

广东陶锡湖锡多金属矿床花岗斑岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学、Hf 同位素组成及其地质意义

丘增旺^{1,2}, 王核^{1*}, 闫庆贺^{1,2}, 李莎莎^{1,2}, 汪礼明³,
卜安⁴, 魏小鹏^{1,2}, 李沛^{1,2}, 慕生禄^{1,2}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.广东省有色金属地质局, 广东 广州 510060; 4.广东省有色金属地质局 931 队, 广东 汕头 515041)

摘要: 陶锡湖锡多金属矿床是粤东锡多金属成矿带内一个与花岗斑岩有关的矿床。本文对与矿化有关的陶锡湖花岗斑岩进行了岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年显示, 花岗斑岩侵位年龄为 141.8 ± 1.0 Ma, 是早白垩世岩浆作用的产物。岩石地球化学特征显示, 花岗斑岩属于弱过铝质高钾钙碱性系列, 强烈富集 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损 Ba、Sr、Ti、P、Nb、Ta, 具有明显 Eu 负异常, 属于高分异 I 型花岗岩。花岗斑岩成矿金属元素丰度值高, 属于典型的含锡花岗岩。花岗斑岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 从 -6.67 变化到 -2.32, 二阶段模式年龄 ($t_{\text{DM}2}$) 为 1343~1615 Ma, 表明其成岩物质主要来自古老地壳, 可能有少量地幔物质的加入。根据所得地球化学和年代学数据, 结合区域构造演化, 陶锡湖花岗斑岩及相关的锡多金属矿床形成于古太平洋板块向欧亚大陆俯冲作用有关的区域伸展的动力学背景。

关键词: 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; Hf 同位素; 花岗斑岩; 陶锡湖锡多金属矿床

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)03-0516-017

0 引言

东南沿海一带广泛发育中生代的中酸性-酸性火山岩和侵入岩, 其空间展布受规模巨大的 NE 向断裂带控制, 这些火山-侵入岩浆活动可大致分为 180~160 Ma, 160~135 Ma 和 135~90 Ma 三个时期(Li, 2000; Zhou and Li, 2000; Li et al., 2007; Guo et al., 2012)(图 1)。巨量的岩浆活动带来了丰富的金属元素, 形成了众多的钨、锡、铋、钼、铜、铅、锌、银、金等矿床, 构成宏大的东南沿海多金属成矿带

(毛景文等, 2004, 2008, 2009; 华仁民等, 2005, 2010; Hu and Zhou, 2012; Mao et al., 2013; 陈毓川等, 2014)。莲花山断裂带(政和-大埔断裂南西段)以东的粤东地区(海陆丰和潮汕地区)地处华南地块东南部, 是环太平洋西岸成矿带的重要组成部分, 区内与中生代火山-侵入岩相关的锡(钨、铜)多金属矿床(点)星罗棋布, 如金坑、陶锡湖、长埔、塌山、西岭、厚婆坳和莲花山等, 是我国东部锡、钨、铜、铅、锌、银等多金属矿产的重要基地。

粤东揭西县陶锡湖锡多金属矿床是一个与中生

收稿日期: 2015-06-08; 改回日期: 2015-09-04

项目资助: 中国地质调查局整装勘查关键基础地质研究项目(12120114015901)资助。

第一作者简介: 丘增旺(1989-), 男, 博士研究生, 矿床学专业。Email: qiu_zengwang@163.com

通信作者: 王核(1966-), 男, 研究员, 博士生导师, 主要从事成矿预测方面研究。Email: wanghe@gig.ac.cn

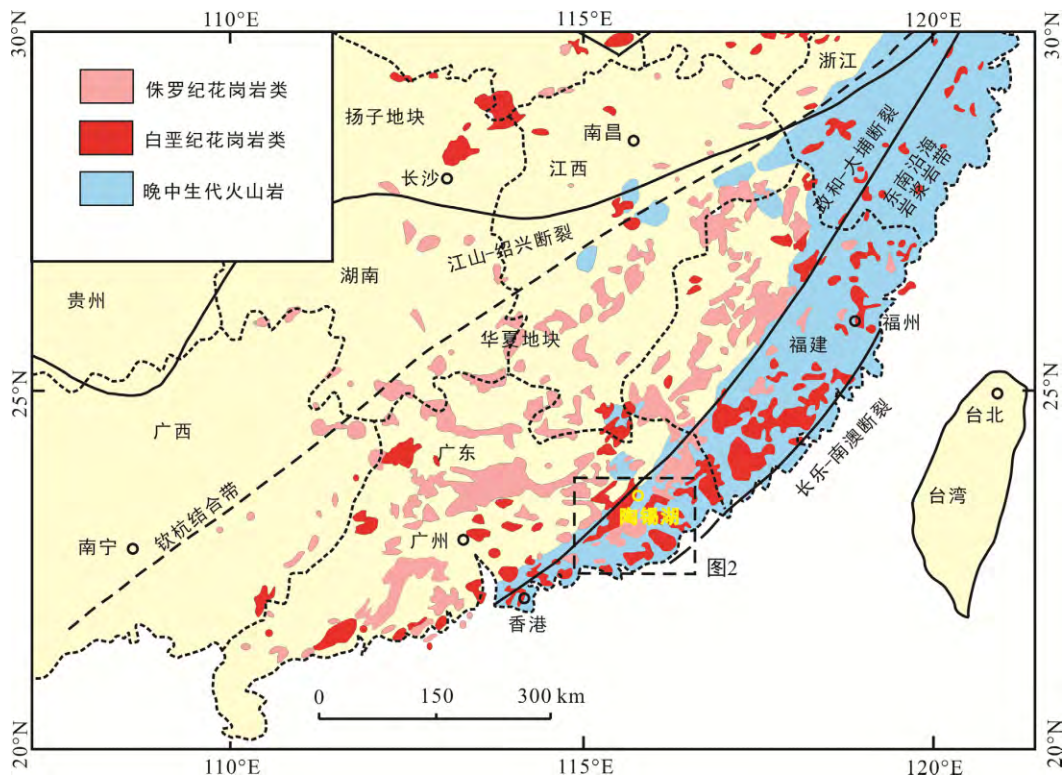


图 1 华南地区地质简图(据 Zhou et al., 2006 修改)

Fig.1 Geological schematic map of South China

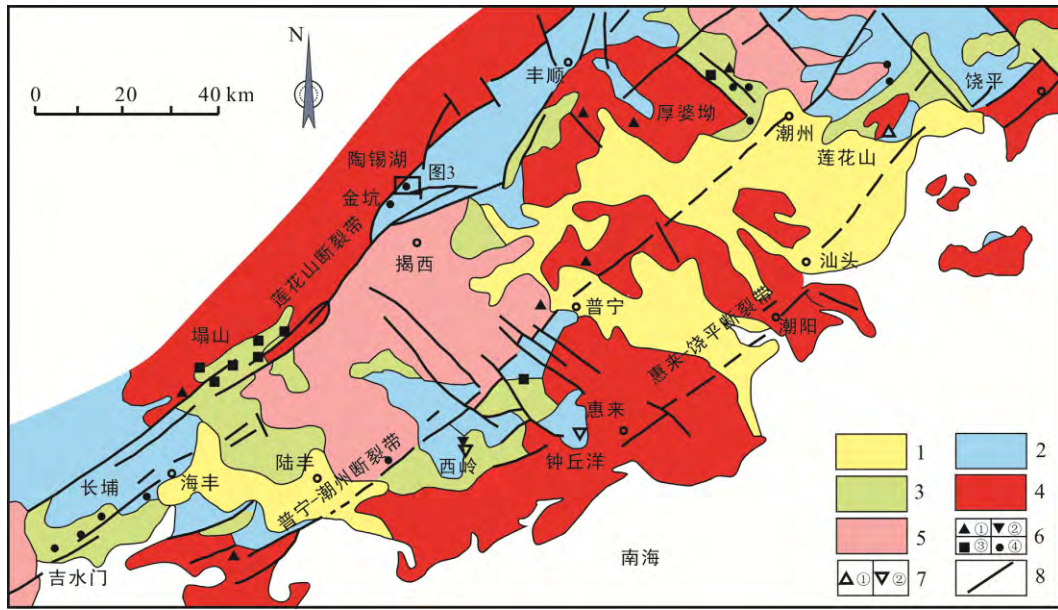
代岩浆活动密切相关的锡多金属矿床, 矿床定位受莲花山深大断裂的制约。该矿床自 1952 年发现以来, 许多地质单位对其进行了不同程度的勘查, 但到目前为止, 尚未有关于成岩成矿时代、矿床地球化学和矿床成因等方面的研究报道。本文通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、全岩主微量元素以及锆石 Hf 同位素分析, 对陶锡湖矿区与矿化有关的花岗斑岩的成岩年龄、岩浆物质来源和成岩成矿地球动力学背景进行了探讨, 以期揭示本区岩浆活动对金属成矿作用的影响。

1 区域地质背景

粤东地区位于南岭东西向构造岩浆岩带与北东向东南沿海岩浆岩带交汇部位(徐晓春和岳书仓, 1999a)。除第四系沉积物外, 粤东地区出露的地层主要包括上三叠统小坪组、下侏罗统金鸡组沉积岩、上侏罗统高基坪群火山岩以及下白垩统官草湖群火山碎屑红层盆地沉积, 其中前三者是本区主要的赋矿层位。区内构造以 NE-NNE 向断裂为主, 它与 NW 向断裂组成“多”字型格架控制全区, EW 向断裂则在局部地区出露。NE-NNE 向断裂以莲花山断裂带、普宁-潮州断裂带和惠来-饶平断裂带三条区域性

断裂带为主, 它们分别控制着粤东西部长埔-陶锡湖、中部西岭-厚婆坳和东部钟丘洋-莲花山三个平行的金属成矿带(徐晓春和岳书仓, 1999a)。粤东地区中生代岩浆活动十分强烈, 形成了大量的火山-侵入岩, 岩浆活动以晚侏罗世最强, 其次为早白垩世, 早中侏罗世较弱, 而晚白垩世仅有少量出露(郭锐和卜安, 2006)。晚侏罗世-早白垩世的岩浆岩为英安质-流纹质火山岩及其相应的侵入岩组合, 是一套 I-S 过渡型花岗质火山-侵入杂岩(Xu et al., 2000)。火山岩的喷发时代介于 175~110 Ma 之间, 而侵入岩侵位时代则稍晚于对应的火山岩旋回, 其同位素年龄介于 170~89 Ma 之间(Xu et al., 2000)。

莲花山断裂带位于粤东北西部, 也是粤东重要的金属成矿带之一(图 2)。下侏罗统金鸡组石英砂岩和上侏罗统高基坪群火山岩是该断裂带内出露的主要赋矿地层, 在断裂带的边侧出露具有红层沉积特征的下白垩统官草湖群, 区内侵入岩主要为黑云母花岗岩和二长花岗岩, 这些岩石的分布均受 NE 向及其派生的 NW 向展布的断裂带控制。莲花山断裂带遭受了片理化和糜棱岩化变质, 经历了三期构造改造: 中-晚侏罗世构造应力主要为挤压, 表现为深层次逆冲、褶皱和动热变质; 晚侏罗世-早白垩世构造应力由挤压开始向伸展过渡, 表



1. 第四系; 2. 晚侏罗世火山岩; 3. 晚三叠世-早侏罗世沉积岩; 4. 白垩纪花岗岩; 5. 侏罗纪花岗岩; 6. 锡多金属矿床: 云英岩型, 石英脉型, 硅酸盐型, 硫化物型; 7. 钨矿床, 铜矿床; 8. 断裂。

图 2 粤东地区地质简图(据徐晓春和岳书仓, 1999a 修改)

Fig.2 Geological schematic map of the eastern Guangdong province

现为强烈的 NE 向左旋韧性剪切变形, 形成莲花山断裂带压扭性断裂主体, 并伴随着大量火山喷发和岩浆侵入; 中白垩世以来构造应力主要为伸展, 表现为右旋脆性变形, 使得先期压扭性断层活化, 形成大量张性断层(丘元禧等, 1991; 邹和平等, 2000)。本区复杂的构造体系为岩浆喷发和侵入、含矿流体的运移和沉淀提供了通道和空间, 它们控制着矿体的规模和定位, 并导致区内形成了陶锡湖-金坑-塌山-银瓶山和长埔-吉水门三条锡多金属成矿亚带。

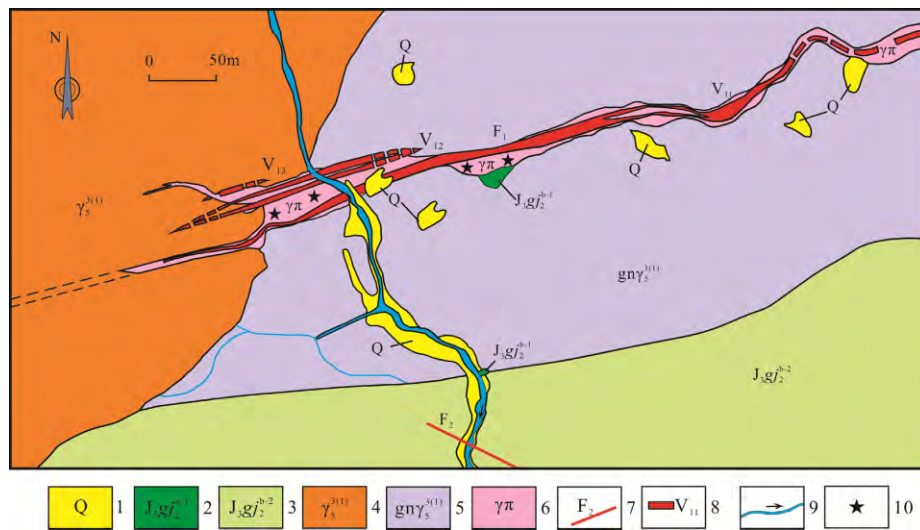
2 矿区地质背景

陶锡湖矿区位于莲花山断裂带的北东段, 距揭西县城 7° 方位约 18 km, 隶属广东省揭西县良田镇管辖(图 3)。矿区仅见上侏罗统高基坪群上亚群火山岩地层出露, 分布于矿区的中部至南部, 地层总体呈北东走向, 倾向北西, 倾角为 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}$ 。高基坪群上亚群由流纹质凝灰岩、流纹岩、流纹斑岩夹砂岩、粉砂质泥岩、页岩、绢云母石英片岩和板岩组成。矿区的断裂构造主要有 NE 向和 NW 向断裂, NE 向以 F_1 为主, NW 向以 F_2 为主(图 3), F_1 形成于花岗斑岩及外接触带地层中, 为受动力变质带控制的构造蚀变破碎带, 矿体赋存在该断裂带内。

矿区内的黑云母二长花岗岩和花岗斑岩, 为龙狮寨岩体的突出部分, 主要分布于矿区北部, 二者

均侵入至先期喷发的上侏罗统高基坪群上亚群火山岩中。黑云母二长花岗岩呈岩基产出, 局部受动力变质作用的影响, 转变成片麻状花岗岩; 花岗斑岩则呈岩脉侵位至黑云母二长花岗岩中, 呈 NEE 向展布, 延长约 1 km, 宽 10~35 m(图 4a)。花岗斑岩具典型的斑状结构和块状构造, 斑晶主要由钾长石($\sim 35\%$)、石英($\sim 25\%$)及少量钠长石($\sim 5\%$)组成, 基质则主要由钾长石($\sim 15\%$)、石英($\sim 15\%$)和黑云母($\sim 1\%$)组成(图 4b, c), 它是陶锡湖矿区主要的赋矿岩体。

目前, 在陶锡湖矿区已发现了三条主矿脉和数条平行小矿脉(图 3)。矿(化)体产于花岗斑岩本身及其内外接触带的构造破碎带 F_1 中, 呈脉状、透镜状产出, 走向 $65^{\circ}\sim 70^{\circ}$, 倾向北西, 倾角 $35^{\circ}\sim 75^{\circ}$, 与围岩界线清楚。已知最大矿体延长约 350 m, 沿倾向推测延深 > 150 m, 矿脉一般厚 0.5~2.0 m, 局部厚度可达 5.0 m, 矿体形态及产状变化较大。矿石构造主要为团块状、脉状、细脉浸染状(图 4e~i), 矿石结构包括自形-半自形结构、包含结构、交代熔蚀结构、碎裂结构等(图 4j~l)。矿化以锡、锌和铜为主, 局部有铅矿化。矿石矿物以锡石、闪锌矿、黄铜矿和黄铁矿为主, 含有少量方铅矿和毒砂等, 脉石矿物则由石英、萤石、石榴石、黑云母和绿泥石等组成。近矿围岩蚀变为硅化、萤石化、石榴石化、黑云母化和绿泥石化(图 4d~l), 矿化与蚀变强度呈正相关。



1. 第四系残坡积层; 2. 上侏罗统高基坪群上段第一层绢云母石英片岩; 3. 上侏罗统高基坪群上段第二层流纹岩夹凝灰岩; 4. 黑云母二长花岗岩; 5. 片麻状花岗岩; 6. 花岗斑岩; 7. 断层; 8. 矿体及编号; 9. 水系; 10. 采样位置。

图 3 陶锡湖锡多金属矿区地质简图(据广东省有色金属地质局 931 队, 2014 修改)

Fig.3 Geological schematic map of the Taoxihu tin polymetallic deposit

3 样品及分析方法

本次研究的花岗斑岩样品主要采集于坑道, 样品新鲜无明显蚀变, 采样位置详见图 3。锆石 U-Pb 年龄测定在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成, Hf 同位素以及全岩主、微量元素分析测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

用于锆石 U-Pb 年代学测试的样品为相对新鲜的花岗斑岩(TXH-1)。样品经过人工破碎成约 80 目(0.177 mm), 将粉末用清水淘洗, 得到重砂部分, 再经过电磁选分离出锆石, 在双目镜下挑选出晶形完整、无裂隙、透明度好的锆石, 粘于环氧树脂表面, 固化后打磨抛光至露出一个光洁平面, 然后进行透反射和阴极发光(CL)照像, 结合这些图像选择适宜的点位进行测试。锆石的原位 U-Pb 定年和微量元素分析利用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)完成。仪器采用美国 Resonetics 公司生产的 RESolution M-50 激光剥蚀系统和 Agilent 7500a 型的 ICP-MS 联机。实验采用标准锆石 TEMORA (Black et al., 2003) 作为测年外标, 所测元素激光斑束直径为 31 μm , 频率为 8 Hz, 具体实验分析方法详见涂湘林等(2011)。数据处理使用软件 ICPMSDataCal 10.1 (Liu et al., 2010)。锆石谐和年龄

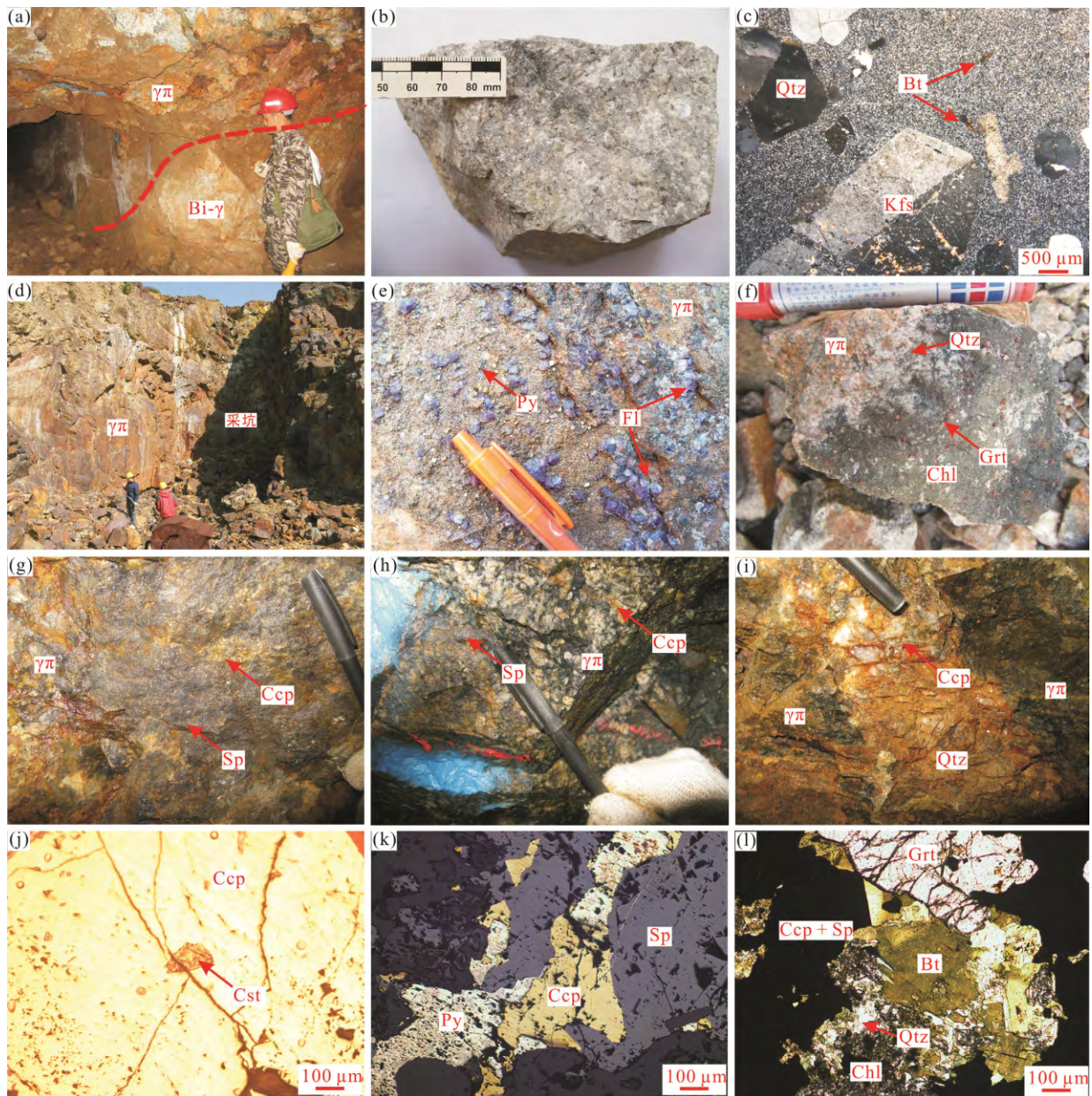
图绘制和年龄计算采用软件 Isoplot3.0(Ludwig, 2003)。

3.2 岩石主微量元素分析

将样品无污染粉碎至 200 目用于地球化学分析测试。主量元素使用 Rigaku ZSX100e 型 XRF 进行分析, 精度优于 5%, 微量元素使用 Perkin-Elmer Sciex ELAN DRC-e 型 ICP-MS 进行分析, 分析精度优于 5%, 具体分析方法和过程参照刘颖等(1996)、梁细荣等(2000)和李献华等(2002)。

3.3 锆石 Hf 同位素分析

锆石 Hf 同位素原位分析, 使用仪器为美国 resonetic 公司生产的 Neptune Plus 型多接收等离子质谱仪(MC-ICP-MS), 激光剥蚀系统为 RESolution M-50, 详细激光剥蚀参数如下: 分析时激光束斑直径为 45 μm , 频率为 8 Hz, 激光输出能量为 80 mJ/cm^2 , 采用 He 和少量 N_2 作为气体介质。测试过程采用蓬莱锆石作为标样(Li et al., 2010), 数据标准化根据 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$, 质量歧视校正用指数法则进行, Yb 和 Lu 的干扰校正取 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}=0.02655$ (Chu et al., 2002)和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}=0.5887$, 而 Yb 分馏校正则根据 $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}=1.35272$ 用指数法则进行(Wu et al., 2006)。 ε_{Hf} 的计算采用 ^{176}Lu 的衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001)。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 Hf 模式年龄计算中采用的球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分别为 0.282772(Blichert-Toft and Albarede, 1997)和 0.28325(Griffin et al., 2002), 二阶段模式年龄计算中采用平均地壳的 f_{cc} 为 -0.55 (Griffin et al., 2002)。



(a) 花岗斑岩侵入黑云母二长花岗岩中; (b) 花岗斑岩手标本; (c) 花岗斑岩显微照片(正交偏光); (d) 沿着花岗斑岩脉掘进的采坑; (e) 花岗斑岩中萤石化及黄铁矿化; (f) 硅化-绿泥石化-石榴石化花岗斑岩; (g) 花岗斑岩中团块状-细脉浸染状闪锌矿及黄铜矿化; (h) 花岗斑岩中细脉浸染状闪锌矿及黄铜矿化; (i) 沿花岗斑岩裂隙充填的石英黄铜矿脉; (j) 黄铜矿包裹锡石(单偏光); (k) 黄铜矿交代黄铁矿, 闪锌矿交代黄铜矿和黄铁矿(单偏光); (l) 闪锌矿、黄铜矿与石英、黑云母、绿泥石和石榴石紧密共生(正交偏光)。矿物名称缩写: Kfs. 钾长石; Qtz. 石英; Bt. 黑云母; Fl. 萤石; Chl. 绿泥石; Grt. 石榴石; Cst. 锡石; Py. 黄铁矿; Ccp. 黄铜矿; Sp. 闪锌矿。

图 4 陶锡湖花岗斑岩及矿化蚀变手标本和镜下照片

Fig.4 Photos of hand specimens and micrographs of the Taoxihu granite porphyry and its related mineralization and alteration

4 测试结果

4.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

本文对花岗斑岩(TXH-1)中的锆石进行了 U-Pb 定年分析, 结果见表 1。

花岗斑岩(TXH-1)样品中锆石呈浅黄色-浅玫瑰

色, 多呈柱状, 晶体粒径一般为 80~200 μm , 长短轴比大多为 2 1~3 1, 少量为 4 1~5 1。阴极发光图像(图 5a)显示, 大部分锆石不发育裂纹, 具有清晰的岩浆韵律环带, 显示岩浆成因特征(Rubatto and Gebauer, 2000)。花岗斑岩中锆石的 U、Th 含量分别为 131~1993 $\mu\text{g/g}$ 和 87~1191 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值介于 0.42~1.26(平均 0.69), 也显示出岩浆锆石的特点

表 1 陶锡湖花岗斑岩(样品 TXH-1)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果
Table 1 LA-CP-MS zircon U-Pb data for the Taoxihu granite porphyry

测点号	含量(μg/g)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1	749	436	0.58	0.05644	0.00167	0.17287	0.00493	0.02214	0.00031	161.9	4.3	141.2	2.0
2	514	272	0.53	0.05161	0.00211	0.15852	0.00539	0.02222	0.00055	149.4	4.7	141.7	3.5
5	1993	1191	0.6	0.05132	0.00119	0.15828	0.00387	0.02222	0.00026	149.2	3.4	141.6	1.6
7	298	376	1.26	0.04902	0.00217	0.15382	0.00693	0.0229	0.00036	145.3	6.1	145.9	2.3
8	251	206	0.82	0.05101	0.00286	0.15566	0.00897	0.0224	0.0005	146.9	7.9	142.8	3.2
9	172	154	0.89	0.05009	0.0026	0.14936	0.00687	0.02238	0.0004	141.4	6.1	142.7	2.5
11	376	215	0.57	0.05173	0.00198	0.15624	0.00572	0.02245	0.00044	147.4	5.0	143.1	2.8
12	331	266	0.8	0.04929	0.0018	0.14855	0.00558	0.02226	0.00038	140.6	4.9	141.9	2.4
13	344	266	0.77	0.0489	0.00208	0.14682	0.00605	0.02225	0.0004	139.1	5.4	141.9	2.5
14	313	160	0.51	0.04961	0.00198	0.1444	0.00566	0.0214	0.00036	137	5.0	136.5	2.3
15	463	269	0.58	0.04893	0.00214	0.14945	0.00661	0.02237	0.00036	141.4	5.8	142.6	2.3
16	745	358	0.48	0.04765	0.00159	0.14609	0.00511	0.02221	0.00032	138.5	4.5	141.6	2.0
18	491	229	0.47	0.05145	0.00192	0.15791	0.0063	0.02224	0.00041	148.9	5.5	141.8	2.6
19	131	87	0.67	0.05072	0.0036	0.15357	0.01045	0.0223	0.0004	145.1	9.2	142.2	2.5
20	435	461	1.06	0.04892	0.00196	0.14898	0.006	0.0221	0.00033	141	5.3	140.9	2.1
21	186	145	0.78	0.04855	0.00234	0.14931	0.0078	0.02218	0.00043	141.3	6.9	141.4	2.7
22	464	220	0.47	0.04859	0.00189	0.1494	0.00621	0.02226	0.00038	141.4	5.5	141.9	2.4
23	1256	813	0.65	0.04819	0.00161	0.14902	0.00587	0.02231	0.00041	141	5.2	142.2	2.6
24	462	298	0.64	0.04513	0.00168	0.13634	0.0052	0.0221	0.0005	129.8	4.6	140.9	3.1
25	264	235	0.89	0.04773	0.00253	0.14708	0.0082	0.0224	0.00051	139.3	7.3	142.8	3.2
26	687	288	0.42	0.04881	0.00179	0.14965	0.00586	0.02219	0.00041	141.6	5.2	141.5	2.6
27	214	185	0.86	0.04877	0.00239	0.14973	0.00749	0.02224	0.00036	141.7	6.6	141.8	2.3
28	369	318	0.86	0.04919	0.00176	0.15086	0.00573	0.02223	0.00038	142.7	5.1	141.7	2.4
29	565	357	0.63	0.04678	0.00242	0.15158	0.00653	0.02248	0.00061	143.3	5.8	143.3	3.8
30	341	162	0.48	0.04956	0.00194	0.15202	0.00604	0.02232	0.00042	143.7	5.3	142.3	2.7

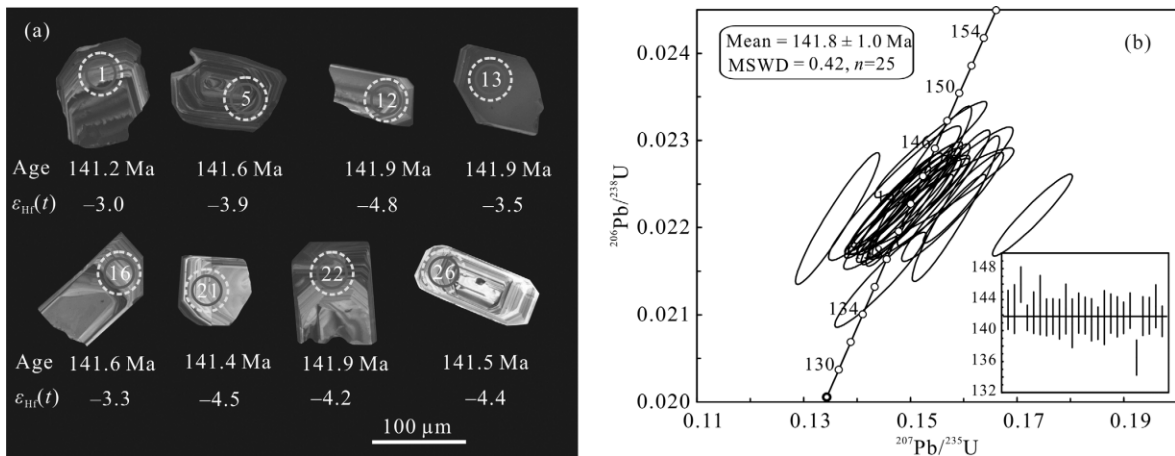


图 5 陶锡湖花岗斑岩的中代表性锆石的阴极发光图像(CL)、分析点位、年龄及 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(a, 实线圆圈和虚线圆圈分别代表锆石 U-Pb 及 Hf 同位素分析点位置)和锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig.5 CL images of zircons from the Taoxihu granite porphyry, with analytical numbers, U-Pb ages, and $\epsilon_{Hf}(t)$ values (a), and zircon U-Pb concordia diagram (b)

(Belousova et al., 2002; 吴元保和郑永飞, 2004)。

本次研究共选择了 30 个点进行测试, 其中 3、4、6、10、17 号点由于测试异常已删去, 其余测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 $136.5\pm 2.3\sim 145.9\pm 2.3$ Ma, 加权平均年龄为 141.8 ± 1.0 Ma, $\text{MSWD}=0.42$ (图 5b)。

4.2 地球化学特征

4.2.1 主量元素

陶锡湖矿区 4 个花岗斑岩样品的地球化学分析结果见表 2。花岗斑岩的 SiO_2 含量在 74.91%~76.15% 之间; 全碱 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量 7.46%~7.96%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 介于 1.7~2.0, 表现为富钾的特征; Al_2O_3 含量相对集中, 为 12.05%~12.46%; 铝饱和指数 (A/CNK) 为 1.06~1.12, 表现为弱过铝质特征; 此外, 岩石还表现出低 P_2O_5 (~0.01%)、 TiO_2 (0.08%~0.11%)、 MgO (0.05%~0.08%)和 CaO (0.81%~0.93%)的特征。

在 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 图解上(图 6), 花岗斑岩样品均落在花岗岩的范围内; 在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解上(图 7a), 样品点主要落入高钾钙碱性系列范围内; 在 $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$ 图解上(图 7b), 样品点主要投于过铝质岩石区域。总之, 陶锡湖花岗斑岩属于弱过铝质高钾钙碱性系列。

4.2.2 微量元素

陶锡湖矿区花岗斑岩稀土元素总量较低 ($\Sigma\text{REE}=139.41\sim 194.64$ $\mu\text{g/g}$)。球粒陨石标准化稀土元素配分图(图 8a)显示, 花岗斑岩相对富集轻稀土, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=2.6\sim 3.1$, 具有明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.09\sim 0.11$)。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 8b)显示, 花岗斑岩强烈富集 Rb($292\sim 322$ $\mu\text{g/g}$)、Th、U、

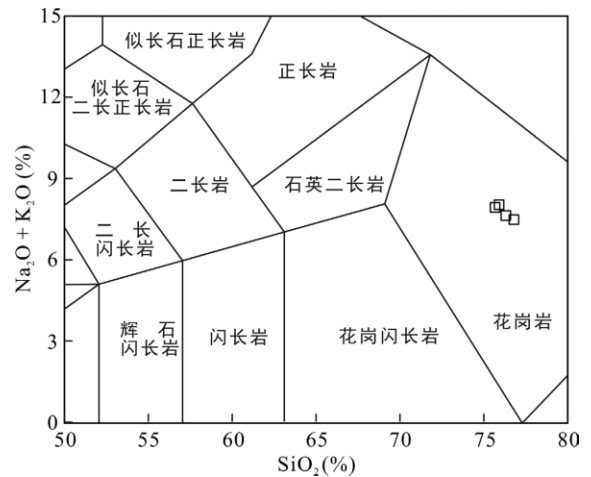


图 6 陶锡湖花岗斑岩 TAS 图解(据 Middlemost, 1994)
Fig.6 TAS diagram for the Taoxihu granite porphyry

K 大离子亲石元素和放射性元素 Pb, 亏损 Ba、Sr、Ti、P、Nb、Ta, 具有高的 Rb/Sr 比值(4.9~5.5)、Nb/Ta 比值(8.6~9.4)以及低的 K/Rb 比值(123~147, 平均 138)。这些地球化学特征均显示, 花岗斑岩经历了高程度的分异演化。

4.3 锆石 Hf 同位素特征

花岗斑岩锆石及标样蓬莱锆石原位 Hf 同位素分析结果见表 3, Hf 同位素演化图解如图 9 所示。花岗斑岩锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值均很低(<0.002), 表明锆石在形成后具有较低的放射性成因 Hf 积累, 因而可以用初始 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值代表锆石形成时的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(Amelin et al., 1999; 吴福元等, 2007a)。花岗斑岩初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.2822501~0.282620(平均 0.282562), $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 从 -6.67 变化到 -2.32, 二阶段模式年龄($t_{\text{DM}2}$)为 1343~1615 Ma。

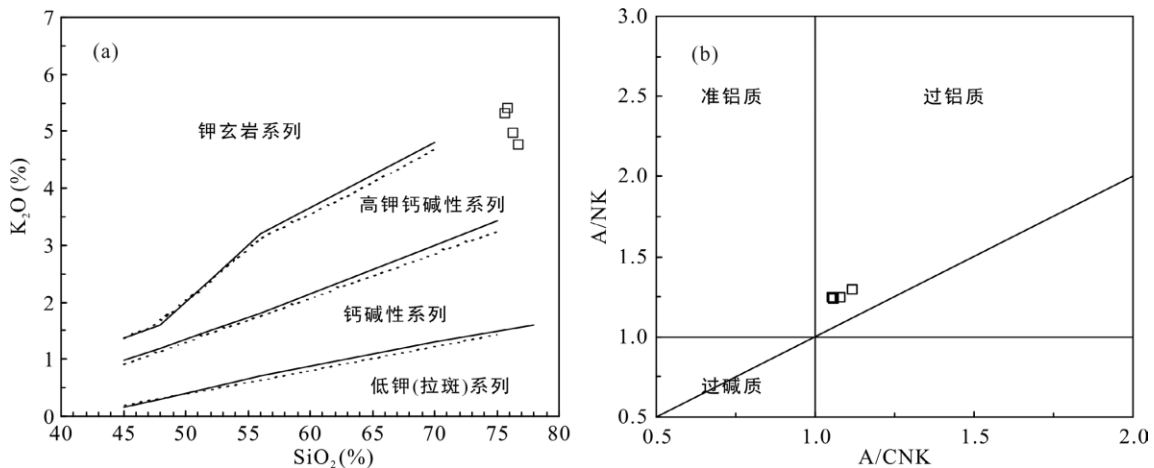


图 7 陶锡湖花岗斑岩 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(a, 据 Rickwood, 1989)和 $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$ 图解(b, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)
Fig.7 K_2O vs. SiO_2 (a) and A/NK vs. A/CNK (b) diagrams of the Taoxihu granite porphyry

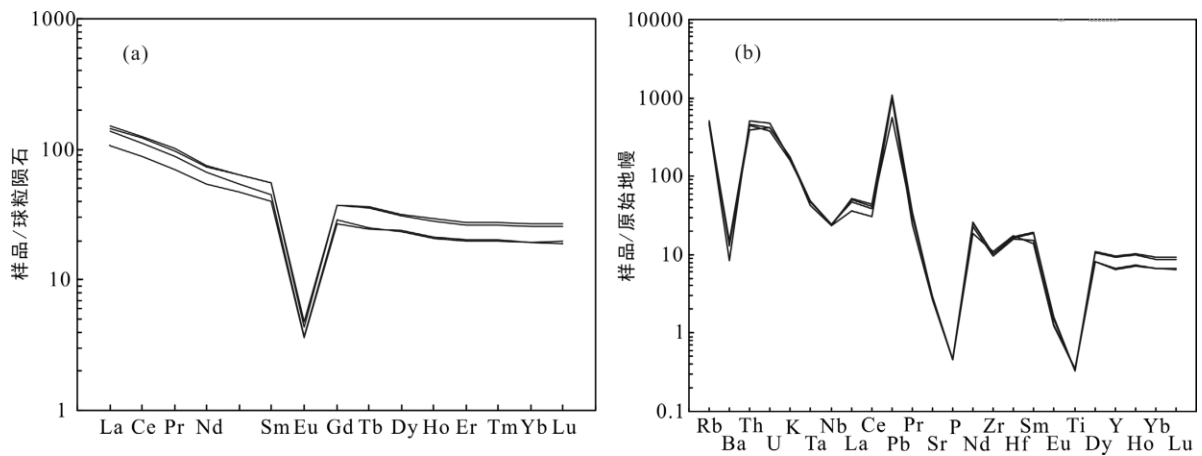


图 8 陶锡湖花岗斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.8 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) of the Taoxihu porphyry granite

表 2 陶锡湖花岗斑岩主量元素(%)和微量元素(μg/g)分析结果
Table 2 Major (%) and trace element concentrations (μg/g) of the Taoxihu granite porphyry

样品号	TXH-1	TXH-2	TXH-12	TXH-13	样品号	TXH-1	TXH-2	TXH-12	TXH-13
SiO ₂	74.99	76.15	75.80	74.91	Ba	93.2	90.4	59.6	104
Al ₂ O ₃	12.46	12.40	12.05	12.45	Hf	5.34	4.88	5.29	5.04
TiO ₂	0.11	0.1	0.08	0.08	Ta	1.97	1.97	1.93	1.77
Fe ₂ O ₃ ^T	2.59	2.11	2.61	2.21	Pb	71.2	40.5	69.4	77.3
MnO	0.13	0.07	0.16	0.13	Sn	22.7	18.1	19.5	20.1
MgO	0.08	0.06	0.05	0.06	Th	33.3	37.4	42.9	39.3
CaO	0.85	0.81	0.93	0.92	U	8.74	8.03	9.90	8.88
Na ₂ O	2.61	2.74	2.67	2.62	La	25.12	32.85	34.15	36.03
K ₂ O	5.27	4.71	4.92	5.34	Ce	54.52	68.46	74.09	77.24
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	Pr	6.67	8.48	9.21	9.55
LOI	0.55	0.47	0.45	0.62	Nd	25.5	30.8	34.2	34.9
Total	99.65	99.65	99.73	99.35	Sm	6.1	6.87	8.42	8.39
A/CNK	1.08	1.12	1.06	1.06	Eu	0.21	0.22	0.25	0.27
A/NK	1.25	1.29	1.24	1.23	Gd	5.58	5.93	7.67	7.59
TA	7.88	7.46	7.59	7.96	Tb	0.92	0.93	1.35	1.32
K ₂ O/Na ₂ O	2	1.7	1.8	2	Dy	6.05	5.93	8.06	7.77
Sc	4.94	2.85	2.98	2.95	Ho	1.21	1.17	1.66	1.61
Ti	453	448	431	435	Er	3.37	3.28	4.59	4.33
V	5.31	5.08	5.66	3.18	Tm	0.51	0.5	0.7	0.67
Cr	8.39	19	468	9.82	Yb	3.29	3.3	4.53	4.32
Mn	939	476	1151	914	Lu	0.48	0.52	0.68	0.65
Co	1.29	0.92	5.81	1.14	Y	30.67	29.23	43.66	42.79
Ni	1.96	1.59	241	3.91	ΣREE	139.53	169.24	189.56	194.64
Cu	61.9	30.6	62.8	57.7	Rb/Sr	5.5	5.3	4.9	5.1
Zn	72.1	137	59.3	72.3	K/Rb	144	123	141	147
Ga	19.6	18.4	20.3	20	Nb/Ta	8.6	8.7	8.9	9.4
Ge	1.56	1.56	1.73	1.59	(La/Sm) _N	2.6	3.1	2.6	2.8
Rb	306	322	292	306	(Gd/Yb) _N	1.4	1.5	1.4	1.5
Sr	55.5	61.2	60.1	60.5	(La/Yb) _N	5.5	7.2	5.4	6
Zr	125	108	114	113	δEu	0.11	0.1	0.09	0.1
Nb	16.9	17.1	17.2	16.5	T _{Zr} ()	773	765	764	763
Cs	7.05	6.41	7.01	6.76					

表 3 陶锡湖花岗斑岩锆石 Hf 同位素分析结果
Table 3 Hf isotopic compositions of zircons from the Taoxihu granite porphyry

测点号	Age(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
Penglai-1		0.011313	0.000331	0.282916	0.000011						
Penglai-2		0.011669	0.000357	0.282919	0.000012						
1	141.2	0.040328	0.001246	0.282603	0.000008	-5.99	-3.00	0.28	925	1386	-0.96
2	141.7	0.030982	0.001003	0.282531	0.000009	-8.52	-5.51	0.31	1020	1546	-0.97
5	141.6	0.037662	0.001178	0.282578	0.000008	-6.85	-3.85	0.29	958	1440	-0.96
7	145.9	0.044268	0.001364	0.282581	0.000009	-6.76	-3.69	0.32	959	1433	-0.96
8	142.8	0.029516	0.000927	0.282548	0.000008	-7.91	-4.86	0.30	994	1505	-0.97
9	142.7	0.030161	0.000958	0.282537	0.000010	-8.29	-5.25	0.35	1010	1530	-0.97
11	143.1	0.019025	0.000597	0.282588	0.000007	-6.52	-3.44	0.26	930	1415	-0.98
12	141.9	0.025083	0.000793	0.282550	0.000009	-7.84	-4.80	0.33	987	1501	-0.98
Penglai-3		0.012264	0.000360	0.282911	0.000010						
Penglai-4		0.011706	0.000358	0.282937	0.000010						
13	141.9	0.029069	0.000896	0.282587	0.000009	-6.55	-3.52	0.33	939	1419	-0.97
14	136.5	0.021272	0.000695	0.282501	0.000009	-9.60	-6.67	0.30	1054	1615	-0.98
15	142.6	0.026382	0.000823	0.282572	0.000009	-7.09	-4.04	0.31	958	1453	-0.98
16	141.6	0.028244	0.000872	0.282592	0.000007	-6.37	-3.34	0.26	931	1408	-0.97
18	141.8	0.020599	0.000660	0.282594	0.000008	-6.28	-3.23	0.28	922	1401	-0.98
19	142.2	0.016729	0.000546	0.282620	0.000009	-5.39	-2.32	0.33	885	1343	-0.98
20	140.9	0.044523	0.001383	0.282543	0.000009	-8.10	-5.14	0.33	1013	1521	-0.96
21	141.4	0.022675	0.000747	0.282558	0.000009	-7.56	-4.53	0.30	975	1483	-0.98
Penglai-5		0.011092	0.000338	0.282875	0.000011						
Penglai-6		0.011439	0.000355	0.282923	0.000012						
22	141.9	0.016592	0.000530	0.282566	0.000008	-7.29	-4.23	0.29	959	1464	-0.98
23	142.2	0.034114	0.001050	0.282557	0.000009	-7.60	-4.58	0.33	985	1487	-0.97
24	140.9	0.023020	0.000738	0.282514	0.000009	-9.11	-6.09	0.33	1036	1582	-0.98
25	142.8	0.021775	0.000683	0.282549	0.000009	-7.89	-4.82	0.32	986	1503	-0.98
26	141.5	0.026978	0.000874	0.282561	0.000009	-7.45	-4.42	0.33	974	1476	-0.97
27	141.8	0.026642	0.000834	0.282594	0.000008	-6.31	-3.27	0.29	928	1404	-0.97
28	141.7	0.033992	0.001179	0.282504	0.000013	-9.49	-6.49	0.47	1063	1608	-0.96
29	143.3	0.041749	0.001337	0.282574	0.000008	-6.99	-3.98	0.29	968	1449	-0.96
30	142.3	0.042574	0.001339	0.282561	0.000009	-7.48	-4.48	0.31	987	1480	-0.96
Penglai-7		0.011520	0.000351	0.282895	0.000011						
Penglai-8		0.012143	0.000365	0.282887	0.000009						

5 讨 论

5.1 成岩年龄及其成矿意义

本文对陶锡湖锡多金属矿床花岗斑岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年, 得到花岗斑岩的年龄为 141.8 ± 1.0 Ma, $\text{MSWD}=0.42$ (图 6a), 表明它形成于早白垩世早期。

前人研究表明, 包括粤东地区在内的我国东南沿海中生代主要存在 180~160 Ma, 160~135 Ma 和 135~90 Ma 三期火山-侵入岩浆活动(Li, 2000; Zhou

and Li, 2000), 火山喷发具体可划分为上下两个岩系四个旋回, 并有相应的岩浆侵入, 形成大规模的火山-侵入杂岩(陶奎元等, 1988; 尹家衡等, 1989; Xu et al., 2000)。对照前人划分方案, 莲花山断裂带广泛发育的上侏罗统高基坪群上亚群(英安岩-流纹岩组合)应属下岩系第 II 旋回, 同位素年龄为 157~148 Ma, 稍后侵入的酸性花岗质岩石, 年龄为 155~136 Ma(毛建仁等, 1989), 也对应于东南沿海火山-侵入岩浆活动的第二个主活动期。显然, 与陶锡湖锡多金属矿床有关的花岗斑岩也是这个岩浆活动阶段的产物。

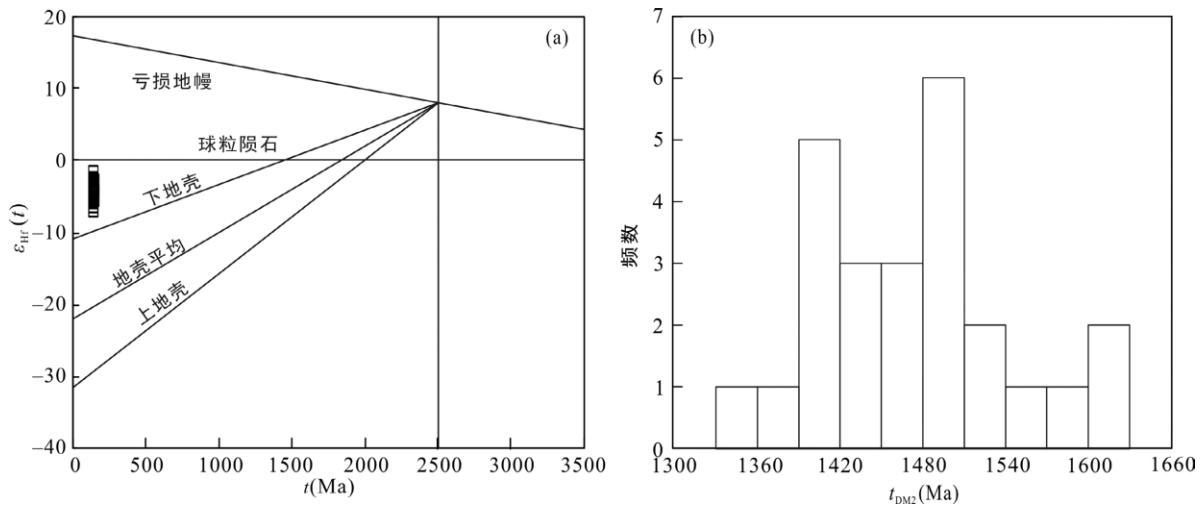


图 9 陶锡湖花岗斑岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解(a)和 t_{DM2} 频率分布直方图(b)
 Fig.9 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age plot (a) and t_{DM2} histogram (b) for the Taoxihu granite porphyry

华南与燕山期岩浆活动有关的金属成矿事件集中在燕山早期(180~170 Ma)、燕山中期(150~139 Ma)和燕山晚期(125~98 Ma)三个阶段(华仁民等, 2005)。粤东地区金属矿床成因与中生代火山-侵入杂岩密切相关, 这主要表现为两者的时空耦合性和地球化学相似性方面(曹建劲, 1996; 徐晓春和岳书仓, 1999a; Xu et al., 2000; 郭锐和卜安, 2006)。区内早期与成矿有关的二长花岗岩年龄峰值为 145 Ma, 而晚期与成矿有关的黑云母花岗岩年龄峰值为 139 Ma (徐晓春和岳书仓, 1999a)。已有的研究数据显示, 晚侏罗世末-早白垩世初期, 特别是 145~135 Ma 是粤东地区花岗质岩浆成矿的重要峰期(表 4)。值得注意的是, 在莲花山断裂成矿带上, 距陶锡湖矿床南西约 6 km 处新发现了金坑锡铜多金属矿床, 该矿床已获得了中型矿床的工业储量, 其远景储量可达大型(丘增旺等, 2014)。金坑矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 139.3±2.5 Ma(课题组未发表数据), 与成矿有关

的细粒花岗岩成岩年龄为 141.1±1.3 Ma, 后者与陶锡湖花岗斑岩一致。尽管尚未取得陶锡湖矿床精确的成矿年龄, 但矿床地质特征显示, 陶锡湖矿床的形成明显受花岗斑岩侵位的制约, 其形成时代应与花岗斑岩相近, 也是华南第二阶段大规模成矿事件的产物。

5.2 岩石成因类型

对花岗岩类成因类型的判定, 应从多个角度进行。陶锡湖矿区花岗斑岩 Zr+Nb+Ce+Y 含量为 223~250 $\mu\text{g/g}$, 低于典型 A 型花岗岩(>350 $\mu\text{g/g}$)(Whalen et al., 1987), 在 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{K}_2\text{O}+\text{N}_2\text{O})/\text{CaO}$ 判别图解中(图 10a), 样品均落在高分异花岗岩范围内。此外, 锆石饱和温度(Watson and Harrison, 1983)计算结果表明(表 2), 花岗斑岩成岩温度介于 763~773 (平均 766), 低于典型 A 型花岗岩(通常 >800, King et al., 1997)。主量元素、微量元素地球化学特征和形成温度均显示, 陶锡湖矿区花岗斑岩不是 A 型花岗

表 4 粤东地区主要锡(钨)多金属成岩成矿年龄

Table 4 Isotopic ages of major tin (tungsten) polymetallic deposits in the eastern Guangdong province

矿床	岩浆岩/矿石	分析方法	年龄(Ma)	参考文献
陶锡湖	花岗斑岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	141.8±1.0	本文
金坑	细粒花岗岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	141.1±1.3	课题组未发表数据
	锡多金属矿石	辉钼矿 Re-Os 等时线	139.3±2.5	
长埔	石英斑岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	145.0±0.9	丘增旺等(2016)
塌山	花岗斑岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	136.8±1.1	课题组未发表数据
厚婆坳	二长花岗岩	全岩 Rb-Sr 等时线	144.9±9.4	徐晓春和岳书仓(1999a)
	早阶段矿石	绢云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 等时线	145.4±1.9	
莲花山	黑云母花岗岩	全岩 Rb-Sr 等时线	137.2±2.5	倪守斌等(1983)
	钨矿石	白云母 Rb-Sr 等时线	135	

岩,应为高分异花岗岩。已有的研究显示,I型花岗岩含有角闪石,标准矿物刚玉<1%以及 A/CNK<1.1,而 S 型花岗岩含有堇青石等过铝质矿物且铝饱和指数 A/CNK>1.1(Chappell and White, 1974; 吴福元等, 2007b)。尽管陶锡湖花岗斑岩并未见角闪石等标志性特征矿物,但 A/CNK 介于 1.06~1.12(平均 1.08),标准矿物刚玉平均含量为 0.93%<1%,显示出 I 型花岗岩的特征。前人研究表明,花岗质岩石中某些元素的含量及变化特征能够有效地区分 I 型和 S 型花岗岩(Chappell, 1999; Wu et al., 2003a; 李献华等, 2007)。陶锡湖矿区花岗斑岩 P_2O_5 含量低(<0.02%),不同于 P 含量较高的 S 型花岗岩 ($P_2O_5 > 0.20\%$, Chappell, 1999); 在 SiO_2 - P_2O_5 图解中,陶锡湖矿区花岗斑岩显示出 I 型花岗岩演化的趋势(图 10b)。事实上,陶锡湖花岗斑岩包含极少镁铁质矿物(黑云母~1%),具有高的 SiO_2 、 Na_2O+K_2O 、 $Fe_2O_3^T/MgO$, 低 Ti、Mn、Mg、Ca、P 以及 REE 含量,且高 Rb/Sr 及 Nb/Ta 比值,而低 K/Rb 比值,同时强烈富集 Rb、Th、U 而亏损 Ba、Sr、Eu, 这些特征也与前人定义的高分异 I 型花岗岩是一致的(Chappell and White, 1992; Chappell, 1999; Wu et al., 2003a, 2003b; 李献华等, 2007; Zhu et al., 2015)。因此,本文认为陶锡湖矿区花岗斑岩属于高分异的 I 型花岗岩。

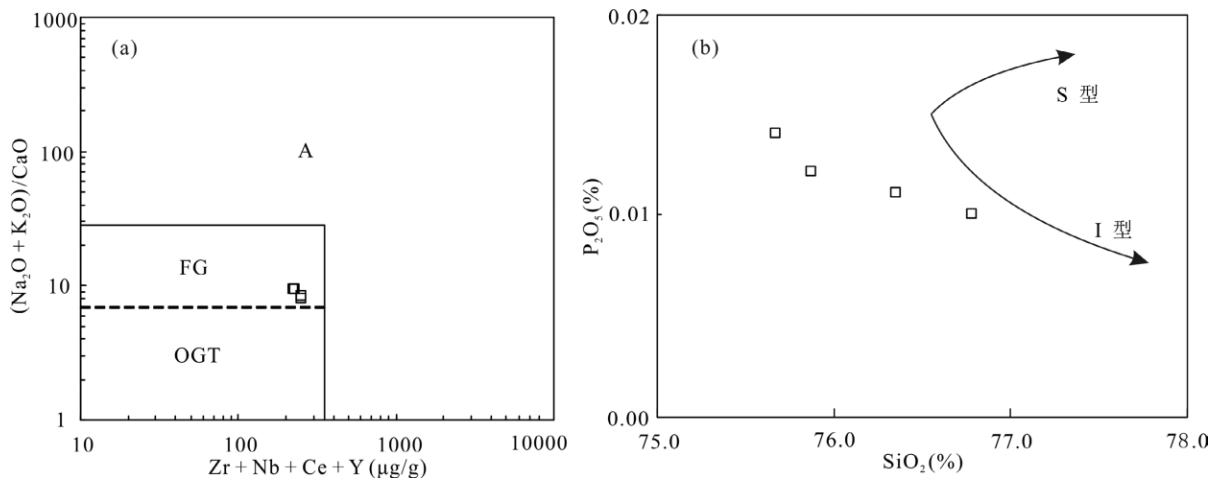
研究表明,锡矿化是长英质岩浆经过高度分异结晶演化的结果(Lehman, 1990; Blevin and Chappell, 1992, 1995),华南中生代绝大多数锡多金属矿床都与花岗质岩体的晚阶段分异演化产物密切相关(徐克勤等, 1982; 李晓峰等, 2008; 王登红

等, 2014)。李晓峰等(2008)将华南地区与锡矿有关的花岗岩划分成两类,一类是分异演化程度相对较低的花岗岩,具有相对低的 SiO_2 和高的 TiO_2 含量以及低的 Rb/Sr 比值,以骑田岭锡矿为代表;另一种是高分异演化的花岗岩,具有相对高的 SiO_2 和低的 TiO_2 含量以及高的 Rb/Sr 比值,如栗木、金鸡岭锡矿。从地球化学特征来看,陶锡湖矿区花岗斑岩属于高分异演化的 I 型花岗岩,其锡多金属成矿过程与栗木、金鸡岭锡矿等典型矿床相似。研究显示,陶锡湖矿区花岗斑岩富含成矿元素(Sn 平均 20 $\mu g/g$, Cu 平均 50 $\mu g/g$, Zn 平均 90 $\mu g/g$, Pb 平均 65 $\mu g/g$),属于典型的含锡花岗岩,可以为矿床形成提供成矿物质。此外,与陶锡湖邻近的金坑(课题组未发表数据)和江西彭山也存在着含锡高分异的 I 型花岗岩(罗兰等, 2010),这些花岗岩的形成时代相近,形成的构造背景相似,表明在晚侏罗世-早白垩世华南发育了一次与锡矿化有关的 I 型花岗质岩浆活动。

不论从时间上、空间上还是地球化学特征等方面,花岗斑岩均显示出与本区矿化的密切关系,花岗斑岩很可能为陶锡湖锡多金属矿床的形成提供了物质和能量。

5.3 花岗斑岩的源区特征

锆石原位 Hf 同位素分析,能够很好地鉴别花岗岩浆的物质来源(Griffin et al., 2002; 吴福元等, 2007a)。本文测得花岗斑岩 $\epsilon_{Hf}(t)$ 为 -6.67~-2.32, t_{DM2} 为 1343~1615 Ma。在 $\epsilon_{Hf}(t)$ - t 图上(图 9a),多数样品分布于球粒陨石及下地壳 Hf 同位素分异演化线之



FG. 分异的 M, I 和 S 型花岗岩; OGT. 未分异的 M, I 和 S 型花岗岩; A. A 型花岗岩。

图 10 陶锡湖花岗斑岩 $(K_2O+Na_2O)/CaO$ - $(Zr+Nb+Ce+Y)$ (a, 据 Whalen et al., 1987)和 P_2O_5 - SiO_2 图解(b, 据 Chappell, 1999)。
Fig.10 $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs. $Zr+Nb+Ce+Y$ (a) and P_2O_5 - SiO_2 (b) diagrams of the Taoxihu granite porphyry

间, 表明陶锡湖矿区花岗斑岩主要来源于中元古代地壳基底。尽管花岗斑岩样品中大部分锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为负值, 但 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和 t_{DM2} 存在一定的变化范围, 暗示物质组分的不均一性, 表明在地壳物质为主体的情况下, 可能有少量的新生地幔组分加入。Guo et al. (2012) 研究显示, 广东东部高基坪群火山岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值多数为负值, 明显低于福建地区年龄较新的南园组和石帽山群火山岩, 认为高基坪群火山岩的源区以地壳物质为主, 有一定比例的地幔物质加入, 是古老地壳部分熔融的产物。前人通过 Sr-Nd-Pb 多同位素组成的示踪, 认为粤东中生代火山-侵入杂岩是壳源岩石部分熔融的产物, 源岩为未出露的成分不均一的古老陆壳基底岩石, 可能为先存幔源火山岩和地壳沉积物的混合物或互层(徐晓春和岳书仓, 1999b, 1999c)。

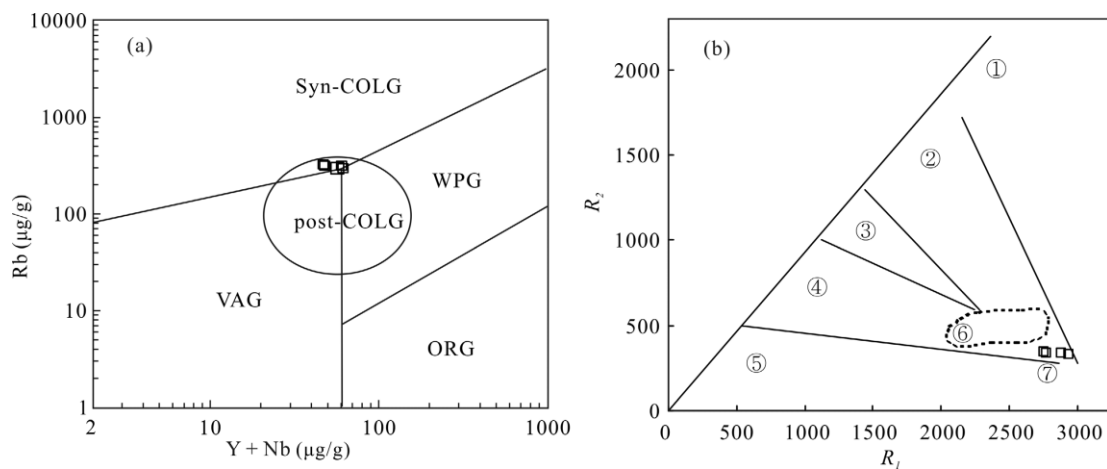
陶锡湖矿区花岗斑岩强烈富集 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损 Ba、Sr、Ti、P、Nb、Ta, 伴随强烈的 Eu 负异常。Rb、Th、U、K、Pb 富集和 Ba、Sr 亏损, 暗示岩浆具有典型壳源的特征(Harris and Inger, 1992); Ba、Sr 同时亏损以及明显的负 Eu 异常, 可能是与斜长石的残留或分离结晶有关; 而 Ti、Nb、Ta、P 的亏损, 则可能与铁-钛氧化物(如钛铁矿和金红石)和磷灰石分离结晶有关(Foley et al., 2000; 李献华等, 2007)。花岗斑岩相对平坦的 HREE 配分模式以及较高的 Y 含量, 表明其源区残留相中不含石榴子石, 可能是斜长石±角闪石稳定域的地壳物质部分熔融并经高程度演化形成(Xiong et al., 2005)。

综合以上研究, 本文认为陶锡湖矿区花岗斑岩为中元古代地壳基底重熔(可能加入少量地幔组分)形成的岩浆, 经历了高程度分异演化而成。

5.4 成岩与成矿动力学背景

尽管人们对于华南地区中生代构造-岩浆-成矿机制还存在不同见解, 但古太平洋板块向欧亚板块俯冲控制着晚中生代华南地区陆内构造变形、岩浆活动及成矿作用的观点为大多数人所接受(Charvet et al., 1994; Lapierre et al., 1997; Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; Li et al., 2007; Shu et al., 2009; Wong et al., 2009; Wang et al., 2011, 2013; 舒良树, 2012; 张岳桥等, 2012; Wang et al., 2013; Li et al., 2014)。前人指出, 华南地区中晚侏罗世-白垩纪存在岩石圈伸展减薄及与之相关的成矿事件, 而伸展减薄主要受华南和华北地块后碰撞或太平洋板块俯冲制约(毛景文等, 2004; Hu and Zhou, 2012)。对于 145~125 Ma, 即晚侏罗世-早白垩世时期的岩石圈伸展, 普遍被认为是由于太平洋板块运动学特征的突变引起的, 可能受以下动力学过程控制: 弧后伸展(Lapierre et al., 1997; Ren et al., 2002); 太平洋板块运动方向发生转向(毛景文等, 2007, 2008); 板片的俯冲角度在晚侏罗世由很小变陡而引发基性岩浆底侵(Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006); 平俯冲的板片在早-中侏罗世发生断离, 并在早白垩世前后发生后撤(Li and Li, 2007; Li et al., 2007)。因此, 包括粤东地区在内的华南地块, 在晚侏罗世-早白垩世, 整体的构造应力体制以相对伸展为特征。

在 Rb-(Y+Nb)构造环境判别图(图 11a)上, 形成



Syn-COLG. 同碰撞花岗岩; VAG. 火山弧花岗岩; WPG. 板内花岗岩; ORG. 洋中脊花岗岩; post-COLG. 后碰撞花岗岩; 地幔斜长花岗岩; 破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩; 板块碰撞后隆起期花岗岩; 晚造山期花岗岩; 非造山 A 型花岗岩; 同碰撞(S 型)花岗岩; 造山期后 A 型花岗岩。

图 11 陶锡湖花岗斑岩 Rb-(Y+Nb)图解(a, 据 Pearce, 1996)和 R₂-R₁图解(b, 据 Batchelor and Bowden, 1985)构造环境判别图
Fig.11 Rb vs. (Y+Nb) (a) and R₂ vs. R₁ (b) discrimination diagrams of the Taoxihu granite porphyry

于早白垩世早期的陶锡湖花岗斑岩样品均落入后碰撞花岗岩区域; 在 R_2-R_1 图解(图 11b)中, 花岗斑岩投影点主要落在造山后 A 型花岗岩区域, 表明其形成于区域伸展的地球动力学背景(徐晓春和岳书仓, 1996; Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; 张岳桥等, 2012; 舒良树, 2012; Wang et al., 2013)。丘元禧等(1991)研究表明, 燕山期以来, 莲花山断裂带经历过三期变形变质事件, 其中, 晚侏罗世—早白垩世早期, 发生了强烈的左行剪切, 同时由于地壳隆升而逐步伸展, 沿莲花山断裂带有大规模的中酸性火山喷溢和花岗质岩浆的侵入。因此, 陶锡湖矿区花岗斑岩及相关的锡多金属矿化, 正是该期构造—岩浆事件的产物, 形成于地壳隆升而引发的拉张环境。

综合上述讨论, 我们对陶锡湖锡多金属矿床提出一个可能的成岩成矿模式: 晚侏罗世—早白垩世(约 145~135 Ma), 向欧亚大陆俯冲的古太平洋板块运动学特征发生变化, 引起板片回撤, 岩石圈地幔上隆, 导致莲花山断裂带左行剪切; 同时, 浅部地壳发生部分熔融, 生成的岩浆喷发或侵入, 形成高基坪群火山岩及黑云母二长花岗岩, 而晚期分异演化程度较高的长英质岩浆, 则高侵位形成陶锡湖矿区的花岗斑岩。与此同时, 该期岩浆活动带来巨大热量及成矿物质, 倾向于在高分异演化的花岗斑岩浆中富集, 在花岗斑岩内部及外围接触构造破碎带中富集沉淀, 最终形成陶锡湖锡多金属矿床(图 12)。

6 结 论

(1) 陶锡湖矿区花岗斑岩的形成年龄为 141.8 ± 1.0 Ma, 属于早白垩世岩浆作用的产物。

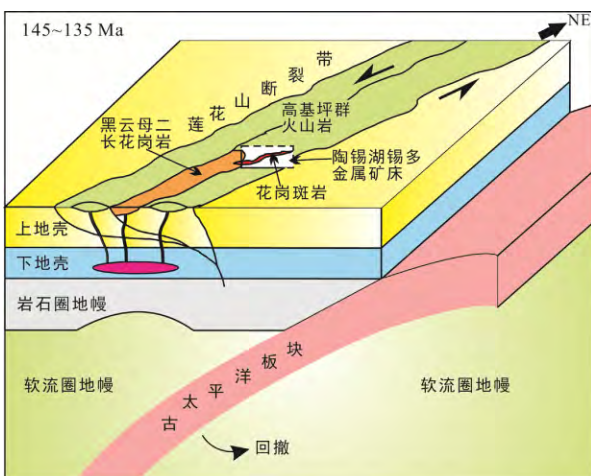


图 12 陶锡湖锡多金属矿床成岩成矿模式图

Fig.12 Petrogenetic and metallogenetic model of the Taoxihu tin polymetallic deposit

(2) 陶锡湖花岗斑岩具有高硅富碱特点, 属于弱过铝质高钾钙碱性系列, 强烈富集 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损 Ba、Sr、Ti、P、Nb、Ta, 具有明显 Eu 负异常, 属于高分异 I 型花岗岩, 它是中元古代地壳基底部分熔融形成的花岗质岩浆高演化的产物。

(3) 陶锡湖花岗斑岩及锡多金属矿化形成于古太平洋板块向欧亚大陆俯冲作用有关的区域伸展的地球动力学背景。

致谢: 中国地质大学(武汉)赵葵东教授、中国科学院地球化学研究所李晓峰研究员对本文提出了建设性修改意见, 中国科学院广州地球化学研究所牛贺才研究员在本文写作和修改过程中给予悉心指导, 在此表示衷心感谢! 锆石 U-Pb 和 Hf 同位素测试分别得到李聪颖博士和张乐助理研究员的帮助, 岩石主量、微量元素测试得到刘颖老师及胡光黔老师的帮助; 野外工作得到广东省有色金属地质局 931 队同行的大力支持, 在此一并表示感谢!

参考文献(References):

- 曹建劲. 1996. 粤东地区金属矿床成矿系列及成矿规律探讨. 中山大学学报(自然科学版), 35(S2): 121-124.
- 陈毓川, 王登红, 徐志刚, 黄凡. 2014. 华南区域成矿和中生代岩浆成矿规律概要. 大地构造与成矿学, 38(2): 219-229.
- 广东省有色金属地质局931队. 2014. 广东省揭西县陶锡湖锡多金属矿区概况.
- 郭锐, 卜安. 2006. 粤东火山岩盆地铜-铅-锌多金属矿床找矿新发现与认识. 矿产与地质, 20(3): 243-246.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 陆建军. 2005. 论华南地区中生代3次大规模成矿作用. 矿床地质, 24(2): 99-107.
- 华仁民, 李光来, 张文兰, 胡东泉, 陈培荣, 陈卫锋, 王旭东. 2010. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探. 矿床地质, 29(1): 9-23.
- 李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52(9): 981-991.
- 李献华, 刘颖, 涂湘林, 胡光黔, 曾文. 2002. 硅酸盐岩石化学组成的ICP-AES和ICP-MS准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比. 地球化学, 31(3): 289-294.
- 李晓峰, Watanabe Y, 华仁民, 毛景文. 2008. 华南地区中生代Cu-(Mo)-W-Sn矿床成矿作用与洋岭/转换断层俯冲. 地质学报, 82(5): 625-640.
- 梁细荣, 李献华, 刘颖, 李寄岷. 2000. 激光熔蚀微探针—电感耦合等离子体质谱法——一种快速测定岩石样品中多个元素的新方法. 分析测试学报, 19(1): 33-36.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样

- 品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.
- 罗兰, 蒋少涌, 杨水源, 赵葵东, 汪石林, 高文亮. 2010. 江西彭山锡多金属矿集区隐伏花岗岩体的岩石地球化学、锆石U-Pb年代学和Hf同位素组成. 岩石学报, 26(9): 2818-2834.
- 毛建仁, 苏郁香, 陈三元, 程启芬. 1989. 东南沿海中生代侵入岩及与火山岩的时空关系. 华东地质, 10(3): 44-59.
- 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 陈毓川. 2009. 华南地区中生代主要金属矿床模型. 地质论评, 55(3): 347-354.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用: 成矿时限及地球动力学背景. 岩石学报, 23(10): 2329-2338.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 14(4): 510-526.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. 地学前缘, 11(1): 45-54.
- 倪守斌, 满发胜, 白玉珍, 黎彤. 1983. 莲花山钨矿区 Rb-Sr 同位素地质年龄. 中国科学技术大学学报, 13(2): 246-252.
- 丘元禧, 丘津松, 李建超, 钟宏平. 1991. 广东莲花山断裂带中、新生代多期复合变形变质带的基本特征及其形成机制的探讨. 中国地质科学院地质力学研究所刊: 93-106.
- 丘增旺, 王核, 李莎莎, 李沛, 魏小鹏, 慕生禄. 2014. 广东揭西县金坑铜锡铅锌矿床勘查和研究新进展. 矿床地质, 33(S1): 955-956.
- 丘增旺, 王核, 闫庆贺, 李莎莎, 汪礼明, 卜安, 慕生禄, 李沛, 魏小鹏. 2016. 广东长埔锡多金属矿床石英斑岩锆石U-Pb年代学、Hf同位素组成及其地质意义. 地球化学, 45(4): 374-386.
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31(7): 1035-1053.
- 陶奎元, 谢家莹, 阮宏宏, 谢芳贵, 薛怀民. 1988. 中国东南沿海中生代火山作用基本特征. 华东地质, 9(4): 12-28.
- 涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. RESOLUTION 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83-98.
- 王登红, 陈振宇, 黄凡, 王成辉, 赵芝, 陈郑辉, 赵正, 刘新星. 2014. 南岭岩浆岩成矿专属性及相关问题探讨. 大地构造与成矿学, 38(2): 230-238.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007b. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007a. Lu-Hf同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604.
- 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 叶俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩类及其成矿特征. 桂林理工大学学报, (1): 1-10.
- 徐晓春, 岳书仓. 1996. 粤东地区中生代岩浆作用的大地构造背景及构造-岩浆演化. 合肥工业大学学报(自然科学版), 19(1): 127-134.
- 徐晓春, 岳书仓. 1999a. 粤东锡(钨、铜)多金属矿床的成矿物质来源和成矿作用. 地质科学, 34(1): 81-92.
- 徐晓春, 岳书仓. 1999b. 粤东中生代花岗质火山-侵入杂岩成因的Nd同位素制约. 合肥工业大学学报(自然科学版), 22(3): 3-6.
- 徐晓春, 岳书仓. 1999c. 粤东中生代火山-侵入杂岩的地壳深熔成因——Pb-Nd-Sr多元同位素体系制约. 地质论评, 45(S): 829-835.
- 尹家衡, 黄光昭, 徐明华. 1989. 粤东中生代火山旋回划分及对比. 华东地质, 10(4): 16-28.
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 崔建军, 施炜, 苏金宝, 李勇. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展. 地球学报, 33(3): 257-279.
- 邹和平, 王建华, 丘元禧. 2000. 广东南澳和莲花山韧性剪切带 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及其地质意义. 地球学报, 21(4): 356-364.
- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N and Pidgeon R T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, 399(6733): 252-255.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1): 43-55.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y and Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1): 155-170.
- Blevin P L and Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2): 305-316.

- Blevin P L and Chappell B W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90(6): 1604–1619.
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1–2): 243–258 .
- Chappell B W. 1999. Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3): 535–551.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(2): 173–174.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Geological Society of America Special Papers*, 83(1–2): 1–26.
- Charvet J, Lapierre H and Yu Y. 1994. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(4): 387–396.
- Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, Nesbitt R W, Boella R M, Milton J A, German C, Bayon G and Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1567–1574.
- Foley S F, Barth M G and Jenner G A. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5): 933–938.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J and O'Reilly S Y. 2002. Zircon geochemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3–4): 237–269.
- Guo F, Fan W M, Li C W, Zhao L, Li H X and Yang J H. 2012. Multi-stage crust-mantle interaction in SE China: Temporal, thermal and compositional constraints from the Mesozoic felsic volcanic rocks in eastern Guangdong-Fujian provinces. *Lithos*, 150: 62–84.
- Harris N B W and Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1): 46–56.
- Hu R Z and Zhou M F. 2012. Multiple Mesozoic mineralization events in South China—An introduction to the thematic issue. *Mineralium Deposita*, 47(6): 579–588.
- King P L, White A J R, Chappell B W and Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371–391.
- Lapierre H, Jahn B M, Charvet J and Yu Y W. 1997. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China. *Tectonophysics*, 274(4): 321–338.
- Lehmann B. 1990. Metallogeny of Tin // Lecture Notes in Earth Science, 32: 1–211.
- Li X H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(3): 293–305.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G and Qi C. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1): 186–204.
- Li X H, Long W G, Li Q L, Liu Y, Zheng Y F, Yang Y H, Chamberlain K R, Wan D F, Guo C H, Wang X C and Tao H. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(2): 117–134.
- Li Z, Qiu J S and Yang X M. 2014. A review of the geochronology and geochemistry of Late Yanshanian (Cretaceous) plutons along the Fujian coastal area of southeastern China: Implications for magma evolution related to slab break-off and rollback in the Cretaceous. *Earth-Science Reviews*, 128: 232–248.
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intra-continental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex Version 3.00—A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4: 1–70.
- Mao J W, Cheng Y B, Chen M H and Pirajno F. 2013. Major

- types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings. *Mineralium Deposita*, 48(3): 267–294.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215–224.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120–125.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Ren J Y, Tamaki K, Li S T and Zhang J X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344(3–4): 175–205.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247–263.
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: Some examples from the Western Alps // Cathodoluminescence in Geosciences. Springer Berlin Heidelberg: 373–400.
- Scherer E, Munker C and Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293(5530): 683–687.
- Shu L S, Zhou X M, Deng P, Wang B, Jiang S Y, Yu J H and Zhao X X. 2009. Mesozoic tectonic evolution of the Southeast China Block: New insights from basin analysis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3): 376–391.
- Sun S S and McDonough W E. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Wang F Y, Ling M X, Ding X, Hu Y H, Zhou J B, Yang X Y, Liang H Y, Fan W M and Sun W D. 2011. Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: Oblique subduction of the Pacific plate. *International Geology Review*, 53(5–6): 704–726.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G and Zhang Y H. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Wong J, Sun M, Xing G F, Li X H, Zhao G C, Wong K, Yuan C, Xia X P, Li L M and Wu F Y. 2009. Geochemical and zircon U-Pb and Hf isotopic study of the Baijuehuajian metaluminous A-type granite: Extension at 125–100 Ma and its tectonic significance for South China. *Lithos*, 112(3): 289–305.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C and Sun D Y. 2003a. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3): 241–273.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C and Sun D Y. 2003b. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3): 191–204.
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, Yang J H and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126.
- Xiong X L, Adam J and Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218(3): 339–359.
- Xu X C, Xie Q Q N and Yue S C. 2000. Mesozoic volcanic and intrusive rocks in eastern Guangdong province, China: Genesis, types and petrologic implication. *Scientia Geologica Sinica*, 9(3): 253–262.
- Zhou X M and Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3–4): 269–287.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.
- Zhu R Z, Lai S C, Qin J F A and Zhao S W. 2015. Early-Cretaceous highly fractionated I-type granites from the northern Tengchong block, western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 145–163.

Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and Lu-Hf Isotopes of Granite Porphyry in Taoxihu Tin Polymetallic Deposit, Guangdong Province, SE China and its Geological Significance

QIU Zengwang^{1,2}, WANG He^{1*}, YAN Qinghe^{1,2}, LI Shasha^{1,2}, WANG Liming³,
BU An⁴, WEI Xiaopeng^{1,2}, LI Pei^{1,2} and MU Shenglu^{1,2}

(1. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Geology Bureau for Nonferrous Metals of Guangdong Province, Guangzhou 510060, Guangdong, China; 4. Geology Bureau for Nonferrous Metals of Guangdong Province 931 Battalion, Shantou 515041, Guangdong, China)

Abstract: The newly discovered Taoxihu tin polymetallic deposit is associated with granite porphyry, occurring along the Lianhuashan Fault in the eastern Guangdong province. Zircon LA-ICP-MS dating of the granite porphyry yields a concordant age of 141.8 ± 1.0 Ma, which means that the granite porphyry was formed in the Early Cretaceous. The granite porphyry is characterized by weak peraluminous and high-K calc-alkaline, enriched in Rb, Th, U, K and Pb, and depleted in Ba, Sr, Ti, P, Nb and Ta, with strong negative Eu anomalies. Meanwhile, the granite porphyry shows highly fractionated I-type granite affinity. Abundant ore-forming metals and close temporal-spatial relationship with the ore bodies exhibit that the granite porphyry is possibly genetically associated with the tin mineralization in this area. $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of -6.67 to -2.32 and t_{DM2} ages of 1343–1615 Ma of the granite porphyry show that the Taoxihu granite porphyry was mainly crustal-derived with mantle input. Combining with the regional tectonic evolution, the granite porphyry and tin polymetallic mineralization of the Taoxihu deposit were likely generated in an extensional tectonic setting, and related to the subduction of the Paleo-Pacific plate beneath the South China Block.

Keywords: zircon U-Pb dating; geochemistry; Hf isotope; granitic porphyry; Taoxihu tin polymetallic deposit, Guangdong province