

松潘—甘孜南部放马坪—三岩龙花岗岩的成因及其构造意义

袁静^{1,2)}, 肖龙¹⁾, 万传辉¹⁾, 高睿¹⁾

1) 中国地质大学地球科学学院, 武汉, 430074; 2) 浙江省第十一地质大队, 浙江温州, 325006

内容提要: 松潘—甘孜造山带内广泛出露印支期花岗岩类, 目前对该区印支期花岗岩的研究主要集中于东部、中部地区, 南部地区的研究相对较少。放马坪—三岩龙花岗质杂岩体位于松潘—甘孜造山带南部的九龙地区, 根据微量元素特征的不同可被划分为两大类: 第一类具有C型埃达克岩的特征, $Sr > 541 \times 10^{-6}$, $Y < 12.4 \times 10^{-6}$, $Sr/Y > 55$, 轻重稀土分异明显 $(La/Yb)_N > 51$, K_2O/Na_2O 值较高, 接近于1, 甚至大于1; 第二类为普通钙碱性I型花岗岩, $Sr < 450 \times 10^{-6}$, $Y > 17.4 \times 10^{-6}$, $Sr/Y < 24$, 轻重稀土分异较弱 $(La/Yb)_N < 18$ 。在岩性上第一类为黑云母二长花岗岩, 第二类为黑云母花岗岩和花岗闪长岩。两者的Sr、Nd同位素具有不同的变化范围, 第一类 I_{Sr} 变化于0.7066~0.7077, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于-4.43~-3.96; 第二类 I_{Sr} 变化于0.7100~0.7123, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于-9.33~-7.65, 显示它们应来自于不同源区。两者的形成条件也具有明显的差异, 第一类(C型埃达克岩)的源区残留相可能为石榴角闪岩或角闪榴辉岩, 形成于较高的温度和压力范围, 暗示源区深度较大(> 50 km)。第二类(普通钙碱性I型花岗岩)源区残留相可能为中基性麻粒岩, 暗示其形成深度较第一类浅, 岩浆来源于稍浅的中下地壳的部分熔融。本次研究利用LA-ICP-MS锆石U-Pb定年方法, 获得两类花岗岩的结晶年龄分别为 208 ± 2 Ma、 212 ± 2 Ma。结合松潘—甘孜造山带的地质背景、区域构造-岩浆事件及其岩浆岩的组合分析, 印支期岩石圈拆沉、软流圈上涌可以用来解释放马坪—三岩龙花岗质杂岩体的形成机制, C型埃达克岩、普通I型花岗岩分别是在该机制作用下地壳和中下地壳发生部分熔融的产物, 形成于后碰撞环境。

关键词: C型埃达克岩; 普通I型花岗岩; 锆石U-Pb年代学; 地球化学; Sr-Nd同位素; 松潘—甘孜造山带

松潘—甘孜造山带位于青藏高原东北部, 夹持在华南、华北和青藏高原三大岩石圈板块之间, 经历了古特提斯和新特提斯两次造山事件。除了在其南部及东部边缘出露有三叠纪之前的地层和前震旦系结晶基底外(张云湘等, 1988), 全区几乎被巨厚的三叠系浊积岩所覆盖, 掩盖了重要的地质信息, 留下了许多未解之惑, 如其基底属性、构造演化样式和序列、岩浆活动与成矿作用潜力等, 因此被称为“亚洲之谜”(Enkin et al., 1992)。然而, 作为研究深部地质过程的探针, 在该造山带内广泛出露有印支期花岗岩, 为研究该区造山带演化和壳幔作用过程提供了很好的物质基础。澄清它们侵位的时代、岩石地球化学特征及岩浆源区特征和形成机制等问题, 对揭示松潘—甘孜地体复杂的构造演化历史及其动力学机制有着重要的科学意义。

前人对松潘—甘孜地体内的一些岩体进行了研究(袁海华等, 1991; Roger et al., 2004; 胡健明等, 2005; 秦江锋等, 2005; 李建康等, 2006; Zhang et al., 2006, 2007; 张宏飞等, 2007; 赵永久等, 2007a, 2007b; Xiao et al., 2007), 初步揭示了这些侵入体的时空分布和岩石学特征。研究表明, 这些花岗岩体大多侵位于褶皱的三叠纪地层内, 总体上没有明显的方向性, 呈面状散布, 多以小岩体和小岩株的形式产出, 没有显示出与周边造山带的明显空间关系, 在东缘和南部出露最广。岩体多侵位于234~153 Ma之间, 集中于印支期一直延续到燕山期、喜马拉雅期。对于这些岩体的成因, 学者们提出过多种观点: ① Roger等(2004)提出造山过程中的大型滑脱构造剪切生热是造成源区物质部分熔融的主要原因; ② 胡健明等(2005)研究认为这些花岗岩大多为

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号40772043)资助成果。

收稿日期: 2009-08-23; 改回日期: 2010-01-29; 责任编辑: 周健。

作者简介: 袁静, 女, 1984年生。硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: changdajingyuan@126.com。通讯作者: 肖龙, Email: longxiao@cug.edu.cn。

I 型, 岩浆物质很可能是壳幔混合源, 因此除了构造剪切生热之外, 应该还有地幔热源的参与; ③秦江锋等(2005)、Zhang 等(2006, 2007)、赵永久等(2007a, 2007b)、Xiao 等(2007)在该区的东北部、中东部及南部地区识别出了 C 型埃达克岩、A 型花岗岩及高 Ba、Sr 花岗岩等岩类, 这些岩体的存在指示了印支期地壳的增厚, 岩石圈可能发生了拆沉作用, 软流圈上涌为中下地壳的部分熔融提供了热源, 并与之发生混合。此外, 对于松潘-甘孜的基底性质一直都存在争议, 部分学者基于对区域构造的分析认为它是一个残留的古特提斯洋盆(Yin and Nie, 1993; Zhou and Graham, 1993)。近期一些学者在部分花岗岩体中捡获了具有元古宇年龄的碎屑锆石, 指示其下可能存在前寒武纪结晶基底(胡健明等, 2005; 赵永久等, 2007a), 并通过对该区花岗岩同位素组成的研究(Zhang et al., 2006, 2007; 赵永久等, 2007a; Xiao et al., 2007)及地球物理方面的研究(张季生等, 2007), 证明松潘-甘孜的基底性质与扬子地台的相同, 两者具有亲缘关系, 松潘-甘孜的基底为一从扬子板块伸向古特提斯洋的半岛(Zhang et al.,

2006)。

以上的研究主要集中于松潘-甘孜地体中部和东部, 南部地区也有大面积花岗岩出露, 但对其研究相对较少, 本文选择松潘—甘孜南部九龙地区的放马坪-三岩龙岩体开展岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学及同位素地球化学研究, 试图了解该花岗岩体的源区性质和成因机制, 在此基础上检验前人的岩石成因和构造演化模式, 深化该区构造岩浆事件的研究。

1 地质背景及岩体地质特征

位于青藏高原东部的松潘-甘孜造山带为一东西向延伸、东宽西窄的三角形地体, 夹持在华南、华北和青藏高原三大岩石圈板块之间, 覆盖面积大于 200000 km²。东南缘以龙门山断裂带为界与扬子板块毗邻, 西南缘以金沙江缝合带与冈瓦纳大陆的羌塘-昌都地块相接, 北侧以阿尼玛卿-勉略缝合带与东昆仑-西秦岭造山带相隔(图 1)。金沙江及阿尼玛卿-勉略缝合带被认为是晚古生代俯冲带, 源自于古特提斯洋向西和向北的俯冲消亡。松潘-甘孜

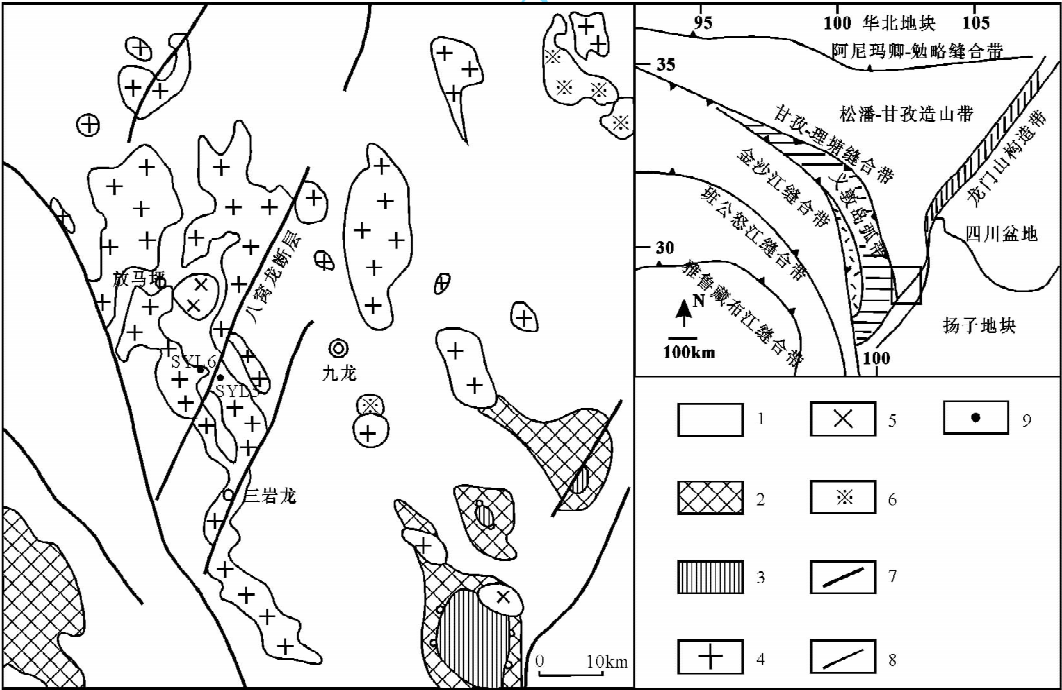


图 1 松潘-甘孜造山带九龙地区地质简图(据 Xiao et al., 2007 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of Jiulong area in Songpan fold belt (modified from Xiao et al., 2007)

1—中生代(三叠纪)沉积岩和火山沉积岩; 2—古生代片岩、大理岩和角闪岩; 3—元古宙结晶基底; 4—印支期花岗岩; 5—喜马拉雅期花岗岩; 6—燕山期花岗岩; 7—断层; 8—地质界限; 9—采样位置

1—Mesozoic (Triassic) shale, sandstone and volcanoclastic rocks in Yidunarc; 2—Palaeozoic schist, marble, amphibolite; 3—Proterozoic crystalline basement; 4—Indosinian granitoids; 5—Himalayan granitoids; 6—Yanshanian granitoids; 7—fault; 8—geological line; 9—sample localities

地体几乎被巨厚的三叠系西康群复理石沉积所覆盖(Zou et al., 1984; Sengör, 1985; Rao and Xu, 1987; Mattauer et al., 1992; Nie et al., 1994), 只在其南部及东部边缘出露有三叠纪之前的地层和前震旦系结晶基底(张云湘等, 1988)。印支期的造山运动造成区内震旦纪—古生代地层强烈变形, 三叠系沉积盖层向南推覆于扬子板块之上从而使地壳明显增厚(Mattauer et al., 1992)。

广泛出露于松潘—甘孜地体内的中酸性岩体, 侵位时代集中于晚三叠纪—早侏罗纪, 与印支运动有关(Calassou, 1994; Roger et al., 2004; 胡健明等, 2005), 多侵位于发生紧闭褶皱的三叠系围岩中, 明显切穿围岩构造线, 显示这些岩体的侵位晚于主造山期, 有少数岩体具有与围岩相同的构造线理(Roger et al., 2004), 属同碰撞花岗岩。前人已对该区域的二十几个花岗质岩体做过研究, 发现多种类型的花岗岩相伴生。在已研究的岩体中 C 型埃达克岩分布广泛, 在东北部(秦江锋等, 2005; Zhang et al., 2006, 2007)、中东部(赵永久等, 2007a)、南部地区(Xiao et al., 2007)均有出露, 它们起源于增厚玄武质下地壳的部分熔融, 指示了该区在印支期发生了地壳的加厚。A 型花岗岩、高 Ba、Sr 花岗岩出露于中东部地区(Zhang et al., 2007; 赵永久等, 2007b), 同位素特征显示均有幔源物质的加入, 反映了应力的松弛, 岩石圈拆沉, 软流圈上涌, 壳幔物质发生了混合。在其南部及中部地区还分布有普通钙碱性 I 型花岗岩(Xiao et al., 2007)、强过铝淡色花岗岩(赵永久等, 2007b), 它们可能起源于相对较浅的地壳, 幔源岩浆的底侵为其提供了热量。然而, 南部大面积花岗质岩石的出露及其形成机制仍然需要深入的研究。

本研究所选择的放马坪—三岩龙岩体位于松潘—甘孜南部九龙县以西的放马坪—三岩龙一带, 总体呈北北东向展布, 出露面积约 600 km², 未发生变形, 侵位于上三叠统, 围岩有轻微的变质, 角闪化普遍(图 1)。该岩体岩性复杂多变, 包括花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩等多种岩性, 属中酸性花岗质杂岩体。构成该岩体的山体陡峻, 植被覆盖严重, 给野外地质调查工作造成了一定的困难, 各种岩性之间的接触关系无法进行大比例尺填图观测, 所幸有简易乡村公路穿越该杂岩体, 基本上能够满足对岩体岩性观察和野外地质调查、采样的需求。本文所研究的样品均沿切穿该岩体的八窝龙断层旁的公路分布, 岩石呈浅灰色、灰色, 块状构造, 具中细粒花岗结构, 根据矿物组

成不同划分为 3 种岩性: ①花岗闪长岩, 主要矿物组成为石英(20%~30%)、斜长石(35%~45%)、钾长石(8%~12%)、黑云母(5%~8%)、角闪石(10%~15%); ②黑云母二长花岗岩, 主要矿物组成为石英(20%~30%)、斜长石(30%~40%)、钾长石(25%~30%)、黑云母(10%~20%)、角闪石(2%~5%); ③黑云母花岗岩, 主要矿物组成为石英(25%~30%)、斜长石(10%~15%)、钾长石(50%~55%)、黑云母(5%~10%)。它们的副矿物组成几乎相同, 包括榍石、磷灰石、锆石、Fe-Ti 氧化物等。

2 地球化学特征

2.1 分析方法

主量元素测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成, 采用 XRF 测定, 分析精度优于 5%, 分析方法与 Goto and Tatsumi(1994)报道的方法相似。微量元素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 采用 ICP-MS 测定, 分析精度优于 5%~10%, 分析方法见刘勇胜等(2003)。

全岩 Sr-Nd 同位素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 测定仪器为 Treton 质谱仪。Sr 和 Nd 同位素的分馏校正分别采用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219, 在分析期间, 全程 Sr 空白<4 ng, Nd 空白<1 ng。详细分析流程见 Zhang 等(2004)。

用于锆石 U-Pb 年代学测定的样品, 在廊坊地质服务有限公司利用标准技术对锆石进行了分选, 制靶后进行阴极发光照像, 以观察锆石的内部结构。U-Pb 年龄在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 方法测定, 分析方法及仪器参数见 Yuan 等(2004)。

2.2 锆石 U-Pb 年代学

本次研究选取的两个锆石样品来自于三岩龙岩体南部的白台山、大孔—孟底沟一带, 其中 SYL5(N28°58'40.9", E101°16'22.9")属黑云母二长花岗岩, SYL6(N28°59'40.4", E101°15'42.6")属黑云母花岗岩。两个样品的锆石都发育有良好的晶形, 呈规则长柱状或短柱状, 可见清晰的岩浆环带, 无继承性的核(图 2)。在²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和图上(图 3)SYL5、SYL6 的 13 个点都集中于一致线及其附近的一个很小的区域内。SYL5、SYL6 的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄都变化于 210~215 Ma, 其加权平均值分别为 208±2 Ma (MSWD=5.1)、212±2 Ma

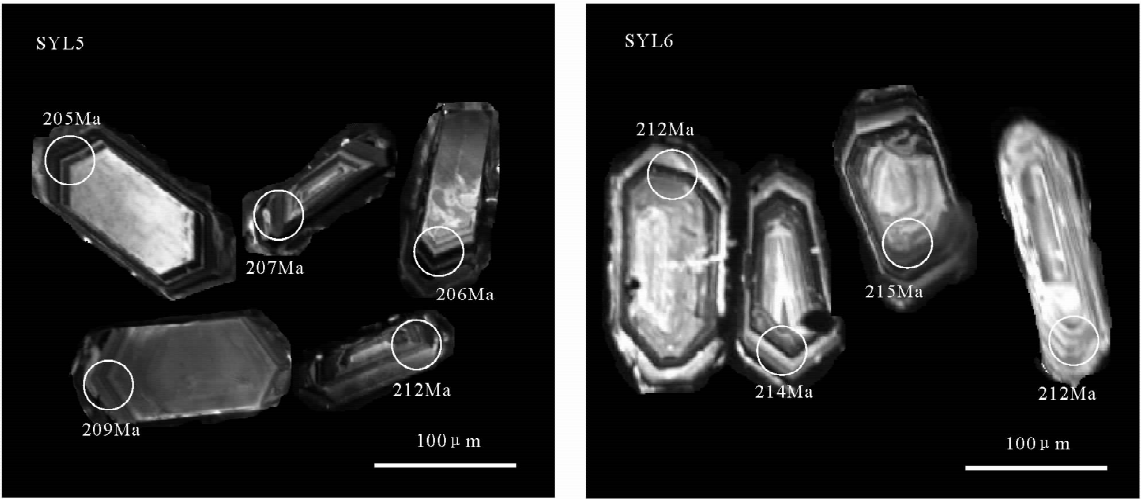


图 2 样品 SYL5、SYL6 代表性锆石阴极发光(CL)图像
Fig. 2 CL images of representative zircons of samples SYL5 and SYL6

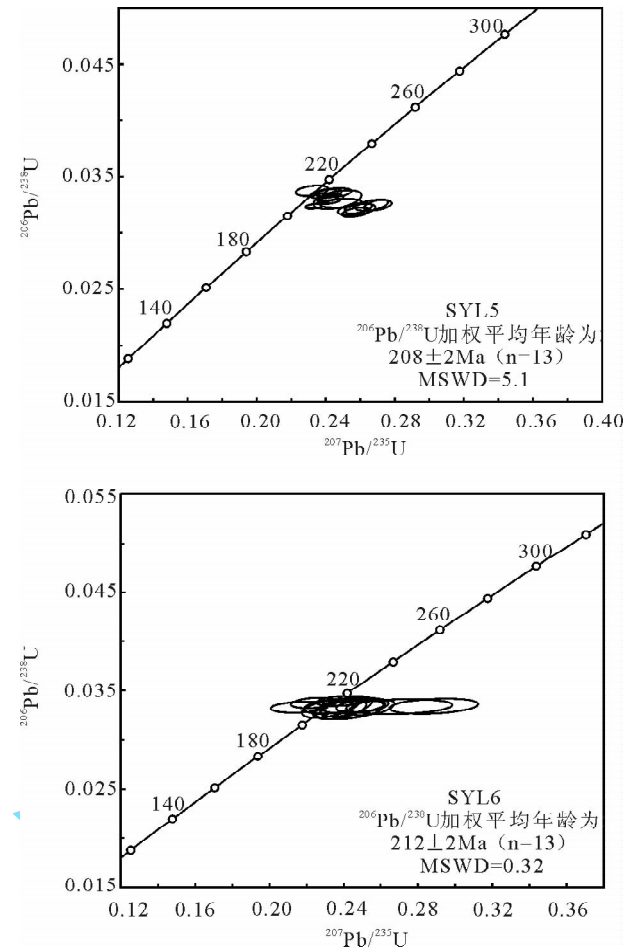


图 3 样品 SYL5、SYL6 锆石 U-Pb 协和图
Fig. 3 U-Pb zircon concordia diagrams of samples SYL5 and SYL6

(MSWD=0.32),解释为花岗岩体的结晶年龄。分析数据见表 1。

2.3 主微量元素

放马坪-三岩龙岩体的主量元素和微量元素分析数据见表 2。其中黑云母花岗岩的 $\text{SiO}_2=68.22\%\sim75.49\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=13.73\%\sim14.69\%$, $\text{K}_2\text{O}=5.33\%\sim5.39\%$, $\text{CaO}=1.35\%\sim2.72\%$, $\text{MgO}=0.21\%\sim1.21\%$; 花岗闪长岩的 $\text{SiO}_2=59.31\%\sim69.12\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=14.60\%\sim16.00\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.05\%\sim4.32\%$, $\text{CaO}=2.80\%\sim6.90\%$, $\text{MgO}=1.45\%\sim4.09\%$; 黑云母二长花岗岩的 $\text{SiO}_2=67.99\%\sim71.79\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=15.13\%\sim15.67\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.71\%\sim3.96\%$, $\text{CaO}=2.21\%\sim3.56\%$, $\text{MgO}=0.57\%\sim1.27\%$ 。在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图上(图 4a), 黑云母花岗岩落入高钾钙碱性到钾玄岩的系列, 花岗闪长岩和黑云母二长花岗岩都落入中钾到高钾钙碱性的系列。铝指数 A/CNK 除黑云母二长花岗岩的一个样品(SYL5)为 1.12 外, 其余均 <1.1 , 属于准铝质-弱过铝质(图 4b), 以上特征显示该岩体为 I 型花岗岩。

根据对一些主量元素和微量元素特征的分析, 该杂岩体可被划分为两类, 第一类具有较高的 $\text{Sr}(>541\times10^{-6})$ 和较低的 $\text{Y}(<12.4\times10^{-6})$ 含量, Sr/Y 值高(>55); 第二类 $\text{Sr}(<450\times10^{-6})$ 含量相对较低, $\text{Y}(>17.4\times10^{-6})$ 含量相对偏高, Sr/Y 值低(<24)。第一类与第二类相比更加富 $\text{Al}_2\text{O}_3(>15.13\%)$ 、 $\text{Na}_2\text{O}(>2.94\%)$ 、Ba、Sr、Nb, 贫 MgO、Y、Yb、Co 等。在岩性上, 第一类为黑云母二长花岗岩, 第二类为黑云母花岗岩和花岗闪长岩。

在原始地幔标准化多元素蛛网图(图 5a)上, 黑云母二长花岗岩富含大离子亲石元素, 配分曲线表

表 1 样品 SYL5、SYL6 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析数据

Table 1 U-Pb zircon LA-ICP-MS chronological data of samples SYL5 and SYL6

点号	Pb	Th	U	Th/U	比值						协和年龄(Ma)±1σ		
	(×10 ⁻⁶)				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
样品 SYL5(黑云母二长花岗岩,属第一类 C 型埃达克岩)													
SYL5-1	154	1135	2024	0.56	0.05203	0.00100	0.00491	0.03358	0.03358	0.00025	287±44	212±2	219±4
SYL5-2	88	183	1985	0.09	0.04989	0.00099	0.00493	0.03303	0.03303	0.00027	190±46	209±2	220±4
SYL5-4	98	582	1634	0.36	0.05162	0.00104	0.00522	0.03348	0.03348	0.00027	333±51	212±2	217±4
SYL5-5	94	832	990	0.84	0.05290	0.00136	0.00636	0.03359	0.03359	0.00027	324±62	212±2	222±5
SYL5-9	128	949	1905	0.50	0.05276	0.00085	0.00379	0.03307	0.03307	0.00018	316±35	209±1	218±3
SYL5-10	81	473	1486	0.32	0.05216	0.00070	0.00315	0.03239	0.03239	0.00015	300±31	205±1	212±3
SYL5-11	28	232	338	0.69	0.05547	0.00184	0.00813	0.03266	0.03266	0.00025	431±74	207±2	225±7
SYL5-12	80	774	793	0.98	0.05873	0.00121	0.00525	0.03184	0.03184	0.00028	566±44	202±2	232±4
SYL5-13	110	447	1671	0.27	0.04793	0.00128	0.00722	0.03211	0.03211	0.00035	94±68	203±2	232±6
SYL5-14	92	214	1956	0.11	0.06007	0.00103	0.00462	0.03249	0.03249	0.00031	605±37	206±2	241±4
SYL5-15	64	412	669	0.62	0.05445	0.00209	0.00919	0.03298	0.03298	0.00055	390±85	209±3	223±7
SYL5-17	197	1539	2482	0.62	0.05808	0.00116	0.00527	0.03222	0.03222	0.00031	531±44	204±2	233±4
SYL5-18	48	350	683	0.51	0.04977	0.00136	0.00626	0.03375	0.03375	0.00030	183±68	213±2	211±5
样品 SYL6(黑云母花岗岩,属第二类普通钙碱性 I 型花岗岩)													
SYL6-1	8	369	879	0.42	0.04698	0.00154	0.21632	0.01024	0.03331	0.00036	48	211±2	199±9
SYL6-2	13	533	1445	0.37	0.04691	0.00146	0.23318	0.00961	0.03337	0.00048	45	212±3	213±8
SYL6-3	8	316	1993	0.16	0.04785	0.00102	0.22403	0.00816	0.03372	0.00034	92±50	214±2	205±7
SYL6-4	14	672	2169	0.31	0.05066	0.00092	0.23779	0.00805	0.03391	0.00033	225±42	215±2	217±7
SYL6-5	6	232	583	0.40	0.06219	0.00266	0.28858	0.01581	0.03340	0.00050	681±91	212±3	257±12
SYL6-7	6	235	519	0.45	0.04966	0.00215	0.24310	0.01224	0.03307	0.00064	179±101	210±4	221±10
SYL6-8	22	875	2250	0.39	0.05386	0.00099	0.25500	0.00818	0.03327	0.00051	365±41	211±3	231±7
SYL6-9	12	503	1537	0.33	0.05289	0.00127	0.24919	0.00869	0.03343	0.00042	324±54	212±3	226±7
SYL6-10	4	225	470	0.48	0.05313	0.00210	0.24593	0.01204	0.03345	0.00050	334±89	212±3	223±10
SYL6-12	10	463	962	0.48	0.05818	0.00391	0.26996	0.01891	0.03336	0.00049	537±148	212±3	243±15
SYL6-13	13	539	1178	0.46	0.04860	0.00173	0.23144	0.00912	0.03315	0.00060	129±84	210±4	211±8
SYL6-14	8	379	870	0.44	0.05210	0.00162	0.24148	0.00923	0.03337	0.00068	290±71	212±4	220±8
SYL6-15	13	606	1499	0.40	0.05231	0.00159	0.23795	0.00946	0.03308	0.00063	299±69	210±4	217±8

现出陡倾斜的形式,具有 Ba、Nb、Ta、P、Ti 的负异常;黑云母花岗岩和花岗岩闪长岩的配分曲线的分布形式相同,都较为平缓,也具有 Ba、Nb、Ta、P、Ti 的负异常。在球粒陨石标准化稀土配分图(图 5b)上,两类岩石也表现出不同的特征。第一类岩石富含轻稀土,亏损重稀土,轻重稀土分异明显((La/Yb)_N>51),具有弱的负 Eu 异常(Eu/Eu^{*}=0.62~0.82);第二类岩石轻稀土含量稍低,重稀土分布平缓((Gd/Yb)_N<2.4),轻重稀土分馏不明显((La/Yb)_N<18),具有中度的负 Eu 异常(Eu/Eu^{*}=0.48~0.78)。

以上主微量元素组成表明第一类岩石具有类似于埃达克岩的特征,为进一步将它与普通 I 型花岗岩做区分,我们利用 Sr/Y 值与 Y 含量进行投图。在 Sr/Y-Y 关系图(图 6)中第一类岩石落入了埃达克岩的区域,第二类则落入了岛弧岩浆岩的区域。

2.4 Sr、Nd 同位素

放马坪-三岩龙岩体的 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素数

据见表 3。以第一类花岗岩(黑云母二长花岗岩)的结晶年龄 $t=208$ Ma 计算获得的该类花岗岩的 I_{sr} 值变化于 0.7066~0.7077 之间,ε_{Nd}(t)值变化于-4.43~-3.96 之间。以第二类花岗岩(包括黑云母花岗岩和花岗闪长岩)的结晶年龄 $t=212$ Ma 计算获得的该类花岗岩的 I_{sr} 值变化于 0.7100~0.7123 之间,ε_{Nd}(t)值变化于-9.33~-7.65 之间。两类花岗岩的 Nd 同位素一阶段亏损地幔模式年龄(t_{DM1})分别为 1.04~1.11 Ga、1.44~2.67 Ga。上述结果表明放马坪-三岩龙岩体的岩浆来源以壳源物质为主,但是该岩体的两类花岗岩分别具有不同的同位素组成,说明它们应起源于不同的岩浆源区。

3 讨论

3.1 岩石成因

松潘—甘孜南部的放马坪-三岩龙岩体具有较高的 SiO₂ 含量,属于中酸性岩石,不可能直接起源于地幔橄榄岩源区,其中等偏高的 I_{sr} 值(>0.7066)

表 2 放马坪-三岩龙花岗质杂岩体岩体主量(%)及微量元素($\times 10^{-6}$)分析数据

Table 2 Major element (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) data of Fangmapping-Sanyanlong granitic complex body												
样品编号	SYL1	SYL2	SYL4	SYL5	SYL6	SYL7	SYL8	SYL8-1	SYL8-2	SYL9	SYL10-1	SYL10-2
岩石类型	Bi-g	gd	gd	Bi-mg	Bi-g	Bi-mg	gd	gd	gd	Bi-mg	Bi-mg	gd
SiO ₂	75.49	62.51	62.82	71.79	68.22	67.99	66.50	69.12	59.31	70.03	70.93	68.44
TiO ₂	0.04	0.73	0.69	0.31	0.58	0.59	0.69	0.47	0.95	0.47	0.44	0.62
Al ₂ O ₃	13.73	15.65	15.89	15.35	14.69	15.67	14.93	15.00	16.00	15.54	15.13	14.60
Fe ₂ O ₃	0.28	6.16	5.76	1.96	3.83	3.44	4.49	3.27	7.47	2.94	2.36	4.80
MnO	0.01	0.11	0.11	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.12	0.07	0.04	0.09
MgO	0.21	3.10	2.86	0.57	1.21	1.27	1.96	1.45	4.09	0.82	0.68	1.57
CaO	1.35	5.78	5.91	2.43	2.72	3.56	3.99	2.80	6.90	2.78	2.21	4.43
Na ₂ O	2.77	2.35	2.40	3.39	2.40	2.94	2.24	2.54	2.08	3.86	3.47	2.26
K ₂ O	5.39	2.13	2.20	3.39	5.33	3.52	4.15	4.32	2.05	2.71	3.96	2.33
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.14	0.09	0.19	0.20	0.12	0.09	0.15	0.11	0.11	0.11
LOI	0.35	1.01	0.91	0.38	0.47	0.46	0.57	0.58	0.56	0.36	0.35	0.45
Total	99.70	99.69	99.69	99.71	99.69	99.69	99.69	99.69	99.70	99.69	99.69	99.69
K ₂ O/Na ₂ O	1.95	0.91	0.92	1.00	2.22	1.20	1.85	1.70	0.99	0.70	1.14	1.03
A/NK	1.32	2.54	2.51	1.66	1.51	1.81	1.82	1.69	2.83	1.67	1.51	2.34
A/CNK	1.07	0.94	0.93	1.12	1.00	1.04	0.97	1.07	0.88	1.08	1.08	1.02
Be	5.24	1.82	1.82	5.11	5.37	3.76	2.65	5.17	1.85	5.89	3.33	2.10
Sc	2.23	19.5	18.2	3.02	7.43	5.33	12.4	8.93	24.0	4.51	3.71	13.5
V	1.67	127	117	12.7	34.6	35.4	55.7	38.3	114	17.2	11.7	42.6
Cr	2.99	41.7	34.9	4.33	15.4	6.87	28.9	26.5	75.4	5.29	8.09	28.5
Co	0.74	11.4	10.5	2.10	6.31	4.61	8.63	5.96	17.1	2.93	2.80	6.99
Ni	1.90	9.57	12.4	1.51	3.28	2.01	6.70	6.36	11.4	1.70	1.97	5.59
Cu	1.59	2.88	3.83	0.93	4.75	5.51	2.28	12.9	16.2	0.99	1.07	2.18
Zn	10.3	63.1	67.8	74.5	63.1	77.7	52.4	51.2	78.7	100	74.2	67.5
Ga	14.0	17.5	17.6	23.6	19.9	22.0	18.0	16.8	18.3	24.5	21.9	16.3
Rb	232	68.9	74.2	170	294	145	187	331	160	161	191	81.4
Sr	155	450	445	610	236	722	262	204	286	750	541	287
Y	24.5	21.3	18.5	10.3	24.8	10.9	29.8	21.0	24.4	12.4	9.76	17.4
Zr	91.4	73.7	64.8	183	262	233	221	154	133	213	221	147
Nb	8.20	13.4	12.1	34.7	26.5	24.6	19.8	16.1	13.4	44.3	23.2	11.5
Sn	4.48	1.68	1.82	5.25	9.49	4.18	4.45	15.0	6.63	8.40	4.87	2.16
Cs	7.52	2.32	1.89	6.08	12.9	6.03	9.59	22.0	25.0	12.0	5.87	2.68
Ba	391	694	635	914	541	1264	670	650	527	914	1039	531
La	17.9	26.9	36.0	81.3	60.4	88.2	52.9	52.7	30.9	79.4	79.7	31.4
Ce	34.7	51.6	66.2	134	119	150	98.9	104	60.4	132	137	59.0
Pr	4.24	6.31	7.80	13.9	13.5	16.3	11.1	10.9	7.27	13.1	14.2	6.85
Nd	15.6	23.9	28.3	44.7	46.6	51.8	38.5	36.1	26.9	41.1	45.6	24.7
Sm	3.85	4.86	4.93	6.38	8.52	7.61	6.59	5.97	5.21	5.88	6.84	4.55
Eu	0.79	1.19	1.12	1.42	1.22	1.77	1.15	1.01	1.15	1.35	1.20	1.04
Gd	3.84	4.22	4.16	4.38	6.67	5.19	5.56	4.84	4.82	4.22	4.52	3.92
Tb	0.66	0.64	0.58	0.52	0.91	0.58	0.85	0.68	0.72	0.51	0.52	0.56
Dy	3.92	3.73	3.36	2.18	4.81	2.51	5.02	3.77	4.25	2.45	2.20	3.19
Ho	0.78	0.77	0.68	0.36	0.91	0.42	1.06	0.76	0.89	0.43	0.36	0.66
Er	2.18	2.07	1.83	0.89	2.42	1.00	2.92	2.03	2.44	1.12	0.85	1.75
Tm	0.34	0.30	0.27	0.12	0.35	0.13	0.42	0.30	0.35	0.16	0.11	0.26
Yb	2.22	2.08	1.75	0.69	2.25	0.74	2.63	1.98	2.34	1.06	0.66	1.77
Lu	0.33	0.30	0.27	0.098	0.32	0.11	0.35	0.28	0.33	0.15	0.093	0.26
Hf	3.57	2.19	1.92	4.57	7.16	5.67	6.23	4.69	3.56	5.25	5.68	3.94
Ta	1.39	0.99	0.88	2.23	2.32	1.57	1.81	1.53	0.95	3.16	1.47	0.91
Th	18.0	7.56	12.0	28.6	45.2	31.4	27.1	37.2	12.1	26.3	28.7	10.7
U	12.0	1.70	1.83	5.69	6.76	4.44	3.37	5.63	2.67	5.19	2.93	2.16
Sr/Y	6	21	24	59	10	66	9	10	12	60	55	16
(La/Yb) _N	5	9	14	80	18	80	14	18	9	51	81	12
Eu/Eu*	0.63	0.78	0.73	0.78	0.48	0.82	0.57	0.56	0.69	0.79	0.62	0.73

注：Bi-g—黑云母花岗岩；gd—花岗闪长岩；Bi-mg—黑云母二长花岗岩；第一类钾质埃达克岩包括：Bi-mg；第二类普通钙碱性 I 型花岗岩包括 Bi-g、gd。

和较低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (< -3.96) 也说明岩浆应来自于壳源。实验岩石学研究表基性玄武质岩石的部分熔

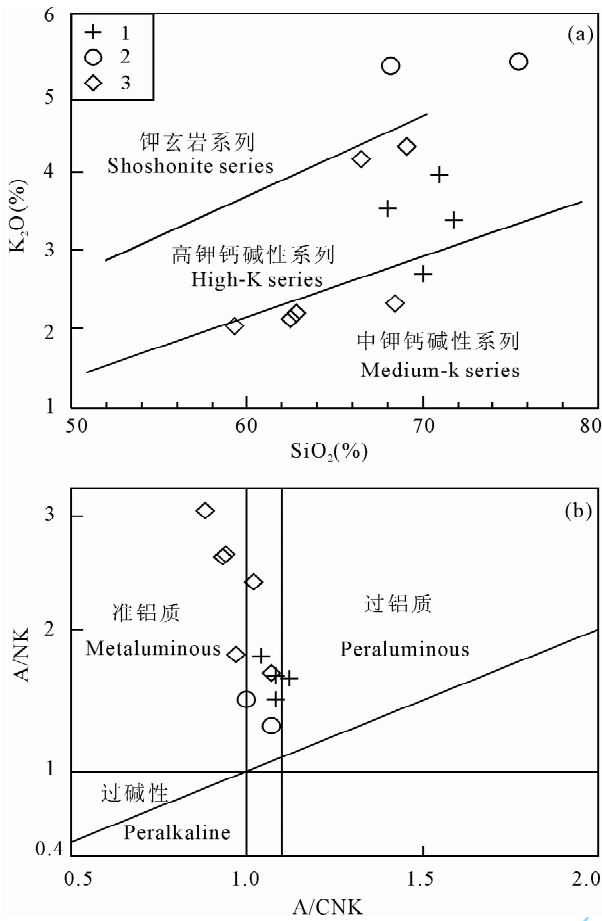


图 4 放马坪-三岩龙花岗质杂岩体 SiO₂-K₂O 分类图(a)及 A/NK-A/CNK 图(b)
Fig. 4 K₂O vs. SiO₂ classification diagram (a) and A/NK vs. A/CNK diagram (b) of Fangmaping-Sanyanlong granitic complex body
1—黑云母二长花岗岩;2—黑云母花岗岩;3—花岗岩闪长岩
1—Biotite monzogranites;2—biotite granite;3—granodiorite

融可以产生准铝质的英云闪长质-奥长花岗质-花岗岩闪长质岩浆组合(Beard and Lofgren,1991; Wolf and Wyllie, 1992; Rapp and Watson, 1995; Johannes and Holtz,1996),放马坪-三岩龙岩体的地球化学特征符合上述条件,表明它可能来源于基性中下地壳的部分熔融。该岩体的两类花岗岩具有相近的锆石 U-Pb 年龄(第一类:208±2 Ma;第二类:212±2 Ma),但主微量元素组成相差较大,且 Sr、Nd 同位素也具有不同的变化范围,表明它们应来自于不同的源区。

第一类花岗岩 SiO₂ > 67.99%,富 Al 和 Sr (Al₂O₃ > 15.13%,Sr > 541×10⁻⁶),低 Y 和重稀土 (Y < 12.4×10⁻⁶, Yb < 1.06×10⁻⁶),Sr/Y 值(> 55)高,轻重稀土分异明显(La/Yb)_N > 51,在多元素

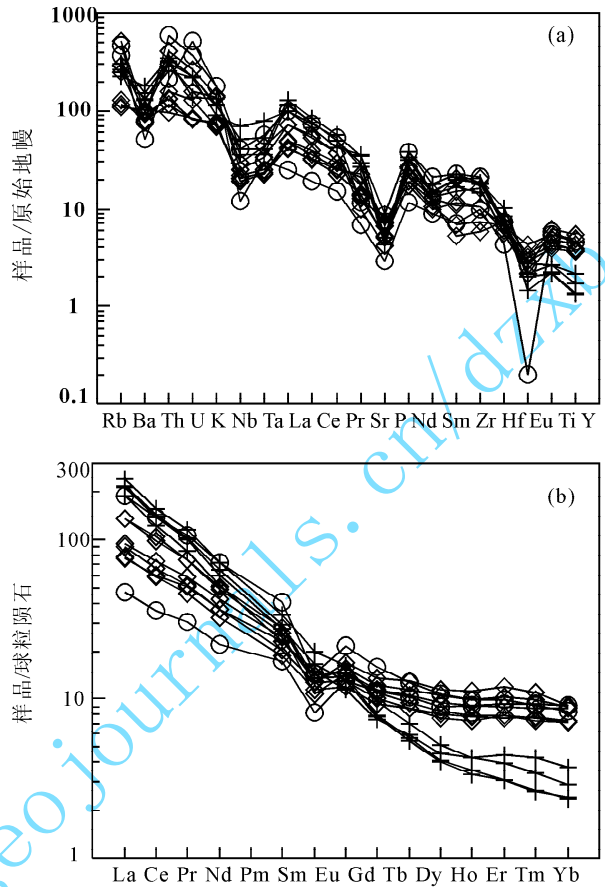


图 5 放马坪-三岩龙花岗质杂岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)及稀土元素球粒陨石标准化配分图(b)(原始地幔数值据 Sun and McDonough, 1989; 球粒陨石标准化值据 Taylor and McLennan, 1985)
Fig. 5 Primitive mantle normalized distribution patterns of trace elements (a) and chondrite-normalized REE distribution patterns (b) of Fangmaping-Sanyanlong granitic complex body (PM data from Sun and McDonough,1989;Chondrite data from Taylor and McLennan, 1985)
图例同图 4
The legends same as in Fig. 4

蛛网图和稀土配分图上表现出陡倾斜的形式,这些主微量元素的特征都与埃达克岩相符。据前人研究,埃达克质岩浆具有多种产出背景:①俯冲洋片的部分熔融(Peacock et al.,1994;Drummand et al., 1996;Beate et al.,2001);②底侵玄武质下地壳的部分熔融(Atherton and Petford,1993;Muir et al., 1995; Barnes et al.,1996;Petford and Atherton, 1996);③增厚下地壳的部分熔融(许继锋和王强,2003;Chung et al.,2003;Hou et al.,2004;Wang et al.,2005)。根据地球化学特征的不同埃达克岩又被划分为两大类(王强等,2001;张旗等,2001):O 型

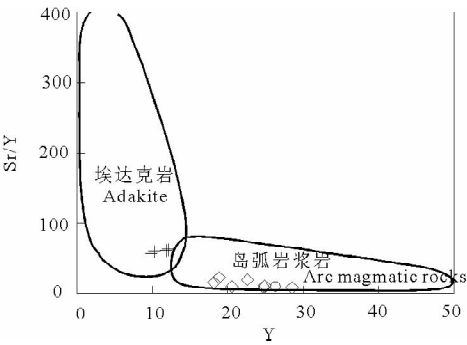


图 6 放马坪-三岩龙花岗质杂岩体
Sr/Y-Y 图(据 Defant and Drummond, 1990)

Fig. 6 Sr/Y vs. Y diagram of Fangmaping-Sanyanlong
granitic complex body (after Defant
and Drummond, 1990)

图例同图 4

The legends same as in Fig. 4

(主要来自于俯冲洋壳的部分熔融);C 型(主要来源于增厚下地壳或底侵玄武岩的部分熔融)。松潘-甘孜造山带在放马坪-三岩龙岩体形成的晚三叠世已处于后碰撞环境,与洋壳俯冲没有直接的联系,因此本文所研究的第一类花岗岩不属于典型的埃达克岩(O 型埃达克岩)。其较高的 K_2O 含量, K_2O/Na_2O 接近于 1 或大于 1,属于中钾—高钾钙碱性系列,也说明它应属于 C 型埃达克岩。鉴于松潘—甘孜地区缺乏印支期地幔岩浆(玄武岩)活动记录,该类花岗岩形成于底侵玄武岩部分熔融的成因模式可被排除。形成于加厚下地壳的部分熔融是最可能的成因模式,三叠纪末的构造运动导致松潘块体及其周边地区地壳的侧向挤压增厚。后文将对其形成机制做更详细的讨论。

根据主微量元素、同位素的特征还可对第一类花岗岩的源区特征及残留相做如下推断:第一类花岗岩轻重稀土分异明显,重稀土严重亏损,表明其源区残留以石榴子石、辉石为主,形成于较高的压力和温度范围(1.0~4.0 GPa,850~1150℃)(Rapp et al., 1991, 1999; Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Xiao and Clemens, 2007);重稀土部分(Ho—Lu)显示较为平坦的分布形式,Y/Yb 值较小(11.7~14.8),说明其源区除残留有石榴子石、辉石外,还应有角闪石的存在;在多元素蛛网图上显示出 Nb、Ta、Ti 的负异常,说明富钛副矿物金红石也应作为残留相,Sr、Eu 也显示出轻微的负异常,由图 7 可以看出在第一类花岗质岩浆中斜长石发生分离结晶的趋势较强,说明 Sr、Eu 负异常主要是由斜长石的分离结晶作用所导致的,源区无或只有少量斜长石残留; $Mg^\#$ 较小(<0.42),其他相容性元素 Cr、Co、Ni、V 等的含量较低,Sr、Nd 同位素组成也显示壳源的特征,说明第一类花岗岩的岩浆以壳源物质为主,但较第二类其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值更加接近于 0, t_{DM1} 稍年轻,反应可能有轻微的地幔混染。

第二类花岗岩轻重稀土分异不明显,重稀土分布较第一类更加的平缓,Y/Yb 值接近于 10(9.9~11.3),具有较低的 TiO_2 ($<0.95\%$) 含量和 K/Rb 值(107~256),在多元素蛛网图上表现出 Sr 和 Eu 的负异常。以上特征说明其源区残留有角闪石、斜长石或发生了以角闪石、斜长石为主的分离结晶作用。由图 7 可以看出在第二类花岗质岩浆中角闪石、斜长石的分离结晶作用均有发生,但以角闪石的分离结晶为主。以上的地球化学特征是由角闪石的分离结晶、斜长石作为源区的主要残留相所导致的。

表 3 放马坪-三岩龙花岗质杂岩体 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of Fangmaping-Sanyanlong granitic complex body

样号(岩性)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	I_{Sr}	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{DM1}(Ga)$
第一类钾质埃达克岩($t=208Ma$)									
SYL5(Bi-mg)	0.791	0.709999	12	0.7077	0.0895	0.512265	3	-4.43	1.09
SYL7(Bi-mg)	0.573	0.708973	8	0.7073	0.0924	0.512268	7	-4.45	1.11
SYL9(Bi-mg)	0.670	0.708403	13	0.7066	0.0865	0.512285	4	-3.96	1.04
第二类普通钙碱性 I 型花岗岩($t=212 Ma$)									
SYL1(Bi-g)	4.679	0.726380	9	0.7123	0.1542	0.512101	3	-9.33	2.67
SYL6(Bi-g)	3.480	0.720523	7	0.7100	0.1101	0.512101	2	-8.14	1.54
SYL8-1(gd)	4.592	0.724751	8	0.7109	0.1045	0.512118	6	-7.65	1.44
SYL10-2(gd)	0.784	0.713442	13	0.7111	0.1136	0.512068	3	-8.87	1.64

注:Bi-mg—黑云母二长花岗岩;Bi-g—黑云母花岗岩;gd—花岗闪长岩; $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 由 ICP-MS 方法测定的 Rb、Sr、Sm 和 Nd 的含量计算获得;($Nd(t)$ 值计算采用 $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$, $\epsilon^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.512638$; Nd 同位素亏损地幔模式年龄(t_{DM}) 计算采用 $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.2137$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.51315$ 。

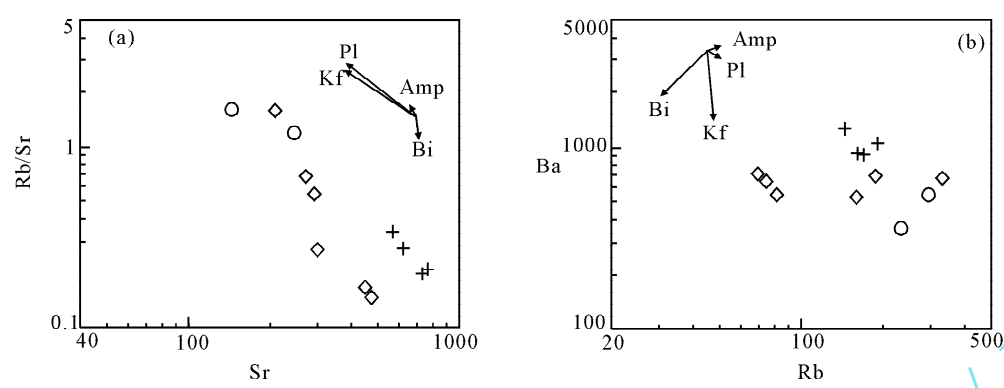


图 7 分离结晶检测图(a;Rb/Sr-Sr; b;Ba-Rb)●

Fig. 7 Element plots to show potential fractional crystallization (a;Rb/Sr-Sr; b;Ba-Rb)●

Pl—斜长石;Kf—钾长石;Bi—黑云母;Amp—角闪石;图例同图 4

Pl—Plagioclase;Kf—K-feldspar;Bi—biotite;Amp—hornblende;The legends same as in Fig. 4

实验研究表明无水玄武质岩石中角闪石的脱水反应可以形成此种类型的英云闪长质岩浆,与之相平衡的源区残留相以斜长石、辉石、Fe-Ti 矿物为主(Beard and Lofgren, 1991; Rushmer, 1991; Wolf and Wyllie, 1992)。该类花岗岩的 Sr、Nd 同位素表现出更强烈的壳源特征,地幔混染可以排除。

由以上讨论可看出,第一类花岗岩的源区残留以石榴子石、辉石、角闪石为主,可能为石榴角闪岩或角闪榴辉岩,形成于较高的温度和压力范围,暗示源区深度大(>50 km)。第二类花岗岩源区残留以斜长石、辉石为主,而无石榴子石,可能为中基性麻粒岩,暗示其形成深度比第一类浅,可能来源于稍浅的中下地壳。

3.2 形成机制及构造背景

增厚下地壳部分熔融产生花岗质岩浆有以下三种机制:①在大陆主造山期,由于大陆板块间发生强烈的碰撞作用,地壳受到强烈的构造挤压和缩短,导致下地壳增厚和壳内构造剪切作用。在此背景下,地温梯度导致增厚下地壳地温升高,加上构造剪切作用所产生的热,可诱发下地壳物质的部分熔融,其中可能有外来流体的加入;②在主造山期后,增厚地壳的构造减压作用(在后碰撞晚期,驱动挤压的边界力会逐渐减弱并消失)导致下地壳含水矿物(如云母类和/或角闪石)发生脱水反应而诱发地壳物质的部分熔融;③在主造山期后,由于增厚地壳的重力不稳定性发生岩石圈(包括下地壳下部)的拆沉作用,地幔软流圈物质上涌,而诱发的下地壳物质的部分熔融,在岩石圈构造应力性质上为伸展构造体制(张宏飞等, 2007)。

对于上述第一种机制形成的花岗岩类,一般被

称之为同碰撞花岗岩,而放马坪-三岩龙岩体形成于后碰撞时期。第二种机制碰撞之后增厚的地壳因伸展松弛而发生减压熔融,在此种机制下如果没有深部地幔热源所提供的热量,一般只形成小规模岩体(Roberts and Clemens, 1993; Sylverster, 1998; Patiño Douce et al., 1999; Thompson, 1999),与松潘—甘孜地区广泛出露印支期花岗岩类这一事实不符。因此第三种机制,岩石圈拆沉软流圈上涌,所携带的热量诱发中下地壳发生部分熔融是放马坪-三岩龙花岗质杂岩体最可能的成因模式。据 Xiao and Clemens (2007)实验研究表明钾质(C 型)埃达克岩形成于>1050℃ 的高温和>2GPa 的高压条件,此温压条件要求地温梯度应达到 13.5℃/km,这样的地热梯度暗示在岩浆产生的过程中有地幔高热流的加入。这一实验结果也有力的支持了第三种模式。

岩石圈拆沉和软流圈上涌导致中下地壳部分熔融包括两种情况:①岩石圈拆沉后,软流圈上涌烘烤未拆沉部分的下地壳的底部使其发生部分熔融;②拆沉部分的下地壳沉入地幔软流圈,受其烘烤发生部分熔融(肖龙等, 2004)。本文所研究的放马坪-三岩龙岩体的埃达克岩具有较低的 Mg、Cr、Ni 等元素的含量, Mg[#] 较低(<0.42), Sr、Nd 同位素显示壳源的特征,地幔混染非常轻微。因此排除了第二种可能性,只可能形成于岩石圈拆沉背景下的未拆沉部分下地壳的部分熔融。

后碰撞阶段岩石圈的拆沉作用和软流圈的上涌,使来自深部的地幔物质和热注入到中下地壳,由此引起的地壳岩石熔融不但规模较大,而且因涉及多种地壳源岩,熔融的深度和壳幔物质交换的程度也不尽相同,使得与此过程相关的岩浆活动具有多样性。普通

钙碱性和高钾钙碱性花岗岩、高锆花岗岩、碱质 A 型花岗岩,甚至钾玄质岩石(Turner et al., 1996; Kuster and Hanns, 1998; Miller et al., 1999)都常与该机制有关。松潘—甘孜地区出露的多种类型的印支期花岗岩类运用此种机制同样可以得到很好的解释:该区广泛分布的(北部、东部和南部地区均有出露)印支期埃达克质花岗岩(208 ~ 224 Ma)反映在三叠纪末整个松潘—甘孜地区普遍存在地壳的增厚现象。由增厚导致的重力失稳使岩石圈发生拆沉,软流圈上涌,携带的热量和物质加入到中下地壳,下地壳受其热量烘烤镁铁质物质发生部分熔融形成了 I 型花岗岩(主要分布于南部, 228 ~ 212 Ma),下地壳熔融物质与幔源岩浆混合形成了 A 型(分布于中东部地区, 211 ~ 195 Ma)、高 Ba、Sr 花岗岩(分布于中东部地区, 234 ~ 197 Ma),软流圈物质携带的热量还可能影响到了中上部地壳,形成了强过铝的花岗岩(分布于中东部地区, 208 ~ 202 Ma)。可见岩石圈拆沉、软流圈上涌这一深部过程的影响是非常巨大的,已影响到了地壳的不同层位,放马坪—三岩龙岩体的 C 型埃达克岩和普通钙碱性 I 型花岗岩就是该机制在下地壳和中下地壳的响应。

4 结论

出露于松潘—甘孜南部九龙地区的放马坪—三岩龙中酸性杂岩体,根据其主微量元素特征的不同可被划分为两大类,第一类为钾质埃达克岩,第二类为普通钙碱性 I 型花岗岩。Sr、Nd 同位素特征表明两者来自于不同的源区。钾质埃达克岩的结晶年龄为 208 ± 2 Ma,源区残留相为石榴角闪岩或角闪榴辉岩,反应其岩浆源区较深,源于加厚下地壳未拆沉部分的部分熔融。钾质埃达克岩的出露表明松潘—甘孜区此时地壳的厚度已相当大(> 50 km),是古特提斯洋闭合之后由挤压作用而造成的大规模地壳增厚的结果;普通钙碱性 I 型花岗岩的结晶年龄为 212 ± 2 Ma,源区残留相为中基性麻粒岩,反应其岩浆起源较第一类浅,源于中下地壳的部分熔融。放马坪—三岩龙中酸性杂岩体形成于松潘—甘孜造山带印支期岩石圈拆沉这一地球动力学背景,岩石圈拆沉作用所导致的软流圈物质上涌,影响到了地壳的不同深度,该地区广泛出露的多类型印支期花岗岩正是这一过程的反应。

注 释

① 据余津海岩石地球化学讲义。

参 考 文 献

- 胡健民,孟庆任,石玉若,等. 2005. 松潘—甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报, 21(3): 867 ~ 880.
- 李建康,王登红,付小方. 2006. 川西可尔因伟晶岩型稀有金属矿床的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代及其构造意义. 地质学报, 80(6): 843 ~ 848.
- 刘勇胜,柳小明,等. 2003. 高级变质岩中 Zr、Hf、Nb、Ta 的 ICP-MS 准确分析. 地球科学, 28(2): 151 ~ 156.
- 秦江锋,赖绍聪,李永飞. 2005. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗岩闪长岩体成因研究及其地质意义. 岩石学报, 21(3): 697 ~ 706.
- 王强,许继锋,赵振华. 2001. 一种新的火成岩: 埃达克岩的研究综述. 地球科学进展, 16: 201 ~ 208.
- 肖龙, Robert P R, 许继峰. 2004. 深部过程对埃达克质岩石成分的制约. 岩石学报, 20(2): 219 ~ 228.
- 许继锋,王强. 2003. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的启示: 以青藏北部火山岩为例. 地学前缘, 10: 401 ~ 406.
- 袁海华,张志兰,张平. 1991. 龙门山老君沟花岗岩的隆升及冷却史. 成都地质学院学报, 18(1): 17 ~ 22.
- 张宏飞,肖龙,张利,等. 2007. 扬子陆块西北缘碧口块体印支期花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成: 限制岩石成因及其动力学背景. 中国科学(D 辑): 地球科学, 37(4): 460 ~ 470.
- 张旗,王焰,钱青,等. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17: 236 ~ 244.
- 张云湘,骆耀南,杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 415.
- 张季生,高锐,李秋生,王海燕,朱海华. 2007. 松潘—甘孜和西秦岭造山带地球物理特征及基底构造研究. 地质论评, 53(2): 261 ~ 267.
- 赵永久,袁超,周美夫,等. 2007a. 川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘—甘孜地体基底性质的制约. 岩石学报, 23(5): 995 ~ 1006.
- 赵永久,袁超,周美夫,等. 2007b. 松潘—甘孜造山带早侏罗世的后造山伸展: 来自川西牛心沟和四姑娘山岩体的地球化学制约. 地球化学, 36(2): 139 ~ 152.
- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 362: 144 ~ 146.
- Barnes C G, Petford N W, Kisder, et al. 1996. Source and tectonic implications of tonalite - rhyolite magmatism in the Klamath Mountains UI. Contrib. Mineral. Petrol., 123: 40 ~ 60.
- Beard J S, Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar. J. Petrol., 32: 365 ~ 402.
- Beate B, Monzier M, Spikings R, et al. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. Earth Planet. Sci. Lett., 192: 561 ~ 570.
- Calassou S. 1994. Etude tectonique d'une chaîne de décollement; A) tectonique Triasique et tertiaire de la chaîne de Songpan - Garze. B) géométrie et cinématique des déformations dans les prismes d'accrétion sédimentaire; modélisation analogique. PhD Thesis, Univ. Montpellier II, 1 ~ 400.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 31: 1021 ~ 1024.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature,

- 34: 662~665.
- Drummond M S, Defant M J, Kepezinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 87: 205~215.
- Enkin R, Yang Z, Chen Y, et al. 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. *J. Geophys. Res.*, 97: 13953~13989.
- Goto A, Tatsumi Y. 1994. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer. *The Rigaku Journal*, 11: 40~59.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220: 139~155.
- Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and Experiment Petrology of Granitic Rocks. Berlin: Springer, 1~254.
- Kuster D, Hanns U. 1998. Post-collisional potassic granitoids from the Southern and northwestern parts of the late Neo-proterozoic East African orogen; a review. *Lithos*, 45: 177~195.
- Mattauer M, Malavieille J, Calassou S, et al. 1992. La chaîne triasique de Songpan-Garze (Quest Sechuan et Est Tibet): une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314: 619~626.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399~1424.
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, et al. 1995. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of Geological Society, London*, 152: 689~701.
- Nie S Y, Yin A, Rowley D B, et al. 1994. Exhumation of the Dabie Shan ultra-high-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, central China. *Geology*, 22: 999~1002.
- Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J L, eds. *Understanding Granites: Integrating New and Classic Techniques*. Geological Society, Special Publications, 168: 55~75.
- Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 224~227.
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *J. Petrol.*, 37: 1491~1521.
- Rao R B, Xu J F. 1987. The Triassic System of the Qinghai—Xizang Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1~239.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51: 1~25.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36: 891~931.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.*, 160: 335~356.
- Roberts M P, Clemens J D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825~828.
- Roger F, Malavieille J, Leloup P H, et al. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze fold belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.*, 22(5): 465~481.
- Rushmer T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 41~59.
- Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117: 394~409.
- Sengör A M C. 1985. Tectonic subdivisions and evolution of Asia. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 46: 355~435.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society Special Publications, Blackwell Scientific Publications, 42: 313~346.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1~4): 29~44.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1~132.
- Thompson A B. 1999. Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro A, Fernández C, Vigneresse J L, eds. *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geol. Soci. Spec. Pub., 168: 7~25.
- Turner S, Amaud N, Liu J, et al. 1996. Post-collisional shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 37: 4~71.
- Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanics in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33: 464~468.
- Wolf M B, Wyllie P J. 1992. The formation of tonalitic liquids during the vapor-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar. *Eos.*, 70: 506~518.
- Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, et al. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, 96(3~4): 436~452.
- Xiao L, Clemens J D. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints. *Lithos*, 95(3~4): 399~414.
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111~1114.
- Yin A, Nie S. 1993. An indentation model for North and South China collision and the development of the Tanlu and Honam fault systems, eastern Asian. *Tectonics*, 12: 801~813.
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. 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 H F, Harris N, Parrish R, et al. 2004. Cause and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228: 195~212.
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, et al. 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau; constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152(1): 75~88.
- Zhang H F, Parrish R, Zhang L. 2007. A-type granite and adakitic

magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau; implication for lithospheric delamination. *Lithos.*, 97(3~4): 323~335.

Zhou D, Graham S A. 1993. Songpan-Garze Triassic complex as a remnant ocean basin along diachronous collision orogen, central China. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 25: A118.

Zou D B, Chen L K, Rao R B, Chen Y M. 1984. On the Triassic turbidite in the southern Bayanhar Mountain region. *Contributions to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau* 15, 27~39.

Petrogenesis of Fangmaping-Sanyanlong Granites in Southern Songpan—Garzê Fold Belt and Its Tectonic Implication

YUAN Jing^{1,2)}, XIAO Long¹⁾, WAN Chuanhui¹⁾, GAO Rui¹⁾

1) *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074;*

2) *The 11th geological group of Zhejiang province, Wenzhou, Zhejiang, 325006*

Abstract

Indosinian granitoids expose widely in the Songpan-Garzê fold belt. Previous studies focused mainly on the eastern and central regions but less attention has been paid on the southern area of the belt. This study concentrated on the Fangmaping-Sanyanlong granitic complex, which is located in the Jiulong area, southern Songpan-Garzê fold belt, so as to further unravel the magmatism history and deep crust-mantle processes. Based on systematic field survey, and petrographic and geochemical study, the granitic complex can be divided into two groups. Group 1 is characterized by C-adakites, with $\text{Sr} > 541 \times 10^{-6}$, $\text{Y} < 12.4 \times 10^{-6}$, $\text{Sr}/\text{Y} > 55$, strongly fractionated REE patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 51$) and high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (≈ 1). Group 2 is ordinary calc-alkaline I-types with lower Sr ($< 450 \times 10^{-6}$), higher Y ($> 17.4 \times 10^{-6}$) and weakly fractionated REE patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} < 18$). Group 1 contains biotite monzogranite and group 2 consists of granitite and granodiorite. The both have different Sr and Nd isotopic compositions (group 1 has I_{Sr} of 0.7066 to 0.7077 and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -4.43 to -3.96 while group 2 has I_{Sr} of 0.7100 to 0.7123 and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -9.33 to -7.65), indicating that both are different in magma sources. Their formation conditions are also different. The residual phase of group 1 granitoids is possibly garnet-bearing amphibolite or amphibole eclogite, suggesting it formed in very high temperature and pressure setting, which implies its source region is very deep (> 50 km). The group 2's residuum is possibly intermediate-basic granulite. The source region is shallower than that of group 1 and the primary magmas were generated by partial melting of shallower lower crustal rocks. LA-ICP-MS zircon dating indicates that the age of magma crystallization are 208 ± 2 Ma for group 1 and 212 ± 2 Ma for group 2. Combined with geological background, regional tectono-magmatic events and magmatism association, it can be concluded that lithospheric delamination and asthenospheric upwelling can account for the magma generation of the Fangmaping-Sanyanlong granitic complex, and C-adakite and ordinary calc-alkaline I-types formed in the post-collisional setting due to partial melting of lower crustal and shallower lower crustal rocks under such a mechanism.

Key words: C-adakites; ordinary I-type granitoids; U-Pb zircon dating; geochemistry; Sr-Nd isotopes; southern Songpan fold belt