

湘南西山铝质 A 型花岗质火山-侵入杂岩的地球化学及其形成环境

付建明^{1,2}, 马昌前¹, 谢才富², 张业明², 彭松柏²

(1. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 2. 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003)

[摘要] 初步研究表明, 以往被认为是典型的 S 型花岗质岩石的湘南西山火山-侵入杂岩应为铝质 A 型花岗质岩石。该杂岩富硅碱贫钙镁, $K_2O/Na_2O > 1$, 准铝-过铝质(0.94~1.26); FeO^*/MgO 比值大(平均 12.05), 高于 M 型、S 型和 I 型花岗岩。在微量元素和稀土元素组成上, 岩石富 LREE, Ga, Y, Nb, Zr 等大离子高场强元素及亏损 Ni, Cr, Eu, Ti, V, P, Sr 等, 与国内外 A 型花岗岩相似。与一般 A 型花岗岩来源于 I 型花岗岩或大量抽提了 S 型花岗岩物质后的地壳源区不同, 西山火山-侵入杂岩的 $I(Sr)$ (0.716 12~0.718 23) 较高, $\epsilon Nd(-7.0 \sim -8.0)$ 较低, 钨模式年龄($1.517 \sim 1.600$ Ma) 略小于区域上变质基底和中国东南部中生代花岗岩类的钨模式年龄, 显示其直接来源于地壳物质的部分熔融, 但可能有少量新生地幔物质的加入。西山铝质 A 型花岗质火山-侵入杂岩是中侏罗世晚期挤压造山作用趋于结束, 造山带崩塌, 岩石圈强烈伸展减薄、热流值上升的构造背景下形成的造山后花岗质岩石。

[关键词] 火山-侵入杂岩; A 型花岗岩; 地球化学; 构造背景; 西山; 湖南; 南部

[中图分类号] P588.12; P595 [文献标识码] A [文章编号] 1672-6561(2004)04-0015-09

[作者简介] 付建明(1964—), 男, 四川井研人, 宜昌地质矿产研究所副研究员, 中国地质大学博士研究生, 现从事岩石地球化学研究工作。

A 型花岗岩因其产出的构造环境特别而成为近 20 年来岩石学领域研究的一个热门课题之一。自从 Loiselle 等^[1] 系统定义 A 型花岗岩以来, 一些学者先后提出了一系列主量元素或微量元素参数和判别图解来限定它。如 Collins 等^[2] 利用 REE, Nb 等微量元素作为划分标志; Whalen 等^[3] 提出用 Ga/Al , Zr, Nb, Ce 和 Y 对主量元素比值的图解来区分 A 型花岗岩和 M 型、I 型、S 型花岗岩; Eby^[4] 和 Collins 等^[2] 则强调 Ga/Al 比值作为 A 型花岗岩识别标志的重要性。另外, Eby^[5] 根据 Rb, Ce, Nb, Y 等不相容元素比值的不同, 把 A 型花岗岩进一步划分为非造山 A₁ 型(成岩物质源于地幔)和后造山 A₂ 型(成岩物质源于地壳)。在中国, 众多研究者已对典型的 A 型花岗岩带特别是对中国东部晚中生代 A 型花岗岩带进行了全面系统地研究, 并取得

了一系列地重要认识。但对华南内陆湘南的 A 型花岗岩类研究较少, 西山火山-侵入杂岩就是一例。长期以来, 西山火山-侵入杂岩一直被认为是典型的改造型(或 S 型)花岗质岩石^[6,7], 但笔者的研究表明, 其岩石地球化学特征明显不同于改造型(或 S 型)花岗岩, 而应为铝质 A 型花岗质岩石。因此通过对该杂岩体地球化学特征及成因类型的重新认识, 对探讨湘南及整个华南地区地壳物质组成和演化及地质构造条件都具有非常重要的地质意义。

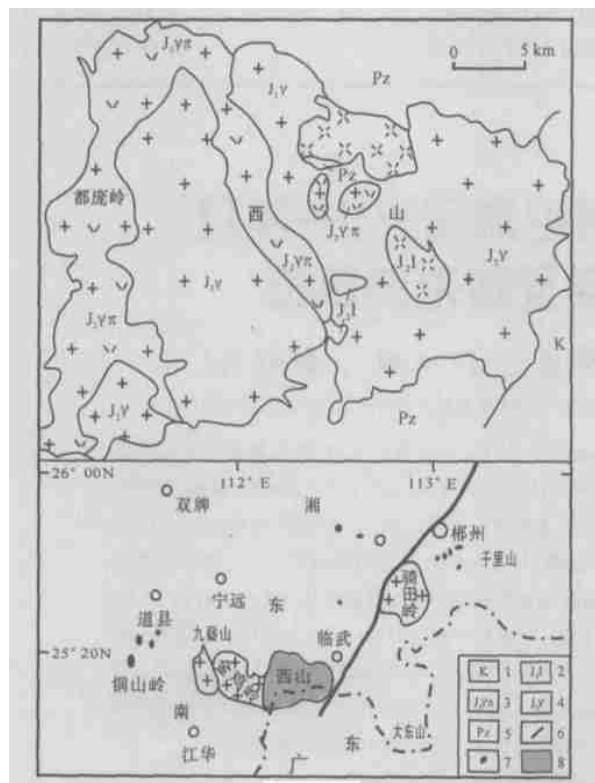
1 地质背景与杂岩体概况

湘南西山地区位于南岭东西向构造岩浆带的西段, 九嶷山花岗岩带的东部。该区古生代地层特别发育, 出露最老地层为震旦系。郴州—临武深大断裂从杂岩体东部通过(图 1), 地质构造复杂, 西山火山-侵入杂岩主要受东西向和南北向复合构造的控制, 为一规模较大的中浅成—喷发的过渡类型岩体(图 1), 面积达 705 km², 呈岩盆状产出。西山杂岩侵入古生代以浅海台地相碳酸盐岩为主的地层

[收稿日期] 2004-01-17

[基金项目] 中国地质调查局基础地质综合研究项目

(200313000041; 200113900018)



1—白垩系; 2—火山岩; 3—碎斑熔岩; 4—花岗岩;
5—古生代地层; 6—深大断裂; 7—小岩体; 8—研究区

图 1 湘南西山杂岩分布略图

Fig. 1 Simplified distribution map of Xishan complex

中,又被白垩系陆相沉积岩覆盖。岩浆岩岩性复杂,从中浅成花岗岩、花岗斑岩、碎斑熔岩到喷溢火山岩都可见到。火山岩与下伏古生代地层呈不整合接触关系,又被西山中细粒斑状黑云母二(正)长花岗岩岩体侵入或包裹。由此可见,西山地区出露的火山岩、碎斑熔岩和中浅成侵入岩在空间上紧密共生,同属于一个剥蚀较深的破火山机构中不同产状的一套岩石。西山火山-侵入杂岩中主要岩石单元花岗岩、碎斑熔岩和流纹岩的全岩 Rb-Sr 年龄分别为 $(156 \pm 6) \text{ Ma}$, $(159 \pm 2) \text{ Ma}$ 和 $(154 \pm 11) \text{ Ma}$ 。其中碎斑熔岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $(156 \pm 2) \text{ Ma}$ ^①,在实验误差范围内相同,说明其形成时代具有同时性或近时性,为中侏罗世晚期同一构造岩浆事件中陆壳活化的产物。

2 岩石学特征

西山火山-侵入杂岩岩性复杂,主要岩石类型有:

(1)中细粒斑状黑云母二(正)长花岗岩,斑状

结构,斑晶为钾长石(5%~10%)和石英(3%~6%),大小 5.0~15 mm。基质主要由半自形斜长石($An_{31} \sim 40$, 20%~30%)、他形粒状正长石(20%~30%)和石英(20%~25%)组成,其次为角闪石(0%~3%)和黑云母(3%~8%),大小 1.0~2.5 mm。副矿物主要为钛铁矿、磁铁矿、独居石、锆石和磷灰石等。

(2)微细粒花岗质碎斑熔岩,斑状结构,斑晶主要为斜长石($An_{26} \sim 44$; 15%~20%)、正长石(10%~15%)、石英(5%~10%)和黑云母(3%~5%),还见铁橄榄石(0%~2%)和铁辉石(0%~3%)斑晶以及由铁橄榄石(25%~35%; $Fa=90 \sim 92$)、铁辉石(55%~65%; $Fs=74 \sim 75$)和少量磷灰石、磁铁矿组成的超镁铁岩包体(0%~3%)^[8],多呈碎斑状,普遍受蚀蚀,大小悬殊(0.5~7 mm),可见高温六方双锥石英。岩石基质由他形粒状正长石(25%~35%)和石英(20%~25%)组成,黑云母多为显微鳞片状或集合体,大小 0.06~0.15 mm。副矿物主要由磁铁矿、钛铁矿、独居石、锆石、磷灰石和金属矿物等组成,其中锆石的显微镜观察和背散射相研究显示锆石的晶型单一,为长柱状,且环带结构发育,没有发现继承锆石(核)。

(3)(英安)流纹(斑)岩,聚斑状结构,基质为隐晶质—显微霏细结构。斑晶由斜长石($An_{29} \sim 32$; 5%~8%)、钾长石(3%~5%)和石英(5%~8%)组成,基质由长英质矿物(80%~85%)组成。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、锆石和金属矿物等。岩体中出现铁橄榄石、铁辉石单晶和超镁铁岩包体,为本区提供了可能存在壳幔作用的信息。

3 地球化学

3.1 岩石化学特征

岩石主量元素用经典湿法化学方法分析,结果见表 1。该杂岩的 SiO_2 变化于 66.20%~75.10% 之间, Al_2O_3 较高(12.39%~14.25%, 平均 13.40%), MgO 含量较低(0.08%~1.39%, 平均 0.48%); $K_2O + Na_2O$ 为 6.23%~8.31% (平均 7.45%), K_2O 含量高(3.95%~5.43%), K_2O/Na_2O 比值(1.56~3.55)大于 1。杂岩体氧化物平

① 付建明,马昌前,谢才富,等. 湘南西山花岗质火山-侵入杂岩形成时代的确定[J]. 地球学报(待刊).

表 1 西山火山侵入杂岩的主量元素分析结果

Table 1 Major element analyses of Xishan volcanic intrusive complex

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total	AKNC	KNA	FeO [*] /MgO
D102-1	花岗岩	73.92	0.25	12.57	0.05	3.14	0.04	0.22	1.28	2.41	5.06	0.09	0.34	99.37	1.07	0.75	14.48
D104-1		72.42	0.39	12.86	0.13	3.38	0.05	0.47	1.49	2.68	4.88	0.13	0.30	99.18	1.04	0.75	7.44
D109-1		70.30	0.49	13.82	0.34	4.11	0.07	0.43	1.98	2.78	5.01	0.17	0.30	99.80	1.02	0.72	10.27
D113-1		66.20	0.96	13.42	0.34	5.92	0.10	1.39	3.21	2.53	3.95	0.30	0.72	99.04	0.94	0.63	4.48
D5-1	碎斑熔岩	75.10	0.14	12.41	0.03	2.59	0.04	0.14	1.09	2.48	5.05	0.06	0.36	99.49	1.08	0.77	18.69
D23-1		74.58	0.18	12.39	0.00	2.98	0.04	0.17	1.01	2.49	5.06	0.07	0.32	99.29	1.09	0.77	17.53
D103-2		74.62	0.25	12.40	0.33	2.58	0.04	0.08	0.99	2.64	5.43	0.06	0.60	100.02	1.03	0.82	35.96
D107-1		69.74	0.46	14.05	0.36	4.17	0.07	0.55	2.10	2.65	4.88	0.18	0.27	99.48	1.04	0.69	8.17
D107-2		68.86	0.61	13.79	0.18	5.03	0.08	0.70	2.37	2.63	4.43	0.23	0.20	99.11	1.03	0.66	7.42
D301		68.70	0.46	14.14	0.31	4.53	0.07	0.53	2.13	2.89	5.42	0.18	0.36	99.72	0.97	0.75	9.07
D302		69.54	0.45	14.02	0.07	4.33	0.06	0.47	2.10	2.88	5.13	0.17	0.28	99.50	0.99	0.73	9.35
D303-2		69.63	0.46	13.87	0.25	4.20	0.07	0.53	2.19	2.74	4.84	0.18	0.36	99.32	1.01	0.70	8.35
D304		69.66	0.45	13.95	0.56	4.00	0.07	0.53	2.07	2.74	5.00	0.18	0.30	99.51	1.02	0.71	8.50
D15-3	流纹岩	69.59	0.52	14.25	3.64	1.26		0.45	2.10	1.37	4.86	0.18	0.67	98.89	1.26	0.53	10.08
D16-1	纹岩	70.18	0.52	13.24	1.82	3.38	0.07	0.50	1.44	2.37	4.84	0.24	1.14	99.74	1.13	0.69	10.04
D17-1	岩	68.94	0.50	13.25	3.67	2.94	0.06	0.48	1.12	2.50	4.60	0.21	0.91	99.18	1.19	0.69	13.01
平均(16)		70.75	0.44	13.40	0.76	3.66	0.06	0.48	1.79	2.55	4.90	0.16	0.46	99.42	1.06	0.71	12.05
世界平均 ^[3]	A(179)	73.77	0.27	12.45	1.23	1.50	0.06	0.22	0.81	3.94	4.63	0.05	0.58	99.51			13.40
	M(17)	67.24	0.49	15.18	1.94	2.35	0.11	4.73	4.27	3.97	1.26	0.09		98.63			2.37
	I(991)	69.17	0.43	14.33	1.04	2.29	0.07	1.42	3.20	3.03	3.40	0.11		98.59			2.27
	S(578)	70.27	0.48	14.10	0.56	2.87	0.06	1.41	2.03	2.41	3.96	0.15		98.31			2.38

注: 由宜昌地质矿产所实验室用经典湿法分析; 主量元素/10⁻²

均值与世界 A 型花岗岩^[9] 相近, 但与 M 型、S 型和 I 型花岗岩^[3] 相比, 则具有富硅、富碱, 贫铝、钙、镁特点(表 1)。其 FeO^{*}/MgO (FeO^{*} = FeO + 0.9 Fe₂O₃) 比值为 4.48~35.96 (平均 12.05), 明显高于一般 I 型(991 个样品平均值 2.27), S 型(578 个样品平均值 2.38), M 型(17 个样品平均值 2.37) 花岗岩^[3]; 碱质指数 KNA 0.53~0.82 (平均 0.71), 未达到碱性岩系的最低值 0.87, 反映出钙碱性岩浆作用的特点。铝质指数 AKNC 为 0.94~1.26 (平均 1.06), 其中花岗岩和碎斑熔岩 AKNC 分别为 0.94~1.07 (平均 1.02) 和 0.98~1.09 (平均 1.03), 为偏铝-弱过铝花岗质岩石; (英安) 流纹(斑) 岩 AKNC (1.13~1.26, 平均 1.19) 较大, 为强过铝花岗质岩石。所有样品的 TiO₂, FeO^{*}, Al₂O₃, MgO 和 P₂O₅ 均与 SiO₂ 呈良好的负相关关系(表 1), 表现出铁辉石、铁橄榄石、斜长石、磷灰石和钛铁矿等矿物分离结晶作用的特点。

3.2 稀土及微量元素特征

稀土及微量元素分析结果见表 2。西山火山-侵入杂岩代表性样品的稀土元素含量高, ΣREE (12) = 267.27 × 10⁻⁶ ~ 386.60 × 10⁻⁶ (平均 332.41 × 10⁻⁶), 为区域上 I 型花岗岩类的 2~3 倍, 而与澳大利亚 Lachlan 褶皱带中加博和蒙布拉两个 A 型花岗岩套的稀土元素总量接近^[2]; 轻重稀土比值 (L/H) 大 (6.69~11.15, 平均 8.70), 稀土元素的分馏作用明显; (La/Yb)_N = 7.13~15.29 (平均 10.55), 为轻稀土富集型; δ_{Eu} = 0.23~0.70, 铕亏损较显著, 表明岩石经历了较强地斜长石分离结晶作用。火山岩、碎斑熔岩和花岗岩稀土配分模式十分相似(图 2), 暗示其可能具有相同的物质来源。

西山杂岩不相容元素表现特征是除 Sr, P, Ti 外, 其余元素均大大高于原始地幔值, 为原始地幔中该元素丰度的数十倍至数百倍; 与世界平均 M 型、S 型和 I 型花岗岩^[3] 相比, 该杂岩的 Ga, Th, Y, Zr, Nb 明显偏高, Cr, Ni, V 等元素明显偏低, 而与世界 A 型

表 2 西山火山-侵入杂岩的稀土元素微量元素分析结果

Table 2 REE, trace element contents of Xishan volcanic-intrusive complex

样号	D102-1	D104-1	D109-1	D113-1	D5-1	D23-1	D103-2	D107-1	D107-2	D15-3	D16-1	D17-1	世界平均值 ^[3]			
	花岗岩				碎斑熔岩					流纹岩			A(148)M(17)I(99)S(578)			
Ga	19.00	19.03	24.27	19.46	19.98	20.47	22.42	20.44	19.67	26.03	23.28	22.73	24.6	15.0	16	17
Ba	784	503	1 331	119 860	505	578	565	1 331	167 1 331	507 1 331	370 1 331	308	352	263	538	468
Rb	218.10	287.50	183.92	162.00	258.40	277.20	239.87	198.20	155.20	201.24	174.00	185.39	169	17.5	151	217
Sr	82.93	76.17	129.62	174.50	57.90	65.92	60.53	133.00	140.60	138.78	155.54	115.13	48	282	247	120
Y	49.82	46.07	45.63	44.45	66.73	62.65	59.58	44.29	41.83	55.43	57.34	52.07	75	22	28	32
Zr	238.10	230.00	234.24	365.90	199.50	194.10	181.60	369.60	414.70	406.71	394.39	356.88	528	108	151	165
Nb	19.45	17.94	29.01	23.58	20.59	22.00	22.63	23.92	24.72	38.77	34.23	34.39	37	1.3	11	12
Th	33.20	31.90	30.19	20.69	31.62	43.49	35.33	28.78	22.62	31.01	28.84	28.37	23	1	18	18
Pb	40.91	33.62	41.87	28.45	43.56	43.49	49.41	34.87	32.15	45.58	41.10	39.38	24	5	19	27
Hf	7.39	7.08	7.23	9.94	6.51	6.39	6.37	10.21	11.22	11.68	11.20	10.27				
Ta	1.65	1.82	1.79	1.76	1.84	1.90	1.54	1.79	1.68	2.31	2.02	2.01				
U	6.55	6.60	5.35	3.28	6.07	8.01	6.72	3.52	3.08	5.30	5.33	5.15	5	0.4	4	4
Sc	6.03	4.78	8.93	11	3.95	4.53	8.11	7.54	9.22	11.49	11.68	12.32	4	15	13	12
V	7.26	20.06	26.40	68.39	4.38	4.20	6.38	21.7	30.07	17.70	22.08	0.53	6	72	60	56
Ni	3.71	2.71	5.77	8.48	2.23	2.87	4.93	4.26	4.68	6.27	6.71	6.17	< 1	2	7	13
Cr	3.39	4.12	29.43	14.69	3.39	3.12	21.34	8.35	7.61	28.76	14.25	20.23	3 ^[9]		27 ^[9]	46 ^[9]
Co	2.08	4.35	6.11	11.63	1.61	1.84	2.14	5.16	6.38	5.20	5.86	6.13				
Cu			12.16				10.01			15.33	18.25	25.66	2	42	9	11
Zn			102.53				77.08			108.83	135.96	140.13	120	56	49	62
La	75.72	53.80	68.90	58.38	62.94	67.03	59.21	76.90	70.60	77.78	70.63	68.82				
Ce	152.60	114.30	139.52	121.20	134.40	143.00	127.63	155.90	142.80	160.76	144.15	144.38				
Pr	17.46	13.03	15.79	13.89	15.58	16.58	14.76	17.38	15.95	18.62	16.96	16.96				
Nd	64.76	47.12	60.93	52.42	57.14	60.75	53.79	64.59	60.46	72.42	65.67	65.45				
Sm	11.87	9.39	11.98	9.92	11.57	12.01	11.20	11.66	10.96	14.47	13.49	13.32				
Eu	1.42	1.08	1.79	2.08	1.00	1.12	0.85	2.27	2.39	2.38	1.99	2.05				
Gd	10.43	8.60	10.43	9.24	11.11	11.06	10.68	9.98	9.64	11.77	10.99	11.25				
Tb	1.60	1.42	1.53	1.39	1.86	1.85	1.82	1.46	1.41	1.67	1.73	1.66				
Dy	8.70	7.87	8.74	7.76	10.97	10.49	11.68	7.78	7.59	11.04	10.22	10.10				
Ho	1.72	1.50	1.67	1.50	2.20	2.11	2.26	1.49	1.46	2.15	2.17	2.03				
Er	4.64	4.13	4.83	4.12	5.97	5.71	6.44	3.99	3.96	6.15	6.46	5.90				
Tm	0.68	0.60	0.60	0.61	0.89	0.82	0.84	0.59	0.52	0.86	0.82	0.82				
Yb	4.06	3.87	4.38	3.81	5.54	4.97	5.95	3.61	3.54	5.71	6.12	5.90				
Lu	0.62	0.57	0.67	0.60	0.80	0.74	0.84	0.57	0.56	0.82	0.88	0.81				
ΣREE	356.26	267.27	331.76	286.91	321.98	338.23	307.95	358.17	331.83	386.60	352.28	349.45				
Ga/Al	2.86	2.80	3.32	2.74	3.04	3.12	3.42	2.75	2.61	3.45	3.32	3.24	3.75	1.87	2.28	2.25
L/H	9.99	8.36	9.10	8.89	7.08	7.96	6.69	11.15	10.58	7.88	7.94	8.24				
δEu	0.38	0.36	0.48	0.66	0.66	0.29	0.23	0.63	0.70	0.54	0.48	0.50				
(La/Yb) _N	13.38	9.97	11.28	11.01	8.15	9.67	7.13	15.29	14.31	9.77	8.28	8.37				

注: 由中科院广州地球化学研究所 ICP-MS 实验室分析; 稀土元素微量元素/10⁻⁶
©1994-2016 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

花岗岩平均值^[3]十分接近(表 2)。在微量元素蜘蛛网图上不同地点不同岩性样品的微量元素分布型式相似, 表现为大离子亲石元素(Rb, Ba, La, Ce, Th,

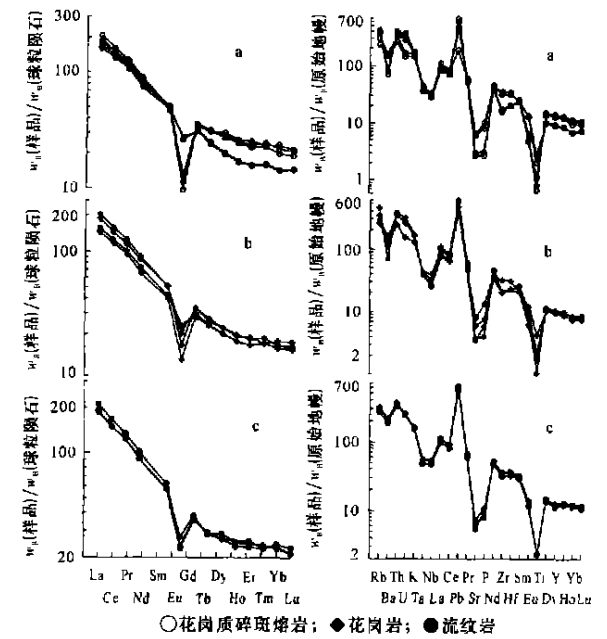


图 2 西山火山-侵入杂岩的稀土元素球粒陨石标准化配分图解^[10]和不相容元素原始地幔标准化配分图解^[11]

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle normalized spidergrams of Xishan volcanic-intrusive complex

U, K)的强富集和高场强元素(Y, Ta, Zr, Nb)的弱富集(图 2), 暗示其来源的一致性; 与相邻元素相比, Sr, P, Ti 负异常显著, 这可能是由于斜长石、磷灰石和钛铁矿等矿物的分离结晶作用所致。

3.3 Sr, Nd, Pb 同位素特征

Sm, Nd, Rb, Sr, Pb 含量和 Nd, Sr, Pb 同位素比值测试结果列于表 3 表 4 中, 并根据前述花岗岩、碎斑熔岩和流纹岩的形成年龄估算了它们的同位素组成参数。

由表 3 可以看出, 西山火山-侵入杂岩具有较高且相对一致的 Sr 同位素初始值(0.716 12 ~ 0.718 23), 说明其源区具有相似 Sr 同位素组成, 其中花岗岩为 0.716 12 ~ 0.718 19, 碎斑熔岩为 0.717 13 ~ 0.718 08, 流纹岩为 0.717 54 ~ 0.718 23, 总体上差别不明显; 本区主要岩石单元花岗岩、碎斑熔岩和流纹岩的 ϵ_{Nd} 值显示出较低地负值但变化范围小(−7.0 ~ −8.0), 分别为 −7.1 ~ −8.0, −7.0 ~ −7.9 和 −7.7, 也暗示其可能具有相同的物质来源。不同岩石单元的 Nd 模式年龄变化不大($T_{2DM} = 1^{517} \sim 1^{600}$ Ma), 同样说明了它们来源的一致性。西山火山-侵入杂岩这种较低的 ϵ_{Nd} 值和较高的 Sr 初始值, 显示出富集源区特征。高的 SiO₂ 和低的 ϵ_{Nd} 值表明岩浆主要来源于地壳。

表 3 西山火山侵入杂岩的 Sr-Nd 数据

Table 3 Nd-Sr isotopic data for xishan volcanic intrusive complex

样号	年龄	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±	I(Sr)	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	I(Nd)	εNd	T _{2DM}
D102-1 *	156	226.6	87.55	7.482	0.734 82	5	0.718 19	12.82	68.90	0.1125	0.512 175	8	0.512 060	−7.4	1 544
D104-1 *	156	293.0	81.18	10.440	0.741 09	5	0.717 94	9.273	46.24	0.121 3	0.512 172	8	0.512 048	−7.6	1 563
D104-1-1 *	156	297.6	79.46	10.730	0.741 23	3	0.717 43								
D109-1 *	156	188.6	136.10	4.003	0.726 48	6	0.717 55	11.760	63.12	0.112 7	0.512 190	7	0.512 075	−7.1	1 521
D113-1	156	160.5	180.70	2.566	0.721 81	1	0.716 12	10.100	51.55	0.118 5	0.512 146	7	0.512 025	−8.0	1 600
D5-1 *	156	256.8	59.76	12.440	0.745 23	5	0.717 64	11.620	57.86	0.121 5	0.512 198	9	0.512 070	−7.2	1 528
D23-1 *	156	269.6	65.93	11.830	0.744 31	4	0.718 08	11.820	59.98	0.119 3	0.512 191	6	0.512 069	−7.2	1 530
D103-2	156	246.9	64.84	11.020	0.743 20	1	0.717 59	12.820	63.86	0.121 4	0.512 157	7	0.512 033	−7.9	1 587
D107-1 *	156	197.0	137.90	4.125	0.726 88	2	0.717 73	8.104	42.37	0.115 7	0.512 187	11	0.512 069	−7.2	1 530
D107-2 *	156	163.3	147.60	3.173	0.724 67	3	0.717 59	11.440	62.57	0.110 7	0.512 175	7	0.512 062	−7.3	1 541
D301 *	156	197.2	126.30	4.503	0.727 12	3	0.717 13	11.970	65.20	0.111 1	0.512 191	5	0.512 078	−7.0	1 517
D302 *	156	192.2	135.30	4.090	0.726 48	9	0.717 32	11.570	62.49	0.112 1	0.512 178	10	0.512 064	−7.3	1 539
D304 *	156	199.4	137.60	4.188	0.726 99	4	0.717 70	12.470	67.38	0.112 0	0.512 157	8	0.512 043	−7.7	1 572
D16-1 *	154	182.6	166.20	3.172	0.724 64	3	0.717 70	12.900	68.95	0.113 2	0.512 160	9	0.512 046	−7.7	1 569
D17-1 *	154	189.1	119.80	4.559	0.727 52	1	0.717 54	12.900	69.36	0.112 5	0.512 157	8	0.512 044	−7.7	1 573
D15-3 *	154	202.4	142.70	4.097	0.727 20	4	0.718 23								
D401 *	154	146.0	208.30	2.023	0.722 29	4	0.717 86								
D410 *	154	190.1	176.10	3.118	0.724 42	6	0.717 59								

注: 宜昌地质矿产研究所同位素化学实验室测定; 同位素含量为 10^{−6}; Sr 同位素数据引自付建明等, 其余为本文资料。

2 个全岩和 2 个长石的铅同位素数据(表 4)显示,杂岩体具有较高地 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值(18.644 ~ 18.982)和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值(15.684 ~ 15.784),可能反映了源区在地幔上涌流体交代作用下具有“富集型”元素组合的特点^[12]。

表 4 西山火山侵入杂岩的 Pb 同位素数据
Table 4 Pb isotopic data for Xishan volcanic intrusive complex

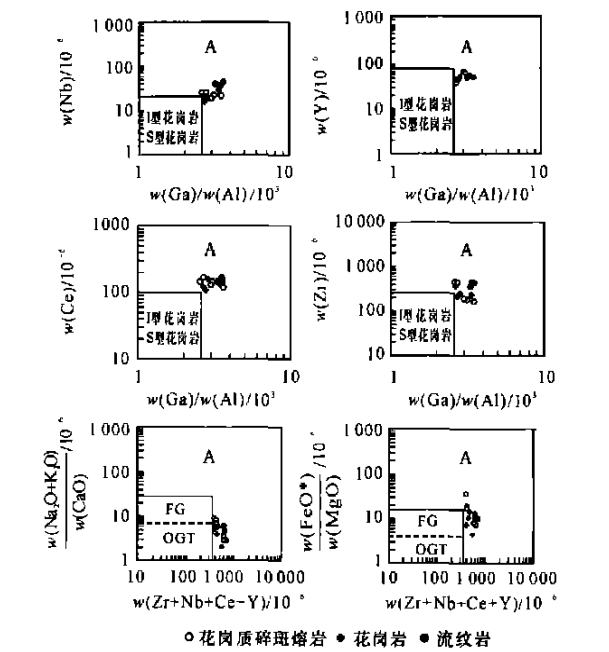
样号	样品名称	$\frac{^{206}\text{Pb}}{\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{\text{Pb}}$	表面年龄/Ma	μ	φ 值	Th/U
D5-1	长石	18.741 ± 0.01	15.759 ± 0.01	39.074 ± 0.01	123	9.74	0.579	3.85
D113-1	长石	18.644 ± 0.01	15.684 ± 0.01	38.818 ± 0.01	102	9.64	0.577	3.79
D5-1*	全岩	18.916	15.784	39.317	31.9		0.517	3.87
D17*	全岩	18.982	15.783	39.473	— 16.7		0.567	3.89

* 据湖南地调院(2003 年资料);同位素比值由宜昌地矿所同位素地球化学室测定,其余为本文测定。

4 铝质 A 型花岗岩类型的厘定及构造意义

西山火山-侵入杂岩富硅碱而贫钙镁,准铝-过铝质,富含稀土元素和高场强元素(Y, Zr, Nb),具有较高地 FeO^*/MgO 值(12.05)。杂岩的 FeO^*/MgO 值与世界典型的 A 型花岗岩的平均值(13.40)接近^[9],其变化范围(4.48 ~ 35.96)与澳大利亚 Lachlan 褶皱带中的铝质 A 型花岗岩相差不大(4.16 ~ 35.3, 平均值 13.1)^[13],但明显高于全球典型 I 型(2.27), S 型(2.38)和 M 型(2.37)花岗岩^[3]。杂岩的 Ga/Al 值(2.61 ~ 3.45, 平均 3.06)和 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 组合值($391.44 \times 10^{-6} \sim 661.67 \times 10^{-6}$, 平均 516.96×10^{-6})明显高于 A 型花岗岩的下限值 2.6×10^{-4} 和 350×10^{-6} ^[3]。岩石富含高场强元素,在 $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}-\text{Zr}, \text{Nb}, \text{Ce}, \text{Y}$ 以及 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 对 FeO^*/MgO 和 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 图解上,西山火山-侵入杂岩均落在 A 型花岗岩区域,而与分异的 I, S 花岗岩明显不同(图 3)。前面已经提及岩石中未见继承锆石(核),这与一般的 S 型花岗岩常见继承锆石(核)明显不同,显示该杂岩体的形成温度较高,岩体中出现高温石英也证明了这一点,表明源区岩石经历了较充分的熔融,这也是形成 A 型花岗岩的重要条件^[14]。另外,在花岗质碎斑熔岩中见有铁橄榄石,它是 A 型花岗岩的常见镁铁质矿物之一。^[15, 16]

A 型花岗岩的构造环境可分为两种,非造山和造山后环境。研究区 A 型花岗质岩石在 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解中绝大多数样品落在板内花岗岩区^[13](图 4)。在 Eby 设计的 Nb-Y-Ce 和 Nb-Y-Ga 图(图 5)上,西山火山-侵入杂岩落在 A₂ 区。结合岩石其他地球化学特征和同位素资料分析,笔者认为西山杂岩应为与造山后伸展构造体制有关的铝质 A 型花岗质岩石。



A—A 型花岗岩区; FG—分异的长英质花岗岩区;
OGT—未分异的 M, I 和 S 型花岗岩区
图 3 $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 Zr, Nb, Ce, Y 和 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 对 FeO^*/MgO ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 判别^[3]
Fig 3 $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs Zr, Nb, Ce, Y and $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ vs FeO^*/MgO ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ diagrams of Xishan volcanic intrusive complex

A 型花岗岩既可以形成于非造山板内构造环境并具有碱性岩的特征,也可以形成于造山后的造

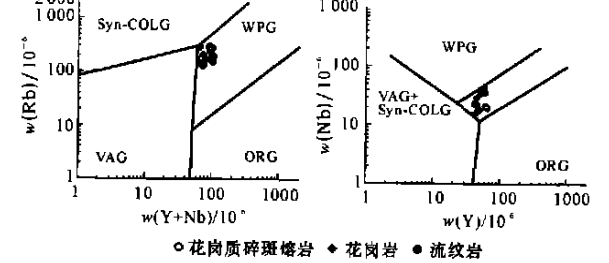


图 4 西山杂岩的 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解^[13]
Fig. 4 Rb vs. Y+Nb and Nb vs. Y diagrams of Xishan volcanic intrusive complex

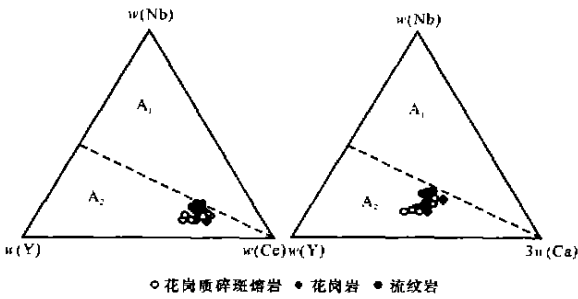


图 5 西山杂岩的 A₁-A₂ 型花岗岩判别图^[4]

Fig. 5 triangular plot of A₁ and A₂ granitoids

山带环境, 具有相对含水铝质甚至过铝质的特点。铝质 A 型花岗岩虽然与 A 型花岗岩在岩石地球化学特征上存在一定差异, 但是, 其共同特点都是形成于拉张环境中^[4, 17, 18]。Anderson^[19] 和 Whalen^[3] 研究认为, A 型花岗岩的源岩可以是抽提了 S 型花岗岩熔体的变沉积岩。与世界典型的 A 型花岗岩和中国东南沿海的 A 型花岗岩不同, 西山火山-侵入杂岩的低 ϵ_{Nd} 值和高 $I(Sr)$ 值的同位素组成特征显示其直接来源于地壳物质, 说明地壳物质的部分熔融也可以形成 A 型花岗岩, 但这并不排除在伸展环境下有地幔物质的参与。Skjerlie 等^[20] 的实验研究也证实, A 型花岗岩源区物质不一定经历过早期的熔融抽提作用, A 型花岗岩的成因是十分复杂的。钕同位素研究表明, 西山火山-侵入杂岩的 T_{2DM} 年龄在 1 517~1 600 Ma 之间, 低于中国东南中生代花岗岩 1.7~2.0 Ga 的 Nd 模式年龄集中区^[21], 也比区域上铜山岭花岗闪长岩岩浆源区地壳端元组分的年龄 ($1\,753 \pm 26$) Ma^[22] 和道县玄武岩中的片麻岩包体的变质年龄 ($1\,964 \pm 164$) Ma^[23] 小得多。低 Nd 模式年龄可能有两种解释, 一是源岩形成年龄年轻, 二是花岗岩形成时有新生地幔物质的加入。由于本区基底岩石的 T_{DM} 年龄不倾向年轻基底地壳的存在^[21], 这种相对低的 Nd 模式年龄花岗岩可能反映了由于拉张作用导致地幔物质的加入以及地壳质量的净增长。因此西山火山-侵入杂岩可能直接源于地壳物质的部分熔融, 成岩过程中有少量地幔物质参与。岩体中出现铁橄榄石、铁辉石单晶和超镁铁岩包体也佐证了这一点。

长期以来, 华南中生代大地构造背景一直受到广大地质学家的密切关注。已有资料表明, 中生代早期 180 Ma 以来湘东南或华南地区已属于陆内造山作用阶段, 到晚中生代华南陆块处于陆内非造山阶段^[24, 25]。中生代构造应力场从挤压到拉张的转变发

生在早白垩世 (140 Ma)^[26, 27]。华南地区海西-印支期、燕山早期的岩浆活动以过铝质 S 型花岗岩为主, 其构造环境无疑应以碰撞挤压为主, 但此期间仍存在多次拉张事件: 如湘南的汝城县、道县、宁远县和宜章县一带碱性玄武岩 (175~178 Ma)、赣南双峰式火山岩 (160~180 Ma)^[28]、湘东南的高钾花岗闪长岩带 (177~181 Ma)^[29] 和桂东南钾质侵入岩带 (158~181 Ma)^[30~32] 都与中生代华南地区岩石圈伸展减薄有关。与西山杂岩处在同一深大断裂上的骑田岭花岗岩 (155~160 Ma)^[33], 汪雄武等^① 最近的研究也认为, 它具有铝质 A 型花岗岩的岩石地球化学特征, 其形成时间与西山铝质 A 型花岗质火山-侵入杂岩相近, 推测中侏罗世在华南内陆沿北东方向有可能存在一个 A 型花岗岩带。其位置与 Gilder 等^[34]、洪大卫等^[35]、Chen and Jhan^[25] 和陈江峰等^[23] 在浙赣湘桂地区识别出的一条北东向高 ϵ_{Nd} 、低 T_{DM} 花岗岩带近于一致, 该带被认为是华夏陆块与扬子陆块之间碰撞对接带^[35], 构造相对薄弱, 是岩石圈地幔上涌和岩石圈伸展-减薄的有利地区。中侏罗世晚期, 随着挤压造山作用的结束, 造山带崩塌, 软流圈上隆, 岩石圈强烈伸展减薄、热流值的上升, 引起中、下地壳物质的熔融, 从而形成了造山后的西山 A 型花岗质火山-侵入杂岩。中生代晚期 (135~140 Ma) 进一步拉张和裂谷化, 地幔物质上涌, 形成具有板内构造背景和软流圈来源地球化学特征的湘南火山岩和基性岩脉^[36, 37]。上述构造岩浆组合反映了华南内陆由早中生代强烈挤压造山作用向晚中生代大规模伸展的发展和演化过程, 为研究华南地区中生代地球动力学体制的转变提供了重要的岩石学证据。

5 结论

(1) 湘南西山火山-侵入杂岩在岩石化学组成上富硅、富碱、准铝-过铝质, 其高的 FeO^*/MgO 值和 Ga/Al 值以及富高场强元素, 显示该杂岩体具有 A 型花岗岩的地球化学特征。因此, 西山火山-侵入杂岩应为铝质 A 型花岗质岩石, 而不是典型的 S 型花岗岩, 形成于挤压向拉张转变的造山后构造环境。

(2) 同位素资料表明, 西山火山-侵入杂岩的成

① 汪雄武. 湘南骑田岭 A 型花岗岩成因研究, 地球化学 (待刊).

岩物质主要来源于地壳,但可能有少量新生地幔物质的加入。A 型花岗岩的源岩可以是典型的 S 型花岗岩源区,而不仅仅局限于 I 型或大量抽提了 S 型花岗岩物质后的地壳源区。

(3)早中生代晚期,在华南内陆沿北东方向可能存在一个 A 型花岗岩带,其位置与华夏陆块与扬子陆块之间碰撞对接带近于一致。

(4)西山火山-侵入杂岩中出露的 3 个主要岩石单元(流纹岩、碎斑熔岩及花岗岩)同时间、同空间,在物质来源上也具有同源性,表明它们是产于一个剥蚀较深的破火山机构中的一套典型的火山-侵入杂岩。

撰写过程中,康先济、赵子杰研究员提出了许多宝贵意见,野外期间得到了湖南地调院刘耀荣高工的大力帮助,在此致以深切感谢。

[参 考 文 献]

- [1] Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and Origin of anorogenic granites[J]. Geological Society of America Abstracts with programs, 1979, 11: 468.
- [2] Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1982, 80: 189~200.
- [3] Whalen J B, Carre K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 95: 407~419.
- [4] Eby G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations of their petrogenesis[J]. Lithos, 1990, 26: 115~134.
- [5] Eby G N. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20: 641~644.
- [6] 莫柱孙, 叶伯丹, 潘维祖. 南岭花岗岩地质学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- [7] 湖南省地质矿产局. 湖南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
- [8] 付建明, 马昌前, 谢才富, 等. 湘南西山花岗岩质火山岩-侵入杂岩中发现超镁铁岩包体[J]. 矿物岩石, 2003, 23(3): 13~15.
- [9] Turner S P, Foden J D, Morrison R S. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia[J]. Lithos, 1992, 28: 151~179.
- [10] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[A]. In: Henderson P. Rare earth element geochemistry[C]. Elsevier, 1984. 63~114.
- [11] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D, Norry M J (eds). Magmatism in the ocean Basins[C]. Geol. Spec. Pub., 1989, 42: 313~345.
- [12] Zindler A. Chemical geodynamics[J]. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986, 14: 493~571.
- [13] Pearce J A, Harris P N, Trindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrol. 1984, 25: 956~983.
- [14] Clemens J D, Holloway J R, White A J R. Origin of an A-type granite: experimental constraints[J]. Am. Mineral, 1986, 71: 317~324.
- [15] 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 等. 广东龙口南昆山铝质 A 型花岗岩的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 22(1): 1~10.
- [16] Elliott B A, Ramo O T, Nironen M. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88~1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland Granitoid Complex[J]. Lithos, 1998, 45: 109~129.
- [17] 洪大卫, 郭文岐, 李戈晶. 福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化[M]. 北京: 北京科技出版社, 1987.
- [18] Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis[J]. Geological Journal, 1990, 25: 261~270.
- [19] Anderson J L, Thomas W M. Proterozoic anorogenic two-mica granites: Silver Plume and St. Vrain batholiths[J]. Geology, 1985, 13: 177~180.
- [20] Skjerfve K B, Johnston A D. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implication for the generation of A-type granites[J]. Geology, 1992, 20: 263~280.
- [21] 陈江峰, 郭新生, 汤加富, 等. 中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1999, 35(6): 649~658.
- [22] 王岳军, 范蔚茗, 郭锋, 等. 湘东南中生代花岗闪长岩锆石 U-Pb 法定年及其成因指示[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(9): 745~751.
- [23] 郭锋, 范蔚茗, 林舸, 等. 湖南省道县片麻岩包体的岩石学特征与年代学研究[J]. 长春地质学院学报, 1997, 27(1): 25~30.
- [24] 赵振华, 包志伟, 张伯友. 湖南中生代玄武岩类地球化学特征[J]. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 7~14.
- [25] Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence[J]. Tectonophysics, 1998, 284: 101~133.
- [26] 李献华. 华南地壳增长和构造演化的年代学格架与同位素体系制约[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1993, 12(3): 113~115.
- [27] 包志伟, 赵振华, 熊小林. 广东恶鸡脑碱性正长岩的地球化学及其地球动力学意义[J]. 地球化学, 2000, 29(5): 462~469.
- [28] 陈培荣, 孔兴功, 王银喜, 等. 赣南燕山早期双式火山-侵入杂岩的 Rb-Sr 同位素定年及意义[J]. 高校地质学报, 1999,

5(4) : 379~383.

[29] 王岳军, 范蔚茗, 郭锋, 等. 湘东南中生代花岗闪长岩锆石 U-Pb 法定年及其成因指示[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(9): 745~751.

[30] 徐磊明, 袁忠清. 清湖二长岩锆石 U-Pb 同位素年龄及其地质意义[J]. 广西地质, 1992, 5(3): 225~235.

[31] 李献华, 周汉文, 刘颖, 等. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征[J]. 科学通报, 1999, 44(18): 1992~1998.

[32] 郭新生, 陈江峰, 张巽, 等. 桂东南富钾岩浆杂岩的 Nd 同位素组成: 华南中生代地幔物质上涌事件[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 19~27.

[33] 朱金初, 黄革非, 张佩华, 等. 湖南骑田岭岩体菜岭超单元花岗岩侵位年龄和物质来源研究[J]. 地质论评, 2003, 49(3): 245~252.

[34] Gilder SA, Gill J, Coe RS. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China[J]. Journal Geophys. Res. 1996, 101(B7): 16137~16154.

[35] 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 花岗岩研究的同位素地球化学方法——以华南花岗岩为例[A]. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨主编: 花岗岩研究思维与方法[C]. 北京: 地质出版社, 2002.

[36] 黄国祥, 兴田—宁远—道县一带玄武质火山岩的地球化学研究[J]. 湖南地质, 1989, 8(3): 33~38.

[37] 郭锋, 范蔚茗, 林舸. 湘南中生代玄武岩浆成因与岩石圈—软流圈相互作用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(1): 1~4.

Geochemistry and tectonic setting of Xishan aluminous A-type granitic volcanic-intrusive complex, Southern Hunan

FU Jian-ming^{1, 2}, MA Chang-qian¹, XIE Cai-fu², ZHANG Ye-ming², PENG Song-bai²

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

2. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Hubei Yichang 443003, China)

Abstract: Xishan volcanic-intrusive complex, with exposure area of about 705 km² in Southern Hunan occurs in the western part of Nanling E-W tectonic magmatic belt. Petrochemically, the complex is metaluminous to peraluminous(0. 94~1. 26) , rich in SiO₂, K₂O+Na₂O, poor in CaO, MgO, and is characterized by high FeO^{*}/MgO ratio (with an average of 12. 05), which is similar to those of A-type granite and different from the ordinary S- and I-type granites. Xishan complex is rich in Ga and Nb, Ta, Zr and other high field strength elements, and depeleted in Sr, P, Eu, Ti, which can well be analogued to the known A-type granites in the world. Isotopically, the Complex is higher in initial Sr ratios (Isr=0. 716 12~0. 718 23) , lower in εNd (- 7. 0~ - 8. 0) ; their T_{2DM}(1 517~1 600 Ma) is slightly lower than those of the metamorphic basement and Mesozoic granitoids in the southern-eastern China, indicating that the complex was mainly derived from crustal material, but had a little influence of mantle-derived materials. Based on the major and trace element data as well as isotopic features, it is suggested that Xishan volcanic-intrusive complex belong to the post-collisional aluminous A-type granite. It is commonly accepted that A-type granite was derived from the I-type sources or crustal sources from which S-type melt has been extracted. The preliminary study on Xishan volcanic-intrusive complex shows that A-type granite can be directly derived from typical S-type crustal sources, its petrogenesis mechanism need further investigation. According to the geological characteristics and combining with the regional tectonic evolution, it is reasonable that the formation of Xishan complex should be related to the asthenospheric upwelling and lithospheric extension and thinning during the Mesozoic.

Key words: volcanic-intrusive complex ; A-type granite; geochemistry; tectonic setting ; Xishan; Southern Hunan

[英文审定: 杨家喜]