

文章编号: 0258-7106(2014)06-1251-17

内蒙古卓资县大苏计斑岩型钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及流体包裹体研究*

吴昊^{1,2}, 武广^{3*}, 陶宏⁴, 王国瑞³, 李铁刚¹, 陈军其⁵, 杨宁宁⁶

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 武警黄金第四支队, 辽宁 辽阳 111000; 3 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; 4 中国地震局地球物理勘探中心, 河南 郑州 450002; 5 内蒙古中西矿业公司, 内蒙古 乌兰察布 012300; 6 内蒙古有色地质勘查局, 内蒙古 呼和浩特 010000)

摘要 内蒙古卓资县大苏计钼矿床位于华北克拉通北缘中段的凉城断隆内,是近年来在华北克拉通北缘发现的一个大型斑岩钼矿床,矿体主要产于印支期石英斑岩和正长花岗斑岩中。成矿过程可以划分为石英-钾长石-黄铁矿±辉钼矿±磁铁矿阶段(早阶段)、石英-绢云母-辉钼矿-黄铁矿阶段(中阶段)和石英-方解石-黄铁矿±闪锌矿±方铅矿阶段(晚阶段)。矿石中5件辉钼矿的Re-Os同位素模式年龄介于 $(223.6 \pm 3.1) \text{ Ma} \sim (224.2 \pm 3.4) \text{ Ma}$ 之间,其加权平均值为 $(223.9 \pm 1.4) \text{ Ma}$ (MSWD=0.017),等时线年龄为 $(223.5 \pm 5.5) \text{ Ma}$ (MSWD=0.026),表明大苏计钼矿床形成于印支期。大苏计钼矿床发育富液型、富气型、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型、含子矿物型和纯气相包裹体。成矿早阶段主要发育富液型、富气型包裹体,另有少量 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型包裹体,其均一温度介于 $342 \sim 430^\circ\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $3.4\% \sim 11.0\%$ 之间;中阶段主要发育富液型、富气型、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型和含子矿物型包裹体,另有少量纯气相包裹体,其均一温度为 $234 \sim 380^\circ\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $6.2\% \sim 34.9\%$ 之间;晚阶段仅发育富液型包裹体,其均一温度介于 $202 \sim 280^\circ\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.2\% \sim 11.7\%$ 之间,指示该阶段有大气降水的加入。成矿流体从早、中阶段的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 体系演化为晚阶段的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。早、中阶段流体均为不混溶流体,流体沸腾是成矿物质沉淀的主要机制。集宁地区钼矿床主要为斑岩型,至少存在晚三叠世和晚侏罗世2期钼成矿事件。

关键词 地球化学;辉钼矿 Re-Os 定年;流体包裹体;斑岩型钼矿床;大苏计;内蒙古;华北克拉通北缘

中图分类号: P618.65

文献标志码: A

Molybdenite Re-Os dating and fluid inclusion study of Dasuji porphyry molybdenum deposit in Zhuozi County, central Inner Mongolia

WU Hao^{1,2}, WU Guang³, TAO Hong⁴, WANG GuoRui³, LI TieGang¹, CHEN JunQi⁵ and YANG NingNing⁶
(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Fourth Detachment of Gold Headquarters, Chinese Armed Police Force, Liaoyang 111000, Liaoning, China; 3 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 4 Geophysical Exploration Center of CEA, Zhengzhou 450002, Henan, China; 5 Inner Mongolia Zhongxi Mining Limited Liability Company, Ulanqab 012300, Inner Mongolia, China; 6 Inner Mongolia Nonferrous Geological Exploration Bureau, Hohhot 010000, Inner Mongolia, China)

Abstract

The Dasuji deposit of Inner Mongolia, located in the Liangcheng uplift, is a newly discovered large porphyry Mo deposit in the central segment of the northern margin of the North China Craton. The orebodies of the deposit dominantly occur within the Indosinian quartz porphyry and syenogranite porphyry. The ore-forming

* 本文得到内蒙古自治区地质勘查基金项目(编号:201203YS01)和国家自然科学基金项目(编号:41172081)的资助

第一作者简介 吴昊,男,1987年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: wh61804@163.com

** 通讯作者 武广,男,1965年生,博士,研究员,矿床学和地球化学专业。Email: wuguang65@163.com

收稿日期 2014-07-27; 改回日期 2014-10-20。张绮玲编辑。

process in the deposit can be divided into three stages: the early quartz-potassium feldspar-pyrite $\pm$ molybdenite $\pm$ magnetite stage, the middle quartz-sericite-molybdenite-pyrite stage, and the late quartz-carbonate-pyrite $\pm$ sphalerite $\pm$ galena stage. Re-Os dating of five molybdenite samples yielded model ages of (223.6 ± 3.1) Ma $\sim$ (224.2 ± 3.4) Ma, with a weighted mean age of (223.9 ± 1.4) Ma (MSWD=0.017) and an isochron age of (223.5 ± 5.5) Ma (MSWD=0.026), indicating that the Dasuji deposit formed in Indosinian period. Five types of fluid inclusions in quartz veins were recognized, i. e., liquid-rich, gas-rich, H_2O-CO_2 , daughter mineral-bearing, and pure gas inclusions. The fluid inclusions of the early stage are mainly liquid-rich and gas-rich types, with a small amount of H_2O-CO_2 type; their homogenization temperatures and salinities vary from 342 $^{\circ}C$ to 430 $^{\circ}C$ and from 3.4% to 11.0%, respectively. The inclusions of the middle stage are mainly liquid-rich, gas-rich, H_2O-CO_2 , and daughter minerals-bearing types, with a small amount of pure gas type; these types have homogenization temperatures and salinities of 234 $\sim$ 380 $^{\circ}C$ and 6.2% $\sim$ 34.9%, respectively. The late stage only comprises liquid-rich inclusions with homogenization temperatures and salinities of 202 $\sim$ 280 $^{\circ}C$ and 1.2% $\sim$ 11.7%, respectively, indicating that ore-forming fluid of this stage is significantly mixed with meteoric water. The ore-forming fluids evolved from an $H_2O-NaCl-CO_2$ system of the early and middle stages to an $H_2O-NaCl$ system of the late stage. Both early- and middle-stage fluids are immiscible fluid, and the multi-episode fluid boiling seem to have been the dominant mechanism for mineral deposition. Porphyry Mo deposit is the most important Mo deposit type, and there are at least two periods of porphyry Mo mineralization in the Jining area: late Triassic and late Jurassic.

Key words: geochemistry, molybdenite Re-Os dating, fluid inclusion, porphyry Mo deposit, Dasuji, Inner Mongolia, the northern margin of the North China Craton

内蒙古大苏计钼矿床位于华北克拉通北缘中段的凉城-兴和钼-铅-锌-银-金成矿带内(聂凤军等, 2012), 该区属于燕辽成矿带的最西端(黄凡等, 2011)。长期以来, 很少在燕辽成矿带最西段的内蒙古集宁地区发现成型的钼矿床, 因此, 凉城-兴和一带的钼矿床找矿工作一直未得到应有的重视, 前人对于华北克拉通北缘的钼矿床研究亦主要集中在燕辽成矿带中东段的河北、北京、辽宁境内, 即传统的燕辽钼矿带(芮宗瑶等, 1984; 黄典豪等, 1989; 赵一鸣等, 1990; 权恒等, 1992; 章百明等, 1996; 代军治等, 2006)。但是 2006 年和 2011 年在凉城-兴和钼-铅-锌-银-金成矿带内的卓资县和兴和县分别发现了大苏计大型斑岩钼矿床和曹四天超大型斑岩钼矿床, 其中前者探明的钼金属量超过 20 万吨(聂凤军等, 2012), 后者探明的钼金属量达到 176 万吨(河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院, 2014)。这 2 个矿床的发现预示着燕辽成矿带最西端的内蒙古集宁地区具有巨大的钼成矿潜力, 已经成为华北克拉通北缘的另一个大型钼矿集区。目前, 大苏计钼矿床已经开采, 但是前人对该矿床的研究还处于比较薄弱的阶段, 研究工作仅限于矿石组分和特征(于玺卿等, 2008; 李恒友, 2012)、物化探异常(于玺卿

等, 2008)和岩体特征描述(于玺卿等, 2008)及成矿年龄的报道(张彤等, 2009)。对于该矿床的成矿过程、成矿流体特征及其流体与成矿的关系等研究尚处于空白; 此外, 对于大苏计矿床的形成时代尚有较大争议, 于玺卿等(2008)及李恒友(2012)认为该矿床形成于燕山期, 而张彤等(2009)通过辉钼矿 Re-Os 测试认为形成于印支期。本文在详细的野外地质调查基础上, 对大苏计钼矿床开展了辉钼矿 Re-Os 定年, 对各阶段的石英脉进行了流体包裹体岩相学、显微测温及单个包裹体激光拉曼光谱分析, 并结合前人的研究成果, 讨论了集宁地区钼矿床类型和成矿时代。目的是确定大苏计钼矿床的成矿时代, 查明成矿流体特征、演化规律、矿质沉淀机制, 以期研究华北克拉通北缘中段斑岩型钼矿床的成矿流体性质及其与成矿的关系提供证据, 同时为区域上寻找同类或类似矿床提供借鉴和参考。

1 区域地质背景

大苏计斑岩钼矿床位于华北克拉通北缘中段内蒙古台隆的凉城断隆内(见王国瑞等, 2014, 图 1a; 李香资等, 2012; 聂凤军等, 2012)。凉城断隆的北界为固

阳-武川-尚义东西向断裂(见王国瑞等, 2014, 图 1b), 南侧为山西台隆(内蒙古自治区地质矿产局, 1991; 聂凤军等, 2012)。该区自太古宙末期至三叠纪, 一直处于上升隆起状态, 因而前寒武纪变质岩系广泛裸露(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。新元古代—古生代期间, 华北克拉通与西伯利亚克拉通之间经历了古亚洲洋的发生、发展和消亡, 并于石炭纪—二叠纪晚期闭合, 形成兴蒙造山带(任继舜等, 1988)。晚三叠世, 兴蒙造山带进入后碰撞演化阶段, 受其影响, 凉城断隆发育印支期中酸性斑岩, 伴随斑岩型钼矿化, 大苏计钼矿床就形成于该时期(张彤等, 2009; 聂凤军等, 2012)。侏罗纪—白垩纪期间, 包括凉城断隆在内的内蒙古中东部地区进入陆内活化阶段, 发生强烈的构造-岩浆活动(毛景文等, 2013), 大什字金矿、驼盘金矿、太阳坡金矿、李清地铅-锌-银矿和曹四天钼矿与该期构造-岩浆活动相关(祝新友等, 2005; 于玺卿等, 2008)(见王国瑞等, 2014, 图 1b)。

区域上出露的地层包括古太古界兴和群、中太古界集宁群、中太古界乌拉山群、新太古界色尔腾山群、古元古界二道凹群、中新元古界渣尔泰山群和什那干群、古生界、中生界和新生界(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)(见王国瑞等, 2014, 图 1b)。兴和群主要分布在兴和县东南部, 主要岩石类型为麻粒岩、辉石斜长片麻岩及斜长角闪岩, 上部夹透镜状透辉磁铁矿石岩。集宁群广泛分布于卓资、凉城、集宁、兴和等地, 主要岩石类型为砂线石榴子石钾长片麻岩、夹石榴子石黑云斜长片麻岩、含石墨片麻岩、混合岩及透辉大理岩等。乌拉山群主要分布于察哈尔右翼中旗南部, 主要为变粒岩、片麻岩、大理岩、角闪斜长片麻岩等。色尔腾山群仅出露在察哈尔右翼中旗西部地区, 岩石类型有石英岩、变粒岩、石英片岩、二云斜长片岩及透辉大理岩等。二道凹群主要分布于呼和浩特以北地区, 岩石类型主要有变粒岩、二长石英片岩、黑云阳起钠长片岩及角闪黑云石英片岩等。渣尔泰山群和什那干群主要出露于商都地区, 在兴和县东南部亦有少量出露, 主要为石英砂岩、粉砂质页岩、泥岩及碳酸盐岩等。古生界的下二叠统杂怀沟组零星分布于察哈尔右翼中旗西部和察哈尔右翼前旗南部, 主要岩性为砾岩、砂岩、页岩及煤线。中生界由侏罗系和白垩系组成, 侏罗系包括下-中侏罗统的五当沟组、中侏罗统长汉沟组、上侏罗统大青山组, 白垩系包括下白垩统金家窑子组、李三沟组、

固阳组、白女羊盘组, 广泛分布于区域的中南部, 主要为凝灰质安山岩、凝灰岩、粉砂岩、砂岩、砾岩、泥灰岩及褐煤。新近系的汉诺坝组、宝格达乌拉组大面积分布于区域低洼盆地中, 下部为砂岩、砾岩夹泥岩及褐煤; 中部为灰黑色伊丁玄武岩、橄榄玄武岩、砂岩及页岩; 上部为红色泥岩、砂质泥岩等。第四系主要分布于区域的东南部, 由冲积物、洪积物及风成沉积物构成。

区域断裂发育, 主要呈近东西向、北东东向、北东向和北西向展布(见王国瑞等, 2014, 图 1b)。近东西向的固阳-武川-尚义断裂属岩石圈断裂, 形成于新太古代—古元古代, 该断裂是南侧太古宙—古元古代凉城断隆与北侧中-新元古代狼山-渣尔泰山-白云鄂博裂陷槽的界线。北东东向的临河-包头-呼和浩特-集宁断裂形成于中生代, 它是凉城断隆内的重要断裂, 其北侧是乌拉山和大青山, 南侧是河套平原, 构成了山脉与平原之间的天然分界线(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。北东东向的岱海-黄旗海断裂和北西向的商都-兴和-蔚县断裂均形成于中生代, 控制了中生代火山-侵入岩的分布(聂凤军等, 2012)。北东向的呼和浩特-河曲断裂形成于新生代, 构成河套断陷与清水河凸起的界线(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。

区域岩浆活动贯穿于从前寒武纪经古生代到中生代地壳演化全过程。前寒武纪英云闪长岩、钾长花岗岩和黑云母花岗岩以及华力西期钾长花岗岩分布广泛, 占全部出露地质体面积的 40%(于玺卿等, 2008; 李香资等, 2012)。中生代花岗岩主要分布于察哈尔右翼中旗的西部, 而花岗斑岩、正长花岗斑岩、石英斑岩多零星分布于大苏计和曹四天地区, 这些中生代斑岩与该区的钼矿化关系密切(陈旺等, 2006; 于玺卿等, 2008; 张彤等, 2009)。

2 矿床地质

大苏计钼矿床位于内蒙古卓资县境内, 地理坐标: 东经 $112^{\circ}42'30'' \sim 112^{\circ}44'00''$; 北纬 $40^{\circ}43'00'' \sim 40^{\circ}44'30''$ 。矿区内出露基底地层为中太古界集宁群第一岩组混合岩化石榴黑云斜长片麻岩, 呈捕掳体产于前寒武纪变质深成岩中, 上覆地层主要为第四系(图 1)。矿区内第四系覆盖较厚, 断裂构造不易识别, 但深部钻孔证实了在矿区南部发育近东西向断裂(张彤等, 2009)。矿区内大面积出露中生代石英斑

岩、正长花岗斑岩、花岗斑岩及前寒武纪变质深成岩(图 1)。前寒武纪变质深成岩主要为片麻状英云闪长岩。中生代石英斑岩出露于矿区中部,总面积 0.2 km²,呈小岩株侵入前寒武纪片麻状英云闪长岩中,为主要赋矿岩体。中生代正长花岗斑岩呈小岩株状侵入于石英斑岩之中,出露于矿区中部(图 1),地表出露长 200 m,宽 100 m,深部规模变大,亦是含矿岩体(图 2),该岩体岩石结构变化较大,以斑状结构为主,但局部可见似斑状结构甚至细粒花岗结构。中生代花岗斑岩主要出露于矿区中北部,以岩株或岩

脉产出,侵入石英斑岩之中,该岩体矿化较弱(陈旺等,2006;于玺卿等,2008;李恒友,2012)。

大苏计钼矿床地表出露 2 个氧化矿体,编号分别为 I₁ 和 I₂,深部连为一个矿体(I 号矿体),矿体自西向东呈不规则的大透镜体产出,主要的钼矿体均隐伏于地下。赋矿岩石主要为正长花岗斑岩,其次为石英斑岩,花岗斑岩中亦有少量钼矿体。矿体赋矿标高在 1470~740 m 之间,上部为氧化矿体,下部为硫化矿体。其中氧化矿石赋矿标高在 1470~1337 m 之间,硫化矿石赋矿标高在 1393~740 m 之间

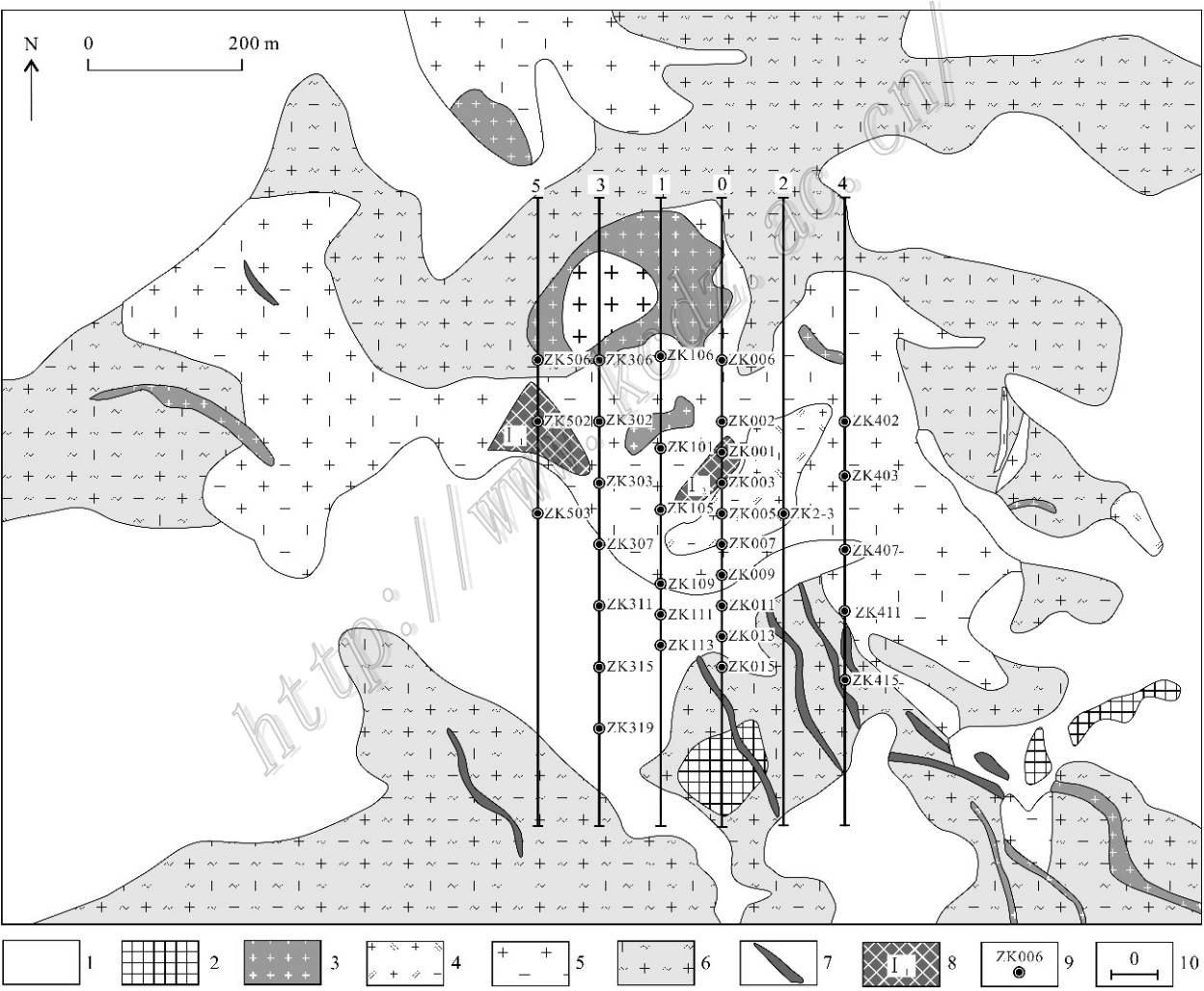


图 1 内蒙古大苏计钼矿床地质简图(据聂风军等,2012 改编)

1—第四系; 2—集宁群片麻岩、变粒岩和混合岩; 3—中生代花岗斑岩; 4—中生代正长花岗斑岩; 5—中生代石英斑岩; 6—太古宙片麻状英云闪长岩; 7—新元古代辉绿岩脉; 8—钼矿体及编号; 9—钻孔及编号; 10—勘探线及编号

Fig. 1 Simplified geological map of the Dasuji Mo deposit in Zhuozhi County, Inner Mongolia (modified after Nie et al., 2012)
1—Quaternary; 2—Archean gneiss, granulite and migmatite of the Jining Group; 3—Mesozoic granite porphyry; 4—Mesozoic syenogranite porphyry; 5—Mesozoic quartz porphyry; 6—Archean gneissic tonalite; 7—Neoproterozoic diabase dike; 8—Mo orebody and its serial number; 9—Drill hole and its serial number; 10—Exploration line and its serial number

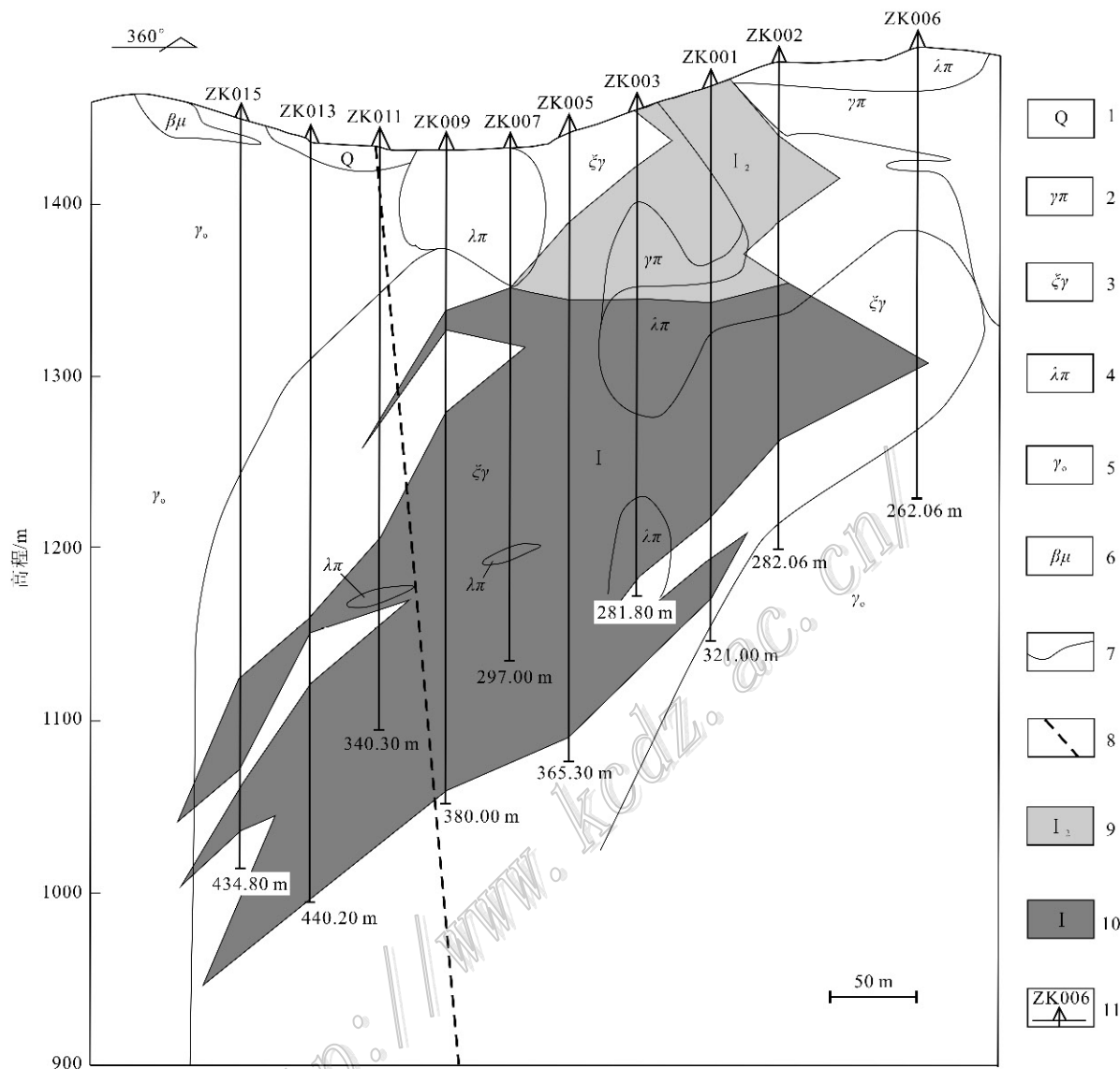


图2 大苏计钼矿床0号勘探线剖面图(据内蒙古有色地质勘查局,2013)

1—第四系; 2—花岗斑岩; 3—正长花岗斑岩; 4—石英斑岩; 5—太古宙片麻状英云闪长岩; 6—新元古代辉绿岩脉; 7—地质界线; 8—断层; 9—钼氧化矿体及编号; 10—钼硫化矿体及编号; 11—钻孔及编号

Fig. 2 Geological section along No. 0 exploration line of the Dasuji Mo deposit(after Inner Mongolia Nonferrous Geological Exploration Bureau, 2013)

1—Quaternary; 2—Granite porphyry; 3—Syenogranite porphyry; 4—Quartz porphyry; 5—Archean gneissic tonalite; 6—Neoproterozoic diabase dike; 7—Geological boundary; 8—Fault; 9—Oxidized Mo orebody and its serial number; 10—Primary Mo orebody and its serial number; 11—Drill hole and its serial number

(图2)。矿体北高南低,向南倾斜,倾角一般在40~45°之间。氧化矿分布零星,形态随地形起伏而变化,其矿体厚度5~74 m,平均26 m,品位最低0.061%,最高0.131%,平均0.089%。硫化矿体近东西向延伸,长1100 m,倾向延深在矿体东西两端最浅,在矿体中部延深最大,矿体沿走向和倾向均呈连续的大透镜体状,两端尖灭,硫化矿体厚度最小3 m,

最大220 m,平均厚94 m,矿石品位最低0.060%,最高0.245%,平均品位0.135%(内蒙古有色地质勘查局,2013)。

氧化型矿石主要由钼华、钼钙矿和褐铁矿以及硬锰矿、软锰矿、高岭石和黏土类组成(于玺卿等,2008;张彤等,2009)。硫化矿石中矿石矿物主要为辉钼矿和黄铁矿,其次为方铅矿、闪锌矿、磁铁矿等

(图3);脉石矿物主要为石英、绢云母、钾长石和碳酸盐,其次为绿帘石、萤石、高岭石、叶蜡石和白云母等。矿石结构主要有他形粒状结构(图3a~d、f~i)、半自形粒状结构(图3d、f)、叶片状结构(图3c、e)、碎裂结构(图3b)、包含结构(图3f)和交代结构(图3g)等;矿石构造主要有网脉状构造(图3j)、浸染状构造(图3k)和细脉状构造(图3l)。

大苏计钼矿床的围岩蚀变较发育,其中,正长花岗斑岩和石英斑岩蚀变强,花岗斑岩蚀变相对较弱。主要蚀变类型有硅化、绢云母化、钾化、高岭石化,其次为白云母化、次生石英岩化、叶蜡石化和碳酸盐化等(图4)。与矿化关系密切的蚀变类型为硅化、绢云母化(图4b、c)。

根据脉体穿插关系、矿石组构及矿物共生组合特征,将大苏计钼矿床划分为3个成矿阶段:①早阶段:主要矿物组合为石英、钾长石、黄铁矿及少量辉钼矿和磁铁矿,金属矿物主要呈浸染状分布,黄铁矿和磁铁矿呈他形粒状结构,而辉钼矿主要呈叶片状结构(图3a~c);②中阶段:为钼矿体形成的主成矿阶段,主要矿物组合为石英-绢云母-黄铁矿-辉钼矿,金属矿物主要呈浸染状、网脉状分布,黄铁矿多呈他形-半自形粒状结构,而辉钼矿呈叶片状结构(图3d~f);③晚阶段:主要矿物为石英、方解石、黄铁矿,亦可见少量方铅矿和闪锌矿,主要发育他形粒状结构,亦可见交代溶蚀结构(图3g~i),该阶段的石英-黄铁矿脉切穿了中阶段的石英-辉钼矿-黄铁矿脉(图3l)。

3 样品特征与测试方法

3.1 辉钼矿 Re-Os 样品与测试方法

用于 Re-Os 定年的 5 件辉钼矿样品编号为 ds45、ds63、ds64、ds66 和 ds69。其中,样品 ds45 采自钻孔 ZK113 孔深 345 m 处,为早阶段钼矿石,样品 ds63、ds64、ds66 和 ds69 均采自大苏计钼床 I 号采坑,标高均为 1342 m,为中阶段钼矿石。辉钼矿呈网脉状、浸染状(图3j、k)或团块状分布。样品经粉碎、分离、粗选和精选,获得纯度>99%的辉钼矿。辉钼矿新鲜、无氧化、无污染。样品分解,Re、Os 纯化分离前处理和 Re、Os 含量 ICP-MS 分析均在北京国家地质实验测试中心完成。Re、Os 化学分离步骤和质谱测定主要包括样品分解、蒸馏分离 Os、萃取分离

Re 和质谱测定 4 个步骤。样品分析依杜安道等(1994;2001;2007;2009)、屈文俊等(2003;2009)、李超等(2009)的流程,在 200℃ 卡洛斯管封闭溶样,蒸馏吸收 Os,丙酮萃取 Re。Re、¹⁸⁷Re 和 ¹⁸⁷Os 含量采用美国 TJA 公司生产的 TJA PQ ExCell ICP-MS 测得。普通 Os 据 Nier 值的 Os 同位素丰度,通过测定 ¹⁹²Os/¹⁹⁰Os 比值算得 ¹⁸⁷Os 同位素总量。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。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,置信水平 95%。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 95%。Re-Os 模式年龄的计算方程为: $t = 1/\lambda [\ln(1 + ^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re})]$, 式中 λ 为 ¹⁸⁷Re 衰变常数,其值采用 $\lambda = 1.666 \times 10^{-11}/\text{a}$ (Smo-liar et al., 1996)。用 ISOPLOT 程序计算正、反等时线(Ludwig, 1999)。

3.2 流体包裹体样品与测试方法

用于流体包裹体研究的 6 件样品编号为 ds23、ds25、ds27、ds43、ds44 和 ds31。其中,前 3 件样品分别取自 ZK1-3 钻孔 419 m、427 m 和 493 m 处岩芯;后 3 件样品分别取自 ZK113 钻孔 722 m、723 m 和 600 m 处岩芯。样品 ds23、ds25 和 ds27 为早阶段的石英-钾长石-黄铁矿脉,发育微弱辉钼矿化;样品 ds43 和 ds44 为主成矿阶段的石英-绢云母-辉钼矿-黄铁矿脉;样品 ds31 为成矿晚阶段的石英-方解石-黄铁矿脉,局部可见方铅矿和闪锌矿。

显微测温在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成。使用的仪器为英国产 LINKAM THMSG 600 冷热台,可测温范围为 -196~600℃,测量精度在 -100~25℃ 之间为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$, 25~400℃ 之间为 $\pm 1^\circ\text{C}$, 400℃ 以上为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。所用的显微镜为 OLYMPUS-BX51 型光学显微镜,其放大倍数为 100~800 倍,包裹体测定时选用的放大倍数为 500 倍。在 -56.6℃、0.0℃ 和 374.1℃,用人造包裹体进行了校正。冷冻测温时,利用液氮对包裹体降温,并观察包裹体变化,包裹体冷冻后,缓慢升温,当接近相变点时,控制升温速率,使之小于 $0.5^\circ\text{C}/\text{min}$,以准确记录它们的相转变温度。均一温度测定过程中,当接近包裹体均一温度时,控制升温速度,使之小于 $5^\circ\text{C}/\text{min}$,以准确测定均一温度。

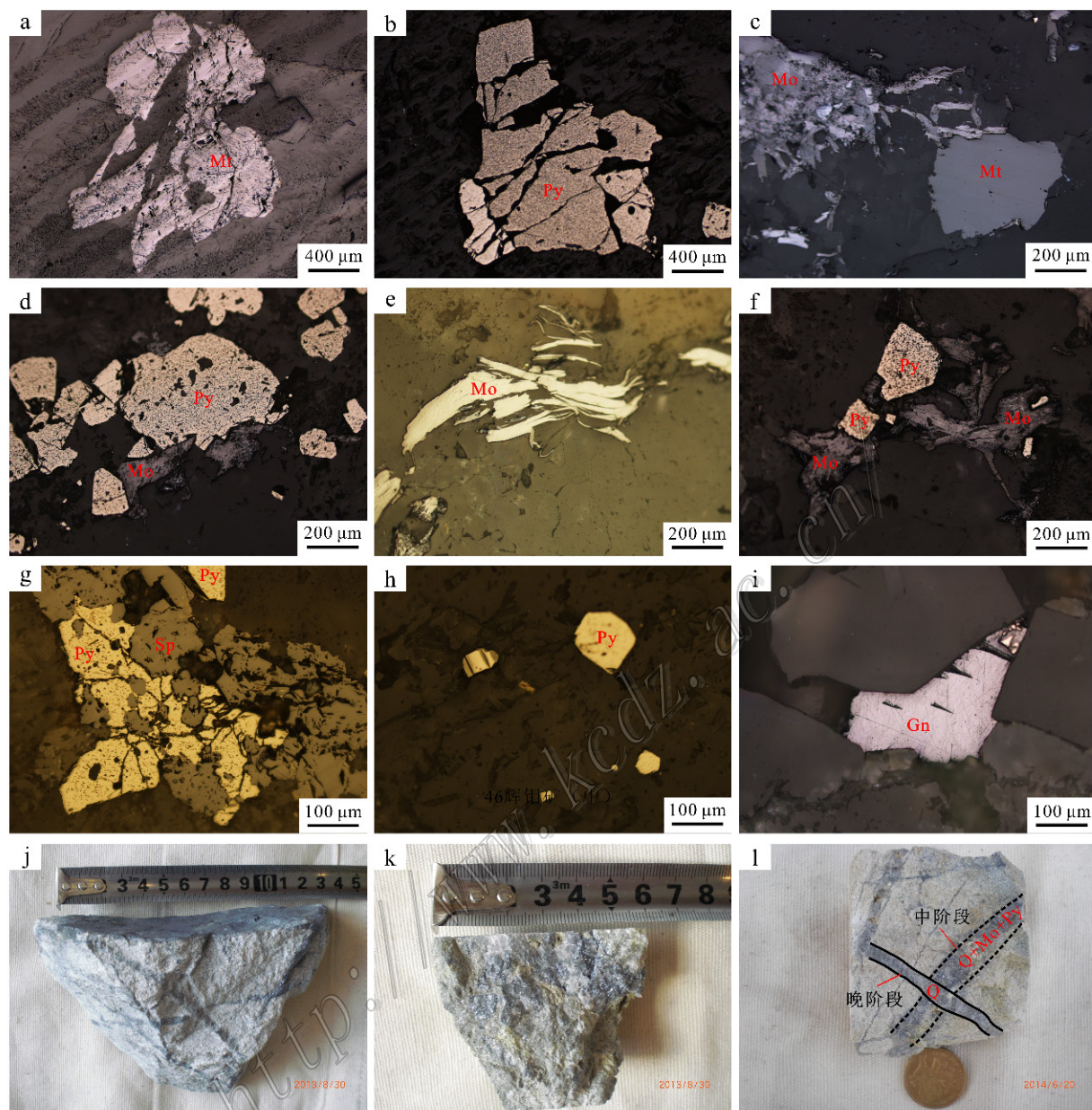


图 3 大苏计斑岩钼矿床矿石野外和镜下照片

a. 早阶段他形粒状磁铁矿(-); b. 早阶段他形粒状黄铁矿, 具碎裂结构(-); c. 早阶段他形粒状磁铁矿和叶片状辉钼矿(-); d. 中阶段他形-半自形粒状黄铁矿和他形粒状辉钼矿(-); e. 中阶段叶片状辉钼矿(-); f. 中阶段他形粒状辉钼矿包裹自形-半自形黄铁矿, 构成包含结构(-); g. 晚阶段他形粒状闪锌矿交代他形粒状黄铁矿, 构成交代结构(-); h. 晚阶段他形粒状黄铁矿(-); i. 晚阶段他形粒状方铅矿(-); j. 中阶段网脉状钼矿石; k. 中阶段浸染状钼矿石; l. 晚阶段石英脉切穿中阶段石英-辉钼矿-黄铁矿脉; Gn—方铅矿; Mo—辉钼矿; Mt—磁铁矿; Py—黄铁矿; Q—石英; Sp—闪锌矿; (-)—反光显微镜单偏光

Fig. 3 Representative photographs of ores from the Dasuji porphyry Mo deposit

a. Anhedral granular magnetite of the early stage (-); b. Pyrite from early stage showing cataclastic texture (-); c. Anhedral granular magnetite and leaf-like molybdenite of the early stage (-); d. Anhedral-subhedral granular pyrite and anhedral granular molybdenite of the middle stage (-); e. Leaf-like molybdenite of the middle stage (-); f. Anhedral granular molybdenite involving euhedral-subhedral granular pyrite of the middle stage, exhibiting the poikilitic texture (-); g. Anhedral granular sphalerite replacing anhedral granular pyrite of the late stage, exhibiting the metasomatic dissolution texture (-); h. Anhedral granular pyrite of the late stage (-); i. Anhedral granular galena of the late stage (-); j. Stockwork Mo ore of the middle stage; k. Disseminated Mo ore of the middle stage; l. Late stage quartz vein cutting through middle stage quartz-molybdenite-pyrite vein; Gn—Galena; Mo—Molybdenite; Mt—Magnetite; Py—Pyrite; Q—Quartz; Sp—Sphalerite; (-)—Plainlight under reflected light microscope

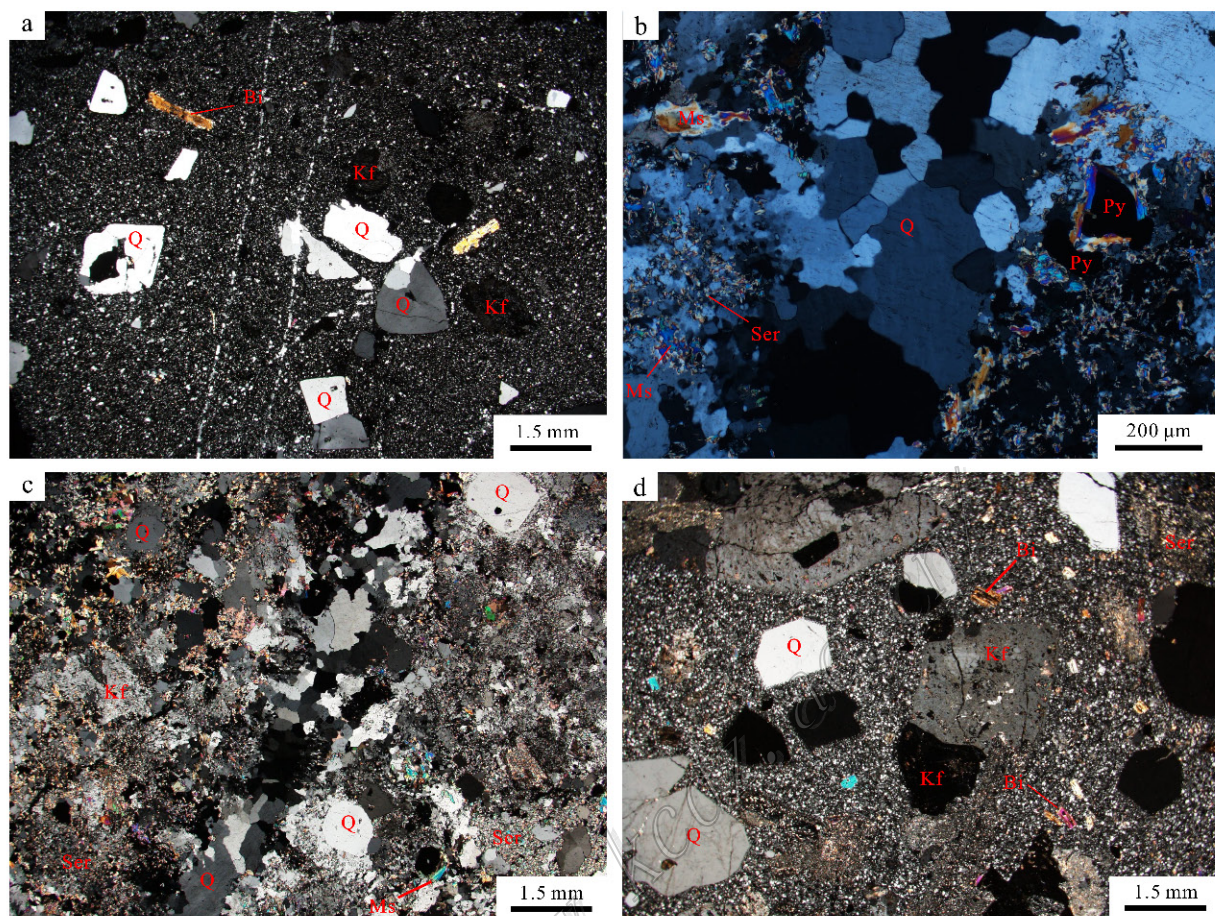


图 4 大苏计斑岩钼矿床蚀变岩石代表性镜下照片

a. 石英斑岩基质中的泥化(+); b. 正长花岗斑岩中的硅化、白云母化和绢云母化(+); c. 正长花岗斑岩中的硅化、绢云母化、泥化和白云母化(+); d. 花岗斑岩中的绢云母化和泥化(+); Bi—黑云母; Kf—钾长石; Ms—白云母; Py—黄铁矿; Q—石英; Ser—绢云母; (+)—偏光显微镜下的正交偏光

Fig. 4 Representative photomicrographs of altered rocks from the Dasuji porphyry Mo deposit

a. Argillization occurring in groundmass of quartz porphyry (+); b. Silicification-muscovitization-sericitization occurring in syenite granite porphyry (+); c. Silicification-sericitization-argillization-muscovitization occurring in syenite granite porphyry (+); d. Sericitization-argillization occurring in granite porphyry (+); Bi—Biotite; Kf—K-feldspar; Ms—Muscovite; Py—Pyrite; Q—Quartz; Ser—Sericite; (+)—Crossed nicols under polarizing microscope

对于水溶液包裹体,根据测得的冰点温度,利用 Hall 等(1988)提供的方程,获得流体的盐度;对于 H_2O-CO_2 包裹体,根据其笼合物熔化温度,利用 Collins (1979)所提供的方程,获得水溶液的盐度;对于含子矿物包裹体,其盐度根据子矿物熔化温度,利用 Hall 等(1988)提供的方程获得。利用刘斌等(1987)公式获得气液两相包裹体的流体密度;按照刘斌(2001)经验公式,计算出含子矿物包裹体的流体密度;根据 Shepherd 等(1985)提供的相图获得 H_2O-CO_2 包裹体的密度。

流体包裹体成分的激光拉曼光谱分析在中国地

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完成,仪器为英国 Renishaw System-2000 显微共焦激光拉曼光谱仪,激发激光波长 514.53 nm,激光功率 20 mW,激光束斑最小直径 1 μm ,光谱分辨率 1~2 cm^{-1} 。

4 测试结果

4.1 辉钼矿 Re-Os 定年

大苏计钼矿床 5 件辉钼矿样品 Re-Os 同位素测试结果见表 1。辉钼矿 $w(Re)$ 为 $5.39 \times 10^{-6} \sim 9.10$

表 1 大苏计斑岩钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果

Table 1 Re-Os analysis results of molybdenite from the Dasuji porphyry Mo deposit

样品号	m/g	$w(B)/10^{-6}$				$w(B)/10^{-9}$				模式年龄/ M_a	
		Re	2σ	^{187}Re	2σ	Os	2σ	^{187}Os	2σ	测定值	2σ
ds45	0.00522	5.53	0.047	3.478	0.029	0.0245	0.0529	13.01	0.12	224.2	3.4
ds63	0.04004	5.39	0.041	3.386	0.026	0.0027	0.0090	12.66	0.10	224.0	3.0
ds64	0.04033	9.10	0.072	5.718	0.045	0.0027	0.0060	21.36	0.17	223.8	3.1
ds66	0.04034	8.24	0.060	5.177	0.037	0.0027	0.0090	19.35	0.15	224.0	3.0
ds69	0.04071	6.65	0.050	4.178	0.031	0.0026	0.0118	15.59	0.14	223.6	3.1

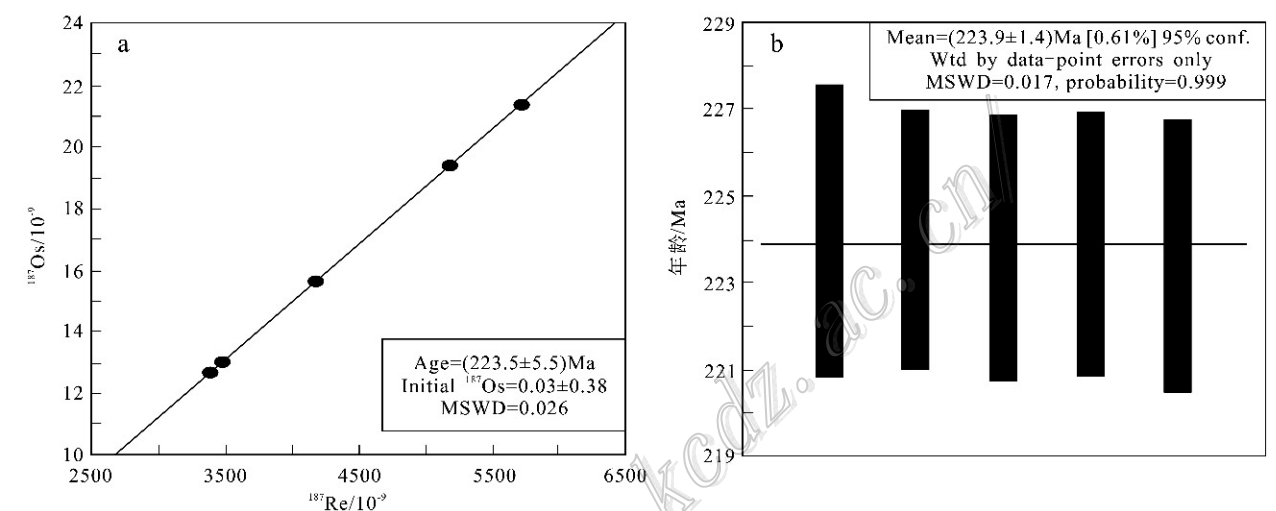


图 5 大苏计矿床辉钼矿 Re-Os 同位素等时线(a)和模式年龄加权平均值(b)

Fig. 5 Re-Os isochron age (a) and weighted mean model age (b) of molybdenites from the Dasuji deposit

$\times 10^{-6}$, 5 件辉钼矿样品的 Re-Os 模式年龄为 $(223.6 \pm 3.1) \text{ Ma} \sim (224.2 \pm 3.4) \text{ Ma}$ 。其等时线年龄为 $(223.5 \pm 5.5) \text{ Ma}$ (2σ)，初始 ^{187}Os 为 0.03 ± 0.38 ， $\text{MSWD} = 0.026$ (图 5a)。模式年龄加权平均值为 $(223.9 \pm 1.4) \text{ Ma}$ ， $\text{MSWD} = 0.017$ (图 5b)。

模式年龄加权平均值与等时线年龄在误差范围内一致，表明大苏计钼矿床形成于 224 M_a 左右。

4.2 流体包裹体

4.2.1 流体包裹体岩相学

根据包裹体在室温的相态特征、加热过程中的相变及激光拉曼光谱分析结果，将其分为 5 种主要类型 (图 6)。

(1) 富液型包裹体 (WL 型)：在各阶段石英脉中均大量发育，由气相和液相盐水溶液组成，呈菱形、长方形、椭圆形及不规则形，占包裹体总数的 60% 左右，大小一般 $3 \sim 15 \mu\text{m}$ ，气相分数为 5%~40%，加热时均一到液相。该类型包裹体成群或孤立存在于各阶段石英脉中 (图 6a~d)。

(2) 富气型包裹体 (WG 型)：主要存在于早阶段和中阶段石英中，由气相和液相盐水溶液组成，呈椭圆形或多边形，约占包裹体总数的 20%，大小一般 $3 \sim 13 \mu\text{m}$ ，气相分数为 50%~90%，加热时均一到气相。该类型包裹体孤立或成群分布 (图 6a~c)。

(3) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型包裹体 (C 型)：多呈椭圆形和不规则形产出，存在于早阶段及中阶段石英中，约占包裹体总数的 10%，大小一般为 $6 \sim 17 \mu\text{m}$ 。多数该类型包裹体在室温下能看到典型的“双眼皮”构造，即液相盐水溶液 + 液相 CO_2 + 气相 CO_2 ，也有少部分包裹体在室温下为两相，即盐水溶液 + 气相 CO_2 ，在冷冻过程中出现液相 CO_2 和气相 CO_2 的分离。 CO_2 相分数为 35%~90%，气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的 40%~90%。加热时，早阶段该类型包裹体均一为液相 CO_2 ，而中阶段均一到气相 CO_2 。该类型包裹体成群或孤立产出 (图 6b、c)。

(4) 含子矿物包裹体 (S 型)：呈不规则形分布在中阶段石英中，约占包裹体总数的 5%，大小一般 $5 \sim$

14 μm 。S型包裹体由气相+液相+子矿物组成,液相成分主要为盐水溶液,气相成分主要为 H_2O ,气相分数为5%~15%,子矿物主要为立方体石盐(Ih,图6b),加热时气泡与石盐消失顺序不统一,最终都均一为液相。

(5) 纯气相包裹体(PG型):包裹体呈暗灰-黑色,多为圆形或椭圆形,存在于中阶段石英中,约占包裹体总数的5%,大小一般5~15 μm (图6b、c)。

4.2.2 流体包裹体测温结果

流体包裹体测温结果和参数见表2和图7。

早阶段主要发育WL型和WG型流体包裹体,另有少量C型流体包裹体。WL型包裹体的均一温度介于342~424℃之间,冰点在-7.4~-2.8℃之间,盐

度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于4.7%~11.0%之间,流体密度介于0.57~0.71 g/cm^3 之间。WG型包裹体均一温度介于340~430℃之间,冰点在-6.7~-2.0℃之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于3.4%~10.1%,流体密度介于0.46~0.71 g/cm^3 之间。C型包裹体 CO_2 的初熔温度在-60.5~-59.0℃之间,低于 CO_2 的三相点温度(-56.6℃),表明包裹体中存在其他气体,笼合物熔化温度为4.0~8.0℃之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于4.0%~10.6%之间, CO_2 部分均一温度在29.6~31.0℃之间,由于该类型包裹体在测温过程中未达到完全均一之前已经爆裂,因此未测出完全均一温度,爆裂温度为299℃和366℃,可以推断该类型包裹体均一温度至少大于299℃,流体密度为0.47~0.60 g/cm^3 。

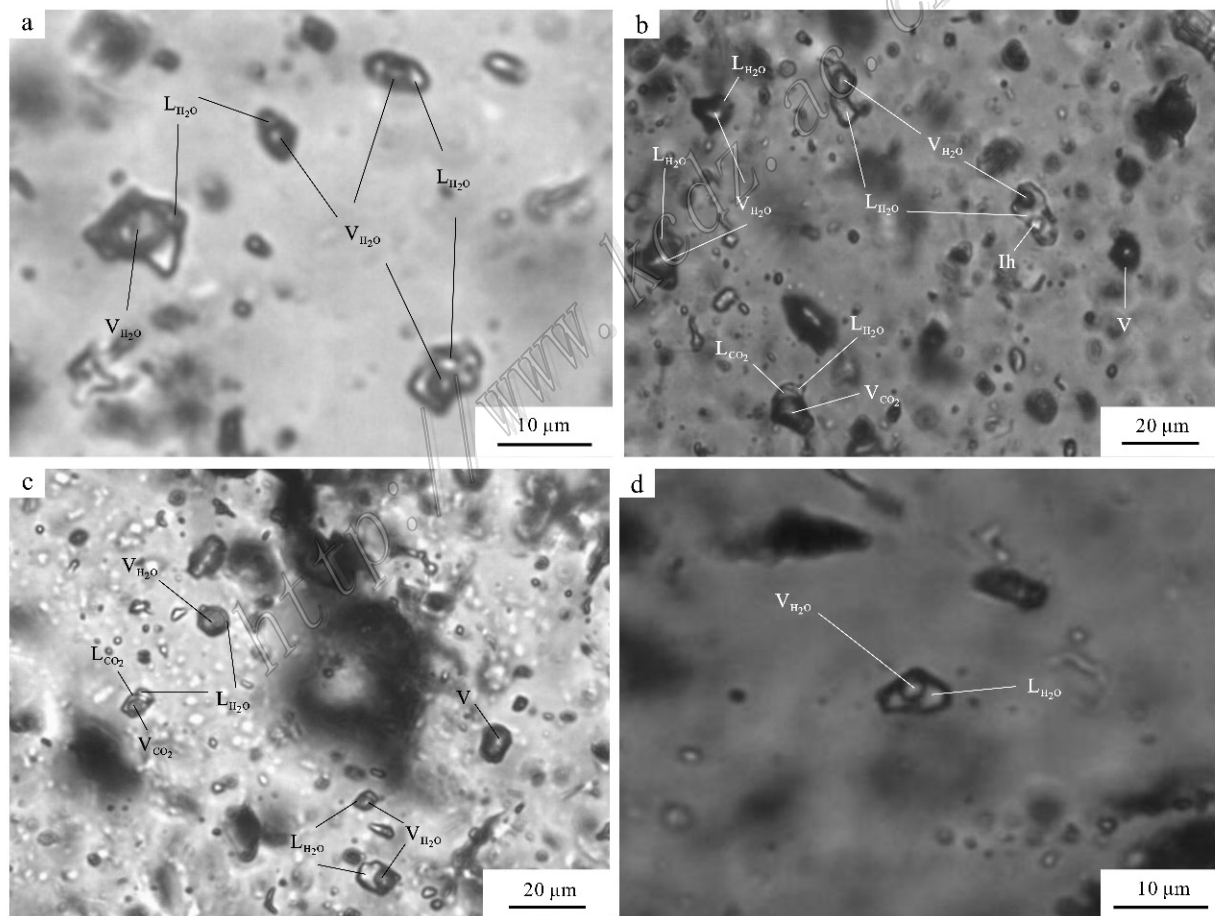


图6 大苏计斑岩钼矿床代表性流体包裹体照片

a. 早阶段石英脉中的WL型和WG型包裹体; b. 中阶段石英脉中的WL型、WG型、C型、S型和PG型包裹体; c. 中阶段石英脉中的WL型、WG型、C型和PG型包裹体; d. 晚阶段石英脉中的WL型包裹体

Fig. 6 Photomicrographs of representative fluid inclusions in quartz crystals from the Dasuji porphyry Mo deposit

a. WL- and WG-type inclusions of the early stage; b. WL-, WG-, C-, S- and PG-type inclusions of the middle stage; c. WL-, WG-, C- and PG-type inclusions of the middle stage; d. WL-type inclusions of the late stage

表 2 大苏计斑岩钼矿床的石英中流体包裹体显微测温结果及相关参数

Table 2 Microthermometry data and relative parameters of fluid inclusions from quartz in the Dasuji porphyry Mo deposit

成矿阶段及包裹体类型	大小/ μm	气相分 数/%	测点 /个	两相水溶液包裹体		H ₂ O-CO ₂ 包裹体		含子矿物包裹体		w(NaCl _{eq}) /%	密度/(g/cm ³)
				冰点/℃	均一温度 /℃	笼合物熔 化温度/℃	均一温度 /℃	子矿物消 失温度/℃	气泡消失 温度/℃		
早阶段石英-黄铁矿脉											
WL	3~10	5~35	22	-7.4~-2.8	342~424					4.7~11.0	0.57~0.71
WG	4~9	50~80	6	-2.0~-6.7	340~430					3.4~10.1	0.46~0.71
C	9~15	40~60	3			4.0~8.0	>299~>366			4.0~10.6	0.47~0.60
中阶段石英-辉钼-黄铁矿脉											
WL	3~15	5~40	24	-10.6~-3.8	280~364					6.2~14.6	0.72~0.85
WG	7~12	75~90	4		331~345						
C	9~17	45~60	4			0.1~5.0	326~380			9.1~15.4	0.31~0.35
S	5~18	5~15	4					190~254	189~303	31.4~34.9	1.11~1.17
晚阶段石英脉											
WL	2~10	5~15	20	-8.0~-1.0	202~280					1.2~11.7	0.79~0.93

中阶段主要发育 WL 型、WG 型、C 型和 S 型流体包裹体,另有少量 PG 型包裹体。WL 型包裹体均一温度介于 280~364 $^{\circ}\text{C}$ 之间,冰点在 -10.6~-3.8 $^{\circ}\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 6.2%~14.6%,流体密度介于 0.72~0.85 g/cm^3 之间。WG 型包裹体均一温度介于 331~345 $^{\circ}\text{C}$ 之间,由于该类型包裹体气泡较大,在降温过程中气泡无明显变化,因此未观察到冰点温度。C 型包裹体 CO_2 的初熔温度在 -60.0~-57.7 $^{\circ}\text{C}$ 之间,表明包裹体中存在其他气体,笼合物熔化温度为 0.1~5.0 $^{\circ}\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 9.1%~15.4% 之间, CO_2 部分均一温度在 29.0~30.4 $^{\circ}\text{C}$ 之间,完全均一温度在 326~380 $^{\circ}\text{C}$ 之间,流体密度为 0.31~0.35 g/cm^3 。S 型包裹体气泡消失温度在 189~303 $^{\circ}\text{C}$ 之间,子矿物消失温度在 190~254 $^{\circ}\text{C}$ 之间,完全均一温度介于 234~303 $^{\circ}\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 31.4%~34.9% 之间,流体密度为 1.11~1.17 g/cm^3 。S 型包裹体中的子矿物与气泡的消失顺序不一致,表明部分成矿流体属于盐过饱和状态。

晚阶段石英中仅发育 WL 型流体包裹体。完全均一温度介于 202~280 $^{\circ}\text{C}$ 之间,冰点在 -8.1~-1.0 $^{\circ}\text{C}$ 之间,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 1.2%~11.7% 之间,流体密度为 0.79~0.93 g/cm^3 。

4.2.3 流体包裹体激光拉曼光谱分析

本次对各阶段含石英脉中的 WL 型、WG 型和 C 型包裹体进行了气相成分的激光拉曼光谱分析,部分谱图见图 8。结果表明,早阶段 WL 型包裹体气相成分除 H_2O 外还含有一定量的 CO_2 ,其特征峰值分别为 3490 cm^{-1} 、1387 cm^{-1} 和 1284 cm^{-1} (图 8a);WG 型包裹体气相成分主要为 H_2O ,含少量 CO_2 ,其特征峰值

分别为 3470 cm^{-1} 、1390 cm^{-1} 和 1285 cm^{-1} (图 8b)。中阶段 WL 型包裹体气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 ,其特征峰值分别为 3431 cm^{-1} 、1388 cm^{-1} 和 1286 cm^{-1} (图 8c);WG 型包裹体气相成分主要为 CO_2 ,另有少量 C_2H_4 ,其特征峰值分别为 1286 cm^{-1} 、1388 cm^{-1} 和 3015 cm^{-1} (图 8d);C 型包裹体气相成分主要为 CO_2 ,另有少量 C_2H_6 ,其特征峰值为 1286 cm^{-1} 、1388 cm^{-1} 和 2965 cm^{-1} (图 8e)。晚阶段 WL 型包裹体气相成分主要为 H_2O ,其特征峰值为 3456 cm^{-1} (图 8f)。大苏计矿床的成矿流体总体上属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{C}_2\text{H}_4 \pm \text{C}_2\text{H}_6$ 体系。

5 讨论

5.1 集宁地区钼矿床类型及成矿时代

集宁地区目前发现的钼矿床较少,仅在集宁地区南部和东部发现了大苏计和曹四天钼矿床。大苏计钼矿床为大型,矿体主要赋存于正长花岗斑岩和石英斑岩中,矿石构造主要为浸染状、细脉浸染状和网脉状。曹四天钼矿床达超大型规模,矿体主要赋存于中太古界集宁群变质岩与燕山期花岗斑岩接触带的靠近变质岩一侧,辉钼矿主要呈细脉状、网脉状和浸染状产出(聂凤军等,2012)。这 2 个矿床均具有典型的斑岩型矿床蚀变、矿化特征,因此,集宁地区钼矿床类型主要为斑岩型。

本文获得大苏计钼矿床的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (223.5 $\pm$ 5.5) Ma,模式年龄加权平均值为 (223.9 $\pm$ 1.4) Ma,与张彤等(2009)对该矿床 4 件辉钼矿样品测定的 Re-Os 等时线年龄 (222.5 $\pm$ 3.2) Ma 一致,

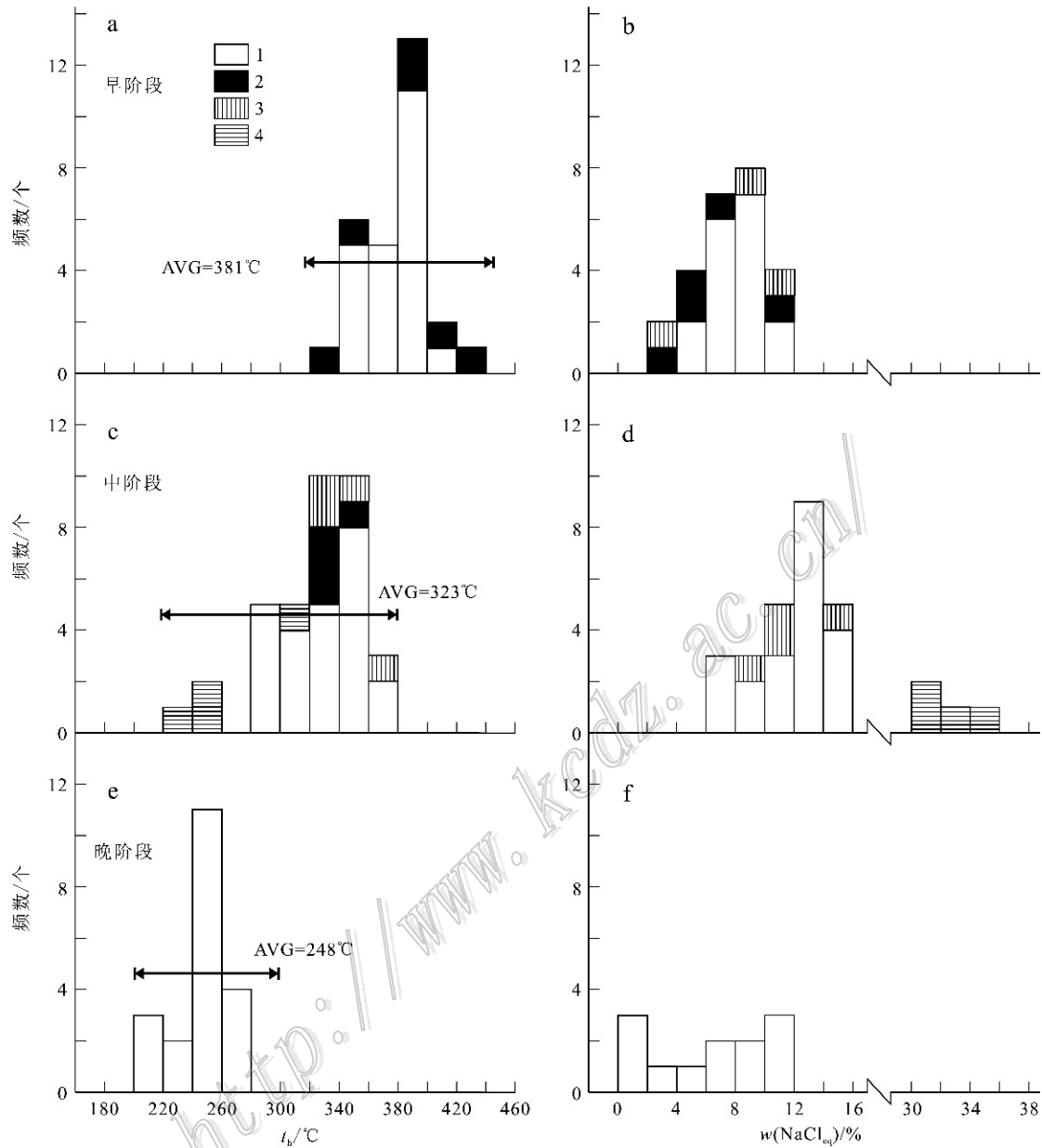


图 7 大苏计斑岩钼矿床流体包裹体均一温度(a、c、e)及盐度(b、d、f)直方图

1—富液包裹体; 2—富气包裹体; 3—H₂O-CO₂包裹体; 4—含子矿物包裹体

Fig. 7 Histograms showing homogenization temperatures (a, c, e) and salinities (b, d, f) of fluid inclusions in the Dasuji porphyry Mo deposit

1—Liquid-rich inclusion; 2—Gas-rich inclusion; 3—H₂O-CO₂ inclusion; 4—Daughter mineral-bearing inclusion

表明大苏计钼矿床形成于晚三叠世。曹四夭钼矿床 6 件辉钼矿样品的 Re-Os 等时线年龄为 (148.3 ± 1.3) Ma(待发表数据), 表示其形成于晚侏罗世。上述定年结果表明, 集宁地区斑岩型钼矿床形成时代至少有 2 期, 分别为晚三叠世和晚侏罗世。

5.2 成矿流体特征及演化

早阶段石英-黄铁矿脉中的石英中主要发育富

液型和富气型包裹体, 另有少量 H₂O-CO₂ 型包裹体, 具有高温(均一温度介于 340~430℃, 平均为 381℃)、中低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 3.4%~11.0% 之间)特征, 属于 H₂O-NaCl-CO₂ 体系。在流体包裹体显微测温过程中, 镜下观察发现有达到临界-超临界的气液两相包裹体及具有临界部分均一温度(31.1℃)的 H₂O-CO₂ 包裹体, 包裹体在均一过程中

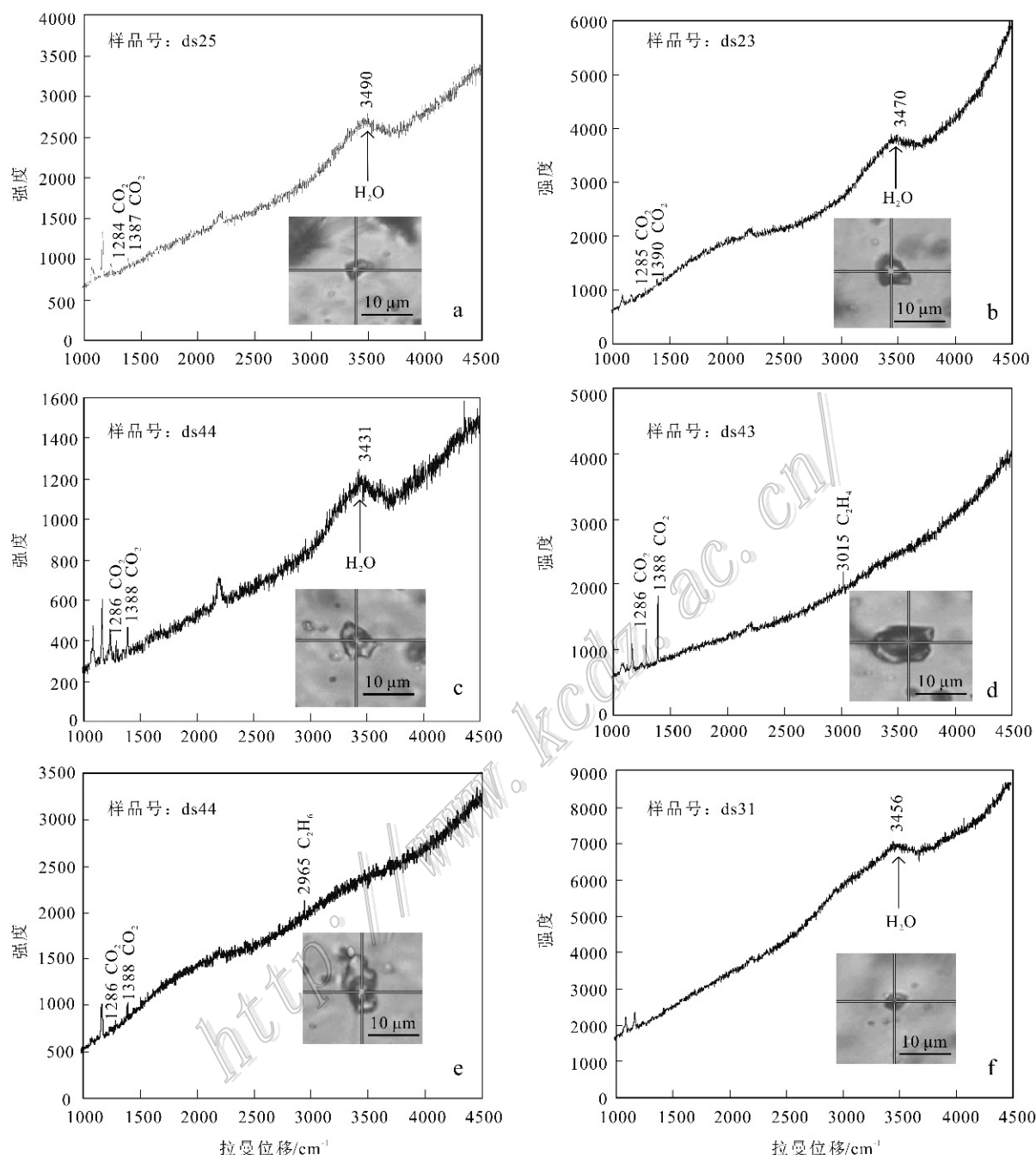


图 8 大苏计斑岩钼矿床流体包裹体激光拉曼光谱

a. 早阶段 WL 型包裹体的气相成分; b. 早阶段 WG 型包裹体的气相成分; c. 中阶段 WL 型包裹体的气相成分; d. 中阶段 WG 型包裹体的气相成分; e. 中阶段 C 型包裹体的气相成分; f. 晚阶段 WL 型包裹体的气相成分

Fig. 8 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Dasuji porphyry Mo deposit

a. Vapor phase composition of WL-type fluid inclusion of the early stage; b. Vapor phase composition of WG-type fluid inclusion of the early stage; c. Vapor phase composition of WL-type fluid inclusion of the middle stage; d. Vapor phase composition of WG-type fluid inclusion of the middle stage; e. Vapor phase composition of C-type fluid inclusion of the middle stage; f. Vapor phase composition of WL-type fluid inclusion of the late stage

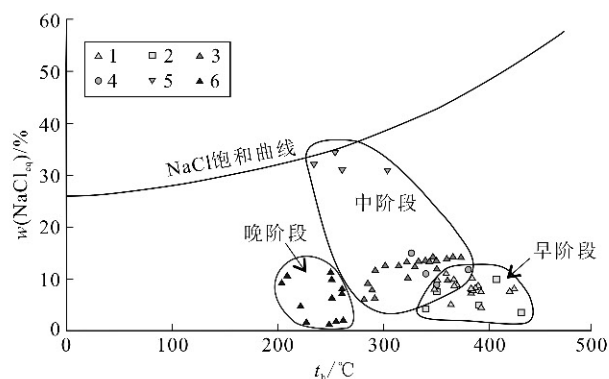


图9 大苏计斑岩钼矿床流体包裹体均一温度-盐度关系图

1—早阶段 WL 型包裹体; 2—早阶段 WG 型包裹体; 3—中阶段 WL 型包裹体; 4—中阶段 C 型包裹体; 5—中阶段 S 型包裹体; 6—晚阶段 WL 型包裹体

Fig. 9 Diagram of homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Dasuji porphyry Mo deposit
1—WL-type inclusion of the early stage; 2—WG-type inclusion of the early stage; 3—WL-type inclusion of the middle stage; 4—C-type inclusion of the middle stage; 5—S-type inclusion of the middle stage; 6—WL-type inclusion of the late stage

气泡不发生变化,只是气相与液相的边界逐渐模糊,慢慢消失,这是典型临界-超临界包裹体的特征(施立达,1987)。临界-超临界包裹体的发现预示着早期流体可能为富 CO_2 高温临界-超临界流体。

中阶段石英-辉钼矿-黄铁矿脉中的石英主要发育富液型、富气型、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型、含子矿物型包裹体,还有少量的纯气体包裹体。该阶段包裹体具有中高温(均一温度介于 $234\sim 380^\circ\text{C}$,平均为 323°C)、盐度波动大($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $6.2\%\sim 34.9\%$ 之间)的特征。与早阶段相比,不但发育含子矿物包裹体,而且 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体明显增多。总体上属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{C}_2\text{H}_4 \pm \text{C}_2\text{H}_6$ 体系,与岩浆热液的流体包裹体特征相似(张德会等,2001;陈衍景等,2007)。

晚阶段石英-方解石-黄铁矿脉中的石英中仅发育富液型包裹体,流体具有中温(均一温度介于 $202\sim 280^\circ\text{C}$,平均为 248°C)、中低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.2\%\sim 11.7\%$ 之间)特征。激光拉曼光谱分析显示该阶段包裹体成分主要为 H_2O ,表明晚阶段流体总体上属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系,暗示有明显的大气水混合。

大苏计钼矿床成矿流体系统从早到晚发生规律性的变化:均一温度从早阶段的高温,经中阶段的中高温,到晚阶段的中温,成矿流体温度逐渐降低;盐

度从早阶段的中低盐度,经中阶段的中高盐度,到晚阶段的中低盐度(图9)。

总之,大苏计斑岩钼矿床成矿流体具有中高温、中高盐度岩浆热液特征,总体上属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 体系。从早阶段到晚阶段,其成矿温度逐渐降低。

5.3 流体沸腾作用及矿质沉淀机制

早阶段流体包裹体类型主要有富液型、富气型和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型包裹体,共存于同一石英晶体中,且其具有相近的均一温度,这是流体不混溶作用或沸腾作用的标志(卢焕章等,2004;李光明等,2007),表明该阶段流体应为岩浆出溶的初始流体在上升过程中沸腾形成的,此次沸腾发生在高温环境,不具备成矿物质大量沉淀的条件,因此,早阶段的流体沸腾并未造成大量成矿物质的沉淀,而且通过包裹体岩相学观察,该阶段包裹体中主要以富液型包裹体为主,而富气型包裹体和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型包裹体较少,暗示其沸腾并不强烈。该阶段石英脉中金属矿物以黄铁矿为主,局部发育极弱的辉钼矿化。

中阶段流体为中高温、高盐度流体,前人研究表明(Candela et al., 1986; Cline et al., 1991; Bodnar, 1994; Shinohara et al., 1997; 张德会等,2001;徐文艺等,2005),高盐度的岩浆流体形成机制有3种:①直接在岩浆温度条件下产生,岩浆房中的中酸性岩浆通过一定程度的分离结晶作用,使岩浆中的挥发分达到饱和或过饱和状态,并进一步分异出独立的高盐度流体相;②由中低盐度热液通过不混溶作用或减压沸腾作用形成;③岩浆浅成侵位时,在其结晶演化的晚期阶段,从残浆中出溶形成。中阶段为主成矿阶段,发育大量富液型包裹体、富气型包裹体、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型包裹体、含子矿物型包裹体,还可见纯气体包裹体。它们在同一石英颗粒中共存,并具有相近的均一温度,不同的均一方式,表明该阶段流体发生过强烈的沸腾。图9显示,该阶段流体分为高盐度和中低盐度2个端员,但其盐度值均高于早阶段流体的盐度值,因此,它不可能是早阶段流体再次沸腾的产物,很可能是初始流体再次发生沸腾而形成的。此次流体沸腾是大苏计钼矿床大量成矿物质沉淀的直接原因。成矿流体的沸腾是成矿物质从热液中沉淀的重要机制之一(陈衍景等,2007;胡芳芳等,2007;李诺等,2007;李文博等,2007;武广等,2007;Klemm et al., 2008; Wu et al., 2014)。初始流体在上升过程中,由于压力的突然降低,导致流体沸腾,

使 H_2O 和 CO_2 等挥发分从成矿流体中溢出,进而引起流体中络合物失稳。研究表明,钼、铜等有用金属离子的迁移主要呈络合物形式,当成矿流体处于较高的温压条件下,这种络合物具有较高的稳定性,但是随着温度降低和流体的减压沸腾,络合物的稳定性遭到破坏,从而促使金属硫化物淀积(芮宗瑶等,1984)。大苏计矿床的辉钼矿主要在该阶段沉淀。

晚阶段仅见富液型包裹体,包裹体成分主要是水。与中阶段相比,流体的温度和盐度均明显降低,暗示成矿晚期有明显的大气降水注入。该阶段的金属矿物主要为黄铁矿,局部可见闪锌矿和方铅矿。

研究表明,从均匀流体中捕获的包裹体的均一温度只能代表流体温度的下限,需要进行压力校正,但当流体发生沸腾时,流体的内、外压相等,此时捕获的包裹体的均一温度代表了流体形成时的温度,而无需压力校正(Roedder, 1984)。因此,中阶段的流体包裹体均一温度($234\sim 380^\circ C$, 平均 $323^\circ C$)代表了大苏计钼矿床主成矿阶段成矿流体的捕获温度。

总之,大苏计钼矿床成矿早、中阶段的流体为不混溶流体,流体的沸腾是金属硫化物沉淀的主要机制。

5.4 成矿压力与成矿深度估算

当流体发生不混溶或沸腾时,捕获的包裹体的压力可代表矿床的形成压力(Roedder, 1984)。通过包裹体的岩相学及显微测温分析,发现早、中阶段流体均发生了不混溶或沸腾,因此计算出的压力即代表了流体的形成压力。由于早、中阶段流体均主要属于 $H_2O-NaCl-CO_2$ 体系,可根据 H_2O-CO_2 包裹体的部分均一温度、均一方式、相比及完全均一温度,利用流体包裹体数据处理的 Flnacor 程序(Brown, 1989)和 Bowers 等(1983)程序计算出流体压力。由于早阶段仅测出 2 个 H_2O-CO_2 包裹体的爆裂温度,考虑误差原因,本次研究未估算早阶段流体形成压力,而只估算了中阶段流体形成压力。计算获得中阶段流体包裹体的捕获压力为 $48\sim 71\text{ MPa}$ 。采用静岩压力计算成矿深度,取岩石密度为 2.8 g/cm^3 ,计算获得中阶段流体形成深度为 $1.7\sim 2.5\text{ km}$ 。因此,大苏计钼矿床主成矿阶段矿体的形成深度在 $1.7\sim 2.5\text{ km}$ 之间。

6 结 论

(1) 大苏计斑岩型钼矿床辉钼矿 Re-Os 等时线

年龄为 $(223.5\pm 5.5)\text{ Ma}$, 模式年龄加权平均值为 $(223.9\pm 1.4)\text{ Ma}$ 。大苏计矿床形成于印支期。

(2) 大苏计矿床的成矿过程经历了早、中、晚 3 个阶段。早阶段主要发育富液型包裹体和富气型包裹体,另有少量的 H_2O-CO_2 型包裹体;中阶段主要发育富液型、富气型、 H_2O-CO_2 型、含子矿物型包裹体,还有少量的纯气体包裹体;晚阶段仅发育富液型包裹体。成矿流体总体上属 $H_2O-NaCl\pm CO_2$ 体系。

(3) 早阶段流体为高温、中低盐度的临界-超临界流体,中阶段为中高温、盐度波动大的高盐度流体,晚阶段流体属于中温、中低盐度流体。早、中阶段流体均经历了沸腾作用,流体沸腾是辉钼矿等硫化物沉淀的主要机制。

志 谢 流体包裹体测试过程中得到中国地质大学(北京)诸慧燕老师的指导;辉钼矿 Re-Os 定年过程中得到了国家地质实验测试中心李超助理研究员的大力帮助。对以上人员一并志以诚挚的感谢。

参考文献/References

- 陈 旺,孙紫英,刘国军,王金娃,王建平. 2006. 李清地铅锌银矿区成矿地质特征及找矿新进展[J]. 地质与勘探,42(1): 26-29.
- 陈衍景,倪 培,范宏瑞, Pirajno F, 赖 勇,苏文超,张 辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报,23(9): 2085-2108.
- 代军治,毛景文,杨富全,叶会寿,赵财胜,谢桂青,张长青. 2006. 华北地台北缘燕辽钼(铜)成矿带矿床地质特征及动力学背景[J]. 矿床地质,25(5): 598-612.
- 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,赵敏敏,王淑贤,孙德忠,刘敦一. 2001. Caris 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.
- 杜安道,屈文俊,王登红,李厚民,丰成友,刘 华,任 静,曾法刚. 2007. 辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ^{187}Os 的失耦现象[J]. 矿床地质,26(5): 572-580.
- 杜安道,屈文俊,李 超,杨 刚. 2009. 铼-钨同位素定年方法及分析测试技术的进展[J]. 岩矿测试,28(3): 288-304.
- 河南省地质矿产勘查开发局第二地质调查院. 2014. 内蒙古自治区兴和县曹四天钼矿勘探报告[R].

- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎峰, 沈 昆, 翟明国, 金成伟. 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9): 2155-2164.
- 黄 凡, 陈毓川, 王登红, 袁忠信, 陈郑辉. 2011. 中国钼矿主要矿集区及其资源潜力讨论[J]. 中国地质, 38(5): 1111-1134.
- 黄典豪, 董群英, 甘志贤. 1989. 中国钼矿床[A]. 见: 宋叔和主编. 中国矿床(上册)[M]. 北京: 地质出版社. 493-536.
- 李 超, 屈文俊, 杜安道, 孙文静. 2009. 铼-钨同位素定年法中丙酮萃取铼的系统研究[J]. 岩矿测试, 28(3): 233-238.
- 李 诺, 陈衍景, 赖 勇, 李文博. 2007. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9): 2177-2188.
- 李光明, 李金祥, 秦克章, 张天平, 肖 波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐度氧化成矿流体[J]. 岩石学报, 23(5): 935-952.
- 李恒友. 2012. 内蒙古大苏计钼矿地质特征及找矿标志[J]. 矿产勘查, 3(3): 310-318.
- 李文博, 赖 勇, 孙希文, 王保国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9): 2165-2176.
- 李香资, 斑宜红, 权知心, 瓮纪昌, 王卫东. 2012. 内蒙古兴和县曹四夭钼矿床地球化学特征及成矿模型探讨[J]. 地质调查与研究, 35(1): 39-46.
- 刘 斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 17(3): 170-174.
- 刘 斌. 2001. 中高盐度 NaCl-H₂O 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 地质论评, 47(6): 617-622.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪 培, 欧光习, 沈 坤, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-444.
- 毛景文, 周振华, 武 广, 江思宏, 刘成林, 李厚民, 欧阳荷根, 刘 军. 2013. 内蒙古及邻区矿床成矿规律与成矿系列[J]. 矿床地质, 32(4): 715-729.
- 内蒙古有色地质勘查局. 2013. 内蒙古自治区卓资县大苏计矿区钼矿勘探报告[R].
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 1-725.
- 聂凤军, 刘翼飞, 赵宇安, 曹 毅. 2012. 内蒙古大苏计和曹四夭大型钼矿床的发现及意义[J]. 矿床地质, 31(4): 930-940.
- 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钼铼矿铼-钨地质年龄[J]. 岩矿测试, 22(4): 254-262.
- 屈文俊, 杜安道, 李 超, 孙文静. 2009. 金川铜镍硫化物样品中钨同位素比值的高精度分析[J]. 岩矿测试, 28(3): 219-222.
- 权 恒, 韩庆云, 艾永富, 林彦春, 魏菊英. 1992. 燕辽地区多金属、金、银成矿与远景[M]. 北京: 地质出版社. 1-134.
- 任继舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 刘志刚. 1988. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化及成矿[M]. 北京: 科学出版社. 217.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐 钰, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-350.
- 施立达. 1987. 论矿物中的临界包裹体及超临界流体的成矿地质作用[J]. 地质与勘探, 23(12): 34-38.
- 王国瑞, 武 广, 吴 昊, 刘 军, 李香资, 许立权, 张 彤, 权知心. 2014. 内蒙古兴和县曹四夭超大型斑岩钼矿床流体包裹体和氢、氧同位素研究[J]. 矿床地质, 33(6): 1213-1232.
- 武 广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王 力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9): 2227-2240.
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 陈伟十, 杨竹森, 崔艳合. 2005. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石矿物学杂志, 24(4): 301-310.
- 于玺卿, 陈 旺, 李 伟. 2008. 内蒙古大苏计斑岩型钼矿床地质特征及其找矿意义[J]. 地质与勘探, 44(2): 29-37.
- 张 彤, 陈志勇, 许立权, 陈郑辉. 2009. 内蒙古卓资县大苏计钼矿辉钼矿-铼同位素定年及其地质意义[J]. 岩矿测试, 28(3): 279-282.
- 章百明, 赵国良, 马国玺, 毕伏科. 1996. 河北省主要成矿区带矿床成矿系列及成矿模式[M]. 北京: 石油工业出版社. 1-273.
- 张德会, 张文淮, 许国建. 2001. 岩浆热液出熔和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约[J]. 地学前缘, 8(3): 193-202.
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国砂卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社. 268-293.
- 祝新友, 黄 琳, 王金娃, 吴晓光. 2005. 内蒙古李清地铅锌银矿控矿构造的新认识与找矿突破[J]. 中国地质, 32(4): 641-647.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: VII. The system H₂O-Na-Cl. Experimental determination of the halite liquidus and isochors for a 40 wt% NaCl solution[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 1053-1063.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47: 1247-1275.
- Brown P E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data [J]. American Mineralogist, 74: 1390-1393.
- Candela P A and Holland H D. 1986. A Mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: The origin of porphyry-type ore deposit[J]. Econ. Geol., 81: 1-19.
- Cline J S and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? [J]. Journal of

- Geophysical Research, 96(B5): 8113-8126.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. *Econ. Geol.*, 74: 1435-1444.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Klemm L M, Pettke T and Heinrich C A. 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA[J]. *Mineralium Deposita*, 43: 533-552.
- Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/Ex (version 2.0): A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, vol. 1a, 47p.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions: Reviews in mineralogy [J]. *Mineralogical Society of America*, 12: 1-644.
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D N M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie: Chapman & Hall, 1-239.
- Shinohara H and Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines[J]. *Journal of Petrology*, 38: 1741-1752.
- Smoliar M L, Walker R J and Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group IA, II A, IV A and IV B iron meteorites[J]. *Science*, 271: 1099-1102.
- Wu G, Chen Y C, Li Z Y, Liu J, Yang X S and Qiao C J. 2014. Geochronology and fluid inclusion study of the Yinjiagou porphyry-skarn Mo-Cu-pyrite deposit in the East Qinling orogenic belt, China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 585-607.