

江西冷水火山—侵入杂岩体 岩石化学及地球化学特征

陈克荣 陈武 周建平 郭景峰

(南京大学地质系)

主题词: 冷水; 火山侵入杂岩体; 岩石化学; 地球化学; 同熔岩浆

提 要: 冷水银铅锌矿的火山—侵入杂岩体出露于信江中生代火山盆地南缘。岩石化学、微量元素、稀土元素和铷锶同位素分析表明冷水火山岩及次火山岩是同源产物,是同熔岩浆分异的结果。岩浆中成矿物质Cu、Fe、Pb、Zn、S、H₂O的数量与下地壳、上地幔或洋壳物质的部分熔融程度有关。冷水火山—侵入杂岩是钙碱性岩浆于不同演化阶段形成的岩石组合并具有化学成分上的相似性和继承性。岩浆房中具有良好的分带现象,上部为富钾的流纹质岩浆,向下逐渐变为基性岩浆。岩浆由钙碱性向偏碱性演化,促使成矿元素大量富集,在一定条件下形成矿床。

江西冷水斑岩型银铅锌矿区内各类火山岩、次火山岩发育,且空间、时间上关系密切。岩浆的演化规律和火山—侵入杂岩体的形成机制充分反映了深部岩浆房分带的特点。矿化与岩浆演化及火山活动有关。

一、火山—侵入杂岩体的一般特点

冷水火山—侵入杂岩体位于信江中生代火山盆地南缘与武夷山加里东隆起的接壤部位。杂岩体西部与板溪群云母片岩、黑云斜长片麻岩和混合花岗岩接触,北北东部位出露有少量石炭纪砂岩、粉砂岩和灰岩,北东部为鼓锣岭石英正长斑岩体(图1)。

矿区内主要断裂有F₁、F₂、F₃三条。沿该断裂带发育了大面积上侏罗世鹅湖岭组(J_{3c})火山岩,其中晶屑凝灰岩主要呈层状围绕火山通道分布,流纹岩、熔结凝灰岩呈层状覆于其上。流纹斑岩、花岗斑岩、石英正长斑岩等次火山岩和浅成侵入岩侵入于鹅湖岭组火山岩地层中。流纹斑岩为岩株状,分布于火山通道的边缘。从火山岩熔结凝灰岩到次火山岩流纹斑岩、花岗斑岩和钾长花岗斑岩,钾长石的三斜度由零逐渐过渡到0.4,斜长石有序度逐渐增大。花岗斑岩为一较大的岩株,穿切流纹斑岩,而钾长花岗斑岩和玄武玢岩、安山玢岩均为岩脉,切割花岗斑岩。矿区内还出露有部分石英正长斑岩岩脉,这是浅成侵入体(鼓锣岭岩

表 1 冷水火山—侵入杂
Table 1 Chemical compositions of the various

样 号	岩石名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
5201—4	流纹斑岩	77.79	0.01	12.04	0.32	1.27	0.16
5201—5	流纹斑岩	76.21	0.01	12.63	0.19	1.49	0.09
S004	花岗斑岩	73.42	0.02	13.12	0.53	1.68	0.16
(11)	花岗斑岩平均值	73.78	0.06	12.80	2.03	1.75	0.14
1501—2—2	粗晶花岗斑岩	74.92	0.02	13.59	0.46	0.47	0.05
(3)	钾长花岗斑岩平均值	74.79	0.01	12.72	0.32	1.61	0.67
(3)	石英正长斑岩平均值	64.43	0.05	17.08	1.28	7.79	0.09
13104—1	绿泥石化安山玢岩	60.17	0.05	18.19	1.21	5.43	0.64
11505—2	玄武玢岩	48.14	0.10	17.40	1.87	5.43	1.37

括号内为样品数。如(11)。

分析单位：南京大学地质学系。组分F, S, CO₂由江苏省地矿局中心实验室分析。

显的增加, CaO、MgO、FeO等组份显著减少。所有岩石 K₂O含量偏高。以花岗斑岩为例, 分析结果表明冷水花岗斑岩有以下几个较突出的特点:

1. SiO₂含量较高, 无论是前人还是笔者的分析结果, 都发现有相当一部分岩石其 SiO₂含量在76%左右。根据41个花岗斑岩样品计算所得其平均值为74%。这一结果与华南燕山晚期花岗岩平均值相近似。

2. 全碱总量偏低, 但K₂O含量可高达7.93%, K₂O/Na₂O比值平均为42.31。

3. CaO、MgO含量偏低, Fe/Mg比值较高, 平均值为14.43。

许多斑岩型铜钼矿床的研究发现, 岩浆结晶分异作用晚期熔浆中的SiO₂、Fe₂O₃、K₂O、Cl、F、S等组份可有较显著的增加, 而MgO、CaO、FeO等明显减小。冷水火山—侵入杂岩体的演化具有相似的规律。

流纹斑岩、钾长花岗斑岩、粗晶花岗斑岩和花岗斑岩是分异程度较高的岩石, 它们的氧化率 (Fe₂O₃/Fe₂O₃+FeO) 的大小一方面表明它们属于不同的次火山岩相 (见表 2), 另一方面又从侧面反映了这些次火山岩挥发份富集的情况。花岗斑岩具有较大的氧化率(0.602), 而其它次火山岩如粗晶花岗斑岩、流纹斑岩、钾长花岗斑岩则具有较小的氧化率, 说明它们侵入部位较深, 挥发组份尚未大量富集, 气液作用不显著。由于花岗斑岩侵入于超浅成环境中, 高度分异的岩浆在后期气液发生大量富集, 以至发生隐爆。

对我国斑岩型矿床有关岩石的分异指数DI的统计表明, 这一数值大多在73~83之间。冷水矿区的花岗斑岩DI平均值为83.7 (11个样品平均值), 与上述统计结果一致。粗晶花岗斑岩、流纹斑岩、钾长花岗斑岩的分异指数DI较大, 分别为86.41、88.00和 86.92, 与花岗斑岩有较大差别。

图 2 是冷水火山—侵入杂岩体各类岩石的碱度率投影图。它基本上属于钙碱性岩系, 其主要岩石如流纹斑岩、花岗斑岩、石英正长斑岩等, 其投影点都落在钙碱性区内。后期贯入的安山玢岩、玄武玢岩偏碱性。由于早侵位的酸性组份的进一步分异演化, 熔浆中 K₂O含量增加和钾化作用, 使酸性组份的晚期成员—钾长花岗斑岩等岩石趋向偏碱性。很显然, 由钙碱性岩系向偏碱性岩系演化, 这是冷水斑岩型银铅锌矿床形成的重要条件。

岩 体 各 类 岩 石 化 学 成 分
rocks of Lengshui volcanic-intrusive complex.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	F	H ₂ O ⁺	总量	K ₂ O/Na ₂ O	Fe/Mg
0.63	0.18	0.13	5.27	0.03	0.14	0.59	0.109	1.55	100.21	40.54	3.18
0.26	0.24	1.93	4.76	0.04	0.04	0.71	0.043	1.08	99.72	2.47	8.06
0.18	0.07	0.18	7.93	0.07	0.35	0.97	0.053	1.09	99.82	44.06	15.27
0.34	0.23	0.14	5.42	0.08	1.47	0.59	0.09	1.63	100.55	42.31	14.43
0.28	1.15	1.08	5.47	0.13	0.28	0.87	0.095	1.08	99.94	5.06	4.06
0.24	0.47	1.03	6.29	0.05	0.13	0.77	0.15	1.09	100.34	11.34	25.13
0.71	2.36	3.01	6.38	0.19	0.01	0.91	0.05	0.81	100.15	2.12	7.98
2.65	0.68	1.38	5.53	0.26	0.04	0.37	0.127	3.32	100.04	4.01	3.20
3.87	6.53	3.56	3.75	0.49	0.04	4.99	0.148	3.08	100.76	1.05	2.39

表 2 各类次火山岩氧化率平均值

Table 2 Average oxidation ratios of the various subvolcanic rocks.

岩石名称	花岗斑岩	粗晶花岗斑岩	流纹斑岩	钾长花岗斑岩	石英正长斑岩	玄武玢岩	安山玢岩
氧化率平均值*	0.602 ⁽⁴¹⁾	0.496 ⁽¹⁾	0.486 ⁽²⁰⁾	0.464 ⁽¹¹⁾	0.384 ⁽¹⁵⁾	0.26 ⁽²⁾	0.182 ⁽¹⁾

* 计算平均值时引用了黄明国(1983)的部分数据
括号内为样品数, 如(41)

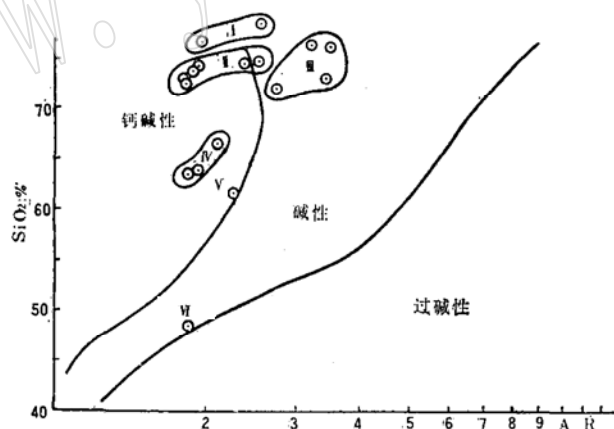


图 2 冷水火山—侵入杂岩体各类岩石碱度率投影图

Fig. 2 Plot of alkali ratios of the various rocks in Lengshui volcanic-intrusive complex.

I—流纹斑岩; II—花岗斑岩、粗晶花岗斑岩; III—钾长花岗斑岩; IV—石英正长斑岩; V—安山玢岩; VI—玄武玢岩

A. R. 为 $\log[(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))]$

三、微量元素地球化学特征

Bulter (1962) 指出: 当花岗岩成分接近于 SiO_2 — NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 体系中的三元最低点时, 其主要成分趋于一致。另外, 由于受矿化蚀变的影响, 各类次火山岩体的常量元素

表3 冷水火山—侵入杂岩
Table 3 Trace element data for the various

样 号	岩 石 名 称	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe*
5201—4	流纹斑岩	7.2	522.6	1.5	16.0	132.26	1.6
5201—5	流纹斑岩	8.1	812.0	2.5	3.3	751.0	1.8
(2)	麻地流纹斑岩平均值	9.4	1841.5	13.7	27.7	456.6	4.2
(16)	花岗斑岩平均值	4.4	907.6	10.7	10.0	1036.8	4.1
10710—7	花岗斑岩	3.7	717.4	5.0	3.5	666.5	4.0
10710—14	花岗斑岩	4.3	863.8	8.7	6.1	259.7	1.7
S045	花岗斑岩	4.9	956.9	15.9	26.0	748.2	3.1
1501—2	粗晶花岗斑岩	6.3	917.0	8.9	1.3	416.1	1.0
(4)	钾长花岗斑岩平均值	7.7	1746.1	11.1	2.7	897.1	2.8
11605—7	钾长花岗斑岩	5.2	598.1	1.9	4.0	546.1	1.6
(3)	石英正长斑岩平均值	11.3	4009.8	54.9	32.4	697.4	5.7
11505—1	石英正长斑岩	14.3	6055.1	120.7	68.9	8603.5	7.7
13104—1	安山玢岩	14.0	6155.1	101.2	15.1	4419.9	7.3
PK ₂ —001	石英千枚岩	14.1	3620.6	87.2	374.7	904.1	4.8

* 为百分含量。括号内为样品数，如(16)。

分析单位：江苏省地矿局中心实验室

含量可有较大的变动，因此，利用微量元素的含量或比值来阐述一些岩石学问题具有较大的意义。表3列出了冷水火山—侵入杂岩体各类岩石的微量元素含量，我们知道，碱金属元素的地球化学行为与岩浆结晶分异作用密切。各类次火山岩中某些金属元素的含量或比值，如

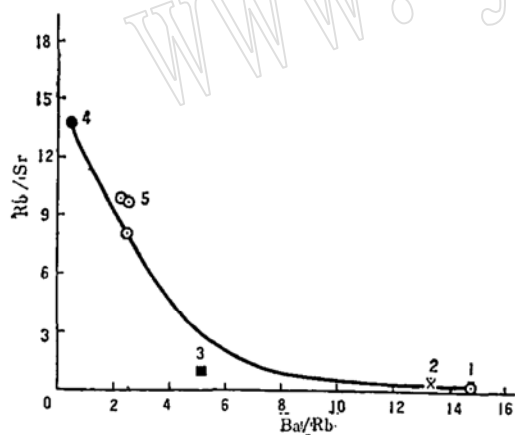


图3 冷水各类次火山岩Rb/Sr~Ba/Rb演化曲线

Fig. 3 The evolution curve of Rb/Sr—Ba/Rb of the various subvolcanic rocks, Lengshui.

1—玄武玢岩；2—安山玢岩；3—石英正长斑岩；4—流纹斑岩；5—花岗斑岩

Rb/Sr、Ba/Rb 比值，既可指示岩浆结晶分异作用的程度，也可指示母岩浆中挥发组份的存在和丰度，有时还可以反映矿化和蚀变的程度。Rb在岩浆结晶分异过程中是逐渐增加的，这是因为钾矿物从岩浆中结晶出来时，K比Rb先晶出，Rb趋向富集于残余熔浆中。Ba在这一过程中的行为与K相似，Ba离子可以结合在早期晶出矿物的K之位置上。Sr在晚期岩浆分异过程中是逐渐亏损的。用Rb/Sr~Ba/Rb图解可以较好地反映岩浆分异演化的趋势（见图3）。

玄武玢岩、安山玢岩、石英正长斑岩具有较小的Rb/Sr比值和较大的Ba/Rb比值。由基性向酸性演化，Rb/Sr比值逐渐增大，而Ba/Rb比值逐渐减小。花岗斑岩形成时，Rb/Sr比值急剧增加。流纹斑岩具有更大的Rb/Sr比值，它是由岩浆房上部富钾质流纹岩浆形成的。

Li/Mg比值在反映岩浆分异演化程度方面，显示了与Rb/Sr~Ba/Rb演化一致的结果。玄武玢岩、安山玢岩、石英正长斑岩的Li/Mg比值较小，分别为4.20、3.80、6.55（两个样

体 各 类 岩 石 微 量 元 素 含 量 (ppm)

rocks of Lengshui volcanic-intrusive complex.

Co	Ni	Cu	Zn	Li	Ba	Sr	Pb	Rb	Mg
2.7	39.8	8958.3	2238.6	22.3	463.6	27.5	502.7		1646.4
1.7	15.1	5569.3	966.5	15.3	92.5	19.4	323.1	223	808.8
3.8	146.2	80.5	315.2	17.4	497	39.8	67.7		2299.9
2.8	3.7	23.4	2027.1	17.5	387.6	17.3	897.9		1690.6
0.8	7.0	3189.5	1295.0	23.6	485.8	20.7	827.2	236	1903.8
2.6	8.1	2405.8	2905.9	13.2	762.9	30.8	2348.0	298	1464.0
5.4	11.5	31.9	2042.2	16.4	765.0	34.8	283.5	309	1335.4
2.0	2.3	6989.8	1053.0	11.7	782.3	51.7	359.8	334	1646.4
2.2	4.4	5085.9	1121.7	20.5	610.4	100.2	312.5		2317.4
1.1	7.7	2449.3	676.6	11.9	180.0	40.7	141.8	305	655.2
10.7	22.2	25.9	852.9	42.6	1313.1	204.7	309.6	189	3679.1
21.6	49.7	2682.1	863.8	80.4	1264.2	134.3	376.6	244	19371.5
14.2	11.8	2302.0	1179.7	58.4	1993.1	596.2	128.3	150	13906.8
15.9	262.3	98.4	93.3	46.7	788.6	27.1	46.7		7006.4

品的平均值), 而花岗斑岩的Li/Mg比值增加很快, 平均值为 12.0, 钾长花岗斑岩、流纹斑岩的Li/Mg比值更大, 平均值约等于17。从基性到酸性, Li/Mg比值逐渐增加, 反映岩浆的分异演化程度逐渐增强。到后期Li/Mg、Rb/Sr比值的突然增大, 表明岩浆中挥发性组份和含矿气液骤增, 这是矿化的最有利时期。粗晶花岗斑岩的Li/Mg比值较小, 为 7.10, 远小于花岗斑岩的Li/Mg比值, 这说明具有较高分异程度的粗晶花岗斑岩由于深成的条件, 不能使气液富集以至发生隐爆, 其中的碱金属元素和成矿物质趋于分散。

从表 3 中我们还可以发现冷水花岗斑岩中亲铁元素的含量很低, 其平均值 (ppm): V=8.36; Cr=8.17; Co=2.86; Ni=3.98, 均明显小于华南燕山晚期花岗岩平均值。但是亲铜元素Cu、Pb、Zn的含量则远大于华南燕山晚期花岗岩平均值。前人的研究曾发现, 该火山—侵入杂岩体的变质岩围岩具有较高的Cu、Pb、Zn含量。因此, 亲铜元素含量高的特点是该同熔岩浆又受到围岩物质严重混染的重要证据之一。

冷水各类岩石物质来源的特点和分异演化的程度在过渡元素球粒陨石标准化图解上得到了很好的显示 (见图4)。图上表示的是矿化和蚀变影响均比较弱的几种次火山岩过渡元素的分布特征。它们有以下几个特点: 其一, 各类岩石具有大致相同的分布型式, 均呈“W”型。这是冷水各类岩石同源的重要证据; 其二, 各类岩石中元素含量的变化是有规律的, 较基性的次火山岩过渡元素总量较高, 尤其是铁族元素含量较高, 酸性次火山岩的过渡元素总是偏低。玄武玢岩、安山玢岩的Cr、Ni亏损较小, 随岩浆分异演化, 花岗斑岩、钾长花岗斑岩和流纹斑岩的Cr、Ni强烈亏损。这种规律性的变化表明后者较前者分异程度较高; 其三, 由于过渡元素也包括了矿区重要成矿元素Cu、Zn, 因此图 4 还反映了岩体含矿性大小。我们看到花岗斑岩等酸性岩石具有较高的Cu、Zn含量, 表明岩浆分异作用后期强烈富集Cu、Zn等元素。

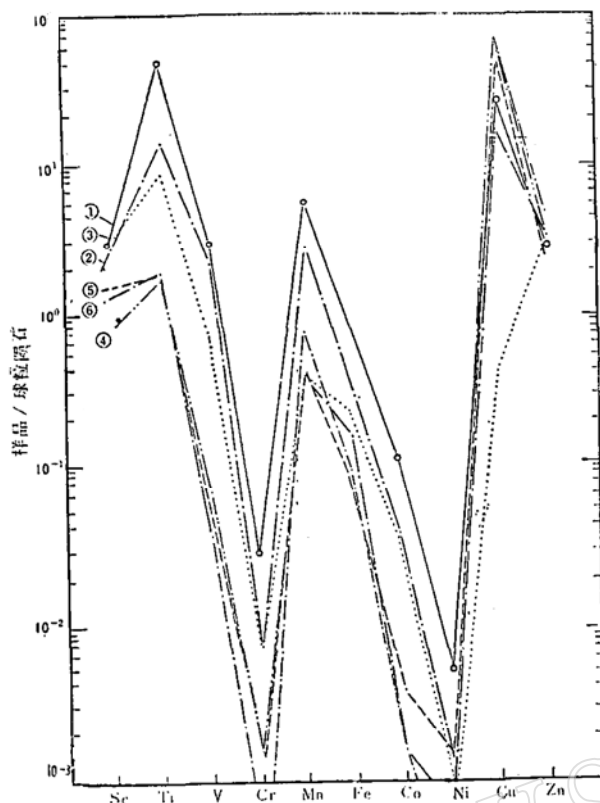


图 4 冷水各种次火山岩的过渡元素模式
Fig. 4 Transition element patterns of the various subvolcanic rocks, Lengshui.

1—玄武玢岩；2—安山玢岩；3—石英正长斑岩；
4—花岗斑岩；5—流纹斑岩；6—钾长花岗斑岩
球粒陨石平均值引自Brian Mason (1971)

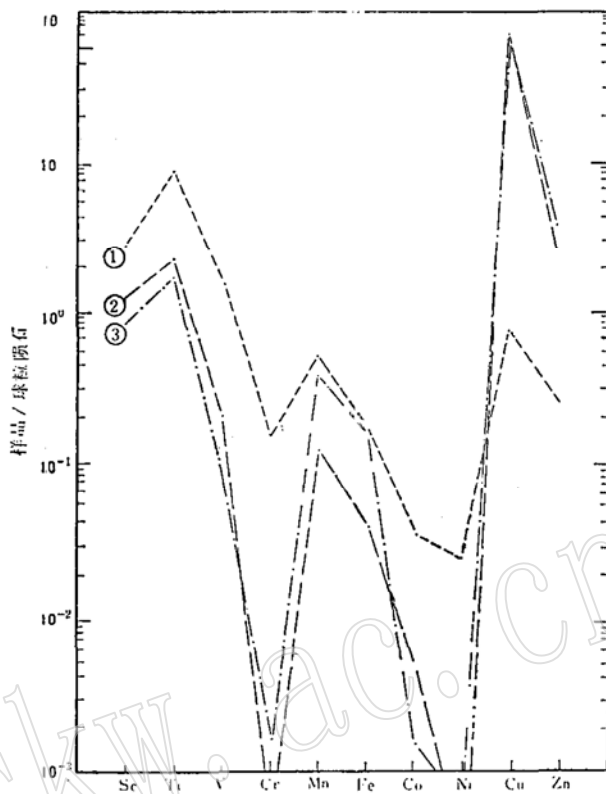


图 5 变质围岩及花岗斑岩的过渡元素模式
Fig. 5 Transition element patterns of the metamorphic country rock and granite-porphyry.

1—砂质千枚岩；2—粗晶花岗斑岩；3—花岗斑岩

表 4 冷水火山—侵入岩

Table 4 REE data for the rocks of

序号	样号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
1	13104—1	安山玢岩	54	85	12.9	46	6.7	1.8	4.7	0.71
2	Y032—1	石英正长斑岩*	61.60	117.00	14.19	47.94	8.43	2.63	6.08	0.99
3	11501—1	玄武玢岩*	95.58	182.60	21.11	73.01	12.64	2.92	8.38	1.28
4	1501—2	粗晶花岗斑岩	34	70	9.7	33	6.5	1.20	6.9	0.94
5	S004	花岗斑岩	28	54	7.2	24	4.8	0.69	3.8	0.33
6	10710—14	花岗斑岩	40	93	13.8	45	8.4	1.25	6.7	0.57
7	10710—7	花岗斑岩	31	63	8.4	24	4.9	1.31	3.1	0.46
8	5201—4	流纹斑岩	28	70	11.5	35	10.0	0.24	9.6	1.50
9	5201—5	蚀变流纹斑岩	103	195	19.9	76	11.0	0.48	7.3	1.26
10	Y027	钾长花岗斑岩	103	193	21	88	12.5	0.48	6.9	1.38
11	11605—7	钾长花岗斑岩	88	165	18.6	72	12.0	0.35	9.4	1.74

* 由湖北省地矿局实验室测定。其它由中国地质科学院南京地质矿产研究所测定。

图5是变质岩围岩和花岗斑岩的过渡元素分布型式。从图上可以看出, 由于受到围岩物质的严重混染, 岩体与围岩的分布型式有相似之处, 主要成矿元素较地壳平均值高, 因此围岩可能为主要矿源层。

四、稀土元素地球化学特征

岩石稀土元素的含量和配分型式对阐述岩浆的成因、分异和蚀变程度以及岩石形成的物理化学条件都有较大的意义。冷水杂岩体各类岩石的稀土含量见表4。

分析结果表明, 冷水各类岩石的稀土元素配分情况是复杂的, 它受很多因素的影响。总的来说, 冷水各类岩石稀土元素配分有以下几个特点:

1. 杂岩中的花岗斑岩稀土元素总量较低, 小于250ppm, 较华南燕山晚期花岗岩平均值(344ppm)要低。并且标准化后稀土元素含量从La到Lu逐渐降低。整个配分型式与岩浆分异作用有关。

2. 轻重稀土元素的分异程度与岩浆分异演化程度有关。粗晶花岗斑岩的LREE/HREE比值为2.48, 花岗斑岩为3.42~4.53, 而流纹斑岩为1.90 (其中6.30的值与蚀变有关, 下文对此有讨论)。一般地说, 分异程度高的岩石, 其轻重稀土的分异也更明显。

岩体岩石稀土元素含量

Lengshui volcanic-intrusive complex

Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	TREE	L/H	Eu/Eu*
4.7	30	0.83	2.5	0.32	2.1	<0.5	206.4	46.36	252.76	4.45	1.01
4.49	22.93	0.87	2.45	0.40	2.37	0.35	251.79	40.93	292.72	6.15	1.13
5.16	23.93	0.94	2.34	0.40	1.99	0.29	387.86	44.71	432.57	8.63	0.84
6.9	37	1.41	3.9	0.70	4.0	<0.5	154.4	62.25	216.65	2.48	0.60
3.8	21	0.88	2.0	0.44	1.96	<0.5	118.69	34.61	153.30	3.42	0.48
6.7	32	1.33	3.1	0.75	3.1	<0.5	201.45	54.65	256.10	3.68	0.50
3.1	17.5	0.62	1.78	0.29	1.90	<0.5	132.61	29.25	161.86	4.53	0.97
9.6	47	2.04	5.3	0.48	5.6	<0.5	154.74	81.62	236.36	1.90	0.08
7.3	33	1.36	3.9	0.65	4.0	<0.5	405.33	64.27	469.65	6.30	0.16
6.9	36	1.32	3.7	0.60	3.7	<0.5	417.98	61.00	478.98	6.85	0.15
9.4	44	1.95	5.3	0.49	5.6	<0.5	355.95	78.38	434.33	4.54	0.10

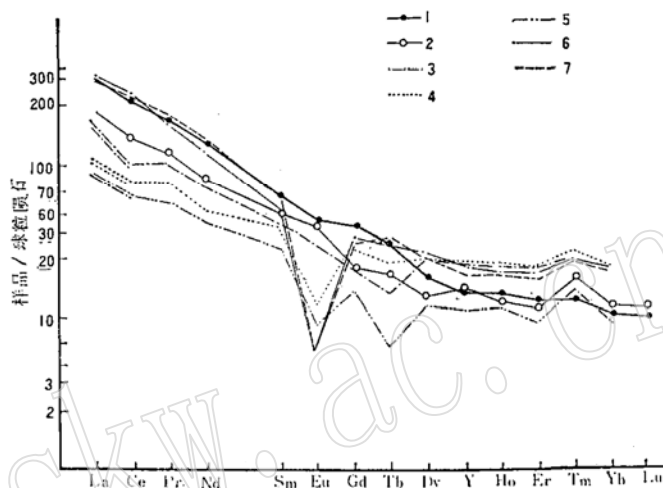


图6 冷水火山—侵入杂岩体稀土配分模式

Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns of Lengshui volcanic-intrusive complex.

1—玄武玢岩; 2—安山玢岩; 3—石英正长斑岩; 4—粗晶花岗斑岩; 5—花岗斑岩; 6—流纹斑岩; 7—钾长花岗斑岩
球粒陨石平均值引自Taylor (1977)

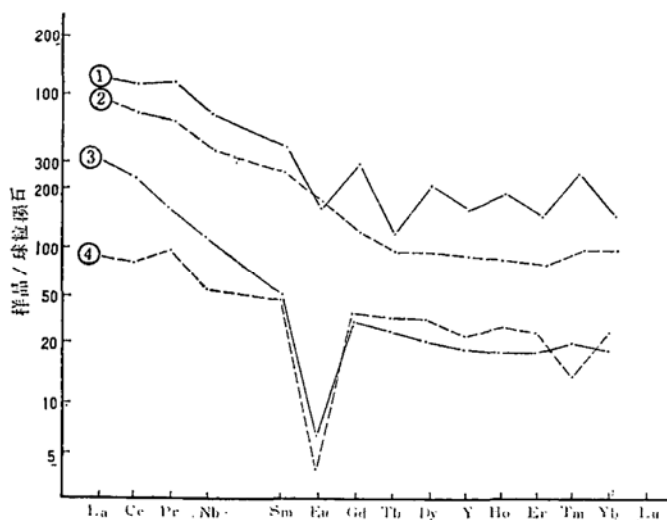


图7 蚀变与未蚀变的次火山岩的稀土配分模式

Fig. 7 Chondrite normalized REE patterns of the altered and unaltered rocks.

1—花岗斑岩；2—绢云母化花岗斑岩；3—绢云母化流纹斑岩；
4—流纹斑岩

3. 各类岩石的Eu亏损变化有较强的规律性，从基性到酸性 Eu/Eu^* 逐渐变小，最小为0.08，表明Eu亏损逐渐增强。玄武玢岩、安山玢岩几乎不出现Eu亏损，钾长花岗斑岩、流纹斑岩出现最大Eu亏损。与矿化关系密切的花岗斑岩其Eu亏损量介于二者之间。花岗斑岩与其它次火山岩显然是同一岩浆源不同分异演化阶段的产物（见图6）。

4. 蚀变作用对稀土配分有明显的影响。图7分别是绢云母化前和绢云母化之后流纹斑岩、花岗斑岩的稀土配分模式。显而易见，绢云母化后的岩石，其轻稀土元素含量增加，配分曲线变得光滑。

5. 对蚀变流纹斑岩、钾长花岗斑岩的稀土元素分析还发现，它们的稀土总量，尤其是轻稀土元素含量很高。这与蚀变作用的影响有关，由于这些岩体侵入于岩颈的边缘，容易受到围岩大面积混染，这也是轻稀土元素含量偏高的重要原因之一。

总之，冷水各类岩石稀土元素配分模式与华南其它地区的同熔型花岗岩相似。它们都是壳源物质比例很大的同熔型系列分异的产物。

我们对杂岩体各种类型的岩石和矿区其它几种类型岩石进行了Q型点群分析。这种统计分析的结果表明，玄武玢岩、安山玢岩与花岗斑岩等酸性岩差异颇大，与矿化的关系不密切，二者之间相关性不显著。而流纹斑岩、花岗斑岩、钾长花岗斑岩关系最为紧密，相关性最大，其中又以花岗斑岩与矿化关系最密切。石英正长斑岩与中、基性岩石和酸性岩石均有较显著的差异，是介于玄武玢岩、安山玢岩与流纹斑岩、花岗斑岩、钾长花岗斑岩之间的岩石类型，与矿化无直接关系，但是该岩体边缘相受矿化蚀变影响较大。数理统计分析证实了岩浆房分异作用的存在，表明岩浆房存在着分带现象，即上部为富钾的流纹质岩浆，向下岩浆逐渐向基性过渡。而在火山作用过程中，总是上部岩浆最早喷出地表或侵入地下浅处，最后，一些基性或中性岩浆穿切早期形成的岩石，以岩脉的形式产于火山—侵入杂岩中。

五、火山—侵入杂岩体成因的讨论

华南花岗岩研究发现，沿海地区同熔型岩浆形成的各类岩石具有相对较小的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值，如浙江桐庐、福建钟腾，约为0.706。随着壳源物质增加， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值逐渐增大， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值逐渐增大。信江盆地中部一些火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为 0.7082 ± 0.0054 ，等时线年龄为 131 ± 19 百万年。冷水火山—侵入杂岩体的铷—锶同位素分析结果是：等时线年龄为 140 ± 14 百万年， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为 0.7139 ± 0.0025 （5个样品的 相关系数

为0.99), 见图8。可见冷水火山—侵入杂岩体是具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值的杂岩体, 它同时还有较高的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 和 Fe/Mg 比值。毫无疑义, 岩浆中有相当数量的地壳物质。前已述及, 该火山—侵入杂岩体位于武夷山加里东隆起的北侧, 这里变质岩基底厚度巨大, 大量发育着板岩、千枚岩、片岩等变质岩。由于中生代广泛强烈的构造运动和火山活动伴随着有很高的热流值, 这些岩石发生部分熔融或为侵入岩浆同化、混染, 就使得岩浆中的Si、K、Fe等元素的含量大大增加; 另一方面, 古老结晶基底的成矿物质, 主要是Pb、Zn, 也发生活化进入岩浆。实验证明, 变质岩的轻度部分熔融, 会使熔体中Pb的含量增加好几倍。冷水矿区成矿物质来源上的这一重要特点, 已为铅同位素研究所证实。

从上述岩石化学、微量元素、过渡元素、稀土元素以及铷锶同位素分析, 我们认为, 冷水各类火山岩和次火山岩是同源的, 是同熔岩浆分异演化的产物。矿区出现少量玄武玢岩、安山玢岩, 表明同熔作用有上地幔或洋壳物质的参加。深部物质的部分熔融使得所形成的岩浆中K、Rb、Si、LREE等含量较高。岩浆中成矿物质Cu、Fe、Pb、Zn、S、 H_2O 的数量和比例也与下部地壳、上地幔或洋壳物质部分熔融的程度有关。冷水杂岩体是部分熔融程度较高的岩浆侵入形成的, 它受到地壳物质的严重混染。

冷水火山—侵入杂岩是钙碱性岩浆不同演化阶段所形成的岩石组合。它们在化学成分上具有相似性和继承性。最早形成的岩石是流纹质火山岩和火山碎屑岩、流纹斑岩, 随后是花岗斑岩侵入于火山通道中。与此同时或稍后, 浅成石英正长斑岩以及安山玢岩、玄武玢岩等小岩体或岩脉相继侵入, 构成三位一体(火山岩、次火山岩和浅成侵入岩)的火山—侵入杂岩体。该杂岩体的这种形成过程和岩石化学成分、微量元素、稀土元素以及铷锶同位素的演化规律表明主要由于结晶分异和重力分异作用, 岩浆房中具有良好的分带现象, 其上部为富钾的流纹质岩浆, 向下则逐渐变为基性。花岗斑岩形成时, 岩浆由钙碱性向偏碱性演化, 挥发分和成矿元素得到大量富集, 产生隐爆使岩体上部有较大的有效空间和游离水饱和度, 成矿物质发生沉淀形成矿床。喷溢条件下, 大量挥发份逸失, 成矿物质得不到富集。但是隐爆作用不发育, 如冷水麻地粗晶花岗斑岩, 成矿物质趋于分散, 同样不能形成矿床。这种不含矿的岩体裂隙不发育, 顶部平整, 无明显热液活动, 无蚀变现象, 与含矿花岗斑岩有较大差别。

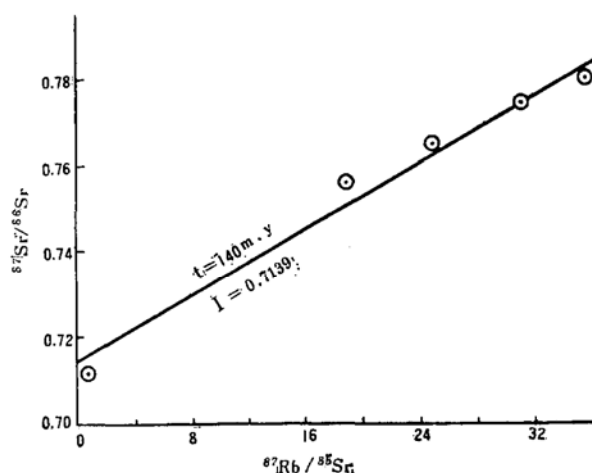


图8 冷水火山—侵入杂岩体的Rb-Sr等时线

Fig. 8 Rb-Sr isochron of Lengshui volcanic-intrusive complex.

参 考 文 献

1. 王德滋等, 1982, 《火山岩岩石学》, 科学出版社。
2. 南京大学地质系, 1979, 《地球化学》, 科学出版社。

3. 徐克勤等, 1982, 华南花岗岩成因与成矿, 花岗岩地质和成矿关系国际讨论会论文。
4. 南京大学地质系, 1981, 《华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系》。地质出版社。
5. Imeokparia E. G., 1983, Ea/Rb 和 Rb/Sr 比值作为岩浆分离、岩浆期后蚀变和矿化的指标。《地质地球化学》, 第9期。
6. Charles J. Hughes, 1982, *Igneous Petrology*, Elsevier Scientific Publishing Company.

Petrochemical and Geochemical Characteristics of the Volcano-intrusive Complex in Lengshui, Jiangxi

Chen Kerong Chen Wu Zhou Jianpin Guo Jingfeng

(Department of Geology, Nanjing University)

Key words: Lengshui; volcano-intrusive complex; petrochemistry;
geochemistry; syntectic magma

Abstract

The Lengshui volcano-intrusive complex occurs in the Mesozoic volcanic depression of the northeastern Jiangxi province. Its country rocks are mainly metamorphic rocks of Banxi Group.

This complex consists of extrusive rocks which are mainly rhyolite-pyroclastic rocks, different kind of subvolcanic rocks and shallow-plutonic rocks from the basic basalt-porphyrite to the acidic granite-porphry. It belongs to a calc-alkalic rock series, but it exhibits some features of the potash-rich subalkalic rocks formed at the late stage of the magmatic differentiation.

The regularity in the development of the zoned magma chamber can be seen in the perfect fractional crystallization, gravitational differentiation and intrusive sequence.

The Rb/Sr and Li/Mg ratios of the rocks increase, while the Ba/Rb ratio decrease with the evolution of the petrochemical composition from basic to acidic. The content of siderophile elements is quite low and that of chalcophile elements is high in the complex in comparison with the same kind of rocks in South China. The REE distribution patterns of the rocks show similarity with the syntectic granitoid in South China. The initial ratio of $^{87}Sr/^{86}Sr$ is 0.7139. The rock-forming materials originated mainly from partial melting of lower crust of the earth. The authors have concluded that the volcano-intrusive complex is comagmatic rock and it is resulted from the different evolvementary stage of the syntectic magma.