

滇东北东川下田坝A型花岗岩LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄、地球化学特征及其构造意义

武昱东¹, 王宗起¹, 罗金海², 程家孝², 闫全人³, 张英利¹, 王师迪²
WU Yu-dong¹, WANG Zong-qi¹, LUO Jin-hai², CHEN Jia-xiao²,
YAN Quan-ren³, ZHANG Ying-li¹, WANG Shi-di³

1. 中国地质科学院矿产资源研究所/国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2. 西北大学地质学系/大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069;

3. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

1. *MLR Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China;*

3. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*

摘要:通过对滇东北东川下田坝地区黑云母二长花岗岩和似斑状钾长花岗岩2种岩体的地球化学分析及对黑云母二长花岗岩的U-Pb同位素测试,得到如下认识:黑云母二长花岗岩和似斑状钾长花岗岩总体地球化学特征相似,主量元素表现出高SiO₂(平均71.7%)、过铝质(A/CNK指数在1.03~1.52)的特征,过碱指数在0.95~1.37之间,总体属于钙碱系列;稀土元素总量较高(Σ REE平均 313×10^{-6}), (Ce/Yb)_N均值为8.85, (La/Yb)_N均值为9.54,呈现轻稀土元素(LREE)富集,仅Eu亏损(δ Eu均值0.31)的海鸥型右倾模式;大离子亲石元素Rb、Th、U、K等相对富集,高场强元素Nb、Ta、Sr、Ti等呈明显负异常,说明岩浆源岩以陆壳成分为主;Ga/Al均值为2.69, (Zr+Nb+Ce+Y)均值为383;微量元素Sr、Eu低,富集Nb、Zr等元素,反映其源区存在斜长石的残留;锆石饱和温度为724~786℃,表明初始岩浆温度较高。上述特征说明,下田坝花岗岩为典型的A型花岗岩,形成于中上地壳的板内伸展背景。黑云母二长花岗岩LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为801.1±6.6Ma,同时受到762.1±6.2Ma热事件的影响,与新元古代Rodinia超大陆裂解事件在时间上一致,亦与东川铜矿成矿时代相符,说明新元古代裂谷环境的岩浆事件范围可扩大至滇东北东川,并可能引发热液成矿作用。

关键词:下田坝花岗岩;滇东北;东川铜矿;Rodinia超大陆裂解;LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄

中图分类号: P588.12⁷⁵; P597^{1.3} **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2014)06-0860-14

Wu Y D, Wang Z Q, Luo J H, Chen J X, Yan Q R, Zhang Y L, Wang S D. LA-ICP-MS zircon U-Pb age and geochemistry of Xiatianba A-type granites in Dongchuan, Northeast Yunnan, and their tectonic significance. *Geological Bulletin of China*, 2014, 33(6):860-873

Abstract: Geochemical analysis and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of Xiatianba granites of two granitic bodies in Dongchuan of northeast Yunnan were conducted in this study. The general geochemical characteristics of biotite adamellite and porphyrocytic moystite are similar to each other, characterized by high SiO₂ (71.7% on average) and belonging to the peraluminous (A/CNK value between 1.03~1.52) and alkaline series (AI value between 0.95~1.37). They have high Σ REE content with an average Σ REE value of 313×10^{-6} , an average (Ce/Yb)_N value of 8.85, an average (La/Yb)_N value of 9.54 and an average δ Eu value of 0.31. The chondrite-normalized REE patterns display right-oblique curves. The large ion lithophile elements, such as Rb, Th, U and K, are rel-

收稿日期:2013-11-22;修订日期:2014-02-21

资助项目: 中国地质调查局项目(编号: 12120113069000、1212011085532)

作者简介: 武昱东(1982-),男,博士,助理研究员,从事构造地质学方面的研究。E-mail: wuyudong@cags.ac.cn

atively enriched, whereas high HFSE such as Nb, Ta, Sr and Ti are relatively depleted, which indicates the existence of residual plagioclase in the granite source area. Calculation also shows that the melt of Xiadianba granites was formed in an intraplate extension environment with temperatures between 724°C and 786°C. These characteristics show that the Xiadianba granites are typical A-type granite. LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon from biotite adamellite yielded a granite age of 801.1 ± 6.6 Ma (MSWD=0.84, n=14) and a thermal event age of 762.1 ± 6.2 Ma (MSWD=0.72, n=14), which are highly in accordance with the time of breakup of Rodinia supercontinent in the western Yangtze block, and are also consistent with the metallogenic epoch of the Dongchuan copper deposit, suggesting that the magmatism of the Neoproterozoic rift environment affected Dongchuan area and probably triggered hydrotogenesis mineralization.

Key words: Xiadianba granites; northeast Yuannan; Dongchuan copper deposit; Rodinia supercontinent; LA-ICP-MS zircon U-Pb ages

多数观点^[1-5]认为中上扬子西南缘主要发育新元古代和二叠纪 2 个时期的岩浆岩,晚震旦世—早二叠世,区内长期接受地台型沉积,地壳构造稳定,缺乏岩浆侵入事件。但是,在 1:20 万区域地质报告东川幅^①上,出露一系列花岗质侵入岩(如东川下田坝花岗岩、会东遛姑花岗岩等),根据钾长石 K-Ar 年龄(450~387Ma)将其划归为加里东期。考虑到 K-Ar 法对同位素封闭体系的要求,元古宙和早古生代样品可能受到 K 和 Ar 自然扩散或后期变质、变形等多种因素扰动作用的影响,测年结果和实际的地质事件不符^[6]。相对而言,锆石具有较高的 U-Pb 体系封闭温度($\geq 850^\circ\text{C}$)^[7-8]及较强的抵抗热液扰动的能力^[9],更适用于古老岩体和矿物样品的年龄测定。因此,采用锆石 U-Pb 同位素定年和地球化学分析方法,重新厘定这些花岗岩的形成时代和地质背景,对于研究扬子地块的地质演化有着重要的意义。

中上扬子西南缘的滇东北与川西南交界地带盛产有色金属矿产,尤以铅锌矿和铜矿为代表(图 1)。铅锌矿主要分布于会理、会东、会泽、宁南和巧家地区,属于中低温热液型矿床,典型矿体有天宝山、小石房、大梁子、松林、松梁、五星、雨露、待补等^[10],通过闪锌矿 Rb-Sr 法和方解石 Sm-Nd 法获得的铅锌成矿时代为 366~224Ma^[11-17];铜矿位于东川市境内,由落雪、汤丹、因民、滥泥坪、石将军、白锡腊、新塘等大中型和一些小型铜矿床组成东川铜矿田,主要赋存于昆阳群落雪白云岩中,属于中温热液型矿床,通过流体包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年法获得的铜成矿时代为 770~696Ma^[18-21]。铅锌矿与铜矿的成矿时空分布有着显著差异,反映了 2 期不同的区域构造事件和热液流体活动。在花岗岩侵入过程中往往伴有大量的流体活动和热液成矿。下田坝花岗岩位于东川铜矿群与会泽铅锌矿群接壤处,岩

体的 K-Ar 年龄(450~387Ma)与会东大梁子铅锌矿 Rb-Sr 等时线年龄(366.3 ± 7.7 Ma)^[16]接近,表明两者之间似乎存在一定的联系。然而,从成矿机理上看,大梁子等铅锌矿的流体包裹体特征表明其与壳源岩浆活动无关^[22-23];相反,东川型铜矿氢氧同位素特征表明其为深源(岩浆)热液成矿^[24]。因此,重新厘定下田坝花岗岩的形成时代与构造背景,对于研究川滇交界地区的热液成矿作用具有重要意义。

综上所述,本文采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定和地球化学分析方法,揭示下田坝花岗岩体的形成时代和地球化学特征,进而探讨其成因及构造地质背景。

1 地质背景

东川地区地层发育较完整,除白垩系、古近系—新近系外,从元古宇昆阳群到第四系均有出露,但各地层分布范围和厚度不一,其中奥陶系与志留系出露面积较少,地层间多为整合或平行不整合接触,其中沉积岩面积 72%,火山喷出岩占 27%,侵入岩和变质岩极少。区域岩浆活动强烈,具有多期次、多阶段、以基性岩浆喷发为主的特点,其次是基性和酸性的小规模岩浆侵入活动,形成局部的小岩株和岩枝。

下田坝花岗岩体由 1 个大岩体和 3 个小岩体组成。平面呈水滴状,大岩体被断层切割为东西两部分,西侧为灰白色斑状黑云母二长花岗岩,东侧为肉红色似斑状钾长花岗岩。最大出露高差逾 280m。1:20 万东川幅区域地质调查报告指出,整个岩体侵入于上震旦统灯影组白云岩中。

笔者野外观察发现,岩体出露于天福洞景区谷底,四面环山,围岩为灯影组碳酸盐岩,岩体表面有不同程度的风化和蚀变,沟谷中有新鲜基岩出露,

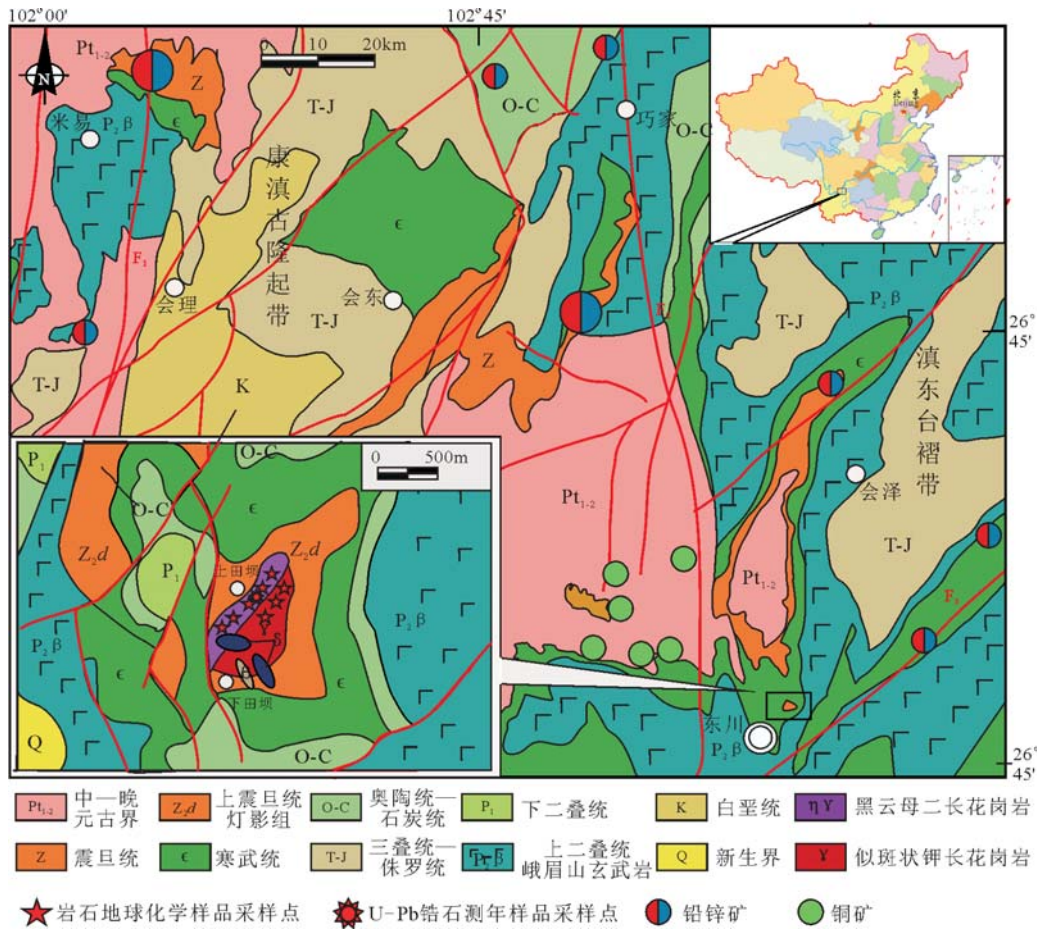


图1 研究区大地构造图与采样点分布

Fig. 1 Geotectonic sketch map of the study area, showing sampling positions
δ—闪长岩; F₁—安宁河断裂; F₂—小江—甘洛断裂; F₃—东川—镇雄断裂

岩体与围岩接触带附近风化近土状,具体接触关系为岩浆热侵入还是构造冷侵入尚不明确。

2 样品采集及测试

似斑状钾长花岗岩呈红色、肉红色,全晶质中粒似斑状结构,斑晶为肉红色斜长石,一般粒径约5mm;基质矿物有斜长石(25%~40%)、微斜长石(10%~15%)、石英(25%~30%)、黑云母(5%~8%)及极少量角闪石(图版 I-a,c),副矿物有磷灰石、锆石、榍石等。

黑云母二长花岗岩呈灰白色,中粒全晶质似斑状结构,斑晶为灰白色微斜长石,结晶程度好,半自形结构,矿物颗粒大,粒径10~50mm;基质主要为斜长石(25%)、微斜长石(15%~25%)、石英(25%~30%)

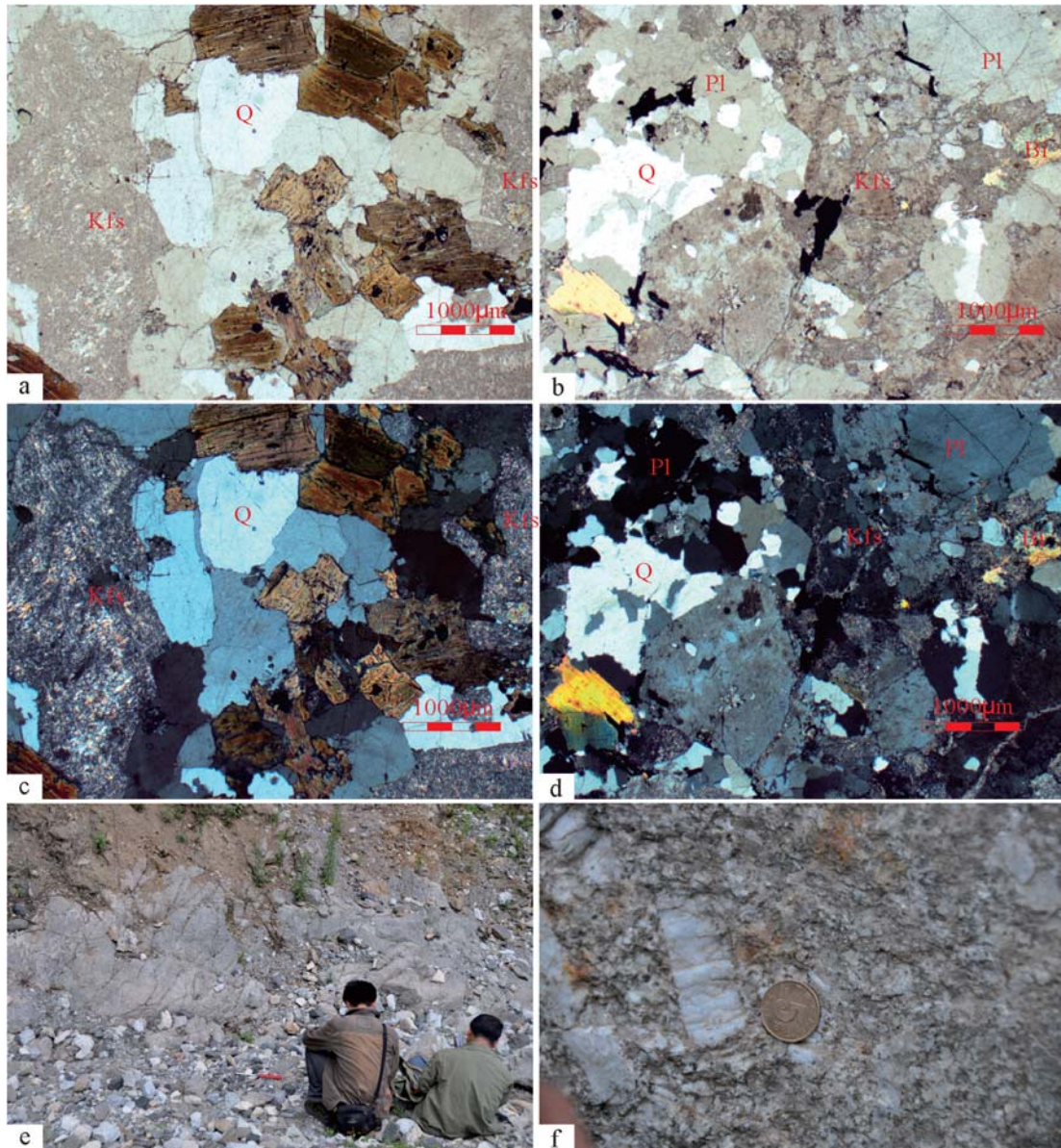
和黑云母(8%~10%)(图版 I-b,d),副矿物有磷灰石、锆石等。

如果上述2个岩体为同期形成,那么从斑晶粒径可以看出,黑云母二长花岗岩靠近中心相,似斑状钾长花岗岩更接近过渡相。为此,分别采集这2种花岗岩用于地球化学分析,选择黑云母二长花岗岩进行锆石U-Pb同位素测试。所选样品均采自新鲜露头(图版 I-e,f),地球化学样品不少于1kg,测年样品不少于5kg。其中样品12DC02-x采自似斑状钾长花岗岩,样品12DC04-x采自黑云母二长花岗岩。

2.1 主量、微量与稀土元素测试

从下田坝花岗岩体采集2种花岗岩样品,经显微镜下鉴定后,选择未蚀变的黑云母二长花岗岩样

图版 I Plate I



a, c, e. 似斑状钾长花岗岩(单偏光/正交偏光/野外露头);
 b, d, f. 黑云母二长花岗岩(单偏光/正交偏光/野外露头)。
 Q—石英; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Bi—黑云母

品 5 件(12DC04-W2、W3、W6、W8、W10)、似斑状钾长花岗岩样品 3 件(12DC02-R2、R5、R7), 进行地球化学分析。将样品用刚玉瓷盘和玛瑙球磨机磨碎到 200 目后, 在中国地质科学院国家地质实验测试中心进行主量和微量元素分析测试。主量元素采用荷兰飞利浦 PW4400X 射线荧光光谱仪(XRF)进行测试, 微量元素采用等离子质谱

(ICP-MS)进行测试; 数据处理和作图采用 Petro-Graph 软件^[25]与 Geokit 软件^[26]。

2.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素测试

锆石分选由河北省区域地质调查研究院实验室完成, 即将原岩样品破碎成粉末后手工淘洗, 再在双目镜下挑选出锆石晶体。岩石中锆石含量较高, 粒径为 200~300 μm , 自形一半自形双锥长柱状,

CL图像显示出清晰的韵律环带,具岩浆成因特征。将锆石样品和标样(TEM)一起用环氧树脂固定在样品靶上,制成直径为25mm、厚5mm的样品靶。锆石制靶和阴极荧光照相在西北大学大陆动力学实验室完成(图2)。

结合透射光、反射光、阴极发光图像,选择晶形较好、无包体的锆石40粒,进行U-Th-Pb同位素分析,测试工作在西北大学大陆动力学实验室完成,采用GeoLas 2005激光剥蚀系统与Agilent 7500a型四级杆等离子质谱仪,激光波长193nm,束斑直径30 μ m,同位素组成采用标准锆石91500进行外标校正,分析数据的离线处理采用软件ICPMSDataCal完成。具体仪器和测试流程参数见参考文献[27-28],年龄计算和成图采用Isoplot(4.5)软件^[29]。

2.3 锆石饱和温度计算

由于花岗质岩浆大多是绝热式上升就位的,因此岩浆在早期结晶时的温度可以近似代表岩浆形成时的温度^[30]。锆石是花岗质岩浆体系中较早结晶的副矿物,通常被镁铁质矿物、长英质矿物包裹,对温度非常敏感,而其他因素对其没有明显的影响^[31]。因此,可以认为锆石饱和温度可近似代表花岗质岩石近液相线的温度^[32]。锆石温度计算的方法有2

种:其一是锆石饱和温度计算^[33],基本原理是依据锆石中Zr的分配系数与温度之间的相关性;第二是锆石的钛温度计^[34],目前还较少有资料发表。

本文采用第一种方法,根据Watson等^[33]从高温实验得出的锆石溶解度的模拟公式,对下田坝花岗岩的形成温度进行估算:

$$\ln D_{Zr}^{(496000/melt)} + 0.38 + 0.85(M-1) = 12900/T$$

其中Zr分配系数 $D_{Zr} = 496000/D^{melt,Zr}$ (纯正锆石Zr含量为 496000×10^{-6} , $D^{melt,Zr}$ 为熔体中的Zr含量 $\times 10^{-6}$,近似用全岩Zr含量测试结果代替)。

令全岩岩石化学中Si + Al + Fe + Mg + Ca + Na + K + P = 1(原子分数),则全岩岩石化学参数阳离子数量比 $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \times Si)$ 。

3 测试结果与分析

3.1 主量元素特征

下田坝花岗岩2种岩体的主量元素分析结果显示,花岗岩具有高硅、富铝、富碱、低镁、贫钙的特征(表1)。SiO₂和Al₂O₃含量分别为67.50%~78.15%(平均71.70%)和11.55%~15.06%(平均13.40%);(Na₂O + K₂O)含量为6.43%~9.13%(平均7.44%),K₂O/Na₂O值在2.20~4.50之间;MgO、CaO和Fe₂O₃

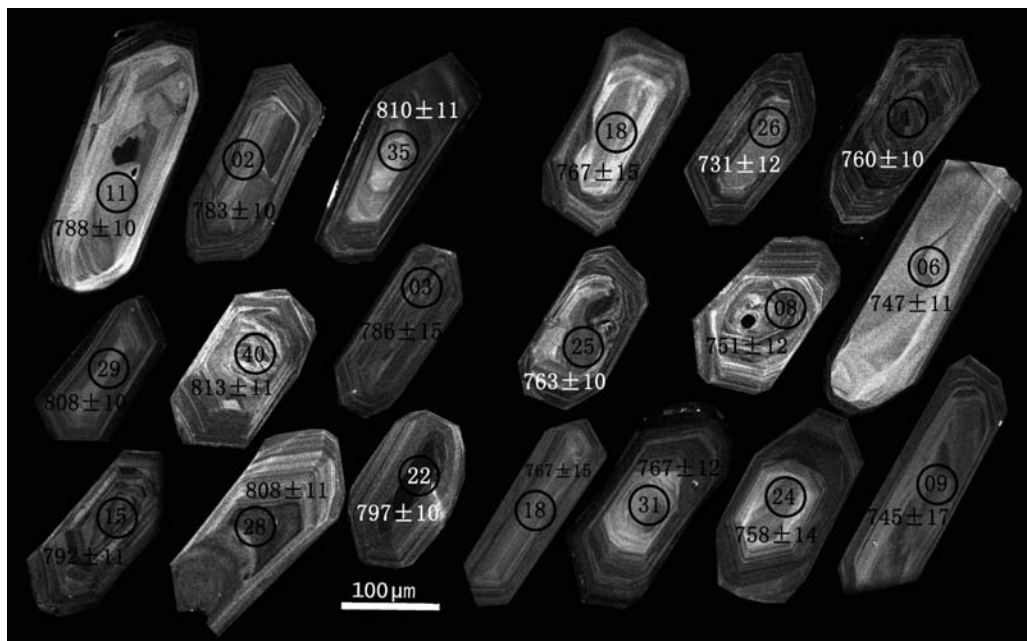


图2 东川市下田坝花岗岩中锆石的阴极发光(CL)图像
(圆圈表示测点位置,数字表示相应测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄值(Ma))

Fig. 2 CL images and ages of zircons from Xiatiamba granite

表 1 下田坝花岗岩主量元素分析结果
Table 1 Major element compositions of Xiatianba granite

样号	%							
	12DC02- R2	12DC02- R5	12DC02- R7	12DC04- W2	12DC04- W3	12DC04- W6	12DC04- W8	12DC04- W10
SiO ₂	73.03	76.40	78.15	67.54	67.50	68.40	74.16	68.55
Al ₂ O ₃	11.55	12.53	11.59	15.06	14.97	14.63	12.35	14.54
CaO	1.78	0.18	0.39	1.02	1.37	0.86	0.64	1.00
Fe ₂ O ₃	1.51	1.81	1.62	0.17	0.10	0.44	0.03	0.69
FeO	0.40	0.50	0.40	4.29	4.29	3.66	1.54	3.47
K ₂ O	5.18	5.29	4.20	5.42	5.32	6.35	7.47	5.80
MgO	1.45	0.67	0.53	1.55	1.34	1.27	0.49	1.27
MnO	0.06	0.03	0.02	0.09	0.08	0.08	0.03	0.08
Na ₂ O	1.25	1.34	1.71	2.46	2.20	1.80	1.66	2.07
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.03	0.19	0.21	0.19	0.07	0.17
TiO ₂	0.07	0.08	0.05	0.57	0.59	0.56	0.18	0.53
烧失量	3.84	1.56	1.73	1.76	1.70	1.59	1.28	1.79
总量	100.17	100.43	100.42	100.12	99.67	99.83	99.90	99.96
TFeO	1.76	2.13	1.86	4.44	4.38	4.06	1.57	4.09
K ₂ O/Na ₂ O	4.14	3.95	2.46	2.20	2.42	3.53	4.50	2.80
A/NK	1.80	1.89	1.96	1.91	1.99	1.80	1.35	1.85
A/CNK	1.06	1.52	1.44	1.28	1.26	1.28	1.03	1.26
碱度率(δ)	2.86	3.18	2.95	2.92	2.71	3.22	5.73	3.05
钙长石(An)	9.06	0.93	1.82	3.93	5.63	4.43	2.81	3.99
钠长石(Ab)	2.14	6.21	11.66	15.24	12.80	6.27	2.00	9.81
钾长石(Or)	40.26	26.93	20.13	33.58	33.82	43.83	54.80	40.37
石英(Qu)	41.69	46.30	49.73	25.04	26.47	26.85	33.27	27.07
分异指数(DI)*	87.09	96.18	95.77	73.86	73.09	76.95	90.92	77.25
过碱指数(AI)	1.03	0.98	0.95	0.98	0.94	1.03	1.37	1.01
P/%	12.02	8.88	16.17	24.65	23.41	13.14	5.18	16.99
A/%	43.22	33.51	24.16	43.17	42.96	53.86	59.00	49.69
Q/%	44.76	57.61	59.67	32.18	33.63	33.00	35.82	33.32

含量分别为 0.49%~1.55%、0.18%~1.78%和 0.03%~1.81%; P₂O₅ 含量低, 除 12DC04-W3 样品为 0.21% 外, 其余全部小于 0.20%。碱度率里特曼指数^[35]除 12DC04-W8 样品为 5.73 外, 其余分布在 2.71~3.18 之间, 总体属于钙碱系列。分异指数^[36]为 74~96, 表明岩浆演化较彻底, 酸性程度较高, 似斑状钾长花岗岩分异指数高于黑云母二长花岗岩。在 A/CNK-A/NK 图解(图 3)上, 各样品均显示出过铝质特征, 用 Geokit 软件^[26]采用花岗岩类自然矿物岩石化学换算法^[38]获得矿物组合, 并计算 Q、A、P 百分比, 在 QAP 图解(图 4)上投影, 样品点落入花岗岩

与二长花岗岩区域。SiO₂-K₂O 图解(图 5)中, 似斑状钾长花岗岩落入高钾钙碱系列, 而黑云母二长花岗岩落入钾玄岩系列。

3.2 稀土和微量元素特征

下田坝花岗岩稀土及微量元素分析结果列于表 2。结合稀土元素配分图(图 6-a)可以看出, 2 种花岗岩的稀土元素分布特征比较接近, Σ REE 为 215×10^{-6} ~ 390×10^{-6} (平均 313×10^{-6}), 显示稀土元素总量较高; Σ LREE 为 186×10^{-6} ~ 347×10^{-6} , Σ HREE 为 20×10^{-6} ~ 44×10^{-6} , $(Ce/Yb)_N$ 值为 3.60~11.84 (均值为 8.85), $(La/Yb)_N$ 值为 1.39~13.12 (均值为 9.54),

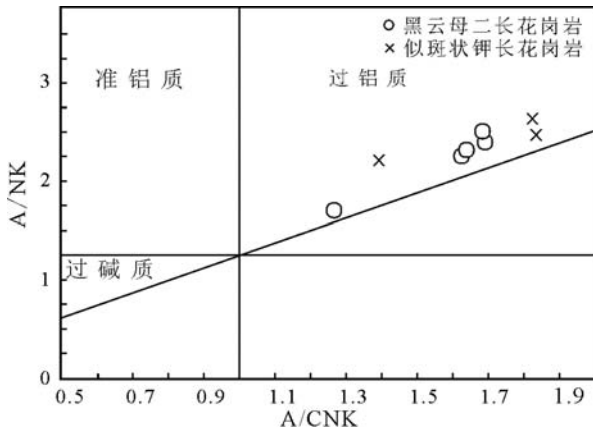


图3 下田坝花岗岩A/CNK-A/NK图解(底图据参考文献[37])
Fig. 3 A/CNK-A/NK diagrams for Xiatianba granite

呈现轻稀土元素(LREE)富集,仅Eu亏损的海鸥型右倾模式,显示了A型花岗岩REE组成的典型特点。

似斑状钾长花岗岩与黑云母二长花岗岩 δ Eu 值分别为0.14~0.18和0.36~0.43,远低于壳幔型花岗岩(0.84),与一般壳源型花岗岩基本相当(0.46);黑云母二长花岗岩表现出了明显的Eu负异常,而似斑状钾长花岗岩Eu异常相对不明显。

结合表2及微量元素蛛网图(图6-b)可以看出,微量元素的原始地幔标准化配分型式总体上也呈平缓的右倾模式,大离子亲石元素Rb、Th、U、K等相对富集,高场强元素Nb、Ta、Sr、Ti等呈明显的负异常(图6),说明岩浆源岩以陆壳成分为主^[45-47]。(Zr+Nb+Ce+Y)值在223~525(均值383)之间,Ga/Al指数在2.13~3.06之间(均值2.69),与非造山环境中的A型花岗岩类的地球化学特征相一致^[48]。

黑云母二长花岗岩表现出了明显的Pb正异常,而似斑状钾长花岗岩Pb表现为负异常。

3.3 锆石U-Pb年龄

一般认为锆石的Th/U值在一定程度上能指示岩浆或变质成因,通常变质成因锆石的Th/U值小于0.1,岩浆成因锆石的Th/U值在0.1~1.0之间^[49]。黑云母二长花岗岩锆石LA-ICP-MS测试结果表明,锆石Th/U值在0.35~3.60之间(平均1.00)(表3),即具有明显的岩浆锆石特征。

校正后的有效测点有2组(如表3、图2和图7,各14点),这些有效测点给出的年龄数据基本都位于谐和线上:较年轻一组的年龄,其²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄

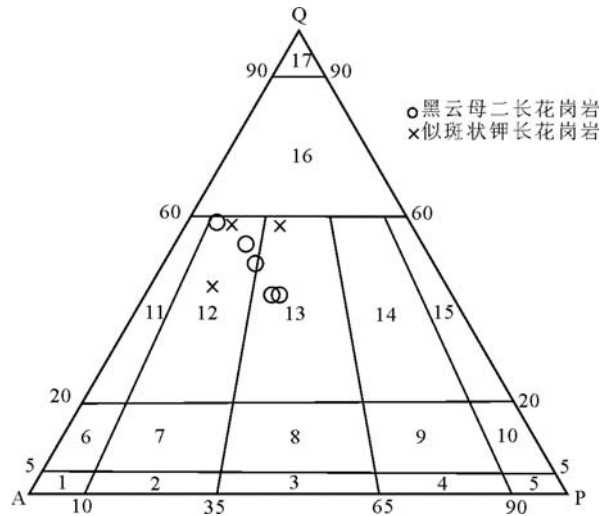


图4 下田坝花岗岩QAP图解(底图据参考文献[39])

Fig. 4 QAP diagrams for Xiatianba granite

- 1—碱长正长岩;2—正长岩;3—二长岩;4—二长闪长岩;5—闪长岩、辉长岩、斜长岩;6—石英碱长正长岩;7—石英正长岩;
- 8—石英二长岩;9—石英二长闪长岩、石英二长辉长岩;10—石英闪长岩、石英辉长岩、石英斜长岩;11—碱长花岗岩;12—花岗岩;13—二长花岗岩;14—花岗闪长岩;15—英云闪长岩;16—富石英花岗岩类;17—硅英岩

在 $745 \pm 17 \sim 777 \pm 13$ Ma 之间, ²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄在 $744 \pm 19 \sim 798 \pm 14$ Ma 之间;较老一组年龄,其²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄在 $783 \pm 10 \sim 813 \pm 11$ Ma 之间, ²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄在 $785 \pm 14 \sim 814 \pm 17$ Ma 之间,说明²⁰⁶Pb/²³⁸U和²⁰⁷Pb/²³⁵U年龄较为一致(表2)。²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄加权平均值为 762.1 ± 6.2 Ma (MSWD=0.84) 和 801.1 ± 6.6 Ma (MSWD=0.72), 说

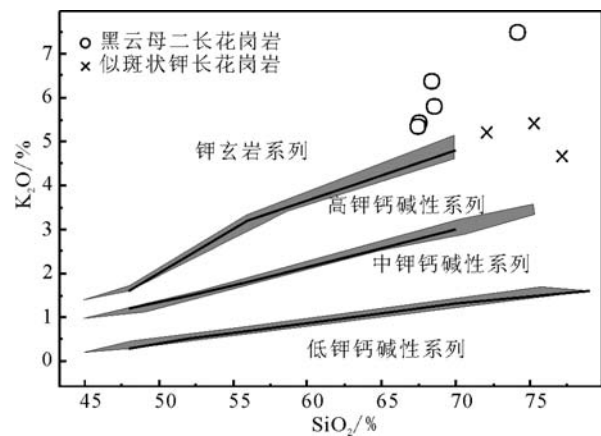


图5 下田坝花岗岩SiO₂-K₂O图解(底图据参考文献[40-41])

Fig. 5 SiO₂-K₂O diagrams for Xiatianba granite

表 2 下田坝花岗岩微量元素分析结果

Table 2 Trace element compositions of Xitianba granite

元素	10 ⁻⁶							
	12DC02-R2	12DC02-R5	12DC02-R7	12DC04-W2	12DC04-W3	12DC04-W6	12DC04-W8	12DC04-W10
Li	9.60	10.0	9.81	38.5	46.0	51.8	15.0	41.8
Be	2.10	3.09	2.64	5.25	3.97	4.90	2.10	4.88
Cr	2.80	3.04	2.83	24.7	27.2	25.10	7.70	23.3
Mn	516	199	186	731	701	695	248	659
Co	1.20	5.12	1.21	5.88	12.4	6.94	2.00	5.72
Ni	0.50	1.19	1.71	6.54	10.0	7.00	1.70	6.64
Cu	1.10	3.25	2.50	5.04	5.26	5.24	1.80	5.89
Zn	7.7	15.7	9.74	44.7	49.6	44.6	25.0	39.3
Ga	17.0	20.3	15.7	22.4	22.5	20.8	14.0	20.7
Rb	244	245	219	265	288	344	315	284
Sr	43.0	43.3	197	210	177	178	107	170
Cs	22.0	25.1	22.5	6.40	10.9	12.0	5.30	6.51
Ba	506	468	1744	652	762	814	553	788
Pb	5.85	7.63	5.75	101	51.5	28.3	29.5	26.6
Bi	0.41	5.00	1.76	0.16	0.42	0.10	0.09	0.16
Th	38.70	47.3	33.6	35.6	38.0	32.7	41.6	32.3
U	10.40	9.41	7.03	4.34	4.61	4.73	4.10	4.52
Nb	18.50	20.2	13.3	17.9	20.2	18.5	8.04	17.1
Ta	2.23	2.08	2.17	1.72	1.83	1.84	0.90	1.56
Zr	80.4	104	76.9	247	295	291	140	253
Hf	3.99	5.01	3.83	6.83	7.74	7.86	4.66	6.61
V	3.55	5.82	6.39	48.0	51.0	48.0	12.9	44.3
La	55.80	73.00	40.40	67.70	74.70	63.60	64.90	64.80
Ce	130	170	88	148	166	134	148	138
Pr	13.90	18.4	10.2	14.9	16.6	13.9	14.9	14.3
Nd	50.00	67.0	36.8	53.8	60.6	51.0	52.9	51.2
Sm	12.5	17.7	9.95	11.3	12.7	10.70	10.2	10.4
Eu	0.55	0.78	0.56	1.42	1.51	1.36	1.07	1.34
Gd	10.8	14.9	9.10	8.92	10.2	8.84	7.55	8.17
Tb	1.64	2.21	1.48	1.24	1.47	1.22	0.95	1.17
Dy	9.36	12.8	8.76	7.52	8.27	7.19	4.93	6.72
Ho	1.61	2.28	1.58	1.42	1.61	1.35	0.89	1.31
Er	4.08	5.90	4.13	4.10	4.67	3.94	2.55	3.76
Tm	0.52	0.74	0.54	0.56	0.66	0.57	0.36	0.54
Yb	3.05	4.31	2.99	3.70	4.28	3.56	2.19	3.45
Lu	0.43	0.58	0.42	0.57	0.66	0.54	0.35	0.55
Sc	4.40	5.77	3.98	10.50	11.10	10.70	4.29	9.96
Y	43.9	63.3	44.8	36.9	43.7	37.2	22.8	35.1
ΣREE	294	391	215	325	364	302	312	294
ΣLREE	263	347	186	297	332	275	292	263
ΣHREE	31.5	43.7	29.0	28.0	31.8	27.2	19.8	31.5
ΣLREE/ΣHREE	8.34	7.93	6.41	10.6	10.4	10.1	14.8	8.34
δEu	0.14	0.14	0.18	0.42	0.39	0.42	0.36	0.43
(Ce/Yb) _N	3.60	3.87	11.02	10.20	7.61	10.35	10.03	9.74
(La/Yb) _N	1.39	1.48	12.33	11.42	9.11	12.34	11.77	12.04
Ga/Al(×10 ⁴)	2.75	3.06	2.56	2.81	2.84	2.69	2.13	2.69
Zr+Nb+Ce+Y	272.8	357.5	223	449.8	524.9	480.7	318.84	443.2

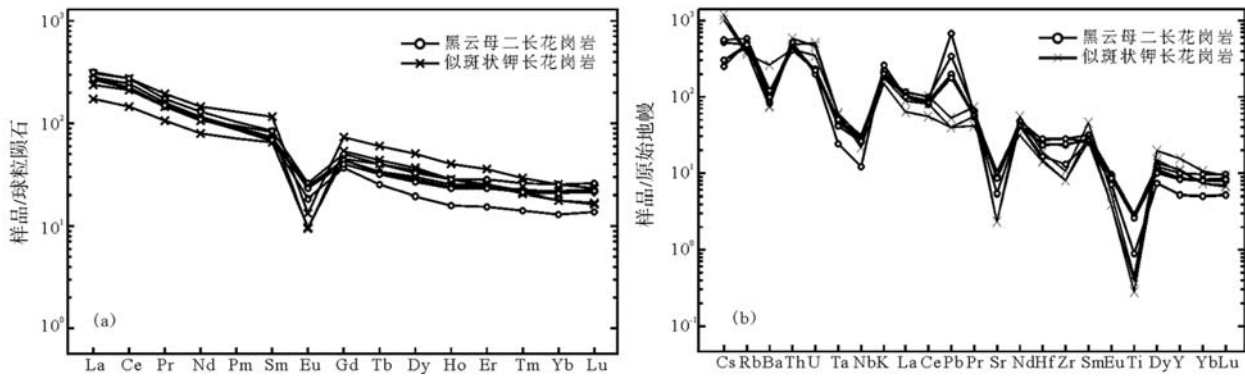


图6 下田坝花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式(a)和微量元素标准化蛛网图(b)
(球粒陨石数据据参考文献[42],微量元素标准化数据据参考文献[43-44])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of Xiatianba granite

明下田坝花岗岩的形成时代为早南华世(Nh₁)。

考虑到锆石结晶后可能发生蜕晶化作用,或受热事件影响而发生重结晶作用,从而导致放射性成

因铅丢失,造成年龄偏低及部分测点年龄不谐和等因素^[9,50-51]。因此,本文认为下田坝花岗岩中黑云母二长花岗岩形成年龄为 801.1±6.6Ma, 而 762.1±

表3 下田坝花岗岩LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb isotopic data of Xiatianba granite

测点	含量/10 ⁻⁶			Th/U	同位素比值/1σ			年龄/Ma		
	U	Th	Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
01	888	816	594	0.92	0.0649±0.0018	1.1433±0.0268	0.1277±0.0017	772±59	774±13	775±10
04	489	290	524	0.59	0.0638±0.0020	1.1000±0.0290	0.1251±0.0017	734±64	753±14	760±10
05	1892	5304	1745	2.80	0.0644±0.0041	1.0978±0.0662	0.1236±0.0025	756±130	752±32	751±14
06	2545	1456	1443	0.57	0.0638±0.0026	1.0814±0.0393	0.1229±0.0019	736±83	744±19	747±11
08	2102	1082	1526	0.51	0.0644±0.0032	1.0990±0.0497	0.1237±0.0021	756±100	753±24	752±12
09	1543	1840	1223	1.19	0.0647±0.0051	1.0934±0.0825	0.1225±0.0029	765±160	750±40	745±17
10	1573	2416	1125	1.54	0.0647±0.0034	1.1432±0.0560	0.1281±0.0023	766±110	774±27	777±13
14	1384	1141	1111	0.82	0.0639±0.0019	1.0689±0.0263	0.1214±0.0017	737±61	738±13	739±9
18	1231	1135	788	0.92	0.0646±0.0042	1.1264±0.0685	0.1264±0.0025	763±130	766±33	767±15
21	1852	1429	1464	0.77	0.0651±0.0023	1.1103±0.0334	0.1237±0.0018	778±71	758±16	752±10
24	1710	1295	1069	0.76	0.0648±0.0039	1.1156±0.0637	0.1248±0.0024	768±120	761±31	758±14
25	3057	2703	1697	0.88	0.0646±0.0021	1.1198±0.0307	0.1257±0.0018	762±66	763±15	763±10
26	702	495	574	0.71	0.0657±0.0032	1.0878±0.0481	0.1201±0.0020	797±100	747±23	731±12
31	1035	773	897	0.75	0.0648±0.0029	1.1287±0.0466	0.1264±0.0020	766±92	767±22	768±12
02	1072	1186	1012	1.11	0.0648±0.0025	1.1924±0.0415	0.1334±0.0020	792±62	785±14	783±10
03	1345	465	911	0.35	0.0631±0.0018	1.1603±0.0265	0.1335±0.0018	784±130	786±34	786±15
11	3547	1545	1697	0.44	0.0648±0.0023	1.1971±0.0367	0.1339±0.0019	791±57	789±12	789±10
13	1237	4450	1292	3.60	0.0653±0.0043	1.1679±0.0733	0.1297±0.0027	814±61	797±14	792±10
15	2734	2339	2105	0.86	0.0655±0.0018	1.1758±0.0266	0.1302±0.0017	850±81	808±20	793±11
22	3708	3097	1578	0.83	0.0655±0.0020	1.1673±0.0296	0.1292±0.0018	828±52	805±11	797±10
23	694	1251	544	1.80	0.0662±0.0018	1.2145±0.0254	0.1330±0.0018	814±54	807±12	805±10
27	1245	865	897	0.69	0.0663±0.0022	1.2244±0.0344	0.1340±0.0019	769±80	797±19	807±12
28	5212	2463	2182	0.47	0.0676±0.0028	1.2454±0.0470	0.1337±0.0021	710±58	782±12	808±10
29	3170	2318	1631	0.73	0.0662±0.0020	1.1932±0.0298	0.1306±0.0018	868±57	824±13	808±10
30	2094	1821	1395	0.87	0.0674±0.0027	1.2158±0.0434	0.1308±0.0020	856±84	821±21	809±12
35	2787	2136	1668	0.77	0.0663±0.0024	1.2291±0.0382	0.1345±0.0019	769±72	799±17	810±11
38	936	914	775	0.98	0.0680±0.0019	1.2520±0.0286	0.1336±0.0018	815±67	812±16	811±11
40	1028	669	832	0.65	0.0667±0.0017	1.2094±0.0235	0.1315±0.0017	815±73	814±17	813±11

6.2Ma 年龄应为花岗岩形成后遭受后期热事件影响所致。由于 2 组年龄比较接近,该热事件极有可能为似斑状钾长花岗岩的侵入就位。花岗岩形成时代亦表明,岩体与围岩上震旦统灯影组的关系并非岩浆热侵入,而是花岗岩侵入后的冷接触关系(如沉积不整合接触或构造挤压改造等)。

3.4 花岗岩的形成温度

锆石饱和温度计算结果(表 4)表明,黑云母二长花岗岩锆石饱和温度介于 720~812°C 之间(均值为 786°C),似斑状钾长花岗岩饱和温度介于 697~748°C 之间(均值为 724°C)。均值代表样品中锆石的结晶温度,大体代表了花岗岩的结晶温度^[32],而计算得到的最高温度则代表了岩浆源区原始岩浆的最低温度^[31,50,52],说明下田坝花岗岩体初始岩浆温度较高,且黑云母二长花岗岩的结晶温度和初始温度高于似斑状钾长花岗岩。

4 讨论

4.1 下田坝花岗岩源区性质

下田坝花岗岩 2 种不同岩性的岩体地球化学特征总体相似,表明两者可能属于同一岩浆系列。从岩石地球化学、微量和稀土元素组成特征及岩体产出的地质背景来看,下田坝花岗岩 2 种岩体均为 A 型花岗岩类。传统意义上的 A 型花岗岩是无水、碱性和非造山的^[53],但现今的定义已发生了很大的变化^[54],如 A 型花岗岩可以不贫水,可以是过铝质的,且大多数 A 型花岗岩形成于造山后而不是非造山的

环境^[32]。无论 A 型花岗岩的成因如何,公认的一点是:该类岩石的形成温度较高,来自于火成岩源区,而且部分 A 型花岗岩形成压力还较低(即来源于较浅部的中上地壳),这不仅有岩石学方面的依据,也得到实验岩石学资料的支持^[55-56]。

下田坝花岗岩形成的平均温度为 724~786°C,2 种岩体均为过铝质,其源岩应为长英质陆壳^[32]。表 1 中高 SiO₂、低 TiO₂、过铝质的岩石地球化学特征可以排除其有下地壳和幔源物质的参与。表 2 中微量和稀土元素的组成及配分模式更多地与中地壳相似,与硅镁质的下地壳差异显著^[57];微量元素低 Sr、Eu 和富集 Nb、Zr 等特点,反映其源区存在斜长石的残留(形成的压力较低),因此其形成的深度一般不会大于 30km。综上,本文认为下田坝花岗岩源岩应为长英质陆壳,形成于中上地壳。

此外,这 2 种岩体在地球化学特征上也存在一定的差异,如黑云母二长花岗岩投图于钾玄岩系列,而似斑状钾长花岗岩投图于高钾钙碱系列;黑云母二长花岗岩 Zr 含量分布在 $140 \times 10^{-6} \sim 295 \times 10^{-6}$ (平均 245×10^{-6}) 之间,而似斑状钾长花岗岩的 Zr 含量为 $77 \times 10^{-6} \sim 104 \times 10^{-6}$ (平均 87×10^{-6});黑云母二长花岗岩表现出了明显的 Eu 负异常(0.36~0.43),而似斑状钾长花岗岩 Eu 异常(0.14~0.18)相对较弱;黑云母二长花岗岩 Pb 为正异常,而似斑状钾长花岗岩 Pb 为负异常。和玄武岩不同的是,花岗质岩浆在很大程度上表现为晶粥体^[58],其发生分离结晶作用的可能性较低^[59]。因此,黑云母二长花岗岩与似斑状

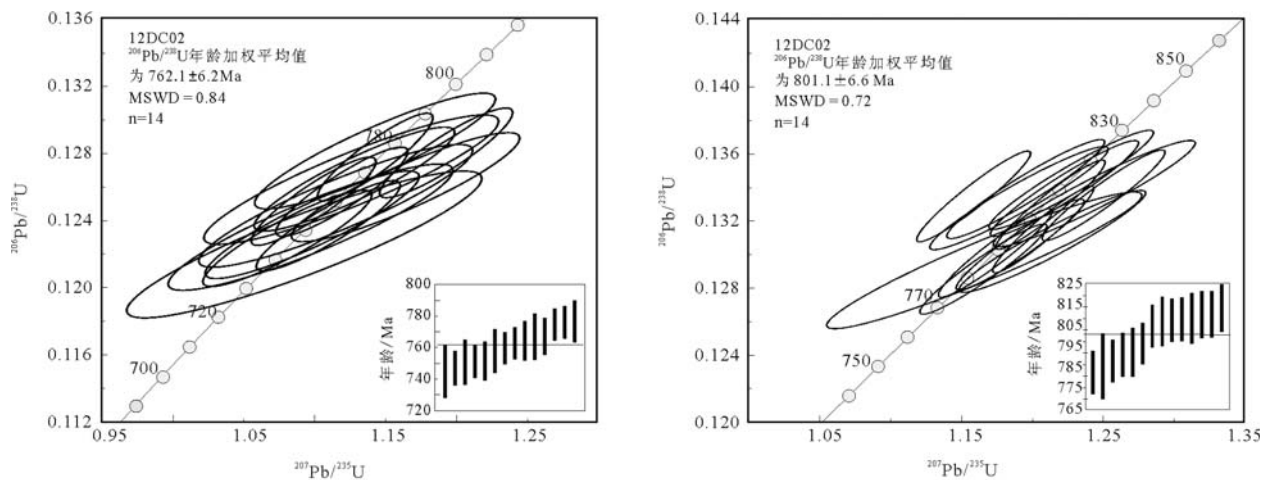


图 7 东川市下田坝花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 7 LA-ICP-MS U-Pb zircon concordia diagram of Xitianba granite

表4 东川市下田坝花岗岩的锆石饱和温度计算结果
Table 4 Calculations of zircon saturation temperatures of Xi Tianba granites

样号	12DC02-R2	12DC02-R5	12DC02-R7	12DC04-W2	12DC04-W3	12DC04-W6	12DC04-W8	12DC04-W10
M	1.91	1.43	1.39	1.79	1.78	1.83	2.19	1.81
Zr/10 ⁶	80.4	104	76.9	247	295	291	140	253
D _{Zr}	6169	4769	6450	2008	1681	1704	3543	1960
lnD _{Zr}	8.73	8.47	8.77	7.60	7.43	7.44	8.17	7.58
t/°C	697	748	727	795	812	807	720	796

注: D_{Zr} = 496000 / 全岩中的 Zr 含量

钾长花岗岩不应为分离结晶的阶段产物。

根据目前的实验模拟和理论计算结果^[58,60-62], 单个侵入体从岩浆形成到锆石 U-Pb 同位素体系封闭的时间不超过 1Ma。Coleman 等^[63]对内华达地区著名的 Tuolumne 岩套进行了精确的年代学研究, 结果发现该岩套中不同侵入体的锆石 U-Pb 年龄在 85~95Ma 之间, 并具有从外向内年龄渐新的规律, 表明这些侵入体不是同批岩浆结晶形成的, 而可能是从源区上升的不同批次岩浆就位的结果。因此, 上述下田坝花岗岩 2 种岩体地球化学特征的差异表明, 它们可能为同一岩浆系列、不同批次的产物, 部分熔融时长英质壳源成分也有所不同。

4.2 下田坝花岗岩形成的构造背景

花岗岩的地球化学成分取决于其源岩的矿物组成和化学成分、熔融时的物理化学条件(包括温度、压力和挥发份)和其后岩浆的演化(如分离结晶作用、岩浆混合作用、同化混染作用等), 与构造背景关系不大。特别是对于陆内花岗岩, 由于长英质地壳在形成演化过程中的复杂性, 难以用地球化学元素直接判别花岗岩形成的构造环境, 而只能判别花岗岩源区的构造环境^[30]。

如上文所述, 下田坝花岗岩源岩应为长英质陆壳, 形成于中上地壳。如果浅层地壳能够发生高温部分熔融, 则暗示其深部存在异常热源, 而这大多数只会发生在拉张背景^[30]。这种拉张背景可以形成于俯冲岛弧带, 亦可以形成于地幔柱上涌。

根据锆石 U-Pb 测年结果, 下田坝花岗岩形成于新元古代早南华世, 围绕中上扬子西南缘地区该阶段构造背景的解释主要有 2 种观点: 一种观点认为是 Rodinia 超大陆裂解过程中的地幔柱

事件^[64-67], 另一种观点认为是扬子地块西缘板块俯冲作用^[49, 68-69]。两者的差异集中在地球化学判别上: Zhou 等^[49]通过 Nb-Y-Rb 判别图认为米易杂岩形成的构造环境为火山弧; Lin 等^[67]则认为 780~760Ma 基性岩墙群是板内幔源岩浆活动的产物, 虽然岩浆在上升侵位过程中混染了不同比例的年轻岛弧地壳物质, 使部分样品具有一些岛弧地球化学特征, 但是混染程度低的样品与板内玄武岩的地球化学特征相似, 并且显示出一些典型的地幔柱成因玄武岩的地球化学特征(如高 MgO 和高 Fe/Mn 值), 表明这些基性岩墙的形成与新元古代超级地幔柱活动密切相关。如前文所述, 花岗岩的地球化学特征主要受源区组成和岩浆结晶演化过程等因素的制约, 采用 Nb-Y-Rb 判别图分析花岗岩的形成环境具有一定的局限性。因此, 笔者更趋向于该阶段区域构造背景为新元古代地幔柱活动下的 Rodinia 超大陆裂解过程。

Li 等^[65]认为 830~750Ma 是 Rodinia 超级地幔柱与超大陆裂解的时期, 其中 830~795Ma 和 780~745Ma 分别是 Rodinia 超大陆开始张裂和最终裂解的 2 个阶段。华南新元古代裂谷盆地的开启时间为 820Ma^[70-71], 相应产生了一系列同期异相的新元古代沉积地层, 如苏雄组双峰式火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 803±12Ma^[72], 开建桥组底部凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 801±7Ma^[72], 金阳澄江组凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 798±8Ma^[73], 东川澄江组凝灰岩锆石 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 803±9Ma^[73]。黑云母二长花岗岩的形成时代 801±7Ma 与上述时间段吻合, 同时地幔柱上涌和超大陆裂解下的伸展背景与下田坝 A 型花岗岩的形成条件相符, 因此可以认为, 下田坝花岗岩也是在 Rodinia 超大陆

陆裂解过程中由地幔柱活动导致的大陆裂谷环境中形成的。由于下田坝花岗岩位于扬子地块西南缘,这也证实了扬子地块西南缘新元古代的裂谷环境已影响到滇东北的东川地区,是扬子地块在新元古代裂解作用的又一有力证据。

4.3 与东川铜成矿的关系

近年来,随着一批新的同位素年龄数据的发表,对整个东川式铜矿的认识有所改变:汤丹矿1号矿体脉状石英流体包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 $712\pm 33\text{Ma}$ ^[74]和 $778\pm 31\text{Ma}$ ^[75];落雪稀矿山段落雪组角砾状铜矿硅质角砾富铜矿物微晶的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 反等时线年龄为 $696\pm 57\text{Ma}$ ^[91];汤丹落雪组铜矿的Pb-Pb等时线年龄为 $794\pm 73\text{Ma}$ ^[74];落雪矿老山层状铜矿的石英流体包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 $807\pm 25\text{Ma}$,样品粉末 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 $782\pm 5\text{Ma}$ 和 $776\pm 18\text{Ma}$ ^[20];东川稀矿山式铜矿黄铜矿单矿物Re-Os等时线年龄为 $826\pm 23\text{Ma}$ ^[76];东川桃园与铜矿共生石英的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $768\pm 0.6\text{Ma}$ 和等时线年龄为 $770\pm 5\text{Ma}$ ^[21]。从矿床地球化学特征看,黄铁矿单矿物具有Co含量高、Co/Ni值大(1.7~11.4,平均6.55)、S/Se值小(平均994)等特点,说明成矿物质与深部热液有关^[77]。上述特征不仅表明东川矿区的脉状矿属于后期改造成因,而且典型的东川式层状铜矿并非沉积成因,而与脉状铜矿一样,同为热液成因。

东川铜矿区有大量辉长岩、辉绿岩和钠长闪长细晶岩出露,且一些辉长岩、辉绿岩和接触带中都有铜矿化或铜矿加富的现象,这些岩体被认为是新元古代晋宁期—澄江期岩浆活动的产物,但一直缺乏锆石U-Pb测年数据^[78]。本文锆石LA-ICP-MS测年结果表明,东川下田坝花岗岩的形成年龄为 $801.1\pm 6.6\text{Ma}$,同时受到 $762.1\pm 6.2\text{Ma}$ 热事件的影响,这一岩浆活动时限与东川铜矿成矿时代相符,说明新元古代裂谷环境的岩浆事件范围扩大至滇东北的东川,并可能引发热液成矿作用。这期热液成矿作用与川滇地区的铅锌成矿并无直接联系,而与东川型铜矿关系密切。

5 结论

本文通过对东川下田坝花岗岩黑云母二长花岗岩和似斑状钾长花岗岩2种岩体的地球化学分析及对黑云母二长花岗岩的U-Pb同位素年代学测试,得到如下结论。

(1)黑云母二长花岗岩形成于 $801\pm 6.6\text{Ma}$,同时受到 $762\pm 6.2\text{Ma}$ 热事件的影响;下田坝花岗岩为新元古代晋宁期—澄江期岩浆事件,而非早古生代加里东期;与中上扬子西南缘的铅锌成矿并无直接联系。

(2)地球化学分析结果和岩体产出特征表明,黑云母二长花岗岩和似斑状钾长花岗岩总体特征相似,均为A型花岗岩类,源岩为长英质陆壳,形成于伸展背景,是Rodinia超大陆裂解事件的产物。

(3)下田坝花岗岩的形成时代与东川铜矿成矿时代相符,说明新元古代裂谷环境的岩浆事件范围扩大至滇东北的东川,并可能引发热液成矿作用。

致谢:主量和微量元素测试在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成,锆石U-Th-Pb同位素的LA-ICP-MS测试在西北大学大陆动力学实验室完成,中国地质大学肖庆辉教授、中铁资源地质勘查有限公司陈志广工程师给予了积极的建议,在此深表感谢。

参考文献

- [1]张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
- [2]刘宝珺, 许效松. 中国南方岩相古地理图集: 震旦纪—三叠纪[M]. 北京: 科学出版社, 1994.
- [3]夏文杰. 中国南方震旦纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [4]杨应选, 管士平. 康滇地轴东缘铅锌矿床成因及成矿规律[M]. 成都: 四川科技大学出版社, 1994.
- [5]马永生, 碳酸盐岩, 陈洪德, 等. 中国南方构造—层序岩相古地理图集: 震旦纪—新近纪[M]. 北京: 科学出版社, 2009.
- [6]陈文, 万渝生, 李华芹, 等. 同位素地质年龄测定技术及应用[J]. 地质学报, 2012, 85(11): 1917—1947.
- [7]Lee J K W, Williams I S, Ellis D J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon[J]. Nature, 1997, 390(6656): 159—162.
- [8]Cherniak D J, Watson E B. Pb diffusion in zircon[J]. Chemical Geology, 2001, 172(1/2): 5—24.
- [9]Watson E B, Wark D A, Thomas J B. Crystallization thermometers for zircon and rutile[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151(4): 413—433.
- [10]柳贺昌, 林文达. 滇东北铅锌银矿床规律研究[M]. 昆明: 云南大学出版社, 1999.
- [11]黄智龙, 李文博, 张振亮, 等. 云南会泽超大型铅锌矿床成因研究中的几个问题[J]. 矿物学报, 2004, 24(2): 105—111.
- [12]李文博, 黄智龙, 陈进, 等. 会泽超大型铅锌矿床成矿时代研究[J]. 矿物学报, 2004, 24(2): 112—116.
- [13]李文博, 黄智龙, 王银喜, 等. 会泽超大型铅锌矿田方解石Sm-Nd等时线年龄及其地质意义[J]. 地质论评, 2004, 50(2): 189—195.

- [14]刘峰. 云南会泽大型铅锌矿床成矿机制及锆的赋存状态[D], 中国地质科学院硕士学位论文, 2005.
- [15]张长青, 毛景文, 刘峰, 等. 云南会泽铅锌矿床粘土矿物K-Ar测年及其地质意义[J]. 矿床地质, 2005, 24(3): 317-324.
- [16]张长青, 李向辉, 余金杰, 等. 四川大梁子铅锌矿床单颗粒闪锌矿铷-锶测年及地质意义[J]. 地质论评, 2008, 54(4): 532-538.
- [17]蔺志永, 王登红, 张长青. 四川宁南跑马铅锌矿床的成矿时代及其地质意义[J]. 中国地质, 2010, 37(2): 488-494.
- [18]常向阳, 朱炳泉. 东川铜矿同位素地球化学研究: I. 地层年代与铅同位素化探应用[J]. 地球化学, 1997, 26(2): 32-38.
- [19]邱华宁, 朱炳泉. 东川铜矿硅质角砾⁴⁰Ar-³⁹Ar定年探讨[J]. 地球化学, 2000, 29(1): 21-27.
- [20]邱华宁. 东川式层状铜⁴⁰Ar-³⁹Ar成矿年龄研究: 华南地区晋宁—澄江期成矿作用新证据[J]. 矿床地质, 2002, 21(2): 129-136.
- [21]叶霖, 刘玉平, 李朝阳, 等. 东川桃园式铜矿 Ar-Ar 同位素年龄及意义[J]. 矿物岩石, 2004, 21(4): 57-60.
- [22]张长青. 中国川滇黔交界地区密西西比型 (MVT) 铅、锌矿床成矿模型[D]. 中国地质科学院博士学位论文, 2008.
- [23]张长青, 余金杰, 毛景文, 等. 密西西比型 (MVT) 锌矿床研究进展[J]. 矿床地质, 2009, (2): 195-210.
- [24]赵彻终, 刘肇昌, 李凡友, 等. 会理—东川坳拉槽对铜多金属成矿的控制[J]. 四川地质学报, 1999, 19(3): 215-221.
- [25]Petrelli M, Poli G, Perugini D, et al. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(7): 1-15.
- [26]Lu Y F. Geokit: a geochemical software package constructed by VAB[J]. *Geochemistry*, 2004, 33(5): 459-464.
- [27]Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt - Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U - Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 2010, 51(1/2): 537-571.
- [28]Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(15): 1535-1546.
- [29]Ludwig K R. Isoplot—a geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2001: 1-58.
- [30]吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1217-1238.
- [31]Miller C F, McDowell S M, Mapes R W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 2003, 31(6): 529-532.
- [32]King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(3): 371-391.
- [33]Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 64(2): 295-304.
- [34]Watson E B, Harrison T M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth[J]. *Science*, 2005, 308(5723): 841-844.
- [35]Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. *Geological Magazine*, 1969, 106(4): 370-384.
- [36]Thornton C P, Tuttle O F. Chemistry of igneous rocks—[Part]1, Differentiation index[J]. *American Journal of Science*, 1960, 258(9): 664-684.
- [37]Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological society of America bulletin*, 1989, 101(5): 635-643.
- [38]朱为方, 唐春景. 花岗岩类自然矿物岩石化学换算法及其应用[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1983.
- [39]Streckeisen A, Le Maitre R W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks[J]. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 1979, 136: 169-206.
- [40]Rickwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247-263.
- [41]Peccherillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1976, 58(1): 63-81.
- [42]Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies[J]. *Rare earth element geochemistry*, 1984: 63-114.
- [43]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313-345.
- [44]McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth[J]. *Chemical geology*, 1995, 120(3): 223-253.
- [45]Green T H, Pearson N J. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51(1): 55-62.
- [46]Green T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120(3): 347-359.
- [47]Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust[J]. *Chemical Geology*, 2000, 165(3): 197-213.
- [48]Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1987, 95(4): 407-419.
- [49]Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(1): 51-67.
- [50]Silver L T, Deutsch S. Uranium-lead isotopic variations in zircons: a case study[J]. *The Journal of Geology*, 1963: 721-758.

- [51]Peucat J J, Tisserant D, Caby R, et al. Resistance of zircons to U - Pb resetting in a prograde metamorphic sequence of Caledonian age in East Greenland[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1985, 22(3): 330-338.
- [52]赵振华. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用[J]. 地学前缘, 2010, 17(1): 267-286.
- [53]Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and origin of anorogenic granites[C]//Geological Society of America Abstracts with Programs, 1979, 11(7): 468.
- [54]Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. Lithos, 2007, 97(1/2): 1-29.
- [55]Clemens J D, Holloway J R, White A J R. Origin of A-type granite: Experimental constraints[J]. American Mineralogist, 1986, 71: 317-324.
- [56]Patiño Douce A E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids[J]. Geology, 1997, 25(8): 743-746.
- [57]Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust[J]. Treatise on Geochemistry, 2003, 3: 1-64.
- [58]Pitcher W S. The nature and origin of granite[M]. Springer, 1997.
- [59]Reid J B, Murray D P, Hermes O D, et al. Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it? [J]. Geology, 1993, 21(7): 587-590.
- [60]Cobbing J. The geology and mapping of granite batholiths[M]. Lecture Notes in Earth Sciences, 2000.
- [61]Petford N, Cruden A R, McCaffrey K J W, et al. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. Nature, 2000, 408(6813): 669-673.
- [62]Glazner A F, Bartley J M, Coleman D S, et al. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? [J]. GSA today, 2004, 14(4/5): 4-12.
- [63]Coleman D S, Gray W, Glazner A F. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California[J]. Geology, 2004, 32(5): 433-436.
- [64]Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 173(3): 171-181.
- [65]Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1/4): 85-109.
- [66]Li X, Qi C, Liu Y, et al. Petrogenesis of the Neoproterozoic bimodal volcanic rocks along the western margin of the Yangtze Block: new constraints from Hf isotopes and Fe/Mn ratios[J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(21): 2481-2486.
- [67]Lin G C, Li X H, Li W X. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd-Hf isotope of Neoproterozoic mafic dyke swarms in western Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance[J]. Science in China (SeriesD), 2007, 50(1): 1-16.
- [68]Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, et al. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the northern margin of South China: implications for the accretion of Rodinia[J]. The Journal of geology, 2002, 110(5): 611-618.
- [69]Chen Y, Luo Z, Zhao J, et al. Petrogenesis and dating of the Kangding complex, Sichuan Province[J]. Science in China (SeriesD), 2005, 48(5): 622-634.
- [70]Wang J, Li X, Duan T, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating for the Cangshuipu volcanic rocks and its implications for the lower boundary age of the Nanhua strata in South China[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(16): 1663-1669.
- [71]Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1/4): 141-158.
- [72]Li X H, Li Z X, Zhou H, et al. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia[J]. Precambrian Research, 2002, 113(1): 135-154.
- [73]Jiang X S, Wang J, Cui X Z, et al. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of the Neoproterozoic Chengjiang Formation in central Yunnan Province (SW China) and its geological significance[J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(11): 1815-1826.
- [74]邱华宁, 孙大中. 东川铜矿床同位素地球化学研究: II. Pb-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法成矿年龄测定[J]. 地球化学, 1997, 26(2): 39-45.
- [75]邱华宁, 孙大中, 朱炳泉, 等. 东川汤丹铜矿床石英真空击碎及其粉末阶段加热 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄谱的含义[J]. 地球化学, 1998, 27(4): 335-343.
- [76]叶霖. 东川稀矿山式铜矿地球化学研究[D]. 中国科学院研究生院(地球化学研究所)博士学位论文, 2004.
- [77]吴健民. 扬子地块西缘铜矿床地质[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998.
- [78]龚琳. 云南东川元古宙裂谷型铜矿[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1996.
- ①云南地质局区调队. 东川幅 1/20 万区域地质调查报告, 1980.