

再论华北地台老变质岩中金矿成因特征

周世泰

(冶金部东北地质勘查局·鞍山市)

华北地台金矿绝大多数产于太古宙、元古宙老变质岩中。成矿物质来源于老变质岩,并在燕山期构造—岩浆活动中迁移、富集成矿。金矿与燕山期岩浆岩关系密切。深层构造和区域构造对金矿有明显的控制作用。该类金矿称为“燕山期层控热液型金矿”。国外老变质岩中金矿是“前寒武纪变质热液型金矿”,而我国华北地台中金矿是燕山期矿床。这是与国外不同之点。

关键词 金矿床 燕山期层控热液型 前寒武纪变质热液型 老变质岩



地质·矿床

几年前,作者曾撰文⁽²⁾讨论华北地台老变质岩中金矿的成因和成矿时代问题。近年来,资料又多了点,认识也有深化,又写这篇文章,想把问题说得更清楚些。

金矿的矿源层

华北地台中金矿绝大多数产于太古宙、元古宙老变质岩地层中;部分产于侵入老变质岩的燕山期侵入体中,宏观上看它们也是处于老变质岩区。产于显生宙岩层中的金矿虽有,但很少。所以,总的说来,绝大多数金矿产于老变质岩中,只要看小比例尺金矿分布图即可一目了然。

例如,辽西 53 个金矿床(点)中,26 个产于建平群变质岩层中,19 个产于变质岩区的燕山期侵入体中。辽南地区 226 个金矿床(点),91 个产于鞍山群老变质岩及其混合岩化岩石中,68 个产于元古宙辽河群变质岩层中。冀北地区 117 个金矿床(点)中有 107 个产于太古宙迁西群老变质岩中

(母瑞身,1985)。张宣地区 95% 的金矿脉产于桑干群变质岩中(胡小蝶,1989)。小秦岭地区 81.3% 的金矿脉产于太华群变质岩层中(胡志宏,1986)。

这些资料表明,华北地台金矿中的绝大多数是产于太古宙、元古宙老变质岩地层中的。这个事实足以说明,太古宙、元古宙老变质岩是这些金矿的矿源层。

为什么老变质岩能为华北地台金矿的矿源层?大多数人认为老变质岩层金丰度值高。这里有两个问题需要讨论:一是是否岩石金丰度值高就能成矿,二是华北地台老变质岩金的丰度值是否确实高。

前一个问题关系到对金矿床附近的金地球化学场状况的认识。对这个问题目前有三种看法:一种认为它是个叠加场,即在矿源层中原来含金的背景上又叠加了成矿带来的金,故金矿床附近岩层中的金丰度值较周围高。第二种认为它是一个亏损场,即矿源层中原来含金的背景上,局部因聚集成矿而出现一个金成份缺损区,故金矿床附近岩层的金丰度值较其周围低。第三种认为,金能否

成矿不取决于矿源层中金丰度值的高低，而取决于岩石中的金是否易于析出成矿。这三种认识目前均属推论，尚待证实。所以不能肯定地说，矿源层金丰度值就必定高。

第二个问题是，华北地台老变质岩的金丰度值是否确实高。近 20 年中，研究华北地台老变质岩金丰度值的资料中，求得的金丰度值大多很高，常达几十个，甚至几百个 10^{-9} ，并论定矿源层中金丰度值这样高就是能形成金矿的原因。直至最近几年，才出现与此不同的情况，即求得的老变质岩金丰度值并不高。例如，张荫树（1986）求得河南舞阳—济源地区老变质岩金丰度值为 $0.71 \times 10^{-9} \sim 1.96 \times 10^{-9}$ ，平均 1.25×10^{-9} ，王亨治（1986）求得小秦岭太华群老变质岩之金丰度值为 $0.55 \times 10^{-9} \sim 0.91 \times 10^{-9}$ ，平均 0.70×10^{-9} ；刘腾飞（1987）求得小秦岭太华群老变质岩之金的丰度值平均为 0.73×10^{-9} ；路永林（1989）求得辽宁北票建平群小塔子沟组老变质岩金丰度值平均为 1.2×10^{-9} 。近年来，国外的资料中也有类似的情况。例如，加拿大莱斯雷克绿岩的金丰度值为 0.3×10^{-9} ，加拿大安大略卡其其湖绿岩为 $1.3 \times 10^{-9} \sim 2.5 \times 10^{-9}$ ，澳大利亚伊尔冈地块为 6×10^{-9} ，西澳卡姆巴尔科马提岩为 7.13×10^{-9} ，南非巴伯顿绿岩为 1×10^{-9} 。

为什么会出现这种情况？检查当前岩石金丰度值研究的状况，可以发现问题出在两个方面：一是金的化验方法发展迅速，分析精度提高很快，以前老化验方法分析的资料已不能使用，需要更新换代；二是金丰度值研究所依据的样品数量大多很少，代表性也差。

1. 化验方面的原因：近几十年金的化验方法不断进步，化验灵敏度有很大的提高。下表是我国 60 年代以来应用过的金的化验方法及其灵敏度，国外有些方法可能应用得更早些。

国内金的各种化验方法应用情况表

化 验 方 法	灵 敏 度	国 内 开 始 应 用 时 间
火法试金	$1 \sim 3 \times 10^{-6}$	60 年代
氢醌容量法	1×10^{-6}	70 年代
硫代米氏酮比色法	$20 \times 10^{-9} \sim 3 \times 10^{-9}$	70 年代中期
火焰原子吸收光谱	$10 \times 10^{-9} \sim 20 \times 10^{-9}$	80 年代
无火焰原子吸收光谱	$2 \times 10^{-9} \sim 3 \times 10^{-9}$	80 年代初期
化学光谱法	$0.2 \times 10^{-9} \sim 0.3 \times 10^{-9}$	80 年代初期
中子活化法	$0.2 \times 10^{-9} \sim 0.3 \times 10^{-9}$	国内尚未 广泛应用

从表可以看出，近 30 年金测试方法灵敏度提高了万倍。用早期 10^{-6} 级测试方法求得的数据来讨论 10^{-9} 级的问题是毫无意义的。因此，应重新进行金丰度值的研究。

2. 取样方面的原因：即样品的代表性问题，一是取样少，二是样品中金矿石 ($\text{Au} > 3000 \times 10^{-9}$) 和金矿化岩石 ($\text{Au} > 100 \times 10^{-9}$) 样品比例过大。

以往研究矿源层金丰度值的资料中，一般只取样几件、几十件，达到一二百件的很少。用这些样品代表几至几十平方公里矿区或矿田，一是代表性不足，二是金矿石或矿化岩石所占比例不应超过 $0.1\% \sim 0.01\%$ 。例如，在一个矿区或矿田中，变质岩层厚度可达几千米至几十千米，而其中金矿石和矿化岩石之累计厚度一般不过是几米、几十米，一般不会超过百米。因此，在矿区或矿田中，金矿石和矿化岩石所占厚度比不过 $n \times 0.1\%$ ，所占体积比和重比只有 $n \times 0.01\% \sim 0.0001\%$ 。故而在一个矿区中取几十件或几百件样品时，不应有金矿和矿化岩石的样品，否则就夸大了它们在整个样品中的比例，导致对岩石整体金丰度值的歪曲。如一项研究金厂峪老变质岩金丰度值的资料，取样 90 件，其中有 3 件矿石样品 ($\text{Au} 1650 \times 10^{-9} \sim 3880 \times 10^{-9}$) 和 3 件矿化岩石样品 ($\text{Au} 152 \times 10^{-9} \sim 333 \times 10^{-9}$)，二者之和占样品总数的 6.6%。这显然夸大了矿石和矿化岩石在矿区中的实际比例。这 90 件样品全

部平均为 113.68×10^{-9} , 意味着全矿区都是矿化岩石, 显然是不可能的。如果舍去这 6 件矿石和矿化岩石样品, 则平均值就只有 4.68×10^{-9} 了。多取这 6 件样品使整个岩石金丰度值夸大了 24 倍, 不可不慎。

另一项研究冀东老变质岩金丰度值的资料, 取样 22 件, 平均 $Au 8.46 \times 10^{-9}$, 看来似乎比地壳金丰度值高 1 倍, 实质上多取了一件矿化岩石样品 ($Au 111.8 \times 10^{-9}$), 舍去它后, 平均值就只有 3.54×10^{-9} 了。

金矿成矿时金元素的富集浓度很大, 形成金矿石 ($Au 3 \times 10^{-6}$), 其富集浓度近 1000 倍, 形成矿化岩石其富集浓度为 30 倍。如在 100 件样品中多取 1 件矿石样品, 就会使全部样品岩石金丰度值平均增加 30×10^{-9} 。

因此, 在野外取样时一定不采金矿石或矿化岩石样品。样品化验后, 还应将矿石或矿化岩石样品舍去, 才能求得较真实的岩石金丰度值。

综上所述, 华北地台金矿绝大多数产于大古宙、元古宙老变质岩中, 华北地台老变质岩就是这些金矿的矿源层。至于老变质岩为什么能成为矿源层, 是否与它的金丰度值有关, 还是其他原因, 尚待研究。

金矿与燕山期岩浆岩的关系

华北地台金矿虽产于老变质岩中, 但它们却与燕山期岩浆岩有极密切的关系。这可从矿区、矿田以至更大范围上看出来。

从矿区和矿田来看, 老变质岩中金矿和燕山期岩浆岩之间关系非常密切。小秦岭地区的大中型金矿均处于燕山期岩体外 2~7km 范围内 (刘腾飞, 1987), 88%~93% 的含金石英脉产于这个范围内, 而且可以在岩体周围自近而远划分出无矿化带、强矿化带、弱矿化带。这种空间分布关系, 无疑是表明燕山期岩浆岩岩体与金矿间有成因关系。在辽西地区的 51 个金矿床 (点) 中, 产于燕山期岩体内的有 19 个, 在岩体外

2km 内的有 22 个, 在岩体外 2~5km 范围内的有 9 个, 距岩体超过 5km 的只有 1 个。辽南地区的 226 个金矿床 (点) 中, 117 个处于燕山期岩体外 0~5km 范围内, 49 个处于岩体中。冀东、内蒙古南部金矿都处于燕山期中酸性、酸性岩体外 6km 范围内, 大中型矿床大多在 2km 以内 (白洪生, 1992)。山东招掖地区的大中型金矿床大多数也处于岩体边界外 7km 范围内 (李健吾, 1982)。上述各燕山期岩体与金矿的关系, 说明了其间的成因联系。

还有一些金矿床附近未见燕山期岩体, 但燕山期脉岩在矿床中却非常发育, 矿脉产于岩脉一侧或两侧; 有的还穿插、交代岩脉。如河南祁雨沟金矿产于太华群老变质岩内的构造角砾岩中, 燕山期脉岩侵入此断裂带及构造角砾岩中, 金矿是由构造角砾岩受矿化交代而形成的。金矿与脉岩的关系也很密切。

从华北地台来看, 绝大多数金矿是产于太古宙、元古宙老变质岩中, 但并非所有老变质岩区都有金矿。有些老变质岩区燕山期构造—岩浆活动较强, 金矿就发育。例如华北地台北缘、山东半岛就是这样。反之, 有些老变质岩区燕山期构造—岩浆活动很差, 金矿就不发育。例如我国重要的老变质岩区——鞍山、迁滦、五台等地区燕山期构造—岩浆活动不发育, 金矿也不发育。在山东这种差异非常明显, 在郯庐断裂以东, 燕山期构造—岩浆活动很强, 金矿也很发育; 而在郯庐断裂以西, 燕山期构造—岩浆活动不发育, 金矿也不发育。

以上情况说明, 华北地台老变质岩中金矿与燕山期岩浆活动有密切的联系。燕山期岩浆岩对金矿的控制, 乃是金矿成矿的重要条件之一。

金矿与断裂构造的关系

金矿是热液矿床, 这是公认的; 构造对

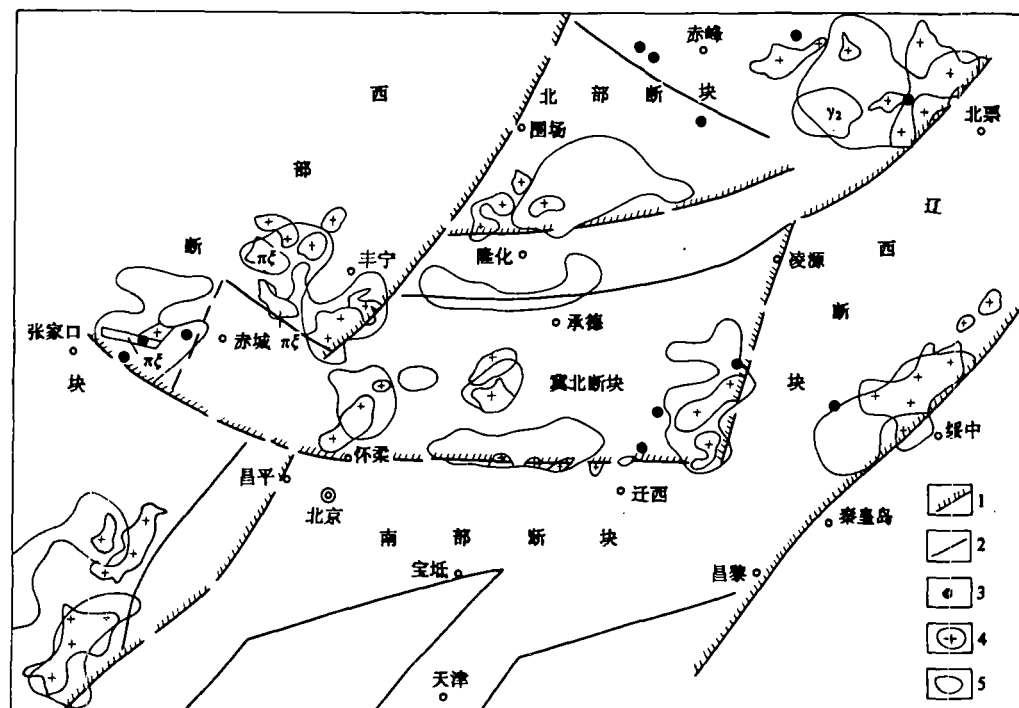
金矿有控制作用,也是毋庸置疑的。构造控矿问题可从几个方面来讨论。

1. 深层构造与金矿的关系

从整个华北地台来看,各老地块在燕山期活化的强度,亦即构造—岩浆活动强度,与金矿成矿强度呈正相关关系。构造—岩浆活动强烈处金矿发育,而在构造—岩浆活动不发育处金矿就不发育。

李治华(1991)用燕辽地区区域重力资料分析了深层构造对金矿的控制,是很有意义的。根据重力场特征,他将燕辽地区34~44km深层构造分为5个断块。即北部断块、冀北断块、南部断块、辽西断块和西部断块(图)。各断块之地壳厚度不等,最大相差可达10km。断块之间被明显的重力梯度带所分开。这些厚度变化的剧烈的重力梯度带就是深断裂之所在。在这几个断块交界处或交汇处,均见有面积达几千平方公里的圆形或椭圆形的局部重力低;这是该处有酸性或碱性侵入体的反映。这些侵入体的密度较其周围老变质岩的密度低 $0.05 \times 10^3 \sim 0.15 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。燕辽地区的几个金矿集中区都是分布在这种地方。如在西部断块、南部断块和冀北断块交汇处,是宣化金矿集中区,其中的大中型金矿床有小营盘、张全庄、东坪、金家庄、后沟等;在西部断块与南部断块交界,有后湖金矿集中区;在冀北断块与辽西断块、南部断块交界处,是都山金矿集中区,其中大中型金矿床有金厂峪、峪耳崖、牛心山、三家子、柏杖子等;在西部断块、北部断块、冀北断块交汇处,是赤峰西南部金矿集中区,其中金矿床有大水清、南大洼、红花沟、莲花山等;在辽西断块与北部断块交汇处,是敖汉金矿集中区,其中的金矿床有金厂沟梁、二道沟等。

上述情况表明,地壳深层构造控制着区域内燕山期岩浆岩体的分布,同时也控制着金矿的分布。由此推测,前述的鞍本、迁滦



燕辽金矿带重力异常场图

1—断块界线; 2—大断裂; 3—金矿床; 4—花岗岩; 5—局部重力低

等燕山期构造—岩浆活动和金矿均不发育的地区可能在深层构造上也是一个稳定地区。

2. 区域断裂与金矿的关系

区域断裂构造对金矿的控制是十分清楚的,大多数金矿都是直接产于区域断裂之中,或产于区域大断裂的次级断裂中。

直接产于区域大断裂之中的最好实例是山东招掖地区金矿田。该矿田是华北地台中最大的金矿田之一,其中绝大多数金矿床和矿脉都是直接产于区域断裂带中的。招掖地区有一个总体上呈北东向的区域大断裂束,由许多北东向和北北东向的区域大断裂组成;北端在黄县附近收拢,向南分散撒开。在这一系列北东向断裂中,最西边的是三山岛断裂,大型的三山岛金矿床就产在这个断裂带中,矿脉与断裂带的产状相同。在三山岛断裂以东,是弧形焦家断裂。在此断裂上产有焦家、新城两大金矿床,其矿脉与断裂产状相同。在焦家断裂的南段,有一个近南北向的分枝断裂,称望儿山断裂,产有望儿山、河东两个金矿床。在此以东,有一条北东向的断裂,称灵山沟—北截断裂。此断裂上有灵山沟、北截两个金矿床。再向东,在招平大断裂上有大型的玲珑金矿床。整个招掖地区的金矿床完全控制在这个束状区域大断裂体系之中。

河北金厂峪金矿床中有6条北东向构造断裂带,金矿脉也都是产于这几条构造断裂带中。

河北宽城唐杖子金矿产于北东向区域断裂带中。断裂带错断长城群地层,并有燕山期花岗斑岩脉侵入其中。金矿产于断裂带中,交代断层角砾岩而成。

河北赤城、崇礼地区区域大断裂对金矿的控制是很明显的。这一地区有近东西向的赤城—崇礼大断裂通过,其南侧有两个也是走向近东西、向南倾斜的派生区域断裂 F_1 、 F_2 。在 F_1 断裂上有金家庄、后沟金矿床,在 F_2 上有东坪金矿床;其西南部还有

一个北西向区域断裂控制着小营盘、谷嘴子等金矿床。

区域断裂控制金矿的实例不胜枚举。控矿断裂的时代均为燕山期,或为燕山期又重新活动的老断裂。控矿断裂带常有燕山期脉岩或小岩株侵入;有的控矿断裂错断燕山期岩体,都是控矿断裂形成时代的有力证明。控矿断裂有张性、压扭性的脆性断裂,也有韧性剪切带、断层糜棱岩。常可见到张性断裂叠加在韧剪切带和断层糜棱岩之上。

3. 金矿与成矿断裂关系的特殊性

受构造断裂控制,与构造断裂关系密切是内生金属矿床的共性,而金矿与断裂构造的关系既有其共性又有特殊性。 Fe 、 Cu 、 Pb 、 Zn 等热液矿床的产出与断裂构造均有密切的关系。有导矿构造与储矿构造之分。 Fe 、 Cu 等内生金属矿床的矿体缘导矿构造而生,如同瓜生在蔓上一样。而金矿与断裂构造的关系更为密切,分不出导矿构造和储矿构造,金矿脉象豆子在豆荚中一样产在断裂带中。山东招掖金矿田的金矿脉均呈脉状、透镜状产于断裂带中,而且矿脉之产状与断裂带产状是一致的。金厂峪金矿脉也都产于矿床中的6条断裂带里,只是其矿脉的产状变化很大,与断裂带的产状并不一致。河南祁雨沟矿床中的金矿脉也产于断裂带中,其产状与断裂带产状也不一致。金矿与断裂构造的这种特殊关系与其成因有关,下面再讨论。

华北地台老变质岩中金矿的成矿时代

近20年来,对华北地台老变质岩中金矿的成因,大多认为是前寒武纪变质成矿。但是,作者认为,许多重要事实显示,它们是燕山期成矿的。下面引证一些事实加以说明。

1. 金矿与燕山期岩浆岩及其脉岩的关系密切。在一些矿床中,金矿脉穿插了燕山期

岩浆岩或其脉岩,有了这样的事实,其成矿时期就不言自明了。如辽宁五龙金矿产于辽河群变质岩及其混合岩中,而矿床中主矿脉穿插了燕山期细粒闪长岩和花岗斑岩。这些岩脉的同位素年龄为 117Ma。此金矿床的成矿时期当然是燕山期了。小秦岭金矿产于太华群变质岩中,金矿脉在燕山期岩浆岩体周围形成了矿化程度不同的环带。这既说明金矿与岩体的成因联系,当然也说明金矿的成矿时期就是燕山期。在此矿床中还可以见到金矿脉穿插燕山期辉绿岩的现象,也表明成矿时期是燕山期的。内蒙古敖汉金厂沟梁金矿的大部分矿脉产于建平群小塔子沟组变质岩中,少部分矿脉穿插于燕山期岩浆岩中,表明金矿成矿期当然是燕山期了。这样的例子很多。如在一些矿床中金矿产于燕山期脉岩的脉壁上,脉岩被矿化,遭蚀变,当然就表明金矿是燕山期成矿了。

2. 金矿与燕山期构造关系密切。许多金矿脉直接产于燕山期断裂构造中,当然是燕山期成矿。从大地构造来看,燕山期构造—岩浆活动强烈的地区,金矿就发育;反之,金矿不发育。这表明金矿就是燕山期成矿的。

如上所述,既然燕山期成矿的事实比较容易认识,那么为什么还有人坚持认为是前寒武纪成矿呢?作者以为,这里有个关键问题,也就是矿石 Pb 同位素资料需要讨论。

在当前金矿地质研究中,做了许多矿石 Pb 同位素研究工作。用矿石中硫化物作 Pb 同位素测定,常得到一、二十亿年的年龄数据。许多研究者据此就得出了前寒武纪成矿的认识。涂光炽先生(1989)^[1]指出:这些铅年龄是脱离 U—Th—Pb 体系的年龄,并非含铅矿物和金矿物形成的年龄。他举例说,河北涞源钼矿产于侵入震旦系地层中的燕山期流纹岩中。在此,斑岩与围岩接触带夕卡岩中方铅矿同位素年龄却为 13 亿~16 亿年。辽宁柴河铅矿产于震旦系白云岩中,

矿脉穿过了侏罗纪地层,其成矿期应为燕山期,但测得的矿石 Pb 同位素年龄却为 20 亿年,比含矿地层年龄还老,当然不对。上述事实表明,不能单纯依据矿石 Pb 同位素年龄来确定成矿时代,而应更好地依据地质事实来认定。

华北地台老变质岩中金矿的成因

华北地台老变质岩中金矿的成矿物质来源于老变质岩中,是没有疑问的。只是老变质岩中的地球化学场及金析出的成矿机理,尚待研究。

本区太古宙、元古宙老变质岩受变质时,变质热液活动并不发育,不利于变质热液金矿的形成。以太古宙地层而论,早太古宙地层变质程度达高级角闪岩相至麻粒岩相。在这样高级的区域变质作用中,变质热液活动应该是不发育的,故而难以形成变质热液型金矿。晚太古宙地层变质程度稍浅,为角闪岩相至绿片岩相,其中有变质热液活动。在鞍本地区形成一些大小不等的变质热液成因的弓长岭型富铁矿,但迄今尚未发现变质热液型金矿。已知的太古宙老变质岩中金矿却是产于早太古宙地层中的。

燕山运动时期,华北地台发生了强烈的构造—岩浆活动,形成了燕山期断裂构造体系和燕山期岩浆岩的侵入。这是我国华北地台在地质发展史上与美、澳、非的一些老地块的重要不同之处。国外一些老地块在前寒武纪时期能形成变质热液型金矿,而我国华北地台早已蕴藏在老变质岩中的金,只是在燕山期构造—岩浆活动中才得以聚集成矿。针对这种情况,涂光炽先生(1989)^[1]指出,中国金矿矿源层与成矿时代之间有一个明显的时差,这是中国金矿的特殊性。

燕山运动时期,华北地台各地按其构造—岩浆活动的强度可分为活动区和稳定区。在活动区中,构造—岩浆活动带给周围岩石

大量的热能,其中包括岩浆岩侵入带来的热能,构造活动的动能也会转化为热能。这些热能就在岩浆岩体周围和构造断裂附近形成了一个热的晕圈。在这样的热能影响和带动下,原来岩石中所含的水、地下水,可能还有燕山期岩浆岩中析出的水,一起增温、汇合,并逐渐向压力低的地方运移。在这个过程中,它们与围岩进行化学成分交换,汲取了围岩中的 Au、S、Fe 及其他元素到这种热水溶液中来。

这种多来源的热水溶液起初可能是弱碱性的,故而常在矿脉周围的蚀变岩石中见钾交代,以后,随着溶液与围岩物质成分的不断交换,使溶液逐渐转变为弱酸性,并且是还原环境。这样的热水溶液,自然具有向压力低的部位运移的趋向;一旦遇到较大的断裂裂隙,由于围压突然降低,而使热液中溶解的 Au、S、Fe 等成分的溶解度迅速降低,而沉淀形成金矿石。

从许多矿床的资料来看,华北地台老变质岩中金矿是一种中低温热液矿床,成矿温度 $150^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 。围岩蚀变简单,一般有硅化、黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化等。而缺乏含 Cl、F 等气体成分的蚀变矿物,这表明矿脉是在一种封闭条件差的低压环境中形成的。

以上所说的华北地台老变质岩中金矿的成矿机理,与变质热液型矿床当然不同,与典型的岩浆热液矿床也不相同,是否应该称之为“燕山期层控热液金矿”。

再谈两个经常涉及的问题。一是燕山期岩浆岩是否带来成矿物质?看来它并未带来成矿物质,因为华北地台上燕山期岩浆岩体

很多,但只有侵入于老变质岩中者,其周围才成矿。其次,与金矿有关的燕山期岩浆岩酸、中、基、碱各类都有,没有一定的成矿专属性。这和岩浆期热液成矿的特点是不相符的。所以看来燕山期岩浆岩可能只是以热能促动老变质岩中金成分活动,集中成矿,它本身并不带来成矿物质。

另一个是成矿断裂性质问题。成矿断裂性质可以是多种多样的。韧性剪切带、张性断裂、压扭性断裂,或是张性断裂叠加在韧性剪切带作为成矿断裂的实例均属常见。金矿在燕山期成矿,燕山期及其以前形成的断裂构造均可成矿。老变质岩变质时形成的韧性剪切带是其中的脆弱带;在后期的构造活动中更容易为新的脆性断裂所沿袭,叠加在上面成为成矿构造。

作者认为,矿产地质学有两个重要的特点,一是地质找矿理论,不论是就矿找矿还是模式找矿,其基本特点都是以已知为样本去寻找未知;然而,同时地质学还有一大特点,就是它的地区性极强,不同地区的地质情况常有很大的差异,找矿模式必定也因地而异,不同地区之间不能简单套用。这两个相互关联而又互相矛盾的因素,在地质找矿中如何运用好是至关重要的。

参考文献

- [1] 涂光炽,《国际金矿地质与勘探学术会议论文集》,东北工学院出版社,1989。
- [2] 周世泰,《国际金矿地质与勘探学术会议论文集》,东北工学院出版社,1989。
- [3] 周世泰,辽宁地质学报,1991,第1期。
- [4] 李治华,地质与勘探,1991,第9期。

Metallogenic Characteristics of Gold Deposits in Old Metamorphic Rocks in North China Platform Zhou Shitai

Most of gold deposits in north china platform are located in the archeozoic-proterozoic metamorphic rocks. Metallogenic materials are originated from the oldest metamorphic rocks, migrated and enriched by tectonic magmatic action during Yanshanian. Gold deposits are closely related with magmatite and controlled by deep-structure and regional structure. The gold deposits of this type are called "strata-bound hydrothermal deposits of Yanshanian". They are different from foreign gold deposits in old metamorphic rocks, which are called "pre-cambrian metamorphic-hydrothermal deposits".