

扬子地台西缘淌塘花岗岩的地球化学 特征及锆石 U-Pb 定年

王子正 周邦国 郭 阳 杨 斌 廖震文 王生伟

(中国地质调查局 成都地质调查中心, 四川 成都 610082)

摘要: 淌塘花岗岩岩体位于扬子地台西缘, 岩石类型为钾长花岗岩。为了揭示其成因意义, 本文对淌塘花岗岩体进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和地球化学研究。地球化学及岩石学研究的结果显示淌塘花岗岩具有高硅($\text{SiO}_2 = 72.70\% \sim 77.95\%$)、高碱($\text{ALK} = 5.68\% \sim 7.32\%$)、过铝质($\text{ASI} = 1.41 \sim 1.78$)的特征, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均值为 1.18, CaO 、 MgO 含量偏低, 其岩石系列为高钾钙碱性系列, 属于强过铝质 S 型花岗岩, 其稀土元素含量偏低且轻重稀土元素差异较大($\text{LREE}/\text{HREE} = 2.71 \sim 4.09$)。部分微量元素的含量显著区别于地壳平均值。锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果获得其成岩年龄为 $1\,063.2 \pm 6.9 \text{ Ma}$, 属于格林威尔造山期运动产物。地球化学研究表明该花岗岩是由地壳中的泥质岩经过部分熔融形成的, 其双峰式的岩浆岩组合模式和 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ 构造环境判别图的投图结果均显示该花岗岩的形成与裂谷环境密切相关, 这与 1.0 Ga 时扬子地台西缘的大地构造背景相呼应, 其形成也对应了 Rodinia 超大陆的汇聚事件。

关键词: 扬子地台西缘, 花岗岩, SHRIMP 锆石定年, Rodinia 超大陆, 淌塘

中图分类号: P588.12⁺1; P597⁺.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)05-0652-11

Geochemistry and zircon U-Pb dating of Tangtang granite in the western margin of the Yangtze Platform

WANG Zi-zheng, ZHOU Bang-guo, GUO Yang, YANG Bin, LIAO Zhen-wen and WANG Sheng-wei
(Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu 610082, China)

Abstract: The Tangtang granite occurs in the western margin of the Yangtze platform and mainly consists of plagioclase granite. In order to reveal the significance of its petrogenesis, the authors studied the SHRIMP U-Pb dating of zircon and geochemistry of the granite. Geochemical and petrologic data show that the Tangtang granite is characterized by high silicon ($\text{SiO}_2 = 72.70\% \sim 77.95\%$), high alkali ($\text{ALK} = 5.68\% \sim 7.32\%$) and peraluminous nature ($\text{ASI} = 1.41 \sim 1.78$), the average of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios is 1.18, and the content of CaO and MgO is very low. Thus, the granite is a typical high-K calc-alkaline S-type granite. It has low REE concentrations and obvious difference between LREE and HREE ($\text{LREE}/\text{HREE} = 2.71 \sim 4.09$), and its trace elements are different from those of the crust. SHRIMP U-Pb dating of the magmatic zircon yielded the age of $1\,063.2 \pm 6.9 \text{ Ma}$, which should be regarded as the formation age of the granite, and hence the granite was probably related to the Grenville orogenic event. Based on these geochemical characteristics, this paper deals with the petrogenesis of Tangtang granite. It is suggested that the granite was formed by partial melting of argillaceous rocks in the crust. The pattern of bimodal magmatic rocks and the $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ diagram both indicate that the formation of Tangtang granite was closely related to the rift environment. The result is consistent with the tectonic setting of 1.0 Ga in the western margin of the Yangtze platform and also corresponds to the Rodinia supercontinent convergence.

收稿日期: 2012-04-01; 修订日期: 2012-08-20

基金项目: 中国地质调查局地质调查资助项目(1212010813066)

作者简介: 王子正(1981-), 男, 工程师, 从事区域地质矿产调查及前寒武系地层研究工作, E-mail: 15523327@qq.com

Key words: western margin of the Yangtze platform; granite; SHRIMP U-Pb dating; Rodinia supercontinent; Tangtang

扬子地台西缘北起四川康定,南至云南元江,东西边界分别为普渡河断裂和元谋-绿汁江断裂,是我国西南地区重要的矿集区。在漫长的地质历史时期中,该区域经历了复杂的地质构造岩浆活动。作为中国构造最复杂的地区,前寒武系基底地层大量出露,而中元古界地层内出露的各类酸性岩体、火山岩,近年来也成了地层学、岩浆演化方面研究的热点。会东小街天宝山组流纹岩年龄为1 028 Ma(耿元生等,2007),孔明寨变质斑状英安岩年龄为961 Ma(牟传龙等,2003),米易垭口地区 TTG 质片麻岩年龄为1 027 Ma(耿元生等,2007),米易回菁沟花岗质片麻岩锆石年龄为1 007 Ma(Li *et al.*, 2002),这些年龄大都在10亿年左右,基本上代表了中元古代末期的一次火山岩浆事件(1.0 Ga)。但是这些数据基本上都是来自火山岩地层,而缺少相对应的酸性侵入岩年代学研究数据。基于此,本文选取淌塘花岗岩作为研究对象,通过研究其岩石地球化学特征、成因以及成岩年龄,来丰富和完善会理地区中元古界岩浆岩演化方面的资料,以期对华南 Rodinia 超大陆研究提供资料支撑。

1 区域地质概况

淌塘花岗岩产于四川省会东县南35 km的火烧村-菜园子村一带,区域内出露的主要地层为前震旦系的一套浅变质火山-沉积岩系,主要为会理群的天宝山组、力马河组、淌塘组、大营盘组和东川群的青龙山组和黑山组,其大地构造位置属于扬子地台西缘、康滇构造带的北缘。

淌塘花岗岩分布范围为北纬 $26^{\circ}18' \sim 26^{\circ}20'$,东经 $102^{\circ}40' \sim 102^{\circ}43'$,以北东-南西向呈不规则长条状小岩株侵入于会理群力马河组(P_{t_2lm})和淌塘辉长辉绿岩体($P_{t_2\beta}$)中(图1),面积 2.3 km^2 ,属钾长花岗岩,岩脉走向多与围岩斜交,岩体与围岩接触部位发育规模较小的角砾成分为碎屑岩的角砾岩。

2 样品及分析方法

实验采集的样品全部为淌塘花岗岩,岩石呈浅肉红色,半自形粒状结构,块状构造。岩石主要由钠

长石(20%~40%)、微斜长石(25%~50%)及石英(25%~40%)组成,黑云母大都已绿泥石化,含量仅2%~5%。钠长石为半自形板状,聚片双晶纹较宽, $Ng' < 1.54$, $Np' \wedge (010) > 12^{\circ}$, $An < 7$ 。微斜长石普遍呈填间不规则状,交代钠长石常见,偶见交代石英,局部可见微斜长石与石英组成显微文象状共结结构。

本文用于锆石 U-Pb 年代学研究的样品质量为5~10 kg,采样过程中注意避开岩石蚀变严重的地带。样品用清水清洗,按常规重力及电磁法浮选出可能的锆石颗粒,最后在双目镜下挑选锆石颗粒,剔除杂质。锆石 SHRIMP U-Pb 同位素测年分析测试在北京离子探针中心进行。

主、微量元素分析在国家地质测试中心完成,用于主量元素和微量元素测定的样品,无污染粉碎至200目以下;主量元素分析由 XRF 法测试,分析精度好于5%,全岩微量元素含量利用 Agilent 7500a 分析完成。锆石阴极发光显微照相在中国地质科学院矿产资源研究所完成,工作电压为15 kV,电流为4 nA。这些阴极发光照片被用来显示锆石的内部结构和选择同位素的分析区域。采用澳大利亚国家地调局标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正,澳大利亚国立大学地学院标准锆石 SL13(572 Ma, $U = 238 \mu\text{g/g}$)标定样品的 U、Th 及 Pb 含量。数据处理采用 Squid 和 Isoplot 程序,普通 Pb 由实测 ^{204}Pb 校正。所有测点的误差均为1R,所采用的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄具95%的置信度。

3 地球化学特征

3.1 主量元素地球化学特征

淌塘花岗岩样品的主量元素分析结果见表1。岩石地球化学特征显示岩石的 SiO_2 含量变化于72.70%~77.95%之间,平均值为74.8%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.60\% \sim 10.92\%$, $\text{MgO} = 0.07\% \sim 0.28\%$, Al_2O_3 、 MgO 与 SiO_2 之间没有明显的线性关系; K_2O 和 Na_2O 分别为0.32%~4.53%和1.85%~5.40%,大多数样品属于高钾钙碱性系列(图2a)。ALK($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) = 5.72%~7.32%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均值为1.18(> 1),里特曼组合指数0.94~1.70。 $\text{CaO} =$

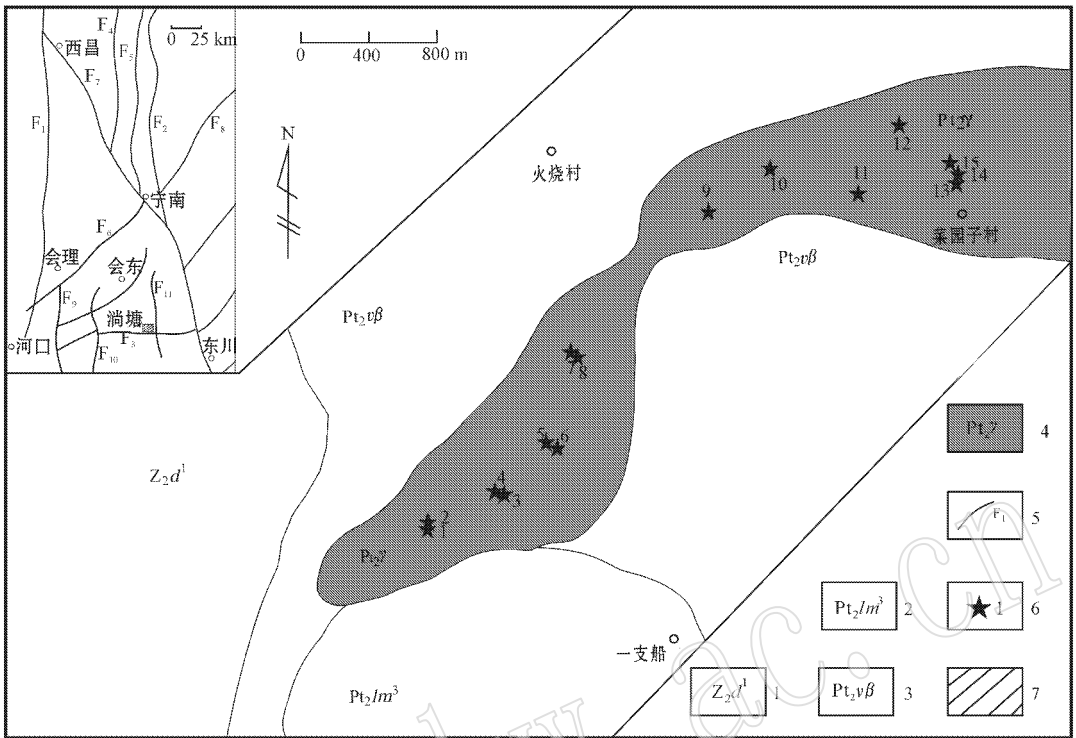


图 1 淌塘花岗岩分布地质略图

Fig. 1 Sketch geological map showing the distribution of granite in Tangtang

1—灯影组；2—立马河组；3—辉长辉绿岩体；4—淌塘花岗岩；5—主要断裂及编号；6—采样位置及样品编号；7—研究区范围；F1—安宁河断裂；F2—甘洛-小江断裂；F3—杨合伍-因民断裂；F4—越西河断裂；F5—蒲雄河断裂；F6—宁南-会理断裂；F7—则木河断裂；F8—莲峰-巧家断裂；F9—元谋-绿汁江断裂；F10—汤郎-易门断裂；F11—普渡河断裂

1—Dengying Formation；2—Limahé Formation；3—gabbro-diabase body；4—Tangtang granite；5—main fault and its serial number；6—sampling location and serial number of sample；7—study area；F1—Anning River fault；F2—Ganluo-Xiaojiang fault；F3—Yanghewu-Yinmin fault；F4—Yuexi River fault；F5—Puxiong River fault；F6—Ningnan-Huilu fault；F7—Zemu River fault；F8—Lianfeng-Qiaojia fault；F9—Yuanmou-Lüzhijiang fault；F10—Tanglang-Yimen fault；F11—Pudu River fault

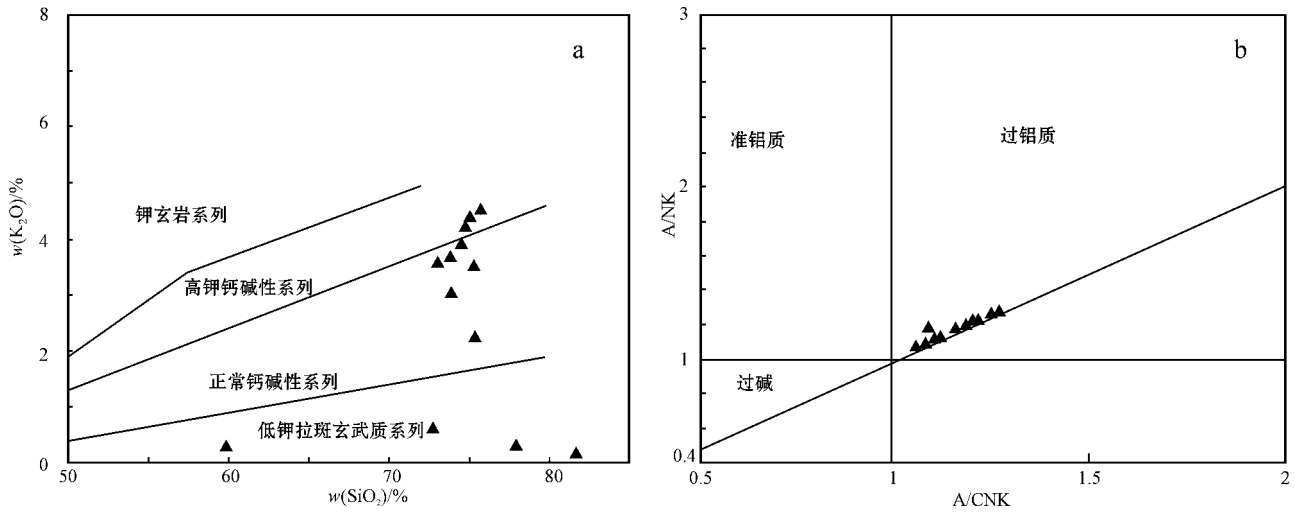


图 2 淌塘花岗岩的 $K_2O - SiO_2$ (a) 和 $A/NK - A/CNK$ (b) 图解 (据 Peccerillo 和 Taylor, 1976)

Fig. 2 $K_2O - SiO_2$ discrimination diagram (a) and $A/NK - A/CNK$ diagram (b) for granite in Tangtang (after Peccerillo and Taylor, 1976)

表 1 淌塘花岗岩的主量元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)岩石化学分析结果Table 1 Analyzed data of major elements($w_B/\%$) and trace elements($w_B/10^{-6}$) of Tangtang granite

编号	CYZ202	CYZ204	CYZ205	CYZ206	CYZ207	CYZ208	CYZ209	CYZ210	CYZ211	CYZ212	CYZ213	CYZ214	CYZ215
SiO ₂	77.95	75.35	74.75	74.54	75.10	75.82	74.76	75.36	75.30	73.94	73.80	73.04	72.70
Al ₂ O ₃	10.25	10.67	10.92	10.59	9.60	9.87	10.27	10.38	10.61	10.85	10.82	10.25	10.07
Fe ₂ O ₃	4.00	4.87	4.82	4.13	5.94	5.27	5.14	2.54	5.77	5.74	5.46	7.64	8.48
FeO	0.14	0.47	0.78	1.99	1.30	0.84	0.96	3.05	0.08	0.62	1.20	0.33	0.01
CaO	0.05	0.05	0.06	0.12	0.05	0.07	0.05	0.09	0.08	0.44	0.08	0.05	0.04
MgO	0.10	0.15	0.26	0.14	0.16	0.18	0.14	0.28	0.18	0.13	0.15	0.14	0.07
K ₂ O	0.32	3.75	4.26	3.92	4.40	4.53	4.22	2.26	3.50	3.03	3.68	3.59	0.61
Na ₂ O	5.40	2.59	2.44	3.40	1.85	2.38	2.76	3.67	3.01	3.58	3.18	2.85	5.24
TiO ₂	0.28	0.31	0.20	0.31	0.27	0.22	0.30	0.33	0.29	0.29	0.26	0.46	0.24
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.21	0.02	0.02	0.03	0.07	0.05	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.09	0.39
LOI	0.99	1.34	1.22	0.59	1.01	0.83	0.74	1.06	0.95	1.06	0.90	1.19	1.87
TOTAL	99.71	99.59	99.75	99.79	99.77	100.07	99.39	99.07	99.83	99.76	99.57	99.66	99.75
A/CNK	1.10	1.27	1.25	1.05	1.22	1.10	1.12	1.20	1.19	1.09	1.16	1.18	1.08
σ	0.94	1.24	1.41	1.70	1.22	1.45	1.53	1.09	1.31	1.41	1.53	1.38	1.15
Y	6.64	6.89	4.35	10.30	1.83	3.33	2.12	1.04	1.58	2.79	7.90	8.22	27.60
Sc	3.07	3.12	1.21	4.47	0.88	1.51	0.31	0.19	0.66	0.66	8.43	1.25	18.10
Ti	673.00	643.00	341.00	1076.00	162.00	158.00	69.80	76.60	113.00	96.90	1608.00	277.00	8433.00
V	21.60	25.60	11.10	47.40	7.27	9.02	10.70	1.81	5.15	3.06	43.70	10.40	210.00
Cr	122.00	30.00	35.50	39.40	8.25	15.10	4.04	5.09	4.72	6.97	46.30	10.30	116.00
Mn	218.00	256.00	222.00	232.00	75.00	95.30	132.00	613.00	40.20	130.00	237.00	399.00	1641.00
Co	5.73	3.55	2.14	7.74	1.02	1.24	0.78	0.35	0.56	0.65	8.13	1.06	15.50
Ni	84.10	42.50	21.10	79.20	9.14	14.90	3.75	5.50	6.05	20.60	29.20	12.10	54.80
Cu	43.90	31.10	38.50	138.00	8.60	7.59	7.34	4.99	5.43	19.50	43.30	14.90	53.20
Rb	17.90	16.50	7.00	29.80	3.56	4.48	2.56	1.51	8.09	3.13	59.60	6.22	37.40
Sr	141.00	227.00	172.00	231.00	58.90	103.00	128.00	155.00	1702.00	337.00	261.00	97.90	25.00
Zr	24.90	59.00	10.80	31.40	6.91	5.06	3.02	2.28	5.16	3.88	40.00	11.30	199.00
Nb	2.84	2.58	2.05	3.96	0.77	0.65	0.27	0.28	0.98	0.42	5.93	1.28	21.70
Sn	3.67	3.09	3.92	3.71	1.03	0.83	0.95	0.71	0.60	1.14	1.94	1.11	2.66
Sb	0.76	0.72	0.50	0.91	0.19	0.13	0.15	0.11	0.14	0.30	0.24	0.21	0.29
Cs	1.18	0.59	0.95	2.31	0.18	0.14	0.09	0.05	0.31	0.12	5.92	0.30	1.45
Ba	64.20	60.70	38.00	103.00	13.60	13.90	12.20	12.40	133.00	14.10	194.00	28.90	242.00
Hf	1.04	2.05	0.39	1.10	0.33	0.21	0.12	0.09	0.16	0.30	1.76	0.51	7.48
Ta	0.38	0.34	0.39	0.31	0.11	0.09	0.05	0.05	0.10	0.07	0.57	0.22	1.54
Pb	56.50	38.50	22.40	442.00	7.13	5.90	6.30	2.65	5.29	16.60	19.80	11.70	8.99
Th	3.47	3.47	1.55	3.80	0.99	0.94	0.68	0.31	0.85	0.72	7.04	2.97	9.89
U	2.18	4.28	1.61	3.36	0.74	0.63	1.56	0.19	0.80	0.87	1.81	1.15	3.61
La	10	8.77	5.68	12.6	2.36	4.71	2.71	1.71	1.47	4.76	10.6	8.42	36.1
Ce	20.3	17.2	10.9	30.2	4.74	6.82	5.25	3.11	2.93	9.4	20.6	17.7	71.1
Pr	2.28	2.12	1.29	2.73	0.52	0.83	0.52	0.37	0.35	1.12	2.6	2.05	8.77
Nd	9.21	8.29	4.93	11.9	1.97	3.2	2.11	1.36	1.3	4.29	10.2	8.17	34.8
Sm	1.66	1.57	0.92	2.17	0.34	0.51	0.37	0.25	0.24	0.78	1.96	1.63	6.38
Eu	0.21	0.19	0.12	0.28	0.046	0.064	0.042	0.032	0.1	0.085	0.32	0.19	0.96
Gd	1.57	1.34	0.84	2.01	0.37	0.58	0.33	0.23	0.22	0.7	1.74	1.48	5.53
Tb	0.26	0.24	0.14	0.37	0.06	0.093	0.059	0.038	0.038	0.12	0.31	0.29	1.05
Dy	1.44	1.33	0.83	2.01	0.31	0.52	0.31	0.18	0.21	0.58	1.78	1.65	5.87
Ho	0.29	0.27	0.16	0.4	0.064	0.11	0.067	0.037	0.041	0.12	0.37	0.34	1.21
Er	0.74	0.63	0.38	1.19	0.15	0.24	0.16	0.085	0.1	0.28	0.92	0.8	2.89
Tm	0.15	0.15	0.079	0.22	0.033	0.048	0.03	0.017	0.021	0.053	0.21	0.17	0.61
Yb	0.82	0.83	0.47	1.17	0.19	0.27	0.17	0.089	0.12	0.3	1.28	0.97	3.54
Lu	0.13	0.13	0.071	0.19	0.028	0.037	0.028	0.013	0.02	0.044	0.21	0.15	0.57
Y	6.64	6.89	4.35	10.3	1.83	3.33	2.12	1.04	1.58	2.79	7.9	8.22	27.6
Σ REE	55.67	49.92	31.15	77.82	13.02	21.36	14.28	8.56	8.74	25.42	61.01	52.19	206.99
LREE	43.64	38.1	23.84	59.95	9.98	16.14	11	6.83	6.4	20.43	46.29	38.12	158.13
HREE	12.03	11.81	7.32	17.88	3.04	5.23	3.28	1.73	2.34	4.99	14.72	14.07	48.86
LREE/HREE	3.63	3.23	3.26	3.35	3.28	3.09	3.35	3.95	2.73	4.09	3.15	2.71	3.24
(La/Yb) _n	8.3	7.15	8.25	7.3	8.25	11.77	10.6	13	8.32	10.86	5.59	5.88	6.93
Nb/Ta	7.47	7.59	5.26	12.77	7.00	7.22	5.40	5.60	9.80	6.00	10.40	5.82	14.09
Zr/Hf	23.94	28.78	27.69	28.55	20.94	24.10	25.17	25.33	32.25	12.93	22.73	22.16	26.60
Th/U	1.59	0.81	0.96	1.13	1.34	1.49	0.44	1.63	1.06	0.83	3.89	2.58	2.74
(La/Lu) _n	8.24	7.22	8.57	7.10	9.03	13.63	10.37	14.09	7.87	11.59	5.41	6.01	6.78
(Ce/Yb) _n	6.40	5.36	6.00	6.68	6.45	6.53	7.99	9.04	6.32	8.10	4.16	4.72	5.20
(La/Sm) _n	3.79	3.51	3.88	3.65	4.37	5.81	4.61	4.30	3.85	3.84	3.40	3.25	3.56
(Gd/Lu) _n	1.55	1.32	1.52	1.36	1.69	2.01	1.51	2.27	1.41	2.04	1.06	1.26	1.24
δ Eu	0.39	0.39	0.41	0.40	0.39	0.36	0.36	0.40	1.31	0.35	0.52	0.37	0.48

LOI 为烧失量, A/CNK = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ mol 量比, TFeO* = $0.8998 \times TFe_2O_3$, σ 为里特曼组合指数。

0.04% ~ 0.44% , CaO 含量偏低 ; Al_2O_3 平均值 10.41% , 铝饱和度指数 $ASI = 1.41 \sim 1.78$, A/CNK 值 (Al 与 $Ca + Na + K$ 的原子数比值) 为 1.05 ~ 1.27 , 平均值为 1.15 , A/NK 值 (Al 与 $Na + K$ 的原子数比值) 为 1.08 ~ 1.27 , 平均值为 1.17 , 在 $A/NK - A/CNK$ 图解中 , 所有样品几乎呈线性落入过铝质范围 , 为强过铝质系列 (图 2b) ; TFe 含量在 4.15% ~ 8.49% 之间 , 平均值为 6.36% 。 上述特征表明淌塘花岗岩在化学成分上表现出 SiO_2 高 , 同时富 $K_2O + Na_2O$, 低钙、铁、镁的特点 , 这符合花岗岩类的一般特征 (黎彤等 , 1998) , 其岩石系列应属于高钾钙碱性强过铝质花岗岩。

3.2 稀土元素地球化学特征

淌塘花岗岩的稀土元素含量较低且差异较大 (表 1) 稀土元素总量 $\sum REE = 8.56 \times 10^{-6} \sim 206.99 \times 10^{-6}$ (均值 48.16×10^{-6}) , $LREE/HREE = 2.71 \sim 4.09$ (均值为 3.31) (La/Yb)_n = 5.59 ~ 13 (均值为 8.63) (La/Sm)_n = 3.25 ~ 5.81 (均值为 3.99) (Gd/Lu)_n = 1.06 ~ 2.27 (均值为 1.56) 。 在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线 (图 3) 上 , 表现出右倾趋势 , 轻重稀土元素分异明显 , 轻稀土元素相对富集 , 除了 CYZ211 外 , 其他均表现出明显的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.35 \sim 1.31$, 均值 0.47) , 可能是在岩浆源区部分熔融过程中 , 石榴石和富钙的基性斜长石作为残留相吸附了 Eu^{2+} 的结果 (邓晋福等 , 1996) 。

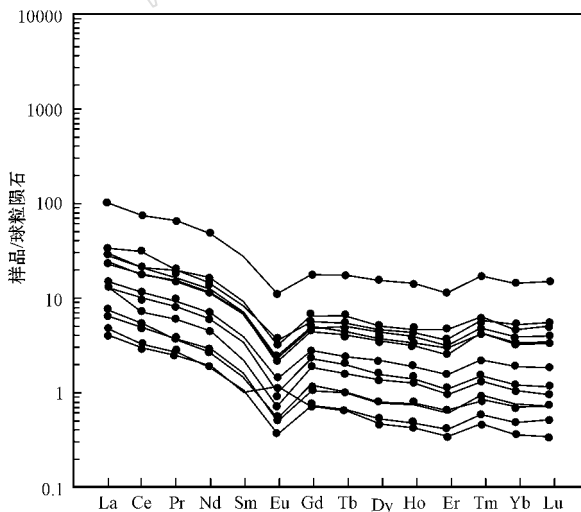


图 3 淌塘花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图 (标准值据 Sun 和 McDonough , 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Tangtang granite (normalization values after Sun and McDonough , 1989)

3.3 微量元素地球化学特征

在原始地幔标准化微量元素蛛网图解 (图 4) 上 , 相对富集 U、K、Pb、Sr 等大离子亲石元素 , 强烈亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素 , 具与俯冲作用相关的岩浆岩或者地壳岩石的特征 , 岩石有明显的 Pb 正异常和 Ti 负异常 , 有较高的 U ($0.19 \times 10^{-6} \sim 4.28 \times 10^{-6}$) , 较低的 HREE ($Yb = 0.089 \times 10^{-6} \sim 3.54 \times 10^{-6}$) 和 Y ($Y = 1.04 \times 10^{-6} \sim 27.6 \times 10^{-6}$) 含量 , 这可能反映了岩浆侵位过程中也发生过不完全的分离结晶作用。

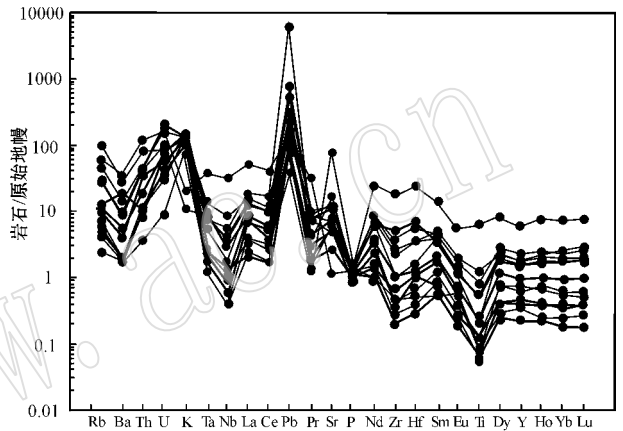


图 4 淌塘花岗岩微量元素原始地幔标准化配分模式图 (标准值据 Sun 和 McDonough , 1989)

Fig. 4 Primitive mantle normalized spider diagram of Tangtang granite (normalization values after Sun and McDonough , 1989)

4 锆石定年分析结果

淌塘花岗岩定年样品采集位置为 : 北纬 $26^{\circ}19'35''$, 东经 $102^{\circ}42'11''$, 样品均为新鲜的花岗岩 , 挑选出来的锆石大多呈玫瑰红色、长柱状 , 为较好的自形晶 , 粒度在 $100 \sim 140 \mu m$ 之间 (图 5) 。 尽量选择晶形相对完整、有明显岩浆环带结构的锆石 , 以确保其是岩浆锆石 , 打点的位置选择锆石的核部与边部之间的环带过渡部位。

采用 SHRIMP U-Pb 定年方法 , 总共对该样品的锆石进行了 12 个测点分析 , 分析结果见表 2 和图 6 。 去除和谐度较差的点 1.10 外 (未做入图 6) , 其余 11 个测点的年龄值分布在 $1044 \sim 1077 Ma$ 之间 , 均落在 U-Pb 和谐曲线的一致线上或附近 , 表现出了较好的一致性 (图 6) , 计算得出 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年

表 2 淌塘花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果
Table 2 SHRIMP U-Pb analyzed data of zircons from Tangtang granite

点号	$w_B/10^{-6}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	同位素比值				同位素年龄/Ma			误差		
	U	Th		$^{206}\text{Pb}_c/\%$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$			
1.1	114	139	17.4	0.00	1.26	5.660±1.8	0.0731±2.4	1.782±3.0	0.1768±1.8	1.049±17	1.017±48	875±22	0.598
1.2	178	157	27.5	0.19	0.91	5.580±1.0	0.0752±2.2	1.858±2.5	0.1792±1.0	1.062.6±9.8	1.074±45	1.044±21	0.408
1.3	155	109	23.5	0.23	0.73	5.676±1.1	0.0728±2.5	1.769±2.7	0.1762±1.1	1.046±10	1.009±50	1.072±28	0.402
1.4	137	94	20.9	0.26	0.71	5.632±1.7	0.0728±2.5	1.783±3.0	0.1776±1.7	1.054±17	1.009±50	1.031±33	0.580
1.5	161	123	25.2	0.48	0.79	5.498±1.1	0.0722±3.2	1.810±3.4	0.1819±1.1	1.077±11	991±66	1.064±30	0.322
1.6	126	87	19.7	0.00	0.71	5.511±1.2	0.0757±2.5	1.895±2.8	0.1815±1.2	1.075±12	1.088±50	1.101±26	0.440
1.7	115	79	17.9	0.00	0.71	5.510±1.2	0.0764±2.4	1.913±2.7	0.1815±1.2	1.075±12	1.107±47	1.063±25	0.464
1.8	152	105	23.3	0.26	0.71	5.619±1.1	0.0736±2.5	1.806±2.7	0.1780±1.1	1.056±11	1.030±50	1.023±24	0.401
1.9	186	146	28.9	0.28	0.81	5.544±0.98	0.0730±2.3	1.815±2.5	0.1804±0.98	1.069.1±9.6	1.013±47	1.025±22	0.388
1.10	112	55	16.3	0.00	0.51	5.920±1.3	0.0740±2.5	1.724±2.8	0.1689±1.3	1.006±12	1.042±50	1.005±28	0.453
1.11	147	110	22.2	0.00	0.77	5.689±1.3	0.0777±2.8	1.883±3.1	0.1758±1.3	1.044±13	1.140±55	870±25	0.436
1.12	116	77	18.1	0.00	0.69	5.500±1.3	0.0749±2.6	1.877±2.9	0.1818±1.3	1.077±13	1.065±51	1.136±29	0.449



图 5 淌塘花岗岩锆石的阴极发光照相 (CL) 及测点的测年结果

Fig. 5 Dating results and CL images of zircons from Tangtang granite

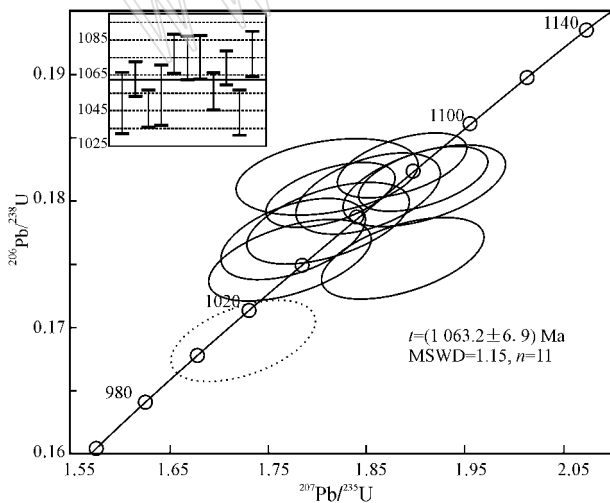


图 6 淌塘花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 6 Zircon U-Pb concordia diagram for Tangtang granite

龄为 $1\ 063.2 \pm 6.9$ Ma。这个年龄与同处于会东地区的天宝山组流纹岩的年龄 $1\ 028$ Ma (耿元生等, 2007) 孔明寨变质斑状英安岩的年龄 961 Ma (牟传龙等, 2003) 在误差允许范围内大致相当, 并与中元

古代末期全球格林威尔造山运动的时间高度一致。

5 讨论

5.1 岩石成因类型

岩石的成因类型和岩浆岩形成的地球动力学过程关系密切, 不同成因类型的岩浆岩在形成过程中经历了不同的地球动力学过程, 所以对成因类型的准确判断至关重要 (李昌年, 1992)。花岗岩的成因类型分类方法众多, 现在被普遍接受的是 I、S、M、A 型分类: I 型代表火成岩或下地壳; S 型代表沉积岩或上地壳; M 型主要指示地幔来源, 这 3 种都强调的是花岗岩的来源, 而 A 型则是强调花岗岩形成的构造环境 (主要为非造山、造山后拉张环境) 成分特点 (细分为碱性、无水 (Whalen *et al.*, 1987))。

从岩石的系列来看, I 型和 S 型主要代表钙碱性系列或高钾钙碱性系列的岩石, 而 M 型则是拉斑玄武岩系列, A 型已属碱性范围 (李昌年, 1992; 肖庆辉等, 2002; 李进文等, 2007; 张旗等, 2008)。淌塘花岗

岩完全不同于 A 型和 M 型花岗岩,因此,本文仅从 I 型和 S 型花岗岩岩石系列入手进行岩石系列的分析,以此来讨论淌塘花岗岩的成因类型。

广泛用于判别 I 型和 S 型花岗岩的标准是 A/CNK 值的特征[$A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$],即 S 型花岗岩 $A/CNK > 1.10$,而大部分的 I 型花岗岩 $A/CNK < 1.10$ (Chappell and White, 1992)。淌塘花岗岩的 A/CNK 值为 1.08~1.27,平均为 1.15,绝大部分测试样品的 A/CNK 大于 1.10。在 ACF 判别图解(图 7)中,绝大部分样品的投影落在了 S 型花岗岩区域内,结合其地球化学特征可知四川淌塘的花岗岩是属于高钾钙碱性强过铝质 S 型花岗岩。

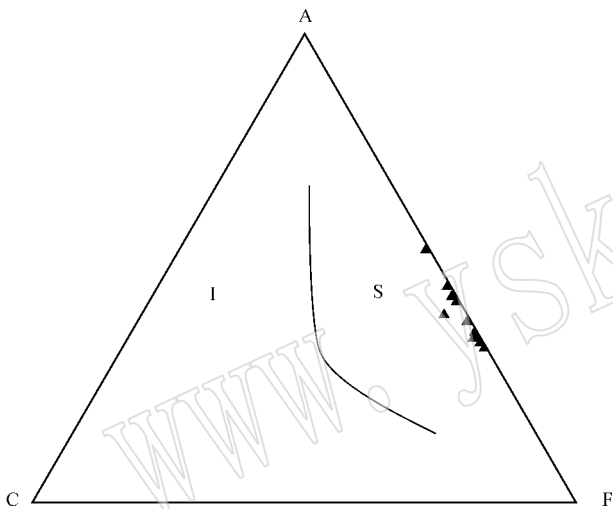


图 7 淌塘花岗岩的 ACF 成因类型判别图
(据 Chappell and White, 1992)

Fig. 7 ACF discrimination diagrams of genetic type of Tangtang granite (after Chappell and White, 1992)

$A = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $F = FeO^*$, $C = CaO$

5.2 岩石源区性质

岩石的稀土和微量元素在地质历史时期对于地质活动的反映比较灵敏和准确,并且部分微量元素性质稳定,不易受岩石圈组分的混染影响,因此可以很好地反映岩石形成时的初始性质。 δEu 、Nb/Ta、Zr/Hf 在地幔和地壳中的含量和数值特征有明显差异 (Rudnick and Fountain, 1995)。淌塘花岗岩呈现明显的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.35 \sim 1.31$, 均值 0.47),与一般壳型花岗岩的 δEu 值 (0.46) 相当,远低于壳幔型花岗岩的 δEu 值 (0.84); Nb/Ta 比值为 5.26~

14.09, 平均值为 8.03, 低于但是接近地壳平均值 (12~13, Barth *et al.*, 2000), Nb、Ta 的亏损反映了岩浆源区具有壳源物质成分, Zr/Hf 比值变化范围为 12.93~32.25, 平均值为 24.71, 略高于上地壳的 Zr/Hf 比值 (23.7, Gao *et al.*, 1998)。相对富集 Th、U、K、Pb、Sr 等大离子亲石元素; 强烈亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素, 这是由于大离子亲石元素在岩浆演化过程中可在地壳中优先富集。上述微量元素特征表明该岩石的源岩可能为地壳物质, 且淌塘花岗岩 SiO_2 含量很高, 不可能是壳源和幔源岩浆混合而成的。结合微量元素特征, 推断淌塘花岗岩可能是地壳熔融的岩浆结晶产物。

一般认为, 以泥质岩和杂砂岩为源岩的变沉积岩是 S 型花岗岩的源岩 (Brown and Pressley, 1999)。由于泥质岩贫斜长石, 如果斜长石完全消失, Na_2O 会逐渐富集到熔体中, 而 CaO 则会较多地集中在残余相如角闪石、单斜辉石中, 因此, 以泥质岩为源岩的熔体 CaO/Na_2O 比值会很低 (< 0.5)。相反, 富含斜长石的变质杂砂岩的熔融将导致熔体 CaO/Na_2O 比值与残余相相当或仅仅略低点, 斜长石在残余相中保持稳定 (Skjerlie and Johnston, 1996; Sylvester, 1998), 因此, 变质杂砂岩熔融形成的熔体有较高的 CaO/Na_2O 比值 (> 0.3) (曹玉亭, 2010; 陶琰等, 2011)。经计算, 淌塘花岗岩的 CaO/Na_2O 比值为 0.008~0.12, 平均为 0.03, 远低于实验变质杂砂岩熔融, 而在泥质岩熔融的范畴内, 而淌塘花岗岩的 A/MF-C/MF 图解(图 8a) 和其化学组成与变质泥岩变质杂砂岩实验熔体成分对比图(图 8b) 的投影点全部落在泥质岩的熔融范围内。综上所述, 笔者推断淌塘花岗岩是由地壳的泥质岩经过部分熔融形成的。

5.3 构造环境讨论

会理-会东地区在元古代经历了 3 个构造演化阶段: 古元古代 (1850~1700 Ma) 为火山裂谷-碰撞造山阶段, 伴随着 Columbia 超大陆裂解, 在康滇运动 SN 向拉张作用下, 原始结晶基底发生裂解, 近东西向的会理-东川裂陷盆地形成, 盆地内堆积了一套偏碱性细碧角斑岩和火山-沉积碎屑岩建造的河口群 (赵彻终等, 1999; 尹福光等, 2011), 该阶段形成的辉绿岩年龄大都集中在 1700 Ma 左右 (河口辉绿岩, 1710 Ma, 关俊雷等, 2011; 东川辉绿岩, 1676 Ma,

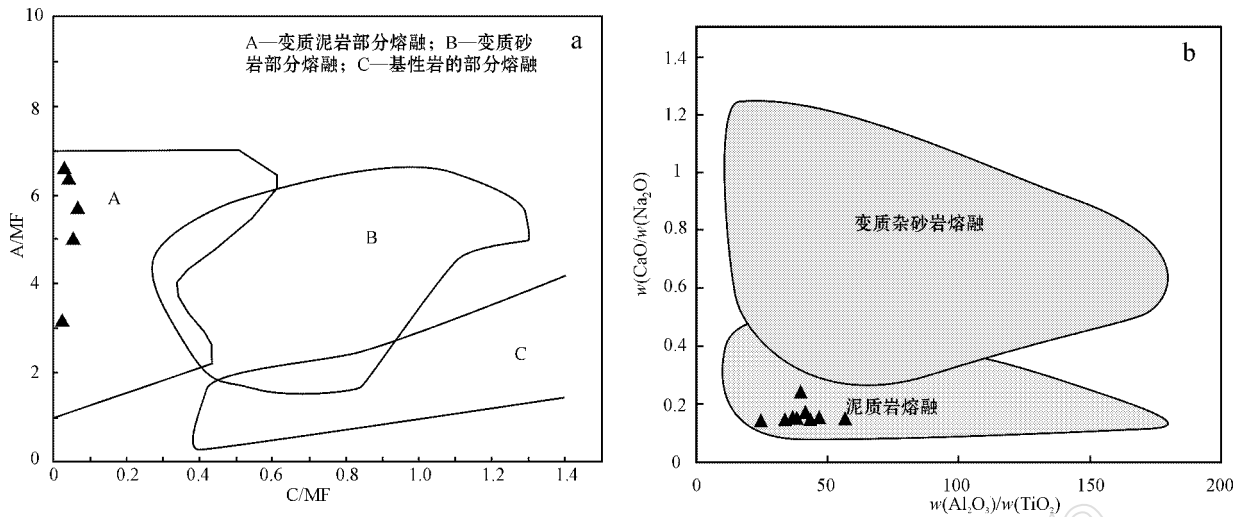


图 8 淌塘花岗岩的 $A/MF - C/MF$ 图解 (a, 据 Alther 等, 2000) 和其化学组成与变质泥岩、变质杂砂岩实验熔体成分对比 (b, 据 Jung Pfander, 2007; 泥岩实验熔体成分据 Patino Douce 和 Johnston, 1991)

Fig. 8 Discrimination diagrams of $A/MF - C/MF$ for Tangtang granite (a, from Alther *et al.*, 2000) and composition of Tangtang granite in comparison with compositional fields of experimentally derived partial melts of metapelites and metagreywackes (b, after Jung and Pfander, 2007; data for experimentally pelite derived liquids from Patino Douce and Johnston, 1991)

周邦国等 2010^①); 中元古代早期 (1 600~1 200 Ma) 为被动大陆边缘-褶皱回返阶段, Rodinia 超大陆形成期间裂陷盆地内火山建造、浊积复理石建造、陆屑建造、碳酸盐建造发育, 且自西向东, 由优地槽型→冒地槽型→准地台型沉积演化, 构成川滇地区规模最大的铜铁成矿带, 在满银沟地区以发育风化残积型铁矿为结束标志 (尹福光等, 2011); 中元古代晚期 (1 200~1 000 Ma) 为火山裂谷-碰撞造山阶段, 该时期内会理群形成 (通安组 5 段 1 061 Ma; 力马河组 1 082 Ma, 尹福光等, 2011; 天宝山组 1 028 Ma, 耿元生等, 2007)。1 000~850 Ma 发生了以晋宁运动为代表的中元古代末的会聚与新元古代的裂解并伴随大量的酸性岩体侵入。本次测试的淌塘花岗岩侵入于力马河组层位之中, 其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1\,063.2 \pm 6.9$ Ma (NSWD=1.15, $m=11$), 与华南地区南北扬子陆块完成拼合的时间, 即江南碰撞带 (皖南-赣东北-九岭-雪峰山-桂北-滇东) 的时间 1 000 Ma 相当 (万天丰, 2006), 也与 Rodinia 超大陆汇聚形成的时间大致相当, 属于格林威尔造山运动的组成部分。

林广春 (2008) 指出, 在许多情况下, 花岗岩的地球化学判别往往给出的是其源岩的构造环境而不

是花岗岩本身的形成环境。淌塘花岗岩微量元素强烈亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素, 具与俯冲作用相关的岩浆岩或者地壳岩石的特征。前人研究资料表明在扬子地台西北缘可能存在一个俯冲带, 但其时限为 900~950 Ma, 所处的位置在汉南地区 (凌文黎等, 2002), 而扬子地台西缘在该时间段内的大地构造背景并不是俯冲碰撞的环境, 因此, 该花岗岩仅与地壳岩石的熔融相关。地壳物质熔融形成酸性岩浆主要有以下几种机制: ① 基性岩浆的底侵使地壳岩石大量部分熔融形成大量的酸性岩浆; ② 在大陆裂谷强烈扩张阶段形成地壳部分熔融和地幔衍生物混合的酸性岩浆 (常以基性火山岩和流纹岩的双峰式产出); ③ 在陆陆碰撞阶段, 被携带到下部地壳或上部地幔的大陆地壳物质熔融产生大量酸性岩浆。首先基性岩浆的底侵, 需要比花岗岩多得多的基性岩浆产出才有依据, 考虑到淌塘花岗岩外围存在与之相伴的相近时代的辉绿岩岩体 (La-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 $1\,082 \pm 8$ Ma, 待刊数据), 而该类双峰式岩浆岩组合为典型的裂谷环境形成的岩石组合 (耿元生等, 2007), 符合第 2 类形成机制, 我们选择 Rb-Hf-Ta 构造判别图解和 $Al_2O_3 - SiO_2$ 图解来判别淌塘花岗岩的形成构造环境。在 Rb-Hf-Ta 图

① 周邦国, 郭 阳, 王子正. 2010. 四川通安-小牛场地区矿产远景调查报告.

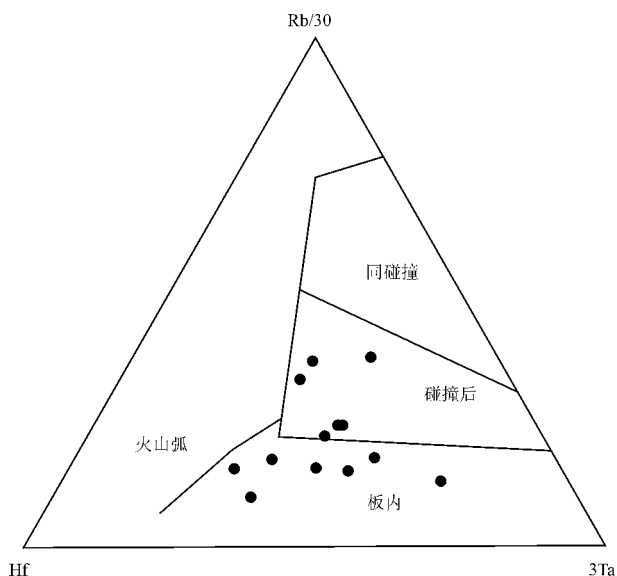


图 9 淌塘花岗岩的 Rb - Hf - Ta 构造判别图解 (据 Pearce 等, 1984)

Fig. 9 Rb - Hf - Ta discrimination diagrams of tectonic setting for Tangtang granite (after Pearce *et al.*, 1984)

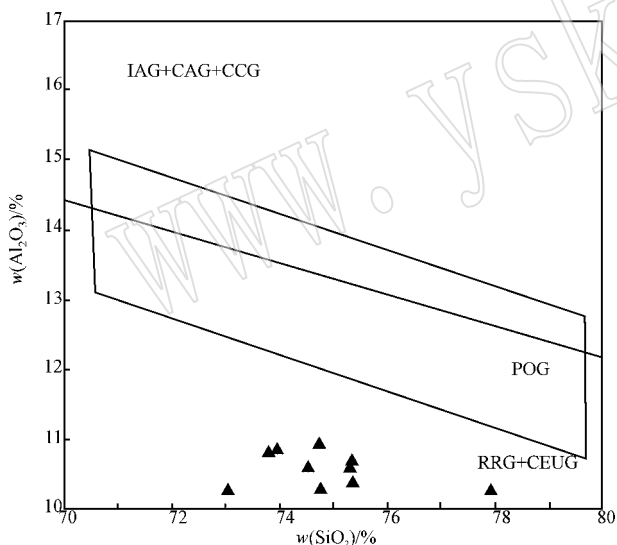


图 10 淌塘花岗岩的 Al₂O₃ - SiO₂ 构造判别图解

Fig. 10 Al₂O₃ - SiO₂ discrimination diagrams of tectonic setting for Tangtang granite

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—与裂谷有关的花岗岩类；CEUG—与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类

IAG—*island-arc granite*；CAG—*continental arc granite*；CCG—*continental collision granite*；POG—*post-orogenic granite*；RRG—*rift-related granite*；CEUG—*continental uplifting granite*

说明淌塘花岗岩是与裂谷有关的花岗岩，综合地球化学特征，可以推断淌塘花岗岩构造环境上属板内裂谷环境。

6 结论

(1) 岩石学和地球化学研究表明，淌塘花岗岩属于高钾钙碱性系列的强过铝质 S 型花岗岩，其源岩为富粘土的泥质岩；

(2) 结合锆石的 CL 图像，利用 SHRIMP U-Pb 定年方法获得淌塘花岗岩的形成年龄为 $1\ 063.2 \pm 6.9\ \text{Ma}$ ，说明在会东淌塘地区存在一期 1.06 Ga 左右的岩浆侵入事件，在时代上与格林威尔造山运动同期，可能是格林威尔造山运动的一部分。

(3) 淌塘花岗岩是与板内裂谷有关的花岗岩类，结合其年龄可知其形成与 Rodinia 超大陆的汇聚相对应，很可能是 Rodinia 超大陆聚合时应力释放，地壳泥质岩石部分熔融而形成。

References

- Alther 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) [J]. *Lithos*, 50: 51~73.
- Brown M and Pressley R A. 1999. Crustal melting in nature: Prosecuting source processes [A]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* [C]. 24(3): 305~316.
- Cao Yuting, Liu Liang, Wang Chao, *et al.* 2010. Geochemical zircon U-Pb dating and Hf isotope compositions studies for Tatelekebulake granite in South Altyn Tagh [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(11): 3259~3271 (in Chinese with English abstract).
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* [J]. *Earth Sciences*, 83: 1~26.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing and Mo Xuanxue. 1996. *Continental Roots-Plume Tectonics: An Key to Continental Dynamics* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Gao S, Luo T C, Zhang B R, *et al.* 1998. Chemical composition of the econtinental crust as revealed by study in East China [J]. *Geochemical Cosmochimica Acta*, 62(11): 1959~1975.
- Geng Yuansheng, Yang Chonghui and Du Lilin. 2007. Chronology and tectonic environment of the Tianbaoshan Formation: new evidence from zircon SHRIMP U-Pb age and geochemistry [J]. *Geological Review*, 53(4): 556~563 (in Chinese with English abstract).
- Guan Junlei, Zheng Lailin, Liu Jianhui, *et al.* 2011. Zircons SHRIMP U-Pb dating of diabase from Hekou, Sichuan Province, China and its geological significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 8(4): 482~490 (in Chinese with English abstract).

解图 9) 中，有 7 个投影点落在了板内环境中，仅 6 个投影点落在碰撞后环境中；在 Al₂O₃ - SiO₂ 图解 (图 10) 中，淌塘花岗岩体投影点全部落入 RRG 区，

- Jung S and Pfander F J A. 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: Constraints from $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and accessory mineral saturation thermometry[J]. *Eur. J. Mineral.*, 19: 859~870.
- Li Changnian. 1992. The Trace Element Petrology of Igneous Rock[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1~195 (in Chinese).
- Li Jinwen, Pei Rongfu, Zhang Dequan, et al. 2007. Geochemical characteristics of the Yanshanian intermediate-acid intrusive rocks in the Tongling mineralization concentration area, Anhui Province, and their geological implications[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 28(1): 11~22 (in Chinese with English abstract).
- Li Tong, Yuan Huaiyu and Wu Shengxi. 1998. On the average chemical composition of granitoids in China and the world[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 22(1): 29~34 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen, et al. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic in the Kangdian rift of south China: implications for the initial rifting of Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 113: 135~154.
- Lin Guangchun. 2008. Petrochemical characteristics of Wasigou complex in western Yangtze block: petrogenetic and tectonic significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(5): 398~404 (in Chinese with English abstract).
- Mou Chuanlong, Lin Shiliang and Yu Qian. 2003. The U-Pb ages of the volcanic rock of the Tianbaoshan Formation, Huili, Sichuan Province[J]. *Journal of Stratigraphy*, 27(3): 216~219 (in Chinese with English abstract).
- Patino Douce A E and Johnson A D. 1991. Phase equilibria and melting productivity in the plitic system: Implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites[J]. *Contrib. Mineral. Petro.*, 107: 202~218.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *J. Petrol.*, 25: 956~983.
- Peccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contrib. Mineral. Petro.*, 58: 63~81.
- Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective[J]. *Reviews of Geophysics*, 33: 267~309.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins[J]. *J. Petrol.*, 37: 661~691.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and process [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 42: 528~548.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional alkaline granites[J]. *Journal of Geology*, 97: 261~280.
- Tao Y, Bi X W, Li J G, et al. 2011. Geochemistry and petrogenesis of the Jitang granitoids in Tibet SW China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2 763~2 774 (in Chinese with English abstract).
- Whalen J B, Carrie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical Characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407~419.
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, et al. 2002. The Ways of Investigation on Granitoid[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Yin Fuguang, Sun Zhiming and Zhang Zhang. 2010. Mesoproterozoic stratigraphic-structure framework in Huili-Dongchuan Area[J]. *Geological Review*, 57(5): 1~10 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Wang Yuanlong, Jin Weijun, et al. 2008. Criteria for the recognition of pre-, syn- and post-orogenic granitic rocks[J]. *Geological Bulletin of China*, 27(1): 1~18 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Chezhong, Liu Zhaochang and Li Fanyou. 1999. The characteristics of Huli-Dongchuan proterozoic marine volcanic rock zone and its tectonic setting[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 19(2): 17~24 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 曹玉亭, 刘良, 王超等. 2010. 阿尔金南缘塔特勒克布拉克花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素组成[J]. *岩石学报*, 26(11): 3 259~3 271.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学. 1996. 大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社.
- 耿元生, 杨崇辉, 杜利林. 2007. 天宝山组形成时代和形成环境——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学证据[J]. *地质论评*, 53(4): 556~563.
- 关俊雷, 郑来林, 刘建辉, 等. 2011. 四川省会理县河口地区辉绿岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *地质学报*, 85(4): 482~490.
- 黎彤, 袁怀雨, 吴胜昔. 1998. 中国花岗岩类和世界花岗岩类平均化学成分的对比如研究[J]. *大地构造与成矿学*, 22(1): 29~34.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195.
- 李进文, 裴荣富, 张德全, 等. 2007. 铜陵矿集区燕山期中酸性侵入岩地球化学特征及其地质意义[J]. *地球学报*, 28(1): 11~22.
- 林广春. 2008. 扬子西缘瓦斯沟花岗岩元素 Nd 同位素地球化学、岩石成因与构造意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 27(5): 398~404.
- 凌文黎, 高山, 欧阳建平, 等. 2002. 西乡群的时代与构造背景: 同位素年代学及地球化学制约[J]. *中国科学(D)*, 32: 101~112.
- 牟传龙, 林仕良, 余谦. 2003. 四川会理天宝山组 U-Pb 年龄[J]. *地层学杂志*, 27(3): 216~219.
- 陶琰, 毕献武, 李金高, 等. 2011. 西藏吉塘花岗岩地球化学特征及成因[J]. *岩石学报*, 27(9): 2 763~2 774.
- 万天丰. 2006. 中国大地构造学纲要[M]. 北京: 地质出版社.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 30~50.
- 尹福光, 孙志明, 张璋. 2010. 会理—东川地区中元古代地层—构造格架[J]. *地质论评*, 57(5): 1~10.
- 张旗, 王元龙, 金惟俊, 等. 2008. 造山前、造山和造山后花岗岩的识别[J]. *地质通报*, 27(1): 1~18.
- 赵彻终, 刘肇昌, 李凡友. 1999. 会理—东川元古代海相火山岩带的特征与形成环境[J]. *矿物岩石*, 19(2): 17~24.