

# 金矿床新类型、金矿床地球化学、 金矿床成矿预测原理

下 册

杨 敏 之

冶金部天津地质研究院

1989.1.

金矿床地球化学

杨敏之

编辑：天津地质研究院编辑部

印刷：天津地质研究院印刷厂

出版日期：1989年1月

书号：天津出版局津新图出字(88)000349

印数：1—2500

字数：650000

3.002

的资料。另一方面，韦斯特兰区的内生的后生成色较高。据G.J.威廉斯报道，“黑水”矿山的成色为955，与其毗邻的里弗顿区砂金的成色为960~970。

为了形成砂金矿，需要两个相互配合的阶段。第一个阶段是地壳中的痕量金（约3 PPb）被热液富集成石英脉一类后生矿床中的“粒”金。第二个阶段是这些金经风化、侵蚀和搬运后富积到冲积物中。这两种联合作用的总“效率”很低。J.亚当斯指出，在第三纪，从韦斯特兰砂矿附近的南阿尔卑斯山上剥蚀下来的岩石为 $1.1 \times 10^{17}$ 公斤，而从砂矿中回收的金（以地壳平均含量为3 PPb算），折合成岩石只相当于 $4.3 \times 10^{13}$ 公斤。同样，在奥塔戈地区，第三纪剥蚀下来的岩石总共为 $5 \times 10^{16}$ 公斤，可能还要外加准平原化时的 $15 \times 10^{16}$ 公斤岩石。而从奥塔戈砂矿回收的金，折合成岩石相当于 $6 \times 10^{14}$ 公斤。

### （3）大砂矿、板块运动和海平面变化

在每个大砂矿区，都有一个比较老的造山带回春，而且这个造山带都含经济价值低的内生的后生金矿，后来经过体积达几千立方公里的新隆起的山脉的陵削作用，再经多次侵蚀改造作用，富集成主要砂矿。这种垂直隆起的机制还不清楚，可是是多种原因造成的，尽管最近人们更多地注意到它与板块相对运动在，晚中生代和新生代发生的全球性的，特别是在太平洋西南部的重新组合有关。

大砂矿在时间和空间上都严格地限制在与环太平洋地区有关的构造不稳定区。蓝片岩也环绕太平洋分布，W.G.厄恩斯特指出，蓝片岩的暴露，也是上面为大砂矿所总结的同样的造陆运动形式所造成的结果。有利于高速隆起和尔后侵蚀的板块构造条件，似乎是大陆地壳因两个板块碰撞（此时沿板块边界可能发生走向滑动，也可能不发生走向动）而变短。大陆地壳的变短一般以冲断层上的隆起表现出来，因为大陆地壳不能象大洋地壳那样通过俯冲消亡作用而变窄。大陆变短最常发生在板块边界上，那里板块相对运动的重新调整能产生压应力、块断裂、区域隆起和山脉形成，有时能产生火山作用。而隆起作用又能引起水力基准面的变化，原有水系的回春或继之形成新的水系，产生大量新的沉积物，使早期沉积物改造和再沉积。在某些地区，冰川侵蚀和搬运作用起很大作用，而与此有关的海平面变化也影响侵蚀和加积速率。但是，在发生冰川作用时期基准面变化的时间和幅度相对于构造运动来说是次要的，因而其效应在砂矿堆积中表现不明显。

第三纪发生的全球性海平面的变化，对控制陆相沉积的陵削加积作用是一个补充因素。对这种变化的幅度和时间还了解得不够，但是，基准面变化的最大幅度可能为400米左右。这比每个大砂矿区的估计累积隆起幅度要小得多，但这种变化对阿拉斯加州诺姆区（那里海滩砂矿发育）一类地区的砂矿富集无疑是特别重要的。本文作者认为，构造隆起是控制砂矿堆积的主要因素。证明这点的是：大砂矿的地层情况相似，它们在时间和空间上分布都与板块边界有关，在正在发育的砂矿盆地中都有突然出现的粗碎屑沉积物存在。在这方面，圭亚那金矿很有意思。圭亚那全国从1884年以来产金350万盎司，~~这些矿床与第四纪四个夷平面~~（在225米的垂直间隔内）有关，而这些夷平面又与海平面的全球性变化有关，正是这种海平面的变化影响了该区河流盆地的演化过程。

D.U.怀斯曾讨论过控制显生宙全球性海平面变化的复杂因素，并强调了侵蚀速率和新

地壳形成的相互影响等。特别是,他根据恒定大陆超出模式(Constant continental freeboard model)强调了诸如相对快速构造运动引起的较快的沉积速度一类的短期扰动,以及能使沉积系统回到正常状态的长期反馈。在大砂矿区根据碎屑金追索出来的时间和空间顺序,是这种构造扰动及其衰变的良好标志。的确,海平面的变化又与沉积速率和扩散速度有很大关系,因而它本身就能反映出垂直构造运动的顺序及其原因。

J. 萨皮等人认为美国西部大陆地形演化与一系列次板块之间的相对运动形式有关,并提出大的流域盆地的主要隆起及其后来的发展与大陆板块通过地幔热点有关。这也被认为是造成其它地区火山作用和隆起的原因,在大砂矿区既发生火山作用,也发生区域隆起。

#### (4) 结论

只要古生代以后的特定类型的矿床的构造因果关系得到证实,那么,根据均变论原则就可以提出与其相似的但时代老得多的矿床也是受类似的构造控制的。南非(阿扎尼亚)维特瓦兰德型盆地的古砂矿,其许多特点与上述环太平洋第三纪砂矿相似,但产量比后者多得多。班克特含金层产在砾岩中,后者与长石砂岩大牙交错,金来自北部和东部太古代金矿带,是在太古代以后的造山运动期间和维特瓦特斯兰德系最后沉积及伴之发生的玄武质火山作用期间搬运来的。B.B.等人认识到连续的水力富集对形成含金层的作用,他们认为活动的断层崖上的侵蚀作用对控制金矿层形成顺序起重要作用。最近,W.E.I.明特提出一个导致瓦尔含金层形成的沉积作用的顺序,也强调了沉积作用对造陆作用的控制。

在加拿大新斯科舍省加斯河,含金砾岩产在从阿巴拉契亚造山期开始剥蚀下来的石炭纪沉积中。J.E.卡拉汉注意到,再往南,直到美国卡罗来纳州斯拉特和夏洛特带的三迭纪沉积物,早期是产金的。这两个金产地可能都与现在已了解得很好的北大西洋张开史有关。这些地区,以及与其相似的地区,都与大陆—大陆碰撞有关,或者说,与大陆变窄有关,值得进一步找金。

鉴于现在有寻找储量,品位低的金属矿的趋势,所以砂矿是显得特别重要。因而,了解大砂金矿的构造环境和演化史,可能有助于寻找新的潜在的金矿区。很明显,在太平洋已知的金矿区内,详细的地层研究,再配合以碎屑金受演化着的陆源岩系改造情况的研究,可能导致新的埋藏金矿的发现。特别值得注意的是新生代的河流沉积物,因为在诸如东南亚这类研究得较差的环太平洋地区,或在新生代时期以快速隆起为特征的板块内部地区(不管以前是否知道它是否含内生的后生金矿),这些沉积物中可能有砂矿。

本文讨论的是金,但其它稳定矿物,如铂、金刚石、锡石,也有类似的沉积史。铂产自阿拉斯加、乌拉尔、西伯利亚和哥伦比亚,世界上有很大一部分锡产自东南亚砂矿。

不管是什么矿物,所有的砂矿都是经过类似的富集作用形成和改造的。起主要作用的是河流,但其原因可以追索到基准面变化和构造隆起区的快速剥蚀上。所以,构造隆起对理解大砂矿的成因是至关重要的。

# 第六章金矿的成矿理论及其实验研究方法

## 一、金矿床的地质地球化学及其成因\*

本章论述金的一般地球化学特征，简要描述了金矿床的一般类型及世界金的产量概况。最后以金矿床成因的扼要章节结尾。

后生的脉型、复脉型、网脉型和浸染型金。矿床主要是通过变质分泌作用和花岗岩化作用形成的，金及其有关元素的原岩主要赋存于火山岩的和/或沉积岩的堆积体内。现代的砂金矿均属沉积成因，是在风化和后成沉积作用期间，作为化学（增生）和物理（重力）作用过程的结果，金被筛选进入砂矿富集带层中而成。含金石英砾岩型矿床可能起源于砂矿，在后成成岩作用和变质事件期间，金及其许多相关的元素经历了根本的化学再造。

### 1、金的一般地球化学特征

金是周期表中的IB族元素。在化学反应中金地球化学特征明显地趋惰性。金的主要氧化态是 $Au^+$ 和 $Au^{3+}$ 。这些状态尚未发现有在溶液中作为水离子存在，而金主要地以络合物的形式 $[Au(CN)_2]^-$ 、 $(AuCl_2)^-$ 、 $(Au(OH)_4)^-$ 、 $(AuCl_4)^-$ 、 $(AuS)^-$ 出现。金只有一种同位素。

在自然界，金主要以自然金形式产出或作为主要包含银、铜或铂族金属的各种合金矿、斜方碲金矿和叶碲金矿。铋化物类，方金铋矿，在某些含金矿床中作为深成矿物产出。同样地存在有硒化物类，硒金银矿和铋化物类，黑铋金矿。每种矿物可以很合理地地区分开。金的主要矿石矿物是自然金。方金铋矿和各种碲化物。

在上部岩石圈中金的丰度约0.005PPm，Au/Ag比约0.1。火成岩类中金的平均含量（每百万份中）是：超镁铁质岩为0.004，辉长岩—玄武岩0.007，闪长岩—安山岩0.005及花岗岩—流纹岩0.003。沉积岩中金的平均含量是砂岩和砾岩为0.03，正常页岩0.004，灰岩0.003，硬石膏和石膏 $<0.001$ 。某些石墨页岩、硫化物富集的片岩、磷灰岩和有些类型的砂岩和砾岩可以含金达2PPm或更高。

土壤中金的平均含量为0.005PPm，天然水中金的平均含量为0.0003PPm。海洋水含金平均为0.000012PPm，金是许多动植物一种痕量元素组份。有些煤在灰分中轻微富集的金，从0.05至0.1PPm。

### 2. 金矿床的类型

金既可以作为开采金矿床的主要元素获得，也可作为镍、铜、锌、铅和银矿石开采和加工的副产品获得。下面是主要开采利用金的原生矿床类型。Boyle (1979) 对每种矿床类型

\*参据R·W·BOYLE资料

给予了详细描述和大量的矿例。

(1) 含金的伟晶岩、粗粒花岗岩岩体和斑岩岩墙及岩床

这种具有原生金矿物类型的有经济意义的矿体目前还不知道。

(2) 含金砂卡岩型矿床

这类矿床最有利的主岩是灰岩、白云岩和含碳酸盐泥质岩。加拿大不列颠哥伦比亚西南部的镍盘矿床是其典型矿床。在大多数这类矿床中金以自然金、碲化物及在黄铁矿及毒砂中的浸染状形式产出。脉石组份主要由象辉石和硅灰石等的  $\text{Ca—Mg—Mn—Fe}$  硅酸盐以及少量及大量黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂组成。这类矿床中大量地富集的元素包括  $\text{Au}$ 、 $\text{Ag}$ 、 $\text{Cu}$ 、 $\text{Zn}$ 、 $\text{Cd}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{As}$ 、 $(\text{Sb})$ 、 $\text{Bi}$ 、 $\text{Te}$ 、 $\text{Mo}$ 、 $(\text{W})$  和  $(\text{F})$  (那些圆括号中的元素是局部性的)。矿石中  $\text{Au/Ag}$  比是易变的, 但普遍大于 1。这类矿床金平均品位从 3 到 15PPm。

(3) 主要产在火山岩地区的金—银脉、岩株、复脉、矿化岩管和在断裂、断层、剪切带、席状带及角砾岩带中的不规则硅化体。

这类矿床时代大多数属前寒武纪(太古宙)和第三纪, 少数属古生代和中生代, 典型的前寒武纪金矿床产在加拿大、巴西、南非和印度等地质中; 第三纪金矿床广泛分布在美国西部、日本、新西兰和苏联的火山岩地区, 最有利的主岩是变玄武岩和变安山岩(绿岩和绿盘岩)。蚀变作用主要包括绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化和黄铁矿化, 在有些矿床中以硅化和泥化为标志。金主要在石英脉、硅化带和碳酸盐化带中以自然金、碲化物和黄铁矿、毒砂中呈浸染状产出。在这类金银矿床中被富集的元素包括  $\text{Cu}$ 、 $\text{Zn}$ 、 $\text{Cd}$ 、 $\text{Hg}$ 、 $\text{B}$ 、 $\text{Tl}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{As}$ 、 $\text{Sb}$ 、 $\text{Bi}$ 、 $\text{V}$ 、 $\text{Se}$ 、 $\text{Te}$ 、 $\text{Mc}$  和  $\text{Wo}$  矿石中  $\text{Au/Ag}$  比值在前寒武纪和某些第三纪矿床中一般大于 1, 在很多第三纪金矿床中  $\text{Au/Ag}$  比值小于 1。这类矿床金的平均品位从 5 到 20PPm。

(4) 主要产在沉积岩地区的断层、断裂、层间断和剪切、拖曳褶皱、压碎带及背斜上空隙中的含金脉、复脉、席状带和鞍状矿脉; 同样在化学上有利的层中靠近断层和断裂处发育的代勿板状和不规则矿体。

这类矿床的时代范围从前寒武纪(太古宙)到第三纪。典型矿例产在澳大利亚的本迪戈、加拿大的新斯科舍及其它地区。对于脉型、复脉型和鞍状矿脉型金矿床最有利的主岩是板岩、千枚岩和硬砂岩层序; 对于交代型金矿床, 含碳酸盐泥质岩和砂岩或石英岩是特别有利的。围岩蚀变一般较轻微, 但在某些矿床中硅化、绢云母化、黄铁矿化和电气石化显著。多数金矿床产在石英或硅化和碳酸化带中, 其中金主要呈自然金、碲化物或在黄铁矿、毒砂中呈浸染状形式。在这类金矿床中高频率出现的元素, 除了金和银以外, 还包括  $\text{Cu}$ 、 $\text{Zn}$ 、 $(\text{Hg})$ 、 $\text{B}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{As}$ 、 $\text{Sb}$ 、 $(\text{Te})$ 、 $(\text{Mo})$ 、 $\text{W}$ 、和  $\text{F}$  (圆括号中那些元素是属局部性的)。矿石中  $\text{Au/Ag}$  比值一般大于 1。这类金矿床金的平均品位从 5 到 20PPm。

(5) 在一个包括沉积岩、火山岩和岩浆岩或花岗岩化的复杂地质环境中的金—银和银金脉、网状脉和硅化带。

这类金矿床是第三和第四类金矿床特征的结合。典型矿床产在加拿大安大略省克尔克拉恩湖、津巴布韦绿岩带、南非以及其它地区。石英是主要的脉石矿物。有些矿床中以碳酸盐的中等发育作为标志, 矿体构成石英脉、复脉及硅化带及碳酸盐带。金普遍地是自然金形式

存在，但也作为碲化物和在黄铁矿、毒砂中的浸染状形式出现。矿石中Au/Ag比值依赖于地区，通常依赖于矿床不同而变化，这类矿床金的平均品位从5—20PPm。

#### (6) 在火成岩、火山岩和沉积岩中的浸染型和网脉型金—银矿床

这类矿床最有利的主岩是斑岩岩墙和岩床、花岗岩和花岗闪长岩岩株和花岗岩基边缘。脉石矿物主要是石英和碳酸盐。蚀变类型随岩石类型不同而变化。花岗岩（硅质）岩石中主要绢云母化、硅化、长石化（发育钠长石、冰长石等）和黄铁矿化；在中性和镁铁质岩石中主要以碳酸盐化、绢云母化，蛇纹石化和黄铁矿化为主。有些地方在硅铝质和镁铁质岩石中都可以出现明矾石化。金在大多数这类矿床中以自然金形式，有的地方以碲化物形式，在黄铁矿和毒砂中普遍以浸染状形式产出。一般随金银富集的元素包括Cu、Zn、Cd、Hg、B、(Sn)、Pb、As、Sb、Bi、V、Se、Te、Mo、W和(F)（圆括号中那些元素是局部性的）。大多数矿床中Au/Ag比值大于1。这类矿床金的平均品位从5—15PPm。典型矿床有加拿大安大略省红湖地区；加拿大魁北克省瓦德尔；安大略省马塔奇那恩地区的扬—戴维森矿以及澳大利亚维多利亚晨星矿。

#### (B) 出现在火山岩流和伴生的火山碎屑岩中的浸染型金—银和银—金矿床。

有利的主岩是硅化、绢云母化、泥化、黄铁矿化、碳酸盐化及明矾石化流纹岩、安山岩、玄武岩和它们伴生的凝灰岩、火山碎屑岩。由于大多数产地含金量低（达0.3PPm），所以这类商业矿床还没有做过工作，但其含银量较高（达120PPm）。矿床中富集的元素，除Au和Ag外，包括Cu、Pb、Zn、Sb、(Te)和Hg。

(C) 在火山碎屑岩和沉积岩层中的浸染型金—银矿床；(a) 在凝灰岩和铁建造中的矿床和(b) 在化学上有利的沉积岩层中的矿床。

在凝灰岩和铁建造中的含金矿床主要属前寒武纪。矿体可以是层状或不整合的、由石英脉和硅化体组成，通常具丰富的黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂，伴随其它次要的贱金属硫化物。主要蚀变类型是硅化、绿泥石化、电气石化、黄铁矿化和磁黄铁矿化的发育。金主要以自然金形式或在黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂中的浸染状形式产出。在很多矿体中富集的元素，除Au和Ag外，还包括Cu、Zn、Pb、As、Sb、W和B、Te和Bi在有些矿床中富集。矿石中Au/Ag比值一般大于1。这类金矿床金的平均品位从5—15PPm。其典型矿例有加拿大、澳大利亚、津巴布韦、南非、巴西和印度的许多前寒武纪绿岩带和沉积岩带的矿床

化学方面有利的沉积岩层中的含金矿床包含不规则状和板状硅化的以及黄铁矿化体，经常局限在一定层及层系中。最有利的主岩是碳酸岩、包含碳酸盐泥质岩和含碳酸盐的砂岩和石英岩。硅化和黄铁矿化是包括在这些岩石建造中的主要蚀变类型。这类著名的矿床遍布在世界上，最好的矿例有格特切尔、科尔斯特、卡林、及在内华达州的金矿田等矿床。这类矿床多数属第三纪，但也有一些是古老的。金一般以很细小的颗粒状自然金形式存在，有一些在细粒黄铁矿和毒砂中总是呈浸染状形式。与Au和Ag一起富集的元素包括Ba、Tl、Hg、As、Sb、(Te)、Pb、Zn、Cu、W和(Mo)（那些圆括号中的元素常是局部的）。Au/Ag比值通常大于1。这类矿床金的平均品位从6到12PPm。

#### (7) 在石英砾岩和石英岩中的金矿床

这类矿床构成最大的最著名的含金矿床；有些矿床还是铀、钍和稀土元素的经济来源。

典型矿例是南非的维特瓦特兰德金矿。兰德地区石英砾岩金矿床的矿体以出现大量的黄铁矿，具有易变的和通常包较少量的其它硫化物，砷化物、硫酸盐矿物，以及象沥青铀矿、碳铀铀矿的主岩为特征。在有些这类矿床中铁的矿物主要是氧化物（赤铁矿）而另一些矿床（如巴西的雅科比纳）中矿体以具有黄铁矿和赤铁矿为标志，含金砾岩和含金石英岩的基质矿物主要是细粒石英、绢云母、绿泥石、硬绿泥石和叶腊石（仅在有些矿床中）。所有这些矿床金主要以很细小（ $<80\mu$ ）自然金的分散形式出现。少量也产出在黄铁矿和各种其它硫化物、砷化物、硫酸盐等中。在石英砾岩型金矿床中富集的元素是易变的。多数矿体报道有Fe、S、As、Au和Ag富集；有些矿床以高于平均含量的U、Th、REE、Cu、Zn、Pb、Ni、Co和Pt族元素为特征。这类金矿床金的平均品位从3到10PPm。

#### （8）残积的和冲积的砂金矿

过去，砂金矿是金的主要来源之一，尤其在美国、加拿大、澳大利亚、新西兰和其它许多国家，今天，在苏联、哥伦比亚、中国和巴西金的产量多数来自砂金矿。差不多所有砂金矿中金都作为尘土状和块金状的自然金形式出现。伴生重矿物包括数量不等的独居石、磁铁矿、钛铁矿、锡石、黑钨矿、白钨矿、辰砂和自然铂族元素。砂金中Au/Ag比值一般大于1。金的平均品位一般无多大意义，因为发现从一点到另一点金的含量变化很大；某些砂金矿一般含金的平均品位从0.1到3PPm。

金可以从各种来源获得，主要来自Ni、Cu和其它贱金属矿石。如下：

- ①与镁铁质侵入体有关的Ni—Cu矿石—肖德贝里型。
- ②在火山岩和沉积岩区基本上包含Fe、Cu、Pb、Zn和银硫化物的多金属脉状和复网状矿床。
- ③在火山岩和沉积岩区基本上包含Fe、Cu、Pb和Zn硫化物和块状硫化物矿床。
- ④黑矿型硫化物矿床。这类矿床主要产在日本，某些矿床中有金和银的大量富集。
- ⑤浸染型矿床—斑岩型铜铀矿床。这类矿床是相对较大的金和银来源，尤其在美国，新几内亚和苏联。

在上述各矿床中，金通常以很小的自然金，分散形式，如在砷化物中以浸染状形式或作为黄铁矿、毒砂、黄铜矿和其它贱金属硫化物、砷化物、硫酸盐和硒化物中的一种晶格组分产出。这类矿床中金的平均品位小于1到大于32PPm。

#### 3. 金矿床的氧化作用和次生富集作用

金矿床的氧化作用过程是复杂的，基本依Eh和PH而定。胶体和共沉淀作用也起了很大作用。在脉石和矿石中的铁和锰矿物及碳酸盐大大影响了导致元素次生富集的反应。在自然界，金是最不易溶的，且它的可溶形式通过大量天然物质很容易还原成金属状态。这种作用结果发现在含金矿床氧化带中最普遍的金矿物是自然金。以这种形式，并且作为一种吸附或褐铁矿、锰土、臭葱石的内部组份，金大量普遍在含金矿床的铁帽和氧化碎石中。在氧化的金矿床的还原带，有些被溶解的金以很细的分散形式沉淀在黄铁矿和次生硫化物矿物上象辉铜矿、铜兰和自铁矿。关于含金矿床氧化还原现象的更详细、更广泛的论述参阅Boyle (1979) 所著论文。

#### 4. 金产量



据估计，截止1980年，人们从地球上获得的金的总量大约是33亿盎司( $10.25 \times 10^{10}$ 克)。在此总量中，2%产于1492年以前，8%产于1492—1800年间，25%产于1801—1700年期间以及65%产于1901—1875年间（上述数字均为粗略估计）。

当前世界金产量的估计值大约60%金的产量是源自含金石英砾岩型金矿床，15%源自未石化的残积和冲积砂金矿，余下的源自各种脉型、浸染型和其它类型金矿床中。

### 5. 金矿床的成因

作者已对后生脉型、复脉型、网脉型和浸染型金矿床的研究得出结论，这些金矿床主要是通过变质分泌作用或花岗岩化作用形成，金及其有关元素的源岩主要赋存于绿岩和/或杂砂岩—板岩地区中的火山岩和沉积岩堆积体内。白垩纪—第三纪时代主要矿床与年轻的火山洼地和盆地有关的金矿床，其金可能大量地来自较老的（基底）火山或沉积岩地体，余下的来自绿岩。特别有利的源岩是某些玄武质和安山质岩石、黄铁矿和磁黄铁矿凝灰岩、火山岩区的黄铁矿和石墨层间沉积层、硫化物铁建造、沉积岩区的黄铁矿和石墨干枚岩和片岩及黄铁石英—长石斑岩。Boyle (1979)指出这类岩石经过区域变质和接触变质作用，广泛的碳酸盐化作用和/或花岗岩化作用能够使得生产大量金及其有关元素呈现在一个含金矿化带的金矿床中。

现代砂金矿均属沉积成因，在风化和后成成岩作用期间，作为物理（重力）作用结果，金主要被筛选进入砂矿富集带层中而成。但是，在砂矿中金聚集期间，化学增生现象在金粒和块金的形成上起很大作用，最初在含金矿床氧化带，然后在残积层，最后在冲积层达较小程度。

含金石英砾岩型矿床成因已经讨论很长时间，一般有两种理论解释——是改造砂矿成因，另一是热液成因。目前，地质的和地球化学的证据暗示这类金矿是强改造的砂金矿。在后成成岩和变质作用期间，那些以很细小颗粒（粉金）原生沉积在广阔三角洲上的金，后来被彻底的化学再造成为富矿体。

## 二、金在热液系统中的搬运和沉淀\*

了解热液金矿床形成的关键就是要了解在高温高压下包水电解溶液中金络合物平衡的化学知识，关于热液成矿流体中金络合物的稳定性和化学计算（法）至今我们了解甚少，因此我们要了解的溶液中由于温度压力、氧化电位，不同成份活度扰动而导致金沉淀的条件是非常有限的，本文目的，只是讨论一下在成矿溶液中金搬运和沉淀的问题，并在我们现有知识基础上就金在热液中的搬运和沉淀的控制机理谈几点结论。

### 1. 热液金搬运的条件

#### 温度

地壳上金在广大的温度范围内通过热液进行搬运，如在广泛分布绿片岩的变质区，金可以超过500°C时被变质热液所活化，然而，大多数金矿床形成温度在175—450°C的范围内，

\*据T. M. Seward资料

因此,了解这个温度范围内金搬运的机理就显得格外重要了。太古宙含金石英脉一般形成温度大于 $400^{\circ}\text{C}$ , Kerrich和Fryer (1978, 1881)报道了氧同位素分馏和流体包裹体填充温度达于 $480^{\circ}\text{C}$ 。总之,在浅成低温热液矿床中金沉淀的温度一般为 $200-300^{\circ}\text{C}$ ,如:卡林金矿主要矿化阶段的温度是 $175-200^{\circ}\text{C}$ 。

#### 压力

深度到4—5 Km的很多热液环境的压力大致相当于全部长度沸腾时的水柱的压力,也就是说,在具有较好渗透性的相对浅的,并与通向地表的网状断裂相连的热液系统中其压为大致相当静水压,例如沸点在 $350^{\circ}\text{C}$ 时相当于纯水的静水压的深度大约在2.3 Km,就10 wt% NaCl溶液而言,其静水压的深度在 $350^{\circ}\text{C}$ 时相当深度约为1.8 Km,  $\text{CO}_2$ 的存在要求比较大的静水压力才能阻止相分离(沸腾)的发生。

温度和压力与深部沸点曲线的近似性是活动型热液系统的一般特征,流体包裹体研究表明在一些浅成热液金矿床中沸腾也是重要现象。

在深度大于4—5 km时,压力就可明显地离开静水压,而转向增大岩层压力。绿片岩相变质期间,压力可高达8千巴,但是太古宙绿片岩变质区的含金石英脉( $T < 500^{\circ}\text{C}$ ),可能在压力不超过2千巴的压力下形成。

#### 氧化电位

大多数未被近地表氧化大气水所污染的深地热流体具有0.1巴的氢分压,然而, Seward (1974)和Giggenbach (1980)曾指出,对热液系统中流体包有 $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{NH}_3$ 、 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{H}_2\text{S}$ 的气相平衡也是与 $\text{PH}_2\text{O} = 0.1$ 巴一致的,在活动型热液系统中的氧化电位较低,例如新西兰系统中布罗德兰兹的氧化电位约 $-0.55\text{V}$ ,相当氢分压 $\text{PH}_2 = 0.1$ 巴和氧分压 $\text{PO}_2 = 10^{-4.3}$ 巴(在 $250^{\circ}\text{C}$ 和 $\text{PH} = 6.2$ 的情况下)。

根据产自与绿片岩变质相伴生的含金石英脉中的流体包裹体气相分析( $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2$ )同样表明了低氧化电位的特点。与含金石英矿化伴生的绿泥石带经计算在 $350^{\circ}\text{C}$ 时, $f_{\text{O}_2} = 10^{-4.0}$ 巴。此外, Kerrich等研究了加拿大耶洛奈夫区太古宙绿岩带中邻近含金石英脉处铁的还原作用,发现成矿溶液具相当低的氧化电位,在含矿页岩中三价铁明显地还原到二价铁,进一步证实了深部热液运矿流体的Eh值低。

#### 流体成份和PH值

热液金矿床中流体包裹体的盐度变化范围可以发现在低温浅成矿床的稀释溶液的盐度小于1—2当量wt% (0.34m)到与斑岩铜矿相伴生的包石英脉相当高的盐度达12当量wt% (2.06m),如内华达州铜峡谷。事实上,如果由于 $\text{CO}_2$ 冰点降低应允许发生,那么报道的很多浅成矿床的盐度明显小于1当量wt%。据流动型热液系统中矿物所包裹的稀释溶液的流体包裹体研究。如果不考虑 $\text{CO}_2$ 的效应,按照NaCl当量wt%,可产生异常的高盐度。

活动型热液系统对成矿流体化学提供了有价值的资料,并经深入研究的新西兰布罗德兰兹系统作为浅成低温成矿体系的一个有趣的现代模拟物。在布罗德兰兹地表现形成金银矿石的沉淀和深部岩石中黄铁矿局部含金为 $20\text{mgkg}^{-1}$ 和含银 $300\text{mgkg}^{-1}$ 。

因此,对活动型热液系统的流体成份的初步研究是非常有益的关于热液,比起流体包裹体研究所提供的资料来我们相对研究得比较详细,两个活动型热液系统的深部流体

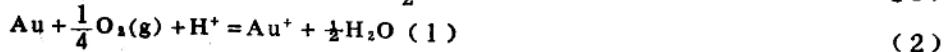
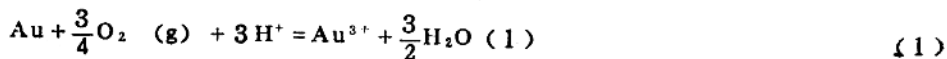
成份的电子计算机计算数据。氯化物浓度从 $1183\text{mgkg}^{-1}$  (0.33m) 到 $118202\text{mgkg}^{-1}$  (3.32m)。

从表又可见到, 这些溶液的PH值在深部均接近中性区, 此外, 与热液金矿床相伴生的围岩蚀变组合也表明了成矿流体的PH值距中性的摆动一般不大于1.5PH单位

## 2. 热液中金络合物的平衡式

### 氧化态和络合物的稳定性

金以两种氧化态 $\text{Au}^+$ 和 $\text{Au}^{3+}$ 产在水系统中, 和前面讨论过热液系统金的无机配位化学中, 有必要了解地壳中与热液流体有关的氧化电位中哪一种氧化态占优势, 利用 Helgeson (1960) 的资料, 从下列反应式中可求得平衡常数



在磁铁矿—赤铁矿氧化还原缓冲剂组合的中等氧化条件下,  $\text{Au}^+$ 和 $\text{Au}^{3+}$ 的活度可用(1)(2)式来计算, 结果列于表。在 $250-450^\circ\text{C}$ 和 $\text{PH} = 4$ 的条件下,  $\text{Au}^{3+}$ 的活度与 $\text{Au}^+$ 的活度相比是微不足道的。此外, 在高温溶液中Au以 $\text{Au}^+$ 游离离子来进搬运是毫无意义的。

这就是说在高温高压下水溶液中 $\text{Au}^+$ 的配位化学特征, 这对了解金在热液成矿系统中搬运和沉淀是非常重要的, 有必要从金的稳定性和富集观点出发, 确定在热液中哪一种金(I)络合物是最重要的, 要记住热流体中存在的电位配位体。

填满d-电子层和强极性的金离子是原始型“软”的, 或b极电子受体, 从而有向共价键形式的趋势, 因此, 最稳定的金络合物是那些具有“软”的刘易斯顿基础型配位体, 像 $\text{CN}^-$ 和 $\text{HS}^-$ ; 然而“较硬”的则具有弱极性, 高电负性(例 $\text{Cl}^-$ ), 很少趋向共价键的形成, 它将形成稳定性较差的 $\text{Au}(\text{I})$ 络合物, 表I列出了 $25^\circ\text{C}$ 时 $\text{Au}(\text{I})$ 络合物的稳定性变化, 作为配位体变化的特性。具共价键的双氰化金(I)络合物( $\log \beta_2 = 41.8$ )比起二氯化金类型( $\log \beta_2 = 12.4$ )来是非常稳定的, 在二氯化金类型中键具更强的静电性。这就表明具有硫施主的 $\text{Au}(\text{I})$ 络合物形式产生非常稳定的络合物如 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 类型。带有氧施主配位体如硫酸盐、重碳酸盐和“硬”氟化物配位体的 $\text{Au}(\text{I})$ 的络合物稳定性是低的, 故对热液金的搬运不起很大作用。

### 热液条件下电位配位体

热水溶液对金的搬运和沉淀的性质取决于哪一种 $\text{Au}(\text{I})$ 络合物占优势, 因此研究热流体的化学成份以决定哪一种成份在高温高压下在金的络合物和搬运中可作为电位配位体是有用的。

研究金矿床中流体包裹体和硫化物—氧化物—碳酸盐的矿物组合提供了成矿流体中存在少量重要成份的信息如存在氯化物、二氧化碳和还原硫等。然而, 热流体成份的更完整资料可以活动型热液系统的高温水的分析结果中得到。表提供了若干深部流体的大量成份, 包括从布罗德兰兹系统的相对稀释水到索尔顿湖地热系统的卤水。可以看出只有为数很少的成份与 $\text{Au}(\text{I})$ 组成稳定的络合物, 这就是卤化离子(氟化物除外), 氨、二硫化物(十硫化物)以及包含砷和还原硫的可能类型如含硫亚砷酸盐(含硫辉锑矿)。从卤化物离子 $\text{Cl}^-$ 、

$\text{Br}^-$ 、 $\text{I}^-$ 中，氯化物最丰富。因此是比较重要的，尽管 $\text{Au}(\text{I})$ 的溴化和碘化络合物是更稳定的。

有些情况下其它硫施主液体可能是重要的，如果低氧化电位(Eh)和T为 $<250^\circ\text{C}$ 的上升热流体遭到接近地表的大气水氧化， $\text{H}_2\text{S}$ 和 $\text{HS}^-$ 的部分氧化就会产生复硫化物离子如 $\text{S}_2^{2-}$ 和 $\text{S}_3^{2-}$ ，可以与 $\text{Au}(\text{I})$ 形成非常稳定的络合物。此外，硫代硫酸盐离子的出现可看作是当硫化物氧化到硫酸盐时的短暂的中间产物，尽管硫代硫酸金络合物在成矿热液中被认为是无意义的。

在较高温下， $\text{SO}_2$ 和 $\text{SO}_3^{2-}$ 可以存在如下反应： $\text{H}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SO}_2 + 3\text{H}_2$  (3)

$\text{Au}(\text{SO}_3)_2^{3-}$ 的存在使人们感兴趣。对于与黄铁矿—磁黄铁矿—磁铁矿在 $500^\circ\text{C}$ 时处于平衡的流体来说， $\text{H}_2\text{S}$ 仍是富硫类型，然而，对于以低氧逸度为特征的组合如磁铁矿—赤铁矿—黄铁矿在 $500^\circ\text{C}$ 时处于平衡的流体来说， $\text{SO}_2$ （或 $\text{SO}_3^{2-}$ ）将是富硫类型。

Kerrich和Fyfe (1981) 叙述被羰基络合的金（如 $\text{AuClCO}^-$ ）对在 $450^\circ\text{C}$ 下形成的一些太古宙脉金矿床的搬运和沉淀环境中可能是重要的，然而， $\text{Au}(\text{I})$ 的羰基键与CO结合是脆弱的，而被其它与有金密切亲缘关系的配位体所置换，特别在高温条件下更是如此。此外，在与黄铁矿—磁黄铁矿—磁铁矿相平衡的碳—氢—氧系统中在 $450-500^\circ\text{C}$ 时CO的浓度是非常低的。

Seward (1973) 提出了金被还原碲类型如二碲化离子 $\text{Te}_2^{2-}$ 所络合，生成像 $\text{Au}(\text{Te}_2)_2^{2-}$ 的络合物的可能性，但可惜还缺少任何温度下的这种类型的实验资料。有关高温下水碲化物化学的知识我们还不具备，甚至对深部地热流体中碲的浓度还一无所知。

总之，在一些高温环境下成矿热流体中金的搬运最重要的络合物将是那些包含 $\text{Cl}^-$ 和S施主配位体如 $\text{HS}^-$ ， $\text{S}^{2-}$ 或许还有 $\text{SO}_3^{2-}$ ，以及可能包括硫亚砷酸盐（次要的有含硫辉锑矿）如： $\text{AsS}_2$ 。此外，在含氮溶液中与 $\text{NH}_3$ 的络合物也将考虑在内。随温度升高金属离子水解作用向低PH值方向进行，包含 $\text{OH}^-$ 的混合型配位络合物也很重要。

### 3. 在高温高压下的热力学可溶性资料

对在 $25^\circ\text{C}$ 时 $\text{Au}(\text{I})$ 的配位化学还不了解以及缺乏热液条件下配位化学知识。除非被配位体像 $\text{CN}^-$ 强络合外， $\text{Au}(\text{I})$ 络合物在水中是不够均衡的。 $\text{AuCl}_2$ 分解成金（固体）和四氯化金类型，具下列反应：



在含有过量氯化物的溶液中， $\text{AuCl}_2$ 是比较稳定的。Peshchevitsky等 (1970)，Gadet和Pouradier (1972) 指出二氯化一金(I)在 $25^\circ\text{C}$ 时，当 $\text{PH} > 3$ 水解成混合型配位络合物 $\text{AuClOH}^-$ 。Nikolaeva等 (1972) 确定了加热到 $80^\circ\text{C}$ 时反应式(4)的平衡常数。在此资料的基础上Belevantsev等 (1982) 估计了 $\text{AuCl}_2$ 的平衡常数 $\beta_2$ ，加温到 $300^\circ\text{C}$ 。

除了Cgryzlo (1935) 早期探索性的研究和引证外，Henley (1973) 论述了氯化物热液

中金溶解度的唯一主要研究资料，他测量了温度在300—500°C时，压力在1和2千巴时，存在于磁铁矿和赤铁矿与钙长石—白云母—石英组合平衡的1和2mKCl溶液中金溶解度。在大于450°C时金的溶解度已超过500mgkg<sup>-1</sup>，但这个资料是非常分散的，表现在极陡的溶解曲线上，此时，在测量溶解度时温度仅需数度的变化就可获得理想的效果。Henley (1973) 提出存在Au (I) 的Au<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>类型来解释他所测得的溶解度，然而，这种高溶解度可能归功于简单的氯化—Au或水氯化—Au (I) 的络合物。

Anderson和Burnham (1967) 在HCl—KCl溶液中温度在600°C，压力在3千巴，氢逸度未被缓冲时测得了类似高的溶解度达1000mgkg<sup>-1</sup>。

上述资料可与Rytube和Dickson (1977) 报导的资料相比，他们测量了金的溶解度在黄铁矿和磁黄铁矿平衡的1mNaCl溶液中的数据，加热到500°C压力为1000巴时，金的溶解度为小于0.15mgkg<sup>-1</sup>，而500°C时则为1.5mgkg<sup>-1</sup>，显然，与黄铁矿—磁黄铁矿组合相伴生的低氧化电位（或增高氢逸度）的条件明显降低了金的溶解度。

在含有还原硫热液系统中金搬运的性状是相当重要的，特别考虑到含有硫施主配位体的金 (I) 络合物的高度稳定性。少数早期学者测定了高温下水硫化物中金溶解度，如Cgryzlo (1935) 获得了在0.64mNaHS溶液中，PH=8.5，温度300°C时金的溶解度为648mgkg<sup>-1</sup>，Linder和Gruner (1934) 在1.66mNaHS溶液中，PH=8.8，温度300°C，有角闪石存在时，测得了相似的结果，其范围可以从1500—2500mgkg<sup>-1</sup>。

Kakovsky和Tyurin在氨和钠的复硫化物溶液中，温度升到180°C时作的实验表明，由于氨、硫浓度的增加以及温度的增加可使金的溶解度升高。在局部受氧化的复硫化溶液中硫代硫酸盐也导致了大量金的溶解。

近来，Weissberg (1970) 在碱性硫化物溶液 (NaHS=0.32m)，温度升到250°C，压力为1000巴时，测得金的溶解度高达200mgkg<sup>-1</sup>，并获得了与Cgryzlo (1935) 和Linder和Gruner (1939) 实质上相一致的结果。

Seward (1973) 详细研究了在温度升至300°C，压力1500巴，PH=3时，与黄铁矿和磁黄铁矿相平衡的Au (I) 亲硫络合物的稳定性和化学计算方法，他揭示了在接近中性PH值的硫化物溶液中，Au (HS)<sub>2</sub>类型占优势，而在碱性溶液中出现了络合物Au (HS)<sub>2</sub>S<sup>2-</sup>。Seward (1973) 没能证明在酸性溶液中占优势的络合物，但是他提出了存在AuHS<sup>0</sup>。Seward (1982) 近期的实验表明了HAu (HS)<sub>2</sub>存在于低PH的条件中，溶解度随着温度及还原硫的浓度增加而增加，由于出现在中性溶液中的二氢硫化金 (I) 络合物[即Au (HS)<sub>2</sub>]<sup>-</sup>而出现高溶解度，形则Au(HS)<sub>2</sub><sup>-</sup>和Au(HS)<sub>2</sub>S<sup>2-</sup>的热力学资料在175—250°C时获得的。

由Belevantsev等 (1981) 所做的硫化物溶液中在25°C时Au<sub>2</sub>S的溶解度的近期实验证明了中性PH范围内存在Au (HS)<sub>2</sub><sup>-</sup>络合物，他们主张在酸性溶液中也存在质子注入类型HAu (HS)<sub>2</sub><sup>0</sup>，他们还认为Au(H<sub>2</sub>C)S<sup>-</sup>在室温下的碱性溶液中为最可能的类型，但Seward (1973) 没有发现在高温下这种类型存在的证据。

当前对水硫化金 (I) 络合物的进一步研究已进行到450°C，解释硫代亚砷酸盐络合物

溶液在热金搬运中的作用的实验也在进行中。Mironova和Zotov(1980)曾经研究了在90°C时 $As_2S_3^{2-}$ 的形成,但目前尚缺乏高温下硫代亚砷盐的稳定性的资料。热液水一般含有 $5\text{mgkg}^{-1}$ 的砷,浓度大于一个数量级的热液流体出现在向智利,埃爾塔蒂那里砷可达 $46\text{mgkg}^{-1}$ 。

Grigor'yeva和Sukneva(1981)最近提到,金在200°C的0.1M碱性复硫化物溶液中是明显可溶的;他们发现当 $As_2S_3$ 和 $Sb_2S_3$ 存在时,在200°C下碱性溶液中金的溶解度增高的情况。然而,还不直接清楚,由于硫代金(I)络合物的增加,较高溶解度达到何种程度,这种硫代金(I)络合物是由于还原硫活度的增大,以及PH及氢逸度的变化而引起的。此外, $As_2S_3$ 和 $Sb_2S_3$ 在碱性硫化物溶液中是完全可溶的,但在酸性溶液中少量溶解,因而,硫代亚砷酸盐和含硫辉锑矿配位体在弱酸性到中性PH值和低氧化电位的条件下对金搬运的作用还是不清楚。

除了Kakovsky和Tyurin(1962)指出复硫化物溶液中金的溶解度加温到180°C时,是随着氨的浓度增加而增加的定性资料外,还没有氨对金络合物和对金在含氯化物和硫化物的热液中搬运的高温资料,Skibsted和Bjerrum(1974)指出二氨基金(I)络合物 $Au(NH_3)_2^+$ 在25°C时是相当稳定的但对此类型还缺乏高温热力学资料。多活动型热液系统排除了富氨的流体,加利福尼亚的“硫库”的蚀变岩中就出现了氨长石和水氨长石,那里现今水中还含有 $610\text{mgkg}^{-1}$ 的氨。

升温下 $Au(I)$ 的水解作用也是很有意义的,Baranova等(1977)测定了NaOH溶液中金的溶解度,具体条件 $PH=4$ , $T^\circ=25^\circ\text{C}$ 和 $250^\circ\text{C}$ ,溶液中存在磁铁矿和赤铁矿,而无氯化物和硫化物。结论是金的溶解度与 $Au^0$ (胶体溶液), $AuOH^+$ 和 $Au(OH)_2^-$ 的存在有关,这类型对金的搬运可能是不具重要性的,因而富PH值的深部流体是不存在的。然而,研究表明了 $Au(I)$ 水解的高温特征。

#### 4. 热流体中金的浓度

对于何种络合物在金的含矿溶液中最重要的一直在推测,特征是金(I),水硫化物和氯化物都能与之络合,因此一直存在着关于何种类型的络合物在金的搬运中处于优先地位之争。

图展示了 $PH=5$ ,温度达500°C时,总还原硫和氧化电位不同的情况下,1.0m氯化物溶液中金的溶解度的变化。曲线1代表了Menley的实验资料,溶液为1m KCl,存在磁铁矿+赤铁矿+白云母+钾长石+石英,不含硫。曲线6和曲线7计算的金溶液曲线,是在与赤铁矿+磁铁矿,黄铁矿—磁黄铁矿—磁铁矿矿物组合平衡条件下,并假设金以 $AuCl_2^-$ 存在。 $AuCl_2^-$ 的资料来自Helgeson(1969),为了对比利用Belertantsev等(1982)计算的相似曲线(曲线8)根据Nikolaeva等(1972)的资料计算的。

值得注意的一点是用磁铁矿—赤铁矿组合共生的氧逸度来计算的溶解度曲线,有人认为(i)计算曲线6是谬误的,这个热力学资料是在低于100°C时推断的;(ii)在Henley(1973)实验条件下 $AuCl_2^-$ 不是主要类型容(iii)Henley的资料(1973)是错误的,曲线6( $PH=5$ )和曲线1( $PH=5-6$ )的PH并不存在太大差异。

曲线3.4.5是根据Seward的资料绘制的,涉及与黄铁矿—磁黄铁矿平衡系统中金的溶解度的计算,并假设金呈 $Au(HS)_2^-$ 存在。显然这些硫代金的络合物 $Au(HS)_2^-$ 的浓度比

$\text{AuCl}_2^-$ 的浓度大,说明在溶液中有大量金,特征是有较高的还原硫活度。曲线2是根据 Rytuba 和 Dickson (1977) 的个别实验点,是与黄铁矿—磁黄铁矿“对”相平衡的1.0mNaCl溶液。在高温下 ( $T > 300^\circ\text{C}$ ), 在含有还原硫浓度为0.001—0.05m的热液流体中金的溶解度是高的,在这个范围内硫的浓度一般既与矿石沉淀有关,也与活动型热液系统有关。此外,在  $250^\circ\text{C}$ 以上的碱性溶液中金的溶解度曲线坡度变得越来越陡,表明稀释硫溶液中金的溶解度在  $350\text{—}500^\circ\text{C}$ 温度之间将是高的。

3 在1.0m氯化物溶液中温度为  $300^\circ\text{C}$ 时,金络合物的不同浓度与PH值的函数关系。在整个PH值范围内氢硫化络合物明显地占优势。Belevantsev等 (1982) 曾提出了  $\text{Ans}^-$  (或  $\text{Au}(\text{S})\text{H}_2\text{O}^-$ ) 可能也是重要类型,但 Seward (1973) 发现在高温硫化溶液中无论是  $\text{Ans}^-$  或  $\text{Au}(\text{S})\text{H}_2\text{O}^-$  均无迹象。

温度为  $300^\circ\text{C}$ 的  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  和  $\text{Au}_2\text{Cl}^-$  浓度,作为氧逸度和PH函数的差别。在含总硫0.05m的1.0m氯化物溶液中,金以  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  来搬运促使在常见的矿石沉淀区沉积。然而,在总硫浓度低到0.001m ( $\text{Cl}^- = 1.0\text{m}$ ) 的情况下,  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  还是比  $\text{AuCl}_2^-$  占优势,但这仅增加一个数量级。如果利用 Nikolava 等 (1972) 的热力学资料,就可获得  $\text{AuCl}_2^-$  的低浓度的金溶解度的等值线。

估价金在成矿溶液中的浓度可以研究活动型热液系统及金矿床中流体包裹体的中子活化分析来进行。

对热流体很少有可靠的金分析。然而,新西兰布罗德兰兹系统的水含金  $0.04\mu\text{gkg}^{-1}$ , 那里金可在地表沉淀,也可在深部沉淀。这些水明显不饱和,就金而言,就增加了几个数量级。金存在于溶液中不能用氯络合作用来解释,然而,含硫金络合物可使金在布罗德兰兹水中金浓度比实际存在的要大得多。说明在很多成矿热液中金的浓度可能是成矿热液活动过的并与之反应的岩石中原始金浓度的函数,同样也是热液系统中水与岩石之比的函数。重要的是如此低的金浓度,几乎不比典型海水值大多少,仍可导致金的工业富集。表展示了金在布罗德兰兹系统地表沉积物中比水中的金浓度高出  $10^7$  倍,达到了引人注目的富集。

一批学者(如 CaSadevall 和 Ohmoto, 1977; Ahmad, 1979) 从矿物学、流体包裹体、稳定同位素和热力学分析等综合研究,已经获得了关于一系列金属矿床形成的资料(科罗拉多的森尼赛矿和斐济的恩佩洛尔矿)。对这些金离子强度0.25-0.1,总硫为0.001—0.05m,温度为  $200\text{—}300^\circ\text{C}$  的成矿流体的金浓度估计为  $0.001\text{—}1\text{mgkg}^{-1}$ 。Baranova 等 (1980) 用中子活化法分析两个金矿床中在石英和方解石中含盐流体包体 ( $\text{H}_2\text{S} = 10^{-5}\text{—}10^{-3}\text{M}$ ;  $T = 280\text{—}350^\circ\text{C}$ ), 金的浓度范围为  $0.2\text{—}20\text{mgkg}^{-1}$ , 这与具有相似的氯化物和硫化物浓度的溶液的热力学计算值非常一致

### 5. 金的沉淀机理

如果金在成矿溶液中呈简单氢硫络合物  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  来进行搬运,即未伴随着上升流体与较冷近地表水的相互作用,导致流体温度下降(见图),关于  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  Seward (1973) 曾指出,温度高于  $250^\circ\text{C}$  时,压力下降实际上导致金溶解度的增加,同时还认为伴随  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  络合物的形成的部分克分子体积变化为正值。

以硫代金络合物形式络合的金，由于还原硫活度的降低而引起的任何作用也可使它沉淀。也可由于溶液的沸腾、金属硫化物的沉淀、溶液的稀释和氧化来完成，后两种作用更为有效。此外，由于 $H_2S$ 的氧化而引起PH值的减少也可使金沉淀，如图所示。

如果金存在 $AuCl_2^-$ 中，那么金的沉淀可在温度降低以及由于溶液稀释而引起的氯化物活度降低时发生。由于溶液的沸腾，使 $CO_2$ 逃逸，引起PH增高也可导致 $AuCl_2^-$ 浓度的降低。

很少有人讨论过金沉淀的另一个机制，就是由于胶体砷和锑硫化物溶液中金共沉积作用，这可使金富集到7个数量级，就布罗德兰兹系统而论，那里含金高达 $85mgkg^{-1}$ 的非晶质含硅、锑硫化物沉积物是从仅含金 $0.04\mu gkg^{-1}$ 的水溶液中沉淀下来的（表IV）。关于高温高压下这种砷及硫化物溶液的形成很少为人所知，但是，更有意思的是，这种砷、锑、银、汞、铊与金不常见的元素组合也可在一些浅成热液金矿中发现，如内华达州北部的卡林。

## 6. 结论

目前所知，氧硫化金（I）络合物在成矿热液中对金的搬运是非常重要的，这并不奇怪，众所周知，硫施主配位体形成了极为稳定的金（I）络合物，简单含硫型 $Au(HS)_2^-$ 和它的质子注入等同物 $HAu(HS)_2^-$ 在很多热液成矿环境中对金的搬运可能是可靠的。金的氯化物络合物（如 $AuCl_2^-$ ）只能富集在含氯化物较高，还原硫极低的溶液中，容富集在高氧化电位的液体中。然而，很多热液具有典型的低氧化电位和以氢分压约为0.1巴为特征。

全面了解金的热液搬运和沉淀由于缺乏高温高压下的实验资料而受到很大限制，对从 $200^\circ C$ 到 $500^\circ C$ 时在氯化物和硫化物溶液中金溶解度资料是需要的。但除了硫代金络合物的少量资料外，尚无高温高压下任何金（I）络合物的热力学资料。除非我们有高质量的关于 $Au(HS)_2^-$ 的热力学资料及可能混合的配位络合物如 $Au(HS)Al^-$ 和 $Au(HS)(NH_3)$ 的热力学资料我们才能在相应的温度，压力、氧化电位、PH容各或类络合配位体的活度等条件下评价这些络合物的稳定性。

进一步调查金的沉淀也可以从研究与其伴生的矿物岩石形成机理来进行，但遗憾的是关于高温高压下金属络合物的平衡及由此引起的金属搬运的现代知识是非常有限的，如在许多热液矿床中金经常与砷伴生，但目前尚缺乏砷在热液中的配位化学的资料，我们只能假设，金作为硫代络合物进行搬运。

金矿床可从非常稀的（对金而言）溶液中形成，如怀拉基（Wairakei）地热系统（新西兰）拥有一个开采前估计天然排出速度为约 $1.6 \times 10^6 kg hr^{-1}$ 或 $0.014 km^3 yr^{-1}$ 。用类似的排出速度来论述布罗德兰兹热液系统，那里金的浓度只有 $0.04\mu gkg^{-1}$ ，那么 $8 \times 10^{14} kg$ 或 $800 km^3$ 溶液将搬运金 $31000 kg$ （ $10^6 oz$ ），大概用6000年时间。怀拉基和布罗德兰兹热液系统的活动期估计至少为500,000年，那末在漫长的阶段，只要有10%效率的金沉淀和富集机理就能形成相当目前的矿床。现代活动的斯梯姆布特（Steam-boat）泉（内华达州）也可看作类似的浅成金银成矿系统，热液活动的持续时间目前估计已有三百万年之久。



### 三.金矿床中矿质-交代作用的分带性:

有许多著作讨论内生金矿的分带性。但是,大部分著作是将这种分带性或交代作用或与成矿物质分开讨论。在矿质—交代作用过程中,分带性是统一的这一问题,还没有充分地讨论过。

为了在古生代褶皱构造内预测隐状矿体和探查综合找矿的合理方法,作者对夕卡岩型金矿床、硫化物型金矿床、脉状和网脉状含金石英脉矿床以及与金矿床伴生的交代岩,做了岩矿分带性和内生地球化学晕分带性的研究。结果表明,对所有类型的金矿床来说,矿质—交代作用的分带性都是一样的,即:沿垂直方向从下往上,为碱交代岩、云英岩、黄铁细晶岩—滑石菱镁片岩、含浸染状细脉和脉状矿体的古姆岩(Гумбелты)(或泥质岩)。

早期面型的交代岩(石英—钠长石质的,钾长石质的,黑云母质的)和晚期围绕矿体发育的交代岩(云英岩质的、黄铁细晶岩—滑石菱镁片岩质的或者板岩、碳酸盐质的)以及与其伴生的细脉浸染状和脉状的金—硫化物矿体、金—石英脉状矿体规律性的重迭,在空间上就呈现出了矿质—交代作用的分带性。在大多数揭示的矿床内,这种分带性表现为,在热液交代柱剖面的下部发育碱交代岩(480—300°C),沿剖面向上分布有云英岩、黄铁细晶岩—滑石菱镁片岩和不同构造形态类型的金矿床(400—110°C)。矿体分布在面性碱性交代岩与酸性淋滤阶段发育的局部都交代岩的过渡地段。在热液柱的下部,以二氧化硅、铁、金、亲硫元素从围岩带出占优势。这些矿质沉淀在热液柱的中部和上部。碱性交代岩经常出现在柱体的顶部以及和花岗岩体的接触带附近,也出现在被断层和裂隙带复杂化的岩颈和岩的部位。这些交代岩在侵入体的顶部常形成巨大的岩带和岩株(长0.5—2.5公里或更长)。在碱性交代作用过程中,花岗岩、夕卡岩遭受了钾长石化、黑云母化、钠长石化、云英岩化、绢云母化和硅化。钾交代岩(其中正长石占25—50%,石英占30—40%,白云母占5—10%常常位于交代柱体的根部。钾长石化的边缘出现黑云母交代岩。石英—钠长石交代岩常组成钾长岩的外带,或者形成与其斜交的交代岩体(长1.5—2 Km,宽20—500米)。伴随着碱性交代作用约占侵入体内原金含量的20—25%。随后,这些金沉淀在交代柱体上部的碱性交代岩内,形成细脉浸染状的石英—金—稀有金属矿体,或者在花岗岩体的接触带部位形成矿体。这些矿体的形成有两个阶段:(1)在云英岩化钠长岩阶段形成金—稀有金属矿;(2)在黄铁细晶岩化钠长岩、钾长岩化阶段形成金—硫化物矿。对交代岩中物质体积矿衡的计算表明,从被交代花岗岩内置换出的金量达12.5毫克/米<sup>3</sup>。

在褶皱区发育辉长—辉绿岩脉、闪长—煌斑岩脉、蛇绿岩杂岩的地段也同样出现了矿质—交代作用的分带性。在岩脉群的根部见有强烈的钠长石化,它向上(300—400米以上)变为钾长石化,然后是(300—600米以上)滑石菱镁片岩化与石英脉。脉体周围的交代岩的分带性表现为:下部岩层为黑云母—透闪石、白云母和绿泥石成份的岩石,中部为石英—绢云母成份的岩石;而上部为碳酸盐。

\*据А·Ф·Короейник资料