

· 综 述 ·

文章编号: 1002-4182(1999) 04-0241-10

浅成低温热液金矿床的全球背景

应 汉 龙

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要: 浅成低温热液金矿床分为冰长石-绢云母型和明矾石-高岭石型两类, 主要分布于环太平洋地区、地中海-喜马拉雅带和蒙古-鄂霍次克带, 形成了许多超大型和大型金矿床。矿床主要形成于大陆边缘和岛弧环境, 与陆相火山岩和火山机构有密切的关系, 已发现矿床的形成时间以中、新生代为主。矿化发生于火山作用后, 火山体系脆性断裂带和深部侵入体的发育使地下水循环, 具有大量成矿流体及成矿物质来源是形成浅成低温热液金矿床的重要条件。

关键词: 浅成低温热液金矿床; 地质特征; 成矿模式

文献标识码: A

中图分类号: P611

浅成低温热液金矿床是在地壳浅部 (一般小于 1.5 km) 较低温度 (一般为 100~ 300℃, 少数情况下可以大于 350℃) 和较低压力 (一般为 $n \times 10^6$ Pa) 条件下形成的热液金矿床, 主要指产于陆相火山岩中的浅成低温金矿床, 部分浅成低温热液金矿床可能产于非火山岩中^[1]。最近十几年以来, 浅成低温金矿床成为太平洋周边岛弧及大陆边缘地区的重要找矿对象, 并且发现了许多超大型金矿床。

根据资料计算^[2], 全球已探明的浅成低温热液金矿床金金属总储量达到 11705 t, 占已探明金金属量的 6.748%, 是金的重要来源 (表 1)。但是, 我国虽然中、新生代火山岩系分布广泛, 已发现一些赋存其中的浅成低温热液金矿床, 但仅台湾金瓜石金矿床达到超大型规模, 福建紫金山金矿床达到大型规模, 其他矿床的规模较小。

根据蚀变矿物组合, 浅成低温热液金矿床可以划分为明矾石-高岭石型和冰长石-绢云母型^[3]。明矾石-高岭石型矿床的成矿流体可能与围岩蚀变流体不同, 围岩蚀变在先, 其流体为酸性, 成矿作用在后, 其流体为近中性。冰长石-绢云母型矿床由中性流体形成。有些冰长石-绢云母型矿床含很少量的冰长石, 而且含表生高岭石和明矾石, 容易与“明矾石-高岭石

型”混淆^[4], 是需要仔细区别的。两类矿床具有一系列不同的地质、地球化学特征和成矿物理化学条件。已发现的浅成低温金矿床以冰长石-绢云母型为主, 明矾石-高岭石型较少 (表 1)。在同一个矿床中, 可能在不同部位存在绢云母-冰长石型和明矾石-高岭石型金矿化。

1 全球成矿区带和成矿时代

浅成低温金矿床主要分布于环太平洋地区、地中海-喜马拉雅带和蒙古-鄂霍次克带。

环太平洋地区的美洲大陆边缘的浅成低温热液金矿床分布于南、北美洲西部的科迪勒拉山脉。西太平洋地区的浅成低温热液金矿床分布于日本、中国大陆东部和台湾省、菲律宾、斐济、印度尼西亚、巴布亚新几内亚、所罗门群岛和新西兰。地中海-喜马拉雅带分布于北非摩洛哥、阿尔及利亚、突尼斯, 南欧西班牙、意大利、罗马尼亚、捷克、斯洛伐克、乌克兰和高加索地区, 中亚的土耳其、阿富汗, 东南亚的缅甸等地区。蒙古-鄂霍次克带主要分布于俄罗斯远东地区千岛岛弧、库页岛、勘察加、鄂霍次克-楚科奇带以及邻近中国东北的地区, 超大型矿床有赋存于中生代火山岩中的达拉松和巴列依金矿床。大型和超大型的浅成低温热液金矿床主要分布于环太平洋地区 (表 1)。

已发现的浅成热液金矿床绝大部分是中生代白垩世特别是新生代以来形成的 (表 1), 有些现代地热

收稿日期: 1999-05-08; 修回日期: 1999-09-08 邵晓东、李兰英 编辑。

基金项目: 国家科技攀登计划预选项目资助

表 1 冰长石 – 绢云母型和明矾石 – 高岭石型金矿床地质、地球化学特征比较

Table 1 Geological and geochemical characteristic comparison of adularia-sericite-type with alunstone-kaolinite-type epithermal gold deposits

	冰长石 – 绢云母型	明矾石 – 高岭石型
地质构造环境	大陆边缘、(后弧)、岛弧; 火山环境为破火山口、熔岩穹丘、火山通道、层火山岩等, 与火山活动中心有关的各种断裂构造如正断层、环形断层、走滑断层等有关	大陆边缘、岛弧; 与火山活动中心有关的各种断裂构造, 特别是破火山口构造; 与区域性断裂及次火山岩体关系密切
围岩类型	以陆相火山岩为主; 包括部分基底岩石, 少数矿床中无火山岩; 火山岩包括中性到酸性岩、碱性岩, 有些矿床中有古地表证据	以陆相火山岩为主; 包括部分基底岩石; 火山岩包括中性到酸性岩、碱性岩, 但以英安流纹岩为主
成矿时间与火山岩围岩的时差	相差 1 Ma 以上	相差 0.5 Ma 以下
矿化形态	浸染状、网脉状、脉状、角砾岩等, 或几种形态在同一矿床中出现	浸染状、网脉状、脉状、角砾岩等, 或几种形态在同一矿床中出现
矿床规模	变化大, 有的很大; 矿化带水平方向上的长宽比一般大于或等于 3: 1	规模相对较小, 少数很大; 矿化带水平方向上的长宽比一般为 1: 1
矿石特征组成	矿石矿物主要是自然金、自然银、辉银矿、黝铜矿、贱金属硫化物; 绿泥石常见, 硒化物及锰矿物可以出现, 不见硫砷铜矿和辉铋矿, 铜的含量低	矿石矿物主要是硫砷铜矿、黄铁矿、自然金及贱金属硫化物; 绿泥石及锰矿物少见, 不见硒化物, 有时有辉铋矿, 贱金属含量变化大, 铜的含量较大
特征围岩蚀变	低硫化、绢云母化为主, 具有一定数量的冰长石, 外围岩青磐岩化	高硫化, 形成原生明矾石, 高岭石化, 外围青磐岩化
伴生矿化	有些矿床伴生斑岩铜矿化或低温矿化, 出现大量贱金属	有些矿床伴生斑岩铜矿化或低温矿化, 出现大量贱金属
成矿温度	100~ 320℃ (主要 150~ 250℃)	100~ 320℃ (主要 200~ 300℃)
流体盐度	0~ 13%, 多数小于 5%	0~ 24%, 多数小于 5%
pH值	近中性, 流体沸腾作用产生的气体氧化后可产生酸性流体	酸性, 水岩反应及流体混合后中性化
氧化 – 还原状态	相对还原	相对氧化
总硫浓度	变化大, 一般较低	变化大, 一般较高
水的来源	雨水来源的地下水为主, 可能有少量的岩浆水加入	雨水来源的地下水为主, 有较多的岩浆水加入 (特别在早阶段)
硫的来源	岩浆来源或深部围岩淋漓	岩浆来源
金储量超过 200 t 的矿床及其成矿年龄 /Ma	美国麦克唐纳 (39~ 37)、卡姆斯托克 (13. 7)、郎德山 (26)、克里普尔克里克 (32~ 31)、墨西哥帕丘卡 – 雷亚尔德蒙特 (21~ 20)、新西兰怀希 (7)、巴布亚 – 新几内亚拉多拉姆 (0. 35~ 0. 1)、波尔盖拉 (6~ 5. 6)、印度尼西亚仁丹, 菲律宾碧瑶 (0. 6)、日本菱刈 (0. 25~ 0. 6)	多米尼加旧普韦布洛、秘鲁亚纳科查 (10. 9)、智利埃尔印第奥 (约 7. 0)

据参考文献 [5~ 9]

系统目前正在发生金矿成矿作用。西太平洋岛弧区金矿床的成矿年龄一般小于 20 Ma; 美洲西部的成矿年龄主要为 39~ 10 Ma。我国东部浅成低温热液金矿床的成矿年龄大致为 145~ 67 Ma^[1]。浅成低温热液金矿床成矿时代集中偏新的原因主要可能是矿床形成深度

较浅, 而且主要形成于隆起地区, 形成时间早的矿床容易被剥蚀。但是, 在一定条件下, 晚白垩世以前形成的低温热液金矿床也可能被保存下来, 如澳大利亚北昆士兰地区和 Lachlan 造山带及北美阿巴拉契亚造山带的几个古生代的浅成低温热液金 – 银矿床^[10~ 12]。

加拿大和澳大利亚的某些太古宙金矿床也可能为受变质浅成低温热液矿床^[13, 14]。我国新疆北部的浅成低温热液金矿床可能形成于晚古生代早石炭世。

2 矿床地质背景

2.1 大地构造背景和控矿构造

浅成低温热液金矿床主要形成于板块俯冲带上盘大陆边缘及岛弧的岩浆弧和弧后岩浆带，多数产在克拉通地壳或岛弧地壳的浅部，少数直接形成于洋壳之上，如老村庄（旧普韦布洛）和拉多拉姆金矿床，个别矿床形成于拉张弧后环境，如克里普尔克里克金矿床。在某些特殊情况下，洋中脊出露于海面之上（如冰岛），也可能形成浅成低温热液金矿床。金矿床主要在偏张性的地壳应力条件下形成，少数金矿床可能在区域挤压的条件下形成^[9]。这些矿床集中区以大规模地壳运动、火山活动和花岗岩类岩石和斑岩侵入作用为特征^[15]。

浅成低温热液金矿床形成于一系列火山环境中，金矿床与火山口或破火山口构造关系密切（表 1），只有少数矿床中没有火山岩。矿床的产出位置受区域性深大断裂的控制，在很多情况下，区域性深大断裂与破火山口的环状断裂的交汇部位是重要的控矿部位。但是，大多数矿床并不直接产于深大断裂中。大断层带控制卡姆斯托克矿脉矿床（Comstock Lode）和埃尔印第奥矿床矿脉的分布。火山口边界的环形破裂控制某些金矿床的分布。

这些矿床中均发育断层或破裂。大多数控矿断层为正断层，不同规模的断层控制矿体的产出。浸染状矿化主要产于孔隙度很高或破裂密集发育的部位，层面构造及节理也是重要的控矿构造。矿床的多数富矿体产于断层转向部位的扩容带中。不整合面对金矿床也具有重要的控制作用，如日本菱刈金矿床矿体三分之一的矿石分布在不整合面以上的火山岩中，三分之二的矿石分布于不整合面之下的白垩系沉积岩基底中。

2.2 含矿围岩

浅成低温热液金矿床的围岩主要为陆相火山岩。大部分矿床产于火山活动中心（破火山口或火山锥）附近，以发育火山碎屑岩和熔结火山碎屑岩为特征^[9]，少数产于远离火山口的火山岩中^[10]。含矿的火山岩具有偏酸性和碱性的特点^[16, 17]。与浅成低温热液金矿床有关的火山岩主要为氧化程度较高的I型磁铁矿系列。

冰长石-绢云母型矿床的围岩成分范围变化大；

明矾石-高岭石型矿床的围岩绝大部分是流纹英安岩。这种关系暗示明矾石-高岭石型矿床的围岩与矿化有成因联系，围岩本身可能就是提供成矿热能和成矿物质的深部侵入体的一个连续组成部分^[5]。有些浅成低温热液金矿床的部分围岩是沉积变质基底，如日本的菱刈金矿床；我国浙江冶岭头浅成低温热液金矿床的矿体主要产于前寒武纪变质岩基底中。

在大多数浅成低温热液金矿区，见不到深部侵入体与金矿成矿作用的直接联系。有些浅成低温热液金矿床的下面存在侵入体，如科罗拉多的Creede矿床和西班牙的Rodalquilar金矿床^[18, 19]。现代地热体系在3 km左右深部还见不到侵入体，深部侵入体可能至少在5 km左右^[20]。冰长石-绢云母型矿床可能形成于与现代地热体系相似的环境；明矾石-高岭石型金矿床的形成与深部侵入体的关系密切，与成矿作用有关的侵入体定位较浅^[4]。有些明矾石-高岭石型矿床的围岩是次火山岩，与深部侵入体直接相连。

3 矿床地质特征

3.1 矿化形态和矿床规模

低温热液金矿床的矿化方式为脉状、网脉状和浸染状，不同矿化方式可以共存于一个矿床中，以一种为主。有些矿床的矿化具有分带性，地表为热泉沉淀，向下为浸染状及网脉状矿化，最下部为脉状矿化。有的矿脉过渡为网脉状矿化。网脉状矿床由一系列各种方式交织成网脉的细脉组成，多与脉状矿化共生于同一矿床。网脉状矿化多发育于构造拐弯、交汇和构造切割脆性岩层的部位。浸染状矿床的矿化产于蚀变围岩中，矿体与围岩渐渐过渡。冰长石-绢云母（伊利石）型矿床只有少数是浸染型矿床，明矾石-高岭石型矿床以浸染型矿床居多。许多浅成低温热液型金矿床的表层保存了成矿时期形成的热泉沉积物。浅成低温热液矿床的矿化范围很大，一个矿床由多个矿体组成。矿床一般形成于较浅的位置，矿化延深大，达500~1000 m以上，7个储量超过200 t的金矿床的垂直矿化范围超过600 m，卡姆斯托克矿脉矿床和克里普尔克里克矿床的垂直矿化范围超过1 km，波尔盖拉矿床的深度达2 km^[9]。

大多数低温热液金矿床没有伴生矿化。个别金矿床与低品位的斑岩铜-金矿化有关，少数金矿床浅部发育明矾石-高岭石型金矿床，深部发育冰长石-绢云母型金矿化。

3.2 矿石组成

浅成低温热液金矿床常见的矿石矿物列于表 1, 矿床中还常见金的碲化物和硒化物。辉铋矿、辉锑矿、毒砂、雄黄、雌黄、黑钨矿等。硫砷铜矿只出现在明矾-高岭石型矿床中, 含量比较高; 辉铋矿只出现在明矾石-高岭石型矿床中; 金和银的硒化物在冰长石-绢云母型矿床中出现较多, 明矾石-高岭石型金矿床贱金属以铜为主, 冰长石-绢云母型矿床的铜含量变化较大^[5]。明矾石-高岭石型矿床脉体中的脉石矿物主要是石英和明矾石, 冰长石-绢云母型矿床脉体中的脉石矿物主要是石英、冰长石、绢云母和绿泥石。方解石、菱锰矿、萤石和重晶石也是脉体中常见的矿物。大部分浅成低温热液金矿床的矿体发育在某一水平之上, 在此水平之下, 矿脉的矿石矿物骤然减少, 而脉石矿物则不发生这种突然变化。在同一矿床中, (金+银) 贱金属的比值在矿体上部高于下部。有些矿床显示银/金值从矿体中心向外增大的趋势。

3.3 围岩蚀变

浅成低温热液金矿床的围岩蚀变包括矿体周围的围岩蚀变和整个热液系统的围岩蚀变, 前者只是后者很小的一部分。与矿脉有关的蚀变带的宽度从几厘米到几百米不等, 与矿脉的规模有关。冰长石-绢云母型矿床在靠近脉壁的围岩中发育钾长石化 (主要是冰长石)、硅化 (石英和玉髓) 和绿泥石化 (主要是富铁绿泥石); 向外为绢云母化 (包括绢云母及其他云母类矿物, 如伊利石以及以伊利石层为主的伊利石-蒙脱石混层矿物, 还有石英和黄铁矿), 绢云母化带的外带可含少量泥化蚀变矿物 (高岭石和蒙脱石); 最外带为

青磐岩化。明矾石-高岭石型矿床在靠近脉壁的围岩中发育硅化和高级泥化 (主要是高岭石和明矾石, 还常有叶腊石和氯黄晶等), 其中高级泥化的范围略宽于硅化; 往外为泥化带, 泥化带本身又有一定的分带性, 其中高岭石发育于靠近矿脉一侧, 蒙脱石发育于远离矿脉的一侧, 泥化带内可包含少量绢云母化; 最外带为青磐岩化 (图 1)。

与成矿有关的整个热液活动的范围可深达 5 km, 形成青磐岩化或钾化, 普遍存在于浅成低温热液型金矿床的外围。一般认为这种蚀变形成于矿化以前, 与成矿热液无直接关系^[5]。但是, 在矿化期间, 外围的青磐岩化还在继续进行 (图 2)。

浅成低温热液金矿床的矿体上方靠近地表 (深度小于 50 m) 的部分都可以存在一个盖帽状的或称浅部高级泥化带。冰长石-绢云母型矿床的浅部高级泥化带 (酸性淋漓蚀变带) 主要由混层伊利石-蒙脱石组成^[5], 也可含高岭石和明矾石; 明矾石-高岭石型矿床的酸性淋漓蚀变带主要表现为硅化^[21]。酸性淋漓蚀变带可能是下部矿体形成过程中流体沸腾作用产生的酸性气体上升到近地表冷凝蚀变的产物。

蚀变矿物组合以流体通道为中心有一定的空间分带性: 温度大于 300°C 的部分为伊利石+混层绿泥石+非膨胀绿泥石组合, 温度介于 300~200°C 之间的部分为混层伊利石+膨胀绿泥石组合^[7]。浅成低温金矿床的热液系统呈蘑菇状。

3.4 成矿作用和成矿阶段

浅成低温热液金矿床主要形成于火山活动期后,

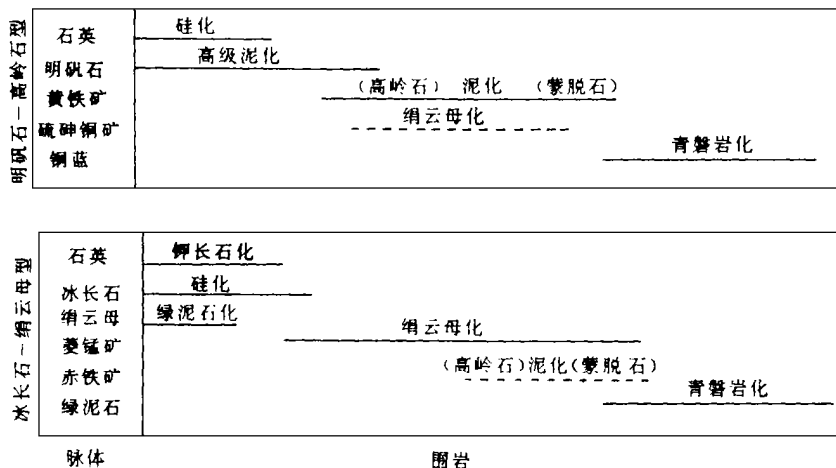


图 1 明矾石-高岭石型和冰长石-绢云母型金矿床围岩蚀变分带示意图

(据参考文献 [5])

Fig. 1 Wallrock alteration zonings of alumstone-kaolinite- and adularia-sericite-type epithermal gold deposits

(after reference [5])

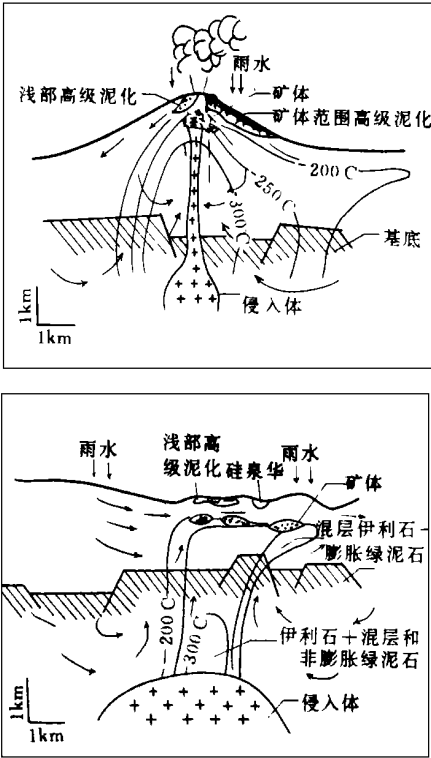


图 2 明矾石-高岭石型和冰长石-绢云母型金矿床成矿热液体系结构
(据参考文献 [7, 5])

Fig. 2 Structure of ore-forming hydrothermal systems of
alumstone-kaolinite- and adularia-
sericite-type epithermal gold deposits
(after reference [7, 5])

冰长石-绢云母型矿床的成矿作用多发生于火山活动结束之后 1 Ma 以后,个别可达 15~20 Ma;而明矾石-高岭石型矿床的成矿作用多发生在火山结束之后 0.5 Ma 以内^[5].

成矿作用一般有多阶段,不同矿床成矿阶段的划分不同.在成矿末期,往往存在一个温度很低的阶段,反映了成矿热液体系消亡,上部较冷的地下水的下侵.

明矾石-高岭石型矿床的成矿作用可以分为两个阶段,第 1 阶段为岩浆气体冷凝成的酸性流体与围岩反应,形成高级泥质蚀变;第 2 阶段为与冰长石-绢云母型矿床相似的近中性流体活动及围岩蚀变^[3].在同一成矿阶段,矿石结构经常指示金、银矿物晚于贱金属硫化物形成.但在有些矿床(如美国科罗拉多的 Creede 矿床)中,金矿物早于大部分贱金属硫化物沉淀^[5].

4 矿床地球化学特征

4.1 元素组合

巴布亚新几内亚 Porgera 金矿床的元素组合为 Au Ag As Cu Pb Zn W Hg 和 Te, Ladolam 金矿床的元素组合为 Au Ag Sb As Cu Pb Zn Te 和 Mo^[22].北美西部石英-冰长石脉型浅成低温热液金矿床具有广泛的元素地球化学相似性,常含有一套矿石元素和微量元素异常: Au Ag As Sb Ti Mo W Cu Pb Zn Te Ba 和 F.热泉型浅成低温热液金矿床的近地表处富集 Sb Ti 和 Hg,而在富矿囊式成矿体系的上部富集 Ba As 和 F.在这些矿床中,矿石元素具有明显的垂直分带, Cu Pb Zn Ag 异常分布于矿体的下部.

4.2 流体包裹体特征

浅成低温热液金矿床的流体包裹体具有 3 个重要特征: (1) 均一温度较低,一般低于 300°C; (2) 盐度很低,一般小于 5%,多数小于 3%; (3) 普遍存在流体相分离(沸腾)的依据.流体包裹体的液相成分变化范围较大, Na⁺ 是最主要的阳离子, Na/K 原子数比值一般为 2~10, Ca/Mg 原子数比值也主要为 2~10. 阴离子主要是 Cl⁻. 主要气体是 CO₂, 含少量 H₂S 和 SO₂. 流体包裹体的盐度低,是流体来自于雨水且水岩反应时间较短.根据流体包裹体均一温度和成分估计的成矿深度一般为 500~1500 m. 主要成矿阶段的包裹体均一温度多为 200~300°C, 少数情况下可大于 350°C, 成矿晚期和成矿后包裹体的均一温度多为 100~200°C. 均一温度与盐度呈正相关关系,可能反映成矿体系随时间的推移,温度、盐度低.在地下停留时间短的雨水的份量渐渐增大.但是,在波尔盖拉金矿床存在两个主要成矿阶段,存在 3 种类型的包裹体,其中一种在两个成矿阶段都存在,主要由起源于大气降水的相对稀释的地下水组成,另外两种盐度很高,成分差别较大,具有岩浆流体的成分,是主要的成矿流体^[23].

4.3 稳定同位素特征

浅成低温热液金矿床成矿热液的 W⁸O 值较低,多为负值, W⁸O-Wd 值远离岩浆水而靠近雨水线,有些矿床直接落在雨水线上,大部分矿床显示一定程度的同位素偏移.不同矿床 W⁸O-Wd 值与地理环境有关,总体分布大致与雨水线平行^[24, 25]. 这些特征表明大部分浅成低温热液金矿床的成矿流体主要是雨水来源的地下水.不同矿床还有不同比例的其他来源的流体,如岩浆水和海水.多米尼加旧普韦布洛金矿床第 I 阶段

主要是被少量大气降水稀释的岩浆水,第Ⅱ阶段为纯岩浆水,硅华帽由被大量大气降水稀释的岩浆水形成;靠近硫盐系统,被加热的海水循环引起碳酸盐-硫化物沉淀.硫盐体系中大部分金属来自岩浆蒸汽的冷凝,少部分来自大气降水和海水^[26].

冰长石-绢云母型矿床成矿流体的氢、氧同位素特征指示成矿流体以大气降水来源的地下水为主,有些矿床有部分岩浆流体或地壳深源流体加入.明矾石-高岭石型矿床的成矿流体具有从早到晚岩浆水渐减少,大气降水渐增多的演化趋势.

大部分浅成低温热液金矿床的硫化物 W^4S 值介于 $-2\% \sim +5\%$ 之间,与流体中总硫的 W^4S 几乎相同,硫来自岩浆流体或由雨水从火山岩中萃取.

5 成矿模式

浅成低温热液金矿床形成的基本条件包括:(1)成矿体系深部存在一个侵入体,这个侵入体与成矿部位之间可以不直接连通(冰长石-绢云母型金矿床主要为这种情况),也可以通过岩脉或岩颈直接连通(明矾石-高岭石型金矿床主要为这种情况).深部侵入体的主要作用是给地下水的循环提供热源;(2)有大量成矿流体及成矿物质来源;(3)存在有利于地下水循环的脆性断裂带.成矿的基本过程:成矿流体(主要是雨水来源的地下水)在深部被加热并萃取成矿元素(不论哪种来源)然后沿断裂带向上运动,在深度很小(一般小于 1.5 km)的环境中沉淀成矿物质而形成金矿床^[3].

5.1 成矿物质来源 存在形式及影响因素

浅成低温热液金矿床成矿流体中水主要是大气降水成因的循环地下水,少量为深部侵入体释放的岩浆水.成矿流体中 Cl^- 的含量主要取决于水的来源,气体主要来源于深部侵入体释放的岩浆流体,部分可能来自岩浆源区,还有部分气体可能来自深部围岩中碳酸盐矿物和硫化物的分解^[20].成矿流体中主要金属成矿元素为 Au、Ag、Cu、Pb 和 Zn,可能有 2 种来源,一种来自深部侵入体释放的岩浆流体,另一种来源是循环到深部的地下水与源区岩石发生水岩反应,将源区岩石中的金属成矿元素萃取出来.深部侵入体的形成对金的来源是十分重要的,模拟计算表明,从深部侵入体(浅成斑岩体)演化出来的流体离开溶体,将易于沸腾,大多数溶解金将与氯化物一起进入流体.这种富含金属的流体由于密度大,将下降或在母岩体周围重新流动,可能形成富金斑岩铜矿.在沸腾时,大部

分 H_2O 和 H_2S 将进入共存气相中.当这个气相冷却时,可能重新浓集成低盐度、富 H_2S 岩浆-大气混合水,这种水具有很高的溶解和活化金 ($Au(HS)_2$) 的能力,流体向浅部迁移可能最终形成浅成低温热液金矿床.由于围岩酸碱度和岩浆流体加入成矿流体的多少不同,形成冰长石-绢云母型或明矾石-高岭石型金矿床.低品位的含金斑岩铜矿可以被较晚的循环地下水活化和浓集.而且,侵入体可能导致围岩的广泛硫化物化.较晚的循环于富黄铁矿围岩中的大气降水成因的流体可以在冷却和上升期间保持较高的 H_2S 浓度,使形成储量大、品位高的浅成低温金矿床的可能性增加(图 3).图 3a 表明岩浆侵入浅部,同时引起地表喷气和周期性火山喷发.岩浆流体在岩浆结晶时逸出并向上运移,直至沸腾形成钾化带.金分异进入浓的卤水 ($AuCl^-$),在钾化带冷却、稀释或因 pH 改变而沉淀,伴随沸腾作用.同时上升的富 H_2S 的蒸气引起上覆岩石发生绿帘岩化蚀变,铁质硫化形成黄铁矿.在浅部与冷却的大气降水混合引起蒸气柱凝结,沿蒸气柱边缘形成高级泥化. b 表明与水饱和的岩浆退缩到更深的位置,使加热的大气降水进入上覆早期钾化和广泛绿帘岩化的岩石. H_2S 和其他岩浆挥发分不再喷出地表,而是凝结进入上覆的大气降水,增强了后者活化先已沉淀于钾化带中的金的能力.富含金属和 H_2S 的大气降水迁移,将形成绢云母-冰长石型或明矾石-高岭石型矿床.

浅成低温热液金矿床的成矿元素在成矿热液中主要以复合物的形式存在, HS^- 和 Cl^- 是两种最重要的络离子配位基. Au 在热液中主要与 HS^- 形成络合物.

影响 Au 在热液中浓度的主要因素为 H_2S 的浓度、热液的酸碱度、氧逸度、盐度和温度等, Au 的溶解度与 H_2S 的浓度成正相关关系; Au 的溶解度与溶液酸碱度的关系比较复杂,在浅成低温热液金矿床成矿体系中,由于大部分成矿流体的 pH 值小于金的溶解度最大时的 pH 值,因此, pH 值增大,有利于金的溶解, pH 值减小,有利于金的沉淀.氧逸度与金的溶解度的关系较复杂,注意取决于 H_2 和 H_2S 的初始浓度和氧化速度的相对大小以及具体的氧化还原反应^[25].如果氧化-还原反应主要在 H_2S 和硫酸盐之间进行,则氧逸度增大造成的 H_2S 浓度下降使 Au 的溶解度降低的效应大于因 H_2 降低而使 Au 溶解度增高的效应.如果氧化-还原反应主要在铁的氧化物之间或有机碳和 CO_2 之间进行,则氧逸度增大造成 H_2 浓度降低而使金的溶解度增大的效应高于因 H_2S 降低

而使 Au 的溶解度降低的效应^[29]. 盐度通过水岩反应的缓冲作用而对溶液的 pH 产生控制作用, 盐度增大使溶液的 pH 减小, 不利于金的溶解. CO₂ 通过与溶液作用对 pH 产生影响, CO₂ 的浓度与盐度一样, 增高不利于 Au 的溶解. 在大部分浅成低温热液金矿床的热液体系中, Au 主要以 H₂S⁻ 络合物的形式存在, 其溶解度与 CO₂ /H₂S 值有关, 金的溶解度与温度的关系分为两种情况: 在地热体系的深部, CaCO₃ - (FeO) - FeS₂ 体系的水岩反应达到平衡, CO₂ /H₂S 与温度呈负相关关系, 因此 Au 的溶解度与温度成正相关关系; 在地热体系的上部, CO₂ /H₂S 比值不受上述水岩反应控制, Au 的溶解度几乎与温度无关. 根据金的溶解度与 pH 值及氧盐度的关系, 与明矾石 - 高岭石型矿床的围岩蚀变有关的流体 (低 pH 高 SO₂ /H₂S 值) 不利于金的溶解. 因此, 明矾石 - 高岭石型矿床的成矿主要发生在围岩蚀变之后, 成矿流体为与冰长石 - 绢云母型矿床类似的近中性流体, 金在这种流体中的溶解度很大^[3]. 但是, 与明矾石 - 高岭石矿床围岩蚀变有关的流体具有总硫浓度高的特征, 尽管氧化硫 还原硫的比值很大, 流体中 H₂S 的浓度仍可以较高, 另外, 氧逸度高则 H₂ 相应较低, 从而有利于金的溶解. 此外, 与冰长石 - 绢云母型矿床有关的成矿流体最初是酸性的, 这种酸性流体也可以携带部分成矿元素.

5.2 成矿流体的运移

浅成低温热液金矿床成矿流体的运移与现代地热

体系流体的运移相似, 以自然对流为主, 流体运移的动力是深部 (侵入体) 热源. 岩体侵入后, 岩体带来的热能使靠近岩体的地下水受到加热而密度减小, 开始向上运动而导致岩体附近流体同一水平上远离岩体的流体向岩体方向运动, 进一步引起上部地下水向下运动. 这样地下水形成以侵入体为中心的对流圈. 在侵入体与围岩的接触附近, 岩浆流体可能以强力流动的方式加入地下水, 这种运动方式可能在明矾石 - 高岭石型矿床早期 (火山喷气) 起较大的作用.

5.3 成矿物质的沉淀

控制浅成低温热液金矿床成矿物质沉淀的因素主要是 pH 值 H₂S 含量 H₂ 逸度和温度. 引起这些因素变化的主要地质作用包括流体相分离 流体混合 水岩反应和温度下降. 每种地质作用都可以产生多种物理化学参数变化, 有些变化有利于金的沉淀, 有些变化不利于金的溶解.

流体相分离可能是浅成低温热液金矿床中矿质沉淀的主要因素^[20, 4]. 流体相分离使气体组分 (H₂S CO₃ H₂ 等) 大量分配到气相中, 使液体的性质发生如下变化: (1) 温度下降; (2) pH 值增大; (3) H₂S 含量减少; (4) 盐度增大; (5) H₂ 含量减少. H₂S 减少和盐度增大有利于金的沉淀, 但 pH 增大, H₂ 含量减小, 不利于金的沉淀, 温度下降对金沉淀的影响不大. 流体相分离使这些因素变化, 总体上有利于金、银

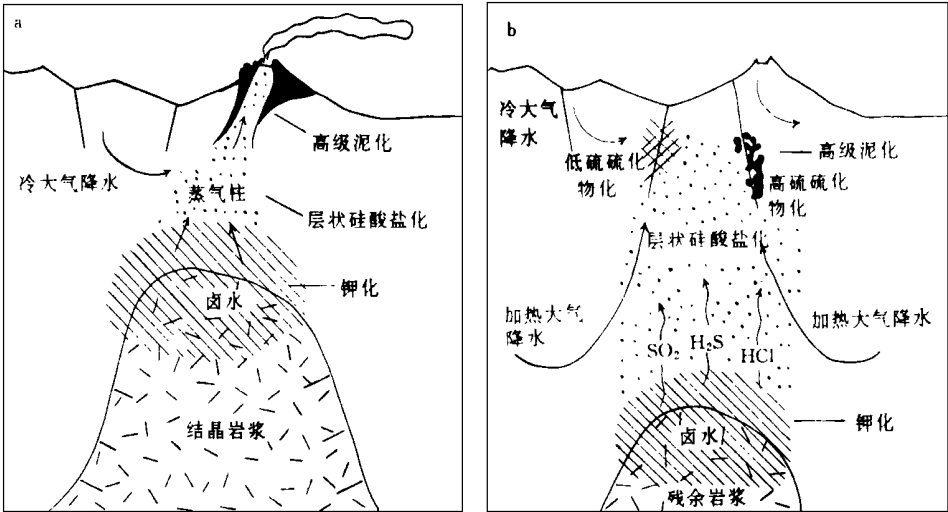


图 3 斑岩 - 浅成低温热液体系两个演化阶段示意图
(据参考文献 [28])

Fig. 3 Two-stage evolution of prophyre-epithermal hydrothermal system
(after reference [28])

以及碳酸盐和石英的沉淀。

近地表较冷的地下水与成矿流体混合造成的冷却和稀释作用是浅成低温热液金矿床矿质沉淀的另一个重要因素。冷却和稀释使用使流体性质发生下述变化:

(1) 温度下降; (2) H_2S 含量减少; (3) 盐度减小。这些变化中, H_2S 含量减少有利于 Au 的沉淀, 盐度减小不利于 Au 的沉淀。另有一种重要的流体混合作用是上升的近中性成矿流体与地表或近地表形成的下渗酸性流体的混合, 导致成矿流体 pH 下降而有利于金的沉淀。

水岩反应对矿质沉淀的作用根据具体情况而定, 明矾石-高岭石型金矿床的成矿作用如果发生在围岩蚀变后, 则成矿流体与已经发生蚀变的围岩的反应将使流体的 pH 值降低有利于金的沉淀^[3]。成矿流体与铁的氧化物的作用将减小流体中还原硫的浓度, 从而有利于 Au 的沉淀。

6 找矿勘探

浅成低温热液金矿床具有重要的经济价值, 主要与中-新生代火山作用有密切的关系, 少数与前中生代火山作用有关。浅成低温热液金矿床分布的全球 3 条成矿带分别通过我国西南、华北和东部, 在这些地区已发现一批浅成低温热液金矿床, 主要为中小型矿床, 在这些区带还有找矿远景, 值得进一步工作。浅成低温热液型金矿床的研究程度较高, 对其成矿地质条件、矿化特征和成矿模式的认识较为一致。应用已有的理论认识和找矿实践经验, 在确立找矿远景区、靶区和勘探区的不同阶段, 综合运用不同的方法, 加强地质矿化作用研究, 找矿能达到事半功倍的效果。

7 参考文献

- 林宝钦. 中国东部冰长石-绢云母型低温浅成热液金矿 [J]. 贵金属地质, 1992, 1 (4): 199~206.
- Singer D A. 世界级金银铜铅锌矿床的定量分析 [J]. 杨卫东, 等编译. 地质地球化学, 1996 (6): 5~13.
- Berger B R, Henley R W. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States [J]. Econ. Geol., 1989, Monograph 6, 405~423.
- White N C, Hedenquist J W. Epithermal environments and styles of mineralization—variations and their causes, and guidelines for exploration [J]. Jour. Geochem. Exploration, 1990, 36 445~474.
- Heald P, Foley N K, Hayba D O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits—Acid sulphate and adularia-sericite types [J]. Econ. Geol., 1987, 80 1~26.
- Hedenquist J W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin [A]. In: Horn M K, ed. Transactions of Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore [C]. Am. Assoc. Pet. Geol., 1987, 513~524.
- Henley R W. Epithermal gold deposits in volcanic terranes [A]. In: Foster R P, Blackie, ed. Gold Metallogeny & Exploration [M]. 1991, 133~164.
- 涂光炽, 等. 中国火山岩型金矿床 [A]. 见: 中国科学院黄金科技领导小组办公室, 编. 中国金矿研究新进展 [M]. 北京: 地震出版社, 1994, 65~82.
- 西利托 R H. 环太平洋地区最大斑岩铜-金矿床和低温热液金矿床的特征和控制因素 [J]. 良可, 摘译. 国外地质科技, 1997, (8), 8~21.
- Wood D G, Porter R G, White N C. Geological features of some Paleozoic epithermal gold occurrences in northeastern Queensland, Australia [J]. Jour. Geochem. Explor., 1990, 36 413~43.
- Thompson J F H, Lessman J, Thompson A J B. The Temora gold-silver deposit—a newly recognized style of highly sulphur mineralization in the Lower Paleozoic of Australia [J]. Econ. Geol., 1986, 80 732~738.
- Klein T L, Criss R E. An oxygen isotope study of meteoric-hydrothermal systems at Hot Mountain and other selected localities, Carolina Slate Belt [J]. Econ. Geol., 1988, 83 801~821.
- Groves I M. Epithermal gold and porphyry deposits—end member or continuum? [A]. In: Ho S E, Groves D I, ed. Advances in understanding Precambrian gold deposits, Vol. II. Geology Department & University Extension, The University of Western Australia, 1988, (12): 321~334.
- Penczak R S, Mason R. Metamorphosed Archean epithermal Au-As-Sb-Zn-(Hg) vein mineralization at the Campell Mine, North-western Ontario [J]. Econ. Geol., 1997, 92 696~719.
- 博伊尔 R W. 金的地球化学及金矿床 [M]. 马万钧, 等译. 北京: 地质出版社, 1984, 1~785.
- Nielsen R L. Epithermal precious metal deposits in volcanic rocks of the Western USA—geological setting and exploration models [J]. Geol. Soc. Aust., Abstr., 1984, 12 408.
- Mutschler F E, Griffen M E, Stevens D S, et al. Precious metal deposits related to alkaline rocks in the North American Cordillera—an interpretative review [J]. Trans. Geol. Soc. S. A., 1985, 88 335~377.
- Steven T A, Eaton G P. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado [J]. Econ. Geol., 1975, 70 1023~1037.
- Arribas A Jr, Cunningham C G, Rytuba J J, et al. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain [J]. Econ. Geol., 1995, 90 795~822.
- Henley R W. Ore transport and deposition in epithermal environments [A]. In: Herber H K, Ho S E, ed. Stable isotopes and fluid processes in mineralization [M]. Geology Department & University Extension, The University of Western Australia, 1990, (23): 51

~ 69.

21 Silberman M L, Berger B R. Relationship of trace-element patterns to alteration_ an morphology in epithermal precious-metal deposits [J]. *Rev. Econ. Geol.*, 1985, 2 203~ 232.

22 Clarke D S, Govett G J S. 岩石地球化学在勘查西南太平洋浅成低温热液型金矿床化中的应用 [A]. 任桂兰, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第三集) [C]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1990, 85 ~ 87.

23 Richards F P, et al. 巴布亚新几内亚波尔盖拉 (Pongera) 金矿床流体化学及其应用 [J] 孙希, 译. *世界地质*, 1998, 17 (1): 26 ~ 39.

24 Taylor H H Jr. Oxygen and isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In Barnes HL, ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd edition). John Wiley& Sons, 1979, 236~ 277.

25 Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits in high temperature geological processes [A]. In: Valley JW, Taylor HPJ, O'Neil JR, ed. *Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy* [C], 1986, 16 491~ 560.

26 Rye R O, Bethke P M, Wasseman M D. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration [J]. *Econ. Geol.*, 1992, 87 225~ 262.

27 Hemley J J, Jones W W. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism [J]. *Econ. Geol.*, 1964, 59 358~ 569.

28 Gammons G H, Whillams-Jones A E. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment [J]. *Econ. Geol.*, 1997, 92 45~ 59.

29 Hayashi K-I, Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250~ 350°C [J]. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 1991, 55 597~ 985.

THE GLOBAL BACKGROUND OF EPITHERMAL GOLD DEPOSITS

YING Han-long

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract Epithermal gold deposits can be divided into two types adular-sericite- and alunite-kaolinite-types. These deposits, found in circum-Pacific area, the Mediterranean-Himalayas and Mogolia-Okhotsk zones, are commonly large and superlarge scale. Most of the gold deposits are in continental margins and island arcs and closely related to continental volcanic rocks and structures. The volcanic rocks hosting the gold deposits are acid or alkali and dominantly high-oxideized I-type or magnetite-series. Some gold deposits' wallrocks are metasedimentary basic rocks. Beneath some gold deposits occur intrusive rocks. Most of the gold deposits were formed in Mesozoic or Cenozoic.

The mineralization patterns of the epithermal gold deposits include veins, network veins and disseminated ores. Different patterns possibly coexist in one deposit, but only one pattern dominates. Most of the adular-sericite-type gold deposits comprise veins, but most of the alunite-kaolinite-type ones comprise disseminated ores. The gold deposits are generally of great mineralization extents and made up of several ore bodies. The ore bodies generally form at shallow positions and extend more than 500 to 1000 meters deeply. The important ore minerals of adular-sericite-type gold deposits include natreal gold, silver, argentite, fahlite and basal metal sulfides. In this type deposits, chlorite generally exists; selenides and maganese minerals sometimes exist; enargite and bismutholamprite do not occur; copper is less. The ore minerals of alunite-kaolinite-type epithermal gold deposits include enargite, pyrite, natural gold and basal metal sulfides. In gold deposits of this type, chlorite and maganese minerals seldom occur; selenides do not exist; bismutholamprite occasionally occur; basal metals are greatly variable; copper is great. The whole hydrothermal activity related to epithermal gold deposits is up to 5 kilometers in depth and causes great scale of prophyllitization or potassic alteration that surrounds the deposits. The width of alteration zones related to ore veins is from several centimeters to hundreds meters. In the epithermal gold deposits of adular-sericite-type, potassic feldsparization, silicification and chloritization develop in the wallrocks near the veins, sericitization develops outside, and prophyllitization zone develops at the most outside. In the epithermal gold deposits of alunite-kaolinite-type, silicification and advanced argillic alteration

develop in the wallrocks near the veins, argillic alteration develops outside, and propylitization zone develops at the most outside. Cap-like shallow advanced argillic alteration zones develop near the surface ($< 50\text{m}$) on the top of ore bodies in the epithermal gold deposits. Mineralizations take place after volcanic actions. Ore formations of epithermal gold deposits of alunite-kaolinite-type are possibly divided into two stages. At the first stage, the acidic fluid released by magmatic gas reacts with the wallrocks to form advanced argillic alteration; at the second stage, near-neutral fluid, which is similar to that in gold deposits of adular-sericite-type, acts and changes wallrocks. The formation temperature of epithermal gold deposit is generally below 300°C ; the mineralization fluid is of low salinity, generally less than 5%, moreover mostly less than 3% wt. equal NaCl. There popularly exist indicators of disaggregation of fluid facies (boiling) in the fluid inclusions.

Water in the ore-forming fluid of the epithermal gold deposits is dominantly cycling underground water, that is meteoric, and a small part is magmatic water released from deep intrusive bodies. There are two sources for the important ore metals Au, Ag, Cu, Pb and Zn. One is magmatic fluids released from the deep intrusive bodies; the other is leached by underground water cycling to depths to react with the source rocks. The intrusions of deep rocks are very important for the ore-forming metals. Complexes are mostly forms for the ore-forming metals existing in the mineralization fluids. HS^- and Cl^- are the most important mixing agents of complexes. Most Au mixes with HS^- and forms complexes in the hydrothermal fluids. The driving force for the transform of fluid is deep heat sources (intrusive bodies). Facies disaggregation and ore-forming hydrothermal fluids mixing with cold underground water near the surface to cool and dilute are the important factors that make the ore deposit.

That the brittle structures and deep intrusive bodies develop and drive the underground water cycling, and great amounts of mineralizing fluid and ore-forming matter exist, is important for the epithermal gold deposits to form.

Key words epithermal gold deposits; geological characteristics; genetic models

作者简介: 应汉龙 (1964-), 男, 副研究员. 1990年毕业于成都地质学院, 1993年毕业于中国地质科学院地质所, 获地球化学专业博士学位. 通讯地址: 北京市德胜门外 中国科学院地质研究所; 邮政编码 100029.