

# 低温热液矿床

低温热液矿床是指形成温度低于 200℃ 的各种热液矿床，形成深度大多在 2km 至地表范围内。矿体主要受各种断裂系统、角砾岩筒、层间破碎带等构造控制。矿体形态复杂多样，由充填作用形成的矿体主要呈各种脉状、透镜状和似层状等。由交代形成的矿体主要呈囊状、似层状和层状浸染体等。

围岩蚀变有高岭土化、明矾石化、硅化、绢云母化、青磐岩化、碳酸盐化、重晶石化、石膏化等。

矿石常由一系列的低温矿物组成，金属矿物有辰砂、辉锑矿、雌黄，雄黄、自然金、自然银、自然铜、黝铜矿、黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿、白铁矿等。非金属矿物有石英、冰长石、萤石、重晶石、明矾石、高岭石、沸石以及碳酸盐类矿物等。

矿石结构一般具细粒结构、胶状结构等，矿石构造包括脉状、条带状、浸染状、角砾状、皮壳状、梳状、环状及晶洞构造等。

据研究，低温热液矿床的热液来源比较复杂，不完全是与岩浆活动有关。近年来对碳、氢、氧、硫等稳定同位素地球化学的研究，表明携带成矿物质的热液主要来自循环的大气水热液。

低温热液矿床主要包括浅成低温热液型贵金属矿床、卡林型金矿床、密西西比河谷型铅、锌矿床以及似层状汞、锑矿床等四大类。

## 一、浅成低温热液型贵金属矿床

浅成低温热液型矿床 (epithermal deposits) 最初由林格伦 (1933) 将其定义为形成深度小于 1km 和温度低于 200℃ 的一类矿床。但现在这个概念的内涵已经发生了变化，目前主要特指产于陆相火山岩系中或相邻岩石中，绝大多数情况下成矿温度小于 150℃，极少数情况下可达 300℃，矿床的形成深度主要集中在地表到地下 1km，个别情况下可达 2km。成矿流体主要为大气降水与岩浆水的混合热液（多数以大气降水为主）的一类金、银（多金属）矿床。形成于拉张构造动力学背景条件下，与中温热液脉型金矿形成的挤压背景条件存在显著区别。

该类矿床工业意义很大，包含许多世界级的超大型金银矿床，并伴生有较多的铜、铅、锌等金属。

### （一）浅成低温热液型矿床的分类

浅成低温热液型矿床是最近三十多年来在找矿和矿床学研究方面不断取得重要进展的一类矿床。对这类矿床的称谓较多，国内 20 世纪 80 年代的文献中称其为火山岩型或火山热液型金矿，但现在已很少有人使用。后来国际上把部分浅成低温热液型金矿称为热泉型金矿，这种叫法一度很流行，目前虽然仍有人使用，但已经不很普遍。直到 Heald 等 (1987) 划分出了明矾石-高岭石型（酸性硫酸盐型）和冰长石-绢云母型两种类型，在国内外得到较为广泛的应用。Hendenquist (1994) 根据矿床特征和成矿流体的特点也将浅成低温热液型矿床分成两个亚类：一类是高硫化型 (high sulphidation, 简称 HS)，相当于 Heald 等 (1987) 划分的明矾石-高岭石型，由酸性、氧化的热流体形成（高硫化作用）；另一类为低硫化型 (low sulphidation, 简称 LS)，相当于上述的冰长石-绢云母型，由近中性、还原的热流体（低硫化作用）形成。虽然 Heald 等的分类曾在矿床学界得到较为广泛的应用，但目前国际上已经更多是应用高硫化型和低硫化型这类术语。鉴于此，为便于国际对比，本教材采用 Hendenquist 的分类，其主要特征见表 6-3。

## （二）成矿条件

### 1. 成矿地球动力学背景环境

浅成低温热液型金矿床主要形成于板块俯冲带上盘的大陆弧或岛弧及弧后的拉张动力学环境下。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型金矿床。因此，该类型金矿床形成于与挤压地球动力学背景（如洋壳俯冲）有关的拉张环境中。

表 6-3 低硫化型和高硫化型浅成低温热液金矿床的主要特征

主要特征	低硫化型（LS 型）	高硫化型（HS 型）
矿体形态	明显的脉状为主（石英脉），有网脉状	不规则体型（残余多孔状硅核）
矿石构造	脉状、网脉状构造为主，可见孔洞充填状（条带、胶状、晶簇状）和角砾状构造	浸染状构造为主、可见角砾状、脉状构造，少见网脉状
矿石矿物	黄铁矿、银金矿、自然金、闪锌矿、方铅矿、毒砂等	黄铁矿、硫砷铜矿、黄铜矿、砷黝铜矿、铜蓝、自然金、碲化物等
脉石矿物	石英、玉髓、方解石、冰长石、伊利石、碳酸盐等	石英、明矾石、重晶石、高岭石、叶蜡石等
围岩蚀变	在靠近矿脉壁的围岩中发育冰长石、硅化（石英和玉髓）和绿泥石化；向外为绢云母化、伊利石化，再向外为泥化蚀变矿物（高岭石和蒙脱石），最外带为青磐岩化	核部为强硅化的残余多孔状硅核、其外为高级泥化带（主要为明矾石和高岭石、还有迪开石、叶蜡石等）、再向外为泥化带（伊利石化、蒙脱石，少量绢云母化）；最外带为青磐岩化
成矿元素组合	以 Au、Ag、Zn、Pb 为主，Cu、Sb、As、Hg、Se 为辅	以 Cu、Au、Ag、As 为主，Pb、Hg、Sb、Te、Sn、Mo、Bi 为辅
成矿流体特征	成矿流体以大气降水为主，含有来自岩浆的挥发份 S 和 C，属还原、近中性流体，盐度小于 3.5wt%NaCl	成矿流体以岩浆水为主，性质为氧化、酸性流体，pH 值<2，盐度小于 5% wt%NaCl

世界上的浅成低温热液型金矿床主要集中产在 3 个巨型成矿域：①环太平洋成矿域；②地中海-喜马拉雅成矿域；③古亚洲成矿域。而大型和超大型的浅成低温热液型金矿床主要分布于环太平洋地区。

环太平洋成矿域的美洲大陆边缘的浅成低温热液型金矿床分布于南、北美洲西部的科迪勒拉山脉；西太平洋岛弧区的浅成低温热液型金矿床分布于日本、中国台湾省、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-喜马拉雅成矿域分布于北非摩洛哥、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。古亚洲成矿域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-楚科奇带以及中国东北地区。

### 2. 构造条件

浅成低温热液型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，只有少数矿床中没有火山岩出露。矿床的产出位置受区域性深大断裂的控制，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，但金矿床往往并不直接产于深大断裂中。断裂构造和热液角砾岩筒构造是浅成低温热液型金矿的两种重要容矿构造形式。大多数控矿断层为正断层，不同规模的断层控制了矿体的产出。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折部位的局部扩张带中。不整合面对金矿床也具有重要的作用，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。

### 3. 岩浆岩条件

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。有些浅成低温热液型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。现代地热体系在 3km 左右深部还见不到侵入体，深部侵入体可能至少在 5km 左右。低硫化型矿床可能形成于与现代地热体系相似的环境，与岩浆侵入体没有直接的联系。高硫化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侵位较浅，有些高硫化型矿床的围岩就是次火山岩，且与深部侵入体直接相连。

### 4. 地层条件

浅成低温热液型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，少数产于远离火山口的火山岩中。含矿的火山岩具有偏酸性和碱性的特点。与浅成低温热液型金矿床有关的火山岩主要为氧化程度较高的磁铁矿系列。低硫化型矿床的围岩成分范围变化大，而高硫化型矿床的围岩绝大部分是流纹英安岩。这种关系暗示高硫化型矿床的围岩与矿化有成因联系，围岩本身可能就是为成矿提供热能和成矿物质的深部侵入体的一个连续组成部分。有些浅成低温热液型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型金矿床的矿体主要产于前寒武纪变质岩基底中。

### 5. 成矿时代

从现有的文献看，绝大多数浅成低温热液型金矿床形成于中-新生代，少数形成于晚古生代。浅成低温热液型金矿床的形成时间主要受其所处大地构造环境演化的控制。从浅成低温热液型金矿床在全球主要分布的 3 个成矿域来看，产在环太平洋和地中海-喜马拉雅成矿域中的矿床形成时代一般是从中生代一直延续到现在，在有些地区浅成低温热液型金矿床的成矿作用目前可能仍然在进行当中，西太平洋岛弧区金矿床的形成年龄一般小于 20Ma，美洲西部的成矿年龄主要为 39~10Ma。我国东部浅成低温热液型金矿床的成矿年龄大致为 145~67Ma，而产在古亚洲成矿域的这类矿床一般形成较早，为晚古生代。

浅成低温热液型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非常浅，因此在其形成后要长期保存下来，势必要求矿床所在的地壳非常稳定，剥蚀较浅，这样才能在漫长的地质演化历史中保存下来。由于地壳处于不断的运动当中，因此时代越老的浅成低温热液型金矿床，其能够保存下来的数量就越少。但是，在一定条件下，中生代以前形成的低温热液金矿床也可能被保存下来，如我国东天山造山带（如阿西金矿），还有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都存在古生代形成的浅成低温热液金、银矿床。

## （三）高硫化型浅成低温热液矿床

围岩主要是流纹英安岩、钙碱性安山岩、英安岩，偶见低硅流纹岩。在空间上与矿床共生的侵入岩是斑岩，这些斑岩、中酸性火山岩通常构成流纹-英安岩穹隆。

金矿化与淋滤的残余多孔状硅核密切相关，矿体主要呈不规则体型，矿石主要呈浸染状构造为主、可见角砾状、脉状构造，少量网脉状。矿石矿物有黄铁矿、硫砷铜矿、黄铜矿、砷黝铜矿、铜蓝、自然金、碲化物等；脉石矿物有石英、明矾石、重晶石、高岭石、叶蜡石等。成矿元素以 Cu、Au、Ag、As 为主，Pb、Hg、Sb、Te、Sn、Mo、Bi 为辅。

围岩蚀变发育，是由酸性、氧化流体形成，核部为遭受强烈酸淋滤的残余多孔状硅核，它是主要的赋金岩石，其外为高级泥化带（主要由明矾石和高岭石组成、还有迪开石、叶腊石等）、再向外为泥化带（伊利石化、蒙脱石，少量绢云母化）；最外带为青磐岩化。

成矿流体以岩浆水为主，性质为氧化、酸性流体，pH 值<2，盐度小于 5% wt%NaCl。

高硫化型浅成低温热液矿床的一个重要特点是有时金、铜共生，且两者均可形成大型矿床，这类矿床表现为上金下铜的分带特点。

存在大量世界级的高硫化型浅成低温热液金矿床，如秘鲁的雅那考查（Yanacocha）Au 矿（1200tAu，10850tAg），阿根廷的费拉德洛（Veladero）金矿（400tAu，6700tAg）。另外典型此类矿床还包括西班牙的 Rodalquilar 矿床、中国台湾金瓜石金铜矿床、福建紫金山金铜矿床、内蒙四五牧场金铜矿、吉林九三沟金矿等。

### 西班牙的 Rodalquilar 矿床

Rodalquilar 高硫化型金矿床（10t Au）位于西班牙东南部的地中海海岸，该矿床规模小但露头较好，是欧洲第一个与破火山口有关的浅成低温热液型矿床。矿体位于 Rodalquilar 破火山口杂岩体内火山灰流、火山碎屑流和流纹岩穹隆内（图 6-21）。矿化类型包括低硫化型贱金属矿脉和经济价值更重要的高硫化型 Au（Cu-Te-Sn）矿床（Hendenquist 等，1996）。

高硫化型 Au（Cu-Te-Sn）矿床在时间上与安山质斑岩型侵入体有关，并且主要沿着 Lomilla 破火山口东部的环行和放射状断裂分布。矿区发育有明矾石、高岭石、水铝石、叶腊石和氯黄晶等组成的高级泥化带，蚀变带向下延深 300m，深至 Au 矿化带 200m 以下（图 6-22）。深钻揭示了一个硅化-绢云母化-黄铁矿化蚀变带，该蚀变带两侧发育青磐岩化。明矾石及绢云母的 K/Ar 定年表明矿化平均年龄大约是 10.4Ma，该年龄与 Rodalquilar 破火山口的年龄（前火山口穹隆年龄是 11.1Ma）相比，年轻 1.0Ma。

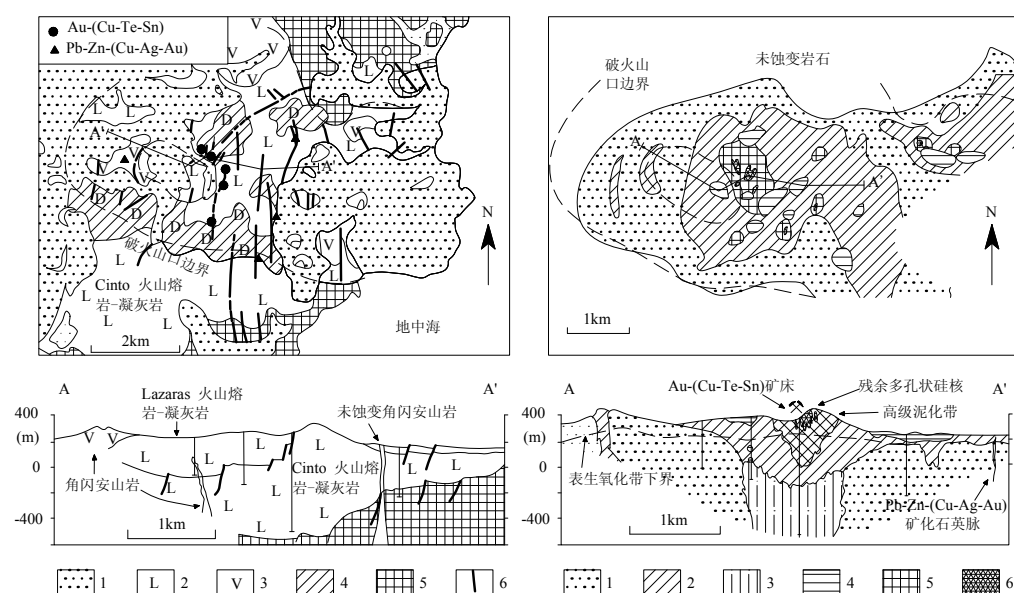


图 6-21 上图 Rodalquilar 破火山口及矿点

图 6-22 上图

Rodalquilar 破火山口蚀变带

下图 Rodalquilar 矿区 A-A'剖面图

下图 蚀变分带

A-A'剖面示意图

（据 Hendenquist 等，1996）

（据 Hendenquist 等，

多孔状硅核控制着 Au 矿化的形成和分布，矿石呈脉状和孔洞充填状。硅核以热液角砾岩和近水平条带状黑色（富含黄铁矿）玉髓（金平均品位是  $2\sim 8\times 10^{-6}$ ）的形式产出。矿石矿物主要有碲金

矿、原生碲和黄铁矿，这些矿物在 3-4Ma 前经风化作用形成原生金、铁的氢氧化物和次生碲矿。另外，矿石明显受到广泛的明矾石-高岭石化蚀变的影响（图 6-22）。

地球化学研究表明，该矿床存在两个蚀变、矿化阶段：首先是酸性围岩蚀变和淋滤作用阶段，之后是弱酸性和更还原条件下发生的 Au 矿化作用阶段。这两个阶段流体中都存在明显的岩浆组分，其中形成绢云母蚀变带的流体的盐度达 40wt%NaCl（图 6-22）。

#### （四）低硫化型浅成低温热液矿床

围岩是典型的钙碱性安山岩、英安岩、流纹英安岩或流纹岩。低硫化型浅成低温热液金矿的矿区内总存在流纹岩，尽管流纹岩作为含矿围岩目前还没有明确的成因意义，但人们仍注意到了流纹质火山作用与低硫化型贵金属矿床之间存在的密切空间关系。

该类矿床的矿石形成于开放的充填空间内，矿体以脉状为主（石英脉），还有网脉状。矿石构造以脉状、网脉状构造为主，可见孔洞充填状（条带、胶状、晶簇状）和角砾状构造；矿石矿物主要有黄铁矿、银金矿、自然金、闪锌矿、方铅矿、毒砂等，脉石矿物有石英、玉髓、方解石、冰长石、伊利石、碳酸盐等；矿化元素组合以 Au、Ag、Zn、Pb 为主，Cu、Sb、As、Hg、Se 为辅。

围岩蚀变发育，由近中性还原的热液形成，主要包括冰长石化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化、泥化和青磐岩化等。蚀变分带现象明显，在靠近矿脉壁的围岩中发育冰长石、硅化（石英和玉髓）和绿泥石化；向外为绢云母化、伊利石化，再向外为泥化蚀变矿物（高岭石和蒙脱石），最外带为青磐岩化。

成矿流体以大气降水为主，含有来自岩浆的挥发份 S 和 C，属还原、近中性流体，盐度多小于 3.5wt%NaCl。

同样也存在大量世界级的低硫化型浅成低温热液金矿床，如巴布亚新几内亚里尔（Lihir）岛上的拉杜拉姆（Ladolam）金矿（>1300tAu）、波格尔（Porgera）金矿（560tAu），斐济的恩派尔（Emperor）金矿（310tAu），日本的菱刈金矿（265tAu），印度尼西亚的凯连（Kelian）金矿（240tAu）和美国的科里普峰（Cripple Creek）金矿（700tAu）等。我国内蒙额仁陶勒盖银矿、吉林刺猬沟金矿等都属于这种类型。

##### 日本菱刈低硫化型金矿床

菱刈矿床位于日本九州鹿儿岛内，九州鹿儿岛是琉球弧的一部分。九州西南部的琉球弧是日本的一个重要产金区，即九州西南部金成矿区，金通常见于低温热液石英脉中。

菱刈矿区基底为前新第三系的四万十群，上面不整合地覆盖着 Shishimanno 群和第四纪冲积层。四万十群主要由黑色页岩和砂岩组成，Shishimanno 群由更新世下部安山岩、中部安山岩、Shishimanno 流纹英安岩（SRD）和上部安山岩组成。菱刈矿区主要发育下部安山岩和流纹英安岩（SRD），SRD 与金矿化有密切时空关系。

菱刈矿床由三个矿床（矿段）组成，包括本矿床（Honko），山神矿床（Sanjin）和山田矿床（Yamada）三个矿床（图 6-23），共探获金储量 250~260 吨；其中本矿床金储量 150 吨以上，品位  $80 \times 10^{-6}$ ；山田矿床金储量约 50 吨，品位在  $20 \sim 25 \times 10^{-6}$  之间；山神矿床金储量 50 余吨，品位约  $70 \times 10^{-6}$ （黄震，1994）。

根据矿脉的特征及产出空间的差异，菱刈金矿区内的矿脉可分为上部细矿脉和下部主矿脉，其中又以下部主矿脉为主。

下部主矿脉主要产在四万十超群砂页岩中，部分赋存在菱刈下部安山岩中。其中本矿床的大部分主矿脉发育于四万十超群内，山田矿床的主矿脉主要产于菱刈下部安山岩内，而在山神矿床的主矿脉在四万十超群岩石和菱刈下部安山岩中均发育（Hosono 等，2004）。

本矿床矿脉走向 NE45~50°，倾角 NW80~90°，脉宽 1~3m，沿走向长度最大 1100m。山田矿床矿脉走向 NE50°，倾角 NW70~90°，部分矿脉倾向南东。富矿部分上限在海拔 100~120m 处，下限在 0~20m。

矿石一般呈白色，主要由石英（70%）、冰长石（30%）和少量粘土矿物组成，冰长石和石英密切共生，局部地带冰长石还可比石英多。冰长石常常呈粗粒状，有时也含有方解石和铁白云石，粘

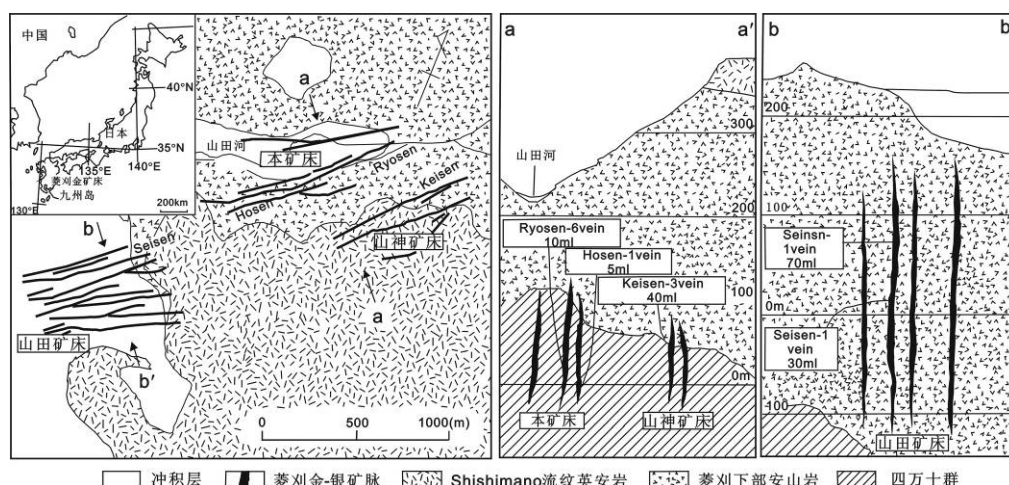


图6-23 菱刈矿区地质简图（左）和矿区剖面图（右）

（据Hosono等，2004）

土矿物 90%为蒙脱石，少量绢云母、绿泥石和高岭石。

矿脉中的金属矿物有银金矿、硒银矿、辉硒银矿、深红银矿、辉锑银矿、银黝铜矿，辉银矿（？）、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铋矿、黄铁矿、白铁矿和赤铁矿等。

银金矿一般呈灰色或黑色条带（银黑）或斑点状产出或发育在粘土组分较富集的矿脉中。银黑主要由黄铜矿、银金矿、硒银矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和白铁矿组成，显示黑（银黑）白（石英）相间的沉淀层纹，能见到条纹构造、角砾状构造等。

本区火山岩的热液蚀变带可分为四个带（Izawa 等，1990），即以矿床为中心向外侧（上部）依次为绢云母-绿泥石带（IV带）、互层粘土矿物带（III带）、石英-蒙脱石带（II带）、方英石-蒙脱石带（I带），再外为未变质地层（图 6-23）。矿脉分布在IV带，但山田矿床中有部分矿脉分布于III带中。IV带典型的矿物组合为石英、绿泥石、冰长石、方解石和斜长石等。III带以互层绿泥石/蒙脱石和绢云母/蒙脱石出现为特征。

菱刈金矿床的成因类型属 Hendenquist 等（1994）提出的低硫化型浅成低温热液金-银矿床。Izawa 等（1990）认为片状石英和冰长石的出现及流体包裹体特点都显示了在菱刈地区成矿期普遍发生了沸腾作用，高温的成矿流体上升沸腾可造成金的沉淀，更远的矿化则是由随后深部流体和地下水在四万十群和上部安山岩不整合面附近混合导致快速冷却和氧化而成。菱刈金矿床成矿时代很新，与成矿关系密切的上部 Shishimano 流纹英安岩的 K-Ar 年龄为 1.25~0.66Ma（Izawa 等，1993）左右的，矿脉中冰长石的 K-Ar 年龄为  $0.84 \pm 0.07 \sim 1.01 \pm 0.08$  Ma（Izawa 等，1990）或 1.15-0.60Ma（Watanabe，2001），可见矿化时代极新，仅 1 个百万年左右。

### （五）浅成低温热液型矿床的成因机制

浅成低温热液型贵金属矿床形成机制见图 6-24。

#### 1. 高硫化型浅成低温热液矿床成因机制

尽管形成深度小，但高硫化矿床仍显示其形成过程中有岩浆成分的加入。成矿的早期

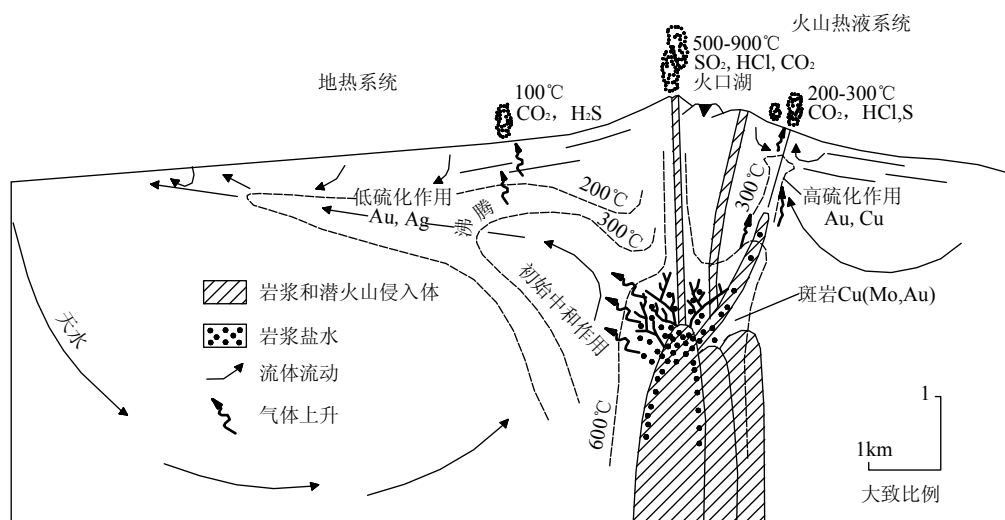


图 6-24 斑岩铜矿、高硫化型、低硫化型浅成低温热液矿床的成因机制示意图（据 Hendenquist 等，1996）

活动火山热液体系从去气岩浆到火山喷气孔和酸性泉，为斑岩和(或)高硫化矿床形成环境，而低硫化矿床则形成于以中性酸碱度为特征的地热系统；这些地热水可能以热泉和间歇喷泉的形式排出

阶段以围岩的广泛淋滤为特征，成矿流体的  $\text{pH} < 2$ ，具有岩浆（火山）流体和大气水混合的氢、氧同位素组成特征。岩浆（火山）流体被大气水吸收后形成酸性热液， $\text{pH}$  值通常在 0.5~1.5 之间。这种酸性热液的成分受到了所流经岩石的化学组成的影响，通过酸性淋滤作用形成了高硫化矿床围岩的淋滤带，产生了多孔状二氧化硅残留物（硅核， $\text{wSiO}_2 > 90\%$ ）。酸性热液进一步活动形成了高级泥化等蚀变带，高硫化型浅成低温矿床与斑岩铜矿床的高级泥化带在矿物学和稳定同位素特征方面有许多共同特征，表明两者之间可能存在密切的联系。硫同位素以及硫酸盐矿物的存在，显示热液流体是氧化的，成矿过程中硫的不同价态主要是在岩浆  $\text{SO}_2$  歧化形成  $\text{H}_2\text{SO}_4$  时产生的。

与铜的硫盐矿物和石英中的流体包裹体研究表明，矿化流体的盐度为 2~5wt%NaCl。有时随深度增加盐度会有显著的增加，甚至在矿带的下面可以达到 20%~30%。高硫化型浅成低温矿床中存在的这种低盐度流体位于高盐度流体之上的分离现象，在形成深度更大斑岩型矿床中也很明显，并可见超高盐度盐水与低盐度气体共存。这种分离现象可能是由于盐水密度较大，不易上升到浅处而造成的。在相对氧化的高硫化热液体系和斑岩环境中，铜和金的紧密共生说明两种金属可在相似的条件下载运，但高硫化型浅成低温矿床与温度和盐度都较低的流体有关。

## 2. 低硫化型浅成低温热液矿床的成因机制

与斑岩型矿床和高硫化型矿床相比，低硫化型浅成低温热液金矿床的岩浆特征更加模糊不清，形成于地热系统中。总体来说，低硫化型矿床在低于 200~300°C、远离岩浆热源的地段形成。低硫化矿床的稳定同位素表明大气水热液占主导地位，但富矿体中石英的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  值明显偏移当地的大气水的相应值，这可以看作是岩浆成分参与成矿的一个证据。

硫和碳的同位素组成，也表明在许多低硫化型浅成低温热液型矿床中，S 和 C 主要来源于岩浆活动。但通常也存在沉积来源的硫，并且在少数情况下会出现有机碳。低硫化矿床中成矿物质的多来源可能是由于热水溶液和不同的地壳岩石之间的相互作用造成的。如前所述，形成低硫化型矿床的热液为低盐度、中性流体，其中金和其它金属的来源，比起斑岩系统和高硫化体系来说具有更大的不确定性。

如果氢、氧同位素特征所显示的岩浆水混入了成矿流体是正确的话，那么就要求混入的岩浆成分必须是低盐度的，因为只有这样，才能解释形成低硫化型浅成低温热液金矿床的含矿热液为何是很稀的热水溶液。这种情况下，混入的岩浆流体相应应该是低密度的岩浆气体，而非高盐度的岩浆流体。这种岩浆气体向大气水热液提供的任何酸性气体，都会通过与容矿岩石的中和反应而变为中性，

随后参与到成矿过程中。中和反应发生时，通过氢与金属阳离子的交换，可使岩浆气体中的金属含量升高，有利于成矿。岩浆气体在完全混入到低硫化热液体系之前，所发生的中和作用规模可能很大，这与赋存低硫化型浅成低温热液矿床的火山岩区发育的大规模青磐岩化蚀变是一致的，这种蚀变可达几百到几千平方公里。

低硫化型浅成低温热液矿床中铜的含量很低，可能与低盐度、近中性和还原性流体（硫以 $-2$ 价为主）不能携带足够的铜有关。这类矿床还可以进一步进行细分，如根据金属组合可分为两类：一类富金（ $Ag/Au=1/10\sim 10/1$ ），贱金属痕量；另一类富银（ $Ag/Au>100/1$ ），并有具经济意义的锌和铅存在。富金矿床与低盐度但富气体的流体（盐度 $<1wt\%NaCl$ ，气体——主要为 $CO_2$ 、 $H_2S$ ——质量百分比高达4%）有关。富银和贱金属的矿床与盐度较大的流体（盐度 $10\sim 15wt\%NaCl$ ）有关，这种盐度上的差别对于流体的搬运能力是重要的。因为金以二硫络合物的形式搬运，而银、锌，也许还有铅，则在还原环境中由氯络合物搬运。富金浅成低温热液型矿床的流体与大多数现代地热系统相似，而产出富银和贱金属矿床的构造背景中还没有发现现代盐水地热系统。

### 3. 与斑岩型矿床成因的联系

目前，在浅成低温热液型矿床深部发现了大量的斑岩型矿化，而且在斑岩型矿床附近发现大量的浅成低温热液型矿床，证明了斑岩型矿床和浅成低温热液型矿床之间存在内在关系的看法。但斑岩铜矿床和高硫化矿床之间并不总是相互叠加，而且低硫化矿床也并不一定非得起源于侵入体附近的斑岩矿化。不过，有可能出现不同类型矿床在时间和（或）空间上的地球化学转化。如早期斑岩型矿化由超高盐度岩浆流体活动形成，到晚期会被低温、低盐度的大气水活动所取代，这样富集在早期形成的斑岩矿化中的金，会再次活化迁移，形成浅成低温热液型金矿床。

## 二、卡林型金矿床

卡林型金矿床（Carlin-type gold deposits）是20世纪60年代初期在美国西部内华达州的卡林镇被发现而得名的，是一种主要产于碳酸盐岩建造中的微细浸染型金矿床。该类型金矿床具有品位低、规模大、矿体与围岩界限不明显，金主要呈显微-次显微形式分散产出，普遍发育中低温热液矿物组合以及Au、As、Hg、Sb、Tl等微量元素组合。

卡林型金矿床主要分布于美国内华达州和犹他州及中国的滇黔桂和川陕甘两个“金三角”内，在东南亚以及南美洲的秘鲁也有分布。自1961年Newmont公司的地质学家在美国西部内华达州首先发现卡林金矿床以来，在长60km的NNW向线状分布的卡林金矿带（称为Carlin Trend）内又先后发现了40多个金矿床，现在内华达卡林金矿带的探明储量超过2000吨，成为当今世界上第三大金矿产地。

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规模。

### （一）成矿条件

#### 1. 大地构造环境

卡林型金矿主要形成于裂谷带和弧后盆地内。太平洋东岸的卡林型金矿位于美国西部新生代的弧（陆缘弧）后盆岭式裂谷带内。我国目前发现的卡林型金矿大多分布于扬子板块周缘的古裂谷带和弧后盆地。滇黔桂金三角区的卡林型金矿位于扬子板块西南缘的晚加里东-海西期右江裂谷带；川陕甘金三角区的卡林型金矿与扬子板块西北缘加里东-印支期秦岭陆间裂谷活动有关。

从更大的大地构造背景来看，有人认为美国卡林型金矿区域成矿构造背景与我国滇黔桂、川陕甘两个“金三角”卡林型金集中区基本类似，同为地幔柱构造活动区。美国卡林型金矿集中位于黄石公园地幔柱活动区；我国滇黔桂、川陕甘两个“金三角”卡林型金矿集中区位于以峨眉山玄武岩



为中心的峨眉山地幔柱活动区。

## 2. 岩浆岩条件

在几乎所有的卡林型金矿区内，或者其附近，都存在以岩墙和岩脉形式产出的长英质侵入体，成分从花岗闪长质到花岗质变化。有些研究者认为这些浅成侵入体可能为卡林型金矿成矿作用热源，也有可能提供热液流体（如 Sillitoe, 1989, 1991; Berger & Bagby, 1991）。

Oppliger 等(1997)通过卡林型金矿区的岩浆岩，推测地幔柱活动引发了金矿成矿作用。美国西部卡林金矿集中区的岩浆作用可以分为三期：①43~34Ma，大量的中性到富硅、高钾钙碱性熔岩及凝灰岩喷发；②34~18Ma，长英质的岩浆侵入作用；③18~6Ma，典型的双峰式火山作用。他们认为在43~34Ma 期间发生的火山活动、张性构造以及集中于内华达大盆地中的金成矿作用与黄石古热点的演化之间存在成因联系。他们强调始新世-渐新世期间的岩浆事件与卡林型金矿之间在空间上的耦合都是由于黄石热点引发的，认为卡林型金矿化是与具有漫长历史的黄石热点相伴发生的。黄石热点可能是一个起源于核幔边界的地幔柱，核幔边界被通常被认为是一个异常富集金及与金矿伴生的中度亲铁元素（As、Sb、Te）的区域，地幔柱构造活动可以将金搬运到上地壳中。60Ma 以来，黄石热点构造活动引起了俯冲消亡的 Farallon 板块的分解，并产生了 43~34Ma 期间大规模的俯冲板片熔融和变质脱挥发分作用。同期发生的地壳拉张和热流体在上地壳中的对流循环，有利的构造和岩性圈闭，控制了卡林型金矿的形成。

我国滇黔桂、川陕甘两个“金三角”卡林型金矿矿集区位于以峨眉山玄武岩为中心的峨眉山地幔柱活动区。卡林型金矿集中分布于火成岩活动区。但金矿多位于较大规模侵入岩或火山岩分布区的边缘地带和邻区，矿区内仅见少量花岗斑岩、石英斑岩、辉绿岩、煌斑岩等脉岩。

## 3. 赋矿围岩条件

卡林型金矿床的含矿围岩时代广泛，岩性主要为海相沉积岩，岩性主要为不纯碳酸盐岩和细碎屑岩等，富含炭质。在某些矿床中，少量金矿化的围岩为火成岩。

北美大盆地中卡林型金矿床含矿围岩的时代从寒武纪到三叠纪。其中卡林金矿带中金矿床的容矿围岩可以分为三种情况：①原地的大陆架碳酸盐岩及碎屑岩层序（东部组合）；②外来的主要是硅质碎屑岩层序（西部组合）；③密西西比纪晚期的超覆层序。

我国卡林型金矿的赋矿围岩时代范围很宽，从元古宙到中生代都有，盛产卡林型金矿的黔桂滇和川陕甘两个金三角的赋矿围岩分别以中泥盆统和中三叠统为主，主要是含钙的砂岩、粉砂岩、泥岩和碳酸盐岩。

## 4. 构造控矿

构造是重要的控矿因素，对金矿化的控制作用甚至强于地层。构造控矿作用在不同的矿区有不同的表现。

北美西部卡林型金矿床的矿化分布受构造的强烈控制，金矿床产在与大陆边缘构造有关的推覆构造体的内部或其附近，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。在化学活性强的岩石中，形成较大似层状矿体。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。北美地区卡林型金矿控矿构造主要包括：（1）高角度、NW走向断层系是主要的导矿和容矿构造，通常被煌斑岩和二长岩岩墙充填；（2）高角度、北东走向断层是次要的导矿和容矿构造，尤其是在与北西向断层交汇的部位；（3）原地碳酸盐岩中宽缓到中等的背斜；（4）高角度和平缓的成矿前的坍塌角砾岩体

我国黔西南卡林型金矿床主要形成于压性或压扭性断裂带、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。

## （二）矿床地质特征

卡林型金矿床具有呈带状分布的现象，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，从小型规模到超大型规模都有。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范围很大，但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。

### 1. 矿体特征

矿体一般呈不规则的似层状、透镜状，这类矿体和围岩界线不清楚，矿体亦有脉状、条带状。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。我国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. 围岩蚀变

卡林型金矿床的围岩蚀变有去碳酸盐化、硅化、泥化、硫化物化和重晶石化等。一般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。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。

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。受断裂控制、强烈硅化形成的板状碧玉岩被绝大多数研究者认为是成矿前的产物（如 Berger & Henley, 1989），但通常是金矿化存在的重要指示标志。

泥化包括绢云母化、蒙脱石化、伊利石（一般继承原岩中泥质物）和高岭石化等（可能继承或由伊利石蚀变而来）。

### 3. 矿石特征

常见矿石矿物包括黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄黄、雌黄及辰砂等，并以缺少其它贱金属硫化物为特点；脉石矿物以石英、方解石为主，次为重晶石和伊利石、高岭石、蒙脱石、绢云母、明矾石等粘土类矿物。

黄铁矿、毒砂一般形成相对较早，是成矿热液期形成的，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。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。

卡林型金矿床中金在矿石中的含量是未蚀变岩石的 100 至 1000 倍。伴生 Au、Hg、Sb、As、Tl 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 1~10 倍或更高。相反，象铜、铅、锌、钨、铋和碲很少超过背景值的 1~10 倍。金和砷、锑、汞（铊）等元素紧密共生的地球化学组合即众所周知的“卡林组合”，“卡林组合”的发现对寻找卡林型金矿床具有非常重要的实际意义。

金的赋存状态为微细浸染型，金颗粒非常细小，呈显微和亚显微级，从小于 1 $\mu\text{m}$  到 30 $\mu\text{m}$  之间变化，多数界于 1 到 5  $\mu\text{m}$  之间，所以卡林型金矿床又被称为微细浸染型。金主要以固溶体形式存在，金以类质同象形式进入黄铁矿和毒砂的晶格中，固溶体分解时金析出，肉眼和普通显微镜下不能见到；另外还可能存在化合物金。原生矿石中偶尔见到自然金微粒是含砷黄铁矿晶格出溶的结果。

我国的卡林型金矿与美国的卡林型金矿存在较大的差别，主要表现在 Au、Hg、Sb、As、Tl 的存在形式方面（李朝阳，1995）。这五个元素在美国卡林型金矿中密切共生，系同期的成矿产物，分异现象不明显。我国卡林型金矿中，从区域上来看，Au、As、Hg、Sb、Tl 都有出现，但具体到某一个矿床来说，绝大部分金矿床矿石中不含 Tl 或甚微；As 呈三种矿物形式存在，它们与金矿化关

系又有差别，如细粒毒砂、含 As 黄铁矿与金矿化关系密切，而雄黄、雌黄这两种砷矿物虽分布在金矿区，但都晚于金矿化；辰砂、辉锑矿与雌黄、雄黄相似，其矿化也晚于金矿化。我国卡林型金矿中，自然金是主要存在形式和被包裹于黄铁矿、毒砂、粘土矿物及碳质物中，而美国卡林型金矿自然金不是主要存在形式，矿石中的金主要存在于黄铁矿表面的薄膜中和分散在非晶质碳粒的表面及呈金有机化合物的形式与有机酸共生。

#### 4. 成矿物理化学条件

流体包裹体研究表明，金是以羟基二硫络合物的形式搬运的。含金流体是高度演化的大气降水与岩浆水的混合流体。流体盐度低（1~7wt%NaCl），富 H<sub>2</sub>S 和 CO<sub>2</sub>。H<sub>2</sub>S 的富集有助于硫化作用和含金黄铁矿沉淀，CO<sub>2</sub> 的富集意味着卡林型金矿形成于 4.4±2.0km 的深度，成矿温度为 180~245℃。

#### 5. 矿床成因

由于卡林型金矿形成的地质要素（岩浆岩、地层、构造）和成因要素（矿源、热源、水源）之间关系的复杂性和人们对其认识的差异性，其成因问题历来争论不休。在三大成因要素中矿源是最基本的，成因假说按矿源可分为两大派别。（1）岩浆成因派，认为主要由浅成侵入体提供矿源和热源，在岩浆热液系统的远端（以大气降水为主）交代成矿，以 Sillitoe（1990）为代表。（2）沉积成因派，认为矿源主要来自地层（或浅变质地层），以 A.S. Radtke（1980, 1985）为代表。从目前国内外卡林型金矿研究提供的岩石学、微量元素（稀土）、同位素和包裹体成分等资料看，成矿物质主要来自地层，热液以天水和建造水为主，热源与中-新生代火山-侵入活动有关。上述 2 派都承认卡林型金矿为低温热液矿床。两大派别对成矿过程的认识表现在对成矿环节认识的差异上。沉积成因派认为成矿过程有金的活化、迁移和沉淀 3 个环节。岩浆成因派则不需金的活化这一环节，认为金直接由岩浆热卤水提供，其金的迁移和沉淀机制与沉积成因派相同。

卡林型金矿床的规模大，形成许多大型和超大型金矿床，卡林金矿带中有 4 个矿床的金储量超过 100 吨，其中，Gold Stike 金矿床的储量达到 627 吨，卡林金矿床的储量也有 205 吨。

#### 美国卡林金矿床

卡林型金矿以典型矿床——美国内华达州卡林金矿床——而得名。卡林金矿床位于美国内华达州中北部，尤里卡县北部塔斯卡罗拉（Tuscarora）山区。

矿区位于美国西部陆缘地带中、新生代的弧后盆岭式裂谷带内。早、中古生代地层（即西部岩群）向东或向东南掩覆在相应时代的碳酸盐类地层（即东部岩群）之上，逆掩断层称为罗伯茨山（Roberts Mountain）逆断层，在断层上盘形成一系列构造窗。

卡林矿床就处于其中林恩构造窗的东北缘（Radtke 等，1980）。在构造窗外围（上盘）所出露的地层为维尼尼组，在构造窗之中（下盘）的沉积岩以奥陶-泥盆系的灰岩、白云岩和石英岩为主，主要赋矿围岩为罗伯茨山组，为暗灰色薄层页片状粉砂质钙质白云岩和灰岩。卡林金矿床中绝大多数金矿体产于罗伯茨山组上部 245m 厚的碳酸盐类岩石。它们被上述高角度断裂所限制，呈北东走向延伸近 2.8km；少量金矿也可产于波波维奇组底部的薄层碳酸盐岩中和利维尔断层东部维尼尼组的碳质页岩中。

矿区内见有许多岩墙，多为侏罗纪和（或）白垩纪形成。它们沿北西向高角度断层侵位，岩性基本相同，多为石英斑岩。后因遭到北东向断层破坏和含金热液作用，大部分已强烈蚀变和矿化。矿区还发育一些第三系喷出岩，主要为中新世流纹岩和流纹英安岩，分布于该区西部塔斯卡罗拉山的西翼，该期火山岩活动可能为成矿系统提供了热源。

该区构造比较复杂。最主要的构造变动为罗伯茨山逆断层，其次为北东和北西向高角度断层，后者将罗伯茨山逆断层上盘低缓碳酸盐岩破碎，构成了成矿热液通道，控制了矿床的形成。其中影响矿区较大的断层有三条：即米尔（Mill）、哈迪（Hardie）和利维尔（Leeville）断层。

卡林金矿床平面可分为三个矿带（图 6-25）：

（1）西矿带：矿体呈脉状产出，延长 340m，走向大约为北西 60°，向北倾，倾角 60~70°。西矿带严格受高角度断层控制。

(2) 主矿带：总长度约 915m，由几个联贯的矿体组成，矿体的位置和形态严格地受地层与构造的控制。在北东部，矿体多呈似席状产出，厚约 30m，走向大致为东西向，倾角 38~40°，与围岩产状近似。矿体被两组走向为北东 45° 和北西 45° 的高角度断层切割，其中一条被岩脉充填。在西南部，矿体呈板状，长约 395m，厚 20~30m，走向大致为北东 45°，倾向北西，倾角 50~70°。两组近南北向和北东 45° 高角度断层交汇处控制了矿体的定位。

主矿带的矿石量约占该矿床矿石总量的 60%，其中含有大量的未氧化的和氧化的矿石。未氧化矿石的特点是氧化硅、黄铁矿和有机碳含量变化很大。在局部，由于热液带入了碳氢化合物，有机

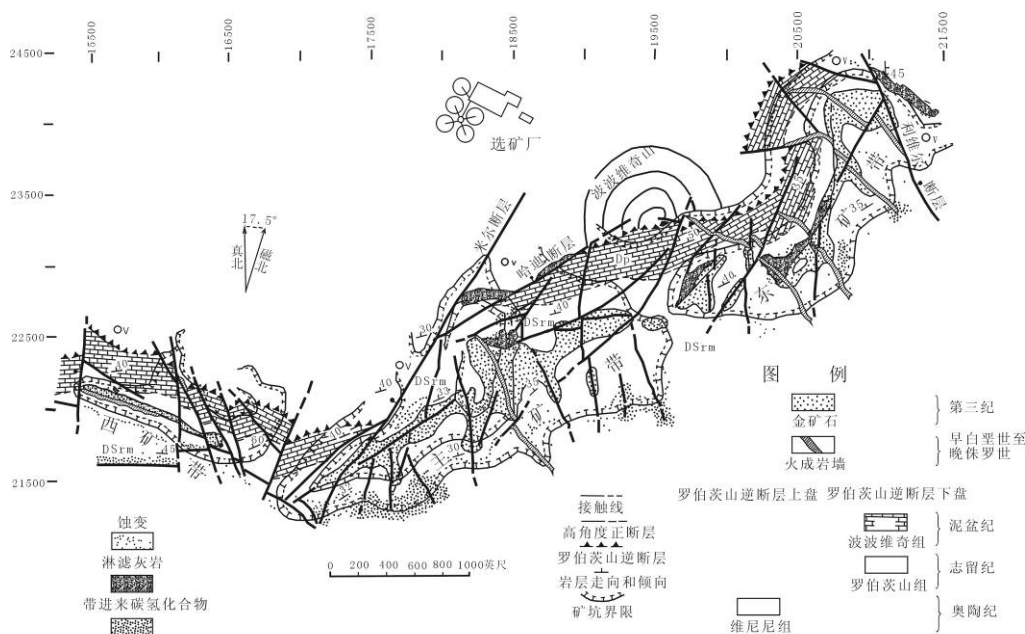


图 6-25 卡林金矿床矿区地质图 (吴美德, 1986)

碳含量达到 5%。在矿化的碳酸盐类岩石裂隙中，常见有含砷硫化物和磷酸盐类矿物。这些矿物和有色金属硫化矿物也见于主矿带深部的重晶石脉中。

(3) 东矿带：自波波维奇山西南到利维尔断层东侧的维尼尼组，延长约 730m。大部分矿体呈不规则的拉长板状产出。走向北东 20°，向西倾斜，倾角 35~45°，与围岩产状一致。

此外，卡林金矿床还具明显的垂向分带特点 (图 6-26, 吴美德, 1986; Radtke 等, 1980):

(1) 氧化酸淋滤带，其底界与现在的地形近乎平行，但沿裂隙向下延伸较深。该带中含有未蚀变岩石和未氧化的矿化岩石的残余体。

(2) 氧化但未淋滤带 (表生氧化带)，它可延伸到氧化酸淋滤带以下 20m 处，但也见于淋滤带之上。实际上，该表生氧化作用带从地表一直延伸到氧化酸淋滤带以下。

(3) 浸染状金矿体 (主矿带)，向下延伸深度不一，包括下部未氧化矿石 (暗色影区) 和上部氧化矿石 (斜线)。

(4) 似碧玉岩 (硅化碳酸盐类岩石)，从断层向外扩展达 30m，在氧化酸淋滤带内从上到下整个垂距约 130m，它们的厚度和横向范围随着深度加大而逐渐减小，到氧化酸淋滤带底部接近尖灭。最大的似碧玉岩体往往位于矿体之下，沿其下部边缘分布。

(5) 重晶石脉和细脉，散布于整个矿床中，但以主矿带和西矿带的淋滤带最发育。

(6) 石英细脉，零星分布于未氧化矿石深处、氧化带较浅处和地表硅化碳酸盐类岩石 (似碧玉岩) 中，厚约 1cm 左右，它们具有重要的地球化学意义。

(7) 方解石细脉，零星分布于淋滤带上下的氧化和未氧化岩石中，尤其在氧化带中较为丰富，但在酸淋滤带中常缺失。

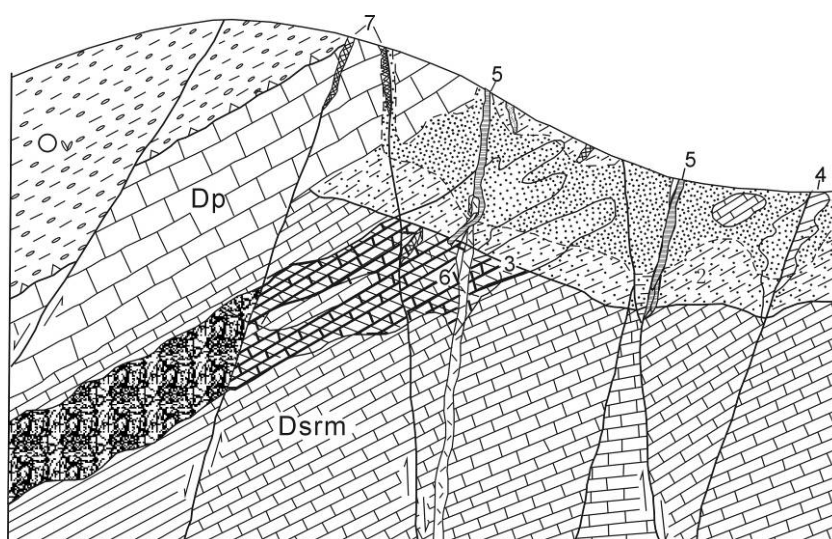


图 6-26 穿过卡林金矿主矿带和波波维奇山的南北向横剖面示意图 (吴美德, 1986)

Ov=维尼尼组; Cp=波波维奇组; Dsr=罗伯茨山组; 1=氧化酸淋滤带 (小点); 2=氧化但未淋滤带 (点和虚线), 该带从地表向下穿过酸淋滤带并延伸到酸淋滤带之下; 3=主矿带, 包括下部未氧化矿石 (暗色影区) 和上部氧化矿石 (斜线); 4=似碧玉岩 (地表硅化碳酸盐类岩石)。用黑点和线条表示, 注意火成岩脉沿图中心附近的断裂侵入; 5=重晶石脉, 用横线表示; 6=石英脉, 用黑点表示; 7=方解石脉; 用×表示。

根上述分带现象, 可将矿石分为氧化矿石和原生矿石 (Radtke 等, 1980)。

(1) 氧化矿石: 氧化矿又可进一步分为淋滤的和未淋滤的矿石。氧化但未淋滤的矿石和既淋滤又氧化的矿石中均含有直径为  $5\mu\text{m}$  的自然金微粒, 还有少量微粒金与次生铁氧化物矿物和粘土伴生。

(2) 未氧化矿石: 根据矿物、化学成分和金的矿物共生组合, 未氧化矿石又可详细分出五种类型: ①正常矿石; ②硅质矿石; ③黄铁矿质矿石, ④碳质矿石; ⑤富砷矿石。在矿床中五种类型可以是渐变的, 但它们彼此易于识别。

卡林金矿床的围岩蚀变有去碳酸盐化、硅化、泥化、硫化物化和重晶石化等。

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。去碳酸盐化作用在卡林金矿的形成过程中起了重要作用 (Stenger 等, 1998)。去碳酸盐化使碳酸盐岩的孔隙度增大, 对成矿起着关键作用。在卡林矿区, 早期方解石的迁出可看成是含矿主岩为晚期金矿化作准备的重要作用。

泥化和去碳酸盐化同时进行, 为绢云母、蒙脱石、伊利石和高岭石。

卡林金矿床最重要的蚀变是硅化, 并与金有最直接的关系。硅化导致碳酸盐层被硅广泛交代并形成似碧玉岩, 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受构造控制, 并有时在深部变为石英脉带。似碧玉岩是金矿化存在的良好指示, 然而它们的金含量很不相同。

在卡林矿床中, 各矿体及蚀变岩石与构造的空间关系是很相似的, 但在其它方面又各具特色。原因是: 一则热液所流经的通道复杂, 二则热液在沸腾期间曾发生了物理化学变化。成矿阶段可分为 4 个阶段, 即阶段 1 (成矿早期去碳酸盐化阶段), 阶段 2 (主期和晚期成矿阶段), 阶段 3 (酸淋滤氧化阶段) 和阶段 4 (晚期表生氧化和风化阶段) (Radtke 等, 1980)。

Radtke 等 (1980) 通过卡林矿床的地质、流体包裹体、稳定同位素研究, 认为卡林矿床的地球化学特征与沉积岩成因是一致的, 罗伯茨山组或许还有其它沉积岩可能为矿质源岩。卡林矿床是在浅成环境下由第三纪晚期火山作用加热而循环的大气水热液系统形成的低温浸染交代型矿床。

### 三、密西西比河谷型铅、锌矿床

密西西比河谷型铅、锌矿床 (Mississippi valley type Pb-Zn deposits, 简称 MVT), 以其品位低、规模大、地质构造比较简单、埋藏较浅和易于开采为特点。美国中部密西西比河流域的层状铅、锌矿床是这类矿床的代表, 密西西比河谷型铅、锌矿床因而得名。MVT 矿床金属量 (Pb+Zn) 从几千吨到几百万吨不等, 并且一般成群成带分布, 密西西比河谷地区就有近 400 个矿床。加拿大、苏联、中欧阿尔卑斯地区以及北非等地都有这类矿床产出。我国湘、黔、桂、粤、川西、辽宁以及秦岭等地也有这类矿床分布, 其储量居我国铅锌矿床的首位。

#### (一) MVT 铅、锌矿床地质特征

MVT 铅、锌矿床地质特征的研究, 尤其与其它以沉积岩为容矿围岩的矿床类型的对比研究, 被许多研究者系统的开展过。其特征主要如下:

(1) 矿床产于地台边缘的沉积盆地中, 含矿岩系成带状沿盆地边缘分布, 一般都含海相蒸发岩, 盆地中央有时产有石油。

(2) 矿床产于一定层位地层中。就世界范围而言, 含矿层位多, 成矿时间长。就一个矿床而言, 成矿时间短而集中, 矿化限于 1~2 个层位。容矿岩层为未变质的沉积岩, 以厚层白云岩为主, 次为石灰岩, 矿体常产于岩层界面附近。容矿碳酸盐岩层中常夹有礁灰岩, 显示为滨海或浅海相沉积。MVT 矿床受主岩的渗透性控制(为成矿流体运移及成矿物质沉淀提供有利空间部位)。矿区范围内一般不出露火成岩, 少数矿区发现有火成岩, 经证实也和成矿无关。

(3) MVT 矿体大多以开放空隙充填方式形成, 具后生成矿特征。矿体有似整合和不整合两类: 似整合矿体为层状、似层状, 与地层产状一致; 不整合矿体呈脉状、网脉状, 受断裂和裂隙控制。

(4) 金属矿物主要为闪锌矿(含铁较低)、方铅矿、黄铁矿(时有白铁矿)、及少量黄铜矿, 矿石矿物多呈浸染状沿岩层微层理分布。矿石品位低, 但储量大。MVT 矿床从富铅到富锌皆有, 绝大多数的锌高于铅。大部分 MVT 矿床具银异常, 许多还具经济意义, 如密西西比河谷地区。矿石矿物多成浸染状沿岩层微层理分布。

(5) 脉石矿物主要有萤石、重晶石、白云石、方解石和石英等。

(6) 围岩蚀变以硅化、白云岩化为主。

(7) 成矿流体源自沉积建造水, 成矿过程中演化为含矿热卤水, 成矿温度 50~150℃ (<200℃), 成矿溶液盐度 15-20wt%NaCl (高的可达 30%), 包裹体液相成分以  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$  为主, 有时含石油。

(8) 硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  为 8.03~+31.36‰, 且一般认为矿床的硫主要来源于海相蒸发岩, 如膏盐层。蒸发岩中的硫酸盐转变为 MVT 矿床中硫化物的还原态硫的机制可能是通过热化学还原作用实现的。

#### (二) 我国和美国密西西比河谷型铅、锌矿床特征的差异

由于美国的 MVT 矿床成矿流体的流动可能是在大面积分布的透水层中进行的, 而我国西南地区的 MVT 矿床成矿流体的流动受断裂的控制, 造成我国和美国密西西比河谷型铅、锌矿床特征存在一些差异:

(1) 矿床的形成温度不同: 美国中部的 MVT 矿床形成温度比较低, 为 80~170℃, 且在矿田甚至矿带范围内各矿床的形成温度相差不大。中国川、滇、黔交界的 MVT 矿床形成温度相对要高一些, 为 100~300℃, 且不同地区矿床的成矿温度相差比较大。

(2) 矿床受断裂控制的程度不同: 空间上我国西南地区的 MVT 矿床更多地受断裂构造的控制。矿体则往往定位于次级断裂的交汇部位或断裂与褶皱的交切处; 而美国的 MVT 矿床主要受层间破碎带、岩相变化、基底隆起及喀斯特溶洞的控制, 受断裂的影响相对较弱。

(3) 蚀变带的规模不同：美国的MVT矿床常伴随有大面积的热液蚀变，如热液白云石化等。但是我国的矿床蚀变范围较小，多局限于断裂带附近。

### (三) 成因机制

近年来，多数人倾向于认为这类矿床中的铅、锌矿化在沉积和成岩时已初步富集，后经地下热卤水对富含铅、锌的沉积层进行溶滤和搬运，在有利的地层和构造环境中充填、交代而成矿床。越来越多地研究表明，形成 MVT 矿床的成矿热卤水，是在构造作用引起的定向压力或地形高差所致的重力梯度的驱使下作定向迁移，并在岩相变化、基底隆起、断裂发育等地段沉淀出矿质而成矿。流体横向流动成矿和流体垂向循环成矿的最大区别在于，前者成矿时不需要异常地温梯度，而后者必须有异常地温场。流体的横向流动一种是在某一特定含水层中流动，另一种情况则受断裂带的控制。流体的横向流动成矿说可以比较合理地解释 MVT 矿床的一系列共性，矿质的沉淀是由蒸发岩中硫酸盐的热化学还原作用所致。美国中部地区的 MVT 铅锌矿床成矿流体的主要通道是含矿层之下的砂岩含水层，而我国西南地区矿床成矿流体的流动受震旦系碎屑岩含水层和区域性大断裂的联合控制。

密西西比河谷型铅、锌矿床在世界范围内有广泛分布，除美国密西西比河谷地区的该类矿床外，其它著名的矿床有加拿大的派因波因特、中欧的东阿尔卑斯、波兰的上西里西亚-克拉科夫等。我国云南金顶铅锌矿床等也属典型的密西西比河谷型铅、锌矿床。

#### 云南金顶铅、锌矿床

金顶铅锌矿床于 1957 年被发现，Pb+Zn 控制储量 1500 万吨（平均品位  $w_{Pb}1.29\%$ ， $w_{Zn}6.08\%$ ），总金属量大于 2200 万吨，是目前中国最大铅、锌矿床。

金顶铅、锌矿床赋存在横断山中段、兰坪盆地北端、新生代金顶穹隆构造中。矿区地层由中、新生代地层组成，中生代地层倒转并被推覆逆掩于新生代地层之上，构成金顶逆冲推覆构造。在逆掩断层中及其上、下两盘的中、新生代地层中，产有丰富的铅、锌矿石（图6-27）。

中生代地层由老至新为：

(1) 上三叠统三合洞组：硅质灰岩、泥灰岩、砂质泥岩；

(2) 上三叠统麦青组：炭质页岩、泥岩、粉砂岩；

(3) 中侏罗统花左组：泥岩、砂岩；

(4) 下白垩统景星组：石英砂岩、细砂岩、粉砂岩，为矿区主要含矿层。

新生代地层为老第三系云龙组，属正常层序，上部为灰岩角砾岩夹粉砂岩，是矿区主要含矿层，下部为红色砂泥岩。

铅锌矿化产于断裂上、下盘的景星组 and 上云龙组两套地层中，分别为上部矿层和下部矿层。

矿石分为砂岩型和灰岩型。砂岩型矿石构造简单，成浸染状构造，胶结结构。灰岩型矿石构造复杂，有脉状、块状、条带状及胶状构造。结构也较复杂，有同心环带结构、鲕粒结构等。矿石中金属矿物主要为闪锌矿、黄铁矿、方铅矿等。非金属矿物主要为方解石、重晶石、石英、石膏。

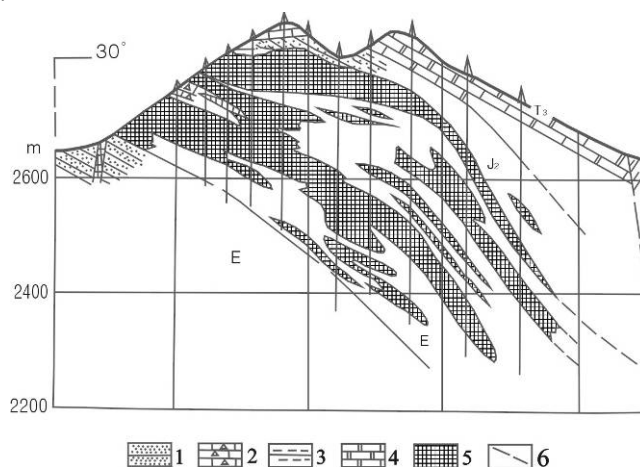


图6-27云南金顶铅锌矿地质剖面图

矿床受地层和断裂构造双重控制，矿体既有层状又有脉状和网脉状。方铅矿的年龄为22~83Ma，和地层时代大致相当。 $\delta^{34}\text{S}$ 在-1.71~30.43%。基于上述材料，可以认为本区中生代晚期至新生代早期沉积时，铅、锌已初步富集，后期受热卤水作用，在断裂带附近岩性有利的地段，形成了大量铅、锌硫化物富集。

#### 四、似层状汞、铋矿床

似层状汞、铋矿床是汞、铋的最重要矿床类型，它们的特点和产出条件十分相似，我国湘黔一带的汞矿床和铋矿床都属于这一类型。

矿区内一般无岩浆岩出露。矿体产于薄-中厚层灰岩、白云岩中，矿体之上常常是页岩、泥灰岩和泥质白云岩等。这些岩石由于结构致密，孔隙度小，渗透性差，在成矿过程中起着明显的遮挡层作用。近年来，还发现某些汞矿床的分布明显地受岩相的制约，如湘黔地区的含汞地层大多位于灰岩相向白云岩相过渡的地带。

结晶灰岩及白云岩中的角砾岩与汞、铋矿床的形成有密切关系。角砾岩大多是由灰岩和白云岩的层间断裂造成的。据统计，矿化和中等程度的角砾岩化（砾间空隙占10~25%）关系最为密切，砾间空隙过多或过少者含矿性都较差。

矿体多为层状、似层状、透境状，沿层断续分布，以褶皱轴部或层间剥离处矿化最厚，向两侧逐渐变薄而尖灭。矿体的产状和围岩基本一致。在一个区域内常有几个含矿层位，每个层位都有几层汞、铋矿体，每一个矿层又往往都由若干个不连续的透境体或薄层矿体组成。

在似层状矿体中有时还伴生脉状矿体，这些矿脉往往和褶皱形成的张裂隙有关，矿脉的走向和褶皱轴向一致，上部较宽，往下迅速变狭而尖灭。

围岩蚀变比较简单，以硅化和碳酸盐化为主。硅化作用比较普遍而强烈，与矿化关系尤为密切。硅化发育时围岩颜色变浅，岩石致密而坚硬，当其叠加有碳酸盐化时含矿性都较好，大多成为富矿地段。碳酸盐化主要表现为密集的方解石细脉和结晶白云石，它们大多分布在矿体附近的围岩中。离矿体更远处尚可见到围岩的退色和重结晶现象。

矿石的矿物成分均较简单，铋矿床中金属矿物几乎只有辉铋矿，很少见有其它金属矿物伴生。矿石的铋品位一般为5%左右，富的可达20%以上。汞矿床中的金属矿物主要为辰砂，有时有少量闪锌矿、辉铋矿、黄铁矿、雌黄和雄黄。矿石中汞品位一般可达0.2%左右，某些矿床的富矿段含汞可达5~7%。矿石中的辰砂有结晶状和浸染状两种。前者多分布在矿体中部或晶洞中，后者多分布于矿体边缘。脉石矿物主要为石英、白云石和方解石，偶尔可见萤石和重晶石。

矿石构造以角砾状、晶洞状为主，辉铋矿大多晶形良好，他形晶较为少见。辰砂大多呈他形晶产出，只有晶洞中的辰砂可出现极完美的晶形，少数辰砂成浸染状散布于围岩中，形成浸染状矿石。全由辰砂组成的致密状汞矿石是很少见的。

长期以来，似层状汞、铋矿床被认为是岩浆期后低温热液矿床。近年来，对汞矿进行了气液包裹体测定，汞矿石内白云石的形成温度为120~250℃，石英为70~110℃。辰砂为50~130℃。不少学者认为这类矿床的形成和沉积地层中汞的初步富集有关，后期的构造和热液使矿化得到聚集和富化。矿床具有明显的层控特征，属地下水热液矿床。似层状汞矿床广泛分布于我国贵州省，万山地区汞矿床是这一类型的代表。似层状铋矿床以我国湖南省锡矿山最为著名，是世界上最大的铋矿床。

##### 贵州万山汞矿床

万山汞矿床位于贵州东部。矿区内主要出露有寒武纪地层，岩性为灰岩、白云岩及泥灰岩等。岩层产状平缓，几成水平产出。

矿田范围内断层发育，多为北东东和北北东向断距不大的正断层。矿体多发育在区内主要断裂——万山正断层百米以外的穹窿状褶皱鞍部和角砾破碎带中。汞矿化主要位于中、下寒武纪地层中，占总储量的91.5%，含矿围岩以灰岩、白云岩为主，其它岩石含矿甚少。矿区内所有矿体几乎都由



岩性致密的岩层作为盖层，其中以泥质白云岩为主。

根据控矿构造和产状特征，矿体可分三种类型：

(1) 层状、似层状矿体：矿体局限于一定的含矿层内，在较大范围内矿化比较稳定，含矿层受层间构造控制，矿体顺层斜列产出，形态为层状或似层状（图6-28）。这一类矿体是区内、最主要的矿体类型，约占总储量的75%。

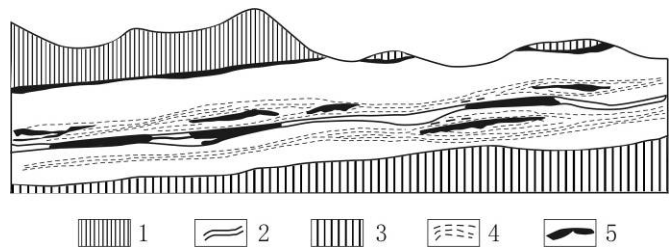


图 6-28 万山汞矿床含矿层综合剖面图

1-上部泥质白云岩、泥灰岩、页岩；2-条带状白云岩；3-下部泥质白云岩、泥灰岩、

页岩 4 含石英的白云岩脉带 5 汞矿体

(2) 脉状矿体：矿体沿断裂分布，产于不同岩性围岩的断裂带中，少数浸染于断裂附近的蚀变围岩中。这类矿化规模较小。

(3) 复合型矿体：矿化受层间构造和断裂构造二者控制。断裂带内形成透镜状、囊状及不规则状矿体；在断裂带两侧的围岩中，沿层面或层间滑动面形成层状、似层状矿体。这类矿体占全区储量的22%。

区内的围岩蚀变以硅化、白云石化为主。金属矿物主要为辰砂及少量的黑辰砂、自然汞、辉锑矿、闪锌矿、黄铁矿及雄黄。

非金属矿物以石英、白云石为主，其次是方解石、重晶石和沥青。产于矿体中部的辰砂晶形完好，常具双晶，产于矿体上部的辰砂多成粉末状，有时伴随黄铁矿浸染。辉锑矿出现于辰砂富集地段。闪锌矿分布于矿体外围。矿石构造以条带状、角砾状、浸染状为主，少数为脉状、粉末状和皮膜状。矿石品位深部高，浅部低，全区构成一巨大的汞矿田。

硫同位素测定表明硫来自海水沉积的蒸发硫酸盐类，矿床属地下水热液矿床。

**湖南锡矿山锑矿床**

区内出露有泥盆系、石灰系、二叠系地层，岩浆岩极不发育。与矿化有关的地层主要为泥盆系上统余田桥组的厚层硅化灰岩。

区内构造线方向为北东25~30°，以褶皱为主，全区构成一“覆舟式”大背斜——锡矿山背斜，其上又有次级较小的背斜和向斜。西部大断层沿锡矿山背斜轴部通过，为一正断层，垂直断距为700~900m，是区内主要的导矿构造。

锑矿体产于断层下盘余田桥组中部灰岩段的顶部，多数沿层间破碎裂隙和由褶皱引起的层间剥离空隙充填交代而成，背斜轴部矿化最为富集。余田桥组上部页岩段和长龙界页岩具明显的遮挡层作用，使含矿热液于其下伏的灰岩中富集成矿。

区内矿体受构造和地层双重控制，共有三种产状（图6-29）：

（1）层状、似层状矿体：层状矿体与灰岩中的层间破碎带有关，矿体和地层成整合产出，但其边界多不规则且常切割地层；似层状矿体由多层厚10~15cm的矿体和围岩夹层组成（图6-29）。层状矿体附近，有时伴生有高品质的脉状矿体。

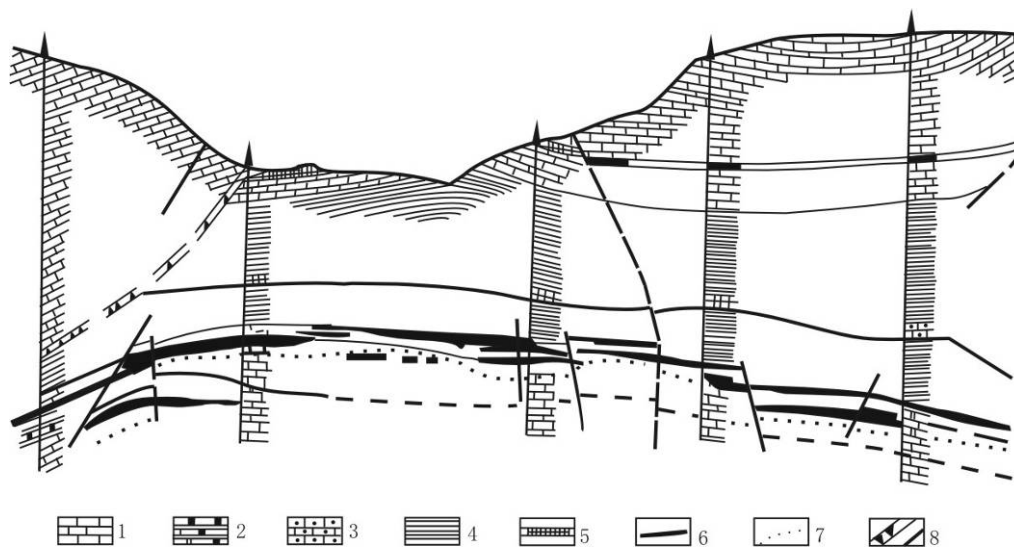


图6-29 锡矿山飞水岩矿区地质剖面图

1-灰岩；2-结晶灰岩；3-含铁介壳灰岩；4-页岩；5-砂质灰岩、页岩、赤铁矿层；  
6-矿体；7-硅化边界；8-断层

（2）脉状矿体：产于西部断层下盘破碎硅化带中，矿体沿断层延展，呈脉状，产状和断层相一致。产于灰岩附近的矿体大而富，产于砂岩中的矿体小而贫。

（3）复合型矿体：产于西部断层和灰岩段交汇处。矿体形态由沿断层分布的脉状过渡为沿地层分布的层状。这类矿体的规模较大，矿石品位也较高。

矿床的围岩蚀变有硅化、重晶石化等，尤以硅化普遍。矿体一般位于硅化带的上部，二者的厚度成正比关系。

矿石矿物成分比较简单，矿石矿物主要为辉锑矿，脉石矿物以石英为主，局部地段有较多的重晶石和方解石。矿石中含锑高的可达20%。矿体内偶尔可见含辰砂和黄铁矿的方解石细脉，系晚期成矿作用的产物，一般无工业意义。

矿石构造以块状、浸染状、角砾状和晶洞状为主，其类型主要决定于矿石的产出部位。晶洞内的辉锑矿晶体成针状、放射状。

据气液包裹体测定结果，辉锑矿的形成温度为215~135℃，属低温热液产物。