

粤北大宝山矿区船肚岩体和大宝山花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及多阶段成矿分析

何国朝^{1,2}, 张 健^{1,3}, 伍 静⁴, 黄文婷¹, 林书平^{1,3},
梁华英^{1*}, 王要武⁵

(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.广西有色金属集团资源勘查有限公司, 广西 南宁 530022; 3.中国科学院大学, 北京 100049; 4.广西大学 资源与冶金学院, 广西 南宁 530004; 5.广东大宝山矿业有限公司, 广东 韶关 512218)

摘 要: 粤北大宝山矿床矿区出露船肚和大宝山矿化岩体。本文分析了两个岩体矿物组成特征和锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄。船肚岩体为似斑状结构, 块状构造, 主要由似斑状花岗岩、似斑状二长花岗岩及似斑状花岗闪长岩等组成, 和云英岩型及矽卡岩型 Mo-W 矿化紧密共生。大宝山岩体为斑状结构, 块状构造, 主要由碱长花岗斑岩、普通花岗斑岩、二长花岗斑岩及花岗闪长斑岩组成, 矿物组成和船肚岩体的基本相同, 和细脉浸染状 Mo-W 矿化紧密共生。船肚似斑状二长花岗岩和大宝山二长花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为 162.1±1.6 Ma, MSWD=2.72 和 165.8±2.0 Ma, MSWD=1.38。据船肚和大宝山岩体矿物组成基本相同、岩石结构不同及两者锆石 Th/U 比值不同和 U-Pb 年龄存在约 4 Ma 左右时差, 提出大宝山矿区在燕山期发生了两阶段岩浆成矿事件, 第一阶段岩浆成矿事件发生在 166 Ma 左右, 形成大宝山斑岩型矿床, 第二阶段岩浆成矿的形成时间约为 162 Ma 左右, 形成船肚似斑状二长花岗岩及与岩体紧密共生的矽卡岩型和云英岩型矿化; 大宝山斑岩体和船肚似斑状岩体是同一岩浆房两次脉动侵入形成的。

关键词: 大宝山矿床; 船肚岩体; 斑岩 Mo-W 矿床; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄; 粤北

中图分类号: P597; P612 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2016)01-0136-009

0 引 言

大宝山矿床是粤北地区重要矿床, 成矿元素组合复杂, 多种金属如 Fe、Cu、Pb-Zn、Mo、W 均达大型规模, 且 Ga、In、Bi、Se、Te、Tl、Ag、Au 等多种元素具有综合回收价值, 在南岭成矿带独具特色, 引起广泛关注(刘娟群等, 1985; 葛朝华和韩发, 1986, 1987; 蔡锦辉和刘家齐, 1993a, 1993b; 裴太昌等, 1994; 杨振强, 1997; 丁昕等, 2005; 宋世明等,

2007; 徐文忻等, 2008; 王磊等, 2010; Wang et al., 2011; Li et al., 2012; 陈毓川和王登红, 2012; 刘莎等, 2012; 毛伟等, 2013; 瞿泓滢等, 2014; Ye et al., 2014)。

大宝山矿床矿化类型复杂, 既有与加里东期火山熔岩(伍静等, 2014)紧密共生层状 Fe-Cu-Pb-Zn 矿化, 也有和大宝山花岗斑岩紧密共生的斑岩型 Mo-W 矿化(刘莎等, 2012; Li et al., 2012; 毛伟等, 2013; 瞿泓滢等, 2014), 还有与船肚似斑状二长花

收稿日期: 2014-03-03; 改回日期: 2014-10-10

项目资助: 国家自然科学基金项目(41172080, 41372084)及国土资源部深部矿产资源立体探测技术及实验研究(SinoProbe-03-01)联合资助。

第一作者简介: 何国朝(1964-), 男, 教授级高级工程师, 主要从事矿产地质及勘查工作。Email: 124737253@qq.com

通信作者: 梁华英(1962-), 男, 研究员, 从事矿床学研究及勘查工作。Email: lianghy@gig.ac.cn

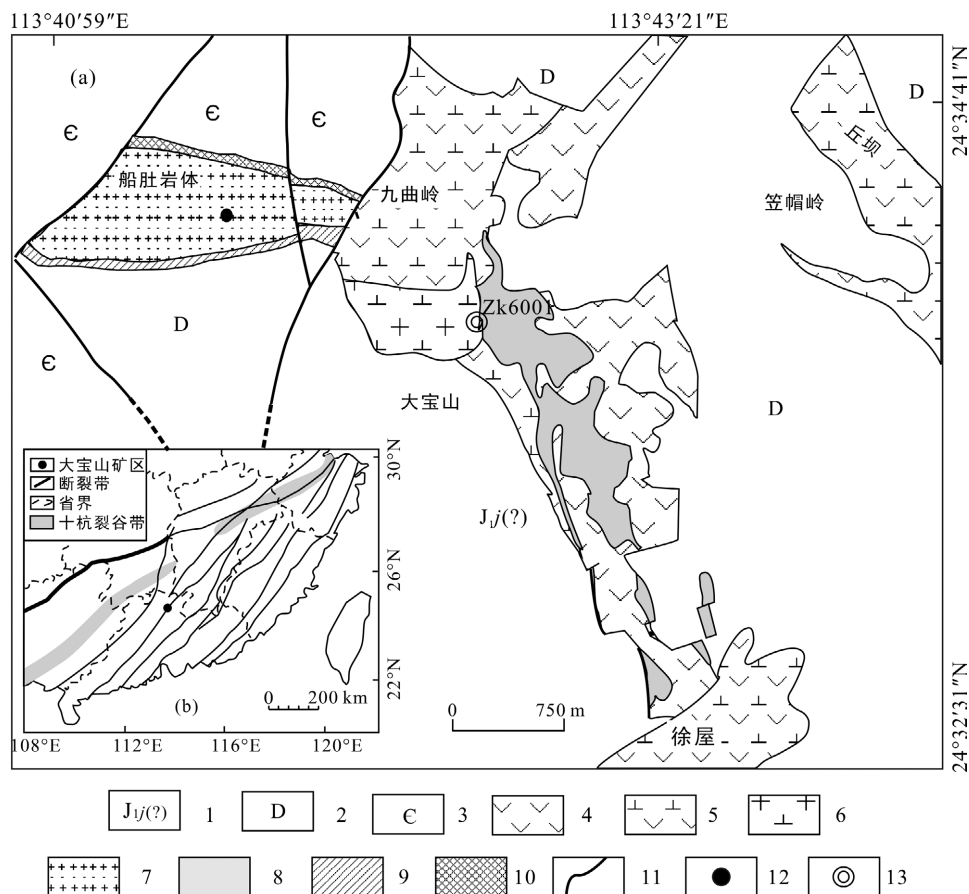
岗岩紧密共生的矽卡岩-云英岩型 Mo-W 矿化。

目前对大宝山矿床成因有不同的看法, 主要有燕山期岩浆热液(庄明正, 1983; 黄书俊等, 1987; 徐文忻等, 2008)、海西期海相火山热液喷气沉积(葛朝华和韩发, 1986; 杨振强, 1997)及燕山期陆相火山-次火山成因(古菊云, 1984; 刘姝群等, 1985)等观点。大宝山矿区船肚似斑状矿化岩体和大宝山矿化斑岩相邻, 目前对大宝山斑岩体和船肚似斑状岩体年龄有不同看法, 蔡锦辉等(2013)提出船肚似斑状岩体是加里东期形成的, 大宝山斑岩形成时代为燕山期; 王磊等(2010)和毛伟等(2013)则认为大宝山斑岩和船肚岩体形成时代相同, 都是燕山期形成的, 但两者获得锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄差别较大, 王磊等(2010)为 175 Ma 左右, 毛伟等(2013)在 161~162 Ma 左右; 刘莎等(2012)、Li et al. (2012)等获得大宝山斑岩锆石 U-Pb 年龄则为 166~167 Ma 左右。

为了阐明大宝山矿区矿化斑岩体和似斑状岩体的关系, 分析大宝山矿区燕山期岩浆成矿事件, 本文在详细显微鉴定分析的基础上, 通过大宝山矿区船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体锆石 U-Pb 年龄及两岩体矿物组成特征对比等, 分析大宝山斑岩和船肚似斑状花岗岩的关系。

1 地质特征

粤北大宝山矿床位于广东省韶关市境内, 是一个大型铜铅锌钨钼多金属矿床。大宝山多金属矿床位于南岭构造带南侧, 大东山-贵东东西向构造带与吴川-四会深大断裂构造带的复合部位。区内广泛出露古生代地层, 其中以泥盆纪-石炭纪碳酸盐岩分布最广, 次为寒武纪浅变质砂页岩, 有少量早侏罗世、晚白垩世碎屑岩分布, 缺失奥陶系、志留系(图 1)。



1. 下侏罗统金鸡组; 2. 泥盆系; 3. 寒武系八村群; 4. 中基性火山岩; 5. 次英安斑岩; 6. 二长花岗斑岩; 7. 似斑状二长花岗斑岩; 8. 铁帽; 9. 云英岩型矿化; 10. 矽卡岩型矿化; 11. 断层; 12. 采样位置点; 13. 钻孔位置。

图 1 大宝山多金属矿床地质简图(a, 据葛朝华和韩发, 1987 修改)和大宝山所处位置图(b)

Fig.1 Geological map of the Dabaoshan polymetal deposit (a), and the location of the Dabaoshan orefield in South China (b)

大宝山斑岩型钼钨矿床主要为细脉浸染状产于大宝山斑岩体及其内外接触带中(图 1), 钼和钨已达到大型规模。大宝山赋矿花岗斑岩侵入侏罗纪(?)石英砂岩及炭质页岩中, 出露面积约 0.18 km²。大宝山斑岩体为斑状结构, 块状构造, 基质为显晶质, 粒度多小于 0.3 mm, 斑晶矿物粒度在 1~3 mm 之间(图 2a); 斑晶和基质矿物组成相似, 主要由钾长石、斜长石、石英、白云母及黑云母等矿物组成, 其中斜长石(全蚀变为绢云母)和钾长石含量变化较大, 组成了一个由碱长花岗斑岩、花岗斑岩、二长花岗斑岩及花岗闪长斑岩的完整系列, 主体为二长花岗斑岩。大宝山岩体蚀变强烈, 主要蚀变类型有面状的钾硅化(形成钾长石±石英或白云母±石英)、黄铁绢英岩化、黏土化、绿泥石化及碳酸盐化等。大宝山斑岩型钼钨矿床金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿、白钨矿、黑钨矿、少量黄铜矿和辉铋矿等, 脉石矿物有石英、长石、云母、碳酸盐矿物、黏土矿物及少量萤石等。

船肚似斑状岩体侵入层状火山岩、寒武纪变质砂岩-板岩和泥盆纪灰岩及页岩中, 出露面积约 0.7 km²。船肚岩体为似斑状结构、块状构造, 斑晶及基质粒度均较大, 斑晶为中粗粒, 多在 3~6 mm, 最大者可达 3 cm, 基质为中粒, 多在 1~2 mm, 斑晶和基质矿物组成基本相同, 主要由条纹长石-微斜条纹长石、钾长石、石英及白云母等矿物组成。据斜长石和钾长石含量变化, 可分为似斑状花岗岩、似斑状二长花岗岩及似斑状花岗闪长岩等, 主体为二长花岗岩。船肚岩体蚀变

较弱, 主要蚀变为细脉状钾长石化-硅化(图 2b), 较弱绢云母化及碳酸盐化等。船肚岩体南侧和泥盆纪灰岩接触带以矽卡岩型矿化为主, 北侧和寒武纪变质砂岩和板岩接触带以云英岩型矿化为主(图 1)。船肚岩体矿化金属矿物主要为辉钼矿、白钨矿、黑钨矿、黄铁矿及少量黄铜矿, 成矿元素组合和大宝山斑岩型矿床相似。

大宝山赋矿斑岩体和船肚似斑状矿化岩体既有相同之处, 也有一定差异。两者岩性相近, 均主要由花岗闪长岩、二长花岗岩及花岗岩组成, 主体均为二长花岗岩; 两者不同之处在于船肚岩体为似斑状结构, 斑晶及基质粒度较大, 而大宝山岩体为斑岩斑状结构, 斑晶及基质粒度相对较小; 船肚岩体的斑晶及基质为微斜条纹长石及条纹长石, 未见斜长石斑晶, 而大宝山岩体见斜长石斑晶; 船肚岩体中普遍见微粒钾长石脉-石英脉构成的斑岩型矿床成矿早期的钾硅化蚀变组合(图 2b)(Liang et al., 2009), 而大宝山岩体中仅在深部局部见到此类型蚀变组合。这显示船肚岩体位于岩浆成矿系统较深部位, 而大宝山岩体则位于岩浆成矿系统相对较浅的部位。

2 样品采集及分析方法

分析样品分别采集于船肚岩体中南部蚀变较弱似斑状二长花岗岩(N24°33'59.19", E113°41'25.55")及大宝山 ZK6001 钻孔 63 m 处二长花岗斑岩(图 1)。岩石样品经破碎过筛, 磁选然后重液的分选, 再在

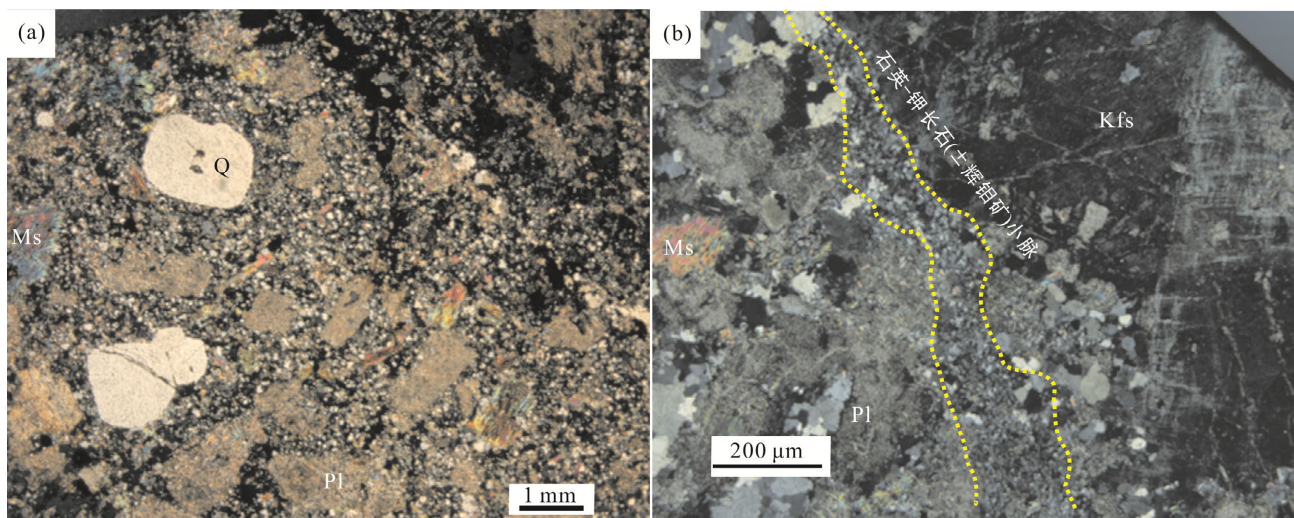


图 2 大宝山斑岩(a)和船肚似斑状岩体(b)显微特征图(矿物名称缩写: Kfs. 钾长石; Pl. 斜长石; Ms. 白云母; Q. 石英)

Fig.2 Microphotographs showing the textures of the Dabaoshan (a) and Chuandu (b) porphyries

显微镜下挑选。将精选的锆石装入环氧树脂中, 然后抛光。用光学显微镜及扫描电子显微镜阴极发光 (CL) 观察, 选出晶形较好、没有裂纹及包裹体不发育的锆石晶体进行分析。锆石的 U-Pb 年龄分析在中国科学院广州地球化学研究所 LA-ICP-MS 实验室完成。具体分析流程见涂湘林等(2011)。

3 分析结果

船肚似斑状二长花岗岩锆石多为长柱状, 晶形较好, 长度在 200~300 μm 之间, 长宽比在 3 左右。大宝山花岗斑岩锆石多为长柱状, 晶形较好。锆石颗粒长为 100~300 μm , 长宽比在 2~4 之间。

船肚似斑状二长花岗岩及大宝山二长花岗斑岩锆石晶形较好, 韵律环带发育(图 3), 具岩浆锆石的特征, 因此锆石 U-Pb 年龄能代表岩浆侵位年龄。在船肚似斑状二长花岗岩的 24 个分析点中, 有 3 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 > 200 Ma(表 1), 被看作继承锆石或捕获锆石, 不参与计算岩体侵位年龄。其余 21 个分析点的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 154~179 Ma 之间, 加权平均值为 162.6 \pm 2.4 Ma, MSWD=5.12。统计年龄 MSWD 值较大, 表明其中含有不易识别的准继承锆石或铅丢失锆石。为了获得较精确岩体主群锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 年龄, 我们采用累积概率统计图对锆石 U-Pb 年龄分析数据进行处理(图 4a 内插图)。前人工作表明, 主群锆石年龄在累积概率图上多沿直线分布, 直线分布锆石群年龄代表岩体锆石年

龄, 位于直线上方的被认为继承锆, 位于直线下方的多被认为是铅丢失(Harris et al., 2004; Liang et al., 2006; 黄波等, 2009)。为了获得更精确的年龄, 在计算岩体年龄时, 只计算主群锆石年龄。在累积概率统计图上, 把位于直线上方的 2 个分析点视为继承锆石, 位于直线下方的 1 个分析点视作铅丢失锆石, 其余 18 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄代表船肚似斑状二长花岗岩主群锆石年龄, 加权平均值为 162.1 \pm 1.6 Ma, MSWD=2.72。因此, 船肚似斑状二长花岗岩侵位时间约为 162.1 \pm 1.6 Ma(图 4a)。

大宝山二长花岗斑岩 6 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 > 208 Ma, 被看作继承锆石或捕获锆石, 在计算年龄时被剔除, 其余 15 个分析点的加权平均值为 166.3 \pm 4.3 Ma, MSWD=5.92。其 MSWD 值较大, 显示其中含准继承锆石或铅丢失锆石。为了获得更精确的岩体主群锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄, 我们用累积概率统计图对分析数据进行处理(图 4b 内插图), 把位于累积概率统计图上方的 2 个点和下方的 1 个点分别看作继承锆石和铅丢失锆石, 其余 12 个点获得主群锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 165.8 \pm 2.0 Ma, MSWD=1.38(图 4b)。

4 讨论

4.1 大宝山矿区燕山期两阶段岩浆活动及成矿分析
前人已对船肚似斑状二长花岗岩及大宝山二长

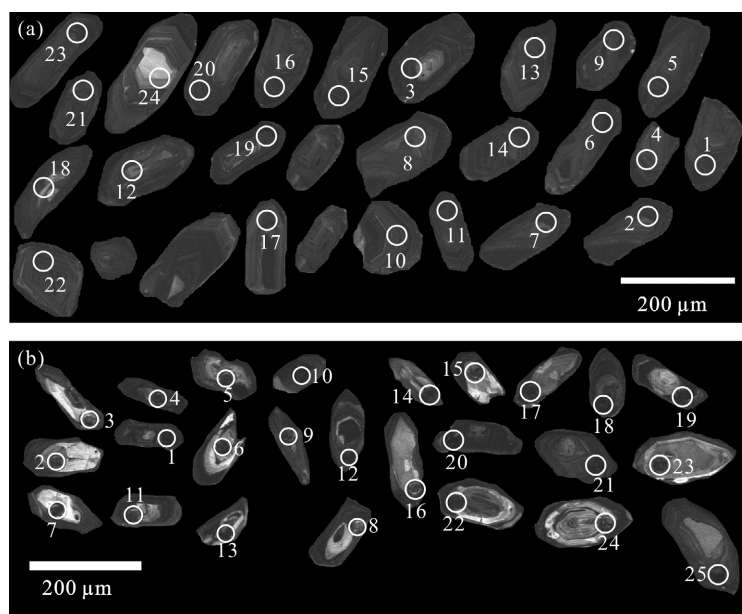


图 3 船肚似斑状二长花岗岩(a)及大宝山二长花岗斑岩(b)锆石 CL 图

Fig.3 CL image of zircon from the Chuandu porphyritic monzonite granite (a) and Dabaoshan monzonite porphyry (b)

表 1 船肚似斑状二长花岗岩和大宝山二长花岗岩斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb results of the Chuandu porphyritic monzonite granite and the Dabaoshan mozogranite porphyry

分析 点号	(×10 ⁻⁶) U	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)						谐和 度
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1	
CD-1-01	1029	0.24	0.15275	0.00656	0.02449	0.00034	0.00776	0.00028	144.3	5.8	156	2.1	156.2	5.6	92%
CD-1-02	1018	0.23	0.15739	0.00649	0.02514	0.00033	0.00768	0.00026	148.4	5.7	160.1	2.1	154.7	5.3	92%
CD-1-03	1327	0.18	0.235	0.00941	0.03403	0.00077	0.0091	0.00032	214.3	7.7	215.7	4.8	183	6.4	99%
CD-1-04	996	0.21	0.17111	0.00681	0.02568	0.00028	0.00778	0.00029	160.4	5.9	163.4	1.8	156.7	5.8	98%
CD-1-05	699	0.19	0.17672	0.00773	0.02588	0.00032	0.00879	0.0005	165.2	6.7	164.7	2	176.9	10	99%
CD-1-06	840	0.18	0.18828	0.00837	0.02627	0.00039	0.00832	0.00038	175.2	7.2	167.2	2.5	167.6	7.5	95%
CD-1-07	1230	0.21	0.17337	0.00658	0.02594	0.00029	0.0082	0.00029	162.3	5.7	165.1	1.9	165	5.9	98%
CD-1-08	1089	0.25	0.18998	0.0067	0.0271	0.00032	0.00899	0.0003	176.6	5.7	172.4	2	180.8	6	97%
CD-1-09	1380	0.22	0.1601	0.0057	0.02426	0.00033	0.00756	0.00025	150.8	5	154.5	2.1	152.3	5.1	97%
CD-1-10	876	0.22	0.16768	0.00696	0.02573	0.00032	0.00773	0.00029	157.4	6.1	163.8	2	155.6	5.9	96%
CD-1-11	1481	0.25	0.16962	0.00653	0.02479	0.00035	0.00857	0.00031	159.1	5.7	157.9	2.2	172.4	6.3	99%
CD-1-12	1266	0.14	0.22637	0.00922	0.03264	0.00085	0.01379	0.0007	207.2	7.6	207	5.3	276.7	14	99%
CD-1-13	898	0.2	0.16028	0.00625	0.02564	0.00032	0.00787	0.00029	151	5.5	163.2	2	158.4	5.9	92%
CD-1-14	903	0.21	0.18201	0.00737	0.02524	0.00033	0.00763	0.00028	169.8	6.3	160.7	2	153.7	5.7	94%
CD-1-15	751	0.2	0.16109	0.007	0.02632	0.00033	0.00829	0.00038	151.7	6.1	167.5	2.1	166.9	7.5	90%
CD-1-16	982	0.25	0.17224	0.0063	0.02568	0.00031	0.0078	0.00028	161.4	5.5	163.4	1.9	157.1	5.5	98%
CD-1-17	734	0.29	0.15792	0.00768	0.02548	0.00034	0.00799	0.00027	148.9	6.7	162.2	2.2	160.8	5.4	91%
CD-1-18	1069	0.24	0.18703	0.00743	0.02797	0.00059	0.01025	0.00039	174.1	6.4	177.8	3.7	206	7.9	97%
CD-1-19	1542	0.24	0.15819	0.00583	0.02422	0.00034	0.00804	0.00025	149.1	5.1	154.2	2.2	161.9	5	96%
CD-1-20	891	0.25	0.17761	0.00829	0.02575	0.00042	0.00789	0.00032	166	7.1	163.9	2.6	158.8	6.5	98%
CD-1-21	747	0.18	0.17157	0.00751	0.02515	0.00032	0.0086	0.00034	160.8	6.5	160.1	2	173.1	6.9	99%
CD-1-22	859	0.18	0.15648	0.00647	0.02533	0.00031	0.00795	0.00031	147.6	5.7	161.2	1.9	160.1	6.2	91%
CD-1-23	516	0.16	0.15788	0.0088	0.02572	0.00032	0.00878	0.00046	148.8	7.7	163.7	2	176.6	9.2	90%
CD-1-24	522	0.38	0.27592	0.01393	0.04237	0.00088	0.01494	0.00057	247.4	11.1	267.5	5.4	299.7	11.3	92%
6001-63-1	1825	0.34	0.17288	0.00847	0.02565	0.00034	0.00835	0.00032	161.9	7.3	163.3	2.1	168.1	6.3	99%
6001-63-2	205	0.88	0.18113	0.01402	0.02566	0.00057	0.00849	0.00039	169	12.1	163.3	3.6	171	7.9	96%
6001-63-3	170	0.37	0.24576	0.01698	0.03284	0.00083	0.0115	0.00057	223.1	13.8	208.3	5.2	231.1	11.4	93%
6001-63-4	601	0.84	0.15996	0.00783	0.02423	0.00042	0.00755	0.00029	150.7	6.9	154.4	2.6	151.9	5.8	97%
6001-63-5	236	0.84	0.52761	0.02846	0.06928	0.00112	0.01984	0.00075	430.2	18.9	431.8	6.8	397	14.9	99%
6001-63-6	159	0.39	0.90907	0.04491	0.11388	0.00175	0.03361	0.00138	656.6	23.9	695.3	10.1	668.2	27	94%
6001-63-7	74	0.73	0.29707	0.04855	0.02741	0.00093	0.01289	0.00094	264.1	38	174.3	5.8	258.9	18.7	59%
6001-63-8	2203	0.29	0.16936	0.00654	0.02607	0.00037	0.00797	0.00025	158.9	5.7	165.9	2.4	160.5	5.1	95%
6001-63-9	273	0.32	0.21931	0.014	0.02922	0.00078	0.00763	0.00041	201.3	11.7	185.7	4.9	153.6	8.3	91%
6001-63-10	411	0.5	0.17905	0.01071	0.02649	0.00044	0.00821	0.00032	167.2	9.2	168.5	2.8	165.2	6.5	99%
6001-63-11	248	0.68	0.20467	0.01564	0.02917	0.00055	0.0082	0.00034	189.1	13.2	185.4	3.4	165	6.9	98%
6001-63-12	816	0.21	0.1774	0.0083	0.02616	0.00039	0.00841	0.00038	165.8	7.2	166.4	2.5	169.2	7.6	99%
6001-63-13	640	0.36	1.09008	0.0413	0.11685	0.00264	0.04028	0.0014	748.5	20.1	712.4	15.2	798.3	27.3	95%
6001-63-14	446	0.83	0.16556	0.00943	0.02494	0.00042	0.00765	0.00034	155.6	8.2	158.8	2.6	154.1	6.8	97%
6001-63-15	163	0.71	0.1721	0.01616	0.02651	0.00067	0.00693	0.00042	161.2	14	168.6	4.2	139.7	8.5	95%
6001-63-16	146	0.85	0.17788	0.01821	0.02632	0.0006	0.00729	0.00043	166.2	15.7	167.5	3.8	146.9	8.7	99%
6001-63-17	482	0.64	0.19229	0.01066	0.02714	0.00055	0.00826	0.00032	178.6	9.1	172.6	3.4	166.2	6.4	96%
6001-63-18	998	0.3	1.01785	0.03644	0.10713	0.00152	0.03454	0.00107	712.8	18.3	656.1	8.8	686.4	20.9	91%
6001-63-19	1489	0.38	0.32433	0.03086	0.02694	0.00057	0.01565	0.00127	285.2	23.7	171.4	3.6	313.9	25.3	50%
6001-63-20	3639	0.34	0.14421	0.00665	0.01916	0.00033	0.00604	0.00023	136.8	5.9	122.3	2.1	121.7	4.6	88%
6001-63-21	334	0.14	0.19351	0.01256	0.02624	0.00047	0.00924	0.00062	179.6	10.7	167	2.9	186	12.3	92%
6001-63-22	526	0.14	0.4246	0.02144	0.05128	0.00116	0.01815	0.00092	359.3	15.3	322.4	7.1	363.7	18.2	89%
6001-63-23	926	0.19	0.1818	0.01052	0.02609	0.00038	0.00866	0.00044	169.6	9	166	2.4	174.2	8.8	97%
6001-63-24	267	0.4	0.32489	0.01895	0.04139	0.00078	0.01644	0.00082	285.7	14.5	261.4	4.8	329.5	16.2	91%
6001-63-25	745	0.18	0.1763	0.01078	0.02636	0.00047	0.00813	0.0005	164.9	9.3	167.7	3	163.8	10.1	98%

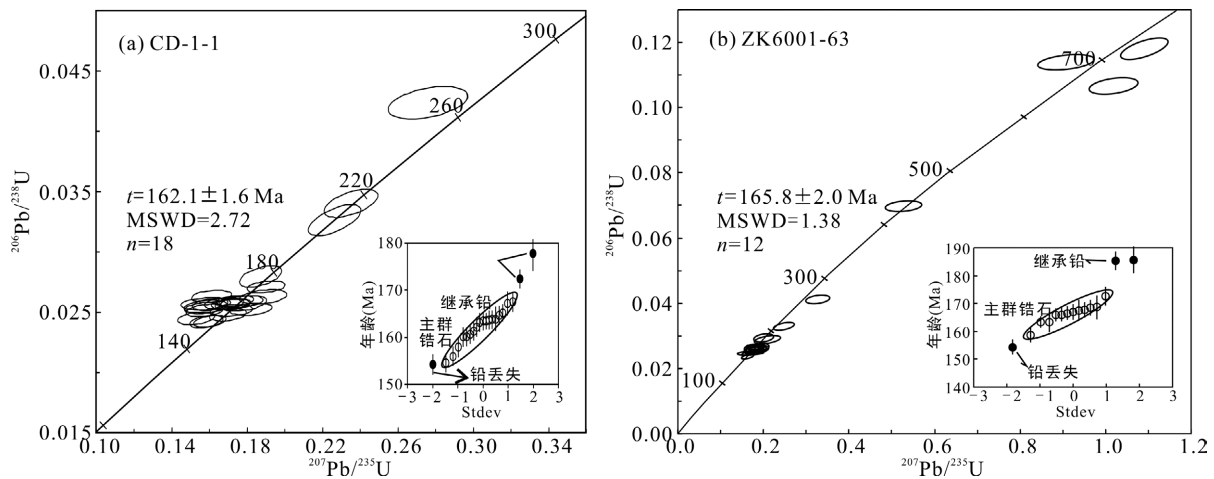


图 4 大宝山矿区船肚似斑状二长花岗岩(a)及大宝山二长花岗斑岩(b)锆石年龄谱和图(内插图为累积概率统计图)

Fig.4 Concordia plots showing the zircon U-Pb analyses of the Chuandu porphyritic monzonite granite (a), and the Dabaoshan monzonite porphyry (b) (inserts are probability plots)

花岗斑岩及有关矿床作了一系列同位素定年: 蔡锦辉等(2013)获得船肚岩体和丘坝岩体锆石年龄均为~450 Ma, 提出两个岩体都是加里东期形成的; 王磊等(2010)获得大宝山斑岩及船肚岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄都为 175 Ma 左右; 毛伟等(2013)获得的两岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄则在 161~162 Ma 左右; 刘莎等(2012)和 Li et al. (2012)获得大宝山斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄在 166~167 Ma 之间; 瞿泓滢等(2014)获得 9 个辉钼矿样品 Re-Os 等时线年龄 166.0±3.0 Ma, 矿化绢云母 Ar-Ar 等时线年龄及坪年龄一致样品的年龄在 166~167 Ma 之间。

本文获得大宝山二长花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄(165.8±2.0 Ma)与刘莎等(2012)的大宝山赋矿碱长花岗斑岩(166.6±2.1 Ma, MSWD=1.17)及白云母二长花岗斑岩(166.2±3.1 Ma, MSWD=2.3)和 Li et al. (2012)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄一致, 也和瞿泓滢等(2014)矿化辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(166.0±3.0 Ma)及绢云母 Ar-Ar 坪年龄(166.6±1.6 Ma)基本相同。这表明大宝山斑岩型矿床成岩成矿作用时代在 166 Ma 左右。

蔡锦辉等(2013)提出船肚似斑状岩体和丘坝岩体都为燕山期的产物。我们的工作发现, 船肚似斑状岩体和丘坝岩体在地质及矿化特征上有明显的差异。丘坝岩体为英安质凝灰熔岩, 斑晶(碎屑)主要为斜长石、石英、角闪石和黑云母, 基质主要为斜长石和石英(伍静等, 2014); 船肚岩体主体为似斑状二长花岗岩, 主要由条纹长石、斜长石、石英及白云母组成。两者结构构造及矿物组成的明显差异不支持它们具有内在成因联系。蔡锦辉等(2013)文中未详

细说明分析的船肚岩体样品结构构造特征, 很难推断其分析样品是否为船肚似斑状岩体的主体部分, 考虑到其所获得的锆石 U-Pb 年龄和 CL 图特征都和丘坝岩体的相似, 因此推断其分析样品可能为船肚岩体中加里东期火山熔岩包体, 其年龄不代表船肚岩体主体侵位年龄。

王磊等(2010)的锆石 U-Pb 年龄和瞿泓滢等(2014)辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(166.0±3.0 Ma)及云母 Ar-Ar 坪年龄(166.6±1.6 Ma)存在~11 Ma 时差。瞿泓滢等(2014)矿化辉钼矿年龄和矿化绢云母年龄基本一致, 也和本文及刘莎等(2012)和 Li et al. (2012)锆石 U-Pb 年龄相同, 可反映斑岩成岩成矿年龄。前人工作表明, 和小斑岩体有关的斑岩型矿床成岩成矿系统时间跨度一般在 1 Ma 左右(Cathles et al., 1997; 梁华英等, 2008, 2009)。大宝山斑岩型矿床成矿岩体出露面积仅 0.18 km², 成岩成矿之间不可能存在~11 Ma 时差, 因此, 大宝山斑岩和船肚岩体锆石 U-Pb 年龄(~175 Ma)存在疑问, 可能不代表成矿斑岩体形成时代, 该年龄地质意义有待进一步分析。

毛伟等(2013)的两岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄(161~162 Ma)小于瞿泓滢等(2014)辉钼矿 Re-Os 等时线年龄和绢云母 Ar-Ar 坪年龄。锆石 U-Pb 同位素体系的封闭温度高于辉钼矿 Re-Os 及绢云母 Ar-Ar 同位素体系的封闭温度, 锆石 U-Pb 同位素年龄理论上不应低于辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及绢云母 Ar-Ar 年龄, 因此, 毛伟等(2013)获得的锆石 U-Pb 年龄低于绢云母 Ar-Ar 年龄的具体原因或地质意义有待进一步探讨。

船肚似斑状二长花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb

年龄(162.1 ± 1.6 Ma, MSWD=2.72)略小于大宝山斑岩锆石 U-Pb 年龄(约 166~167 Ma)。本文的两个锆石样品和刘莎等(2012)及 Li et al. (2012)的三个锆石样品 U-Pb 同位素分析都在中国科学院广州地球化学研究所 LA-ICP-MS 实验室完成,其中大宝山赋矿斑岩 4 个不同时期测得的不同岩性的锆石样品 U-Pb 年龄都在 166 Ma 左右,船肚似斑状岩体锆石 U-Pb 年龄则在 162 Ma 左右。两岩体年龄相差 4 Ma,这种差异可能由下列两种原因所致:一是分析误差,二是两岩体形成时代不同。考虑到锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年在理想状态下准确度在 1%左右,而大宝山矿区 4 个斑岩样品及船肚岩体 1 个样品中仅船肚岩体锆石 U-Pb 年龄为~162 Ma,大宝山斑岩体 4 个样品锆石 U-Pb 年龄相同,都为约 166~167 Ma,如果为分析误差造成,过于巧合,更合理解释是两岩体形成时代不同。

锆石 U-Pb 同位素体系在岩浆中的封闭温度较高,在 800 左右(Harris, 1996),锆石 U-Pb 同位素体系记录年龄为岩浆温度较高时锆石结晶析出的年龄。船肚岩体及大宝山岩体都是小岩体,而形成小岩体的岩浆侵入地层后快速降温(Cathles et al., 1997),因此,如果船肚岩体为大宝山斑岩体的深成相,则两者锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄应基本相同,如大宝山斑岩体四个不同深度及岩性的样品锆石 U-Pb 年龄基本相同,都在 166~167 Ma。船肚似斑状二长花岗岩和大宝山二长花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄有一定的差异,表明两者不是同一岩体的不同相,而更可能是不同阶段岩浆活动的产物。斑岩型矿床和矽卡岩及云英岩型矿化和成矿岩体同时形成,因此,可认为大宝山矿区发生了两阶段成矿岩浆活动,第一阶段活动时代在 166 Ma 左右,形成大宝山斑岩体及斑岩型钼钨矿化,第二阶段形成时代在 162 Ma 左右,形成船肚似斑状二长花岗岩及与其紧密共生的云英岩型-矽卡岩型钼钨矿化。大宝山矿区在燕山期发生了两阶段岩浆成矿事件,有更好的找矿前景。

4.2 大宝山矿区两阶段矿化岩浆活动内在关系分析

船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体的岩性基本相同,虽然成分变化均较大,但主体均为二长花岗斑岩。此外,船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体均和 Mo-W 矿化紧密共生,均经历了钾化蚀变作用。两者主要差别是前者为似斑状结构,斑晶及基质粒度较大,后者为斑状结构,斑晶及基质粒度相对较细。船肚似斑状二长花岗岩锆石和大宝山斑岩锆石粒度及

Th/U 比值均有一定差异。船肚岩体锆石粒度相对较大,锆石长轴多大于 180 μm (图 4a),Th/U 相对较小,Th/U 比值在 0.16~0.29 之间(21 个分析点,年龄值 >180 Ma 的分析点除外),平均值 0.22;大宝山斑岩锆石粒度相对较小,锆石长轴多小于 150 μm (含有较老核的锆石除外)(图 4b),Th/U 比值较大,在 0.14~0.89 之间,平均值 0.54(16 个点,年龄 >180 Ma 的分析点除外)。两岩体矿物组成和矿化元素组合相似性支持它们来自同一岩浆房;而两者锆石粒度、Th/U 比值及 U-Pb 年龄差异则表明其为两期岩浆。考虑到两者在空间上相距较近,因而我们初步认为船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体是同一岩浆房两次脉动的产物。

船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体结构表明两者的形成深度不同,前者较深,后者较浅;船肚岩体围岩为寒武纪和泥盆纪地层,而大宝山岩体围岩主要为泥盆纪地层,也表明船肚岩体侵位深度大于大宝山岩体的侵位深度;船肚岩体中发育斑岩成矿系统早期细脉状钾硅化蚀变(Liang et al., 2009),而大宝山岩体中则仅在深部局部发育有关蚀变,这表明船肚岩体位于斑岩成岩成矿系统相对较深部位,大宝山岩体则位于成岩成矿系统相对较浅部位。与中酸性岩有关的矿化多位于岩体顶部及上部的内外接触带(Hedenquist and Lowenstern, 1994; Wu et al., 2012),因而,有理由认为船肚岩体顶部斑岩型矿化可能已被剥蚀掉。船肚岩体和大宝山岩体之间发育断层构造(图 1),可能是因为断层活动,断层西翼被抬升,因而位于断层西翼的船肚岩体顶部及其围岩被剥蚀及出露寒武纪地层。这表明,大宝山矿区及附近区域在斑岩型矿床形成后,局部地区由于断层构造活动而发生相对抬升或下降,抬升地区发生较多剥蚀而出露较老时代的寒武系。大宝山斑岩型矿床顶部围岩为泥盆系,而与中酸性岩浆作用有关的矿化多位于岩体的顶部及其内外接触带,因此,区内斑岩型矿床今后的找矿方向应主要集中在剥蚀相对较浅的泥盆系出露区。

5 结 论

通过上述分析,我们得出下列主要结论:

(1) 船肚似斑状二长花岗岩及大宝山二长花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为 162.1 ± 1.6 Ma, MSWD=2.72 和 165.8 ± 2.0 Ma, MSWD=1.38。大宝山矿区船肚似斑状岩体和大宝山斑岩体在空间上相邻、具相似矿物组成及均与 Mo-W 矿化紧密共生

和具不同锆石 U-Pb 年龄等表明, 两者属同一岩浆房两次脉动形成的。

(2) 大宝山矿区在燕山期发生了两阶段岩浆成矿事件, 早阶段成岩成矿时代在 166 Ma 左右, 形成大宝山斑岩型钼钨矿床, 晚阶段的时代在 162 Ma 左右, 形成船肚岩体及和岩体紧密共生的矽卡岩型及云英岩型钼钨矿化。

参考文献(References):

蔡锦辉, 刘家齐. 1993a. 粤北大宝山多金属矿床矿物包裹体特征研究及应用. 矿物岩石, 13(1): 33-40.

蔡锦辉, 刘家齐. 1993b. 粤北大宝山多金属矿区岩浆岩的成岩时代. 广东地质, 8(2): 45-52.

蔡锦辉, 韦昌山, 张燕挥, 熊险峰, 罗俊华. 2013. 广东省大宝山钼多金属矿区岩浆岩成岩时代研究. 华南地质与矿产, 29(2): 146-155.

陈毓川, 王登红. 2012. 华南地区中生代岩浆成矿作用的四大问题. 大地构造与成矿学, 36(3): 315-321.

丁昕, 蒋少涌, 倪培, 顾连兴, 姜耀辉. 2005. 江西武山和永平铜矿含矿花岗质岩体锆石 SIMS U-Pb 年代学. 高校地质学报, 3: 383-389.

葛朝华, 韩发. 1986. 大宝山铁-多金属矿床的海相火山热液沉积成因特征. 矿床地质, 5(1): 1-11.

葛朝华, 韩发. 1987. 广东大宝山喷气-沉积成因地质地球化学特征. 北京: 科学技术出版社: 1-111.

古菊云. 1984. 大宝山大陆次火山-火山活动和矿床成因的初步研究工作. 地质与勘探, 19(3): 10-15.

黄波, 梁华英, 莫济海, 谢应雯. 2009. 金平铜厂铜钼矿床赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及意义. 大地构造与成矿学, 33(4): 599-604.

黄书俊, 曾永超, 贾国相, 陈远荣. 1987. 论广东大宝山多金属矿床和成因. 地球化学, 16(1): 27-35.

梁华英, 莫济海, 孙卫东, 喻亨祥, 张玉泉, Charlote M A. 2008. 藏东玉龙超大型斑岩铜矿成岩成矿系统时间跨度分析. 岩石学报, 24(4): 2352-2358.

梁华英, 莫济海, 孙卫东, 张玉泉, 曾提, 胡光黔, Charlote A. 2009. 玉龙铜矿带马拉松多斑岩体岩石学及成岩成矿系统年代学分析. 岩石学报, 25(2): 385-392.

刘姝群, 杨世义, 张秀兰, 陈长江. 1985. 粤北大宝山多金属矿床成因的初步探讨. 地质学报, 31(1): 47-61.

刘莎, 王春龙, 黄文婷, 伍静, 梁华英, 高志辉, 林锦富. 2012. 粤北大宝山斑岩钼钨矿床赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄与矿床形成动力学背景分析. 大地构造与成矿学, 36(3): 440-449.

毛伟, 李晓峰, 杨富初. 2013. 广东大宝山多金属矿床花

岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 29(12): 4104-4120.

裴太昌, 钟树荣, 刘胜, 李光超. 1994. 粤北大宝山-雪山嶂地区成矿系列及成矿模式. 地质找矿论丛, 9(3): 48-58.

瞿泓滢, 陈懋弘, 杨富初, 高志辉, 王要武, 赵海杰, 余长发. 2014. 粤北大宝山铜多金属矿床中层状铜矿体的成矿时代及其成因意义. 岩石学报, 30(1): 152-162.

宋世明, 胡凯, 蒋少涌, 李颀. 2007. 粤北大宝山多金属矿床成矿流体的 He-Ar-Pb-S 同位素示踪. 地质找矿论丛, 22(2): 87-99.

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: 83-98.

王磊, 胡明安, 杨振, 陈开旭, 夏金. 2010. 粤北大宝山矿区花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地球科学——中国地质大学学报, 35(2): 175-185.

伍静, 王广强, 梁华英, 黄文婷, 林书平, 邹银桥, 孙卫东, 王要武. 2014. 粤北大宝山矿区加里东期火山岩的厘定及其地质意义. 岩石学报, 30(4): 1145-1154.

徐文忻, 李衢, 陈民扬, 黄德鑫, 张富铁, 汪礼明. 2008. 广东大宝山多金属矿床成矿物质来源同位素证据. 地球学报, 29(6): 684-690.

杨振强. 1997. 大宝山块状硫化物矿床成因: 泥盆纪海底热事件. 华南地质与矿产, (1): 12-17.

庄明正. 1983. 大宝山多金属矿田矿床类型及成矿作用探讨. 地质与勘探, 18(8): 9-16.

Cathles L M, Erendi A H J and Barrie T. 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? A special issue on the timing and duration of hydrothermal events. *Economic Geology*, 92: 766-771.

Harris N. 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, 19: 107-113.

Harris A C, Allen C M, Bryan S E, Campbell I H, Holcombe R J and Palin M J. 2004. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: Implications for porphyry-related mineralization. *Mineralium Deposita*, 39: 46-67.

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519-527.

Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W and Zhang Y Q. 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺

- ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41: 152–159.
- Liang H Y, Sun W D, Su W C and Zartman R E. 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104: 587–589.
- Li C Y, Zhang H, Wang F Y, Liu J Q, Sun Y L, Hao X L, Li Y L and Sun W D. 2012. The formation of the Dabaoshan porphyry molybdenum deposit induced by slab rollback. *Lithos*, 150: 101–110.
- Wu J, Liang H Y, Huang W T, Wang C L, Sun W D, Sun Y L, Li J, Mo J H and Wang X Z. 2012. Indosinian isotope ages of plutons and deposits in southwestern Miaoershan-Yuechengling, northeastern Guangxi and implications on Indosinian mineralization in South China. *Chinese Science Bulletin*, 57(9): 1024–1035.
- Wang L, Hu M, Yang Z, Qu W J, Xia J L and Chen K X. 2011. U-Pb and Re-Os geochronology and geodynamic setting of the Dabaoshan polymetallic deposit, northern Guangdong Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 43: 40–49.
- Ye L, Liu T G, Yang Y L, Gao W, Pan Z P and Bao T. 2014. Petrogenesis of bismuth minerals in the Dabaoshan Pb-Zn polymetallic massive sulfide deposit, northern Guangdong Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82: 1–9.

LA-ICP-MS Zircon U-Pb Age of the Chuandu and Dabaoshan Porphyries in the Dabaoshan Ore Field, Northern Guangdong Province and its Metallogenic Implication

HE Guochao^{1,2}, ZHANG Jian^{1,3}, WU Jing⁴, HUANG Wenting¹, LIN Shuping^{1,3},
LIANG Huaying^{1*} and WANG Yaowu⁵

(1. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Resource Exploration Co. Ltd of Guangxi Non-ferrous Metal Group Co., Ltd, Nanning 530022, Guangxi, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. College of Resources and Metallurgy, Guangxi University, Nanning 530004, Guangxi, China; 5. Dabaoshan Mining Limited Company, Shaoguan 512218, Guangdong, China)

Abstract: The Chuandu and Dabaoshan porphyries outcrop in the Dabaoshan orefield, northern Guangdong province. The Chuandu intrusion, with a cropping area of 0.7 km², intruded the Cambrian weakly metamorphosed siltstone and slate and the Devonian sandstone with limestone interlayers. The Chuandu intrusion is associated with skarn-type Mo-W mineralization in its southern contact zone and greisen-type Mo-W mineralization in its northern contact zone, respectively. The Dabaoshan porphyry, with a cropping area of 0.18 km², intruded the Jurassic sandstone and carbonaceous shale and the Galedonian tufflava. The Dabaoshan intrusion is associated closely with veinlet and disseminate Mo-W mineralization. Field and thin section observations reveal that the Chuandu intrusion is characterized by massive structure and porphyritic-like texture, and consists mainly of porphyritic monzonite granite with small amount of porphyritic granite and porphyritic granodiorite. The Dabaoshan intrusion is characterized by porphyritic texture and composed mainly of monzonite porphyry. The Chuandu porphyritic monzonite granite and the Dabaoshan monzonite porphyry have LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of 162.1±1.6 Ma (MSWD=2.72) and 165.8±2.0 Ma (MSWD=1.38), respectively. The Chuandu porphyritic felsic intrusion and the Dabaoshan porphyry are similar in mineral composition and different in LA-ICP-MS zircon U-Pb ages. Based on that the two adjacent intrusions are different in U-Pb ages, we suggest that the adjacent Chuandu and the Dabaoshan intrusions come from the same magma chamber at different time periods, and consequently, the Dabaoshan ore field underwent two stages of mineralization related to the two phases of Yanshanian felsic magmatic activities.

Keywords: Dabaoshan ore; Chuandu intrusion; porphyry Mo-W deposit; zircon LA-ICP-MS U-Pb age; northern Guangdong province