

南秦岭晚三叠世胭脂坝岩体的地球 化学特征及地质意义

骆金诚, 赖绍聪, 秦江锋, 李海波, 李学军, 臧文娟

西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安, 710069

内容提要: 本文对出露于佛坪穹窿东部宁陕地区的胭脂坝岩体进行了详细的岩石学、锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征的研究, 讨论了胭脂坝岩体的岩石成因、成岩物质来源及其地质意义。岩体主要由黑云母花岗岩组成。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明胭脂坝黑云母花岗岩的成岩年龄为 $200\text{Ma} \pm 4\text{Ma}$ 。该花岗岩的地球化学特征为富硅(70.09%~73.35%)、富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.49\% \sim 8.59\%$), $A/\text{CNK} = 1.01 \sim 1.08$, 里特曼指数($\sigma = 2.07 \sim 2.62$), 钾大于钠($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.12 \sim 1.39$)和高 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值(> 0.3), 微量元素主要富集 Rb、Th、U、K, 亏损 Nb、Ta、Sr、Ba、P 和 Ti, 稀土总量 $129.98 \times 10^{-6} \sim 189.97 \times 10^{-6}$, 轻稀土富集 [$\text{LREE}/\text{HREE} = 8.00 \sim 10.73$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.62 \sim 15.68$], Eu 亏损明显 ($\delta\text{Eu} = 0.41 \sim 0.50$)。这些特征表明, 胭脂坝岩体属于高钾钙碱性系列, 为准铝—弱过铝质壳源 S 型花岗岩。结合对区域地质背景的全面分析表明, 可能是印支运动晚期的造山作用造成本区地壳加厚, 之后在伸展—减薄的背景下, 中部地壳深度的变质砂屑质岩石, 通过黑云母脱水发生部分熔融而形成的产物。

关键词: 锆石 U-Pb 年龄; 宁陕地区; 胭脂坝岩体; 地球化学; 伸展—减薄

秦岭造山带是构成中国大陆的重要单元, 它是由多期不同的构造运动叠加改造而形成的复合型造山带(张国伟等, 2001)。在南秦岭构造带中, 宁陕断裂带以西出露三个大型中生代花岗岩体群, 从西向东依次为: 光头山岩体群, 五龙岩体群(包括华阳、五龙、老城、西岔河和胭脂坝岩体)和东江口岩体群(严阵等, 1985), 这些岩体以岩基的形式侵入到古生代地层中, 沿勉略缝合带北侧发育了一条长约 400 km 呈东西展布的印支期花岗岩带。这些花岗质岩体是中生代强烈的构造—岩浆—成岩/成矿作用过程中, 大量的岩浆侵入而形成的独具特色的多种类型的花岗质岩系列, 与秦岭造山带中生代的成矿作用有密切的关系。因而中生代以来花岗岩的成因对于研究南秦岭板块构造演化和深部地球动力学乃至多金属成矿作用等问题具有重要意义。目前大量的研究表明, 南秦岭造山带在 220~205Ma 期间发育大量高钾钙碱性 I 型花岗岩(孙卫东等, 2000; 张成立等, 2005, 2008; 秦江锋等, 2007; 王娟等, 2008a, b; 弓虎军等, 2009a, b)。从年代学和岩石学特征上来看, 佛坪穹窿东部宁陕地区的胭脂坝岩体的形成时

代明显偏晚, 而且岩石表现出 S 型花岗岩的特征。因此胭脂坝花岗岩的成因研究对于探讨秦岭造山带晚三叠纪的构造化学及地壳物质部分熔融机理具有重要作用。前人(严阵等, 1985; 李先梓等, 1993; 张本仁等, 1994)认为胭脂坝花岗岩为陆壳重熔形成, 但是岩浆源区的物质组成和熔融机理, 以及其与秦岭造山带 220~205Ma 之间形成的高钾钙碱性 I 型花岗岩的成因关系还需要进一步研究。

鉴于此, 本文通过详细的岩石学、地球化学及锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学的研究, 并结合前人的研究成果, 探讨了胭脂坝岩体(图 1)的成因机制和地质意义, 以期解释南秦岭印支期花岗岩的成因和反演秦岭造山带演化过程提供新的资料。

1 地质概况及花岗岩岩相学

胭脂坝岩体分布于宁陕岩体群东部, 出露面积 530km^2 左右, 呈一不规则状岩体, 侵入到古生代地层中。北部围岩主要是泥盆纪砂岩、灰岩、片岩和大理岩等; 南部围岩主要为寒武纪到石炭纪地层, 其中以泥盆纪地层为主, 岩性包括砂岩、片岩、板岩、千枚

注: 本文为教育部博士点基金项目(批准号 20096101110001)、国家自然科学基金资助项目(编号 40872060)和西北大学地质学系国家基础科学人才培养基地创新基金资助项目(批准号 XDCX08-08)的成果。

收稿日期: 2010-01-11; 改回日期: 2010-07-27; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 骆金诚, 男, 1986 年生。硕士研究生, 岩石学与地球化学专业。Email: luojincheng027@126.com。通讯作者: 赖绍聪, 男, 1963 年生。教授, 博士生导师。主要从事岩石学及地球化学研究。Email: shaocong@nwu.edu.cn。

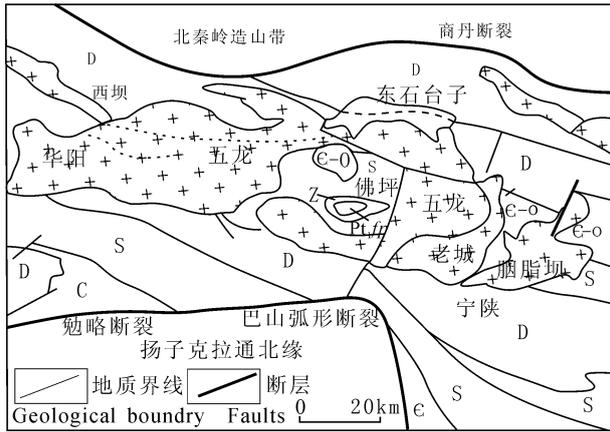


图 1 南秦岭宁陕地区晚三叠世花岗岩地质简图
(据张宏飞等,1997 修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the Late Triassic granites in Ningshan area, South Qinling
(After Zhang Hongfei et al., 1997)

Pt₁f_p—古元古界佛坪群;Є—寒武系;O—奥陶系;D—泥盆系;
S—志留系;γ—二长花岗岩、斜长花岗岩、黑云母花岗岩
Pt₁f_p—Paleoproterozoic Foping Group;Є—Cambrian; O—
Ordovician; D—Devonian; S—Silurian; C—Carboniferous; γ—
monzonitic granite, Plagioclase granite, biotite granite

岩、白云质灰岩和大理岩等;西部与老城岩体石英闪长岩相接(张宏飞等,1997)。岩体边部常分布有大量的花岗岩脉,岩体与围岩一般呈明显的切层侵入关系,并形成数米至几十米宽的角岩带(严阵等,1985),围岩有不同程度的热变质,岩体中缺乏或很少含有暗色包体。岩石为灰白色,中—细粒全晶质,自形一半自形结构,块状构造,主要矿物组成为钾长石 35%~40%、斜长石 20%~25%、石英 25%~30%、黑云母 5%~8%,副矿物为磷灰石、石榴石、褐帘石、独居石、磁铁矿、锆石等。钾长石中微斜长石含量较多,多发育格子双晶。斜长石为无色板状半自形晶,An=5~20,为钠—更长石,在斜长石与条纹长石的接触边界处可见有蠕石英,部分发生钠黝帘石化和绢云母化,石英可见波状消光和裂纹。

2 实验分析方法

在对野外采集的样品进行了详细的岩相学观察后,选择新鲜的没有脉体贯入的样品进行主量元素、微量元素分析。本文涉及的所有测试分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素采用湿法分析,相对误差一般小于 5%。微量元素采用 XRF 玻璃饼熔样,以保证样品中的副矿物全部溶解,然后在 ICP-MS 上测定,相对误差小于 10%。

在胭脂坝黑云母花岗岩体中,采集用于挑选锆石同位素年龄样品(图 1),采样地点坐标为 N33°32′46.3″,E108°36′56.5″。均采自天然新鲜的露头,样品的破碎和锆石的挑选在河北省区域地质调查大队地质实验室完成。在双目镜下挑纯后,将锆石样品置于环氧树脂中,磨至约一半,使锆石内部暴露,用于阴极发光(CL)研究和锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素组成分析,样品在测定之前用体积百分比为 3%的 HNO₃清洗样品表面,以除去样品表面的污染。然后进行透射光和反射光照像,并在英国 Gatan 公司生产的 Mono CL3+阴极发光装置系统上进行阴极发光(CL)照像分析。锆石 U-Pb 同位素组成分析在西北大学大陆动力学重点实验室激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)仪上完成。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见袁洪林等(2003)。

3 分析结果

3.1 主量元素

从表 1 中可以看出,胭脂坝黑云母花岗岩具有较高的 SiO₂(70.09%~73.35%),平均为 71.93%;低 TiO₂(0.23%~0.56%),平均为 0.28%;富 Al₂O₃(14.32%~15.42%),铝指数 A/CNK=1.01~1.08<1.1,属于准铝质—过铝质系列(图 2);富钾(Na₂O=3.47%~4.22%,K₂O=3.27%~4.81%,绝大部分 K₂O/Na₂O 在 1.12~1.39 之间),P₂O₅(0.09%~0.19%)。碱质量分数偏高(Na₂O+K₂O=7.49%~8.59%)。里特曼指数 σ=2.07~2.62;MgO=0.35%~0.81%,镁指数 [Mg[#]]较低(Mg[#]=30~34<45)。在 K₂O—SiO₂图中(图 3)样品全部落在高钾钙碱性区域,总体表现高硅、高钾、高的 K₂O/Na₂O 值,为准铝到弱过铝的高钾钙碱性花岗岩系列。

3.2 微量及稀土元素地球化学特征

在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 4b)上显示本区花岗岩以富集 Rb、Th、K、Nd 等,贫 Ba、Nb、Ta、La、P、Eu 和 Ti 等,明显亏损 Ba、Sr、Ti、P 为特征,属于典型低 Ba—Sr 花岗岩。岩体的 Rb/Sr 值(0.3~1.16,平均值 0.85)和 Rb/Nb 值(7.38~14.33,平均值 12.60)稍高于中国东部(分别 0.31 和 6.8,高山等,1999)和全球(分别 0.32 和 4.5, Taylor and McLennan, 1985)上地壳的平均值。稀土含量中等偏低,ΣREE=129.98×10⁻⁶~189.97×10⁻⁶(平均含量 153.14×10⁻⁶),具有较高的

表1 南秦岭宁陕地区胭脂坝岩体主量元素(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果Table 1 The analytical results of major(%) and trace element ($\mu\text{g/g}$) from the Yanzhiba pluton, Ningshan area

| 分析编号 | XK-04 | XK-11 | XK-12 | XK-14 | YZB-01 | YZB-02 | YZB-03 | YZB-04 | YZB-06 | YZB-07 | YZB-08 | YZB-16 |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 70.09 | 71.99 | 73.35 | 71.18 | 71.86 | 72.34 | 72.32 | 71.93 | 71.13 | 72.01 | 72.98 | 71.92 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.29 | 0.24 | 0.32 | 0.24 | 0.24 | 0.24 | 0.23 | 0.24 | 0.24 | 0.24 | 0.23 |
| Al ₂ O ₃ | 15.28 | 14.71 | 14.57 | 15.42 | 14.44 | 14.62 | 14.57 | 14.40 | 14.85 | 14.36 | 14.32 | 14.5 |
| Fe ₂ O ₃ T | 3.27 | 2.03 | 1.64 | 2.17 | 1.91 | 1.89 | 1.92 | 1.90 | 1.88 | 1.86 | 1.86 | 1.87 |
| MnO | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 0.81 | 0.43 | 0.35 | 0.48 | 0.47 | 0.49 | 0.46 | 0.48 | 0.45 | 0.45 | 0.46 | 0.46 |
| CaO | 2.33 | 1.60 | 1.46 | 1.64 | 1.62 | 1.46 | 1.75 | 1.51 | 1.77 | 1.68 | 1.58 | 1.64 |
| Na ₂ O | 4.22 | 3.75 | 3.63 | 4.06 | 3.67 | 3.47 | 3.74 | 3.5 | 3.81 | 3.65 | 3.47 | 3.57 |
| K ₂ O | 3.27 | 4.54 | 4.70 | 4.53 | 4.50 | 4.81 | 4.30 | 4.77 | 4.75 | 4.47 | 4.52 | 4.57 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.07 |
| 烧失量 | 0.37 | 0.42 | 0.36 | 0.41 | 0.71 | 0.93 | 0.87 | 0.71 | 0.63 | 0.69 | 0.71 | 0.77 |
| 总量 | 100.45 | 99.89 | 100.42 | 100.38 | 99.54 | 100.37 | 100.29 | 99.55 | 99.63 | 99.52 | 100.25 | 99.64 |
| A/CNK | 1.04 | 1.05 | 1.06 | 1.06 | 1.04 | 1.08 | 1.04 | 1.05 | 1.01 | 1.03 | 1.06 | 1.05 |
| A/NK | 2.04 | 1.77 | 1.75 | 1.80 | 1.77 | 1.77 | 1.81 | 1.74 | 1.73 | 1.77 | 1.79 | 1.78 |
| Li | 103.0 | 85.3 | 68.4 | 106.0 | 82.4 | 81.5 | 71.1 | 70.6 | 76.2 | 75.9 | 87.3 | 66.5 |
| Be | 3.05 | 2.53 | 2.45 | 3.46 | 3.62 | 3.59 | 3.48 | 3.81 | 3.68 | 3.54 | 3.52 | 3.56 |
| Sc | 7.68 | 5.58 | 4.56 | 5.65 | 4.98 | 4.83 | 4.82 | 4.87 | 4.85 | 4.83 | 5.18 | 4.86 |
| V | 40.6 | 21.5 | 18.1 | 27.8 | 25.3 | 23.4 | 24.3 | 23.9 | 24.3 | 24.0 | 26.4 | 24.0 |
| Cr | 7.04 | 3.79 | 5.41 | 25.80 | 7.66 | 3.74 | 3.54 | 3.33 | 3.81 | 3.26 | 3.26 | 3.35 |
| Co | 145 | 181 | 195 | 165 | 198 | 198 | 193 | 196 | 181 | 208 | 206 | 185 |
| Ni | 3.77 | 1.71 | 2.33 | 21.00 | 2.91 | 1.63 | 1.62 | 1.56 | 1.69 | 2.31 | 1.37 | 1.61 |
| Cu | 14.90 | 1.84 | 1.73 | 5.57 | 8.02 | 12.40 | 21.60 | 9.15 | 7.61 | 8.54 | 3.97 | 9.97 |
| Zn | 85.1 | 61.6 | 49.2 | 64.3 | 45.3 | 48.1 | 46.8 | 45.8 | 46.9 | 47.9 | 48.9 | 45.1 |
| Ga | 21.3 | 19.3 | 18.6 | 21.7 | 18.8 | 18.5 | 18.2 | 18.7 | 19.0 | 18.6 | 18.8 | 18.7 |
| Ge | 1.22 | 1.28 | 1.26 | 1.44 | 1.38 | 1.30 | 1.33 | 1.41 | 1.42 | 1.39 | 1.36 | 1.39 |
| Rb | 130 | 141 | 133 | 180 | 205 | 216 | 209 | 191 | 205 | 201 | 209 | 205 |
| Sr | 436 | 267 | 265 | 303 | 200 | 187 | 187 | 206 | 209 | 202 | 198 | 201 |
| Y | 25.4 | 25.4 | 20.0 | 26.6 | 23.3 | 24.1 | 20.7 | 24.2 | 24.1 | 22.1 | 20.9 | 21.7 |
| Zr | 231 | 175 | 158 | 210 | 152 | 146 | 150 | 157 | 153 | 147 | 143 | 144 |
| Nb | 17.7 | 10.9 | 9.47 | 13.0 | 16.7 | 17.0 | 14.6 | 15.6 | 17.3 | 15.8 | 15.3 | 15.5 |
| Cs | 6.42 | 4.25 | 3.68 | 12.00 | 8.12 | 8.92 | 8.53 | 7.71 | 8.65 | 7.81 | 11.10 | 7.17 |
| Ba | 788 | 898 | 870 | 1084 | 695 | 736 | 732 | 664 | 732 | 711 | 664 | 709 |
| La | 38.2 | 40.5 | 35.3 | 37.6 | 32.8 | 28.5 | 31.4 | 35.1 | 34.9 | 28.9 | 28.8 | 31.6 |
| Ce | 75.1 | 81.0 | 70.3 | 74.7 | 63.0 | 55.0 | 60.3 | 67.1 | 67.2 | 55.7 | 55.9 | 61.2 |
| Pr | 8.30 | 8.95 | 7.78 | 8.05 | 6.64 | 5.79 | 6.42 | 7.13 | 7.19 | 5.97 | 5.86 | 6.4 |
| Nd | 33.0 | 34.6 | 30.0 | 30.7 | 24.2 | 21.3 | 23.1 | 25.8 | 26.5 | 22.0 | 22.0 | 23.6 |
| Sm | 6.58 | 6.87 | 5.96 | 5.95 | 4.73 | 4.27 | 4.49 | 5.00 | 5.07 | 4.46 | 4.33 | 4.58 |
| Eu | 0.96 | 0.88 | 0.85 | 0.92 | 0.68 | 0.66 | 0.67 | 0.70 | 0.72 | 0.67 | 0.66 | 0.70 |
| Gd | 5.74 | 6.00 | 5.08 | 5.06 | 4.12 | 3.92 | 3.84 | 4.35 | 4.36 | 3.95 | 3.76 | 3.99 |
| Tb | 0.88 | 0.89 | 0.74 | 0.80 | 0.67 | 0.66 | 0.61 | 0.71 | 0.71 | 0.64 | 0.60 | 0.64 |
| Dy | 4.64 | 4.62 | 3.73 | 4.44 | 3.77 | 3.90 | 3.37 | 3.92 | 3.93 | 3.59 | 3.33 | 3.57 |
| Ho | 0.88 | 0.88 | 0.70 | 0.89 | 0.77 | 0.81 | 0.67 | 0.80 | 0.80 | 0.73 | 0.67 | 0.71 |
| Er | 2.24 | 2.26 | 1.77 | 2.44 | 2.13 | 2.24 | 1.82 | 2.19 | 2.18 | 1.99 | 1.84 | 1.93 |
| Tm | 0.32 | 0.33 | 0.26 | 0.38 | 0.34 | 0.36 | 0.28 | 0.34 | 0.34 | 0.31 | 0.29 | 0.30 |
| Yb | 1.92 | 1.94 | 1.50 | 2.33 | 2.13 | 2.23 | 1.78 | 2.14 | 2.20 | 1.97 | 1.80 | 1.91 |
| Lu | 0.26 | 0.27 | 0.22 | 0.34 | 0.31 | 0.33 | 0.26 | 0.31 | 0.32 | 0.29 | 0.26 | 0.28 |
| Hf | 5.45 | 4.53 | 4.28 | 5.54 | 4.26 | 4.06 | 4.16 | 4.38 | 4.30 | 4.14 | 4.06 | 3.98 |
| Ta | 1.26 | 0.87 | 0.78 | 1.15 | 2.16 | 2.34 | 1.83 | 2.17 | 2.33 | 2.02 | 1.83 | 2.26 |
| Pb | 21.1 | 27.4 | 28.3 | 27.1 | 29.9 | 30.8 | 30.1 | 28.9 | 31.4 | 30.2 | 29.6 | 30.6 |
| Th | 15.9 | 21.5 | 18.3 | 14.3 | 22.6 | 20.6 | 22.5 | 23.4 | 23.2 | 21.4 | 21.9 | 23.4 |
| U | 1.56 | 2.15 | 1.81 | 2.10 | 9.90 | 10.60 | 6.48 | 7.31 | 9.97 | 7.31 | 5.55 | 7.58 |
| ΣREE | 179.03 | 189.97 | 164.23 | 174.64 | 146.35 | 129.98 | 138.94 | 155.59 | 156.4 | 131.24 | 130.01 | 141.34 |
| δEu | 0.47 | 0.41 | 0.46 | 0.50 | 0.46 | 0.49 | 0.48 | 0.45 | 0.46 | 0.48 | 0.49 | 0.49 |
| Nb/Yb _N | 13.97 | 12.59 | 12.11 | 11.28 | 7.70 | 7.30 | 8.00 | 7.20 | 7.42 | 7.80 | 8.33 | 6.84 |
| (La/Yb) _N | 13.43 | 14.09 | 15.86 | 10.87 | 10.37 | 8.62 | 11.86 | 11.08 | 10.67 | 9.88 | 10.82 | 11.14 |
| Rb/Sr | 0.30 | 0.53 | 0.50 | 0.59 | 1.02 | 1.16 | 1.12 | 0.93 | 0.98 | 0.99 | 1.05 | 1.02 |

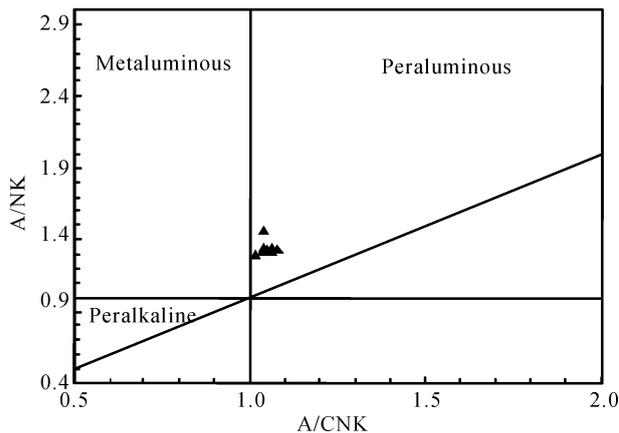


图 2 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩的 A/NK—A/CNK 图解

Fig. 2 Diagram of A/NK—A/CNK for biotite granite of Yanzhiba pluton, Ningshan area, southern Qinling Mts.

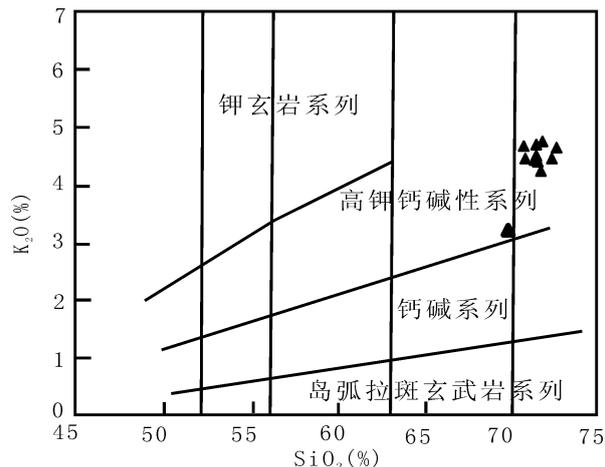


图 3 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩 K₂O—SiO₂ 图解

Fig. 3 K₂O—SiO₂ diagram for biotite granite of Yanzhiba pluton, Ningshan area, southern Qinling Mts.

(La/Yb)_N 值 (8.62 ~ 15.68, 平均值 11.52) 和 LREE/HREE 值 (8.00 ~ 10.73, 平均值为 9.49), 因而稀土元素对球粒陨石标准化分配曲线呈明显的右倾分配模式 (图 4a), 反映了岩浆作用过程中轻重稀土之间发生了明显的分异作用。(La/Sm)_N 值较高 (3.47 ~ 4.53, 平均值 4.22), (Gd/Yb)_N 值较低 (1.42 ~ 2.73, 平均值 1.86), 也表明轻稀土元素之

间的分馏相对明显而重稀土元素之间的分馏相对较弱, Eu 异常明显, δEu = 0.41 ~ 0.50, 平均值为 0.47。

3.3 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

选取呈黄色、自形度较好, 金刚光泽, 粒径 100 μm 左右。样品中少数颗粒已破碎。CL 图像显

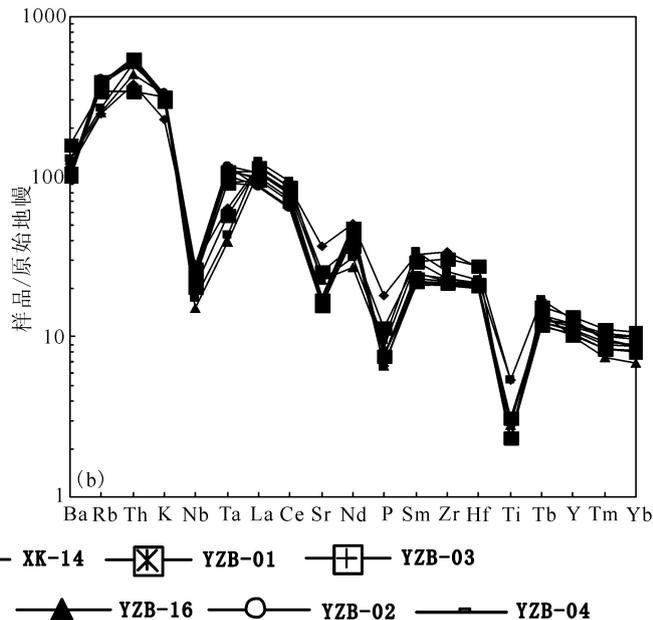
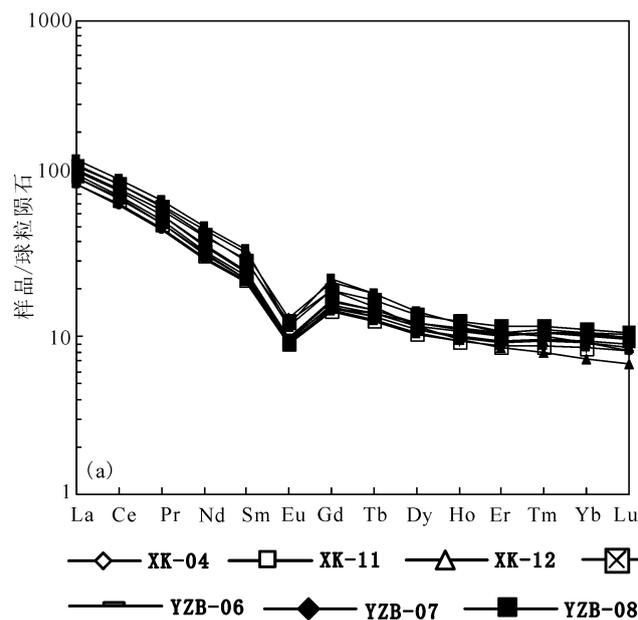


图 4 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化模式图(a)和微量元素对原始地幔蛛网图(b)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern(a) and trace element spider diagram(b) for Yanzhiba

biotite granite, Ningshan area, southern Qinling Mts.

标准化所用原始地幔和球粒陨石数据引自 Sun and McDonough, 1989

Chondrite and primitive mantle data from Sun and McDonough, 1989

示,多数锆石颗粒为黑色,岩浆韵律环带并不是十分明显(图5),这可能表明锆石结晶过程中岩浆体系中的U含量较高(表2),导致有些锆石Pb的丢失,而偏离谐和线的右方(图6)。用30 μm 的激光剥蚀

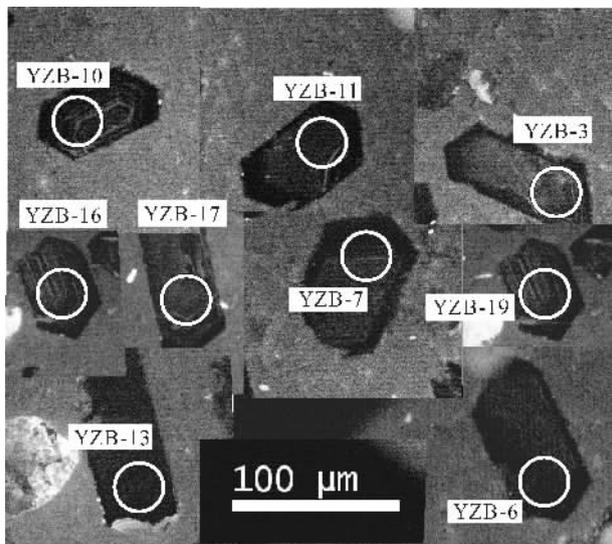


图5 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩阴极发光图像

Fig. 5 The Cathodoluminescence electron images of the biotite granite for Yanzhiba Pluton, Ningshan area, southern Qinling Mts.

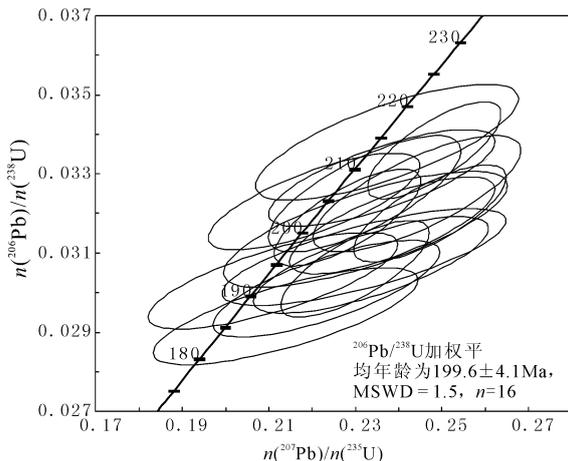


图6 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩锆石U-Pb年龄谐和图

Fig. 6 The concordial diagram age of zircon from the biotite granite for Yanzhiba Pluton, Ningshan area, southern Qinling Mts.

斑径进行LA-ICP-MS定年分析,共完成25颗锆石25个点的测试。在分析测试中,部分较小颗粒被激光击穿,不能用于进行分析。因此只选择了其中16个信号较好的数据用于分析测试(表2)。样品锆石U、Th质量分数分别介于308~2978 $\mu\text{g/g}$ 和198~1474 $\mu\text{g/g}$ 之间,Th/U值均大于0.4,属于岩浆型

表2 胭脂坝岩体锆石的LA-ICP-MS U-Pb定年结果

Table 2 Result of zircon LA-ICP-MS U-Pb dating for Yanzhiba Pluton

| 样品编号 | Th ($\mu\text{g/g}$) | U ($\mu\text{g/g}$) | Th U | $\frac{n(^{207}\text{Pb})^*}{n(^{206}\text{Pb})^*}$ | | $\frac{n(^{207}\text{Pb})^*}{n(^{235}\text{U})}$ | | $\frac{n(^{206}\text{Pb})^*}{n(^{238}\text{U})}$ | | 表面年龄(Ma) | | | | | |
|--------|---------------------------|--------------------------|---------|-----------------------------------------------------|------------|--------------------------------------------------|------------|--------------------------------------------------|------------|-----------------|------------|---------------|------------|---------------|------------|
| | | | | 测值 | 1 σ | 测值 | 1 σ | 测值 | 1 σ | 207Pb* / 206Pb* | | 207Pb* / 235U | | 206Pb* / 238U | |
| | | | | | | | | | | 测值 | 1 σ | 测值 | 1 σ | 测值 | 1 σ |
| YZB-03 | 1430 | 1582 | 0.9038 | 0.0545 | 0.0022 | 0.2299 | 0.0070 | 0.0306 | 0.0005 | 393 | 41 | 210 | 6 | 194 | 3 |
| YZB-06 | 198 | 308 | 0.6426 | 0.0510 | 0.0030 | 0.2373 | 0.0124 | 0.0338 | 0.0006 | 239 | 86 | 216 | 10 | 214 | 4 |
| YZB-07 | 1403 | 1618 | 0.8667 | 0.0561 | 0.0022 | 0.2472 | 0.0072 | 0.0320 | 0.0005 | 456 | 37 | 224 | 6 | 203 | 3 |
| YZB-08 | 1084 | 1867 | 0.5804 | 0.0536 | 0.0020 | 0.2482 | 0.0063 | 0.0336 | 0.0005 | 352 | 31 | 225 | 5 | 213 | 3 |
| YZB-09 | 1381 | 2978 | 0.4638 | 0.0546 | 0.0024 | 0.2385 | 0.0097 | 0.0317 | 0.0005 | 398 | 100 | 217 | 8 | 201 | 3 |
| YZB-10 | 1474 | 2717 | 0.5425 | 0.0506 | 0.0030 | 0.2110 | 0.0118 | 0.0303 | 0.0005 | 221 | 135 | 194 | 10 | 192 | 3 |
| YZB-11 | 1182 | 2265 | 0.5218 | 0.0496 | 0.0024 | 0.2205 | 0.0100 | 0.0323 | 0.0005 | 175 | 111 | 202 | 8 | 205 | 3 |
| YZB-13 | 873 | 1636 | 0.5335 | 0.0533 | 0.0032 | 0.2323 | 0.0134 | 0.0316 | 0.0006 | 343 | 140 | 212 | 11 | 200 | 3 |
| YZB-14 | 576 | 1054 | 0.5459 | 0.0545 | 0.0026 | 0.2442 | 0.0098 | 0.0325 | 0.0006 | 390 | 59 | 222 | 8 | 206 | 4 |
| YZB-16 | 1102 | 2269 | 0.4854 | 0.0538 | 0.0027 | 0.2233 | 0.0107 | 0.0301 | 0.0005 | 361 | 118 | 205 | 9 | 191 | 3 |
| YZB-17 | 603 | 2476 | 0.2434 | 0.0552 | 0.0028 | 0.2336 | 0.0111 | 0.0307 | 0.0005 | 422 | 116 | 213 | 9 | 195 | 3 |
| YZB-19 | 1112 | 2294 | 0.4849 | 0.0521 | 0.0025 | 0.2361 | 0.0107 | 0.0329 | 0.0005 | 289 | 113 | 215 | 9 | 209 | 3 |
| YZB-20 | 835 | 1233 | 0.6776 | 0.0519 | 0.0021 | 0.2282 | 0.0069 | 0.0319 | 0.0005 | 281 | 40 | 209 | 6 | 202 | 3 |
| YZB-21 | 1482 | 2696 | 0.5496 | 0.0528 | 0.0032 | 0.2139 | 0.0125 | 0.0294 | 0.0005 | 318 | 142 | 197 | 10 | 187 | 3 |
| YZB-22 | 909 | 1638 | 0.5548 | 0.0518 | 0.0025 | 0.2321 | 0.0091 | 0.0325 | 0.0006 | 278 | 58 | 212 | 7 | 206 | 4 |
| YZB-24 | 1389 | 2483 | 0.5594 | 0.0545 | 0.0033 | 0.232 | 0.0134 | 0.0309 | 0.0005 | 393 | 138 | 212 | 11 | 196 | 3 |

注:Pb^(a)表示普通铅的含量,样品点的普通Pb其质量分数用Excel宏程序ComPbCorr 3-151(Andersen, 2002)计算获得,但是由于普通Pb含量低于检出限,故未对普通铅进行校正;Pb*为放射性成因Pb。

锆石。利用 Isoplot (ver2.49)(Ludwig,1991)的程序,对样品锆石进行谐和曲线投影和 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄的计算。在 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 和 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 图解中,样品集中分布在一致线及其附近很小的一个区域,计算 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $200 \pm 4 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=1.5, 2\sigma$),应为胭脂坝花岗质岩浆的侵位年龄。

4 岩浆源区特征

在大陆造山的过程中,岩浆的大规模形成除了适当的热条件外,还取决于源区岩石的成分,大陆壳中最常见的是长英质沉积岩和火成岩,它们的熔融形成了大陆碰撞造山带中大量的岩浆。Sylvester (1998)研究表明高温高压的碰撞环境发生部分熔融时,泥质来源的花岗岩较砂质来源的花岗岩倾向于有更低的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (< 0.3),胭脂坝岩体 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值为 $0.40 \sim 0.55$ (明显大于 0.3),反映源区物质可能为贫粘土质的砂屑岩或杂砂岩。运用 Altherr et al. (2000)的源区判别图解可以看出,岩体的样品投点都落在变质杂砂岩部分熔融的区域内(图 7),显示可能是大陆地壳的变质沉积岩石经过部分熔融形成。在 $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Rb}/\text{Ba}$ 的图解(图 8a)中,数据点均落在左下方贫粘土砂屑岩附近。此外, Rb/Sr 比值低于 3.0 ,也反映它们是砂质源岩部分熔融的产物(Harris and Inger,1992)。对于少量

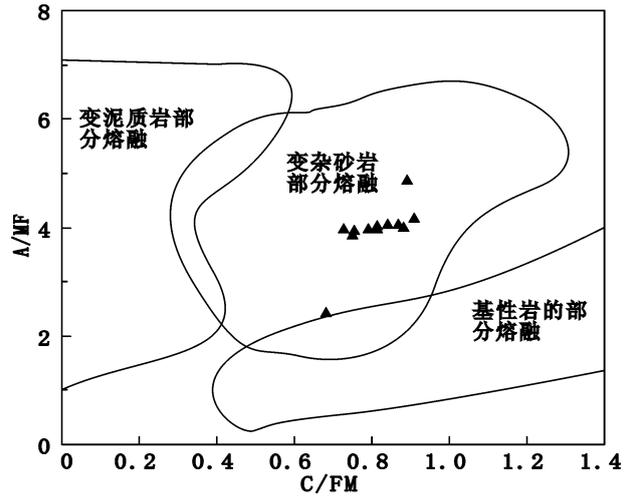


图 7 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩的 $\text{C}/\text{FM}-\text{A}/\text{MF}$ 源区判别图(Altherr 等,2000)

Fig. 7 The C/FM vs. A/MF diagram of the Yanzhiba biotite granite, Ningshan area, southern Qinling Mts. (after Altherr et al., 2000)

$$\text{A}/\text{MF} = \frac{n(\text{Al}_2\text{O}_3)}{n(\text{TFeO}) + n(\text{MgO})}; \text{C}/\text{FM} = \frac{n(\text{CaO})}{n(\text{TFeO}) + n(\text{MgO})}$$

具有较高 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值的样品,同时对应较低的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 的比值,暗示岩石源区可能含有微量镁铁质物质。在图(8b)中,岩体的 12 个数据全部落入砂屑岩源区,在四边形中靠近喜马拉雅造山带中的 Bethanga 岩体所代表的端元。这一判别结果

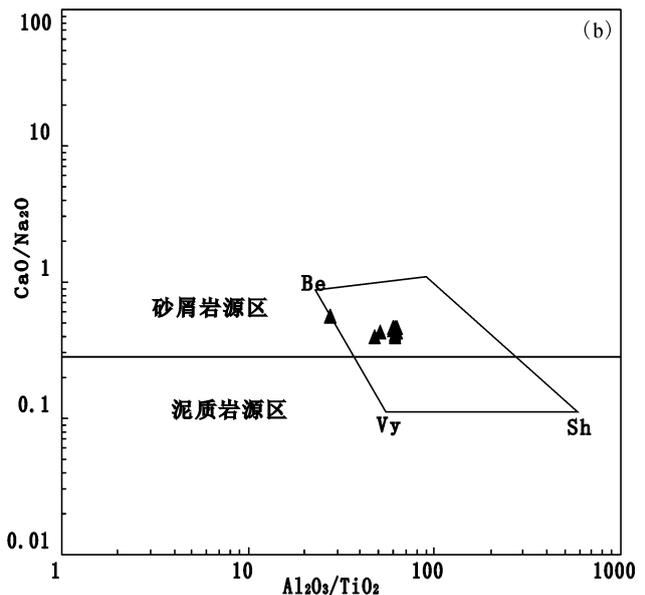
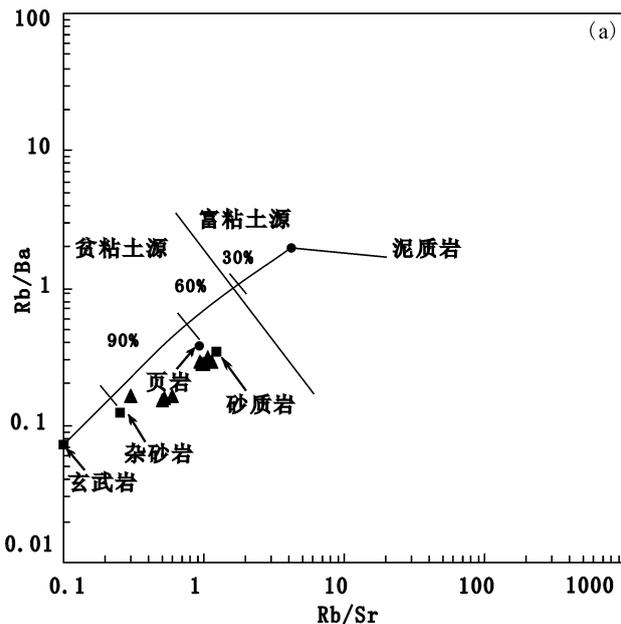


图 8 南秦岭宁陕地区胭脂坝黑云母花岗岩 $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Rb}/\text{Ba}$ 图(a)和 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (b)(据 Sylvester,1998)

Fig. 8 The diagram showing $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Rb}/\text{Ba}$ and $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ of Yanzhiba biotite granite, Ningshan area, southern Qinling Mts. (after Sylvester,1998)

与利用 Rb/Sr 比值判别的结果相一致。

胭脂坝岩体 Nb/Ta 的值变化较大 (6.84 ~ 13.97), 且部分位于地壳的平均值 (约 11; Taylor and McLennan, 1985) 和地幔平均值 17.5 (Sun et al., 1989) 间; 而 Zr/Hf 比值 (35~42) 则介于地壳平均值和地幔平均值之间, 均反映了幔源挥发份条件下熔融或者流体的加入 (Harris et al., 1992)。在主造山期后, 增厚地壳的构造减压作用 (地壳块体往上挤出) 导致地壳中含水矿物 (如云母类或/和角闪石类) 发生脱水反应而诱发地壳物质的部分熔融。实验研究表明白云母的脱水熔融反应只能产生少量的岩浆 (Clemens and Vielzeuf., 1987), 而变质沉积岩黑云母的脱水熔融可产生大量岩浆 (达 40%), 形成大型花岗岩基 (Stevens et al., 1997)。通常花岗岩的 Rb/Sr > 5 指示熔融反应与白云母的脱水熔融作用有关, 而 Rb/Sr < 5 则与黑云母的脱水熔融作用有关 (Pearce, 1984), 在胭脂坝花岗岩中 Rb/Sr 比值在 0.30~1.16 都小于 5, 表明这些花岗岩不仅起源于变质杂砂岩的部分熔融, 而且与源区黑云母的脱水熔融作用有关。Patiño Douce (1998) 等认为变质杂砂岩的熔体是富钾的, 因云母和斜长石是 K 和 Na 的储源, 变质杂砂岩在压力 < 1GPa 下, 形成的花岗质熔体的全碱在 8% 左右, 斜长石熔化量少, 因而产生的熔体富钾。杂砂岩中含有少量的角闪石在低压下角闪石+石英的不一致分解时形成含 Ca 的斜长石, 这个过程需要 Al, 斜长石大量结晶, 在源区形成残留相 (周金城等, 2005), 造成了 Eu 的负异常。此外, Th/U 比值 (平均值 5.03) 高于地壳平均值 (2.8; Taylor and McLennan, 1985), Zr 含量变化与 143~231 之间, 明显高于普通 S 型花岗岩 (Zr < 100 $\mu\text{g/g}$; 温度 < 800 $^{\circ}\text{C}$) (Watson and Harrison, 1983), 更接近高 Zr 的 Lachlan 和海西褶皱带的 SP (强过铝质) 花岗岩类 (800~850 $^{\circ}\text{C}$)。FeO/MgO 比值 (2.95~3.58, 均值为 3.21) 趋于 0.8GPa 下熔融实验值 (FeO/MgO = 2.5~3.3, Patiño Douce et al., 1997), 远低于 0.4GPa 下 FeO/MgO 比值 (6.6~7.7)。MgO (0.35~0.81%), FeO^{total} (1.48~2.94) 与温度在 800~850 $^{\circ}\text{C}$ 条件下的过铝质花岗岩 MgO (0.22~0.99%), FeO^{total} (1.27~3.10) 的含量基本一致 (Clemens & Wall, 1981), 表现出类似 +800 $^{\circ}\text{C}$ 、~0.8GPa 的熔融条件。

上述地球化学特征表明, 胭脂坝花岗岩体的源区物质可能为成熟度相对较低的贫粘土质砂屑岩, 在高温 (800 $^{\circ}\text{C}$) 高压 (约 0.8GPa) 条件下, 中地壳的

变质砂屑质源岩, 通过黑云母脱水部分熔融形成。

5 岩体形成时代及成岩动力学背景

自中生代以来, 整个秦岭内部发生了一系列重大的地质事件, 即华南和华北地块的碰撞对接, 地球动力学方向的大调整和岩石圈的大减薄, 这些事件伴有广泛的的岩浆活动和大规模的成矿作用。特别是西、南秦岭经历了强烈的中生代构造岩浆热事件, 形成了巨量的中生代花岗岩。已有的数据资料表明, 秦岭地区在印支期沿勉略 (勉县—略阳) 带发生主碰撞峰期为 254~221Ma (李曙光等, 1996)。南秦岭的地质变质、变形及勉略洋盆的闭合时代为 242~221Ma (李曙光等, 1996), 其中可代表碰撞年龄的绿片岩的峰期变质年龄为 240Ma (Yin et al., 1991)。该岩体岩浆的结晶年龄为 200Ma, 明显晚于秦岭造山带及邻区华北板块与华南板块发生大规模碰撞的时代, 属于后碰撞花岗岩。在造山由挤压向伸展转变的阶段, 造山带处于减压增温的特殊构造体制, 并以减压熔融占主导地位, 减压促进物质的熔融和流体的产生, 导致整个造山过程中强烈的流体作用和岩浆作用, 大量花岗岩质岩浆的产生应主要出现在从碰撞构造挤压体制向构造伸展体制的转折时期 (Barbarin, 1999; 陈衍景, 2006)。在构造转换的过程中, 伸展作用的初期会引起与地壳减薄有关的热流增加, 导致部分熔融和花岗岩的侵入, 且花岗岩的侵位时间一般晚于部分熔融作用的时间 (Xie et al., 2006)。Patiño et al. (1990) 研究表明地壳在加厚约 20Ma 之后地壳会发生热—应力的松弛作用, 进入地壳的伸展阶段, 地壳减压增温熔融, 形成花岗岩浆。这也很好地说明, 陆壳的伸展减薄是形成花岗岩的重要因素。在印支期早期南秦岭以陆壳的挤压增厚为特征, 而晚期主要以陆壳的伸展减薄为主。因此, 如果将 240Ma 作为碰撞峰期的年龄, 则胭脂坝岩体的侵位年龄晚了约 40Ma, 而对典型碰撞造山带的研究认为, 后碰撞花岗岩的出现只比碰撞峰期晚了 26Ma (如喜马拉雅地区) 或约 20Ma (如阿尔卑斯地区) (Sylvester, 1998)。由此看来, 胭脂坝岩体可能是在地壳伸展—减薄为主的构造背景下形成。加厚地壳背景下形成的后碰撞岩体, 在秦岭大量出现 (秦江锋, 2007; 王娟, 2008a, b; 弓虎军等, 2009a, b), 成因也都与下地壳底部拆沉、除根作用有关, 同时拆沉作用诱发软流圈物质的上涌也可以为地壳的熔融作用提供热源。然而胭脂坝岩体明显晚于邻近的五龙、西荏河岩体的形成年龄

225±6Ma(王娟,2008b),其形成机制也应不同于南秦岭地区于205~225Ma间所形成具有I型或高锶质特性的岩体。因而该岩体应具有其特殊的形成机理,且源区特征尚缺乏同位素的限制,故值得进一步深入的探讨。

6 结论

(1)通过地质学、岩石学、地球化学的详细研究表明:胭脂坝岩体为黑云母花岗岩,主体富硅、富碱、属于高钾钙碱性系列,为准铝/弱过铝的壳源S型花岗岩,源岩来自成熟度相对较低的中地壳的变质砂屑质源岩,在温度约800℃,压力约0.8GPa的条件下,通过黑云母脱水部分熔融形成。

(2)胭脂坝黑云母花岗岩的锆石U-Pb年龄为200±4Ma,对应于主碰撞期后约40Ma的伸展构造环境,加厚的地壳在伸展—减薄的过程中,中部地壳的砂屑质沉积岩,通过黑云母脱水发生部分熔融形成花岗岩浆,并沿伸展构造上升侵位形成。

致谢:感谢审稿人和编辑部的建设性意见。在野外过程中,吴美玲、郭永峰提供了热心帮助,西北大学大陆动力学国家重点实验室提供的技术支持,在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献 / References

陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6): 1181~1196.

高山, 骆庭川, 张本仁, 张宏飞, 韩吟文, 赵志丹. 1999. 中国东部地壳的结构和组成. 中国科学(D辑), 29(3): 204~213.

弓虎军, 朱赖民, 孙博亚, 李舜, 郭波. 2009a. 南秦岭沙河湾、曹坪和柞水岩体锆石U-Pb年龄、Hf同位素特征及其地质意义. 岩石学报, 25(2): 248~264.

弓虎军, 朱赖民, 孙博亚, 李舜, 郭波. 2009b. 南秦岭地体东江口花岗岩及其基性包体的锆石U-Pb年龄和Hf同位素组成. 岩石学报, 25(11): 3029~3042.

李曙光, 孙卫东, 张国伟, 陈家义, 杨永成. 1996. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据. 中国科学(D辑), 26(3): 223~230.

李先梓, 严阵, 卢欣祥. 1993. 秦岭一大别山花岗岩. 北京: 地质出版社, 1~214.

秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 2007. 南秦岭面县—略阳缝合带印支期光头山埃达克质花岗岩的成因及其地质意义. 地质通报, 26(4): 466~471.

孙卫东, 李曙光, Chen Yadong, 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.

王娟, 金强, 赖绍聪, 秦江锋, 李鑫. 2008a. 南秦岭佛坪地区五龙花岗岩质体的地球化学特征及成因研究. 矿物岩石, 28(1): 79~87.

王娟, 李鑫, 赖绍聪, 秦江锋. 2008b. 印支期南秦岭西岔河、五龙岩体成因及构造意义. 中国地质, 35(4): 207~216.

严阵. 1985. 陕西省花岗岩. 西安: 西安交通大学出版社, 1~321.

袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入岩的激光锆石探针U-Pb年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(4): 511~520.

张本仁, 骆庭川, 高山. 1994. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~446.

张成立, 张国伟, 晏云翔, 王煜. 2005. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义. 岩石学报, 21(3): 711~720.

张成立, 王涛, 王晓霞. 2008. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报, 14(13): 304~316.

张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 陈岳龙. 1997. 南秦岭宁陕地区花岗岩类Pb、Sr、Nd同位素组成及其深部地质信息. 岩石矿物学杂志, 16(1): 22~32.

张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 3~400.

周金城, 王孝磊. 2005. 理论岩石学. 北京: 地质出版社, 149~208.

Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C and Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald(Germany). Lithos, 50: 51~73.

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. Chem. Geol., 192: 59~79.

Barbarin B A. 1999. Review of the relationships between granitoid type, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605~626.

Clemens J D and Wall V J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. Can. Min., 19: 111~131.

Clemens J D and Vielzeuf D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. Sci. Lett., 6: 287~306.

Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modeling of pelite derived granites. Contrib. Mineral. Petrol., 110: 46~56.

Ludwig K R. 2003. Isoplot 3.0——A geochronological toolkit for Micro-soft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, (4): 1~70.

Patino A E, humohreys E D and Johnston A D. 1990. Anatexis and metaplasticity by the Sevier hinterland, western North America. Earth and Planetary Science Letters, 97: 290~315.

Patiño Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology, 25: 743~746.

Patino Douce A E, McCarty T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. When continents collide: geodynamics of ultrahigh-pressure rocks. Netherlands: Kluwer Academic Publisher, 27~55.

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956~983.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for the mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. Magmatism in the Ocean Basins, vol. 42. Geol. Soc. London Spec. Publ., 313~345.

Sylvester P J. 1998. Post-collision strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29~44.

Stevens G, Clemens J D, Droop G T R. 1997. Melt producing granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protolith. Contrib. Miner. Petrol., 128: 352~370.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford:Blackwell,1~312.

Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited; temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Science Letters*, 64:295~304.

Xie Z, Zheng Y F and Zhao Z F. 2006. Mineral isotope evidence for

the contemporaneous process of Mesozoic granite emplacement and gneiss metamorphism in the Dabie orogen. *Chemical Geology*,231:214~235.

Yin Q, Jagote, Kroner A. 1991. Precambrian(?) blueschist/ciesit-bearing eclogite belt in central China. *Terra Abstract*,3:85~86.

Geochemistry and Geological Significance of Late Triassic Yanzhiba Pluton from the Southern Qinling Orogenic Belt

LUO Jincheng, LAI Shaocong, QIN Jiangfeng, LI Haibo, LI Xuejun, ZANG Wenjuan

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069

Abstract: The Late Triassic Yanzhiba Pluton located in the Northern margin of the Mianxian—Lüeyang Suture, central China. This paper presented the data of occurrence, petrography, zircon U-Pb chronology and geochemistry, and genesis of the pluton. The pluton mainly consisted by biotite granite. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating for the biotite granite yields a weighted mean age of 200 ± 4 Ma. They have high SiO_2 (70.09%~73.35%), alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.49\% \sim 8.59\%$), Rb, Th, U, K contents and high CaO/ Na_2O ratios (>0.3), their A/CNK=1.01~1.08, $\sigma = 2.07 \sim 2.62$, depletion of Nb, Ta, Ba, Sr, P and Ti. The ΣREE ranges from 129.98×10^{-6} to 189.97×10^{-6} , slight enrichment of LREE (LREE/HREE=8.00~10.73, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.62 \sim 15.68$), and significant negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.41 \sim 0.50$). In combination with regional geological settings, we suggest that the biotite was formed by partial melting of metasedimentary crust, which was induced by fluids from the lower crust or mantle lithosphere.

Key words: zircon U-Pb dating; Ningshan area; Yanzhiba pluton; geochemistry; thinning and extension