

# 造山型金矿

在构造上,变质地体中构造控制的脉型金矿系列组成了后生贵金属矿床的一种特殊类型,它们在时间和空间上与增生构造有关,我们称之为造山型金矿(Kerrich等,1990;Barley等,1992;Groves等,1998)。然而,其成因已经争议了一个多世纪,成矿时间和成因模式都存在着极端的观点。该金-银矿床类型也被称之为脉型金矿或山金(lode or reef type),包括了网脉,矿化围岩和剪切带中的矿脉。由于脉型金矿主要产于中地壳、绿片岩相环境,故常被称为中温或中深矿床。然而,由于该类矿床形成的温压范围相当大,应形成于从大于25 km处到近地表的地壳深度范围内,Groves等(Groves,1993;Groves等,1998)因此提出了地壳连续模式。如此一来,过去的一些术语已不合适。因为金矿床中银含量较高,Au/Ag的平均值为5,有时伴随W,Mo或Te的富集,因此“单一金矿床”(gold-only)(Hodgson和MacGeehan,1982)是一错误称谓。浊积岩中的脉型金矿、板岩带中的脉型金矿与绿岩带火山岩中的金矿床均被包括在本文的造山型金矿床之中,因为它们的金属元素组合、成矿流体特征和地球动力学背景等相同。同样,朝鲜半岛和中国东部的花岗岩中的中生代含金石英脉型矿床也包括在造山型金矿床中,因为它们也具有

与绿岩和浊积岩中金矿床的典型特征。基于同样道理,对太古宙、元古宙和显生宙造山型金矿之间进行简单而武断的区别,也毫无意义(Kerrich,1993)。

贵金属矿床在共生条件、蚀变类型、金属元素组合、矿床流体化学、构造类型、地球动力学背景等方面与卡林型或浅成低温热液型金矿不同;后者或者产于没有经历变质的地体中,或者成矿时代与赋矿地体的变质时代明显不同,而往往与陆内伸展或岩浆弧发育有关(Sillitoe,1974;Bonham,1989;Berger等,1991;Henley,1991)。特别指出,造山型金矿的Au/Ag值较高,而卡林和低温热液金矿床的Au/Ag值比较低。

## 1 特 征

对所有时代的造山型金矿床的研究得出了以下共同特征(表1)。

1) 富金成矿省形成与增生造山事件有关,主要形成于外会聚超大陆旋回,或者内会聚超大陆聚合旋回的外缘地区。

2) 许多金成矿省位于重要超岩石圈构造(translithospheric structures)附近,或者位于复杂的

表1 造山型脉状金矿床的主要特征

中太古代	巴博顿(Sheba,Fairview)	
新太古代	阿比提比(Timmins),达瓦尔(Kolar),巴西铁四边区(Morro Velho),大努(Con),坦桑尼亚(Buluyanhulu),伊尔岗(Kalgorlie),以及津巴布韦(Cam,Motor)	
典型成矿省 (典型矿床)	元古宙	西非(Ashanti),Trans-Hudson(Homestake),圭亚那的塔牌额斯(Las Christina),以及澳大利亚的塔斯马尼亚北部(the Granites)
	古生代	拉克兰褶皱带(Bendigo,Ballarat),贝加尔褶皱带(Sukhoi Log),南天山(Murantau,Kumtor),Bohemian地块(Kasperske Hory)
	中生代—第三纪	Otago(Macraes),Tombstone Belt(Fort Knox,Pogo,Scheelite Dome),Juneau Gold Belt(AJ,Treadwell),Sierra Foothills(Jamestown),Yana-Kolyma(Natalka),胶东半岛(焦家,玲珑)
构造样式	韧性—韧脆性,反转构造,走滑断层或斜滑断层,背斜穹隆	
矿化样式	脉型,角砾岩型,浸染型	
赋矿岩石	镁铁质和超镁铁质火山岩,侵入岩,条带状燧石铁建造,杂砂岩	
金属元素组合	Au,Ag,±As,±Sb,±Te,W,Bi;Au/Ag平均值为5	
金成色	800~950	
围岩蚀变	白云母化,Ca-Fe-Mg碳酸盐化,绿泥石化,钠长石化,黄铁矿化,电气石化	
P-T条件	220~500℃,0.5×10 <sup>8</sup> ~4.0×10 <sup>8</sup> pa	
成矿流体	低盐度,碳水体系±H <sub>2</sub> S,CH <sub>4</sub> ,CO <sub>2</sub> ,±N <sub>2</sub>	
同位素(水)	δD=-20‰~-80‰,δ <sup>18</sup> O=6‰~10‰	
热 源	软流圈,地壳	
其他特征	沉积盆地流体混入导致盐度升高;放射成因同位素组成以及偶见的高硼同位素组成,指示老地壳和初生地壳与流体之间发生相互作用;老矿床的活化产生了次生同位素组成和流体包裹体的记录	

变质火山-深成地体或沉积地体的构造边界附近。

3) 在有一个或多个外来地体拼贴增生的造山带的较长造山时间范围内, 成矿作用的发生总是特征性同步或滞后于峰期变质作用 (syn- to post-peak metamorphism) 和构造作用晚期 (late-tectonic)。

4) 造山型金矿床分布于大型复杂地质带中, 该带具有岩性、应变、变质级等方面的陡变 (梯度), 代表着造山环境。

5) 绝大多数超大型成矿省位于绿片岩相变质地体中。

6) 矿床受构造控制, 产于超岩石圈断裂带的二级或更低级的断层羽中 (second or higher order splays)。这些构造具有高角度的倾斜位移, 常有反向滑动, 但也有伴随一些横推断层 (transcurrent fault) 的实例。

7) 矿床基本上严格地受控于脆-韧性变形的转变 (或过程), 金沉淀同步于变形作用。

8) 绿片岩相区域的蚀变矿物共生组合以石英、碳酸盐、云母 (±钠长石)、绿泥石和黄铁矿 (±白钨矿和电气石) 为主。

9) 具有特征性的元素组合。与背景丰度值相比, Au, Ag (±As, Sb, Te, W, Mo, Bi, B) 强富集, Cu, Pb, Zn, Hg 和 Tl 弱富集; 在这类矿床地壳连续模式的低温区域, As, Sb 和 Hg 的富集程度增强。

10) 成矿热液流体为低盐度富水含碳流体, 具有大致相似的低盐度 ( $<6\%$ ), ( $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ ) 含量为  $5\% \sim 30\%$ , 少量  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  不混溶。

11) 在脆-韧性剪切带内, 流体压力从超静岩压力 (supralithostatic) 变化为次静岩压力 (sublithostatic)。

12) 对于单个矿床而言, 尽管在整个矿区的范围内存在一些达到金属元素含量的分带特征, 矿脉系统的垂直延伸可超过 2 km, 而没有分带现象, 或分带性较弱。

这些特征是根据以下文献总结的: Groves 和 Phillips (1987); Kerrich (1987, 1989a, b); Colvine 等 (1988); Böhlke (1989); Colvine (1989); Goldfarb 等 (1989, 1993, 1997); Rock 等 (1989); Ho 等 (1990a, b, 1992); Kontak 等 (1990); Cox 等 (1991); Groves 和 Foster (1991); Poulsen 等 (1992); Foster 和 Piper (1993); Phillips 和 Hughes (1996); Robert (1995); Robert 等 (1997); McCuaig 和 Kerrich (1998) 和 Jia 等 (2000)。

大多数该类矿床产于经历过绿片岩相变质作用

的地体中, 矿床以绿片岩相蚀变矿物组合为特征。最近, 人们已经认识到产于亚绿片岩相、角闪岩相甚至麻粒岩相地体中的太古宙造山型金矿床与绿片岩中的造山型金矿之间, 具有大量的相同特征: 构造背景、金属种类、元素组合、成矿流体性质和来源等 (Colvine 等, 1988; Kerrich, 1989a, b; Ho 等, 1990b, 1992; Groves 等, 1992; Groves, 1993)。因此, 这种构造控制的造山型金矿床的形成深度已经覆盖了地壳深度范围, 或“地壳连续系统”, 从麻粒岩相到亚绿片岩相环境 (Groves 等, 1992; Groves, 1993)。所有这类金矿床都产在变质地体中, 这是众多明显相似的特征中最为突出的。

本节论证了造山型金矿床的形成时间和空间与赋矿地体的构造作用和变质作用相近 (Landefeld, 1989; Kerrich 和 Cassidy, 1994; Miller 等, 1994; Kent 等, 1996)。但是, 在同一地体中, 可有晚期的小型矿床形成, 它们的矿物组合也不同 (Robert, 1995)。由于高盐度的基底卤水作用, 原生矿床可以因次生活化而发生后期富集。例如, 加拿大魁北克 Chibougamau 的一些元古宙金矿体, 就是通过淋滤太古宙富金斑岩系统而形成的 (Guha 和 Kanwa, 1987; Kerrich 和 Ludden, 2000)。

## 2 构造体系和同震矿化

造山型金矿床通常产于地体周围或嵌入地体的一级超壳构造的内部或附近, 这些构造常为不同构造地层地体或变质表壳岩序列的构造边界 (图 1, 表 1) (Wyman 和 Kerrich, 1988; Colvine, 1989; Kerrich 和 Wyman, 1990; Groves 和 Foster, 1991; Goldfarb 等, 1993)。这些一级构造带常见如下典型特征: 巨型香肠构造, 双倾伏褶皱 (doubly plunging folds), 脆-韧性剪切带复杂会聚, 具有近于水平线理的陡倾 L-S 构造, 岩石类型、变质程度和热液蚀变强度的梯度变化等 (Colvine 等, 1988; Hodgson, 1989; Swager, 1993)。其几何特征和位移方向反映了多次运动和再活动的长期历史, 多数是高角度反转断层, 后期具有横推运动特点 (Hodgson, 1989; Swager, 1993); 对于这些区域构造的深部几何特征, 研究程度较低。地震波证据表明, Abitibi 绿岩带和 Kalgoorlie 地体的含矿高角度断裂构造在深部变为犁式 (listric) 断层; 局部汇合深度可达深约 80 km 的地幔岩石圈, 证据是沿构造带有同构造期煌斑岩侵入, 而煌斑岩脉地球化学特征表明煌斑岩脉的残留相矿物应稳定于  $\geq 80$  km 的环境下 (图 1)

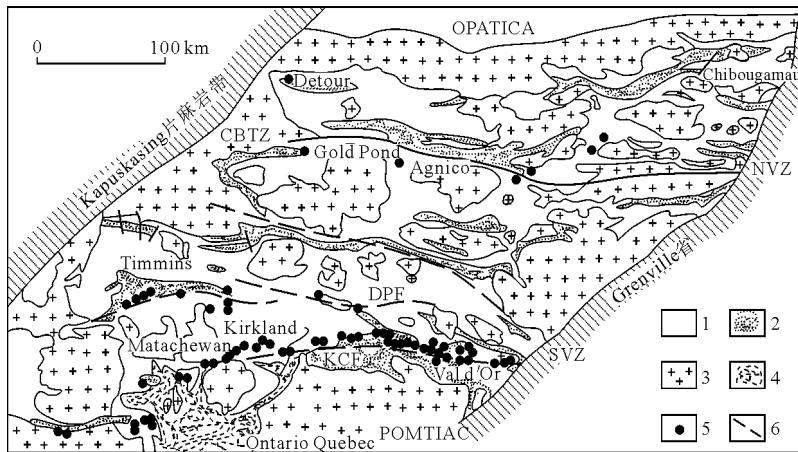


图1 加拿大太古宙 Abitibi 绿岩带中矿床的分布

加拿大太古宙 Abitibi 绿岩带中脉型金矿的分布大致局限于区域地体边界断裂带，具体地说，矿体通常位于 EW 向主断裂的南北两侧（据 Ludden 等 1986 修改）；NVZ：北部火山带；SVZ：南部火山带；CBTZ：Casa-Berardi 构造带；DPF：Destor-Porcupine 断裂；KCF：Kirkland Lake-Cadillac 断裂；1—太古宙火山岩；2—太古宙沉积岩；3—花岗岩质岩；4—元古宙沉积岩；5—金矿床；6—变形带（“间断”）

(Wyman 和 Kerrich, 1988)。

主要矿区分布于大型不连续的区域构造带：膨胀或狭缩带，例如，加拿大 Kirkland Lake 和 Malartic 地区；走滑逆冲叠覆带的转向带（deflections），如 Timmins 地区；断层分叉或陡变带，例如，加利福尼亚 Foothills 变质带的 Angel 和 Jackson-Plymouth 金矿区（Sibson, 1990；McCuaig 和 Kerrich, 1998，及其参考文献）。

尽管时间和空间上与区域尺度的构造相关，但造山型金矿床还是极少产在一级构造带内，而主要产在区域构造带的二级或更次级的断层羽中。这种几何关系在 Abitibi 亚省表现尤为清楚，大部分矿床位于两个大型 EW 向构造带（Destor-Porcupine 断裂和 Kirkland Lake-Cadillac 断裂）的北侧或南侧。在 Timmins 地区，Hollinger-McIntyre-Coniaunium 和 Dome 两个大型矿脉系统分别位于 Hollinger 断裂和 Dome 断裂带上，它们属于 Destor-Porcupine 一级断裂的二级断裂。与其相似，Kirkland Lake 和 Val d'Or 矿区位于区域性 Kirkland Lake-Cadillac 断裂带的北侧的二级断裂带上。西澳 Kalgoorlie-Kambalda 大型脉金矿带位于 Boulder-Lefroy 断裂之东侧和西侧的次级（subsidiary）断裂羽中（Tavis 等，1971）。McCuaig 和 Kerrich (1998) 以及 Cox (1999) 已经讨论了矿床多分布在一级构造带侧翼的原因。

就单个矿床而言，二级或更次级断层羽中的断层和剪切带系统的位移一般为数十到数百米，其形态总体可分为 4 种类型：1) 破碎角砾岩；2) 网脉和脉体群；3) 剪切带中的薄板状脉体；4) 含薄而不连续的狭缩而变形的脉体的韧性剪切带（Hronsky 等，1990；Groves 等，1992）。4 种构造形态分

别代表了从脆性到韧性环境的变化顺序，并反映了地壳深度和温度的增加。

金主要产于石英脉中，或作为交代体（replacement）产于脉体与剪切带周围的蚀变围岩中，或者作为两种类型的结合体（combination）。以脉体为主的金矿化的实例主要有：Timmins 的 Dome 矿区的 QT 和 QF 矿脉体系，Abitibi 绿岩带 Val d'Or 地区的 Lamaque 和 Sigma 矿床，西澳 Norseman 矿床，Nova Scotia 的 Meguma 地体内的矿床（Rogers, 1982；Robert 和 Brown, 1986a, b；McCuaig 等，1993；Kontak 等，1990）。以交代体为主的金矿床实例有 Yilgarn 地块的含铁建造金矿床、Kalgoorlie 矿床，以及安大略省 Timmins 地区 Hollinger-McIntyre 矿区脉体边缘的金矿化（Wood 等，1986；Groves 和 Phillips, 1987；Neumayer 等，1993）。

这些造山型金矿床形成于同造山过程的高峰变质期或峰期变质之后，在流变程度和热量异常程度上与赋矿地体达到了平衡。因此，高级地体中的矿床并非变质的低温等同物。例如，在安大略的红湖地区，绿片岩相变质岩中的矿床具有绿片岩相的蚀变矿物组合，而角闪岩相变质岩中的矿床具有角闪岩相的蚀变矿物组合，二者之间存在着过渡（Andrews 等，1986）。在低—中角闪岩相的 Coolgardie Domain 地区（Knight 等，1993），Yilgarn 地块高绿片岩相—低角闪岩相 Norseman 地体（McCuaig 等，1993），Slave 省 Yellowknife 金矿区（Boyle, 1979）等，不同程度的变质岩中的金矿床都发现了类似的过渡现象。

在从亚绿片岩相到角闪岩相和麻粒岩相的地壳范围内，成矿作用就是峰期和峰期后的变质作用，

或者同期造山作用；周期性的流体压力变化导致在缓慢的韧性变形间隙，发生脆性静水破裂和矿脉侵入。所有这些都属于活动断裂之周期性同震—间震的框架内容。因此，变形样式、流体脉动、矿脉形成以及金沉淀作用等的周期性在动力学和成因学上是彼此相关的 (Kerrick 和 Allison, 1978; Sibson 等, 1988; Sibson, 1990; Miller 等, 1994; Robert 等, 1995; Smith 等, 1996; McCuaig 等, 1993)。

### 3 金属元素组合

造山型金矿床以具有特征性的金属和微量元素组合为特征，它高度富集（与背景丰度值相比）Au, Ag, As, Sb±Te±Se±W±Mo±Bi±B 等稀有元素，而 Cu, Zn, Pb 等贱金属元素通常富集程度较低或没有富集，Au/Ag 值平均为 5。各时代造山型金矿床（包括板岩带中的矿床）的金成色平均高达 900，且变化范围较小；相反，斑岩型、火山成因和浅成低温热液矿床的金成色较低且变化范围大 (Kerrick, 1983; Groves 和 Phillips, 1987; Colvine 等, 1988; Mueller 和 Groves, 1991; Phillips 和 Hughes, 1996)。偶见方铅矿、闪锌矿或辉钼矿富集，但达不到工业品位。稀有元素富集和多种贱金属不富集的原因可能是热液流体对元素搬运作用的差异造成。据 Loucks 和 Mavrogenes (1999) 研究，金在造山带环境中主要以  $\text{AuHS}^0$  ( $\text{H}_2\text{S}^0$ ) 配合物的形式搬运，而在其他环境中氯配合物形式是更重要的搬运迁移方式。

### 4 成矿流体

成矿热液流体是稀而含碳的水溶液，盐度通常为  $\leq 3\%$ ，并含有  $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{S}$ 。其中 Cl 含量低，而 S 含量相当高，可能反映了这样一个事实，即变质流体来自含 Cl 约  $60 \times 10^{-6}$  而含 S 约  $1\,000 \times 10^{-6}$  的地壳。原生流体包裹体：①  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  包裹体；② 富  $\text{CO}_2$  包裹体，具不定量的  $\text{CH}_4$  和少量  $\text{H}_2\text{O}$ ；③ 气液两相  $\text{H}_2\text{O}$  包裹体。第②、③类流体包裹体是第①类原始成矿流体的不混溶产物。不混溶由同震事件中的流体压力下降引起，也可由冲击成核作用 (shock nucleation) 引发；它导致等温体系中均一温度的多变 (Roedder, 1984; Ho 等, 1990a, b, 1992; Kesler, 1990; Crawford, 1992)。成矿流体中金的浓度估计在  $20 \times 10^{-9}$  左右，这需

要大量的成矿流体来提供矿源；例如，对于阿比提比地体中的金矿床而言，约需要  $6\,000\text{ km}^3$  的成矿流体。

如果不考虑热液成矿流体中金的实际富集度的话，要形成具经济价值的矿体，就必须使流体化学性质发生改变，从而有效地使 Au-S 配合物失稳，将金从配合物溶液中解析出来。根据现有数据，以下过程可造成配合物失稳：① 流体降温；② 流体氧化；③ 流体还原；④ 流体 pH 值降低；⑤ 流体  $\Sigma\text{S}$  减少。流体化学性质的改变可通过下列途径实现：① 流体垂直系统具有较大的压力和温度梯度；② 流体与流体通道围岩的反应；③ 瞬时压力波动导致流体相不混溶；④ 流体混合；⑤ 化学吸收作用。

### 5 氮同位素提供的新证据

在对造山型脉金矿床的矿床、岩石学和地球化学特征研究了近一个世纪之后，该类型矿床的成因仍有争议，并获得以下 4 种主要假说：1) 金矿是由与花岗岩有关的岩浆热液流体沉淀而成 (Burrows 等, 1986)；2) 地表大气降水深对流而沉淀形成 (Nesbitt, 1988)；3) 幔源流体与下地壳麻粒岩相互作用的产物 (Colvine 等, 1988)；4) 在俯冲增生杂岩中由俯冲洋壳和沉积物经变质产生的流体而形成 (Kerrick 和 Wyman, 1990; Goldfarb 等, 1991)。所有这些成因模式都是基于不同矿床的各种地质学和地球化学证据（主要是 H, O, C, S 等同位素）而获得的。然而，对这些同位素数据却是多解的：很多碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  数据可由幔源流体、地壳岩浆或地壳脱水等所解释；而硫化物的 S 同位素组成也存在类似情况。同样，许多计算的流体之  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  值的投点覆盖了变质流体和岩浆流体的范围。总体而言，Sr 和 Pb 同位素数据显示流体来自地壳和地幔的混合 (Jia 和 Kerrich, 1999)。很明显，要辨别或区分这些假说的正确与否，就需要一种分歧小的新方法。

N 的主要结构形式是  $\text{NH}_4^+$  离子团，可以替代含 K 硅酸盐矿物中的  $\text{K}^+$ ，如白云母和钾长石等，因为  $\text{K}^+$  和  $\text{NH}_4^+$  离子团的半径大小相近、电价相同 (Honma 和 Itihara, 1981; Sucha 等, 1998)。氮同位素组成在地质样品中变化范围很大 (Clayton, 1981)，可使该同位素体系成为一种能够较好指示地球上的硅酸盐和挥发物来源的重要示踪剂。例如，幔源的大洋中脊玄武岩 (MORB,  $\delta^{15}\text{N} = -8.7\text{‰} \sim -1.7\text{‰}$ ) 和金刚石 ( $\delta^{15}\text{N} = -10\text{‰} \sim$

0‰) 的  $\delta^{15}\text{N}$  平均值约为  $-5\text{‰}$  (Javoy 等, 1984; Javoy 和 Pineau, 1991; Boyd 等, 1987, 1992; Cartigny 等, 1998); 沉积岩和结晶岩相对富集  $^{15}\text{N}$ ; 海相沉积物中的有机氮的  $\delta^{15}\text{N}$  值在  $0\text{‰}\sim 10\text{‰}$  之间 (Peters 等, 1978); S 型花岗岩  $\delta^{15}\text{N}$  在  $5\text{‰}\sim 10\text{‰}$  之间, N 含量较低, 平均为  $21\times 10^{-6}$  (Wlotzka, 1972; Boyd 等, 1993; Hall, 1987); 变质岩  $\delta^{15}\text{N}$  在  $2.5\text{‰}\sim 18\text{‰}$  之间 (Haendel 等, 1986)。

测试结果表明, 加拿大和西澳大利亚太古宙金矿中白云母 N 含量在  $20\times 10^{-6}\sim 200\times 10^{-6}$  (平均为  $76\times 10^{-6}$ ),  $\delta^{15}\text{N}$  在  $10\text{‰}\sim 24\text{‰}$  之间; 太古宙阿比提比矿带内的过铝花岗岩中黑云母和钾长石的  $\delta^{15}\text{N}$  在  $-5\text{‰}\sim 5\text{‰}$  之间, N 含量为  $10\times 10^{-6}\sim 50\times 10^{-6}$  (图 2, Jia 和 Kerrich, 1999)。根据这些结果, Jia 和 Kerrich (1999) 得出以下结论: 白云母中的 N

既不可能来自花岗岩类结晶析出的正岩浆流体, 也不可能来自具有 N 含量低和  $\delta^{15}\text{N}$  亏损等典型地幔 N 特征的幔源流体。由于全球大气降水的 N 同位素组成平均值为  $4.4\text{‰}\sim 2.3\text{‰}$  ( $n=263$ ; Owens, 1987), 金矿床中热液白云母的 N 也不可能来源于大气降水; 而且, 大气降水对流发生在静水压力下, 而矿脉的结构分析表明由金沉淀于静岩流体压力条件下的流体水压致裂过程。因此, 深层次的大气降水对流成矿的可能被排除 (Jia 和 Kerrich, 1999)。总之, 含碳的低盐度水溶液和氮组分特征等, 指示成矿流体与变质流体假说一致, 流体来源于富  $\delta^{15}\text{N}$  的火山沉积岩和硅质碎屑沉积岩的从绿片岩相到角闪岩相过渡的变质作用, 构造环境为俯冲-增生杂岩带, 流体沿区域性断裂构造带上升至地壳岩序列中而成矿。

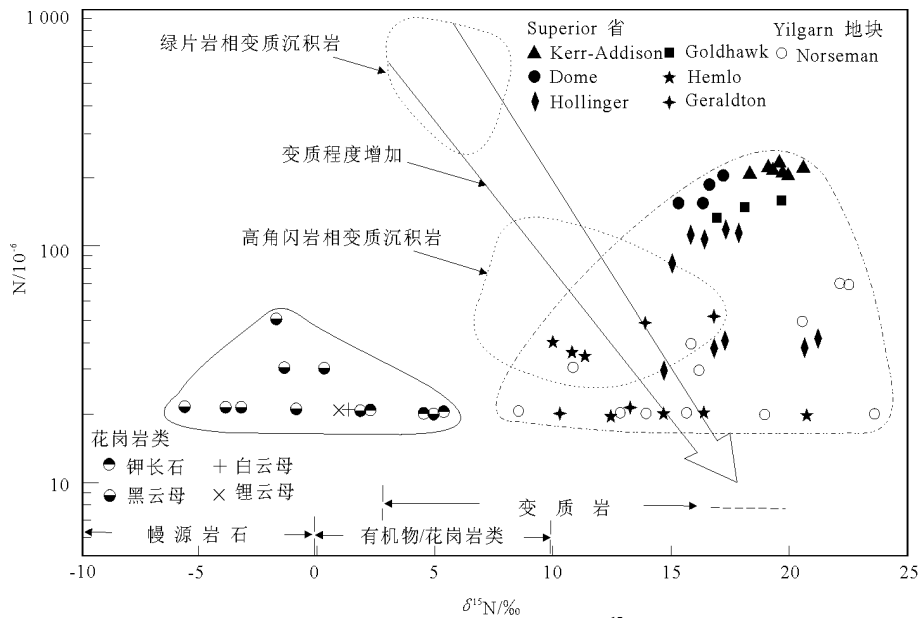


图 2 加拿大和澳大利亚西部太古宙造山型金矿床中蚀变白云母的 N 含量和  $\delta^{15}\text{N}$  及其与花岗岩和 Superior 省 Abitibi 绿岩带的钾硅酸盐对比 [岩石资料引自 Peters 等 (1978), Haendel 等 (1986), Boyd 等 (1987, 1992, 1993) 和 Cartigny 等 (1998); 图根据 Jia 和 Kerrich (1999) 修改]

## 6 造山型金矿床的地球动力学背景

从全球来看, 大型造山型金成矿省主要出现在地球演化历史中的 4 个不同时代: 新太古代 ( $\approx 2.7\text{ Ga}$ ); 新元古代, 如 Birimian 金矿区和 Home-stake 金矿区; 晚古生代, 如中亚的穆龙套和库木托尔金矿区以及澳大利亚的 Victorian 金矿区; 以 Mother Lode 为代表的北美科迪勒拉带中生代岩石中的金矿床和东亚地区的金矿床。上述各时代都对应于各地区主要的增生造山作用。地球动力学背景的特殊之处在于是外来地体之间或外来地体与先存大

陆边缘之间的扭压增生 (或斜向增生) 作用, 尤以科迪勒拉构造带为典型。该构造体系明显区别于陆-陆碰撞, 即内会聚造山作用, 如阿尔卑斯—喜马拉雅造山带 (Barley 和 Groves, 1992)。

在苏比利尔省和伊尔岗克拉通, 金成矿作用滞后于花岗岩的主要侵位时间。苏比利尔省的同构造花岗岩主要是板片熔融的 TTG 建造, 而伊尔岗地区的花岗岩则主要是壳内熔融产生。在苏比利尔省, 金成矿作用早于造山后过铝 S 型花岗岩的形成 (Kerrich 和 Cassidy, 1994)。这些超级地体中的金矿床分布在区域性增生断裂带附近, 这些断裂常环绕

在大岩基周围；少数矿床产在花岗岩内。根据苏比利尔省南部的构造类型和含造山型金矿地体的共同的变质特征，Polat 和 Kerrich (1997) 认为这些地体是高温低压俯冲的增生杂岩，地体的俯冲-增生作

用、变质作用、岩浆作用以及金成矿作用在时间和空间上密切相关，但在细节上，金成矿作用滞后于同构造岩基的形成。该模型解释了为什么造山型金矿床只产于变质地体的原因 (图 3)。

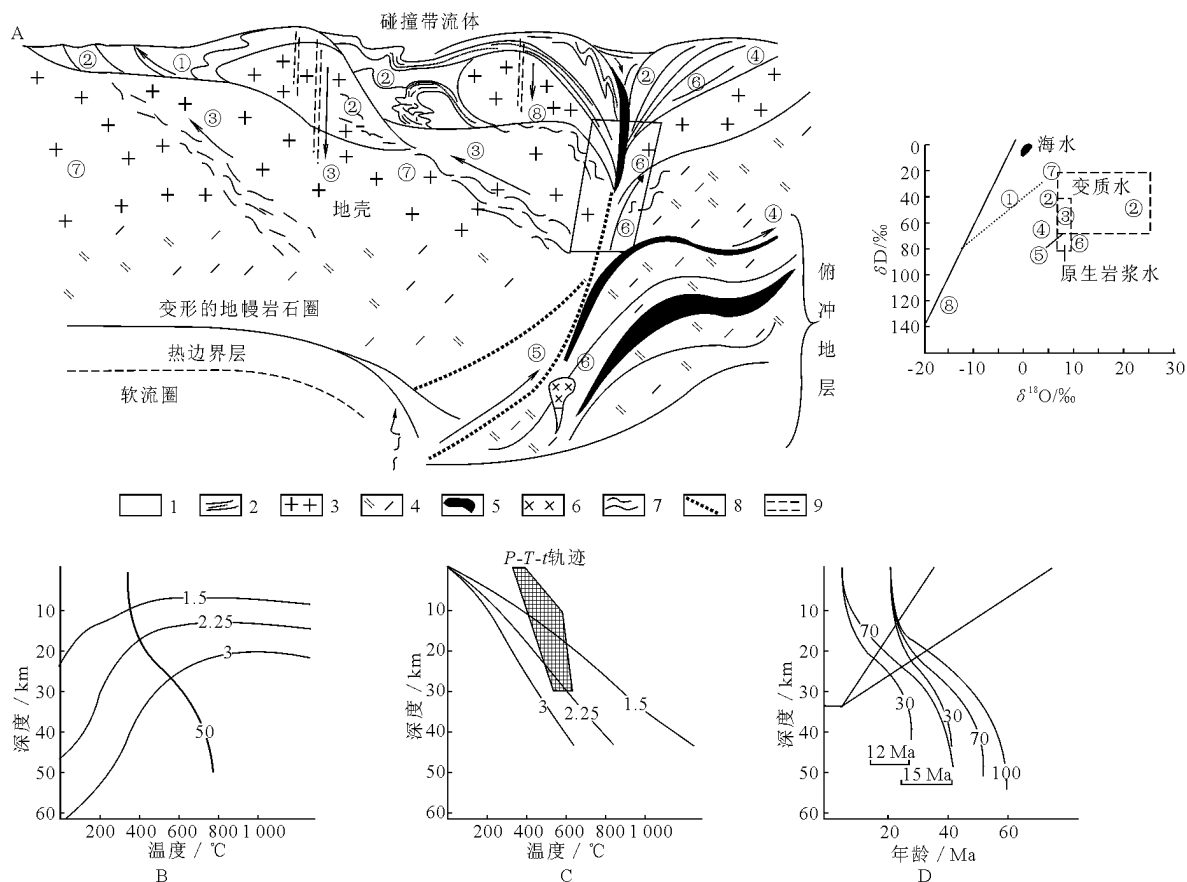


图 3 碰撞-挤压转换地球动力学体制下可能的流体库及变质地体的  $P-T-t$  轨迹 [据 Kerrich 和 Cassidy (1994) 修改]

A. ①逆冲断层的压力驱动的建造水沿逆冲断层流动，②与低或高  $\delta^{18}\text{O}$  岩石过渡的同构造矿脉，③老基底的变质分泌流体，④由俯冲大洋岩石圈脱水而产生的变质流体是形成金矿脉的主要成矿流体，⑤晚期减压环境沿缝合带上升的地幔挥发分，⑥俯冲岩石圈底部熔融派生的奥长花岗岩所分异的岩浆流体，⑦伸展阶段渗透基底的建造卤水，⑧高山峻岭区的低  $\delta^{18}\text{O}$  的大气降水；B, C, D 深晚期变质地体地壳浅部和深部变质的时间关系模型，温压曲线是根据 England 和 Thompson (1984) 的模型和方法计算获得的；B—粗线表示地壳初始加厚 20 Ma 后开始侵蚀，侵蚀速率为 35 km/50 Ma；细线代表 England 和 Thompson 提出的热源分布模型 II 的 400 °C 等温线及其与不同热导率介质的等温情况；C—变质峰期温度随深度的变化，等温线对应于不同的热导率 (B)；阴影区指示地壳可能熔融产生流体的范围；D—显示地壳双倍增厚之后分别于 5 和 20 Ma 开始侵蚀的温压曲线，以及侵蚀 30, 70 和 100 Ma 之后的情况。直线表示现在地表保留岩石的轨迹。黑点表示这些岩石的峰期变质温度和深度

内会聚造山带，如元古宙的泛哈德逊、阿巴拉契亚和阿尔卑斯造山带等，并不以发育大型脉型金矿省为特征。尽管它们与大型太古宙、古元古代以及显生宙造山带具有相似的构造、矿物学、地球化学特征，且有相似的与峰期变质的时间演化关系，但一般只含小型矿床；橄榄玄粗质的煌斑岩稀少。上述现象的原因可能是：转换挤压性（斜向增生）的外会聚造山带的地体边界存在深度大的垂直泵流断裂系统；而内会聚造山带，如 1.9 Ga 形成的 Trans Hudson 造山带 (THO)，其垂直断裂体系的规模小，深度浅，构造网络的连通性差。但南达科达

州的 Homestake 矿床是一个例外 (金产量 1 100 t)，泛哈德逊造山带在该区的特征与外会聚型造山带相同，具有裂谷-漂移-增生的地球动力学演化过程 (Redden 等, 1990; Dahl 等, 1998)。

其他造山型金矿省并不产于超岩石圈增生构造带中。例如，加拿大西北地区 (现称 Nunavut) 的 Lupin 矿床，澳大利亚东南部的维多利亚板岩带的造山型金矿省 (Phillips 和 Hughes, 1996)。在这些地区，外部增生导致岩石圈增厚，岩石圈地幔折沉，热的软流圈上涌，从而产生高的地壳热流 (图 4A, B)。与众不同的是，中国和韩国的中生代造山

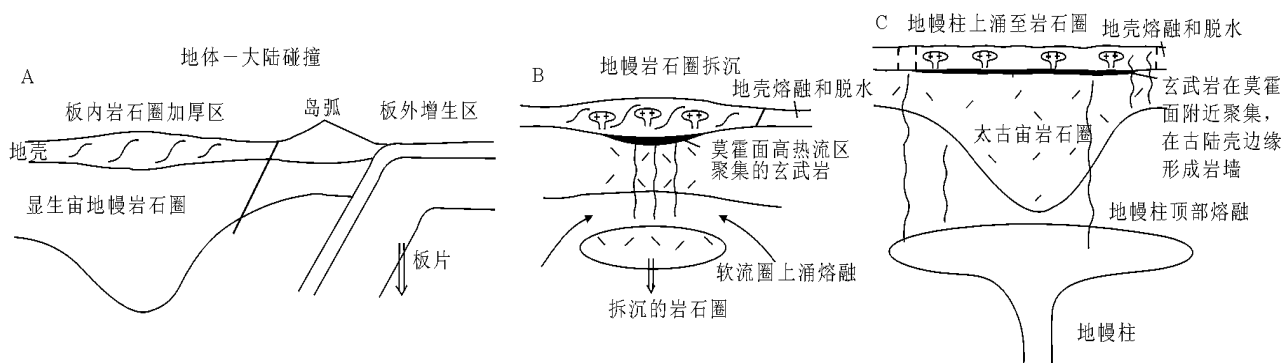


图4 非转换挤压增生构造环境下造山带型金矿床可能的大尺度地球动力学背景

A—地壳和地幔岩石圈加厚；B—拆沉产生来自于软流层的高热流；C—地幔柱楔入岩石圈底部导致克拉通边缘地壳的高热流

型金矿床产在太古宙克拉通边缘的花岗岩体内部或其附近 (Zhou 和 Lu, 2000)。尽管空间上伴生, 但成矿流体既不同于岩浆流体, 也不同于花岗岩热源区及其附近的大气降水对流体系; 相反, 矿床特征和成矿流体性质与其他所有造山型金矿床相似

(McCuaig 和 Kerrich, 1998)。考虑到该中生代造山型金矿省的空间范围, 可以认为高的地壳热流可能缘于岩石圈底部地幔柱上涌; 薄的克拉通边缘岩石圈将使上浮地壳熔融和脱水 (图 4C)。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

## 造山型金矿床

### ——考虑地壳分布及与其他金矿床类型关系的分类

**摘要:** 所谓“中温”金矿床是与各时代区域变质岩层有关的矿床。它们形成于碰撞造山和增生带的会聚板块边缘压—压扭性变形过程中。在历时几十至约一百 Ma 的碰撞过程中, 这两类造山带中的含水海洋沉积物和火山岩分别被加入到大陆边缘中, 与俯冲有关的热事件导致含水增生带中地温梯度的幕式上升, 引起并驱动热液流体作长距离迁移, 由此形成热液矿床的含金石英脉具有一独特的深度范围, 金的沉淀深度从 15~20 km 到近地表环境。由于其形成深度范围很大, 因此作为整体, “中温”不适用于该类矿床。相反, 由于该类金矿床与造山带具独特的时空关系, 这就意味着这类矿脉系统最好应命名为“造山型金矿床”。就其直接赋矿围岩的构造作用来看, 多数矿石属于造山期后形成的, 但就其形成时属于深部地壳且是与俯冲作用有关的热液过程来说, 则应为同造山期。因而“造山型金矿床”中前置词“造山”符合这两大类情况。根据“造山型金矿床”形成深度, 最好将其进一步细分为浅成带 ( $\leq 6$  km)、中成带 (6~12 km) 和深成带 ( $>12$  km)。

**关键词:** 造山型金矿床; 脉状金矿化; 矿石形成

## 1 引言

本期《矿床地质论评》是有关石英-碳酸盐脉状金矿床的专辑, 专辑中该类矿床涉及太古宙赋存于浊积岩中的、同造山中温金矿床, 这反映近 10 年经济地质文献中这些术语的赘砌, 使读者引起混乱。例如, 一个同造山主脉型金矿床与一个太古宙独立型金矿床或一个中温绿岩型金矿床存在区别? 对这些金矿床的研究发现它们实质上是某单一类型矿床的众多亚类, 它们赋存于近地表变质岩中, 为受构造控制的脉状金矿脉系统 (Kerrich, 1993)。尽管如此, 对该类金矿床的描述大家所接受的统一用法为“中温”, 它在近 10 年被广泛采用, 虽然 Lindgren (1933) 最初是用它来定义形成深度为 1.2

~3.6 km 矿床的, 且更适于表示沉积岩中的卡林型矿床和斑岩/夕卡岩型金环境 (Poulsen, 1996)。

本文主要是为脉状金矿床进行统一分类。把所谓的“中温”矿床归入到一个更大的类型中去, 重点突出它们的构造环境和形成时间与其他类型金矿床的区别。对当前有争议术语的主要特征作一简要描述, 认为这一矿床组合可以在广泛的深度和温度下形成。用“造山型”取代“中温”及其他对这类矿床的描述, 而“浅成”、“中成”和“深成”可以反映造山型矿床在地壳中的形成深度。

## 2 “中温”金矿床的定义

“中温”金矿床 (表 1) 是一类在时空上具很

表 1 变质岩中一些金矿省造山型金矿脉形成时间与主要构造之间的关系

成矿省	成脉年龄 Ma	赋矿岩层年龄 Ma	空间上相关的 岩浆作用/Ma	变质事件 Ma	其他重要事件
意大利阿尔卑斯 山西部 Rosa 山脉	≤33	古生代	310,42~25 (集 中为 33~29)	415,90~60 (蓝 片岩);44~40	推测在 45 Ma 发生了板片拆沉作用
阿拉斯加南部 Chugach 增生楔	57~49	晚白垩世	66~50	66~50	逐渐长大楔状下部伸展海岭俯冲过程中发生成脉 作用
阿拉斯加南部 Ju- neau 金矿带	57~53	二叠纪—中白 垩世	中白垩世 70~ 60(岩床),60~ 48(岩基)	中白垩世 70 ~60	巴罗型变质作用期间岩床侵入;在脉的形成过程 中,会聚角度由直角向斜向转变
阿拉斯加中南部 Willow Creek 区	66	晚古生代	74~66	侏罗纪	阿拉斯加斜向弯曲开始过程中成脉;同成脉过程中 的增生和俯冲作用海向迁移几十千米
不列颠哥伦比亚 西南 Bridge River	91~86	晚古生代—早 中生代	270,91~43	侏罗纪	在 Wrangellia 地体的海向碰撞过程中及 Coast 岩基 形成的早期成脉
阿拉斯加东南部 Faribanks	92~87,77	早古生代	95~90	早—中侏罗	120~110 Ma 为区域伸展;同成脉过程中的增生和 俯冲作用海向迁移几十千米,并进入到育空克拉克通 未蚀变的岩石中
阿拉斯加西北 Nome	109	早古生代	108~82	170~130 (蓝 片岩),108~ 82(巴罗型)	在区域伸展板片反转过程中成脉;矿脉离高温岩浆 /变质前缘 40~50 km
俄罗斯远东	135~100	晚古生代—中 中生代	144~80	晚侏罗—早 白垩世	在欧亚板块和 Izanagi 板块会聚速度增大过程中成 脉
中国山东半岛、东 北和朝鲜	早白垩世	太古宙	190~170;132 ~121	太古宙	燕山活动晚期成脉;推测在后碰撞伸展初期有地幔 柱出现
加利福尼亚 Sierra 丘陵和 Klamath 山	144~108 (127 ~108,主脉 带)	中古生代—侏 罗纪	177~135 (北部); 150~80 (南部)	侏罗纪—早 白垩世	150~140 Ma 海沟逐渐向海迁移;120 Ma 开始发生 快速的正向会聚及内华达岩基的侵入
新西兰南岛 Otago	侏罗纪—早 白垩世	二叠纪—晚三 叠世		早侏罗—早 白垩世	成脉过程可能贯穿整个沿冈瓦纳古陆边缘碰撞变 形过程的晚期
Yukon 西南和不列 颠哥伦比亚内部	180~≥134	早古生代—三 叠纪	190~160	晚三叠—早 白垩世	成矿年龄中较小的数据可能代表了冷却年龄;同成 脉过程中的增生和俯冲作用海向迁移了几十千米
澳大利亚东部新 英格兰褶皱带	二叠纪—早 三叠世	石炭纪—二叠 纪	306~280,255~ 245,早三叠世	二叠纪—三 叠纪	成脉作用与沿澳大利亚东部俯冲和增生作用晚阶 段有关
乌兹别克斯坦穆 龙套金矿床与毗 邻中亚矿床	晚石炭—早 二叠世	寒武—奥陶纪	310,271~261	晚石炭—早 二叠世	矿床位于华力西期陆-陆碰撞缝合带附近
欧洲与华力西期 有关的成矿省	340~310 (Bohe- mia 块体);300± 20 (块体中部)	新元古代—早 古生代	360~320	350~340	晚泥盆世(?)—二叠纪的俯冲作用;380~350 Ma 期 间 Laurussia-非洲大陆碰撞
美国阿巴拉契亚 南部	343~294	古生代	晚奥陶世—石 炭纪	石炭纪为主,晚奥 陶世和泥盆纪的 低级变质幕	与北美其他显生宙造山型金矿床相比,矿脉形成于 较深和较高的温压条件
新英格兰 Meguma	380~362	寒武—奥陶纪	380~370,316	415~377	赋矿岩石仰冲在晚志留和早二叠世大陆边缘上
澳大利亚东南维 多利亞	460(?),415 ~360	奥陶纪,早泥盆 世	415~390,370 ~360	460~430,410 ~400	俯冲事件?薄壳构造;金成矿年龄数据相互矛盾
澳大利亚东北昆 士兰	480±30,晚 石炭世	志留—泥盆纪	晚奥陶—中泥 盆世,石炭纪	石炭纪	俯冲事件?薄壳构造
加拿大中部横切 Hudson 造山带	1 807~ 1 720	古元古代	1 890~1 834	1 870~1 770	可能有一系列热与成矿不相关的事件;区域扭压作 用至 1 690 Ma
加纳 Birimian 带—象 牙和、海岸东部—布 基纳法索	约 2 100	2 185~2 150 (火山 作用);毗邻盆地 较年轻	2 185~2 150, 2 116~2 088		盆地岩石中的成脉作用发生在这些火山岩系列斜 向仰冲作用过程中(Eburnean 变形)
印度南部 Dharwar 克拉克通	约 2 400(?)	2 700~2 530	2 550		矿化发生在块体的碰撞和缝合形成 Kolar 片岩带的过 程中,该带赋存有最重要的矿床,矿化年龄不确定
澳大利亚西部伊 尔岗克拉克通	2 640~2 620, 2 602,2 565(?)	2 750~2 685	2 690~2 660, 2 650~2 630		成矿年龄中较年轻的数据可能代表了冷却年龄;变 质作用的确定程度较低
加拿大西北地区 Slave 克拉克通	2 670~ 2 660	中新太古代	2 663,2 640~ 2 585	约 2 690	最晚始于 2 712 Ma,长达 100 Ma 的俯冲体制
津巴布韦,津巴布 韦克拉克通	2 670,2 659, 2 410(?)	早和新太古代	2 700~2 600, 2 460 (大脉岩), 2 428	2 690(?)	地壳演化的年龄资料很少
加拿大苏必利尔 省	2 720~2 670, 2 633~2 404(?)	中和新太古代	2 720~2 673, 2 645~2 611	2 690~2 643	矿化年龄年轻反映真实年龄受到热的重新调整
南非 Kaapvaal 克 拉克通	3 200~3 064 (Barberton);> 2 700,部分 2 850 (Murchison)	3 600~3 200 (Barberton 带)	3 437,3 106,3 000~ 2 700;2 600~2 500	>3 200,一些 为 2 850	在 Barberton,矿化至少是在赋矿岩石发生仰冲和区 域变质作用 100 Ma;一些矿化可能与澳大利亚西部 的 Pilbara 块体的仰冲和区域变质作用有关

部分据 Kerrich 和 Cassidy,1994;Goldfarb,1998 等资料修改;赋矿岩层主要为太古宙绿岩带和较年轻的、以海洋沉积岩为主的岩石组合;表自  
上而下按成矿省形成年龄增大的顺序排列。



多相似特征的金矿床。Bohlke (1982)、Colvine 等 (1984)、Berger (1986)、Groves 和 Foster (1991)、Nesbitt (1991)、Hodgson (1993) 和 Robert (1996) 将其概括为众多的成矿模式, Kerrich (1993) 博采众长得出当今模型。尽管尚需完善, 但单一构造的思想得到众多学者的好评, 这些学者有 Wyman 和 Kerrich (1988)、Barley (1989)、Hodgson 和 Hamilton (1993)、Kerrich 和 Wyman (1988)、Kerrich 和 Dassidy (1994) 以及 Goldfarb 等 (1998)。

## 2.1 地质特征

2.1.1 赋矿岩系地质 这类矿床惟一的特征是它们与各时代的变形变质岩有关。对世界现存的太古宙绿岩带和多数最近活动的显生宙变质带的研究表明, 金与绿片岩相岩石密切相关。虽然如此, 仍有一些重要矿床赋存于变质程度较高的太古宙地体中或者赋存于不同时代变质带中变质程度较低的区域。在澳大利亚西部, 一些太古宙同变质矿床甚至赋存于麻粒岩相岩石中。太古宙含 Au 绿岩带的原岩主要是大洋弧后的玄武岩和长英质-镁铁质组成的火山-侵入岩地层。以海洋碎屑沉积岩为主的地层可变质成硬砂岩、粘土板岩、片岩和千枚岩, 并赋存一些太古宙地体中较年轻的矿床, 在有些地体中则是重要的矿床 (加拿大 Slave 省)。

2.1.2 矿床矿物学 这些矿床的典型特征是以石英脉为主, 含有  $\leq 3\% \sim 5\%$  的硫化物 (主要是铁硫化物) 和  $\leq 5\% \sim 15\%$  的碳酸盐矿物。赋存于绿片岩相中的矿脉中, 钠长石、白云母或绿云母、绿泥石、白钨矿和电气石是常见的非金属矿物。矿脉在垂直深度为 1~2 km 的范围内可能连续, 矿物学特征和金品位变化很小, 但在一些矿床中出现矿物分带。从矿脉到硫化物化蚀变围岩, Au/Ag 值从 10 (常见) 到 1 (较少)。金品位相当高, 据记载为  $5 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$ 。当今大规模采矿方法, 使得低品位矿床的开采成为可能。硫化物矿物学常反映围岩的岩石地球化学特征。毒砂是变质沉积围岩中最常见的矿物, 而黄铁矿和磁黄铁矿则在变火成岩中更为常见, 如法国赋存于 Massif Central 寒武系沉积岩中的 Salsigne 金矿床是全球砷的最大产地。含 Au 石英脉还不同程度地富集 As, B, Bi, Hg, Sb, Te 和 W; Cu, Pb 和 Zn 的含量稍高于区域背景值。

2.1.3 热液蚀变 矿床的蚀变相呈现明显的水平分带, 蚀变带中的蚀变矿物组合及宽度通常随围岩类型及其埋深而变化。通常地, 碳酸盐包括铁白云石、白云石或方解石; 硫化物包括黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂; 碱交代作用包括绢云母化或形成绿云母

(少见)、黑云母或钾长石, 钠长石化及镁铁矿物的绿泥石化。闪石及透辉石出现在较深部的地壳中, 并且碳酸盐矿物含量不高。硫化作用在条带状含铁建造及富铁的镁铁质赋矿岩石中最强。绿片岩相的围岩蚀变涉及较大数量  $\text{CO}_2$ , S, K,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  土 Na 和大阳离子亲石元素的加入。

2.1.4 成矿流体 成矿流体为低盐度、近中性的  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$  流体, Au 作为还原硫的配合物而迁移。该类金矿床流体最显著的特征是  $\text{CO}_2$  含量总是高于 5% (mol)。通常太古宙绿岩带中的金矿床成矿流体的  $\delta^{18}\text{O}$  为  $5\% \sim 8\%$ , 而显生宙脉状金矿床的成矿流体则较之高 2%。

2.1.5 构造 不同层次的矿化作用明显受构造控制。矿床通常赋存于大型 (常为超壳构造) 压缩构造的次级或再次级构造中。尽管这些控矿构造通常为韧-脆性, 但变化类型繁多, 变化范围: 1) 具低角度—高角度反方向运动—走滑—斜滑运动的脆性断裂—韧性剪切带; 2) 能干性岩石中出现断裂、网脉状断裂或角砾岩带; 3) 剥离带 (压溶分裂带); 4) 韧性浊积岩中的褶皱枢纽。矿化构造有小的同矿化或矿化后位移, 但金矿床通常延倾伏方向具有连续性 (几百至几千米)。压力变化导致周期性的断层阀进而会形成水平伸展的矿脉和相互穿切的陡倾矿脉, 这些特征在很多矿床出现。

## 2.2 构造环境及“中温”热液脉就位的时间选择

“中温”金矿床 (表 1) 占据一个时空耦合的位置 (图 1), 即它们形成于会聚板块边缘 (造山带) 的变形过程中, 不管其围岩是太古宙或元古宙的绿岩带还是元古宙和显生宙的沉积岩系。在 20 世纪 70 年代早期, 随着板块构造理论的发展, 认为这些矿床产于板块构造环境在逻辑上是必然的。Guild (1971) 最早讨论了中生代和三叠纪科迪勒拉型 (洋/陆壳) 碰撞带中与造山作用有关的内生矿床。随后不久, Sawkins (1972) 认为环太平洋金矿床及与其有空间关系的长英质岩浆可能是与俯冲有关的构造作用的产物, 有意义的是, Sawkins 还观察到加拿大 Superior 省太古宙脉状金矿床可能与往南逐渐变年轻的火成岩有某种联系, 可能反映了海沟的海向迁移, 这在 16 年后才为人们所接受, 并认为太古宙金矿床是大陆边缘变形事件的产物。

20 世纪 80 年代中期, 增生造山带 (洋-陆板块相互作用) 中与俯冲有关的热液作用和金矿床之间存在空间关系已被普遍接受。同时, Fyfe 和 Kerrich (1985) 提出靠近大陆边缘切壳冲断层中形成密集含 Au 石英脉所需的大量流体来源的模式, 他们假

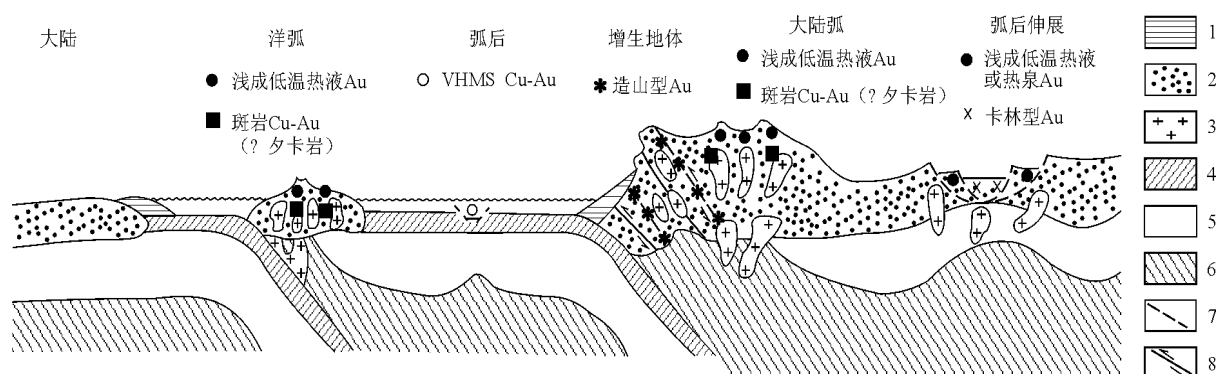


图1 富金浅成矿床的构造环境

1—增生楔；2—大陆壳；3—花岗岩类岩石；4—洋壳；5—地壳下岩石圈；6—软流圈；7—伸展断裂；8—挤压断裂/逆冲

在压缩—伸展体制下，浅成低温热液金矿床、富金斑岩型矿床和夕卡岩型金矿床形成于岛弧—大陆弧的浅部（ $\leq 5$  km），浅成低温热液矿床、沉积岩中的卡林型金矿床定位在弧后陆壳减薄和伸展区的浅部。比较而言，所谓中温热液金矿床（本图中的造山型金矿床）则定位于从压缩到扭压构造体制的过程中，占据上地壳深度的大部分，并且，位于邻近大陆岩浆弧的变形增生带中，注意：为了能在图中显示金矿床的空间位置及形成的相对深度，夸大了大洋（陆）弧处的水平和垂直比例

设俯冲板块的含水岩石含有足够的水，俯冲作用停止后在热平衡过程中水被释放。随后北美最西端中—新生代金矿田的模型使人们更加相信金矿脉的就位与俯冲作用的关系。Landefeld (1988) 在 Fyfe 和 Kerrich (1985) 提出模式的基础上，对伴随块体增生的海向俯冲作用决定了 Sierra foothills 金矿区（包括主脉带）的形成进行详细分析。随着北美西部地质年代学数据的丰富，增生型造山带中金矿成因模型认为增生或消减作用的具体过程（如改变板块的运动，改变碰撞速率，洋脊俯冲等）与成脉作用密切相关。理论上讲，海向推进的俯冲带，会产生一系列的含 Au 系统和深成岩体，趋向海沟逐步变年轻，即所谓的 Turkic 型造山带。这种情形粗略地反映了作为北美边缘一部分——美国阿拉斯加的特点，它几乎全由增生海洋岩石系列组成 (Plafker 和 Berg, 1994)。

碰撞造山带（陆—陆碰撞作用），包括华力西造山带、阿巴拉契亚造山带和阿尔卑斯造山带也是金矿的赋矿环境。事实上，碰撞（或陆内）和增生（或周缘）造山带为连续过程的两个端元。任一陆—陆碰撞均始于洋盆的闭合，因而也正是周缘造山带的晚阶段。显生宙陆内造山作用伴随的金成矿系统在空间上与捕获到缝合带中的洋壳岩石有关。此外，在周缘造山带内部，微陆壳的增生 (Wrangellia 沿北美西部或 Avalonia 沿 Laurentia) 可视为小规模陆—陆碰撞作用。所有例子中的共同点是：含水的海洋沉积物和火山岩被加入到大陆边缘中，在增生的某个时段，增生岩石经历了相对较高的地温梯度。

西欧阿尔卑斯中的渐新世矿脉是这类矿床中已

知最年轻的。这也表明矿脉的形成不仅仅是简单的板块俯冲。欧洲和亚得里亚（可能是北非的一部分）之间洋盆的闭合发生于早白垩—早三叠世（时间为 80 Ma），没有任何金矿脉形成和岩浆活动的证据，阿尔卑斯的蓝片岩相记录了低的热梯度。在早始新世，洋盆闭合导致陆—陆碰撞和在 55~45 Ma 欧洲大陆边缘发生局部俯冲。在碰撞缝合带附近的西阿尔卑斯，板片的拆沉作用使俯冲作用在 45~40 Ma 时停止，板块会聚开始后 100 Ma，岩浆作用和高温变质作用对上覆推覆体产生较大影响。阿尔卑斯中多数金矿脉形成于渐新世岩浆作用峰期。

由于增加了数百个 Ma，对较老的显生宙造山带中金矿床的形成过程及形成时序性的认识变得更为复杂，但可以肯定的是这些古生代的大陆边缘环境有利于金矿脉的形成。加拿大新斯科舍 Meguma 地体中金矿床的地质年代研究表明，成脉作用形成于 380~362 Ma，是阿巴拉契亚造山带 Acadia 变形的晚期。在研究程度较低的晚古生代 Laurentia 和冈瓦纳大陆碰撞过程中，Meguma 是最后一个增生于大西洋边缘的地体。Keppie 和 Dallmeyer 注意到岩浆作用和高温变质作用发生于 380~370 Ma，而不是长达 100 Ma 的 Meguma 碰撞过程，表明存在由于热扰动而发生下部岩石圈拆沉作用的（构造）幕。这个短暂热事件与金成脉作用同时发生，可能对金成矿起重要作用。然而，在阿巴拉契亚北部这种与俯冲有关的构造作用尚不确定，纽芬兰西北部 Hammer Down 中温金矿床表明：宽阔带状的金矿系统伴随大陆生长。

澳大利亚东部 Tasman 造山系统中古生代金矿脉的存在清晰地解释了成矿作用不必存在科迪勒拉

型的块体增生。与北美西部由小块体拼合而成的增生边缘不同,澳大利亚东部主要是由单一岩石圈构造集合体组成(Lachlan 地体),表明在冈瓦纳克拉通附近发育宽 2 000 km 的古生代扇状浊积岩系列。这种环境中缺乏位于增生体和活动边缘之间的深壳块体边界断裂,而这些断裂在北美科迪勒拉表现为不同深度的断裂并通常是热液活动的中心。与压缩有关的变形作用仅出现在板内,并没有沿块体缝合带集中。维多利亚 Bendigo-Ballarat 区金的大量集中表明还有一些我们不知道的局部因素控制了造山系统中脉的就位。不管如何,与北美科迪勒拉相似,Tasma 造山系统以古生代澳大利亚东部边缘有显著增生与 Lachlan 地体东部的俯冲带的消减为特征。

显生宙造山带中的金矿床和太古宙绿岩带中金矿床之间存在许多相似之处,这在 20 世纪 80 年代后期被作为成矿具有相似构造环境的证据。Kerrick 和 Wyman 推测加拿大苏必利尔省的金矿化与会聚板块型边缘有关。几乎是同时,Barley 等对澳大利亚西部脉状金矿床成矿作用进行独立研究后得出同样的结论。洋壳岩石俯冲部分熔融带对任何时代造山带中金矿床的形成具有重要意义。太古宙地体中与金矿带有空间关系的主要断裂带已被几位学者认定为古地体的边界。Wyman 和 Kerrich 指出:正如现在在会聚边缘所观察到的,太古宙成矿流体是岩浆作用和上地壳赋矿岩石发生变质作用后的深部地壳热构造事件的产物。详细的地质年代学研究确认了太古宙地体中、下地壳的变形机制。太古宙成矿省中的任一金矿床是同一超大陆旋回的一部分,但显示出较大的成矿年龄范围(表 1),反映了在长达几十个 Ma 增生和消减作用过程中存在热事件的多变性。

### 2.3 中温金矿床金沉淀的地壳环境

该类金矿床绝大多数位于脆-韧性构造中,近矿围岩的蚀变组合为 Fe 硫化物-碳酸盐-绢云母±钠长石(合适的岩石成分可以稳定该组合),流体包裹体和其他地质温压研究结果表明:成矿温度和压力分别为  $(300 \pm 50)^\circ\text{C}$ 、 $1 \times 10^5 \sim 3 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。它们与峰期变质作用同时或稍晚,围岩研究表明它们的就位温度与最高变质温度相差在  $100^\circ\text{C}$  以内。然而,近来对主要太古宙绿岩带的研究结果却是超出这个温压范围,也就是超出了原先推测的矿床在进入到变质程度更高和更低的岩石中(如 Groves 1993 年提出的地壳连续模式)形成的深度范围。这些金矿床形成的温压超出了  $180 \sim 700^\circ\text{C}$  和  $<1 \times 10^5 \sim 5 \times 10^5 \text{ Pa}$ ,表明其热液系统在垂直范围内的分布明

显较其他大陆边缘型金矿床系统要广泛,后者分布仅限于上地壳 5 km 左右。

20 世纪 90 年代早期,McCuaig 等综合研究后认为澳大利亚西部、加拿大苏必利尔省和 Slave 省、印度和巴西角闪石相地体中具有高温和高压的造山型金矿床,多数矿化温压条件:  $450 \sim 600^\circ\text{C}$  和  $3 \times 10^5 \sim 5 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。麻粒岩相地体中的一些矿床甚至具有更高的温度和压力。金仍然从低盐度、富  $\text{CO}_2$  和  $^{18}\text{O}$  的流体中沉淀出来,但是,由于温度较高和矿物不同的稳定性,蚀变晕缺少碳酸盐和富含钙-硅矿物,与典型夕卡岩系统矿物组合相似。

至于在显生宙造山带较高级变质区域为何没有相似的金矿床连续体还没得到广泛认同。太古宙构造和显生宙大陆生长之间是否存在内在的差异?抑或是显生宙造山带中较高级变质岩石中存在相似金矿床但分类方法不同?或许对较年轻造山带中一些含 Au 夕卡岩或接触变质矿床的分类进行重新审视有助于解决这一问题。就夕卡岩矿床而言,成矿流体盐度可能是一个重要的区分变量。典型夕卡岩型金矿床具较高盐度的流体直接来源于侵入体。乌兹别克斯坦晚古生代穆龙套金矿床显然是太古宙以后成矿的较高变质级的中温热液一个实例。丰富的薄层状石英、流体包裹体数据表明其捕获温度超过  $400^\circ\text{C}$ ,成矿系统深部类夕卡岩型的钙-硅矿物组合表明矿床为地壳连续体深部的表现。

深部成矿流体迁移至地壳浅部使矿床形成温度为  $200 \sim 250^\circ\text{C}$  及形成深度只有几千米。然而,澳大利亚西部伊尔岗块体中浅成金矿系统的一些异常现象值得注意: Racetrack 矿床产于低绿片岩相岩石中,形成深度小于 2.5 km,具梳状、鸡冠状、壳状和胶状结构,矿石自贫  $\text{CO}_2$  的流体中沉淀,与典型浅成低温脉状矿床中的类似。次绿片岩相岩石中的 Wiluna 金矿床具有类似的矿石结构,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  值很低 ( $6\text{‰} \sim 7\text{‰}$ ),这些现象充分证明中温热液系统中混入大气水。

在温度低于  $200 \sim 250^\circ\text{C}$  情况下,金溶解度与温度的关联可以很好地解释这一现象:这类金矿床的连续体没有连续进入到地壳的最上部。中性—还原及中等富硫流体情形反映了在低温时“中温”金矿床流体所具有的特征,在这种低温情况下金的溶解度低。但是,在北美最西端科迪勒拉造山带深壳断裂中沉淀的“中温”含 Au 成矿溶液沿断裂进入地表,富  $\text{CO}_2$ ,含重同位素的流体迁移至低温、低压的近地表环境。地壳上部含辰砂±辉锑矿的浅成低温石英-碳酸盐脉决定了成矿流体的成分。这

类矿床包括阿拉斯加西南的 Kuskokwim 盆地、不列颠哥伦比亚 Pinchi 带及北加利福尼亚沿海山脉中的 Hg-Sb 矿床。事实上, 30 多年的研究认为, 北美西部增生带的热泉独特的化学特征是深部“中温”金矿床在地表的表现形式。由于成矿流体的温度低至 150 ℃, 石英-水的分馏程度很大, 导致就位于近地表的富 Hg 矿脉的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  值达 +30‰。这与内华达盆地和山脉中的典型浅成低温系统中的氧同位素值明显不同。确定这类 Hg-Sb 矿床存在于剥蚀程度较小的大陆边缘块体中指示深部存在所谓的“中温”金矿化。

2.4 与其他类型脉状金矿床比较

无论金是作为主要金属元素, 还是与铜一起作为成矿元素, 多数金矿床就位于会聚大陆板块边缘(表 2)。但也有例外, 如形成于裂开洋中脊的火山成因富金块状硫化物矿床(Bousquet)及与非造山成因热点有关的(奥林匹克坝)其他矿床类型。然而, 通常情况下, 许多显生宙中含金浅成低温矿脉、沉积岩中的卡林型矿床和斑岩型/夕卡岩型矿床与所谓的“中温”金矿床形成于同一活动大陆边缘。尽管这些矿床的特征差异显著, 但这显然是由于造山带形成过程中构造作用的局部变化及含金热液成矿系统所处地壳深度范围不同(区域地热梯度的反映)所致。

表 2 后生金矿床特征

矿床类型	构造环境	成矿温度/℃	成矿深度/km	成矿流体成分	Au:Ag	蚀变类型	其他主要特征
造山型	大陆边缘;挤压-扭压体制;矿脉通常存在于大陆弧向海一侧的变质岩中	200~700	2~20	3% ~ 10% (wt.), CO <sub>2</sub> ≥ 5% (mol); 少量 CH <sub>4</sub> 和 N <sub>2</sub>	1~10	碳酸盐化, 绢云母化, 硫化作用; 在较高温度矿床中出现类夕卡岩组合	赋存于变形变质体中; 硫化物含量 ≤ 3% ~ 5%; 单个矿床垂直长度 ≥ 1~2 km; 空间上与超壳断裂带和花岗岩浆作用有关
浅成低温热液型(低硫化和高硫化)	大洋弧、大陆弧或大陆壳弧后伸展带; 通常是伸展环境, 但是在压缩体制下	100~300	地表~2	< 1% ~ 20% (wt.); 早期酸性, 浓度高(高硫化型)	0.02~1	冰长石-绢云母-石英(低硫); 石英-明矾石-高岭石化(高硫)	脉状矿床和交代型矿床的年龄与赋矿火山岩及附近火山岩相近; 矿带垂直方向长度一般为 100~500 m, 高硫化型矿床中浸染状矿石常见
浅成低温热液型(与碱性岩有关)	俯冲后的弧后伸展环境; 伸展带靠近岩浆弧或向陆地沿伸数百 km	通常 ≤ 200	地表~2	≤ 10% (wt.); CO <sub>2</sub> 含量高; CH <sub>4</sub> 和 N <sub>2</sub> 少量	变化大	碳酸盐化, K 交代作用, 青磐岩化组合	与碱性火成岩有关的富 Te 矿床; 角砾岩筒型矿体和层状交代矿体
赋存于沉积岩中	弧后伸展和大陆壳减薄作用环境	200~300	2~3	≤ 7% (wt.)	0.1~10	强硅化作用; 少量高岭土化作用	很细粒的金存在于强硅化岩石中; 周围碳酸盐发生分解
富金斑岩型	洋弧或大陆弧; 与俯冲作用有关, 但常与伸展环境相联系	300~700	2~5	一些成矿流体 35% (wt.); 在浅部与低盐度的地表水混合; 常有不混溶气体	0.001~0.1	中心为黑云母 Kf 石化带, 被石英-绿泥石化带围绕, 叠加绢云母-黄铁矿化, 远处为青磐岩化蚀变	浸染状硫化物和细脉在斑岩体中及其附近, 中-酸性侵入岩; 低氧化程度的岩浆有利于金的富集; 通常为 I 型岩浆; 金随铜硫化物沉淀
富金夕卡岩型	洋弧或大陆弧; 与俯冲作用有关, 但常与伸展环境相联系	300~600	1~5	10% ~ > 35% (wt.)	≤ 1~10	石榴石-辉石-绿帘石-绿泥石-方解石	绝大多数为钙质外夕卡岩; 通常与镁铁质、低硅及还原性很强的侵入体有关
海底喷气型	弧后裂谷(Kuroko 型)或洋中海底伸展环境(Cyprus 型和 Besshi 型)	≤ 350	在海底上面或接近海底	3.5% ~ 6.5% (wt.) 流体与热卤水相互作用后产生高盐度流体	0.000 1~0.1	石英-滑石-绿泥石, 多有伊利石±蒙脱石外带; 偶见硬石膏或重晶石帽	薄片状、带状或块状细粒硫化物; 通常有喷流和同沉积交代结构; 在弧后区域金变得更为重要

据 Foster(1991), Robert 等(1991), Kirkham 等(1993), Hedenquis 和 Lowenstern(1994), Richards(1995) 和 Poulsen(1996) 等资料综合整理

图 1 所示, 形成于远离大陆边缘或大陆内部边缘上部俯冲带的浅成低温矿床和斑岩型矿床之间的比例明显不同, 但形成于后碰撞伸展构造的除外。很多位于上部海洋环境中中等—陡倾消减带的火山-深成岛弧中的其他富金的浅成低温热液和斑岩金成矿热液系统均具有从斑岩型到典型浅成低温矿化的过渡带。其他浅成低温金矿脉, 包括一些世界级的矿床, 与幔源碱性岩有关, 反映了在近弧区域或增生楔中的远陆中存在会聚型造山带中的伸展事件

(Cripple Creek)。因此, 很多研究程度较高的内华达州与火山岩有关的、三叠纪浅成低温型金矿床是后造山期盆岭伸展作用的产物。地质年代学证据逐渐表明卡林型金矿化亦具相似的时间背景。

虽然浅成低温含金热液和斑岩系统与碰撞、消减有关, 与所谓的“中温”金矿床不同, 它们通常位于造山带中不同的区域。无论是压缩造山带、岛弧, 还是弧后扩张区, 斑岩型-夕卡岩型-浅成低温型矿脉在垂向上连续并在地壳 2~5 km 处套叠在一

起(图1,2)。岩浆作用(通常为I型)和高温作用于上地壳地热梯度陡变带上,造成地热梯度远大于 $100\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,存在大量的火山-次火山岩,并作为

与其年龄相当的金矿床的赋矿围岩。浅处热液活动决定了矿脉定位于未变质或只受到轻微区域变质的岩石中。

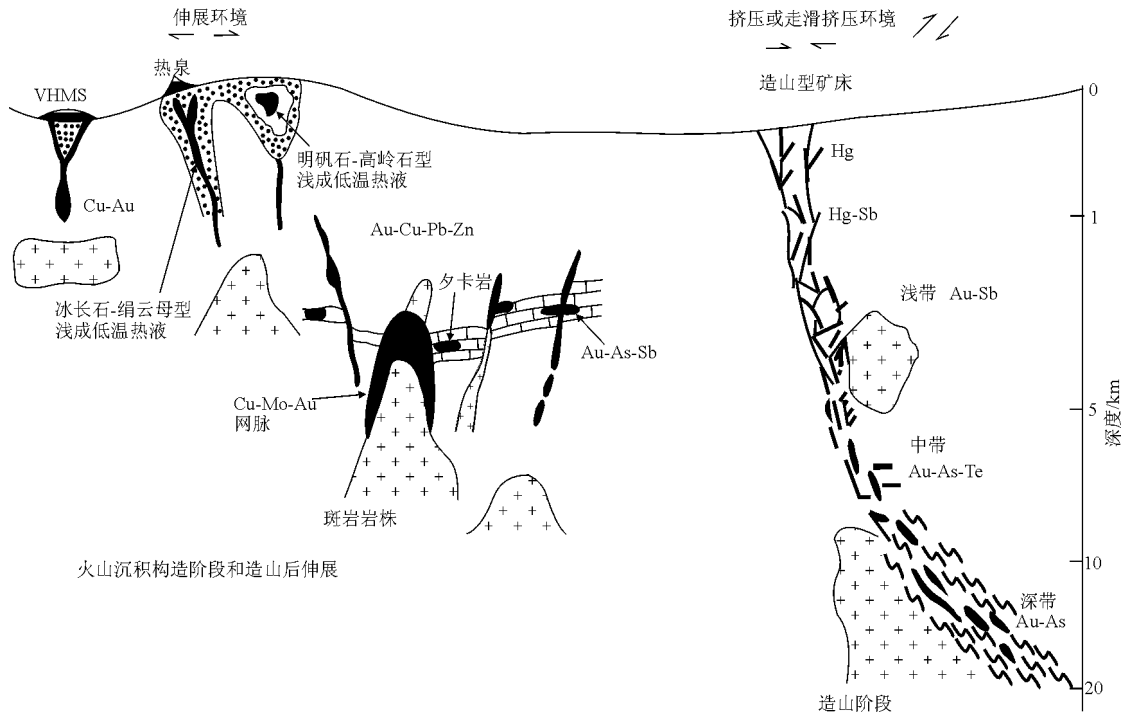


图2 会聚板块边缘地壳中热液金矿床形成深度和构造环境示意图

本图按惯例显示了不同深度及其矿床类型,并不意味着所有的矿床类型或其形成深度会出现在单一的成矿系统中,修改自 Groves (1993)、Gebre-Mariam 等和 Poulsen (1996)

对比而言,所谓的“中温”型金矿床分布于上地壳中较大的深度范围。流体、花岗岩浆和热沿大断裂进入到地表处,而不是将高能热源迁至近地表,上述大断裂可能是增生地体的缝合带。地壳地热梯度可能升高超过了 $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,但未达到矿床类型套叠程度较高的位置。热液流体到达近地表环境,由于温度较低,不利于金的迁移;但是,双硫配合物仍然使大量 Sb 和 Hg 迁移到上部地壳几千米的范围(图2),这通常是斑岩—夕卡岩—浅成低温热液矿床连续体的区域,复杂的矿床类型套叠因此形成。这反映了阿拉斯加西南部和加利福尼亚北部的特征,前者是由浅成低温 Sb-Hg 矿床来推定深部所谓的“中温”型金矿床与火山-侵入岩有关,后者的 McLaughlin 金矿床位于一系列富 Hg 热泉之中。

### 3 命名问题

1980 年以前,太古宙—三叠纪所谓的“中温”矿床并没有被认为是一种特殊类型的金矿床。很多

分类将这类矿床分别划归 Lindgren 确定的中温和高温体制。其他学者如 Bateman (1950) 笼统地归为浅成充填型矿床。随后,很多太古宙脉状金矿床归于裂隙充填型矿床, Otago 是一个剪切带型矿床, Bendigo 是一个鞍状矿脉型矿床, 阿拉斯加 Treadwell 是一个网脉型矿床等等。过去相对低的金价使金矿床的成因研究很少。《经济地质》第 75 卷 (1981) 没有对这一具重要经济意义的矿床类型进行专门论述。随着板块构造理论的发展,经济地质学家开始注意到显生宙矿床与消减和会聚板块边缘之间存在本质联系。尽管如此,讨论矿床与构造关系的书籍很少提到这一金成矿系统。

随着 20 世纪 70 年代后期金价的骤涨,人们对金矿床的兴趣也与日俱增。矿床地质学家对“中温”脉状金矿床进行了广泛的研究。在最近的 15 年里,由于意识到这些矿床为一单独的矿床类型,对这类矿床的术语描述也五花八门。这反映了 2 个事实:一是 20 世纪 80 年代对这类金矿知识的大量积累;二是建立矿床模式,通过分类划分矿床。同种矿床的众多术语在一些不甚了解此类金矿的读者

中开始产生混乱。显然,单一矿床类型名称对所有研究者有帮助。

“中温”的流行始于 Nesbitt 等 (1986) 撰写的一篇有关加拿大科迪勒拉脉状金矿床的论文。他们确定了一组位于一系列增生地体中,形成温度为 200~350 °C 的“中温”金矿床,在该文之前,“中温”金矿床这一涵盖广泛的矿床类型是不存在的。重要金矿论文集如 *Gold '82*、《浊积岩中的金矿床》和 *Gold '86* 根本没提及这种矿床类型。然而,自从 Nesbitt 等撰写的论文发表以后,“中温”充斥于文献之中,部分原因可能是该类矿床与定位更浅金矿床易于比较,而后者在多年以前就被归入浅成低温热液金矿床。因为“中温”已广为接受,以致随后人们逐渐对这些矿床的全面描述均冠之于“中温”。

最近 10 年中,一提起这类矿床,最常用的便是“中温”。1996 年, Poulsen 指出它与 Lindgren (1907, 1933) 最初所谓的“中温”是不一样的。Lindgren 描述的矿床类型:形成深度为 1 200~3 600 m,形成温度为 200~300 °C。由于温度范围较小,因此高温蚀变相,包括电气石、黑云母、角闪石、辉石和石榴石等在中温矿床及其围岩中是不存在的。Lindgren (1933) 将加利福尼亚山麓成矿带中金矿床、新英格兰的 Meguma 区、维多利亚中部、昆士兰 Charters Tower, 等等,归入中温矿床。

然而,很多现在所谓的“中温”金矿区按 Lindgren (1933) 的划分应称之为“高温”。这些矿床的形成温度为 300~500 °C,呈现高温矿物组合,形成深度在 3 600 m 以下。很多世界级太古宙金矿床明显属于高温矿床。此外,一些显生宙脉状金矿床,如 Bohemian Massif 和阿拉斯加的 Juneau 等,也归入此类。从当今流体包裹体的研究来看,Lindgren 划定的“中温”和“高温”矿床的温度范围是相当精准的。然而关键是很多被称为“中温”的矿床,既不符合 20 世纪早期的中温分类,也不符合今天的分类。

如果用 Lindgren 型术语来描述这种  $P-T$  范围大的矿床,这一术语可能就是“xenothermal”(浅成高温热液)。这是由 Buddington (1935) 所造的词,包括了亚中温(温压条件大致介于中温和低温)到高温矿床形成的温度压力范围,而 Groves (1993) 认为,澳大利亚西部伊尔岗地块中金矿床的形成温度和压力范围很宽与此类似。但是,矿床形成的其他因素如构造控制、围岩类型和流体化学在矿床的就位过程中起着重要作用,因而,不能仅考虑温度压力条件定义矿床类型。

对 Lindgren 模型发现浅成低温热液矿床与中温矿床之间构造背景的另一个基本问题,正如 Lindgren 所设想的那样:浅成低温、中温和高温这些术语是用来描述一个连续的矿床。但是,如图 2 所示,“浅成低温”被作为一个特殊的矿床类型,是指高侵位成脉,蚀变明显且与火山-次火山岩浆作用有关的矿床。如前所述,美国盆岭地区的浅成低温热液金矿床可能在大陆边缘造山作用之前的洋弧环境下形成,或者形成于后造山作用的伸展作用(大致如图 1),因而,这两类金矿床通常不存在时空联系。

用与赋矿围岩、矿脉矿物学或成矿流体化学有关等作为描述这些矿床的总体特征也是不能接受的。常见的如“绿岩带中的金矿床”、“板片带中的金矿床”或“浊积岩中的金矿床”等掩盖了这样一个事实:尽管它们的赋矿围岩系列不同,但这些矿床有许多相近之处。因而,这些术语可作为主要矿床类型进一步分类的依据,而非矿床类型本身。“太古宙”金矿床或“主脉型”金矿床的用法也不可取,这显然反映了它们对特定时间或空间的偏在性。“变质金矿床”虽然有对成矿过程的理解,但其提法尚在激烈争论之中。事实是这些矿床含有少量的硫化物,多数情况下将它们划入“低硫化物”,并且,金的富集比贱金属高出几个数量级,因而由于  $Au:Ag > 1$  而将它们归入“独立型金矿床”。但是,包括内华达卡林和其他地方赋存于沉积岩中的“卡林”型金矿床中的硫化物含量也很低。同样,“脉状金矿”也包括了众多的金矿床类型。

正如上面详细讨论的那样,所有这些矿床最本质的特征看来就是它们共同的构造背景。Bache (1980, 1987) 认识到这些矿床与造山带有关,并把它们划分为“前造山期”矿床。然而与此同时,该分类假定金矿脉是同生喷流成因,这显然与当今地质年代学数据相悖。Goldfarb 等用“同造山”来表示,他们认为北美科迪勒拉成矿事件与历时长达 120 Ma 的大陆边缘生长存在明显时间的重叠。其他学者则使用“后造山”,他们强调赋矿围岩的变形变质作用通常早于热液矿脉的就位。

#### 4 建议分类

纵观世界碰撞造山带中的金矿床,事实上其成因分为两类:同造山和后造山。赋矿围岩可能经历抬升和冷却(因此称“后造山”),Stuwe 等认为成矿流体的产生和迁移与深部热液作用同时(同造

山)。例如, Kent 等认为伊尔岗克拉通中的金矿化主期晚于上地壳赋矿围岩的热事件,但在时间上与太古宙的中下地壳的熔融和岩浆作用有关。正因为如此,可简单地把这类金矿床称为“造山型”脉状金矿床,这一想法最初是由 Bohlke 提出的。

另一问题为是否从造山型金矿床中划分出很多与侵入岩有关的金矿床。Sillitoe (1991) 将诸如穆龙套和 Charters Tower 等认定为与侵入岩有关的金矿床, McCoy 等认为在阿拉斯加内部有与深成岩有关的中温金矿床 (Fort Knox), 因为它们的成矿流体来自岩浆, 澳大利亚北部元古宙的脉状金矿床和华北—朝鲜克拉通中的中生代金矿床与岩浆作用有成因联系。这些金矿床成矿流体的化学性质与典型造山型金矿床在本质上是完全一致的, 那还属于不同的矿床类型吗? Sillitoe (1991) 指出与侵入岩有关的金矿床也可以形成于显生宙活动消减带上部带中的会聚板块边缘, 虽然强调区域伸展特征, 并指出它们与这里所定义的造山金矿床存在一些差异。

Sillitoe (1991) 强调造山和与侵入有关的金系统之间存在重叠, 应引起进一步重视, 我们对此完全赞同。

Hagemann 和 Ridley 认为简便的术语应当是既保留 Lindgren 使用的前缀, 如 “epi-” (浅)、“me-so-” (中) 和 “hypo-” (深), 又能对造山型金矿床类型进行细分。Gebre-Mariam 等对此作了进一步改进。这种延续性用法值得推荐。在这种情形下, 浅带矿床形成深度小于 6 km, 形成温度为 150~300 °C; 中带矿床形成深度 6~12 km, 形成温度为 300~475 °C; 深带矿床形成深度在 12 km 以下, 形成温度超过 475 °C。应当注意的是: 这些术语仅在基于现代地质温压研究后对造山矿床作进一步的分类时才适用。正因为如此, 这些造山型矿床亚类形成的深度区域与 Lindgren 的浅成低温、中温和高温区域是不一样的。

陈祥译自 *Ore Geology Reviews*, 1998, 13: 7-27.  
王美娟校

近些年, 张德全等在柴北缘—东昆仑地区做了大量有关造山型金矿的研究, 编者选取这篇较新的研究成果, 供大家参考。

## 柴北缘—东昆仑地区造山型金矿床的 Ar-Ar 测年及其地质意义

柴达木盆地北缘 (以下简称柴北缘)—东昆仑地区是中国西部秦祁昆褶皱山系的一部分, 20 世纪 90 年代以来, 这里陆续发现了一批金矿产地, 它们大多与这里的造山作用有密切的成因联系, 是典型的造山型金矿 (张德全, 2001)。本文从这些金矿床的放射性同位素测年结果出发, 来探讨金成矿对造山过程的响应。

### 1 矿床地质特征概述

迄今为止, 除柴达木地块因被新生代沉积 (柴达木盆地) 广泛覆盖而发现金矿产地以外, 柴北缘—东昆仑地区的其他所有三级构造区带都或多或少有造山型金矿的发现。图 1 给出了柴北缘—东昆仑地区具代表性的 13 处造山型金矿产地所处构造位置。

这些金矿都产于会聚板片的边缘、靠近深断裂的部位, 与晚加里东或晚华力西—印支造山过程有

关。例如, 柴北构造带中的野骆驼泉 (张德全等, 2001; 丰成友等, 2002)、千枚岭、红柳沟、青龙沟 (张德全等, 2001)、滩间山 (崔艳合等, 2000)、赛坝沟 (丰成友等, 2002) 等金矿床, 全部位于该构造带之北侧边缘, 并沿柴北缘深断裂的南侧分布 (图 1)。虽然矿床围岩的原岩是多样的, 原岩的时代变化也极大 (从元古宙到三叠纪), 但它们都属于绿片岩相变质岩 (个别矿点的围岩为元古宙片麻岩, 但这些角闪岩相变质岩在加里东造山过程中又广泛地经受了绿片岩相退变质作用, 因此其直接围岩的变质程度仍是绿片岩相)。

严格受构造控制, 是这些金矿床的一个重要特征。大型剪切带通常是区域控矿构造或矿田构造。例如, 柴北缘深断裂西段之南侧, 有野骆驼泉—千枚岭、青龙沟—滩间山等几条长 20~30 km 的 NW 向剪切带, 它们分别控制了野骆驼泉、千枚岭、青龙沟、滩间山等金矿床 (点); 五龙沟地区的 1:5 万水系沉积物 Au 异常及所有的金矿床、矿点、矿



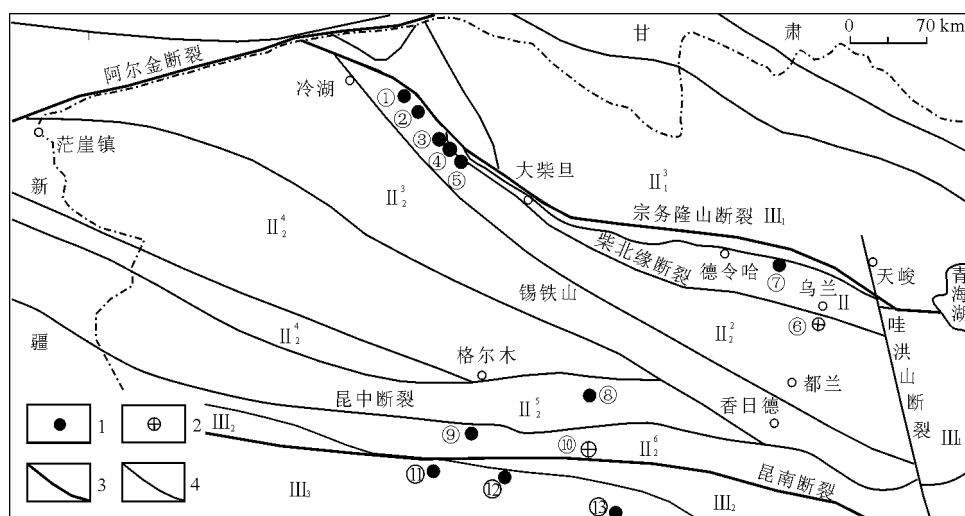


图1 柴北缘—东昆仑地区构造分区及造山型金矿分布图

构造分区:  $II_1$ —南祁连,  $II_2$ —欧龙布鲁克,  $II_3$ —柴北,  $II_4$ —柴达木,  $II_5$ —昆北,  $II_6$ —昆中,  $II_7$ —昆南,  $III_1$ —宗务隆山—青海湖南山,  $III_2$ —阿尼玛卿,  $III_3$ —北巴颜克拉; 1—蚀变岩亚型金矿床: ①—野骆驼泉, ②—千枚岭, ③—红柳沟, ④—青龙沟, ⑤—滩间山, ⑦—求律特, ⑧—五龙沟, ⑨—小干沟, ⑪—东大滩, ⑫—西藏大沟, ⑬—大场; 2—石英脉亚型金矿床: ⑥—赛坝沟, ⑩—开荒北; 3—深大断裂; 4—区域断裂

化点均分布在3条长30~50 km的NNW向剪切带内或其旁侧的低序次剪切带中(钱壮志等, 2000)。大型剪切带内或旁侧的配套构造, 则是控制矿床或矿体的构造。柴北缘—东昆仑地区造山型金矿的矿床或矿体构造, 大体上有两大类: 与剪切带伴生的断裂裂隙系统, 如野骆驼泉金矿床(丰成友等, 2002); 与褶皱有关的层间滑脱构造, 如滩间山金矿床(崔艳合等, 2000)。

硅化、黄铁矿化、绢云母化是最常见的热液蚀变, 其他如碳酸盐化、绿泥石化等程度不等发育于不同矿床中。黄铁绢英岩化与金矿化关系最密切, 硅化和黄铁矿化的强度往往与金矿化的强度呈正消长关系。总体而言, 蚀变岩石的组分为 $CO_2$ ,  $H_2O$ , S,  $SiO_2$ , K及大离子亲石元素。

矿石中金属矿物含量通常在3%~5%之间, 主要为黄铁矿, 有少量或痕量的毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿等, 毒砂仅出现在昆中带以北的各构造带内的金矿中, 辉锑矿仅产在昆中带以南的各构造带内的金矿中, 并以北巴颜拉构造带中的金矿内最发育。自然金和银金矿常呈0.001~0.1 mm的颗粒包裹于浸染状黄铁矿内或产于黄铁矿及毒砂的裂隙中, 部分自然金和银金矿呈包裹体产于黄铁矿中, 偶见裂隙金。非金属矿物的种属视矿石类型及围岩类型而变化, 石英脉型矿石的非金属矿物以块状石英为主, 少量碳酸盐矿物(铁白云石、菱锰矿、方解石等)和绢云母; 蚀变岩型矿石的非金属矿物为石英、绢云母、绿泥石、碳酸盐、长石

等。有2种类型的矿石: 破碎带蚀变岩型和石英脉型。前者是强烈黄铁绢英岩化蚀变的构造岩, 矿石与围岩间为非自然边界; 后者为含Au硫化物-石英脉。矿石与围岩之间呈现自然边界, 但通常含Au的硫化物-石英脉产于强烈黄铁绢英岩化的剪切带(亦含Au)中。因此, 大多数石英脉型矿石都与破碎带蚀变岩型矿石伴生或共生。在世代上, 有些石英脉型矿石略晚于蚀变岩型矿石, 而有些则几乎同时。根据矿石类型, 可将本区造山型金矿细分为破碎带蚀变岩型和石英脉型两个亚类型。

无论石英脉型还是破碎带蚀变岩型矿石, 均有低贱金属(Cu, Pb, Zn), 高Au/Ag值(变化在1~10之间)的特点。As和Sb的含量变化大, 总体上, 昆中带以北的金矿含As高, 昆中带以南的金矿含Sb高。自区域北部向南部, 矿床元素组合由Au-As向Au-Sb转化。上述元素组合的变异表明, 石英脉亚型成矿深度小于破碎带蚀变岩亚型, 区域南部金矿的成矿深度小于区域北部金矿(Groves et al., 1998; 2000)。

## 2 绢云母的 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 测年

### 2.1 采样位置及样品描述

用于 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 测年的6件绢云母样品分别采自柴北缘—东昆仑地区3个不同构造分区的6个金矿床, 它们是: 柴北构造区的野骆驼泉、青龙沟、滩间山和赛坝沟金矿床, 昆中构造区的五龙沟金矿床



和北巴颜喀拉构造区的大场金矿床。所有的绢云母样品都是从金矿石中分离出来的。各样品的具体采样位置及样品描述见表1。

表1 用于 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 测年的绢云母样品的采样位置及样品描述

样号	采样位置	样品描述
TWDC	大场矿区Ⅲ矿带7号矿体地表采样	金矿石, $w(\text{Au})7.5 \times 10^{-6}$ , 绢英岩化碎裂砂岩
Sb-4	塞坝沟矿区主矿体地表采样	金矿石, $w(\text{Au})18 \times 10^{-6}$ , 黄铁绢英岩化糜棱岩化花岗闪长岩
Tj801	滩间山矿区19号矿体地表采样	金矿石, $w(\text{Au})9.3 \times 10^{-6}$ , 黄铁绢英岩化糜棱岩、碳质千枚岩
DC3-1	野骆驼泉矿区Ⅱ-2矿体CK5	金矿石, $w(\text{Au})5.5 \times 10^{-6}$ , 黄铁绢英岩化糜棱岩、千枚岩
Qtc102-7	青龙沟矿区Tc102-7探槽	金矿石, $w(\text{Au})5.6 \times 10^{-6}$ , 绢云母化碳酸盐化黄铁矿化碎裂白云母岩
WⅢ-1	五龙沟矿区Ⅲ-1矿体地表采样	金矿石, $w(\text{Au})7.6 \times 10^{-6}$ , 黄铁绢英岩化糜棱岩、花岗岩

## 2.2 分析结果

样品测试由中国地质科学院地质研究所同位素研究室完成。该测年方法的分析技术和工作流程见陈文等(2002)。样品的Ar-Ar分阶段加热测试结果及年龄见表2。

## 3 关于地质意义的讨论

### 3.1 各矿床成矿年龄的确认

3.1.1 大场金矿床 由大场矿床金矿石中的绢云母样品(TWDC)在500~1200℃温度区间的6个温度点获得了相近的视年龄值,其累计释放的 $^{39}\text{Ar}$ 达83.27%,它们的积分年龄(加权平均年龄) $t_g = (218.6 \pm 3.2) \text{ Ma}$ 。6个点在 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 图解上构成一条很好的等时线,求得的等时线年龄为 $(220.3 \pm 3.2) \text{ Ma}$ ,初始的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 $297.33 \pm 11.65$ ,非常接近尼尔值(理想大气值 $295.5 \pm 5$ ),说明样品不含过剩氩。该样品的积分年龄与等时线年龄在误差范围内完全一致,因此使用积分年龄值。该矿床矿体的围岩是三叠系巴颜喀拉群砂板岩,其年龄大于金矿石中的绢云母样品的 $t_g$ 值 $[(218.6 \pm 3.2) \text{ Ma}]$ ,与矿体的后生特征是吻合的,且巴颜喀拉海槽于三叠纪末闭合,与绢云母样品的 $t_g$ 值一致。上述资料显示 $(218.6 \pm 3.2) \text{ Ma}$ 作为大场金矿床的年龄是适宜的。

3.1.2 五龙沟金矿床 五龙沟金矿床金矿石中的绢云母(WⅢ-1)样品,在400~800℃温度区间

获得了很好的年龄坪,5个视年龄构成的坪年龄 $t_p = (236.5 \pm 0.5) \text{ Ma}$ , $^{39}\text{Ar}$ 累计释放达98.82%。从400~1400℃,由所有的8个温度点构成的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线,求得的等时线年龄为 $(238.6 \pm 3.5) \text{ Ma}$ ,初始的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值为 $258.32 \pm 22.66$ ,比尼尔值小37,该等时线年龄值在误差范围内与坪年龄值完全一致。考虑到高温段(900~1400℃)3个误差大, $^{39}\text{Ar}$ 释放量很少的数据参与了等时线年龄计算,故认为坪年龄更为可信。

加里东期花岗岩及元古宙片麻岩是五龙沟矿床金矿体的直接围岩,用于本次工作Ar-Ar测年的金矿石样品采于加里东期花岗岩内的Ⅲ-1矿体(表1),前人已获得该花岗岩的锆石U-Pb年龄为438 Ma(表3),本次获得的五龙沟金矿床金矿石中绢云母的Ar-Ar坪年龄 $[t_p = (236.5 \pm 0.5) \text{ Ma}]$ 远大于该花岗岩的锆石U-Pb年龄值,与该矿床的后生特点是一致的。此外,前还测得五龙沟金矿床Ⅲ-1和Ⅲ-2矿体中磷灰石和锆石的裂变径迹年龄分别为244,216.6和235 Ma(表3),与本次获得的五龙沟金矿床金矿石中的绢云母的Ar-Ar坪年龄一致。因此,可把 $(236.5 \pm 0.5) \text{ Ma}$ 确认为五龙沟金矿床的成矿年龄。

3.1.3 滩间山金矿床 伴随加热温度的增高,滩间山金矿床金矿石中绢云母样品(Tj801)的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 视年龄值有逐步降低的趋势。从400~1400℃,共10个温度段所获得的视年龄数据,可以分为3部分(表2):1)1100~1400℃(高温段)给出的视年龄值误差极大,且累计释放的 $^{39}\text{Ar}$ 仅为0.52%,视年龄数据不可信;2)低温段(400~700℃)给出的4个视年龄值误差小,累计释放的 $^{39}\text{Ar}$ 高达79.32%,但4个年龄值差别较大(303.0~374.2 Ma);3)800~1000℃区间的3个视年龄值不但误差小,而且差别不大(274.80~288.20 Ma),但累计释放的 $^{39}\text{Ar}$ 仅为19.7%。考虑到要降低后期扰动的影响,故取800~1000℃区间的3个视年龄值的加权平均值 $t_g = (284.0 \pm 3.0) \text{ Ma}$ 作为样品的较可信年龄。

滩间山金矿床的矿体严格受褶皱轴部或两翼的断裂-裂隙带控制,后生成矿特点非常明显。中元古代万洞沟群千枚岩是滩间山金矿床矿体的主要围岩,少数矿体也产于晚华力西期脉岩中。表3的数据显示,前人已获得的该矿床矿体围岩之一的闪长玢岩的全岩K-Ar年龄为 $(308.8 \pm 5.4) \text{ Ma}$ ,19号矿体金矿石中的绢云母K-Ar年龄为 $(268.9 \pm 4.3) \text{ Ma}$ 。

表 2 绢云母样品的<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 分阶段加热数据

样 号	θ/℃	( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar) <sub>m</sub>	( <sup>36</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar) <sub>m</sub>	( <sup>37</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar) <sub>m</sub>	( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar) <sup>1)</sup>	<sup>39</sup> Ar/10 <sup>-14</sup> moles	t/Ma±2σ	<sup>39</sup> Ar 累积 /%
TWDC	400	11.617 5	0.140 0	0.090 8	7.454 8	646.70	160.2±2.8	16.33
	500	11.184 0	0.003 3	0.082 2	10.207 4	1 386.09	215.1±2.6	51.32
	600	11.616 5	0.003 5	0.094 0	10.581 9	845.54	222.5±3.3	72.67
	700	11.645 5	0.002 6	0.122 2	10.441 8	662.57	219.7±3.5	89.40
	800	12.906 6	0.008 1	0.117 9	10.506 3	200.89	221.0±3.6	94.47
	900	15.194 7	0.015 4	0.036 8	10.654 9	117.63	223.9±4.0	97.44
	1 000	20.992 0	0.036 6	0.122 8	10.183 6	45.93	214.6±9.8	98.60
	1 100	19.800 3	0.039 1	0.288 4	8.249 9	39.59	176.0±18.1	99.60
	1 200	39.219 4	0.117 1	0.508 7	4.643 5	9.86	101.0±82.4	99.85
	1 400	72.941 4	0.244 8	2.169 1	0.775 0	5.94	17.3±154.0	100.00
Sb-4	400	19.036 6	0.022 3	0.046 5	12.441 4	411.12	258.9±2.8	4.59
	500	20.448 4	0.004 7	0.068 4	19.063 4	986.79	382.9±3.8	15.59
	600	21.432 1	0.002 3	0.041 2	20.745 2	1 326.72	413.1±4.2	30.39
	700	21.614 8	0.000 4	0.017 9	21.504 5	2 749.47	426.6±4.1	61.05
	780	21.808 4	0.002 1	0.015 9	21.177 5	1 316.98	420.8±3.8	75.74
	860	21.869 7	0.001 7	0.005 1	21.359 1	1 231.88	424.0±4.1	89.48
	960	22.355 0	0.002 0	0.015 7	21.761 6	743.24	431.1±4.1	97.77
	1 060	23.945 8	0.008 4	0.042 9	21.449 6	130.66	425.6±6.6	99.23
	1 160	30.099 3	0.023 9	0.241 3	23.048 7	36.33	453.7±15.2	99.64
	1 400	27.779 2	0.037 8	0.192 9	16.608 0	32.72	337.9±17.0	100.00
Tj801	400	25.434 0	0.023 2	0.032 1	18.583 1	1 114.08	374.2±3.4	16.48
	500	19.058 6	0.001 6	0.039 1	18.582 7	1 537.01	374.2±3.5	39.22
	600	17.155 2	0.002 2	0.009 7	16.512 2	1 017.56	336.2±3.3	54.27
	700	15.121 0	0.001 3	0.003 7	14.743 9	1 693.26	303.0±2.9	79.32
	800	14.691 9	0.002 5	0.035 4	13.962 9	800.53	288.2±2.8	91.16
	900	14.879 4	0.004 7	0.019 1	13.478 7	385.68	278.9±2.7	96.87
	1 000	16.828 9	0.012 0	0.008 3	13.264 2	145.09	274.8±4.5	99.02
	1 100	25.284 1	0.039 5	0.151 0	13.626 5	31.60	281.7±20.5	99.48
	1 200	30.427 9	0.070 7	0.208 1	9.540 5	17.87	201.8±42.7	88.75
	1 400	25.910 3	0.051 6	1.046 3	10.744 2	16.99	225.7±31.9	100.00
DC3-1	380	16.606 8	0.024 0	0.764 5	9.567 2	107.00	202.3±7.2	8.13
	460	11.757 5	0.009 0	0.984 2	9.184 9	281.59	194.7±3.3	29.51
	560	14.374 0	0.012 3	3.395 8	10.993 6	330.19	230.6±2.8	54.59
	660	15.050 8	0.009 5	1.139 1	12.139 1	256.80	252.9±2.4	74.09
	760	16.399 4	0.017 1	0.511 0	11.369 8	113.52	238.0±6.6	82.71
	860	21.102 9	0.035 2	0.779 0	11.806 5	46.37	246.6±16.8	86.23
	960	19.769 2	0.022 9	0.241 5	11.946 9	80.40	249.3±2.9	92.34
	1 060	17.819 0	0.020 2	0.302 1	11.870 5	74.07	247.8±9.4	97.96
	1 160	46.517 3	0.122 0	1.013 8	10.554 6	10.45	222.0±46.6	98.76
	1 400	41.802 7	0.056 3	4.720 6	25.580 1	16.35	497.2±48.1	100.00
Qtcl02-7	400	20.223 8	0.017 1	0.053 5	15.174 5	309.57	311.1±3.5	4.17
	500	17.653 2	0.004 4	0.045 3	16.354 8	603.67	333.2±4.1	12.31
	600	18.065 5	0.001 8	0.002 3	17.520 3	830.61	354.8±3.5	23.51
	700	17.913 4	0.000 9	0.009 0	17.647 1	1 936.17	357.1±3.7	49.61
	780	18.741 6	0.001 2	0.012 0	18.380 6	1 230.58	370.5±3.9	66.20
	880	19.904 8	0.001 0	0.008 8	19.617 1	1 212.59	392.9±4.4	82.54
	980	21.340 3	0.002 8	0.007 9	20.515 4	501.49	409.0±3.8	89.30
	1 080	22.211 0	0.006 1	0.016 7	0.417 5	315.37	407.3±4.1	93.55
	1 180	22.443 5	0.006 8	0.070 5	20.431 1	189.26	407.5±4.8	96.11
	1 280	22.384 0	0.005 4	0.030 3	20.796 3	217.60	414.0±4.4	99.04
	1 400	23.817 9	0.016 0	0.334 1	19.102 0	71.30	383.6±7.0	100.00
WⅢ-1	400	13.489 1	0.007 5	0.058 3	11.259 7	1 251.85	235.9±2.3	18.70
	500	11.809 6	0.001 6	0.075 4	11.338 6	2 335.42	237.4±2.4	53.57
	600	11.765 1	0.001 3	0.090 7	11.373 9	1 599.21	238.1±2.3	77.46
	700	11.597 3	0.001 3	0.051 8	11.217 4	1 256.90	235.0±2.2	96.23
	800	12.407 3	0.005 8	0.067 9	10.696 5	173.27	224.8±2.8	98.82
	900	16.265 4	0.024 2	0.078 3	9.121 0	39.55	193.4±11.1	99.41
	1 200	19.317 0	0.038 4	0.643 3	8.027 7	23.20	171.3±36.1	99.75
	1 400	26.221 6	0.063 7	0.647 6	7.429 6	16.54	159.0±64.8	100.00

1) Ar-Ar 同位素测定在中国地质科学院地质研究院同位素实验室进行,样品用铝箔包装后,在中国原子能研究院的反应堆 B5 孔道中进行照射;快中子积累通量达 1.5×10<sup>18</sup>中子/cm<sup>2</sup>;氩同位素分析采用 MM-1200B 质谱仪;λ=5.543×10<sup>-10</sup>a<sup>-1</sup>,J=0.012 405

Ma。与此同时,前人还测得控制潍间山金矿床和青龙沟金矿床的 NW 向大型韧-脆性剪切带中的黑云母 Ar-Ar 年龄 401 Ma。此外,潍间山金矿床中成

矿明显分为 2 期(崔艳合等,2000)。上述表明,控制潍间山金矿的构造应该是晚加里东和晚华力西 2 次造山作用的产物。因此,本次测得的 Tj801 绢

表3 前人已获得的同位素测年结果

采样位置	测试对象描述	分析方法	$t/\text{Ma}$	资料来源
赛坝沟	花岗闪长岩, 金矿体的围岩	全岩 Rb-Sr 等时线	$946 \pm 24$	丰成友等, 2002
	碱性长石花岗岩, 矿区北西侧	全岩 K-Ar 法	$230 \pm 7$	张德全等, 2001
	花岗岩, III-1 和 III-2 金矿体的围岩	锆石 U-Pb	438	张德全等, 2001
五龙沟	III-1 矿体金矿石中的磷灰石		244 (校正值)	
	III-1 矿体金矿石中的锆石	裂变径迹	$216.6 \pm 11.7$	袁万明等, 2000
	III-2 矿体金矿石中的锆石		$235.0 \pm 8.9$	
滩间山	大型 NW 向韧-脆性剪切带中的黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	401	张德全等, 2001
	斜长花岗岩斑岩	全岩 Rb-Sr 等时线	$330.0 \pm 24.3$	张德全等, 2001
	闪长玢岩, 部分金矿体的围岩	全岩 K-Ar 法	$308.8 \pm 5.4$	崔艳合等, 2000
	19 号矿体地表采场, 金矿石中的绢云母	K-Ar 法	$268.9 \pm 4.3$	张德全等, 2001

云母的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  加权平均值 [ $t_g = (284.0 \pm 3.0)$  Ma] 作为滩间山金矿的成矿年龄之一是可行的。

3.1.4 野骆驼泉金矿床 野骆驼泉矿床金矿石中的绢云母样品 (DC3-1), 在  $560 \sim 1\,060\text{ }^\circ\text{C}$  区间的 6 个温度段形成一个很好的年龄坪, 其  $t_p = (246.0 \pm 3.0)$  Ma, 累计释放的  $^{39}\text{Ar}$  为 68.45%。与此同时, 获得的等时线年龄为  $(244.4 \pm 2.2)$  Ma, 初始的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  值为  $(290.6 \pm 22.5)$  Ma, 接近尼尔值, 说明无过剩氩。该样品的坪年龄与等时线年龄在误差范围内完全一致, 因此使用坪年龄值。

野骆驼泉矿床是柴北构造分区最西北部的一个金矿床, 其矿体产于早古生代 (寒武—奥陶纪) 千枚岩中, 严格受 NW 向大型剪切带旁侧的次级近 SN 向剪切带控制, 金矿化主要与晚期的左旋斜冲脆性变形有关。DC3-1 绢云母样品的  $t_p$  值 [ $(246.0 \pm 3.0)$  Ma] 小于矿体围岩的年龄, 也与该矿床所在的柴北构造分区经历过加里东和晚华力西—印支复合造山作用相符。所以,  $(246.0 \pm 3.0)$  Ma 可以确认为该矿床的成矿年龄值。

3.1.5 青龙沟金矿床 表 2 数据显示, 伴随温度的升高, 青龙沟矿床金矿石中的绢云母 (QTc102-7) 之视年龄值逐步增大。从  $400\text{ }^\circ\text{C}$  升温至  $1\,400\text{ }^\circ\text{C}$ , 出现 2 个  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄坪: 第一个坪在  $600 \sim 700\text{ }^\circ\text{C}$  区间, 由 2 个点组成,  $t_{p1} = (356.0 \pm 2.0)$  Ma,  $^{39}\text{Ar}$  累计释放 37.3%; 第二个坪出现在  $980 \sim 1\,280\text{ }^\circ\text{C}$ , 由 4 个点组成,  $t_{p2} = (409.4 \pm 2.3)$  Ma,  $^{39}\text{Ar}$  累计释放 16.5%, 由这 4 个点组成的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  等时线, 获得等时线年龄  $(410.3 \pm 5.8)$  Ma (与坪年龄值在误差范围内完全一致), 初始的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  值为  $276.13 \pm 48.48$ , 仅比尼尔值小 19。考虑到要降低后期扰动的影响, 故选取  $980 \sim 1\,280\text{ }^\circ\text{C}$  温度段的坪年龄 ( $t_{p2}$ ) 作为样品的可信年龄。

中元古界万洞沟群大理岩是青龙沟金矿床矿体

的围岩, 主矿体呈厚大的透镜体产于背斜轴部 (大理岩) 的 NW 向断裂中。该矿床位于滩间山金矿床西北 35 km 左右处 (图 1), 区域上, 2 个矿床受同一条大型剪切带控制, 前人测得该剪切带中黑云母的 Ar-Ar 年龄为 401 Ma (表 3)。本次测得 QTc102-7 绢云母样品的  $t_{p2}$  [ $(409.4 \pm 2.3)$  Ma] 与该剪切带中黑云母的 Ar-Ar 年龄值接近, 也与该区域的晚加里东碰撞造山背景一致, 故  $(409.4 \pm 2.3)$  Ma 可以代表青龙沟金矿床的一次成矿作用的年龄值。

3.1.6 赛坝沟金矿床 赛坝沟矿床金矿石中的绢云母样品 (Sb-4), 从  $700\text{ }^\circ\text{C}$  加热至  $1\,060\text{ }^\circ\text{C}$  累计释放了 68.84% 的  $^{39}\text{Ar}$ , 5 个温度点的年龄构成了一个较好的坪, 其坪年龄  $t_p = (425.5 \pm 2.1)$  Ma。这 5 个点的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  对  $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  值形成了很好的线性关系, 据此获得的等时线年龄为  $(422.2 \pm 5.3)$  Ma, 初始的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  值为  $300.81 \pm 87.99$ , 接近尼尔值, 说明无过剩氩。该样品的积分年龄与等时线年龄在误差范围内完全一致, 因此使用积分年龄值。

赛坝沟金矿床位于柴北构造分区的最东南部 (图 1), 矿床受发育于英云闪长岩或花岗闪长岩中的 NWW 向韧-脆性剪切带控制, 花岗闪长岩的 Rb-Sr 等时线年龄 [ $(946 \pm 24)$  Ma, 表 3] 显示矿体围岩形成于晋宁期。该矿区北西侧发育印支期碱性长石花岗岩 [全岩 K-Ar 年龄为  $(230 \pm 7)$  Ma, 表 3]。Sb-4 绢云母样品的坪年龄值 [ $t_p = (425.5 \pm 2.1)$  Ma] 小于矿体围岩年龄, 符合该矿床的后生特征, 可以作为赛坝沟矿床的成矿年龄。

### 3.2 金成矿与造山作用的关系——金成矿对造山过程的响应

柴北缘—东昆仑地区位于青海省的西部, 是中央造山带的西部成员——秦祁昆褶皱系的一部分, 也是典型的复合造山带 (殷鸿福等, 1998)。该地区的地质构造演化主要包括: 前寒武纪古陆形成

(造山带基底)、早古生代(加里东)洋盆开合及加里东褶皱山链的形成、晚华力西—印支造山(包括古特提斯洋盆开合和柴北缘及东昆仑—巴颜喀拉褶皱山链的形成)以及中生代叠复造山等 5 个构造旋回。其中,早古生代造山旋回和晚华力西—印支造山旋回与东昆仑地区金-铜-多金属成矿关系最密切(张德全等,2002)。这里自北向南,包含了 9 个三级构造区带:殴龙布鲁克、柴北、柴达木、昆北、昆中、昆南、宗务隆山—青海湖南山、阿尼玛卿和北巴颜喀拉(图 1)。

### 3.2.1 加里东和晚华力西—印支复合造山作用

该区早古生代裂解的结果是形成一系列微陆块及分别位于其北侧和南侧的小洋盆或裂陷槽组成的多岛小洋盆/裂陷槽的构造格局。微陆块主要由一套岩性和层序近似的变质(角闪岩相,局部达麻粒岩相)古元古代壳岩构成,自北向南:殴龙布鲁克、柴达木(大部被柴达木盆地覆盖)、昆中。上述 3 个微陆块的北南两侧,则依次是南祁连(已在研究区之外)、柴北、昆北、昆南小洋盆或裂陷槽,它们有 2 个开裂峰年龄:其一为新元古代末—寒武纪,其二为奥陶纪。普遍缺失晚志留—中泥盆世沉积、呈带状分布的晚加里东造山花岗岩类以及多条加里东期剪切带,存在多条晚泥盆世磨拉石沉积带,表明晚加里东时期(晚志留世—中泥盆世),东昆仑、柴达木和祁连已再次拼合为一体(姜春发等,1992;陈炳蔚等,1995),并成为中央造山带微板块群的一部分(殷鸿福等,1998)。本区加里东造山遵循的不是威尔逊旋回,而是非威尔逊旋回,具有多岛洋、软碰撞的特点(姜春发等,1992;殷鸿福等,1998),碰撞但不“造山”。该期造山花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄 492.4~403.7 Ma 间,以及晚泥盆世磨拉石沉积带的出现,显示该区域加里东造山大约发生在 490~400 Ma 间。

晚古生代,中央造山带微板块群已先后与欧亚板块合为一体,并总体北移,沿这一微板块群的南缘,由于拉张,出现阿尼玛卿二叠纪小洋盆(图 1 之Ⅲ<sub>2</sub>),宗务隆山—青海湖南山裂陷槽(图 1 之Ⅲ<sub>1</sub>)则是西秦岭晚古生代裂陷槽的西延部分,它们均属于古特提斯洋的一部分。晚华力西—印支早期,洋盆由北向南依次向北俯冲,在东昆仑南侧形成早—中三叠世前陆盆地堆积(田军等,2001),在其北侧的微板块南缘,则有晚华力西—印支花岗岩的大规模侵入,形成主动陆缘岩浆弧。北巴颜喀拉(图 1 之Ⅲ<sub>3</sub>)是东昆仑造山带南侧的三叠纪被动陆缘,属于该时期特提斯洋的北边缘,其于中—

晚三叠世向北俯冲闭合。在先成的柴北缘—东昆仑加里东造山带内,上述晚华力西—印支造山作用显示为强烈的陆内造山过程。鄂拉山群(晚三叠世)陆相高钾钙碱性火山岩、大量晚华力西—印支造山花岗岩、多条相关的剪切带变形带等,出现在前述加里东造山带中。这次陆内造山作用的强烈抬升,使柴北缘和东昆仑褶皱山系得以形成,它的主要特点是叠加于加里东造山作用之上,形成叠加的花岗岩带和叠加变形带,并给柴北缘—东昆仑地区带来了极为丰富的金属矿产资源。

3.2.2 金成矿对复合造山过程的响应 本次获得的柴北缘—东昆仑地区 6 个金矿矿石中绢云母的  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  年龄值可以分为 2 组:425.5~409.4 Ma 和  $[(284\sim218.6)\pm3.2]\text{Ma}$ 。前者与本区加里东期碰撞造山过程相吻合,后者则落入本区晚华力西—印支造山过程的年龄范围。这就说明,柴北缘—东昆仑地区的金矿成矿作用有 2 个主要时期:晚加里东期和晚华力西—印支期,它们是本区加里东期和晚华力西—印支复合造山作用的产物,是对本区加里东期和晚华力西—印支复合造山过程的响应。

前已述及,柴北缘—东昆仑地区加里东造山过程包含了柴北、昆北、昆南 3 个裂陷槽或小洋盆的开裂和闭合。它们的闭合是分别与其相邻的微陆块(殴龙布鲁克、柴达木、昆中)的碰合,碰合的结果是造陆,可能并不造山。晚华力西—印支时期,古特提斯洋的开合在本区北部的柴北、昆北、昆南加里东造山带内产生陆-陆俯冲或碰撞,强烈的抬升使这里最终隆起成山,从而最终完成了加里东和晚华力西—印支复合造山过程。因此,柴北、昆北、昆中、昆南构造区内的金矿床大多与该复合造山过程有关,它们的形成时代既有晚加里东期,也有晚华力西—印支期。例如,在柴北构造区,本次在青龙沟和赛坝沟金矿床获得了晚加里东期的成矿年龄(409.4 和 425.5 Ma),与前述加里东造山年龄(490~400 Ma)相比,显示该期金矿床获得了印支期的成矿年龄(284 Ma);而在昆中构造区的五龙沟金矿床,则获得了印支期的成矿年龄。在上述构造区中,有些金矿床明显受到加里东期和晚华力西—印支造山过程的复合控制,如滩间山金矿床就是柴北缘—东昆仑地区 2 期成矿的典型例子(于凤池等,1998;张德全等,2001),因为该矿区不但存在加里东期(黑云母的 Ar-Ar 年龄为 401 Ma,表 3)右旋逆冲剪切控制构造,而且还存在晚华力西期左旋逆冲剪切控制构造,本文获得 284 Ma 年龄的绢云母,就采自左旋逆冲剪切控制构造中的

19号金矿体。该矿床中大部分晚华力西期左旋逆冲剪切控制构造是在改造和利用早期的右旋逆冲剪切控制构造基础上形成的,其主矿体全部产于晚华力西期左旋逆冲剪切控制构造中。此外,滩间山金矿床中普遍见到早期(晚加里东期)的黄铁矿强烈碎裂,并被晚期(晚华力西期)黄铁矿胶结,或自然金沿早期黄铁矿中的微裂隙充填(于凤池等,1998)。这说明该矿床存在晚加里东和晚华力西2期成矿活动,且以晚华力西期成矿为主,即大部分矿体是晚华力西期最终定型的。

大场矿床位于北巴颜喀拉被动陆缘,该构造带广泛出露下三叠统复理石/浊流沉积岩系,全面缺失中—上三叠统,说明这里的碰撞造山在中—晚三叠世。该矿床的金矿石中,绢云母 Ar-Ar 年龄为 218.6 Ma,显然其成矿于碰撞造山晚期,本区金成矿主要与造山晚期的地球动力学过程有关。这与 Groves 等获得的统计结果相吻合 (Groves et al., 2000)。

柴北缘—东昆仑地区的复合造山作用在空间上存在“构造迁移”,即张裂、俯冲、消减的位置通常随时间而由北向南迁移(殷鸿福等,1998;张德全等,2001)。本次获得的金成矿年龄数据也印证

了这一认识:在晚华力西—印支期的成矿年龄数据中,北部柴北构造区的滩间山和野骆驼泉金矿的成矿年龄(284和246 Ma)大于区域中部昆中构造区的五龙沟金矿床的成矿年龄(236.5 Ma),而五龙沟金矿床的成矿年龄又大于区域最南部北巴颜喀拉构造区大场金矿床的成矿年龄(218.6 Ma)。

## 4 结 论

通过对柴北缘—东昆仑地区一批金矿床中绢云母的 Ar-Ar 测年,获得它们的成矿年龄数据:赛坝沟( $425.5 \pm 2.1$ ) Ma,青龙沟( $409.4 \pm 2.3$ ) Ma,滩间山( $284.0 \pm 3.0$ ) Ma,野骆驼泉( $246.0 \pm 3.0$ ) Ma,五龙沟( $236.5 \pm 0.5$ ) Ma,大场( $218.6 \pm 3.2$ ) Ma。这些年龄数据显示,上述金矿床形成于晚加里东期和晚华力西—印支期,是该区加里东和晚华力西—印支复合造山过程的产物,是典型的造山型金矿床。金成矿作用主要发生在碰撞造山过程的晚期,自区域北部向南部,金成矿年龄值变小,与柴北缘—东昆仑地区的复合造山作用在时空上的“构造迁移”相一致。

摘自《矿床地质》2005年第2期

为使大家对造山型金矿有更全面和深入的了解,体现争鸣意识,编者选择了周军等的文章,供参考。

# 造山型金矿研究现状与存在的问题

## 1 概 述

1906年,美国著名矿床地质学家 W. Lindgren 在墨西哥城第10届国际地质大会上公布了“成矿与物理条件关系”的研究新成果。经过20余年进一步探索,于1933年在其第4版《矿床学》中提出一个将作用方式、介质环境、成矿动力与温压条件相结合的矿床分类方案,并综合考虑深度、围岩、物质来源等诸多因素。这是迄今最具影响力的矿床分类方案之一,其中的“低温”(epithermal,  $50 \sim 200$  °C)、“中温”(mesothermal,  $200 \sim 300$  °C)与“高温”(hypothermal,  $300 \sim 500$  °C)热液矿床划分沿用至今。

在对当今一些代表性金矿及其成矿省研究与大量资料分析的基础上,结合大地构造背景认识, Groves 和 Goldfarb 等 1998 年补充前人类似概念提出

造山型金矿(orogenic gold deposits),建议用反映地壳深度的新术语“浅成带”(epizonal:成矿深度 $\leq 6$  km,温度 $150 \sim 300$  °C)、“中成带”(mesozonal:  $6 \sim 12$  km,  $300 \sim 475$  °C)、“深成带”(hypozonal:  $> 12$  km, 超过 $475$  °C)来描述过去被归类为“中温”热液的大量金矿。主要因为这些金矿的实际温度范围超出 Lindgren (1933)所定义的区间( $200 \sim 300$  °C),在大地构造背景、矿床地球化学等方面却体现出较大的一致性,并明显不同于与火山岩有关的低温热液矿床、以沉积岩为围岩的卡林型(Carlin)金矿以及斑岩型与夕卡岩型多金属矿床等。

20世纪60年代以来,随着板块构造理论的广泛接受,矿床分类中常考虑大地构造因素,从板块构造角度研究成矿或从矿床学角度诠释板块构造均不鲜见。与先前研究相比, Groves 等(1998)的金矿分类综合了近20年来世界主要产金国金矿与大

地构造研究新认识,涉及较多因素(地质、地球化学、大地构造背景、地壳环境等)与大量金矿实例,是现代金矿研究中的重要成果。我国产于华北地块周边的众多金矿(东坪、小秦岭、胶东金矿等)均被归类为造山型金矿。然而其中尚存在着许多问题,就此展开讨论,旨在将有关研究推向深入。

## 2 当代造山型金矿划分的理论基础——地壳连续模式

上述造山型金矿分类的理论基础是 Groves 等(1992; 1993)对澳大利亚西部伊尔岗地块太古宙岩金(Archaeal lode)长期矿床学研究所提出的地壳连续模式(crustal continuum model)。该模式显示伊尔岗地块的新太古代岩金在矿物组合(矿石与脉石)、蚀变类型、围岩种类、构造性质、地球化学特征等方面呈现出一定的连续变化趋势,表明这些金矿形成在地壳数千米至大于 20 km 的深度范围内,对应的温压区间分别为 180~700 °C,  $<1\ 000 \times 10^5 \sim 5\ 000 \times 10^5$  Pa。产于加拿大等地“太古绿岩带”中的岩金亦有类似情况。例如,金矿围岩的变质程度从次绿片岩相(sub-greenschist facies)经绿片岩相到角闪岩相和低麻粒岩相(但以绿片岩相为主),含矿构造性质大体上由脆性经脆韧-性过渡到韧性,矿物组合、蚀变类型等其他特征也发生相应变化。

Groves 等(1998)归类为造山型金矿的主要是以变质岩为围岩的矿床,包括北美科迪勒拉(Cordillera)和俄罗斯远东许多晚中生代金矿,产于南非、加拿大、津巴布韦、澳大利亚等世界著名“太古绿岩带”的金矿,以及加拿大新斯科舍(Nova Scotia)、澳大利亚维多利亚(Victoria)古生代浅变质围岩的金矿(通常称之为“浊积岩围岩”或“板岩带”型金矿)和乌兹别克斯坦的穆龙套金矿,我国胶东半岛以晚中生代花岗岩为主要围岩的金矿也在其中。

从上述金矿中所识别的一些共性及其温压条件所反映的成矿深度是归类的重要依据,例如,形成于会聚板块边缘增生与碰撞造山带的挤压至走滑挤压(transpressional)变形作用中,以变质岩中石英脉型为主,成矿热液以低盐度  $w(\text{NaCl}) = 3\% \sim 10\%$ , 富  $x(\text{CO}_2) \geq 5\%$  为特征,有用组分中贫 Cu, Pb, Zn 且高 Au/Ag 值(1~10),成矿温度区间较大(200~700 °C)等等。这些特征总体有别

于形成于弧后拉张环境和地壳浅部(卡林型)、矿液高盐度、矿石富贱金属(斑岩型与夕卡岩型)以及产于海底(火山块状硫化物 VMS 型)的其他金矿。

## 3 宏观依据及主要意义

近年来,同位素高精度测年(例如 SHRIMP)在大地构造中的应用及构造地层(tectonostratigraphic)、生物地理(biogeographic)、古地磁等方面的研究进展,对罗丁(Rodinia)、劳伦(Laurentia)、泛大陆(Pangea)与冈瓦纳(Gondwana)等古大陆的形成与裂解产生许多新认识。与此同时,世界主要金矿省同位素年龄数据和造山带研究资料的大量积累进一步为再造全球大地构造演化、总结宏观成矿规律提供了可能。

Goldfarb 等(2001)就是基于这一事实将世界造山型金矿的形成确定为新太古代(2.8~2.55 Ga)、古元古代(2.1~1.8 Ga)、显生宙 3 个主要时期,中—新元古代(1.6 Ga~570 Ma)为弱成矿期。前寒武以“幕式”(episodically)成矿为特征。显生宙则呈现连续矿化,金产量加储量估计超过 10 亿盎司( $>31\ 103\ \text{t}$ ),约为前寒武岩金的 2 倍(不包括成因有争议的南非 Witwatersrand 金矿)。大地构造上,用全球范围内以伸展为主导的背景(例罗丁古陆的裂解)解释中新元古代弱成矿的原因,并从宏观上概略地将古生代成矿与泛大陆、劳伦和冈瓦纳的演化,中生代以来成矿与科迪勒拉式造山或现代板块机制等联系起来。

Groves(1998), Goldfarb(2001)等所提出的造山型金矿,虽然尚缺乏具体机制研究,用于揭示金矿垂向成因关系的地壳连续模式由平面上相距很远(数百千米)的一些金矿组合而成(实际中未发现连续变化剖面),其意义仍然十分重要,因为一些宏观证据显示出金矿成矿与造山带或板块构造的某些内在关系,这是过去几十年中矿床地质学家与大地构造学家所共同致力研究的课题,而 Groves, Goldfarb 等工作以其较为翔实的资料处于目前这一领域的前沿。

## 4 问题与讨论

### 4.1 模式本身的矛盾与不足

金矿根据成因可分为两大类,即岩金与砂金,考虑有用组分岩金又可分为单一金(Au only)和伴

生金 (co- or by-product), 我国学者通常将后者进一步细分为“伴生金” (associated) 与“共生金” (paragenetic)。Groves 等 (1998) 所谈到的造山型金矿的一些特征 (高 Au/Ag 值、矿液低盐度、富 CO<sub>2</sub> 等) 实际为单一金的重要标志, 被划为“非造山型金矿”的卡林型等其他一些金矿同样具备这些特征。

Groves (1993) 主要以围岩变质相和矿脉矿物共生组合与围岩蚀变类型反映金矿的形成深度, 所列举的典型造山型金矿也主要是变质岩为围岩的金矿。世界太古宙岩金主要产于绿片岩相变质岩中, 金矿的形成温度为 250~350 °C; 浅变质岩围岩的板岩带金矿 (slate belt) 主要分布在加拿大的新斯科舍和澳大利亚的维多利亚, 是世界重要产金类型, 其成矿温度为 (300±50)°C。显然, 这两类围岩变质程度不同的金矿形成在相同的温度条件下, 依据围岩变质相与依据成矿温度所得出的二者之形成深度不尽一致。更为重要的是在“太古绿岩带”中缺乏“板岩带”型浅变质岩为围岩的金矿, 在古生代浅变质岩的板岩带金矿分布区则缺乏“太古绿岩带”的中深程度变质岩为围岩的金矿。不言而喻, Groves (1998), Goldfarb (2001) 等所定义的深度有成因联系的“造山型金矿”实际上主要是一些在时间上 (成矿年龄相差很大: 太古—新生代) 和空间上 (地域上相距遥远: 金矿分布在世界各地) 不相关的金矿床, 而模式本身缺乏应有的时空分析。

Groves 等 (1998) 在造山型金矿成矿中提及岩浆作用, 这可能是将胶东半岛以晚中生代花岗岩为主要围岩的金矿包括其中的原因。Groves (1993) 在分析成矿热液来源中也肯定了深熔花岗岩因素 (尽管尚未发现与成矿同期花岗岩), 并且确定以角闪岩相与麻粒岩相变质岩为围岩的金矿基本与区域变质同期, 而以绿片岩相变质岩为围岩的金矿成矿滞后。事实上, 不肯定岩浆岩和成矿的可能关系, 就无法将中国华北地块周边以太古宙中深程度变质岩为围岩的金矿 (如小秦岭金矿) 归入其所定义的造山型金矿, 因为这些金矿形成温度与上述“太古绿岩带”金矿和“板岩带”金矿接近, 而远低于围岩变质相的温度, 否则会出现依据围岩温度属“深成带”、依据矿脉温度属“浅成带”或“中成带”的矛盾。然而, Groves 等 (1998) 并未对这种既包括与岩浆岩有关的金矿又包括与变质岩有关的金矿之成矿深度模式做必要的探讨。对于与岩浆岩有成因联系的矿床而言, 成矿温度的高低很大程度上取

决于距火成岩的远近而不一定与深度成正比。形成于较浅部位的斑岩型与夕卡岩型矿床可有较高的成矿温度即为一很好例证, 这实际上就是 Graton 于 1933 年在 Lindgren 的热液矿床分类中增加“远温” (telethermal) 和“亚中温” (leptothermal), Buddington 在 1935 年增加“浅成高温” (xenothermal) 的原因。Sillitoe 和 Thompson (1998) 也注意到类似问题, 他们将胶东玲珑金矿和河北东坪金矿归类为与侵入岩有关的 (intrusion-related) 石英脉型金矿, 并指出“造山型金矿”在很多特征上与侵入岩有关的金矿重叠。

Groves 等 (1998), Goldfarb 等 (2001) 在很大程度上忽视了前寒武地质与显生宙地质的可能差异。世界上保存着许多发育完好的显生宙造山带, 例如澳大利亚的古生代塔斯曼 (Tasman) 造山带 (包括盛产“板岩带”金矿的 Lachlan 褶皱带)、北美的古生代阿巴拉契亚 (Appalachian) 造山带 (包括盛产“板岩带”金矿的新斯科舍) 和中—新生代科迪勒拉造山带、中国的古生代大兴安岭—天山造山带和古—中生代秦岭—大别山造山带, 但均缺乏有关与中深程度变质岩同生成因而能够归入“深成带”的金矿报道。至少可以说, 在“太古绿岩带”中颇具经济规模的“深成带”金矿并非一个贯穿所有地质时期均较为重要的金矿类型, 这自然就使得将太古宙“地壳连续模式”应用于显生宙金矿的正确性受到质疑。

#### 4.2 缺乏对大地构造演化复杂性的认识

造山带主要有 2 种形式, 即陆缘增生造山带 (accretionary) 与陆-陆碰撞造山带 (collisional), 前者和洋块向陆块俯冲有关, 后者是两陆块间大洋最终消失的产物。Groves 等 (1998) 虽然论及这一区别, 实际上却将造山型金矿主要归因于陆缘增生 (accreted terranes) 或洋块俯冲, 并忽略了有关的具体大地构造背景 (例如岛弧、弧前盆地) 以及陆块和火山弧、仰冲片 (obducted flake)、海山 (seamount)、微陆块等碰撞所导致的变质、变形、岩浆活动对成矿的影响。陆-陆碰撞 (或 A-subduction) 也涉及大规模地壳缩短、逆冲推覆、走滑断裂、回返期伸展构造和有关的变质作用、岩浆活动等众多地质现象, 它们从属于造山带的不同发展阶段或程度不同地发育于造山带的不同部位, 相关的成矿作用必然是一个复杂体系, 简单地用“地壳连续模式”进行概括存在明显不足。

现实中金矿与造山带的关系往往复杂的多。Mao 等 (2002) 认为西秦岭、松潘—甘孜地块东北



角广泛分布的以碳质板岩为围岩的金矿与卡林型金矿可比并将其与造山型金矿相联系，这一研究结论值得商榷。其一，微细粒金（disseminated 或 impregnated）并非卡林型金矿独有，实际在与沉积岩有关的金矿中常见。卡林型金矿金的粒度范围 $<5\sim30\mu\text{m}$ ，而澳大利亚维多利亚“板岩带”金矿中亦有大量 $<30\mu\text{m}$ 的微细粒金。其二，Hg, As, Sb 等伴生组分或辰砂、辉锑矿、雄黄、雌黄等矿物也不能作为鉴别卡林型金矿的主要标志，“板岩带”金矿中同样广泛存在着含 As 矿物并有大量伴生 Sb。其三，围岩条件、大地构造背景与上述两特征一起才是识别卡林型金矿的重要依据。卡林型金矿的围岩主要为含碳粉砂质白云岩或石灰岩、含碳酸盐岩的粉砂岩及钙质石英岩和页岩，以产出于弧后拉张环境为特征。Mao 等（2002）认为与卡林型金矿可比的那些金矿主要以中三叠统碳质板岩为围岩（尽管与“板岩带”金矿类似矿区也存在着碳酸盐岩），属于和“板岩带”金矿围岩类似的复理石或浊积岩建造，大地构造背景以挤压为主，与我国黔西南卡林型金矿明显不同，因而被 Zhou 等（2000）归类为“板岩带”金矿。然而，即使如此，这些金矿与造山带的关系也远不象一般理解的那样简单。从时间上讲，西秦岭缝合带闭合在晚三叠世，区内分布的中酸性侵入岩年龄为晚三叠—早侏罗世，区域成矿却可以从第三纪追溯到早古生代。从空间上看，类似金矿横跨西秦岭（例如李坝、拉尔玛或拉日玛金矿）与松潘—甘孜（例如东北寨、马脑壳、联合村金矿）两个大地构造单元，赋矿围岩年龄主要为寒武纪（拉尔玛、牙相等）、泥盆纪（双王、二台子、李坝、八卦庙、联合村等）和三叠纪（东北寨、马脑壳等），黑色岩系对成矿有一定控制。因此，区域成矿实际为一穿时复杂过程，从黑色岩系的形成（寒武、泥盆、三叠纪），经晚三叠—早侏罗世与造山有关的大规模地壳缩短、推覆、变质、岩浆活动，到受印度欧亚板块碰撞影响的强烈改造，与大量同位素年代记录相对应（ $421\sim<47\text{Ma}$ ）。晚三叠纪造山之后的燕山期、喜马拉雅期成矿也在这一区域留下显著印记，例八卦庙 [  $(131.91\pm0.89)\text{Ma}$ , Ar-Ar 坪年龄 ]、拉尔玛（ $421\sim<47\text{Ma}$ ，石英流体包裹体 Rb-Sr 等时，Ar-Ar，蚀变岩 K-Ar）、马脑壳（ $46\text{Ma}$ ，Rb-Sr）等金矿。

应用现代板块机制研究“太古绿岩带”成因业已存在许多有益尝试，但这仍然是一个颇具争议的领域。一些学者注意到太古宙地质与显生宙地质间

存在着宏观差异，例如，太古宙岩层缺乏双变质带、蛇绿岩与蓝闪石片岩而显生宙岩层则缺乏大规模超镁铁-镁铁质岩（例如科马提岩）及广泛的基性—中酸性岩浆岩。事实上，前面提到的众多世界主要显生宙造山带（例如塔斯曼、秦岭—大别山）中均没有“太古绿岩带”那样壮观的火成活动。此外，纵然在现代板块机制下，不同板块体制中的岛弧、弧前或弧后盆地、火山弧、增生楔、洋块俯冲角和运动速率等发育情况也有很大差异，西太平洋就远较东太平洋弧后盆地发育的多。因此，破解金矿与造山带关系的重大进展可能还有赖于对显生宙金矿及造山带的深入研究。

4.3 中国东部金矿主要成矿时代及大地构造背景

我国东部横亘着 2 条近 EW 向的古缝合带，构成现今已成为欧亚大陆一部分的华北地块之南北界。北边的大兴安岭缝合带闭合于晚古生代，南边的秦岭大别山缝合带的缝合时间虽颇具争议，但三叠纪为其年龄上限。华北地块周边金矿主要形成在燕山期（表 1），明显晚于和上述两缝合带有关的造山运动，这实际也是整个中国东部大规模成矿的时间，一般与欧亚大陆边缘近 SN 向的燕山期巨型岩浆弧（以酸性火山岩、侵入岩为主）相联系。中国地质学家命名并深入研究的燕山运动（Yanshanian Orogeny）是晚侏罗—早白垩世北部 Mongol-Okhotsk 缝合带闭合与东部太平洋板块向欧亚板块俯冲的反映，但狭义的燕山造山带或褶皱带仅限于华北地块东北缘或北缘。一般将燕山运动广泛影响的中国东部地区与北美科迪勒拉活动大陆边缘相比，但确切的大地构造背景尚缺乏细致研究。一些学者认为小秦岭金矿与“变质核杂岩”（metamorphic core complexes）有一定成因联系，这一伸展构造的产物在其研究发祥地北美科迪勒拉形成于第三

表 1 华北地块周边金矿主要成矿年龄

华北地块中的位置	金矿区或省	成矿年龄/Ma	方 法
南 缘	小秦岭	182~77	脉岩、矿脉蚀变岩 K-Ar 法及矿脉与脉岩的切穿关系
东 缘	胶东半岛	126~120; 121.3±0.2	花岗岩及成矿后脉岩 SHRIMP 锆石 U-Pb; 矿脉绢云母 <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar
	辽南五龙金矿	195	与矿脉伴生、控制矿脉年龄下限的闪长岩脉 K-Ar
北缘燕山带西—中—东	哈达门沟（西）、东坪（中）、安营子（东）	132±2; 204.17~169.62; 132~(122±1)	蚀变岩 SHRIMP 锆石 U-Pb; 钾长石 K-Ar; 围岩花岗岩黑云母 K-Ar, Rb-Sr 及切矿脉脉岩全岩 Rb-Sr 等时线
东北缘	夹皮沟金矿二道沟矿区	161	含金石英脉中钾长石 K-Ar 等时线



纪 (55~15 Ma), 从 Groves 等 (1998) 的统计看, 仅一例金矿 (阿拉斯加的 Chugach, 成矿 57~49 Ma, 变质作用 66~50 Ma) 可能与之有关。北美科迪勒拉的众多金矿形成于侏罗—白垩纪, 与中国东部的成矿时代接近。然而从宏观上看, 中国东部至少在下述 4 个方面与北美科迪勒拉造山带晚中生代地质存在着显著差异。

1) 总体距俯冲带较远, 400~600 km 宽的燕山期岩浆弧之东缘到台湾东侧俯冲带的最小距离目前为 350 km, 虽然一些学者认为中国东南沿海沿丽水—海丰断裂存在一缝合带, 但更新的研究表明晚中生代太平洋板块的俯冲带应位于台湾东侧。该岩浆弧东缘至日本俯冲带的当前最近距离约 1 200 km。

2) 缺乏科迪勒拉蛇绿混杂岩、大规模的逆冲推覆与广泛的变质作用。中国东部有限的晚中生代变质作用主要发育于东南沿海一带, 缺少大范围中基性火山岩亦排除了处于岛弧环境的可能。

3) 发育有大量中—新生代盆地。

4) 相对中西部中—新生代出现广泛地壳减薄。

上述特征表明, 中国东部地区晚中生代即大致处在一个与弧后盆地类似的以伸展为主导的环境, 相关的造山作用很可能与 Collins (2002) 所提出的“拉张增生造山带”相似, 无论金矿成因还是大地构造背景都可能与“太古绿岩带”乃至其他显生宙活动大陆边缘存在差异, 这的确是一个值得注意并应该深入研究的问题。

摘自《地球科学与环境学报》2004 年第 2 期

## 澳大利亚卡尔古利金矿田

西澳大利亚是世界上重要的黄金产地之一, 这里大约发现了 44 个重要金矿, 卡尔古利是其中最主要的金矿田。这些金矿与伊尔岗 (Yilgarn) 地块太古宙镁铁质火山岩和相应侵入岩有密切关系。该矿区自 1883 年发现以来, 产量居首位的是戈尔登迈尔的金—碲化物矿床, 截至 1983 年 6 月, 它已生产出 1 132 t 黄金, 使其成为澳大利亚最大的金矿和世界上主要金矿床之一。居第二位的是芒特夏洛特金—石英矿床, 尽管其品位较低 ( $4.3 \times 10^{-6}$ ), 但开采费用低, 易于加工, 1962 年以来已生产出 53 t 黄金。据统计至 1985 年西澳累计产金已达 2 255 t。

在诺尔斯曼—维卢纳绿岩带 400 km 范围内, 现已探明的黄金储量达 5 000 多吨, 已开采出 1 797 t (1995), 尚有 4 000 多吨的远景储量。

卡尔古利金矿田共有 9 个矿床。

### 1 地质背景

卡尔古利金矿田位于伊尔岗地块东部金矿省的诺尔斯曼—维卢纳绿岩带南部。该带大约长 800 km, 宽 200 km, 是东部金矿省的重要组成部分, 它尽管经受了变形作用和变质作用, 并有大量的花岗岩类侵入, 但仍保存良好的、巨厚的变火山岩和变沉积岩层 (图 1)。

#### 1.1 地层

卡尔古利金矿田内分布有巨厚的变质岩层。

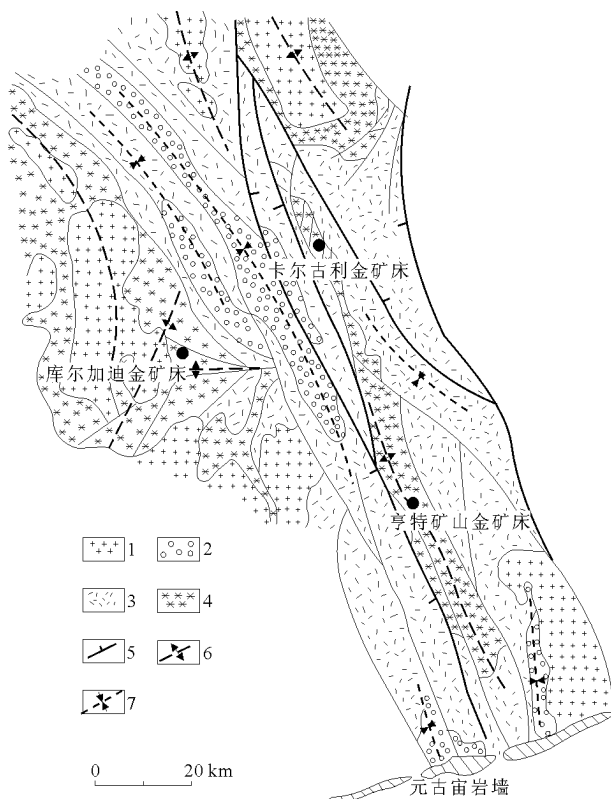


图 1 卡尔古利区域地质草图

1—花岗岩类岩石; 2—最上部的沉积层序; 3—上部火山—沉积层序; 4—下部的镁铁质—超镁铁质层; 5—断层带; 6—区域性背斜带; 7—区域性向斜带, 该绿岩带除含有大量金外, 尚含有大量铜、镍等矿产

1975 年乌达鲁将卡尔古利地区自上而下划分为 9 个层序。

1) 拉斑玄武岩及粗玄岩: 为下伏的变质玄武

岩及粗玄岩。

2) 汉南斯湖蛇纹岩: 它构成卡尔古利层序的底部建造, 在汉南斯湖西部的小山上出露较好。底部接触关系不清, 西部接触带以断层为界。

3) 德文昆索尔玄武岩: 该岩层出露不好, 对金无重要意义, 本区这种岩石有基性和超基性 2 种。

4) 卡派板岩: 是一种极坚硬而薄的黑色页岩和板岩, 可作标志层, 含有一定数量石墨和硅, 经常赋存在硫化物、黄铁矿、磁铁矿与少量黄铜矿和闪锌矿中。

5) 6) 威廉斯敦粗玄岩: 呈岩床产出, 可分下部超镁铁岩和上部镁铁岩, 主要矿物成分是阳起石、绿泥石和滑石; 而上部镁铁岩是以阳起石、槽化长石和石英为特征的。

7) 帕灵加玄武岩: 是由厚层拉斑玄武岩流构成的, 部分有枕状构造, 有少量页岩夹层, 是金碲矿化容矿岩石。除大部分金产量是在戈尔登迈尔粗玄岩层的 60 m 内获得外, 在该层中也有重要金矿化, 特别是在它的上部接触带附近。此外有一些重要的矿脉出现在伴生的岩流间沉积物和角砾岩化岩流顶部。在该层上部, 岩石发生强烈交代, 大部分地区发生了褪色作用和弱的片理化作用。这些岩石蚀变为细—中粒 (0.1~1.0 mm) 的阳起石-槽化长石-石英岩石。阳起石一般为针状, 常形成放射状集合体, 化学成分与拉斑玄武岩很相近。

8) 戈尔登迈尔粗玄岩: 是一种侵入的基性岩床, 硅质相对较高, 为本区最主要的含 Au 层位。

9) 黑旗层: 是由沉积-火山岩层组成, 为酸—中性的斑状熔岩和侵入岩、集块岩、凝灰岩、砂岩和页岩。下部接触带一般以石墨页岩为特征, 常含有少量—微量黄铜矿和闪锌矿的层状硫化物。

## 1.2 容矿围岩

卡尔古利金矿田中, 最重要的容矿岩层是戈尔登迈尔粗玄岩 (亦称金英里粗玄岩)。西矿脉系和东矿脉系的金均赋存在该层中。根据矿物特征由下而上又可细分为 10 个岩石单位。

1) 是岩床底部冷却边, 厚 12 m。岩石具有玄武球粒结构, 分布有细—中粒白钛石, 钛铁矿很少。岩石未受到交代作用。

2) 是一种超镁铁的层状岩石, 基—超基性, 厚 30~60 m, 其特征是具有大的重结晶的阳起石晶体 (绿泥石化), 在钙长石和黝帘石基质中有稀少的骸晶状白钛石。岩石中不含石英, 反映出氧化硅低、镁高, 镍值比较高。

3) 以槽化长石基质中具有中粒阳起石板状晶体为特征, 大约 40 m 厚。岩石中含有稀少的但很典型的骸晶状白钛石, 往底部方向, 该层显示镁、铬高而硅低的特征。

4) 约 90 m 厚, 岩石中的角闪石为中粒, 所含的中粒骸晶状白钛石集合体变为不规则的晶簇体, 岩石中保存有强烈交代作用的衍生物。

5) 岩石有轻微蚀变, 有明显的“辉绿结构”, 常见的氧化物为骸晶状白钛石。

6) 以具有丰富的磁铁矿和钛铁矿为标志, 有比较高的铜含量 (平均为  $300 \times 10^{-6}$ )。

7) 以富含细—中粒氧化物, 主要是钛铁矿和磁铁矿为特征。磁铁矿含量从顶部到底部逐渐增多, 钒从上部接触带到底部由  $100 \times 10^{-6}$  增至  $700 \times 10^{-6}$ , 另外铁和钴平均含量很高。

8) 可分出上下 2 个亚单位, A 亚单位在上, B 亚单位在下。该单位主要特征是具有钠长石-石英呈结晶交生和伴有中粒钛铁矿。8B 分布广泛, 8A 分布有限, 但具有重要的经济意义。8A 是含 Au 石英脉产出的主要容矿岩石, 8A 比 8B 含有较高的硅, 而铁和钛含量低。

9) 一般是以含骸晶状白钛石为特征, 而在底部则逐渐过渡为钛铁矿。岩石的颗粒从顶部细粒 ( $<0.2$  mm) 到底部变为中粒 (约 4 mm), 有碳酸盐板柱晶体。

10) 是岩床的上部细粒冷却边, 具有玄武球粒结构。

以上各单位均为过渡接触关系。综合以上特征, 戈尔登迈尔粗玄岩最主要宏观鉴定特征是颗粒大小、结构、铁及钛氧化物的数量。主要的铁钛氧化物是钛铁矿、磁铁矿等。

## 1.3 构造

该区褶皱和断裂非常发育。褶皱主要是由一系列紧密排列的陡倾斜的等斜褶皱组成, 褶皱轴呈 NNW 向, 褶皱是因花岗岩的侵入而引起, 并伴有几条走向与褶皱轴方向基本一致的大型断层, 大型断裂多分布在褶皱的翼部, 同时发生剪切作用, 之后又发生脆性断裂, 并进而使地层再次褶皱, 总之, 褶皱和断裂是同时期不同阶段发生的。

卡尔古利地区最重要的构造单元是卡尔古利向斜, 把区内矿脉分为西部和东部矿脉系 2 个部分。

区内除卡尔古利向斜外, 以东还有卡尔古利背斜, 以西有博尔德背斜及博尔德向斜、亨特背斜等。

断裂既有与地层分布方向一致的, 也有斜切

的。含 Au 石英脉型矿化和金-碲化物矿脉与构造关系非常密切,富矿体的空间分布通常与褶皱和斜切断层密切相关。

#### 1.4 岩浆岩

区内岩浆岩主要有基性侵入岩、花岗岩和斑岩岩墙。基性侵入岩一般沿层序边界侵入,呈岩床产出,有辉长岩、玄武岩等,与矿化关系密切。花岗岩呈岩基和小岩体产出,前者侵入到褶皱的太古宙地层中,多为大的背斜核部,小岩体多不整合地侵入到远离大岩基的太古宙地层中。

斑岩岩墙多发育在区域剪切带内,局部岩墙伴生有含 Au 石英脉。

#### 1.5 金矿脉特征

卡尔古利金矿田中几个主要矿床均产在一条 NNW 向的大构造破碎带附近,大都分布在卡尔古利向斜轴部或两翼。

矿化类型主要有脉型(包括网状复脉型)和浸染型 2 种,但以脉型为主。金矿脉依矿物组合可分为金-碲矿脉(包括金-碲-砷矿脉、金-石英-黄铁矿支脉)和含 Au 石英脉(金-石英-黄铁矿-磁铁矿)两大类。

1) 戈尔登迈尔金-碲矿脉,集中产在卡尔古利向斜轴部和戈尔登迈尔断层及其两侧的粗玄岩中,矿脉沿狭长的剪切破碎带分布,矿体宽由几厘米到 10 m 或更大。矿脉是复矿脉,已开采的矿脉有 300 条以上。整个矿脉又可分为 3 类:主矿脉走向为  $300^{\circ}\sim 330^{\circ}$ ,剪切矿脉走向为  $50^{\circ}$ ;斜矿脉走向为  $280^{\circ}$ 。剪切矿脉延伸较长,最重要的矿脉水平延长 1 800 m,已采垂直深度达 1 160 m,多数矿脉都以硅化为特征。西部矿脉系从卡尔古利向斜中心向外延伸 450 m,东部矿脉系向外延伸大约 600 m,矿化面积大约为  $4\ 000\text{ m}\times 1\ 200\text{ m}$ ,延深大约为 1 500 m。

2) 含 Au 石英脉,是沿剪切带分布的一种交代型矿体,这种矿脉主要是缺碲,该矿脉以板状和网状矿脉产出。

网状复脉矿化分布广泛,十分发育,可构成大矿体。含 Au 石英脉都集中在强烈褪色的岩石带内。矿脉中金与黄铁矿伴生,深部有磁黄铁矿,而碲化物罕见。

## 2 矿床特征

### 2.1 概述

卡尔古利金矿田内有 9 个矿床,具如下特征。

1) 各矿床的地质特征都有所不同,如芒特夏洛特矿床矿化虽为网脉状,但 Au 不在石英脉内,而是在蚀变岩中;波尔希矿床同时存在有脉型和浸染型 2 种矿化,且岩石经蚀变后产生了铬云母和绿云母;汉南斯湖矿床是典型的脉状矿化。而绿帘石-石英-黄铁矿-磁铁矿的矿物组合则是卡尔古利地区特殊的矿物组合类型。

2) 主要含矿岩石为富镁铁质岩石,即玄武岩、斑状玄武岩和粗玄岩,这些岩石矿物颗粒较粗,孔隙度大,容易引起溶液流通,当岩石受力后很易发生碎裂或错动,这就更促进了溶液的流通作用,在其他条件的控制下,含 Au 溶液在这些岩石中沉淀后容易形成脉状或网脉状及浸染状矿体。另外,岩石的化学成分也是一个重要因素,金的地球化学性质决定了 Au 在溶液中易以配合物形式存在,遇铁后极易形成新的沉淀,而该区恰恰是富铁镁质的粗玄岩等岩石,所以利于金的沉淀。

3) 构造对成矿也起很大作用,如一般矿化多发生在向斜中间,2 组构造交汇的断裂带内或剪切带内,或网脉状裂隙内,这些部位不仅是含矿溶液的通道,同时也是矿液沉淀场所。由于在成矿作用过程中热动力的影响使岩石产生蚀变,常见的有碳酸盐化、硅化、绿泥石化和黄铁矿化等。如陡倾伏的芒特夏洛特和里沃德矿体有 2 组主要矿脉,它们是由芒特夏洛特、里沃德和马里塔纳断裂运动产生脆性裂隙过程中引起的,并在矿化期间由水压破碎作用扩展。Au 在石英脉边缘的褪色脉壁泥中与黄铁矿伴生。磁黄铁矿出现于深部,而碲化物罕见。弗拉纳甘断层和内普丘恩断层被认为是早期构造,它在矿化前切截了单元 8。

### 2.2 矿床实例

2.2.1 金哩矿区 金哩地区是位于 2 条主要的斜断裂(Golden Pike 和 Addaide 断裂)之间的一个复杂的剪切系(Woodall, 1965)。剪切系主要发育于金哩粗玄岩中,少部分扩展到 Paringa 玄武岩的上部。矿床中的主体构造是卡尔古利向斜,是一个倒转的同斜褶皱,其核部为由黑旗层(Black Flag Beds)构成的紧闭褶皱(Woodall, 1965; Travis et al., 1971),该向斜的东翼大部分受到金哩断裂的剪切(Campbell, 1953; Woodall, 1965)。向斜将矿床分为东部脉系和西部脉系(Stillwell, 1929; Woodall, 1965)。东部脉系的主体褶皱是以  $20^{\circ}$  向南倾伏的卡尔古利背斜,背斜的西翼在矿区范围内是由金哩粗玄岩与 Paringa 玄武岩的接触带明显限定的。这个原先被认为是等斜褶皱的接触带

(Gustafson 和 Miller, 1937; Tomich, 1959; Woodall, 1965; Travis et al, 1971), 现在认为是一个巨厚的推覆体和较晚期的向东陡倾的剪切带。金哩粗玄岩和 Paringa 玄武岩的褶皱是由于断裂的旋转和大的地层块体的位移造成的。总的应力是低的, 变形作用大多局限于地块的边缘 (Clout 和 Cleghorn, 1987)。

金哩地区被数千条宽 0.1~1.0 m, 侧向和垂向延伸 10~2 500 m 和净位移 0.1~600 m 的独立的剪切带强烈分割。其地层和早期活动的剪切带 (即金哩断裂和矿脉) 曾遭到强烈断裂, 并向东作水平错断。剪切带的多期活动史和它们所取的方向有一个较宽的变化幅度 (Finucane, 1941; Woodall, 1965), 形成了复杂的交叉和相互切割关系。含 Au 矿脉形成一些规模较小的但有工业意义的剪切集合体, 其主要发育于金哩粗玄岩中, 少量扩展到 Paringa 玄武岩上部。

弥漫的绢云母-碳酸盐蚀变 (钾质交代) 在时间和空间上常与金矿化共生, 同时该蚀变叠加在较早期的区域  $\text{CO}_2$  交代作用 (绿泥石-碳酸盐组合) 之上, 形成石英-铁白云石、菱铁矿-绢云母-金红石±磁铁矿的组合 (Bartram, 1969; Bartram 和 McCall, 1971; Travis et al, 1971)。在东部脉系, 弥漫的绢云母-碳酸盐蚀变涉及到东部矿脉系内的单元 8 (Phillips, 1986) 和 Paringa 玄武岩的绝大部分, 而在西部矿脉系中, 弥漫性蚀变大多是不存在的。

金哩矿脉是具有黄铁矿-绢云母-碳酸盐蚀变的剪切带, 这些剪切带可能含有或不含有工业价值的金的富集。其 90% 的矿脉剪切带是膨胀角砾岩化的, 角砾岩系由棱角至次棱角状的具有黄铁矿-绢云母-碳酸盐蚀变的围岩碎屑组成, 这些碎屑物被皮壳状的自形石英和 (或) 碳酸盐脉充填物胶结。该皮壳状石英由 1~30 mm 长的柱状晶体构成, 这些晶体呈放射状从其依附的壁和碎屑向外展开。矿脉剪切作用产生的碎屑产于未被剪切的脉充填物中。膨胀角砾岩宽 0.1~5.0 m, 侧向和垂向可达 200 m, 无角砾岩化的矿脉不是因为其金品位太低就是因为太窄而不具工业价值。膨胀角砾岩化作用和高品位矿石富矿体均位于矿脉与矿脉的交切处和矿脉与无矿化剪切带的交切处。

矿脉中的蚀变组合常由石英-碳酸盐 (主要是铁白云石)-绢云母-黄铁矿 (5%~15%)-白钛石±钠长石±电气石±磁铁矿和少量的金和金碲化物组成。对于赋存于金哩粗玄岩或 Paringa 玄武岩中的矿脉, 其蚀变组合直接被绿泥石质的或普遍褪

色的围岩所包围。矿脉中的金以自然金和金碲化物 2 种形式产出 (Stillwell, 1931)。自然金呈细粒状, 与主要硫化物相矿物——黄铁矿密切共生 (Travis et al, 1971)。矿脉金品位的变化范围从  $10 \times 10^{-6}$ ~ $10\,000 \times 10^{-6}$ 。在离黄铁矿质矿脉的蚀变边部 1~5 m 处, 金值急剧下降, 仅为  $20 \times 10^{-9}$ ~ $200 \times 10^{-9}$ 。

大多数矿脉都有  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , S,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}^+$ , As, Te, Hg, Pb, V 和 B 的异常富集。整个矿脉中全铁量比较固定, 而  $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{CaO}$  变化较大。

2.2.2 Charlotte 山矿区 Charlotte 山矿床位于卡尔古利向斜陡倾西翼的金哩粗玄岩中。有工业价值的矿化大部分限于金哩粗玄岩的单元 8 中, 少量在单元 8 附近的单元 7 和 9 中。单元 8 是富含石英-长石的花斑岩段, 一般厚 70~75 m, 它是原地结晶的拉斑玄武岩岩床最后阶段的分异产物。根据结构和层状硅酸盐矿物的含量, 可以进一步分为 2 个亚单元——8 a (上部) 和 8 b (下部)。8 a 厚 40~60 m, 含有 10%~15% 的板条状钠长石, 其被纹象互生的石英-长石所包围, 而 8 b 含有 25%~30% 的绿泥石, 是进一步形成在纹象互生石英-长石板条体和氧化物相周围的矿物 (Clark, 1980)。

在 Charlotte 山矿山的整个层序中均遭受到普遍的区域性碳酸盐化作用。在该作用下, 绿片岩相的变质组合钠长石-绿帘石-阳起石-石英-钛铁矿-黑云母变成了绿泥石-铁白云石-石英-钠长石-磁铁矿-金红石组合, 后者在局部地区称为“未褪色的”组合。

矿体优先形成于单元 8 中是与该单元的物理和化学性质有关的 (Clark, 1980)。较多的石英-长石含量使其比其他单元更易在断裂过程中发生脆性破裂和发育网脉, 从而提高了含 Au 流体的渗透性, 这些流体与具有有利化学性质的富铁物质发生反应。

在 Charlotte 山识别出的最早期的构造是一组 SN 向的称为 Flanagan 断裂系的西倾 ( $45^\circ \sim 60^\circ$ ) 逆断层 (Eaton, 1986)。在该套断裂系中, 最大和最重要的 Flanagan 断裂错断了金哩粗玄岩中的单元 8, 其西盘向上运动 150~200 m。

一组较晚期的斜断裂——Charlotte, Reward 和 Maritana 断裂错开了矿山的地层, 其西盘作向北或右旋运动。Charlotte 山开采的矿体赋存于单元 8 的块段内, 这些块段以断裂为界。Charlotte 矿体是在 Charlotte 和 Reward 和 Maritana 断裂之间, 在 Flanagan 断裂上下均有产出。钻孔圈定了在 Flanagan 断

裂之下的、介于 Charlotte 和 Reward 断裂之间的 Charlotte 深部块段内的矿石储量, 现是通过 Cassidy 竖井进入该块段。

在 Charlotte 山地区, 矿化的石英脉代表了在斜断裂运动过程中形成的张性裂隙 (Clark, 1980)。由于这些裂隙发育于同一应力场中, 在地下所见的 2 组脉系, 一组走向  $55^\circ$ , 倾向 NW, 倾角  $70^\circ$ ; 另一组为  $70^\circ\sim 90^\circ$ , 以  $15^\circ\sim 50^\circ$  的倾角向 NNW 倾。这些西倾的斜切逆断层为含 Au 流体提供了通道。

金矿化作用局限于 2 组石英脉周围的蚀变晕圈中, 这些蚀变作用叠加在前已存在的区域碳酸盐化之上, 愈靠近脉体交代作用愈强 (Page, 1983)。蚀变作用产物从脉边向外扩展  $10\sim 20\text{ cm}$ , 又可细分为一条内部褪色带 ( $5\sim 10\text{ cm}$ ) 和一条外部半褪色带 ( $10\sim 20\text{ cm}$ )。内部褪色带以绿泥石的破坏和钠长石、绢云母和碳酸盐 (主要是铁白云石)、磁铁矿和黄铁矿的形成作为特征。在外部半褪色带中, 绿泥石部分变为钠长石、磁铁矿和富铁碳酸盐的集合体, 这些集合体又常常为包裹钠长石和碳酸盐的不规则粒状的磁黄铁矿所替代。随深度增加, 富磁黄铁矿组合的稳定性增大。

金主要与内部褪色带中的黄铁矿共生, 其存在于黄铁矿颗粒边缘或充填在黄铁矿颗粒的裂隙中, 直径一般小于  $15\text{ }\mu\text{m}$ 。在石英脉中肉眼可见的粗粒金是极少的, 即使出现的话通常仅在石英脉的边缘。

含 Au 流体是相对还原性的, 并富含  $\text{CO}_2$  和 S, Au 可能以硫代硫酸盐配合物的形式迁移 (Clark, 1980)。由于硫与富铁围岩的反应使这些流体发生氧化, 从而破坏了这些配合物的稳定性, 导致 Au 的沉淀。

矿石品位与网状脉的密集程度有关, 即与遭到蚀变作用的容矿岩所占比例有关。在脉最密集和蚀变最强烈的地段, 即是采场品位最高的地段, 它们集中在 Charlotte 断裂附近的 Charlotte 矿体北端的 8 a 单元中, 在那里, 多至 70% 的容矿岩是受到蚀变和矿化的。在品位较低的地段, 石英脉周围的蚀变强度并没有降低, 但脉的密集程度和矿化容矿岩所占的比例却降低了。

进行开采的矿段形状是由钻探来确定的, 钻孔通常据石英脉总的走向和倾向 (通常亦据含 Au 蚀变带) 定位。最后, 矿体的轮廓是包围网脉发育地段 (其大部分高于最低开采品位) 的平滑边界。最小的实际开采宽度是  $20\text{ m}$ , 块体边界品位一般采用  $3\times 10^{-6}$ 。

### 3 控矿因素

#### 3.1 绿岩带

西澳伊尔岗地块几乎所有金矿都产在仅占面积  $1/5$  的绿岩带中, 而且又多集中分布在范围狭长的东戈尔德菲尔德斯省的诺—维绿岩带, 绿岩带总厚近  $20\text{ km}$ 。含金层位主要是下部镁铁质—超镁铁质岩系上部镁铁质岩层, 主要有顶部戈尔登迈尔粗玄岩及其下部的拉斑玄武岩。伊尔岗绿岩带金矿总储量约有 60% 产于戈尔登迈尔粗玄岩中, 它也是卡尔古利金矿田的最主要的含金层位。显而易见, 该金矿田具有明显的层控特点。

#### 3.2 构造

构造对于绿岩带金矿的形成是非常重要的, 几乎所有矿床都处于强烈的构造带中。在诺—维绿岩带及与其相应展布的呈 NNW 向绵延数百千米的大型构造带 (包括复式背向斜和断裂带) 控制了伊尔岗绿岩带金矿储量的 90% 左右。很多大型金矿均产于大型背向斜的两翼和大断裂的旁侧, 当然也有的受小穹隆控制, 特别是在背向斜轴部或翼部所叠加的多期多方向的强烈断裂构造, 更能促进金的富集, 如卡尔古利的富矿体的空间分布通常与褶皱和斜切断层密切相关。

很多金矿都产于大剪切带旁侧的次级剪切构造带中, 大的线性断裂中一般无明显的矿化, 而主要局限在其旁侧的次级剪切带、裂隙带或网状裂隙带中。在卡尔古利金矿田的霍斯舒采场, 剪切带宽  $7\sim 28\text{ m}$ , 主剪切面含石英硫化物的硅化岩石含金可达  $80\times 10^{-6}\sim 300\times 10^{-6}$ , 两侧的绢云母化、硅化岩石含金  $10\times 10^{-6}$  左右, 依次向外的挤压硅化粗玄岩含金仅  $0.5\times 10^{-6}\sim 10\times 10^{-6}$ 。

#### 3.3 变质作用

伊尔岗东部绿岩带中 2 种最主要的矿产, 即金和镍的空间分布都与变质带关系非常密切。镍矿床大多赋存在超镁铁岩石的动力变质带角闪岩相范围内, 而大部分金矿床则产在玄武质岩的静力型变质带绿片岩相至低级角闪岩相中, 在邻近的高级变质区金矿床则较少。由此可见变质作用和含矿围岩的岩性与金、镍矿化关系是较为密切的。卡尔古利金矿床多分布在区域变质作用形成的低级的绿片岩相中。

#### 3.4 花岗岩

目前对花岗岩与金矿成矿的关系认识上尚有分歧, 但是有很多人认为花岗岩的侵入是成矿的一个因素, 至少它提供了热源。如卡尔古利金矿田有富

钠长石斑岩的侵入,这些斑岩既可作为含 Au 的矿体,也可成为金矿脉的容矿围岩,故而普遍认为它与成矿关系密切。

### 3.5 围岩蚀变

围岩蚀变非常发育,常见有黄铁矿化、硅化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化等。黄铁矿化与金关系密切,一般出现在金矿脉带的内带,它是寻找金矿体的直接找矿标志。碳酸盐化分布最广泛,常沿大断裂两侧产生,这种蚀变通常与金矿无直接关系,但因其颜色变浅形成“褪色带”,仅可作为间接找矿标志。

## 4 矿床成因

关于成矿物质来源,许多人认为,太古宙镁铁/超镁铁岩可能是矿化的主要源岩,其次是硫化物型变沉积物和含铁建造、块状铁硫化物和铜-锌硫化物矿床,以及铁-镍-铜硫化物矿床中预富集的金。

对绿岩带金矿的成因机制,D·I·格罗夫斯等曾进行比较系统的研究,并提出其成矿模式。

1) 绿岩带是金和成矿热液的主要来源,它们来自绿岩带地层深部。

2) 绿岩带使区域隆起,并经受了变形作用及变质作用,且又产生在一个较短的时间范围内(2 600~2 700 Ma)。成矿作用即形成于区域变质作

用和变形作用过程中。有的矿床成矿年龄测定为 2 800 Ma。因此成矿时代应为太古宙。

3) 在区域变质作用下,绿岩带深部的较高级变质相产生去水化和碳酸盐化。变质成因的流体一旦在深处高变质带被排挤出来,即沿着大断层剪切带上升到浅部的绿片岩相—亚角闪岩相的有利容矿围岩——镁铁质岩、条带状铁建造以及其他容矿围岩中,在不同规模、不同类型、不同部位的构造裂隙中沉淀富集,既有充填也有强烈交代,形成了各种类型的金矿床。尤其在伴随变形作用期间,容矿围岩的孔隙流体压力增高以及围限压力因隆起而降低所造成的液压破裂构造,是更有利于 Au 的沉淀富集。

4) 含矿热液略偏碱性,具还原性,含盐度低,富含  $H_2O$  和  $CO_2$ 。在热液中金主要是呈还原硫的配合物形式。可以认为  $HAu(SH)_2$  配合物是 Au 的最可能的搬运介质。

5) 促使金从金矿热液中沉淀出来的因素主要是温度和压力的变化(适宜的成矿温度为 300~400 °C,压力是  $1 \times 10^8 \sim 2 \times 10^8$  Pa)、氧化还原条件以及介质酸碱度的变化等。尤其是围岩中的铁是极好的沉淀剂,由于容矿围岩中铁的广泛存在,铁的二价离子的还原作用能使金从含金配合物中分解出来,在适宜的场所沉淀富集,并产生铁的硫化物。因此很多大型金矿床常与富铁的围岩有关,而且使金与铁的硫化物共生。

## 加拿大科尔—阿迪森金矿床

科尔—阿迪森金矿床是太古宙绿岩带中的含金脉型矿床。该矿床位于安大略省东北部与魁北克省交界处附近的拉尔德尔湖地区内,地理坐标:北纬  $48^\circ 00' \sim 48^\circ 10'$ ,西经  $79^\circ 35' \sim 79^\circ 55'$ ,面积约为 100  $km^2$ ,区内产有 62 个金矿床或矿点。

科尔—阿迪森矿床位于弗吉尼亚敦偏西北方向 0.25 英里和拉尔德尔湖东北叉尖部东北方向 0.25 英里处,该区是麦克加里乡的中央。66 号公路穿过该区,沿公路向西 40 km 便是柯克兰莱克市。

该矿床是由柯克兰湖向东穿过拉尔德尔湖和魁北克省西部,一直延伸到马拉蒂克—卡迪亚克地区长达 240 多千米巨大金矿带的一部分。矿区占地 1 102 英亩,其中包括拉尔德尔湖东北叉湖面 25.2 英亩。

该矿山是 20 世纪 70 年代末、80 年代初加拿大

产量最高的金矿山。

该矿床是由 H·L·科尔和 W·阿迪森最先发现的,故而得名。

1903 年在该区发现了银,引起人们的关注并广泛地开展了找矿工作。结果于 1906 年在安大略省北部发现了金,从而人们争先恐后到此开展找矿工作。然而,在 1~2 年之内却一无所获。很多投资者和勘探者均悄然离去。直到 1936 年,才发现了科尔—阿迪森矿区,使得拉尔德尔湖地区成了加拿大重要的产金区。1979 年,加拿大地调局在柯克兰湖—拉尔德尔湖地区做了航空地球物理测量,在拉尔德尔湖群岩石内发现了许多电磁异常。经过对异常的调查,发现这些异常多是由含石墨沉积岩引起的。岩石中含有不同数量的金、银、铅、锌、铜和铁矿化。

柯克兰湖—拉尔德尔湖地区自 1920 年以来做过许多地质工作, 1979—1983 年进行了详细的地质填图, 对地层单元重新进行了划分。从此柯克兰湖—拉尔德尔湖金矿区成为安大略省第二大金矿区, 在加拿大金矿生产中占有重要地位。

## 1 地质背景

柯克兰湖—拉尔德尔湖地区属阿比提比绿岩带的一部分, 区内产有太古宙变质火山岩、变质沉积岩和侵入岩。

拉尔德尔湖金矿区位于复向斜南翼, 柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂穿过矿区。该矿区是由西部的格伦弗尔一直延伸到东部的贝尔湖, 长约 200 km, EW 向矿带的一部分。

### 1.1 地层

拉尔德尔湖金矿区出露地层由下往上为拉尔德尔湖群、基诺维杰斯群、黑河群和提米斯卡明群。

1) 拉尔德尔湖群, 由一套科马提岩层组成, 产于柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂带以南。该群岩石有钙碱性流纹质凝灰角砾岩和凝灰岩、碎屑沉积岩、含铁层、石灰岩和白云岩, 以及科马提岩和拉斑玄武岩熔岩, 所有这些岩石均被褶皱成近等斜褶皱。该群岩层厚度约为 5 000 m, 岩层向 NW 向变新。在拉尔德尔湖地区, 该群顶部以构造不整合被提米斯卡明群所覆盖。该群与下伏的斯基德群为不整合接触。

科马提岩和拉斑玄武岩形成大面积板状岩层和具枕状构造的岩层, 前者含有很厚的具有橄榄石鬣刺构造带。该群底部产有很多圆形橄榄岩侵入体, 它们可能是火山通道。经同位素测定, 科马提岩年龄为  $(2\ 765 \pm 42)$  Ma。

2) 基诺维杰斯群, 厚 1 000 m, 该群岩石为含少量拉斑玄武质安山岩、英安岩和流纹岩熔岩流的富镁—铁拉斑玄武岩、玄武质碎屑岩、粘土岩、燧石和石墨以及辉长岩侵入岩, 与拉德湖群呈整合接触。

3) 黑河群: 厚 12 000 m, 岩石包括钙碱性玄武岩、安山岩、英安岩和流纹质熔岩及火山碎屑岩, 少量富镁拉斑玄武岩、火山碎屑浊积岩以及辉长岩、闪长岩、石英闪长岩和流纹岩等侵入岩, 整合上覆在基诺维杰斯群之上。

该群顶部附近长英质火山岩的年龄为  $(2\ 705 \pm 2)$  Ma。

4) 提米斯卡明群, 厚 3 000 m, 该群呈 4 km

宽、60 km 长的条带产于柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂带内。在断裂带的北侧, 该群不整合上覆在基诺维杰斯群之上, 局部地区不整合上覆在黑河群之上。在南部, 提米斯卡明群与拉尔德尔湖群呈断层接触。有的地区提米斯卡明群岩石呈楔状沿断裂产于拉尔德尔湖群内。

提米斯卡明群由含有冲积沉积夹层的富钾碱性和钙碱性火山岩组成, 它们被正长岩、二长岩和石英二长岩岩墙和岩株穿切。该群岩石变质程度低, 底部为不同厚度的砾岩, 上覆砂质杂砂岩, 有的地方杂砂岩渐变为粘土岩。砾岩通常呈透镜体产出, 厚度变化大, 0~6 000 m 不等, 杂砂岩为块状或稍具片理的岩石。

### 1.2 构造

柯克兰湖—拉尔德尔湖地区为一平缓敞开复向斜, 组成复向斜的二级褶皱为紧闭褶皱, 复向斜两翼南陡北缓。

复向斜两翼贯穿 2 条 EW 向大断裂, 即穿切复向斜北翼的德斯托尔—波丘潘断裂和穿切其南翼的柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂 (图 1)。

柯克兰湖—拉尔德尔湖地区断裂十分发育, 有走向、斜交和横切断层。从对成矿作用的意义来看, 走向断层最重要, 因为它们通常是成矿前的。柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂即为具有重要成矿意义的走向逆冲断层, 呈近 EW 向展布, 西起格费尔乡, 向东一直延伸到贝尔湖, 长达 200 多 km。断裂附近的岩石被剪切, 碳酸盐化, 形成拖褶皱或强烈蚀变。沿柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂附近的支断层, 可能是多次复活侧向运动形成的。在科尔—阿迪森矿山附近, 该断裂为一剪切带, 剪切带内产有滑石绿泥石片岩和绿色碳酸盐岩层, 这 2 个岩层的宽度为 130 m。在科尔—阿迪森矿山, 碳酸盐化之后至少有一期重要的脆性变形期, 此期内碳酸盐岩发生角砾岩化, 并形成含有金矿的石英脉。拉尔德尔湖地区的大部分矿床均位于剪切带内或附近, 但矿体的具体位置还受叠加在区域构造上的晚期构造控制。

在科尔—阿迪森矿山, 主要构造就是科尔—阿迪森断层, 它是主断裂晚期运动的分支, 断层内充填有石墨。

### 1.3 火山作用

柯克兰湖—拉尔德尔湖地区发育的岩石以火山岩为主, 在火山作用旋回中伴随着沉积和深成岩侵入作用。区内有 2 个完整的火山活动旋回, 每个火山作用旋回开始为科马提岩, 而后为拉斑玄武岩、



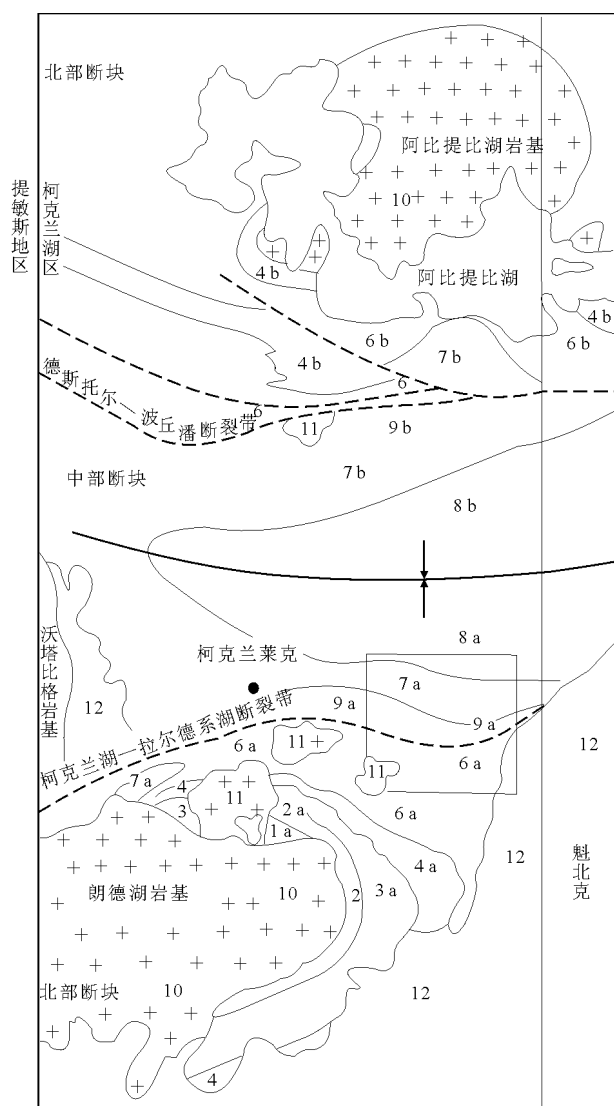


图1 柯克兰湖—拉尔德尔湖地区地质示意图

太古宇下部超群：1, 1a—帕考德凝灰岩, 2, 2a—瓦比瓦瓦群, 3, 3a—凯瑟琳群, 4, 4a—斯基德群, 4b—亨特矿山群；太古宇上部超群：5—波丘潘群, 6, 6a—拉尔德尔湖群, 6b—斯托顿—罗克莫尔群, 7, 7a, 7b—基诺维杰斯群, 8, 8a, 8b—黑河群, 9, 9a—提米斯卡明群, 9b—德斯托尔—波丘潘杂岩体；太古宙花岗岩：10—块状到片麻状石英闪长岩、云英闪长岩、奥长花岗岩, 11—花岗闪长岩、二长岩、石英二长岩、正长岩；元古宙：12—科贝尔特群

钙碱性岩石, 最后为碱性岩。火山岩时代由复向斜两翼向中心变新, 较老的火山旋回产于阿比提比湖岩基和朗德湖岩基附近的复向斜外缘, 统称为下部超群；较新的火山旋回的岩石构成复向斜的大部分, 称为上部超群。所有这些火山岩堆积总厚度约为5万米。

## 2 矿床特征

科尔—阿迪森矿床位于复向斜南翼, 柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂穿过矿区中部。矿区内的主要构

造——科尔—阿迪森断层就是柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂晚期运动的分支。科尔—阿迪森矿带宽约180 m, 主要产于柯克兰湖—拉尔德尔断裂带内。该断裂在矿区走向 NE, 断层面面向 NW 倾斜。断层上盘为强烈剪切的杂砂岩, 下盘为强烈蚀变的绿色和褐色碳酸盐带。矿区距该断裂与 NW 向延伸的长英质侵入岩带交切部位不远, 矿化异常带也沿 NW 向展布, 大致与提米斯卡明湖裂谷东部边界一致。碳酸盐带以北为强烈剪切的提米斯卡明杂砂岩, 岩层向北陡倾。

### 2.1 含矿层

科尔—阿迪森金矿化主要赋存于碳酸盐岩、碳质沉积岩和富碳酸盐的碎屑沉积岩中。矿体产于碳酸盐带内及其以南不远的地方。主碳酸盐岩带内有正长岩、细晶岩、闪长岩和斑状侵入岩的岩墙、不规则透镜体和岩筒。这些侵入体强烈蚀变为碳酸盐化, 多数情况下显示出强烈破碎特征。碳酸盐岩通常破碎成角砾状或显示出剪切特征。石英或细脉胶结了角砾岩碎块形成网脉或脉状角砾岩。有些侵入体因遭受强烈的剪切作用, 使较基性的岩石蚀变成滑石绿泥石片岩, 成为剪切带的明显标志。

主碳酸盐岩带部分产于柯克兰湖—拉尔德尔湖断裂带内, 其原岩主要为由橄榄质科马提岩、玄武质科马提岩和富镁的拉斑玄武岩组成的变质火山岩层序, 其间夹有流纹质凝灰岩、凝灰角砾岩和变质沉积岩夹层。

据分析结果表明, 矿区内岩石的金背景值很高, 比其他地区同类岩石的金含量高的多, 金与钾、铀呈正相关, 与钍呈负相关。

碳酸盐岩通常为绿色或褐色, 有的地方沿石英细脉边缘约一英寸带内褐色岩石被蚀变成绿色, 主要是由铬云母、绿泥石等矿物组成。这种碳酸盐岩是蚀变作用的产物, 蚀变程度各不相同, 但大部分是较纯的碳酸盐岩。完全碳酸盐化的岩石通常被称为“白云岩”, 大部分碳酸盐岩主要由菱镁矿、白云石和石英组成, 石英通常比碳酸盐矿物含量高。这种岩石通常富含黄铁矿, 因而使岩石露头风化锈蚀。

拉尔德尔湖断裂碳酸盐岩空间上与超基性岩有关, 区内超基性岩主要矿物为滑石、绿泥石, 其次为碳酸盐、蛇纹石和角闪石。

### 2.2 矿脉

科尔—阿迪森矿床中含 Au 石英脉, 从时代上看共有 3 期。最早的石英脉形成强烈的“硅质断裂”, 走向 EW, 陡倾斜。脉宽通常为 1~1.5 m。



水平延伸可达 180 m, 垂向延伸近 250 m。脉中的金很细, 这种脉只有在脉体被后期运动造成的剪切带内才含矿。第二期矿脉在老断裂带内或沿与其平行的方向产出。还有些地方第二期脉被更晚的呈梯状排列平卧的第三期石英脉穿切, 后两期石英脉中有时含有粗粒金。

科尔—阿迪森矿山总共有 18 个矿脉, 每个矿脉由展布方向各异的含 Au 石英脉组成, 但对一个具体的矿体来讲, 含 Au 石英脉有一个主要展布方向。含 Au 石英脉主要由石英组成, 其次还含有碳酸盐, 偶含钠长石。石英脉两侧常常发育灰色或绿色白云岩的狭窄条带。

矿石按容矿岩石有 3 类: 流状矿石、碳酸盐矿石、钠长岩矿石。

流状矿石, 在经济上是最重要的一类。它是一个富含细粒浸染状黄铁矿立方体的黑色火山岩。正确地说是火山碎屑岩。通常是凝灰岩偶尔也有粗粒凝灰角砾岩或岩流, 顶部角砾岩, 金和黄铁矿产在碎屑之间裂隙中。矿石一般为暗绿色或褐色。这类矿石通常为细粒的含大量浸染状含 Au 黄铁矿。Au 分布均匀, 金和黄铁矿之间含量有密切关系。该类矿石自 1938 年投产以来已开采 2 300 万吨, 占金矿区总采量的 64%, 其平均品位为 0.34 盎司/吨。虽然流状矿石总是与科马提超基性火山岩或其石英碳酸盐蚀变产物接触, 但含 Au 岩石本身却是一种低 MgO 的拉斑玄武岩; 流状矿石富含 Na<sub>2</sub>O (6.12%) 和 S (2.164%), 这些数值在矿体边界突然消失。流状矿石被认为是同生喷气成因的, 它是在火山碎屑拉斑玄武岩火山作用最后阶段同科马提超基性火山活动同期形成的。

碳酸盐矿石, 经济意义仅次于流状矿石。它是一种含铬白云母的石英碳酸盐岩, 含黄铁矿极少。这类矿石平均品位为 0.30 盎司/吨, 金分布不均匀, 肉眼可见金很普遍, 该矿石产在 Na, K, As 和 Cl 比较富集, S 和 CO<sub>2</sub> 比较弱的富集带中。这类矿石有矿物分带现象, 从里往外依次为祖母绿色的富含石英的碳酸盐矿石, 淡绿色的石英- (绢云母) 碳酸盐岩, 灰色的碳酸盐, 最后是富含方解石的滑石绿泥石片岩。碳酸盐矿石的成因认为是在流状矿石形成很久以后, 由于流状矿石中金被热液再活化并重新沉积到受 CO<sub>2</sub> 交代的超基性火山岩中的一组近于平行的裂隙中而形成的。

钠长岩矿石, 经济意义很小, 这种矿石 80% 左右是钠长石或钠长石假象的次生矿物。其含矿相主要为石英、方解石, 呈不连续的长条状产出。金

呈细粒浸染状产出, 分布不均匀, 与黄铁矿共生。钠长岩矿石富 S ( $66.15 \times 10^{-6}$ ) 和 Na<sub>2</sub>O (9.7%), 但贫 K<sub>2</sub>O (0.10%) 和 As ( $32 \times 10^{-6}$ )。在矿体周围形成明显的 K 和 Na 的局部富集晕, 和较不明显的 As, S (也许还有 Au) 晕。

在碳酸盐矿石周围, 许多活泼元素的岩石地球化学晕都很发育, 特别是 Au, As, S 的岩石地球化学对寻找这类金矿床的盲矿体是有用的。用岩石地球化学方法寻找钠长岩矿石也是有效的, 但这类矿石的岩石地球化学晕很窄。用岩石地球化学方法寻找流状矿石效果不佳, 然而, 流状矿石的化学性质以及它的层位却可提供某种找矿标志。应该在超基性岩系内的基性到中性火山岩的最上部层位寻找流状矿石; 也可以在喷气成因的岩层如燧石-凝灰岩、石墨片岩或直接覆盖在低 MgO 的拉斑玄武质火山岩之上的含铁层中寻找流状矿石。

## 2.3 矿石

矿石也按矿脉相应地划分为 2 种类型, 一种是碳酸盐型矿石, 另一种是熔岩流型矿石。

碳酸盐型矿石由碳酸盐岩带内含自然金细脉的网脉组成, 碳酸盐岩带中的石英至少有 3 期, 金与后两期热液形成的石英伴生。最早的石英是由变质作用时原岩中游离的氧化硅形成的, 这种次生石英呈细脉产出, 除晚期断裂和侵入作用叠加其上的情况外, 这种石英不含 Au, 但它可使软岩石变硬以便后来成矿。碳酸盐型矿石由于金分布不规则, 品位变化很大。熔岩流型矿石产于破碎的熔岩中, 与浸染状黄铁矿和石英伴生的金具有经济意义。矿石中的自然金不如碳酸盐型矿石中那么常见, 金与黄铁矿呈正相关。该矿石中有 2 期黄铁矿, 金一般与晚期的黄铁矿伴生。

## 2.4 围岩蚀变

该矿区的岩石均发生强烈的蚀变作用, 其中最重要的是碳酸盐化。从区域上看, 继科马提岩火山作用之后发生碳酸盐化, 接着形成含 Au 热液石英脉, 然后发生钾交代, 所有这些蚀变均发生于主要褶皱运动之后。

碳酸盐化最先形成的是绿色白云岩, 继之为灰色碳酸盐岩, 最后是碳酸盐化杂砂岩。按围岩成分来说, 最先蚀变的是凝灰岩, 其次是熔岩流, 最后为杂砂岩。对矿脉而言, 最先充填的是铁白云石, 最后充填的是石英和少量方解石。金矿就产在碳酸盐化带内和附近。

钾交代在石英脉发育的地方, 这种蚀变在碳酸盐化火山岩中呈绢云母产出; 在碱性火山岩和沉积

岩的剪切带内常为淡黄色绢云母；在碳酸盐化的超镁铁质岩石中呈祖母绿色铬云母产出。

### 3 控矿因素

控制科尔—阿迪森矿床的因素主要是构造和强硬的岩层，而构造活动是本矿床最重要的控矿因素。其主要证据是矿化带产于断裂剪切带内或附近，而矿脉显示出反复作用的特征，形成断裂→蚀变→破碎→矿石沉积→再破碎→胶结的成矿模式。另一重要控矿构造是褶皱或褶皱附近地层中宽缓弯曲的岩石条带，科尔—阿迪森矿带中，宽缓和紧闭褶皱内都产有矿脉。南部矿脉位于倾伏背斜褶皱内，该褶皱亦遭到断裂的强烈破坏。有的地方矿带呈宽缓弧形，矿脉产在拱尖附近。

断裂或褶皱附近的脆性强硬岩层也是控矿因素之一，这些脆性强硬岩层是成矿前硅化作用形成的，当沿断裂或褶皱发生活动时，强硬岩层破碎，有利于矿石沉积。如科尔—阿迪森矿脉多产于断裂或褶皱附近的经硅化蚀变作用形成非常坚硬的碳酸盐岩和基性熔岩中。

### 4 矿床成因

同世界上的许多其他矿床一样，关于该矿床的成因也存在着几种观点。开始人们用传统的酸性岩浆作用晚期热液交代理论来解释矿床的形成，并试图把矿化与附近的花岗岩类岩体联系起来。后来由于金与超基性岩关系的发现，人们便开始应用热循环卤水模式来说明矿床的形成。但这 2 种观点都不完全。1981 年，L·S·詹森提出一种综合模式来解释拉尔德尔湖地区金矿床的形成。他认为，科尔—阿迪森矿床的形成与柯克兰湖—拉尔德尔湖大型断裂带密切相关。在矿床形成的第一阶段，即在上部超群沉积之前，较老的火山岩堆由钙碱性锥状火山岩组成，周围浅水大陆架环绕，后者向外延伸到深水洋盆地。浊流和化学沉积物及凝灰岩很可能是由剥蚀较老火山堆的海流把它们带到大陆架上和邻近的大洋盆地中沉积下来的。在沉积作用期间，金颗粒和溶液中的金沉积在大陆架边缘上的低洼处。这种环境基本上是还原的，呈氯化物和硫化物配合物的金被有机碳和细粒粘土粒子捕集。接着形成碳酸盐沉积层，说明沉积环境化学条件的变化。

第二阶段，下一个火山作用旋回开始时，超镁铁质岩石侵入大洋盆地底板和较老火山岩堆边缘的

沉积岩和钙碱性火山岩。超基性到基性熔岩开始充填盆地，并吞没了较老的长英质火山岩及伴生的沉积岩。在超基性与基性火山作用幕之间，金沉积在燧石质含黄铁矿沉积物和碳酸盐沉积物中。随着超基性和基性火山岩的堆积，重量增大使盆地底部发生下陷并引起沿较老的火山堆边缘发生破碎和滑动。裂隙很可能为热液卤水上升到地表提供了通道。卤水可能是由地幔脱水或含水对流圈形成的，从较老的沉积岩和长英质凝灰岩中滤出了金。

第三阶段，随着盆地底部的继续下陷，科马提岩发生蛇纹石化，并形成滑石绿泥石片岩。这种运动使断裂带的盆地边缘岩石相对较老的火山岩堆坡上的同样岩石向下错动。

第四阶段，在新形成的火山堆的核部形成钙碱性火山岩，这种作用很可能伴随着较老火山岩向原始盆地中心塌陷。火山岩堆底部的沉积岩和火山岩向下脱落并熔融产生长英质岩浆和热液，它们沿断裂向上运移造成大面积碳酸盐化和硅化，并使金在年轻岩石的裂隙中沉积。这种机制可以解释该区长英质侵入岩中和拉斑玄武岩及科马提岩熔岩的石英-碳酸盐脉中金的存在。

第五阶段，最终的活动是断裂带的下陷，同时伴随着其两侧花岗岩的侵入。这 2 种作用造成紧闭的褶皱并沿断裂带发生新的断裂活动，金迁移到褶皱枢纽带和其他扩容带很可能就发生在这个阶段。

G·J·欣斯等（1986）研究了拉尔德尔湖地区的金矿化，提出一种太古宙脉型金矿化的形成模式。

他们认为太古宙脉型金矿床中的金与火山成因物质密切相关，金的来源可能有 3 种方式，一是热液提供，二是富金属气泉或热泉喷发，三是含金属火山岩的风化。拉尔德尔湖地区金矿床的形成与拉尔德尔湖断裂带有关。而该断裂带是在太古宙晚期阿比提比绿岩带的布莱克里弗地槽发育期间形成的。该区的 Au 及其伴生元素主要是拉尔德尔湖群火山岩经风化产生的。地表水将其从南部陆块带到北部浅海盆地。流域内当时可能存在水流缓慢富含有机质的沼泽，溶液便汇集于此。在这种缺氧的酸性条件下某些元素形成水溶胶保护了其他元素的配合物。较易溶的组分，像 K，Na，Ca 和 Mg 的盐类被流水带走，剩下含大量有机质富金、亲硫元素、铁和氧化硅的泥质残余物。其间有周期性的火山凝灰物质加入，有时凝灰物质将其完全埋藏。随着洪水和地壳运动的发生，这种富金属泥质物发生周期性快速运动进入浅海大陆架环境，堆积在海底或潮坪泥质物之上。在较浅的（几米深）海盆地内，富

有机质软泥漂浮层将上覆富氧水与其下的富  $H_2S$  强还原水分开。太古宙脉型金矿区通常产有一些含火山砾石（有时含燧石和碳酸盐砾石）的砾岩和含铁层，前者是地槽发育期间火山喷发的产物，后者是溶液进入海洋后失去富有机质泥的保护铁直接沉淀而形成的。这种富含金、亲硫元素、氧化硅和有机质的沉积物处于含硫、缺氧、强还原环境中。在海洋物理平衡作用下，沉积物中的富氧有机物很可能形成腐殖软泥或胶体，随着腐殖物的不断沉降，在氧化-还原界面之下形成富金属层。这种溶液可能会被搬运走，也可能在蒸发作用下就地结晶。在拉尔德尔湖地区，泥岩-碳酸盐沉积旋回对富碳酸盐岩石中金的进一步富集起了重要的作用。浅海环境中的蒸发作用形成碳酸盐沉淀，碳酸盐的堆积使下伏泥岩层“固化”，这又促使富含金属和氧化硅的溶液向上迁移穿过碳酸盐带形成由燧石、长石和碳

酸盐组成的蒸发岩，这种蒸发岩含有金、黄铁矿和砷黄铁矿等。在高压沉积环境中，溶液迁移较短的距离进入上覆“杂砂岩”形成含金和黄铁矿的硅化带。在无上覆物的情况下则在泥岩层上直接形成富含金和黄铁矿的燧石蒸发岩。随着地槽的演化，拉尔德尔湖断裂带成为主要的构造调节部位。富含金的沉积物被高压沉积物和火山岩埋藏并保存起来，尔后这些岩石遭到褶皱和断裂作用改造。在变质作用过程中脉组分呈热液活动，金的再分布取决于扩容构造和断裂构造。拉尔德尔湖地区的脉物质在再分布过程中的活动有限。在变质作用过程中也可以形成蚀变，例如，碳酸盐化。挥发性较强的物质活动运移的距离较大，但距离原始来源也不会很远。在原岩发生重熔时，脉物质会完全活化，但它们仍产在距重熔岩浆侵入部位不远的地方。

## 乌兹别克斯坦穆龙套金矿床

### 1 矿区地质

穆龙套金矿位于南天山华力西地槽带，分布在天山西南部克齐尔库姆—阿赖褶皱系奥明扎—努拉塔构造-建造带西北部。矿区主要构造是近 EW 向的穆龙套背斜（亦称努拉塔背斜），背斜两翼形成一些 NE 向小褶皱。

容矿岩石是一套沉积变质岩系，这套岩系时代有些学者将它划为新元古代，或文德纪，或里菲纪；也有些学者则归入早古生代，或奥陶纪，或志留纪。而且对这套岩石的划分方案差别也很大。Л.Н.别利科娃等（1971）的划分方案是将这套容矿岩石划入新元古代，分为如下几个组。下部是里菲纪敖明津组，出露在穆龙套背斜核部。该组岩性为绢云母-绿泥石-石英片岩、碳质微晶石英岩、碳质-绢云母-石英片岩、碳质-绢云母片岩、石英岩、千枚岩化粉砂岩和砂岩，少量大理岩化灰岩等的互层岩石，总厚度 2 500 m 以上。按岩石成分和区域变质程度，类似于敖明津套地区的敖明津组，该组在中克齐尔一带分布稳定。从岩性成分和剖面连续性上看，还是保留统一的敖明津组这个名称为好，敖明津组受到千枚岩和绿片岩相区域变质。在侵入体的接触带内，这些区域变质岩又受到接触变质作用，发生重结晶，颗粒变粗，生成角闪石、黑云母，偶而有十字石、石榴石等矿物。敖明津组原始

沉积岩的颗粒成分为石英、酸性斜长石、黑云母、白云母，少量方解石、钾长石及石英岩和大理岩碎屑。这就表明，该组是早前寒武纪以片麻岩为主的结晶岩石经破坏再沉积而成。

在中克齐尔库姆山脉，该组之上产出文德纪的别萨潘组。在穆龙套地区，该组呈单斜状产在穆龙套背斜北翼，岩性为砂岩、粉砂岩和泥质页岩组成的韵律互层状复理石建造。剖面下部以砂岩为主，局部夹细砾岩透镜体；粉砂岩很薄，往往缺失泥质页岩。剖面上部主要为粉砂岩和泥质页岩，经常缺失砂岩层，剖面顶部基本上为泥质页岩。单个韵律层的厚度一般为数十厘米。本组总厚度约 2 000 m。在中克齐尔库姆地区，别萨潘组岩相稳定，基本上由敖明津组变质岩碎屑堆积而成。可以辨认出微晶石英岩和石英岩的碎屑和颗粒。据岩石的碎屑成分以及区域变质程度轻微等特征，说明该组形成时代比敖明津组要年轻，其间原来应是不整合关系，目前呈断层接触。在穆龙套背斜北翼，别萨潘组之上为泥盆纪白云岩和灰岩，二者呈明显不整合接触。

火成岩主要发育在矿田边缘，以淡色岩石的岩墙形式出现，构成几个不同方向的岩墙带。延伸长度最大的岩墙带呈 EW 向，长达 7 km，分布在矿田北部。该带计有 34 条岩墙，矿床东部有一条岩墙带，包括 44 条岩墙，走向 NE；在矿床南部有一条 EW 向的岩墙带，包括约 50 条岩墙。这里还揭露

出 2 个岩株状花岗闪长岩体，大小均为 120 m×300 m。再往南，还有一条近 EW 向岩墙带，长约 1 km，包括 24 条岩墙。岩墙走向 NE，即与岩墙带走向不一致。矿床西南部的岩墙带也为 EW 向。所有岩墙带的岩墙基本上都近于直立。这些岩墙由斜长

花岗斑岩、正长斑岩、球粒正长斑岩组成。

穆龙套矿田的褶皱和断裂均很发育，主要褶皱是穆龙套背斜和南部向斜，这 2 个褶皱实际是塔斯卡兹甘背斜北翼的次级褶皱，背斜的轴部通过矿田南部（图 1）。

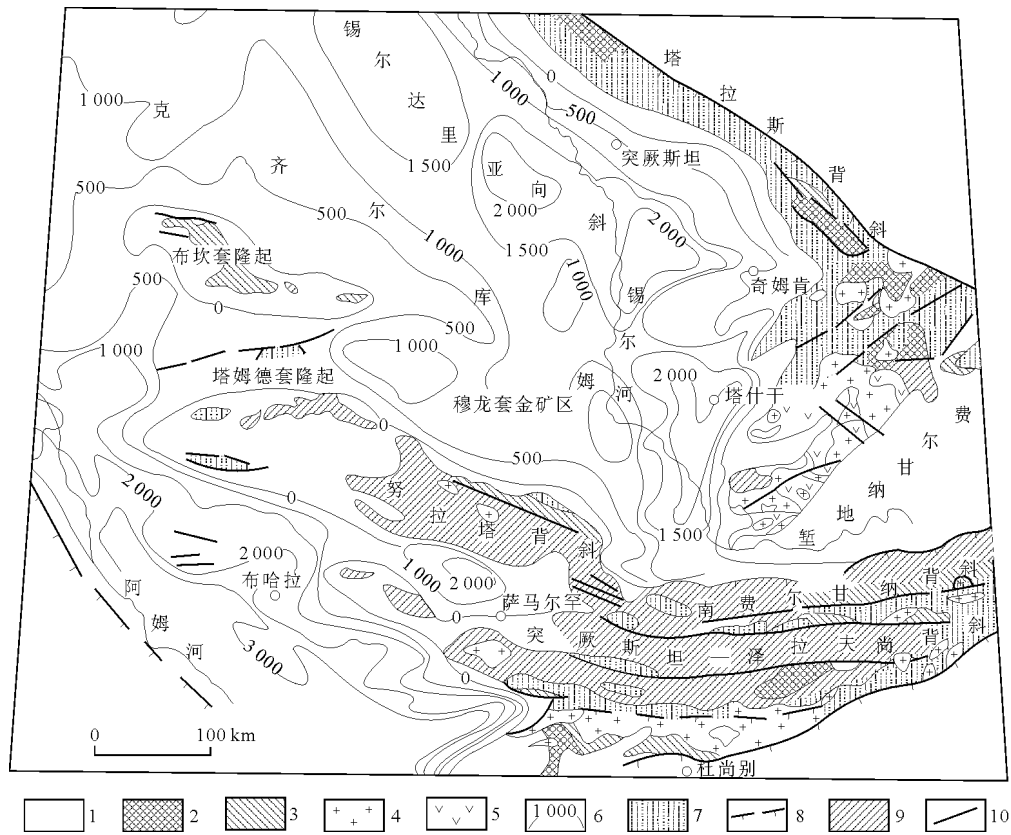


图 1 穆龙套金矿区构造体系图

1—基底上的后古生代盖层；2—背斜核部古老构造层的露头（p∈，∈—O）；3—充填海相或陆相沉积物（C<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>）的内陆盆地；4—同造山期（华力西期）花岗岩类；5—充填火山岩的内陆盆地；6—基底顶部埋深（m）；7—上部构造层（D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>）；8—主深断层；9—下部构造层（O—D<sub>2</sub>）；10—推测断层

主要断裂有 3 条，“南部”断裂构成矿田南界，走向近 EW，倾斜陡直或向 S 陡倾。到矿田东部，断裂走向变为 NE，尔后又变为近 EW 向，而在东侧又变为 NE 向。这里具有平行的羽状构造裂隙系统。从位移类型看，该断裂属于逆—平移断层。第二条称为“构造”断裂，穿过矿床中部，并延伸到矿床范围以外，具逆—平移断层型，在地表为一些彼此靠近的裂隙系统和破碎带。走向 NEE，在西部向 N 倾斜，到中部和南部向 S 倾。断裂中的破碎带厚 2~10 m，被构造泥和碳酸盐物质胶结的角砾岩充填。第三条称为“东北”断裂。

在容矿岩系内，还广泛发育延伸长度不大的构造裂隙。A·宾基克划出 3 种类型：1）剥离裂隙，主要产于薄层砂岩、粉砂岩和页岩互层岩石中，其中产有大量石英细脉；2）张性裂隙，广泛发育在

矿田中部，这些裂隙呈雁行状排列，组合成一些走向为 50~55°的裂隙带，倾向 SE，倾角 70~80°，往往伴随有无定向的破碎带。这些裂隙由不同粒度的石英或石英-电气石角砾岩充填；3）剪切裂隙，走向近 EW 和近 SN，向 S，SE 和 NE 陡倾，近 EW 向裂隙在走向上最为稳定，这种裂隙为构造泥和碳酸盐胶结的角砾岩充填，有时为粗粒石英充填。在一些小的近 EW 向裂隙中，产有黄铁矿-毒砂细脉和石英-黄铁矿-毒砂细脉。

2 金矿化特征

金矿化产于该区沉积变质岩石剖面上部，即别萨潘组中。该组是一套薄层粉砂岩、砂岩、千枚岩状片岩互层组成的类复理石建造。由于物理-机械

性质和岩性成分不同的岩石彼此频繁交互出现,造成了金矿化的形态和分布特征也有所差别。金矿化既产于厚 20 m、长 300 m 的大石英脉中,也产于网状脉中。网状脉中的细脉是细小的被石英填充的裂隙,其中含有硫化物和毒砂。实际上,整个穆龙套地区可以看成是一个巨大的网状脉,面积约 4 km<sup>2</sup>。该矿床可分为 5 个矿带,其间被无矿带隔开。矿带和非矿带的界线不清楚,只能通过详细取样来确定。在网状脉内的矿带,形态上是一些形状复杂的矿层,其中既有细脉—网脉型矿化,也有石英脉型矿化。所有矿体均位于 NE 向断裂附近,产于 EW 向的近于平行的张性裂隙和剪切裂隙带内。从剖面上看,该矿床的金矿化主要产在 3 个矿层内。

矿体形态和构造十分复杂,由陡倾和平缓石英脉带和细脉带组合而成。矿体的主干部分,倾斜陡直;从中又引出许多分支,沿着有利的岩性层位和容矿岩系整合产出。矿带的交错部位含 Au 很富,这些部位由一系列彼此平行的、呈雁行状排列的石英脉,还有石英细脉、石英-硫化物细脉、石英-电气石细脉和碳酸盐细脉带组成。有些带中存在有方解石脉和石英-电气石角砾岩脉体,这些脉和细脉组合成厚度很大的带,呈 SE 向延伸数百米,脉带沿垂向延深也很大。这时,石英脉呈雁行状彼此替换,越往深处越向南移动,因此脉带总体上的产状较平缓。

交错带中的石英脉和细脉产在张性裂隙内,裂隙倾向南,倾角 60~70°。最大的脉在膨胀部位厚度 15~20 m,呈透镜状。千枚岩状片岩中的石英脉,接触带较清楚。砂岩和粉砂岩中的石英脉,四周有一圈细脉带,到接触带上往往渐变为网状脉。有时交错的石英脉带被反复断开,在这种情况下,石英脉的接触带被破坏,石英脉本身也遭破碎,并为碳酸盐细脉、硫化物细脉、石英-电气石细脉网切断。在这些陡倾脉带地段,  $w(\text{Au})$  往往很高。

在与陡倾“主干”矿脉相连的整合脉和脉带内,  $w(\text{Au})$  较低,而且 Au 的分布较为复杂,只有在有顺层细脉又有含 Au 石英和硫化物交错细脉的地段才含 Au。在这些矿体内部结构上,最特征的是顺层石英脉,有时为斜交的石英脉,石英脉的分布受顺层片理化控制。沿片理走向,一些细脉和一些稀疏的但较大的脉组合成较厚的脉带,这些是层状和透镜状贫矿体。整合脉带往往受近 EW 向裂隙控制,而裂隙又常常在倾斜方向限定了细脉带。

穆龙套矿床的石英脉,由于交错的和整合的构

造因素相复合,使其形态十分复杂。硫化物矿物产出在形状较规则,但厚度较薄的交错细脉中。

对矿田范围内各种岩石和矿物含 Au 性的研究表明,交错脉中的硫化物含 Au 很高,黄铁矿含 Au  $7.6 \times 10^{-6}$  (27 个样)。毒砂、磁黄铁矿含 Au 也较高,早期交错石英脉与硫化物-石英细脉共轭地段含 Au 最高。

1969 年,Г·М·切鲍塔列夫对工业矿体边界以外 300~2 500 m 范围,沿横穿矿田不同时代地层的勘探线进行了地表取样,发现容矿岩石  $w(\text{Au})$  较高,而上覆和下伏地层  $w(\text{Au})$  就很低。另一学者对工业矿体边界以外 500~4 000 m 范围岩心研究结果,也得出了容矿岩石含 Au 较高的结论。并且认为,这主要是岩石中分散的硫化物含 Au 较高所致。如果按硫化物平均含 Au  $0.4 \times 10^{-6}$ ,而硫化物占岩石体积 2% 计,则岩石  $w(\text{Au})$  可达  $0.008 \times 10^{-6}$ ,这相当于容矿岩石一般的含 Au 水平。

### 3 矿石特征

#### 3.1 矿物成分

穆龙套金矿床的矿石属于典型的金-石英建造型。其中硫化物平均含量为 0.5%~1.5%。矿石的主要金属矿物是黄铁矿和毒砂,偶而有白钨矿,更少量的闪锌矿、方铅矿、辉铋矿、自然铋和其他矿物。非金属矿物主要有石英及少量钾长石、黑云母、方解石、电气石和钠长石。金赋存在粗粒和中粒石英、硫化物脉和细脉中,与黄铁矿、毒砂、黄铜矿、闪锌矿、辉铋矿、自然铋和银的硫酸盐共生。石英中的金形成不均匀分散的细小包裹体和细脉,有时形成小巢,产在硫化物聚集体中,以及岩石碎屑和石英颗粒边界处。

#### 3.2 金的赋存状态

穆龙套金矿床中的金几乎全部呈游离金产出,赋存在单个石英颗粒之间或与硫化物共生的金粒多为微细粒和粗粒金 ( $<0.001 \sim 1 \text{ mm}$ ),硫化物中发育有细小的 ( $0.001 \sim 0.99 \text{ mm}$ ) 浸染状金,也有厚  $0.005 \sim 0.09 \text{ mm}$  的短小细脉金。金赋存在硫化物的破碎处或颗粒边界上,更多见于黄铁矿与毒砂接触处。金粒的形态取决于裂隙和粒间空隙的形态,常见的是圆粒及团块状、片状和树枝状,偶见海绵状。金的单晶为小滴状、碎粒状及少量的八面体状。总的来看,金甚微细,混入物有银、铜、铋、铅、锑和铁。金成色 890~910。

## 4 矿床成因

穆龙套矿床的成因,过去的研究和勘探工作一直是从热液成因的角度进行的,近年来,随着对同生层控成矿理论日益深入的研究,愈来愈多的人赞同同生—后生成因(沉积变质说)的观点。

### 4.1 热液成因说

#### 4.1.1 主要依据

1) 金矿化产于成矿前的断裂交切部位和交错裂隙中,在含 Au 硫化物矿化的、有时含石英细脉的元古宙砂岩和粉砂岩中存在强烈的褶皱带,这是断裂作用的结果。断裂主要有 2 组,即近 SN (NNE) 和近 EW (NEE) 向,前者对金矿化起主要控制作用。

2) 在矿田范围内,虽见不到金矿化与岩浆岩的直接关系,但与区域变质作用也无成因联系。这是因为如果含早期硫化物的围岩直接析出 Au 并再沉积到交错细脉中时,细脉必然伴有含 Au 的岩晕(相当于近脉交代岩)。但研究表明,与原岩相对比,交代岩尽管含 Au 硫化物数量大大减少,但 Au 的聚集程度不仅没有降低,反倒有明显的增高。这就说明,交代过程中的大量 Au 是外来的,可能是深部来源,而不是围岩中同生的 Au。而且,硫化物细脉往往超出交代岩带进入粉砂岩和片岩中,其成分和厚度没有发生变化。此外,组成细脉的主要矿物除黄铁矿外,还有毒砂,而在早期硫化物浸染体中,毒砂含量甚低。这说明, Au 不是直接从围岩中交代出来的,而可能是内生成矿作用早期热液带来的。

3) 容矿岩石广泛发育成分明显不同的热液交代蚀变,它们属于不同时期,且与金矿化密切相关。在矿田范围内的区域变质岩,既受到接触变质作用,也受到热液交代作用。在矿田范围以外,只发生绿片岩相的区域变质作用。接触改造作用表现在有角页岩和角岩化岩石的形成。在热液交代作用中,又形成黑云母和角闪石以及新形成的少量辉石和透辉石。角岩化的范围与含矿网状脉的轮廓一致,有时还要广泛一些。往深处,角岩化强度增大,因此推测这可能与深部花岗岩类侵入体的影响有关。矿带范围内的接触变质岩受到一系列复杂的叠加热液交代作用,形成石英-微斜长石交代岩和石英交代岩。石英-微斜长石交代岩在含 Au 石英脉和细脉周围形成厚 2~3 cm 的“硬壳”圈。石英-钠长石交代岩和石英交代岩还伴有晚期阶段的石

英。

4.1.2 成矿过程 按照热液成因说穆龙套矿床的成矿过程进行的时间很长,成矿过程可分许多阶段和期次。

第一阶段——石英:形成脉石英的主要组成部分,与其后的矿化阶段之间见有岩墙贯入。

第二阶段——石英-硫化物:分为梳—柱状石英期、黄铁矿-毒砂期和黄铁矿-电气石期。

第三阶段——金-多金属:分为“玫瑰—星形”石英期和金-多金属期(其中包括石英亚期、多金属亚期和碳酸盐亚期)。

Au 仅在成矿作用终结时才析出来,但也有资料说明矿石中的 Au 是在热液活动过程中多次析出和再分布的。

### 4.2 同生—后生成因说(沉积变质说)

#### 4.2.1 主要依据

1) 金矿化具明显的层控特点,即产出在别萨潘组陆源岩层中。

2) 岩性对矿化控制明显,金矿化赋存于碳质千枚岩、碳质绿泥石绢云母石英片岩、碳质微晶石英岩和石英岩中,即主要赋存在含碳质的岩石中。含矿脉体的矿物成分与围岩成分有直接依赖关系,围岩中的金呈细分散状态,显然是与围岩同时沉积的。变质成因的细脉型矿化,则是分散的同沉积金在以后的地质作用下形成的。

3) 矿化与岩浆侵入作用(包括空间上的)没有关系。

4) 深断裂和裂隙不是深处金矿物质的通道,只是使沉积成因的 Au 经过变质而形成网状脉分布。

5) 含 Au 岩石中的热液活动发生在变质成矿作用以后。

#### 4.2.2 成矿模式

在克齐尔库姆和西天山的太古宇—古元古界结晶岩层,被认为是金的源岩。在结晶岩石剥蚀过程中,金及碎屑物质以机械、胶体和离子溶液的化学方式进行搬运,与泥质、硅质和其他沉积物进入沉积盆地。由于沉积物中碳质物的吸附作用,促使金、铁和其他金属沉淀。区域变质作用时,没有发生重大的选择性再结晶和再分配作用。

在后期地质历史阶段内,由于构造-岩浆作用和热液作用,形成了网状脉。由于叠加的裂隙构造、深断裂的复活和各种来源的热液沿断裂循环等因素,对网脉状矿体的形成起了很大作用。

# 山东玲珑超大型金矿

## 1 地质背景

玲珑金矿位于招远—掖县成矿带的东部 (图 1a), 处于玲珑中生代花岗岩之中。该成矿带位于山东省东部前寒武纪地盾中的 EW 向栖霞复式背斜

的北缘, 整个矿区构造受郯庐深大断裂所控制。成矿作用受位于玲珑金矿南西边缘的破头青韧性剪切带控制, 玲珑金矿床位于破头青剪切带的下盘 (图 1b)。在破头青剪切带中及其附近已发现几个金矿床。所有矿脉均充填在脆-韧性的剪切裂隙中, 且

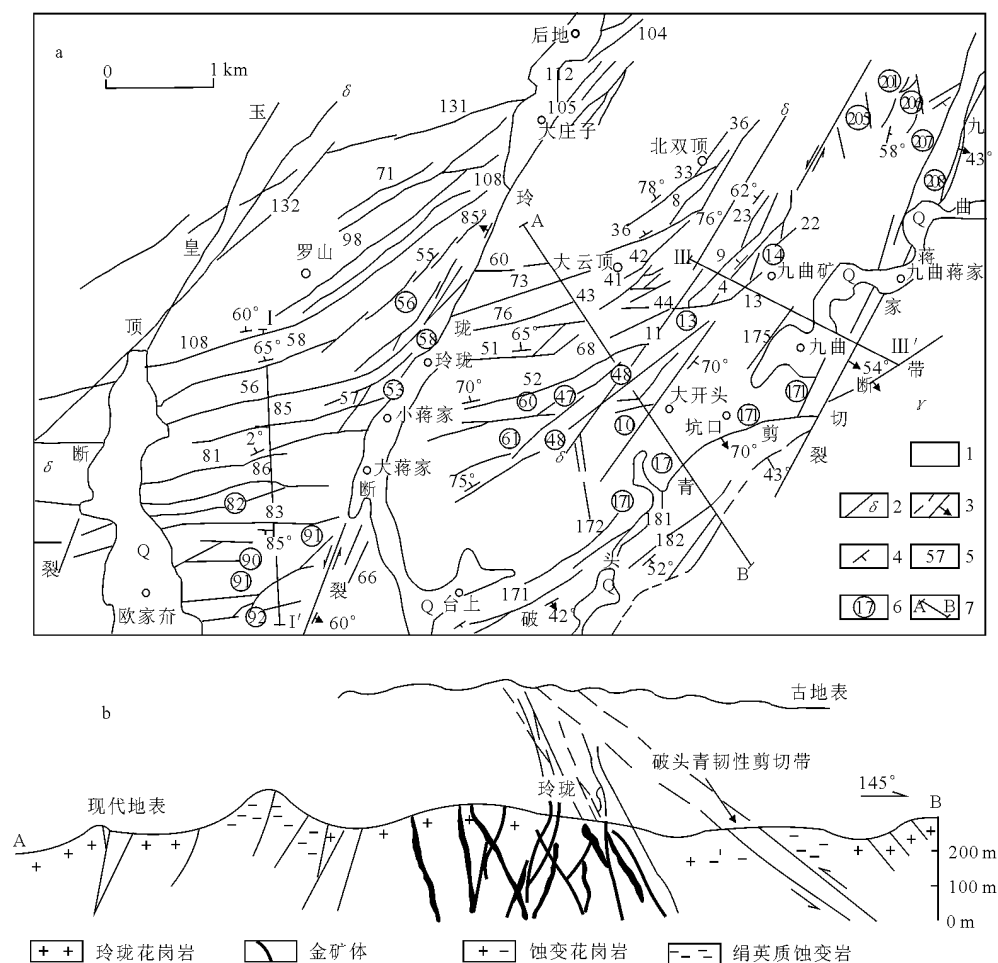


图 1 玲珑金矿床地质图

Q—第四系;  $\gamma$ —漆家河中—粗粒花岗岩; 1—玲珑片麻状黑云母花岗岩; 2—中基性脉岩; 3—主压扭断裂带及其产状、扭错方式; 4—矿脉及其产状; 5—含 Au 黄铁矿石英脉矿体编号; 6—含 Au 黄铁绢英岩矿体和绢英岩化碎裂石英脉及碎裂花岗岩矿体编号; 7—地质剖面线及编号

呈共轭关系。

### 1.1 变质岩

基底变质岩为太古宇胶东群, 其 U-Pb 年龄为 2 670 Ma, 属新太古界。胶东群上部为变沉积岩, 主要是陆源碎屑岩, 中下部为基性及超基性火山岩。胶东群中的变质岩包括麻粒岩、片麻岩、片岩、角闪岩、大理岩及磁铁石英岩, 这说明原胶东群的变沉积岩-火山岩遭受了不同程度的变质作用 (最高的为麻粒岩相)。除此之外, 还有古元古界的

荆山群和粉子山群变质岩。

### 1.2 花岗岩

根据矿物成分、结构及其与围岩的关系, 玲珑地区可划分出 3 种花岗岩: 片麻状黑云母花岗岩 (玲珑)、斑状钾长石花岗闪长岩 (郭家岭) 及中—粗粒黑云母花岗岩 (漆家河)。玲珑花岗岩具有清晰的、通常认为与区域变质岩有关的片麻状构造, 玲珑花岗岩与胶东群之间的界线常呈过渡状, 可见花岗岩与围岩相互交叉, 在花岗岩中亦可见围岩的



捕虏体。内产金矿的玲珑花岗岩面积约为 2 300 km<sup>2</sup>，走向 NNE，主要分布在栖霞复式背斜的北部和南部；郭家岭斑状钾长石花岗闪长岩主要产于栖霞复式背斜的北翼，以钾长石斑晶为特征。滦家河花岗岩侵位于栖霞复式背斜的中部，与围岩的侵入接触关系很明显，无片麻状构造。大部分金矿床产于玲珑花岗岩，但十分接近玲珑花岗岩与滦家河花岗岩的接触部位。

玲珑花岗岩的 K-Ar 等时线年龄为 (150.12 ± 3.65) Ma，Rb-Sr 等时线年龄为 (156.40 ± 11.99) Ma，郭家岭花岗岩为 134 ~ 140 Ma，都属于燕山期。根据花岗岩的地质产状、构造、结构、与围岩（特别是胶东群）的过渡接触、REE 模式及同位素地球化学特征，这些花岗岩是胶东变质群部分熔融和重熔作用的产物。

区内有大量的中性和基性岩脉：走向 NNE—NE 的煌斑岩和闪长斑岩平行或穿切矿脉，有时成为矿体的围岩，如 108 号脉的围岩。玲珑、郭家岭和滦家河花岗岩的 Au 平均含量分别为  $19 \times 10^{-9}$ ， $49 \times 10^{-9}$  和  $7.0 \times 10^{-9}$ ，中基性岩脉的 Au 平均含量大约为  $10 \times 10^{-9}$ 。

### 1.3 构造

本地区的主要构造格局受控于郯庐深大断裂以及由它派生出来的断裂和剪切带。破头青剪切带位于玲珑金矿田的南东缘，走向 60 ~ 75°，倾向约 135°，倾角约 35°。剪切带长数千米，宽一般 250 m，最宽可达 800 m，该断裂既是导矿构造，又是储矿构造，已探明的破头青金矿就位于其主干断裂面上。含 Au 石英脉及蚀变花岗岩产出在该剪切带壁的附近，如玲南、九曲等金矿床位于剪切带中或与主剪切面平行的断裂附近，或 2 个剪切带的交切处。玲珑断裂系位于矿区的中心部位，大致走向为 25°，断面陡，为成矿后断裂。含 Au 石英脉和一些脉岩充填于由破头青剪切带控制的脆-韧性剪切带中，呈雁行状分布。这些次一级的断裂和剪切带控制着构成此矿田的大量含 Au 石英脉，最好的例子是 108，52，55 和 10 号脉等。

## 2 矿床地质特征

玲珑金矿包括西山、大开头及九曲 3 个矿区，面积约 50 km<sup>2</sup>。有工业意义的矿脉在 70 条以上。这些矿脉走向 40 ~ 80°，大部分倾向 NW，少部分倾向 SE，倾角一般为 70 ~ 85°。矿脉的围岩全为花岗质岩石，并有大量的伟晶岩、石英脉以及辉绿岩

脉与矿脉相伴而生。不论是地表还是坑下都能观察到大量的混合岩化作用的现象，并且见到 2 期明显的混合岩化—花岗岩化作用。

区内矿体呈脉状、透镜状或不规则状产于矿脉内，走向以 NE，NNE 为主，长几米至几百米，宽 0.1 至数十米，矿脉内矿体具有侧伏性。

### 2.1 矿石特征

据矿石成因、矿石工艺性质和矿物组合，将玲珑地区金矿石划分为以下类型。

1) 氧化矿石，指出露于地表或浅部的或构造破碎带内已氧化的金矿石，其主要矿物组成是石英、褐铁矿、粘土矿物等。该类矿石在玲珑金矿田内分布局限，所占比例小，但是，对于低品位蚀变岩型金矿化的氧化矿石的开采有经济价值。

2) 原生矿石，指风化壳以下的矿石，由于区内矿化类型多，不同类型之间又存在着一定的差异，故原生矿石又依据矿石的矿物组合、组构特征、矿石工艺性质等将其划分如下几类。

少硫化物矿石，指矿石中硫化物少于 50% 的金矿石：①含 Au 石英矿石；②含 Au 黄铁石英矿石；③含 Au 黄铁绢英岩化碎裂花岗岩矿石；④含 Au 黄铁绢英岩矿石。

多硫化物矿石，指矿石中硫化物的含量大于 50%，且矿石由黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、石英和方解石等矿物组成：①含 Au 黄铁石英矿石；②含 Au 黄铁矿多金属矿石。

难选矿石，一般是指富铋、碳、砷、铜、铅、锰等矿石，玲珑矿田内没有难选矿石，但是，当矿石中富含硅且金以晶格金或负电位金存在时，金矿石的回收率较低。

矿石中金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铋矿、磁黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿、辉铜矿等；金银矿物：自然金、银金矿、金银矿、自然银、辉银矿等；非金属矿物有石英、方解石、绿泥石、云母、方解石、长石、菱铁矿等。

矿田内矿石构造有块状、角砾状、脉状（网脉）状、条带状、浸染状及片麻状等。矿石结构有浸蚀、骸晶、固溶体分离、压碎结构等。

### 2.2 矿化阶段

玲珑金矿田的成矿作用具有多期、多阶段性，根据矿石组构分析和地质作用演化，可将玲珑金矿田内的金成矿作用划分为少量金-石英-粗晶黄铁矿阶段；石英-黄铁矿阶段；金-石英-多金属硫化物阶段；金-石英-黄铁矿-碳酸盐化阶段。其中以金-石英-多金属硫化物阶段为主要矿化阶段。

2.3 围岩蚀变

围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化，其次为碳酸盐化和绿泥石化。金矿物主要为银金矿和自然金，以银金矿为主，Au/Ag 一般为 1.7~2.5。与金相伴生的金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉秘矿及银金矿等。矿石中有益组分主要是 Au，次为 Ag，S，Cu，有害组分为 Pb，Zn，As。

在容矿花岗岩中发育有不同的蚀变带，常见的有绢云母化、硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、钾长石化和绿泥石化。钾长石化和绢云母化与金成矿作用密切相关，可作为重要的标识物，不仅如此，经过这些蚀变作用的岩石还可成为矿体。钾长石化（很可能还存在钠长石化）是最初期的蚀变作用，它沿岩石裂隙形成红色的条带。钾长石化被后来的绢云母化、绿泥石化所交代、重叠。绢云母化是含 Au 黄铁矿、石英脉与花岗岩中最常见的蚀变，参与了成矿作用的全过程。矿脉附近的花岗岩中绢云母化比远离矿脉的花岗岩中要强烈。硅化在所有的热液成矿作用中都有发育，产出在脉附近及花岗岩中。

黄铁矿化通常与绢云母化及硅化共存，并与金密切相关。绿泥石化为最晚期的蚀变，叠加在所有的蚀变类型和花岗岩之上。

上述的蚀变作用范围宽阔，在分布上时有变化，但从含 Au 石英脉到花岗岩通常具有清晰的分带：钾长石化-绢云母化-黄铁矿化-绿泥石化。这些广泛的蚀变作用也表明成矿流体的成分与花岗岩相差很大，可能来源于深部，因为如果成矿流体以花岗岩为储水层的话，由于水岩相互作用，其成分已达到平衡，不可能发生很强的蚀变作用。

玲珑金矿田矿石中的金矿物主要是以金银系列矿物为主，电子探针分析结果（表 1，2）表明以银金矿为主。

由于金矿成矿作用的长期性、多期多阶段性、构造活动的叠加性和含矿热液的多次脉动，表现出矿化多次富集的特点，从表 1 中可以看出，早期金矿石中的金矿物成色高于晚阶段的金矿物，晚期多金属硫化物阶段沉淀的金矿物富含 Cu，Pb，Zn，而石英-黄铁矿阶段的金矿物则富含 Bi，贫 Cu 与 Pb。

表 1 玲珑金矿田 83 号脉不同阶段的金矿物成分

矿化阶段	w(B)/%														成色	Au/Ag
	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Te	As	S	Sb	Si	Sc	Co	Ni	Σ		
石英-黄铁矿	72.13	27.16	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.25	0.0	0.32	0.03	0.04	0.04	99.99	726.5	2.66
	78.83	20.15	0.0	0.0	0.0	0.14	0.0	0.13	0.08	0.69	0.0	0.0	0.0	100.2	796.4	3.91
	82.74	15.05	0.04	0.0	0.02	0.0	0.04	0.4	0.08	1.53	0.22	0.0	0.0	100.02	846.1	5.50
	69.82	29.30	0.0	0.0	0.0	0.12	0.0	0.14	0.0	0.52	0.0	0.02	0.0	99.92	704.4	2.38
多金属硫化物	54.18	44.15	0.64	0.25	0.12	0.0	0.0	0.34	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	100.08	549.3	1.23
	58.17	39.87	0.37	0.27	0.0	0.30	0.0	0.17	0.27	0.79	0.1	0.06	0.0	100.1	593.3	1.46

表 2 玲珑金矿区金矿物电子探针分析结果

表 2 玲珑金矿区金矿物电子探针分析结果														w(B )/%	
样号	Au	Ag	Fe	S	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Hg	As	Te	Sb	合计	Au/Ag
1	86.72	12.98	0.28	0.14	0.004	0	0.02	0.07	0.01	0.04	0.03	0.01	0	100.304	6.68
2	56.35	41.58	0.80	0.10	0.29	0	0.05	0.05	0.006	0.02	0	0.04	0	99.272	1.35
3	86.95	11.69	0.27	0.13	0.003	0	0.01	0.008	0.01	0.02	0.03	0.01	0	99.131	7.44
4	62.63	35.71	0.64	0.14	0.21	0	0.03	0	0.008	0.05	0.004	0.04	0	99.462	1.75
5	47.31	51.32	0.01	0.04	0.50	0.01	0.004	0	0	0.60	0.03	0.02	0	99.844	0.92
6	54.40	45.29	0.01	0.02	0.08	0	0.01	0	0	0.06	0.02	0.02	0	99.89	1.20
7	76.49	21.44	0.02	0.11	0.41	0.12	0.06	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0	98.71	3.57
8	79.38	19.32	0.01	0.02	0.30	0.05	0.03	0.001	0.02	0.40	0.01	0	0	99.55	4.11
9	73.56	24.56	0.21	0.13	0.64	0.10	0.04	0	0.01	0.30	0.04	0.01	0	99.40	3.00
10	79.01	20.80	0.011	0.01	0.02	0.001	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0	100.62	3.80
11	91.64	7.75	0.28	0.01	0.3	0	0.10	0	0	0.10	0	0	0	100.90	11.82
12	50.94	48.96	0.01	0.01	0.002	0	0.04	0.001	0	0.01	0	0	0	99.973	1.04

3 控矿构造

3.1 不同级别的断裂对成矿的多级控制

断裂控矿作用首先表现在不同级别的断裂对成

矿的多级控制。区域近 EW 向的老构造和 NNE 向深断裂联合控制玲珑混合花岗岩和招（远）—掖（县）金矿带的产出，而 NEE，NE，NNE 向次级断裂控制了矿脉的产出。区域构造的复合部位，有重

熔混合花岗岩形成和侵位,与断裂重熔机制有关。胶东西北部已知金矿床基本上分布在花岗岩体外围、原地交代混合花岗岩中。据统计在近 60 km 长的 EW 向成矿带内,产出大、中、小型金矿床及矿点数百处,集中了胶东地区金矿储量及产量的 90% 以上。

玲珑矿田一级构造破头青断裂 ( $F_1$ ) 和玲珑断裂 ( $F_2$ ) 均为 NNE 向招(远)—平(度)大断裂的北延部分,它们控制了玲珑金矿田的产出。

位于矿田东南部的破头青断裂 ( $F_1$ ) 略呈弧形延伸,走向 NEE—NNE,倾向 SE,倾角  $40^\circ$  左右,断裂带一般宽 100~200 m,最宽 400 m,破碎带内普遍发育多期构造透镜体、挤压片理、压碎岩及部分糜棱岩,明显地具有多次构造活动特征,蚀变矿化强烈。破头青断裂是一个重熔岩浆侵入与变质岩的接触—断裂复合构造带,破头青断裂以南以东为重熔侵位中粗粒花岗岩,其北西方向为原地交代混合花岗岩(包括片麻状黑云母花岗岩、含榴浅色中细粒花岗岩、钾长变斑片麻状花岗闪长岩),含 Au 矿脉基本上都分布在破头青断裂的西北部,而重熔侵位的中粗粒花岗岩中基本无矿。

位于矿田中部的玲珑断裂 ( $F_2$ ) 具有密集的剪破裂带性质,裂隙频度高达 26 条/m,其中包括 2 组共轭剪裂隙,产状为  $295^\circ\angle 60^\circ$  与  $105^\circ\angle 80^\circ$ ,断裂带沿此 2 组剪裂隙发育,走向  $10^\circ$  左右,倾向 SE 或 NW,倾角  $60\sim 30^\circ$ ,破碎带宽 60~120 m,其中主要为碎裂岩,曾有人认为它属于成矿后断裂,但从区域地质发展历史,构造地球化学特征,线性蚀变(钾化、绢云母化),矿化(石英-硫化物沿剪裂隙充填后又破碎)等方面分析,它是一个成矿前即已存在、成矿时及成矿后具有多次继承性叠加剪切的矿田一级控矿构造。构造地球化学资料表明它下切深度较大,叠加剪切的断层泥中深源元素组合 V, Ni, Cr 含量高出一一般花岗质岩石的 4~70 倍。

矿田二级断裂  $F_{131}$ ,  $F_{108}$ ,  $F_{55}$ ,  $F_{52}$ ,  $F_{51}$ ,  $F_{50}$ ,  $F_{10}$ ,  $F_9$ ,  $F_4$ ,  $F_{175}$  等控制了矿田内主要含 Au 矿脉的形态产状和矿液通道、流向及沉淀场所。这些断裂沿 NEE 两个方向发育,多次继承性活动特征明显,倾向 NW 或 SE,以 NW 倾向为主,倾角  $50\sim 75^\circ$ ,一般长数百至数千米,破碎带宽数米至数十米,带内碎裂岩发育,蚀变矿化强烈。

矿田三级断裂多为二级构造的平剖面上分支断裂,走向 NE—NNE,倾向 SE 或 NW,倾角  $70\sim 80^\circ$ ,一般长百米,破碎带宽常不足 1 m,带内混合

花岗岩呈碎裂状,蚀变和矿化较弱,但它与主干断裂的平、剖面交汇部位常形成富矿体。

更小规模的断裂有大量的小型增殖裂隙,控制矿化的结构和矿体内矿化的不均匀性,表现为一些更小的石英脉或黄铁矿脉的产出。

总之,从招—掖金矿带的产出,直至矿田,矿床、矿脉、矿柱的成生与分布都明显地反映了断裂对成矿的多级控制作用。

### 3.2 断裂对成矿演化的控制

玲珑金矿田主要含矿断裂具有多期次继承性活动的特点。多期断裂活动属同一构造体系,后来的构造均因衰老的构造面发生,多期次有强度、性质上的改变,但方向基本一致。成矿前和成矿期构造活动的特点,对矿化类型以及多阶段矿化的发育具有重要的控制作用。

通过地表观察和系统的坑道专门构造填图和矿物组合填图表明,矿田内主要含矿断裂在成矿前已经形成,伴随成矿过程而发展演化,成矿后又有活动。根据各种构造形迹所反映的不同力学性质,断裂与矿化、蚀变及岩脉的时间关系可划分为 3 期 7 个阶段。

3.2.1 成矿前断裂 镜下观察表明,矿田内主要含矿断裂中的构造岩大都经历了破碎-蚀变、矿化-再破碎的过程。在断裂破碎带的部分地段还保存有已为热液蚀变重新固结的成矿前断层和清晰的断层面(如 108 脉 220 及 55 脉 230 中段等处可见),它们由于后来断裂活动性质的改变而未受到再次破碎。在 NEE 向断裂中,可发现成矿前构造透镜体和挤压片理,沿挤压透镜体的轴面节理及边缘裂隙面有石英、黄铁矿细脉穿插、充填(108 脉 340Fc16、Fc38 等处),显示 NNE 向断裂具有压剪复合性质。在 NNE 向断裂中,则普遍发育有剪裂碎裂岩及部分糜棱岩,其中清晰可见石英-黄铁矿细脉沿 2 组共轭剪裂隙产出(东山 10 号脉),显示 NNE 向断裂具叠加剪切性质,构造岩岩组分析亦反映了上述特征。主要含矿断裂在成矿前的活动及性质对成矿的控制作用主要表现在 1) 呈 NEE 走向的断裂在成矿前为压性和压剪性质,不利于矿脉充填,只有在成矿期产生叠加剪切,经过复合改造,特别是局部拉张部位,才转化为矿脉充填的有利条件。因此这类断裂所控制的含 Au 石英脉膨胀狭缩,变化较大,受控工业矿体常呈断续分布。2) 呈 NNE 向的断裂在成矿前主要为剪性,在成矿期发生叠加剪切活动时,在破碎带内往往产生共轭剪裂和微张裂隙,造成含 Au 矿液呈细脉充填和浸染

交代,形成破碎带硫化物网脉型分布,矿化连续性和稳定性较好。3)成矿前所形成的含矿断裂,无论呈压剪性或是剪性特征,均有较大延长和延深,对评价矿区深部远景有重要意义。

3.2.2 成矿期断裂 玲珑金矿田具有多阶段叠加成矿的特点。4个矿化阶段的发育程度随时间演化而逐渐减弱,即第一阶段矿化广度最大,二三阶段次之,但矿化强度以第二阶段最强,构成主成矿阶段,第一、三阶段次之,第四阶段矿化的广度、强度都较弱,但矿田东部稍强。石英和黄铁矿为贯通性矿物,而金主要赋存在黄铁矿的裂隙或晶隙中。凡有第二阶段黄铁矿叠加矿化地段,均能形成较好的工业矿体。

1)主要含矿断裂在成矿期产生多次叠加剪切活动,促使含矿热液间歇性脉动上升,导致矿化的多阶段发育,不同阶段矿化叠加富集。含矿断裂叠加活动强烈部位,岩石破碎,有利于含矿热液交代充填,正是不同类型、不同阶段热液蚀变和矿化叠加的有利部位。

2)与4个矿化阶段相应的4次构造活动性质上虽然都为剪切性,但又具有一定的差异。其中第一、四阶段以压剪性为主,第二三阶段以张剪性为主。因而在以局部启张为主的 $I_2$ ,  $I_3$ 阶段构造活动局部地段矿化强度高,故第二三阶段黄铁矿和金属硫化物交代充填形成主要工业矿体和富矿柱。

3)成矿期构造应力场主压应力 $\sigma_1$ ,方向总体上均为SW—NE向,但从 $I_1$ — $I_2$ — $I_3$ — $I_4$ 阶段, $\sigma_1$ 从SWW(NEE)—SW(NE)—SWW(NEE)—SSW(NNE)方向摆动。构造应力场的这种摆动变化,可能是造成以NEE向断裂为主的西山矿床(玲珑断裂以西)和以NNE向断裂为主的东山矿床(玲珑断裂以东)在构造叠加改造变形和矿化发育程度上差异的原因之一。因为第 $I_1$ ,  $I_2$ 阶段 $\sigma_1$ 为 $243\sim 246^\circ$ 左右,与NEE向断裂的夹角小而与NNE向断裂夹角大,因而NEE向断裂有利于产生叠加剪切、局部引张和矿液充填,而第 $I_2$ 阶段 $\sigma_1$ 为 $230^\circ$ 左右,位于NEE和NNE向断裂之间,因而第二阶段石英-黄铁矿在东、西山矿床均较发育, $I_4$ 阶段 $\sigma_1$ 为 $205^\circ$ 左右,与NNE向断裂交角小,有利于产生叠加剪切和局部引张,因而以NNE向断裂为主的东山矿床,第四阶段碳酸盐类矿物明显较西山发育。根据用平面有限元法模拟成矿期构造应力场,玲珑矿田为最大剪应力值集中区。

4)成矿期构造活动以继承性为主,表现为各

阶段产物的多次叠加,但也有大量小型的增殖裂隙的产生。其产生的时间以活动性较强的第 $I_1$ ,  $I_2$ 阶段为主,其优势方向与该期次主压应力 $\sigma_1$ 方位接近,其性质多为张剪性,分布范围限于第一期构造活动所及范围之内,控制了一些小型的石英脉和黄铁矿脉。

5)成矿期的4次构造脉动性活动是能量的集中和释放的间歇性和周期性表现,而脉动的总趋势是构造活动强度逐渐减弱,相应各阶段的蚀变和矿化的发育程度也逐渐减弱。

3.2.3 成矿后构造 矿田内主要含矿断裂在成矿后还经历了至少2次以上的构造活动,其性质主要是以因袭先期构造继承性为主的压剪性活动,除东、西山矿床的差异升降所造成的破坏之外,一般对矿脉错动不大,但有压碎作用,对开拓及采掘工作带来一定影响。

### 3.3 构造岩特征

玲珑金矿破头青断裂带内的构造岩的分布有明显的规律:自断裂中心向两侧破碎程度、蚀变矿化程度越来越弱,构造变形经历了韧性和脆性变形2个阶段,并且金矿体主要赋存于断裂带下盘中,而断裂带上盘则无工业矿化。

## 4 地球化学

### 4.1 流体包裹体

4.1.1 包裹体类型 在112件样品中发现了4种不同成分类型的流体包裹体,按其数量的多少分为水溶液,  $H_2O-CO_2$ , 富 $CO_2$ ,  $CO_2-CH_4-H_2O$ 包裹体(表3)。

1)  $H_2O-CO_2$ 包裹体,室温下大多数为3相(气相 $CO_2$ ,液相 $CO_2$ 和水),但有一些只有2相( $CO_2$ 和水)。矿区西山石英脉成矿阶段II中的 $H_2O-CO_2$ 包裹体均一温度为 $280\sim 374^\circ C$ (大部分为 $340\sim 370^\circ C$ ),成矿阶段III中的 $H_2O-CO_2$ 包裹体均一温度为 $215\sim 340^\circ C$ (大部分为 $285\sim 340^\circ C$ );矿区东部脉中的 $H_2O-CO_2$ 包裹体均一温度为 $218\sim$

表3 4个成矿阶段中流体包裹体的主要数据

成矿阶段	$t_h/^\circ C$	盐度(水溶液包裹体)/%	密度(富 $CO_2$ 包裹体)/ $g\cdot cm^{-3}$	$CO_2/H_2O$
I	$270\sim 310$	$6.87\sim 4.18$		
II	$220\sim 380$	$19.28\sim 6.06$	$0.65\sim 1.02$	$0.13\sim 0.16$
III	$120\sim 340$	$18.79\sim 6.39$	$0.64\sim 1.05$	$0.13\sim 0.16$
IV	$80\sim 152$	$5.70\sim 4.06$		

358 ℃。CO<sub>2</sub> 体积分数为 10%~50% 的包裹体均一至液态 H<sub>2</sub>O 相, 有些 CO<sub>2</sub> 体积分数约 60% 的包裹体均一至流体 CO<sub>2</sub> 相。

矿区西山脉中成矿阶段 II 和 III 的 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体 CO<sub>2</sub> 熔化温度为 -59.6~-55.0 ℃, 矿区东部脉中的则为 -60.1~-48.6 ℃。数据显示包裹体 CO<sub>2</sub> 的熔化温度与纯 CO<sub>2</sub> 的熔化温度 -56.6 ℃ 或高或低, 表明有其他气体成分的存在。包裹体的低共熔点温度显示其属混有其他离子的 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系, 成矿阶段 II 和 III 中该类包裹体的冰点温度为 -15.6~-1.2 ℃, CO<sub>2</sub> 的均一温度则为 -31.5~30.5 ℃。

2) 富 CO<sub>2</sub> 包裹体, 成矿阶段 II 的富 CO<sub>2</sub> 包裹体 CO<sub>2</sub> 熔化温度为 -57.1~-50.9 ℃, 成矿阶段 III 的富 CO<sub>2</sub> 包裹体 CO<sub>2</sub> 熔化温度为 -56.9~-48.1 ℃, 细脉中则为 -57.1~-54.9 ℃; 成矿阶段 II 和 III 中富 CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度范围很宽, 为 -28.1~30.5 ℃, 在蚀变(细脉)型中则为 -25.6~30.1 ℃。经换算, 成矿阶段 II 和 III 中富 CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度对应 CO<sub>2</sub> 密度为 0.65~1.05 g/cm<sup>3</sup> (大多数为 0.65~1.04 g/cm<sup>3</sup>), 在细脉中则为 0.64~1.04 g/cm<sup>3</sup>。除密度因素外, CO<sub>2</sub> 均一温度在某一给定样品中也是可变化的, 甚至在不同的愈合裂隙中也亦然, 这些变化被认为是由于包裹体捕获时的压力变化或相分离所致。

3) CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体, 在矿区西山的 108 号脉中, 大多数 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体是在成矿阶段 III 的石英中发现的, 但也以次生包裹体出现在成矿阶段 I 和 II 中。在花岗岩(围岩)中也发现有少量的 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体, 但在成矿阶段 IV 中的方解石内未发现。大多数 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体含有不同含量的 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> 和 H<sub>2</sub>O, 根据它们的比率可以分为 1) CH<sub>4</sub>>CO<sub>2</sub>, 2) CO<sub>2</sub>>CH<sub>4</sub> 和 3) H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub> 几个亚类。该类包裹体为棕黑色, 常为不规则形或圆形, 不规则的流体包裹体中的相变更易于观察。在冷冻时, CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的第一相变温度是 -96~-64 ℃, 为 CH<sub>4</sub> 相的消失温度; 第二相变温度是 -59~-55 ℃, 为 CO<sub>2</sub> 的熔化温度; 第三相变温度是 -22.0~-20.6 ℃, 为 H<sub>2</sub>O 的最低共熔点温度。

4.1.2 不同成矿阶段及围岩中的流体 成矿阶段 I 中的包裹体主要是水溶液包裹体, 另外也有少量 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 及 CO<sub>2</sub> 包裹体。水溶液包裹体的均一温度是 270~310 ℃; 低共熔温度是 -21.9~-19.0 ℃,

表明属 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系; 其冰点温度为 -4.3~-2.5 ℃, 盐度为 6.87%~4.20%。

成矿阶段 II 中的包裹体为 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体、水溶液包裹体及富 CO<sub>2</sub> 包裹体, 见有这些包裹体共存于同一裂隙之中, 但最常见的是 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体。H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体和水溶液包裹体的均一温度为 220~390 ℃; CO<sub>2</sub> 的均一温度是 -22.1~30.0 ℃, 常见为 21.8~29.0 ℃, 相应 CO<sub>2</sub> 密度是 0.65~0.90 g/cm<sup>3</sup> (据 FLINCOR 计算)。水溶液包裹体的低共熔温度主要集中于 -25.0~-19.0 ℃, 表明其属于 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系, 并可能含有 Ca, Mg 等二价阳离子; 其冰点温度为 -15.6~-2.4 ℃, 盐度为 19.2%~4.1%。由于主要包裹体类型为 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体, 且其与水溶液包裹体及富 CO<sub>2</sub> 包裹体共存, 因此本阶段的流体属于 NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 体系。

成矿阶段 III 流体包裹体: H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, 富 CO<sub>2</sub> 和水溶液包裹体, 有时水溶液包裹体中含有一个子矿物, 主要为 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 和富 CO<sub>2</sub> 包裹体。H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体和水溶液包裹体的均一温度为 120~340 ℃, 水溶液包裹体的盐度是 4.40%~18.80%, H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体和富 CO<sub>2</sub> 包裹体的 CO<sub>2</sub> 密度是 0.64~1.05 g/cm<sup>3</sup>, 该阶段流体属 NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-(CH<sub>4</sub>) 体系。

成矿阶段 IV 内只有水溶液包裹体这一种类型产于方解石和石英中, 为低温低盐度流体, 其均一温度为 85~152 ℃, 盐度为 4.1%~5.7%, 低共熔点温度为 -22.0~-20.1 ℃, 表明其属于 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系。

4.1.3 花岗岩和蚀变岩型金矿中的流体 花岗岩中有 4 类流体包裹体: 水溶液, H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>, 富 CO<sub>2</sub> 及含子矿物包裹体, 产出在切割石英颗粒边界的愈合裂隙内, 或呈不规则的三维群状出现, 因此是次生的。花岗岩内的包裹体与脉中的相似, 但大多数为水溶液包裹体。蚀变花岗岩中的包裹体也有发现, 如与绢云母化有关的包裹体。它们是水溶液和 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体, 在石英中沿绢云母的延展方向呈线状展布, 或存在于与绢云母同生的石英中。花岗岩中水溶液包裹体的均一温度是 90~380 ℃, 低共熔点温度为 -36.0~-21.0 ℃, 冰点温度是 -16.0~-0.9 ℃ (盐度为 19.6%~1.6%); H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度是 140~380 ℃, CO<sub>2</sub> 的熔化温度为 -57.1~-50.5 ℃, 表明除 CO<sub>2</sub> 外, 还有其他气体成分, CO<sub>2</sub> 的均一温度是 -22.0~30.2 ℃, 绝大

多数包裹体均一至液态  $\text{CO}_2$  相,  $\text{CO}_2$  的密度为  $0.65 \sim 0.99 \text{ g/cm}^3$ 。

蚀变岩型脉中水溶液包裹体的均一温度为  $120 \sim 370^\circ\text{C}$ , 且都均一至液相; 蚀变花岗岩及细脉中水溶液包裹体的冰点温度为  $-14.0 \sim -2.0^\circ\text{C}$ , 盐度为  $17.92\% \sim 3.73\%$ ; 低共熔点温度为  $-34.0 \sim -21.1^\circ\text{C}$  (多为  $-22.0 \sim -21.1^\circ\text{C}$ ), 表明水溶液的主要成分是  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  体系, 但其中混有其他离子。细脉中包裹体的  $\text{CO}_2$  熔化温度为  $-57.1 \sim -54.9^\circ\text{C}$ ,  $\text{CO}_2$  的均一温度  $\text{H}_2\text{O-CO}_2$  包裹体为  $-26.8 \sim 29.2^\circ\text{C}$ , 富  $\text{CO}_2$  包裹体为  $-25.6 \sim 30.1^\circ\text{C}$ , 对应的  $\text{CO}_2$  密度是  $0.65 \sim 1.05 \text{ g/cm}^3$  (多为  $0.65 \sim 0.75 \text{ g/cm}^3$ )。

## 4.2 氢、氧、碳同位素研究

4.2.1 氢、氧同位素 因为在含氧矿物中流体包裹体包含的水会与该矿物发生氧同位素交换, 从而改变流体中的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  值, 以致所测定的包裹体水的氧同位素组成不能反映原始成矿热液的  $\delta^{18}\text{O}$  值。选择主成矿期的含 Au 黄铁矿, 测定它们包裹体水的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值, 以期更准确地反映成矿流体的氢、氧同位素组成。

含 Au 黄铁矿、石英及相应岩石石英流体包裹体氢、氧同位素见表 4。含 Au 黄铁矿中值较低,  $\delta$

值变化范围为  $-1.4\% \sim 7.2\%$ 。

将矿物包裹体水的  $\delta\text{D}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  值一同投影于  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  关系图上, 其成矿流体的氢、氧同位素组成可以用大气降水与围岩的氢、氧同位素交换以及初始大气降水的混入来解释。玲珑金矿具有多阶段演化的特点, 早期成矿流体的  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  位于  $250^\circ\text{C}$  大气降水演化曲线附近,  $\text{W/R}$  值为  $0.005 \sim 0.01$ ; 晚期成矿流体的  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  位于  $300^\circ\text{C}$  大气降水演化曲线附近,  $\text{W/R}$  值为  $0.001 \sim 0.005$ 。在  $\text{W/R}$  值小于  $0.05$  时, 成矿流体在数量上会少于  $\text{W/R}$  值较大时的数量, 此时初始大气降水的再混入会使成矿流体的氢、氧同位素组成向大气降水的氢、氧同位素组成位置方向漂移。对 9 个具代表性样品中的流体包裹体做了稳定同位素分析, 其中第 1 组 (6 个样品) 采于矿区西部的 108 号脉, 为典型的石英脉型; 第 2 组 (3 个样品) 采于矿区东部的 10 号脉, 为蚀变岩型。每组样品包括从成矿阶段 I 至 III 的石英和黄铁矿。可见从成矿阶段 I 到 IV, 不断有大气降水加入。

总之, 玲珑金矿的成矿流体主要来源均为大气降水, 并可能混有一定数量的混合岩化、重熔岩浆热液等。

4.2.3 碳同位素  $\delta^{13}\text{C}$  由 Waterloo 大学地质系分析, 所用样品是成矿阶段 IV 中的方解石。 $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-4.41\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-19.46\%$ 。李兆龙等曾报道过成矿阶段 IV 中方解石的 C 和 O 同位素,  $\delta^{18}\text{O}$  为  $10.11\% \sim 11.73\%$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  为  $3.91\% \sim 5.4\%$  (表 4)。这些数据表明, 与金成矿有关的流体主要是岩浆来源, 混有大气降水。

# 河北东坪超大型金矿

## 1 地质背景

东坪金矿位于华北地台二级构造单元燕山沉降带与内蒙地轴结合处南侧, 北距尚义—崇礼—赤城 EW 向深大断裂约  $10 \text{ km}$ , 断裂以北为内蒙地轴, 以南为燕山台褶带。其间还包括小营盘、水晶屯、后沟、中山沟、张全庄、金家庄、韩家沟、响水沟等金矿床以及许多金矿点 (图 1)。区内地层在尚义—崇礼—赤城深大断裂之南为太古宇桑干群, 是一套遭受强烈混合岩化的角闪岩相→麻粒岩相变质岩。南缘分布有中元古界长城系。桑干群划分成 5

组, 依次为西葛峪组 (一套暗色麻粒岩, 斜长片麻岩及混合岩); 水地庄组 (片麻岩); 花家营组 (浅色麻粒岩); 涧沟河组和艾家沟组。原岩恢复表明这是一套由中基性火山岩、基性侵入岩、次火山岩、中酸性火山岩、火山碎屑岩, 陆源碎屑岩和化学沉积岩。花家营组中的基性麻粒岩全岩  $\text{Rb-Sr}$  等时线年龄为  $(2790 \pm 155) \text{ Ma}$ 。桑干群的 4 个岩性组中, 下 2 个组含金平均值为  $1 \times 10^{-9}$  左右, 低于地壳平均金含量, 而上 2 个组金的含量平均也只有  $7 \times 10^{-9}$ , 略高于金的地壳丰度。桑干群不仅经过高度的变质作用, 而且遭受了强烈的混合岩化。许

表 4 玲珑地区的  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  数据

样 品	矿 物	$\delta^{18}\text{O}/\%$	$\delta^{13}\text{C}/\%$	$\delta\text{D}/\%$	$\delta^{18}\text{O}/\%$
石英脉	石 英	12.5~13.8		-58~-93	-5.04~4.1( $\text{H}_2\text{O}$ )
	方解石	10.11~11.73	3.91~5.4		
	方解石	-19.46	-4.41		
玲珑花岗岩	全 岩	9.4~11.6			
	石 英	12.1~12.4		-78.7~-80.7	9.4~10.9

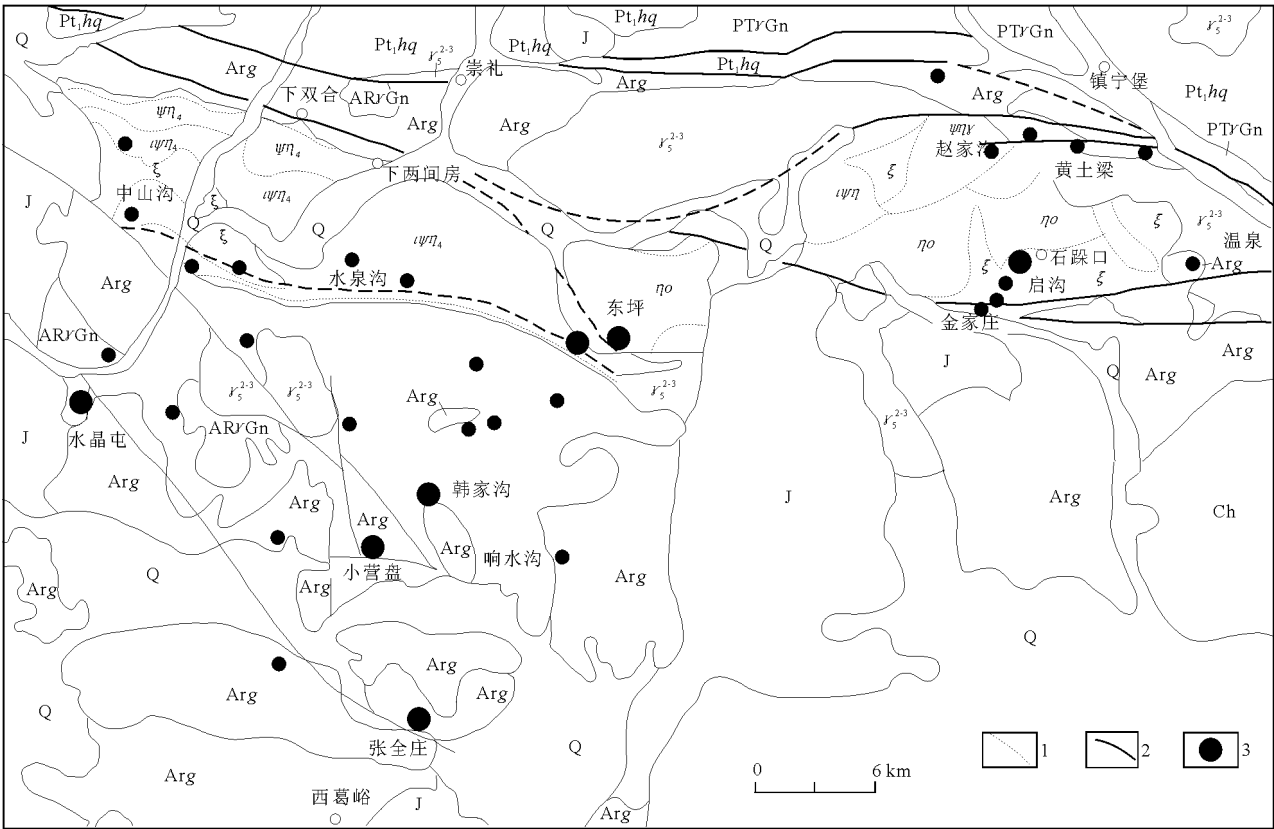


图 1 东坪地区金矿地质略图 (据河北地质三队修改)

Q—第四系；J—侏罗系；Ch—长城系；Pt<sub>1</sub>hq—古元古界红旗营子群；Arg—太古宇桑干群； $\gamma_5^{2-3}$ —燕山期花岗岩； $\varphi\eta_1$ —华力西期角闪二长岩； $\psi\eta_1$ —华力西期辉石角闪二长岩； $\eta_1$ —华力西期石英二长岩； $\varphi\eta\gamma_1$ —华力西期角闪二长花岗岩； $\xi_1$ —华力西期正长岩；PT $\gamma$ Gn—元古宙辉石岩；PT $\gamma$ Gn—元古宙花岗片麻岩；AR $\gamma$ Gn—太古宙花岗片麻岩；1—二长岩体边缘混合岩化带；2—剪切带；3—金矿床

多混合岩中金的含量高于其地壳平均值数倍。在这个地区有数百条含 Au 的和不含 Au 的石英脉，约有 95% 分布在桑干群中，尤其是在花家营和涧沟河组交界部位的上下层位中。

该区的 EW 向断裂带以尚义—崇礼—赤城深大断裂带为代表，长 200 km，宽 1~5 km。由密集排列的剪切带、破碎带和糜棱岩带所组成。断裂面大致呈 N 倾，两侧分布有一系列时代不同大小不一的基性、超基性岩体。地球物理重力场推算该断裂已深切在莫霍面之下，自太古宙以来长期频繁活动，构成了一个大规模的韧性并叠加有脆性变形的剪切带。在其两侧派生出不同期次、不同变形特点的剪切带构造体系。它们控制了大规模多期次的岩浆活动、混合岩化及金的成矿作用。东坪地区的金矿床基本上都沿着这条深大断裂的次一级剪切带，尤其是南侧派生的剪切带分布。

该区与金矿有关的次级较大规模剪切带主要有 2 组：近 EW 和 NW 向剪切带，这些剪切带有一个共同的特点就是产状很陡，表现出逆向剪切的某些特点。近 EW 或 NEE 向的剪切带主要有二堡子—赵家沟，三间房—枯杨树—沃麻坑，金家庄—后沟

和水泉沟—东坪剪切带，它们控制了东坪、后沟、金家庄、赵家沟、黄土梁、中山沟等金矿床的分布。NW 向剪切带有 2 条，位于北边的韩家沟—小营盘—谷咀子剪切带，南部的是张全庄—常峪口—水晶屯剪切带。他们控制了小营盘、韩家沟、张家庄等金矿床。上述剪切带长 10~50 km 不等，均分布在离尚义—赤城—平泉—北票深大断裂南部约 40 km 的范围内 (图 1)。

区内岩浆活动比较强烈，有元古—太古宙、华力西和燕山期 3 个时代的侵入体，这些侵入体受到上述剪切带和断裂控制，主要岩体分布于尚义—崇礼—赤城深大断裂的南侧。在这 3 个时代的侵入岩中，最重要的是水泉沟—大南山碱性杂岩体，东坪、后沟、中山沟等金矿均产于其中。水泉沟—大南山二长岩碱性杂岩体 EW 向延长约 55 km，SN 宽 5~8 km，面积 280 km<sup>2</sup>，该岩体赋存于桑干群涧沟河组的透辉石角闪斜长变粒岩、片麻岩、斜长角闪岩、二辉麻粒岩和混合岩中，岩体与围岩一般无截然界线，常呈过渡接触。该岩体由角闪二长岩、辉石角闪二长岩、石英二长岩、正长岩、角闪二长花岗岩、辉石闪长岩和霓辉正长岩所组成。北京大学



用 K-Ar 法同位素年龄测定岩体的时代为 266 Ma, 认为是华力西期的产物。但有人认为是由桑干群经混合岩化而形成。

本区金矿主要产在水泉沟杂岩体和桑干群花家营和涧河沟组中, 均受区域性的剪切带和由它派生的次一级剪切和断裂所控制。包括由脆-韧性剪切带控制的, 呈雁行状排列的石英脉, 由共轭剪切形成的共轭脉, 由高角度的逆向剪切派生出来的张裂面。该区已发现大约 50 处金矿床和金矿化点。

## 2 矿床地质

### 2.1 矿体特征

东坪金矿位于水泉沟二长岩体中 (图 2), 受 EW 向的东坪剪切带及其派生的次一级剪切、断裂构造所控制。这些构造主要有 3 组: 走向 NNE, 倾向 NW, 倾角  $35^{\circ} \sim 55^{\circ}$ ; 走向 NW, 以及走向 NE, 倾向 NW, 倾角  $40^{\circ} \sim 75^{\circ}$ 。这些构造中充填了黄铁石英脉和蚀变岩型金矿床。

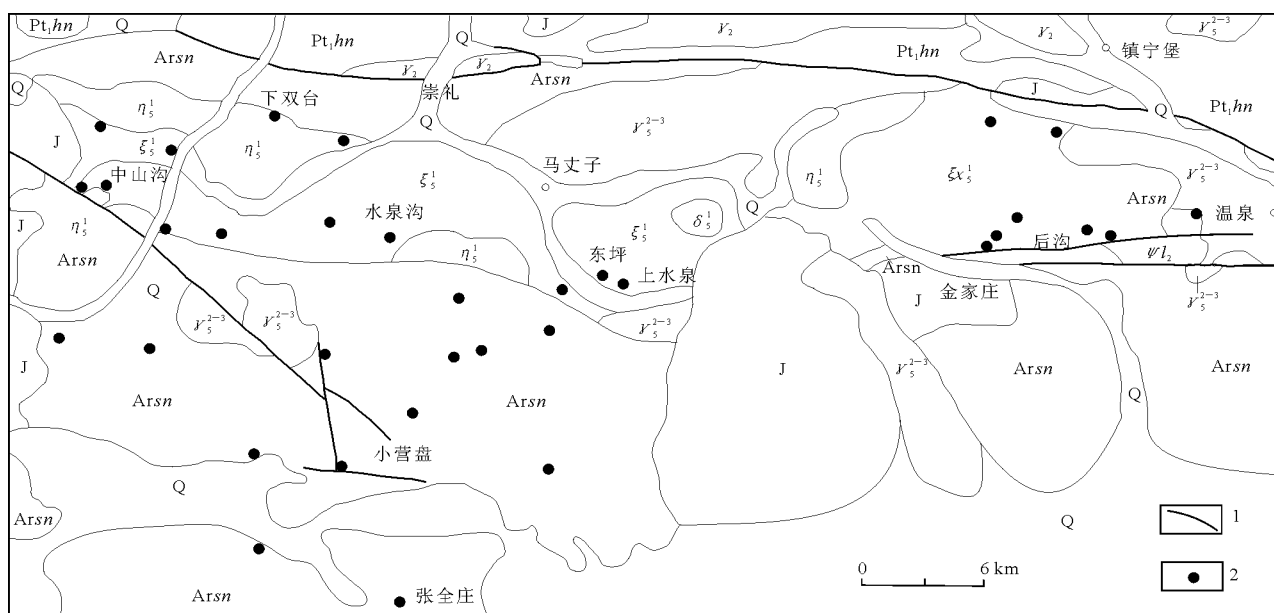


图 2 水泉沟杂岩体及其金矿床地质简图

Q—第四系; J—侏罗系; Pt, hn—古元古界红旗营子群; Arsn—太古宇桑干群;  $\gamma_5^{2-3}$ —燕山期花岗岩;  $\delta_5^1$ —印支期辉石闪长岩组合;  $\eta_5^1$ —印支期角闪二长岩组合;  $\xi_5^1$ —印支期正长岩组合;  $\xi_5^1$ —印支期碱长正长岩组合;  $\phi_2$ —元古宙辉石岩;  $\gamma_2$ —元古宙花岗片麻岩; 1—断裂带; 2—金矿床 (点)

在东坪矿区可以见到典型的脆-韧性剪切带。剪切带可以是韧性的, 可见糜棱岩, 也可以是脆性的, 呈透镜状, 也可以是脆-韧性的。石英脉可沿剪切带及其次一级的张裂隙充填, 或者形成蚀变带型金矿床。在显微镜下, 也可以见到黄铁石英脉沿剪切裂隙充填的情况。亦即从宏观 (几 km 至几十 m) 到微观 (1 mm) 均可见到剪切带控制金矿的形成。

在剪切带的控制下, 东坪矿区形成 2 种矿体类型: 黄铁石英脉型和蚀变岩型, 其中 1 和 70 号矿体属于蚀变岩型。2 和 22 号为石英脉型, 这种石英脉有时不只是一条大石英脉, 而是一群脉, 沿走向延伸数百米, 厚几十厘米, 向下延伸数十米到 200 m 左右。剪切带一般位于石英脉上盘, 或者石英脉充填于 2 个剪切带之间的次一级构造中。

### 2.2 矿物特征

非金属矿物以石英和钾长石为主, 其次有钠长石、绢云母、绿帘石、方解石、重晶石和高岭石等。金属矿物含量一般小于 5%, 最常见的为黄铁矿, 其次为镜铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿; 微量的有自然金、黝铜矿、自然碲及碲化物 (碲金矿、碲铅矿、碲铋矿) 等。自然金颗粒较大, 最大达 5 mm, 常见明金, 成色为 937~990, 平均 968 (12 粒)。主要载金矿物为石英、黄铁矿、镜铁矿、黄铜矿和碲金矿等。

金矿物常见形态有不规则粒状、叶片状、棱角状、麦粒状、树枝状、水滴状、细脉状、蠕虫状等。金矿物的赋存状态有 3 种: 裂隙金、晶隙金和包裹体金。

与其他类型的金矿床相比, 本区金矿床的一个普遍特点是金矿物成色较高 (表 1)。这可能与成矿溶液中 Au/Ag 较高, 且有足够的氯有关。

表 1 金银矿物电子探针分析结果

w (B) /%

样品号	矿物名称	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Te	总量	Au/Ag	成色	产地
89—125	自然银	0	98.38	0	0.52	0.19	0	99.09			中山沟
89—138	自然金	89.15	8.78	0.17	0.29	0.07	0.53	98.99	10.15	910	下双台
89—225	自然金	91.29	7.4	0.21	0.04	0.05	0.78	99.77	12.34	925	大青山
89—156	自然金	93.51	4.45	0.27	0.39	0.17	0.47	99.26	21.01	954	东 坪
89—149		96.16	2.25	0.05	0.14	0.27	0.54	99.41	42.74	977	
89—139		96.59	0.97	0.11	0.71	0.54	0.37	99.29	99.57	990	
89—152		94.28	3.02	0.57	0.23	0.60	0.39	99.09	31.22	969	
89—204		92.28	4.81	0.11	0.05	0	0.06	97.31	19.19	950	
89—197	碲金矿	42.51	0.63	0	0.02		55.34	98.50	67.48		
89—289	银金矿	67.32	29.77	0.53	0.71	0.54	0.36	99.23	2.13	693	金家庄
90—66—2	自然金	96.48	1.70	0.35	0.04	0.12	0.44	99.44	56.75	983	后 沟
90—66—1		95.74	1.9	0.27	0.50	0.32	0.44	99.17	50.07	981	

据 K-Ar 同位素测试年龄为 216.50~173.91 Ma, 说明该岩体为印支—燕山期。

2.3 围岩蚀变

2.3.1 蚀变类型 围岩蚀变主要为钾长石化和硅化, 此外, 还有钠长石化、绢云母化、伟晶岩化、碳酸盐化、绿帘石化等。其中, 强烈的钾长石化是主要特征, 钾长石化可分为 3 期。第 1 期为面型蚀变, 形成的钾长石颗粒粗大, 蚀变波及整个矿区。第 2 和第 3 期钾长石化均呈线性蚀变, 第 2 期呈砖红色致密状分布于乳白色石英脉外侧, 第 3 期呈肉红色中细粒, 主要分布在灰—灰白色石英脉发育处, 尤其是石英脉呈网脉状、复脉状地段。后 2 期的钾长石化蚀变岩往往构成金矿石。而第 1 期面型钾长石化与其后的钠长石化(交代早期的钾长石)、伟晶岩化可能与岩浆期后的自交代作用有关。

黄铁矿化亦是本区重要的蚀变类型之一, 主要呈浸染状或不规则条带状分布于石英脉中, 也呈细脉浸染状分布于钾长石化蚀变岩中。黄铁矿含量较高(可达  $2\,750.2\times 10^{-6}$ ), 与金矿化关系密切。黄铁矿既产于脉中又分布于围岩之中, 表明了黄铁矿化与金的沉淀具有密切的时间关系。

钠化往往与钾长石化伴随发生, 其强度和规模远不及钾长石化。钠长石呈细粒集合体产出或交代其他长石呈净边分布, 钠化在近矿脉处最强, 远离矿脉则变弱。

根据蚀变岩组构的研究确定蚀变矿物的顺序: 绢云母→正长石→微斜长石(I)→钠长石→微斜长石(II)→硫化物→石英→方解石。

2.3.2 空间分布特征 蚀变岩受构造控制明显, 蚀变带往往平行脉体或裂隙分布, 但裂隙构造交汇处蚀变带为不规则状。

不同期次石英脉穿插现象明显, 反映了热液活动的多阶段性。不同期次热液活动产生了大致相同

的蚀变产物, 说明成矿热液活动的相对稳定性。蚀变规律研究表明, 由矿脉向外 SiO<sub>2</sub> 依次降低, 而烧失量(Los)增大, SiO<sub>2</sub>/Los 值由矿脉向外依次为 1 698→259→97→84; Na/Al 值依次为 0.65→0.61→0.57→0.45; K/Al 值为 0→0.69→0.65→1.06→0.74; S/Fe 值为 0.31→0.28→0.078→0.04; CO<sub>2</sub>/MgO+CaO+FeO 在矿脉处为 0, 远离矿体的蚀变岩中较高。蚀变参数的变化规律反映了在矿脉处(石英硫化物脉)硫化和钠化最强, 在外蚀变晕中主要分布有碳酸盐化, 而在矿体的外围近矿脉处钾化较强。

蚀变岩石的微量元素特征表现为矿脉处 Au, Ag, Sb, Tl, As, Cr, Co, Ni, Pb 较高, 远离矿脉则 Zn, V, Sc 较高, Au/As 值由矿脉向外依次降低。

区内元素的相关分析表明, Au 的富集与 S/Fe, Na/Al, SiO<sub>2</sub>/Los 和 Cu, Pb, As, Sb, Co, Te 呈正相关, 与 K/Al 值呈负相关。Au 与 S/Fe 值和 Na/Al 值的相关系数为 0.591 8 和 0.791 6, 与 K/Al 值的相关系数为 -0.919 7。蚀变参数与金矿化的密切相关和空间分布特征表明钾化可作为本区的找矿标志。可应用 K/Al 值的最高点与 Na/Al 值的最低点的对应关系圈定矿体。

2.3.3 蚀变作用地球化学 一般认为 Ti, Zr, Al, Nb, Y 在蚀变过程中是惰性的, 蚀变过程中质量的变化与原岩中某惰性组分的浓度成正比(Maclean, 1987)。据此计算出蚀变过程中组分的变化, 由表 2 看出, 在硫化物石英脉中, K, Na 为带出元素, Fe, Ca, Mg, Si 为带入元素; 在近矿蚀变岩中, Si, Mg, Na 为带入元素, K, Fe, Ca 为带出元素; 在远矿蚀变岩中, Ca, Mg, K 为带入元素; Si, Na 具有局部带出的特点而 Fe 为带出元素。

表2 东坪金矿区蚀变过程中组分的净得失  $w(B)/\%$ 

成分	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	FeO
石英脉	27.28	12.9	16.5	9.61	-4.86	-2.0	7.01
近矿蚀变围岩	15.48	-7.5	0.17	-0.83	-0.89	0.56	-0.15
远矿蚀变围岩	3.27	-0.13	0.42	-1.14	0	1.2	-0.7
近矿蚀变围岩	-1.67	0.24	0.83	-1.85	0.74	1.72	-0.96
远矿蚀变围岩	0.73	0.99	0.092	-0.53	0.64	-0.78	-0.11

蚀变过程中 Ca 的丢失是由于富钙的斜长石被交代的结果,而 Mg 和 Ca 的局部带入是绢云母化和碳酸盐化的结果。蚀变过程中铁在硅化带中的丢失和在硫化物脉以及细脉中的净获得,反映了铁的惰性,是局部再分配的结果。黄铁矿与含铁硅酸盐交代或交代铁的氧化物,说明了热液中的硫与围岩反应产生了蚀变岩中的黄铁矿。这种原生含铁矿物的硫化作用,是中温热液金矿床的特征。SiO<sub>2</sub> 在蚀变带中净获得可能是硅化细脉存在的原因,而在蚀变中净丢失是钠化过程中去硅的结果。Bohlke (1989) 指出,火成岩中石英在与矿化有关的钠化期间从花岗质围岩中被淋滤。

伴随常量元素的变化,微量元素也发生了不同程度的变化。与未蚀变的原岩相比,蚀变岩石的 Sr, Ba 较低而 Pb, Cu, Au, Ag 较高,近矿蚀变岩的 Te, Ag, Cr, Co 较高而远矿蚀变岩则 Zn, Rb, Sr 较高。

2.3.4 蚀变温度 热力学资料表明,即使在较高的  $a_{Na^+}/a_{K^+}$  值下,微斜长石也较钠长石更有利于在低温条件下形成,但随着温度增高和  $a_{Na^+}/a_{K^+}$  值增高,钠长石则更趋向于稳定 (Senderow, 1973)。本区蚀变矿物主要为微斜长石,而非奥长石,说明了蚀变温度低于 400 °C。在大于 400 °C 时,斑铜矿的钾质蚀变以奥长石为主 (cf. Rose, 1970),低于 400 °C 时则微斜长石和钠长石是稳定的 (Senderow, 1973)。

钾化蚀变带中测温结果为 320~360 °C,与蚀变组合的温度标志一致。成矿与围岩蚀变关系密切,早期富 K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Si, CO<sub>2</sub> 和 S 的成矿流体交代同熔成因的角闪二长岩 ( $Au=12.4\times 10^{-9}$ ),使其中的 Au 活化而溶合进入溶液,同时形成早期的面型钾交代作用,使角闪二长岩体具有不同程度的钾长石化,形成了斑杂状的角闪正长石,石英二长岩和正长岩 ( $Au=5.4\times 10^{-9}$ )。Au 在溶液中主要以  $M[AuCl_2]^-$  和  $Au[HS]_2^-$  形式存在迁移, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> 等作为补偿离子存在于溶液之中。当含有 K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Si, CO<sub>2</sub>, S, Cl 和 Au 的成矿流体进入裂隙

扩容带时,使成矿系统从封闭、半封闭状态变成开放和半开放状态。由于压力的突然降低, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S 等挥发分的逸出,致使溶液中  $Au[HS]_2^-$  溶解度降低;或使流体的  $f_{O_2}$ , pH 增大,从而导致  $Au[HS]_2^-$  和  $AuCl_2^-$  的溶解度迅速降低。另一方面, H<sub>2</sub>S 的分馏使方解石的饱和线向更高的 pH 和  $f_{O_2}$  的方向迁移,因此形成含 Au 石英脉。与此同时成矿流体交代围岩,形成钾长石英脉和钾化蚀变岩。

根据切割交生关系及镜下观察,热液活动可以划分为 5 个阶段。Ⅰ乳白色石英-钾长石-黄铁矿阶段,石英以乳白色、粗粒、油脂光泽为特征,与其共生的黄铁矿呈粗粒,立方体晶形。该阶段金矿化较弱,均一温度为 270~340 °C。Ⅱ镜铁矿-自然金-石英阶段,为金的主要成矿阶段,自然金分布于镜铁矿和石英的裂隙中,镜铁矿集合体呈束状或放射状。Ⅲ多金属硫化物-自然金-石英阶段,为金矿化的最主要成矿阶段,石英呈灰白色、中细粒、半透明。黄铁矿呈细脉状、团块状。碲化物亦在此阶段产出,但较硫化物略晚,均一温度为 240~285 °C。Ⅳ灰色玉髓状石英-黄铁矿阶段,石英以灰色、黄灰色致密玉髓状为特征,结晶极差,常分布在成矿期石英脉的两侧,宽度一般为 5~20 cm,中间往往有黄色条带,在矿体尖灭处及 70 号脉较为发育,此阶段金矿化较弱,均一温度为 185~210 °C。Ⅴ碳酸盐-重晶石阶段,以碳酸盐-重晶石脉的形式沿裂隙贯入,切穿所有早期形成的石英脉。碳酸盐矿物主要有方解石和白云石等,重晶石充填在方解石及白云石的裂隙中,此阶段没有矿化,均一温度为 150~185 °C。

### 3 矿田构造

区内太古宇地层总体走向近 EW,按地层的新老层序和分布关系,确定一级 EW 向背斜和向斜的位置,东坪金矿位于中部 EW 向向斜的南缘。

本区发生过 3 次大的构造运动,各期的构造方向、构造样式不同,现按先后序次叙述如下。

#### 3.1 EW 向构造

在 SN 挤压应力下岩层发生变形,产生宽缓的褶皱。这期变形在矿区外围保存较好,在矿区内部多被后期构造改造肢解,局部可见残留的中小型宽缓褶皱。与这期变形相伴出现有早期岩石的钾化和绿帘石化,钾化分布规律不明晰。

#### 3.2 NNW 向构造

以褶皱和劈理化带的形式出现,褶皱呈紧密挤压状,轴面走向 NNW,轴面劈理发育。在应力作用下,岩石中的组分分异,沿劈理形成石英分异条带岩,简称复脉,即区内 NNW 向劈理密集带。由于同期褶皱在空间的重复再现,因而受褶皱轴部控制的劈理化带在空间也产生等距再现的分布。

### 3.3 平缓构造

它是在向上的地壳抬升力与向下的岩石重力作用下形成的,主要以尖棱、紧密挤压褶皱和剪切带的形式叠加在先期构造之上。褶皱轴面走向近 EW,倾角  $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 。当尖棱褶皱叠加在先期劈理化复脉带上时,尖棱褶皱群沿走向和倾向构成膝折带的样式。膝折带的走向 NE,倾向 NWW。

与尖棱褶皱或膝折带相伴的有 NE 向剪切带,在剪切应力集中的部位产生含 Au 剪切石英脉。剪切带早期为韧性,后期转化成脆性断裂。由于脆性断裂的叠加,使韧性剪切脉被掩盖,因而显示出脆性断裂控矿的假象。

该剪切脉带是由尖棱褶皱和剪切脉体联合构成的剪切构造群体,一般长者可达千余米,宽数十米,延深约数百米。当早期 NNW 向劈理化带被 NE 向剪切改造,这两者联合势必加大了脉(矿)带的宽度,有利于金的进一步富集。

由于硅质的迁移能力大于钾质,因而在应力作用下硅质迁移到褶皱转折端处,聚集成马鞍状或尖棱状石英脉体。钾质则聚集在转折端处石英脉体的内侧,形成钾化蚀变岩带,一些相对惰性的钠质等硅酸盐组分则保留在褶皱体内部。在褶皱翼部由于剪切作用,出现剪切分异的石英单脉。石英单脉两侧岩石剪切构造形迹很清楚,并出现含 Au 钾化蚀变岩带。

剪切带内岩石具动力变质岩的特有结构,表现为 1) 矿物发生粒内滑动,引起塑性变形,如波状消光、变形纹、变形带、亚颗粒构造等。2) 产生塑性变晶结构,如矿物压扁、拉长。3) 应力应变导致矿物碎裂至糜棱岩化,同时出现有动态重结晶。这在石英单脉和钾化蚀变岩中普遍存在。

### 3.4 脆性构造

区内脆性断裂和裂隙比较发育,在基底褶皱的不同部位产生的断裂性质和形式不同。在背斜轴部出现交叉共轭断层;在褶皱翼部多出现雁列式裂隙。这些裂隙的存在,为后期热液活动提供了空间。如早期韧性石英脉内常见有后期叠加的梳状石英脉和石英晶洞,就是剪切带内裂隙系统中的热液充填产物。

## 4 地球化学

### 4.1 稀土元素

未蚀变的二长岩的稀土元素配分模式具有中等的负倾斜, Eu 负异常不明显。与其相比,早期钾化的样品具有较小负 Eu 异常,轻稀土含量增大,重稀土降低,轻重稀土比值  $2.7\sim 9.0$ ,近矿脉处的钠化、钾化较强的样品, Eu 负异常十分明显,轻、重稀土含量都降低,但轻、重稀土比值略有上升。在空间上由矿脉向外  $\Sigma\text{REE}$  增高,轻稀土含量增高,重稀土含量下降, Eu 负异常变小,而 Ce, Tb, Tm 异常增大。蚀变样品中较低的 Eu 负异常,可能与原岩中的斜长石被微斜长石和钠长石等矿物交代有关。而脉体和强蚀变的样品中低 Eu 含量和稀土总量也与成矿流体本身低的稀土含量和强烈亏 Eu 有关。早期钾化蚀变样品中轻稀土含量的增高和重稀土含量的降低,是由于二长岩中的高中稀土和重稀土的锆石、榍石、磁铁矿、黑云母等副矿物经蚀变后消失,并代之出现了富轻稀土的帘石的结果。流体包裹体研究表明,成矿流体具有较高的  $\text{CO}_2$  含量,它们可作为重稀土的迁移媒介。

### 4.2 氢、氧同位素特征

该区含 Au 石英脉的氧同位素  $\delta^{18}\text{O}$  为  $11.88\text{‰}\sim 16.88\text{‰}$ ,据包裹体测温资料和贝克尔经验公式计算的与脉石英平衡的矿化流体的  $\delta\text{D}$  为  $6.18\text{‰}\sim 10.26\text{‰}$ 。与矿区不同岩体的氧同位素对比表明,脉石英的氧同位素更高,说明了成矿流体的氧没有被赋矿围岩所缓冲。

含矿石英脉包裹体水的  $\delta\text{D}$  为  $-86.3\text{‰}\sim -79.8\text{‰}$ ,极差  $6.5\text{‰}$ ,这种较小的变化区间说明了成矿流体具有较一致的来源。将其投在  $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$  图上均落入岩浆水的范围,说明流体的岩浆成因。

蚀变钾长石包体水的  $\delta\text{D}$  为  $-102.5\text{‰}\sim -125.1\text{‰}$ ,与第三纪的大气水一致,反映成矿过程中远离矿体有天然水的混和。

### 4.3 流体包裹体特征

4.3.1 一般特征 东坪金矿的流体包裹体比较发育,在室温下划分出下面几种类型:气体包裹体,液体包裹体和含液相  $\text{CO}_2$  的三相包裹体。矿区内常见沸腾包裹体群。

包裹体的形态为椭圆形,负晶形和不规则形。包裹体以  $5\sim 10\text{ }\mu\text{m}$  为主,个别  $15\sim 30\text{ }\mu\text{m}$ ;流体包裹体的充填度为  $0.85\sim 0.90$ ,常呈不规则形分布或成群分布。

4.3.2 成分特征 石英包裹体的成分测定表明, 气相成分以  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  高为特征, 含有一定量的  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2$ 。其中  $\text{H}_2\text{O}$  的摩尔数为  $12.67 \sim 37.3$ ,  $\text{CO}_2$  为  $1.27 \sim 4.68$ ,  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  为  $20.26 \sim 66.59$ ;  $\text{CH}_4$  的摩尔数为  $0.032 \sim 0.053$ ; 在液相成分中, 阳离子主要为  $\text{K}^+$  和  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  为  $0.09 \sim 0.66$  摩尔,  $\text{Na}^+$  为  $0.16 \sim 1.726$  摩尔, 分别占阳离子总数的  $50.15\%$  和  $45.99\%$ 。阴离子以  $\text{Cl}^-$  和  $\text{CO}_3^{2-}$  为主,  $\text{SO}_4^{2-}$  次之,  $\text{Cl}^-$  为  $0.07 \sim 2.165$  摩尔,  $\text{SO}_4^{2-}$  为  $0.347 \sim 0.013$  摩尔, 流体成分的  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  值为  $0.27 \sim 6.93$ , 平均  $1.73$ ,  $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  值为  $0.18 \sim 2.47$ , 平均  $0.98$ ,  $\text{F}^-/\text{Cl}^-$  为  $0.06 \sim 0.69$ 。不同成矿阶段的流体成分 (表 3) 表现为成矿主期的  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}$  和  $\text{K}/\text{Na}$  较高, 反映了成矿与  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  和碳质成分活动有关。

表 3 东坪矿区不同矿化阶段的包裹体成分

成矿阶段	$w(\text{B})/\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$			$w(\text{B})/\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$		
	$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4$	$\text{CO}_2$
早期	6.7	21.85	46.8	248	0.337	1.78
主	12.5	5.0	9.52	358	0.77	3.20
晚期	4.0	8.5	15.57	228	0.29	1.71

4.3.3 成矿物理化学条件 东坪金矿的成矿温度范围较大, 具多阶段的特点, 但主要成矿温度为  $240 \sim 380\text{ }^\circ\text{C}$ 。用  $\text{CO}_2$  温度法和邵洁涟经验公式计算的成矿压力为  $4.9 \times 10^8 \sim 7.5 \times 10^8\text{ Pa}$ 。成矿流体的  $\lg f_{\text{O}_2}$  为  $-30.75 \sim -31.36$ ;  $\text{Eh}$  为  $-0.46 \sim -0.235$ ;  $\text{pH}$  值为  $4.92 \sim 8.64$ 。

4.3.4 成矿流体的不混溶性 由于  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  的分子物理性质差别很大,  $\text{CO}_2$  在  $\text{H}_2\text{O}$  中的溶解度很低, 两者为有限混溶体系, 因此在自然界中  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  常以不混溶的分离状态出现, 两者的混溶程度随体系所处的温度、组分浓度和压力不同而变化 (李荫清等, 1988; 1994)。  $\text{CO}_2$  和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  不混溶包裹体组合特征 (张文淮等, 1993): 1) 具有不同的  $\text{CO}_2$  和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  体积分数的包裹体有相同的成因类型,  $\text{CO}_2$  和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  的体积分数构成了一个连续变化系列, 甚至出现 2 种端员组分包裹体 (纯  $\text{CO}_2$  包裹体和纯  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体); 2) 富  $\text{CO}_2$  包裹体和富  $\text{H}_2\text{O}$  包裹体升温时均一方式不同 (前者均一于  $\text{CO}_2$  相, 后者均一于  $\text{H}_2\text{O}$  相), 但两者的均一温度基本一致; 3) 富  $\text{CO}_2$  包裹体和富  $\text{H}_2\text{O}$  包

裹体完全均一时压力相当。

东坪矿区出现的大量  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  包裹体中  $\text{CO}_2$  的体积分数为  $10\% \sim 95\%$ , 既有  $\text{CO}_2$  体积分数仅  $10\%$  的富  $\text{H}_2\text{O}$  三相包裹体, 也有  $\text{CO}_2$  体积分数高达  $70\%$  以上的富  $\text{CO}_2$  三相包裹体, 甚至还有一相或两相纯  $\text{CO}_2$  包裹体, 而且它们均为同一成矿阶段的原生包裹体。富  $\text{CO}_2$  包裹体均一于  $\text{CO}_2$  相, 均一温度为  $255 \sim 372\text{ }^\circ\text{C}$ ; 富  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体均一于  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  相, 均一温度为  $250 \sim 365\text{ }^\circ\text{C}$ ; 另外  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体的均一温度为  $250 \sim 380\text{ }^\circ\text{C}$ , 三者非常接近。富  $\text{CO}_2$  包裹体的均一压力为  $60 \sim 100\text{ MPa}$ , 富  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体的均一压力为  $40 \sim 100\text{ MPa}$ ; 两者基本一致。因此认为本区  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  型包裹体可能为不混溶包裹体组合。表明成矿过程中, 当温度为  $250 \sim 380\text{ }^\circ\text{C}$  时,  $\text{CO}_2$  和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  产生不混溶作用,  $\text{CO}_2$  从盐水溶液中分离出来成独立的流体相, 并与盐水溶液相共存, 使成矿流体由均匀相成为非均匀相。盐度测定表明, 成矿流体盐度  $5\% \sim 7\%$ , 应属  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  低盐度体系, 完全落于图 3 中的  $\text{CO}_2$  和  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  不混溶区域范围 (图 3 中阴影部分)。

成矿过程中随温度降低, 流体不混溶程度加大, 直至分离出更多的  $\text{CO}_2$  造成可能捕获到纯  $\text{CO}_2$  和纯  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体, 即前面提到的一相和两相  $\text{CO}_2$  包裹体, 以及  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体。

本区  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  包裹体中, 两相气液、富气体和多相包裹体共存, 均一温度接近, 可能表明这些包裹体也是在特殊的不混溶 (同一组分, 物理相态不同), 即沸腾环境中捕获的气、液相。其均一温度大大低于子晶溶化温度的原因是成矿流体长时间处于不混溶 (沸腾) 状态, 气相不断从溶液中分离出去, 造成剩余溶液的盐度增高, 直至流体达到过饱和而晶出盐类矿物。

#### 4.4 金的化学成分

东坪金矿自然金的化学成分较单一, 有关自然金纯度高的情况, Shcherbina (1956) 认为由强碱性热液形成的矿床富含金, 而由弱碱性溶液形成的矿床富含银, 这可以解释为什么金和银在碱性硫化物溶液中有不同的赋存方式, 银主要是呈  $\text{AgHS}$  迁移, 而金则呈  $[\text{Au}(\text{HS})_6]^{3-}$  和  $[\text{AuS}_2]^-$  离子迁移。东坪金矿自然金的电子探针分析结果与 Shcherbina 这种观点是一致的。

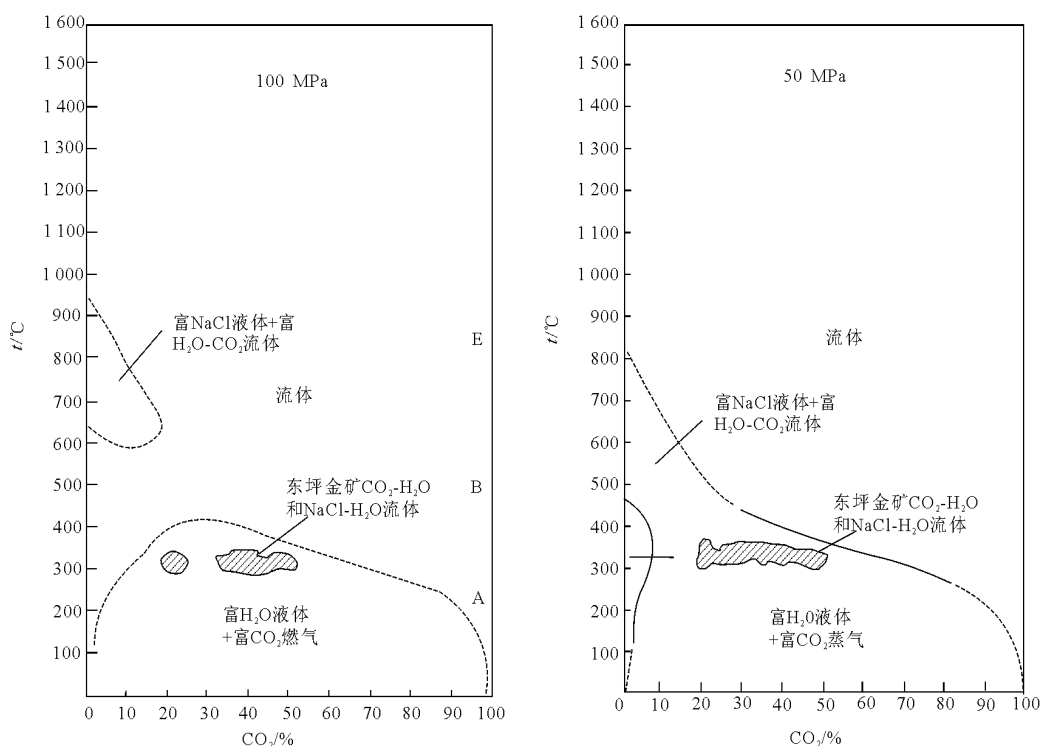


图3 盐度为6%的NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O体系中压力对富CO<sub>2</sub>和富H<sub>2</sub>O两相不混溶区域范围的影响

## 陕西八卦庙超大型金矿

八卦庙金矿床是低品位的超大型金矿床，也是我国首次发现的陆-陆碰撞造山带中的超大型金矿床，与目前国内外已知的主要金矿床类型有一定的差异性，因而其成因已引起许多学者的注意，并提出了不同的观点。如桂林有色地质研究院（1992）认为八卦庙金矿是一种卡林型金矿床，而于学元等（1994）则认为该矿床是一种特殊的沉积变质型，金的矿化是与中泥盆世碎屑岩地层和深部岩浆岩体有关的高、中温碳酸盐型热液矿床。

### 1 地质背景

八卦庙矿床位于西秦岭东段凤县—太白（简称风—太）铅—锌—多金属矿田的北部，距陕西省凤县东约40 km。风—太矿田在泥盆纪是秦岭裂谷活动最强烈的地带之一，同时也是秦岭地区重要的多金属成矿区带。该矿田南北以2条近EW向的大断裂为界，北部为凤县—山阳深大断裂，南部为两当—镇安深断裂，两断裂具长期活动特点，此外还派生发育许多次级断裂，把风—太矿田分割成许多同生断陷盆地，正是这些断裂及其断陷盆地，为深部物源提供了可能的通道和成矿空间（图1）。

风—太地区出露地层主要为泥盆系、石炭系、

二叠系等。其中以泥盆系分布最广，自下而上可分为3组：1）中泥盆统古道岭组（D<sub>2g</sub>），主要为碳酸盐岩夹少量碎屑岩；2）上泥盆统星红辅组（D<sub>3x</sub>），主要为泥质碎屑岩、碳质碎屑岩夹条带状灰岩；3）上泥盆统九里坪组（D<sub>3j</sub>），为碎屑岩与碳酸盐岩互层。区域构造线方向总体为NW—SE向，由一系列轴向NW的紧闭线性褶皱和断裂组成，其次为NE和近SN向张性裂隙、节理和断裂。八卦庙金矿产在一套浅变质碎屑岩中，该套变质岩的主要变质矿物组合为石英+钠长石+绿泥石+绿帘石+绢云母，有少量黑云母，属于低绿片岩相。

### 2 矿床地质

八卦庙金矿位于NW向苏家沟—空棺沟复向斜西端北翼，赋矿地层为上泥盆统星红辅组下段，容矿岩石为铁白云质粉砂质板岩和云母千枚岩。

#### 2.1 矿体特征

八卦庙金矿床矿体分布较集中，分为北、中、南3个矿带（图2）。矿体总体走向近EW，倾向N，呈透镜状，中部连续性好，上下两端及东西两侧出现分支。北矿带距控矿逆冲断裂面50~100 m，蚀

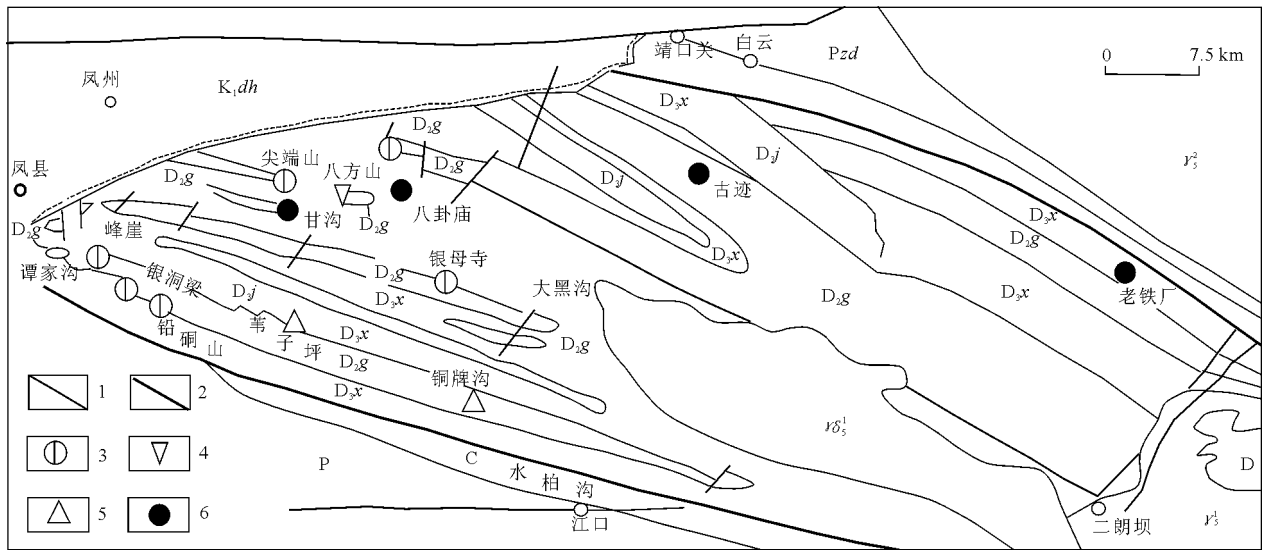


图1 凤—太矿田区域地质略图(据李建华, 1999 修改)

$K_1dh$ —下白垩统东河群;  $P$ —二叠系;  $C$ —石炭系;  $D_3t$ —上泥盆统桐峪寺组;  $D_3j$ —上泥盆统九里坪组;  $D_3x$ —上泥盆统星红铺组;  $D_2g$ —中泥盆统古道岭组;  $D$ —泥盆系(未分层);  $\gamma_2^s$ —燕山期花岗岩;  $\gamma_2^s$ —印支期花岗岩;  $\gamma_3^{\delta}$ —印支期花岗岩闪长岩; 1—断层; 2—深大断层; 3—铅—锌矿床; 4—铜—铅—锌矿床; 5—铜矿点; 6—金矿床

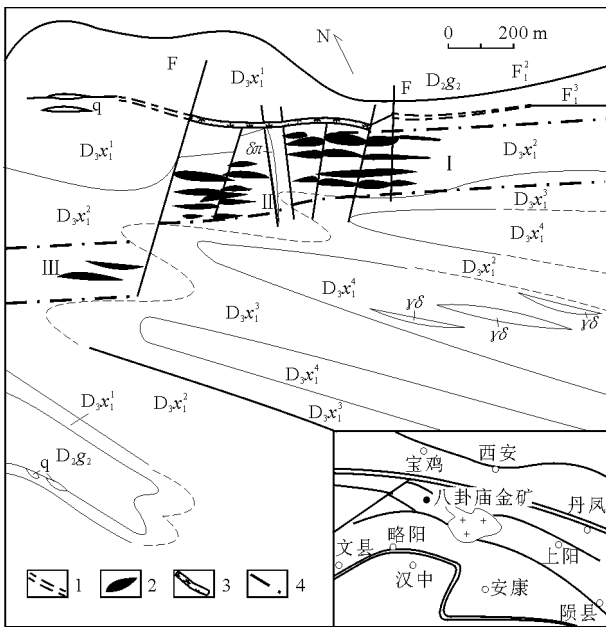


图2 八卦庙金矿地质略图(据于学元等修编)

$D_2g_2$ —中泥盆统古道岭组上部;  $D_3x^4$ ,  $D_3x^3$ ,  $D_3x^2$ ,  $D_3x^1$ —上泥盆统星红铺组第四, 三, 二, 一段;  $q$ —石英脉;  $\delta\pi$ —蚀变闪长岩脉;  $\gamma\delta$ —花岗闪长岩;  $F$ —断裂;  $I$ —北矿带;  $II$ —中矿带;  $III$ —南矿带; 1—断层破碎带; 2—金矿体; 3—钠长细晶岩脉; 4—剪切带边界

变最强, 矿化最好。矿带走向 NW—SE, 长 1 680 m, 宽 50~160 m, 控制深度 120~520 m。最大的矿体为 14 号, 已控制长度为 500 m, 延深 200 m, 厚度 1.00~11.12 m, 平均厚 4.84 m, 品位  $3.91 \times 10^{-6}$ ~ $5.88 \times 10^{-6}$ 。中矿带距逆冲断裂面约 400 m, 4 号矿体规模最大, 已控制长逾 152 m, 厚

度 2.34~4.77 m, 平均厚 3.56 m, 品位  $2.23 \times 10^{-6}$ ~ $7.93 \times 10^{-6}$ 。南矿带矿化最差, 仅圈出 2 条小矿化体。矿床的主要成矿元素具有明显的分带性, 从矿体中心富而厚大部位到矿体边部尖灭处, 成矿元素表现为  $Au \rightarrow Au + Ag \rightarrow Au + Ag + Pb + (Bi)$ 。

## 2.2 矿石特征

金矿石有 3 种类型(于学元等, 1996): 破碎带蚀变岩型; 含 Au 石英脉型; 含 Au 铁白云石—石英脉型。其中含 Au 石英脉比较发育, 按其产状可分为 3 类: 1) 顺层脉, 脉体较粗大, 走向与地层走向(NWW)大体一致; 2) 节理脉, 脉体细小, 走向与地层走向近于直交; 3) 裂隙脉, 脉体较细, 走向与地层斜交。石英脉的含矿性与其发育规模成正比。石英脉旁常常伴有蚀变褪色现象, 越靠近含 Au 石英脉, 蚀变褪色程度越强, 其  $Au$ ,  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  含量明显增加, 而  $As$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  含量则明显减少。矿石结构为他形粒状、不规则脉状等, 矿石构造则以浸染状、斑点状、细脉状、网脉状、角砾状及条带状为主。金属矿物含量一般小于 5%, 主要有磁黄铁矿、黄铁矿, 另有少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁铁矿及微量的碲金矿、碲铅矿、自然金、硫砷钴镍矿、钨钼矿等; 非金属矿物主要有石英、绢云母、铁白云石、绿泥石、黑云母、钠长石及方解石等。含 Au 矿物以自然金为主, 主要载体矿物为黄铁矿、磁黄铁矿; 金呈不规则粒状、树枝状嵌布于载体矿物裂隙或粒间, 自然金以明金(0.1~1.2 mm)为主



(80%)，其次为显微金和超显微金。

金矿物主要以独立矿物形式存在于石英脉内及其脉旁蚀变围岩中。自然金呈不规则粒状、片状，粒径 1~20 μm，最大者达 1.2 mm，主要分布于磁

黄铁矿、黄铁矿和石英中。从表 1 看：自然金的成色为 836~931，平均 878，银含量为 6.89%~13.96%，为含银自然金。随着深度增加，金成色有增高的趋势。

表 1 八卦庙金矿床中不同深度自然金成色

样号	采样位置	采样深度/m	电子探针分析/%					金成色	Au/Ag
			Au	Ag	Cu	Fe	Σ		
Bau2B①	TC62	地表	86.76	12.82	0.28	0.14	100.00	868	6.77
Bau2B②	TC62	地表	87.84	12.03	0.05	0.08	100.00	878	7.30
91-425	ZK8001	-105	85.81	13.96	0.10	0.13	99.99	860	6.15
91-458	ZK8001	-121	86.84	12.30	0.86	<0.01	100.00	876	7.06
91-278①	ZK6201	-245	92.51	6.89	0.43	0.16	99.99	981	13.43
91-278②	ZK6201	-245	92.84	7.01	0.10	0.05	100.00	980	13.24

注：据韦龙明，曹远贵，王民良等。

2.3 围岩蚀变

矿区内广泛发育各种蚀变作用，以层间褶皱强烈部位及断裂破碎带内尤为发育。蚀变的主要类型有硅化、铁白云石化、绢云母化、绿泥石化、钠长石化和磁黄铁矿-黄铁矿化。在矿体和近矿围岩中还出现一种斑点蚀变，斑点常由石英、绢云母、铁白云石和磁黄铁矿-黄铁矿组成，宏观上呈褪色蚀变带，它是热液作用的产物。

不同的矿化阶段发育不同的围岩蚀变，金矿化早期以绢云母化、硅化和铁白云石化为特征，金矿化较弱，因 Au 的含量较低 ( $<1 \times 10^{-6}$ ) 难构成矿体；金矿化中期（主矿化期）以铁白云石化、磁黄铁矿化-黄铁矿化为主，含 Au 的铁白云石、磁黄铁矿、黄铁矿细脉沿早期硅化带裂隙充填和交代成矿，还有少量钠长石和白云母，金的矿化较强，品位较高；金矿化晚期为硅化，即含 Au 石英细脉沿 NE 向裂隙充填，这也是较为重要的金成矿期。

硅化，与成矿作用密切相关的有 2 期，早期为顺层侵入的碳酸盐石英脉，石英脉分布很不均匀，常呈不规则的团块状、脉状、囊状大体顺层分布，并随地层一起褶皱，石英呈乳白色或烟灰色，表面具铁质氧化物，局部可见节理石英脉切割顺层石英脉，其中形成较富的金矿及其他金属矿石， $w(\text{Au})$  为  $0.04 \times 10^{-6} \sim 36.88 \times 10^{-6}$ ，平均  $2.65 \times 10^{-6}$ 。晚期硅化为沿 NE 向剪节理充填的石英脉，金的质量分数较高，与金属矿化关系最为密切， $w(\text{Au})$  为  $1.9 \times 10^{-6} \sim 85 \times 10^{-6}$ ，平均  $18.42 \times 10^{-6}$ ，可见充填于 NE 向剪节理内的石英脉造成了金的强烈富集。

绢云母化，常发育于石英脉及其周围的微裂隙中，是含矿热液交代铝硅酸盐矿物的产物，与金矿

化关系密切。

磁黄铁矿化，常呈不规则粒状发育于含矿层及石英脉中，是金的载体矿物之一。

黄铁矿化，与微量元素关系密切，可分为早晚 2 期，早期黄铁矿散布于千枚岩中，一般金含量低，晚期黄铁矿沿 NE 向剪节理及破碎带呈浸染状分布，含量较高，为不可见金的主要载体矿物。

钠长石化，与金属矿化关系密切，钠长石化强烈的部位金及其他金属元素的质量分数明显增高。

在八卦庙金矿床中，矿化体赋存部位最显著的宏观蚀变标志之一是褪色带，褪色带中的构造裂隙、硫化物发育部位往往赋存工业金矿体。褪色带与围岩呈渐变过渡关系，它是围岩遭受硅化和铁白云石化后的产物，其金的含量是围岩的数倍。

近脉蚀变岩在八卦庙金矿床表现为一套褪色蚀变岩，主要为黄铁绢英岩化；远离含 Au 石英脉体的弱蚀变岩石是介于近脉强蚀变岩石和围岩之间的过渡型岩石，以磁黄铁矿、黄铁矿、绢云母为主。

3 控矿构造

区内构造比较复杂。矿区北部为蚂蝗沟—磨门沟倒转背斜，南部为长沟—大柴沟背斜，矿区本身是一向西仰起的复式向斜，在该复式向斜中又发育多个次级褶皱。在印支运动时期，矿区因受 NE—SW 向挤压作用而形成一系列轴向 NWW 的复式向斜和断裂，其中苏家沟—空棺沟复式向斜西端北翼的八卦庙次级向斜及一组走向断裂和韧性剪切带是本矿区的控矿和容矿构造。岩石挤压破碎非常强烈，由西向东，自北向南逐渐变弱。这种变化对矿体展布有很大影响：北部成矿最好，中部次之，而

南部仅形成一些矿化,不能构成矿体。在挤压作用晚期,本区 NW 构造变形带产生了 NE 向的脆性变形,为石英脉再次贯入创造了条件,并导致 Au 的再次富集。

区内岩浆岩不太发育,仅在矿区北部有酸性的钠长细晶岩脉侵入,这些岩脉的形成时代与相邻的西坝岩体一致,皆为印支运动的产物,与八卦庙金矿成矿时代也一致。这些岩脉具有较高的金含量( $0.24 \times 10^{-6}$ ),与本区金成矿物质的活化、迁移、富集有密切的关系,提供了热动力和成矿物质。

### 3.1 脆-韧性剪切构造特征

八卦庙金矿床赋存于 NW 向脆-韧性剪切带内,剪切带北界为纵向叠瓦式逆冲断层( $F_1$ ),南界为矿区南矿带南缘,剪切强度明显有由南向北增强的趋势。

3.1.1 断裂( $F_1$ )  $F_1$ 断裂是矿区的导矿、控矿构造,属纵向高角度叠瓦式逆冲断层。据区域地质资料分析,该断裂东至双王金矿以东,与山阳—凤镇断裂侧接,西至河口镇南,长达数十 km。该断层具有脆-韧性剪切特征,产状  $40 \sim 50^\circ \angle 80 \sim 87^\circ$ 。 $F_1$ 在矿区有 3 条分支。

1)  $F_1^1$  赋存于中泥盆统古道岭组上岩段灰岩中,破碎带宽达 10 m 以上,糜棱岩化、片理化发育,并有石英-方解石脉充填,伴有黄铁矿化、黄铜矿化及金矿化。

2)  $F_1^2$  赋存于中泥盆统古道岭组与上泥盆统星红铺组的接触带上,破碎带片理化发育,下盘围岩中石英剪切呈不对称眼球状。断层面呈波状起伏,在 PD1 坑口处可见其破碎带内充填有 10~30 cm 宽的石英-方解石脉,并伴有黄铁矿化。

3)  $F_1^3$  全赋存于星红铺组下岩段,在 PD1 坑 45 m 处发育近 10 m 宽的破碎带。破碎带内片理化、大理岩化发育,灰岩变质残余构造呈拉长细颈状、扁豆状,并充填有一条 1~2 m 宽的石英-方解石脉,伴有黄铁矿化,下盘发育一平卧小褶皱。

通过对  $F_1$  的派生构造配套和构造应力分析可知 1)  $F_1$  断层的派生构造主要表现为与矿体标志石英脉挤压揉皱破碎带产状一致的 NW 向右行脆-韧性剪切带,以及受 NE 向挤压形成的小褶皱; 2) NE 向的横向张性断裂,其在矿区 67 线附近发育,为矿体的最厚部位; 3) 另一组产状较平缓的左行剪切构造在矿区不发育,仅在坑探 PD1 CM72 中 120 m 左右见到,并以其为界面,上盘岩石蚀变褪色强烈,下盘没有发生蚀变。总之,该断裂规模较

大,切割较深,是一条长期活动的大断层,给矿区成矿提供了动热来源,同时也是矿区的导矿、控矿构造。

3.1.2 糜棱岩化 八卦庙脆-韧性剪切带经长沟至二里河—八方山,在八卦庙金矿床剪切带分解成若干个次级剪切带。剪切带内发育糜棱岩、初糜棱岩、糜棱岩化千枚岩等剪切构造岩,在  $D_3 x_1^1$  中还有糜棱岩化眼球状碳酸盐岩。在糜棱岩之间是弱变形透镜状粉砂岩,其中常见 S-C 组构,平面上次级剪切条带彼此交织呈网络状。镜下可见各种反映韧性变形的典型显微构造,比如强烈拉伸形成的石英晶体构成的“缎带”、S-C 组构、不对称眼球、云母鱼、膝折、(磁)黄铁矿形成的压力影和石英的波状消光等。

3.1.3 宏观眼球构造及片理化 石英不对称眼球在 PD1 CM72 穿脉不足 300 m 的范围内发育十多处。最典型的位于 PD1 坑 10 m 处顶板一小断面上,在不对称眼球周围劈理十分发育,且紧紧环绕不对称眼球波状弯曲,总体与眼球长轴方向一致,显示左行剪切特征。另一处为在 PD1 CM72 穿脉 163 m SE 帮 15# 矿体石英脉挤压揉皱破碎带下盘发育的一石英网脉,其脉体整体形态呈不对称眼球状,脉体周围及中心处劈理十分发育,显示右行剪切特征。矿区片理化十分发育,主要发育在  $F_1$  断层的下盘及矿体标志石英脉挤压揉皱破碎带中及两侧围岩中。片理错开了条带状铁白云石粉砂质千枚岩中的铁白云石粉砂质条带,其发育程度几乎到了与千枚理同等的地步。

3.1.4 脉挤压揉皱破碎带 石英脉常呈肠状,无根紧闭、钩状褶皱,团块状,香肠状,两侧围岩发育牵引褶曲及不协调褶皱。总体上看,石英脉挤压揉皱破碎带产状与围岩产状斜交,在近破碎带两侧却与围岩产状一致,显示出右行剪切和“A”型褶皱的特征,与 Ramsay 剪切带分类中的脆-韧性剪切带 S 型变形相同。破碎带产出特征与脆-韧性剪切带中张性裂隙位置、形态相同,其中石英脉受后期挤压剪切呈断续状、扁豆状,甚至串珠状。破碎带中围岩角砾发育,一般呈次棱角—次圆状,粒径小于 10 cm,显示了其脆性的一面。

3.1.5 剪切成矿年龄 八卦庙金矿床铅同位素成矿年龄为 210 Ma,与脆-韧性剪切带的形成时间一致。在晚华力西—印支期 3 个板块碰撞聚合统一成陆的过程中,斜向碰撞产生了一系列走滑断裂,八卦庙金矿床正处在山阳—凤镇断裂西段分支的南侧。

### 3.2 脆性变形与矿体的叠加富集

NE 向节理脉在  $F_1$  断层由北向南挤压逆冲形成 NW 向脆-韧性剪切带时就已产生, 后期的构造运动使其再次充填了与岩浆活动有关的石英脉。

1) NE 向节理脉与矿体标志石英脉挤压揉皱破碎带中的构造岩及其围岩褪色蚀变相同, 尤以石英脉挤压揉皱破碎带蚀变最强烈。破碎带内可见早期黄铁矿呈透镜状, 甚至线状, 劈理十分发育, 而节理脉两侧的褪色带不发育上述构造。

2) NE 向节理脉中载金硫化物主要发育在早期的黄铁矿化、磁黄铁矿化、铁碳酸盐化石英脉体靠两壁部分, 而中心晚期石英脉为蛋清色纯净石英, 可见中心石英晶体垂直脉壁生长。黄铁矿化、磁黄铁矿化、铁白云石化节理石英脉与石英脉挤压揉皱破碎带中石英脉成分相同, 且黄铁矿和磁黄铁矿平行脉壁分布。

3) 在 PD1 YM 20 m 处 15# 矿体与 NE 向节理脉交会处, 可看到晚期 NE 向节理脉切穿石英脉挤压揉皱破碎带中蚀变角砾和蚀变围岩, 节理脉中石英为蛋青色纯净石英; 未见早期 NE 向黄铁矿化、磁黄铁矿化、铁碳酸盐化节理石英脉与破碎带中石英脉有截切关系, 且两侧蚀变特征与破碎带中石英脉两侧的矿化、蚀变特征相同。因此, NE 向节理脉是脆-韧性剪切形成石英脉挤压揉皱破碎带时产生的扩容构造, 破碎带两侧, 尤其在破碎带接近尖灭部位, 破碎带中石英脉两侧均发育有 NE 向伸出的 mm 级微脉和 cm 级细脉。mm 级微脉向破碎带两侧延伸长 10 cm 左右, 最长不超过 30 cm; cm 级细脉向破碎带两侧延伸长 10 m 左右, 最长也不超过 20 m。

4) NE 向节理在矿区是一组较密集的节理, 一般 5 条/m 左右, 局部可达 15 条/m。在  $45^\circ$  方向展布的探矿工程中用刻槽样圈定矿体, 不可能避开该组节理, 而且采自节理面或节理脉上的样品未达工业品位。据统计, 当节理面上的样品远离石英脉挤压揉皱破碎带 5 cm 左右就已不含矿。

5) 剪切形成的石英脉比热液型石英脉的金含量高得多。这说明 NW 向脆-韧性剪切是八卦庙金矿床形成的主要因素, NW 向脆-韧性剪切形成的石英脉挤压揉皱破碎带是八卦庙金矿床最主要和最直接的容矿岩石。

因此, NE 向节理在剪切成矿期就已形成并发生矿化, 后期充填的石英脉不是主要金矿化阶段, 但并不排除后期充填石英脉对金叠加富集的可能。

剪切带中早期形成的剪切石英脉内包裹体均一

温度  $238\sim 364^\circ\text{C}$ , 平均  $290^\circ\text{C}$  左右。按地温梯度  $25^\circ\text{C}/\text{km}$  推算, 八卦庙金矿床剪切带的形成深度应在 12 km 左右, 处于脆-韧性转换带。由此可推测: 1) 八卦庙剪切带在形成早期, 首先表现为韧性剪切特征, 岩石在遭受韧性剪切作用时不是简单的物理过程。由于八卦庙金矿上泥盆统星红铺组下岩段的沉积岩石成熟度低, 在剪切动力变质作用下岩石发生与金矿化有关的绢云母化、绿泥石化、钠长石化、黄铁矿化等蚀变, 此时化学反应产生的  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  及  $\text{SiO}_2$  均有利于金从矿源层中汲取出来, 尤其是  $\text{Fe}^{2+}$  可以作为  $\text{Au}^{3+}$  的还原剂。由于剪切带相对富含裂隙和孔隙, 使这些离子、 $\text{SiO}_2$  等从矿源层中汲取富金流体、深部含矿流体一起向上继续运移。其成分与矿体标志石英脉挤压揉皱破碎带中的黄铁矿化、铁白云石化石英脉成分相同; 2) 随着秦岭造山带的发展和隆起, 八卦庙金矿剪切变形也由韧性向脆性转变, 岩石中出现了有利于含矿流体沉淀的容矿空间。早期形成的富金成矿流体开始在此沉淀就位于剪切带内的折劈、 $S_1$  及  $S_2$  面理、S-C 组构面理和 S-L 透镜体中, 而最有利的容矿场所是紧邻剪切带的小褶皱的转折虚脱部位, 这也是八卦庙金矿床金矿体标志石英脉挤压揉皱破碎带为什么发育在小褶皱核部, 形成鞍状矿体的原因; 3) 秦岭造山带的进一步抬升和 NE 向挤压, 使八卦庙金矿床发生脆性变形, 形成一系列 NE 向张性断裂, 矿液沿此断裂进一步扩容, 形成八卦庙金矿床矿体呈螃蟹状, 在 67 勘探线附近则为“螃蟹肚”。

## 4 地球化学

### 4.1 成矿流体特征

对本区矿床包裹体的测试分析结果综合分析, 总体上八卦庙金矿的包裹体显示了一种弱酸性弱还原, 低盐度的中低温浅成环境。包裹体均一温度在  $130\sim 467^\circ\text{C}$ , 平均  $300^\circ\text{C}$ , 成矿温度较高, 这可能与构造流体-岩浆热液的参与有关。包裹体的液相成分在早、中、晚成矿阶段之间存在差异, 从早至中成矿阶段,  $\text{Na}^+$  增加, 而  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  减少, 至晚成矿阶段则  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  减少而  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  增加, 表明钠化与金矿化有着密切的关系。

### 4.2 成矿流体的氢、氧同位素特征

测试结果表明, 循环大气降水与围岩发生氧同

位素交换使大气降水  $\delta^8\text{O}$  的最大漂移幅度一般为 5‰ 左右 (杨科佑等, 1994 年), 而八卦庙金矿床的成矿流体  $\delta^{18}\text{O}$  漂移幅度远大于此值, 因此不能以单一的大气降水而论。根据  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  图解 (图 3) 可以看出, 绝大部分样品均投影于岩浆水—变质水的区间内或其附近, 所以有理由认为, 成矿流体可能是由类似岩浆水的深源流体和区域浅变质岩中被萃取出来的水以及大气降水构成的混合热流体, 而这种热流体极有可能是深源流体在向地壳运移的过程中与围岩的变质水和下渗大气降水混合而成的。对八卦庙矿区内石英包裹体水进行氢、氧同位素测试分析, 结果  $\delta\text{D} = -117.9\text{‰} \sim -53.38\text{‰}$ , 平均  $-81.42\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 1.655\text{‰} \sim 13.30\text{‰}$ , 平均  $6.91\text{‰}$ 。根据德·吉斯和爱波斯坦研究表明, 泥盆纪时海相石灰岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $21.5\text{‰} \sim 24.0\text{‰}$ , 显然八卦庙矿区的  $\delta^{18}\text{O}$  明显低于此值, 说明八卦庙的赋矿岩石与正常海相沉积岩石不同。那么单一大气降水与围岩发生氧同位素交换是否能使成矿流体氧同位素组成具有如此大的范围? 八卦庙金矿床矿石和蚀变围岩的铁白云石氧、碳同位素特征见表 2, 从表 2 中不难看出  $\delta^{18}\text{O}$  比较稳定, 变化范围

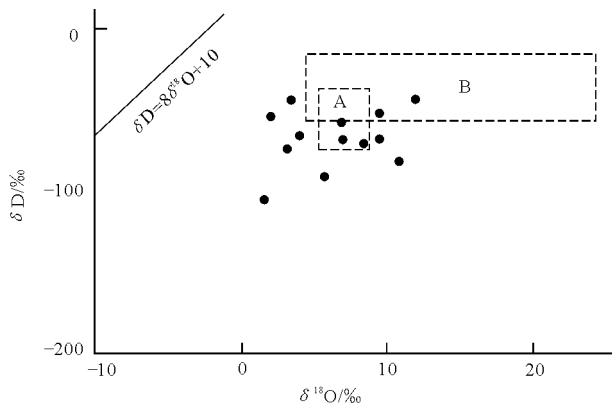


图 3 八卦庙金矿床热液  $\text{H}_2\text{O}$  的  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  图解

A—正常岩浆水溶液; B—变质水溶液

表 2 八卦庙金矿床铁白云石的氧碳同位素

样号	矿 物	产 状	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$
			PDB	SMOW	
B-5	铁白云石	含矿围岩	-11.98	18.51	-3.04
B-12	铁白云石	脉状矿石	-10.88	19.64	-1.93
B-14			-11.08	19.43	-2.41
B-16A	铁白云石	含矿围岩	-10.86	19.66	-1.91
B-16	方解石	含矿围岩	-13.79	16.64	-4.87
B27-16	铁白云石	矿 石	-11.12	19.40	-2.31
B-23			-10.80	19.73	-1.85
B-32			-10.96	19.56	-2.01
B-39			-11.19	19.32	-2.24
B-45			-11.17	19.34	-2.22
SW-2			-11.23	19.28	-2.28
SW-3			-11.28	19.23	-2.33

注: 据中国科学院地球化学研究所, 1994。

$18.51\text{‰} \sim 19.73\text{‰}$ , 平均  $19.44\text{‰}$ , 与区域泥盆纪海相碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O} = 22.95\text{‰} \pm 2.51\text{‰}$  相比偏低;  $\delta^{13}\text{C}$  变化范围为  $-1.85\text{‰} \sim -3.04\text{‰}$ , 平均  $-2.16\text{‰}$ , 此值低于海洋碳酸盐岩, 略高于地幔碳酸岩 ( $-5.1\text{‰} \pm 1.4\text{‰}$ ) 和深源流体  $\delta^{13}\text{C}$  ( $4\text{‰}$ ), 与红海底层热卤水中溶解的无机碳同位素组成 ( $-3\text{‰} \sim 5\text{‰}$ ) 比较接近。从  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$  的岩性定性判别图中 (图 4) 更能直观地看出, 所有的数据点都投在热水喷流岩区和喷口角砾岩区内, 并且数据点比较集中, 这表明铁白云石的碳、氧同位素组成比较稳定, 是一套热水喷流岩, 结合泥盆纪凤—太盆地的地质构造特点, 认为这些喷流岩最大可能是直接来自于深大断裂活动的地壳深部。

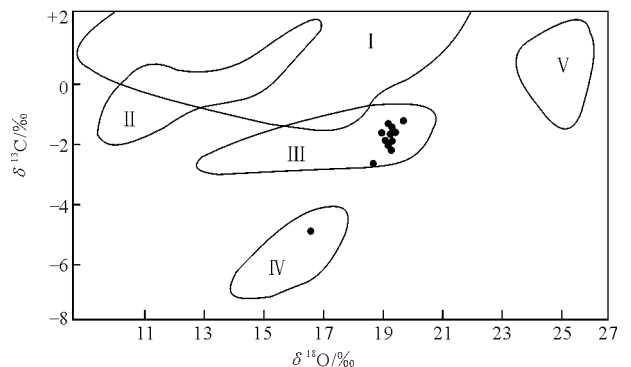


图 4 八卦庙金矿床白云石  $\delta\text{D}-\delta^{13}\text{C}$  图解

I—灰岩区; II—大理岩区; III—热水喷流岩区; IV—喷口角砾岩区; V—白云岩区

### 4.3 成矿流体的盐度

曹远贵对八卦庙金矿主成矿阶段石英中包裹体进行冷冻法盐度测定, 其盐度 (NaCl) 介于  $3\text{‰} \sim 10.7\text{‰}$  之间, 属中等偏低盐度流体包裹体。郑作平测得盐度 (NaCl) 为  $19.6\text{‰} \sim 21.2\text{‰}$ , 为高盐度流体包裹体。张长年对石英包裹体群体成分分析结果为早期阶段盐度 (NaCl) 平均值为  $6.65\text{‰}$ , 中期阶段平均值为  $14.3\text{‰}$ , 晚期高于前 2 阶段, 溶液的盐度为中等范围。钱大益等在显微镜下及扫描电镜观察均发现含 NaCl 子矿物包裹体 (NaCl 应大于  $26\text{‰}$ ), 说明成矿流体的盐度差别较大。

### 4.4 包裹体成分的 LRM

激光拉曼显微探针 (LRM 或 LRS) 的应用是包裹体研究中的重要进展。钱大益等对八卦庙金矿的气液两相包裹体和富  $\text{CO}_2$  包裹体进行了 LRM 分析, 分析结果 (表 3) 表明: 包裹体气相成分中  $\text{CO}_2$ , 为  $61.5\text{‰} \sim 75.6\text{‰}$ , 不含水; 气相中普遍含  $\text{CH}_4$ , 为  $4.9\text{‰} \sim 9.1\text{‰}$ , 多数样品中还检出  $\text{H}_2\text{S}$  为  $7.3\text{‰} \sim 10.7\text{‰}$ , 部分样品除测出  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}$  外, 还测出

表 3 八卦庙金矿流体包裹体激光拉曼探针分析结果

样号	石 英 中 各 物 质 含 量/%									CO <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	包裹体类型	石英包裹体盐水溶液/mol·l <sup>-1</sup>			
	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	CO	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>				HS <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
F-35	61.1	22.9	10.7	4.9						12.55		气相				
	41.2		3.2	1.8	51.4				2.4	22.89	0.8	液相		4		0.4
F-18	75.6		10.5	9.1				4.8		8.33		气相			0.2	0.2
	12.4		1.7	1.2	83.8			0.9		10.3	0.15	液相				
F-12	65.4		7.3	6.4			20.9			10.22		气相	0.3			0.1
	16.9			1.4	79.2				2.5	12.07	0.21	液相				

H<sub>2</sub>S, C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> 等成分,说明八卦庙金矿的成矿条件具较还原性的特点,这与八卦庙金矿广泛发育磁黄铁矿化一致;包裹体的液相成分中 H<sub>2</sub>O 含量总体较低,CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 为 0.15~0.8;一些样品的包裹体盐水溶液中还测出了 HS<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 等成分,其中 Cl<sup>-</sup> 含量达 4~4.2 mol/L,说明盐度很高。

CO, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S, C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> 在一般的热液金矿中报导不多,这些成分的测出反映了八卦庙的成矿流体具有较复杂的氧化还原条件。

4.5 硅同位素

由于金的赋存状态与石英关系密切,因此可以通过硅同位素测试来判断成矿流体的来源,表 4 为

八卦庙金矿与秦岭铅-锌矿及世界不同地区岩(矿)石硅同位素组成的对比值。八卦庙金矿床顺层含 Au 石英脉的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> = -0.4‰ ~ -0.3‰,平均 -0.33‰;节理含 Au 石英脉的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> = -0.1‰ ~ 0.1‰,平均 -0.06‰,海相碳酸盐岩地层中正常沉积的硅质岩 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> = 0.3‰ ~ 2.5‰,大部分位于 0.6‰ 之上,马里亚纳海槽现代海底黑烟囱硅质物的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> = -3.1‰ ~ 0.4‰,平均 -1.6‰;星红铺组底部一套海底喷流成因的硅质岩(秦岭铅-锌矿的赋矿岩石) δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> = -0.3‰ ~ 0.6‰。显然含 Au 石英脉的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> 值与正常海相沉积的硅质岩的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> 值明显不同,而与海底喷流形成的硅质岩的 δ<sup>18</sup>O<sub>Si</sub> 值相近,说明八卦庙金矿床与秦岭热水沉积的铅-

表 4 八卦庙金矿与秦岭 U-Pb 矿及不同地区硅同位素组成对比

样品名称(件数)	δ <sup>18</sup> O <sub>Si</sub> /‰		资料来源
	范围	平均值	
顺层石英脉(3)	-0.4~-0.3	-0.33	西北有色地质研究所
节理石英脉(5)	-0.1~0.1	-0.06	
钠长岩	-0.5~0.2	-0.32	
凤—太盆地热水沉积型 Pb-Zn 矿硅质岩及石英(10)	-0.5~0.6	-0.38	丁梯平等,1994
柞山盆地钠长岩、方柱石岩(11)	-0.4~0.2	-0.1	
冲绳海沟硅质沉积物(5)	-0.28~0	-1.72	丁梯平等,1994
硅华(14)	-0.6~0.4	-0.08	吴世迎,1992
马里亚纳黑烟囱硅质沉积物(21)	-3.1~0.4	-1.6	李延河等,1997
海相碳酸盐岩地层正常沉积硅质岩	0.3~2.5	大部分大于 0.6	

锌矿床在成矿物质来源上具有相似之处,两者可能都是在裂谷扩张的环境中地壳深部物质沿深大断裂上升直接参与成矿。

4.6 硫同位素

围岩和含 Au 石英脉中的黄铁矿 δ<sup>34</sup>S 测试结果表明,围岩中黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 值达 33‰,含 Au 石英脉的黄铁矿 δ<sup>34</sup>S = 7.4‰ ~ 15.4‰,平均值为 10.7‰,显然围岩硫具有沉积硫的特点,而含 Au 石英脉的硫与地层硫相距甚远,说明二者性质差异较大,与地幔硫相比略大,若将八卦庙含 Au 石英脉黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 与双王金矿床喷流钠长岩中黄铁

矿 δ<sup>34</sup>S 平均值(9.65‰)和八方山喷流-改造型铅-锌矿床硫化物的 δ<sup>34</sup>S 值(8.4‰)相比,可以看出八卦庙矿床石英脉的 δ<sup>34</sup>S 值与喷流沉积作用形成的铅-锌、金矿床的 δ<sup>34</sup>S 相近。造成硫同位素的这种分布特点可能有几方面的原因:1)由细菌还原所致,2)与成矿环境的开放程度及硫的不一致来源有关。研究认为,现代沉积中总硫(Ts)与有机碳(Toc)有明显的线性关系[w(Ts)/w(Toc) = 0.1~0.15,梅纳德 JB,1995],海相沉积物中 w(Ts)/w(Toc) = 0.4(Zabackda,1992),而八卦庙矿床中 Ts 和 Toc 含量分析结果显示,w(Ts)/w

(Toc) = 0.01~25.5, 数值变化大, 无线性关系, 基本上排除细菌还原地层硫参与成矿; 资料显示, 风—太盆地的封闭程度较低, 是硫的不一致来源的主要原因。结合八卦庙矿床的成矿环境和背景认为硫的来源以深源为主, 有部分壳源硫参与成矿。

#### 4.7 稀土元素

蚀变岩石的稀土元素特征根据其配分模式曲线可分为 2 类, 第一类(弱蚀变岩)是富轻稀土, Eu 亏损, 曲线向右倾斜与围岩相似,  $w(\Sigma\text{REE}) = 198.83 \times 10^{-6} \sim 225.08 \times 10^{-6}$ ,  $\delta\text{Eu}$  平均值 0.71,  $w(\Sigma\text{Ce})/w(\Sigma\text{Y}) = 3.59 \sim 4.39$ ; 第二类(强蚀变岩)轻、重稀土分异较小, 配分曲线特征与下述含 Au 石英脉相似,  $w(\Sigma\text{REE}) = 27.50 \times 10^{-6} \sim 78.78 \times 10^{-6}$ ,  $\delta\text{Eu}$  平均值 0.74,  $w(\Sigma\text{Ce})/w(\Sigma\text{Y}) = 0.36 \sim 2.43$ 。说明蚀变岩石的稀土元素分馏特点介于围岩和含 Au 石英脉之间, 当蚀变强度

大时, 其稀土元素特征与含 Au 石英脉更接近。

含 Au 石英脉的稀土总量明显偏低, 轻重稀土分馏不明显, 配分曲线平缓, Eu 亏损明显,  $w(\Sigma\text{REE}) = 7.66 \times 10^{-6} \sim 24.73 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $20.32 \times 10^{-6}$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.47 \sim 0.93$ , 平均值为 0.72,  $w(\Sigma\text{Ce})/w(\Sigma\text{Y}) = 2.09 \sim 2.80$ 。从配分曲线及各稀土元素比值特征来看, 含 Au 石英脉和围岩有明显的区别, 而与上下地幔平均稀土元素特征相近, 从  $w(\Sigma\text{REE})$ ,  $w(\Sigma\text{Ce})/w(\Sigma\text{Y})$  的数值来看, 由低到高的顺序为  $w(\Sigma\text{REE})$  下地幔 ( $4.33 \times 10^{-6}$ ) → 上地幔 ( $17.70 \times 10^{-6}$ , 黎彤) → 含 Au 石英脉 ( $7.66 \times 10^{-6} \sim 24.73 \times 10^{-6}$ );  $w(\Sigma\text{Ce})/w(\Sigma\text{Y})$  下地幔 (1.32) → 上地幔 (2.04) → 含金石英脉 (2.09~2.80), 反映含 Au 石英脉稀土元素与地幔物质基本接近, 但也有一定程度的分异, 地幔物质分异的成矿流体可能直接参与成矿作用。

## 青海大场金矿

大场金矿位于青海省曲麻莱县境内, 北巴颜喀拉山带的东段。该矿床自 1997 年发现以来, 普查勘探工作取得重大突破, 已控制达大型规模。区内出露地层简单, 主要为三叠系巴颜喀拉山中亚群低绿片岩相碎屑岩, 金矿体主要分布在砂岩板岩互层组的泥质、粉砂质板岩中 (图 1)。矿区剪切带、褶皱和断裂-裂隙十分发育, 矿体主要产在大型剪

切带内 NW 向褶皱轴部 (为主) 和翼部 (次之) 的断裂-裂隙系统中。截至目前, 共发现金矿 (化) 体 35 个, 单个矿体呈豆荚状、透镜状, 沿走向具波状弯曲、膨大缩小及分支等现象。矿体产状变化不一, 倾向 S 或 NWW, 倾角  $30 \sim 75^\circ$ , 单个矿体长  $40 \sim 670 \text{ m}$ , 厚  $0.3 \sim 15 \text{ m}$ , 矿石品位为  $0.53 \times 10^{-6} \sim 24.9 \times 10^{-6}$ , 平均  $7.5 \times 10^{-6}$ 。矿石自然类型以金属硫化物矿化蚀变碎裂岩型金矿石为主, 其次还有少量块状辉锑矿矿石和辉锑矿-石英脉金-锑矿石。金属矿物以黄铁矿、毒砂、辉锑矿为主, 其次有黄铜矿、方铅矿及闪锌矿等, 非金属矿物包括石英、绢云母及碳酸盐类矿物。矿石结构有碎裂、他形粒状、变余砂状和交代残余结构等, 矿石构造主要为浸染状、团块状。金主要以自然金呈树枝状、片状、粒状、薄膜状赋存在矿物粒间或裂隙中。碳酸盐化十分普遍, 黄铁矿化、绢云母化、辉锑矿化、硅化与金、锑矿化关系最密切。也可将主热液成矿期分为多金属硫化物-石英、辉锑矿-石英和石英-碳酸盐 3 个矿化阶段。成矿时代为印支期, 矿石绢云母 Ar-Ar 年龄为 218 Ma。

大场金矿 4 件黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-4.7\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$ , 平均  $-3.73\text{‰}$ , 均为负值且变化范围较小。大场金矿的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  平均值分别为 18.353, 15.575 和 38.252, 显然为典型的放射性成因铅。

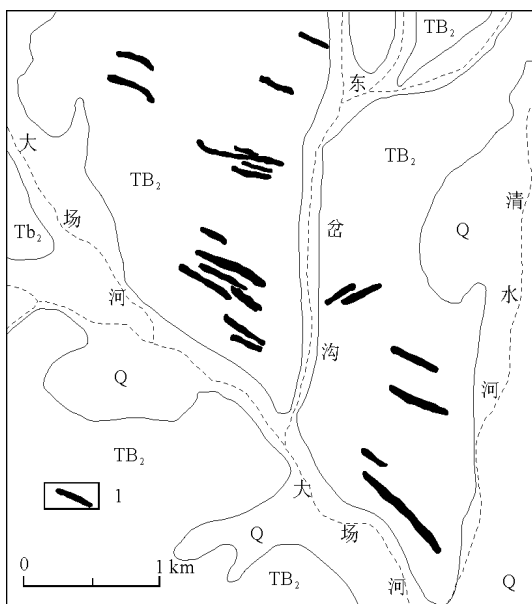


图 1 大场金矿床地质简图

Q—第四系; TB<sub>2</sub>—三叠系巴颜喀拉山群中亚群灰绿色砂岩夹板岩; 1—金矿体

## 青海东大滩金-锑矿

东大滩金-锑矿处于松潘—甘孜印支褶皱带北巴颜喀拉造山带的北缘中段,距格尔木市约 130 km。已控制锑储量达中型、金储量为小型。矿区出露地层为三叠系巴颜喀拉山群复理石沉积岩系,已变质为低绿片岩相(图 1)。岩浆岩很不发育,仅见规模极小的燕山期斜长花岗岩脉、石英斑岩脉。区内构造变形强烈,由  $F_1$ 、 $F_2$  两条断裂所围限的 NNE 向( $20^\circ$ )宽约 400 m 的褐黄色剪切破碎

蚀变带是最重要的容矿和控矿构造,其中共圈出 4 个矿体群,24 个矿体,单个矿体呈透镜状分段集中、平行斜列式展布。矿化分为 2 种,锑矿化与石英相伴产出,构成辉锑矿-石英脉,局部为块状含石英辉锑矿矿体,受剪张性脆性断裂裂隙系统控制,最大厚度可达 18 m,延深较稳定, Sb 平均品位为 10.88%;金除与锑矿伴生产出外,尚有沿蚀变千糜岩的硫化物富集带(宽数米至数十米)单独产出者,形成蚀变千枚岩或变砂岩金矿石,矿体倾向 NE,倾角  $40^\circ \sim 60^\circ$ ,一般长 50~240 m,厚 0.49~6.56 m, Au 品位  $4 \times 10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}$ 。矿石中金属矿物主要包括辉锑矿、毒砂、黄铁矿,其次有软锰矿、黄铜矿、黝铜矿等,非金属矿物主要有石英、绢云母、方解石,其次为绿泥石、长石等。矿石结构主要为自形—半自形粒状、碎裂结构,矿石构造有浸染状、块状、团块状和细网脉状等。金主要以超微细粒形式赋存于毒砂、黄铁矿和辉锑矿等矿物之中。矿床的形成经历了 3 个成矿期,其中主热液成矿期又可分为黄铁矿-毒砂-石英、石英-辉锑矿和石英-方解石 3 个成矿阶段。矿石以蚀变岩型为主,少量石英脉型。成矿时代为印支期。

东大滩金-锑矿床硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  变化相对较大,介于  $-6.3\text{‰} \sim +0.4\text{‰}$  之间,平均为  $-2.3\text{‰}$ ,除 1 件样品为接近于 0 的正值外,其余均为负值,其中 5 件黄铁矿和 2 件辉锑矿的  $\delta^{34}\text{S}$  均值分别为  $-2.66\text{‰}$  和  $-2.75\text{‰}$ ,1 件毒砂的  $\delta^{34}\text{S}$  为  $0.4\text{‰}$ ;东大滩金-锑矿床的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  平均值分别为 18.521, 15.601 和 38.534。

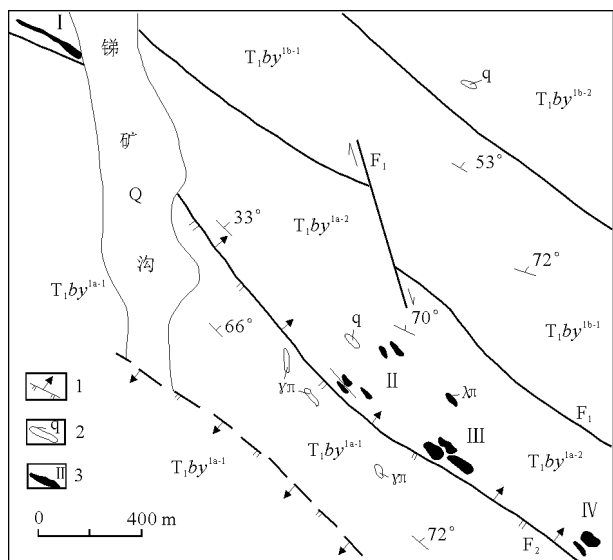


图 1 东大滩金-锑矿床地质略图

Q—第四系;  $T_1by^{1b-1}$ —灰黑色粉砂质板岩与细砂岩互层;  $T_1by^{1b-2}$ —灰黑色千枚状板岩夹变砂岩;  $T_1by^{1a-1}$ —灰绿—浅黄色变砂岩与绢云千枚岩互层;  $T_1by^{1a-2}$ —灰绿色长石石英砂岩夹千枚岩;  $\gamma\pi$ —花岗斑岩脉;  $\lambda\pi$ —石英斑岩; 1—逆断层; 2—石英脉; 3—金-锑矿体及编号

## 青海开荒北金矿

开荒北金矿位于青海省都兰县宗家乡境内,构造位置紧邻昆南断裂的北侧,是东昆仑地区较为典型的造山型石英脉亚型金矿床。矿床产于中三叠统闹仓坚沟组前陆盆地沉积岩系中,主要容矿岩石为斑点状粉砂质钙质千枚状板岩。受巴颜喀拉—阿尼玛卿洋盆于晚华力西—印支期向北俯冲闭合的影响,区内大型剪切带、小褶皱和脆性断裂十分发育。由东至西可分为扇子沟、白金沟、好汉沟、休闲沟和哈布登巴尔 5 个矿段,共发现大小矿体 50

余个,呈 NWW—SEE 向雁行状平行斜列式展布(图 1),矿体呈 NWW—SEE 向透镜状、串珠状平行斜列展布,产状、规模和品位变化均较大,倾向北或南,倾角  $40^\circ \sim 80^\circ$ ,长 30~750 m,平均厚 0.27~6.70 m,最大厚度 11.28 m。Au 平均品位为  $0.24 \times 10^{-6} \sim 90.86 \times 10^{-6}$ 。矿石中金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿,非金属矿物主要有石英、绢云母、方解石。金主要以独立矿物(自然金、银金矿)和类质同象形式存在。强硅化、黄铁



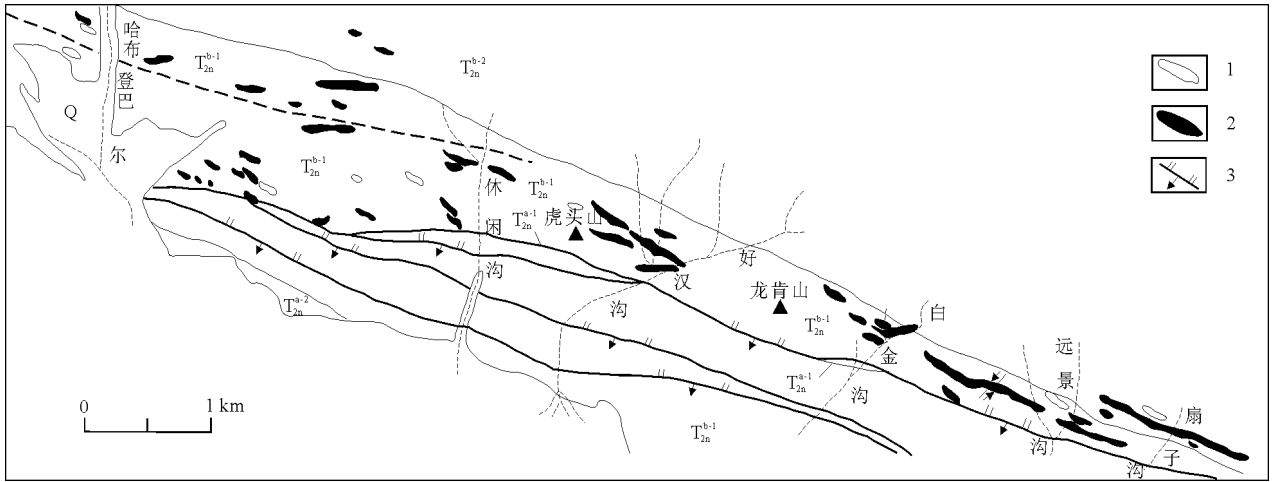


图1 开荒北金矿地质略图

Q—第四系； $T_{2n}^{b-2}$ —中三叠统千枚状粉砂质泥质板岩； $T_{2n}^{b-1}$ —中三叠统含菱铁矿粉砂质钙质板岩； $T_{2n}^{a-2}$ —中三叠统砂质灰岩夹钙质粉砂岩； $T_{2n}^{a-1}$ —中三叠统生物碎屑灰岩；P—二叠纪大理岩；1—石英脉；2—石英脉金矿体；3—推测、实测逆断层

矿化和绢云母化是区内与金矿化关系最密切的矿化蚀变，前二者构成了石英脉型金矿石，后者则形成黄铁绢英岩化蚀变岩型金矿石独立存在或分布在石英脉矿体两侧。成矿具多期多阶段性，其中主热液成矿期可分为黄铁矿-石英、多金属硫化物-石英和铁碳酸盐-石英3个阶段。成矿时代为印支期。

开荒北金矿硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值变化较小 (3.0‰~6.1‰)，平均 4.40‰，也均为正值，其中 3 件黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  均值为 4.73‰，1 件黄铜矿和 1 件方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  分别为 4.8‰ 和 3.0‰。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  平均值分别为 18.451，15.627，38.513。

## 青海五龙沟金矿

五龙沟金矿地处青海省都兰县境内，昆中断裂以北、昆中带中段，是东昆仑地区发现最早、工作和研究程度最高的一个矿床。已探明金储量 20 t，达大型。矿区内包括石灰沟、淡水沟、红旗沟、深水潭、中支沟和东支沟等数个金矿床 (点)，其中石灰沟金矿床规模最大、最典型 (图 1)。矿区主要出露地层为古元古界金水口群变质火山沉积岩

系，岩性包括黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、石英片岩和大理岩。侵入岩以加里东期片麻状花岗闪长岩为主。区内构造十分发育，晚加里东期右旋逆冲剪切在昆中断裂北侧形成 3 条长 30~50 km 的 NW 向大型剪切带，是区内重要的导矿与区域控矿构造。晚华力西—印支期的左旋斜冲剪切在大型剪切带旁侧产生了一系列与之配套的 NW—NNW 向次一级张剪性断裂带，是最重要的容矿、控矿构造，金矿体则呈透镜状斜列式成群成带地分布其中，一般单个矿体规模不大，长 20~580 m，平均厚 0.90~3.41 m，Au 平均品位为  $5.0 \times 10^{-6}$ ~ $12.6 \times 10^{-6}$ 。矿化组合为 Au-As-Sb，五龙沟金矿硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  为 1.1‰~6.9‰，集中于 2‰~5‰，均为正值，不同硫化物之间的硫同位素组成稍有不同， $\delta^{34}\text{S}$  值从大到小为黄铁矿 (均值 4.84‰)、毒砂 (3.9‰)、辉锑矿 (3.75‰)、方铅矿 (2.47‰)、闪锌矿 (2.4‰)。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  平均值分别为 18.370，15.598，38.418。矿石中金属矿物主要为黄铁矿、毒砂，其次有辉锑矿、辉铁锑矿及少量的白铁矿、

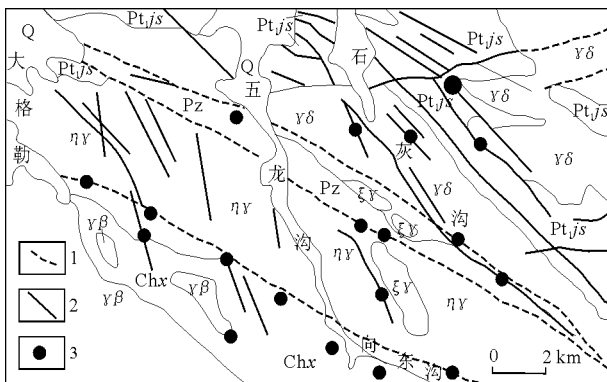


图1 五龙沟金矿地质略图

Pt<sub>1js</sub>—古元古界金水口群；Chx—长城系小庙群；Pz—古生界火山岩； $\gamma\delta$ —片麻状花岗闪长岩； $\eta\gamma$ —二长花岗岩； $\gamma\beta$ —黑云母花岗岩； $\xi\gamma$ —钾长花岗岩；1—韧性剪切带；2—脆性断层；3—金矿床 (点)

磁黄铁矿、钛铁矿、黄铜矿、方铅矿；非金属矿物主要为石英、绢云母、斜长石，其次有方解石及微量的铁白云石、重晶石、夕线石等。主要矿石结构为他形—半自形粒状、鳞片变晶、碎裂结构，矿石构造以浸染状和细网脉状为主，其次为角砾状，偶见有条带状和环带状。金主要以不可见金的形式赋存于硫化物矿物中，明金少见。矿床主要蚀变类型

包括硅化、绢英岩化、黄铁矿化、毒砂化及碳酸盐化等，其中以黄铁绢英岩化蚀变最强烈、最普遍。成矿具多期与多阶段性，从早至晚可分为黄铁绢英岩化、硅化-毒砂化、辉（铁）锑矿化、石英-黄铁矿化和碳酸盐化阶段。矿石类型为蚀变岩型，成矿时代为晚加里东期矿化，印支期定型，矿石绢云母 Ar-Ar 年龄为 236 Ma。

## 河南东闯金（铅）矿床

东闯金（铅）矿位于河南、陕西两省的小秦岭地区，属特大型金矿。小秦岭地区位于华北地台南缘，是我国华北、华南两大古板块以及欧亚板块和太平洋板块作用与影响所及的地区。小秦岭金矿田 EW 长 45 km，SN 宽 10~17 km，地层主要为

太华群变质岩系，构成 EW 向展布的“地垒状”断块，其北缘为太要断裂，南缘以小河断裂为界（图 1）。由于地处两大板块的碰撞拼合带，在长期的地质历史演化中，受到了多期构造-热事件，特别是秦岭褶皱带多期造山运动的强烈影响，显示了相当

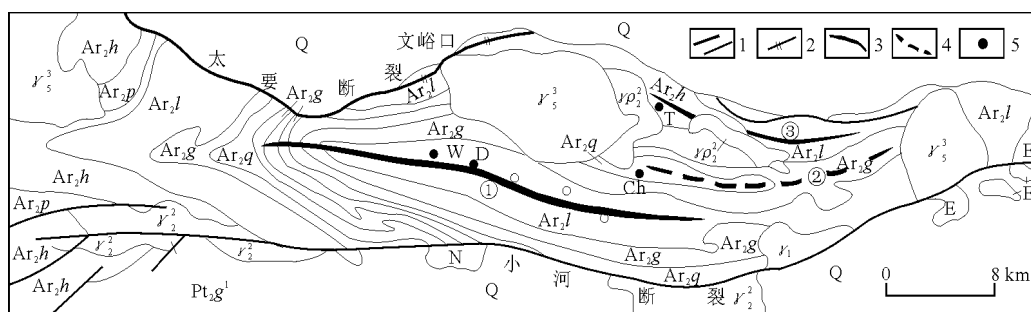


图 1 小秦岭金矿田区域地质略图

Q—第四系；N—新第三系；E—老第三系；Pt<sub>2</sub>g<sup>1</sup>—蓟县系高山河组；Ar<sub>2</sub>q—枪马峪组；Ar<sub>2</sub>g—观音堂组；Ar<sub>2</sub>l—间家峪组；Ar<sub>2</sub>h—换池峪组；Ar<sub>2</sub>p—蒲峪组； $\gamma_3^2$ —晚燕山期二长花岗岩； $\gamma_2^2$ —晋宁期花岗岩； $\gamma_2^2$ —吕梁期花岗岩； $\gamma_1$ —嵩阳期花岗岩；1—区域断裂；2—破碎带；3—背斜轴；①—老鸦岔—娘娘山主背斜；③—五里村—安家窑背斜；4—向斜轴；②—西阴—雷家坡向斜；5—金矿床；W—文峪，D—东闯，Ch—出岔乱石沟，T—太湖峪

复杂的多期地质作用叠加的特征。

东闯矿区位于矿田中矿带，出露地层为新太古界间家峪组的一部分，地层走向 270~300°，矿区位于老鸦岔脑—娘娘山主背斜南翼近轴部的次级褶皱西峪脑—仓珠峪向斜中部。区内断裂发育，分为近 EW 向压扭断裂；NNW 向张扭性断裂；NNE 向张扭性断裂。矿体多呈透镜或扁豆状，主矿体长 500~800 m，倾斜延伸 500~800 m，最大厚度 13.14 m。金属矿物有自然金、银金矿、碲金矿、碲金银矿、方铅矿、铅钼、碲铅矿、黄铁矿、磁黄铁矿、褐铁矿、黄铜矿等。非金属矿物主要为石英，次为绿泥石、黑云母、绢云母、方解石、白云石等。矿石类型为石英脉型金-铅矿石和蚀变岩型金-铅矿石。矿石结构以自形—半自形、半自形—他形及碎裂结构为主。构造有网脉、条带、不规则团块状、角砾状细脉浸染状、星点浸染状构造。成

矿作用的热液期分为 4 个成矿阶段：I 黄铁矿-石英阶段；II 石英-黄铁矿阶段；III 多金属硫化物阶段；IV 碳酸盐-石英阶段；自然金含 Au 81.07%~98.08%，形态常见角粒状、尖角粒状、圆粒状。自然金的赋存状态有晶隙金、裂隙金、包体金。围岩蚀变发育，蚀变带宽度一般为几米—十余米，内带以黄铁绢英岩化、黄铁矿化、黑云母化、硅化为主，其次为斜长石化；中带以碳酸盐化、黄铁矿化、黑云母化、硅化为主，其次为黄铁绢英岩化、绿泥石化；外带以绿泥石化、绿帘石化、钠黝帘石化及绢云母化为主，次为黑云母化。

矿区脉石英中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围为 6.08‰~12.76‰，铁白云石  $\delta^{18}\text{O}$  为 7.84‰~10.74‰， $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  为 -37.3‰~48‰， $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  为 5.17‰~6.06‰。石英脉中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  为 3.2‰~7.1‰，

方铅矿为  $2.4\% \sim 4.3\%$ 。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $17.060 \sim 17.105$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $15.425 \sim 15.448$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $37.557 \sim 37.657$ 。矿石铅年龄为  $872 \sim 977 \text{ Ma}$ 。从第 I 至 IV 成矿阶段温度变化范围依次为  $390 \sim 450^\circ\text{C}$ ,  $375 \sim 415^\circ\text{C}$ ,  $348 \sim 390^\circ\text{C}$ ,  $348 \sim 375^\circ\text{C}$ 。成矿热液盐度为  $5.6\% \sim 8.4\%$ 。成矿热液密度由 I 至 IV 阶段依次为  $0.74 \sim 0.93 \text{ g/cm}^3$ ,  $0.80 \sim 0.94 \text{ g/cm}^3$ ,

$0.75 \sim 0.96 \text{ g/cm}^3$ ,  $0.90 \sim 0.96 \text{ g/cm}^3$ 。成矿压力为  $1600 \times 10^5 \text{ Pa}$ , 成矿最小深度为  $4.81 \text{ km}$ 。包体的气相成分以  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  为主, 并有少量  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}$ 。液相成分以  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  为主。I 至 III 成矿阶段 pH 值依次为  $4.82$ ,  $5.05$ ,  $5.14$ 。氧逸度从早至晚阶段由  $8.91 \times 10^{-26}$  降至  $8.51 \times 10^{-30}$ , Eh 值为  $-0.7 \sim -0.5 \text{ V}$ 。

## 内蒙古哈达门沟金矿床

哈达门沟金矿床位于华北准地台三级构造单元阴山台拱与河套新断陷交接处。北以临河—集宁深断裂带与三级构造单元白云鄂博台缘坳陷带相连。南以横亘于阴山台拱与河套新断陷之间的乌拉山—大青山山前 EW 向深断裂带为界。哈达门沟金矿位于阴山台拱南缘的乌拉山—大青山山前深断裂带与 NE 向大断裂交汇处, 大桦背岩体东侧, 乌拉山复

向斜北翼近轴部的中东段, 梅力更沟—哈达门沟脆—韧性剪切变形带中 (图 1)。金矿产于新太古界乌拉山群, 含矿岩石不仅遭受了中—高级的区域变质作用, 而且发生了低角闪岩相至绿片岩相的退变质作用, 含矿岩石主要为黑云斜长片麻岩、黑云角闪二长片麻岩、辉石斜长片麻岩、斜长角闪岩、透辉角闪岩及紫苏辉石角闪岩、变粒岩, 原岩为富铁镁

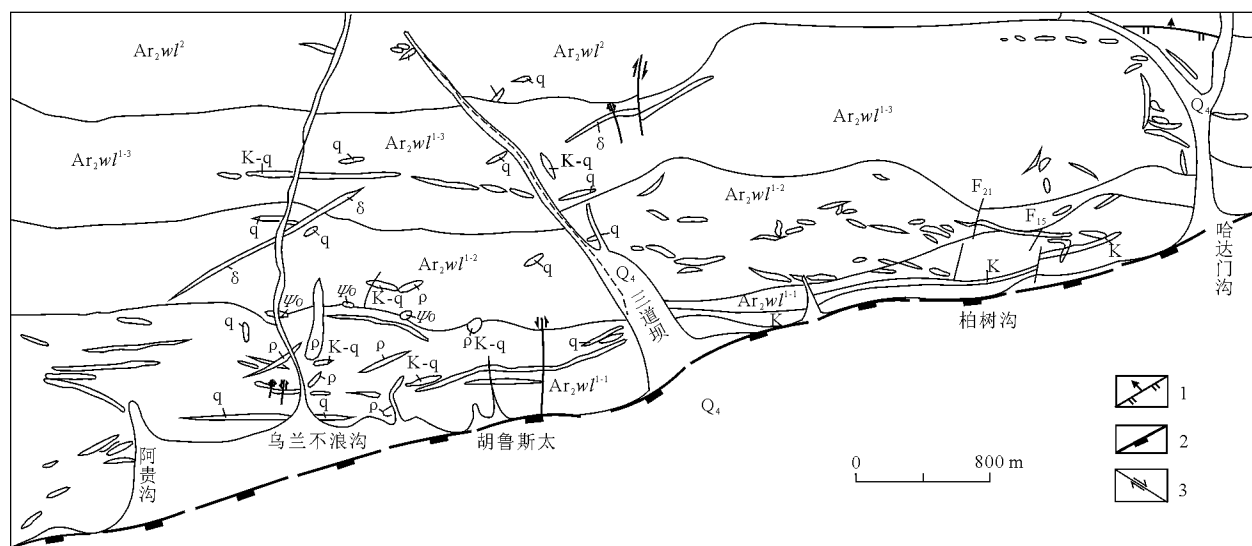


图 1 哈达门沟金矿矿区地质略图

Q<sub>4</sub>—全新统冲洪积残坡积物; Ar<sub>2</sub>wl<sup>2</sup>, Ar<sub>2</sub>wl<sup>1-3</sup>, Ar<sub>2</sub>wl<sup>1-2</sup>, Ar<sub>2</sub>wl<sup>1-1</sup>—新太古界乌拉山群第二岩组黑云母角闪斜长片麻岩榴石透辉磁铁矿英岩、角闪岩、黑云透辉角闪斜长变粒岩, 第一岩组角闪斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、角闪岩、变粒岩, 第一岩组含榴石浅粒岩、角闪黑云斜长片麻岩、二长片麻岩, 第一岩组混合岩化黑云二长片麻岩、榴石斜长浅粒岩、辉石角闪斜长片麻岩; β<sub>μ</sub>—辉绿岩脉; ψ<sub>0</sub>—角闪岩; δ—闪长岩脉; K—钾长花岗岩; ρ—伟晶岩; K-q—石英—钾长石脉及钾长石化蚀变构造岩; 1—压性断裂; 2—硅铝层深断裂; 3—扭性断裂

的中基性火山岩。

本区原生金主要产于石英—钾长石脉和钾长石化蚀变岩中, 其次是石英脉, 再次是钾长石伟晶岩、钾长石化碎裂闪长岩或闪长玢岩中。这些金矿化类型不但依附于断裂的形状、规模、性质、产状和围岩性质, 而且在平面和剖面上共存、过渡、转化。全区共发现含 Au 石英—钾长石脉及含 Au 钾长石化蚀变岩脉百余条, 在脆—韧性剪切变形带中为

等距离成群成带出露, 形成几个矿脉集中区, 脉最长 3 000 余米, 一般 200~500 m, 延伸大于 400 m, 厚 1~3 m, 最厚 20 余米, 形态多为单脉, 局部为复脉或长的扁豆体、豆荚状。大多数脉体走向近 EW, 倾向  $180 \sim 200^\circ$ , 或倾向 NW, 倾角  $50 \sim 75^\circ$ 。矿石贫硫化物, 主要为碎裂构造, 细粒、细脉稀疏浸染状构造, 角砾、块状、条带、胶状构造。各种交代残余、变晶结构, 半自形、他形粒状结构。自

然金成色 754~919, Au/Ag 值高。围岩蚀变主要为钾长石化、硅化、绢云母化及黄铁矿化, 次为绿泥石化、碳酸岩化、钠长石化、绿帘石化等。蚀变叠加或联合可增强金矿化, 蚀变强度与金矿化强度正相关。含 Au 石英-钾长石脉  $\delta^{34}\text{S}$  为  $-6\text{‰} \sim -18.37\text{‰}$ , 平均  $-12.38\text{‰}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围较大, 富集  $^{32}\text{S}$ ; 铅同位素  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.267$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.388$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.469$ 。金矿化的最佳成矿温

度为  $291\sim 379\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 压力变化范围为  $110\times 10^5\sim 766\times 10^5\text{ Pa}$ ; pH 值在  $8.30\sim 9.75$  之间。气相成分主要是  $\text{CO}_2$ , 并含少量  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2$ , 属于  $\text{HCO}_3^{3-}-\text{Ca}^{2+}-\text{Na}^+$  型水, 盐度低。

哈达门沟金矿属于变质热液—后生改造中温热液矿床, 是金-石英-钾长石脉和金-钾长石化蚀变构造岩型金矿床。

## 山东金青顶金矿床

金青顶金矿位于山东乳山县下初乡境内, 地处胶东隆起的次级构造单元——牟平—文登隆起的西部, 是国内单一矿体储量最大的金矿床。区内出露地层为太古宇胶东群, 岩性为混合岩化黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、斜长角闪岩和黑云二长片麻岩, 并见少量大理岩。昆嵛山花岗岩为区内出露面积最大的岩体, 约  $1\,230\text{ km}^2$ , 呈岩基状, 与金矿关系最密切。矿区构造以断裂为主, NNW 向展布。中生代早期形成的压扭性断裂主要有 4 条: 青虎山—康家沟、石沟—巫山、将军石—曲河庄和马家庄, 控制区内主要金矿床的形成和分布, 是主要的控矿和容矿构造, 并构成了胶东半岛东部最重要的成矿带——牟(平)—乳(山)金矿带(图 1)。

矿床深部共圈出 13 个金矿体, 其中 II 号矿体规模最大, 储量为大型。赋存标高  $120\sim -623\text{ m}$ , 地表长  $245\text{ m}$ , 勘探范围内最大长度  $365\text{ m}$ , 为较规则的似板状体。水平厚  $0.60\sim 6.96\text{ m}$ , 平均  $2.70\text{ m}$ 。贵金属矿物有自然金、银金矿、碲金银矿和碲银矿; 金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、菱铁矿等; 非金属矿物主要有石英、绢云母, 次为长石、水云母及方解石、铁白云石等。自然金成色  $853\sim 935$ 。矿石中主要元素为 Au, Ag; 可综合回收利用的伴生元素为 Cu, S, Te, Bi。矿石结构主要有自形—半自形粒状、压碎、碎屑、交代溶蚀和交代角砾、反应边结构等; 梳状、条带—脉状、团块、致密块状和浸染状构造等。围岩蚀变有钾化、硅化、绢云母化、绢英岩化和绿泥石化等。成矿作用分为 1) 金(银、碲)—乳白色石英-粗粒黄铁矿阶段; 2) 金(银、碲)—灰白色石英-细粒黄铁矿阶段; 3) 金-烟灰色石英-多金属硫化物阶段; 4) 金-灰黑色石英-细粒黄铁矿-多金属硫化物阶段。 $\delta^{34}\text{S}$  为  $6.4\text{‰} \sim 9.4\text{‰}$ , 平均  $7.9\text{‰}$  (5 个样); 胶东群地层  $\delta^{34}\text{S}$  为  $7.0\text{‰} \sim 7.8\text{‰}$ , 平均  $7.4\text{‰}$  (6 个样)。矿床硫同位素值组成无例外地正向偏离陨硫, 并且同胶东群的硫同位素组成基本相同, 据此认为成矿物质一部

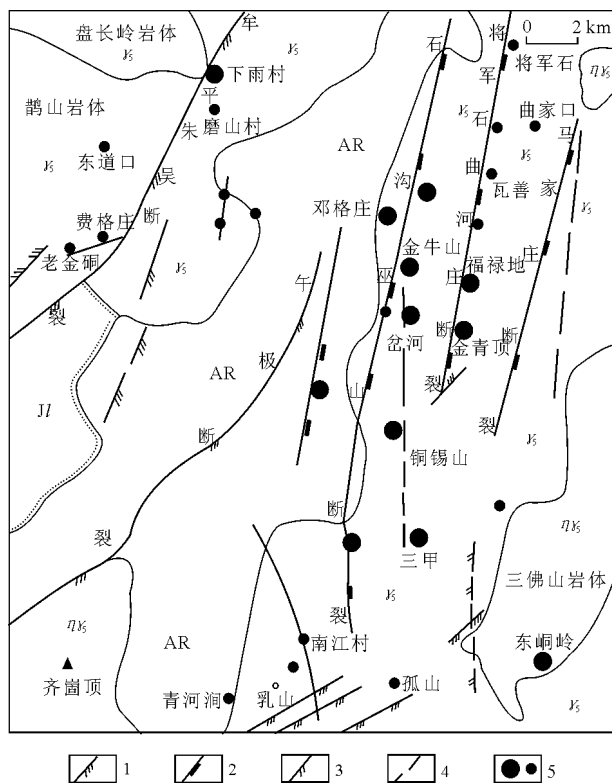


图 1 牟平—乳山金矿带地质略图

J<sub>1</sub>—侏罗系莱阳组; AR—太古宇胶东群;  $\eta\gamma_5$ —中生代似斑状花岗岩;  $\eta\gamma_5$ —中生代似斑状二长花岗岩;  $\gamma_5$ —中生代花岗岩; 1—压扭性断裂; 2—新华夏系压扭性主干断裂; 3—张扭性断裂; 4—推断断层; 5—金矿床(点)

分来自本区深部胶东群地层, Pb-Pb 同位素测定结果也表明成矿物质来源于古地壳。矿体形成温度  $313\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 压力  $0.817\times 10^8\text{ Pa}$ 。成矿环境为岩浆期后中温浅成条件。成矿期 pH 值为  $7.0\sim 6.5$ ;  $\lg f_{\text{O}_2}$  平均  $-34.5$  (5 个样)。成矿热液在形成早期富含  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ , 当其沿断裂上升时逐渐转变为富含  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{CO}_2$  等成分的成矿热液。Au 主要呈  $\text{HAu}(\text{HS})_2$  形式迁移, 主要的还原剂为  $\text{Fe}^{2+}$ , 在其被氧化成  $\text{Fe}^{3+}$  的同时还原金, 并使其沉淀。

## 陕西李坝金矿床

李坝金矿床产于中秦岭华力西褶皱带北亚带西段, 区内的主要构造为礼县—山阳深断裂及其分支断裂和石家河坝复向斜 (图 1)。礼县—山阳深断裂是区内的主要控岩、控矿断裂, 该断裂在礼县以西分成 2 支, 李坝金矿床产于北支断裂的次级断裂中。北支断裂带宽 80~250 m, 主要由断层泥、糜棱岩、碎裂岩组成。断裂带内岩石中成矿元素 Au, Ag 含量高, 而 As, Sb, Hg 等含量较低。褶皱总体上呈 NWW 走向, 石家河坝复式向斜由 3 个二级褶皱组成, 北部为马坞背斜。区域地层以泥盆系、石炭系为主, 二叠系、第三系和第四系零星分布。区内岩浆活动可分为华力西、印支和燕山期, 出露面积近 700 km<sup>2</sup>, 以印支期岩浆活动最强烈, 主要形成中川、柏家庄、阎井、碌础坝、教场坝五大花岗岩

岩体, 构成中川岩体群, 与成矿关系较密切。

李坝金矿床位于中川岩体北东 2.5 km 处, 礼县—罗坝—锁龙口深断裂从矿床南约 1 km 处通过。矿床已达特大型。矿区出露地层为中泥盆统李坝群第二岩性段。矿区位于石家河坝复式向斜北翼马坞背斜南东倾伏端, 总体向南西倾斜的一单斜构造。脉岩有斜闪煌斑岩、闪长细晶岩、斜长细晶岩和花岗细晶岩。矿区以 5 和 6 号矿体为主矿体, 矿体长 150~1 400 m, 厚 1~15 m, 品位  $3 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$ , 均为构造蚀变岩型, 与原岩相比, 矿石中 SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, Na<sub>2</sub>O 等组分降低; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O 等组分增高; Au, Ag, As, Pb, Ba, Sb 等元素含量明显增加。矿石有自形—半自形—他形粒状、嵌晶、交代、压碎结构等; 构造有浸染状、斑岩状、条带状、角砾状、脉状等。金的载体矿物有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、绢云母、石英、碳酸盐岩等。围岩蚀变主要有黄铁矿化、绢云母化、硅化、碳酸盐化等。热液成矿期分为 1) 黄铁矿—金银系列矿物—绢云母; 2) 多金属矿物—金银系列矿物—石英碳酸盐; 3) 黄铁矿细脉。pH 值为 3.67~4.78, 反映成矿流体明显偏碱性。 $\delta^{34}\text{S}$  为 4.0‰~10.6‰;  $\delta\text{D}$  为 -91.8‰~-75.1‰;  $\delta^{18}\text{O}$  为 -6.66‰~-2.67‰;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  变化范围分别为 18.336~18.907, 15.643~15.805, 38.326~39.064。铅同位素成矿年龄为 173.4 Ma。李坝矿床含矿围岩粉砂质千枚岩和斑点粉砂质千枚岩稀土总量平均  $208.7 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 平均 3.494,  $\delta\text{Eu}$  平均 0.719。主要载金矿物黄铁矿  $\Sigma\text{REE}$  平均为  $141.933 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 平均 4.348,  $\delta\text{Eu}$  平均 0.641, 稀土分布曲线与含矿围岩相似。主成矿期为燕山早期 (171.6~173.4 Ma), 与中川岩体的成岩年龄 (181.5~219.0 Ma) 接近。礼县—山阳深断裂是区内的重要控矿断裂, 沿该断裂旁侧分布有双王、二台子、八卦庙、庞家河、李坝、金山、马泉等一系列大型和特大型金矿床。李坝矿床的金矿体全部赋存在三级断裂的次级断裂中。

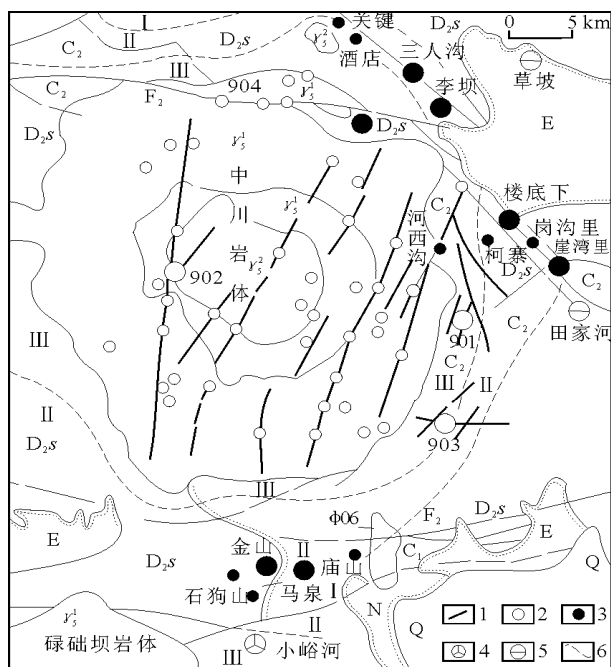


图 1 李坝金矿床区域地质简图

Q—第四系; N—新第三系; E—老第三系; J—侏罗系; C<sub>2</sub>—中石炭统; C<sub>1</sub>—下石炭统; D<sub>2s</sub>—中泥盆统舒家坝组;  $\gamma_1^{1-2}$ —花岗岩;  $\chi_{36}$ —碱玄岩; 1—断裂; 2—铀矿床; 3—岩金矿床; 4—铜—铅—锌矿床; 5—砂金矿床; 6—接触变质分带界线; I—绿泥石绢云母带; II—黑云母带; III—红柱石、堇青石带

## 陕西马鞍桥金矿床

马鞍桥金矿床位于陕西省周至县南部板房子一带, 属于秦岭板块北带, 是秦岭板块向北侧华北板

块俯冲带的最北部前陆边缘区, 为秦岭板块泥盆系北带, 即白云—柞水泥盆系小区。北侧限定于商—

丹断裂带向西延伸的沙梁子—双庙断裂,南侧限于礼县—山阳断裂之间的广大地区,发育中泥盆统青石垭组 and 上泥盆统桐峪寺组及中—下石炭统地层,在板房子—小王涧组成一复式向斜。马鞍桥金矿床及金矿带即位于该复向斜北翼旭奋子—黄石板次级背斜构造中(图1)。马鞍桥地区所属2板块碰撞造山对接带中,故岩浆岩活动较发育,在沙梁子断裂以南断续出露燕山期花岗岩及花岗闪长岩。容矿

的上泥盆统桐峪寺组岩层普遍遭受中—低级变质作用,主要岩性含 Au  $4.4 \times 10^{-9}$  (本区背景值  $3.1 \times 10^{-9}$ ),外围大黑沟—小王涧范围的塌陷斜坡盆地岩相区,含 Au 平均(46件样品)为  $10.2 \times 10^{-9}$ 。矿区较为特征的构造为断裂和韧性剪切构造带,马鞍桥金矿带各金矿体富集地段位于剪切变形强烈及加宽部位,近 EW 向韧性剪切变形序列与金成矿作用密切。

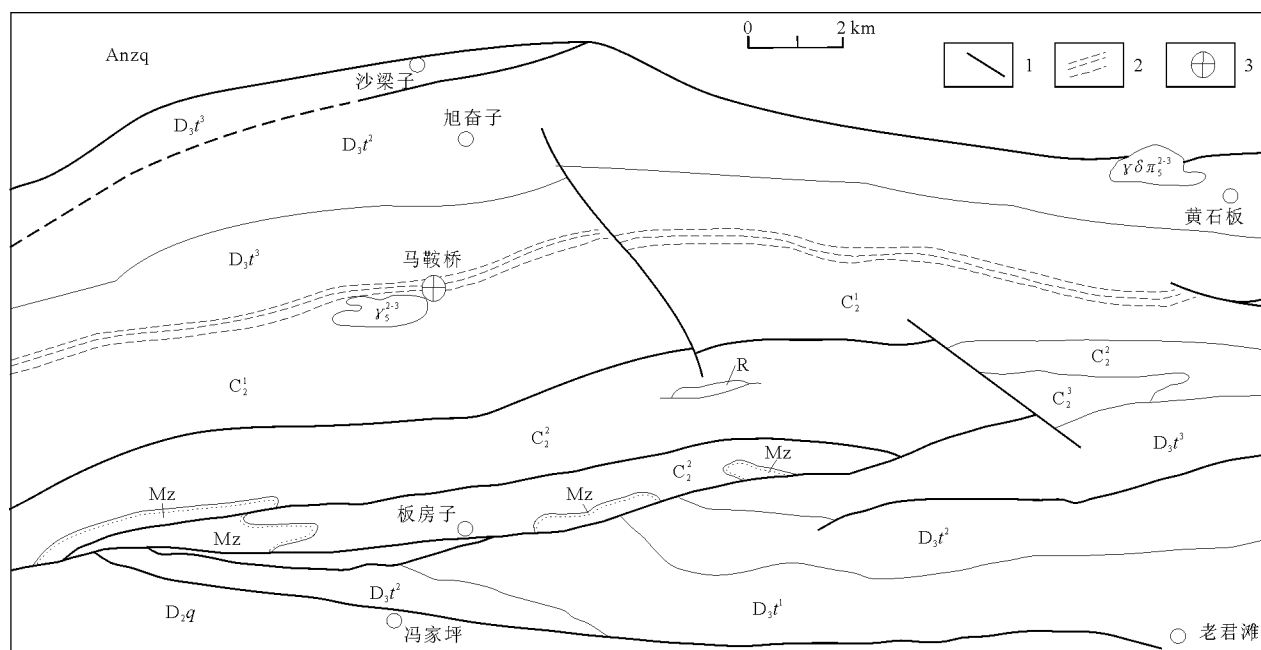


图1 马鞍桥金矿床区域地质略图

R—第三系; Mz—中生界; C—石炭系;  $D_3t^3$ ,  $D_3t^2$ ,  $D_3t^1$ —上泥盆统桐峪寺组三、二、一段;  $D_2q$ —中泥盆统青石垭组; Anzq—前震旦系秦岭群;  $\gamma_5^{2-3}$ —燕山期似斑状黑云母花岗岩;  $\gamma_5^{2-3}$ —燕山期花岗闪长岩; 1—区域断裂; 2—韧性剪切构造带; 3—金矿床

金矿带分为北部和南部2条。南部成矿带是本区成矿最佳地带,韧性剪切构造带所叠加的地层由上泥盆统桐峪寺组上岩段上部岩性层组成,其南侧由碳质片岩限定,北界具有过渡性质,剪切变形强度明显减弱。矿带总体走向  $170 \sim 210^\circ$ , 南倾, 倾角  $35 \sim 50^\circ$ , 宽  $60 \sim 150$  m, 延长大于 10 km。北部金矿带北界由前震旦系秦岭群变质岩系所限定,南界限定在桐峪寺组上岩段上部岩层中。矿带总体倾向  $192^\circ$ , 倾角  $49^\circ$  左右。金的矿化富集三要素: 1) 有利的容矿与含矿岩系为细碎屑岩; 2) 容矿与含矿岩系在碰撞成陆的造山活动时期, 强烈的韧性、韧—脆性剪切构造的叠加; 3) 与热液活动有关的矿化与蚀变是水—岩交换化学反应的有力证明, 与金矿化有关的蚀变主要为黄铁矿化、磁黄铁矿化、毒砂化、白铁矿化、硅化、铁白云石化。

金的平均品位变化于  $4.82 \times 10^{-6} \sim 5.28 \times 10^{-6}$ , 属低品位金矿床。矿石具细脉—浸染状构

造, 自形—半自形、半自形—他形、他形粒状, 包含、乳蚀状、固溶体分离、交代残余、粒间与填隙结构。金属矿物常见黄铁矿、磁黄铁矿, 少见毒砂, 白铁矿; 少量闪锌矿、黄铜矿; 微量锑铋碲矿、辉锑铅矿、辉锑铜铅矿、银金矿等。非金属矿物依次为石英、黑云母、铁白云石、方解石等。蚀变主要有黄铁矿化、磁黄铁矿化、硅化、黑云母化、绢云母化。金矿床成矿作用演化分为4个作用期: 沉积成岩初始富集期、变质分异预富集期、构造叠加热液改造成矿期与表生氧化期。矿石中金矿物绝大多数为银金矿, 含金  $79.07\% \sim 86.63\%$ , 含银  $10.37\% \sim 20.93\%$ , 金的成色平均 833。成岩变晶黄铁矿与磁黄铁矿大多富集轻硫, 具有 C<sub>有机</sub> 还原硫的特征。热液期硫化物中等程度富集重硫, 且随着硫化物形成由早至晚期, 其富集重硫呈增长之势, 硫同位素组成直方图呈台阶状特征。本区岩浆侵入活动和变质作用的动热对容矿主岩的叠加与改

造作用是十分强烈的。获得的矿石铅模式年龄为 86~384 Ma。在铅同位素组成构造图上, 矿石矿物铅同位素组成投影点均落在造山带演化线附近。成矿温度由中温向低温大致降低, 其中 327~255 °C

为金成矿作用的较佳温度范围, pH 为 5.57~6.7, Eh 为 -0.305~-0.197 V, 流体包裹体含 Au  $0.82 \times 10^{-6} \sim 2.80 \times 10^{-6}$ 。

## 陕西太白双王金矿床

双王金矿床位于陕西省凤太矿田中部, 处于秦岭板块晚古生代陷陷海槽带内。出露地层为泥盆系王家楞组、古道岭组、黑红铺组和九里坪组。西坝岩体是矿区范围内出露的一个主要岩浆岩侵入体, 为多期岩浆活动的复式岩体, 岩性为石英二长闪长岩、二长花岗岩, 同位素年龄测定为 213.5 和 198.3~202.0 Ma。区内构造线总体为 310~130°, 由一系列线状褶皱和断裂构成。褶皱为西坝复背斜, 背斜北翼次级褶皱发育 (图 1)。双王含 Au 构造角砾岩在地表主要有 8 个角砾岩体呈舒缓反“S”形带状排列, 与地层走向呈低角度斜切。钠长角砾岩带控制金矿的产出, 金主要产在角砾岩胶结物中。主要蚀变为钠长石化, 并伴有含铁白云石化、黄铁矿化。双王金矿共有大小金矿体 14 个, 单矿体长 20~100 余米, 宽数米至数十米, 矿体呈厚板状、囊状、透镜状。如 8 号矿体为最大, 长 659.81 m, 垂直延伸 348 m, 宽 28.38 m, 达大型矿床规

模。金矿床划分为 6 个成矿阶段, 其中热液作用的强度以 I 和 II 成矿阶段最大, 分布最广, 而与金矿化关系最为密切的为 II, III 成矿阶段。元素组合为 Mn-S-Te-Au-Se-Ag。与热液成矿作用有关的具主要工业意义的金的独立矿物为自然金、碲金矿、银金矿, 其他矿物有黄铁矿等。非金属矿物有钠长石、含铁白云石、绢云母、方解石等。金主要赋存在黄铁矿、含铁白云石、褐铁矿等载体矿物中。矿石主要为粒状、包含、嵌晶、填隙、交代结构等, 构造有角砾状、脉状、网脉状和团块状。矿石为黄铁矿(褐铁矿)-钠长石-含铁白云石型金矿石。

化学分析结果:  $\text{SiO}_2$  44%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12.13%,  $\text{CaO}$  10.5%,  $\text{MgO}$  4.94%,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  3.45%,  $\text{Na}_2\text{O}$  6.24%,  $\text{K}_2\text{O}$  0.59%,  $\text{TiO}_2$  0.53%, S 1.17% 等。本区金的区域丰度值为  $3.325 \times 10^{-9}$ , 较泰勒的地壳克拉克值 ( $4.00 \times 10^{-9}$ ) 低。西坝复式岩体主期石英二长闪长岩和晚期的二长花岗岩中 Au 的平均值分别为  $1.28 \times 10^{-9}$ ,  $0.57 \times 10^{-9}$ 。层状钠长岩 Au 丰度高达  $0. n \times 10^{-6}$ 。

混入矿床中的放射成因铅生成时间为 582 Ma。矿床年龄 (IV 阶段) 168 Ma。产生放射成因混染铅的源区岩石年龄为 948 Ma。西坝岩体石英二长闪长岩中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  为 3.8‰~4.84‰。二长花岗岩的黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  为 5.3‰~6.1‰, 具陨石型硫源性质。近矿围岩地层中黄铁矿硫同位素组成:  $\delta^{34}\text{S}$  为 5.7‰~13.8‰, 具典型的壳源硫特征。成矿阶段 II—IV 发育时, 成矿温度由 177→183→195 °C;  $\delta^{34}\text{S}$  平均值由 9.165‰→9.56‰→9.58‰。I, II, III, IV 矿化阶段氢氧同位素组成值说明成矿热液系统中的水主要是岩浆水和变质水构成的混合水。II, III 阶段碳酸盐矿物中  $\delta^{13}\text{C}$  平均值为 -6.33‰,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$  的平均值为 16.49‰, 石英  $\text{CO}_2$  包裹体的  $\delta^{13}\text{C}$  为 -3.37‰,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$  为 11.53‰。矿床稀土元素特征: 1) 稀土总量  $54.48 \times 10^{-6} \sim 166.99 \times 10^{-6}$ ; 2)  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$  为 0.54~1.71; 3) Eu/Sm 值平均为 0.37, 铕亏损度  $\delta\text{Eu}=0.79 \sim 1.30$ 。成矿溶液温度变化区间为 448~362 °C, 热液的盐度  $\leq 10\%$ 。Au

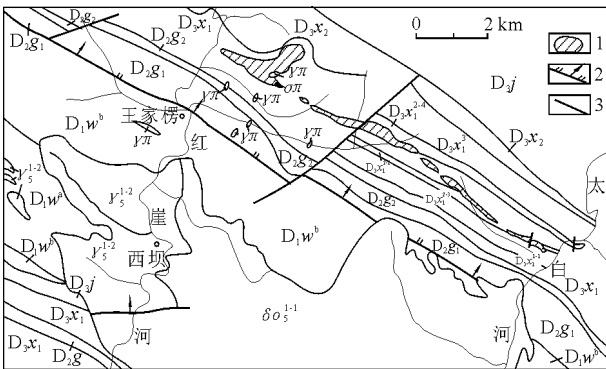


图 1 双王金矿床矿区地质略图

$D_3j$ —九里坪组粉砂岩、板岩互层;  $D_3x_2$ —星红铺上亚组含生物碎屑结晶灰岩;  $D_3x_3$ —星红铺下亚组粉砂质绢云母板岩;  $D_3x_1^{2-4}$ —变质粉砂岩及板岩;  $D_3x_1^{2-3}$ —粉砂质绢云母板岩、粉砂岩互层;  $D_3x_1^{2-2}$ —变质粉砂岩夹绢云母板岩;  $D_3x_1^{2-1}$ —变质粉砂岩、绢云母板岩互层;  $D_3x_1$ —绢云母板岩、钙质板岩、结晶灰岩;  $D_3x_1$ —星红铺下亚组未分;  $D_2g_2$ —古道岭组上亚组结晶灰岩夹砂岩;  $D_2g_1$ —古道岭组下亚组钙质砂岩夹生物灰岩;  $D_2g$ —古道岭组未分;  $D_1w^b$ —王家楞组上段;  $D_1w^a$ —王家楞组下段变质粉砂岩夹结晶灰岩、碳质片岩;  $\gamma_5^{2-2}$ —印支晚期二长花岗岩;  $\delta\delta_5^{1-1}$ —石英闪长岩;  $\gamma\pi$ —花岗斑岩脉;  $\sigma\pi$ —中基性岩脉; 1—含金构造角砾岩; 2—正断层; 3—性质不明断层



以  $\text{AuHCO}_3^-$ ,  $\text{Au}(\text{NS})_2^-$  及  $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$  等配合物形式搬运。矿床形成时代为燕山早到中期, 南北两古板块对接造山, 形成区域性的大断裂角砾岩群或带。造山作用产生的巨大热量以及在角砾岩带中来

自深部的富含 Na, Ca,  $\text{CO}_2$  等组分的成矿流体沿断裂构造带阶段性的上升运移, 随着体系温度、压力等条件的相应变化, 流体组分也发生了阶段性的改变, 表现为不同矿化阶段产物的分带或叠加。

## 加拿大萨斯喀彻温省 Trans-Hudson 造山带 La Ronge 地区深成造山型金成矿的控矿条件

在萨斯喀彻温省部分内约 1.9~1.8 Ga Trans-Hudson 造山带中的 La Ronge 地区是一花岗岩绿岩带。约 1.87~1.86 Ga 期间 La Ronge 火山弧向太古宙 Hearne 克拉通增生。增生的 La Ronge-Hearne 边缘带下面的洋壳消减引起大量大陆岛弧侵入。在 Waddy Lake 地区, 在熔融的消减洋壳板块产生的岩浆内结晶出  $(1\,852.6 \pm 1.5)$  Ma 的 Corner Lake 岩株和  $(1\,859 \pm 4)$  Ma 及  $(1\,861 \pm 2)$  Ma 的长石-斑岩岩墙。在 1.83~1.80 Ga Hearne 克拉通和太古宙 Sask 及 Superior 克拉通碰撞期间, La Ronge 地区形成了区域性的渗透性叶理和陡倾斜线理。在区域性收缩期间, 变形局部变为右旋的和作为能干层与非

能干层接触带的斜向滑动剪切带。造山型金成矿作用与被深层钾化和硫化物蚀变带包围的石英脉相关。Komis 金矿床是 Weddy Lake 地区惟一已被开采过的金矿床, 赋存于区域性叶理和线理发育时的 Round Lake 岩株应变影内。矿化与石英相关, 切割了比其周围变质火山岩与具脆性的英云闪长岩。Gold Heart 和 Corner Lake 金矿床主要以南侧向上倾斜剪切带为主, 该剪切带属于从萨斯喀彻温省向曼妮特巴 (Manitoba) 延伸的区域系统内。

任 胜译自 *Canadian Journal of Earth Science* 2004, 41 (12), 王美娟校

## 南美洲中安第斯东部及其山前地带的造山型金矿床

在中安第斯东部及其山前地带 ( $6^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{S}$ ) 奥陶纪—石炭纪花岗岩、片麻岩及晚古生代浊积岩层的鞍状层位中, 沿脆-韧性变形带产出众多石英脉型矿脉, 并形成一系列中、晚古生代构造控制的金矿床, 构成了 3 个主要 Au ( $\pm\text{Sb}\pm\text{W}$ ) 金属矿带的一部分。这些矿带从秘鲁北部到阿根廷中部沿东安第斯山脉一直延伸到 Pampeanas 山脉的南部, 其中包括一些著名的矿区和矿床, 如 Pataz-Parcoy, Ananea, 圣多明各 (Santo Domingo), Yani-Auacpata, Amayapampa, Dela Rinconada 山和 De Cordoba 山。根据已有的同位素年代资料, 可以初步确定出 2 个成矿时代: Pampeanas 山脉金矿带 ( $26^{\circ}00'\sim 33^{\circ}30'\text{S}$ ) 为泥盆纪, 秘鲁北部 ( $6^{\circ}50'\sim 8^{\circ}50'\text{S}$ ) Pataz-Maranon 河谷金矿带为石炭纪。而分布于秘鲁东南部、玻利维亚、阿根廷西北部东安第斯山南部 ( $12^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{S}$ ) Au-Sb 矿带的浊积型矿脉的形成时代没有确定。野外关系表明, 金成矿与石炭纪变形有关。包括 Pataz 省在内的北部矿带, 长大于 160 km, 主要由赋存于脆-韧性剪切带的富硫化物的石英脉组成, 这些变形带甚至影响了石炭纪花岗岩。在 Pataz 省,

金成矿作用发生在地壳快速抬生期 (329 Ma), 赋矿火成岩侵位和磨砾层盆地建造幕的几百万年后。南部 2 个矿带的形成与南美后安第斯板块边缘地体增生作用产生的同碰撞或碰撞期后的构造环境有关。东安第斯山南部的 Au-Sb 矿带可能形成于 Arequipa 和 Antofalla 地体碰撞的最后阶段。Sierras Pampeanas 金矿带被认为是和 Chilenia 地体增生形成的压扭构造有关。

3 个泥盆纪—石炭纪安第斯矿带是全球造山金矿省的南美部分, 形成于晚奥陶纪到中二叠纪, 产于冈瓦纳克拉通与古特提斯大陆间的增生或碰撞带。因其边缘多发育有一系列构造带, 冈瓦纳泛大陆中石炭纪构造轮廓图可以作为预测世界上古生代造山型金矿产出位置的有力工具。产于古生代地层的 3 个南美矿带和赋存于相同层位的大量东澳大利亚金矿, 如 Bendigo-Ballarat 和 Charters Towers, 两者具有许多共同的特征。当与法国 Massif Central 矿床进行对比时, 南美洲安第斯矿田中的 Pataz 和 Ananea-Yani 矿床对应的分别是 Saint Yrieix 地区和 Salaigne 矿床。考虑到东 Cordillera 和 Sierras Pam-

peanas 地区脉状 Au (±Sb±W) 矿床的普遍性, 且以前没有较多的投入, 安第斯中央山系东部地区泥盆纪—石炭纪中的造山型金矿将成为勘探工作的重

要目标。

任 胜译自 *Ore Geology Reviews* 2003, 22 (1~2), 陈 祥校

## 新西兰 Macraes 矿山造山型金矿难选矿石的地质条件

Macraes 矿山为位于 Otago 片岩带后沉积岩的一个造山型 (中温热液型) 金矿床内。有很多金都赋存于含少量硅化叠加的蚀变片岩内, 本文主要研究的矿石类型是蚀变片岩。未矿化片岩在化学和矿物学组成上呈均一性, 但还包含 2 个端员岩石类型: 长石质片岩和云母片岩。这 2 种岩石类型都经历了沿缓倾的叶理平行剪切带发育的高温热液蚀变作用, 因其具不同流变学特性, 对矿化类型产生影响。在韧性变形过程中, 云母片岩发生广泛的重结晶和高温热液蚀变, 形成的矿石为浸染状 mm 级的黄铁矿立方体 (含 S 1%~2%) 及少量硅化作用。早期的黄铁矿的固溶体中含 Ni 和 (或) As, 因此认为金不会赋存于这些黄铁矿或晚期毒砂颗粒中。该类矿石难以回收, 氰化法浸出金的回收率低于 50%, 这是因为岩石受晚期脆性变形作用影响很小。相比之下, 长石质片岩也经过了高温热液蚀变, 但却形成于与剪切带相关的脆性变形作用期间, 而且以矿化的黑色微剪切带和细岩脉为特征。

微剪切矿石中的硫含量相对较低 ( $<0.7\%$ ), 且白云母在高温热液蚀变期间被伊利石化。黄铁矿和毒砂在微剪切中发生碎裂和变形, 含直径  $1\sim 10\ \mu\text{m}$  的金包裹体。晚期黄铁矿细岩脉还含微米—次微米级的闪锌矿、黄铁矿、方铅矿和金 (10 微米) 的包裹体。尽管细粒金的包胶囊习性抑制了氰化过程, 但微剪切矿石内的金还是比难选矿石内的金更易回收。微剪切矿石和浸染状黄铁矿矿石都从侧面进入含高温热液石墨和晚期破裂硫化物的矿化黑色剪切带中。这种黑色剪切矿石易于释放金, 然而金被吸附到脉石矿物上, 其氰化作用的回收率还不到 50%。因此, 氰化法金的回收率低可能是因为 1) 微结晶石英和未破碎硫化物颗粒中黄金的低析出, 2) 氰化过程中析出金被吸附。因此, 在氰化作用之前引进矿石压力氧化作用可有效解决这些问题。

任 胜译自 *Mineralium Deposita* 2005, 40 (1), 王美娟校

## 秘鲁 Pataz 省安第斯山东部石炭纪造山型金矿床地质构造框架、共生组合、蚀变及 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 地质年龄

Pataz 省位于秘鲁北部安第斯山东部一条长 160 km 的造山型金矿带的中间, 在过去的 100 年里从脉型矿床中已产出约 600 万盎司的黄金。该矿床表现出几种典型特征: 1) 在区域范围内, 成矿作用位于走向 N—NW 的线性构造东部一宽  $1\sim 5\ \text{km}$  的构造走廊的次级构造内, 且与  $330\sim 327\ \text{Ma}$  Pataz 岩基的 N—NW 向边缘带在空间上共生; 2) 在矿区范围内, 岩性受岩脉的几何特征及其类型控制, 矿脉沿岩基边缘或在其内部以相当连续的  $\leq 5\ \text{km}$  的长石英脉形式赋存, 或以分支和平行层理的窄矿石岩株的形式赋存于褶皱的奥陶纪浊积岩中; 3) 岩脉的方向一致, 尤其在基岩内部, 超过 80% 的石英脉就位于走向 N—NW、倾向 E 的脆—韧性变形带; 4) 金属伴生元素一致, 含 Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn, +Cu, +Sb, Bi, -Te-W, 含富硫化物共生系

列, 第一阶段由乳石英、黄铁矿、毒砂及铁白云石组成; 第二阶段由蓝—灰色微颗粒石英、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、含铋硫盐、银金矿、自然金组成, 然后是贫方解石—白云石—石英细脉; 5) 围岩的高温热液蚀变由伴随少量绿泥石、碳酸盐矿物及黄铁矿的普通白云母蚀变组成, 黄铁矿在深成岩中发生褪色蚀变, 沉积岩中含弱白云母和绿泥石蚀变。

在 Pataz 地区, 根据矿床的构造分析圈定出 4 个与成矿破碎带同步的系统。其中, 主要的是位于再活动逆断层内的走向 N—NW, 倾向 E—NE 系统, 占全区黄金资源量超过 80%。按经济价值划分为 3 个次级系统: 1) EW 向平缓延伸脉, 2) 奥陶纪沉积岩中的长轴褶皱带的分支, 包括走向 EW, 倾向 N 和走向 SN, 倾向 E 两组, 3) 弱矿化

的走向 EW 的左旋垂直断层。这 4 个构造系统岩脉的方位都与三维应变模型一致。其中的主要短轴 P 的方位为  $80^{\circ}/15^{\circ}$ ，中间轴为  $165^{\circ}/00^{\circ}$ ，而陡倾斜延伸轴 T 为  $255^{\circ}/80^{\circ}$ 。根据这些条件，富矿石岩株主要位于左旋拉张带，SN 向矿脉或含 EW 垂直断层的延伸矿脉交叉部位。

Pataz 岩基的花岗闪长岩-二长花岗岩岩体的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  法测得黑云母坪年龄为  $329 \pm 1.4$  和  $(328 \pm 1.2)$  Ma，与花岗闪长岩的 U-Pb 年龄 329 Ma 接近。细晶岩岩墙中白云母和黑云母的坪年龄分别为  $322.1 \pm 2.8$  和  $(325.4 \pm 1.4)$  Ma。与金成矿紧密伴

生的蚀变作用中的白云母标本在坪年龄 314~312 Ma 之后形成了 3 个低温阶状模式  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  系列。

这些年龄与 Pataz 矿床 (314~312 Ma) 和钙-碱性 Pataz 岩基 (330~327 Ma) 或细晶岩岩墙 (327~319 Ma) 及晚白垩世斑岩活动之间不具成因联系。但是，该矿床的构造、矿物学及地球化学特性的总体均一性和其大地构造演化表明金成矿与大型增厚碰撞带的抬升过程中的热液运动有关。

任 胜译自 *Economic Geology* 2004, 99, 王美娟校

## 印度南部 Dharwar 克拉通 Ajjanahalli 矿山穿壳剪切带在造山型金矿化中的作用

印度 Ajjanahalli 金矿山与 Dharwar 克拉通 Chitradurga 绿岩带东部晚期太古宙克拉通剪切带共生。金成矿赋存于一宽 100 m 的带状铁建造背斜构造内。原生磁铁矿及菱铁矿被峰期变质蚀变组合 (绿泥石-黑硬绿泥石-铁滑石-绢云母-铁白云石-毒砂-黄铁矿-雌黄铁矿-金) 替代，温度  $300 \sim 350^{\circ}\text{C}$ 。带状铁建造内富集的元素包括 Ca, Mg, C, S, Au, As, Bi, Cu, Sb, Zn, Pb, Se, Ag 及 Te，而围岩内 As, Cu, Zn, Bi, Ag 和 Au 弱富集。Sr 与 CaO, MgO,  $\text{CO}_2$  及 As 相关，表明毒砂和 Mg-Ca 碳酸盐为同源建造。富 Fe 带状铁建造层中蚀变比围岩内蚀变范围广，说明了带状铁建造地层具更强的活动性。同位素资料 ( $\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{‰} \sim 8.5\text{‰}$ , Sr 初始

值  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7068 \sim 0.7078$ ) 表明矿石流体由 Chitradurga 绿岩带深变质脱挥发分作用形成。毒砂、黄铜矿及磁铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $2.1\text{‰} \sim 2.7\text{‰}$ ，与 Chitradurga 绿岩带岩石中的硫一致。根据 Chitradurga 绿岩带东接触带剪切带内成矿作用、区域构造与左旋走向滑动变形间的时空关系，Ajjanahalli 金成矿是由流体浸入到一级构造的低应变带所形成的。在横向岩体增生及从逆冲断层到横推构造的演变过程中，含矿流体沿剪切带被搬运至相对较浅地壳层内。根据这种流体运移模式，勘探工作应集中在低应变带或与一级剪切带相连的高级帚状断层。

任 胜译自 *Economic Geology* 2004, 99, 王美娟校

## 西澳大利亚 Laverton 世界级 Wallaby 金矿床：叠加于岩浆-热液磁铁矿-方解石蚀变岩筒之上的造山型矿化？

Wallaby 金矿床的金矿化赋存于厚 1 200 m 的镁铁质砾岩层中。该砾岩被一明显共生碱性岩浆岩系侵入，从镁铁质二长岩，二长岩，正长岩，正长斑岩到晚期碳酸岩的分离作用在不断加强。在该矿区，管状的阳起石-磁铁矿-绿帘石-方解石 (AMEC) 蚀变带叠加在砾岩之上。金成矿作用及伴生的白云石-钠长石-石英-黄铁矿蚀变赋存于一系列近水平的构造控矿带内，该构造带大部分位于富磁铁矿岩筒内。该矿床目前的储量为 2.0 兆盎司金，金的总资源量为 7.1 兆盎司。

岩浆榴石的 TIMS U-Pb 分析及与金有关的磷酸盐矿物的 SHRIMP U-Pb 分析确定了 Wallaby 岩浆作用和金矿化作用的时间。Wallaby 正长岩中的二长花岗岩和碳酸岩岩脉的侵入时间为  $(2.664 \pm 3)$  Ma，比金矿化  $(2.650 \pm 6)$  Ma 早。至少在 5 Ma，很可能为 14 Ma。近岩浆作用和金成矿作用之间的重要的间隔表明含金流体不是由 Wallaby 正长岩的伴生岩浆衍生的，尤其是因为侵入作用不可能在 1 Ma 多的时间里驱动热液系统。

对 Wallaby 金矿床的形成正长岩区域蚀变以前

的和 Amec 蚀变中的碳酸盐的碳和氧同位素成分分析表明, Amec 蚀变形成于岩浆流体和正长岩形成以前的围岩碳酸岩之间的相互作用。根据矿石-碳酸盐推断, 含 Au 流体的碳和氧同位素成分与近源岩浆流体的有区别, 而根据碳酸岩岩脉中的岩浆碳酸盐同样可以推断出这个结果。

因此, 详细的同位素和地质年龄研究否定了和 Wallaby 正长岩有关的近岩浆活动与金成矿之间的任何直接成因联系。Wallaby 金矿床的金资源在硫化物混合物呈低盐度成矿流体, 在大约 300 °C 时具有相对低的金可溶性, 可能说明成矿与含 Au

热液流体的大面积注入有关。在成矿环境中既没有大型剪切带也没有如此大面积流体可以穿透的断裂存在, 所以流体注入最可能大面积存在于一个单位限制的韧性-脆性破碎系统内。这就是大约直径 500 m 的 Amec 蚀变岩筒, 是在另外一个大型砾岩内的一个脆性的, 富含铁的地带。在压力变形期间, 未蚀变和 Amec 蚀变砾岩的差异为远源金成矿作用形成了一个破碎透水性增强地带, 并形成了有利的地球化学条件 [高 Fe/(Fe+Mg) 比]。

任 胜译自 *Mineralium Deposita* 2004, 39 (4), 陈 祥校

## 澳大利亚维多利亚中部造山型金矿成矿地质年龄

已有的地质年龄资料表明在澳大利亚 Lachlan 褶皱带西部金侵位的阶段性和跨时代性, 新的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 地质年代资料支持并发展了这种说法, 这些地质年代资料表明维多利亚中部金成矿省的成矿作用与 Lachlan 褶皱带西部阶段性朝东渐进变形、变质及剥蚀相伴生成。Stawell 和 Bendigo 构造带中的初始金形成于 455~435 Ma 之间, 与 420~400 Ma 再活化的金属一起进入新的构造带或(和)新的矿化脉动, 接着在 380~370 Ma 长英质岩脉和深成岩体的侵入及区域张力发生各种阶段性变化。出现这种成矿年龄的阶段性与 Lachlan 褶皱带西部金侵位是由泥盆纪单个造山运动引起的观点不相符。金成矿的一个很明显的阶段, 其 Cu, Mg, Sb 或 W 较高, 并与晚志留纪到早泥盆纪(420~400 Ma)及中—晚泥盆纪(380~370Ma)的岩浆作用伴生, 这时因 Lachlan 褶皱带西部的形成而使地壳加厚变短, 地壳底部发生大量熔融, 在维多利亚中部发生广泛的岩浆作用。产在 Stawell 构造带的 Wonga 矿床和 Melbourne 构造带的 Woods Point 矿床是成矿年龄为 420~400 Ma 和 380~370 Ma 的最好证明, 且在 Bendigo 构造带的 Fosterville 和 Maldon 也得到了证

实, 并且与深成岩及岩脉的侵位同时或稍后形成, 因此, 如果不是继承性的, 金成矿与深部熔融存在空间关系。在 Stawell 和 Bendigo 构造带, 后期与岩浆有关的金-多金属型矿床的经济意义不如早期与变质作用有关的金矿床, 但在 Melbourne 构造带却为主要类型。新的地质年代资料及与金成矿有关的长英质侵入岩的锆石 U-Pb 年龄表明, Lachlan 褶皱带西部的与金侵位有关的初始高温热液蚀变与变质作用有关, 比花岗深成岩侵位(80 Ma)早。这种成矿时间与其他重要的造山型金矿与长英质岩浆作用在空间上密切伴生不同。早期在岩浆作用之前侵入的变质流体表明, 不同变质期不同地壳层的增生柱同时发生变形与剥蚀的时间变化。因此, 在维多利亚中部金成矿省内, 金成矿的不同阶段与岩浆作用不存在成因联系。而在 420~400 Ma 与次级岩浆作用和地球化学性质截然不同的金矿化类型是一个例外, 同时, 在 380~370 Ma, 金矿化与长英质侵入岩存在明显的空间关系仅仅是因为溶体和流体沿同一构造运移造成。

任 胜译自 *Mineralium Deposita* 2001, 36 (8), 王美娟校

## 西澳大利亚 Marymia 金矿床: 叠加了古元古代造山运动和贱金属成矿的太古宙角闪岩相造山型金矿

Marymia 金矿床包含 2 个矿体, Keillor 1 和 Keillor 2, 位于 Yilgam 地块以北 Capricorn 造山带南部的 Plutonic Well 绿岩带 Marymia 内露层的北部末端。Marymia 内露层为一个限定了太古宙片麻岩-似

花岗岩-绿岩的不连续断层, 四周为多个古元古代造山旋回期间经不同变质和变形形成的沉积盆地。Marymia 绿岩带与 Yilgam 地块的绿岩带在地层和地球化学上很相似, 但受到古元古代的深层变形和变

质作用影响。晚太古代变形作用 ( $D_1-D_2$ ) 为韧性到脆-韧性, 而古元古代变形主要为脆性。矿物平衡组合表明峰期角闪岩相变质作用 ( $540\sim 575\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $<3\times 10^5\text{ Pa}$ ) 被绿片岩岩相变质作用 ( $300\sim 360\text{ }^\circ\text{C}$ ) 叠加。岩相结构表明渐进变质作用为  $D_1-D_2$ , 高峰变质作用为  $D_2$  或更早。该地区的金矿化赋存于变质拉斑玄武岩和带状铁建造中。从总的规模上看, 金矿的分布被  $D_2$  的褶皱和剪切带控制。具强烈流变或化学成分对照的岩性接触关系为金成矿提供了区域性控制作用。与金有关的蚀变作用由从稀薄到厘米级宽硅化带组成, 硅化带内含各种数量石英、普通角闪石、黑云母、钾长石、斜长石、方解石/菱铁矿、白钨矿、榍石、绿帘石、硫化物及碲化物矿物等。石英脉一般很窄并与石英的主体断开。金一般产于岩脉中围岩的细脉内。该区有 2 个显著的不透明矿物组合: 黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿-方铅矿组合和碲银矿-碲金银矿-碲铅矿-Bi-碲化物-

方铅矿组合。矿石标本中 Ag, Te, Pb, W, Cu, S 和 Fe 不同程度富集, 反映出矿石矿物学上的不均匀性。蚀变和矿物形成的构造时间和温度表明, 金在峰期角闪岩相变质作用晚期沉淀, 此时流体从中性变为碱性 ( $\text{pH}=5\sim 6$ ), 适当氧化, 含  $\text{CO}_2$  ( $X_{\text{CO}_2}, 0.2$ ), 流体中总的硫化物含量约 1 mDS。铅同位素组成证明铅来自绿岩带。古元古代时, 金矿脉受断裂和剪切带影响而变形, 少量活化。赋存于碳酸盐脉和角砾岩中的贱金属成矿作用也赋存于古元古代断裂带内, 并明显地横切金矿脉, 但经济意义不大。与贱金属有关的蚀变主要表现为镁铁质围岩的强碳酸盐化、绿泥石化及钠长石化。该区的矿物组合与在绿片岩岩相条件下的建造相一致。铅同位素组成证明铅的结晶作用发生于约 1.7 Ga, 在组成上与早期与金有关的方铅矿类似。

任 胜译自 *Mineralium Deposita* 2002, 37 (8), 王美娟校

## 澳大利亚中央维多利亚、新西兰南岛西部以及加拿大 Nova Scotia 造山型金矿化的比较

澳大利亚东南 Victoria 元古宙 Lachlan 造山带西部、新西兰南岛西部的 Buller 地体、以及加拿大 Nova Scotia 的 Meguma 地体在地质年龄、历史、构造组成、及褶皱带内的造山型脉状、浸染型金矿床的形成及背景等方面有着惊人的相似。对这 3 个历史上重要的金矿大省的每个造山金矿床的重要特征综合观察也说明他们有许多相似之处。但是也发现了在地质、构造、地壳构造、地球化学、以及地质年代学等方面的一些主要不同, 而这些很可能解释了 3 个褶皱带间含 Au 及全部资源的差异。对元古宙世界级造山型金矿省的产生起决定性作用的因素

包括: 1) 能为流体和金属提供丰富“源”岩的一个含水的、大洋特征的地层的存在, 2) 软流圈热流注入并触发和维持地壳脱气作用及融化, 3) 一些近垂直、深位断裂的存在, 4) 显著的横推运动, 5) 增生-消减系统的演化, 它能引起一个广阔的前岛弧系统的发育, 并长期伴有流体产生和循环。这些控制因素的量化帮助我们很好地理解控制造山金矿床成因的过程, 同时区分有利金矿造山的多少及造山的成分。

任 胜译自 *Ore Geology Reviews* 2004, 25 (1~2), 陈 祥校

## Gold mineralisation throughout about 45 Ma of Archaean orogenesis : Protracted flux of gold in the Golden Mile , Yilgarn craton , Western Australia

The Golden Mile deposit was discovered in 1893 and represents today the largest Archaean orogenic lode gold system in the world (50 M oz produced gold) . The Golden Mile deposit comprises three major styles of gold mineralisation : Fimiston , Oroya and Charlotte styles . Fimis-

ton-style lodes formed at  $250\text{ to }350\text{ }^\circ\text{C}$  and  $100\text{ to }200\text{ MPa}$  and are controlled by brittle-ductile fault zones , their subsidiary fault zone and vein networks including breccias and open-cavity-infill textures and hydrothermally altered wall rock . Fimiston lode were formed late  $D_1$  , prior to  $D_2$

regional upright folding. Hydrothermal alteration haloes comprise a progression toward the lode of diminishing chlorite, an increase in sericite and in Fe content of carbonates. Lodes contain siderite, pyrite, native gold, 17 different telluride minerals (Au-Ag tellurides contain  $\sim 25\%$  of total gold), tourmaline, haematite, sericite and V-rich muscovite. Oroya-style lodes formed at similar P-T conditions as the Fimiston lodes and are controlled by brittle-ductile shear zones, associated dilational jogs that are particularly well developed at the contact between Paringa Basalt and black shale interflow sedimentary rocks and altered wall rock. The orebodies are characterised by microbreccias and zones of intense shear zone foliation, very high gold grades and the common association of tellurides and vanadian mica (green leader). Oroya lodes crosscut Fimiston lodes and are interpreted to have formed slightly later than Fimiston lodes as part of one evolving hydrothermal system spanning D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> deformation (ca. 2 675~2 660 Ma). Charlotte-style lodes, exemplified by the Mt Charlotte deposit, are controlled by a sheeted vein (stockwork) complex of north-dipping quartz veins and hydrothermally altered wall rock. The Mt Charlotte orebody formed at 120 to 440 °C and 150 to 250 MPa during movement along closely spaced D<sub>4</sub> (2 625 Ma) and reactivated D<sub>2</sub> faults with the quartz granophyre in the Golden

Mile Dolerite exerting a strong lithological control on gold mineralisation. Veins consist of quartz-carbonate-minor scheelite, and wall-rock alteration comprises chlorite destruction and growth of ferroan carbonate-sericite-pyrite-native gold. Pyrite-pyrrhotite is zoned on the scale of vein haloes and of the entire mine, giving a vertical temperature gradient of 50~100 °C over 1 000 vertical metres. The structural-hydrothermal model proposed consists of four major stages: 1) D<sub>1</sub> thrusting and formation of Fimiston-style lodes, 2) D<sub>2</sub> reverse faulting and formation of Oroya-style lodes, 3) D<sub>3</sub> faulting and dissecting of Fimiston- and Oroya-style lodes, and 4) D<sub>4</sub> faulting and formation of Mt Charlotte-style sheeted quartz vein system. The giant accumulation of gold in the Golden Mile deposit was formed due to protracted gold mineralisation throughout episodes of an Archaean orogeny that spanned about 45 Ma. Fluid conduits formed early in the tectonic history and persisted throughout orogenesis with the plumbing system showing a rare high degree of focussing, efficiency and duration. In addition to the long-lasting fluid plumbing system, the wide variety of transient structural and geochemical traps, multiple fluid sources and precipitation mechanism contributed towards the richest golden mile in the world.

*Mineralium Deposit*, 2004, 39 (5-6)

## Lithogeochemistry of orogenic gold deposits in Victoria, SE Australia : a preliminary assessment for undercover exploration

It is probable that the most fruitful exploration strategy for discovery of new orogenic gold deposits in Victoria, SE Australia, will be to focus on areas buried by post-mineralization cover rocks. There are several possible approaches in the absence of robust predictive models and detailed subsurface data with which to apply them. This paper focusses on the detection of primary hydrothermal alteration envelopes and presents new data on the mineralogical and bulk-chemical expression of alteration in weathered outcrop around the deposits of Bendigo, Foster-ville and Stawell. Little useful information was gleaned from visual inspection of weathered bedrock but short-wave infrared (SWIR) spectra could be used as vectors to gold ore. Key parameters are the depth of 1 920 nm SWIR peak indicating white-mica crystallinity and the ra-

tio of kaolinite to white mica. Observed mineralogical trends are consistent with those from studies of unweathered samples from underground openings and drillcore and from surface samples elsewhere in Victoria. Weathering appears to have resulted in relatively minor changes to rock mineralogy, mainly breakdown of hydrothermal pyrite to poorly crystalline and crystalline iron oxides and oxidation of carbonaceous material. Bulk analysis after total digest reveals that proximity to gold ore is reliably indicated by extreme enrichment in Au, As and K. Several other elements are anomalous but not at every deposit. Use of a partial leach targeting poorly crystalline and crystalline iron oxides appears to offer significant advantages over total digestion as it generates diagnostic anomalies for elements such as Co, Cu, Mn, Ni, Pb and Sr, some of

which are not noticeably anomalous in the total digest data. Our preliminary data suggest that drilling through unmineralized cover and sampling weathered bedrock beneath could be a viable exploration method, providing that

secondary dispersion at the unconformity has not substantially modified the primary hydrothermal dispersion. This is currently under investigation.

*Journal of Geochemical Exploration*, 2004, 84 (1)

## Major orogenic gold episode associated with Cordilleran-style tectonics related to the assembly of Paleoproterozoic Australia?

New in situ sensitive high-resolution ion-microprobe (SHRIMP) U-Pb analyses of hydrothermal phosphates associated with orogenic gold mineralization in the Paleoproterozoic Ashburton and Pine Creek gold provinces of northern Australia provide ages of ca. 1 740 and ca. 1 730 Ma, respectively. Argon-argon analyses of gold-related hydrothermal mica from the Tanami gold province of northern Australia provide ages ca. 1 730 Ma. It is important to note that late orogenic events across the western

half of Australia coincide with gold metallogenesis across this time interval, in several widely separated provinces. Thus, this orogenic gold episode is interpreted to relate to tectonic events during the amalgamation of various continental blocks to form Paleoproterozoic Australia. It is potentially Earth's best-preserved record of orogenic gold formation during a major early Precambrian continental assembly event.

*Geology*, 2005, 33 (3)

## Re-Os dating of Archean orogenic Au deposits in the Yilgarn, Western Australia

Orogenic Au deposits constitute a unique and important class of epigenetic deposits that form over a large crustal depth range (2~20 km) in collisional or accretionary terranes of Archean to Phanerozoic age. Orogenic Au deposits, produced by related processes over a continuum of depths, may also span a range of ages within the life-span of an accreting margin, and the array of ages revealed depends on exposure levels across the orogen. The Archean Yilgarn craton of western Australia contains some of the best-studied orogenic Au deposits in the world. Their ages remain controversial, and their origin continues to be debated as deep crustal or mantle. Direct Re-Os dating of Au is not possible, as it lacks Re and does not permit the isochron age resolution possible with Re-Os dating of Au-associated molybdenite. The U-Pb dating of zircon from spatially associated intrusives may bracket the timing of Au mineralization, but does not always directly address its age. We present Re-Os data and ages for Yilgarn molybdenites that are directly associated with the Au mineralization. These results clearly document cratonic scale, classic orogenic Au deposition in the interval 2 640

~2 620 Ma. However, the Re-Os data also suggest several significantly earlier Au-producing events in the eastern part of the Yilgarn, including ages as old as about 2 760 Ma. Also, in one major Au deposit in the southwestern Yilgarn, two periods of Au deposition, both accompanied by molybdenite, are separated by 80 m.y., and reflect the superposition of 2 710 Ma porphyry-style, subduction-related Au overprinted by 2 630 Ma orogenic Au. The Re-Os data in this study are in agreement with or bracketed by U-Pb ages on zircon for associated rocks. A deep crustal origin for much of the Yilgarn Au mineralization is supported by volumetrically small amounts of molybdenite coupled with relatively low Re concentrations, and in gold by low ppt concentrations of Os with elevated  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Demonstration of timing coupled with a geologic and tectonic understanding of Au deposition in different Yilgarn terranes is vital to building appropriate exploration models.

*GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, General Information for this Meeting



## The giant Muruntau gold deposit : geologic , geochronologic , and fluid inclusion Constraints on ore genesis

The regional geologic setting of the giant Muruntau gold deposit and report new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotope age determinations and a laser Raman microprobe analysis of fluid inclusions. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotope age determinations of hydrothermal sericite selvages to gold-stage quartz veins are in excellent agreement with older Rb-Sr dates on auriferous quartz veins. They suggest Triassic sericite formation at 245 and 220 Ma, some 30 m.y. later than sub-jacent felsic intrusions as defined by Rb-Sr data. These dates call into question the role of magmatic fluid, metal, and heat input. Indeed, the Rb-Sr pluton ages may be a reflection of hydrothermal activity rather than cooling from magmatic conditions. The Muruntau deposit is situated adjacent to a major rift, which has been periodically active from the Devonian to the Tertiary and has accumulat-

ed a substantial thickness of chemical, volcanoclastic, and clastic sediments, including red beds and evaporites. The Muruntau deposit is so large because of the presence of a major source of reduced sulfur in these nearby evaporitic sediments, via thermochemical sulfate reduction. Some support for the role of reduced sulfur is provided by the presence of detectable  $\text{H}_2\text{S}$  in fluid inclusions from late-stage auriferous quartz veins. Reduced sulfur-rich fluids could have been focused into the depositional site along major northeast-trending structures, which have influenced rift-basin architecture as recently as the Jurassic. Oxidation could, therefore, be an important ore-precipitating mechanism. A change from early  $\text{CH}_4$ - to later syngold  $\text{CO}_2$ -dominant fluid inclusions may be an indication of this process.

*Economic Geology*, 2001, 96

## Nature , age , and tectonic setting of granitoid-hosted orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula , eastern North China craton , China

The Jiaodong gold province, along the southeastern margin of the North China craton, has combined production and resources of  $>900$  tonnes of gold. More than 95% of the gold in this province is hosted in Mesozoic granitoids, which intruded Late Archean metamorphic basement rocks episodically at ca. 160~150 and 130~126 Ma. The deposits of the Jiaodong Peninsula form one of the largest provinces of granitoid-hosted lode-gold deposits in the world. The Jiaodong gold deposits occur as massive auriferous quartz veins hosted in subsidiary second- or third-order faults, and as disseminated- and stockwork-style mineralization hosted in alteration zones along major regional-scale faults. Mineralization took place during brittle reactivation ( $\text{D}_3$ ) of pre-existing  $\text{D}_2$  ductile shear zones. Wall rock alteration is dominated by K-feldspar and sericite, with also sulfide minerals and extensive silicification closest to the orebodies. The alteration was accompanied by the introduction of volatiles, Fe, Mg, K, Rb, Ag, As, Au, Bi, and Sb. Enrichment

of base metals in the gold lodes is generally low, although locally significant. Gold deposition took place at temperatures of 250~350 °C for most gold deposits, and the ore fluids are  $\text{CO}_2$  bearing and have calculated salinities of 6% ~ 13% NaCl equiv. Deposits from the Zhao-Ye, Xixia, and Muping-Rushan belts have similar, if not identical, structural controls, alteration patterns, ore mineral assemblages, and stable isotope signatures. Lead isotope data indicate that the ore-stage leads were buffered by their host rocks. The granitoid-hosted gold deposits in the Zhao-Ye belt are most radiogenic, the greenstone-hosted deposits in the Xixia belt is the least radiogenic and the granitoid-hosted deposits in the Muping-Rushan belt have intermediate compositions. Gold mineralization in the Zhao-Ye, Xixia, and Muping-Rushan belts in the Jiaodong gold province appears to be broadly contemporaneously at ca. 130~120 Ma, as constrained by SHRIMP U-Pb zircon dating on host rocks and a post-gold dike, as well as by Ar-Ar, Rb-Sr, and K-Ar dating of hydrother-

mal alteration minerals and ores. This Early Cretaceous age is about 100 million years younger than the peak of ultra-high pressure metamorphism in the Qinling-Dabie-Sulu orogen between the North China and Yangtze cratons, and about 500 km south of the gold province. However, it overlaps with the extension and exhumation stage of the collisional orogeny, and the subduction of the Pacific plate beneath the Eurasian continental crust. Whereas the majority of the Jiaodong gold deposits occur on the

margin of the North China craton, some also occur in the suture zone between the two cratons. They are significantly landward relative to the subduction zone of the Pacific Plate compared with typical orogenic lode-gold deposits globally. Lode-gold deposits of ca. 130 ~ 120 Ma occurred on both sides of the Tan-Lu fault zone. Available data favor a temporal link of gold mineralization with Pacific Plate subduction.

*Mineralium Deposit*, 2002, 37 (3-4)

## Orogenic gold and geologic time : a global synthesis

Orogenic gold deposits have formed over more than 3 billion years of Earth's history, episodically during the Middle Archean to younger Precambrian, and continuously throughout the Phanerozoic. This class of gold deposit is characteristically associated with deformed and metamorphosed mid-crustal blocks, particularly in spatial association with major crustal structures. A consistent spatial and temporal association with granitoids of a variety of compositions indicates that melts and fluids were both inherent products of thermal events during orogenesis. Including placer accumulations, which are commonly intimately associated with this mineral deposit type, recognized production and resources from economic Phanerozoic orogenic-gold deposits are estimated at just over one billion ounces gold. Exclusive of the still-controversial Witwatersrand ores, known Precambrian gold concentrations are about half this amount.

The recent increased applicability of global paleo-reconstructions, coupled with improved geochronology from most of the world's major gold camps, allows for an improved understanding of the distribution pattern of orogenic gold in space and time. There are few well-preserved blocks of Middle Archean mid-crustal rocks with gold-favorable, high-strain shear zones in generally low-strain belts. The exception is the Kaapvaal craton where a number of orogenic gold deposits are scattered through the Barberton greenstone belt. A few >3.0 Ga crustal fragments also contain smaller gold systems in the Ukrainian shield and the Pilbara craton. If the placer model is correct for the Witwatersrand goldfields, then it is possible that an exceptional Middle Archean orogenic gold lode-system existed in the Kaapvaal craton at one time. The latter half of the Late Archean (ca. 2.8 ~ 2.55 Ga) was

an extremely favorable period for orogenic gold-vein formation, and resulting ores preserved in mid-crustal rocks contain a high percentage of the world's gold resource. Preserved major goldfields occur in greenstone belts of the Yilgarn craton (e.g., Kalgoorlie), Superior province (e.g., Timmins), Dharwar craton (e.g., Kolar), Zimbabwe craton (e.g., Kwekwe), Slave craton (e.g., Yellowknife), Sao Francisco craton (e.g., Quadrilatero Ferrifero), and Tanzania craton (e.g., Bulyanhulu), with smaller deposits exposed in the Wyoming craton and Fennoscandian shield. Some workers also suggest that the Witwatersrand ores were formed from hydrothermal fluids in this period. The third global episode of orogenic gold-vein formation occurred at ca. 2.1 ~ 1.8 Ga, as supra-crustal sedimentary rock sequences became as significant hosts as greenstones for the gold ores. Greenstone-sedimentary rock sequences now exposed in interior Australia, northwestern Africa/northern South America, Svecofennia, and the Canadian shield were the focus of gold veining prior to final Paleoproterozoic cratonization. Many of these areas also contain passive margin sequences in which BIFs provided favorable chemical traps for later gold ores. Widespread gold-forming events included those of the Eburnean orogen in West Africa (e.g., Ashanti); Ubendian orogen in southwest Tanzania; Transamazonian orogen in the Rio Itapicuru greenstone belt of the Sao Francisco craton, west Congo craton, and Guyana shield (e.g., Las Cristinas); Tapajos-Parima orogen on the western side of the Amazonian shield; Trans-Hudson orogen in North America (e.g., Homestake); Ketalidian orogen in Greenland; and Svecofennian orogen on the southwestern side of the Karelian craton. Where Paleoproterozoic tectonism included deformation of older, in-

tracratonic basins, the resulting ore fluids were anomalously saline and orogenic lodes are notably, in some cases, base metal-rich. Examples include ore-hosting strata of the Transvaal basin in the Kaapvaal craton and the Arunta, Tennant Creek, and Pine Creek inliers of northern Australia.

The Mesoproterozoic through Neoproterozoic (1.6 Ga ~570 Ma) records almost 1 b.y. of Earth history that lacks unequivocal evidence of significant gold-vein formation. To a large extent, the preserved geological record of this time indicates that this was a period of worldwide major extension, intracontinental rifting, and associated orogenic magmatism. Some juvenile crust was, nevertheless, added to cratonic margins in this period, particularly during the growth of the Rodinian supercontinent at ca. 1.3~1.0 Ga. Some early Neoproterozoic dates are reported for important orogenic gold ores within the older mobile belts around the southern Siberian platform (e.g., Sukhoi Log), but it is uncertain whether these dates are correct or, in many cases, are ages of country rocks to the main lodes that may have formed later. Late Neoproterozoic collisions, which define the initial phases of Gondwana formation, mark the onset of the relatively continuous, orogenic gold-vein formation in accretionary terranes that has continued to the Tertiary and probably to the present day. Ore formation first occurred during Pan-African events in the Arabian-Nubian shield, within the Trans-Saharan orogen of western Africa and extending into Brazil's Atlantic shield, within the Brasilia fold belt on the western side of the Sao Francisco craton, and within the Paterson orogen of northwestern Australia.

Paleozoic gold formation, accompanying the evolution of Pangea, occurred along the margins of Gondwana and of the continental masses around the closing Paleo-Tethys Ocean. In the former example, orogenic lodes extend from the Tasman orogenic system of Australia (e.g., Bendigo-Ballarat), to Westland in New Zealand, through Victoria Land in Antarctica, and into southern South America. Early Paleozoic gold-forming Caledonian events in the latter example include those associated with amalgamation of the Kazakstania microcontinent (e.g., Vasil'kovsk) and closure of the Iapetus Ocean between Baltica, Laurentia and Avalonia (e.g., Meguma). Variscan orogenic gold-forming events in the middle to late Paleozoic correlate with subduction-related tectonics

along the western length of the Paleo-Tethys Ocean. Resulting gold ores extend from southern Europe (e.g., in the Iberian Massif, Massif Central, Bohemian Massif), through central Asia (e.g., Muruntau, Kumtor), and into northwest China (e.g., Wulashan). The simultaneous Kazakstania-Euamerica collision led to gold vein emplacement within the Uralian orogen (e.g., Berezosk).

Mesozoic break-up of Pangea and development of the Pacific Ocean basin included the establishment of a vast series of circum-Pacific subduction systems. Within terranes on the eastern side of the basin, the subsequent Cordilleran orogen comprised a series of Middle Jurassic to mid-Cretaceous orogenic gold systems extending along the length of the continent (e.g., Mother Lode belt, Bridge River, Klondike, Fairbanks, Nome). A similar convergent tectonic regime across the basin was responsible for immense gold resources in the orogens of the Russian Far East, mainly during the Early Cretaceous (e.g., Natalka, Nezhdaninskoe). Simultaneously, important orogenic gold systems developed within uplifted basement blocks of the northern (e.g., Dongping deposit), eastern (e.g., Jiaodong Peninsula), and southern (e.g., Qinling belt) margins of the Precambrian North China craton. Orogenic gold veining continued in the Alaskan part of the Cordilleran orogen (e.g., Juneau gold belt) through the early Tertiary, and was also associated with Alpine uplift in southern Europe, and strike-slip events during Indo-Asian collision in southeastern Asia, through the middle, and into the late, Tertiary.

The important periods of Precambrian orogenic gold-deposit formation, at ca. 2.8~2.55 and 2.1~1.8 Ga, correlate well with episodes of growth of juvenile continental crust. Similar characteristics of the Precambrian orogenic gold ores to those of Phanerozoic age have led to arguments that "Cordilleran-style" plate tectonics were also ultimately responsible for the older lodes. However, the episodic nature of ore formation prior to ca. 650 Ma also suggests significant differences in overall tectonic controls. The two broad episodes of Precambrian continental growth, and associated orogenic gold-veining, are presently most commonly explained by major mantle overturning in the hotter early Earth, with associated plumes causing extreme heating at the base of the crust. This subsequently led to massive melting, granitoid emplacement,

depleted lower crust and resultant extensive buoyant continental crust. The resulting Late Archean and Paleoproterozoic crustal blocks are large and relatively equi-dimensional stable continental masses. Importantly for mineral resources, such blocks are thermally and geometrically most suitable for the long-term preservation of auriferous mid-crustal orogens, particularly distal to their margins.

More than 50% of the exposed Precambrian crust formed between 1.8 and 0.6 Ga, yet these rocks contain few orogenic gold deposits, therefore indicating that more than volume of preserved crust controls the distribution of these ores. Despite much of this appearing to have been a time of worldwide extension and anorogenic magmatism in cratonic interiors, significant continental growth was still occurring along cratonic margins (e.g., Albany-Fraser and Musgravian orogens in Australia, growth of North America on southern side of Hudsonian craton, collisions on southwestern margin of Amazonian craton, etc.), culminating with the formation of Rodinia by ca. 1.0 Ga. Beginning at the end of the Paleoproterozoic, however, there was a change in crustal growth patterns, such that juvenile crust began to be added as long narrow microcontinents and accretionary complexes around the margins of older cratons. This probably reflects the gradual change from strongly plume-influenced plate tectonics to a less-episodic, more-continuous present-day style of slab subduction and plate tectonics as a more homogeneous, less layered mantle convection evolved. The long and narrow strips of juvenile crust younger than 1.8 Ga would have

been relatively susceptible to continual reactivation and reworking during Mesoproterozoic through Phanerozoic collisions, and the high metamorphic-grade of most 1.8~0.6 Ga crustal sequences indicates unroofing of core zones to the orogens. These schist and gneiss sequences would have been beneath the levels of most-productive orogenic gold-vein formation within most orogens.

The distribution of orogenic gold ores formed during the last 650 m.y. of Earth history is well-correlated with exposures of the greenschist-facies mobile belts surrounding 1.8 Ga cratonic masses. Reworking of cratonic margins has eroded away most indications of orogenic gold older than ca. 650 Ma in these crustal belts, whereas younger lode systems are especially well preserved from the last 450 m.y. The immense circum-Pacific placer goldfields collectively suggest a short lifespan for many of the lode systems; veins are apparently recycled into the sedimentary rock reservoir within  $\leq 100 \sim 150$  m.y. of their initial emplacement if continental margins remain active. Where continent-continent collisions preserved Phanerozoic orogens in a "craton-like" stable continental block (e.g., central Asia) during supercontinent growth, gold lodes (e.g., Muruntau) could be better preserved. The lack of any exposed, large orogenic gold-systems younger than about 55 Ma indicates that, typically, at least 50 m.y. are required before these mid-crustal ores are unroofed and exposed at the Earth's surface.

*Ore Geology Reviews*, 2001, 18

## 造山型金矿共同特征

自从 Groves 等 (1998) 提出造山型金矿以来, 受到普遍关注。大量研究表明 (Goldfarb 等, 1998, 2001; Kerrich 等, 2001; Bierlein 等, 2001; 张德全等, 2001), 其具有如下共同特征: ①矿床皆分布于大型复杂地质构造带内, 代表着造山环境; ②矿床的形成与增生造山过程密切相关; ③矿床围岩蚀变程度一般较低, 为绿片岩相变质, 典型蚀变矿物组合为石英、碳酸盐、云母、绿泥石、黄铁矿 (±钠长石) 等; ④矿床受构造控制明显, 通常位于一

级大型切壳挤压或扭压构造带的附近, 而主要产在二级或三级构造系统中, 矿床的形成则发生在韧性变形的转换阶段; ⑤矿床形成具有明显的时间滞后性, 主要形成于同造山过程的峰变质期或峰期变质之后; ⑥成矿流体为低盐度富水含碳流体, 盐度一般小于 6%, 流体不混溶特征显著; ⑦该类矿床的 Au/Ag 值较高, 平均为 5, 金主要以 AuHS ( $\text{H}_2\text{S}$ )<sub>0</sub> 配合物形式存在。

摘自《地球学报》2004 年第 4 期