第26卷 第10期
1990年10月

地质与勘探
GEOLOGY AND PROSPECTING

Vol. 26, No. 10
October, 1990

四道沟金矿床地质地球化学研究

吴兴华 关广岳 金成洙

（东北工学院地质系）

本文从控矿地质条件，成矿物质来源和成矿流体等方面论述了四道沟金矿的地质地球化学特征，并建立了成矿模式。

关键词：四道沟金矿；控矿地质条件；金的来源；成矿模式

地质·矿床

四道沟金矿，位于辽东台背斜营口—宽甸古隆起南东缘、鸭绿江大断裂西侧。矿区出露地层为：（Ⅰ）下元古界中低级变质岩系，包括浪子山组变质砂岩段、大石桥变粒岩段和大理岩段、盖县组变质砂岩段(下)—片岩段（中）—变质砂岩段（上）。（Ⅱ）上元古界震旦系钓鱼台组含砾片岩段（下）—石英岩段（中）—变质砂岩段（上）岩石。（Ⅲ）中生界侏罗系大堡组千枚岩段和板岩段、小东沟组底砾岩段岩石（图1，据赵东诚，1984）。其中盖县组上部变质砂岩段是重要含金层位。控矿构造显示了复合叠加特点，即在早元古代褶皱、韧性剪切带基础上发育了中生代褶皱和脆性断裂带。区内未见岩浆岩体出露，仅见少量成矿晚期辉绿玢岩和煌斑岩。矿区外围有大面积黑云母混合片麻岩及燕山期中酸性岩体。

矿床地质

1. 矿体

成群成带出现的百余条矿体，主要受向南东倾伏的竖井背斜控制，它们呈似层状、扁豆状、脉状、鞍状及揉曲状存在，其空间组合可分为2、8、13、77、78号等矿化带，尤以8、77、78号矿化带中工业矿体最多。矿体在平面及剖面呈斜列分布。单个矿体规模不大，延深大于延长，长：深为1：1～4，最长者130m，一般40～70m；最宽者45m，一般5～10m；延伸最大者250m，一般80～140m。矿体总的特点是小而不规则，体现热液选择交代、充填的复杂性。

2. 矿石类型

据主要含Au矿物组合及构造，并参照许民权资料，可分出3种矿石类型：①块状黄铁矿型，主要由黄铁矿（>90%）和少量其他矿物组成，可呈透镜状、似球状及长条状出现，以高品位（50～>200g/t）著称；②浸染状黄铁矿型，以清晰可见的浸染黄铁矿（<10%）和其他矿物组成，品位较低（<3～15g/t），且与黄铁矿多少呈正比关系；（3）石英—黄铁矿型，由石英和黄铁矿组成，二者比例相近或石英多于黄铁矿，矿石品位较稳定(15～50g/t)，主要出现于薄层砂岩残留体、破碎带及二者过渡部位。在矿化完整情况下，3类矿石可呈环带分布，内带为块状黄铁矿型，过渡带为石英—黄铁矿型，外带为浸染黄铁矿型。这种分带大致反映了矿液从早到晚Au组份浓度逐渐降低的趋势。

3. 矿物成分及结构构造

矿石成分简单，金属矿物95～98%为黄铁矿，其余为闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、毒砂及自然金。非金属矿物以石英为主，其次是绢云母和方解石。金以裂隙金、晶隙金及包裹体金形式存在于石英和黄铁矿中，二者接触部位金粒较多。矿石以块状、浸染状、细脉状构造为主，局部见有角砾状构造。矿石结构有自形—半自形结构，粗粒、细粒结构，应力作用产生的碎裂结构及液—固反应形成的交代溶蚀结构等。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

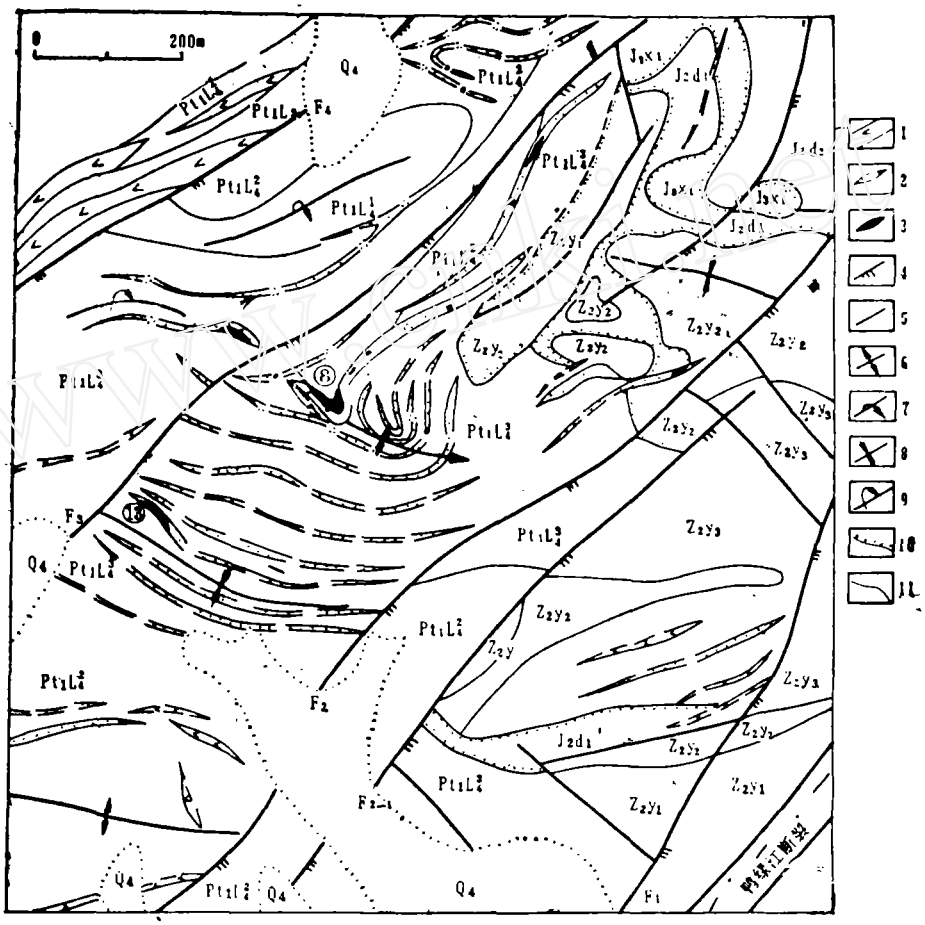

图 1 四道沟金矿矿区地质图

Q—第四系冲积层；J_3x_1—小东沟组砾岩段；J_2d_2—大堡组板岩段；J_2d_1—大堡组千枚岩段；Z_2y_3—钓鱼台组变质长石石英岩段；Z_2y_2—钓鱼台组石英岩段；Z_2y_1—钓鱼台组含砾云母片岩段；$Pt_1L_4^3$—盖县组上部变质砂岩段；$Pt_1L_4^2$—盖县组中部片岩段；$Pt_1L_4^1$—盖县组下部变质砂岩段；Pt_1L_3—大石桥组上部大理岩段；Pt_1L_2—浪子山组变粒岩变质砂岩段；

1—脉岩；2—含金破碎蚀变带；3—金矿体；4—压扭性断层；5—断层；6—背斜轴；7—倒转背斜轴；8—向斜轴；9—倒转向斜轴；10—不整合界线；11—岩段界线

4. 围岩蚀变

矿床发育黄铁矿化、绢云母化、黄铁绢英岩化、硅化及碳酸盐化，从矿化中心向外，存在蚀变减弱的分布趋势，矿山工作者常以此作为寻找盲矿体的标志。

控矿地质条件

1. 地层条件

四道沟金矿矿体赋存于盖县组变质砂岩及其破碎带中，与区域上猫岭、白云、王家崴子等金矿床的赋矿层位相同或相近，其控矿地层的主要特点为：

（1）变质程度浅　许多部位面理置换不明显，变余层理、变余微细层理清楚，镜下存在变余砂状结构，这无法与华北地台边缘中高级变质岩中的金矿相比，也与国外绿岩带金矿大不相同。

（2）围岩组份简单　工业矿体的围岩为厚层及薄层未破碎及破碎十分严重的变质砂岩，经原岩

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

恢复，它们为浅—滨海相陆源沉积为主夹少量火山沉积物。如果考虑整个华北地台太古宙基底某些层位岩石为原始金矿源层的话，那么本区可归为第二矿源层（Guan Guangyue，1988），它由南北两侧太古宙基底岩石风化剥蚀转化而来。

（3）成矿具有后生层控性　广泛的围岩蚀变，大范围热液成因石墨的出现及褶曲、断裂、破碎带控矿，都说明成矿晚于围岩。这种后生时间大致为燕山期，可以从以下几方面获得证据：①燕山期丹东地区构造岩浆活动十分强烈，具备热液（主要是地下水热液）作用的动力学条件；②含金蚀变带钾—氩年龄为134Ma（赵东诚，1984）；③矿区外围侏罗系小东沟组发现破碎带型金矿化（赵东诚，1984）；④铅同位素显示年轻时代（330Ma～负值，参数Ⅰ；561Ma～104Ma，参数Ⅱ，见表1）。更准确的成矿时代的确定，还要进一步工作，但据目前的资料，用变质热液期（早元古代）成矿理论是难以解释的。

2. 构造条件

本区经历了较复杂的两期主要构造作用，早期具韧性特点，形成近东西向的复式褶皱及韧性剪切带，后者以岩石发生糜棱岩化、石英波状消光，岩层挤压透镜体，香肠状构造、不对称褶曲发育为标志。晚期体现脆性，以中生代晚期北东向断裂为主，其形成与东部鸭绿江大断裂（形成于震旦纪前？）再活动有关，同期发育有幅度不等、方向各异的中小型断裂、拖引褶曲等等，强石墨化的破碎带广泛分布。直接控制矿体和微细矿脉的是脆性断裂和破碎带构造，存在于厚层砂岩断裂中的矿体品位较富但脉窄，工业意义不大。最重要的是破碎带中的矿体。成矿发生于①破碎岩石与薄层变质砂岩互层或过渡带；②变质砂岩破碎残留体（扁豆状、浑圆状、香肠状）内部及周边部；③发育褶曲的破碎带部位。实际上，三类矿化经常叠加、合并在一起，难于区分。饶有意义的是，控矿破碎带形成机理问题。本区碎裂岩特点之一是破裂面常呈弧形，其组合呈波状，这种现象不是简单的脆性剪切。另一特点是破碎带与变质砂岩常呈圆弧接触（图2），包括破碎带进入变质砂岩中和变质砂岩被包裹于破碎带中二种情况。这类接触面是晚期脆性剪切引起的早期韧性剪切面活化所致，是脆、韧两期构造叠加、复合的产物。

矿区未见岩浆岩体出露，岩脉较少且为成矿后

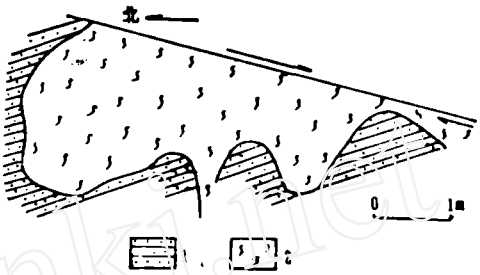

图 2　矿化破碎带与变质砂岩呈圆弧接触素描图（6中段）

形成的。

成矿组份(Au)的来源

作为辽河群盖县组地层中的一个大型矿床，其Au的来源可以有以下几种认识：来源于辽河群盖县组地层或整个辽河群地层；来源于三骨流岩体或与之有关的深部隐伏岩体；地层与岩体组份混合，因Au的丰度低，粒度小，常在Au与硫化物同源前提条件下借助后者确定Au的来源。

1. 硫同位素

硫同位素易受成矿物理化学环境影响而发生变化。四道沟矿床硫同位素总的特点是：①分布集中

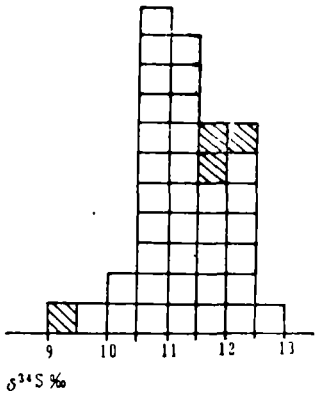

图 3　四道沟金矿硫同位素组成
（图内斜线部分为本文所测，余为许民权提供）

且富正值；（2）远离陨石硫（图3）。虽然硫同位素可变性较大，但这种变化也有它的规律和范围，在所处的pH值（4.75～5.83）和f_{O_2}（$10^{-39.4}$～$10^{-55.4}$）（吴兴华，1988）条件下，参照Ohmoto,H.（1972）图解，岩浆硫是不可能液化到本矿床硫同位素（$\delta^{34}S$‰＝＋9.23～＋12.6）分布范围的。因

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

铅同位素组成 表1

样号	测试样品	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	模式年龄，Ma（参数Ⅰ）	模式年龄，Ma（参数Ⅱ）
S001*	四道沟金矿黄铁矿	17.9873	15.657	38.9114	330	561
S026*	〃	17.3999	15.5065	37.9772	170	425
S051*	〃	18.3343	15.5584	38.0418	—	150
S070*	〃	18.3117	15.5224	38.0131	—	104
88-B_1	三骨流岩体长石	17.712	15.596	38.739	440	670
88-B_2	〃	17.717	15.580	38.749	420	649
88-B_3	〃	17.649	15.556	38.521	440	671
88-B_4	〃	17.675	15.562	38.659	420	647

参数Ⅰ：$T=4560Ma$，$a_0=9.56$，$b_0=10.42$，$\lambda=0.1536\times10^{-9}$年$^{-1}$；

参数Ⅱ：$T=4.51Ma$，$a_0=9.50$，$b_0=10.37$，$\lambda'=0.972210^{-9}$年$^{-1}$

* 为宜昌地质矿产研究所测试，其余为北京铀矿地质研究所测试。

此，这种窄且富正值的特点也许与无限的海水硫酸盐储库有关，也许是分散的沉积硫受后期地质事件均一化所致。

2. 铅同位素

矿床铅同位素属年轻铅：$^{206}Pb/^{204}Pb=17.8999\sim18.3343$；$^{207}Pb/^{204}Pb=15.5065\sim15.675$；$^{208}Pb/^{204}Pb=37.9772\sim38.9114$。模式年龄为330～负值（参数Ⅰ），或561～104Ma（参数Ⅱ）。虽然粗铅法年龄可信度较差，且常受开放体系影响，但它的大致年龄，特别不同地体的相对年龄意义还是应重视的。采用相同参数计算及绘图（表1、图4）表明，本矿床（年龄小）与邻近三骨流岩体（年龄老）分布区截然不同。这种特征，可以否定三骨流岩体及其他同源岩体提供金属组份的可能性。至于岩体与地层组份的叠加，目前尚无证据，矿床分不出二源组份。因此Au最可能来源于地层，中生代成矿时铅同位素受到轻微的不均一混染。

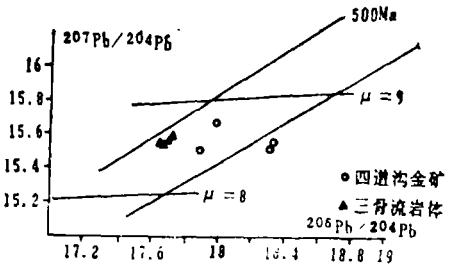

图4 铅同位素组成

采用$T=4560Ma$，$\lambda=0.1537\times10^{-9}$年$^{-1}$，$\lambda'=0.9722\times10^{-9}$年$^{-1}$，$a_0=9.56$，$b_0=10.42$绘制

尽管硫、铅同位素难于确定Au来源于地层哪一层位，但从辽南层控型金矿形成条件看，盖县组Au的丰度较高（上段平均为25.39ppb，李力，1989），矿床、矿点多，加之接受太古宙原生金矿源层物质堆积的古地理条件有利，可以推断它可能是最有利的矿源层。

成矿流体

1. 氢氧同位素

笔者选择基本无次生包裹体的主要成矿阶段石英样品，测定了4件氢氧同位素，$\delta^{18}O_{H_2O}$由$\delta^{18}O_{石英}$按$100\ln a_{石英-水}=3.55\times10^6T^{-2}-2.57$（沈渭洲，1987）公式适当外延计算获得（表2），氢直接来自包裹体水。据同位素分馏原理，在热液与围岩相互作用过程中，δD_{H_2O}值一般不变，而$\delta^{18}O_{H_2O}$则随着与岩石氧同位素交换而向右漂移，漂移程度取决于水岩比值、氧同位素交换程度及水岩作用时间长短等因素。从氢氧同位素组成图（图5）上分析，成

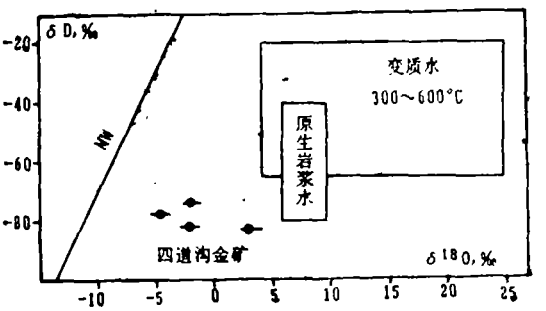

图5 四道沟金矿氢氧同位素组成

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

四道沟金矿氢氧同位素组成 表 2

样　号	矿石组合	测试矿物	$\delta^{18}O_{石英}$(‰)	T, ℃	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)	δD_{H_2O}(‰)
S019	石英—黄铁矿	石　英	+11.79	190	−2.2	−82.1
S026	石英—黄铁矿	石　英	+12.38	153.5	−4.1	−77.0
S031	石英—黄铁矿	石　英	+12.37	188	−1.76	−74.5
S071	石英—黄铁矿	石　英	+12.55	276	+3.34	−83.0

同位素值为宜昌地质矿产研究所测试。

矿流体可能系当地大气降水经过长时间较大程度水岩交换，导致了$\delta^{18}O_{H_2O}$的增加。热液是否混入了部分岩浆水，尚难确定。无论如何，与大体积地下水量相比，后者即使存在，也可忽略不计。

2.温度

笔者从正在开采的3个中段选择11个有代表性的样品，双面抛光，在显微加热台上测试，结果表明，整个矿床成矿的包裹体较小，一般2～3μm，多呈粒状、滴状和柱状。包裹体丰富，有时成群出现。按物理状态，分为单液相和二相包裹体，前者数目较多，估计形成温度低，但具体数值无法测出。二相包裹体的气液比值一般为5～20%，是重点测温对象。压力校正温度按经验公式$\Delta T = P \times 0.071$（陈银汉，1981），$P$采用570bar，与类似的白云金矿压力相近，180个包裹体测试显示（图6），绝大多数温度在90～270°C之间。其中最大集中区可分为：A区，220～110°C，占所测气液包裹体的74%，在此温度内硫化物—金—石英结晶沉淀规模较大；B区，270～230°C，数目少，占14%。二者基本连续，反映了B向A的逐渐降温过程。其他温度数据少且分散，代表意义不大。要指出的是，对本矿床的爆裂温度要慎用，因镜下发现石英中单液相包裹体极多，爆裂温度某些数值远高于实际成矿温度。笔者体会，爆裂的第一起峰拐点及部分第二起峰拐点值与均一温度相近，其余拐点不代表成矿温度。

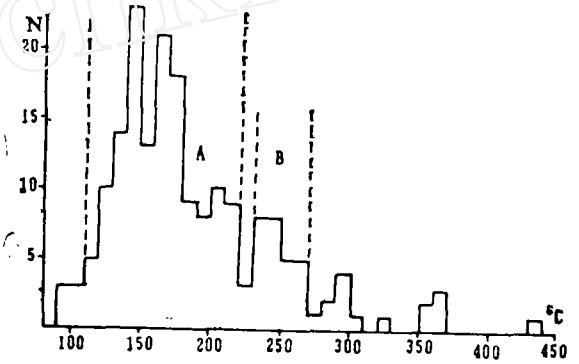

图 6　均一温度直方图

3.成分

据6件主要成矿期石英包裹体成分（表3）表明，热液阳离子Na^+、K^+浓度最高，其中Na^+2.9～0.6%；K^+1.6～0.6%。阴离子F^-极低，未检出，Cl^-和SO_4^{2-}浓度最高，其中Cl^-1.1～2.2%；SO_4^{2-}0.6～8.9%。在Na^+/K^+—Ca^{2+}/Mg^{2+}图上（图7），与相同层位的变质热液型猫岭金矿（高Na^+/K^+值及Ca^{2+}/Mg^{2+}值）不同，也与邻近的岩浆期后热液型五龙金矿（负Ca^{2+}）有别，这也是不能简单套用变质热液及岩浆热液成矿模式的原因之一。

四道沟矿石英包裹体成分测定 表 3

样　号	液相 (γ/g)							气相 (γ/g)						
	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_2	H_2O	H_2	O_2	N_2	CH_4	CO
S001	4.51	2.86	0.55	2.11	T	10.85	44.60	30.05	500.00	0.218	0.43	5.167	2.61	7.533
S019	16.99	13.60	0.21	0.55	T	30.00	3.80	31.30	966.67	0.198	0.41	4.00	2.304	5.50
S026	14.75	14.35	0.16	0.43	T	29.35	7.75	58.47	1550.70	0.497	0.38	4.667	3.12	9.25
S031	10.27	14.70	0.29	0.47	T	13.20	10.60	84.93	1640.00	0.479	T	4.02	5.912	11.09
S051	18.21	31.77	0.86	0.88	T	13.95	49.85	219.52	1100.00	0.549	T	4.00	5.04	11.83
S070	13.15	14.62	0.38	0.63	T	15.35	24.35	162.68	846.67	0.435	T	13.00	2.688	8.25

测试单位：沈阳地质矿产研究所。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

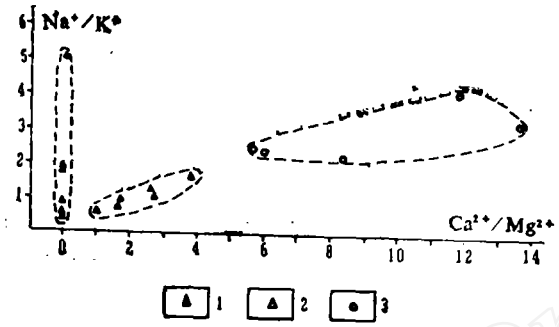

图 7 Na^+/K^+—Ca^{2+}/Mg^{2+}组成

1—四道沟金矿；2—五龙金矿；3—猫岭金矿

4. 搬运形式

Au在自然界主要以Au^+、Au^{3+}、$AuCl_2^-$、$AuCl_4^-$、$Au(HS)_2^-$及$Au_2(HS)_2S^{2-}$形式存在，其有关平衡方程为：

$$Au^0+\frac{1}{4}O_{2(g)}+H^+=Au^++\frac{1}{2}H_2O$$

$$Au^0+\frac{3}{2}O_{2(g)}+6H^+=Au^{3+}+3H_2O$$

$$AuCl_2^-=Au^++2Cl^-$$

$$AuCl_4^-=Au^{3+}+4Cl^-$$

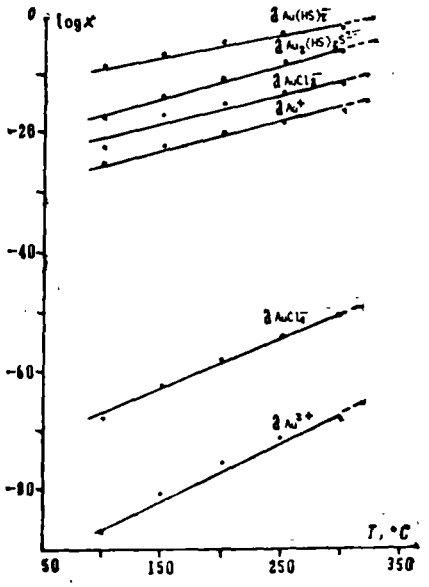

图 8 温度与Au离子及络合物关系

$$Au^0+H_2S+HS^-=Au(HS)_2^-+\frac{1}{2}H_2$$

$$2Au^0+H_2S+2HS^-=Au_2(HS)_2S^{2-}+H_2$$

利用包裹体成分及其他物理化学参数，笔者计算了Au的离子及相应络合物的活度，其中$Au(HS)_2^-$获得了最大活度值，比其他形式离子或络合物高4～80个数量级（图8），这与Seward(1973，1984）的研究基本一致，因此本矿床Au在热液中主要是以$Au(HS)_2^-$形式搬运的，它的离解速率、规模决定了矿石品位的高低和矿床的大小。

成矿模式

元古代本区下沉形成拗陷，接受南北太古宙含Au古陆的风化剥蚀物及少量远源火山物质，在浅—滨海环境形成了第二矿源层。Au以原子、离子及络合物形成分散于地层中，随地壳继续下降，地层发生变质，Au发生了再分配作用，但未见成矿迹象。这可能与变质期缺少适宜流体、封闭条件不佳或低地温梯度因素有关。中生代燕山期，丹东地区发生强烈构造岩浆活动，形成诸多局部地热异常点，并由此引起地下水广泛循环，淋滤了地层中Au及其他组份，最后在断裂、破碎的低压扩容带成矿。四道沟金矿是受这次成矿地质事件影响而形成的金富集区之一，其外围同类型矿床应引起重视。

笔者在四道沟金矿工作中，得到矿山地质组同志的帮助，特别是许民权同志提供了许多资料，谨致谢意。

参 考 文 献

[1] Guan Guangyue, Bicentennial Gold, 1988, V. 2.

[2] 李 力，沈阳黄金学院学报，1989，第1期.

[3] Seward, T. M., Geochem. et Cosmochem. Acta, 1973, V. 37, p. 379~399.

[4] Seward, T. M., 1984, The transport and deposition of gold in hydrothermal systems: in Foster, R.P., ed Gold'82: Rotterdam, A. A. Bolkema pub. p. 165~181.

[5] 沈渭洲等编，《稳定同位素地质》，原子能出版社，1987年.

Geological and Geochemical Studies on the Sidaogou Gold Deposit

Wu Xinghua Cuan Guangyue Jin Chengzhu

On the basis of geological conditions of ore controlling, source material and ore-forming fluid, geological-geochemical features of the Sidaogou gold deposit are discussed in the present paper. A minerogenetic pattern has been established.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net