

伊犁京希—伊尔曼德金矿床的热液蚀变 及成矿流体演化特征

肖龙¹⁾ 王方正²⁾ 付民禄³⁾ BEGG Graham³⁾ HAYWARD Nick³⁾

1) 中国科学院广州地球化学研究所, 510640; 2) 中国地质大学, 武汉, 430074

3) 澳大利亚 WMC 矿业公司勘探部, 珀斯, 澳大利亚

内容提要 京希—伊尔曼德金矿床的热液蚀变在空间上有明显的分带性, 中心蚀变带以强烈的硅化为主, 典型的蚀变矿物组合为石英或玉髓和地开石, 中间带为高级泥化带, 以地开石-高岭石-石英或玉髓为特征; 外带为以蒙脱石-高岭石-伊利石-其他粘土矿物等矿物组合为主的泥化带, 蚀变强度和矿物组合的分带性是温度、压力和化学梯度的反映, 是流体在不断的水或流体—岩石反应和成分交换的产物。该矿床成矿流体演化过程为: 早期酸性(pH=2~3)含矿流体在沿断裂上升过程中, 受围岩灰岩中的流体(pH为中性)缓冲, 在其进入高渗透性的碎屑岩层时, 流速和水—岩石或流体—岩石反应大大加快, 并在与大气降水的混合作用下, pH值逐步升高(3~5), 产生了流体的温度及成分梯度, 在温度和压力迅速下降的条件下, 金及蚀变矿物沉淀、结晶生长, 形成了蚀变空间分带, 中心带保存完好的多孔状石英和地开石等高级泥化矿物组合说明该矿床是高硫化热液体系作用下的产物。

关键词 热液蚀变 蚀变分带 高硫化 成矿流体演化 金矿床 京希—伊尔曼德

京希—伊尔曼德金矿床位于新疆伊犁县吐拉苏地区, 是90年代初新疆地矿局发现并进行了区域成矿学研究^①(母瑞身等, 1996)。母瑞身等^①注意到了该矿床与邻区的阿希冰长石—绢云母型浅成低温金矿在蚀变及矿化矿物组合等诸方面存在很大差异, 与酸性硫酸盐(高硫化)型浅成低温热液金矿尚不能完全对比, 与日本称为硅化岩型的酸性硫酸盐型在宏观上极为相似, 只是缺少典型的高硫化矿物组合, 因而也暂称其为“硅化岩”型金矿床。翟伟等(1999)认为这是一个热泉型金矿床。笔者等经过近三年的野外地质调查, 地表及岩心取样分析等工作, 认为该矿床属于浅成低温热液矿床中的高硫化矿床^②。本文主要通过其热液蚀变特征和流体性质的描述讨论, 探讨其成因。并期望为在西天山地区寻找类似矿床提供有益资料。

1 矿床地质特征

京希—伊尔曼德金矿床位于西北天山早古生代岛弧带内的吐拉苏早石炭纪火山弧间断陷盆地的西

北缘, 与之相邻的有阿希金矿(低硫化型浅成低温热液金矿床)及若干个金矿点及远景区(图1)(Xiao et al., 2000)。矿区出露地层自下而上为上奥陶统灰岩, 下石炭统大哈拉军山组砾岩、砂岩、熔结凝灰岩、英安岩、凝灰质砂岩等, 含矿层为大哈拉军山组下部的砾岩和砂岩, 测区侵入岩不发育, 仅在矿床东南约300m见一小的潜英安岩侵入体(图2)。矿区断裂构造十分发育, 可分为早期的NE和NW向构造, 晚期的SN向断裂构造, 构造样式总体表现为地堑式断裂(图2), 矿体主要受近SN向构造控制, 该组断裂在成矿后又有活动但强度有限。

2 热液蚀变特征

热液蚀变特征研究是确定矿化类型的主要手段之一, 而正确地识别有关的蚀变矿物及其组合是解决问题的关键(Hedenquist et al., 1997)。除常用的蚀变矿物鉴别方法外, 本次研究主要应用PI-MA(便携式红外光谱仪)进行粘土矿物的鉴定, 并用XRD(X光粉晶衍射)进行部分验证。通过对测

注: 本文为中澳合作项目“中国新疆吐拉苏地区金矿勘察”和中国科学院知识创新项目(编号 KZCX2-101)的成果。

① 母瑞身等. 1995. 西天山成矿区成矿地质条件与矿产资源评价研究. 科研报告.

② Xiao Long. 2000. A study of fractal distribution of gold deposits and gold metallogeneis of Jingxi—Yelmend Prospect, Tulasi Area, Xinjiang, China. 中国地质大学博士论文.

收稿日期: 2001-06-20; 改回日期: 2000-09-03; 责任编辑: 章雨旭.

作者简介: 肖龙, 男, 1963年生。分别于1987年、1990年和2000年在中国地质大学获学士、硕士和博士学位。现在中国科学院广州地球化学研究所进行博士后研究工作, 从事岩石学及矿床学研究。通讯地址: 510640, 广州市五山, 中国科学院广州地球化学研究所; 电话: 020-85290010; Email: longxiao@gig.ac.cn.

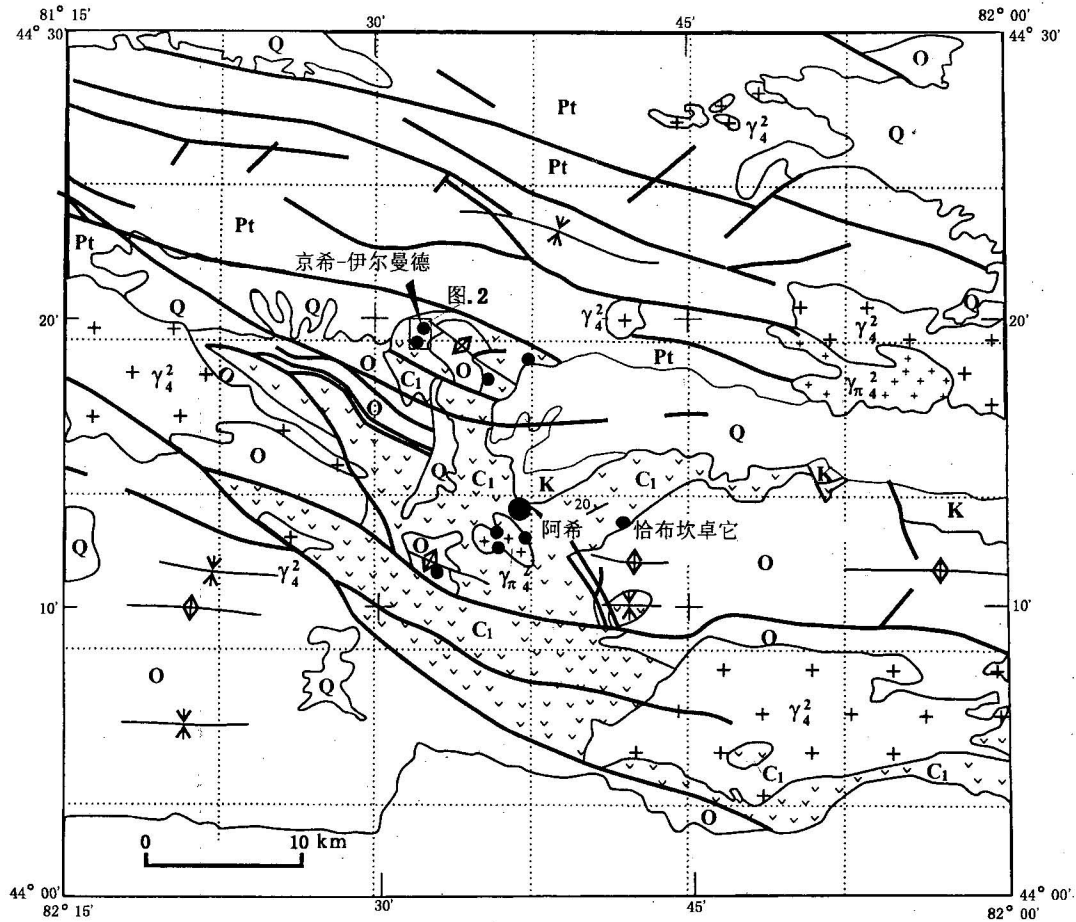


图 1 吐拉苏地区地质图

Fig. 1 Geology of the Tulasu area, Xinjiang, China

Q—第四纪土壤覆盖; K—白垩纪沉积盖层; C₁—下石炭统火山岩; O—奥陶系灰岩; Pt—元古宙基底;

γπ₄²—华力西中期花岗岩斑岩; γ₄²—华力西中期花岗岩

Q—Quaternary loess; K—Cretaceous sediments; C₁—Lower Carboniferous volcanic rocks; O—Ordovician limestone;

Pt—Proterozoic basement; γπ₄²—Middle Variscan granitic porphyry; γ₄²—Middle Variscan granite

区(2km²)近千件样品(包括岩心)的测试,取得了系统的蚀变矿物组合及空间分带资料。

2.1 热液蚀变的空间分布、分带

根据地表露头 and 钻孔岩心样品的测试结果和 GPS 对采样点的控制,填制了蚀变矿物组合空间分布图(见图 3)。可见其三维空间的蚀变分带明显,总体表现为以强硅化带为中心,向外依次发育高级泥化蚀变带和泥化蚀变带。金矿化主要产于硅化带和高级泥化蚀变带内。在京希北侧发育小范围的角岩化区,可能指示深部或邻区有隐伏岩体。

2.2 蚀变类型、矿物组合及矿物学特征

2.2.1 蚀变类型及矿物组合

由图 2、图 3 可见,测区热液蚀变的岩石主要是大哈拉军山组下部的碎屑岩,而上部火山岩热液蚀

变作用较弱,热液蚀变的类型主要有三类,即硅化、高级泥化和泥化蚀变,其矿物组合见表 1 及图 4。

表 1 京希—伊尔曼德金矿床热液蚀变类型及其主要矿物组合

Table 1 Alteration types and main mineral assemblages of the Jingxi—Yelmand gold prospect

蚀变类型	石英或玉髓	地开石	黄铁矿	高岭石	重晶石	硬水铝石	蒙脱石	伊利石	绢云母	绿泥石	方解石	绿帘石
硅化	●	○	○									
高级泥化	○	●	○	●	+	+						
泥化				●			○	○	○	○	○	
角岩化							○	+		○	○	+

注:●—大量;○—少量;+—偶见。

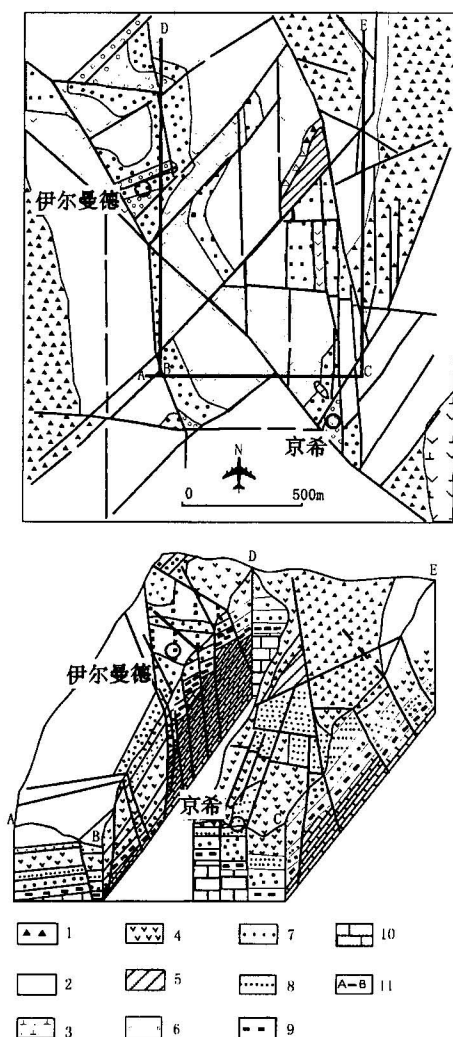


图2 京希—伊尔曼德金矿床矿区地质图

Fig. 2 Interpreted geological map of the Jingxi—Yelmend deposit

1—火山角砾岩; 2—凝灰质砂岩; 3—潜安山岩; 4—晶屑凝灰岩; 5—粗面玄武岩; 6—砾岩; 7—含砾砂岩; 8—砂岩; 9—角砾岩化灰岩; 10—块状灰岩; 11—剖面位置
 1—Volcanic breccia (mass flow deposit); 2—tuffaceous sandstone; 3—dacitic intrusion; 4—crystal tuff; 5—trachy basalt; 6—conglomerate; 7—sandstone with conglomerate; 8—sandstone; 9—brecciated limestone; 10—massive limestone; 11—section line

2.2.2 蚀变矿物学特征

本文对石英-玉髓、地开石、高岭石这几种主要蚀变矿物进行研究。

2.2.2.1 硅化石英-玉髓

矿区硅化蚀变主要受控于断裂构造和岩性(层),后者是指渗透性好的粗碎屑岩,硅化体呈带状分布,且位于蚀变体的中心部位,硅化的形成分两期,即早期广泛分布的透入性硅化和晚期呈石英细

脉状产出的脉状硅化体:多孔状石英(vuggy quartz)、微晶石英和玉髓质石英是早期硅化的产物。

硅化石英常见的原生构造有多孔构造、皮壳状

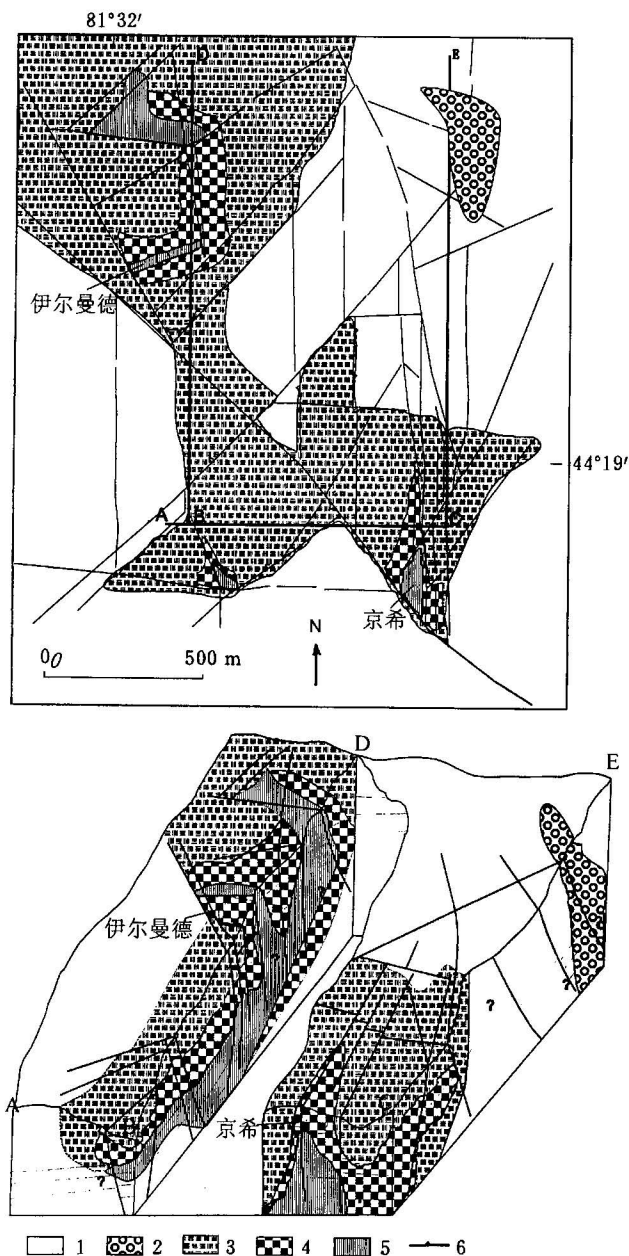


图3 京希—伊尔曼德金矿床的热液蚀变的分布及分带

Fig. 3 Hydrothermal alteration distribution and zonation at Jingxi—Yelmend gold deposit

1—未蚀变岩石及年轻盖层; 2—泥化; 3—强硅化; 4—角岩和夕卡岩化; 5—高级泥化; 6—断裂
 1—Un-altered and young cover; 2—argillization; 3—intensive silification; 4—hornfelsed or skarnized rocks; 5—intensive argillization; 6—fault

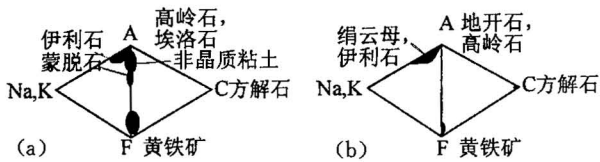


图 4 京希—伊尔曼德矿区热液蚀变类型及主要矿物组合的 ACF ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--FeO}$) 和

AKF ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{--(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)--FeO}$) 图

Fig. 4 ACF ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--FeO}$) and AKF ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{--(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)--FeO}$) diagrams showing alteration types and related dominant mineral assemblages of the Jingxi

—Yelmen gold deposit

(a)—泥化带; (b)—高级泥化带

(a)—argillic; (b)—advanced argillic

及卵形构造;重结晶构造有砂糖状和火焰状构造,这些典型的结构构造直接反映了其形成时的物化环境。

多孔石英已被确认为是强酸性($\text{pH} < 3$)水流体与岩石反应的结果(Hedenquist et al., 1994; Arribas, 1995; Thompson et al., 1996)。这种流体,将岩石中除硅质及 TiO_2 (金红石) 部分的其他组合全部

淋漓殆尽,而只残留多孔石英。相对于其他一些典型的高硫化金矿床(Hedenquist et al., 1994),京希—伊尔曼德的多孔状石英仅分布于硅化带的中心部位。说明热液蚀变过程中存在物理化学(梯度)分带,即初始强酸性流体在与围岩的反应中被缓冲, pH 值升高($\text{pH} \geq 3$),故在蚀变的外带不常见多孔石英构造。

皮壳状及卵形构造的发育,反映了早期硅质凝胶的存在(Oehler, 1976; Dong et al., 1995)及流体性质或外部环境的周期性变化,包括冷却,两种流体的混合,流体与岩石的反应、沸腾等(Buchanan, 1981)。总压力的降低导致流体沸腾,气相成分减少,冷却、 pH 值升高及矿物的沉淀,而矿物的沉淀会形成矿物帽封堵造成压力降低的裂隙系统。此时,下部的沸腾会停止,在深部流体及热源不断得到补充的情况下,沉淀矿物构成的封堵帽又被打开。如此反复,即形成了复杂的皮壳状及条带状构造。测区水力角砾岩的发育说明皮壳状构造可能就是这样形成的。

显微镜下见到的羽状、火焰状构造是重结晶作用的结果,其外形与卵状及皮壳状构造的外部轮廓

表 2 京希—伊尔曼德金矿床流体包裹体的显微温度计测试结果

Table 2 Summary of microthermometric results for fluid inclusions of the Jingxi—Yelmen deposit and mineralisation

	样品号	寄主矿物	蚀变带	高程(m)	流体包裹体特征	t_c ($^{\circ}\text{C}$)	t_{mice} ($^{\circ}\text{C}$) (变化范围)	t_h ($^{\circ}\text{C}$)		盐度(wt % NaCl)	
								变化范围	平均	变化范围	平均
I 类包裹体	2-30	石英	多孔状石英	1934	原生	-27	-0.7 ~ -2.8 (8)	198~260 (11)	246	1.7~3.9	2.9
	2-47	石英	多孔状石英	1921	原生		-1.1 ~ 3.1 (9)	217~271 (12)	240	1.2~4.3	3.1
	2-75	石英	多孔状石英	1890	原生		-0.6 ~ -2.3 (6)	203~260 (18)	235	0.7~2.4	1.9
	2-104	石英	多孔状石英	1872	次生		-0.9 ~ -3.2 (13)	211~268 (12)	251	1.5~3.6	2.6
	2-134	石英	多孔状石英	1836	原生		-1.2 ~ -1.8 (7)	201~256 (9)	233	2.1~4.1	3.1
	3-21	石英	多孔状石英	1947	原生		-0.3 ~ -0.9 (3)	199~275 (9)	249	1.5~4.9	3.2
	3-78	石英	多孔状石英	1895	原生		-1.3 ~ -2.1 (4)	203~275 (16)	248	1.2~5.0	2.8
	3-148	石英	多孔状石英	1830	原生		-0.4 ~ -0.9 (10)	221~268 (7)	251	0.8~2.3	1.9
	3-223	石英	高级泥化	1750	原生		-1.2 ~ -1.8 (7)	216~266 (15)	245	2.4~2.7	2.5
	3-275	石英	高级泥化	1720	原生		-0.3 ~ -0.9 (3)	201~257 (8)	240	2.2~4.9	3.5
	6-16	石英	多孔状石英	1748	原生		-0.5 ~ -1.6 (6)	205~255 (12)	233	1.5~3.6	2.3
	6-55	石英	多孔状石英	1710	原生		-1.1 ~ -1.9 (12)	203~249 (7)	230	1.3~3.5	2.6
	7-30	石英	多孔状石英	1735	原生		-0.8 ~ -2.1 (9)	209~259 (13)	241	1.1~4.1	2.3
II 类包裹体	TC3-1 *	石英		1900				88~98 (2)	93	0.39	0.39
	TC3-2 *	石英									1.08
	TC3-3 *	石英									0.20
	TC3-3-1 *	石英									1.54
	6-28	石英	多孔状石英	1734	次生	-31	-0.7 ~ -2.7 (7)	94~106 (5)	97	0.8~2.0	1.4
	3-48	石英	多孔状石英	1920	次生		-0.8 ~ -2.5 (11)	95~108 (10)	103	0.9~1.6	1.2
	JX-1	重晶石	重晶石脉	1860	原生		-0.3 ~ -0.5 (4)	90~101 (4)	96	0.6~0.9	0.8
	3-175	重晶石	重晶石脉	1810	原生	-27	-0.1 ~ -0.3 (3)	85~98 (5)	92	0.8~1.1	0.9
	2-110	重晶石	重晶石脉	1850	原生		-0.2 ~ -0.4 (3)	88~100 (6)	93	0.3~1.5	0.7

注: 括号中为样品数。计算盐度的温度为 t_{mice} 。带 * 的数据引自母瑞身(1995)。

一致,说明它们是硅质凝胶重结晶的产物。

2.2.2.2 地开石和高岭石

地开石和高岭石是高级泥化带内的标志性矿物。它们都是高岭石族矿物,但形成条件差异较大。作为特征性蚀变矿物,地开石产于矿化露头和岩心中,并表现为由上而下含量增加的趋势。与之共生的是硅化石英和高岭石,说明其主要为热液成因。高岭石的结晶需要酸性流体的作用,其 pH 值约为 3~4 (Gregg et al., 1990)。通常它与另一种特征硫酸盐矿物明矾石共生,而测区未见明矾石,但常见重晶石(可能是晚期产物)。偶见硬水铝石这样的酸性环境标志性矿物。

高岭石相对于地开石其形成条件较为宽松,热液或风化成因均可,其形成温度大约为 <150~220℃ (Reed, 1976; Browne, 1978; Elders, 1981; Reyes, 1990),测区高岭石结晶度较高,并多与地开石、硅化石英、伊利石等共生,说明其主要为热液成因。

2.2.2.3 伊利石

主要分布于高级泥化带外侧及泥化带内。伊利石的形成温度在 220~300℃ 之间 (Browne, 1978; McDowell et al., 1980; Elders, 1981; Reyes, 1990),而 pH 值为偏中性 (Gregg et al., 1990)。

从蚀变矿物空间分带和温度、pH 变化的空间分布特征来看,蚀变中心带因富硅、低 pH 值和高温,适合地开石-石英组合的形成,中间带随着 pH 升高,出现了大量的伊利石,说明温度变化不大,外带则以高岭石、伊利石等为主要矿物组合。

3 成矿流体性质及演化

3.1 流体性质

本文根据蚀变矿物及其组合、流体包裹体和稳定同位素的研究,以及矿化体中 Ag/Au 值的特征综合确定成矿流体性质。

3.1.1 蚀变矿物组合

根据前文的研究,测区蚀变矿物组合(图 4)及矿物学特征所反映的流体性质可归纳为:①硅化带内大量发育的多孔石英构造、硅化带及高级泥化带内特征的地开石和(或)硬水铝石矿物,说明(初始)流体的酸性程度很高;②硅化石英的卵状、皮壳状构造说明存在硅质凝胶;③由硅化带到高级泥化带,再到外侧的泥化带,不仅温度降低,而且 pH 值升高;④蚀变作用的温度变化区间约为 150~300℃。根据矿物组合估算的 pH 值为早期原生流体为 2~3,水

—岩反应和热液蚀变后升高为 3~5。

3.1.2 流体包裹体

母瑞身等(1996)曾测试了该区 7 个包裹体样品的成分。笔者根据对 58 个包裹体片的观察和用爆裂法对包裹体总量的测试,发现矿体中微晶石英中的流体包裹体极少,且个体较小,大部分不能满足正常的测试。故从中选择同成矿期的脉石英和梳状石英及重晶石等共 18 件样品进行了测试,结果见表 2。

矿区石英中的流体包裹体可分为两类:原生包裹体(I类)和次生包裹体(II类)(表 2)。它们的均一温度和盐度的相关性见图 5。其中 I 类原生包裹体的低盐度(0.3~4.2wt% NaCl)特点对应于 Arribas (1995)所划分的高硫化体系中第二组包裹体,其相对较低的均一温度($t_h=180\sim270^\circ\text{C}$)与世界其他一些地区,如意大利的 Furtei、多米尼加共和国的 Pueblo Viejo (Kesler et al., 1981)、美国科罗拉多的

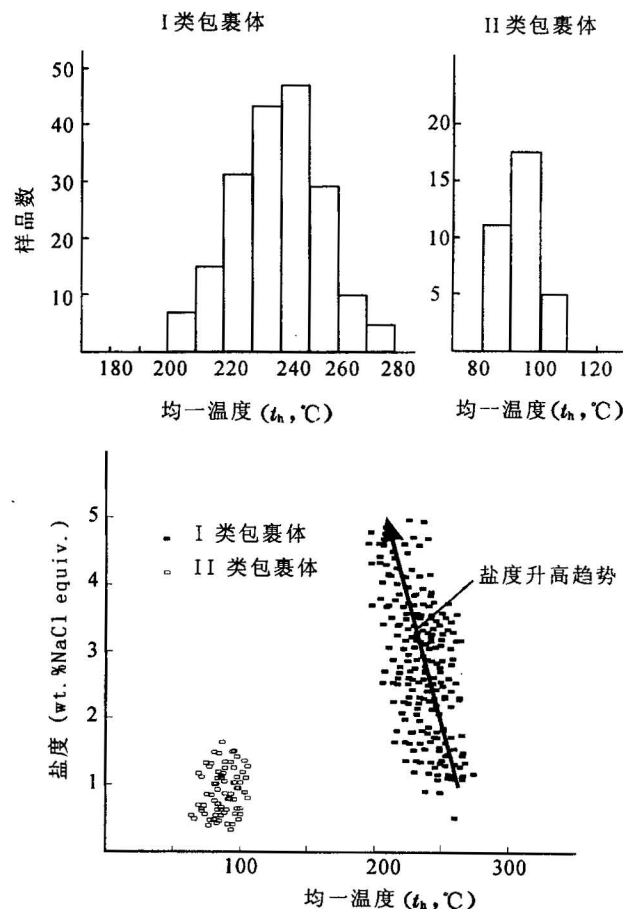


图 5 流体包裹体的盐度和总均一温度的关系
Fig. 5 Salinity vs total homogenization temperature (T_h) plot of fluid inclusions at Jingxi—Yelmend

Summitville (Stoffregen, 1987)、智利的 El Indio (Jannas et al., 1990) 和日本的 Nansatsu (Hedenquist et al., 1994) 相似。这类包裹体代表了矿区热液蚀变和矿化的流体性质。而更低盐度和更低温度的 II 类包裹体则代表晚期与重晶石沉淀有关的流体。母瑞身等(1996)的测试结果都相当于 II 类包裹体。

从图 5 中还可看出, I 类包裹体的盐度随着均一温度的升高而降低。这一现象亦见于单个样品中。这说明了流体演化过程中由于冷却、混合及沸腾等现象的发生, 尤其是流体沸腾过程。由包裹体成分估算出的氧逸度和硫逸度(设定温度为 240℃)分别为 $\lg f_{O_2} = -42 \sim -32$ 和 $\lg f_{S_2} = -13.5 \sim -9.5$ 。其值十分接近 Furtei (Ruggieri et al., 1997), 而明显低于 Summitville (Stoffregen, 1987) 和 El Indio (Jannas et al., 1990)。这可能是矿区很少见到明矾石的原因。

3.1.3 稳定同位素

本文进行了全岩氧和硫同位素的研究。18 件样品分别采自三个钻孔岩心。样品的分析方法是, 用 BrF_5 将硅酸盐矿物(主要是硅化石英)中氧转化为 CO_2 再分析其中的氧同位素。硫同位素则是通过样品与 CuO 的反应产生 SO_2 。分析仪器为 MAT251。测试在中国地质大学测试分析中心完成(表 3), 报出结果的误差为 $\pm 0.1\%$ 。

对测试结果的氧同位素分析采用了 Clayton 等(1972)的计算方法来获取石英中矿物—水的分配系数。计算所用的温度为 240℃(根据流体包裹体及矿物组合确定)。计算的结果为 $\delta^{18}O$ 的变化区间为 $1.7\% \sim 4.3\%$ 。 δD 为 $-60\% \sim -80\%$ (Xiao et al., 2000)。将这些结果投到图 6 并与其他典型矿床进行比较可以发现: ① δD 值较多数高硫化型金矿床略低, 但远大于低硫化型金矿床; ② $\delta^{18}O$ 值略高于其他典型高硫化型金矿床, 而远大于低硫化型金矿床; ③ 流体成分为岩浆水与大气降水的混合物; ④ 氢氧同位素总体与高硫化型金矿床相似。黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 的变化区间为 $5.05\% \sim 12.77\%$, 略低于相邻蚀变围岩的全岩硫同位素值(图 7)。推测它们的来源相似。

3.1.4 Ag/Au 比值

矿化体中 Ag/Au 值是另一个重要参数。它可以帮助确定热液流体中主要化合物的性质 (Cole et al., 1986)。因为 Ag 是以 $AgCl_2^-$ 形式进行迁移, 而 Au 则既可以硫络化物形式, 又可以以氯化物形式迁移, 但需要较高的温度条件。故当沉淀出的 Ag/Au 值小于或等于 1 时, 则体系中 Au 是以自然金、银金矿或 Au 的硫络合物形式存在, 且温度低于 250℃ (Franco, 1992)。京希—伊尔曼德金矿床中全部钻孔样品的 Ag/Au 值平均为 $0.60 \sim 2.93$, 而当矿石

表 3 京希—伊尔曼德金矿床稳定同位素分析结果
Table 3 Stable isotope analytical results of the Jingxi—Yelmend prospect

样品号	钻孔号	距地表深度 (m)	岩石矿物名称	$\delta^{18}O_{SiO_2}$ (‰, SMOW)	δD_{H_2O} (‰, SMOW)	$\delta^{34}S$ (‰, CDT)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰, SMOW)①
3-30	TUD03	30	硅化砂岩	15.50	-80.5	13.23	3.5
3-66		66	含砾砂岩	17.06	-72.3	22.94	3.7
3-79		79	砾岩	14.72	-61.3	5.63	2.8
3-110		110	含砾砂岩	16.34	-84.0	15.84	3.2
3-140		140	硅化含砾砂岩	14.33	-75.0	6.30	2.7
3-162		162	黄铁矿			5.05	
3-188		188	硅化砾岩	16.6	-92.4	7.36	3.3
3-201		201	硅化砾岩	17.72	-84.9	9.89	3.9
3-202		202	含砾砂岩中的黄铁矿			12.77	
3-247		247	含砾砂岩	12.42	-88.8		1.8
3-252		251	黄铁矿			8.09	
6-5	TUD06	5	硅化粉砂岩	13.56	-91.2	8.14	2.2
6-17		17	黄铁矿			6.82	
6-35		35	多孔状石英	12.23	-71.7		1.7
6-52		52	强硅化砂岩	13.16	-73.9	3.77	2.1
6-73		73	硅化灰岩	11.81	-78.9	-0.08②	1.6
6-164		164	硅化角砾岩化灰岩	18.87	-77.3	9.24	4.3
8-44	TUD08	44	硅化砂岩	14.62	-81.9		2.8

注: 测试由中国地质大学分析测试中心胡朝勇、黄俊华完成。①计算公式: $1000 \ln a_{Q-H_2O} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ 。②未用于计算。

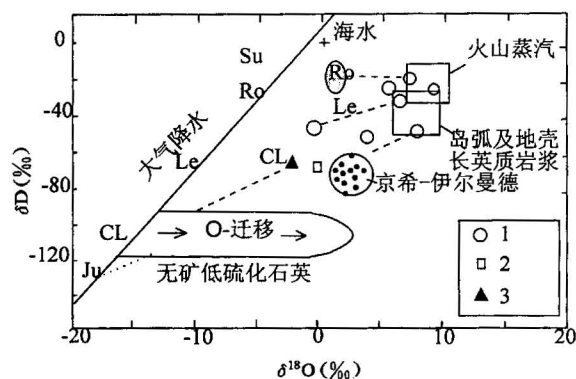


图6 京希—伊尔曼德金矿床氢-氧同位素特征
(图中表示了世界其他一些典型金矿床的同位素特征,
资料据 Arribas, 1995)

Fig. 6 δD vs $\delta^{18}O$ diagram of the Jingxi—Yelmend deposit (Variation in isotopic composition of hydrothermal water at different stages in high sulphidation ore deposits was shown, after Arribas, 1995)

1—酸性蚀变含矿流体; 2—高硫化; 3—低硫化; Ju—Julcani; Su—Summitville(美国科罗拉多); Ro—Rodalquilar; CL—Comstock Lode(Hishikari); Le—Lepanto(菲律宾)

1—Acidic alteration ore-fluids; 2—high-sulphidation; 3—low-sulphidation; Ju—Julcani; Su—Summitville(Kolorado, USA); Ro—Rodalquilar; CL—Comstock Lode (Hishikari); Le—Lepanto (Philippine)

中 Au 品位大于 1×10^{-6} 时, Ag/Au 值为 0.1~0.59 (表 4)。说明硫络合物是体系中的主要成分。其 pH 值为 4~5 (Cole et al., 1986), 低盐度 (Hedenquist et al., 1994) 和低温环境 (温度低于 250℃, Cole et al., 1986)。这与前文所估算的成矿温度和流体性质是一致的。

3.2 流体演化

根据对热液蚀变及成矿流体性质的研究结果,

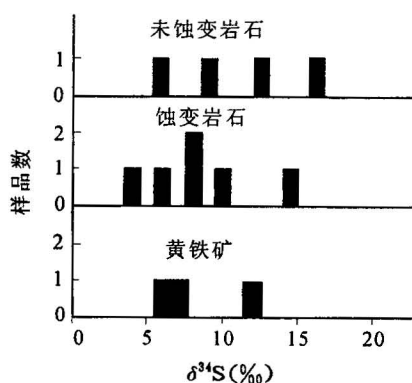


图7 京希—伊尔曼德金矿床硫同位素特征
Fig. 7 Sulfur isotope data of the Jingxi
—Yelmend gold deposit

成矿流体的演化及与蚀变空间分带的形成关系见图 8, 其演化过程可分为三个阶段。

表 4 京希—伊尔曼德金矿区钻孔岩心样品的 Ag/Au 值
Table 4 Ag/Au ratios calculated from drill cores assay

孔号	全孔数据平均		金品位 $> 1 \times 10^{-6}$ 的样品平均			
	Ag/Au	样品数	Ag/Au	样品数	Ag/Au	样品数
TULD01	2.93	136				
TULD02	1.48	158	0.25	23	0.37	13
TULD03	0.96	339	0.32	45	0.59	44
TULD04	0.60	66	0.36	4	0.4	20
TULD05	0.81	126				
TULD06	0.95	169	0.1	4		
TULD07	1.11	125				
TULD08	0.76	91	0.1	6	0.37	28

(1) 第一阶段: 成矿流体的形成以岩浆源流体为主, 富含 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Na^+ 、 SO_2 及 CO_2 等, SiO_2 凝胶, Au 以 $Au(HS)_2^-$ 形式存在, 低 pH (2~3), 温度 200~300℃。

(2) 第二阶段: 流体上升与围岩反应、流体混合、初始酸性和高氧化流体在沿断裂向上迁移过程中, 与灰岩围岩发生物质交换, CO_2 和 pH 值升高 (3~5)。当流体到达空隙度高度发育的粗碎屑岩层时, 转变为侧向渗透流动为主。流体—岩石或矿物反应加快。流体因与大气降水的混合而使其盐度降低, 同时形成由内而外的成分、温度和 pH 梯度。从而在流体流动的中心带发生强烈的酸性淋滤。

(3) 第三阶段: 因物理化学梯度的作用, 在矿化蚀变的中心带形成多孔石英及地开石等矿物组合; 中带和外带分别形成高级泥化和泥化蚀变矿物组合。金主要沉淀在内带和中带。

4 结论

通过对京希—伊尔曼德金矿床的热液蚀变分带特征、蚀变矿物学、流体包裹体和稳定同位素的研究, 论证该矿床是一个高硫化型的浅成低温热液金矿床。其热液流体的演化经历了三个阶段。由于水—岩反应、流体沸腾产生了物理化学梯度带, 从而形成了热液蚀变的空分带。由于这是在西天山地区发现的一个新类型金矿床, 故具有一定的找矿意义。参加野外工作的还有澳大利亚 WMC 公司 Charles Wilkinson、Paul Mazzoni 高级工程师和桂林工学院张桂林副教授, 新疆地矿局第一区调队漆树基高级

工程师等。本文是集体劳动成果的部分总结,在此谨 向上述专家表示衷心的感谢。

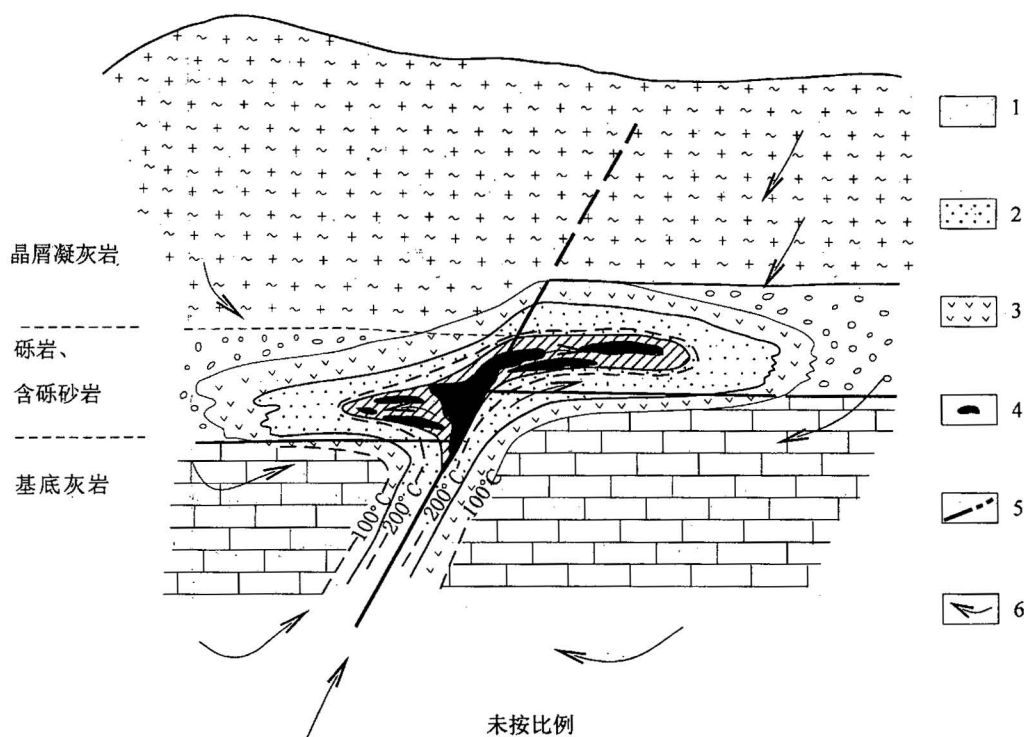


图8 京希—伊尔曼德金矿床热液蚀变模式

Fig. 8 Hydrothermal alteration model of the Jingxi—Yelmend prospect

1—带1,强硅化带;2—带2,中—高级泥化蚀变带;3—泥化蚀变带;4—多孔石英;5—断层;6—流体流动方向
1—Zone 1, intensely silicified zone; 2—zone 2, intermediate—advanced argillic alteration zone; 3—argillic alteration zone;
4—vuggy quartz; 5—fault; 6—fluids flow direction

参 考 文 献

- 母瑞身,田昌烈,杨芳林,等. 1996. 新疆阿希地区金矿概论. 贵金属地质, 5:5~21.
翟伟,杨荣勇,漆树基. 1999. 新疆伊宁县伊尔曼德热泉型金矿床地质特征及成因. 矿床地质, 18(1): 47~54.

References

- Arribas A J. 1995. Epithermal high-sulfidation deposits—a review. in: Thompson J-F H, ed. Magmas, Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course. 23: 419~454.
Browne P R L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annual Review of Earth and Planetary Science, 6: 229~250.
Buchanan L J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. Arizona Geological Society Digest, 14: 237~262.
Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical Research, 77: 3057~3067.
Cole D R, Drummond S E. 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implication for the formation of epithermal precious—metal ore deposits. J. Geochem. Expl., 25: 45~79.
Dong G, Morrison G, Jaireth S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland—classification, origin, and implication. Economic Geology, 90: 1841~1856.
Elders W A. 1981. Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico. Geothermics, 10: 245~253.
Franco P. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Springer-Verlag, 101~105.
Gregg M, Dong G Y, Subhash J. 1990. Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins. KLONDIKE Exploration Services, 1~34.
Hedenquist J W, Matsuhisa Y, Izawa E, White N C, Giggenbach W F, Aoki M. 1994. Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. Economic Geology, 89: 1~30.
Hedenquist J W, Izawa E, Arribas A, White N C. 1997. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. Resource Geology Special Publication Japan, 1: 2~8.
Jannas R R, Beanie R E, Ahler B A. 1990. Gold and copper mineralization in the El Indio deposit, Chile. Journal of Geochemical Exploration, 36: 233~266.
Kesler S E, Russell N, Seaward M, Rivera J, McCurdy K, Cumming G L, Sutter J E. 1981. Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold—silver oxide deposit,

- Dominican Republic. *Economic Geology*, 81:1096~1117.
- McDowell S D, Elders W A. 1980. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 74:187;192.
- Mu R S, Tian C L, Yang F L, Liu H S, Jia B, Sha D M. 1996. The outline of gold deposits in Arxi area, Xinjiang. *Journal of Precious Metallic Geology*, 5:5~21 (in Chinese with English abstract).
- Oehler J H. 1976. Hydrothermal crystallization of silica gel. *Geological Society of American Bulletin*, 87:1143~1152.
- Reed M J. 1976. Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. *Proceedings of the Second United Nations Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, 539~547.
- Reyes A G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal Volcanology Geothermal Research*, 43:279~309.
- Ruggieri G, Latanzi P, Luxoro S L, Dessi R, Benvenuti M, Tanelli G. 1997. Geology, mineralogy, and fluid inclusion data of the Furtei high-sulfidation gold deposit, Sardinia, Italy. *Economic Geology*, 92:1~19.
- Stoffregen R E. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralisation at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82:1575~1591.
- Thompson A J B, Thompson J F H, Dunne K P E. 1996. Atlas of alteration. A field and petrographic Alteration Minerals, 1~119.
- Xiao L, Wang F Z. 2000. Epithermal gold mineralisation in Chinese Tianshan Province. *Journal of China University of Geosciences*, 11:119~124.
- Zhei W, Yang R R, Qi S J. 1999. Characteristics and genesis of the Yiermand (Yelmend) hot-spring gold deposit in Yining County, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 18(1):47~54 (in Chinese with English abstract).

Hydrothermal Alteration and Ore-forming Fluids Evolution of the Jingxi—Yelmend Gold Deposit, Xinjiang, China

XIAO Long¹⁾, WANG Fangzheng²⁾, FU Minlu³⁾, BEGG Graham³⁾, HAYWARD Nick³⁾

1) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640, China*

2) *China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China*

3) *Exploration Division of WMC Resources Ltd. Perth, Australia*

Abstract

Spatial zonal features are well shown in the hydrothermal alteration distribution of the Jingxi—Yelmend gold prospect. The central zone is characterized by intense silicification with a quartz/chalcedony-dickite assemblage. The intermediate zone shows advanced argillic alteration with a dickite-kaolinite-quartz/chalcedony-se-mectite assemblage. The outer zone is characterized by an argillic alteration assemblage of kaolinite-illite. Such zonation is a reflection of temperature, pressure and chemical gradients, suggesting there is continuous fluid/rock reaction. The fluid inclusions indicate that the fluids related to the alteration and mineralization have temperatures generally between 180~270°C and relatively low salinity (Max. 5.3 wt% NaCl equiv.). The evolution of the ore fluids has undergone three stages: (1) Early-stage acidic (pH=2~4) ore fluids were buffered by fluid in neutral limestones while flowing upward along steep faults and the pH values were slightly increased. (2) The pH value was increased to 3~5 when the ore fluids reached highly permeable epiclastic rocks (conglomerate and conglomeratic sandstone) and rapidly reacted with the country rocks, particularly with the assistance of in-charging meteoric water. In this stage, the composition, temperature and pH values were changed and the physicochemical gradients were generated. Highly concentrated residual SiO₂ and most acidic (pH<3) fluids were retained in the central part of the fluid-flowing zone, where vuggy quartz (acidic leaching) and dickite occurred while the marginal parts have relatively high pH values and intermediate-argillic alteration was developed. With the decreasing of temperature and pressure (boiling), and increasing of oxidation for the ore fluids, the alteration zonation was formed and gold was deposited.

Key words: hydrothermal alteration; advanced argillization; ore fluid evolution; fluid/rock reaction; high sulphidation; gold deposit; Jingxi—Yelmend