

粤北油洞岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、 地球化学特征及其成因研究

黄国龙¹⁾, 曹豪杰¹⁾, 凌洪飞²⁾, 沈渭洲²⁾, 王小冬¹⁾, 伏顺成¹⁾

1) 核工业 290 研究所, 广东韶关, 512026;

2) 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093

内容提要:油洞岩体位于诸广南部岩体中部, 是一个重要的产铀岩体, 岩性为中粒小斑状二云母花岗岩。SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 232 ± 4 Ma (MSWD=3.2), 属于印支早期岩浆活动产物。该岩体在主量元素方面, 具有富硅 (SiO_2 平均为 72.65%)、富铝 (A/CNK 值平均为 1.12) 和高的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (平均为 1.79); 在微量元素方面, 大离子元素富集, Ba、Sr、P、Ti、Nb、Ta 亏损明显, 具有高的 Rb/Sr (平均为 8.08) 和 Rb/Nb 比值 (平均为 20.96); 在稀土元素方面, 轻稀土明显富集, 配分模式呈右倾型, Eu 亏损明显; 在同位素方面, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低 (平均为 -11.9), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 高 (平均为 0.72330), Nd 模式年龄古老 (平均为 1954 Ma)。这些特征一致表明, 油洞岩体属于典型的壳源型花岗岩范畴, 是在华南地块和印支地块碰撞结束后不久形成的伸展构造环境中, 位于中-下地壳部位的古-中元古代地壳组分由于在地壳缩短之后的伸展、减薄环境下产生的减压、导水和地幔上涌等因素的综合影响下, 由泥质岩和砂质岩混合组成的源区发生部分熔融而形成。

关键词: SHRIMP 锆石 U-Pb 定年; 元素和同位素地球化学; 伸展构造; 油洞岩体

1 岩体特征

油洞岩体位于诸广南部复式岩体中部 (图 1), 分布于长江—油洞一带, 出露面积约 120 km², 呈岩基、岩枝、岩滴产出, 边界形态复杂, 总体为近南北向展布, 为 302、306 矿床的含矿主岩。主要岩性为中粒小斑状二云母花岗岩, 岩石灰白色, 中粒结构为主, 局部中细粒结构, 小斑状结构; 主要矿物为钾长石 (微斜条纹长石)、斜长石、石英, 其次为黑云母和白云母, 斑晶钾长石, 其特点是小、细、长, 略呈半定向分布, 含量较多, 约 25%。主要矿物钾长石为微斜条纹长石, 含量 35%~40%, 钠长石条纹发育; 斜长石为更长石, $An=30$, 含量 25%~30%, 聚片双晶发育; 石英呈细粒他形粒状, 波状消光, 含量 25%~30%; 黑云母集集成团块状, 含量 5%~8%; 白云母为细片集合体, 含量 2%~5%, 与黑云母伴生, 云母解理多弯曲变形。岩石有钾长石化、钠长石化、白云母化、绢云母化, 黑云母有绿泥石化。副矿物含量较多, 总量 372 g/t, 其中黄铁矿 9.74 g/t, 组合类型为钛铁矿-磷灰石-锆石-黄铁矿。

2 样品制备和实验方法

用于进行单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 定年样品的采样位置见图 2。定年用的新鲜岩石样品送河北省廊坊区域地质调查队实验室进行样品加工处理。分离锆石的样品经颚式破碎机粗碎后, 再经细磨筛选和摇床或手工淘选分离, 最后在双目镜下挑选具代表性的、晶形好、无裂纹和无包裹体的锆石进行年代学研究。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, 然后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和选择最佳测试部位。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, 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心 SHRIMP-II 仪器上完成。应用 RSES 锆石标样 TEMORA ($t=417$ Ma, Black et al., 2003a) 进行元素间的分馏校正, 采用另一 RSES 锆石标样 SL13 ($t=572$ Ma, 铀含量为 238×10^{-6} , 平均 Th/U

注: 本文为核工业地质局科研项目 (南京大学), 教育部科学研究重大项目 (编号 306007) 资助成果。

收稿日期: 2011-07-26; 改回日期: 2011-10-20; 责任编辑: 周健。

作者简介: 黄国龙, 男, 1962 年生。研究员级高工, 主要从事铀矿勘查和岩石矿物研究。Email: hgl290@tom.com。

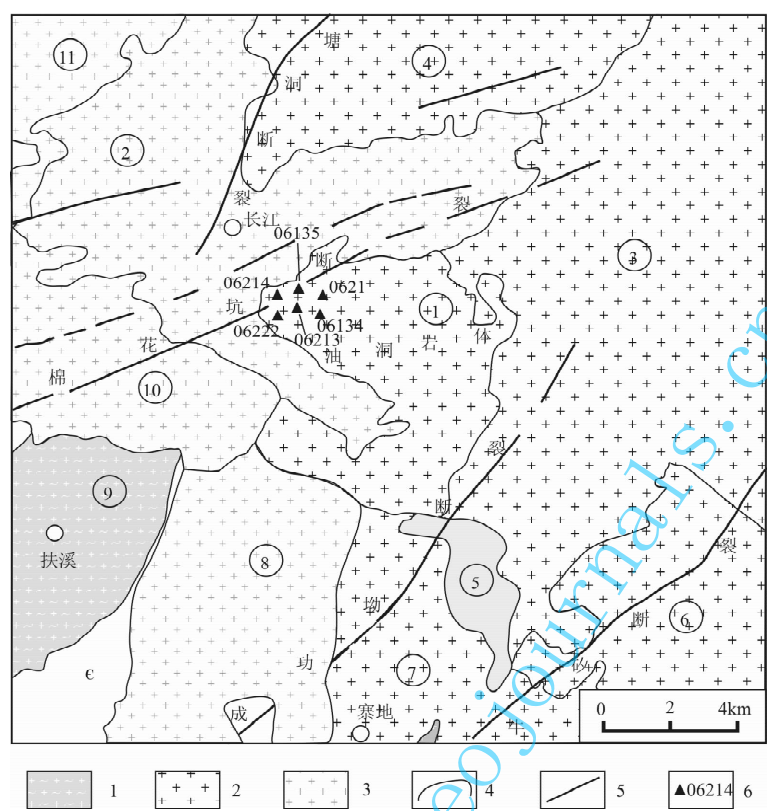


图 2 诸广南部岩体内油洞岩体分布略图

Fig. 2 Distribution sketch map of Youdong granite body from southern Zhuguang granite body

1—加里东期混合花岗岩;⑨—扶溪岩体;2—印支期花岗岩;①—油洞岩体;③—白云岩体;④—塘洞岩体;⑤—百顺岩体;⑥—龙华山岩体;⑦—寨地岩体;3—燕山期花岗岩;②—长江岩体;⑧—江南岩体;⑩—企岭岩体;⑪—茶山岩体;4—实测、推测地质界线;5—硅化断裂带;6—取样点及编号

1—Caledonian migmatitic granite; ⑨—Fuxi granite body; 2—Indosinian granite; ①—Youdong granite body; ③—Baiyun granite body; ④—Tangdong granite body; ⑤—Baishun granite body; ⑥—Longhuashan granite body; ⑦—Zhaidi granite body; 3—Yanshanian granite; ②—Changjiang granite body; 8—Jiangnan granite body; 10—Qiling granite body; 11—Chashan granite body; ⑧—Jiangnan granite body; ⑩—Qiling granite body; ⑪—Chashan granite body; 4—geological boundary; 5—silicified fault; 6—sampling location and the number

表 1 油洞岩体锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果
Table 1 SHRIMP zircon U-Pb isotope analysis result of Youdong granite body

测点号	$^{206}\text{Pb}_\text{c}$ (%)	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)
1.1	0.71	371	88	0.24	11.5	0.0507(6.5)	0.251(6.7)	0.03600(1.6)	228.0(3.6)
2.1	0.17	2012	364	0.18	63.4	0.04994(1.5)	0.2523(2.1)	0.03664(1.4)	232.0(3.3)
3.1	0.35	1374	323	0.23	44.4	0.0505(2.5)	0.2612(2.9)	0.03752(1.4)	237.4(3.4)
4.1	0.25	748	195	0.26	23.2	0.0503(2.3)	0.2492(2.7)	0.03594(1.5)	227.6(3.3)
5.1	0.43	333	141	0.42	20.2	0.0550(3.0)	0.532(3.4)	0.0701(1.5)	436.9(6.5)
6.1	0.54	2064	406	0.20	68.4	0.0520(2.5)	0.2752(2.9)	0.03838(1.4)	242.8(3.4)
7.1	3.14	481	156	0.32	14.9	0.0437(15)	0.210(15)	0.03489(1.7)	221.1(3.7)
8.1	2.70	2008	140	0.07	67.7	0.0519(6.5)	0.274(6.7)	0.03821(1.5)	241.7(3.5)
9.1	0.06	506	81	0.16	15.7	0.0516(2.4)	0.2568(2.9)	0.03611(1.5)	228.7(3.4)
10.1	0.23	1710	109	0.06	53.4	0.04860(1.7)	0.2429(2.2)	0.03624(1.4)	229.5(3.2)
11.1	0.27	446	202	0.45	27.2	0.0547(1.9)	0.534(2.4)	0.0707(1.5)	440.5(6.4)
12.1	0.29	1181	121	0.10	36.4	0.0492(2.1)	0.2461(2.6)	0.03626(1.5)	229.6(3.3)
13.1	0.08	771	87	0.11	24.5	0.0521(2.3)	0.2654(2.7)	0.03694(1.5)	233.9(3.4)
14.1	0.65	2506	175	0.07	78.5	0.0505(2.1)	0.2525(2.5)	0.03624(1.4)	229.5(3.2)

注:括号内为 2 σ 误差。

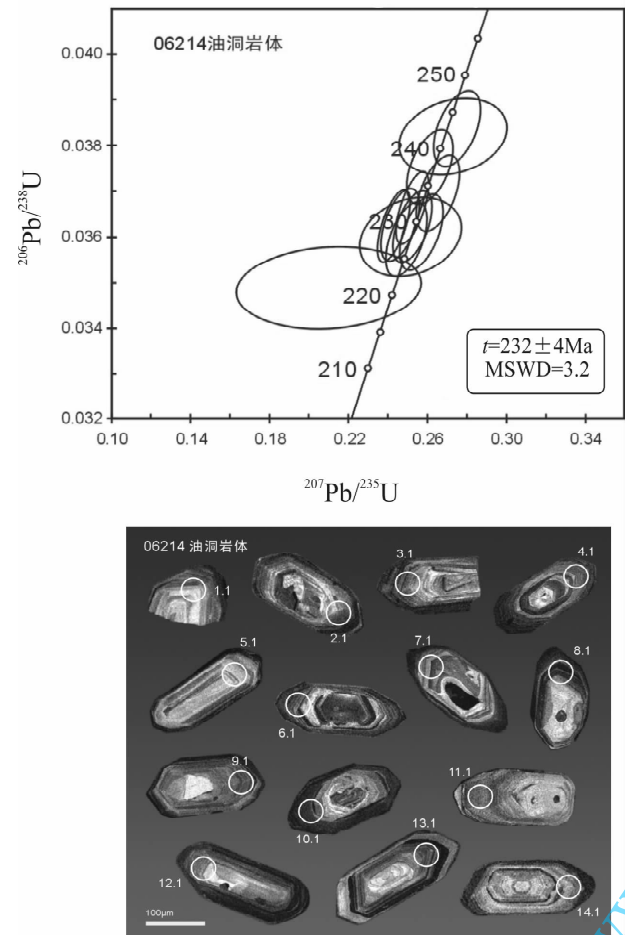


图 3 油洞岩体锆石 U-Pb 谐和图和阴极发光图像
Fig.3 Concordia diagram and cathodoluminescence image of zircon from Youdong granite body

品的 A/CNK 值基本上都大于 1.1(1.08~1.19, 平均为 1.12), 因此可归属于强过铝花岗岩范畴。在 A/CNK-NK/A 图解上, 数据点都位于亚碱性过铝质区域内(图 4c); 在 ACF 图中, 数据点都位于斜长石-堇青石-黑云母组合范围内, 属于 S 型花岗岩范畴(图 4d)(Xu et al., 1984)。

4.2 微量元素

由图 5 可知, 油洞岩体富集 Rb、Th、U、La、Ce、Sm、Nd、Zr、Hf, 明显亏损 Ba、Sr、P、Ti、Nb、Ta, “峰”和“谷”区别清晰, 属于典型的低 Ba-Sr 花岗岩, 相似于南岭东段强过铝花岗岩(孙涛等, 2003)。

由表 2 可见, 油洞岩体的 Nb/Ta(5.54~7.42, 平均为 6.35)和 Zr/Hf 比值(27.61~30.55, 平均为 29.42)都明显低于正常花岗岩值(分别为 11 和 33~40, Green, 1995; Dostal & Chatterjee, 2000), 说明在壳源物质熔融形成的花岗岩浆演化过程中, 曾受到熔体与富挥发份流体之间相互作用的影响

表 2 油洞岩体主量元素(%)、微量元素(×10⁻⁶)
和稀土元素(×10⁻⁶)组成

Table 2 The composition of major element (%), trace element (×10⁻⁶) and REE (×10⁻⁶) of Youdong granite body

样品号	0621	06134	06135	06213	06214	06222
SiO ₂	73.72	72.98	72.05	72.58	72.26	72.30
TiO ₂	0.33	0.20	0.20	0.25	0.22	0.20
Al ₂ O ₃	12.27	13.76	14.12	14.62	14.53	14.45
Fe ₂ O ₃	1.03	0.88	0.98	1.50	1.66	1.37
FeO	2.13	1.09	1.07	0.93	1.50	1.39
MnO	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06
MgO	0.84	0.65	0.54	0.80	0.92	0.48
CaO	1.01	0.77	0.83	0.96	1.12	1.11
Na ₂ O	3.23	3.08	2.75	2.66	2.99	3.24
K ₂ O	3.88	5.52	5.69	5.72	5.69	5.33
P ₂ O ₅	0.25	0.15	0.15	0.06	0.04	0.07
LOI	1.25	1.08	1.23	1.16	0.75	0.83
Total	100.3	100.3	99.77	100.8	100.7	99.92
A/CNK	1.08	1.11	1.16	1.19	1.11	1.10
A/NK	1.29	1.25	1.32	1.38	1.31	1.30
CaO/Na ₂ O	0.31	0.25	0.30	0.36	0.38	0.34
K ₂ O/Na ₂ O	1.20	1.79	2.07	2.15	1.90	1.65
K ₂ O+Na ₂ O	7.11	8.60	8.44	8.38	8.68	8.57
FeO _T +MgO+TiO ₂	4.33	2.82	2.79	3.48	4.30	3.44
Rb	335.3	426.0	559.0	500.0	396.0	430.0
Sr	54.16	61.63	56.78	54.20	58.90	44.80
Y	32.42	22.40	28.99	23.10	27.40	23.0
Zr	197.1	189.7	154.7	143.3	171.0	130.9
Hf	6.52	6.21	5.15	5.19	6.01	4.42
Nb	26.06	19.77	20.12	21.16	20.14	21.22
Ta	3.51	3.57	3.44	3.46	2.92	3.40
Ba	222.9	259.6	309.2	309.0	296.0	234.0
Th	51.08	38.55	39.15	34.70	39.70	32.20
U	11.35	12.74	9.27	15.46	11.16	13.58
Rb/Sr	6.19	6.91	9.85	9.23	6.72	9.60
Rb/Ba	1.50	1.64	1.81	1.62	1.34	1.84
Rb/Nb	12.87	21.55	27.78	23.63	19.66	20.26
Nb/Ta	7.42	5.54	5.85	6.12	6.90	6.24
Zr/Hf	30.23	30.55	30.04	27.61	28.45	29.62
La	63.50	32.06	44.89	32.80	39.70	32.20
Ce	141.1	69.04	87.93	68.60	88.20	72.30
Pr	16.72	8.31	12.70	9.23	10.92	8.77
Nd	62.13	35.82	45.23	35.42	42.36	33.92
Sm	12.34	7.07	9.91	7.56	8.78	7.08
Eu	0.59	0.55	0.71	0.59	0.66	0.51
Gd	10.51	5.91	8.55	6.09	7.01	5.75
Tb	1.43	0.95	1.27	0.93	1.06	0.89
Dy	6.90	5.05	6.42	4.91	5.52	4.66
Ho	1.08	0.84	1.01	0.81	0.92	0.79
Er	2.82	2.41	2.79	2.18	2.42	2.09
Tm	0.36	0.33	0.35	0.30	0.33	0.30
Yb	2.28	2.07	2.22	1.78	1.98	1.73
Lu	0.32	0.29	0.31	0.25	0.28	0.25
ΣREE	322.1	170.7	224.3	171.5	210.1	171.2
LREE/HREE	11.53	8.56	8.79	8.94	9.77	9.40
δEu	0.15	0.25	0.23	0.26	0.25	0.24
(La/Yb) _N	18.82	10.47	13.66	12.45	13.55	12.58
(La/Sm) _N	3.24	2.85	2.85	2.73	2.85	2.86
(Gd/Yb) _N	3.74	2.31	3.12	2.77	2.87	2.69

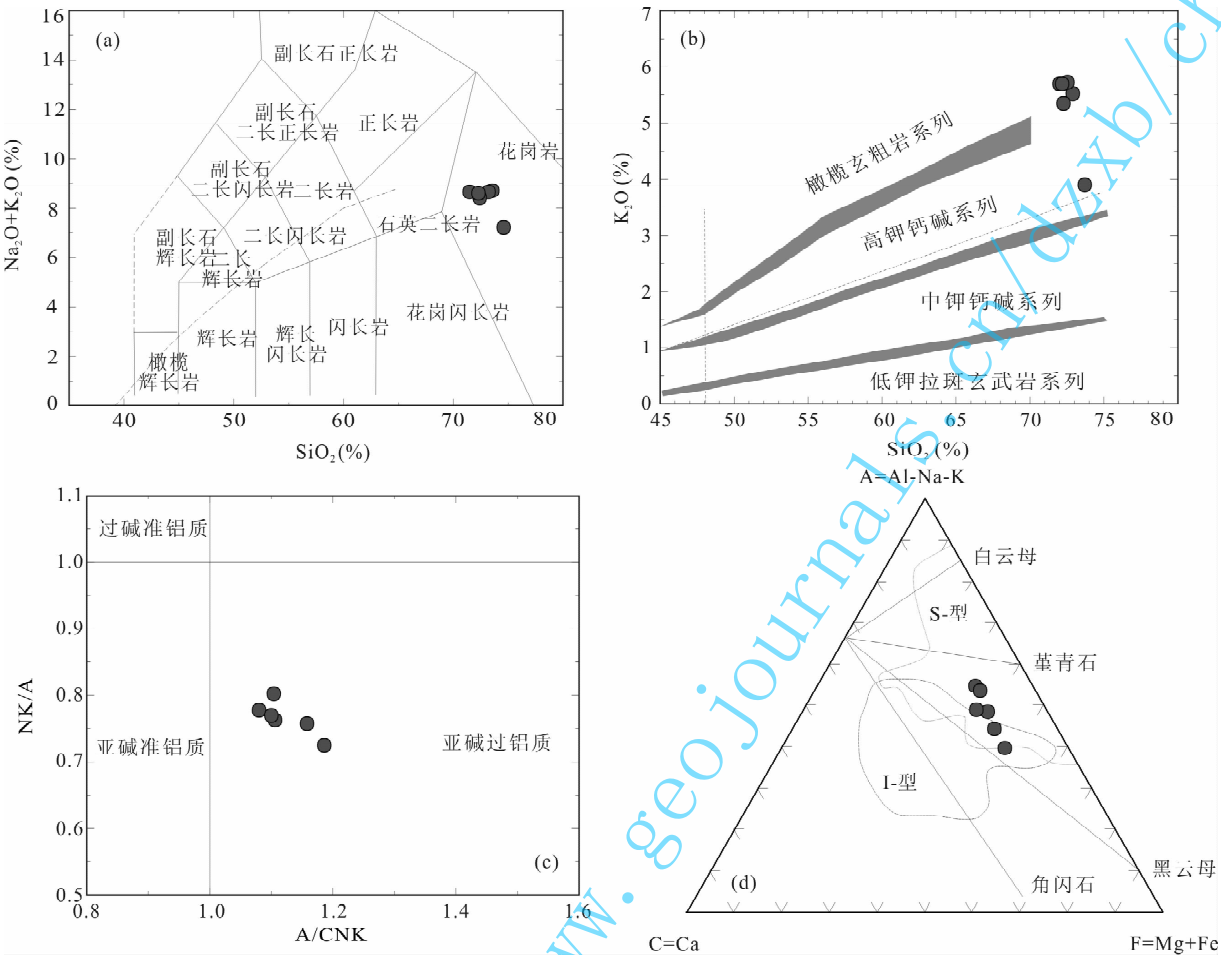


图 4 油洞岩体主量元素图解

Fig. 4 Main elements diagram of Youdong granite body

(a)— SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)图(据 Middlemost, 1994); (b)— SiO_2 - K_2O 图(据 Rollinson, 1993);
(c)— A/CNK - NK/A 图(据陈小明等, 2002); (d)— ACF 图(据 Xu 等, 1984)
(a)—Discrimination diagrams of SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) (after Middlemost, 1994); (b)—discrimination diagrams of SiO_2 - K_2O (after Rollinson, 1993); (c)—discrimination diagrams of A/CNK - NK/A (after Chen et al., 2002);
(d)—discrimination diagrams of ACF (after Xu et al., 1984)

(Cerny et al., 1986; Green, 1995; Dostal & Chatterjee, 2000)。

油洞岩体的 Rb/Sr (6.19 ~ 9.85, 平均为 8.08) 和 Rb/Nb 比值 (12.87 ~ 27.78, 平均为 20.96) 都明显高于中国东部 (分别为 0.31 和 6.8, 高山等, 1999) 和全球 (分别为 0.32 和 4.5, Taylor & McLennan, 1995) 上地壳的平均值。这些特征表明其源区为成熟度较高的陆壳物质。油洞岩体的铕含量 ($9.27 \times 10^{-6} \sim 15.46 \times 10^{-6}$, 平均为 12.26×10^{-6}) 明显高于中国东部上地壳的平均值 (1.5×10^{-6} , 高山等, 1999), 从而可为岩体内赋存的棉花坑铀矿床的形成提供丰富的铀源。

4.3 稀土元素

油洞岩体的稀土总量偏低且变化明显

($170.710^{-6} \sim 322.1 \times 10^{-6}$), 其平均值 (211.7×10^{-6}) 稍低于花岗岩的平均含量 (218.5×10^{-6} , 陈骏和王鹤年, 2004)。 $\text{LREE/HREE} = 8.56 \sim 11.53$ (平均为 9.50), $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 10.47 \sim 18.82$ (平均为 13.59), 表明轻稀土的富集和轻、重稀土之间的分馏较为明显, 配分曲线明显呈右倾型 (图 6)。Eu 亏损明显, $\delta\text{Eu} = 0.15 \sim 0.26$ (平均为 0.22), 反映岩浆作用过程中斜长石的分离结晶作用较为明显。油洞岩体的 $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$ 值 (2.73 ~ 3.24, 平均为 2.90) 和 $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}}$ 值 (2.31 ~ 3.74, 平均为 2.92) 变化小, 且几乎一致, 表明轻稀土内分馏和重稀土内分馏弱, 且十分相似。

4.4 Nd-Sr 同位素特征

如表 3 所示, 油洞岩体具有低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-11.2 \sim -12.5$) 和高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 ($0.71931 \sim 0.73026$)。

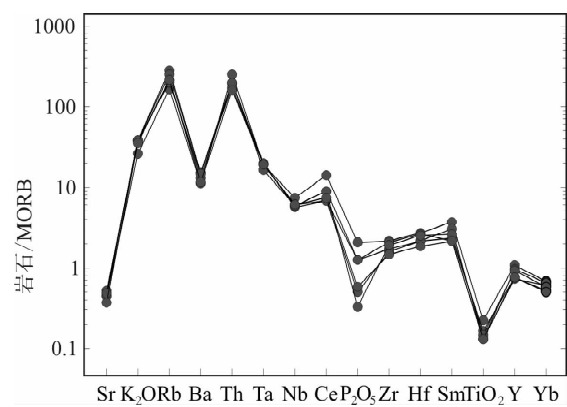


图 5 油洞岩体微量元素蛛网图解(标准化 MORB 数据据 Pearce,1983)

Fig.5 Trace element spider diagrams of Youdong granite body (the normalization MORB values from Pearce, 1983)

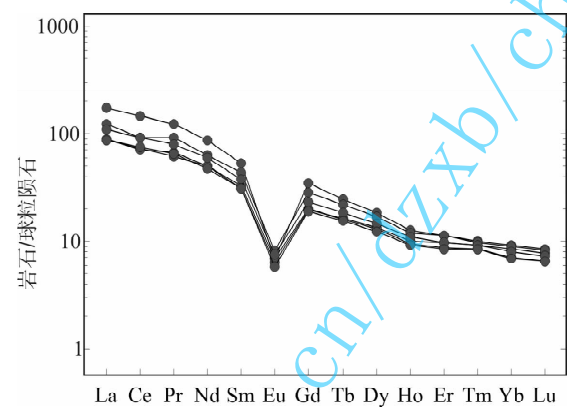


图 6 油洞岩体稀土元素球粒陨石标准化曲线(标准化球粒陨石数据据 Taylor & McLennan,1985)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns for Youdong granite body (chondrite data for normalization from Taylor & McLennan,1985)

在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图上,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(孙涛等,2003)和南岭地区印支期花岗岩范围内(图 7a);在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图上,数据点都位于右下方 S 型花岗岩区域(Ling et al., 2001)和南岭地区印支期花岗岩范围内(图 7b)。这些特征与南岭地区典型的壳源型花岗岩(沈渭洲等,1999;孙涛等,2003)十分相似,表明油洞岩体应属于典型的壳源型花岗岩范畴。

采用两阶段模式参数(陈江峰和江博明,1999)计算的 Nd 模式年龄为 1913~2021 Ma,指示油洞岩体是由古元古代地壳组分经部分熔融形成。

5 讨论和结论

5.1 花岗岩源区特征

综上所述,油洞岩体在主量元素方面,具有富硅(SiO_2 平均为 72.65%)、富铝(Al_2O_3 平均为 13.96%)、高的 A/CNK 值(平均为 1.12)和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(平均为 1.79);在微量元素方面,大离子

元素 Rb、Th 富集,Ba、Sr、P、Ti、Nb、Ta 亏损明显,具有高的 Rb/Sr(平均为 8.08)和 Rb/Nb 比值(平均为 20.96);在稀土元素方面,轻稀土明显富集,配分模式呈右倾型, Eu 亏损明显;在同位素方面, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低(平均为 -11.9), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 高(平均为 0.72330), Nd 模式年龄古老(平均为 1954 Ma)。这些特征一致表明,油洞岩体应归属于典型的壳源型花岗岩范畴,是由古老的地壳组分通过部分熔融的方式形成。

关于花岗岩的源区物质成分特征,可根据 Sylvester(1998)提出的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值和 $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ 含量对花岗岩的源区特征进行判断: $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$, $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ 含量大于 4%,表示源区属于砂质岩石; $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.3$, $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ 含量小于 4%,表示源区属于泥质岩石。同时,还可根据数据点在 Rb/Sr-Rb/Ba 和 A/MF-C/MF 图解上分布特征进行判别。

表 3 油洞岩体 Nd-Sr 同位素组成

Table 3 Nd-Sr isotopic compositions of Youdong granite body

样品号	Sm($\times 10^{-6}$)	Nd($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$
0621	11.220	52.00	0.1304	0.511966 ± 11	-11.2	1913
06134	7.110	32.46	0.1324	0.511901 ± 10	-12.5	2021
06222	6.394	29.06	0.1331	0.511929 ± 6	-12.0	1928
样品号	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	
0621	338.9	52.45	18.83	0.782470 ± 13	0.72033	
06134	392.5	63.95	17.90	0.789326 ± 12	0.73026	
06222	364.5	40.27	26.44	0.806562 ± 30	0.71931	

注: Nd 模式年龄采用二阶段模式参数(陈江峰和江博明,1999)进行计算,计算公式: $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \ln\{1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}}] (e^{\lambda t} - 1)\}$ / $[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}]$, 式中: $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}} = 0.118$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ 。

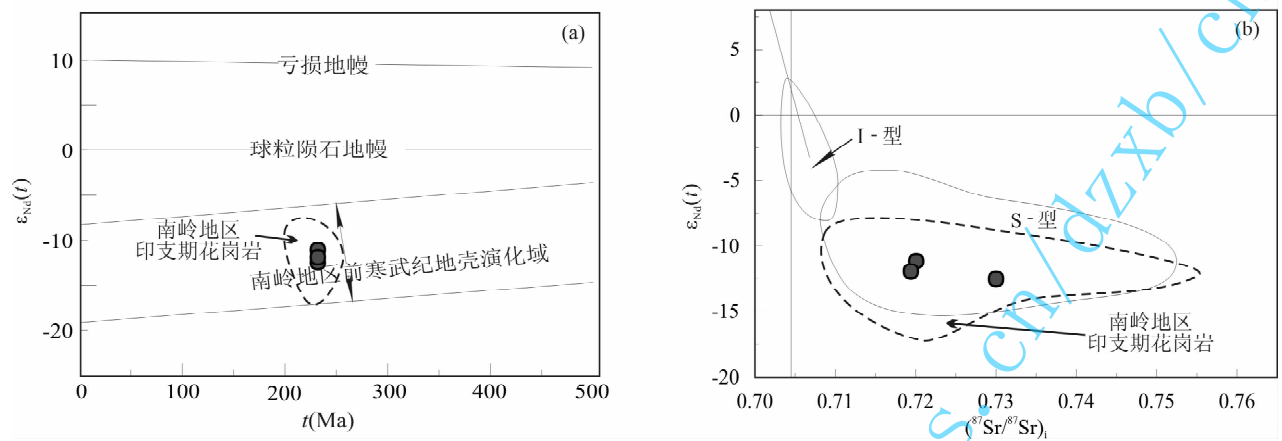


图 7 油洞岩体 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ (a) 和 $\epsilon_{Nd}(t)-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (b) 图解

(南岭地区前寒武纪地壳演化域据孙涛等, 2003; I 和 S 型花岗岩界线据 Ling 等, 2001)

Fig. 7 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ (a) and $\epsilon_{Nd}(t)-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (b) diagram of Youdong granite body (Precambrian crustal evolution region of Nanling Range after Sun et al., 2003; boundary line of I- and S-type granite after Ling et al., 2001)

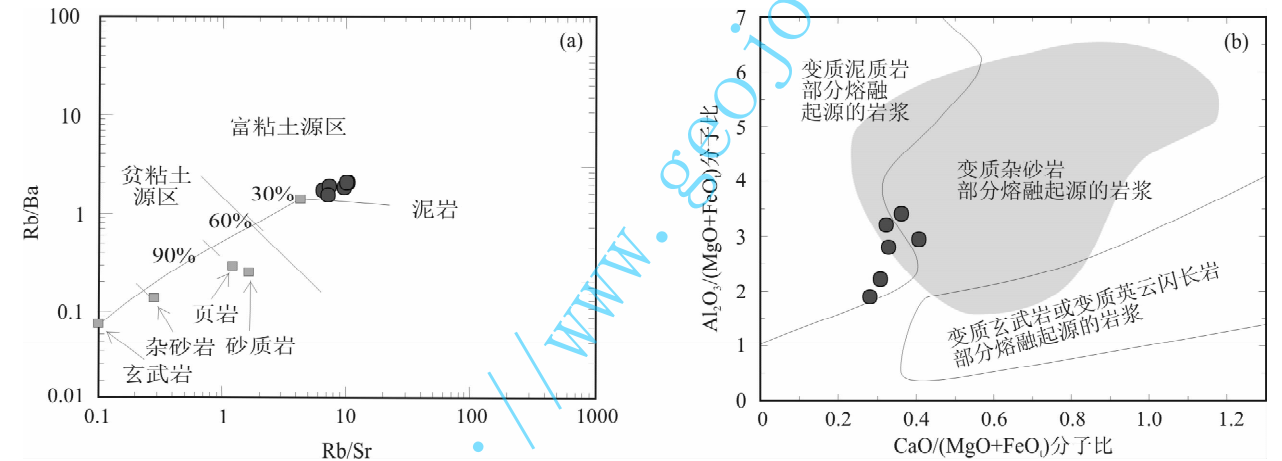


图 8 油洞岩体 Rb/Sr-Rb/Ba 图(a) (据 Sylvester, 1998) 和 $CaO/(MgO+FeO)_i-Al_2O_3/(MgO+FeO)_i$ 图(b) (据 Altherr 等, 2000)

Fig. 8 Rb/Sr-Rb/Ba (a) (after Sylvester, 1998) and $CaO/(MgO+FeO)_i-Al_2O_3/(MgO+FeO)_i$ (b) (after Altherr et al., 2000) of Youdong granite body

由表 2 可知,油洞岩体 CaO/Na_2O 比值为(0.25~0.38, 平均为 0.32); $FeO_i + MgO + TiO_2$ 含量为 2.79%~4.33% (平均为 3.52%)。在 Sylvester (1998) 提出的 Rb/Sr-Rb/Ba 图解上,数据点都位于右上方富粘土源区内(图 8a);在 Altherr 等(2000)提出的 A/MF-C/MF 图解上,数据点主要分布于变泥质岩区域内,少量分布于变杂砂岩区域内(图 8b)。上述特征表明,油洞岩体源区应由泥质岩和砂质岩混合组成。它们在 Rb/Sr-Rb/Ba 图解上都投影于富粘土源区,可能主要归因于源区物质部分熔融过程中,斜长石作为残留相出现有关,因为 Sr、Ba 在斜长石中是相容元素,从而导致熔体中 Sr、Ba 含量降低,使它们在

Rb/Sr-Rb/Ba 图解上都投影于富粘土源区。由此可知,油洞岩体的源区由泥质岩(主要)和砂质岩(次要)混合组成。结合它们具有古老的 Nd 模式年龄(1777~1994 Ma),可以推测这些源区物质最初是在古元古代时期从地幔中提取的。

5.2 花岗岩形成的构造背景

在 Pearce (1996) 提出的 Rb-(Y+Nb) 图解中,油洞岩体位于后碰撞和同碰撞花岗岩区域内(图 9a)。近年来的研究表明,投影于同碰撞区域内的花岗岩其实是后碰撞作用的产物(肖庆辉等, 2002; 柏道远等, 2007)。在 Maniar & Piccoli (1989) 提出的 $Al_2O_3-SiO_2$ 图解中,数据点都位于后造山花岗岩区

域内(图 9b),而后造山花岗岩的概念与后碰撞花岗岩基本相似。由此表明,油洞岩体形成于伸展构造环境。

如上所述,油洞岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 232 ± 4 Ma,属于印支早期岩浆活动产物。而印支运动是由位于华南地块和印支地块之间的东特提斯松潘海的消减和关闭而引起,碰撞时间约 $258\sim 243$ Ma 之前(Carter et al., 2001)。这一碰撞事件波及整个华南地区,其结果是使华南地壳,尤其是 D—T₂ 的沉积盖层被全面褶皱变形,并伴随一系列逆冲推覆构造(任纪舜, 1984; Li, 1998; Chen, 1999),导致地壳加厚(可达 50 km 左右,王岳军等, 2002; 孙涛等, 2003),并同时形成几条 EW 走向、相互平行的左行走滑断裂和夹持其间的次级 NE 走向的羽状伸展断裂。这种加厚的地壳会很快发生自然减薄,使岩石圈进入伸展减薄的构造环境(Turner et al., 1992)。原先认为这一转变需要约 20 Ma(Patino et al., 1990; Turner et al., 1992; 王岳军等, 2002; 孙涛等, 2003)。但据王强等(2003)对武夷山洋坊霓辉石正长岩的研究表明,该岩体属于典型的过碱性岩浆岩,其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 242 ± 4 Ma,与华南地块和印支地块碰撞结束的时间 243 Ma(Carter et al., 2001)非常一致,而过碱性岩浆岩无一例外都形成于伸展构造环境(Fitton &

Upton, 1987; Liegeois et al., 1998)。这一研究揭示,华南地区的伸展构造环境实际上在华南地块和印支地块碰撞结束时就已开始。Carter 等(2001)也曾指出,在亚洲东南部的印支造山作用邻近结束时区域应力场可能出现由转换挤压向转换拉伸的转变。

油洞岩体在图 9 中都位于后碰撞花岗岩区域内,加之该岩体又具有强过铝花岗岩的地球化学特征,呈现块状构造,岩体侵位明显受控于断裂构造,因而油洞岩体应归属于后碰撞花岗岩。Sylvester (1998)认为,后碰撞花岗岩的侵位发生在地壳缩短高峰之后的伸展构造环境中。周新民(2003)也指出,早中生代花岗岩都是在地壳减薄、减压熔融为主导的机制下形成的。由此可知,油洞岩体与华南地区的其他印支期岩体一样,都是在这种特定的构造环境下,在地壳缩短之后的伸展、减薄环境产生的减压、导水等因素的综合影响下,由位于该区中一下地壳部位的泥质岩和砂质岩混合组成的源区发生部分熔融而形成。

参 考 文 献

柏道远,周亮,马铁球,等. 2007. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景. 岩石矿物学杂志, 26(3): 197~212.
陈江峰,江博明. 1999. Nd, Sr, Pb 同位素示踪和中国东南大陆地壳

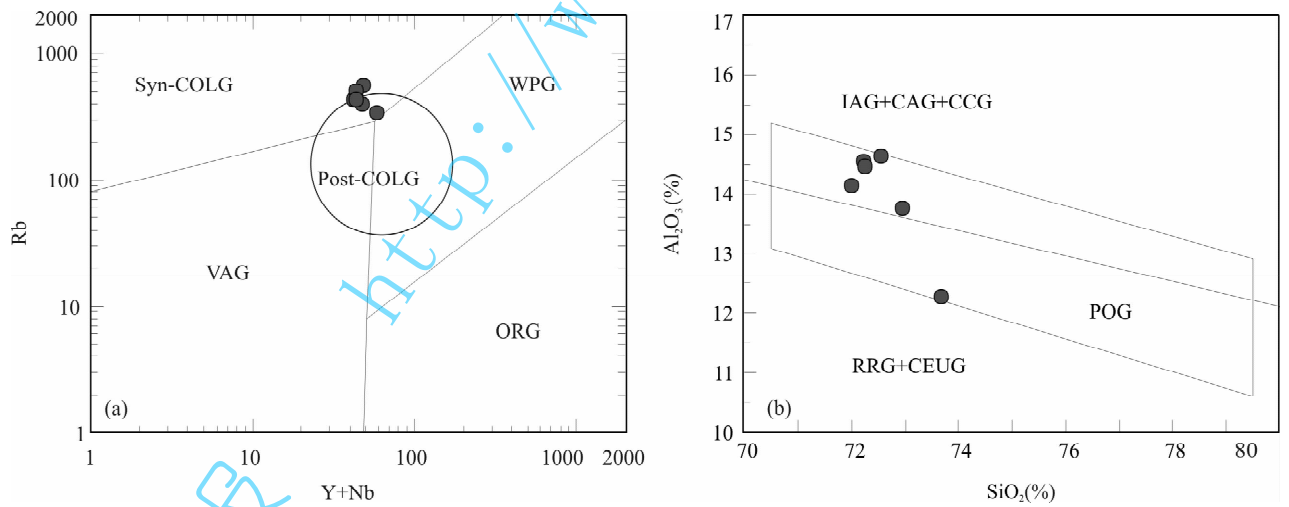


图 9 油洞岩体 Rb-(Y+Nb)(a)(据 Pearce, 1996)和 Al₂O₃-SiO₂(b)(据 Maniar & Piccoli, 1989)图解
Fig. 9 Rb-(Y+Nb) (a) (after Pearce, 1996) and Al₂O₃-SiO₂ (b) (after Maniar & Piccoli, 1989) diagram of Youdong granite body

Syn-COLG—同碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; Post-COLG—后碰撞花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; IAG—岛弧花岗岩类; CAG—大陆弧花岗岩类; CCG—大陆碰撞花岗岩类; POG—后造山花岗岩类; RRG—与裂谷有关花岗岩类; CEUG—与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类
Syn-COLG—Syn-collision granite; WPG—within-plate granites; Post-COLG—post collision granite; VAG—volcanic arc granite; ORG—ocean ridge granite; IAG— island arc granite; CAG—continental arc granite; CCG—continent collision granite; POG—post-orogenic granite; RRG—rift-related granite; CEUG—continental epeirogenic uplift granite

- 演化. 见:郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 262~287.
- 陈小明, 王汝成, 刘昌实, 等. 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.
- 高山, 骆庭川, 张本仁, 等. 1999. 中国东部地壳的结构和组成. 中国科学(D辑), 29(3): 204~213.
- 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.
- 任纪舜. 1984. 印支运动及其在中国大地构造演化中的意义. 中国地质科学院院报, 第9号: 31~44.
- 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 等. 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, 等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.
- 孙涛, 周新民, 陈培荣, 等. 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(12): 1209~1218.
- 王强, 赵振华, 简平, 等. 2003. 武夷山洋坊霓辉石正长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其构造意义. 科学通报, 48(14): 1582~1588.
- 王岳军, Zhang Y H, 范蔚茗, 等. 2002. 湖南印支期过铝质花岗岩的形成: 岩浆底侵与地壳加厚热效应的数值模拟. 中国科学(D辑), 32(6): 491~499.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社.
- 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.
- Altherr R, Holl A, Hegner E, et al. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50: 51~73.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. 2003a. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200(1~2): 155~170.
- Black L P, Kamo S L, Williams I S, et al. 2003b. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: a critical appraisal of four zircon standards. Chemical Geology, 200(1~2): 171~188.
- Carter A, Roques D, Bristow C, et al. 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, et al. 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.
- Chen A. 1999. Mirror-image thrusting in the South China orogenic belt: tectonic evidence from western Fujian, southeastern China. Tectonophysics, 305: 497~519.
- 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.
- 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.
- Fitton J G, Upton B G J. 1987. Alkaline Igneous Rocks. London: Blackell Scientific Publications, IX~XIV.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chem. Geol., 120: 347~359.
- Li Z X. 1998. Tectonic history of the major East Asian lithospheric blocks since the Mid-proterozoic: a synthesis. In: Fbwer M F J, Chong S L, Lo C H, et al. eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union (Geodynamic Series), 27: 221~243.
- Liegeois J P, Naves J, Hertogen J, et al. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. Lithos, 45: 1~28.
- Ling Hongfei, Shen Weizhou, Wang Rucheng, et al. 2001. Geochemical characteristics and genesis of Neoproterozoic granitoids in the northwestern margin of the Yangtze Block. Phys. Chem. Earth, 26: 805~819.
- 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.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev., 37: 215~224.
- Patino D A E, Humphreys E D, Jahnston A D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. Earth Planet. Sci. Lett., 97: 290~315.
- 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.
- 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. Mkineral. Petrol., 132: 288~299.
- Rollinson H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore: Longman, 56.
- Sue K, David S, William C. 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: an application to the Lachlan foldbelt. Contrib. Mkineral. Petrol., 137: 323~341.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29~44.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its

Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1~312.

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

Turner S, Sandiford M, Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on " Postorogenic " magmatism. *Geology*, 20: 31~34.

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.

Xu Keqin, Sun Nai, Wang Dezi, et al. 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.

**Zircon SHRIMP U-Pb Age, Geochemistry and Genesis
of the Youdong Granite in Northern Guangdong**

HUANG Guolong¹⁾, CAO Haojie¹⁾, LING Hongfei²⁾, SHEN Weizhou²⁾,
WANG Xiaodong¹⁾, FU Shuncheng¹⁾

1) Research Institute No.290, CNNC, Shaoguan, Guangdong, 512026;
2) Nanjing University, Nanjing, 210093

Abstract

The Youdong granite, located in the central part of the southern Zhuguang granitic complex, is important uranium-bearing granite. It consists mainly of medium-grained, small porphyritic two-mica granite. SHRIMP U-Pb dating of zircon collected from the granite yields an age of 232 ± 4 Ma (MSWD=3.2), indicating it was the product of granitic magmatic activity in the early Indosinian epoch. The granite is rich in Si (average SiO₂ of 72.65%) and Al (average A/CNK value of 1.12), with a high ratio of K₂O/Na₂O (average 1.79). It is also enriched in large ion elements including light rare earth elements, but significantly depleted in Sr, Ba P, Ti, Nb and Ta, with high ratios of Rb/Sr (average 8.08) and Rb/Nb (average 20.96). The rare earth element distribution patterns show right-inclining type with significant Eu depletion. The Youdong has high (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ratios (average 0.72330) and low ε_{Nd}(*t*) values (average -11.9) with old Nd model ages (average 1954 Ma). These features consistently indicate that the Youdong complex is a typical crustal rock-sourced granite formed in an extensional tectonic environment that began shortly after the end of collision between the South China block and Indosinian block. Under such tectonic settings, the Youdong granite was formed by partial melting of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic argillaceous and arenaceous rocks in the intermediate-lower crust sources under the influence of lithosphere thinning and asthenosphere ascending.

Key words: zircon SHRIMP U-Pb dating; element and isotope geochemistry; extensional environment; Youdong granite body