

北京市得田沟金矿床成因机制

崔艳合 卞绍玫

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 得田沟金矿床产于太古宙四合堂群角闪岩相变质地层中。容矿围岩主要为角闪石岩、斜长角闪岩、片麻岩及变粒岩等。区域崎峰茶断裂(糜棱岩)带及边部次级(韧性)剪切带控制着金矿体的形态、产状。矿石以含金(含碲化物)多金属硫化物石英脉为主, 其次为含金蚀变岩。矿床稳定同位素特征及金丰度的变化表明金与正长斑岩岩浆同源, 来自地幔。成矿温度为70~490℃, 峰值区为150~270℃; 成矿压力为100~1500 MPa。在燕山中期(147×10⁶ a), 与正长斑岩同源的富金热流体贯入太古宙变质地层中相对封闭的韧性剪切带中沉淀成矿。

主题词: 金矿床 矿质来源 成矿条件 成矿机制 得田沟

1 成矿地质背景

得田沟金矿床位于北京市怀柔县境内, 其大地构造位置属华北地台北缘燕山台褶带密(云)-怀(来)中隆断的昌(平)-怀(柔)中穹断内。区域上出露地层有早一中太古代密云群大槽组及晚太古代四合堂群阳坡地组、宋营子组、西湾子组、山神庙组等变质岩系, 以及中上元古界、侏罗系等。岩浆岩有太古宙英云闪长岩及中生代闪长岩、花岗岩、正长岩等。横贯全区的北北东向及北东向深大断裂及糜棱岩带发育, 构成了区域上复杂的地质构造格架。

得田沟金矿床产于崎峰茶断裂(糜棱岩)带中段及东侧之太古宙四合堂群宋营子组变质地层中(图1)^[1]。崎峰茶断裂带以西为太古宙密云群大槽组地层。

宋营子组主要为角闪石岩、斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、角闪变粒岩、黑云角闪变粒岩、黑云浅粒岩等, 另含少量角闪磁铁矿石岩。岩石遭受不同程度的混合岩化, 局部形成混合花岗岩。宋营子组在本矿区以岩性或岩石组合不同大致可分为三层: 第一层为黑云浅粒岩、黑云变粒岩, 分布于矿区F₃片理化带东侧; 第二层为黑云浅粒岩、黑云变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩及斜长角闪岩, 构成区内北西向复式向斜的两翼及轴部; 第三层为斜长角闪岩, 紧靠向斜轴分布。

矿区内宋营子组的不同岩性组合构成的近北北西向复式向斜构造, 是区域冯家峪-琉璃庙倒转复式向斜的一部分。这套地层往西与密云群大槽组地层呈断层接触。本区断裂构造表现为三种类型: 第一种为规模较大的片理化带(F₁和F₃); 第二种为小片理化带(F₄等); 第三

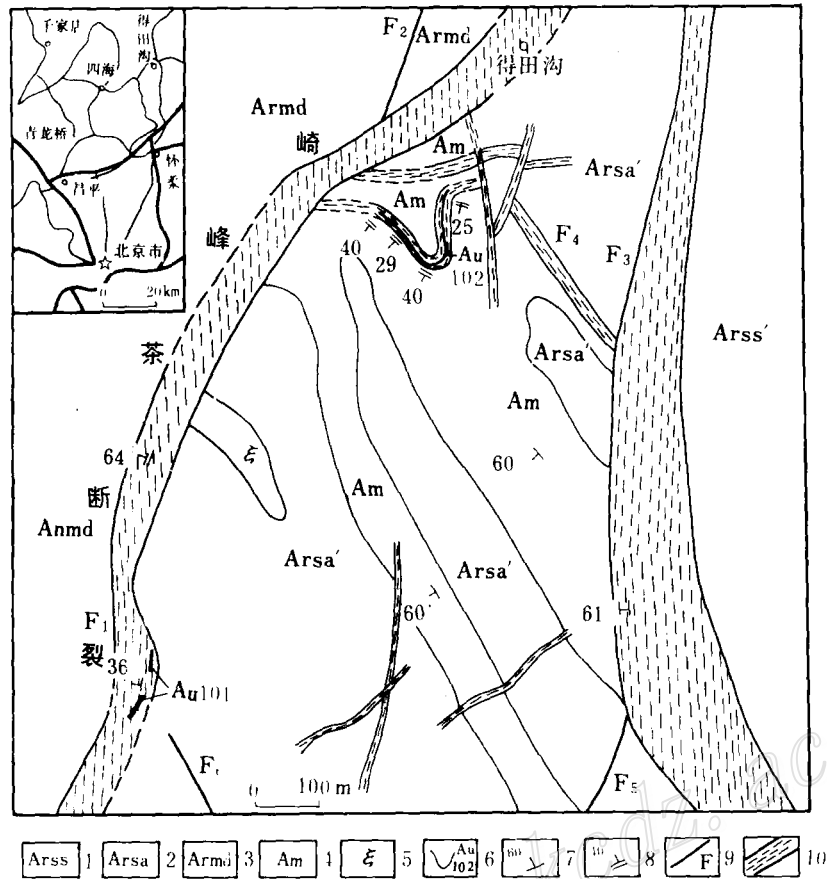


图1 得田沟金矿床基岩地质略图

(据崔艳合等, 1994)^[1]

1—黑云浅粒岩、黑云变粒岩；2—黑云浅粒岩、黑云变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩及斜长角闪岩；3—黑云变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩；4—斜长角闪岩；5—正长岩脉；6—金矿脉及编号；7—地层产状；8—片理化带产状；9—断裂；10—韧性剪切带

Fig. 1. Geological sketch map of the Detianguou gold deposit.

1—Biotite leucophtynite and biotite leptynite; 2—Biotite leucophtynite, biotite leptynite, biotite-amphibole plagioclase gneiss and plagioclase amphibolite; 3—Biotite leptynite, biotite-amphibole plagioclase gneiss; 4—Plagioclase amphibolite; 5—Syenite vein; 6—Gold ore vein and serial number; 7—Attitude of strata; 8—Attitude of schistositized zone; 9—Fault; 10—Ductile shear zone.

种为简单断裂构造。大片理化带由一系列糜棱岩化岩石、碎裂岩及小片理化带组成。小片理化带由粗糜棱岩、糜棱岩、糜棱片岩等组成，有的小片理化带核部赋有含金石英脉。小片理化带以近东西向者形成最早，近南北向者次之并切割前者，北东东向小片理化带形成最晚。得田沟金矿区的矿体即产于北北东向大片理化带内与之平行的小片理化带中，或靠近该大片理化带的近东西向次级小片理化带中。本矿区小断裂（F₂、F₅和F₆）为一些由碎裂岩石组成的张性或张扭性断裂，与金矿关系不大。

矿区的岩浆岩主要为正长斑岩脉。这些岩脉沿崎峰茶断裂分布。脉宽1~2 m，最宽者50

m, 长 200 m。除图 1 中所示位于矿区中西部崎峰茶断裂东侧者外, 在矿体北侧有数十条宽 1~2 m 的正长斑岩脉。正长斑岩脉产状变化较大, 一般近直立, 其走向垂直崎峰茶断裂走向或沿断裂挤压时形成的“X”型剪切断裂分布。靠近矿体的正长斑岩脉发生糜棱岩化, 并发育方解石化、绢云母化、绿帘石化等。正长斑岩脉含金 $100 \times 10^{-9} \sim 200 \times 10^{-9}$, 远高于变质岩 (含金平均 23×10^{-9})。

2 矿体地质特征

2.1 矿体形态、规模及产状

矿体由含金多金属硫化物 (及碲化物) 石英脉及含金蚀变岩构成。石英脉多为复脉, 单脉宽几厘米到 20 cm。脉体分支发育 (图 2)。脉体膨缩及尖灭再现特点明显, 且局部发生褶皱。石英脉两侧围岩多发生蚀变及片理化。在石英脉内也常见蚀变岩团块及小透镜体。围岩蚀变宽窄不等, 由几十厘米至 2~3 m。得田沟金矿区已发现 3 个矿体, 其中以 102 号矿体勘探程度最高, 其储量占矿床总储量的 80% 以上。该矿体总体上呈舒缓波状, 向南倾斜、局部向南西倾斜, 倾角 $15^\circ \sim 40^\circ$ 。矿体已控制范围为: 地表东西延长 100 m 左右, 往南延深 400 m 左右。在深部常变为两条或三条近于平行的含金石英脉。

2.2 矿石类型、矿物成分及结构构造

含金蚀变岩多分布于含金石英脉的两侧, 金品位远低于后者。硫化物及碲化物的存在是蚀变岩含金的重要标志。主要矿石矿物有黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、碲铅矿和自然金, 同时伴有少量的斑铜矿、磁黄铁矿、毒砂、胶黄铁矿、黝铜矿、自然银、碲金银矿、碲银矿及微量的针碲金银矿、六方碲银矿、螺状硫银矿、辉钼矿、碲铋矿和自然碲、未定名矿物 $\text{AgS}_{1+x}\text{Te}_{1-x}$ ($x=0.09 \sim 0.58$) 及 Au、Ag 和 Pb 的硫碲化物等。脉石矿物有石英、方解石、绿泥石、绢云母、绿帘石、阳起石、绿色黑云母、钠长石、透闪石、电气石等。

矿石多呈半自形到自形粒状结构、交代残余结构、乳滴状结构、碎裂结构、交代脉结构、骸晶结构、包含结构、筛状结构、共结结构等。矿石构造有脉状、网脉状构造、块状构造、稠密及稀疏浸染状构造和角砾状构造、糜棱构造、片状构造、千枚状构造、千糜状构造等。

2.3 成矿阶段及矿物形成顺序

本矿区矿床矿物的形成分为热液期和表生期 (图 3)。热液期又分为早、中、晚三期, 其中早期分为两阶段, 中期分为三个阶段, 晚期分为四个阶段。热液早期第一阶段形成黄铁矿、毒砂及主要脉石矿物, 被第二阶段磁黄铁矿、胶黄铁矿交代, 并发生破碎被其他硫化物、碲化物、自然金、自然银等交代、包围、穿切。热液中期第一阶段是主要的金矿化阶段, 形成自

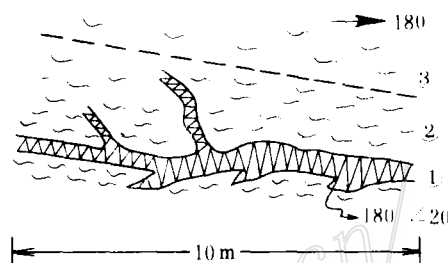


图 2 102 号矿体含金石英脉素描图

(大冰沟东坡)

①—含金石英脉; ②—蚀变片理化带; ③—片理化斜长角闪岩等; 虚线为矿体界线

Fig. 2. Sketch of No. 102 orebody (auriferous quartz vein) at the eastern slope of Dabinggou.

①—Auriferous quartz vein; ②—Altered schistosity; ③—Schistosity plagioclase amphibolite.

形成 阶段 物	热 液 期										表 生 期
	早		中			晚					
	I	II	I	II	III	I	II	III	IV		
黄 铁 矿											
毒 砂	—										
磁 黄 铁 矿		—									
胶 黄 铁 矿		—									
自 然 银			—								
自 然 金											
方 铅 矿											
黄 铜 矿											
斑 铜 矿			—								
黝 铜 矿			—								
碲 铅 矿											
螺 状 硫 银 矿			—								
碲 金 银 矿			—								
碲 铋 矿			—								
碲 铋 银 矿			—								
辉 铋 矿			—								
碲 银 矿			—								
闪 锌 矿											
针 碲 金 银 矿				—							
六 方 碲 银 矿				—							
M ₁					—						
自 然 碲					—						
M ₂					—						
M ₃					—						
M ₄					—						
铅 矾					—						
石 英											
绿 色 黑 云 母											
透 闪 石											
铁 电 气 石											
钠 长 石											
黝 帘 石											
绿 帘 石											
绢 云 母								—			
方 解 石								—			
绿 泥 石										—	
阳 起 石											
兰 铜 矿										—	
孔雀 石										—	

图 3 得田沟金矿床矿物形成顺序示意图

Fig. 3. Crystallization sequence of minerals in the Detiangou gold deposit.

然金、自然银、Cu、Pb、Zn、Ag 的硫化物及 Pb、Au、Ag 和 Bi 的单碲化物；第二阶段形成了 Au、Ag 的双碲化物；第三阶段形成 Au、Ag、Pb 的硫碲化物、自然碲及铅矾。热液晚期则表现为绿帘石、方解石、阳起石、绿泥石、石英、绢云母细脉之间的穿切。表生期形成了一些氧化矿物。

2.4 围岩蚀变特征

本矿区的围岩蚀变有绿色黑云母化、透闪石化、铁电气石化、钠长石化、黝帘石化、绿帘石化、绢云母化、方解石化、绿泥石化、阳起石化和黄铁矿等硫化物。不同的围岩常以不同的蚀变作用为主,如暗色矿物含量较高的围岩以绿泥石化、绿色黑云母化、阳起石化为主;而暗色矿物含量低的围岩则以绢云母化、硅(石英)化、钠长石化、透闪石化为主。方解石化及黄铁矿化通常不受围岩岩性的制约。

3 成矿物质来源探讨

3.1 成矿流体的来源

对得田沟102号矿体(大冰沟)4个石英样品作了氧同位素分析,对其流体包裹体作了氢同位素测定;对102号矿体的3个方解石样品作了碳、氧同位素分析。

得田沟金矿床石英矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $11.4\text{‰} \sim 13.1\text{‰}$,平均为 12.2‰ ,极差为 1.7‰ ;流体包裹体的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值为 $-71\text{‰} \sim -88\text{‰}$,平均为 -79‰ ,极差为 16‰ 。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $5.2\text{‰} \sim 10.2\text{‰}$,平均为 8.4‰ , $\delta\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-2.5\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$,平均为 -3.8‰ ,极差为 1.5‰ 。

对于上述测试结果可作如下讨论:首先,所测定石英流体包裹体的 δD 值均相当于或低于岩浆水的 δD 值($-50\text{‰} \sim -80\text{‰}$)^[3]。而这些 δD 值均比变质水的 δD 值($-20\text{‰} \sim -65\text{‰}$)^[3]低得多。在给定温度下按石英与 H_2O 的氧同位素交换方程^[3]求得的得田沟金矿床与石英处于平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-4.2\text{‰} \sim 6.2\text{‰}$ 。成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 的关系(图4)表明,仅一个投绘点落在岩浆水范围的边缘上,其余点均落在岩浆水的左下方。笔者利用得田沟金矿床102号矿体流体包裹体平均的 δD 值(-77‰)和 $\delta^{18}\text{O}$ 值(0.4‰)及杠杆平衡原理,估算出组成该矿体成矿流体水的岩浆水占 74.1% ,大气降水占 25.9% 。方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2.5\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$,比岩浆的 $\delta^{13}\text{C}$ 值($-5\text{‰} \sim -8\text{‰}$)^[6]稍高些。取自大冰沟西北民硐口石英脉边部的样品,方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}$ 为 -5.2‰ ,在岩浆碳的范围内,而石英脉之围岩中的方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}$ 为 $-2.5\text{‰} \sim -3.7\text{‰}$,高于岩浆碳,可能是因为有地层中碳的混染。根据方解石中流体包裹体的均一温度,利用Y Bottinga^[6]关于 CO_2 与方解石间的同位素交换方程,求得与方解石平衡的 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-3.5\text{‰} \sim -6.2\text{‰}$ 之间,更接近于岩浆碳。同时计算的与方解石平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-1.9\text{‰} \sim -6.9\text{‰}$,均比岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值($6\text{‰} \sim 9\text{‰}$)^[5]低,表明成矿晚期以大气降水为主。

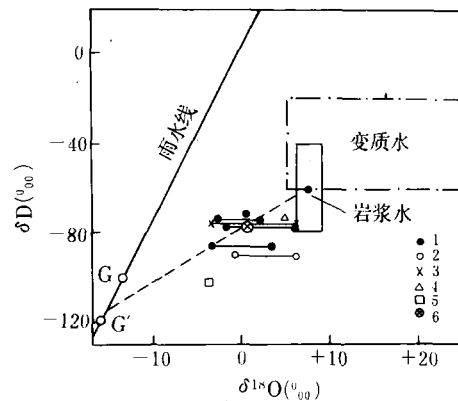


图4 得田沟、大北湾、小梁金矿成矿流体与原生岩浆水、华北地区中生代大气降水的氢、氧同位素对比

(据黄典豪等, 1992)^[2]

1—大冰沟102号矿体; 2—里沟1号矿体; 3—大北湾金多金属矿体; 4—小梁8号脉; 5—小梁3号脉; 6—大冰沟102号矿体平均值; 点G($\delta\text{D} = -100\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13.7\text{‰}$)和点G'($\delta\text{D} = -120\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -16.2\text{‰}$)代表中生代大气降水的成分范围

Fig. 4. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore fluids in Detiangou, Dabeiwang and Xiaoliang gold deposits in comparison with those of primary magmatic water (M) and Mesozoic meteoric water (G or G') in North China.

1—No. 102 orebody of Dabinggou; 2—No. 1 orebody of Ligou; 3—Gold-polymetallic orebody of Dabeiwang; 4—No. 8 vein of Xiaoliang; 5—No. 3 vein of Xiaoliang; 6—Average value of No. 102 orebody of Dabinggou. G ($\delta\text{D} = -100\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13.7\text{‰}$) and G' ($\delta\text{D} = -120\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -16.2\text{‰}$) represent compositional range of Mesozoic meteoric water.

3.2 硫的来源

矿床硫化物的硫同位素测定结果(图5)表明:①得田沟金矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围窄,介于 -0.9‰ ~ 2.8‰ ,平均值为 1.7‰ ,极差为 3.7‰ 。5个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 0.6‰ ~ 2.7‰ ,平均为 1.6‰ ,极差为 0.4‰ ;5个方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 2.0‰ ~ 2.8‰ ,极差为 0.5‰ ;5个黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 1.5‰ ~ 2.6‰ ,平均为 2.1‰ ,极差为 1.1‰ 。②得田沟金矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈塔柱式分布, $\delta^{34}\text{S}$ 值 1.0‰ ~ 3.0‰ 的样品占84%,表明成矿的硫质主要源于深源、均一化程度高的岩浆,即可能是正长斑岩岩浆。

3.3 成矿金属的来源

对得田沟金矿床含金石英脉中的方铅矿(5件)、黄铁矿(2件)和黄铜矿(1件)作了铅同位素测定,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $15.555\sim 15.693$,平均为 15.599 ,极差为 0.138 ,低于变质岩和正长斑岩的相应比值(平均分别为 16.567 和 16.617),且变化范围小;其 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $15.007\sim 15.054$,平均为 15.028 ,极差为 0.047 ,低于变质岩和正长斑岩的相应平均值(分别为 15.231 和 15.262),变化范围也小得多, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $35.642\sim 35.829$,平均为 35.727 ,极差为 0.187 ,变化范围小且低于变质岩和正长斑岩的平均值(分别为 37.052 和 36.727)。按单阶段模式计算的矿石铅年龄为 $1260\times 10^6\sim 1352\times 10^6\text{ a}$,老于变质岩和正长斑岩的模式年龄($605\times 10^6\sim 1271\times 10^6\text{ a}$),与矿脉切割变质地层的事实不符。对于这种事实可做如下解释:首先矿石铅的 μ 值为 $8\sim 8.27$,低于正常铅的 μ 值范围(8.99 ± 0.07),即该铅同位素属非正常铅;所计算的年龄值不能代表实际成矿年龄;其次,所有三种铅同位素比值均低于变质岩和正长斑岩,表明矿石硫化物脱离地球U-Th-Pb体系时没有或只有微量U、Th残留,因而使其模式年龄值相对升高。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上(图6),矿石铅投绘散点较集中分布在远离地幔铅平均演化线的位置,而且与变质岩铅及正长斑岩铅投绘点一起大致构成一条直线。从这一特征上看,矿石铅既可能源自变质岩地层,也可能与正长斑岩同源。考虑到矿床硫同位素及碳、氢、氧同位素组成特征以正长斑岩金丰度高于变质地层,综合推测,成矿热液中的铅、金与正长斑岩类碱性岩浆同源,而且可能来自上地幔。热液在上升过程中可能混染了一定的下地壳(变质地层)物质。另一方面,铅在成矿热液中的均一化程度高,说明成矿热液经过了长距离搬运。受蚀变的变质岩的Pb同位素投绘点与矿石靠近,反映了热液对围岩的影响,即铅从热液向围岩变质岩扩散。

4 成矿的物理化学条件

4.1 成矿流体的化学组成

4.1.1 液相成分 得田沟金矿床石英流体包裹体离子总数中含 Na^+ $37.07\%\sim 45.92\%$,平均为 41.2% ; K^+ $3.88\%\sim 10.99\%$,平均 7.59% ;含 Mg^{2+} $0.24\%\sim 1.45\%$,平均 0.83% ;含阴离子 Cl^- $43.27\%\sim 48.93\%$,平均 46.15% ; SO_4^{2-} $0.97\%\sim 7.56\%$,平均 4.24% 。 Na^+

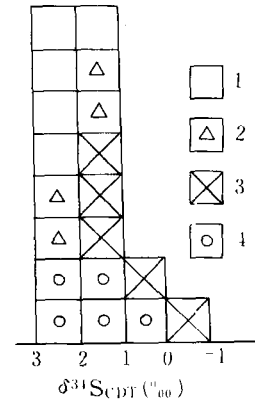


图5 本矿床硫化物矿物同位素组成频率分布图

1—黄铜矿;2—闪锌矿;3—方铅矿;4—黄铁矿

Fig. 5. Frequency distribution diagram of sulfur isotopic composition of sulfide minerals from the Detiangou gold deposit.

1—Chalcopyrite; 2—Sphalerite; 3—Galena; 4—Pyrite.

: $K^+ : Mg^{2+}$ 数量比为 40 : 7 : 1;
 $Cl^- : SO_4^{2-}$ 数量比为 11 : 1。主要阳离子 Na^+ / K^+ 值为 1.98~6.94, 平均 4.16; 阴离子 Cl^- / SO_4^{2-} 值 (浓度比) 为 5.01~44.21, 平均为 15.74。由此可见, 得田沟金矿床成矿流体以相对富含阳离子 Na^+ 、 K^+ 以及阴离子 Cl^- 和 SO_4^{2-} 为特征。而 Na^+ 高于 K^+ , Cl^- 高于 SO_4^{2-} 。

4.1.2 气相成分 得田沟金矿床石英流体包裹体的气相成分中, H_2O 占绝对优势 ($179.36 \times 10^{-6} \sim 267.51 \times 10^{-6}$, 平均为 204.29×10^{-6}), CO_2 含量相对较高 ($13.92 \times 10^{-6} \sim 52.04 \times 10^{-6}$, 平均为 36.15×10^{-6}), 因此在石英中常见含 CO_2 流体包裹体。同时气相成分中还含有 CH_4 $0 \sim 2.32 \times 10^{-6}$, 平均 0.58×10^{-6} ; CO $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.52 \times 10^{-6}$, 平均 0.19×10^{-6} ; 含 H_2 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.1 \times 10^{-6}$, 平均 0.084×10^{-6} , 说明金矿化发生于一种还原环境。至于流体包裹体中含有一定量的 N_2 ($0.08 \times 10^{-6} \sim 1.54 \times 10^{-6}$, 平均 0.854×10^{-6}), 主要原因是与含 N_2 的大气降水加入有关。

4.2 成矿的温度、盐度及压力估算

我们对得田沟金矿床的 100 余个流体包裹体作了均一温度测量, 所得结果表明, 气-液相包裹体的均一温度为 70~390 °C, 峰值为 150~230 °C; 气液包裹体的均一温度为 190~350 °C, 峰值为 230~270 °C; 液-气相包裹体的均一温度为

270~390 °C, 峰值为 310~350 °C。由于矿石中有毒砂存在, 因此确定本矿床的成矿温度范围为 70~490 °C, 众值区为 150~270 °C, 属中低温热液范畴。

得田沟金矿床流体包裹体的冰点温度为 -0.1~-6.5 °C。利用 P L F Collins^[8] 的图解求得它们的盐度为 0 wt%~9.9 wt% NaCl, 平均为 5 wt% NaCl 左右。有了流体包裹体的均一温度及盐度资料后, 利用 Ahmad 等^[9] 的图解可求得流体的密度为 0.3~1.09 g/cm³, 再利用 Roeder 等^[4] 的图解求出得田沟 102 号金矿脉的形成压力为 100~1500 MPa。

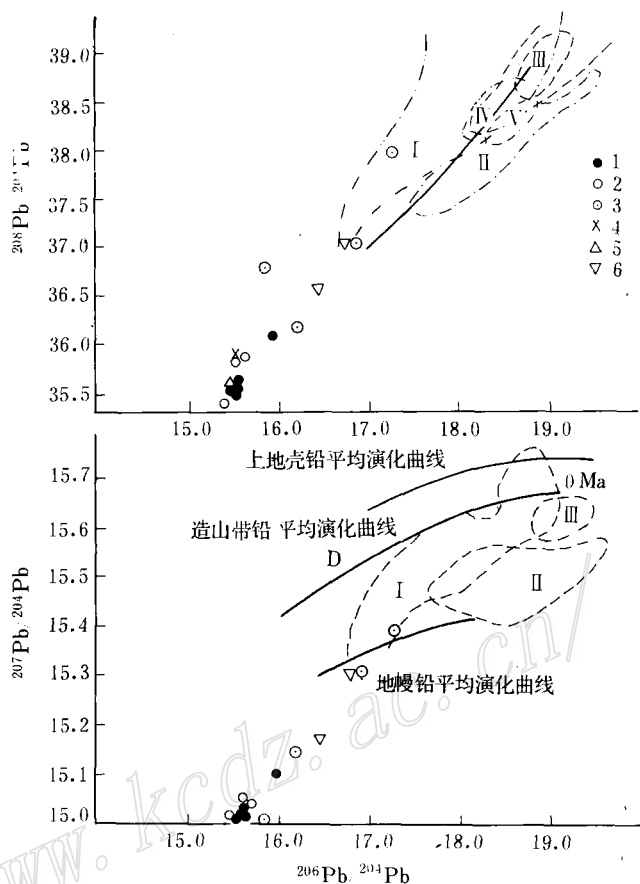


图 6 得田沟金矿床矿石、变质岩、正长斑岩 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 对比图解

1—方铅矿; 2—黄铁矿; 3—黄铜矿; 4—正长斑岩; 5—变质岩; 6—受蚀变的变质岩; I—克拉通化地壳铅; II—大洋火山岩铅; III—深海沉积物铅; IV—成熟岛弧铅; V—原始岛弧铅; D—多伊单阶段演化线
 (按 B R Doe, et al, 1979^[7])

Fig. 6. $^{208}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagrams of ores, metamorphic rocks and syenite porphyry from the Detian-gou gold deposit.

1—Galena; 2—Pyrite; 3—Chalcopryrite; 4—Syenite porphyry; 5—Metamorphic rocks; 6—Altered metamorphic rocks; I—Cratonized crust; II—Oceanic volcanic rocks; III—Deep sea sediments; IV—Mature island arc; V—Primitive island arc; D—Single-stage evolution line of Doe.

5 成矿机制

5.1 成矿时代的厘定

为了确立得田沟金矿床的形成时代,笔者对含金石英脉边部的蚀变岩——阳起石片岩进行了取样。阳起石片岩与角闪石岩界线清楚。镜下观察发现,在两类岩石的接触带上,阳起石交代角闪石。阳起石片岩中阳起石含量80%左右,含绿泥石10%左右;其它矿物有绿帘石、方解石、黄铁矿等。阳起石片岩取自钻孔,样品新鲜,未经风化和再造。笔者对该样品测定所得到的K-Ar年龄值为 $(147.29 \pm 2.18) \times 10^6$ a,相当于晚侏罗世(燕山中期)。

5.2 成矿作用机制

在燕山期,区内构造-岩浆活动十分强烈。近北东向深大断裂复活,并产生一系列北北东向、北东向、近南北向和近东西向次级韧性剪切带(或压扭性断裂)。崎峰茶断裂(糜棱岩)带通过矿区,控制了区域上分布于该断裂西部的侏罗系火山岩的形成。继火山喷发之后,发生浅成-超浅成得田沟正长斑岩脉的侵位。这些岩脉沿断裂侵入于太古宙变质地层。

燕山期的岩浆活动和侵位过程,不仅引起了热效应,而且其派生的热液更加富集了Au、Ag、Cu、Pb、Zn及挥发分。当它们沿构造裂隙上升时,由于压力降低,其挥发组分向外逸散,引起围岩的绿泥石化、阳起石化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化等。与此同时,温度的降低致使流体中成矿元素的溶解度降低而发生沉淀。在成矿作用早期(温度 $>390^\circ\text{C}$)形成石英、黄铁矿等;随着温度的降低($150\sim 270^\circ\text{C}$),Pb、Zn、Cu等形成方铅矿、碲铅矿、闪锌矿、黄铜矿等沉淀,同时,呈硫氢络合物或碲络合物形式存在的金(银)因成矿流体中 f_{S_2} 、温度的降低而发生分解沉淀,形成了石英及黄铁矿中的裂隙自然金,以及与方铅矿、黄铜矿、碲铅矿等共生的自然金(银)及金、银(铋)的单碲化物。随着石英及硫化物相继沉淀及源区碲的补给,成矿热液中 f_{Tc_2} 升高,因而有Au(Ag)的双碲化物沉淀,并最终形成自然碲。由于体系的开放,大气降水的加入,体系氧逸度升高,形成了铅矾。到了热液作用晚期,随着温度的进一步降低,溶液中碳酸钙达到过饱和,形成了方解石脉和广泛发育的碳酸盐化,标志着Au、Ag矿化作用的结束。

参 考 文 献

- 1 崔艳合, 亓绍玫, 彭明生等. 北京市得田沟金矿床矿物特征和金的赋存状态. 矿床地质, 1994, 13 (3): 260~270
- 2 黄典豪等. 蔡家营铅-锌-银矿床. 北京: 地质出版社, 1992, 94
- 3 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985, 24
- 4 卢焕章等. 包裹体地球化学. 北京: 地质出版社, 1990, 126
- 5 Taylor H P Jr, Frechen J Degens E T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, Swed., Geochi. et Cosmochi. Acta, 1967, 31 (3): 407~428
- 6 Bottinga Y. Calculation of fractionation factors for carbon dioxide-water, The Journal of Physical Chemistry, 1968, 72 (3): 800~807
- 7 Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics, The Phanerozoic, In: Barnes H L ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposit, New York, John Wiley & Sons, Second edition, 1979, 25
- 8 Collins P L F. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity, Econ. Geol., 1979, 59: 1003~1024
- 9 Amad S N, Rose A W. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico, Econ. Geol., 1980, 75 (2): 229~250

THE GENESIS OF THE DETIANGOU GOLD DEPOSIT, BEIJING

Cui Yanhe and Qi Shaomei

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037*)

Key words: gold deposit, source of ore materials, metallogenic condition, detiangou

Abstract

The Detiangou ore deposit consists of gold-polymetallic quartz veins in Archean migmatized biotite leucogranulite, biotite leptynite, hornblende-biotite plagioclase gneiss, plagioclase amphibolite and hornblendite. The major ore veins are confined to the ductile shear zones near the ore-control fault. The ore deposit is a hydrothermal filling veinlike one. Syenite dikes are developed in the gold ore district. The gold abundance averages 23×10^{-9} in the metamorphic rocks, and 160×10^{-9} in the syenite dike.

The mineralizing process formed in turn the following metallic mineral assemblages: ① pyrite + arsenopyrite; ② pyrrhotite + kappa-pyrite; ③ native gold + native silver + galena + chalcopyrite + bornite + tetrahedrite + altaite + acanthite + petzite + tellurbismuth + volynskite + molybdenite + hessite + sphalerite; ④ sylvanite + stuetzite; ⑤ native tellurium + unnamed minerals $M_1 + M_2 + M_3 + M_4 + \text{anglesite}$. The host rocks have been subjected to pyritization, sericitization, chloritization, epidotization, actinolitization, tremolitization and silicification.

The hydrogen and oxygen isotope data of fluid inclusions in quartz veins indicate that ore-forming fluids were mainly composed of magmatic water mixed with some meteoric water. The sulfur isotope composition ($\delta^{34}\text{S} = -0.9\text{‰} \sim 2.8\text{‰}$) of sulfides from the ore veins is close to that of meteoric sulfur, suggesting that the sulfur came from deep magma. The ore lead isotopes are similar to lead isotopes of syenite dikes, indicating characteristics of mantle-derived materials. Ore-forming substances are also considered to have come from the mantle.

Fluid inclusions in quartz from the ore veins are composed of Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , H_2O and CO_2 , with an average salinity of 5 wt% equivalent NaCl.

The altered rock of ore veins has a K-Ar age of 147×10^6 a, suggesting that the Detiangou gold deposit was formed in Middle Yanshanian period.