

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2014.04.013

哈达门沟—柳坝沟金矿田成矿年代研究

陈代鑫

(中国地质大学(北京),北京 100083)

摘要: 文章在梳理分析相关文献的基础上,综合考虑区域构造成矿背景、超大型金矿形成条件、金矿脉形成深度及隆升剥蚀幅度等方面的因素,认为哈达门沟—柳坝沟金矿田经历了漫长的地质演化,是多期次叠加成矿;在海西中、晚期初步富集,到印支期大规模成矿,再到燕山期进一步叠加富集并遭受后生改造;主成矿期为印支期,主成矿年代集中于 217~240 Ma 之间。

关键词: 哈达门沟—柳坝沟金矿田;成矿年代;主成矿期;内蒙古

中图分类号: P597;P618.51 **文献标识码:** A

0 引言

哈达门沟—柳坝沟金矿田位于内蒙古包头市西部约 15 km 处,由南侧的哈达门沟金矿床和其北西紧邻的柳坝沟金矿床组成;此金矿田如今探明资源量突破了 100 t,为一超大型金矿床。柳坝沟金矿床与哈达门沟金矿床具有相似的成矿流体来源^[1],而且两个矿床的成矿温度、压力及成矿条件较为相似^[2]。通过两个金矿床地球化学特征的详细对比,认为这两个矿床同处于一个金矿田,且两个金矿床的围岩地球化学特征、矿床地质特征基本相似,仅有的区别是柳坝沟金矿床的钾化较哈达门沟金矿床弱^[3],因此本文将两个矿床放一起,作为一个金矿田,对其形成年代进行研究。

自从上个世纪 80 年代哈达门沟金矿被发现以来,我国众多地质工作者及科研人员在哈达门沟—柳坝沟开展了一系列研究工作,对该金矿田成矿年代的研究工作最早见于 1990 年的文献,最新见于 2012 年的文献^[1-19]。然而由于各位研究者的研究角度、采样部位、样品种类及测年方法等的差异,使得各自得出的结论并不统一,大家对该金矿床的成矿年代也颇有争议。主要的观点有:主成矿期在海西

晚期,主成矿期在印支期,以及主成矿期在燕山中、晚期(表 1)。

本文将在分析评述相关文献的基础上,综合考虑区域构造成矿背景、超大型金矿形成条件、金矿脉形成深度及隆升剥蚀幅度等方面的因素,旨在进一步厘定该矿田的成矿年代,为今后进一步的找矿勘查工作及地质研究工作有所推动。

1 前人对主成矿期的认识

1.1 海西晚期

前人认为主成矿期为海西晚期的主要依据有:

(1)认为矿区的山前钾长石化剪切蚀变破碎带(以下简称山前钾化带)是矿区的导矿构造,容矿构造为其派生的雁行式裂隙^[23],其形成年龄值 $1\ 975\pm12$ Ma 或 $1\ 981\pm14$ Ma^[35]。

(2)认为矿区西侧大桦背岩体为成矿提供岩浆热液,并推测大桦背岩体有岩枝伸到矿区深部,对大桦背岩体进行测年的结果为 (353 ± 7) Ma^[30,32],为海西早期产物。

(3)对 13 号金矿脉进行 K-Ar 法测年,测得年龄为 239 Ma 和 276 Ma,对应海西晚期^[21]。

(4)矿区中部发育有 2 组辉绿(玢)岩脉,其

收稿日期: 2013-12-04; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 中国人民武装警察部队黄金地质科研项目资助。

作者简介: 陈代鑫,男,硕士研究生,应用构造地质学专业。E-mail: 876328591@qq.com

表 1 前人关于哈达门沟金矿成矿时代的观点

Table 1 The previous view-points on the metallogenic times of Hadamengou-Liubagou gold field

作者	地质依据及测年方法	所得结论
武警黄金指挥部(1995) ^[20]	大桦背岩体的年龄为(353±7) Ma	认为大桦背岩体提供成矿热液, 主成矿期为海西晚期
孟伟, 陈小伍, 李蒙文(2002) ^[21]	13号金矿脉 K-Ar 年龄为 239 Ma 和 276 Ma; 各种矿物的形成阶段、矿物之间的蚀变交代穿插关系	主成矿期为海西晚期
胡鸿飞, 戴霜, 唐玉虎, 等(2008) ^[22]	元素地球化学特征分析及同位素测年	一期重要成矿时代与海西晚期的岩浆-构造事件相耦合
杨泽斌, 周文辉(2002) ^[23]	据控矿条件分析认为矿区控矿(导矿)构造为山缘钾长石化剪切破碎蚀变带, 容矿构造为其派生的雁行式裂隙	主成矿期为海西晚期
李尚林, 段俊梅, 李丽, 等(2010) ^[24]	综合同位素研究成果	成矿时代海西-印支期
陈纪明, 刘纲(1996) ^[25]	蚀变钾长石 K-Ar 测年为 139~270 Ma	成矿为印支期
聂凤军, 江思宏, 刘妍, 等(2005) ^[26]	含金石英-钾长石脉(金矿石)绢云母 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar 同位素测年: (239.76±3.04) Ma	主要成矿期印支早期
章永梅, 顾雪祥, 程文斌, 等(2004) ^[27]	柳坝沟钾-硅化蚀变岩矿石钾长石 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar 测年, 平均年龄(217.9±3.1) Ma	主成矿时代为印支期
徐雁军, 杜尔为(1991) ^[28]	根据铅混合模型计算, 哈达门沟金矿化年龄为 186 Ma 和 227 Ma	主成矿期印支-燕山期
辛向东, 刘纲(2010) ^[29]	蚀变钾长石 K-Ar 测年(139.08±3.31) Ma 和 270 Ma 钾长石化蚀变岩的锆石 U-Pb 测年: (132±2) Ma; 矿石绢云母 Ar/Ar 测年(239.76±3.04) Ma	成矿时代为印支期—燕山期
夏冬(2011) ^[30]	矿石样品的测定, 成矿年龄为(240±2) Ma	印支期为主成矿期
郎殿有(1990) ^[31]	对矿石中 10 件铅同位素进行计算, 金矿化年龄为 170 Ma	最后一次成矿为燕山期
苗来成, Yumin Qiu, 关康, 等(2000) ^[32]	钾化蚀变岩的锆石 U-Pb 定点定年为(132±2) Ma。	金矿化为燕山晚期
祁进平, 陈衍景, 李强之(2004) ^[33]	对容矿围岩、成矿岩浆岩、矿石、蚀变岩和成矿后岩脉的同位素测年, 其年龄值 170~100 Ma; 容矿岩浆岩同位素年龄 250~100 Ma	成矿事件发生在 135 Ma 左右, 主成矿期为燕山晚期
马宝军, 牛树银, 陈超, 等(2012) ^[34]	与成矿控矿有关的构造应力场分析	主成矿期为燕山中、晚期

K-Ar 法年龄为 448.60 Ma, 452.07 Ma 和 310.75 Ma, 两期辉绿玢岩脉均被 13 号金矿脉切穿或受到矿化, 证明矿脉晚于脉岩, 其下限为 310 Ma, 对应海西晚期。此外, 大桦背岩体的东部边缘将 EW 向矿脉截断, 岩体边部见有矿体的捕虏体, 对大桦背岩体进行同位素测年, 所得年龄值为 264.25 Ma (K-Ar), 219.9 Ma (K-Ar) 和 217 Ma (U-Pb), 为印支期花岗岩, 因此认为矿化早于印支期^[21]。

以上依据和观点存在的问题有:

(1) 山前钾化带是否是整个矿区的导矿构造尚存在争议, 山前钾化带仅分布在囫囵图沟和大坝沟之间, 长约 5 km, 与长达 12 km 的成矿带相比, 规模有限。空间上距离乌兰不浪沟 113 号矿脉及柳坝沟 313 号等矿脉较远, 因此难以成为全区矿脉的高序次导矿构造^[29]。

(2) 认为矿区西侧大桦背岩体提供成矿热液, 并且大桦背岩体有岩枝伸到矿区深部的证据不充分, 对大桦背岩体众多测年数据的分析发现, 岩基中不同岩性(相)的全岩 Rb-Sr 年龄、锆石 U-Pb 年龄及

全岩 K-Ar 年龄范围较宽, 比如, (220±8) Ma^[30], (330±10) Ma^[36], 264.25 Ma (K-Ar 法), 219.9 Ma (K-Ar 法) 和 217 Ma (U-Pb)^[21]。但其年龄值主要介于 220~350 Ma 之间, 证明大桦背岩体从海西中期到印支期均有岩浆物质注入, 其形成演化也具有多期性, 而且最后就位定型的时间明显晚于海西晚期。

(3) 对哈达门沟金矿床进行的测年主要是对 13 号金矿脉进行了 K-Ar 法测年, 从其他人的测年情况看, 不同的样品及测试方法均会使测年结果不一致, 因此仅凭 13 号脉里采集的部分样品进行测年就确定整个矿床的主成矿期是不充分的。

(4) 根据 13 号金矿脉与辉绿岩脉的穿插关系, 只能确定那一个期次的矿脉晚于辉绿岩, 而整个矿田的成矿明显具有多期性, 有可能存在早于辉绿岩脉的金矿化, 因此我们所见的任何局部现象可能只能说明一定范围的问题。

从哈达门沟 13 号矿体的品位、厚度变化看, 无论从横向还是纵向上, 矿体的矿化强度呈带状相间

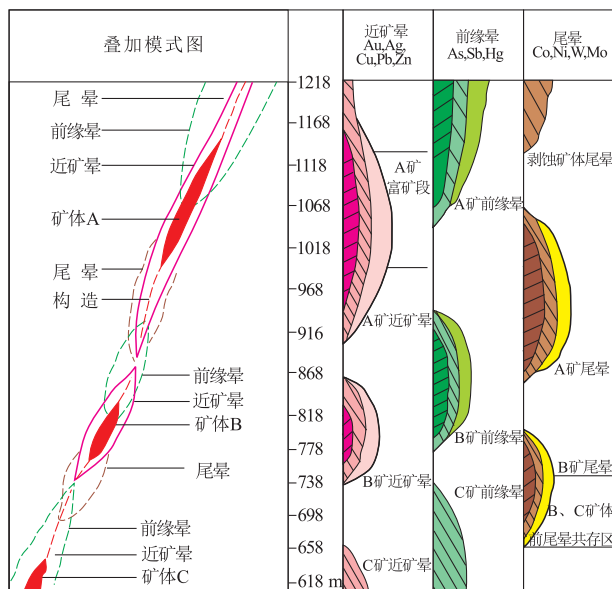


图1 哈达门沟13号脉叠加成矿晕理想模式图

(据文献[38],修改)

Fig.1 The ideal model of superimposed metallogenic halo at ore vein 13 in Hadamengou gold deposit

3个矿体为同一构造的串珠状富矿体，
均由2个以上成矿阶段叠加而形成

分布,矿化强度高的带的两侧均出现相对弱的矿化带,说明这是多期次脉动成矿所致^[30]。矿田中金矿脉向深部有分支复合、尖灭再现的现象,深部存在第二矿化富集段^[3,37],元素含量和地球化学特征参数显示出矿体头晕元素 As, Sb, Hg 与尾晕元素 W, Mo, Co, Ni 共存和峰值叠加现象,显示出哈达门沟金矿床具有多期多阶段叠加成矿成晕的特点(图1)^[38]。同位素测年结果也显示,更多的年龄值范围分布在后来的印支期及燕山期。

综上所述,认为主成矿期在海西晚期的观点应该不成立。

1.2 印支期

前人通过大量的同位素测年,确定哈达门沟金矿田的主成矿期在印支期,比如,根据铅混合模型,计算得到哈达门沟金矿化年龄为 186 Ma 和 227 Ma^[28];哈达门沟含金蚀变钾长石的 K-Ar 法年龄为 139~270 Ma^[25];哈达门沟含金石英-钾长石脉(金矿石)绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素年龄为 (239.76 ± 3.04) Ma^[26];哈达门沟蚀变钾长石的K-Ar法年龄为 (139.08 ± 3.31) Ma 和 270 Ma,钾长石化蚀变岩锆石U-Pb法年龄为 (132 ± 2) Ma,矿石绢云母Ar-Ar法年龄为 (239.76 ± 3.04) Ma^[29];柳坝沟钾-硅化蚀变岩矿石中的钾长石⁴⁰Ar/³⁹Ar 法平均年龄 $(217.9$

$\pm 3.1)$ Ma^[1];对哈达门沟矿石样品进行岩矿测定,得出成矿年龄为 (240 ± 2) Ma^[30]。

由此可知,在印支期,哈达门沟金矿田有大量的物质注入,该时期的地质活动对哈达门沟金矿田的影响应该是巨大的。

1.3 燕山中晚期

前人认为哈达门沟金矿田主成矿期在燕山中晚期,也是有很多数据作为支持的。首先从与成矿控矿有关的构造应力场方面看,燕山运动中晚期构造应力场最大主应力在 290°方位近水平扭压,形成 EW 和 NW 向共轭剪节理,张扭性应力场使近 EW 向的节理弯曲变形,并形成追踪张节理,这两类裂隙成为主要的矿液通道及容矿空间;到燕山运动晚期,整个乌拉山区域内已经转化为伸展环境,呼和浩特一包头断裂发生反转显示典型正断层性质,断裂上盘下降形成河套平原,北部则持续抬升接受剥蚀,直至矿脉出露地表,形成本区现今盆山耦合地貌^[34]。其次,从同位素测年结果看,对矿石中 10 件铅同位素数据进行计算,结果显示出哈达门沟金矿化的年龄为 170 Ma^[31];矿体边部的钾化蚀变岩锆石 U-Pb 法年龄为 (132 ± 2) Ma^[32];矿床的容矿围岩、成矿岩浆岩、矿石、蚀变岩和成矿后岩脉和岩体的同位素年龄值均在 170~100 Ma 之间、容矿岩浆岩的同位素年龄集中在 250~100 Ma 时限范围内^[33]。

哈达门沟金矿田为储量超过 100 t 的超大型金矿,其形成演化必定经历了长时间、多期次的叠加重合成矿,而且矿区及周边的岩浆岩体(如印支期大桦背岩体和海西期沙德盖岩体)、山前钾化带、花岗伟晶岩脉、辉绿岩脉等的年龄均在燕山期之前,因此认为主成矿期在燕山期的观点还有待商榷。

2 成矿年代综合分析

2.1 成矿背景

在大地构造位置上,哈达门沟-柳坝沟金矿田位于华北克拉通北缘西段的阴山隆起带内(图2)。华北北部经历了从太古宙到古元古代陆核形成、结晶基底形成演化,中新元古代以形成坳拉槽为主,古生代以陆缘俯冲造山为主,中生代以陆内挤压造山为主,以及新生代陆内伸展造山、盆-岭构造演化。

中元古代和中生代是华南北缘的两个大规模成矿时期。铅、锌、稀土和稀有金属主要在中元古代成矿,而金、铜、锡、银、钼等有色金属和贵金属则主要在中生代成矿。华南北缘金矿床在太古宙-元古宙

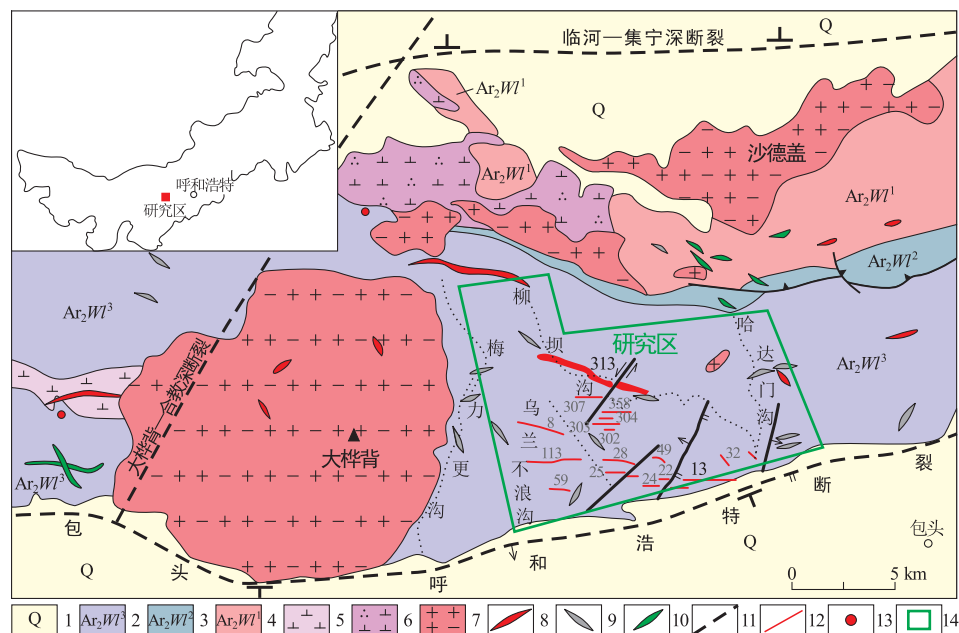


图 2 哈达门沟金矿构造位置图(据文献[34],修改)

Fig. 2 Tectonic position Map of Hadamengou gold deposit

1. 第四系沉积物; 2. 乌拉山群第一岩组: 片麻岩夹大理岩; 3. 乌拉山群第二岩组: 大理岩;
4. 乌拉山群第三岩组: 斜长片麻岩; 5. 太古宙晚期闪长岩; 6. 石英闪长岩; 7. 黑云母花岗岩;
8. 花岗质岩脉; 9. 伟晶岩脉; 10. 中基性岩脉; 11. 深大断裂; 12. 矿脉及编号; 13. 金矿点; 14. 研究区

就已经形成了丰富的矿源层,但并未构成重要的金矿床,矿床最终成型定位于中生代^[39]。华北陆块北缘区域成矿作用存在 3 个高峰期,依次是新太古代(3 000~2 500 Ma)、古元古代末—中元古代(1 900~1 400 Ma)和中侏罗世—早白垩世(180~140 Ma)。产在太古宙—古元古代绿岩带中的金矿伴随强烈的火山作用、退变质作用和剪切构造活动形成绿岩型金矿床或矿源层,在印支—燕山期受到构造—岩浆活动的强烈改造和叠加,成矿作用的多期性和叠加特点明显^[40]。金、银矿大部分都形成于中生代,与中生代火山活动、岩浆侵入活动及断裂活动有成因联系。部分金矿形成于海西晚期—印支期^[41]。

在二叠纪末—三叠纪初期,古亚洲洋沿索伦缝合带最终闭合,华北板块北缘大量约 250 Ma 的岩浆活动记录了这一拼合过程。大量的多学科研究结果证明华北板块与西伯利亚南缘蒙古增生褶皱带最终的碰撞拼合时间为二叠纪末—三叠纪初期(约 230 Ma)。发育在该缝合带上的最晚弧岩浆记录是 310 Ma(碰撞下限),而碰撞花岗岩的侵位年代为 230~250 Ma(碰撞上限),因此,华北板块北缘和西伯利亚板块南缘的碰撞缝合应该发生在 310~230 Ma 之间^[42]。分布于华北板块北缘的印支期 S 型花

岗岩带中的各侵入体就位机制显现出被动就位的形式,而且大量同位素测年结果在 207~227 Ma,显然要晚于两大板块的最终碰撞缝合时间 230 Ma。因此,可以认为华北板块北缘的 S 型花岗岩带是在与西伯利亚板块强烈碰撞缝合之后,转入伸展体制下岩石圈“剥离”和热软流圈上涌发生地壳深融作用而形成的,其构造环境为碰撞后^[43]。

哈达门沟金矿最典型的特点是发育大规模的钾长石化,钾含量高、富碱性。研究发现,大规模的高钾火山岩通常形成于处于显著伸展引张环境的地区^[44];富钾混染花岗岩类是在碰撞之后松弛阶段由于幔源岩浆注入陆壳而产生的,指示由挤压状态向拉伸状态的转变^[45]。矿区东北部沙德盖岩体主要为黑云母正长花岗岩,其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄的加权平均值为(221.6±2.1)Ma,钾质含量很高,表明是拉张构造环境下岩浆活动的产物^[45]。哈达门沟金矿床西侧的大桦背岩体为弱过铝质偏碱性花岗岩,主要浅色矿物为碱性长石(45%)、斜长石(25%)、石英(20%)^[36]。此外,华北板块北缘一系列三叠纪岩浆岩呈带状分布,岩性主要为钾长花岗岩、二长花岗岩及碱性杂岩,岩石组合及地球化学特征均显示后碰撞/后造山岩浆作用的特征。嵇少丞等^[46]认为其产

于与后碰撞有关的张性环境,形成原因与华北板块和西伯利亚南缘蒙古增生褶皱带碰撞/后造山伸展作用有关^[45]。

从区域构造演化上看,哈达门沟—柳坝沟金矿田经历了太古宙末、元古宙和中生代的多期演化^[47]。海西—印支期多次岩浆侵位有利于断裂附近碱交代作用的发生和金的活化富集,印支期的岩浆活动(约 220 Ma)直接导致岩浆热液成矿^[1]。

综上所述,哈达门沟—柳坝沟金矿田的主成矿期应该在印支期,形成于华北板块与西伯利亚板块南缘的后碰撞/后造山张性环境。

2.2 矿体(脉)特征

含金地质体呈脉状或似板状,矿化较连续,有分支复合、尖灭再现的现象,总体走向近 EW,地表出露长度为几十米到数千米,多集中在 100~2 200 m 之间;倾向 S,倾角 45°~85°,产状基本与赋矿岩石的片麻理产状一致,向下呈舒缓波状延伸,倾斜延伸通常为 300~500 m;矿体厚度一般 0.70~3.00 m,各个脉体相互间的距离为 300~500 m,矿化具有上金下钼规律,深部存在第二矿化富集段^[3,26,37,48]。但是,柳坝沟最新钻孔资料显示,金矿脉斜向延伸的最大深度可超过 1 000 m,如图 3 所示。

从哈达门沟 13 号矿体的品位、厚度变化上看,无论从横向还是纵向上,矿体的矿化强度呈带状相间分布,高强度矿化带的两侧均出现相对弱的矿化带,说明这是多次脉动成矿所致^[48]。柳坝沟矿段中部的 313 号脉(图 3)地表实际控制长 5 800 m,总体产状 190°∠40°~70°;西段倾角较缓,在 40°~60°之间;东段较陡,在 60°~70°之间,矿脉在深部也有分支复合及尖灭再现的现象^[23]。矿体中异常元素组合显示出矿化晕由矿体上部的前缘晕、中部的矿中晕及底部的尾晕组成,前缘晕元素组合为 Ba-Pb-Bi;矿中晕元素组合为 Au-Ag-Mo-Te-Cr;矿下部及尾晕元素组合为 Au-Mn-Ti-Si;当出现 Ba-Co-Ni-Au-Te-W 组合异常时,预示着其下部有第二赋矿地段^[3]。

由金矿体及矿脉的特征不难看出,哈达门沟—柳坝沟金矿田经历了多期次的叠加成矿,容矿断裂多为近 EW 向、NNW 向的张性或张扭性断裂。

2.3 成矿条件

哈达门沟—柳坝沟金矿田中的金矿脉形成于中浅部脆—韧性、脆性构造中的弱还原条件下。柳坝沟金矿床产于较浅的脆性断层中,哈达门沟金矿床产于韧性剪切破碎带中。哈达门沟金矿床从成矿阶

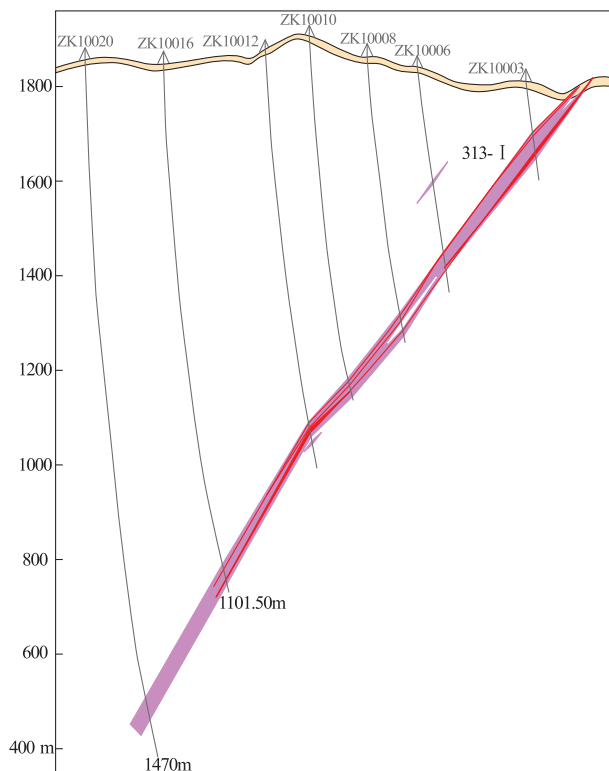


图 3 柳坝沟矿段 313 号脉 100 勘探线剖面图

Fig. 3 Section of line 100 at ore vein 313

in Liubagou domain

1. 金矿脉; 2. 钾长石—石英脉; 3. 钻孔及编号

段早期到晚期显示出大气降水比例不断增大的特征;而形成于较浅构造部位的柳坝沟金矿床则受大气降水影响的程度更大^[1]。成矿期的均一温度分布范围较宽,石英—钾长石阶段石英的均一温度平均为 312 °C,钾长石温度为 400~450 °C,早期石英脉温度平均值为 266 °C,石英网脉阶段均一温度平均值为 238 °C;成矿期后的石英—碳酸盐阶段的均一温度平均值为 172 °C;成矿温度在 200~360 °C,属于中—高温热液型金矿床^[49]。

哈达门沟 13 号矿脉的流体包裹体的压力测定值为 46 MPa,相当于 2 000 m 的深度^[50];张履桥利用矿物包裹体的 CO₂ 密度和均一温度资料计算求得成矿压力为 46~70 MPa,深度为 2 000~3 500 m^[51];而用比容法测得矿脉的成矿压力后据此计算成矿深度为 1.7 km^[23]。综上,可以认为哈达门沟—柳坝沟金矿田的形成深度应不超过 3.5 km。

3 总结

(1)哈达门沟—柳坝沟金矿田主要形成于华北

板块与西伯利亚板块南缘蒙古增生褶皱带的后碰撞环境,在同碰撞向后碰撞过渡的时期,构造应力场由挤压变为拉张,伴随大规模富钾岩浆的贯入,乌拉山群变质岩中的金发生活化迁移,随着流体一起在近EW向及NWW向张性、张扭性脆-韧性及脆性的裂隙里沉淀下来,形成了金矿脉。

(2)从金矿体、矿脉的特征上看,金矿脉并非“一步到位”就形成了,而是经过多次脉冲式成矿叠加而形成,金矿从最初开始富集,到最终定型经历了漫长的地质年代。从成矿条件上看,哈达门沟—柳坝沟金矿田中的金矿脉形成于中浅部脆-韧性、脆性构造的弱还原条件下,形成深度在1.7~3.5 km之间。如今金矿脉已经出露地表,并且埋藏在地下部分的深度主要集中在300~500 m深,但也埋藏于地下有超过1 000 m的。

(3)哈达门沟—柳坝沟金矿田的主成矿期是印支期。华北板块和西伯利亚板块南缘蒙古增生褶皱带碰撞拼合之后构造应力场由挤压转向拉张,最有利于大规模的钾质贯入,同时发生金的迁移活化和沉淀。

(4)关于燕山中后期的一些测年数据,可能是因为燕山期华北北缘也发生了大规模的岩浆活动,为矿田注入了一些新的物质,并且让金矿在一定程度上有了进一步富集。哈达门沟金矿田内主要地质体(岩体和岩脉)的年龄都比较老,多集中在印支期及其以前,因此认为燕山中晚期为主成矿期的观点让金矿田显得过于“年轻”。

综上,可以认为哈达门沟—柳坝沟金矿田经历了漫长的地质演化,是多期次叠加成矿而成,在海西中晚期初步富集,到印支期大规模成矿,再到燕山期进一步叠加富集并遭受后生改造。主成矿期在印支期,主成矿年代集中于217~240 Ma之间。

致谢:感谢导师王根厚教授对本文的指导、校阅。感谢黄金武警二支队的大力支持和帮助!还要向刘得文师兄、项目组成员致以真诚的谢意!

参考文献:

- [1] 章永梅,顾雪祥,程文斌,等. 内蒙古柳坝沟—哈达门沟金矿田稳定同位素地球化学研究[J]. 矿物学报, 2011, 31(3): 530-538.
- [2] 张岩,顾雪祥,章永梅,等. 内蒙古柳坝沟金矿床石英和黄铁矿的稀土元素地球化学特征及成矿意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2012, 31(2): 23-29.
- [3] 王金龙,郑豪,王振华,等. 内蒙古包头市柳坝沟金矿床找矿标志及深部预测[J]. 矿床地质, 2002, 21(增刊): 1194-

1196.

- [4] 陈鸿. 华北块体(地台)北缘几个地质问题的探讨及其成矿作用[J]. 铀矿地质, 1987, 3(1): 34-39.
- [5] 胡宝全,常忠耀,张文聪. 阴山(包头段)大型推覆构造基本特征及其与金矿区域成矿关系[J]. 内蒙古地质, 1990(1): 1-7.
- [6] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1991: 603-604.
- [7] 李杰美,蔡尚波,祝登丰,等. 内蒙古乌拉山地区金矿地质特征及找矿预测[J]. 黄金地质科技, 1993(2): 14-20.
- [8] 赵靖,钱祥麟. 一条早前寒武纪的陆-陆碰撞造山带: 华北克拉通北缘中西部麻粒岩相带[J]. 地质科学, 1996, 31(4): 342-351.
- [9] 朱大岗,孙家树. 华北地块北缘太古代—早元古代构造变形特征及其成矿作用[J]. 地质力学学报, 1996, 3(2): 46-48.
- [10] 郑亚东, Davis G A, 王琮, 等. 内蒙古大青山大型逆冲推覆构造[J]. 中国科学(D辑), 1998, 28(4): 289-295.
- [11] 胡桂明. 华北陆台北缘前寒武纪基底构造格架[J]. 现代地质—中国地质大学研究生院学报, 1999(2): 211-212.
- [12] 曹海清,夏庆贺,翁立猛,等. 内蒙古哈达门沟金矿床地质特征及成矿条件[J]. 内蒙古科技与经济, 2007(21): 301-303.
- [13] 肖荣阁,彭润民,王美娟,等. 华北地台北缘西段主要成矿系统分析[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2000, 25(4): 362-368.
- [14] 刘正宏,刘雅琴,冯本智. 华北板块北缘中元古代造山带的确立及其构造演化[J]. 长春科技大学学报, 2000, 30(2): 110-114.
- [15] 张允平,李景春. 华北及其以北地区晚古生代—早中生代构造格架主体特点[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 916-928.
- [16] 薛建平,高军平. 哈达门沟金矿区成矿地质条件与找矿方向[J]. 内蒙古煤炭经济, 2010(6): 111-113.
- [17] 周晓东,郑刚. 内蒙古哈达门沟金矿区成矿规律及找矿远景探讨[J]. 内蒙古煤炭经济, 2010(4): 31-33.
- [18] 夏冬,牛树银,徐国,等. 内蒙古哈达门沟金矿成矿控矿机制[J]. 黄金科学技术, 2011, 19(2): 13-16.
- [19] 张岩,顾雪祥,章永梅,等. 内蒙古柳坝沟金矿床石英和黄铁矿的稀土元素地球化学特征及成矿意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2012, 31(3): 23-29.
- [20] 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 内蒙古自治区哈达门沟伟晶岩金矿地质[M]. 北京:地质出版社, 1995: 85-87.
- [21] 孟伟,陈小伍,李蒙文. 内蒙古哈达门沟金矿成矿时代及成矿阶段研究[J]. 黄金地质, 2002, 8(4): 13-17.
- [22] 胡鸿飞,戴霜,唐玉虎,等. 华北板块北缘西段裂谷系金矿床成矿特征及成因探讨[J]. 地质与勘探, 2008, 44(1): 9-13.
- [23] 杨泽斌,周文辉. 内蒙古自治区柳坝沟金矿区成矿条件及控矿因素分析[J]. 内蒙古煤炭经济, 2010(4): 23-25.
- [24] 李尚林,段俊梅,李丽,等. 内蒙古乌拉山哈达门沟金矿地质特征及找矿意义[J]. 矿床地质, 2010, 29(增刊): 597-598.
- [25] 陈纪明,刘纲. 内蒙古乌拉山—大青山绿岩型金矿床地质

- [M]. 北京: 地质出版社, 1996.
- [26] 聂凤军, 江思宏, 刘妍, 等. 再论内蒙古哈达门沟金矿床的成矿时限问题[J]. 岩石学报, 2005, 21(6): 1720-1727.
- [27] 章永梅, 顾雪祥, 程文斌, 等. 内蒙古柳坝沟金矿床⁴⁰Ar-³⁹Ar年代学及铅同位素[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(5): 1408-1419.
- [28] 徐雁军, 杜尔为. 内蒙古包头—白云鄂博地区金矿的同位素研究[J]. 长春地质学院学报, 1991, 21(2): 183-189.
- [29] 辛向东, 刘纲. 内蒙古哈达门沟金矿床构造控矿规律及成矿预测[J]. 黄金, 2010, 31(12): 9-14.
- [30] 夏冬. 内蒙古哈达门沟金矿地质特征及构造控矿研究[D]. 石家庄: 石家庄经济学院, 2011.
- [31] 郎殿有. 内蒙古乌拉山金矿床稳定同位素地质研究[J]. 黄金地质科技, 1990(4): 50-56.
- [32] 苗来成, Yumin Qiu, 关康, 等. 哈达门沟金矿床成岩成矿时代定点年研究[J]. 矿床地质, 2000, 19(2): 182-189.
- [33] 祁进平, 陈衍景, 李强之. 华北克拉通北缘浅成低温热液矿床: 时空分布和构造环境[J]. 矿物岩石, 2004, 24(3): 82-92.
- [34] 马宝军, 牛树银, 陈超, 等. 哈达门沟金矿床构造应力场演化及控矿规律分析[J]. 大地构造与成矿学, 2012, 36(4): 530-540.
- [35] 邹天人, 徐珏, 夏凤荣. 内蒙古自治区乌拉山金矿床的成因[J]. 矿床地质, 1998, 17(增刊): 373-376.
- [36] 李大鹏, 陈岳龙, 王忠, 等. 内蒙古乌拉山地区大桦背岩体中锆石 LA-ICPMS 研究与成岩过程模拟[J]. 自然科学进展, 2009, 19(4): 400-410.
- [37] 刘纲, 李伟, 喻万强, 等. 内蒙古包头市哈达门沟金矿田构造控矿规律及成矿预测[J]. 矿床地质, 2010, 29(增刊): 51-52.
- [38] 喻万强, 李伟, 刘纲, 等. 内蒙古哈达门沟金矿床 13 号脉构造叠加晕模式及深部找矿预测[J]. 地质与资源, 2010, 19(3): 230-236.
- [39] 刘伟, 邓军, 储雪蕾, 等. 华北北部大型-超大型矿床的特征及其形成的宏观地质背景[J]. 地球物理学进展, 2000, 15(2): 67-76.
- [40] 陈毓川, 薛春纪, 王登红, 等. 华北陆块北缘区域矿床成矿谱系探讨[J]. 高校地学报, 2003, 9(4): 521-533.
- [41] 崔盛芹, 李锦蓉, 孙家树, 等. 华北陆块北缘构造运动序列及区域构造格局[M]. 北京: 地质出版社, 2000.
- [42] 赵越, 陈斌, 张拴宏, 等. 华北克拉通北缘及邻区前燕山期主要地质事件[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 901-910.
- [43] 陶继雄, 胡凤翔, 陈志勇. 华北陆块北缘印支期 S 型花岗岩带特征及其构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 22(2): 112-117.
- [44] 胡俊良, 赵太平, 徐勇航, 等. 华北克拉通大红峪组高钾火山岩的地球化学特征及其岩石成因[J]. 矿物岩石, 2007, 27(4): 70-76.
- [45] 侯万荣, 聂凤军, 胡建民, 等. 内蒙古乌拉山地区沙德盖岩体年代学、地球化学特征及成因探讨[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(6): 1914-1924.
- [46] 嵇少丞, 王茜, 许志琴. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄[J]. 地质学报, 2008, 82(2): 175-191.
- [47] 甘盛飞. 内蒙古大青山太古宙麻粒岩带的变质构造演化及金矿成矿[M]. 沈阳: 辽宁科学技术出版社, 1992.
- [48] 夏冬, 张玉进, 谢燕, 等. 内蒙古自治区哈达门沟金矿床特征浅析[J]. 内蒙古科技与经济, 2011(1): 51-52.
- [49] 曹海清, 夏庆贺, 翁立猛, 等. 内蒙古哈达门沟金矿床地质特征及成矿条件[J]. 内蒙古科技与经济, 2007(21): 301-303.
- [50] 韩国安. 内蒙古乌拉山地区石英-钾长石脉的金矿化地质特征及成因初探[J]. 黄金地质科技, 1989(3): 14-18.
- [51] 郭砚田. 内蒙古乌拉山“哈德门沟式”金矿床成矿地质特征[J]. 贵金属地质, 1992(2/3): 191-195.

Metallogenic epoch of Hadamengou-Liubagou gold field

CHEN Daixin

(China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Based on the analysis of related literatures, regional tectonic background, ore-forming conditions of super large gold deposits and formation depth of gold ore veins and the uplift and denudation rate etc it is considered that Hadamengou-Liubagou gold field is exposed to prolonged geological evolution. Multiple ore stages were superimposed with primary enrichment of gold in Middle-late Hercynian period and large scale ore-forming process in Indo-Chinese epoch. During Yanshanian period further superposition and enrichment and epigenetic rework took place. In the ore field Indo-Chinese epoch is the main metallogenic epoch and the metallogeny was concentrated in 217-240 Ma.

Key Words: Hadamengou-Liubagou gold field; metallogenic times; the main mineralization epoch; Inner Mongolia