

内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型钼矿床成岩成矿机制探讨*

覃锋^{1,2,3} 刘建明¹ 曾庆栋¹ 罗照华⁴

QIN Feng^{1,2,3}, LIU JianMing¹, ZENG QingDong¹ and LUO ZhaoHua⁴

1. 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 中国冶金地质总局矿产资源研究院, 北京 100025

4. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

1. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Mineral Resource Institute of China Metallurgical Geology Bureau, Beijing 100025, China

4. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083

2008-05-13 收稿, 2009-03-31 改回。

Qin F, Liu JM, Zeng QD and Luo ZH. 2009. Petrogenetic and metallogenic mechanism of the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit in Hexigten Banner, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12): 3357–3368

Abstract The Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit located in the Xarmoron molybdenum metallogenic belt is chose as the research area. The Xiaodonggou pluton is rich in silicon, potass, zirconium, and low in REE. It has no or small negative Eu anomaly and shows an isotopic composition high in $\varepsilon_{Nd}(t)$ and low in Sr_i , indicating its magma originating from the melting of juvenile thicken lower crust. In the meanwhile, it contained the features of high temperature, quick melting, quick segregation. The SHRIMP zircon U-Pb dating gives a result of 142 ± 2 Ma, corresponding to the big tectonic transition period of 140 Ma, when the major stress field changing from NS to WE. At that time, the Da-Hinggan Mountains area was under an extensive tectonic background, underplating proceeded and mantle materials could add into the magmas forming in the lower crust. The common lead analysis of the pluton orthoclases and molybdenites shows that the former transfer from orogen to mantle and the latter come from mantle, demonstrating that the rock and ore-forming materials of the deposit have different sources, magma from the lower crust mixing with mantle fluid. From the above analysis, with the physical experiment results of the water-magma reaction, we propose the following model for the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit. In the Early Cretaceous period, the Da-Hinggan Mountains area was under an extensive tectonic background, the adding of mantle fluid containing ore materials into heated lower crust made it melt to produce magmas. Following more mantle fluid got into the magma room and urged the magma to escape from the source quickly. The fluid and magma uplifted together, when they arrived at shallow depth, the fluid-magma became unstable and the latter was broken into many small agglomerates with fluid connecting them in the interspaces. Because of the H^+ , K^+ and various elements existing in the fluid, it would reacted with the magma and the rock through alteration and ore minerals crystallized out, forming the Xiaodonggou porphyry deposit with disseminated mineralization phenomenon.

Key words Juvenile thicken lower crust; Mantle fluid; SHRIMP zircon U-Pb dating; Physical experiments of water-magma reaction

摘要 本文选取内蒙古克什克腾旗的小东沟斑岩型钼矿区作为研究区, 它位于西拉沐伦钼矿带的西南部。对小东沟岩体进行了主微量元素、SHRIMP 锆石 U-Pb 定年等地球化学方面的研究; 对岩体中的钾长石和含矿矿物辉钼矿进行了普通铅同位素分析。小东沟岩体具有高硅富钾、REE 含量低、Zr 含量高、无负钕异常、高 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 、低 Sr_i 等特点, 指示岩浆起源于加厚新

* 本文受国家 973 项目(2006CB403500)资助。

第一作者简介: 覃锋, 男, 1983 年生, 硕士, 助理工程师, 矿床学专业, E-mail: qinfeng1983b@sohu.com

生下地壳的熔融,同时具有高温、快速熔融、快速析离逃离源区的特点;小东沟岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为 $142 \pm 2\text{Ma}$,对应 140Ma 左右主应力场由南北向转为东西向的构造体制大转折时期,这个时期大兴安岭处于伸展的构造环境下,底侵作用发育,地幔物质可以添加到下地壳熔融形成的岩浆中;对岩体钾长石和辉钼矿进行的普通铅同位素分析显示前者具有从造山带-地幔过渡的特征,后者则显示有地幔特征,说明成岩、成矿物质来自两个不同的源区,下地壳的岩浆和地幔含矿流体发生了混合。通过以上的分析,结合水-岩浆物理反应的实验结果,本文提出小东沟斑岩型钼矿床的成矿模式:大兴安岭地区在早白垩世伸展的构造背景下,地幔含矿流体加入受底侵作用加热的下地壳中使之熔融形成岩浆,随后更多的地幔含矿流体进入岩浆房,促使其迅速析离逃逸出源区,二者一起上升侵位。在岩浆温度较高时,地幔含矿流体和岩浆大致以较稳定的液态不混溶的状态共存;当岩浆和流体侵位到较浅深度时,压力下降,温度降低,晶体增多,流体-岩浆体系变得不稳定,岩浆被流体分割成许多很小的岩浆团。流体中 H^+ 、 K^+ 和各种成矿元素的存在使之必然会和岩浆或冷却后形成的岩石发生蚀变反应,并晶出成矿物质,形成现在我们看到的具有浸染状矿化现象的小东沟斑岩型钼矿床。

关键词 加厚的新生下地壳;地幔流体;SHRIMP 锆石 U-Pb 定年;水-岩浆的物理反应

中图分类号 P618.65;P597.3

1 引言

小东沟斑岩型钼矿床位于内蒙古克什克腾旗广兴元镇,距北部的西拉沐伦大断裂 25km ,处于大兴安岭南段北坡近主脊部位。这一地区通常被认为是华北地台向北增生的早古生代增生造山带,以西拉沐伦缝合带为其增生边界(任纪舜等,1999);晚中生代受到大兴安岭隆起作用强烈的叠加和改造,更多显示后者的痕迹。

最近,沿内蒙古东部东西走向的西拉沐伦构造带两侧异军突起地出现了一个重要的钼矿带(图1),即西拉沐伦钼矿带。从东部阿鲁科尔沁旗的敖伦花、半拉山、好力宝、经过散旗的库里吐,松山区的鸡冠山、碾子沟、车户沟,林西县的龙头山,向西到克什克腾旗的小东沟、红山子、柳条沟、岗子、奈林沟,勾画出了一条长 $>400\text{km}$ 、宽 300km 的钼矿化带。短短4年时间已经发现了10余个大型-中型钼矿床,有可能成为我国继华北克拉通南缘豫陕交界地带之后的第二大钼精矿产地。本文研究的小东沟斑岩型钼矿床就是该矿带中的一个中型矿床,钼矿石量 4153 万吨,钼金属量 3.3 万吨,整个矿床钼含量变化范围为 $0.037\% \sim 0.112\%$,平均含量为 0.09% ①。覃锋等(2008)对该矿床的辉钼矿样品进行了铼-钨同位素测定,获得等时线年龄值为 $(138.1 \pm 2.8\text{Ma})$ 。

另外,大兴安岭南段发育与新生地壳熔融有关的高 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低 Sr_i 值花岗岩,显示有大量的地幔物质参与成岩过程;并在其中发现有铜、钼、铅、锡等多金属矿床,其成矿物质具有地幔来源特征。不论其地球化学特征具有多么强烈的地幔印记,花岗质岩石的起源主要与地壳岩石部分熔融作用有关,那么幔源的成矿物质如何加入到地壳熔融形成的花岗岩中?

本文对小东沟斑岩型钼矿床的容矿岩体-小东沟岩体进行了主微量元素分析和 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年来探讨岩体形成的年代和构造背景;对岩体的钾长石和含矿矿物辉钼矿进行了普通铅同位素测试来探讨成岩成矿物质的来源,试图建立一个可以回答以下几个问题的成矿模型:(1)小岩体成

大矿中的巨量成矿物质从何而来?(2)地幔来源的成矿物质如何加入地壳熔融成因的花岗岩中?(3)大兴安岭地区中生代形成的成矿物质具有地幔来源特征的矿床与大地构造环境的内在联系。这对探讨中生代大兴安岭在深部底侵、伸展背景下的成矿作用有重要意义,也为西拉沐伦钼矿带的研究提供一个详细的例子。

2 矿区地质概况

小东沟斑岩型钼矿床位于克什克腾旗经棚镇东南约 30km 处,矿区内出露的地层除第四系外,主要为二叠系上统铁家营子组、染房地组及侏罗系上统满克头鄂博组火山-沉积岩(图2)。铁家营子组分布于矿区西部,占矿区 $1/2$ 面积,岩性以变粗安岩为主,其次为变安山岩、变英安岩及火山角砾岩、流纹质凝灰熔岩等;染房地组主要出露在矿区的东部、北部和南部,占全区岩层出露面积的 30% 左右,以变安山岩及变安山质凝灰熔岩为主,安山玢岩仅见于底部;上侏罗统满克头鄂博组在矿区内出现不多,零星分布在矿区的东南角,自上而下为霏细斑岩、流纹质凝灰角砾岩、变凝灰质砂岩。

小东沟岩体呈岩株状侵位于上二叠统染房地组火山-沉积岩地层中,地表出露面积为 0.22km^2 。据物探资料推断并经钻探证实,岩体向南、西南、东南方向侧伏。其中东西两侧倾角较陡,南侧产状较缓。由于混染作用,在岩体边缘局部地段出现细粒黑云母花岗岩,甚至出现与围岩呈渐变关系的黑云母花岗质混染岩、混染角闪安山岩等。除小东沟岩体外,矿区还出现有花岗斑岩脉、闪长岩脉、石英斑岩脉和正长斑岩脉等岩浆岩。

从构造形迹上看,上二叠统和上侏罗统火山-沉积岩地层中各种产出规模和不同展布方向的褶曲构造十分明显。小东沟背斜与北西向断层交汇处即是小东沟岩株的产出部

① 华北地质勘察局地质勘查总院. 2005. 内蒙古自治区克什克腾旗小东沟矿区钼矿详查报告. 内部资料

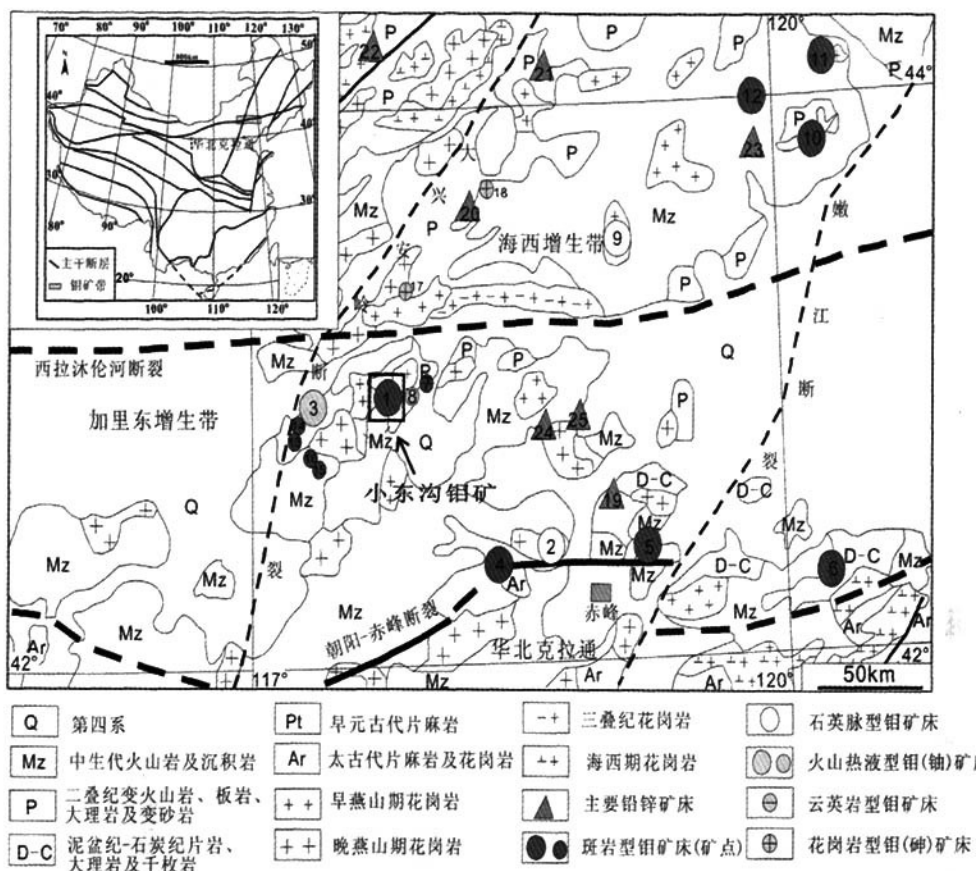


图1 西拉沐伦钼矿带地质略图(据内蒙古地矿局,1991;李俊健等,2005 修改)

主要钼矿床(点):1-小东沟(见图2,小东沟钼矿床地质略图);2-碾子沟;3-红山子;4-车户沟;5-鸡冠山;6-库里吐;7-岗子;8-柳条沟;9-羊场;10-好力宝;11-敖伦花;12-半拉山;13-新房子;14-河盛源;15-大局子林场;16-塔拉沟;17-奈林沟;18-龙头山;铅锌多金属矿床:19-小营子;20-大井;21-白音诺尔;22-拜仁达坝;23-龙头山;24-洞子;25-黄花沟

Fig.1 Schematic geological map of the Xarmoron molybdenum polymetal metallogenic belt (modified from BCMRN, 1991; Li *et al.* 2005)

Major Mo deposits: 1-Xiaodonggou (See the Fig. 2, Simplified geological map of Xiaodonggou porphyry Mo deposit); 2-Nianzigou; 3-Hongshanzi; 4-Chehugou; 5-Jiguanshan; 6-Kulitu; 7-Gangzi; 8-Liutiaogou; 9-Yangchang; 10-Haolibao; 11-Aolunhua; 12-Banlashan; 13-Xinfangzi; 14-Heshengyuan; 15-Dajuzi forestry centre; 16-Talagou; 17-Nailingou; 18-Longtoushan; Major Pb-Zn polymetal deposits: 19-Xiaoyingzi; 20-Dajing; 21-Baiyinnuoer; 22-Bairendaba; 23-Longtoushan; 24-dongzi; 25-Huanghuagou

位。此外,断裂破碎带分布也非常广泛,其中以NW向和近NS向正断层最为发育(聂凤军等,2007)。NNW向断裂带则是矿区外围铅锌矿最重要的控矿容矿构造,以节理、裂隙、破碎带发育为特征;NNW向断裂构造为成矿后构造,亦为节理裂隙密集带,对矿体无明显的破坏作用。

3 钼矿体地质特征

钼矿体主要产于小东沟岩体内部,受岩体及其接触带形态控制,与岩体的钾长石化、绢云母化蚀变关系密切。与典型的斑岩型矿床发育大量、多期次的细脉(如美国 Henderson

超大型钼矿床)不同,该矿床的钼矿化主要呈浸染状产出在岩体顶部和边部的钾长石-绢云母化蚀变带内,矿化均匀,分布较集中,矿化连续性较好,形成似层状矿体,规模较大(图3);向深部随着钾长石-绢云母化蚀变的减弱,钼矿化强度亦随之减弱,主要表现为矿化不太均匀、连续性较差,形态多为透镜状、不规则状矿体,规模较小。

共发现和圈定了各种形态和不同规模的钼矿(化)体15条,其中具有工业价值的矿体有6条。矿石构造以浸染状构造为主,含矿矿物为辉钼矿,极少量的黄铜矿,脉石矿物为石英、长石、绢云母等,整个矿床钼含量变化范围为0.037%~0.112%,平均含量为0.09%。

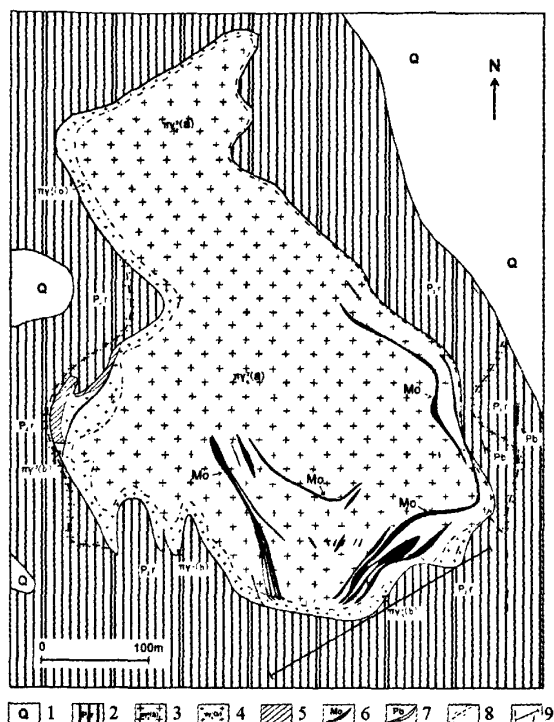


图2 小东沟钼矿床地质略图

1-第四系;2-上二叠统染房地组;3-小东沟岩体中心相;4-小东沟岩体边缘相;5-黑云母花岗岩质混染岩;6-钼矿体;7-铅锌矿体;8-黑云母角闪岩化带;9-地质勘探剖面线

Fig. 2 Simplified geological map of Xiaodonggou porphyry Mo deposit, Hexigten Banner, Inner Mongolia

1-Quaternary; 2-Upper Permian Ranfangdi Group; 3-center face of the Xiaodonggou pluton; 4-margin face of the Xiaodonggou pluton; 5-biotite granitoid hybrid; 6-Mo ore body; 7-Pb, Zn Ore body; 8-biotite hornfels zone; 9-geological section

4 小东沟岩体的岩石学、地球化学特征

4.1 岩石学特征

小东沟岩体可分为中心相和边缘相。前者为斑状花岗岩,构成岩体的主体,向深部有演化为不等粒花岗岩的趋势;后者为细粒花岗岩,环绕岩体分布,宽数米~数十米,厚几米至十几米,向深部有变薄以至消失的现象。二者呈渐变过渡关系。斑状花岗岩呈浅肉红色,中粗粒和似斑状结构,块状构造。斑晶主要有钾长石、斜长石和石英,粒径变化范围为2~3mm,占全岩矿物含量的35%~40%;基质矿物有钾长石、斜长石、石英和黑云母,粒径变化范围为0.1~0.5mm,含量为55%~60%;副矿物有磷灰石、锆石、榍石、磁铁矿和褐帘石。细粒花岗岩呈灰黄-灰白色,似斑状结构、细粒花岗岩结构,块状构造。具似斑状结构者斑晶含量5%~10%,成分为钾长石、斜长石、石英,粒径变化范围为1~2mm;基质为钾长

万方数据

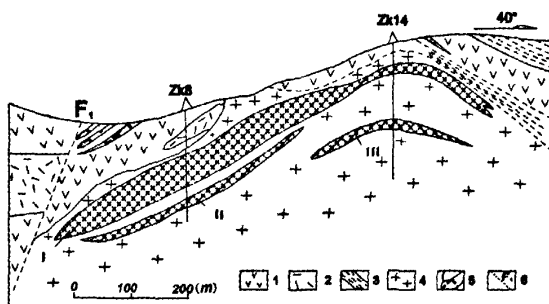


图3 小东沟钼矿床代表性地质勘探剖面(据吕增尧和赵英福,2004)

1-安山岩;2-酸性凝灰质熔岩;3-破碎带;4-小东沟岩体;5-钼矿体及编号;6-断层及编号

Fig. 3 Geological section of the Xiaodonggou molybdenum deposit (after Lv and Zhao, 2004)

1-andesite; 2-felsic tufflava; 3-fault zone; 4-Xiaodonggou pluton; 5-Mo ore bodies; 6-faults

石,含量35%~45%;斜长石20%~25%,石英30%~35%和黑云母为1%~3%,粒径变化范围为0.1~0.2mm;副矿物有锆石、磷灰石、榍石和褐帘石。

值得注意的是,不论是边缘相或中心相,小东沟岩体新鲜的岩石样品中石英斑晶非常发育,而且常呈浑圆状,显示被熔蚀(图4a),这说明石英斑晶是岩浆结晶早期高温阶段的产物,另外,这些岩石所呈现的似斑状结构应该属于高温岩浆所具有的结构特征,说明它们不是低熔熔浆的产物(邓晋福,1987),它们可能是在较高压力下,在地下壳起源的,相当于压力 $\approx 5 \sim 10$ kbar。如图4b,用小东沟岩体全岩样品的主量元素成分进行CIPW计算后投影于Q-Ab-Or三角图中,它们都位于花岗岩极大值内,鉴于石英斑晶的出现,认为它们应该处于Q-首晶区,对应压力的同结线之上。在岩浆从高压的地下深处上升达低压的近地表过程中,同结线向Q顶点移动,此时长石成为稳定的液相线矿物,在深处晶出的高温石英斑晶就会被熔蚀,呈浑圆状。这样的高温岩浆具有较高的能量,活动能力强,上侵能力强,是携带流体的良好载体。

4.2 主量元素特征

华北地质勘查局中心实验室(1998)对小东沟岩体的38件未蚀变样品进行了分析^①,覃锋等(2008)采集该岩体2件未蚀变的全岩样品进行了验证分析,共计40件样品,SiO₂含量为74.62%~75.56%,平均值为75.14%;富碱,K₂O+Na₂O为8.7%~8.83%,平均值为8.74%;K₂O含量为4.9%~5.48%,平均值为5.03%;K₂O/Na₂O比值为1.29~1.77,平均值为1.37;贫钙,CaO含量为0.28%~0.75%,平

^① 华北地质勘查局地质勘查总院. 2005. 内蒙古自治区克什克腾旗小东沟矿区钼矿详查报告. 内部资料

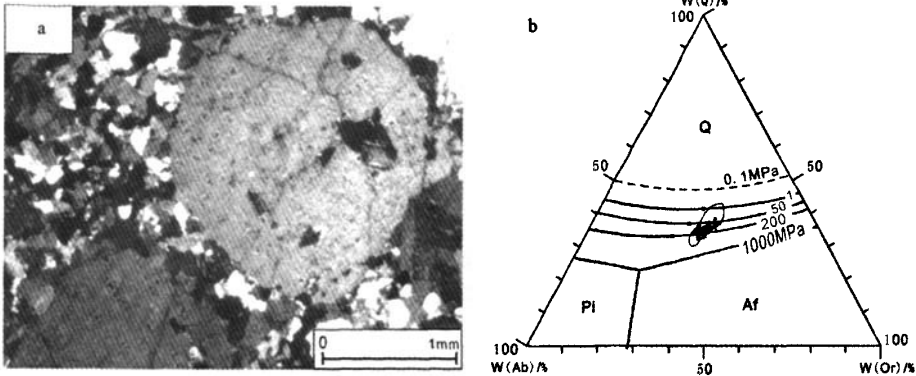


图4 新鲜花岗岩中浑圆状的石英斑晶(a)和不同压力下的 Q-Ab-Or 图解(b,底图引自 Blundy and Cashman, 2001)

图 4b 中:Q-石英; Ab-钠长石; Or-钾长石; Q-石英首晶区; Pl-斜长石首晶区; Af-碱性长石首晶区

Fig. 4 Rounded quartz porphyritic crystal in the fresh granite (a) and Q-Ab-Or diagram under various pressure (b, after Blundy and Cashman, 2001)

In Fig 4b: Q-quartz; Ab-albite; Or-orthoclase; Q-quartz first crystallize out; Pl-plagioclase first crystallize out; Af-orthoclase first crystallize out

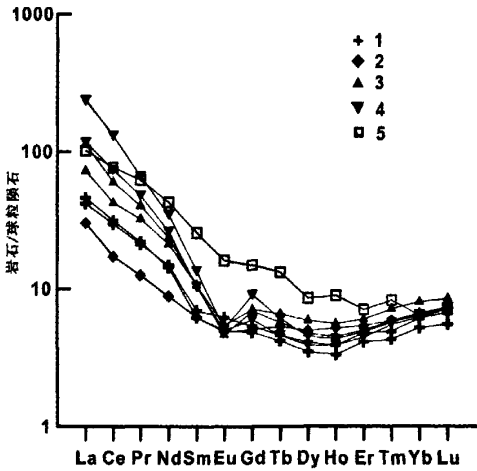


图5 小东沟岩体全岩样品稀土元素配分图(球粒陨石数据值据 Boynton,1984)

1-新鲜斑状花岗岩(据聂风军等,2007); 2-新鲜斑状花岗岩(中心相); 3-钾化-绢云母化蚀变岩; 4-绢英岩化蚀变岩; 5-壳幔性花岗岩(据王中刚等,1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution of various rocks in the Xiaodonggou pluton (chondrite data from Boynton,1984)

1-Fresh porphyritic granite (from Nie *et al.*, 2007); 2-Fresh porphyritic granite (center face); 3-potassic and sericitic altered rock; 4-sericitic-silicic altered rock; 5-granite of crust-mantle typer (Wang *et al.*, 1989)

均值为 0.45%; Mg、Fe 组分相对较贫。全岩样品主元素以相对富硅和碱质组分尤其是富钾为特征,与北美西海岸的斑岩型钼矿床容矿花岗岩相似,所有样品的 SiO₂ 含量都很高,变

化范围不超过 1% (平均值为 75.14%)。

4.3 微量元素特征

对小东沟斑岩型钼矿床的斑状花岗岩样品(1 件,取自岩体中心相)、钾长石-绢云母化蚀变花岗岩(2 件)和晚期绢英岩化蚀变岩(2 件)进行了微量元素化学分析(表 1),同时引用了聂风军等(2007)测试的 2 件斑状花岗岩微量元素数据和王中刚等(1989)发表的壳幔性花岗岩微量元素数据进行对比(图 5)。实验测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成,用 XRF 玻璃熔样,之后在 ICP-MS 上测定,分析精度优于 2%~5%。小东沟岩体在微量元素地球化学方面存在以下几个特点:

(1)斑状花岗岩样品的稀土元素总量很低($49.6 \times 10^{-6} \sim 57.9 \times 10^{-6}$),远低于正常的壳幔性花岗岩(144.37×10^{-6}),而钾长石-绢云母化蚀变花岗岩和绢英岩化蚀变岩的稀土元素总量($95.44 \times 10^{-6} \sim 225.83 \times 10^{-6}$)、特别是 LREE 含量比斑状花岗岩的要高很多(图 5),指示随着热液蚀变强度的增大,稀土元素含量呈现出明显富集的趋势,热液将稀土元素从岩浆中带出。

(2)斑状花岗岩的 REE 配分曲线显示出无铕负异常或有微弱的铕负异常(图 5),指示其熔融残留物中没有斜长石。

(3)斑状花岗岩的 Zr 含量高。岩石中 Zr 的含量也被用来划分高温花岗岩和低温花岗岩(Chappell *et al.*, 2004; 罗照华等,2007b),因为锆石的熔融温度较高,形成低温花岗岩时锆石残留于源区,而高温花岗岩形成时锆石熔融进入熔浆,所以高温花岗岩中 Zr 的含量高。小东沟岩体斑状花岗岩样品 Zr 的含量为 122.1×10^{-6} ,典型的低熔岩浆形成的高喜马拉雅浅色花岗岩平均 Zr 的含量仅为 35×10^{-6} (Harris *et al.*,

表1 小东沟斑岩型钼矿床各类岩石微量、稀土元素分析结果(×10⁻⁶)及特征比值

Table 1 Chemical analytical data (×10⁻⁶) and characteristic ratios of trace and rare earth elements of various kinds of rocks in Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit

样品号	XDG-121	XDG-25	XDG-6	XDG-21	XDG-10	XDG-1	XDG-4	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb	240	326	290	271	234	244	235	200 ^①
Ba	524	300	519	195	486	480	431	830
Sr	95	47.3	64	17.7	76.8	75.2	80	300
Nb	11.1	17.9	13	12.1	14.2	14.1	12.1	20
Ta	1.13	1.97	1.28	1.3	1.19	1.3	1.18	3.5
Th	17.9	25	24	13.3	17.9	20.9	18.9	18
U	6.55	8.62	5.44	14.47	13.1	5.93	5.53	3.5
Zr	122.1	102.8	114.1	88.2	119.2			
Nb/Ta	9.82	9.09	10.15	9.31	11.93	10.85	10.25	5.71
U/Th	0.37	0.34	0.23	1.09	0.73	0.28	0.29	0.19
La	9.42	35.1	22.51	73.29	36.35	13.0	14.3	31.62 ^②
Ce	14.01	48.48	34.33	101.07	59.56	24.1	25.5	61.92
Pr	1.54	4.93	3.96	8.21	5.84	2.6	2.7	7.60
Nd	5.36	14.27	12.85	20.91	15.88	9.00	8.65	25.71
Sm	1.23	2.1	2.08	2.63	2.04	1.37	1.22	5.03
Eu	0.36	0.35	0.4	0.37	0.37	0.46	0.37	1.19
Gd	1.33	1.79	1.85	2.29	1.56	1.4	1.26	3.88
Tb	0.25	0.27	0.31	0.28	0.22	0.22	0.2	0.63
Dy	1.62	1.54	1.91	1.4	1.26	1.33	1.13	2.78
Ho	0.38	0.33	0.41	0.29	0.28	0.28	0.24	0.65
Er	1.15	1.06	1.27	0.96	0.94	1.01	0.87	1.50
Tm	0.19	0.19	0.23	0.17	0.18	0.16	0.14	0.27
Yb	1.36	1.41	1.7	1.22	1.31	1.29	1.10	1.36
Lu	0.23	0.24	0.28	0.22	0.23	0.22	0.18	0.23
Y	11.2	12.55	11.35	12.5	11.32	10.4	8.73	14.89
ΣREE	49.61	124.58	95.44	225.83	137.33	56.44	57.86	144.37
(La/Yb) _N	4.67	16.82	8.92	40.4	18.7	6.64	8.56	15.32
δEu	0.86	0.53	0.62	0.46	0.61	1.02	0.91	0.80

测试单位:中国科学院地质与地球物理研究所。1-小东沟岩体新鲜花岗岩;2-3-钾长石-绢云母化蚀变花岗岩;4-5-黄铁绢英岩;引用数据;6-7-小东沟岩体新鲜花岗岩(引自聂风军等,2007);8-①酸性岩(花岗岩和花岗闪长岩)(中国科学院贵阳地球化学研究所,1977);8-②壳幔性花岗岩(王中刚等,1989)

2000),说明小东沟岩体的岩浆在形成的时候伴随着锆石的熔融,具有较高的温度。

5 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年

5.1 样品采集与处理

选用小东沟岩体中心相的斑状花岗岩样品,浅肉红色,具块状构造,结构及矿物组成见前文描述。岩石样品经人工破碎,分选、富集,在双目镜下挑选锆石样品,锆石纯度达99%以上,无氧化,无污染。

5.2 测试方法

从样品中挑选出216粒锆石,多呈浅黄色、无色,透明度良好,金刚光泽,以短柱状、长柱状、双锥状为主,少量呈扇

形,具有扇形分布的环带结构,半自形-自形晶。柱面{110}、{100}、锥面{111}、部分颗粒{211}发育。对其中30颗晶体完好的锆石统计,长一般在0.06~0.18mm,最大达0.2mm,宽0.05~0.1mm,长宽比1.2:1~2.9:1,颗粒晶面完整、平直光滑,有些颗粒在透射光下可见到裂纹和细小的包裹体。阴极发光(CL)图像(图6)显示锆石中振荡环带结构发育,应为典型的岩浆结晶锆石。

将挑选好的待测样品锆石颗粒连同标样一起用环氧树脂粘合在样品座上进行制靶,在中国地质科学院北京离子探针中心进行阴极发光(CL)研究及SHRIMP测年,测年用SHRIMP II完成。样品测试过程中,尽可能选取较少裂隙和包裹体的颗粒和区域进行定点分析,每测3次样品后需要测一次标样,以控制仪器的稳定性和离子计数系统的准确性,更详细的分析方法和过程可参见相关文献(Compston et al., 1984; 宋彪等,2002)。

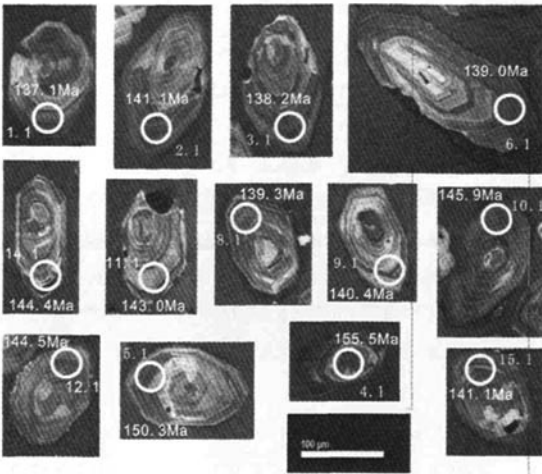


图6 小东沟岩体锆石阴极发光图
Fig.6 Cathodoluminescence images of zircons in granite of the Xiaodonggou pluton

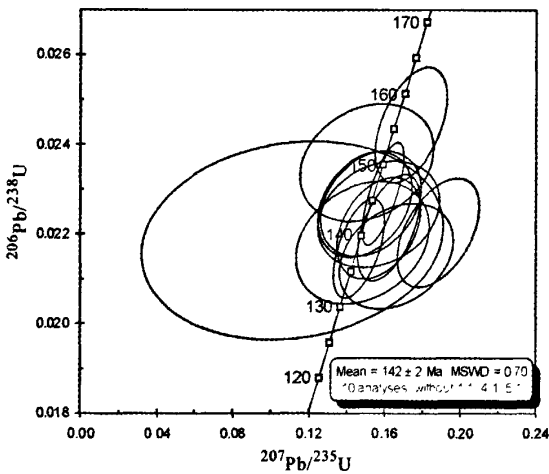


图7 小东沟花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig.7 SHRIMP zircon U-Pb concordia diagram of the Xiaodonggou granite pluton

5.3 测试结果

对样品锆石进行了 13 次分析,分析结果列于表 2,表示在谐和图上(图 7)。其中分析点 1.1 测出了较年轻的年龄 ($137.1 \pm 3.0\text{Ma}$),与其它点的结果相差较大;分析点 4.1 测的是锆石内核的年龄 ($155.5 \pm 3.3\text{Ma}$),可能为捕虏晶锆石的年龄;分析点 5.1 所测锆石具内核,所测得年龄 ($150.3 \pm 3.4\text{Ma}$) 可能为混合年龄,所以这三个分析点不参加年龄的计算,余下的 10 个分析结果产生了 $142 \pm 2\text{Ma}$ 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄,这个年龄我们解释为小东沟花岗岩体的侵入年龄,略早于该矿床辉钼矿的 Re-Os 同位素等时线年龄

$138.1 \pm 2.8\text{Ma}$ (覃锋等,2008)。因此无论是斑岩型钼矿床,还是斑状花岗岩,它们的形成时间均为白垩纪早期,属燕山中期中酸性岩浆及相关热液上侵定位的产物

6 普通铅同位素特征

对小东沟钼矿床中的 4 个辉钼矿样品(取自 1 号矿体中心地段),1 个黄铁矿样品(取自晚期的黄铁绢英岩脉),2 个上二叠统安山岩围岩样品和 6 个主岩钾长石样品(从未蚀变的新鲜花岗岩样品中挑出)共 13 个样品进行了普通铅同位素分析,实验在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素实验室进行,用 MAT262 多接收器的热电离质谱计测定,分析精度对 $1\mu\text{g}$ 铅含量,其 $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 低于 0.05%, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一般不大于 0.005%。

结果显示辉钼矿和小东沟岩体钾长石的铅同位素数据具有混合的趋势(图 8),辉钼矿四个样品的铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 17.88 ~ 17.98, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 15.47 ~ 15.49, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 37.89 ~ 37.99;相比之下,钾长石 6 个样品的铅同位素组成具有较大的变化范围: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 17.94 ~ 18.1, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 15.49 ~ 15.61, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 37.96 ~ 38.43;另外还有一个黄铁矿、两个上二叠统安山岩围岩样品, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 17.95 ~ 18.01, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 15.56 ~ 15.58, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 38.2 ~ 38.25。辉钼矿的模式年龄为 349 ~ 395Ma;钾长石的模式年龄为 322 ~ 406Ma;黄铁矿、安山岩围岩的模式年龄为 419 ~ 459Ma。

张理刚(1995)将大兴安岭地块划为一个单独的铅同位素构造-地球化学省,小东沟岩体的 XDG-121 和 XDG-122 号钾长石样品的铅同位素组成都落在该区的中生代长石铅范围之内(图 8a)。钾长石的铅同位素比值可以代表岩石的初始值,并可以用来确定花岗质岩石的起源(李昌年,1992)。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解中(图 8a),辉钼矿样品位于地幔演化线附近,表明成矿物质可能来源于地幔;而钾长石样品的变化较大,从造山带演化线之上一直延伸到地幔演化线附近,部分样品值和辉钼矿重叠,具有从造山带-地幔过渡的特征。根据二者不同的铅同位素组成特征我们认为小东沟岩体和辉钼矿的源区不同,即成岩、成矿物质来自两个不同的源区,两个源区的衍生物发生了混合。小东沟岩体的母岩浆可能是由底侵形成的新生下地壳部分熔融形成,其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值微负显示具有 PM-EMI 过渡的特征,以 PM 为主,指示可能有华北地台古老岩石圈组分的贡献;而成矿流体则来自地幔,它混入壳源的花岗质岩浆中,使后者带有地幔印记。

二叠纪安山岩围岩与辉钼矿铅同位素组成的不同则说明成矿物质不可能萃取自岩体的围岩。此外,黄铁矿与小东沟岩体、安山岩的铅同位素较相似,说明可能来自岩浆或者围岩。

表2 小东沟花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测试结果

Table 2 SHRIMP zircon U-Pb dating result of Xiaodonggou granite pluton

点号	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄(Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ±%
1.1	1.02	233	260	1.15	4.35	137.1±3.0	0.0561±7.1	0.166±7.4	0.02150±2.2
2.1	0.38	555	500	0.93	10.6	141.1±3.1	0.0531±3.5	0.1622±4.1	0.02214±2.2
3.1	0.49	745	709	0.98	13.9	138.2±2.8	0.0490±3.1	0.1465±3.8	0.02167±2.1
4.1	0.53	342	287	0.87	7.22	155.5±3.3	0.0517±3.9	0.1739±4.4	0.02442±2.2
5.1	1.32	304	256	0.87	6.24	150.3±3.4	0.0463±9.3	0.151±9.6	0.02358±2.3
6.1	1.57	306	264	0.89	5.83	139.0±3.5	0.0493±9.3	0.148±9.7	0.02180±2.6
8.1	2.46	292	275	0.97	5.62	139.3±5.7	0.037±29	0.111±29	0.02185±4.1
9.1	0.48	187	199	1.10	3.56	140.4±3.1	0.0621±4.1	0.1884±4.7	0.02202±2.2
10.1	0.23	790	766	1.00	15.6	145.9±2.9	0.05046±1.9	0.1592±2.8	0.02289±2.0
11.1	0.89	324	306	0.98	6.30	143.0±3.0	0.0507±8.1	0.157±8.4	0.02243±2.2
12.1	1.18	455	355	0.81	8.97	144.5±3.0	0.0488±6.8	0.153±7.1	0.02267±2.1
14.1	1.00	450	373	0.86	8.84	144.4±3.0	0.0479±6.4	0.150±6.8	0.02265±2.1
15.1	0.65	516	506	1.01	9.86	141.1±2.9	0.0515±5.4	0.1569±5.7	0.02212±2.1

注:单个测点的分析误差为1σ,标样校正误差为0.4%。Pb_c和Pb*分别代表普通铅和放射成因铅

表3 小东沟钼矿床矿石、钾长石及围岩铅同位素组成

Table 3 Lead isotopic compositions of ore, orthoclase and wall rock in the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit

样品号	测试对象	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	模式年龄(Ma)	μ	ω	Th/U
XDGH-24	辉钼矿	17.91699	15.49131	37.97793	393	9.31	36.32	3.78
XDGH-32	辉钼矿	17.93422	15.49051	37.96559	380	9.30	36.16	3.76
XDGH-19	辉钼矿	17.977	15.49081	37.98787	349	9.30	36.02	3.75
XDGH-27	辉钼矿	17.87993	15.47086	37.89313	395	9.27	35.98	3.76
qf-6	黄铁矿	17.94885	15.56571	38.20966	459	9.45	37.85	3.88
qf-11	安山岩	18.00816	15.57644	38.25302	429	9.46	37.79	3.87
qf-12	安山岩	17.99052	15.55739	38.18989	419	9.43	37.44	3.84
XDG-121	钾长石	18.09762	15.61144	38.42574	406	9.52	38.34	3.90
XDG-122	钾长石	18.0864	15.53453	38.20504	322	9.37	36.73	3.79
XDG-123	钾长石	17.99042	15.49603	38.05972	345	9.31	36.30	3.77
XDG-124	钾长石	17.9788	15.49242	38.01567	349	9.30	36.14	3.76
XDG-125	钾长石	17.95737	15.49202	37.98536	364	9.30	36.13	3.76
XDG-126	钾长石	17.94234	15.4845	37.95605	366	9.29	36.02	3.75

μ = ²³⁸U/²⁰⁴Pb, ω = ²³²Th/²⁰⁴Pb, 通过 Geokit 软件计算求得

7 讨论及结论

7.1 小东沟岩体的形成机制

7.1.1 具有高温属性

小东沟岩体斑状花岗岩的高 Zr 含量暗示花岗岩浆形成

时温度高,锆石发生熔融进入熔浆。斑状花岗岩样品中锆石的阴极发光(CL)图像显示其核部有熔融残余的锆石核(图6,4.1点图),SHRIMP 测年结果显示为 155.5Ma,高于岩体的形成年龄(142±2Ma),属于捕虏晶,被形成小东沟岩体的高温岩浆捕获后发生蚀溶。说明形成小东沟岩体的岩浆具有高温属性,是一种高温非低融的岩浆。

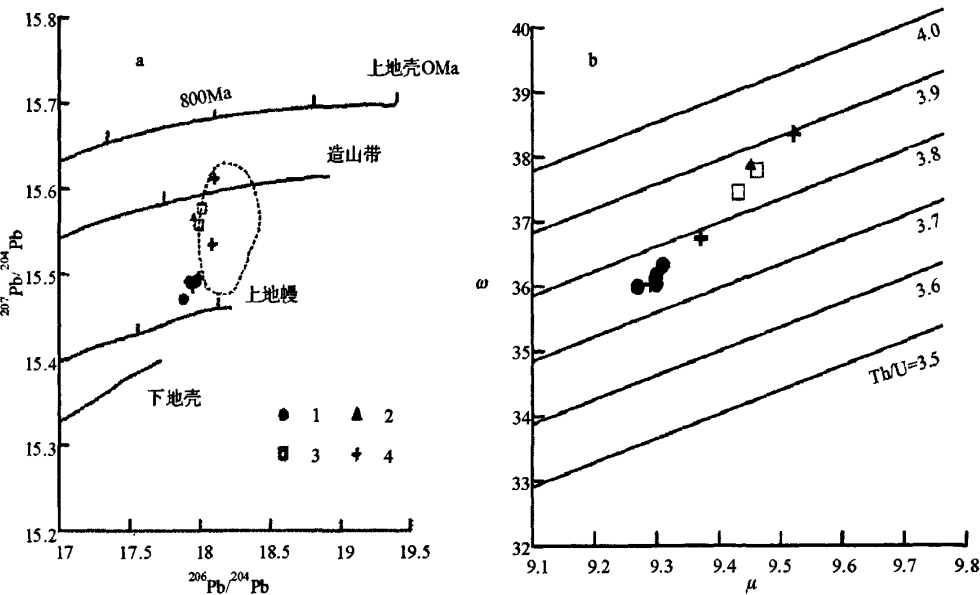


图8 小东沟钼矿床矿石、钾长石及围岩²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb图及特征参数图解

1-辉钼矿;2-黄铁矿;3-上二叠统安山岩围岩;4-小东沟岩体钾长石

Fig. 8 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diagram of ores, orthoclase and wall rock in the Xiaodonggou Mo deposit and diagram of special parameters

1-molybdenite; 2-pyrite; 3-andesite; 4-K feldspar from the Xiaodonggou pluton

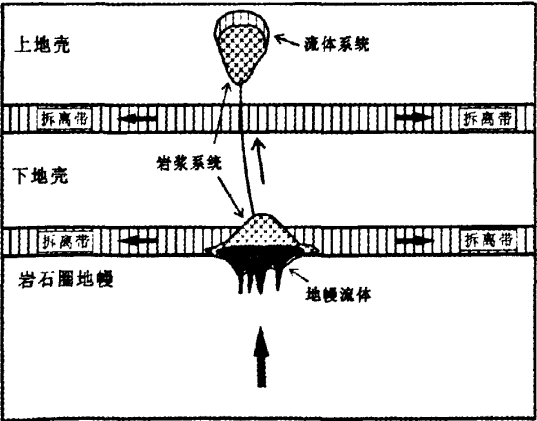


图9 小东沟斑岩型钼矿形成示意图

Fig. 9 Model for the generation of Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit

7.1.2 形成于加厚的下地壳

在岩相学方面,小东沟岩体斑状花岗岩中出现的高温石英斑晶指示其岩浆形成深度较大;在地球化学方面,小东沟岩体高硅富碱,斑状花岗岩具有无钨负异常的特征,实验研究表明,在水不饱和和以及增厚的下地壳(厚度 $\geq 40\text{km}$)的条件下,斜长石极不稳定将会大量分解,此时玄武质下地壳可发生脱水熔融,形成的熔体几乎全部为奥长花岗质和英云闪

长质熔体,残留物含石榴子石(Rapp and Watson, 1995),因此无负钨异常的中酸性火成岩标志着一个加厚陆壳的存在,或者说具山根的造山带环境,因此小东沟岩体的岩浆可能产生于一个加厚陆壳的底部。邵济安等(1999)提出以底侵作用为关键的陆壳垂向增生可能是加厚的主要途径,这些新生的陆壳可以再熔融生成具有地幔特征的岩浆。

7.1.3 有地幔流体的加入

和区域内中生代火成岩一致,小东沟岩体具有高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低 Sr_i 的同位素组成特征,覃锋等(2008)求得小东沟斑状花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 值为 $0.7050 \sim 0.7055$ ($t = 138.1\text{Ma}$,辉钼矿铼钨同位素定年结果), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-2.4 \sim -2.8$,虽然 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值微负,但其同位素组成仍具有高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低 Sr_i 的特点。邵济安等(2002)指出伸展体制下地幔物质的底侵作用是形成内蒙古地区包括花岗岩在内的中生代高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低 Sr_i 火成岩的主要原因。

考虑到小东沟钼矿床这样一个热液非常发育的成矿系统应该是一个开放的系统,热液的性质应对寄主岩的地球化学特征有重要影响,地幔流体的加入也可以较好地解释小东沟岩体高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低 Sr_i 的同位素组成特征,相反,如果流体来自其他地方,比如上地壳,则和小东沟岩体的同位素组成特征不符。

7.1.4 岩浆形成后快速逃离源区

小东沟岩体的斑状花岗岩样品具有较低的REE含量($49.6 \times 10^{-6} \sim 57.9 \times 10^{-6}$),可能与岩浆从源区快速折离,

和源岩未达到化学平衡有关。LREE 对应的载体矿物为独居石,其稳定性受到以下因素的影响:①温度,高温有助于独居石的分解;②熔体成分,碱性的熔体有助于分解;③熔体含水条件,在含水条件下,独居石溶解速率很快(Montel, 1993)。小东沟岩体岩浆的形成条件满足以上三个方面的条件,非常有利于独居石的分解。但是在熔体形成析离的过程中,液体渗透有一个临界值 $F \approx 0.08$,当 F 值(熔体体积)比较高,比如说介于 $0.26 \sim 0.4$ 之间,熔体就会快速上升逃离源区(Vigneresse *et al.*, 1996)。因此,从时间尺度上看,如果熔体析离逃逸的速度大于 LREE 在岩浆中的扩散速度和独居石的溶解速度,则这些岩浆中 LREE 的含量将是不饱和的,小东沟岩体具有这样的特征。源区岩石发生部分熔融形成熔浆的过程实际上就是体系的状态穿过固相线的过程,减压、升温、挥发分注入都有可能部分熔融,大兴安岭地区在中生代时处于伸展隆升的构造背景下,底侵作用发育,必然导致下地壳温度升高,地幔流体进入下地壳则会引起下地壳的迅速熔融,形成快速逃离源区的熔体。由主量、微量元素分析的结果显示,形成小东沟岩体的岩浆具有高温、快速熔融、快速逃离源区的特点。

通过以上的证据可以认为形成小东沟岩体的岩浆起源于加厚的下地壳部分熔融,同时具有高温、快速熔融、快速逃离源区的特点。此外,深部流体的加入有助于实现这种过程:首先,深部流体的加入可以降低下地壳岩石的固相线,使之在底侵作用的加热下更易熔融;其次流体粘度较低,可以帮助熔融的岩浆小液滴快速聚集到一起,达到析离的临界值,逃出源区;另外,岩浆沿细小的构造通道快速侵位的先决条件是其粘度足够小,因而岩浆的温度很高或含有大量的挥发分,深部流体位于岩浆体下方推动岩浆快速上升,或稀释岩浆使其获得更大的浮力,这样小岩浆体上升所需要的能量消耗就少,容易实现快速上升。

7.2 成岩成矿物质的异源性

熔融-同化-储集-均一化(MASH)的机制常被用来解释斑岩型矿床的成因,斑岩型矿床成矿物质的来源也常被解释为来自岩浆的分异作用或者从围岩中萃取,因此基底岩(体)层和围岩中成矿元素的含量得到很高的重视。但是地质观察和实验研究表明小岩体常常与大型矿床有关,岩浆中所能容纳的流体含量、成矿物质含量相比于形成矿床所需的非常有限。从围岩中萃取成矿物质的说法也和大多数斑岩型矿床硫化物具有较均一的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(Taylor, 1987)的情况不符;并且围岩中的流体由于高温岩浆的热压力不能进入岩浆体中,这些事实表明成矿流体主要来自深部的独立流体系统,这也是罗照华等(2007a)提出的透岩浆成矿作用理论所强调的。

依此推断,斑岩型矿床的成岩、成矿系统可能是不同的,其矿石与岩体、围岩应该具有不同的同位素系统,本文通过对矿石、岩体和围岩的铅同位素分析证实了这一点。小东沟

岩体和辉钼矿具有不同的铅同位素组成,前者具有从造山带-地幔过渡的特征;后者显示有地幔特征,说明成岩、成矿物质来自两个不同的源区,下地壳和地幔两个源区的衍生物发生了混合。

成矿物质可以来自幔源岩浆或者地幔流体,小东沟岩体中很少发现有幔源岩浆注入的相关证据,比如暗色微粒包体、斜长石斑晶中的 spike 环带等(覃锋等, 2006),因此成矿物质可能不是来自幔源岩浆。壳源岩浆 + 幔源成矿流体的组合也是一种壳幔物质混合的方式,研究花岗岩的学者将酸性岩中出现的偏基性暗色微粒包体视为注入的基性岩浆,本文则把小东沟花岗岩体中具有地幔铅同位素组成的成矿物质当做注入酸性岩浆的地幔含矿流体的证据。

7.3 水-岩浆体系反应的物理过程

本文提出小东沟斑岩型矿床属于壳源岩浆 + 地幔流体的组合,那么岩浆如何与流体共处就变得十分重要。一些火山学者为了研究水对火山喷发的作用进行了一系列的物理实验(Zimanovski *et al.*, 1997; Trigila *et al.*, 2007),为我们了解水-岩浆两个体系反应的物理过程提供了宝贵的资料。

Zimanovski *et al.* (1997)用墨水和硅油在室温条件下进行了混合实验(硅油代表岩浆),结果指示水和岩浆两个粘度、密度等流变学特征和化学组成都大相径庭的系统在一起时主要以液态不混溶的状态共处。Trigila *et al.* (2007)进行了由真实的岩浆和水参加反应的实验。该实验分为两部分(实验条件均为 200MPa, 1200℃),一部分是均一的岩浆熔体,水从反应装置的底部注入后(压力为 700MPa, 室温)并未发生强烈的喷发;另一部分是带一定数量晶体的熔体,水从反应装置的底部注入后发生了强烈的爆炸喷发。这个实验说明,当岩浆温度较高,晶体数量不多的时候,流体和岩浆主要还是以液态不混溶的状态共处;当岩浆温度下降,结晶晶体的数量达到一定程度时,由于晶体和熔体在物理性质上的差异会使受力不均匀,发生爆炸,大的岩浆体将会被水破坏形成很多小岩浆体。

借助以上的实验,本文用这样一种过程来阐述壳源岩浆 + 幔源成矿流体组合的相互作用过程:在下地壳的岩浆房中,地幔流体进入使其粘度变小快速析离,脱离源区上升;地幔流体和岩浆呈一种液态不混溶的状态共同上升,即罗照华等(2007a)提出的透岩浆流体,岩浆成为成矿流体上升通道的开拓者和避免流体与通道周围岩石反应的保护者,反过来,流体又是岩浆快速侵位的推动者。当二者上升到较浅的深度时,流体-岩浆之间的蒸汽膜破裂,前者将后者分裂成许多很小的岩浆团,同时在温度下降时和半固结的岩浆发生蚀变反应,晶出成矿物质,形成浸染状的矿化现象。

7.4 成岩成矿时代的地质意义

毛景文等(2003)提出在华北克拉通和大兴安岭南段,中生代金属矿床大规模成矿作用有 200 ~ 160Ma, 140Ma, 120Ma

左右三大期次。小东沟斑岩型钼矿床容矿花岗岩的 SHRIMP 年龄为 142 ± 2 Ma, 辉钼矿样品的铼-钼同位素测定表明其成矿年代为 138.1 ± 2.8 Ma, 可划归为 140 Ma 这一大成矿期, 而该成矿期对应 140 Ma 左右南北主应力场向东西主应力场构造体制大转折。邵济安等(2005)指出大兴安岭在早白垩世开始整体隆升, 处于伸展的构造环境。伸展环境为软流圈(层)物质上涌提供条件, 使发生基性岩浆的底侵, 引发下地壳岩石的熔融, 同时地幔物质也能够参与岩浆岩的形成过程。而小东沟钼矿床矿石和岩体铅同位素所显示出的异源性较好地反映了这一过程。

7.5 小东沟斑岩型钼矿床的成矿模式

本文通过对小东沟斑岩型钼矿床的岩相学、主微量元素地球化学特征、成岩成矿年代背景、成岩成矿物质的异源性、水-岩浆反应的物理过程等等的分析, 提出其成矿模式如下(图9):

大兴安岭南段地区在早白垩世伸展作用的构造背景下, 基性岩浆底侵和软流圈上涌, 受区域性壳应力大幅度调整的影响, 小东沟及其邻区的地壳处于构造活动高峰期, EW 向和 NE 向深大断裂再次活化。地幔(或拆离带)的含矿流体沿着断裂进入由先期底侵岩浆转换成的新生下地壳岩石中, 使其固相线温度降低, 在受热条件下更易发生熔融。在流体的帮助下, 熔融的小液滴迅速聚集形成岩浆房, 随后更多的地幔含矿流体进入形成壳源岩浆+幔源成矿流体组合, 流体的加入可以稀释硅酸盐岩浆, 增加其体积, 使具有更大的浮力, 或位于岩浆体下方, 都有助于岩浆快速从源区逃逸, 携带来自地幔的含矿流体沿着区域性的 EW、NE 向深大断裂上升侵位。

在岩浆温度较高时, 地幔含矿流体和岩浆大致以较稳定的液态不混溶的状态共存, 当岩浆侵位到较浅的深度时, 围压下降, 温度降低, 晶体增多, 流体-岩浆变得不稳定, 岩浆被分裂成许多很小的岩浆团, 其间为流体所连接, 这是一个近似于爆炸的剧烈的反应过程。由于流体中 H^+ 、 K^+ 和各种成矿元素的存在, 必然会和岩浆或冷却后形成的岩石发生蚀变反应, 并晶出成矿矿物, 形成现在具有浸染状矿化现象的小东沟斑岩型钼矿床。

致谢 感谢毛景文研究员和编辑部对本文的指导; 中国科学院地质与地球物理研究所、岩石圈演化国家重点实验室裘翼和王秀丽分别给本文进行了 Sr-Nd-Pb 同位素分析测试; 在野外工作过程中得到小东沟钼矿床赵广金等技术人员的大力支持, 在此表示衷心的感谢!

References

Blundy J and Cashman K. 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contrib. Mineral.*

- Petrol.*, 140: 631-650
- Boynton WW. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry: Developments in Geochemistry* 2
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Neimongol Autonomous Region (BGMNRN). 1991. *Regional Geology of Neimongol Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 1-532 (in Chinese)
- Chappell BW, White AJR, Williams IS *et al.* 2004. Low- and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 95: 125-140
- Compston W, Williams IS and Mayer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a Sensitive High Resolution Ion Microprobe. *Proc. XIV Lunar Planetary Science Conference. J. Geophysics. Res.*, 89(suppl.): B525-B534
- Deng JF. 1987. *Petrological Phase Equilibrium and Petrogene*. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences, 1-198 (in Chinese)
- Harris N, Vance D and Ayres M. 2000. From sediment to granite: Timescales of anatexis in the upper crust. *Chemical Geology*, 162: 155-167
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1977. *Concise Geochemistry Manual*. Beijing: Science Press, 1-418 (in Chinese)
- Li CN. 1992. *Petrology of Trace Element of Igneous*. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences (in Chinese)
- Li JJ, Yang CL, Shen BF *et al.* 2005. Volume of Mineral Resource Map in Circum-Bohai Sea Area. Tianjin: Tianjin Science and Technology Press, 222 (in Chinese)
- Luo ZH, Mo XX, Lu XX *et al.* 2007a. Metallogeny by trans-magmatic fluids-theoretical analysis and field evidence. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 165-183 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Huang ZM and Ke S. 2007b. An overview of granitoid. *Geological Review*, 53 (Suppl.): 433-448 (in Chinese with English abstract)
- Lv ZY and Zhao YF. 2004. Geological feature of the Xiaodonggou molybdenum polymetallic deposit. *Mineral Resources and Geology*, 18(3): 256-259 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Zhang ZH, Yu JJ *et al.* 2003. The geodynamic setting of Mesozoic large-scale mineralization in North China: The revelation from accurate timing of metal deposits. *Science in China (Series D)*, 33(4): 289-300 (in Chinese)
- Montel JM. 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110: 127-146
- Nie FJ, Zhang WY, Jiang SH *et al.* 2007. Geological features and origin of Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit in Hexintan Banner, Inner Mongolia. *Mineral deposits*, 26(6): 609-620 (in Chinese with English abstract.)
- Qin F, Xu XX and Luo ZH. 2006. Mixing and mingling in petrogenesis of the Fangshan intrusion, Beijing. *Acta Petrologica Sinica*, 22(12): 2957-2970 (in Chinese with English abstract)
- Qin F, Liu JM, Zeng QD *et al.* 2008. The metallogenic epoch and source of ore-forming materials of the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit, Inner Mongolia. *Geoscience*, 22(2), 173-180 (in Chinese with English abstract)
- Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891-931
- Ren JS, Niu BG and Liu ZG. 1999. Soft collision, superposition orogeny and polycyclic suturing. *Earth Sciences Frontiers*, 6(3): 85-93 (in Chinese with English abstract)
- Shao JA, Zhang LQ and Mu BL. 1999. Magmatism in the Mesozoic extending orogenic process of Da Hinggan Mts. *Earth Science Frontiers*, 6(4): 339-346 (in Chinese with English abstract)
- Shao JA, Hong DW and Zhang LQ. 2002. Genesis of Sr-Nd isotopic characteristics of igneous rocks in Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 21(12): 817-822 (in Chinese with English abstract)

- Shao JA, Zhang LQ, Xiao QH *et al.* 2005. Rising of Da Hinggan Mts in Mesozoic: A possible mechanism of intracontinental orogeny. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 789–794 (in Chinese with English abstract)
- Song B, Zhang YH, Wan YS *et al.* 2002. Mounting and analytical procedure of zircon SHRIMP dating. *Geol. Rev.*, 48(Suppl.): 26–30 (in Chinese with English abstract)
- Taylor BE. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 13: 337–445
- Trigila R, Battaglia M and Manga M. 2007. An experimental facility for investigating hydromagmatic eruptions at high-pressure and high-temperature with application to the importance of magma porosity for magma-water interaction. *Bull. Volcanol.*, 69: 365–372
- Vigneresse JL, Barbey P and Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 6: 1579–1600
- Wang ZG, Yu XY and Zhao ZH. 1989. Rare Earth Element Geochemistry. Beijing: Science Press, 1–535 (in Chinese)
- Zhang LG. 1995. Block-Geology of Eastern Asia Lithosphere – Isotope Geochemistry and Dynamics of Upper Mantle, Basement and Granite. Beijing: Science Press, 153–173 (in Chinese with English abstract)
- Zimanowski B, Buttner R and Lorenz V. 1997. Premixing of magma and water in MFCL experiments. *Bull. Volcanol.*, 58: 491–495
- 吕增尧, 赵英福. 2004. 内蒙古小东沟钨多金属矿床地质特征. *矿产与地质*, 18(3): 256–259
- 毛景文, 张作衡, 余金杰等. 2003. 华北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): 289–300
- 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, 1–532
- 聂凤军, 张万益, 江思宏等. 2007. 内蒙古小东沟斑岩钨矿床地质特征及成因探讨. *矿床地质*, 26(6): 609–620
- 覃锋, 徐晓霞, 罗照华. 2006. 北京房山岩体形成过程中的岩浆混合作用证据. *岩石学报*, 22(12): 2957–2970
- 覃锋, 刘建明, 曾庆栋等. 2008. 内蒙古小东沟斑岩型钨矿床的成矿时代及成矿物质来源. *现代地质*, 22(2): 173–180
- 任纪舜, 牛宝贵, 刘志刚. 1999. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用. *地学前缘*, 6(3): 85–93
- 邵济安, 张履桥, 牟保磊等. 1999. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用. *地学前缘*, 6(4): 339–346
- 邵济安, 洪大卫, 张履桥. 2002. 内蒙古火成岩 Sr-Nd 同位素特征及成因. *地质通报*, 21(12): 817–822
- 邵济安, 张履桥, 肖庆辉等. 2005. 中生代大兴安岭的隆起——一种可能的陆内造山机制. *岩石学报*, 21(3): 789–794
- 宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 48(增刊): 26–30
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1–535
- 张理刚. 1995. 东亚岩石圈块体地质——上地幔/基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 140–197
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 1977. 简明地球化学手册. 北京: 科学出版社, 1–418

附中文参考文献

- 邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1–198
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社
- 李俊健, 杨春亮, 沈保丰等. 2005. 环渤海地区矿产资源图集. 天津: 天津科技出版社, 1–222
- 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥. 2007a. 透岩浆流体成矿作用——理论分析 with 野外证据. *地学前缘*, 14(3): 165–183
- 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 2007b. 花岗岩质岩石的基本问题. *地质论评*, 53(增刊): 180–226