前　言

金矿的控矿因素与其他矿床一样，主要有地球化学因素、构造因素、岩浆因素、地层因素、岩相及建造因素、岩性因素等。在这些因素中，构造因素是较为重要的。构造可以直接或间接地控制其他控矿因素。例如：元素的迁移与富集受构造运动的影响；构造决定了元素迁移活动的物理-化学环境；岩浆沿着构造运动形成的通道上升，并在一定的构造空间中形成岩浆岩体；在不同的大地构造环境条件下有不同性质的岩浆活动；不同时代的构造运动特点，确定了该时代的地层特征；构造运动造成不同的地理环境，使在不同地点形成不同的岩相、沉积建造和岩性等。总之，在不同的构造环境下，存在不同的岩性、地层、岩浆岩和矿床等组合。因而，深入研究构造环境及其特征，就能更好地了解其他控矿因素，了解影响矿床产生和发展的过程，能较准确地查明矿床的位置、产状、形态等。

构造对矿床的控制作用主要是构造环境、构造的发展特征、构造的形成时间、构造的空间分布、构造的力学性质、构造的形态特点等对矿床形成和分布的控制。构造对金矿的控制除与此基本相同外，还有其一定的特殊性。

金矿的成矿作用与构造密切相关。首先是金矿床中金的来源受构造控制，地幔中的金是在构造作用力的驱动下通过切割到地幔中的深断裂带被带到地壳上部的。其次是含金矿液的迁移也主要是沿渗透性大的断裂进行的，在构造运动产生时矿液运移，构造运动停止时矿液运动也停止。最后是金

的沉淀也受构造影响。无论是哪一种成因的金矿床，金的沉淀都与构造有一定的关系，尤其是内生金矿床金都沉淀在相应的构造中。例如，与岩浆有关的金矿床，多出现在接触带及其附近的断裂或破碎带中；变质热液金矿床和渗滤热液金矿床则赋存在有利的断裂带、剪切带等构造中；外生金矿床中金的沉淀也直接或间接受构造的控制。如铁帽型金矿床，有的就受断裂和层位的严格控制。

金矿的产生和发展与地壳构造的形成和演化密切相关，在地壳构造的不同发展阶段有不同类型的金矿床。虽然某些同一类型的金矿床可以出现在不同的构造发展阶段，但其特征还是有所差别的。如受断裂控制的不同时代产生的金矿床，其变形特征就有所差异。再者不同时代金矿床的主要控矿构造类型亦有所不同，在地壳的不同构造位置上有不同特点的金矿床。金矿床形成的构造位置是多种多样的，例如，分布在地壳活动带和稳定区的金矿床，其类型就有较大的区别。但从总体上来看，金矿床均位于地壳构造分区或地层分区的断裂带附近，即与深部构造有密切关系的线性构造或环形构造有关。

金矿床的形成与构造的力学性质及活动性有关。从力学性质看，总体表现为压性及压扭性，但其成矿期则表现为张性及张扭性构造，对金矿成矿较为有利。在某些情况下，成矿期为压性的构造能形成规模较大的金矿床。构造的活动性对金矿的形成与富集影响较大；多次活动的，每次构造运动特点基本相同的构造对金矿成矿最为有利。这种构造往往具有规模较大的构造破碎带；糜棱岩、破裂岩发育；有多次金矿化叠加；常有较富的金矿床。

金矿床的形态直接与控矿构造的形态有关，如褶皱构

造、断裂构造、火山构造、侵入体构造均为控制金矿床形态的主要构造类型。不同构造类型所控制的金矿床，其形态也有所不同。

综上所述，在金矿的控矿构造研究中，对金矿床与构造的关系，应着重注意以下几个特点。

1．定位性：即金矿床分布在构造的一定位置上，从控制金矿带、金矿田的构造到控制金矿柱的构造，均有此特点。当某个构造控制多种金属矿床时，金矿床则在这些金属矿床中的某个位置出现，即在构造控矿序列中占有较固定的位置。这种位置与控矿构造的性质及特点有关，虽然有时金矿床或金矿田在构造的多个部位出现，但其位置也是有一定规律的。

2．多样性：金矿床形成的构造环境是多种多样的。不同的大地构造环境中，不同的地质时期均有金矿床生成，金矿床存在于各种类型的构造之中。

3．深源性：金的来源是深源的，即使是外生金矿床，其金的来源，也曾是从深部带上来的。金矿的控矿构造与深部构造有密切关系，金矿床多位于深部构造中，或其附近。

4．高强性：金矿床所在地区或所存构造的变形强度较大；有较强的岩浆活动；出现韧性剪切带；具片理化带；有糜棱岩等产物，或有较大的扩容现象；岩层可出现较强的塑性变形等。

5．多期性：金矿成矿期构造的多次活动是金矿形成的重要条件，多次活动造成了多次成矿。一个地段各次成矿叠加，使之形成一定规模的金矿床。

在金矿的找矿、勘探和开采中，注意构造的研究，往往可取得较大的成效。例如，著名的山东省招远—掖县金矿成

矿带金矿勘查工作的重大进展，就是深入地研究了该地区金矿控矿构造的结果。此矿区仅以金矿床的控矿断层特点和矿床所赋存的构造部位两方面而言，在认识上就有三次突破。一是发现倾角陡的断层主要控制石英脉型金矿，倾角40°左右的缓的大断层控制储量大的蚀变岩型金矿床，从而将找矿重点转为找倾角缓的大断层控矿的蚀变岩型金矿，进而发现了若干特大型和大型的金矿床。二是在1980年初发现金矿床不仅赋存在倾角缓的断层的下盘，某些地段在断层的上盘和下盘均有金矿，而且有的地方只在断层上盘有金矿，从而改变了只在断层下盘找矿的做法，扩大了金矿的储量。三是在1985年认识到金矿体走向与金矿的控矿断层的走向不一定都是平行关系，矿体的走向与控矿断层的走向是平行的，还是斜交的，应通过详细研究确定，这对正确圈出矿体和指导矿山开采，追寻未发现的矿体有较重要的意义。

控矿构造的研究工作主要在野外进行。在现场要收集丰富的资料、数据，室内作必要的测试、整理与分析。从经济上看，这是一项花钱较少，收效颇大的工作，值得重视。

本书将从板块构造与金矿的成矿作用、不同时代形成的金矿床构造特点、金矿的主要控矿构造类型等方面来阐明金矿的控矿构造特点。以期能为推动金矿控矿构造研究尽一点力，为我国的黄金事业作些贡献。

在本书的编写中，参考和引用了许多未公开出版的资料，其中主要有毋瑞身等的“中国金矿成矿规律的初步研究”；吴美德等的“世界金矿及典型矿床”；吉林省冶金地质勘探公司研究所汇编的“中国北东部金矿主要类型及找矿方向”一、二、三集等书及论文。仅向这些同志表示感谢。本人在从事黄金地质研究工作和本书编写过程中，得到了卢

作祥教授、范永香教授以及其他许多同志的协助，在此亦一并表示感谢。

作　者

1988年10月

目　录

第一章　板块构造与金矿的成矿作用……（1）
　第一节　概　述……（1）
　第二节　与洋中脊有关的金矿成矿作用……（4）
　第三节　与俯冲带有关的金矿……（10）
　第四节　大陆板块内部的金矿成矿作用……（31）
第二章　不同时代金矿床的构造特征……（50）
　第一节　太古宙金矿床的构造特征……（50）
　第二节　元古宙金矿床的构造特征……（57）
　第三节　显生宙金矿床的构造特征……（62）
第三章　褶皱构造与金矿……（67）
　第一节　褶皱构造的有利成矿部位……（67）
　第二节　控矿褶皱的研究……（83）
第四章　断裂构造与金矿……（88）
　第一节　控制大型金矿的断裂特征……（88）
　第二节　不同性质断裂中的金矿床……（95）
　第三节　容矿断裂构造类型……（105）
　第四节　金富集的断裂构造部位……（113）
　第五节　控矿断裂的研究……（121）
第五章　岩浆岩体构造与金矿……（127）
　第一节　与火山构造有关的金矿床……（128）
　第二节　与侵入体构造有关的金矿床……（140）
主要参考文献……（147）

第一章　板块构造与金矿的成矿作用

第一节　概　述

大地构造是成矿作用的重要因素之一，金矿在地壳中的分布受大地构造的控制。不同的大地构造学说对金矿的形成、演化和分布有不同的看法，但其中也有共同之点：如无论是地槽、地台成矿说；地洼构造成矿说；还是断块构造成矿说；地质力学成矿说；或是板块构造成矿说等等，它们都共同指出许多内生金属矿产来自地下深处，矿床的形成与一定的大地构造发展阶段有关，并分布在一定的大地构造位置上。金矿床亦不例外。

板块构造学说自六十年代诞生以来，发展迅速，很快得到广大地质工作者的承认，并被用于指导地质研究和找矿，是当前最流行的大地构造学说。板块构造学说不仅令人信服地阐明地壳运动的历史，而且比较圆满地解释了矿物形成、沉积作用、岩浆活动、变质作用、成矿作用及矿产分布等各种地质作用及地质现象的特征和规律，并将它们联系在一起，统一成一个整体。用板块构造学说探索成矿规律不仅能较全面地反映成矿作用中的各种影响因素，还是一个重要的、新的研究方向。

七十年代初期人们才开始将板块构造学说用于指导研究成矿作用。初期仅局限于讨论板块边界俯冲带与斑岩铜矿的

关系，不久，就进一步涉及了板块构造与块状硫化物矿床的关系的研究（图1-1）。随着对板块构造及其控制的矿床类型研究的不断深入，逐渐查明了在板块构造的不同部位均有其特定的矿床类型。人们首先注意到的是俯冲带的岩浆弧，其后是洋中脊、大陆裂谷带的成矿作用也引起了重视。此后又发现，大陆碰撞带可能发育与深成岩有关的矿床，转换断层和断裂带在控制各种矿床类型方面的作用也逐渐被人们所认识。现在用板块构造理论已能较好地阐明大多数矿床的形成和分布规律。

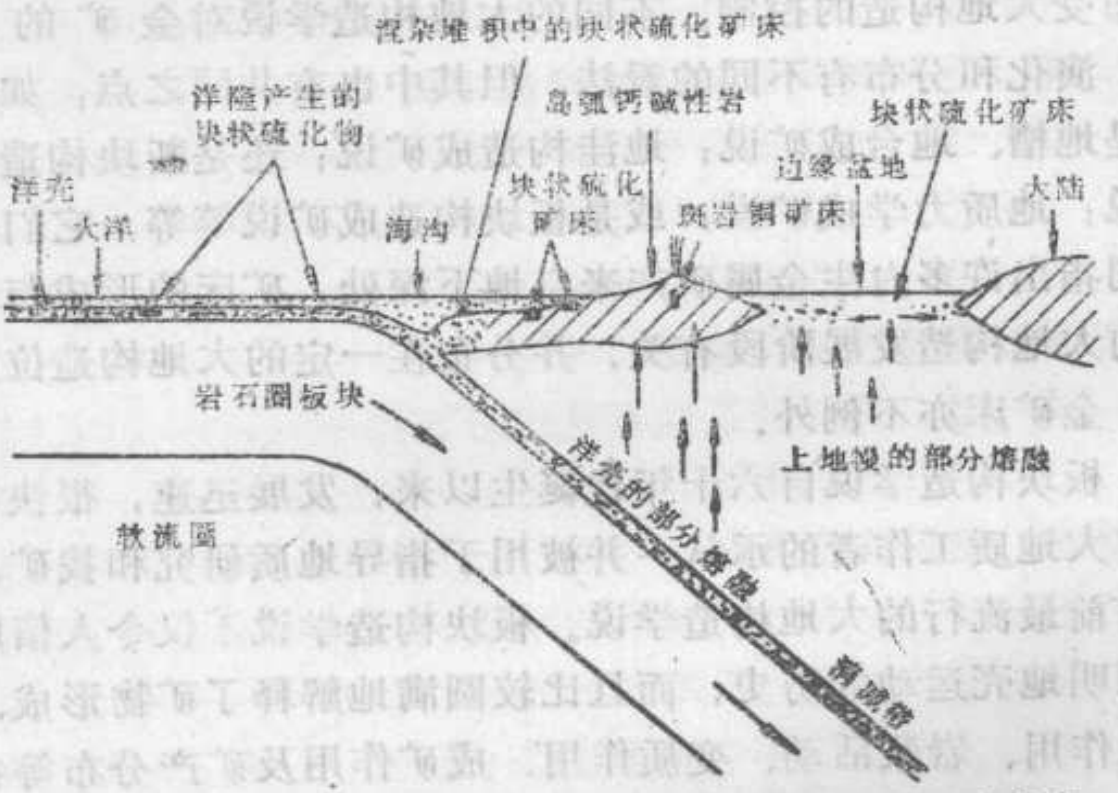


图1-1 洋壳、岛弧和边缘海盆块状硫化物矿床与岛弧斑岩铜矿床的理想示意图
（据R.H.Sillitoe,1972）

金在地球中的分布是不均匀的。地核中金的丰度为2,600 ppb，地幔为5.5ppb，地壳为4ppb，全球平均值为800ppb，即地下深处金的含量高。地壳表层，以前寒武纪地层为主的

古老地盾区金的含量相对较高。若存在着深部带上来物质的地区，即在有深源岩浆岩分布的某些地区，含金量也高。上述地区有利于金矿床的形成。世界上目前已知的大多数金矿床也正是分布在这样的地区。

富含金的物质从地下深处上升到地壳表层，在地壳表层形成金矿成矿区的情况大致可分四种：第一种是在洋中脊之下的地幔中有金含量较高的异常区。该异常区的物质上升到洋中脊，从而使在洋中脊形成的岩石含金量也比较高。洋中脊含金量较高的岩石随板块运动，通过洋底运移到俯冲带下，经熔融形成岩浆，然后又上升到地壳表层，也可形成含金量高的异常区或金矿成矿区（图1-2A）；第二种是在俯冲带之上的地幔楔中有金异常区，俯冲带形成的熔融岩浆通过此区，将金带到地壳表层，形成金矿成矿区（图1-2B）；第三种是地壳下部存在金异常区，俯冲带形成的熔融岩浆通

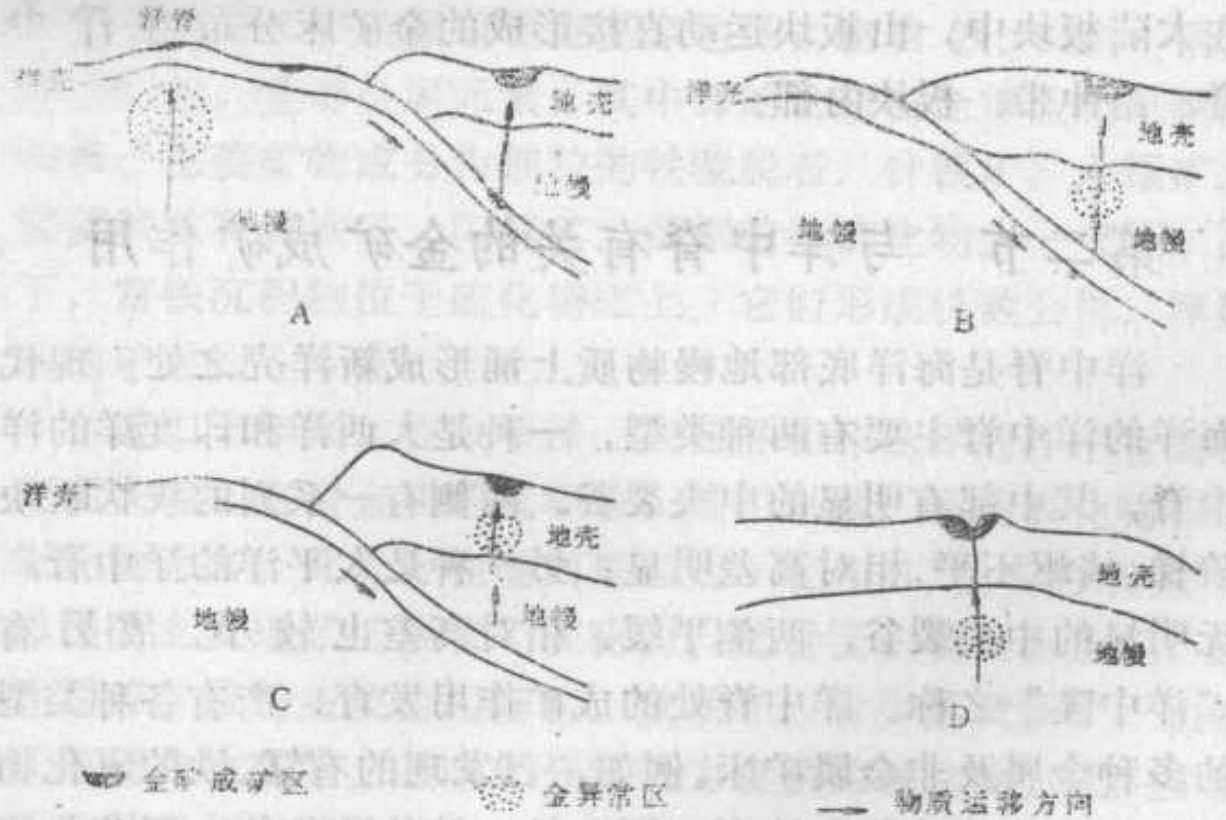


图1-2　金在地壳表层成矿的四种情况

过此异常区，将金带到地壳表层，形成金矿成矿区(图1-2C)；第四种是在板块内部的大陆裂谷下部的地幔中有金异常区。地幔物质通过裂谷上升，在裂谷中或其附近形成金矿成矿区（图1-2D）。

板块构造对金矿的控制主要表现在板块运动控制岩浆的演化。岩浆活动时期受板块运动的影响；而岩浆的成分在板块的不同位置也有所差别，因而与岩浆作用有关的金矿也显然受板块运动的控制；一些具层控型的金矿与一定的含金建造有关，而这些建造是在板块的一定部位和一定的板块运动所产生的环境中形成的；板块运动产生的某些断裂构造，可成为金矿的导矿或容矿构造；在内生后成金矿的金富集过程中，板块运动直接或间接产生的热力条件，可使金活化、运移、聚集；外生金矿床中金的沉积条件和环境也与板块构造有一定关系；外生金矿床和变质作用形成的金矿床主要分布在大陆板块中，由板块运动直接形成的金矿床分布在洋中脊、俯冲带、板块内部。

第二节　与洋中脊有关的金矿成矿作用

洋中脊是海洋底部地幔物质上涌形成新洋壳之处。现代海洋的洋中脊主要有两种类型，一种是大西洋和印度洋的洋中脊，其中部有明显的中央裂谷，两侧有一系列的线状断块阶梯，崎岖不平，相对高差明显；另一种是太平洋的洋中脊，无明显的中央裂谷，两侧平缓，相对高差也较小，故另有“洋中隆”之称。洋中脊处的成矿作用发育，产有各种类型的多种金属及非金属矿床。例如：已发现的有锰、铁的氧化物和氢氧化物的结核和结壳；铜、铁、锌的硫化物；豆荚状铬

铁矿；镍、钛、金、铂；还有石棉、滑石、菱铁矿及富含金属的页岩等等。关于金的富集或成矿条件、环境等方面也有多种情况。

一、洋脊沉积物中的金和银

1．洋中脊多金属软泥和块状硫化物中的金和银

在六十年代中期，在红海底发现了多金属软泥，进而在其他大洋的洋中脊处陆续发现类似的多金属软泥——热液硫化物矿床。它们是海洋地质学的重大科学发现之一。

红海是一个开始发育大洋的初生海。红海的中央裂谷正处于洋中脊的初期发育阶段，是地幔物质上涌的通道，现已知红海地区有18处沉积均有多金属软泥。其位置多在海岸线方向发生变化的地方；或在海洋变窄的地方；或是中央裂谷等深线走向突变的地方。这些地方可能是转换断层与中央裂谷的交汇处。多金属软泥都是杂色的，富含铁、锰、铜、锌、铅、银、金等金属元素，其中锌的含量占全部金属总量的20%。主要矿物成分为细粒的铁蒙脱石、针铁矿、水锰矿、锰菱铁矿和黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物。一般情况下，富铁沉积物位于硫化物之上。它们形成长数公里、厚数米的矿层。

近二十年来，在太平洋、大西洋和印度洋的洋中脊处也先后发现了富含金属的沉积物，其中以铁、锰的氧化物和氢氧化物为多。此外。在墨西哥以西，北纬21°左右的东太平洋洋隆上发现了“块状”硫化物。此种沉积物均为杂色，多孔易碎。成份主要为闪锌矿、黄铁矿，含少量黄铜矿、白铁矿等硫化物矿物。有时部分氧化为含铁的氧化物。这些矿物的结晶相和非结晶相一起构成了集块岩。矿石分两种类

型。富锌矿石含锌25%左右；富铁矿石含铁20—40%。这两类矿石均含2—6%的铜，微量的钴、铅、银和镉，常见自然硫，但无锰。

在各大洋洋中脊处形成的多金属软泥中普遍含银。例如，在太平洋1978年到1981年所发现的多金属软泥中，银含量多为300ppm左右；在红海中的“大西洋深海2号”矿床所分布的60平方公里范围内，银的平均品位为54ppm，储量达9000吨。关于多金属软泥中金的富集情况，从已有的报道看，仅红海的多金属软泥富含金，其他地区的多金属软泥和块状硫化物中是否富金，值得注意。

洋中脊处有岩浆活动，温度和地热梯度均较高，张裂隙发育，沉积覆盖层薄。海水通过裂隙向下渗透，可达几公里深。在海水向下运动过程中逐渐被加热，到一定深度后又向上升。这些水在升降过程中，可将洋壳玄武岩中的铁、锰、铜、锌、银、金等元素淋滤出来，形成富含金属的热液。此种热液从岩石中排出或接近洋底表面时，即冷却，其中所含的各种金属沉淀于洋底沉积物中，形成了富含金银等各种金属元素的多金属软泥和块状硫化物。

2. 洋中脊铁锰壳内的金和银

覆盖在洋中脊玄武质熔岩上的早期沉积物多是化学沉淀的铁锰氧化物和氢氧化物，它们的堆积速度比一般深海沉积物的堆积速度至少快一个数量级。这些沉积物在玄武岩上形成厚几米的结壳，成份以铁为主，或以锰为主。最近据翟其光报道，在西南太平洋铁锰壳内含金和银。银以多种形式出现，其中包括自然银、氯化银、一种放射扁平状硫化银和一种不同寻常的块状硫化银。金以自然金形式产出，与银粒相比数量很稀少。金粒大小可达10微米，形状不规则。影响金和

银富集的主要因素，似乎是局部的富含金属的岩浆源的出现。火成岩源的剥蚀释放出金和银粒子，然后这些粒子被捕获，进入铁锰壳覆盖物和共生沉积物内。

此外，在洋中脊和深海地区，由于有机物或生物对金的吸附作用，可使金在该地的沉积物中富集。

二、洋中脊岩石中的金和银

在洋中脊处形成的洋壳。从上到下分三层（图1-3）。

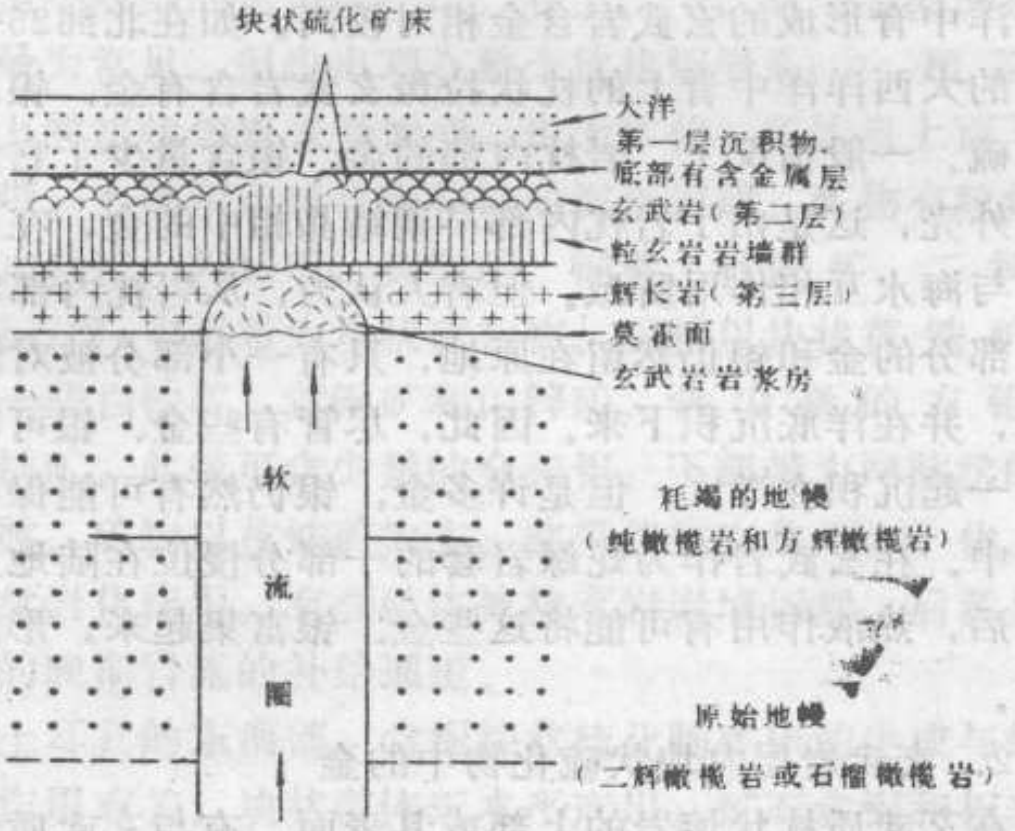


图1-3 洋壳和块状硫化物矿床在沿着离散板块边缘的洋隆上的成因示意图(这里只画了大洋岩石圈最上部25km)
（据R.H Sillitoe,1972）

第一层为沉积层，主要由燧石、厚层泥灰岩或薄层灰岩组成。这些岩石在没有成岩以前为碳酸盐软泥，其底部有时含多金属软泥。第二层为玄武岩，主要是低钾拉斑玄武岩，

并有一些玻璃质碎屑岩和碱性玄武岩，常具枕状构造。有时可变质成细碧岩。第三层为辉长岩，含少量的闪长岩和奥长花岗岩。此层上部的辉长岩多已蚀变。在某些地区第二层下部和第三层上部侵入有明显成席状的、由粒玄岩岩墙群组成的火成杂岩。以上三层统称蛇绿岩套，再向下则是地幔，成分为蛇纹石化的纯橄榄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和石榴石橄榄岩等。金矿化主要与第二层玄武岩有关。

1．玄武岩中的金和银

洋中脊形成的玄武岩含金相对较高。如在北纬25—30°之间的大西洋洋中脊上的枕状拉斑玄武岩含有金、银、铁、锰和硫。一般情况下，岩枕内部的金、银含量少于它们的玻璃质外壳，这是由于岩枕内部早期结晶相中的金，在高温条件下与海水互相作用所致。但有人认为，从岩枕内部释放出的大部分的金和银仍然留在原地，只有一小部分被对流热液运走，并在洋底沉积下来。因此，尽管有些金、银可以与硫化物一起沉积在洋底，但是许多金、银仍然有可能保存在玄武岩中。在玄武岩作为蛇绿岩套的一部分侵位在陆地上之前或之后，热液作用有可能将这些金、银富集起来，形成工业矿床。

2．玄武岩层内块状硫化物中的金

在玄武质枕状熔岩的上部或其表面，有与玄武质熔岩呈互层的块状硫化物透镜体，成份以黄铁矿和铜的硫化物为主，有的含有铅、锌和少量金、银。这种类型的硫化物矿床以塞浦路斯的特罗多斯岩体的矿床研究最为深入，故又常称之为塞浦路斯型矿床。许多人认为，塞浦路斯型矿床原先是在洋中脊形成的，随着板块的运移，它可以经刮削或错断，卷入海沟内壁的增生楔体中，或经逆冲作用，推掩至大陆边缘

地带，而出现在地壳表层；也可以随板块俯冲进入地幔，在地幔中有的部分经熔融成岩浆，再上升到地壳表层。

塞浦路斯型块状硫化物矿床与晚白垩世的特罗多斯蛇绿杂岩有关。该杂岩自上而下亦可分为三层：第一层为泥灰岩和石灰岩，向下为含铁锰的沉积物、粗砂岩、页岩和燧石；第二层为以拉斑玄武岩成分为主的上、下枕状熔岩，下部为粒玄岩岩墙组成的席状杂岩；第三层为辉长岩及奥长花岗岩组成。再往下为地幔的辉岩、纯橄榄岩、方辉橄榄岩。块状硫化物呈不规则的透镜体产出，在上、下枕状熔岩间的接触层位中最为常见，但也出现在整个枕状熔岩系中。覆盖在矿体之上的枕状熔岩未受蚀变，也无矿化。矿体自上而下可分三个带。上部带由硫化物和铁质泥岩组成。矿物有粒状黄铁矿、白铁矿、闪锌矿、黄铜矿、铜蓝、针铁矿、二氧化硅、蒙脱石等；中部带为块状硫化物。矿物以块状黄铁矿为主，含一些白铁矿、黄铜矿和闪锌矿，含少量的方铅矿和磁黄铁矿。此带可含少量的金和银；下部带为网脉状的硫化物细脉。矿物以黄铁矿为主。此带伴生有角砾岩化、硅化和绿盘岩化作用。有些矿体被粒玄岩岩墙切割，后者是较高层位的晚期岩流的补给通道。

在土耳其的东南部，含铜块状硫化物矿床的生成与蛇绿岩岩浆作用有关。块状矿体近水平产出。矿石含铜和相当数量的钴、金、银以及含少量的锌。矿体下部由过渡为硅化和绿泥石化岩石中的低品位浸染状矿石组成。粒玄岩和辉长岩直接位于矿化带下面，超基性岩存在于更深的层位。块状矿体之上覆盖着上白垩统的黑色-红色灰岩、基性凝灰岩和细碧质集块岩。

在菲律宾含铜块状硫化物矿床与白垩纪—早第三纪的

以镁铁质海底枕状熔岩为主的火山岩系共生。它们在熔岩柱顶部附近，向上过渡为沉积岩。矿体中的矿石矿物有闪锌矿、重晶石，还有以不同比例出现的金和银。

对块状硫化物矿床的成因有两种观点。多数学者认为，是同生火山射气形成，与红海富含金属的卤水和多金属软泥形成的方式类似；另一种观点认为，是由富含金属的热液从地壳深部排出，沉淀在火山岩中而成。此种热液来源于岩浆，或是由洋底变质过程中产生。

3．超基性岩石中的金

洋中背下部的地幔超基性岩中主要赋存有铬铁矿床，亦可有小型金矿存在。如意大利利古里亚西部奥瓦多蛇纹石化超基性岩内的白云质和燧石质石英脉中，有含自然金的细脉，少量的金呈浸染状产于蛇纹岩中。含金石英脉中有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、石墨、白铁矿和磁铁矿与含金细脉共生。

在洋中脊与金矿关系的研究中，至今还未发现现代洋中脊处有单独金矿床存在。在地质历史上富金的洋脊岩石会随板块运移而分布于海洋底部。刮削到岛弧或逆冲到大陆上的洋中脊岩石大多经历了变质作用，其中的金可能再活化、迁移、富集。洋中脊岩石经俯冲带熔融成岩浆，这样的岩浆当其上升到地壳表层时，其中的金可富集成矿，此种金矿的伴生组分较为复杂。

第三节　与俯冲带有关的金矿

俯冲带是大洋板块俯冲于大陆壳下的地带。该带由于板块俯冲作用，地震发育，其上覆地壳中岩浆活动和变质作用

强烈。俯冲带是板块汇聚型边界中的一种类型，它主要分布在太平洋边缘，亦称太平洋型汇聚边界。按此类汇聚边界的特点，可分为岛弧-海沟型和安第斯型两种。它们的金矿成矿作用特点也有所不同。

一、岛弧-海沟系中的金矿

岛弧位于大陆与大洋的交界处，在海洋中呈线状弧形分布。海沟是沿着岛弧或大陆海岸山脉延伸的狭长深海凹地。岛弧与海沟出现在俯冲带的上覆地壳表层，组成岛弧-海沟系。横过岛弧-海沟系，由大洋到大陆，有如下构造环境单元：外缘隆起、海沟、外弧、弧间槽（弧前盆地）、火山弧（岩浆弧）、弧后盆地。金矿只出现在上述某几种构造环境单元中（图1-4）。

1．外弧中的金矿

外弧又称前弧，它是一条非火山成因的弧性高地，局部可露出海面形成弧形岛屿，也可全部在海面之下。外弧与火山弧之间为弧间槽，又称弧前盆地。弧间槽内存在陆架、陆坡、海槽等地貌形态。海沟与外弧斜坡之间有一明显的转折。有的学者将上述两种地带称为弧沟间隙。现代许多岛弧—海沟系发育有外弧及弧间槽，形成双弧型。如琉球弧，东侧较大的冲绳岛等岛屿属外弧，西侧小火山岛和海底火山构造属火山弧。有些岛弧—海沟系缺失外弧和弧间槽，形成单弧型，如克马德克弧。

外弧的岩石主要是由于板块俯冲作用，从洋壳上刮削下来的物质和其上的沉积物组成。在外弧形成过程中，不断有新的被刮削下来的物质，从海沟向外弧下部楔入。较老的遭受重结晶和变质的岩石被抬升，覆盖在上部，形成增生楔体。

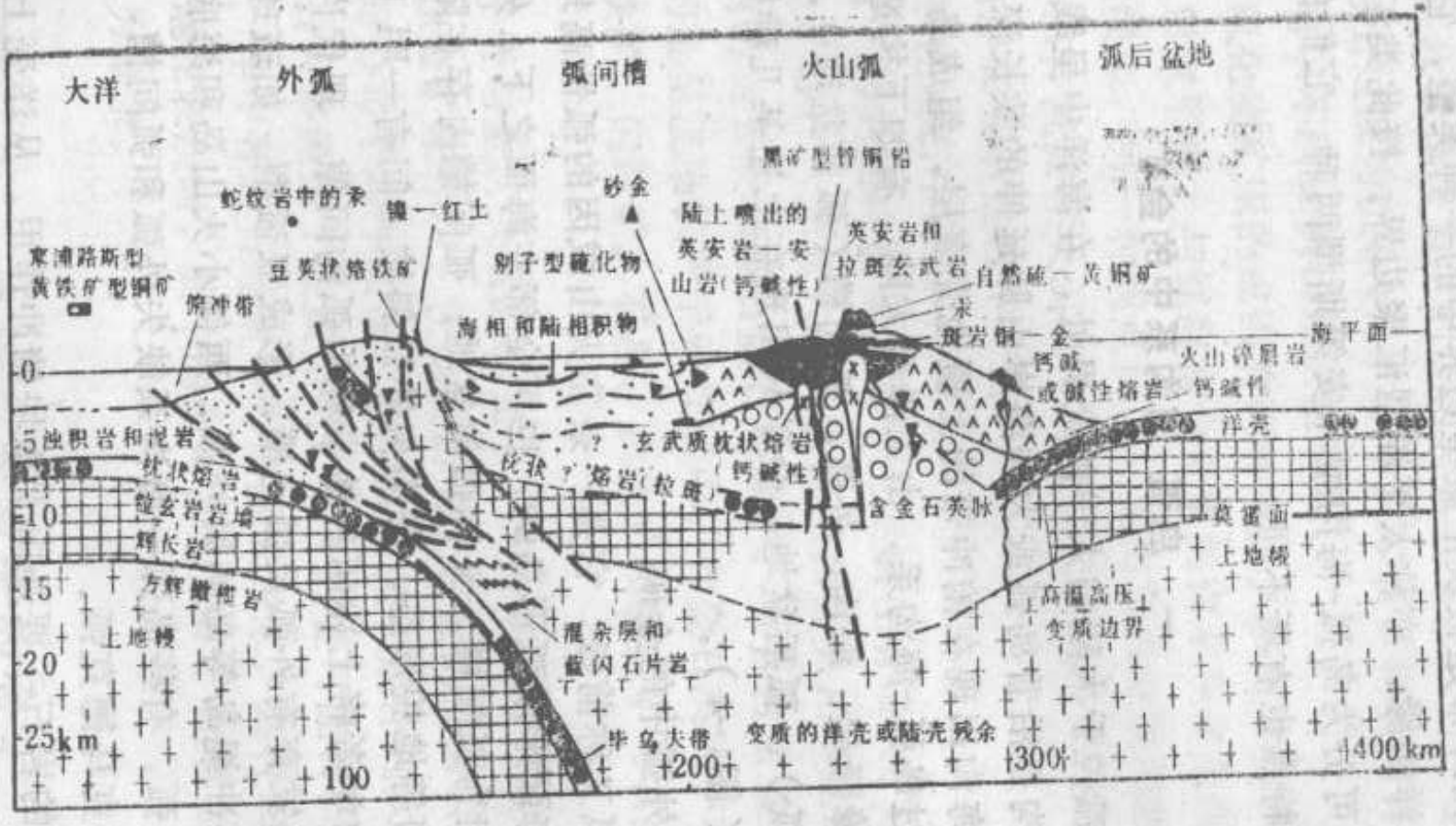


图1-4 外弧、弧间槽和火山弧中的矿化

(据Mitchell和Garson,1976)

增生楔体主要为混杂堆积，由远洋生物沉积物、红粘土、复理式沉积物、浊流沉积物、滑塌堆积物和蛇绿岩等组成。外弧的岩石常遭受强烈的剪切与变形，因而叠瓦状逆断层发育。现代的一些外弧有花岗岩或辉长岩侵入体，这些侵入体可能是在俯冲速度减小或俯冲停止后，由外弧中的岩石重熔产生。

外弧中的金矿有两种类型：一是存在被刮削下来的，即被逆冲的蛇绿岩内的块状硫化物中的金。前已述及，此类金矿是在洋中脊生成，经在外弧地区遭受变质作用改造后，金进一步富集而成；另一种是出现在变形的复理石或板岩带中的含金石英脉。这种金矿可能是由遭受变形和压实的外弧沉积物产生的成矿热液形成的。大多数有含金石英脉的复理石带形成于早古生代或更早，在中生代或新生代的外弧岩石中一般少见。仅在台湾可能是晚新生代的外弧岩石中出现有含金石英脉。

确定古外弧存在的主要依据是，具有巨厚的、化石少的由浊积岩、深海沉积物、滑塌堆积物和蛇绿岩岩块组成的混杂体，以及有这些岩石组成的紧密褶皱和叠瓦状排列的冲断层。主要地层的倾斜通常指向邻侧同时代的火山弧。蛇绿岩岩块、变质较深的岩石可能组成靠火山弧一侧的外弧岩石。古外弧的较深的构造层位中有蓝闪石片岩、硬玉和软玉，也有遭受剪切的蛇纹岩和变质混杂体。

2．弧间槽中的金矿

弧间槽是接受沉积的地区。沉积物厚度可达 12km，主要是河流沉积、河口三角洲沉积、大陆架或陆坡沉积、浊流沉积及水下滑塌沉积。非海相沉积物总是向上增加，有部分安山岩或安山—玄武岩成分的火成碎屑岩。沉积物主要来自

外弧和火山弧的岩石。当有大量沉积物时，可形成宽阔的陆架；沉积物少时，则成较深的海槽。

弧间槽的沉积物大多组成宽缓的向斜或向陆倾斜的单斜。有时弧间槽岩系在外弧附近因受冲断层的影响重复出现，有一些变形不强烈的褶皱和断层，无岩浆活动，也未经受较强的变质作用。弧间槽沉积物通常与火山弧的火山岩犬牙交错，并超覆其上。但弧间槽与火山弧之间可能存在一条大断裂带。断裂带近直立，有时向火山弧倾斜，有时又背向火山弧倾斜。断裂带是由于弧间槽接受沉积下降，火山弧则上升而形成的。

在现代的弧间槽中，仅发现过小型的砂金矿和煤矿。在弧间槽中沉积的碎屑金可来自外弧的含金石英脉和火山弧岩石。但由于沉积作用较快，以致沉积物未充分破碎、分选，碎屑金不易集中。

缅甸西槽北部第四纪河流沉积中的砂金矿，长期以来一直被小规模的开采。此砂金矿中的金来自该地渐新世弧间槽岩系内的复矿砾岩。该砾岩后期被抬升。金在渐新世砾岩中较为富集，但尚未达到工业品位；部分金来自弧间槽东侧火山弧的中生代侵入岩和熔岩。美国加利福尼亚大溪谷里的冲积砂金矿，也是弧间槽中一个有经济价值的冲积矿床。砂金产于冲积物和阶地砾石中。金来自东面的弧间槽岩系中的老砂金矿。

外弧和弧间槽的岩石不易在地面保存下来。在板块进一步运动中，它们在板块碰撞时上升到冲断层之上，被侵蚀或被逆掩过来的火山弧岩石掩盖。现在已无新生代以前形成的弧间槽砂金矿床存在。上述两个地点的新生代弧间槽中形成的砂金矿，也是不容易保存的。

3．火山弧中的金矿

岛弧—海沟系中的火山弧，又称大洋岛弧，是岩浆活动最为活跃的地区，其中尤以火山喷发更为频繁、猛烈，从而形成由火山岩组成的弧形岛屿。岛弧火山岩在成分上主要是陆上喷发的安山岩，有时是玄武岩或英安岩，也有水下喷发的枕状熔岩。从火山弧发展阶段来看，岛弧发展的初期，主要喷出隐晶质的玄武安山岩、玄武岩、安山岩，以前者最为常见，还有少量英安岩、流纹岩，整个属岛弧拉斑玄武岩系，多为海底喷发产物；中期以陆上喷发为主，喷发产物主要为安山岩，其次是英安岩和流纹岩，亦有少量高铝玄武岩，它们属钙碱性岩系；晚期为陆上喷出的碱性岩系，其岩性为橄榄玄武岩、橄榄安粗岩、粗面岩和其他含氧化钾较高的火山岩。组成火山弧的火山岩系，从早到晚，其氧化钾的含量是逐渐增多的。中期喷发的钙碱性岩系，只发育在成熟岛弧和活动的大陆边缘，故可将其作为这两种地区的特征性岩石。从平面分布来看，火山弧的岩石由海向陆的方向依次属拉斑玄武岩系列、钙碱性系列、碱性系列。这种空间分布特点与火山弧从早到晚三个发展阶段喷出的岩石类型是一致的。这三个火山岩系列可部分重叠，也可缺失某个系列。如在长期发展的成熟岛弧中，拉斑玄武岩很少见。

在火山弧地下较深处侵入作用也较发育，可形成各种侵入体。组成侵入体的岩性有花岗岩类、闪长岩类、辉长岩类等。侵入体周围多为高温低压变质岩。当火山弧长期遭受侵蚀后，侵入体及其周围变质岩可出露地表。

火山弧上可发育一些张性断陷盆地。盆地中沉积火山碎屑岩层、陆相红层，亦可沉积海相的岩层。火山岩系经剥蚀，其产物可被搬运到火山弧两侧的弧间槽或弧后盆地中沉

积。

火山弧是有利于金属矿床生成的地区，也是金矿的重要成矿区。所生成的原生金矿有多种类型，有的是金矿或金银矿，有的为伴生金矿。金矿带与一定的火山岩带在分布上有相应的关系。在太平洋西岸，由海向陆，有四个火山岩带，并相应有四个成矿带：一是钙碱性火山岩带——铜、金成矿带；二是细碧玄武岩带（属拉斑玄武岩系列，为海槽式或海盆中的洋壳地带）——含伴生金的铬、镍、铂成矿带；三是混合型钙碱性火山岩带——钨、锡-钼、锌-金、钼成矿带；四是碱性火山岩带——汞、锑成矿带。从上述分带关系看，金矿分布于钙碱性火山岩带；在拉斑玄武岩中有金矿化或伴生金；碱性火山岩带无金矿分布。

火山弧中的金矿按其产出的具体岩浆和构造环境，又有以下几种情况。

（1）产于安山岩破火山口地区的金矿。例如，斐济维提岛上正在断续开采的“帝王”金矿，产在上新世角砾岩化安山岩的狭窄剪切裂隙带和破碎带中。安山岩与破火山口的边界断层关系密切，并部分受其控制。安山岩中有二长岩侵入，接着发生碲化物和含金硫化物矿化。矿脉脉石中，非晶属矿物主要是壳状和晶洞状石英和一些碳酸盐矿物。金属矿物包括含金的黄铁矿和毒砂，还有磁黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿-砷黝铜矿、自然金、自然碲及一些金、银碲化物。其中自然金较少见，而且有的呈树枝状和叶片状产出。矿石中金品位一般在8g/t到32g/t之间变化。

（2）产在安山岩中的含金石英脉型金矿。例如，在新西兰科罗曼德尔半岛的豪拉其金矿田。金矿床主要产于始新世和中新世的安山质和英安质熔岩流中。岩石中普遍发育有

青磐岩化，在靠近矿脉处硅化发育。矿脉主要受延伸很远的裂隙、共轭裂隙系控制，或产在下落较小的断块中。有时矿脉中存在极其巨大的矿囊。矿脉中的主要矿物为石英，此外有方解石、菱锰矿、冰长石（正长石）、铁白云石、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、深红银矿、螺状硫银矿、自然金、银金矿等，有的矿床中有辉钼矿、辰砂、辉锑矿、碲金银矿、硒银矿等。这类含矿的安山岩一般都经受变质和褶皱作用，但不一定有侵入体侵入。变质作用是在后期较新的火山弧岩石覆盖后，在埋藏较深的情况下发生的。在安山岩发生变质和变形时，金和石英，及其他组分一起迁移、集中，形成矿脉。

（3）产在闪长岩或花岗闪长岩侵入体内及边缘周围的斑岩型金铜矿和石英脉型金矿。大多数岛弧的斑岩铜矿含金和钼。与矿化有关的侵入岩以花岗闪长岩、石英闪长岩和闪长岩为主。围岩主要是安山质熔岩和火成碎屑岩，有的岛弧中为复理石沉积物、蛇纹岩，或为较老的侵入岩，个别地点为变质岩。例如，菲律宾吕宋岛碧瑶金矿区的金矿床，有上述两种类型。在晚中新世至早上新世的斑状闪长岩中有含金、钼的含铜斑岩型矿床。矿化呈浸染状。铜品位为0.4%、钼品位0.01%、金品位0.8g/t。矿床位于两组断裂交叉处，产在斑状闪长岩与碳酸盐岩地层相接触的大理岩化灰岩透镜体内，为锌、铜、金交代型矿床；在火山弧相的晚中生代到渐新世的火山岩和沉积岩的断裂中，有石英脉型金矿（图1—5）。从其分布来看，石英脉型金矿位于石英闪长岩岩基东部周围，其金矿化可能与闪长岩有成因关系。

（4）产于橄榄安粗岩中的斑岩型金矿。这种情况很少见。在斐济的翁杜有分布在大洋岛弧中的斑岩型金矿。

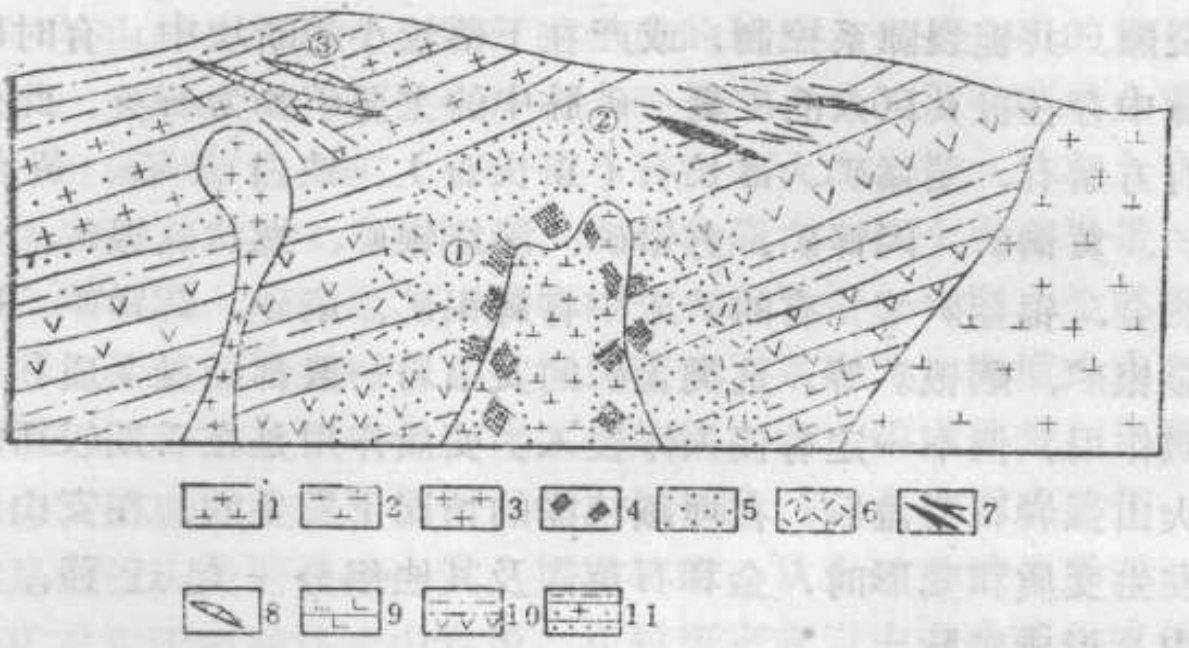


图1-5 菲律宾斑岩铜矿-石英脉型金矿-硫砷铜矿矿床组合示意图

1. 石英闪长岩岩基 2. 闪长岩 3. 英安斑岩 4. 斑岩金铜矿体、钾化石英网脉带 5. 泥化带 6. 青盘岩化带 7. 含金石英脉 8. 含金硫砷铜矿 9. 细碧岩 10. 安山质火山-沉积岩系 11. 英安质火山-沉积岩系

①斑岩型金铜矿 ②石英脉型金矿 ③含金硫砷铜矿

（5）产在火山弧的海底流纹质火山碎屑岩中的含金黑矿型矿床。这是一种伴生金矿床。此类矿床以层状为主。矿石是在深度不超过200米的海底环境下，在火山弧的火山穹窿斜坡上形成的。伴随矿化，同时有爆破角砾岩及一些水下滑坡产生的角砾岩形成。其金属丰度，在大多数显生宙矿体中依次为铁、锌、铝和铜，金和银含量少，但不固定，在元古宙矿床中铅含量较低，铁的含量高。有大量的黄铁矿出现，故又称为层状黄铁矿型硫化物矿床。

黑矿型矿床是以赋存在日本北海道西部和本州北部，中新世层状火山岩中硫化物矿床的特点而得名的，即所谓“绿

色凝灰岩”区的层状、块状硫化物矿床。矿床产出与海底安山岩、英安岩、流纹质熔岩流、流纹质火成碎屑岩、流纹岩岩丘等有关（图1-6）。矿体一般由黑矿、黄矿、硅质矿等三种矿石组成。有的地区伴有大量的石膏与重晶石。矿床多与流纹岩或英安岩岩丘，有时与石英斑岩、闪长岩有空间关系。有些地方围岩有明显的蚀变，蚀变类型有青磐岩化、钠长石化、高岭土化、硅化。硅质矿周围蚀变较为强烈。有的地区蚀变在空间上的分布与矿床有关，但在普遍都发育有蚀变的地区，则无明显关系。

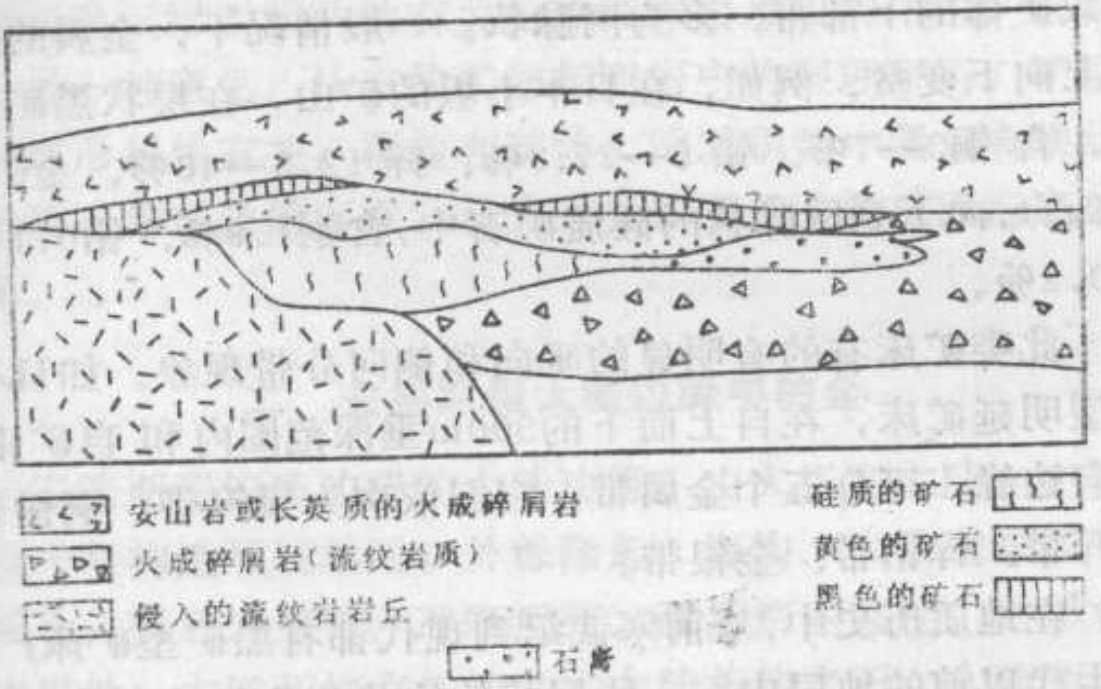


图1-6　典型黑矿矿床的综合剖面
（据Jeaks(1966)修改）
（引自 Frederick J.Sawkins,1972）

黑矿型矿床的矿石成分较为复杂，变化较大。有的矿床主要为铅、锌、铜的组合；有的是铜和锡；有的为铜和锌等。但各类都有若干数量的金和银。含黝铜矿，并富含锑-砷的矿石可能最富含金和银。金含量可达31g/t以上，银的

含量均超过金，两者比值范围为0.005—0.05。金多呈银金矿出现。在此类矿床的三种矿石中，矿物种类及其含量是不相同的。黑矿矿石为黑色，主要是细粒闪锌矿、方铅矿和重晶石的緻密混合物。银金矿通常富集在黑矿矿石中。矿石结构有块状、角砾状、条带状；黄矿矿石主要是含有石英的黄铁矿和黄铜矿的结晶物质，含有金；硅质矿石是富含浸染状的黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和其他矿石矿物的硅化流纹岩或凝灰岩。黑矿与黄矿矿石组成矿体的上部带，为块状硫化物，多呈核、团块、不规则透镜体或似层状矿层。硅质矿石组成矿体的下部带，多为网脉状。一般情况下，金属的品位由上向下变贫。例如，在日本小坂的矿山，在层状黑矿矿石中，含铜3—7%、铅5—27.3%、锌12.3—40%、金0.7—8.2g/t，向下到网脉状的硅质矿石中，含铜1.9%、铅0.1%、锌0.2%。

此类矿床有的有明显的垂向和侧向分带现象。如日本的大型明延矿床，在自上而下的500m垂深范围内和自矿田中心向边缘，可分五个金属带，它们依次为锡钨带、铜锡带、铜锌带、锌铅带、金银带。

在地质历史中，从前寒武纪到现代都有黑矿型矿床产生。新生代以前的地层中，一些层状的块状硫化物矿床就是在古火山弧环境中形成的。它们与新生代的黑矿型矿床基本相同，只是经历了不同程度的结晶和变质作用。例如，从西班牙南部延伸到葡萄牙的层状黄铁矿带中的矿床，是产在晚古生代的火山弧中的块状硫化物矿床，与日本的黑矿型矿形成的构造环境相似。矿石以黄铁矿为主，含铜、铅、锌、银和金。矿石中银的平均品位为5—30g/t，金的平均品位为0.2—1.5g/t。矿体与酸性的火山岩和火山沉积杂岩有密切关系。另一例子

是纽芬兰的布坎斯块状硫化物矿床。它与早古生代奥陶纪至早志留世的火山岩和火山碎屑岩带有关。矿体产在火山角砾岩和凝灰岩中，是一些由块状和浸染状硫化物组成的大透镜体和不规则体。主要的金属矿物有闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿和黄铁矿。脉石矿物主要是重晶石和石英。矿石中大约含锌15.5%、铅7.8%、铜1.4%，还有品位为108g/t的银和1.5g/t的金。围岩蚀变有绢云母化、硅化、黄铁矿化和绿泥石化。这是一个产在早古生代岛弧中的伴生金矿床。

对黑矿型矿床的成因主要有两种看法：一种认为，它们是由与第三纪岩浆活动有关的热液作用形成的后生交代矿床；另一种意见，从有的矿体与围岩中的层理平行，矿层厚度与地形起伏有关，覆盖在矿体上的沉积物中偶见有块状硫化物砾石等现象的存在，认为这类矿床是火山成因海底射气矿床。

二、安第斯型大陆边缘中的金

安第斯型俯冲边界的大陆边缘，由大洋向大陆，主要有这样一些构造环境单元：外缘隆起、海沟、大陆边缘弧（火山弧）、弧后岩浆带、冲断层带、弧后挤压盆地。由于在此种边界处，大洋板块直接俯冲在大陆板块之下，大陆边缘抬升，并出现强烈的岩浆活动、形成高峻的弧形山系，称山弧或大陆边缘弧。山弧与海沟地形高差十分显著，其间有狭窄的大陆架和较陡的大陆坡。与岛弧地区的俯冲带相比，此处的俯冲带的角度较缓，约30°左右。俯冲带向深处延伸不很深。

1．大陆边缘弧（火山弧）中的金矿

大陆边缘弧由火山链组成，因在南美洲安第斯山地区较

发育，故又称安第斯弧。在此地区分布的火山岩以钙碱性岩浆岩为主，此外，还分布有大量的深成岩，构成火山－深成岩带。这些岩浆岩亦有明显的分带性，其分带特点大致与岛弧-海沟系中的火山弧的岩石相似。从海向陆可分为四个带：(1) 花岗岩-花岗闪长岩及钙碱性火山岩带，火山岩以中性的安山岩类及酸性的流纹岩类为主，玄武岩较少；(2) 闪长岩-二长岩小型侵入体带；(3) 稀有金属型花岗岩带；(4) 碱性岩浆岩带。其岩浆物质有来自地幔，也有来自地壳的成分。与岛弧地区相比，大陆边缘弧中，中酸性火山岩、钾质花岗岩等，以及碱性岩类较多。这可能是因为安第斯地区大陆地壳厚度较大，大陆板块俯冲时，有较多的陆壳物质被带入俯冲带，并被熔融形成岩浆之故。

安第斯山脉的沉积物以发育磨拉石建造为特征。由于该区地壳强烈上升，地形高差大，剥蚀作用强，沉积物中的矿物成分多为不成熟。在火山两侧及断陷盆地中，堆积着火山角砾岩、熔接凝灰岩及由当地的喷出岩、侵入岩、变质岩等被剥蚀形成的洪积物、冲积物碎屑组成的互层。此外，还有大片喷发前的岩石出露，其中一部分是较老的变质岩和被抬升了的沉积岩；另一部分主要是较早侵入的英云闪长岩和花岗闪长岩，其次是闪长岩和花岗岩。

安第斯弧的成矿作用与岩浆活动在空间上和时间上有密切的关系。矿床中所含金属，来源于下部的俯冲带。由于从不同的俯冲深度上升的岩浆，其所含金属不同，故成矿亦有明显的分带性。一般自西向东，由洋侧向陆侧横过安第斯山，在海岸带为接触交代型或矽卡岩型铁矿成矿带；向东邻接，与钙碱性岩浆活动有关的含金、钼的铜成矿带，即含金或钼的斑岩铜矿带；再向东为与闪长岩-二长岩小型侵入体有

关的铅、锌、银成矿带；至接近弧后岩浆带则为与深部熔化的稀有金属花岗岩浆有关的锡、钨、钼成矿带（图1-7）。这种分带性在中安第斯山地区表现得最为典型。但由于在该区发育有一系列的横向断层，将中安第斯山分割成若干个构造段，故各段的矿化情况也因此而有所差别。某些矿床多产在作为分段构造界线的横向断层上或其附近。矿床的金属含量、矿石类型等特征均与构造界线有关。

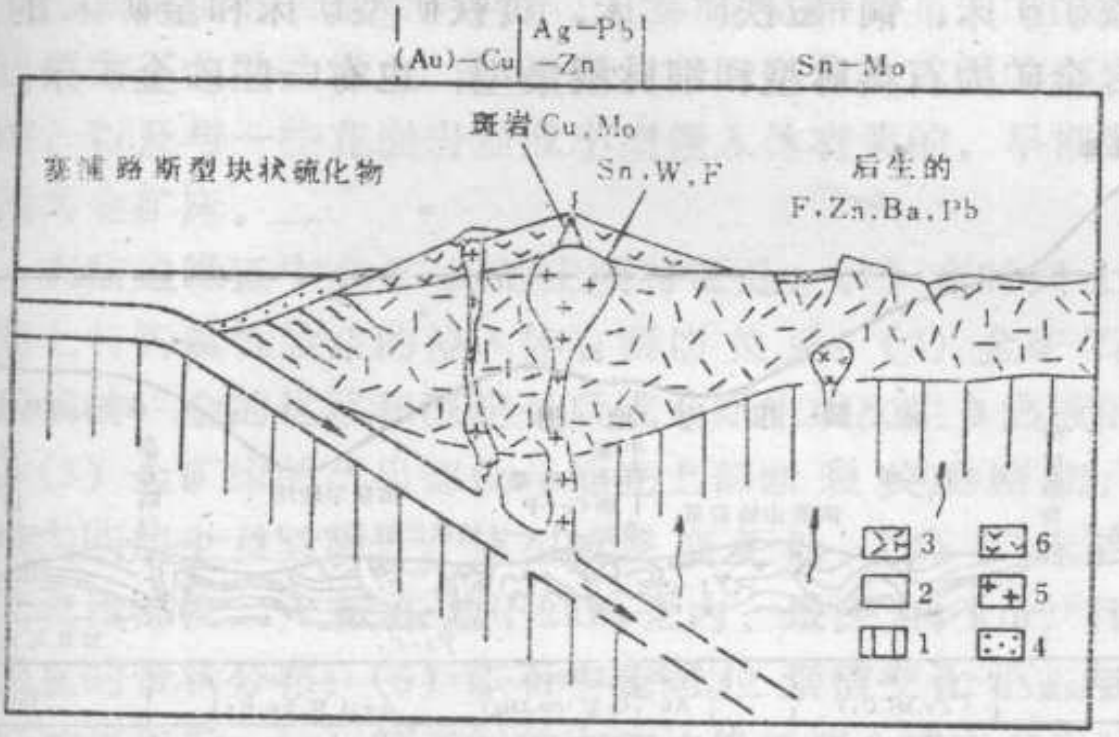


图1-7　安第斯弧边缘的矿床分带
（据Mitchell和Garson）

1．上地幔　2．洋壳　3．陆壳　4．碎屑沉积物
5．似花岗状侵入体　6．火山岩

安第斯山地区的含金、钼斑岩铜矿，含钼较多，含金较少。此种斑岩铜矿与始新世的玢岩、安山岩、二长斑岩、英安斑岩和二长安山斑岩等次火山岩小侵体入体有关。

安第斯山地区另一种类型的金矿床与深成侵入体有关。它是一种与晚白垩世的花岗闪长岩、二长岩、闪长岩等有关

的脉状铜、金和银矿床。矿脉产在花岗闪长岩和安山岩中。

大陆边缘弧还有一种类型是北美洲的科迪勒拉弧。它与安第斯弧不同，不是以火山-深成岩带为主，而是以花岗岩质岩基为主。在北美洲西北科迪勒拉一带地质发展历史较为复杂，因此造成由大洋到内陆的复杂的地质构造与成矿分带（图1-8）。金矿在这些分带中占有一定位置。在近岸群岛带分布着延长达1800公里以上的金矿带。其主要分布有含金磁铁矿矿床、铜-磁铁矿矿床、黄铁矿型矿床和金矿床的组合。金矿为石英脉型和细脉浸染型，也有一些砂金矿床。向

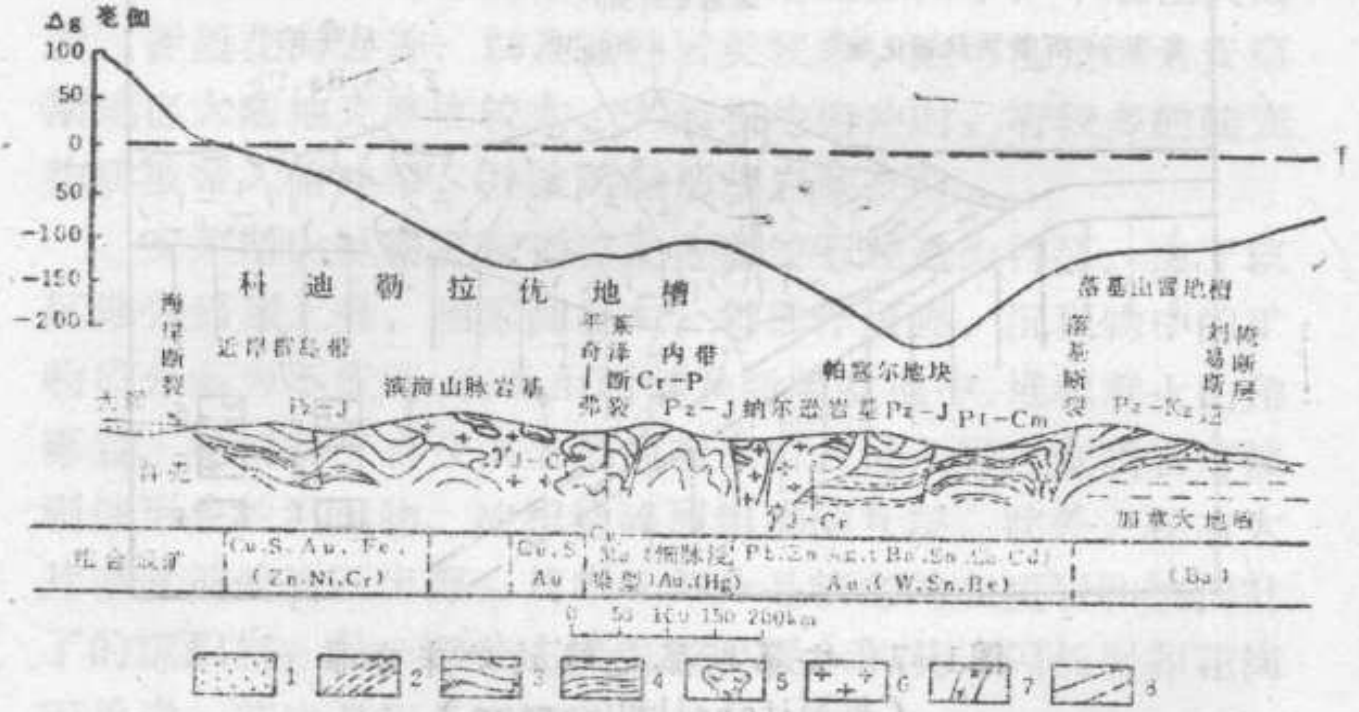


图1-8　穿过科迪勒拉褶皱区大致沿北纬50—52°的构造—成矿剖面；Δg—剖面作过布格校正

（据B.и.Бергер, M.и.иниксон, 1972）

1. 北美地台沉积盖层　2. 落基山冒地槽建造　3. 优地槽建造　4. 帕塞尔地块沉积组合　5. 地面火山建造　6. 花岗岩类及与之共生的花岗岩化产物　7. 晚白垩世—第三纪浅成和次火山侵入体　8. 主要断裂Колчеп.——黄铁矿型

东在滨海山脉岩基顶板的大断块和接触带内，有一系列伴生金、锌、银的铜和含铜黄铁矿矿床。上述两带金矿床的形成与板块俯冲作用有关。据重力值资料，从大陆向大洋，重力值总趋势是不断加大，但在滨海山脉岩基轴部上有一个负异常区。结合电测深资料得知，其下玄武岩厚度剧增到40km。含铜黄铁矿型、黄铁矿型、含金的和以金为主的矿床与这种近大洋型的厚度大的玄武岩层有关。

由滨海山脉岩基带再向东，还有金矿带分布，但这些带已超出了大陆边缘弧的范围。它们是含金或钼的斑岩铜矿带，以及与一些花岗岩基或小型侵入体有关的，早期发展阶段的金矿床。

大陆边缘弧中金矿床的主要特征是，(1) 在时间上和空间上与钙碱性岩浆的侵入体有密切关系；(2) 金矿石多是后成的，金的运移和沉淀受后成（原生或次生）热液的影响；(3) 金矿床的产出部位与地壳上部断裂关系密切，多在横向断层上及其附近，或在断裂交汇处；(4) 矿床产在地壳较浅部位，一般在地下2km之内。最深为4 km，且呈较明显的带状分布；(5) 矿石中硫同位素值变化小，与大气标准值相近；(6) 第三纪的大陆边缘弧型金矿床多为脉状金矿床，其在空间上与俯冲带中相应的侵入岩有关。

2．弧后岩浆带和冲断层带中的金矿

在大陆边缘弧向陆一侧，有一条以花岗岩类侵入体为主的弧形地带，称弧后岩浆带；与其紧密伴生的冲断层及褶皱带称冲断层带。现代火山弧中尚未发现弧后岩浆带，但在第三纪及中生代确有存在。此带岩石已明显抬升，其中侵入岩是富硅质和过铝质的，其上还存在富硅质火山岩。岩浆主要来自陆壳。弧后冲断层带多以向洋倾斜的冲断层为特征，

与其联系在一起的褶皱带是洋底俯冲时产生的。冲断层使此带地壳缩短并加厚。如在加拿大落基山地区因冲断层带的产生，使该区地壳缩短可能达200km。地壳加厚可产生重熔花岗岩，弧后岩浆带中与成矿有关的花岗岩体与此有关。

矿床一般赋存于弧后岩浆带中，冲断层带中很少或没有矿床存在。金矿床产在岩浆岩内。例如，美国蒙大拿州比尤特地区的大型脉状铜、金、银矿床，它位于晚白垩世博耳德岩基的西缘，岩基主要由角闪石-黑云母石英二长岩组成，含矿石英斑岩侵入其中，其上又被流纹岩和安山岩覆盖。另一实例是，美国的爱达荷岩基，它主要形成于晚白垩世，其中又有第三纪的石英二长岩和花岗岩侵入，金、钼、钨、锡、银、铅、锌等后生矿床与花岗岩有关。

3．弧后挤压盆地中的金矿

弧后挤压盆地位于冲断层带向陆一侧的下降陆壳上，又可称弧后盆地。世界上属此类盆地的，例如有马六甲海峡盆地、玻利维亚境内安第斯山脉以东的大陆盆地、晚侏罗至始新世的北美西科迪勒拉山脉东侧古落基山盆地等。弧后盆地中以河流相碎屑沉积物占优势，亦可有一些海相沉积物。碎屑来源主要为冲断层带中被抬升了的沉积岩、变质岩和花岗岩类。盆地中无火山岩和侵入体存在，其矿床有铀、煤、盐的沉积矿床和砂矿。

弧后盆地中由于原生金经反复侵蚀和搬运，可形成大型砂金矿床。例如，安第斯山脉以东的哥伦比亚马格达雷那河盆地的金矿，其中的碎屑金最早产在晚中新世巨厚的磨拉石沉积物中，因中新世到更新世中科迪勒拉山脉抬升，这些含金沉积物又被侵蚀和搬运到马格达雷那河盆地中。另外，在加拿大不列颠哥伦比亚弧后盆地中亦有砂金矿存在。

三、我国与古俯冲带有关的金矿

在俯冲带中能保存得较好的是火山弧（岩浆弧）中的金矿床。第四纪以前的古火山弧，由于经历长期的板块发展阶段，以及大陆与岛弧碰撞，它可出现在大陆内部。大陆内部的古火山弧由于侵蚀作用，其上部的火山岩往往被侵蚀，主要出露下部的侵入岩。古火山弧的确定，主要根据古火山弧地区及其外围的岩浆岩组合、沉积岩相及其分布，还有构造的特征。一般情况下，不易区分出，是古海沟-岛弧系，还是古大陆边缘弧系。

前寒武纪绿岩带中金的含量较高。前寒武纪绿岩带是被保存下来的，前寒武纪火山弧体系的残余部分。这从下面几点可看出：(1) 绿岩带中的火山岩与现代岛弧和大陆边缘弧的火山岩套在岩石化学特征上相似；(2) 空间上与绿岩带共生的前寒武纪钙碱性花岗岩的岩石化学特征，也和现代火山弧地区的闪长岩—花岗闪长岩侵入体的岩石化学特征相似；(3) 绿岩带分布规模比现代火山规模小。一般认为，前寒武纪绿岩带是金的矿源层之一，当有后期地质作用时，金可在其中活化，迁移到有利部位，形成金矿。这也是绿岩带中有较多金矿床分布的一个原因。我国就有较多的金矿床分布在前寒武纪绿岩带中。此种金矿床在角闪岩相区出现较多。从构造上看，研究其分布规律，更应注意推测或确定出其形成时的古火山弧位置、规模及特征等，才能更好地指导金矿找矿。

用板块构造学说来分析我国大地构造发展，能较好地阐明金矿与构造环境的关系。在前寒武纪，华南的扬子地块的东南缘和西北缘均有古岛弧存在。在东南缘，沿广西北部到浙江西部，断续出现有元古宙的蛇绿岩带。位于此带的湖南、

江西元古宙的一套巨厚的浅变质岩系中，已发现一些金矿床或金矿点；在西北缘，从云南易门，经四川会昌、木里，至陕西的略阳，再转向，经河南西峡，到湖北大别山区一带，是前寒武纪古火山弧岩石分布区，亦有已知金矿床或矿点存在。只是略阳到大别山区一段，由于后期扬子地块与华北地块碰撞，使地质改造程度和金矿成矿作用更为复杂。中朝地块北部，由吉林靖宇到辽宁丹东，向西经河北张家口，到内蒙古白云鄂博一带，前寒武纪时，亦为古火山弧地带。这些地区的金矿床多与前寒武纪绿岩带有关，矿床产在其中或其附近的岩石中。据分析，以上地区均可望发现更多、更大的金矿床。此外，中朝地块西南边缘的祁连山一带和塔里木地块南、北两侧的昆仑山、天山地区，亦应存在前寒武纪古火山弧，其与金矿的关系尚值得进一步研究。

中国大陆是由一些大小不同的地块碰撞、拼合而成的，较为复杂的大陆块。在古生代、中生代和第三纪我国的板块运动较为复杂。但这些不同时代的火山弧的分布，大致还是有规律的。其一种是在前寒武纪火山弧的一侧分布，两者方向大致平行。例如中朝地块北缘古生代时为安第斯型大陆边缘弧、火山岛弧、祁连山岛弧等；另一种则与寒武纪火山弧在分布方向上不一致。例如冈底斯一带的岩浆火山弧，东南沿海浙江、福建、广东一带的火山弧等。以上这两种火山弧地区也都应有金分布。

在已知的一些金矿带中，研究古火山弧与金矿的关系，有助于扩大找矿远景。我国现有两个地带值得进一步研究。

一是雅鲁藏布江以北的冈底斯山脉，延伸达2 000km 以上，主要由花岗岩岩基及钙碱性火山岩系组成。火山岩系分布在靠近雅鲁藏布江一侧，侵入岩带则更向北部分布。火山

岩系的岩性较复杂，从中基性到酸性均有，主要为中酸性，有安山玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩、安山质凝灰岩、酸性火山碎屑岩等。火山岩系的时代从晚白垩世到第三纪均有，以晚白垩世为主，并有从南往北变新的趋势。花岗岩类岩基的岩性主要是英云闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩。上述火山带与侵入岩带合称为冈底斯岩浆火山弧。在晚白垩世印度板块向欧亚板块俯冲时，此地区为安第斯型大陆边缘。因此，冈底斯岩浆火山弧属大陆边缘弧，即安第斯型弧。这里与安第斯山脉不同的是，冈底斯地区的侵入体位于火山岩带一侧，而安第斯山脉地区的侵入体主要是在火山岩带下面。如果从冈底斯地区侵入岩带十分发育来看，则其更类似于北美的科迪勒拉弧，都是以花岗岩类岩基为主，或有弧后岩浆带存在。上述情况告诉我们，冈底斯山脉及其以北的广大藏北地区，有可能找到与火山弧、弧后岩浆岩带，以及弧后盆地有关的金矿。近几年西藏地矿局第五地质大队已在上述地区发现一些原生金矿及砂金矿点，这已说明这里是一个远景区。按构造位置，可望找到各种类型的金矿。

另一是我国东南沿海一带。在中生代这一带为安第斯型的大陆边缘。沿福建东部北东向的长乐—诏安深断裂带发育有基性、超基性岩。这一带可能是中生代太平洋板块向大陆的俯冲带。从断裂带向北西依次出现火山岩带和侵入岩带，它们组成火山-深成岩带。此带在大陆上从杭州经福建，一直延伸到广州，全长1500km以上。其北东段由长江口一带入海，向北延伸到朝鲜釜山地区出露。火山岩带以钙碱性火山岩类为主，总厚度在3000m以上，是强烈火山喷发的产物。其岩性以中酸性为主，有安山岩、粗面安山岩、流纹岩、流纹质和英安质凝灰岩等。火山喷发时代为中侏罗世到

白垩纪，晚侏罗世喷发最强。在火山岩带中也有一些规模不大的正长岩和花岗岩侵入体。侵入岩带分布在火山岩带北西侧，发育有燕山期规模较大的花岗岩岩基及一些花岗闪长岩侵入体。这种侵入岩带分布于火山岩带一侧的情况，与冈底斯山地区相似。李春昱等在1981年曾指出，华南中生代晚期的内生成矿作用，受板块构造控制，有明显的分带(图1-9)。其中金矿与铁矿、铜矿均产在火山岩带中，现已在浙江龙泉

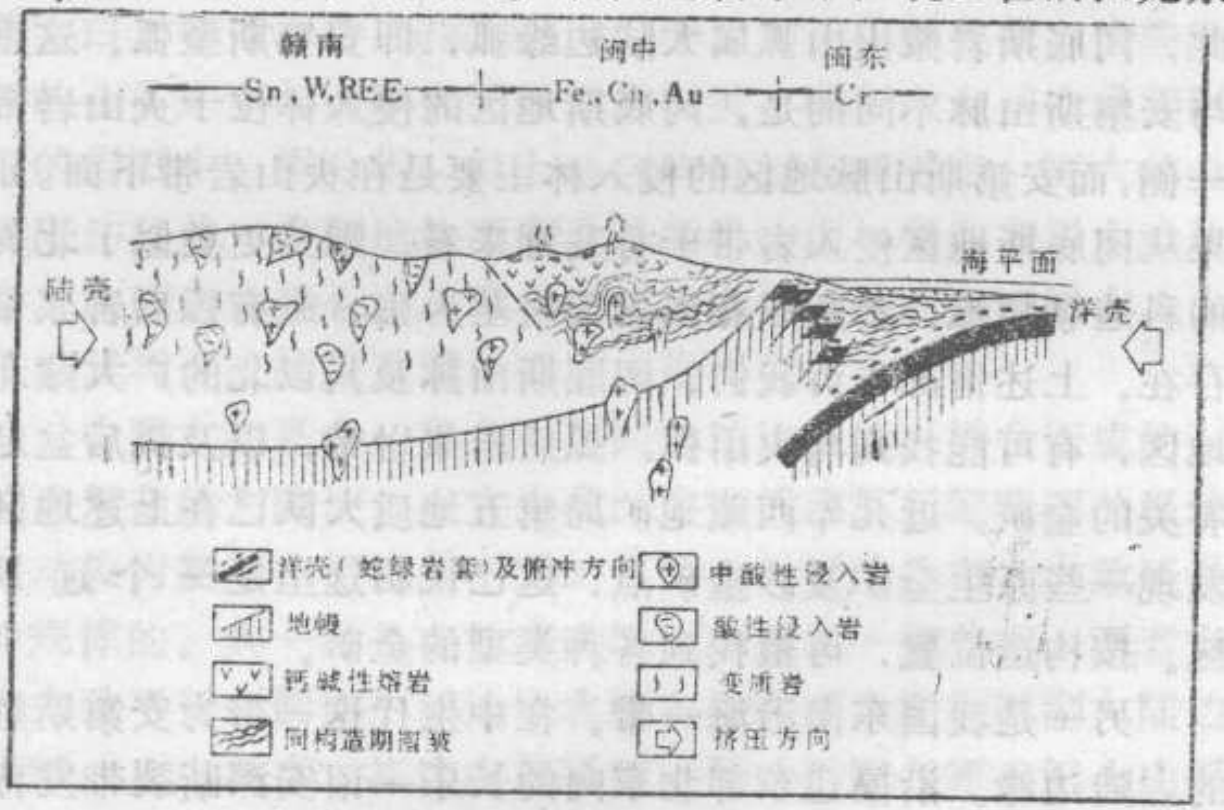


图1-9　华南中生代晚期的内生成矿与板块构造的关系
（据李春昱等，1981）

八宝山、遂昌上湾及福建政和锦屏等地发现了金矿。侵入体带亦发现了金矿床和金矿点。因此，我国东南沿海一带也是有希望找到更多金矿的地区。

第四节　大陆板块内部的金矿成矿作用

大陆板块内部有不同构造环境中形成的金矿床，其中在古板块俯冲带产生的金矿床上一节已叙述。本节要阐述的是，在板块内部构造环境中，由于板块之下地幔物质运动及板块本身运动所造成的深断裂及各种规模的地质构造与金矿的关系。大陆板块内部有内生金矿形成的构造环境有大陆裂谷、陆上转换断层、构造和岩浆活动区（简称活动区）。外生金矿在板块内部分布较普遍，它们主要受新构造运动和外力地质作用的影响。

一、大陆裂谷中的金矿

大陆裂谷是发育在板块内部的，切割深达地幔的张性断裂带，在地形上往往是一条长几千公里的长条形谷地或凹陷，其两侧或一侧发育有一系列与其延长方向平行的正断层。大陆裂谷处地壳较薄，因而是板块内部热流值最高的地带，火山活动和岩浆侵入作用也最为发育。分布的火山岩主要有两类，一类是拉斑玄武岩和碱性玄武岩。如印度德干高原的玄武岩；另一类为拉斑玄武岩-流纹岩组合或碱性玄武岩-粗面岩组合的双峰火山岩组合，其中基性组分比酸性组分多，很少有中性岩。侵入岩主要是层状辉长岩和碱性花岗岩。在裂谷两侧还可见到碱性杂岩、金伯利岩、岩浆碳酸岩。一般从裂谷中心向两侧，岩浆中的碱性成分增高。有的裂谷火山活动很微弱，或无火山活动。如贝加尔裂谷，呈较深的地堑。裂谷中有厚几公里到十几公里的浅海相、泻湖相陆相沉积物，以陆源粗碎屑磨拉石建造为主。

金矿的成矿作用与裂谷的演化有密切关系。在开始阶段，称穹状隆起阶段，或称上拱阶段，由于该区大陆板块之下高温地幔物质上升，使地表形成一系列的穹状隆起。隆起排列成一长条带。穹状隆起上发育有放射状和同心状张性正断裂，其中以与穹隆排列方向一致的断裂最为发育。穹窿顶部可下降成盆地，或在整个隆起范围内形成一系列地垒与地堑构造。此阶段有碱性和双峰系列的岩浆活动，其岩浆岩属超基性-碱性岩建造和霞石正长岩建造，还往往形成成分复杂的环状侵入杂岩。在此阶段有金矿形成。

美国西部盆岭区是美国最重要的浅成低温热液金、银成矿区(图1-10)。此区正处在裂谷发育的穹状隆起阶段。该区地

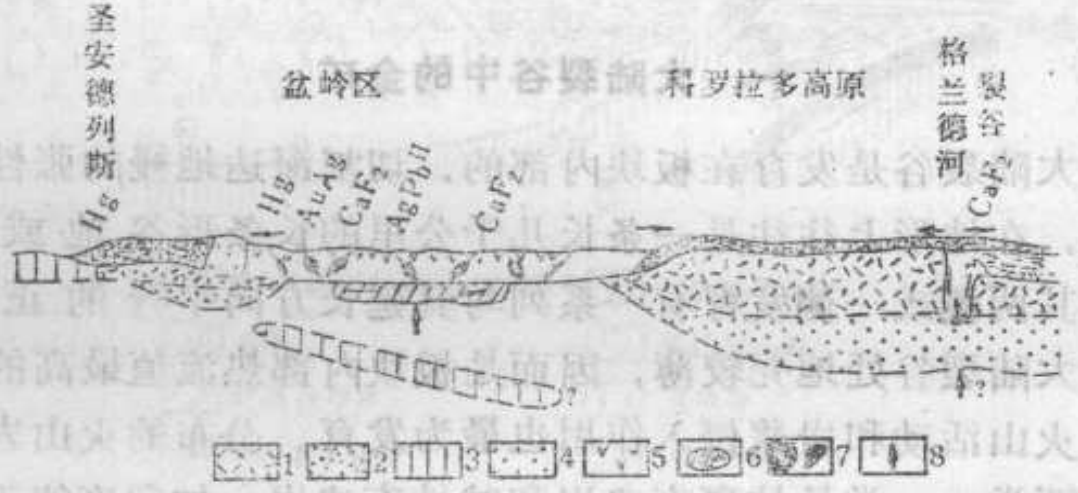


图1-10　中新世时美国西部盆岭区和邻区的简略剖面示矿床与板块构造现象的关系：1. 地壳　2. 地幔　3. 大洋岩石圈　4. 侵入岩　5. 火山岩　6. 岩浆　7. 矿石　8. 能(热)不按比例(据Guild, 1978b)

壳薄、热流值高。它是在安第斯型大陆边缘的俯冲作用停止之后所产生的张应力环境中形成的。盆岭区发育有一系列大致平行的狭窄的地垒及和地垒相间的地堑构造，其基底是以前一个面积广大的岩浆弧，而岩浆弧本身又是在更老的弧后冲断层带之上发育的。在中新世上拱形成引张盆地时，有正

断层产生，并伴随有玄武岩-流纹岩的双峰岩浆系列的火山活动，其后发生金和银的成矿作用。矿脉不仅产生于以安山岩和英安岩为主的晚第三纪火山岩中，而且还产生在较老的沉积岩和变质岩中。矿脉中有用组分是由大气水在地壳的高热流值区加热，吸取岩石中的金、银和其他成矿元素，形成热液，并在适当的构造部位沉淀而成的。

上拱阶段进一步发展，即进入裂谷阶段。随着地壳的继续拉张，穹状隆起顶部出现明显的、连续的长条状地堑，地堑两侧为断块山地，中心为狭长的谷地和湖泊，组成典型的裂谷。裂谷中岩浆活动发育。含钴、镍的铜矿化、早期金矿化出现于玄武质火山作用中心。在裂谷中，堆积有厚度不一的陆源岩系、碳酸盐沉积物等。陆源岩系下部及浊积层中有金的矿化现象。

东非裂谷带现正处在裂谷阶段，它是在晚第三纪到第四纪时形成的。此裂谷可分为东、西两支。金矿与东支有关（图1-11）。东支主要沿4个穹状隆起(地拱构造)的纵轴分布。西支绝大部分不在穹窿范围内；东支有一系列密集的纵向断裂，组成一些狭窄的地垒或地堑，而西支则断裂密度不大，形成宽度较大的断块；东支有强烈的火山作用，有大量的安山岩、玄武岩和安山-玄武质熔岩、火山碎屑岩等，沉积岩较少，西支火山活动不发育。东支北端是发育较成熟的裂谷，其地质环境有利于金矿的形成，存在有金、铜、铅、锌、锡等矿床或矿化点。

拗拉谷形成阶段。裂谷将大陆完全裂开后，地幔物质则上升到裂谷轴部，形成新洋壳。此种裂谷的发展阶段叫陆间裂谷阶段，或称红海阶段，这已不属于大陆裂谷的范畴了。陆间裂谷可进一步发展成为大洋裂谷，即洋中脊。但是，不是

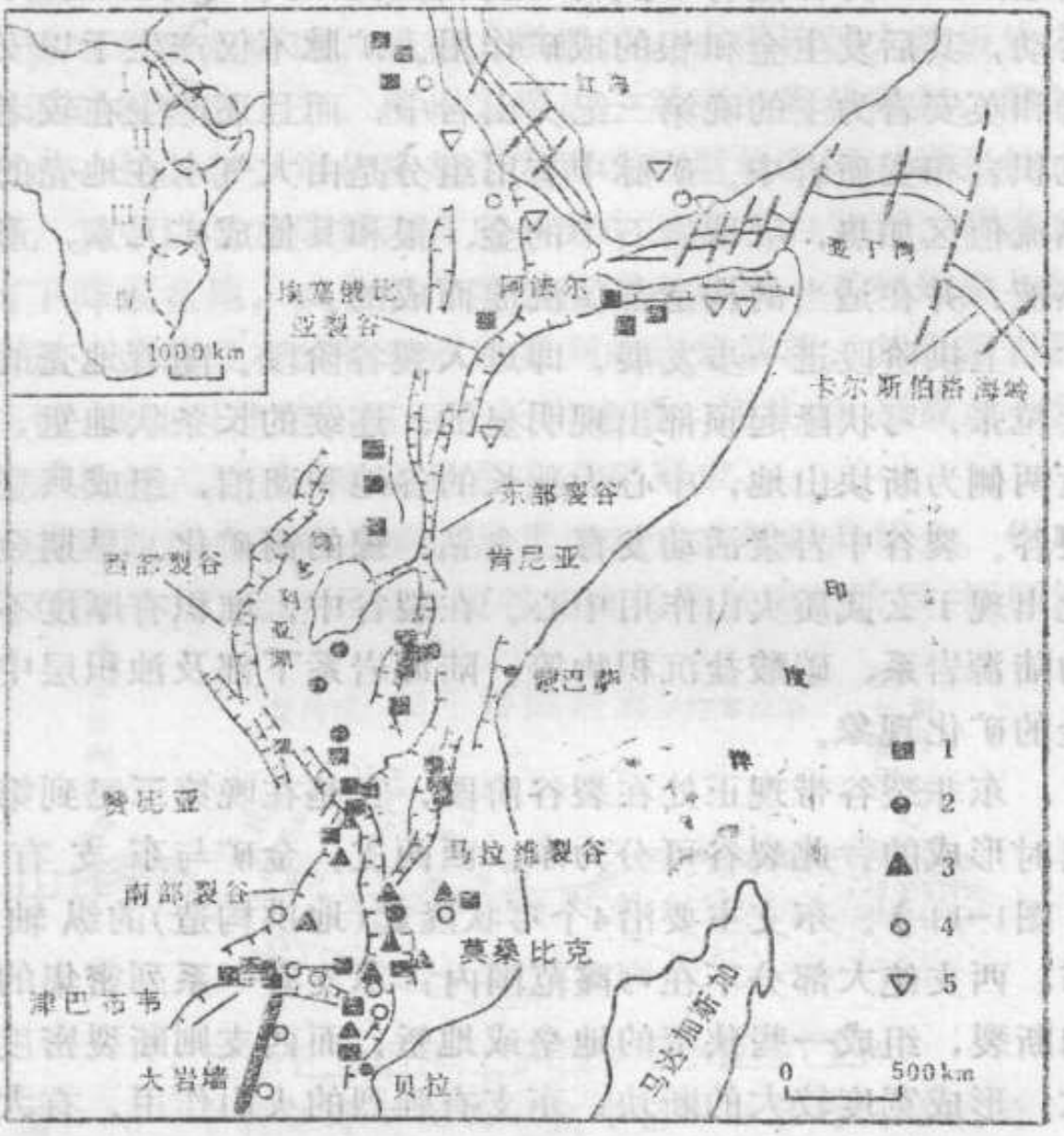


图1-11 东非地堑系及最重要的地拱构造(上左)和一些矿区

(据L.鲍曼等, 1984)

地拱：Ⅰ——红海地拱 Ⅱ——埃塞俄比亚(阿法尔)地拱 Ⅲ——东非地拱 Ⅳ——马拉维地拱

岩石建造和成矿建造：1. 碳酸岩建造(含Nb、Ta等) 2. 金伯利岩建造 3. 正长岩建造 4. 铁金属建造(Fe、Mn、Cr、Ti、Ni，部分与超基性岩有关) 5. 非铁和贵金属建造(Cu、Pb、Zn、Sn、Au)

所有的大陆裂谷都会向大洋裂谷发展的。有的发展到裂谷阶段或陆间裂谷阶段，地壳就不再引张，裂谷将继续接受沉积。由于裂谷下地幔物质冷却，裂谷区发生下降，从而沉积物厚度可很大。在接受了一定的沉积后，由于大洋关闭或大陆碰撞等原因，原先处于拉张状态的裂谷区可受到挤压或剪切，使裂谷区岩石产生褶皱和断裂。这种发展阶段称拗拉谷阶段。经上述发展阶段而存在于大陆内部的闭合裂谷，称拗拉谷或拗拉槽。拗拉谷的边界常为深大断裂，其形状为长条状，有两大构造层，下部构造层为裂谷阶段的产物，上部为裂谷闭合时形成的陆源粗碎屑沉积物。拗拉谷的走向与形成在板块边缘的褶皱带的走向斜交，夹角一般大于90°。在拗拉谷内部发育有多组方向的褶皱与断裂，其中有的与边界平行，有的与边界斜交。在裂谷闭合时产生的变质作用，可使早期形成的金发生迁移和沉淀，在有利的构造中形成金矿床。如苏联顿涅茨克拗拉谷的中部有金矿床存在（图1-12）。

拗拉谷的晚期阶段，地壳发生花岗岩化作用。地壳上部有辉长岩-花岗闪长岩（花岗正长岩）和花岗岩类杂岩体侵入。此阶段还形成穹状隆起、逆掩构造、断裂带和片理化带等。早期和晚期的金在侵入体附近均可再活化、迁移，并在断裂中再沉淀形成金矿床。图1-13反映的是，在古裂谷区金-石英建造和金-硫化物建造的矿床赋存于花岗类杂岩体附近，并沿长期活动的，渗透性好的构造系统分布。

我国也有一些大陆裂谷分布。例如攀西裂谷带、郯庐裂谷带、汾渭裂谷带等。一些学者还认为，松辽盆地、华北盆地也都经历了裂谷阶段。现已知攀西裂谷带和郯庐裂谷带与金矿关系较密切。

攀西裂谷带在晚古生代到中生代的裂谷发育阶段形成有

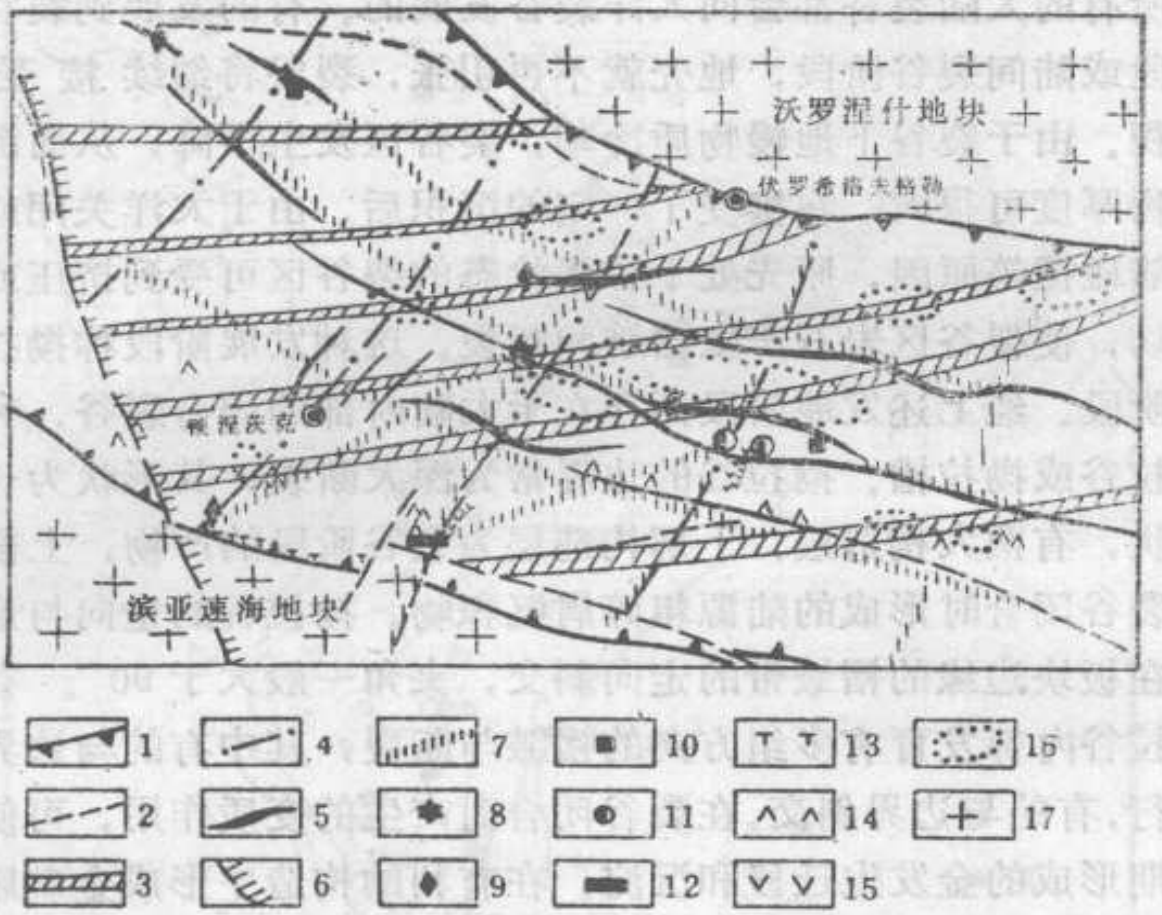


图1-12　顿涅茨克拗拉谷

（据L.鲍曼等，1984）

1. 边缘断层　2. 断层　3. “构造带”　4. 横切背斜　5. 背斜轴；　6. 西部边缘断层　7. 深断裂　8. Hg-Sb矿化　9. Hg矿床　10. 多金属矿床　11. Au矿床　12. 萤石矿床　13. 泥盆纪岩浆岩（D_2—D_3）　14. 海西期岩浆岩（P—T）　15. 煌斑岩（J、K）　16. Hg异常　17. 结晶基底

较丰富的内生矿产。矿产的分带性明显。在裂谷轴部有与基性岩、超基性岩有关的钒、钛、铁、铂、镍、铜等。往两侧依次为与中基性岩有关的铜、钼、铅、锌及与碱性岩有关的稀有-稀土元素矿床。裂谷带边缘还有大量与酸性岩有关的锡矿。含金石英脉则多赋存在裂谷两侧的陆板中。从时间上看，含金石英脉、萤石矿脉及部分稀土矿与燕山运动时裂谷

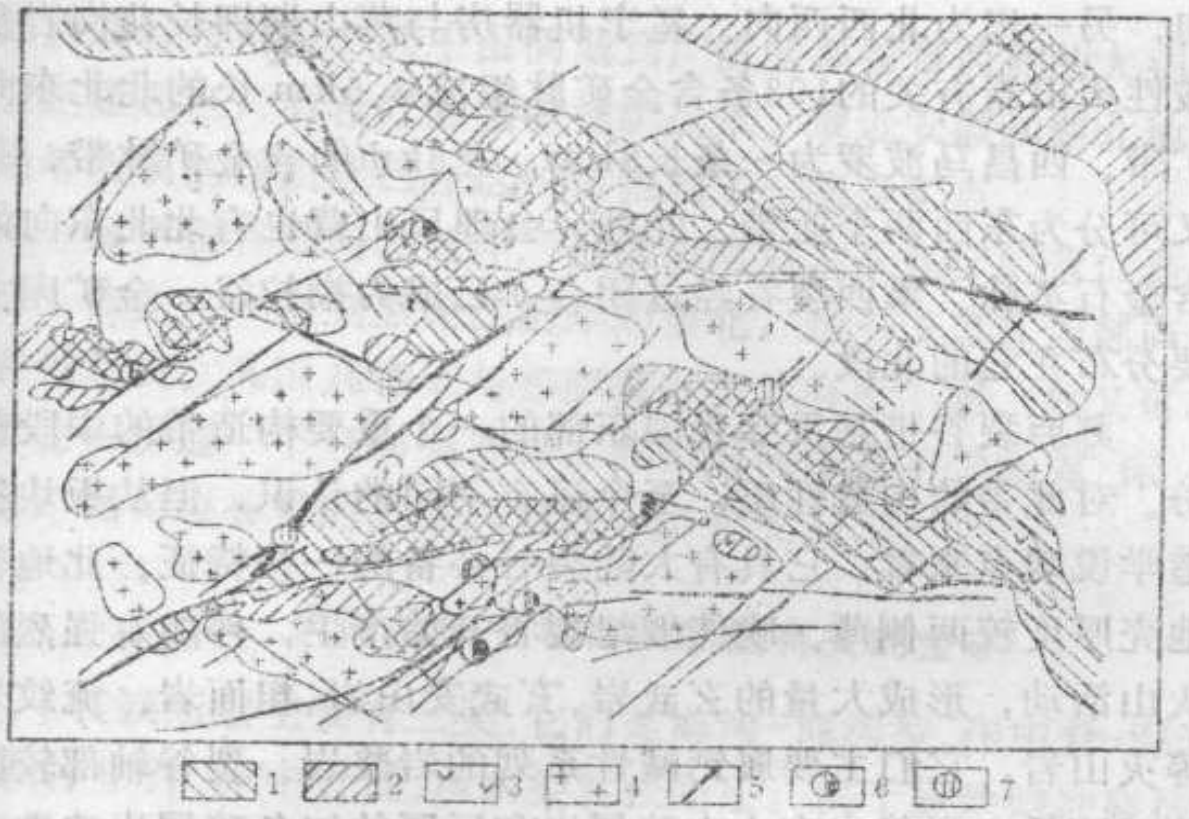


图1-13　金矿成矿区裂谷构造示意图

（据B.A.纳尔谢耶夫等，1986）

1—2. 古裂谷轴部以火山杂岩为主的岩石分布区，其特点是出现正重力异常场（1）和（磁）异常场（2）　3. 同上，但在剖面底部可能存在辉长岩-超基性岩杂岩　4. 花岗岩类杂岩体　5. 长期活动的渗透性好的构造系统　6. 金-石英建造矿床　7. 金-硫化物建造矿床

发生闭合有关。在裂谷闭合期以酸性岩浆活动为主，金矿与其关系密切。张文佑曾指出，攀西裂谷区的金矿特别值得一提。据向英筑和四川省地质局的资料（1983年），沿裂谷西侧，北起康定清水河、石和尚卡子、偏岩子、狮子山，再向南延伸经石棉、冕宁南河、机器房、西昌马波罗，至盐源巴折一线，存在一条明显的近南北向的含金矿脉带。其中石棉—冕宁地区，北起科洛，南至三岔的金-多金属-石英脉，主要产于由泥盆系及二叠系构成的近南北向延伸的褶皱断裂带中。其南的广金坪有两组方向的含金矿脉，一组为北北东

向，另一组为北西西向。冕宁机器房与燕山期钾长花岗岩及酸性火山岩有关的193条含金矿脉组成3.5km长的北北东向矿带。西昌马波罗为一条长8km，宽3km的含金矿脉带，其又可分为东西两个亚带。此外，会理风山营也有北北东向的含金石英脉。攀西裂谷经过闭合，已成为拗拉谷，金矿床主要分布在它的北段。

郯庐裂谷带是贯穿我国东部的一个重要构造带的中段部分。对此带的构造性质，至今还有不同的认识，但从板块构造学说观点来看，它具有大陆裂谷必备的一些特征。此地带地壳厚度较两侧薄。晚侏罗纪裂谷开始产生，伴随有强烈的火山活动，形成大量的玄武岩、玄武安山岩、粗面岩、流纹岩等火山岩，它们主要属钙碱性系列的岩浆岩。裂谷轴部较两侧碱度低。裂谷中有火山碎屑岩和巨厚的红色碎屑岩建造存在；晚白垩世裂谷开始闭合，使裂谷早期形成的正断层具有明显的挤压特征。裂谷带中的地层发生褶皱，并形成有挤压揉皱带及逆冲、逆掩断层等构造。与裂谷带有关的矿产有金刚石、金、银、铅、锌、铜和萤石等。金矿床分布在裂谷两侧的边部隆起（谷肩）地区，与花岗岩类侵入体或花岗岩化关系密切。金矿床受裂谷两侧的伴生或派生断裂的控制。例如，在胶东控制焦家和新城特大型金矿的焦家断裂带，控制玲珑金矿田的招远—平度断裂带就属此种断裂。在胶东，金矿带分布的地区属裂谷带东侧隆起带，有强烈的花岗岩化作用和一些花岗岩侵入体。在安徽境内的五河、凤阳、嘉山一带的含金石英脉型金矿，位于郯庐裂谷带西侧的蚌埠隆起地区。其金矿成矿特征与胶东石英脉型金矿类似，亦是与裂谷带有关的金矿。蚌埠隆起区还有可能找到蚀变岩型金矿。从安徽的嘉山经肥东、桐城、大湖，一直到湖北的广济一带属

郯庐裂谷带南段。其中由桐城到广济的裂谷带西侧的大别山区是隆起区，有较好的金矿找矿远景。最近安徽和湖北地矿局等所属的地质队已在这一带找到了一些金矿点。

郯庐裂谷带向北延伸，过渤海湾后，从辽宁的营口经伊通、依兰，一直到黑龙江南岸的萝北，这一段可称为郯庐裂谷带北段。又因其特征与郯庐裂谷主体有所不同，故又可称伊兰—伊通—下辽河裂谷带。此带两侧亦有不少金矿床分布，但与裂谷带的关系尚需进一步研究。

二、大陆板块中与转换断层有关的金矿

转换断层主要有三类，它们是海沟-海沟型、洋中脊-海沟型、洋中脊-洋中脊型。前两类转换断层，由于板块俯冲碰撞，而发育在大陆边缘、岛弧或其附近。板块边缘一些与俯冲带无关的深切横断层均属这两类。后一类主要发育在洋中脊地区，几乎都位于洋底。只有圣安德烈斯转换断层出现在北美大陆西部。在大陆裂谷的发育中，也可能有这类横切裂谷的断层形成。已发现一些洋中脊-洋中脊型的转换断层可以延伸到大陆板块内部。它表现为大陆中的深部线性构造，侵入岩或喷出岩较多的断裂带。转换断层在大陆内部的这种延长部分，也可与大陆板块内早已存在的断裂重合。例如，在红海西岸的沙特阿拉伯和埃及等地，有不少与红海延长方向垂直的北东向断裂。其中不少延伸到红海的轴部，与洋脊转换断层重合。这些断裂均是前寒武纪的老断裂，在早第三纪红海扩张时才重合的。

与大洋转换断层在陆上延长部分有关的金矿有三种：(1) 金出现在与转换断层有关的断裂带的侵入体中。断裂带内的分层基性、超基性侵入体中含金、铜、镍、铂和钛。例

如，在塞拉利昂有一个基性、超基性杂岩体产在属转换断层性质的几内亚断裂带与大西洋原始裂谷的交会部位，即它与早期裂谷作用有关，也与转换断层的大陆延长部分有关。杂岩体分若干层，有纯橄榄岩层、橄榄钙斜长石辉长岩层、橄榄辉长岩层、辉长岩层、淡色辉长岩层和斜长岩层。各层中均有硫化物分布。金、铜、镍、铂与杂岩体某部分中的硫化物有关。(2) 金产在岩浆弧与其中的横断层交会处。横断层是俯冲板块上的转换断层在陆上的延长部分。例如，在日本含金的黑矿型矿床就集中分布于此种地区。中新世—上新世石英脉型金矿也产在这种横断裂附近。(3) 金产在大陆内部东西向线性构造带中，多在此带中的北西向和北东向深断裂交会部位。此种线性构造大多数是大洋转换断层在陆地上的延长部分。例如，位于北美北纬40°的一条宽阔的东西向热液矿床带，是门多西诺转换断层的延长部分。一些金矿就产于此带中的两组断裂的交会处（图1-14）。

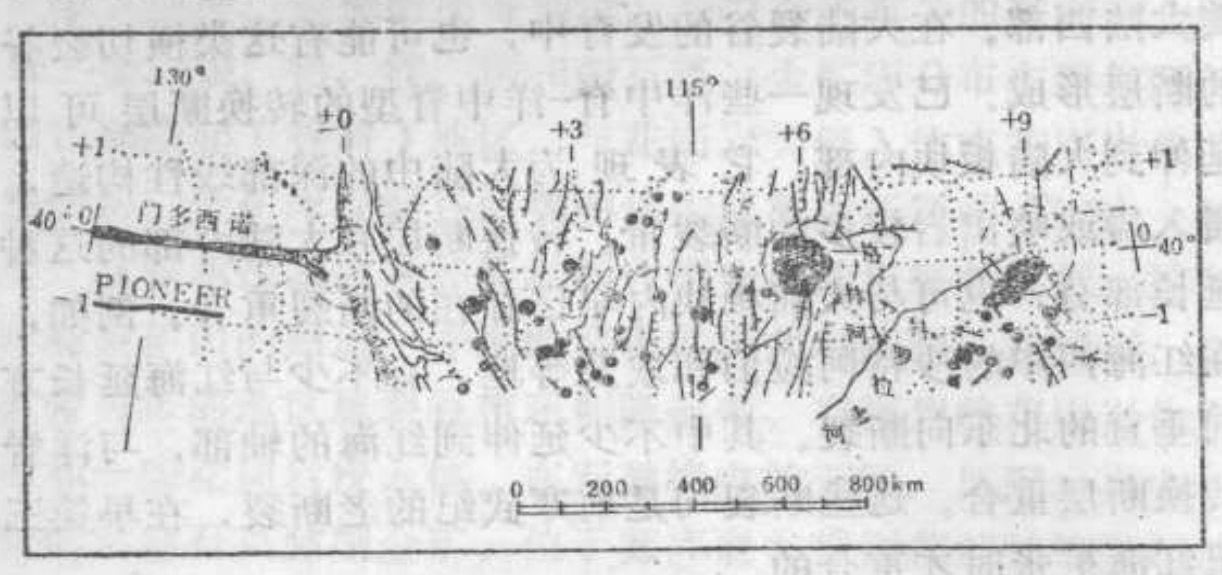


图1-14 “美国西部热液矿床预测网”的一部分

虚线圆表示南北向、北东向和北西向深大断裂与东西向门多西诺断裂带投影的交会区。大矿用实心圆表示（据Kutina，1980a）

我国大陆上也应存在与转换断层延长部分有关的金矿床。东部一些东西向金矿带可能是此类金矿。如从辽宁到内蒙在北纬40°附近的金矿成矿带，可能是门多西诺断裂带的西延部分。要注意在一些有利金矿形成的古岛弧、古大陆边缘弧和大陆裂谷带中的深切横断裂带及其附近找金矿。例如，郯庐裂谷带为北北东向延伸，与其有关的横断层为北西西向。因此在裂谷带两侧的边缘隆起区内，如果有较为发育的北西西向或北西向断裂，则应是金矿较为富集的地区。胶东的招远、掖县一带分布的金矿就具有上述的特点。金矿找矿中应充分重视这种规律。

三、大陆板块内部活动区的金矿

大陆板块中的活动区是由于板块俯冲或碰撞，大陆裂谷波及板块内部而产生的，或是由于地幔柱上升而形成的热点活动造成的。在这类地区，金矿床多是后期富集而成的。金主要来源于该区早期的地层和岩浆岩。

1．大型沉积盆地中的金矿

大陆内部有许多大型沉积盆地。其中有不少发育在大陆内部的隆起之间，或发育在隆起两侧拗陷中。这些隆起的成因与大陆克拉通之下的热点有关。盆地的基底多为变质岩系。盆地中沉积物主要为陆相碎屑岩，也有浅海相沉积物，很少有火山岩。当稳定上升的隆起区的岩石中含有较多的金时，这些岩石经剥蚀，并被搬运到盆地中，在适当的条件下，则可形成沉积型金矿床。例如，世界上著名的，已生产了36,000吨黄金的南非（阿扎尼亚）威特沃特斯兰德金铀砾岩矿床（简称兰德金矿）就属此种类型。兰德金矿产在大型的兰德盆地内的元古宙兰德群中。该盆地的西北边界为一条断层，

东南边界为缓慢下降地区。这一位于大陆克拉通地区的封闭盆地沿北北东向延长达350km，宽达200km。有六条河流从西北边界流入湖盆地中，在盆地边缘形成了六个冲积扇。每个冲积扇上都发现了金矿田（图1-15）。含矿层几乎都产出在不整合面上及其上下，是由于边界断层的上升运动，造成前一个旋回的冲积物再遭受剥蚀，使金再次被搬运，并在不整合面或其上部沉积旋回的底部沉积而成。随着剥蚀作用

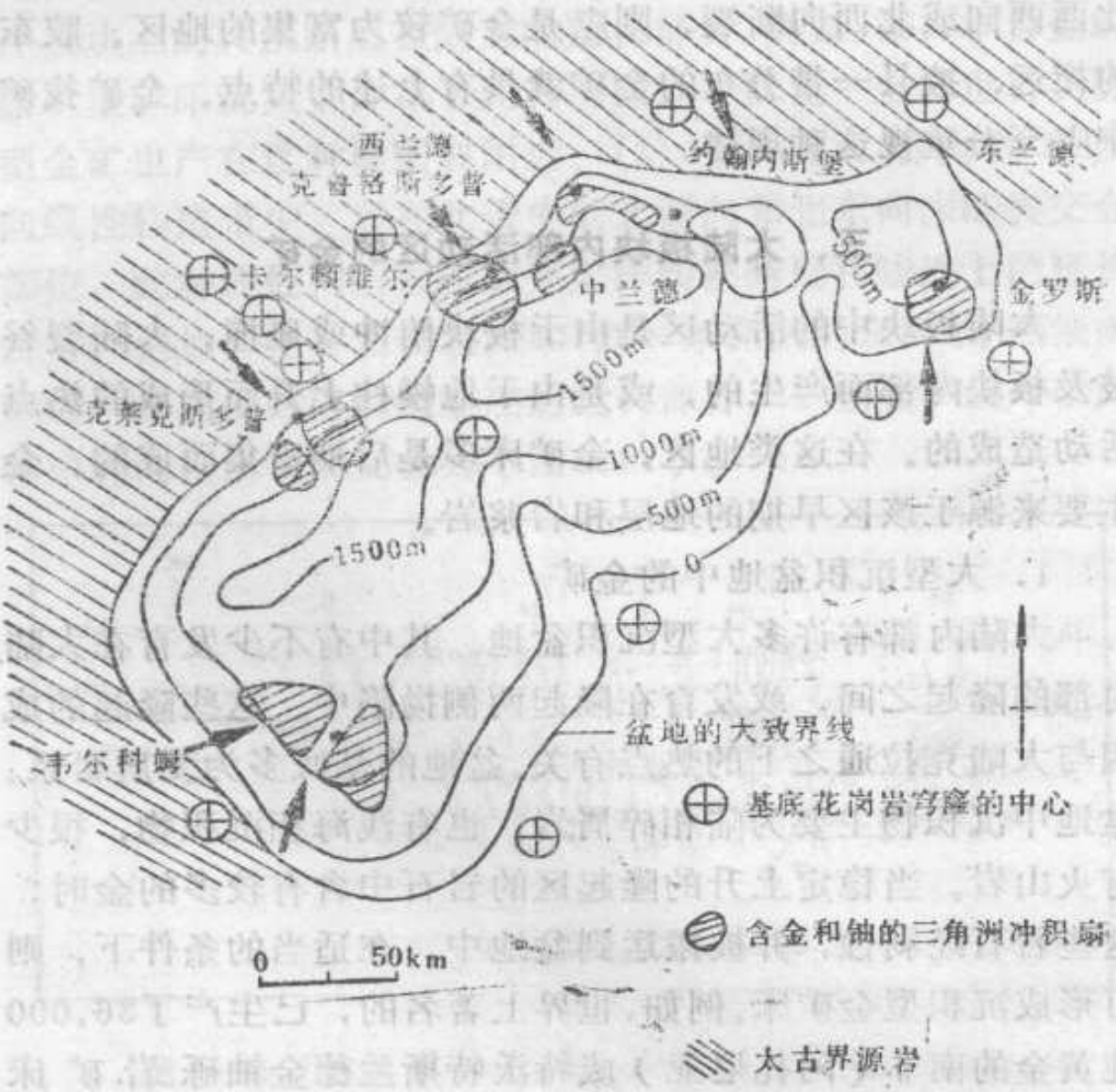


图1-15 威特沃特斯兰德盆地示意图(转引自沈保丰,1987)
表示盆地深度、主要入口点、扇形三角洲及基底花岗岩穹窿的中心

不断进行，地形逐渐变平，带入盆地的物质也越来越细。冲积扇中的金受到沿扇而下的水流的影响进一步富集。还有人认为，砾岩底部的金和重矿物的富集是前一个旋回未簸动作用的结果，而不是后一个旋回之初重力沉降富集的。金主要产在砾岩层中。砾岩中的砾石成分以脉石英为主，有少量的石英岩、燧石、碧玉岩、石英斑岩和变质岩。砾岩中的基质由重结晶的石英、绢云母、绿泥石、叶腊石、硫化物和重矿物组成。金和铀产于砾岩的基质中。金颗粒均匀分散在基质中，或在孤立的基质团块中。金还产在含黄铁矿的条带状石英岩中。这二者都是在后一沉积旋回的初期形成的。金也在沉积旋回末期形成的石英岩、页岩和碳质层中出现。金沉积后，大约在20亿年前又经弱区域变质作用，而进一步富集。

世界各地有不少具开采价值的沉积砾岩型金矿。它们均产在大陆板块内部，而且大多数是在前寒武纪形成的。我国尚未发现这样大型的砾岩型金矿。但在前寒武纪岩石分布区，中生代以来，发育有一些大型内陆盆地。盆地内形成有一些规模较小，品位变化较大的砾岩型金矿。例如，河南嵩县新生代陆相盆地中有早第三系的河流相含金砾岩；黑龙江鸡西盆地中有上侏罗统含金砾岩；湖南沅陵-麻阳中新生代陆相盆地中有白垩系到老第三系的河床相含金砾岩等等。

2．板块沉积盖层中侧向位移带的金矿

大陆板块内部在较大面积的上升地区，如果其一侧或两侧有产状平缓的沉积盖层时，在横向位移作用下，在塑性盖层中可以形成一些规模较大的侧向位移带，其中有金矿存在。

侧向位移带是一些水平或缓倾斜的破碎带、片理化带、塑性流动带。其厚度由几十米到几百米。分布面积可达几千平方公里。这种带多沿物理性质差异较大的岩层接触面或不整

合面发育，也可沿易变形的岩层发育。西伯利亚地台南部，其上发育有陆源建造和陆源—碳酸盐建造的沉积盖层。金矿化发育于侧向位移带中（图1-16）。侧向位移带中有岩床、

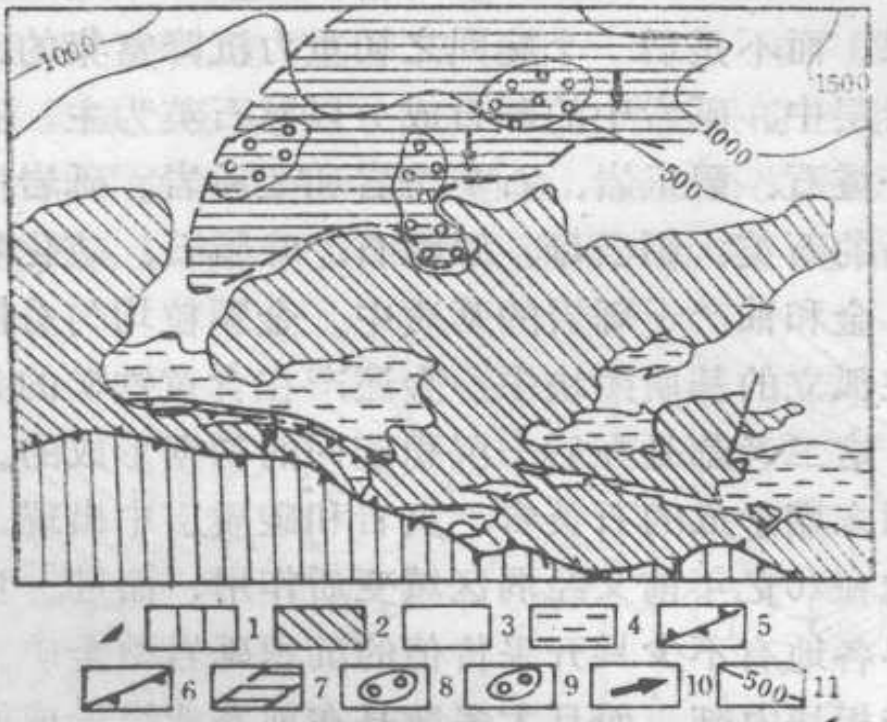


图1-16　西伯利亚地台南部主要构造单元相互关系示意图

1．蒙古-鄂霍次克褶皱带的构造-建造组合　2．阿尔丹地盾的构造-建造组合　3．地台盖层的陆源建造和陆源-碳酸盐建造　4．中生代坳陷的含煤陆源建造和火山-沉积建造　5．斯塔诺夫（外兴安岭）缝合线　6．逆掩断层系　7．阿尔丹台背斜地台盖层中的侧向位移带　8．侧向位移带中查明的矿化区　9．侧向位移带中预测的矿化区　10．大型构造板片位移方向　11．地台盖层的厚度等值线（m）

岩盖分布。岩浆侵入体是在侧向位移过程中沿位移带形成的，或者是由于侧向位移带成为侵入到其中的岩浆的不渗透遮挡层而造成的。位移带中交代蚀变作用发育。金矿化多分布在位移带中的侵入体的边缘部分。矿体产状平缓，与沉积岩层理或不整合面的产状一致。

在我国一些长期上升的，由太古宇或元古宇岩石组成的

褶皱基底地区的一侧，有的也有相对较新的，产状平缓的沉积岩层分布。这种地区应有侧向位移带存在，并应注意其与金矿的关系。

3．基底断裂再活动地区的金矿

当大陆板块是由老的板块边缘活动带所形成的，金的丰度值高的岩石组成，或其下地壳深部有金丰度值高的地区时，则大陆板块内早期断裂再活动，就会在再活动的断裂中形成两种类型的金矿床。

一是分布在古老基底岩石中，与复活的深断裂或老断裂有关的金矿。此种金矿多数是在切过大型基底隆起的断层或主要基底断裂，与其垂直和斜交断层交叉处出现，通常与断裂重新活动时期的侵入杂岩体有密切关系。是断裂和岩浆活动促使岩石中的金活化、迁移、富集而成矿的。矿化发生在极度破碎和糜棱岩化的岩石中。近矿围岩都有明显的蚀变。如钾化、硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化等。矿体以脉状为主。矿石呈浸染状或网脉状。主要矿物为石英、钾长石、绢云母、方解石、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、自然金等。

二是分布在基底岩石之上的沉积盖层中的金矿。此类金矿赋存在隆起和洼陷的过渡地带上。这种地带有一定厚度的海相或陆相沉积盖层，除有陡倾斜断裂发育外，还有一些水平或缓倾斜的断裂破碎带、层间滑动带。盖层中的断裂多数继承老断裂发育，亦有少量新产生的断裂，但都与老断裂相连，或作为派生次级断裂存在。矿区中一般有较强的岩浆侵入活动，发育有岩株、岩墙、岩床、岩盖等碱土或弱碱性侵入体。金矿主要集中在盖层的下部层位中，或在不整合面附近。少数矿床距不整合面的距离可达几百米，并多数出现在

侵入体附近。金矿体有陡倾斜脉状和交代形成的层状两种。主要矿物与前一种金矿基本相同，不同的是，可出现氧化环境下产生的赤铁矿。一些浅成热液型金-银矿床属此种。组成基底的火山-沉积杂岩多是富含金、银、硫和其他金属元素的石墨片岩、碳质片岩、黄铁矿片岩、杂砂岩和板岩、以及火山岩组合，为矿源层。盖层岩石为容矿岩石，其岩性可为火山岩、火山碎屑岩、石灰岩等。盖层中的侵入体，当有断层从中通过时，亦可成为容矿岩石。金矿化是在盖层中有侵入体侵入之后，因侵入或构造活动等原因使该区热流值增高，基底中的成矿物质，通过断裂带到盖层中沉淀而成的（图1-17）。这种来源在基底，成矿在盖层的情况很值得注意。例如，在贵州、湖南、江西等地的古生代、中生代沉积盖层中，很可能存在此种类型的金矿。在今后的工作中，可期望有所发现。

4．线性构造密集区和环形构造中的金矿

大陆板块内部活动的一个结果是，形成线性和环形构造。在较强烈活动区，可产生反映断裂分布的，较密集的线性构造。这种地区的断裂有的切割很深，可使深部的含金热液向上运移、富集成矿，或可使地下水更易进入较深处，受热后吸取岩石中的金和其他元素，形成含金热液，再上升到浅部，形成金矿。故在一些线性构造密集区有金矿存在。

环形构造的成因是多种的。大陆板块内部形成的环形构造主要是岩浆活动或隆起引起的。当地幔柱热点之上为大陆板块内部的软弱带时，就会发育火山作用和侵入作用，形成较完整的环形构造。但这种情况较少见，只见有一些小的侵入杂岩体、岩脉（岩墙或岩床），小火山锥、火山岩筒、火山颈等。其岩浆类型以碱性为主。喷出岩主要是流纹岩，其次是粗面岩，偶而也有少量玄武岩；侵入岩有碳酸岩、过碱

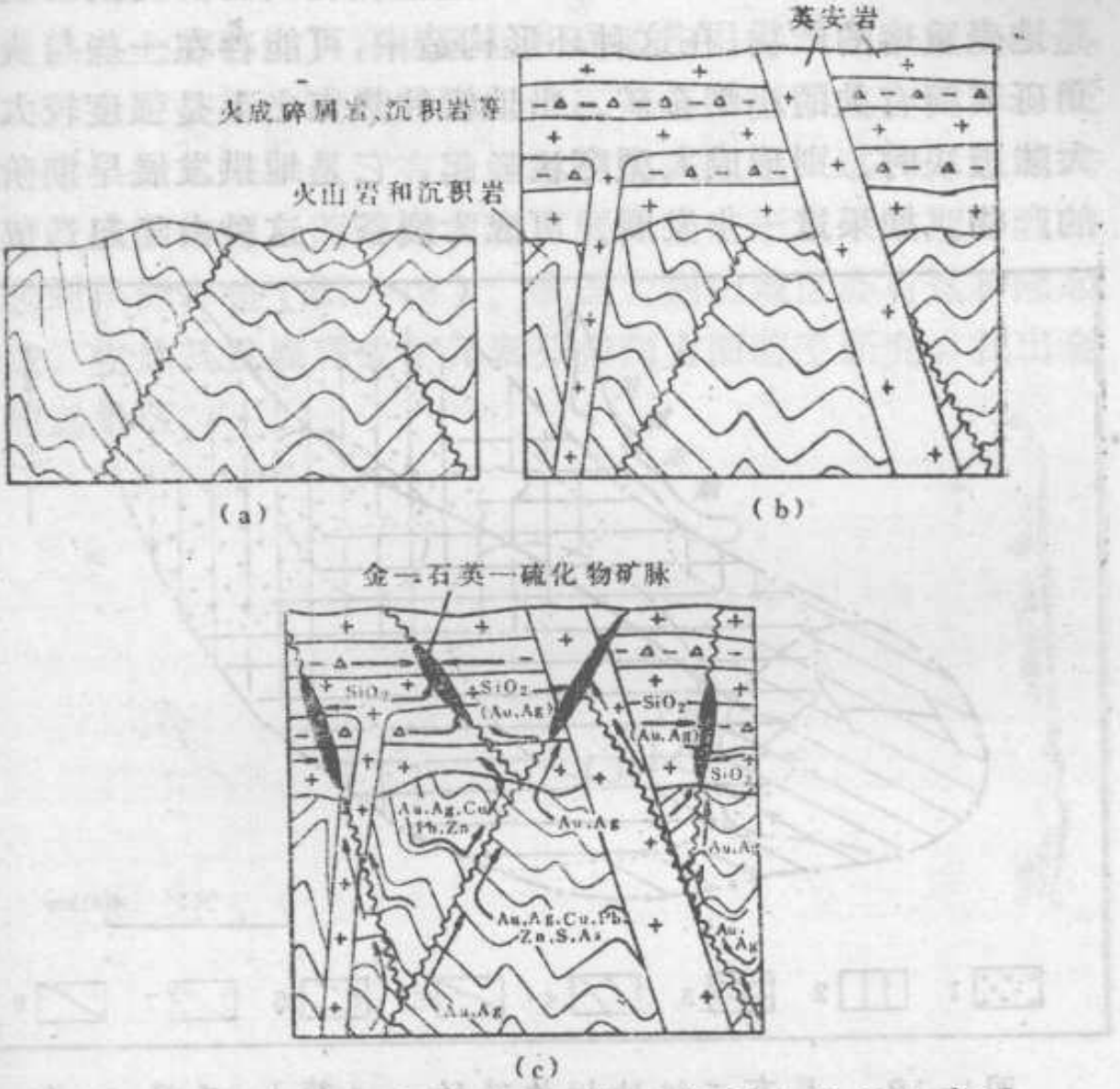


图1-17　某些浅成热液金-银矿床形成过程示意图
（据R.W.博伊尔，1979）

a. 受到变质、褶皱和断裂的火山-沉积基底杂岩　b. 基底杂岩被安山岩、火成碎屑岩和沉积岩所覆盖，而它们全都被英安斑岩等侵入。与此同时地热流穿过基底杂岩而上升　c. 晚期断裂和裂隙形成阶段，与此同时或其后火山岩柱发生青磐岩化、SiO_2从青磐岩化带中析出并发生迁移；同时，金、银、贱金属等也发生活化和迁移并富集于矿脉中，这些元素的来源是基底杂岩，有些地方也可以是青磐岩化带

性花岗岩、碱质不饱和的岩石和过铝质花岗岩。花岗岩类多是地壳重熔的产物。在这种环形构造中，可能存在一些与火山角砾岩筒有关的小型金矿。当地幔柱热点之上是强度较大的大陆板块时，则形成大型穹状隆起，它是地拱发展早期阶段的产物。如果进一步发展，可成为裂谷。这种由隆起造成的

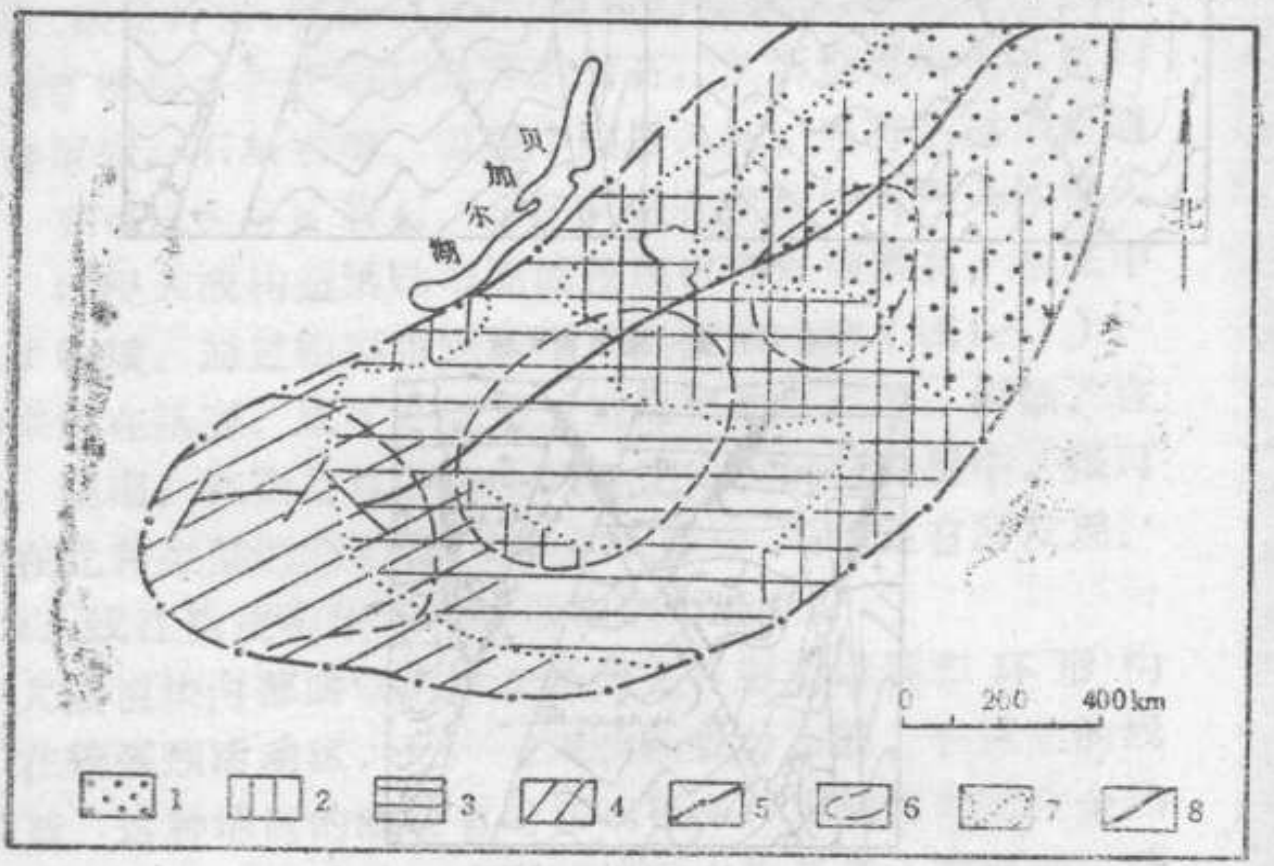


图1-18　具有二级地拱构造的一级蒙古-后贝加尔地拱。相应的成矿区从形成时间上看是从西南（晚二叠世）到东北（白垩纪）迁移的

（据L.鲍曼等，1984）

成矿时期：1. 白垩纪（F、Zn、Cu、Pb）　2. 晚侏罗世-早白垩世（Sn-W、F、Nb-Ta）　3. 晚三叠世-早侏罗世(W、Cu-Mo、Au）　4. 晚二叠世-早三叠世（Cu、Au、W-Sn）构造单元：5. 蒙古-后贝加尔地拱　6. 次级地拱构造（从西南到东北：杭爱、肯特隆起、后贝加尔东部隆起）　7. 不同成矿时期的成矿区　8. 蒙古-鄂霍次克线性构造

环形构造规模较大，形状多为不规则的环。随着大陆板块在地幔热点上漂移，其穹状隆起和成矿作用位置也在板块内部移动。金矿在某个时期的隆起地区及其周围形成。例如，蒙古—后贝加尔地拱区，有次一级的地拱隆起，这种二级地拱构造及成矿作用从西南向东北发展。金矿形成于早期的晚二叠世到早侏罗世（图1-18）。我国大别山地区亦有这种隆起构造，应从其发展和成矿元素分带两方面着手研究，找出金矿的远景区。

第二章　不同时代金矿床的构造特征

分布在地壳中的金矿，其形成都受地壳构造的控制。由于地球自形成以来，各个时期的地壳构造特点有所不同，因而对不同时期的金矿的控制作用也不同。地质历史中板块的特点及其活动，也受到当时地球发展阶段的影响；所以，板块构造对金矿控制，也应从不同时代来考虑其异同。早期形成的金矿经历了多次构造运动，使其形成的构造环境特点和控矿构造等均受到了改造。因此，我们仅能从不同时代形成的金矿床现在所表现出来的控矿构造特点，来研究其规律。

第一节　太古宙金矿床的构造特征

一、构　造　环　境

太古宙时地壳较薄，对其成分尚无统一的认识。一种意见认为，原始地壳成分为玄武岩。它的形成过程处于地球形成的初期阶段，表层发生强烈熔融后，受冷形成一个薄层的、不稳定的超基性岩石圈，继续冷却分异出大量玄武岩浆，这些岩浆上升到地面形成早期地壳。其下的上地幔为较厚的、分异差的、具有中性岩浆成分的物质。随着地壳的演化，岩浆活动广泛活跃，形成陆壳。由于岩浆活动过程中发生分异作用，组成陆壳的岩浆岩成分已有多种。太古宙期间，地面上大部分地区为浅海。陆地只是一些高度不大的，

无一定形状的岛屿或浅滩。在洪水期，陆地常被淹没。沉积物主要是火山碎屑相沉积物和浅海化学沉积物。此时形成的矿床主要与火山作用有关（图2-1）。金可在这种块状硫化物矿床中，以伴生金矿的形式出现，或在后期经再富集成金矿床。

太古宙地壳演化的模式存在着不同认识。大致可归为两种。一种意见认为，基本上是按照模式发展的，但与现代板块构造特点有所差别。太古宙的板块小，活动性大。板块汇聚作用及其所引起的构造活动和大陆增生会影响到整个板块。大陆增生速度较高。这些小板块的形态多为圆形和多角形。板块之间为岛弧、洋中脊或大陆裂谷性质的活动带。通过岛弧与岛弧，岛弧与大陆板的碰撞，而成较大的大陆板块。太古宙陆核出露的岩石组合主要为绿岩-花岗岩地体和高级变质地体。前者中的绿岩是由一套变质火山岩和变质沉积岩组成的杂岩，其下部岩石成分与现代板块的洋中脊或洋壳性质相似，上部具有岛弧性质。金在其中富集的情况与现代板块构造中的情况相似。另一种意见认为，从大多数太古宙杂岩的塑性变形没有任何独特形式看，这可能是由于地壳尚未分成不同构造特点的区域的缘故。因而，太古宙的构造环境和大型全球构造活动与现代不同。当时没有大型的大陆裂谷，也不可能发生沿毕乌夫带的洋底俯冲。因而用板块构造的观点去探讨太古宙的成矿作用是不恰当的。

二、太古宙金矿的成矿类型

无论太古宙地壳演化是否按板块模式发展，太古宙金矿的成矿作用都是与太古宙广泛发育的火山作用有密切的关系。金矿的主要类型有同生成因层控矿床和后生成因脉状矿

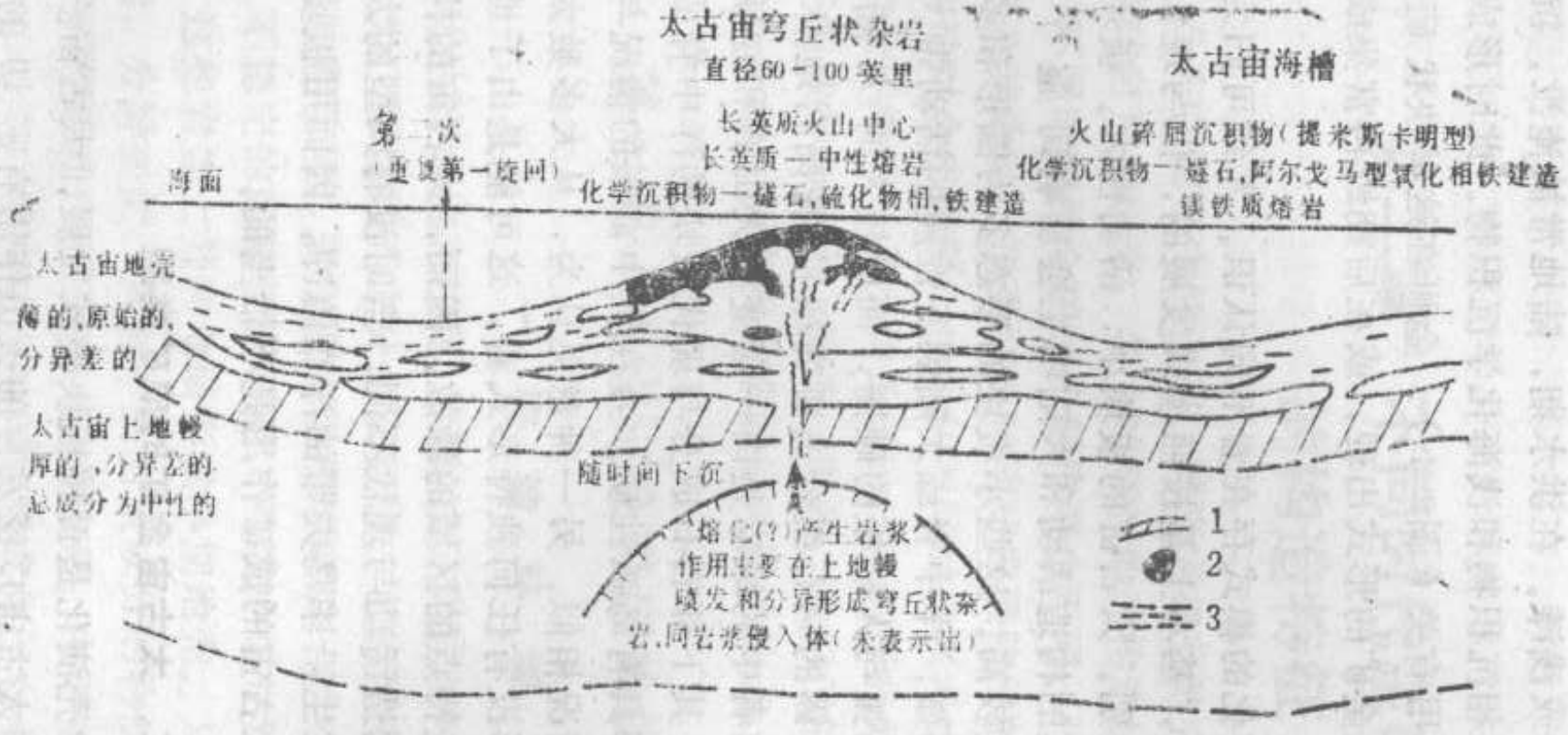


图2-1 在太古宙构造背景中形成的锌-铜型火山成因的块状硫化物矿床

1. 含铁建造-硫化物相 2. Zn-Cu矿体 3. 火山碎屑沉积物，主要是杂砂岩、泥岩、凝灰岩、含铁建造（氧化相） F. 长英质火山岩-内成穹丘，主要是英安岩、流纹岩 I. 中性火山岩，主要是安山岩 M. 镁铁质台地，主要是玄武岩（据R. W. Hutchinson1973）

床两类。

同生成因层控矿床是与火山作用同时形成的。多与伴随长英质火山活动发生的含金喷气活动有关。金矿床产在火山岩或火山-沉积岩层中，并具一定的层位和岩性。沈保丰根据含矿岩层的不同将其分为四类：(1) 产在条带状铁建造中的金矿床，属火山喷气成因。条带状铁建造常与镁铁质—超镁铁质火山岩呈互层产出；(2) 产在长英质火山碎屑岩、绢云石英片岩中的金矿床；(3) 产在炭质页岩中的金矿床，其原岩为酸性到中性的变火山岩层；(4) 产在块状硫化物中的金矿，其围岩主要是安山质到流纹质的火山熔岩和凝灰岩。

后生成因脉型金矿床的成因有不同认识。一种认为是变质热液成因。绿岩带中含金的火山-沉积层在被新的沉积物覆盖后，经受区域变质作用，转化为变质的片岩和片麻岩等。此时，产生的含金热液在断裂中沉淀形成含金石英脉。火山岩的变质程度一般不超过绿片岩相，个别达到角闪岩相；另一种认为，含金石英脉是岩浆热液成因的。太古宙岩浆活动晚期，侵入绿岩带下部穹窿状英云闪长片麻岩-花岗闪长岩-石英二长岩可以形成含金热液。即含金石英脉是由地下深处熔融状花岗岩类岩体生成的岩浆流体形成的；还有一种假说认为，形成太古宙金矿床的热液来自壳下地幔。其根据是，(1) 不同时代的金矿床共存于同一局部构造中；(2) 金在很小面积上大量富集；(3) 金矿的围岩多为变质相对较弱的岩石；(4)太古宙有的金矿脉延深可达几千米，但矿脉形状，矿物组合和含金量却都没有明显的变化。

三、绿岩带中形成的构造环境与金矿的关系

金矿在太古宙绿岩带中的分布是不均匀的。不同绿岩带的岩石中金的丰度值差别较大。其原因主要是，不同地区岩浆源中的含金量不同，或绿岩形成的构造环境有差异，也可以是和当时的保存条件有关。

从绿岩带形成的构造环境看，在较强的拉张和地壳变薄的条件下所产生的裂谷期绿岩中，金矿化发育；而在较弱的拉张条件下，在克拉通盆地中形成的地台期绿岩中，金矿化较少。从时间上看，太古宙早期金矿化较弱，太古宙晚期金矿化较强。因而在太古宙晚期的裂谷期绿岩带中金矿床最多。其主要原因是：(1) 火山岩系很厚，特别是在裂谷轴部带；(2) 绿岩中科马提岩、科马提质玄武岩和含硫化物沉积物较丰富；(3) 在火山作用阶段未发生强烈的硅化作用，因而火山岩系中的金没有被带走；(4) 在变质作用期间有高于正常的地温梯度；(5) 有重新活动的大断裂存在，这些大断裂提供了重要的流体通道。在变质作用的金矿化活动期间，含金热液在断裂带中运移或沉淀。太古宙晚期地台期绿岩带中的金矿床，可以产在条带状铁建造中的金矿床为代表。此类矿床的规模比产在裂谷期绿岩带中的小。矿床规模变化较大。较老的地台期绿岩中金矿床很少。这是由于其火山岩系较薄，科马提岩质熔岩少，火山岩发生过强烈硅化，变质期间地温梯度低和没有大断裂存在等原因造成的。

沉积环境对太古宙与火山成因有关的金矿床是否能保存下来有一定影响。在深水环境下形成的火山岩系中的金矿床，存在于海底附近，其上可有其他沉积物覆盖而被埋藏。后期的侵蚀作用，仅只限于火山岩上部的陆上部分。金矿能

被保存下来。在浅水或陆上环境下形成的火山岩系，其中如果发育有金矿化，也多在接近水面或水面以上的位置，或通过物质顺坡下移，形成少量远源矿体，在火山作用之后受到侵蚀作用，会将地表及地表下浅部的金矿全部破坏，且搬运走。所以在浅水或陆上火山岩系形成的绿岩中金矿床很少。综上所述得知，在太古宙绿岩带地区找金，应注意深部环境的绿岩带。这种绿岩带中含燧石较少，而含铁层和未硅化的浊积型火山碎屑沉积物较多。加拿大太古宙火山成因硫化物矿床的保存，可作为与上述金矿床被保存的类似例子（图2-2）。这种地区也是在火山喷发后，地壳仍不断下沉，使与火山作用有关的金矿床或含金岩石在未受侵蚀前就被后期沉积物覆盖的地区。



图2-2 加拿大太古宙火山成因硫化物矿床演化的第三阶段：埋藏作用。成矿后覆盖在水下火山通道上面的顶盖包括了细粒的半深海粘土和含铁建造。在周围的盆地中，通常堆积有各种各样的沉积物，其中包括火山碎屑浊积岩、火山岩单元、粘土和含铁建造

（据D.R.Lowe,1985）

四、太古宙金矿的分布位置及方向

太古宙形成的金矿床储量占世界黄金储量的20%左右，分布在大陆核部的绿岩带地区。其分布方向与古构造方向有一定关系。现已知在南美洲、北美洲、非洲、欧洲、亚洲和大洋洲等地的绿岩带中均有沿花岗-片麻岩地块边缘分布的金矿床。从全球看，最大型的金矿带主要产于东西向和南北向的火山岩带中。但在北半球以东西向为主，南半球则为南北向占优势。此外，与上述两个主导方向斜交的附加方向的构造控制着金矿田中矿体的分布。这种偏离主导方向的附加方向多是不同方向的区域构造叠加，构造方向受干扰形成的。例如，印度科拉尔金矿田，在主要的南北向褶皱的背景上，叠加有较晚的北北西向褶皱。我国华北地块太古宙形成的金矿主要亦呈东西向分布。

五、太古宙金矿的控矿构造

同生成因层控金矿床的主要控矿构造为层状构造和褶皱构造。金矿床产在一定的层位中，或产在不同岩性组合的接触界面附近。有的地区层理与片理是平行的，因而表现出金矿受片理控制。金矿田主要产在区域性的绿岩带向斜中，而金矿床或矿体大部分产在褶皱枢纽带内，在枢扭部分岩层厚度也相对加大。有的地区金矿化在控矿地层中断裂发育处集中出现。矿体倾角较陡，向下延深较大。这类矿床向下延伸大多比走向长度大。

后生成因脉状矿床明显受构造控制。主要受陡倾斜的大型扭性剪切带或片理化带，以及断裂带的控制。这种构造有利于含金溶液的流通，是矿液迁移的通道。金矿床在其中或

羞附近分布，多产在成矿时的扩容带中。有时矿床产在多条相互平行的剪切带中。个别大型金矿床受轴面近垂直的挤压同斜褶皱带的控制，此种褶皱带中可发育大型剪切带。剪切带中金矿床的延深均较大，其深度也大于长度。金矿脉的形态多种多样，有的是与片理平行的，延伸较远但比较窄的脉；有的呈不规则的褶皱、石香肠等形状组成的带；还有的呈不规则脉状、网脉状、或各种排列形式的脉带等。后生金矿床多产在岩性坚硬的岩石中。

无论是同生或后生的金矿多受几期构造叠加的影响。有时这两类矿床在同一地区出现，甚至在一个矿床中同生和后生成因的金矿体也会同时存在。

第二节　元古宙金矿床的构造特征

一、构造环境

元古宙时地壳发展是否按板块模式，也有不同的认识。一些学者根据在元古宙早期和中期，即距今25亿年到10亿年间，没有蛇绿岩套类的岩石形成，也没有其它板块活动特征，故认为在元古宙早期和中期不存在板块构造体制；还有一些学者认为，该时期缺少蛇绿岩套，是因为后期长时间侵蚀和变质作用造成的。元古宙早、中期有巨大的火山-沉积岩系列，有弧形的线状褶皱，也有类似裂谷、洋底扩张、俯冲和碰撞等板块构造现象。因而是按板块构造模式发展的。由此看来，元古宙早、中期的构造环境不同于太古宙的泛构造活动期，又不同于显生宙的典型板块构造活动期，是泛活动期向板块活动期过渡的时期。元古宙晚期，即距今10亿年到6亿年间，已有蛇绿岩套和岛弧型钙碱性火山岩出现，

说明其已按板块构造模式发展。

地壳经历了太古宙阶段，已成为一个较厚的硅铝质大陆壳，并产生了原始大陆板块。在这种大陆板块上火山作用不发育。但由于太古宙与元古宙间的强烈地壳活动形成的隆起和凹陷，使得大陆板块内部剥蚀作用广泛发育。在一些大型内陆盆地中接受了巨厚的碎屑沉积物。这种沉积是在相对稳定的构造条件下产生的。到中元古宙，在内陆盆地及浅海中有巨厚的石英砾岩、石英岩沉积，并由于大陆被长期侵蚀后，高差不大，故还有碳酸盐岩形成。

元古宙早、中期发育有一些夭折的裂谷带，其特征与显生宙中未能发育成洋盆的裂谷特征基本类似。一些金属矿床就产在这种大陆内部环境的夭折的裂谷带中。还在发育有一些类似弧后岩浆-冲断层带特征的地带，存在有相应的矿床。这些地区的内生矿床与岩浆活动有关。图2-3表示了在元古宙构造背景中所形成的块状硫化物矿床的模式。在薄的超铁镁质或铁镁质的上地幔中形成的岩浆，通过较厚的、铁铝质的元古代地壳上升，并熔化其中的成分，喷出地表形成火山。也可能是地壳深熔形成的岩浆上升形成火山。火山岩系属偏长英质的钙碱性成分。块状硫化物矿床产在火山岩系或其周围的沉积层中。火山作用与周围盆地或海槽的下沉、沉积同时进行，此种情况有利于矿床的保存。

二、元古宙金矿的成矿类型

元古宙早、中期由于地壳的构造分异较弱，无强烈的岩浆活动，因此很少有来自地幔或地壳下部的金形成的金矿床。金主要来自太古宙绿岩带及其中的金矿床。这些特点决定元古宙金矿床为外生的同生成因沉积层控型金矿床，即它

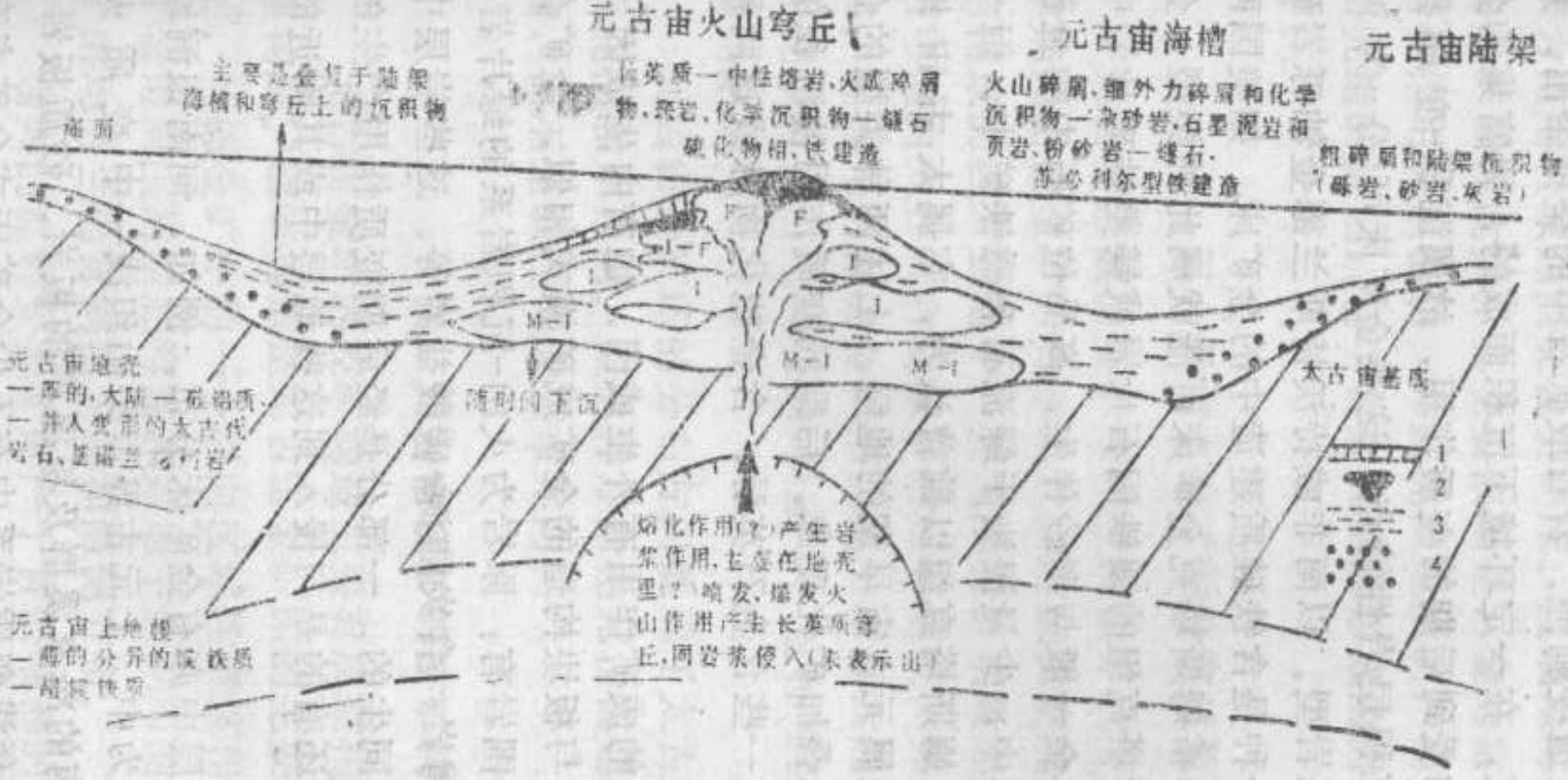


图2-3 在元古宙构造背景中形成的铅-锌-铜-银型火山成因的块状硫化物矿床

（据R.W.Hutchinson,1973）

1. 含铁建造-硫化物相 2. Pb-Zn-Cu-Ag矿体 3. 沉积物，细粒外力碎屑、火山碎屑、化学的 4. 沉积物，粗粒碎屑 F. 长英质火山岩-内成穹丘 I. 中性火山岩 M. 镁铁质火山岩

们是由于隆起地区遭受剥蚀，岩石或矿石中的金被带出，并被搬运到适当地点，在一定环境下沉积而成的，再富集的金矿床。这些矿床均受到后期的变质作用，故属沉积-变质型金矿。按其含金沉积层岩性特点，这类金矿床可分为两种。一种是沉积砾岩型。以南非威特沃特斯兰德金铀砾岩矿床最为著名；另一种是含铁硅质建造中的金矿床。如美国南达科他州利德区的霍姆斯塔克金矿床可能就属此种类型。金矿只局限于霍姆斯塔克组的镁铁闪石片岩或镁菱铁矿片岩中的绿泥石化部分。金一般与毒砂伴生，高品位矿石中的金普遍浸染于毒砂晶体中，少量浸染于绿泥石和磁铁矿中，但一般都靠近毒砂。霍姆斯塔克组以前曾认为，它属太古宙地层，后来认为可能属元古宙早期的地层。上述两种类型的金矿床都发育有后生叠加矿化现象。后期的变质作用使沉积的金活化富集，形成一些含金石英脉、含金硫化物脉或这两种物质的细脉。

元古宙晚期金的成矿作用有外生成因，也有内生成因。成矿作用特点基本与板块构造的金矿成矿模式相似。金矿有层控特点，其容矿围岩有：原岩为火山-沉积岩系的绿片岩、含炭火山-陆源碎屑岩、含炭陆源-碳酸盐岩等。这些岩层中的金矿床一部分是同生的，一部分是经后期变质作用产生的变质热液形成的，还有的是与侵入到这些地层中或其附近的侵入岩有关系的。

我国元古宙地层中亦有金矿床分布。例如，河南银洞坡金矿，其容矿围岩为中、上元古界歪头山组浅—中变质火山-沉积岩系；华南的冷家溪群及板溪群的板岩、砂质板岩、细砂岩、砂岩等一套浅变质岩系中有不少金矿床或金矿点存在，其中多数为变质热液型金矿。另一种在元古宙形成的金

矿为重熔岩浆热液交代型矿床。段瑞焱等将山东招掖金矿带的金矿归为此类。其主要依据是，金的富集成矿作用与花岗岩化作用关系密切。并按沈阳地质矿产研究所山东金矿地质研究组的意见，其中含金石英脉形成的时代应不晚于17亿年。

三、元古宙金矿的分布位置及方向

元古宙形成的金矿床储量占世界黄金储量的40%左右。早期元古宙金矿床分布在大陆内部长期沉陷的大型复向斜凹陷构成的巨大盆地中，其周围有长期隆起的穹窿。这些花岗岩穹窿由太古宙含金较多的岩石组成，如兰德金矿，见图1-15。晚期元古宙的金矿则主要分布在大陆板块边界附近，多在充填有火山-沉积岩的拗陷中。这种地区也称之为原生地槽拗陷区。

元古宙金矿床的分布方向继承了太古宙的方向，依然是南北向和东西向。但这种方向在元古宙是地层层位分布方向，而不是线性构造分布方向。

四、元古宙金矿的控矿构造

元古宙金矿的控矿构造主要有层理构造、褶皱构造和片理构造。褶皱构造是元古宙金矿床的主要控矿构造类型。例如，兰德金矿中的一个纵向区域性褶皱和一个横切褶皱控制了盆地周围的基底穹窿和盆地中金矿田的分布。其中五个金矿田均沿兰德背斜轴东侧和南侧分布。

瑞典的波利登金矿床产于背斜轴部的片理化带。其金矿成因与岩浆活动有关。有人认为，金来自偏基性的花岗岩；也有人认为，金矿化与酸性火山岩有关，其上的千枚岩起屏

蔽作用。成矿时代约为17.9—20.1亿年之间。

苏联勒拿含金区位于巨大复向斜的复杂向斜中。大多数金矿化出现在，附加于向斜上的背斜轴部或其附近。在褶皱倒转部位，矿化移向上盘一侧。在背斜褶皱范围内矿化分布不均匀，多呈矿结出现。矿体的形态和矿化类型主要取决于围岩岩性特点。

有的地区金矿化集中于复向斜的边部。矿床受延伸较大的纵向片理化带的控制；有的地区金矿床受褶皱翼部的层间滑动带控制；还有的与褶皱的伴生断裂的发育情况有关。这种金矿床中的矿体形态是多种多样的，但都明显受局部小构造的控制。

第三节　显生宙金矿床的构造特征

一、构　造　环　境

在显生宙板块构造活动已很明显。元古宙末期形成的一些分散的大陆板块，在古生代期间逐渐汇聚、碰撞，到古生代末期形成了一个统一的联合古陆。在原来各个大陆板块之间存在的大洋、俯冲带等，也演化成古生代的褶皱带。这种褶皱带有的是岛弧型的俯冲带，也有的是安第斯型俯冲带演化而成。

中生代初联合古陆就开始分裂，这种分裂一直延续到新生代晚期。板块的分裂造成了一些新的、活动的板块边界的产生。导致地壳上部包括金矿在内的大量矿床的形成。中、新生代有几次板块的碰撞，使一些地区产生较强的地壳运动，并形成山系。例如，印支微型陆块与亚洲板块碰撞，产生印支运动；拉萨微型陆块与亚洲板块碰撞，产生燕山运

动；印度和阿拉伯板块与亚洲板块碰撞，产生喜马拉雅运动。板块碰撞可以形成某些种类的矿床，但尚未发现在碰撞带内有金矿生成。

二、古生代金矿床的分布及控矿构造特征

古生代时期很少有金矿床生成，已知其储量只占世界黄金储量的5%左右。古生代金矿床一般规模较小，但在局部地区有大型或特大型金矿床存在。古生代金矿床在世界上分布不均匀，亚洲和澳大利亚较多。亚洲有几条受加里东和海西造山运动影响的大构造带，其中产有大量多种类型的富金矿，它们总体延长方向为东西向和南北向。但在局部地区，金矿化主要受北西向深断裂和北东向分布的巨大地块所控制。如贝加尔湖东南部的地拱含金区。在澳大利亚东部，有一条通过昆士兰州和新南威尔士州的，近南北向延伸的，与古生代造山运动有关的金矿带，金含量丰富，品位很高。含金构造单元的方向与当地前寒武纪陆块的南北边界方向一致，具继承特点。从全世界范围看，古生代金矿也仍是东西、南北向分布。

古生代的金矿类型主要为岩浆热液型，其次是火山热液型、变质热液型、渗滤热液型。金矿床与中酸性岩浆活动关系密切。金矿床形成的时间是，在区域性花岗岩化和其后侵入的花岗岩类侵入体之后。在空间上，金矿床分布在花岗岩体中或其附近。金矿床的建造类型和矿物组合较多，其原因是含矿围岩、成矿构造等成矿条件差别大。例如，有的金矿形成于板块拉张构造的环境下，与玄武质岩浆的火山作用有关，形成含金的块状硫化物矿床，多为伴生金矿；有的与汇聚板块边界上火山作用的安山岩-英安岩-流纹岩系列有关。

但主要的是在俯冲带上或大陆内部产生的花岗岩浆侵入作用下形成的金矿床。

古生代时地壳进一步加厚。因此，除有沿板块边缘呈线性分布的，受深断裂控制的金矿床外，还有分布于大型穹状隆起及其周围地区的，即受环形构造控制的金矿床。如有一些与侵入体或火山爆发岩筒有关的金矿床，明显受与岩浆活动有关的环形构造控制。当这种穹窿地区有断裂通过时，下列几种地方有利于金矿的生成。(1) 穹窿中的断裂中及其两侧；(2) 断裂与穹窿边缘交叉处；(3) 断裂与穹窿中的环形断裂相交处；(4)穹窿中两组不同方向断裂的交叉处，尤其是当这两组断裂为共轭断裂时，更为有利。此外，侵入体接触带构造和岩体中的断裂带也是古生代的一种有利金矿生成的构造。

我国古生代金矿床亦较少。但我国有不少古生代地层发育，其中有的已发现有金矿化。加里东运动和海西运动对我国有较大的影响，造成了一些褶皱带和中、酸性岩浆活动。因此，在古生代地层及岩浆活动分布区也可望发现较大的金矿。

三、中—新生代金矿床的分布及控矿构造特征

中生代开始，地球的发展进入了一个独立的、较强的板块发展期。在这一时期所形成的金矿富集条件，含金性与岩浆作用的关系等也和中生代以前的有所不同。这个时期是一个重要的成金期，已发现的金储量占世界黄金储量的35%左右。金矿主要形成在环太平洋俯冲带上，其次是沿地中海—喜马拉雅带产生。此外，新生代时在东非裂谷区有金矿床出现。从全球看，中—新生代的金矿床也是以南北向和东西向

分布为主，基本上与前寒武纪的金矿床分布方向一致。有的地区中、新生代的金矿控矿构造沿着前寒武纪的金矿控矿构造发育，大陆早期形成的金矿控矿构造在中生代末和新生代重新活动。例如，美国霍姆斯塔克金矿的矿体是前寒武纪和第三纪矿化的联合产物。北半球金矿床分布方向以东西向为主。在北美大陆大型金矿床明显按一定纬度分布。例如，在42°—44°、40°31′—41°、38°—39°30′、25°—27°、以及19°—21°纬度间金矿分布较为集中。南半球的金矿带则以南北向分布为多。局部地区出现有派生的南北向金矿带。一些金矿床发育在东西向和南北向构造交叉处。

中、新生代金矿床类型包括了板块构造中所形成的所有金矿类型，是地质历史上类型最多样的一个成矿期。中生代以岩浆热液型和火山热液型为主，其次是渗滤热液型和沉积砾岩型金矿。新生代则以沉积型金矿为主，其储量所占比例也最大，其次是火山热液型金矿和风化壳型金矿。此外，在中、新生代还有一些深成金矿化，即深部形成的含金热液上升到地壳表层产生的金矿化。这种金矿化与中、基性岩脉群有共生关系。

中、新生代金矿床所处的构造位置主要是大陆板块边缘的岩浆活动带和大陆板块内部的构造活动带。断裂构造对金矿床起着主要的控制作用，火山构造和侵入体构造列为其次。金矿床主要集中在全球性深大断裂的两侧。在一些含金区所在地块中，区域性断裂带的交叉点或其延长线上的交汇处，也常常是金矿床赋存的有利部位。一些巨大的褶皱构造或断裂形成的隆起和凹陷，也可控制金矿床的形成。特别是穹状隆起中有金矿床产出。有些隆起与花岗岩类的岩浆作用有关，有些则为破火山口复杂化了的穹窿。

这个时期金矿床的富集还有一个很大的特点，就是许多地区的双层结构对成矿的影响。基底构造层中的断裂构造和地台沉积盖层中的层状构造在控制金矿体方面起重要作用。

新生代及现代的沉积砂金矿床主要受新构造运动和外力地质作用等因素的影响，分布在距离原生金矿或含金岩层不远的地方，并常出现在深断裂或区域性大断层一侧，隆起和凹陷的衔接部位，或向斜构造形成的盆地中。

我国中、新生代形成的金矿床也不少，已发现的储量占我国黄金储量的30%以上。其中大部分为砂金矿。我国东部位于环太平洋金矿成矿带之中。因此，在东部要注意找与酸性花岗岩或与中酸性火山岩有关的金矿。尤其是，当这种地区与前寒武纪的金矿成矿区重合时，发现金矿的可能性更大。我国西部有地中海—喜马拉雅金矿带通过，在这个带上目前发现的金矿尚不多，据构造特征分析，也是一个有找金远景的地区。

第三章　褶皱构造与金矿

褶皱发育地区的金矿床都与褶皱有一定的关系。这种关系有如下三方面：(1) 褶皱过程中金在受褶皱的岩层中活化、迁移，并在一定的地段成矿；(2) 外来的含金热液进入到褶皱构造的扩容带或破碎带成矿；(3) 褶皱形成时对已有的金矿床形状的改造，以及破坏或更加富集等，尤其是层控型金矿床。因而金矿床常分布在某种成因褶皱的特定部分。褶皱对金矿的控制作用，基本上与褶皱对其他类似矿床的控制作用相似。

第一节　褶皱构造的有利成矿部位

已知金矿在褶皱中的赋存部位主要是褶皱鞍部（轴部）、倾伏端和翼部层间滑动带。即使是在一些复杂的背斜或向斜中也是如此（图3-1）。鞍部和倾伏端实际上是褶皱转折端在剖面和平面上的表现。转折端和层间滑动带是褶皱形成过程中容易产生膨胀的部位，故又称之为膨胀带。因此，研究褶皱构造对金矿成矿的影响，应从膨胀带产生时金的迁移情况，膨胀带产生的岩性条件及金在其中分布的规律等方面着手进行。

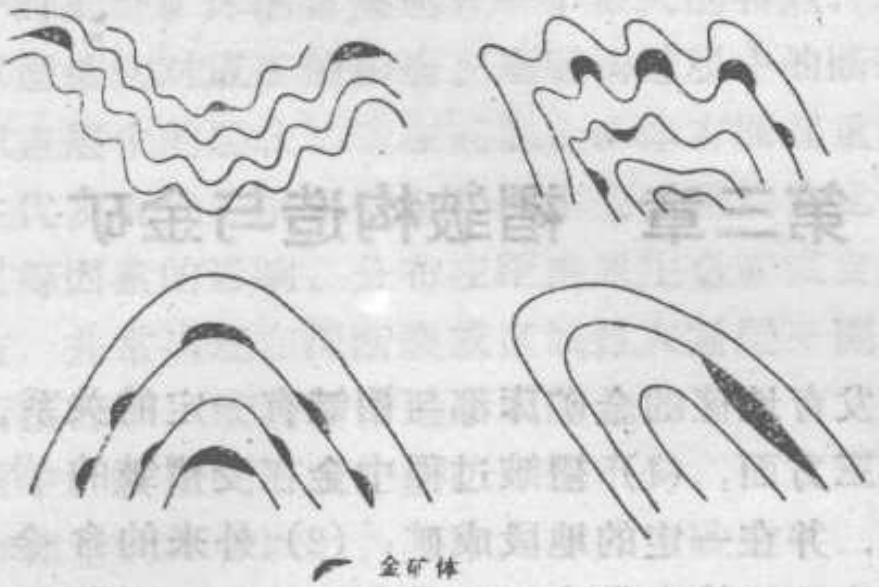


图3-1　金矿体在褶皱中分布的主要部位

一、金在褶皱作用中的富集成矿过程

当一套含金丰度较高的沉积岩层或火山-沉积岩层发生褶皱时，岩石中的金、二氧化硅和其他元素可以迁移到膨胀带中。这种过程的顺序R.W.博伊尔作了论述。现将其内容略加补充，并归纳为如下几个阶段。

1．含金岩层开始褶皱阶段。由于构造运动和深部的变质作用或花岗岩化作用，整个沉积岩层的地温升高。与此相伴随，发生了二氧化硅、硫、砷、金和其他组分向膨胀带内迁移，从而形成了鞍状矿脉、柱状矿脉和互层状矿脉。脉中有含金的硫化物及自然金。

2．继续褶皱阶段。石英脉揉成皱纹状，形成石英香肠体和肠状脉。石英普遍碎裂，并重结晶。在这个阶段，在膨胀部位（富矿体）的石英体内可能出现自然金的重新活动和重新富集。此外，经常发生的分散流可使金、硫、砷、二氧化硅和其他组分进一步增加。

3．褶皱晚期阶段。在深部继续发生花岗岩化，深部产

生的岩浆向上运移，使得褶皱中有花岗岩株和小型岩基的贯入。伟晶岩通常发育在这个阶段。此阶段还产生一些小褶皱和断裂。金可因岩体侵入而进一步迁移富集，在褶皱中的侵入体周围成矿。

上述成矿过程的关键是地温加高，促使金活化而迁移。这种褶皱一般规模较大，均有较强的区域变质及岩浆活动伴随发生。

二、不同岩性组合的褶皱转折端对成矿的影响

一般认为，转折端是褶皱构造中的膨胀地带，但实际情况并非如此。这就是为什么有的转折端有矿，有的却无矿的原因之一。影响转折端构造特征及成矿的因素主要是褶皱形成的方式和岩性。使转折端成为膨胀地带的主要是纵弯褶皱。在不同的岩性组合中，转折端的膨胀和渗透性是不同的，因而其对成矿的影响也不同。

岩层按其物理力学性质和在褶皱变形中所表现的构造特点，可分为可塑性岩层、脆性岩层和负荷性岩层三类。可塑性岩层的特点是，在变形时岩层能流动产生一系列褶皱，而且连续性未受破坏，即岩层产生多个弯曲，但无断裂。例如页岩层就是一种可塑性岩层。脆性岩层的特点是，变形时产生断裂或破碎，使岩层形成连续性受到破坏的弯曲形态，这可以砂岩层为代表。负荷性岩层是在变形时产生一些裂隙，但在褶皱变形过程中这些裂隙又很快被愈合。因而岩层不失其完整性，成一个向上或向下突出的弯曲（图3-2A）。碳酸盐岩层（如石灰岩层）就是一种负荷性岩层，因它具有依靠溶解和沉淀本身的碳酸钙形成方解石，充填在产生的裂隙中而自我愈合的性能。

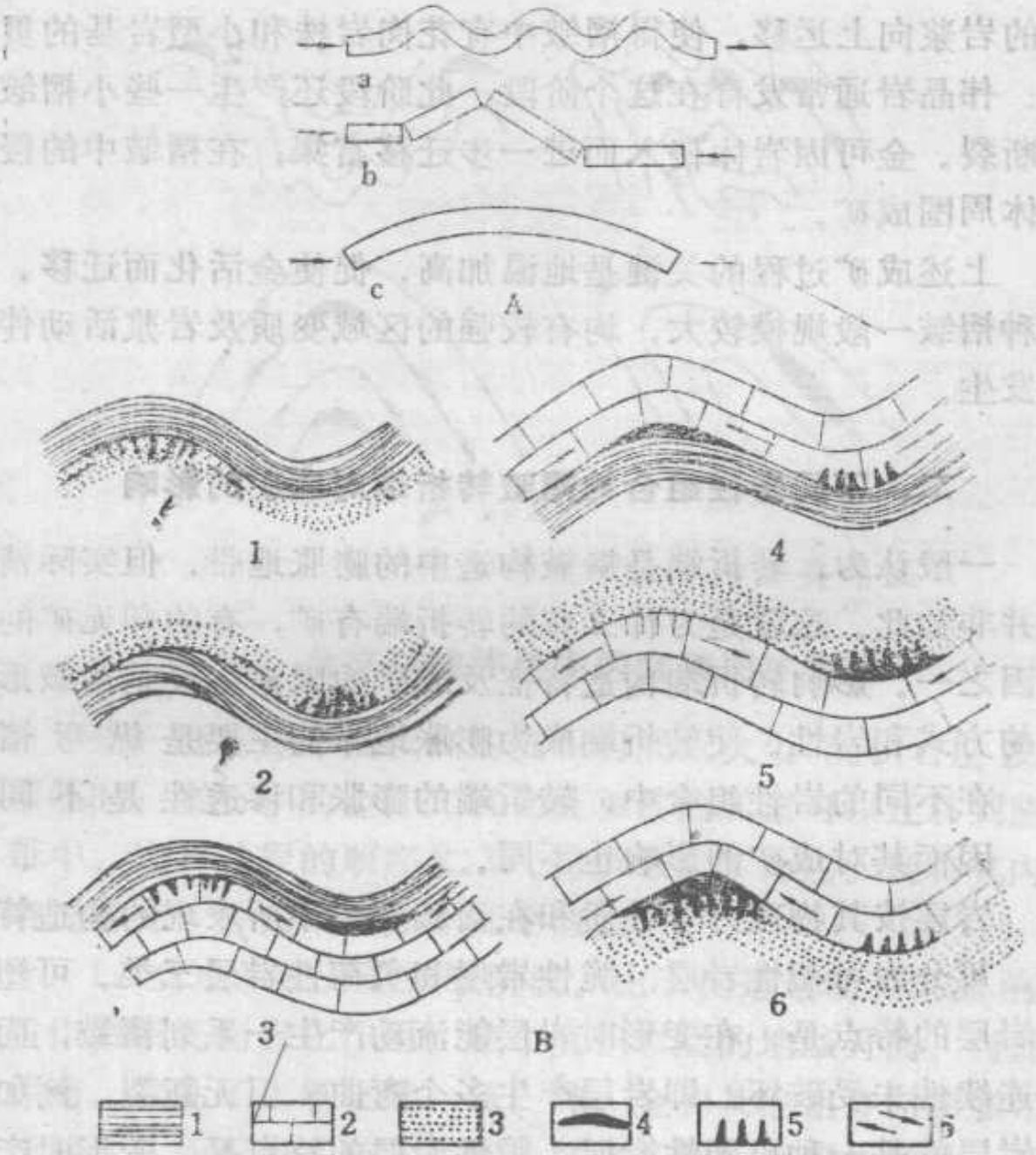


图3-2 岩层受挤压时的变形模式

（据Г.Ф.雅可夫烈夫，1982）

A-a．塑性岩层 A-b．脆性岩层 A-c．负荷性岩层

B．滑动纵向弯曲褶皱中层状剥落和张裂隙形成模式（据A.B.科罗列夫，П.А.舍赫特曼）：1．塑性岩石 2．负荷性岩石 3．脆性岩石 4．层状剥落 5．张裂隙 6．岩层滑动方向

褶皱作用时，较易产生滑动与膨胀的部位是不同岩性的

接触面及其附近。上述三种不同岩性可以形成六种不同的组合情况。A.B.科罗列夫等提出了这样的六种组合对成矿影响的模式（图3-2B）。第一及第二种组合是可塑性岩层与脆性岩层的组合。这类组合只是脆性岩层在背斜或向斜转折端处破碎，无层状剥离或鞍状空间产生。在一般情况下向斜处的破碎不发育。当褶皱较强或岩石脆性较大时，在第一种情况的背斜转折端可形成较强的破碎，加上其上的可塑性岩层是屏蔽层，对自下向上流动的矿液起遮挡作用，使矿液在下部脆性岩层的背斜转折端的张裂隙中成矿；第三和第四种组合是可塑性岩层和负荷性岩层的组合。这类组合，在负荷性岩石的转折端有裂隙形成，但很快就被愈合，不能产生成矿空间。在向斜或背斜部分形成的层状剥落或鞍状空间很快为上复或下伏可塑性岩层充填，也不利成矿。但在第三种情况中，由于上复可塑性岩层起屏蔽作用，含矿流体在其下聚集，可使负荷性的碳酸盐岩硅化成脆性岩层，在背斜转折端产生强烈破碎。从而转变成与第一种情况相类似，即有利于成矿；第五和第六种组合是脆性岩层和负荷性岩层的组合。这类组合无论在背斜或向斜的转折端均可出现层状剥落和鞍状空间。也会在脆性岩层的背斜或向斜转折端出现不愈合的裂隙，是较有利于成矿的两种情况。特别是在第六种组合的背斜部分，成矿可能性最大。另外，当其上复负荷性岩层迅速愈合，并对矿液起一定屏蔽作用时，更有利于成矿。

决定岩层上述三种物理力学性质的因素，除岩性外，还与岩层成层厚度，所处地质环境，变形作用的时间和强度等因素有关。例如具负荷性的石灰岩层，当其为薄层，或处在较大的围压作用下，均可表现为塑性。因此，不能仅仅依据岩性来确定组成褶皱的岩层在变形时的物理力学性质。

使褶皱转折端产生鞍状空洞的膨胀带的原因，还与形成时的构造作用力的情况有关。有的褶皱变形情况下，在同一物理力学性质的脆性或负荷性岩层中也可产生层状剥落或鞍状空间。

三、转折端中的金矿床

在转折端中赋存的金矿床多数具鞍状矿体，或充填裂隙而形成的脉状、细脉状和网脉状等矿体组成的矿床；但以鞍状矿体为主，且形状变化较大，在不同矿床或同一矿床的不同位置均有变化。转折端（轴部）的金矿体有下面一些特点：

1．鞍状矿体的多层分布性：在一些金矿床中鞍状矿体有单层的，也有多层的。著名澳大利亚维多利亚州本迪戈金矿。矿床产在以早奥陶世粗砂岩、石英岩、泥岩和板岩为主的沉积岩层中。在许多地方，这些岩层中有泥盆纪的花岗岩侵入。沉积岩层褶皱成一系列紧密的背斜和向斜。金矿床主要由多个产在背斜转折端的鞍状含金石英矿体组成。少部分矿体产在向斜转折端。亦有一些含金石英脉产在切过褶皱的断层中。

从平面上看，轴状矿体分布在倾伏端；只有枢扭完全水平的褶皱例外，但从总体上看，这种褶皱是不存在的。例如，加拿大新斯科舍省的戈登维尔金矿区有不少鞍状含金石英脉，产在背斜轴部或倾伏端（图3-3）。此外，还有一些矿体产在背斜翼部。背斜由奥陶纪的致密杂砂岩、石英岩、黑色泥岩、板岩组成。矿体主要产在强度较大的岩层（杂砂岩及石英岩岩层）之间的，受过拖曳和扭曲的岩层（板岩和泥岩岩层）中。

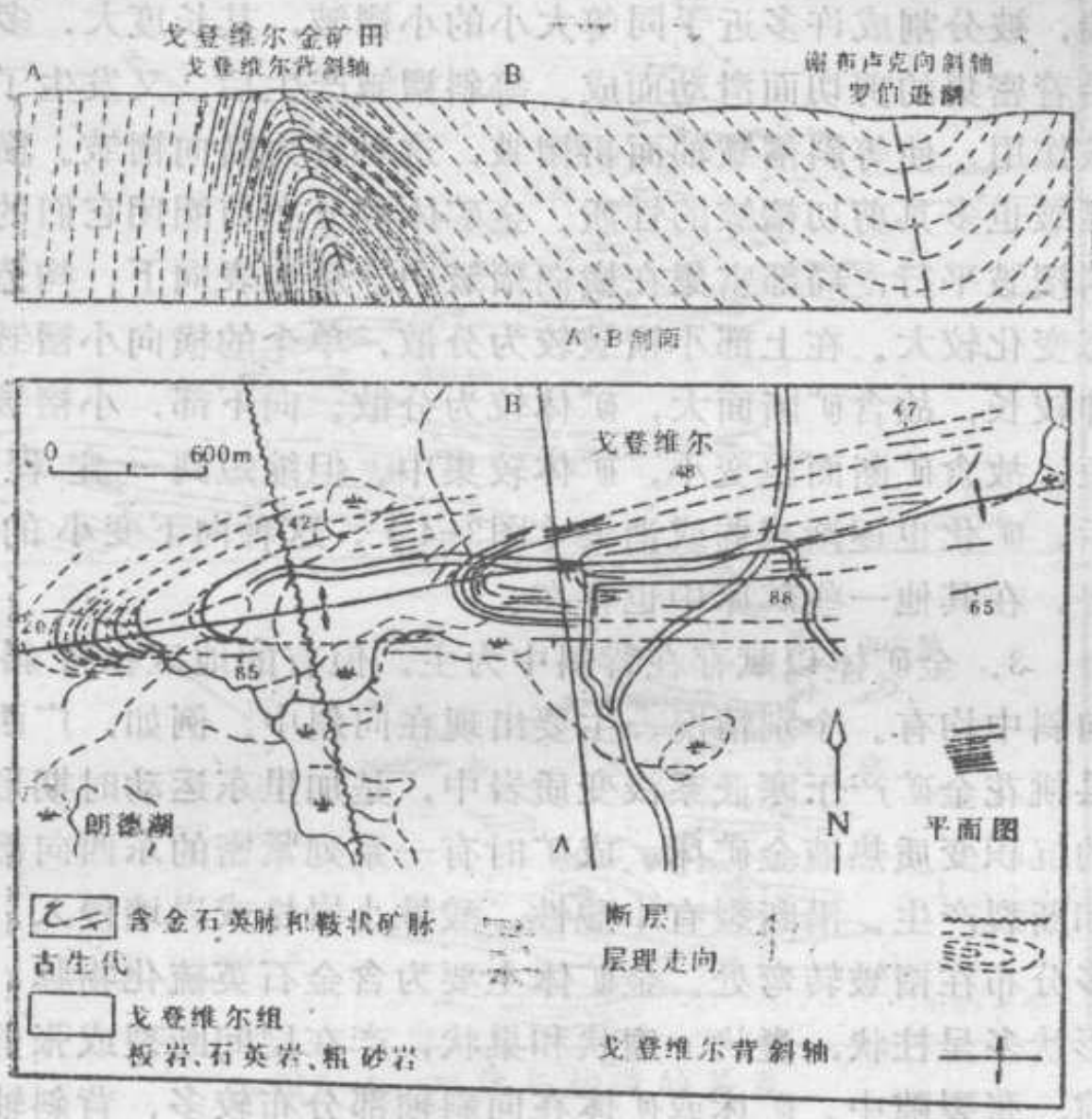


图3-3 加拿大新斯科舍省戈登维尔金矿区地质平面图和剖面

（据Malcolm和Faribault 1929年的图件修改）

2. 矿体形态随褶皱形态变化，也随深度不同而变化。前一种变化在沉积变质成因的矿床中表现明显；后一种则多在岩浆热液型矿床中出现。霍姆斯塔克金矿床是由前寒武纪沉积的含金富铁岩层经变形和褶皱作用，使金和其他一些成矿组分向褶皱转折端迁移富集而形成的。该矿区的褶皱主要是一个被小褶皱复杂化了的等斜倾伏背斜。等斜褶皱的倾伏

端，被分割成许多近于同等大小的小褶皱，其长度大，多为沿着密集的剪切面滑动而成。等斜褶皱产生后，又发生了褶皱作用，使等斜褶皱轴面再褶皱，这种称为横向褶皱。横向褶皱也多具剪切褶皱的性质。金矿体的分布与圈闭它们的等斜褶皱平行，局部富集在横向褶皱中。从地表向下，构造形态变化较大。在上部小褶皱较为分散，单个的横向小褶皱延伸较长，故含矿断面大，矿体较为分散。向下部，小褶皱缩短，故含矿断面也变小，矿体较集中。但缩短到一定程度后，矿化也逐渐减弱或消失（图3-4）。这种向下变小的趋势，在其他一些矿床中也存在。

3．金矿体以赋存在背斜中为主，但有的地区在背斜和向斜中均有。个别情况，主要出现在向斜中。例如，广西藤县桃花金矿产于寒武系浅变质岩中，是加里东运动时期形成的沉积变质热液金矿床。成矿时有一系列紧密的东西向褶皱和断裂产生。沿断裂有中酸性、酸性小岩株或岩墙侵入，并多分布在褶皱转弯处。金矿体主要为含金石英硫化物脉，其形状多呈柱状、囊状、瘤状和巢状，产在层间断裂或张剪裂隙、张裂隙中。矿床或矿体在向斜轴部分布较多，背斜轴部次之。其中最长的、延伸深度最大的矿脉带就产在桃花金矿区的倒转向斜中的断裂带及其两侧。

4．金矿体产在褶皱的中和面上。褶皱的中和面是较易发生运动之处。因而常有较强的破碎，有利成矿。河北地矿局第三地质大队认为，张家口小营盘金矿床控矿的缓倾斜构造面是，在地层褶皱过程中，在向形构造的应力中和面附近产生的层间滑动带。此中和面是该区在第三期褶皱过程中，在一个舒缓的向南倾伏的向形构造形成时产生的。当时已是由第二期的塑性变形褶皱阶段，转为第三期的脆性变形褶皱

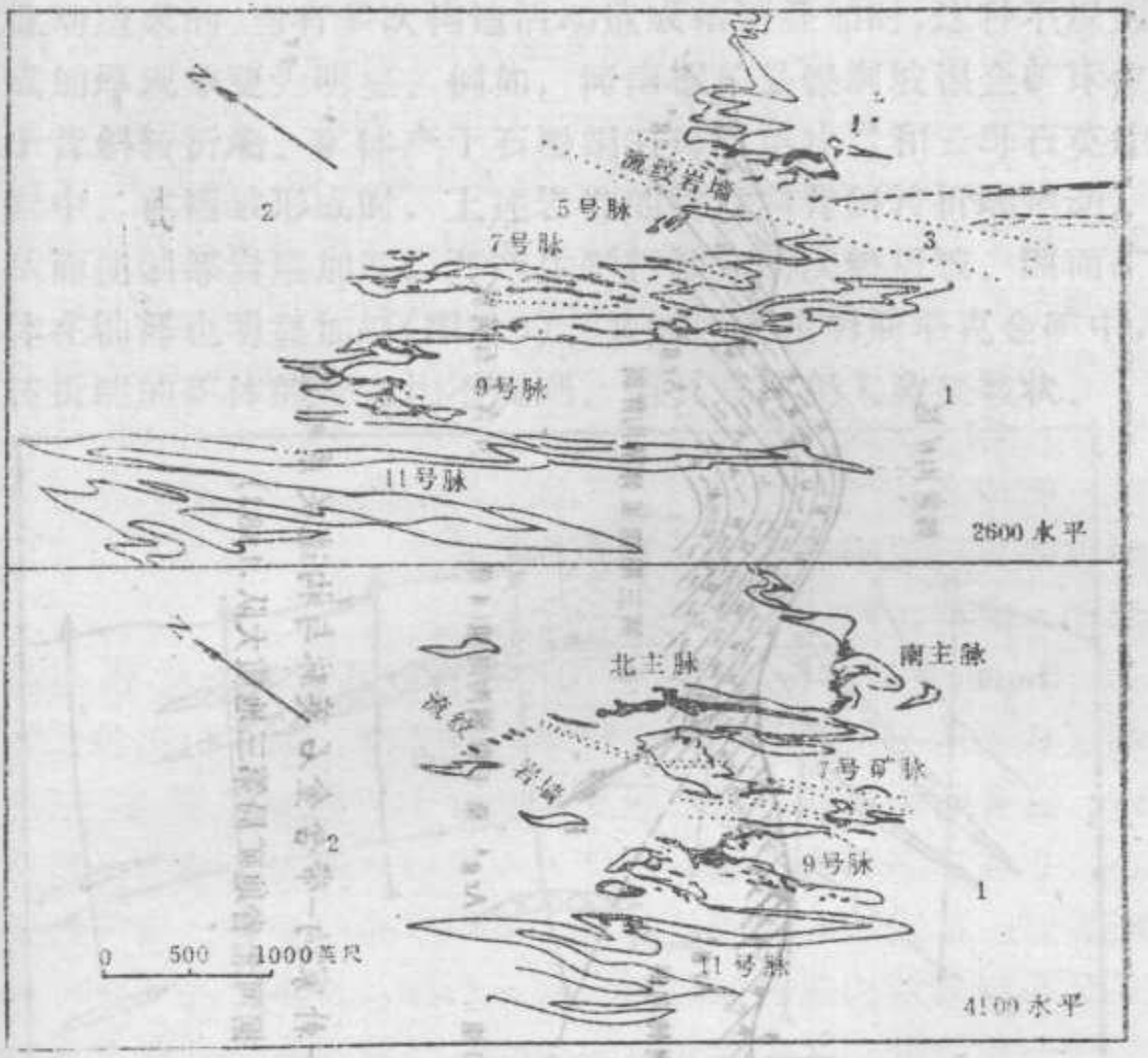


图3-4 矿体与构造的关系

（据A.L.斯劳特，1967）

表示2600和4100水平上霍姆斯塔克组的轮廓。含矿构造之间的变化关系，使整个褶皱组总的走向长度显著缩短。黑实体为矿体，点线为岩墙 1. 埃利森组 2. 普尔曼组 3. 为岩墙 1号为主脉，5号、7号、9号、11号为矿脉

阶段。我们还可以推断，卓家沟背斜中的含金石英脉，也可能是处于背斜的中和面附近（图3-5）。

5.鞍状矿体形态不规则，在枢扭附近可有明显的加厚现象。这种现象主要是由于在褶皱过程中，物质向枢扭部分

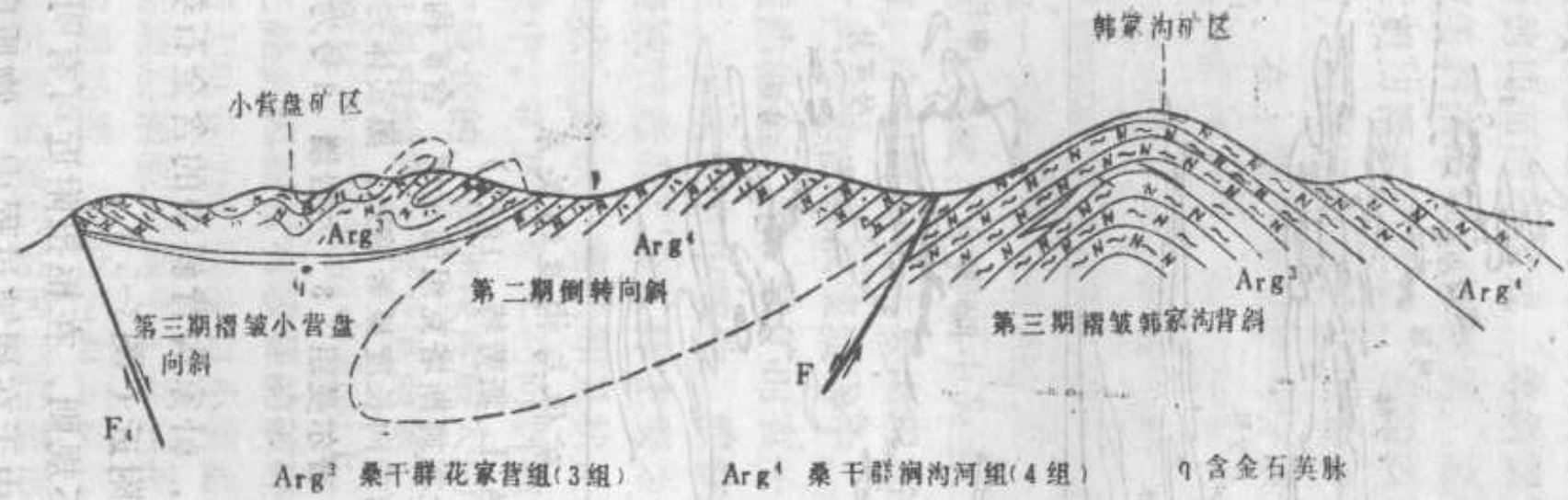


图3-5 小营盘-韩家沟-带含金石英脉与构造关系略图

(据河北省地矿局第三地质大队,1983)

流动造成的。当有多次构造活动造成褶皱叠加时，这种不规则或加厚现象更为明显。例如，河南桐柏县银洞坡银金矿床位于背斜转折端。矿体产于石墨绢云母石英片岩和云母石英片岩中。在褶皱形成时，上述岩性的物质向背斜转折端运动，从而使轴部岩层加厚，并产生平行轴向的次级褶皱。因而矿体在轴部也明显加厚(图3-6)。又如，在霍姆斯塔克金矿中，转折端的矿体的形态均不规则，但其总体仍大致呈鞍状。

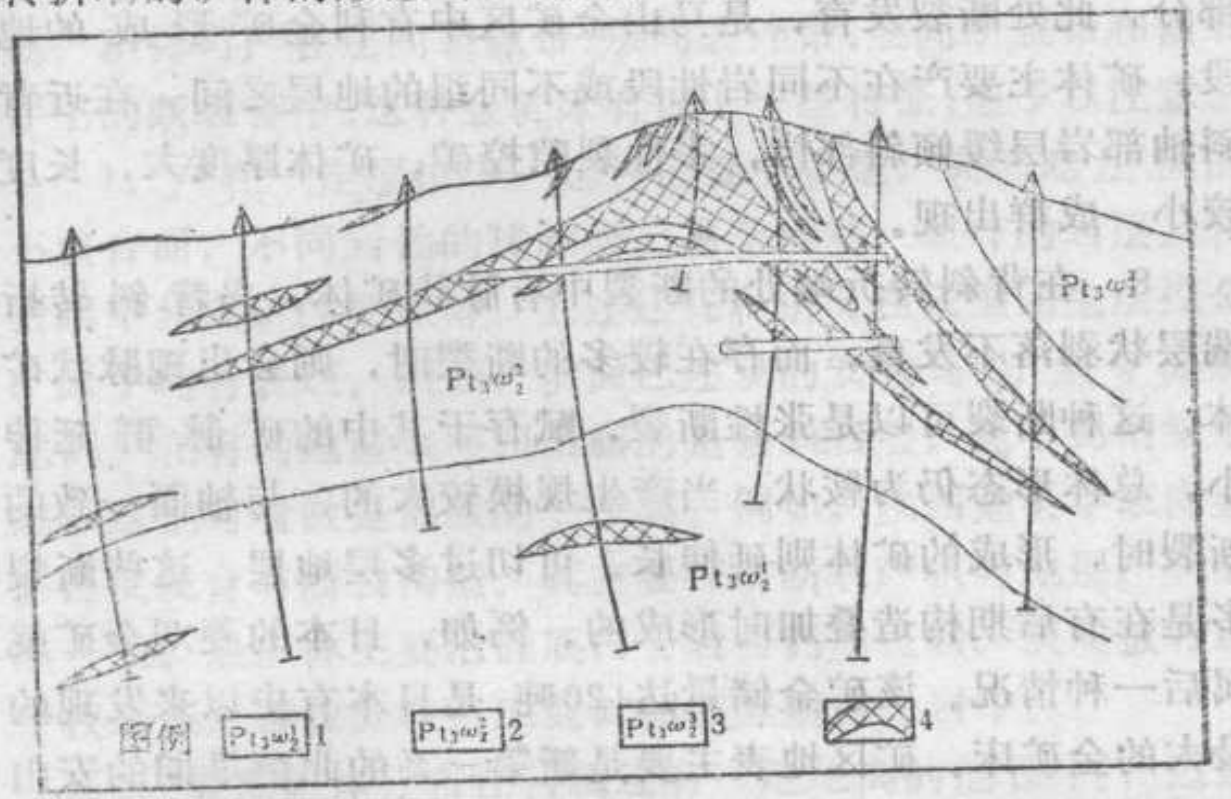


图3-6　银洞坡金银矿区勘探线剖面图
（据河南省地质三队）

1．歪头山组中下部　2．歪头山组中部　3．歪头山组中上部
4．银金矿体

6．转折端的矿体多为不对称形态。不对称的情况有多种。有的是单个矿体形态不对称。背斜轴一侧的矿体比另一侧矿体厚度大，或延伸长，甚至是形成一侧很长，另一侧很短的鱼钩形；有的是一侧有多层矿体，或有较多的分支。另一侧仅一层或几层，或无分支；还有的是一侧出现有较多

的，与层理垂直或斜交的脉状矿体或含金石英细脉。另一侧则很少有或无矿体。这种不对称的原因主要是与褶皱的形态、产状和矿液运移的通道有关。受褶皱时的应力状态控制。

7．在轴面或枢扭产状变化处易出现矿体。其原因是这种位置多是较为破碎的膨胀区。例如，安徽铜陵市马山金矿区的主要褶皱构造——铜官山背斜。此背斜向北东倾伏，轴面和轴迹线呈“S”形转折。转折处正处于背斜北东的倾伏部分，此处断裂发育，是马山金矿区中有利金矿形成的地段。矿体主要产在不同岩性段或不同组的地层之间。在近背斜轴部岩层缓倾斜部位，张性裂隙控矿。矿体厚度大，长度较小，成群出现。

8．在背斜转折端处的断裂中有脉状矿体。当背斜转折端层状剥落不发育，而存在较多的断裂时，则会出现脉状矿体。这种断裂可以是张性断裂，赋存于其中的矿脉群延伸小，总体形态仍为鞍状。当产生规模较大的，与轴面一致的断裂时，形成的矿体则延伸长，可切过多层地层。这些断裂多是在有后期构造叠加时形成的。例如，日本的菱刈金矿就属后一种情况。该矿金储量达120吨，是日本有史以来发现的最大的金矿床。矿区地表主要是新第三系的北萨早期的安山岩类，不整合地覆盖在白垩纪至老第三纪的四万十群的黑色页岩和砂岩上。这两套地层都是容矿岩石，但四万十群中矿脉较多，其中产出的富矿脉占总数的2/3。从矿区整体看，其为较平缓的背斜构造，其中有一些小褶皱。不整合面亦呈背斜。大多数金矿脉发育于背斜顶部的断裂裂隙中。在不整合面上亦发现有金矿体。

四、褶皱翼部的金矿

赋存在褶皱中的金矿床，有的矿体或矿脉绝大部分分布

在转折端；有的主要分布在转折端，少量分布在翼部；但也有不少矿床的矿体或矿脉主要，或绝大部分分布在翼部。分布在翼部的原因主要取决于，翼部是否产生层间滑动或断裂。一般情况下，纵向弯曲褶皱除能在转折端产生膨胀带外，在翼部也会产生层间滑动和断裂。而横向弯曲褶皱则主要是在翼部易有层间滑动或断裂产生的褶皱。在翼部形成的金矿，受翼部岩性，褶皱受力情况，褶皱的形态、产状等控制。矿体可产在层间裂隙带、层间破碎带、层间断裂带和褶皱伴生的断裂带中。这种金矿床有以下一些特征，应予以注意。

1．产在一定层位中。这种位置主要是，翼部地层间的不整合面，不同岩性的接触面，易于滑动、破碎的岩层及转折端中易成矿的层位等。上述这几种情况在我国同生层控金矿床中均有表现。例如，前面已述及的安徽马山金矿亦属此例。在有的地区大面积出露的是倾斜岩层，见不到褶皱形态，这也可看做是褶皱的一个翼。例如，陕西勉县李家沟金矿区仅发育有断裂构造。其主要控矿断裂产状与地层产状基本一致。金矿体主要沿硅质白云岩与钙质板岩、炭质板岩或千枚岩接触部位分布。工业矿体在硅质白云岩中。

2．翼部矿体分布在与轴迹有一定距离的范围内，过远或过近都对成矿不利。其原因是褶皱的层间滑动带与断裂部位与轴迹有一定的距离。例如，江南灵宝县文峪金矿，其控矿构造为一背斜构造。背斜北翼倾角较缓，为30—60°；南翼陡，为50—70°。金矿脉主要分布在南翼，多产在纵向压扭性仰冲断裂带内。少部分在与背斜轴走向斜交的扭性断裂带中。在距背斜轴迹200m以内，只有少量石英脉沿背斜转折端上纵向张性裂隙分布。脉的规模小，金品位低，一般不能构成工业矿体；在距轴迹200—1000m范围内，是矿体的分

布区，有几十条含金石英脉。脉的规模大，其中有一些矿体存在；当距离大于1000m时，石英脉的规模又较小，金品位低，也无金矿体存在。从褶皱的横剖面上看，这种有一定距离分布的情况，在不同的层位可以相同，也可能不同。其与轴面的距离，向下不变或加大，或变小（图3-7）。

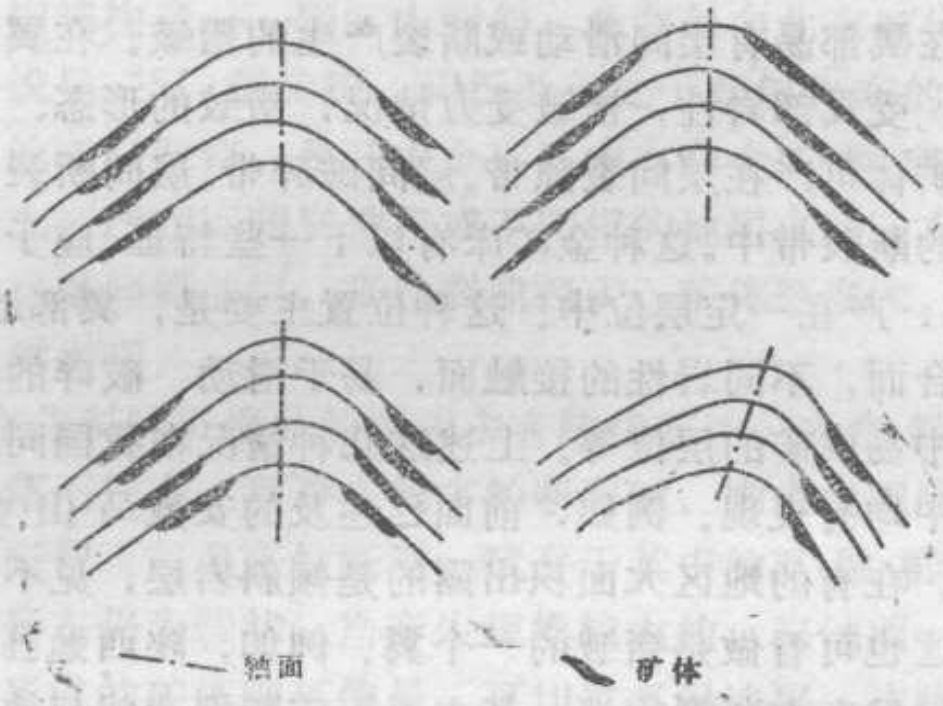


图3-7 褶皱翼部矿体在横剖面上与轴面距离的几种情况

3．当褶皱轴面不直立和不对称时，翼部矿体多在一翼出现，在两翼同时出现的情况较少。矿体多在较陡的一翼分布。如文峪金矿，但也可在较缓的一翼分布。

4．矿体分布部位与翼部岩层倾角有一定关系。例如，湖南桃源县沃溪金矿的层间断裂中的含金石英脉矿体，当其倾角在26°到30°之间时，矿化较好，厚度也较大；倾角在30°到40°之间时，矿化弱。矿体厚度变薄；倾角大于40°时，则矿体趋于尖灭。也有的矿区是在岩层产状较陡处矿化较好。这决定于层间滑动的相对运动方向。当上部相对向上滑动时，在倾角较小部位矿化好；上部相对向下滑动时，在较

陡部位矿化好。

5．在岩层产状变化处较易成矿。岩层倾向和倾角变化处，也是应力较为集中的，岩层较破碎的部位，因此对成矿有利。一些褶皱较强地区，在岩层产状由倒转转为正常的部位，对成矿有利。

6．翼部的次一级背斜或向斜部位有利于成矿。这是因为这种部位常发育有层状剥落，是膨胀带。仍以沃溪金矿为例，李石锦等对该矿区的V_1层脉的底板高程进行趋势面分析。其五阶趋势分析图（图3-8）的趋势等值线表明V_1层底板波状起伏，显示出一个开阔倾伏背斜特征。剩余值等值线说明底板有三个小的背形和向形，它们是V_1层倾伏背斜两翼的次一级褶皱。富矿柱主要受此种次级小褶皱控制。

7．翼部矿体形状较为复杂。在用钻孔的见矿厚度来连接矿体时，应特别注意，矿体沿层间破碎带的分布，有四种情况较为常见。(1) 矿体呈透镜状或似层状断续分布。有的矿体形状不规则，出现膨大或缩小；(2) 矿体沿走向或倾向分支、复合；(3) 有些矿体具有与其斜交方向的分支，这种分支多数是充填在层间滑动产生的，张性裂隙中的矿脉，可在矿体一侧出现，也可在两侧都有发育；(4) 矿体局部出现小的褶皱状，这是由于矿液充填在层间滑动形成的小褶皱转折端，或矿体形成后再遭受层间滑动而成，并常造成矿体局部膨大现象。

8．不同类型的层间破碎构造中，矿体的特点也不同。(1) 在层间裂隙带产生的，与层理平行或斜交的裂隙中，矿体规模较小，厚度变化较大，形状不规则，且无明显的边界。矿体由含金石英脉或硫化物细脉组成。当细脉或网脉多时则可成工业矿体；(2) 层间破碎带是在层间滑动较强时形

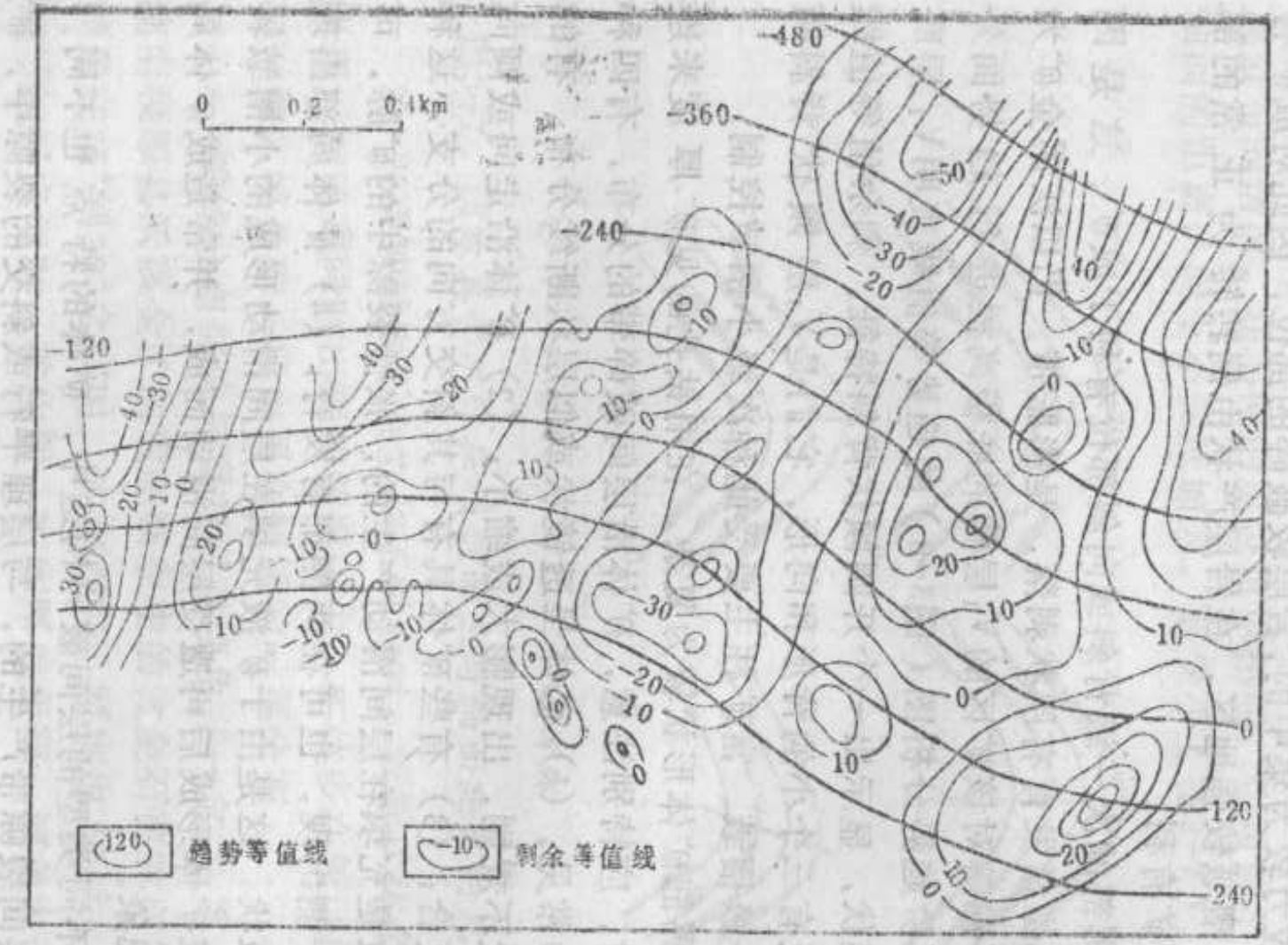


图3-8　沃溪金锑钨矿床V_1层脉底板高程五阶趋势分析图
（据李石锦等,1983）

成的，并有层间角砾岩带发育。矿体产在角砾岩带中，其发育一般经历三个阶段：最初产生大量裂隙和小褶皱；第二阶段形成角砾岩化带；最后是矿液充填、交代角砾带而成矿。角砾均受蚀变或矿化。此种矿体呈形状较复杂的层状，规模较大；（3）层间断裂带是在滑动最强时形成的，可移动较大距离。在断层带上形成有断层泥。断层泥对矿液起遮挡作用，使其下矿化强烈。这种构造中的矿体规模最大，可断续延长或延深较大距离。

第二节　控矿褶皱的研究

对金矿控矿褶皱的研究，首先要查明有利成矿的层位；其次查明褶皱形态、规模、变形程度和褶皱形成的机理；再进一步查明上述特点与金矿分布和特征的关系，查清褶皱发生时代与矿化时间的先后关系，以及褶皱作用对成矿或矿体分布的影响等。由于上述研究内容与研究其他内生矿床的内容基本相同，故此处仅作简要论述。

一、确定有利的成矿层位或岩性

要搞清在组成褶皱的地层中，哪些是有利于金矿生成的岩性和层位，即确定金丰度值高的岩层，相对具脆性的岩石，不同物理力学性质的岩层接触面，不整合面等等，必须要较详细地描述地层剖面。除对每一地层组成岩性段作一般的地层和岩性描述外，还要测定其金的丰度值、层理度、孔隙度、单位裂隙度、裂隙愈合情况、变形特征、蚀变情况、矿化显示及与相邻岩石的关系等等。最后要作出该区的岩性图。图上岩性按岩石物理力学性质分类，并应标出有利成矿

的岩性或层位的具体位置。

二、查明褶皱的形态

褶皱的形态是决定褶皱中剥离、小褶皱、断裂等在其中分布的重要因素之一。何种形态或是某种形态的何种部位易成矿，常需通过对已知含矿地区的统计对比得出。一般情况下，背斜比向斜更有利成矿；两翼倾角在25°—55°的褶皱易成矿。随着褶皱的形态不同，矿化在褶皱中分布的部位也有所不同。例如，在箱状褶皱和穹窿中，矿化多分布在陡倾斜的翼部向宽阔顶部的过渡部位；短轴背斜中，矿化常出现在倾伏端的层状剥落地段；线状紧密褶皱中，矿易在轴迹张性断裂内生成；在不对称褶皱和倒转褶皱中，矿化一般只发育于其中的一翼；有较多次级褶皱的或被横向褶皱复杂化的褶皱，含矿性常常比较好。

查明褶皱的形态，应从平面和剖面研究着手。常常是根据组成褶皱的标志层的形态来确定。某一个标志层的形态是褶皱形态在该部位的表现。当不同标志层具有不同的形态时，则说明褶皱形态是变化的。金矿控矿褶皱形态的研究，应选择有利金矿成矿的层位作标志层。

要查明褶皱形态与矿化的关系，可通过作一系列构造图件进行。例如，作标志层层面等高线图，以了解该层褶皱的总体形态。然后再作趋势面分析，更好地查明其次级褶皱形态变化趋势或构造叠加情况。由这类图上所表现出的次级小褶皱所造成的隆起或凹陷，常是有利成矿的部位；作有利含矿层的等厚线图或厚度趋势面分析，可了解岩层在褶皱过程中的流动或剥离情况，厚度加大地段有利成矿；作倾角等值线图，可查明褶皱两翼倾角的变化情况，找出对成矿有利的倾角值或倾角变化处。

转折端的形态对在其中是否有利成矿有重要影响。如尖棱状转折端和十分开阔的转折端都不利于成矿。转折端的形态可用其曲率表示，即转折端岩层面的弯曲程度。用与此面一致的圆柱的圆半径数值表示。曲率过大和过小对成矿都不利。一般曲率为几十米时，对成矿有利。强脆性岩层的有利曲率比弱脆性岩层大。在矿区可作一系列横剖面，统计剖面上转折端的矿化强度与该剖面褶皱曲率之关系，从而得出该区最有利的曲率。

三、研究褶皱的规模与矿化的关系

褶皱规模与矿化关系密切。金矿带或金矿田一般出现在规模巨大的复背斜或复向斜地区。这种巨大的复式褶皱一般长几百公里，宽几十公里。矿主要受区域性褶皱控制，此种褶皱长几公里到几十公里，宽几百米到几公里。矿床或矿体则产在长几百米到几公里，宽几十米到几百米的局部性褶皱中。矿体或矿柱受长小于百米，宽小于10米的小褶皱直接控制。当一个地区无规模较大的复式褶皱或区域性褶皱时，一般很少有金矿存在。局部性褶皱和小褶皱的轴向有的与区域性构造方向平行，有的斜交。要在工作区按照规模将褶皱划分出若干个等级。查明哪种规模的褶皱中层间剥落或层间滑动最强，这种褶皱对矿化是有利的。

四、确定褶皱构造相

褶皱构造相反映了褶皱变形的强度，即反映出岩石原始产状形态的破坏程度。其划分标志主要有：(1) 褶皱的形态所反映的挤压程度；(2) 褶皱两翼岩层横剖面上倾角变化范围；(3) 褶皱两翼岩层和劈理片间夹角的变化范围；(4) 岩层

厚度在褶皱不同部位的变化幅度；(5) 较塑性和较脆性岩层中节理和劈理发育情况；(6) 与褶皱伴生的断层发育的规模与频率；(7) 岩石中动力变质矿物或构造岩的数量，变质或碎裂程度等。可根据这些标志和一些其他的标志，由弱到强划分出若干变形等级。金矿床多受中等变形强度构造相的控制。

五、研究褶皱的形成机制

褶皱的形成是一个较长期的复杂过程。在不同的构造运动力作用下会形成不同类型的褶皱。形态，规模等特征相似的褶皱，其控矿作用或最有利矿床、矿体赋存的部位却可不相同。例如，在纵弯背斜中，其转折端最易成矿，成矿部位在有利岩层的下部，即凹侧；而相同形态的横弯背斜中，两翼最有希望成矿，即使转折端附近有矿出现，也只是在背斜顶部，在有利岩层的上部，即凸出的一侧。这种分布特点是由于褶皱时受力情况不同造成的（图3-9）。此外，剪切褶皱中金矿体多分布在转折端明显向外突出部位，而且矿体形状复杂，常具有一些分支。这种矿体分布在劈理发育和强烈褶皱的变质岩地区。

六、确定褶皱与成矿的时间关系

一般来说，根据褶皱作用与成矿作用的时间先后，分为成矿前褶皱、成矿期褶皱和成矿后褶皱三类。成矿前与成矿期褶皱都影响矿床的形成，以成矿期褶皱的控制作用最明显。距成矿时代远的成矿前褶皱，若在成矿期无重新活动，则对成矿影响不大。成矿后的褶皱主要是改造已形成的矿床形态，有时也使矿床局部加富。对于因褶皱作用而使金富集成矿的金矿床来说，都是成矿期的褶皱在起作用。若有多期褶

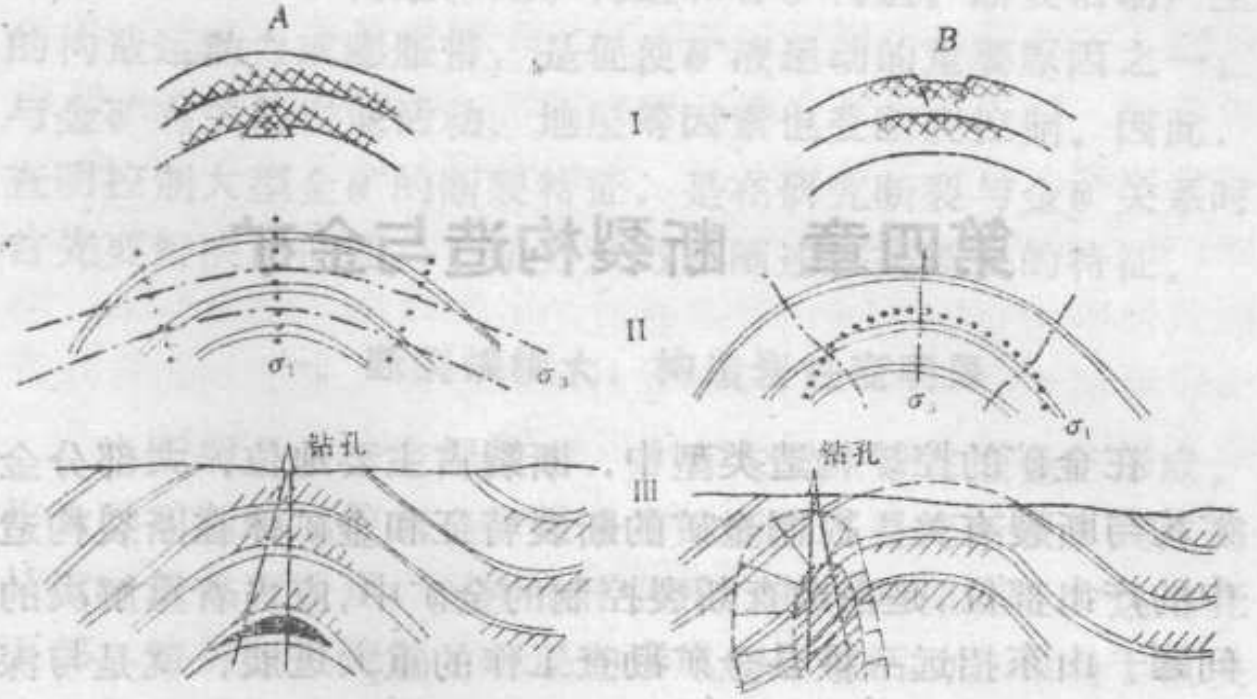


图3-9 在形态上相似的纵向压缩褶皱(A)和横向弯曲褶皱(B)内裂隙特性(I)，应力分布(Ⅱ)以及有利于成矿的地段(Ⅲ——图上画有斜线的部分)的对比图

(据M.B.格佐夫斯基,1975)

黑色——空洞及水平山地工程

皱作用，那么可分为主成矿期褶皱与次成矿期褶皱，或分为早成矿褶皱期和晚成矿期褶皱等。

褶皱与矿化形成时间的先后关系，主要从褶皱与地层、不整合的关系；从褶皱对矿体形状、分布的影响；从矿体是否受到皱褶作用所产生的层间滑动或断裂破坏等方面去查明。

第四章　断裂构造与金矿

在金矿的控矿构造类型中，断裂占主要地位，大部分金矿均与断裂有关。控制金矿的断裂特征和金矿体在断裂构造中的产出部位，是在勘查断裂控制的金矿中，应当着重解决的问题。山东招远—掖县金矿勘查工作的重大进展，就是与深入研究控矿断裂有关。仅从金矿床的控矿断层和矿体赋存的构造部位两方面而言，在认识上至少有三次突破。一是在认识了由倾角较陡的断裂控制石英脉型金矿的基础上，发现了由倾角40°左右的缓倾角大断层控制储量大的蚀变岩型金矿床。据此规律，沿几条这样的断层找到了若干个特大型和大型的金矿床。二是发现金矿体不仅赋存在倾角缓的断层下盘蚀变岩中，有的地方上盘和下盘均有，有的地方只在上盘的蚀变岩石中才有矿体存在。从而打破了只在下盘找矿的做法，找到了几个赋存于控矿断层上盘的矿床，扩大了找矿范围。三是在详细研究控矿断裂特征的基础上，发现一些金矿体或富金矿柱的走向与主要控矿断层的走向不都是平行关系，而常与一些与主要控矿断层斜交的次级断裂一致。这对如何正确圈定矿体，指导矿山开采，有较重要的意义。

第一节　控制大型金矿的断裂特征

大型和特大型金矿都直接或间接地与断裂有关。断裂可

作为金矿的导矿构造、配矿构造和容矿构造。断裂活动产生的构造运动力或膨胀带，是促使矿液运动的重要原因之一。与金矿有关的岩浆活动、地层等因素也受断裂控制。因此，查明控制大型金矿的断裂特征，是在研究断裂与金矿关系时首先要解决的问题。下面分六方面阐述这类断裂的特征。

一、断裂规模大，构造岩蚀变明显

当断裂具有一定规模时，才有大型或特大型金矿形成。作为导矿断裂或控制金矿带分布的断裂多是深断裂，其走向长度一般几百公里，甚至上千公里，其切割深度至少达地壳下部。这类断裂控制了地层的形成和岩浆活动，相当于板块边界的断裂带、转换断层或裂谷等，乃是一级或二级大地构造单元的分界线。但深断裂带本身一般没有金矿分布，只是在其附近的一些区域性大断裂中存在金矿。

区域性大断裂沿走向延伸一般可达几十公里到一百多公里。断裂带宽度变化较大，一般为几百米。其组成情况较为复杂，常见的有如下几种：(1) 主断面明显发育，断面附近有一些很小的断裂和较宽的破碎带；(2) 由一系列大致平行的羽状断层组成。单个断层方向与断裂带方向有一定夹角；(3) 由一条主断层和较大的分支断层组成。主断层和分支断层可有因分支和复合而形成的大透镜状断裂块；(4) 由方向较多的断裂组成的破碎带组成，其中有一组断裂方向占主要地位。

沿区域性大断裂带发育有变形较强的构造岩带。构造岩常是经历了早期塑性变形和晚期脆性变形两个阶段，故较为复杂，蚀变也较明显。例如，山东焦家金矿田中的北东向控矿大断层下盘，距主断面由近到远，塑性变形阶段形成糜棱岩

和初糜棱岩；脆性变形阶段在这两种构造岩之上，形成超碎粒岩、碎粒岩、碎斑岩、角砾岩、碎裂化岩带。这两期构造岩叠加，则表现为复合的碎粒糜棱岩、碎粒初糜棱岩、碎斑初糜棱岩、碎裂初糜棱岩等。其蚀变带大致与构造带相对应。距主断面最近处主要为黄铁绢英岩或绢英岩。远离主断面黄铁矿化和绢英岩化逐渐减弱，出现硅化、钾长石化。蚀变带宽度一般为100多米。断层上盘的分带与上述下盘的分带基本相同，只是变形和蚀变强度较低，带的宽度较窄。

二、断裂有多次活动

断裂在成矿前已存在，且在成矿前位移幅度最大，可达几公里甚至几十公里。形成的构造岩带也较宽。与断裂有关的各种构造形迹主要是成矿前形成的。断裂在成矿前多表现出深层次的构造变形特征，常伴随有成矿前的岩浆活动。构造岩带可出现较广泛的早期蚀变。成矿前的断裂活动为矿液运移准备好了通道和沉淀场所，也是促进金活化、迁移的动力。成矿前断裂的活动时间，离成矿期愈近，则成矿的希望愈大。

断裂在成矿期的活动强度较小，其位移幅度一般不超过几百米。但活动次数较多，多在三次以上。每次之间的间隔较短。这是造成有多期矿化的主要原因。在多数情况下，成矿期断裂只在成矿前活动范围内，或其局部再活动，而且每次活动的位置可不同。但大型矿床多出现在每次都有活动的地区。成矿期断裂活动的力学性质为张性或张扭性，产生脆性变形的构造岩，使成矿前的构造岩发生碎裂作用。构造岩带的宽度也比成矿前略宽，并伴随有成矿期的黄铁矿化、绢英岩化及硅化等。金矿充填在成矿期断裂的扩容带中，或在

较封闭的条件下形成蚀变岩型金矿。

断裂在成矿后的活动强度大为减弱，一般只有几米到几十米的位移，因而对矿体破坏不大。

三、断裂所切穿的不同岩性中，均有稳定的容矿断裂系

一般情况下，断裂在通过不同物理性质的岩性时，其特征会有所变化，从而也影响到与其有关的矿化特点有所不同。例如，当断层在页岩中通过时，一般无矿化，或只有浸染状、细脉状矿化，在砂岩中可产生网脉状矿化或矿脉，在脆性较大的各种岩石中，则可出现较宽的矿脉。

控制大型矿床的断裂则较少受岩性的影响。当不存在，或很少有横向的成矿前断裂时，控矿断裂在不同的岩性中，均存在有较为稳定的容矿断裂系。例如，加拿大帕穆尔金矿，矿化连续延伸近三公里。容矿断裂系在各种岩石中均稳定出现。该矿西部，容矿断裂发育在硬砂岩和粘土页岩中，含有板状含金硫化物石英脉。由西往东，到中部，断裂在火山岩中通过，表现为经常伴有白云石化的片理带。片理带中具有浸染状和细脉浸染状矿化。在东部，断裂切过硅化砾岩层，形成较宽的碎裂岩带，其中亦有网脉状和细脉浸染状矿化。由此可见，不同地质环境形成的不同岩石，对在较长距离上延伸的断裂的容矿作用影响不大。其中只有几个横断面两侧矿体的数量不等（图4-1）。

四、沿断裂有明显的岩浆活动

沿断裂的岩浆活动表现在，火山岩、次火山岩、岩脉群或侵入体沿断裂分布；有因花岗岩化而重熔的岩浆侵入体。这些岩浆岩的分布与断裂的关系有四种情况。(1) 多个近等轴状岩株呈串珠状分布在断裂带中；(2) 只有一个规模较

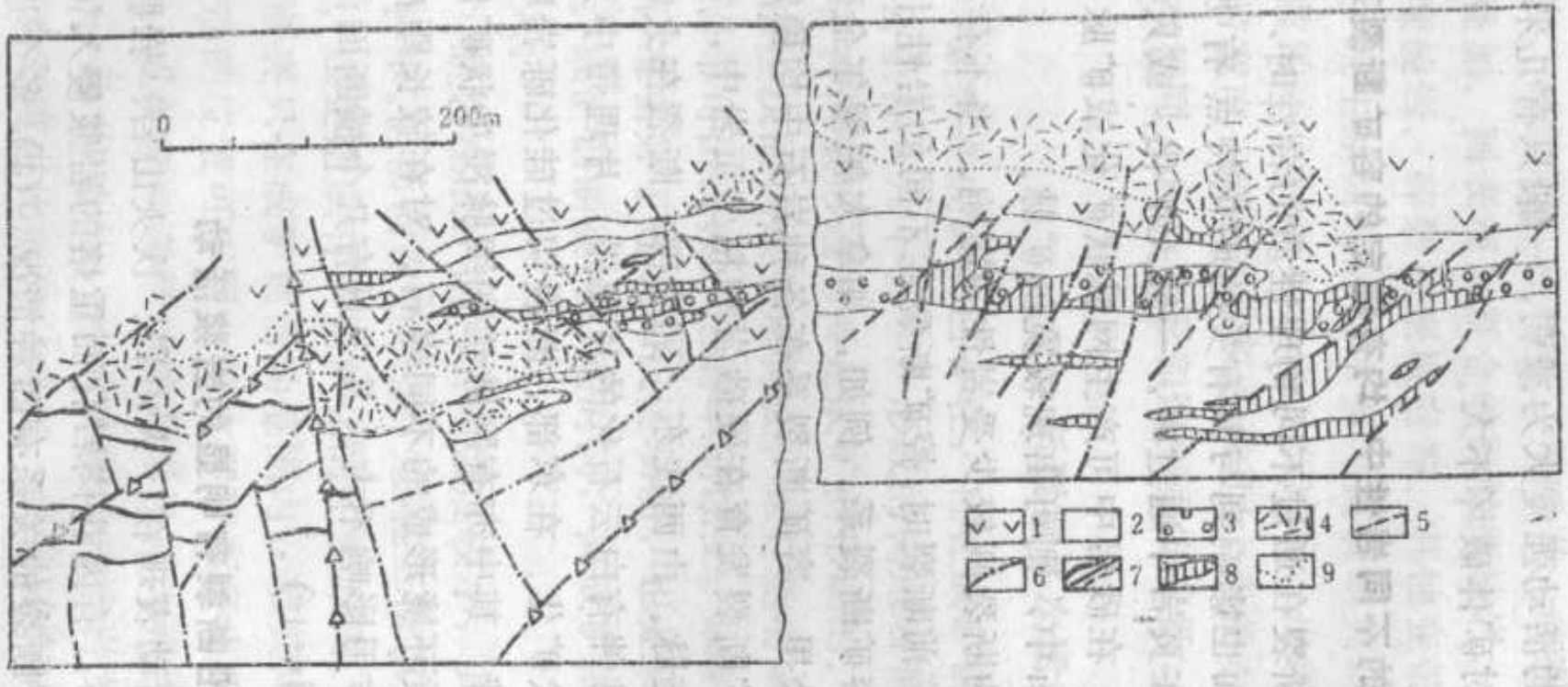


图4-1　不同地质环境中的延伸很长的金矿体体系。帕穆尔矿床122m中段上的平面图：矿床中部西翼的一部分和东翼的一部分

（据E.M.涅克拉索夫，1982）

1. 变质的科马提岩、玄武岩和安山岩　2. 硬砂岩和粘土页岩　3. 砾岩　4. 强烈碳酸盐化的岩石地段　5. 成矿前断裂　6. 成矿后断裂　7. 金矿脉　8. 由细脉浸染状和细脉状矿石组成的金矿体　9. 强烈碳酸盐化岩石的界线

大的，延长方向与断裂方向一致的，长条状的岩体沿断裂分布。以上两种在岩体中可见断裂带通过；(3) 岩体分布在两断层之间，岩体中有与断裂带方向不一致的断裂通过；(4) 岩浆岩分布在断裂带两侧或一侧。

金矿化主要产在岩浆岩或其周围的断裂中。成矿时岩浆岩相对较脆，易产生容矿断裂。其所控制的矿体形态以脉状为主，其次有管状、透镜状等。矿石有脉状、细脉状、网脉状、浸染状等多种。例如，在菲律宾吕宋岛，有近南北走向贯穿全岛的菲律宾大断裂，这条断裂及其附近的破碎带控制了闪长岩类侵入活动和火山岩的形成。金矿沿断裂带西侧分布，以脉状、透镜状、管道状等产在通过火山岩和石英闪长岩体的断裂中。此矿金储量约350吨，是环太平洋金矿成矿带上特大型金矿区之一。

五、断裂带的构造分带不明显

断裂向下延伸较稳定，沿控矿断裂带的走向，其构造特征无明显变化。如在较长的距离内，断裂产状、断面特征、构造岩分带、伴生构造等都基本一致。其构造地球化学特征也大体相同。此外，蚀变和金矿化沿断裂走向也没有明显的变化现象。

沿倾向方向，即向下延伸，断裂特征和矿石成份、矿物组合等有缓慢的变化。这种变化向下延伸的深度与断裂强度和矿化情况有关。在加拿大阿比提比金矿带，一般含金石英脉沿断裂向下延伸可达2km多；在产出700吨金的克兰湖特大型金矿床中，已知主要的含金石英脉从现在的地表起，向下延伸已达2.1km。细脉状矿化带的垂直延伸深度比较小，一般不超过2km，而其中单个矿体的延深多数小于600m。细脉浸染状和浸染状矿化带垂直延伸最小，一般不

超过1.2km，单个矿体延深可达250m。

六、沿断裂发育有较宽的片理化带

发育有片理化带的断层，又称为韧性剪切带或韧性断层带。韧性剪切带的规模，小者长几米，大者长上千公里，其中均发育有劈理和片理。规模大者片理带也宽。在加拿大阿比提比金矿带，根据内部结构的不同，可将韧性剪切带分为简单结构的和复杂结构的两种（图4-2）。

简单结构的韧性剪切带中，片理化带岩石中的劈理裂隙平行于该带的总方向。从中心向两侧，裂隙数量逐渐减少，没

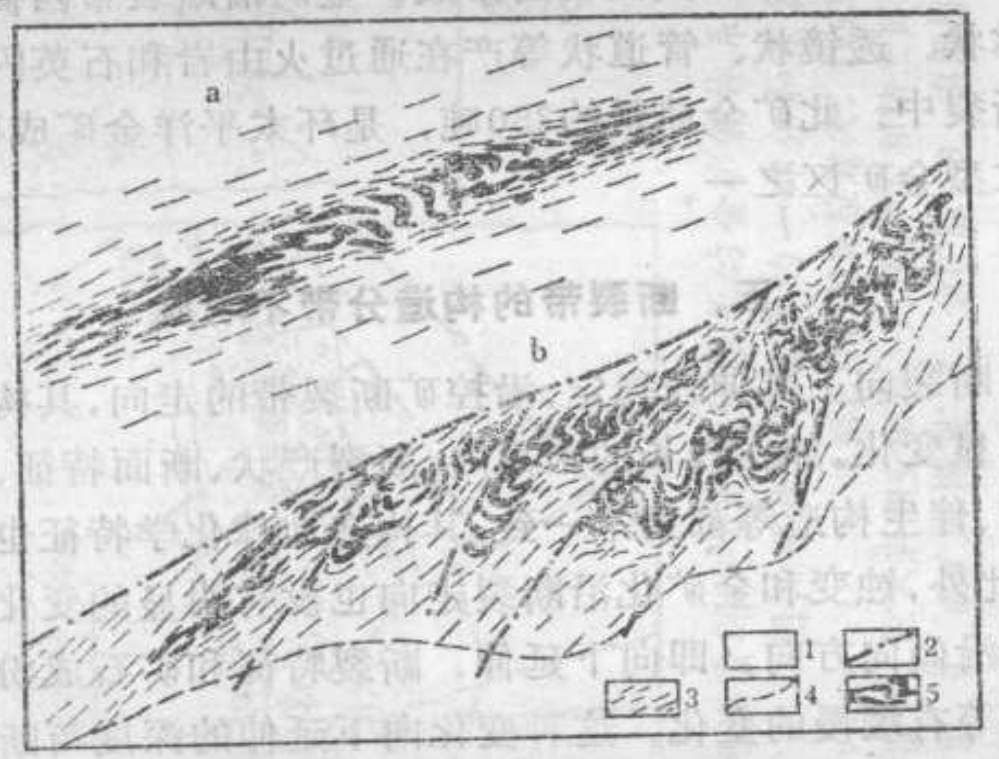


图4-2 片理化带结构示意图（平面图）
（据E.M.涅克拉索夫，1982）
a—简单结构的 b—复杂结构的
1. 火山岩 2. 成矿前断裂 3. 劈理裂隙 4. 片理化带的不清楚界线 5. 含矿细脉

有明显的边界。矿化细脉可在略为张开的劈理裂隙带中生成。矿体由线状延伸的或弯曲不大的细脉组成，分布在韧性剪切

带中部。矿体延长方向与韧性剪切带方向一致。

复杂结构的韧性剪切带宽度不稳定，常在其一侧或两侧以明显的断层滑动面为边界；边界之外无片理化现象。劈理裂隙的方向与断层走向不平行，常呈锐角相交。劈理裂隙有的成为波状，弧状和皱纹状等各种形状的小褶皱。断层带内有一些与断裂带走向斜交的分支断裂。矿化细脉的形状与劈理裂隙的形状基本一致，呈各种复杂的形状。其所组成的矿体延长方向，有的与分支断裂方向一致。

对于控制大型金矿的断裂而言，规模大是其必备的特征。此外，除上述六种特征之外，还可同时具有某种或某几种特征。这种断裂应切穿含金丰度值高的岩石，控制含金丰度值高的岩浆活动，或与深部含金较高的，能产生含金热液的地区相连接。没有金的来源是不能成矿的，这就是有些具有上述六种特征的若干大断裂中，无金矿存在的主要原因。

第二节　不同性质断裂中的金矿床

一、力学性质不同的各类断层中的金矿

金矿的控矿断裂绝大多数都是长期活动的。由于每次构造运动时，断裂的力学性质可相同，也可不同，故成矿前、成矿期和成矿后的各种力学性质的组合可以是多种多样的。一般情况下，成矿前和成矿后的断裂力学性质主要为挤压和压扭两种，成矿期主要是拉张和张扭两种。因此，组合种类还是有限的，主要的有三类。

1．稳定挤压条件下形成的金矿床

成矿前、成矿期、成矿后均处于同一方向挤压力条件下的金矿床多为沉积变质热液金矿。在这种稳定的挤压条件

下，压性构造发育。金发生活化后，迁移到局部的张性构造中成矿。成矿前的挤压作用在矿区形成规模大的控矿压性逆断层、不同等级的褶皱构造、逆断层、逆-平移断层等。岩石可产生较强的塑性流动和形成糜棱岩化带，甚至形成韧性断层，还可使成矿前的脉岩片理化。这个阶段是地层中的金活化的阶段。

成矿前的挤压作用还可使矿石出现明显的动力变质现象，可引起含金石英的重结晶，使这些矿脉和细脉出现揉皱和形成香肠状构造。矿化主要发育在如下部位：(1) 矿体呈多个尖灭再现的透镜状赋存在断层倾角变缓的局部张开地段，其分布不连续。大的断层中多不含规模大的矿体；(2) 在断层旁侧的小褶皱转折端的层间剥离中，或张性分支断裂中有含金脉体存在；(3) 矿体在塑性岩层的挤压裂隙和脆性岩层的横向裂隙中存在；(4) 在封闭较好的下盘岩石中，有时会出现大量细脉浸染状矿化，许多大致平行的细脉密集成群出现，组成细脉带。

成矿后的挤压作用主要是使矿区出现一些逆断层、逆冲平移断层、平移断层和少量断距不大的逆掩断层。一般情况下，成矿后的挤压强度很小，矿体受到的破坏不大。

2. 挤压-拉张-挤压条件下形成的金矿床

成矿期处于拉张或张扭构造环境下的金矿床多为岩浆热液型金矿。若成矿前构造挤压较强，也可有沉积变质热液型金矿。含金热液沿张性断裂流动，并充填在其中，形成矿体。

成矿前的挤压亦形成一系列的压性逆断层等构造形迹，与稳定挤压条件下形成的构造形迹基本相同。成矿期时构造应力方向产生大的转幼，原来的挤压方向变为引张方向，使

得一些成矿前形成的，与挤压方向垂直的压性断层，或沿扭裂面发育的倾角较缓的压扭断层，均可转变成为张性正断层。在这两种张性正断层中都可以形成金矿体，但以前者即由压性断层转变的为好。当成矿前的挤压作用不强，对该区岩石的原生构造改造不明显时，成矿期的引张构造还会受到岩石原生构造的影响，或沿原生构造张开，造成矿体或矿脉的方向有多组的现象。在拉张条件下形成的矿石，常有大量的晶洞和成矿物质胶结、交代围岩角砾的现象，也可出现角砾状矿石。矿脉具有典型的充填脉特征，具有垂直脉壁生长的梳状构造。有时成矿期构造多次张开，可产生多次充填脉，若每次充填的矿石成分有差异，那么所形成的矿脉具有条带状构造。

在较大的断裂中，尤其是成矿期张开程度大的断层中，有较大的矿床存在。矿体呈脉状、透镜状、厚度变化较大，局部可膨大成大矿囊。断层中矿体连续分布的长度与成矿前形成的压性结构面弯曲的波长有关。在成矿前形成有渗透性较大的构造岩的部位，更易产生矿体。这种矿体向下延伸的深度一般比其沿走向的长度小。

成矿后的断裂活动分为两个阶段。早期仍为张性，可有一些切穿矿脉的中基性脉岩发育。晚期为挤压性质，主要形成一些断距一般只几米的逆断层。

3. 压扭-张扭-压扭条件下形成的金矿床

这类金矿床的控矿断裂，在成矿前为压扭性，具明显的压扭性或扭性特征。其断裂面总体呈波状起伏，但局部平直。断裂延长远，有的成组、成群出现；有的呈羽列状，还有疏密相间分布的现象。断面上有明显的擦痕，在其中或两侧有碎裂较强的构造岩带。

成矿时断裂为张扭性。沿断裂均有成矿蚀变，但只有局部地段出现矿体。当张性占主导地位时，沿早期形成的断裂，可有较多的充填形成的含金石英脉矿体。矿体与围岩的界线较清晰。这种矿体中多有石英晶洞。晶洞长轴方向与断裂走向斜交，局部以张性为主的地区晶洞长轴方向可大致与断裂平行。当扭性为主时，形成另一种矿体。这种矿体由构造岩经黄铁绢英岩化或硅化等成矿蚀变而成。矿石以细脉浸染状为主，在断层带中或其一侧出现。在一侧出现矿体的断层面上常发育有十几厘米到几十厘米厚的断层泥。断层两侧次级派生构造较为发育。

这类金矿控矿断裂在成矿后的活动也分两个阶段。早期为张性，有中基性岩脉侵入；晚期为压扭性，主要形成一些扭性断层，其中有的走向与主控矿断层走向斜交，且交角较大，切过主断层。但断距较小，一般仅造成几米的水平位移。

山东招远县河西金矿的控矿断裂有多期活动（表4-1）。成矿前主要表现为压扭性活动。断裂在平面上形成反S形；成矿期以张扭性为主。断层弯曲部分形成膨胀区，矿液在其上盘构造岩内局部集中成矿。成矿期构造活动有四次，活动强度由弱到强后，又转弱，其中最强的一次活动以扭性为主。各个矿化阶段的蚀变和矿化强度亦随之变化。矿体中有不同阶段形成的矿化脉的穿插。有多期矿化叠加的部位，常是矿体中金品位较高的地方。矿体与围岩无明显的界线。成矿后的早期活动仍为张扭性，导致基性岩脉沿主断面侵入。晚期为压扭性，使主断面附近的基性脉岩和成矿期形成的绢英岩等岩石碾磨成断层泥。成矿后的活动对矿体的形状无多大影响。

表4-1 河西金矿断裂构造活动与成矿演化关系

断裂活动				围岩蚀变		成岩作用		岩脉	说明
期	阶段	性质	强度	类型	强度	阶段	强度		
成矿前	Ⅰ	压扭	强	钾化	强				成矿主断裂（河西断裂）形成，上盘发育NE、NW向次级断裂
成矿期	Ⅱ$_1$	张扭	弱	绢云母化	弱	少量黄铁矿-石英阶段	弱		河西断裂成矿期活动，次级断裂复活，导致黄铁矿石英脉充填
	Ⅱ$_2$	扭性（右行）	强	硅化、绢云母化	强	石英-黄铁矿阶段	中		成矿期断裂脉动，伴随热液上升，使部分次级断裂愈合，标志主成矿阶段开始
	Ⅱ$_3$	张扭	中	黄铁绢英岩化	中	多金属硫化物阶段	强		断裂再次脉动，导致第三矿化阶段叠加，围岩的强烈蚀变交代，又形成相应的愈合断裂
	Ⅱ$_4$	张扭	弱	黄铁矿化碳酸盐化	弱	碳酸盐阶段	弱		构造活动较弱，主要表现为继承性脉动，方解石脉充填

续表4-1

断裂活动				围岩蚀变		成岩作用		岩脉	说明
期	阶段	性质	强度	类型	强度	阶段	强度		
成矿后	Ⅲ1	正断	中	铁锰碳酸盐化	弱			基性岩脉	河西断裂发生引张，基性岩脉侵入，标志成矿作用结束
	Ⅲ2	正断	中	碳酸盐化	弱			方解石脉	河西断裂正断活动，方解石脉充填
	Ⅲ3	压扭	强						河西断裂后期发生压扭性活动，基性岩脉辗磨成断层泥

4. 其他力学性质条件下形成的金矿床

除了上述三种情况外，还可有在稳定的拉张条件下形成的金矿床，即在成矿前、成矿期和成矿后控矿断裂均处于张性状态。从大规模的地壳构造单元范围看，在裂谷区形成的金矿床属此类。在较小范围内，背斜轴部的纵张断裂中的金矿床亦是在这种条件下形成的，这种断裂中的金矿规模多数比较小，延伸也不大。

成矿前为压性，成矿期为扭性的断裂，亦可有金矿存在。金矿体存在于扭裂作用产生的局部张开地段或膨胀区。

成矿前为张性，成矿期为扭性，或成矿前与成矿期均为扭性的断裂中，有时可有延伸较远，宽度稳定的金矿脉。这种情况产生在含金矿液有较大的内压力，能沿成矿时的扭性断裂运移，并沉淀时形成。

在成矿期才开始形成的断裂，其控矿情况也是存在的。这种断裂多数发生在成矿前断裂带的延长线上，或是褶皱作用产生的层间断裂。它们的性质多为张性或张扭性。

二、韧性剪切带（韧性断层）中的金矿床

导矿的金的韧性剪切带是一种规模较大的断裂构造，其长度几十到一百多公里，宽几公里，是长期活动的构造带，其影响深度较大。在剪切带中，与剪切作用有关的强烈的破碎作用可影响所有被剪切的岩石，如容矿岩石、乳白色石英脉、侵入体等。这些岩石有的是与构造活动同时形成的。这些岩石的破碎为含矿溶液的流通和矿化的赋存创造了有利条件。一些容矿的剪切带，其规模较小，走向长几百米到一千多米，宽几米。在一个地区常成群出现。

含矿热液可来自岩浆房，或来自侵入在剪切带内的小型

深成岩体。在没有火山—深成侵入作用的情况下，深部构造层位经剪切带与浅部构造层位相沟通，也能造成由变质作用产生的热液迁移而成矿。因此，即使金矿化就赋存在花岗岩内，金及与其有关的铜、铅、锌、锑、砷等元素并非一定属于岩浆来源。当一个剪切带切穿了多种地层和岩石时，金矿化只在一种或几种地层和岩石中发育。剪切带的金矿化与容矿岩石之间不一定存在成因联系。矿化只是在剪切带的破碎岩石中沉淀而成。

R.W.博伊尔则强调，在许多绿岩带中剪切带的金是来自围岩。他还认为，在巨大的剪切带形成时，二氧化碳、水和硫在其中达到高度富集。于是化学平衡发生强烈变动，大量的火山岩发生绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化等蚀变作用。这就导致释放出二氧化硅、钾、钙、铁等，同时释放出蚀变岩石中所存在的金、银和其他金属元素。这些释放出来的化合物和元素，与通过扩散作用从围岩带入剪切带的那些化合物和元素一起，侧向进入一级膨胀带，再沿垂向运移到二级低压膨胀带中，也有的直接从侧向进入二级低压膨胀带中。这些地方的低压和低化学势促使发生第二次反应，于是便沉淀下石英、碳酸盐，以及含金和含银的黄铁矿和毒砂，形成石英-硫化物透镜体及其附近的蚀变晕。二级膨胀带中含金石英透镜体和含金石英脉的形成情况是很复杂的，见图4-3。

含金剪切带中的金矿化地段可长几公里，宽几十米，到几百米，垂直延伸可达1500m多。亦有规模较小者，长仅几十到几百米，宽从几十厘米到几米。矿体在矿化范围内分布。组成矿体的陡倾斜矿化脉多在剪切带的中部，沿同一剪切带可产出几条彼此独立的，近垂直的陡倾斜矿化脉。它们

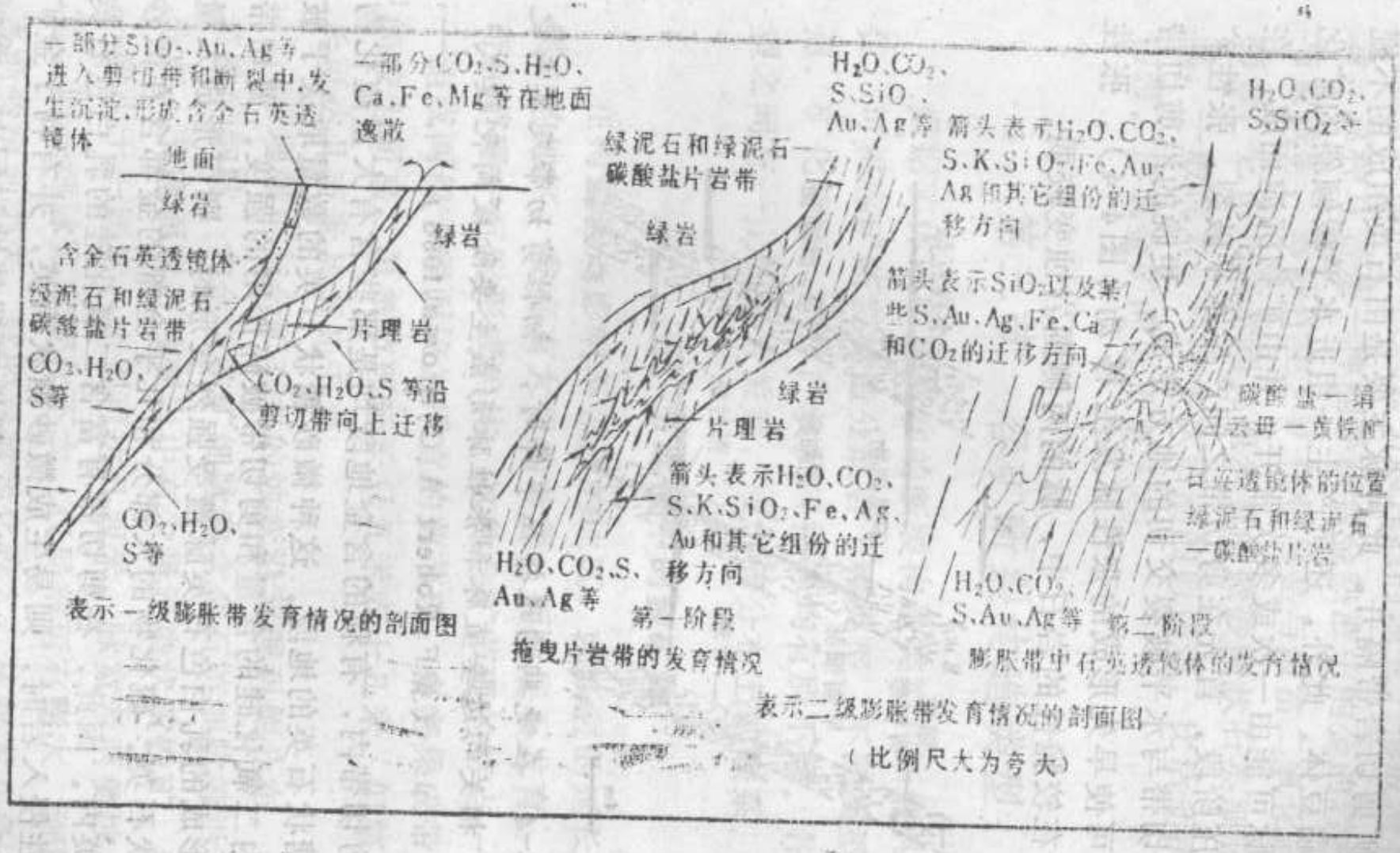


图4-3　一级和二级膨胀带、蚀变带和含金石英透镜体发育情况示意图

（据R.W. 博伊尔，1979）

之间被无矿剪切岩带隔开。此种脉主要是由石英组成的不规则体或小扁豆体。此外，还可产生一组近水平缓倾斜的矿化脉。这种脉可能由一次或多次张开，并由矿物沉淀而成。在较晚期挤压阶段，首先在剪切带之间产生水平破裂，张性矿化脉在剪切带与水平破裂交切的地方形成。更晚的沿剪切带的运动，可使早先形成的张性脉发生移动（图4-4）。张性脉多发育在较脆性的岩石中，脉的两侧围岩蚀变较弱。

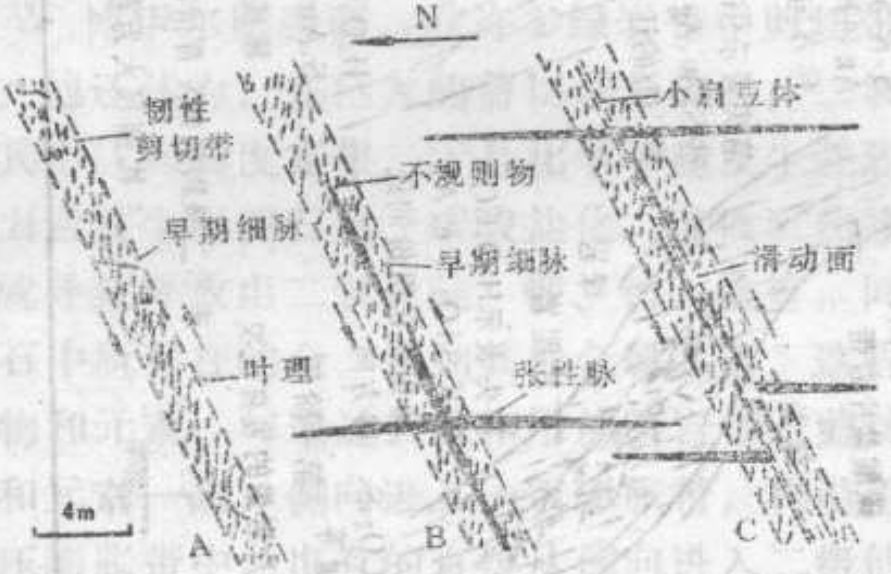


图 4-4　在晚期构造挤压事件时，韧性剪切带及其与之相关的近垂直脉和张性脉形成主要阶段简化模式
（据F.Robert A.C.Brown,1986）

在剪切带内，有利的含金地段均是那些含有大量硫化物或微砂糖状石英的地段。这种微砂糖状石英的数量取决于破碎岩石内二氧化硅的含量和剪切带破碎作用的强度。剪切带内早期形成的乳白色石英脉遭受强烈变形时，则可形成大量微砂糖状石英。硫化物的大部分和几乎全部的金都含在微砂糖状石英内。因此，在剪切带有富含二氧化硅的乳白色石英脉或酸性侵入岩时，则易生成微砂糖状石英，并有利于金矿化的形成。此外，当剪切带切割基性或超基性岩层时，渗滤

到破碎部位的矿液就会引起强烈的蚀变，形成滑石菱镁片岩，这种片岩是一种能俘获含金热液中的金的岩相。金主要与黄铁矿、毒砂伴生。矿化带总是与最富二氧化硅的地段相吻合，它由几毫米到几厘米宽的微砂糖状石英细脉或网脉组成。一般说来，一个多次活动的剪切带，比活动次数少的剪切带，形成金矿的远景更大些。

第三节　容矿断裂构造类型

根据矿体或矿脉所在的断裂构造类型和断裂构造的部位，可将容矿断裂构造分成若干种类型。不同类型的构造特点、矿化特征、矿体产状及规模等均有所不同。各种不同类型之间有一定的组合关系，或空间分布上的联系。

一、节理带中的金矿体

在构造运动影响不强烈的地区，或断裂的延长线上应力集中的地区，发育有大量的节理，而断层不发育。含金热液可在节理中沉淀形成矿体。这种含矿节理的特点一般都是：一组或两组节理面较为平直的剪节理；多密集成带，疏密相间较为明显；单条节理延长只几米或十几米，但整个节理带长可达几百米甚至几千米。

节理带中与金矿有关的蚀变沿节理两侧分布，含金石英黄铁矿细脉、含金黄铁矿细脉和含金石英细脉等沿节理断续分布。节理面附近蚀变岩中有少量浸染状黄铁矿。细脉宽度一般小于一厘米，个别可达几厘米。脉宽者两侧蚀变带亦宽。同一细脉宽度变化不大，仅局部可有膨大。细脉两端多逐渐变窄而消失。脉的频数变化较大，从每米几条到几十

条，从节理带中心向两侧逐渐变小。矿体由较多的充填细脉的节理地段组成，与围岩没有明显的界线（图4-5）。矿体中金存在于细脉中，其品位可达几十到几百g/t。细脉两侧岩石中含金量低于边界品位，因而矿体的平均品位都较低。开采这种矿体时也易造成较大的贫化损失。矿体的产状基本上与节理带产状一致。

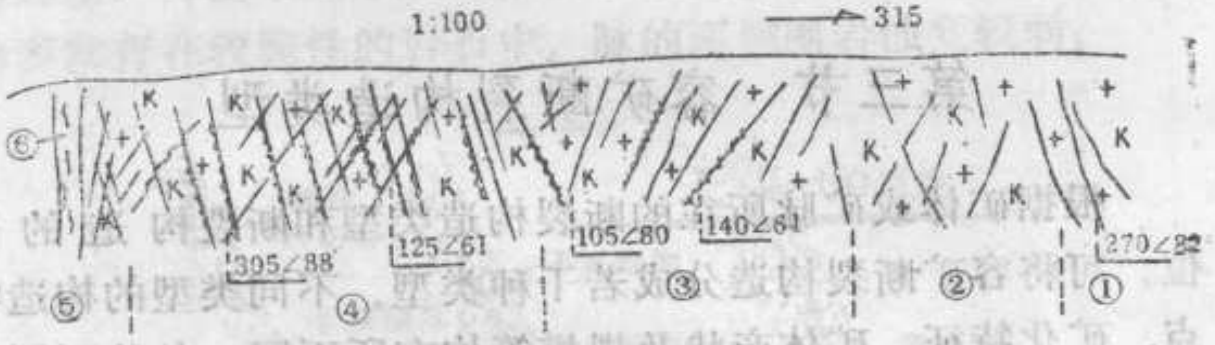


图4-5　山东招远玲珑金矿48号矿脉中段节理带中的含矿细脉

1．具钾长石斑晶的黑云母花岗岩　2．顺裂隙钾化黑云母花岗岩，无矿化　3．顺裂隙钾化黑云母花岗岩，部分裂隙内有黄铁矿细脉充填　4．顺裂隙强钾化花岗岩，大部分裂隙内有黄铁矿细脉充填，其中部为矿体　5．弱绢英岩化，顺裂隙钾化花岗岩，无矿化　6．黑云片岩残留体

二、碎裂带中的金矿体

碎裂带中无明显的主断层存在，岩石被多组不规则的节理切割成大小不等的碎块，形成碎裂状构造岩。碎裂带的规模大于节理带，形状多成带状，但在构造应力集中区形成的，也可呈不规则形状存在。

碎裂带中岩石蚀变较强。被节理切割的较小的岩石碎块已全部蚀变。较大的碎块中心部分仍可是未受蚀变的岩石。矿化细脉呈不规则的细脉状、网脉状沿节理分布。在节理两

侧蚀变岩石中有较多的浸染状或斑点状含金黄铁矿。破碎程度及矿化细脉的数量由碎裂带中心向两侧逐渐降低和减少，因而矿体与围岩亦无明显的界线。金的品位除在节理中的细脉较富外，其两侧蚀变岩中亦可达工业品位，故矿体的平均品位高于节理带中的矿体。此种矿体中的矿化细脉，可以是多期矿化叠加形成。矿体形状不规则，但其产状大致与破碎带一致。

三、沿断层面充填的金矿体

容矿断层在成矿期张开，矿液沿其充填形成矿体。此种断层的倾角多数是大于60°的陡倾断层，也有倾角小于20°的缓倾断层。后者多在地下不深处形成。

陡倾断层两侧的岩石中有呈对称分布的蚀变带，其蚀变强度远离断层后迅速变弱，蚀变宽度一般只几米。在同一矿脉中，蚀变宽度常与矿脉厚度成反比。沿断面充填的多为含金石英脉和含金黄铁石英脉。只在脉的局部地段有含金黄铁矿脉或透镜体存在。矿脉的宽度一般在10m以下，宽度变化可较大。例如，玲珑金矿的9号矿脉，在地表海拔438m标高处，断面中的石英脉厚达9m左右，其两侧蚀变的绢英岩化花岗岩宽仅为20—50cm；向下到200m上下，石英脉总宽度只4m左右，蚀变岩宽度加大。一般情况下，矿体在脉中呈脉状、透镜状分布。有时整条脉全为矿体。开采时，多将脉壁作为矿体与围岩的界线来对待。尤其是当充填脉宽度在2m以下时，更是如此。矿脉的产状与断层一致，但其中的单个矿体产状可与断层有一个小的交角。在矿脉膨缩变化处，其矿脉上部界面和下部界面的局部产状有很大变化。这种产状多是两组共轭扭裂面的产状。矿脉的产状则为其张裂面的产状。

四、两断层面间的金矿体

这种类型的金矿体可有如下两种情况。

1．当一条断层的断面张开后，可形成两个断面。两断面间在断层张开时，由破碎的和崩落的岩石形成破碎带。被限制在两断面间的破碎带的宽度一般只几米。破碎带一侧的断面较明显，另一侧断面相对较弱，弱侧多为上断面。两侧断面的产状也可略有差异。

两断面间的岩石碎块均遭受了与矿化有关的较强蚀变，并有细脉、网脉或浸染状含金黄铁矿存在，以及有含金石英脉沿断面充填或在破碎带中呈不规则脉状分布。矿体存在于

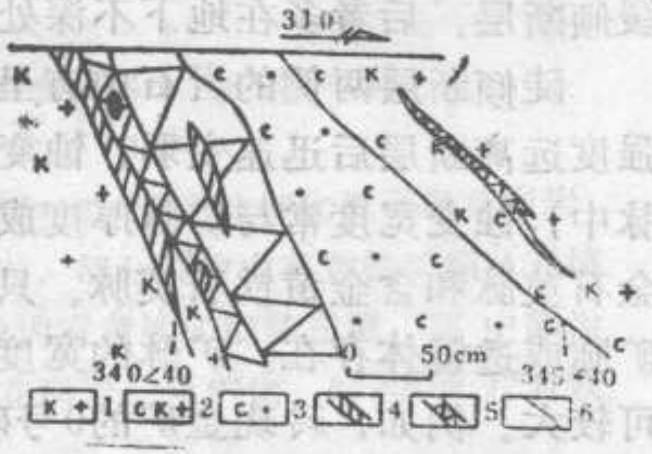


图4-6 新城金矿－70 m中段两断面间的矿体

1．钾化花岗岩 2．绢英岩化钾化花岗岩 3．黄铁绢英岩 4．第一阶段石英脉 5．第二阶段石英脉 6．断层

两个断层面之间，或只占据其中的一部分。例如，山东掖县新城金矿，在－70m中段主断层的下盘，有两个产状基本相同的次级小断层。两小断层面之间有含金黄铁矿石英脉和黄铁绢英岩，其金品位平均达 15.3g/t。两断侧蚀变和金品位均迅速降面外低（图4-6）。

2．另一种两断面间的矿体是由充填在两条断层间节理带或破碎带中的含金石英脉等组成。节理带或破碎带的边界断层倾角均较陡。断层规模不大，但两断层之间的距离最大可达十几米。矿化脉沿断层面及其间的节理分布。节理两侧

岩石有较强的蚀变。脉的产状主要有两组，一组与断面平行；另一组倾角较缓，与断面斜交。后者与充填在断面上的脉组合成梯状矿脉。矿体与围岩亦多以两断面为界。

五、断层两盘构造岩中的金矿体

这种断层规模较大，倾角较缓，约40°左右。断面上常有十几厘米到几十厘米的断层泥。断层两盘的岩石，近断面处强烈变形成糜棱岩、碎粉岩、碎粒岩等，远离断面变形程度减弱。构造岩带的宽度变化较大。在构造岩带发育有一些次级断层。构造岩中蚀变强烈，蚀变分带明显。

矿体中矿化种类较多。含金黄铁矿及含金多金属硫化物等呈浸染状、斑点状、细脉状、网脉状。矿石有含金黄铁绢英岩、含金石英脉和含金黄铁矿石英脉等类型。矿体与围岩无明显界线，通过断层面后含金品位迅速降低，故开采或勘查时，工程多以断层面为界。实际上大多在距断面1m或几米处矿体已尖灭。矿体的形状多为不规则透镜状。靠近断面的主要矿体总体分布与主断面平行，但其中一些矿体受次级断层控制，其延长方向与主断面斜交。例如，山东焦家蚀变岩型金矿属此种类型。矿体在焦家断层下盘蚀变岩带中分布，其主要的一号和二号矿体与主断面平行，而三号和六号矿体与断面有较大交角（图4-7）。

矿体多在断层下盘出现，但也可存在于上盘。对同一条断层而言，在某个段落只在下盘有矿，而在另一段落则只在上盘有矿。同时在两侧均有矿的情况很少出现。若上、下盘均有矿存在，那也是以其中一盘的矿为主。

上述五种类型的矿体在一个地区往往不是单独存在的。沿断层的走向或倾向可出现几种类型。一般在陡倾断层中部

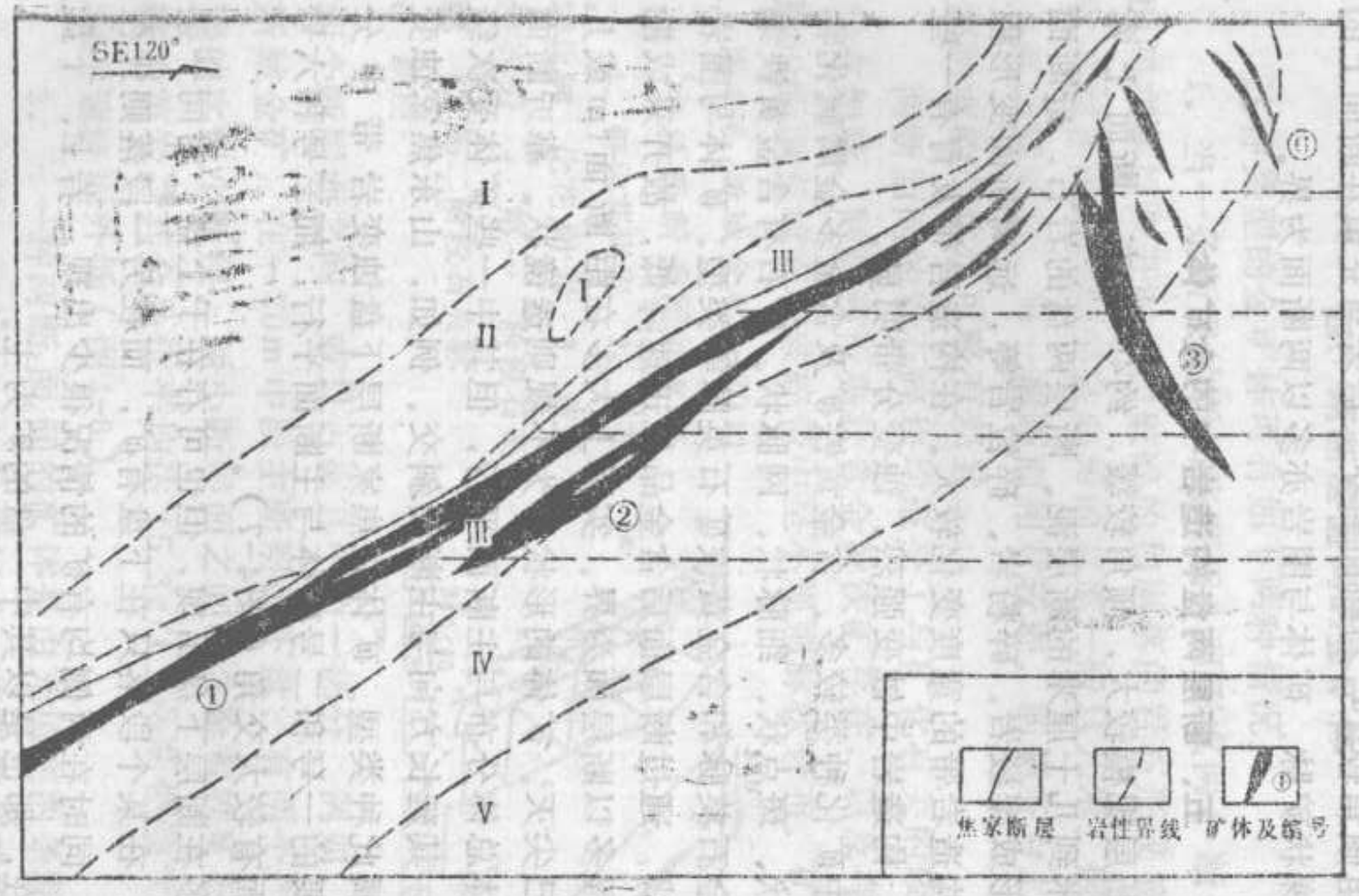


图4-7 焦家金矿112勘探线剖面地质略图

Ⅰ胶东群斜长角闪岩 Ⅱ绢英岩化混合岩化斜长角闪岩 Ⅲ黄铁绢英岩、绢英岩、绢英岩化花岗岩 Ⅳ硅化花岗岩、钾长石化花岗岩 Ⅴ花岗岩

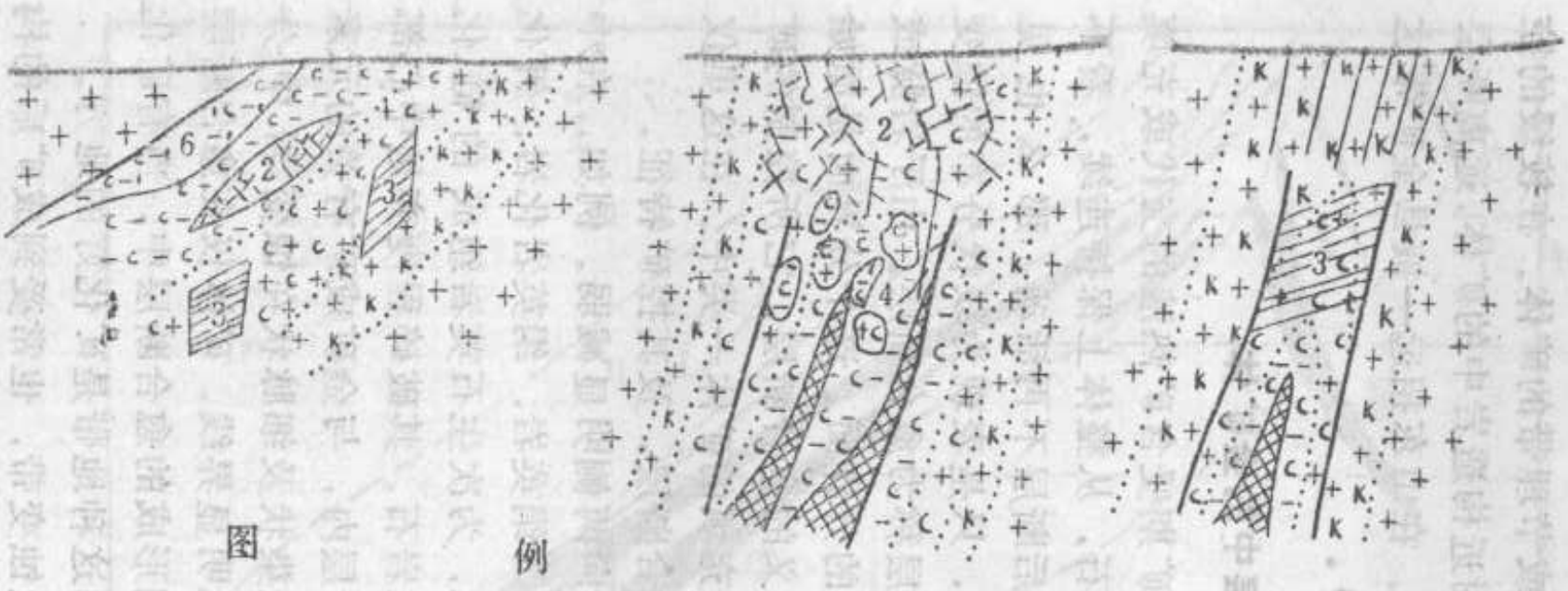
引张最强处，出现沿断面充填的矿体，沿走向或倾向依次出现两断面之间的矿体、破碎带或节理带的矿体。在较缓的控矿断层地带，近断层面为断面附近构造岩中的矿体，远离断层面出现碎裂带及节理带的矿体。在山东招远—掖县金矿带这种组合关系比较明显（图4-8）。

六、愈合断层中的金矿体

一些容矿断层，由于在成矿期受含矿热液的交代或充填作用，使断层带及其两侧的岩石，从整体上保持连续，看不到明显的破碎现象。若在成矿后断层不再活动，那么也见不着断面、破碎带等断层标志，只是表现为线状分布的蚀变岩带或岩脉、矿脉等。这种断层称为愈合断层。由于岩脉或矿脉沿断层充填后，仍有明显的分界面。这个分界面是原始的断层面，因而这种断层属广义的愈合断层，它所控制的矿体，已经在前面归为沿断层面充填的矿体一类中。在这里仅叙述由线状蚀变带所显示的愈合断层，及其控矿特征。

愈合断层中心蚀变强烈，向两侧明显减弱。例如，在中心为黄铁绢英岩，向两侧依次为绢英岩、绢英岩化岩、钾化岩石等。有时中心有强烈硅化，为次生石英岩组成的硅化脉，向两侧硅化减弱，成硅化岩石。其破碎程度亦是中心部分较强，向两侧减弱。愈合断层内，与金矿成矿有关的元素含量明显增高。矿化主要呈浸染状及细脉状在蚀变岩中分布，其所组成的矿体与围岩无明显界线。矿体仅在愈合断层的局部地段存在。在成矿早期形成的愈合断层中，当有矿化的成矿晚期的断层通过时，则这种地带是矿化好的地方。

愈合断层中所形成的线状蚀变带，也常受到成矿后的构造运动的影响而被断层或节理切割，但这种成矿后断裂的产



图例

石英黄铁矿脉
黄铁绢英岩
网脉状含矿裂隙
蚀变岩石分界线
绢英岩
"钾化"花岗岩
含矿裂隙
绢英岩化花岗岩
未蚀变的花岗岩
断层

1.节理带中的矿体；2.碎裂带中的矿体；3和4两断裂层面间的矿体；
5.沿断层充填的矿体；6.断层两盘构造岩中的矿体

图4-8 各种容矿构造类型组合关系示意图

状或发育位置与愈合断层不一致。其中与愈合断层产状大致相同的断裂，常在其两侧或延长线上出现。

第四节　金富集的断裂构造部位

在控矿断裂中，金富集的部位受到很多因素的影响。从构造规模上看，可分为节理裂隙中的富集部位和断层中的富集部位。但无论规模大小，金的富集部位主要都是存在断裂的膨胀带内，或是在受构造圈闭的地段及其与有利岩性相交的地段等。这种地段也多是富矿柱赋存部位。

一、断裂构造的膨胀带

膨胀带是岩石较为破碎，金及其伴生元素易在其中迁移和富集的部位。当破碎处的空隙太大时，则易成为矿液运动的通道，而不利于金在其中富集。以下一些膨胀构造是常见的金的富集部位。

1．断裂面产状变化处的膨胀带

当沿着弯曲的或不规则的断裂，或剪切带两盘发生走向滑动或倾向滑动时，可产生张开带或破碎带。位于这种带中的矿体多呈透镜状，沿走向或倾向延伸较长。前者主要是产在正断层产状变陡，或逆断层产状变缓处的矿体；后者是平移断层沿走向产状变化处的矿体。要注意的是，当成矿前形成的断裂面与成矿期的张应力方向垂直处的膨胀最大，而平行时基本上不产生膨胀。因而，一个成矿前的逆断层，在其成矿时应力方向变化的情况下，也可在产状变陡处形成膨胀带。

当断裂面是追踪扭裂面和张裂面而生成的时候，在其由

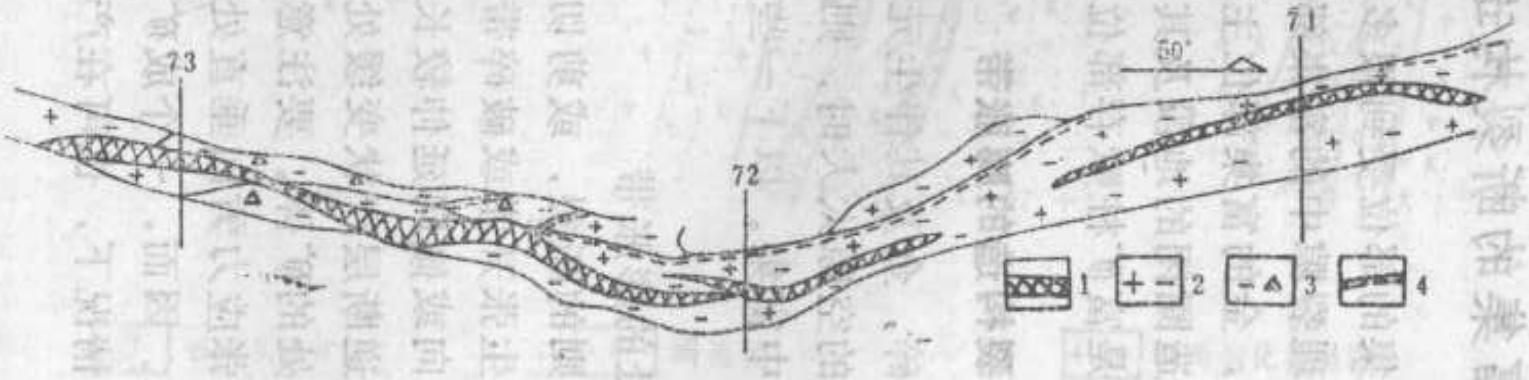


图4-9　山东玲珑金矿52号矿脉206中段71—73勘探线坑道编录图

1. 含金石英黄铁矿脉　2. 强绢云岩化花岗岩　3. 碎裂状绢英岩　4. 矿化裂隙

扭裂面转为张裂面的产状变化处，以及在张裂面所处地段，金品位明显增高。例如，山东玲珑金矿的52号脉206中段，其72线正处在产状变化处，71线为张裂面所在地段，这两处正是金品位曲线的两个高峰值区，后者品位达1247.9g/t(图4-9，图4-10）。

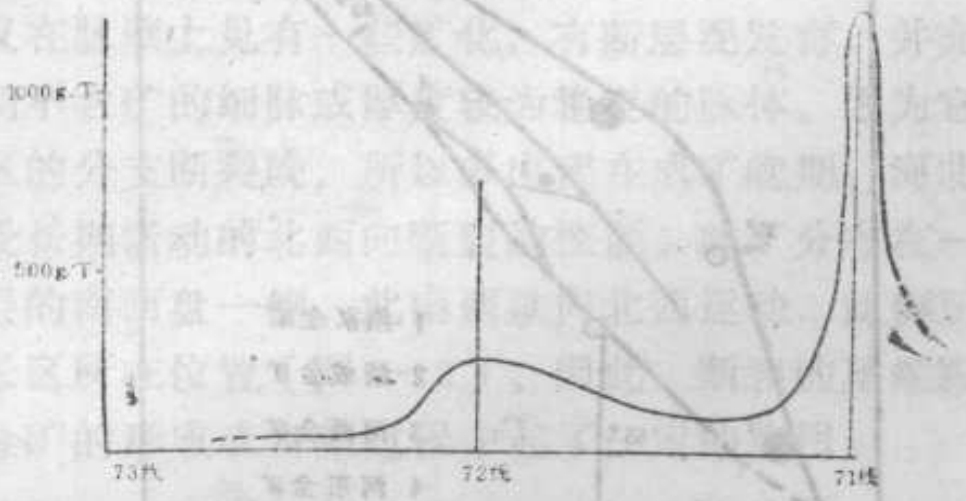


图4-10　山东玲珑金矿52号矿脉206中段
71—73线金品位变化曲线图

2．断裂分叉或复合处的膨胀带

断裂的分叉与复合是一种较为常见的现象。其产生的原因可以是断裂形成过程中，由多条裂隙联合发育而成；也可以是主断裂及其派生断层发生交叉形成。当这种膨胀带规模较小或岩石破碎程度较差时，可以在此种地段形成矿体。这种矿体大多是筒状、柱状的透镜体，其走向延伸小，而倾向延深很大。当这种膨胀带的岩石强烈破碎时，则在离分叉或复合有一定距离的断裂带中成矿。例如河西金矿（图4-11）。

当断层分叉后又复合时，形成一个透镜状断块区。断块区的两端及中段，即断裂复合处，或在透镜的最宽部位的断层处可形成金矿。当断层规模较大时，可形成大型或特大型金矿。例如，山东的新城金矿、焦家金矿、河东金矿（图4-11）。

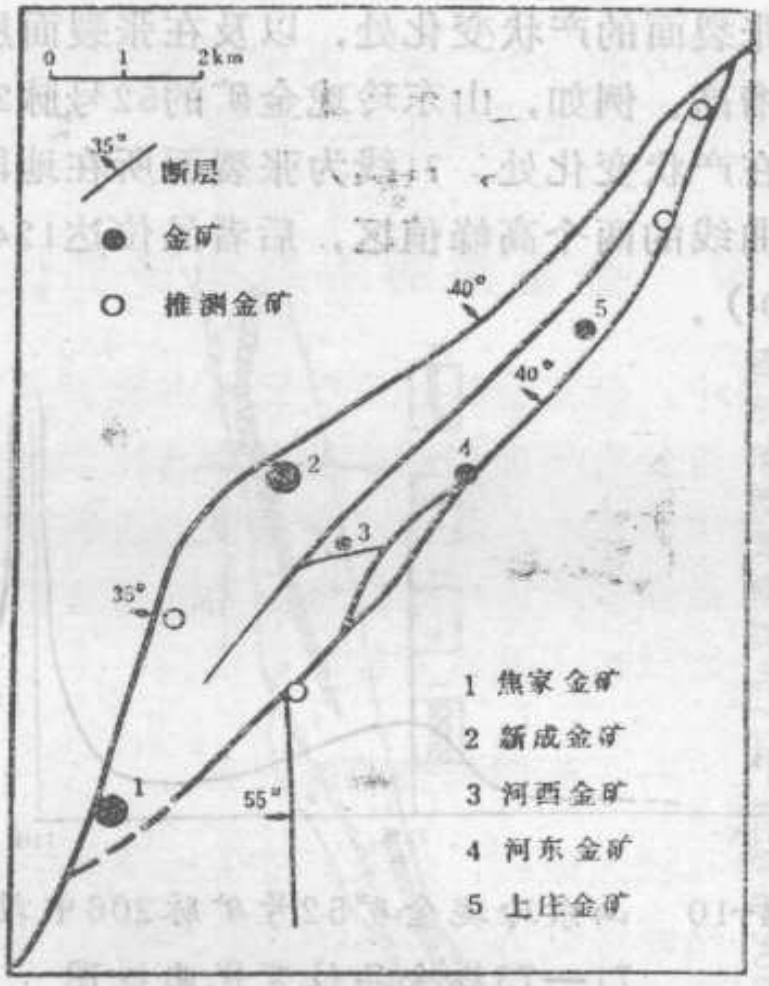


图4-11 金矿床分布在断裂交叉复合部位

3．断裂尾端的膨胀带

断裂的尾端是断裂消失之处。当它位于脆性岩石中时，这种地带以较为破碎的形式形成膨胀带，也可是形成构造圈闭的地方。矿液沿断裂流动到这种地段，因再向前断裂消失，故在此地段沉淀成矿。所出现的矿脉，有沿断裂延长方向的；有在断裂尾端的分叉断裂中成矿的。当尾端为马尾状分叉时，则形成一个扇形的矿脉分布区。矿脉向断裂发育处收敛。这种矿体的规模均较小，其容矿构造主要是节理带和破碎带。

在一条水平移动较大的断裂带的末端，其一侧可因断盘向前运动，形成一个因相对移动而产生的扇形引张区，即膨胀区；而另一侧则因断盘运动方向指向断裂末端，而出现

扇形挤压区。在引张区和挤压区均可产生与主断层相交的分支断裂。由于岩石的引张强度较小，因此在引张区的断裂形成较早，最初是呈比较短的呈雁状分布的裂隙群，其中有早期矿化阶段的细脉。它们经过一定发展阶段，形成较大的分支断裂，并充填有成矿中期的矿脉。挤压区形成的分支断裂，仅在脉壁上见有一些矿化，有断层泥发育，并充填有成矿后期不含矿的细脉或厚度较为稳定的脉体。因为它生成比引张区的分支断裂晚，所以多出现在成矿晚期。河北小营盘金矿受长期活动的北西向断裂的控制。此矿分布在一条北西向断层的南西盘一侧。此南西盘向北西运动，此侧正好是扇形引张区所在位置（图4-12）。因此，断裂的尾端膨胀带可能在金矿的形成或富集过程中起了一定的作用。

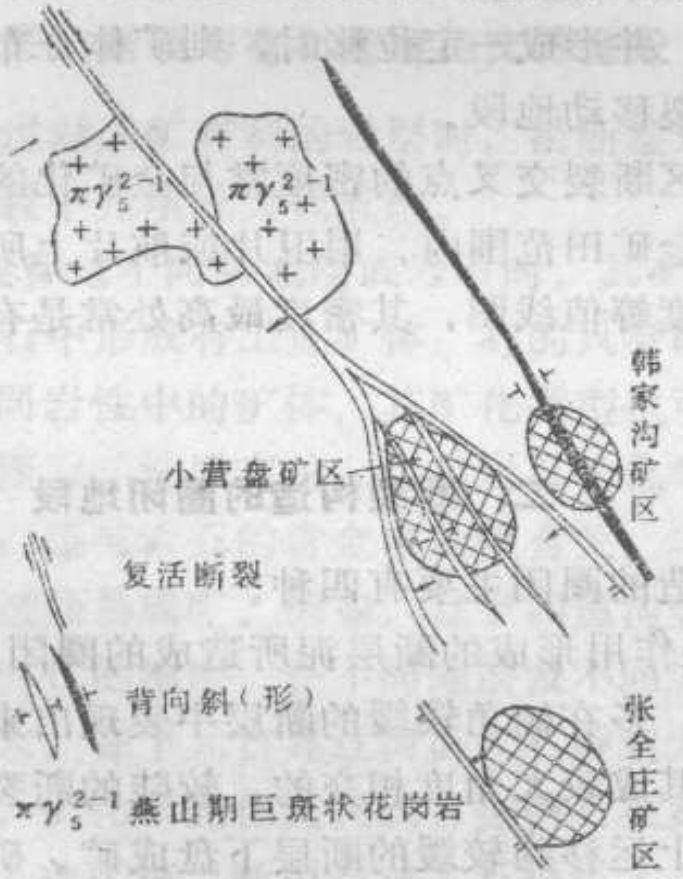


图4-12　复合构造对金矿的控制

（据河北地矿局第三地质大队，1983）

4. 断裂交叉形成的膨胀带

断裂交叉指的是两种不同方向的，但不是派生关系的断裂相交。两条断裂的规模和形成时间可以相同，也可以不同。交叉后其中一条可以有较大的位移，也可无明显移动。无论哪一种，交叉处均是比这两条断裂其他地段破碎强烈的膨胀带。

断裂交叉处及其附近形成的矿体分布情况各异，常见的有下面四种。(1) 在两组共轭断裂交叉的地段，矿体分布在交叉处，呈筒状；(2) 两条规模不同的断裂交叉时，成矿有利地段往往只沿某条断裂分布，矿体断面呈长透镜状；(3) 当交叉处破碎十分强烈不利于成矿时，矿体分布在离交叉处有一定距离的断裂破碎带中，可出现在其中一条断裂中，也可在两条断裂中均有存在；(4) 当早期断层被成矿期断层切割，并形成一定位移时，则矿体分布在成矿期断层上的早期断裂移动地段。

一个地区断裂交叉点的密度常与金矿化的强度成正比。在金矿带或金矿田范围内，用卫片或航片上所反映出的线性交叉点作密度等值线图，其密度最高处常是有金矿床分布的地区。

二、断裂构造的圈闭地段

断裂构造的圈闭主要有四种。

1. 断裂作用形成的断层泥所造成的圈闭。这种圈闭对成矿的影响，多在倾角较缓的断层中表现出来。当其下还有另一组，与其成较大角度相交的，较陡的断裂时，矿液沿较陡的断裂向上运移到较缓的断层下盘成矿。矿体多呈不规则的镰刀状。一般情况下，具断层泥的缓断层是成矿前形成的。

2. 断裂通过地段的岩石造成的圈闭。当断裂通过一些

塑性岩石（如页岩）地段时，往往因形成较多的断层泥，而出现不渗透地段；也可是因断裂破碎程度大大减弱；或是沿断裂延伸方向出现一些挠曲；甚至是断裂消失等原因造成圈闭。当矿液沿较强的断裂破碎带运移，遇到上述这些地段时，在其下或其旁侧的断裂带中沉淀成矿。

3．断裂发育在不渗透岩石之下的，易碎的脆性岩石中。脆性岩层受到构造运动影响，可产生断裂、剪切带、角砾岩化带等。这些膨胀带被其上不渗透岩层横截造成圈闭。从而使矿液在脆性岩层的断裂带中沉淀成矿。

4．当断裂中有岩浆岩脉侵入时，岩脉对其后的矿液起圈闭作用。所以，在岩脉的下部或一侧常有较富的金矿体存在。

三、断裂与有利岩层相交的地段

当断裂切过对成矿有利的岩层时，沿断层运移的矿液在有利岩层或断裂中充填或交代成矿。

1．当断裂穿过不同的地层或岩石时，其矿化情况不同。有的地层或岩石中形成有工业矿体；有的只有矿化；有的没有矿化。在不同岩性中的矿体，其矿化类型也可不同。其原因与岩石的物理力学性质有关；也与岩石的化学性质，即易交代程度有关；还与岩石的含金丰度值有关。丰度值高的岩石在有断裂通过处易成矿。例如，辽宁四道沟金矿。含金破碎带通过几个时代的地层，在不同地层及不同岩石中，金矿化情况差别较大。在下元古界辽河群大石桥组大理岩中，金矿化极不均匀。矿化以硅化交代或含金铜石英脉形式出现，目前尚未发现工业矿体。断裂通过大石桥组之上的辽河群盖县组地区时，其下段变质砂岩夹各种片岩中有金矿化，中段片岩夹变质砂岩中有较强的金矿化，局部形成矿体。上部变

质砂岩段有强烈而且比较普遍的金矿化，存在有多条含金破碎蚀变带，并构成该金矿区的主要矿体群。矿体分布在一条断裂的上、下盘一定范围内，赋存在变质砂岩段的变质砂岩与云母片岩的层间断裂中。

2．断裂切过两种岩性，在沿断裂的不同岩性接触的地段形成较富的金矿床。例如，美国科罗拉多的顿金矿床。断层切过二长斑岩与页岩。在断层两侧均为二长斑岩或均为页岩的地段金矿化较弱。断层一侧为二长斑岩，另一侧为页岩的地段存在有金的富矿体。

3．金矿体还沿断裂两侧或一侧的不同岩性接触处，或沿易交代岩层分布。这种金矿体的产状基本上与层理一致（图4-13）。从剖面上看，层理与断层相交的锐角指向上对成矿有利，锐角指向下对成矿不利。

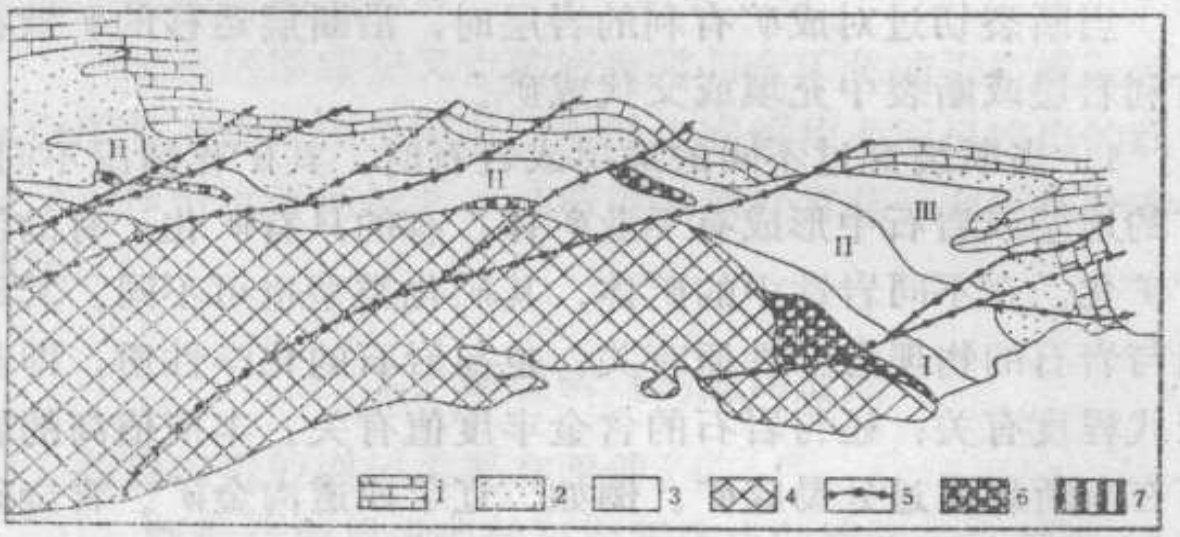


图4-13　同生-后生金矿化类型的分布略图

（据B.Г.加尔科韦茨，1981）

1．泥盆系碳酸盐　2．O—S(?)砂岩　3．杂色不同世代岩层及其划分（I—Ⅲ）　4．下部组　5．含金-银矿化的断裂构造　6—7．同生-后生类型金矿化　6．复杂形式　7．最简单形式

第五节　控矿断裂的研究

金矿控矿断裂的特征与金矿化强度或多或少有一定的相关关系，这种关系与其它矿种与断裂的关系基本相同。本节不论述断裂对矿床控制的一般规律的研究内容，只指出几种对金矿化影响较为明显的断裂特征的研究内容。

一、断层面形态特征的研究

断层面形态是断层面产状及其变化的表现。断面产状不变，则为平面；断面产状变化，则形成弯曲面。矿体分布与断面形态有密切关系。例如，有的矿体在断面凸出处；有的矿体在凹下处。故研究断面形态是很重要的。

根据由地表或坑道中测出的断层面产状要素，可作断面走向等值线图和断面倾角等值线图。将这两种图件与矿体长度品位等值线图相对比，能查明断面走向和倾角及其变化与矿化强度之间的关系。这两种图件作法较为简单，但一些细节不易反映出来。

作断面的斜面纵投影图，能较好地表示断面的形态及其局部的变化情况。利用钻孔或坑道资料，可作出断层的横剖面图或若干个高度的中段平面图。在断层下盘绘出一个与断面平均倾角与平均走向相对的一个斜面。按一定间距测出断面到这个斜面的水平距离，将此数值标在断面纵投影图上，勾绘出等值线，即成断层的斜面纵投影图。将此图与矿体的纵投影图相对比，能查明它们之间的相互关系。例如，山东招远金翅岭金矿一号控矿断层面的斜面纵投影图(图4-14)表明，断面大致沿走向方向有略偏南东倾的波状起伏，矿体的六个

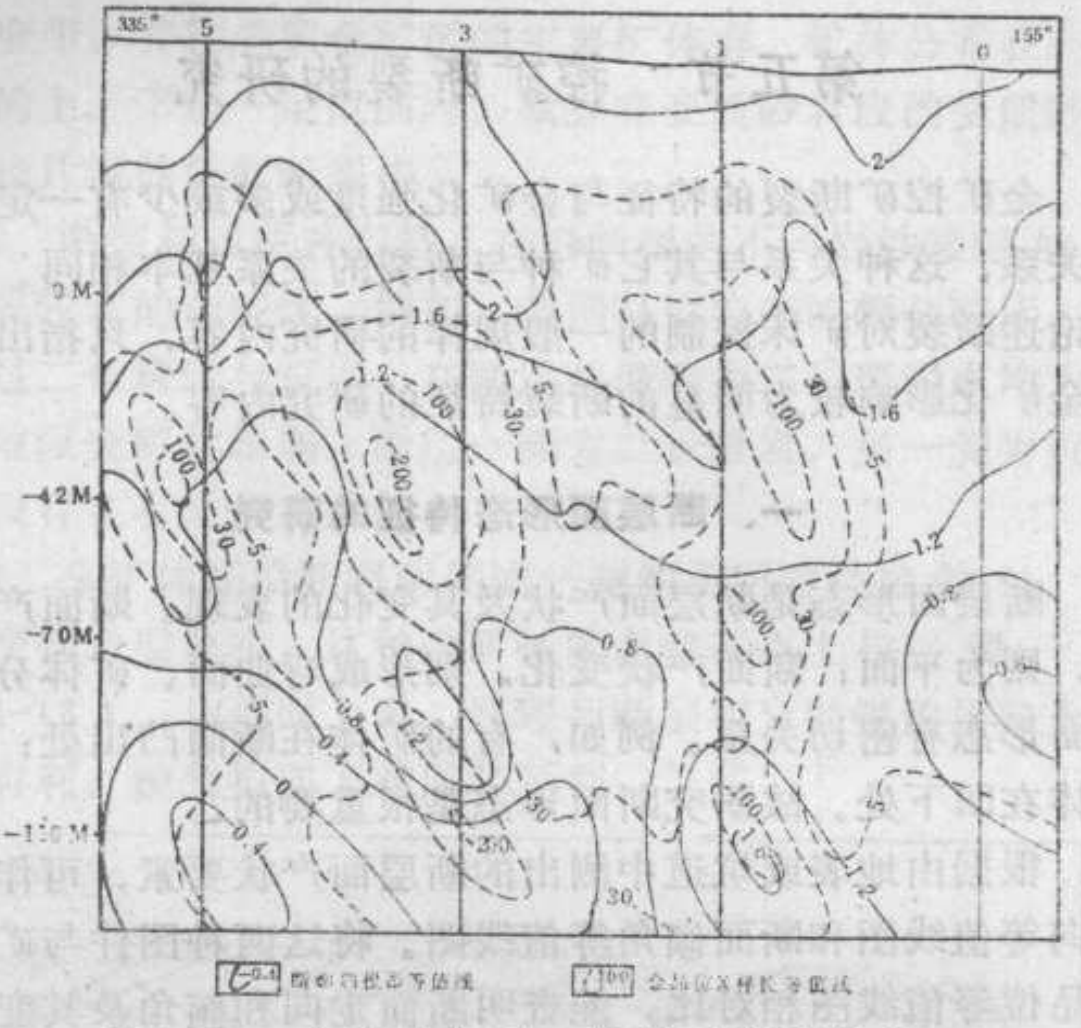


图4-14　金翅岭金矿一号控矿断裂断面投影与金品位×样长等值线图

品位乘样长值的高值区的排列方向基本与其一致。其中四个高值区位于小的凸出部位的旁侧；两个位于微凹的部位。在我国其它的一些金矿区，矿体或富矿柱与断面形态的关系主要有三种，(1) 位于凸出地区；(2) 位于凹处；(3) 位于凸、凹过渡地区。在一条断层中以某一种为主。

断层面的斜面纵投影图是断面纵投影的一次趋势面剩余值等值线图。当断面形态变化较为复杂或数据较多时，可用计算机作出断面形态的多次趋势面和多次趋势面剩余值等值线图，以查明矿化强度与断面形态的关系。

二、构造应力场的研究

断裂的运动和膨胀带的形成受构造应力场的控制，并为成矿提供了空间条件。另一方面，成矿期构造应力场还是一个促使矿液运移、富集的重要因素。成矿有利部位与构造应力场有密切关系。

断裂的构造应力场主要根据该区节理研究求出。按照节理所表现的一些特征，如两侧的蚀变；节理内充填物；与矿脉或其它节理的切割关系等，将节理分为成矿前、成矿期、成矿后。在成矿期中又可分为若干个阶段。对不同期次的节理，按其不同的力学性质、组合形式进行统计分析或配套，从而求出其主应力轴产状。将各点的主应力轴按产状标绘在图上，按一定间隔绘出主应力轴轨迹，即得出构造应力场分布图。从图上可以看出控矿断裂在该成矿期的力学性质及分析断裂分布规律等。为预测金矿的有利成矿部位提供依据。

根据一定的实际资料，用数值模拟的方法亦可求出构造应力场，并能作出一个地区的剪应力值分布图。在有的地区剪应力值最大的地区为金矿富集区，剪应力等值线的总体延长方向与矿化带的延长方向基本一致。

由成矿期共轭剪节理的产状，可以求出其剪裂角。剪裂角反映了应力方向、强度及变形特征等，与成矿有密切关系。例如，在山东河西金矿－40m 中段，根据第二成矿阶段石英黄铁矿脉充填的共轭节理，求得其剪裂角等值线图（图4-15）。从图上可看出如下三点：（1）剪裂角较低的地区是无矿地区或矿体尖灭的地段；（2）五个剪裂角较大的地区有三个正处在矿体之中，且是富矿体所在部位，有两个在其下部有矿体存在；（3）等值线高值区形态的延长方向与部分富矿体的走向

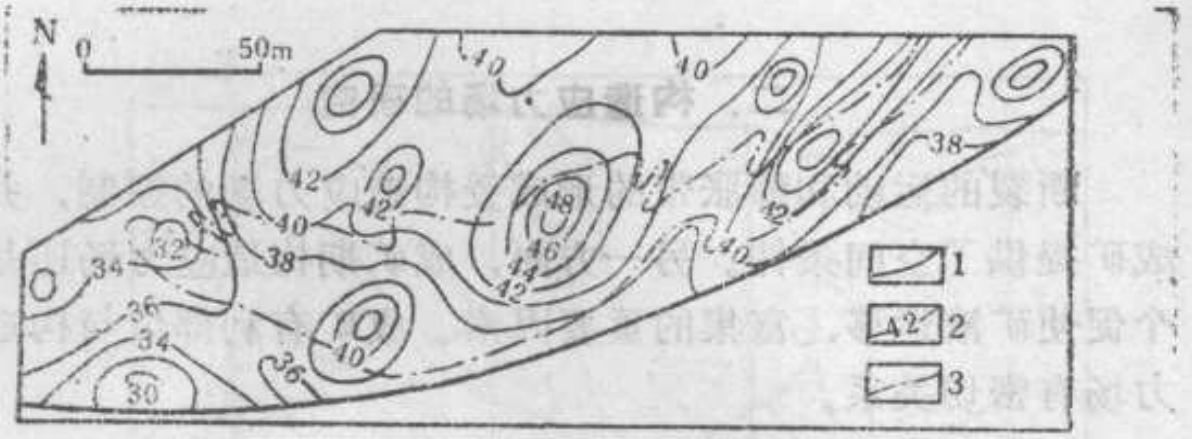


图4-15　河西金矿－40m中段第二成矿阶段
共轭节理剪裂角等值线图

1．河西断层　2．剪裂角等值线　3．矿体界线

一致。由此可知，剪裂角值的大小，也可作为预测矿体的一种标志。

三、断裂变形强度的研究

一个地区的断裂变形强度主要表现在断裂发育程度、断裂组合、岩石破碎程度或构造岩特征等方面。在不同的构造环境中，变形强度的表现可以不相同。变形强度对矿化有较大的影响。

断裂发育程度。对一个较大范围的地区而言，可以单位面积内断层的长度作为变形强度的一个指标，长度大则变形强度亦较强。将长度数值作为断层密度值绘出一个地区的断裂构造密度等值线图。工作中常利用从卫片或航片人解释出的线性构造，作线性构造密度等值线图。金矿床多分布在密度值较高的地区。

在较小范围内，如一条控矿断层的一侧，可用节理频率来表示其变形强度。频率高的地区常是金矿化较富的地区。例如，山东招远县河东金矿控矿断层下盘岩石中的节理频率值高的地区多是金品位高的地区（图4-16）。

当构造变形程度由弱到强时，断裂组合的情况一般是由复杂到简单，即由多组方向到以某一组方向为主；而岩石的破碎程度由弱到强；所形成的构造岩分带由简单到复杂。应结合各个地区的地质情况，制定一些不同的划分构造变形强度的标志，对工作区的变形强度进行划分。

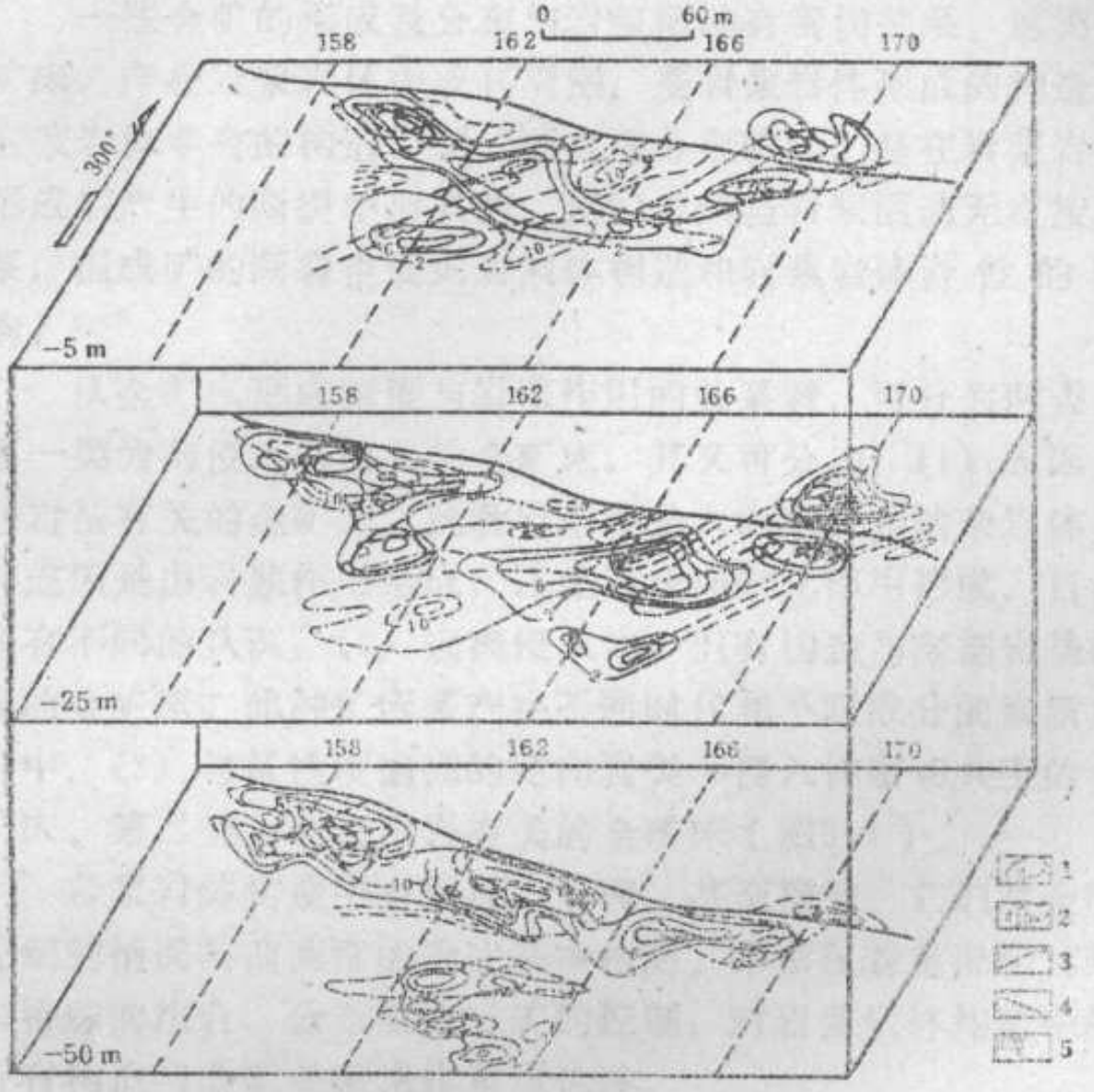


图4-16　招远河东金矿节理频值与金品位关系

1．节理频率等值线及其频率值　2．金品位等值线及品位值　3．矿体界线　4．主断层　5．勘探线及编号

一般情况下，变形强度较强时，矿体形态较为复杂，矿化较富集，总体规模也较大。矿体在断裂中的侧伏产状与变形最大部位的产状一致。



第五章　岩浆岩体构造与金矿

一些金矿的形成及分布与岩浆活动有密切关系。这类金矿床，产在岩浆岩体中或其周围，受岩浆岩体形成的构造及岩浆岩体本身的构造控制。还有部分金矿床，是在岩浆岩体形成后产生的断裂中形成的。它们虽然与岩浆活动无直接关系，但成矿的断裂也受到岩浆体构造和岩浆岩体岩性的影响。

从金矿床形成深度与岩浆作用的关系看，可分为两类。第一类为与侵入岩有关的金矿床，其又可分为：(1) 成因上与岩基有关的金矿床。此种岩基多是大面积分布的杂岩体，其成因是由岩浆作用形成，还是由花岗岩化作用形成，目前尚有不同的认识；(2) 远离侵入体，但有构造与深部岩基相连的金矿床。此种矿床多产在不同时代和不同成分的炭质页岩中；(3) 与基性度偏高的花岗岩类小侵入体密切共生的金矿床。第二类为与火山岩有关的金矿床（图5-1）。

岩浆岩体构造中有断层、节理、甚至褶皱。它们对金矿控制的情况与前两章的论述基本相同。本章仅着重说明其某些特殊的组合、分布规律对矿的控制；对岩浆岩体构造中的特有构造与金矿关系将作重点论述。

岩浆岩体构造亦可分为火山构造与侵入体构造两大类。火山岩与侵入岩之间存在着过渡关系的次火山岩，一般将其归入火山岩类中，故火山构造包括次火山构造。

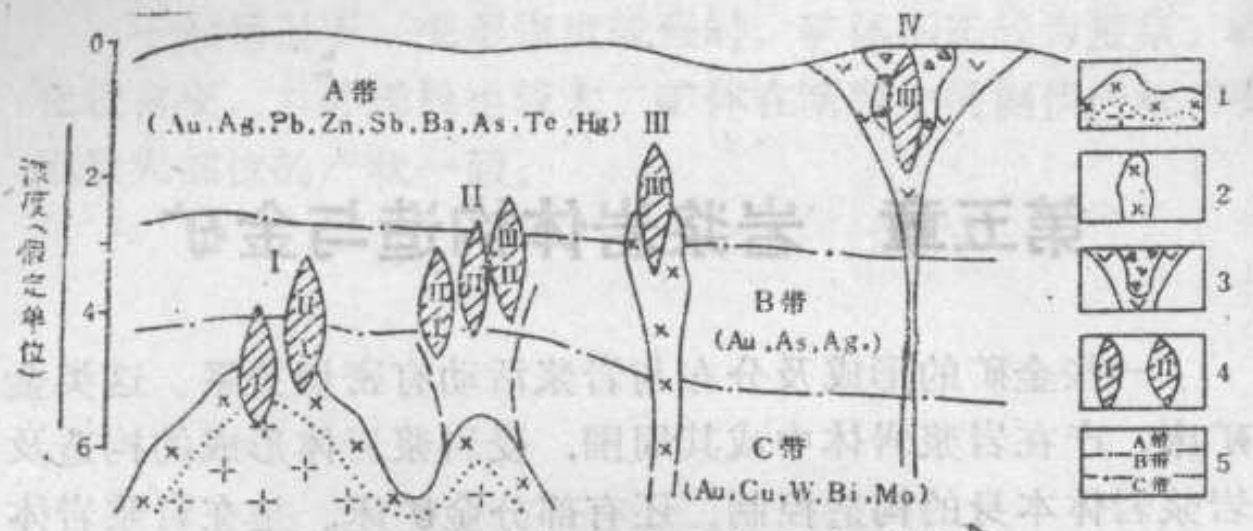


图5-1 地壳中金矿床分层分布情况

（据M.C.拉法伊洛维奇,1983）

Ⅰ. 与岩基有关的矿床 Ⅱ. "黑色页岩"型矿床 Ⅲ. 与小侵入体有关的矿床 Ⅳ. 火山型矿床 1. 复杂分异的岩基 2. 小侵入体 3. 火山机构 4. 矿化可能的垂直范围（圆圈中表示有代表性的金的形式） 5. 含金组合主要分布带： A. 金-多金属带 B. 金-砷带 C. 金-铜-稀有金属带

第一节 与火山构造有关的金矿床

火山岩带中的金矿床主要与火山热液作用有关。火山热液的运移及成矿明显受火山构造控制。火山构造是指在火山作用过程中形成的火山机构和火山产物、次火山岩体及其周围岩石中形成的一系列构造形迹。火山机构与构造形迹之间有很密切的关系。金矿床与某种火山机构的一定构造形迹有关。

一、火山带金矿田的构造类型

火山矿田构造类型的划分方法有多种。例如徐国风指出："浅成火山热液型金矿床受火山构造带、断裂构造和火山机构的控制。金矿田可分为平缓拱形隆起和拗陷区和差异

断块构造区。前者可以进一步划分以产于中心型火山机构中的矿田，破火山口周边地带火山构造洼地矿田和穹形隆起和短背斜隆起中的矿田三种矿田构造类型。后者也可以分为产于岩墙群分布地段及区域断裂交叉处的次火山岩根部矿田和长期活动之线型断裂带中的矿田两种矿田构造类型。”

从火山机构、火山成因的构造两者对金矿床控制作用来看，火山带金矿田构造类型主要是火山锥型构造，或称火山穹窿构造；破火山口构造，这两者主要是中心型火山机构；火山构造洼地；火山角砾岩筒构造；火山根部构造等。各种类型的构造特征和金矿床特点均有所不同。

1．火山穹窿构造中的金矿

火山穹窿多由火山锥组成。它由火山喷出的固态碎屑或熔岩堆积而成。其中或其下有岩浆喷出通道和岩浆凝结形成的岩筒。在地形上它们高出周围地面，故又可称为正向火山构造。由于喷出物的不同，火山锥可以是由火山碎屑和熔岩互层组成的成层火山锥，也可以是由以熔岩为主组成的熔岩锥（熔岩丘），或是完全由火山碎屑组成的碎屑锥。这种火山锥中心部分有一个或几个火山通道，锥部常发育有环状断裂和放射状断裂。在一部分具有一定规模和多次岩浆活动的火山锥中及其下部有矿床形成。矿床产在火山通道中，或其附近。

在这种火山锥型构造中的金矿类型，随形成深度不同而变化。在近地表处形成脉状和角砾岩矿床，矿脉多为细脉、网脉或细脉浸染状。较深处为一般脉状矿床，脉既可分布在喷出岩中，也可在早期岩筒中。更深处则是在后期矿化岩筒附近出现的斑岩金矿。上述情况可用（图5-2）与成层火山矿床有关的成矿模式来表示。以喷出熔岩为主的火山成矿的情况，与其也基本相同。

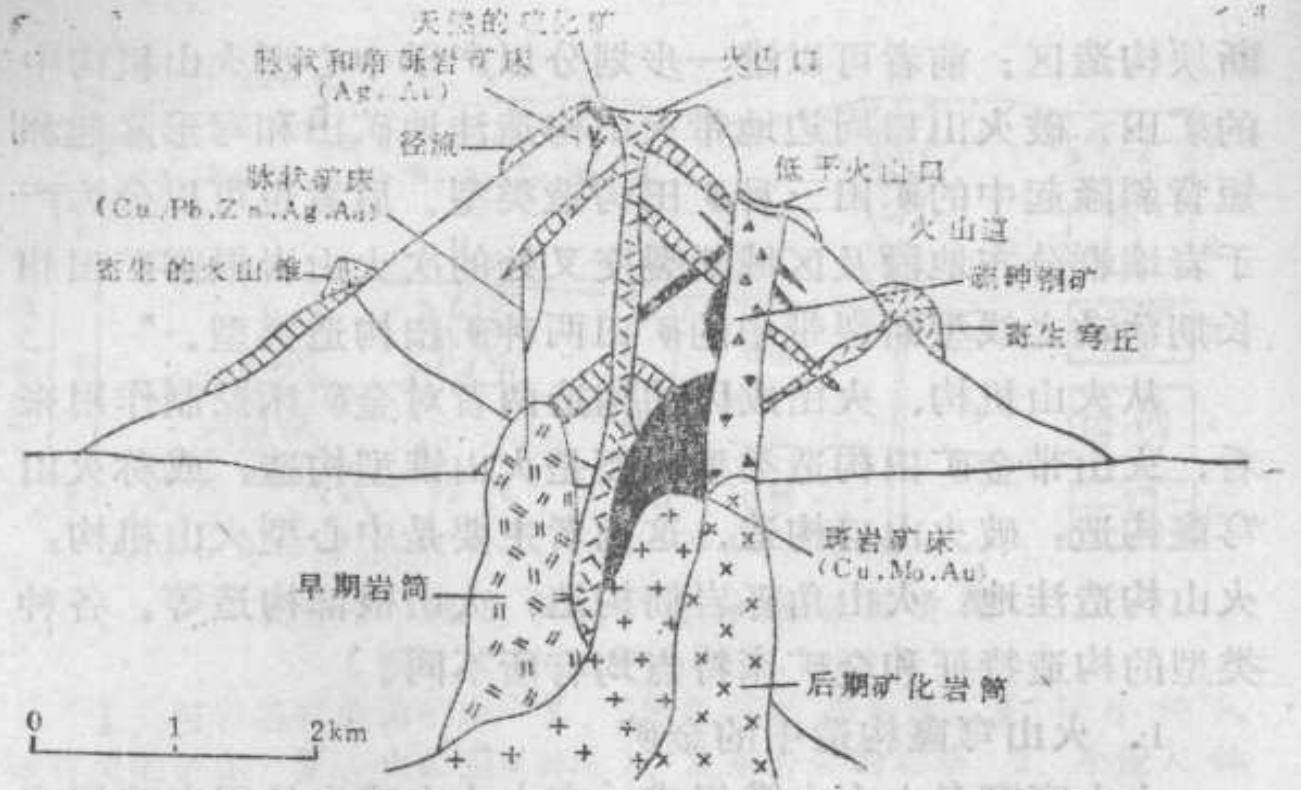


图5-2 与成层火山有关的可能矿床理想模式

(据R.H.Sillitoe, 1984)

金矿的容矿构造主要为：火山岩及与火山岩互层的沉积岩中的放射状或同心圆状断裂；岩颈或次火山岩体中的张裂隙；火山作用形成的角砾岩体等。矿体的形态有板状、脉状和不规则的交代矿体。当火山顶部有良好的遮挡层时，亦可在角砾岩或凝灰岩层中形成似层状矿体。似层状矿体之下则为在裂隙带或片理化带中的细脉浸染状矿体。

2. 破火山口构造中的金矿

破火山口是火山顶部的隆起地形受到破坏，使在火山穹窿顶部出现凹陷地形的一种火山机构。从成因上看，可分为二种：(1) 爆发式破火山口，它是由于火山猛烈爆发，使火山顶部物质喷向空中，随后又撒落在四周而形成。此种破火山口规模小，所形成的金矿床与火山穹窿构造中的金矿相似；(2) 塌陷或沉陷式破火山口。它是火山喷发后，在火山穹窿

下部由于岩浆被大量喷出地表和冷却收缩，岩浆向四周侵位等等原因，使地下出现孔洞，致使火山顶部下沉而成。这种地区常出现环状和放射状断裂等构造。金矿床多与此种类型的破火山口断裂有关。

破火山口大致为圆形洼地，按其直径大小可分为小型的和大型的两种，前者直径小于10km；后者大于10km，称为谷型破火山口。破火山口内有火山熔岩、火山碎屑岩及海相或陆相沉积物，其厚度一般为几百米。金矿床多产在破火山口的凝灰岩内，呈网脉状及浸染状，与环状断裂带有密切关系。在较深处有脉状矿床出现在破火山口内，其与晚期火山喷发有关（图5-3）。找矿时应注意如下三点：(1) 有矿的

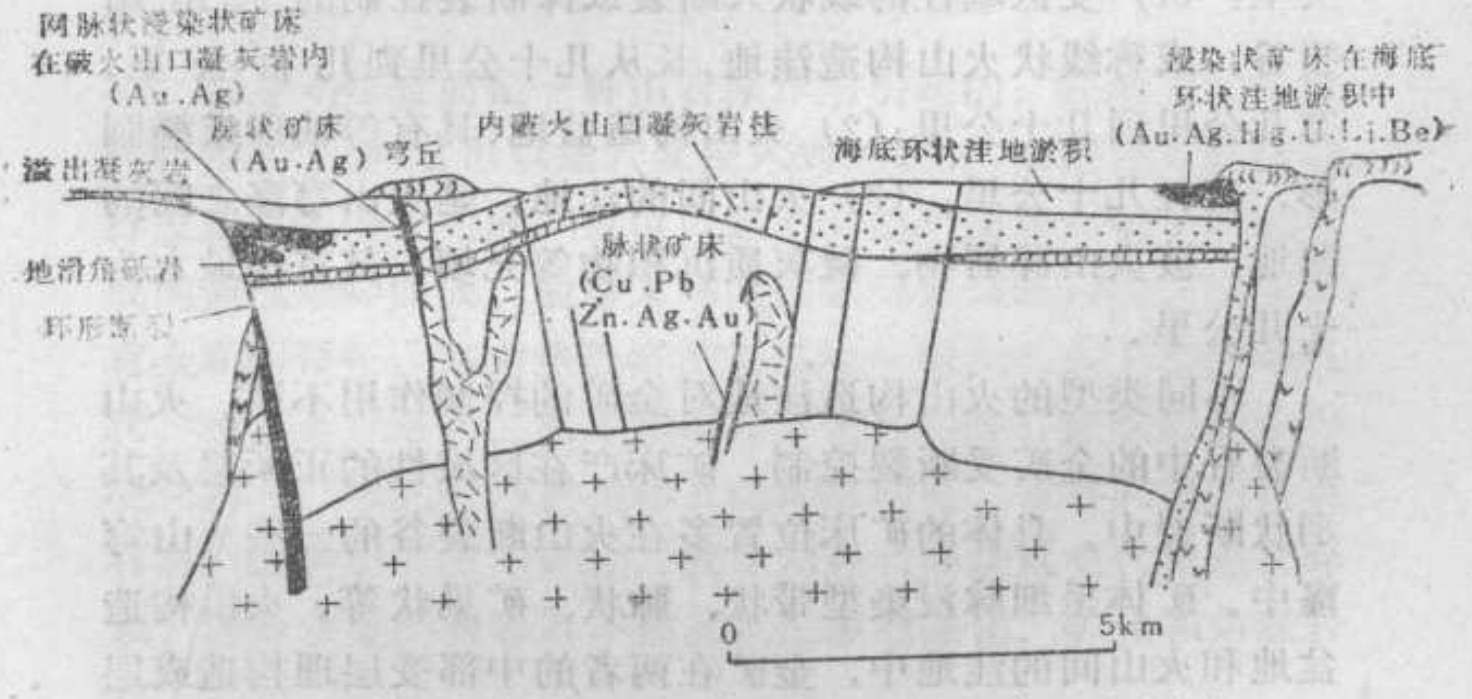


图5-3　与谷型破火山口有关的可能矿床理想模式
（据R.H.Sillitoe，1984）

破火山口，主要是在有多次火山活动的地区。(2) 当有线状断裂切过破火山口时，在线状与环状断裂交叉处易成矿。(3) 破火山口内部有相对隆起的地区是成矿的有利地段。

破火山口控制的矿田构造具有分带性。如美国科罗拉多的锡尔弗顿金-银多金属矿田，是产在一个直径为13 km的陷落破火山口中，其控矿构造自内向外分为三带：(1) 受环状断裂带控制的矿床带；(2) 受环状、放射状及不规则的断裂网控制的矿床带；(3) 受放射状断裂控制的矿床带。其矿化分带由内向外，由偏高温的矿物组合变为中低温矿物组合。其富矿体的形成时间比破火山口要晚。在空间上与该地体积小的含石英的硅质斑岩侵入体密切相关。

3．火山构造洼地中的金矿

火山构造洼地是地堑式的凹地，是由构造作用和火山作用两种因素造成，以构造因素为主。火山构造洼地有三种类型：(1) 受区域性的线状大断裂或深断裂控制的火山断裂谷，或称线状火山构造洼地，长从几十公里到几百公里，宽几公里到几十公里；(2) 火山构造盆地，具有等轴形或椭圆形，直径几十公里；(3) 火山间的洼地，是火山穹窿之间的凹地，被火山碎屑物、凝灰质沉积物等充填，其直径最大为十几公里。

不同类型的火山构造洼地对金矿的控制作用不同。火山断裂谷中的金矿受断裂控制，矿床产在区域性的正断层及其羽状断裂中。具体的矿床位置多在火山断裂谷的一些火山穹窿中。矿体呈细脉浸染型带状、脉状、矿巢状等。火山构造盆地和火山间的洼地中，金矿在两者的中部受层理构造或层间断裂控制；在边部受边界断层控制。矿体呈层状、透镜状、网脉状、脉状等。

我国东部中新生代火山热液型金矿绝大部分均分布在线状火山构造洼地（火山断陷盆地）和火山盆地的内部或其边缘。例如，浙江省龙泉县八宝山金矿位于龙泉背斜内之中生

代断陷盆地中。含矿岩层为上侏罗统的含角砾凝灰岩、晶屑凝灰岩、熔接凝灰岩等。矿体受断裂控制，呈脉状、透镜状；江苏省江宁县铜井金矿则位于宁芜中生代火山盆地中。

4．火山角砾岩筒中的金矿

火山角砾岩筒是在古地表以下的火山通道或其周围因岩浆侵入或喷发而产生的筒状角砾岩体。它分布在火山锥之下。按照其形成原因的不同可分为隐爆角砾岩、塌陷角砾岩、侵入—接触角砾岩等三种。金矿床主要与前一种有关。火山角砾岩筒和火山根部构造可在火山穹窿、破火山口、火山构造洼地中的火山锥等之下存在。这两种不是一种单独存在的构造单元。但从矿田构造上看，它是有其独立特征的一种控矿构造。

隐爆角砾岩筒是一种由岩浆作用引起的，在地下发生爆炸作用的产物。它可以是岩浆侵入到地表时，由岩浆内部热液挥发成气体爆发而成；也可以是上升的岩浆遇到地下水而形成的蒸气爆炸而成。前者又称为浅成热液角砾岩筒，其中多有金矿床存在。这种角砾岩筒的形状一般为上大下小的喇叭状，但也有呈脉状、不规则网状的角砾岩体。角砾岩的结构变化较大，从岩粉到直径较大的角砾均有。常有大量的石英存在，这种石英多为细粒，胶结角砾岩碎块或交代角砾岩碎块，许多含金的角砾岩体都发生过多期硅化、矿化和角砾岩化。

隐爆角砾岩体常有明显的构造分带，从中心向四周破碎程度逐渐降低。矿化亦有明显分带，一般中心为高温矿物组合，四周为中低温矿物组合。金矿体多在角砾岩体的局部位置存在，全筒矿化的情况较少见。金矿主要赋存在中性和中基性成分的爆发角砾岩中。

若干大的金矿床都伴生着小火山，在其下多有火山角砾岩筒。美国、苏联、菲律宾、巴布亚新几内亚、多米尼加等地均有不少这类矿床的实例。例如，美国蒙大纳州西南的蒙大纳隧道处的金-银矿床，位于一火山角砾岩筒的中心部位。在苏联的准噶尔-巴尔喀什地区，含金爆发角砾岩主要分布在深大断裂带内次一级断裂的共轭点和交切点上（图5-4）。金矿床与岩浆作用和爆发作用的多阶段性，角砾岩筒中的强渗透地段，以及构造屏蔽作用等有关。

我国亦有一些含金隐爆角砾岩筒。例如，河南嵩县祁雨沟金矿是一个较典型的隐爆角砾岩型金矿床。区内背斜构造控制着角砾岩体群总体的分布。角砾岩体产在北东和北西向两

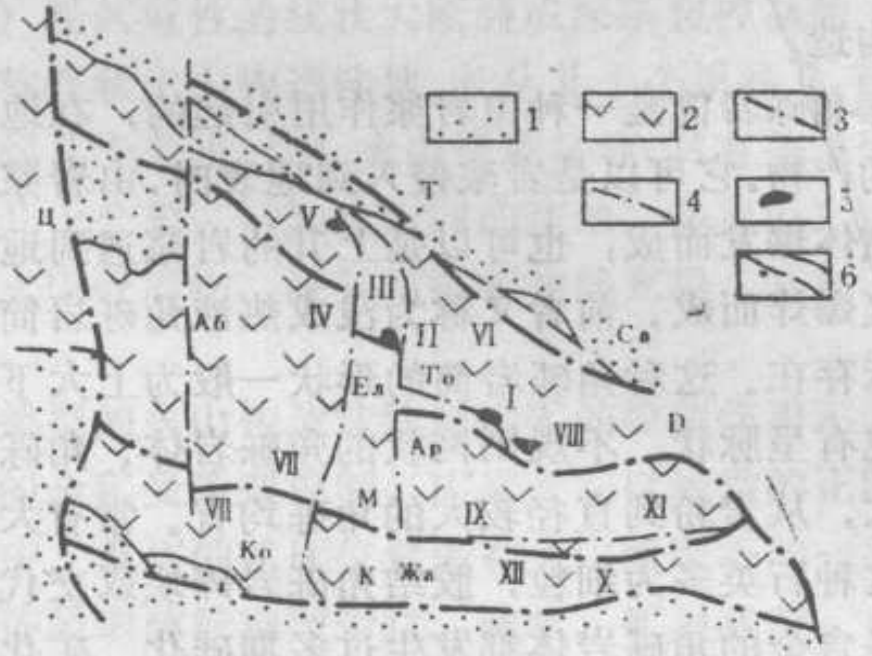


图5-4　准噶尔—巴尔喀什地区区域构造中含矿爆发构造分布示意图

（据А.Б.迪阿罗夫，1986）

1. 由砂岩、砾岩以及少量基性、中性和酸性火山岩组成的中古生代基底隆起　2. 晚古生代含金火山-深成岩组合　3. 一级断裂　4. 二级断裂　5. 含矿爆发构造　6. 火山深成岩组合和含矿爆发构造的界线

组断层交叉处。六个含金角砾岩体均产于大华群变质岩中，为燕山期岩浆活动产物。角砾岩体在平面上呈似椭圆状、纺锤状及不规则长条状等，金矿体在角砾岩体最宽部位的中心。在剖面上岩体呈筒状及漏斗状，金矿体在其中上部分，岩体边界产状由陡变缓的部位。矿体形态在不同角砾岩体中均有所差别，多呈不规则的梯形、楔形。总体倾角均较缓，甚至近水平（图5-5），受岩体中、小断层、劈理带及节理构造的控制。

5．火山根部构造中的金矿

在火山锥之下的火山管道中的岩颈，及与火山作用有联系的岩脉、岩床、岩盘、岩株等次火山岩体，均属于火山根部地带的标志性产物。因此，火山根部构造又可称为次火山岩体构造。在一些侵入较深的地区，或某些古火山区内，常只保留有火山根部构造，发育有受线状断裂或环状断裂控制的次火山岩体。在这种岩体中，或岩体的内外接触带中均可有金矿体存在。

火山根部构造按其性质及成因可分为：控制火山活动的区域性构造，多为线状；火山活动时形成的构造；次火山岩体接触带构造；次火山岩体内部构造等四种。金矿带、矿田的分布与前两种关系密切，而金矿床、矿体主要受后二者控制。

在次火山岩体内部出现的金矿床相对比较多。金矿体可赋存于火山管道、火山管道旁侧的岩床、岩脉或岩株等各个部位，且均受这些岩体中的断裂控制。例如，山西省太那水金矿的金矿化与次火山岩相的英安斑岩有密切关系。含金石英脉产在下面三种位置中：(1) 英安斑岩体内部裂隙中（图5-6）；(2) 英安斑岩脉及其构造角砾岩中；(3) 英安斑岩体下盘与碳酸盐岩接触处的外带中。吉林省刺猬沟金矿体

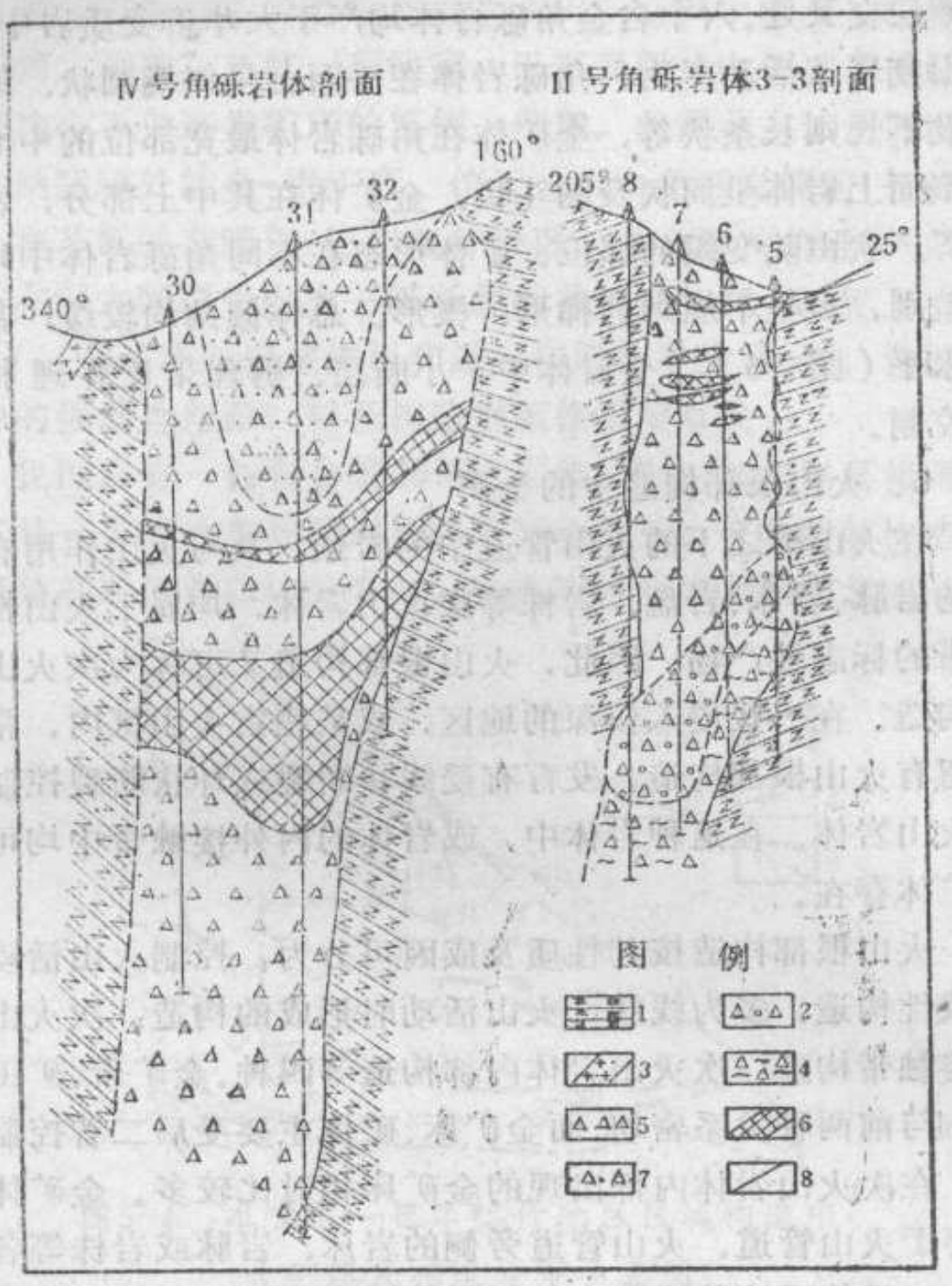


图5-5 祁雨沟金矿Ⅱ号及Ⅳ号角砾岩体横剖面图

（据河南省地矿局地质三队）

1．角闪斜长片麻岩 2．石英斑岩 3．以片麻岩为主的角砾岩 4．以安山岩为主的角砾岩 5．以石英斑岩为主的角砾岩 6．以次闪石岩为主的角砾岩 7．矿体或矿化段 8．地质界线

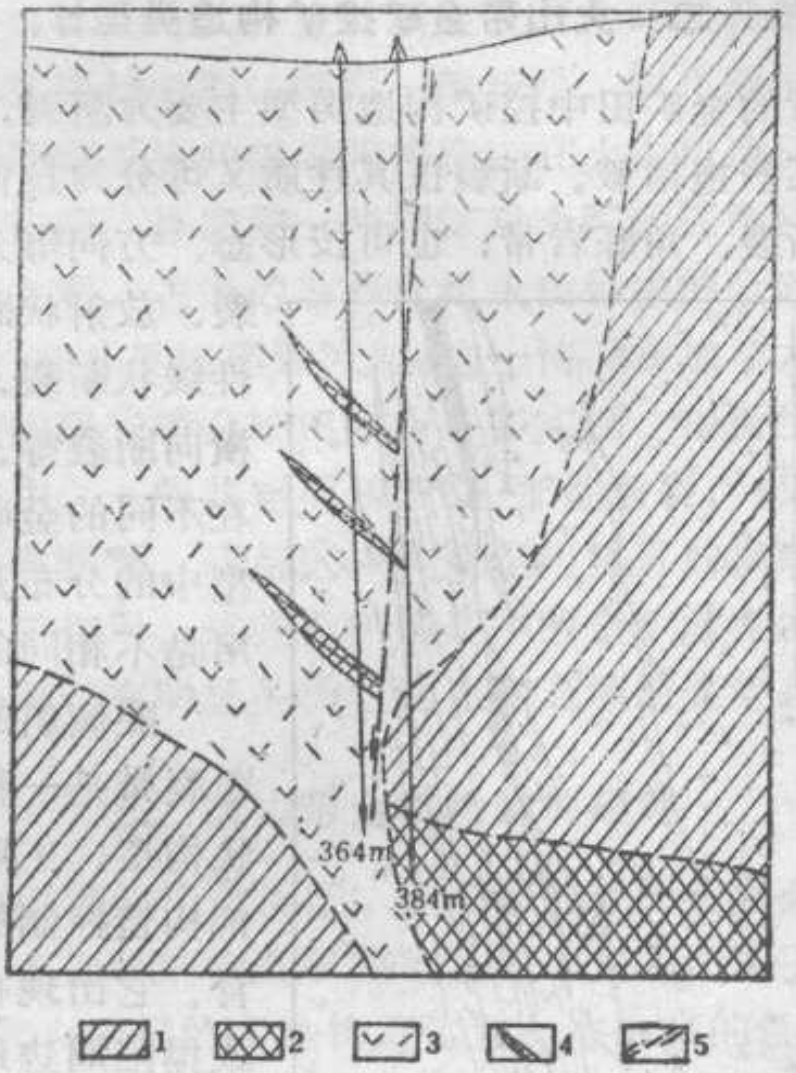


图5-6　太那水金矿床××勘探线钻孔剖面图

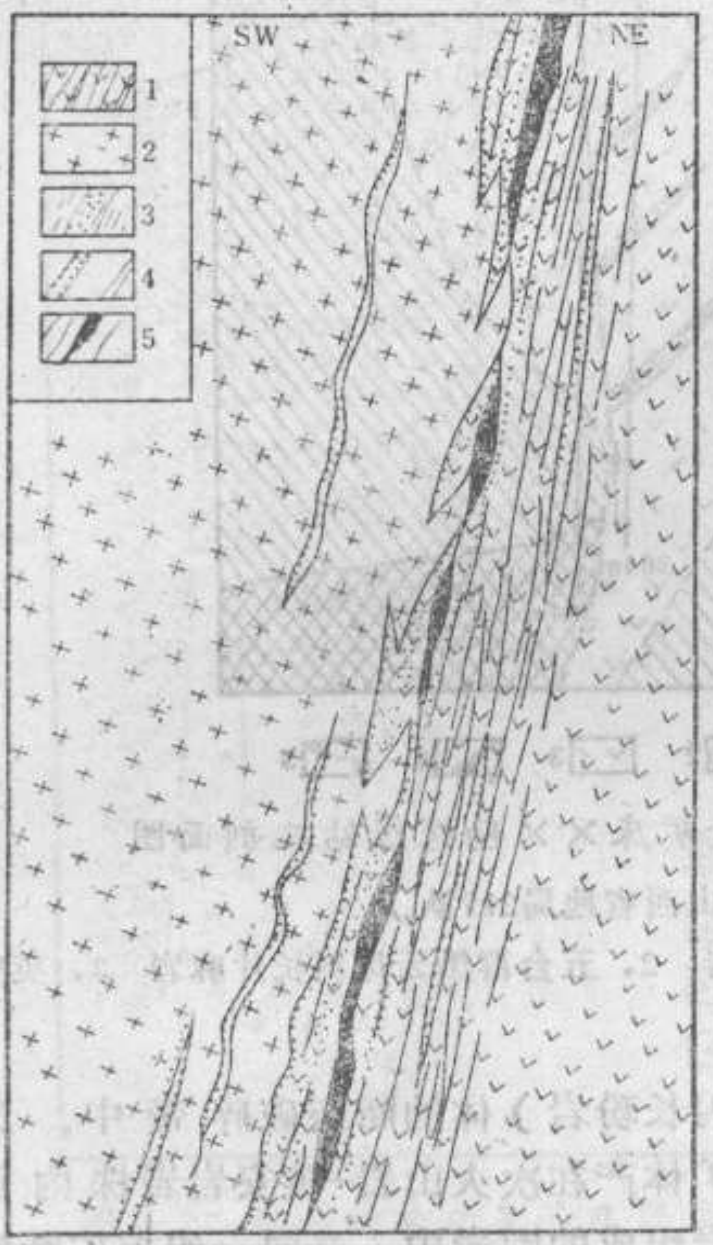
（据山西省地局217队）

1．长城系高于庄组灰岩　2．五台群黑云母斜长片麻岩　3．英安斑岩　4．金矿体　5．断裂

主要分布在次火山岩（闪长玢岩）体的断裂破碎带中。又如，台湾金瓜石金矿的矿体产在次火山岩-英安岩岩株内部以及在接触带和由沉积岩组成的围岩中，受同一组控矿断裂的控制。国外一些大型、特大型金矿床，如菲律宾吕宋岛的阿库潘金矿田、美国科罗拉多州克雷勃—克里克金矿田，均与火山根部构造有关。

二、火山带金矿控矿构造类型

火山带的金矿田中控矿构造类型主要为断裂，其次是层理构造和某些拖褶皱。断裂按其性质又可分为拉伸的张性断裂、剪切断裂、角砾岩带，也可按形态、方向等分为环状断裂、放射状断裂、区域性线状断裂，或纵向、横向断裂等。这些构造在不同的金矿田构造类型中的分布及其控矿作用是不相同的。



陡倾斜的长期活动断裂带是一种区域性线状构造，主要在火山根部构造控制的矿田中发育。它出现在断块边部或拗陷周边地带。例如，苏联涅夫扬的谢烈多维纳金矿床，就是沿火山拗陷和深成岩体—花岗闪长岩体边界上长期活动的断裂带分布的（图5-7）。矿体沿断裂呈多个透镜状分布。

图5-7 沿玢岩—凝灰质岩层与花岗闪长岩接触带的古深断裂平面略图（涅夫扬的谢烈多维纳金矿床）

1．玢岩 2．花岗闪长岩 3．矽卡岩化玢岩层 4．细晶岩脉 5．矿脉 （据A.П.斯莫林，1975）

常在一些断裂交叉点或局部岩浆上升地区出现的火山穹窿和破火山口构造地区，控矿断裂主要为环状及放射状断裂，它们多是张性断裂，断距一般较小，以正断层或正平移断层为主，还常见有角砾岩带构造。在火山构造洼地型金矿田中，层状构造、挠曲和一些褶皱对金矿的控制较为明显。

从时代上看，古老的前寒武纪火山带中的金矿多受剪切断裂带控制，部分受拖褶皱控制。这一情况在加拿大前寒武纪火山岩形成的绿岩带金矿田中有许多实例。中新生代的火山岩带的金矿中，一些共轭剪切断裂、张性断裂，与区域构造走向一致的纵向断裂，或与区域构造走向垂直的横向断裂都起着重要的控矿作用。这些控矿构造中的金矿脉常发育有大量的洞穴或晶洞，有明显的梳状构造和充填结壳等现象。

三、火山带金矿构造的研究

研究火山带的构造特征，能更好地查明有利金矿形成的构造部位。火山带的构造研究可从如下几方面着手。

1．研究火山带的大地构造位置。火山带的性质、成矿特征、分布及其构造特点均受大地构造特征的控制。不同大地构造部位和发展阶段所产生的火山带，其构造特征也不同。因此，确定火山带的存在，查明控制火山带的大地构造性质，进而研究火山带构造的总体特征，是必须要做的工作。

2．查明直接控制火山带的构造特征。控制火山带的构造因素有多种。如有区域性隆起或区域性断陷盆地，其中有的是受一组断裂控制；有的却受连续延伸的断裂交叉点的控制。又如，从另一方面看，有的是与板块俯冲断裂有关；有的则是大陆裂谷控制的火山带。从活动时间上看，有的受长期活动的断裂控制；有的则受活动时间短的断层控制。从分

布上看，有的受线状断裂控制，使火山带有明显的线状延伸；有的延伸不明显。从火山带内部结构看，有的较为简单；有的却具有一些小的隆起，断陷等复杂的结构。

有利于金矿床形成的构造位置，一是火山隆起带中部被断层复杂化的火山穹窿，这种地区有强烈分异的穹形和块状隆起，在火山岩之下基底断裂发育。火山构造多被地垒、地堑和断层复杂化；二是火山断陷盆地的边缘断裂和断陷内部横向断裂与纵向断裂交叉处。金矿体常富集在下降幅度最大的基底断块中。

3．查明火山形态。了解火山形态。可以推测火山作用过程。火山形态对火山带中金矿的分布起一定的控制作用。可以地形、喷出物岩性及分布、喷出物的构造特征等来确定火山喷发类型，推测火山锥的形态和火山喷发中心位置。有时通过P片或航片判释也能得出相应的结论。

4．研究控矿构造性质及分布。首先要划分火山带的构造的级别和时代，即要将区内构造中的区域性构造和局部性火山成因的构造分开。分出火山前、火山期和火山后的构造；其次是查明控矿构造类型及其在火山机构中的分布情况。容矿构造在不同的火山机构和不同的火山岩中均有存在。例如，在火山碎屑岩中，火山熔岩中，火山角砾岩筒中，次火山岩体中，次火山岩体的接触带或围岩中均有。应查明工作区的控矿构造主要分布在哪种地质体中；最后应找出有利成矿的构造部位。这种构造部位随着控矿构造类型的不同而有所差别。

第二节　与侵入体构造有关的金矿床

与侵入体有关的金矿，多与侵入体构造有密切关系。其

有两种情况：一种是受侵入体接触带构造控制；另一种是受侵入体中后生断裂控制。

一、受侵入体接触带构造控制的金矿

这种类型的金矿主要是矽卡岩型金矿，常与铜或钼伴生。大多数金矿床产在不规则的矽卡岩带内。金矿化与碳酸盐岩或含碳酸盐的页岩、片岩中的矽卡岩矿物密切相关。矿床主要赋存在闪长岩、二长岩、花岗闪长岩和花岗岩的侵入体接触带中，沿着易交代的岩层呈层状或似层状分布，但矿体明显受构造控制，一般为不规则状。

控矿的接触带构造类型多是叠加褶皱接触带构造、接触—断裂带构造、多次侵入接触带构造。接触带有利的成矿构造部位常见的有：侵入体的凸出部位或岩枝的前部，形态复杂的岩凸或岩枝对成矿有利；侵入岩体凹入部位，这种部位围岩破碎较强亦易成矿；接触带产状突变处；沿接触带断裂的引张部位；接触带围岩中褶皱的层间剥离或层间滑动处；接触带与不同岩性层面界线、不整合面、断层面交界处等。

含金矽卡岩矿床在世界各地常可见到。例如，在我国辽宁华铜铜金矿床中有含金矽卡岩带的存在。金矿体受四种类型的构造控制（图5-8）它们是：(1) 岩枝端部断裂带的金矿体。金矿化沿着岩枝展布方向交代矽卡岩；(2) 层间剥离或滑动带的金矿体，主要分布在有利层位的倾伏背斜轴部；(3) 内、外接触带断裂中的金矿体；(4) 接触面凹带控制的金矿，为伴生金。

二、侵入体内构造中的金矿

侵入体中尚未发现由于原生分异作用产生的单独金矿

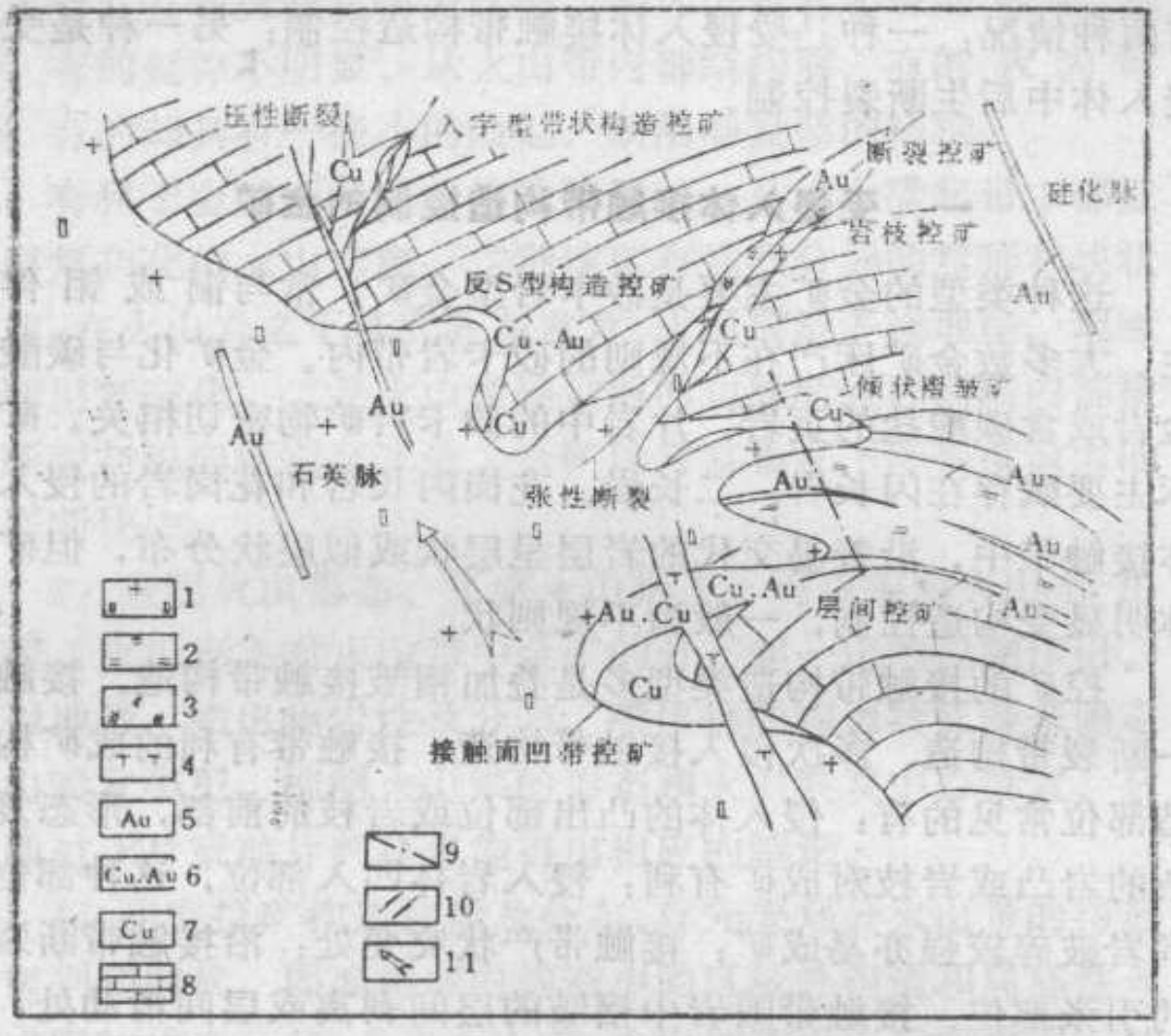


图5-8 华铜矿区矿化类型综合示意图

（据高永勤、赵智全，1985）

1．斑状花岗岩；2．黑云母长石角岩；3．钙矽卡岩；4．石英二长斑岩；5．含金钙矽卡岩；6．含铜钙矽卡岩；7．含铜磁铁矿镁矽卡岩；8．白云石大理岩；9．倾伏背斜轴；10．应力方向；11．侵入体侵入方向

床。只是在与基性、超基性侵入体有关的含铜—镍硫化物矿床中有伴生金矿床存在。这种矿床出现在岩体底部，与底部接触面形态和岩体中的流动构造等有关。

有许多金矿床与酸性小侵入体在空间分布和产出时代上有密切关系，其中有一部分金矿床产在侵入体中；另一部分

产在岩体之外的围岩中。产在岩体中的金矿，其成因可以不同。如有以侵入体作为成矿母岩的岩浆热液成因；有受一定层位控制的变质热液成因，或混合岩化热液成因等。不管哪种成因，它们均受侵入体原生及后生构造控制。矿体产在岩体顶部或接触带附近的断裂中；也可集中在岩体的某一构造部位；或在较大范围内存在的岩株或岩墙中。例如，我国河北宽城县峪耳崖金矿床，金矿体主要以含金黄铁矿石英脉或细脉形式产于岩体中，少数产于接触带附近的围岩断裂中。岩体为燕山期的花岗岩杂岩体，由白色似斑状斜长花岗岩和红色黑云母花岗岩组成（图5-9）。岩体和矿体主要受北东向断裂

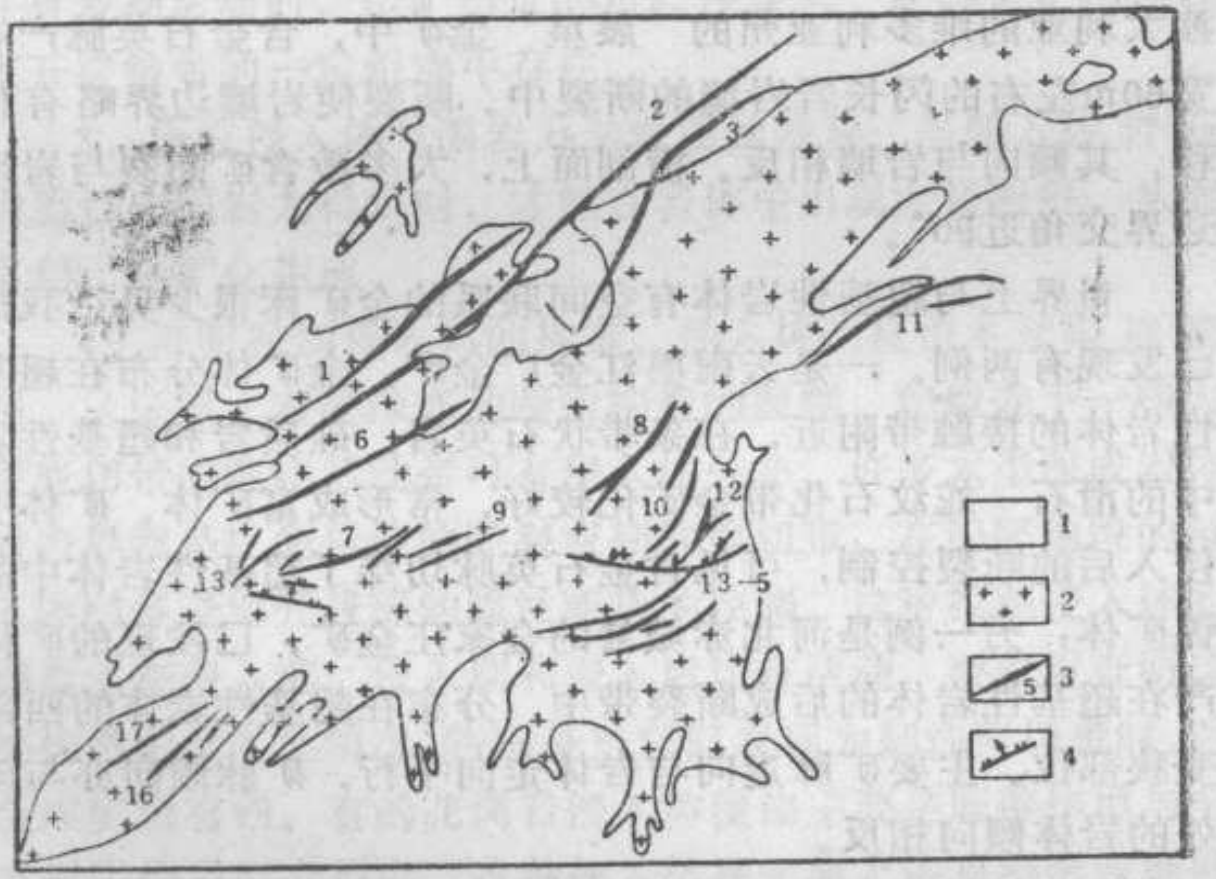


图5-9　峪耳崖金矿床矿脉分布略图

（据华北冶金地质勘探公司514队）

1．长城系高于庄组白云岩；2．燕山期花岗岩；3.金矿脉及其编号；4．正断层

带控制，东西向断裂对其亦有一定影响。含矿断裂无明显位移。矿脉分布在岩体的膨大部位。矿脉走向与岩体延长方向大体一致。从剖面上看，岩体倾向南东，而矿脉倾向北西，交角近90°。在深部岩体中仍有沿断裂分布的盲矿脉存在。

峪耳崖金矿床中，矿脉走向与岩体延长方向一致，倾向与岩体相反，总体延伸与岩体一致的情况，具有一定的普遍性，值得注意。例如，加拿大的拉马奎金矿山，金矿体为含金石英细脉组成的带，主要产在一个花岗闪长岩—闪长岩岩株的很少有位移的断裂中。矿体走向与岩株延长方向一致，但倾向相反。在地表500m以下仍有盲矿体存在。又如，在澳大利亚的维多利亚州的“晨星”金矿中，含金石英脉产在宽60m左右的闪长岩岩墙的断裂中。断裂使岩墙边界略有位移，其倾向与岩墙相反。横剖面上，大多数含矿断裂与岩墙边界交角近90°。

世界上与超基性岩体有空间联系的金矿床很少见。我国已发现有两例。一是云南墨江金厂金矿，金矿体分布在超基性岩体的接触带附近，在条带状石英岩、硅质岩和超基性岩中的滑石—蛇纹石化带金矿化较好，常形成富矿体。矿体受侵入后的断裂控制，可见含金石英脉切穿了超基性岩体中的镍矿体；另一例是河北赤城县的金家庄金矿，已发现的矿体产在超基性岩体的后成断裂带中，分布在超基性岩体的西部变狭部位。主要矿脉走向与岩体走向平行，矿脉倾向亦与该处的岩体倾向相反。

产于规模巨大的花岗岩类岩基中的金矿床，主要受该地区域断裂构造控制。这种断裂均在岩基之后形成，多产在岩体的边部或岩基中不同岩性的接触界线附近。沿断裂常有小侵入体或中基性岩脉等形成。

三、与金矿有关的侵入体构造研究要点

侵入体构造的研究内容很多，就金矿找矿而言，应着重注重如下几点。

1．查明侵入体的形态。形态的研究要从三维空间来进行。侵入体的平面形态与矿带的延长方向及矿体分布的部位有关，特别是与接触带有关的矿体有关。

2．研究接触面产状与围岩的层理产状或围岩中断裂产状之间的关系，确定接触带的类型。在接触带有断层存在，并有多期活动时，金矿出现的可能性最大。此类金矿还可在离开接触带的一定距离中存在。

3．研究侵入体与围岩力学性质的差异。当侵入体岩石的脆性比围岩大得多时，才能在岩体中出现大量断裂，从而有利于金矿化生成。

4．查明控制侵入体的构造。侵入体的侵位多受构造控制。从区域上看受深部的断裂构造的控制。如地壳下一些大型剪切带的继续活动带可有侵入体分布。许多大型深成岩体的边界就是控制岩体的断裂或韧性剪切带；在局部地段的侵入体则多受地壳浅部的脆性断裂的控制。这种控制侵入体的构造多在侵入前、侵入期和侵入后均有活动，要着重查明这类构造的金矿化情况，特别是当它们表现为韧性剪切带时，对金成矿最有利。有的花岗岩侵入体侵位主要是底辟作用与全球膨胀作用联合形成，这种侵入体在平面上多呈圆形或椭圆形。侵入前的围岩构造产状在靠近侵入体时变成与接触面产状一致。金矿化主要与这种侵位机制的岩体接触带构造有关。

5．研究侵入后的构造变动。侵入后的构造变动，包括褶皱和断裂两种。褶皱变动可使侵入体的原始产状强烈变

化，也可使岩体中的原生构造和后成断裂发生褶皱。断裂是侵位后侵入体中发育最广泛的一种构造，它使侵入体形态及内部构造发生变化，也是控制金矿化的主要构造。要大量测量受这种断裂控制的矿脉和细脉的产状，查明主矿脉与分支矿脉的关系，确定矿化过程中含矿断裂的位移方向等。要注意侵入后构造变动与岩体原生构造的关系，及与侵入前构造的关系等。

主要参考文献

(1) M.B.格佐夫斯基，1975，构造物理学基础。刘鼎文等译，地质出版社。

(2) J.B.赖特主编，1977，矿床、大陆漂移和板块构造。陈昌明等译，地质出版社。

(3) P. W. Guild, 1978, 美国西部的成矿规律。奚蛰译自《Journal of the Geological Society》1978.7, Vol. 135, Part 4。

(4) R.W.博伊尔，1979，金的地球化学及金矿床。马万钧等译，地质出版社。

(5) A.H.G.米契尔，M.S.加森，1981，矿床与全球构造。周裕藩、李锦铁译，地质出版社。

(6) B.Г. 加尔科韦茨等，1981，金的同生—后生矿化作用。段瑞奈译自 "Закономерности размещения полезных ископаемых" XIII。

(7) A.M.日尔诺夫，1982，近地表脉状金矿床中矿柱形成的地质—构造因素。李之彤译自《Изв АН СССР, Сер. Геол.》1982. №9 стр 87—100，国外地质科技，1984.4.，地质出版社。

(8) E.M.涅克拉索夫，1982，大型金矿床构造的主要特点。莫耀支译自《Изв АН СССР, Сер. Геол.》1982.№4 стр 87—100，国外地质科技，1984. 4. 地质出版社。

(9) А.И.Калинин，1983，苏联东北部主要金矿建造矿床地球动力学发展特征。傅宗舜摘译自《Доклады АН СССР》, Том 271, №2，地质科技动态，1984，№24。

(10) M. C. 拉法伊洛维奇，金在金矿床垂直地球化学分带序列

中的位置。池滨译自 «Изв АН КазССР Серия Геол.» 1983. №6，地质科技动态 1984.№22。
（11）李石锦等，1983，湘西沃溪金锑钨矿床褶皱构造及其控矿作用。湖南地质，第二卷，第一期。
（12）张文佑，1984，断块构造导论。石油工业出版社。
（13）金性春，1984，板块构造学基础。上海科学技术出版社。
（14）Richard.H.等，1984，火山地形和矿床。高坪仙译自 Economic Geology Vol.79，国外地质科技，1986.№7。
（15）王孔海等，1984，山东招远—掖县地区金矿控矿条件。中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊第九号。
（16）段瑞焱、吕英杰，1984，中国金矿床的时控分布特点。中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊第九号。
（17）高永勤、赵智全，1985，华铜铜矿区的金矿体赋存规律。第一届全国矿山地质学术会议论文选集，冶金工业出版社。
（18）陈国达，1985，成矿构造研究法。地质出版社。
（19）«国外黄金矿床译文集»翻译组译，1985，国外黄金矿床译文集。冶金工业出版社。
（20）D.R.Lowe，1985，Sedimentary Environment as a Control on the Formation and Preservation of Archean Volcanogenic Massive Sulphide Deposits。GAC Special。
（21）R.H.西利托，1985，火山侵入弧中与矿床有关的角砾岩。史业新摘译自«Economic Geology» Vol 80.№6，地质科技动态，1986.№9。
（22）朱奉三等，1985，中国早前寒武纪变质杂岩中金矿床地质及成矿作用。«黄金» №6。
（23）徐国风、邵洁涟，1985，火山岩次火山岩型金矿床的成矿模式和在世界上的分布。武汉地质学院地质科技情报第4卷第2期。
（24）K.Stuw，e1986，Structural Evolution of the Port

Wells Gold Mining District Prince William Sound,South Central Alaska Implication for the Origin of the Gold Lodes, Mineral Deposite, Vol 65,№21。

(25) F.Robert.A.C.Brown, 1986, 魁北克阿比提比绿岩带西格马矿山太古宙含金石英脉。第一篇地质条件和脉系的形成, 骆辉译自 Economic Geology Vol 81, 国外前寒武纪地质,1987。

(26) M.博纳梅宗, 1986, "含金石英脉"是含金剪切带的一种特殊情况。芮仲清译自《Chron.rech.min.》1986.№482, 国外地质科技, 1987, №6。

(27) А.Б.Дияров, 1986, 淮噶尔-巴尔喀什区的含金爆发角砾岩。刘曼华摘译自《Изв АН КазССР, Сер.Геол.》1986.№6, стр 35—41, 地质科技动态, 1988.2。

(28) 胡家杰等, 1986, 金矿控矿构造概述。武汉地质学院地质科技情报,第5卷,第3期。

(29) 孙培基, 1986, 关于我国金矿地质工作的总体设想。武汉地质学院地质科技情报,第5卷,第2期。

(30) 胡家杰等, 1986, 山东招远—掖县一带金矿控矿构造的几个问题。中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊, 1986, 第13号。

(31) 毋瑞身等, 1986, 我国金矿地质某些问题简述(摘要)。金矿论文集, 地质出版社。

(32) 段瑞焱, 1986, 花岗岩类与金矿化及区域变质作用中金矿化特点。金矿地质论文集, 地质出版社。

(33) 李之彤, 1986, 我国东部中(新)生代火山热液型金矿的地质特征。金矿地质论文集, 地质出版社。

(34) 栾世伟等, 1987, 金矿床地质及找矿方法。四川科学技术出版社。

(35) А. Ю. Соловьев, Тектонофациальный анализ

сугуского блока (Восточный Алай)。«Советская геология»1987, №3.
(36)胡家杰等,1987,胶东河西金矿控矿断裂及矿体预测。地球科学,第十二卷,第五期。
(37)卢作祥等,1987,山东招掖金矿带的构造岩浆控制。地球科学,第十二卷,第六期。
(38)范永香等,1987,山东焦家金矿床成矿地球化学特征及成矿机理。地球科学,第十二卷,第四期。
(39)张均,1987,对金矿床成因分类的评述。中国地质大学地质科技情报,第6卷,第4期。
(40)吴美德等,1987,一种新的金矿化模式(滑脱断层成矿模式)。地质科技动态,1987.№12。
(41)沈保丰,1987,太古宙绿岩带中金矿床的地质特征和找矿标志。国外前寒武纪地质,1987,第二期。