

东安浅成低温热液型金矿床 地质特征及成因

刘智明^{1,2}

(1. 吉林大学 地球科学学院, 长春 130026; 2. 黑龙江省有色地勘局 绥化地勘院, 黑龙江 绥化 152054)

摘 要: 东安金矿床是浅成低温热液型金矿床, 赋存于中酸性火山-侵入岩、印支晚期碱长花岗岩和燕山晚期细粒碱长花岗岩脉强硅化蚀变带中, 受库尔滨断裂的次级断裂控制。岩石地球化学显示, 金来源于深部岩浆。氢氧同位素结果表明, 流体中的水主要来自岩浆水和大气水。流体包裹体研究结果显示, 该矿床成矿温度为 144~348 °C, 成矿深度为 0.2~1.0 km。同位素地质年代测试结果证实, 矿床形成于燕山晚期。

关键词: 东安金矿; 浅成低温热液型矿床; 矿床地球化学; 成矿模式; 黑龙江省

中图分类号: P613; P618.51 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2006)02-0095-05

0 引言

东安金矿床是在黑龙江省逊克县新发现的浅成低温热液型金矿床, 矿区已发现 14 条金矿体, 其中 5 号矿体为主矿体, 金资源量达大型。

矿床位于松嫩和佳木斯地块之间的伊春—延寿地槽褶皱系构造岩浆活动带^[1], 逊克火山盆地中宝山隆起带与库尔滨及阿廷河火山凹陷的交接部位。上元古界一面坡群变质中酸性火山-沉积岩建造和下寒武统西林群变质碳酸盐岩-细碎屑岩建造构成该区的基底。

1 矿区地质

1.1 地 层

矿区出露地层主要为: 白垩系下统光华组中性-中酸性-酸性火山熔岩及火山碎屑岩、第三系中-上新统孙吴组砂砾岩、第四系下更新统大熊山玄武岩、中更新统乐山组砂砾岩、全新统冲洪积层。由于早白垩世构造-火山-侵入作用强烈, 使下白垩统光华组安山岩、粗安岩、英安岩、流纹岩、流纹质凝灰岩在矿

区广泛分布。

1.2 侵入岩

矿区侵入岩主要为晚印支期中粗粒碱长花岗岩、燕山晚期细粒碱长花岗岩、潜流纹岩。中粗粒碱长花岗岩呈岩基状产出, 是金矿体的主要围岩。细粒碱长花岗岩呈岩墙产出, 潜流纹岩呈小岩株或岩脉状产出, 是金矿体的次要围岩。细粒碱长花岗岩与矿体具同空间关系, 被潜流纹岩侵入。隐爆角砾岩的角砾成分复杂, 含有来自不同深度的围岩角砾, 主要为细粒碱长花岗岩、潜流纹岩和中粗粒碱长花岗岩。角砾以棱角状为主, 少数为次棱角状。

1.3 构 造

矿区构造以断裂(层)、火山机构为主, 控制了矿区 NNE 向、近 SN 向、NNW 向、NE 向和 NW 向断裂的展布、燕山晚期浅成相杂岩体和火山机构的发育。

近 SN 向、NNE 向和 NNW 向断裂为库尔滨壳断裂的次级压扭性断裂, 大致等间距展布, 是该区主要的控岩控矿断裂(图 1)。

本区的火山机构以火山通道为主, 环状、放射状断裂不发育。火山通道沿断裂及其交切部位形成, 熔岩状潜火山岩(潜流纹岩)侵入其中, 潜火山岩体呈椭圆状小岩株或岩脉状分布, 以近 SN 向最为发育。

2 矿床地质

收稿日期: 2005-03-07; 改回日期: 2005-06-13

作者简介: 刘智明(1965-), 男, 内蒙古丰镇人, 硕士研究生, 高级工程师, 1990 年毕业于桂林冶金地质学院化探系, 从事矿产地质勘查与研究工作。

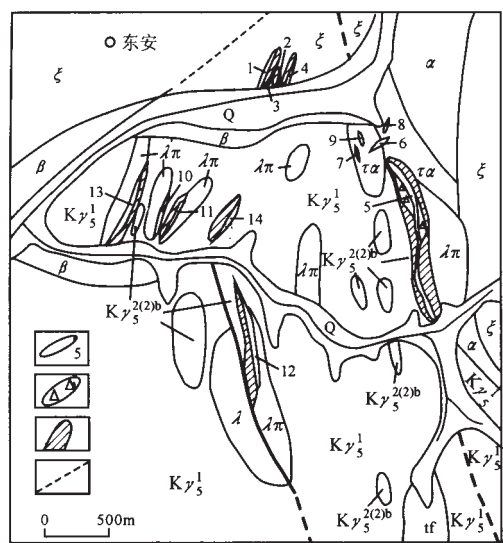


图1 东安矿区地质图
Fig.1 Geological map of Dongan area
(据黑龙江省有色金属地质勘查七〇七队)
Q.第四系 白垩系下统光华组: tf.流纹质凝灰岩 λ流纹岩
ξ.英安岩 τα粗安岩 α安山岩 λπ潜流纹岩
Kγ^{2(2b)}.燕山晚期细粒碱长花岗岩 Kγ¹.印支晚期中粗粒碱长花岗岩 1.金矿体及编号 2.隐爆角砾岩 3.蚀变带 4.断层

矿体直接受近 SN- NNW- NW 向断裂构造控制,赋存于中粗粒碱长花岗岩的强硅化蚀变带(交代石英英岩带)和细粒碱长花岗岩、隐爆角砾岩及潜流纹岩的强硅化蚀变带(交代石英岩带)中。矿体与围岩界线清晰,呈脉状,陡倾斜,走向以 SN 向、NNE 向、NE 向 3 组为主(表 1)。

矿石结构以他形粒状为主,自形、半自形粒状次之,构造以角砾状、块状、浸染状、脉状- 网脉状为主,梳状、晶簇、晶洞、条带状次之。显示了矿化以开放裂隙和孔洞充填为主的特征。

矿石金属矿物:硫化物主要为黄铁矿,其次为毒砂、方铅矿、黄铜矿、辉铜矿、铜蓝、闪锌矿;氧化物主要为磁铁矿、赤铁矿(针铁矿)、褐铁矿;贵金属矿物主要为银金矿、自然银、金银矿、辉银矿。其主要特征如下:

金矿物:根据电子探针和多点扫描能谱分析^[1],金矿物主要为银金矿,赋存状态以粒间金为主(57.39%),裂隙金次之(34.9%),包裹金少量(7.8%);金矿物形态以边界不平整者为主,边界规整者少见,呈尖角、枝叉状;粒度以细粒微粒金(<0.037 mm)为主,占 84.6%;w(Au)=50.058 5%~65.056 91%,w(Ag)=34.943 1%~49.941 5%,

表 1 矿体特征一览表
Table 1 Features of ore bodies

矿体号	形态	规模		产状			平均品位($w_b/10^{-6}$)	
		控制长度(m)	平均厚度(m)	走向	倾向	倾角(°)	Au	Ag
I	脉状	120	1.12	NNE	NWW	74~80	8.69	98.2
II			1.40				6.99	92.5
II-1			1.10				2.20	30.0
III			1.00				1.52	29.5
IV			1.00				1.11	12.0
V-1	脉状	300	2.87	近 SN	E	72~81	8.64	10.3
V-2		50	1.40	近 SN	E	80	8.37	27.0
V-3		50	1.50	NNW	NEE	78	4.30	22.8
VI	脉状	60	1.53	NE	NW	75~83	10.80	66.4
VII			1.00				4.01	9.0
VIII			0.80				1.34	3.5
IX			1.50				1.60	2.0
X	脉状	50	1.00	NNE	NWW	60~67	1.46	1.4
		100	2.23				4.47	55.8
XI	脉状	50	1.90	NE	NW	73	2.45	14.7
XII	脉状	50	0.80	NNE	NWW	70	8.65	126.0

Au/Ag 值整体上看从深部(- 50 m 标高)到地表(260 m 标高)逐渐增高,体现了该矿床的浅成、低温特点。

黄铁矿:在矿石中占 1.144%,浅铜黄色;早期呈他形粒状、浸染状、团块状集合体,少量呈立方体、五

角十二面体,立方体黄铁矿中见垂直条纹,碎裂现象明显;晚期呈细脉- 网脉状。据单矿物分析结果,黄铁矿中金银矿物含量少, $w(Au)=12.8\times10^{-6}\sim295.2\times10^{-6}$, $w(Ag)=2.6\times10^{-6}\sim233.3\times10^{-6}$ 。

黄铜矿: 在矿石中占 0.016%, 铜黄色, 呈他形粒状, 少量半自形粒状, 不均匀分布; 偶见黄铜矿被辉铜矿、铜蓝交代; 局部自然金呈浑圆状与黄铜矿连生, 辉银矿与黄铜矿紧密连生。脉石矿物主要为: 石英、玉髓、绢云母、萤石、方解石等。

矿床围岩蚀变作用普遍而强烈, 主要沿断裂、隐爆角砾岩带和交代石英岩带分布。分带性明显, 内带为交代石英岩带, 蚀变组合为石英岩化、玉髓化、绢云母化、冰长石化、绿泥石化、萤石化、黄铁矿化; 外带为交代石英岩(矿体)两侧的硅化带, 蚀变组合为硅化、网脉状硅化, 伴有绿泥石化、高岭土化、绢云母化、冰长石化、萤石化。与矿化关系密切的为灰色石英岩化、冰长石化。矿体主要赋存在内带。

3 矿床地球化学特征

3.1 岩石地球化学特征

晚印支期碱长花岗岩和燕山晚期细粒碱长花岗岩皆属钙碱性岩系, 富硅、富碱、贫钙, 后者较前者硅质、碱质高, 钙质低。在 R_1 - R_2 多阳离子参数图解中, 分别落入造山晚期花岗岩区和造山期后花岗岩区^[2]。

晚印支期碱长花岗岩 $w(\Sigma REE)=101.31 \times 10^{-6}$ ~ 121.68×10^{-6} , $LREE/HREE=8.46$ ~ 15.71 , $\delta(Eu)=0.428$ ~ 0.584 , $\delta(Ce)=1.121$ ~ 1.188 , 为轻稀土富集型, 铕异常明显, 呈近于对称的“V”字型, 具重熔(部分幔源分异)特点。中燕山晚期细粒碱长花岗岩 $w(\Sigma REE)=65.44 \times 10^{-6}$ ~ 95.51×10^{-6} , $LREE/HREE=8.07$ ~ 14.29 , $\delta(Eu)=0.081$ ~ 0.282 , $\delta(Ce)=0.930$ ~ 1.071 , 二者为轻稀土富集型, 铕亏损明显, 呈“V”字型, 具重熔的特点(图 2)。

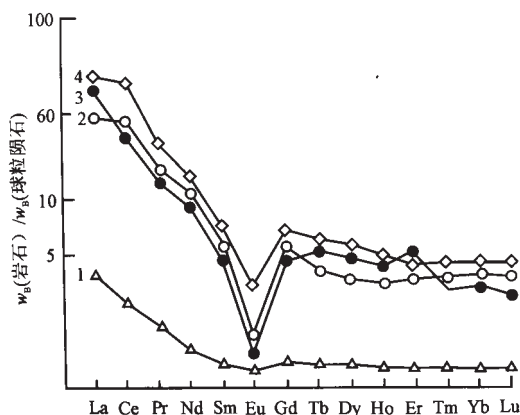


图 2 东安金矿岩石、矿石稀土元素配分模式

Fig.2 REE Pattern of rock and ore of Dong'an Au deposit

1. 矿石 2. 潜流纹岩 3. 细粒碱长花岗岩 4. 中粗粒碱长花岗岩

潜流纹岩属钙碱性系列, 在 $\lg \epsilon$ - $\lg \sigma$ 图解中落入消减带火山岩区, 形成于活动大陆边缘。岩石 $w(\Sigma REE)=74.94 \times 10^{-6}$ ~ 90.01×10^{-6} , $LREE/HREE=8.82$ ~ 10.76 , $\delta(Eu)=0.273$ ~ 0.417 , $\delta(Ce)=1.034$ ~ 1.311 , 为稀土富集型, 铕亏损明显, 呈“V”字型(图 2), 具重熔的特点。

矿石中 $w(\Sigma REE)=3.41 \times 10^{-6}$ ~ 19.59×10^{-6} , $LREE/HREE=2.82$ ~ 8.73 , $\delta(Eu)=0.446$ ~ 0.90 , $\delta(Ce)=1.001$ ~ 1.128 , 为稀土富集型。

由此可见, 晚印支期碱长花岗岩是上地幔分熔的弱碱性岩浆在上升过程中同化混染了地壳物质而形成的, 而且同化混染了含金基底物质; 在燕山晚期部分熔融并入岩浆, 形成细粒碱长花岗岩、潜流纹岩。

矿石的 REE 曲线形态与晚印支期碱长花岗岩、中燕山晚期细粒碱长花岗岩、潜流纹岩相似, 表明其多来源特性。

该区基底上元古界一面坡群额头山组变质中酸性火山-沉积建造金丰度较高, 片岩、千枚岩 $w(Au)=36.2 \times 10^{-9}$, 英安岩 $w(Au)=25.0 \times 10^{-9}$, 流纹斑岩 $w(Au)=2.8 \times 10^{-9}$ 。为本区成岩成矿的主要物质来源。作为主要矿化围岩的中粗粒碱长花岗岩、细粒碱长花岗岩, 原岩金丰度值较高, $w(Au)=15.6 \times 10^{-9}$, 15.8×10^{-9} , 富集系数分别为 3.6 和 3.7。矿石中 Au 与 Ag, Cu, As 呈正相关, Ag 与 Au, Cu, Pb, Sb 呈正相关, 与中粗粒碱长花岗岩、细粒碱长花岗岩相关性一致, 二者之间在物质来源方面有明显的依存性^[3]。

3.2 流体包裹体地球化学

流体包裹体分析结果表明, 成矿流体液相成分主要为 K^+ 和 Cl^- , 气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 , 成矿流体主要为中低温、弱酸性。最佳成矿温度为 144 ~ $348^\circ C$ (图 3)。成矿流体盐度分布范围为 2.06% ~ 8.36% , 主要集中于 4% ~ 8% , 具有随温度降低而降低的规律。成矿早期温度较高($>300^\circ C$), 盐度较高(一般 $>7\%$), 成矿中期温度降低(200 ~ $300^\circ C$), 盐度下降(一般 5% ~ 7%), 成矿晚期成矿温度低($<200^\circ C$), 盐度低(一般 $<5\%$)。表明成矿流体源于岩浆水, 随成矿作用的进行大气降水不断加入。成矿压力为 48.75×10^5 ~ 382.88×10^5 Pa, 以 100×10^5 ~ 250×10^5 Pa 居多。由公式^[5] $H=p/300(km)$ (其中 H 为成矿初始深度, 单位为 km, p 为成矿压力, 单位为 10^5 Pa), 结合流体包裹体测温结果, 东安金矿的成矿初始深度为 0.2 ~ 1.0 km, 属浅成-超浅成环境。

3.3 氢氧同位素地球化学

成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O})=0.6 \times 10^{-3}$ ~ 4.0×10^{-3} , $\delta D_{H_2O})$

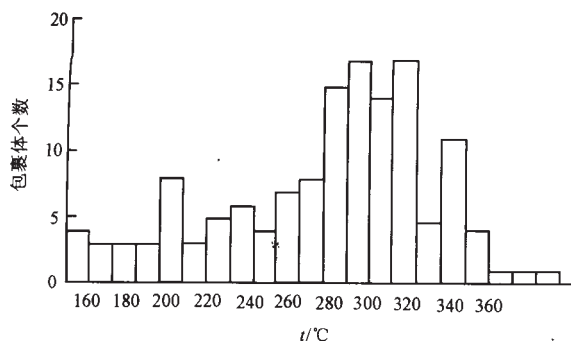


图3 温度频率分布直方图

Fig.3 Histogram of temperature frequency distribution

$-90 \times 10^{-3} \sim -98 \times 10^{-3}$, 在 $\delta D) - \delta^{18}O$) 关系图上, 本区成矿热液的氢氧同位素投影点落在岩浆水和大气水之间的区域内, 反映了成矿流体由大气水和岩浆水混合组成的特点^[4]。

4 成矿阶段与成矿时代

4.1 成矿阶段

根据矿床地质特征、矿石的结构构造、矿物共生组合、围岩蚀变作用、流体包裹体测温成果以及含金差异性, 可将矿床成矿作用过程划分为热液期和表生期。矿石矿物主要在热液期生成, 将矿物生成顺序分为成矿早期、成矿主期和成矿晚期共 6 个成矿阶段。

(1) 成矿早期为绢云母-石英阶段: 早期成矿热液使长石类矿物绢云母化和角闪石、黑云母绿泥石化过程中, 游离出多余的 SiO_2 形成石英, 石英与绢云母类矿物混杂伴生。其形成温度较高 ($> 300^\circ C$), 盐度较高 (一般 $> 7\%$)。该阶段以微晶石英和绢云母为特征, 金矿化较弱。

(2) 成矿主期有乳白色石英阶段、灰色石英-冰长石阶段、石英-绿泥石-硫化物阶段、网脉状白色石英阶段: 由于大气降水的不断加入, 成矿热液温度 ($200 \sim 300^\circ C$) 降低, 盐度下降, 使饱和 SiO_2 流体发生冷却形成石英, 钾长石类矿物变为冰长石。石英的结晶程度高, 晶洞、晶簇和梳状构造以及冰长石发育, 并有他形细粒黄铁矿伴生。

(3) 成矿晚期为玉髓-萤石阶段: 以玉髓状硅化细脉、网脉发育为特征, 脉宽几厘米至十几厘米。该阶段由于主成矿期后大气降水大量加入, 使成矿温度 ($< 200^\circ C$)、盐度 ($< 5\%$) 更低, 金矿化较弱。

4.2 成矿时代

由矿石 Rb-Sr 全岩测年结果, 东安金矿的成矿 Rb-Sr 等时线年龄为 108 Ma, 与容矿火山-侵入杂岩 112 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄十分相近, 仅相差 4 Ma, 表明二者在时间关系上的一致性。

5 成矿模型

5.1 成矿物质来源

由氢氧同位素地球化学和流体包裹体地球化学特征可知, 本矿床成矿流体中的水是大气降水与岩浆水的混合水。岩石地球化学特征显示成矿物质主要来源于熔融岩浆。

5.2 成矿温压条件

本区金矿主要成矿作用温度范围为 $260 \sim 300^\circ C$, 盐度 $2.06\% \sim 8.36\%$, 成矿压力为 $48.75 \times 10^5 \sim 382.88 \times 10^5$ Pa, 属浅成低温热液型。

5.3 金的迁移形式和金的沉淀

(1) 金的迁移形式。金的氯络合物和硫络合物是金在热液中迁移的主要方式。前人的研究表明 (Seward, 1984)^[6], 中低温、弱酸性条件有利于金氯络合物 ($[AuCl_4]^-$ 和 $[AuCl_2]^-$) 的形成, 中低温、弱碱性和硫浓度较高时有利于金硫络合物 ($[AuS]^-$ 和 $[Au(HS)_2]^-$) 的形成。流体包裹体气、液相成分分析结果表明, 本区成矿流体液相成分主要为 K^+ , Cl^- , F^- , 气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 , 成矿流体主要为中低温、弱酸性, 金主要是呈金氯络合物形式迁移。

(2) 金的沉淀。深部高温成矿流体向上运移过程中, 搬运金银的成矿热液体系处于相对动态平衡。当成矿流体沿构造裂隙运移至浅部的开放体系, 压力迅速降低并引起热液剧烈沸腾, 同时由于大气水的加入, 使体系的物理化学条件 (温度、压力、矿化剂元素浓度、pH 值) 迅速发生变化而使平衡受到破坏, 溶液的氧化还原电位改变, 金银发生沉淀。

5.4 成矿模式

该区中生代处在滨太平洋大陆边缘活动带拉张环境, 拉张断陷作用强烈, 尤其是早侏罗世—早白垩世中期, 强烈的燕山运动伴随大规模的断裂活动, 产生一系列的 NE, NW, SN 向壳断裂和断陷盆地, 导致中-中酸性火山喷发-超浅成相杂岩体侵入和火山机构发育, 使岩浆分异的脉岩 (细粒碱长花岗岩、潜流纹岩等) 沿断裂方向就位, 形成地球化学障。之后随着燕山晚期 (108 Ma) 幔源物质的加入, 地壳物质重熔及花岗岩的部分熔融形成富 Au, Ag 的花岗岩

浆, 岩浆的分异作用使以水为主体的挥发分携带着大量的溶解盐(K^+ , Cl^- , F^- 等)和金属元素(Au , Ag 等)从岩浆中分馏出来, 形成岩浆期后热液。热液沿断裂、接触带、火山机构等构造向浅部(0.2~1.0 km)运移过程中, 又萃取了上元古界一面坡群变质基底部分成矿物质, 由于大气降水的加入, 在流体混合和浅部减压作用下使含矿流体沸腾, 导致蒸气挥发, 矿液中 pH 值上升, 银矿物(挟带少量金)沉淀并伴有微晶石英和绢云母形成。至浅部的开放体系, 随着压力的进一步减小, 大气降水的不断加入, 含矿流体迅速冷却(200~300°C), 强烈的沸腾作用和热液爆破导致了复杂的角砾岩化和再角砾岩化, 矿物质与外来物质混合、渗透, 物理化学条件(温度、压力、矿化剂元素的浓度、pH 值)迅速发生变化而使平衡受到破坏, 溶液的氧化还原电位改变, 金的络合物($[AuCl_2]^-$ 和 $[AuCl_4]^-$)被破坏, 大部分金银发生沉淀, 并形成石英和冰长石, 之后大气降水大量加入, 使成矿温

度(<200°C)、盐度(<5%)更低, 剩余金继续沉淀, 导致玉髓和低温萤石产生, 形成浅成低温热液型金矿床。

参考文献:

- [1] 黑龙江省地质局. 黑龙江省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [2] 邱家骥, 林景仟. 岩石化学[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [3] 牟保磊. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社, 1999.
- [4] 廖启林, 戴塔根. 新疆北部浅成低温热液型金矿成矿地球化学特征初探[J]. 地质地球化学, 2000, 28(2): 19-25.
- [5] denquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposit[J]. Nature, 1994, 370: 519-527.
- [6] Seward T M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems[A]. Gold' The geology, Geochemistry and genesis of gold deposits[C]. Rotterdam: A A Balkman, 1984. 165-181.

GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF THE DONGAN GOLD DEPOSIT, HEILONGJIANG PROVINCE

LIU Zhi-ming^{1,2}

(1. College of Geosciences of Jilin University, Changchun 130026, China;

2. Heilongjiang Bureau of Geological Exploration, Suihua 152054 China)

Abstract: Dongan gold deposit is a epithermal gold deposit occurring in the strong silicification zone of Late Indosinian alkali feldspar granite and Late Yanshanian fine-grained alkali feldspar granite in the intermediate-acidic volcanic-intrusive rock. It is controlled by sub-fault of Kuerbin crust fault. According to litho-geochemical data and H_2O isotopic data gold is mainly derived from the deep-sourced magma and water of the ore fluid from magmatic water and meteoritic water. Fluid inclusion data show that ore is formed in the temperature range of 144-349°C and pressure 48.75×10^5 - 382.88×10^5 Pa at depth of 0.2-1.0 km. The isotope age is correspondent to Late Yanshanian Period.

Key Words: Dongan gold deposit; geology; geochemistry; genesis; Heilongjiang province