

文章编号:0258-7106(2004)04-0509-11

# 克拉通和古生代造山带中的韧性剪切带型金矿： 金矿成矿条件与成矿环境分析\*

朱永峰

(北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室;北京大学地球与空间科学学院,北京 100871)

**摘要** 文章总结了产在克拉通和古生代造山带中、受韧性剪切带控制的金矿的重要研究成果。通过对比这两类金矿的地质特征及其成矿作用发生的大地构造背景,探讨形成韧性剪切带型金矿的成矿环境与成矿机制。大型韧性剪切带型金矿一般就位于剪切带的脆-韧性转换位置,成矿作用一般不受围岩性质和变质程度的控制。剪切带既是成矿流体的通道,又是金的沉淀场所。克拉通中韧性剪切带型金矿的成矿模式有两类:同构造成矿和构造期后成矿,前者认为变质流体沿韧性剪切带迁移,最终在剪切带中沉淀形成矿床;后者则强调发生在韧性剪切带形成之后的地质过程如岩浆活动等对成矿作用的贡献。

**关键词** 地质学 韧性剪切带 金矿 太古宙克拉通 古生代造山带 综述

**中图分类号**: P618.51

**文献标识码**: A

韧性剪切带型金矿是世界黄金供应的重要来源之一。这类金矿不仅广泛产出在显生宙的造山带中,也大量出现在古老克拉通中。韧性剪切带型金矿的矿体组成比较简单,主要由含硫化物的石英脉组成,并常常与碳酸盐脉伴生,因此也称为脉状金矿。脉状金矿的形成年龄,从早于 3 000 Ma 的太古宙到 55 Ma 的新生代早期(Goldfarb et al., 2001a),跨度巨大。大型韧性剪切带在深部发生韧性变形,在浅部发生脆性变形,它们之间的过渡部分为脆-韧性转换带。金矿主要就位于脆-韧性转换的位置,因为含矿流体从剪切带的韧性部分迁移到脆性部分时,围压突然降低,导致矿物沉淀。韧性剪切带型金矿一般是多期次构造和流体作用的结果。不论是中亚地区的一系列金矿(Cole et al., 2000; Rui et al., 2002)、加拿大苏比利尔地区的金矿(Colvine et al., 1988),还是中国五台山地区的金矿(刘志宏等, 1997)和冀东金厂峪金矿(张秋生等, 1991),矿体都主要产在韧性剪切带的强应变带内或者构造转折部位、构造交叉或汇聚地段及韧性剪切带被脆性构造叠加的部位。本文对产在古老克拉通中和古生代造山带中受韧性剪切带控制的金矿进行了总结,通过

对比这两类金矿的地质特征及其成矿作用发生的背景,探讨形成韧性剪切带型金矿的大地构造环境与成矿机制。

## 1 韧性剪切带型金矿的主要特征及其研究意义

韧性剪切带型金矿一般存在 3 种矿化类型:①成矿流体沿剪切带上升,在韧脆性糜棱岩中沿 C 面理或微裂隙发生交代蚀变和矿化,形成糜棱岩型金矿化;②在韧-脆性转换带之上,成矿流体沿微裂隙发生交代蚀变和矿化,形成构造蚀变岩型金矿化;③在地壳浅部,成矿流体沿脆性断裂或裂隙带充填形成细网脉或石英脉型金矿化。糜棱岩型金矿化一般形成于中、下地壳,构造蚀变岩型金矿形成的深度相对较浅,而含金石英脉则形成于地壳较浅的部位。由于不均匀的抬升剥蚀,矿石类型在平面上可以连续变化。例如在胶东玲珑金矿田,自北西南东依次出现石英脉型、过渡类型、构造蚀变岩型金矿化。同一矿体中,含金石英脉的金矿化一般比糜棱岩中的金矿化晚,例如胶东玲珑金矿的糜棱岩型金矿化

\* 本研究得到国家重点基础研究发展规划项目“中国西部中亚型造山与成矿”课题(编号:2001CB409807)资助  
第一作者简介 朱永峰,男,1965年生,博士,教授,矿床地球化学专业,E-mail: yfzhu@pku.edu.cn。  
收稿日期 2003-05-29; 改回日期 2004-07-19。张绮玲编辑。

发生的时代为 111.4 Ma,而石英脉型金矿化发生在 100.7 Ma(吕古贤等,1993)。

产在古老克拉通中和产在古生代造山带中的脉状金矿均受韧性剪切带的控制,它们的产出特征很相似。矿石主要由含金石英脉和糜棱岩组成,矿体分布严格受剪切带的控制,一般可以识别出两期(甚至两期以上)成矿作用:韧性变形期间和稍后期的脆性变形期间的成矿过程,但矿体主要就位于叠加在韧性剪切带之上的脆性裂隙中。矿物组合一般比较单一,成矿温度主要在 300~350℃范围内变化。成矿作用可以与岩浆活动关系密切(成矿流体来自岩浆),也可以与岩浆活动没有任何关系。它们两者的最大区别在于其成矿环境:产在古生代造山带中的脉状金矿是大陆碰撞造山带形成过程的产物之一,是在碰撞造山后,构造环境由挤压向伸展格局转变期间,成矿流体汇聚在剪切带中,金等元素沉淀的结果;对产在古老克拉通中脉状金矿的形成环境还没有很明确的认识,一些学者趋向于认为也与当时的板块碰撞有关,或者是古老推覆构造演化的产物。这类金矿可以产在常见的各种变质岩中,在绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相的变质岩中均能形成该类金矿,岩性和变质程度对金矿的形成没有控制作用。古生代造山带中的脉状金矿一般产出在沉积-火山岩地层中(少量也产在绿片岩相-角闪岩相变质岩中),地层中的成矿元素含量可能对形成金矿体有直接影响。在各种情况下,控制韧性剪切带型金矿成矿作用的主要因素可能是源区金的丰度、成矿流体的性质以及韧性剪切带的演化历史和发育程度。而造山带中广泛发育的巨型韧性剪切带通常是大陆碰撞造山晚期的一个必然过程,因此记录了造山带的演化历史。金矿是这类韧性剪切带中局部发育的地质产物,是剪切带演化过程中的一个极端产物。通过研究这类金矿,不仅可以解剖金矿成矿作用及其与韧性剪切带发育的关系,而且可能提供一个认识造山带演化的窗口,并因此将大地构造演化与成矿作用统一成一个整体。这也是最近几年以来,人们重视研究造山带中韧性剪切带型金矿的主要原因,可能将是今后一段时期矿床地质学和造山带研究领域的焦点之一。

## 2 古老克拉通中的韧性剪切带型金矿

古老克拉通中韧性剪切带型金矿的成因模式在

本质上分为两类:一是同构造成矿模式;二是构造期后成矿模式。前者认为变质作用过程中脱水形成的流体沿韧性剪切带向上迁移,最终在浅部沉淀金而形成矿床(Groves et al.,1998)。后者则强调在韧性剪切带形成之后发生的地质过程如岩浆活动等对成矿作用的贡献。一些地区的韧性剪切带型金矿与岩浆侵入活动关系密切(Lang et al.,2000),但在另外一些地区,岩浆侵入活动与金矿脉仅仅有空间上的依存关系(比如岩浆岩仅仅是金矿脉的容矿围岩,为形成金矿的成矿流体提供通道等),或者发生在金矿脉形成之后,例如位于西澳大利亚 Laverton 地区的 Cleo 金矿,其赋矿围岩为太古宙火山-沉积岩,金矿脉被后期的酸性次火山岩脉穿切(2675 Ma,Brown et al.,2002)。产在该剪切带中的矿脉由含金石英-碳酸盐脉构成,岩脉中碎裂结构发育,自然金颗粒分布在碎裂结构的基质中,碎斑的边缘及交代围岩的黄铁矿颗粒中。矿脉两侧发育的蚀变带主要由铁白云石、绢云母、黄铁矿、毒砂、辉钼矿和自然金组成。津巴布韦的 Freda-Rebecca 金矿受两个韧性剪切带的控制,陡倾的 Rebecca 韧性剪切带在 300 m 深处与缓倾的 Freda 剪切带相交。这两个剪切带的形成时间晚于侵入体的侵位时间,但岩浆晚期热液以剪切带为通道,向两侧扩散并引起蚀变,蚀变作用(强烈钾化和硅化)引起金矿化。该金矿的成矿作用可能与津巴布韦克拉通热稳定过程中,下地壳部分熔融生成花岗质岩体的晚期或期后阶段的地质事件有关。

韧性剪切带型金矿的形成与围岩的性质和变质程度没有关系,该类金矿可以产出在绿片岩相、角闪岩相及麻粒岩相的变质地体中。而这些变质岩的原岩可以是包括基性火山岩、酸性侵入体、各种沉积岩等的各种岩石。在华北克拉通多处发育韧性剪切带型金矿,如五台山地区的金矿、金厂峪金矿、胶东金矿等,其成矿流体的性质比较复杂(刘志宏等,1997;毛景文等,2002a;Qiu et al.,2002)。这些金矿产在绿片岩相到角闪岩相变质的韧性剪切带中,成矿作用与韧性剪切带的演化及变质流体沿剪切带迁移时的物理-化学条件关系密切。这种类型的金矿也是世界其他地区韧性剪切带型金矿的主要类型,例如南非 Barberton 绿岩带中的韧性剪切带型金矿具有与其围岩(绿岩)相同的形成过程(De Ronde et al.,1992),矿体主要赋存在次级构造带中。Knight 等(2000)在 Yilgarn 克拉通的 Coolgardie 矿区识别出 3

种矿化类型:韧性剪切带本身;剪切带中与角闪岩相矿物组合共生的变形石英脉矿体;切割区域构造线中被角闪岩相矿物组合包裹的未变形石英脉矿体。它们的成矿作用发生在赋矿变质岩的峰期变质作用(角闪岩相)阶段。该矿区普遍缺失晚期低温变质作用的矿物组合,金的沉淀仅在与角闪岩相平衡的硫化物中。矿化严格受矿体附近的新太古代二长花岗岩体控制,花岗岩控制了金矿成矿流体的演化[矿物组合、成矿温度、 $f(\text{O}_2)$ 、 $f(\text{S}_2)$ 以及 $\delta^{18}\text{O}$ 值],其接触带还与韧性剪切带共同控制着金矿体的分布位置。

胶东的韧性剪切带型金矿虽然位于太古宙绿岩带中,并且成矿作用受韧性剪切带控制,但矿体主要产于中生代花岗岩体中。矿区钾长石化和绢云母化普遍发育,在矿体附近则出现强烈硅化。金沉淀发生在温度为 $250\sim 350\text{ }^\circ\text{C}$ 、盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6\%\sim 13\%$ 的含 $\text{CO}_2$ 流体中。成矿作用主要发生在 $130\sim 120\text{ Ma}$ (Qiu et al., 2002),与赋矿花岗岩的时代一致。形成这类金矿的成矿流体以及相关成矿作用与花岗岩浆演化的关系还存在争论(Zhou et al., 2000)。该金矿的成矿时代比矿区 $500\text{ km}$ 以南苏鲁超高压造山带的峰期变质时间晚 $100\text{ Ma}$ 以上,不可能与造山带的演化有关,但可能与该地区东邻的太平洋板块俯冲所诱发的深部地质作用过程有关,与太古宙绿岩带的演化也没有直接关系。

### 3 古生代造山带中的韧性剪切带型金矿

造山带中产出的韧性剪切带型金矿是最近几年学术界研究的热点,所有造山带中几乎都产出韧性剪切带型金矿。因此,形成该类金矿的成矿作用可能具有普遍的地球动力学意义(Goldfarb et al., 2001b)。澳大利亚Hodgkinson建造中含金石英脉的分布受韧性剪切带的控制,自然金颗粒集中分布在与剪切面相邻的粗粒石英颗粒中,金颗粒的分布主要受后期脆性变形构造的控制。金矿成矿作用与花岗岩岩浆侵位同期的韧性剪切带的演化密切相关,成矿物质和成矿流体主要来自花岗岩岩浆。通过研究矿体的结构构造,Davis和Hippertt(1998)识别出了5期地质事件:在主脉形成阶段(I),石英以垂直脉壁的方向生长;这种石英集合体被其后的韧性变形(II)破坏并产生波状消光,早期石英颗粒重结晶并形成亚颗粒;在石英脉边部发育的、沿剪切方

向的拉伸导致不同粒径的石英颗粒按一定方向分布(III);自然金-硫化物颗粒在此阶段开始生长,它们沿颗粒边界或者流体包裹体面交代石英颗粒;随后的脆性变形形成垂直主脉的裂隙(IV,被石英脉充填);最末期(V)的流体活动被斜切所有前四期脉体的充填脉所记录。

乌拉尔山是世界上重要的矿产开采地。晚古生代乌拉尔造山带南部的金矿主要分布在两个构造岩相带中:乌拉尔主断裂带和东乌拉尔构造带。前者是控制该地区脉状金矿的最主要构造体系(世界级的大矿如Zolotaya Gora、Murtekti、Mindyak和Magnitogorsk均产在受该主断裂控制的韧性剪切带中),该构造带经历了复杂的演化过程,早期为挤压环境,晚期转变为剪切带型构造体系,这种复杂的构造体系记录了欧亚板块在晚古生代发生碰撞造山以及碰撞后的地质演化历史。金矿脉主要赋存在后期发育的次级脆性、脆性-脆韧性滑移断裂中。金矿化发生在浅部地壳中( $2\sim 6\text{ km}$ ),并晚于赋矿岩石(火山-沉积变质岩)峰期变质作用发生的时间。东乌拉尔构造带中的金矿主要赋存在晚古生代花岗岩体中,包括Chelyabinsk、Svetlinskoe、Kochkar和Rudny等巨型金矿。金矿化在时间上与该地区发生的区域挤压作用以及晚石炭世—早二叠世的岩浆侵位同步。产在石炭纪花岗片麻岩中并已经开采了250多年的Kochkar金矿的储量超过 $300\text{ t}$ ,金矿的形成过程由3个阶段构成(Kisters et al., 2000):①韧性剪切带形成阶段,位于花岗岩中的基性岩脉发生糜棱岩化;②糜棱岩化之后形成的变质矿物黑云母、角闪石和黝帘石叠加在基性岩脉上形成斑点状构造;③脆-韧性变形阶段,普遍发生绿泥石化,形成含金石英-碳酸盐脉。含金石英脉的形成和变形均发生在绿片岩相到低角闪岩相变质的物理化学条件范围内。控矿的基性岩脉和含金石英脉均经受了低绿片岩相的变质改造。

位于中亚造山带西南部的西天山是古生代大陆碰撞造山带。与乌拉尔类似,该造山带经历了从大洋俯冲、形成岛弧、大陆最后碰撞形成碰撞造山带的地质演化过程。在这个碰撞造山带中产出了众多的韧性剪切带型金矿,例如中亚地区的Kumtor、Jilau、Zarmitan、Dangyzstau和Muruntau以及位于我国境内的天格尔-望峰金矿等。塔吉克斯坦的Jilau金矿位于南天山西南翼的Penjikent地区,该地区在晚古生代的海西期造山带中发育大量花岗岩、花岗闪长

岩体,金矿体就位于穿切这些岩体的韧性剪切带中。金成矿作用与大陆碰撞后发育的岩浆活动有密切关系,成矿物质主要来自岩浆流体(Cole et al., 2000)。新疆东天山地区的康古尔金矿是中亚造山带中的又一典型韧性剪切带型金矿,金矿虽然产在下石炭世火山岩中,但主要受同构造花岗岩和韧性剪切带的控制。Zhang等(2003)识别出290~282 Ma和275~254 Ma两期成矿作用,并且认为该金矿是在晚古生代大陆碰撞后,大地构造格局从挤压环境向伸展环境转变期间的产物。产在西天山地区的天格尔-望峰金矿中的矿脉分布在冰达坂大断裂以南0.2~2.5 km范围内的变质岩和糜棱岩中,矿脉走向及分布方向与区域构造线(韧性剪切带延伸)方向一致(图1)。金矿脉由数条相互平行的凸镜状、扁豆状单脉雁行排列组成,单脉一般长20~150 m,宽0.5~5 m,沿走向具尖灭再现、膨胀收缩和分枝复合现象(王润三等,1992)。自然金一般与黄铁矿、黄铜矿、石英等矿物共生,呈密集的浸染状分布在黄铁矿附近,少部分呈黄铁矿的“包裹体”及连生体。矿石类型主要有两种(吴锡丹等,1999):①自然金-黄铁矿-石英型矿石,主要由石英、斜长石、绢云母、黑云母、白云母、黄铁矿、自然金及少量黄铜矿、碳酸盐组成;②自然金-黄铁矿-蚀变岩型矿石,分布在自然金-黄铁矿-石英型矿石的两侧,由石英、长石、绢云母、白云母、黑云母、黄铁矿、自然金和少量磁铁矿组成。

含金石英脉的尺度变化巨大,从>1 m到显微

脉(<1 mm)不等。矿化糜棱岩往往被显微硫化物-石英脉充填或胶结,硫化物主要与石英脉共生,分布在石英脉的内部或者石英脉与糜棱岩的边界上,显示出明显的脉状特征(图2)。少量硫化物(主要是黄铁矿)呈浸染状分布在糜棱岩中,这类硫化物一般不含金。金主要以包体形式出现在与石英脉共生的黄铁矿或者石英脉的裂隙中。图2c、d的照片显示出自然金被包裹于磁黄铁矿中。

#### 4 成矿作用发生的物理化学条件

韧性剪切带型金矿的成矿温度主要在300~400℃范围内变化(McCuaig et al., 1998)。变质流体通过韧性-脆性转换带时(425~375℃),减压梯度很陡(Wilkinson et al., 1996)。Loucks等(1999)对石英中流体包裹体的实验研究表明,压力减低是流体中所溶解金发生沉淀的主要原因,例如在400℃、地下10 km处,流体压力降低200 MPa,就可以通过降低金在流体中的溶解度而使90%的金沉淀。这是韧性剪切带中金矿形成的主要原因。金在流体中可能以Au-S、Au-Cl、Au-Te和Au-CO的络合物形式存在。金在流体中的存在形式可以是 $AuHS(H_2S)_3^0$ ,这与金普遍和黄铁矿共生的事实吻合。 $AuHS(H_2S)_3^0$ 在流体中的溶解度对温度和压力非常敏感,温度从400℃降低到340℃会导致90%的金沉淀。断裂带中的压力减低也导致90%的金从流体中沉淀出来。

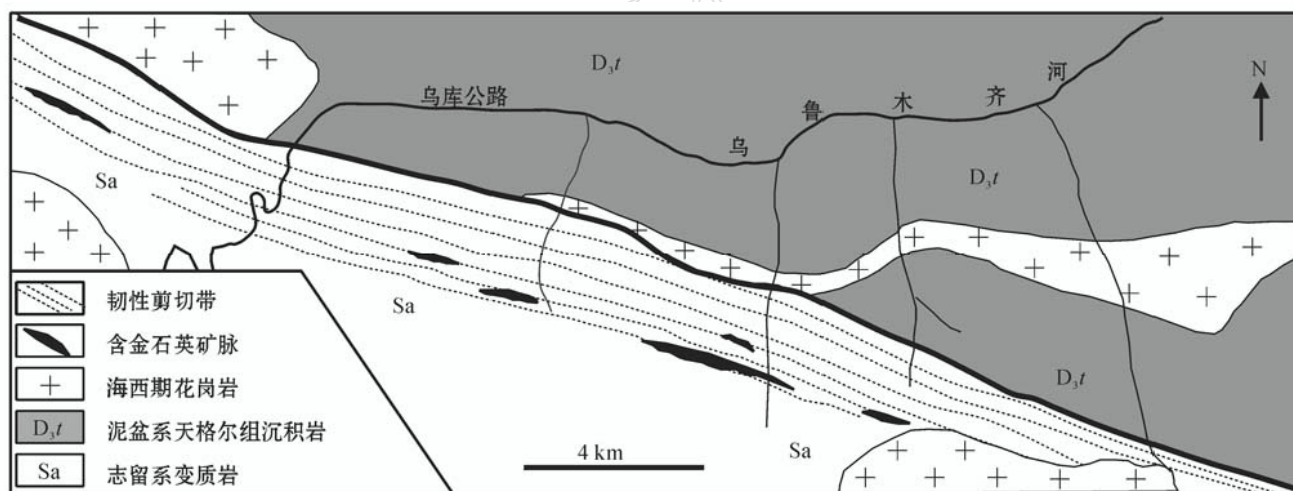


图1 新疆西天山地区天格尔-望峰金矿地质-构造简图(在王润三等,1992的基础上增加新资料绘制)

Fig.1 Geological-tectonic map of the Tiangeen-Wangfeng gold deposit in the western Tianshan Mountains (based on Wang et al., 1992, with some new materials added)

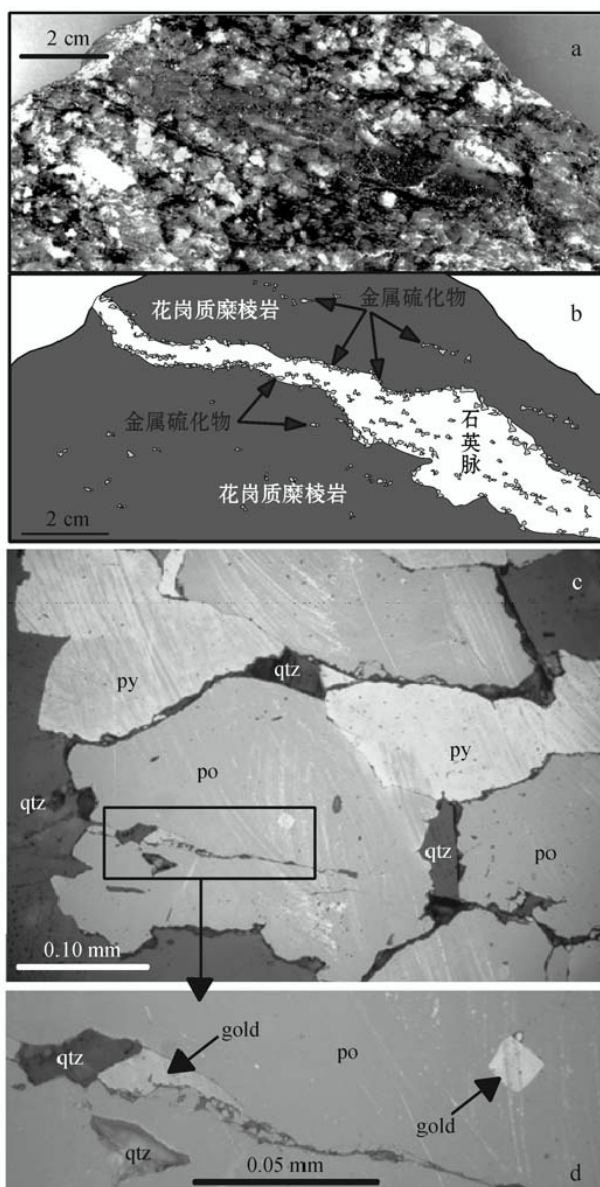


图 2 天格尔-望峰金矿中的含金石英脉位于花岗岩糜棱岩中

a. 矿石照片; b. 照片 a 的素描, 表示出石英脉和金属硫化物的分布特征; c, d. 磁黄铁矿中的自然金包体(反光显微照片)。po—磁黄铁矿; py—黄铁矿; qtz—石英; gold—自然金

Fig. 2 Gold-bearing quartz veins in granitic mylonite from the Tiangeer-Wangfeng deposits

a. Ore photo; b. Sketch showing distribution of quartz veins and sulfides in mylonite; c-d. Photos showing a native gold grain, which occurs as an inclusion in pyrrhotite (photos under reflection microscope). po—Pyrrhotite; py—Pyrite; qtz—Quartz; gold—Native gold

这就解释了大多数金矿的形成温度范围比较窄的现象。高级地体中韧性剪切带型金矿的成矿温度可能高达 600 °C 以上, 如 Limpopo 带中的 Renco 金矿(麻粒

岩相, Kolb et al., 2000)。该成矿流体的  $\log f(\text{O}_2)$  值在 -17 ~ -18 范围内变化(图 3a), 这种相对较高的氧逸度值表明金在成矿流体中主要以氯的络合物形式迁移。

在金主要以硫化物络合物形式存在的成矿流体中, 成矿流体的氧逸度值一般相对较低。例如澳大利亚的韧性剪切带型金矿成矿流体的  $\log f(\text{O}_2)$  值一般低于 -20(图 3b)。在断裂带中与含金石英脉伴生的石墨或碳质不同于变质沉积岩中的石墨, 不是区域变质作用的产物, 而是沿韧性剪切带迁移的流体中含碳物质(包括  $\text{CO}_2$ ) 分解沉淀的结果。澳大利亚 Tasman 造山带中产出的韧性剪切带型金矿的断层面上普遍存在石墨团块。这些石墨是剪切带发育过程中诱发的硅酸盐矿物溶解和残余碳质聚集的结果(Davis et al., 1998)。斯里兰卡 Wannai 杂岩的变质花岗岩体中发育的韧性剪切带型金矿含大量石墨。碳-氧同位素资料表明, 该石墨是富  $\text{CO}_2$  流体被还原的产物。从石墨颗粒中心向边缘方向, 其  $\delta^{13}\text{C}$  值不断降低(轻碳含量相对增加), 这种变化反映了流体温度从高温到低温的演化趋势(Binu-Lal et al., 2003)。剪切带中与石墨共生的石英-方解石脉的氧同位素特征反映了循环陆壳的性质。因此, 通过剪切带再循环的地壳流体可以把金等成矿元素运移到剪切带中氧逸度发生巨变的某个部位富集成矿。流体中的  $\text{CO}_2$  分解形成石墨, 石墨过饱和并结晶必然改变流体的化学性质, 这可能是诱发金沉淀的重要因素。

然而, Craw(2002)认为剪切带中的石墨是  $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  两种流体混合的结果。组成为  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$  的成矿流体在冷却到 300 °C 时穿越蚀变反应线, 形成一系列蚀变矿物组合(图 4a)。在低于 400 °C 的条件下, 成矿流体落在石墨-流体的平衡边界上(图 4b)。与石墨平衡的高温流体应该含较高的  $\text{CH}_4$  或  $\text{CO}_2$ 。因此, 组成为石墨-流体平衡边界上的流体, 发生冷却时, 必然向富  $\text{H}_2\text{O}$  方向演化, 其中的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  含量将减少。然而, 以这种方式沉淀的石墨量一般较小, 因为在低于 400 °C 条件下, 石墨-流体的边界变化很小。另一种机制也可以解释同成矿期间发生的石墨化现象: 在低于 400 °C 时, 石墨-流体边界(图 4b)与  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$  链吻合, 而且该流体与二元系  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  或  $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$  流体类似(Holloway, 1984)。  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  流体与  $\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}$  流体混合会导致石墨沉淀, 即:  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C}(\text{石墨}) + 2\text{H}_2\text{O}$ 。

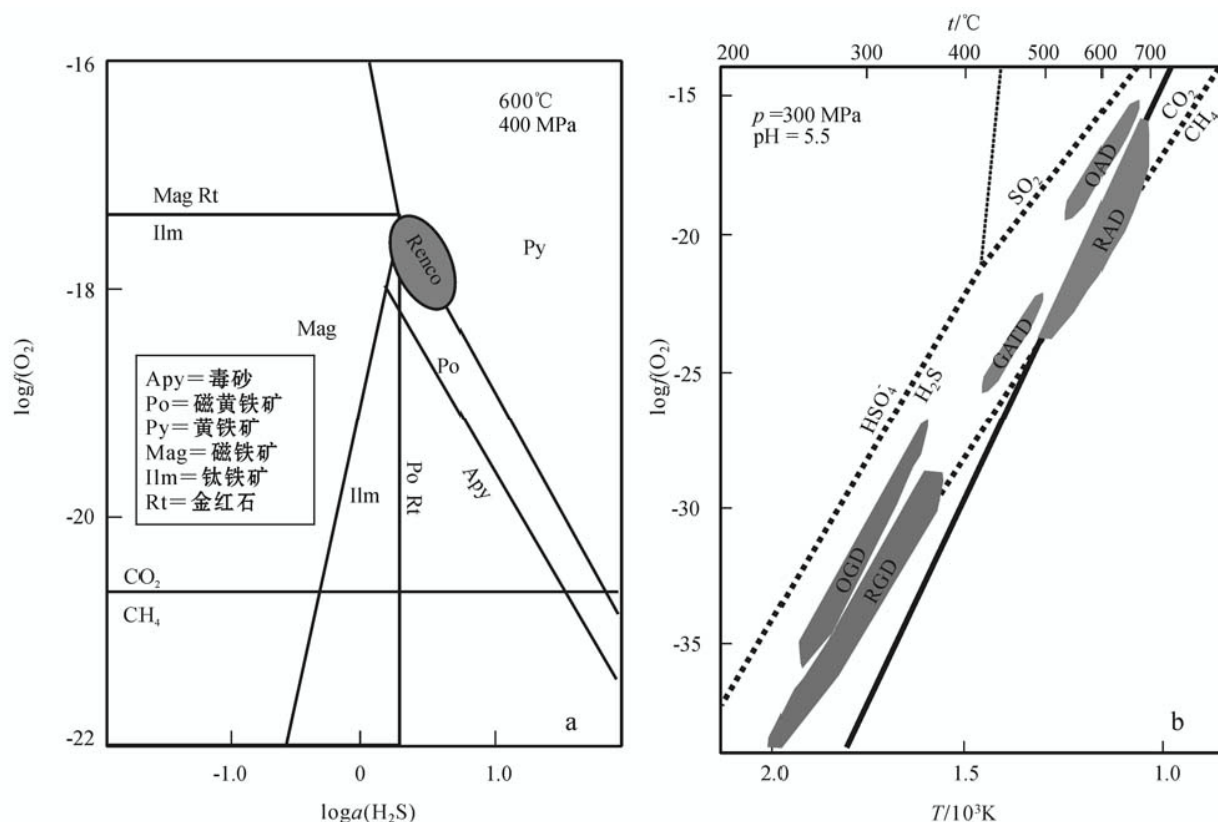


图 3 a. Rencó 金矿中观察到的硫化物和氧化物所确定的  $\log f(\text{O}_2)$  与  $\log \alpha(\text{H}_2\text{S})$  的关系(据 Kolb et al., 2000);

b. 含金属硫化物的韧性剪切带型金矿成矿流体的氧逸度与温度的关系图解(据 McCuaig et al., 1998)

实线代表 Fe-As 硫化物-氧化物的平衡边界,虚线代表重要的氧化还原边界。OAD=氧化的角闪岩相金矿, RAD=还原的角闪岩相金矿, GATD=绿片岩-角闪岩相过渡性的金矿, OGD=氧化性绿片岩相金矿, RGD=还原性绿片岩相金矿

Fig. 3 a. Relationship between  $\log f(\text{O}_2)$  and  $\log \alpha(\text{H}_2\text{S})$  in the Rencó gold deposit (based on Kolb et al., 2000);

b. Relationship between oxygen fugacity and temperature in sulfide-bearing gold deposits (modified from McCuaig et al., 1998)

OAD = Oxidized amphibolite facies deposits; RAD = Reduced amphibolite facies deposits; GATD = Oxidized greenschist facies deposits;

OGD = Oxidized greenschist facies deposits; RGD = Reduced greenschist facies deposits

## 5 成矿流体的组成及其来源

尽管在热液矿床形成过程中岩浆流体起主要作用(Hedenquist et al., 1994; 朱永峰等, 1995)已取得共识,但脉状金矿的成矿流体来源及其性质还是人们广泛讨论的问题。韧性剪切带型金矿的成矿流体来源可能包括:①火山岩、沉积岩的脱水作用所产生的流体;②含水矿物在后期地质过程(包括韧性剪切带的形成)中释放出来的流体;③绿岩带形成过程中释放出来的变质流体;④花岗质岩体分异演化过程中释放出来的岩浆流体。在一些地区,岩浆流体起重要作用(如:De Ronde et al., 2000; Zhu et al., 2001a; 2001b; Zhang et al., 2003),例如 De Ronde

等(2000)在研究新西兰 Macraes 金矿时发现,形成于中生代汇聚型板块边缘的金矿,其成矿流体中岩浆流体占 25%~50%的比例;而另一些地区的同类金矿则可能与岩浆作用完全没有关系(Phillips et al., 1999),成矿流体主要为变质流体或者为大气降水。随着成矿流体氢、氧同位素测试数据的不断积累,人们发现成矿流体在不同矿区可能存在显著差异,如果把韧性剪切带型金矿作为一类矿床,成矿流体的稳定同位素(包括 H、O、S 同位素)在较大范围内变化(McCuaig et al., 1998)。而且,即使在同一个矿床的成矿流体中,也能够检测出多种成分和来源(性质)的流体。

$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  流体是韧性剪切带中成矿元素的重要载体,这种流体发生相分离(二次沸腾)对金

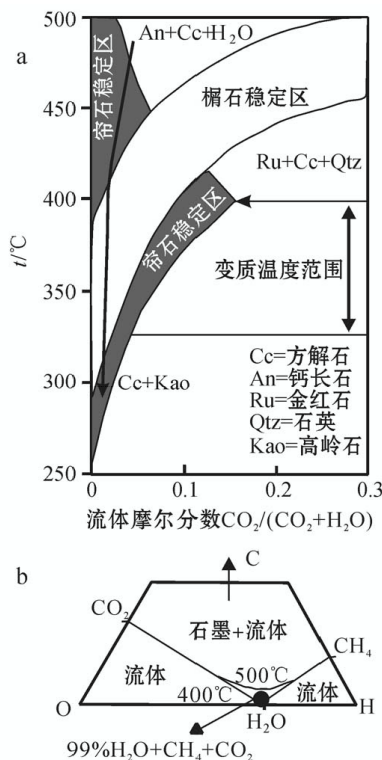


图 4 a. 金矿成矿流体的温度- $x(\text{CO}_2)$  变异图解 (200 MPa), 粗线箭头在 300 °C 时离开榍石的稳定区; b. 变质条件下的 C-H-O 体系相图 (据 Craw, 2002), 在低于 400 °C 的条件下, 成矿流体落在石墨-流体的平衡边界上, 冷却的流体向富  $\text{H}_2\text{O}$  方向演化

Fig. 4 a. Temperature- $x(\text{CO}_2)$  diagram (at 200 MPa) for ore-forming fluids, in which the heavy black arrow leaves the equilibrium stability fields for titanite and Al end member epidote at about 300 °C; b. Phase diagram for C-H-O system under metamorphic conditions (based on Craw, 2000). The ore-forming fluids are located on the equilibrium boundary between graphite and fluids and the cooling fluid evolves in  $\text{H}_2\text{O}$  rich direction at temperature below 400 °C

的富集和沉淀至关重要。一般情况下, 含金石英脉中至少存在 3 类原生流体包裹体: 含  $\text{CO}_2$  气泡的高盐度  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  包裹体、 $\text{CO}_2$  气相为主的包裹体和液相为主的低盐度  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  包裹体。有些情况下, 流体中还包含  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{S}$  组分 (Zhu et al., 2001 b)。成矿作用发生时的压力减低所对应的温度降低必然使流体中的  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{S}$  含量降低, 流体因此会变得较碱性。在含  $\text{H}_2\text{S}$  组分的流体中, 金主要以  $\text{Au}(\text{HS})^{2-}$  形式存在, 二次沸腾导致  $\text{H}_2\text{S}$  从流体中分离, 其必然结果就是金从硫化物络合物中沉淀出来。Cole 等 (2000) 在塔吉克斯坦的 Jilau 金矿中

识别出 7 类流体包裹体, 它们代表了 3 种流体:  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$  流体、来自围岩大理岩的富  $\text{CH}_4$  流体和沿剪切带向下迁移的  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  流体。成矿流体中的  $\text{CH}_4$  含量与金品位明显正相关, 说明成矿流体来自或者曾经通过了强还原性介质。

对成矿流体的气体组成分析表明,  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2$  占主要部分。这 3 个单元在成矿流体中所占的比例似乎与脉状金矿成矿作用的发育程度有关。De Ronde 等 (2000) 发现中生代金矿成矿流体的气体组成与太古宙金矿的差别很大, 表现为相对富集  $\text{N}_2$  和  $\text{CH}_4$ , 而未矿化石英脉中的气相成分主要为  $\text{CH}_4$ 。西奥 Bronze wing 韧性剪切带型金矿产在绿片岩相变质的拉斑玄武岩中, 单个金矿体主要由同构造剪切型和伸展型石英脉构成, 自然金赋存在石英颗粒的裂隙或者颗粒边界上。这种产出特征表明金沉淀发生在石英脉形成之后 (Dugdale et al., 2001)。这种含金石英脉中的石英中存在五种流体包裹体:  $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  包裹体、 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  包裹体、 $\text{CO}_2-\text{CH}_4$  包裹体、 $\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}$  包裹体和  $\text{CH}_4$  包裹体。前 3 种包裹体以原生和次生形式存在于含金石英脉中, 这些不同类型流体包裹体的共生现象被解释为低盐度和高盐度两种不混溶流体同时存在 (二次沸腾), 其原始母流体的均一温度为 300 °C。沿剪切带发生的流体分离 (不混溶作用) 导致金溶解度迅速降低, 最终金沉淀成矿。这种过程非常类似中国太行山地区金矿成矿流体的演化特征, 该地区的金矿中存在性质不同的流体, 流体的不混溶作用诱发了金的沉淀 (Zhu et al., 2001 b)。

## 6 韧性剪切带型金矿的大地构造环境

不同类型的矿床形成于不同的大地构造环境中。因此, 矿床是大地构造环境敏感的指示剂 (Solomon et al., 1997; Bierlein et al., 2002)。Goldfarb 等 (2001 a; 2001 b) 在考察矿床的成因时以大地构造格局演化为主线, 把造山带中韧性剪切带型金矿的形成过程作为地质体演化的一个组成部分。不论是在太古宙、元古宙、古生代, 还是中生代, 这类金矿一般与造山带形成过程中的板块碰撞或俯冲作用关系密切。年轻造山带中的脉状金矿一般形成于洋壳俯冲到大陆岩石圈之下后形成的活动大陆边缘, 这些地区一般也是初始地壳生长的地方, 例如环太

平洋地区的中生代金矿省。大型金矿带一般产在汇聚型板块边缘或造山带中,如中亚造山带(包括乌拉尔和天山地区)中的众多金矿、中国小秦岭地区的金矿(Mao et al., 2002b)、西澳 Norseman-wiluna 地区的金矿带(Barley et al., 1989)、西澳 Yilgarn 克拉通西南地区的金矿(Qiu et al., 1999)等。造山带中大型韧性剪切带型金矿带是造山带地质演化历史中某个阶段的产物。

澳大利亚西部太古宙 Yilgarn 花岗-绿岩带中的金矿产于低绿片岩到麻粒岩相的变质岩中(以绿片岩为主),成矿作用发生的条件从  $180\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $< 100\text{ MPa}$ )到  $\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $500\text{ MPa}$ ),金矿主要形成于  $2\ 660\sim 2\ 430\text{ Ma}$ (Groves, 1993)。金矿成矿作用晚于金矿围岩发生峰期变质的时代。Pb 和 Sr 同位素分析表明,成矿物质不仅仅来自花岗岩-绿岩带中的变质岩以及其中的侵入体,部分可能来自深部。新太古代发生的碰撞和拆沉作用是形成该类脉状金矿的重要驱动力,与俯冲有关的大陆增长是驱动形成太古宙和显生宙脉状金矿热液体系的重要机制。韧性剪切带主要作为汇聚热液的通道使成矿物质高度聚集并最终形成金矿。世界其他地区的同类金矿也是通过这种方式形成的,如 Appalachians 造山带和北美克拉通南北缘的众多金矿。

在中国西南天山地区,伊犁板块呈楔形向东尖灭,在其南北两侧均发育古生代造山带(图 5a),伊犁板块南北两侧的地质演化特征存在差异,北部的准噶尔古洋在奥陶纪-志留纪期间俯冲消减并导致准噶尔板块与伊犁板块碰撞造山形成博乐-霍洛早古生代造山带(图 5b 中的阶段 I),而伊犁板块南部的南天山古洋在泥盆纪时期俯冲消减,最终导致塔里木板块与伊犁板块碰撞造山形成西南天山晚古生代碰撞造山带(图 5b 中的阶段 II)。沿这两个造山带均发育规模巨大的韧性剪切带,天格尔-望峰金矿就产在这南北两条碰撞造山带(或剪切带)尖灭和交叉的部位,记录了碰撞造山带形成之后由韧性剪切带控制的地质演化阶段(图 5c)。因此,中天山天格尔-望峰韧性剪切带型金矿是该地区地质演化过程中的一个阶段产物。碰撞造山后地壳进入伸展时期,以发育大规模韧性剪切带的形式消减大陆碰撞之后的作用力。在这个阶段,中、下地壳的物质通过韧性剪切带而被暴露到浅部。韧性剪切带是深部流体的通道,按照正常地热梯度估算,中、下地壳的温度应该高于  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。超临界流体能够以金的硫络合物形式

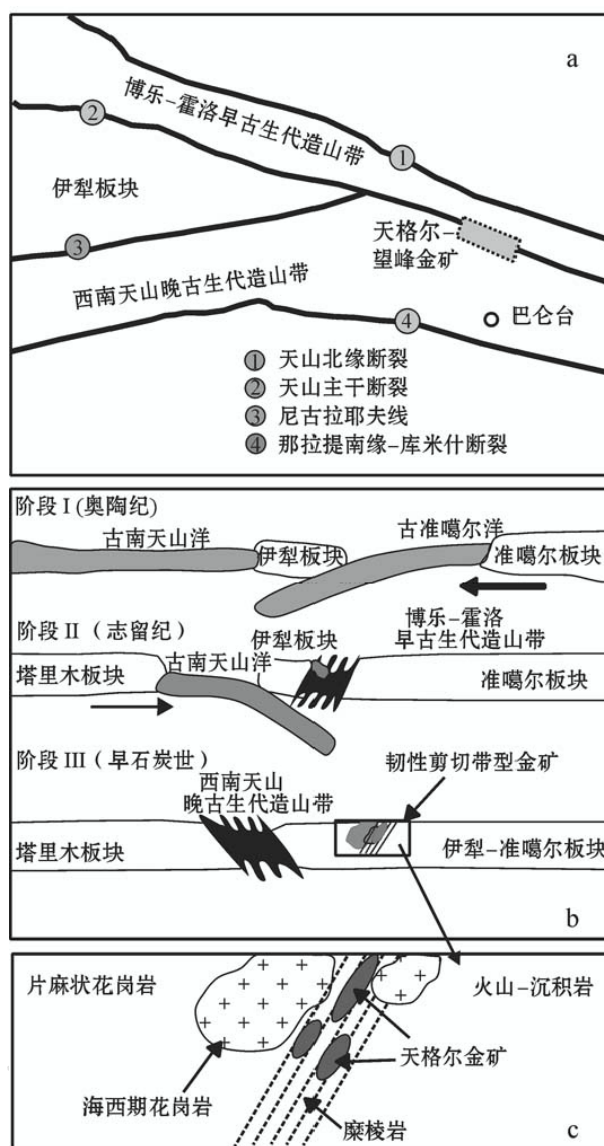


图 5 西天山地区的构造模式图(a)以及地质解译(b),古南天山洋俯冲最终导致塔里木板块与伊犁板块碰撞,形成西南天山晚古生代造山带,天格尔-望峰金矿就产在古生代造山带中发育的韧性剪切带内(c)

Fig. 5 Tectonic sketch map along the Du-ku road (a) and a model of interpretation (b), The Tiangeer-Wangfeng gold deposit occurs in the shear zone formed in the Paleozoic orogenic belt (c)

溶解大量金和其他成矿元素(Loucks et al., 1999)。如果这种含金的超临界成矿流体沿韧性剪切带向浅部迁移,随着压力降低,流体中金溶解度将迅速降低,而导致大量金沉淀在剪切带中。

新疆天山地区天格尔金矿中的金主要以自然金包体的形式存在于磁黄铁矿中(图 2c、d),这种金与磁黄铁矿之间的密切关系表明,金在成矿流体中的



存在形式可能是  $\text{AuHS}(\text{H}_2\text{S})_3^0$ 。 $\text{AuHS}(\text{H}_2\text{S})_3^0$  在流体中的溶解度对温度和压力非常敏感, 温度从  $400\text{ }^\circ\text{C}$  降低到  $340\text{ }^\circ\text{C}$  会导致 90% 的金沉淀 (Loucks et al., 1999)。以这种方式形成的金矿对围岩没有选择性, 因此, 韧性剪切带型金矿可以产在任何岩性中。金矿成矿作用的主要控制因素是成矿流体的物理化学特征 (包括金和硫的含量和温度-压力条件) 和韧性剪切带的性质。在中、下地壳环境中形成的流体运移到中、上地壳时所发生的物理化学条件变化, 可能是导致韧性剪切带型金矿形成的主要原因。因此, 寻找这类金矿的关键是研究韧性剪切带的地质特征及其出露深度。金的主要沉淀场所应该是由韧性向脆性转变的深度位置, 压力突变是诱发金沉淀的最重要因素。

## 7 结论

韧性剪切带型金矿一般就位于剪切带的脆-韧性转换位置, 成矿作用对围岩没有选择性。产在古老克拉通内的韧性剪切带型金矿是古老克拉通活化过程中的产物, 花岗质侵入体驱动地壳中的水循环、萃取地壳中的成矿物质并将其搬运到剪切带中沉淀形成金矿。产在显生代造山带中的韧性剪切带型金矿与出现在古老克拉通中的韧性剪切带型金矿在成矿机理、成矿背景以及成矿物质来源方面有显著区别。产在造山带中的韧性剪切带型金矿的成矿作用与造山后期巨量物质的水平迁移密切相关, 成矿物质包括中、下地壳甚至上地幔来源的物质。新疆中天山地区的天格尔-望峰金矿产在晚古生代碰撞造山带中, 是该造山带形成和演化的一个阶段性产物。韧性剪切带是深部流体的通道, 位于中、下地壳中的超临界流体能够以硫络合物形式溶解大量金和其他成矿元素, 这种含金的超临界成矿流体沿韧性剪切带向浅部迁移, 流体中金的溶解度迅速降低导致金大量沉淀而形成金矿, 结果形成以自然金包体赋存在硫化物和石英中为主要产出状态的韧性剪切带型金矿。

**致谢** 《矿床地质》的评审专家和主编多次提出的建设性建议和具体修改意见对改善本文有很大帮助。感谢编辑的巨大耐心和鼓励, 使我有机会多次修改本文。

## References

- Barley M F, Eisenlohr B and Groves D. 1989. Late Archean convergent margin tectonic and gold mineralization: a new look at the Norseman-wiluna belt, Western Australia [J]. *Geology*, 17: 826 ~ 829.
- Bierlein F P, Gray D R and Foster D A. 2002. Metallogenic relationships to tectonic evolution - the Lachlan orogen, Australia [J]. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 202: 1 ~ 13.
- Binu-Lal S S, Kehelpannala K V W, Satish-Kumar M, et al. 2003. Multistage graphite precipitation through protracted fluid flow in sheared metagranitoid, Digana, Sri Lanka: evidence from stable isotopes [J]. *Chemical Geology*, 197: 253 ~ 270.
- Brown S M, Groves D I and Newton P G N. 2002. Geological setting and mineralization model for the Cleo gold deposit, Eastern Goldfields Province, Western Australia [J]. *Mineralium Deposita*, 37: 704 ~ 721.
- Cole A, Wilkinson J J, Halls C, et al. 2000. Geological characteristics, tectonic setting and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tajikistan [J]. *Mineralium Deposita*, 35: 600 ~ 618.
- Colvine A C, Fyon J A and Heather K B. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario [M]. *Geological Survey, Miscellaneous Paper*, 139 ~ 210.
- Craw D. 2002. Geochemistry of late metamorphic hydrothermal alteration and graphitisation of host rock, Macraes gold mine, Otago Schist, New Zealand [J]. *Chemical Geology*, 191: 257 ~ 275.
- Davis B K and Hippertt J F M. 1998. Relationships between gold concentration and structure in quartz veins from the Hodgkinson Province, northeastern Australia [J]. *Mineralium Deposita*, 33: 391 ~ 405.
- De Ronde C E J, Spooner E T C, De Wit M J, et al. 1992. Shear zone-related, Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, south Africa: field and petrographic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry [J]. *Econ. Geol.*, 87: 366 ~ 402.
- De Ronde C E J, Faure K, Bray C J, et al. 2000. Round Hill shear zone-hosted gold deposit, Macraes flat, Otago, New Zealand: evidence of a magmatic ore fluid [J]. *Econ. Geol.*, 95, 1025 ~ 1048.
- Dugdale A L and Hagemann S G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins [J]. *Chemical Geology*, 173: 59 ~ 90.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001a. Orogenic gold and geological time: a global synthesis [J]. *Ore Geology Reviews*, 18: 1 ~ 75.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001b. Rotund versus skinny orogens: well-nourished or malnourished gold [J]? *Geology*, 29: 539 ~ 542.
- Groves D I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode gold deposits of the Yilgarn block, western Australia [J]. *Mineralium Deposita* 28, 357 ~ 387.

- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types [ J ]. *Ore Geology Reviews*, 13: 7 ~ 27.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits [ J ]. *Nature*, 370: 519 ~ 527.
- Holloway J R. 1984. Graphite-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> equilibria at low grade metamorphic conditions [ J ]. *Geology*, 12: 455 ~ 458.
- Kisters A F M, Meyer F M, Znamensky S E, et al. 2000. Structural controls of lode-gold mineralization by mafic dykes in late-Paleozoic granitoids of the Kochkar district, southern Urals, Russia [ J ]. *Mineralium Deposita*, 35: 157 ~ 168.
- Knight J T, Ridley J R and Groves D I. 2000. The Archean amphibolite facies Coolgardie gold field, Yilgarn craton, western Australia: nature, controls, and gold field-scale patterns of hydrothermal wall-rock alteration [ J ]. *Econ. Geol.*, 95: 49 ~ 84.
- Kolb J, Kisters A F M, Hoernes S, et al. 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe [ J ]. *Mineralium Deposita*, 35: 109 ~ 125.
- Lang J R, Baker T, Hart C J R, et al. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems [ J ]. *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, 40: 1 ~ 15.
- Liu Z H, Wang A J and Xu H. 1997. Genetic model of ductile-shear type gold deposits in Wutai mountain area [ J ]. *Mineral Deposits*, 16: 350 ~ 364 (in Chinese with English abstract).
- Loucks R and Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions [ J ]. *Science*, 284: 2159 ~ 2163.
- Lu G X and Kong Q C. 1993. Geology of the Linglong-Jiaojia type gold deposits, east Shandong Province [ M ]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Mao J W, Goldfarb R J, Zhang Z W, et al. 2002a. Gold deposits in the Xiaoqinling-Xiongershan region, Qinling Mountains, central China [ J ]. *Mineralium Deposita*, 37: 306 ~ 325.
- Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, et al. 2002b. Geology, distribution and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China [ J ]. *Mineralium Deposita*, 37: 352 ~ 377.
- McCuaig T C and Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits evidence from alteration systematics [ J ]. *Ore Geology Review*, 12: 381 ~ 453.
- Phillips N and Zhou T. 1999. Gold-only deposits and Archean granite [ J ]. *Sec. Econ. Geol. Newsletter*, 37: 1 ~ 13.
- Qiu Y, Groves D I, McNaughton N J, et al. 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China [ J ]. *Mineralium Deposita*, 37: 283 ~ 305.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluid in Archean gold-bearing quartz veins at sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada [ J ]. *Econ Geol.*, 82: 1464 ~ 1482.
- Rui Z R, Goldfarb R J, Qiu Y, et al. 2002. Paleozoic-early Mesozoic gold deposits of the Xinjiang Autonomous region, northwestern China [ J ]. *Mineralium Deposita*, 37: 393 ~ 418.
- Solomon M and Sun S S. 1997. Earth's evolution and mineral resources, with particular emphasis on volcanic-hosted massive sulphide deposits and banded iron formation [ J ]. *AGSO J. Australian Geology & Geophysics*, 17: 33 ~ 48.
- Wang R S and Wang J L. 1992. Shengli Daban shear-zone in Xinjiang Middle Tianshan [ J ]. *Xinjiang Geology*, 10 (3): 204 ~ 210 (in Chinese).
- Wilkinson J J and Johnston J D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation [ J ]. *Geology*, 24: 395 ~ 398.
- Wu X D and Chen G J. 1999. Geological characteristics and metallogenic relation of Wangfeng gold mineralization zone in west part of Tianshan mountains [ J ]. *Xinjiang Geology*, 17 (1): 20 ~ 26 (in Chinese).
- Zhang L, Shen Y and Ji J. 2003. Characteristics and genesis of Kangur gold deposit in the eastern Tianshan mountains, NW China: evidence from geology, isotope distribution and chronology [ J ]. *Ore Geology Review*, 23: 71 ~ 90.
- Zhang Q S, Yang Z S and Gao D Y. 1991. The geology of high-grade metamorphic district and gold deposits in east Hebei Province [ M ]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Zhou T and Lu G. 2000. Tectonics, granitoids and mesozoic gold deposits in East Shandong, China [ J ]. *Ore Geology Reviews*, 16: 71 ~ 90.
- Zhu Y F, Ai Y F and Zhao Y C. 1995. Some problems concerning the formation of magmatic hydrothermal deposits [ J ]. *Mineral Deposits*, 14 (4): 380 ~ 384 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y F, Sun S H and Jiang N. 2001a. A gold-bearing alkaline pluton in eastern Linxi District, Inner Mongolia: Its geochemistry and metallogenic significance [ J ]. *Resource Geology*, 51: 393 ~ 399.
- Zhu Y F, Zeng Y S and Jiang N. 2001b. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, Northern China [ J ]. *International Geology Review*, 43: 457 ~ 473.

#### 附中文参考文献

- 刘志宏, 王安建, 许虹. 1997. 五台山区韧性剪切带型金矿成因 [ J ]. *矿床地质*, 16(4): 350 ~ 364.
- 吕古贤, 孔庆存. 1993. 胶东玲珑-焦家式金矿地质 [ M ]. 北京: 科学出版社.
- 毛景文, 张作衡, 王义天, 等. 2002a. 华北克拉通周缘中生代造山型金矿床的氮同位素和氮含量记录 [ J ]. *中国科学(D辑)*, 32: 705 ~ 716.
- 吴锡丹, 陈光进. 1999. 望峰金矿带地质特征及成矿规律 [ J ]. *新疆地质*, 17(1): 20 ~ 26.
- 王润三, 王居里. 1992. 新疆中天山北缘胜利达板韧性剪切带 [ J ]. *新疆地质*, 10(2): 204 ~ 211.
- 张秋生, 扬振升, 高德玉. 1991. 冀东金厂峪地区高级变质区地质与

金矿床[M]. 北京:地质出版社.

[J]. 矿床地质, 14(4): 380~384.

朱永峰, 艾永富, 赵永超. 1995. 关于岩浆热液矿床形成的几个问题

## Ductile-Shear Zone Related Gold Deposits in Craton and Paleozoic Orogenic Belt: An Analysis of Their Ore-forming Processes and Environments

Zhu Yongfeng

(Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution of Ministry of Education, School of Earth & Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

### Abstract

The large-size shear zone related gold deposits are usually located in the transitional part from ductile to brittle deformation. The shear zones served as paths for fluid migration as well as places for gold deposition. The ore-forming processes were not necessarily related to the host rocks and their metamorphic facies. Two models for the ductile-shear zone related gold deposits in old cratons have been proposed, namely the syntectonic model and the post-tectonic model. The former model believes that metamorphic fluids migrated along the shear zones and ultimately deposited gold. The latter model, however, holds that the ore-forming processes related to the geological events took place after the formation of shear zones. In such cases, shear zones served as the fluid pathway and the host of gold deposits. Magmatism played a significant role in some deposits, while in other cases gold formation was not related to any magmatism although granitic bodies might have served as wall rocks of gold-bearing veins. In both cases, the gold-bearing veins mainly occurred in the second-order fractures related to the major shear zones, and the host rocks exerted insignificant effects on the ore-forming processes. The ductile-shear zone related gold deposits in Paleozoic orogenic belt generally had close relations with the evolution of the orogenic belt. The huge Central Asian orogenic belt (including Urals and Tianshan) has complex evolutionary histories, subjected to oceanic crust subduction, formation of island arcs, and continental collisions. This complex orogenic belt is famous for its numerous world-class ductile-shear zone related gold deposits. There is no principal difference between these two types of shear-zone related gold deposits in their modes of occurrence and mineral assemblages. However, they differ apparently from each other in ore-forming mechanism, ore-forming environments, and sources of ore-forming fluids. The shear-zone related gold deposits in the orogenic belt actually resulted from the orogenic process at a definite stage. The ore-forming materials were usually characterized by diversification and might include materials from Lower to Middle crust and upper mantle. The Tiangeer-Wangfeng gold deposit in Middle Tianshan was formed in the Late Paleozoic orogenic belt, occurring as a stage-product in the orogenic processes of the Tianshan Mountains. The shear-zone served as the channel for fluid migration. When gold-bearing ore-forming super-critical fluids moved from the lower crust to shallow levels, the decrease of gold solubility caused gold deposition and thus formed gold deposits.

**Key words:** geology, ductile-shear zone, gold deposit, Archean craton, Paleozoic orogenic belt