

文章编号: 0258-7106(2009)06-0737-10

西藏多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 和锆石 U-Pb SHRIMP 测年及地质意义*

余宏全¹, 李进文¹, 马东方², 李光明², 张德全¹, 丰成友¹, 屈文俊³, 潘桂棠²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082; 3 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

摘要 多不杂矿床是班公湖-怒江缝合带上发现的第一处大型斑岩铜矿床。该矿床位于班公湖-怒江缝合带的北侧, 羌塘地块的南缘。含矿斑岩体属花岗闪长斑岩, 其 SiO₂ 含量为 61.37%~67.73%, 平均为 65.16%。稀土元素总量为 (41.4~94) × 10⁻⁶, LREE > HREE, 属轻稀土元素富集型; 微量元素特征表现为富集大离子不相容元素 Rb、K、Th、Ba、La、Ce、Sr, 亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti。含矿斑岩的稀土元素和微量元素特点反映出岛弧带的岩浆作用特征。含矿斑岩中锆石的 U-Pb SHRIMP 测年获得 (120.9 ± 2.4) Ma (MSWD = 4.3) 谐和年龄, 代表了含矿斑岩的形成时代。6 个辉钼矿样品的 Re-Os 模式年龄范围非常一致, 其变化范围为 (117.6 ± 1.3)~(118.5 ± 1.4) Ma, 等时线年龄为 (118.0 ± 1.5) Ma (MSWD = 0.30), 代表了该矿床的成矿年龄。该矿床的形成时代对应于班公湖-怒江早白垩世期间的多岛弧-盆系演化时期, 其形成环境类似于东南亚的多岛弧-盆系统。

关键词 地质学; 岩石地球化学; 同位素年代学; 成矿时代; 斑岩铜矿床; 多不杂; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Molybdenite Re-Os and SHRIMP zircon U-Pb dating of Duobuza porphyry copper deposit in Tibet and its geological implications

SHE HongQuan¹, LI JinWen¹, MA DongFang², LI GuangMing², ZHANG DeQuan¹,
FENG ChengYou¹, QU WenJun³ and PAN GuiTang²

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610082, Sichuan, China; 3 National Research Center of Geoanalysis, Beijing 100037, China)

Abstract

The Duobuza porphyry copper deposit, the first large-size porphyry copper deposit discovered along the Bangong-Nujiang suture zone, is situated in the Duobuza tectonic-magmatic zone on the southern margin of the Qiangtang-Sanjiang massif. The main mineralized porphyry in the ore deposit is a granodiorite porphyry, whose SiO₂ content varies from 61.37% to 67.73%, 65.16% on the average. Its REE content is (41.4~94) × 10⁻⁶, and the LREE content is higher than the HREE content, suggesting the enrichment of LREE. As for trace elements, the porphyry shows enrichment of Rb, K, Th, Ba, La, Ce, Sr and depletion of Nb, Ta, P, Ti. The major, rare earth and trace elements of the mineralized porphyry have characteristics of volcanic rocks formed in

* 本文得到“十一五”国家科技支撑计划项目(2006BAB01A10)和973基础研究项目(2002CB412609)的资助
第一作者简介 余宏全,男,1965年生,博士,研究员,矿床地质和勘探专业。Email: hongquanshe@sohu.com
收稿日期 2009-08-24; 改回日期 2009-10-22。许德焕编辑。

the island arc. The zircon SHRIMP dating (14 samples) of Duobuza granodiorite porphyry gave $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordant ages from (116.5 ± 4.6) Ma to (125.3 ± 4.7) Ma, with a weighted mean age of (120.9 ± 2.4) Ma, which indicates the age of the copper-mineralized porphyry rock. Meanwhile, the ^{187}Re and ^{187}Os content of molybdenite from the ore deposit was determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS), and the results show that the Re-Os model ages of the deposit are from (117.6 ± 1.3) to (118.5 ± 1.4) Ma, and its isochron age (118.0 ± 1.5) Ma, which have accurately determined the timing of mineralization. The age of the ore deposit is consistent with the evolution of the Bange-Nujiang archipelagic arc-basin system in Early Cretaceous, implying that the Duobuza copper deposit was formed in an archipelagic arc-basin system similar to the system of southeast Asia.

Key words: geology, rock geochemistry, isotopic dating, mineralization age, porphyry copper deposit, Duobuza, Tibet

多不杂矿床是近年来西藏地质矿产局第五地质队通过地质大调查工作新发现的大型斑岩铜矿床,其规模有望达到超大型。该矿床是班公湖-怒江成矿带内发现的第一处大型铜矿床,受到了地质界的广泛关注。研究成果显示,该矿床的成矿时代和成矿环境明显不同于冈底斯成矿带内的斑岩型铜矿床,后者的形成与印度-亚洲板块后碰撞期(中新世)加厚地壳熔融产生的埃达克质岩浆作用有关(侯增谦 2003)。一般认为,多不杂斑岩铜矿床的形成与燕山晚期班公湖-怒江洋盆的俯冲闭合有关,但其成矿时代缺乏精确的同位素年代学资料,导致对其成矿的构造环境不是非常清楚。曲晓明等(2006)采用锆石 U-Pb SHRIMP 测年获得了多不杂斑岩铜矿床 I 号斑岩体的年龄,为 (127.8 ± 2.6) Ma, 提出矿床形成于俯冲碰撞后的伸展阶段。李光明等(2007)根据区域地质研究成果和成矿特征对比,认为该矿床的形成与燕山期古特提斯洋向北的俯冲增生有关。由此可见,对该矿床的成矿年龄进行准确测定,对于认识矿床成因、成矿演化、指导该地区斑岩铜矿的找矿具有重要意义。笔者利用辉钼矿 Re-Os 同位素等时线测年和锆石 U-Pb SHRIMP 测年方法,对该矿床的形成年龄进行了测定,两种方法所获之年龄吻合很好,为探讨其成矿地质背景提供了可靠的年代学依据。

1 地质背景

多不杂斑岩铜矿床位于西藏西部改则县西北约 80 km 处,其构造位置处于班公湖-怒江缝合带的北侧,羌塘地块的南缘。班公湖-怒江缝合带北部属于

羌塘-三江复合板片,其南部则属于冈底斯-念青唐古拉板片。该缝合带沿线可见蛇绿混杂体,伴有燕山期基性岩和中酸性岩侵入,发现有金、铜、铬等金属矿(床)点成带展布,构成了班公湖-怒江金铜多金属成矿带。多不杂斑岩铜矿床即位于该成矿带的西段多不杂构造-岩浆带内。

Kapp 等(2003)和曹圣华等(2006)根据班公湖-怒江缝合带沉积相分析,指出班公湖-怒江洋盆打开时间为三叠纪,早侏罗世扩张成深海洋盆,中-晚侏罗世洋壳开始向北侧羌塘地块之下俯冲消减,至侏罗纪末-白垩纪初,洋盆闭合,此后,进入弧-陆碰撞演化阶段。沿缝合带大规模的岛弧火山活动发生在中-晚侏罗世,形成燕山早期陆缘火山弧,为一套含大量火山碎屑岩的以安山质为主的玄武-安山-流纹岩组合。深成岩浆侵入作用发生在早白垩世至晚白垩世早期,以中酸性幕式侵入为特点,年龄集中在 70~140 Ma(西藏地质矿产局,2000)。

2 矿床地质

多不杂斑岩铜矿区内出露的地层为中侏罗统雁石坪群、下白垩统美日切组和新近系康托组。中侏罗统雁石坪群(J_2^{ys})的粉砂质板岩、长石石英砂岩和安山岩、英安岩、玄武质安山岩,是矿床的最重要围岩。

该矿床的含矿斑岩体为花岗闪长斑岩,由东、西 2 个小斑岩岩株组成(图 1),称为 I 号和 II 号斑岩体。含矿斑岩全岩矿化,目前已控制的资源量约 400 万吨^①。矿体的 Cu 平均品位为 0.75%,伴生 Au 的

① 西藏地质矿产局第五地质队, 2006. 西藏改则县多不杂铜矿勘查设计书. 内部资料.

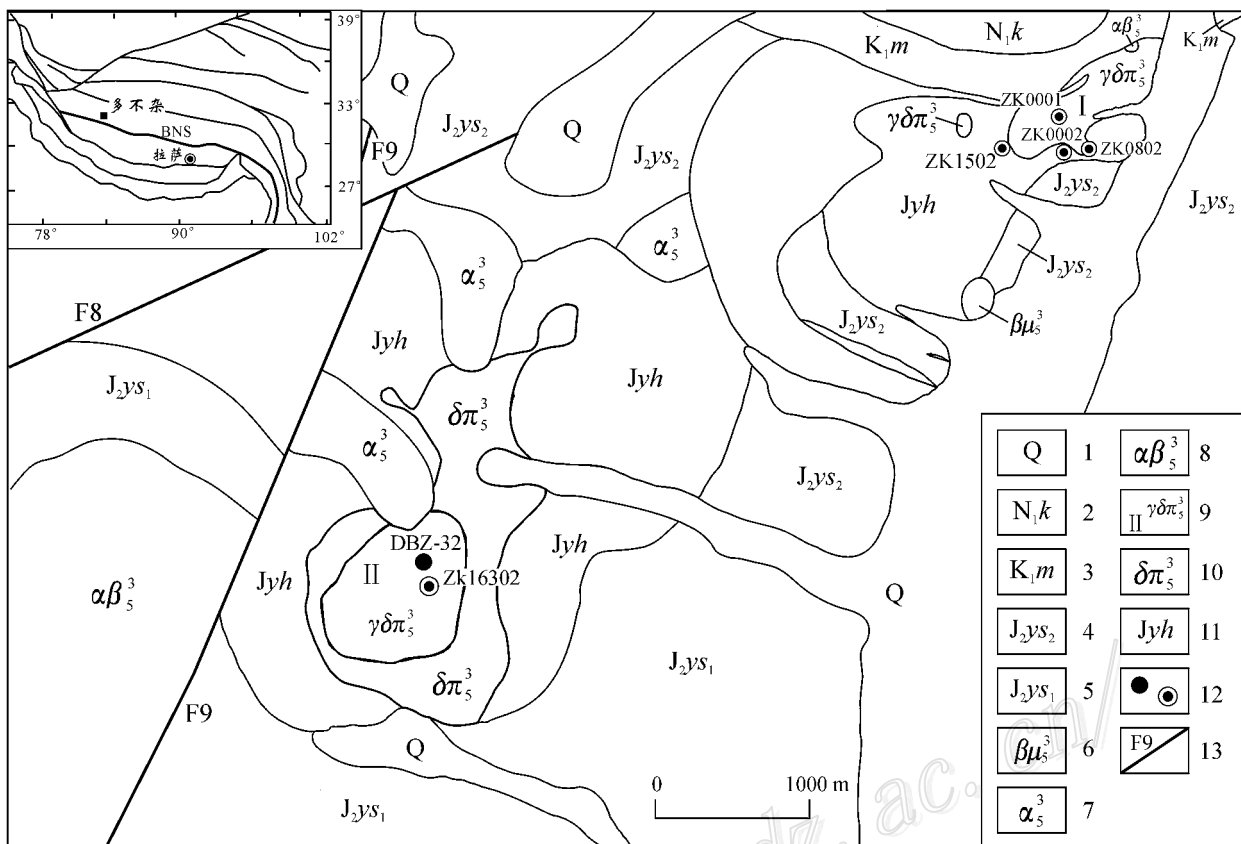


图 1 西藏多不杂斑岩铜矿床地质略图(据西藏地质矿产局第五地质队 2006 修改)

1—第四系；2—新近系康托组 棕红色粘土及砂砾石层；3—下白垩统美日切组 紫红色或褐紫色火山碎屑岩夹安山玢岩；4—中侏罗统雁石坪群二段：变长石英英砂岩、粉砂岩、粉砂质板岩夹硅质岩、灰绿色玄武岩、基性火山熔岩；5—中侏罗统雁石坪群一段：深灰色粉砂质板岩夹变长石英英砂岩、灰岩条带及透镜体；6—辉绿岩；7—安山岩；8—玄武安山岩；9—花岗闪长斑岩(含斑岩体及编号)；10—闪长斑岩；11—黄铁矿化、褐铁矿化角岩带；12—采样位置和采样钻孔位置；13—断层及编号；BNS—班公湖-怒江缝合带

Fig. 1 Sketch geological map of Duobuza porphyry copper deposit, Tibet(Modified after No. 5 Geological Party, Tibet Bureau of Geology and Mineral Resources, 2006)

1—Quaternary；2—Upper Tertiary Kangtuo Formation：brown clay and sandstone；3—Lower Cretaceous Meiriqie Formation：aubergine and brown volcanic clastic rocks intercalated with andesite porphyrite；4—2nd Member of Middle Jurassic Yanshiping Group：metamorphosed feldspar quartz sandstone, silty slate intercalated with silicate, light grey basalt and mafic lava；5—1st Member of Middle Jurassic Yanshiping Group：dark grey silty slate intercalated with metamorphosed feldspar quartz sandstone, limestone stripes and lenses；6—Diabase；7—Andesite；8—Basaltic andesite；9—Granodiorite porphyry (ore-bearing porphyry and its serial number)；10—Diorite porphyry；11—Pyritized and limonitized hornfels zone；12—Sampling location and sampling bore hole；13—Fault and its serial number；BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone

品位为 0.1~1.3 g/t。矿石类型为典型的斑岩型，矿石构造以细脉浸染状构造为主，其次为角砾状、脉状构造。矿石矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿、辉钼矿。

多不杂矿床的蚀变类型和分带特征与典型斑岩铜矿的特征基本一致。自岩体中心向外，可划分出 3 个主要的蚀变带，依次为：钾硅化 + 绢英岩化带，绢

英岩化带，黄铁矿化-角岩化带。特殊的是，该矿床青磐岩化带不发育，而发育宽广的黄铁矿化-角岩化带。岩体内部和围岩中有较强的磁铁矿化，磁铁矿含量为 1%~3%，局部可见磁铁矿团块。

该矿床的流体包裹体特征和均一测温结果表明，该矿床内的石英含有丰富的流体包裹体，包裹体类型众多，且以大量发育含子矿物多相包裹体为突

出特征(余宏全等,2006);成矿以高温、高盐度流体为主,其均一温度 $>450^{\circ}\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为28%~83%,平均达58%~60%,流体组分主要属 H_2O - NaCl - KCl - FeCl_2 体系。多不杂矿床为与浅成斑岩体侵入有关的高温岩浆热液型斑岩铜矿床。

3 含矿斑岩岩石地球化学特征

多不杂矿区内东、西2个含矿斑岩体的岩相学和岩石化学特征完全一致。含矿斑岩具斑状结构,块状构造。斑晶成分为斜长石、钾长石、石英、黑云母,含量约占岩石总量的25%~40%。石英斑晶一般有溶蚀现象,大小为0.5~4 mm。基质成分为石英、斜长石、黑云母及副矿物磷灰石、锆石、金红石、磁铁矿、黄铁矿等,呈显微半自形粒状结构,粒径一

般为0.05~0.2 mm。岩石蚀变普遍且强烈,包括钾化、粘土化、硅化、绢英岩化、绿泥石化、帘石化、碳酸盐化等,以硅化、绢英岩化、绿泥石化最常见。钾化主要形成钾长石、黑云母,在岩体中心部位发育,部分地段形成钾长石脉。由于后期硅化、绢英岩化的叠加,钾化带保留很少。硅化呈细网脉状发育。绢英岩化呈面状发育,主要交代长石矿物,由细粒石英、绢云母、绿泥石组成,在石英脉的边部绢英岩化更为强烈。绿泥石化主要交代黑云母等暗色矿物。矿物含量:石英占20%~25%、斜长石为50%~55%、钾长石为10%~15%、黑云母为4%~5%,岩性为花岗闪长斑岩。

多不杂含矿斑岩的岩石化学及稀土元素和微量元素含量分析结果见表1。由表1可见,含矿斑岩的 SiO_2 含量为61.37%~67.73%,平均为65.16%;

表1 多不杂斑岩铜矿床含矿斑岩主量元素、微量元素和稀土元素分析结果

Table 1 Content of major, REE and trace elements of mineralized porphyry in the Duobuza porphyry copper deposit

| 样品号 | $w(\text{B})\%$ | | | | | | | | | | | | | 烧减量 | 总和 |
|------------|-----------------------|--------------|-------------------------|----------------|------------------------|---------------|----------------------|--------------|----------------|--------------|--------------|-------------------------|------|-------|----|
| | Na_2O | MgO | Al_2O_3 | SiO_2 | P_2O_5 | SO_3 | K_2O | CaO | TiO_2 | MnO | FeO | Fe_2O_3 | | | |
| Dzk01-3 | 2.24 | 1.18 | 13.17 | 65.96 | 0.09 | 0.56 | 3.49 | 3.49 | 0.28 | 0.10 | 1.55 | 2.84 | 3.43 | 98.38 | |
| Dzk01-8 | 1.22 | 1.52 | 12.41 | 63.71 | 0.11 | 0.87 | 5.99 | 2.28 | 0.31 | 0.13 | 2.26 | 3.26 | 4.44 | 98.51 | |
| Dzk01-14 | 1.20 | 1.99 | 14.79 | 61.37 | 0.16 | 0.21 | 3.73 | 2.20 | 0.43 | 0.13 | 3.22 | 5.07 | 4.96 | 99.46 | |
| Dzk16302-4 | 2.65 | 1.28 | 15.60 | 64.20 | 0.14 | 0.04 | 2.47 | 1.70 | 0.38 | 0.17 | 1.79 | 3.70 | 4.83 | 98.95 | |
| Dbz-10 | 3.51 | 1.42 | 15.68 | 65.90 | 0.12 | 0.03 | 2.50 | 2.36 | 0.36 | 0.06 | 0.90 | 4.18 | 1.82 | 98.84 | |
| Dzk02-2 | 2.09 | 1.28 | 13.79 | 67.26 | 0.09 | 0.38 | 4.47 | 2.67 | 0.29 | 0.13 | 1.68 | 1.39 | 3.44 | 98.96 | |
| Dzk02-3 | 1.89 | 1.10 | 13.77 | 67.75 | 0.09 | 0.47 | 4.52 | 2.50 | 0.27 | 0.12 | 1.01 | 1.34 | 3.81 | 98.64 | |
| 平均值 | 2.11 | 1.40 | 14.17 | 65.16 | 0.11 | 0.37 | 3.88 | 2.46 | 0.33 | 0.12 | 1.77 | 3.11 | 3.82 | 98.81 | |

| 样品号 | $w(\text{B})10^{-6}$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | LREE | HREE | L/H |
| Dzk01-3 | 13.0 | 20.1 | 2.40 | 9.06 | 1.71 | 0.53 | 2.4 | 0.24 | 1.41 | 0.28 | 0.85 | 0.12 | 0.83 | 0.13 | 46.80 | 6.26 | 7.48 |
| Dzk01-8 | 8.3 | 15.8 | 1.79 | 7.02 | 1.50 | 0.40 | 2.30 | 0.25 | 1.54 | 0.30 | 0.91 | 0.14 | 0.93 | 0.14 | 34.83 | 6.51 | 5.35 |
| Dzk01-14 | 9.8 | 18.5 | 2.07 | 8.27 | 1.83 | 0.36 | 2.83 | 0.32 | 1.93 | 0.37 | 1.17 | 0.16 | 1.17 | 0.17 | 40.85 | 8.12 | 5.03 |
| Dzk16302-4 | 15.3 | 26.2 | 2.98 | 11.20 | 2.12 | 0.59 | 2.97 | 0.31 | 1.95 | 0.39 | 1.20 | 0.17 | 1.27 | 0.19 | 58.39 | 8.45 | 6.91 |
| Dbz-10 | 11.7 | 21.5 | 2.61 | 10.70 | 2.32 | 0.63 | 3.24 | 0.36 | 2.12 | 0.40 | 1.22 | 0.17 | 1.18 | 0.18 | 49.46 | 8.87 | 5.58 |
| Dzk02-2 | 19.9 | 35.0 | 3.53 | 13.00 | 2.29 | 0.55 | 3.33 | 0.30 | 1.79 | 0.33 | 1.00 | 0.14 | 0.95 | 0.15 | 74.27 | 7.99 | 9.30 |
| Dzk02-3 | 24.5 | 39.4 | 4.00 | 14.00 | 2.45 | 0.59 | 3.62 | 0.33 | 2.01 | 0.40 | 1.18 | 0.16 | 1.17 | 0.19 | 84.94 | 9.06 | 9.38 |

| 样品号 | $w(\text{B})10^{-6}$ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|------|-------|------|-------|-----|------|------|------|-------|-----|------|------|-------|------|------|------|------|
| | Li | Be | Sc | Ti | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Cs | Ba | Hf | Ta | Pb | Th | U | Hf | Ta |
| Dzk01-3 | 27.2 | 1.08 | 7.07 | 1908 | 115.4 | 389 | 9.4 | 80.2 | 6.68 | 10.50 | 640 | 2.35 | 0.86 | 10.30 | 8.02 | 1.28 | 2.35 | 0.86 |
| Dzk01-8 | 23.5 | 0.62 | 8.80 | 1881 | 115.8 | 226 | 10.3 | 53.6 | 8.90 | 5.99 | 801 | 2.02 | 0.91 | 15.60 | 5.68 | 0.59 | 2.02 | 0.91 |
| Dzk01-14 | 44.6 | 1.18 | 10.60 | 2356 | 100.4 | 180 | 13.2 | 57.3 | 9.38 | 11.30 | 543 | 2.12 | 0.99 | 7.34 | 5.84 | 1.03 | 2.12 | 0.99 |
| Dzk16302-4 | 27.2 | 1.12 | 9.44 | 2108 | 112.1 | 293 | 11.3 | 57.2 | 6.31 | 10.70 | 529 | 2.19 | 0.88 | 9.48 | 5.69 | 0.99 | 2.19 | 0.88 |
| Dbz-10 | 63.4 | 1.23 | 8.39 | 2027 | 118.0 | 406 | 12.7 | 77.4 | 6.79 | 9.44 | 449 | 2.61 | 0.82 | 11.40 | 6.46 | 0.69 | 2.61 | 0.82 |
| Dzk02-2 | 34.9 | 0.97 | 7.58 | 1698 | 168.8 | 350 | 11.7 | 54.4 | 7.05 | 11.40 | 730 | 2.10 | 1.01 | 9.92 | 6.99 | 1.04 | 2.10 | 1.01 |
| Dzk02-3 | 25.2 | 0.93 | 7.43 | 1503 | 201.3 | 299 | 12.4 | 62.9 | 6.90 | 9.79 | 710 | 2.43 | 1.04 | 7.82 | 8.19 | 1.40 | 2.43 | 1.04 |

样品岩性: Dzk01-3—含矿花岗斑岩; Dzk01-8—含辉钼矿蚀变斑岩; Dzk01-14—高岭土化、绢云母化、硅化含矿斑岩; Dzk16302-4—蚀变花岗斑岩; Dbz-10—绢英岩化斑岩; Dzk02-2—钾化、硅化蚀变斑岩; Dzk02-3—钾化、绢英岩化蚀变花岗斑岩。样品 Dzk16302-4 采自 II 号斑岩体,其余样品采自 I 号斑岩体。测试仪器: 常量元素用 PHILLIPS PW-2404 型 X 射线荧光光谱仪,分析精度好于 1%,微量元素和稀土元素用 ELEMENT-2 质谱仪,分析精度好于 2%。测试单位: 北京核工业地质分析研究中心。

Al_2O_3 含量为 12.41% ~ 15.68% ,平均 14.17% ;
 Na_2O 含量为 1.2% ~ 3.51% ,平均 2.11% ; K_2O 含量
为 2.5% ~ 5.99% ,平均 3.88% ; K_2O/Na_2O 平均
为 2.22。在花岗岩分类图上,多不杂含矿斑岩投影
于石英闪长岩和花岗岩区,属花岗岩类。

该含矿斑岩的 REE 含量为 $(41.4 \sim 94) \times 10^{-6}$,
LREE > HREE, LREE/HREE 为 5.03 ~ 9.38, 平均
7.0, 属轻稀土元素(LREE)富集型(图 2a)。Eu 异常
不明显,说明其源岩浆未发生显著的斜长石结晶分
异作用。微量元素特征表现为,富集大离子不相容
元素 Rb、K、Th、Ba、La、Ce、Sr,亏损高场强元素 Nb、
Ta、P、Ti(图 2b)。该含矿斑岩的稀土和微量元素特
点反映出岛弧带的岩浆作用特征(Wilson, 1989)。
在花岗岩 Rb-Y+Nb 构造判别图上,该矿区的含矿
斑岩也主要投影于弧火山花岗岩区(图 2c)。

4 成岩成矿时代测定

4.1 同位素测年样品及处理方法

锆石

锆石产自 II 号斑岩体(样品号 DBZ-32)。样品
为钾化、绢英岩化蚀变花岗斑岩,细石英脉发育,斑
状结构,斑晶主要为钾长石、斜长石、石英。样品质
量约 10 kg。采用人工破碎重砂淘洗法将锆石从样
品中分离出来,然后,在双目镜下挑纯,选出晶形和
透明度较好的锆石颗粒备用。

多不杂矿区的含矿斑岩中,锆石数量较多,颗粒
较大,均为无色或浅黄色的透明自形晶。锆石的形
态一般为长柱状或短柱状,干净透明,裂隙少,自形,
晶体完好,粒度一般为 $(50 \sim 100) \times (150 \sim 300) \mu m^2$,
长宽比为 3:1 ~ 1.5:1。样品锆石的阴极发光图像
(图 3)显示,锆石多呈长柱状、短柱状自形晶,裂纹很
少,晶面较平整,韵律环带结构十分发育,未见溶蚀
和磨圆现象,反映出岩浆成因锆石的结构特点,少数
锆石内部有内核,可能为继承性锆石。

标靶制作由北京离子探针中心完成。测试前,
分别在透射光和反射光下对标靶拍照,再用电子探
针进行阴极发光和背散射电子图像成像。对比分析
两类图像,圈定离子流束轰击点。选择出晶体干净、
内部结构完整、无裂纹、无包裹体及杂质、晶形以柱
状为主的锆石,测定时避开锆石中的重结晶、重吸收
和残留部分,以获得较准确的岩浆结晶年龄。

锆石年龄测定在北京离子探针中心 SHRIMP II

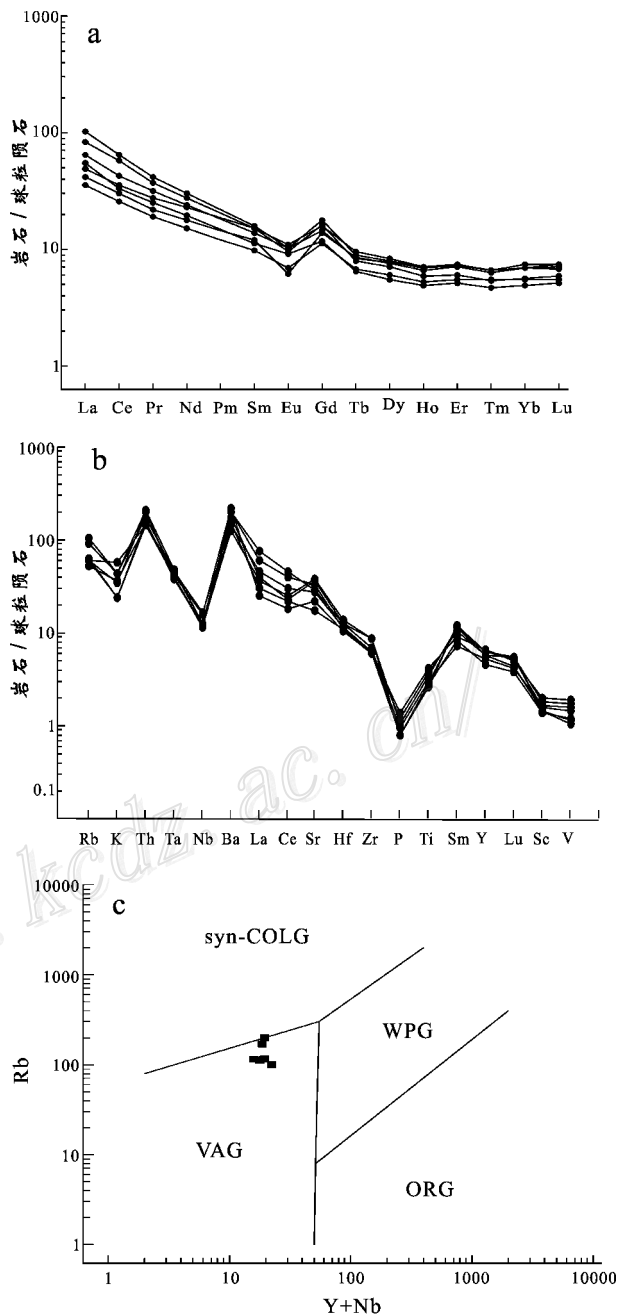


图 2 多不杂斑岩铜矿床含矿斑岩稀土元素和微量元素
岩石化学图解

a. 岩石稀土元素球粒陨石标准化图; b. 岩石微量元素/N-MORB
(正常洋脊玄武岩)标准化图(球粒陨石值据 Sun et al., 1989);

c. 岩石构造环境 Rb-Y+Nb 判别图(据 Pearce et al., 1984)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE and trace elements pat-
terns of mineralized porphyry rocks in the Duobuza porphyry
copper deposit

a. Chondrite-normalized REE patterns of rocks from Duobuza; b. N-
MORB normalized spider diagram of rocks from Duobuza (after Sun et
al., 1989); c. Rb-Y+Nb geotectonic discrimination diagram for
rocks from Duobuza (after Pearce et al., 1984)

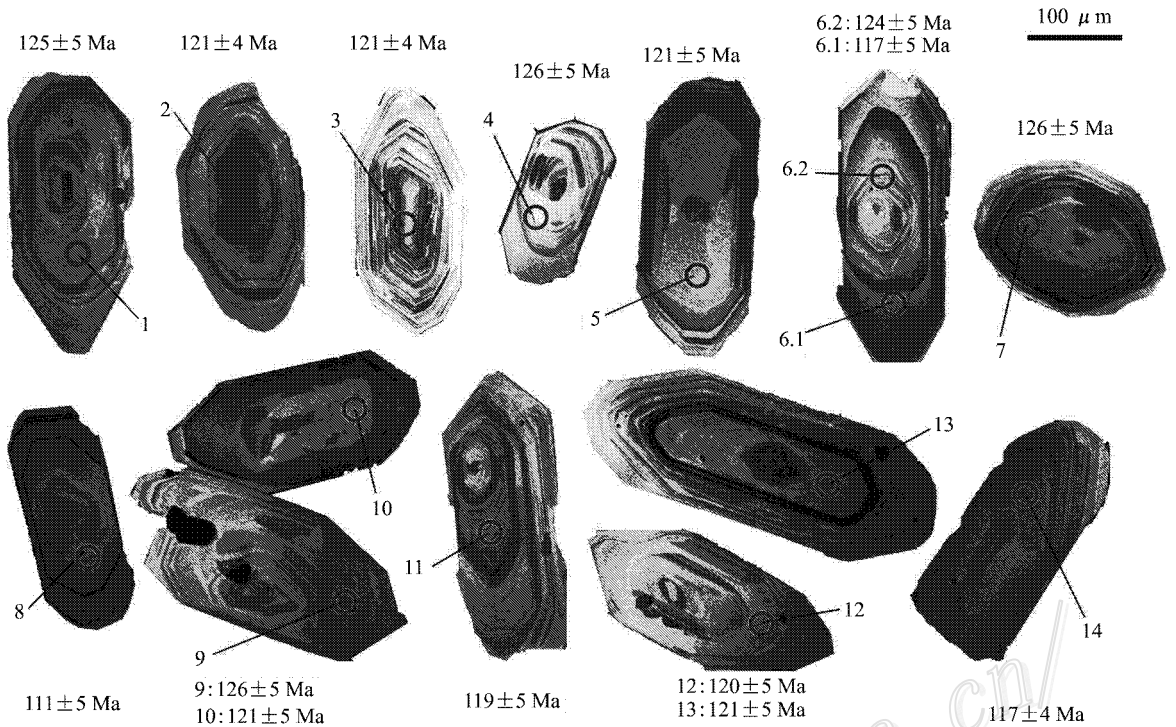


图3 多不杂斑岩铜矿床 DBZ-32 样品锆石阴极发光图像及测试点位图

Fig. 3 Cathodoluminescence images of zircons from the Duobuza porphyry copper deposit

上完成。所采用的标准测试条件为:5次扫描记录,4.5 nA 10 kV O^{-2} 离子束,质量分辨精度 ~ 5000 ,一次离子流束斑直径为25~30 μm ,清洗时间为140 s。测定标准 SL13 为宝石级锆石,其 U 含量为 238×10^{-6} ,年龄为 472 Ma,用于样品 U 含量标定。TEM 用于样品 $^{206}Pb^{+}/^{238}U^{+}$ 同位素比值歧视校正。每测定4个样品数据点,就测定一个 TEM 标准。数据处理采用 SQUID1.03d 和 ISOPLOT 程序。详细的分析原理和流程见 Williams(1998)。

辉钼矿

用于本次测试的辉钼矿样品均采自钻孔岩芯,岩石新鲜,具体采样位置见表3。除 DZK16302-7 样品采自 II 号岩体外,其余样品均采自 I 号岩体。样品岩性全部为含矿蚀变斑岩,蚀变主要为钾化、硅化、绢云母化等。岩石具斑状结构,块状、细脉浸染状构造,矿物成分主要为钾长石、斜长石、石英、绢云母、斑晶石英、蚀变石英,以及黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿等硫化物,副矿物主要为磁铁矿。辉钼矿主要与黄铁矿、黄铜矿等硫化物共生,呈细脉状或小的硫化物团块发育,少量辉钼矿与钾长石-石英脉共生(如

DZK1502-1, DZK802-4 样品)形成细小的含辉钼矿-(钾长石-石英脉)。

将野外采集的矿石样品在双目镜下手工挑选出辉钼矿单矿物。辉钼矿质纯、无氧化、无污染,纯度达 98% 以上。Re-Os 同位素测试在国家地质测试中心进行,采用 Carius 管封闭溶样分解样品,Re-Os 同位素分析的化学分离过程和分析方法见有关文献(Shirey et al., 1995)。实验全流程空白 Re 约为 10 pg,普 Os 约为 1 pg,远远小于所测样品中的铼、钨含量,不会影响实验中铼、钨含量的准确测定。Re-Os 模式年龄 t 按下式计算:

$$t = [\ln(1 + ^{187}Os/^{{}^{187}Re})] / \lambda$$

其中的 λ (^{187}Re 衰变常数) = $1.666 \times 10^{-11} \cdot a^{-1}$

4.2 锆石 U-Pb 测年结果

对 DBZ-32 样品共测试了 14 个锆石颗粒,15 个测试点,锆石测点位置见图 3。由于锆石中的内核晶体粒度太小,故未获得继承性锆石的年龄,测试结果见表 2。锆石的 U、Th 含量变化大,U 含量为 $(87 \sim 302) \times 10^{-6}$,Th 含量为 $(55 \sim 146) \times 10^{-6}$,两者之间呈现良好的线性正相关关系(图 4)。 $^{206}Pb/^{204}Pb$

表 2 多不杂斑岩铜矿床含矿花岗岩斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测试结果
Table 2 SHRIMP U-Pb isotopic analyses of zircons from ore-bearing granodiorite porphyry in the Duobuza porphyry copper deposit

| 测点号 | $^{206}\text{Pb}_c$ / 10^{-6} | U / 10^{-6} | Th / 10^{-6} | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ / 10^{-6} | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 /Ma ($\pm 1\sigma$) | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | |
|------------|------------------------------------|------------------|-------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------|------------------------------------|----------------|------------------------------------|----------------|
| | | | | | | | | 测值 | 误差/ $\pm\%$ | 测值 | 误差/ $\pm\%$ | 测值 | 误差/ $\pm\%$ |
| DBZ-32-1 | 4.20 | 146 | 61 | 0.43 | 440.3 | 2.56 | 125.3 \pm 4.7 | 0.0737 | 7.0 | 0.108 | 18 | 0.01962 | 3.8 |
| DBZ-32-2 | 2.65 | 302 | 146 | 0.50 | 697.6 | 5.04 | 120.8 \pm 4.2 | 0.0581 | 4.1 | 0.096 | 22 | 0.01892 | 3.5 |
| DBZ-32-3 | 2.64 | 227 | 122 | 0.55 | 700.6 | 3.78 | 120.5 \pm 4.3 | 0.0636 | 5.2 | 0.110 | 23 | 0.01887 | 3.6 |
| DBZ-32-4 | 2.13 | 138 | 71 | 0.53 | 868.0 | 2.39 | 126.1 \pm 4.8 | 0.0737 | 5.4 | 0.155 | 20 | 0.01976 | 3.9 |
| DBZ-32-5 | 5.33 | 87 | 57 | 0.67 | 347.7 | 1.50 | 120.5 \pm 5.0 | 0.0844 | 7.6 | 0.108 | 32 | 0.01886 | 4.2 |
| DBZ-32-6.1 | 2.19 | 200 | 103 | 0.53 | 845.0 | 3.42 | 124.1 \pm 5.1 | 0.0580 | 4.9 | 0.108 | 9.4 | 0.01944 | 4.2 |
| DBZ-32-6.2 | 4.60 | 159 | 55 | 0.36 | 402.6 | 2.60 | 116.5 \pm 4.6 | 0.0716 | 5.1 | 0.087 | 39 | 0.01824 | 4.0 |
| DBZ-32-7 | 3.78 | 135 | 76 | 0.58 | 489.6 | 2.38 | 126.3 \pm 4.9 | 0.0760 | 8.3 | 0.125 | 30 | 0.01978 | 3.9 |
| DBZ-32-8 | 11.86 | 125 | 68 | 0.56 | 156.3 | 2.12 | 110.9 \pm 5.4 | 0.0761 | 6.8 | | | 0.01735 | 4.9 |
| DBZ-32-9 | 2.15 | 91 | 63 | 0.71 | 862.7 | 1.58 | 125.8 \pm 5.2 | 0.0718 | 6.7 | 0.149 | 17 | 0.01970 | 4.2 |
| DBZ-32-10 | 3.03 | 103 | 62 | 0.62 | 612.0 | 1.73 | 120.6 \pm 4.6 | 0.0721 | 6.5 | 0.125 | 16 | 0.01888 | 3.9 |
| DBZ-32-11 | 2.11 | 265 | 136 | 0.53 | 879.1 | 4.33 | 119.1 \pm 5.1 | 0.0539 | 4.6 | 0.095 | 20 | 0.01865 | 4.3 |
| DBZ-32-12 | 0.93 | 110 | 59 | 0.56 | 1987.2 | 1.79 | 120.0 \pm 4.6 | 0.0679 | 6.6 | 0.157 | 12 | 0.01879 | 3.8 |
| DBZ-32-13 | 3.84 | 87 | 47 | 0.55 | 482.1 | 1.48 | 121.0 \pm 5.0 | 0.0797 | 6.5 | 0.129 | 28 | 0.01895 | 4.2 |
| DBZ-32-14 | 3.20 | 188 | 118 | 0.65 | 579.2 | 3.04 | 116.5 \pm 4.2 | 0.0638 | 5.0 | 0.096 | 23 | 0.01824 | 3.6 |

注： \pm 为误差， Pb_c 代表普通成因铅， Pb^* 代表放射性成因铅，普通铅用 ^{204}Pb 校正。

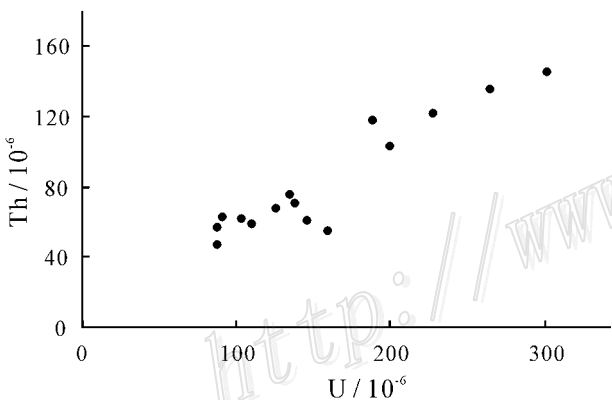


图 4 多不杂斑岩铜矿床 DBZ-32 样品 U-Th 含量关系图

Fig. 4 Diagram showing U-Th content relationship of zircons from the Duobuza porphyry copper deposit

测试值除个别(8号点)较低外,其余的含量均为 402.6~1987.2,平均 690,采用 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 方法进行普通铅扣除(陈道公等,2001)。 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 值为 0.36~0.71,均大于 0.2,显示出岩浆成因锆石的特征(Claesson et al., 2000)。从 U-Pb 体系谐和图(图 5)上可以看出,15 个岩浆锆石测试点数据非常集中, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值变化范围为 110.9~126.3 Ma, 其中的 DBZ-32-8 测点,其计算的 U-Pb 年龄值最低,为 (110.9 \pm 5.4)Ma,可能与该测点的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 测试值(156.3)较低而影响了年龄值的计算有关。处于锆石颗粒不同部位(边部和中心)的测点

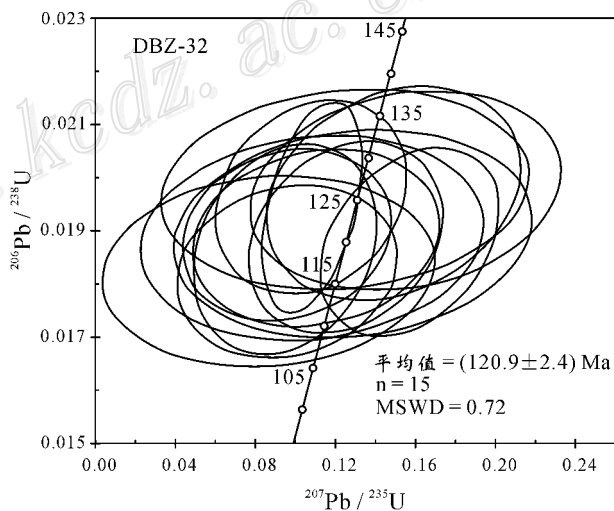


图 5 多不杂斑岩铜矿床成矿斑岩 DBZ-32 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 U-Pb age concordia diagram of zircon in sample DBZ-32 from the Duobuza porphyry copper deposit

的年龄值无显著差异(表 2),说明锆石应是在同一次岩浆结晶作用过程中形成的。剔除 DBZ-32-8 测点后,其余 14 个测试点均位于谐和曲线上,且分布集中(MSWD=4.3),说明锆石的同位素体系未受到后期热事件的影响,测试结果可靠。14 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄平均值为(120.9 \pm 2.4)Ma ($\pm 2\sigma$),该年龄可代表含矿斑岩体的形成时代。

表3 多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年数据
Table 3 Re-Os isotopic analyses of molybdenite from the duobuza porphyry copper deposit

| 样品号 | 采样位置 | 样重/mg | Re/ng/g | $\delta(\text{Os}_{\text{sp}})$ /ng/g | ^{187}Re /ng/g | ^{187}Os /ng/g | 模式年龄 /Ma |
|------------|--------------------------|-------|---------------|------------------------------------------|----------------------------|----------------------------|-------------|
| DZK16302-7 | II号斑岩体 ZK16302 孔 338 m | 2.41 | 448390 ± 3362 | 0.00 ± 0.14 | 281840 ± 2113 | 555.8 ± 4.2 | 118.2 ± 1.4 |
| DZK1502-1 | I号斑岩体 ZK1502 孔 397 m | 2.49 | 551434 ± 5154 | 0.15 ± 0.27 | 346609 ± 3240 | 681.1 ± 5.1 | 117.8 ± 1.5 |
| DZK802-4 | I号斑岩体 ZK802 孔 238 m | 2.20 | 286128 ± 2593 | 0.02 ± 0.30 | 179848 ± 1630 | 354.1 ± 2.8 | 118.1 ± 1.5 |
| DZK802-9 | I号斑岩体 ZK802 孔 345 m | 2.33 | 327196 ± 2400 | 1.16 ± 0.29 | 205662 ± 1509 | 404.7 ± 3.2 | 118.0 ± 1.4 |
| DZK802-10 | I号斑岩体 ZK802 孔 401 m | 2.10 | 623393 ± 4869 | 0.00 ± 0.16 | 391840 ± 3061 | 774.1 ± 5.7 | 118.5 ± 1.4 |
| DZK02-1 | I号斑岩体 ZK0002 孔 333~342 m | 2.51 | 435602 ± 3263 | 1.07 ± 0.27 | 273802 ± 2051 | 536.8 ± 4.0 | 117.6 ± 1.3 |

4.3 辉钼矿 Re-Os 测年结果

6个辉钼矿样品的 Re-Os 测年结果见表3。这6个样品的模式年龄范围非常一致,变化范围为(117.6 ± 1.3)~(118.5 ± 1.4)Ma,而且采自II号岩体的辉钼矿样品(DZK16302-7)的模式年龄为(118.2 ± 1.4)Ma(±2σ, MSWD=0.30),与I号岩体5个样品的模式年龄几乎完全一致,说明这2个斑岩矿体的成矿时代相同。在 ^{187}Re - ^{187}Os 图解上,这6个样品呈线性分布,形成一条良好的等时线(图6),其等时线年龄为(118.0 ± 1.5)Ma,该年龄可代表多不杂斑岩铜矿床的成矿年龄。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

本次研究所获之多不杂矿区东、西2处含矿斑

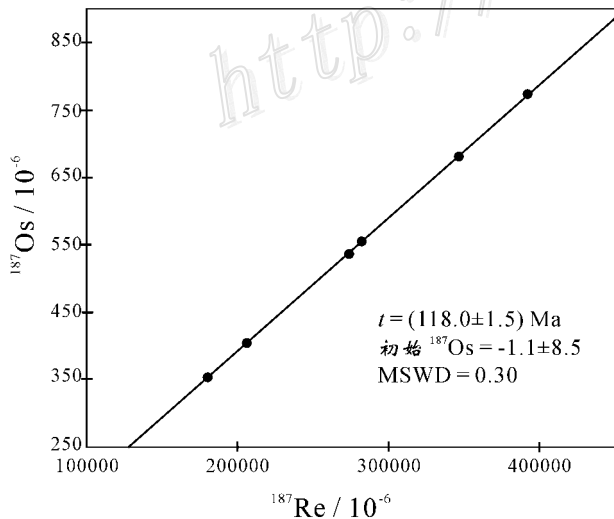


图6 多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 等时线图

Fig. 6 Re-Os isochron age of molybdenite from the Duobuza porphyry copper deposit

岩体内辉钼矿的模式年龄非常一致,在同位素测年方法可确定的测试误差范围内基本相同,而且,这2个含矿斑岩体的岩石学和成矿特征高度相似,可认为这2处斑岩体的侵位和铜钼矿化是同一时期发生的,其辉钼矿的等时线年龄为(118.0 ± 1.5)Ma。该数据与矿区成矿花岗闪长斑岩体内锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄(120.8 ± 2.4)Ma 吻合得很好。该年龄很好地界定了多不杂斑岩铜矿区成矿岩浆的侵入年龄(锆石 U-Pb 年龄)及其成矿时代(Re-Os 等时线年龄),说明该矿床形成于早白垩世。

5.2 成矿地质背景

多不杂斑岩铜矿床在构造位置上处于班公湖-怒江缝合带西段的北侧。班公湖-怒江缝合带位于西藏中部,西起班公湖的日土,向东经由措勤、尼玛、那曲至东部的怒江带,走向近EW向,其中部大致平行于北纬32°线,延长大于1500 km。该带内蛇绿岩发育,是青藏高原地区重要的板块界限,是班公湖-怒江洋盆于中侏罗世—晚白垩世期间俯冲-闭合的产物(Yin et al., 2000; 王璞君等, 2003; 赵文津等, 2004)。潘桂棠等(2004)认为,该缝合带是冈瓦纳大陆的北界。

近年来,西藏地区1:25万区域地质调查成果,为班公湖-怒江缝合带的构造演化研究提供了新的资料。曹圣华等(2006)根据邦多幅、措麦幅的填图成果提出,晚三叠世—早-中侏罗世时期,怒江洋盆仍然存在,而中-晚侏罗世则是班公湖-怒江洋俯冲消减阶段,其俯冲消亡的方式是自东向西的斜向汇聚渐进发展过程,其消亡时间自东向西迁移,东段为中侏罗世,西段为晚侏罗世末(王璞君等, 2003; 赵文津等, 2004)。潘桂棠等(2004)认为,该时期存在双向俯冲。晚侏罗世至早白垩世早期,则处于多岛

弧-盆系洋-陆转化阶段,该时期以产生大规模的岛弧型火山岩浆活动为特征,同时形成了一套具有弧后盆地沉积特点的火山-碎屑沉积岩石组合(则弄群),其构造演化具有现代东南亚西太平洋边缘性质的多岛弧-盆系构造特点。朱弟成等(2006)对措勤地区则弄群火山岩的锆石 LA-ICP-MS 测年显示,其形成年龄范围为 110~130 Ma,与多不杂斑岩铜矿床的形成时代相同。早白垩世末,陆块与岛弧间的盆地普遍受挤压而闭合消亡,碰撞型花岗岩就位,完成了洋-陆转化过程。晚白垩世期间,该地区进入残余海盆沉积和碰撞造山阶段。

本次工作所获的多不杂斑岩铜矿床的成岩-成矿时代(120~118 Ma),对应于早白垩世期间班公湖-怒江带的多岛弧-盆系洋-陆转化阶段,含矿斑岩的岩石地球化学特征也表明成矿岩体具有弧火山花岗岩的特征,两者一致。在主缝合带南侧见到的大规模岛弧型火山岩浆活动也印证了这一点(曹圣华等,2004)。但在构造位置上,多不杂矿床位于班公湖-怒江主缝合带的北侧,说明多岛弧-盆系演化对主缝合带北侧也存在影响,可能与朱弟成、潘桂棠等所提出的班公湖-怒江洋盆的双向俯冲作用有关。

由此可见,多不杂矿床形成的构造环境类似于现在东南亚地区的多岛弧-盆系。菲律宾-巴布亚新几内亚-印度尼西亚地区是世界上重要的斑岩铜矿成矿带,发育有著名的 Grasberg、Batu Hijau、Sipilay、Panguna Altas、Santo Tomas 等大型-超大型斑岩型铜(金)矿床(Sillitoe,1997;Cooke et al.,2005)。多不杂矿床与东南亚上述地区的 Grasberg、Panguna、Santo Toma 等大型斑岩铜矿床的含矿流体特征非常相似(卢焕章等,2000;Hezarkhani et al.,1998;Eastoe et al.,1986),流体包裹体均以大量发育含子矿物多相包裹体为突出特征,成矿以高温、高盐度流体为主(余宏全等,2006)。该成矿带内斑岩型铜矿床的形成与其所处的特殊地质构造环境有关,Cooke 等(2005)研究认为,该地区最适宜形成斑岩铜矿床的地段处于海底高地和洋脊俯冲的岛弧造山带位置。在班公湖-怒江洋盆的多岛弧-盆系演化阶段及最后碰撞闭合阶段,海底高地和洋脊俯冲应该还是比较常见的,具备了形成类似东南亚地区斑岩型铜矿床的有利地质构造环境,正是在该地质构造背景条件下,形成了多不杂斑岩铜矿床。

References

- Cao S H, Deng S Q, Xiao Z J and Liao L G. 2006. The archipelagic arc tectonic evolution of the Meso-Tethys in the western part of the Bangong Lake-Nujiang suture zone[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 26(4): 25-32 in Chinese with English abstract).
- Chen D G, Li B X, Xia Q K, Wu Y B and Cheng H. 2001. An evaluation of zircon U-Pb dating for metamorphic rocks and comments on zircon ages of Dabie orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 129-138 in Chinese with English abstract).
- Claesson V, Vetrin T and Bayanova H D. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: A record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic[J]. *Lithos*, 51: 95-108.
- Cooke D, Hollings P and Walshen J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls[J]. *Econ. Geol.*, 100: 801-818.
- Eastoe C J and Eadington P J. 1986. High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea[J]. *Econ. Geol.*, 81(2): 478-483.
- Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes[J]. *Econ. Geol.*, 93: 651-670.
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D and Huang W. 2003. The Re-Os age of molybdenites from Gangdese porphyry copper deposits belt, Xizang plateau: Mineralization age and application of dynamic setting[J]. *Science in China (Series D)*, 33(7): 609-618 in Chinese).
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibe[J]. *Tectonics*, 22(4): 313-323.
- Li G M, Li J X, Qin K Z, Zhang T P and Xiao B. 2007. High temperature, salinity and strong oxidation ore-forming fluid at Duobuza gold-rich porphyry copper deposit in the Bangonghu tectonic belt, Tibet: Evidence from fluid inclusions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 935-952 in Chinese with English abstract).
- Lu. H Z. 2000. High temperature, salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu-Au porphyry deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 465-472 in Chinese with English abstract).
- Pan G T, Zhu D C, Wang L Q, Liao Z L, Geng Q R and Jiang X S. 2004. Bangong Lake-Nu River suture zone, the northern boundary of Gondwanaland: Evidence from geology and geophysics[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 371-382 in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

- Qu X M and Xin H B. 2006. Geological bulletin ages and tectonic environment of the Bangong Cu porphyry copper belt in western Tibet [J]. Geological Bulletin of China , 25(4): 792-799(in Chinese with English abstract).
- She H Q , Li J W , Feng C Y , Ma D F , Pan G T and Li G M. 2006. The high-temperature and hypersaline fluid inclusions and its implications to the metallogenesis in Duobuza porphyry copper deposit , Tibe[J]. Acta Geologica Sinica , 80(9): 1435-1447(in Chinese with English abstract).
- Shirey S B and Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank Rhenium-Osmium analysis[J]. Anal. Chem. , 67 : 2136-2141.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper gold and epithermal gold deposits in the circum Pacific region [J]. Australian Journal of Earth Sciences , 44 : 373-388.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implications for mantle composition and processes [A]. In : Saunders A D and Norry M J , eds. Magmatism in ocean basin[C]. London : Geol. Soc. Spec. Pub. 42 : 313-345.
- Wang P J , Mattern F , Schneide W , Liu W Z , Tian W Q and Li C. 2003. The Cretaceous of the eastern Bangong-Nujiang suture zone , Tibet : Tectono-sedimentation[J]. Global Geology , 22(2): 105-110 (in Chinese with English abstract).
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[A]. In : McKibben M A , Shanks III W C and Ridley W I , eds. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes [C]. Reviews in Economic Geology , 7 : 1-35.
- Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis[M]. London : Uniwin Hyman.
- Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources. 2000. The regional geology of Xizang Autonomous Region[M]. Beijing : Geol. Pub. House(in Chinese).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogor[J]. Ann. Rev. Earth Planet Sci. , 28 : 211-280.
- Zhao W J , Liu K , Jiang Z T , Wu Z H , Zhao X , Shi D N and Xiong J Y. 2004. Bangong Co-Nujiang suture zone : A suggestion given by deep geophysical Tibet structure[J]. Geological Bulletin of China , 23(7): 623-635(in Chinese with English abstract).
- Zhu D C , Pan G T , Mo X X , Wang L Q , Liao Z L , Zhao Z D , Dong G C and Zhou C Y. 2006. The restriction of volcanic rocks on the geodynamic environment of the Gangdese during late Jurassic to early Cretaceous period[J]. Acta Petrologica Sinica , 22(3): 534-546(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 曹圣华 , 邓世权 , 肖志坚 , 廖六根. 2006. 班公湖-怒江结合带西段中特提斯多岛弧构造演化[J]. 沉积与特提斯地质 , 26(4): 25-32.
- 陈道公 , 李彬贤 , 夏群科 , 吴元保 , 程 昊. 2001. 变质岩中锆石 U-Pb 计时问题评述——兼论大别造山带锆石定年[J]. 岩石学报 , 17(1): 129-138.
- 侯增谦 , 曲晓明 , 王淑贤. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学(D 辑) 33(7): 609-618.
- 李光明 , 李金祥 , 秦克章 , 张天平 , 肖 波. 2007. 西藏班公湖带多不杂大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体 流体包裹体证据[J]. 岩石学报 , 23(5): 935-952.
- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体-以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例[J]. 岩石学报 , 16(4): 465-472.
- 潘桂棠 , 朱弟成 , 王立全 , 廖忠礼 , 耿全如 , 江新胜. 2004. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据[J]. 地质学前沿 , 11(4): 371-382.
- 曲晓明 , 辛洪波. 2006. 藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境[J]. 地质通报 , 25(4): 792-799.
- 余宏全 , 李进文 , 丰成友 , 马东方 , 潘桂棠 , 李光明. 2006. 西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义[J]. 地质学报 , 80(9): 1435-1447.
- 王璞君 , Mattern F , Schneider W , 刘万洙 , 田纹全 , 李 才. 2003. 西藏班公湖-怒江缝合带白垩系沉积特征及其构造意义[J]. 世界地质 , 22(2): 105-110.
- 西藏地质矿产局. 2000. 西藏自治区区域地质志[M]. 北京 : 地质出版社.
- 赵文津 , 刘 葵 , 蒋忠惕 , 吴珍汉 , 赵 逊 , 史大年 , 熊嘉育. 2004. 西藏班公湖-怒江缝合带-深部地球物理结构给出的启示[J]. 地质通报 , 23(7): 623-635.
- 朱弟成 , 潘桂棠 , 莫宣学 , 王立全 , 廖忠礼 , 赵志丹 , 董国臣 , 周长勇. 2006. 冈底斯中北部晚侏罗世-早白垩世地球动力学环境 : 火山岩约束[J]. 岩石学报 , 22(3): 534-546.