

# 卡林型金矿床的特征和成因

应汉龙

(中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029)

**摘 要:**卡林型金矿床主要分布在北美大盆地地区科迪勒拉造山带、科罗拉多地台和我国扬子地块西南缘的板内古生代—中生代沉降带和西北缘古生代—中生代冒地槽。具有分布局限、成矿集中的特点,形成许多超大型矿床。金矿床成矿域发育一套大面积分布的巨厚的古—中生代冒地槽建造,同成矿期的岩浆活动和构造活动强烈,有利于形成各种地热体系和流体活动。金矿床往往形成成矿带,单个金矿床的规模大小不一,矿化受构造、围岩和深部流体控制,围岩一般具有还原性质。围岩蚀变为去碳酸盐化、硅化、泥化、硫化物化和重晶石化等。金与砷黄铁矿、黄铁矿及毒砂紧密相关,以次显微金的形式存在。其他矿物为雄黄、雌黄、重晶石、辉铋矿、石英、方解石、含铀矿物以及表生矿物明矾石和黄钾铁矾等。成矿流体中水为大气降水,碳、硫主要来源于矿床围岩和以下岩石,少量可能来源于深部。矿床形成于浅—中等深度。提出了大气降水热液、岩浆热液、变质热液和卤水成矿等卡林型金矿床形成模式,大气降水成因模式能较好解释金矿床的地质地球化学特征。

**关键词:**卡林型金矿床;地质背景;矿床成因

**中图分类号:**P618.51 **文献标识码:**A

卡林型金矿床指产于未经区域性变质的细碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩中的微细浸染型中低温热液金矿床,又称为微细浸染型金矿床、渗透热(卤)水型金矿床、沉积岩型金矿床以及“化学上有利于成矿的沉积岩层中的浸染状矿床”<sup>[1]</sup>。该类型金矿床的贱金属含量低,具有一套中低温热液硫化物和蚀变矿物组合、形成环境以中温为主,不是典型的浅成低温热液矿床和热泉型金矿床<sup>[2]</sup>。

卡林型金矿床主要分布于美国和中国,在东南亚以及南美洲的秘鲁可能也有分布<sup>[3-4]</sup>。自60年代在美国西部内华达州首先发现卡林金矿床以来,在该地区又陆续发现了30多个金矿床,内华达卡林金矿带的探明储量超过2000吨<sup>[5]</sup>,美国卡林型金矿床的总储量达到3075吨<sup>[6]</sup>,随着勘探工作的进行,储量还在增加。卡林型金矿床的规模大,形成许多大型和超大型金矿床,卡林金矿带中4个矿床的金储量超过100吨,其中,Goldstrike金矿床的储量达到627吨<sup>[7]</sup>。该类型金矿床在我国发现于80年代,已发现的矿床主要分布于滇黔桂和川陕甘“金三角”区。在滇黔桂地区

已发现200多处矿化点、矿点和矿床,探明了一批大型和中小型矿床,少数矿床的储量接近超大型矿床的规模。

## 1 宏观地质背景

### 1.1 空间和时间分布

卡林型金矿床具有分布局限和集中的特点,如在美国西部内华达州和犹他州形成Getchell等9个金矿集中区(图1);在中国贵州形成黔西南金矿集中区、西秦岭地区形成川西北的松潘—平武成矿区。在大地构造位置上,卡林型金矿床主要分布在北美大盆地地区科迪勒拉造山带,少数分布于科罗拉多地台上<sup>[8]</sup>;我国矿床主要分布于扬子地块西南缘的板内古生代—中生代沉降带和西北缘古生代—中生代冒地槽。

美国西部卡林型金矿床的成矿定年从侏罗纪到第三纪,矿床主要形成于中、晚第三纪<sup>[9-12]</sup>。部分矿床形成作用持续较长,如Getchell和Twin Creeks金矿床早期含金砂卡岩型矿化的年龄为95Ma和92Ma;第三期为典型卡林型矿化,形成年龄为83Ma;第四期低品位金矿化的形成年龄为75Ma;第五期为典型卡林型金矿化,可以分为3个阶段,形成年龄42Ma。卡林型金矿床由第五期金矿化叠加的第三期金矿化形成,分别发生于白垩纪和第三纪,间隔达40Ma以上<sup>[12]</sup>。

收稿日期:2000-01-02;修回日期:2001-02-26

基金项目:国家攀登计划预选项目(95-预-25)

第一作者简介:应汉龙(1964-),男,博士,副研究员,从事矿床学研究。

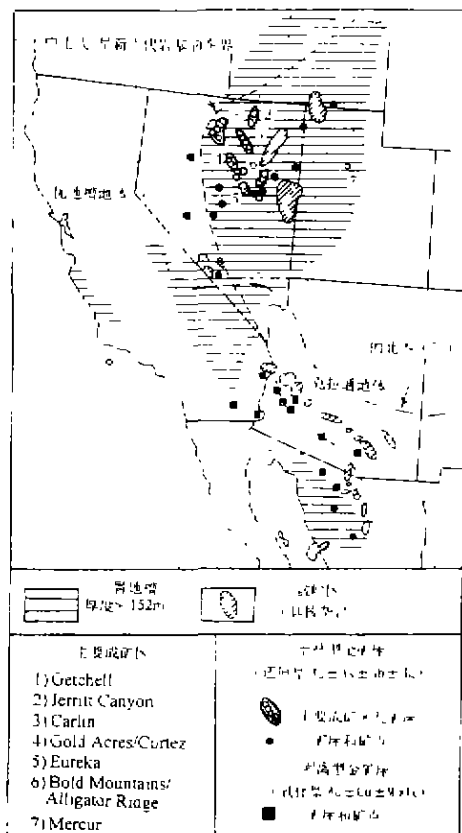


图1 北美西部卡林型金矿床分布以及盆岭区和周围新生代早期构造背景

Fig.1. Occurrence of the Carlin-type gold deposits and Early Cenozoic tectonic background of the Great Basin of west North America.

中国卡林型金矿床主要形成于中生代晚燕山期,测定的成矿年龄为  $64 \sim 172\text{Ma}^{[13]}$ ,可能早于美国西部卡林型金矿床的形成。

## 1.2 地质背景

卡林型金矿床分布区以发育一套巨厚的大面积分布的古—中生代细碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩建造为特征。在美国西部大盆地地区为科迪勒拉冒地槽的古生代沉积岩;在我国扬子地块西南和西北缘,这一建造从元古代开始发育,经过古生代而在中三叠世末结束。

科迪勒拉冒地槽是在北美西缘晚震旦世分离后再聚合起来的基础上发育起来的(图2)<sup>[14]</sup>,基底由  $5 \sim 8\text{km}$  厚的拉张期或拉张期后形成的变沉积碎屑岩组成,岩石一般具还原性质(含碳、硫化物),主要由变质泥岩和石英岩组成。在寒武纪至晚泥盆世为拉张的板内凹陷,东部为冒地槽大陆

架碳酸盐岩,西部变为优地槽细粒硅质碎屑岩和燧石。东侧局部出露的最老地层为下寒武统的白云岩,不整合分布其上的为奥陶系粉砂质灰岩、石英岩和白云岩;志留系和下泥盆统的薄层粉砂质、泥质灰岩、白云岩整合分布在上,是主要的金矿床赋矿围岩;再上部为泥盆系的灰岩或砾岩。西部仅为巨厚( $>2500\text{m}$ )的 Rodeo Creek 组深水相燧石岩,形成时代可能为奥陶—泥盆纪。晚泥盆世—早石炭世的 Antler 造山运动期间,冲断层把西侧的 Rodeo Creek 沉积岩向东推覆  $100 \sim 200\text{km}$ ,使东侧志留系和下泥盆统地层埋于深处,局部埋深超过  $5\text{km}$ 。

此外,北美西部盆岭地区还有二个重要地质特征:(1)该地区晚中生代和中第三纪岩浆作用广泛,形成花岗闪长岩、花岗岩和二长岩等岩株和岩墙,形成与岩浆活动有关的斑岩、矽卡岩和交代矿化,其中部分矿化体富含金;(2)中第三纪拉张作用强烈,拉张幅度局部达  $400\%$ ,平均为  $50\%$  至  $100\%$ ,以中地壳中韧性剪切带、上地壳中正断层发育为标志,在变质核杂岩周围拉张作用最为强烈<sup>[15]</sup>。伴随岩浆活动或岩浆热液作用,能加快热液循环。

扬子地块西南缘的黔西南地区为地台边缘凹陷沉积。没有出露前寒武纪基底岩石,寒武系岩石在周边地区零星出露,岩性为白云岩、灰岩、泥质条带灰岩夹少量泥岩、粉砂岩、硅质岩及鲕状灰岩,在早古生代晚期加里东运动中发生褶皱变形。晚古生代开始,早泥盆世至早三叠世,该地区为伸展阶段大陆边缘裂谷盆地,沉积物主要由暗色薄层灰岩、硅质岩、纹层状暗色泥岩和凝灰岩组成,除中晚石炭世以外,均发育基性火山活动。早二叠世以前的沉积物在早二叠世末的海西期东吴运动形成平缓开阔的褶皱,并且隆起为陆地,遭到风化剥蚀,形成喀斯特地貌,同时形成大规模的峨眉山玄武岩。上二叠统形成玄武岩、滨海泻湖相、浅海台地碳酸盐建造以及深水相沉积,形成含煤建造、泥岩、泥灰岩夹硅质岩和生物灰岩;在泥盆系—上二叠统地层中发育金、汞、锑、砷、黄铁矿和萤石等矿床和矿化;下三叠统形成薄层泥岩、泥灰岩夹硅质岩和粉砂岩;晚三叠世末至中三叠世,该地区为周缘前陆盆地沉积,形成具有复理石特征的巨厚浊积岩建造,由砂岩、粉砂岩、泥岩和泥灰岩互层组成<sup>[16]</sup>,主要金矿床分布于这一沉积建造中;晚三叠世后,该地区为陆相沉积建造。金矿床

主要形成于斜坡相沉积和热水沉积高碳质碎屑浊积岩、扁豆状和角砾状灰岩、泥灰岩、热水沉积角砾状泥岩中<sup>[17]</sup>。

黔西南地区从元古代到新生代末期、各个时代都有构造和岩浆活动。古生代以来,规模最大的主要有二叠纪的峨嵋山玄武质岩浆活动和中生代燕山期至喜山期的花岗质和碱性、基性和超基性岩浆侵入活动。燕山晚期至喜山期形成断裂构造和表层褶皱,深部以高角度断层为主,浅部以低角度断层为主,中、新生代花岗质岩浆岩主要出露在黔西南地区的周边地区,但许多矿区可能存在隐伏的岩体。碱性岩浆岩在局部地区出露。燕山期-喜山期的岩浆活动和构造活动在时间上与区内卡林型金矿床形成一致。

综上所述,卡林型金矿床发育区地质背景具有以下特征:

(1)具有凹陷史,发育一套巨厚的大面积分布的古-中生代细碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩建造,这套沉积岩是卡林型金矿床的围岩。

(2)卡林型金矿床成矿域内同成矿期的岩浆活动强烈,有利于形成各种地热体系。

(3)成矿域内具有强烈构造活动,金矿床形成时以强烈的地壳拉张为特征<sup>[18]</sup>;北美西部部分金矿床可能形成于大盆地中不同时代存在的挤压环境,沉积岩因为挤压构造发生仰冲和堆垛,导致区域型地热梯度降低,热液可能因为侵入事件和区域性水文压力差或者因为两者的结合而发生循环。黔西南地区发育大规模的逆冲断层,川西北地区发育一系列逆冲断层和平移走滑断层。

## 2 矿床地质特征

卡林型金矿床的一般地质特征列于表1。金矿床一般与汞、砷、锑矿床分布于同一矿带。

### 2.1 围岩和构造

卡林型金矿床的含矿围岩时代广泛,北美大盆地中卡林型金矿床含矿围岩的时代从寒武纪到早石炭世,少数矿床位于更年轻的沉积岩中,在某些矿床中,少量金矿化的围岩为火成岩。围岩一般为含有机质、碳、黄铁矿等还原物质。我国卡林型金矿床的围岩主要是含钙的砂岩、粉砂岩、泥岩和碳酸盐岩。

表1 卡林型金矿床的地质特征

Table 1. Geological characteristics of the Carlin-type gold deposits

特 征	中 国	美 国
成矿元素组合	Au, Hg, Sb, As, Tl(U)	元素组合中 As, Sb, Ba ± Hg ± Ag ± Tl 值约是背景值的100倍; Pb, Zn, Cu 值小于背景值的10倍
矿床规模	从小型矿床到大型矿床	矿石量从小于1百万吨至大于100百万吨,金含量 $0.5 \times 10^{-6}$ 至 $15 \times 10^{-6}$
成矿围岩	寒武系-三叠系粉砂质碳酸盐岩、含碳钙质、硅质粘土岩、粉砂岩	一般为寒武纪至早石炭世,粉砂质、泥质灰岩和白云质泥灰岩和钙质粉砂岩等,古生代超基性岩流、角闪岩、局部有长英质岩墙
矿区火成岩和变质岩	一般不出露,可能存在隐伏侵入体	一般没有。出现时为侏罗纪至第三纪,中性至长英质;在一些侵入岩旁出现砂卡岩
控矿构造	受层位和断层构造控制	矿体一般位于断层与有利地层交切部位
蚀变矿物	硅化、伊利石化、碳酸盐化、高岭石化、炭化	碳酸盐溶解和/或石英沉淀;形成顺层和断层控制的硅化岩带和/或去碳酸盐化带;周围方解石脉和方解石或白云石重结晶
矿石组成矿物	自然金、黄铁矿、毒砂、(白铁矿)、(闪锌矿)、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂、(自然汞)、(高岭石)、(滑石)、伊利石、石英、重晶石、(铁)白云石、方解石、(萤石)、玉髓、绢云母等	石英、伊利石、高岭石、砷黄铁矿(2 wt% ~ 6 wt% As)、毒砂、辉锑矿、雄黄、金、重晶石+明矾石、黄钾铁矾等
成矿条件	成矿温度:早期阶段为248~311℃,主要成矿阶段为182~250℃,晚期成矿阶段为132~185℃;成矿压力为 $52 \times 10^5$ Pa ~ $244 \times 10^5$ Pa	成矿温度:金矿石形成阶段160~250℃,大多数阶段位于190~225℃;成矿压力: $300 \times 10^5$ Pa ~ $800 \times 10^5$ Pa
成矿流体特征	盐度集中于0~6wt% NaCl;流体包裹体含CO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> 和CH <sub>4</sub> ;成矿流体δD = -32.30‰ ~ -104.30‰;δ <sup>18</sup> O = -3.3‰ ~ -9.6‰	成矿前流体的盐度为20wt% NaCl;成矿流体盐度0~6wt% NaCl、CO <sub>2</sub> 含量较大,含H <sub>2</sub> S;成矿流体的δD = -130‰ ~ -155‰;δ <sup>18</sup> O = -16‰ ~ +8‰

\* 据参考文献[14, 18~22]

北美西部卡林型金矿床的矿化分布受构造的强烈控制,矿化一般由受高角度正(逆)断层控制的强烈蚀变(通道)带和其上部的层状矿化组成。在脆性岩石中,矿体可能赋存于高角度断层或其次级断裂中。在化学活动性强的岩石中,形成较大和似层状矿体。一般情况下,矿床中既有层状矿体也有受断层控制的矿体。在某些矿带中,矿化还受到褶皱构造控制。Mucur 金矿床位于背斜的边缘,矿化受背斜伴生断裂的控制。褶皱顶部可以阻挡成矿流体的运动,或者成为超压成矿流体的释放点,成为矿石沉淀的地点。

黔西南卡林型金矿床主要形成于压性或压扭性挤压带、区域不整合面和假整合面、两套差别较大的岩性接触面,层间虚脱和张裂部位是金矿体赋存的重要部位。

近年来在北美卡林金矿带的一系列找矿新进展说明,地层对于成矿的控制作用,不如构造和深源的成矿流体对成矿的控制作用明显<sup>[22]</sup>。

## 2.2 矿化

卡林型金矿床具有呈“区域”分布的现象,形成成矿域,同时许多矿床大致沿着一个方向分布,形成成矿带,如卡林金矿带。金矿床规模大小不等,从不到小型矿床规模到超大型金矿床。矿化受构造控制的程度大于地层控制。许多卡林型金矿床成矿区的范围很大,但是,已有的研究没有发现具有区域规模的蚀变、金属含量比值或流体包裹体温度分带现象。在整个卡林金矿带,大多数矿体赋存在具有相似特征的地质环境中,形成三种不同的矿化类型:一种是罗伯茨山组粉砂质碳酸盐岩层中的层控交代矿体,矿体一般是层状整合的;另一种是脉状矿体,矿石品位较高,金矿化和相关的蚀变局限于断裂构造中;还有一种矿化为网脉状,矿化形成于构造交叉部位,含矿岩石强烈变形和破碎,矿石具浸染状构造。黔西南卡林型金矿床同样受有利岩性和断层控制,很大一部分矿体受层间断层的控制。

## 2.3 围岩蚀变

卡林型金矿床的围岩蚀变有去碳酸盐化、硅

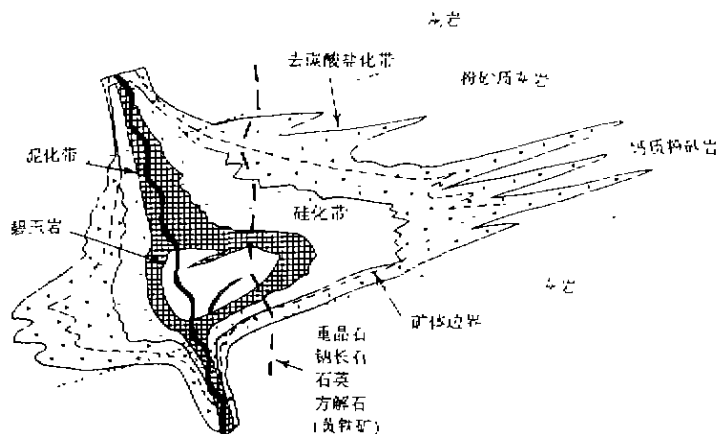


图2 卡林型金矿床围岩蚀变和矿化分带图

Fig.2 Wallrock alteration and mineralization zoning of the Carlin-type gold deposits.

化、泥化、硫化物化和重晶石化等。蚀变的空间分布及其与金矿体的关系在不同矿床是不同的,在同一矿床内也有变化。在卡林和 Alligator Ridge 金矿床,去碳酸盐化和硅化与金矿化时间接近,矿化在晚期去碳酸盐化和中等硅化的岩石中最强烈。相反,在 Jerit Canyon 金矿床,硅化主要形成于金矿化之前。北美西部卡林型金矿床中与金矿化有关的热液蚀变在空间上从远到近,时间上从早到晚发育的顺序为:去碳酸盐化→硅化→泥化(图2)。

去碳酸盐化是分布广泛的热液蚀变,以围岩中的方解石和/或白云石部分或完全淋滤为特征。去碳酸盐化相对在深部发育,而方解石脉在浅部发育。去碳酸盐化使碳酸盐岩石的孔隙度增加,对成矿起重要的作用,说明成矿前的热液是酸性的,与矿化热液在成分上是不同的。去碳酸盐化的金矿化带的边部,存在大量方解石脉。

硅化常形成(似)碧玉岩,硅化可以从网、脉状交代到石英完全交代原岩(石英>95%),硅化的范围一般小于去碳酸盐化的范围,硅化形成的(似)碧玉岩以及与矿化的成因关系不大清楚的、与金矿化有关的碧玉岩可能分布于远离金矿体的地方。

泥化为绢云母、蒙脱石、伊利石(一般继承原岩中泥质物)和高岭石(可能继承或由伊利石蚀变而来)。在距矿体较远的地段,泥化表现为长石绢云母化,在非热液活动中心,蒙脱石和高岭石较为发育,蚀变作用与金矿化的关系难以确定;在热液系统中心,绢云母化的强度增加,绢云母被以高岭

石为主的层状硅酸盐矿物组合所代替。在某些情况下,高岭石化蚀变岩呈扁豆状分布在似碧玉岩中。

硫化物化形成砷黄铁矿、毒砂、雄黄、雌黄和辉锑矿。

高温矽卡岩化只存在于接近侵入岩的矿床中,岩浆活动早于卡林型金矿化。

最常见的硫酸盐矿物为晚阶段的重晶石脉；明矾石和黄钾铁矾普遍存在，可能由风化作用形成。

## 2.4 矿石成分

卡林型金矿床的矿石成分列于表1。金矿床的矿物的共生见图3。成矿前的热液作用主要使成矿作用已经存在的矿物如石英、方解石、黄铁矿和重晶石等发生重结晶和溶解。金与成矿热液期形成的砷黄铁矿、黄铁矿及毒砂紧密相关,以次显微金的形式存在。雄黄、雌黄等砷硫化物形成于成矿期较晚阶段,重晶石、辉锑矿和晚期的方解石形成于成矿期最晚阶段,形成于张开的裂隙中。在成矿期还形成含铊矿物等。在矿体氧化带中出现明矾石、黄钾铁矾以及其他氧化物,北美卡林型金矿床的氧化带深部局部超过700m。卡林型金矿床矿石中缺少碱金属硫化物,矿石的矿物分带相对不明显。在某些较大矿床中,从矿床中心向外,砷硫化物具有分带现象,从毒砂到自然砷再到雄黄/雌黄。

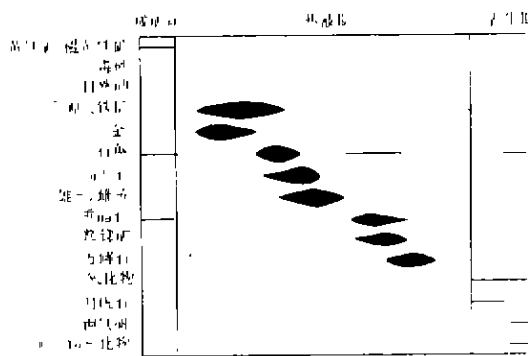


图3 卡林型金矿床矿物共生形成顺序  
(微量矿物没有标出,据参考文献[4])

Fig. 3. Mineral paragenesis in the Carlin-type gold deposits.

### 3 地球化学特征

### 3.1 元素组合

卡林型金矿床中金在矿石中的含量是未蚀变

岩石的 100 至 1000 倍。伴生砷、锑, 常见汞、铊和 / 或银等伴生元素组合。矿石中这一元素组合的含量一般是为蚀变岩石的 1 到 10 倍或更高。相反, 象铜、铅、锌、钨、铋和碲很少超过背景值的 1 到 10 倍(表 1)。

### 3.2 流体包裹体

卡林型金矿床中流体包裹体细小,一般有三种包裹体类型:(1)液-气相包裹体,以液相为主;(2)液-气相包裹体(以气相为主),均一化温度变化大;(3)三相包裹体。成矿前流体的盐度可以达到 20 wt% NaCl,成矿流体的盐度为 0~6 wt% NaCl (表 1)。流体包裹体中气体主要为  $\text{CO}_2$ , 含微量的  $\text{N}_2 + \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{S} \pm \text{SO}_2 \pm$  短链烃类  $\pm \text{Ar}$ 。矿化的似碧玉岩中流体包裹体的  $\text{H}_2\text{S}/\text{CO}_2$  值和  $\text{O}_2$  含量比未矿化似碧玉岩高,  $\text{N}_2/\text{Ar}$  值接近于 38, 近似于空气饱和水的比值。一些矿床的流体包裹体资料表明,卡林型金矿床矿化期间存在两种盐度和气体含量不同的流体,均一温度一般为  $175^\circ\text{C} \sim 225^\circ\text{C}$ , 估算的压力为  $1 \times 10^8 \text{Pa}^{[2]}$ 。

### 3.3 同位素组成

美国西部卡林型金矿床硫化物的硫同位素  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-30\text{‰} \sim +20\text{‰}$ , 热液重晶石的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $+15\text{‰} \sim +25\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值接近 0。含金黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值接近  $+20\text{‰}$ ; 成矿前黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-5\text{‰} \sim +7\text{‰}$ ; 成矿后不含金的砷黄铁矿和白铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-12\text{‰} \sim +30\text{‰}$ 。成矿阶段硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值一般为  $+10\text{‰} \sim +20\text{‰}$ , 岩浆岩中硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $0 \sim +8\text{‰}$ , 围岩沉积岩硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-15\text{‰} \sim +5\text{‰}$ , 硫酸盐的  $\delta^{34}\text{S}$  值超过  $+25\text{‰}$ 。成矿流体中硫的最可能的来源是围岩中硫酸盐还原作用<sup>[4]</sup>。

中国黔西南卡林型金矿床黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  值的变化范围较大,板其金矿床地层中黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围为  $+9.5\text{‰} \sim +17.7\text{‰}$ ,热液成因黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  值的范围为  $+6.72\text{‰} \sim +14.7\text{‰}$ ;戈塘金矿床地层中黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  范围为  $-33.29\text{‰} \sim -13.29\text{‰}$ ,矿石中热液成因黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  为  $-29.2\text{‰} \sim +8.91\text{‰}$ ,成矿热液中的硫可能为幔源硫与地层硫的混合<sup>[13]</sup>。

成矿流体的  $\delta D$  为  $< -140\text{‰} \sim -170\text{‰}$ ; 成矿流体的氧同位素组成重于大气降水 ( $-10\text{‰}$  至  $+4\text{‰}$ ), 说明大气降水在金沉淀以前, 与沉积岩发生

了相互作用。卡林型金矿床是从与早于金沉淀的沉积岩发生同位素交换的、 $\delta D$  值比现代大气降水小得多的大气降水中形成的。

黔西南卡林型金矿床成矿流体的  $\delta D$  为  $-32.30\text{‰} \sim -104.30\text{‰}$ , 大于北美卡林型金矿床成矿流体的  $\delta D$ ;  $\delta^{18}O$  为  $-3.3\text{‰} \sim -9.6\text{‰}$ , 成矿流体可能为混入深部水的大气降水。

卡林型金矿床中未蚀变碳酸盐岩石的  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  一般为  $+18\text{‰} \sim 24\text{‰}$  和  $-2\text{‰} \sim +1\text{‰}$ 。随着热液蚀变的加强, 碳酸盐岩石的  $\delta^{18}O$  值下降明显,  $\delta^{13}C$  值略有减少; 在靠近矿脉的部位,  $\delta^{13}C$  值明显增高,  $\delta^{18}O$  值降低。这种同位素组成特征是较高温下岩石与流体同位素交换的结果还是热液带  $CO_2$  造成的尚未确定。矿脉碳酸盐矿物的  $\delta^{13}C$  值从早到晚随  $\delta^{18}O$  值降低而升高。表生碳酸盐矿物具有较低的  $\delta^{13}C$  值, 与大气  $CO_2$  和水来源是一致的。黔西南卡林型金矿床热液方解石的  $\delta^{13}C_{PDB}$  为  $-8.55\text{‰} \sim +2.49\text{‰}$ , 地层中方解石的  $\delta^{13}C_{PDB}$  为  $+1.01\text{‰} \sim +4.65\text{‰}$ , 成矿流体中碳可能为深源碳与地层碳的混合<sup>[13]</sup>。

### 3.4 成矿深度

美国卡林型金矿床流体包裹体的形成压力为  $400 \times 10^5 \text{Pa} \sim 1000 \times 10^5 \text{Pa}$ , 由压力换算出的矿床形成深度在静岩压力条件下为  $2.5 \sim 3 \text{km}$ , 在静水压力条件下为  $6 \sim 8 \text{km}$ 。通过对矿床上覆岩层厚度的恢复, 北美卡林型金矿床的形成深度为  $1.5 \sim 4.5 \text{km}$ , 为浅-中等深度形成的热液矿床。卡林型金矿床矿石矿物在矿床范围内无分带性, 矿化垂直延伸最大的 Post/Betze 金矿床, 在超过  $750 \text{m}$  的垂直延伸范围内, 矿物组合和矿石结构几乎不变。表明卡林型金矿床是在矿化带上地热梯度较小的区段内形成的<sup>[4]</sup>。

## 4 矿床成因

任何可靠的成矿模式必须符合矿床尺度上的特征、矿床与区域地质和构造作用的广泛关系。对卡林型金矿床的成因, 提出了不同的认识: 与岩浆有关(由于岩浆活动而产生的岩浆流体或驱动外部流体循环)、变质成因(区域变质时释放的流体成矿)和非岩浆成因(区域拉张时非岩浆流体的循环)、盆地流体成因以及综合成因等, 对成矿流体中不同成分的来源、驱动流体运动的动力、流体中金的搬运形式和矿石沉淀的原因具有不同的认

识。不同模式对矿床成因的认识也不是绝对不同的。不同成矿模式的提出与不同研究者对矿床背景地质和成矿地质地球化学资料的掌握多少以及观察的角度不同有关。另外, 卡林型金矿床不同矿床的成矿作用可能具有一定差别。

### 4.1 大气降水成因

大气降水成因模式认为成矿流体为深部热源加热和驱动的循环大气降水, 金是循环大气降水从围岩中汲取的, 金的搬运形式主要为二硫化物配合物。对是否有其他来源的成矿物质、驱动热源、矿石沉淀机制及成矿的区域应力性质有不同的认识。大气降水成因模式能较好解释卡林型金矿床的地质地球化学特征。

4.1.1 非岩浆成因模式(Amagmatic origin) 卡林型金矿床的热液体系是盆岭省中第三纪拉张期间产生的热和渗透异常形成的。拉张过程中体系越来越热, 岩石埋深较大, 提高了地热梯度。地壳上部  $10 \text{km}$  的脆性断裂增加了次生的渗透性。由于温度梯度升高、渗透性增加和地形的调整, 提高了流体循环的可能性。大量的同位素资料表明, 大气降水在拉张期间渗透到东内华达的变质核杂岩的脆-韧性转换带。大气降水的深循环与冒地槽中各种还原程度不同的沉积岩反应, 产生含硅和硫化物的稀溶液, 能汲取金, 但不能汲取贱金属。当流体上升时, 新的和重新活动的构造汇聚稀流体。随着流体上升, 各种机制如在合适的条件下冷却、减压、混合和水-岩相互作用而产生卡林型金矿化<sup>[18]</sup>。

4.1.2 “综合”成因模式 根据对卡林金矿床包裹体和同位素地球化学的研究, 认为卡林金矿床由深部超压流体和浅部局部大气降水流体在地壳中等深度混合形成<sup>[2]</sup>, 也被称为“综合”地质和地球化学模式(图4)<sup>[4]</sup>。

该模式认为, 北美西部部分卡林型金矿床形成于白垩纪。在白垩纪, 西部大盆地处于挤压构造环境, 沉积岩因为挤压作用而发生逆冲, 可以形成区域性的低地热梯度, 可以保持较低的温度和较高的压力, 由于岩浆的侵入作用和区域性水压差或者二者的结合, 大气降水在矿床围岩及其以下岩石中循环, 从中汲取金和硫。由于岩石中有较多的有机碳, 所以能使流体具有较强的还原性, 使围岩中的重晶石溶解, 成矿流体具有从硫酸盐中继承下来的高  $\delta^{34}S$  值, 流体中较多的还原硫使

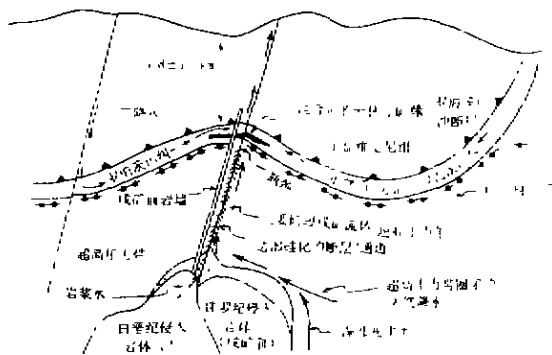


图4 卡林金矿床“综合”成因模式  
(卡林金矿床的矿石在超高压带和正常静水压力带的瓶颈段沉淀)

Fig. 4. The “comprehensive” genetic model of the Carlin gold deposits.

金溶解和以二硫化物配合物的形式搬运金。一般以氯化物配合物为主要搬运形式的金属(如贱金属)没有活化。这种流体在高温下与岩石发生氧同位素交换,使流体的  $\delta^{18}\text{O}$  值升高。流体中的  $\text{CO}_2$  可能由深部变质作用或矽卡岩化产生。引起这种流体向上运动的原因可能是与成矿同期的岩浆活动或构造活动以及两种作用的结合。流体沿背斜顶部等构造向上流动,冲破压力圈闭带,与未蚀变的含碳酸盐岩石局部所含大气降水混合,金沉淀下来。在两种流体混合前锋区,混合作用和硫化作用可能引起金的沉淀;在前锋区后面,混合和气体逸出造成的扩散氧化作用可能使金二硫化物配合物和砷不稳定,并使溶于亚稳定砷黄铁矿中的金沉淀下来。热液系统的进一步演化,使脉体-构造中发生更广泛的氧化作用,沉淀热液重晶石和石英,  $\text{Ba}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  可能分别来自深部流体和大气降水。

#### 4.2 岩浆热液模式

部分卡林型金矿床与中生代侵入岩的空间关系密切(部分卡林型金矿床与侵入事件具有成因联系),使人们认为卡林型金矿床是岩浆热液系统远源部分<sup>[3, 4, 24, 25]</sup>。这个模式认为卡林型金矿床与岩浆活动有直接关系,岩浆活动既提供了驱动热液循环的能量,也提供了流体以及金等微量元素。把斑岩铜矿(钼、金)矿床、矽卡岩型多金属矿床以及浅成低温热液型矿床归为一个成矿体系,认为卡林型金矿床是岩浆热液体系的远源产

物<sup>[24]</sup>。

但是,这个假说在几个方面缺少说服力。卡林型金矿床与侵入中心缺少明显的时空关系,出现区域范围的温度和象许多与斑岩有关的贵金属矿床那样的地球化学分带和那些与火成岩浆活动有关的含金碧玉,相反,卡林型金矿床及其附近缺少贱金属或银的富集。另外,同位素资料表明硫主要以沉积源为主,水为大气降水;卡林型金矿床与火山岩型浅成低温热液金矿床在矿化特征、蚀变矿物类型和高压低温的成矿物理化学特征等方面不同。北美卡林型矿床的区域分布特征表明具有很大范围的水文系统,与该地区已知侵入中心局限分布是不一致的<sup>[18]</sup>。

#### 4.3 区域变质成因

区域变质成矿模式认为在地壳扩张以前,可能是深部幔源岩浆活动产生了足够的热,并使形成矿床所需要的流体循环。热液中的  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  是由来自周围变质沉积岩的去挥发分作用带来的,金属和硫也由变质作用形成。就区域意义而言,可能包括了岩浆热。如何解释脱水反应为已知的矿化提供了足够的水以及成矿流体的  $\delta\text{D}$  值较低,是这个模式的主要问题<sup>[25]</sup>。更大的问题是北美盆岭区不存在中第三纪区域变质作用<sup>[26]</sup>。

#### 4.4 卤水成因模式

卡林型金矿床由地层深处广泛分布的富含碱金属氯化物型卤水,在地热或岩浆热驱动下发生环流,这些卤水对深部地层中的  $\text{Au}$ 、 $\text{Ag}$ 、 $\text{As}$ 、 $\text{Sb}$ 、 $\text{Hg}$ 、 $\text{Ba}$  等元素具有强的淋滤性,形成各种氯配合物,迁移富集成矿<sup>[27]</sup>。

金矿床在沉积物沉积一成岩阶段已经形成。矿石及其主岩具有统一的物源并经历了一致的地质作用过程。金矿床主要由盆地流体形成,盆地流体是指活动于沉积盆地演化过程中,参与沉积物的各种成岩-后生变化的复杂流体相,主要来自盆地内部沉积物的压实和相变释放出来的流体和由盆地边缘大陆区补给的大气降水,金主要以大分子有机质配合物的形式迁移<sup>[28]</sup>。

## 参 考 文 献

- [1] 波伊尔 R W. 金的地球化学和金矿床[M]. 马万钧, 等译. 北京:地质出版社, 1984, 1~785.
- [2] Kuehn C A, Arthur W Rose. Carlin gold deposits, Nevada: origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids[J]. *Econ. Geol.*, 1995, 90: 17~26.
- [3] Alvarez A A, Noble D C. Sedimentary rock - hosted disseminated precious metal mineralization at Purisima Concepcion, Yauricocha district, central Peru[J]. *Econ. Geol.*, 1988, 83: 1368~1378.
- [4] Arehart G B. Characteristics and origin of sediment - hosted disseminated gold deposits: a review[J]. *Ore Geology Review*, 1996, 16: 383~403.
- [5] Knutsen G C, Zimmerman C J, Christensen O D. Current geological research and deep deposits of the Carlin trend, northeast Nevada[J]. *The Gangue (Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Branch)*, 1991, (34): 3~5.
- [6] Singer D A. 世界级金银铜铅锌矿床的定量分布[J], 杨卫东等编译. 地质地球化学, 1996, (6): 5~13.
- [7] 戴杰敏, 编译. 卡林金矿带地质述评: 地质背景和矿化特征[J]. 国外铀金地质, 1998, 15(3): 231~240.
- [8] Bagby W C, Berger B R. Geological characteristics of sediment - hosted, disseminated precious - metal deposits in the western United States[J]. *Rev. Econ. Geol.*, 1985, (2): 169~202.
- [9] Radtke A S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada: U.S. [Z]. Geological Survey Professional Paper 1267, 124, 1985.
- [10] Maher B J, Browne Q J, McKee, E H. Constraints on the age of gold mineralization and metallogenesis in the Battle Mountain-Eureka mineral belt, Nevada[J]. *Econ. Geol.*, 1993, 88: 469~478.
- [11] Arehart G B, Foland K A, Naeser C W, et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K/Ar, and fission track geochronology of the sediment-hosted disseminated gold deposit at Post-Betze, Carlin trend, northeastern Nevada[J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 622~646.
- [12] Groff J A, Heizler M T, McIntosh W C.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and mineral paragenesis for Carlin - type gold deposits along the Gatchell trend, Nevada: evidence for Cretaceous and Tertiary gold mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 1997, 92: 601~622.
- [13] 朱赖民, 胡瑞忠, 刘显凡, 等. 关于黔西南微细浸染型金矿床成因的一些初步认识[J]. 矿产与地质, 1977, 11(5): 296~302.
- [14] Stewart J H. Geology of Nevada[M]. Nevada Bureau of Mines and Geology Special Publication, 1980, (4): 136.
- [15] Gans P B, Mahood G A, Schermer E. Synextensional magmatism in Basin and Range provinces: A case study from the eastern Great Basin[J]. *Geological Society of America Special Paper*, 1989( 233): 53.
- [16] 叶连俊, 李忠, 刘铁兵, 等. 外陆架盆地沉积、层控金矿床研究 - 以扬子板块西南缘右江盆地为例[A]. 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第一卷(上篇)[M]. 北京:地震出版社, 1994, 140~148.
- [17] 杨蔚华, 刘友梅. 中国沉积岩型金矿床[A]. 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第一卷(上篇)[M]. 北京:地震出版社, 1994, 46~65.
- [18] Ilchik R P, Barton M D. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits[J]. *Econ. Geol.*, 1997, 92: 269~288.
- [19] 张志坚, 张文淮. 黔西南卡林型金矿成矿流体性质及其与矿化的关系[J]. 地球科学, 1997, 24(1): 74~78.
- [20] 李文亢, 姜信顺, 具然弘, 等. 黔西南微细粒金矿床地质特征及成矿作用[A]. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集, 6. 黔西南地区[C]. 北京:地质出版社, 1989.
- [21] 袁万春, 李院生, 张国平, 等. 滇黔桂汞锑金砷等低温矿床组合碳、氢、氧、硫同位素地球化学[J]. 矿物学报, 1997, 17(4): 422~426.
- [22] 王登红. 卡林型金矿找矿新进展及其意义[J]. 地质地球化学, 2000, 28(1): 92~96.
- [23] Radtke A S, Rye R O, Dickson F W. Geology and stable isotope study of the Carlin gold deposit, Nevada[J]. *Econ. Geol.*, 1980, 75: 641~672.
- [24] Sillitoe R H, Bonham, H F Jr. Sediment - hosted gold deposits: distal products of magmatic - hydrothermal systems[J]. *Geology*, 1990, 18: 157~161.
- [25] Seedorff E. Magmatism, extension, and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great Basin: mutual effects and preliminary proposed genetic relationships[A]. Raines G L, Lisle R E, Schafer R W, Wilkinson W H eds., *Geology and ore deposits of the Great Basin*[M]. Symposium proceedings: Reno, Geological Society of Nevada, , 1991, 1: 133~178.
- [26] Miller E L, Gans P B, Wright J E, et al. . Metamorphic history of the east-central Basin and Range province: Tectonic setting and relationship to magmatism[A]. Ernest W G. *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*. Rubery Volume 7: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 1988, 649~682.



- [27] 刘东升, 主编. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[M]. 南京: 南京大学出版社, 1994, 414.
- [28] 刘建明, 刘家军. 滇黔桂金三角微细浸染型金矿床的盆地热卤水成因模式[J]. 矿物学报, 1997, 17(4): 448 ~ 456.

## CHARACTERISTICS AND ORIGIN OF THE CARLIN -TYPE GOLD DEPOSITS

Ying Hanlong

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

### Abstract

The Carlin-type gold deposits are mostly found in the Cordillera orogen and Colorado platform, Great basin region of North America and Paleozoic-Mesozoic intra-block depressed zone at the southwest margin of the Yangtze block and miogeosyncline northwest of the Yangtze block. This type of gold deposits occurs locally, as many superlarge ore deposits. In the minerogenetic regions of this type of gold deposits, very thick and widely distributed Paleozoic-Mesozoic miogeosyncline sediments are developed; tectonic movements and magmatic activities were developed extensively at the same time, favoring ore-formation and the formation of geothermal systems and the cycling of hydrothermal fluids. The Carlin-type gold deposits often constitute minerogenetic zones and have reserves of different scales. The mineralization is controlled by structures, strata and deep fluids and is commonly associated with deoxidized wallrocks. The wallrock alteration includes de-carbonization, silicification, clay grouting, sulfidization and baritization. Gold is submicroscopic and associated with arsenic pyrite, pyrite and arsenopyrite tightly. Other minerals in the ore are realgar, opiment, barite, stibnite, quartz, calcite, Tl-bearing minerals and hypogene minerals, alunite and pastreite. It is shown that water in the ore-forming hydrothermal fluid is meteoric; carbon and sulfur come mostly from wallrock and rocks beneath the deposits, though a little comes from the deep. The mineralization occurred at shallow to middle depth. Models of ore-formation by meteoric, magmatic, metamorphic and brine hydrothermal fluids respectively have been put forward. The mineralization model of meteoric hydrothermal fluid is able to reasonably explain the geological and geochemical characteristics of the Carlin-type gold deposits.

**Key words:** Carlin-type gold deposit; geological background; ore genesis