

豫西花山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因

范宏瑞 谢奕汉 王英兰

(中国科学院地质研究所, 北京 100029)

主题词 花岗岩 地球化学 岩石成因 花山 河南省

提 要 花山花岗岩岩基是燕山期在华北地台南缘发生的陆内挤压俯冲作用的产物。组成该岩基的万村、嵩坪和金山庙岩体的矿物学、岩石化学、稀土及微量元素地球化学特征均可以与I型(或华南同熔型)花岗岩相类比, 反映出该地壳重熔成因的花岗岩对源岩——变质的中基性火山岩(太华群)的继承作用。因此, 在划分花岗岩类的成因类型时, 应考虑到其形成的地质背景、源岩性质及成岩方式等因素。

花山花岗岩基位于豫西洛宁、嵩县和宜阳三县交界处, 产在华北地台南缘熊耳山古隆起区内, 总面积约350km², 为多次岩浆活动所形成的复式岩体。时间上从早到晚, 空间上自南而北, 岩体依次可分为(图1)万村(γ_3^2 , 斑状黑云钾长一二长花岗岩)、嵩坪(γ_3^{-1} , 巨斑状角闪黑云二长花岗岩)和金山庙(γ_3^{-2} , 钾长花岗岩)岩体。据瞿伦全^①的全岩Rb-Sr法测定结果及河南省地质矿产局^[1]资料, 万村、嵩坪和金山庙岩体的年龄分别为182.8 Ma、123.1 Ma和105 Ma, 与其对应的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始比值为0.7077、0.7072和0.704, 可见它们为燕山期岩浆活动的产物。

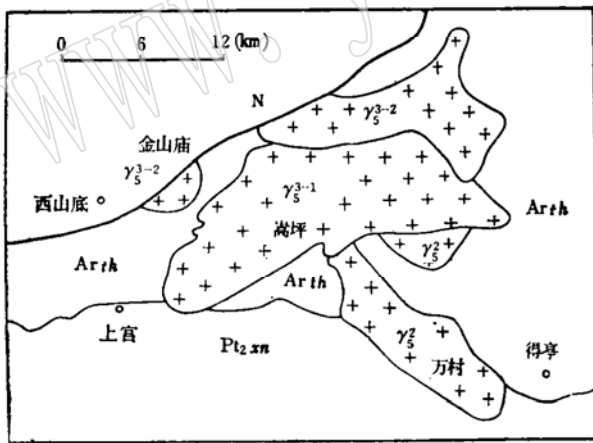


图1 花山花岗岩岩基地质略图
(据河南省地质矿产局地调一队资料改绘)

Fig. 1 Geological sketch map of the Huashan granitic batholith
N—第三系; Pt_{2xn}—中元古代熊耳群;
Arth—太古代太华群; γ_3^{-2} —钾长花岗岩;
 γ_3^{-1} —巨斑状角闪黑云二长花岗岩;
 γ_3^2 —斑状黑云钾长一二长花岗岩; γ_3^1 —
斑状黑云钾长一二长花岗岩

① 瞿伦全, 1988, 东秦岭花岗岩 Rb-Sr 同位素年龄研究的一些新认识, 豫西地质, 第一期。
本文于 1993 年 1 月收到, 1993 年 5 月改回。

1 岩石学特征

万村斑状黑云钾长—二长花岗岩 (γ_3^1) 见于嵩县德亨乡牛头沟和左峪川之间,呈北西—南东向舌形分布,侵入于太古代太华群片麻岩和中元古代熊耳群安山岩地层中。岩石多呈浅红或灰白色,中粒—粗粒花岗结构,块状构造。斑晶为浅肉红色的钾长石,大小一般 1.2—0.8 cm,基质主要为石英 (25%—35%)、钠—更长石 (20%—30%)、黑云母 (8%)、角闪石 (5%)。副矿物为磁铁矿、榍石、萤石、锆石等。

嵩坪巨斑状角闪黑云二长花岗岩 (γ_3^{-1}) 呈一不规则形分布于万村岩体的北部,主要侵入于太华群混合岩—片麻岩内,局部侵入到熊耳群中。岩石呈浅肉红色,似斑状结构,斑晶以钾长石 (微斜长石) 为主,更长石和石英少量,斑晶粒径一般 1.5×2.5 cm。钾长石多呈巨斑状分布,内部相粒度可大于 4×5 cm,含量 30%—40%,其内部常包裹斜长石、黑云母等矿物。基质以更长石为主 (25%—35%),其次为石英 (20%—30%)、角闪石 (8%)、黑云母 (5%) 等。副矿物常见榍石、磁铁矿、磷灰石、锆石。

金山庙钾长花岗岩 (γ_3^{-2}) 呈不规则的三角形分布,侵入于太华群中。岩石多具灰白色,中—细粒花岗结构,主要矿物有更长石 (30%—35%)、石英 (30%—35%)、微斜长石 (30%),其次为黑云母 (3%—5%)。副矿物主要为磁铁矿、榍石、锆石等。

2 矿物学特征

钾长石

花山岩基各期岩体中的造岩矿物均以钾长石为主,占全岩的 30%—40%,其 X 射线粉晶衍射结构态参数列于表 1。表中计算参数为:

表 1 花山岩基钾长石粉晶 X 射线结构参数

Table 1 Structural parameters of K-feldspars from the Huashan batholith

侵入阶段	岩体	样号	$2\theta_{201}$	$2\theta_{030}$	$2\theta_{201}$	$2\theta_{131}$	$2\theta_{1\bar{3}1}$	Or	δ	t_1
γ_3^1	万村岩体	FH570	21.04	41.76	50.73	29.90	30.83	88.93	0.27	0.80
		FH581	21.02	41.79	50.75	29.89	30.89	90.73	0.30	0.80
γ_3^{-1}	嵩坪岩体	FH042	21.10	41.79	50.63	29.89	30.88	83.54	0.66	0.90
		FH044	21.04	41.83	50.69	29.83	30.91	86.23	0.60	0.88
γ_3^{-2}	金山庙岩体	FH055	21.05	41.81	50.66	29.61	30.84	88.03	0.63	0.88
		FH058	21.04	41.82	50.65	29.55	30.86	88.93	0.69	0.90
		FH060	21.06	41.78	50.58	29.50	30.78	87.13	0.77	0.93

样品由中国科学院地质研究所 X 粉晶衍射实验室分析。

$$\text{Or}\% = -92.19 \times 2\theta_{201} + 2031.77 \quad \text{和}$$

$$\text{Or}\% = 1930.77 - 87.69 \times 2\theta_{201}$$

的平均值:

$$\delta = \frac{9.063 + 2\theta_{060} - 2\theta_{\bar{x}.0.4}}{0.340}$$

$$t_1 = 13.015 + 0.695 \times 2\theta_{060} - 0.813 \times 2\theta_{\bar{x}.0.4}$$

将结构态参数在图 2 上投点，各期岩体钾长石的结构态介于最大微斜长石和正长石系列之间，并随着岩浆演化，逐渐向最大微斜长石靠近，这可能是岩体演化到晚期较富含水等挥发分，使得钾长石结晶时硅铝较易有序排列的缘故^[2]。

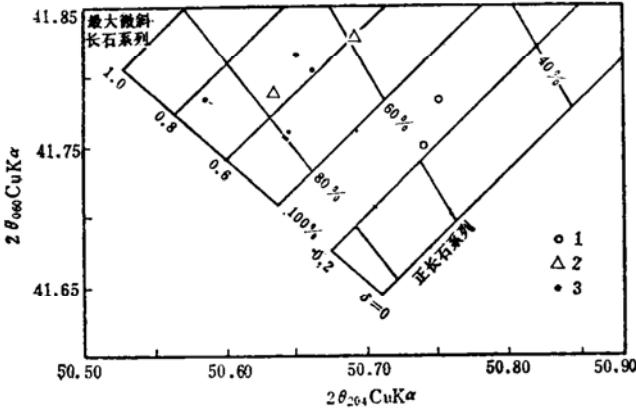


图 2 花山岩基钾长石结构状态图解 (据参考文献[3])

Fig. 2 Diagram showing structural state of K-feldspars from the Huashan granitic batholith
1— γ_3^2 ; 2— γ_2^{-1} ; 3— γ_3^{-2}

表 2 中列出了各期岩体中钾长石的化学成分。可以看出，早阶段岩体 (γ_3^2) 钾长石的 Ab、Or 值与其它两个阶段 (γ_2^{-1}) γ_3^{-2}) 有明显差异，这种差异反映出它们可能是不同的花岗岩浆体系结晶的产物。

斜长石

一般呈自形一半自形板状晶形，无色透明，聚片双晶发育。在各期岩体中含量约占 20%—35%，长石牌号 (A_n) 8—24，为钠—更长石，并随岩浆的演化， A_n 略有升高。电子探针成分分析结果表明 (表 2)，随着岩浆的演化，Ab 从低—高一略低， A_n 从高一低—高。

黑云母

黑云母是花山花岗岩基各期岩体的主要暗色矿物，常呈自形一半自形，浅绿—棕褐色，多色性显著。各期岩体的化学成分分析结果见表 3，并将结果在 Mg—(Al^{IV} + Fe³⁺ + Ti)—(Fe²⁺ + Mn) 图解^[4] 上投点得出，万村和嵩坪岩体中为镁黑云母，金山庙岩体中为铁黑云母。随着岩浆演化，FeO 依次升高，而 Fe₂O₃ 降低，反映出氧逸度降低。

角闪石

出现于万村岩体和嵩坪岩体中，而在金山庙岩体内大都已蚀变成绿泥石。角闪石多呈半自形—自形晶，绿—浅绿色，多色性显著。电子探针分析结果 (表 4) 表明它们均为普遍角闪石，相当于 Leake 分类表中的钙质角闪石^[5]，进一步细分则属浅闪石—镁角闪石。

石英

为花山岩基的主要造岩矿物之一，多呈不规则形，作为基质出现。颗粒内含有大量的原

表 2 共生长石的化学成分

Table 2 Chemical composition of paragenetic feldspars

样号	矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Ab	An	Or
7 ₂	钾长石	66.19	0.03	18.69	0.23	0.06	0.00	0.00	1.66	12.27	99.12	17.2	0.0	82.8
	斜长石	65.16	0.00	22.04	0.24	0.00	0.05	3.07	8.59	0.31	99.46	82.1	16.1	1.8
7 ₂ ³⁻¹	钾长石	65.02	0.16	18.13	0.14	0.00	0.00	0.00	0.49	15.68	99.62	4.5	0.0	95.5
	斜长石	66.52	0.00	21.08	0.00	0.00	0.00	2.31	8.95	0.17	99.03	86.8	12.3	0.9
7 ₂ ³⁻²	钾长石	64.86	0.01	17.82	0.14	0.06	0.00	0.00	0.38	15.86	99.13	3.3	0.0	96.7
	斜长石	65.25	0.01	21.66	0.20	0.15	0.00	2.96	9.70	0.07	99.99	85.2	14.4	0.4

样品由中国地质大学(北京)电子探针室分析。

表 3 黑云母的化学成分与计算的阳离子数

Table 3 Chemical compositions of biotites and calculated cation numbers

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	FeO*	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
7 ₂	40.80	1.81	12.43	9.12	8.15	1.22	0.00	14.64	9.54	0.36	98.07
7 ₂ ³⁻¹	38.74	3.51	13.61	6.06	12.72	0.82	0.02	12.00	9.53	0.20	97.21
7 ₂ ³⁻²	39.79	1.63	17.66	0.05	19.60	1.53	0.00	7.73	9.14	0.16	97.29

不计 H₂O, 以 22 个氧为基准的离子数

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
FH 581	5.885	2.112	0.000	0.198	0.990	0.979	0.143	3.146	0.000	1.760	0.099
FH 044	5.709	2.291	0.074	0.385	0.671	1.537	0.099	2.640	0.000	1.783	0.055
FH 052	5.869	2.104	0.976	0.176	0.011	2.431	0.187	1.705	0.000	1.727	0.044

* 电子探针 FeO 分析值用郑巧荣⁷电价差值法计算所得, 样品由中国地质大学(北京)电子探针实验室分析。

表 4 华山花岗岩基中角闪石的电子探针分析结果

Table 4 Electron microprobe analyses of hornblende from the Huashan batholith

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
-1	FH 570	45.99	0.86	7.04	0.12	18.42	1.13	9.93	11.21	1.83	1.10
	FH 044	50.80	0.37	5.12	0.12	14.73	0.75	13.28	11.46	1.57	0.51
不计 H ₂ O, 以 23 个氧为基准的离子数											
		Si	Al	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
	FH 570	6.981	1.265	0.104	0.012	2.335	0.150	2.243	1.829	0.541	0.207
	FH 044	7.372	0.874	0.046	0.012	1.794	0.092	2.875	1.783	0.437	0.092

样品由中国地质大学（北京）探针室分析。

生和次生包裹体，但未曾找到熔融包裹体^[6]。

3 岩石化学特征

华山岩基各期岩体的氧化物含量用 CIPW 方法计算的结果及主要岩石化学参数列于表 5。其主要特征如下：

(1) 在 Strekeisen 的标准矿物 (Or-Ab-An) 图解上^[8] (图 3)，万村岩体的投影点落在钾长花岗岩和二长花岗岩区，嵩坪岩体的投影点几乎全部落在二长花岗岩区，而金山庙岩体则全部落在钾长花岗岩区。

(2) 各期岩体的碱度率 (AR) 多集中在 2.5—3.8 之间，主要属碱性花岗岩。

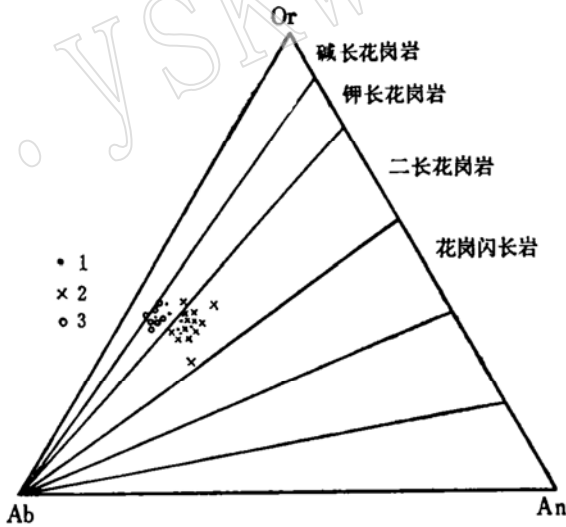


图 3 标准矿物 Or—Ab—An 图解 (据参考文献[8])

Fig. 3 Or—Ab—An diagram of normative minerals

1— γ_6^2 ; 2— γ_6^{3-1} ; 3— γ_6^{3-2}

表 5 花山花岗岩基岩石化学成分、CIPW标准矿物及参数
Table 5 Chemical compositions and CIPW normative minerals of the Huashan granitic batholith

岩石类型	序号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	N ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	挥发份(灼烧)	总计	
万村岩体	1	67.87	0.33	15.65	1.68	1.39	0.07	1.96	0.42	4.83	4.47	0.13	0.22	0.03	0.37	99.42	
	2	70.00	0.26	14.68	1.64	1.07	0.07	2.20	0.23	4.14	4.25	0.27	0.26	0.10	0.55	99.72	
	3	69.06	0.20	15.29	1.28	1.28	0.03	1.74	0.17	5.00	5.00	0.10	0.44	0.16	0.56	100.31	
	4	68.42	0.29	15.16	1.90	1.34	0.09	2.32	0.70	4.35	4.43	0.12	0.35	0.14	0.39	100.00	
	5	70.12	0.19	14.98	1.88	1.28	0.06	1.01	0.47	4.87	4.43	0.08	0.40	0.19	0.32	100.28	
	6	69.62	0.23	15.73	0.83	1.32	0.03	1.31	0.32	4.83	5.07	0.08	0.44	0.17	0.73	100.10	
	7	68.88	0.40	14.30	2.03	1.30	0.09	2.22	1.22	4.26	4.06	0.18	0.44	0.17	0.85	100.40	
平均	69.12	0.27	15.11	1.61	1.28	0.06	1.82	0.50	4.61	4.53	0.14	0.35	0.13				
高坪岩体	8	68.29	0.41	14.76	2.08	1.40	0.08	2.38	0.90	4.35	3.92	0.19	0.27	—	0.89	100.37	
	9	65.51	0.55	15.20	2.51	2.04	0.10	3.18	1.27	3.86	4.25	0.26	0.34	—	0.60	100.01	
	10	67.56	0.33	14.89	2.45	1.83	0.08	2.20	1.10	5.20	4.26	0.07	0.34	0.13	0.34	100.31	
	11	65.04	0.54	15.16	3.48	1.73	0.11	2.98	1.70	4.18	4.19	0.28	0.48	0.14	0.46	99.87	
	12	67.30	0.32	15.70	2.10	1.76	0.08	2.32	0.75	4.52	4.31	0.13	0.33	0.13	0.35	100.43	
	13	65.94	0.34	15.90	2.43	1.65	0.09	2.98	0.70	3.61	4.43	0.15	0.33	0.15	0.39	99.42	
	14	68.46	0.35	14.45	1.80	1.50	0.09	2.27	1.04	4.48	4.14	0.17	0.37	0.17	0.70	100.36	
	15	66.84	0.44	14.66	2.95	1.37	0.02	2.32	1.22	4.19	4.19	0.20	0.60	0.18	0.60	100.14	
	16	66.06	0.48	14.79	3.10	1.76	0.10	2.94	1.42	4.18	4.55	0.29	0.37	0.12	0.32	100.04	
	17	67.34	0.36	15.03	2.50	1.52	0.07	2.40	1.03	4.87	4.06	0.19	0.30	0.13	0.26	100.36	
	18	69.62	0.23	15.73	1.44	1.61	0.06	2.19	0.72	4.52	4.47	0.14	0.47	0.14	0.43	100.73	
	19	68.80	0.22	14.65	2.29	2.15	0.06	2.91	1.36	4.24	4.04	0.25	0.60	0.23	0.69	102.07	
	20	68.92	0.46	14.77	2.05	1.50	0.08	2.35	1.13	4.66	3.01	0.24	0.60	0.23	0.46	99.77	
	平均	67.44	0.39	15.05	2.40	1.68	0.08	2.57	1.10	4.40	4.14	0.20	0.39	0.13			
	金山庙岩体	21	76.54	0.05	12.32	0.79	0.39	0.01	0.60	0.04	4.27	4.15	—	0.39	0.05	0.80	99.40
		22	73.16	0.21	14.01	0.91	0.77	0.05	1.13	0.11	4.86	4.90	0.07	0.42	0.02	0.55	100.27
		23	72.58	0.20	13.30	1.95	0.58	0.05	1.20	0.42	4.70	4.06	0.07	0.40	0.11	0.44	100.06
		24	71.51	0.23	13.92	1.80	0.90	0.70	1.28	0.47	4.61	4.19	0.15	0.32	0.14	0.39	99.98
		25	70.66	0.19	14.98	1.70	0.81	0.06	1.12	0.33	4.52	4.43	0.08	0.47	0.20	0.57	100.12
		26	72.95	0.18	14.43	0.95	0.97	0.04	1.07	0.39	4.59	4.19	0.06	0.29	0.14	0.48	100.30
27		71.40	0.25	13.67	2.00	0.68	0.07	1.47	0.72	4.78	4.06	0.12	0.29	0.14	0.41	100.06	
平均	72.68	0.19	13.80	1.44	0.73	0.05	1.12	0.34	4.62	4.15	0.08	0.33	0.11	0.52			

续表 5

岩石类型	序号	Q	Or	Ad	An	Mt	Il	Di	C	Ap	SI	DI	CI	N ₂ /K
γ ₂	1	18.34	28.53	37.82	8.36	2.02	0.63	0.21	0.00	0.28	3.28	84.69	9.22	0.93
	2	24.39	24.46	35.96	8.76	1.55	0.46	0.17	0.00	0.59	2.03	84.81	9.21	1.03
	3	17.42	29.54	42.31	4.50	1.86	0.38	1.38	0.00	0.22	1.34	89.27	5.42	1.00
	4	19.83	25.70	37.48	8.62	1.94	0.55	0.40	0.00	0.26	5.50	83.02	10.43	1.02
	5	22.07	28.77	37.48	4.49	1.86	0.36	0.00	0.77	0.17	3.63	88.32	5.31	0.91
	6	18.26	28.53	42.90	5.89	1.54	0.44	0.04	0.00	0.17	2.59	89.69	6.47	1.05
	7	22.25	25.17	34.35	8.20	1.88	0.76	0.68	0.00	0.38	9.48	81.77	10.89	0.95
γ ₁ -1	8	21.54	26.76	33.17	9.29	2.03	0.76	0.53	0.00	0.41	7.01	81.47	11.25	0.87
	9	17.68	22.80	35.96	10.99	2.93	1.04	1.29	0.00	0.57	9.12	76.44	14.26	0.87
	10	16.47	30.72	36.05	6.14	2.65	0.63	1.80	0.00	0.15	7.41	83.24	9.38	0.82
	11	15.19	24.69	35.45	10.20	2.51	1.03	1.15	0.00	0.61	11.13	75.33	13.99	1.00
	12	18.40	26.70	36.47	10.13	2.55	0.61	0.22	0.00	0.28	5.58	81.57	11.59	0.95
	13	18.32	21.33	37.48	12.83	2.39	0.55	0.41	0.00	0.33	5.46	77.14	14.28	1.23
	14	21.09	26.47	35.03	7.61	2.17	0.66	1.06	0.00	0.37	8.02	82.58	10.32	0.92
	15	17.86	26.53	35.45	7.92	1.99	0.84	0.95	0.00	0.44	8.58	79.84	10.87	0.93
	16	15.45	24.69	38.50	7.58	2.55	0.91	2.13	0.00	0.63	9.46	78.64	11.56	1.09
	17	18.12	28.77	34.35	8.39	2.20	0.68	0.95	0.00	0.41	7.37	81.25	10.84	0.83
	18	20.37	26.70	37.82	9.50	2.08	0.44	0.19	0.00	0.31	5.64	84.90	10.90	0.99
	19	20.20	25.05	34.18	9.31	2.92	0.61	1.46	0.00	0.55	9.66	81.43	12.88	0.95
	20	26.65	27.53	25.47	10.09	2.17	0.87	0.00	1.07	0.52	9.16	79.65	12.08	0.65
γ ₂ -2	21	33.35	25.23	35.12	2.37	0.57	0.09	0.25	0.00	0.00	0.41	92.69	2.48	0.97
	22	28.54	28.71	33.85	5.15	1.12	0.40	0.00	0.28	0.15	1.03	91.10	5.34	0.83
	23	26.95	27.77	34.35	4.18	0.84	0.38	0.55	0.00	0.15	3.59	89.07	5.14	0.86
	24	25.40	27.23	35.45	5.37	1.30	0.44	0.00	0.07	0.33	3.93	88.09	6.19	0.91
	25	23.89	26.70	37.48	5.03	1.17	0.36	0.00	0.95	0.17	2.80	88.08	5.61	0.98
	26	27.90	27.12	35.45	4.92	1.31	0.34	0.00	0.76	0.13	3.52	90.47	5.60	0.91
	27	24.65	28.24	34.35	4.95	0.99	0.47	0.65	0.00	0.26	5.88	87.24	6.58	0.85

注：1, 2, 8, 9, 21, 22 为本文资料；5, 18, 19, 26 据《河南省区域地质志》资料；20 据河北地院资料；其余据河南省地矿局地调一队资料。

(3) $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (摩尔数)=0.85—1.03, 反映它们基本属正常系列。

(4) 标准矿物磁铁矿(Mt)明显大于钛铁矿(II), 出现透辉石(Di), 极少有刚玉(C)。

(5) 随着岩浆的演化, SiO_2 按高一低—更高变化, Al_2O_3 、 Fe_2O_3+FeO 降低, 固结指数(SI)和结晶指数(CI)变化为低—高一低, 分异指数(DI)则为高一低—高。造成如此变化的原因与各岩体的定位方式有关。

4 稀土及微量元素特征

4.1 稀土元素特征

各花岗岩体的稀土元素分析结果列于表6, 其稀土配分模式见图4。可以看出,(1)均为轻稀土富集型, LREE/HREE值比华南两类花岗岩中任何一类的平均值^[9]都高, 尤以

表6 花山花岗岩基各期岩体及围岩稀土元素含量(ppm)

Table 6 REE contents of various rock bodies of the Huashan granitic batholith and their wall rocks

	$\gamma_{\frac{2}{3}}$		$\gamma_{\frac{3}{4}}^{-1}$		$\gamma_{\frac{5}{6}}^{-2}$		Arth	
	FH570	FH581	FH042	FH044	FH052	FH058	A*	B*
La	3.30	24.4	41.4	56.0	43.6	15.2	41.50	21.16
Ce	5.20	39.0	60.8	84.0	64.0	29.0	64.99	35.69
Pr	5.2	3.9	7.8	8.0	7.2	4.0	8.04	5.08
Nd	18.0	13.4	21.4	31.0	18.4	12.0	27.93	20.16
Sm	3.2	2.6	4.3	6.5	3.1	2.1	4.93	4.69
Eu	0.9	0.7	1.1	1.5	0.57	0.34	1.29	1.17
Gd	2.2	2.55	3.06	4.6	1.85	1.3	3.56	3.90
Tb	0.29	0.13	0.36	0.7	0.21	0.19	0.49	0.57
Dy	2.15	1.3	2.37	4.0	1.15	0.96	2.79	3.29
Ho	0.44	0.21	0.5	0.8	0.29	0.2	0.85	0.82
Er	1.2	0.65	1.4	2.1	0.68	0.62	1.73	1.75
Tm	0.15	—	0.23	0.33	0.09	0.08	—	—
Yb	1.13	0.64	1.28	2.0	0.52	0.67	1.85	2.07
Lu	0.15	0.05	0.23	0.32	0.12	0.17	0.25	0.29
Y	12.0	6.6	12.8	20.0	5.6	5.6	16.21	18.72
REE	132.01	95.04	158.98	221.85	147.38	72.43	176.41	119.58
LREE	112.30	83.95	136.75	187.00	136.87	62.64	148.68	87.97
HREE	19.71	11.09	22.23	34.85	10.55	9.79	11.52	12.89
LREE/HREE	5.70	7.57	6.15	5.37	13.03	6.40	12.91	6.82
δEu	1.04	1.09	0.89	0.84	0.73	0.63	0.98	0.89

样品由中国科学院地质研究所分析。* 据胡受奚^[10](A角闪斜长片麻岩; B黑云角闪斜长片麻岩)。

晚期为甚。(2) 稀土总量比华南两类花岗岩都低, 但与围岩太华群接近, 反映了它对母源的继承关系。(3) 本区各期花岗岩稀土配分模式皆为平滑右倾斜型, Eu无亏损或亏损不明显, 其围岩太华群变质岩Eu亏损也不明显。(4) 随着岩浆从早到晚的演化, 稀土总量从低—高一低, 晚期富轻稀土元素, 负Eu异常加大(1.07→0.87→0.68)。

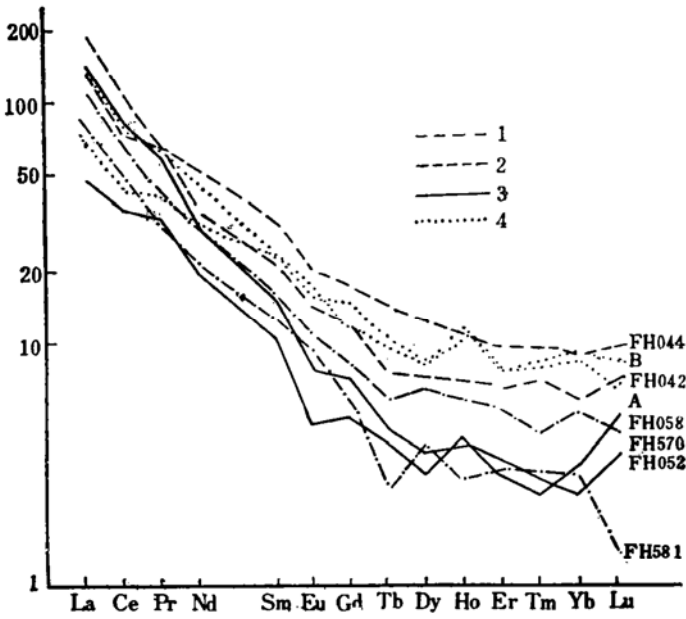


图 4 花山岩基各期岩体及其围岩稀土配分模式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of various rock bodies of the Huashan batholith and their wall rocks

1— γ_2^2 ; 2— γ_2^{2-1} ; 3— γ_2^{2-2} ; 4— A_{Tn}

4.2 铁族微量元素

将各花岗岩体铁族微量元素的含量与华南花岗岩对比表明(表 7), 除金山庙岩体接近改造型花岗岩外, 其它岩体的铁族元素都高于或接近于同熔型花岗岩。随着演化, 铁族元素

表 7 花山花岗岩基及华南花岗岩的铁族元素含量 (ppm)

Table 7 Contents of iron group elements of the Huashan batholith and South China granites

岩体名称	样号	V	Cr	Co	Ni	Ti
万村	FH570	42.4	32.0	20.0	2.4	1800
	FH561	12.5	70.0	10.0	3.2	1230
蒿坪	FH042	50.0	6.0	17.2	4.0	2300
	FH044	78.0	10.5	28.0	6.6	3800
金山庙	FH052	3.3	6.0	7.5	1.6	295
	FH058	8.8	3.0	12.5	1.6	1200
华南同熔型花岗岩*		60.7	23.0	16.4	4.5	
华南改造型花岗岩*		9.9	4.5	6.5	1.5	

样品由中国科学院地质研究所九室分析。

据南京大学地质系资料⁽¹⁾。

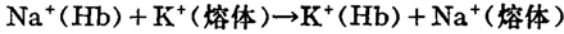
含量有降低的趋势。由于铁族元素在重熔岩浆形成过程中总是作为残留组分存在, 出现上述变化是必然的, 说明本区花岗岩可能是富含铁族元素的, 这从太华群的原岩多为中基性火山岩就可以得到证实。

5 花岗岩基形成的物理化学条件

5.1 温度

5.1.1 角闪石温度计

角闪石的形成温度可按角闪石—熔体交换平衡反应近似计算^[12]



反应的平衡常数:

$$K_D = (X_K/X_{Na})_{\text{Hb}} \cdot (X_{Na}/X_K)_{\text{熔体}}$$

并且 K_D 是平衡温度($T^\circ\text{C}$)的函数:

$$\ln K_D = -4258/T + 3.25$$

本区花岗岩类的角闪石含量一般为5%±。假设角闪石结晶过程中成分保持恒定, 以全岩化学成分代替熔体成分(角闪石化学成分见表4)。通过计算, 万村岩体(γ_2^{Hb})角闪石形成温度为827℃, 蒿坪岩体(γ_2^{Hb})为717℃。

5.1.2 三长石温度计

Fuhrman等^[13]提出用共生钾长石和钠长石An、Ab、Or的分配求平衡温度。利用共生长石的化学成分(表2)在其图解上投点可得, 万村岩体的平衡温度为640℃, 蒿坪岩体610℃, 金山庙岩体590℃。

由角闪石温度计和三长石温度计分别得到的万村和蒿坪岩体的温度有一定的差别, 这可能是由于岩浆冷凝过程中角闪石先行结晶的缘故。

5.2 形成压力

利用角闪石的全铝含量($\text{Al}_{\text{Hb}}^{\text{T}}$)可以估算其形成的压力^[14]公式为:

$$P(10^8\text{Pa}) = -3.92 \times 10^8 + 5.03 \times 10^8 \times \text{Al}_{\text{Hb}}^{\text{T}}$$

该公式的误差为 $1 \times 10^8 \text{Pa} \pm$ 。

将表4中的全铝含量代入上式, 可以估算出万村岩体的形成压力为 $2.44 \times 10^8 \text{Pa}$, 说明花岗岩是中深成相产物。

5.3 氧逸度

黑云母中某些金属阳离子的数量及其配位位置, 往往能灵敏地反映成岩时的氧逸度变化情况。将花山岩基各期岩体的黑云母 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 值和温度(平均值)投影到Wones和Eugster(1965)^[15]的黑云母铁镁比值与温度、氧逸度关系图上, 得出各期岩体形成的氧逸度 $\lg f_{\text{O}_2}$ 为: 万村岩体-10.1, 蒿坪岩体-12.4, 金山庙岩体-15.9。可以看出, 随着岩浆演化, 氧逸度降低。

5.4 水逸度

按照Wones和Eugster^[15]的 $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2 \uparrow$ 反应方程式提出的经验公式:

$$\lg H_2O = \frac{3428 - 4212(1 - X_{Fe})^2}{T} + \lg X_{Fe} + 1/2 \lg f_{O_2} + 8.23 - \lg \alpha_{Fe_3O_4} - \lg \alpha_{KAlSi_3O_8}$$

来计算水逸度。这里钾长石、磁铁矿可视为纯矿物, 其活度 $\alpha_{KAlSi_3O_8}$ 、 $\alpha_{Fe_3O_4}$ 近似为1, 羟铁云母摩尔数 $X_{Fe} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$ 见表3。 f_{H_2O} 计算结果为, 万村岩体 $1.47 \times 10^8 Pa$, 蒿坪岩体 $1.35 \times 10^8 Pa$, 金山庙岩体 $1.43 \times 10^8 Pa$ 。说明各期岩体是在相似的水逸度条件下形成的。

6 花岗岩基的形成机制及成因类型讨论

6.1 花岗岩基的形成机制

从中元古代开始, 华北地台南缘具活动大陆边缘的特征^[16], 在18—14亿年和10—4亿年分别发生有两期强烈的B型俯冲作用, 形成了中元古代大陆增生带和加里东期旋回褶皱带^[17]。到印支—燕山旋回(2.5—1.5亿年)的全球性造山运动期间, 由于自南而北的强烈挤压作用, 沿着早期的俯冲带和深大断裂带, 在华北地台南缘又一次产生了大规模且强烈的A型俯冲^[10]。正是由于这种陆内挤压—俯冲所造成的较高温度梯度及所引起的强烈脱水、脱气和去碱、去硅作用, 使得下部地壳岩石重融成为可能。实验岩石学工作的发展, 为研究花岗岩化的成因及其在地壳范围内形成的可能性提供了新的依据。实验^[18-20]证明了重熔作用在花岗岩化作用中的重要地位。在An—Ab—Or图解^[19]上, 花山花岗岩岩基各期岩体的点群大都落在等压同结线PP'附近, 从侧面也证明了这些岩石是由重熔作用产生的岩浆结晶而成的。

在La/Sm—La关系图(图略)上, 各岩体的投影点近于在一直线上, 表明花山花岗岩基是重融的地壳岩石(主要是中基性火成物质)经结晶分异作用而形成的。从宏观上看(图1), 花山岩基各期岩体的侵位明显受北西、北东向两组构造控制, 因此可以这样设想, 陆内挤压—俯冲作用过程中经重熔作用而形成的花岗质熔体在构造作用下, 岩浆房内部分熔浆被挤压并上升冷凝, 形成了第一阶段的斑状黑云钾长—二长花岗岩(万村岩体), 这期岩体代表了深熔岩浆的平均成分, 即与源岩太华群变质岩的成分相近, 因此其SiO₂较高, 受原岩的影响, 基本无Eu异常。残留在岩浆房内的熔浆再次发生结晶分异作用, 形成第二阶段的巨斑状角闪黑云二长花岗岩(蒿坪岩体), 及分异产物第三阶段的钾长花岗岩(金山庙岩体), 它们为正常的岩浆结晶分异过程的产物。因此, 与代表深熔岩浆平均成分的万村岩体相比, 蒿坪岩体更偏基性, MgO、CaO、TiO₂、Fe₂O₃、 ΣREE 含量较大, Na₂O、K₂O较小, 而金山庙岩体则明显偏酸性, MgO、CaO、TiO₂、Fe₂O₃、 ΣREE 含量则又降低, 由于长石类矿物及含稀土元素矿物如锆石、榍石等的结晶分异, 使得金山庙岩体的 ΣREE 减小, 但LREE/HREE却增大, 负铈异常加剧。这一结晶及分异过程也反映在各花岗岩体的标准矿物(Or—Ab—An)定名及SI、CI和DI等系统变化上, 造成万村岩体的投影点落在钾长花岗岩和二长花岗岩两个区内, 固结指数和结晶指数发生低—高一低, 分异指数发生高一低—高的变化。

6.2 成因类型讨论

对于东秦岭地区的燕山期花岗岩(基), 许多研究者都做过专门研究^[17, 21, 22], 他们将这些在陆内挤压俯冲背景下形成的花岗岩(基)归并为改造系列(花山花岗岩基也在此列)。从以上的研究内容来看, 花山花岗岩基具有下列特点:

(1) 从各岩体矿物组合来看, 它们都含有普通角闪石、磁铁矿和榍石, 而无独居石存在;

(2) 除晚期的金山庙岩体外, 万村和蒿坪岩体中黑云母皆为Mg质黑云母;

(3) 从岩石化学成分来看, 各岩体 Na_2O 含量比较高, 普遍在 4% 以上, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ (摩尔数) 均 < 1.1 , 在 $(\text{Al}-\text{Na}-\text{K})-\text{Ca}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 图解(图 5) 上均落在华南改造型花岗岩区;

(4) 用 CIPW 力法计算结果表明, 各岩体普遍存在标准矿物透辉石 (Di), 即使个别样品有刚玉 (C), 但一般 < 1 ;

(5) 各期岩体的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值非常接近, 0.7072—0.7077, 岩体中氧同位素组成为 7.9—9.1, 它们都在 I 型或同熔型花岗岩范围内;

(6) 全岩稀土配分模式均为平滑的左高右低型, 无明显的 Eu 异常, $\delta \text{Eu} = 0.63-1.07$, 符合 I 型或同熔型花岗岩的一般规律。

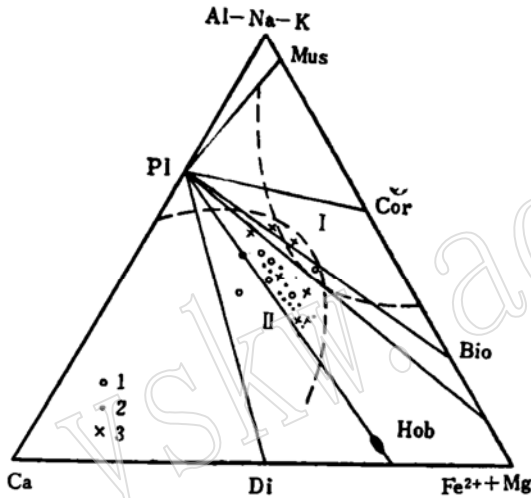


图 5 花山花岗岩基各期岩体在华南同熔型和改造型花岗岩 $(\text{Al}-\text{Na}-\text{K})-\text{Ca}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 分类图上的位置 (据徐克勤, 1984)

Fig. 5 Positions of various rock bodies of the Huashan batholith on the $(\text{Al}-\text{Na}-\text{K})-\text{Ca}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ Classification diagram of South China syntectonic type and transformation type granites

I—华南改造型花岗岩区; II—华南同熔型花岗岩区
1— γ_2^2 ; 2— γ_2^{2-1} ; 3— γ_2^{2-2}

以上这些特点与 Chappell 等^[23]提出的 I 型花岗岩及徐克勤等^[9]的华南同熔型花岗岩的特征是一致的。实际上出现上述现象并不是偶然的, Chappell 等的 I 和 S 型花岗岩的划分依据是源岩性质。花山花岗岩基的成岩物质来自本区的结晶基底太古宙太华群, 稀土元素的配分模式可作旁证, 而这些现已中深变质的岩石的原岩则主要为中基性的火山岩^①。因此, 花山岩基的岩石地球化学特点应该与 I 型一致。而徐克勤等^[9]提出的改造型和同熔型系列花

① 河南省地矿局第一地质调查队, 1988, 熊耳山地区蚀变构造岩型金矿地质条件及富集规律研究报告。

岗岩则主要强调成岩过程, 改造型花岗岩的地球化学特征是建立在华南沉积物为主的成岩源岩基础上的, 细心的研究者不难发现, I型与同熔型及S型与改造型花岗岩间有一定程度的对应关系, 这样就造成了成岩过程与华南改造型花岗岩一致的东秦岭地区燕山期部分花岗岩(基)的岩石地球化学性质与改造型花岗岩特征不相同。因此, 在对花岗岩成因类型作进一步划分时, 应将花岗岩形成的地质背景、源岩性质及成岩方式等重要因素综合考虑, 得出通用性的划分方案。

7 结论

(1) 花山花岗岩基是燕山期在华北地台南缘发生的陆内挤压一俯冲作用的产物, 它是由本区结晶基底太古宙太华群变质岩经重熔作用形成的。早期的万村岩体代表着重熔岩浆的平均成分, 而晚期的金山庙岩体则是中期嵩坪岩体结晶分异的产物, 从而造成岩石地球化学特征的系统变化。

(2) 花山花岗岩基各期岩体的矿物学、岩石化学 稀土和微量元素地球化学及稳定同位素组成等可与I型(或华南同熔型)花岗岩相类比, 而和华南改造型花岗岩有十分显著的差别, 从而反映出源岩性质在很大程度上影响着地壳重熔成因花岗岩的特征。

(3) 在对花岗岩的成因类型作进一步划分时, 应将其形成的地质背景、源岩性质及成岩方式等诸多因素综合考虑, 得出切实可行的划分方案。

研究过程中得到鄂莫岚研究员的具体指导, 在此深表谢意。

参 考 文 献

- 1 河南省地质矿产局, 河南省区域地质志, 北京: 地质出版社, 1989, 450—464.
- 2 章邦桐等, 姚村花岗岩体矿物岩石学特征和铷、铅、氧同位素研究, 南京大学学报(地球科学), 188, (1): 180—195.
- 3 Rogland P C. Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton Litho, 1970, 3(2): 144—157.
- 4 Foster M D. Interpretation of the composition of triotahedral mica. USGS professor Paper, 1960, 11—40.
- 5 Leake B E. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 1978, 63: 1023—1052.
- 6 范宏瑞等, 豫南花山花岗岩岩浆热液的性质及与金成矿的关系, 岩石学报, 1993, 9(2): 136—144.
- 7 郑巧荣, 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} , 矿物学报, 1983, (1) 56—52.
- 8 Streckisen A. To each plutonic rocks its proper name. Earth-science Review, 1976, 12: 103—134.
- 9 徐克勤等, 花岗岩地质与成矿关系, 南京: 江苏科学技术出版社, 1984, 1—20.
- 10 胡受奚等, 华北与华南古板块拼合带地质与成矿, 南京: 南京大学出版社, 1988, 139—359.
- 11 南京大学地质系, 华南不同时代花岗岩类及其成矿关系, 北京: 科学出版社, 1981.
- 12 Helz R J. American Mineralogist, 1979, 64: 945—954.
- 13 Fuhrman M L and Lindsley D H. Ternary-feldspar modeling and thermometry. American Mineralogist, 1988, 73: 201—205.
- 14 Hammarstrom J M and Zen E-an. Aluminium in hornblende, An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 1986, 71: 1297—1313.
- 15 Wones D R and Eugster H R. Stability of biotite, Experiment, theory and applications. American Mine-

- ralogist, 1965, 50: 1228—1272.
- 16 周顺之等. 豫西小秦岭地区太华群中不同时代花岗岩特征及其成因. 南京大学学报 (地球科学), 1989, (1), 47—61.
 - 17 贾承造等. 东秦岭板块构造. 南京: 南京大学出版社, 1988.
 - 18 Von Platen H. Experimental anatexis and genesis of migmatites. Controls of Metamorphism, 1965, 203—216.
 - 19 Winkler H G F. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer-Verlag, 1979.
 - 20 Wyltie I. Experimental studies on biotite-and muscovite-granites and some crustal magmatic sources. In: Migmatites, melting and metamorphism (Atherton M P et al ed.) Cheshire, Shiva Publishing Limited, 1983, 12—16.
 - 21 胡受奚等. 东秦岭与华南加里东褶皱带原地—准原地改造型花岗岩特征. 岩石学报, 1989, (1), 49—58.
 - 22 胡志宏等. 东秦岭燕山期大陆内部挤压—俯冲背景的A型孪生花岗岩带. 岩石学报, 1990(1), 1—12.
 - 23 Chappell B W and White A J R. Two contrasting granite type. Pacific Geology, 1974, 8: 173—174.

Petrological and Geochemical Characteristics and Genesis of the Huashan Granitic Batholith, Western Henan

Fan Hongrui, Xie Yihan, Wang Yinglan

(Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing 100029)

Key words: granite; geochemistry; genesis; Huashan, Henan

Abstract

The Huashan granitic batholith in Xiongershan area, western Henan, is composed of three granitic bodies, i. e. Wancun biotite-moyite-adamellite (γ_1^+), Haoping amphibole-biotite adamellite (γ_2^{-1}) and Jinshanmiao moyite (γ_3^{-2}). Being a product of Yanshanian intracontinental compression-subduction on the southern margin of the North China platform, the batholith was formed by remelting of the crystalline basement of this area (metamorphic rocks of Archean Taihua Group) under appropriate P - T conditions. The early stage Wancun granitic body represents the average composition of the remelted magma, whereas the late stage Jinshanmiao body might have been formed by crystallization differentiation of the middle stage Haoping granite body. Various stages of rock bodies making up the Huashan granitic batholith are comparable with I-type granites proposed by Chappell (1974) or South China syntectonic granites in mineralogy, petrology, geochemistry and stable isotope composition, but are obviously different from the South China transformation type granites proposed by Xu Keqin et al. (1984) in spite of their similarity in petrogenic style. This is because the source rocks of the Huashan batholith are metamorphosed intermediate-basic volcanic rocks, suggesting that characteristics of granites formed by crustal anatexis depend to considerable extent on properties of source rocks. It is therefore concluded that in genetic classification of granites, their geological settings, properties of their source rocks and their petrogenic styles should be considered synthetically.