

粤北热水岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 及地球化学特征研究

邓平^{1,2)}, 凌洪飞³⁾, 沈渭洲³⁾, 孙立强³⁾, 朱捌⁴⁾, 黄国龙⁴⁾, 谭正中⁴⁾

- 1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 中广核铀业发展有限公司, 北京, 100029;
3) 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学), 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093;
4) 核工业 290 研究所, 广东韶关, 512026

内容提要:热水岩体位于贵东岩体中部南侧, SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为 162.8 ± 5.8 Ma (MSWD = 4.2), 属于燕山早期岩浆活动产物。该岩体具有富硅(SiO_2 平均为 76.32%), 富铝(A/CNK 值平均为 1.14)、钾大于钠($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值平均为 1.32)和高的 P_2O_5 含量(平均为 0.41%); 大离子元素富集, Ba、Sr、Ti、Nb、Ta 亏损, 具有高的 Rb/Sr(平均为 28.5)和 Rb/Nb 值(平均为 19.8); 轻、重稀土之间分馏不明显, 配分模式呈水平型, Eu 亏损明显(δEu 值平均为 0.14); $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低(平均为 -10.2), Nd 模式年龄古老(平均为 1777 Ma); 岩浆源区物质由泥质岩组成。这些特征表明, 热水岩体属于典型的 S 型或壳源型花岗岩。热水岩体可能是在燕山早期太平洋板块俯冲导致先存的东西向大东山-贵东断裂带重新复活的构造背景下, 由古—中元古代泥质变质岩低程度部分熔融的方式形成。

关键词: 锆石 U-Pb 定年; 元素和同位素地球化学特征; 强过铝花岗岩; 粤北热水岩体

热水岩体位于广东省北部翁源县和始兴县境内, 北侧紧邻我国最著名的产铀花岗岩体——贵东岩体(图 1)。热水岩体内已发现有铀矿化分布, 但对该岩体的研究很薄弱, 迄今尚无相关研究成果报道。我们对该岩体进行了年代学和地球化学研究, 为今后对该岩体开展铀矿普查提供依据。

1 岩体地质概况

热水岩体位于贵东岩体中部南侧, 呈岩基状产出, NNW 走向, 出露面积约 300 km²。岩体北东侧侵入震旦纪—寒武纪地层, 西南侧侵入寒武纪地层, 其它地方侵入泥盆纪地层, 与北侧贵东岩体之间局部被早白垩纪英安斑岩相隔(图 1)。岩性主要为中粗粒或中粗粒似斑状黑云母花岗岩, 似斑状结构, 块状构造。斑晶为微斜长石, 主要矿物组成为: 石英 20%~25%, 微斜长石 35%~40%, 斜长石 30%~35%, 黑云母 4%~6%, 白云母 1%(以次生为主)。副矿物组合较为简单, 以锆石、独居石、磷灰石、绿帘石、磁铁矿、黄铁矿等为主。岩体蚀变作用较弱, 以

绢云母化、泥化为主, 局部见有绿泥石化。岩体中见有呈岩株状产出的中细粒黑云母花岗岩。

2 样品和分析方法

经镜下研究后选取没有蚀变或蚀变微弱的全岩样品进行各项分析。主要元素由核工业 290 研究所实验室采用湿化学方法分析, 精度优于 1%。微量元素和稀土元素组成由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Finnigan Element II 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)测定, 检测限低于 0.5×10^{-9} , 分析相对标准偏差优于 5%。

Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素测试由中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室完成。同位素比值测定采用 VG-354 固体同位素质谱计。Nd 同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行质量分馏校正, 对 BCR-1 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643 \pm 8(2\sigma)$; Sr 同位素比值测定采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正, 对 NBS987 测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710270 \pm 15$ 。实验室全流程空白: Sm, Nd 为

收稿日期: 2011-01-18; 改回日期: 2011-04-17; 责任编辑: 周健。

作者简介: 邓平, 男, 1963 年生。博士, 高级工程师, 中广核铀业发展有限公司技术部副总监兼中广核铀业广东有限公司总工程师, 构造地质学、铀矿地质专业, 长期从事铀矿地质勘查和科研工作。Email: kydeng@vip.tom.com。

DOI: CNKI: 11—1951/P. 20110804. 1239. 010 网络出版时间: 2011-8-4 12:39

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110804.1239.010.html>

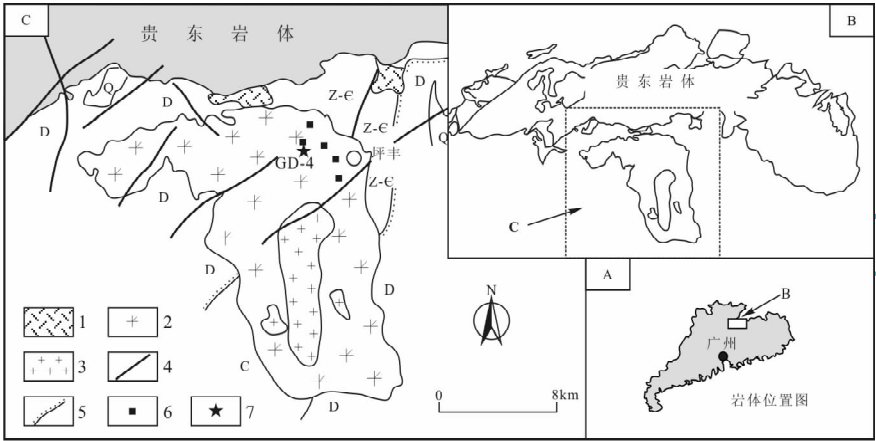


图 1 粤北热水岩体地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

1—英安斑岩; 2—中粗粒似斑状黑云母花岗岩; 3—中细粒黑云母花岗岩; 4—断层;
5—不整合界线; 6—取样点位置; 7—锆石年龄取样点位置

1—Dacite porphyry; 2—intermediate-coarse grained porphyry-like biotite granite; 3—intermediate-fine grained biotite granite;
4—fault; 5—unconformable boundary; 6—sampling localities for geochemical analyses; 7—sampling localities for zircon dating

$10^{-11} \sim 10^{-12}$ g, Rb, Sr 为 $10^{-10} \sim 10^{-11}$ g。

定年用新鲜岩石样品经破碎、淘洗、磁选和重液选,分离出锆石。然后在双目镜下挑纯,选出晶形好、无裂纹和无包裹体的锆石(阴极发光电子图像见图 2)进行年代学研究。将分选出的锆石与标准锆石(TEM)用环氧树脂固定在玻璃板上,将被固定的锆石颗粒磨至约一半,以便全面观察锆石的内部结构。在经过抛光、清洗处理后,对其进行透射光、反射光和阴极发光扫描电镜照相,以了解锆石的内部结构,选择最佳测试部位。锆石的阴极发光图像在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成。SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心 SHRIMP-II 仪器上进行。样品分析的详细流程及相关原理见宋彪等(2002)和简平等(2003)。应用锆石标准样 TEM ($t=417$ Ma)进行元素间的分馏校正, Pb/U 比值校正公式采用 $Pb/U = A(UO/U)$, 锆石的 U、Th、Pb 含量采用锆石标准样 SL13 ($t=572$ Ma, $U=238 \times 10^{-6}$)进行标定。年龄计算和作图采用 Ludwig(1999) SQUID(1.02)和 ISOPLOT 程序。普通铅校正根据实测的 ^{204}Pb 值进行,同位素比值误差为 1σ ,加权平均年龄为 95%置信度。分析结果列于表 1。

3 锆石 U-Pb 定年

进行定年的锆石以透明为主,局部半透明,裂纹不发育,无核或核部小,为柱状、长柱状自型晶锆石,振荡韵律环带结构清晰,属于典型的岩浆锆石。测

点都选择在韵律环带结构清晰的部位,尽可能避开核部(图 2)。SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素定年可获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 、 $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 3 组表面年龄。位于谐和曲线上的谐和年龄反映岩浆结晶后未受后期地质事件影响而发生 Pb 丢失,因而谐和年龄代表岩浆结晶年龄。对于位于谐和曲线两侧 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄接近而 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄变化大的数据,一般是由于较年轻和铀含量较低的锆石放射成因 ^{207}Pb 积累较少,因而测定误差大引起 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄偏差,而 ^{206}Pb 同位素丰度较 ^{207}Pb 的高得多,因而 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄比 $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄更能反映锆石的结晶时间(Compston et al., 1992)。因此本文或采用谐和年龄或采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄作为岩体结晶年龄。

锆石样品(GD-4)采自广东翁源县坪丰林场北约 900 m 公路旁,坐标点位置为 $E113^{\circ}58'45''$, $N24^{\circ}33'315''$,岩性为中粗粒(似斑状)黑云母花岗岩。由表 1 可见,热水岩体锆石的铀、钍含量变化都比较明显,分别为 $315 \times 10^{-6} \sim 9256 \times 10^{-6}$ 和 $161 \times 10^{-6} \sim 3403 \times 10^{-6}$, Th/U 值变化明显(0.11~1.15),它们都位于岩浆锆石的 Th/U 值范围内(Williams et al., 1996; Pidgeon et al., 1998; Sue et al., 1999; Claesson et al., 2000)。

在测试的 18 个数据中,年龄值较为分散($141.6 \pm 4.5 \sim 275.1 \pm 6.0$ Ma)。其中,测点 1、3、4、5、7、11、12、13、16 和 17 等 10 颗锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化小,为 $141.6 \pm 4.5 \sim 175.6 \pm 4.9$ Ma,在图 2 中

表 1 粤北热水岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 SHRIMP zircon U-Pb isotopic compositions of the Reshui granite body, northern Guangdong Province

测点	U	Th	Th/U	Pb *	普通铅	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	± %	年龄 (Ma)	
	($\times 10^{-6}$)	($\times 10^{-6}$)		($\times 10^{-6}$)	$^{206}\text{Pb}(\%)$							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±
1	1536	1705	1.15	40.0	27.32	0.02222	3.2	0.125	61	0.041	61	141.6	4.5
2	9256	1276	0.14	264	0.44	0.03311	2.2	0.2280	2.5	0.04995	1.3	210.0	4.5
3	7688	1270	0.17	172	2.15	0.02546	2.2	0.1786	4.1	0.0509	3.4	162.1	3.6
4	4309	3403	0.82	96.6	0.70	0.02591	2.2	0.1710	3.2	0.0479	2.3	164.9	3.6
5	2373	422	0.18	54.9	0.67	0.02674	2.3	0.1818	3.5	0.0493	2.7	170.1	3.8
6	6028	1669	0.29	179	0.61	0.03430	3.0	0.2331	3.4	0.04932	1.6	217.3	6.4
7	5635	1608	0.29	121	0.49	0.02487	2.4	0.1664	2.9	0.04854	1.7	158.3	3.7
8	4222	1586	0.39	162	2.32	0.04360	2.2	0.291	4.4	0.0484	3.8	275.1	6.0
9	1101	359	0.34	30.1	1.38	0.03140	4.6	0.206	7.4	0.0476	5.8	199.5	9.0
10	998	219	0.23	282	0.13	0.32860	2.2	7.67	2.8	0.16916	0.48	1832	35
11	2633	963	0.38	56.9	0.90	0.02495	2.3	0.1640	4.5	0.0477	3.9	158.9	3.6
12	1973	762	0.40	45.1	1.08	0.02632	2.3	0.1738	5.3	0.0479	4.7	167.5	3.7
13	1339	679	0.52	30.3	1.09	0.02611	2.3	0.173	5.9	0.0480	5.5	166.1	3.8
14	8316	2685	0.33	225	1.52	0.03110	9.9	0.215	11	0.0501	3.6	197.0	19.0
15	6230	676	0.11	171	0.43	0.03188	2.2	0.2158	2.8	0.04909	1.7	202.3	± 4.4
16	5612	2115	0.39	134	0.85	0.02761	2.8	0.1877	4.5	0.0493	3.6	175.6	± 4.9
17	315	161	0.53	7.18	4.41	0.02537	2.8	0.144	25	0.041	24	161.5	± 4.5
18	2082	728	0.36	55.8	1.30	0.03079	2.6	0.2028	4.9	0.0478	4.2	195.5	± 4.9

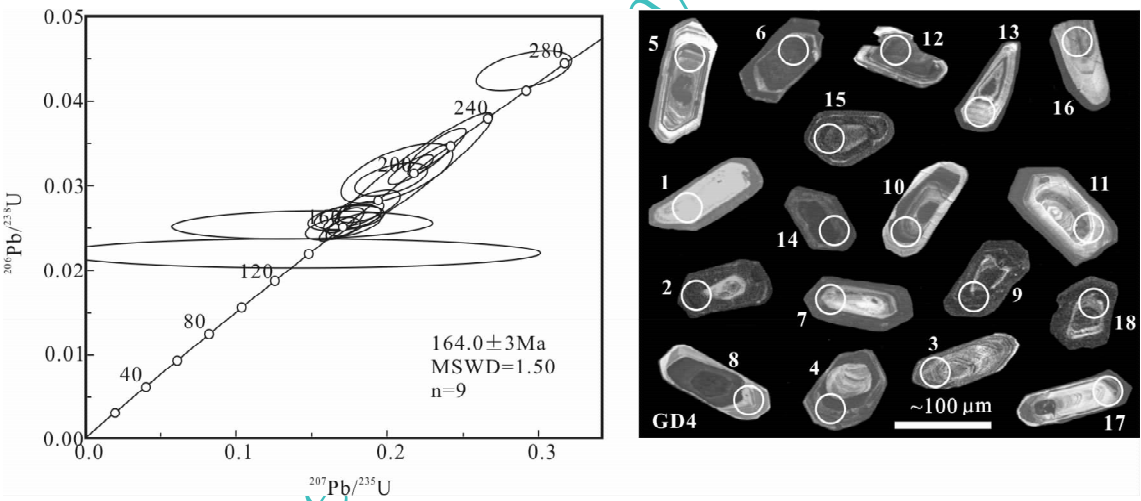


图 2 粤北热水岩体锆石 U-Pb 谐和图和阴极发光图像

Fig. 2 Zircon U-Pb concordia diagram and CL images of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

位于谐和线上,其加权平均年龄为 162.8 ± 5.8 Ma (MSWD=4.2),该年龄值可代表热水岩体的形成时间,表明热水岩体是燕山早期岩浆活动产物。其中测点 1 的年龄稍偏年轻,为 141.6 ± 4.5 Ma。鉴于该测点具有最高的普通铅含量(27.32×10^{-6} ,表 1),因而年龄值偏年轻可能是由放射成因铅的丢失引起的(蔡剑辉等,2005)。从阴极发光电子图像上看(图 2),上述 10 颗锆石大多透明,一般无核,少见裂纹,环带结构清晰,为典型的岩浆锆石。

由表 1 可见,测点 2、6、9、14、15 和 18 等 6 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄稍高,为 $195.5 \pm 4.9 \sim 217.3 \pm$

6.4 Ma,经计算获得的加权平均年龄为 205 ± 5 Ma (MSWD=1.9)。在 U-Pb 谐和图上,上述 6 颗锆石也位于谐和线上(图 2),因此其加权平均年龄代表锆石结晶年龄,表明上述 6 颗锆石是岩体形成过程中捕获的印支期岩浆锆石,亦即在岩体形成之前该区已有印支期岩浆岩存在,这和热水岩体毗邻的贵东岩体是由印支期和燕山期花岗岩组成的复式岩体是吻合的。从锆石阴极发光图像上看,这 6 颗印支期岩浆锆石均不甚透明,长宽比较小,呈短柱状,环带结构不清晰(图 2)。

其余 2 个测点(8 和 10)的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄不同

程度偏老($275.1 \pm 6.0 \sim 1832 \pm 35$ Ma),尤其是测点 10 的年龄(1832 ± 35 Ma)明显偏老,应代表源区物质中包含的继承锆石。

4 地球化学特征

4.1 主量元素特征

如表 2 所示,热水岩体以高硅($\text{SiO}_2 = 74.52\% \sim 78.60\%$)、富碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.44\% \sim 8.31\%$)和钾大于钠($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.08 \sim 1.46$)为特征,属于典型的钙碱性花岗岩。铝饱和指数高, A/CNK 值均高于 1.1($1.13 \sim 1.16$),属于强过铝花岗岩。在 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图上,数据点投影于花岗岩区域内(图 3a);在 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图上,数据点投影于高钾钙碱性系列内(图 3b);在 $\text{A}/\text{CNK} - \text{NK}/\text{A}$ 图解上,数据点都位于亚碱性过铝质区域内(图 3c);在 ACF 图中,数据点都位于斜长石—堇青石—白云母和斜长石—堇青石—黑云母区域界线附近,属于 S 型花岗岩。 P_2O_5 含量高($0.33\% \sim 0.50\%$),明显大于 0.10% ,十分相似于 S 型花岗岩(李献华等, 2007)。 K_2O 与 SiO_2 之间呈现负相关(表 2),与 I 型花岗岩中出现的正相关(Chappell & White, 1992; 王德滋等, 1993)刚好相反。分异指数 DI 值($0.92 \sim 0.96$)高,说明原始岩浆经历了明显的结晶分异作用。

4.2 微量元素特征

由图 4 可知,热水以富集大离子元素 Rb、Th 和稀土元素 Ce、Sm、Y,明显亏损 Ba、Sr、P、Ti 和轻微亏损 Nb 为特征,属于低 Ba-Sr 花岗岩,相似于南岭地区的过铝-强过铝花岗岩(孙涛等, 2003; 凌洪飞等, 2004, 2005; 周新民, 2007)。 Nb/Ta ($2.43 \sim 5.06$, 平均为 3.91)和 Zr/Hf 值($20.1 \sim 27.3$, 平均为 24.0)都低于正常花岗岩值(分别为 11 和 $33 \sim 40$, Green, 1995; Dostal et al., 2000),尤其是 Zr/Hf 值低于指示存在流体作用的值(25, Irber, 1999),说明在壳源物质熔融形成的花岗岩浆演化过程中,存在熔体与富挥发分流体之间的相互作用,导致 Nb-Ta 和 Zr-Hf 这两组元素对发生不同程度分馏,使 Nb 和 Zr 趋向亏损而 Ta 和 Hf 相对富集(Cerny et al., 1986; Green, 1995; Dostal et al., 2000)。热水岩体的 Rb/Sr ($9.5 \sim 84.0$)和 Rb/Nb 值($13.4 \sim 35.5$)都明显高于中国东部上地壳(分别为 0.31 和 6.8 , 高山等, 1999)和全球上地壳的平均值(分别为 0.32 和 4.5 , Taylor & McLennan, 1995),表明它们都源自成熟度较高的陆壳物质。该

表 2 粤北热水岩体的主量元素(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)和稀土元素($\times 10^{-6}$)组成

Table 2 Concentrations of major (%), trace and rare earth elements ($\times 10^{-6}$) of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

样品号	RS-6	RS-8	RS-10	RS-12	RS-15
SiO_2	74.52	76.26	78.66	75.72	76.5
TiO_2	0.19	0.17	0.05	0.11	0.09
Al_2O_3	13.72	12.65	11.81	13.29	12.6
Fe_2O_3	0.63	0.55	0.39	0.62	0.36
FeO	1.06	1.06	0.59	0.72	1.14
MnO	0.05	0.043	0.044	0.048	0.051
MgO	0.23	0.20	0.07	0.13	0.09
CaO	0.63	0.52	0.22	0.29	0.29
Na_2O	3.47	3.16	3.58	3.62	3.27
K_2O	4.71	4.39	3.86	4.69	4.79
P_2O_5	0.33	0.50	0.40	0.36	0.48
LOI	0.55	0.69	0.49	0.60	0.56
Total	100.1	100.2	100.1	100.2	100.3
A/CNK	1.15	1.16	1.13	1.15	1.14
DI	92	93	96	95	95
$\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$	0.18	0.16	0.06	0.08	0.09
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1.36	1.39	1.08	1.30	1.46
$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	8.18	7.55	7.44	8.31	8.06
$\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$	2.11	1.98	1.10	1.58	1.68
Rb	274.6	292.3	379.7	387.2	385
Sr	29.02	16.56	31.09	20.24	4.583
Y	37.78	47.67	47.62	60.07	42.72
Zr	114.7	137.7	50.13	114.5	110.6
Hf	4.205	5.094	2.307	4.916	5.327
Nb	20.54	17.85	10.70	22.12	23.57
Ta	5.475	4.293	4.408	5.345	4.657
Ba	207.1	97.09	133.3	106.7	33.43
Th	20.31	23.23	13.88	19.76	13.43
U	8.28	9.41	7.547	9.514	9.204
Rb/Sr	9.46	17.65	12.21	19.13	84.01
Rb/Nb	13.37	16.38	35.49	17.50	16.33
Zr/Hf	27.28	27.03	21.73	23.29	20.76
Nb/Ta	3.75	4.16	2.43	4.14	5.06
La	20.04	22.97	14.82	17.90	12.21
Ce	46.88	51.35	21.86	39.29	29.55
Pr	4.87	5.603	3.447	4.623	3.422
Nd	20.58	23.84	13.71	20.43	14.98
Sm	4.692	5.461	4.198	5.891	4.238
Eu	0.332	0.208	0.411	0.219	0.046
Gd	4.949	5.969	5.588	6.999	5.235
Tb	0.963	1.185	1.203	1.504	1.138
Dy	7.271	9.236	7.776	11.62	8.769
Ho	1.385	1.757	1.604	2.221	1.748
Er	4.219	5.49	4.9	6.938	5.239
Tm	0.702	0.885	0.844	1.187	0.859
Yb	4.616	5.631	5.979	7.728	5.116
Lu	0.724	0.898	0.953	1.207	0.781
ΣREE	122.2	140.5	87.29	127.8	93.33
L/H	3.92	3.52	2.03	2.24	2.23
δEu	0.21	0.11	0.26	0.10	0.03
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	2.93	2.76	1.67	1.57	1.61
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	2.69	2.65	2.22	1.91	1.81
$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$	0.87	0.86	0.76	0.73	0.83

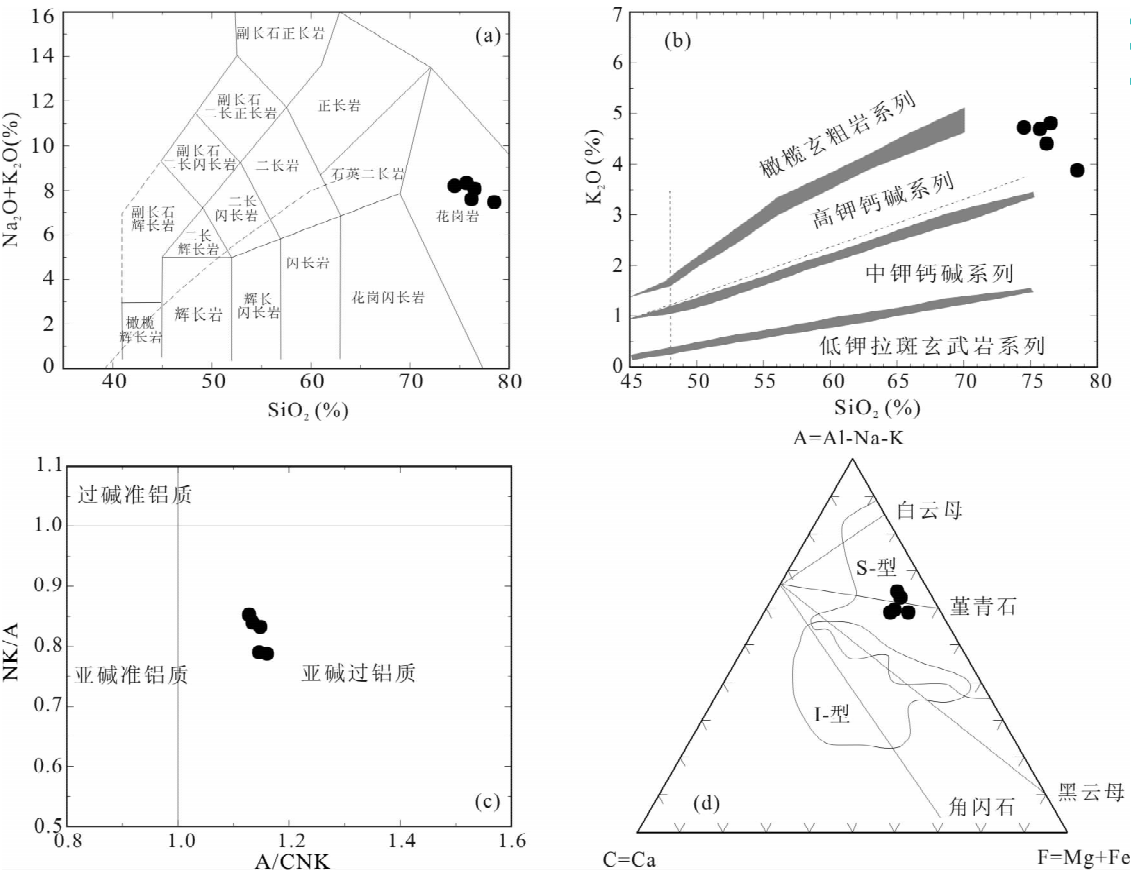


图 3 粤北热水岩体的主元素图解

Fig. 3 Diagrams showing the major element concentrations of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province (a)—SiO₂-(K₂O+Na₂O)图(据 Middlemost, 1994; Irvine & Baragar, 1971); (b)—SiO₂-K₂O 图(据 Peccerillo & Taylor, 1976); (c)—ACF 图(据 Xu Keqin et al., 1984); (d)—NK/A-A/CNK 图(据陈小明等, 2002) (a)—SiO₂-(K₂O+Na₂O) (after Middlemost, 1994; Irvine & Baragar, 1971); (b)—SiO₂-K₂O (after Peccerillo & Taylor, 1976); (c)—ACF (after Xu Keqin et al., 1984); (d)—NK/A-A/CNK (after Chen et al., 2002)

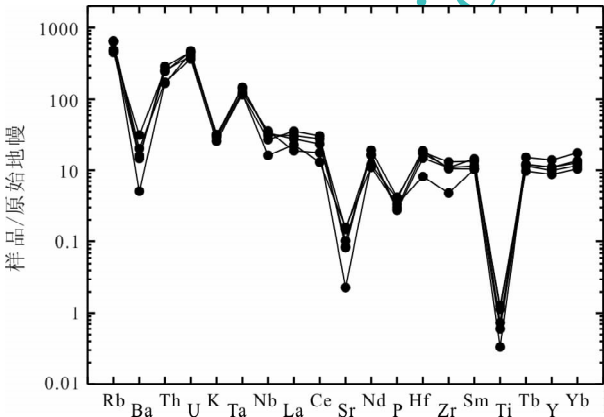


图 4 粤北热水岩体微量元素蛛网图解(标准化所用 MORB 数据据 McDonough and Sun, 1995) Fig. 4 Trace element spider diagram for Reshui granite batholith, northern Guangdong Province (MORB data for normalization from McDonough and Sun, 1995)

岩体的铀含量($7.5 \times 10^{-6} \sim 9.4 \times 10^{-6}$, 平均为 8.8×10^{-6})明显低于比邻贵东复式岩体东部帽峰($12.4 \times 10^{-6} \sim 27.0 \times 10^{-6}$, 平均为 16.9×10^{-6} , 凌洪飞等, 2005)、下庄($15.8 \times 10^{-6} \sim 26.9 \times 10^{-6}$, 平均为 20.2×10^{-6} , 吴烈勤等, 2005)和高栋($7.6 \times 10^{-6} \sim 20.7 \times 10^{-6}$, 平均为 14.0×10^{-6} , 凌洪飞等, 2004)等产铀花岗岩, 这或许是热水岩体内仅出现铀矿化而没有大型铀矿床产出的因素之一。

4.3 稀土元素特征

热水岩体的稀土总量偏低且变化明显, 为 $82.29 \times 10^{-6} \sim 140.5 \times 10^{-6}$ (平均为 114.2×10^{-6} , 表 2)。LREE/HREE 值 (2.03 ~ 3.92, 平均为 2.79) 和 (La/Yb)_N 值 (1.57 ~ 2.93, 平均为 2.11) 较低, 反映轻、重稀土之间的分馏程度低, 配分曲线近水平型(图 5)。热水岩体 Eu 的亏损明显, δEu 值为 0.03 ~ 0.26 (平均为 0.14), 反映岩浆演化过程中, 斜长石的分离结晶作用明显。

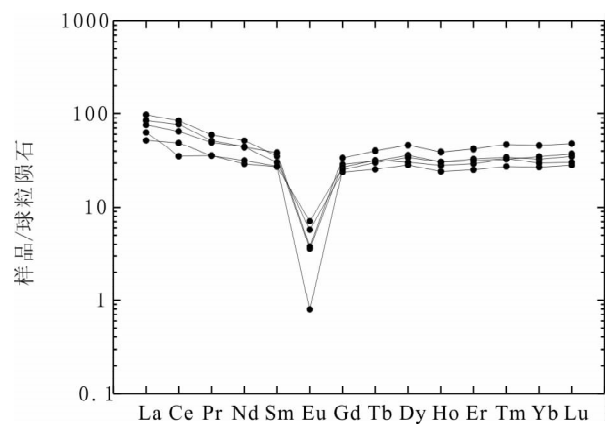


图 5 粤北热水岩体稀土元素球粒陨石标准化曲线(标准化所用球粒陨石数据据 Taylor & McLennan,1985)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for Reshui granite batholith, northern Guangdong Province (chondrite data for normalization from Taylor & McLennan,1985)

4.4 同位素特征

如表 3 所示,热水的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.68465~0.71255)变化十分明显,特别是样品 RS-10 和 RS-15 的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.68465~0.68550)明显低于球粒陨石值(0.69897),与上述主要元素、微量元素和稀土元素特征以及下述 Nd 同位素特征不协调。其原因可能主要同它们具有高的 Rb/Sr 值和(或)经受轻微的蚀变作用有关。因为在这种情况下,年龄值的稍许偏差和后期蚀变作用的轻微影响都可能明显影响其校正后的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值。Jahn 等(2001)和 Wu 等(2002)已经指出,用高 Rb/Sr 值的 Sr 同位素初始比值来讨论岩体成因往往是不合适的。Sm-Nd 同位素体系因活动性小,示踪效果明显优于 Rb-Sr 体系。因此,本文将主要选用 Sm-Nd 同位素体系来示踪它们的物质来源。

与 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值的明显变化相反,热水 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低(-10.7~-9.7,平均-10.2),而且变化小,在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-t$ 图上(图 6),数据点都位于南岭地区前寒武纪地壳 Sm-Nd 同位素演化区域内(孙涛等,2003),与贵东复式岩体中高栋岩体(又称笋洞岩体,凌洪飞

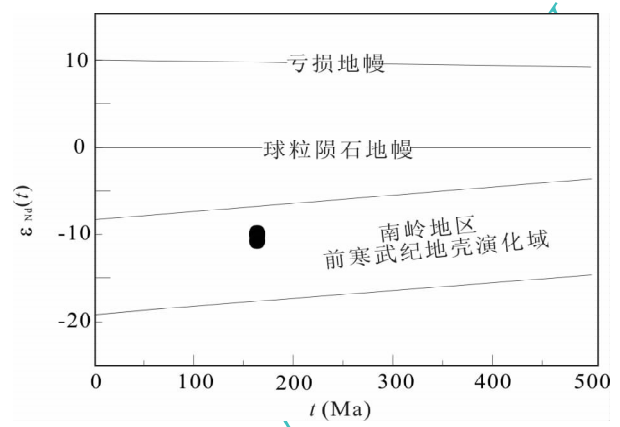


图 6 粤北热水岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-t$ 图解(南岭前寒武纪地壳演化域据孙涛等,2003)

Fig. 6 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-t$ diagram of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province (the evolution field for Precambrian crust in Nanling region is after Sun Tao et al. , 2003)

等,2004)、下庄岩体(孙涛等,2003)、帽峰岩体(凌洪飞等,2005)以及南岭地区的典型壳源型花岗岩(沈渭洲等,1999;周新民,2007)十分相似。采用两阶段模式(陈江峰和江博明,1999)计算的 Nd 模式年龄为 1743~1820 Ma (平均 1777 Ma),与华南地区基底变质岩原岩年龄(1766~1946 Ma,孔祥生等,1995;金文山和孙大中,1997;Li, 1997;张晓阳,2000)基本一致。这些特征表明,热水岩体可能是由古一中元古代地壳组分经部分熔融形成的,从而进一步说明它们属于壳源型花岗岩范畴。

5 岩石成因讨论

5.1 花岗岩的源区特征

如上所述,热水岩体富硅、富铝、富碱、钾大于钠、 P_2O_5 含量高;富集大离子不相容元素、Nb 和 Ta 显示亏损;稀土配分模式呈水平型, Eu 亏损明显; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低和 Nd 模式年龄古老。这些特征均表明,它们应归属于 S 型或壳源型花岗岩范畴。

关于岩浆源区物质的成分特征,可根据 Sylvester(1998)提出的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值和 $\text{FeO}_t +$

表 3 粤北热水岩体的 Nd-Sr 同位素组成

Table 3 Nd-Sr isotopic compositions of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ma})$
RS-6	17.79	0.754028(15)	0.71255	0.1430	0.512033(12)	-10.7	1820
RS-10	39.46	0.777506(12)	0.68550	0.1774	0.512102(12)	-10.1	1769
RS-15	78.75	0.868276(14)	0.68465	0.1777	0.512119(7)	-9.7	1743

MgO + TiO₂ 含量进行判别: CaO/Na₂O > 0.3, FeO_t + MgO + TiO₂ 含量大于 4%, 表示源区属于砂质岩石; CaO/Na₂O < 0.3, FeO_t + MgO + TiO₂ 含量小于 4%, 表示源区属于泥质岩石。如表 2 所示, 热水岩体的 CaO/Na₂O 值(0.06~0.18)明显低于 0.3, FeO_t + MgO + TiO₂ 含量(1.1%~2.1%)明显低于 4%, 由此说明, 热水岩体的源区物质由泥质岩组成。

在 Rb/Sr-Rb/Ba 图解上, 热水岩体数据点都投影于右上方富粘土源岩区域内(图 7a); 在 A/MF-C/MF 图解上(图 7b), 热水岩体数据点又都位于变质泥质岩区域内(RS-10 由于 MgO + FeO_t 含量低而投影于图外)。

上述特征清楚表明, 热水岩体是由泥质岩石熔融形成, 属于典型的 S 型或壳源型花岗岩。

5.2 花岗岩成岩构造背景

在 Pearce (1996) 提出的 Rb-(Y+Nb) 构造环境判别图解中, 热水岩体位于碰撞后花岗岩区域内(图 8a)。在 Maniar & Piccoli (1989) 提出的 SiO₂-Al₂O₃ 图解上, 这些岩体都位于造山后花岗岩区域内(图 8b), 总之热水岩体是在伸展拉张构造环境中形成的。

南岭地区在中生代时期先后经历了印支运动和燕山运动两次大的构造-岩浆活动。印支运动时期印支板块与华南板块之间发生碰撞, 在三叠纪末期该碰撞进入尾声, 开始了挤压应力向拉张应力的转化。在此拉张构造背景下, 形成了 3 条(骑田岭-九峰、大东山-贵东和花山-姑婆山-连阳-佛冈)主要的东西向断裂带(或花岗岩带), 并被少量印支期晚期

花岗岩充填。在燕山运动时期, 由于太平洋板块俯冲的影响, 使先前存在的东西向断裂带重新复活, 并为大量燕山早期花岗岩充填。因此, 包括贵东复式岩体在内的、南岭地区 3 个主要的东西向断裂带(或花岗岩带)很可能形成于印支晚期, 重新活跃于燕山早期, 并被燕山早期花岗岩全面充填而形成(周新民等, 2007)。

太平洋板块向亚洲大陆的俯冲约始于 180 Ma 前(Maruyama & Seno, 1986)。周新民等(2007)指出, 由于太平洋板片初期俯冲角度较小, 在燕山早期尚未达到华南地壳地表以下 110 km 深度, 不能诱发陆缘弧型岩浆作用, 因而南岭地区的燕山早期花岗岩类的形成与太平洋板块俯冲物质没有直接关系。但因俯冲产生的应力则可通过华南的刚性地块, 快速传递到内陆, 形成伸展构造环境, 并经伸展和断裂途径发生减压熔融, 在华南内陆形成燕山早期板内花岗岩和局部地段的裂谷型岩浆岩组合(李献华等, 2000, 2001; 郭新生等, 2001; 陈培荣等, 2004)。

南岭地区燕山早期的伸展构造环境可从下列地质事实中进一步得到证实: 闽西南-赣南-一湘东南-桂东南地区存在燕山早期的碱性花岗岩(176~178 Ma, 陈培荣等, 1998; 范春方和陈培荣, 2000)、双峰式火山岩(158~179 Ma, 许美辉, 1992; 陈培荣等, 2002)、碱性玄武岩(Ar-Ar 年龄 175~178 Ma, 赵振华等, 1998; Chung et al., 1997)和碱性杂岩体(K-Ar 年龄 199 Ma, 郭新生等, 2001)。这些可信的年龄数据表明, 南岭地区自中侏罗世开始已处于岩石圈伸展、减薄的构造环境。但由于南岭地区既受

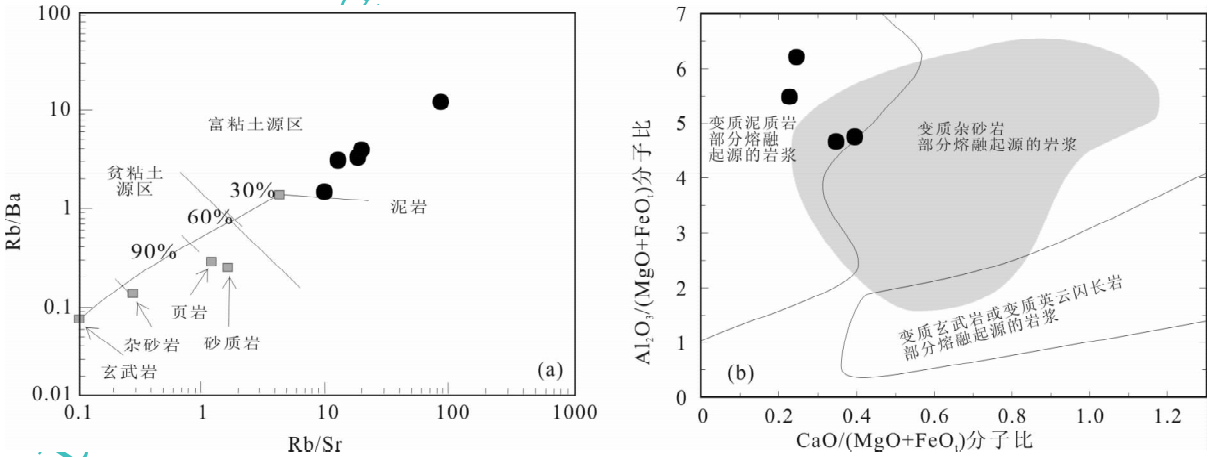


图 7 粤北热水岩体的 Rb/Sr-Rb/Ba(a)(据 Sylvester, 1998)和 C/MF-A/MF(b)(据 Altherr et al., 2000)图解
Fig. 7 Rb/Sr-Rb/Ba (a) (after Sylvester, 1998) and C/MF-A/MF (b) (after Altherr et al., 2000) diagrams of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

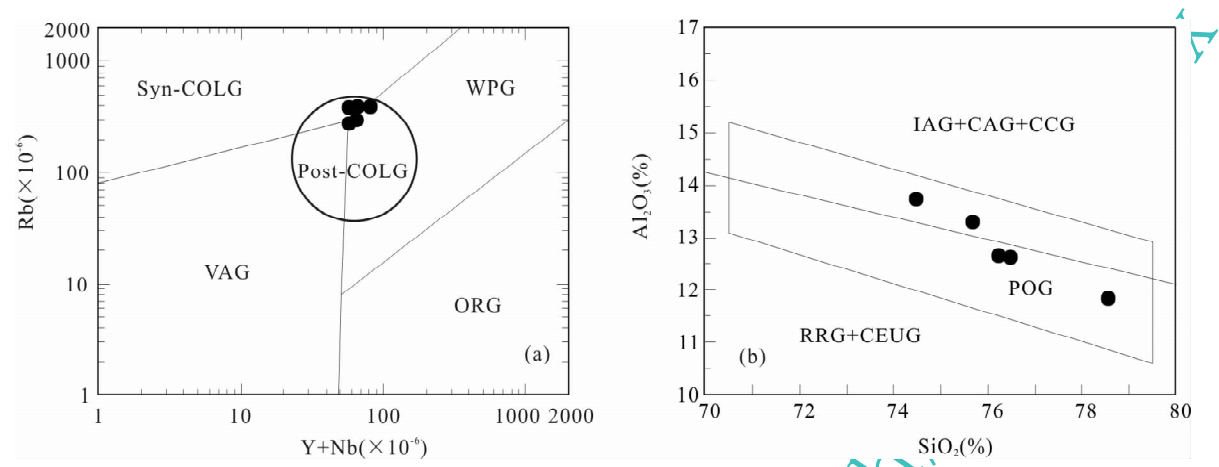


图 8 粤北热水岩体的 Rb-(Y+Nb) (a) (据 Pearce, 1996)和 SiO₂-Al₂O₃ (b) (据 Maniar & Piccoli, 1989)图解
Fig. 8 Rb-(Y+Nb) (a) (after Pearce, 1996) and SiO₂-Al₂O₃ (b) (after Maniar & Piccoli, 1989) diagrams of the Reshui granite batholith, northern Guangdong Province

到印支地块与华南地块碰撞(峰期发生在 258~243 Ma,Carter et al.,2001)影响而处于碰撞后伸展环境,也受到古太平洋板块俯冲(开始于 180 Ma 前,Maruyama & Seno,1986)产生的应力传递影响而发生伸展。因此,南岭地区燕山早期的伸展构造环境已经不单纯是印支地块与华南地块之间碰撞后的伸展,而是该区在经历古太平洋板块持续俯冲一定时期(15~20 Ma)以后,在原有薄弱构造带附近产生进一步伸展拉张的背景下形成的。

Sylvester (1998)认为,所有花岗岩都是在伸展构造环境中形成;周新民(2003)和孙涛等(2003)也指出,华南地区中生代岩浆活动都发生在伸展构造应力体制中。热水岩体的形成时间(163 Ma)与南岭地区大部分燕山早期花岗岩的形成时间(165~155 Ma)一致,因此该岩体可能是在太平洋板块俯冲导致先存的东西向大东山-贵东断裂带重新复活的构造背景下,由古一中元古代泥质变质岩低程度部分熔融的方式形成。

5.3 关于热水岩体归属

先前有关研究贵东岩体的论文都没有涉及热水岩体(胡瑞忠和金景福,1988;张成江,1991;林锦荣,1992;李建红等,2004),通常是将其作为一个独立的燕山期岩体(广东省地质矿产局,1988;地矿部南岭项目花岗岩专题组,1989)。鉴于热水岩体与毗邻的贵东岩体在空间上仅为不足 2 km 的火山岩相隔;时间上,热水岩体(163 Ma)又和其毗邻的贵东岩体西部燕山早期花岗岩的形成时间(163~157 Ma)十分一致,而且其地球化学特征也与后者(孙涛等,未刊资料)十分相似,因此我们认为热水岩体属

于贵东复式岩体的一个重要组成部分,它们是受同一构造背景控制,由相似的源区物质在近乎相同的时间内部分熔融形成。

参 考 文 献

陈江峰,江博明. 1999. Nd, Sr, Pb 同位素示踪和中国东南大陆地壳演化. 见:郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社. 262~287.

陈培荣,章邦桐,孔兴功,蔡笔聪,凌洪飞,倪琦生. 1998. 赣南寨背 A 型花岗岩体的地球化学特征及其构造地质意义. 岩石学报, 14 (3): 163~173.

陈培荣,华仁民,章邦桐,陆建军,范春方. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景. 中国科学(D 辑), 32 (4): 279~289.

陈培荣,周新民,张文兰,陈卫锋,李惠民,张敏,范春方,孙涛. 2004. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义. 中国科学(D 辑), 34(6): 493~503.

陈小明,王汝成,刘昌实,胡 欢,张文兰,高剑锋. 2002. 广东从化佛冈(主体)黑云母花岗岩定年和成因. 高校地质学报, 8(3): 293~307.

蔡剑辉,阎国翰,牟保磊,任康绪,宋彪,李凤棠. 2005. 北京房山岩体锆石 U-Pb 年龄和 Sr、Nd、Pb 同位素与微量元素特征及成因探讨. 岩石学报, 21(3): 776~788.

地矿部南岭项目花岗岩专题组. 1989. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京: 地质出版社.

范春方,陈培荣. 2000. 赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造环境. 地球化学, 29(4): 358~366.

高山,骆庭川,张本仁,张宏飞,韩吟文,赵志丹. 1999. 中国东部地壳的结构和组成. 中国科学(D 辑), 29(3): 204~213.

郭新生,陈江峰,张翼,汤加富,谢智,周泰禧,刘玉龙. 2001. 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. 岩石学报, 17(1): 19~27.

广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社.

胡瑞忠,金景福. 1988. 论贵东花岗岩体的成因及其起源. 成都地质学院学报, 16(3): 17~25.

简平,刘敦一,孙晓猛. 2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋盆演化的同位素年代学制约. 地质

学报, 77(2): 217~228.

金文山, 孙大中. 1997. 华南大陆深部地壳结构及其演化. 北京: 地质出版社.

孔祥生, 李志飞, 冯长根, 顾明光, 马剑萍. 1995. 浙江陈蔡地区前寒武纪地质. 北京: 地质出版社.

李建红, 卫三元, 梁良, 冯明月. 2004. 贵东岩体地质地球化学特征及其形成的构造环境识别. 铀矿地质, 20(6): 322~329.

李献华, 周汉文, 刘颖, 李奇崛, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2000. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学 and 同位素地质年代学. 地球化学, 29(6): 513~520.

李献华, 周汉文, 刘颖, 李奇崛, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学. 地球化学, 30(1): 57~65.

李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52(9): 981~9.

凌洪飞, 沈渭洲, 邓平, 蒋少涌, 叶海敏, 濮巍, 谭正中. 2004. 粤北笋洞花岗岩的形成时代、地球化学特征与成因. 岩石学报, 20(3): 413~424.

凌洪飞, 沈渭洲, 邓平, 蒋少涌, 姜耀辉, 邱检生, 黄国龙, 叶海敏, 谭正中. 2005. 粤北帽峰花岗岩体地球化学特征及成因研究. 岩石学报, 21(3): 677~687.

林锦荣. 1992. 论贵东岩体东西部花岗岩岩石学特征和铀成矿条件差异性. 铀矿地质, 8(2): 93~99.

沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 黄小龙, 王德滋. 1999. 中国东南部花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 高校地质学报, 5(1): 22~32.

宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质评论, 48(增刊): 26~30.

孙涛, 周新民, 陈培荣, 李惠民, 周红英, 王志成, 沈渭洲. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. 中国科学(D 辑), 33(待刊).

王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 陈繁荣. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类斑岩岩对比. 岩石学报, 9(1): 44~54.

吴烈勤, 黄国龙, 沈渭洲, 凌洪飞, 叶海敏, 刘汝洲, 邹志文. 2005. 粤北下庄花岗岩地球化学特征与成因研究. 铀矿地质, 21(2): 65~71.

肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 洪大卫, 莫宣学, 卢欣祥, 李志昌, 汪雄武, 马昌前, 吴福元, 罗照华, 王涛. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社.

许美辉. 1992. 福建永定地区早侏罗世双峰式火山岩及其构造环境. 福建地质, 11(2): 115~125.

张晓阳. 2000. 湘东北文家市地区仓溪岩群 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义. 湖南地质, 19(3): 156~158.

张成江. 1991. 贵东岩体花岗岩的成因类型及成矿专属性探讨. 铀矿地质, 7(4): 224~233.

赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学(D 辑), 28(增刊): 7~14.

周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. 高校地质学报, 9(4): 556~565.

周新民. 2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社.

周新民, 孙涛, 沈渭洲. 2007. 华南中生代花岗岩—火山岩时空格局与成因模式. 见: 周新民主编. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社, 179~195.

Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50: 51~73.

Carter A, Roques D, Bristow C, Kinny P. 2001. Understanding

Mesozoic accretion in Southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian Orogeny) in Vietnam. Geology, 29: 211~214.

Cerny P, Goad B E, Hawthorne F C, Chapman R. 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. Am. Mineral., 71(3~4): 501~517.

Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 83: 1~26.

Chung S L, Cheng H, Jahn B M, O'Reilly S Y, Zhu B. 1997. Major and trace element, and Sr-Nd isotope constraints on the origin of Paleogene volcanism in South China prior to the South China Sea opening. Lithos, 40: 203~220.

Claesson V S, Vetrin T, Bayanova H D. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51: 95~108.

Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z, Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J. Geol. Sci. London, 149: 171~184.

Dostal J, Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). Chem. Geol., 63: 207~216.

Green J. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chem. Geol., 120(3~4): 347~359.

Jrber W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 489~508.

Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8: 523~548.

Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, Martineau F, Wang Y X, Zhao Z H. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountain in NE China. Lithos, 59: 171~198.

Li X H. 1997. Timing of the Cathaysia Block formation: constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. Episodes, 20(3): 188~192.

Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex (Version 2.05): a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Spec. Pub., Berkeley Geochronology Center 1a, 43.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull., 101: 635~643.

Maruyama S, Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese island. Tectonophysics, 127: 305~329.

McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 223~253.

Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev., 37: 215~224.

Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich: Shiva, 230~249.

Pearce J A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. Episodes,

19(4): 120~125.

Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63~81.

Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircon from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132: 288~299.

Sue K, David S, William C. 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: an application to the Lachlan foldbelt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 323~341.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional peraluminous granites. *Lithos.* 45: 29~44.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell.

Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33: 241~265.

Williams I S, Buick A, Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region, central Australia. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 29~47.

Wu Fuyuan, Sun Deyou, Li Huimin, Jahn Bor-ming, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem. Geol.*, 187: 143~173.

Xu Keqin, Sun Nai, Wang Dezi, Hu Shouxi, Liu Yingjun, Ji Shouyuan. 1984. Petrogenesis of the grantoid and their metallogenetic relations in South China. In: Xu K Q, Tu G C, eds. *Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations*. Beijing: Science Press, 1~33.

SHRIMP Zircon U-Pb Dating and Geochemical Characteristics
of Reshui Granitic Batholith, Northern Guangdong

DENG Ping^{1,2)}, LING Hongfei³⁾, SHEN Weizhou³⁾, SUN Liqiang³⁾,
ZHU Ba⁴⁾, HUANG Guolong⁴⁾, TAN Zhengzhong⁴⁾

- 1) *Geological Institute, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;*
2) *CGNPC Uranium Resources CO., Ltd, Beijing, 100029;*
3) *State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;*
4) *Research Institute No.290, CNNC, Shaoguan, Guangdong, 512026*

Abstract

The Reshui granite is located at south of the Guidong composite granite. SHRIMP zircon U-Pb dating yields an age of 162.8 ± 5.8 Ma (MSWD=4.2), suggesting its formation in the Early Yanshanian period. This granite is characterized by high silicon (average $\text{SiO}_2 = 76.32\%$), aluminum (average $\text{A/CNK} > 1.14$) and phosphorus (average $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.41\%$), and potassium higher than sodium (average $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.32$). It is also enriched in Rb, Th, Ce, Sm and Y, but depleted in Ba, Sr, Ti, Nb and Ta, with high Rb/Sr values (average of 28.5) and high Rb/Nb values (average of 19.8). Its light and heavy rare earth elements are not well fractionated, having flat chondrite-normalized REE patterns with clear Eu depletion (average $\delta\text{Eu} = 0.14$). The initial $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of the rocks are generally low (averaging at -10.2) and the Nd isotope model ages are of Mesoproterozoic (averaging at 1777 Ma). Source rock discriminating suggests pelite for the origin of the granite. All these above point to S-type granite affinity for the Reshui granite. Under the tectonic environment of subduction of the paleo-Pacific Plate in the Early Yanshanian period, which revived the pre-existed Dadongshan-Guidong fault, the Reshui granite was formed from a granitic magma probably generated by low-degree partial melting of the Early Mesoproterozoic meta-pelite in the source.

Key words: zircon U-Pb dating; elemental and isotopic characteristics; strong peraluminous granite; Reshui granitic batholith