

湖南千里山复式花岗岩体的地球化学特征和物质来源

沈渭洲 王德滋 谢永林 刘昌实

(南京大学地球科学系, 南京 210093)

主题词 花岗岩 微量元素 同位素 千里山

提 要 千里山复式花岗岩体是柿竹园大型稀有-有色金属矿床的成矿母岩。它具有高硅、过铝质、富不相容元素、强铕负异常、低 ϵ_{Nd} 、较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $\delta^{18}O$ 值等特征,表明该岩体来源于地壳物质,属陆壳改造型花岗岩。弱的铕负异常以及较古老的 Nd 模式年龄进一步证实,原始岩浆主要由区内未出露的中元古宙变质沉积岩部分熔融形成。

野鸡尾斑岩锡矿是柿竹园稀有-有色金属矿田的一个重要组成部分,也是我国重要的大型斑岩锡矿床之一,它与江西岩背及广东银岩斑岩锡矿一样,以富含岩浆成因黄玉为特征。前人对柿竹园矿田已作过详细研究^[1-5],但对花岗岩体,尤其是含锡斑岩的物质来源研究重视不够。本文将根据它们的微量元素、稀土元素和同位素特征,研究其物质来源和成因。

1 地质背景

湖南千里山复式花岗岩体位于郴县—桂阳东西向构造岩浆岩带和茶陵—临武大断裂交汇部位,东坡—月枚复向斜北部挠起端。它呈岩株状侵位于震旦系和泥盆系中、上统,出露面积虽仅约10km²,但据物探资料,深部存在大的隐伏花岗岩基^[6]。千里山岩体在平面上北宽南窄,形似葫芦状,是一个由多期多阶段侵入体组成的复式岩体(图1)。根据侵入关系及同位素年龄资料,可大体划分为三个侵入阶段。

1.1 第一阶段

岩石主要由细粒斑状黑云母二长花岗岩(γ_1^1)和含锡斑岩(γ_1^{2-3})组成。前者的斑晶以石英为主,钾长石和斜长石少量。在斑晶边缘,尤其是石英和钾长石斑晶边缘,常生长着细小的粒状石英,形成特征的“珠边结构”。基质呈细粒花岗结构,主要由石英、斜长石、钾长石和黑云母组成。

含锡斑岩呈岩枝状侵位于泥盆系中,自上而下大致可分三部分:下部为细粒斑状含黄玉黑云母二长花岗岩,以出现特征的岩浆成因黄玉而与前述细粒斑状黑云母二长花岗岩相区别,两者呈过渡关系。黄玉或在石英斑晶中呈自形程度较高的短柱状,或呈斑晶形式出现。中部

1.3 第三阶段

岩石主要为岩枝或岩瘤,侵位于前两阶段岩石中,岩性以细粒、中细粒黑云母二长花岗岩(γ_2^{3-3})为主。全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $138 \pm 6\text{Ma}$ ●,属燕山晚期岩浆活动产物。

此外,千里山岩体中还见有呈岩墙或岩脉群形式产出的二长花岗斑岩(γ_2^{3-1})和少量辉绿玢岩脉($\beta\mu_3^{3-2}$)。前者既切割围岩又切穿千里山岩体,全岩 K-Ar 年龄为 $128-66\text{Ma}$ ④。

2 地球化学特征

2.1 主要元素特征

根据王昌烈等(1987)和本文对某些代表性样品的分析,千里山复式花岗岩体的主要元素组成与华南陆壳改造型花岗岩相比,具有如下特征:

1. 酸度 本区岩石更富 SiO_2 (72.12%—76.32%,平均为 74.61%),更贫 MgO (0.18%—0.49%,平均为 0.26%)、 TiO_2 (0.02%—0.30%,平均为 0.094%) 和 FeO (0.63%—1.50%,平均为 1.09%),但它们与美国黄玉流纹岩^[11]、蒙古翁岗岩^[12]和澳大利亚黄英岩^[13]的值十分相似,表明原始岩浆属富氟体系。

2. 碱铝比 $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$, atm) 本区所有岩石的碱铝比值均小于 0.90(0.063—0.849,平均为 0.594),反映它们属碱不饱和系列;碱总量 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 均小于 9%(6.31%—8.16%,平均为 7.47%)。这些特征十分相似于华南陆壳改造型花岗岩(平均值分别为 0.69 和 7.13%^[9])。

3. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值 本区岩石以富钾为特点,除黄英岩因 Na_2O 含量太低(0.10%—0.25%),

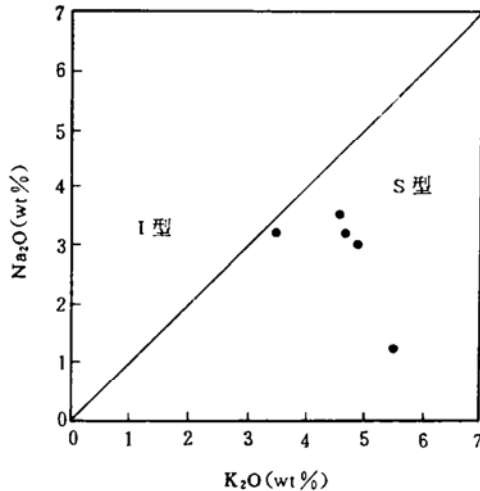


图 2 千里山岩体的 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图

(仿刘昌实、朱金初, 1989)

Fig. 2 Na_2O versus K_2O diagram of the Qianlishan granite body

● 湖南地质矿产局湘南地质队,湖南地质实验研究中心, 1987,东坡矿田锡矿成矿规律及找矿方向。

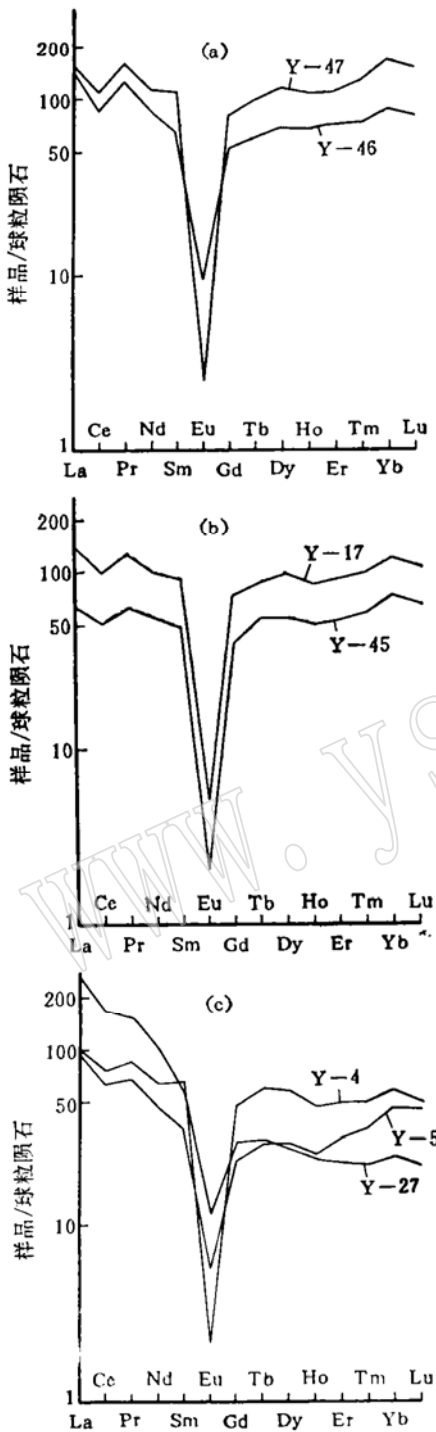


图3 千里山岩体的球粒陨石标准化
稀土元素配分模式图

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns
of the Qianlishan granite body

$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值无意义外, 其余岩石的值均小于1(0.22%—0.93%, 平均为0.62), 十分相似于华南陆壳改造型花岗岩的值(0.62^[9]), 在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图上, 它们均投影于华南陆壳改造型花岗岩区域内(图2)。

4. 过铝性 本区各类岩石的 Al' 值均大于零(0.55—159.08, 平均为54.65), ANKC 值大于1(1.002—2.123, 平均为1.231), 显示岩浆体系呈铝过饱和的特点。

2.2 微量元素特征

由表1所列的数据可知, 千里山岩体不同阶段岩石微量元素组成的特征是:

1. 富铷贫锶, 具有高的 Rb/Sr 值(4.6—122.9, 平均为37.9), 均高于中国上地壳值(0.45)、维氏酸性岩值(0.65)和华南陆壳改造型花岗岩值(5.8)。

2. 富铈贫钍, 具有低的 Th/U 值(0.9—5.4, 平均为2.3), 明显低于中国上地壳值(3.1)和维氏酸性岩值(5.3), 其铈含量 $[(14.2-25.7) \times 10^{-6}]$ 明显高于华南陆壳改造型花岗岩值 (13.8×10^{-6}) ①。

3. 本区各类岩石, 特别是黄英岩, 富氟贫氯, 具有高的 F/Cl 值(4.4—430, 平均为132), 高于中国上地壳值(15.0)、维氏酸性岩值(3.4)和华南陆壳改造型花岗岩值(36.7)^[10]。

4. 富铪贫锆, 具有低的 Zr/Af 值(6.0—49.8, 平均为22.5), 明显低于中国上地壳值(44.2)和维氏酸性岩值(210)。

5. 本区岩石, 特别是第一阶段岩石中成矿元素 $\text{W}, \text{Sn}, \text{Mo}, \text{Bi}, \text{Cu}, \text{Pb}, \text{Zn}$ 的含量也明显高于中国上地壳值、维氏酸性岩值和华南陆壳改造型花岗岩的值(表1)。正是这些成矿元素的明显富集为柿竹园稀有-有色金属矿田的形成奠定了基础。

2.3 稀土元素特征

如表2和图3所示, 本区不同侵入阶段岩石的稀土元素组成具有如下特征:

1. 普遍具有弱的铈负异常, $\delta\text{Ce} = 0.63-0.82$

① 沈渭洲等, 华南某些不同系列花岗岩中铈分布特征的初步研究, 铀矿地质科技情报, 1984, (2): 15—18。

表 1 千里山岩体的微量元素和稀土元素组成(10⁻⁴)
Table 1 RE and REE composition of the Qianlishan granite body

阶 段	第 一 阶 段				第二阶段		第三阶段	中国上地壳平均值 ^[7]	维氏酸性岩平均值 ^[8]	华南陆壳改造型花岗岩平均值 ^[10]
岩 性	细粒斑状黑云母二长花岗岩	黄玉钾长花岗岩	黄英岩	黄英岩	中粗粒黑云母二长花岗岩	细粒黑云母二长花岗岩	中细粒黑云母二长花岗岩			
样 号	Y-46	Y-47	Y-17	Y-45	Y-4	Y-5	Y-27			
Rb	565	1312	280	2070	675	556	1254	210	220	601
Sr	40.2	34.3	26.2	38.4	14.0	48.0	10.2	470	310	104
U	25.7	22.3	17.6	15.8	16.2	22.9	14.2	8.1	3.4	
Th	42.0	21.0	39.7	85.0	30.3	41.6	12.4	25.0	18.0	
F	(1600)		68000	28600	(2391)	(2567)	(3183)	1140	810	
Cl	(360)		158	85	(333)	(267)	(450)	76	240	
Zr	117	64	74	89	71	110	21	190	210	110
Hf	7.9	3.8	5.5	4.9	3.8	2.6	3.5	4.3	1.0	
Cu	21.0	36.2	1104	120	6.0	6.8	10.8	32	21	19.8
Pb	63.0	51.0	16.1	3540	49.8	56.2	42.7	19	21	65.0
Zn	55.0	718	66.7	5561	38.7	22.8	28.6	51	61	81
Sn	57.9	158	1383	1794	2.9	13.0	23.5	5.9	3.1	28.2
W	16.0	43.0	63.9		19.9	22.3	103	3.4	1.5	12.5
Mo	(20.4)				(22.9)	(19.3)	(23.0)	1.6	1.0	
Bi	11.3	26.0	70.2	23.0	1.4	7.3	126.4	0.27	0.01	8.4
La	46.24	50.15	44.94	20.47	32.26	30.79	85.44			
Ce	79.75	101.35	92.85	48.06	71.14	59.86	156.50			
Pr	14.90	19.08	15.19	7.56	10.13	8.08	18.11			
Nd	51.15	67.10	59.60	33.24	38.17	28.03	59.99			
Sm	12.80	21.45	18.18	9.66	13.06	6.91	11.20			
Eu	0.68	0.18	0.37	0.15	0.16	0.41	0.86			
Gd	15.70	24.55	23.10	12.27	14.84	7.23	9.28			
Tb	3.00	4.85	4.35	2.75	2.99	1.44	1.54			
Dy	21.18	35.06	30.39	17.05	17.85	9.06	8.57			
Ho	4.90	7.80	6.25	3.71	3.43	1.85	1.78			
Er	14.82	22.89	19.59	11.32	10.38	6.62	4.83			
Tm	2.40	4.20	3.30	1.95	1.67	1.18	0.74			
Yb	16.49	31.49	22.89	13.99	11.24	8.84	4.76			
Lu	2.46	4.65	3.34	2.07	1.59	1.42	0.69			
Y	140.25	186.05	185.95	101.20	91.06	61.80	15.57			
ΣREE	426.72	580.85	530.29	285.45	319.77	233.52	379.86			
LREE/HREE	0.93	0.81	0.77	0.72	1.07	1.35	6.95			
δEu	0.16	0.03	0.06	0.05	0.04	0.19	0.27			
δCe	0.63	0.68	0.74	0.81	0.82	0.78	0.80			

注：微量元素和稀土元素由南京大学地球科学系中心实验室采用 ICP 方法测定；括号内值为引自王昌烈等(1987)同类型岩石的测定值。

(平均为 0.75)，相似于江南古岛弧区前震旦纪变质沉积岩 ($\delta\text{Ce} = 0.71\text{--}0.86$)^①、澳大利亚后太古代页岩 ($\delta\text{Ce} = 0.88$) 和欧洲页岩 ($\delta\text{Ce} = 0.80$)^[14]，反映岩浆源区为变质沉积岩。

① 凌洪飞,1990,南京大学地球科学系博士研究生论文。

2. 铕负异常明显, $\delta\text{Eu} = 0.03\text{--}0.27$ (平均为 0.11), 明显低于江南古岛弧区前震旦纪变质沉积岩 ($\delta\text{Eu} = 0.69\text{--}0.76$)^①、澳大利亚后太古代页岩 ($\delta\text{Eu} = 0.70$) 和欧洲页岩 ($\delta\text{Eu} = 0.74$)^[14], 反映千里山岩体为原始岩浆强烈分异演化的产物, 是深部隐伏大花岗岩基的晚阶段分异体。

3. 稀土总量高, 为 $(233.5\text{--}580.8) \times 10^{-6}$ (平均为 393.8×10^{-6}), 在 $\delta\text{Eu}\text{--}\Sigma\text{REE}$ 图上, 所有数据点均投影于华南陆壳改造型花岗岩区域内^[11]。

4. 从第一阶段至第三阶段, LREE/HREE 值逐渐增加, 配分曲线从特征的“海鸥型”变为微右倾型, 反映岩浆中重稀土元素富集程度逐渐降低。这一变化特征与岩石中氟含量的逐渐降低(表 1)是一致的, 因为岩浆体系中氟与重稀土元素形成的络合物较之与轻稀土元素形成的络合物更为稳定。

2.4 同位素特征

2.4.1 钕同位素

千里山岩体主要岩石类型的 Nd-Sr 同位素组成列于表 2, 样品的初始钕同位素组成采用 ϵ_{Nd} 值表示:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$
$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0(e^{\lambda t} - 1)$$
$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(e^{\lambda t} - 1)$$

式中: t 代表岩石结晶年龄; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 为样品的现今测定值; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$; $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}$ 。

表 2 千里山岩体的 Nd-Sr 同位素组成

Table 2 Nd-Sr isotopic composition of the Qianlishan granite body

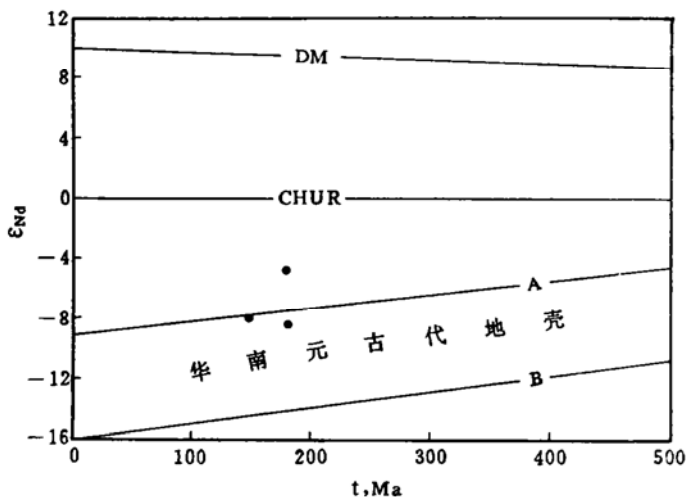
样号	岩 性	年龄 (Ma)	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}	T_{DM} (Ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Y-5	中粗粒黑云母二长花岗岩	146	5.939	18.01	0.1995	0.512230 ± 13	-8.0	1789	0.7120
Y-31	黄玉钾长花岗斑岩	182	23.93	65.21	0.2200	0.512236 ± 16	-8.4	1889	0.99
Y-17	黄英岩	182	7.938	35.99	0.1334	0.512324 ± 21	-4.7	1581 (1569)	0.7099

注: 1 Sm-Nd 同位素组成由南京大学现代分析中心同位素质谱实验室测定。

2 括号内的 T_{DM} 年龄为单阶段模式年龄值。

由表 2 所列的数据可知, 计算的 ϵ_{Nd} 值, 第一阶段黄玉钾长花岗斑岩为 -8.4, 黄英岩为 -4.7, 第二阶段中粗粒黑云母二长花岗岩为 -8.0, 相似于华南陆壳改造型花岗岩的值 (-5.3—-14.1)^[16], 在 $\epsilon_{\text{Nd}}\text{--}t$ 图上, 除黄英岩数据点位于华南元古代地壳演化域上方外, 其余两个数据点位于元古代地壳演化域内, 且靠近线 A 分布(图 4), 反映它们衍生于成熟度较低的地壳源区, 且原始岩浆源区的 Sm-Nd 同位素组成十分相似于江南古岛弧区变质沉积岩的平均组成。关于黄英岩 ϵ_{Nd} 值的偏高, 在广东银岩^[17]、江西岩背^[18]与浙江洋滨^[19]等斑岩锡矿区也有出现, 其原因目前还不太清楚, 可能同岩浆演化形成黄英岩时期内出现的某种地质过程

① 凌洪飞, 1990, 南京大学地球科学系博士研究生论文。

图 4 千里山岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}-t$ 图Fig. 4 $\epsilon_{\text{Nd}}-t$ diagram of the Qianlishan granite body

线 A 代表江南古岛弧区成熟度较低的元古代地壳, 线 B 代表华夏地块区成熟度较高的元古代地壳^[25]

(混染? 分馏?)有关。

花岗岩类的 Nd 模式年龄通常代表其物源区的平均地壳存留年龄。但就千里山岩体来说, 除黄英岩外, 其余岩石的 Sm/Nd 值 (0.33—0.37) 已明显高于地壳岩石正常值 (0.16—0.24)^[20], 反映岩浆源区或岩浆演化过程中, Sm-Nd 已发生明显分馏。对于这种花岗岩类, 只有采用两阶段模式^[21-22]进行计算, 给出的 Nd 模式年龄才具有地质意义。如表 2 所示, 计算的两阶段 Nd 模式年龄为 1581—1889Ma, 反映岩浆源区为区内未出露的中元古宙地壳。

2.4.2 锶同位素

本区不同侵入阶段岩石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值是根据全岩 Rb-Sr 等时线计算的, 其中第一和第二阶段岩石具有稍低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值, 分别为 0.7099 和 0.7120 (表 2), 第三阶段岩石则具有高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.7238), 但它们都位于华南陆壳改造型花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值^[16]范围内, 反映原始岩浆来源于相对富铷的地壳物质。

2.4.3 氧同位素

千里山花岗岩体的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化明显, 为 8.1‰—14.4‰^①, 说明这些岩石已受到水—岩交换作用不同程度的影响, 根据全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值已很难确切判断它们的物质来源。为此, 应采用抗交换能力强的石英单矿物的氧同位素组成来讨论其物质来源。如表 3 所示, 第一阶段石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.0‰—12.1‰, 第二阶段的为 9.3‰—9.8‰, 第三阶段的为 9.4‰—10.0‰。若按 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}} = 1.0\text{‰}$ ^[23] 进行调整, 则千里山复式岩体的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8.3‰—11.1‰ (平均为 9.4‰)。较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值反映它们来源于相对富 ^{18}O 的地壳物质。

2.4.4 铅同位素

根据已有资料, 千里山复式岩体不同阶段岩石中长石铅的同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$

① 湖南地矿局湘南地质队, 湖南地质实验研究中心, 1987, 东坡矿田锡矿成矿规律及找矿方向。

表 3 千里山花岗岩中石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值
Table 3 $\delta^{18}\text{O}$ values of individual mineral (quartz) from the Qianlishan granite

样号	阶段	岩 性	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})^*$
Y-46 样-1-2 Y-47	γ_3^{-1}	细粒斑状黑云母二长花岗岩 细粒斑状黑云母二长花岗岩 含黄玉钾长花岗岩	12.1 11.0 ^[2] 11.1
Y-6 3E-10-3	γ_3^{-2}	中粗粒黑云母二长花岗岩 中粗粒黑云母二长花岗岩	9.3 9.3 ^[2]
Y-32 样 3-2	γ_3^{-3}	中细粒斑状黑云母二长花岗岩 中细粒斑状黑云母二长花岗岩	9.4 10.0 ^[2]

* 本文数据由南京大学地球科学系中心实验室测定。

18.16—19.12, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.53\text{—}15.81$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.86\text{—}39.39$ ●, 它们基本上都分布于江南古岛孤区前震旦纪变质沉积岩的铅同位素组成(三组比值分别为 17.507—20.535, 15.430—15.778, 37.897—41.792)^[24] 范围内。由于长石的铅同位素组成, 尤其是 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化明显, 因而岩浆源区可能具有不均一的铅同位素组成, 或它们是由不同时代岩石构成的一个复合源区。

2.5 结论

综上所述, 千里山复式岩体不同阶段岩石一系列主要元素、微量元素、稀土元素和同位素特征, 如高硅、富钾、低 NK/A 值、过铝质、含过铝矿物(原生黄玉和石榴子石等)、富含不相容元素和稀有成矿元素、偏高的稀土总量、强的铈负异常、较低的 ϵ_{Nd} 值、较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值等, 非常相似于华南陆壳改造型花岗岩, 反映其原始岩浆来源于地壳物质, 应归属于陆壳改造型花岗岩范畴。弱的铈负异常和较古老的 Nd 模式年龄进一步表明, 它们的源区应为区内未出露的中元古宙变质沉积岩, 后者的 Nd, Pb 同位素组成相似于江南古岛孤区前震旦纪变质沉积岩。初始岩浆的形成很可能同中生代时期古太平洋板块向亚洲大陆东缘俯冲引发的茶陵—临武大断裂活化而导致基底地壳的部分熔融有关。

参 考 文 献

1 王昌烈等. 柿竹园钨多金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 1987.
2 李忠文等. 湖南千里山花岗岩的岩石学和地球化学研究. 岩石矿物学杂志, 1987, 6(1): 10—17.
3 匡耀求. 试论千里山岩体地球化学特征及其与东坡矿田锡矿的关系. 湖南地质, 1986, 5(2): 26—33.
4 张理刚等. 湖南东坡千里山花岗岩和钨多金属矿床稳定同位素地球化学. 桂林冶金地质学院学报, 1989, 9(3): 259—268.
5 张绮玲. 柿竹园—野鸡尾矿床锡的地球化学循环与演化. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 1992, (1): 35—46.
6 秦葆瑚. 湖南区域重磁异常的地质解释及其在成矿预测中的应用. 湖南地质, 1984, 3(2): 1—14.
7 黎彤. 中国陆壳及其沉积层和上陆壳的化学元素丰度. 地球化学, 1994, 23(2): 140—145.
8 中国科学院贵阳地球化学研究所“简明地球化学手册”编译组. 简明地球化学手册. 北京: 科学出版社, 1981.
9 刘昌实、朱金初. 华南四种成因类型花岗岩类岩石化学特征对比. 岩石学报, 1989, (2): 38—48.
10 刘英俊等. 华南花岗岩类中微量元素的地球化学特征. 见徐克勤和涂光炽主编“花岗岩地质和成矿关系”. 南京: 江

● 湖南地质矿产局湘南地质队, 湖南地质实验研究中心, 1987 东坡矿田锡矿成矿规律及找矿方向。

苏科学技术出版社, 1984, 511—525.

- 11 Christiansen E H et al. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western Unit State. Geol Soc Amer Inc. Special paper. 1986, 205:1—81.
- 12 Kovalenko V I and Kovalenko N I. Ongonite (topaz-bearing quartz keratophyre) -- subvolcanic analogue of rare metal Li-F granite(in Russian). Nauka Press. Moscow. 1976, 1—128.
- 13 Eadington P J and Nashar B. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England Batholith. Australia. Contrib Mineral Petrol. 1987, 67:433—438.
- 14 Taylor S T. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication. 1985, 1—95.
- 15 王德滋等. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑岩对比. 岩石学报, 1993, 9(1): 44—54.
- 16 刘昌实等. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源. 地质学报, 1990, 64(1): 43—52.
- 17 沈渭洲等. 广东银岩含锡斑岩的地球化学及同位素地质研究. 南京大学学报(地球科学), 1994, 6(2): 159—165.
- 18 王德滋等. 江西岩背火山侵入杂岩的地球化学特征和成因. 中国科学 (B 辑), 1994, 24(5): 531—538.
- 19 沈渭洲等. 浙江洋滨黄玉花岗斑岩的 Nd, Sr, Pb 同位素地质研究. 南京大学学报(自然科学), 1994, 30(2): 314—321.
- 20 Hawkesworth C J and Van Calsteren PWC. Radiogenic isotopes --- some geological application. In "Rare Element Geochemistry" edited by Henderson P. Elsevier Science Publishers B. V. 1984, 376—418.
- 21 DePaolo D J et al. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. J Geophys Res, 1991, 96:2071—2088.
- 22 李曙光. 花岗岩 Nd 同位素模式年龄研究. 见肖庆辉等著“当代地质前沿”. 北京: 中国地质大学出版社, 1993, 307—313.
- 23 黄福生等. 个旧锡矿花岗岩的氧氢碳稳定同位素研究. 岩石矿物及测试, 1983, 2(4): 241—247.
- 24 刘海臣、朱炳泉. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究. 科学通报, 1994, 39(2): 148—150.
- 25 沈渭洲等. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. 岩石学报, 1993, 9(2): 115—124.

Geochemical Characteristics and Material Sources of the Qianlishan Composite Granite Body, Hunan province

Shen Weizhou, Wang Dezi, Xie Yonglin, Liu Changshi

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Key words: granite; trace element; isotope; Qianlishan

Abstract

As the metallogenic parent rocks of the Shizhuyuan large-sized rare element-nonferrous metallic deposit, the Qianlishan complex granite body is characterized by high silica, peraluminous rocks, rich incompatible elements, strong negative Eu anomalies, low ϵ_{Nd} , and relative high $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $\delta^{18}O$ values. These features suggest that the Qianlishan rock body was derived from the crustal material, thus belonging to continental crust transformation type. Furthermore, weak negative Ce anomalies and comparatively old model ages imply that the original magma was formed mainly by partial melting of the unexposed middle Proterozoic metasedimentary rocks in the study area.