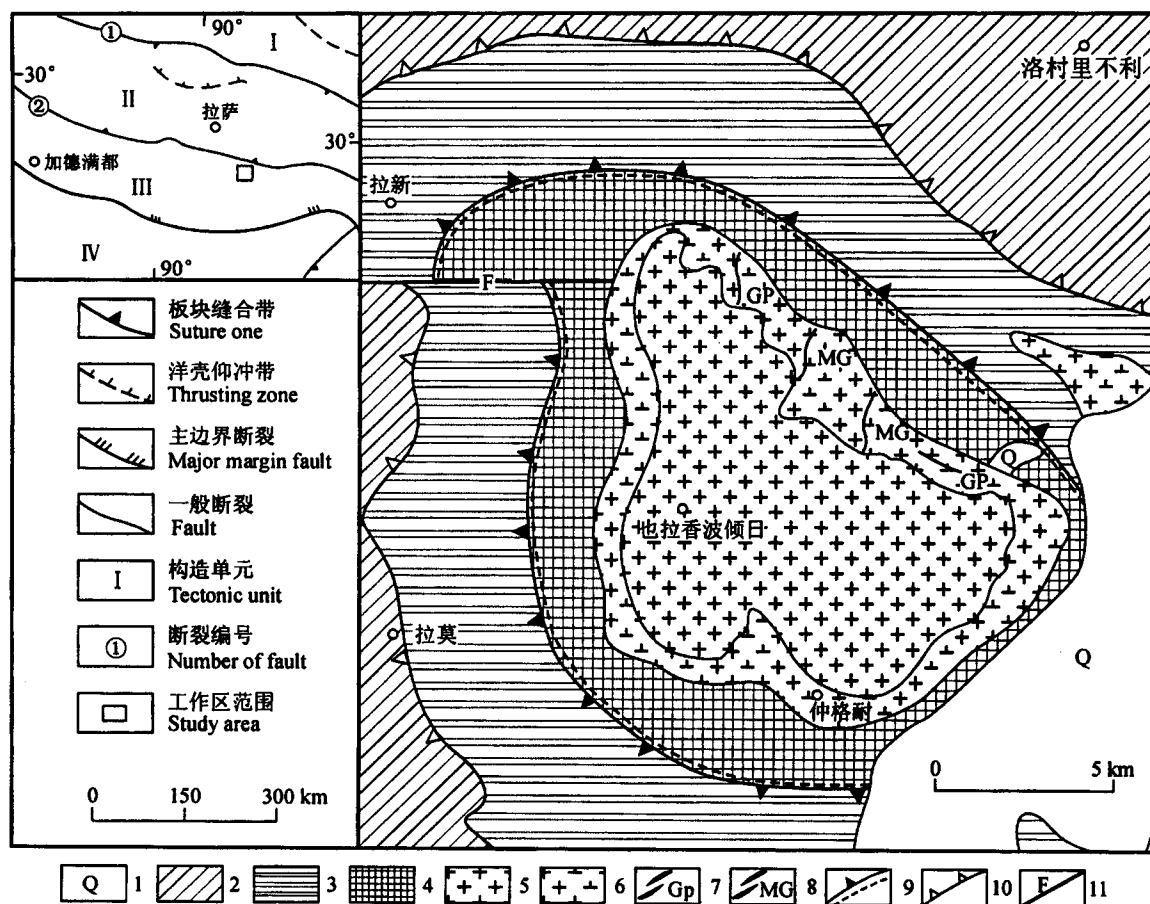


图1 藏南邛多江及邻区区域地质略图(据西藏自治区地质矿产局,1994^①和1995^②年资料数据改编)

Fig. 1 Sketch regional geological map of the Qionduojiang and its neighboring area, southern Tibet (modified from the geological map of Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, 1994^①, 1995^②)

1—第四系;2—三叠系宋热组砂岩、粉砂岩、千枚岩、片岩、板岩和硅质岩;3—古生界曲德贡岩群石榴—十字—二云片岩、二云母石英片岩和斜长麻粒岩;4—前震旦系亚堆拉岩群二云母片麻岩、斜长片麻岩、斜长变粒岩、石英片岩和大理岩;5—倾日二长花岗岩株;6—仲格耐二长花岗岩环;7—二长花岗岩脉;8—花岗质伟晶岩脉;9—基底剥离断层带;10—主剥离断层带;11—断裂;I—羌塘—唐古拉—保山板片;II—冈底斯—念青唐古拉—腾冲板片;III—喜马拉雅板片;IV—印度板块;①班公湖—怒江深大断裂;②印度河—雅鲁藏布江深大断裂

1—Quaternary sediments; 2—Triassic sandstone, siltstone, phyllite, schist, slate and silicalite of Songre Formation; 3—Paleozoic garnet-staurolite-muscovite-biotite schist, muscovite-biotite-quartz schist and plagioclase granulite of Qudegong Group; 4—Pre-Sinian muscovite-biotite gneiss, plagioclase gneiss, plagioclase granulite, quartz schist and marble of Yaduizhala Group; 5—Qingri monzogranite stock; 6—Zhonggenai monzogranite ring; 7—monzogranite dyke; 8—granitoid pegmatite dyke; 9—basement stripping fault zone; 10—main stripping fault zone; 11—fault; I—Qangtang-Dangla-Baoshan plate; II—Gangdise-Nyaingentanglha-Tengchong plate; III—Himalayan plate; IV—Indian plate; ①—Bangonghu-Nujiang River deep-rooted fault; ②—Indian River-Yarlung Zangbo River deep-rooted fault

之南和高喜马拉雅构造带之北,属冈底斯—念青唐古拉板片与喜马拉雅板片的关键部位(图1)(西藏自治区地质矿产局,1993,1994,1995;Yin et al., 2000;尹安,2001)。区内出露的地层主要为前震旦系—寒武系亚堆扎拉岩群变质岩、古生界曲德贡岩群变质岩和上三叠统郎杰学群宋热组沉积岩,其中前二者是邛多江变质核杂岩的主要组成部分。亚堆扎拉岩群是喜马拉雅板片北缘出露的最古老岩层,主要由二云母片麻岩、斜长片麻岩、斜长变粒岩、石英片岩和大理岩组成,总厚度大于868 m;曲德贡岩群主要岩石类型有二云石英片岩、黑云斜长变粒岩、二云片岩、石英片岩和石榴石—十字石片岩。各类片岩全岩 Rb-Sr 同位素年龄值为 501.11 ± 14.45 Ma(西藏自治区地质矿产局,1995^⑨),岩层总厚度大于1535 m;郎杰学群宋热组主要由砂岩、粉砂岩、千枚岩、片岩、板岩和硅质岩所组成,总厚度为4021 m。需要提及的是亚堆扎拉岩群、曲德贡岩群和郎杰学群宋热组岩层之间分别为基底剥离断层和主剥离断层接触关系。

邛多江变质核杂岩中的花岗岩类侵入岩主要由仲格耐二长花岗岩环和倾日二长花岗岩株所组成,其中前者的出露规模远不及后者。另外,在仲格耐二长花岗岩环内,还可观察到一些产出规模较小的二长花岗岩脉和花岗质伟晶岩脉。仲格耐岩体侵位于曲德贡岩群变质岩地层,平面上为宽窄不等的椭圆形环带(图1),环带的长轴和短轴分别为16 km和10 km,环带宽度变化范围为0.7~2.2 km,出露面积为30 km²。岩体与围岩接触面外倾,倾角65°~80°,局部地段近于直立。需要提及的是,在岩体的边缘地带常见有片岩和变粒岩顶盖(捕虏体)以及中酸性侵入岩脉,其中二长花岗岩和花岗质伟晶岩脉大多呈北东向或北西向分布,长几十米到百余米,宽几十厘米到十几米。相比之下,倾日二长花岗岩呈岩株状侵位到仲格耐环带状岩体的中心地带,长度和宽度分别为14 km和8 km,出露面积为110 km²。尽管前人根据区域地质对比结果和黑云母钾—氩同位素数据,将仲格耐和倾日二长花岗岩株的形成时间分别划属为渐新世早期和晚期(西藏自治区地质矿产局,1994^⑩,1995^⑪),但是最新同位素年代学研究结果表明,它们均是新第三纪中新世构造—岩浆活动的产物(聂凤军等,2005^⑫)。

系统的野外地质调查与详细的室内综合性研究结果表明,仲格耐岩环的主要岩石类型为二长花岗岩,全岩样品呈灰白色—浅肉红色、中粗粒似斑状结

构、块状构造。斑晶由微斜长石(10%~15%)、斜长石(5%~10%)和石英(2%~3%)组成,基质矿物有微斜长石(25%~30%)、斜长石(20%~25%)、石英(25%~30%)、黑云母(5%~10%)和白云母(3%~5%),代表性样品主要造岩矿物含量统计数据全部投绘在二长花岗岩区(图2)。副矿物有锆石、磷灰石、榍石、独居石和磁铁矿。黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素等时线年龄为 12.37 ± 0.26 Ma(2 σ)(聂凤军等,2005^⑬)。同样,倾日岩株的岩石类型也比较单一,主要为二长花岗岩。代表性全岩样品呈灰白色—浅肉红色,中粒似斑状结构、块状构造。斑晶为微斜长石(15%~20%)、斜长石(3%~5%)和石英(3%~

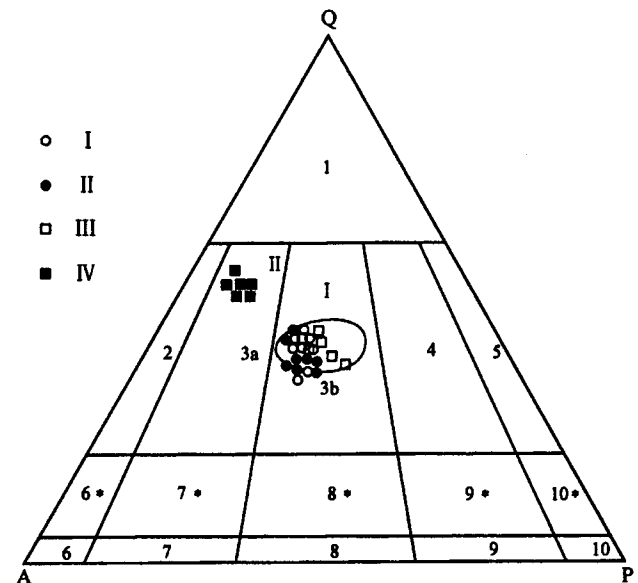


图2 藏南邛多江地区花岗岩类侵入岩分类图解

Fig. 2 Classification of the granitoid intrusion occurring in the Qiongdongjiang area, southern Tibet

1—富石英花岗岩;2—碱长花岗岩;3a—花岗岩(正长花岗岩);3b—花岗岩(二长花岗岩);4—花岗闪长岩;5—英云闪长岩,斜长花岗岩;6*—碱长石英正长岩;7*—石英正长岩;8*—石英二长岩;9*—石英二长闪长岩;10*—石英闪长岩;6—碱长正长岩;7—正长岩;8—二长岩;9—二长闪长岩、二长辉长岩;10—闪长岩、辉长岩和斜长岩;Q—石英;A—碱性长石;P—斜长石(An75);I—仲格耐二长花岗岩环;II—倾日二长花岗岩株;III—二长花岗岩脉;IV—花岗质伟晶岩脉

1—Quartz-rich granite; 2—alkaline granite; 3a—granite (syenogranite); 3b—granite (monzogranite); 4—granodiorite; 5—tonalite (plagioclase granite); 6*—alkaline quartz syenite; 7*—quartz syenite; 8*—quartz monzonite; 9*—quartz monzo-diorite; 10*—quartz diorite; 6—alkaline syenite; 7—syenite; 8—monzonite; 9—monzodiorite (monzogabbro); 10—diorite (gabbro); Q—quartz; A—alkaline feldspar; P—plagioclase (An75); I—Zhonggenai monzogranite ring; II—Qingri monzogranite stock; III—monzogranite dyke; IV—granitoid pegmatite dyke

5%),基质矿物组分有微斜长石(20%~25%)、斜长石(25%~30%)、石英(25%~30%)和黑云母(6%~10%)以及少量白云母和石榴石,代表性样品主要造岩矿物含量统计数据同样全部投绘在二长花岗岩区(图2)。副矿物组合为锆石、磁铁矿、磷灰石和独居石。黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素等时线年龄值为 $12.90 \pm 2.9 \text{ Ma}$ (2σ)(聂凤军等,2005^①),与前述仲格耐岩环的形成时间大体相同。

在晚期岩脉方面,与仲格耐二长花岗岩环相比,晚期二长花岗岩脉主要有以下几个特点:其一,以中粗粒花岗结构为主,似斑状结构很不发育;其二,主要矿物成分和副矿物组合没有任何变化,主要造岩矿物含量统计数据投绘在二长花岗岩区(图2);其三,白云母含量较低,一般小于1%;其四,岩脉的形成时代相对年轻。另外,花岗质伟晶岩脉样品大多呈浅肉红色、中粗粒花岗伟晶结构、块状构造。矿物成分有微斜条纹长石(25%~30%)、斜长石(15%~20%)和石英(25%~30%)以及少量黑云母和白云母,代表性样品主要造岩矿物含量统计数据全部投绘到花岗岩(正长花岗岩)区(图2)。副矿物组合为磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、锆石和铁白云石(方解石),个别样品中还见有霓辉石,其矿物组合与前述二长花岗岩存在一定的差别,反映了二者在成岩作用方面的不同。

2 分析方法

本次研究过程中所有元素含量测试工作均是在国家地质实验测试中心完成的,采用的测试技术方法简述如下。

2.1 主元素测定

大部分主元素(SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 、 TFe_2O_3 、 CaO 、 MgO 、 MnO 、 Na_2O 、 K_2O 和 P_2O_5)是采用X-射线荧光光谱仪(XRF)和X荧光光谱仪(XRF)测定的,其中 Fe_2O_3 的计算公式为 $\text{WFe}_2\text{O}_3 = \text{WTFe}_2\text{O}_3 - \text{WFeO} \times 1.11134$ 。 H_2O^+ 的检测要点如下:称取试样于双球管的底球内,在喷灯下加热灼烧底球和样品,烧出的结晶水冷凝于另一个球中。当全部结晶水烧出后,分离底球和样品,称量带有冷结晶水的球管并记录重量,之后烘干此管再次称量并记录重量,两次重量之差为结晶水量。 CO_2 的检测方法如下:称取试样于烧管中并连接到气体测量器,读取一个刻度数据;加入硫酸汞溶液并在酒精灯上加热,烧出二氧化碳气体后再读取一个刻度数据,通过两个数据之差计算二氧化碳的含量。

2.2 微量元素测定

大部分微量元素(Ba、Co、Ni、Sr、Cr、Rb、Nb、Ta、Th、U)的测试要点为:称取试样于聚四氟坩埚中,加入 HCl 、 HNO_3 、 HF 、 HClO_4 ,在电热板上于分解样品,溶液使用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)和电感耦合等离子体光谱仪(ICP-AES)测定,仪器型号分别为TJA(VG)PQ Excell和TJA-IRIS。F的测定要点为:称取试样,用 Na_2O_2 熔融,水提取,转入容量瓶中定容,分取清液,在 $\text{pH}=6.8\sim 7.2$ 的柠檬酸—三乙醇胺溶液中,用离子选择电极法测定,仪器型号为离子分析计PXSJ-216;Cl的测定要点为:称取试样倒入模具内,用低压聚乙烯粉镶边衬底,在300 MPa的液压机的压力下压制成型,用XRF测定,仪器型号为X荧光光谱仪RIX 2100。

2.3 稀土元素测定

稀土元素(La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu Y)和少数几个微量元素(Zr Hf)的测试要点为:称取试样于石墨坩埚中,加入 Na_2O_2 ,在700℃熔样,水提取、过滤,沉淀用硝酸溶解,溶液使用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,仪器型号为TJA(VG)PQ Excell。

3 分析结果及地质解释

3.1 主元素地球化学

仲格耐岩环4件样品和倾日岩株2件样品 SiO_2 含量变化范围分别为72.36%~73.26%,平均值72.76%和72.65%~72.74%,平均值72.70%;全碱质组分($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)含量分别为7.02%~8.73%,平均值8.05%和9.06%~9.07%,平均值9.07%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值分别为0.45~1.12,平均值0.91和1.22~1.24,平均值1.23;全铁质组分($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)含量分别为1.16%~1.33%,平均值1.25%和1.09%~1.12%,平均值1.11%; CaO 含量分别为0.98%~1.78%,平均值1.22%和0.76%~0.89%,平均值0.83%; MgO 含量分别为0.17%~0.41%,平均值0.26%和0.17%~0.18%,平均值0.18%。与中国花岗岩和二云母花岗岩相比(表1),仲格耐二长花岗岩环和倾日二长花岗岩样品均以略微富碱质($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)组分,而明显亏损铁质组分($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)和 MgO 为特点。在 $\text{SiO}_2\%$ — $\text{K}_2\text{O}\%$ (图3)图上,除1件二长花岗岩样品外,其余5件样品数据点全部投绘在高钾钙—碱系列火成岩区,暗示了原始岩浆富钾特点。

二长花岗岩脉和花岗质伟晶岩脉各2件全岩样

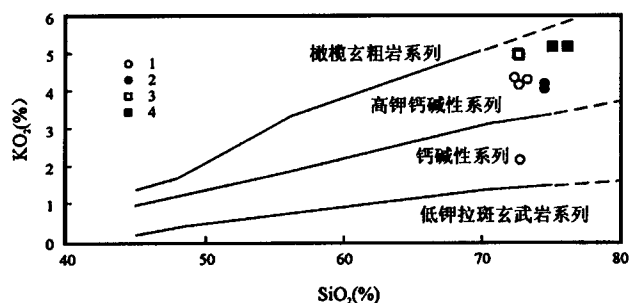


图 3 藏南邱多江地区花岗岩类侵入岩 $\text{SiO}_2\%$ 对 $\text{K}_2\text{O}\%$ 图
Fig. 3 $\text{SiO}_2\%$ versus $\text{K}_2\text{O}\%$ plot of the granitoid intrusions occurring in the Qionduojiang area, southern Tibet

1—仲格耐二长花岗岩环; 2—倾日二长花岗岩株; 3—二长花岗岩脉; 4—花岗质伟晶岩脉

1—Zhonggenai monzogranite ring; 2—Qingri monzogranite stock; 3—monzogranite dyke; 4—granitoid pegmatite dyke

品 SiO_2 含量分别为 74.47%~74.50% 和 75.08%~76.17%; 全碱质组分 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 含量分别为 8.14%~8.36% 和 7.62%~7.94%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值变化范围分别为 1.01~1.02 和 1.91~2.18; 全铁质组分 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) 含量分别为 0.98%~1.00% 和 2.14%~2.24%; CaO 含量分别为 1.08%~1.11% 和 0.64%~0.75%; MgO 含量分别为 0.07%~0.08% 和 0.25%~0.32%。与仲格耐二长花岗岩环相比, 二长花岗岩脉样品 SiO_2 和碱质组分 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 含量相对较高, 而 MgO 和铁质组分 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) 含量相对较低。花岗质伟晶岩样品 SiO_2 含量和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值相对较高, 而 CaO 和 MgO 含量相对较低。在 $\text{SiO}_2\%$ 对 $\text{K}_2\text{O}\%$ 图 (图 3) 中, 无论是二长花岗岩脉, 还是花岗质伟晶岩脉, 其样品数据点全部投绘在高钾钙—碱系列火成岩区, 同样暗示了这两类花岗岩原始岩浆的高钾特点。

3.2 微量元素地球化学

为了进一步获取有关仲格耐和倾日二长花岗岩类侵入岩成岩环境和物质来源方面的信息, 对上述岩环、岩株和岩脉代表性全岩样品进行了微量元素分析, 分析结果及特征比值见表 1。仲格耐二长花岗岩环 4 件样品铷、锶和钡含量变化范围分别为 $(120 \sim 185) \times 10^{-6}$ 、平均值 140×10^{-6} , $(420 \sim 560) \times 10^{-6}$ 、平均值 490×10^{-6} 和 $(126 \sim 398) \times 10^{-6}$ 、平均值 224×10^{-6} ; Rb/Sr 比值为 0.28~1.01, 平均值为 0.75; 铀和钍含量变化范围分别为 $(1.07 \sim 2.42) \times 10^{-6}$ 、平均值 1.96×10^{-6} 和 $(5.86 \sim 7.29) \times 10^{-6}$ 、平均值 6.35×10^{-6} ; U/Th 比值为 0.18~0.41、平均

值 0.31; 铈和钽含量分别为 $(3.81 \sim 12.12) \times 10^{-6}$ 、平均值 6.59×10^{-6} 和 $(0.14 \sim 0.54) \times 10^{-6}$ 、平均值 0.35×10^{-6} ; Nb/Ta 比值为 19.42~27.21, 平均值 22.57; 锆和钪含量分别为 $(18.50 \sim 69.90) \times 10^{-6}$ 、平均值 36.33×10^{-6} 和 $(0.85 \sim 2.22) \times 10^{-6}$ 、平均值 1.41×10^{-6} ; Zr/Hf 比值为 20.62~31.49, 平均值 24.41; 铬、钴和镍含量分别为 $(260 \sim 298) \times 10^{-6}$ 、平均值 275×10^{-6} , $(1.44 \sim 1.69) \times 10^{-6}$ 、平均值 1.58×10^{-6} 和 $(4.72 \sim 8.26) \times 10^{-6}$ 、平均值 6.20×10^{-6} ; Co/Ni 比值为 0.20~0.31, 平均值为 0.26。在挥发性组分含量方面, 氟和氯含量分别为 $(290 \sim 340) \times 10^{-6}$ 、平均值为 313×10^{-6} 和 $(15.30 \sim 19.0) \times 10^{-6}$ 、平均值为 16.39×10^{-6} ; F/Cl 比值为 16.84~19.43, 平均值为 18.21。除钪和铬含量以及 Nb/Ta 和 U/Th 比值较高外, 其余微量元素含量及特征比值均明显低于典型酸性岩和混源岩平均值 (表 1)。

倾日二长花岗岩株 2 件代表性全岩样品铷、锶和钡含量变化范围分别为 $(207 \sim 165) \times 10^{-6}$ 、 $(510 \sim 586) \times 10^{-6}$ 和 $(560 \sim 586) \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值为 0.85~1.12; 铀和钍含量为 $(2.62 \sim 2.76) \times 10^{-6}$ 和 $(5.86 \sim 5.90) \times 10^{-6}$, U/Th 比值为 0.45~0.47; 铈和钽含量为 $(9.08 \sim 9.17) \times 10^{-6}$ 和 $(0.22 \sim 0.26) \times 10^{-6}$, Nb/Ta 比值为 34.92~41.68; 锆和钪含量为 $(33.50 \sim 34.30) \times 10^{-6}$ 和 $(1.28 \sim 1.32) \times 10^{-6}$, Zr/Hf 比值为 25.98~26.17; 铬、钴和镍含量分别为 $(342 \sim 356) \times 10^{-6}$, $(1.53 \sim 1.50) \times 10^{-6}$ 和 $(9.58 \sim 10.12) \times 10^{-6}$, Co/Ni 比值为 0.15~0.16。在挥发性组分含量方面, 氟和氯含量分别为 $(206 \sim 260) \times 10^{-6}$ 和 $(26.20 \sim 27.30) \times 10^{-6}$, F/Cl 比值为 7.33~9.92。与典型酸性岩平均值相比, 倾日二长花岗岩株样品存在有以下几个特点; 其一, 钪和铬含量相对较高, 而铈、铈、钽、锆、钪、氟和氯含量相对较低; 其二, Rb/Sr 、 U/Th 、 Nb/Ta 、 Co/Ni 和 F/Cl 比值相对较高, 而 Zr/Hf 比值相对较低。

二长花岗岩脉 2 件代表性样品的铷、钡和锶含量分别为 $(189 \sim 205) \times 10^{-6}$ 、 $(95 \sim 99) \times 10^{-6}$ 和 $(105 \sim 112) \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值为 1.69~1.95; 铀和钍含量分别为 $(7.58 \sim 8.01) \times 10^{-6}$ 和 $(5.73 \sim 6.41) \times 10^{-6}$, U/Th 比值为 1.25~1.32; 铈和钽含量分别为 $(5.7 \sim 7.4) \times 10^{-6}$ 和 $(0.24 \sim 0.28) \times 10^{-6}$, Nb/Ta 比值为 23.75~26.43; 锆和钪含量分别为 $(16.3 \sim 17.4) \times 10^{-6}$ 和 $(0.68 \sim 0.72) \times 10^{-6}$, Zr/Hf 比值为 23.94~24.17; 铬、钴和镍含量分别为 $(269 \sim 272) \times 10^{-6}$, $(0.66 \sim 0.74) \times 10^{-6}$ 和 $(3.07 \sim$

表 1 藏南邱多江地区花岗岩类侵入岩主元素、微量元素和稀土元素分析结果及特征比值

Table 1 Chemical analytical data of major, trace and rare earth elements of the whole-rock samples from the granitoid intrusion occurring in the Qionghuojiang area, southern Tibet, and their characteristic element ratio

序号	1	2	3	4	7	8	5	6	9	10	11	12
样品编号	Q0521	QDJ02	Q0522	QDJ04	QDJ03	Q0523	QDJ07	Q0524	QDJ01	Q0525	BZ01	BZ02
主元素(%)												
SiO ₂	72.65	72.77	72.36	73.26	72.74	72.65	74.47	74.50	76.17	75.08	71.27 ^①	74.32 ^②
TiO ₂	0.09	0.12	0.09	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.14	0.14	0.25	0.12
Al ₂ O ₃	14.99	15.11	15.01	14.88	15.17	15.31	14.13	14.24	12.33	12.20	14.25	13.60
Fe ₂ O ₃	0.12	0.11	0.12	0.19	0.10	0.13	0.10	0.11	0.22	0.23	1.24	0.90
FeO	1.09	1.22	1.04	1.12	1.02	0.96	0.88	0.89	1.92	2.01	1.62	1.24
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.08	0.09
MgO	0.24	0.41	0.20	0.17	0.18	0.17	0.07	0.08	0.25	0.32	0.80	0.55
CaO	1.10	1.78	1.01	0.98	0.89	0.76	1.08	1.11	0.64	0.75	1.62	0.79
Na ₂ O	4.02	4.84	4.33	3.88	4.08	4.05	4.04	4.14	2.73	2.40	3.79	3.12
K ₂ O	4.20	2.18	4.40	4.33	4.99	5.01	4.10	4.22	5.21	5.22	4.03	4.52
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.09	0.15	0.12	0.12	0.08	0.12	0.16	0.10	0.16	0.10
H ₂ O ⁺	0.56	0.58	0.59	0.68	0.54	0.50	0.50	0.63	0.44	0.46	0.56	0.65
CO ₂	0.25	0.29	0.16	0.12	0.38	0.36	0.29	0.32	0.21	0.31	0.33	—
L.O.I	0.32	0.58	0.35	0.62	0.49	0.41	0.45	0.40	0.47	0.42	—	—
总量	99.76	100.06	99.79	100.47	100.78	100.41	100.25	100.83	100.92	99.67	100	100
K ₂ O+Na ₂ O	8.22	7.02	8.73	8.21	9.07	9.06	8.14	8.36	7.94	7.62	7.82	7.64
K ₂ O/Na ₂ O	1.04	0.45	1.02	1.12	1.22	1.24	1.01	1.02	1.91	2.18	1.06	1.45
微量元素($\times 10^{-6}$)												
Rb	120	110	146	185	207	165	205	189	401	511	200 ^③	150 ^④
Ba	460	420	520	560	586	510	94.80	99.00	147	152	830	650
Sr	126	398	192	183	185	193	105	112	16	18	300	340
Th	5.94	5.86	6.32	7.29	5.86	5.90	5.73	6.41	21.80	22.60	18	13
U	2.42	1.07	2.33	2.02	2.62	2.76	7.58	8.01	3.64	3.76	3.5	2.5
Nb	12.12	5.51	8.74	3.81	9.17	9.08	5.70	7.40	11.90	12.01	20	20
Ta	0.54	0.26	0.45	0.14	0.22	0.26	0.24	0.28	1.12	1.16	3.5	2.5
Zr	26.8	69.90	30.10	18.50	33.50	34.30	16.30	17.40	81.70	83.5	200	170
Hf	1.10	2.22	1.46	0.85	1.28	1.32	0.68	0.72	3.41	3.47	1	1
Cr	298	269	274	260	342	356	269	272	199	202	25	83
Co	1.59	1.69	1.60	1.44	1.53	1.50	0.66	0.74	1.85	1.96	5	18
Ni	6.46	8.26	5.36	4.72	9.58	10.12	3.07	3.21	8.59	8.73	8	58
F	280	340	29	320	260	200	250	280	900	800	800	660
Cl	22.00	9.70	16.30	19.00	26.20	27.30	17.50	16.80	21.00	22.00	240	170
微量元素特征比值												
Rb/Sr	0.95	0.28	0.76	1.01	1.12	0.85	1.95	1.69	25.06	28.39	0.66	0.44
U/Th	0.41	0.18	0.37	0.28	0.45	0.47	1.32	1.25	0.17	0.17	0.19	0.19
Nb/Ta	22.44	21.19	19.42	27.21	41.68	34.92	23.75	26.43	10.63	10.35	5.71	8.00
Zr/Hf	24.36	31.49	20.62	21.18	26.17	25.98	23.97	24.17	23.96	24.06	200	170
Co/Ni	0.25	0.20	0.29	0.31	0.16	0.15	0.21	0.23	0.22	0.22	0.63	0.31
F/Cl	19.43	17.60	18.95	16.84	9.92	7.33	14.29	16.67	42.86	36.36	3.33	3.88
稀土元素($\times 10^{-6}$)												
La	11.40	11.80	10.75	10.00	16.80	16.40	5.98	6.01	16.90	16.30	31.62 ^⑤	29.0 ^⑥
Ce	22.70	23.90	22.40	21.50	35.30	36.41	12.60	12.80	36.50	35.70	61.92	70.0
Pr	2.72	2.70	2.69	2.62	4.16	4.12	1.52	1.54	4.35	4.26	7.6	9
Nd	9.65	9.98	9.72	9.74	15.40	15.31	5.60	5.63	15.70	15.34	25.71	37
Sm	2.61	2.21	2.73	2.92	4.56	4.66	1.60	1.59	4.06	4.04	5.03	8
Eu	0.69	0.70	0.71	0.68	1.50	1.62	0.46	0.45	0.28	0.32	1.19	1.3
Gd	2.01	1.70	1.92	2.23	4.45	4.47	1.57	1.60	5.50	5.63	3.88	8
Tb	0.30	0.21	0.32	0.35	0.62	0.66	0.27	0.26	1.12	1.13	0.63	4.3
Dy	1.35	0.92	1.21	1.67	2.61	2.72	1.60	1.62	7.81	7.65	2.78	5
Ho	0.19	0.16	0.23	0.25	0.39	0.41	0.26	0.27	1.48	1.50	0.65	1.7

续表 1

序号	1	2	3	4	7	8	5	6	9	10	11	12
样品编号	Q0521	QDJ02	Q0522	QDJ04	QDJ03	Q0523	QDJ07	Q0524	QDJ01	Q0525	BZ01	BZ02
Er	0.49	0.43	0.53	0.56	0.93	0.95	0.65	0.64	3.74	3.68	1.50	3.3
Tm	0.06	0.06	0.07	0.07	0.11	0.10	0.08	0.08	0.46	0.50	0.27	0.27
Yb	0.39	0.36	0.40	0.42	0.62	0.64	0.44	0.43	2.67	2.75	1.36	0.33
Lu	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.09	0.06	0.05	0.32	0.36	0.23	0.8
Y	4.24	3.94	3.99	5.89	9.76	10.21	5.98	6.21	40.90	43.00	14.89	29.0
ΣREE	58.86	59.12	57.73	58.96	97.29	98.77	38.67	39.18	141.79	142.16	159.26	207
LREE/HREE	10.26	13.19	10.34	8.46	7.92	7.82	5.63	5.66	3.37	3.27	11.78	6.51
(La/Yb) _N	19.26	21.59	17.70	15.68	17.85	16.88	8.95	9.21	4.17	3.90	15.32	57.89
δEu	0.89	1.07	0.91	0.791	1.01	1.08	0.88	0.86	0.18	0.21	0.80	0.50

注:所有分析均是在国家地质实验测试中心完成的。1~4—仲格耐二长花岗岩环;5、6—倾日二长花岗岩株;7、8—二长花岗岩脉;9、10—花岗质伟晶岩脉。①—花岗岩(黎彤等,1963);②—二云母花岗岩(黎彤等,1963);③—酸性岩(花岗岩和花岗闪长岩)(中国科学院贵阳地球化学研究所,1977);④—混源岩(2份酸性岩和1份基性岩)(中国科学院贵阳地球化学研究所,1977);⑤—壳幔性花岗岩(王中刚等,1989);⑥—混源岩(2份酸性岩和1份基性岩)(中国科学院贵阳地球化学研究所,1977)

3.21×10^{-6} , Co/Ni 比值为 0.66~0.74。在挥发性组分含量方面,氟和氯含量分别为 $(250 \sim 280) \times 10^{-6}$ 和 $(17.5 \sim 16.8) \times 10^{-6}$, F/Cl 比值为 14.29~16.67。与典型酸性岩和混源岩平均值相比,二长花岗岩脉具有以下几个特点:①铀和钍含量相对较高,而钡、钍、锶、锆、钨和钴含量相对较低;②铷含量和 Rb/Sr 值不存在明显变化;③尽管铌、钽、氟和氯含量相对较低,但是 Nb/Ta 和 F/Cl 比值相对较高。另外,与二长花岗岩环或株相比,二长花岗岩脉以具有较高 Rb/Sr、U/Th 和 Co/Ni 比值,较低的钡、锶、锆、钨、钴和镍含量以及低 F/Cl 比值为特点。

花岗伟晶岩脉 2 件代表性样品铷、锶和钡含量变化范围分别为 $(401 \sim 511) \times 10^{-6}$ 、 $(147 \sim 152) \times 10^{-6}$ 和 $(147 \sim 152) \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值为 25.06~28.39;铀和钍含量为 $(3.64 \sim 3.76) \times 10^{-6}$ 和 $(21.80 \sim 22.60) \times 10^{-6}$, U/Th 比值为 0.17~0.17;铌和钽含量为 $(11.90 \sim 12.01) \times 10^{-6}$ 和 $(1.12 \sim 1.16) \times 10^{-6}$, Nb/Ta 比值为 10.35~10.63;锆和钨含量为 $(81.70 \sim 83.50) \times 10^{-6}$ 和 $(3.41 \sim 3.47) \times 10^{-6}$, Zr/Hf 比值为 23.96~24.06;铬、钴和镍含量分别为 $(199 \sim 202) \times 10^{-6}$ 、 $(1.85 \sim 1.96) \times 10^{-6}$ 和 $(8.59 \sim 8.73) \times 10^{-6}$, Co/Ni 比值为 0.22~0.22。在挥发性组分含量方面,氟和氯含量分别为 $(800 \sim 900) \times 10^{-6}$ 和 $(21 \sim 22) \times 10^{-6}$, F/Cl 比值为 36.36~42.86。与典型酸性岩微量元素平均含量相比,花岗质伟晶岩样品存在有以下几个特点:其一、铷、钍、钨和钼含量相对较高,而锶、钡、铌、钽、锆、钨和氯含量相对较低;其二、Rb/Sr、Nb/Ta 和 F/Cl 比值相对较高,而 U/Th、Zr/Hf 和 Co/Ni 比值相对较低;其三、铀、氟和镍含量没有较大幅度变化。需要指出的是,

与前述二长花岗岩环或株相比,花岗质伟晶岩脉以富集铷、铀、钍、铌、钽、锆、钨和氟,而亏损锶、钡和氯为特征。

从图 4 不难看到,所有花岗岩类侵入岩样品微量元素分布型式均为右倾斜曲线,表现出元素含量与其相容程度呈同步降低(减小)之趋势。尽管各岩石样品在微量元素含量上存在有一定的差别,但是它们的分布型式大体相似,暗示了相同(或相似)的物质来源。与原始地幔岩相比,除部分样品中锶、钡和铈略有亏损外,大部分样品中的大多数微量元素

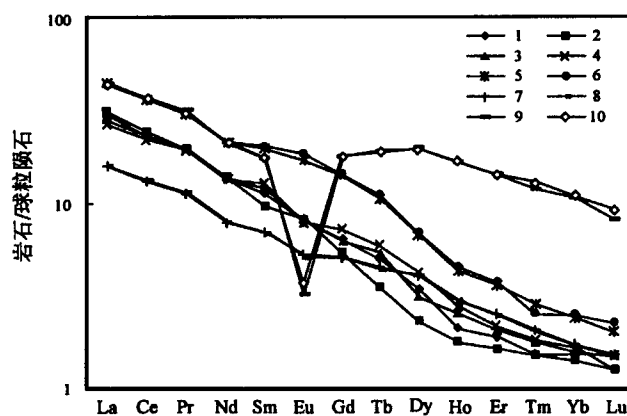


图 4 藏南邛多江地区花岗岩类侵入岩微量元素标准化配分图

Fig. 4 Primary mantle-normalized trace element pattern of the granitoid intrusions occurring in the Qiongdoujiang area, southern Tibet

1~4—仲格耐二长花岗岩环;5、6—倾日二长花岗岩株;7、8—二长花岗岩脉;9、10—花岗质伟晶岩脉

1~4—Zhonggenai monzogranite ring; 5、6—Qingri monzogranite stock; 7、8—monzo-granite dyke; 9、10—Granitoid pegmatite dyke

均有不同程度富集,其中铷、钾、铀和钐含量的增长幅度最大,构成“正异常峰”(图4),相比之下,钡、锶、铈、钕和钇含量增长幅度较小或发生明显亏损,表现为“负异常谷”。尽管花岗质伟晶岩脉与二长花岗岩株、岩环和岩脉的微量元素分布型式大体相似,但是前者的铷、钐和钕含量明显高于后三者,相比之下,铈和锶则出现明显亏损,反映了它们在成岩作用上存在有一定的差别。在Ce/Yb对Ta/Yb图(图5a)中,除2件样品数据点位于钙-碱系列与橄榄玄

粗岩系列火成岩区分界线上,其余8件样品数据点全部投射到橄榄玄粗岩系列火成岩区。同样,在Th/Yb对Ta/Yb图(图5b)中,无论是二长花岗岩,还是花岗质伟晶岩,其数据投射点全部落入橄榄玄粗岩系列火成岩区。根据微量元素特征比值变异特征,并且结合前述全岩样品K₂O%对SiO₂%图解(图3),可以推测,本区花岗岩类侵入岩很可能含有深源岩浆岩的组分。

3.3 稀土元素地球化学

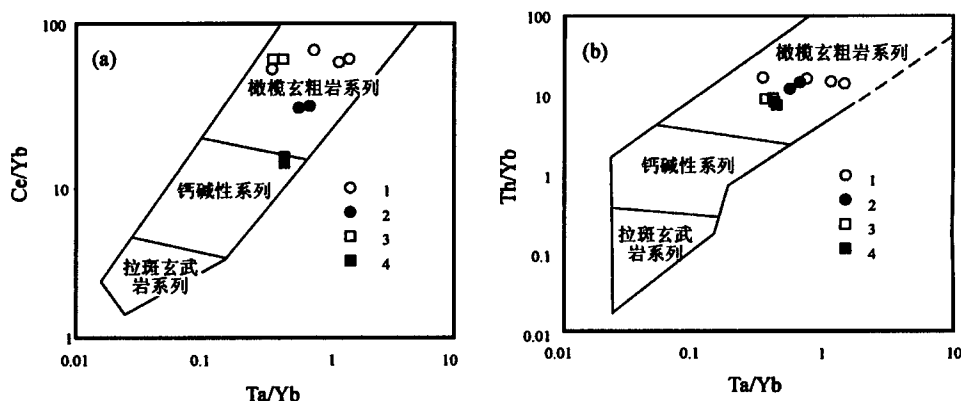


图5 藏南邛多江地区花岗岩类侵入岩Ce/Yb对Ta/Yb(a)和Th/Yb对Ta/Yb(b)图

Fig. 5 Ce/Yb versus Ta/Yb (a) and Th/Yb versus Ta/Yb (b) plots of the granitoid intrusions occurring in the Qionduojiang area, southern Tibet

1—仲格耐二长花岗岩环;2—倾日二长花岗岩株;3—二长花岗岩脉;4—花岗质伟晶岩脉

1—Zhonggenai monzogranite ring; 2—Qingri monzogranite stock; 3—monzogranite dyke; 4—granitoid pegmatite dyke

仲格耐二长花岗岩环4件样品和倾日二长花岗岩株2件样品的稀土元素含量变化范围分别为 $(57.75 \sim 59.12) \times 10^{-6}$, 平均值 58.67×10^{-6} 和 $(97.29 \sim 98.77) \times 10^{-6}$, 平均值 98.03×10^{-6} ; LREE/HREE 比值分别为8.46~13.19, 平均值10.56和7.82~7.92, 平均值 7.87×10^{-6} ; $(La/Yb)_N$ 比值为15.66~21.53, 平均值18.55和16.88~17.85, 平均值 17.37×10^{-6} ; δEu 值为0.79~1.07, 平均值0.92和1.01~1.08, 平均值 1.05×10^{-6} 。尽管本区二长花岗岩类侵入岩样品稀土元素含量均低于典型的壳幔花岗岩平均值,但是在 $(La/Yb)_N$ 对 δEu 图(图6)中,所有6件全岩样品数据点全部投射到壳幔型花岗岩区。另外,从图7不难看到,尽管倾日二长花岗岩株稀土元素标准化曲线明显高于仲格耐二长花岗岩环,但是二者稀土元素分布型式相似,均为右倾斜平滑曲线,完全可与壳幔型花岗岩相类比。

二长花岗岩脉和花岗质伟晶岩脉各2件全岩样

品的稀土元素含量变化范围分别为 $(38.67 \sim 39.18) \times 10^{-6}$ 和 $(141.79 \sim 142.16) \times 10^{-6}$; LREE/HREE 比值为5.63~5.66和3.27~3.37; $(La/Yb)_N$ 比值为8.93~9.18和3.90~4.17; δEu 值为0.86~0.88和0.18~0.21。二长花岗岩脉无论在稀土元素含量和 δEu 值方面,还是在LREE/HREE和 $(La/Yb)_N$ 比值上均明显低于二长花岗岩环或岩株,反映了三者的继承和演化关系。与二长花岗岩环和岩株相比,花岗质伟晶岩脉样品以稀土元素含量较高, LREE/HREE、 $(La/Yb)_N$ 和 δEu 值较低为特征,反映了三者成岩环境、形成作用和分异程度上的差异。在 $(La/Yb)_N$ 对 δEu 图(图6)中,2件二长花岗岩脉样品数据点落入壳幔型花岗岩区,而2件花岗质伟晶岩样品则位于壳型花岗岩区。从图7不难看到,2件二长花岗岩脉样品稀土元素分布型式均为右倾斜曲线,并且不具明显 δEu 异常。尽管二长花岗岩脉样品的LREE(La-Eu)的标准化曲线明显低于二长花岗岩环和岩株,但是三者稀土元素分布型

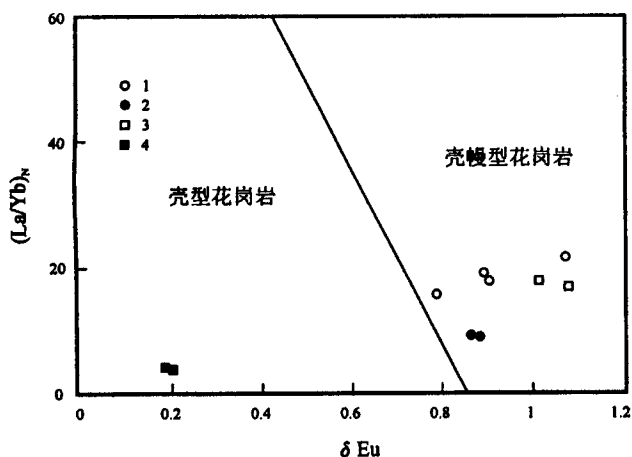


图 6 藏南邱多江地区花岗岩类侵入岩 $(La/Yb)_N$ 对 δEu 图

Fig. 6 $(La/Yb)_N$ versus δEu plot of the granitoid intrusions occurring in the Qionduojiang area, southern Tibet

- 1—仲格耐二长花岗岩环; 2—倾日二长花岗岩株;
3—二长花岗岩脉; 4—花岗质伟晶岩脉
1—Zhonggenai monzogranite ring; 2—Qingri monzogranite stock; 3—Monzogranite dyke;
4—Granitoid pegmatite dyke

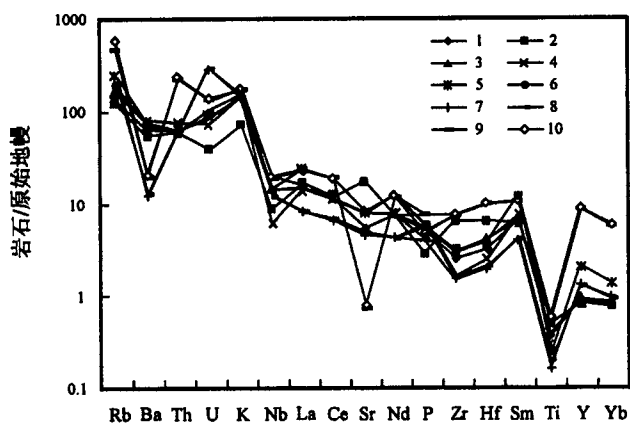


图 7 藏南邱多江地区花岗岩类侵入岩稀土元素分布型式

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of the granitoid intrusions occurring in the Qionduojiang area, southern Tibet

- 1~4—仲格耐二长花岗岩环; 5、6—倾日二长花岗岩株;
7、8—二长花岗岩脉; 9、10—花岗质伟晶岩脉
1~4—Zhonggenai monzogranite ring; 5、6—Qingri monzogranite stock; 7、8—Monzogranite dyke;
9、10—Granitoid pegmatite dyke

分布型式为“V”字型曲线, δEu 负异常极为明显, 完全可与我国华南某些地壳型花岗岩相对比。

4 讨论

4.1 成因类型

众所周知, 藏南地区各个地质时代、不同成因类型和各种产出形态的花岗岩类侵入岩体分布广泛, 并且与铜、铜(钼)、金和金(锑)矿床(点)具有密切时空分布关系(涂光炽等, 1981; 张玉泉等, 1981; 聂凤军等, 2005)。鉴于中生代以来, 藏南地区的岩浆作用贯穿于特提斯洋的形成与消亡、印度—欧亚板块的碰撞与造山和陆内的拉张与拆离作用的全过程, 因此, 许多学者将花岗岩类侵入岩看作是区域地壳演化历史的“记录仪”, 揭示变质核杂岩和金属矿床(点)形成作用本质的“探针”。从整体上讲, 藏南地区花岗岩类侵入岩自北向南, 大体可划分为 3 个岩带, 即冈底斯、拉轨岗日和喜马拉雅, 其中前者被认为是洋壳与陆壳会聚带内产出的 I 型花岗岩, 而后两者被看作是大陆板块内部产出的 S 型花岗岩(涂光炽等, 1981; 张玉泉等, 1981; 廖忠礼等, 2003)。考虑到本文所涉及到的仲格耐和倾日花岗岩类侵入岩位于拉轨岗日岩浆岩带的东段, 因此, 这里仅对该岩带进行简要论述。拉轨岗日岩带地处雅鲁藏布江深大断裂南侧, 北部与冈底斯岩浆岩带毗邻。该岩带东西长 550 km, 南北宽 60~120 km, 由一系列出露规模较小($<3 \text{ km}^2$)的岩株、岩枝和岩脉所构成。野外地质调查结果表明, 以定日为界, 可将拉轨岗日岩浆岩带划分为东西两段。在该岩带的东段, 花岗岩类岩体侵入位于前寒武系变质岩和古生界变质火山—沉积岩中。在拉轨岗日、康马、然巴和邱多江等地, 花岗岩类侵入岩体经常与变质岩和拆离断层共同构成多个短轴状“热穹隆”, 局部地段形成一系列具有伸展构造性质的变质核杂岩(李德威等, 2003)。相比之下, 在拉轨岗日岩带的西段、各类花岗岩类岩体侵入到中生界火山—沉积岩地层中, 特别是一些背斜构造的核部地带, 并且产生有热液蚀变带。综合性对比研究表明, 拉轨岗日岩带内花岗岩类侵入岩具有下述几个特点: ①出露规模: 单个岩体产出规模较小, 主要为岩株、岩环、岩瘤、岩枝和岩脉; ②岩石类型: 主要有二长花岗岩和花岗质伟晶岩; ③副矿物组分: 主要有磁铁矿、榍石、磷灰石、钛铁矿、电气石和独居石; ④岩石化学: 硅、铝和钾相对富集, 铁、钛、镁和钙相对亏损; ⑤成岩时代: 主要集中分布在 20~10 Ma 之间; ⑥岩石成因: 硅铝壳岩(体)层重熔。

式大体相似, 完全可与典型的壳幔型花岗岩相对比(图 7)。相比之下, 2 件花岗质伟晶岩样品稀土元素

如前所述,早在20世纪90年代中期,人们在开展1:20万区域地质调查时,就曾对邛多江变质核杂岩中花岗岩类侵入岩进行过初步研究,并且对其成因类型进行过初步讨论。根据少数几件全岩样品主元素分析结果,部分学者将本区的花岗岩与华南地壳改造型花岗岩相提并论,并且将其视为地壳硅铝层重熔(或深熔)的产物(涂光炽等,1981;张玉泉等,1981;童劲松等,2003;廖忠礼等,2003)。本次研究表明,尽管仲格耐和倾日二长花岗岩类岩石的部分主元素含量与过铝质花岗岩相似,但是代表性全岩样品矿物组份、主元素、微量元素和稀土元素含量及特征比值却显示出壳幔源花岗岩特点,主要表现在以下几个方面:①在 $K_2O\%$ 对 $SiO_2\%$ 图(图3)中,除1件样品外,其余9件样品数据点全部落入高钾钙—碱系列火成岩区;②在 Ce/Yb 对 Ta/Yb 图(图5a)中,除2件样品数据点略有偏差外,其余8件样品数据点全部投绘在橄榄玄粗岩区;③在 Th/Yb 对 Ta/Yb 图(图5b)中,所有10件样品数据点全部落入橄榄玄粗岩区;④稀土元素分布型式与壳幔型花岗岩相似;⑤在 $(La/Yb)_N$ 对 δEu 图(图6)中,除2件花岗质伟晶岩样品外,其余8件二长花岗岩样品数据点全部位于壳幔型花岗岩区;⑥无论在仲格耐和倾日二长花岗岩株(环、脉)中,还是在倾日花岗质伟晶岩脉中,均能观察到磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石。根据本次研究所获矿物学和地球化学证据,仲格耐和倾日二长花岗岩类侵入岩的形成过程并非像前人认为的那样简单,即岩体是地壳岩(体)层重熔(或深熔)作用和岩浆结晶分异的结果。上述花岗岩类侵入岩很可能是深源(幔源?)岩浆与地壳岩(体)层相互作用的产物,否则,将很难解释仲格耐和倾日花岗岩体所具有的上述6个特点。

4.2 成岩作用

在 SiO_2 对 $lg\ CaO/(Na_2O+K_2O)$ (图8)中,尽管仲格耐和倾日二长花岗岩类侵入岩所有10件全岩样品数据点全部落在挤压型与拉张型花岗岩区的重叠部位,但是它们明显偏向拉张型花岗岩区,反映了这2处岩体具有较复杂的成岩环境。在另外2张成岩构造环境判别图(图9a和9b)中,所有10件全岩样品数据点大多都投绘到同碰撞花岗岩区。无论是挤压与拉张构造背景,还是同碰撞构造环境,在这里它们显然都是一个广义的概念。所谓的同碰撞造山作用主要有2层涵义,其一,同碰撞造山作用:随着大洋盆地的消失,两个或两个以上古大陆板块发生对接和汇聚,进而诱发大规模构造—岩浆活动(涂光

炽等,1981;张玉泉等,1981);其二,后碰撞造山作用:古大陆板块的碰撞作用可导致陆内岩(体)层发生逆冲和扭动以及岩浆活动(Yin et al., 2000;邓晋福等,1994)。印度板块与欧亚大陆的碰撞和对接作用始于50~45 Ma,并且在冈底斯地区形成大面积分布的I型花岗岩类侵入岩。随着印度板块与欧亚大陆焊接为一体,藏南地区即转入板内构造—岩浆活动时期(部分学者将其称之为后碰撞造山作用阶段)。需要提及的是,在后碰撞造山作用早中期阶段

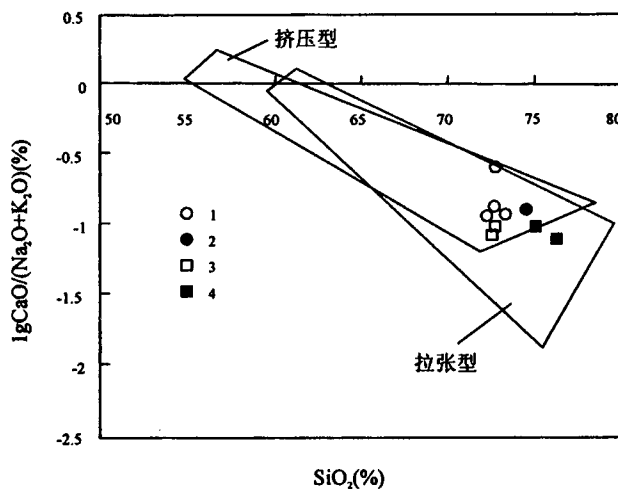


图8 藏南邛多江地区花岗岩类侵入岩 SiO_2 对 $lgCaO/(Na_2O+K_2O)$ 图

Fig. 8 SiO_2 versus $lgCaO/(Na_2O+K_2O)$ plot of the granitoid intrusions occurring in the Qiongduojiang area, southern Tibet

1—仲格耐二长花岗岩环;2—倾日二长花岗岩株;3—二长花岗岩脉;4—花岗质伟晶岩脉

1—Zhonggenai monzogranite ring; 2—Qingri monzogranite stock; 3—monzo-granite dyke; 4—granitoid pegmatite dyke

(40~15 Ma?),区域地壳的快速隆升和急剧加厚为岩(体)层逆冲推覆构造和韧性剪切带的形成创造了有利条件(Murphy et al., 1997, 1999; Romer et al., 2001)。尽管地壳的增厚为部分岩(体)层的重熔(或深熔)作用提供了热力来源,但是由于缺少深部物质和能量的持续供给,此阶段产生的熔体量十分有限,很难形成具有一定规模的岩浆房,更谈不上岩浆的上侵定位。相比之下,在后碰撞造山作用晚期阶段(15~10 Ma),区域地壳大规模伸展(拆离)作用不仅造就了一系列东西向和向北倾斜正断层,同时,也为深源岩浆的持续上涌提供了有利通道(Burchfiel et al., 1992)。深源岩浆与地壳岩(体)层的相互作用诱发大规模岩浆活动,并且在拉轨岗日

和喜马拉雅地区形成大面积分布的淡色花岗岩类侵入岩(包括仲格耐和倾日二长花岗岩类岩体及相关岩脉)。根据野外地质调查和室内岩石地球化学研究结果,深源岩浆很有可能是通过以下 2 种方式与地壳岩(体)层发生相互作用的,其一、深源岩浆在上侵过程中遭受到地壳岩(体)层同化混染,部分主元素发生一定程度变化;其二、受深源岩浆影响,部分地壳岩(体)层发生重熔(或深熔),进而形成一定规模的花岗质熔浆。无论是哪种成岩作用,其最终所形成的花岗岩类分侵入岩均兼具有深源(幔源?)和壳源岩浆岩双重特征。我们将邛多江变质核杂岩内花岗岩类侵入岩划定为壳幔型花岗岩的主要依据为:

①无论是仲格耐岩环,还是倾日岩株,它们均与拆离

(伸展)断裂具密切时空分布关系,其所处的地理位置和空间几何形态均受藏南拆离系统及其一级构造所控制;②对于仲格耐和倾日二长花岗岩环、岩株和岩脉来讲,无论是矿物组合和结构特征,还是元素地球化学,它们均兼具壳幔花岗岩特点;③与藏南其它地区一样,在仲格耐和倾日二长花岗岩类侵入岩体之下 10~25 km 处存在有一规模巨大的“热源体”,部分学者将其称为花岗质岩浆房(袁学诚等,1990;王式等,1990);④同位素年代学研究结果表明,藏南地区花岗岩类侵入岩成岩时代主要集中分布在 15~10 Ma 时间段,与地壳伸展构造发生的时间相吻合(廖忠礼等,2003)。

需要提及的是,与冈底斯岩浆岩带相比,藏南岩

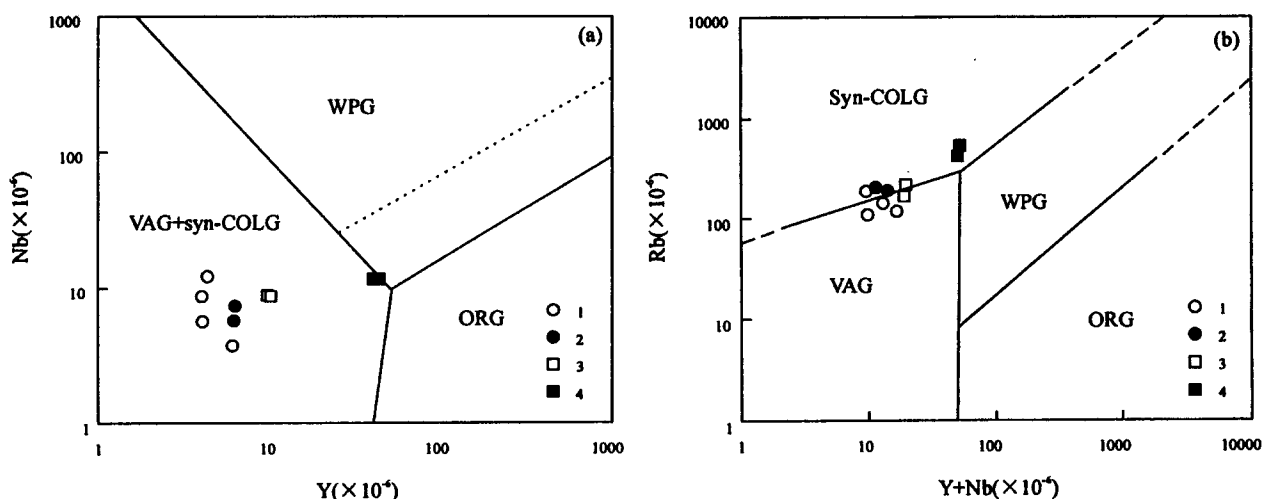


图 9 藏南邛多江地区花岗岩类侵入岩 $Nb \times 10^{-6}$ 对 $Y \times 10^{-6}$ (a) 和 $Rb \times 10^{-6}$ 对 $(Y+Nb) \times 10^{-6}$ 图 (b)

Fig. 9 $Nb \times 10^{-6}$ versus $Y \times 10^{-6}$ (a) and $Rb \times 10^{-6}$ versus $(Y+Nb) \times 10^{-6}$ (b) plots of the granitoid intrusions occurring in the Qiongduojiang area, southern Tibet

1—仲格耐二长花岗岩环;2—倾日二长花岗岩株;3—二长花岗岩脉;4—花岗质伟晶岩脉

1—Zhonggenai monzogranite ring; 2—Qingri monzogranite stock; 3—monzogranite dyke; 4—granitoid pegmatite dyke

浆岩带内绝大多数花岗岩类侵入岩体的形成时间明显滞后 40~30 Ma。尽管造成上述花岗岩类岩体形成时间差的因素很多,但是区域性构造体制的差异可能是导致区域性岩浆活动时续时断的根本原因。大规模的伸展(或拆离)构造不仅为深源岩浆的上涌提供了有利条件,同时也为花岗质熔浆的形成提供了动力和物质来源,否则,将很难解释冈底斯与藏南花岗岩带在形成时间上的不连续性以及本区岩体所具有的壳幔型花岗岩地球化学特点。

5 结论

(1) 邛多江变质核杂岩中的花岗岩类侵入岩主

要由仲格耐和倾日二长花岗岩环(株)及相关岩脉所组成,除花岗质伟晶岩脉外,所有岩株(环、脉)代表性样品均以富碱质($Na_2O + K_2O$)和硅质组分、而贫铁、镁和钙质组分为特征,属高钾钙-碱系列火成岩;

(2) 无论是仲格耐二长花岗岩环、还是倾日二长花岗岩株,其全岩样品的微量元素特征比值与橄榄玄粗系列火成岩相似,稀土元素分布型式和特征比值完全可与壳幔型花岗岩相对比,而与壳源型花岗岩存在较大差别;

(3) 仲格耐和倾日二长花岗岩环(株)及相关岩脉是后碰撞造山作用晚期阶段构造-岩浆活动的产物。大规模伸展(拆离)构造为深源岩浆上涌、混源岩

浆形成和岩浆上侵定位提供了动力和物质来源以及空间条件。长时期和持续不断的深源岩浆的补给是导致大面积淡色花岗岩形成的主要控制因素;

(4) 仲格耐和倾日二长花岗岩类侵入岩是邛多江变质核杂岩的重要组成部分,其侵位作用对于变质核杂岩的整体抬升、滑脱(拆离)断层的形成和热液蚀变带的形成均产生过重要影响。此外,长时期和多阶段的岩浆活动为金属成矿作用提供了物质和动力来源,并且在变质核杂岩体内部及周边地区形成众多金和金(锑)矿床(点)。

注 释

- ① 西藏自治区地质矿产局. 1994. 中华人民共和国区域地质调查报告(1/200000),浪卡子幅(8-46-25)、泽当幅(8-46-26),区域矿产及经济地质,1~155.
- ② 西藏自治区地质矿产局. 1995. 中华人民共和国区域地质调查报告(1/200000),加查幅(8-46-27)、泽当幅(8-46-26),区域地质,1~268.
- ③ 聂凤军,江思宏,胡朋,等. 2005. “藏南及邻区浅成热液成矿作用”课题(73项目)2005年度执行情况报告,1~10(内部报告).

参 考 文 献

- 邓晋福,赵海玲,赖绍聪,等. 1994. 白云母/二云母花岗岩的形成与陆内俯冲作用地球科学,19(2):139~147.
- 李德威,刘德民,廖群安,等. 2003. 藏南萨迦拉轨岗日变质核杂岩的厘定及其成因. 地质通报,22(5):303~307.
- 黎彤,饶纪龙. 1963. 中国岩浆岩的平均化学成分. 地质学报,43(3):271~280.
- 廖忠礼,莫宜学,潘桂棠,等. 2003. 西藏南部过铝花岗岩的分布及其意义. 沉积与特提斯地质,23(6):12~20.
- 童劲松,钟华明,夏军,等. 2003. 藏南洛扎地区过铝质花岗岩的地球化学特征及构造背景. 地质通报,22(5):308~318.
- 聂凤军,胡朋,江思宏,等. 2005. 藏南地区金和锑矿床(点)类型及其时空分布特征. 地质学报,79(3):373~385.
- 涂光炽,张玉泉,赵振华,等. 1981. 西藏南部花岗岩类的特征和演化. 地球化学, (1):1~7.
- 王式,卢德源,黄立言,等. 1990. 西藏高原南北走向的地壳结构模型和速度分布特征. 见:中国地质科学院. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏地球物理文集. 北京:地质出版社,38~50.
- 王中刚,于学元,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 北京:地质出版社,1~707.
- 尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化. 地球学报,22(3):193~230.
- 袁学诚,李立,范文科,等. 1990. 西藏洛扎那曲一带地壳与上地幔的磁大地电测深研究. 见:中国地质科学院编. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏地球物理文集. 北京:地质出版社,63~71.
- 张玉泉,王中刚,赵振华,等. 1981. 从中酸性的岩浆活动论西藏高原地壳运动特征. 地球化学, (2):136~141.
- 中国地质调查局成都地质矿产研究所. 2004. 青藏高原及邻区地质图(附说明书). 成都:成都地图出版社,1~133.
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 1977. 简明地球化学手册. 北京:科学出版社,69~72.
- Burchfiel B C, Zhiliang C, Hodges K V, et al. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. Boulder Colorado. Geological Society of America Special Paper 269, 41p.
- Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey. 2004. Geological map and its explanation note of Qinghai-Tibet plateau. Chengdu: Chengdu Map Publishing House, 1~133(in Chinese).
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Lai Shaocong, et al. 1994. Generation of muscovite/two-mica granite and intracontinental subduction. Earth Science-Journal of China University of Geoscience, 19(2):139~147(in Chinese and English abstract).
- Department of Geology, Nanjing University. 1984. Geochemistry. Beijing: Science Press, 259~252(in Chinese).
- Guiyang Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science. 1977. Concise handbook of geochemistry. Beijing: Science Press, P: 69~72(in Chinese).
- Li Dewei, Liu Demin, Liao Qun'an, et al. 2003. Definition and significance of the Lhagoi Kangri metamorphic core complexes in Sa'gya, southern Tibet. Geological Bulletin of China, 22(5): 303~307(in Chinese with English abstract).
- Li Tong, Rao Jilong. 1963. Average chemical composition of igneous rocks in China. Acta Geologica Sinica, 43(3): 271~280.
- Liao Zhongli, Mo Xuanxue, Pan Guitang, et al. 2003. The distribution and tectonic significance of per-aluminous granites in southern Xizang. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 23(3): 12~20 (in Chinese with English abstract).
- Murphy M A, Harrison T M. 1999. Relationship between leucogranites and the Qomolangma detahmet in the Rongbuk Valley, South Tibet. Geology, 27:831~834.
- Murphy M A, Harrison T M, Durr S B, et al. 1997. Significant crustal shortening in south-central Tibet prior to the Indo-Asian collision. Geology, 25: 719~722.
- Nie Fengjun, Hu Peng, Jiang Sihong, et al. 2005. Type and temporal-spatial distribution of gold and antimony deposits (prospects) in southern Tibet, Tibet Autonomous Region, China. Acta Geologica Sinica, 79(3): 373~385(in Chinese with English abstract).
- Romer R L, Forster H J, Breikreuz C. 2001. Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle volcanic complex (Germany). Contributions to Mineralogy and Petrology, 41:201~221.
- Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, et al. 1997. Shisha Pangma eucogranite, south Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. J. Geol., 105:195~317.
- Tong Jinsong, Zhong Huaming, Xia Jun, et al. 2003. Geochemical features and tectonic setting of peraluminous granite in the Lhozag area, Southern Tibet. Geological Bulletin of China, 22(5): 308~318 (in Chinese with English abstract).
- Tu Kuangchih, Zhang Yuquan, Zhao Zhenhua, et al. 1981. Characteristics and evolution of granitoids of South Xizang (Tibet). Geochimica, (1): 1~7 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shi, Lu Deyuan, Huang Liyan, et al. 1990. Structural model and velocity distributing features of N-striking crust in Tibet

- plateau. In: Chinese Academy of Geology, eds. *Himalayan lithospheric tectonic evolution—Xizang Geophysical Contributions*. Beijing: Geological Publishing House, 38~50 (in Chinese).
- Wang Zhonggang, Yu Xueyuan, Zhao Zhenhua. 1989. Rare earth element geochemistry. Beijing: Science Press, 1~535 (in Chinese).
- Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources (XZBGMR). 1993. *Regional geology of Xizang Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 1~707 (in Chinese with English abstract).
- Yin An. 2001. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen in the context of Phanerozoic continental growth of Asia. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(3): 193~230 (in Chinese).
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yuan Xuecheng, Li Li, Fan Wenke, et al. 1990. Magne-telluric current sounding on crust and upper mantle of Lhozag-Nakqu district, Tibet. In: Chinese Academy of Geology, ed. *Himalayan lithospheric tectonic evolution—Xizang Geophysical Contributions*. Beijing: Geological Publishing House, 63~71 (in Chinese).
- Zhang Yuquan, Wang Zhonggang, Zhao Zhenhua, et al. 1981. On the crustal movement characteristic of the Xizang plateau with special reference to intermediate-acid magmatic activities. *Geochimica*, (2): 136~141 (in Chinese with English abstract).

Genetic Type and Geochemical Features of Granitoid Intrusions Occurring in the Qiongduojinag Area, Southern Tibet

NIE Fengjun, HU Peng, JIANG Sihong, LIU Yan

Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Located at easternmost part of the Tethyan—Himalayan tectonic belt, the Qiongduojinag is one of the most important parts of southern Tibet metallogenic province, and has been considered as one of the key parts of the southern Tibet detachment system. Phanerozoic granitoid intrusions of varying size and occurrence are well-developed due to multiple orogenic events from early Paleozoic to Tertiary. Some of these intrusions show an intimate relation with various metamorphic core complexes. To clarify the genetic type and geochemical features, two typical monzogranite bodies, that are associated with the Qiongduojinag metamorphic core complex, have been selected for the geochemical studies. Systematic chemical analyses on a number of fresh whole-rock samples from the Zhonggenai monzogranite ring and Qingri monzogranite stock indicate that both of these two rock bodies bear the characteristics of mantle—and crust—derived granitoid intrusions, not only in petrological observations and mineralogical assemblage, but also in major, trace and rare earth elements. The characteristic ratios of some trace element agree well with the typical shoshonitic igneous rocks. Based on the geochemical studies, combined with field geological evidences, we concluded that both the Zhonggenai monzogranite ring and Qingri monzogranite stock could be the result of the interaction of deep-rooted granitoid magma (mantle—derived?) and upper crust. Most of these granitoid intrusions occurring in the Qiongduojinag area were emplaced along a detachment zone during a large-scale extensional tectonic event caused by the Miocene post-collision orogeny (Mid-Himalayan time period). Meanwhile, some of these granitoid intrusions played an important role during the formation of various metamorphic core complex occurring in southern Tibet.

Key words: Qiongduojinag; Southern Tibet; Monzogranite; Element geochemistry; Genetic type