

# 西藏冈底斯带中南部与俯冲有关的早侏罗世花岗闪长岩： 锆石 U-Pb 年代学及地球化学证据

陈 炜<sup>1,2</sup>, 马昌前<sup>1</sup>, 宋志强<sup>2</sup>, 龙桃成<sup>2</sup>, 夏天齐<sup>2</sup>, 蔡立元<sup>2</sup>, 王 彤<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; 2. 湖北省鄂东北地质大队, 湖北 孝感 432100)

**摘 要:** 肖打松多花岗闪长岩位于西藏冈底斯花岗岩带中段以南, 主要岩石类型有: 细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩、细中粒含斑黑云母(角闪石)花岗闪长岩、细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩, 岩石具钙碱性特征,  $w(\text{SiO}_2) = 61.58\% \sim 72.16\%$ ,  $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) = 0.64 \sim 1.15$ , 相对富钠,  $A/\text{CNK} = 1.25 \sim 1.43$ ,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  变化于  $11.45\% \sim 16.00\%$  之间, 为准铝质岩石, 花岗闪长岩岩体稀土元素总量  $w(\sum \text{REE})$  变化于  $152.10 \times 10^{-6} \sim 251.22 \times 10^{-6}$  之间; 轻稀土元素富集, 负 Eu 异常较明显, 以富 K、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素和亏损 Nb、Y、Yb 等高场强元素为特征。岩石学和岩石地球化学研究表明, 该时期的花岗闪长岩具俯冲 I 型花岗岩的特点, 形成于板块俯冲下的岛弧环境。用 SHRIMP 测定肖打松多花岗闪长岩体锆石的 U-Pb 年龄为  $(191.9 \pm 1.1) \text{ Ma}$ 。同时表明冈底斯岩弧带在早侏罗世岩浆曾经剧烈地活动过, 肖打松多岩体是新特提斯洋向北俯冲作用的产物。

**关键词:** 早侏罗世花岗闪长岩; SHRIMP U-Pb 年龄; 锆石; 地球化学; 肖打松多; 西藏

**中图分类号:** P588.12

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1000-7849(2011)06-0001-12

肖打松多花岗闪长岩位于西藏冈底斯花岗岩带中段以南的得明顶地区。西藏冈底斯花岗岩带, 北以班公湖—怒江结合带为界, 南以印度河—雅鲁藏布结合带为界, 为一条近东西向的长约 2 500 km、南北宽 100~300 km 的巨型岩浆岩带。已有学者<sup>[1]</sup>对冈底斯带的岩浆演化做过研究, 并取得了一些成果, 但研究程度仍很低, 其认识也不统一, 目前普遍认为<sup>[2]</sup>冈底斯带是晚燕山期—喜山期火山—岩浆弧带, 是新特提斯洋壳一次向北俯冲消亡、陆—陆碰撞作用的产物; 另一种观点<sup>[3]</sup>是雅鲁藏布江洋向北和班—怒洋向南俯冲消减共同作用的结果; 最近一些学者<sup>[4]</sup>认为冈底斯带花岗岩是新特提斯洋壳至少两次俯冲消亡的结果或多次俯冲—碰撞的结果, 但一直缺少早侏罗世俯冲作用(花岗岩方面)的证据。对于冈底斯火山—岩浆弧带内的花岗岩, 莫宣学等<sup>[5]</sup>也提出了不同的认识, 认为有俯冲花岗岩类、同碰撞花岗岩类等 4 种构造岩浆类型, 但因冈底斯带印支—燕山期岩浆岩的成因十分复杂, 需要更加深入的研究。Wilson<sup>[6]</sup>认为中酸性岩浆岩的定年可直接为板块俯冲和陆—陆碰撞时间的厘定提供地质年代学证据。

为此笔者在前人工作的基础上, 对得明顶地区早白垩世花岗岩类研究的同时, 又对早侏罗世花岗

岩进行了锆石 SHRIMP 定年和岩石地球化学特征的研究, 为雅鲁藏布江洋盆在早侏罗世向北俯冲的作用提供地质年代学方面的证据, 为新特提斯洋壳多次俯冲—碰撞提供依据; 对其成因及构造背景进行探讨, 以了解其起源演化, 揭示其深部过程和动力学机制。这对深入研究冈底斯带花岗岩岩浆的演化有着重要的意义。

## 1 区域构造及花岗岩分布

冈底斯花岗岩带位于印度河—雅鲁藏布结合带与班公湖—怒江结合带之间, 为强烈的挤压造山带, 其南为喜马拉雅山花岗岩带, 北邻藏北念青唐古拉花岗岩带(图 1)。前人又将冈底斯花岗岩带分为北带、中带、南带 3 个带<sup>[5]</sup>, 其中南带位于隆格尔—工布江达断隆带以南地区, 得明顶地区花岗岩主要分布在南带, 受冈底斯—念青唐古拉火山岩浆弧带弧背断隆和冈底斯陆缘火山—岩浆弧这两个 II 级构造单元所控制。带内印支期、燕山期、喜马拉雅期侵入岩发育, 呈极为明显的东西向带状分布, 其中印支期侵入岩主要分布在念青唐古拉火山岩浆弧带弧背断隆内, 燕山期和喜马拉雅期的侵入岩则是冈底斯陆缘火山—岩浆弧的重要组成部分, 本次着重研究燕

收稿日期: 2011-01-14

编辑: 刘江霞

基金项目: 中国地质调查局矿产资源补偿费矿产勘查项目(H46E014011)

作者简介: 陈 炜(1969—), 男, 高级工程师, 现正攻读矿物学、岩石学、矿床学专业博士学位, 主要从事深部岩浆与成矿作用的研究。E-mail: chenwei1387@qq.com

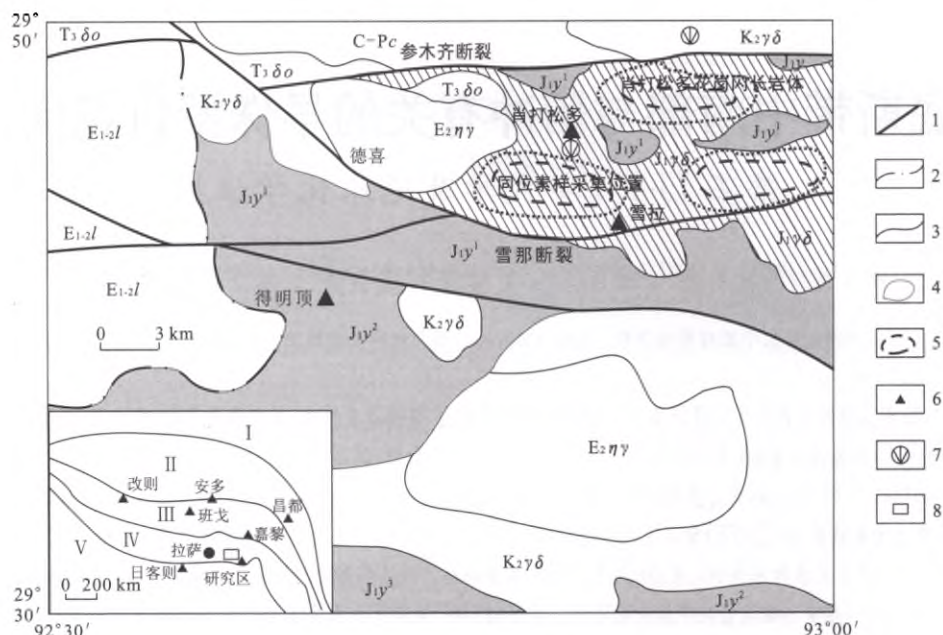


图1 得明顶地区侏罗纪花岗岩地质略图

Fig.1 Geologic sketch of Jurassic granite in Demingding area

I. 可可西里—巴颜喀拉山花岗岩带; II. 羌塘—昌都花岗岩带; III. 藏北—念青唐古拉花岗岩带; IV. 冈底斯花岗岩带; V. 喜马拉雅山花岗岩带; E<sub>1-2l</sub>. 沉积岩; J<sub>1γδ</sub><sup>1-3</sup>. 侏罗纪火山—沉积岩; C—Pc. 石炭纪—二叠纪陆相沉积岩; E<sub>2γγ</sub>. 始新世—早侏罗世花岗岩; K<sub>2γδ</sub>. 晚白垩世花岗岩; J<sub>1γδ</sub>. 早侏罗世花岗岩; T<sub>3δo</sub>. 晚三叠世石英闪长岩; 1. 断层; 2. 不整合界线; 3. 地质界线; 4. 边缘相与过渡相分界线; 5. 中心相与过渡相分界线; 6. 地名; 7. 同位素年龄采样点; 8. 研究区。

山期肖打松多侵入岩体。

从图1可以看出,肖打松多花岗闪长岩体位于西藏林芝地区工布江达县加兴乡的南部肖打松多,雪那的北部,呈近东西向的不规则带状产出,侵入围岩为早侏罗世叶巴组火山岩和三叠纪花岗闪长岩,与叶巴组火山岩(图2)和晚三叠世石英闪长岩(图3)呈侵入接触,并被古近纪花岗岩所侵入,其北部被米拉山口—参木齐断裂所控制,南部为雪那断裂所控制,呈岩基产出,出露面积大于150 km<sup>2</sup>。

岩体中见有少量的地层捕虏体和大量的闪长岩包体以及脉体。岩体围岩均遭受不同程度的热液蚀

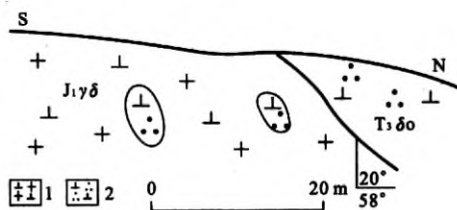


图3 肖打松多早侏罗世花岗闪长岩(J<sub>1rδ</sub>)与晚三叠世石英闪长岩(T<sub>3δo</sub>)接触关系剖面素描图(参木齐)

Fig.3 Sketch of contact profile between Xiaodasongdu Early Jurassic granodiorite (J<sub>1rδ</sub>) and Triassic quartz diorite (T<sub>3δo</sub>)(Canmuqi)

1. 花岗闪长岩; 2. 石英闪长岩。

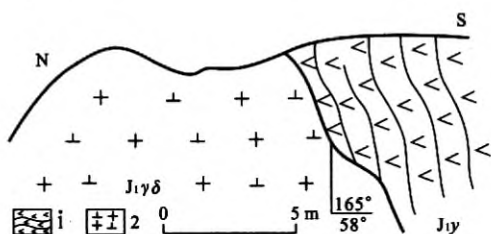


图2 肖打松多早侏罗世花岗闪长岩(J<sub>1rδ</sub>)与叶巴组(J<sub>1γ</sub>)火山岩侵入接触关系剖面素描图(雪那)

Fig.2 Sketch of intrusion contact profile between Xiaodasongdu Early Jurassic granodiorite(J<sub>1rδ</sub>)and Yeba Formation (J<sub>1γ</sub>) (Xue-na)

1. 火山岩; 2. 花岗闪长岩。

变或变质作用,原岩的矿物成分、化学成分和结构、构造均部分发生重大变化,除原生石英外其他造岩矿物几乎全被蚀变矿物所替代,蚀变强烈,主要蚀变有绢云母化、绿帘石化、黄铁矿化、绿泥石化。

岩体中的地层捕虏体主要为变质石英粉砂岩,大小不等,一般在5 cm×15 cm~50 cm×200 cm之间,呈不规则状或不规则长透镜体状,无定向排列,仅在局部可见定向排列,捕虏体边部界线截然,地层捕虏体的定向构造或条带构造发育。

岩体中的暗色包体为闪长质岩石,大小不等,一般在1 cm×2 cm~8 cm×20 cm之间,形态各异,一般以不规则椭圆状或近长椭圆状为主,分布不均匀,局部具定向排列,经分析包体为幔源包体,可能与同化混染作用有关。大多数包体与寄主花岗岩的接触界线清晰,少数呈过渡关系。包体具斑状结构和微细粒半自形粒状结构,块状构造;角闪石、斜长石斑晶具有被交代成筛孔状或网脉状的现象。包体中针状磷灰石特别发育,长宽比以大于30为主,有的甚至大于100。针状磷灰石主要出现在基质石英、长石等矿物中,并横跨矿物边界。

岩体中的脉体主要有辉长岩脉、辉绿玢岩脉和

花岗斑岩脉及细晶岩脉,脉体可能为岩浆冷凝后沿节理裂隙充填而成。其中基性岩脉形成最晚,脉体大小不等,一般宽2~20 cm,长20~100 m,产状一般近直立,呈近东西或南北向展布。

2 岩石地球化学特征

2.1 岩石学特征

该岩体主要岩性为:细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩、细中粒含斑黑云母(角闪石)花岗闪长岩及细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩(表1)。

从早期到晚期岩相由边缘相→过渡相→内部相

表1 肖打松多花岗闪长岩体各相带岩石特征对比表

Table 1 Comparison of petrologic characters of each facies belt of Xiaodasongdu granodiorite

岩相	岩石类型	结构及构造	主要矿物成分体积分数( $\varphi_B$ )	粒度	备注
边缘相	细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩	细中粒花岗结构,块状构造	斜长石 47%~63%、钾长石 4%~11%、石英 20%~25%、角闪石 8%~11%、黑云母 4%~5%,其中角闪石分布不均匀	粒径 4.0~0.5 mm	各相带副矿物
过渡相	细中粒含斑黑云母(角闪石)花岗闪长岩	似斑状结构、半自形细中粒状结构,块状构造	斜长石 43%~55%、钾长石 12%~17%、石英 22%~26%、黑云母 5%~7%、角闪石 4%~7%,其中角闪石分布不均匀	斑晶粒径 0.5 cm×1.5 cm~1.0 cm×1.2 cm 基质粒径 0.2~5 mm	基本相似,为锆石、磷石、磷
内部相	细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩	似斑状结构、半自形细中粒状结构,块状构造	斜长石 45%~50%、钾长石 16%~17%、石英 22%~26%、角闪石 4%~6%、黑云母 4%~5%,其中角闪石分布不均匀	斑晶粒径 0.5 cm×1.5 cm~1.0 cm×1.2 cm,基质粒径 0.5~5 mm	灰石、绿帘石、磁铁矿等

演化,各相带呈逐渐过渡关系,岩石结构由不含斑→含斑→斑状结构的变化较明显,在边缘相带中可见过渡相带的岩石穿插其中,在内部相带中可见早期边缘相带岩石的捕虏体存在。根据镜下薄片对岩石中的石英、斜长岩和钾长石矿物进行分类,统计在图4上投影,大部分落入花岗闪长岩区,少量落入石英二长闪长岩、石英闪长岩及英云闪长岩区。各相带岩石学特征如下。

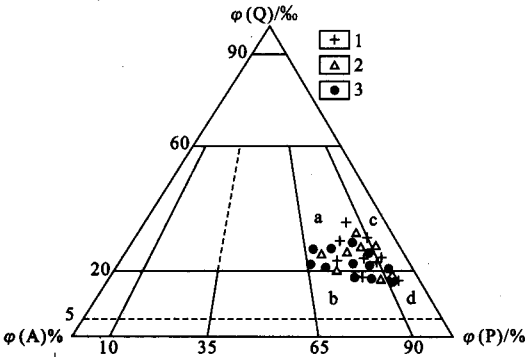


图4 Q-A-P分类图解

Fig. 4 Q-A-P classification

1. 细中粒黑云花岗闪长岩;2. 细中粒含斑黑云母花岗闪长岩;3. 细中粒斑状黑云母花岗闪长岩;a. 花岗闪长岩; b. 石英二长闪长岩;c. 英云闪长岩;d. 石英闪长岩。

(1)细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩 主要分布于岩体的边部,岩石呈灰色,具细中粒花岗结构,块状构造,矿物主要由斜长石(更长石)( $\varphi_B$ ) (47%~63%)、钾长石(4%~11%)、石英(20%~25%)、角闪石(8%~11%)、黑云母(4%~5%)、磷灰石(0.2%)和磁铁矿(0.4%)等组成。斜长石为自形板柱状,具细密的钠长双晶,部分晶体可见隐约的环带构造;钾长石为半自形,具格子双晶和显微条纹构造,粒径为1.2~4.0 mm,有的钾长石内包有斜长石,并交代斜长石形成不规则的残留体,局部见蠕英结构;石英呈它形,粒径在1.2~3.5 mm间;角闪石分布不均匀,局部可达20%;黑云母为集合体状,呈深棕色—黄褐色多色性,少量黑云母蚀变为绿泥石;锆石被包于斜长石中,自形柱状;磷灰石被包于黑云母中,呈长柱状。

(2)细中粒含斑黑云母(角闪石)花岗闪长岩 分布于细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩与细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩之间,为中间过渡带,岩石以灰色为主,具似斑状结构、块状构造,主要由斜长石(43%~55%)、钾长石(12%~17%)、石英(22%~26%)、角闪石(4%~7%)、黑云母(5%~7%),少量绿泥石、绿帘石、锆石、磷石、磷灰石和磁铁

矿等组成。

岩石中斑晶体积分数 3%~5%, 无定向排列, 成分有钾长石、斜长石, 个别为角闪石, 分布极不均匀, 粒径大小在 6.0 mm×11.2 mm~10 mm×15 mm 间, 其中钾长石晶体可见格子双晶, 内部包含有斜长石和磁铁矿, 微条纹构造发育; 角闪石斑晶由绿帘石取代, 但仍保留角闪石柱状假象, 粒径约为 0.5 mm×1.6 mm; 钾长石斑晶为半自形, 粒径在 1.0 mm×1.2 mm 左右。基质具细中粒花岗岩结构, 由斜长石、钾长石、石英、角闪石、黑云母及少量副矿物组成, 其中斜长石为自形板柱状, 具细密的钠长双晶, 具环带状波状消光, 与细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩相比, 环带构造较少, 部分晶体具绢云母化; 钾长石除粒径小外, 其他特征同斑晶; 石英呈它形, 粒径在 1.2~5.0 mm 间, 具波状消光; 黑云母具深棕色—黄褐色多色性, 自形片状, 部分绿泥石化。

(3) 细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩主要分布于岩体的中部, 岩石呈灰白色—浅灰色, 具似斑状结构、块状构造, 主要由斜长石(45%~50%)、钾长石(16%~17%)、石英(22%~26%)、黑云母(4%~5%)、角闪石(4%~6%)以及少量的磁铁矿、锆石、磷灰石和榍石等副矿物组成。

岩石中斑晶体积分数为 5%~25%, 斑晶以钾长石为主, 粒径大小为 0.5 cm×1.5 cm~1.0 cm×1.2 cm, 晶体内包有斜长石、黑云母。基质主要为斜长石、钾长石、石英以及少量的黑云母; 其中斜长石为自形板柱状, 具细密的钠长双晶和卡钠双晶, 极少数晶体具环带构造, 环带在 2~4 环间, 正环带, 在晶体中心和沿环带有绢云母、黑黝帘石次生矿物; 钾长石特征同斑晶, 具微条纹构造; 石英呈它形粒状; 黑云母部分蚀变为绿泥石、绿帘石, 但原晶体形态保留较好; 磁铁矿为粒状集合体; 磷灰石和榍石主要包于

黑云母中, 为自形柱状。

根据各岩相之间的穿插关系, 肖打松多岩体中细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩形成相对较早, 细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩形成较晚。

## 2.2 地球化学特征

### 2.2.1 主量元素

对肖打松多花岗闪长岩体所采样品进行测试, 结果见表 2。肖打松多花岗闪长岩样品总的特点是富 Si, 贫 Mg、Ca, 其  $w(\text{SiO}_2)$  普遍大于 60%, 且变化范围较大, 介于 61.58%~72.60% 之间, 平均为 67.37%, 而  $w(\text{MgO}) \leq 2.2\%$ ,  $w(\text{CaO}) \leq 5.23\%$ , 铁镁比值较大,  $w(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/w(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  比值介于 0.58~0.83 之间, 平均为 0.69。在 Q-A-P 图解中, 肖打松多花岗闪长岩大部分投影于花岗闪长岩区域(图 4)。岩浆分异指数 DI 介于 80.4~94.6 之间, 平均为 90.1, 反映岩体经历了较高程度的分异演化作用; 富碱,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  介于 3.53%~5.18% 之间, 平均为 4.30%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  高, 介于 3.06%~4.88% 之间, 平均为 3.83%, 其  $w(\text{Na}_2\text{O}) > w(\text{K}_2\text{O})$ ,  $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$  介于 0.64~1.15 之间, 平均为 0.90, 里特曼指数  $\sigma$  为 0.54~1.08, 平均为 0.78, 显示了钙碱性系列岩石的特征, 在  $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$  图解中, 肖打松多黑云母花岗闪长岩投影于高钾钙碱性系列岩石区域(图 5-A); 其 A/CNK 变化范围为 0.68~0.95, 平均为 0.87, 为准铝质(偏铝质的)岩石(图 5-B)。未出现标准刚玉分子, 野外未见白云母和石榴石等矿物出现。

肖打松多岩体的  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{TFeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  等成分质量分数随  $w(\text{SiO}_2)$  的增加呈较明显的线性减少(图 6), 表明其在岩浆的演化过程中具有岩浆混合作用的特征, 这与该岩体中发育较多的闪长质包体的野外宏观特征一致。

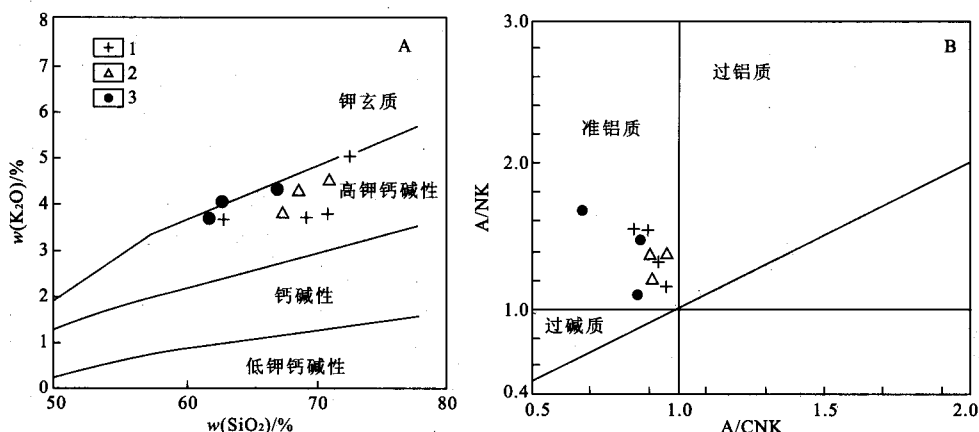


图 5 肖打松多花岗闪长岩的  $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$  图解(A)和  $\text{A}/\text{NK}-\text{A}/\text{CNK}$  图解(B)

Fig. 5  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  and  $\text{A}/\text{NK}-\text{A}/\text{CNK}$  diagram of Xiaodasongdu granodiorite

图例同图 4; A 底图据文献[7]; B 底图据文献[8]。

表 2 肖打松多花岗闪长岩体岩石主量元素、稀土元素和微量元素质量分数特征  
Table 2 Contents of main elements, REE and trace elements in Xiaodasongdu granodiorite

岩性	细中粒黑云母(角闪石)花岗闪长岩				细中粒含斑黑云母(角闪石)花岗闪长岩			细中粒斑状黑云母(角闪石)花岗闪长岩		
样号	D131	D209	D051	D057a	Ⅲ-1	Ⅲ-3	D057b	D291	D256	D-346
SiO <sub>2</sub>	68.90	63.06	72.60	70.67	65.62	68.75	71.78	67.89	62.86	61.58
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.53	0.22	0.41	0.44	0.46	0.17	0.32	0.76	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.97	15.15	13.45	13.98	16.03	13.95	13.64	15.29	15.47	16.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	1.83	0.90	1.01	1.40	1.29	0.66	1.38	2.10	0.55
FeO	3.23	3.82	1.35	2.22	2.33	3.02	2.20	1.95	3.58	5.10
MnO	0.05	0.06	0.04	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	1.05	2.16	0.28	0.64	1.65	1.25	0.73	1.34	1.93	2.20
CaO	3.48	4.44	0.84	2.70	3.26	1.92	1.57	1.99	3.25	5.23
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.86	4.49	4.81	4.73	4.37	4.20	5.18	3.53	4.10
K <sub>2</sub> O	3.32	3.81	4.88	3.06	3.69	3.70	4.65	3.99	4.05	3.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.15	0.07	0.11	0.21	0.12	0.06	0.15	0.19	0.18
烧失量	0.36	0.98	0.63	0.48	0.44	0.99	0.24	0.29	1.80	0.75
总 量	99.65	99.85	99.75	100.12	99.86	99.87	99.95	99.82	99.56	99.57
w(K <sub>2</sub> O)/w(Na <sub>2</sub> O)	0.89	0.99	1.09	0.64	0.78	0.85	1.11	0.77	1.15	0.78
A/CNK	0.87	0.82	0.95	0.87	0.91	0.95	0.92	0.85	0.84	0.68
里特曼指数 σ	0.54	0.74	0.68	0.84	0.99	0.74	0.61	1.08	0.63	0.90
La	34.10	27.90	33.60	46.50	31.20	39.50	25.70	27.00	33.30	24.90
Ce	68.20	57.10	59.20	87.30	54.20	64.50	49.30	52.00	61.70	53.60
Pr	6.70	7.11	6.10	6.50	5.60	7.20	4.10	5.30	6.30	4.60
Nd	27.8	23.60	24.10	25.80	23.50	25.00	16.90	21.50	26.90	18.10
Sm	6.21	4.69	4.22	6.87	5.30	5.48	4.22	4.92	6.12	3.31
Eu	1.50	1.06	0.97	1.16	1.20	1.28	0.80	1.15	1.51	0.87
Gd	8.20	7.90	6.48	5.82	5.62	8.32	5.90	7.08	8.50	5.67
Tb	1.12	0.99	0.93	0.88	0.81	1.14	0.87	0.92	1.14	0.81
Dy	6.85	4.12	5.19	5.81	4.77	6.25	5.43	4.96	5.80	4.71
Ho	1.29	0.97	0.94	1.11	0.91	1.29	1.06	0.98	1.26	1.07
Er	3.56	2.74	2.82	3.42	2.85	3.32	3.33	2.80	3.83	2.69
Tm	0.52	0.47	0.48	0.47	0.39	0.55	0.51	0.47	0.63	0.45
Yb	1.12	1.02	0.96	1.22	1.14	1.07	0.73	1.22	1.04	0.65
Lu	0.64	0.65	0.45	0.56	0.46	0.59	0.48	0.41	0.71	0.45
Y	21.30	13.50	16.10	20.30	15.70	15.80	12.30	13.90	17.23	17.20
Cr	6.23	8.30	5.61	2.98	144.00	12.80	4.85	4.35	27.60	10.60
Ni	2.29	6.59	2.37	0.48	55.20	4.21	1.77	6.45	13.90	7.93
V	72.80	89.80	19.50	27.60	179.00	91.10	30.50	49.40	120.00	98.90
Be	1.55	1.04	2.34	1.12	0.34	1.28	2.58	1.88	1.47	0.87
Ba	388.00	362.00	413.00	320.00	218.00	447.00	368.00	349.00	344.00	370.00
Co	9.51	11.00	2.78	5.64	27.80	12.20	4.14	7.67	15.70	12.90
Sc	10.90	9.83	2.94	6.56	25.00	12.90	5.13	3.34	12.80	10.10
Sr	264.00	305.00	189.00	223.00	266.00	268.00	164.00	600.00	306.00	333.00
Rb	121.00	119.00	191.00	96.90	135.00	132.00	235.00	140.00	157.00	89.60
Hf	5.20	6.00	6.00	3.80	5.40	5.40	4.90	4.30	5.30	5.40
Th	11.60	8.70	14.30	8.60	11.20	11.50	16.80	9.50	10.60	6.50
U	1.50	1.30	1.60	1.40	1.90	1.60	1.80	1.40	1.60	1.30
Nb	6.80	7.20	8.20	5.90	6.80	6.80	7.90	5.70	6.80	5.60
Ta	1.00	1.10	1.10	1.30	1.30	1.00	1.20	1.00	1.30	1.20
Zr	153.00	137.00	146.00	163.00	104.00	123.00	189.00	120.00	134.00	146.00
w(ΣREE)	201.51	165.82	164.04	223.72	155.45	193.99	153.63	146.11	192.04	141.08
δ(Eu)	0.71	0.59	0.63	0.74	0.74	0.65	0.55	0.66	0.71	0.68
w(ΣCe)/w(ΣY)	3.13	3.45	4.59	4.17	4.51	3.66	2.43	4.81	3.20	3.96
[w(La)/w(Yb)] <sub>N</sub>	5.75	4.12	8.11	8.57	6.30	6.22	5.59	5.89	4.56	5.58
[w(La)/w(Sm)] <sub>N</sub>	3.43	3.72	4.98	4.23	3.68	4.51	3.81	3.43	2.56	4.70

测试单位:武汉综合岩矿测试中心。

从岩石中石英变化较大,长石由粉红色→白色,黑云母花岗闪长岩中  $w(\text{Na}_2\text{O}) > 3.2\%$ ,  $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$  比值均小于 1.15,绝大部分小于 1.1,  $\text{A/CNK} < 0.95$ ,黑云母中的  $w(\text{Mg})/w(\text{Fe})$  为 0.47~0.58,次要矿物为绿帘石、榍石、磁铁矿常见等特征来看,该花岗闪长岩总体上具有 I 型花岗岩的特

征。

2.2.2 微量元素和稀土元素

花岗岩类岩石微量元素质量分数见表 2,可以看出,早侏罗世岩体微量元素质量分数与世界同类花岗岩(维氏值)相比,花岗闪长岩中 Cr、V、Co、Ni、Sr 元素质量分数较高,晚期斑状黑云母(角闪石)花



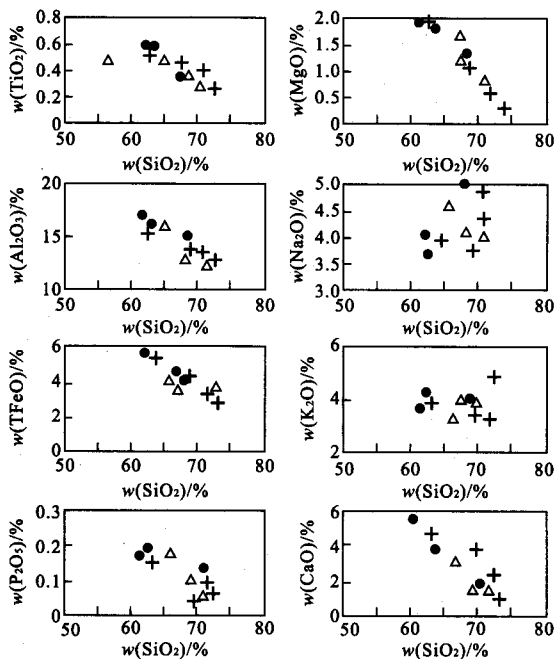


图 6 肖打松多花岗闪长岩哈克图解  
Fig. 6 Hark diagram of Xiaodasongdu granodiorite

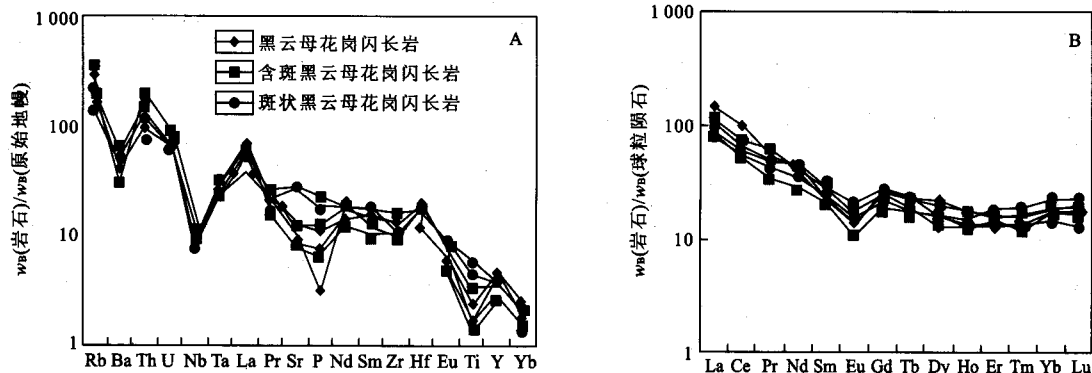


图 7 花岗岩的原始地幔标准化微量元素蛛网图(A)和稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图解(B)  
Fig. 7 Spider diagram of standardized original mantle trace element of granite and standard partition curve of the chondrite in REE  
A. 原始地幔标准化值据文献[10]; B. 球粒陨石标准化值据文献[11].

稀土元素比值为 1.90~3.55,变化不大, $[w(\text{La})/w(\text{Yb})]_{\text{N}}$  为 4.56~8.57, $[w(\text{La})/w(\text{Sm})]_{\text{N}}$  为 3.43~4.98,稀土元素配分曲线右倾,属轻稀土元素富集型, Eu 负异常在早期花岗闪长岩中表现较弱,在晚期花岗岩中趋于弱增强(图 7-B),但总体变化幅度不大,稀土元素的配分曲线较为一致地向右倾,反映该岩体形成环境的同源性和构造环境的相似性。

### 3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

#### 3.1 分选锆石及分析方法

本文定年的锆石样品(D131TW)采自肖打松多黑云母花岗闪长岩(样品  $29^{\circ}45'46''\text{N}$ ,  $92^{\circ}49'36''\text{E}$ )。把 25 kg 左右的样品破碎成约  $1\text{ cm}^3$  的小块,放入直径为 20 cm 的不锈钢钵中,置于 XZW100 型振动磨样机中(1.1/0.75 kW)研磨 3~5 s 后取出。此过

花岗闪长岩中 Rb、U 质量分数较低。 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$  比值为 0.23~1.43, $w(\text{K})/w(\text{Rb})$  比值在 198~358 之间, $w(\text{Ba})/w(\text{Sr})$  比值为 0.58~2.24。各花岗岩由早到晚,微量元素 Cr、V、Co、Ni、Sr 质量分数均有增加。

在花岗岩的微量元素蛛网图(图 7-A)上,微量元素在配分曲线上显示 Rb、Th 的峰和 Ba、Nb、Ti、Yb 的谷,以富 K、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素和亏损 Nb、Ti、Yb 等高场强元素为特征,显示出与俯冲作用有关的火成岩的地球化学特点<sup>[9]</sup>。

肖打松多花岗闪长岩体的稀土元素总量  $w(\sum\text{REE})$  变化于  $146.11\times 10^{-6}\sim 223.72\times 10^{-6}$  之间,平均为  $173.73\times 10^{-6}$ ,从早期的边缘相到晚期的内部相稀土元素平均总量变化由  $188.75\times 10^{-6}\rightarrow 167.66\times 10^{-6}\rightarrow 159.73\times 10^{-6}$ ,呈逐渐减少的趋势。岩体各岩相从早期到晚期其稀土元素总量普遍低于上地壳总量平均值( $210\times 10^{-6}$ ),早期部分接近于上地壳平均值,随着岩浆由细中粒向细中粒斑状结构的演化,岩石中稀土元素总量逐渐减少。轻重

程反复进行到样品全部通过 0.4 mm 孔径筛,洗去粉尘,经铝质淘砂盘富集重矿物,通过磁选、电磁选,剩下非电磁部分,再淘洗获得锆石精矿,最后在双目镜下挑选出用于定年的锆石。锆石晶体较自形,无色透明,以复四方双锥居多,以自形长柱状为主,长轴一般为 50~200  $\mu\text{m}$ 。锆石制靶后,进行了锆石阴极发光照相,以观察锆石的内部结构。

锆石 U-Pb 年龄在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 SHRIMP 方法测定,将样品锆石和标准锆石(91500, NIST610)一起放在玻璃板上用环氧树脂固定,抛光到暴露出锆石的中心面,先用反射光、透射光照相,然后镀金并用阴极(CL)发光照相;根据锆石的成因类型,确定要测定的点,测定时尽量避开裂纹和包裹体。激光束斑直径为 32  $\mu\text{m}$ 。实验中采用 He 作为剥蚀物质

的载气,锆石 91500 作为外标,锆石 NIST610 作为内标,分析方法及仪器参数类似于文献[12]。锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和 U、Th、Pb 质量分数计算采用 GLIT-TER 程序。采用 Andersen 等<sup>[13]</sup>方法对普通 Pb 进行校正,并采用 ISOPLOT 程序 Ludwig<sup>[14]</sup>进行锆石加权平均年龄计算及谐和图的绘制。

3.2 分析结果

肖打松多黑云母花岗岩闪长岩锆石的阴极 (CL)

发光图像如图 8 所示。这些锆石可以分为两类:一类锆石具有较小的长宽比(约为 2 : 1),该类锆石外部发育有规则的韵律环带结构,内部可见具有不同形态的核,属于岩浆复合型锆石;另一类锆石具有较大的长宽比值(大于 4),该类锆石也发育规则的韵律环带结构,但不具有老核,属于岩浆型锆石<sup>[14-15]</sup>,锆石周边有磨蚀现象,可能捕获于围岩。样品 D131TW 具有振荡环带的岩浆型锆石和少量继承型锆石的 SHRIMP U-Pb 同位素测定结果见表 3。

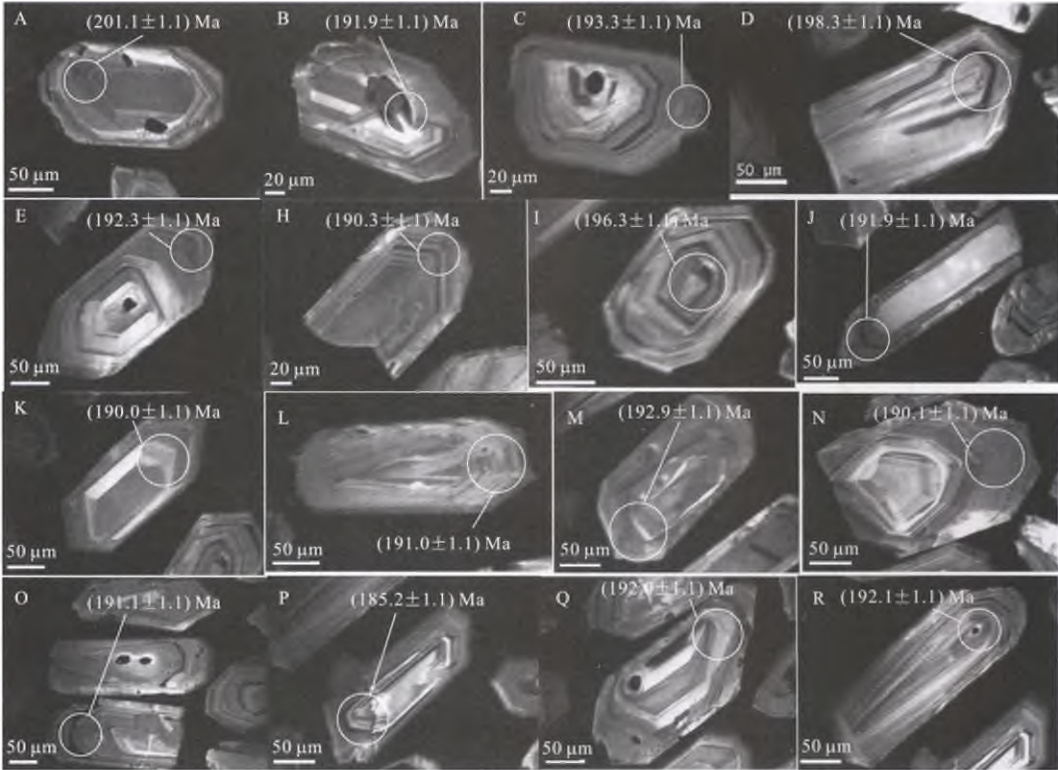


图 8 肖打松多早侏罗世黑云母花岗岩闪长岩锆石的 CL 图像  
Fig. 8 CL image of zircon of Early Jurassic biotite granodiorite in Xiaodasongdu

表 3 肖打松多早侏罗世黑云母花岗岩闪长岩锆石 U-Pb SHRIMP 分析结果

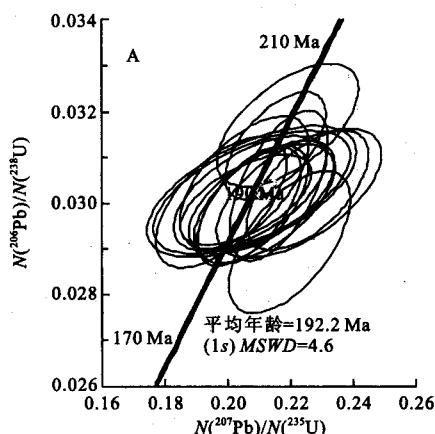
Table 3 SHRIMP analysis result of zircon U-Pb of Early Jurassic biotite granodiorite in Xiaodasongdu

样点编号	U-Pb 同位素								U-Pb 同位素表面年龄 $t/\text{Ma}$								$w(\text{Th})/$
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$w(\text{U})$
	比值	$1\sigma$	比值	$1\sigma$	比值	$1\sigma$	比值	$1\sigma$	$t/\text{Ma}$	$1\sigma$	$t/\text{Ma}$	$1\sigma$	$t/\text{Ma}$	$1\sigma$	$t/\text{Ma}$	$1\sigma$	
D131TW1	0.050 7	0.002 0	0.219 4	0.009 2	0.031 7	0.000 5	0.009 8	0.000 2	227.7	90.0	201.4	7.7	201.2	3.4	196.8	3.3	0.62
D131TW2	0.054 6	0.002 8	0.222 8	0.010 8	0.030 2	0.000 6	0.010 1	0.000 3	396.5	115.0	204.2	9.0	191.9	3.6	203.8	6.9	0.48
D131TW3	0.049 0	0.001 9	0.205 4	0.008 4	0.030 5	0.000 6	0.009 7	0.000 2	147.9	89.0	189.7	7.1	193.4	3.7	195.7	4.5	0.59
D131TW4	0.050 4	0.001 5	0.215 4	0.006 6	0.031 2	0.000 5	0.010 0	0.000 2	212.3	70.7	198.0	5.5	198.4	3.0	200.6	3.3	0.64
D131TW5	0.054 1	0.001 7	0.225 6	0.008 0	0.030 3	0.000 5	0.009 6	0.000 2	376.4	70.8	206.5	6.6	192.3	3.3	194.0	4.3	0.55
D131TW6	0.051 0	0.001 9	0.208 1	0.007 2	0.030 0	0.000 5	0.009 6	0.000 2	241.5	84.2	191.9	6.0	190.4	3.3	192.8	4.8	0.56
D131TW7	0.048 4	0.002 1	0.198 0	0.008 5	0.030 0	0.000 6	0.009 6	0.000 2	121.2	103.3	183.4	7.2	190.7	3.6	193.5	4.9	0.74
D131TW8	0.049 9	0.002 3	0.207 2	0.010 0	0.030 2	0.000 5	0.009 3	0.000 2	191.1	105.4	191.2	8.4	191.9	3.2	187.7	4.0	0.61
D131TW9	0.054 1	0.001 9	0.211 8	0.009 2	0.030 0	0.000 5	0.009 5	0.000 2	373.3	78.0	195.0	7.7	190.7	3.4	190.9	3.6	0.69
D131TW10	0.050 1	0.001 8	0.205 9	0.008 6	0.030 1	0.000 4	0.009 1	0.000 2	200.0	84.1	190.1	7.2	191.0	2.5	183.1	3.3	0.78
D131TW11	0.052 6	0.001 6	0.216 4	0.006 4	0.030 4	0.000 7	0.009 6	0.000 2	312.1	70.5	198.9	5.3	192.9	4.2	192.6	4.1	0.63
D131TW12	0.050 6	0.001 7	0.206 9	0.006 8	0.029 9	0.000 5	0.009 9	0.000 2	223.3	75.7	190.9	5.7	190.1	3.3	198.2	4.5	0.46
D131TW13	0.051 1	0.002 3	0.210 8	0.009 4	0.030 1	0.000 5	0.009 6	0.000 3	246.0	104.4	194.2	7.9	191.2	3.0	193.9	5.9	0.59
D131TW14	0.055 5	0.002 0	0.219 7	0.007 9	0.029 1	0.000 6	0.009 4	0.000 2	431.7	80.2	201.7	6.6	185.2	4.0	189.1	4.9	0.60
D131TW15	0.050 7	0.002 0	0.219 4	0.009 2	0.031 7	0.000 5	0.009 8	0.000 2	220.9	142.2	191.7	10.8	192.0	3.4	195.9	5.4	0.87
D131TW16	0.050 7	0.002 0	0.219 4	0.009 2	0.031 7	0.000 6	0.009 8	0.000 2	187.5	141.1	201.4	7.7	201.2	3.4	196.8	3.3	0.80

测试单位:中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室。

对冈底斯带得明顶地区肖打松多黑云母花岗闪长岩的 D131TW 样品成功地测定了 18 个锆石, 其中岩浆型锆石 16 颗, 继承型锆石 2 颗。岩浆型锆石的  $w(\text{U})$ 、 $w(\text{Th})$  分别介于  $87 \times 10^{-6} \sim 323 \times 10^{-6}$  和  $76 \times 10^{-6} \sim 231 \times 10^{-6}$  之间,  $w(\text{Th})/w(\text{U})$  比值变化于 0.46~0.87 之间, 继承型锆石的  $w(\text{U})$ 、 $w(\text{Th})$  分别为  $264 \times 10^{-6} \sim 268 \times 10^{-6}$  和  $107 \times 10^{-6} \sim 186 \times 10^{-6}$ ,  $w(\text{Th})/w(\text{U})$  比值变化于 0.37~0.71 之间。

在 U-Pb 谐和图上(图 9-A), 岩浆型锆石的测



定点位于谐和线上或个别稍偏谐和线的右侧, 它们的  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$  变化于 201~185 Ma 之间,  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$  加权平均年龄为  $(191.9 \pm 1.1) \text{ Ma}$  ( $\text{MSWD}=4.6$ ), 所采用的  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$  加权平均年龄具有 97.9% 的置信度, 该年龄解释为黑云母花岗闪长岩的岩浆结晶年龄, 形成于早侏罗世。继承型锆石的  $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  分别为 273~242, 953 Ma, 反映岩浆源区中既有侏罗纪花岗岩的锆石, 又含有三叠纪、元古宙的地壳组分。反映了拉萨陆块元古宇基底在侏罗纪早期发生了一次地壳重熔事件。

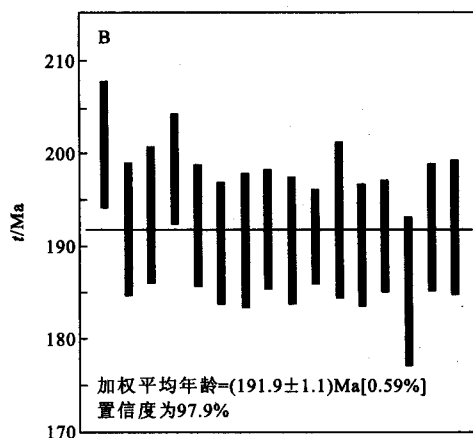


图 9 肖打松多黑云母花岗闪长岩体的年龄谐和图(A)及  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄分布图(B)

Fig. 9 Concordia diagram of Xiaodasongdu granodiorite rock mass(A) and distribution of weighted average age of  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (B)

#### 4 花岗岩成因与构造环境

肖打松多岩体地球化学特征显示, 该岩体具有较高的  $w(\text{Sr})$ 、 $w(\text{Ba})$  和轻重稀土元素分馏  $[w(\text{La})/w(\text{Yb})]_N > 4$  的特点, 弱负 Eu 异常, 高的大离子亲石元素 LILE 质量分数、高场强元素 HFSE 质量分数及低的 Nb、Ti、Yb 质量分数,  $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) < 1.15$ ,  $A/\text{CNK} \leq 0.95$ , 在 K-Na-Ca 图解中显示出钙碱性演化趋势, 这些均显示了高 Ba-Sr 花岗闪长岩的地球化学特征。Tarney 等<sup>[16]</sup>认为, 高 Ba-Sr 花岗质岩石通常与幔源物质或新生地壳有关。从前人的研究实例来看有以下几种可能的成因: ①俯冲洋壳的部分熔融, 如埃达克岩<sup>[17]</sup>; ②岩石圈地幔受软流圈富碳酸盐流体的交代; ③幔源基性岩浆和壳源酸性岩浆混合<sup>[18]</sup>; ④下地壳玄武质岩石受到底侵作用而发生部分熔融<sup>[19]</sup>; ⑤与地幔柱活动有关的成因。

从野外肖打松多岩体中分布有较多的闪长质包体来看, 包体成分比寄主岩石更偏基性, 从包体形态及与寄主岩石的关系看, 有岩浆混合过程的迹象, 主岩中铁镁矿物含量较高, 主要暗色矿物为黑云母和

普通角闪石, 副矿物以磁铁矿、榍石为主, 铝饱和指数不太高。这表明幔源基性岩浆与壳源岩浆的混合在岩体的形成过程中起了重要作用。在哈克图解(图 6)中形成较好的线性关系, 这可能是由于幔源基性岩浆曾经发生了以橄榄石、辉石和角闪石为主的分离结晶作用, 也可能是壳—幔岩浆混合的结果, 从本研究区宏观地质现象来分析, 更倾向后一种观点。

肖打松多岩体在 A-C-F 图解上(图 10-a)样品落入 I 型花岗岩区, 显示 I 型花岗岩的特征。在 Collins 等<sup>[20]</sup>花岗岩成因分类图解上, 样品全部落入 I 型花岗岩区(图 10-b), 相当于 Barbarin<sup>[21]</sup>花岗岩划分方案中的 ACG 和 KCG 类, 形成于板块俯冲作用环境; 按照 Maniar 等<sup>[8]</sup>的分类, 花岗岩分别落入岛弧型(IAG)和陆弧型(CAG)范围内。在 Q-Ab-Qr 图中, 大部分落入低温槽的低共熔区, 显示出同熔花岗岩的特点, 在肖打松多岩体附近有时代相近、成分相似的叶巴组火成岩系出现; 岩石呈半自形粒状结构, 块状构造, 与围岩接触界线清楚; 岩体内部有大量的似微晶闪长岩的暗色包体等均说明了肖打松多花岗闪长岩具有同熔花岗岩的特征; 在 Q-Ab-Qr-H<sub>2</sub>O(Winkler<sup>[22]</sup>)图中, 其形成温度为



660~780°C,成岩压力为  $1.5 \times 10^8 \sim 10.5 \times 10^8$  Pa,其形成深度为 4.8~38 km,说明该时期侵入岩的形成深度较大。 $w(\text{Sm})/w(\text{Nd}) = 0.16 \sim 0.26$ ,表明其基本属于幔源,但有壳源物质混入。黑云母花岗闪长岩中获得  $\delta(^{18}\text{O})$  值分别为 7.55‰ 和 7.27‰ 的氧同位素资料<sup>[23]</sup>,其位于正常  $\delta(^{18}\text{O})$  花岗岩中的  $\delta(^{18}\text{O})$  较低一端,高于查佩斯划分的未分异的地幔

物质  $\delta(^{18}\text{O})$  值 [ $\delta(^{18}\text{O}) = +6\text{‰}$ ],与徐克勤的幔源型相似 [ $\delta(^{18}\text{O})$  为  $+6.7\text{‰} \sim +8.1\text{‰}$ ],相当于东澳大利亚 I 型花岗岩  $\delta(^{18}\text{O})$  值 [ $\delta(^{18}\text{O})$  为  $+6.5\text{‰} \sim +10\text{‰}$ ],氧同位素显示其物源来自于上地幔或下地壳;另外本次对肖打松多花岗闪长岩进行了硫同位素测试,结果为  $\delta(^{34}\text{S}) = -0.94\text{‰} \sim +1.81\text{‰}$ ,与 I 型花岗岩  $\delta(^{34}\text{S}) = -3.6\text{‰} \sim +5\text{‰}$  接近。

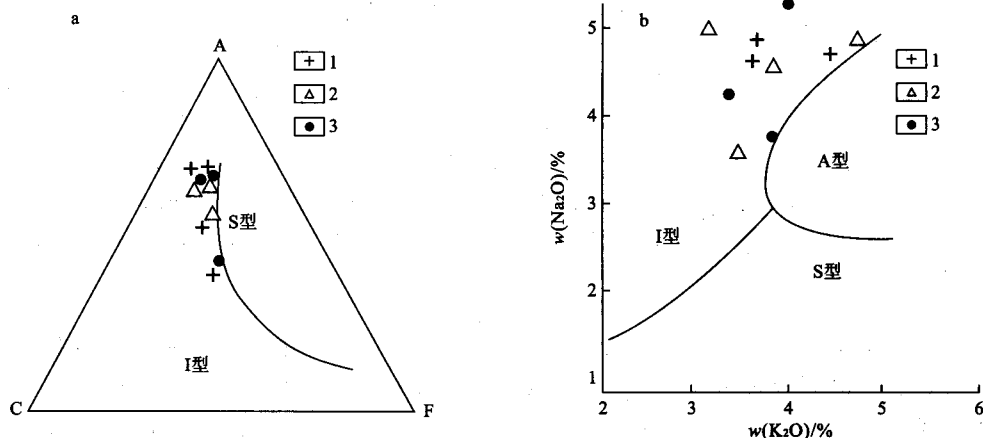


图 10 肖打松多花岗闪长岩  $w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{K}_2\text{O})$  图解(a)和 A-C-F 图解(b)

Fig. 10  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  diagram(a) and A-C-F diagram(b) of Xiaodasongdu granodiorite

图例同图 4: A. 底图据文献[20]。

另外大量地球物理工作<sup>[24-25]</sup>表明,高原内部壳幔之间并非一个简单的界面,而往往表现出一个高低速薄层相间的叠合层,这个叠合层被称为壳幔混合层。一般认为壳幔混合层的形成与岩石圈地幔上涌、沿壳拆离层强烈拆离导致的壳幔物质穿插或交换和岩浆底侵作用有关。研究表明,冈底斯地块内岩浆活动与本区深部构造的这些特征密切相关。

根据上述地球化学和地球物理特征及宏观现象,对岩体中分布的地层捕虏体进一步分析,认为该岩体的形成可能是首先经过壳—幔岩浆混合作用,且没有明显的结晶分异现象,在上升过程中又同化了围岩作用的结果。

综上所述,得明顶地区肖打松多花岗闪长岩的源岩来自上地幔与下地壳物质不断混熔,产生中酸性岩浆,在上侵过程中与上地壳物质发生不同程度的混熔作用,为板块俯冲岛弧 I 型花岗岩,不同于冈底斯中东部工布江达地区早侏罗世同碰撞 S 型花岗岩。

对研究区肖打松多花岗闪长岩体岩石成因的分析,无疑有助于对区域构造演化的认识,通过对肖打松多岩体的地球化学剖析,结合前人研究成果,可以讨论其构造问题。

不同成因类型花岗岩的空间分布规律严格受地质构造的控制。该时期侵入岩与区内近东西向的米拉山口—参木齐断裂带及雪那断裂有关,其断裂规

模大,时间长,多期活动,继承性明显,到目前还有温泉活动。其中米拉山口—参木齐断裂带控制着以北的念青唐古拉火山岩岩浆弧带弧背断隆与冈底斯陆缘岩浆弧带,形成于燕山早期,对早侏罗世的岩浆有着重要的控制作用,早侏罗世的岩浆展布方向与区域构造线一致。

该岩体在  $w(\text{Nb})-w(\text{Y})$  图解(图 11-A)上,样品全部落入岛弧和同碰撞花岗岩区,在  $w(\text{Rb})-w(\text{Y}+\text{Nb})$  图解(图 11-B)上,样品均落入岛弧花岗岩环境中,指示该时期的花岗岩以俯冲岛弧 I 型花岗岩为主要特征。在上述微量元素蛛网图上,微量元素在配分曲线上显示 Rb、Th 的峰和 Ba、Nb、Ti、Yb 的谷,以富 K、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素和亏损 Nb、Ti、Yb 等高场强元素为特征,稀土元素表现为轻度的 Eu 负异常等,显示出与俯冲作用有关的火成岩的地球化学特点<sup>[10-11]</sup>。

涂光炽等<sup>[1]</sup>、金成伟等<sup>[27]</sup>也认为冈底斯火山岩岩浆弧的(I型)侵入岩是新特提斯洋盆向冈底斯陆块下俯冲形成的产物。

韦栋梁<sup>[28]</sup>在研究雅鲁藏布缝合带时,首次从泽当岛弧岩石组合中厘定出一套埃达克质英云闪长岩,认为其是俯冲洋壳在角闪岩—榴辉岩相过渡带部分熔融的产物。这一认识为新特提斯洋内俯冲带和岛弧的存在提供了重要证据。从埃达克岩到正常

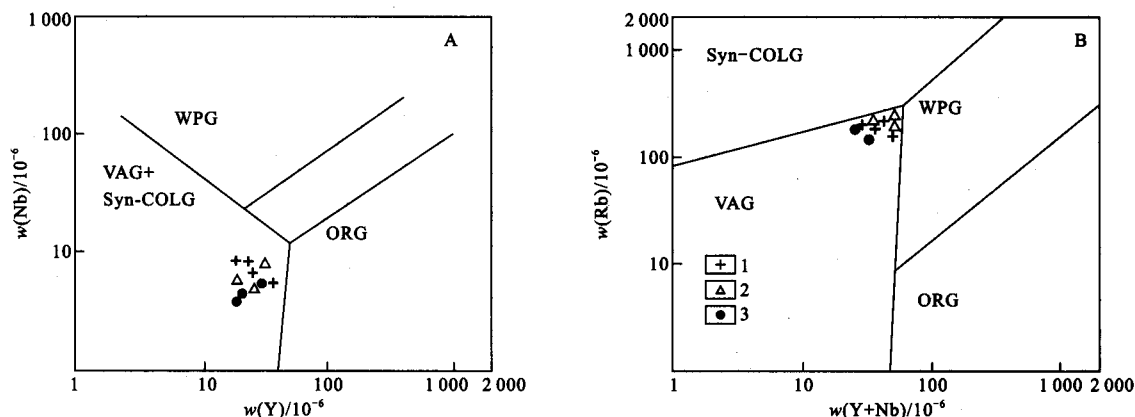


图 11 肖打松多花岗岩长岩  $w(\text{Nb})-w(\text{Y})$  图解(A)和  $w(\text{Rb})-w(\text{Nb}+\text{Y})$  图解(B)

Fig. 11 Nb-Y diagram(A) and Rb-Nb+Y diagram(B) of Xiaodasongdu granodiorite

图例同图 4: A. 底图据文献[26]; VAG+Syn-COLG. 岛弧和同碰撞花岗岩; WPG. 板内花岗岩; ORG. 洋脊花岗岩; Syn-COLG. 同碰撞花岗岩; VAG. 岛弧花岗岩。

岛弧火山岩的方向,代表了大洋板片的俯冲方向。位于泽当蛇绿岩北侧的岛弧火成岩组合,代表了该俯冲带之上所形成的洋内岛弧(泽当岛弧),是早期特提斯大洋岩石圈向北俯冲的产物。

新特提斯洋于二叠纪晚期至三叠纪初期开始破裂扩张,现今广泛分布于藏南的浅变质三叠系通常被认为是新特提斯洋的被动大陆边缘沉积,表明当时洋盆已具有一定规模。

本次在冈底斯得明顶地区调查发现,叶巴组火山岩和早侏罗世花岗闪长岩中的锆石年龄显示,新特提斯洋在 192 Ma 左右<sup>[29]</sup>也处在向北俯冲过程中,其地球化学特征显示了叶巴组火山岩和早侏罗世花岗闪长岩与俯冲环境有关,并指示其形成于岛弧环境。

再结合区域资料全面进行分析,在研究区北部,1:25 万尼玛区幅<sup>[30]</sup>区域地质调查表明,班公湖—怒江结合带尼玛段发育残余海沉积的中侏罗统俄蒙勒组浅海相碎屑岩组合和整合其上的上侏罗统沙木罗组滩相组合,是一个于早侏罗世末就已向南俯冲闭合的结合带,这与冈底斯带在早侏罗世存在着俯冲作用相吻合。在冈底斯火山岩岩浆弧弧背断隆带北部,基本同期的聂荣岩体也以形成于俯冲环境的 I 型偏铝质花岗岩类为特征。

在研究区的南部,早侏罗世岩浆活动的记录近年来均得到了较好的年代学和地球化学约束,被认为可能形成于与新特提斯向北俯冲有关的岛弧环境<sup>[31-32]</sup>。另外在桑日群以北还分布着一套叶巴组火山岩,主要包括中酸性火山岩和火山碎屑岩以及一些沉积岩的夹层,地球化学方面具有活动大陆边缘的特点,指示其形成于岛弧环境。董彦辉等<sup>[33]</sup>通过单颗粒锆石的 LAM-ICP-MS 定年,得出其形成时

代为 174 Ma,并将其解释为新特提斯洋沿拉萨地体南缘向北俯冲的产物。

中侏罗世,印度板块和拉萨地块对大洋岩石圈的双向挤压诱发了洋内俯冲消减、新特提斯洋的双重俯冲格局。冈底斯火山岩岩浆弧弧背断隆带东段科波熊过铝质 S 型花岗岩体很可能形成于碰撞构造环境,向西到中冈底斯松木果强过铝质 S 型花岗岩体同样形成于碰撞环境,基本同期的北冈底斯发生了以接奴群、拉贡塘组火山岩为代表的岛弧型岩浆作用。

晚侏罗世,中冈底斯央雄勒强过铝质 S 型花岗岩体很可能形成于碰撞环境,向西到许如错—文部地区,早期主要以偏铝质 I 型花岗岩类岩浆活动为特征,形成于俯冲环境,晚期出现了强过铝质 S 型花岗岩,表明已经受到了碰撞作用的影响,但继续向西到夏定勒地区,晚侏罗世早期的岩浆活动仍然发生于俯冲背景。

将冈底斯侏罗纪岩浆活动的构造环境置于时空分布分析发现,冈底斯火山岩岩浆弧弧背断隆带东段早侏罗世布久、宁中岩体为过铝质 S 型花岗岩,形成于碰撞环境,而离本地区最近的基本同期的金达岩体和本区肖打松多岩体却显示了与俯冲背景有关的 I 型花岗岩特征。

综上所述,冈底斯带早侏罗世花岗闪长岩形成于岛弧构造环境,可能是南北双向俯冲作用的结果。同时说明不同时期同一环境,板块俯冲的机制有所不同,而且同一时期、不同的环境产生的花岗岩类型也有所不同。

该地区早侏罗世花岗闪长岩 U-Pb 年龄的确定,为新特提斯洋在早侏罗世存在俯冲作用提供了同位素方面的信息。

## 5 结 论

(1)对肖打松多花岗岩闪长岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石定年,得出了 $(191.9 \pm 1.1)$ Ma 的年龄。该年龄为新特斯洋向北多次俯冲作用或南北双向俯冲作用的观点提供了同位素信息。

(2)通过岩石地球化学特征,对该岩体的岩石成因及物源进行了探讨,认为肖打松多花岗岩闪长岩的源岩来自上地幔与下地壳物质的不断混熔,产生出中酸性岩浆,在上侵过程中与上地壳物质发生不同程度的混熔作用,为板块俯冲岛弧型 I 型花岗岩。

(3)对冈底斯带晚侏罗统花岗岩类及叶巴组火山岩在空间上分布进行了系统的阐述和对比,初步认为冈底斯岩浆活动可能是新特提斯洋向北俯冲、班公湖—弄江洋向南俯冲的结果,形成于板块俯冲环境。

(4)冈底斯南缘火山岩岩浆弧的产生并不是新特提斯洋盆在晚侏罗世一早白垩世通过单一的一次俯冲形成的产物,而是多次俯冲的结果。

在同位素测试方面得到了刘勇胜教授的有益指导和帮助,在此谨致以诚挚的感谢!

## 参考文献:

- [1] 涂光炽,张玉泉,赵振华,等. 西藏南部花岗岩类的特征和演化[J]. 地球化学, 1981, 1: 1-7.
- [2] Dewey J E, Coad E S, Pintman W C. Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision zone[J]. *Eclogae Geol. Helv.*, 1989, 82(3): 717-734.
- [3] 朱弟成,潘桂棠,王立全,等. 西藏冈底斯带侏罗纪岩浆作用的时空分布及构造环境[J]. 地质通报, 2008, 27(4): 458-468.
- [4] 黄俊平,曹圣华,陈振华,等. 西藏冈底斯中段晚侏罗—早白垩世花岗岩特征[J]. 资源调查与环境, 2006, 27(4): 277-285.
- [5] 莫宜学,董国臣,赵志丹,等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 2005, 11(3): 281-290.
- [6] Wilson M. *Granitic petrogenesis*[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 466.
- [7] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calcalkaline Volcanic rocks from the Kastamou area, Northern Turkey[J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, 58: 68-81.
- [8] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, 101: 635-643.
- [9] 林清茶,夏斌,张玉泉,等. 云南鸡街超基性碱性岩锆石类型及其年龄值意义[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(4): 512-516.
- [10] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basin*[C]//Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the ocean basin*. [S. l.]: Geol. Soc. Special Publ., 1989: 313-345.
- [11] Taylor S R, McLennan S M. *The continental crust: Its composition and evolution*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Pub, 1985: 1-312.

- [12] Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by La-SER ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Geostand. Newsl.*, 2004, 28: 353-370.
- [13] Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ [J]. *Chem. Geol.*, 2002, 192: 59-79.
- [14] Ludwig K R. *Isoplot/Ex version 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*[M]. No. 4. [S. l.]: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2001: 71.
- [15] 万峭凯,夏斌,张玉泉. 老君山正长岩锆石 SHRIMP 定年[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(4): 521-526.
- [16] Tarney J, Jones C E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models[J]. *Journal of the Geological Society (London)*, 1994, 151: 855-868.
- [17] Defant M J, Drummond M S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic[J]. *Geology*, 1993, 21: 547-550.
- [18] 陈斌,翟明国,邵济安. 太行山北段中生代岩基的成因和意义: 主要和微量元素地球化学证据[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(11): 896-907.
- [19] Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly nuded basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 491-521.
- [20] Collins W J W, Benams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granitic with particular reference to southeastern Australia[J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1982, 80: 189-200.
- [21] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. *Lithos*, 1999, 46: 605-626.
- [22] Winkler M. Experimentelle gesteinsmetamorphose: V. experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1961, 24(3/4): 250-259.
- [23] 西藏自治区地质矿产局. 中华人民共和国区域地质调查报告(下巴沟幅 1: 200 000)[R]. 拉萨: 西藏自治区地质矿产局, 1992: 92-154.
- [24] 崔作舟. 青藏高原深部地质特征及其形成机制探讨[J]. 中国地质科学院院报, 1987, 17: 1-13.
- [25] 崔军文,李朋武,李莉. 青藏高原的隆升: 青藏高原的岩石圈结构和构造地貌[J]. 地质论评, 2001, 47(2): 157-162.
- [26] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956-983.
- [27] 金成伟,周云生. 喜马拉雅和冈底斯弧形山系中的岩浆岩带及其成因模式[J]. 地质科学, 1978, 4: 297-312.
- [28] 韦栋梁. 雅鲁藏布缝合带泽当段蛇绿岩的地球化学特征及构造意义[D]. 广州: 中国科学院广州地球化学所, 2007.
- [29] 陈炜,马昌前,边秋娟,等. 西藏得明顶地区叶巴组火山岩地球化学特征和同位素 U-Pb 年龄证据[J]. 地质科技情报, 2009, 28(3): 31-39.
- [30] 卢书炜,杜凤军,任建德,等. 中华人民共和国 1: 25 万区域地质调查报告尼玛区幅[R]. 郑州: 河南省地质调查院, 2003.
- [31] Chu M F, Chung S L, Song B, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet[J]. *Geology*, 2006, 34(9): 745-748.
- [32] 张宏飞,徐旺春,郭建秋,等. 冈底斯南缘变形花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成: 特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据

- [J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1347-1353.
- [33] 董彦辉, 许继峰, 曾庆高, 等. 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么? [J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 661-668.
- [34] Golonka J. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 244: 297-307.

## Subduction-Related Early Jurassic Granodiorite in Xiaodasongdu, the South of Middle Gangdise in Tibet: Evidences from Zircon U-Pb Geochronology and Geochemistry

CHEN Wei<sup>1,2</sup>, MA Chang-qian<sup>1</sup>, Song Zhi-qiang<sup>2</sup>, LONG Tao-cheng<sup>2</sup>, XIA Tian-qi<sup>2</sup>,  
CAI Li-Yuan<sup>2</sup>, WANG Tong<sup>2</sup>

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;  
2. The Geology Brigade of Northeastern Hubei, Xiaogan Hubei 432100, China)

**Abstract:** Granodiorite is located in Xiaodasongdu region in the southern part of the middle Gangdise granitoid belt in Tibet. The main rock types include biotite granodiorite, porphyry-bearing biotite (hornblende) granodiorite, and porphyritic biotite granodiorite. The rocks are calc-alkaline and relatively rich in sodium, with  $\text{SiO}_2$  content between 61.58%–72.16%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.64-1.15$  and  $\text{A}/\text{CNK}=1.25-1.43$ .  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varies from 11.45% to 16.00%, which proves that the rock is the aluminum rock. While the total amount of  $\Sigma\text{REE}$  in the granodiorite changes in a range from  $152.10 \times 10^{-6}$  to  $251.22 \times 10^{-6}$ . The rock is characterized by enrichment of the light REE, obvious negative Eu anomaly, rich K, Rb, Ba, Th, and other large ion lithophile elements (LILE) and loss of Nb, Y, Yb high field strength elements. The petrology and geochemistry researches show that the granodiorite of this period has the characteristics of I-type granite formed in the island arc environment with plate subduction. The U-Pb age of zircon in the rock mass of Xiaodasongdu granodiorite is dated  $(191.9 \pm 1.1)\text{Ma}$  by SHRIMP. This also implies that the Gangdise magmatic arc was very active in Early Jurassic and so the Xiaodasongdu rock mass should be the product of the northward subduction of new Tethys.

**Key words:** Early Jurassic granodiorite; SHRIMP U-Pb age; zircon; geochemistry; Xiaodasongdu; Tibet