

文章编号: 0258-7106(2014)02-0428-12

内蒙古红花尔基钨多金属矿床成岩成矿年代学研究*

向安平¹, 王亚君², 秦大军², 余宏全^{1*}, 韩增光², 关继东², 康永建^{1,3}

(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 内蒙古第六地质矿产勘查开发院, 内蒙古 海拉尔 021008; 3 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 红花尔基钨多金属矿床是近年在大兴安岭中北部新发现的一处储量达大型规模的钨多金属矿床, 矿体受含矿花岗岩体控制, 总体呈平缓似层状赋存于花岗岩体内的顶部接触带。含矿花岗岩为不等粒结构, 岩体无显著变形变质特征, 保存基本完好。岩体含矿部位均遭受强烈的绢云母化、云英岩化、硅化等蚀变, 与成矿有关的蚀变主要为绢云母化。矿床主要有用金属矿物为白钨矿和辉钼矿, 岩体内辉钼矿与白钨矿大体具上钼下钨的分带特点, 其钨矿体呈细脉状或稀疏大脉状分布于灰白色蚀变花岗岩内, 多伴随硅化石英脉。辉钼矿呈细脉状、薄膜状或团块状产于花岗岩内, 地层中局部可见与黄铁矿、黄铜矿、白钨矿共生, 显示该矿床为一高温热液脉型钨多金属矿床。笔者对矿区2件含矿花岗岩样品——黑云母花岗岩 HHW-1、HHW-12 进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年, 2件样品的年龄结果具有一致性, 谐和年龄为 $(179.4 \pm 2.3) \text{ Ma} \sim (179.2 \pm 1.8) \text{ Ma}$; 同时, 对矿区7件辉钼矿样品进行了铼-钨同位素分析, 获得同位素等时线年龄为 $(176.8 \pm 2.2) \text{ Ma}$ (MSWD=0.29), 岩体的形成年龄稍早于成矿年龄, 在测试误差范围内具有一致性。结合野外地质特征及岩相学研究, 我们认为黑云母花岗岩体与成矿密切相关, 矿床成岩及成矿时代均为早-中侏罗世, 属燕山期构造-岩浆活动的产物。

关键词 地球化学; 辉钼矿; 花岗岩; Re-Os 年龄; U-Pb 测年; 红花尔基钨多金属矿床; 大兴安岭中北段; 内蒙古
中图分类号: P618.67 文献标志码: A

Metallogenic and diagenetic age of Honghuaerji tungsten polymetallic deposit in Inner Mongolia

XIANG AnPing¹, WANG YaJun², QIN DaJun², SHE HongQuan¹, HAN ZengGuang²,
GUAN JiDong² and KANG YongJian^{1,3}

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 No. 6 Institute of Geological Mineral Exploration of Inner Mongolia, Hailar 021008, Inner Mongolia, China; 3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract

Honghuaerji tungsten polymetallic deposit is a newly discovered large-size tungsten deposit, located in the middle and northern parts of the Da Hinggan Mountains in Inner Mongolia of northeastern China and lying on the southern margin of the Mesozoic Mongol-Okhotsk orogenic belt. The ore body is controlled by the ore-bearing biotite granite. The ores consist of scheelite and molybdenite, which occurred as veins or small veins at the top of the ore-bearing granite. The rock body has experienced strong alterations such as sericitization, greisenization and silicification, and the major ore-related alteration is sericitization. The deposit is a hydrothermal

* 本文为国家基础科研项目(编号 2013CB429803)和地质调查项目(编号:1212011120992、1212011309011)联合资助的成果

第一作者简介 向安平,男,1986年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: xap2011@sina.cn

** 通讯作者 余宏全,男,1965年生,研究员,研究生导师,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: shehongquan@sina.com

收稿日期 2013-01-21; 改回日期 2014-01-03。秦思婷编辑。

vein type tungsten polymetallic deposit. As a newly found deposit, it has no available research data. In this paper, systematic isotope dating was conducted to determine the ore-forming age of the deposit. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicates that the intrusion of the host granite emplaced at $(179.2 \pm 1.8) \text{ Ma} \sim (179.4 \pm 2.3) \text{ Ma}$. Meanwhile, seven Re-Os isotopic analyses of molybdenite separates from the main ore body yielded an isochron age of $(176.8 \pm 2.2) \text{ Ma}$ and model ages ranging from 174.9 Ma to 176.6 Ma with an average value of 176 Ma. These data show that the ore-forming process and the intrusion of the host rocks were finished in early Jurassic. These ages are in agreement with field geological evidence, and the molybdenite is coexistent with chalcopyrite, pyrite and scheelite, showing that the Re-Os isochron age represents the ore-forming time of the tungsten polymetallic mineralization in the Honghuaerji ore deposit. Combined with the approximate U-Pb age, the authors suggest that the ore-forming and rock-forming materials might have been the product of Mesozoic-Yanshanian tectonic and magmatic activities. The prospecting for this type of polymetallic deposits should therefore be focused on the magma or igneous activity belt of the period.

Key words: geochemistry, molybdenite, granite, Re-Os dating, zircon U-Pb dating, Honghuaerji tungsten polymetallic deposit, middle and northern parts of the Da Hinggain Mountains, Inner Mongolia

红花尔基钨多金属矿床位于内蒙古自治区呼伦贝尔市鄂温克自治旗东南红花尔基镇,距旗府巴彦托海镇 95 km,南距红花尔基镇 2 km,地处呼伦贝尔草原区与大兴安岭过渡地带,中心地理坐标 $E119^{\circ}58'00''$, $N48^{\circ}17'30''$ 。该矿床是由内蒙古第六地质矿产勘查开发有限责任公司(后文简称内蒙古六院)于大兴安岭西坡贵金属及多金属成矿带中找到的一处大型钨多金属矿床,目前正在进行详查及勘探工作。截止 2011 年底,1 号钨钼矿带共圈定钨矿体 56 条,共获得 $(333 + 334)$ 三氧化钨矿石量 9 004 427 t,三氧化钨平均品位 0.304% ($333 + 334$) 三氧化钨金属量 27 361.95 t。其中,钨工业矿体金属量 26 686.27 t,低品位钨矿金属量 675.69 t,低品位钨金属量占总资源量的 2.46%。由于内蒙古六院仍在对该矿床进行勘探,金属储量仅供参考。

由于该矿床为新发现的矿床,对矿床的形成地质背景和成矿时代缺乏可靠的研究资料,笔者在前人工作的基础上,对红花尔基矿区开展了系统的地质、构造、岩浆岩及同位素年代学等方面的研究,对矿床的产出环境、矿床地质特征、矿床形成时代和成矿地质背景进行了探讨,以供学习交流。

1 区域地质背景

红花尔基矿区位于大兴安岭成矿带西坡,大地构造位置处于大兴安岭古生代弧盆系之次级喜桂图旗中华力西褶皱带中,属于乌奴尔晚古生代岛弧地体中的红花尔基-免渡河隆起,蒙古-鄂霍茨克洋碰撞

造山带南侧。研究区地层属北疆-兴安地层大区(I)—兴安地层区(I_2)—达赉-兴隆地层分区(I_2^2)。区域内地层出露较全,从古元古界至新生界均有分布,以早古生界奥陶系和泥盆系为主,次为中生界侏罗系等。

区域出露最老的地层为古元古界兴华渡口群(P_{t_1x}),出露面积较小,主要分布于区内东南角一带,南部广泛分布的地层为奥陶系下-中统多宝山组(O_{1-2d}),岩性由变酸性熔岩、安山玢岩、陆源碎屑灰岩、石英角斑岩质凝灰岩、粉砂质泥岩、硅质岩等组成;区域上零星出露的地层还有奥陶系中-上统裸河组(O_{2-3lh})、泥盆系下-中统泥鳅河组(D_{1-2n})、泥盆系中-上统大民山组(D_{2-3d})、石炭系下统红水泉组(C_1h)、石炭系下统莫尔根河组(C_1m)、侏罗系上统满克头鄂博组(J_3mk)、侏罗系上统玛尼吐组(J_3mn)、侏罗系上统白音高老组(J_3b)、白垩系下统梅勒图组(K_1m)等,第四系广泛发育,分布于大小沟谷中,为现代冲积、坡积物,或由黄土状黏土、亚黏土、黏土质砂、粗砂、砂砾、粉砂等组成(内蒙古第六地质矿产勘查开发有限责任公司,2011)。

区内南东部侵入岩广泛出露,以燕山早期酸性侵入岩为主,岩石类型为白岗质花岗岩($J_{x\gamma}$)、花岗岩($J\gamma$)、花岗岩斑岩($J\gamma\pi$),多呈岩基或岩株产出,前二者主要分布于辉腾高勒以南地区及呼英高勒河两岸,后者主要分布在辉腾高勒以北地区,花岗岩($J\gamma$)与成矿关系密切,矿体均分布于该类岩体内部,地表可见岩体局部云英岩化、绢云母化,并有大量石英脉穿插。

2 矿床地质

2.1 矿区地质

矿区出露地层相对简单,主要为奥陶系中-上统裸河组($O_{2,3}lh$),岩性为灰黑色变质二云母粉砂岩和绿泥石绢云母板岩。变质二云母粉砂岩,变余粉砂状结构,块状构造;主要由石英、黑云母、绢云母组成,含少量黄铁矿或辉钼矿等。绿泥石绢云母板岩呈叶片状变晶结构,板状构造;主要矿物为绢云母、绿泥石、石英,含少量残余长英质粉砂岩等。矿区地层中见少量钼矿化,呈团块状赋存于石英细脉中或

在石英细脉两侧发育,未见钨矿体。HHZK16、HHZK23、HHZK0303等钻孔可见较好的金矿化,原岩光谱分析金异常最高值为 5502×10^{-9} ,显示本区具有寻找金矿的潜力(图1)。

矿区断裂构造较发育,根据高精磁测结果和地形地质特征,推断断裂构造有7条(图1)。矿区地质特征显示,断裂构造与成矿关系并不十分密切。矿区出露的侵入岩种类较单一,主要是灰白色中细粒黑云母花岗岩(J₇),空间展布形态特征见图1,近于东西方向延伸,面积约2 km²,向深处逐渐膨大,总体上呈岩株状与前述地层呈侵入接触。黑云母花岗岩为中细粒花岗结构,局部过渡为不等粒结构,块状构



图1 红花尔基钨多金属矿床区域位置图及矿区地质图

1—第四系沉积物; 2—奥陶系裸河组变质凝灰岩; 3—侏罗系云英岩化花岗岩; 4—断层或推测断层; 5—勘探线及编号;
6—钻孔及编号; 7—岩体采样位置; 8—剖面线

Fig. 1 Regional geological map showing location of the Honghuaerji Tungsten polymetallic deposit and schematic geological map of the ore district

1—Quaternary sediments; 2—Metamorphic tuff of Ordovician Luoheshi Formation; 3—Jurassic gneissized granite; 4—Faults or inferred faults;
5—Exploration line and its serial number; 6—Drill hole and its serial numbers; 7—Sampling location; 8—Section line

造。其主要矿物为石英、斜长石、钾长石、黑云母及磁铁矿等;其中,石英呈半自形-他形粒状,含量30%~40%,粒径0.05~0.4 mm,均匀分布;斜长石呈半自形-他形板柱状或粒状,含量约25%,粒径0.1~1 mm,多见聚片双晶,偶见斜长石的环带结构(图2a),局部多发生绢云母化(图2d);钾长石为半自形-他形板状,局部可见简单双晶(图2c),含量25%~35%,粒径0.5~1 mm,相对于斜长石,钾长石蚀变较弱,可能由于弱高岭土化导致表面混浊,局部可见细微格子双晶(图2b);黑云母呈叶片状,含量3%~5%,粒径0.3~0.5 mm,局部发生绿泥石化。副矿物为磁铁矿。由于斜长石的大面积绢云母化及钾长石的局部黏土化或绢云母化、硅化作用(图2d),导致岩体的不同位置颜色有一定差异,如灰白色、浅红色。同时,岩体内不同部位出现等粒花岗结构或不等粒结构。总的来说,岩体的不同部位在空间上有一定的差异。矿体主要赋存在花岗岩体和上覆地层接触带及内侧花岗岩体内,该岩体与成矿密切相关。

2.2 矿体特征

矿区总面积约32 km²,经勘查验证,矿体在靠近花岗岩体和上覆地层分界面,为赋存于花岗岩体内接触带上的似层状平缓钨钼矿带。矿体产状较稳定,走向总体呈北东东63°,倾向南东153°,倾角23°左右,矿体产状与岩体和地层之间接触界面产状基本一致。本区矿体平面上为一单向延长的条带状,长1100 m,宽460 m,矿体沿走向、倾向均具有分枝复合、膨胀收缩的现象(图4),但矿体总体形态较简单,局部分支复合形态复杂。综合野外考察及已有地质资料可知,钨-钼矿化在空间上显示一定的分带性,钼矿化出现在浅部的地层与云英岩化黑云母花岗岩的接触带或地层中,多呈粒状、团块状分布于石英脉两侧,辉钼矿结晶较好,成片状,直径可达8~12 mm(图3b、d),浅部少见辉钼矿与白钨矿共生,白钨矿矿化极少见,偶见黄铁矿与辉钼矿共生。地层与云英岩化黑云母花岗岩的接触带,靠近上部多见辉钼矿,多为辉钼矿化石英脉,辉钼矿呈粒状赋存于石英脉中(图3d),颗粒较大,局部可见白钨矿,二者共生;200 m以下,辉钼矿化有变弱趋势,偶见成矿期石英脉中有辉钼矿零星分布,而白钨矿矿化向下变强,多见粒状、团块状白钨矿嵌布于石英脉中或直接赋存于云英岩化黑云母花岗岩内(图3a),岩石蚀变强烈,主要为绢云母化;600 m以下,矿化趋于减弱或无矿化。矿区空间总体显示

上钼下钨的特征,为一典型的高温热液脉型钨矿床,分带特征见图4。

2.3 矿物组成

岩相学和矿物学研究表明,矿区中的矿石主要为脉状、细脉浸染状构造,主要金属矿物为白钨矿、辉钼矿、黑钨矿、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿(图3c);脉石矿物主要有石英、长石、绢云母、高岭土、方解石等。白钨矿、辉钼矿在空间上的分带性明显,但在局部有共生,辉钼矿更靠近外围,沉淀时间近于白钨矿或稍晚于白钨矿。白钨矿多呈粒状、团块状赋存于硅化石英脉内(图2e),亦可见其呈粒状赋存于蚀变花岗岩内(图2f),还有呈薄膜状或面状分布于石英脉内或两侧,粒度变化较大,粒径2~20 mm,多为黄白色,油脂光泽,较软(小刀能刻动)。辉钼矿产出状态有2种:一种呈鳞片状、片状集合体赋存于地层或围岩中,或呈粒状不均匀赋存于硅化石英脉内,多沿裂隙分布,颗粒较大,其单一叶片的大小一般为2 mm×3 mm~8 mm×10 mm;另一种呈稀疏浸染状、星点状或薄膜状与石英脉相伴。

2.4 热液蚀变

矿区矿化蚀变较强,总体呈北西向展布,分布面积较大。主要的矿化蚀变类型有云英岩化、硅化、绢云母化、绿泥石化、高岭土化(图4)。云英岩化蚀变强烈,分布面积约0.75 km²,呈北西西向展布,长约2500 m,宽约300 m,主要位于含矿岩体顶部及附近;花岗岩体中的石英脉和钨钼矿化关系较为密切;白钨矿和辉钼矿主要出现在绢云母化蚀变的黑云母花岗岩内的石英细脉中,绢云母化是本区钨钼矿重要的找矿标志。

3 锆石 U-Pb 测年样品采集和测年结果

3.1 样品采集

为准确测定与成矿有关的岩体形成时代,笔者采集矿区与成矿有关的岩体样品 HHW-1、HHW-12 进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年。样品 HHW-1(采样位置 N48°17'23" E119°58'45") 采自矿区地表露头的蚀变花岗岩,与地层呈侵入接触关系,该岩体为矿床主要的控矿岩体。HHW-12(采样位置 N48°17'27" E119°59'44") 采自区内矿化最强烈的中部,具有代表性的钻孔 ZK4706,孔深 250 m 左右,蚀变花岗岩绢云母化较强,多呈灰白色,辉钼矿、白钨矿呈粒状、脉状、团块状赋存于此岩体中。

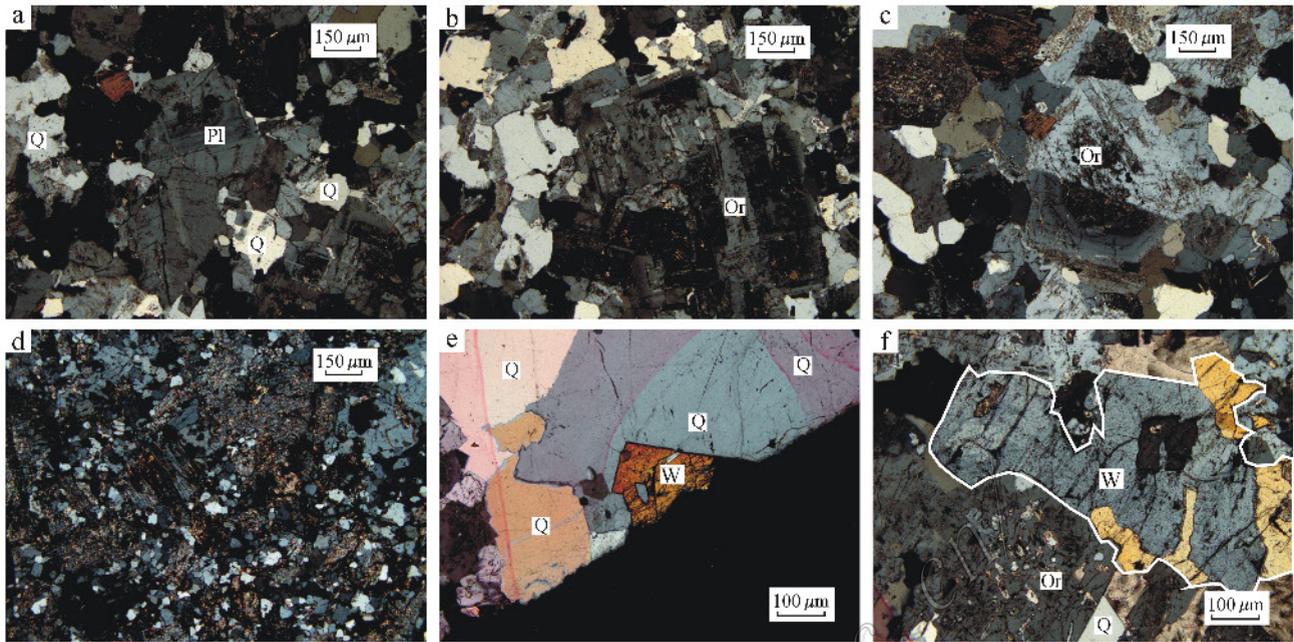


图2 岩体及金属矿物显微照片

a. 斜长石的环境结构; b. 钾长石的格子双晶; c. 简单双晶; d. 强绢云母化和硅化; e. 石英脉内颗粒状的白钨矿; f. 花岗岩内大颗粒白钨矿

Pl—斜长石; Or—钾长石; Q—石英; W—白钨矿

Fig. 2 Microphotographs of the rock body and the metal minerals

a. Zonal structure of plagioclase; b. Small grid structure of potassium feldspar; c. Simple twinning; d. Strong silicification and sericitization; e. Granular scheelite in quartz vein; f. Granular scheelite in granite

Pl—Plagioclase; Or—Orthoclase; Q—Quartz; W—Scheelite

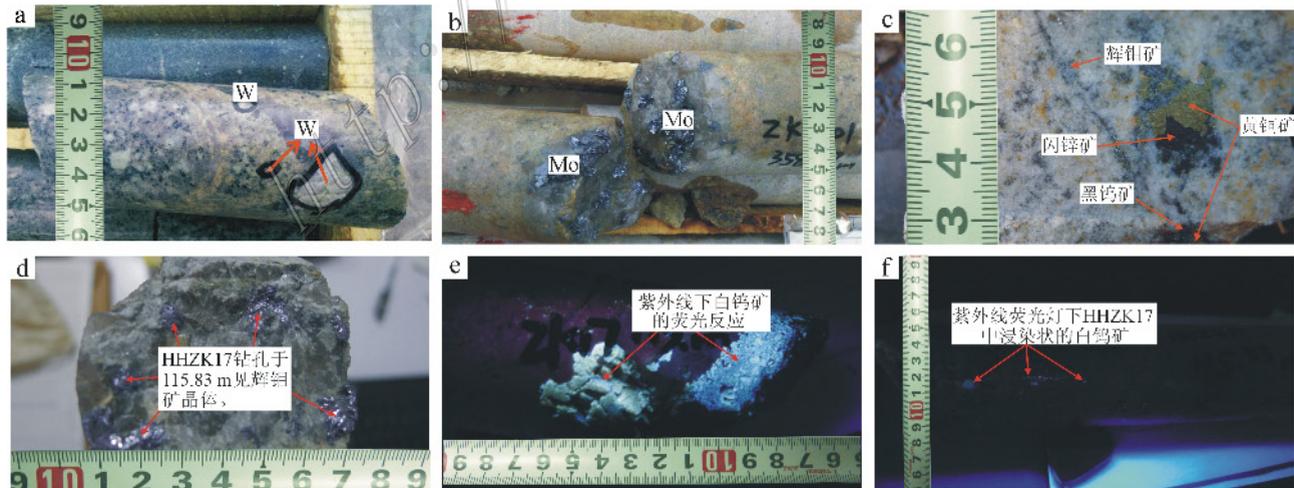


图3 钻孔岩芯野外照片

a. 粒状白钨矿; b. 脉状辉钨矿; c. 辉钨矿、黑钨矿、黄铜矿、闪锌矿共生; d. 粒状辉钨矿; e. 脉状白钨矿的荧光反应; f. 白钨矿的荧光反应

Fig. 3 Photographs of drilling core

a. Granular scheelite; b. Vein molybdenite; c. Coexistence of molybdenite, wolframite, chalcopyrite and sphalerite; d. Granular molybdenite; e, f. Fluorescence reaction of scheelite

3.2 样品处理、测试和测试结果分析

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年是近年来日趋成熟且被广泛运用的、测量精度较高的一种同位素测年方法 (Liu et al. 2008 ; 2010a ; 2010b)。本文锆石分选工作在廊坊市科大岩石矿物分选技术服务有限公司完成, 制靶及阴极发光 (CL) 图像在北京锆石领航科技有限公司完成, 激光剥蚀熔融等离子质谱 (LA-ICP-MS) 锆石 U-Pb 同位素及锆石微量元素分析在中国地质科学院矿产资源研究所国家重点实验室进行。

镜下观察表明, 2 个样品的锆石均无色透明, 呈

不规则粒状或板柱状, 粒径为 40 ~ 150 μm , 自形程度较高, CL 图像显示锆石有显著的亮暗相间分布的环带, 而且这些明暗相间的环带宽窄不一 (图 5), 根据吴元宝等 (2004) 和李长民 (2009) 对锆石成因矿物学的研究, 这些锆石可能经历了长时间的稳定结晶, 且温度较高。HHW-1 锆石样品的 $\alpha(\text{Th})$ 、 $\alpha(\text{U})$ 分别为 $6.9 \times 10^{-6} \sim 573.4 \times 10^{-6}$ 和 $5.9 \times 10^{-6} \sim 406.9 \times 10^{-6}$, 变化很大, Th/U 比值为 0.11 ~ 1.51, 变化也较大; HHW-12 锆石样品的 $\alpha(\text{Th})$ 、 $\alpha(\text{U})$ 分别为 $19.0 \times 10^{-6} \sim 2101.1 \times 10^{-6}$ 和 $25.2 \times 10^{-6} \sim$

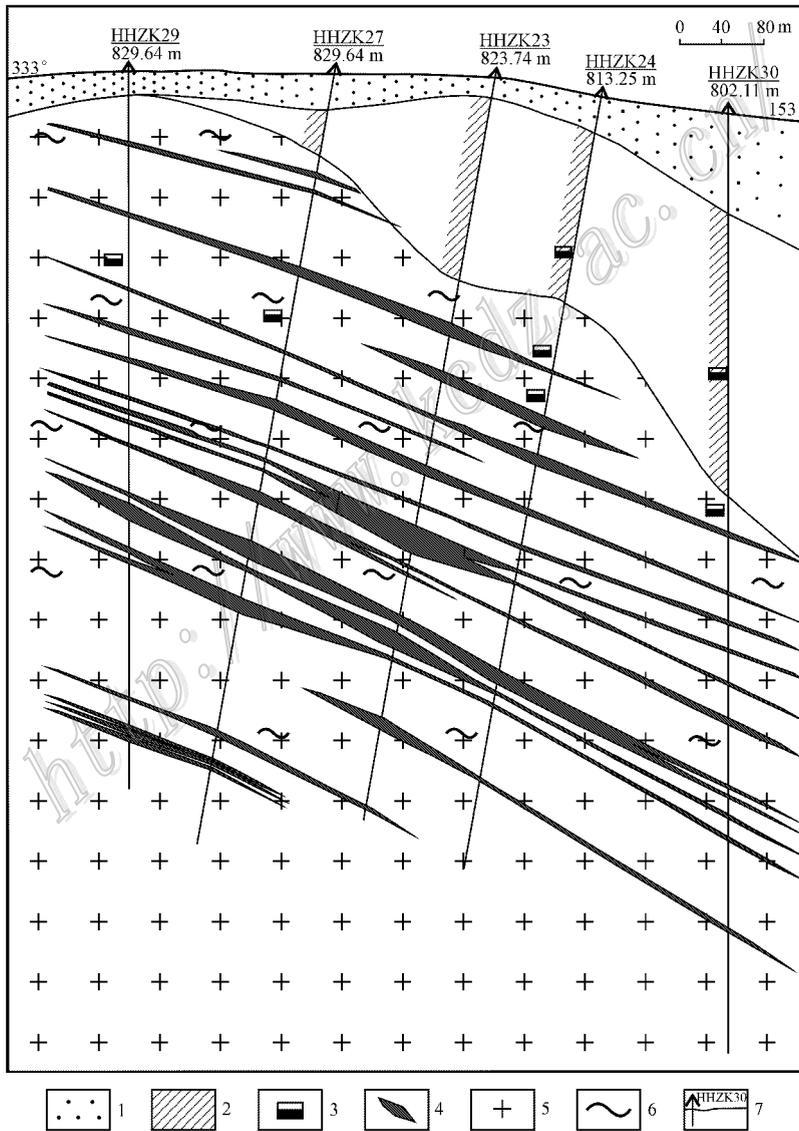


图 4 红花岗基钨矿床 51 号勘探线剖面图

1—第四系沉积物; 2—绿泥石绢云母板岩; 3—钼矿化; 4—钨矿化体; 5—蚀变花岗岩; 6—硅化和绢云母化; 7—钻孔及编号

Fig. 4 Geological section along No. 51 exploration line of Honghuaerji tungsten polymetallic deposit

1—Quaternary sediments; 2—Chlorite-sericite slate; 3—Molybdenum mineralization; 4—Tungsten mineralized body; 5—Altered granite; 6—Silicification and sericitization; 7—Drill hole and its serial number

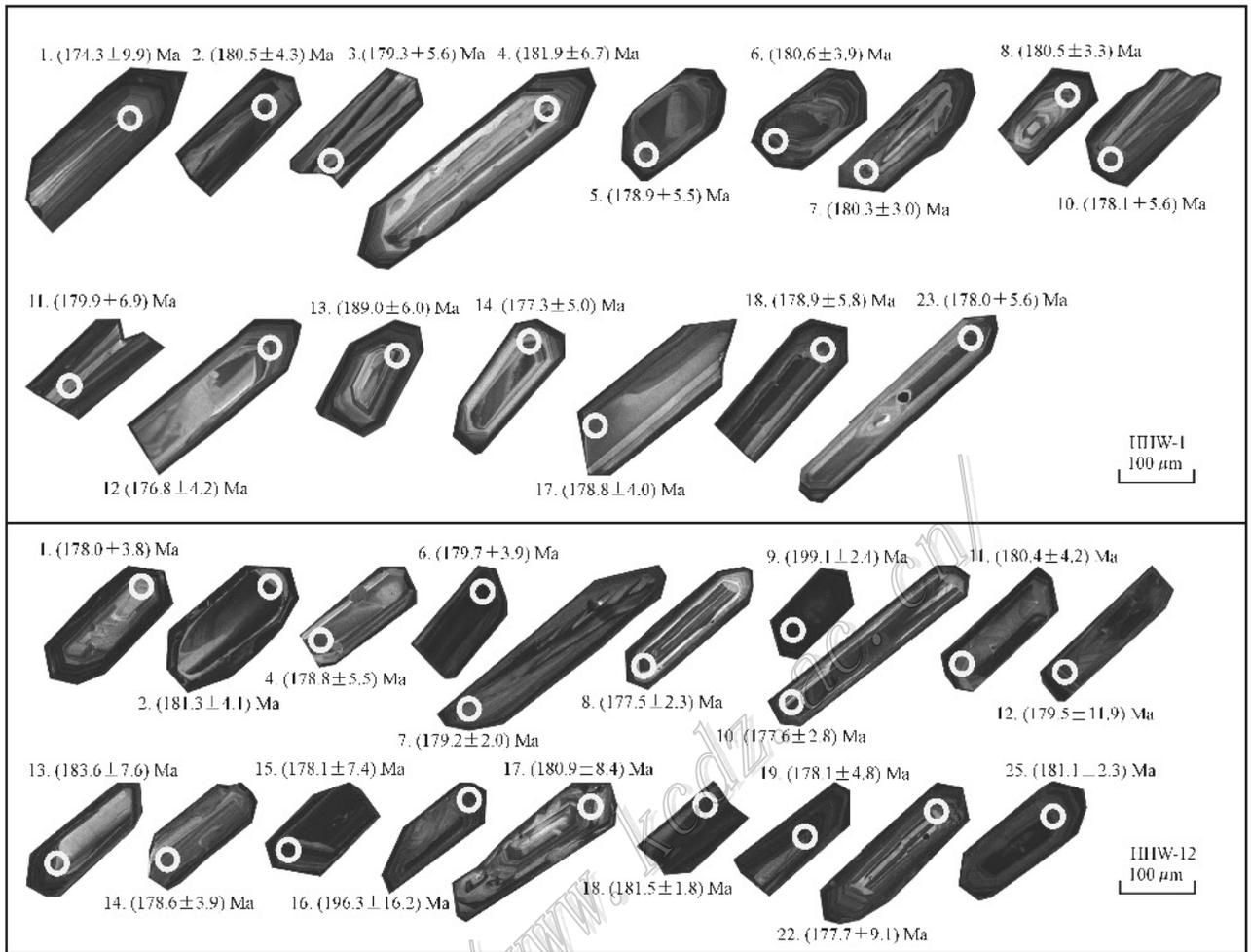


图5 红花尔基矿区相关岩体锆石阴极发光图像

Fig. 5 Cathodoluminescence images of representative zircons from the rock body in the Honghuaerji deposit

1404.2×10^{-6} , Th/U 比值为 0.33~2.08, 同样变化较大。总体上二者具有相似性, 其 Th、U 含量都较高, 也导致了 CL 图像颜色较深, 且 Th/U 比值多在 1 左右, 大于 0.4, 二者倾向于具有岩浆锆石的微量元素地球化学特征(吴元宝等, 2004; Williams et al., 1987)。详细的样品处理、实验测试流程及数据处理参考 Liu 等(2008; 2010a; 2010b)。测试数据和有效数据的年龄谐和曲线分别见表 1 和图 6。

HHW-1 样品共测试数据点 25 个, 本文采用了其中 16 个有效数据, 其他数据除了 HHW-1-9 样品的谐和度在 90% 以上, 剩余几个点可能由于测试或锆石选点的原因, 或者是普通铅含量太高, 导致 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄谐和度远低于 90% (数据本身质量不好), 误差很大, 故不采用。而 HHW-1-9 测点, 测试数据为锆石核的年龄, 但谐和性很好, 应为捕获的较老锆石年龄。剩余 16 个锆石的年龄数据比较集中,

均落在一致线上或附近(图 6a), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(179.4 \pm 2.3) \text{Ma}$ (MSWD = 0.101)。HHW-12 样品测试数据 25 个, 本文采用其中 19 个有效数据, HHW-12-3、HHW-12-5 两个点数据谐和性较好, 但数据年龄偏大, 应为继承性锆石; 其他 4 个数据同样可能由于普通铅含量太高或测试本身的误差, 导致 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄谐和度远低于 90%, 误差也很大, 故不采用。而剩余 19 个锆石的年龄数据比较集中, 均落在一致线上或者附近(图 6b), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(179.2 \pm 1.8) \text{Ma}$ (MSWD = 0.17)。

4 辉钼矿样品的采集和测试结果

4.1 样品采集与测试

本次用于铼-钨测年的 7 件辉钼矿样品 (HHW-7、HHW-8、HHW-9、HHW-10、HHW-11、HHW-13、

表 1 红花尔基钨矿 LA-ICP-MS 锆石测试数据统计表

Table 1 LA-ICP-MS zircon analytical data of the Honghuaerji W deposit

测试点号	$\alpha(B) \times 10^{-6}$		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	
	Th	U		比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ
HHW-1-1	130.2	178.5	0.73	0.1980	0.0151	0.0274	0.0016	174.3	9.9
HHW-1-2	57.1	87.5	0.65	0.2007	0.0063	0.0284	0.0007	180.5	4.3
HHW-1-3	573.4	406.9	1.41	0.2143	0.0068	0.0282	0.0009	179.3	5.6
HHW-1-4	132.4	131.8	1.00	0.2078	0.0296	0.0286	0.0011	181.9	6.7
HHW-1-5	190.2	258.7	0.74	0.2020	0.0093	0.0281	0.0009	178.9	5.5
HHW-1-6	162.8	177.9	0.92	0.2052	0.0055	0.0284	0.0006	180.6	3.9
HHW-1-7	152.4	215.9	0.71	0.2046	0.0059	0.0284	0.0005	180.3	3.0
HHW-1-8	116.4	173.3	0.67	0.1958	0.0084	0.0284	0.0005	180.5	3.3
HHW-1-9	27.1	255.8	0.11	0.3765	0.0073	0.0492	0.0008	309.6	4.6
HHW-1-10	59.8	83.4	0.72	0.2020	0.0078	0.0280	0.0009	178.1	5.6
HHW-1-11	43.0	48.2	0.89	0.2002	0.0179	0.0283	0.0011	179.9	6.9
HHW-1-12	89.6	121.0	0.74	0.1927	0.0095	0.0278	0.0007	176.8	4.2
HHW-1-13	40.0	46.3	0.86	0.3211	0.0337	0.0297	0.0010	189.0	6.0
HHW-1-14	36.0	44.7	0.81	0.1930	0.0123	0.0279	0.0008	177.3	5.0
HHW-1-15	0	7.7	0.00	0.3064	0.0989	0.0409	0.0114	258.4	70.7
HHW-1-16	63.5	53.9	1.18	0.2669	0.0333	0.0292	0.0011	185.5	6.6
HHW-1-17	25.4	65.6	0.39	0.2029	0.0118	0.0281	0.0006	178.8	4.0
HHW-1-18	43.1	63.4	0.68	0.1954	0.0160	0.0281	0.0009	178.9	5.8
HHW-1-19	36.3	49.9	0.73	0.1847	0.0332	0.0265	0.0022	168.7	13.7
HHW-1-20	8.9	5.9	1.51	0.3942	0.1076	0.0309	0.0035	196.4	22.0
HHW-1-21	13.0	27.8	0.47	0.2556	0.0432	0.0294	0.0022	186.9	13.8
HHW-1-22	6.9	10.2	0.68	0.6307	0.2111	0.0598	0.0201	374.3	122.3
HHW-1-23	53.3	43.8	1.22	0.1981	0.0095	0.0280	0.0009	178.0	5.6
HHW-1-24	10.7	18.8	0.57	0.2005	0.0382	0.0285	0.0016	180.9	9.8
HHW-1-25	8.2	7.2	1.14	0.5233	0.1132	0.0566	0.0151	355.0	91.9
HHW-12-1	37.1	59.5	0.62	0.1979	0.0131	0.0280	0.0006	178.0	3.8
HHW-12-2	363.1	354.9	1.02	0.2013	0.0069	0.0285	0.0007	181.3	4.1
HHW-12-3	257.1	184.3	1.40	0.2433	0.0043	0.0334	0.0004	211.8	2.4
HHW-12-4	46.7	35.2	1.33	0.1938	0.0140	0.0281	0.0009	178.8	5.5
HHW-12-5	324.4	208.3	1.56	0.2535	0.0122	0.0334	0.0014	211.9	8.7
HHW-12-6	488.1	255.1	1.91	0.2034	0.0072	0.0283	0.0006	179.7	3.9
HHW-12-7	98.0	145.0	0.68	0.2022	0.0036	0.0282	0.0003	179.2	2.0
HHW-12-8	163.5	106.0	1.54	0.2017	0.0045	0.0279	0.0004	177.5	2.3
HHW-12-9	2101.1	1404.2	1.50	0.2218	0.0029	0.0314	0.0004	199.1	2.4
HHW-12-10	293.6	140.9	2.08	0.1940	0.0056	0.0279	0.0005	177.6	2.8
HHW-12-11	103.4	99.7	1.04	0.2052	0.0078	0.0284	0.0007	180.4	4.2
HHW-12-12	36.3	72.0	0.50	0.2032	0.0186	0.0282	0.0019	179.5	11.9
HHW-12-13	32.3	39.8	0.81	0.2139	0.0240	0.0289	0.0012	183.6	7.6
HHW-12-14	51.8	42.1	1.23	0.1995	0.0116	0.0281	0.0006	178.6	3.9
HHW-12-15	132.0	395.6	0.33	0.1983	0.0105	0.0280	0.0012	178.1	7.4
HHW-12-16	19.0	32.3	0.59	0.2501	0.0268	0.0309	0.0026	196.3	16.2
HHW-12-17	85.1	72.6	1.17	0.2014	0.0140	0.0285	0.0013	180.9	8.4
HHW-12-18	531.0	356.4	1.49	0.2282	0.0037	0.0286	0.0003	181.5	1.8
HHW-12-19	96.0	176.3	0.54	0.2027	0.0088	0.0280	0.0008	178.1	4.8
HHW-12-20	42.3	63.7	0.66	0.2117	0.0210	0.0304	0.0005	192.7	3.1
HHW-12-21	32.7	72.0	0.45	0.1841	0.0158	0.0259	0.0007	165.1	4.4
HHW-12-22	72.2	92.3	0.78	0.1933	0.0098	0.0279	0.0014	177.7	9.1
HHW-12-23	64.4	72.8	0.88	0.2647	0.0133	0.0275	0.0003	174.6	2.2
HHW-12-24	31.0	25.2	1.23	0.4313	0.0290	0.0308	0.0006	195.8	3.7
HHW-12-25	58.4	106.1	0.55	0.1957	0.0076	0.0285	0.0004	181.1	2.3

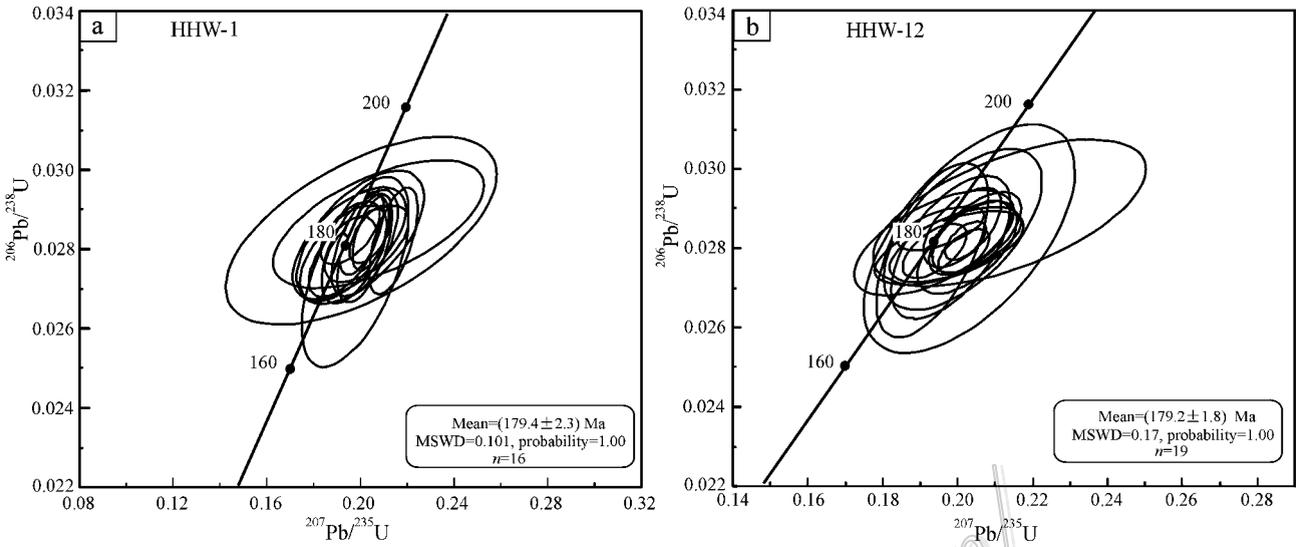


图 6 红花尔基矿床相关岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 6 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams for the related rock body in the Honghuaerji deposit

表 2 辉钼矿采样位置表

Table 2 Molybdenite sampling location

样品编号	采样位置	经纬度	岩性	用途
HHW-7	钻孔 SHZK3 孔深 0~10 m	N48°17'09" ,E119°59'30"	辉钼矿化细砂岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-8	钻孔 SHZK3 孔深 10~50 m	N48°17'09" ,E119°59'30"	辉钼矿化灰白色蚀变花岗岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-9	钻孔 ZK4705 孔深 5~30 m	N48°17'25" ,E119°59'45"	辉钼矿化细砂岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-10	钻孔 ZK4706 孔深 5~30 m	N48°17'27" ,E119°59'44"	含辉钼矿砂岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-11	钻孔 ZK4706 孔深 125~155 m	N48°17'27" ,E119°59'44"	辉钼矿化灰白色蚀变花岗岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-13	钻孔 ZK4708 孔深 30~80 m	N48°17'30" ,E119°59'42"	辉钼矿化灰白色蚀变花岗岩	辉钼矿 Re-Os 测年
HHW-14	钻孔 ZK5906 孔深 200~230 m	N48°17'41" ,E119°59'49"	辉钼矿化灰白色蚀变花岗岩	辉钼矿 Re-Os 测年

表 3 红花尔基钨多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素含量及模式年龄

Table 3 Re-Os content and model ages of molybdenite from the Honghuaerji tungsten polymetallic deposit

样品名	$\alpha(\text{Re})$ (ng/g)		$\alpha(\text{普 Os})$ (ng/g)		$\alpha(^{187}\text{Re})$ (ng/g)		$\alpha(^{187}\text{Os})$ (ng/g)		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
HHW-7	30144	232	0.016	0.012	18946	146	55.28	0.44	174.9	2.4
HHW-8	33630	246	0.089	0.045	21137	155	62.27	0.49	176.6	2.4
HHW-9	77768	612	0.205	0.061	48879	385	143.64	1.23	176.1	2.5
HHW-10	58737	476	0.188	0.034	36918	299	108.54	0.86	176.2	2.5
HHW-11	70590	676	0.052	0.053	44367	425	130.4	1.06	176.2	2.6
HHW-13	50503	390	0.054	0.022	31742	245	93.44	0.76	176.4	2.4
HHW-14	61895	462	0.043	0.022	38902	290	114.44	0.92	176.3	2.4

HHW-14 均采自红花尔基矿区钻孔(表 2)。

辉钼矿样品全部从岩芯中选取,并送交相关单位挑选,纯度(体积分数)不低于 99%。样品的处理方法、实验操作流程及数据的处理过程参见屈文俊等(2003)和杜安道等(1994)。

4.2 测试结果

红花尔基钨多金属矿床的 7 件辉钼矿样品钼-

钨同位素分析数据及其特征值列于表 3。在 ^{187}Os - ^{187}Re 图(图 7)中,7 件辉钼矿样品分析数据构成了一条很好的等时线,该等时线年龄为 (176.8 ± 2.2) Ma (MSWD=0.29), $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值为 (0 ± 1) 。由表 3 可以看出,7 个模式年龄点表现出很好的统一性,几乎全部在 176 Ma 仅有一个点为 174.9 Ma 即这 7 个数据在误差范围内完全一致。更为重要的是 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$

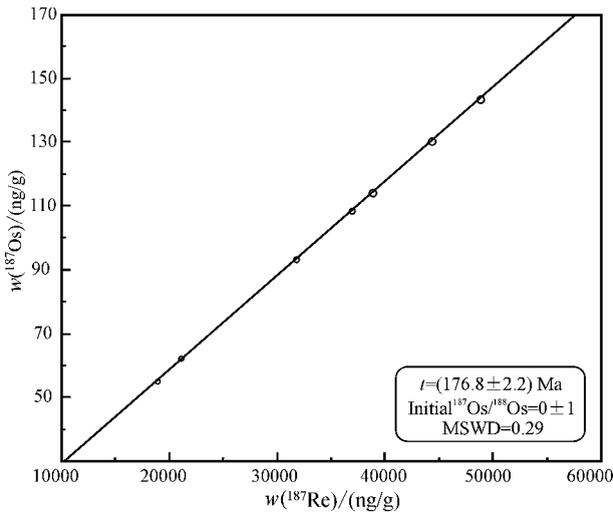


图 7 红花尔基钨多金属矿床辉钼矿铼-钨等时线图

Fig. 7 Re-Os isotopic isochron diagram of molybdenite from the Honghuaerji tungsten polymetallic deposit

初始值为 (0 ± 1) , 说明辉钼矿形成时矿物内几乎没有初始 ^{187}Os 的存在, 同位素体系封闭后, ^{187}Os 完全由 ^{187}Re 衰变而来。对于辉钼矿的 Re-Os 年龄, 蔡明海等 (2006)、代军治等 (2007)、丰成友等 (2007)、毛景文等 (1999) 和聂凤军等 (2007) 多用其等时线年龄或加权平均年龄来作为矿物沉淀的时间, 从纯数学的角度, 等时线年龄或加权平均值在误差允许范围内, 更接近群样的分析值或更能代表一组样品。从同位素测年原理上, 单点的模式年龄能够更好地反映辉钼矿矿质沉淀的时间, 而且等时线年龄应该与单点的模式年龄在数值上趋于统一。也就是说, 以上 7 个模式年龄点数学上的几乎完全一致性, 反映出它们的形成时间完全一致。由于样品来自同一矿区中心矿化地段, 空间上自上而下都有采集, 平面上亦均匀散布, 说明这 7 个辉钼矿样品具有很好的代表性, 来自于同一物源和同一时限。根据 Chen 等 (2011)、Bingen 等 (2003)、Stein 等 (2004) 和 Stein 等 (2002) 的研究, 辉钼矿 Re-Os 体系作为高温稳定体系 (封闭温度 800°C 以上), 即使区域上叠加极强的区域变质或岩浆热事件 (可达 800°C) 辉钼矿的 Re-Os 体系依然可以保持封闭, 其测试数据依然可靠。本次工作所采集的辉钼矿样品无后期构造、热事件影响, 说明成矿后期同位素体系保持封闭, Re-Os 体系的模式年龄或者说等时线年龄即辉钼矿的形成年龄, 且辉钼矿与白钨矿共生, 笔者认为此年龄也代表了白钨矿的形成年龄, 为 $(176.8 \pm 2.2) \text{Ma}$ 。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

据野外实地调查可知, 虽然 HHW-1 样品采于地表, 且无矿化, 但是上覆地层与岩体的接触关系类似于岩芯中地层与含矿岩体的接触关系, HHW-1 和 HHW-12 应为同一岩体, 结合本文上述测试数据, 即 HHW-1 为 $(179.4 \pm 2.3) \text{Ma}$ 和 HHW-12 为 $(179.2 \pm 1.8) \text{Ma}$, 可知它们的成岩时间相同, 即含矿岩体的成岩年龄为 $(179.2 \pm 1.8) \text{Ma} \sim (179.4 \pm 2.3) \text{Ma}$ 。对于 2 个样品中部分有效数据 (HHW-1-9、HHW-12-3、HHW-12-5) 的地质意义, 笔者认为, 可能由于该岩体母岩为壳源花岗岩, 该岩体形成时捕获了部分年龄较老的锆石, 同时, 根据余宏全等 (2012) 的研究, 区域上对应时间段确实存在大量的岩浆岩活动, 所以这些年龄恰代表了区域上早期的岩浆活动时间。而 7 件辉钼矿的 Re-Os 年龄, 无论是等时线年龄, 或是单点的模式年龄, 都有很好的一致性 (177Ma 左右), 故采用辉钼矿 Re-Os 等时线年龄作为辉钼矿的形成年龄, 即 $(176.8 \pm 2.2) \text{Ma}$ 。结合野外观测地质特征, 花岗岩与辉钼矿、白钨矿的生长关系——白钨矿、辉钼矿呈细脉状或团块状赋存于花岗岩内 (图 2), 以及镜下辉钼矿、白钨矿呈颗粒状生长于花岗岩内, 而花岗岩相对保持完好, 并无强烈的变形变质或破碎, 可见成矿与含矿岩体直接相关联, 成岩稍早于成矿, 成岩地质时间为 $(179.2 \pm 1.8) \text{Ma} \sim (179.4 \pm 2.3) \text{Ma}$, 而辉钼矿的形成时间为 $(176.8 \pm 2.2) \text{Ma}$ 。2 组数据在测试误差范围内具有一致性, 从而确定本矿床成岩、成矿作用发生在早-中侏罗世, 属燕山早期成矿。

5.2 成矿背景讨论

Mao 等 (1999) 在综合分析对比了中国不同类型钼矿床的 Re 含量后, 提出从地幔到壳幔混源再到地壳, 辉钼矿 Re 含量是逐级递减的, 总体上 $\alpha(\text{Re})$ 有从 $n \times 10^{-4} \rightarrow n \times 10^{-5} \rightarrow n \times 10^{-6}$ 变化的趋势。但杨宗锋等 (2011) 对国内已发表的 744 个辉钼矿 Re-Os 同位素测年数据进行了汇总, 发现所有样品 Re 含量具有混合分布的特征, Re 的含量对于成矿物质的来源并无显著的指示作用。本矿床的 $\alpha(\text{Re})$ 为 $18.9 \times 10^{-6} \sim 48.9 \times 10^{-6}$, 结合前人研究成果, 以及 Re 的地球化学性质, 笔者倾向于认为成矿物质的来源以壳源为主。

红花尔基钨多金属矿床所处的大地构造位置为大兴安岭古生代弧盆系之次级喜桂图旗中华力西褶皱带中,属于乌奴尔晚古生代岛弧地体中的红花尔基-免渡河隆起区,蒙古-鄂霍茨克洋碰撞造山带南侧。区域上根据毛景文等(2003)和 Mao 等(2003)对中国东部地区地球动力学背景的研究,认为200~160 Ma 间,位于西伯利亚克拉通与华北克拉通之间的蒙古-兴安造山带发生了强烈的逆掩-叠覆作用,形成逆掩断层、飞来峰和叠瓦构造,标志着西伯利亚克拉通与华北克拉通之间的大陆岩石圈进一步缩短,此一阶段的金属成矿作用与碰撞造山过程密切相关。而红花尔基钨多金属矿床正位于蒙古-兴安造山带,说明红花尔基钨矿床总体上形成于挤压造山环境。余宏全等(2012)对于大兴安岭区域构造演化的研究,认为蒙古-鄂霍茨克洋的封闭与陆-陆碰撞造山高峰期发生在200 Ma 之前或左右,200 Ma 之后,主要碰撞活动已经结束,进入碰撞晚期阶段,亦可称为后碰撞或晚碰撞阶段(侯增谦等,2008),而红花尔基钨多金属矿床正是区域上此一时段构造岩浆作用的产物。该时段区域上成矿事件较为丰富,典型的成矿事件有乌努格吐山斑岩型 Cu-Mo 矿床(178 Ma,陈志广,2010;余宏全等,2012)、三矿沟砂卡岩型铜矿床(177 Ma,余宏全等,2010)。余宏全等(2012)对岩浆岩锆石年龄的系统研究表明,该段内大兴安岭中北段地区的岩浆作用也非常强烈。综合以上分析,笔者认为红花尔基钨多金属矿床的成矿作用与蒙古-鄂霍茨克洋闭合后,板块内部造山后伸展垮塌所诱发的岩浆作用及相关流体活动密切相关,花岗岩源区可能为造山带根部下地壳,成矿物质的来源可能为下地壳岩浆。源自下地壳岩浆在上升过程中,受到了上部地壳物质混染,壳源物质对成矿有着重大贡献,花岗岩中存在多个较为古老的继承性锆石年龄及辉钨矿中较低的 Re 含量是很好的佐证。

6 结论

(1)红花尔基钨多金属矿床具有典型的高温热液矿床矿物组合和蚀变特征,应为高温热液型钨多金属矿床。

(2)红花尔基钨多金属矿床成矿花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为(179.4 ± 2.3) Ma ~ (179.2 ± 1.8) Ma,岩体的成岩年龄为早

侏罗世,是燕山期构造岩浆热事件的结果。

(3)对红花尔基钨多金属矿区中7件辉钨矿样品进行了铼-钨同位素分析,获得的等时线年龄为(176.8 ± 2.2) Ma (MSWD = 0.29), $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值为(0 ± 1),由此确定的辉钨矿形成时间为(176.8 ± 2.2) Ma,代表了矿床的形成时间。

(4)红花尔基钨多金属矿床的形成与蒙古-鄂霍茨克洋闭合-碰撞造山晚阶段伸展垮塌所诱发的岩浆作用有关,区域上德尔布干成矿带和大兴安岭成矿带西坡正处于蒙古-鄂霍茨克造山带的南侧,具有寻找类似多金属矿的良好地质背景条件,是今后找矿工作中值得注意的工作方向。

志谢 野外工作及资料的收集整理受到内蒙古六院的鼎力支持和配合,中国地质科学院矿产资源研究所国家重点实验室工作人员在实验过程及数据处理中给与了很大的帮助,在此一并表示感谢!

参考文献/References

- 蔡明海,陈开旭,屈文俊,刘国庆,付建明,印建平. 2006. 湘南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉钨矿 Re-Os 测年[J]. 矿床地质, 25(3):263-268.
- 陈志广. 2010. 中国东北德尔布干成矿带中生代构造-岩浆成矿作用及其地球动力学背景[博士学位论文]. 导师:张年昌. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所. 1-190.
- 代军治,毛景文,杜安道,谢桂青,白杰,杨富全,屈文俊. 2007. 辽西肖家营子钨(铁)矿床 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 81(7):917-923.
- 杜安道,何红蓼,殷宁万,邹晓秋,孙亚利,孙德忠,陈少珍,屈文俊. 1994. 辉钨矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4):339-347.
- 丰成友,许建祥,曾载淋,张德全,屈文俊,余宏全,李进文,李大新,杜安道,董英君. 2007. 赣南天门市-红桃岭钨锡矿田成岩成矿时代精细测定及其地质意义[J]. 地质学报, 87(7):952-963.
- 侯增谦,王二七,莫宣学,丁林,畔桂堂,张中杰. 2008. 青藏高原碰撞造山与成矿作用[M]. 北京:地质出版社.
- 李长民. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J]. 地质调查与研究, 33(3):161-174.
- 毛景文,张作衡,张招崇,杨建民,王志良,杜安道. 1999. 北祁连山小柳沟钨矿床中辉钨矿 Re-Os 年龄测定及其意义[J]. 地质论评, 49(6):652-659.
- 毛景文,张作衡,余金杰,王义天,牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景:从金属矿床年龄精测得到的启

- 沅 J]. 中国科学, 33(4): 289-299.
- 内蒙古第六地质矿产勘查开发有限责任公司. 2011. 内蒙古自治区鄂温克自治旗红花尔基多金属矿详查报告[R].
- 聂凤军, 张万益, 杜安道, 江思宏, 刘妍. 2007. 内蒙古朝不楞砂卡岩型铁多金属矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义[J]. 地球学报, 28(4): 315-323.
- 屈文俊, 杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄[J]. 岩矿测试, 22(4): 254-257.
- 余宏全, 常国雄, 李进文, 谭刚, 杨郟城, 张斌, 张德全, 丰成友, 金俊, 董英君. 2010. 内蒙古大兴安岭北段及邻区铜钼铅锌多金属矿床成矿时代分布规律[J]. 矿床地质, 29(增刊): 499-501.
- 余宏全, 李进文, 向安平, 关继东, 杨郟城, 张德全, 谭刚, 张斌. 2012. 大兴安岭中北段原岩锆石 U-Pb 测年及其与区域构造演化关系[J]. 岩石学报, 28(2): 571-594.
- 吴元宝, 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[J]. 科学通报, 49(16): 1958-1604.
- 杨宗锋, 罗照华, 卢欣祥, 程黎鹿, 黄凡. 2011. 关于辉钼矿中 Re 含量示踪来源的讨论[J]. 矿床地质, 30(4): 654-674.
- Bingen B and Stein H. 2003. Molybdenite Re-Os dating of biotite dehydration melting in the Rogaland high-temperature granulites. *S Norway*[J]. *Earth and Planetary Science Letters* 208, 181-195.
- Chen Z G, Zhang L C, Wan B, Wu H Y and Cleven N. 2011. Geochronology and geochemistry of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit in NE China, and their geological significance[J]. *Ore Geology Reviews* 43 92-105.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology* 257, 34-43.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology* 51, 537-571.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin* 55, 1535-1546.
- Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H and Du A D. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W(Mo) deposit in the Northern Qilian Mountains and its geological significance[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(11-12): 1815-1818.
- Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, Yu J J and Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas[J]. *Science China Earth Sciences*, 46(8): 839-851.
- Stein H J and Bingen B. 2002. 1.05-1.01 Ga Sveconorwegian metamorphism and deformation of the supracrustal sequence at Sæsvatn, South Norway: Re-Os dating of Cu-Mo mineral occurrences[J]. *Geological Society, London, Special Publications* 204, 319-335.
- Stein H J, Hannah J L, Zimmerman A, Markey R J, Sarkar S C and Pal A B. 2004. A 2.5 Ga porphyry Cu-Mo-Au deposit at Malanjikhand, central India: implications for Late Archean continental assembly[J]. *Precambrian Research* 134, 189-226.
- Williams I S and Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb[J]. *Contrib Mineral Petro* 197: 205-217.