

郭家岭花岗岩的时代与成因^①

曲晓明 王鹤年

(南京大学地球科学系)

提 要 与前人的划分不同,本文所指的郭家岭花岗岩只包括郭家岭和丛家两个岩体。由郭家岭岩体的5个全岩样品给出的 Rb-Sr 等时线年龄为 $200.6 \pm 3.48\text{Ma}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71127$, $R = 0.99955$, 表明该岩体是印支运动末期形成的。常量元素、微量元素及稀土元素表明该花岗岩是由壳幔物质混合形成的。岩浆作用包括二个阶段:早期的花岗闪长岩构成主体,壳幔物质的混合比为 65:35;晚期的石英闪长岩呈小岩株产出,壳幔物质接近 1:1。

关键词 郭家岭 花岗岩 壳幔混合

0 引 言

郭家岭花岗岩是胶东花岗岩的一种主要类型,围绕着该岩体的成因及其与金矿的关系一直存在着争论。胡世玲等(1987)和王炳成(1988)认为它们是由胶东群偏基性的斜长角闪岩类混合岩化形成的;徐金方等(1989)通过暗色包体的研究提出了壳幔混合的证据;林景仟等(1994)则认为它们来自于地壳深层胶东群斜长角闪岩类的部分熔融。当时人们划分这一岩体类型主要是依据钾长石斑晶,表现于尚庄、北截、丛家、郭家岭诸岩体。然而,笔者通过研究(硕士论文,1994)发现,除了钾长石斑晶这一表面现象外,尚庄、北截岩体与郭家岭、丛家岩体在各个方面都明显不同,就是钾长石斑晶本身也存在着实质性差异,它们具有不同的岩石成因。本文所指的郭家岭花岗岩仅包括郭家岭和丛家两个岩体。笔者通过地质、岩石学、岩石化学、地球化学及同位素的综合研究,对郭家岭花岗岩的时代和成因取得了新的认识,这对于阐明胶东地区中生代岩浆演化及其与金矿化的关系是十分重要的。

1 岩体地质

岩体位于山东省胶北地体的西北部(图1)。郭家岭岩体呈 NEE 向的岩基产出,面积约 500km^2 , 围岩北面为胶东群,南面为蓬莱群,西面则为玲珑片麻状花岗岩和栾家河中粗粒花岗

^① 收稿日期 1995.6.8 改稿日期 1995.7.31

2 岩石地球化学

郭家岭花岗岩常量元素、微量元素及稀土元素的分析结果列于表 1, 取样位置见图 1。

表 1 郭家岭花岗岩岩石化学、微量元素、稀土元素分析结果
Table 1 Analysis of REE, micro-element and petrochemistry

样品编号	JDW92-5	JDW92-6	JDW92-7	JDW92-8	JDW92-9	样品编号	JDW92-5	JDW92-6	JDW92-7	JDW92-8	JDW92-9
岩体	丛家	丛家	郭家岭	郭家岭	郭家岭	P	769.00	703.40	1008.80	984.60	1628.20
岩石名称	斑状花岗闪长岩	斑状花岗闪长岩	斑状花岗闪长岩	斑状花岗闪长岩	石英闪长岩	Pb	42.57	54.45	65.64	58.47	46.45
取样位置	山前李家	大岚村东	大辛店沟南	大辛店沟北	丰仪潭家	Sr	1837.60	1773.40	1770.80	1746.20	1132.60
岩石化学						Ti	1807.23	2304.96	2728.32	2490.88	1014.08
SiO ₂	67.73	68.47	66.94	67.04	60.88	• V	29.71	27.75	43.23	40.56	82.70
TiO ₂	0.33	0.33	0.42	0.40	0.60	Zn	52.04	48.79	53.24	51.09	51.65
Al ₂ O ₃	15.46	15.43	14.29	15.16	16.47	Rb*	90	72	76	--	70
FeO	1.38	1.39	1.59	1.69	2.81	Sr*	1852	1779	1794	--	1154
Fe ₂ O ₃	1.08	0.99	1.12	0.94	2.05	Th*	18	16	16	--	6
MnO	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	Nb*	10	9	8	--	9
MgO	1.44	1.36	2.01	1.89	2.99	Zr*	206	185	206	--	193
CaO	2.58	2.66	3.15	2.98	4.39	Hf*	12	12	13	--	10
Na ₂ O	4.28	4.35	4.24	4.15	4.25	稀土元素					
K ₂ O	4.36	3.74	4.01	4.19	3.43	La	95.26	94.11	94.73	94.53	78.92
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.22	0.24	0.37	Ce	167.20	126.60	108.80	103.90	111.60
烧失量	0.43	0.40	0.56	0.54	0.99	Pr	21.23	10.21	19.20	19.03	17.30
合计	99.30	99.31	98.61	99.30	99.31	Nd	78.28	71.05	70.98	72.61	62.21
岩石化学参数						Sm	10.37	9.89	10.45	10.28	9.24
δ	3.02	2.57	2.84	2.89	3.30	Eu	2.17	2.08	2.21	2.16	2.04
A·R	2.84	2.62	2.80	2.70	2.17	Gd	5.34	5.08	5.69	5.42	5.54
ALK	8.64	8.09	8.25	8.34	7.68	Tb	0.66	0.64	0.71	0.68	0.74
F/M	1.63	1.65	1.29	1.34	1.56	Dy	2.46	2.44	2.61	2.53	3.16
Al ₁	-21	-10	-53	-35	-43	Ho	0.43	0.43	0.46	0.44	0.62
微量元素						Er	0.94	0.94	0.98	0.95	1.55
Ba	3626.0	3224.0	3106.0	3110.0	2444.0	Tm	0.13	0.13	0.13	0.13	0.22
Be	2.06	1.90	2.08	2.14	1.52	Yb	0.80	0.77	0.76	0.75	1.30
Co	5.84	6.50	7.10	7.36	13.10	Lu	0.15	0.12	0.12	0.11	0.20
Cr	28.48	23.12	51.46	49.38	58.08	Y	10.63	10.40	10.83	10.57	14.58
Cu	4.28	3.84	3.26	2.62	3.34	δEu	0.9	0.91	0.88	0.89	0.88
Ga	19.78	19.28	20.64	19.96	19.35	ΣREE	396.03	343.89	328.66	324.21	309.22
Li	14.76	13.18	14.94	14.44	12.74	LREE	374.51	322.94	306.37	302.51	281.31
Mn	461.80	395.00	409.80	420.20	619.20	HREE	21.52	20.95	22.29	21.70	27.91
Mo	<1.2	<1.2	<1.2	<1.2	<1.2	LREE/HREE	17.40	15.41	13.75	13.94	10.08
Ni	14.81	10.36	32.02	27.24	24.20						

注:微量元素 Rb*、Sr*、Th*、Nb*、Zr*、Hf* 由南京大学现代分析中心用 X-荧光光谱测定,其他分析项目均由地科系中心实验室完成,其中微量元素和稀土元素用 ICP 法分析。

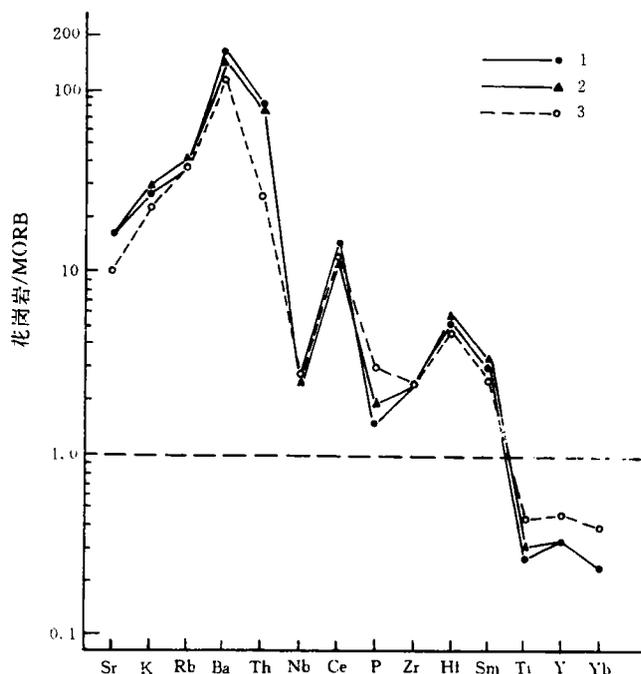
2.1 常量元素

主岩体花岗闪长岩 SiO_2 在 66.94%~68.47% 之间,平均为 67.55%,全碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 和 ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) 较高,分别为 8.33% 和 7.06%。晚期侵入的石英闪长岩小岩株 SiO_2 大大降低,为 60.88%,镁铁钙组份则急剧升高,达 12.24%。里特曼岩系数 δ 较高,在 2.54~3.30 之间,属典型的钙碱性岩系。碱铝指数 $\text{AL}' (= \text{AL} - \text{Na} - \text{K} - 2\text{Ca})$ 为较大的负值,从 -10~-53,与徐克勤(1984)的同熔型花岗岩一致。

2.2 微量元素

为了清楚地揭示郭家岭花岗岩的微量

元素演变特点,根据 Pearce(1983)的方法做出 MORB-标准化的微量元素变异图(图 2)。图中元素的排序遵循从左至右,元素的活动性减弱;从两侧向中间,元素的不相容性增强。Sr、K、Rb、Ba、Th 一般被看作是活动性元素,而 Nb-Yb,活动性大大减弱;前者对流体造成的交代作用反应敏感,后者则能更好地指示源区的岩浆分熔程度和残留矿物的种类。从图 2 中看出,郭家岭花岗岩微量元素以 Ba、Rb、K、Th、Sr 高度富集,Nb、P、Ti 明显亏损为特点,这种分布形式与活动大陆边缘地幔楔由于受到来自俯冲板片的流体作用而发生部分熔融的岩浆作用方式(W. Marjorie, 1989)十分接近,说明本地区以中基性火山喷发为主的胶东群原岩是由地幔楔的分熔岩浆形成的。图中郭家岭岩体与丛家岩体的变异曲线几乎是重合的,表明了二者岩浆作用方式的同一性。活动性元素除了 Ba、Th、K 外,Sr 也明显富集,说明源区除了钾长石外,还有大量的斜长石进入熔体,是岩浆分溶程度较高的表现。高场强元素 Ce、Zr、Hf、Sm 含量高,也说明较难熔的各种副矿物已经熔融。与主岩体花岗闪长岩相比,晚期侵入的石英闪长岩小岩株表现出规律性差异,高场强元素 Nb、Ce、Zr、Hf、Sm 的变异曲线与前者是完全重合的,反映了二者



1. 丛家斑状花岗闪长岩 2. 郭家岭斑状花岗闪长岩 3. 丰仪潭家石英闪长岩

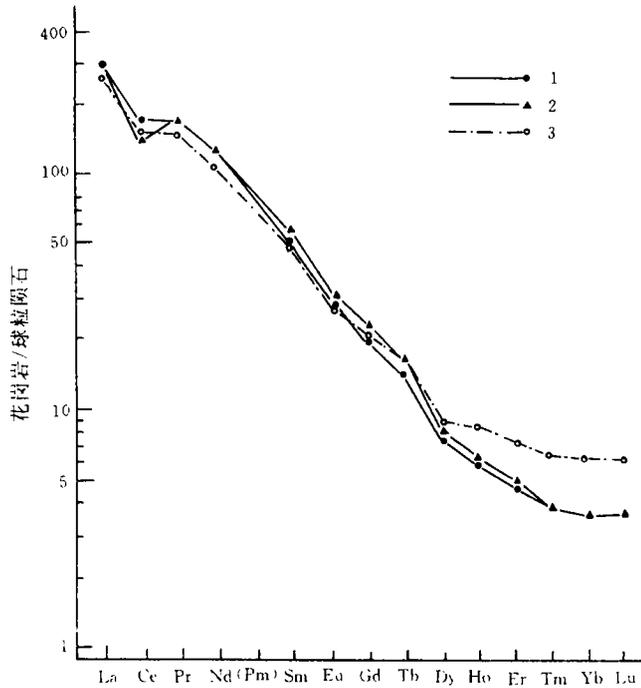
图 2 郭家岭花岗岩微量元素对 MORB 变异图

Fig. 2 MORB variation plot of micro-element pair for Guojialing Granite

源区的一致性。不同的是 P、Ti、Y、Yb 明显增高而 Sr、Th 明显降低,这指示此时源区的部分熔融已进入角闪石阶段,斜长石已处于次要地位。根据 S. Cuneyt 和 D. Todd(1994)的实验结果,在 2.0GPa 条件下,斜长石的熔融区间是 800~900℃,角闪石则在 850~950℃之间。这说明郭家岭岩体的岩浆生成温度是相当高的。

2.3 稀土元素

郭家岭花岗岩以稀土总量大($\Sigma\text{REE}=309.22\times 10^{-6}\sim 396.03\times 10^{-6}$)、轻重稀土分离明显(LREE/HREE=10.08~17.4)为特点。在球粒陨石标准化分布曲线上(图 3)表现为向右平滑



1. 丛家斑状花岗闪长岩 2. 郭家岭斑状花岗闪长岩 3. 丰仪潭家石英闪长岩

图 3 郭家岭花岗岩稀土元素的球粒陨石标准化分布曲线

Fig. 3 Chondrite normalized REE Pattern of Guojialing Granite

陡倾,无 Eu 异常。轻稀土强烈富集说明岩浆分熔程度低,缺少负 Eu 异常说明没有发生斜长石的明显分离。同微量元素一样,郭家岭岩体与丛家岩体的稀土元素分配曲线也是重合的。不同的只是晚期侵入的石英闪长岩,它的轻、中稀土(从 La-Dy)与主岩体完全一致,但重稀土(从 Ho-Lu)明显富集,说明此时富含重稀土的角闪石大量进入熔体。

3 时代

用 5 个全岩样品对郭家岭岩体做了 Rb-Sr 同位素测定,结果列于表 2,样品

位置见图 1。5 个样品都是从采石场取的新鲜岩石,镜下检查没有任何蚀变现象。Rb-Sr 同位素测定由南京大学现代分析中心同位素质谱室完成,所用仪器是 VG-354 质谱计。测试结果表明该岩体的 5 个样品具有极好的线性相关,相关系数 $R=0.99955$,等时线年龄 $T=200.6\pm 3.48\text{Ma}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.71127$ (图 4),说明该岩体形成于印支末期而不是以前认为的燕山晚期。

表 2 郭家岭花岗岩 Rb-Sr 同位素组成

Table 2 Rb-Sr isotope composition of Guojialing Granite

样品编号	岩性	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	误差	
J _{DW93} -3	斑状花岗闪长岩	106.2	1024	0.2951	0.712105	± 11	R=0.99955 T=200.6 \pm 3.48Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0.71127
J _{DW92} -7	斑状花岗闪长岩	77.93	1812	0.09987	0.711572	± 12	
J _{DW92} -8	斑状花岗闪长岩	85.44	1797	0.1348	0.711653	± 14	
J _{DW92} -9	石英闪长岩	76.38	1175	0.1834	0.711789	± 20	
J _{DW93} -4	斑状花岗闪长岩	89.56	1148	0.4038	0.712434	± 16	

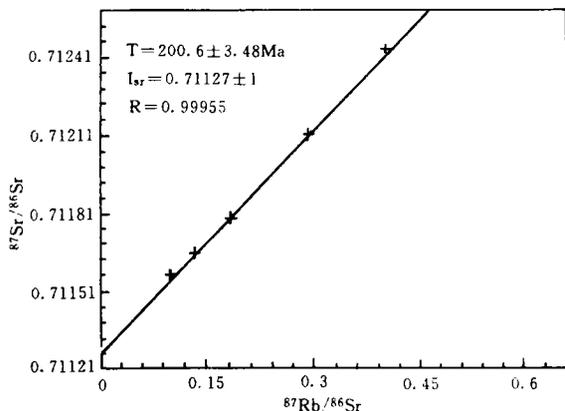


图 4 郭家岭岩体 Rb-Sr 全岩等时线年龄

Fig. 4 Whole rock Rb-Sr isochron age of Guojialing Granite

4 成因讨论

与玄武岩类相比,花岗质岩浆的生成方式要复杂得多,它可能受到多种因素的影响,包括:(1)源区组成;(2)分熔程度;(3)地球动力背景;(4)岩浆混合;(5)同化与结晶分离。由于不同元素在地球化学行为上的规律性差异,某些元素对一些特定的岩浆过程显示出良好的指示意义,例如,受分离作用影响不大的不相容元素是源区物质类型的良好指示剂,而那些活动性大的不相容元素则对岩浆的分熔程度和流体作用反应敏感。至于常量元素的组成及其比值的变化是确立岩石系列同源性的有力

工具,对源区构造背景、物质类型及成岩方式都能提出有效的制约。

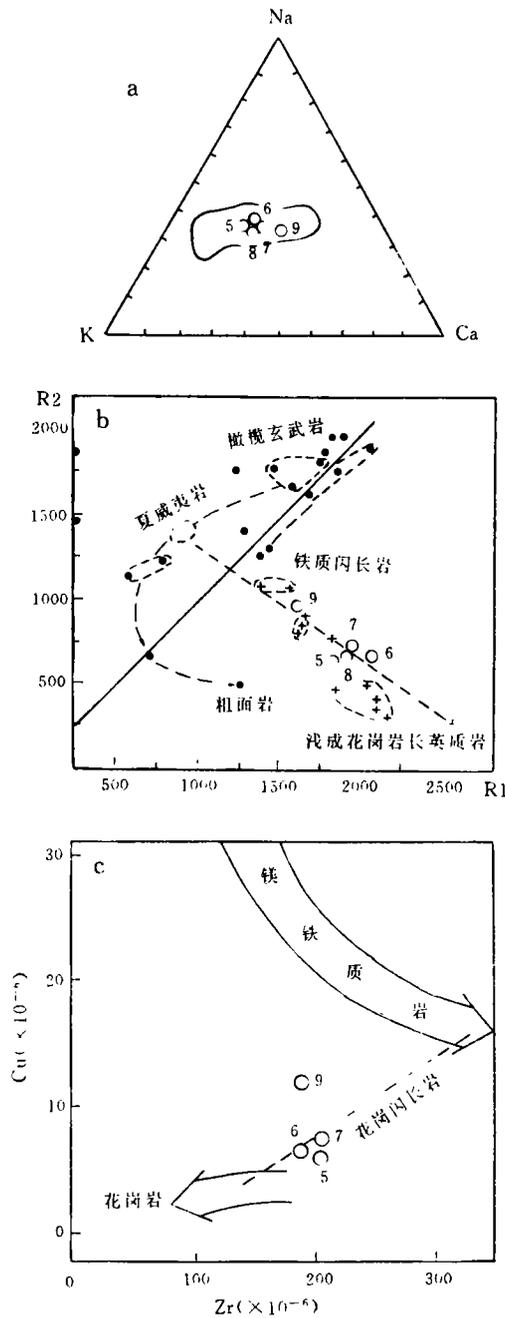
4.1 岩浆生成方式

K-Na-Ca 三元图是判断花岗岩浆成因的有效图解,郭家岭花岗岩的投影情况见图 5. a。从图中可以清楚地看出,郭家岭、丛家岩体的投影点密集分布在低温槽中部,具典型的低共熔成分,晚期侵入的石英闪长岩小岩株向富 Ca 的方向偏移。随着分熔程度的增高,熔体中基性组份增加,说明熔融是在偏基性的源区进行的,就胶东群变质基底来说可能以斜长角闪岩类为主。Batchelor(1985)利用常量元素综合指数 $R_1(=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}))$ 、 $R_2(=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al})$ 设计了花岗岩成岩方式判别图。在他的岩浆混合模式图中(图 5. b),郭家岭花岗岩都位于地壳长英质端元与地幔玄武岩的混合线上,说明它们是由壳幔物质以某种方式混合形成的。从投影点在混合线上的位置可以大体估计出两端元组份的混合比。主岩体花岗闪长岩以地壳组份为主,约占 65%,地幔组份占 35%;晚期的石英闪长岩岩株地幔组份增多,约占

52%，地壳组份占 48%。需要指出的是，上述混合模式中的地壳端元是以长英质组份为代表，若郭家岭花岗岩的地壳源区以斜长角闪岩为主，那么地壳组份的实际比例还应更高些。

微量元素的地球化学性质不同，在岩浆演化中的行为不同，对岩浆作用方式具有指示意义。Co、Zr 就是这样的元素。Co 在基性岩浆中是强相容元素，它随着橄榄石、辉石等镁铁矿物的结晶分离其含量急剧降低。Zr 则相反，在岩浆作用中表现为强烈的不相容性，它主要以副矿物锆石的形式从岩浆中分离。而锆石的分离结晶除了受岩浆的温度和碱度影响之外，岩浆的酸度 (SiO_2 含量) 也是一个重要的控制因素。K. B. Timothy (1992) 研究发现，岩浆演化在 SiO_2 达到 68% 之前，锆石的结晶受到有效的抑制，只有在 SiO_2 达到 68% 以后，才有锆石明显的结晶分离。因而，在岩浆演化过程中，在 Co-Zr 图上从基性岩浆到酸性岩浆之间出现一演化间断，位于间断区的岩石反映的是混合成因 (图 5.C)。郭家岭花岗岩在图中正好位于混合线上，清楚地反映出壳幔混合的岩浆作用特点。

有了对岩浆作用方式的深入了解，就可以对郭家岭花岗岩的元素地球化学作出更合理的解释。岩石中高场强不相容元素含量高主要是由于地壳物质熔融程度高，一些较难熔的副矿物大量进入熔体。而稀土元素的高度富集以及轻重稀土的



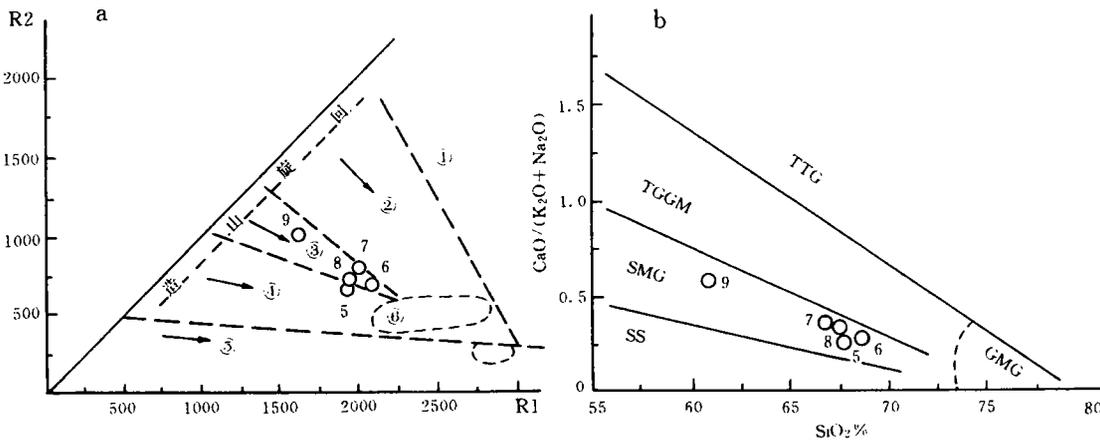
a. Na-K-Ca 三元图 b. R_1 - R_2 岩浆混合模式图 (据 Batchelor, 1985) c. Co-Zr 成因判别图 (据 A. Cocherie 等, 1994) (图中序号与表 1 分析编号一致)

图 5 郭家岭花岗岩岩石成因图解

Fig. 5 Plot Showing genesis of Guojialing Granite

强烈分离则是由幔源组份熔融程度低造成的。来自地幔楔的高温玄武质岩浆进入地壳中深层位,所提供的热源足以使胶东群变质岩发生高程度熔融。

4.2 成岩构造背景



a. R₁-R₂ 成岩环境图(据 Batchelor,1985) ①地幔分异花岗岩 ②碰撞前花岗岩 ③碰撞后花岗岩 ④晚造山花岗岩
 ⑤非造山花岗岩 ⑥同碰撞花岗岩 b. CaO/(K₂O+Na₂O)-SiO₂ 成岩构造背景图(据 RuiFeng 和 Rob Kerrich,1992).
 TTG-同火山花岗岩 TGGM-同构造花岗岩 SMG-晚构造花岗岩 SS-后构造花岗岩 GMG-同碰撞花岗岩. 图中序号与表 1 分析编号一致。

图 6 郭家岭花岗岩成岩环境判别图

Fig. 6 Discrimination plot of rock-forming environment of Guojialing Granite

Batchelor(1985)根据造山旋回不同阶段花岗岩岩石化学成分的演变特点,利用多元素综合指数 R₁、R₂ 编制了成岩环境判别图(图 6. a)。Ruifeng 和 Rob kerrich(1992)则通过研究加拿大阿比提比花岗岩带,发现不同构造阶段形成的花岗岩具有不同的岩石地球化学特点,在 CaO/(K₂O+Na₂O)-SiO₂ 图上(图 6. b)区分的很清楚。需要指出的是以上两个图解中所指的构造前、同构造、构造后的每一个阶段都可能发生多次诸如板块碰撞受阻或相对扭转这样的构造事件。郭家岭花岗岩在这两个按不同机制编制的构造背景图上显示出相同的信息。在图 6. a 中它们位于造山后隆起阶段,在图 6. b 中位于构造后阶段。这说明它们是在印支运动末期(200Ma±)由于地幔分熔岩浆上侵,引起变质基底熔融并以某种方式混合而形成的。在造山后和非造山环境中,来自地幔的高温岩浆是触发地壳岩浆作用最有效的热源(Harmon 等,1984; Hoffman,1989; Kay 等,1989)。

5 结 论

(1)郭家岭花岗岩是中生代印支运动末期在造山后地壳隆起的构造背景下形成的,而不是

以前认为的燕山晚期。

(2) 岩浆作用过程是, 由地幔分熔形成的高温玄武质岩浆底辟上侵到胶东群变质基底中, 引起后者发生较高级别的熔融, 两种岩浆以某种方式混合、上侵, 形成郭家岭花岗岩。这种岩浆的特点是, 生成深度大、侵位能力强, 就位深度浅。

(3) 郭家岭花岗岩包括两个岩浆作用阶段, 相应地反映出地幔玄武质岩浆有两次底辟上侵。主岩体斑状花岗闪长岩以地壳组份为主, 壳幔物质的混合比约为 65:35, 地壳熔融发生在斜长石阶段, 晚期的石英闪长岩岩株地幔组份比例增大, 壳幔物质的混合比接近 1:1, 地壳源区经历过早期分熔熔体的提取, 熔融进入角闪石阶段。

参考文献

- 1 马昌前, 等. 花岗岩类岩浆动力学. 中国地质大学出版社, 1994
- 2 王鹤年, 等. 胶东西北部混合岩、花岗岩及其与金矿化的关系. 南京大学学报(地质学增刊), 1984
- 3 林景仟, 等. 胶辽半岛中生代花岗岩. 科学出版社, 1994
- 4 胡世玲. 山东玲珑和郭家岭岩体的同位素年龄及地质意义. 地质学报, 1987, (3)
- 5 桑隆康. 玲珑花岗岩的成因与演化. 地球科学, 1984, (1)
- 6 徐金方, 等. 胶北地块与金矿有关的花岗岩类的研究. 山东地质 1989, (2)
- 7 Batchelor R. A. Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic Parameters. Chemical Geology, 1985, Vol. 48
- 8 Cocherie A, et al. crust and mantle contributions to granitic genesis- An example from the variscan batholith of corsica, France. studied by Trace-element and Nd-Sr-O isotope systematics. Chemical Geology, 1994, Vol. 115, P:173
- 9 Clemens J. D. and Vielzeuf Constraints. D on melting and magma production in the crust. Earth and planetary Science Letter. 1987, Vol. 86, P:287
- 10 Marjorie W. Igneous petrogenesis. London Unwin Hyman, 1989
- 11 Rui feng and Rob Kerrich. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic zone and the pontiac sub-province, Superior province. Canad: Implications for tectonic history and source regions. Chemical Geology, 1992, Vol. 98, p:23
- 12 Timothy K. B. The adaption of pearce element ratio diagrams to complex high silica systems. Contri Mineral petrol, 1992, Vol. 109, p:450

THE AGE AND GENESIS OF GUOJIALING GRANITE

Qu Xiaoming and Wang Henian

(Department of Earth sciences, Nanjing University)

Abstract

Different from the former classification this paper divides Guojialing Granite into Guojialing and Congjia bodies. 5 rock samples from Guojialing body gives a Rb-Sr isochron age of $200.6 \pm 3.48\text{Ma}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71127$, $R = 0.99955$, Which shows that the granite formed in the end stage of Indosinian movement. Major, trace and rare earth elements all indicate that the granite formed from the mixing of crustal and mantle materials. The magmatism consists of two stages: the early granodiorite constitutes the main part and the mixing ratio of crustal and mantle materials is 65:35; the late quartz diorite occurs as a small stock in the Guojialing granodiorite body and its mixing ratio of crustal and mantle materials is close to 1:1