

相山破火山口火山杂岩体的岩石学研究

方锡珩 侯文尧 万国良

(北京铀矿地质研究所)

相山破火山口位于华南褶皱系的华夏褶皱带北西侧,发育于震旦系的基底变质岩之上。由于晚侏罗世强烈的火山活动,特别是最末一次剧烈而快速的大体积喷发,过渡岩浆室产生空腔而塌陷,次火山岩沿环状断裂侵入,形成了由酸性—中酸性的熔岩、火山碎屑岩夹沉积岩和次火山岩构成的火山杂岩体。

破火山口在平面上呈长轴近东西向的椭圆形,面积约数百平方公里,四周基底均向中心倾斜,东陡西缓,呈不对称的漏斗状,据卫星照片解释等各种地质资料推测其中心为火山口(见图1)。破火山口的北、东、南三面均以环状塌陷构造为边界,而西部由于沿基底北东、北西向的老构造复活,产生阶梯状的塌陷,并形成许多菱形断块。

这一破火山口为我国东南部中生代火山岩带的一个组成部份,火山岩及次火山岩中赋存有铀矿化,受区域断裂和火山构造联合控制。因此,对该火山杂岩体的详细研究对了解我国东南部中生代的火山活动方式、物质来源、破火山口的形成机制、火山构造与矿化的关系,火山岩区域找矿评价依据等方面,无论在理论上或生产实践上都具有一定意义。

一、火山杂岩体的岩石学特征

这个破火山口的侏罗系上统的火山岩系为四层火山岩及四层沉积岩(砂砾岩、砂

岩、粉砂岩)呈互层状产出,分属打鼓顶组(J_3d)和鹅湖岭组(J_3e)。但沉积岩厚度很小(5—20米),主要由巨厚的火山岩组成。

1. J_3d^2 流纹质熔结凝灰岩:晶屑很少,约占全岩的5—10%,为石英和钾长石。肉眼可见大量的小饼状体(或称火焰石)密集平行排列,饼状体一般长5—20毫米,宽1—3毫米。镜下见大量变形的玻屑定向排列,构成清晰的似流动构造,熔结程度中等,常遭受不同程度的钠长石化。为本区第一次火山活动产物,厚20—36米,分布范围局限,主要分布于破火山口的北部及东部。

2. J_3d^4 流纹英安岩:块状构造,顶底部常具流动构造,顶部有时可见块熔岩。斑状结构,斑晶约占25—30%,斜长石(An_{25-38})10—15%,钾长石10—12%,石英3—5%,黑云母1—3%,偶见角闪石。斜长石具强烈的水云母化及碳酸盐化,黑云母均暗化,常被绿泥石取代。副矿物主要为磷灰石、锆石和磁铁矿。基质为霏细结构、球粒结构、显微嵌晶结构和显微粒状结构。为本区第二次火山活动产物,厚度较大,100—300米,分布面积较广,主要分布于北部、西部及东北部。是矿田的含矿主岩之一。

3. J_3e^2 流纹质熔结凝灰岩:晶屑较多,约35—45%,石英和透长石各占一半,有少量斜长石。肉眼可见一些大饼状体,一般长

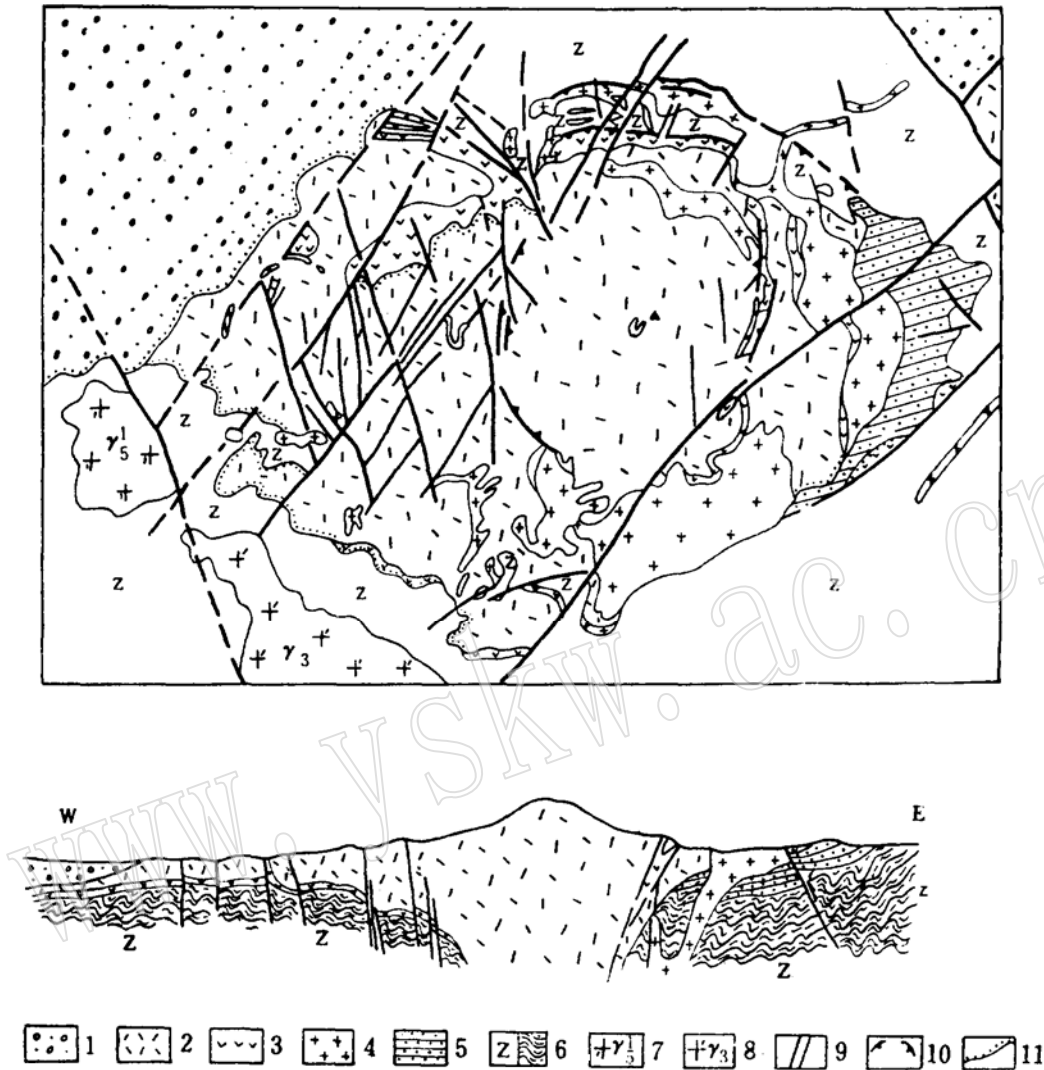


图 1 相山破火山口地质示意图

1— K_2 紫红色砂砾岩；2— J_3e^4 碎斑流纹岩；3— J_3d^1 — J_3e^3 流纹质熔结凝灰岩、流纹英安岩夹砂岩、砂砾岩；4—次花岗岩岩；5— T_3 — J_1 砂岩、粉砂岩；6—Z变质岩；7—印支期花岗岩；8—加里东期花岗岩；9—断裂构造；10—环状破裂带；11—地层不整合或假整合界线。

1—5厘米，宽0.3—0.7厘米，饼状体中亦见有少量晶屑。胶结物中有大量不同程度变形的玻屑定向排列，似流动构造清晰，熔结程度中等。该层底部常有厚约1米的未熔结凝灰岩。为本区第三次火山活动产物，分布面积较广，仅南部缺失，但厚度不大，仅5—20米。

4. J_3e^4 碎斑流纹岩：块状构造，偶见柱

状节理。常含一些岩屑或角砾，一般在3—5%，以底部较多，局部可达20%以上，成份以基底的黑云母石英片岩为主。

斑状结构，斑晶数量很多，约占全岩的50—60%，斑晶多呈碎裂状，一般粒径2—5毫米。部份小碎斑为0.1—0.5毫米。透长石约占18—22%，石英25—30%，斜长石8—10%，黑云母1—3%。透长石经费氏台、光X

衍射和红外光谱测定为低透长石。斜长石为30—55号的中长石，部份具环带结构。石英多具高温 β 石英假相的六方双锥形态，熔蚀较强。黑云母一般无暗化边，常呈弯曲或挠曲状。透长石和石英常见再生包含结构边，透长石的再生边包含许多石英微粒，而石英的再生边包含许多钾长石微粒。副矿物主要为锆石、磷灰石、褐帘石及磁铁矿等。

基质为显微花岗结构，由石英、长石和少量黑云母鳞片组成，根据基质的粒度可以进行分相，由中间相经过渡相至底板相粒度逐渐由粗变细(顶部相已被剥蚀)，中间相粒径20—100微米，过渡相为2—20微米，底板相为隐晶质到玻璃质。各相之间是逐渐过渡的，其间并无明显界线。底板相镜下可见“似流动构造”和“饼状体”，与熔结凝灰岩的结构极为相似，我们认为是极粘稠的酸性岩浆产生熔离之后流动时所形成的。

碎斑流纹岩是本区最强烈的一次火山活动的产物，分布于整个破火山口范围内，厚度巨大，在200—1000米以上。构成整个火山杂岩体的主体。由于快速大体积的喷出而产生塌陷形成了破火山口，从而结束了地面的火山活动。碎斑流纹岩为本区含矿主岩之一，矿体多赋存于其底部。

该岩石曾定名为黑云母微花岗斑岩、凝灰熔岩、熔结凝灰岩、自碎次花岗斑岩等。这种岩石在华南各省均陆续发现，以福建省最为发育，称为酸性碎斑熔岩。关于这类岩石的定名，在全国地质界引起了长期的争论，定名有十二种之多。归纳起来可分三类：①次火山岩，②熔结凝灰岩，③熔岩。

我们通过对这个破火山口及其他八个相邻火山盆地的工作和对比，发现该岩石均位于侏罗系上统火山岩系的顶部，其上无顶盖(或残留顶盖)，与下伏地层整合接触，层位可以对比，这作为次火山岩是很难解释的。同时该岩石中间相基质结晶程度相当

高，作为熔结凝灰岩亦不妥。它是近火山口的侵出相和溢流相的产物，由于堆积巨厚、冷却缓慢而结晶程度高^①。

至于岩石的定名，我们认为酸性碎斑熔岩似不妥，因为酸性熔岩无论它是否具流动构造均定名为流纹岩(少数特殊变种除外，如黑曜岩，珍珠岩等)。故建议定名为“碎斑流纹岩”。

5. 次花岗斑岩：斑状结构或似斑状结构，斑晶由钾长石、石英、斜长石等组成，粒径一般0.5—1厘米。比较大的次火山岩体，以钾长石大斑晶为特征，长达2—3厘米。基质为显微花岗结构，局部为显微伟晶结构，其矿物相对含量为：钾长石35—40%，石英30—35%，斜长石20—25%，黑云母3—5%，钾长石经费氏台，X光衍射及红外光谱测定为高一中正长石。石英多具高温 β 石英假相的六方双锥形态，斜长石为24—30号的更长石，黑云母多绿泥石化。副矿物<1%主要为磷灰石、锆石，褐帘石及磁铁矿等，多包裹于黑云母中。

次花岗斑岩侵入于火山活动晚期塌陷所产生的环状断裂中，围绕破火山口的北、东、南三面呈半环状分布。在北部，次花岗斑岩的产状受火山活动前形成的推覆体构造和火山塌陷构造联合控制，形成一系列由板状或直立管状组合形成的复杂形态，并有许多次火山岩体隐伏于推覆体之下，形成盲岩体。它也是本区的含矿主岩，特别是在北部，矿体大多赋存于其中。

6. 次石英闪长玢岩：斑状结构，斑晶约占全岩的20—35%，斜长石10—20%，石英5—7%，黑云母3—5%，还有少量普通辉石，偶见钾长石。斜长石斑晶大，一般1—3厘米，个别可达5厘米，为An35—45的中

① 王传文、侯文尧 相山碎斑流纹岩特征及其成因机制。待刊稿

长石。黑云母呈褐色，常包裹许多磷灰石微晶。普通辉石多被绿泥石、蛇纹石及碳酸盐取代，仅有个别斑晶残留。副矿物主要为磷灰石、磁铁矿和少量锆石。基质为半自形粒状结构或柱粒结构，主要为斜长石、黑云母及闪石（闪石几乎全被碳酸盐交代）。斜长石约占40—45%，黑云母10—15%，闪石10%左右。整个岩石碳酸盐化较强，其次还有绿泥石化和水云母化。

次石英闪长玢岩是本区火山活动最晚期的产物，它侵入于北部的塌陷构造中，与矿

化空间关系密切，本破火山口北部各主要地段的深部均可见到该岩石，呈小岩株或岩墙状产出。

二、火山杂岩体的岩石化学特征

本破火山口的火山杂岩的岩石化学全分析数据列于表1。区内岩石除次石英闪长玢岩偏中性，流纹英安岩为酸性外，其余均为酸性或超酸性岩，整个火山活动没有由中基性向酸性的演化趋势。火山活动一开始即为酸性随后酸度降低，在火山作用中晚期

岩石化学全分析平均值表

表 1

层位	岩性	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总量
J ₃ d ²	流纹质熔结凝灰岩	3	70.11	0.214	14.28	2.81	1.18	0.022	0.30	0.94	0.09	7.85	0.315	1.99	100.101
J ₃ d ⁴	流纹英安岩	3	68.25	0.376	14.17	1.07	2.12	0.076	0.75	1.65	5.28	2.77	0.131	2.35	98.993
J ₃ e ²	流纹质熔结凝灰岩	4	76.77	0.081	12.04	0.96	0.67	0.035	0.13	0.43	4.77	2.54	0.018	1.73	100.174
J ₃ e ⁴	碎斑流纹岩	9	74.95	0.170	12.84	0.07	1.70	0.036	0.31	1.39	4.95	2.72	0.077	0.60	99.813
	次花岗斑岩	8	69.20	0.371	14.46	0.65	2.25	0.060	0.67	1.89	5.32	2.85	0.097	1.39	99.208
	次石英闪长玢岩	2	62.27	0.665	14.09	0.81	3.66	0.090	2.04	3.41	3.39	3.44	0.195	4.58	98.640

岩石里特曼标准矿物计算法结果表

表 2

层位	岩性	Q	Or	Pl	Bi	Ms	Hy	Cpx	Cd	Ap	Il	Mt
J ₃ d ⁴	流纹英安岩	26.85	54.81	12.15	3.96				1.01	0.28	0.43	0.50
J ₃ e ²	流纹质熔结凝灰岩	40.73	53.85			2.97			2.04	0.03	0.08	0.24
J ₃ e ⁴	碎斑流纹岩	35.79	49.48	11.69	2.37				0.09	0.14	0.16	0.28
	次花岗斑岩	26.09	47.41	21.09	3.11				1.29	0.14	0.42	0.45
	次石英闪长玢岩	19.09	30.62	38.37			6.68	2.16		0.44	0.69	1.05

Q—石英；Or—钾长石；Pl—斜长石；Bi—黑云母；Ms—白云母；Hy—紫苏辉石；Cpx—单斜辉石；Cd—堇青石；Ap—磷灰石；Il—钛铁矿；Mt—磁铁矿。

酸度达到最高峰，末期明显下降。反映整个岩浆系列的演化，不是单方向渐进式的，而是波浪式的。

岩石化学全分析数据按里特曼 (A. Rittmann) 标准矿物法进行计算，各岩石的

标准矿物成分列于表2中（所采集的J₃d²熔结凝灰岩岩石样品均遭受强烈的钠长石化，故未进行计算），并将计算结果投影于斯特列卡森双三角图中（图2）。从图中可看出火山活动末期岩浆的酸碱度明显降低。

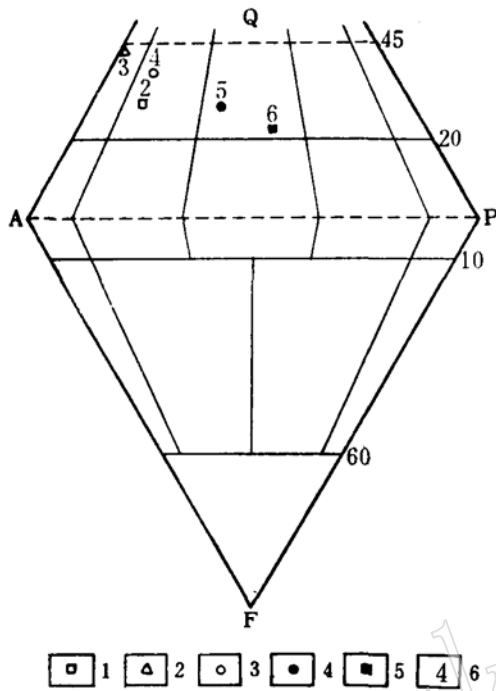


图 2 斯特列卡森双三角图

1—流纹英安岩, 2—流纹质熔结凝灰岩, 3—碎斑流纹岩, 4—次花岗斑岩, 5—次石英闪长玢岩, 6—样品序号。

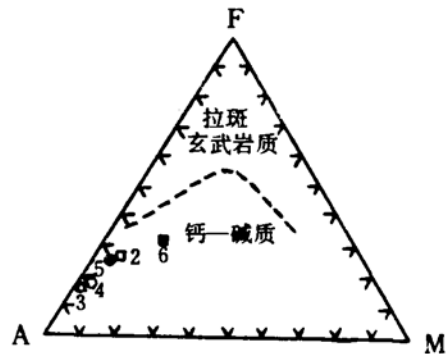


图 4 AFM三角图 (图例同图2)

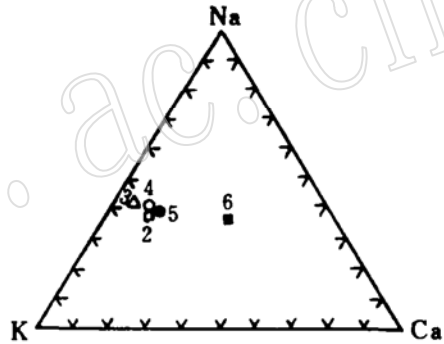


图 5 Ca-Na-K三角图 (图例同图2)

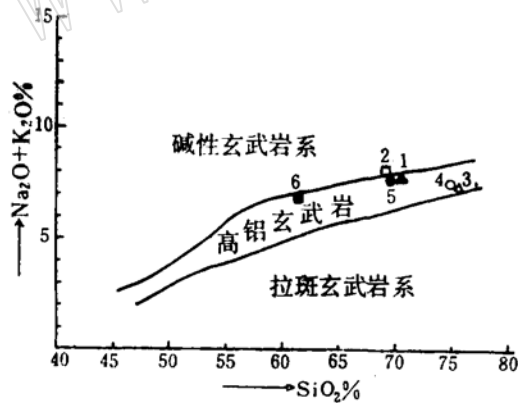


图 3 (Na₂O + K₂O) 对 SiO₂ 变异图 (图例同图 2)

由于区内岩石均 $CaO < K_2O + Na_2O$, 没有 $CaO > K_2O + Na_2O$ 的岩石, 因而无法求出钙碱指数, 其里特曼指数为 1.84—2.56 属钙碱性高铝玄武岩系列。在 $K_2O + Na_2O$ 对 SiO_2

的变异图中 (图 3), 投影点集中于狭窄的高铝玄武岩区中, 反映区内岩石均属于钙碱性的高铝玄武岩系。

在 AFM 三角图中 (图 4), 岩石的投影点都位于钙碱性区域, 且靠左下角, 反映岩石均偏碱而贫铁镁, 仅次石英闪长玢岩含铁镁较高。在 Ca-Na-K 三角图中 (图 5), 岩石的投影点靠近 K-Na 边, 且相对靠近 K 点 (仅次石英闪长玢岩外) 反映岩石偏碱富钾而贫钙。

三、岩石的铀钍丰度及其配分

本区破火山口是一个产铀的破火山口, 为了探讨成矿物质的来源, 我们测定了区内

各主要岩石的铀钍丰度，列于表3（ J_3d^2 流纹质熔结凝灰岩及次石英闪长玢岩蚀变较强，不能代表该岩石的原始丰度故未列入表中）。本区破火山口火山杂岩的铀钍丰度明显地低于华南各产铀花岗岩体。

近几年来，我所花岗岩组采用诱发裂变径迹法对华南花岗岩进行铀的配分研究，用来评价花岗岩的含铀性及成矿远景。我们初次应用这种方法研究铀在火山岩中分布的特征和配分（表4）。

岩石铀钍丰度值表

表 3

层 位	岩 性	样 品 数	U (ppm)		Th (ppm)	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值
Z	变质岩	16	3—6	4.8	7—28	11.6
J_3d^4	流纹英安岩	7	6—9	8.3	17—25	22.1
J_3e^2	熔结凝灰岩	4	4—6	5	24—30	27.3
J_3e^4	碎斑流纹岩	16	4—13	7.7	23—29	25.3
	次花岗岩	7	4—15	8.1	19—29	24.1

岩石铀配分结果表

表 4

岩 性	项 目	主要造岩矿物 (逐晶)			基质及副矿物	全 岩 铀 (ppm)
		石 英	长 石	云 母		
流纹英安岩	铀含量 (ppm)	0.57	0.71	4.59		9
	面积百分比	3	26	6.6	64.4	
	铀份额 (ppm)	0.0171	0.1846	0.3029		
	铀份额%	0.19	2.05	3.37		
	铀份额和 (ppm)	0.5046			8.4954	
	铀份额和%	5.61			94.39	
碎斑流纹岩	铀含量 (ppm)	0.44	0.49	4.54		7
	面积百分比	16.01	40.34	1.64	42.01	
	铀份额 (ppm)	0.0704	0.1977	0.0745		
	铀份额%	1.01	2.82	1.06		
	铀份额和 (ppm)	0.3426			6.6574	
	铀份额和%	4.89			95.11	

我们采用 $2 \times 10^{16}/\text{cm}^2$ 的中子积分通量照射岩石的光薄片及铀含量为1ppm的铀玻璃标样，光薄片及铀玻璃表面覆盖白云母片作为探测器，在铀玻璃标样的白云母探测器上其裂变径迹为50个/ 0.11mm^2 ，即每0.11

mm^2 面积内有50个径迹即相当于1ppm的铀含量。因此，分别统计各种斑晶的单位面积径迹数和面积百分比，即可相应求出各种斑晶所占全岩铀的百分含量。一般来讲副矿物铀含量高，其径迹常呈浓密的毛栗子状，无

法计数。在花岗岩中采用人工重砂分离后分别求其重量百分比,再用中子活化法测出铀含量,最后换算为所占全岩的铀百分含量。但在火山岩中,由于副矿物含量极少(0.2%左右),且在人工重砂和光薄片中均未找到晶质铀矿。而据花岗岩的配分来看,除晶质铀矿外,其它副矿物所占份额很少(一般为5%左右)。因此没有单独测定副矿物,将它与基质合在一起计算。在火山岩基质中的铀含量也不太均匀,往往各视域单位面积内径迹数有较大的差异,有时还出现少数星点状径迹(镜下找不到相应的含铀矿物),所以采用全岩铀减去斑晶铀份额的办法求出基质铀的份额。

根据我们所做的结果,选择两个有代表性的样品列入表4中,从表中看出石英和长石斑晶铀含量很低,黑云母铀含量虽然较高,但由于其数量少,因此所占全岩铀的份额也很低。全部斑晶仅占全岩铀的5%左右,基质和副矿物占全岩铀的95%,但副矿物极少,占全岩铀的份额也不会多,故基质约占全岩铀的90%左右,也是最主要铀的载体,这与花岗岩中铀的配分不完全一致。在观察统计时发现在基质中有一些星点状的密集径迹,但找不到相应矿物,推测为超显微的铀矿物(晶质铀矿?)。

四、岩石的铷锶测定及岩浆物质来源的初步探讨

对区内的流纹英安岩、碎斑流纹岩、次花岗斑岩、次石英闪长玢岩采用全岩—单矿物等时线法求岩石的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值。在碱交代型矿石中与铀矿共生的微晶磷灰石也选了一个样进行测定,以探讨成矿物质的来源。测定结果列于表5和表6并投影于图6

中。其中8号样未测出结果,12和14号样 Sr^{87}/Sr^{86} 比值低于0.700(可能发生铷的丢失)未投影于图中。碎斑流纹岩和次花岗斑岩不能单独构成等时线,故合并为一根等时线。

火山岩和次火山岩总的等时线年龄值为 $140 \pm 10my$,与我所有关室对浙江中生代火山岩系铷—锶全岩等时线测定结果基本一

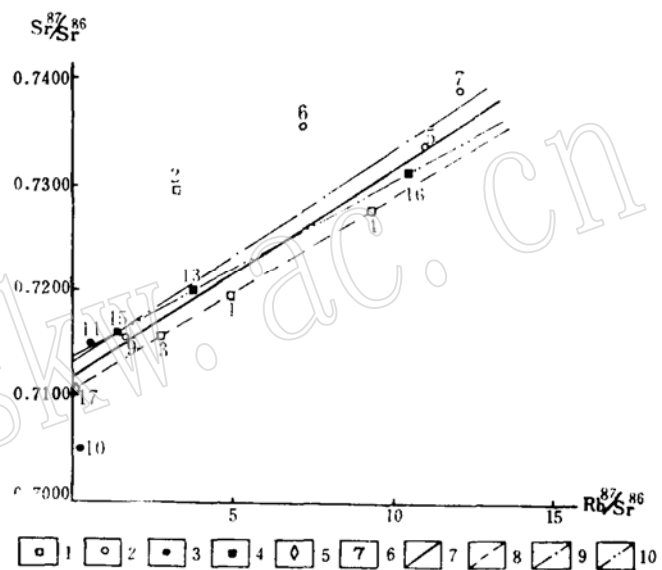


图6 全岩—单矿物铷锶等时线图

1—流纹英安岩; 2—碎斑流纹岩; 3—次花岗斑岩; 4—次石英闪长玢岩; 5—磷灰石; 6—样品序号; 7—总体等时线; 8—流纹英安岩等时线; 9—碎斑流纹岩和次花岗斑岩等时线; 10—次石英闪长玢岩等时线。

致(磨石山组 J_3m $140 \pm 14my$; 劳村组 J_3l 、黄尖组 J_3h 、寿昌组 J_3s 合在一起为 $132 \pm 9my$),反映为同时代火山活动的产物。如分成三组,分别作等时线,其结果不太理想, J_3d^4 流纹英安岩为 $130 \pm 9my$,比 J_3e^4 碎斑流纹岩和次花岗斑岩的年龄值 $147 \pm 8my$ 小,与地质事实不一致,这有待于进一步工作修正。

火山岩及次火山岩总的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值 0.7117 ± 0.0009 ,与我所有关室对浙江中生代火山岩测定结果(0.7089 ± 0.0021 — 0.7121 ± 0.0027)一致,我们认为这个数值

岩石及单矿物铷锶测定结果表

表 5

序 号	层位及岩性	测定矿物	Sr ⁸⁶ (ppm)	Rb ⁸⁷ (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (原子比)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (原子比)
1	J ₃ d ⁴ 流纹英安岩	全 岩	14.1089	70.52	0.7188	4.9411
2	同上	全 岩	23.5120	78.48	0.7295	3.3160
3	同上	钾长石	21.9990	78.13	0.7155	2.7584
4	同上	黑云母	10.3658	97.62	0.7275	9.3100
5	J ₃ e ⁴ 碎斑流纹岩	全 岩	7.2160	80.24	0.7335	10.9966
6	同上	全 岩	10.9158	70.37	0.7354	6.3714
7	同上	钾长石	9.5610	117.31	0.7383	12.1300
8	同上	黑云母		198.12		
9	次花岗岩斑岩	全 岩	30.1747	50.50	0.7155	1.6736
10	同上	全 岩	38.8190	47.65	0.7052	0.2134
11	同上	钾长石	46.7796	71.59	0.7148	0.5130
12	同上	黑云母	7.2413	41.83	0.6511	4.1470
13	次石英闪长玢岩	全 岩	25.9424	98.10	0.7198	3.7380
14	同上	钾长石	35.8108	75.85	0.6910	2.0937
15	同上	斜长石	38.1080	52.47	0.7164	1.3610
16	同上	黑云母	10.3455	106.42	0.7310	10.4670
17	碱交代铀矿石	磷灰石	64.5280	4.97	0.7105	0.0761

铷锶等时线处理结果表

表 6

层 位 及 岩 性	样品数	相关系数	斜 率	年龄值 (my)	截 距 (Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ 初始比值)
J ₃ 火山岩及次火山岩	11	0.980	0.001936 ± 0.00014	140 ± 10	0.7117 ± 0.0009
J ₃ d ⁴ 流纹英安岩	3	0.998	0.00185 ± 0.00012	130 ± 9	0.7101 ± 0.00007
J ₃ e ⁴ 碎斑流纹岩和次花岗岩斑岩	4	0.996	0.001987 ± 0.00012	147 ± 8	0.7130 ± 0.0010
次石英闪长玢岩	3	0.999	0.001617 ± 0.000015	114 ± 1	0.7140 ± 0.00011

能大体代表华南中生代中酸性火山岩系的 Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 初始比值。该值正好落于地幔来源区之上，大陆壳铷锶增长线之下，反映其岩浆来源既不是地幔源岩浆简单分异的产物，也不完全是大陆硅铝壳重熔的产物。华南中生代火山活动强烈，形成巨厚的中酸性火山建造（总厚度数千米以上），但基性与中性岩所占比例很小。要从地幔中分离出如此巨大体积的酸性岩浆是令人难以置信的，它的 Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 初始比值比幔源高得多，不是硅铝壳的简单污染造成的。我们认为其岩浆物质来源，特别是硅、铝和部份碱金属主要来

自硅铝壳，它是古板块俯冲带消亡产生的地幔热液、流体和部份地幔选择性重熔岩浆上升，促使硅铝壳中下部重熔形成的，所以其 Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 初始比值介于幔源和壳源之间。

华南燕山期花岗岩多属低温重熔型，其重熔温度据包裹体测定为 600—700℃（详见“华南花岗岩类地球化学”一文）。我们测定了本区及浙江中生代火山岩斑晶中玻璃包体的均一温度，均等于或大于 1200℃（采用淬火法，恒温 4 小时，未作压力校正）。反映火山岩浆的重熔温度高，相应重熔深度也较大。硅铝壳深部的重熔必然有较多的地幔物

质混入,因而 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值比典型硅铝壳重熔岩浆低。同时由于火山岩浆温度高,相应岩浆的动能较大,能沿断裂带上升至浅部,以致喷出地表。

但是岩浆物质来源这个问题很复杂,尚需进一步工作,并结合稀土元素的分布模式和中生代古板块运动的研究,才能得到令人满意的解释。这项工作还处于开始阶段,样品的数量和代表性都远远不够,有待于今后的工作不断地修正和补充。

矿石中与铀矿共生的微晶磷灰石,其 Sr^{87}/Sr^{86} 比值为0.7105(由于其含铀量极低,铀镭增长线近于水平,故它的比值近似等于初始比值),与火山岩及次火山岩的初始比值是一致的,反映矿源来自深部,主要为火山岩浆晚期分异的产物。

五、几点认识

1. 本区破火山口晚侏罗世火山活动由弱到强,火山岩厚度和分布范围逐渐扩大,最末一次地面火山活动最为剧烈,由于快速大体积的喷出,造成过渡岩浆室形成空腔,而产生塌陷,形成破火山口。次火山岩沿塌陷构造侵入,呈环状岩墙产出,构成了以碎斑流纹岩为主体的火山杂岩体。

2. 火山活动一开始即为酸性、中期酸度最高,晚期酸度明显降低,不存在由中基性向酸性的演化趋势。

3. 破火山口的火山杂岩为钙碱性,高铝玄武岩系列,岩石以偏酸、偏碱、高钾、贫钙为其特点。

4. 通过诱发裂变迹对全岩铀配分的研究,大约90%的铀赋存于基质中,目前尚未发现晶质铀矿及裂隙粒间吸附铀的存在。火山杂岩及基底变质岩含铀与华南产铀花岗岩相比较明显偏低,通过与铀矿物共生的微晶磷灰石 Sr^{87}/Sr^{86} 比值测定,反映矿源来自

深部。

5. 经火山岩斑晶中玻璃包体测温 and 火山岩及次火山岩 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值测定,推测岩浆形成温度高、重熔深度大,为硅铝层中下部重熔的产物,并有较多的地幔物质混入。

该项工作是我所火山岩组的集体工作成果,是在陈肇博同志的具体指导下进行的。全部分析工作和铀-镭测定由我所有关室进行,包体测温由高必娥同志完成,在此一并致谢。

主要参考文献

- [1] 陈肇博 1979年 火山岩型铀矿的“双混合”成因模式 《北京铀矿地质研究所论文集》
- [2] 陈肇博, 1973年 大陆酸性火山作用的地质特征和成因 《中国矿物岩石地球化学学会会议论文摘要汇编》(岩石学部分)
- [3] 邱瑞洁 1978年 自碎次花岗岩斑岩及熔结凝灰岩的成因讨论 《放射性地质》第3—4期
- [4] 戎嘉树 1979年 裂变径迹法及其在铀矿地质研究中的初步应用 《放射性地质》第二期
- [5] 中国科学院贵阳地球化学研究所 1979年 华南花岗岩类地球化学 科学出版社
- [6] 里特曼 1979年 火成岩的稳定矿物组合 金秉慧译 地质出版社 1979年
- [7] G. 福尔, J. L. 鲍威尔 1979年 铀同位素地质学 贵阳地球化学研究所同位素地质研究室译 科学出版社
- [8] Green, T. H., Ringwood, A. E., Genesis of the calc-alkalic igneous rocks suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 18, 1968.
- [9] Emmermann, A. G., et al., Petrologic significance of rare earth distribution in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 50, 1975.
- [10] Hurloy, P. Metal, Rb—Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lava from Western Italy, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 5, 1966.

Petrographic Studies of the Volcanic Complex in the Xiangshan Caldera

Fang Xiheng, Hou Wenyao, Wan Guoliang

(Beijing Research Institute of Uranium Geology)

Abstract

Xiangshan caldera is located in the northwest of South China caledonian folded belt, which is elliptical and occurs on the basement of Sinian metamorphic rocks. Because the violent volcanic activities in the Late Jurassic, especially the huge volume extrusion at higher speed in the late stage, the collapse arose when the transitional magma chamber was emptied. Subvolcanic rocks intruded along the collapsed ring faults. The volcanic complex is mainly composed of fragmentizing phenocrystic rhyolites.

The volcanic activities began with the acid, with the highest in acidity in the middle-late stage and terminated with the marked decrease in acidity and alkalinity. The volcanic complex is principally composed of the acid volcanic and subvolcanic rocks. The potassium content is poor in them. The volcanic complex belongs to calc-alkali, high-alumina basalt series.

The homogenization temperatures of glass inclusions in the phenocrysts of the volcanic rocks are equal to or above 1200°C. It indicates that the magma was formed at higher temperature and at greater depth. The initial Sr^{87}/Sr^{86} ratio of the volcanic complex is 0.7117 ± 0.0009 , reflecting the magma was the products that remelted in the middle and lower part of the sial and more mantle materials were mixed into the magma.

Host rocks of uranium mineralization are rhyolite-dacite, fragmentizing phenocrystic rhyolite and subgranitic porphyry. The uranium abundances of various rocks in the volcanic complex are markedly less than that of granitic bodies in Southeastern China. 90 per cent of the uranium contains in the matrix according to the studies of uranium distribution. The uraninite is not present in the volcanic and subvolcanic rocks. The Sr^{87}/Sr^{86} ratio of apatites associated with uranium minerals is very approximate to the initial Sr^{87}/Sr^{86} ratio of the volcanic complex. It indicates that the source of uranium is derived from the depth.