1000-0569/2013/029(01)-0217-30 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报

内蒙古兴阿钼铜矿区侵入岩锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素组成*

张成[1] 李诺[1] 陈衍景[1**] 赵希诚[2]

ZHANG Cheng[1], LI Nuo[1], CHEN YanJing[1**] and ZHAO XiCheng[2]

1. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室,北京 100871
2. 内蒙古赤峰远野昌顺地质勘查有限公司,赤峰 024005

1. *Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing* 100871, *China*
2. *Yuanye Changshun Geological Exploration Co., Ltd, Chifeng* 024005, *China*

2012-08-10 收稿,2012-10-08 改回.

Zhang C, Li N, Chen YJ and Zhao XC. 2013. Zircon U-Pb ages and Hf isotopic compositions of the intrusive rocks in the Xing'a Mo-Cu deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1):217 -230

Abstract The Xing'a deposit is a recently discovered large porphyry Mo-Cu deposit in the northern Great Hinggan Range, associated with a multistage porphyry complex. The orebodies occur mainly in the porphyry and outer contact zones. The deposit shows porphyry-type alterations, ranging outwardly from potassic silication, through phyllic alteration, to propylitic alteration. We conducted a study of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating combined with Hf isotope analysis on the intrusions. Zircon grains from the ore-bearing K-feldspar granite, ore-causative monzogranite porphyry and post-ore diorite porphyry yield weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ ages of 131 ±1Ma, 129 ±1Ma and 124 ±1Ma, respectively, bracketing the mineralization in a time span of 131Ma to 124Ma. Their $\varepsilon_{Hf}(t)$ values are 6.8 ~8.4, 6.7 ~7.8 and 5.8 ~8.4, with t_{DM2} values of 579 ~670Ma, 616 ~680Ma and 578 ~721Ma, respectively. These data imply that the magmas originated from partial melting of the juvenile crust sourced from a depleted mantle in late Neoproterozoic. The Xing'a Mo-Cu deposit was formed in a tectonic transition from collisional crust shortening-and-thickening to post-collisional extension-and-thinning, related to the suturing of the Mongol-Okhotsk Ocean. This post-collisional crust extension-and-thinning was followed and enhanced by the back-arc extension related to the northwestward subduction of the Pacific plate in Early Cretaceous.

Key words Zircon U-Pb age; Hf isotope; Xing'a porphyry Mo-Cu deposit; The northern Great Hinggan Range; Inner Mongolia

摘 要 兴阿钼铜矿床为大兴安岭北段最新发现的又一大型斑岩矿床。钼铜矿化与二长花岗斑岩密切相关,矿体主要产于斑岩体及其外接触带。从岩体向外依次发育钾硅酸盐化、绢英岩化、青磐岩化等斑岩型蚀变分带。本文对矿区主要侵入岩开展了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究,获得赋矿钾长花岗岩、成矿二长花岗斑岩和成矿后闪长玢岩脉的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄分别为 131 ±1Ma、129 ±1Ma 和 124 ±1Ma,限定成矿作用发生于 131 ~124Ma 之间。获得三类侵入岩的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 6.8 ~8.4、6.7 ~7.8 和 5.8 ~8.4,二阶段模式年龄(t_{DM2})分别为 579 ~670Ma、616 ~680Ma 和 578 ~721Ma,揭示矿区早白垩世侵入岩源自新元古代晚期增生地壳的部分熔融。据此,认为兴阿矿床形成于大陆碰撞过程的地壳缩短-加厚向伸展-减薄转换的构造体制,大陆碰撞由蒙古-鄂霍茨克洋闭合引起,而这种后碰撞体制的地壳伸展-减薄作用又在早白垩世被由太平洋板块俯冲诱发的弧后伸展所叠加而加剧。

关键词 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 兴阿斑岩钼铜矿床; 大兴安岭北段; 内蒙古

中图法分类号 PP597.3

* 本文受国家 973 计划项目(2006CB403500)和国家地质大调查项目(1212011120685)联合资助.
第一作者简介:张成,男,1987 年生,博士生,矿床学专业,E-mail: gc_1987@126.com

** 通讯作者:陈衍景,男,1962 年生,教授,矿床学专业,E-mail: yjchen@pku.edu.cn 或 gigyjchen@126.com

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

大兴安岭北段位于乌兰浩特市以北、松辽盆地以西的大兴安岭腹地,大地构造上属中亚造山带的东段。该区经历了古亚洲构造成矿域与环太平洋构造成矿域的叠加复合和构造转换作用,成矿条件优越、成矿作用强烈,是中国最重要的钼成矿带之一。目前该区已发现钼(铜)矿床20余处,如著名的多宝山、乌努格吐山大型铜钼矿床以及岔路口超大型钼多金属矿床等(Li *et al.*, 2012; 李诺等, 2007a, b; 陈衍景等, 2009, 2012)。前人研究表明(秦克章等, 1999; 葛文春等, 2005; 隋振民等, 2006, 2007; 陈志广等, 2008; 武广等, 2008; 张吉衡, 2009),大兴安岭中北部中酸性岩浆侵入作用强烈,主要集中于120~130Ma、171~190Ma、229~236Ma和460~500Ma四个阶段,其中,中晚侏罗世-早白垩世斑岩与区内斑岩型Cu、Mo矿化关系密切。

兴阿钼铜矿床由赤峰远野昌顺地质勘查有限公司于2010年勘查发现。该矿床位于大兴安岭北段,毗邻岔路口超大型钼矿,目前探获钼储量已达大型规模,找矿潜力巨大。鉴于地质勘探刚刚开始,岩相学、地质年代学和地质地球化学等方面的研究匮乏,本文对矿区中酸性侵入体开展了锆石U-Pb年代学和Lu-Hf同位素研究,以期探讨岩体侵位时代、岩浆来源及成矿指示意义。

1 区域地质

北大兴安岭钼金属成矿带位于二连-贺根山-黑河缝合带和蒙古-鄂霍茨克缝合带之间,包括兴安地块和额尔古纳地块两个构造单元(图1; 陈衍景等, 2012)。该区中生代以前属于西伯利亚板块东南缘增生带,其基底由众多微陆块拼合而成,属古亚洲洋构造域。中生代以来,研究区主要受蒙古-鄂霍茨克板块俯冲作用和环太平洋构造体系影响(武广等, 2008; 陈衍景等, 2012)。在中晚侏罗世-早白垩世,造山带岩石圈减压伸展与太平洋板块俯冲引发的弧后伸展叠加

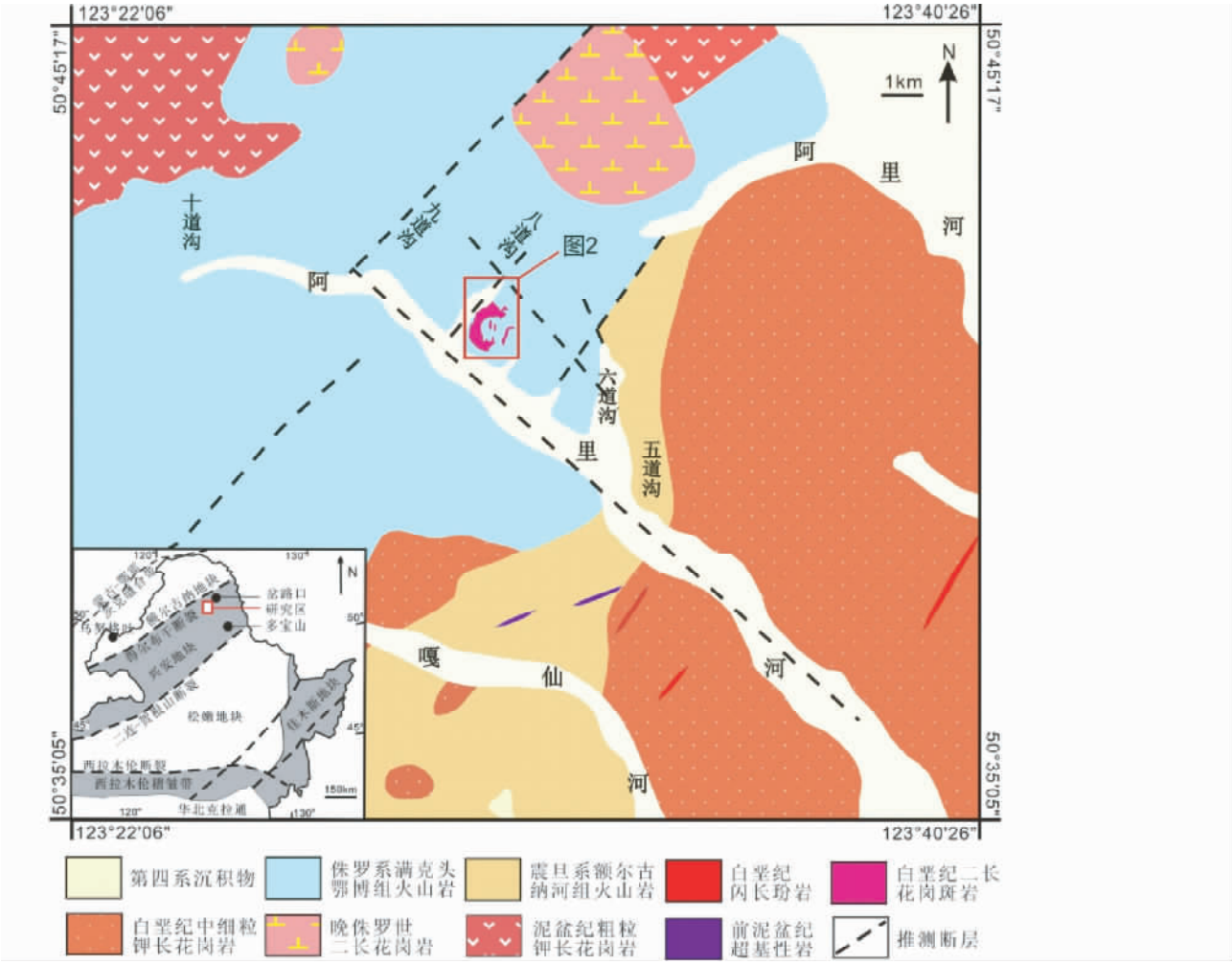


图1 兴阿钼铜矿区域地质图(据赤峰远野昌顺地质勘查有限公司, 2011①资料修改)

Fig. 1 Sketch regional geological map of the Xing'a Mo-Cu deposit

① 赤峰远野昌顺地质勘查有限公司. 2011. 兴阿钼铜矿床勘探研究报告

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

(Xiao *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2007; 秦克章等, 1999; 杨祖龙等, 2009), 导致大量中酸性岩浆岩发育, 并伴随大规模成矿作用(赵一鸣等, 1997; 祁进平等, 2005; 武广等, 2008, 2009)。晚白垩世以来, 岩石圈大规模伸展减薄, 中酸性岩浆活动减弱, 玄武岩类开始发育, 局部发育大陆裂谷型盆地。

1.1 地层

区内出露地层主要有震旦系额尔古纳河组火山岩、侏罗系满克头鄂博组火山岩及第四系沉积物(图 1)。

震旦系额尔古纳河组出露在矿区中南部(图 1)。该组上部分布在阿里河北岸, 面积 6km^2, 主要岩性为英安岩、凝灰岩、岩屑-晶屑熔岩、钙质粉砂岩、砂砾岩、凝灰角砾岩; 下部分布在阿里河南岸, 面积约 35km^2, 主要为强片理化变质砂岩、变英安岩、浅灰色厚层状大理岩、透闪石大理岩、石英片岩。

晚侏罗系满克头鄂博组火山岩分布广泛, 是矿区主要地层单元。岩性有英安岩、流纹岩、流纹斑岩、凝灰角砾岩、熔结凝灰岩及少量凝灰砂砾岩等。其中, 英安岩是矿区的主要赋矿围岩, 呈灰黑色、灰绿色、灰紫色, 斑状结构, 块状构造。斑晶矿物主要为斜长石、黑云母、石英, 偶见角闪石。斜长石斑晶呈板状, 聚片双晶发育, 晶面因泥化而呈土褐色, 粒径 0.25 ~ 7.0mm, 含量 5% ~ 25%; 黑云母斑晶呈黄褐色, 片状, 粒径 0.2 ~ 3.5mm, 含量 3% ~ 10%, 普遍暗化或蚀变, 析出磁铁矿、钛铁矿; 石英斑晶少量, 以粒状、长英质斑块形式出现; 角闪石斑晶呈黄绿色, 柱状, 具暗化边。基质为微晶长英质矿物, 玻晶交织、微晶-嵌晶结构。副矿物包括磁铁矿、磷灰石、锆石等。

第四系沉积物主要分布于山间河谷地带, 组成有亚粘土、砂土、砂砾及洪积物、冰川堆积物等。

1.2 构造

燕山期区域构造活动频繁而强烈, 形成了多方向、多期次的断裂系统, 包括 NW、NE 和近 SN 向。近 SN 向断裂形成较早, 规模较大, 属张扭性, 常被中酸性脉岩充填, 是区内的主要导矿和容矿构造。矿区内以 NE 向及 NW 向构造为主, 两组断裂的交汇部位为成矿最有利部位(图 1)。其中 NE 向断裂为压剪性, 并导致了成矿岩体内、外的片理化带的发育(赤峰远野昌顺地质勘查有限公司, 2011)。

1.3 岩浆岩

矿区内岩浆活动强烈, 发育多期次岩浆侵入活动, 从早到晚主要有前泥盆纪(新元古代-早古生代?)超基性岩脉、泥盆纪粗粒钾长花岗岩、晚侏罗世二长花岗岩、白垩纪中细粒钾长花岗岩、白垩纪二长花岗斑岩和闪长玢岩等(图 1; 张国玉, 2003; 赤峰远野昌顺地质勘查有限公司, 2011)。其中, 白垩纪钾长花岗岩与二长花岗斑岩与成矿关系最为密切。

早古生代超基性岩(滑石金云母化橄榄辉石岩)分布在矿床南侧约 5km 处的嘎仙镍钴矿点(图 1), 岩石呈深灰色, 主要矿物成分为橄榄石和辉石, 已强烈蚀变、片理化。泥盆纪粗粒钾长花岗岩分布于矿区的西北侧和东北侧(图 1), 总体上呈 NE 向分布。岩石呈肉褐色-肉红色, 新鲜面浅肉红色-深灰色, 粗粒花岗结构、块状构造, 主要组成矿物为石英、钾长石、斜长石和少量黑云母。晚侏罗世二长花岗岩少量, 出现于矿区北部, 岩石呈浅灰褐色-浅肉红色, 花岗结构、块状构造, 与成矿关系不大。

白垩纪中细粒钾长花岗岩大面积分布于矿区的东侧和南侧(图 1)。岩石灰白色、灰褐色、浅肉褐色, 花岗结构, 块状构造, 为区内含矿岩体。早白垩世二长花岗斑岩为兴阿矿床成矿母岩, 呈弯月形产于 NE 与 NW 向构造断裂交汇部(图 1、图 2), 岩石为淡灰红-淡肉红色, 斑状结构, 块状构造。此外, 矿区内中酸性脉岩发育, 一般长 100 ~ 280m, 宽 5 ~ 30m, 大多沿裂隙充填或与矿体相伴出现。NW 向脉岩形成较早, 规模较大, 以酸性岩为主; NE 及近 EW 向脉岩规模较小, 同样以酸性岩为主; 近 SN 向脉岩形成较晚, 以中性为主, 宽度虽小, 延长较远。钻孔中常见穿插钾长花岗岩和二长花岗斑岩中的闪长玢岩脉、石英闪长玢岩脉等, 岩石因蚀变程度不同颜色略有变化, 从灰褐色-褐红色, 斑状结构, 块状构造。

2 矿床地质

兴阿钼铜矿区位于北大兴安岭成矿带中北部, 得尔布干断裂东侧的兴安地块(图 1), 地理位置处于鄂伦春自治旗阿里河镇北西 27km 处, 地理坐标范围: 123°22′06″ ~ 123°40′26″E, 50°35′05″ ~ 50°45′17″N。目前已探明钼资源量 31 万吨, 平均品位 0.106%, 铜资源量 29 万吨, 平均品位 0.123%。

兴阿钼铜矿床主体位于白垩纪二长花岗斑岩及其内外接触带中, 赋矿围岩主要有侏罗纪满克头鄂博组火山岩和白垩纪钾长花岗岩(图 2)。矿体呈脉状、透镜状及似层状产出(图 2b), 总长大于 1.5km, 宽近 1km, 延深大于 500m, 目前钻孔控制的矿体最低赋矿标高 0m。矿体形态严格受控于岩体顶部形态, 与围岩界线不清; 矿体规模与裂隙率大小正相关。单条矿体平均厚度不大, 且连续性差。不同矿体近于平行分布, 总体走向近南北, 倾向北西, 倾角一般 25° ~ 85°(图 2)。矿化以钼为主, 铜为辅, 呈细脉、网脉及浸染状分布(图 3a, b)。

矿床次生氧化带不发育, 以原生硫化物矿石为主。矿石结构有粒状结构及交代结构, 常见矿石构造包括: 浸染状、细脉浸染状、脉状、块状和角砾状。矿石矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、赤铁矿, 偶见黝铜矿、斑铜矿等(图 3d, e)。脉石矿物主要有石英、钾长石、斜长石、绢云母、绿泥石、方解石等(图 3f-i)。钼矿物主要为辉钼矿, 赋存方式有两种, 一是呈薄膜状沿石英脉壁分布(图 3a), 二是以自形-半自形叶片状、粒状、团块状、浸染状赋存于石英脉或围岩

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

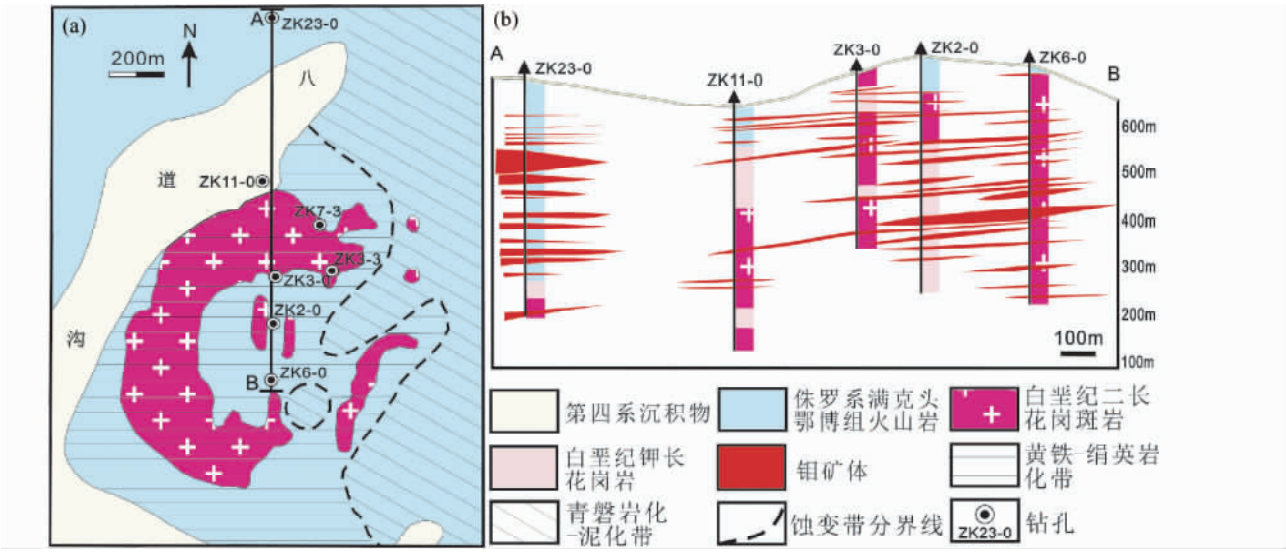


图 2 兴阿钼铜矿床地质图(a)和 0 号勘探线剖面图(b)(据赤峰远野昌顺地质勘查有限公司,2011 资料修改)

Fig. 2 Simplified geological map of the Xing'a Mo-Cu deposit (a) and geological profile for No. 0 exploration line (b)

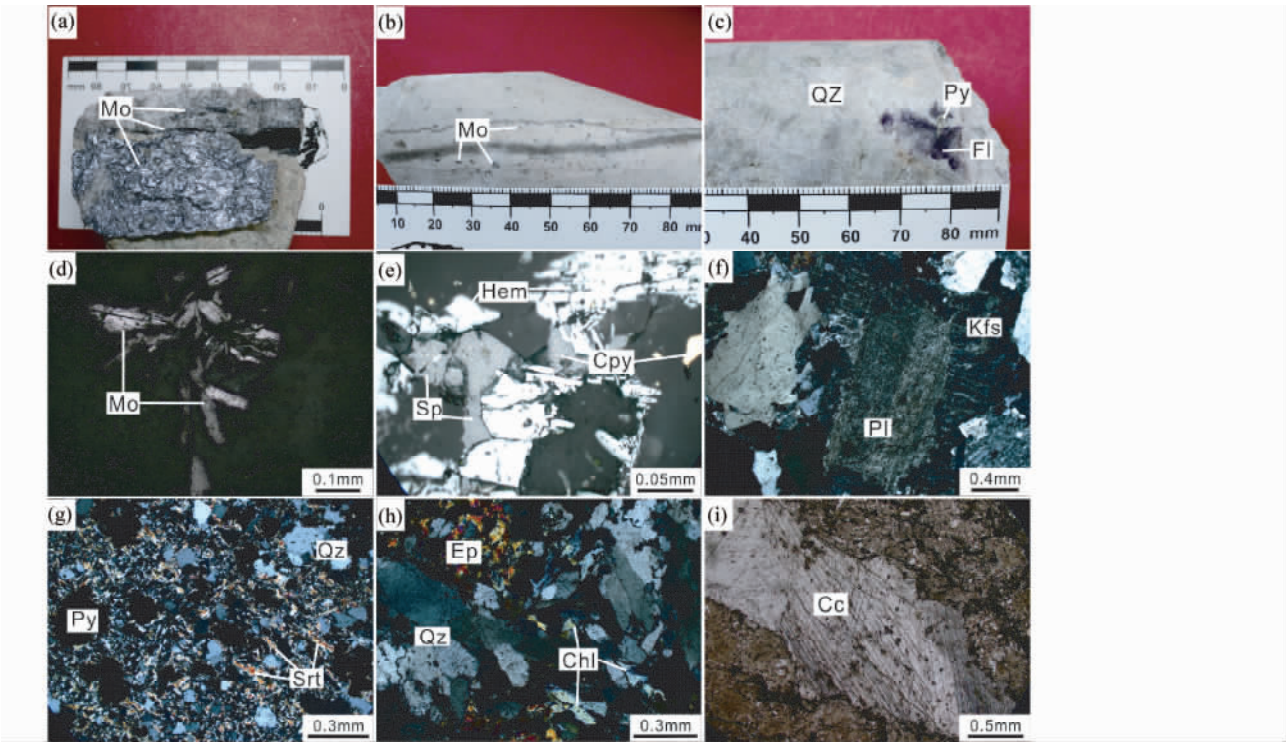


图 3 兴阿钼铜矿床矿化及蚀变特征

(a)-产于钾长花岗岩中的薄膜状辉钼矿;(b)-硅化矿石中细粒浸染状辉钼矿;(c)-晚期石英-萤石-黄铁矿脉;(d)-叶片状辉钼矿;(e)-共生的黄铜矿、闪锌矿和赤铁矿,其中闪锌矿中出溶乳滴状黄铜矿;(f)-钾化,表现为钾长石交代斜长石;(g)-黄铁绢英岩化;(h)-青磐岩化,见绿帘石、绿泥石和石英蚀变矿物组合;(i)-方解石脉. 矿物缩写: Cc-方解石; Chl-绿泥石; Cpy-黄铜矿; Ep-绿帘石; Hem-赤铁矿; Kfs-钾长石; Mo-辉钼矿; Pl-斜长石; Py-黄铁矿; Qz-石英; Sp-闪锌矿; Srt-绢云母

Fig. 3 Photographs showing ore petrography and alteration of the Xing'a Mo-Cu deposit

(a)-film-like molybdenite in K-feldspar granite; (b)-fine-grained disseminated molybdenite in silicified ore; (c)-the late-stage quartz-fluorite-pyrite vein; (d)-flaky molybdenite; (e)-coexisting chalcopyrite, sphalerite and hematite; (f)-plagioclase replaced by K-feldspar; (g)-phyllic alteration; (h)-propylitization, with mineral association of epidote, chlorite and quartz; (i)-calcite vein. Abbreviations: Cc-calcite; Chl-chlorite; Cpy-chalcopyrite; Ep-epidote; Hem-hematite; Kfs-K-feldspar; Mo-molybdenite; Pl-plagioclase; Py-pyrite; Qz-quartz; Sp-sphalerite; Srt-sericite

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

中,粒度在 0.1 ~ 1.0mm(图 3b, d)。铜矿物以黄铜矿为主,偶见斑铜矿。黄铜矿呈他形粒状、星散状或集合体状分布于石英脉或矿化岩石中,常与黄铁矿、闪锌矿、辉钼矿、赤铁矿共生。部分黄铜矿沿黄铁矿边缘及裂隙分布,或呈乳滴状出溶于闪锌矿中(图 3e),粒度一般在 0.1 ~ 0.8mm。

矿床发育典型大陆环境斑岩矿床蚀变组合(陈衍景和李诺, 2009),自岩体向围岩呈有规律的面型蚀变(图 2):(1)钾化(钾长石化和黑云母化),主要表现为二长花岗斑岩及钾长花岗岩中钾长石或黑云母交代斜长石等矿物(图 3f),或以石英-钾长石细脉、黑云母脉形式产出;(2)硅化,主要表现为大量石英细脉、网脉(图 3b)以及花岗岩中原生石英、钾长石、斜长石等逐渐被小颗粒石英交代;(3)黄铁绢英岩化,主要表现为绢云母和石英交代斜长石、钾长石、黑云母,并发育浸染状分布的黄铁矿,或以细脉状石英-绢云母-黄铁矿脉形式出现(图 3g);(4)青磐岩化,分布于矿体边部,发育绿泥石、绿帘石等特征蚀变矿物,亦见石英-绿泥石-绿帘石脉(图 3h);(5)碳酸盐化、萤石化,发育石英-方解石脉、方解石脉和石英-萤石-黄铁矿脉(图 3c, i)。上述蚀变类型中,硅化与矿体相伴出现,硅化较强的部位钼矿化好;矿区内黄铁绢英岩化带及青磐岩化带规模为最大,其中黄铁绢英岩化与钼矿化关系最为密切。

3 样品和分析方法

3.1 样品特征

为确定矿区内岩浆活动时限及成岩物质来源,本文选取了三类岩石样品进行锆石 U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素分析,分别为:在矿区大面积分布、作为赋矿围岩的白垩纪中细粒钾长花岗岩,成矿母岩——二长花岗斑岩以及切穿钾长花岗岩的闪长玢岩(图 1、图 2)。其中闪长玢岩只发育晚期低温泥化、碳酸盐化并未见矿化。实验所用样品均取自新鲜钻孔岩芯,不含其它岩性包体、不发育各类型热液脉。各类岩石样品特征表述如下:

钾长花岗岩(XA3-3-357)采自 ZK3-3 钻孔 357m 深处。主要矿物特征:石英多为灰白色-烟灰色,表面干净,他形浑圆状、不规则状,粒度 0.1 ~ 5mm,含量 40% ~ 45%;钾长石为肉褐色、肉红色,多为条纹长石,他形-半自形粒状,粒度 0.25 ~ 5 mm,含量 30% ~ 35%,部分颗粒发生高岭土化;斜长石多为更长石,灰-灰白、灰褐色,半自形粒状、板状,聚片双晶发育,粒度 0.2 ~ 5mm,含量 15% ~ 20%,部分发生高岭土化、绢云母化(图 4b);此外见少量黑云母和白云母,片状,含量 <3%,粒度 0.35 ~ 1.1mm。副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石等。

二长花岗斑岩(XA7-3-288)采自 ZK7-3 进尺 288m 处。岩石具典型的斑状结构,基质为微晶-隐晶长英质矿物,斑晶有石英、钾长石和斜长石(图 4c)。石英斑晶呈他形浑圆颗粒状,肉眼可见,镜下见溶蚀港湾(图 4d),粒度 0.3 ~ 4mm,

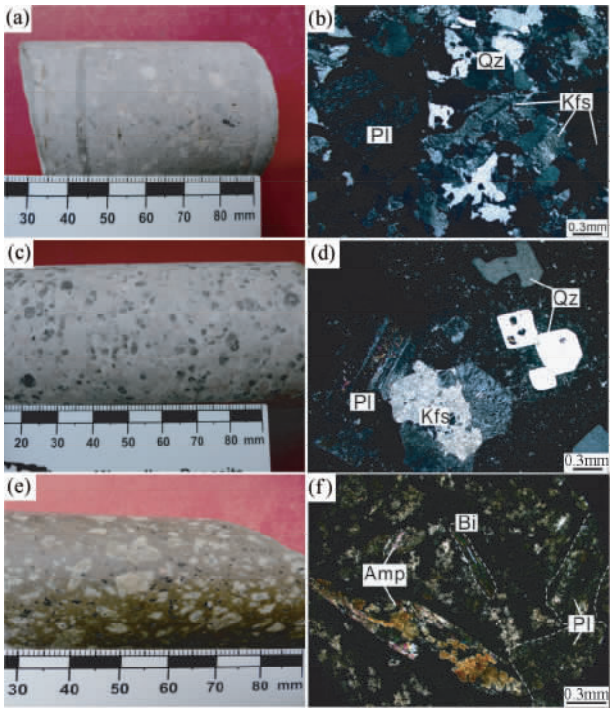


图 4 兴阿钼铜矿区三类侵入岩手标本及显微照片

(a)-钾长花岗岩;(b)-钾长花岗岩中钾长石、斜长石和石英构成花岗结构;(c)-二长花岗斑岩;(d)-二长花岗斑岩中的钾长石、斜长石、石英斑晶;(e)-闪长玢岩;(f)-闪长玢岩中的角闪石、黑云母、斜长石斑晶. 缩写: Amp-角闪石; Bi-黑云母; Kfs-钾长石; Pl-斜长石; Qz-石英

Fig. 4 Photographs showing petrology of intrusive rocks at Xing'a deposit

(a)-K-feldspar granite; (b)-K-feldspar, plagioclase and quartz in K-feldspar granite; (c)-monzogranite porphyry; (d)-K-feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts in monzogranite porphyry; (e)-dioritic porphyrite; (f)-amphibole, biotite and plagioclase phenocrysts in dioritic porphyrite. Abbreviations: Amp-amphibole; Bi-biotite; Kfs-K-feldspar; Pl-plagioclase; Qz-quartz

含量 20% ~ 25%;钾长石斑晶多为他形-半自形颗粒,肉眼见为淡肉红色,卡氏接触双晶,表面蚀变土化成褐色,粒度 0.4 ~ 4.5mm,含量 15% ~ 20%;斜长石斑晶灰白色,半自形-自形板状,表面浑浊,沿解理裂隙中充填有绢云母,粒度 0.25 ~ 3.5mm,含量 20% ~ 25%(图 4d)。

闪长玢岩(XA3-3-210)采自 ZK3-3 进尺 210m 处。岩石具斑状结构,基质为微晶-隐晶质斜长石、黑云母和少量钾长石、石英,多因泥化而呈深灰褐色污浊状(图 4e)。斑晶粗大、肉眼可见,以黑云母、斜长石为主,含少量角闪石、钾长石。黑云母呈自形-半自形片状,粒度 0.25 ~ 5mm,含量 10% ~ 15%,部分褪色或蚀变为绿泥石、方解石;斜长石半自形粒状、板状,聚片双晶发育,粒度 0.5 ~ 6mm,含量 15% ~ 30%,发生高岭土化;角闪石呈自形晶产出,粒度 0.5 ~ 4mm,含量约 5%,多蚀变为碳酸盐及铁质不透明矿物,但仍保留角闪石

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

假象(图 4f)。副矿物有磁铁矿、榍石、锆石等。

3.2 分析方法

样品的破碎和锆石的挑选由河北省廊坊市宇能岩石矿物分选技术服务有限公司完成,通过重力和磁选方法分选并在双目镜下挑纯。挑好的锆石颗粒由北京凯德正科技有限公司制成环氧树脂样品靶。对锆石样品进行透射光、反射光显微观察及照相。锆石阴极发光(CL)图像在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室,通过德国 LEO1450VP 扫描电子显微镜(SEM)完成(电压 15kV;电流 1.1nA)。

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年和 Lu-Hf 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)完成。锆石 U-Pb 定年所用激光剥蚀系统为 GeoLas 2005,ICP-MS 为 Agilent 7500a。实验所采用的激光束斑直径为 32μm,激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度。在等离子体中心气流(Ar + He)中加入了少量氮气,以提高仪器灵敏度、降低检出限和改善分析精密度(Hu *et al.*, 2008)。每个分析数据包括大约 20 ~ 30s 的空白信号和 50s 的样品信号。采用锆石标准 91500 作外标进行同位素分馏校正,每分析 5 个样品点,分析 2 次 91500。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal(Liu *et al.*, 2008, 2010a, b)完成。普通铅校正采用 Anderson (2002) 的方法,U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot 程序(Ludwig, 2003)。

锆石 Hf 同位素测试利用 Neptune 多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)和 GeoLas 2005 ArF 激光剥蚀系统完成,分析时激光束直径为 44μm,每个时间分辨分析数据包括 20s 的背景信号和 50s 的剥蚀信号。测定时用锆石国际标样 GJ-1 作外标,激光束脉冲能量为 5.3J·cm^{-2}。仪器的运行条件及详细的分析过程可参见 Hu *et al.* (2012)。本次实验测定获得锆石 GJ-1 的 $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282009 \pm 0.000006$,与推荐值 0.282010 ± 0.000003 吻合。ε_{Hf} 的计算采用 ^{176}Lu 衰变常数为 1.867×10^{-11} (Soderlund *et al.*, 2004),球粒陨石现今的 $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282772$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332$(Blichert-Toft and Albarade, 1997);一阶段模式年龄(t_{DM1})的计算采用现今的亏损地幔 $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.28325$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0384$(Griffin *et al.*, 2000);两阶段模式年龄(t_{DM2})的计算采用下地壳的 $f_{LC} = -0.34$ 和亏损地幔的 $f_{DM} = 0.16$(Amelin *et al.*, 2000; Griffin *et al.*, 2000)。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

钾长花岗岩、二长花岗斑岩和闪长玢岩的锆石 U-Pb 同位素分析结果列于表 1。

不同岩石中所含锆石基本特征类似,均为半自形-自形短柱或长柱状,粒径 60 ~ 250μm,无色到略带浅黄色,透明度高,裂隙少,偶见细长针状磷灰石包体。CL 图像显示,大部分锆石具有密集而清晰的振荡环带,为典型的岩浆锆石(图 5)。在钾长花岗岩和二长花岗斑岩中部分锆石发育疑似继承锆石核结构,核部为灰黑色,缺少生长环带,边部为灰白色,发育环带结构,可能为同一岩浆过程不同阶段形成,亦或为经历了不同程度固态重结晶作用的继承锆石。二长花岗斑岩中的锆石多具灰黑色弱环带边部。

钾长花岗岩(XA3-3-357)锆石中 Th 含量为 $513 \times 10^{-6} \sim 2898 \times 10^{-6}$,U 含量为 $739 \times 10^{-6} \sim 2216 \times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.47 ~ 1.53(表 1)。二长花岗斑岩(XA7-3-288)锆石中 Th 含量为 $700 \times 10^{-6} \sim 13577 \times 10^{-6}$,U 含量为 $728 \times 10^{-6} \sim 8328 \times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.59 ~ 2.15,其中 Th、U 含量最高的均出现在黑色的核部和边部(图 5、表 1)。闪长玢岩(样品 XA3-3-210)锆石中 Th 含量为 $500 \times 10^{-6} \sim 1673 \times 10^{-6}$,U 含量为 $735 \times 10^{-6} \sim 1387 \times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.65 ~ 1.37(表 1)。总体而言,三个样品锆石的 Th/U 比值较高,介于 0.47 ~ 2.15 之间,符合岩浆锆石特征(吴元保和郑永飞, 2004)。

钾长花岗岩(XA3-3-357)样品的 18 颗锆石中,除一个核部分析点(XA3-3-357-10)谐和度较差外,其余 17 个分析点均落在 $^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{205}U$ 谐和线上(图 6),具有较为一致的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(126 ~ 134Ma)。位于核部的三个分析点(XA3-3-357-03、XA3-3-357-10、XA3-3-357-11)表面年龄与边部基本一致,表明其非继承锆石核,为同一岩浆过程不同阶段形成。扣除谐和度差的点,其余 17 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值为 131 ± 1Ma(MSWD = 0.99)(图 6),代表了钾长花岗岩的岩浆结晶年龄。

二长花岗斑岩(XA7-3-288)样品的 15 颗锆石中,两个核部分析点(XA7-3-288-09、XA7-3-288-17)谐和度较差,其余 13 个分析点在 $^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{205}U$ 谐和图上表现出较好的谐和性(图 6)。位于核部的三个分析点(XA7-3-288-03、XA7-3-288-09、XA7-3-288-17)的年龄与边部相近,未表现出继承锆石的特征。谐和度较好的 13 个分析点的加权平均年龄为 129 ± 1Ma(MSWD = 1.29)(图 6),代表了二长花岗斑岩的成岩年龄。

闪长玢岩(XA3-3-210)样品中 14 颗锆石的 14 个分析点均很好地落在谐和线上(图 6),且年龄较为集中,所有点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值为 124 ± 1Ma(MSWD = 0.97)(图 6),代表了闪长玢岩的侵位年龄。

4.2 锆石 Hf 同位素特征

三件样品的锆石 Hf 同位素分析结果列于表 2 中。除个别核部数据,大部分锆石的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值均小于 0.0025(图 7),说明锆石在形成以后具有很少的放射成因 Hf 的积累,测定的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值基本代表了其形成时 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007)。考虑到三件岩石样品的 $f_{Lu/Hf}$ 平均值

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1 兴阿钼铜矿区侵入岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons of intrusive rocks from the Xing'a Mo-Cu deposit

测点号	Pb	^{232}Th	^{238}U	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb		^{207}Pb/^{235}U		^{206}Pb/^{238}U		^{208}Pb/^{232}Th		^{207}Pb/^{206}Pb		^{207}Pb/^{235}U		^{206}Pb/^{238}U	
	($\times10^{-6}$)				比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ
XA3-3-357-02	73	767	904	0.85	0.0544	0.0037	0.1355	0.0093	0.0205	0.0003	0.0068	0.0003	391	150	138	8	131	2
XA3-3-357-03	102	1159	1036	1.12	0.0533	0.0032	0.1471	0.0080	0.0205	0.0004	0.0065	0.0002	343	133	139	7	131	2
XA3-3-357-04	157	1839	1200	1.53	0.0535	0.0034	0.1415	0.0090	0.0210	0.0004	0.0067	0.0002	350	138	143	8	134	2
XA3-3-357-05	88	1062	968	1.10	0.0539	0.0038	0.1278	0.0096	0.0192	0.0004	0.0062	0.0002	365	159	131	9	128	2
XA3-3-357-06	202	2681	1788	1.50	0.0548	0.0031	0.1381	0.0079	0.0197	0.0003	0.0059	0.0002	467	97	140	7	126	2
XA3-3-357-07	133	1564	1345	1.16	0.0530	0.0033	0.1355	0.0089	0.0202	0.0003	0.0063	0.0002	332	144	138	8	129	2
XA3-3-357-08	91	1132	1045	1.08	0.0528	0.0033	0.1300	0.0086	0.0194	0.0003	0.0059	0.0002	320	143	133	8	128	2
XA3-3-357-09	131	1534	1353	1.13	0.0524	0.0031	0.1368	0.0082	0.0205	0.0003	0.0062	0.0002	306	135	139	7	131	2
XA3-3-357-10	130	1460	1094	1.34	0.0623	0.0040	0.1548	0.0101	0.0206	0.0004	0.0067	0.0003	683	137	160	9	132	3
XA3-3-357-11	55	513	1084	0.47	0.0574	0.0038	0.1537	0.0095	0.0199	0.0004	0.0067	0.0003	509	144	145	8	132	2
XA3-3-357-12	231	2898	2216	1.31	0.0489	0.0024	0.1221	0.0063	0.0196	0.0002	0.0061	0.0002	143	108	126	6	129	2
XA3-3-357-13	141	1406	1812	0.78	0.0522	0.0027	0.1387	0.0075	0.0208	0.0003	0.0068	0.0002	295	117	141	7	133	2
XA3-3-357-14	105	1202	937	1.28	0.0550	0.0033	0.1445	0.0088	0.0209	0.0004	0.0063	0.0002	413	135	146	8	134	2
XA3-3-357-15	107	1204	1017	1.18	0.0539	0.0033	0.1416	0.0092	0.0204	0.0004	0.0064	0.0002	365	132	143	8	130	2
XA3-3-357-17	86	917	1156	0.79	0.0543	0.0036	0.1385	0.0093	0.0203	0.0003	0.0065	0.0003	383	145	141	8	130	2
XA3-3-357-18	111	1183	1703	0.69	0.0529	0.0033	0.1363	0.0086	0.0206	0.0003	0.0066	0.0002	324	143	139	8	131	2
XA3-3-357-19	53	574	739	0.78	0.0539	0.0036	0.1418	0.0098	0.0207	0.0004	0.0071	0.0004	365	158	144	9	132	2
XA3-3-357-21	73	723	1377	0.52	0.0513	0.0029	0.1347	0.0081	0.0203	0.0003	0.0065	0.0003	254	132	137	7	130	2
XA7-3-288-01	77	700	1020	0.69	0.0553	0.0038	0.1451	0.0108	0.0205	0.0004	0.0073	0.0003	433	152	146	9	131	3
XA7-3-288-02	97	984	1447	0.68	0.0596	0.0038	0.1481	0.0094	0.0194	0.0003	0.0064	0.0003	587	139	149	8	126	2
XA7-3-288-03	1219	13577	6305	2.15	0.0479	0.0017	0.1415	0.0050	0.0202	0.0002	0.0067	0.0001	95	82	134	4	131	1
XA7-3-288-04	64	714	728	0.98	0.0561	0.0038	0.1459	0.0104	0.0207	0.0004	0.0060	0.0002	454	153	147	9	132	3
XA7-3-288-05	163	1780	2013	0.88	0.0493	0.0028	0.1263	0.0072	0.0201	0.0003	0.0062	0.0002	165	136	129	6	129	2
XA7-3-288-06	179	1882	2653	0.71	0.0505	0.0026	0.1269	0.0068	0.0195	0.0002	0.0060	0.0002	217	119	130	6	125	2
XA7-3-288-07	73	801	1081	0.74	0.0517	0.0033	0.1334	0.0084	0.0206	0.0004	0.0059	0.0003	272	146	136	7	131	3
XA7-3-288-08	93	878	1338	0.66	0.0491	0.0027	0.1329	0.0075	0.0211	0.0004	0.0064	0.0003	154	128	135	7	135	3
XA7-3-288-09	376	4196	2517	1.67	0.0565	0.0028	0.1581	0.0080	0.0205	0.0003	0.0063	0.0002	472	111	158	7	133	2
XA7-3-288-12	350	3494	4573	0.76	0.0490	0.0021	0.1307	0.0060	0.0205	0.0002	0.0064	0.0002	150	106	133	5	131	1
XA7-3-288-13	89	824	1388	0.59	0.0537	0.0031	0.1387	0.0082	0.0202	0.0003	0.0067	0.0003	367	131	140	7	129	2
XA7-3-288-14	136	1391	2264	0.61	0.0475	0.0024	0.1217	0.0068	0.0197	0.0003	0.0060	0.0002	76	119	125	6	126	2
XA7-3-288-17	874	9065	8328	1.09	0.0545	0.0019	0.1516	0.0056	0.0203	0.0002	0.0068	0.0002	391	78	152	5	132	1
XA7-3-288-18	105	1267	1076	1.18	0.0531	0.0038	0.1369	0.0098	0.0199	0.0003	0.0058	0.0002	345	161	139	9	127	2
XA7-3-288-19	275	2922	3856	0.76	0.0542	0.0021	0.1421	0.0056	0.0202	0.0003	0.0061	0.0002	389	82	143	5	129	2
XA3-3-210-01	94	963	1154	0.83	0.0529	0.0038	0.1279	0.0095	0.0194	0.0004	0.0063	0.0002	324	161	131	8	124	3
XA3-3-210-02	58	545	840	0.65	0.0556	0.0042	0.1298	0.0098	0.0190	0.0005	0.0066	0.0003	435	170	133	9	122	3
XA3-3-210-03	62	645	870	0.74	0.0514	0.0041	0.1208	0.0098	0.0192	0.0004	0.0060	0.0003	257	185	125	9	122	2
XA3-3-210-04	69	671	939	0.71	0.0538	0.0040	0.1425	0.0104	0.0210	0.0005	0.0067	0.0003	361	167	144	9	130	3
XA3-3-210-05	146	1673	1387	1.21	0.0518	0.0033	0.1300	0.0088	0.0192	0.0003	0.0063	0.0002	276	146	133	8	123	2
XA3-3-210-06	80	881	1063	0.83	0.0586	0.0042	0.1411	0.0105	0.0188	0.0003	0.0061	0.0003	554	157	143	9	120	2
XA3-3-210-07	102	1198	1197	1.00	0.0532	0.0034	0.1340	0.0091	0.0195	0.0004	0.0060	0.0003	339	144	137	8	125	2
XA3-3-210-08	71	736	974	0.75	0.0551	0.0040	0.1316	0.0097	0.0194	0.0004	0.0065	0.0004	417	165	134	9	124	3
XA3-3-210-09	110	1179	1331	0.89	0.0489	0.0034	0.1202	0.0092	0.0193	0.0003	0.0063	0.0002	143	156	124	8	123	2
XA3-3-210-10	71	745	999	0.75	0.0555	0.0033	0.1348	0.0085	0.0194	0.0004	0.0061	0.0002	432	133	137	8	124	3
XA3-3-210-12	69	757	782	0.97	0.0535	0.0032	0.1360	0.0097	0.0197	0.0005	0.0063	0.0003	350	137	138	9	126	3
XA3-3-210-13	130	1351	1141	1.18	0.0538	0.0036	0.1361	0.0099	0.0202	0.0004	0.0070	0.0002	361	149	138	9	129	3
XA3-3-210-14	50	500	735	0.68	0.0563	0.0044	0.1413	0.0115	0.0196	0.0004	0.0067	0.0004	465	174	143	10	125	2
XA3-3-210-15	79	856	1152	0.74	0.0539	0.0036	0.1354	0.0094	0.0196	0.0003	0.0061	0.0003	365	158	138	8	125	2

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

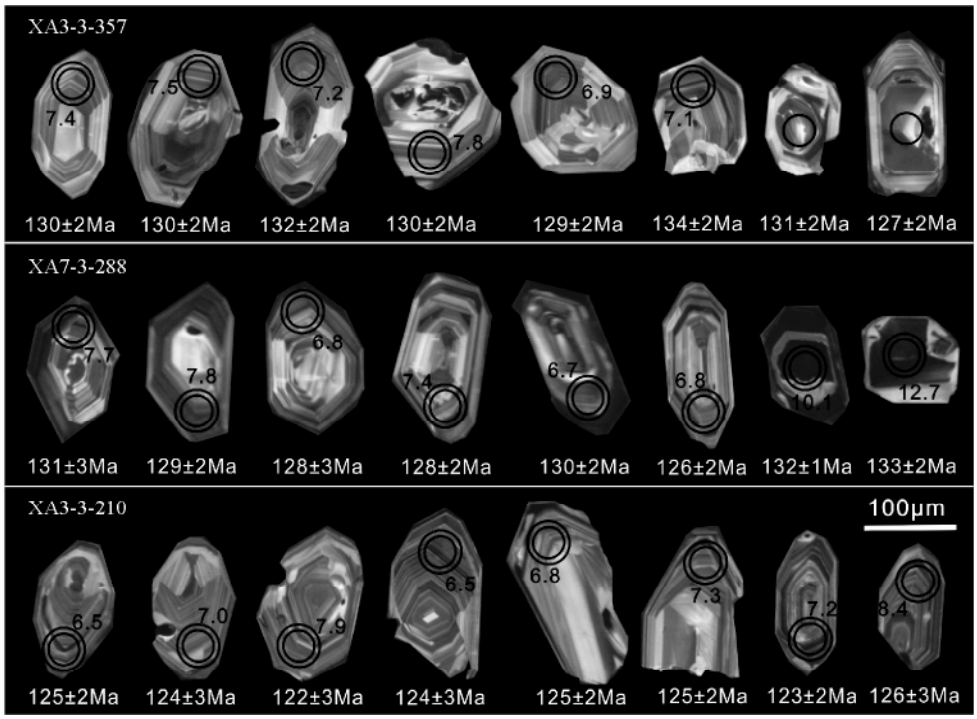


图5 兴阿钼铜矿区侵入岩锆石阴极发光图像及测试位置

图中小圆圈为 U-Pb 年龄测试点,大圆圈为 Hf 同位素测试点,锆石下方数值为$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄,圈旁数值为 $\varepsilon_{Hf}(t)$

Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images of zircons and their analyzed positions

分别为 -0.94、-0.93 和 -0.95,明显小于镁铁质地壳的 $f_{Lu/Hf}$(-0.34,Amelin *et al.*, 2000)和硅铝质地壳的 $f_{Lu/Hf}$(-0.72,Vervoort *et al.*, 1996),故二阶段模式年龄更能反映其源区物质从亏损地幔被抽取的时间。

样品 XA3-3-357 共分析了 15 个点,其锆石 Hf 同位素成分比较均一,$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值变化于 0.282889~0.282936(图 7,表 2),加权平均值为 0.282907±0.000009(1σ,N=15);$\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化于 6.8~8.4,平均 7.5±0.6(1σ,N=15);二阶段模式年龄(t_{DM2})变化于 579~670Ma,平均为 636Ma(表 2)。

样品 XA7-3-288 的 2 个核部分析点(XA7-3-288-03、XA7-3-288-09)得到了异常大的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值(0.005186,0.006443)和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值(10.1,12.7),以及相对小的 t_{DM2} 值(490Ma,349Ma)。考虑到黑色核部各同位素组成的异常,封闭体系可能遭受了一定的破坏,3 个核部分析点(XA7-3-288-03、XA7-3-288-09、XA7-3-288-17)的 Hf 同位素数值暂不参与讨论。其余 12 个分析点的 Hf 同位素成分较均一,$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值变化于 0.282873~0.282919(图 7),加权平均值 0.282895±0.000009(1σ,N=12);$\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化于 6.7~7.7,平均值 7.2±0.6(1σ,N=12);二阶段模式年龄(t_{DM2})分布在 616~680Ma 之间,加权平均值 660Ma(表 2)。

样品 XA3-3-210 共 14 个分析点的 Hf 同位素成分比较均一,$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值变化于 0.282867~0.282937(图 7),加权平均值为 0.282899±0.000012(1σ,N=14);$\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化于 5.8~8.4,平均 7.0±0.6(1σ,N=14);二阶段模式年龄(t_{DM2})变化于 578~721Ma,平均为 652Ma(表 2)。

5 讨论

5.1 矿区岩浆侵入序列及成矿作用

兴阿矿区广泛发育中酸性岩浆岩,主要包括钾长花岗岩、二长花岗斑岩和闪长玢岩脉。其中,钾长花岗岩规模最大,是钼铜矿化的赋矿围岩。二长花岗斑岩为钼铜矿化的成矿岩体,矿体即主要赋存于其内外接触带。钻孔资料揭示,在成矿后见有闪长玢岩侵入至二长花岗斑岩内,偶见闪长玢岩发生低温泥化及碳酸盐化,但未见钼铜矿化。本文获得了钾长花岗岩、二长花岗斑岩和闪长玢岩的年龄分别为 131±1Ma、129±1Ma 和 124±1Ma。

考虑到晚侏罗世满克头鄂博组火山岩和钾长花岗岩是兴阿钼铜矿床的主要赋矿围岩,认为成矿时间应至少晚于晚侏罗世火山岩发育时间及钾长花岗岩的侵位结晶时间(131Ma)。而侵入成矿岩体的闪长玢岩的形成时代为 124Ma,因此,成矿作用应早于 124Ma。据此,推断兴阿钼铜矿的成矿年龄介于 131~124Ma 之间。对于斑岩成矿系统,其成岩成矿作用往往近同时发生,或成矿稍晚于成岩作用(芮宗瑶等, 1984),故由含矿岩体二长花岗斑岩年龄

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

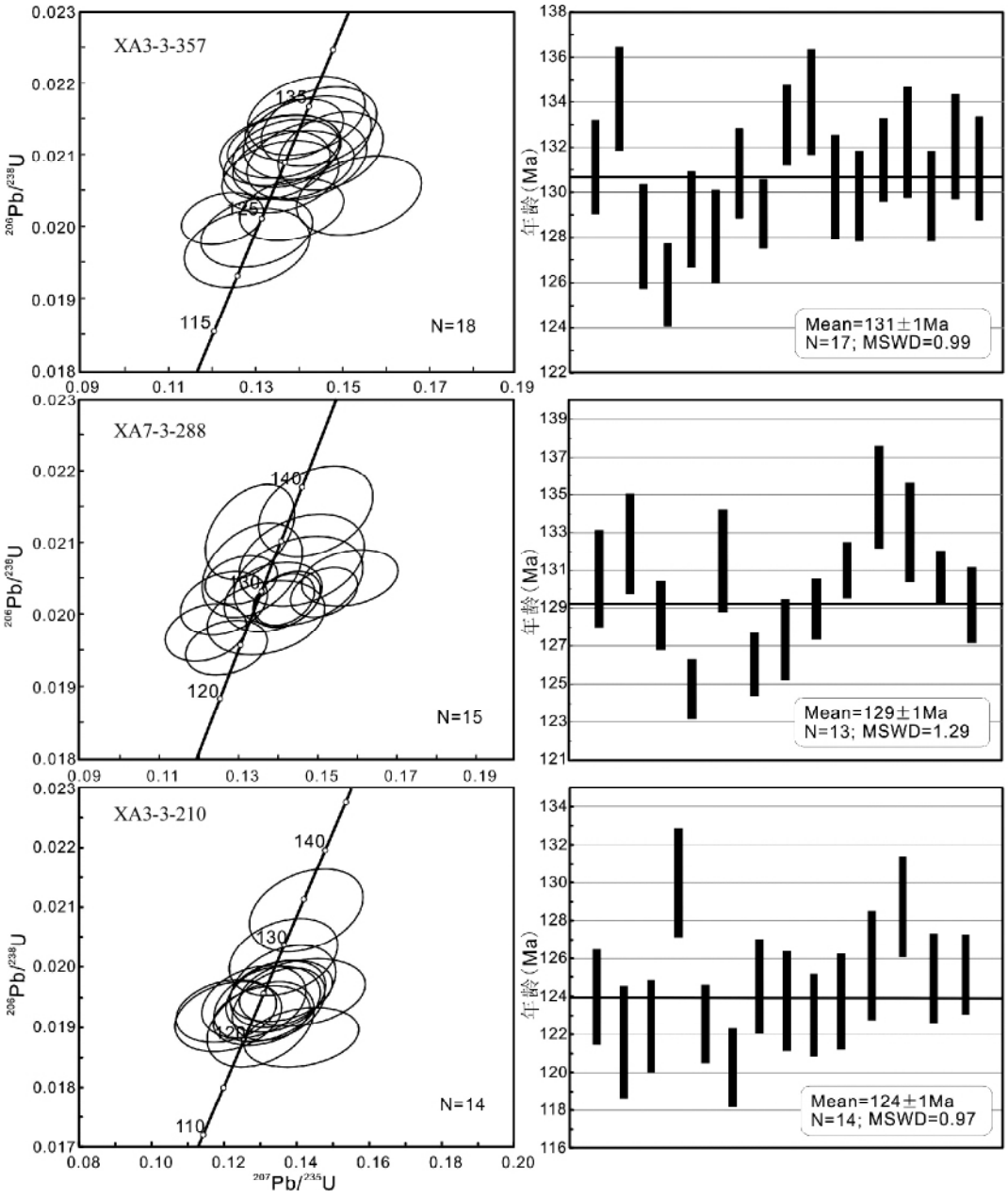


图 6　兴阿钼铜矿区侵入岩锆石 U-Pb 年龄谐和图及加权平均年龄

Fig. 6　Zircon U-Pb isotope concordian diagrams and weighted average ages

(129Ma) 推断成矿应发生于 129Ma 或之后,这亦与前述推断吻合。因此,厘定兴阿矿区成岩成矿作用序列如下: 在 131 ~ 129Ma,钾长花岗岩和二长花岗斑岩的先后侵入,并在 129Ma 左右发育斑岩钼铜矿化; 124Ma 左右,闪长玢岩侵入,成矿作用近乎结束。

本文所获得的兴阿矿区中酸性侵入岩形成年龄与同处大兴安岭北段的太平沟钼矿含矿二长花岗斑岩年龄(131.5 ±1.1Ma,王圣文等, 2009) 和洛古河东岩体的年龄(129.8 ±2.2Ma,武广等, 2009) 在误差范围内基本一致,表明它们可能形成于同一构造背景,证明大兴安岭北段在早白垩世早期发生了强烈的岩浆侵入及相关热液成矿活动。

5.2　岩浆源区及其指示意义

锆石的 Lu-Hf 同位素体系具有较高的封闭温度,较少受到后期地质作用的影响。同时,锆石具有极低的 Lu/Hf 比值,由 ^{176}Lu 衰变形成的 ^{176}Hf 极少,即我们测试获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值可代表该锆石形成时的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值。因此,锆石成为目前示踪岩石源区和探讨地壳演化的重要工具(Amelin *et al.*, 2000; Griffin *et al.*, 2002; 吴福元等, 2007)。

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2 兴阿钼铜矿区侵入岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 2 Hf isotope data of zircons of intrusive rocks from the Xing'a Mo-Cu deposit

测点号	年龄(Ma)	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	1σ	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	1σ	t_{DM1}	t_{DM2}	$f_{Lu/Hf}$
XA3-3-357-02	131	0.054325	0.001962	0.282895	0.000007	4.3	7.0	0.6	519	659	-0.94
XA3-3-357-04	134	0.065668	0.002332	0.282913	0.000011	5.0	7.7	0.7	498	624	-0.93
XA3-3-357-05	128	0.052033	0.001862	0.282902	0.000010	4.6	7.3	0.6	507	644	-0.94
XA3-3-357-06	126	0.057640	0.002030	0.282936	0.000008	5.8	8.4	0.6	460	579	-0.94
XA3-3-357-07	129	0.035371	0.001274	0.282890	0.000010	4.2	6.9	0.6	517	666	-0.96
XA3-3-357-08	128	0.049716	0.001804	0.282912	0.000012	5.0	7.6	0.7	491	624	-0.95
XA3-3-357-09	131	0.066434	0.002370	0.282907	0.000009	4.8	7.5	0.6	507	636	-0.93
XA3-3-357-12	129	0.055830	0.001888	0.282889	0.000010	4.1	6.8	0.6	526	670	-0.94
XA3-3-357-13	133	0.061511	0.002136	0.282890	0.000008	4.2	6.9	0.6	529	669	-0.94
XA3-3-357-14	134	0.059459	0.001983	0.282895	0.000008	4.4	7.1	0.6	519	657	-0.94
XA3-3-357-15	130	0.063466	0.002213	0.282910	0.000009	4.9	7.5	0.6	500	630	-0.93
XA3-3-357-17	130	0.055216	0.001860	0.282905	0.000010	4.7	7.4	0.6	504	639	-0.94
XA3-3-357-18	131	0.034990	0.001261	0.282891	0.000008	4.2	6.9	0.6	515	664	-0.96
XA3-3-357-19	132	0.060582	0.002177	0.282899	0.000009	4.5	7.2	0.6	515	650	-0.93
XA3-3-357-21	130	0.047533	0.001632	0.282923	0.000008	5.3	8.0	0.6	474	603	-0.95
XA7-3-288-01	131	0.050710	0.001812	0.282904	0.000009	4.7	7.4	0.6	504	640	-0.95
XA7-3-288-02	126	0.055143	0.001944	0.282890	0.000010	4.2	6.8	0.6	526	669	-0.94
XA7-3-288-03	131	0.151632	0.005186	0.282988	0.000018	7.6	10.1	0.8	421	490	-0.84
XA7-3-288-04	132	0.028298	0.000983	0.282882	0.000006	3.9	6.7	0.6	525	680	-0.97
XA7-3-288-05	129	0.044742	0.001637	0.282888	0.000008	4.1	6.8	0.6	525	672	-0.95
XA7-3-288-06	125	0.057846	0.002175	0.282888	0.000009	4.1	6.7	0.6	533	676	-0.93
XA7-3-288-07	131	0.068218	0.002433	0.282913	0.000007	5.0	7.7	0.6	499	625	-0.93
XA7-3-288-08	135	0.042762	0.001503	0.282902	0.000007	4.6	7.4	0.6	503	641	-0.95
XA7-3-288-09	133	0.196331	0.006443	0.283062	0.000014	10.2	12.7	0.7	315	349	-0.81
XA7-3-288-12	131	0.051200	0.001808	0.282906	0.000008	4.7	7.5	0.6	501	636	-0.95
XA7-3-288-13	129	0.050930	0.001712	0.282896	0.000008	4.4	7.1	0.6	514	656	-0.95
XA7-3-288-14	126	0.056766	0.001923	0.282903	0.000008	4.6	7.2	0.6	507	644	-0.94
XA7-3-288-17	132	0.058883	0.001950	0.282889	0.000009	4.1	6.8	0.6	528	673	-0.94
XA7-3-288-18	136	0.062406	0.002293	0.282892	0.000008	4.3	7.0	0.6	528	664	-0.93
XA7-3-288-19	129	0.070675	0.002005	0.282919	0.000010	5.2	7.8	0.6	495	616	-0.92
XA3-3-210-01	124	0.038558	0.001444	0.282883	0.000006	3.9	6.5	0.6	529	682	-0.96
XA3-3-210-02	122	0.048138	0.001660	0.282905	0.000008	4.7	7.2	0.6	500	641	-0.95
XA3-3-210-03	122	0.037459	0.001333	0.282886	0.000007	4.0	6.6	0.6	523	677	-0.96
XA3-3-210-04	130	0.060286	0.002075	0.282926	0.000009	5.4	8.1	0.6	476	599	-0.94
XA3-3-210-05	123	0.050396	0.001844	0.282904	0.000007	4.7	7.2	0.6	504	643	-0.94
XA3-3-210-06	120	0.067601	0.002311	0.282918	0.000009	5.1	7.6	0.6	491	619	-0.93
XA3-3-210-07	125	0.041502	0.001672	0.282882	0.000007	3.9	6.5	0.6	534	685	-0.95
XA3-3-210-08	124	0.045871	0.001568	0.282895	0.000007	4.4	7.0	0.6	514	658	-0.95
XA3-3-210-09	123	0.065476	0.002008	0.282867	0.000012	3.4	5.8	0.7	575	721	-0.91
XA3-3-210-10	124	0.054571	0.001935	0.282891	0.000008	4.2	6.8	0.6	525	669	-0.94
XA3-3-210-12	126	0.057482	0.002116	0.282937	0.000011	5.8	8.4	0.7	460	578	-0.94
XA3-3-210-13	129	0.034736	0.001163	0.282878	0.000009	3.8	6.5	0.6	532	689	-0.96
XA3-3-210-14	125	0.030217	0.001036	0.282902	0.000012	4.6	7.3	0.7	497	642	-0.97
XA3-3-210-15	125	0.048453	0.001800	0.282892	0.000007	4.3	6.8	0.6	521	666	-0.95

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

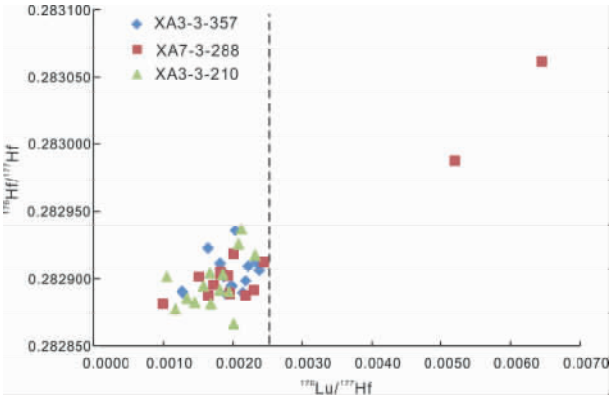


图 7　兴阿钼铜矿区侵入岩 Lu-Hf 同位素相关图

Fig. 7　Zircon $^{176}Hf/^{177}Hf$ vs. $^{176}Lu/^{177}Hf$ plots for intrusive rocks at Xing'a deposit

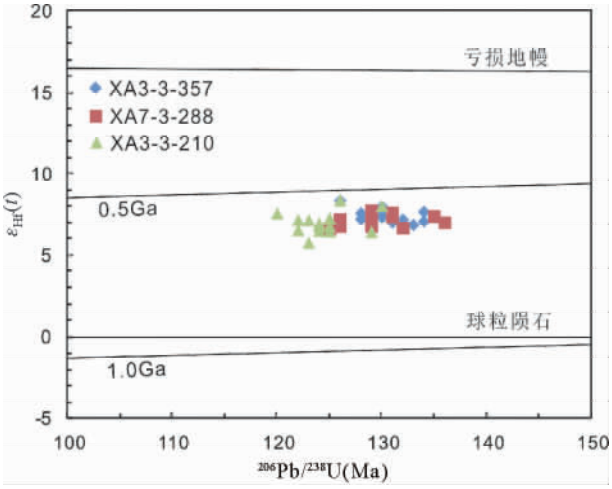


图 8　兴阿钼铜矿侵入岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 与 U-Pb 年龄图解

Fig. 8　$\varepsilon_{Hf}(t)$ vs. t plots for zircons of the intrusive rocks at Xing'a deposit

兴阿矿区三件中酸性侵入岩样品具有基本一致的成岩年龄,且 Hf 同位素组成类似,计算获得其 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 6.8 ~ 8.4、6.7 ~ 7.8 和 5.8 ~ 8.4,二阶段模式年龄(t_{DM2})分别为 579 ~ 670Ma、616 ~ 680Ma 和 578 ~ 721Ma,显示了它们具有同源特征。在 $\varepsilon_{Hf}(t)$ vs. U-Pb 年龄图解中,三件样品均分布在亏损地幔和球粒陨石演化线之间的区域,而远离古老地壳 Hf 演化线(图 8)。一般认为,花岗质岩石的正 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值反映了岩浆源区为亏损地幔或从亏损地幔中新增生的年轻地壳物质(隋振民等, 2007),而花岗岩岩浆不可能直接来自于地幔的部分熔融(Taylor and Mclenna, 1985)。因此,矿区岩浆岩来源于新元古代末从亏损地幔增生的地壳物质。

兴阿矿区中酸性岩的正 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值与大兴安岭地区显生宙花岗岩类似(吴福元等,2007),且其 Hf 同位素特征与兴安地块其他早古生代-中生代花岗岩类似: 古生代多宝山花岗闪长岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 11.8 ~ 15.5,两阶段模式年龄为 500 ~ 700Ma(葛文春等, 2007; 本人未发表数据);侏罗纪黑花山岩体的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 7.3 ~ 11.6,两阶段模式年龄(470 ~ 720Ma)(隋振民等, 2007)。与兴安地块毗邻的额尔古纳地块发育早古生代-中生代花岗岩类,早古生代花岗岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值主要为 1.5 ~ 3.8,两阶段模式年龄为 1100 ~ 1400Ma(葛文春等, 2007),中生代花岗岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 -2.8 ~ 8.2,两阶段模式年龄为 1000 ~ 1400Ma(隋振民等, 2007; 张彦龙等, 2008)。以上表明,虽然额尔古纳地块与兴安地块同属大兴安岭北段,但二者具有截然不同的地壳增生历史,是彼此独立演化的块体。兴阿矿区早白垩世中酸性侵入岩的 Hf 两阶段模式年龄进一步限定了兴安地块的地壳增生时间主要发生在新元古代末。

考虑到古亚洲洋在二叠纪末-三叠纪初已经闭合(Chen *et al.*, 2007; 任纪舜等, 1992; 刘建明等, 2004),研究区侵入岩无法与古亚洲洋的俯冲、碰撞作用相联系。研究区北邻蒙古-鄂霍茨克造山带,蒙古-鄂霍茨克洋盆从早古生代起自西向东发生剪刀式闭合(Zhao *et al.*, 1990; Zorin, 1999; 李锦轶等, 2004),并最终闭合于晚侏罗世(赵越等, 2004),此时西伯利亚板块与华北-蒙古板块发生了强烈的陆陆碰撞,形成漠河推覆构造和大量倾向北的逆冲断层,地壳缩短、增厚,发育埃达克质岩石(武广等, 2008, 2009)。早白垩世,研究区发生左行韧性走滑剪切作用,处于具有减压、增温特征的挤压向伸展转换阶段(武广等, 2009),成为造山带地壳物质大规模熔融而形成花岗岩类最佳时期(Chen *et al.*, 2007; 陈衍景, 1996)。此外,中国东部在燕山期发生了滨太平洋成矿域大规模构造-岩浆-成矿事件,以 130Ma 为高峰(涂光炽和赵振华, 1983; 陈衍景和富士谷, 1992; 胡受奚等, 1997; 毛景文和王志良, 2000)。因此,研究区内岩浆岩的侵入活动可解释为: 新元古代末从亏损地幔增生的地壳物质在晚侏罗世由于蒙古-鄂霍茨克洋的闭合,发生了强烈的碰撞、挤压、缩短、加厚,并在早白垩世受到造山带岩石圈伸展和太平洋板块俯冲引发的弧后伸展作用的叠加,发生大规模部分熔融,形成了区内侵入岩。

6　结论

(1) 兴阿钼铜矿床钾长花岗岩、二长花岗斑岩及闪长玢岩脉。钾长花岗岩是赋矿围岩,规模最大; 二长花岗斑岩为成矿岩体,被成矿后的闪长岩玢脉切穿。从二长花岗斑岩至围岩,围岩蚀变具有钾化→硅化→黄铁绢英岩化→青磐岩化→碳酸盐化、萤石化的分带性。

(2) 赋矿钾长花岗岩形成于 131 ± 1Ma,成矿二长花岗斑岩系统发育于 129 ± 1Ma,成矿期后二长闪长玢岩的年龄为 124 ± 1Ma,均为早白垩世。因此,钼铜矿化发生于 129Ma 左右。

(3) 三类侵入体的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 6.8 ~ 8.4、6.7 ~ 7.8

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

和 5.8 ~ 8.4,二阶段模式年龄(t_{DM2})分别为 579 ~ 670Ma、616 ~ 680Ma 和 578 ~ 721Ma,表明三类侵入岩具有同源性,均起源于新元古代末从亏损地幔增生地壳物质的部分熔融。

(4)兴阿钼铜矿床形成于蒙古-鄂霍茨克洋闭合后,华北-蒙古板块和西伯利亚板块碰撞造山过程的挤压向伸展转变期,同时受到太平洋板块俯冲引发的弧后伸展叠加作用。

致谢 野外工作得到赤峰远野昌顺地勘公司有关领导和技术人员的支持和帮助;锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素测试得到了中国地质大学(武汉)胡兆初老师和北京大学杨永飞、钟军、钟日晨等博士的帮助;二位审稿人对本文提出了宝贵的修改意见;在此一并致谢!

References

Amelin Y, Lee DC and Halliday AN. 2000. Early-Middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(24): 4205 - 4225

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemical Geology, 192(1 - 2): 59 - 79

Blichert-Toft J and Albarade F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planettary Science Letters, 148(1 - 2): 243 - 258

Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: China Seismological Press, 12 - 34 (in Chinese)

Chen YJ. 1996. Fluidization model for intracontinental collision and its metallogenic significance: Theoretical inference and evidences from gold deposits in eastern Qinling Mountains. Earth Science Frontiers, 3(3 - 4): 282 - 289 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. Ore Geology Reviews, 31(1 - 4): 139 - 169

Chen YJ and Li N. 2009. Nature of ore-fluids of intercontinental inclusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs. Acta Petrologica Sinica, 25(10): 2477 - 2508 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Zhai MG and Jiang SY. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent. Acta Petrologica Sinica, 25(11): 2695 - 2726 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Zhang C, Li N, Yang YF and Deng K. 2012. Geology of the Mo deposits in Northeast China. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 42(5): 1223 - 1268 (in Chinese with English abstract)

Chen ZG, Zhang LC, Wan B, Zhang YT and Wu HY. 2008. Geochemistry and geological significances of ore-forming porphyry with low Sr and Yb value in Wunugetushan copper-molybdenum deposit, Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 24(1): 115 - 128 (in Chinese with English abstract)

Ge WC, Wu FY and Zhou CY. 2005. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range. Chinese Science Bulletin, 50(12): 1239 - 1246 (in Chinese)

Ge WC, Sui ZM, Wu FY, Zhang JH, Xu XC and Cheng RY. 2007. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications of the Early Paleozoic granites in the northwestern Da Hinggan Mts, northeastern China. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 423 - 440 (in Chinese with English abstract)

Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Achterbergh E, O'Reilly Suzanne Y and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in Kimberites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 133 - 147

Griffin WL, WangX, Jackson SE, Pearson NJ, O'Redly SY, Xu XS and Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61(3 - 4): 237 - 269

Hu SX, Zhao YY, Xu JF and Ye Y. 1997. Geology of Gold Deposits in North China Platform. Beijing: Science Press, 1 - 220 (in Chinese)

Hu ZC, Gao S, Liu YS, Hu SH, Chen HH and Yuan HL. 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 23(8): 1093 - 1101

Hu ZC, Liu YS, Gao S, Liu WG, Yang L, Zhang W, Tong XR, Lin L, Zong KQ, Li M, Chen HL, Zhou L and Yang L. 2012. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X skimmer cone and Jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 27(9): 1391 - 1399

Li JY, Mo SG, He ZJ, Sun GH and Chen W. 2004. The timing of crustal sinistral strike-slip movement in the northern Great Hing'an Ranges and its constraint on reconstruction of the crustal tectonic evolution of NE China and adjacent areas since the Mesozoic. Earth Science Frontiers, 11(3): 157 - 167 (in Chinese with English abstract)

Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007a. Fluid inclusion study of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2177 - 2188 (in Chinese with English abstract)

Li N, Sun YL, Li J and Li WB. 2007b. Molybdenite Re-Os isochron age of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia and its implication for metallogenic geodynamics. Acta Petrologica Sinica, 23(11): 2881 - 2888 (in Chinese with English abstract)

Li N, Chen YJ, Ulrich T and Lai Y. 2012. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China. Mineralium Deposita, 47(5): 467 - 482

Liu JM, Zhang R and Zhang QZ. 2004. The regional metallogeny of Da Hinggan Ling, China. Earth Science Frontiers, 11(1): 269 - 277 (in Chinese with English abstract)

Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257(1 - 2): 34 - 43

Liu YS, Gao S, Hu ZC, Gao CG, Zong KQ and Wang DB. 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 from mantle xenoliths. Journal of Petrology, 51(1 - 2): 537 - 571

Liu YS, Hu ZC, Zong KQ, Gao CG, Gao S, Xu J and Chen HH. 2010b. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chinese Science Bulletin, 55(15): 1535 - 1546

Ludwig KR. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 39

Mao JW and Wang ZL. 2000. A preliminary study on the time limits and geodynamic setting of large-scale metallogeny in East China. Mineral Deposits, 19(4): 289 - 296 (in Chinese with English abstract)

Qi JP, Chen YJ and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the Northeast China. Journal of Mineral and Petrology, 25(2): 47 - 59 (in Chinese with English abstract)

Qin KZ, Li HM, Li WS and Ishihara S. 1999. Intrusion and mineralization ages of the Wanugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, Northwestern China. Geological Review, 45(2): 180 - 185 (in Chinese with English abstract)

Ren JS, Chen TY and Niu BG. 1992. The Tectonic Evolution and Mineralization of Continental Lithosphere of Eastern China and the Adjacent Region. Beijing: Science Press, 90 - 103 (in Chinese with English abstract)

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Rui ZY, Huang CK, Qi GM, Xu J and Zhang HT. 1984. Porphyry Copper-Molybdenum Deposits in China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 350 (in Chinese)

Soderlund U, Patchett PJ, Vervoort JD and Isachsen CE. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematic of Precambrian mafic intrusions. Earth and Planetary Science Letter, 219(3 – 4): 311 – 324

Sui ZM, Ge WC, Wu FY, Xu XC and Wang QH. 2006. U-Pb chronology in zircon from Harabaqi granitic pluton in northeastern Da Hinggan Range and its origin. World Geology, 25(3): 229 – 236 (in Chinese with English abstract)

Sui ZM, Ge WC and Wu FY. 2007. Zircon U-Pb ages, geochemistry and its petrogenesis of Jurassic granites in northeastern part of the Da Hinggan Mts. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 461 – 480 (in Chinese with English abstract)

Taylor SR and Mclenna SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1 – 132

Tu GC and Zhao ZH. 1983. On the diversity of minerogenetic processes of the Yanshanian Period. Geological Review, 29(1): 57 – 65 (in Chinese)

Vervoort JD, Pachelt PJ, Gehrels GE and Nutman AP. 1996. Constraints on early earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes. Nature, 379(6566): 624 – 627

Wang SW, Wang JG, Zhang D, Qi XJ, Wu GG, Zhao PZ, Yang ZF and Liu YB. 2009. Geochronological study on Taipinggou molybdenum deposit in Da Hinggan Mountain. Acta Petrologica Sinica, 25(11): 2913 – 2923 (in Chinese with English abstract)

Wu FY, Li XH, Zhang YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematic and their applications in petrology. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 185 – 220 (in Chinese with English abstract)

Wu G, Chen YJ, Sun FY, Li JC, Li ZT and Wang XJ. 2008. Geochemistry of the Late Jurassic granitokls in the northern end area of Da Hinggan Mountains and their geological and prospecting implication. Acta Petrologica Sinica, 24(4): 899 – 910 (in Chinese with English abstract)

Wu G, Chen YJ, Zhao ZH, Zhao TP, Li ZT and Zhang Z. 2009. Geochemistry, zircon SHRIMP U-Pb age and petrogenesis of the East Luoguhe granites at the northern end of the Great Hinggan Range. Acta Petrologica Sinica, 25(2): 233 – 247 (in Chinese with English abstract)

Wu YB and Zheng YF. 2004. Research on zircon genesis and its constrain on U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(16): 1589 – 1604 (in Chinese)

Xiao WJ, Windley BF, Hao J and Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic belt. Tectonic, 22: 1484 – 1505

Yang ZL, Zhang DQ, Li JW, She HQ, Feng CY and Dong YJ. 2009. Ore-forming types, metallogenic zoning and potential prospecting areas in southwestern sector of Deerbugan metallogenic belt. Mineral Deposits, 28(1): 53 – 62 (in Chinese with English abstract)

Zhang GY. 2003. Geological character and prospecting orientation in Liushi forestry-Ali River metallogenic area, Heilongjiang Province. Mineral Resources and Geology, 17(Suppl. 1): 358 – 360 (in Chinese with English abstract)

Zhang JH. 2009. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, Northeastern China. Ph. D. Dissertation. Wuhan: China University of Geosciences, 1 – 105 (in Chinese with English summary)

Zhang YL, Ge WC, Liu XM and Zhang JH. 2008. Isotopic characteristics and its significance of the Xinlin Town pluton, Great Hinggan Mountains. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 38(2): 177 – 186 (in Chinese with English abstract)

Zhao XX, Coe RS, Zhou YX, Wu HR and Wang J. 1990. New paleomagnetic results from northern China: Collison and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 181(1 – 4): 43 – 81

Zhao Y, Xu G, Zhang XH, Yang ZY, Zhang YQ and Hu JM. 2004. Yanshanian Movement and conversion of tectonic regimes in East Asia. Earth Science Frontiers, 11(3): 319 – 328 (in Chinese with English abstract)

Zhao YM, Bi CS, Zou XQ, Sun YL, Du AD and Zhao YM. 1997. The Re-Os isotopic age of molybdenite from Duobaoshan and Tongshan porphyry copper (molybdenum) deposit. Acta Geoscientia Sinica, 18(1): 61 – 67 (in Chinese with English abstract)

Zorin YA. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 306(1): 33 – 56

附中文参考文献

陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 12 – 34

陈衍景. 1996. 碰撞造山体制的流体演化模式: 理论推导和东秦岭金矿床氧同位素证据. 地学前缘, 3(3 – 4): 282 – 289

陈衍景, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异. 岩石学报, 25(10): 2477 – 2508

陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. 岩石学报, 25(11): 2695 – 2726

陈衍景, 张成, 李诺, 杨永飞, 邓柯. 2012. 中国东北钼矿床地质. 吉林大学学报(地球科学版), 42(5): 1223 – 1268

陈志广, 张连昌, 万博, 张玉涛, 吴华英. 2008. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床低 Sr-Yb 型成矿斑岩地球化学特征及地质意义. 岩石学报, 24(1): 115 – 128

葛文春, 吴福元, 周长勇. 2005. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约. 科学通报, 50(12): 1239 – 1246

葛文春, 隋振民, 吴福元, 张吉衡, 徐学纯, 程瑞玉. 2007. 大兴安岭东北部早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义. 岩石学报, 23(2): 423 – 440

胡受奚, 赵懿英, 徐金方, 叶瑛. 1997. 华北地台金矿地质. 北京: 科学出版社, 1 – 220

李锦轶, 莫申国, 和政军, 孙桂华, 陈文. 2004. 大兴安岭北段地壳左行走滑运动的时代及其对中国东北及邻区中生代以来地壳构造演化重建的制约. 地学前缘, 11(3): 157 – 167

李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007a. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9): 2177 – 2188

李诺, 孙亚莉, 李晶, 李文博. 2007b. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床辉钼矿铼锇等时线年龄及其成矿地球动力学背景. 岩石学报, 23(11): 2881 – 2888

刘建明, 张锐, 张庆洲. 2004. 大兴安岭地区的区域成矿特征. 地学前缘, 11(1): 269 – 277

毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨. 矿床地质, 19(4): 289 – 296

祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景. 矿物岩石, 25(2): 47 – 59

秦克章, 李惠民, 李伟实, Ishihara S. 1999. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜铜矿床的成岩、成矿时代. 地质论评, 45(2): 180 – 185

任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵. 1992. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 90 – 103

芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1 – 350

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

隋振民, 葛文春, 吴福元, 徐学纯, 王清海. 2006. 大兴安岭东北部哈拉巴奇花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其成因. 世界地质, 25(3): 229 - 236

隋振民, 葛文春, 吴福元. 2007. 大兴安岭东北部侏罗纪花岗质岩石的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因. 岩石学报, 23(2): 461 - 480

涂光炽, 赵振华. 1983. 燕山期成矿作用的多样性. 地质论评, 29(1): 57 - 65

王圣文, 王建国, 张达, 祁小军, 吴淦国, 赵丕忠, 杨宗锋, 刘彦兵. 2009. 大兴安岭太平沟钼矿床成矿年代学研究. 岩石学报, 25(11): 2913 - 2923

吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185 - 220

吴元保, 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. 科学通报, 49(16): 1589 - 1604

武广, 陈衍景, 孙丰月, 李景春, 李之彤, 王希今. 2008. 大兴安岭北端晚侏罗世花岗岩类地球化学及其地质和找矿意义. 岩石学报, 24(4): 899 - 910

武广, 陈衍景, 赵振华, 赵太平, 李之彤, 张哲. 2009. 大兴安岭北段洛古河东花岗岩的地球化学、SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和岩石成因. 岩石学报, 25(2): 233 - 247

杨祖龙, 张德全, 李进文, 佘宏全, 丰成友, 董英君. 2009. 得尔布干成矿带西南段矿床类型、成矿分带及找矿方向. 矿床地质, 28(1): 53 - 62

张国玉. 2003. 黑龙江六十林场-阿里河成矿区地质特征及找矿方向. 矿产与地质, 17(增1): 358 - 360

张吉衡. 2009. 大兴安岭中生代火山岩年代学及地球化学研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学, 1 - 105

张彦龙, 葛文春, 柳小明, 张吉衡. 2008. 大兴安岭新林镇岩体的同位素特征及其地质意义. 吉林大学学报(地球科学版), 38(2): 177 - 186

赵一鸣, 毕承思, 邹晓秋, 孙亚莉, 杜安道, 赵玉明. 1997. 黑龙江多宝山-铜山大型斑岩铜-钼矿床中辉钼矿的铼-锇同位素年龄. 地球学报, 18(1): 61 - 67

赵越, 徐刚, 张拴宏, 杨振宇, 张岳桥, 胡建民. 2004. 燕山运动与东亚构造体制的转变. 地学前缘, 11(3): 319 - 328

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net