

文章编号: 0258-7106 (2012) 02-0282-11

滇西北铜厂沟钼多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其成矿环境*

李文昌, 余海军, 尹光侯, 曹晓民, 黄定柱, 董 涛

(云南省地质调查局, 云南 昆明 650051)

摘 要 铜厂沟钼多金属矿床位于扬子陆块西缘拗陷带与义敦岛弧和甘孜-理塘结合带 3 个构造单元交汇部位, 它是近年来对该区燕山期成矿作用研究并取得找矿突破的重要成果。该矿床包含了岩枝全岩矿化、顶部矽卡岩型及围岩热液脉型等热液交代矿化, 构成了斑岩成矿系列。矿床已达大型, 并显示出超大型的远景。运用辉钼矿 Re-Os 同位素定年技术, 获得了 6 件样品的模式年龄, 为 $(82.34 \pm 1.28) \sim (88.27 \pm 1.23)$ Ma, 其加权平均年龄为 (85 ± 2) Ma, 等时线年龄为 (85 ± 10) Ma, 两者在误差范围内一致, 表明成矿作用发生于燕山期, 此时, 该区处于中咱地块与扬子陆块强烈碰撞至后碰撞阶段, 由于地壳加厚, 壳熔或壳幔混熔形成了 S 型花岗(斑)岩和强烈的钼多金属矿化。铜厂沟矿床内辉钼矿样品的 $w(\text{Re})$ 为 $16\,440 \sim 43\,530 \text{ ng/g}$, 指示其成矿物质来源为壳幔混源, 以壳源物质为主。据野外调查和室内研究推测, 在该矿区的深部存在燕山期的隐伏花岗(斑)岩体, 成矿作用与岩浆上侵有关。该区的燕山期酸性岩带穿过了义敦岛弧进入扬子陆块西缘, 呈近 NS 向展布, 滇西北地区, 北部从休瓦促向南至热林、红山、铜厂沟, 形成了一系列大-中型钼多金属矿床。成矿背景和成矿预测研究对该带的找矿勘查具有十分重要的指导意义。

关键词 地球化学 Re-Os 同位素年龄 成矿时限 成矿环境 铜厂沟 滇西北

中图分类号: P618.65

文献标志码: A

Re-Os dating of molybdenite from Tongchanggou Mo-polymetallic deposit in northwest Yunnan and its metallogenic environment

LI WenChang, YU HaiJun, YIN GuangHou, CAO XiaoMin, HUANG DingZhu and DONG Tao
(Yunnan Bureau of Geological Survey, Kunming 650051, Yunnan, China)

Abstract

The Tongchanggou Mo-polymetallic deposit lies in the western margin depression belt of the Yangtze land-mass and is adjacent to Yidun island arc and Garze-Litang suture zone. It is a representative ore deposit in studying Yanshanian mineralization and shows bright future for further prospecting. Some intrusions (or apophyses) have been wholly mineralized, and hydrothermal metasomatism in the upper part mainly displays skarn type and hydrothermal vein type mineralization in wall rocks, forming a porphyry minerogenetic series. The ore deposit is a large-size or even a superlarge deposit. Re-Os isotopic dating technique was applied, and six molybdenite samples were analyzed for Re-Os isotopic compositions, and the model ages obtained are from (82.34 ± 1.28) to (88.27 ± 1.23) Ma, with the isochron age being (85 ± 10) Ma. The result suggests that Mo mineralization occurred in Yanshanian period, during which Zhongza block and Yangtze landmass collided intensively and gradu-

* 本文得到国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(编号: 2009CB421007)、国家科技支撑计划项目(编号: 2006BAB01A07)和中国地质调查局地质调查工作项目(编号: 资[2010]矿评 01-06-26)的联合资助

第一作者简介 李文昌, 男, 1962 年生, 教授, 博士生导师, 长期从事找矿勘探和矿床地质研究。Email: lwcyndd@163.com

收稿日期 2011-06-15; 改回日期 2012-02-21。许德煊编辑。

ally turned into post-collision stage. Because of the thickening of the crust, crustal melting or crustal-mantle melting resulted in the formation of S-type granite and granite porphyry, accompanied by molybdenum polymetallic mineralization. The Re content of the molybdenite is 6 440~43 530 ng/g, suggesting that the metallogenic material originated from a source mixed with crust and mantle components. Field investigation shows that concealed granite intrusions may exist in the depth, and mineralization was related to magmatic intrusion. Acid intrusions in the area extend from north to south and the belt passes through Yidun arc and enters the western margin of Yangtze landmass. In northwestern Yunnan, a number of large-middle molybdenum polymetallic deposits were formed in the belt accordingly; they are scattered from north to south, represented by Xiuwacu, Reilin, Hongshan and Tongchanggou. The research on metallogenic background and ore prognosis is of great significance for ore exploration in this area.

Key words: geochemistry, Re-Os isotopic dating, metallogenic age, metallogenic environment, Tongchanggou, northwest Yunnan

铜厂沟铜矿化点发现于1995年,2005年云南省地质调查院对其进行了详细评价,共圈出铜矿体7个,其中工业矿体1个,但规模较小^①。

近年来的研究表明,NS向展布的休瓦促-铜厂沟燕山期酸性岩浆岩带发育强烈的钼多金属成矿作用,岩带向南侧伏,在其南端寻找斑岩型隐伏钼多金属矿的潜力巨大。2010年在铜厂沟取得了找矿新突破,发现并控制了以KT1矿体为代表的脉状钼铜富矿体,已控制矿体的规模达中型;2011年,对出露的花岗闪长斑岩岩枝进行了钻探,揭露出全岩矿化,厚度大于400 m的工业矿体,全区远景巨大。

本次工作对铜厂沟钼多金属矿床进行了较为深入的研究,开展了区域地层对比、地层层序、构造关系、岩石化学特征等研究。本文重点对该矿床KT1矿体内坑道及钻孔进行了多点采样,进行了辉钼矿Re-Os年龄测试,同时,对其形成时代、成矿物质来源及成矿构造背景进行了分析和讨论。揭示出该区燕山期以钼为主的成矿特征,以及岩浆成矿作用穿越义敦岛弧、甘孜-理塘结合带和扬子陆缘等几个构造单元的事实。

1 区域地质背景

铜厂沟钼多金属矿床位于扬子陆块西缘拗陷带与义敦岛弧和甘孜-理塘结合带的交汇部位(图1),其西侧为楚波-熏洞断裂,东侧为安家村断裂,北部是甘孜-理塘结合带向南急剧收缩部位,南部是扬子陆块西缘之盐源-丽江拗陷带,扬子陆块西缘在喜马

拉雅期大规模向西推覆,掩盖了部分义敦岛弧和甘孜-理塘结合带的原始地质构造形迹。

义敦岛弧是甘孜-理塘洋向西俯冲的产物,北段为昌台弧,因甘孜-理塘洋壳向西俯冲的角度较陡,产生了较强的弧间拉张,从而发育了大量的双峰式火山岩,形成了“呷村”式块状硫化物矿床;南段为格咱弧,由于俯冲角度较缓,构造背景转换为以压性为主(侯增谦等,2003a),产出大量钙碱性火山岩。浅成、超浅成侵入岩,构成了印支期(203~242 Ma)格咱岛弧斑(玢)岩带及斑岩成矿带,形成了众多斑岩-矽卡岩型以铜为主的矿床。格咱弧夹持于乡城-格咱断裂与安家村断裂、楚波-熏洞断裂之间,向南至丽江石鼓与金沙江结合带交合。印支期时,由于大规模的火山-岩浆活动,形成了一系列大型、超大型矿床而被广泛研究。燕山期的大规模成矿作用是近期研究和找矿的重点。

甘孜-理塘结合带是晚二叠世-晚三叠世早期形成的甘孜-理塘洋盆向西俯冲消减于中咱地块之下的残余部分(潘桂堂等,2003),位于安家村断裂以北,主要出露二叠系、三叠系及剪切带构造混杂岩。该区的成矿作用以金为主。

扬子陆块西缘盐源-丽江拗陷带位于楚波-熏洞断裂以东,安家村断裂以南。主要出露上古生界及三叠系。断裂多呈NE向、NW向展布,旁侧次级节理、裂隙发育,控制了斑岩体及矿产的分布。铜厂沟外围东炉房等地区,出露燕山期和喜马拉雅期的各类斑岩,不同程度地伴有钼铜铅锌铁多金属矿化。主要矿床(点)有铜厂沟钼多金属矿、东炉房铜金矿、

① 云南省地质调查院. 2005. 云南丽江黎明-石鼓铜金矿资源评价成果报告. 内部资料.

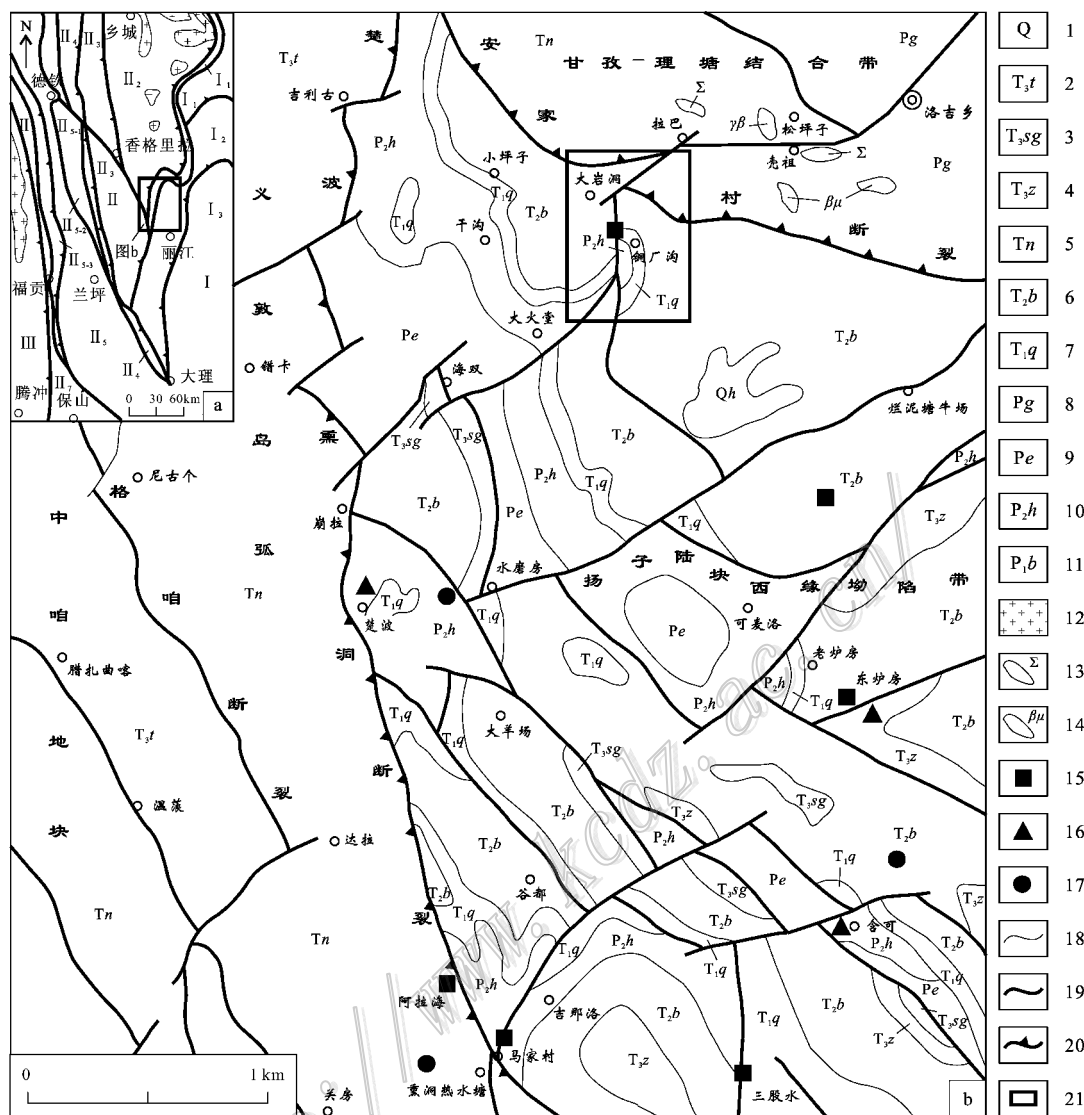


图 1 铜厂沟地区区域地质矿产简图

I—扬子陆块：I₁—雅江残余盆地；I₂—盐源-丽江陆缘拗陷带；I₃—楚雄前陆盆地；II—三江多岛弧盆地：II₁—甘孜-理塘结合带；II₂—德格-乡城岛弧(义敦岛弧)；II₃—中咱-香格里拉地块；II₄—金沙江-哀牢山结合带；II₅—昌都-普洱地块；II_{5.1}—江达-几家顶-维西陆缘火山弧；II_{5.2}—昌都-兰坪弧后盆地；II_{5.3}—杂多-东达山陆缘火山弧；II₆—左贡地块；II₇—保山地块；III—冈底斯-高黎贡山-腾冲弧盆地；1—第四系；2—上三叠统图姆组板岩；3—上三叠统松桂组页岩；4—上三叠统中窝组灰岩；5—三叠系泥汝组灰岩；6—中三叠统北衙组灰岩；7—下三叠统青天堡组砂岩；8—二叠系冈达组玄武岩；9—二叠系峨眉山玄武岩组；10—上二叠统黑泥哨组玄武岩；11—下二叠统冰峰组碳酸盐岩；12—黑云花岗岩；13—超基性岩脉；14—辉长辉绿岩脉；15—铜钼矿点；16—金矿点；17—铅锌矿点；18—地质界线；19—断裂；20—分区断裂；21—研究区

Fig. 1 Simplified geological and mineral resources map of Tongchanggou area

I—Yangtze block：I₁—Yajiang remnant basin；I₂—Yanyuan-Lijiang epicontinental depression belt；I₃—Chuxiong foreland basin；II—Archipelagic arc-basin systems along the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang region：II₁—Garze-Litang suture；II₂—Dege-Xiangcheng island-arc belt (Yidun island-arc belt)；II₃—Zhongza block；II₄—Jinshajiang-Ailaoshan suture；II₅—Changdu-Puer block；II_{5.1}—Jiangda-Jijiading-Weixi epicontinental volcanic arc；II_{5.2}—Changdu-Lanping back-arc basin；II_{5.3}—Zaduo-Dongdashan epicontinental volcanic arc；II₆—Zuogong block；II₇—Baoshan block；III—Gangdise-Gaoligongshan-Tengchong arc-basin systems；1—Quaternary；2—Slate of Upper Triassic Tumugou Formation；3—Shale of Upper Triassic Songgui Formation；4—Limestone of Upper Triassic Zhongwo Formation；5—Limestone of Triassic Niru Formation；6—Limestone of Middle Triassic Beiya Formation；7—Sandstone of Lower Triassic Qingtianbao Formation；8—Basalt of Permian Gangdagai Formation；9—Permian Emeishan basalt Formation；10—Basalt of Upper Permian Heinisao Formation；11—Carbonat rocks of Lower Permian Bingfeng Formation；12—Biotite granite；13—Ultrabasic dike；14—Gabbro dike；15—Cu-Mo ore spot；16—Au ore spot；17—Pb-Zn ore spot；18—Geological boundary；19—Fault；20—Fault zone；21—Study area

可麦洛铅锌矿、楚波-安南金铜铅锌矿,等等。

2 矿床地质特征

铜厂沟钼多金属矿床位于扬子陆块西缘盐源-丽江坳陷一侧(图1、图2)。矿区内,出露的地层主要为二叠系及三叠系;断裂、褶皱发育,组成以NW向为主、NE向次之的短轴褶皱和断裂系统;岩浆活动强烈,广泛发育中-基性火山岩及中-酸性、碱性侵入岩。

2.1 矿区地层及构造

矿区内出露的地层为中三叠统北衙组(T_2b)、上二叠统黑泥哨组(P_2h),两者为断层接触(图2)。

上二叠统黑泥哨组(P_2h) 岩性主要为灰绿色、深灰色、灰黑色玄武岩、杏仁状玄武岩,厚度大于88.6 m,与中三叠统北衙组为断层接触。

中三叠统北衙组(T_2b) 该组地层自下而上可分为3段。

北衙组一段(T_{2b}^1):上部为浅灰-灰色粉晶灰岩;中部为灰白色细晶大理岩;下部为灰色粉晶灰岩、细晶大理岩及结晶灰岩,未见底,厚度大于698.04 m;

北衙组二段(T_{2b}^2):上部为浅灰色含白云质粉晶灰岩、粉晶白云岩;中部为灰-深灰色粉晶灰岩、大理岩化粉晶灰岩;下部为灰色含白云质粉晶灰岩、细晶大理岩,厚度为400.56 m;

北衙组三段(T_{2b}^3):上部为浅灰色泥晶灰岩夹细晶大理岩;中部为浅灰色泥晶灰岩夹层纹状含铁泥质灰岩、条纹状粉晶灰岩;下部为灰色粉晶灰岩,未见底,厚度大于188.17 m。

NS向的背斜纵贯该矿区的中部,拉巴河断裂沿该背斜轴部发育,并控制了矿区内岩浆岩、斑岩-矽卡岩型钼多金属矿体的分布。其两侧有10余条次级断裂,构成近EW向、NE向、NW向3组,NE向断裂中赋存多个矿体。

2.2 矿体特征

该矿区内产出3类矿体:产于岩枝边部围岩中沿层间、不同岩性间及断裂带分布的脉状矿体;产于岩枝中的斑岩型矿体;产于矽卡岩中的矿体。矿体表现为钼-铜-铅锌-铁共生,成矿带带性明显,地表以铜铅锌为主,部分岩枝的顶部产出矽卡岩型铁矿体,浅部产出铜钼共生矿,深部以钼为主,伴生铜。

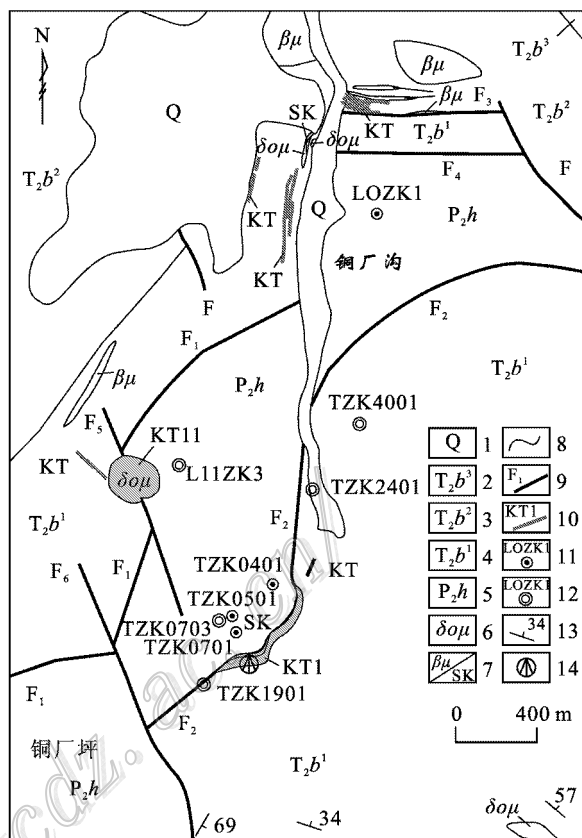


图2 铜厂沟钼多金属矿区地质简图

1—第四系;2—中三叠统北衙组三段灰岩;3—中三叠统北衙组二段灰岩;4—中三叠统北衙组一段灰岩;5—上二叠统黑泥哨组玄武岩;6—石英闪长玢岩/黑云闪长玢岩;7—辉绿玢岩/矽卡岩;8—地质界线;9—断层及编号;10—矿体及编号;11—见矿钻孔及编号;12—未见矿钻孔及编号;13—地层产状;14—采样位置

Fig. 2 Geological sketch map of the Tongchanggou Mo-polymetallic ore district

1—Quaternary; 2—Limestone of 3rd member in Middle Triassic Beiya Formation; 3—Limestone of 2nd member in Middle Triassic Beiya Formation; 4—Limestone of 1st member in Middle Triassic Beiya Formation; 5—Basalt of Upper Permian Heinisao Formation; 6—Quartz diorite porphyrite/biotite diorite porphyrite; 7—Diabase porphyrite/skarn; 8—Geological boundary; 9—Fault and its serial number; 10—Ore body and its serial number; 11—Ore-intersecting drilling hole and its serial number; 12—Barren drilling hole and its serial number; 13—Strigraphic attitude; 14—Sampling location

2.2.1 主要矿体特征

KT1 矿体 赋存于黑泥哨组(P_2h)玄武岩与北衙组一段(T_{2b}^1)灰岩的断层带及其附近北衙组一段内的矽卡岩中(图3),有少量赋存于断层西侧玄武岩内的次级构造中。出露标高2 663~2 850 m,工程控制矿体长680 m,控制斜深640 m。矿体呈似层状,走向35°,总体向NW陡倾,局部倒转而倾向SE,倾

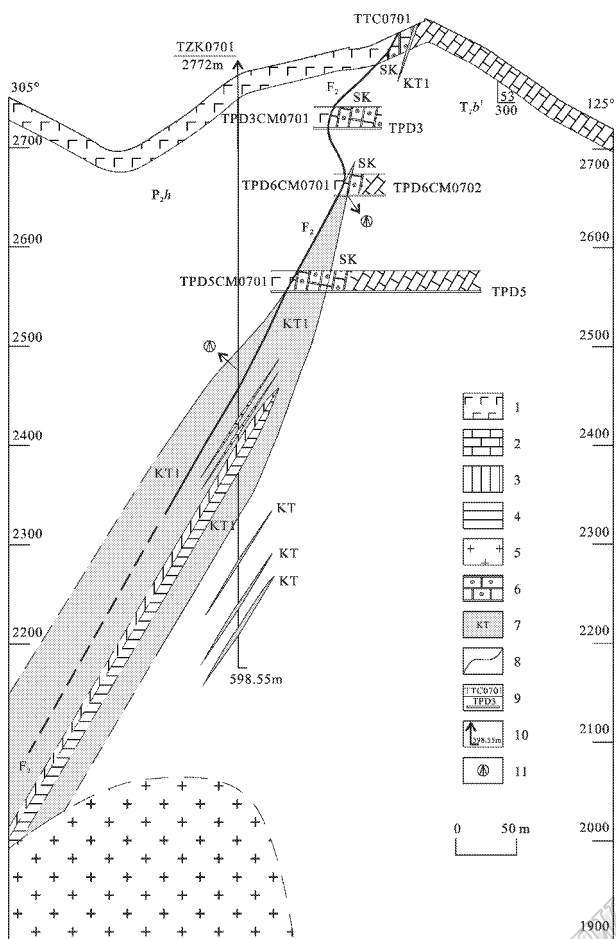


图3 铜厂沟矿区7号勘探线剖面图

1—上二叠统黑泥哨组玄武岩；2—中三叠统北衙组一段灰岩；3—灰岩夹层；4—大理岩夹层；5—预测的花岗斑岩体；6—矽卡岩；7—矿体及编号；8—地质界线；9—探槽、平洞及编号；10—钻孔；11—采样位置

Fig. 3 Geological section along No. 7 exploration line of the Tongchanggou ore district

1—Basalt of Upper Permian Heinisao Formation；2—Limestone of 1st member in Middle Triassic Beiya Formation；3—Limestone intercalation；4—Marble intercalation；5—Granite porphyry；6—Skarn；7—Ore body and its serial number；8—Geological boundary；9—Trench, adit and its serial number；10—Drill hole；11—Sampling location

角 50~84°。显示为铜钼共生矿,元素的垂直分带性明显,地表以铜为主,伴生铅锌,浅部为铜钼共生,深部则以钼为主。矿体厚 0.91~33.83 m,平均 4.69 m; $w(\text{Cu})$ 为 0.11%~7.32%,平均 1.45%, $w(\text{Mo})$ 为 0.03%~1.29%,平均 0.17%。

KT2 矿体 为隐伏矿体,赋存于 KT1 下盘北衙组一段(T_2b^1)的矽卡岩或矽卡岩化灰岩中,呈似层

状,走向 35°,总体向 NW 陡倾,倾角 45~79°。为钼矿体,局部具弱铜矿化,平均厚度 7.18 m, $w(\text{Mo})$ 为 0.04%~0.59%,平均 0.17%。

KT11 矿体 赋存于花岗闪长斑岩枝内(图 2),由 2 个钻孔控制,矿体露头为圆形,朝深部向 NW 陡倾(约 70°),由 ZK0451 钻孔控制的岩枝厚度为 620 m,全岩矿化,斑岩全岩的 $w(\text{Mo})$ 平均为 0.04%。其中, $w(\text{Mo})$ 大于 0.08% 的主要分为上、下 2 段,上段厚 166 m,下段厚 90 m。辉钼矿主要以细脉浸染状分布,少量呈星点浸染状分布,见弱黄铜矿化。

2.2.2 矿石类型及矿物成分

据肉眼判别和铜物相分析,矿区内矿石的自然类型可分为氧化矿、混合矿及硫化矿 3 类,以氧化矿和硫化矿为主,混合矿较少。

氧化矿的最高标高为 2 850 m,垂深大于 215 m,地表氧化率最高达 97%,平均 83%。矿石呈褐黄色,具强褐铁矿染,为土状、斑杂状、蜂巢状构造,较松散。主要矿石矿物有孔雀石、蓝铜矿及钼华。脉石矿物主要为长石、石英。

硫化矿分布于矿区深部,2 686 m 标高以下,氧化率为 5.32%~8.19%,平均 6.93%。其中,热液脉状矿体和矽卡岩型矿体的矿石矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、蓝铜矿、孔雀石,还有少量钼华、磁铁矿、褐铁矿、黑铜矿、白钨矿等。脉石矿物主要有石榴子石、透辉石、长石、绿帘石、阳起石、方解石、白云石等。斑岩型矿体的矿石矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、磁铁矿、白钨矿等。脉石矿物主要有斜长石、钾长石、石英、黑云母、绿帘石、白云母等。

氧化矿石中,铜主要以孔雀石、蓝铜矿等形式产出,钼主要赋存于钼华中。混合矿石和硫化矿石中,铜主要赋存于黄铜矿中,钼主要赋存于辉钼矿中。

2.2.3 围岩蚀变

北衙组(T_2b)灰岩主要具矽卡岩化,与铜钼矿化有关的蚀变主要是硅化、矽卡岩化、绿泥石化、黄铁矿化、黄铜矿化、辉钼矿化等。黑泥哨组(P_2h)玄武岩主要具绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化,断裂附近的玄武岩具硅化、黄铁矿化、黄铜矿化。

斑岩型矿体具有黑云母钾长石化、绢云母石英化、绿泥石化和浸染状、细脉浸染状辉钼矿化等。

矽卡岩主要产于北衙组的泥灰岩夹层中,呈透镜状、层状和脉状。露头长 50~500 m,厚 0.5~7 m,岩性为(绿帘石)石榴子石矽卡岩、(绿帘石)透辉石矽卡岩。

3 辉钼矿 Re-Os 测年

3.1 样品采集和测试方法

为了进行对比研究和精确确定铜厂沟矿床的成矿年龄,本文首次对该矿床进行了 Re-Os 同位素测年。用于 Re-Os 测年的辉钼矿样品采自 KT1 矿体的不同工程,包括钻孔 ZK0701、坑道 TPD6 等(图 3)。样品均采自黄铁矿化、黄铜矿化的矽卡岩钼矿体,据野外地质观察,可以确定这些矽卡岩型矿石是与岩体侵入同期的成矿热液作用的产物。

辉钼矿样品经分离、提纯后,纯度达 98% 以上,粉碎到 200 目。其 Re-Os 同位素测试在国家地质实验测试中心完成。化学分离、ICP-MS 测定和数据处理遵照 Re-Os 同位素测试的实验流程与标准执行(杜安道等,1994 ;2001 ;Shirey et al., 1995 ;屈文俊等,2003 ;Du et al., 2004),简述如下。

准确称取待分析样品,通过长细颈漏斗加入到 Carius 管底部。缓慢加液氮到装有半杯乙醇的保温杯中,调节温度到 -50~-80℃。把装好样的 Carius 管放置到该保温杯中,通过长细颈漏斗把准确称取的¹⁸⁵Re 和¹⁹⁰Os 混合稀释剂加入到 Carius 管底部,再加入 4 mL c(HCl)为 10 mol/L 的 HCl、4 mL c(HNO₃)为 16 mol/L 的 HNO₃。当管底溶液冰冻后,用丙烷氧气火焰加热封好 Carius 管的细颈部分,放入不锈钢套管内。轻轻放套管入鼓风烘箱内,待回到室温后,逐渐升温到 230℃,保温 12 h。在底部冷冻的情况下,打开 Carius 管,并用 40 mL 水将管中溶液转入蒸馏瓶中。蒸馏分离 Os 的过程大体如下,于 105~110℃ 条件下蒸馏 50 min,用 10 mL 水吸收蒸出的 OsO₄。用 ICP-MS 测定 Os 同位素比值。将

蒸馏残液倒入 150 mL 烧杯中待分离 Re。萃取分离 Re 的过程如下,将第一次蒸馏残液置于电热板上,加热近干。加少量水,再加热近干,重复 2 次以降低酸度。加入 10 mL c(NaOH)为 5 mol/L 的 NaOH,稍微加热,转为碱性介质。转入 50 mL 聚丙烯离心管中,离心,取上清液转入 120 mL Teflon 分液漏斗中,加入 10 mL 丙酮,振荡 5 min,萃取 Re,然后弃去水相。加 2 mL c(NaOH)为 5 mol/L 的 NaOH 溶液到分液漏斗中,振荡 2 min,洗去丙酮相中的杂质,弃去水相,排丙酮到 150 mL 已加有 2 mL 水的烧杯中。在电热板上 50℃ 加热以蒸发丙酮,加热溶液至干,然后加数滴浓硝酸和 30% 过氧化氢,加热蒸干以除去残存的 Os。用数毫升稀 HNO₃ 溶解残渣,稀释到硝酸浓度为 2%,备 ICP-MS 测定 Re 同位素比值。如含 Re 溶液中盐量超过 1 mg/mL,需采用阳离子交换柱除去 Na(屈文俊等,2003)。

采用美国 TJA 公司生产的 TJA PQ ExCell ICP-MS 测定同位素比值。对于 Re,选择质量数 185、187,用 190 监测 Os;对于 Os,选择质量数为 186、187、188、189、190、192,用 185 监测 Re。

3.2 测试结果

铜厂沟矿床 6 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素测试结果见表 1,其中样品 L3 作为平行样测试了 2 次。¹⁸⁷Os 为总¹⁸⁷Os,计算时的 Re、Os 含量的不确定度包括 样品和稀释剂的称量误差,稀释剂的标定误差,质谱测量的分馏校正误差,待分析样品同位素比值测量误差。模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度(1.02%)。置信水平为 95%。

辉钼矿中普通 Os 含量很低,几乎所有的¹⁸⁷Os 都来自于¹⁸⁷Re 的 β 衰变,因此,可以通过辉钼矿中¹⁸⁷Re 和¹⁸⁷Os 的含量来计算出模式年龄 t。计算公

表 1 铜厂沟钼多金属矿床内辉钼矿 Re-Os 同位素测试数据

Table 1 Re-Os isotopic data of molybdenite from the Tongchanggou Mo-polymetallic deposit

原样名	m/g	w(Re)/(ng/g)		w(普 Os)/(ng/g)		w(¹⁸⁷ Re)/(ng/g)		w(¹⁸⁷ 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
L6	0.02090	34677	304	0.0767	0.0077	21795	191	31.24	0.30	85.97	1.31
L2	0.03040	34520	294	0.0615	0.0178	21697	185	30.38	0.26	83.99	1.23
L3	0.03042	35252	271	0.0362	0.0186	22157	170	32.21	0.29	87.19	1.25
L3	0.03086	35300	271	0.0448	0.0366	22187	171	32.65	0.27	88.27	1.23
L4	0.03131	43530	418	0.0350	0.0360	27360	262	37.56	0.35	82.34	1.28
L5	0.03083	24314	227	0.1369	0.0276	15282	142	21.14	0.20	82.98	1.29
L7	0.03056	16440	141	0.0453	0.0093	10333	89	14.60	0.12	84.76	1.22

式: $t = (1/\lambda) [\ln(^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re} + 1)]$, 式中, λ 为 ^{187}Re 衰变常数, 其值为 $1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Shen et al., 1996; Smoliar et al., 1996)。

由表 1 可见, 除样品 L7 的 Re、 ^{187}Os 含量偏低外, 其他包括平行样在内的 6 件辉钼矿中 Re 的含量高且互相比接近, $w(\text{Re})$ 为 $(16\,440 \pm 141) \sim (43\,530 \pm 418) \text{ ng/g}$, $w(^{187}\text{Os})$ 为 $(14.60 \pm 0.12) \sim (37.56 \pm 0.35) \text{ ng/g}$ 。 $w(^{187}\text{Re})$ 的高低与 $w(^{187}\text{Os})$ 成正相关, 这就验证了辉钼矿中的 ^{187}Os 基本上都是由 ^{187}Re 经 β 衰变而来, 说明用辉钼矿 Re-Os 定年是可行的, 且其 $w(\text{普 Os})$ 为 $0.0350 \sim 0.1369 \text{ ng/g}$, 远远小于所测样品中的 Re、Os 含量, 因此, 不会影响实验中 Re、Os 含量的准确测定。

辉钼矿 Re-Os 模式年龄集中于 $(82.34 \pm 1.28) \sim (88.27 \pm 1.23) \text{ Ma}$ (不确定度 2σ), 利用 ISOPLOT 软件 (Ludwig, 2003) 得到其加权平均年龄为 $(85 \pm 2) \text{ Ma}$, 加权平均方差 $\text{MSWD} = 12$ (图 4)。7 个数据点加权拟合后构成一条良好的 ^{187}Re - ^{187}Os 等时线 (图 5), 说明它们是同一期矿化作用的产物, 这与实际地质情况也是吻合的, 其等时线年龄为 $(85 \pm 10) \text{ Ma}$, ^{187}Os 的初始值为 $(0.2 \pm 3.5) \text{ ng/g}$, $\text{MSWD} = 20$, 模式年龄与等时线年龄基本一致, 而且 1 件平行样的测试结果也非常接近, 说明测试数据是可靠的, 该等时线年龄代表了铜厂沟矿床的成矿年龄。

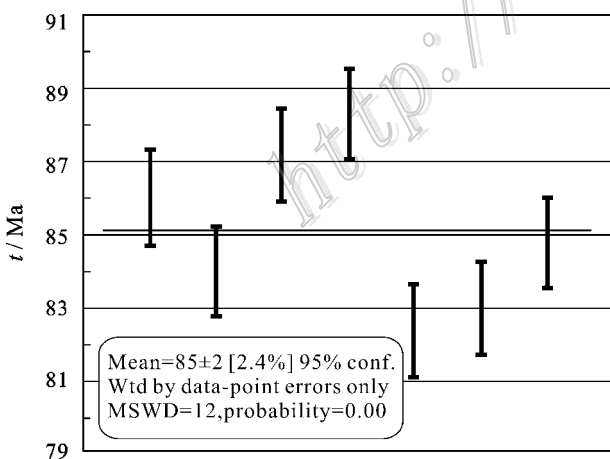


图 4 铜厂沟钼多金属矿床内辉钼矿 Re-Os 同位素加权平均年龄

Fig. 4 Weighted average Re-Os ages of molybdenites from the Tongchanggou MO-polymetallic deposit

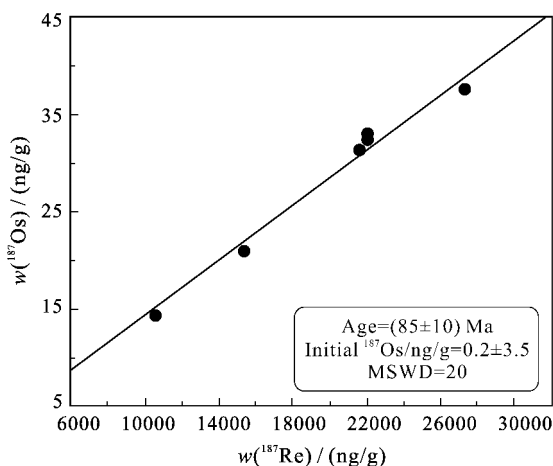


图 5 铜厂沟钼多金属矿床内辉钼矿 Re-Os 同位素等时线年龄

Fig. 5 Re-Os isochron of molybdenites from the Tongchanggou MO-polymetallic deposit

4 讨论

4.1 成矿事件的时间及持续时限

近年来, 大量的辉钼矿 Re-Os 年龄测定、与成矿密切相关的侵入岩的锆石 U-Pb 年龄测定及地质特征研究, 均认为辉钼矿 Re-Os 同位素年龄能精确地代表其成矿时代 (Stein et al., 1997; 1998; 2001; Watanabe et al., 2000; Selby et al., 2001a; 2001b; Selby et al., 2002)。Suzuki 等 (1996) 对 18 个日本矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其由其他方法获得的年龄进行了对比研究, 结果表明, 诸矿床中辉钼矿 Re-Os 同位素年龄均比蚀变矿物的 K-Ar 年龄大了 3 ~ 12 Ma, 这可能与后期蚀变事件或较慢的冷却速度有关。这是因为辉钼矿 Re-Os 同位素体系的封闭温度相对较高 (约 500°C , 郭保健等, 2006), 而 K-Ar 同位素体系的封闭温度相对较低。所以, 本次测定的铜厂沟矿床内矿石的辉钼矿 Re-Os 年龄可以代表该矿床的成矿时代, 应为燕山期。

辉钼矿的 Re-Os 体系用于测年时存在失耦效应 (Stein et al., 2003)。Selby 等 (2004) 指出, 失耦效应会严重影响所测年龄的准确性和可重复性, 并通过实验发现, 细粒 ($< 2 \text{ mm}$) 的辉钼矿很少出现失耦效应, 只需很少量 (1 mg) 便可获得准确的 Re-Os 年龄。本次用于测试的 6 件辉钼矿样品均为细粒, 经过粉碎、挑纯, 最终用于测试的粒度远远小于 2 mm , 同时,

考虑到该矿床的成矿时代较年轻,为 (85 ± 2) Ma,可以忽略失耦效应对测年结果的影响(Stein et al., 2003; Selby et al., 2004; Xie et al., 2007)。本次测试的 6 件样品的年龄在误差范围内相一致(表 1),进一步证实了测试数据的可靠性。

综上所述,本次测得的铜厂沟矿床的辉钼矿 Re-Os 加权平均年龄为 (85 ± 2) Ma、等时线年龄为 (85 ± 10) Ma,代表了该矿床的成矿时代,说明其成矿作用发生于晚白垩世,为燕山期成矿。铜厂沟矿床与其北部的义敦岛弧带内的红山、热林、休瓦促、四川竹鸡顶、伊公若等岩体的成岩成矿年龄一致(见表 2)。这些岩体呈近 NS 向展布,尽管穿越了不同的构造单元,但其成岩成矿具有高度的一致性,应形成于统一的成岩成矿地质事件,成矿流体的大量排放和成矿作用的同时发生,受控于统一的地质动力学背景。因此,铜厂沟与北部的义敦岛弧存在一期成矿广泛、成矿规模大和矿化强度高的燕山期成矿作用。成矿作用发生在甘孜-理塘洋消减闭合,中咱地块、义敦岛弧和扬子陆块碰撞后的重熔岩浆上侵事件中。

成矿作用的时限对理解矿床成矿机理和成矿过程非常重要,斑岩成矿系统中的主要金属矿物辉钼矿的 Re-Os 精细定年使讨论成矿作用时限成为可能。格咱-丽江造山带燕山期辉钼矿的成矿时限从表 2 中已测的铜厂沟、红山、热林、休瓦促的辉钼矿

同位素年龄成果可以看出,该带燕山期辉钼矿成矿时限应在 77~86.7 Ma 之间,或许表明该区的成矿作用的持续时限约为 9 Ma 左右。

4.2 成矿物质来源

研究表明,Re-Os 同位素体系不仅可以精确确定硫化物矿床形成的时间,而且还可以示踪成矿物质来源以及指示成矿过程中不同来源物质混入的程度(Foster et al., 1996)。一般可以通过金属硫化物矿床辉钼矿的 Re 含量示踪其来源。近年来,中国积累了大量与中-酸性侵入岩浆作用有关的钼多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测试数据,对其进行综合分析可得出如下物源示踪启示:① 成矿物质来源于地幔或以地幔物质为主的矿床,其辉钼矿 Re 含量多在 $10 \sim 1\,000 \mu\text{g/g}$ (侯增谦等, 2003b; 孟祥金等, 2003; 黄典豪, 1994);② 成矿物质具有壳幔混合源的矿床,每克辉钼矿中的 $w(\text{Re})$ 多在十几至 $(n \times 10) \mu\text{g/g}$ (黄典豪等, 1996);③ 成矿物质完全来自壳源(上地壳)的矿床,其辉钼矿 $w(\text{Re})$ 明显偏低($1 \sim n \mu\text{g/g}$ 或更低)(李红艳等, 1996; 毛景文等, 1999)。由表 1 可见,铜厂沟矿床中辉钼矿的 $w(\text{Re})$ 为 $16\,440 \sim 43\,530 \text{ ng/g}$,与壳幔混合源岩浆矿床的辉钼矿 Re 含量相近,由此可以推断,铜厂沟矿床的成矿物质来源为典型的壳幔混合源,以壳源物质为主,这与区域上已有的壳-幔岩浆混合作用的认识是相一致的(尹光侯等, 2009)。

表 2 义敦岛弧带燕山期岩体成岩成矿同位素年龄
Table 2 Isotopic ages of Yanshanian intrusions of Yidun arc belt

采样地点	岩性	测定对象	测试方法	年龄/Ma	资料来源
铜厂沟	辉钼矿	辉钼矿	Re-Os	85 ± 2	本文
红山	含辉钼矿石英脉	辉钼矿	Re-Os	77 ± 2	徐兴旺等, 2006
红山	石英二长斑岩	辉钼矿	Re-Os	77.6 ± 1.1	徐兴旺等, 2006
红山	石英二长斑岩	辉钼矿	Re-Os	80.2 ± 1.3	李文昌, 另文发表
热林	花岗岩	全岩	Rb-Sr	80.4	李文昌, 另文发表
热林	黑云二长花岗斑岩	辉钼矿	Re-Os	81.2 ± 2.3	谭雪春, 1985
热林	黑云二长花岗岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	82.01 ± 0.86	李健康等, 2007
休瓦促	含矿石英脉	辉钼矿	Re-Os	$86.7 \pm 2.1 \sim 85.8 \pm 2.6$	尹光侯等, 2009
休瓦促	黑云二长花岗斑岩	辉钼矿	Re-Os	83 ± 1	侯增谦等, 2003a
竹鸡顶	含矿蚀变花岗斑岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	83.65 ± 0.9	李健康等, 2007
伊公若	含铜细晶石英二长岩	锆石	U-Pb	82.9 ± 2.1	李文昌, 另文发表
供觉错	斑状花岗岩	锆石	U-Pb	86.6 ± 3.3	王全伟等, 2008
哈格拉	黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr	82.8	王全伟等, 2008
哈格拉	黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr	78.1	侯增谦等, 2001
哈格拉	黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr	80.6	吕伯西等, 1993
措莫隆	钾长花岗岩	黑云母	K-Ar	78	吕伯西等, 1993
措莫隆	钾长花岗岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	77	吕伯西等, 1993
绒依措	钾长花岗岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	85	吕伯西等, 1993
绒依措	二长花岗岩	黑云母	K-Ar	83	吕伯西等, 1993

4.3 成矿环境

铜厂沟矿区的构造位置非常特殊,位于扬子陆块与三江多岛弧盆系的结合部位,与三江特提斯的演化一致,该区经历了古特提斯裂离、成洋、洋盆消减、闭合、碰撞造山等演化和燕山期碰撞、后碰撞造山,以及喜马拉雅期大规模走滑、剪切、推覆的复杂演化过程,因此,该区构造非常发育,成矿条件优越,多期成矿叠加明显。晚古生代,中咱地块裂离于扬子陆块西缘,逐步张裂形成了甘孜-理塘洋,晚二叠世,洋壳内出现玄武岩喷发,标志着中咱地块与扬子陆块彻底裂离,形成了独立的地块。在晚二叠世—早中三叠世,在甘孜-理塘洋扩张的同时,洋壳西缘已开始向西俯冲,于晚三叠世晚期俯冲消减于中咱地块之下,形成了义敦岛弧-弧后盆地系的配套格局。义敦多岛弧-盆系的生成、发展和演化大体经历了4个阶段:俯冲造山作用时期[(238~210) Ma]→碰撞造山作用时期[(208~138) Ma]→后造山伸展作用时期[(138~65) Ma]→喜马拉雅期陆内造山作用时期[(65~15) Ma] (李文昌等,2010)。

本文所研究的铜厂沟钼多金属矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄为 (85 ± 2) Ma,在时间、空间演化上处于义敦岛弧的后造山伸展阶段,由于地壳加厚,壳幔结合带发生了重熔,形成了中-酸性岩浆上侵,伴随燕山期中-酸性岩浆大规模侵入,含矿热液在岩体内形成了细脉浸染状钼(铜钨)矿化,上侵过程中含矿岩浆热液沿构造发育部位运移,在构造破碎带(图2内的 F_2)、层间滑动带和玄武岩与碳酸盐岩接触带交代形成了矽卡岩型、热液脉状矿体,形成了现在所看到的铜厂沟矽卡岩-热液脉型钼多金属矿床,构成钼(铜钨)→铜钼→铁铜金→铅锌的成矿分带和斑岩成矿系列。在区域上形成了一系列大-中型以钼、铜、金为主的斑岩-矽卡岩型矿床,如北段的伊公若、热香、竹鸡顶和南段的休瓦促、热林、铜厂沟、东炉房等,同时,也出现了叠加成矿的现象,如红山铜钼铅锌多金属矿床。

另据大量测温研究,辉钼矿主要形成于高温至中温阶段。在热液作用下,辉钼矿在较酸性条件下沉淀,即辉钼矿在酸性条件下最为稳定,当溶液转向中性时,钼变为可溶的硫代钼酸盐和钼酸盐而再活动。因此,钼矿床与酸性岩浆在成因上有密切关系。研究表明,铜厂沟钼多金属矿床中的辉钼矿来自其下的隐伏花岗(斑)岩体。这与休瓦促钼矿、热林钼矿等矿床的特征相似,岩体均为黑云二长花岗斑岩、

花岗闪长岩,同属于燕山期大规模酸性岩浆活动成矿,燕山期成矿作用以钼、铜矿为主,伴随金、铁、钨等多金属矿产。

因此,格咱-丽江燕山期造山带的后碰撞伸展作用控制了整个斑岩带的岩浆上侵和时空定位,77~86.7 Ma 左右的时限,代表了燕山晚期岩浆-成矿热液系统的大规模发育。

4.4 找矿潜力和找矿方向

铜厂沟钼多金属矿床包括斑岩型、矽卡岩型和热液脉型矿体,有规律地分布在岩体内、外接触带和岩体顶部及两侧围岩中,构成斑岩钼多金属成矿系统。而铜厂沟地区处于岩带的侧伏部位,除有少数岩枝出露外,更多的是隐伏岩体。寻找隐伏岩体,开展隐伏矿找矿是今后重要的找矿方向。正在铜厂沟岩枝上施工的2个钻孔,揭露出该岩枝全岩矿化,所圈出的工业矿体的厚度大于300 m, $w(\text{Mo})$ 为0.07%~0.10%,其顶部围岩中不断发现新的脉状矿体,已知矿体的规模也不断扩大,矿体的 $w(\text{Mo})$ 平均值多大于0.30%。在洛吉岩枝的地表强氧化岩石中采取的分析样品,其 $w(\text{Mo})$ 多大于0.04%。成矿研究揭示,矿化强度大的隐伏岩体的上方有多个岩脉、岩枝出露,岩体顶部、岩枝顶部及两侧发育有矽卡岩型和热液脉状矿体的完整的斑岩成矿系列。

预测洛吉岩体等具有巨大的资源储藏,找矿潜力巨大。在铜厂沟矿区内,岩浆热液沿拉巴河断裂及次级断裂活动的过程中,遇到具隔挡作用的泥灰岩而发生交代作用,形成了矽卡岩及铜矿化,而远离拉巴河断裂则矽卡岩化、大理岩化均变弱。断裂两侧的玄武岩内,次级断裂、节理裂隙极为发育,岩石破碎,在构造-岩浆热液综合作用下,形成了以细脉状为主的黄铁矿化及其他围岩蚀变。初步认为,在该矿区内的背斜轴部,可能有大的隐伏(斑)岩体。

找矿标志主要有:

(1) 矿化露头标志 已出露的岩枝,特别是地表见有铜矿化(孔雀石)的斑岩枝;沿玄武岩与灰岩接触带发育的断裂构造带内的铁帽等是直接的找矿标志。

(2) 岩性标志 玄武岩与灰岩接触带及中-酸性岩体附近,往往有矽卡岩型钼铜多金属矿产出。

(3) 构造标志 NW 向、近 NS 向以及部分 EW 向断裂带也是重要的找矿标志。

(4) 地球化学标志 水系沉积物、土壤、原生晕等地球化学场中的铅、锌、银多金属异常分布区,是

找矿的重要目标区。

5 结 论

(1) 对铜厂沟钼多金属矿床的6件辉钼矿样品进行了 Re-Os 同位素精确定年,得到的模式年龄的变化范围为 $(82.34 \pm 1.28) \sim (88.27 \pm 1.23)$ Ma, 其加权平均年龄为 (85 ± 2) Ma, 等时线年龄为 (85 ± 10) Ma, 代表了该矿床的成矿时代, 成矿作用发生于晚白垩世。确定燕山期的成矿作用跨越了不同的构造单元。

(2) 铜厂沟钼多金属矿床中辉钼矿的 $w(\text{Re})$ 为 $16\,440 \sim 43\,530 \text{ ng/g}$, 与壳幔混合源岩浆矿床的辉钼矿的 $w(\text{Re})$ 相近, 由此可以推断, 该矿床的成矿物质来源为壳幔混合源, 以壳源物质为主。

(3) 格咱-丽江造山带燕山期成岩成矿时限为 $77 \sim 86.7$ Ma, 成岩成矿一致。从四川西部至云南格咱到丽江, 发育有燕山期规模较大的以钼为主, 共(伴)生铜、铁、铅、锌、钨等的成矿作用。

(4) 强烈的矿化作用, 使整个铜厂沟(包括岩枝、接触带、围岩中的构造滑动面、断裂带等)均产出规模较大的矿体, 因此, 未来找矿潜力巨大。特别是, 根据地质特征推测, 在该矿区钼铜矿体的深部存在燕山期的隐伏花岗岩(斑)岩体, 区内找矿前景甚好。

志 谢 野外工作得到了云南省地质调查院矿产所中甸项目组的大力支持与帮助, 文稿得到审稿专家的细致评阅和中肯建议, 在此一并表示衷心感谢!

参考文献/References

杜安道, 何红蓼, 殷宁万, 邹晓秋, 孙亚莉, 孙德忠, 陈少珍, 屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4): 339-347.

杜安道, 赵敦敏, 王淑贤. 2001. Carius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼-钨同位素地质年龄[J]. 岩矿测试, 20(4): 247-252.

郭保健, 毛景文, 李厚民, 屈文俊, 仇建军, 叶会寿, 李蒙文, 竹学丽. 2006. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(9): 2341-2348.

侯增谦, 曲晓明, 周继荣, 杨岳清, 黄典豪, 吕庆田, 唐绍华, 余金杰, 王海平, 赵金华. 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程: 花岗岩记录[J]. 地质学报, 75(4): 484-497.

侯增谦, 杨岳清, 王海平, 曲晓明, 黄典豪. 2003a. 三江义敦岛弧碰

撞造山过程与成矿系统[M]. 北京: 地质出版社. 345 页.

侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄 卫. 2003b. 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.

黄典豪. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 13(3): 221-230.

黄典豪, 杜安道, 吴澄宇, 刘兰笙, 孙亚莉, 邹晓秋. 1996. 华北地台北台(铜)矿床成矿学研究——辉钼矿的铼-钨年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 15(4): 289-297.

李健康, 李文昌, 王登红, 卢映祥, 尹光侯, 薛顺荣. 2007. 中甸弧燕山晚期成矿事件的 Re-Os 定年及成矿规律研究[J]. 岩石学报, 23(10): 2415-2422.

李红艳, 毛景文, 孙亚莉, 邹晓秋, 何红蓼, 杜安道. 1996. 柿竹园钼多金属矿床的 Re-Os 同位素等时线年龄研究[J]. 地质论评, 42(3): 261-267.

李文昌, 潘桂堂, 侯增谦, 莫宣学, 王立全. 2010. 西南“三江”多岛弧盆-碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京: 地质出版社.

李文昌, 尹光侯, 余海军, 卢映祥, 刘学龙. 2011. 滇西北格咱火山-岩浆斑岩成矿作用[J]. 岩石学报, 27(09): 2541-2552.

吕伯西, 王 增, 张能德. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性[M]. 北京: 地质出版社.

毛景文, 张作衡, 张招崇, 杨建民, 王志良, 杜安道. 1999. 北祁连山小柳沟钼矿床 Re-Os 同位素测年及其意义[J]. 地质论评, 45(4): 412-417.

孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄 卫, 曲晓明, 屈文俊. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义[J]. 地质论评, 49(6): 660-666.

潘桂堂, 徐 强, 侯增谦, 王立全, 杜德勋, 莫宣学, 李定谋, 汪名杰, 李兴振, 江新胜, 胡云中. 2003. 西南“三江”多岛弧造山过程成矿系统与资源评价[M]. 北京: 地质出版社. 11-30.

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.

谭雪春. 1985. 滇西东部斑岩和斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 256 页.

王全伟, 王康明, 阚泽忠, 付小方. 2008. 川西地区花岗岩及其成矿系列[M]. 北京: 地质出版社.

徐兴旺, 蔡新平, 屈文俊, 宋保昌, 秦克章, 张宝林. 2006. 滇西北红山晚白垩世花岗岩斑岩 Cu-Mo 成矿系统及其大地构造学意义[J]. 地质学报, 80(9): 1422-1433.

尹光侯, 李文昌, 蒋成兴, 李建康, 杨舒然. 2009. 中甸火山-岩浆弧燕山期热液复式岩体演化与铜钼矿化及 Ar-Ar 定年[J]. 地质与勘探, 45(4): 385-395.

Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stein H, Morgan J and Malinovskiy D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenite HLP and JDC[J]. Geostandard and Geoanalytical Research, 28(1): 41-52.

Foster J G, Lambert D D, Frick L R and Maas R. 1996. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatiites[J]. Nature, 382: 703-706.

Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel [R]. Berkeley: Berkeley

- Geochronology Center Special Publication, No. 4. 70p.
- Selby D and Creaser R A. 2001a. Re-Os geochronology and systematic-sin molybdenite from the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada[J]. *Econ. Geol.*, 96 :197-204.
- Selby D and Creaser R A. 2001b. Late and Mid Cretaceous mineralization in the Northern Canadian Cordillera : Constraints from Re-Os molybdenite dates[J]. *Econ. Geol.*, 96 :1461-1467.
- Selby D, Creaser R A and Hart C J. 2002. Absolute timing of sulfide and gold mineralization : A comparison of Re-Os molybdenite and Ar-Ar mica methods from the Tintina gold belt, Alaska[J]. *Geology*, 30 :791-794.
- Selby D and Creaser R A. 2004. Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite : Testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68(19) :3897-3908.
- Shen J J, Papanastassiou D A and Wasserburg G J. 1996. Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60 :2887-2900.
- Shirey S B and Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low blank rhenium-osmium analysis[J]. *Anal. Chem.*, 67 :2136-2141.
- Smoliar M I, Walker R J and Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group II A, III A, IV A and VB iron meteorites[J]. *Science*, 271 :1099-1102.
- Stein H J, Markey R J and Morgan J W. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenum from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China [J]. *Econ. Geol.*, 92 :827-835.
- Stein H J, Sundblad K and Markey R. 1998. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila Kiviso, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania : Testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting [J]. *Mineralium Deposita*, 33 :329-345.
- Stein H J, Markey R J and Morgan J W. 2001. The remarkable Re Os chronometer in molybdenite : How and why it works[J]. *Terra. Nova.*, 13 :479-486.
- Stein H J, Schersten K, Hannah J L and Markey R. 2003. Subgrain-scale decoupling of Re and 187Os assessment of laser ablation ICP-MS spot dating in molybdenite [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 92 :827-835.
- Suzuki K, Shimizu H and Masuda A. 1996. Re-Os dating of molybdenites from ore deposits in Japan : Implication for the closure temperature of the Re-Os system for molybdenite and the cooling history of molybdenum ore deposits[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60 :3151-3159.
- Watanabe Y and Stein H J. 2000. Re-Os ages for the Erdenet and Tsagaan Suvarga porphyry Cu-Mo deposits, Mongolia and tectonic implications[J]. *Econ. Geol.*, 95 :1537-1542.
- Xie G Q, Mao J W, Li R L, Qu W J, Pirajno F and Du A D. 2007. Re-Os molybdenite and Ar-Ar phlogopite dating of Cu-Fe-Au-Mo (W) deposits in southeastern Hubei, China [J]. *Mineralogy and Petrology*, 90 :249-270.