西秦岭江里沟花岗岩体地球化学特征、年代学及地质意义

孙小攀[1,2)]，徐学义[2)]，陈隽璐[2)]，高婷[2)]，李婷[2)]，李现冰[1,2)]，李晓英[1,2)]

1）长安大学，西安，710054； 2）西安地质调查中心，西安，710054

内容提要：江里沟岩体出露于西秦岭造山带北段，侵入于大关山组之中，岩性为二长花岗岩，主要矿物组成为斜长石、石英、钾长石、黑云母等。该岩体 SiO_2=71.76%～75.86%，Al_2O_3=11.67%～14.84%，MgO=0.35%～0.70%，Sr=58×10^{-6}～223×10^{-6}，Y=1.2×10^{-6}～16.1×10^{-6}，Yb=1.21×10^{-6}～1.76×10^{-6}，里特曼指数介于1.42～2.08，在 K_2O-SiO_2 关系图上投入高钾钙碱性系列，A/CNK 介于1.05～1.1，属过铝质花岗岩。在原始地幔标准化的微量元素分布图中，大离子亲石元素（LILE）K、Th、Rb、Ba 等富集，高场强元素（HFSE）Nb、P、Ti、Y、Yb 等相对亏损。稀土元素总量（∑REE=62×10^{-6}～170×10^{-6}）变化较大，稀土元素球粒陨石标准化分配型式表现为轻稀土强烈富集，重稀土相对亏损的右倾型且 Eu 负异常较明显（LREE/HREE=6.3～16.2，$(La/Yb)_N$=4.9～17.4，δEu=0.38～0.66），总体显示出喜马拉雅型花岗岩的岩石地球化学特点。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年表明其形成年龄为264.0±1.4 Ma，属中二叠世晚期。结合前人研究和本次的工作分析认为，江里沟岩体形成于加厚地壳的构造环境，可能是由于受到阿尼玛卿洋盆在闭合过程中俯冲碰撞远程效应的影响，使得本区发生挤压作用，地壳加厚增温，给该地区地壳深部物质重熔侵位提供了动力学条件和岩浆活动空间。

关键词：喜马拉雅型花岗岩；二长花岗岩；岩石地球化学特征；江里沟岩体；西秦岭北段

西秦岭造山带大致指青海南山北缘断裂-土门关断裂以南，宝成铁路以西，玛沁-略阳断裂以北，柴达木地块以东的广阔区域，是诸多地块和造山带的汇聚交接地带（冯益民等，2003）。在大地构造位置上，西秦岭造山带处于古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域交汇的特殊地段（李春昱，1980；任纪舜等，1980），是中国中央造山带的组成部分。同时又是中国东部和西部、南部和北部地壳结构、地壳厚度和地球物理场发生变化的转折带和重大梯度带，也是地震层析剖面结构上的转换地带（冯益民等，2003）。西秦岭造山带近 EW 向延伸，地层发育齐全，太古宇、元古宇、震旦系、古生界及中新生界均不同程度出露（张旗等，2009）。区内中酸性侵入岩十分发育，以印支期为主，其次为燕山期，加里东期、华里西期和晚元古代中酸性侵入岩分布零星（冯益民等，2002）。其中西秦岭北部中酸性侵入岩较南部发育，从时间序列看以印支期最为强烈，同位素年龄大多集中在200～245 Ma之间（殷勇等，2009）。西秦岭造山带自新元古代以来，大致经历了 Rodinia 超级大陆裂解、秦祁昆洋盆形成、洋陆俯冲造山、大陆碰撞造山、板内伸展和陆内碰撞造山多个演化过程，冯益民等称其为“碰撞-陆内复合型”造山带（冯益民等，2003）。张国伟等（2004a）认为西秦岭基本构造格架主要是在印支期奠定的，其后又遭受中、新生代构造强烈的改造，始成现今构造面貌。

长期以来，该区古生代晚期—中生代岩浆侵入作用时空格架、构造岩石组合、构造演化与成矿过程一直是国内外学者研究的前沿。以往针对西秦岭地区的花岗岩浆作用研究大多集中在西秦岭北段的东部地区，而对西秦岭北段西部的花岗岩的研究程度相对较低。为了进一步探讨西秦岭北段西部中酸性侵入岩浆作用、构造环境、岩石成因及其地质意义，本文将从岩石学、元素地球化学及年代学特征入手，对江里沟二长花岗岩体进行详细的岩石学、地球化学和年代学研究，分析该岩体形成的构造背景及可能的成因，为进一步探讨西秦岭北部晚古生代—中生代构造格局及其演化历史提供新的资料。

注：本文为国家自然科学基金项目（编号 40972150）和中国地质调查局地质调查项目（编号 1212011220649）资助成果。

收稿日期：2012-06-04；改回日期：2012-08-12；责任编辑：周健。

作者简介：孙小攀，男，1984年生。硕士研究生，构造地质学专业；Email：sunxiaopansxp@163.com。通信作者：徐学义，男，1966年生。研究员，博士生导师，主要从事区域地质及岩石地球化学研究；Email：XuXueyi1030@163.com。

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

1　岩体地质及岩相学特征

江里沟岩体位于青海省同仁县江里沟地区(图1),从大地构造位置上看,研究区位于西秦岭与南祁连两大构造单元的结合部,构造演化非常复杂。出露的地层主要为中石炭世与中二叠世未分的大关山组(C_2P_2dg)、晚二叠世的石关组(P_3sg)以及早中三叠世隆务河组与古浪堤组($T_{1-2}l$、$T_{1-2}g$)。大关山组由灰-深灰色、灰白色的中厚层状礁角砾灰岩、粘结灰岩及骨架灰岩、鲕状灰岩、生物碎屑灰岩等组成。石关组为灰绿色硅质泥灰岩、灰绿色薄层条带状硅质灰岩与灰绿色中粗粒长石石英砂岩互层的岩石组合。隆务河组主要为板岩、泥质岩夹钙屑砂岩、粉砂岩、砂砾岩、灰岩、砂岩互层夹薄层灰岩。古浪堤组主要由砂板岩夹灰岩、长石石英砂岩与钙质板岩互层、长石石英砂岩、黑色板岩、细砂岩、粉砂岩和碳质板岩、砂板岩夹砾岩组成。

区内斜长支沟-江里沟复背斜是其主体构造(傅小明等,2009),背斜轴线为 NW—SE 向展布,由于花岗岩体的侵入,北翼不全,南翼较完整,断裂构造多分布于背斜的两翼(薛静等,2012)。区内岩浆活动强烈,侵入体分布广泛,多为印支期的花岗岩和花岗闪长岩。该地区的花岗岩体由多种类型的花岗岩组成,小型花岗岩体多分布在主岩基之中,出露或分布面积很小且分布较分散(李欢等,2010)。

江里沟岩体位于江里沟背斜轴部呈 NWW—SEE 向展布延伸,被相邻的花岗闪长岩所侵入。其中西北部为灰色似斑状二长花岗岩体,出露面积约 2 km^2,主要侵入于大关山组之中,同时被古浪堤组不整合覆盖。岩体和围岩之间热接触变质带发育,可见有大理岩、角岩化砂板岩以及石榴石矽卡岩等接触变质岩石。钼矿化主要发育在钙质砂板岩与岩

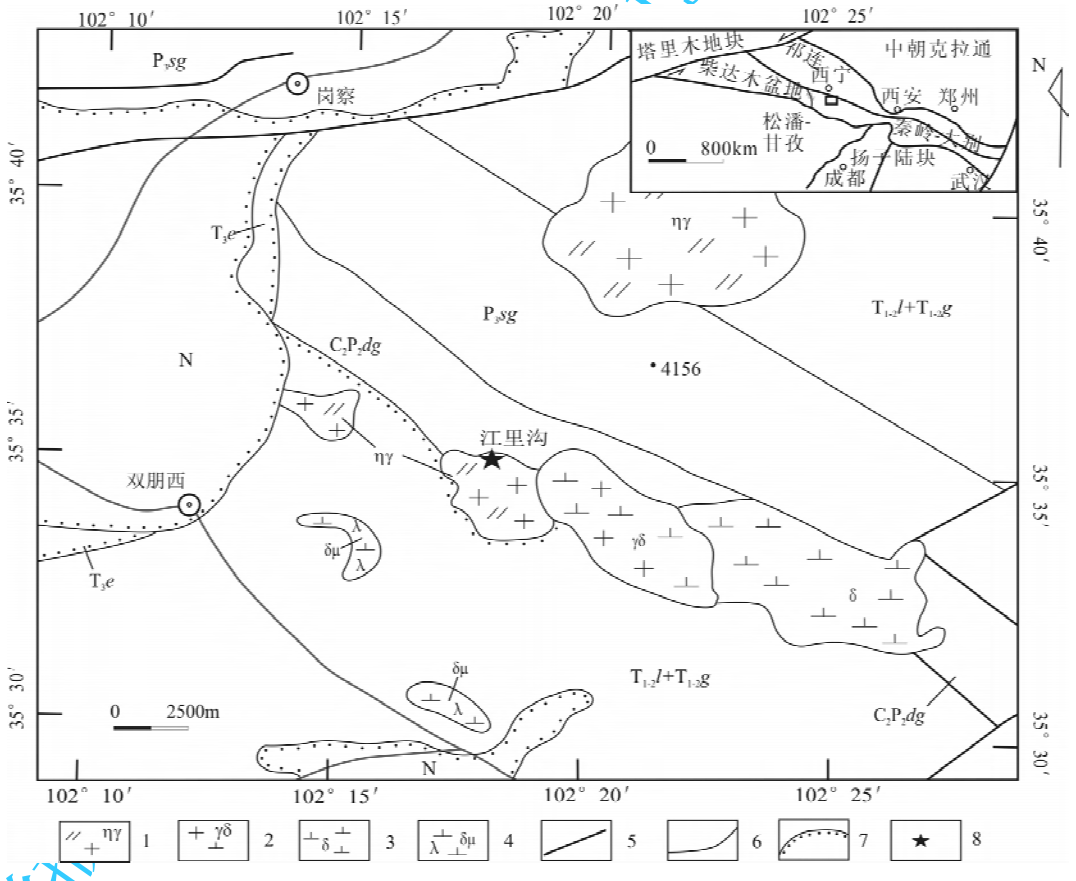


图 1　江里沟研究区地质简图

Fig. 1　Geological sketch map of the Jiangligou area

E—古近系;N—新近系;T_3e—鄂拉山组;$T_{1-2}l+T_{1-2}g$—隆务河组与古浪组;P_3sg—石关组;C_2P_2dg—大关山组;1—二长花岗岩;2—花岗闪长岩;3—闪长岩;4—闪长玢岩;5—断层;6—地质界线;7—不整合界线;8—采样位置

E—Paleogene;N—Neogene;T_3e—Elashan Formation;$T_{1-2}l+T_{1-2}g$—Longwuhe and Gulangdi Formations;P_3sg—Shiguan Formation;C_2P_2dg—Daguanshan Formation;1—monzonitic granite;2—granodiorite;3—diorite;4—diorite-porphyrite;5—fault;6—broderline;7—unconformity;8—sampling location

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

体接触带中，见有黄铜矿和黄铁矿化。另外，还可见到花岗斑岩体呈小的岩株侵入于江里沟二长花岗岩体中。

江里沟二长花岗岩呈灰—灰白色，细—中粒结构，块状构造。镜下为中细粒二长花岗结构，主要矿物成分为斜长石(30%)、钾长石(30%)、石英(35%)、黑云母(5%)，副矿物主要有锆石、磷灰石、榍石等。斜长石为自形半自形板状，钾长石和石英为他形粒状，部分粒度较大的钾长石包裹了粒度较小的自形斜长石，石英一般填隙于较粗粒的钾长石和斜长石之间。花岗斑岩呈似斑状结构，斑晶主要为钾长石，大小变化于 0.2 cm×0.5 cm ～1.5 cm×1 cm 之间，含量约为 40%左右。基质呈花岗结构，为半自形—他形粒状镶嵌结构。主要矿物组成为钾长石、石英，少量斜长石和黑云母。

2 地球化学特征

2.1 样品采集及分析方法

本次用于地球化学分析的样品采自同仁县江里沟二长花岗岩体，在岩体不同位置采集蚀变弱、较新鲜且具代表性的样品进行元素地球化学分析。分析测试工作在中国地质调查局西安地质调查中心实验测试中心完成。

主量元素采用 X-射线荧光光谱仪 XRF-1500 进行测试，分析精度以及准确度优于 5%。将样品在低温下(105℃)烘干；称取 200 目岩石粉末样品 0.6000 g，先分析其烧失量；然后加入 6.0000 g 无水高纯四硼酸锂($Li_2B_4O_7$)，在玛瑙研钵中混合均匀，转移到白金坩埚中，在 TR-1000S 熔炉(SHIMADZU)中加热至 1100℃熔融 10 min，迅速取出混合均匀，制成玻璃片，待测。

分析采用国家一级岩石标样 GBW07101-07114 为基体效应校正，每 10 个样品带一个平行样品，检测试验的可靠性。利用标准曲线法校正。

微量以及稀土元素是利用酸溶法进行样品制备，再使用电感耦合等离子质谱仪 ICP-MS (Element Ⅱ)进行测试，分析精度和准确度优于 5%。具体操作步骤如下：先将粉碎到 200 目的样品称取 40 mg，放入洗净并烘干的 Teflon 溶样罐中；加入 0.5 mL(1∶1)HNO_3、1 mL HF，加盖，超声振荡 10～15 min，置于 150℃电热板上蒸至近干；加入 0.5 mL(1∶1)HNO_3、1.5 mL HF，加盖并套上热缩管，放入不锈钢套中拧紧，放入烤箱内，逐渐升温到 200℃，保温 5d 后，将样品于钢套中拿出，在电热板上蒸至近干；加入 2.0 mL(1∶1)HNO_3，再次套上热缩管和钢套，盖紧罐盖，置于 150℃烤箱内保温 5 h，随后再次蒸至近干；加入 2.0 mL(1∶1)HNO_3，套上热缩管和钢套，盖紧罐盖，置于 150℃烤箱内保温 5 h，确保样品全溶；再将样品溶液转移到 50 mL 容量瓶中，加入 1.0 mL 500ppb In 内标，用 1% HNO_3 稀释至刻度，摇至均匀，待测。

一般间隔 10 个待测样品选取一个样品作为平行样，一批样品中带做 1～2 个空白样。以 GSR1，GSR2，GSR3 为标样来进行质量监控，采用标准曲线法(外标法)来校正，以 In 内标校正仪器漂移。相对标准偏差一般≤10%。

2.2 主量元素特征

用以分析的 6 个主量元素分析结果见表 1，江里沟岩体 SiO_2 含量为 71.76%～75.86%；TiO_2 含量为 0.16 %～0.28%；Al_2O_3 含量变化于 11.67%～14.84%；K_2O、Na_2O 含量分别为 3.04%～4.04%和 3.69%～4.48%，FeO 含量变化于 0.82%～1.52%，MgO 变化于 0.35%～0.70%。各氧化物百分含量与 SiO_2 百分含量关系变化显示，随 SiO_2 的增加，K_2O 的含量与 SiO_2 含量正相关，Fe_2O_3 的相关性不明显，其他常量元素含量与 SiO_2 呈反消长关系，表明江里沟花岗岩经历了岩浆分离结晶作用。

岩体中钾较高，K_2O/Na_2O 比值为 0.91～1.39。里特曼指数介于 1.42 ～2.08，反映其为钙碱性系列，与相关判别图解结论相符，在 K_2O-SiO_2 图解(图 2)中显示样品为高钾钙碱系列。A/CNK 介于 1.05～1.1，在 A/NK-A/CNK 图解(图 3)中属过铝质花岗岩。MgO 含量较低，镁指数($Mg^{\#}$)较小，变化于 0.34～0.39。在 R_1-R_2(图 4)图解中样品落入二长花岗岩及其边界附近，综合考虑岩体的地球化学图解、野外特征和镜下岩相学特征，将其定名为二长花岗岩。

2.3 微量和稀土元素特征

样品微量元素分析结果见表 1。江里沟岩体各微量元素含量变化较大，Rb＝286×10^{-6}～402×10^{-6}，Sr＝58×10^{-6}～223×10^{-6}，Ba＝118×10^{-6}～487×10^{-6}，Y＝1.2×10^{-6}～16.1×10^{-6}，Nb＝29.3×10^{-6}～35.1×10^{-6}，Ta＝3.4×10^{-6}～5×10^{-6}，Yb＝1.21×10^{-6}～1.76×10^{-6}。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 5)中，表现出不同程度的富集大离子亲石元素(LILE)Rb、Th 、K 等和轻稀土元素(LREE)，相对亏损高场强元素(HFSE)Nb、P、Ti、Y、Yb。具有明显的 Sr、P 和 Ti 负异常，Nb、Ta 异常不明显。

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

表 1　江里沟岩体主量元素与微量元素分析结果

Table 1　Main element data (%) and Trace element data ($\times 10^{-6}$) of Jiangligou granitic pluton

岩体	江里沟岩体					
	黑云母二长花岗岩					
样品号	08-2	08-3	08-6	08-7	08-8	08-9
SiO_2	73.42	71.76	75.86	75.71	75.18	78.31
TiO_2	0.28	0.28	0.22	0.18	0.16	0.18
Al_2O_3	14.02	14.84	12.34	12.95	12.91	11.67
Fe_2O_3	0.30	0.43	0.60	0.33	0.26	0.46
FeO	1.52	1.37	1.02	0.90	0.88	0.82
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
MgO	0.64	0.70	0.50	0.35	0.36	0.36
CaO	1.63	1.72	0.83	0.94	0.92	0.88
Na_2O	3.58	4.04	3.09	3.49	3.28	3.17
K_2O	4.11	3.69	4.29	4.48	4.42	3.91
P_2O_5	0.11	0.115	0.08	0.06	0.06	0.07
LOI	0.81	0.997	1.11	0.6	1.12	0.55
Total	100.50	99.99	99.98	100.00	99.58	100.40
ALK	7.69	7.73	7.38	7.97	7.70	7.08
K_2O/Na_2O	1.15	0.91	1.39	1.28	1.35	1.23
Rittman	1.94	2.08	1.66	1.94	1.84	1.42
MALI	6.06	6.01	6.55	7.03	6.78	6.20
A/NK	1.35	1.39	1.27	1.22	1.27	1.23
A/CNK	1.05	1.08	1.10	1.05	1.09	1.06
$Mg^{\#}$	0.39	0.42	0.36	0.34	0.37	0.34
Li	90.20	74.70	71.00	62.60	37.60	54.40
Sc	3.89	3.67	3.63	3.20	2.93	2.92
V	21.70	20.90	15.80	11.50	12.20	13.20
Cr	8.20	8.00	6.55	5.32	12.30	4.77
Co	106.00	114.00	166.00	151.00	135.00	124.00
Ni	3.72	3.90	2.76	2.39	6.20	2.31
Cu	16.40	2.38	47.00	13.30	17.00	3.22
Zn	37.10	48.50	27.70	29.20	21.50	26.50
Ga	19.10	19.80	17.70	18.20	18.10	16.90
Rb	303.00	286.00	392.00	402.00	361.00	353.00
Sr	213.00	223.00	58.00	58.90	95.90	62.20
Y	15.40	13.30	16.10	11.70	11.20	12.30
Zr	159.00	162.00	139.00	111.00	106.00	136.00
Nb	31.70	29.30	35.10	34.40	31.90	33.10
Cs	17.10	13.90	20.00	19.60	14.00	14.80
Ba	487.00	440.00	122.00	122.00	198.00	118.00
Hf	4.81	4.33	4.49	3.56	3.46	4.43
Ta	5.00	3.40	4.35	4.51	4.46	4.37
Pb	37.90	39.70	53.70	55.40	46.70	53.90
Th	28.50	26.00	33.50	30.80	30.40	30.50
U	16.70	9.41	67.10	36.00	23.20	13.60
La	42.70	24.10	12.90	20.20	31.20	21.90
Ce	79.10	47.00	25.00	37.30	53.70	39.60
Pr	7.98	5.08	2.89	3.89	5.30	4.08
Nd	26.30	18.00	10.40	13.00	16.50	13.40
Sm	4.20	3.32	2.30	2.32	2.61	2.35
Eu	0.66	0.64	0.27	0.25	0.33	0.26
Gd	3.24	2.65	1.96	1.71	1.78	1.73
Tb	0.41	0.37	0.35	0.28	0.27	0.28
Dy	2.32	2.15	2.10	1.57	1.50	1.56

续表 1

岩体	江里沟岩体					
	黑云母二长花岗岩					
样品号	08-2	08-3	08-6	08-7	08-8	08-9
Ho	0.47	0.44	0.46	0.33	0.33	0.34
Er	1.32	1.22	1.33	0.97	0.92	1.00
Tm	0.22	0.20	0.22	0.14	0.14	0.16
Yb	1.65	1.40	1.76	1.28	1.21	1.37
Lu	0.30	0.24	0.32	0.23	0.24	0.26
ΣREE	170.00	106.00	62.00	83.00	116.00	88.00
LREE/HREE	16.20	11.30	6.30	11.80	17.20	12.20
δEu	0.55	0.66	0.39	0.38	0.47	0.39
$(La/Sm)_N$	6.40	4.57	3.53	5.48	7.52	5.86
$(La/Yb)_N$	17.40	11.60	4.90	10.60	17.40	10.80
$(Tb/Yb)_N$	1.10	1.17	0.88	0.96	0.98	0.90
Eu/Eu*	0.53	0.64	0.38	0.37	0.44	0.38
Sr/Y	13.83	16.77	3.60	5.03	8.56	5.06
Rb/Sr	1.42	1.28	6.76	6.83	3.76	5.68
K/Rb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nb/Ta	6.34	8.62	8.07	7.63	7.15	7.57

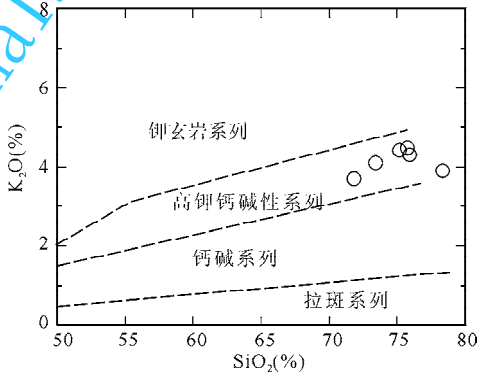


图 2　江里沟二长花岗岩 K_2O-SiO_2 图解(据 Richwood,1989)

Fig. 2　K_2O-SiO_2 diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Richwood,1989)

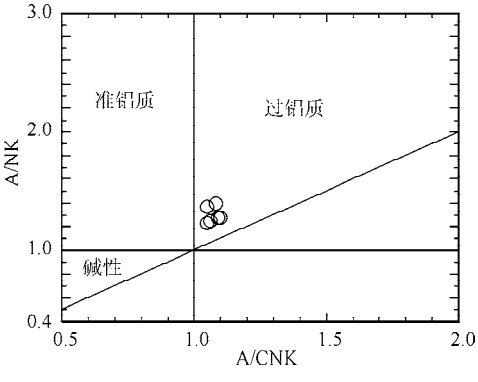


图 3　江里沟二长花岗岩 A/NK-A/CNK 图解(据 Maniar 等,1989)

Fig. 3　A/NK-A/CNK diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Maniar et al.,1989)

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

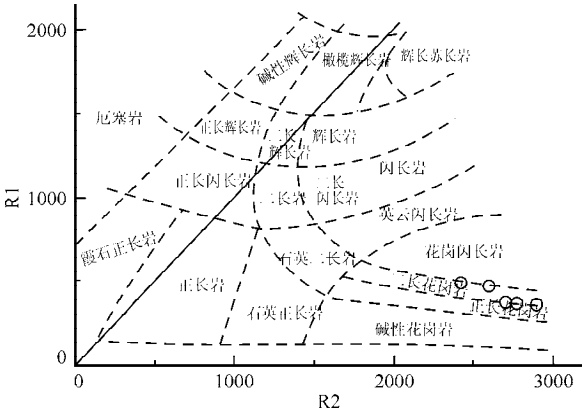


图 4 江里沟二长花岗岩 R1-R2 岩石分类图
(据 Roche 等,1980)

Fig. 4 R1-R2 rocks discrimination diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Roche et al. ,1980)

随着 SiO_2 含量的增加,Sr、Ba 含量和 Sr/Y 值具有降低的趋势,而 Rb 的含量具有增高的趋势,Rb/Sr 值变化较大,在 1.28～6.83 之间,高于地幔的相应值,而低的 K/Rb 值特征,反映岩浆可能经历了充分的结晶分异作用。Nb 相对亏损的同时还伴随着 Nb/Ta 值下降,Nb/Ta 值较低(6.34～8.62),这表明 Nb/Ta 这一对互代元素已开始分馏,反映岩浆作用过程中 Nb 和 Ta 曾发生较明显的分馏,Nb 趋向亏损而 Ta 相对富集(骆金城等,2010)。

江里沟岩体稀土总量变化较大(表 1),$\sum REE = 62 \times 10^{-6} \sim 170 \times 10^{-6}$,LREE/HREE=6.3～16.2,LREE/HREE 比值多大于或接近 10。δEu 变化于 0.38～0.66,小于 1,具负铕异常,Eu/Eu^* 介于 0.37～0.64 之间。$(La/Sm)_N$ 值介于 3.53～7.52 之间,$(La/Yb)_N$ 值变化于 4.9～17.4 之间,反映了岩石具有较强的轻重稀土分馏,轻稀土富集的特征。重稀土表现的相对亏损,这可能是残留体中含量较高的富重稀土的石榴子石和角闪石引起的(Sun et al. ,1989)。在岩石的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图上可以看出,6 个样品具有一致的稀土配分曲线,呈明显的右倾型,表现出较强分异的元素分配模式(图 5),各样品中 Eu 均具有弱—中等的负铕异常,反映可能存在弱的斜长石的分离结晶作用或部分熔融过程中有斜长石的残留。

3 年代学研究

3.1 样品制备及测试

用于年代学研究的样品采集于青海省同仁县江里沟岩体,采样对象主要为二长花岗岩,采样点 GPS 坐标为北纬 35°35.532′,东经 102°18.083′。野外采集新鲜岩石样品室内经人工破碎按常规方法分选锆石,再在双目镜下挑选出无包裹体、无裂纹、透明度好的单颗粒锆石作为测试样品。将测试样品置于环氧树脂中,待固结后将锆石颗粒抛磨至其厚度的二分之一左右,使锆石内部充分暴露。在开始锆石 U-Pb 分析之前,先在显微镜下对其进行透射光、反射光照相和阴极发光(CL)照相,然后对其阴极发光图像进行分析,结合透、反射光图像,选择最佳测试所用的锆石。锆石的阴极发光(CL)图像分析在中国科学院地质与地球物理研究所 Cameca SX-51 电子探针仪器上完成,分析电压为 5 kV,电流为 15 nA。

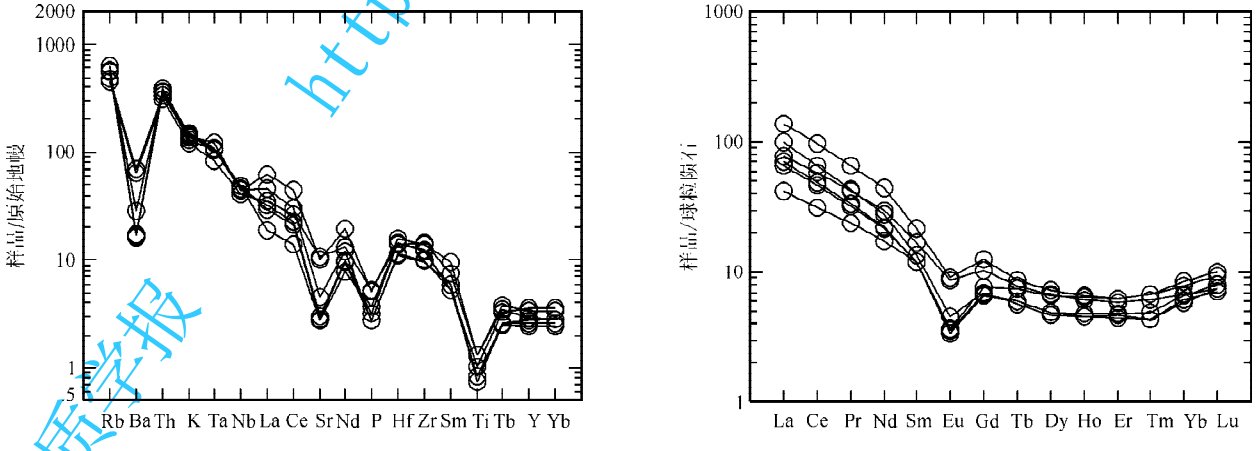


图 5 江里沟二长花岗岩微量元素原始地幔标准化(原始地幔标准化数值据 Sun 等,1989)及稀土元素球粒陨石标准化图解(球粒陨石标准化数值据 Boynton,1984)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element concentrations (primitive mantle data from Sun et al. ,1989) and rare earth element chondrite-noemalized distribution pattern (chondrite data from Boynton,1984) of Jiangligou monzonitic granite

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

LA-ICP-MS(激光熔融-电感耦合等离子体质谱仪)锆石 U-Pb 年龄测定在西北大学地质学系大陆动力学教育部重点实验室完成。该实验室的 ICP-MS 为 Perkin Elmer/SCIEX 公司带有动态反应池(Dynamicreaction cell,缩写为 DRC)的四极杆 ICP-MS Elan6100DRC,该仪器可在标准模式和 DRC 模式下运行;激光剥蚀系统为德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102ArF 准分子激光器(波长 193 nm)与 Detlef Gunther 教授为 MicroLas 公司设计的光学系统组成(袁洪林等,2003)。激光束斑直径为 30 μm,激光剥蚀样品的深度为 20～40 μm。实验室中采用 He 作为剥蚀物质的载气。用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NISTSRM 610 进行仪器最佳化,使仪器达到最高的灵敏度,最小的氧化物产率,最低的背景值和稳定的信号,采样方式为单点剥蚀,数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式(peak jumping)。锆石 U-Pb 年龄测定选用国际标准锆石 91500 作为外标标准矿物(Wiedenbeck et al.,1995),外标校正方法为每隔 4～5 个样品分析点测一次标样,保证样品和标样的仪器条件完全一致。样品的同位素比值采用 GLITTER(ver 4.0,MacquarieUniversity)程序,年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot(ver 2.0)(Ludwig,1993)。实验获得的数据采用 Andersen(2002)的方法进行同位素比值的校正,以扣除普通铅的影响。所给定同位素的比值和年龄误差(标准偏差)在 1σ 水平。

3.2　锆石特征

从江里沟岩体样品(编号 08-6)选取的测年锆石,绝大多数为半透明—透明的不规则短柱状,长宽比大多为 2∶1～2.5∶1,粒径在 100～150 μm 左右(图 6)。阴极发光图像表现出岩浆韵律环带和明暗相间的环带结构,还可见较为清晰的核幔结构,核部 CL 图像颜色较暗,幔部有较清晰的震荡环带,显示典型的岩浆锆石特征(吴元保等,2004)。从样品测试得到的同位素比值和年龄数据中(表 2)可见,锆石具有较高的 Th/U 值(0.08 ～1.12),多数 Th/U 值大于 0.4,平均值为 0.51,除两个样品比值小于 0.1 外,其余均远大于 0.1,显示了岩浆成因锆石特征,其测年结果也应代表了锆石结晶年龄。

3.3　分析结果

江里沟岩体样品采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,17 颗锆石测年结果表明(表 2),所测锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄介于 260± 3～269± 3 Ma 之间,从 CL 图像上观察可以看出这些测点多位于明显的岩浆环带上,且环带内侧年龄与外侧年龄相近或稍大,测年结果代表了岩浆锆石的年龄。在锆石 U-Pb 谐和图上 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄比较稳定,分布较密集,具较好的一致表面年龄,并多聚集在谐和线上比较小的范围内,说明普通 Pb 的丢失不大,MSWD=0.69,测年精度较高。

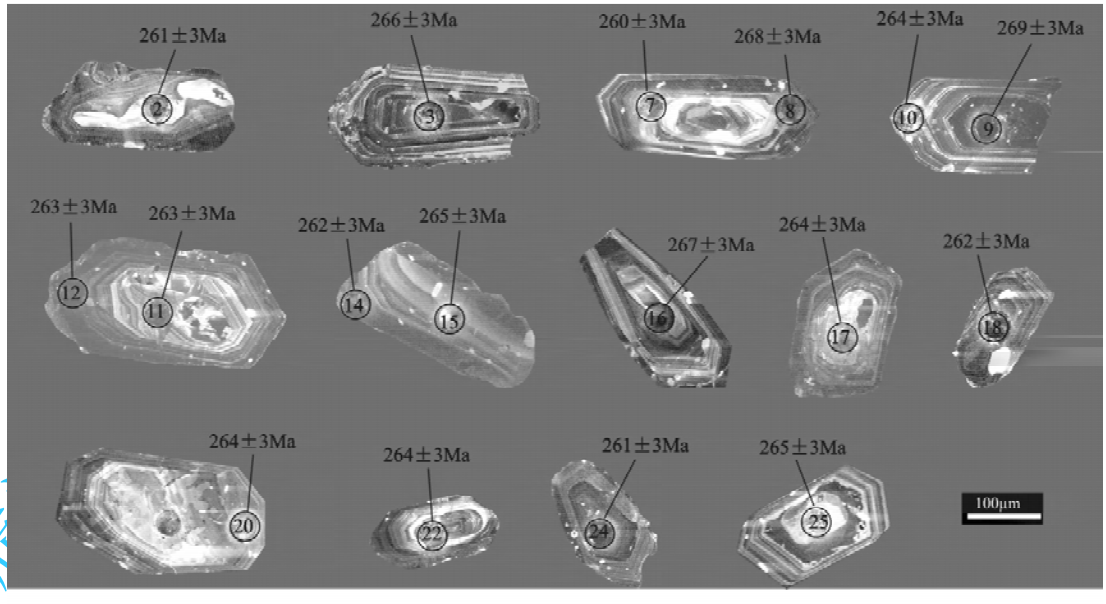


图 6　江里沟二长花岗岩代表性单颗粒锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 6　Cathodoluminescence (CL) images of representative analyzed zircons from the Jiangligou monzonitic granite

www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx
地质

表 2 江里沟岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic analysis of the Jiangligou granitic pluton

分析编号	元素比值	同位素比值										同位素年龄(Ma)							
	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{232}Th/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ
08-06-02	0.08	0.05045	0.00066	0.28779	0.00393	0.04133	0.00047	0.01274	0.00015	0.08	0.13	216	14	257	3	261	3	256	3
08-06-03	0.83	0.06429	0.00091	0.37384	0.00549	0.04214	0.00049	0.01181	0.00014	0.83	0.01	751	14	322	4	266	3	237	3
08-06-07	0.93	0.05434	0.00080	0.30845	0.00464	0.04116	0.00047	0.01089	0.00013	0.93	0.01	385	16	273	4	260	3	219	3
08-06-08	0.34	0.04909	0.00069	0.28691	0.00417	0.04238	0.00048	0.01135	0.00014	0.34	0.03	152	16	256	3	268	3	228	3
08-06-09	0.19	0.05704	0.00166	0.33558	0.00896	0.04267	0.00050	0.01325	0.00020	0.19	0.05	493	66	294	7	269	3	266	4
08-06-10	0.37	0.05957	0.00081	0.34287	0.00481	0.04175	0.00047	0.01018	0.00012	0.37	0.03	588	14	299	4	264	3	205	2
08-06-11	0.50	0.06169	0.00209	0.35391	0.01122	0.04160	0.00051	0.01281	0.00014	0.50	0.02	664	74	308	8	263	3	257	3
08-06-12	0.11	0.05015	0.00071	0.2881	0.00415	0.04169	0.00047	0.01529	0.00019	0.11	0.09	202	15	257	3	263	3	307	4
08-06-14	0.08	0.05059	0.00072	0.28958	0.00415	0.04154	0.00047	0.01386	0.00017	0.08	0.12	222	15	258	3	262	3	278	3
08-06-15	0.49	0.05106	0.00081	0.2958	0.00472	0.04204	0.00048	0.01033	0.00014	0.49	0.02	244	18	263	4	265	3	208	3
08-06-16	0.63	0.08002	0.00152	0.4667	0.00871	0.04234	0.0005	0.01957	0.00028	0.63	0.02	1197	19	389	6	267	3	392	6
08-06-17	1.05	0.04605	0.00381	0.26518	0.02177	0.04177	0.00045	0.02056	0.00100	1.05	0.01		182	239	17	264	3	411	20
08-06-18	0.26	0.05361	0.00083	0.3061	0.00473	0.04146	0.00047	0.01140	0.00015	0.26	0.04	355	17	271	4	262	3	229	3
08-06-20	0.43	0.05019	0.00091	0.28929	0.00516	0.04186	0.00048	0.00979	0.00014	0.43	0.02	204	21	258	4	264	3	197	3
08-06-22	0.43	0.05092	0.00087	0.29345	0.00492	0.04186	0.00048	0.01206	0.00017	0.43	0.02	237	19	261	4	264	3	242	3
08-06-24	1.05	0.05171	0.00271	0.29508	0.01503	0.04139	0.00053	0.01301	0.00013	1.05	0.01	272	123	263	12	261	3	261	3
08-06-25	0.89	0.05660	0.00257	0.32709	0.01426	0.04192	0.00053	0.01303	0.00013	0.89	0.01	476	103	287	11	265	3	262	3

注:使用 Anderson 等(2002)的软件进行普通铅校正。

根据所测 17 个样点数据获得$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 264.0±1.4 Ma(MSWD=0.69)(图 7),与各测点的$^{206}Pb/^{238}U$ 的表面年龄在误差范围内一致,并与震荡环带从内到外的表面年龄也基本一致。该年龄为二长花岗岩的形成年龄,其时代为中二叠世晚期。

4 讨论

4.1 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其意义

花岗岩的分类历来受重视,据 Barbarin(1999)统计,迄今已报道过 20 多种花岗岩的分类方案。许多分类着重于花岗岩的化学成分,更多的着重于花岗岩形成的构造环境,有的试图考虑综合的因素(包括花岗岩的成分、源区、环境等等),但是,很少有探讨花岗岩地球化学特征与其形成深度的关系的(张旗等,2006)。埃达克岩的研究(Kay,1978; Defant et al.,1990)为这一领域的研究提供了新的思路。张旗等(2006,2010a,2010b)在前人研究的基础上,统计了大量的花岗岩数据,探讨了中酸性岩浆岩(包括 SiO_2>56% 的中酸性火山岩和侵入岩)中 Sr 和

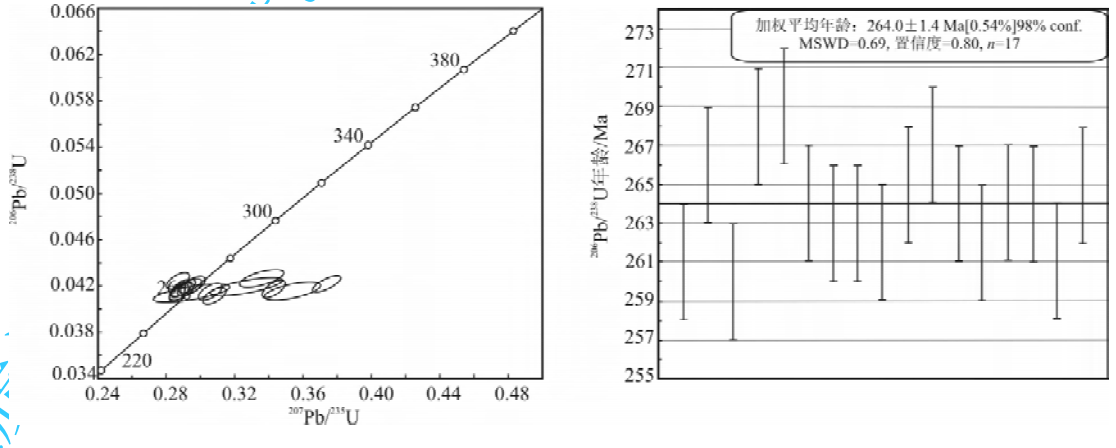


图 7 江里沟二长花岗岩 U-Pb 年龄谐和图及$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄

Fig. 7 Concordia diagram of U-Pb zircon dating result and $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean ages of zircons for samples from the Jiangligou monzonitic granite

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

Yb 两个非常有意义的地球化学指标,大致按照 Sr $=400\times10^{-6}$ 和 Yb $=2\times10^{-6}$ 为标志,划分出了 5 类花岗岩:埃达克型花岗岩、喜马拉雅型花岗岩、浙闽型花岗岩、广西型花岗岩、南岭型花岗岩。

喜马拉雅型花岗岩是一类 Sr 和 Yb 皆亏损的花岗岩,以在喜马拉雅地区最著名而命名(张旗等,2006)。其地球化学标志表现为:贫 Sr、贫 Yb(Sr$<$ 400×10^{-6}, Yb$<2.0\times10^{-6}$),具中等的 Al_2O_3 (13%～17%)和变化的 Eu/Eu* (0.2～1.0)(张旗等,2010a,2010b)。早先的研究大多认为出露在高喜马拉雅地区的淡色花岗岩(喜马拉雅型)是浅部来源的,最近的研究认为其来源并不浅,大约相当于 1.0～1.2 GPa(杨晓松等,2001;刘树文等,2005)。喜马拉雅型花岗岩贫 Sr 表明残留相有斜长石,贫 Yb 表明残留相有石榴子石,源岩可能为含石榴子石和斜长石的高压麻粒岩相,对应的地壳厚度可能不及埃达克型花岗岩但大于浙闽型花岗岩(李承东等,2004),显示了其形成深度较大。因此喜马拉雅型花岗岩与石榴子石+斜长石的平衡(0.8～1.4 GPa),是在较高的压力下形成的(张旗等,2006,2010a,2010b)。

张旗等(2010b)根据 Sr 和 Yb 对花岗岩的分类的依据和实质是熔体和残留相平衡的理论,不同残留相的出现与各种因素有关,如源区组成、温度、压力、水和挥发分的有无和多少等等,但是最主要的是压力。因此这一分类的含义及其作用,主要反映了花岗岩源区压力的不同。对于产于板块俯冲消减环境的不同类型花岗岩主要反映了它们形成的深度和来源的不同,喜马拉雅型花岗岩(形成于消减板片,深度约 30～40 km)比埃达克型花岗岩形成深度稍浅(张旗等,2006,2010b)。

我们采集的样品以及结合区域的地质资料分析显示,在西秦岭的同仁地区以及夏河—礼县一带分布的花岗岩中有许多具有喜马拉雅型花岗岩的地球化学特征❶。江里沟岩体的地球化学分析显示,Sr $=58\times10^{-6}$～223×10^{-6}、Yb $=1.21\times10^{-6}$～1.76×10^{-6}, Al_2O_3 含量变化于 15.80%～16.76%,Eu/Eu* 为 0.37～0.64。MgO 含量约 0.35%～0.7%,$Mg^{\#}$ 值较低,在 0.34～0.42 之间。$(La/Yb)_N=4.9$～17.4,LREE 富集,HREE 亏损,Yb(1.21×10^{-6}～1.76×10^{-6})和 Y(11.2×10^{-6}～16.1×10^{-6})都比较低,具较明显的负铕异常($\delta Eu=0.38$～0.66),Sr/Y 值较小(3.36～16.77),显示其具有喜马拉雅型花岗岩的地球化学特征。在 Sr-Yb 图解(图 8)上除有两点落入了过渡区其余各样点都落入了喜马拉雅型花岗岩区,反映了江里沟岩体可能形成于压力较大地壳加厚的地质背景,受到消减板片(深度约 30～40 km)俯冲的影响。

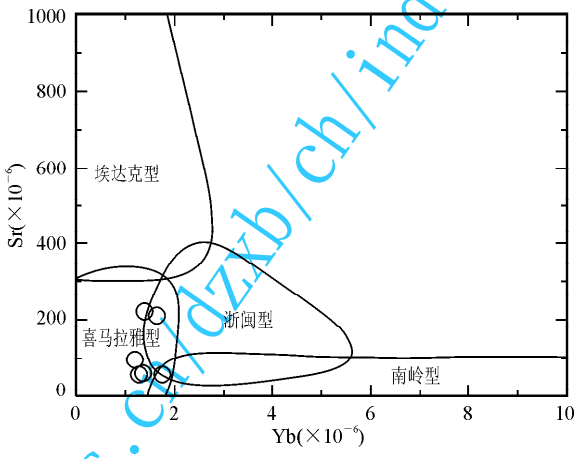


图 8　江里沟二长花岗岩的 Sr-Yb 图(据张旗等,2010a)

Fig. 8　Sr-Yb diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Zhang et al.,2010a)

4.2　源岩分析及源区性质

在 1979 年的美国地质学会(GSA)年度会议上,M 型和 A 型花岗岩分别被提出用于指示花岗岩的原岩类型和形成构造环境(Bonin,2007)。然而,对于演化程度高花岗岩的成因分类通常比较困难,因为经历了高度分异结晶作用之后的花岗质岩石的主量元素和矿物相趋向于最低共熔点组分,这给原岩的判定造成了很大的困难(Li et al.,2007)。对于江里沟岩体,在 K_2O-SiO_2 图解中(图 9)数据点大多都落入了大陆花岗岩区,在 Th/Y-Nb/Y 图解中(图 10),数据点均落入大陆上地壳的附近,反映它们起源于上地壳。可以看出江里沟岩体的源岩主要来自于陆壳物质。

实验岩石学表明地壳中基性岩类(玄武质成分)的部分熔融形成化学成分偏基性的准铝质花岗岩类(Johannes et al.,1996;Sisson et al.,2005),而地壳中碎屑沉积岩类部分熔融形成偏酸性的过铝质花岗岩类(Patino-Douce et al.,1998a,1998b),只有泥砂质沉积岩类部分熔融才可能形成强过铝质花岗岩(Patino-Douce et al.,1998a;Castro et al.,1999)。江里沟岩体的地球化学特征和岩石学特征表明其为过铝质花岗岩,在 A/MF-C/MF 图(图 11)中,数据点全部落入变质杂砂岩区。在 Rb/Sr-Rb/Ba 的图解(图 12)中,数据点在贫粘土源区和富粘土岩区均

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.asp

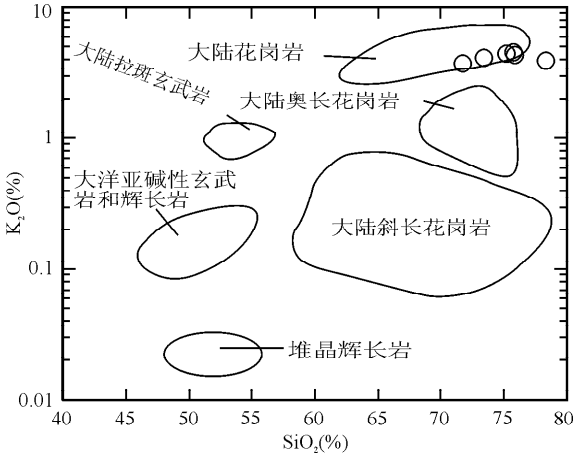


图 9 江里沟二长花岗岩 K_2O-SiO_2 图解
(据肖庆辉等,2002)

Fig. 9 K_2O-SiO_2 diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Xiao et al., 2002)

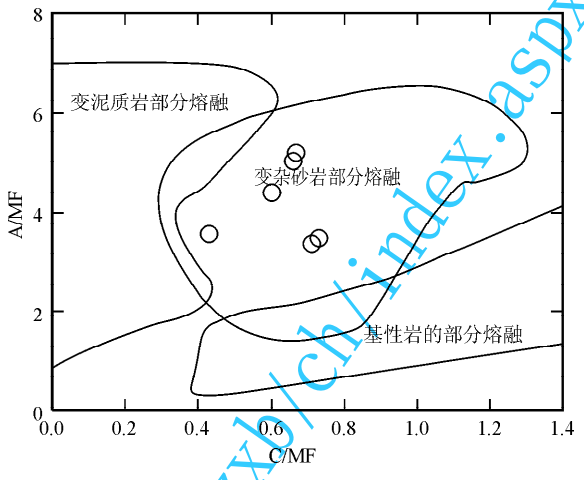


图 11 江里沟二长花岗岩的 C/FM-A/MF 源区判别图
(据 Alther 等,2000)

Fig. 11 C/FM-A/MF diagram of Jiangligou monzonitic granite (after Alther et al., 2000)

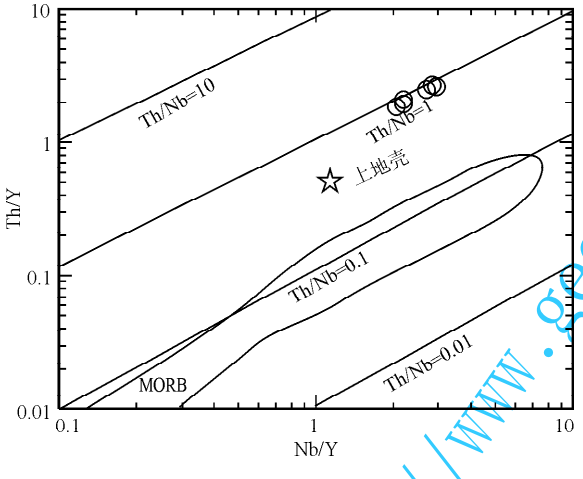


图 10 江里沟二长花岗岩的物质来源判别图
(据 Boztug 等,2007)

Fig. 10 Diagaram of discriminating matter source for Jiangligou monzonitic granite (after Boztug et al., 2007)

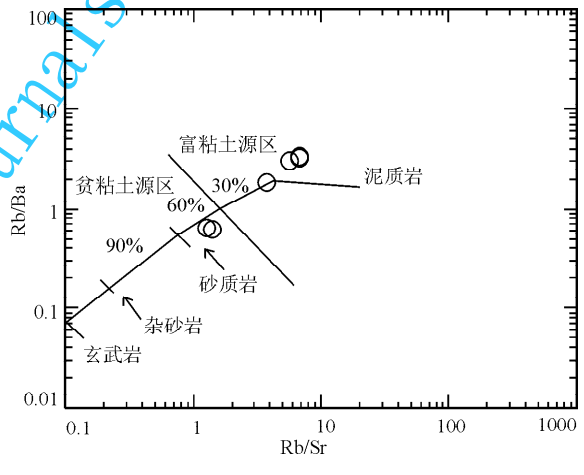


图 12 江里沟二长花岗岩的 Rb/Sr-Rb/Ba 源区判别图
(据 Sylvester,1998)

Fig. 12 Rb/Sr-Rb/Ba diagram for discrimination compositions of source rock for Jiangligou monzonitic granite (after Sylvester, 1998)

有投点,显示是沉积岩为主派生的花岗岩(Sylvester,1998),除砂屑岩外还有泥质岩的加入。另外 CaO/Na_2O 值也可以用来推断中酸性岩浆的源区特征(李平等,2011),江里沟花岗岩 CaO/Na_2O 值(0.27~0.46)平均 0.33,Al_2O_3/TiO_2 值(50.7~80.69)均小于 100,反映其岩浆源区岩石成分可能以砂屑岩为主,同时还有部分泥质岩的加入,其部分熔融温度为高温(大于 875℃)(Patino-Douce et al., 1998b)。

4.3 侵位年龄及形成环境

由前述可知,江里沟二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 264.0±1.4 Ma,定年所测锆石均为岩浆成因的锆石,其结果代表岩石的结晶年龄,表明岩体的侵位时代为中二叠世晚期。西秦岭中川花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年为 264.4±1.3 Ma[1],与江里沟花岗岩体基本同时期形成,同样形成于中二叠世晚期,具有喜马拉雅型花岗岩的特征,也形成于地壳加厚的构造环境,说明西秦岭地区在中二叠世晚期已开始发生地壳加厚事件。江里沟岩体和中川岩体的形成可能是受到了这一时期同一构造事件的影响。

根据 Pearce 等(1984)提出的应用图解法来判断花岗岩形成的构造环境,在 R1-R2 构造环境判别

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

图解中(图 13),样品大多投入同碰撞区 S 型花岗岩。在 Y-Nb 图解中样品基本上投入到同碰撞花岗岩及火山弧花岗岩区且个别的点落于板内花岗岩区(图 14a);在 Y+Nb-Rb 图解中样品大多投入了同碰撞区(图 14b)。这反映了江里沟岩体的形成侵位与板块俯冲-碰撞的构造环境有关。

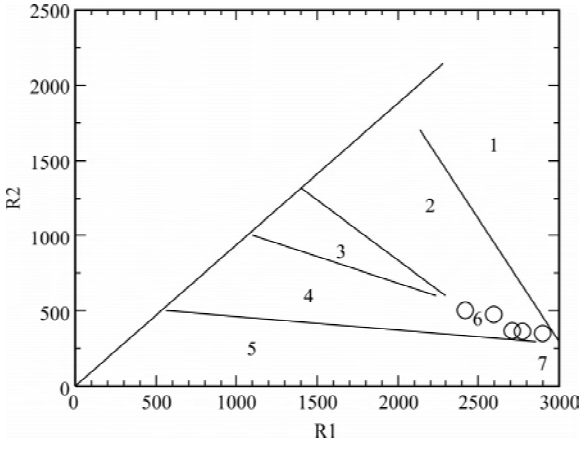


图 13　江里沟二长花岗岩 R1-R2 构造环境图解
(据高秉章等,1991)

Fig. 13　R1-R2 tectonic environments discrimination diagram for Jiangligou monzonitic granite (after Gao et al. ,1991)
1—地幔斜长岩幔源花岗岩;2—板块碰撞前消减地区花岗岩;3—碰撞后的隆起区花岗岩;4—造山晚期晚造山期花岗岩;5—非造山花岗岩;6—同碰撞花岗岩;7—造山期后花岗岩
1—Mantle fractionates; 2—pre-plate collision; 3—post-collision up lift; 4—late-orogenic; 5—anorogenic; 6—sys-collision; 7—post-orogenic

罗根明等(2007)对同仁至尖扎的隆务河一带上二叠统—下三叠统剖面进行了详细的沉积相与沉积环境分析,发现石关组上部出露了数层火山岩,经探针分析岩性主要为玄武岩、玄武质安山岩和安山岩,寇晓虎等(2007)通过对其微量元素和稀土元素的分析认为其形成环境与岛弧钙碱性—过渡拉斑玄武岩具有很强的相似性,属于板块俯冲碰撞的活动裂陷槽大陆边缘。这说明在晚二叠世时或更早时期该区就已处于了板块俯冲碰撞的活动大陆边缘。

喜马拉雅型花岗岩和埃达克型花岗岩相似,两者均倾向于来自加厚地壳的构造环境。对于加厚下地壳熔融形成的埃达克型花岗岩有两种可能的成因:第一是与陆陆碰撞导致的地壳加厚有关;第二是与加厚的活动陆缘环境有关(金维浚等,2005)。喜马拉雅型花岗岩的成因也可能与这两种环境引起的地壳加厚有关,仅形成的深度和压力比埃达克型花岗岩形成的深度和压力小。

阿尼玛卿洋形成在早石炭世,虽然板块俯冲以及洋盆闭合的确切时间不清楚,但是,洋盆闭合后的陆陆碰撞发生在中三叠世之后是比较一致的认识(张国伟等,2003,2004a,2004b;冯益民等,2003;金维浚等,2005)。因此,江里沟岩体与加厚的活动陆缘环境有关,可能是受到了阿尼玛卿洋俯冲碰撞远程效应的影响,使得本区地壳加厚导致了江里沟岩体的形成,这可能是较为合理的解释。

4.4　地质意义

位于中国核心部位的西秦岭构造带以其独特的大地构造位置、复杂的地质演化和丰富的矿产资源而成为国内学术界关注的焦点之一。对西秦岭晚古生代—中生代的构造格局一直存在着不同的认识。张国伟等(2001)研究了西秦岭南带的勉略缝合带,指出勉略洋盆开启、发育时代为中—晚泥盆世到早

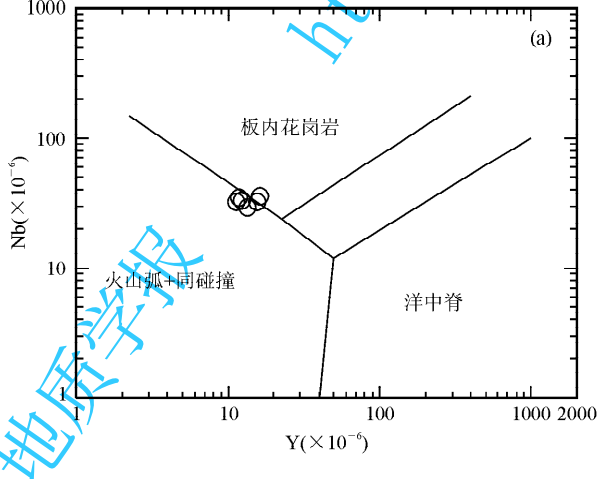


图 14　江里沟二长花岗岩 Nb-Y 图解与 Rb-(Y+Nb)图解(据 Pearce 等,1984)

Fig. 14　Diagrams of Nb-Y and Rb-(Y+Nb) for Jiangligou monzonitic granite (after Pearce et al. ,1984)

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

二叠世,俯冲与碰撞造山为中二叠世到中—晚三叠世(345～200 Ma),晚三叠世之后转入后造山板内构造演化阶段,并认为西秦岭为一近 EW 向延伸的印支期俯冲碰撞缝合线带。冯益民等(2003)认为,该区从中晚泥盆世开始一直到中二叠世为板内伸展阶段,已经不是板块构造体制下的洋陆格局,而是以伸展海盆体系为主体的盆山格局和海陆格局。他们都认为陆陆碰撞造山阶段和陆内造山阶段发生在中三叠世之后。通过研究西秦岭地区埃达克岩的成因,金维浚等(2005)倾向于该地区的埃达克岩来自加厚的下地壳,可能形成于板块消减的活动陆缘环境,与活动陆缘加厚的下地壳熔融作用有关。姚书振等(2006)也指出,秦岭造山带是一个多旋回复合大陆碰撞造山带。

西秦岭北带处于华北板块和扬子板块之间,构造活动非常复杂,岩浆活动较强烈(殷勇等,2009)。该带中酸性侵入岩发育,岩体规模较大,集中在天水东、礼县西和夏河一带(张旗等,2009)。从时间序列看以印支期最为强烈(张旗等,2009;殷勇等,2009),其他时期的花岗岩侵入体分布零星。通过对该地区的花岗岩研究可以提供探索西秦岭北部大陆动力学、大地构造演化等方面的信息。

综合考虑江里沟岩体的特征,笔者认为江里沟喜马拉雅型花岗岩形成于较远离俯冲-碰撞带的活动陆缘,其侵位时代表明该区至少在中二叠纪晚期发生了地壳加厚的事件,这一事件可能是在中二叠世晚期该区受到其南侧阿尼玛卿洋向北俯冲消减和碰撞造山作用而引起的,并对研究区的花岗岩的形成和性质产生了影响。在区域上可能是到了中二叠世末,随着南部阿尼玛卿小洋盆的关闭,使得西秦岭北部受到阿尼玛卿洋盆闭合远程效应的影响发生高度挤压作用,导致地壳增厚温度升高,给该带地壳深部物质重熔侵位提供了动力学条件和岩浆活动空间,因此在中、晚二叠世之交发生了花岗质岩浆的侵入事件。

5 结论

(1)位于青海省同仁地区的江里沟岩体为二长花岗岩,具有高 SiO_2、中等的 Al_2O_3、低 MgO 的特征,里特曼指数介于 1.42～2.08。富集 LILE 和 LREE,亏损 HREE,负铕异常较明显,较高的 La/Yb 值及较低 Sr、Y、Yb,岩石地球化学成分显示喜马拉雅型花岗岩特征。其物质可能来源于增厚地壳的以砂屑岩为主的部分熔融。

(2)江里沟岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年为 264.0±1.4 Ma,形成于中二叠世晚期,说明至少在中二叠世晚期存在地壳增厚背景下的构造岩浆活动事件。

(3)江里沟岩体形成于较远离俯冲消减带的加厚活动陆缘,可能指示了在中二叠世晚期该区受到其南侧阿尼玛卿洋向北俯冲消减和碰撞造山作用的影响。到中二叠世末,阿尼玛卿洋的闭合使得西秦岭北部地区地壳处于高度挤压而加厚增温,造成地壳深部物质重熔和侵位,江里沟花岗岩就形成于这种构造环境。

致谢:本文在成文过程中得到了冯益民研究员的悉心指导和帮助,在此表示衷心的感谢;同时,对提出宝贵修改意见的审稿专家深表感谢。

注 释

❶高婷.2011.西秦岭西段北部重要侵入体年代学、地质地球化学、形成构造环境与成矿作用关系.长安大学研究生毕业论文,1～104.

参 考 文 献

冯益民,曹宣铎,张二朋,胡云绪,潘晓萍,杨军录,贾群子,李文明.2002.西秦岭造山带结构造山过程及动力学.西安:西安地图出版社,1～263.

冯益民,曹宣铎,张仁明,胡云绪,潘晓萍,杨军录,贾群子,李文明.2003.西秦岭造山带的演化、构造格局和性质.西北地质,36(1):1～10.

傅小明,戴塔根,息朝庄,刘伟,刘旭.2009.青海双朋西金铜矿的成矿流体特征及流体来源.地球科学进展,24(5):531～537.

高秉章,洪大为,郑基俭,廖庆康,方宗斌.1991.花岗岩类区 1∶5 万区域地质填图方法指南.武汉:中国地质大学出版社,1～168.

金维浚,张旗,何等发,贾秀勤.2005.西秦岭埃达克岩的 SHRIMP 定年及其构造意义.岩石学报,21(03):959～966.

寇晓虎,朱云海,张克信,施彬,罗根明.2007.青海省同仁地区上二叠统石关组上部火山岩的新发现及其地球化学特征和构造环境意义.地球科学,32(01):45～50.

李承东,张旗,苗来成,孟宪峰.2004.冀北中生代高 Sr 低 Y 和低 Sr 低 Y 型花岗岩:地球化学、成因及其成矿作用的关系.岩石学报,20:269～284.

李春昱.1980.中国的板块构造轮廓.中国地质科学院院报,2(1):11～22.

李欢,奚小双,吴城明,郑宇,卿得成.2010.青海同仁县江里沟钨-铜多金属矿床地质特征和成矿模式.地质与勘探,46(5):872～879.

李平,陈隽璐,徐学义,王洪亮,李婷,高婷.2011.北秦岭武关岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及岩石成因研究.岩石矿物学杂志,30(4):610～624.

刘树文,张进江,舒桂明,李秋根.2005.藏南定结铁镁质麻粒岩矿物化学、*PTt* 轨迹和折返过程.中国科学(D 辑),35:810～820

罗根明,张克信,林启祥,寇小虎,朱云海,徐亚东,施彬.2007.西秦

岭地区晚二叠世—早三叠世沉积相分析和沉积古环境再造.沉积学报,25(03):332～342.

骆金城,赖绍聪,秦江峰,李学军,臧文娟,李海波. 2010. 碧口地块王坝楚花岗岩成因及其地质意义.西北大学学报,40(06):1055～1063.

任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化.北京:科学出版社.

吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约.科学通报, 49(16):1589～1604.

肖庆辉,邓晋福,马大全. 2002. 花岗岩研究与思维方法.北京:地质出版社.

薛静,戴塔根,息朝庄. 2012. 青海同仁双朋西金铜矿矿床地质特征及矿床成因.岩石矿物学杂志,31(1):28～38.

杨晓松,金振民, Huengs E, Schillin F R, Wunder B. 2001. 高喜马拉雅黑云片麻岩脱水熔融实验:对青藏高原地壳深熔的启示.科学通报,46:246～250.

姚书振,周宗桂,吕新彪,陈守余,丁振举,王苹. 2006. 秦岭成矿带成矿特征和找矿方向,西北地质,39(2):156～178.

殷勇,殷先明. 2009. 西秦岭北缘与埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩有关的斑岩型铜-钼-金成矿作用.岩石学报,25(05):1239～1252.

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体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析.科学通报,48(14):1511～1520.

张国伟,张本仁,袁学诚. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学.北京:科学出版社,1～855.

张国伟,董云鹏,赖绍聪,郭安林,孟庆任,刘少峰,程顺有,姚安平,张宗清,裴先治,李三忠. 2003. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略蛇绿岩.中国科学(D辑),33:1122～1135

张国伟,郭安林,姚安平. 2004a. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结.地学前缘,11(3):23～32.

张国伟,程顺有,郭安林,董云鹏,赖绍聪,姚安平. 2004b. 秦岭大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合.地质通报,23(9):846～853.

张旗,王焰,李承东,王元龙,金惟俊,贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义.岩石学报,22(9):2249～2269.

张旗,殷先明,殷勇,金惟俊,王元龙,赵彦庆. 2009. 西秦岭与埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩有关的金铜成矿及找矿问题.岩石学报,25(12):3103～3122.

张旗,金惟俊,李承东,王元龙. 2010a. 再论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类:标志.岩石学报,26(4):985～1015

张旗,金惟俊,李承东,王元龙. 2010b. 三论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类:应用.岩石学报,26(12):3431～3455.

Alther R, Holl A, Hegner E, Langer C, 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.

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

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97(1～2): 1～29.

Boztug D, Harlavan Y, Arehart G B, et al. 2007. K-Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divrii-Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey. Lithos, 97(122): 193～218.

Castro A, Patino-Douce A E, Correge L G, et al. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. Contrib. Miner. Petro., 135(2～3): 255～276.

Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. Nature, 347: 662～665.

Roche D L, Leterrier J, Grande Claude P, Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagram and major element analyses—its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29:183～210.

Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and Experiment Petrology of Granitic Rock. Berlin: Springer-Verlag.

Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 4: 117～132.

Li X H, Li W X, Li Z X. 2007. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. Chinese Science Bulletin, 52(14): 1873～1885.

Ludwig K R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1. 24. United State Geological Survey Open File Report 88～542, USA, 34.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101: 635～643.

Patino-Douce A E, Harris N. 1998a. Experimental constraint s on Himalayan anatexis. Journal of Petrology, 39(4): 689～710.

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

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

Richwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22: 247～263.

Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, et al. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. Contrib. Mineral. Petrol., 148(5): 635～661.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systemmatics of oceanic basalts: implication for the mantle composition and process. In: Saunder A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication 42, 313～345.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45(1): 29～44.

Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

analyses. Geostandards Newsletter, 191: 1～23.

Geochemical Characteristics and Chronology of the Jiangligou Granitic Pluton in West Qinling and Their Geological Significance

SUN Xiaopan[1,2], XU Xueyi[2], CHEN Junlu[2], GAO Ting[2], LI Ting[2], LI Xianbing[1,2], LI Xiaoying

1) *Changan University*, *Xi'an*, 710054;

2) *Xian Institute of Geology and Mineral Resources*, *CGS*, *Xi'an*, 710054

Abstract

The Jiangligou granitic pluton intruding the Daguanshan Formation outcrops in the northern segment of West Qinling, and consists mainly of monzonitic granite mineralogically containing plagioclase, quartz, potassium feldspar and biotite. The pluton is characterized by typical Himalaya granite features with SiO_2 = 71.76%～75.86%, Al_2O_3 = 11.67%～14.84%, MgO = 0.35%～0.70%, Sr = 58×10^{-6}～223×10^{-6}, Y = 1.2×10^{-6}～16.1×10^{-6}, Yb = 1.21×10^{-6}～1.76×10^{-6}. Rittmann index ranging between 1.42 and 2.08 is plotted in high K calc-alkaline series in the K_2O-SiO_2 diagram and A/CNK is 1.05～1.1, suggesting that the Jiangligou pluton belongs to the peraluminous granites. Primitive mantle normalized trace elements patterns reveal that large ion lithophile elements (LILE) K, Th, Rb, Ba are enriched, and strength element (HFSE) Nb, P, Ti, Y, Yb are depleted. Total REE content varies greatly with ∑REE = 62×10^{-6}～170×10^{-6}. Chondrite-normalized REE distribution pattern show strong enrichment in LREE and relative depletion in HREE, with obviously Eu negative anomaly (LREE/HREE = 6.3～16.2, $(La/Yb)_N$ = 4.9～17.4, δEu = 0.38～0.66). LA-ICP-MS isotopic dating show a zircon U-Pb isotopic age of 264.0±1.4 Ma for the Jiangligou granitic pluton, indicating it belongs to middle Permian. Previous studies and this study reveal that the Jiangligou granitic pluton was formed in the thickened crust environment likely affected in distance by subduction and collision resulting from closing process of A'nyemaqen oceanic basin, resulting in compression and extrusion effect in this area. Crust thickening and temperature increasing provide dynamic conditions and magmatic activity space for deep crustal material remelting emplacement in the area.

Key words: Himalaya granite; monzonitic granite; geochemistry characteristics; Jiangligou granite; northern segment of West Qinling

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx
地质学报