

doi: 10.12097/gbc.2022.07.047

腾冲地块晚白垩世小龙河花岗岩年龄及其成矿意义

刘金梁^{1,2}, 陈永清^{1*}, 尚志³

LIU Jinliang^{1,2}, CHEN Yongqing^{1*}, SHANG Zhi³

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;
2. 中国人民解放军陆军工程大学野战工程学院, 江苏 南京 210007;
3. 中国消防救援学院, 北京 102202

1. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China;
2. College of Field Engineering, Army Engineering University of PLA, Nanjing 210007, Jiangsu, China;
3. China Fire and Rescue Institute, Beijing 102202, China

摘要: 为厘定腾冲地块晚白垩世构造岩浆活动和花岗岩成矿意义, 对小龙河花岗岩开展全岩地球化学、年龄和铷-钐-铅同位素研究。小龙河花岗岩由细粒淡色二长花岗岩和似斑状黑云母二长花岗岩组成, 锆石 U-Pb 年龄数据指示它们的岩浆结晶年龄分别为 67.0 ± 1.0 Ma 和 68.5 ± 1.6 Ma, 辉钼矿 Re-Os 模式年龄分别为 67.15 ± 0.99 Ma 和 69.02 ± 1.22 Ma, 同为晚白垩世构造岩浆活动产物。铷-钐-铅同位素与主量和微量元素特征表明, 细粒淡色二长花岗岩为 S 型花岗岩 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.757 \sim 0.763$; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.89 \sim -8.99$), 岩浆起源于中元古代 ($T_{\text{DM2}} = 1.59 \sim 1.60$ Ga) 上地壳富粘土硬砂岩部分熔融, 其与小龙河锡-钨多金属矿床形成密切相关; 似斑状黑云母二长花岗岩为 I 型花岗岩 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.711$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.72 \sim -9.16$), 岩浆起源于中元古代 ($T_{\text{DM2}} = 1.58 \sim 1.62$ Ga) 下地壳富粘土硬砂岩重熔。腾冲地块晚白垩世小龙河花岗岩及其锡-钨矿化是中特提斯班公-怒江洋闭合后腾冲地块与保山地块碰撞-后碰撞阶段引发的岩浆活动与热液作用的产物。

关键词: 腾冲地块; 晚白垩世; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 辉钼矿 Re-Os 定年; 铷-钐-铅同位素地球化学

中图分类号: P534.53; P588.12⁺1; P597⁺.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)05-0839-20

Liu J L, Chen Y Q, Shang Z. Geochronology and mineralization significance of the Late Cretaceous Xiaolonghe granite in the Tengchong Block. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(5): 839–858

Abstract: In order to determine the Late Cretaceous tectonomagmatic activities and the significance of granite mineralization in the Tengchong Block, this study applied the comprehensive methods of geochronology, Sr-Nd-Pb isotopic and whole-rock geochemical analyses to probe Xiaolonghe granites. The results show that the Xiaolonghe pluton is composed of fine-grained leuco-monzogranite and porphyritic-like biotite monzogranite. Zircon U-Pb chronological data indicate that their magmatic crystallization ages are 67.0 ± 1.0 Ma and 68.5 ± 1.6 Ma respectively, and the Re-Os model ages of molybdenite are 67.15 ± 0.99 Ma and 69.02 ± 1.22 Ma respectively, both of which are the products of the Late Cretaceous tectonomagmatic activities. The characteristics of Sr-Nd-Pb isotopes and major and trace elements show that the fine-grained leuco-monzogranite is S-type granite ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.757 \sim 0.763$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.89 \sim -8.99$), and the magma originated from the partial melting of clay-rich hard sandstone in the upper crust of Mesoproterozoic ($T_{\text{DM2}} = 1.59 \sim 1.60$ Ga), which is closely-related to the formation of Xiaolonghe tin-tungsten polymetallic deposit. The porphyritic-like biotite monzogranite is I-type granite ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.711$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.72 \sim -9.16$), and the magma originated from the remelting of clay-rich hard sandstone in the lower crust of Mesoproterozoic ($T_{\text{DM2}} = 1.58 \sim 1.62$ Ga). The Late Cretaceous Xiaolonghe

收稿日期: 2022-07-24; 修订日期: 2024-04-08

资助项目: 云南省重点研发计划项目《云南省西部重点矿产成矿规律与分布预测研究》(编号: 202303AA080006), 国家自然科学基金项目《成矿系统自组织临界性与矿床定位预测》(批准号: 41972312)、《深部致矿异常信息提取与高精度数字找矿模型建立》(批准号: 41672329)、《超大型矿床成矿复杂性特征与成矿动力学机制探索》(批准号: 41272365), 国家重点研发计划课题《“三联式”数字找矿模型与深部定量成矿预测》(编号: 2016YFC0600509)

作者简介: 刘金梁(1999-), 男, 硕士, 助教, 从事军事地质研究。E-mail: 1689949328@qq.com

*** 通信作者:** 陈永清(1960-), 男, 博士, 教授, 从事矿产资源定量勘查与评价研究。E-mail: yqchen@cugb.edu.cn

granites and its tin-tungsten mineralization in the Tengchong Block are the products of magmatic activity and hydrothermal process caused by the collision or post-collision between the Tengchong Block and the Baoshan Block after the closure of the Meso-Tethys Bangong-Nujiang ocean.

Key words: Tengchong Block; Late Cretaceous; zircon SHRIMP U-Pb geochronology; molybdenite Re-Os dating; Sr-Nd-Pb isotope geochemistry

花岗岩作为大陆地壳的重要组成部分, 对其进行深入研究能够揭示岩浆物质来源、构造演化、地球动力学背景等科学问题(禹丽, 2016; 赵少伟, 2017; 朱韧之, 2017; 孙转荣, 2020; 徐文坦等, 2022)。花岗岩与锡、钼、钨、金、铜等内生多金属矿床成因密切相关(Cao et al., 2014; Deng et al., 2014; Hou et al., 2015; 李光洁等, 2022), 可为这些矿床的形成提供重要的成矿物质来源。腾冲地块与东南亚巨型锡矿带相连(马楠等, 2013), 是滇西特提斯锡矿带的主体(罗君烈等, 1991; Xie et al., 2016)。锡矿的形成与区域内出露的中生代—新生代花岗岩具有成因联系(季建清等, 2000; Hou et al., 2007)。该花岗岩带以棋盘石—腾冲断裂和大盈江—古永断裂为界, 分为东部、中部和西部(陈吉琛等, 1991)。晚白垩世古永岩基小龙河岩体位于腾冲地块中部, 被棋盘石—腾冲断裂和大盈江—古永断裂所夹, 是腾冲地块与锡成矿紧密相关的岩体(Cao et al., 2014; Chen et al., 2015; Xu et al., 2015; 孙转荣, 2020)(图 1)。

前人对小龙河岩体不同种类花岗岩的岩石成因、源区特征等进行了研究, 并取得诸多进展, 特别是对该地区花岗岩岩浆侵位(结晶)年龄和锡石矿化年龄开展了较系统的研究: 岩浆锆石定年结果显示, 腾冲地块古永岩基花岗岩岩浆侵位(结晶)年龄为 77 ~ 67 Ma(杨启军等, 2009; Chen et al., 2015; Qi et al., 2015; Cao et al., 2016; Xie et al., 2016; Chen et al., 2022); 小龙河锡石矿化年龄为 71.6 ± 4.8 Ma(Chen et al., 2015; Cao et al., 2016), 均为晚白垩世。已有研究对小龙河锡矿矿床成因亦进行了探讨, Cao et al. (2014) 认为, 小龙河锡矿成矿流体来源于大气降水和岩浆水混合; 桑浩等(2015)的研究表明, 小龙河锡矿成矿流体氧逸度较高; 李昊等(2016)指出, 小龙河锡矿矿体主要产于花岗岩内接触带。

然而, 前人对小龙河岩体何种花岗岩与锡—钨矿化关系更密切, 以及成岩作用与成矿作用之间的联系等缺乏相应研究, 尤其是对腾冲地块晚白垩世地球动力学演化背景一直存在争议。传统观点认为, 其形成主要是受新特提斯洋俯冲所致(李峰等, 1999; 杨启军等, 2006; 马楠等, 2013; Chen et al.,

2015; Xu et al., 2015; 徐容等, 2018; 崔晓琳等, 2022), 而另一种观点认为, 腾冲地块晚白垩世花岗岩的形成与保山地块和腾冲地块之间发生的陆陆碰撞有关(禹丽, 2016; Chen et al., 2022)。本文在总结前人资料的基础上, 以小龙河岩体钼矿化二长花岗岩样品为研究对象, 从花岗岩全岩主量和微量元素、锆石 SHRIMP U-Pb 定年、辉钼矿 Re-Os 定年、Sr-Nd-Pb 同位素分析等入手, 探讨其岩石成因类型、源区特征, 以及成岩与成矿之间的关系, 为构建腾冲地块晚白垩世地球动力学演化模式提供新的证据。

1 地质背景与矿床特征

腾冲地块属于冈底斯—念青唐古拉褶皱系西缘的次级构造单元, 处于中特提斯班公—怒江缝合线与新特提斯密支那缝合线夹持的拉萨地体的东南延伸部分(莫宣学等, 2006; Xu et al., 2012; Zhu et al., 2017), 北部与东喜马拉雅东构造带相接, 东以怒江—潞西—瑞丽断裂带与滇西保山地块相邻, 西以密支那—实皆断裂和抹谷变质带与缅甸地块相接(云南地矿局, 1991; 钟大赉等, 1998)。区域内出露地层由老到新依次为中元古代高黎贡山群变质基底、晚古生代变质碎屑沉积岩和碳酸盐岩、中生代花岗岩及新生代火山岩(云南省地质矿产局, 1990; 陈吉琛等, 1991)。区域构造断裂主要由近似 SN 向的槟榔江断裂、大盈江—古永断裂和棋盘石—腾冲断裂组成, 为区域内的主要控岩控矿构造。研究区广泛分布中生代花岗岩和新生代火山岩, 这些岩浆岩被 SN 向断裂划分为 3 个岩浆岩带, 由东至西依次为早白垩世带、晚白垩世带和古近纪带(陈吉琛, 1984)。其中, 腾冲地块晚白垩世古永花岗岩带呈一北宽南窄的楔状复式杂岩体侵位于晚古生代石炭系勐洪群中, 南段被新生代火山岩覆盖, 东侧以棋盘石—腾冲断裂与早白垩世岩群相邻, 西侧受控于 NNW 向大盈江—古永断裂(图 1)。

小龙河岩体位于古永岩基中北段, 岩性主要由中粗粒花岗岩、细粒二长花岗岩和似斑状二长花岗岩组成, 其中, 中粗粒花岗岩和似斑状二长花岗岩呈

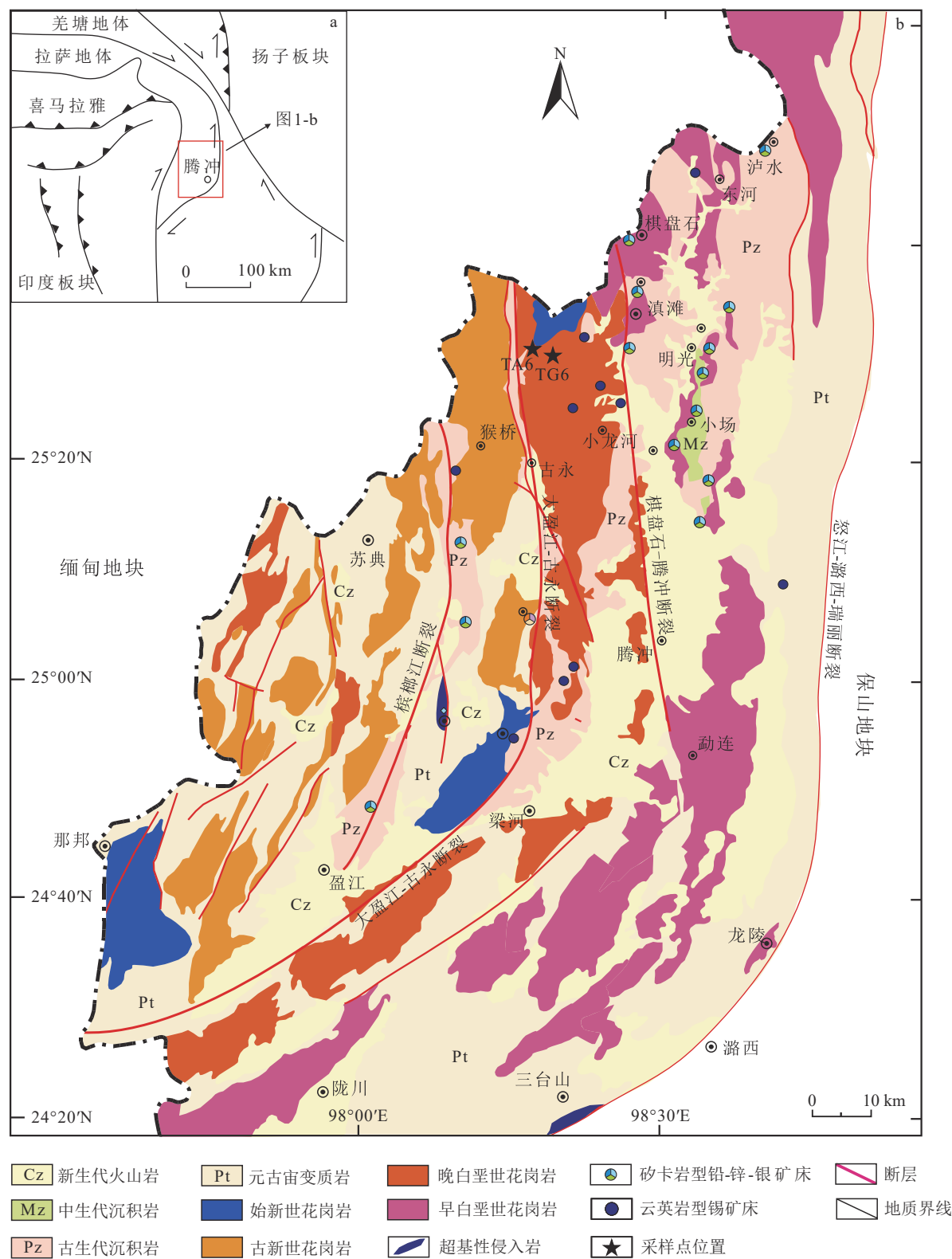


图 1 腾冲地块大地构造格架 (a) 和区域地质简图 (b) (据陈永清等, 2013; Chen et al., 2022 修改)

Fig. 1 Geotectonic framework(a) and regional geological sketch map(b) of the Tengchong Block

面状展布于岩体中, 两者之间具有明显的接触界线; 细粒二长花岗岩侵入石炭系勐洪群中, 与中粗粒花 岗岩呈渐变接触关系, 并呈不规则状分布于岩体中 部及顶部, 其与小龙河砂卡岩型和云英岩型锡-钨矿

床关系密切(董方浏等, 2005)。

腾冲地块是一个富锡的地球化学异常区, 平均含 Sn 丰度为 5.2×10^{-6} , 是地壳克拉克值的 2.5 倍(毛景文等, 1988)。其中, 小龙河花岗岩显著富 Sn, Sn 含量为 $23 \times 10^{-6} \sim 85.76 \times 10^{-6}$ (张士鲁等, 1986), 为锡多金属矿床成矿提供了充足的物质来源。小龙河锡矿床发育于小龙河花岗岩与晚古生代碳酸盐岩的接触带, 是一个典型的大型锡矿床, 该矿床矿石 Sn 品位为 0.18% ~ 0.42%(Hou et al., 2007; Wang et al., 2014), 锡金属储量约为 65600 t(Chen et al., 2014), 其中小龙河和大松坡是矿区赋存锡资源量最多的矿段(马楠等, 2013)。矿床类型主要为气成-高温热液云英岩型和接触交代矽卡岩型锡-钨矿床(李昊等, 2016)。含锡云英岩型矿体主要产于花岗岩岩体内部, 大多沿 NNW 向裂隙充填成矿, 形成 NNW 向展布的矿带, 矿石多呈浸染状和脉状产出。矽卡岩型矿化过程主要可分为 2 个阶段(Wang et al., 2014): 矽卡岩阶段和低温硫化物阶段(施琳等, 1989)。矽卡岩阶段又可分为 2 个期次: 石榴子石-矽卡岩期次和绿帘石-矽卡岩期次(Cao et al., 2016)。小龙河锡矿床主要矿石矿物有锡石、黑钨矿、黄铁矿、磁铁矿等, 脉石矿物主要有石英、方解石、石榴子石、绿帘石、绿泥石等(王广强等, 2014; Cao et al., 2016), 相对发育云英岩化、硅化、绿泥石化等围岩蚀变(陈慧军等, 2015; 崔晓琳等, 2022)。

2 样品及分析方法

2.1 岩相学特征

本文研究的 2 件新鲜样品采自腾冲县城以北约 40 km 处的古永岩基小龙河岩体西北部, 岩性分别为细粒淡色二长花岗岩(TG6)和似斑状黑云母二长花岗岩(TA6), 采样位置分别为北纬 $25^{\circ}31'35.76''$ 、东经 $98^{\circ}20'39.42''$, 北纬 $25^{\circ}32'18.9''$ 、东经 $98^{\circ}20'33.3''$ 。

细粒淡色二长花岗岩呈浅灰白色, 细粒结构, 细脉状构造(局部可见石英脉)。主要矿物组成为斜长石(40%)、钾长石(35%)、石英(20%)和少量锆石等副矿物。斜长石多为自形板状, 发育聚片双晶; 钾长石呈自形片状, 镜下可见清晰的卡斯巴双晶。辉钼矿呈浸染状分布于花岗岩岩体中(图版 I -a, b, c)。

似斑状黑云母二长花岗岩呈白灰色, 似斑状结构, 块状构造。主要矿物组成为斜长石(30%)、钾长

石(40%)、石英(25%)、黑云母(5%)和少量磁铁矿、磷灰石、锆石等副矿物。斜长石多为自形一半自形板状, 发育聚片双晶; 钾长石主要呈他形夹杂于石英中; 黑云母呈棕色, 可见轻微绿泥石化。辉钼矿呈浸染状分布于花岗岩岩体中(图版 I -d, e, f)。

2.2 分析方法

2.2.1 全岩地球化学分析

12 件花岗岩样品的主量和微量元素分析在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所完成。主量元素采用 Rigaku-3080 型 XRF(光谱仪)测定, 分析不确定度小于 0.5%。Nb、Ba、Sr、Zr、Y、Rb 等微量元素采用 Rigaku-2100 型 XRF(光谱仪)进行分析, 其中 Ba 的分析不确定度小于 5%, 其他微量元素的分析不确定度小于 3%。剩余微量和稀土元素(REE)采用 TJA PQ ExCell 型 ICP-MS(等离子体质谱仪)进行分析。当元素含量大于 1×10^{-6} 时, 分析不确定度为 1% ~ 5%, 元素含量小于 1×10^{-6} 时, 分析不确定度为 5% ~ 10%。分析方法见 Gao et al.(2002)。

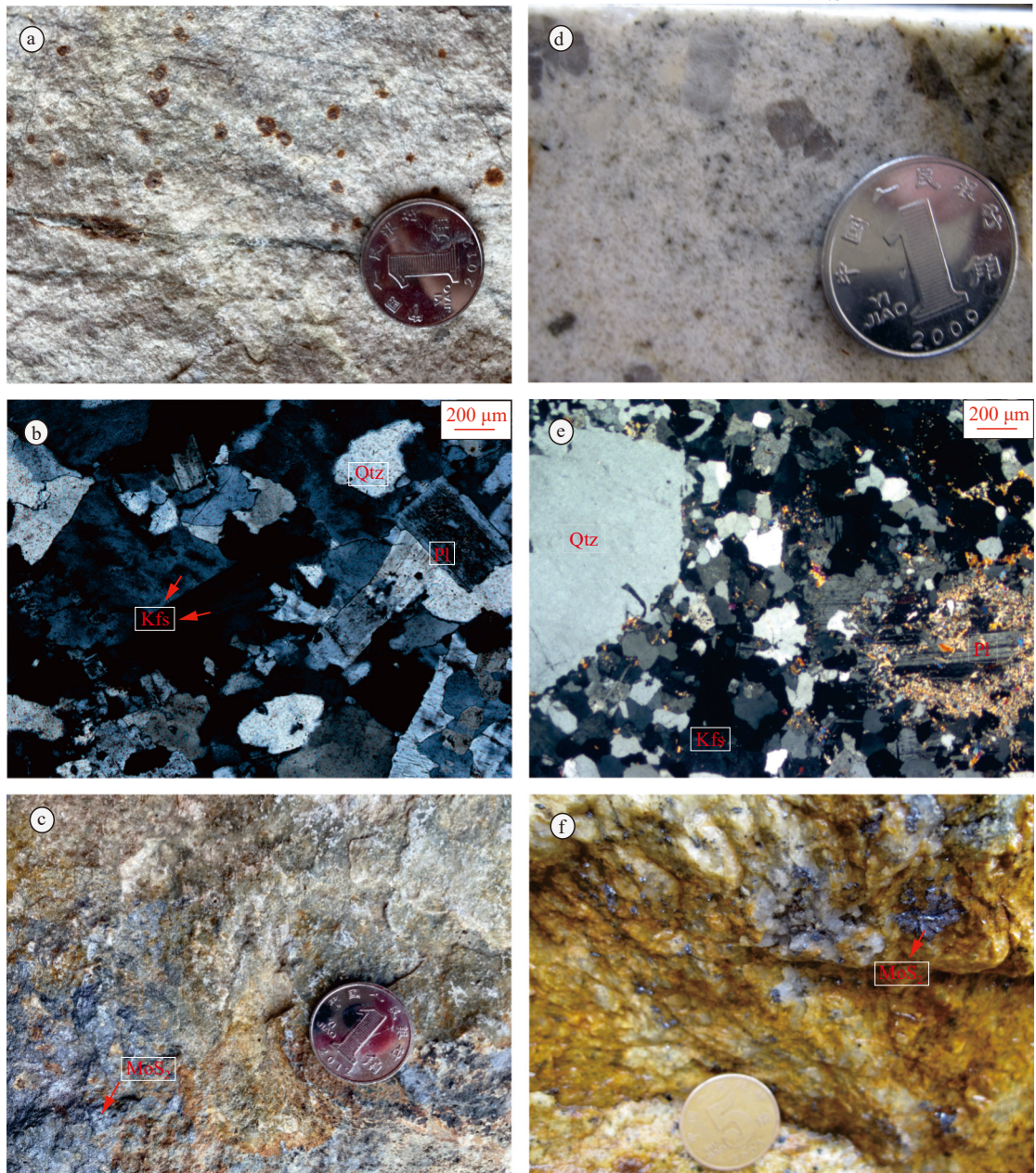
2.2.2 锆石 U-Pb 分析

锆石样品分选在廊坊市宇能岩石矿物分选技术服务有限公司完成。锆石分选流程为: 清除样品表面污物, 使用磁选和重液技术, 保留无磁性和重矿物部分, 并在双目镜下手工挑选分离纯净的锆石样品。阴极发光(CL)照片在中国地质科学院地质研究所电子探针室获取, 通过显微照片及 CL 图像观察锆石。锆石 SHRIMP U-Th-Pb 同位素测量在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心 SHRIMP-II 离子探针仪上完成。U-Th-Pb 同位素比值基于 TEMORA 标准锆石($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0668$, 相当于 417 Ma)测定, 其绝对丰度采用 SL13 和 CZ3 标准锆石校准。所有数据都通过 ^{204}Pb 进行标准化校正, 分析过程见文献(Black et al., 2004)。使用 SQUID 和 Isoplot 软件(Ludwig et al., 2012)处理同位素数据。单个锆石分析的不确定性以 1σ 表示, 年龄加权平均值以 95% 置信水平(2σ)表示。

2.2.3 辉钼矿 Re-Os 同位素分析

2 件辉钼矿样品采自小龙河花岗岩岩体, 在中国地质科学院国家地质实验测试中心进行辉钼矿 Re-Os 同位素分析, 采用电感耦合等离子体质谱仪(TJA X-series ICP-MS)测定 Re、Os 同位素比值。测试工作主要包括 4 个步骤: 分解样品、蒸馏分离

图版 I Plate I Plate I



a. 细粒淡色二长花岗岩; b. 细粒淡色二长花岗岩显微照片; c. f. 浸染状钼矿化二长花岗岩; d. 似斑状黑云母二长花岗岩; e. 似斑状黑云母二长花岗岩显微照片。Qtz—石英; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; MoS₂—辉钼矿

钼、萃取分离铼和质谱测定。测试原理与方法见杜安道等(1994)。

2.2.4 Sr-Nd-Pb 同位素分析

4 件新鲜花岗岩样品 Sr-Nd-Pb 同位素分析在中国地质调查局武汉地质调查中心同位素实验室完成, 分析仪器采用 MAT-261 可调多接收型质谱仪。Sr 同位素比值基于⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 进行标准化; Nd 同位素比值基于¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 进行标准化; Pb 同位素比值基于 NBS981 分析得出, 整个流程铅

空白在 0.1×10⁻⁹ ~ 0.3×10⁻⁹ 之间。分析流程见 Liu et al.(2004)。

3 分析结果

3.1 主量元素

样品主量元素分析数据见表 1。细粒淡色二长花岗岩 SiO₂ 含量为 75.75% ~ 76.25%, Na₂O 为 3.73% ~ 3.97%, Al₂O₃ 为 12.39% ~ 12.76%, CaO 为 0.68% ~ 0.72%, K₂O 为 4.52% ~ 5.14%,

CaO/Na₂O 值为 0.18 ~ 0.20, K₂O/Na₂O 值为 1.14 ~ 1.43, FeO*/MgO 值为 5.14 ~ 17.41。细粒淡色二长花岗岩 A/CNK 值介于 0.98 ~ 0.99 之间,属于准铝质花岗岩(图 2-a),具有富硅高钾钙碱性的地球化学特征(图 3-b)。

似斑状黑云母二长花岗岩 SiO₂ 含量为 75.93%~77.18%, Na₂O 为 2.78%~2.92%, Al₂O₃ 为 11.71%~12.28%, CaO 为 0.82% ~ 1.14%, K₂O 为 5.10% ~ 5.64%, CaO/Na₂O 值为 0.25 ~ 0.40, K₂O/Na₂O 值为 1.76 ~ 2.00, FeO*/MgO 值为 7.13 ~ 14.97。似斑状黑云母二长花岗岩 A/CNK 值介于 0.95 ~ 1.01 之间,属于准铝质花岗岩(图 2-a),具有富硅高钾钙碱性的地球化学特征(图 2-b)。

3.2 微量和稀土元素

样品微量和稀土元素分析数据见表 1。细粒淡色二长花岗岩具有相对较高的稀土元素含量($\Sigma\text{REE}=207.837\times 10^{-6}\sim 239.36\times 10^{-6}$)。在稀土元素球粒陨石标准化图(图 3-a)中, LREE(轻稀土元素)相对富集 ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.22\sim 1.49$), HREE(重稀土元素)分布近于平坦 ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.63\sim 0.66$)。所有样品显示出明显的负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.03$), 指示斜长石分离结晶。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 3-b)中, 放射性元素(Th 和 U)和高场强元素(Ta、Hf、Nd、Sm 和 Pb), 以及大离子亲石元素(K、Rb)相对富集, Nb、Sr、Ba、Ti、La、P、Ce、Zr 等元素明显亏损。

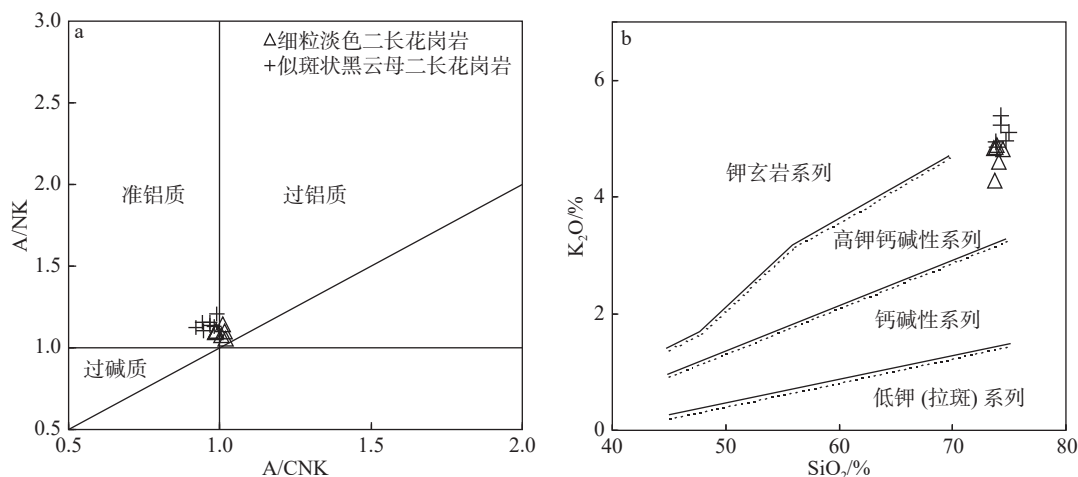


图 2 小龙河花岗岩 A/CNK-A/NK(a, 据 Gregg et al., 1980 修改) 和 SiO₂-K₂O(b, 据 Maniar et al., 1989 修改) 图解
(A/CNK= Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O); A/NK= Al₂O₃/(K₂O + Na₂O))

Fig. 2 A/CNK-A/NK(a) and SiO₂-K₂O(b) diagrams of the Xiaolonghe granites

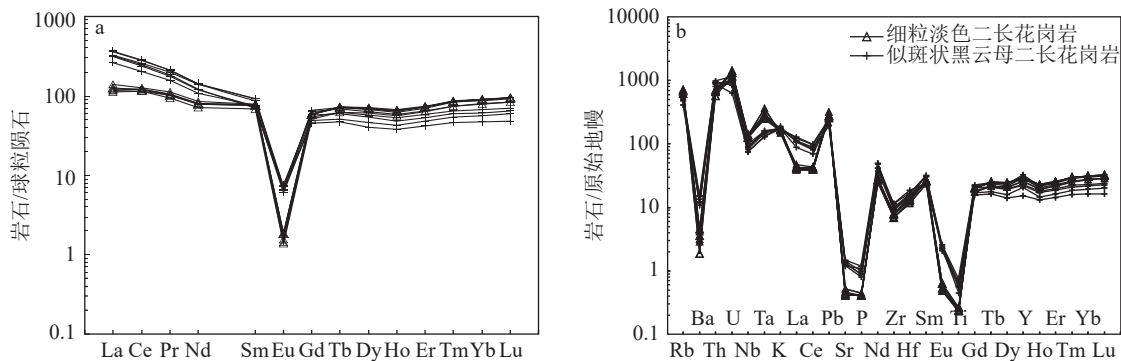


图 3 腾冲小龙河花岗岩稀土元素球粒陨石标准化图 (a, 据 Boynton et al., 1984 修改) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b, 据 McDonough et al., 1995 修改)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) of the Xiaolonghe granitoids

表 1 腾冲花岗岩全岩地球化学数据

Table 1 Whole-rock geochemical dating of Tengchong granites

样品编号	TG6-01	TG6-02	TG6-03	TG6-04	TG6-05	TG6-06	TA6-01	TA6-02	TA6-03	TA6-04	TA6-05	TA6-06
SiO ₂	75.75	76.01	76.25	75.90	76.03	76.61	76.46	76.39	76.06	75.93	76.83	77.18
TiO ₂	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.12	0.13	0.16	0.14	0.13	0.10
Al ₂ O ₃	12.69	12.76	12.49	12.57	12.76	12.39	11.83	12.28	11.95	12.03	11.82	11.71
Fe ₂ O ₃	0.431	0.076	0.132	0.201	0.200	0.202	0.430	0.261	0.791	0.507	0.111	0.503
FeO	0.74	0.91	0.95	1.33	0.61	0.83	1.13	0.71	1.18	1.26	1.55	0.87
MnO	0.05	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.04	0.01	0.07	0.06	0.05	0.04
MgO	0.22	0.09	0.13	0.09	0.09	0.12	0.10	0.13	0.13	0.15	0.15	0.10
CaO	0.72	0.73	0.72	0.71	0.72	0.68	1.11	0.90	0.96	1.14	0.72	0.82
Na ₂ O	3.66	3.73	3.73	3.97	3.76	3.54	2.78	2.82	2.90	2.91	2.92	2.92
K ₂ O	5.08	5.10	4.84	4.52	5.14	5.06	5.48	5.64	5.10	5.18	5.20	5.35
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
烧失量	0.47	0.35	0.43	0.41	0.45	0.29	0.35	0.57	0.55	0.52	0.30	0.26
总计	99.9	99.9	99.8	99.8	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.9
K ₂ O/Na ₂ O	1.387	1.366	1.297	1.139	1.365	1.428	1.970	2.002	1.759	1.783	1.780	1.830
K ₂ O+Na ₂ O	8.741	8.829	8.573	8.498	8.897	8.607	8.255	8.454	8.005	8.087	8.124	8.267
CaO/Na ₂ O	0.198	0.194	0.193	0.180	0.192	0.191	0.399	0.321	0.331	0.391	0.245	0.279
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	219.848	246.741	225.665	256.268	246.897	215.518	99.209	97.674	73.509	85.158	91.405	121.355
FeO*/MgO	5.143	10.584	8.062	17.413	8.456	8.637	14.972	7.134	14.721	11.651	11.050	12.973
A/CNK	0.989	0.983	0.984	0.987	0.977	0.988	0.945	0.992	0.992	0.966	1.007	0.970
A/NK	1.102	1.095	1.097	1.099	1.087	1.096	1.127	1.144	1.160	1.158	1.133	1.106
A/MF	6.020	8.500	7.170	5.690	9.850	7.550	5.110	7.620	4.040	4.460	4.710	5.640
C/MF	0.620	0.880	0.750	0.590	1.010	0.750	0.870	1.020	0.590	0.770	0.520	0.710
SI	2.160	0.940	1.370	0.860	0.950	1.200	1.030	1.390	1.280	1.480	1.510	1.050
AR	3.400	3.480	3.600	3.980	3.520	3.370	2.510	2.490	2.630	2.580	2.750	2.750
R1	2541	2533	2610	2563	2521	2646	2797	2762	2806	2785	2834	2827
R2	339	334	331	329	334	323	358	347	346	367	318	323
Au	0.437	0.349	0.387	0.456	0.363	0.415	0.804	1.132	0.575	1.348	6.643	0.440
Ag	26.600	19.200	16.300	31.200	23.700	24.100	27.000	21.900	64.100	31.200	36.800	25.400
As	2.474	1.587	2.178	4.345	1.292	2.769	2.474	1.686	2.769	2.671	2.178	3.951
B	7.957	5.305	5.203	4.896	3.468	4.998	4.182	3.570	3.774	4.692	5.713	4.998
Ba	25.080	13.024	29.304	20.240	31.856	22.088	94.688	76.032	103.928	82.544	106.216	86.768
Bi	0.524	0.623	0.281	0.271	0.607	0.965	1.467	8.063	1.883	9.062	29.172	1.107
Co	1.253	0.974	1.100	0.858	1.035	0.954	1.504	0.921	1.464	1.866	1.850	1.861
Cr	21.200	14.200	11.900	11.600	12.800	10.900	9.300	8.900	11.000	5.800	10.400	10.600
Cs	6.065	5.932	6.797	5.552	6.658	7.203	9.480	6.771	6.424	7.904	9.195	8.151
Cu	3.107	3.169	3.468	2.994	3.457	2.734	5.534	1.875	24.060	6.877	8.247	10.203
F	3409.218	3557.944	3875.144	3557.944	3557.944	3713.158	6750.947	4596.903	5225.147	6750.947	3875.144	4220.623
Hf	4.485	4.121	4.070	4.239	3.878	3.530	5.090	4.668	5.130	4.573	5.792	4.937
Li	17.140	18.420	27.370	19.260	20.510	31.430	49.670	31.860	34.630	48.880	44.220	29.810
Mo	14.620	7.566	1.074	0.994	20.600	1.435	6.953	0.660	7.050	5.307	30.100	15.330
Nb	89.343	93.690	91.980	96.840	99.000	91.620	63.234	54.711	53.181	59.382	65.205	71.856
Ni	13.987	8.543	8.247	7.013	8.147	7.324	4.050	2.580	4.188	4.979	4.738	5.873

续表 1-1

样品编号	TG6-01	TG6-02	TG6-03	TG6-04	TG6-05	TG6-06	TA6-01	TA6-02	TA6-03	TA6-04	TA6-05	TA6-06
Pb	47.330	50.690	51.560	58.280	51.230	51.950	35.690	36.340	44.610	44.290	45.980	44.080
Rb	448.700	432.200	447.500	430.000	397.400	446.600	357.100	309.900	303.900	261.400	365.600	324.300
Sb	0.137	0.117	0.149	0.154	0.167	0.136	0.118	0.068	0.126	0.157	0.138	0.122
Sn	9.233	7.582	6.816	8.052	6.014	5.903	6.392	6.171	7.683	6.752	6.410	6.078
Sr	9.900	8.700	9.100	8.800	9.200	10.900	27.100	28.400	31.100	24.800	30.000	25.800
Ta	10.370	10.930	10.010	14.800	11.960	11.740	6.251	5.400	5.341	6.003	6.513	6.596
Th	48.270	56.640	58.360	55.420	60.500	60.820	80.130	74.760	78.440	83.110	77.140	68.080
U	24.700	29.520	23.050	21.330	28.090	27.010	18.120	13.520	17.570	23.860	20.480	21.320
V	2.500	2.983	2.500	3.254	2.500	2.500	6.960	5.604	7.322	6.056	4.339	7.141
W	6.242	6.500	5.466	6.053	6.953	7.744	44.501	15.659	17.177	18.821	82.462	23.444
Zn	13.850	14.322	14.721	16.632	14.816	14.763	14.837	14.921	26.744	29.894	32.508	15.929
Zr	88.600	85.500	89.500	88.800	76.800	78.100	110.300	114.100	125.200	99.400	128.800	104.800
Y	134.244	135.277	134.753	131.329	135.259	116.640	149.475	93.841	100.779	131.892	70.274	105.586
La	29.8	29.1	32.7	28.0	27.6	26.4	77.3	73.5	88.7	84.7	75.3	61.4
Ce	72.6	74.6	77.3	74.8	70.1	69.5	156.5	144.5	175.8	170.7	151.0	123.6
Pr	9.55	9.79	10.64	9.99	9.56	8.92	18.88	16.91	20.46	19.89	17.50	14.85
Nd	36.8	37.1	39.3	37.3	36.5	33.4	64.7	55.9	67.1	66.3	56.3	50.3
Sm	11.5	11.7	12.1	11.8	11.6	10.4	14.2	11.3	13.5	14.0	10.7	11.4
Eu	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09	0.08	0.37	0.35	0.43	0.42	0.39	0.38
Gd	12.05	12.21	12.10	12.08	12.02	10.47	13.50	10.10	12.07	13.04	9.31	11.18
Tb	2.67	2.71	2.65	2.73	2.70	2.33	2.68	1.92	2.25	2.56	1.74	2.30
Dy	17.67	17.49	17.46	17.99	17.72	15.38	17.12	11.78	13.87	16.01	10.30	14.50
Ho	3.66	3.69	3.66	3.76	3.65	3.19	3.53	2.43	2.79	3.29	2.14	3.01
Er	11.99	12.09	11.96	12.28	12.03	10.39	11.62	7.89	8.96	10.75	6.86	9.59
Tm	2.17	2.23	2.15	2.19	2.18	1.88	2.11	1.38	1.54	1.90	1.17	1.66
Yb	15.22	15.23	14.86	15.40	15.28	13.42	14.99	9.54	10.59	13.53	7.97	11.34
Lu	2.37	2.37	2.33	2.42	2.38	2.11	2.44	1.51	1.67	2.13	1.22	1.78
ΣREE	228.12	230.51	239.36	230.78	223.40	207.84	399.96	349.06	419.67	419.27	351.91	317.35
δEu	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.08	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10
(La/Yb) _N	1.32	1.29	1.49	1.23	1.22	1.33	3.48	5.20	5.65	4.22	6.37	3.65
(Gd/Yb) _N	0.64	0.65	0.66	0.63	0.64	0.63	0.73	0.85	0.92	0.78	0.94	0.80
T _{2t} /°C	735.680	732.536	736.749	735.897	723.661	726.845	750.588	757.971	765.636	743.801	770.136	749.751
LREE/HREE	2.365	2.388	2.563	2.352	2.287	2.512	4.883	6.501	6.809	5.635	7.644	4.734
CIPW 标准矿物/%												
石英	33.14	33.18	34.36	33.74	33.01	35.02	37.09	36.49	37.27	36.68	38.06	37.9
钙长石	3.22	3.03	3.05	3.12	2.79	2.97	3.64	4.24	4.53	4.5	3.44	3.07
钠长石	31.17	31.74	31.79	33.84	32.03	30.14	23.64	24.01	24.72	24.77	24.87	24.82
正长石	30.2	30.28	28.81	26.91	30.54	30.06	32.53	33.57	30.38	30.85	30.92	31.73
刚玉	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.13	0
透辉石	0.28	0.45	0.41	0.33	0.64	0.3	1.51	0.13	0.08	0.87	0	0.75
紫苏辉石	1.06	0.53	0.74	0.93	0.33	0.69	0.28	0.64	1.34	0.85	1.22	0.6
硅灰石	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

续表 1-2

样品编号	TG6-01	TG6-02	TG6-03	TG6-04	TG6-05	TG6-06	TA6-01	TA6-02	TA6-03	TA6-04	TA6-05	TA6-06
锆辉石	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
硅酸钠	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
钛铁矿	0.11	0.1	0.11	0.09	0.1	0.11	0.23	0.24	0.31	0.27	0.25	0.18
磁铁矿	0.8	0.66	0.72	1.01	0.55	0.69	1.03	0.65	1.3	1.15	1.06	0.91
磷灰石	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04
合计	100	99.99	100.01	99.99	100.01	100	100.01	100	99.99	99.99	100	100
ANOR	9.635	9.096	9.573	10.390	8.371	8.992	10.064	11.214	12.976	12.730	10.012	8.822
Q'	33.910	33.778	35.058	34.566	33.557	35.666	38.277	37.117	38.462	37.893	39.120	38.864

注: 主量元素含量为%, 除Au为 10^{-9} 外, 其他微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

似斑状黑云母二长花岗岩具有较高的稀土元素含量($\Sigma\text{REE}=349.06\times 10^{-6}\sim 419.67\times 10^{-6}$)。在稀土元素球粒陨石标准化图(图 3-a)中, LREE 相对富集($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.48\sim 6.37$), HREE 分布近于平坦($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.73\sim 0.94$)。所有样品显示出明显的负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.10$), 指示斜长石分离结晶。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 3-b)中, 放射性元素(Th 和 U)和高场强元素(Ta、Hf、Nd、Sm 和 Pb), 以及大离子亲石元素(K、Rb)相对富集, Nb、Sr、Ba、Ti、La、P、Ce、Zr 等元素明显亏损。

3.3 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄

3.3.1 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年

CL 图像显示, 细粒淡色二长花岗岩和似斑状黑云母二长花岗岩为灰白色一无色自形晶体, 锆石粒径介于 $60\sim 170\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 长宽比为 $2:1\sim 3.5:1$ 。锆石样品具有 4 种不同的内部结构: 第一种简单无

核, 发育清晰的岩浆振荡环带, Th/U 值普遍大于 0.4, 指示岩浆锆石成因; 第二种无环带, 这类锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄明显高于其他测点年龄(96.4 Ma), 具有继承锆石特征; 第三种由浅色边缘包裹深色核心; 第四种继承核被生长环带包裹(图 4)。

锆石 U-Pb 分析结果见表 2。细粒淡色二长花岗岩中锆石 Th/U 值为 $0.39\sim 1.37$ 。对样品中 13 粒锆石的 13 个测点进行了离子探针分析, 其中, 第 4 和第 10 个测点年龄较老(分别为 73.7 Ma 和 96.4 Ma), 第 12 个测点年龄较小(64.9 Ma), 剔除这 3 个测点后, 由其余 10 个测点计算得到的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $67.0\pm 1.0\text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=0.66, n=10$)(图 5-a)。

似斑状黑云母二长花岗岩中锆石 Th/U 值介于 $0.64\sim 1.00$ 之间。对样品中 11 粒锆石的 11 个测点进行了离子探针分析, 其中, 第 3 个测点年龄较老(76.3 Ma), 第 10 个测点年龄较小(63.9 Ma), 剔除这 2 个测点

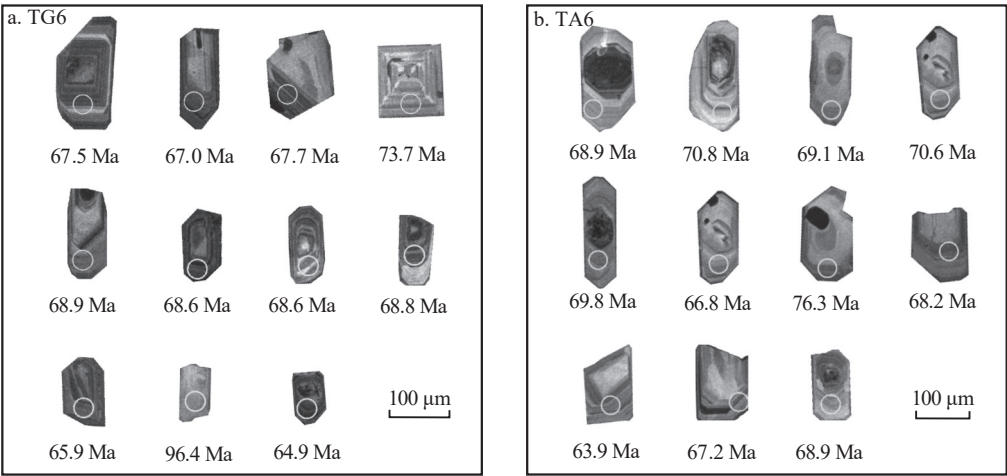


图 4 腾冲小龙河花岗岩锆石典型阴极发光(CL)显微照片

Fig. 4 CL images of the zircon grains from the Xiaolonghe granitoids

表 2 腾冲花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据

Table 2 SHRIMP zircon U-Pb dating of Tengchong granites

样品编号	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						年龄/Ma	
	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
TG6, 细粒淡色二长花岗岩, 10个测点(不包括第4,10,12个测点)年龄加权平均值为67.0±1.0 Ma, MSWD=0.66											
TG6-1	1181	528	0.46	0.0516	5.1	0.07	5.7	0.0105	2.5	67.5	1.7
TG6-2	958	543	0.59	0.0501	7.8	0.07	8.2	0.0104	2.6	67.0	1.7
TG6-3	551	412	0.77	0.0385	38.5	0.06	38.6	0.0107	3.1	68.9	2.1
TG6-4	160	212	1.37	0.0451	54.8	0.07	55.0	0.0115	4.1	73.7	3.0
TG6-5	860	649	0.78	0.0397	12.3	0.06	12.6	0.0106	2.6	67.7	1.8
TG6-6	3111	1172	0.39	0.0494	2.2	0.07	3.3	0.0107	2.4	68.6	1.7
TG6-7	2682	1481	0.57	0.0460	2.1	0.07	3.3	0.0107	2.5	68.6	1.7
TG6-8	2006	1066	0.55	0.0491	2.4	0.07	3.5	0.0107	2.5	68.8	1.7
TG6-9	2003	1338	0.69	0.0466	4.5	0.07	5.1	0.0103	2.5	65.9	1.6
TG6-10	285	235	0.85	0.0608	29.6	0.13	29.9	0.0151	3.7	96.4	3.6
TG6-11	1224	677	0.57	0.0519	8.4	0.08	8.7	0.0106	2.5	67.9	1.7
TG6-12	2895	1276	0.46	0.0513	6.6	0.07	7.1	0.0101	2.5	64.9	1.6
TG6-13	1976	1182	0.62	0.0438	9.3	0.06	9.6	0.0103	2.5	65.8	1.6
TA6, 似斑状黑云母二长花岗岩, 9个测点(不包括第3,10个测点)年龄加权平均值为68.5±1.6 Ma, MSWD=1.11											
TA6-1	358	268	0.78	0.0491	30.4	0.07	30.6	0.0108	4.1	68.9	2.8
TA6-2	279	243	0.90	0.0348	39.4	0.05	39.6	0.0110	4.0	70.8	2.8
TA6-3	138	134	1.00	0.0430	60.2	0.07	60.4	0.0119	5.1	76.3	3.9
TA6-4	456	374	0.85	0.0454	12.9	0.07	13.4	0.0106	3.5	68.2	2.4
TA6-5	281	233	0.86	0.0298	43.0	0.04	43.2	0.0107	3.9	68.9	2.6
TA6-6	491	304	0.64	0.0422	16.8	0.06	17.2	0.0109	3.6	69.8	2.5
TA6-7	377	315	0.86	0.0418	13.1	0.06	13.6	0.0104	3.6	66.8	2.4
TA6-8	180	160	0.92	0.0399	68.9	0.06	69.1	0.0108	5.1	69.1	3.5
TA6-9	384	261	0.70	0.0568	12.6	0.09	13.2	0.0110	3.6	70.6	2.5
TA6-10	641	465	0.75	0.0391	5.9	0.05	6.8	0.0100	3.4	63.9	2.2
TA6-11	415	280	0.70	0.0368	26.0	0.05	26.3	0.0105	3.6	67.2	2.4

注: 同位素比值中1 σ 为相对误差; 年龄中1 σ 为绝对误差

后, 由其余 9 个测点计算得到的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 68.5 $\pm$ 1.6 Ma(MSWD=1.11, $n=9$)(图 5-b)。

3.3.2 辉钼矿 Re-Os 定年

辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果见表 3。Stein et al. (1997)研究认为, Re-Os 同位素体系不仅能够精确厘定硫化物矿床的成矿时代, 还能够指示成矿物质来源及成矿过程中不同物质的混入情况。本次应用辉钼矿 Re-Os 同位素定年获得细粒淡色钼矿化二长花岗岩和似斑状黑云母钼矿化二长花岗岩样品的成矿模式年龄分别为 67.15 $\pm$ 0.99 Ma 和 69.02 $\pm$ 1.22

Ma, 均与成岩年龄相近, 属于晚白垩世。如表 3 所示, 样品中相对高 Re ($642.8\times 10^{-6} \sim 706.0\times 10^{-6}$)、低含量 Os ($0.7196\times 10^{-6} \sim 0.8122\times 10^{-6}$)、高 Re/Os 值(869.2 ~ 893.3), 指示成矿物质具有明显的壳源特征(Stein et al., 2000)。

3.4 全岩铈-钕-铅同位素

铈-钕同位素分析结果见于表 4。细粒淡色二长花岗岩样品具有高($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.757 ~ 0.763)、负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-8.89 ~ -8.99)、低($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_m 值(0.194 ~ 0.196)和($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值(0.512), 两阶段钕同位素

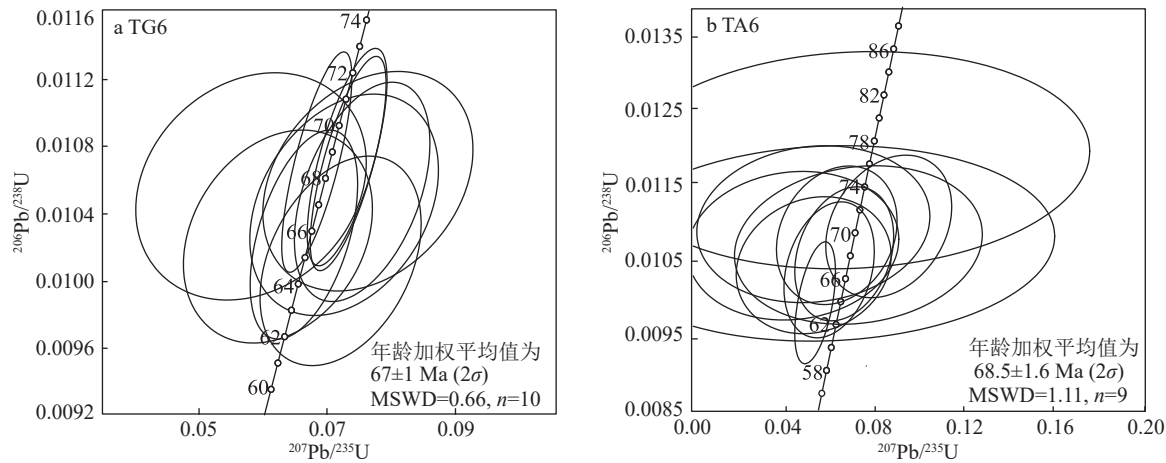


图 5 小龙河花岗岩锆石 U-Pb 一致曲线

Fig. 5 U-Pb concordia plots of zircon grains from the Xiaolonghe granitoids

表 3 腾冲辉钼矿 Re-Os 同位素分析数据

Table 3 Re-Os isotope dating of Tengchong granites

原样名	样重/g	(Re)/10 ⁻⁶		(普Os)/10 ⁻⁹		¹⁸⁷ Re/10 ⁻⁶		¹⁸⁷ Os/10 ⁻⁹		模式年龄/Ma	
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
TA6-01	0.05072	1123	12	0.0244	0.0248	706.0	7.4	0.8122	0.0095	69.02	1.22
TG6-01	0.30264	1023	10	0.0052	0.0007	642.8	6.0	0.7196	0.0058	67.15	0.99

表 4 腾冲花岗岩 Sr-Nd 同位素分析数据

Table 4 Sr-Nd isotope dating of Tengchong granites

样品编号	(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) _m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	ε _{Sr} (t)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	ε _{Nd} (t)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	t _{DM} /Ma	t _{DM2} /Ma
TG6-01	281.06	1.02501	744.57	0.75708	0.1939	0.512176	-8.99	0.512091	7343	1601
TG6-02	299.76	1.04845	824.24	0.76270	0.1959	0.512182	-8.89	0.512096	8097	1593
TA6-01	49.99	0.75984	93.25	0.71119	0.1373	0.512142	-9.16	0.512080	2004	1616
TA6-04	37.09	0.74713	91.13	0.71104	0.1320	0.512162	-8.72	0.512103	1838	1580

模式年龄 $T_{DM2}=1.59 \sim 1.60$ Ga。

似斑状黑云母二长花岗岩样品具有相对较高 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.711)、负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-8.72 ~ -9.16)、低 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_m 值(0.132 ~ 0.137)和 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值(0.512), 两阶段钐同位素模式年龄 $T_{DM2}=1.58 \sim 1.61$ Ga。

铅同位素分析结果见于表 5。细粒淡色二长花岗岩样品铅同位素组成为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=19.10 \sim 19.12$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=15.72 \sim 15.73$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=39.49 \sim 39.51$ 。铅同位素显示较窄的变化, 且比值较高, 反映正常铅特性及上地壳源区特征(图 6-a)(Hugh et al., 2000), 表明源岩成分和同位素组成相对均一(Christian et al., 1988; 陈吉琛, 1991)。

4 讨论

4.1 岩石成因与源区特征

4.1.1 岩石成因

花岗岩是岩浆长期分异演化的结果, 通常越向地壳浅部, 岩浆组成越富长英质, 其分异演化程度越高(吴福元等, 2017)。小龙河花岗岩具有高 SiO_2 含量(75.75% ~ 77.18%)、高 FeO^*/MgO 值(5.14 ~ 17.41)、高岩浆分异指数($DI>92$)、低 Nb/Ta 值(6.54 ~ 10.89)和 Zr/Hf 值(19.76 ~ 24.44), 表明岩浆形成经历了高度结晶分异演化(张为鹂等, 1988)(图 6-a)。钙长石含量与分异指数呈负相关关系, 微量元素 Sr、Ba 呈明显负异常等, 均指示斜长石发生

表 5 腾冲花岗岩铅同位素分析数据
Table 5 Pb isotope dating of Tengchong granites

样品 编号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	表面年龄/Ma	Φ	μ	Th/U
TG6-1	19.116	0.002	18.7606	15.717	0.001	15.7002	39.491	0.005	39.2629	-201	0.553	9.63	3.82
TG6-2	19.104	0.002	18.7073	15.725	0.002	15.7062	39.508	0.003	39.258	-181	0.554	9.64	3.83

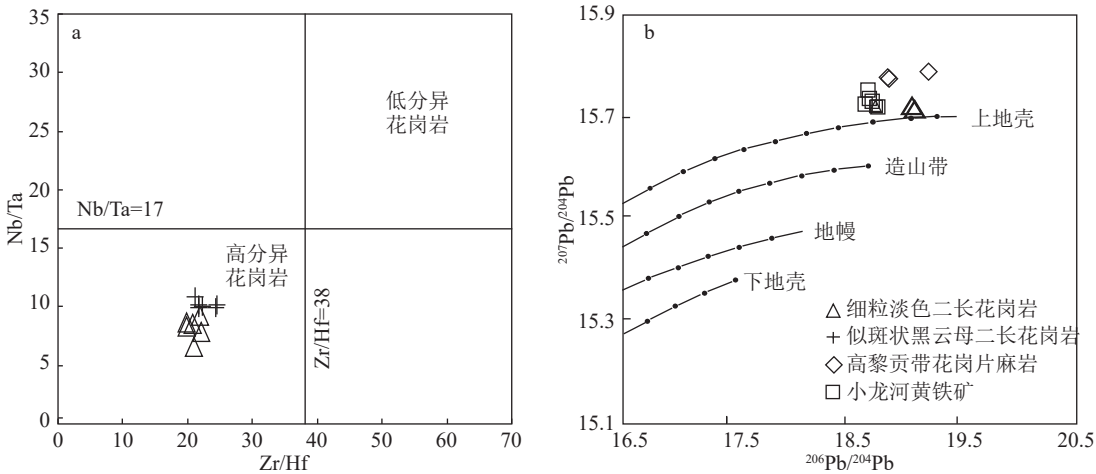


图 6 小龙河花岗岩 Zr/Hf-Nb-Ta(a, 据 Shang et al., 2022 修改) 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b, 据 Chen et al., 2022 修改) 图解

Fig. 6 Zr/Hf-Nb-Ta(a) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) diagrams of the Xiaolonghe granites

了分离结晶作用(杨启军等, 2009)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中, 明显的正 Rb 异常和负 Eu、Ba、Sr、P、Ti、Nb 和 Ta 异常, 指示钾长石、斜长石、黑云母、磷灰石、钛铁矿等矿物的分离结晶作用(Zhao et al., 2017)。

A/CNK 值常用于判别花岗岩的成因类型, 通常认为, S 型花岗岩的 A/CNK 值大于 1.1, I 型花岗岩的 A/CNK 值小于 1.1(Chappell et al., 1992)。但是, 该判别标准只适用于未经过高度分异的花岗岩, 而无法有效判别高分异花岗岩的成因类型(吴福元等, 2017)。因此, 对于小龙河花岗岩, 需要结合地球化学、矿物学等特征综合判别花岗岩的成因类型。细粒淡色二长花岗岩样品具有高 SiO_2 含量(75.75%~76.25%)和 K_2O 含量(4.53%~5.14%), 属于富硅高钾钙碱性系列花岗岩, 呈现出与 S 型花岗岩相近的主量元素地球化学特征(陈吉琛等, 1991)。元素 P、Sr 明显亏损, Sr/Ba 值低(0.31~0.49), 亦与腾冲地块古永岩基 S 型花岗岩的特征一致(刘振声等, 1994; 董美玲, 2016)。通过计算得到细粒淡色二长花岗岩的锆饱和温度为 726.85~736.75℃(平均温度为 731.90℃), 该温度代表了岩浆结晶时的温度, 显示

出 S 型花岗岩结晶温度更低的特点。高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.757~0.763)、负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-8.89~-8.99), 亦显现出典型 S 型花岗岩的 Sr-Nd 初始同位素特征(Chen et al., 2022)。

似斑状黑云母二长花岗岩 Sr-Nd 初始同位素显示出较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.711)、负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-8.72~-9.16), 具有 I 型花岗岩的初始同位素特征。此外, 相对高的 CaO (0.82%~1.14%)、Sr(24.8×10^{-6} ~ 33.1×10^{-6})、P(0.02×10^{-6} ~ 0.03×10^{-6}), 以及相对低的 Cr(5.8×10^{-6} ~ 11×10^{-6})、Ni(2.58×10^{-6} ~ 5.87×10^{-6})等主量和微量元素含量特征与腾冲地块高黎贡带高分异 I 型花岗岩特征一致。 P_2O_5 与 SiO_2 呈负相关, 亦符合高分异 I 型花岗岩的演化趋势(禹丽, 2016)。似斑状黑云母二长花岗岩 CIPW 标准化矿物中, 透辉石组成小于 1%, 刚玉组成几乎为 0, 且矿物组成中亦缺乏刚玉, 指示 I 型花岗岩的亲缘性。通过计算得到似斑状黑云母二长花岗岩的锆饱和和温度为 743.80~770.14℃(平均 754.57℃)(Watson et al., 1983), 该温度代表了岩浆结晶时的温度, 显示出 I 型花岗岩结晶温度更高的特点(董美玲, 2016)。

综上, 小龙河花岗岩在成岩过程经历了高度分

异演化, 其中, 细粒淡色二长花岗岩为 S 型花岗岩; 似斑状黑云母二长花岗岩为 I 型花岗岩。

4.1.2 源区特征

岩浆源区识别是花岗岩成因机制研究的重要内容之一。实验表明, 主量和微量元素特征主要受控于岩浆源区和岩浆分异演化, 因此可以用主量和微量元素特征推测花岗岩源区 (Sylvester et al., 1998)。CaO/Na₂O 值可作为判别岩浆源区的重要指标 (Sylvester et al., 1998)。小龙河花岗岩 CaO/Na₂O 值小于 0.3 (个别小于 0.4), 指示其岩浆源区为贫斜长石、富粘土矿物的大陆地壳 (Alberto et al., 1991)。花岗岩中 Rb、Sr、Ba 等元素主要赋存在长石和黑云母中, 因此 Rb/Ba 和 Rb/Sr 图解也能够反映花岗岩的源区特征 (杨启军等, 2009)。小龙河花岗岩样品的

Rb/Sr 值均大于 10, Rb/Ba 值均大于 1, 样品点均分布在富粘土砂岩区 (图 7-a)。此外, 小龙河花岗岩具有高 Al₂O₃ 和低 MgO、FeO 特征, C/MF-A/MF 图解可用于判别岩浆源区, 小龙河花岗岩 Al₂O₃/(MgO+FeO*) 值均大于 3; CaO/(MgO+FeO*) 值均大于 0.5, 样品点均落在变质硬砂岩内 (图 7-b)。

研究表明, 来源于上地壳的岩石具有相对高的 Th(>10×10⁻⁶)、Pb(>20×10⁻⁶) 和 U(>2×10⁻⁶) 含量及低的 δEu 值(<1.0) (黄静宁等, 2011)。小龙河细粒淡色二长花岗岩具有异常高的 Th(48.27×10⁻⁶~69.82×10⁻⁶)、Pb(47.33×10⁻⁶~58.28×10⁻⁶) 和 U(21.33×10⁻⁶~29.52×10⁻⁶) 含量及低的 δEu(0.02~0.03), 指示其源岩来自上地壳。此外, 铅同位素组成 (图 6-b)、LREE 相对富集、HREE 分布近于平坦、显著负

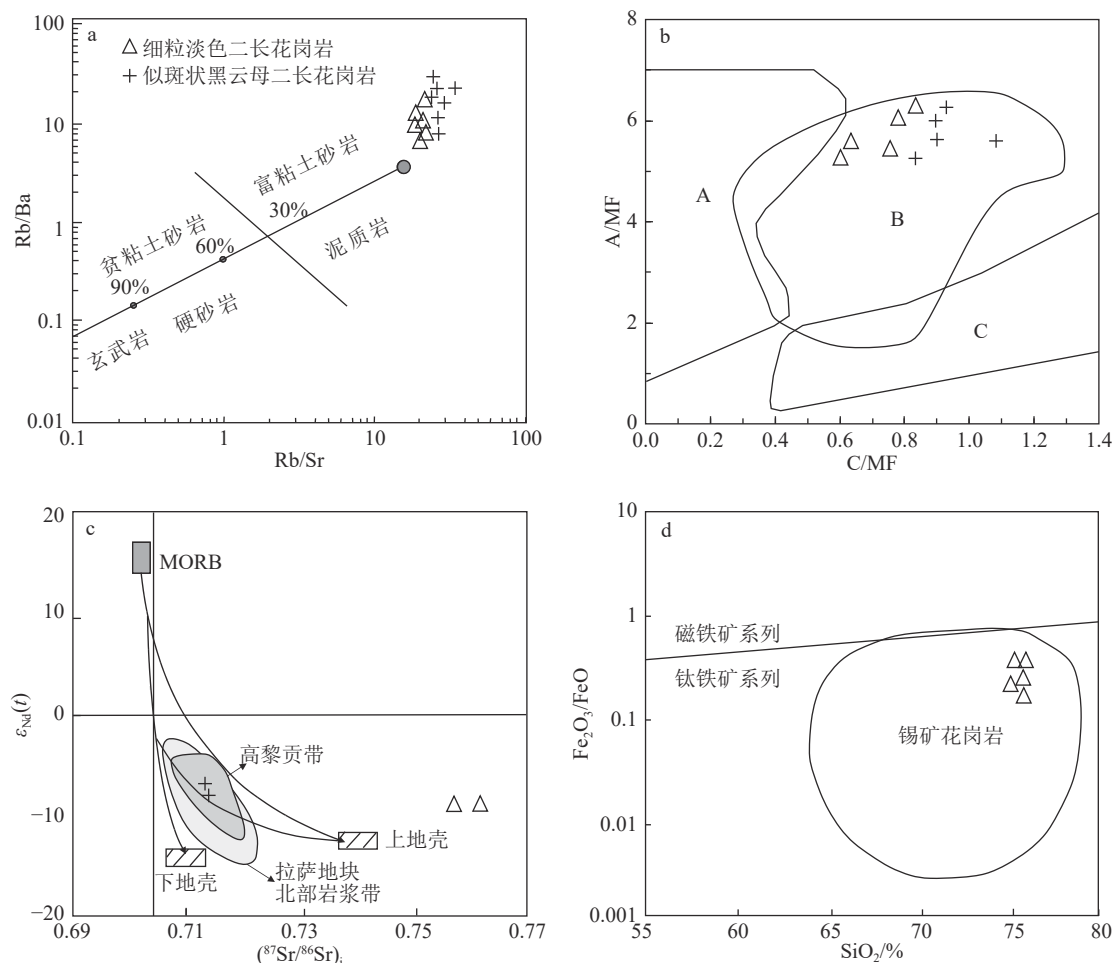


图 7 小龙河花岗岩 Rb/Sr-Rb/Ba(a, 据杨启军等, 2009 修改)、C/MF-A/MF(b, 据 Alther et al., 2000 修改)、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (c, 据 Chen et al., 2022 修改) 和 SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (d, 据崔晓琳等, 2022 修改) 图解

Fig. 7 Rb/Sr-Rb/Ba(a), C/MF-A/MF(b), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (c) and SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (d) diagrams of the Xiaolonghe granites

A—变质泥质岩; B—变质硬砂岩; C—变质英云闪长岩; A/MF— $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$; C/MF— $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$

Eu 异常(图 3-a)、强烈富集 Rb、Sr 异常(图 3-b), 指示花岗岩起源于大陆地壳沉积物的熔融(Hugh et al., 2000; Qi et al., 2015)。细粒淡色二长花岗岩的 μ 值大于 9.5(表 5), 高 μ 值亦指示岩浆来源于上地壳(陈吉琛, 1991)。结合高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.757 ~ 0.763)、负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-8.89 ~ -8.99) 值及两阶段 Nd 模式年龄(1.59 ~ 1.60 Ga)推测, 细粒淡色二长花岗岩岩浆起源于中元古代上地壳富粘土硬砂岩的部分熔融。在腾冲地块 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 源区特征判别图解(图 7-c)中, 样品点均落在上地壳区域附近。

一般而言, 高分异 I 型花岗岩是由下地壳物质受幔源岩浆底侵作用重熔形成的(吴福元等, 2017)。故似斑状黑云母二长花岗岩可能是幔源岩浆底侵下地壳导致后者重熔, 随后经历高度分异演化形成的(Zhu et al., 2009)。小龙河似斑状黑云母二长花岗岩的初始 Sr 同位素比值为 0.711, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化范围为 -8.72 ~ -9.16, Sr-Nd 初始同位素特征指示其岩浆来源于下地壳, 且有地幔来源物质的参与(Chen et al., 2022)。似斑状黑云母二长花岗岩具有相对较高的锆饱和温度 743.80 ~ 770.14℃(平均 754.57℃), 而单纯为地壳物质来源的岩浆达不到如此高的温度, 故指示成岩过程中幔源组分有一定的贡献, 且该温度与壳幔混合型察隅高分异 I 型花岗岩和东河高分异 I 型花岗岩成岩温度相近, 进一步证实其形成过程中有幔源物质参与或者至少有幔源物质提供了岩浆重熔时所需的热量, 似斑状黑云母二长花岗岩经历高度分异演化对这一认识亦提供了佐证(Zhu et al., 2009; 朱韧之, 2017)。结合似斑状黑云母二长花岗岩 LREE 相对富集、HREE 分布近于平坦(图 3-a)、显著负 Eu 异常、强烈富集 Rb 及 Sr 异常(图 3-b), 以及中元古代的地壳模式年龄(1.58 Ga ~ 1.61 Ga)等特征, 推测其岩浆起源于中元古代下地壳富粘土硬砂岩的重熔(Hugh et al., 2000; Qi et al., 2015)。似斑状黑云母二长花岗岩与西藏东南缘察隅高分异 I 型花岗岩和腾冲地块早白垩世东河高分异 I 型花岗岩具有相似的成因机制。在腾冲地块 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 源区特征判别图解中, 样品点均落在下地壳区域附近(图 7-c)。

综上所述, 晚白垩世小龙河岩体含有 S 型和 I 型 2 种成因类型的花岗岩, S 型花岗岩代表岩浆体系经历了更高分异演化, 以更成熟的上地壳为主, I 型则代表岩浆体系为有幔源物质参与的重熔

下地壳, 两者同时指示大陆地壳熔体与幔源物质熔体之间发生了程度不同的壳幔混合作用, 这与邹光富等(2013)对腾冲地块晚白垩世花岗岩源岩的认识一致。

4.2 成矿分析

小龙河钨矿化二长花岗岩成岩时代(68.5 ~ 67.0 Ma)与成矿时代(69.02 ~ 67.15 Ma)相近, 表明小龙河岩体在晚白垩世存在持续的岩浆侵入活动和岩浆热液成矿作用, 成矿作用发生在岩浆演化晚期的高温热液阶段(王广强等, 2014)。样品铅同位素值与前人研究的小龙河岩体相关矿石中的黄铁矿及高黎贡带花岗片麻岩铅同位素值相近, 指示成矿物质来源于花岗岩(图 6-b)。小龙河花岗岩成矿元素地球化学含量特征分析结果显示, Au、As、F、Mo、Sn、W、Pb 等成矿元素明显富集(表 6), 指示小龙河花岗岩为小龙河锡-钨多金属矿床形成提供了重要的物源与场所。

陈吉琛等(1991)以已知含锡岩体为模型, 建立了腾冲地块含锡花岗岩定量判别式:

$$Y = 0.02755 * (\text{SiO}_2) + 0.3186 * (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) + 0.2495 * (\text{CaO}) + 0.02265 * (\text{Sn}) + 0.010258 * (\text{Rb}/\text{Sr}) + 0.000067 * F - 2.7788 * (\delta\text{Eu}) - 0.2716 * (\text{LREE}/\text{HREE})$$

$$y_c(\text{判别线}) = 4.01838$$

当 $y_c > 4.01838$ 时, 所研究岩体即可视为含锡岩体, 经过计算, $Y_{\text{小龙河}} = 4.429$, 大于 4.01838, 故小龙河岩体可作为锡-钨矿床的普查对象, 其中, $Y_{\text{TG6}} = 5.200$, $Y_{\text{TA6}} = 3.658$, 指示细粒淡色二长花岗岩更可能是小龙河锡-钨矿床的成矿母岩。而本次研究的 2 类花岗岩在岩体中的出露位置及其与矿体的接触关系, 进一步指示小龙河锡-钨矿的形成与岩体中部及顶部的细粒淡色二长花岗岩关系更密切, 而与岩体西北部的似斑状黑云母二长花岗岩无关(图 1)。这与前人研究成果及小龙河锡-钨多金属矿床的地质特征一致(陈慧军等, 2015)。

造成以上成矿亲和性差异的原因, 主要是这 2 类花岗岩岩石成因类型、结晶分异程度及源区特征的不同。Sn、W 元素具有高度不相容的性质, 通常出现于成熟地壳衍生、高分异、氧逸度低及还原态的 S 型花岗岩中(刘英俊等, 1984)。相较于岩浆在下地壳形成且有幔源物质混入的似斑状黑云母二

表 6 腾冲花岗岩成矿元素丰度

Table 6 Mineralization element abundance of Tengchong granites

元素	滇藏造山系元素丰度	细粒淡色二长花岗岩		似斑状黑云母二长花岗岩	
		元素丰度	富集倍数	元素丰度	富集倍数
Au	0.430	0.401	0.932	1.823	4.241
As	1.100	2.441	2.219	2.621	2.383
F	450.000	3611.892	8.026	5236.619	11.637
Mo	0.390	7.715	19.782	10.900	27.949
Sn	1.800	7.267	4.037	6.581	3.656
W	0.570	6.493	11.391	33.677	59.083
Pb	19.000	51.840	2.728	41.832	2.202
Nb	10.600	93.746	8.844	61.262	5.779
Rb	115.000	433.733	3.772	320.367	2.786
Ta	1.160	11.635	10.030	6.017	5.187
U	2.270	25.617	11.285	19.145	8.434

注: 滇藏造山系元素丰度数据据迟清华等, 2007

长花岗岩(I 型), 细粒淡色二长花岗岩分异演化程度更高(图 6-a)、氧逸度更低(图 7-d)(刘英俊等, 1984; Mao et al., 2017)、岩浆来源于成熟度更高的上地壳且其属于 S 型花岗岩, 进一步表明小龙河锡-钨矿的形成与细粒淡色二长花岗岩关系更密切(刘英俊等, 1984; 崔晓琳等, 2022)。

一般情况下, 花岗岩 DI (分异指数)值大于 87, 可作为锡-钨矿的找寻标志, 当岩体均一化程度越高, 对锡-钨成矿越有利(毛景文等, 1988)。小龙河细粒淡色二长花岗岩在经历了显著的岩浆分异演化后($DI>94$)(图 6-a), 其酸性程度明显增强, 发生了较强的物质再分配作用, 硅质、碱质、挥发组分(F)和成矿元素(Sn、W)强烈富集。小龙河细粒淡色二长花岗岩异常富集 Sn、W 元素, Sn、W 富集倍数分别是滇藏造山系的 4.037、11.391 倍(表 6)。由于 Sn、W 为亲氧元素, 往往同 Nb、Rb、Ta、U 等伴生, 故这些伴生元素的高含量也是含锡-钨花岗岩的重要判别特征(刘英俊等, 1984)。小龙河细粒淡色二长花岗岩 Nb、Rb、Ta、U 等元素均有高度富集特征(表 6)。富硅, 显著高的 Rb/Sr 、 Rb/Ba 、 FeO^*/MgO 值, 以及相对较低的 Nb/Ta 、 Zr/Hf 值等, 也显现出含锡-钨花岗岩所具备的主要地球化学特征(陈吉琛, 1984, 1991), 另外, 小龙河细粒淡色二长花岗岩岩浆锆石的 δEu 值为 0.02 ~ 0.03, 这亦与腾冲地块富锡花岗岩 δEu 值普遍较低的特征相似(陈吉琛, 1984, 1991)。小龙河细粒淡色二长花岗岩的

Fe_2O_3/FeO 值较低(0.08 ~ 0.59), 属于还原钛铁矿系列 S 型花岗岩(Sn、W 浓度显著高于普通花岗岩), 在 $SiO_2-Fe_2O_3/FeO$ 图解(图 7-d)上, 样品点均落入锡矿花岗岩区域内, 表明其岩浆氧逸度低, 利于结晶分异过程中 Sn、W 等元素从矿物中迁出富集, 而挥发组分 F 的高度富集会降低岩浆固结温度, 延长结晶分异进程, 从而间接促进 Sn、W 在晚期岩浆中富集(崔晓琳等, 2022)。成矿元素 Sn、W 等高度富集为锡-钨矿床形成奠定了充足的物质条件。

小龙河锡-钨矿矿体产于花岗岩岩体与围岩接触带上。随着晚白垩世花岗岩岩浆不断侵入、分异演化, 使 SiO_2 、各种挥发组分及成矿元素持续性富集, 随后在棋盘石-腾冲断裂、大盈江-古永断裂等断裂构造作用控制下, 在岩体四周形成各式各样的张剪型节理, 这为成矿物质富集沉淀提供了必需的场所。当花岗岩岩体在受到断裂控制时, 会导致应力本来均一的岩体产生势差, 这将导致岩浆顺势向应力减小的部位迁移(桑浩等, 2015; 周路路等, 2022), 在岩浆热液进入节理裂隙后, 随即与围岩发生接触(充填)交代(李昊等, 2016), 至此形成矽卡岩型和云英岩型锡-钨矿床。

4.3 成矿地球动力学背景

花岗岩内 Rb、Y、Nb、Hf、Ta 等微量元素的含量特征能够反映其形成的大地构造环境。Pearce et al.(1984)和 Harris et al.(1986)基于此对不同环境下花岗岩的地球化学特征进行了统计, 将花岗岩分为

ORG(造山花岗岩)、VAG(火山弧花岗岩)、WPG(板内花岗岩)、syn-COLG(同碰撞花岗岩), 以及 Post-collision(碰撞后花岗岩)等类型。一般来说, 在陆陆碰撞高峰期, 岩浆更易形成过铝质花岗岩, 而在碰撞期后的地壳伸展阶段, 更易产出高钾钙碱性花岗岩, 腾冲地块小龙河花岗岩属于准铝质高钾钙碱性花岗岩, 亏损高场强元素 Nb、Ti、P、Zr 和大离子亲石元素 Sr、Ba, 指示其形成于碰撞后环境(Pearce et al., 1984), 且源岩成分有陆壳物质参与(张珂等, 2013)。在(Y+Nb)-Rb 和 Hf-Rb-Ta 微量元素判别图解(图 8)中, 腾冲地块晚白垩世小龙河花岗岩样品点分布在碰撞后和板内花岗岩区域, 结合腾冲地块区域构造地质, 笔者推断其属于碰撞后花岗岩, 这与人研究结果一致。

腾冲地块晚白垩世花岗岩形成的区域构造岩浆演化和地球动力学背景尚存在较大争议。多数研究认为, 中特提斯班公-怒江洋闭合发生在早白垩世(110~130 Ma), 晚白垩世花岗岩的形成是新特提斯洋东向俯冲过程中引起腾冲地块陆壳增厚, 随后增厚陆壳发生部分熔融所致(李峰等, 1999; 杨启军等, 2006; 马楠等, 2013; Chen et al., 2015; Xu et al., 2015; 徐容等, 2018; 崔晓琳等, 2022)。基于莫宣学等(2006)提出的中特提斯班公-怒江洋于晚白垩世闭合(约 65 Ma), Chen et al.(2022)最新研究进一步指出, 腾冲地块晚白垩世花岗岩可能是中特提斯班公-怒江洋闭合后腾冲地块与保山地块陆陆碰撞-后碰撞的产物。

作为中特提斯洋的残余部分, 中国西南部的班公-怒江缝合线横跨青藏高原中东部和云南西部。在青藏高原东部, 晚白垩世中特提斯班公-怒江洋的闭合导致拉萨地块与羌塘地块发生碰撞(Metcalf, 2013; Hou et al., 2015; Yuan et al., 2018), 其缝合线被晚白垩世岩石覆盖(Kapp et al., 2003, 2007), 这次闭合直接促使高黎贡带晚白垩世早期花岗岩形成。基于岩石学、地层学和古生物地理学的调查表明, 在云南西部, 腾冲地块属于拉萨地块的东南延伸部分, 保山地块属于羌塘地块的东南延伸部分(Zhao et al., 2016), 因此有理由相信, 晚白垩世中特提斯班公-怒江洋的闭合亦导致腾冲地块与保山地块发生碰撞(Chen et al., 2022)。Gardiner et al.(2015)研究支持了这一结论, 中特提斯洋西向俯冲过程中产生的海底裂谷将滇缅泰马地块分为 2 个独立的块体, 海底裂谷在晚白垩世或古近纪缝合, 与该裂谷相伴生的隐伏缝合线向北可以延伸至怒江-潞西-瑞丽断裂带, 该断裂带是腾冲地块与保山地块之间的中特提斯缝合带。刘慧民等(2018)发现, 靠近怒江-潞西-瑞丽断裂带的三台山镇附近, 出露的方辉橄榄岩具有 SSZ(俯冲带)型蛇绿岩的特征, 锆石 U-Pb 定年结果显示, 方辉橄榄岩有 191~185 Ma、157~134 Ma 和 86 Ma 三个期次的年龄, 这意味着作为班公-怒江特提斯洋示踪剂的蛇绿岩至少发生了 3 次侵位, 最早发生在早侏罗世中期, 最晚发生于晚白垩世中期(约 86 Ma)。

新特提斯密支那洋东向俯冲消亡闭合的时限为

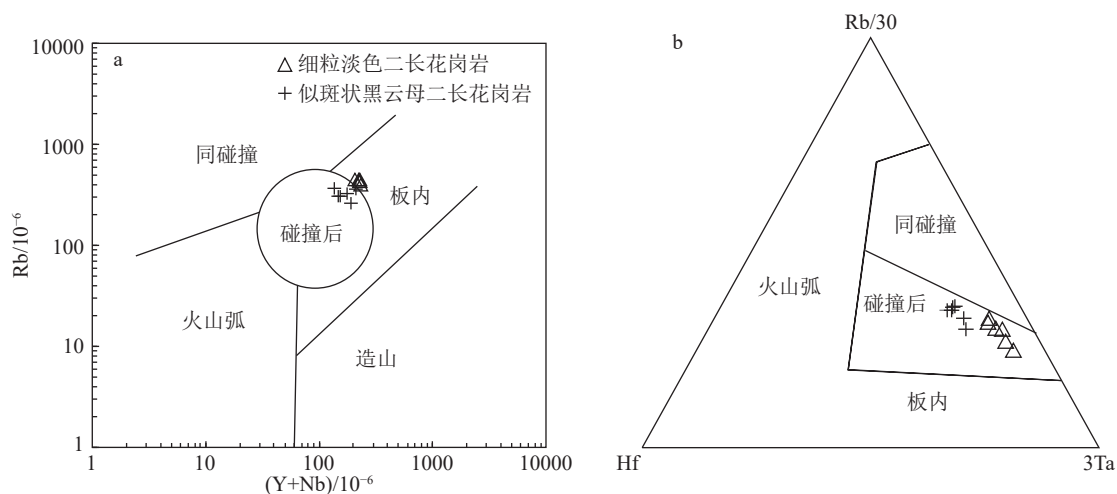


图 8 小龙河花岗岩 (Y+Nb)-Rb (a, 据 Cao et al., 2016; 禹丽, 2016 修改) 和 Hf-Rb-Ta (b, 据 Harris et al., 1986 修改) 图解

Fig. 8 (Y+Nb)-Rb(a) and Hf-Rb-Ta(b) diagrams of the Xiaolonghe granites

65 ~ 55 Ma(莫宣学等, 2006; Najman et al., 2010)。季建清等(2000)研究指出, 出露于密支那缝合带以东 45 ~ 60 km 处的那邦变质岩基底早期变质作用发生在 77 ~ 74 Ma, 意味着新特提斯洋的初始俯冲时间早于 77 Ma。综合前人研究及本文数据可知, 腾冲地块晚白垩世岩浆侵位(结晶)年龄和锡矿化年龄为 77 ~ 65 Ma(杨启军等, 2009; Xu et al., 2012; Chen et al., 2015; Qi et al., 2015; Cao et al., 2016; Xie et al., 2016; Chen et al., 2022), 处于晚白垩世晚期阶段。因此, 从时间上不能直接厘定晚白垩世岩浆活动究竟受控于正在俯冲的新特提斯, 还是已经闭合的中特提斯。空间上, 腾冲地块与西侧新特提斯密支那缝合带相距逾 200 km(赵少伟, 2017), 而在东侧与中特提斯班公-怒江缝合带相连接(图 1), 表明腾冲地块在构造上更有可能与在晚白垩世晚期(77 ~ 65 Ma)已经闭合的中特提斯班公-怒江洋关系密切(Xu et al., 2015)。此外, 在新特提斯俯冲时期(77 ~ 55 Ma), 腾冲地块普遍具有陆内伸展作用(Xu et al., 2015; 禹丽, 2016), 这与俯冲背景下地壳处于碰撞挤压环境相悖。故腾冲地块晚白垩世花岗岩是中特提斯班公-怒江洋闭合后腾冲地块与保山地块碰撞-后碰撞阶段引发的岩浆活动与热液作用的产物, 且其与新特提斯洋俯冲无关。

综上所述, 笔者认为, 腾冲地块晚白垩世小龙河花岗岩岩浆作用和锡-钨矿床形成于晚白垩世晚期中特提斯洋闭合后, 在此阶段, 保山地块和腾冲地块

发生汇聚碰撞, 持续的碰撞挤压使小龙河锡-钨矿床所属的腾冲地块陆壳增厚、地形抬升, 当抬升至最大高度时陆壳向两侧伸展垮塌, 导致陆壳减压、地幔岩浆上涌, 上涌岩浆的底侵使大陆地壳发生不同程度的重熔, 随后形成不同类型的花岗岩岩浆(朱弟成等, 2009; Yuan et al., 2019)。随着构造运动减弱, 当岩浆冷凝、分异、结晶时, 含锡-钨的岩浆热液在断裂带两侧的围岩中充填, 从而形成脉状或浸染状的矽卡岩型和云英岩型锡-钨矿床(图 9)。腾冲地块晚白垩世小龙河花岗岩和锡-钨矿床的形成是对燕山晚期岩浆活动的响应。

5 结 论

(1) 小龙河岩体岩浆结晶年龄为 68.5 ~ 67.0 Ma, 成矿年龄为 69.02 ~ 67.15 Ma, 成岩成矿年龄相近, 同为晚白垩世, 指示研究区在晚白垩世存在持续的岩浆侵入活动和岩浆热液成矿作用, 成矿作用发生在岩浆演化晚期的高温热液阶段。

(2) Sr-Nd-Pb 同位素与主量和微量元素特征表明, 细粒淡色二长花岗岩为 S 型花岗岩, 岩浆起源于中元古代上地壳富粘土硬砂岩部分熔融; 似斑状黑云母二长花岗岩为 I 型花岗岩, 岩浆起源于中元古代下地壳富粘土硬砂岩重熔。

(3) 小龙河花岗岩为高分异花岗岩、岩浆氧逸度低、挥发组分(F)含量高, 以及 Sn、W 等成矿元素高度富集等特征, 有利于小龙河锡-钨矿床的形成。小

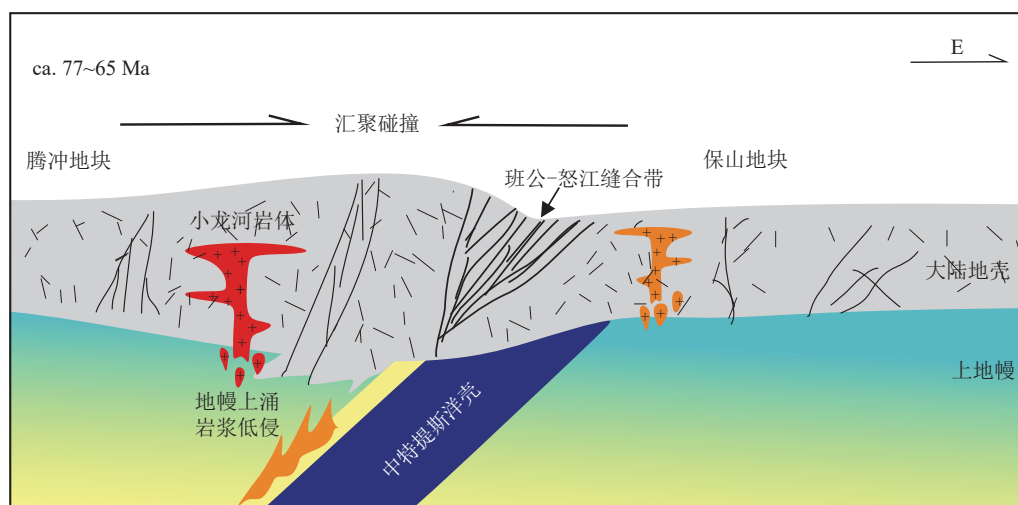


图 9 腾冲地块晚白垩世小龙河岩体岩浆作用和锡-钨矿床形成构造演化模式图(据 Chen et al., 2022 修改)

Fig. 9 Tectonic evolution model of the Late Cretaceous Xiaolonghe pluton magmatism and formation of the tin-tungsten deposits in the Tengchong Block

龙河矽卡岩型和云英岩型锡-钨矿床的形成与细粒淡色二长花岗岩关系密切,而与似斑状黑云母二长花岗岩无关。

(4)岩浆岩时空分布特征指示,腾冲地块小龙江花岗岩及其锡-钨矿化是中特提斯班公-怒江洋闭合后腾冲地块与保山地块碰撞-后碰撞阶段引发的岩浆活动与热液作用的产物。

致谢:审稿专家对论文改进提升提出了宝贵的意见与指导,资料收集过程中得到同门师兄们的帮助,在此表示由衷谢忱。

参考文献

- Alberto E, Patino Douce, Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2): 202–218.
- 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.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards[J]. *Chemical Geology*, 205: 115–140.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[J]. *Rare Earth Element Geochemistry*, 2(1): 63–114.
- Cao H W, Zhang S T, Lin J Z, et al. 2014. Geology, geochemistry and geochronology of the Jiaojiguanliangzi Fe-polymetallic deposit, Tengchong County, Western Yunnan (China): Regional tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 81: 142–152.
- Cao H W, Zou H, Zhang Y H, et al. 2016. Late Cretaceous magmatism and related metallogeny in the Tengchong area: Evidence from geochronological, isotopic and geochemical data from the Xiaolonghe Sn deposit, western Yunnan, China(Article)[J]. *Ore Geology Reviews*, 78: 196–212.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Earth Environ. Sci. Tran. R. Soc. Edinburgh*, 83: 1–26.
- Chen X C, Hu R Z, Bi X W. 2015. Petrogenesis of metaluminous A-type granitoids in the Tengchong-Lianghe tin belt of southwestern China: Evidences from zircon U-Pb ages and Hf-O isotopes, and whole-rock Sr-Nd isotopes[J]. *Lithos*, 122: 93–110.
- Chen X C, Hu R Z, Bi X W, et al. 2014. Cassiterite LA-MC-ICP-MS U/Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tin deposits in the Tengchong-Lianghe tin district, NW Yunnan, China[J]. *Mineralium Deposita*, 49(7): 843–860.
- Chen Y Q, Li G J, Qin L X, et al. 2022. Geochronology and geochemistry of Cretaceous-Eocene granites, Tengchong Block (SW China): Petrogenesis and implications for Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of Eastern Tethys[J]. *Geoscience Frontiers*, 13(2): 101338.
- Christian France-Lanord, Patrick Le Fort. 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh:Earth Sciences*, 79: 183–195.
- Deng J, Wang Q f, Li G j, et al. 2014. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China[J]. *Gondwana Research*, 26(2): 419–437.
- Gao S, Liu X M, Yuan H L, et al. 2002. Determination of Forty Two Major and Trace Elements in USGS and NIST SRM Glasses by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry[J]. *Geostandards Newsletter—the Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 26(2): 181–196.
- Gardiner N J, Michael P, Searle a, et al. 2015. Neo-Tethyan magmatism and metallogeny in Myanmar – An Andean analogue. [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106: 197–215.
- Gregg W M. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association[J]. *Lithos*, 13(1): 97–108.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19: 67–81.
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, et al. 2015. Lithospheric architecture of the Lhasa terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. *Economic Geology*, 110(6): 1541–1575.
- Hou Z Q, Zaw K, Pan G T, et al. 2007. Sanjiang Tethyan metallogensis in SW China: Tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types[J]. *Ore Geology Reviews*, 31: 48–87.
- Hugh R, Rollison. 2000. 杨学明等译. 岩石地球化学[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社.
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, et al. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet[J]. *GSA Bulletin*, 119: 917–933.
- Kapp P, Yin A, Manning C E, et al. 2003. Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet[J]. *Tectonics*, 22(4): 17(1–22).
- Liu Y S, Gao S, Yuan H L, et al. 2004. U-Pb zircon ages and Nd, Sr, and Pb isotopes of lower crustal xenoliths from North China Craton: insights on evolution of lower continental crust[J]. *Chemical Geology*, 211(1/2): 87–109.
- Ludwig K R. 2012. User's Manual for Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley, Berkeley Geochronology Center: 1–70.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643.
- Mao J W, Xiong B K, Liu J, et al. 2017. Molybdenite Re/Os dating, zircon U-Pb age and geochemistry of granitoids in the Yangchuling porphyry W-Mo deposit (Jiangnan tungsten ore belt), China: Implications for petrogenesis, mineralization and geodynamic setting[J]. *Lithos*, 286: 35–52.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120: 223–253.

- Metcalf I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1–33.
- Najman Y, Appel E, Boudagher-Fadel, et al. 2010. Timing of India–Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(12): 1–18.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Qi X X, Zhu L H, Grimmer J C, et al. 2015. Tracing the Transhimalayan magmatic belt and the Lhasa block southward using zircon U–Pb, Lu–Hf isotopic and geochemical data: Cretaceous –Cenozoic granitoids in the Tengchong block, Yunnan, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 110: 170–188.
- Shang Z, Chen Y Q, Guo X G. 2022. Felsic igneous rocks in the Hua'aobaote Pb–Zn–Ag polymetallic orefield, Southern Great Xing'an Range: Genesis, metallogenetic and tectonic significance[J]. *Acta Geologica Sinica –English Edition*, 96(1): 221–239.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, et al. 1997. Highly precise and accurate Re–Os ages for molybdenite from the east Qinling molybdenum ore belt, Shaanxi Province, China.[J]. *Economic Geology*, 92: 827–835.
- Stein H J, Markey R J, Scherstén, Anders. 2000. Re–Os dating of low-level highly radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnas Gold deposit, Southwest Sweden, Records continental-scale tectonic events[J]. *Economic Geology*, 95(8): 1657–1671.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45: 29–44.
- Wang C M, Deng J, Carranza E J M, et al. 2014. Tin metallogenesis associated with granitoids in the southwestern Sanjiang Tethyan Domain: Nature, deposit types, and tectonic setting[J]. *Gondwana Research*, 26(2): 576–593.
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Xie J C, Zhu D C, Dong G C, et al. 2016. Linking the Tengchong Terrane in SW Yunnan with the Lhasa Terrane in southern Tibet through magmatic correlation[J]. *Gondwana Research*, 39(1): 217–229.
- Xu Y G, Yang Q J, Lan J B, et al. 2012. Temporal–spatial distribution and tectonic implications of the batholiths in the Gaoligong–Tengliang–Yingjiang area, western Yunnan: Constraints from zircon U–Pb ages and Hf isotopes.[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 151–175.
- Xu Z Q, Wang Q, Cai Z H. 2015. Kinematics of the Tengchong Terrane in SE Tibet from the late Eocene to early Miocene: Insights from coeval mid-crustal detachments and strike-slip shear zones[J]. *Tectonophysics*, 665: 127–148.
- Yuan S D, Williams–Jones A E, Mao J W, et al. 2018. The origin of the zhangjialong Tungsten Deposit, South China: Implications for W–Sn mineralization in large granite batholiths.[J]. *Economic Geology & the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 113(5): 1193–1208.
- Yuan S D, Williams–Jones A E, Romer R L, et al. 2019. Protolith-related thermal controls on the decoupling of Sn and W in Sn–W metallogenic provinces: Insights from the Nanling region, China(Article)[J]. *Economic Geology*, 114(5): 1005–1012.
- Zhao S W, Lai S C, Qin J F, et al. 2016. Tectono–magmatic evolution of the Gaoligong belt, southeastern margin of the Tibetan plateau: constraints from granitic gneisses and granitoid intrusions[J]. *Gondwana Research*, 35(1): 238–256.
- Zhao S W, Lai S C, Qin J F, et al. 2017. Geochemical and geochronological characteristics of Late Cretaceous to Early Paleocene granitoids in the Tengchong Block, Southwestern China: Implications for crustal anatexis and thickness variations along the eastern Neo–Tethys subduction zone[J]. *Tectonophysics*, 694: 87–100.
- Zhu D C, Mo X X, Wang L Q, et al. 2009. Petrogenesis of highly fractionated I–type granites in the Zayu area of eastern Gangdese, Tibet: Constraints from zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd–Hf isotopes[J]. *Science In China Series D:Earth Sciences*, 52(9): 1223–1239.
- Zhu R Z, Lai S C, Qin J F, et al. 2017. Late Early–Cretaceous quartz diorite–granodiorite–monzogranite association from the Gaoligong belt, southeastern Tibet Plateau: Chemical variations and geodynamic implications[J]. *Lithos*, 288: 311–325.
- 陈慧军, 张寿庭, 曹华文, 等. 2015. 滇西古永地区花岗岩中黑云母成分特征及其成岩成矿意义[J]. *矿物学报*, 35(2): 267–275.
- 陈吉琛. 1984. 滇西不同类型花岗岩及其与锡矿的关系[J]. *云南地质*, (1): 19–35.
- 陈吉琛, 林文信, 陈良忠. 1991. 腾冲—梁河地区含锡花岗岩序列表—单元研究[J]. *云南地质*, (3): 241–289.
- 陈吉琛. 1991. 滇西花岗岩类 Pb、Sr 同位素组成特征及其基底时代和性质[J]. *地质科学*, (2): 174–183.
- 陈永清, 卢映祥, 赵红娟, 等. 2013. 滇西腾冲地块小场钨矿化花岗岩的锆石 SHRIMP U–Pb 定年、地球化学及其构造意义[J]. *地学前缘*, 20(5): 1–14.
- 迟清华, 鄢明才. 2007. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京: 地质出版社: 14–15.
- 崔晓琳, 张琦玮, 吴华英, 等. 2022. 腾冲地块晚白垩世—古近纪富锡花岗岩成因: 岩浆源区及分异演化条件[J]. *岩石学报*, 38(1): 253–266.
- 董方浏, 侯增谦, 高永丰, 等. 2005. 滇西腾冲大铜厂铜–铅–锌矿床的辉钼矿 Re–Os 同位素定年[J]. *矿床地质*, (6): 663–668.
- 董美玲. 1994. 滇西腾冲–保山地块岩浆作用研究及其构造意义[D]. 中国地质大学(北京) 博士学位论文, 2016.
- 杜安道, 何红蓼, 殷宁万, 等. 1994. 辉钼矿的铼–钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. *地质学报*, (4): 339–347.
- 黄静宁, 陈永清, Zhai X M, 等. 2011. 滇西保山地块双脉地晚始新世过铝质花岗岩: 锆石 SHRIMP U–Pb 定年、地球化学和成因[J]. *中国科学: 地球科学*, 41(4): 452467.
- 季建清, 钟大赉, 陈昌勇. 2000. 滇西南那邦变质基性岩地球化学与俯冲板片裂离[J]. *岩石学报*, 16(3): 433–442.
- 李峰, 段嘉瑞. 1999. 滇西地区板块–地体构造[J]. *昆明理工大学学报*, 24(1): 35–41, 60.
- 李光洁, 陈永清, 尚志. 2022. 云南清水河早古生代过铝质花岗岩的发

- 现及其对保山地块岩石圈地幔拆沉的限定[J]. 地质通报, 41(4): 590-610.
- 李昊, 张云龙, 赵梓涵. 2016. 云南腾冲县小龙河锡矿床成因及找矿前景[J]. 云南地质, 35(2): 198-203.
- 刘慧民. 2018. 云南三台山超基性岩与盈江超基性岩形成构造环境对比与含矿性研究[D]. 中国地质大学(北京) 硕士学位论文.
- 刘英俊, 曹励明, 等. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- 刘振声, 王洁民. 1994. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学[M]. 成都: 四川科学技术出版社.
- 罗君烈. 1991. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用[J]. 云南地质, (1): 1-10.
- 马楠, 邓军, 王庆飞, 等. 2013. 云南腾冲大松坡锡矿成矿年代学研究: 锆石 LA-ICP-MSU-Pb 年龄和锡石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄证据[J]. 岩石学报, 29(4): 1223-1235.
- 毛景文. 1988. 云南腾冲地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列的初步研究[J]. 地质学报, (4): 342-352.
- 莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. 地学前缘, 13(6): 43-51.
- 桑浩, 夏庆霖, 赵京, 等. 2015. 滇西来利山与小龙河云英岩型锡矿成矿流体氧逸度特征对比[J]. 地质找矿论丛, 30(3): 321-330.
- 施琳, 陈吉琛, 吴上龙. 1989. 滇西锡矿带成矿规律[M]. 北京: 地质出版社.
- 孙转荣. 2020. 腾冲地块中一新生代花岗岩演化及其锡成矿意义[D]. 中国地质大学(北京) 博士学位论文.
- 王广强, 刘中华, 高小林, 等. 2014. 滇西腾冲麻栗坝铅-铜-铅-锌矿床锆石 LA-ICP-MS-U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 88(11): 2097-2107.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. 中国科学: 地球科学, 2017, 47(7): 745-765.
- 徐容, 邓军, 程韩宇, 等. 2018. 华南板块西缘和腾冲-保山地块晚白垩世岩浆活动及 Sn 成矿作用对比: 年代学、地球化学和动力学背景[J]. 岩石学报, 34(5): 1271-1284.
- 徐文坦, 张雪辉, 张斌斌, 等. 2022. 赣东北地区福泉山岩体高分异 S 型花岗岩成因: 来自锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素及地球化学的证据[J]. 地质通报, 41(4): 577-589.
- 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 等. 2006. 高黎贡构造带花岗岩的年代学和地球化学及其构造意义[J]. 岩石学报, 22(4): 817-834.
- 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 等. 2009. 西腾冲-梁河地区花岗岩的年代学、地球化学及其构造意义[J]. 岩石学报, 25(5): 1092-1104.
- 禹丽. 2016. 三江腾冲-保山地块中生代岩浆岩成因及构造意义[D]. 中国地质大学(北京) 博士学位论文.
- 云南地矿局. 1991. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 云南省地质矿产局编. 1990. 中华人民共和国地质矿产部地质专报 1 区域地质第 21 号云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 张士鲁. 1986. 云南腾冲锡矿带地质背景及锡矿类型[J]. 矿床地质, (3): 19-26.
- 张为鹏. 1988. 钾长石-钠长石-钙长石-石英-水系列相图及分异指数等在滇西花岗岩及其锡矿化研究中的应用[J]. 云南地质, (1): 28-44.
- 张珂, 金灿海, 范文玉, 等. 2013. 腾冲地区与锡矿床有关的花岗岩地球化学特征及类型判别[J]. 地质学报, 87(12): 1853-1863.
- 赵少伟. 2017. 腾冲地块晚白垩世一早始新世花岗岩类成因机制及大陆动力学意义[D]. 西北大学博士学位论文.
- 钟大赉等. 1998. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版社.
- 周路路, 舒广强, 王继春, 等. 2022. 内蒙古中部朱日和地区中奥陶世洋壳俯冲作用: 来自奥长花岗岩年龄及地球化学的制约[J]. 地质通报, 41(4): 545-558.
- 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2009. 西藏南部二叠纪和早白垩世构造岩浆作用与特提斯演化: 新观点[J]. 地学前缘, 16(2): 1-20.
- 朱初之. 2017. 腾冲地块早白垩世花岗岩类成因机制及深部动力学意义[D]. 西北大学博士学位论文.
- 邹光富, 毛英, 林仕良, 等. 2013. 西梁河勐养花岗岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石, 33(1): 87-99.