

# 扬子地块西北缘刘家坪地区大滩花岗岩体年代学、地球化学及其构造环境

李佐臣<sup>1)</sup>, 裴先治<sup>1)</sup>, 李瑞保<sup>1)</sup>, 裴磊<sup>2)</sup>, 刘成军<sup>1)</sup>, 陈国超<sup>1)</sup>,  
陈有忻<sup>1)</sup>, 徐通<sup>1)</sup>, 杨杰<sup>1)</sup>, 魏博<sup>1)</sup>

1) 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054;  
2) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083

**内容提要:**对扬子地块西北缘后龙门山地区大滩花岗岩体进行了锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学研究, 以便对其形成时代和岩石成因进行约束。研究表明, 大滩花岗岩体中锆石均发育岩浆韵律环带结构, 具有较高的 Th/U 比值(0.22 ~ 1.57), 为岩浆成因锆石。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明其形成于  $806 \pm 19\text{Ma}$  (MSWD = 0.56), 为新元古代晚期。大滩花岗岩体具有高 SiO<sub>2</sub> (74.12% ~ 77.10%) 和较高的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.86% ~ 12.56%) 含量, A/CNK 在 0.95 ~ 1.05 之间(平均为 1.01), 属过铝质花岗岩, 具有 I 型花岗岩特征; 稀土元素总量 ( $\Sigma\text{REE}$ ) 为 (97.69 ~ 189.60)  $\times 10^{-6}$  (平均为  $140.85 \times 10^{-6}$ ), 稀土元素配分曲线显示具 Eu 弱一中等亏损的轻稀土富集型; 高场强元素 (Th、Nb、Ta、P 等) 具有明显的负异常, 大离子亲石元素 (Rb、Sr、Ti 等) 具有明显的负异常。岩体是以火成岩部分熔融形成的花岗质岩浆上升侵位过程中形成的, 是一种典型的壳源成因类型。大滩花岗岩体岩浆起源于下地壳, 是新元古代扬子地块西北缘活动大陆边缘俯冲以及弧陆碰撞造山作用导致的地壳增厚下地壳部分熔融的产物, 形成于同碰撞(挤压环境)向碰撞后(伸展环境)转化阶段, 即后造山期, 是 Rodinia 超大陆初始裂解阶段产物。

**关键词:** I 型花岗岩; 地球化学; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄; 新元古代; 扬子地块西北缘; Rodinia 超大陆

龙门山造山带位于扬子地块西北缘, 处于上扬子地块—碧口地块—松潘—甘孜造山带—东西秦岭造山带交界区域, 是中国大陆构造中的主要构造结之一(张国伟等, 2004a), 也是青藏高原东部边缘地带, 是诸多地块和不同类型造山带汇聚交接地区(图 1a, 1b), 发育不同板块或陆块之间的拼合汇聚边界, 是块体相互作用、物质相互交换渗透的构造界面和场所(罗志立, 1991; 许志琴等, 1992; 刘和甫等, 2001; 张国伟等, 2004a), 具有复杂的构造图象和拼合历史, 是研究中国大陆构造和大陆动力学的关键地区。

龙门山造山带经历了在 Rodinia 超大陆汇聚与裂解基础上南华纪—中三叠世伸展裂陷到被动大陆边缘构造演化(裴先治<sup>①</sup>, 1989, 1992; 许志琴等, 1992; 张国伟等, 1995; 孙卫东等, 2000; 裴先治等, 2002; 颜丹平等, 2002; Zhou Meifu et al., 2002), 晚

三叠世以后转入后造山板内构造演化时期(裴先治, 1992; 张国伟等, 2004a, 2004b)。龙门山造山带主要发育三条平行的北东向断裂带, 西界断裂为青川—阳平关断裂, 东界断裂为安县—都江堰断裂, 北川—映秀断裂是龙门山造山带的中央断裂, 该断裂将龙门山造山带分为南北两部分, 以北为后龙门山造山带, 以南为前龙门山褶皱冲断带。前人的研究大多集中在前龙门山地区以及川西前陆盆地, 对后龙门山造山带的研究也较多的集中在其中南段的彭灌地区和宝兴地区, 而对其北段研究较少。Pei Xianzhi 等(2009)对出露于后龙门山地区轿子顶花岗岩体中变形花岗岩和块状花岗岩中岩浆锆石的 SHRIMP U-Pb 定年结果分别为  $793 \pm 11\text{Ma}$  和  $792 \pm 11\text{Ma}$ , 轿子顶花岗岩体为 S 型花岗岩, 具有后碰撞岩浆活动的特征, 认为是新元古代扬子地块西北缘活动大陆边缘俯冲以及弧陆碰撞造山作用导致的

注: 本文为高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号 20110205110004)、国家自然科学基金项目(编号 41172186、40972136、40572121)和中央高校基本科研业务费专项资金(编号 CHD2011TD020、CHD2009JC046、2013G1271092、2013G1271091)的成果。

收稿日期: 2012-11-08; 改回日期: 2013-07-26; 责任编辑: 周健。

作者简介: 李佐臣, 男, 1979 年生。讲师, 理学博士, 从事构造地质学和区域地质学研究。Email: lizuoehen@chd.edu.cn。通讯作者: 裴先治, 男, 1963 年生。理学博士, 教授, 博士生导师。主要从事构造地质学、区域地质学和岩石地球化学研究。Email: peixzh@263.net。

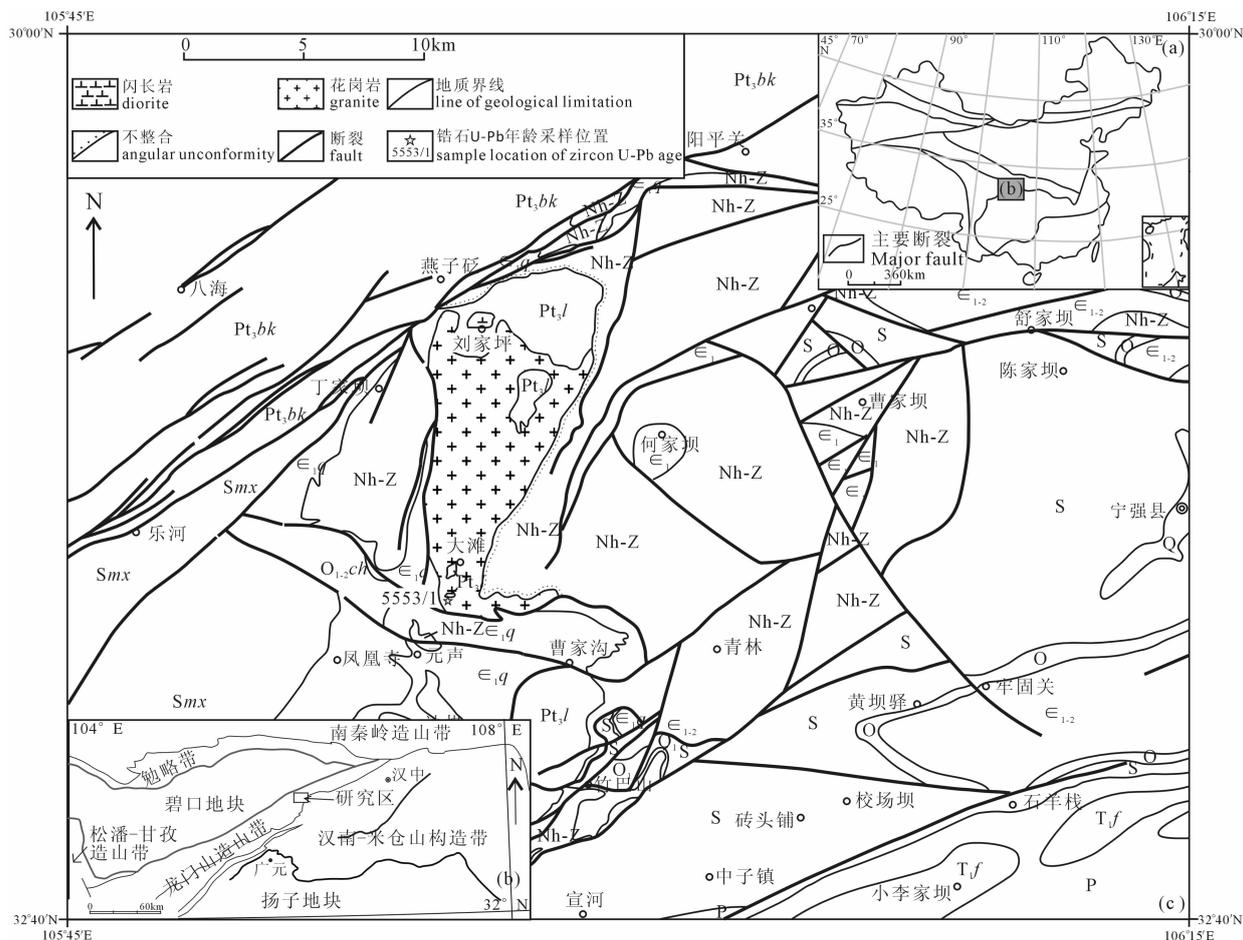


图 1 中国地质构造简图(a);扬子地块西北缘龙门山造山带及其邻区地质构造简图(b);  
龙门山造山带大滩花岗岩体分布图(c)

Fig. 1 Simplified tectonic map of China (a); geological sketch of the Longmen orogenic belt and its adjacent areas in northwest margin of the Yangtze block (b); geological sketch map of the Datan granite in the Longmen orogenic belt (c)

Q—第四系;  $T_1f$ —下三叠统飞仙关组; P—二叠系; Smx—志留系茂县群; S—志留系;  $O_{1-2}ch$ —中—下奥陶统陈家坝组;  $O_1$ —下奥陶统; O—奥陶系;  $\epsilon_{1-2}$ —中—下寒武统;  $\epsilon_1$ —下寒武统;  $\epsilon_{1q}$ —下寒武统邱家河组; Nh-Z—南华系—震旦系;  $Pt_3l$ —新元古界刘家坪群;  $Pt_3bk$ —新元古界碧口群

Q—Quaternary;  $T_1f$ —Lower Triassic Feixianguan Formation; P—Permian; Smx—Silurian Maoxian Group; S—Silurian;  $O_{1-2}ch$ —Middle—Lower Ordovician Chenjiaba Formation;  $O_1$ —Lower Ordovician; O—Ordovician;  $\epsilon_{1-2}$ —Middle—Lower Cambrian;  $\epsilon_1$ —Lower Cambrian;  $\epsilon_{1q}$ —Lower Cambrian Qiujiage Formation; Nh-Z—Nanhuan—Sinian (Ediacaran) System;  $Pt_3l$ —Neoproterozoic Liujiaping Group;  $Pt_3bk$ —Neoproterozoic Bikou Group

地壳增厚下地壳部分熔融的产物,是 Rodinia 超大陆初始裂解阶段在扬子地块西北缘的体现。而对后龙门山北段的大滩花岗岩体前人研究较少,仅局限于区域地质调查,认为该花岗岩体为加里东期花岗岩—石英闪长岩(地质部陕西省地质局区域地质测量队二十三分队,1967<sup>②</sup>),这与野外的实际观察在局部地带南华纪地层不整合覆盖其上的事实不符。

基于此,本文选择扬子地块西北缘后龙门山造山带刘家坪穹窿构造核部裸露的新元古代大滩花岗岩体进行了锆石 U-Pb 年代学和岩石学、岩石地球

化学分析,并探讨其岩石成因和物质来源,为扬子地块西北缘新元古代的构造背景以及在 Rodinia 超大陆的聚合—裂解演化中的作用提供了新的约束。

## 1 区域地质背景和岩体地质概况

### 1.1 区域地质背景

龙门山造山带在纵向上以北川—安县与卧龙—大邑一线为界可分为北段、中段和南段,北段以出露轿子顶基底杂岩和刘家坪基底杂岩及其前缘叠瓦冲断系为主要特征,中段以出露彭灌基底杂岩及其前

缘发育飞来峰为典型特征,南段以出露五龙、宝兴基底杂岩及其前缘发育飞来峰为典型特征(李智武等,2008)。

刘家坪穹隆构造出露于龙门山造山带的北段,其南侧为汉南一米仓山构造带,北侧为碧口地块,北东侧以勉略带与南秦岭造山带相邻(图1b)。刘家坪穹隆构造是一个长轴呈NNE—SSW向展布的短轴状穹隆构造,南北长约15km,东西宽5~8km,主要由新元古代基底岩系和南华系—志留系沉积盖层组成。基底岩系包括新元古代刘家坪群酸性火山岩系和侵入其中的大滩花岗岩体。沉积盖层主要为南华系—志留系海相沉积岩系,围绕刘家坪基底岩系呈环状展布(图1c)。

## 1.2 野外地质与岩石学特征

大滩花岗岩体主要分布在宁强县燕子砭镇刘家坪和广元市朝天区大滩之间(图1),由两个岩体组成,其中较大的岩体出露面积约为40 km<sup>2</sup>,较小的岩体出露面积0.5 km<sup>2</sup>。大滩花岗岩体侵入于刘家坪群火山岩系之中,与上覆南华—震旦系地层呈角度不整合或断层接触关系,与下寒武统邱家河组呈断层接触关系。主要岩性为浅灰色—灰白色中细粒花岗岩,岩石呈块状构造,除断层附近外,无变形变质作用,靠近断层处岩石较为破碎,节理较为发育。岩石中发育有大量的石英细脉。

花岗岩:分布较广,呈浅灰色—灰白色,中细粒花岗结构,局部见有显微文像结构,块状构造。岩石主要由斜长石(50%~55%)、钾长石(15%~20%)、石英(20%~25%)组成,角闪石(1%~5%±)和黑云母少量,副矿物有:榍石、磷灰石、锆石、磁铁矿等。斜长石为岩石的主要矿物成分,斜长石呈较自形的柱状、板柱状,颗粒大小一般在(0.4~0.6)×(1.0~1.6) mm<sup>2</sup>之间。斜长石蚀变较强,表面布满绢云母与细小帘石集合体,颜色较深,有时可见较为明亮的镶边。且帘石集合体大体定向平行分布于斜长石核部。斜长石表面浑浊不清,故聚片双晶模糊不清。钾长石自形程度略差于斜长石,为半自形状,颗粒大小与斜长石相当,以高岭土化为主,可见格子双晶和条纹双晶。石英在岩石中含量较高,呈它形粒状分布于长石颗粒之间,有时可见粗大的石英颗粒,可达2~2.4 mm±,石英表面裂纹较为发育,裂纹呈不规则状,有时可见石英具波状消光现象。角闪石和黑云母零散分布于岩石中,角闪石几乎被绿泥石及绿帘石所取代,残留甚少。

## 2 样品采集及分析方法

### 2.1 锆石 U-Pb 年龄分析方法

用于锆石测年研究的样品采集1件(5553-1, N32°48.179', E105°55.226', 图1),样品先采用常规方法进行粉碎至80~100目,并用常规浮选和电磁选方法进行分选,再在双目镜下挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒作为测定对象。将锆石颗粒粘在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后,对其表面进行抛光至锆石内部暴露,然后进行反射光和透射光照相。锆石的反射光和透射光显微照相及阴极发光(CL)显微照相在北京离子探针中心扫描电镜实验室完成。测试点的选取首先根据锆石反射光和透射光显微照片进行初选,再与CL图像反复对比,力求避开内部裂隙和包裹体以及不同成因的区域,以期获得较准确地年龄信息。

测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室的LA-ICP-MS仪器上用标准测定程序进行。分析仪器为Elan 6100DRC型四极杆质谱仪和Geolas200M型激光剥蚀系统,激光器为193nmArF准分子激光器。激光剥蚀斑束直径为30 μm,激光剥蚀样品的深度为20~40 μm。单个分析点的同位素比值和同位素年龄的误差(标准偏差)为1σ,采用年龄为<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄,其加权平均值具有95%的置信度。实验原理和流程及仪器参数见Yuan Honglin等(2004)。

锆石年龄计算均采用国际标准锆石91500作为外标,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成的硅酸盐玻璃NIST SRM610作为外标,<sup>29</sup>Si作为内标元素进行校正,样品的同位素比值和元素含量数据处理采用GLITTER(4.0版,Macquarie University)软件,并采用Andersen(2002)软件对测试数据进行普通铅校正,年龄计算及谐和图采用ISOPLOT(2.49版,Ludwig,2003)软件完成。

### 2.2 地球化学分析方法

岩石地球化学样品等间距采集14件(图1c)。样品分别进行主量元素和微量元素分析。样品磨碎至200目后,在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室进行主量和微量元素分析测试。主量元素使用X-射线荧光光谱仪(XRF-1500)法测试。用0.5g样品和5g四硼酸锂制成的玻璃片在Shimadzu XRF-1500上测定氧化物的含量,精度优于2%~3%。微量元素及稀土元素利用酸溶法制备样品,使用ICP-MS(Element II)测试,分

析精度为:按照 GSR-1 和 GSR-2 国家标准,当元素含量大于  $10 \times 10^{-6}$  时,精度优于 5%,当含量小于  $10 \times 10^{-6}$  时,精度优于 10%。化学分析测试流程参考 Chen Fukun 等(2000,2002)介绍的方法。

### 3 大滩花岗岩体锆石 LA-ICP-MS 年代学

#### 3.1 锆石特征

大滩花岗岩体样品(5553-1)中锆石为自形晶,浅黄色一无色透明色。锆石的阴极发光(CL)图像如图2所示,内部结构大多数较为清楚。图像表现出典型的岩浆生长振荡环带结构、韵律结构,属于岩

浆结晶产物(Belousova et al., 2002; Wu Yuanbao et al., 2004; Siebel et al., 2005)。根据锆石结构可分为三组:第一组有9颗锆石(10个测点,为测点02-03,08,13-17,25-26,图2a),呈长柱状、半截锥状和近椭圆状,锆石颗粒粒径介于  $50 \sim 150 \mu\text{m}$  之间,晶体长宽比为  $1:1 \sim 2:1$ ,锆石02、13/14和26具有明显的残留核,锆石结构较为复杂,锆石16在CL图像上较暗,其余锆石结构则表现较为清楚;第二组有10颗锆石(11个测点,为测点01,05-07,09-10,18-22,图2b),呈柱状、半截锥状,CL图像上显示较强的发光性(06除外),锆石颗粒粒径介于  $50 \sim 200 \mu\text{m}$  之间,晶体长宽比为  $1:1 \sim 3:1$ ;第三组

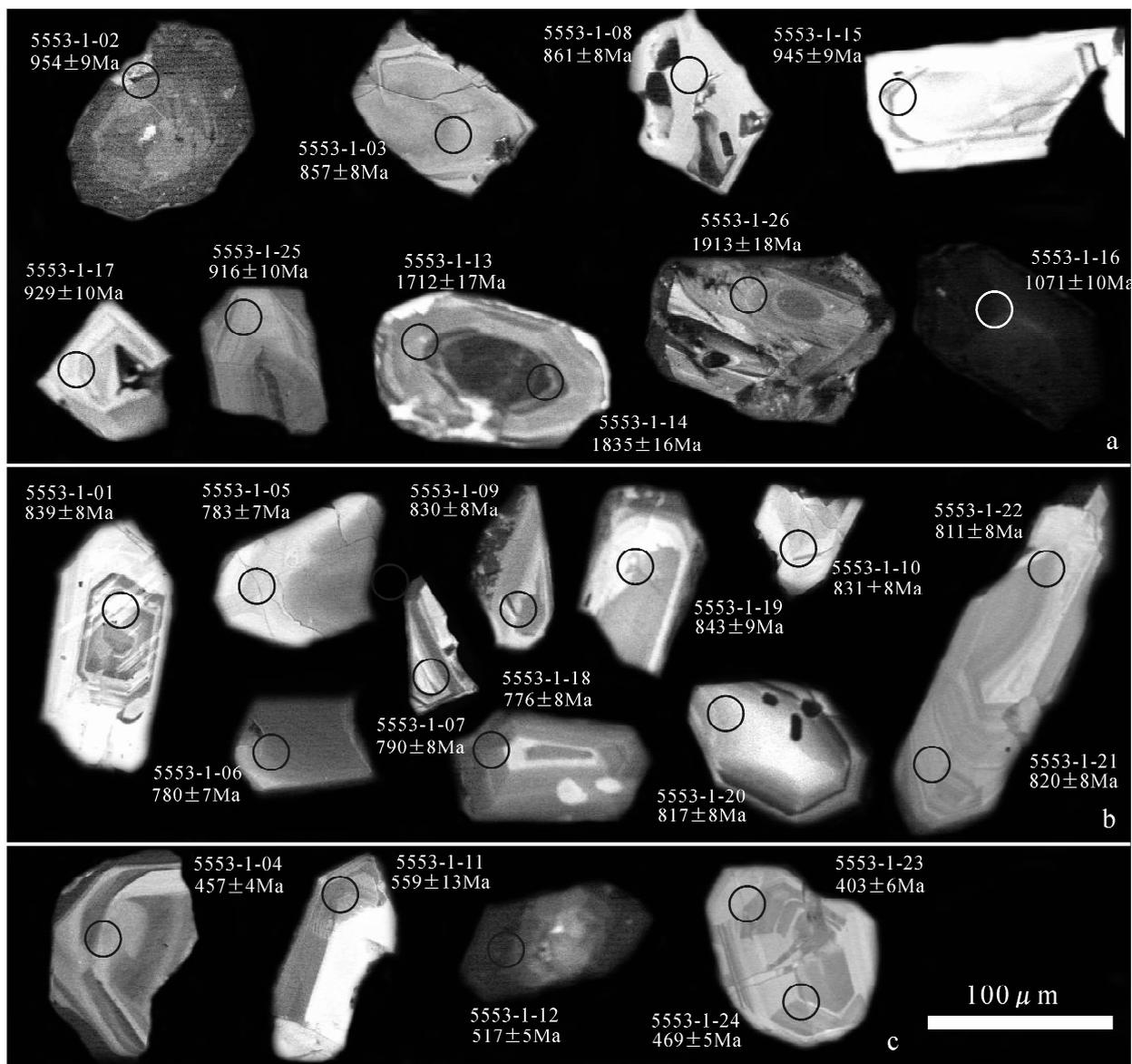


图2 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体(5553-1)单颗粒锆石 CL 图像和年龄值

Fig. 2 CL images and ages of single zircon U-Pb of the Datan granite (5553-1) in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

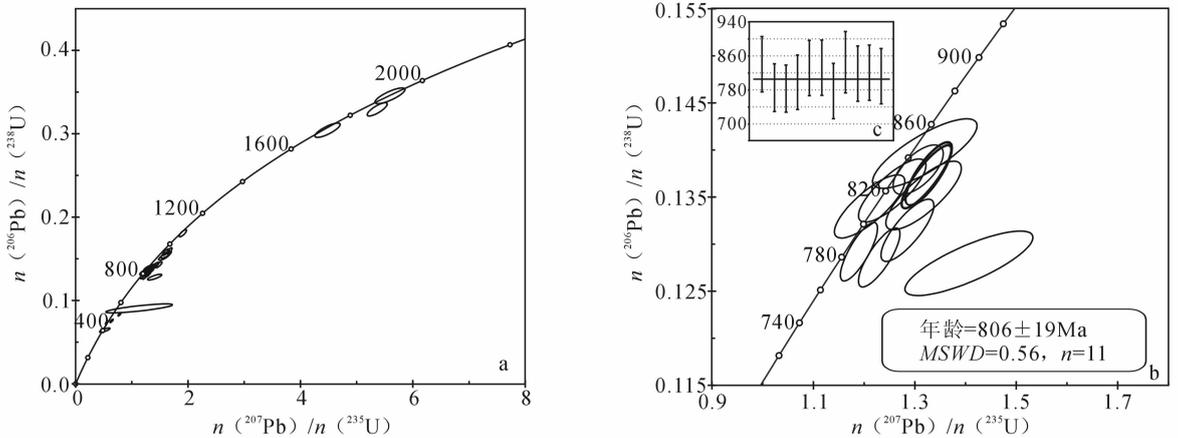


图3 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体(5553-1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄图

Fig. 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram of the Datan granite (5553-1) in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

有4颗锆石(5个测点,为04,11-12,23-24,图2c),呈长柱状、近椭圆状,锆石颗粒粒径介于50~150 $\mu\text{m}$ 之间,柱状晶体长宽比为1:1~3:1,长柱状、半截锥状。

### 3.2 测试结果

在26个测点中(表1),第一组锆石的Th含量变化为 $21.13 \times 10^{-6} \sim 1758.96 \times 10^{-6}$ ,U含量变化范围为 $69.97 \times 10^{-6} \sim 1203.03 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值变化为0.22~1.51;第二组锆石的Th含量变化为 $35.91 \times 10^{-6} \sim 919.59 \times 10^{-6}$ ,U含量变化范围为 $55.06 \times 10^{-6} \sim 1053.45 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值变化为0.33~0.87;第三组锆石的Th含量变化为 $118.62 \times 10^{-6} \sim 1828.33 \times 10^{-6}$ ,U含量变化范围为 $184.85 \times 10^{-6} \sim 2030.98 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值较大,在0.63~1.57之间。Th/U比值较大,均大于0.1,且大多数大于0.4,表明这些锆石为岩浆锆石(Belousova et al., 2002; Wu Yuanbao et al., 2004; Siebel et al., 2005)。

大滩花岗岩体锆石U-Pb年龄可以分为三组:第一组年龄有10个测点(02~03,08,13~17,25~26),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于1913~857Ma之间(图3a),可能是岩浆捕获的基底岩系的锆石年龄;第二组有11个测点(01,05~07,09~10,18~22),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于843~776Ma之间,大多数测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和性较好(图3b),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $806 \pm 19\text{Ma}$ ( $MSWD = 0.56$ )(图3c),代表了大滩花岗岩体的结晶年龄;第

三组有5个测点(04,11~12,23~24), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为457Ma、559Ma、517Ma、403Ma和469Ma,可能为岩体中穿插的石英脉侵入年龄。因此,本文将大滩花岗岩体的结晶年龄确定为 $806 \pm 19\text{Ma}$ ,其形成时代为新元古代晚期。

## 4 大滩花岗岩体地球化学特征

### 4.1 主量元素地球化学

大滩花岗岩体的主量元素(表2)具有如下特征:岩石的 $\text{SiO}_2$ 含量较高且变化范围较窄(74.12%~77.10%),显示硅过饱和。在TAS岩石分类图解(图4)上,大滩花岗岩体落入花岗岩区域内。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量较高(11.86%~12.56%), $A/\text{CNK}$ 在0.93~1.05之间,平均为1.01; $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 比值较低(0.69~0.89),显示准铝质—弱过铝质特征,在 $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$ 图解上(图5)数据点大多数落入过铝质区域内,只有两个点(5555)落入准铝质区域内。全碱含量较低(5.55%~6.45%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值在0.21~0.30之间,平均为0.26,里特曼指数 $\sigma$ 在1.00~1.28之间,在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图解中(图6)大滩花岗岩体均落入低钾—钙碱系列和中钾—钙碱系列界线附近。在主量元素与 $\text{SiO}_2$ 的Harker图解(图7)中, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TFeO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 与 $\text{SiO}_2$ 呈明显的负相关关系; $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}-\text{SiO}_2/\text{CaO}$ 呈正相关关系,反映大滩花岗岩体的原始岩浆可能为同源岩浆。

表 1 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 (5553-1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析数据

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytic data for the Datan granite (5553-1) in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

| 测点号       | 元素含量                 |                   |                  |  | 同位素比值   |         |  |         |  |         |   |         | 表面年龄 (Ma)                            |     |                                     |     |                                     |    |
|-----------|----------------------|-------------------|------------------|--|---|---------|--|---------|--|---------|---|---------|--------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|----|
|           | <sup>206</sup> Pb    | <sup>232</sup> Th | <sup>238</sup> U | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})}$ |         | $\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{U})}$ |         | $\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{U})}$ |         | $\frac{n(^{208}\text{Pb})}{n(^{232}\text{Th})}$ |         | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |     | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U |     | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |    |
|           | (×10 <sup>-6</sup> ) |                   |                  |  | 测值  | 1σ      | 测值   | 1σ      | 测值   | 1σ      | 测值  | 1σ      | 测值                                   | 1σ  | 测值                                  | 1σ  | 测值                                  | 1σ |
| 5553-1-01 | 141.94               | 262.49            | 338.60           | 0.78                                     | 0.06950   | 0.00095 | 1.33156  | 0.01766 | 0.13893  | 0.00139 | 0.04197   | 0.00046 | 914                                  | 13  | 860                                 | 8   | 839                                 | 8  |
| 5553-1-02 | 668.24               | 1758.96           | 1162.31          | 1.51                                     | 0.07587   | 0.00091 | 1.66819  | 0.01945 | 0.15946  | 0.00157 | 0.03661   | 0.00038 | 1092                                 | 11  | 996                                 | 7   | 954                                 | 9  |
| 5553-1-03 | 40.05                | 29.36             | 93.55            | 0.31                                     | 0.07243   | 0.00127 | 1.41939  | 0.02405 | 0.14210  | 0.00148 | 0.05166   | 0.00073 | 998                                  | 18  | 897                                 | 10  | 857                                 | 8  |
| 5553-1-04 | 122.32               | 819.48            | 521.30           | 1.57                                     | 0.05459   | 0.00091 | 0.55252  | 0.00891 | 0.07339  | 0.00074 | 0.02206   | 0.00024 | 395                                  | 19  | 447                                 | 6   | 457                                 | 4  |
| 5553-1-05 | 414.56               | 919.59            | 1053.45          | 0.87                                     | 0.06678   | 0.00087 | 1.18984  | 0.01495 | 0.12919  | 0.00127 | 0.03792   | 0.00040 | 831                                  | 12  | 796                                 | 7   | 783                                 | 7  |
| 5553-1-06 | 106.49               | 147.79            | 268.99           | 0.55                                     | 0.06935   | 0.00098 | 1.22982  | 0.01671 | 0.12858  | 0.00128 | 0.03915   | 0.00044 | 909                                  | 13  | 814                                 | 8   | 780                                 | 7  |
| 5553-1-07 | 109.23               | 162.02            | 272.90           | 0.59                                     | 0.07089   | 0.00122 | 1.28531  | 0.02132 | 0.13147  | 0.00135 | 0.04082   | 0.00051 | 954                                  | 18  | 839                                 | 9   | 796                                 | 8  |
| 5553-1-08 | 43.69                | 64.85             | 100.08           | 0.65                                     | 0.07510   | 0.00127 | 1.47915  | 0.02416 | 0.14282  | 0.00147 | 0.04854   | 0.00059 | 1071                                 | 17  | 922                                 | 10  | 861                                 | 8  |
| 5553-1-09 | 87.21                | 90.46             | 185.56           | 0.49                                     | 0.07004   | 0.00101 | 1.32748  | 0.01841 | 0.13743  | 0.00136 | 0.04601   | 0.00052 | 930                                  | 14  | 858                                 | 8   | 830                                 | 8  |
| 5553-1-10 | 137.81               | 238.21            | 325.16           | 0.73                                     | 0.06998   | 0.00105 | 1.32729  | 0.01904 | 0.13752  | 0.00137 | 0.04200   | 0.00048 | 928                                  | 15  | 858                                 | 8   | 831                                 | 8  |
| 5553-1-11 | 124.80               | 191.47            | 222.58           | 0.86                                     | 0.09068   | 0.01959 | 1.13190  | 0.24300 | 0.09053  | 0.00220 | 0.02671   | 0.00167 | 1440                                 | 463 | 769                                 | 116 | 559                                 | 13 |
| 5553-1-12 | 578.49               | 1828.33           | 2030.98          | 0.90                                     | 0.06791   | 0.00099 | 0.78170  | 0.01087 | 0.08346  | 0.00082 | 0.02442   | 0.00028 | 866                                  | 14  | 586                                 | 6   | 517                                 | 5  |
| 5553-1-13 | 668.56               | 159.31            | 710.74           | 0.22                                     | 0.10684   | 0.00228 | 4.48259  | 0.09190 | 0.30421  | 0.00350 | 0.06480   | 0.00185 | 1746                                 | 21  | 1728                                | 17  | 1712                                | 17 |
| 5553-1-14 | 928.63               | 458.51            | 1203.03          | 0.38                                     | 0.11820   | 0.00169 | 5.36700  | 0.07272 | 0.32923  | 0.00326 | 0.07798   | 0.00106 | 1929                                 | 12  | 1880                                | 12  | 1835                                | 16 |
| 5553-1-15 | 190.04               | 280.05            | 444.18           | 0.63                                     | 0.07370   | 0.00115 | 1.60499  | 0.02375 | 0.15791  | 0.00156 | 0.04804   | 0.00058 | 1033                                 | 15  | 972                                 | 9   | 945                                 | 9  |
| 5553-1-16 | 445.82               | 639.87            | 814.49           | 0.79                                     | 0.07659   | 0.00114 | 1.90836  | 0.02695 | 0.18067  | 0.00177 | 0.04621   | 0.00054 | 1111                                 | 14  | 1084                                | 9   | 1071                                | 10 |
| 5553-1-17 | 74.13                | 62.93             | 146.17           | 0.43                                     | 0.07533   | 0.00188 | 1.61086  | 0.03862 | 0.15505  | 0.00176 | 0.05913   | 0.00103 | 1077                                 | 30  | 974                                 | 15  | 929                                 | 10 |
| 5553-1-18 | 266.52               | 300.91            | 508.56           | 0.59                                     | 0.07973   | 0.00305 | 1.40673  | 0.05155 | 0.12796  | 0.00140 | 0.03827   | 0.00047 | 1190                                 | 77  | 892                                 | 22  | 776                                 | 8  |
| 5553-1-19 | 258.17               | 396.89            | 577.12           | 0.69                                     | 0.06855   | 0.00231 | 1.31964  | 0.04209 | 0.13962  | 0.00151 | 0.04247   | 0.00039 | 885                                  | 71  | 854                                 | 18  | 843                                 | 9  |
| 5553-1-20 | 23.38                | 37.91             | 55.06            | 0.69                                     | 0.07067   | 0.00170 | 1.31727  | 0.03042 | 0.13516  | 0.00149 | 0.04169   | 0.00064 | 948                                  | 29  | 853                                 | 13  | 817                                 | 8  |
| 5553-1-21 | 55.70                | 46.76             | 131.68           | 0.36                                     | 0.06711   | 0.00160 | 1.25546  | 0.02719 | 0.13569  | 0.00137 | 0.04137   | 0.00038 | 841                                  | 51  | 826                                 | 12  | 820                                 | 8  |
| 5553-1-22 | 44.85                | 35.91             | 109.93           | 0.33                                     | 0.06554   | 0.00168 | 1.21086  | 0.02837 | 0.13400  | 0.00137 | 0.04096   | 0.00038 | 792                                  | 55  | 806                                 | 13  | 811                                 | 8  |
| 5553-1-23 | 39.73                | 118.62            | 184.85           | 0.64                                     | 0.05838   | 0.00442 | 0.51885  | 0.03839 | 0.06446  | 0.00104 | 0.01997   | 0.00023 | 544                                  | 171 | 424                                 | 26  | 403                                 | 6  |
| 5553-1-24 | 47.31                | 129.13            | 206.40           | 0.63                                     | 0.06142   | 0.00116 | 0.63960  | 0.01145 | 0.07551  | 0.00076 | 0.02532   | 0.00033 | 654                                  | 22  | 502                                 | 7   | 469                                 | 5  |
| 5553-1-25 | 31.99                | 21.13             | 69.97            | 0.30                                     | 0.07497   | 0.00205 | 1.57839  | 0.04149 | 0.15266  | 0.00179 | 0.07699   | 0.00156 | 1068                                 | 34  | 962                                 | 16  | 916                                 | 10 |
| 5553-1-26 | 524.21               | 310.58            | 447.06           | 0.69                                     | 0.11740   | 0.00242 | 5.59351  | 0.10940 | 0.34548  | 0.00385 | 0.11472   | 0.00185 | 1917                                 | 20  | 1915                                | 17  | 1913                                | 18 |

表 2 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体主量元素 (%) 和微量元素 ( $\times 10^{-6}$ ) 组成Table 2 Major element data components (%) and trace element abundance ( $\times 10^{-6}$ ) for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

| 样品                             | 5553/1 | 5554/1 | 5554/2 | 5554/3 | 5554/4 | 5554/5 | 5554/6 | 5554/7 | 5555/1 | 5555/2 | 5556/1 | 5557/1 | 5557/2 | 5557/3 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75.16  | 75.40  | 74.90  | 76.87  | 77.10  | 76.07  | 74.78  | 75.75  | 75.49  | 74.12  | 75.56  | 75.52  | 76.66  | 76.39  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.22   | 0.20   | 0.22   | 0.17   | 0.12   | 0.19   | 0.22   | 0.22   | 0.26   | 0.29   | 0.18   | 0.20   | 0.18   | 0.18   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.48  | 12.23  | 12.34  | 11.96  | 11.86  | 12.17  | 12.56  | 12.07  | 12.45  | 12.72  | 12.29  | 12.41  | 12.12  | 12.21  |
| TFeO                           | 3.19   | 3.20   | 3.33   | 2.55   | 2.36   | 2.79   | 3.22   | 2.82   | 2.82   | 2.24   | 2.86   | 2.69   | 2.82   | 2.58   |
| FeO                            | 1.24   | 1.50   | 1.73   | 1.20   | 1.06   | 1.14   | 1.62   | 1.51   | 0.97   | 1.24   | 1.49   | 1.32   | 1.35   | 1.31   |
| MnO                            | 0.07   | 0.08   | 0.08   | 0.05   | 0.06   | 0.04   | 0.05   | 0.05   | 0.03   | 0.05   | 0.05   | 0.06   | 0.05   | 0.05   |
| MgO                            | 0.18   | 0.20   | 0.23   | 0.18   | 0.13   | 0.25   | 0.27   | 0.25   | 0.37   | 0.56   | 0.19   | 0.21   | 0.18   | 0.19   |
| CaO                            | 1.86   | 1.99   | 1.89   | 1.13   | 1.17   | 1.46   | 1.84   | 1.90   | 1.99   | 2.21   | 1.71   | 1.31   | 1.50   | 1.71   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.67   | 4.64   | 4.63   | 4.78   | 4.94   | 4.66   | 4.60   | 4.60   | 4.90   | 4.88   | 4.78   | 4.96   | 4.76   | 4.76   |
| K <sub>2</sub> O               | 1.15   | 1.06   | 1.09   | 1.40   | 1.07   | 1.37   | 1.38   | 0.95   | 1.55   | 1.26   | 1.21   | 1.20   | 1.24   | 1.20   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.04   | 0.04   | 0.05   | 0.03   | 0.02   | 0.04   | 0.05   | 0.05   | 0.05   | 0.06   | 0.03   | 0.04   | 0.03   | 0.03   |
| 烧失量                            | 1.00   | 0.84   | 0.86   | 0.68   | 0.60   | 0.72   | 0.96   | 1.10   | 0.68   | 0.90   | 0.78   | 0.80   | 0.70   | 0.74   |
| 总量                             | 100.02 | 99.89  | 99.63  | 99.81  | 99.43  | 99.78  | 99.93  | 99.77  | 100.01 | 99.90  | 99.48  | 99.53  | 10.00  | 100.12 |
| A/CNK                          | 1.01   | 0.99   | 1.01   | 1.05   | 1.04   | 1.03   | 1.01   | 1.00   | 0.93   | 0.95   | 1.00   | 1.05   | 1.02   | 1.00   |
| Sc                             | 11.80  | 10.90  | 12.20  | 8.40   | 5.48   | 8.99   | 10.00  | 8.74   | 5.68   | 6.35   | 9.44   | 10.10  | 8.44   | 9.18   |
| Cr                             | 1.03   | 1.14   | 1.12   | 1.54   | 1.41   | 1.08   | 1.29   | 1.25   | 3.63   | 2.12   | 1.28   | 1.70   | 1.42   | 1.22   |
| Co                             | 1.61   | 1.70   | 2.01   | 1.53   | 1.38   | 1.68   | 2.08   | 1.91   | 2.66   | 3.49   | 1.69   | 1.71   | 1.55   | 1.82   |
| Ni                             | 1.64   | 1.74   | 1.75   | 1.61   | 1.72   | 1.59   | 1.82   | 1.74   | 2.49   | 2.06   | 1.72   | 1.69   | 1.52   | 1.71   |
| Cu                             | 14.00  | 8.86   | 9.57   | 13.70  | 11.50  | 12.70  | 10.60  | 36.10  | 11.70  | 12.80  | 10.00  | 22.20  | 56.50  | 44.80  |
| Zn                             | 45.20  | 44.20  | 47.50  | 43.10  | 36.80  | 27.20  | 37.10  | 46.10  | 14.60  | 22.60  | 31.50  | 44.50  | 38.40  | 40.40  |
| Ga                             | 14.70  | 13.80  | 14.80  | 13.40  | 13.20  | 13.50  | 13.60  | 13.20  | 11.90  | 13.90  | 14.50  | 14.60  | 13.50  | 13.70  |
| Rb                             | 26.00  | 26.40  | 27.30  | 29.80  | 21.80  | 25.80  | 31.20  | 23.10  | 20.40  | 19.50  | 27.20  | 27.90  | 30.20  | 27.50  |
| Sr                             | 124.00 | 121.00 | 123.00 | 79.20  | 65.80  | 88.90  | 111.00 | 115.00 | 248.00 | 302.00 | 114.00 | 91.90  | 93.20  | 104.00 |
| Y                              | 49.50  | 46.30  | 47.80  | 43.10  | 31.60  | 46.90  | 47.00  | 39.80  | 34.40  | 36.60  | 45.20  | 43.00  | 44.00  | 43.60  |
| Zr                             | 244.00 | 171.00 | 144.00 | 246.00 | 171.00 | 222.00 | 222.00 | 137.00 | 132.00 | 110.00 | 187.00 | 200.00 | 108.00 | 136.00 |
| Nb                             | 10.10  | 8.54   | 9.00   | 9.64   | 7.87   | 8.97   | 9.70   | 8.31   | 8.36   | 7.96   | 9.13   | 10.30  | 8.50   | 8.34   |
| Mo                             | 0.68   | 0.31   | 0.36   | 0.59   | 0.47   | 0.40   | 0.30   | 0.37   | 0.26   | 0.16   | 0.39   | 0.31   | 0.20   | 0.24   |
| Sn                             | 3.00   | 3.10   | 3.50   | 3.29   | 2.57   | 2.91   | 2.99   | 4.24   | 3.00   | 3.21   | 3.18   | 3.56   | 3.46   | 3.40   |
| Cs                             | 0.39   | 0.75   | 0.76   | 0.66   | 0.90   | 0.38   | 0.48   | 0.46   | 0.23   | 0.23   | 0.57   | 0.57   | 1.20   | 1.05   |
| Ba                             | 557.00 | 475.00 | 489.00 | 516.00 | 567.00 | 452.00 | 517.00 | 381.00 | 425.00 | 296.00 | 473.00 | 452.00 | 434.00 | 460.00 |
| Hf                             | 7.16   | 5.78   | 5.23   | 7.69   | 5.10   | 6.86   | 6.90   | 4.93   | 4.92   | 4.04   | 6.06   | 6.26   | 4.09   | 5.05   |
| Ta                             | 0.60   | 0.54   | 0.57   | 0.61   | 0.48   | 0.54   | 0.62   | 0.53   | 0.72   | 0.55   | 0.57   | 0.58   | 0.52   | 0.53   |
| Pb                             | 2.95   | 4.50   | 3.41   | 5.87   | 8.98   | 3.98   | 4.56   | 6.60   | 7.38   | 2.42   | 3.55   | 4.47   | 4.66   | 3.91   |
| Bi                             | 0.00   | 0.11   | 0.06   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.03   | 0.34   | 0.00   | 0.00   | 0.06   | 0.01   | 0.02   | 0.01   |
| Th                             | 3.66   | 3.23   | 3.40   | 4.01   | 3.22   | 3.01   | 3.13   | 2.73   | 7.02   | 5.31   | 3.44   | 3.41   | 3.35   | 3.95   |
| U                              | 1.01   | 0.91   | 0.83   | 1.08   | 0.81   | 0.90   | 0.87   | 0.72   | 1.55   | 1.38   | 0.94   | 0.96   | 0.80   | 0.87   |
| La                             | 27.60  | 21.40  | 28.80  | 27.00  | 25.00  | 21.80  | 20.00  | 16.10  | 26.80  | 25.40  | 23.80  | 22.80  | 20.70  | 38.90  |
| Ce                             | 54.40  | 45.80  | 58.90  | 60.30  | 44.30  | 42.00  | 44.30  | 28.60  | 51.10  | 48.20  | 51.80  | 49.20  | 47.30  | 74.10  |
| Pr                             | 6.86   | 5.84   | 7.20   | 6.55   | 6.13   | 5.89   | 5.61   | 4.35   | 5.84   | 5.80   | 6.31   | 6.15   | 5.93   | 8.35   |
| Nd                             | 28.80  | 26.40  | 30.50  | 27.20  | 23.80  | 24.30  | 24.60  | 18.50  | 21.80  | 22.70  | 26.00  | 25.80  | 26.40  | 32.20  |
| Sm                             | 6.57   | 6.00   | 6.89   | 5.95   | 5.15   | 5.74   | 5.70   | 4.65   | 4.36   | 4.89   | 6.17   | 5.87   | 6.12   | 6.62   |
| Eu                             | 1.41   | 1.41   | 1.41   | 1.15   | 1.09   | 1.07   | 1.16   | 1.25   | 0.93   | 0.99   | 1.23   | 1.16   | 1.10   | 1.19   |
| Gd                             | 6.68   | 6.10   | 6.74   | 5.88   | 4.61   | 5.87   | 5.94   | 4.82   | 4.64   | 4.52   | 6.11   | 5.94   | 5.96   | 6.64   |
| Tb                             | 1.37   | 1.26   | 1.27   | 1.23   | 0.85   | 1.21   | 1.24   | 0.98   | 0.86   | 0.94   | 1.27   | 1.17   | 1.17   | 1.19   |
| Dy                             | 8.58   | 8.07   | 8.83   | 8.27   | 5.75   | 8.18   | 7.86   | 6.54   | 5.50   | 5.94   | 7.79   | 7.99   | 7.34   | 7.47   |
| Ho                             | 1.76   | 1.73   | 1.75   | 1.62   | 1.24   | 1.65   | 1.66   | 1.34   | 1.16   | 1.19   | 1.60   | 1.58   | 1.58   | 1.54   |
| Er                             | 5.52   | 5.14   | 5.41   | 5.13   | 3.86   | 5.19   | 5.23   | 4.33   | 3.49   | 3.68   | 5.09   | 5.13   | 4.82   | 4.76   |
| Tm                             | 0.91   | 0.90   | 0.92   | 0.85   | 0.66   | 0.79   | 0.87   | 0.74   | 0.64   | 0.63   | 0.83   | 0.81   | 0.79   | 0.80   |
| Yb                             | 5.88   | 5.39   | 5.68   | 6.01   | 4.14   | 5.05   | 5.46   | 4.74   | 4.02   | 4.08   | 5.26   | 5.67   | 4.90   | 5.04   |
| Lu                             | 0.95   | 0.85   | 0.83   | 0.90   | 0.71   | 0.80   | 0.85   | 0.76   | 0.69   | 0.61   | 0.87   | 0.85   | 0.80   | 0.80   |
| $\delta$ Eu                    | 0.65   | 0.71   | 0.63   | 0.59   | 0.68   | 0.56   | 0.61   | 0.81   | 0.63   | 0.65   | 0.61   | 0.60   | 0.56   | 0.55   |

注: A/CNK =  $n(\text{Al}_2\text{O}_3) / [n(\text{CaO}) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})]$ ;  $\delta$ Eu =  $2 \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$ , 用于标准化的球粒隕石数据据 Sun 等, 1989。

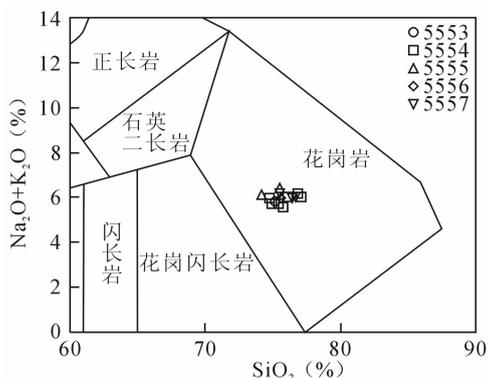


图4 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 TAS图解(据 Middlemost, 1994)

Fig. 4 TAS diagrams for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block (after Middlemost, 1994)

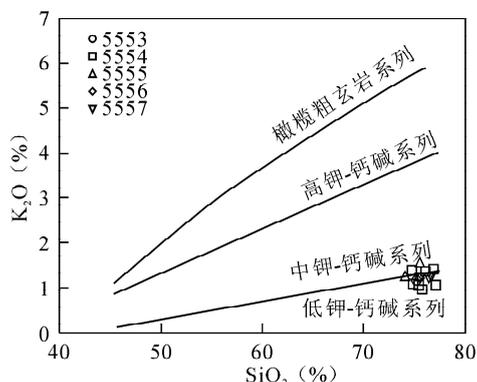


图6 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O图解(据 Rickwood, 1989)

Fig. 6 SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O diagrams for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block (after Rickwood, 1989)

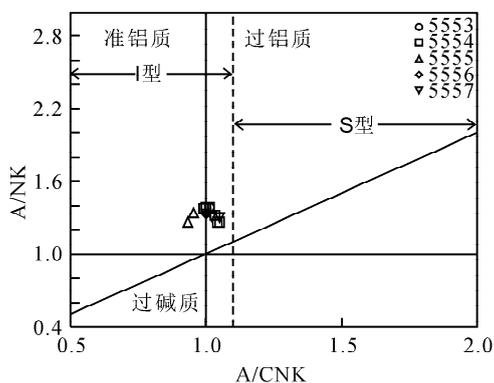


图5 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 A/NK—A/CNK图解(据 Maniar 等, 1989, 虚线代表 I 型和 S 型花岗岩之间的边界, 据 Chappell 等, 1992)

Fig. 5 A/NK—A/CNK diagrams for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block (after Maniar and Piccoli, 1989, Dashed line represents boundary between I- and S-type granitoides, after Chappell et al., 1992)

#### 4.2 微量元素地球化学

大滩花岗岩体稀土元素(表2)特征表明, REE总量较低( $97.69 \times 10^{-6} \sim 189.60 \times 10^{-6}$ , 平均为  $140.85 \times 10^{-6}$ ); 轻、重稀土元素之间分馏较明显(LREE/HREE 为 3.03 ~ 5.71, 平均为 4.19)。LREE 相对富集, HREE 相对亏损, LREE 内部分异较为明显,  $(La/Sm)_N$  为 2.18 ~ 3.97, 平均为 2.79。重稀土明显亏损可能是残留体中含较大数量的极富重稀土的石榴子石和角闪石(Patino-Douce et al., 1991)造成的。 $La/Yb$  为 3.40 ~ 7.72, 平均为 4.93;

$(La/Yb)_N$  为 2.44 ~ 5.54, 平均为 3.54, 表明是在陆壳底部高压下源区岩石脱水熔融形成的。在稀土元素配分图上(图8)显示具 Eu 弱—中等亏损的轻稀土富集型, Eu 的亏损可能是斜长石的分离结晶引起。 $\delta Eu$  为 0.55 ~ 0.81, 平均为 0.63, 区别于幔源型花岗岩和花岗岩化型花岗岩。

由表2和图9可知,大滩花岗岩体微量元素具有如下特征:低 Rb、高 Ba 和较低的 Rb/Sr(0.06 ~ 0.38)、Rb/Ba(0.04 ~ 0.07)以及高的 K/Rb(165.70 ~ 315.32)比值。在原始地幔标准化蛛网图上,显示高场强元素 Th、Nb、Ta、P 和大离子亲石元素 Rb、Sr、Ti 明显亏损,而 Ba、U、La、Zr、Hf、Nd 等元素具有明显的正异常。Nb、P 的亏损说明斜长石作为熔融残留相或结晶分离相存在,即在熔融过程中斜长石没有耗尽(Patino-Douce et al., 1991, 1995, 1998; Patino-Douce, 1999)。Sr、P、Ti 的亏损表明了花岗岩具有正常大陆弧花岗岩的特征, Nb 的亏损表明其与成熟大陆弧花岗岩相异,反映该花岗岩更具有大陆壳的特征,是增生在大陆边缘的新的地壳。Zr 的富集和 Nb、Ta、Ti 的亏损表明岩浆源区岩石中以陆壳组分为主(Green et al., 1987; Green, 1995; Barth et al., 2000)。Nb、P、Ti 的亏损和 Ba 的富集显示了 I 型花岗岩的特征。Nb 亏损同时还伴随着 Nb/Ta 比下降, Nb/Ta 比值较低(11.58 ~ 17.70, 平均为 15.73),这表明 Nb/Ta 这一对互代元素已开始分馏,是一种典型的壳源的成因类型。各样品的微量元素蛛网图与稀土元素配分曲线形态几乎完全一致,表明其为同时代和同来源的产物。

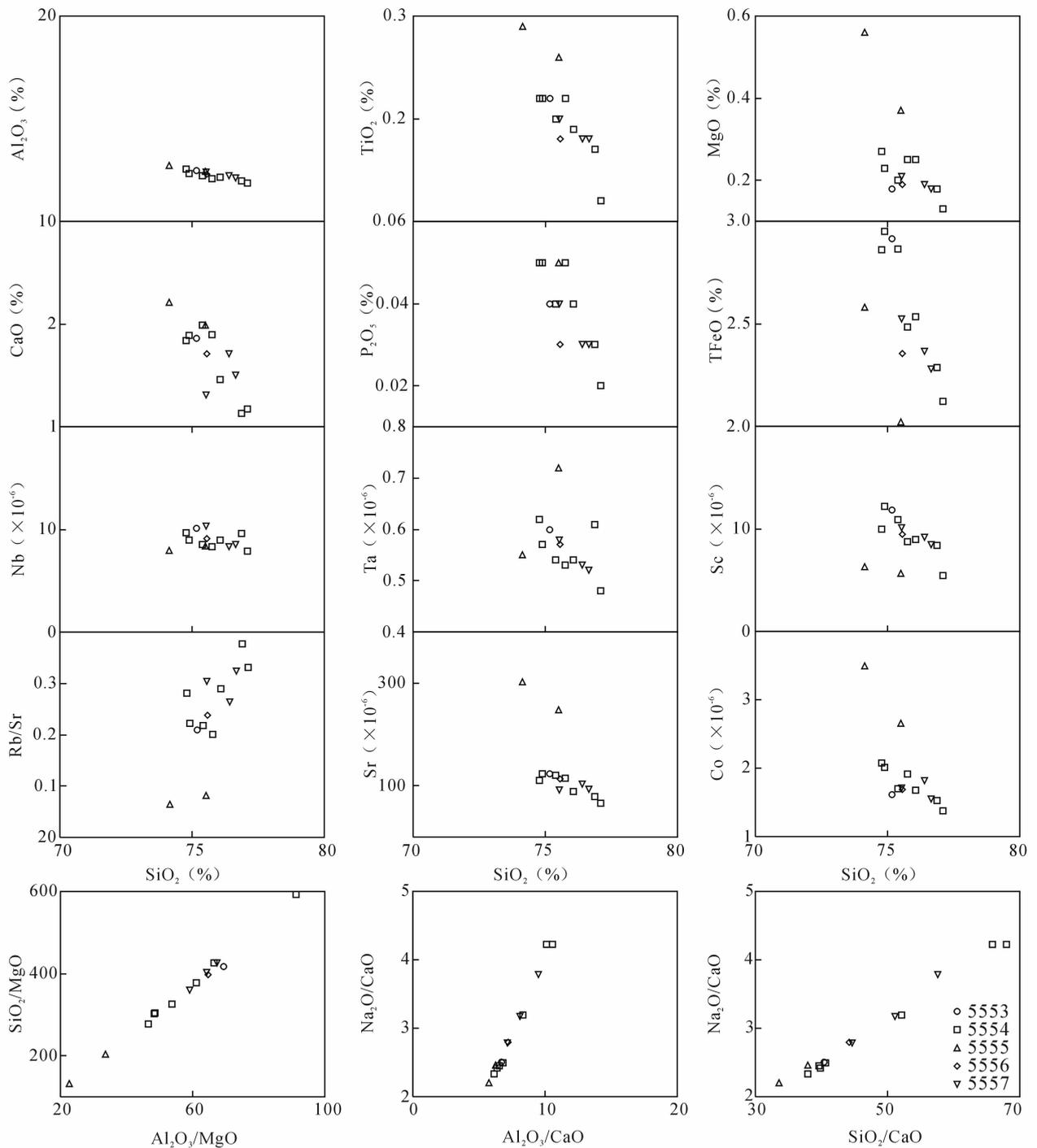


图 7 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 Harker 图解

Fig. 7 Harker diagrams of the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

## 5 讨论

### 5.1 岩浆源区及岩石成因

在矿物学方面,大滩花岗岩体中普遍出现了 I 型花岗岩的典型矿物学标志角闪石,副矿物组合中普遍出现榍石、磁铁矿,而未见富铝矿物,CIPW 标

准矿物中大多出现了刚玉分子,但含量较低(0% ~ 0.63%),均小于 1%,区别于 S 型花岗岩(Chappell et al., 1974)。

在地球化学方面,大滩花岗岩体的 Eu 具有弱—中等的负异常,La/Nb(1.94 ~ 4.66,平均 2.88)远远大于 1.0 而区别于地幔来源的岩浆(DePaolo et

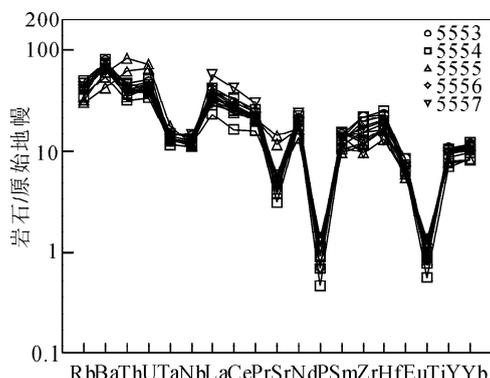
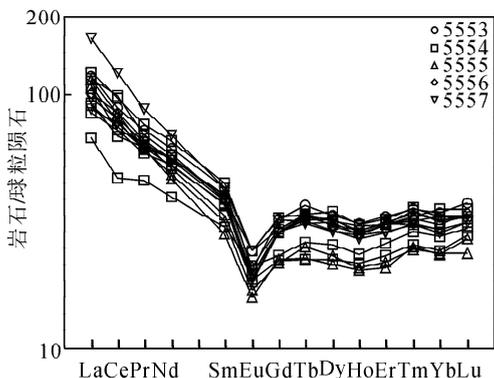


图 8 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体稀土元素球粒陨石标准化配分图(球粒陨石标准化数据据 Sun 等, 1989)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block(chondrite data for normalization taken from Sun et al. , 1989)

图 9 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体微量元素原始地幔标准化配分图(原始地幔标准化数据据 Sun 等, 1989)

Fig. 9 Trace element spider diagram for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block (primitive mantle data for normalization taken from Sun et al. , 1989)

al. ,2000), Rb/Sr 比值介于 0.06 ~ 0.38 之间,平均值为 0.24,远小于 0.9,接近大陆壳的平均值(0.24, Taylor et al. ,1985),表明该花岗岩的源岩来自于陆壳物质。在 La—La/Sm 和 Zr—Zr/Sm 图解(图 10)中得到印证,所有的样品点都具有部分熔融的特征,区别于分离结晶。在高场强元素 Rb/Y—Nb/Y 比值图解(图 11a)上,所有数据点均落入下地壳范围之内,反映它们起源于下地壳,与俯冲带富集地幔或者陆壳混染无关。已有的研究表明,Rb/Sr 比值能灵敏地记录源区物质的性质,当 Rb/Sr > 0.9 时,为 S 型花岗岩;Rb/Sr < 0.9 时,为 I 型花岗岩(王德滋

等,1993)。因此,大滩花岗岩体应属 I 型花岗岩。大滩花岗岩体为准过铝质岩石 ( $A/CNK < 1.1$ ), 主量元素相对富  $Na_2O$  ( $Na_2O > 3.2\%$ ), 而贫  $K_2O$  ( $4.60\% \sim 4.96\%$ )、 $K_2O/Na_2O$  较低  $< 1$  ( $0.21 \sim 0.32$ )、 $P_2O_5$  ( $0.02\% \sim 0.06\%$ ),  $P_2O_5$  随  $SiO_2$  的增加而呈现明显的降低趋势(图 11b), 与 S 型花岗岩演化趋势具有明显差异,与 I 型花岗岩演化趋势一致。这种趋势也可以得到  $A/CNK—A/NK$  (图 5) 和 Rb—Y 图解(图 11c)的支持。在  $K_2O—Na_2O$  图解(11d)中所有数据点均投入到 I 型花岗岩区域内。低的 Rb/Sr ( $< 0.9$ ) 和 Rb/Ba 比值以及高的 K/Rb

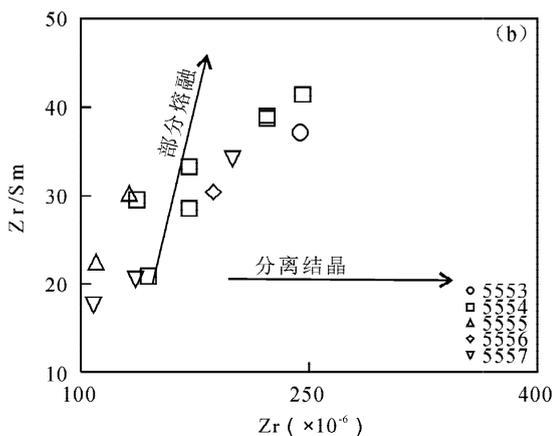
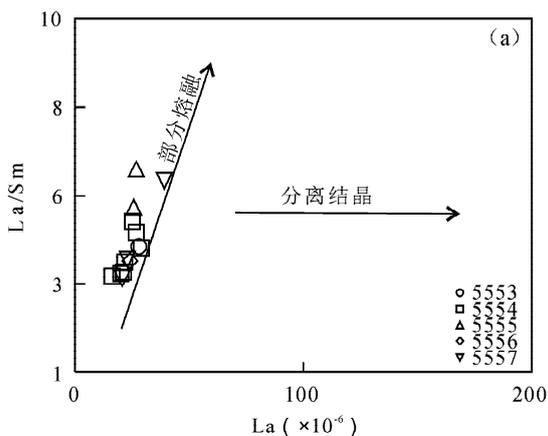


图 10 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体 La—La/Sm(a) 和 Zr—Zr/Sm(b) 图解(据 Allegre 等,1978)

Fig. 10 La—La/Sm (a) and Zr—Zr/Sm (b) diagrams for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block (after Allegre et al. ,1978)

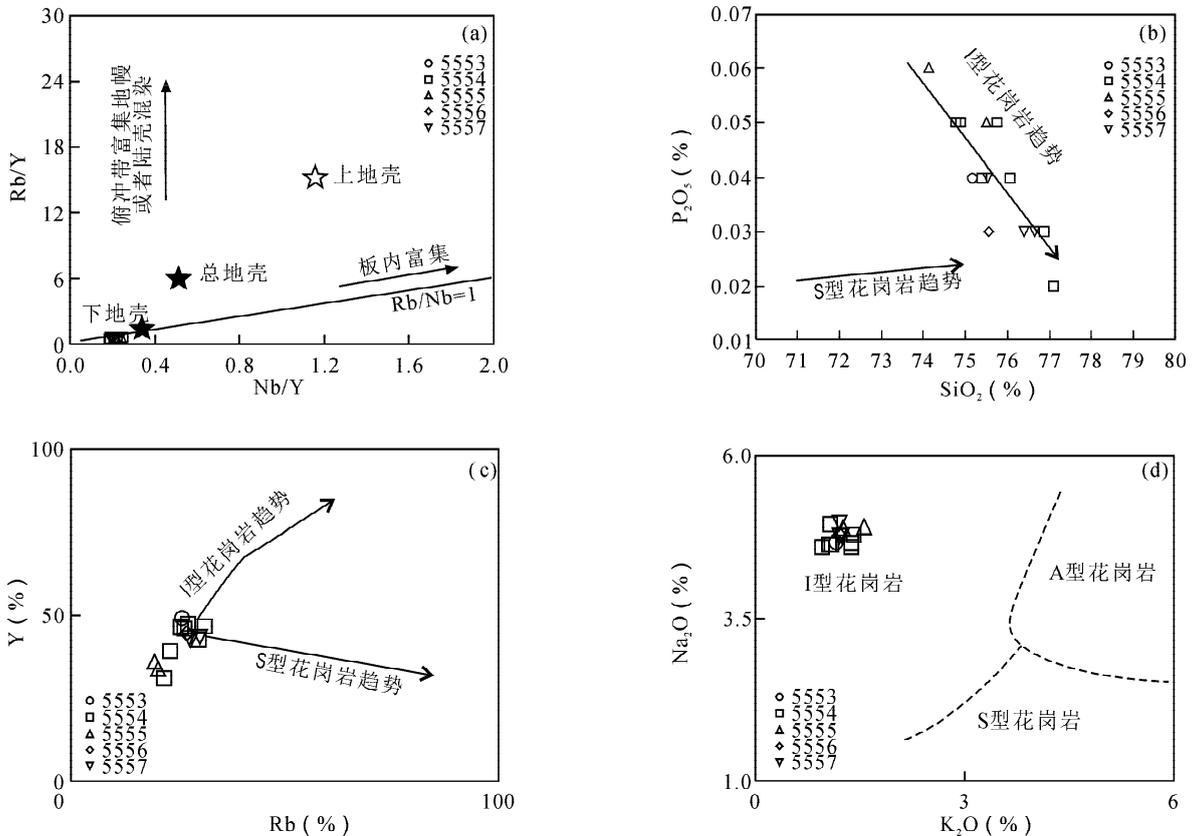


图 11 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体岩石类型判别图

(a) 据 Jahn 等,1999; (b)、(c) 据 Chappell 等,1992; (d) 据 Collins 等, 1982

Fig. 11 Diagrams of rock type for the Datun granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block

(a) after Jahn et al. , 1999; (b) , (c) after Chappell et al. , 1992; (d) after Collins et al. , 1982

比值,均表明该花岗岩是典型的 I 型花岗岩 (Whalen et al. , 1987)。

### 5.2 构造环境

在 Rb—(Yb + Ta) (图 12a) 上,数据点大多数落入火山弧花岗岩区域内,部分落在火山弧花岗岩与板内花岗岩界线上。在 Nb—Y 图解中(图 12b)数据点均落入火山弧和同碰撞花岗岩区域内;在 Rb—(Y + Nb)图解(图 12c)上,数据点均落入后碰撞花岗岩区域内。在 Rb/30—Hf—3Ta 图解(图 12d)中数据点较集中地落入火山弧花岗岩区域内。

大滩花岗岩体主微量元素特征表明该花岗岩为硅过饱和、准铝质—弱过铝质、钙碱性系列的花岗岩, Eu 具有弱—中等的负异常,为 I 型花岗岩。这些花岗岩具有后碰撞花岗岩的特征,岩浆来源于下地壳基性岩部分熔融,是形成于后碰撞环境大陆边缘花岗岩类。

### 5.3 构造意义

新元古代碧口古洋盆向南俯冲到扬子地块西北

缘之下而形成扬子地块西北缘的弧—盆体系(裴先治<sup>①</sup>;裴先治,1992),形成了通木梁岛弧、彭灌岛弧、西乡岛弧和碧口南部的岛弧和北部的古洋盆组成的弧沟系活动大陆边缘。后龙门山轿子顶穹隆构造核部的通木梁群岛弧型钙碱性火山岩系和碧口地块中以碧口群火山岩为代表的洋中脊玄武岩、洋岛碱性玄武岩、洋岛拉斑玄武岩等几种残余洋壳的组成单元(Lai Shaocong et al. ,2007),代表了新元古代扬子地块西北缘活动大陆边缘构造体系,是对新元古代扬子地块周缘 Rodinia 超大陆聚合事件的响应。

最新的研究表明,碧口群火山岩南部形成于岛弧环境(闫全人等,2004;李永飞等,2006;Li Yongfei et al. ,2007),北部董家河变质火山岩带为一典型的蛇绿岩套,是碧口群火山岩系的重要组成部分(Lai Shaocong et al. ,2007),表明曾经发育过古洋盆,其中的辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $839.2 \pm 8.2\text{Ma}$ (Lai Shaocong et al. ,2007),碧口地块北侧横

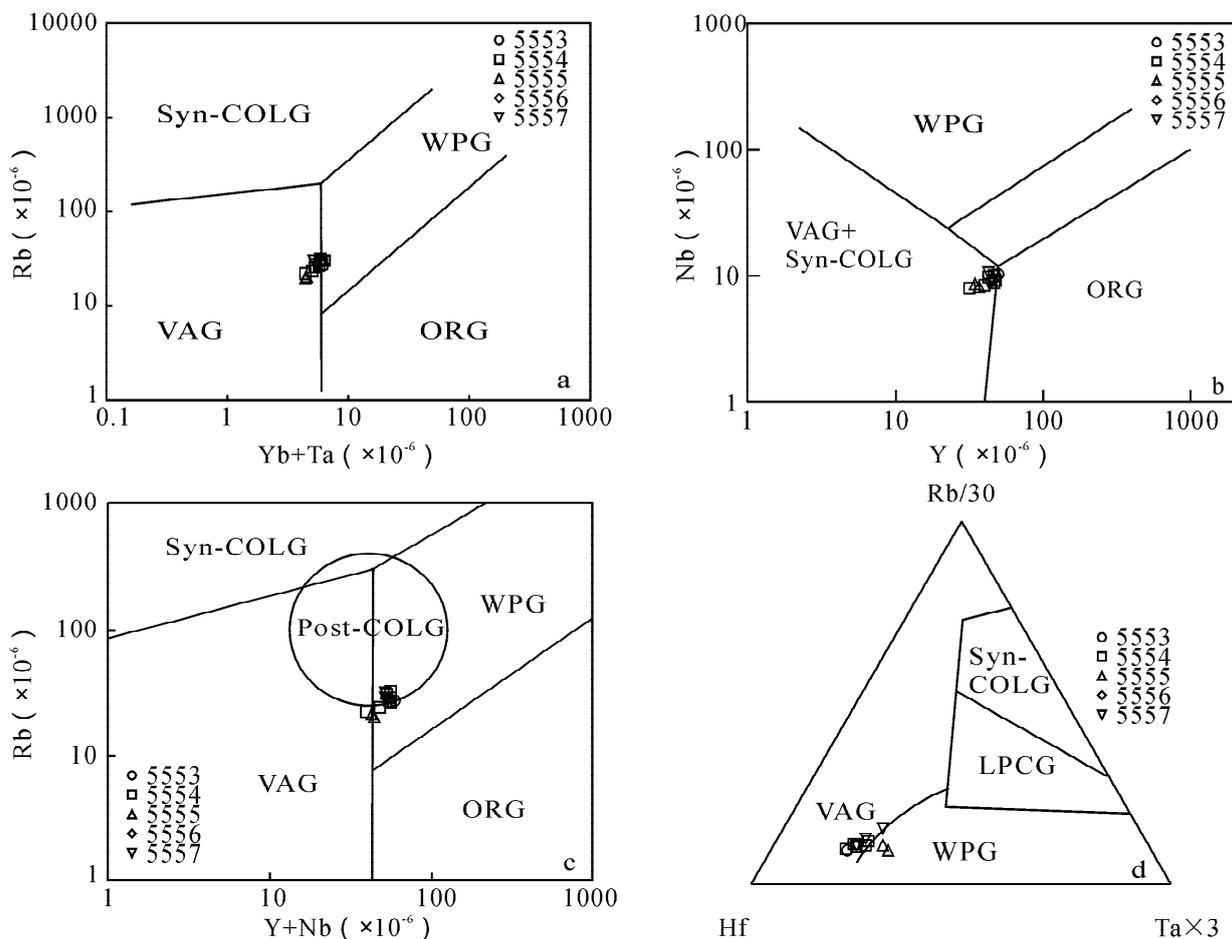


图 12 扬子地块西北缘龙门山造山带大滩花岗岩体微量元素构造环境判别图解

(a)、(b) 据 Pearce 等,1984; (c) 据 Pearce,1996; (d) 据 Harris 等,1986

Fig. 12 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for the Datan granite in the Longmen orogenic belt, northwest margin of the Yangtze block. (a) and (b) after Pearce et al., 1984; (c) after Pearce, 1996; (d) after Harris et al., 1986)

Post-COLG—后碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩;

ORG—洋脊花岗岩; LPCG—晚碰撞—碰撞后花岗岩

Post-COLG—Post-Collision Granites; WPG—Within Plate Granites; VAG—Volcanic Arc Granites; Syn-COLG—Syn-Collision Granites; ORG—Ocean Ridge Granites; LPCG—late-Collision and Post-Collision Granites

丹群浊积岩系碎屑锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果为 850 ~ 750Ma (Druschke et al., 2006), 东段勉(县)—略(阳)—宁(强)三角区的蛇绿岩中镁铁质岩的形成时代为  $827 \pm 14 \sim 815 \pm 24$ Ma (闫全人等, 2007), 表明这套辉长岩与基性火山岩为同一时期形成的产物, 说明碧口火山岩系形成时代为新元古代 (Li Yongfei et al., 2007)。后龙门山造山带南侧的汉南—米仓山构造带中新元古代铁船山组火山岩系主要由碱性—亚碱性系列的基性、酸性火山熔岩—火山碎屑岩—碎屑沉积岩组成 (马润则等, 1997), 总体属略富碱的熔岩系列 (李庭柱等, 1995), 形成于新元古代 (李建林等, 1978), 为陆上火山喷发环境

(李建林等, 1978; 唐海清, 1984), 而北部的西乡群火山—沉积岩系, 为一套底部为海相向上渐变为海陆交互的巨厚火山沉积岩系, 其形成时代在 946 ~ 820Ma 之间 (Zhang Zongqing et al., 2001; 凌文黎等, 2002; 赵凤清等, 2006), 形成于大陆边缘岛弧环境 (陶洪祥等, 1982a, 1982b, 1986; 程建萍等, 2000; 凌文黎等, 2001, 2002)。后龙门山造山带中南段的彭灌地区出露的新元古代中酸性侵入岩的形成时代在 859 ~ 699Ma (马永旺等, 1996), 形成于俯冲汇聚和岛弧构造环境 (詹行礼等, 1986; 刘肇昌等, 1990; 张沛等, 2008)。康定群玄武岩的形成时代约为 830Ma, 认为扬子地块西缘新元古代为岛弧环境 (杜

利林等,2007)。另外,通过对前龙门山褶皱冲断带和后龙门山造山带的前寒武纪到三叠纪碎屑沉积岩研究也证实了新元古代扬子地块西缘的岛弧构造环境(Chen Yuelong et al., 2005; 陈岳龙等, 2006)。而后龙门山轿子顶穹隆构造核部通木梁群火山岩具有岛弧火山岩的特征,形成于俯冲型火山岛弧环境, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄值介于  $1000 \pm 7 \sim 829 \pm 6\text{Ma}$  之间(裴先治未刊资料)。因此,扬子地块西北缘活动大陆边缘的发育主要在新元古代青白口纪,而发生自北西向南东方向的洋壳俯冲以及弧陆碰撞造山作用时间主要在 810Ma 之前。反映在以碧口群火山岩为代表的古洋壳向南的俯冲作用形成了新元古代通木梁群岛弧型火山岩系,应是扬子地块西北缘对 Rodinia 超大陆聚合事件的响应。

810Ma 之后进入 Rodinia 超大陆的裂解阶段,主要表现为大规模的岩浆侵入,在岩浆侵入之前局部有火山岩的喷发。火山岩以刘家坪穹隆构造核部的刘家坪群火山岩系为代表,该套火山岩为一套酸性钙碱性火山岩,具有大陆裂谷流纹岩特征,为典型的壳源岩浆系列,形成于大陆边缘,处于从挤压到拉张的状态,是增厚地壳在重力作用下发生伸展垮塌的裂谷作用的产物,其形成时代为  $809 \pm 11\text{Ma}$  (MSWD = 2.2),表明在 810Ma 之后后龙门山造山带已处于初始裂解环境(李佐臣, 2009)。侵入岩出露较多,范围较广,为基底岩系的主体,在大多数构造单元中均有分布(碧口地块除外)。其中在后龙门山造山带中大滩 I 型花岗岩具有正常大陆弧花岗岩的特征,岩浆起源于下地壳,是后碰撞大陆边缘环境下形成的花岗岩,锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为  $806 \pm 19\text{Ma}$ 。轿子顶过铝质花岗岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $793 \pm 11\text{Ma}$  和  $792 \pm 11\text{Ma}$ ,代表了后碰撞型花岗岩,是碰撞造山过程中地壳加厚伸展垮塌阶段形成的(Pei Xianzhi et al., 2009)。汉南一米仓山构造带的新元古代侵入岩主要包括霓霞岩—碱性辉长岩系列和正长岩系列两个系列(许继锋, 1993),形成于大陆裂谷环境(马润则等, 1997; 肖渊甫等, 1997; 程建萍等, 2000),裂解的时限在 810 ~ 710Ma 之间(陆松年, 1998; 陆松年等, 2003)。形成于 820 ~ 780Ma 的望江山和毕机沟杂岩体,被认为是与新元古代罗迪尼亚超大陆裂解的产物(Zhou Meifu et al., 2002)。扬子地块西缘的盐边群玄武质岩石岩浆结晶年龄为  $782 \pm 53\text{Ma}$ ,形成于弧后盆地环境(杜利林等, 2005)。侵入于西乡群中的侵入岩体形成时代基本在 785 ~ 760Ma 之间,形成于陆内裂谷环

境(肖润甫等, 1998; 凌文黎等, 2001; 赵凤清等, 2006)。南秦岭耀岭河群裂谷型变质基性火山岩和凝灰岩的 TIMS 法锆石 U-Pb 同位素年龄  $808 \pm 6\text{Ma}$  和  $746 \pm 2\text{Ma}$  (李怀坤等, 2003)。而南秦岭周庵超镁铁质岩体被认为是扬子板块北缘新元古代 Rodinia 超大陆裂解过程最晚期的产物(Wang Mengxi et al., 2013)。李献华等(2012)通过对扬子地块东部和西部前寒武纪碎屑锆石年龄谱统计研究表明东西部均存在一个 810Ma 显著的峰,认为扬子地块体沉积岩中新元古代锆石的比例占绝对多数,和整个扬子块体上大规规模的新元古代花岗质岩浆活动密切相关。因此,在 810Ma 之后,区域上属于裂解构造环境,尽管也显示岛弧/碰撞型地球化学特征,但它们不太可能是在板块俯冲或碰撞阶段形成的,而应该是统一的裂解机制下形成的, Rodinia 超大陆的初始裂解阶段产物。

## 6 结论

通过对扬子地块西北缘后龙门山大滩花岗岩体的锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学研究,可以得到如下结论:

(1) 大滩花岗岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明其形成于  $806 \pm 19\text{Ma}$  (MSWD = 0.56), 其形成时代为新元古代晚期。

(2) 大滩花岗岩体为典型的 I 型花岗岩,具有硅过饱和、准铝质—弱过铝质、钙碱性系列的岩石, Eu 具有弱—中等的负异常,岩浆起源于下地壳,是下地壳部分熔融的产物。

(3) 大滩花岗岩体具有后碰撞岩浆活动的特征,为后造山花岗岩。大滩花岗岩体是 Rodinia 超大陆初始裂解阶段产物。

**致谢:** 本文中 LA-ICP-MS 单颗粒锆石 U-Pb 年龄测试得到了西北大学大陆动力学国家重点实验室柳小明博士、弓虎军博士、第五春荣博士的帮助和指导; 主量元素、微量元素分析测试得到中国科学院地质与地球物理研究所李禾的大力支持; 参加野外工作的还有冯建赟硕士、孙雨硕士; 审稿专家提出了宝贵修改意见; 在此谨致谢忱!

## 注 释 / Notes

- 裴先治. 1989. 扬子板块西北缘碧口地区前震旦系构造特征及其演化. 导师: 宫同伦, 尚瑞钧, 陶洪祥. 西安: 西安地质学院硕士学位论文, 1 ~ 151.
- 地质部陕西省地质局区域地质测量队二十三分队, 1967. 1: 20 万碧口幅地质图和区域地质调查报告(内部资料).

## 参 考 文 献 / References

- 陈岳龙, 唐金荣, 刘飞, 张鹏飞, 聂兰仕, 蒋丽婷. 2006. 松潘—甘孜碎屑沉积岩的地球化学与 Sm-Nd 同位素地球化学. 中国地质, 33(1):109~118.
- 程建萍, 凌文黎. 2000. 米仓山新元古代岩浆岩省——一个潜在的 Rodinia 重建方案验证地区. 地质科技情报, 19(3):12~16.
- 杜利林, 耿元生, 杨崇辉, 王新社, 任留东, 周喜文, 石玉若, 杨铸生. 2005. 扬子地台西缘盐边群玄武质岩石地球化学特征及 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄. 地质学报, 79(6):805~813.
- 杜利林, 耿元生, 杨崇辉, 王新社, 周喜文, 任留东, 王彦斌, 杨铸生. 2007. 扬子地台西缘康定群的再认识:来自地球化学和年代学证据. 地质学报, 81(11):1562~1577.
- 李怀坤, 陆松年, 陈志宏, 相振群, 周红英, 郝国杰. 2003. 南秦岭耀岭河群裂谷型火山岩锆石 U-Pb 年代学. 地质通报, 22(10):775~781.
- 李建林, 张万林, 胡能高, 陈泽伦, 江勇. 1978. 川北米仓山地区晚前寒武纪熔结凝灰岩的发现及铁船山组时代归属的探讨. 成都地质学院学报, (2):26~41.
- 李庭柱, 张仪娴. 1995. 米仓山“铁船山组”火山岩系中的熔岩组合系列研究. 西南工学院学报, 10(4):54~63.
- 李献华, 李武显, 何斌. 2012. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合—裂解观察、解释与检验. 矿物岩石地球化学通报, 31(6):543~559.
- 李永飞, 赖绍聪. 2006. 碧口洋岛型火山岩的厘定及其构造意义. 西北地质, 39(4):1~9.
- 李智武, 刘树根, 陈洪德, 刘顺, 郭兵, 田小彬. 2008. 龙门山冲断带分段—分带性构造格局及其差异变形特征. 成都理工大学学报(自然科学版), 35(4):440~454.
- 李佐臣. 2009. 扬子地块西北缘后龙门山造山带(北段)物质组成、构造特征及其形成演化. 导师:裴先治. 西安:长安大学博士学位论文, 1~211.
- 凌文黎, 王敬华, 程建萍. 2001. 扬子北缘晋宁期望江山基性岩体的地球化学特征及其构造背景. 矿物岩石地球化学通报, 20(4):218~222.
- 凌文黎, 高山, 欧阳建平, 张本仁, 李惠民. 2002. 西乡群的时代与构造背景:同位素年代学及地球化学制约. 中国科学(D), 32(2):101~112.
- 刘和甫. 2001. 盆地—山岭耦合体系与地球动力学机制. 地球科学, 26(6):581~596.
- 刘肇昌, 赵彻经, 钟康惠. 1990. 晋宁—澄江期扬子板块西北缘的地体—板块构造. 四川地质学报, 10(3):151~158.
- 陆松年. 1998. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. 地质论评, 44(5):489~495.
- 陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 郝国杰, 周红英, 郭进京, 牛广华, 相振群. 2003. 秦岭中—新元古代地质演化及对 Rodinia 超级大陆事件的响应. 北京:地质出版社, 95.
- 罗志立. 1991. 龙门山造山带岩石圈演化动力学模式. 成都地质学院学报, 18(1):1~7.
- 马润则, 肖渊甫, 魏显贵, 何政伟, 李佑国. 1997. 米仓山地区岩浆活动与构造演化. 矿物岩石, 17(增刊):76~82.
- 马永旺, 王国芝, 胡新伟. 1996. “彭灌杂岩”推覆体的构造变形特征. 四川地质学报, 16(2):110~114.
- 裴先治. 1992. 碧口地区复理石岩系特征及其构造环境. 西安地质学院学报, 14(1):42~49.
- 裴先治, 张国伟, 赖绍聪, 李勇, 陈亮, 高明. 2002. 西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征. 地质通报, 21(8~9):486~494.
- 孙卫东, 李曙光, Chen Y D, 李育敬. 2000. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地球化学, 29(3):209~216.
- 唐海清. 1984. 陕南碑坝地区晚前寒武纪地层. 西北地质, (1):57~69.
- 陶洪祥, 陈祥荣, 冯鸿儒, 吴兆星. 1982a. 汉南“西乡群”的地层划分与对比. 西安地质学院学报, (1):31~44.
- 陶洪祥, 陈祥荣, 冯鸿儒, 吴兆星. 1982b. 略论扬子古陆核北缘西段元古代岛弧火山岩的生成和演化. 西安地质学院学报, 4(2):20~28.
- 陶洪祥, 王全庆, 高肇英, 何恢亚, 裴先治. 1986. 略论扬子古陆北缘中晚元古代岛弧构造及其演化. 西安地质学院学报, 8(3):7~17.
- 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 陈繁荣. 1993. 桐庐 I 和相山 S 型两类碎斑熔岩对比. 岩石学报, 9(1):44~53.
- 肖渊甫, 马润则, 何政伟, 魏显贵. 1997. 米仓山碱性杂岩单元特征及构造环境分析. 矿物岩石, 17(增刊):59~66.
- 肖渊甫, 马润则, 魏显贵, 何政伟, 李佑国. 1998. 米仓山澄江期基性侵入杂岩特征及其成因探讨. 成都理工学院学报, 25(4):537~542.
- 许继锋. 1993. 米仓山碱性岩中的主要矿物研究及其成因信息. 岩石矿物学杂志, 12(3):269~278.
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 付小方, 黄明华. 1992. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程. 北京:地质出版社, 1~190.
- 闫全人, Hanson A D, 王宗起, 闫臻, Druschke P A, 王涛, 刘敦一, 宋彪, 姜春发. 2004. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 23(1):1~11.
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, 向忠金, 陈隽璐, 王涛. 2007. 秦岭勉略构造混杂带康县—勉县段蛇绿岩块—铁镁质岩块的 SHRIMP 年代及其意义. 地质论评, 53(6):755~764.
- 颜平, 周美夫, 宋鸿林, John M. 2002. 华南在 Rodinia 古陆中位置的讨论——扬子地块西缘变质—岩杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比. 地学前缘, 9(4):249~256.
- 詹行礼, 李远图, 何绍府. 1986. 川西龙门山“彭灌杂岩”花岗岩成因类型及其构造环境初步探讨. 成都地质学院学报, 13(1):50~59.
- 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 1995. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学(B辑), 25:994~1003.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平. 2004a. 中国大陆构造中的西秦岭——松潘大陆构造结. 地学前缘, 11(3):23~32.
- 张国伟, 程顺有, 郭安林, 董云鹏, 赖绍聪, 姚安平. 2004b. 秦岭—大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报, 23(9~10):846~853.
- 张沛, 周祖翼, 许长海, 张青林. 2008. 川西龙门山彭灌杂岩地球化学特征:岩石成因与构造意义. 大地构造与成矿学, 32(1):105~116.
- 赵凤清, 赵文平, 左义成, 李宗会, 薛克勤. 2006. 陕南汉中地区新元古代岩浆岩 U-Pb 年代学. 地质通报, 25(3):383~388.
- Allegre C J, Minster J F. 1978. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. Earth and Planetary Science Letters, 38:1~25.
- Andersen T. 2002. Correlation of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. Chemical Geology, 192:59~79.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165(3~4):197~213.
- Belousova E A, Suzanne G W, Fisher Y. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143:602~622.

- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173 ~ 174.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1 ~ 2):1 ~ 26.
- Chen Fukun, Hegner E, Todt W. 2000. Zircon ages, Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany: Evidence for a Cambrian magmatic arc. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 88:791 ~ 802.
- Chen Fukun, Siebel W, Satir M, Terzioglu M N, Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 91:469 ~ 481.
- Chen Yuelong, Luo Zhaohua, Zhao Junxiang, Li Zhihong, Zhang Hongfei, Song Biao. 2005. Petrogenesis and dating of the Kangding complex, Sichuan Province. *Science in China (Ser. D)*, 48(5):622 ~ 634.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80:189 ~ 200.
- DePaolo D J, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169:157 ~ 185.
- Druschke P A, Hanson A D, Yan Quanren, Wang Zongqi, Wang Tao. 2006. Stratigraphic and SHRIMP detrital zircon evidence for a Neoproterozoic continental arc, central China: Rodinia implications. *The Journal of Geology*, 114:627 ~ 636.
- Green T H, Pearson N J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1):55 ~ 62.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3 ~ 4):347 ~ 359.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP and Reis AC eds. *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 19:67 ~ 81.
- Jahn B M, Wu F, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157, 119 ~ 146.
- Lai Shaocong, Li Yongfei, Qin Jiangfeng. 2007. Geochemistry and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the Dongjiahe ophiolite complex from the western Bikou terrane. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(Supp. II):305 ~ 313.
- Li Yongfei, Lai Shaocong, Qin Jiangfeng, Liu Xin, Wang Juan. 2007. Geochemical characteristics of Bikou volcanic group and Sr-Nd-Pb isotopic composition: Evidence for breakup event in the north margin of Yangtze plate, Jining era. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(Supp. II):339 ~ 350.
- Ludwig K R. 2003. *Isoplot 3.0-A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, (4):1 ~ 70.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635 ~ 643.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3 ~ 4):215 ~ 224.
- Patino-Douce A E, Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2):202 ~ 218.
- Patino-Douce A E, Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology*, 36(3):707 ~ 738.
- Patino-Douce A E, Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4):689 ~ 710.
- Patino-Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J. eds. *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society Special Publications, 168:55 ~ 75.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956 ~ 983.
- Pearce J A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120 ~ 125.
- Pei Xianzhi, Li Zuochen, Ding Saping, Li Ruibao, Feng Jianyong, Sun Yu, Zhang Yafeng, Liu Zhanqing. 2009. Neoproterozoic Jiaoziding peraluminous granite in the northwestern margin of Yangtze block: Zircon SHRIMP U-Pb age and geochemistry and their tectonic significance. *Earth Science Frontiers*, 16(3):231 ~ 249.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4):247 ~ 263.
- Siebel W, Blaha U, Chen Fukun, Johann R. 2005. Geochronology and geochemistry of a dyke - host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 94(1):8 ~ 23.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basins: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. *Magmatism of the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 42:325 ~ 345.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific, 312.
- Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Griffin W L, Wang Rucheng, Qiu Jiansheng, O'Reilly S Y, Xu Xisheng, Liu Xiaoming, Zhang Guilin. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks. *Precambrian Research*, 159:117 ~ 131.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407 ~ 419.
- Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15):1554 ~ 1569.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, Li Huiming, Günther D, Wu Fuyuan. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-Inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3):353 ~ 370.
- Zhang Zongqing, Zhang Guowei, Tang Suohan, Zhang Qiaoda, Wang

Jinhui. 2001. Geochronology of the Hannan intrusive complex to adjoin the Qinling orogen and its rapid cooling reason. Chinese Science Bulletin, 46(8):685~689.

Zhou Meifu, Kennedy A K, Sun Min, Malpas J, Leshner C M. 2002.

Neoproterozoic Arc-Related Mafic Intrusions along the Northern Margin of South China: Implications for the Accretion of Rodinia. The Journal of Geology, 110:611~618.

## Geochronological and Geochemical Study on Datan Granite in Liujiaping Area, Northwest Yangtze Block and Its Tectonic Setting

LI Zuo Chen<sup>1)</sup>, PEI Xianzhi<sup>1)</sup>, LI Ruibao<sup>1)</sup>, PEI Lei<sup>2)</sup>, LIU Chengjun<sup>1)</sup>, CHEN Guochao<sup>1)</sup>,  
CHEN Youxin<sup>1)</sup>, XU Tong<sup>1)</sup>, YANG Jie<sup>1)</sup>, WEI Bo<sup>1)</sup>

1) Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Faculty of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054;

2) Faculty of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083

**Abstract:** In this paper, we studied the Datan granite of back-Longmen Mountains area, in the northwest margin of the Yangtze block, using zircon U-Pb geochronology and geochemical methods. The results show that the zircons of the samples from the Datan granite have internal oscillatory zonings and higher Th/U ratios (0.22 ~ 1.57), which indicates that the zircons are igneous in origin. The results of zircons LA-ICP-MS U-Pb dating for the Datan granite were  $806 \pm 19 \text{ Ma}$  ( $MSWD = 0.56$ ), which indicated that the Datan granite was formed in the Late Neoproterozoic. The Datan granite is high in  $\text{SiO}_2$  (74.12% ~ 77.10%) and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.86% ~ 12.56%),  $A/CNK = 0.95 \sim 1.05$  (1.01 on average). It is a type of peraluminous granite, and is identified as I-type granite. The abundance of  $\Sigma \text{REE}$  varies in the range of  $97.69 \times 10^{-6} \sim 189.60 \times 10^{-6}$  ( $140.85 \times 10^{-6}$  on average). The rocks show a slightly weak to intermediate negative Eu anomalies. The trace element geochemistry is characterized by evidently negative anomaly of Th, Nb, Ta, P, etc. and critically negative anomaly of Rb, Sr, Ti, etc. The granite emplaced by underplating of granitic magma, which was formed through partial melting of pyrogenic rock, and is typical crust source petrogenesis. The Datan granite shows the characteristics of normal continental arc granite, and the magma is derived from lower crust. The granite intrusions is formed in the continental margin setting which has no relation with the subduction. Thus the Datan granite is the product of partial melting of the lower crust due to the crustal thickening caused by active continental margin subduction and arc-continent collision orogeny during the Neoproterozoic in the northwest margin of the Yangtze block. The granite is formed in a transitional environment from syn-collision (compressional environment) to post-collision (extensional environment), namely post-orogenic period, and is the product of the initial break-up of Rodinia supercontinent.

**Key words:** I-type granitoids; geochemistry; zircon LA-ICP-MS U-Pb age; Neoproterozoic; the northwest margin of the Yangtze block; Rodinia supercontinent