

大兴安岭北部岔路口斑岩钼矿床岩浆岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

刘军¹⁾, 毛景文¹⁾, 武广¹⁾, 罗大锋²⁾, 王峰²⁾, 周振华¹⁾, 胡妍青²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037;

2) 云南驰宏锌锗股份有限公司, 云南曲靖, 655011

内容提要:黑龙江省岔路口超大型斑岩钼矿床位于大兴安岭北部, 是目前我国东北地区最大的钼矿床, 矿体赋存于中酸性杂岩体及侏罗系火山-沉积岩内, 其中花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩与钼矿化关系密切。本文采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年方法, 获得了矿区内二长花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩、流纹斑岩、闪长玢岩及安山斑岩的结晶年龄分别为 162 ± 1.6 Ma、 149 ± 4.6 Ma、 148 ± 1.6 Ma、 148 ± 1.2 Ma、 137 ± 3.3 Ma、 133 ± 1.7 Ma 和 132 ± 1.6 Ma。岔路口矿区内至少存在 3 期岩浆活动, 其顺序为侏罗纪火山-沉积岩、二长花岗岩→晚侏罗世花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩→早白垩世流纹斑岩、闪长玢岩、安山斑岩。岔路口矿床成矿时代为晚侏罗世, 是东北亚大陆内部构造-岩浆活化的产物, 形成于古太平洋板块俯冲作用引起的挤压向伸展构造体制转折背景, 与我国东部大规模钼矿化爆发期相对应。

关键词: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年; 斑岩型钼矿床; 中生代岩浆岩; 岔路口; 大兴安岭

大兴安岭地区位于西伯利亚板块南缘, 地处古生代古亚洲洋构造-成矿域与中生代滨西太平洋构造-成矿域强烈叠加、复合部位(图 1a), 是我国 16 个重点矿产勘查区之一。目前发现的矿床大多与中生代岩浆热液活动关系密切, 矿床类型主要为斑岩型、矽卡岩型、热液脉型及浅成低温热液型(赵一鸣等, 1997; 刘建明等, 2004; Chen Yanjing et al., 2007; 余宏全等, 2009)。大兴安岭地区中生代花岗岩及火山岩分布广泛, 是著名的大陆内部中酸性岩浆省(Sengör et al., 1996)。大兴安岭南段工作程度相对较高, 主要产出铅锌、银、铜、锡、稀土矿床, 已发现黄岗铁锡矿床(周振华等, 2010)、大井锡多金属矿床(储雪蕾等, 2002)、拜仁达坝银铅锌矿床(刘家军等, 2010)和巴尔哲稀土矿床(牛贺才等, 2008)等大型矿产地; 中北段满洲里地区已发现乌奴格吐山铜钼矿床(秦克章等, 1999; 李诺等, 2007)、甲乌拉银铅锌矿床(翟德高等, 2010)、查干布拉克银铅锌矿床(武广等, 2010)、额仁陶勒盖银(锰)矿床(武广等, 2010)等大型矿床; 北部广大地区总体上大中型矿床发现较少, 在 20 世纪 50 年代发现了多宝山斑岩铜钼矿田,

其成矿时代为早古生代(刘军等, 2010; Liu Jun et al., 2012)。大兴安岭北部已发现的矿床规模及数量远不如南段, 长期以来, 该区一直以寻找热液脉型铅锌银矿床和浅成低温热液型金矿床为主, 但岔路口超大型钼矿床的发现, 表明该区具有很好的斑岩型钼矿成矿潜力。岔路口斑岩型钼矿床发现于 2005 年, 目前已探明钼金属量 134×10^4 t (332 + 333), 铅-锌金属量 37×10^4 t, 伴生银金属量 4200 t, 钼、铅和银的平均品位分别为: 0.09%、1.27% 和 10×10^{-6} (聂凤军等, 2011), 属超大型钼矿床, 是目前我国东北地区最大的钼矿床。

目前初步研究显示, 岔路口矿床的成矿岩体为花岗斑岩、石英斑岩及细粒花岗岩, 矿化带中见高硅蚀变核, 其特征矿物组合为辉钼矿-石英-钾长石-萤石-黄铁矿, 其矿床地质特征与 Climax 型钼矿床具有很大相似性。斑岩型矿床大多成群成带出现, 如我国东秦岭钼矿带和美国 Climax 钼矿带, 因此, 大兴安岭地区斑岩型钼矿成矿潜力巨大。目前该矿床的研究薄弱, 仅限于地质特征的描述, 如规模、矿化类型、矿体形态及产状等(吕克鹏等, 2010; 刘翼飞

注: 本文为云南驰宏资源勘查开发有限公司科研项目(编号 201107ZKJS-01)、中国地质调查局地质调查项目(编号 1212011085260)和国家自然科学基金项目(编号 41172081 和 41202058)共同资助的成果。

收稿日期: 2012-04-07; 改回日期: 2012-10-16; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 刘军, 男, 1983 年生。博士, 矿床学专业。通讯地址: 100037, 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。Email: junliu@yeah.net。

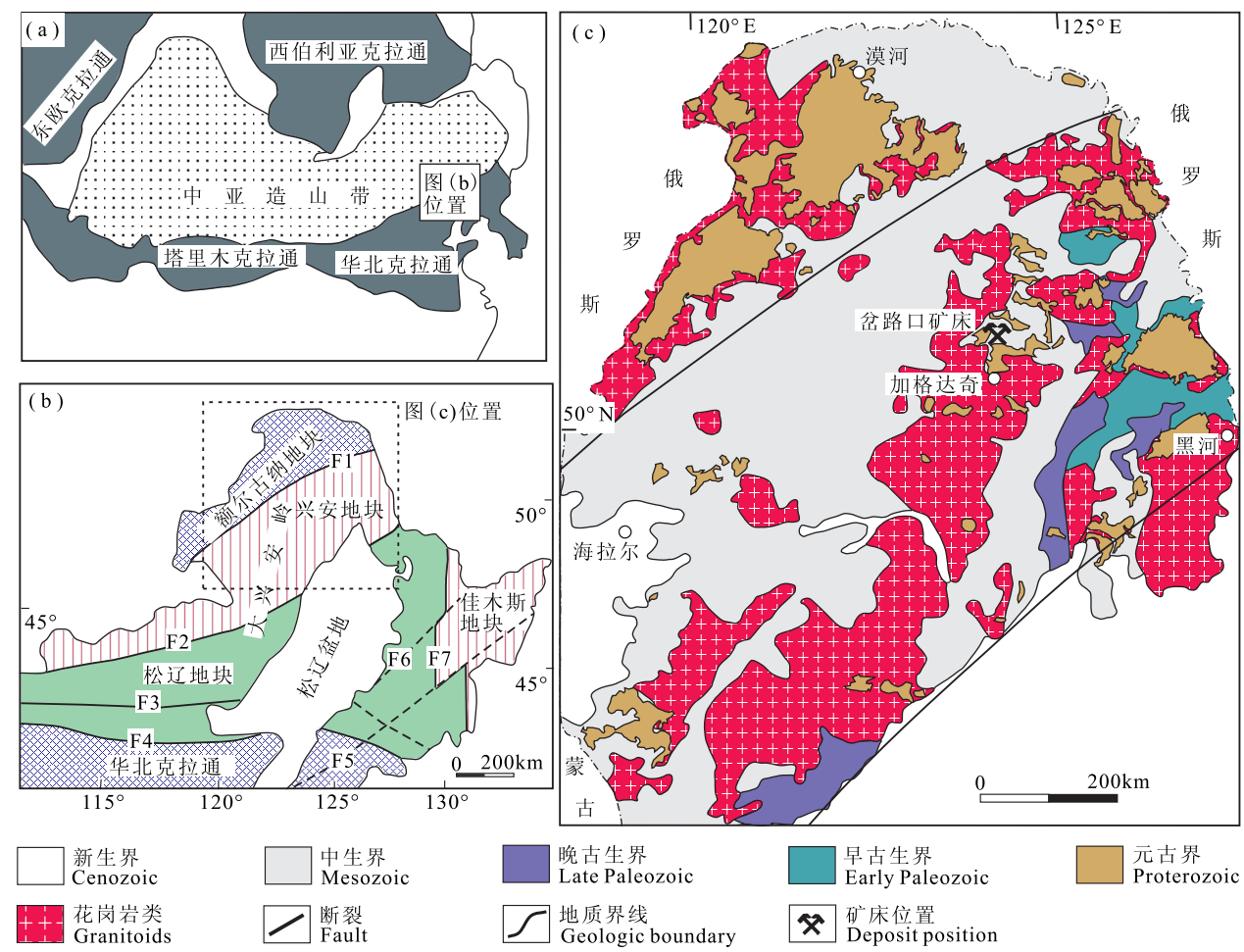


图 1 大兴安岭北段大地构造位置(图 1a 据 Xiao Wenjiao et al. , 2010 修改;图 1b 据 Zhang Jiheng et al. , 2010 修改)及区域地质简图(图 1c 据内蒙古自治区地质矿产局,1991;黑龙江省地质矿产局,1993[●]修改)

Fig.1 Geotectonic units (fig 1a after Xiao Wenjiao et al. , 2010; Fig 1b after Zhang Jiheng et al. , 2010) and sketch regional geological map (fig 1c after Inner Mongolia Autonomous Region Geology and Mineral Bureau, 1991; Heilongjiang Geology and Mineral Bureau, 1993[●]) of the northern Great Xing'an Range

F1—塔源-喜桂图断裂;F2—贺根山-黑河断裂;F3—西拉木伦-长春断裂;F4—赤峰-开原断裂;
F5—敦化-密山断裂;F6—依兰-伊通断裂;F7—佳木斯-牡丹江断裂
F1—Tayuan-Xiguitu Fault;F2—Hegenshan-Heihe Fault;F3—Xilamulun-Changchun Fault;F4—Chifeng-Kaiyuan Fault;
F5—Dunhua-Mishan Fault;F6—Yilan-Yitong Fault;F7—Jiamusi-Mudanjiang Fault

等,2011),并开展了少量同位素年代学工作(聂凤军等,2011)。岔路口钼矿化与区内中酸性杂岩体关系密切,然而对各期侵入岩及次火山岩-火山岩年龄的研究尚属空白。本文在对岔路口矿床的矿体与成矿斑岩、各类围岩之间相互关系观察分析的基础上,选取岔路口矿区内各期侵入岩和次火山岩样品进行了LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,结合现有矿化年龄数据,构建了岔路口矿床的成岩-成矿年代学格架,探讨了岔路口矿床成岩成矿机制及其地球动力学背景,目的是为该区的区域找矿工作提供理论支撑。

1 区域地质背景

位于西伯利亚克拉通和华北克拉通之间的兴蒙

造山带属于中亚造山带东段,由一系列微陆块拼合构成(Sengör et al. , 1993; 叶惠文等, 1994; Jahn et al. , 2000; Jahn, 2004; Li Jinyi, 2006; Wu Guang et al. , 2012)。兴蒙造山带与南部华北克拉通以赤峰-开原断裂为分界线,塔源-喜桂图断裂、贺根山-黑河断裂、佳木斯-牡丹江断裂将兴蒙造山带自北西至南东分割为额尔古纳地块、兴安地块、松辽地块和佳木斯地块(Wu Fuyuan et al. , 2007)(图 1b)。大兴安岭地区主要位于兴安地块和额尔古纳地块上,以出露大规模中生代花岗岩及火山岩而著称(Fan Weiming et al. , 2003; 葛文春等, 2005, 2007; Wang Fei et al. , 2006; Zhang Jiheng et al. , 2008),并以 N47°20'为界分为南北两段(赵国龙等,

1989)(图 1c)。

显生宙期间,我国东北地区经历了多阶段的微陆块碰撞,增生及拼贴过程(Sengör et al. , 1993),但是块体聚合的确切时间及方式仍存在很大争议(Zhang Jiheng et al. , 2010)。根据早奥陶世后碰撞花岗岩及沿塔源-喜桂图断裂分布的蛇绿岩套的研究,前人认为兴安地块在早古生代沿塔源-喜桂图断裂与额尔古纳地块发生碰撞拼贴作用(Yan Zhuyun et al. , 1989; Zhang Yunping et al. , 1989; 李瑞山, 1991; Ge Wenchun et al. , 2005),而松辽地块在晚泥盆—早石炭世沿贺根山-黑河断裂与上述联合块体拼贴(洪大卫等, 1994; 叶惠文等, 1994; Chen Bin et al. , 2000; Sun Deyou et al. , 2001; Wu Fuyuan et al. , 2002; 周长勇等, 2005)。晚古生代,区域内可能发生了大规模伸展作用(Tang Kedong, 1990)。中生代初期,佳木斯地块沿牡丹江断裂与兴蒙造山带内已经联合的块体拼合

(葛文春等,2005,2007)。

大兴安岭北部地区地层较发育,主要为构成前寒武纪结晶基底的古元古界兴华渡口群中深变质岩,新元古界佳疙瘩群浅变质岩系,古生界盖层寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系及二叠系碎屑岩和碳酸盐岩,中生界侏罗系、白垩系火山-碎屑岩系及含煤沉积建造(内蒙古自治区地质矿产局,1991; 黑龙江省地质矿产局,1993)。区内侵入岩主要为晚古生代和中生代,少量为早古生代。早古生代岩浆活动主要出现在漠河、塔河和嫩江县多宝山地区(Ge Wenchun et al. , 2005; Wu Guang et al. , 2005, 2012; Liu Jun et al. , 2012; 表尚虎等, 2012)。基性—超基性岩体主要为晚古生代,多沿块体拼接带发育。晚古生代和中生代发育大规模中酸性侵入岩,其中,多数中生代侵入岩与同期陆相火山岩组成了同源、同时、异相的火山-侵入杂岩(刘建明等,2004)。大兴安岭地区在早中生代以前主要受西

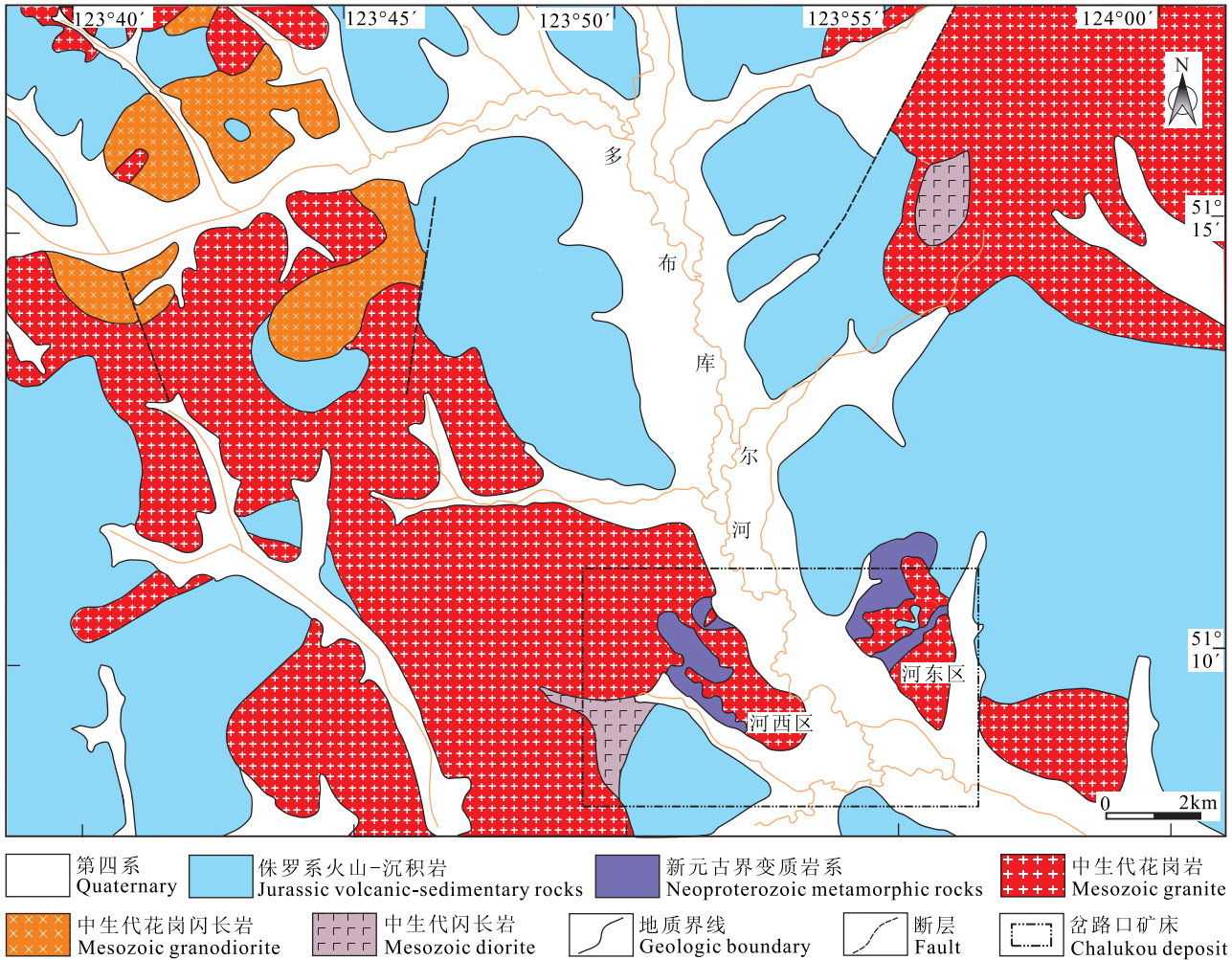


Fig. 2 Regional geological sketch map of the Chalukou deposit in northern Great Xing'an Range

伯利亚克拉通和华北克拉通的南北向挤压影响,沿两大古陆边缘形成一系列主要为东西向、次为北东向的褶皱带和深大断裂。中生代以后主要受太平洋板块向欧亚大陆东部自南东向北西的俯冲、消减作用影响,形成一系列北东—北北东向、东西向和北西向 3 组断裂构造并存的格子状断裂系统。

2 矿床地质

岔路口斑岩型钼矿床位于大兴安岭地区加格达奇北 80 km 的壮志林场(图 1c)。矿床以多布库河为界分为河东和河西两个勘探区(图 2)。其中河东区工作程度高,目前发现的钼矿(化)体主要集中在该区,河西区工作程度低,但亦具有较好的钼找矿潜力。

岔路口地区出露地层主要为新元古界倭勒根群大网子组变质岩和侏罗系火山-沉积岩(吕克鹏等, 2010;刘翼飞等,2011)。其中,新元古界变质岩主要

为片麻岩、混合岩、大理岩、变质砂岩及变质中基性火山岩,侏罗系火山-沉积岩主要为流纹岩、凝灰熔岩、安山岩和粗面岩,白垩系次火山岩主要为安山斑岩、流纹斑岩。区域内中酸性侵入岩较发育,主要有花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩等。区域上断裂构造发育,主要呈北东向,其次为北西、北东东及北北东向(图 2)。

矿区内主要出露新元古界大网子组变质岩和侏罗系火山-沉积岩。大网子组变质岩主要由变砂岩、硅质岩、板岩、千枚岩、大理岩及变质火山岩等构成。侏罗系火山-沉积岩主要为流纹岩、流纹质凝灰熔岩、英安岩、粗面岩和安山岩,为重要的赋矿围岩(刘翼飞等,2011)。白垩系次火山岩主要为安山斑岩、流纹斑岩,切穿早期斑岩体及钼矿体,无矿化现象。中酸性侵入岩较发育,岩石类型主要有二长花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩及闪长玢岩等。二长花岗岩主要呈岩基或岩株状分布于矿区深部及外围。花岗斑

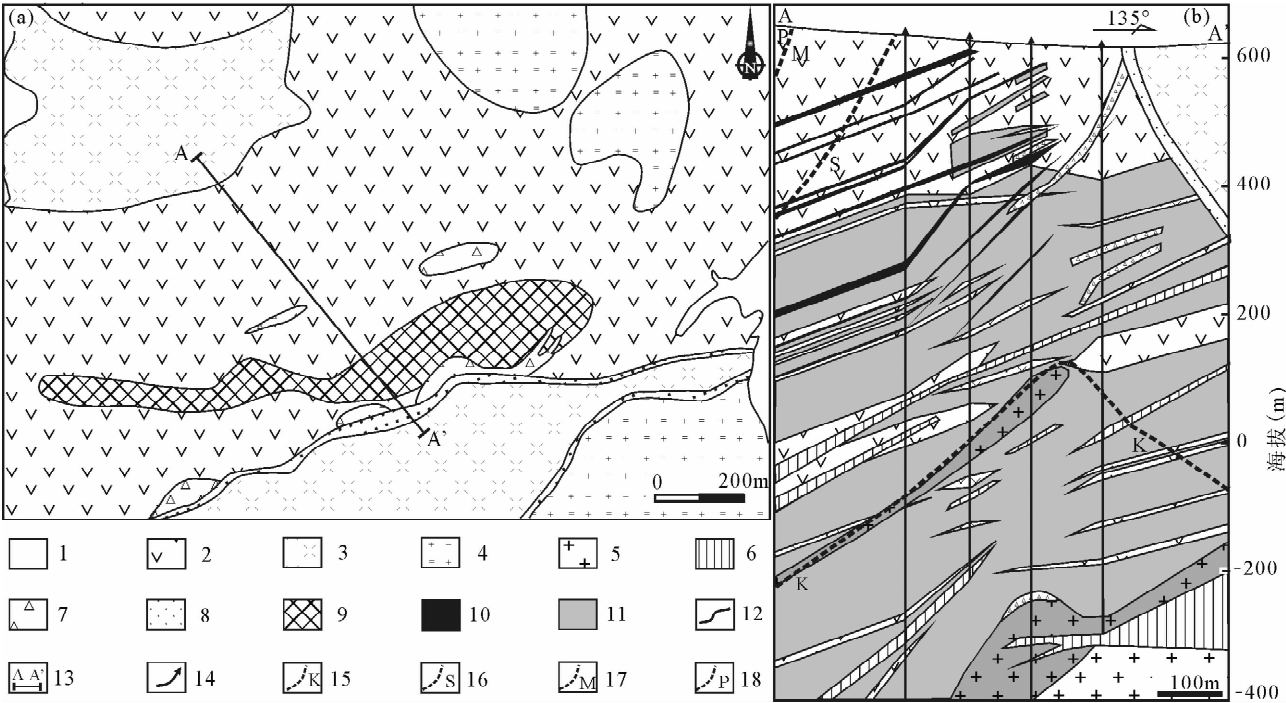


图 3 大兴安岭北部岔路口矿床地质简图(a)和 10 线剖面图(b)(据刘翼飞等,2011;聂凤军等,2011 修改)
Fig. 3 The simplified geologic map (a) and geological cross section along exploration line 10 of the Chalukou deposit in northern Great Xing'an Range (b) (after Liu Yifei et al. , 2011; Nie Fengjun et al. , 2011)
1—第四系;2—侏罗系火山-沉积岩;3—新元古界变质岩;4—侏罗纪二长花岗岩;5—晚侏罗世花岗斑岩;6—早白垩世闪长玢岩;7—隐爆角砾岩;8—构造破碎带;9—矿化带;10—铅锌矿体;11—钼矿体;12—地质界线;13—剖面线及编号;14—钻孔;15—钾硅化带;16—绢英岩化带;17—泥化带;18—青磐岩化带
1—Quaternary; 2—Jurassic volcanic-sedimentary rocks; 3—Neoproterozoic metamorphic rocks; 4—Jurassic monzogranite; 5—Late Jurassic granite porphyry; 6—Early Cretaceous diorite porphyry; 7—cryptoexplosive breccia; 8—structural fracture zone; 9—mineralized zone; 10—Pb-Zn orebody; 11—Mo orebody; 12—geologic boundary; 13—section line and NO. ; 14—drill hole; 15—potassic alteration zone; 16—sericitic alteration zone; 17—argillation zone; 18—propylitization zone

岩主要呈岩株状分布于深度 600 m 以下,上部产出脉状及岩枝状花岗斑岩。石英斑岩主要呈岩枝和岩脉状侵位于侏罗系火山-沉积岩中,主要分布深度在 400 m 以下,并与隐爆角砾岩相伴产出(图 3a,3b)。另外,矿区内还发育有规模不大的闪长玢岩脉,受后期构造的控制,部分侵位于早期花岗斑岩、石英斑岩及矿体之中(刘翼飞等,2011)。

矿区内构造以断裂为主,发育 NE 和 NW 向两组断裂,在两条断裂的交汇处,形成了火山-岩浆活动的中心,与此同时也形成了岔路口次火山穹隆构造,其长轴方向为北东向,长约 9 km,宽约 3 km(吕克鹏等,2010)。矿区内隐爆角砾岩较发育,主要呈岩筒状、透镜状或脉状分布于矿化带内及其两侧。角砾直径大多小于 10 cm,个别达到几十厘米,多为棱角状一次棱角状,其次为次圆状,角砾成分主要为花岗斑岩、石英斑岩、二长花岗岩等,胶结物主要为岩屑、热液硅质胶结物及金属硫化物等,金属硫化物可见辉钼矿、黄铁矿及黄铜矿等。

岔路口矿床发育两种类型的矿化,一为斑岩型钼矿化,二为热液脉型铅锌银矿化。钼矿体总体呈穹窿状产于花岗斑岩、石英斑岩、隐爆角砾岩和侏罗系火山-沉积岩中,矿体长大于 1800 m,宽 200 ~ 1000 m,延深大于 800 m,倾角为 $25^{\circ} \sim 60^{\circ}$,矿体厚度累计可达 600 m,主要为隐伏矿体,仅部分出露地表。矿体形态分为 3 种类型,即薄层状、厚层状和囊状。薄层状矿体呈薄层状和脉状,厚度介于几到几十米,矿体规模小、连续性差,钼品位为 $0.03\% \sim 0.08\%$,平均 0.06% ;厚层状矿体呈厚层状、板状或透镜状产出,矿体规模大、连续性较好,厚度介于几十至百余米,钼品位为 $0.06\% \sim 0.26\%$,平均 0.12% ;囊状矿体呈厚层状和囊状产出,厚度可达几十至数百米,矿体规模大、连续性好,钼品位为 $0.08\% \sim 0.53\%$,平均 0.18% 。铅锌银矿体主要呈脉状,主要分布于钼矿体上部,矿区内共圈出 20 余条矿脉,矿体走向 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$,倾向北西,倾角 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$,控制长度在 100 ~ 1700 m,厚 1.3 ~ 6.4 m。铅、锌、银的平均品位分别为 0.28% 、 0.99% 、 11×10^{-6} ,单个矿体铅、锌、银最高品位达 1.65% 、 3.75% 、 216×10^{-6} (图 3b)。岔路口钼矿床由矿化斑岩体向外围矿化分带明显,可见钼矿化带→含铅锌银钼矿化带→铅锌银矿化带的过渡分带特征及连续富厚钼矿体→高、低品位互层透镜状钼矿体→低品位薄层状钼矿体的矿体分布规律(吕克鹏等,2010;刘翼飞等,2011;聂凤军等,2011)。

矿石主要发育半自形粒状结构、他形粒状结构、叶片状结构,次为包含结构、交代结构、充填结构和文象结构。钼矿石主要有网脉状、细脉状、细脉浸染状、块状及角砾状构造,铅锌银矿石主要呈脉状、细脉状及块状产出。金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿,少量黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿和赤铁矿等。其中磁铁矿和赤铁矿见于钾硅化蚀变带或花岗斑岩中。脉石矿物主要为石英、钾长石和斜长石,其次为萤石、绢云母、方解石、高岭石、黑云母、绿泥石和绿帘石等。辉钼矿的赋存方式主要有 3 种:①呈鳞片状或薄膜状充填于花岗斑岩、石英斑岩、二长花岗岩、侏罗系火山-沉积岩和大网子组变质岩的裂隙中;②呈浸染状或薄膜状分布于石英脉中,并与黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等金属硫化物伴生;③呈星点状分布于角砾岩的胶结物中,并见黄铁矿、黄铜矿等。黄铁矿主要有 3 种产状:①呈中一粗粒、团块状或细脉状产于石英脉及蚀变花岗岩中,可见与少量辉钼矿、萤石共存;②呈中一细粒、半自形一自形粒状分布于各类蚀变岩石及石英脉中,与辉钼矿化及铅锌矿化关系密切;③呈细粒、稀疏浸染状零星分布于大网子组地层及侏罗系火山-沉积岩中。

矿区内围岩蚀变强烈,从斑岩体中心向外蚀变分带明显,依次为钾硅化带、绢英岩化带、泥化带和青磐岩化带,矿化带间无明显界限,呈过渡关系。蚀变类型主要有钾化、硅化、萤石化、绢云母化、碳酸盐化、高岭石化、蒙脱石化、绿泥石化、绿帘石化和硬石膏化等(吕克鹏等,2010;刘翼飞等,2011)。其中,钾化、硅化、萤石化与钼矿化关系密切,而萤石化、硅化和青磐岩化与铅锌银矿化具有密切联系。

根据矿物共生组合、矿石组构及脉体穿插关系等,将成矿过程初步划分为早、中、晚 3 个阶段:早阶段为钾长石+石英阶段,以钾长石+石英脉、钾长石+石英+辉钼矿脉、钾长石+石英+磁铁矿+赤铁矿脉、钾长石+磁铁矿+赤铁矿脉形式产出,脉体主要分布于矿区深部,辉钼矿呈稀疏浸染状或星点状分布于钾长石脉体中;中阶段为石英+辉钼矿阶段,见石英±萤石+辉钼矿脉、石英±萤石+辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿脉、石英+钾长石+辉钼矿脉,辉钼矿呈浸染状或薄膜状分布于石英脉中;晚阶段为石英+方铅矿+闪锌矿阶段,见石英±碳酸盐+方铅矿+闪锌矿脉、石英+萤石+方铅矿+闪锌矿脉、萤石+方铅矿+闪锌矿脉、石英+碳酸盐脉。

3 样品特征

本次共采集 7 件样品进行 LA-ICP-MS 锆石 U-

Pb 定年工作,其中细粒花岗岩(HX-9)采自河西区,其余样品均来自河东区。

二长花岗岩(样品 HD-243):采自 ZKHD1303 钻孔 1393 m 处。岩石呈花岗结构、中粒结构。主要矿物为斜长石(40%)、钾长石(35%)、石英(20%)及黑云母(5%)。斜长石呈半自形—自形板状,聚片双晶和卡式双晶发育,大小 0.6 ~ 5 mm,见绢云母和绿帘石化。钾长石呈半自形板状或他形粒状,大小 0.8 ~ 4 mm,见网格状双晶和条纹结构,部分晶体表面高岭石化。石英呈半自形—他形粒状,波状消光,见蠕虫结构,大小 0.6 ~ 4 mm。黑云母大多绿泥石化,析出铁质,大小 0.4 ~ 2 mm。副矿物见榍石、锆石和磁铁矿。

花岗斑岩(样品 HD-273):采自 ZKHD903 钻孔 861 m 处。岩石呈斑状结构。斑晶占 10%左右,主要矿物有斜长石(3%)、钾长石(5%)及石英(2%),大小在 0.4 ~ 3 mm 之间。斜长石呈半自形板状,聚片双晶发育,绢云母化。钾长石为半自形板状或他形粒状,具条纹结构,表面发育高岭石化。石英呈他形粒状。部分斑晶形成斑晶集合体。基质 90%左右,显微粒晶结构,由细粒状的钾长石、斜长石及石英等组成,粒径一般 < 0.2 mm。副矿物见锆石、榍石等。

石英斑岩(样品 HD-47):采自 ZKHD901 钻孔 1048 m 处。岩石呈斑状结构,基质为微晶结构。斑晶占 10%左右,矿物组成为石英(6%)、钾长石(3%)和斜长石(1%)。石英呈半自形—他形粒状,大小为 0.6 ~ 4 mm,见溶蚀结构。钾长石呈半自形板状,大小为 0.6 ~ 2 mm,晶体表面发育高岭石化。斜长石呈半自形板状,大小为 0.5 ~ 1.5 mm,聚片双晶发育,绢云母化强烈。基质占 90%左右,主要由微晶长石和石英组成。副矿物见榍石、磷灰石和锆石等。

细粒花岗岩(样品 HX-9):采自 ZKH5002 钻孔 280 m 处。岩石呈似斑状结构,主要矿物为石英(45%)、钾长石(40%)、斜长石(15%)。石英呈半自形—他形粒状,波状消光,粒径 0.6 ~ 1.5 mm。钾长石呈半自形—自形板状,见条纹结构和格子状双晶结构,粒径 0.5 ~ 2 mm,晶体表面发育高岭石化。斜长石呈半自形板状,发育聚片双晶,粒径 0.4 ~ 1 mm。黑云母呈半自形片状,表面析出铁质,粒径 0.2 ~ 0.5 mm。副矿物见榍石、锆石等。

流纹斑岩(样品 HD-105):采自 ZKHD1803 钻孔 593 m 处。流纹斑岩脉切穿斑岩体及钼矿体,岩

石呈斑状结构,斑晶占 5%左右,主要由斜长石(1%)、钾长石(2%)及石英(2%)组成,粒径为 0.3 ~ 2.6 mm。斜长石呈半自形板状,具隐约聚片双晶及环带结构,见绢云母化。钾长石呈半自形板状,具格子状双晶。石英呈他形或被熔成不规则粒状。基质占 95%左右,由隐晶质长英质矿物组成。

闪长玢岩(样品 HD-212):采自 ZKHD1406 钻孔 1467 m 处。闪长玢岩脉切穿斑岩体,岩石呈斑状结构,斑晶占 20%左右,主要为斜长石(15%)、角闪石(3%)和黑云母(2%)。斜长石呈半自形—自形板状,大小 1 ~ 10 mm,见绢云母化及硅化现象。角闪石呈短柱状,大小 1 ~ 6 mm。黑云母呈半自形—他形片状,大小 1 ~ 5 mm。基质的矿物组成与斑晶相同,颗粒大小为 0.1 ~ 0.6 mm。副矿物见锆石、榍石。

安山斑岩(样品 HC-15):采自 ZKHD1083 钻孔 903 m 处。安山斑岩脉切穿斑岩体及钼矿体,岩石具斑状结构,斑晶占 15%左右,主要由斜长石(10%)、角闪石(2%)和黑云母(3%)组成。斜长石呈半自形—自形板状,聚片双晶和简单双晶发育,大小 0.6 ~ 3 mm,部分见绢云母化和硅化现象。角闪石呈短柱状,见暗化边,少量角闪石中心被石英、绿泥石及绿帘石交代,呈假象产出,大小 0.3 ~ 2 mm。黑云母呈片状,大小 0.3 ~ 2 mm,部分被绿泥石、绿帘石等交代,并有铁质析出。基质中斜长石呈针柱状微晶定向排列,形成交织结构,在斜长石微晶间隙中有少量绢云母、绿泥石和铁质分布。副矿物见锆石、磁铁矿等。

4 测试方法

将采集的样品破碎,按重力和磁选方法分选,最后在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石。将分选好的锆石用环氧树脂制靶、打磨和抛光。锆石的阴极发光(CL)图像在北京锆年领航科技有限公司完成,仪器为日本 JEOL 公司生产的 JSM6510 型扫描电子显微镜。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成,采用美国 Resonetics 公司生产的 RESolution M-50 激光剥蚀系统和 Agilent 7500a 型的 ICP-MS 联机,并带有一个独特的可以减少样品分馏的双室(two-volume cell)样品室和一个平滑激光剥蚀脉冲的 Squid 系统。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气,用美国国家标准技术研

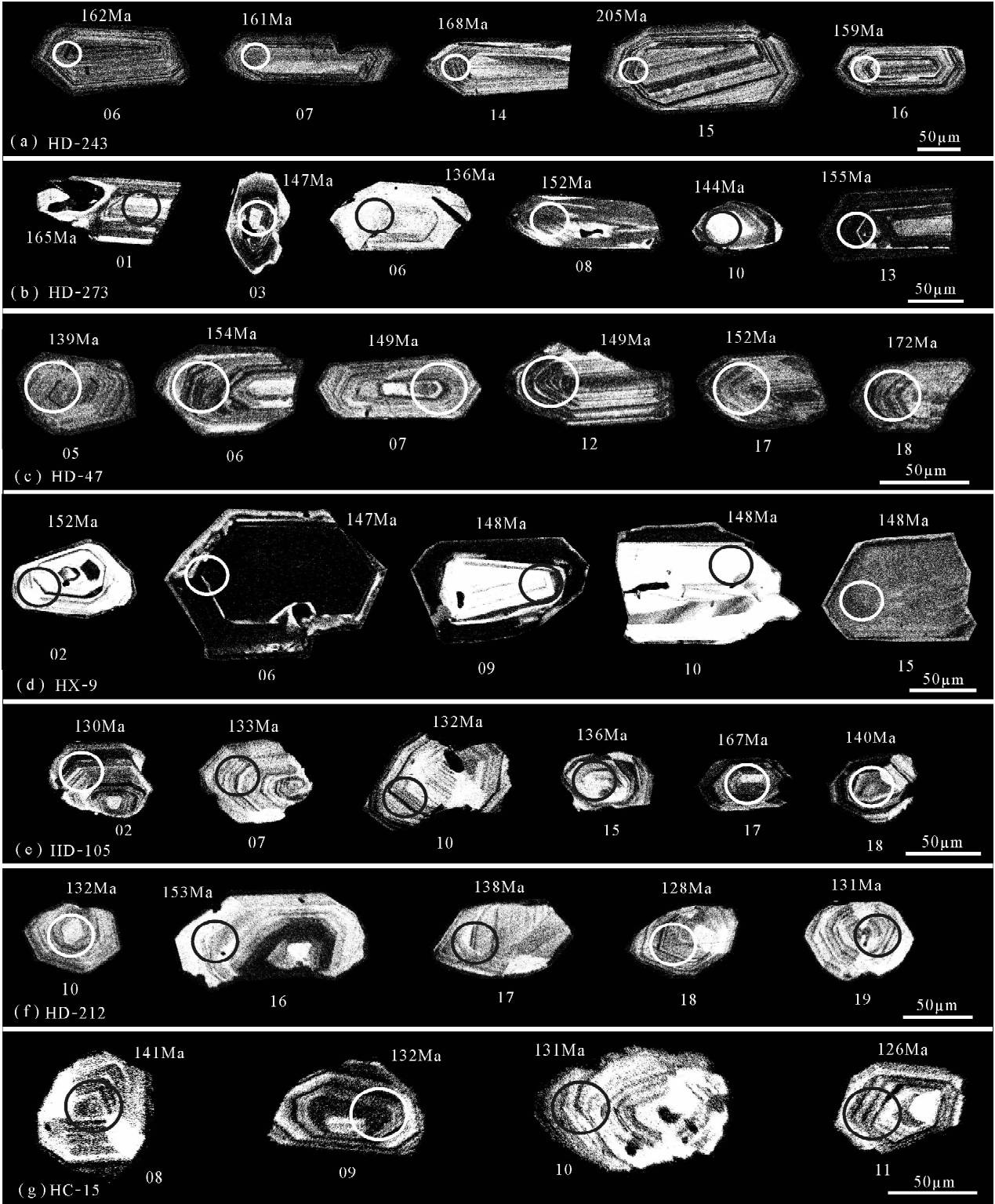


图 4 大兴安岭北部岔路口矿床各类侵入岩及次火山岩锆石代表性 CL 图像

Fig. 4 Representative cathodoluminescence (CL) images of zircons from the different intrusions and subvolcanic rock with analytical numbers of the Chalukou deposit in northern Great Xing'an Range
(a)—二长花岗岩;(b)—花岗斑岩;(c)—石英斑岩;(d)—细粒花岗岩;(e)—流纹斑岩;(f)—闪长玢岩;(g)—安山斑岩
(a)—Monzogranite;(b)—granite porphyry;(c)—quartz porphyry;(d)—fine grained granite;(e)—rhyolite porphyry;
(f)—diorite porphyry;(g)—andesite porphyry

究院人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 (Pearce et al., 1997) 进行仪器最佳化校正,使仪器达到最佳的灵敏度、最小的氧化物产率($\text{CeO/Ce} < 3\%$)和最低的背景值。本次实验采用标准锆石 TEMORA (Black et al., 2003) 作为测年外标,所测元素激光斑束直径主要采用 $31\ \mu\text{m}$, 频率为 $8\ \text{Hz}$ 。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见涂湘林等 (2011)。数据处理使用中国地质大学刘勇胜博士编写的软件 ICPMSDataCal 6.7 来进行校正 (Liu Yongsheng et al., 2008)。由于文中测试样品均形成于中生代,故采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄代表岩石形成年龄。年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot (ver 3.0) 程序。

5 定年结果

5.1 二长花岗岩(样品 HD-243)

锆石基本为自形晶,大多呈长柱状,少量为短柱状,粒径集中在 $100 \sim 250\ \mu\text{m}$,大部分无色透明,部分锆石呈黄褐色。阴极发光图像显示,锆石具清楚的生长韵律环带(图 4a)。锆石的 Th/U 比值介于 $0.43 \sim 0.98$ 之间,平均值为 0.64 ,大于 0.1 ; Th 含量介于 $41.4 \times 10^{-6} \sim 494.1 \times 10^{-6}$,平均值为 228.9×10^{-6} ; U 含量介于 $68.3 \times 10^{-6} \sim 736.2 \times 10^{-6}$,平均值为 364.1×10^{-6} (表 1)。据此认为这些锆石为岩浆成因锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5a),20 颗锆石的 20 个分析点中,19 个分析点落在谐和线上及其附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $162 \pm 1.6\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD}=0.37$)。另有 1 颗锆石的谐和年龄为 $205 \pm 7.6\ \text{Ma}$ (点 HD-243.15),应为捕获的早期岩浆锆石。

5.2 花岗斑岩(样品 HD-273)

锆石大多呈长柱状,少量为短柱状,部分锆石边缘呈港湾状或浑圆状,粒径集中在 $100 \sim 150\ \mu\text{m}$,无色或黄褐色。阴极发光图像显示,锆石大多具清楚的生长韵律环带,部分锆石的 CL 图像较暗或较亮(图 4b)。16 颗锆石的 16 个分析点中,剔除 3 个明显不谐和的分析点 (HD-273.09、HD-273.15 和 HD-273.16),剩余 13 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.67 \sim 1.39$,平均值为 1.0 ,大于 0.1 ; Th 含量介于 $18.2 \times 10^{-6} \sim 496.5 \times 10^{-6}$,平均值为 214.5×10^{-6} ; U 含量介于 $24.4 \times 10^{-6} \sim 400.2 \times 10^{-6}$,平均值为 191.6×10^{-6} (表 1)。据此认为锆石为岩浆成因。其中 2 颗锆石的谐和年龄分别为 $165 \pm 7.1\ \text{Ma}$ 和 $174 \pm 9.9\ \text{Ma}$ (点 HD-273.01 和 HD-273.12),应

为捕获的早期岩浆锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5b),11 个分析点落在谐和线上及其附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $149 \pm 4.6\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD}=3.1$)。

5.3 石英斑岩(样品 HD-47)

锆石大多呈短柱状,部分为长柱状,部分锆石较破碎,粒径为 $50 \sim 100\ \mu\text{m}$,无色透明或浅黄褐色。阴极发光图像显示,锆石具清楚的生长韵律环带(图 4c)。20 颗锆石的 20 个分析点中,剔除 1 个明显不谐和的分析点 (HD-47.18),剩余 19 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.49 \sim 1.61$,平均值为 1.1 ,大于 0.1 ; Th 含量介于 $71.0 \times 10^{-6} \sim 527.2 \times 10^{-6}$,平均值为 294.7×10^{-6} ; U 含量介于 $84.5 \times 10^{-6} \sim 468.1 \times 10^{-6}$,平均值为 268.8×10^{-6} (表 1)。据此认为锆石为岩浆成因锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5c),19 个分析点落在谐和线上及其附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $148 \pm 1.6\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD}=0.85$)。

5.4 细粒花岗岩(样品 HX-9)

锆石大多呈短柱状,部分为长柱状,粒径集中在 $50 \sim 150\ \mu\text{m}$,大部分呈黄褐色,少量无色透明。阴极发光图像显示,大多数 CL 图像较暗,个别见清楚的生长韵律环带(图 4d)。锆石的 Th/U 比值介于 $0.60 \sim 1.24$,平均值为 0.9 ,大于 0.1 ; Th 含量介于 $89.5 \times 10^{-6} \sim 4009.3 \times 10^{-6}$,平均值为 1943.7×10^{-6} ; U 含量介于 $139.1 \times 10^{-6} \sim 4057.8 \times 10^{-6}$,平均值为 2197.7×10^{-6} (表 1)。据此认为锆石为岩浆成因。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5d),20 颗锆石的 20 个分析点落在谐和线上及其附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $148 \pm 1.2\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD}=0.85$)。

5.5 流纹斑岩(样品 HD-105)

锆石晶体形态较好,呈长柱状或短柱状,粒径大多为 $50 \sim 100\ \mu\text{m}$,无色。阴极发光图像显示,多数具清楚的生长韵律环带(图 4e)。20 颗锆石的 20 个分析点中,剔除 4 个明显不谐和的点 (HD-105.09、HD-105.11、HD-105.13 和 HD-105.17),剩余 16 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.70 \sim 1.32$,平均值为 1.0 ,大于 0.1 ; U 和 Th 含量变化大,分别介于 $83.0 \times 10^{-6} \sim 499.0 \times 10^{-6}$ 和 $69.5 \times 10^{-6} \sim 628.5 \times 10^{-6}$,平均值分别为 166.5×10^{-6} 和 175.4×10^{-6} (表 1)。属于岩浆成因锆石。其中 1 颗锆石的谐和年龄为 $162 \pm 6.8\ \text{Ma}$ (点 HD-105.12),应为捕获的早期岩浆锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上

表 1 大兴安岭北部岔路口矿床中酸性侵入岩及次火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of the intermediate-acid intrusions and subvolcanic rocks from the Chalukou deposit of the northern Great Xing'an Range

样品号及 分析点号	含量 ($\times 10^{-6}$)			Th/U	同位素比值 $\pm 1\sigma$			年龄 (Ma) $\pm 1\sigma$			谐和性 (%)
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	
HD-243.01	18.0	342.2	563.5	0.61	0.04911 $\pm$ 0.00220	0.17534 $\pm$ 0.00769	0.02588 $\pm$ 0.00052	154 $\pm$ 99.1	164 $\pm$ 6.6	165 $\pm$ 3.3	99
HD-243.02	13.3	269.2	417.6	0.64	0.04899 $\pm$ 0.00282	0.17077 $\pm$ 0.00920	0.02524 $\pm$ 0.00054	146 $\pm$ 135.2	160 $\pm$ 8.0	161 $\pm$ 3.4	99
HD-243.03	10.4	248.5	332.4	0.75	0.04681 $\pm$ 0.00352	0.16232 $\pm$ 0.01190	0.02502 $\pm$ 0.00048	39 $\pm$ 170.3	153 $\pm$ 10.4	159 $\pm$ 3.0	95
HD-243.04	13.6	379.7	387.2	0.98	0.04394 $\pm$ 0.00274	0.16008 $\pm$ 0.00996	0.02606 $\pm$ 0.00058	—	151 $\pm$ 8.7	166 $\pm$ 3.6	90
HD-243.05	3.7	107.8	115.0	0.94	0.04776 $\pm$ 0.00441	0.17406 $\pm$ 0.01662	0.02556 $\pm$ 0.00090	87 $\pm$ 212.9	163 $\pm$ 14.4	163 $\pm$ 5.7	99
HD-243.06	22.9	494.1	736.2	0.67	0.04519 $\pm$ 0.00242	0.16231 $\pm$ 0.00913	0.02550 $\pm$ 0.00056	—	153 $\pm$ 8.0	162 $\pm$ 3.5	93
HD-243.07	10.7	196.2	351.2	0.56	0.04610 $\pm$ 0.00325	0.16092 $\pm$ 0.01135	0.02522 $\pm$ 0.00055	400 235.2	152 $\pm$ 9.9	161 $\pm$ 3.5	94
HD-243.08	9.1	162.3	303.1	0.54	0.04441 $\pm$ 0.00277	0.15653 $\pm$ 0.00964	0.02548 $\pm$ 0.00055	—	148 $\pm$ 8.5	162 $\pm$ 3.5	90
HD-243.09	12.1	263.9	383.5	0.69	0.04610 $\pm$ 0.00301	0.16387 $\pm$ 0.01059	0.02578 $\pm$ 0.00052	400 246.3	154 $\pm$ 9.2	164 $\pm$ 3.2	93
HD-243.10	7.0	99.9	234.5	0.43	0.05013 $\pm$ 0.00294	0.17412 $\pm$ 0.00992	0.02563 $\pm$ 0.00068	211 $\pm$ 137.0	163 $\pm$ 8.6	163 $\pm$ 4.3	99
HD-243.11	9.7	171.1	321.3	0.53	0.04950 $\pm$ 0.00261	0.17024 $\pm$ 0.00804	0.02521 $\pm$ 0.00052	172 $\pm$ 128.7	160 $\pm$ 7.0	161 $\pm$ 3.3	99
HD-243.12	10.4	199.4	339.2	0.59	0.04908 $\pm$ 0.00258	0.16947 $\pm$ 0.00884	0.02508 $\pm$ 0.00047	150 $\pm$ 150.0	159 $\pm$ 7.7	160 $\pm$ 3.0	99
HD-243.13	10.3	186.7	348.1	0.54	0.04808 $\pm$ 0.00214	0.16755 $\pm$ 0.00789	0.02512 $\pm$ 0.00050	102 $\pm$ 103.7	157 $\pm$ 6.9	160 $\pm$ 3.1	98
HD-243.14	2.1	41.4	68.3	0.61	0.05062 $\pm$ 0.00478	0.17975 $\pm$ 0.01805	0.02640 $\pm$ 0.00121	233 $\pm$ 194.4	168 $\pm$ 15.5	168 $\pm$ 7.6	99
HD-243.15	14.4	217.4	398.6	0.55	0.05021 $\pm$ 0.00242	0.22431 $\pm$ 0.01303	0.03224 $\pm$ 0.00122	211 $\pm$ 117.6	206 $\pm$ 10.8	205 $\pm$ 7.6	99
HD-243.16	10.5	289.0	315.8	0.92	0.04949 $\pm$ 0.00304	0.16876 $\pm$ 0.00913	0.02503 $\pm$ 0.00052	172 $\pm$ 144.4	158 $\pm$ 7.9	159 $\pm$ 3.3	99
HD-243.17	13.4	234.3	440.7	0.53	0.04951 $\pm$ 0.00232	0.17716 $\pm$ 0.00812	0.02577 $\pm$ 0.00051	172 $\pm$ 111.1	166 $\pm$ 7.0	164 $\pm$ 3.2	99
HD-243.18	15.3	253.9	516.4	0.49	0.04919 $\pm$ 0.00213	0.17256 $\pm$ 0.00760	0.02519 $\pm$ 0.00050	167 $\pm$ 100.0	162 $\pm$ 6.6	160 $\pm$ 3.1	99
HD-243.19	12.5	243.5	407.2	0.60	0.04785 $\pm$ 0.00271	0.17088 $\pm$ 0.01009	0.02551 $\pm$ 0.00051	100 $\pm$ 120.4	160 $\pm$ 8.7	162 $\pm$ 3.2	98
HD-243.20	9.0	178.3	301.6	0.59	0.05020 $\pm$ 0.00331	0.17270 $\pm$ 0.01064	0.02522 $\pm$ 0.00068	211 $\pm$ 153.7	162 $\pm$ 9.2	161 $\pm$ 4.3	99
HD-273.01	3.7	126.3	96.0	1.32	0.06202 $\pm$ 0.00869	0.21353 $\pm$ 0.02955	0.02586 $\pm$ 0.00112	676 $\pm$ 303.7	197 $\pm$ 24.7	165 $\pm$ 7.1	82
HD-273.02	2.8	78.3	87.6	0.89	0.05010 $\pm$ 0.00521	0.15988 $\pm$ 0.01674	0.02371 $\pm$ 0.00086	198 $\pm$ 235.2	151 $\pm$ 14.7	151 $\pm$ 5.4	99
HD-273.03	7.3	218.9	248.9	0.88	0.04944 $\pm$ 0.00378	0.15692 $\pm$ 0.01175	0.02299 $\pm$ 0.00051	169 $\pm$ 170.3	148 $\pm$ 10.3	147 $\pm$ 3.2	99
HD-273.04	5.8	170.5	194.3	0.88	0.04995 $\pm$ 0.00402	0.16253 $\pm$ 0.01370	0.02368 $\pm$ 0.00060	191 $\pm$ 177.8	153 $\pm$ 12.0	151 $\pm$ 3.8	98
HD-273.05	3.7	118.4	120.2	0.99	0.05097 $\pm$ 0.00505	0.16077 $\pm$ 0.01463	0.02415 $\pm$ 0.00080	239 $\pm$ 214.8	151 $\pm$ 12.8	154 $\pm$ 5.0	98
HD-273.06	18.4	637.4	616.6	1.03	0.05240 $\pm$ 0.00288	0.15393 $\pm$ 0.00832	0.02124 $\pm$ 0.00049	302 $\pm$ 130.5	145 $\pm$ 7.3	136 $\pm$ 3.1	92
HD-273.07	8.8	342.5	246.1	1.39	0.04988 $\pm$ 0.00434	0.16492 $\pm$ 0.01353	0.02448 $\pm$ 0.00081	191 $\pm$ 198.1	155 $\pm$ 11.8	156 $\pm$ 5.1	99
HD-273.08	2.1	75.9	67.1	1.13	0.04742 $\pm$ 0.00693	0.15906 $\pm$ 0.02422	0.02388 $\pm$ 0.00112	78 $\pm$ 309.2	150 $\pm$ 21.2	152 $\pm$ 7.0	98
HD-273.09	12.6	289.7	226.8	1.28	0.26646 $\pm$ 0.04796	1.05810 $\pm$ 0.15628	0.02705 $\pm$ 0.00096	3287 $\pm$ 286.7	733 $\pm$ 77.2	172 $\pm$ 6.0	—24
HD-273.10	8.6	394.7	259.7	1.52	0.04993 $\pm$ 0.00393	0.15166 $\pm$ 0.01040	0.02265 $\pm$ 0.00071	191 $\pm$ 174.1	143 $\pm$ 9.2	144 $\pm$ 4.4	99
HD-273.11	10.1	344.6	303.0	1.14	0.04926 $\pm$ 0.00387	0.16492 $\pm$ 0.01214	0.02439 $\pm$ 0.00054	167 $\pm$ 177.8	155 $\pm$ 10.6	155 $\pm$ 3.4	99
HD-273.12	0.7	18.2	24.4	0.75	0.05958 $\pm$ 0.01786	0.18662 $\pm$ 0.04983	0.02728 $\pm$ 0.00158	587 $\pm$ 545.4	174 $\pm$ 42.7	174 $\pm$ 9.9	99
HD-273.13	13.9	574.0	400.2	1.43	0.05914 $\pm$ 0.00416	0.19496 $\pm$ 0.01249	0.02432 $\pm$ 0.00057	572 $\pm$ 154.5	181 $\pm$ 10.6	155 $\pm$ 3.6	84
HD-273.14	14.4	496.5	450.9	1.10	0.04949 $\pm$ 0.00303	0.16101 $\pm$ 0.00893	0.02377 $\pm$ 0.00052	172 $\pm$ 144.4	152 $\pm$ 7.8	152 $\pm$ 3.3	99

续表 1

样品号及 分析点号	含量 (×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值±1σ			年龄 (Ma) ±1σ			谐和性 (%)
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	
HD-273. 15	15. 2	275. 1	291. 4	0. 94	0. 24086±0. 02510	0. 95136±0. 10119	0. 02686±0. 00086	3126±166. 7	679±52. 7	171±5. 4	—20
HD-273. 16	5. 8	114. 2	171. 2	0. 67	0. 12149±0. 01239	0. 36747±0. 03227	0. 02298±0. 00087	1989±182. 7	318±24. 0	146±5. 5	26
HD-47. 01	6. 7	162. 4	223. 9	0. 73	0. 05156±0. 00376	0. 16443±0. 01017	0. 02447±0. 00080	265±166. 6	155±8. 9	156±5. 0	99
HD-47. 02	2. 6	71. 0	84. 5	0. 84	0. 05282±0. 00663	0. 16786±0. 02159	0. 02370±0. 00088	320±288. 9	158±18. 8	151±5. 5	95
HD-47. 03	9. 9	174. 1	352. 4	0. 49	0. 05854±0. 00447	0. 19176±0. 01611	0. 02350±0. 00048	550±168. 5	178±13. 7	150±3. 0	82
HD-47. 04	7. 6	242. 9	246. 9	0. 98	0. 04866±0. 00263	0. 15798±0. 00917	0. 02344±0. 00054	132±122. 2	149±8. 0	149±3. 4	99
HD-47. 05	10. 3	505. 9	313. 8	1. 61	0. 04994±0. 00320	0. 15026±0. 00954	0. 02176±0. 00051	191±154. 6	142±8. 4	139±3. 2	97
HD-47. 06	14. 9	474. 1	468. 1	1. 01	0. 04788±0. 00219	0. 16044±0. 00745	0. 02418±0. 00043	100±98. 1	151±6. 5	154±2. 7	98
HD-47. 07	6. 8	189. 8	229. 1	0. 83	0. 04890±0. 00317	0. 15654±0. 00970	0. 02335±0. 00054	143±144. 4	148±8. 5	149±3. 4	99
HD-47. 08	8. 5	310. 8	259. 5	1. 20	0. 04954±0. 00374	0. 16396±0. 01176	0. 02440±0. 00071	172±166. 6	154±10. 3	155±4. 4	99
HD-47. 09	6. 9	234. 7	217. 1	1. 08	0. 05088±0. 00458	0. 15703±0. 01239	0. 02306±0. 00063	235±209. 2	148±10. 9	147±4. 0	99
HD-47. 10	9. 0	358. 1	263. 1	1. 36	0. 05814±0. 00435	0. 18966±0. 01372	0. 02370±0. 00061	600±169. 4	176±11. 7	151±3. 8	84
HD-47. 11	10. 6	461. 5	324. 1	1. 42	0. 04826±0. 00297	0. 15495±0. 00944	0. 02316±0. 00052	122±127. 8	146±8. 3	148±3. 3	99
HD-47. 12	5. 5	174. 6	170. 0	1. 03	0. 07000±0. 00576	0. 23177±0. 02227	0. 02334±0. 00071	928±169. 3	212±18. 4	149±4. 5	65
HD-47. 13	12. 5	527. 2	376. 3	1. 40	0. 04882±0. 00374	0. 15788±0. 01118	0. 02334±0. 00060	139±170. 3	149±9. 8	149±3. 8	99
HD-47. 14	9. 0	354. 9	271. 0	1. 31	0. 04905±0. 00327	0. 15627±0. 00961	0. 02326±0. 00054	150±148. 1	147±8. 4	148±3. 4	99
HD-47. 15	5. 8	163. 1	197. 5	0. 83	0. 04987±0. 00353	0. 15752±0. 01000	0. 02319±0. 00066	191±164. 8	149±8. 8	148±4. 1	99
HD-47. 16	10. 0	300. 7	319. 7	0. 94	0. 05239±0. 00377	0. 17356±0. 01290	0. 02369±0. 00051	302±164. 8	163±11. 2	151±3. 2	92
HD-47. 17	7. 7	284. 4	241. 3	1. 18	0. 04848±0. 00345	0. 15971±0. 01176	0. 02391±0. 00060	124±159. 2	150±10. 3	152±3. 8	98
HD-47. 18	10. 1	204. 9	228. 4	0. 90	0. 14246±0. 01262	0. 55586±0. 05881	0. 02698±0. 00074	2257±153. 4	449±38. 4	172±4. 6	10
HD-47. 19	10. 5	407. 1	305. 2	1. 33	0. 05340±0. 00502	0. 17832±0. 01674	0. 02425±0. 00056	346±214. 8	167±14. 4	155±3. 5	92
HD-47. 20	7. 1	201. 4	243. 2	0. 83	0. 04881±0. 00424	0. 15969±0. 01399	0. 02366±0. 00060	139±192. 6	150±12. 3	151±3. 8	99
HX±9. 01	66. 6	1838. 9	2403. 2	0. 77	0. 04501±0. 00188	0. 14483±0. 00607	0. 02298±0. 00045	—	137±5. 4	147±2. 8	93
HX±9. 02	12. 3	383. 9	404. 3	0. 95	0. 04962±0. 00332	0. 16291±0. 01051	0. 02382±0. 00059	176±157. 4	153±9. 2	152±3. 7	99
HX±9. 03	68. 7	2200. 4	2330. 2	0. 94	0. 04637±0. 00188	0. 15046±0. 00609	0. 02319±0. 00038	17±105. 5	142±5. 4	148±2. 4	96
HX±9. 04	83. 5	2597. 3	2877. 7	0. 90	0. 04683±0. 00182	0. 15038±0. 00574	0. 02296±0. 00036	39±92. 6	142±5. 1	146±2. 2	97
HX±9. 05	119. 3	3523. 9	4057. 8	0. 87	0. 04786±0. 00199	0. 15242±0. 00589	0. 02280±0. 00032	100±87. 0	144±5. 2	145±2. 0	99
HX±9. 06	102. 4	4009. 3	3231. 7	1. 24	0. 05102±0. 00212	0. 16541±0. 00743	0. 02299±0. 00044	243±100. 9	155±6. 5	147±2. 8	94
HX±9. 07	81. 0	2282. 6	2718. 9	0. 84	0. 04817±0. 00187	0. 16187±0. 00611	0. 02401±0. 00043	109±92. 6	152±5. 3	153±2. 7	99
HX±9. 08	62. 5	1937. 7	2129. 8	0. 91	0. 04554±0. 00183	0. 15248±0. 00627	0. 02376±0. 00042	—	144±5. 5	151±2. 6	95
HX±9. 09	9. 7	237. 6	367. 1	0. 65	0. 04880±0. 00330	0. 15503±0. 00970	0. 02317±0. 00067	200±100. 0	146±8. 5	148±4. 2	99
HX±9. 10	3. 7	89. 5	139. 1	0. 64	0. 05125±0. 00508	0. 15723±0. 01495	0. 02328±0. 00081	254±229. 6	148±13. 1	148±5. 1	99
HX±9. 11	73. 6	2198. 1	2544. 1	0. 86	0. 05257±0. 00266	0. 17383±0. 00880	0. 02353±0. 00046	309±114. 8	163±7. 6	150±2. 9	91
HX±9. 12	75. 9	2168. 3	2554. 3	0. 85	0. 04834±0. 00208	0. 16386±0. 00718	0. 02401±0. 00048	122±101. 8	154±6. 3	153±3. 0	99
HX±9. 13	70. 5	2091. 5	2506. 6	0. 83	0. 04946±0. 00216	0. 16056±0. 00671	0. 02304±0. 00041	169±134. 2	151±5. 9	147±2. 6	97

续表 1

样品号及 分析点号	含量 (×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值±1σ			年龄 (Ma) ±1σ			谐和性 (%)
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	
HX±9. 14	74. 1	2399. 9	2543. 1	0. 94	0. 05078±0. 00247	0. 16873±0. 00769	0. 02367±0. 00048	232±108. 3	158±6. 7	151±3. 0	95
HX±9. 15	50. 1	1254. 6	1812. 0	0. 69	0. 04764±0. 00260	0. 15511±0. 00788	0. 02318±0. 00046	83±122. 2	146±6. 9	148±2. 9	99
HX±9. 16	43. 6	1236. 9	1587. 9	0. 78	0. 05037±0. 00281	0. 16089±0. 00857	0. 02273±0. 00047	213±134. 2	152±7. 5	145±2. 9	95
HX±9. 17	64. 2	1853. 4	2217. 4	0. 84	0. 05050±0. 00238	0. 16362±0. 00758	0. 02307±0. 00046	217±109. 2	154±6. 6	147±2. 9	95
HX±9. 18	73. 5	2576. 4	2502. 4	1. 03	0. 04593±0. 00193	0. 14728±0. 00605	0. 02290±0. 00044	—	140±5. 4	146±2. 8	95
HX±9. 19	86. 4	2703. 0	2882. 9	0. 94	0. 04731±0. 00194	0. 15721±0. 00682	0. 02362±0. 00042	65±101. 8	148±6. 0	151±2. 7	98
HX±9. 20	58. 2	1290. 5	2142. 6	0. 60	0. 04806±0. 00212	0. 15335±0. 00659	0. 02290±0. 00045	102±109. 2	145±5. 8	146±2. 9	99
HD-105. 01	5. 6	226. 1	192. 1	1. 18	0. 04849±0. 00426	0. 14617±0. 01336	0. 02196±0. 00066	124±192. 6	139±11. 8	140±4. 2	98
HD-105. 02	6. 4	259. 3	239. 7	1. 08	0. 04830±0. 00377	0. 13545±0. 01044	0. 02031±0. 00057	122±164. 8	129±9. 3	130±3. 6	99
HD-105. 03	5. 3	190. 3	189. 8	1. 00	0. 05050±0. 00585	0. 13676±0. 01407	0. 02045±0. 00055	217±248. 1	130±12. 6	131±3. 5	99
HD-105. 04	4. 1	154. 4	126. 0	1. 23	0. 05457±0. 00526	0. 16396±0. 01635	0. 02240±0. 00077	395±218. 5	154±14. 3	143±4. 9	92
HD-105. 05	3. 4	102. 2	113. 3	0. 90	0. 05222±0. 00627	0. 15508±0. 01695	0. 02257±0. 00090	295±251. 8	146±14. 9	144±5. 7	98
HD-105. 06	6. 0	252. 3	190. 9	1. 32	0. 04625±0. 00421	0. 14076±0. 01377	0. 02184±0. 00074	9±207. 4	134±12. 3	139±4. 7	95
HD-105. 07	2. 6	91. 4	91. 9	1. 00	0. 05026±0. 00608	0. 14493±0. 01800	0. 02091±0. 00080	206±259. 2	137±16. 0	133±5. 0	97
HD-105. 08	2. 6	86. 6	101. 4	0. 85	0. 05402±0. 00763	0. 14168±0. 02109	0. 02039±0. 00086	372±322. 2	135±18. 8	130±5. 4	96
HD-105. 09	17. 3	263. 4	225. 6	1. 17	0. 33103±0. 02748	1. 70507±0. 31815	0. 03126±0. 00220	3622±127. 5	1010±120. 0	199±13. 8	—35
HD-105. 10	4. 4	119. 3	170. 5	0. 70	0. 05010±0. 00605	0. 14170±0. 01855	0. 02064±0. 00060	198±259. 2	135±16. 5	132±3. 8	97
HD-105. 11	6. 2	174. 0	185. 2	0. 94	0. 12392±0. 01071	0. 36386±0. 03060	0. 02181±0. 00054	2013±153. 7	315±22. 8	139±3. 4	22
HD-105. 12	4. 0	123. 2	123. 3	1. 00	0. 04753±0. 00743	0. 18845±0. 03977	0. 02545±0. 00108	76±333. 3	175±34. 0	162±6. 8	92
HD-105. 13	11. 3	145. 1	157. 6	0. 92	0. 39217±0. 02198	1. 69104±0. 09720	0. 03202±0. 00148	3879±84. 6	1005±36. 7	203±9. 2	—33
HD-105. 14	3. 0	93. 3	99. 9	0. 93	0. 05575±0. 00874	0. 16368±0. 02249	0. 02325±0. 00079	443±358. 3	154±19. 6	148±5. 0	96
HD-105. 15	3. 5	107. 5	125. 6	0. 86	0. 05574±0. 00679	0. 15491±0. 01836	0. 02125±0. 00059	443±276. 8	146±16. 1	136±3. 7	92
HD-105. 16	15. 3	628. 5	499. 0	1. 26	0. 05063±0. 00305	0. 15133±0. 00825	0. 02203±0. 00047	233±143. 5	143±7. 3	140±2. 9	98
HD-105. 17	21. 8	411. 9	577. 6	0. 71	0. 12674±0. 01748	0. 56882±0. 10916	0. 02618±0. 00111	2053±246. 1	457±70. 8	167±6. 9	6
HD-105. 18	3. 8	126. 0	132. 5	0. 95	0. 06165±0. 00565	0. 17863±0. 01472	0. 02201±0. 00067	661±200. 9	167±12. 7	140±4. 2	82
HD-105. 19	2. 5	69. 5	83. 0	0. 84	0. 05391±0. 00639	0. 16299±0. 02112	0. 02266±0. 00078	369±268. 5	153±18. 4	144±4. 9	94
HD-105. 20	5. 1	177. 2	184. 4	0. 96	0. 06460±0. 00586	0. 17404±0. 01479	0. 02030±0. 00071	761±187. 9	163±12. 8	130±4. 5	77
HD-212. 01	2. 5	75. 9	95. 0	0. 80	0. 05724±0. 00685	0. 15280±0. 01726	0. 02051±0. 00065	502±266. 6	144±15. 2	131±4. 1	90
HD-212. 02	2. 6	93. 8	96. 7	0. 97	0. 04905±0. 00581	0. 13893±0. 01633	0. 02081±0. 00081	150±255. 5	132±14. 6	133±5. 1	99
HD-212. 03	2. 2	72. 3	81. 3	0. 89	0. 05285±0. 01056	0. 14397±0. 02476	0. 02129±0. 00078	320±400. 0	137±22. 0	136±4. 9	99
HD-212. 04	2. 8	97. 5	110. 9	0. 88	0. 05075±0. 00607	0. 14079±0. 01769	0. 02048±0. 00073	228±255. 5	134±15. 7	131±4. 6	97
HD-212. 05	2. 7	93. 6	100. 5	0. 93	0. 05257±0. 00658	0. 13860±0. 01539	0. 02051±0. 00075	309±262. 9	132±13. 7	131±4. 7	99
HD-212. 06	4. 3	169. 6	157. 7	1. 07	0. 04940±0. 00474	0. 14108±0. 01358	0. 02089±0. 00063	165±211. 1	134±12. 1	133±4. 0	99
HD-212. 07	6. 7	304. 0	234. 2	1. 30	0. 04909±0. 00316	0. 13952±0. 00892	0. 02059±0. 00055	154±144. 4	133±7. 9	131±3. 5	99
HD-212. 08	4. 8	172. 3	172. 5	1. 00	0. 04796±0. 00425	0. 14018±0. 01235	0. 02108±0. 00059	98±196. 3	133±11. 0	135±3. 7	99

续表 1

样品号及 分析点号	含量 (×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值±1σ			年龄 (Ma) ±1σ			谐和性 (%)
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	
HD-212.09	3.2	103.8	114.3	0.91	0.05484±0.00734	0.13753±0.01519	0.02080±0.00086	406±301.8	131±13.6	133±5.4	98
HD-212.10	3.7	120.5	129.0	0.93	0.05395±0.00690	0.14269±0.01645	0.02060±0.00076	369±292.6	135±14.6	132±4.8	97
HD-212.11	12.7	532.6	415.0	1.28	0.05396±0.00378	0.15949±0.01106	0.02132±0.00044	369±154.6	150±9.7	136±2.8	90
HD-212.12	5.3	228.5	188.5	1.21	0.04863±0.00404	0.13125±0.01020	0.01975±0.00060	132±190.7	125±9.2	126±3.8	99
HD-212.13	2.7	88.1	95.5	0.92	0.04838±0.00583	0.14072±0.01575	0.02110±0.00068	117±272.2	134±14.0	135±4.3	99
HD-212.14	6.2	295.0	207.7	1.42	0.05140±0.00468	0.14299±0.01201	0.02060±0.00054	258±211.1	136±10.7	132±3.4	96
HD-212.15	5.2	229.9	172.9	1.33	0.04903±0.00406	0.14248±0.01080	0.02144±0.00057	150±181.5	135±9.6	137±3.6	98
HD-212.16	2.3	63.8	66.8	0.95	0.09445±0.01368	0.30006±0.04596	0.02394±0.00131	1517±275.9	266±35.9	153±8.3	45
HD-212.17	3.4	98.0	125.0	0.78	0.05035±0.00599	0.14493±0.01568	0.02160±0.00063	213±251.8	137±13.9	138±4.0	99
HD-212.18	8.1	460.9	271.4	1.70	0.04826±0.00338	0.13425±0.00932	0.02006±0.00043	122±211.1	128±8.3	128±2.7	99
HD-212.19	3.7	143.4	136.2	1.05	0.04845±0.00501	0.13740±0.01462	0.02049±0.00055	121±229.6	131±13.1	131±3.5	99
HD-212.20	3.1	104.0	111.7	0.93	0.05125±0.00685	0.14099±0.01732	0.02092±0.00065	254±277.8	134±15.4	134±4.1	99
HC-15.01	3.9	140.6	140.3	1.00	0.05207±0.00339	0.14989±0.00966	0.02128±0.00062	287±150.0	142±8.5	136±3.9	95
HC-15.02	2.9	101.3	111.4	0.91	0.04969±0.00486	0.13741±0.01354	0.02043±0.00059	189±205.5	131±12.1	130±3.7	99
HC-15.03	4.0	133.8	132.7	1.01	0.08169±0.00813	0.23203±0.01960	0.02148±0.00058	1239±196.3	212±16.2	137±3.6	57
HC-15.04	4.2	167.8	151.2	1.11	0.05020±0.00354	0.14242±0.00981	0.02089±0.00050	211±164.8	135±8.7	133±3.2	98
HC-15.05	8.5	259.0	329.6	0.79	0.05466±0.00376	0.15443±0.01028	0.02085±0.00049	398±155.5	146±9.0	133±3.1	90
HC-15.06	8.7	323.6	310.8	1.04	0.04857±0.00258	0.14270±0.00774	0.02127±0.00039	128±127.8	135±6.9	136±2.4	99
HC-15.07	5.8	243.9	202.3	1.21	0.04978±0.00334	0.14211±0.00879	0.02105±0.00047	183±162.0	135±7.8	134±3.0	99
HC-15.08	4.0	126.3	146.4	0.86	0.04995±0.00394	0.14933±0.01094	0.02214±0.00061	195±170.3	141±9.7	141±3.9	99
HC-15.09	4.0	153.1	144.1	1.06	0.05026±0.00345	0.14010±0.00976	0.02076±0.00061	206±163.9	133±8.7	132±3.9	99
HC-15.10	4.1	156.7	147.4	1.06	0.05195±0.00434	0.14556±0.01189	0.02057±0.00058	283±192.6	138±10.5	131±3.6	95
HC-15.11	4.0	149.2	142.5	1.05	0.06447±0.00758	0.18854±0.02666	0.01980±0.00059	767±250.0	175±22.8	126±3.7	67
HC-15.12	4.1	145.0	139.8	1.04	0.05065±0.00410	0.14488±0.01091	0.02145±0.00062	233±216.6	137±9.7	137±3.9	99
HC-15.13	2.3	81.1	82.4	0.99	0.05037±0.00551	0.13718±0.01619	0.02052±0.00064	213±242.6	131±14.5	131±4.0	99
HC-15.14	4.5	209.4	156.4	1.34	0.04901±0.00432	0.13419±0.01173	0.01997±0.00054	150±192.6	128±10.5	128±3.4	99
HC-15.15	12.9	618.9	413.8	1.50	0.05137±0.00297	0.14696±0.00799	0.02065±0.00048	258±131.5	139±7.1	132±3.0	94
HC-15.16	3.1	103.6	110.6	0.94	0.05086±0.00439	0.13859±0.01097	0.02025±0.00060	235±206.5	132±9.8	129±3.8	98
HC-15.17	4.3	140.6	167.7	0.84	0.04884±0.00513	0.13509±0.01329	0.02028±0.00056	139±229.6	129±11.9	130±3.5	99
HC-15.18	3.7	154.4	132.5	1.17	0.04886±0.00448	0.13354±0.01220	0.01978±0.00050	143±200.0	127±10.9	126±3.1	99
HC-15.19	4.2	185.2	133.7	1.39	0.04838±0.00515	0.14736±0.01569	0.02196±0.00056	117±233.3	140±13.9	140±3.5	99
HC-15.20	6.2	293.0	213.6	1.37	0.04982±0.00396	0.13700±0.01016	0.02025±0.00046	187±174.0	130±9.1	129±2.9	99

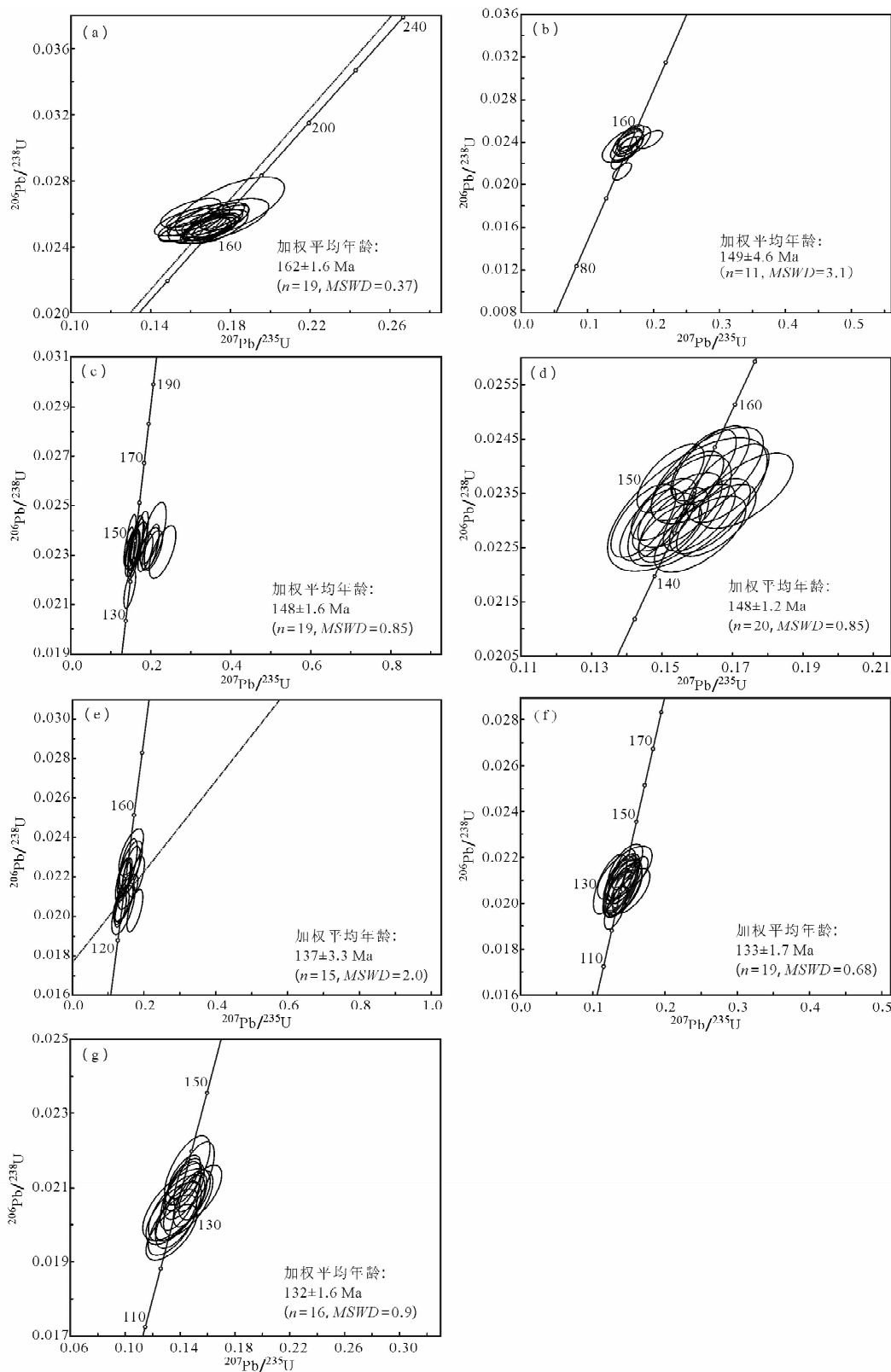


图 5 大兴安岭北部岔路口矿床各类侵入岩及次火山岩锆石 U-Pb 谐和图解

Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagrams of the different intrusions and subvolcanic rock from the Chalukou deposit in northern Great Xing'an Range

(a)—二长花岗岩;(b)—花岗斑岩;(c)—石英斑岩;(d)—细粒花岗岩;(e)—流纹斑岩;(f)—闪长玢岩;(g)—安山斑岩
(a)—Monzogranite;(b)—granite porphyry;(c)—quartz porphyry;(d)—fine grained granite;(e)—rhyolite porphyry;
(f)—diorite porphyry;(g)—andesite porphyry

(图 5e), 15 个锆石分析数据落在谐和线上及其附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $137 \pm 3.3 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=2.0$)。

5.6 闪长玢岩(样品 HD-212)

锆石大多呈短柱状, 次为长柱状, 粒径集中在 $50 \sim 100 \mu\text{m}$, 大部分无色透明, 少量黄褐色。阴极发光图像显示, 多数具清楚的生长韵律环带(图 4f)。20 颗锆石的 20 个分析点中, 剔除 1 个明显不和谐点(HD-212.16), 剩余 19 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.78 \sim 1.7$, 平均值为 1.1, 大于 0.1; Th 含量介于 $72.3 \times 10^{-6} \sim 532.6 \times 10^{-6}$, 平均值为 183.4×10^{-6} ; U 含量介于 $81.3 \times 10^{-6} \sim 415.0 \times 10^{-6}$, 平均值为 158.7×10^{-6} (表 1)。属于典型的岩浆成因锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5f), 19 个点落在谐和线上及其附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $133 \pm 1.7 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=0.68$)。

5.7 安山斑岩(样品 HC-15)

锆石大多呈长柱状或短柱状, 粒径大多为 $50 \sim 100 \mu\text{m}$, 无色。阴极发光图像显示, 多数具清楚的生长韵律环带(图 4g)。20 颗锆石的 20 个分析点中, 剔除 2 个明显不和谐的分析点(HC-15.03、HC-15.11), 剩余 18 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.79 \sim 1.50$, 平均值为 1.1, 大于 0.1; Th 含量介于 $81.1 \times 10^{-6} \sim 618.9 \times 10^{-6}$, 平均值为 200.2×10^{-6} ; U 含量为 $82.4 \times 10^{-6} \sim 413.8 \times 10^{-6}$, 平均值为 179.7×10^{-6} (表 1)。均为岩浆成因锆石。其中 2 颗锆石的谐和年龄分别为 $141 \pm 3.9 \text{ Ma}$ 和 $140 \pm 3.5 \text{ Ma}$ (点 HD-105.08 和点 HD-105.19), 应为捕获的早期岩浆锆石。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 5g), 16 个分析点落在谐和线上及其附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $132 \pm 1.6 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=0.9$)。

6 讨论

6.1 成岩成矿时代

对于该区岩浆岩的演化序列, 首先涉及到岩浆岩的侵位年龄和顺序。本文所测二长花岗岩锆石年龄为 $162 \pm 1.6 \text{ Ma}$, 花岗斑岩锆石年龄为 $149 \pm 4.6 \text{ Ma}$, 石英斑岩锆石年龄为 $148 \pm 1.6 \text{ Ma}$, 细粒花岗岩锆石年龄为 $148 \pm 1.2 \text{ Ma}$, 流纹斑岩锆石年龄为 $137 \pm 3.3 \text{ Ma}$, 闪长玢岩锆石年龄为 $133 \pm 1.7 \text{ Ma}$, 安山斑岩锆石年龄为 $132 \pm 1.6 \text{ Ma}$ 。岔路口地区二长花岗岩的出露面积较大, 为中侏罗世岩浆侵位产物。河东区花岗斑岩、石英斑岩及河西区细粒花岗

岩的年龄较吻合, 均属晚侏罗世浅成侵入岩。聂凤军等(2011)报道了岔路口矿床河东区辉钼矿的铼-钼年龄为 $146.96 \pm 0.79 \text{ Ma}$, 与河东区石英斑岩、花岗斑岩及河西区细粒花岗岩的侵位时间一致。安山斑岩与闪长玢岩的年龄一致, 与流纹斑岩的年龄在误差范围内较吻合, 为早白垩世浅成岩-次火山岩组合。刘翼飞等(2011)查明赋矿围岩侏罗系火山-沉积岩内发育钼矿化, 尽管尚不能确认这套火山-沉积岩的准确年龄, 但其应为成矿前火山活动产物。岔路口矿区内岩浆活动次序为侏罗纪火山-沉积岩、二长花岗岩→晚侏罗世花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩→早白垩世流纹斑岩、闪长玢岩及安山斑岩。根据 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果, 岔路口矿区侵入岩和火山岩的年龄集中在 $132 \pm 1.6 \sim 162 \pm 1.6 \text{ Ma}$ 之间, 其中 $148 \pm 1.2 \sim 149 \pm 4.6 \text{ Ma}$ 期间的岩浆-热液活动与区内大规模钼铅锌银矿化作用关系密切。

矿区内至少发育 3 期侵入岩, 分别为中侏罗世二长花岗岩、晚侏罗世花岗斑岩、细粒花岗岩和石英斑岩、早白垩世闪长玢岩。其中, 晚侏罗世岩浆-热液活动导致了区域上大规模的钼成矿作用, 而中侏罗世二长花岗岩为成矿前岩体, 外围地表亦广泛出露, 为深部岩浆房早期活动产物, 而早白垩世闪长玢岩为成矿后岩体, 对矿体起到了破坏作用。河东区大规模钼矿化与花岗斑岩、石英斑岩关系密切, 而河西区目前发现的与成矿有关岩体为细粒花岗岩, 呈脉状产于河西区浅部, 3 者的锆石 U-Pb 年龄较吻合, 为同一期岩浆活动产物。斑岩型钼矿床的金属总量与成矿母岩浆的结晶分异程度、氧化态和 SiO_2 含量等因素有关, 并受控于斑岩体的成分和产出的构造环境^⑨。目前河东区工作程度高, 钼资源量占统计的绝大部分, 河西区仅开展了少量浅部钻探工作, 不排除随着后续工作的开展, 河西区发现矿化斑岩体的可能。矿区内安山斑岩和流纹斑岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $132 \pm 1.6 \text{ Ma}$ 和 $137 \pm 3.3 \text{ Ma}$, 属早白垩世, 为成矿后次火山岩。安山斑岩与闪长玢岩年龄一致, 为同一期次岩浆活动在不同演化阶段的产物。野外观察发现, 早白垩世流纹斑岩、安山斑岩及闪长玢岩呈岩枝状或脉状、无钼矿化, 穿切钼矿体及斑岩体。因此, 早白垩世的岩浆活动对矿体起到了破坏作用。

我国东北地区的斑岩型矿床在空间上主要分布于古亚洲洋成矿域和滨西太平洋成矿域的复合部位, 矿床主要位于中酸性侵入-火山岩带的内部和边

缘,并受北东向断裂及北西向断裂联合控制。矿化作用在时间上的分布规律是:以早一中侏罗世为主,其次为奥陶纪和早白垩世。早古生代的铜钼矿化作用集中在多宝山地区,如多宝山和铜山斑岩铜钼矿床(武广等,2009;刘军等,2010;Liu Jun et al., 2012)。早一中侏罗世斑岩型矿化作用集中在 160 ~ 190 Ma,如乌奴格吐山铜钼矿床、大黑山钼矿床、兰家沟钼矿床、莲花山铜矿等(李诺等,2007;代军治等,2008;王成辉等,2009)。早白垩世主要发育斑岩型铜、金矿化作用,分布在佳木斯地块边缘,如小西南岔铜金矿床、团结沟金矿床等(王可勇等,2004;孙景贵等,2008)。岔路口超大型斑岩钼矿床的发现表明,晚侏罗世为我国东北地区另一重要钼矿化期,而近年在大兴安岭北部发现的太平沟中型斑岩钼矿床,其辉钼矿铼-钨年龄为 129 Ma(翟德高等,2009),表明大兴安岭地区晚侏罗—早白垩世是重要的钼矿化爆发期,与我国东部地区整体钼矿化事件时间一致(毛景文等,2003,2005)。

6.2 岩浆-成矿作用的地球动力学背景

目前关于大兴安岭地区中生代岩浆活动构造背景的争议较大,主要有 3 种模型:①地幔柱模型(邓晋福等,1996;林强等,1998;葛文春等,1999;Shao Ji'an et al., 2001);②蒙古-鄂霍茨克洋闭合及后期碰撞造山作用模型(Zorin, 1999; Fan Weiming et al., 2003; Meng Qingren, 2003; 陈志广等,2006; Ying Jifeng et al., 2010);③太平洋板块向欧亚大陆俯冲模型(赵国龙等,1989; Wang Fei et al., 2006; Zhang Jiheng et al., 2008, 2010)。Wu Fuyuan 等(2011)认为,我国东北地区东部的侏罗纪花岗岩可能与太平洋板块俯冲作用有关,而额尔古纳地块内同时代花岗岩与蒙古-鄂霍茨克洋的俯冲、闭合过程有关,大兴安岭地区侏罗纪花岗岩可能与兴蒙造山带内微地块间碰撞、拼贴过程有关。

大兴安岭地区中生代火山活动至少持续了 40 Ma,火山岩以中性为主,缺少玄武岩等基性—超基性岩石,且不存在环状火山岩带(Ying Jifeng et al., 2010;孙德有等,2011)。大兴安岭火山岩的这种时空分布特征很难用地幔柱模型解释。蒙古-鄂霍茨克洋于中侏罗世闭合(Kravchinsky et al., 2002; Tomurtogoo et al., 2005),对大兴安岭地区的影响范围有限,可能仅额尔古纳地块局部地区的中生代构造-岩浆活动与蒙古-鄂霍茨克洋的演化过程有关(孙德有等,2011;Wu Fuyuan et al., 2011)。更多的研究资料表明(Isozaki, 1997; Maruyama, 1997;

Huang Jinli et al., 2006; Wu Fuyuan et al., 2007; 隋振民等, 2007; Zhou Jianbo et al., 2009; Zhang Jiheng et al., 2010),大兴安岭中生代岩浆活动与古太平洋板块向欧亚大陆的俯冲作用关系密切。我国东北地区增生杂岩体(Kojima, 1987; Natal'in, 1993; Isozaki, 1997; Maruyama, 1997; Wu Fuyuan et al., 2007)和岩石圈层结构(Fukao et al., 1992; Huang Jinli et al., 2006)的研究证实,我国东部地区至少从侏罗纪开始就一直处于古太平洋俯冲板块之上,该俯冲作用对我国东部的构造运动及岩浆活动起到了关键作用(吴福元等,2003;孙德有等,2005; Zhou Xinmin et al., 2006; Li Zhengxiang et al., 2007; Sun Weidong et al., 2007;孙卫东等,2008)。黑龙江群蛇绿混杂岩的研究(孙德有等,2005;Wu Fuyuan et al., 2007; Zhou Jianbo et al., 2009)指出,早侏罗世佳木斯地块东南缘存在增生和高压变质作用,代表了古太平洋构造域的开始。地球物理资料揭示,中国东部地区深部 660km 处存在着早期俯冲板片的残留体(Van der Voo et al., 1999; Huang Jinli et al., 2006)。大兴安岭东北部与小兴安岭—张广才岭分布有相同的侏罗纪花岗岩类组合,类似于活动大陆边缘的花岗岩组合(隋振民等,2007)。

在侏罗纪,古太平洋板块向欧亚大陆的俯冲作用导致陆壳的缩短加厚,这一挤压过程在晚侏罗世达到高潮,随后俯冲方向转为北或北西向(Maruyama et al., 1997; Sagong et al., 2005; Zhang Jiheng et al., 2010),发生古太平洋板块的俯冲-走滑作用(程瑞玉等,2006)。古太平洋板块俯冲方向的转变(Zhang Jiheng et al., 2010)或俯冲板片的断离作用(Wu Fuyuan et al., 2011)可能导致了我国东北地区由挤压向伸展构造体制的转变,并引起加厚陆壳的大规模拆沉作用及软流圈的抬升。这一过程中岩石圈的减薄和软流圈物质的上涌导致了强烈的壳-幔相互作用,幔源岩浆的底侵及软流圈对地壳的直接加热作用使上覆下地壳物质发生部分熔融并形成了富含 Mo 元素的花岗质岩浆,当岩浆沿构造薄弱带侵位至地壳浅部时,快速冷却结晶形成了含矿斑岩体并卸载了巨量的金属物质,引起了岔路口地区的大规模钼成矿作用。

毛景文等(2003,2005)指出我国东部地区大规模成矿作用集中在 200 ~ 160 Ma、140 Ma 和 120 Ma 3 个峰期,分别对应后碰撞造山过程、构造体制大转折晚期和岩石圈大规模减薄 3 种地球动力学背

景。大兴安岭地区晚侏罗世的构造背景转换事件与古太平洋板块向欧亚大陆俯冲方向的转变有关,并与中国东部挤压-伸展构造体制转折时间一致。岔路口矿床的成矿时代为晚侏罗世,形成于古太平洋板块俯冲作用引起的挤压向伸展构造体制转折背景,并与我国东部大规模钼矿化爆发期相对应。

7 结论

(1)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明,岔路口矿床二长花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩、流纹斑岩、闪长玢岩及安山斑岩的结晶年龄分别为 162 ± 1.6 Ma、 149 ± 4.6 Ma、 148 ± 1.6 Ma、 148 ± 1.2 Ma、 137 ± 3.3 Ma、 133 ± 1.7 Ma 和 132 ± 1.6 Ma。岩浆活动顺序为侏罗纪火山-沉积岩、二长花岗岩→晚侏罗世花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩→早白垩世流纹斑岩、闪长玢岩、安山斑岩。

(2)岔路口矿床成矿时代为晚侏罗世,钼矿化与同期花岗斑岩、石英斑岩及细粒花岗岩关系密切。二长花岗岩形成于中侏罗世,为深部岩浆房早期活动产物,而早白垩世岩浆活动对矿床起到了破坏作用。

(3)岔路口斑岩钼矿床是大陆内部构造-岩浆活化的产物,形成于古太平洋板块俯冲作用引起的挤压向伸展构造体制转折背景,并与我国东部大规模钼矿化爆发期相对应。

致谢:野外工作期间得到了云南驰宏资源勘查开发有限公司崔茂金、金友德、张建华等同志的热情帮助,并得到了黑龙江省有色金属地质勘查 706 队的支持。实验过程中得到了中国科学院广州地球化学研究所涂湘林高级工程师、李聪颖博士生、孙赛军硕士生的热情帮助。中国地质科学院矿产资源研究所王义天研究员、侯可军博士提出了许多宝贵意见。在此一并致以诚挚的感谢。

注 释

- ① 沈阳地质矿产研究所. 2005. 东北地区 1:150 万地质图编图研究报告.
- ② Cooke D R. 2010. Porphyry deposits: Classification, distribution, geodynamic setting and intrusions. Presentation at the Symposium on Ore Deposit Model and Mineral Exploration, Wuhan, China.

参 考 文 献

表尚虎,郑卫政,周兴福. 2012. 大兴安岭北部锆石 U-Pb 年龄对额尔古纳地块构造归属的制约. 地质学报, 86(8):1262~1272.

陈志广,张连昌,周新华,万博,英基丰,王非. 2006. 满洲里新右旗火

山岩剖面年代学和地球化学特征. 岩石学报, 22(12):2971~2986.

程瑞玉,吴福元,葛文春,孙德有,柳小明,杨进辉. 2006. 黑龙江省东部饶河杂岩的就位时代与东北东部中生代构造演化. 岩石学报, 22(2):353~376.

储雪蕾,霍卫国,张巽. 2002. 内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源. 岩石学报, 18(4):566~574.

代军治,毛景文,赵财胜,李福让,王瑞延,谢桂青,杨富全. 2008. 辽西兰家沟钼矿床花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及岩石化学特征. 地质学报, 82(11):1555~1564.

邓晋福,赵海玲,莫宣学,吴宗絮,罗照华. 1996. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京:地质出版社, 1~110.

葛文春,林强,孙德有,吴福元,元钟宽,李文远,陈明植,尹成孝. 1999. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征:壳幔相互作用的证据. 岩石学报, 15(3):397~407.

葛文春,吴福元,周长勇,张吉衡. 2005. 大兴安岭中部乌兰浩特地区中生代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及地质意义. 岩石学报, 21(3):749~762.

葛文春,吴福元,周长勇,张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu、Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义. 科学通报, 52(20):2407~2417.

黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志. 北京:地质出版社, 1~734.

洪大卫,黄怀曾,肖宜君,徐海明,靳满元. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. 地质学报, 68:219~230.

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

李瑞山. 1991. 新林蛇绿岩. 黑龙江地质, 2(1):19~31.

林强,葛文春,孙德有,吴福元,元钟宽,闵庚德,陈明植,李文远,权致纯,尹成孝. 1998. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义. 地质科学, 33:129~138.

刘家军,邢永亮,王建平,翟德高,要梅娟,吴胜华,付超. 2010. 内蒙古拜仁达坝超大型 Ag-Pb-Zn 多金属矿床中针硫锑铅矿的发现与成因意义. 吉林大学学报(地球科学版), 40(3):565~572.

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.

刘军,武广,钟伟,朱明田. 2010. 黑龙江省多宝山斑岩型铜(钼)矿床成矿流体特征及演化. 岩石学报, 26(5):1450~1464.

刘翼飞,聂凤军,孙振江,吕克鹏,张可,刘勇. 2011. 岔路口特大型钼多金属矿床的发现及其意义. 矿床地质, 30(4):759~764.

吕克鹏,韩龙,张佳南. 2010. 岔路口钼矿床地质特征及找矿标识浅析. 黑龙江科技信息, 21:31.

毛景文,张作衡,余金杰,王义天,牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景:从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学(D辑), 33(4):289~299.

毛景文,谢桂青,张作衡,李晓峰,王义天,张长青,李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. 岩石学报, 21(1):169~188.

内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 1~725.

聂凤军,孙振江,李超,刘翼飞,吕克鹏,张可,刘勇. 2011. 黑龙江岔路

- 口钼多金属矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义. 矿床地质, 30(5): 828~836.
- 牛贺才, 单强, 罗勇, 杨武斌, 于学元. 2008. 巴尔哲超大型稀有稀土矿床富晶体的流体包裹体初步研究. 岩石学报, 24(9): 2149~2154.
- 秦克章, 李惠民, 李伟实. 1999. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床的成岩、成矿时代. 地质论评, 45(2): 180~185.
- 余宏全, 李红红, 李进文, 赵士宝, 谭刚, 张德全, 金俊, 董英君, 丰成友. 2009. 内蒙古大兴安岭中北段铜铅锌金银多金属矿床成矿规律与找矿方向. 地质学报, 83(10): 1456~1472.
- 隋振民, 葛文春, 吴福元, 张吉衡, 徐学纯, 程瑞玉. 2007. 大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩质岩石的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因. 岩石学报, 23(2): 461~480.
- 孙德有, 吴福元, 高山, 路孝平. 2005. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质 A 型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约. 地学前缘, 12(2): 263~275.
- 孙德有, 苟军, 任云生, 付长亮, 王晰, 柳小明. 2011. 满洲里南部玛尼吐组火山岩锆石 U-Pb 年龄与地球化学研究. 岩石学报, 27(10): 3083~3094.
- 孙景贵, 陈雷, 赵俊康, 门兰静, 逢伟, 陈东, 梁树能. 2008. 延边小西南岔富金铜矿田燕山晚期花岗岩杂岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 矿床地质, 27(3): 319~328.
- 孙卫东, 凌明星, 汪方跃, 丁兴, 胡艳华, 周继彬, 杨晓勇. 2008. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件. 矿物岩石地球化学通报, 27(3): 218~225.
- 涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. RESOLUTION 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83~98.
- 王成辉, 松权衡, 王登红, 李立兴, 于城, 汪志刚, 屈文俊, 杜安道, 应立娟. 2009. 吉林大黑山超大型钼矿辉钼矿铼-钨同位素定年及其地质意义. 岩矿测试, 28(3): 269~273.
- 王可勇, 任云生, 程新民, 代军治. 2004. 黑龙江团结沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因. 大地构造与成矿学, 28(2): 171~178.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 10(3): 51~60.
- 武广, 刘军, 钟伟, 朱明田, 糜梅, 万秋. 2009. 黑龙江省铜山斑岩铜矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 25(11): 2995~3006.
- 武广, 糜梅, 高峰军, 李宗彦, 乔翠杰. 2010. 满洲里地区银铅锌矿床成矿流体特征及矿床成因. 地学前缘, 17(2): 239~255.
- 叶惠文, 张兴洲, 周裕文. 1994. 从蓝片岩及蛇绿岩特点看满洲里-绥芬河断面岩石圈结构与演化. 见: M-SGT 地质课题组, 编. 中国满洲里-绥芬河地学断面域内岩石圈结构及其演化的地质研究. 北京: 地震出版社, 73~83.
- 翟德高, 刘家军, 王建平, 彭润民, 王守光, 李玉玺, 常忠耀. 2009. 内蒙古太平沟斑岩型钼矿床 Re-Os 等时线年龄及其地质意义. 现代地质, 23(2): 263~268.
- 翟德高, 王建平, 刘家军, 吴胜华, 毛光剑, 王守光, 李玉玺. 2010. 内蒙古乌拉银多金属矿床成矿流体演化与成矿机制分析. 矿物岩石, 30(2): 68~76.
- 赵国龙, 杨桂林, 王忠, 付嘉发, 杨玉琢. 1989. 大兴安岭中南部中生代火山岩. 北京: 北京科学技术出版社, 1~260.
- 赵一鸣, 张德全. 1997. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价. 北京: 地震出版社, 1~318.
- 周长勇, 吴福元, 葛文春, 孙德有, Rahman A A A, 张吉衡, 程瑞玉. 2005. 大兴安岭北部塔河堆晶辉长岩体的形成时代、地球化学特征及其成因. 岩石学报, 21(3): 763~775.
- 周振华, 吕林素, 冯佳睿, 李超, 李涛. 2010. 内蒙古黄岗砂卡岩型锡铁矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 岩石学报, 26(3): 667~679.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J, Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200: 155 ~ 170.
- Chen Bin, Jahn B M, Wilde S A, Xu Bei. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 328: 157 ~ 182.
- Chen Yanjing, Chen Huayong, Zaw K, Pirajno F, Zhang Zengjie. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. Ore Geology Review, 31: 139 ~ 169.
- Fan Weiming, Guo Feng, Wang Yuejun, Lin Ge. 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 121: 115 ~ 135.
- Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, Nenbai M. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. Journal of Geophysical Research, 97: 4809 ~ 4822.
- Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, Abdel Rahman A A. 2005. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Eguna block in the northern part of the Great Xing'an Range. Chinese Science Bulletin, 50: 2097 ~ 2105.
- Huang Jinli, Zhao Dapeng. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. Journal of Geophysical Research, 111, B09305. doi: 10. 1029/2005JB004066.
- Isozaki Y. 1997. Jurassic accretion tectonics of Japan. The Island Arc, 6: 25 ~ 51.
- Jahn B M, Wu Fuyuan, Chen Bin. 2000. Massive granitoids generation in central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. Episodes, 23: 82 ~ 92.
- Jahn B M. 2004. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, London: Aitchison J C (Eds). Aspects of the Tectonic Evolution of China. Special Publication, 226. Geological Society of London, 73 ~ 100.
- Kojima S. 1987. Mesozoic terrane accretion in northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 69: 216 ~ 232.
- Kravchinsky V A, Cogne J P, Harbert W P, Kuzmin M I. 2002. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new

- palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. *Geophysical Journal International*, 148: 34 ~ 57.
- Li Jinyi. 2006. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 207 ~ 224.
- Li Zhengxiang, Li Xianhua. 2007. Formation of the 1300 km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179 ~ 182.
- Liu Jun, Wu Guang, Li Yin, Zhu Mingtian, Zhong Wei. 2012. Re-Os sulfide (chalcopyrite, pyrite and molybdenite) systematics and fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 300 ~ 312.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Gao Shan, Gunther D, Xu Juan, Gao Changgui, Chen Haihong. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34 ~ 43.
- Maruyama S. 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island Arc*, 6: 91 ~ 120.
- Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, Terabayashi M. 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *The Island Arc*, 6: 121 ~ 142.
- Meng Qingren. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China Mongolia tract? *Tectonophysics*, 369: 155 ~ 174.
- Natal'in B A. 1993. History and modes of Mesozoic accretion in southeastern Russia. *The Island Arc*, 2: 15 ~ 34.
- Pearce N J G, Perkins W T, Westgate J A, Gorton M P, Jackson S E, Neal C R, Chenery S P. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandard Newslett*, 21: 115 ~ 144.
- Sagong H, Kwon S T, Ree J H. 2005. Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. *Tectonics*, 24, TC5002, doi:10.1029/2004TC001720.
- Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299 ~ 307.
- Sengör A M C, Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin A, Harrison M (Eds). *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 486 ~ 640.
- Shao Jian, Liu Futian, Chen Hui, Han Qingjun. 2001. Relationship between Mesozoic magmatism and subduction in the Da Hinggan-Yanshan area. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 75: 1 ~ 9.
- Sun Deyou, Wu Fuyuan, Li Huimin, Lin Qiang. 2001. Emplacement age of the postorogenic A-type granites in Northwestern Lesser Xing'an Ranges, and its relationship to the eastward extension of Suolunshan-Hegenshan-Zhalaite collisional suture zone. *Chinese Science Bulletin*, 46: 427 ~ 432.
- Sun Weidong, Ding Xing, Hu Yanhua, Li Xianhua. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3-4): 533 ~ 542.
- Tang Kedong. 1990. Tectonic development of Paleozoic fold belts at the north margin of the Sino-Korean craton. *Tectonics*, 9: 249 ~ 260.
- Tomurtogoo T, Windley B F, Kroner A, Badarch G, Liu Dunyi. 2005. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 125 ~ 134.
- Van der Voo R, Spakamn W, Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia. *Nature*, 397: 246~249.
- Wang Fei, Zhou Xinhua, Zhang Lianchang, Ying Jifeng, Zhang Yutao, Wu Fuyuan, Zhu Rixiang. 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 179~198.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou, Li Huimin, Jahn B M, Wilde S A. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143 ~ 173.
- Wu Fuyuan, Yang Jinhui, Lo Chinghua, Wilde S A, Sun Deyou, Jahn B M. 2007. The Jiamusi Massif: A Jurassic accretionary terrane along the western Pacific margin of NE China. *The Island Arc*, 16: 156 ~ 172.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou, Ge Wenchun, Zhang Yanbin, Grant M L, Wilde S A, Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 1 ~ 30.
- Wu Guang, Sun Fengyue, Zhao Caisheng, Li Zhitong, Zhao Ailin, Pang Qingbang, Li Guangyuan. 2005. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 50: 2733 ~ 2743.
- Wu Guang, Chen Yuchuan, Chen Yanjing, Zeng Qingtao. 2012. Zircon U-Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 214 ~ 233.
- Xiao Wenjiao, Huang Baochun, Han Chunming, Sun Shu, Li Jiliang. 2010. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research*, 18: 253 ~ 273.
- Yan Zhuyun, Tang Kedong, Bai Jingwen, Mo Youchen. 1989. High pressure metamorphic rocks and their tectonic

- environment in northeastern China. *Journal of Southeastern Asian Earth Sciences*, 3: 303 ~ 313.
- Ying Jifeng, Zhou Xinhua, Zhang Lianchang, Wang Fei, Zhang Yutao. 2010. Geochronological and geochemical investigation of the Late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing'an Range and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 357 ~ 378.
- Zhang Jiheng, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Wilde S A, Yang Jinhui, Liu Xiaoming. 2008. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China. *Lithos*, 102: 138 ~ 157.
- Zhang Jiheng, Gao Shan, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Yang Jinhui, Wilde S A, Li Ming. 2010. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction induced delamination. *Chemical Geology*, 276: 144 ~ 165.
- Zhang Yunping, Tang Kedong. 1989. Pre-Jurassic tectonic evolution of intercontinental region and the suture zone between the North China and Siberian platforms. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 3: 47 ~ 55.
- Zhou Jianbo, Wilde S A, Zhang Xingzhou, Zhao Guochun, Zheng Changqing, Wang Yuejun, Zhang Xiaohui. 2009. The onset of Pacific margin accretion in NE China: Evidence from the Heilongjiang High-pressure metamorphic belt. *Tectonophysics*, 478: 230 ~ 246.
- Zhou Xinmin, Sun Tao, Shen Weizhou, Shu Liangshu, Niu Yaoling. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26 ~ 33.
- Zorin Y A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, 306: 33 ~ 56.

Zircon U-Pb Dating for the Magmatic Rocks in the Chalukou Porphyry Mo Deposit in the Northern Great Xing'an Range, China, and Its Geological Significance

LIU Jun¹⁾, MAO Jingwen¹⁾, WU Guang¹⁾, LUO Dafeng²⁾, WANG Feng²⁾,
ZHOU Zhenhua¹⁾, HU Yanqing²⁾

1) *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*; 2) *Yunnan Chihong Zinc & Germanium Limited Liability Company, Qujing, Yunan, 655011*

Abstract

The superlarge Chalukou porphyry Mo deposit, located in the northern Great Xing'an Range, is the biggest Mo deposit in NE China. Its ore bodies are mainly hosted in the intermediate-acid complex and Jurassic volcanic sedimentary rocks, of which granite porphyry, quartz porphyry and fine grained granite are closely associated with Mo mineralization. The high precision LA-ICP-MS zircon U-Pb dating method has been applied to measure the ages of the monzogranite, granite porphyry, quartz porphyry, fine grained granite, rhyolite porphyry, diorite porphyry and andesite porphyry in the Chalukou deposit, corresponding the dated ages of 162 ± 1.6 Ma, 149 ± 4.6 Ma, 148 ± 1.6 Ma, 148 ± 1.2 Ma, 137 ± 3.3 Ma, 133 ± 1.7 Ma and 132 ± 1.6 Ma, respectively. There exist at least three magma activities in the Chalukou deposit. The sequences of the magma activities in the Chalukou deposit are from Jurassic volcanic sedimentary rocks and monzogranite, through late Jurassic granite porphyry, quartz porphyry and fine grained granite, to early Cretaceous rhyolite porphyry, diorite porphyry and andesite porphyry. The Chalukou porphyry Mo deposit formed at the late Jurassic, and was the product of the NE Asia intracontinental tectonic-magma activities, with metallogenesis occurring in a transitional tectonic setting from compression to extension caused by subduction of the Paleo-Pacific Oceanic plate, which is consistent with large scale Mo mineralization epoch in the east of China.

Key words: zircon LA-ICP-MS U-Pb dating; porphyry Mo deposit; Mesozoic magma rocks; Chalukou; Great Xing'an Range