

矿相学教程

- 第一章 绪论及矿相显微镜
- 第二章 矿物的反射率及反射色
- 第三章 矿物的双反射及均质非均质性
- 第四章 矿物的内反射
- 第五章 矿物在聚敛光下的偏光图
- 第六章 矿物的硬度
- 第七章 矿物的浸蚀鉴定
- 第八章 矿物的综合鉴定和简易鉴定
- 第九章 矿石的构造、结构及矿物晶粒内部结构
- 第十章 矿化阶段及矿物的生成顺序
- 第十一章 矿石工艺性质研究

第一章 绪论及矿相显微镜

第一节 绪 论

一、矿相学的概念

矿相学是以矿石为研究对象的一门地质科学。其任务是主要用矿相显微镜（反光偏光显微镜）等手段研究金属矿石的矿物成分、组构（构造、结构）特征，以及在时间上发育和空间上分布的规律性。矿相学可为研究矿石的成因和工艺性能提供重要的基础资料，从而有助于查明矿床形成的过程和条件以及选择合理的矿石技术加工方案。也就是说，矿相学（Mineragraphy 或 Ore Microscopy）的研究领域包括有金属矿物学（Mineragraphy）和矿石学（Ore Petrology）的若干内容。

矿相学的研究方法在许多方面与以合金为研究对象的“金相学”相同。在实际应用上，矿相学主要与矿床学、找矿勘探地质学、矿石工艺学（选矿学和冶金学）等密切相关。十分明显，矿相学必须充分利用数学、物理学、化学等基础理论科学的基本知识和新的研究成果（如量子化学、固体物理学等）。同样，矿相学还要利用结晶学、矿物学、岩石学、地球化学、古生物学、地层学等基础地质科学的基本理论和方法。当然，矿相学也可以反过来为上述有关学科提供资料，部分成果也能够为这些学科所利用。

由以上矿相学的研究对象、研究任务、研究方法及与其他学科的关系可知，矿相学在地质科学的发展及找矿勘探、矿石利用等方面具有重要的理论和实际意义。

二、矿相学的研究意义

（一）在帮助查明矿石形成条件和探讨矿床成因方面的意义

人们知道，矿床形成经历了长期、复杂的历史。矿床地质学的基本任务之一就是揭示矿床形成的全部历史。这包括从有用矿物堆积以前的地质作用，经过矿床形成阶段，最后到后生阶段。由矿石中矿物结晶颗粒和矿物集合体形态特征构成之矿石构造结构的特点，是在一定的成矿地质条件和物理—化学条件下形成的。因此，矿石的组构特征实际上乃是造矿矿物形成过程的客观证据，可以据之分析成矿条件的特点。即成因不同的矿石有着不同的矿物组合及构造结构，所以矿相学研究矿石的矿物成分和构造结构可以阐明许多重要的成矿特点。现举几个方面的例子说明如下：

1. 帮助判断成矿方式、成矿深度和成矿物理—化学条件

根据矿石的构造结构特点，可以帮助确定成矿方式系充填方式或交代方式成矿。有时还能帮助推断矿床形成的深度条件。如深度离地表 3—5 到 10—15km 的“深成带”矿床，矿石主要为结晶的构造和结构；深度离地表 1—1.5 到 3—5km 的“浅成带”矿床则矿石显著发育胶状的构造和结构。

十分明显，某些特殊的矿石构造结构类型可以标示矿石和矿床的成因和成矿物理—化学条件。如“草莓结构”指示矿石的生物化学沉积成因；碎屑结构反映矿石的沉积成因；多孔状构造可说明矿石系风化成因；“交代脉”反映成矿裂隙系压性裂隙（不是张性裂隙）等。众所周知，“假象赤铁矿”和“穆磁铁矿”反映氧化、还原条件的变化，硫化物交代石英形成的假象结构说明成矿溶液的 pH 值升高为碱性溶液。磁黄铁矿分解为黄铁矿形成“鸟眼状结构”表示成矿介质的氧逸度（ f_{O_2} ）增加， S^{2-} 转变为 $[S_2]^{-2}$ 。磁黄铁矿（含硫 36.5%）被白铁矿（含硫 53.4%）交代体现含矿溶液硫离子浓度增大。

又如通过对具出溶结构之斑铜矿（主矿物）—黄铜矿（客矿物）矿石作加温退火试验，以及结合自然界矿石出溶结构的情况考虑，得知 250℃ 以下形成稠密而细小的叶片结构和格状结构（由快速冷却、强烈过饱和、扩散速度小所致），300—375℃ 形成较稀疏而粗大的液滴状、蠕虫状乃至细脉状结构（由缓慢冷却、过饱和程度低、扩散速度大所致）。

2. 帮助分析矿床成因和成矿作用过程

例如我国贵州观音山铁矿床，1961 年开采一号矿体深部菱铁矿时认为系中低温热液成因。后通过矿石组合、构造结构的研究分析矿床属沉积—变质成因。该矿床矿石具纹层状构

造、条带状构造(燧石—青灰色菱铁矿)、脉状构造(米黄色巨晶菱铁矿穿插青灰色菱铁矿)。矿石结构有细粒半自形—自形晶粒结构(细粒青灰色菱铁矿粒径 0.1—0.25mm, 粒间有碳质物充填)、生物结构(由细粒菱铁矿、玉髓等矿物质组成的海百合茎和有孔虫化石)、鲕状构造(鲕直径 1—2mm, 鲕粒胶结物为青灰色菱铁矿)和变晶结构(米黄色菱铁矿花岗变晶结构及斑状变晶结构, 重结晶作用形成的菱铁矿巨晶晶体中心还残留着同心圆状痕迹)。由之分析判断青灰色细晶菱铁矿系沉积成矿作用形成, 后受变质作用而形成脉状米黄色巨晶菱铁矿矿脉。当然, 绝大多数矿床的形成都有一个很长的时间, 矿物质的改造和堆积性质也有变化。所以应划分出复杂的或复成因矿床, 此系指有用矿物堆积作用逐次变化而形成的矿床。这类矿床之矿石组构特征能够反映出矿床的复杂形成过程和复式成因。

3. 帮助评价深部矿石质量和矿床远景

例如镍黄铁矿(Pn)、磁黄铁矿(Po)、黄铜矿(Cp)矿石在风化时镍黄铁矿被紫硫镍矿(V)交代, 即发生“紫硫镍矿”化作用, 此时释放出Fe和Ni。Fe主要呈 FeCO_3 沉淀, 镍离子(Ni^{+2})与周围的磁黄铁矿(Po)反应形成新生的 V_{Po} (V_{Po} 呈羽毛状假象反应边, 不规则地占据着相毗邻的Po颗粒边缘周围的底面裂开面)。 V_{Po} 的数量受Pn被 V_{Po} 化(交代)期间释放出来之Ni的数量控制, 即 V_{Po} 与 V_{Po} 的比例可成为衡量原生矿石中Pn与Po比例的尺度。故羽状边缘(V_{Po})肥大, 表明它是由富含Pn的镍矿富矿石变来, 而羽状边缘(V_{Po})细小, 则表明是由贫Pn的贫镍矿石变来。因而这种“边缘羽状结构”对于推测和评价深部原生镍矿石的贫富具有重要的实际意义。

又如四川某赤铁矿矿床在地表露头矿石中发现系“假象赤铁矿”, 据此推测深部应有磁铁矿矿石, 结果下钻验证发现了沉积变质型磁铁矿富矿石。

4. 帮助确定找矿方向

众所周知, 闪锌矿中 FeS 分子的含量多少一般与其形成温度高低成正变关系, 而闪锌矿中出溶物磁黄铁矿和黄铜矿的数量大小又与闪锌矿中 FeS 分子的含量高低直接相关。因此, 可以根据在矿相显微镜下观察和测定闪锌矿中磁黄铁矿和黄铜矿的数量(用图像分析仪定量精确测定)推测闪锌矿的形成温度条件以至矿床成因类型。例如, 新的研究成果表明矽卡岩型铜矿床中闪锌矿的 FeS 分子含量最高(平均为 18.9%, 最高可达 21.4%); 云英岩型花岗岩中浸染状铜钨矿床中闪锌矿的 FeS 分子含量次高(平均为 17.6%, 最高达 19.6%); 石英脉型铜锡矿床中闪锌矿的 FeS 分子含量较低(平均为 16.9%); 石英脉型铜钨矿床中闪锌矿的 FeS 分子含量更低(平均为 14.4%)。我国河南灵宝某多金属硫铁矿矿床在成团上存在有系矽卡岩型或斑岩型矿床的争议, 涉及在该区的找矿主要目标是寻找矽卡岩型铁、铜等矿床还是寻找斑岩型钼、钨等矿床这一重大找矿方向问题。前面已经说明, 典型矽卡岩型矿床中产出的闪锌矿都属于高温型的黑色铁闪锌矿, 具有固溶体分解作用形成之黄铜矿或磁黄铁矿大量叶片或乳浊体产出。而该矿床闪锌矿却显深棕褐色, 在绝大部分光片中未见有上述黄铜矿或磁黄铁矿的固溶体分解物。经研究该矿床闪锌矿含 FeS 分子约为 5.6%, 其形成温度约为 210.4℃, 与斑岩型中温热液的形成条件相近, 而与典型矽卡岩型高温的形成条件不符。

同样, 前述贵州观音山铁矿作为沉积—变质成因的层控型同生矿床(地层控矿因素重要)与作为中低温热液成因的岩浆期后热液型后生矿床(岩浆构造控矿因素重要)在找矿前提及找矿方向上是迥然不同的。

显然, 由上述几个简单的实例可以看出, 矿相学研究可以帮助查明矿石的矿物成分和组构特征, 为探讨矿化分带性, 含矿溶液的性质(物态、酸碱度、氧逸度、硫逸度、氧化—还原电位等)、成矿方式、形成温度及深度、矿化强度的变化、成矿作用在时间上和空间上的演化规律等矿床成因问题提供有益的基础资料; 为地质找矿勘探工作提供理论依据和实际线索。

(二) 在指导矿石技术加工方面的意义

在指导矿石技术加工方面, 矿相学研究更是不可缺少的重要基础性工作。现用以下三方面的实例说明:

1. 帮助查定矿石的可选性

例如我国某铁矿, 矿石品位已达工业要求, 但勘探过程中对铁的赋存状态没有查清, 全

铁中有很很大一部分是硅酸铁矿，以致建矿建炉后炼不出铁来。对比之下，我国江苏某赋存于闪长玢岩体内的热液交代型铁矿床，矿石全铁量虽仅为 20%，其中还有百分之几的硅酸铁，但通过矿相学等研究后提出合理的选矿流程方案，矿山选矿效果良好。该矿床主要铁矿物为磁铁矿(占 82%)，矿石构造主要为浸染状、细脉浸染状、角砾状构造等。有用矿物磁铁矿结晶完好，常呈自形到半自形晶粒。粒度一般为 0.2—1mm，大的可达 3—4mm。它在矿石中属中一细粒均匀嵌布，与脉石矿物(长石、辉石、角闪石、方解石、绿泥石等)的连接关系简单，多为规则毗连连接。由于磁铁矿粒度较大，嵌布均匀，连接关系规则而平直，磨矿细度到 0.2mm(即-200 目的占 60—65%)时磁铁矿即已基本解离。矿山采用单一磁选法就达到较好的选矿指标(精矿品位 60%，回收率 75—78%)。

2. 帮助选定矿石工艺加工流程

国内外微细浸染型金矿，自然金粒径多为微米级或更细的“次显微金”，绝大多数产在细粒黄铁矿中呈“次显微状机械混入物”。由于黄铁矿均质致密且无解理，受应力破碎时裂开面的位置是任意的，同时金颗粒粒度太细，磨矿造成的黄铁矿裂开面通过自然金次显微颗粒的机率极小，即不能通过碎矿分选的办法直接富集自然金。而只能先分选出含金黄铁矿后再通过冶炼制酸脱硫于剩渣中用混汞法或氰化法回收金。

又如广东莲花山钨矿床，精选钨矿后的硫化物尾矿含钴达 0.3%，储量亦较大。用常规的“焙烧—酸浸钴法”没有成功。原因就在于钴不是赋存在黄铁矿中，而是呈独立的斜方砷钴矿和方钴矿与毒砂紧密连生。这在焙烧时会产生剧毒的三氧化二砷，严重污染环境，造成公害。后根据矿石物质组成特点采取无砷害的“细菌(氧化铁硫杆菌 *Th. ferrooxidans*)浸钴新工艺”获得成功。钴的浸出率为 86.7%，总回收率为 67.56%，同时还回收了副产品硫酸镍和硫酸钠，避免了环境污染。

3. 帮助确定矿石综合利用方案

众所周知，确定矿石综合利用方案离不开对矿石进行矿相学研究的基础资料。例如，江苏吴庄铁矿为一接触交代—热液型矿床。全区矿石平均含铁 48.56%、钴 0.021%、硫 1.87%，磁铁矿的铁占 92.55%、赤铁矿的铁占 2.99%、菱铁矿的铁占 0.86%、黄铁矿的铁占 1.47%、硅酸铁的铁占 0.13%。钴为类质同象混入物赋存于黄铁矿(含钴 0.534%)中，未见独立钴矿物。黄铁矿主要为半自形—他形晶粒，粒径多为 0.05—0.1mm，大的达 1—2mm。由此可知该矿床应以铁为主，硫作为杂质被除去并附带回收，钴则随硫富集进入黄铁矿精矿。由于嵌布粒度较细和连接关系较复杂，磨矿细度要求-200 目占 80%以保证铁精矿有较好的质量(含铁 65.1%)和回收率(91.39%)。采用先磁选再浮选的选矿工艺流程最终获得一级品钴—硫精矿(含钴 0.516%、钴回收率为 76.56%，含硫 47.68%、硫回收率为 84.92%)。相当于增加了一个中型钴矿床和一个中小型硫铁矿矿床。

由上述几个实例可知，对一个矿床进行工业评价，仅仅知道矿石品位、储量、矿体形态、产状和一般物质组成还是不够的，还应该对矿石的工艺性质进行研究。不论是在地质评价阶段进行矿石可选性试验，还是为矿山提供选厂设计，都要求查明矿石的化学成分和矿物成分及其含量、矿石的构造和结构、有用矿物嵌布特性和粒度以及连接关系、有益有害元素赋存状态等方面的特点，以选择最经济有效的选冶方法，确定最佳的磨矿细度及最合理的工艺流程，尽可能地综合利用回收全部有用组份。这些工作大都与矿相学研究密切相关，充分体现了矿相学在指导矿石技术加工方面的重要实用意义。

三、矿相学研究的工作程序

矿相学研究的一般工作程序可分为以下三个阶段：

(一) 野外研究阶段——首先收集已有地质资料来了解区域及矿床的地层、构造、岩浆活动，地质发展史、矿体构造、矿石及围岩的成分等方面的情况，在此基础上再选择有意义的矿化露头，探槽、坑道、钻孔进行地质观察和编录。同时采集研究用标本。采集的原则是：1. 各个矿体或重要矿体有代表性的标本；2. 特征性的标本(包括各种矿物、典型矿石构造结构、共生组合的标本和重要围岩标本)。

(二)室内研究阶段——主要任务是进行显微镜下鉴定和研究,必要时还须进行其他一些专门性研究(如X射线分析、电子探针分析、单矿物化学分析、激光显微光谱分析、红外吸收光谱分析、电子显微镜分析、X光荧光光谱分析、中子活化分析、图像分析仪测定、同位素年龄分析等)。

研究用标本根据不同情况分别制成磨光块(矿块)、磨光片(光片)、薄片、光薄片、砂光片等。对上述这些加工过的标本进行显微镜下研究主要是比在野外更精确地研究矿石(围岩)的物质成分特点(矿物成分、化学成分、矿物共生组合)和形态特征(矿石的组构、矿物粒度和含量、矿物晶粒内部结构等)。

(三)综合整理研究阶段——主要是综合野外、室内研究的成果和文献资料,编写矿相学研究报告书。其报告内容主要应包括:1.区域及矿床地质特征;2.矿石类型、矿物成分及化学成分特点;3.矿石的组构特征及矿化期、矿化阶段、矿物生成顺序、矿物世代等的研究成果;4.矿石中有益有害组份赋存状态,有用矿物嵌布特征、嵌布粒度、连接关系等。最后在分析实际资料的基础上提出矿床成因的见解及找矿评价、矿石技术加工方案的建议。

四、矿相学发展简史

矿相学的发展历史表明它是一门相对比较年轻的学科,是在矿物学、矿床学、金相学的基础上发展起来的。二十世纪初才把金相学研究合金成分、结构特点的方法应用于研究天然矿石。二十世纪五十年代以前国外学者 H. Schneiderhohn, M. Berek, A. Г. Бетехтин, J. Orcel, R. W. Van der Veen, P. Ramdohr, E. S. Bastin, G. M. Schwartz, N. C. Водянский, M. N. Short, A. B. Edwards 等在不透明矿物晶体光学、显微镜下鉴定方法、矿石组构研究等方面作出了重要贡献,为早期矿相学的发展奠定了基础。这一时期矿相学研究以定性的理论解释和主要为定性、半定量的测试数据鉴定矿物为特征,矿石构造、结构的研究也是在传统地质学范畴内进行观察和描述。后来, R. Galopin, N. F. M. Henry, W. Uytendogaardt, P. Ramdohr, S. H. U. Bowie, E. Stumpf, Л. Н. Вяпъсов, H. Piller, С. А. Юшкo, М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева, E. N. Cameron, A. F. Hallimond, R. L. Stanton, J. R. Craig, A. Criddle, L. J. Cabri, B. Cervelle, A. Sugarki, 等为光学定量理论、显微镜下近代鉴定法、在相关实验基础上矿物共生组合、矿石组构研究作了研讨和综合。我国矿相学家陈正等在矿物反射色颜色指数、旋转性定量理论与新测定方法、矿石构造结构、矿石工艺性质研究等方面为解决实际矿相学问题和探索矿相学领域中的某些理论问题做出了显著的成绩。展望未来,不透明金属矿物鉴定与研究将向微粒、微区、快速、定量方向发展,矿石组构的研究与近代成矿理论和实验以及各种先进选矿、冶炼方法相结合的方向发展。测试仪器自动化及与电子计算机相结合,将量子化学、固体物理学最新研究成果引进矿相学领域乃是不可忽视的发展趋势。矿相学必然要为地质找矿和矿石工艺加工以至新材料研制等方面作出更大的贡献。

五、矿物的吸收性和吸收性晶体的复数光性指示体

光波进入矿物而逐渐衰减的现象为矿物的吸收性。如图 1—1 所示,上半部分表示光波进入矿物后振幅逐渐衰减的情况,下半部分表示光波进入矿物不同深度后的不同光强。透过矿物X距离后的光强I与刚进入矿物时(x为零)的光强I₀的关系:

$$I_x = I_0 \cdot e^{-\frac{4\pi KX}{\lambda_0}}$$

式中e为自然对数的底,数值为 2.71829..., π 系圆周率为 3.1416..., K是吸收系数,其物理含义为光波透入矿物一个真空中波长距离(λ₀)时光强降为原值的 1/e^{4πK},即K越大,光波衰减越强,降低得越多。当阳光或普通灯光进入矿物数百至千分之一毫米的厚度即衰减到这种矿物薄片不透光时,这种矿物就称为不透明矿物或强吸收性矿

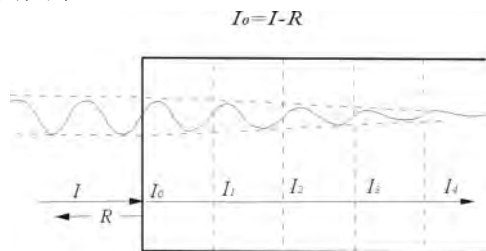


图1-1 矿物对光波的吸收示意图
(据F.A.Jenkins, 和H.E.White)

物(吸收系数K值大于 0.73)。因之,不透明矿物就不能像选岩透明矿物(K值小于 0.025)那样磨制成厚 0.03mm的岩石薄片在透射光(偏光显微镜)下观察,而只能磨制成光片在反射光(反光显微镜)下研究了。

吸收性一般包括有不透明矿物(吸收系数 K 值大于 0.73)和半透明矿物(K 值在 0.73—0.025 之间),它与透明矿物(X 值小于 0.025)的重要区别之一为其具有复数折射率 N' ,即:

$$N' = N - iK$$

式中 N 为折射率(表示光波在矿物中的传播速度), K 为吸收系数(表示光波在矿物中衰减), i 为虚数 $\sqrt{-1}$ 。

人们知道,透明矿物的光学指示体为光率体,由折射率一项构成。用数学上的二次方程式可以表达其空间几何形态(如切面为圆、椭圆等光学指示面,可称为二级面)。如图 1—1 所示,光强为 I 的光波除透入矿物内部的 I_n (I_n 、 I_1 、 I_2 、 I_3 、 I_4 ……)之外,还有一部分(R)被反射出来,反射部分和入射光的比值为反射率 R 。对不透明矿物来说,由于它只能在反射光下研究,故矿物的反射率具有决定性的意义。在下一章将要讲到不透明矿物的反射率只决定于吸收系数 K 和折射率 N ,因之不透明矿物的光学指示体以 R 、 K 、 N 三项构成。它的空间几何形态也复杂得多,有的需要数学上的高次方程式才能表达(如一轴晶的反射率光学指示体为复杂的旋转椭圆体,其切面的数学表达式为 24 次幂的高级方程式,即为二十四级面)。如图 1-2-a 所示,等轴晶系不透明矿物复数光学指示面, R 、 N 、 K 都是圆切面。垂直一轴晶光轴的切面也是圆切面。图 1-2-b 和 1-2-c 为一轴晶(三方、四方、六方晶系)不透明矿物的复数光学指示体平行光轴切面的光学指示面。图中虚线表示透明矿物的光学指示面,系由旋转椭球体切出来的椭圆(二级面)。1-2-b 为一轴正晶($N_e > N_o$),系长椭圆;1-2-c 为一轴负晶($N_o > N_e$),系扁椭圆。图中实线表示不透明矿物的 R 光学指示面,系由旋转椭圆体切出来的“束腰椭圆”(二十四级面)。1-2-b 为长束腰椭圆(一轴正晶, $R_e > R_o$),1-2-c 为扁束腰椭圆(一轴负晶, $R_o > R_e$)。斜方晶系不透明矿物的复数光学指示体为非旋转的三轴椭圆体。图 1-2-d 表示这种三轴椭圆体平行两个轴、垂直一个轴的光学指示面(R 、 K 、 N),由此图反映出 R 、 K 、 N 三个非旋转三轴椭圆体有一个共同的光学对称中心,各有三个长度不同而互相垂直的主轴,它们的方位与结晶轴重合。斜方晶系不透明矿物有三个主折射率 N_g 、 N_m 、 N_p 、三个主吸收系数 K_g 、 K_m 、 K_p 和三个主反射率 R_g 、 R_m 、 R_p 。单斜晶系不透明矿物的复数光学指示体为形态不同,不完全对称的三轴非旋转椭圆体,椭圆体有三个互相垂直的主轴,只有其中一个主轴与结晶轴 b 轴重合,其它两个主轴则与结晶轴 a 、 c 斜交。 R 、 N 、 K 三种椭圆体的另两主轴也互不重合,但有一个共同的光学对称中心。图 1-2-e 表示垂直 b 轴、平行其唯一的 ac 对称面之光学指示面,说明图纸面(ac 面)为一“光学对称面”(垂直此面的反射光为平面直线偏光)。三斜晶系不透明矿物的复数光学指示体更为复杂, R 、 K 、 N 三个非旋转椭圆体只有一个共同的光学对称中心,三主轴没有一个与结晶轴重合, R 、 K 、 N 的主轴也不相重合。即任何切面也不是光学对称面。其几何图形无法准确地用数学公式表达。

综上所述,所有七个晶系不透明矿物的五种复数光学指示体(图 1-2)归结可切成三种类型的光性切面(图 1-3)。第一种切面为同半径的具有无数个光学对称面(在图内为双箭头的光学对称线)的切面,系等轴晶系复数光学指示体的所有切面和垂直一轴晶光轴的圆切面。这种切面的垂直反射光为平面直线偏光,并且无论怎样转动显微镜物台都出现平面直线偏光。第二种切面为具有光学对称面的切面(共两个亚型,左边亚型为对称程度较高的“二光学对称线切面”,右边亚型为对称程度较低的“一光学对称线切面”)。左边亚型系一轴晶复数光学指示体的直立切面和斜方晶系复数光学指示体的(100)、(010)、(101)切面,这种切面的两个消光位置显示平面直线偏光。右边亚型系一轴晶复数光学指示体的一般切面、斜方晶系复数光学指示体的(h01)、(0k1)、(hk0)切面和单斜晶系复数光学指示体的(h01)切面,这种切面只有一个消光位显示平面直线消光。第三种切面为不具光学对称面的切面,系单斜晶系复数

光学指示体的所有其他切面和三斜晶系复数光学指示体的所有切面，这种切面的任何消光位和其他位置都不显示平面直线偏光。

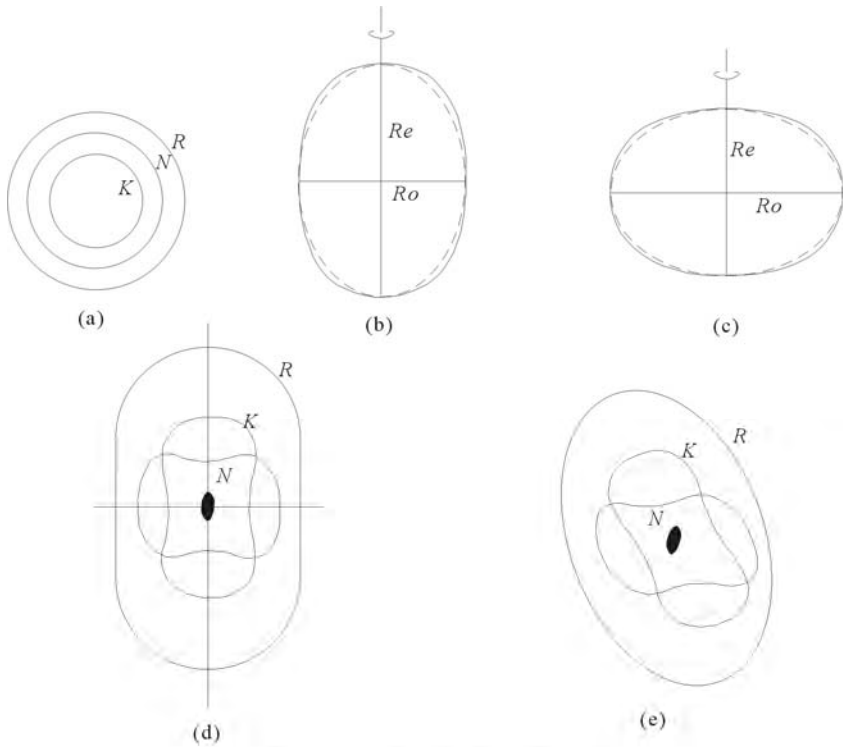


图1-2 不透明矿物的光学指示面
(根据R.Galopin,和N.F.M.Henry,1972)

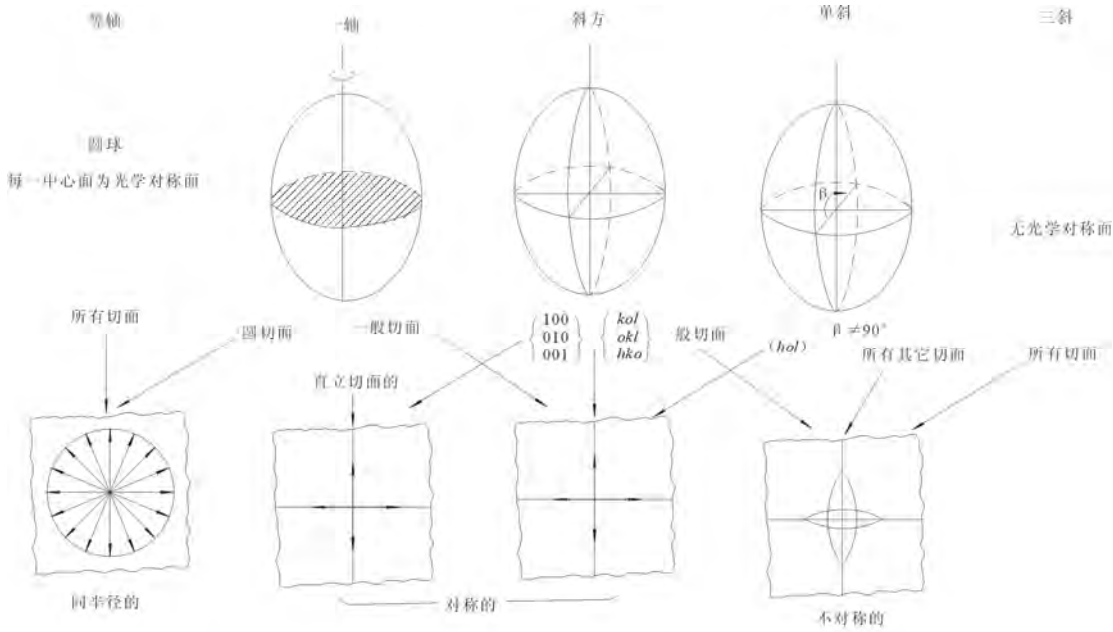


图 1-3 不透明矿物的五种复数光学指示体和三种类型的光性切面示意图

六、矿石磨光片的制备

如上所述，不透明矿物只能在反光显微镜下研究，这就需要切制磨光片。制片过程为切割、粗磨成型，煮胶细磨、精磨和抛光等几个步骤。现简介如下：

1. 切割——致密的矿石块可直接在切片机上将欲观测部分切成约 30×25×10mm 的扁形长方块。疏松、易碎的标本需煮胶(用电炉将 4-7 比 1 的松香和石蜡加热熔融成胶状并冷却在胶锅中，再将切好的矿石块置于电炉上加热至烫手时用铁柑夹入胶锅内，此时热胶渗入矿石

孔隙并排除气体,至气泡停放时即可)后方能进行切割;

2. 粗磨成型——致密的矿石块可直接在磨片机上用 M20 号金刚砂粗磨成型。疏松、易碎的矿石块仍需煮胶后才能进行粗磨成型;

3. 煮胶细磨——粗磨成型后,细磨前需要再煮胶一次,依次用 320 号和 1000 号(或 M20 号)金刚砂在磨光机上细磨;

4. 精磨——用 1200 号(或 M14 号)、M12 号金刚砂(或 2 号白泥浆)在玻璃板上人工精磨,必要时换一块玻璃板用 M7 号金刚砂精磨,使矿石块平整光亮如镜为止;

5. 抛光——精磨好的矿石块在帆布磨盘或木盘上加三氧化二铬溶液初步抛光,再于呢料磨盘上加氧化镁或一种混合化学磨料(铬酸一份,重铬酸铵一份,三氧化二铁或三氧化二铬二份均匀混合)进一步抛光最后制成光片。

光片质量好的标志是没有麻点和擦痕,不同矿物之间的相对凹凸不大。许多制片学科科技工作者和制片工人为提高磨片质量作了大量工作,积累了丰富的经验(详见有关著作和书籍)。由于光片的磨光面暴露于空气之中容易氧化(特别是白铁矿,镍黄铁矿等硫化物矿物)、蒙沾灰尖,故在镜下观察之前需在呢绒质擦片板上擦拭干净,必要时需要重新抛光。在镜下研究时必须使光片磨光面固定为与显微镜载物台平行、与显微镜镜筒垂直的方位。为此可用专门的压片机压铸于电木中,或用火漆、石膏、环氧树脂胶固起来。最简易的办法是用压平台在载片上垫胶泥压平光片即可。

应该指出,光片磨制质量的好坏直接影响矿物性质定量数据的测量精度和矿石某些精细结构的显示。国际矿物学协会矿相学委员会(IMA/COM)成立了专门的“磨光实验工作小组”,我国矿物岩石地球化学学会也成立了“制片专业委员会”,从事这方面深入的研究工作。总的趋势是采用自动化磨片机(如Knuthroter型全自动研磨机)以系列磨料制作高质量的光片。如日本采用Struers制DP-10型自动研磨机在最后磨制阶段以 $2\mu\text{m}$ 粒径SiC磨料研磨10-20分钟, $0.25\mu\text{m}$ 粒径SiC磨料研磨5-10分钟最后以 $0.05\mu\text{m}$ 粒径 Al_2O_3 或MgO磨料研磨1-5分钟即制备出光洁异常的高质量光片。

第二节 矿相显微镜

在科学发展的现阶段,对矿石进行矿相学研究无疑应使用一切先进手段,但矿相显微镜仍不失为一种基本的工具,特别是在矿相课教学过程中。矿相显微镜乃是最基本的教学仪器。矿相显微镜又名矿石显微镜、反光显微镜或反光偏光显微镜。它实质上是研究岩石用的偏光显微镜加上一套“垂直照明系统”组成。故它的机械系统与偏光显微镜完全相同。矿相显微镜的光学系统主要由光源、垂直照明系统、物镜、目镜组成(图1-4)。物镜及目镜的种类和结构原理也与偏光显微镜基本相同,仅物镜在设计上与偏光显微镜有所不同,故新型反光偏光显微镜备有两套物镜分别在反射光和透射光下使用。

一、垂直照明系统

垂直照明系统主要由入射光管和反射器两部分组成:

(一)入射光管——系连接光源和反射器起通道作用的装置,并附有调节光线的部件。它主要有:

1. 光源聚光透镜:位于进光管最前端靠近光源之处,其作用为把光源发出的光线聚焦于视域光圈上。

2. 孔径光圈:系可任意开缩的虹膜式光圈,用于控制入射光束直径。缩小孔径光圈可消除物镜球面像差和色差的不良影响,提高物像清晰度,但同时又使物镜有效孔径减小,分辨率降低。如孔径光圈开得过大,将使镜筒内有害的杂乱光线(即“耀光”)增强,降低物像对比度(反差)。故应调节适当为宜。

3. 前偏光镜:系偏振膜或冰洲石棱镜制成,其作用为使入射的自然光变为平面偏光(直线偏光),即为一“起偏振器”。加偏光镜的振动力向一般采用东西方向(即左右方向)。

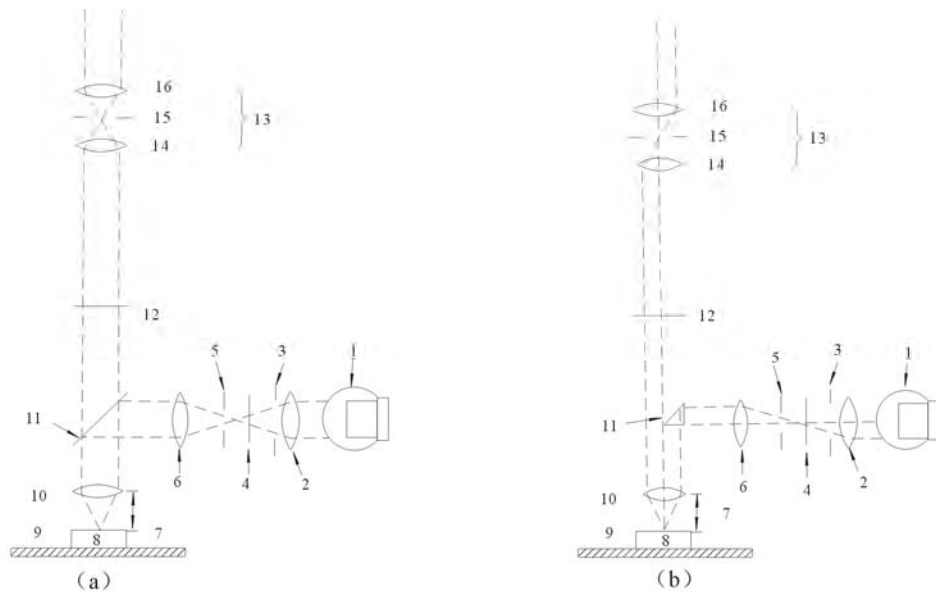


图1-4 矿相显微镜的光学系统，玻片式反射器 (a)和棱镜式反射器 (b) 示意图

1.灯丝 2.聚光透镜 3.照明装置孔径光圈 4.前偏光镜 5.照明装置视域光圈 6.照明装置准焦透镜 7.物镜自由工作距离
8.标本 9.载物台 10.物镜 11.全视域或玻片反射器 (a) 或半视域棱镜反射器 (b) 12.上偏光镜 13.目镜 14.场透镜
15.固定光圈 16.眼透镜

4. 视域(视野)光圈：一般也是虹膜光圈，用以调节视域的大小。适当缩小视域光圈可减少“耀光”的影响，使物像清晰度提高。一般调节到使视域光圈影像与视域边缘重合，不宜再大以招致杂乱光线进入视域。

5. 准焦透镜：可使视域光圈焦距准确，成为清晰影像落入视域中。入射光管内装备的完善程度及装置方法，因矿相显微镜的型号不同而有所差异。

(二) 反射器——反射器是垂直照明系统的关键部件，它将从入射光管进来的光线垂直向下反射，到达矿石光片上起照明作用(图 1-4)。反射器最常用的有玻片式反射器(图 1-4-a)和棱镜式反射器(图 1-4-b)两种。

1. 玻片式反射器：如图 1-5 所示，在垂直照明系统中装置一片以 45° 倾斜的透明玻片(正反射面镀有增亮膜，上表面镀有增透膜)，光线经入射光管到达玻璃片上，一部分光线透过玻璃片损失，另一部分光线被玻片以 45° 角度反射向下通过物镜到达矿石光面。当光线经矿石光面反射向上再次到达玻璃片时，又有一部分光线被反射转向光源而损失掉，另一部分光线透过玻璃片射至目镜焦平面处形成矿物影像。

2. 棱镜式反射器：如图 1-6 所示，用一直角三角形全反射棱镜(斜面上镀有一层水银)可使入射光全部反射向下，故视域亮度是用玻片式反射器的数倍。旧式的棱镜反射器采用普通直角三棱镜(如东德 Row 厂产 Poladum III 或 IV 型矿相显微镜)。当入射光为直线偏光光束不完全平行时被旧式棱镜反射后会使视野边缘的部分反射光变为椭圆偏光使观察测定产生误差。新式棱镜反射器则可消除掉这种缺点。采用 Berek 设计的三次全反射补偿棱镜(图 1-6 上侧的小图)更好。其结构大致与普通三棱镜相似，但在顶角方位又切出一平面与斜面平行。它使入射光经三次全反射后将椭圆偏光基本上恢复成直线偏光。

如上所述，玻片式反射器和棱镜式反射器各有其优缺点。玻片式反射器宜作高倍镜观察或照相及聚敛光偏光图像研究；棱镜式反射器则宜作中、低倍镜观察。部分矿相显微镜垂直照明系统中只有一种反射器(玻片式反射镜或棱镜式反射器)，新型矿相显微镜则两者皆有，可根据需要选用。

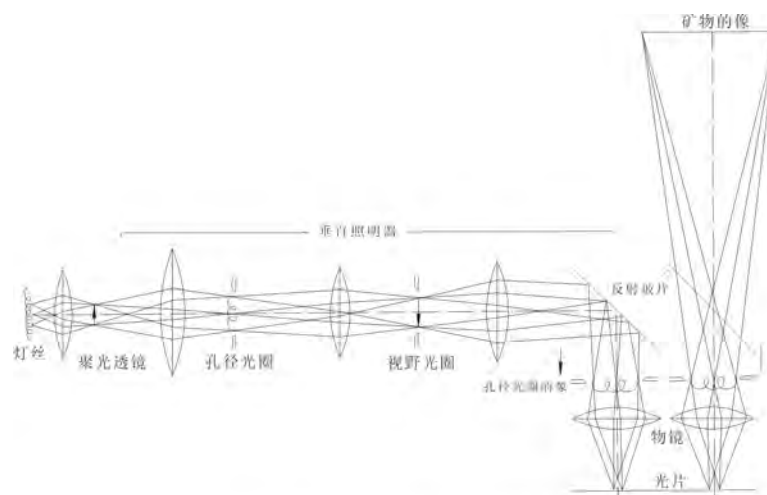


图1-5 玻片式反射器垂直照明系统光路图

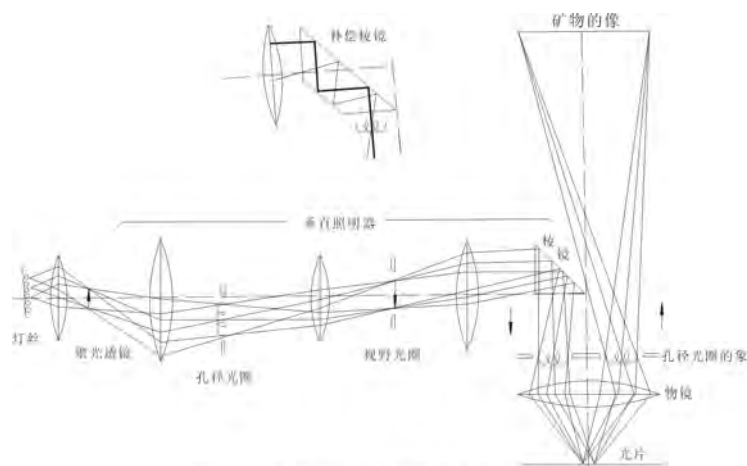


图1-6 棱镜式反射器垂直照明系统光路图

二、光源

光源是矿相显微镜的重要组成部分，它直接影响各种光学性质的观测和视域明亮程度及摄影效果，因而不断提高、改进光源质量乃是光源研制部门的重要课题。旧式矿相显微镜多配备钨丝白炽灯，电流强度为 2.5A，所用变压器输出电压为 6V。灯泡以磨砂玻璃为宜，灯丝钨丝尽量密集。多和垂立照明系统联装在一起随显微镜筒升降，使用较方便。另也有单用支柱的低压钨丝白炽灯，一股功率为 30w，由于亮度较大，可用于观察内反射(斜照)和正交偏光下的均质非均质性。钨丝白炽灯发出红橙色光较多，蓝紫色光较少，故灯光呈黄光。因之必须在灯泡前加配一片深度合适的蓝色滤光片以吸收多余的红橙色光使灯光接近白色。但钨丝白炽灯具有发光效率低、灯丝寿命短的缺点。新型矿相显微镜多使用卤钨灯(图 1-7)。它是在装有钨丝的石英玻璃壳内充填以一定数量的卤族元素(溴或碘)或其化合物。灯丝在燃点时，蒸发的钨沉淀在石英玻璃壳壁上，当温度高于 200℃时，溴或碘的蒸气与石英玻璃壳壁上的钨结合形成溴(碘)化钨蒸气，钨又重新附着在钨丝上，这样就形成以上卤钨化学循环，可大大提高钨丝温度以增高发光效率并延长灯泡寿命。

三、物镜(接物镜)

物镜是由复杂透镜组成的光学放大系统，其作用是将微小物体造成一个放大实像，人眼则通过目镜来观察这个实像。物镜具有放大能力和分辨本领(分辨率)两种基本特性。一般将放大数倍的物镜称为低倍物镜，放大

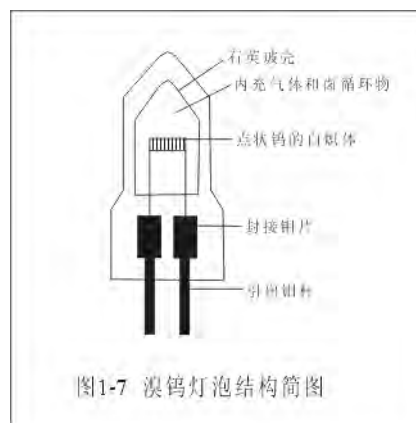


图1-7 溴钨灯泡结构简图

十倍左右为中倍物镜。放大数十倍的为高倍物镜。物镜分辨物像细微结构的能力为分辨本领，通常以分辨物像的实际距离 L (分开两个点或两条平行线的最短距离) 来表示：

$$L = 0.61 \cdot \frac{\lambda}{n \cdot \sin \delta} = 0.61 \cdot \frac{\lambda}{A \cdot N}$$

式中 L 为物镜的分辨率； n 为物镜前透镜与矿石光片之间介质(空气、油、水)的折射率； λ 为观察时所用的光线之波长(用白光观察时可用人眼般敏感的 550nm 黄绿色光代表)； δ 为物镜的半孔径角； $N \cdot A$ 为物镜的“数值孔径”。

如图 1-8-a 所示和上式可知，物镜的分辨率主要与“数值孔径”有关(λ 为相当固定的因素)，而 $N \cdot A$ 又与介质的折射率 n 及物镜的半孔径角 δ 有关。因而在油浸时观察($n=1.515$)比干镜头($n=1$)观察物境的分辨本领大(即分辨率小，可看出细微结构)。半孔径角 δ 越大物镜的分辨本领也越大， δ 理论值最大为 90° ，但实际只能达到 72° ，故干镜头的最大“数值孔径”为 $\sin 72^\circ$ (0.95)即物镜前透镜与矿石光片之间的距离(自由工作距离)不能为零，实际上最小为 0.1mm。

如图 1-8-b 所示，自透镜中央附近透过所成的像(o_1)和自透镜边缘透过所成的像(o_2)不能重合，这就构成“球面像差”。如图 1-8-c 所示，白光中不同光波透过透镜时会产生“色散”，如 O 点透过透镜后红光成像于 O_1 处，蓝光则成像于 O_2 处，这就使物像显出红色和蓝色的边缘，即构成“色差”。所以需要选用一组不同衍射率和不同色散的凹凸透镜(如选用光学玻璃配合萤石或特殊的光学玻璃磨制透镜)组合制成消除上述像差、色差的物镜。一般用文字符号注明物镜的种类(表 1-1)。

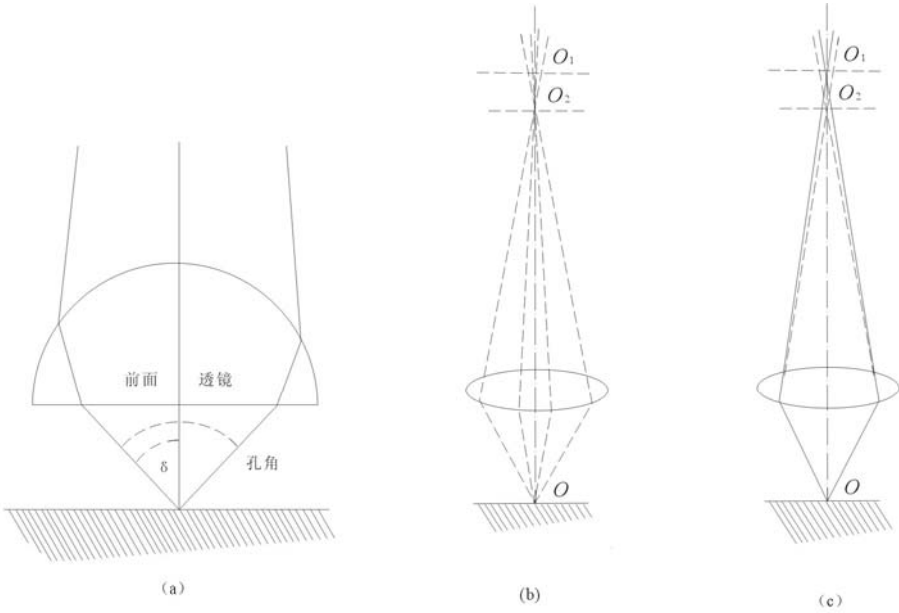


图1-8 物镜孔径 (2δ)，球面象差和色差示意图

[a]表示物镜孔径 2δ :数值孔径为 $n\sin\delta$ ；[b]表示球面象差： o 为物体， o_1 为由接近中央光线所造成的象， o_2 为由边缘光线所造成的象；[c]表示色差： o_1 为物体 o 点由红光造成的象， o_2 为由蓝光造成的象。

表 1-1 新型 Leitz(莱资)矿相显微镜专用物镜

物 镜	自由工作距离 (mm)	物 镜	自由工作距离 (mm)	物 镜	自由工作距离 (mm)
NPL P 5×/0.09	12.50	NPL P 50×/0.85	0.38	P oel 32×/0.65	0.30
NPL P 10×/0.20	14.20	NPL P 100×/0.90	0.10	P oel 50×/0.85	0.35
NPL P 20×/0.40	0.80	P oel 20×/0.40	0.48	P oel 125×/1.30	0.28

注：NPL 表示平像消色差物镜，P 表示无“应变”（物镜透镜玻璃因退火不当或安装时压力过大而常有“应变”玻璃呈现异常非均

质现象)、oe1 表示油浸, 5×0.09 表示放大 5 倍、数值孔径为 0.09。

四、目镜（接目镜）

显微镜的物镜将微小物体造了一个放大的实像, 在这个物体实像之间须再加上一个放大镜以将实像进一步放大并变成物体虚像便于观察。这个放大镜就是显微镜的目镜。目镜基本上由两个正透镜组成, 靠近人眼的为“眼透镜”, 靠近物镜所成实像位置的为“场透镜”。如图 1-9-a 所示, 最常用的惠更斯目镜由两个平凸透镜组成, 都是凸面朝下, 焦平面(F)在眼透镜和场透镜之间。兰姆斯登目镜则是眼透镜凸面朝下, 场透镜凸面朝上, 焦平面(F)在场透镜之下(图 1-9-b)。这种目镜安装“测微尺”、“测镜网”(测量粒度大小、百分含量)较为合适。但由于近年来发展了专门设计的平像补偿目镜与平像物镜配合使用, 兰姆斯登目镜已被淘汰。平像目镜与平像物镜配合使用可以得到完全平坦的像场。新型矿相显微镜多采用惠更斯目镜和平像目镜(表 1-2)。

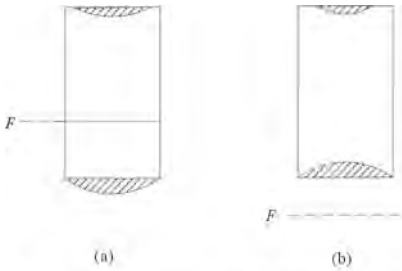


图1-9 惠更斯目镜(a)和兰姆斯登目镜(b)示意图

表 1-2 莱资厂矿相显微镜目镜性能表

符号及倍数	目镜类型	外壳直径(mm)	焦平面安装物
P 6.3×M	惠更斯	30	测微尺
P 8×⊕	惠更斯	30	十字丝
P 10×M	平象	23.2	测微网
H 6.3×⊕	惠更斯	23.2	十字丝
GF 10×⊕	平象	23.2	十字丝
GF 10×M	平象	23.2	测微尺

显微镜的放大倍数为目镜放大倍数与物镜放大倍数及镜筒内透镜系统放大倍数的乘积。但显微镜放大倍数的实际意义在于显微镜下长度的测量。考虑到摄影相片可能放大或缩小, 故测量视域直径长度具有实用价值。一般采用载物台测微尺测量法, 如图 1-10 所示, 载物台测微尺(或称物镜测微尺)为一块在 2mm 长度内划分 200 个分格(每 1 分格为 0.01mm)的金属刻度尺。图 1-10 表明视域直径为物台测微尺的 71 格, 即为 0.71mm。图 1-10 还表示目镜测微尺 100 格相当于物镜测微尺的 50 分格(0.5mm)即在该目镜、物镜组合情况下, 目镜测微尺每 1 小格物像相当于 5 μm 的长度。即:

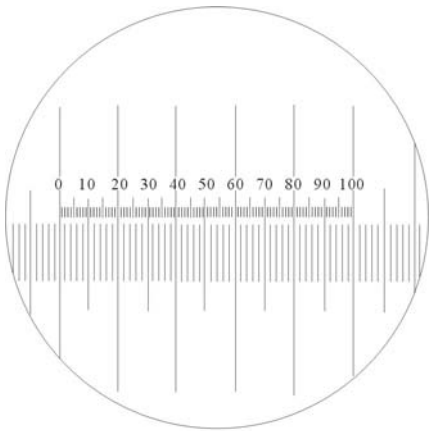


图1-10 目镜测微尺刻度值测量示意图

显微镜视域直径 = 量出视域直径占物台义测微尺的格数 × 0.01mm

$$\text{目镜测微尺刻度值} = \frac{\text{物台测微尺格数}}{\text{目镜测微尺格数}} \times 0.01 \text{ mm}$$

五、矿相显微镜的调节、使用和维护

矿相显微镜的调节主要包括物镜中心校正、偏光系统校正和垂直照明系统校正。物镜中心校正与岩石偏光显微镜完全相同, 不再重复。前已说明, 需将前偏光镜的振动方向调节为东西(左右)方向。方法是将辉钼矿或石墨的延长方向或与其一致的底解理置于东西向应显示最亮(转至南北向最暗), 否则需转动前偏光镜方位以达到上述要求。检查校正两偏光镜正交与否, 可采用强非均质并具完全或极完全解理的铜蓝、辉锑矿或石墨辉钼矿等标准矿物。旋转载物台一周, 若系严格正交则显示“四明(45° 位置)四暗(解理平行目镜十字丝故置)”且各个 45° 位置的偏光色完全一致。否则, 将出现明暗相间不等的“歪四明四暗”, 甚至“两明两暗”(不正交明显)。需调整上偏光镜位置至符合上述要求为止。垂直照明系统的调节主要有:

(一)调节反射器的位置——缩小视域光圈在视域内见一小亮点，转动反射器轴使亮点中心移在十字丝交点(亮点被十字丝对称平分)，反射器即调至正确位置。

(二)调节视域光圈——缩小视域光圈并前后移动入射光管中的准焦透镜，使小亮点边缘清楚，然后开大视域光圈使光圈边缘与视域边缘重合为止。

(三)调节孔径光圈——摘下目镜或推入勃氏镜，在物镜后透镜上看到孔径光圈的像，一般是将孔径光圈开大到光圈边缘与物镜后透镜圆周重合为止。在高倍镜下测量反射性和旋光性定量数据时应缩小孔径光圈，使光锥的半孔径角 δ 约为 10° 左右为宜。

矿相显微镜必须经过以上调节后方可进行观察。使用时应注意维护。如轻拧(升降螺旋)、轻动(装卸镜头)、光源灯泡接专用变压器和随手关灯、防尘(用毛笔、鹿皮、镜头纸轻拭)、防霉(保持干燥与勤检修)等，如果使用维修得当，矿相显微镜使用的期限应该是很长的，除非其结构过于陈旧才不能继续使用。

矿相显微镜型号很多，不能一一介绍。西德莱资厂产 ORTHOLUX II POL-BK 型矿相显微镜，性能良好，可作为较新型矿相显微镜的代表。物镜、目镜质量好(表 1-1、1-2)，垂直照明系统与镜体连装，12V 之 50-100W 溴钨灯明亮且光色好，亮度可调。有玻片式和棱镜式两种反射器可随意选用。上偏光镜能旋转一周，刻度值精度为 0.1° ，可满足旋光性定量数据测量的需要。

最后应该指出，矿相显微镜还将不断改善与提高。现在已有大型万能显微镜(如图 1-11 所示 LEITZ 厂产 ORTHOPLAN POL-BK 型矿相显微镜)联装自动照相机、自动硬度计、自动测微光度计、自动图像分析仪。展望未来，预期还会有能够得到快速、自动、精确测量、鉴定不透明矿物所必需之定量数据并与储存在电子计算机系统已知矿物数据对比，可以自动给出鉴定的矿物名称和自动给出各种矿物相对含量、粒度累计曲线、嵌布特性和连接关系数据并自动摄影的现代化矿相学研究系统装置出现。

第二章 矿物的反射率及反射色

第一节 矿物的反射率

一、反射率的基本概念

金属矿物的反射率如同透明矿物的折射率一样，是鉴定这些矿物最重要的光学数据。所谓反射率(Reflectance)，系指在矿相显微镜下垂直入射光经矿物光面反射后的反射光强(I_r)与原入射光(I_i)的比率(R)而言，即：

$$R = \frac{I_r}{I_i} \times 100\%$$

由 Fresnel 公式可以推导出透明矿物的反射率公式为：

$$R = \frac{(N - n_1)^2}{(N + n_1)^2} \quad (1)$$

式中 R 为矿物的折射率， n_1 为传播光波之介质(如空气、浸油等)的射折率。当介质为空气时，透明矿物的反射率则为：

$$R = \frac{(N - 1)^2}{(N + 1)^2} \quad (2)$$

对于金属不透明矿物，由于其折射率为复数折射率 N' ，在第一章第一节中已经谈到 N' 为 $N - iK$ (N 系复数部分， K 为吸收系数， i 为 $\sqrt{-1}$)，以此代入(1)，则得出不透明矿物的反射率公式：

$$R = \frac{(N - n_1)^2 + K^2}{(N + n_1)^2 + K^2} \quad (3)$$

当介质为空气时，(3)式则为：

$$R = \frac{(N - 1)^2 + K^2}{(N + 1)^2 + K^2} \quad (4)$$

(4)为了讨论矿物某些光学常数之间的关系特列表 2-1。

表 2-1 某些矿物的光学常数表

数 矿 物	光学 常数 据	吸收系数 K	折射率 N	空气中反射率 (%) ($n_1=1$)	浸油中反射率 (%) ($n_1=1.515$)
富镁铬铁矿		0.2419	2.16	14.00	3.50
石 墨		0.2565 1.162	1.50 2.05	5.00 23.00	0.72 11.42
纯闪锌矿		0.0238	2.38	16.64	4.94
铁闪锌矿		0.4209	2.369	17.8	5.94
硫汞锑矿		0.4881	3.00	34.70	11.85
硫砷铅矿		1.7506	2.80	36.00	21.75
毒 砂		2.3999	1.5075	49.91	38.67
红砷镍矿		2.575	1.6775	51.00	39.57

由公式(3)、(4)和表 2-1 内矿物在空气中的反射率及在浸油中的反射率对比可知，在油浸镜头下矿物的反射率低于在干镜头下矿物的反射率。而且是反射率大的矿物(如表 2-1 中的红砷镍矿和毒砂)降低得少，反射率小的矿物(如表 2-1 中的富镁铬铁矿和石墨)降低得多。由(4)式可以制出以下 R 、 K 、 N 关系曲线（图 2-1）。

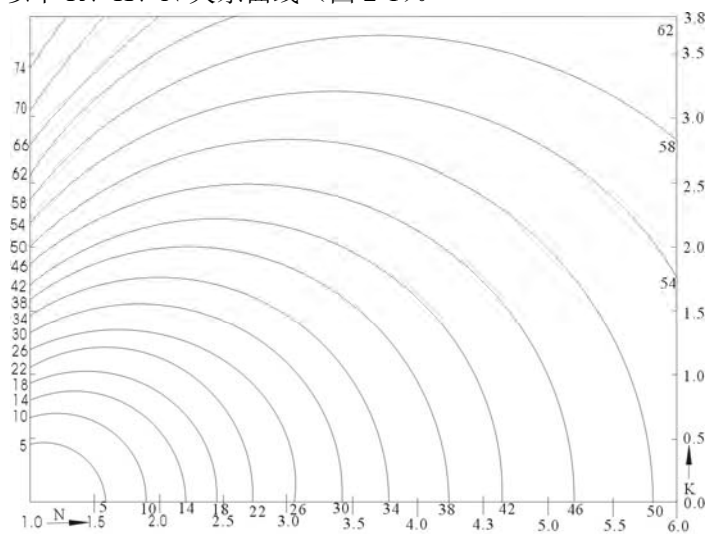


图2-1 在空气中反射率 R 与光学常数 K 、 N 的关系图解

纵坐标为吸收系数 K 、横坐标为折射率 N 、曲线为反射率 R
[据R. Galopin等, 1972)]

由图 2-1 可以直接由 K 、 N 值交会投点，得出反射率 R 的大致数值。如表 2-1 中的石墨之较大的主反射率 R_g ，由 K_g 为 1.162， N_g 为 2.05 在图 2-1 很快可得出大致为 23%。由图 2-1 还可以得知：

1.当矿物的吸收系数甚小时(如 $K < 0.5$)，矿物的反射率 R 主要取决于折射率 N 。在图 2-1 中这种情况 R 曲线几乎全为近于直立的线，即 K 值的大小对 R 关系不大。如表 2-1 中 K 值小于 0.5 的硫汞锑矿、纯闪锌矿，富镁铬铁矿和石墨(K_p)，其反射率依次为 34.70%、16.64%、14%和 5%的次序主要由折射率 N (这四个矿物的折射率 N 依次为 3.00、2.38、2.16 和 1.50)的次序所决定。而吸收系数 K (这四个矿物的吸收系数 K 依次为 0.4881、0.0238、0.2419 和 0.2565)的次序对反射率影响不大。

2.当矿物的吸收系数甚大时(如 $K > 2$)，矿物的反射率 R 则主要取决于吸收系数 K 。在图 2-1 中此时及曲线多为近于水平的线，即 N 值大小对 R 的关系不大。在这种情况下不管 N 值大小如何， R 值一律大于 38%。表 2-1 中红砷镍矿(K 为 2.575)和毒砂(K 为 2.399)虽然 N 值(1.6775 和 1.5075)明显地小于硫汞锑矿和硫砷铅矿(N 为 3.0 和 2.8)，但反射率在 40%以上(R 为 51%和 49.91%)，而且显著地大于 N 值较高的硫汞锑矿和硫砷铅矿(R 为 34.7%和 36%)。

3.当矿物的吸收系数介于 0.5 和 2.0 之间时，折射率和吸收系数对于反射率差不多同等重要，如图 2-1 所示，此时 R 曲线多为具有一定斜率的斜线，故 N 、 K 值都对 R 影响甚大（如表 2-1 中的硫砷铅矿和石墨高主反射率）。

4.单以吸收系数而言，当 K 值大于 1 时， R 值必大于 16%； K 值大于 1.5 时， R 值必大于 30%； K 值大于 2.0 时， R 值必大于 38%； K 值大于 2.5 时， R 值必大于 46%； K 值大于 3.0 时， R 值必大于 52%； K 值大于 3.5 时， R 值必大于 58%。

5.单以折射率而言，当 N 值大于 1.5 时， R 值必大于 4%； N 值大于 2.0 时， R 值必大于 11%； N 值大于 2.5 时， R 值必大于 18%； N 值大于 3.0 时， R 值必大于 24%； N 值大于 3.5 时， R 值必大于 30%； N 值大于 4.0 时， R 值必大于 35%； N 值大于 4.5 时， R 值必大于 40%； N 值大于 5.0 时， R 值必大于 44%； N 值大于 5.5 时， R 值必大于 48%； N 值大于 6.0 时， R 值必大于 51%。

以上讨论均对白光的反射率而言。事实上，矿物的反射率随入射光的光波长度而变化。如自然金、金银矿和自然银都是在不同波长单色光下测定的反射率数值有较大的变化(表 2-2)。国际矿物学协会矿相学委员会(IMA / COM)统一规定以 470、546、589 和 650nm 波长

表 2—2 矿物的反射率随入射光波长不同的变化

数 据 特 征 矿 物	在不同单色光（波长单位为 nm）下的反射率 R（%）														
	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700
自然金	34.4	35.2	37.0	42.2	53.9	66.5	73.7	73.7	82.6	84.8	86.5	88.1	89.4	90.1	90.6
金银矿	66.3	69.2	71.9	74.5	76.9	78.9	80.6	80.6	83.3	84.3	85.2	86.0	86.7	87.4	88.0
自然银	79.8	82.3	84.3	85.6	86.9	87.7	88.2	88.8	89.4	90.0	90.4	90.7	90.7	91.2	91.4

的蓝、绿、橙和红色单色光入射光测定的反射率为鉴定矿物的特征波长反射率。由表 2-3 可以看出，由 470 和 546nm 波长测得的 R_{470} 和 R_{546} 对于准确鉴定自然金—自然银类质同象系列矿物的合金量具有重要的实用意义。

表 2—3 矿物的反射率随入射光波长不同的变化

数 据 特 征 矿 物	含金量(%)	$R_{470}(\%)$	$R_{546}(\%)$
自然金	100	36.4	71.8
含银自然金	90	43.5	77.9
含银自然金	85	50.9	—
银金矿	80	56.0	83.1
银金矿	70	66.8	88.2
银金矿	60	75.1	88.0
金银矿	50	81.5	89.4
自然银	~0	92.4	94.5

二、反射率的形成机理

众所周知，光线照射矿物光面即产生透过、吸收、折射、反射等光学现象(见第一章第一节)。但不同的矿物发生的这些光学现象可以有很大的差异，此取决于矿物的化学成分和晶体结构的不同，而很重要的取决于“矿物化学键”的特点。如系离子键，共价键或分子键，则电子是围绕着离子固定在一定的晶格位置上。电子的基态和激发态具有一定的能级，而且大多数能级间的能量差比各种可见光“光子”的能量大，因此绝大部分可见光进入矿物透射，只有很小一部分可见光被吸收且反射光很弱。故这些矿物的反射率很低(一般低于 12%)。相反，如系金属键的矿物，电子能量间隔比可见光“光子”能量小得多，同时存在有较多的激发态，其能量差与可见光“光子”能量相当者较多，因而可见光撞击到金属键或部分金属键矿物表面可激发其基态电子到一定的激发态。可见光本身的能量从而被吸收，其中一部分转成热能而被消耗，大部分能量当激发态电子重返基态时再发射出来成为较强的反射光，绝大部分“光子”被反射。因之这些矿物的反射率较高(一般高于 40%)。

用近代固体物理学中的一种新的理论“能带理论”来解释矿物反射率的形成机理可能更为充分。根据能带理论，如自然金等“导体”矿物的“能带”是重叠的，外部电子可以在整个晶体中自由活动，它吸收各种能量的可见光(不透过)，并在返回时大多数电子的能量仍以光的形式放出强反射光，因而反射率很高(一般高于 60%)。而黄铁矿、方铅矿、辰砂、雄黄、纯闪锌矿、纯金刚石等“半导体”矿物的“能带”为被“禁带”隔开的下部“价电子带”(充

满电子)和上部“传导带”(未充填电子、全空)所组成。当“禁带”宽度小于可见光的能量时(如黄铁矿、方铅矿),电子吸收光的能量由“价电子带”跃迁到“传导带”上,返回时放出相当一部分反射光,故显示较高的反射率(40-60%)。当“禁带”宽度中等时(如辰砂、雄黄),在透过一部分可见光的同时,电子还吸收一部分的能量,也放出一小部分反射光,显示中等的反射率(20-30%)。当“禁带”宽度大于可见光的最大能量值(紫端)时(如纯闪锌矿,纯金刚石),则可见光大部分透过而不被吸收,导致显示较低的反射率(15-17%)。上述“禁带”的宽度(能隙的大小),对于硫化物矿物而言,决定于金属和硫的“S 轨道”和“P 轨道”共价键的混合程度,而它又决定于阳离子和阴离子的电负性的差别。

三、反射率的研究意义

从前述可知,反射率乃是金属矿物的最重要鉴定特征。它不但对于鉴定金属矿物的矿物种具有重要意义,而且对于鉴定矿物的“变种”、“异种”以至矿物的“多型”也具有实际价值。闪锌矿、铁闪锌矿、汞闪锌矿等变种可由其反射率的差异(表 2-4)加以鉴别;磁黄铁矿的不同异种(六方磁黄铁矿和单斜磁黄铁矿)具有不同的反射率数值(表 2-5)。二层型多型辉钼矿(2H-MoS₂)的反射率明显地高于三层型多型辉钼矿(3R-MoS₂)(表 2-6)。

另外,有意义的是,反射率对于金属矿物的标型性研究具有实用意义。大家知道,在一定的地质条件和物理—化学条件下形成的金属矿物具有特定的化学成分、晶体结构、物理性质以至形态和包裹体特征。就磁铁矿而言,岩浆成因的磁铁矿在化学成分上以TiO₂含量高(系磁铁矿-钛铁晶石固溶体)为特征,热液成因的磁铁矿较富含MgO(系磁铁矿-镁铁矿固溶体),区域变质磁铁矿则以质地纯净为特点(接近纯磁铁矿)。以上化学成分的特点反映在磁铁矿的反射率方面则具有表 2-7 所示的特征。总之,准确地测定金属矿物的反射率,乃是矿相学一项基本的、重要的任务。

表 2-4 闪锌矿不同变种的反射率特征

数 据 特征 矿物变种	在单色光 (波长单位为 nm) 下的反射率 R (%)			
	460	540	580	660
闪锌矿(含 Fe0.28%)	16.9	16.1	15.9	15.5
铁闪锌矿(含 Fe14.28%)	18.6	17.5	17.1	16.9
汞闪锌矿(含 Hg 达 38%)	19.8	18.0	17.2	17.2

表 2-5 磁黄铁矿不同异种的反射率特征

数 据 特征 矿物异种	在单色光 (波长单位为 nm) 下的平均反射率 R (%)			
	470	546	589	650
六方磁黄铁矿 α -Fe _n S _{n+1}	33.6	36.6	38.3	40.6
单斜磁黄铁矿 β -Fe _n S _{n+1}	32.3	37.5	39.8	42.2

表 2-6 辉钼矿不同“多型”的反射率特征

数 据 特征 矿物“多型”		在单色光 (波长单位为 nm) 下的反射率 R (%)			
		460	540	580	660
2H-MoS ₂	Ro	56.2	46.6	44.6	4.50
	Re'	25.6	21.4	20.5	19.6
2R-MoS ₂	Ro	47.5	39.5	37.6	38.2

	Re'	19.9	18.2	17.8	18.1
--	-----	------	------	------	------

表 2-7 不同成因类型铁矿床中磁铁矿的反射特征

数 据 特征 矿床类型	在单色光（波长单位为 nm） 下的反射率 R（%）			
	480	550	580	640
岩浆矿床磁铁矿	16.6	17.0	17.2	16.1
热液矿床磁铁矿	19.2	19.2	19.1	18.7
区域变质矿床磁铁矿	19.2	21.1	22.0	20.5

现将常见的几十种金属矿物(包括三种非金属矿物)的四种规定波长之反射率数据列出(表 2-8)供参考。

表 2-8 常见金属矿物的反射率特征

数 据 特征 矿 物	在不同单色光（波长单位为 nm）下的反射率 R（%）			
	470	546	589	850
自然银	92.2	94.3	95.1	94.8
自然金	38.5	77.8	85.5	90.0
自然铋	62.5	66.7	68.8	71.2
自然铜	52.9	60.7	87.0	94.8
毒砂	48.7—55.3	51.9—53.7	50.9—54.4	49.5—53.7
黄铁矿	45.6	52.0	53.4	54.3
白铁矿	43.1—50.6	47.4—56.3	48.3—54.6	47.8—53.7
红砷镍矿	38.5—46.8	48.9—52.9	54.4—56.9	59.6—62.4
镍黄铁矿	40.5	47.8	50.0	42.3
辉铋矿	39.6—48.9	38.5—48.8	38.1—47.9	37.6—46.6
方铅矿	46.3	42.7	42.2	41.7
黄铜矿	31.0	42.5	44.7	45.8
紫硫镍矿	38.3	42.3	44.1	42.3
方黄铜矿	30.1—32.2	37.8—40.3	40.0—42.4	42.4—44.4
磁黄铁矿	30.8—35.5	34.8—39.9	36.9—41.6	39.5 — 43.3
软锰矿	30.5—39.9	29.0—40.0	28.1—39.3	27.5—38.1
辉铜矿	35.5—36.7	32.5—33.4	30.5—31.8	28.7—30.2
黝铜矿	31.6	32.2	31.8	30.2
螺状硫银矿	32.5—34.0	30.3—31.3	29.0—29.8	28.3—20.0
钼硬锰矿	28.7—36.9	26.4—36.9	25.2—31.2	24.5—29.7
砷黝铜矿	31.5	30.0	29.8	28.8
辉钼矿	22.0—46.9	19.8—40.4	19.2—38.8	18.9—40.0
赤铁矿	27.4—32.6	26.0—31.0	25.3—29.6	23.1—26.3
辰 砂	27.4—29.9	25.0—29.3	24.5—28.2	23.9—26.6
黝(黄)锡矿	25.1—25.7	27.2—27.8	27.1—27.7	27.0—27.4
赤铜矿	30.9—31.1	26.4—26.6	24.6—25.1	23.0—23.4
硫砷铜矿	26.0—28.8	25.1—28.4	24.6—28.3	25.6—28.2
蓝辉铜矿	27.2	23.1	21.0	18.3
硫锰矿	24.4	22.8	22.3	21.9

斑铜矿	17.8	20.1	22.4	26.0
磁铁矿	20.2	20.0	20.8	20.7
钛铁矿	15.5—20.5	15.8—20.1	16.4—20.2	17.1—20.4
闪锌矿	17.7	16.6	16.4	16.1
黑钨矿	15.5—16.6	15.0—16.2	14.7—15.9	14.6—15.8
针铁矿	15.3—18.1	14.2—16.5	14.3—15.5	13.1—14.8
铜 蓝	13.4—29.1	7.2—23.7	4.2—21.2	5.9—23.0
石 墨	6.6—16.1	6.8—17.4	7.0—18.1	7.3—19.3
锡 石	12.0—12.8	11.5—12.4	11.3—12.2	11.2—12.2
方解石	4.0—3.0	4.0—6.0	4.0—6.0	4.0—6.0
石 英	~4.5	~4.5	~4.5	~4.5
萤 石	~3.0	~3.0	~3.0	~3.0

四、反射率的测定方法

关于反射率的测定方法，早期采用“光学法”，现代采用“光电法”。现分别介绍如下：

(一)反射率的光学测定方法

“反射率的光学测定方法”是应用光学仪器对矿物反光强度与标准物质的反光强度比较，调节仪器并凭借观察者视觉，判断找出二者强度相等的仪器指数以计算矿物的反射率。

“光电法”是应用光电原理、利用同一光源使矿物反光强度与另一已知强度的标准物质比较找出二者强度的比例以计算矿物的反射率。

光学方法中有视测对比法、贝瑞克裂隙光度计法、视觉测微光度计法和光度目镜法等多种。但都是凭借判断两种光强是否相等，受观察者视觉灵敏度的限制，所得定量测定数值精度太差，目前光学法已被淘汰。只是作为半定量或定性测定，视测对比法具有简单易行的优点，目前在日常矿相鉴定生产工作和教学中具有一定的实际意义。视测对比法是将欲测矿物与标准矿物两个光片毗连镶接在一起压平(垫用胶泥)，在矿相显微镜同一视域中看到两种矿物(在视域中成倒像)以比较其光亮程度，较亮者反射率较高，较暗者反射率较低。两矿物反射率相差较大时容易判断谁高谁低，反射率相差较小时则不易准确判断，需要多次训练视觉判断力，熟练以后才能顺利对比。本方法不需要任何专门仪器、操作简便，熟练后效果较好，故被普遍采用。观察时必须使光片清洁。细粒矿物用高倍接物镜不能在视域中同时看到欲测矿物和标准矿物时，可利用先看一种矿物以人眼视觉保存其亮度的印象(“视觉暂留”)，再与另一种矿物的光度对比。颜色显著不同的矿物可加滤光片观察以对比其亮度。根据多年教学实践的经验，采用黄铁矿、方铅矿、黝铜矿、闪锌矿等四种标准矿物对初学者较为适宜。这样以欲测矿物与四种标准矿物进行视测对比之后可很快测出欲测矿物的反射率范围。其分为以下五级：

- I、反射率高于黄铁矿—— $R > 53\%$ ；
- II、反射率介于黄铁矿和方铅矿之间—— $53\% > R > 43\%$ ；
- III、反射率介于方铅矿和黝铜矿之间—— $43\% > R > 31\%$ ；
- IV、反射率介于黝铜矿和闪锌矿之间—— $31\% > R > 17\%$ ；
- V、反射率低于闪锌矿—— $R < 17\%$ 。

(二)反射率的光电学测定方法

反射率的光电学测定方法中有硒光电池法、硅光电池法和光电倍增管法多种。硒光电池的灵敏度不高并易于老化，而且其最严重的缺点是在较弱光线下光强与光电流不成直线关系，故不能测弱光，也不测定微粒矿物的反射率。硅光电池虽具有不易老化、经济、耐用的优点，但对可见光灵敏度低(特别是对蓝、绿光更低，只对近红外光灵敏度较高)和不能测微小面积光强，也使其失去了广泛应用的价值。目前较好的光电受光器件是“光电倍增管”，

它具有很高的灵敏度，能测定直径小至 $0.5\ \mu\text{m}$ 面积的光强，用途很广。光电倍增管法的基本原理是利用光电效应测量矿物的反射率。光电效应为物质在光的作用下发射电子的现象。物质释放出的电子称为光电子，它在电场中形成的电流称光电流。根据光电效应的基本定律可知，在单位时间和单位面积内，受光照射的物质释放出的电子数与入射光的强度成正比，比较欲测矿物与标准物质所测的光电流强度即可算出欲测矿物的反射率。如图 2-2、2-3 所示，光电倍增管置于矿相显微镜顶端，它由阳极、阴极和多个“二次发射靶屏极”组成。光线照射阴极发出光电子，多次落入“二次发射靶屏极”上产生二次电子使光电流放大几百万倍。阳极的输出电流可用灵敏检流计测定。质量较好的商品仪器西德莱资厂产 MPV-1 型测微光度计(图 2-2)可装在 ORTHOPLAN 型或 ORTHOLUX II -BKE 型矿相显微镜上使用。其基本组成部分：带有稳压器和干涉滤光器的光源、光电倍增管及其高压稳压电源、测定光电流的仪表等。更现代化的 MPV—II 型测微光度计(图 2-3)结构紧凑，在测定的同时可于显微镜接目镜中观察被测物体影像及控制被测部位的光圈，不用另加 MPV—I 型那样的侧视接目镜。还可连接以下自动化精密仪器附件：1.连接光栅单色仪；2.扫描测定装置（包括快速扫描台和精细扫描台）；3.操纵扫描台及测定过程的程序计算机；4.数据输出用数字直读式显示器及记录器；5.数据加工用的台式电子计算机、电传打字机等。二十世纪八十年代又生产出更先备的 MPV-III型测微光度计。

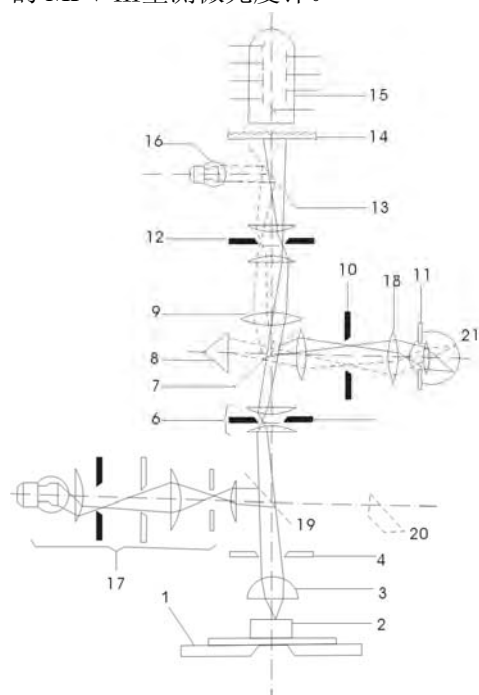


图2-2 MPV-I 型光电倍增测微光度计光路图

1.物台 2.光片 3.物镜 4.孔径光圈 5.目镜光圈 6.目镜 7.半透明反射器
8.反射棱镜 9.透镜 10.测量光圈的像 11.孔径光圈的像 12.测量光圈
13.半透明反射器 14.毛玻璃 15.光电倍增管 16.照明测量光圈用灯泡
17.矿相显微镜垂直照明系统 18.透镜 19.反射玻片 20.补偿棱镜 21.人眼

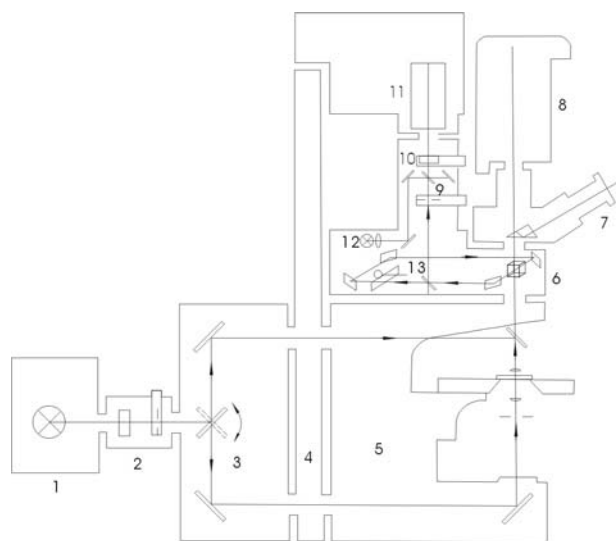


图2-3 MPV-II 型光电倍增管测微光度计
光路图(反射、透射两用)

1.光源 2.带光阑和滤光器架的灯室接头 3.灯反射器 4.支架
5.ORTHORPLAN®相显微镜 6.光度计反射室 7.FSA三管镜筒
8.ORTHOMAT全自动显微照相机 9.测量光圈 10.干涉滤光器
11.光电倍增管 12.照明测量光圈用灯泡 13.遮光板

五、反射率测定的影响因素

影响反射率测定精度的因素有：

1.磨光质量——应用光电倍增管测微光度计测量矿物和标样的反射光强时要求有高质量的磨光(MgO和 Al_2O_3 磨料比 Cr_2O_3 和C磨料的磨光效果好， $50\ \mu\text{m}$ 比 $250\ \mu\text{m}$ 磨料的效果好)；

2.光片安装质量——要求安装精确水平。在光电倍增管测微光度计的附件中常有安装水平的专用装样台，可保证使光片上表面与显微镜镜筒严格垂直(即保持水平)；

3.温差——应控制温差使测定时温度变化不超过 5°C ；

- 4.准焦——要求精确准焦，当光源波长有较大改变时要重新准焦；
- 5.光源电压、光电倍增管加速电压——对标样和欲测矿物样品要求保持一致；
- 6.放大倍率——对标样和欲测矿物样品应保持一致；

7.标样——目前已淘汰了以前应用的黄铁矿等天然矿物，采用化学性质稳定、高硬度、色散弱的人造合成物，如西德 Zeiss7082 Oberhochen 的品商标样(表 2-9)。但还要以制造厂给出的每一套标准的具体反射率为准，西德 Leitz(莱资)厂产 MPV-1 型测微光度计所附三种标样的反射率数值见表 2-10。

表 2—9 国际矿物协会矿相学委员会批准的标样

标样（标准）	在空气中的反射率（%）	在浸油中的反射率（%）
1.黑色中性玻璃，牌号 NG1	4.5	—
2.黑色碳化硅（SiC）单晶底面	20	7.5
3.碳化钨（W,Ti）C 单晶底面	47	33

表 2—10 MPV—1 型测微光度计所附指标

数据(%) R 波长(μm)	黑色中性玻璃	碳化硅		碳化钨	
	空气	空气	浸油	空气	浸油
400	4.66	22.5	8.6	45.7	29.7
420	4.61	22.2	8.5	45.1	29.6
440	4.56	21.9	8.3	45.4	29.7
460	4.52	21.6	8.1	45.7	29.5
480	4.49	21.4	8.0	45.6	29.5
500	4.46	21.2	7.9	45.1	29.3
520	4.43	21.0	7.7	44.5	29.0
540	4.41	20.8	7.7	44.1	28.6
546	4.41	20.7	7.6	44.1	28.5
560	4.40	20.6	7.5	44.0	28.2
580	4.40	20.4	7.4	43.9	28.3
589	4.40	20.3	7.4	43.8	28.2
600	4.39	20.2	7.3	43.6	28.1
620	4.39	20.1	7.2	43.5	28.2
640	4.38	20.0	7.2	43.4	28.3
660	4.38	20.0	7.2	43.3	28.2
680	4.37	19.0	7.1	43.2	28.1
700	4.37	18.9	7.1	42.9	27.8

反射率精密测量过程中的“耀光”(显微镜成像不需要的光)的误差校正相当复杂，详见有关专门书籍。

8.包裹体——视测对比法用于测量呈包裹体状之细粒矿物的反射率时，应注意由于凹凸不一，光线垂直入射之反射光会发生扩散和集中现象(图 2—4)可能会歪曲欲测矿物的反射率。

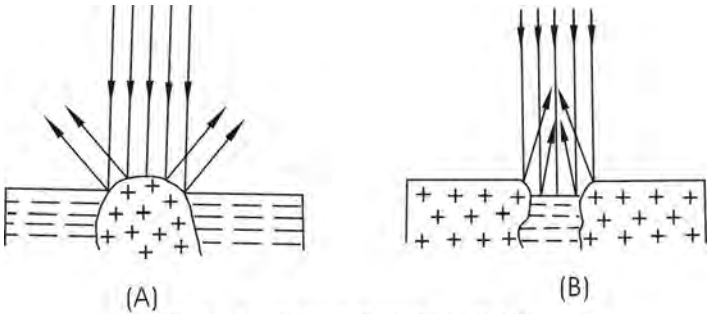


图2-4 包裹体凹凸对反射光的影响
(A)硬包裹体的凸出使光线扩散,亮度降低
(B)软包裹体凹下使光线集中,亮度增加

第二节 矿物的反射色

一、概述

(一)反射色的概念

矿物的反射色(reflected color, reflection color)系指矿物光片在矿相显微镜直射光下所显示的颜色而言。它在概念上与天然矿物块在普通光线(以各种不同方向射向矿物)下以肉眼观察所看到的“矿物颜色”不同,而是人工磨制好的矿物光面对镜下光线直射时的选择性反射作用造成的“表色”。因此,矿物的反射色由其反射率色散曲线决定。如图 2—5 所示,反射率色散曲线以曲线所处的位置表征矿物反射率的高低,同时以曲线的形态,表征矿物颜色色调的特点。比如色散曲线呈水平状态,根据其所处位置的高低反射色依次为亮白色、白色、灰白色、灰色、暗灰色。色散曲线在红、橙、黄波段上升反射色依次为红、橙、黄色;在绿波段上升,反射色略带绿色;在蓝波段上升的带蓝色,在蓝波段下降的略带黄色;色散曲线在蓝波段和红波段都上升的,反射色略带紫色。图 2—5 可出银、自然铜、白铁矿、黄铁矿、方铅矿和铜蓝等的色散曲线的位置和形态特点可具体解释其反射色依次为亮白色微带黄色、淡红色、白色微带绿色、淡黄色、微蓝白色和蓝紫色等。反射率色散曲线不但能够反映矿物反射色的一般颜色特征,还能够表示反射色颜色的细节(“色调”)。如砷黝铜矿在绿波段略微上升导致其反射色为灰白色微带绿色色调;又如红砷镍矿除红波段上升外在 450—460nm 呈明显低谷可解释其反射色显玫瑰红色带黄色色调。因此,在日常矿相鉴定工作中应对矿物的反射色进行详细的描述。

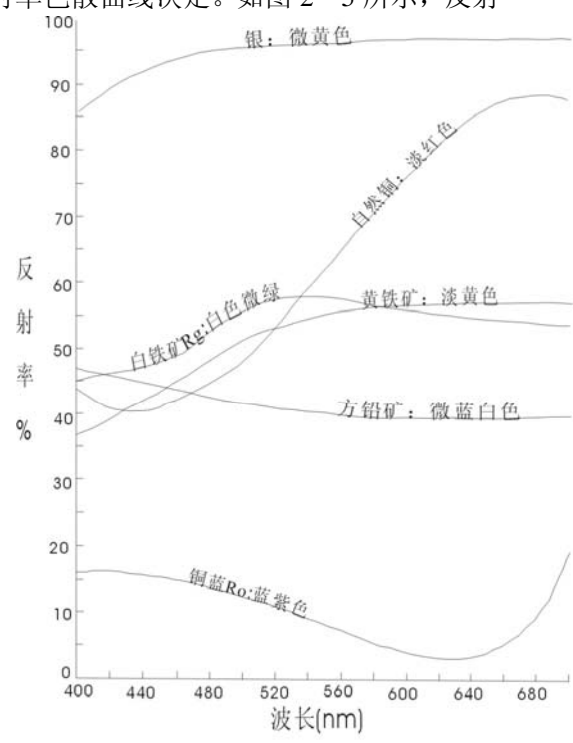


图2-5 矿物反射色与反射率色散曲线的关系示意图

(二)反射色的分类

从大的方面来说,矿物的反射色可划分为无色类、微弱颜色类、显著颜色类等色类(表 2—11):

表 2-11 矿物的反射色分类

(据 R·Galopin, N·F·M·Henry,1972)

无色类(A 类)	微弱颜色类(B 类)	显著颜色类(C 类)
锡 石 自然梯	自然银 黑钨矿	自然金 辉钼矿
毒 砂 辉铋矿	辉铜矿 辉银矿	自然铜 针镍矿
方铅矿 辉锑矿	黝铜矿 针铁矿	方黄铜矿 白铁矿
硫锰矿 辉钨矿	砷黝铜矿 镍黄铁矿	蓝辉铜矿 黝(黄)锡矿
白钨矿 雌 黄	闪锌矿 自然铋	黄铜矿 硫砷铜矿
黑钨矿 雄 黄	铬铁矿 赤铁矿	斑铜矿 钛铁矿
针铁矿 辉银矿	褐锰矿 纤铁矿	红砷镍矿 黄铁矿
闪锌矿 纤铁矿	石 墨 软锰矿	磁黄铁矿
磁铁矿	磁铁矿	铜 蓝

从表 2—11 所列较常见矿物中可以看出不少矿物(闪锌矿、磁铁矿、针铁矿、纤铁矿、辉银矿、辉铜矿等)同时在相邻两个色类中出现,这既与这些矿物的反射色特征处于中间过度状态有关,也可能与矿物中所含类质同象混入物杂质的种类和数量不同有关。如辉铜矿可能因仅含极少量的铜蓝或蓝辉铜矿而呈现浅灰色微带蓝色色调(属微弱颜色类),因含有较多的斑铜矿而呈现浅黄棕色反射色(属显著颜色类)。

(三)反射色的定性观察方法及其影响因素

反射色的常规定性观察方法十分简单，是在普通矿相显微镜下观察矿物的颜色。一般是根据观察者的色感定性地描述矿物的反射色。但矿物反射色常受连生矿物反射色的影响而产生所谓“视觉色变效应”。这是因为两种矿物的颜色一起刺激观察者的视网膜，不同于单看一种矿物的颜色印象。如灰色矿物与白色矿物连生会显得更暗，而与暗色矿物连生时则显得较淡；淡黄色矿物与黄色矿物连生会显成白色，而与灰色矿物连生时则显得很黄。例如磁黄铁矿本为灰色，但当其与蓝灰色的赤铁矿连生时就变成淡粉红色；黄铜矿本为铜黄色，若与磁黄铁矿连生就变成黄绿色。有时某些矿物这种“色变效应”非常特征，可以利用作为该矿物特殊的鉴定特征。如砷黝铜矿本为灰白色微带橄榄绿色或蓝绿色，当其与方铅矿连生时则呈明显的淡绿色(橄榄绿色色调)；黝铜矿也由灰白色变成灰白色带棕色(与方铅矿连生)。各种矿物的色变效应可参阅有关书籍(W·Uytendboogaardt 等 1971 年所编金属矿物显微镜鉴定表中各种矿物“色变效应”，描述甚为详细)。

十分明显，金属矿物的反射色具有一定的鉴定意义。但要求光片磨光质量较高和矿相显微镜的光源调节达到标准(方铅矿显纯白色而不带淡蓝色或淡黄色以及其他颜色色调)后才不致发生差错。

(四)常见金属矿物的反射色

常见金属矿物(包括石英、方解石两种常见非金属矿物)的反射色特征见表 2—12。

表 2—12 常见金属矿物的反射色

矿物(反射色特征)	矿物(反射色特征)
毒砂(白色微带玫瑰黄色)	赤铜矿(浅灰色微带浅蓝色)
黄铁矿(浅黄白色)	赤铁矿(浅灰白色微带蓝色)
白铁矿(浅黄白色微带粉红至黄绿色)	磁铁矿(灰色微带棕色)
红砷镍矿(浅玫瑰色微带黄色或棕色)	黝(黄)锡矿(黄灰色带橄榄绿色)
自然银(亮白色微带乳黄色)	硫砷铜矿(浅粉红灰白色)
自然金(亮金黄色)	斑铜矿(玫瑰色)
自然锡(乳白色，易变为粉红乳色)	闪锌矿(灰色微带淡棕色)
自然铜(铜红色，易变为淡棕色)	蓝辉铜矿(灰蓝色)
镍黄铁矿(浅黄白色微带棕色)	硫锰矿(浅灰色微带绿色)
紫硫镍矿(白色微带紫色，黄色或棕色)	钛铁矿(灰白色带棕色)
黄铜矿(铜黄色)	黑钨矿(灰色)
辉铋矿(白色微带淡黄色)	针铁矿(灰微带淡蓝色)
方铅矿(纯白色)	锡石(灰色带棕色)
辉铋矿(白色—浅灰白色)	铜蓝(深蓝微带紫色—蓝白色)
磁黄铁矿(乳黄色，微带玫瑰棕色)	石墨(浅棕灰色—深灰色)
黝铜矿(灰白色微带浅棕色)	辉钼矿(灰白色—灰色)
砷黝铜矿(灰白色微带橄榄绿色)	软锰矿(白色微带乳黄色)
螺状硫银矿(灰白色带绿色)	钼硬锰矿(浅灰白色微带黄色)
辉铜矿(强灰色微带蓝色)	石英(深灰色)
辰砂(浅蓝灰白色)	方解石(深灰色—灰黑色)

二、反射色的颜色指数

在矿相显微镜下前述定性观察矿物的反射色的方法十分简单、直观。有经验的矿相工作者常可根据反射色迅速、准确地鉴定许多常见金属矿物，但描述某矿物反射色的具体特征则存在一些困难。由于观察者的辨色力和色感性可能不同，使同一矿物在同样观测条件下得出不完全相同的颜色印象，导致作出不同的描述。如磁黄铁矿曾分别被描述为乳黄色、淡棕黄色、淡黄褐色、淡古铜色、奶酪黄色带粉红棕色色调等等，别人如不经亲自观察很难体会磁

黄铁矿到底显示什么样的反射色。因此，用定量方法以某些数字指标表征金属矿物反射色具有明显的进步意义。近二十年来，国外开始将色度学领域中定量数字化测量颜色的方法引进到矿物学领域，并已实测了一些金属矿物的颜色指数。中南矿冶学院张志雄早在五十年代即倡议应利用矿物反射率色散曲线或直接测定三色刺激量的测量方法，采用国际照度委员会(CIE)规定的标准(XYZ)系统来确定矿物反射色的数值。1975 年以来，中国地质科学院陈正等用 MPV—I 型光电倍增管测微光度计实测了一百多种金属矿物的反射率色散曲线并计算这些矿物的反射色颜色指数，使我国成为最早开创这个领域的几个先进国家之一。

大家知道，表征颜色的三个要素是亮度、色调(Hue)和纯度(Purity of excitement)。亮度是指颜色明亮的程度，是重要的颜色指数之一，金属矿物亮度以 R_{vis} 表示。色调是颜色的种类，它与光的波长有关(如表 2—13)。一般以颜色指数中的主波长 λ_d 或颜色色散曲线主峰值的波长数表示。纯度(P_e)系颜色的纯粹程度，可用色光和白色的比例来定量表示，以光谱色为最大(100%为 1)，颜色变淡 P_e 即减小，纯白光为零。例如主波长 λ_d 为 650nm、纯度 P_e 为 0.6 的颜色，它是由 60%的波长 650nm的深红色光加上 40%的白光混合构成的红光。它看起来不如 100%的 650nm深红色那样鲜艳，但比纯度小于 0.6 的红光鲜艳一些。

表 2—13 颜色的色调(波长单位为 nm)

波长 λ	<450	450—480	480—510	510—550	550—570	570—590	590—610	>610
色 调	紫色	蓝色	青色(蓝绿色)	绿色	黄绿色	黄色	橙色	红色

反射色颜色指数主波长 λ_d 和纯度 P_e 可在国际照度委员会(CIE)规定的(XYZ)系统标准色度(图 2—6)上求出。色度图中X、Y分别为横坐标和纵坐标方向，其数值是标准三原色中的红色和绿色系数值(色度坐标值x、y)。可见光中每一种单色光(从 380—800nm)的x、y系数值都落在图中马蹄形曲线(光谱色曲线或光谱色轨迹)之上，图中的W点为理论上的白光(等能光 S_E)，其X、Y值都为 0.3333(z值也为 0.3333)。所有实际的颜色都包含在马蹄形光谱色曲线及曲线两端点连线范围之内。颜色的色度坐标越接近光谱轨迹，则纯度越高，即颜色越深或越浓；越接近W白点，则纯度降低，颜色越淡越接近白色，280—400nm到 700—800nm端点直线上的各点不代表光谱色，而表示由 380—400nm的紫色和 700—800nm的红色按不同比例相混而得的混合色(接近紫端紫色较深，接近红端红色较显)。

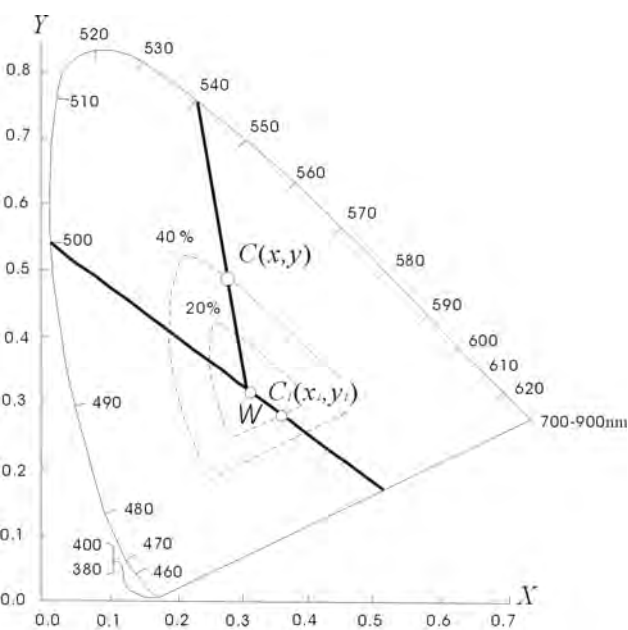


图2-6 CIE(XYZ)色度图 (据Bowie等改绘)

从 400—700nm 每间隔 10nm 的共 31 个单色光谱色的 x、y、z 色度坐标值见表 2—4 (表的左半部)。该表同时列出与国际照度委员会(CIE)之(X、Y、Z)系统这 31 个单色光谱色相应的三色函数值(” 表 2—14 的右半部)。这些三色函数值是由图 2—7 所示之 CIE 之(X、Y、Z)系统的等能光谱谱色三色曲线图截量出来的。如图 2—7 中 \bar{X} 曲线的峰值为 1.0622 在 600nm 处， \bar{Y} 曲线的峰值为 0.9950 在 550 和 560nm 处， \bar{Z} 曲线的峰值为 1.7721 在 450nm

处。另如 500nm 单色光的三色函数值可由图 2—7 截量出 \bar{X}_λ 为 0.0049, \bar{Y}_λ 为 0.3230、 \bar{Z}_λ 为 0.2702。由于是等能光源, 故图 2—7 中 \bar{X} 、 \bar{Y} 、 \bar{Z} 三条曲线与水平基线之间的面积($S-\bar{X}$ 、 $S-\bar{Y}$ 、 $S-\bar{Z}$) 相等。

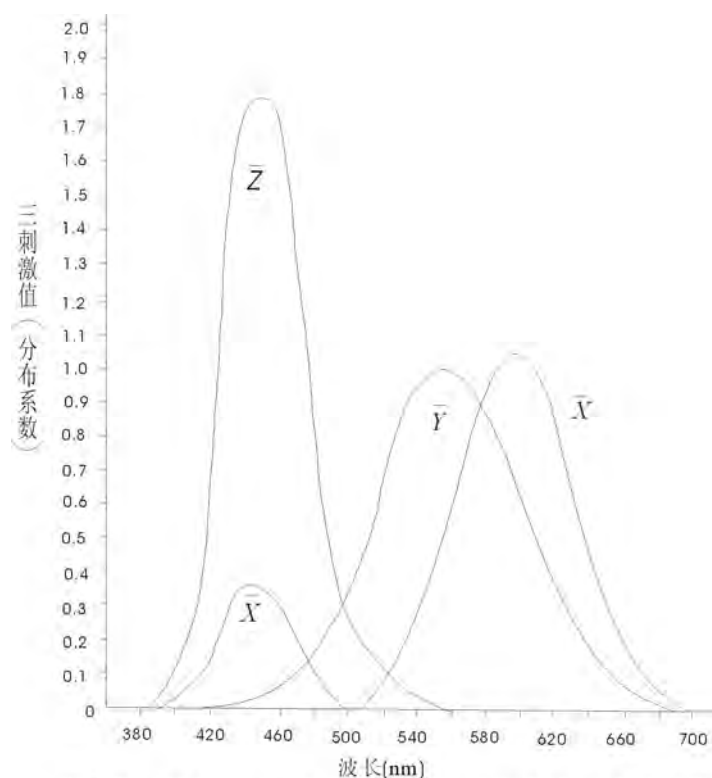


图2-7 CIE之(X、Y、Z)系统的等能光谱谱色三色曲线图

如某一色光的色度坐标 x 、 y 已经求出(求法详后), 投入色度图中位于C点。将C点与白点W连接并向光谱色曲线方向延长与光谱色曲线交于 542 点, 此 542 点在光谱色轨迹上的波长数(此时为 542nm), 即为这一色光的主波长 λ_d (542nm的绿色)。C点在W λ_d 连线中的位置代表该色光的纯度(P_e):

$$P_e = \frac{WC}{W\lambda_d}$$

也可用以下二式计算:

$$P_e = \frac{x - 0.3333(x_w)}{x_d - 0.3333(x_w)}, \quad P_e = \frac{y - 0.3333(y_w)}{y_d - 0.3333(y_w)}$$

式中 x_d 、 y_d 为入 λ_d 点在色度图中的坐标值(由 λ_d 在图中的位置量出)。

当某一色光色度坐标接近于光谱色曲线底端连线时(即处于W、380—400、700—800 三角形范围内), 习惯上对 λ_d 、 P_e 另作规定: 如C₁点, 按色度坐标 x_1 、 y_1 投在色度图上, 仍与白点W连接成WC₁线, 将一端延至 500 点与光谱轨迹相交, 另一端则与光谱轨迹端点直线相交于一 500nm点。500 点就是一 500 点的补色。规定C₁色光的主波长即为一 500nm。关于C₁色光的纯度仍以WC₁ / W-500 之比表示, 同样也可用以下二式计算:

$$P_e = \frac{x_1 - 0.3333}{x_{-500} - 0.3333}, \quad P_e = \frac{y_1 - 0.3333}{y_{-500} - 0.3333}$$

式中 x_{-500} 、 y_{-500} 为-500点在色度图中的坐标值。

三、反射色颜色指数的测算方法

下面介绍我国矿相学家陈正推荐的测量金属矿物反射色颜色指数的等能光源 S_E 等值纵坐标法测量和计算步骤：

表 2—14 国际照度委员会之 (X、Y、Z)系统的等能光谱色度坐标和三色函数

波 长 (nm)	色 度 坐 标			三 色 函 数		
	x_λ	y_λ	z_λ	\bar{x}_λ	\bar{y}_λ	\bar{z}_λ
400	0.1733	0.0048	0.8219	0.0143	0.0004	0.0679
410	0.1720	0.0048	0.8226	0.0435	0.0012	0.2074
420	0.1714	0.0051	0.8235	0.1344	0.0040	0.6456
430	0.1689	0.0069	0.8242	0.2839	0.0116	1.3856
440	0.1644	0.0109	0.8247	0.3483	0.0230	1.7471
450	0.1566	0.0177	0.8257	0.3362	0.0380	1.7721
460	0.1440	0.0297	0.8263	0.2908	0.0600	1.6692
470	0.1241	0.0578	0.8181	0.1954	0.0910	1.2876
480	0.0913	0.1327	0.7760	0.0956	0.1390	0.8130
490	0.0464	0.2950	0.6596	0.0320	0.2080	0.4652
500	0.0082	0.5384	0.4534	0.0049	0.3230	0.2720
510	0.0139	0.7502	0.2359	0.0093	0.5030	0.1582
520	0.0743	0.8338	0.0919	0.0633	0.7100	0.0782
530	0.154?	0.8059	0.0394	0.1655	0.8620	0.0422
540	0.2296	0.7543	0.0161	0.2904	0.9540	0.0203
550	0.3016	0.6923	0.0061	0.4334	0.9950	0.0087
560	0.3713	0.6245	0.0024	0.5945	0.9950	0.0039
570	0.4441	0.5547	0.0012	0.7621	0.9520	0.0021
580	0.5125	0.4866	0.0009	0.9163	0.8700	0.0017
590	0.5752	0.4242	0.0006	1.0263	0.7570	0.0011
600	0.6270	0.3725	0.0005	1.0622	0.6310	0.0008
610	0.6658	0.3340	0.0002	1.0026	0.5030	0.0003
620	0.6915	0.3083	0.0002	0.8544	0.3810	0.0002
630	0.7079	0.2920	0.0001	0.6424	0.2650	0.0000
640	0.7190	0.2809	0.0001	0.4479	0.1750	0.0000
650	0.7260	0.2740	0.0000	0.2835	0.1070	0.0000
660	0.7300	0.2700	0.0000	0.1649	0.0610	0.0000
670	0.7320	0.2680	0.0000	0.0874	0.0320	0.0000
680	0.7334	0.2666	0.0000	0.0468	0.0170	0.0000
690	0.7344	0.2656	0.0000	0.0227	0.0082	0.0000
700	0.7347	0.2653	0.0002	0.0114	0.0041	0.0000
总 计				10.6676	10.6815	10.6504

- 1.精确测定 400—700nm 范围内间隔 20nm 的 16 个反射率数值或较均匀分布的十多个反射率数值并在反射率色散网格纸上投点连成欲测矿物的反射率色散曲线；
- 2.由上述 16 个反射率数值加上每两个之间的平均值共得出 31 个反射率数值或在上述网格纸上截量出 S_E 光源等值纵坐标算法所需要的间隔为 10nm从 400—700nm之间共 31 个反

射率数值；

3.借助表 2—15 将上述 31 个反射率数值乘以相对应的三刺激函数 $P_{E_\lambda} \cdot \overline{x_\lambda}$ 、 $P_{E_\lambda} \cdot \overline{y_\lambda}$ 和 $P_{E_\lambda} \cdot \overline{z_\lambda}$ 。按三色分别相加得出 $\sum(P_{E_\lambda} \cdot \overline{x_\lambda} \cdot R_\lambda)$ 、 $\sum(P_{E_\lambda} \cdot \overline{y_\lambda} \cdot R_\lambda)$ 和 $\sum(P_{E_\lambda} \cdot \overline{z_\lambda} \cdot R_\lambda)$ ，都乘以应乘因素 $1 / 10.6815$ 即得出 X、Y、Z 值；

4.由 x 为 $X / (X + Y + Z)$ 和 y 为 $Y / (X + Y + Z)$ 算出色度坐标值 x、y；

5.由 x、y 在色度图(图 2—6)上求出 λ_d 和 P_e ；

6.Y 值即为欲测矿物反射色的亮度 R_{vis} ，至此已求出欲测矿物的反射色全部颜色指数视觉反射率 R_{vis} 、色度坐标值 x、y、主波长 λ_d 和纯度 P_e 。

1983 年我国矿相学家张志雄编制出利用 PC—1500 型袖珍电子计算机计算 x、y、 R_{vis} 、 λ_d 和 P_e 等反射色颜色指数的程序软件，提高了计算效率和精度。

表 2—15 等能光源 S_E 等值纵坐标法计算记录表

波长 (nm)	$P_{E_\lambda} \cdot \overline{x_\lambda} \cdot R_\lambda$	$P_{E_\lambda} \cdot \overline{y_\lambda} \cdot R_\lambda$	$P_{E_\lambda} \cdot \overline{z_\lambda} \cdot R_\lambda$
400	$0.0143 \cdot R_{400}$	$0.0004 \cdot R_{400}$	$0.0679 \cdot R_{400}$
410	$0.0435 \cdot R_{410}$	$0.0012 \cdot R_{410}$	$0.2074 \cdot R_{410}$
420	$0.1344 \cdot R_{420}$	$0.0040 \cdot R_{420}$	$0.6456 \cdot R_{420}$
430	$0.2839 \cdot R_{430}$	$0.0116 \cdot R_{430}$	$1.3856 \cdot R_{430}$
440	$0.3483 \cdot R_{440}$	$0.0230 \cdot R_{440}$	$1.7471 \cdot R_{440}$
450	$0.3362 \cdot R_{450}$	$0.0380 \cdot R_{450}$	$1.7721 \cdot R_{450}$
460	$0.2908 \cdot R_{460}$	$0.0600 \cdot R_{460}$	$1.6692 \cdot R_{460}$
470	$0.1954 \cdot R_{470}$	$0.0910 \cdot R_{470}$	$1.2876 \cdot R_{470}$
480	$0.0956 \cdot R_{480}$	$0.1390 \cdot R_{480}$	$0.8130 \cdot R_{480}$
490	$0.0320 \cdot R_{490}$	$0.2080 \cdot R_{490}$	$0.4652 \cdot R_{490}$
500	$0.0049 \cdot R_{500}$	$0.3230 \cdot R_{500}$	$0.2720 \cdot R_{500}$
510	$0.0093 \cdot R_{510}$	$0.5030 \cdot R_{510}$	$0.1582 \cdot R_{510}$
520	$0.0633 \cdot R_{520}$	$0.7100 \cdot R_{520}$	$0.0782 \cdot R_{520}$
530	$0.1655 \cdot R_{530}$	$0.8620 \cdot R_{530}$	$0.0422 \cdot R_{530}$
540	$0.2904 \cdot R_{540}$	$0.9540 \cdot R_{540}$	$0.0203 \cdot R_{540}$
550	$0.4334 \cdot R_{550}$	$0.9950 \cdot R_{550}$	$0.0087 \cdot R_{550}$
560	$0.5945 \cdot R_{560}$	$0.9950 \cdot R_{560}$	$0.0039 \cdot R_{560}$
570	$0.7621 \cdot R_{570}$	$0.9520 \cdot R_{570}$	$0.0021 \cdot R_{570}$
580	$0.9163 \cdot R_{580}$	$0.8700 \cdot R_{580}$	$0.0017 \cdot R_{580}$
590	$1.0263 \cdot R_{590}$	$0.7570 \cdot R_{590}$	$0.0011 \cdot R_{590}$
600	$1.0622 \cdot R_{600}$	$0.6310 \cdot R_{600}$	$0.0008 \cdot R_{600}$
610	$1.0026 \cdot R_{610}$	$0.5030 \cdot R_{610}$	$0.0003 \cdot R_{610}$
620	$0.8544 \cdot R_{620}$	$0.3810 \cdot R_{620}$	$0.0002 \cdot R_{620}$
620	$0.6424 \cdot R_{630}$	$0.2650 \cdot R_{630}$	0.0000
640	$0.4479 \cdot R_{640}$	$0.1750 \cdot R_{640}$	0.0000
650	$0.2835 \cdot R_{650}$	$0.1070 \cdot R_{650}$	0.0000
660	$0.1649 \cdot R_{660}$	$0.0610 \cdot R_{660}$	0.0000
670	$0.0874 \cdot R_{670}$	$0.0320 \cdot R_{670}$	0.0000
680	$0.0468 \cdot R_{680}$	$0.0170 \cdot R_{680}$	0.0000

690	$0.0227 \cdot R_{690}$	$0.0082 \cdot R_{690}$	0.0000
700	$0.0114 \cdot R_{700}$	$0.0041 \cdot R_{700}$	0.0000
三者之和	$\sum(P_{E_{\lambda}} \cdot \overline{x_{\lambda}} \cdot R_{\lambda}) =$	$\sum(P_{E_{\lambda}} \cdot \overline{y_{\lambda}} \cdot R_{\lambda}) =$	$\sum(P_{E_{\lambda}} \cdot \overline{z_{\lambda}} \cdot R_{\lambda}) =$
应乘因素	1/10.6815	1/10.6815	1/10.6815
三刺激值	$X =$	$Y =$	$Z =$
颜色指数	视觉反射率: $R_{vis} = Y =$ 色度坐标值: $x = X / (X + Y + Z) =$ $y = Y / (X + Y + Z) =$ 颜色主波长: $\lambda_d =$ 颜色纯度: $P_e =$		

四、反射色颜色指数的研究意义

如表 2—16 和表 2—17 所示,反射色颜色指数对于区分自然金—自然银系列矿物和难以鉴别的铅锑硫盐矿物十分有用,同时还对鉴别矿物变种和异种十分有用(表 2—18 和表—19)。不但如此,由表 2—20 还可以看出,黄铁矿的反射色颜色指数特征还能帮助鉴别其含金性,这对地质找矿工作提供了新的寻找金矿的矿物学和矿相学标志。总之,由定量数字化表征金属矿物反射色特点的颜色指数所起的作用是过去传统矿物学简单视测对比法所不能比拟的,突出地体现了近代矿相学研究方法的优点。完全可以预期,反射色颜色指数有助于新材料科学、成因矿物学和找矿矿物学的发展。

表 2—16 自然金—自然银系列矿物的反射色颜色指数

数 据 矿物	颜色指数(S_E)	视觉反射率 $R_{vis} (\%)$	色度坐标值		主波长 λ_d (nm)	纯度 P_e
			x	y		
自然金		75.3	0.400	0.398	578	0.399
金银矿		81.6	0.349	0.349	578	0.093
自然银		88.7	0.340	0.341	577	0.042

表 2—17 几种铅锑复杂硫盐类矿物的反射色颜色指数

数 据 矿物(主反射率)	颜色指数(S_E)	视觉反射率 $R_{vis} (\%)$	色度坐标值		主波长 λ_d (nm)	纯度 P_e
			x	y		
斜辉锑铅矿 (Meneghinite)	R_g	54.5	0.331	0.334	494	0.009
	R_m	50.5	0.329	0.332	487	0.015
	R_p	46.5	0.334	0.337	563	0.014
斜硫锑铅矿 (Plagionite)	R_g	42.3	0.324	0.328	484	0.036
	R_m	40.1	0.325	0.334	492	0.029
	R_p	32.5	0.335	0.341	561	0.029
纤硫锑铅矿 (Robinsonite)	R_g	44.6	0.325	0.326	480	0.035
	R_m	35.8	0.328	0.329	480	0.023
	R_p	32.1	0.329	0.331	484	0.016

表 2—18 含铁量不同之砷黝铜矿的反射色颜色指数特征

数 据 矿物变种	颜色指数(S_E)	视觉反射率 $R_{vis} (\%)$	色度坐标值		主波长 λ_d (nm)	纯度 P_e
			x	y		

合铁砷黝铜矿(Fe8.82%)	29.4064	0.3290	0.3335	492	0.0151
纯砷黝铜矿	29.0000	0.3290	0.3330	490	0.0140

表 2—19 磁黄铁矿不同异种的反射色颜色指数特征

数 据 矿物异种	颜色指数(S_E)	视觉反射率 R_{vis} (%)	色度坐标值		主波长 λ_d (nm)	纯度 P_e
			x	y		
六方磁黄铁矿	R_g	38.3	0.354	0.354	578	0.124
	R_p	34.9	0.358	0.356	579	0.141
单斜磁黄铁矿	R_g	39.8	0.353	0.353	578	0.110
	R_p	34.3	0.357	0.353	581	0.130

表 2—20 含金性不同之黄铁矿的反射色颜色指数特征

数 据 (S_E) 含金性特点	颜色指数	视觉反射率 R_{vis} (%)	色度坐标值		主波长 λ_d (nm)	纯度 P_e
			x	y		
富含金的黄铁矿		52.6732	0.3649	0.3677	577	0.2000
不含金的黄铁矿		53.9000	0.3520	0.3590	574	0.1320

第三章 矿物的双反射及均质非均质性

第一节 矿物的双反射

一、矿物双反射(反射多色性)的概念

矿物的双反射(反射多色性)是在单偏光下看到的一种光学现象。当转动台物改变物的方位时，有一些矿物的切面可观察到亮度(反射率)的变化，此即为矿物的“双反射(Bireflectance, Bireflection)”。若转动物台观察到矿物反射色有变化时即为该矿物的“反射多色性(Reflection Pleochroism)”。事实上，若采用现代化精密仪器测量任何等轴晶系以外的矿物，除均质切面以外的任何切面在转动物台改变矿物方位时其反射率都不相同，其反射色的颜色指数(视觉反射率 R_{vis} 、主波长 λ_d 、纯度 P_e 和色度坐标值 x 、 y)也都会有所差异。但是以观察者的视觉在矿相显微镜下却只能看到一部分矿物显示双反射和反射多色性。往往是无色类和微弱颜色类矿物只观察到双反射(亮度变化明显、颜色变化不明显)，显著颜色类矿物主要观察到反射多色性(颜色变化明显、亮度变化较不明显)。这是由于观察者视觉灵敏度不够高而造成的。人们可以利用矿物的双反射、反射多色性的差异在矿相显微镜下鉴定和鉴别金属矿物(表3-1)。

表 3-1 一些矿物的双反射和双射多色性实例

矿 物	普通中间性颜色	低主反射率颜色	高主反射率颜色
铜蓝	不同程度的蓝色	深紫蓝色	蓝白色
蓝硒铜矿	绿灰到蓝灰色	深橄榄绿灰色	浅蓝灰色
辉钼矿	白到灰色	白灰色	白色
辉铁锑矿	鲜明褐灰色	粉红褐色	白色
辉铋矿	黄白色	白灰色	黄白色
淡红银矿	蓝白到绿白色	蓝灰色	黄白色
磁黄铁矿	鲜明褐黄色	粉红褐色	褐黄色
红砷镍矿	粉红色到褐白色	鲜明粉红褐色	蓝白色
红砷镍矿	带紫的粉红色	紫红色	鲜明粉红黄色
方黄铜矿	古铜黄色	粉红褐色	鲜明黄色
墨铜矿	无色	褐灰色	乳黄色
针镍矿	黄色	黄色	亮黄色

二、双反射(反射多色性)的形成机理

关于双反射的形成机理，一般认为非均质矿物双反射的显著程度取决于矿物的相对双反射率($\Delta R'$)，而与矿物的绝对双反射率(ΔR)没有太大的关系(表3-2)。

$$\Delta R = R_1 - R_2, \quad \Delta R' = \Delta R / (R_1 + R_2) / 2$$

式中 R_1 和 R_2 分别为矿物最大(最高)和最小(最低)的主反射率。

表 3-2 矿物双反射与相对双反射率、绝对双反射率的关系示意图

矿 物	R_1 (%)	R_2 (%)	ΔR (%)	$\Delta R'$ (%)	视觉反应
红砷镍矿	58.3	52.0	6.3	11.4	矿物集合体可见反射多色性，双反射微弱 矿物单个晶粒双反射特别明显
方解石	5.9	3.9	2.0	40.8	

从表3-2可看出，虽然红砷镍矿的绝对双反射率6.3%大于方解石的绝对双反射率(2.0%)，但红砷镍矿的双反射显著程度远低于方解石，这是由于红砷镍矿的相对双反射率(11.4%)明显地小于方解石的相对双反射率(40.8%)造成的。十分明显，矿物相对双反射率

包含了矿物亮度 [平均反射率 $1/2(R_1 + R_2)$] 因素在内。好象摄影的背景值(相当于平均反射率)越低, 反差(相当于双反射现象)越大, 背景值太高则反差不大一样, 考虑了平均反射率影响的相对双反射率能够决定矿物双反射的显著程度。同理, 在浸油中观察, 同一矿物的主反射率和平均反射率都较在空气中观察时低(即背景值低), 故其在油浸镜头下看到的双反射比在干镜头下看到的双反射现象明显。

关于非均质矿物反射多色性的显著程度则取决于相对双色散率($\Delta F'$), 也与矿物的绝对双色散率(ΔF)无太大关系(表 3—3)。

$$\Delta F = |F_1 - F_2|, \quad \Delta F' = \Delta F / (|F_1| + |F_2|) / 2$$

式中 F_1 和 F_2 分别为高主反射率的色散率和低主反射率的色散率, 两条竖线内不管正、负符号只取绝对数值。

据Л. Н. В я л ь с о в, (1973):

$$F_1 = R_{1(680)} - R_{1(480)}, \quad F_2 = R_{2(680)} - R_{2(480)}$$

$R_{1(680)}$ 、 $R_{2(680)}$ 和 $R_{1(480)}$ 、 $R_{2(480)}$ 分别为高主反射率方位、低主反射率方位在 680nm 单色光和 480nm 单色光下的反射率, 亦可用只 $R_{(650)}$ 、 $R_{(470)}$ 代替。

矿物	$R_{1(650)}$ (%)	$R_{1(470)}$ (%)	$R_{2(650)}$ (%)	$R_{2(470)}$ (%)	F_1 (%)	F_2 (%)	ΔF (%)	$\Delta F'$ (%)	视觉效放
方黄铜矿	44.4	32.2	42.4	30.1	12.2	12.3	0.1	0.008	反射多色性微弱
磁黄铁矿	43.25	35.5	39.5	30.8	7.75	8.7	0.95	0.1155	反射多色性较明显
辉钼矿	40.0	46.9	18.9	22.0	-6.9	-3.1	3.8	0.76	反射多色性较微弱
毒砂	53.7	55.3	49.5	48.7	-1.6	0.8	2.4	2.0	反射多色性明显

注: F_1 、 F_2 为正值时表示矿物红光反射率高于蓝光反射率, 为负值时表示矿物蓝光反射率高于红光反射率。

如表 3—3 所示, 一组黄色矿物(方黄铜矿和磁黄铁矿)的反射多色性显著程度取决于相对双色散率(磁黄铁矿的 $\Delta F'$ 大于方黄铜矿的 $\Delta F'$ 决定了磁黄铁矿的反射多色性较方黄铜矿显著, 据此特征可鉴别二者)。一组白色矿物(辉钼矿和毒砂)虽然辉钼矿的绝对双色散率 ΔF 大于毒砂, 但因其相对双色散率 $\Delta F'$ 小于毒砂而导致辉钼矿的反射多色性比毒砂微弱。

应该指出, 若将显示双反射和反射多色性的矿物精确地测量最大和最小反射率位置之反射色颜色指数(色度坐标值 x 、 y , 视觉反射率 R_{vis} , 主波长 λ_d , 纯度 P_e), 并将 $R_1(x_1, y_1)$ 和 $R_2(x_2, y_2)$ 投在色度图上, 则这两个色点在色图上的差异可以精确地表示该矿物之双反射和反射多色性的特征。

三、矿物双反射(反射多色性)的观察方法和视测分级

(一) 矿物双反射(反射多色性)的观察方法

由于矿物的双反射和反射多色性是随着非均质矿物方位改变显示出来的反射率和反射色的变化, 故要求在矿相显微镜单偏光条件下观察。此时不断转动物台, 观察欲测矿物的单个颗粒或集合体亮度和颜色的变化即可。由于多颗粒集合体中不同颗粒的方位不同, 因之可以产生不同晶粒之间的反射率和反射色的差异。这种亮度和颜色的差异能够在矿相显微镜视域内同时显示出来, 而单个颗粒的亮度和颜色的差异则只在能转动物台改变晶粒方位的不同时间内显示出来。十分明显, 后者要经过“视觉暂留”作用将前后的印象叠加起来对比才能显示, 故其远不如前者于同一时间内在镜下直接感觉出来明显。事实上, 只有少数很强双反射和反射多色性的矿物才能在单个晶粒中观察到亮度和颜色的变化, 大多数较弱双反射和反射多色性的矿物须在多颗粒集合体中观察不同颗粒之间的反射率和反射色的变化。观察集合体时可先在正交偏光下转动物台看到不同颗粒的轮廓、界线之后再用单偏光观察双反射和反射多色性。

(二)矿物双反射(反射多色性)的视测分级

关于矿物双反射和反射多色性的视测分级一般可分为特强(单个晶粒特别显著)、显著(单个晶粒清楚可见)、清楚(多颗粒集合体清楚可见)、微弱(多颗粒集合体隐若可见)、无(多颗粒集合体在浸油中也不显示亮度和颜色的差异)五级。应该指出,矿物双反射和反射多色性视测分级的详略程度与观察条件有关。在高质量的矿相显微镜下观察时由于光学成像清晰度高、单偏光偏振化程度高和光源强度(光通量)大可使微弱的亮度和颜色变化显示出来并能详细区分等级。相反,在质量较差的矿相显微镜下观察则显示不出矿物反射率和反射色的微弱变化和不能详细区分很多等级。故本教程结合一般教学实验室的条件(教学用显微镜的质量)采用较粗略的两级视测分级:

I. 可见——在空气中用一般教学用矿相显微镜单偏光下转动物台观察矿物单个晶粒或多颗粒集合体可显示反射率或反射色变化者属于本级;

II. 未见——在上述条件下未显示亮度和颜色变化者属于本级。

本教程提出的双反射和反射多色性分级的常见矿物实例见表 3—4:

表 3—4 常见矿物的双反射和反射多色性分级

可 见				未 见		
石 墨	辉锑矿	辉铋矿		方黄铜矿	黝锡矿	石 英
铜 蓝	雌 黄	白铁矿		辰 砂	赤铁矿	斑铜矿
辉钼矿	黑柱石	毒 砂		硫砷铜矿	钨锰矿	镍黄铁矿
蓝硒铜矿	软锰矿	磁黄铁矿		针镍矿	黑钨矿	方铅矿
墨铜矿	硼镁铁矿	纤铁矿		褐锰矿	雄 黄	黝铜矿
红锑镍矿	方解石	金红石		锡 石	黄铜矿	闪锌矿
红砷镍矿	菱铁矿	深红银矿		针铁矿	辉铜矿	磁铁矿

在实际生产和科研工作中,由于配备有较精密的矿相显微镜以及使用浸油,因而双反射和反射多色性的分级较为复杂(三级、四级或五级分级)。而且还可以定量地测定最大和最小反射率的精确数值以至颜色指数 x 、 y 、 R_{vis} 、 λ_d 、 P_e ,确切地表示矿物的双反射和反射多色性的特征。

第二节 矿物的均质非均质性

一、矿物的均质非均质性的基本概念

矿物的均质性和非均质性是在正交偏光下观察的光学性质。均质矿物(非晶质矿物和晶质的等轴晶系矿物)对垂直入射平面偏光没有“方向性”的影响,对入射平面偏光(一般为东西向振动方向)的反射光仍保持原偏振方向不变,故经过上偏光镜显示“消光”(透明均质矿物全黑、反射率特高吸收性特强的均质不透明矿物可由椭圆偏化作用显示一定的亮度、其他均质不透明矿物亦可显示很小的亮度),而且转动物台也不发生亮度和颜色的变化。上述光学现象称为“均质效应”(非均质矿物的“均质切面”也显示“均质效应”。详见第一章第一节)。矿物的这种光学性质即为“均质性”。与此不同,非均质矿物(等轴晶系以外的晶质矿物)对垂直入射平面偏光具有“方向性”的影响,除特殊方位(消光位)外的其它任何方位对入射平面偏光均改变原振动方向(不透明、半透明矿物还程度不同地改变入射光的性质为椭圆偏光),故经过上偏光镜后显示一定的亮度和颜色。并且转动物台改变矿物方位发生亮度和颜色的变化,这种光学现象称为“非均质效应”。矿物的这种光学性质即为“非均质性”,其为非均质矿物所特有(其理论基础见第一章第一节)。

二、均质非均质性的形成机理

(一)非均质矿物的反射偏光振动面的旋转

为了说明不透明非均质矿物的反射偏光旋转，特先阐明透明非均质矿物的反射偏光振动面旋转的情况。如图 3—1 所示，图中光片为双折射率高的一轴晶透明矿物方解石平行光轴的切面。光片中入射光一般被分解为两组互相垂直振动的反射平面偏光，它们之间不会存在周相差(位相差)。图 3—1 中 PP 代表前偏光镜的振动方向，圆代表矿相显微镜的视域，圆中为矿物光片。CC 代表矿物的 C 轴方位，AA 代表水平轴方位，二者同为矿物的主反射率方向。图中 AA、CC 与 PP 偏光振动方向成 45° 交角。假设入射光的强度为 E，OE 的长度为其振幅。入射光在投射到方解石光片后必被矿物分解成为两组互相垂直的平面偏光，一组沿 AA 方向振动，其强度为 E_1 (振幅为 OR_1)，另一组沿 CC 方向振动，其强度为 E_2 (振幅为 OR_2)。这两组平面偏光的反射率有所不同，假设 E_1 经反射后其光强为 R_1 (振幅为 OR_1)； E_2 经反射后其光强为 R_2 (振幅为 OR_2)。从示意图解看出， OR_1 与 OR_2 可根据平行四边形合成原理合成 OP' ， OP' 代表合成反射平面偏光的振动方向，合成反射平面偏光的强度可用 OP' 的长度为其振幅来表示。由于 R_1 与 R_2 不等。(R_1 大于 R_2)，导致反射偏光 OP' 的振动面不能与入射偏光 OE 的振动面重合，二者之间产生了一个夹角 $A_{r\beta}$ 。这种反射偏光振动方向不同于入射偏光振动方向产生一夹角 ($A_{r\beta}$) 的现象可称为“非均质矿物的偏光面非均质旋转”的性能，夹角 $A_{r\beta}$ 称为“非均质旋转角”。十分明显，这种“非均质旋转”总是偏向反射率高的一边 (图 3—1 中的 OR_1 一边)。由于反射合成偏光振动面与入射偏光振动面不一致，如推入上偏光镜，则会有其振幅为 $OP \cdot \sin A_{r\beta}$ 的光线通过上偏光镜，使矿物在正交偏光下显示一定程度的光亮。

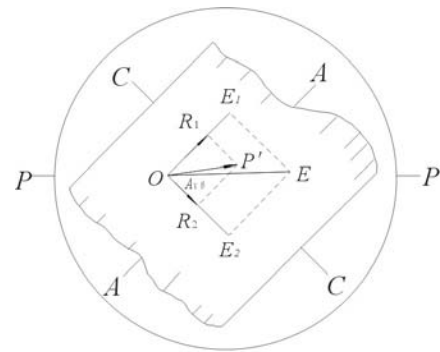


图3-1 一轴晶透明矿物在反射中的偏光振动面旋转示意图

对于不透明非均质矿物，除了产生上述偏光面非均质旋转以外，还能使反射平面偏光产生不为零和 π 的周相差，导致合成反射偏光变为椭圆偏光。从物理光学得知，二互相垂直振动的平面偏光如有周相差，其合成光波必然形成种种椭圆偏光，只有在特殊情况下才变成平面偏光，如图 3—2 所示， r_1 、 r_2 为代表非均质矿物在 45° 位置时二主反射率方向的反射光振幅， r_1 为慢光， r_2 为快光。二者之间的周相差 (δ) 自 0 变至 $9\pi/4$ 。 δ 为零时表示没有周相差，其合成光波为一平面偏光，其振动方向即为 r_1 、 r_2 组成之长方形的一、三象限对角线方向。 δ 渐增至 $\pi/4$ 、 $\pi/2$ 、 $3\pi/4$ 时，合成光波变成各种形式的椭圆偏光，这些椭圆振动的方向伪逆时针方向。 δ 为 π 时又合成为平面偏光，但其振动方向是上述长方形二、四象限的对角线方向。 δ 至 $5\pi/4$ 、 $3\pi/2$ 、 $7\pi/4$ 时又合成椭圆偏光，但其振动方向为顺时针方向。当 δ 为 2π 时与 δ 的 0 时相同。 δ 自 2π 到 4π 完全重复自 0 到 2π 的情况。反射平面偏光与反射椭圆偏光可利用能旋转 360° 的顶偏光镜加以检别。将显微镜的上偏光镜拉出，当旋转顶偏光镜一周显示两次消光时即为平面偏光，偏光振动面在与顶偏光镜振动面垂直的方位上。

如显示两次较暗两次较亮(不是上面的全明全暗)即为椭圆偏光。

消光或“最暗”不在“正位置”(主反射率方向),且其间隔不为 90° ，“四明”中有两个“最亮”和两个“次最亮”。如偏离角等于或大于矿物的 $A_{\gamma\beta}$ 或 $A_{\gamma\beta}$ 时则显示“两明两暗”现象:两次消光(透明矿物)或“最暗”(不透明矿物)和两次“最亮”相间出现且都不是准确的 45° 位置。以上为非均质矿物典型的光学“非均质效应”的一部分(还有颜色效应,详见下面偏光色的论述),藉之可区别均质矿物和非均质矿物。非均质矿物的 $A_{\gamma\beta}$ 或 $A_{\gamma\beta}$ 可以测量和计算,这些数据对于鉴别和研究非均质矿物具有一定的意义,详见专门文献。

从图3—1和图3—3还可以看出,反射平面偏光振动面和反射椭圆偏光轨迹椭圆长轴偏转总是偏向高反射率的一边。当矿物的某一种结晶学要素(如晶体延长、解理、双晶等)方向与高反射率一致时称为“正旋性(正旋向)矿物”。相反,当矿物的其一种结晶学要素方向与低反射率一致时则为“负旋性(负旋向)矿物”。矿物的旋性(旋向)正负具有一定鉴定意义,如其他许多性质相近的 α -水锰矿和羟锰矿就可利用对板状晶体延长 α -水锰矿为“正旋性”、羟锰矿为“负旋性”来鉴别二者。关于旋性(旋向)正负的详细测定方法和测定结果可参阅有关专门著作。

(二) 非均质矿物的偏光色

以上简要地介绍了非均质效应中的亮度变化,事实上同时有颜色的变化存在。非均质矿物在入射光为垂直入射的白光时 45° 位置上在严格正交偏光下显示的颜色称为该矿物的“偏光色”。每一种矿物在主切面中的偏光色相当固定,甚至具有一定的鉴定意义。如铜蓝为火焰红橙色、辉钼矿为淡紫色、辉铋矿为黄灰色、红砷镍矿为蓝色、方黄铜矿为蓝灰色、石墨为棕黄色等都非常特征。这些强非均质矿物的偏光色可以和矿物的反射色一样测定某些颜色指数(即偏光色的亮度 R 及色度坐标值 x 、 y 和主波长 λ_d 、纯度 P_e)。

简单地说,非均质矿物偏光色决定于在严格正交偏光下 45° 位置时透过上偏光镜的“光亮”的色散。主要是图3—5所示的偏光振动面旋转色散($A_{\gamma\beta}$ 色散)和反射合成椭圆偏光的色散。如图3—5所示,由于矿物反射率随入射光的波长而变化,故对于不同色光的非均质旋转角 $A_{\gamma\beta}$ 也会不同。图中 PP 为前偏光镜振动方向, AA 为上偏光镜振动方向, OE 为入射偏光的振幅,矿物处在 45° 位置。不同色光合成反射偏光的非均质旋转($A_{\gamma\beta}$)也有所不同,如 OP' 为红色、 OQ' 为橙光、 OR' 为绿光合成反射偏光的振幅,则 AA 线上的投影 oa 、 ob 、 oc 为能够透过上偏光镜的红、橙、绿单色光的振幅,其合成的混

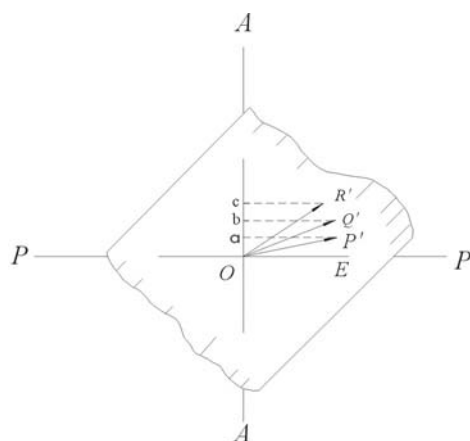


图3-5 非均质矿物偏光振动面旋转的色散现象示意图

合色就构成偏光色的最主要部分。图3—5表示绿光通过上偏光镜的光强($\overline{oc^2}$)最大、橙光次之($\overline{ob^2}$)、红光最小($\overline{oa^2}$),此时透过上偏光镜的混合光不是白光,而是蓝绿灰色的混合光,即偏光色显示蓝绿灰色。

对于非均质不透明矿物,由于二主向间的周相差也可随光波波长改变而变化,即合成之反射椭圆偏光也有色散作用,不透明矿物的非均质视旋转角 A_{γ} 也因光波波长不同而有所差异。这样不同色光透过上偏光镜的光强也有与椭圆偏光色散作用相关的差异,这也对非均质不透明矿物偏光色的形成具有一定的影响。

值得强调的是,非均质金属矿物的偏光色颜色指数 R_{vis} 、 x 、 y 、 λ_d 、 P_e 可以测算,对于鉴别和研究这类矿物具有一定的意义。详见专门矿相学文献。

三、矿物均质性非均质性的视测分级

由前述得知，不但能够根据“均质效应”和“非均质效应”区分均质矿物和非均质矿物，而且还可根据“非均质效应”的强弱在非均质矿物中划分出若干个等级。一般生产和科研工作中应用高质量矿相显微镜可划分为非均质性特强、显著、清楚、微弱四级。但在教学上由于显微镜条件的限制，按国内外教学实践的结果以划分为强非均质性和弱非均质性两级为宜。

矿物均质性非均质性的观察方法常用的有以下三种：

1. 严格正交偏光法——即使前、上偏光镜两者严格正交(可用铜蓝、辉钼矿等在四个 45° 位置的偏光色完全相同为标准)，对非均质性较强的矿物，其合成平面偏光或椭圆偏光通过上偏光镜的光量较大，因而旋转物台暗亮变化比较显著；对非均质性较弱的矿物，则通过上偏光镜的光量甚小，因而旋转物台暗亮变化不甚明显。应该指出，矿相显微镜光源强弱对镜下显示的暗亮变化有直接的影响，用 15W 灯泡作光源则“非均质效应”不太明显；用 30w、50w(以至 100W)灯泡作光源则“非均质效应”显著很多。

2. 不完全正交偏光法——将上偏光镜偏离 1-3° 的角度以增加通过上偏光镜的光量使“非均质效应”更加清楚，特别是颜色效应将显著加强。许多在严格正交偏光下显示不太清楚的“非均质效应”可以在不完全正交偏光下显示清楚。

3. 油浸法——在严格正交或不完全正交偏光下用油浸镜头将矿物光片置于浸油中观察“非均质效应”。由于在浸油中 $\sqrt{R_1/R_2}$ 值比在空气中大 (R_1 和 R_2 都降低，导致 $\sqrt{R_1/R_2}$ 值增大，如第二章第一节表 2—1 中的石墨在浸油中的 $\sqrt{R_1/R_2}$ 值为 3.983，远大于在空气中的 2.15)而 $A_{\gamma\beta}$ 增大(见图 3—4)，故增强了“非均质效应”。

根据现有教学实验室条件，我们提出适用于本教程“教学用矿物鉴定表”的矿物均质性和非均质性视测分级方案及分级标志如下(表 3—5)：

表 3—5 矿物的均质性非均质性视测分级

分级标志 (旋转物台) 视测分级	观测 条件	严格正交偏光法		不完全正交偏光法	
		15 瓦光源	30 瓦以上光源	15 瓦光源	30 瓦以上光源
强非均质性		有暗亮变化	暗亮变化显著、 可见颜色变化	暗亮变化显著、 可见颜色变化	暗亮和颜色变化都显著
弱非均质性		暗亮变化不清楚	有暗亮变化、 颜色变化不清楚	有暗亮变化、 颜色变化不清楚	暗亮变化较显著、 可见颜色变化
均质性		暗亮、颜色无变化	暗亮、颜色无变化	暗亮、颜色无变化	暗亮、颜色无变化

同样，在生产和科研工作中，矿物的均质非均质性分级更为复杂，详细可参阅有关矿相学工具书。

常见金属矿物的均质性、非均质性分级情况见表 3—6。

表 3—6 常见金属矿物的均质性非均质性分级

非 均 质 性 矿 物				均质性矿物	
强非均质性矿物		弱非均质性矿物			
辉铋矿	墨铜矿	黄铜矿	赤铁矿 [*]	自然金	砷黝铜矿
辉锑矿	钨锰矿	辉铜矿	硫铜锑矿 ^{△*}	自然银	硫锰矿
辉钼矿	硬锰矿	自然铋	钛铁矿 [*]	自然铜	闪锌矿
铜蓝	赤铁矿 [*]	自然锑	锡石 [*]	自然铂	蓝辉铜矿
毒砂	硫铜锑矿 ^{△*}	砷硫锑铅矿	雄黄(内反射掩盖)	砷铂矿	铬铁矿
白铁矿	钛铁矿 [*]	车轮矿	红锌矿(内反射掩盖)	黄铜矿	沥青铀矿

红砷镍矿	锡石*	钴硫砷铁矿	白钨矿(内反射掩盖)	镍黄铁矿	赤铜矿(内反射掩盖)
脆硫锑铅矿	硫砷铜矿	四方斑铜矿	纤锌矿(内反射掩盖)	方铅矿	锌铁尖晶石(内反射掩盖)
方黄铜矿	雌黄(内反射掩盖)	螺状硫银矿		等轴斑铜矿	
石墨	辰砂(内反射掩盖)	针铁矿		磁铁矿	
纤铁矿	金红石(内反射掩盖)	黑钨矿		辉银矿	
磁黄铁矿		褐锰矿		黝铜矿	

带*号的矿物(赤铁矿、硫铜锑矿、钛铁矿、锡石)的非均质性分级处于过渡状态。

四、均质非均质性的影响因素

应该指出，观察矿物“均质效应”和“非均质效应”要受以下几个因素的影响：

1. 切面方向——非均质矿物也有“均质切面”(均质矿物全为“均质切面”)应多观测几个颗粒以排除非均质矿物刚好切出“均质切面”的影响。

2. 磨光质量——磨光质量不佳时出现的凹坑、突起、擦痕都影响出现“异常的非均质效应”，这些暗亮变化都与正常的“非均质效应”(加大上偏光镜偏离角可依次出现“正四明四暗”、“歪四明四暗”、“两明两暗”光学现象)不同。

3. 光片安装——光片安装不水平转动物台 180°会出现暗亮变化，也与正常的“非均质效应”不同。

4. 强内反射——具强内反射的矿物在严格正交偏光下显示有透明感的内反射效应，将严重干扰“非均质效应”和“均质效应”的观察。可偏转上偏光镜一定角度以减小内反射的影响再旋转物台观测矿物的均质性和非均反性。

5. 矿相显微镜——反射器未调节好、前偏光镜安装不正确、物镜有“应变”等都影响均质非均质性的观察。

6. 光源强度——光源太弱或灯泡用旧可将弱非均质矿物误认为均质矿物。

第四章 矿物的内反射

一、概述

(一) 内反射的概念

白光射向矿物光片表面除反射光外，一部分光线折射透入矿物内部。当遇到矿物内部的解理、裂隙、空洞、晶粒界面、包裹物等不同介质分界面时，光线会被反射出来或散射开，这就是矿物的内反射作用。若内反射出来的光线没有色散现象则仍为白光；若发生色散则显示颜色，即为内反射色。因此，内反射色乃是由于内反射色散作用造成。

(二) 内反射的形成机理

从基础理论方面考查，成离子键、共价键或分子键的透明矿物，当其中电子基态和激发态能级间的能量差比各种可见光“光子”的能量都均匀地大，大量不同波长的可见光均匀地进入矿物透射，遇到矿物内部的解理、包裹物等再均匀地反射出各种不同波长的可见光，这些光汇集成为“白色内反射”或“无色内反射”（如石英、方解石、白钨矿等）。若透明矿物内电子基态和激发态能级间的能量差比不同波长可见光“光子”的能量大的程度不同，则大量不同波长的可见光不均匀地进入矿物透射，遇到矿物内部的解理、包裹物等有选择地反射出来构成“有色内反射”，显示各种不同的内反射色（如孔雀石的翠黄色、蓝铜矿的蓝色、闪锌矿的黄色和褐色等）。由上可知，内反射色就是矿物的透射色，即体色。前已论及，反射色是矿物表面反射光色散作用造成的表色。体色和表色互为补色（互为补色的二波长光以相等强度混合后，人眼看来是白色）。当电子较多地吸收了白光中的某些波长并发射出来形成表色（以这些波长为主）后，透射光必然是被吸收波长的补色或近似补色。表 4—1 列出了互补色的关系。

表 4—1 被吸收光与透射光的互补关系(波长单位为 nm)

被吸收光的波长	400	425	450	490	510	530	550	590	640	730
反射色(表色)	紫色	紫蓝色	蓝色	青色	绿色	黄绿色	黄色	橙色	红色	深红色
内反射色(体色)	绿黄色	黄色	橙色	红色	紫红色	紫色	深蓝色	蓝色	青色	绿色
透射光的波长	568	569	570	594	505	504	512	489	495	596

虽然矿物的表色(反射色)与体色(内反射色)互为补色的原则是普遍适用的，但其显露程度与矿物的透明度直接有关。如透明矿物一般反射光极少，反射色多为灰色、暗灰色、灰黑色，所带色调极弱(即颜色纯度极小，如石英、方解石等)。由于透射光量大且色散显著时(如孔雀石和蓝铜矿)可呈现强烈的内反射和内反射色。此时互补现象不明显，肉眼观察矿物的颜色(应为反射色和内反射色的综合)与内反射色相同或相近，如孔雀石都为绿色和蓝铜矿都为蓝色。不透明矿物则相反，由于透射光极少，看不出内反射(如自然银)。反射光量大且色散显著时(如自然铜)可呈现明亮的反射色(即颜色的亮度高)。此时互补现象也不明显，肉眼观察矿物的颜色与反射色相同或相近，如自然银都为银白色和自然铜都为铜红色。只有半透明矿物透射光和反射光都能起较大的作用，容许内反射色和反射色在颜色上都较为鲜艳(即颜色纯度较大、在色度图上靠近光谱色轨迹位置)。此时内反射色与反射色的互补现象较为明显，肉眼观察矿物的颜色与内反射色和反射色都不雷同，而是内反射色(体色)和反射色(表色)的综合(根据透明度的大小两者所起的作用不同)。如赤铁矿的反射色(灰白色带淡蓝色调)和内反射色(深红色)的互补现象较为典型。

二、内反射的观察方法

内反射一般在矿相显微镜下观察，迅速取得定性的观测结果即可。内反射的常用观察方法如下：

(一) 斜照法

如图 4—1 所示，将光源从侧面斜照在光片上(如图中左边的 7 条斜射光线)，此时矿物表

面反射光线(如图中右边的 7 条斜反射光线)不会射入物镜,故显微镜的视域是暗黑的。只有当光线斜射到透明或半透明矿物时,除被斜反射掉一小部分之外,其余都透入矿物内部,遇到倾斜度合适的包裹物等界面,再从矿物内部反射出来进入物镜(图中之向上反射的 2 条垂线)。此时这些光线使矿物内部明亮,使

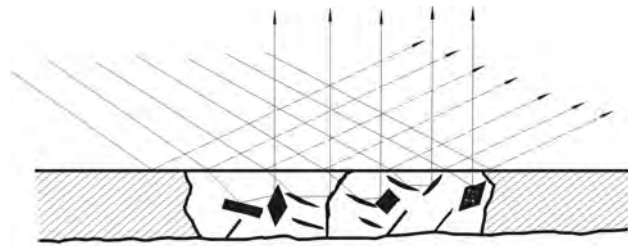


图4-1 内反射斜照法示意简图

得在镜下有透明的视感。如果只是透明而无颜色,表示矿物有内反射而无内反射色;如果矿物不但透明,同时还显示某种颜色则表示矿物有内反射色。斜照法要求强光源并为白色,斜入射角不宜太大(不能平射),以 $30^{\circ}-45^{\circ}$ 左右(即较陡)为宜。斜照方向和角度应有变化,找出适宜方向和角度以增大进入物镜的光量,加强镜下透明视感。注意不要把堆积在矿物光片裂隙、凹坑中磨料的颜色(氧化铬和氧化铁等会显示鲜艳的绿色和红色)误认为是矿物的内反射色。另一些无色透明矿物(如石英、方解石等),斜射白光射入它内部后可能象射入三棱镜似的发生色散,产生少量干涉现象,使得矿物内部显示“彩色”。应勿将这种内反射强烈但内反射无色的现象误认为是“彩色内反射色”。

斜照法的灵敏度较低,只能见到一些内反射很显著的矿物如赤铜矿、铜蓝、雌黄等的内反射现象。而透明度稍差的矿物如铁闪锌矿、黑钨矿、硫锰矿等则常常看不出内反射,光片呈现黑色。故不能认为斜照时镜下显黑色就一定无内反射。此时应观察矿物粉末以进一步确定有无内反射。

用料照法观察矿物粉末以测定内反射的方法,灵敏度较斜照法观察矿物光片高得多。这是由于粉末体积小,透明度比光片中矿物高,还因为刻划粉末时矿物受压使矿物产生大量微细裂纹,有利于透入光线的反射,故使矿物内反射现象明显起来。操作步骤是用钢针或金刚石墨(对高硬度矿物)刻划矿物光面,在镜下用斜照光观察堆在划痕两侧的粉末。凡粉末为黑色或黑灰色者可认为无内反射;粉末为白色者为无色透明矿物(强内反射)所特有;粉末有各种颜色(如绿色、橙色、红色)即为有内反射(内反射色为见到的绿色、橙色、红色)。斜照法只能用于低、中倍物镜,高倍物镜因自由工作距离太短使光线无法斜照进光片。高倍镜(观察细小矿物)只能用正交偏光法观察内反射。

(二) 正交偏光法

正交偏光法最好是用高倍物镜在正交偏光下观察,因为透过物镜的光线因强烈聚敛作用变成各种方向、各种入射角的斜照光,使矿物显现内反射的机会增加而变显著。此法宜采用强光源效果才好。均质矿物任何方位都可用正交偏光法观察内反射,非均质矿物只有在消光位观察才能排除非均质性和偏光色的影响。入射平面直线偏光被矿物表面反射时,反射光基本上是直线偏光,会被上偏光镜阻断而使矿物表面黑暗。射入矿物内部的直线偏光,被矿物内部的解理、包裹物等反射出来的光波却常呈椭圆偏光或产生反射旋转(详见第五章)使得一部分内反射光透过上偏光镜被观察到。这就使得在正交偏光下显示出内反射现象。

用正交偏光法观察矿物粉末效果更好。有一些无内反射但反射色鲜艳的矿物(如黄铜矿),其粉末在正交偏光下常可见到闪亮的铜黄色。这不是内反射色而是反射色。区别点在于转动物台时这种表面反射因斜面方向改变而变黑,另一些表面却又可能变亮并呈现颜色(反射色)。真正有内反射的粉末旋转物台时亮度、颜色不变。刻划时造成的沟槽(以至磨片时磨料刻划留下的擦痕)在斜射方向角度合适时也会出现亮线,旋转物台即行变暗。故视察内反射现象应看堆在沟槽两边的粉末,而不要被刻痕沟槽的表面反射所干扰。

在正交偏光下用油浸镜头于浸油中观察矿物粉末有无内反射最为灵敏。矿物在浸油中的反射率一般大为降低,透入矿物粉末内部的光量大大增加,使内反射现象更易显现。例如辉

铋矿、脆硫铋铅矿等用干镜头看不出内反射，用油浸镜头观察则可以看出内反射。现代化大型研究用矿相显微镜由于光线强、光路损耗低，在正交偏光条件下观察内反射异常清晰。

三、内反射的分级

出于教学实验室条件的限制和地质类专业的教学要求，本教程不采用以油浸镜头观察矿物内反射的分级方法。第八章教学用矿物鉴定表中采用的内反射分级为：

I. 显内反射：用干镜头以斜照法或正交偏光法观察显示内反射现象属于此级，刻划粉末后才显示内反射者应注明系矿物粉末的内反射色：

II. 不显内反射：在上述条件下观察不显示内反射现象者属于此级。

常见金属矿物的内反射分级见下表(表 4—2)：

表 4—2 一些常见矿物的内反射分级	
显 内 反 射 矿 物	不 显 内 反 射 的 矿 物
孔雀石(翠绿色) 赤铁矿(深红色)	自然金 黄铜矿 黝铜矿
蓝铜矿(蓝色) 黑钨矿(棕红色)	自然银 方铅矿 斑铜矿
硫锰矿(淡绿色或棕色) 红锌矿(黄红色)	自然铜 辉铋矿 辉铜矿
雌黄(稻草黄色) 硫汞铋矿(血红色)	毒 砂 辉铋矿 石墨
雄黄(橙红色) 金红石(红棕色)	红砷镍矿 磁黄铁矿 磁铁矿
辰砂(珠红色) 淡红银矿(鲜红色)	黄铁矿 辉钼矿 软锰矿
赤铜矿(血红色) 针铁矿(棕黄色)	白铁矿 铜蓝 硬锰矿

在生产和科研工作中常常采用更复杂的内反射分级，详见有关鉴定手册和工具书箱。

四、内反射的研究意义

应当强调说明，内反射是矿物透明度的反映，而透明度受矿物杂质成分的影响，故矿物含有不同的类质同象混入物杂质时可能会引起内反射现象的差异。如闪锌矿当其含铁 0.15% 时内反射色为浅黄色，含铁 17.9% 时内反射色为深褐黄色。又如硼镁铁矿富镁时粉末可显示淡红棕色内反射，而贫镁时无内反射。铬铁矿铁含量高时无内反射，而富镁或富铝时则呈现较明显的红棕色内反射。有意义的是，据近年研究的新成果，纯硫锰矿显绿色内反射，当其铁含量较高时即显示棕色内反射。再如钛铁矿若富含镁时(产于与金刚石有关的金伯岩及碳酸盐岩、碱性超基性岩中)普遍显示棕色内反射，而贫镁的钛铁矿(产于变质铁矿和砂矿床中)则很难看到内反射。还如一般砷黝铜矿(含铁低于 5%)粉末在浸油中可见棕红色内反射，富铁的砷黝铜矿(如含铁 8.82%)粉末在浸油中则无内反射。因此，深入地研究矿物内反射的细微特征，可能获得矿物化学成分以至成因方面(形成温度、地质产状等)的某些信息。

前已阐明矿物内反射的形成机理，内反射现象显示与否取决于矿物的透明度。因此，可以通过对矿物内反射的研究来了解矿物透明度的情况。从第一章第一节可知矿物的透明度直接与矿物的吸收性能(以吸收系数 K 表征)有关。从表 2—1 等资料及理论计算，吸收系数 K 小于 0.025 的石英、纯闪锌矿等透明矿物(反射率在 1.8—19% 范围内)具有强烈的内反射；吸收系数 K 大于 0.73 的石墨、毒砂等不透明矿物(反射率在 14—95% 范围内)不显内反射(干镜头在空气中观察)；吸收系数 K 介于 0.025 和 0.73 之间的铁闪锌矿、硫汞铋矿、硫锰矿、辰砂等半透明矿物(反射率在 9—35%)显示较弱的内反射。属于半透明范畴的一部分矿物，或因吸收系数偏低(如含铁 0.15% 的闪锌矿)，或因选择吸收强烈(如辰砂和硫汞铋矿——对红光吸收很弱，对青、蓝、绿光吸收很强)而显示较明显的内反射。另一部分则内反射较弱。

另有一种意见认为反射率大于 40% 的矿物不具内反射；反射率属 40—20% 的矿物内反射不明显(常须用油浸镜头观察矿物粉末)；反射率小于 20% 的矿物内反射很明显；反射率低于 12% 的矿物具强烈内反射。这一种意见不能解释反射率较大的硫汞铋矿(R 为 34.7%)等显示强烈的内反射(在空气中不刻粉末即很明显)和反射率较小的石墨、铜蓝(平均反射率 \bar{R} 为 14

%、15.8%)等无内反射的事实。本教程主张以矿物的吸收系数与矿物的内反射程度直接联系起来(如硫汞锑矿因K值为小于 0.73 的 0.4881, 并色散显著, 对红光的K值更低, 因而内反射强烈。石墨却因 K_g 值为大于 0.73 的 1.162 而不显内反射), 而将反射率与内反射的联系摆在从属的次要地位。

附带指出, 由于颜色的定量研究方法已经引入矿相学领域, 除用颜色指数定量表征金属矿物的反射色以外, 近年来我们还倡议用来表达偏光色的颜色特征。我们认为, 也完全可以应用色度学原理以定量数据来表征矿物的内反射色颜色特征。

第五章 矿物在聚敛光下的偏光图

一、聚敛光下偏光图的基本概念

前面几章介绍了金属矿物的垂直入射、垂直反射光下研究的情况，本章再介绍一下金属矿物在斜入射、斜反射下研究的光学效应。考虑到地质类专业的需要和当前教学实验室的条件，本教程只对聚敛偏光下光学效应最基本的原理和主要光学现象作简要的阐述。关于详细的测量方法和测定结果可参阅有关专门著作和参考书。

众所周知，非均质透明矿物于透射偏光显微镜下在直射正交偏光条件下显示全视域均匀的干涉色，在聚敛正交偏光条件下则显示不均匀的干涉图(高重折率一轴晶矿物在消光位呈带彩色环带的黑十字，二轴晶矿物呈更复杂的干涉偏光图)。强双反射非均质不透明矿物于反射矿相显微镜下在直射正交偏光条件下显示全视域均匀亮度和偏光色，在聚敛正交偏光条件下则显示亮度和颜色不均匀的偏光图。与透明矿物的聚敛偏光图可以区分二轴晶矿物的正、负光性相似，不透明矿物的聚敛偏光图可以提供更多的光性鉴定特征鉴别矿物(如鉴别软锰矿和硬锰矿——软锰矿的正交聚敛偏光双曲线暗带偏光图暗带凹部显蓝色、凸部显红色；而硬锰矿则是凹部显红色、凸部显蓝色。再如一般光学性质很相似的金、银碲化物类矿物也可用聚敛偏光图加以区别)。因此，不透明矿物在聚敛光下的偏光图具有实际意义，它受到不少矿相学家的重视。对其复杂的形成机理，已有一些专著的论文在理论上作了比较深入的探讨和基本的论述。

二、聚敛光下偏光图的形成机理

(一)反射旋转及其色散

在矿相显微镜下，物镜产生一束圆锥形入射光。光线投射到矿物光片表面再反射出去。物镜中心(即视域中心)的光线为垂直入射、垂直反射。物镜(视域)其他位置则系成各种不同角度的斜入射、斜反射。入射光和反射光组成的面为“入射面”，入射面与光片表面垂直。入射面中与光片表面垂直的线为“入射法线”，入射光与入射法线所夹的角度即为光线的“入射角”。按物理光学定律，入射角与反射角相等。

斜入射光为平面偏光时，斜反射光的振动面(图 5-1 的R线)将与原入射光的振动面(图 5-1 的东西向的P线)不同，此即为“反射旋转”。反射旋转产生的原因是由于斜反射时平行入射面的分振动 R_p 和垂直入射面的分振动 R_s 的振幅不相等(OR_2 大于 OR_p)、合成振动R的振动面将产生趋向于入射面垂线(图 5-1 之S线)的反射旋转。

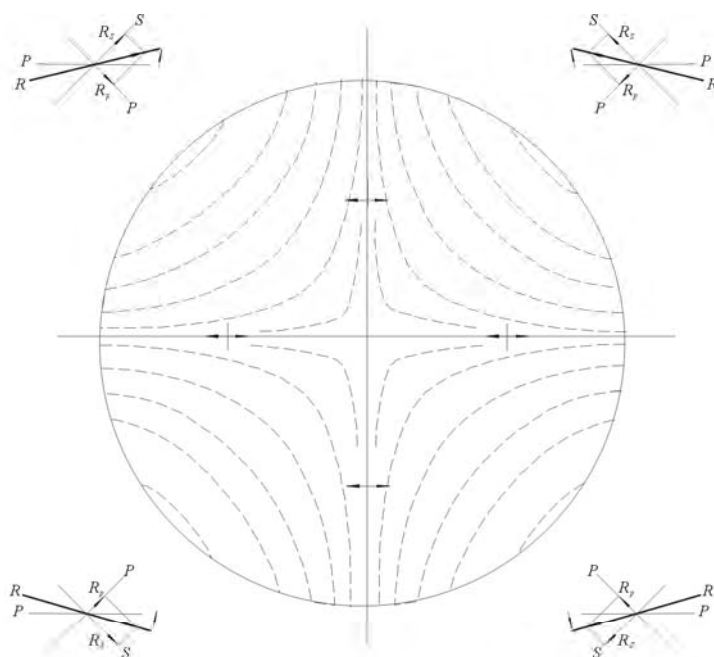


图5-1 聚敛光下的反射旋转示意图
(据1972年Galopin和Henry原图改绘)

图中圆直径PP表示入射平面偏光的振动方向(东西向); AA表示上偏光镜的振动方向(南北向); 粗黑箭头表示经反射旋转作用后的反射光振动方向(暂不考虑反射光由周相差产生的反射椭圆偏化作用)

如图 5-1 所示, 在高倍物镜下(即在聚敛光下)由于每一个位置的斜入射、斜反射角度不同影响到每一点的“反射旋转量”不同(见第一章, 物镜越边部的入射角和数值孔径越大导致反射旋转量越大; 以及入射角相等时越接近视域 45° 线反射旋转量越大, 越接近东西向和南北向, 即入射面与入射平面偏光振动面平行和垂直, 反射旋转量越小直至为零)。图 5-1 中虚线曲线表示反射旋转量的线量线, 四角部分表示四个象限中反射旋转的旋转方向(东北、西南两象限因合成振动 R 趋向 S 线而为顺时针方向旋转, 西北、东南两象限因合成振动 R 趋向 S 线而为逆时针方向旋转)。

由物理光学得知, 白光可分解成不同的单色光。上述反射旋转量对不同单色光(如红光、蓝光等)可能不同, 这种在可见光范围内反射旋转量随不同波长单色光而变化的光学现象就是“反射旋转色散”。反射旋转色散在聚敛偏光图形成机理中起着重要的作用。

(二)非均质旋转及其色散

关于非均质矿物由于主反射率 R_1 、 R_2 不相等在直射光下造成偏光振动面非均质旋转的性能已在本教程第三章第二节阐明(图 3-1 等)。在聚敛偏光下这种“非均质旋转”光学效应同样存在。由于反射偏光振动面总是偏向反射率高的一边, 导致转动物台一周“非均质旋转”在从某一消光位开始转动 $0-90^\circ$ 、 $180-270^\circ$ 为一种旋转方向; 转动 $90-180^\circ$ 、 $270-360^\circ$ 为另一种相反的旋转方向。这对非均质矿物在聚敛光下偏光图的形成具有重要的意义。

同样, 在第三章第二节中也阐述过“非均质旋转色散”效应。非均质旋转色散是指非均质旋转角对不同波长单色光的变化而言, 它在聚敛偏光图形成机理中也起着重要的作用。矿物的非均质旋转色散可分为红 $>$ 蓝($r > v$)、蓝 $>$ 红($v > r$)和红 \approx 蓝($r \approx v$)三种类型。

三、均质矿物的偏光图

(一)均质矿物的“黑十字”偏光图

由图 5-1 所示反射旋转量的等量线分布状况可以看出，视域边缘部位旋转量大、视域中心部位旋转量小、十字丝部位旋转量为零。因之在严格正交偏光下均质矿物的任何位置(即任意旋转物台)和非均质矿物的“消光位”显示“黑十字”图象(图 5-2-a 和图 5-3)。在这两种情况下不发生“非均质旋转”而只发生“反射旋转”。视域圆南北向和东西向直径处因反射旋转量为零，故这些位置的反射偏光振动面都为东西向。因而都不能通过上偏光镜而出现“黑十字”。其余位置因存在不同的反射旋转量，故通过上偏光镜的光强不等。由图 5-1 得知应于 45° 线视域最边部最亮，向视域中心和东西、南北直径(目镜十字丝)依次逐渐减弱。这种严格偏光下显示的典型“黑十字”聚敛偏光图，当非均质矿物处于“消光位”时也同样出现(图 5-2-a)。

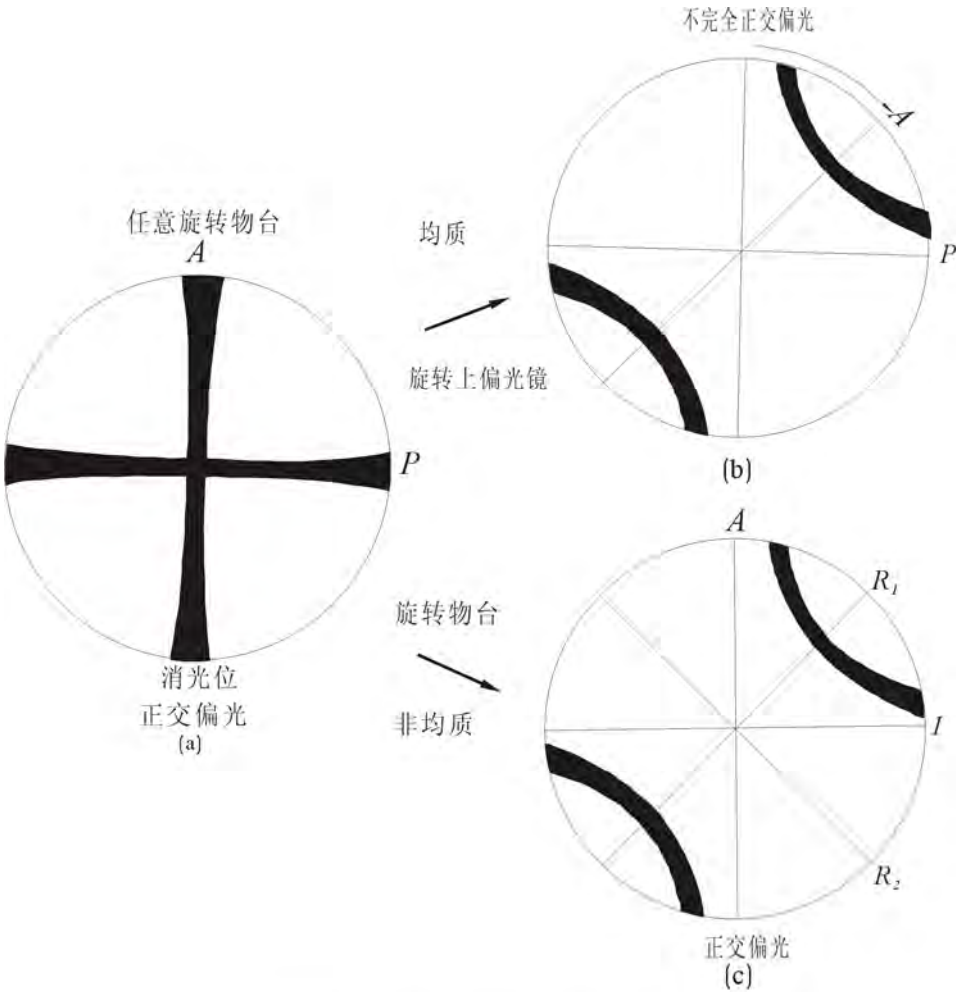


图5-2 聚敛偏光图典型图象示意图

(a)表示均质矿物任何位置和非均质矿物的“消光位”显示“黑十字”图象；(b)表示均质矿物转动上偏光镜；(c)表示非均质矿物于“非消光位”都显示“双曲线暗带”图象

(二)均质矿物的“双曲线暗带”偏光图

当偏转上偏光镜使其离开与前偏光镜正交的位置时，均质矿物在聚敛光下将如图 5-2-b 和图 5-4 所示出现“双曲线暗带”偏光图。双曲线暗带处反射光振动方向与集团伯的上偏光镜振动方向垂直，其他位置反射光振动方向则都与之斜交（图 5-4）。双曲线暗带出现的象限为反射旋转方向与上偏光镜偏离方向一致的象限，如图 5-2-b 都是顺时针方向（东北—西南象限显示“双曲线暗带”）、图 5-4 都是逆时针方向（西北—东南象限显示“双曲线暗带”）。不出现暗带的两象限内的所有位置和出现暗带象限内“暗带”以外的位置都因经反射旋转后

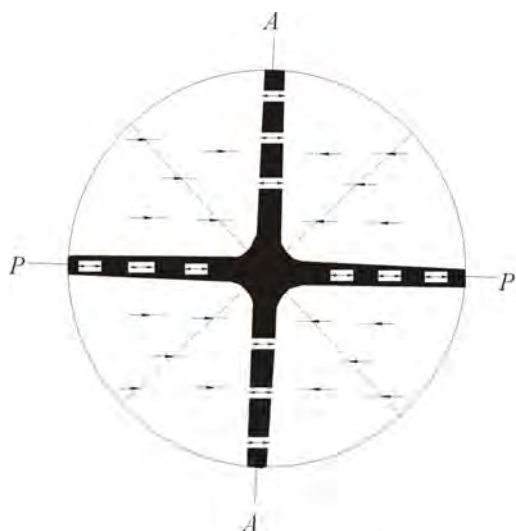


图5-3 在严格正交聚敛偏光下均质矿物的偏光图
(据Cameron 1961)

黑十字处反射光振动方向无旋转。用双箭头表示：四个象限中实线表示入射光振动方向，虚线表示反射振动方向。

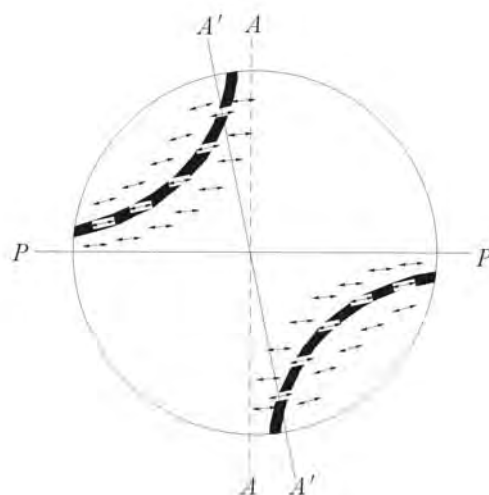


图5-4 偏转上偏光镜时均质矿物的聚敛偏光图
(据Cameron 1961)

双曲线暗带处反射光振动方向与偏转后的上偏光镜振动方向 $A'A'$ 垂直，其它位置反射光振动方向都与 $A'A'$ 斜交。

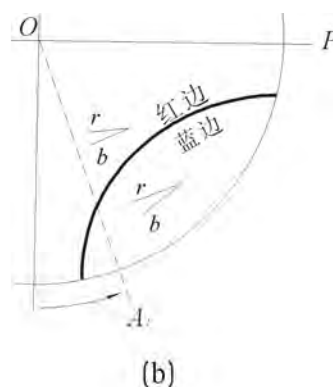
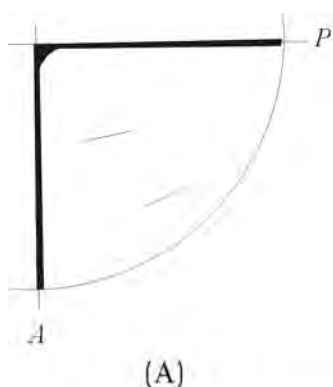


图5-5 均质矿物反射旋转色散示意图
(据Galopin, Henry 1972)

的反射光振动方向与偏转后的上偏光镜振动方向斜交而显示一定的亮度。前者是越靠近 45° 线和视域边缘亮度越大；后者是越靠近“双曲线暗带”亮度越小。以上“双曲线暗带”偏光图象当非均质矿物在严格正交偏光下转动物台偏离“消光位”时也同时出现（图 5-2-c），其形成机理于下面阐明。

(三)均质矿物的反射旋转色散效应

如图 5-5 所示，均质矿物在严格正交聚敛偏光下显示黑十字图象后再偏转上偏光镜出现带红、蓝色边的双曲线暗带。此由反射旋转色散作用造成，具有实际鉴定意义。图 5-5-a 表示反射旋转在视域的东南象限呈逆时针方向旋转。图 5-5-b 表示上偏光镜由 A 逆时针方向偏转至 A_1 后，这个偏转的角度 ($\angle AOA_1$) 将与视域东南象限内每一位置的反射旋转量相消。在双曲线暗带中的每一处之反射旋转量与 $\angle AOA_1$ 相等，使得反射光的振动方向与 OA_1 垂直，故显示“双曲线暗带”。在双曲线暗带的凸边区域内，因蓝光反射旋转后的振动方向红光反射旋转后的振动方向更垂直于 OA_1 方向 (主要消去蓝光)，故导致产生红色的“色边”。同理，在双曲线暗带的凹边区域内，由红光反射旋转后的振动方向比蓝光反射旋转后的振动方向更垂直于 OA_1 方向 (主要消去红光)，导致产生蓝色“色边”。这种“色边”效应的实质是蓝光的

反射旋转量大于红光的反射旋转量。反射旋转色散符号为蓝>红 ($v > r$)。当然,在自然界均质不透明矿物还有反射旋转色散符号为红>蓝($r > v$)和红≈蓝 ($r \approx v$) 的一共三类(表 5-1)。

(四)均质矿物偏光图的鉴定意义

均质矿物偏光图对于鉴别均质不透明矿物具有重要的实际意义。如表 5-1 所示,其他许多光学性质类似的黝铜矿和砷黝铜矿,凭借反射旋转色散类型不同(黝铜矿为蓝≥红类型、砷黝铜矿为红>蓝类型)可以区分两者。

应该指出,在聚敛偏光下确定反射旋转色散类型除了上述“色边法”以外,还有其他方法可供参考运用。

表 5-1 常见均质不透明矿物的反射旋转色散分类表

“红>蓝”型 (凸边蓝色、凹边红色)	“蓝>红”型 (凸边红色、凹边蓝色)	“红≈蓝”型 (看不出色边)
自然铁	黄铁矿	自然铂
辉银矿	紫硫镍矿	磁铁矿
砷黝铜矿	黝铜矿	方铅矿
蓝辉铜矿	斑铜矿	闪锌矿

四、非均质矿物的偏光图

(一)非均质矿物的“双曲线暗带”偏光图

非均质不透明矿物在反射聚敛偏光下的光学效应实质上主要由非均质旋转与反射旋转叠加作用所决定。如图 5-2-c 所示,矿物的非均质旋转方向是逆时针的;而在东北、西南两象限中反射旋转是顺时针的,在西北、东南两象限中反射旋转是逆时针的。因此,由于这两种旋转作用叠加的结果,在东北、西南两象限内各出现一条弯曲的消光带(此带内各点的反射旋转量与非均质旋转量相等、方向相反)。同理在西北、东南两象限内由于总旋转量加大(两种旋转方向相同)各点都较明亮。图 5-6 更确切地表达了在严格正交偏光下 45° 位置非均质矿物聚敛偏光图象的形成机理。

图中视域外四角部位 E 代表入射光振动的方向, r 代表矿物在四象限中经反射旋转后反射光的振动方向,黑十字线上之双箭头线代表整个视域中任何一点的非均质旋转量(此图中为顺时针方向旋转), R 表示非均质旋转与反射旋转叠加后在四个象限中反射光总的振动方向。由图 5-6 可知,在西北、东南两象限内由于反射旋转(r)为逆时针方向旋转,故在此两象限内有一些位置的的反射旋转量与非均质旋转量相等,二者适相抵消,使反射偏光振动面未旋转(仍为原入射光的振动方向 E),光线完全不能通过,即由这些点连接成“消光带”(isogyres)。从将 5-1 反射旋转量等量线为双曲线形状决定了“消光带”为

“双曲线暗带”。此带上各点的振动面都与上偏光镜振动面 AA 垂直(暗带内双箭头线都是东

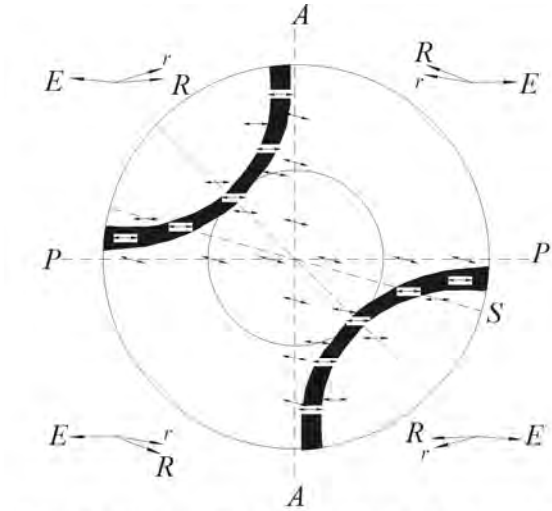


图5-6 再严格正交偏光下45° 位置非均质矿物的聚敛偏光图
(据Cameron 1961)

视域外四角E代表入射光振动方向, r代表矿物在四象限中反射光经反射旋转后的振动方向, 黑十字线上之双箭头代表整个视域中任何一点的非均质旋转量, R则表示非均质旋转与反射旋转叠加后在四象限中反射光总的振动方向。

西向振动)。西北、东南两象限内“非暗带位置”上各点的反射光总振动方向(**R**)都不与上偏光镜振动面垂直,故都有一部分光线通过上偏光镜显示一定的亮度。东北、西南两象限内两种旋转方向相同(都是顺时针方向)而相加,导致有较多有光量通过上偏光镜变成明亮区域,并且越是靠近视域边缘和 45° 线越亮。

(二)非均质矿物的反射旋转色散和非均质旋转色散效应

非均质矿物不但可由反射旋转和非均质旋转叠加形成双曲线暗带,而且也可以由于这两种旋转的综合色散作用造成双曲线暗带的“色边”。如图 5-7 所示,图的上半部三个小图表示非均质矿物在“消光位”上显黑十字聚敛偏光图象后偏转上偏光镜至 A_1 ,由于反射旋转色散符号为红 $>$ 蓝使得双曲线暗带凸边显蓝色色边(蓝光经反射旋转后的振动方向与 OA_1 近于垂直)、凹边显红色色边(蓝光经反射旋转后的振动方向与 OA_1 近于垂直)。图的下半部三个小图表示反射旋转和非均质旋转综合色散的三种类型。图中虚线代表经反射旋转后反射光的振动方向,粗黑线代表叠加了非均质旋转的反射光总振动方向。

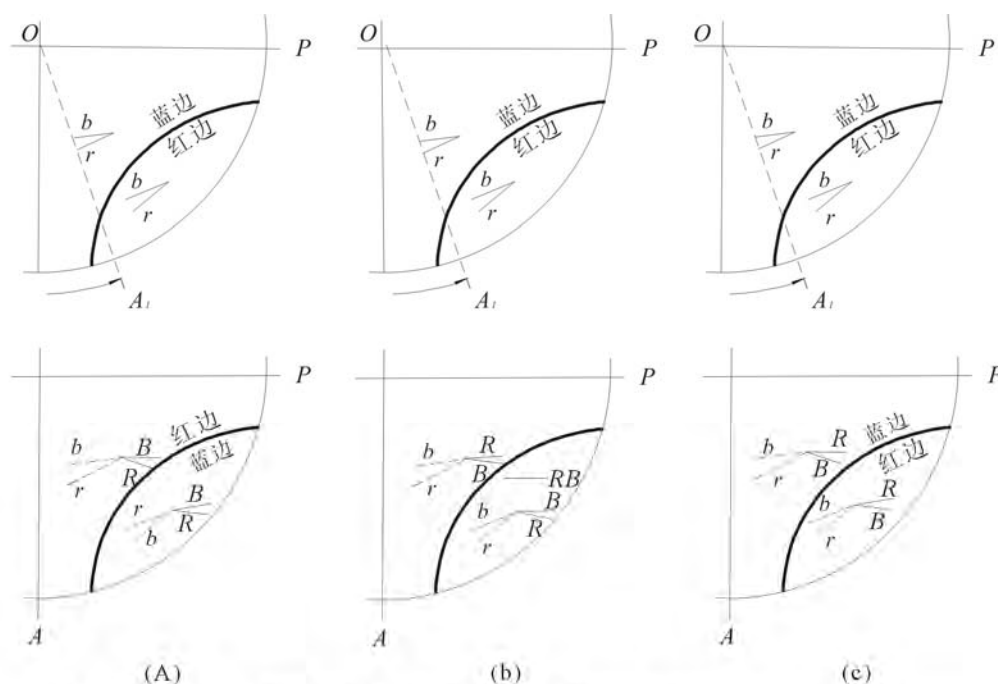


图5-7 非均质矿物的反射旋转色散及反射旋转和非均质旋转综合色散示意图

(据Galopin, Henry, 1972)

上半部三个小图表示反射旋转色散,细黑线代表经反射旋转后反射光的振动方向。下半部三个小图表示反射旋转和非均质旋转综合色散,虚线代表经反射旋转后反射光的振动方向,粗黑线代表叠加非均质旋转后的反射光总振动方向。

如图 5-7-a 下图所示,非均质矿物在 45° 位置上双曲线暗带凸边为红色色边、凹边为蓝色色边。在红色色边区内蓝光的反射旋转和非均质旋转叠加综合的反射光总振动方向与上偏光镜振动方向(OA)近于垂直,故能消掉蓝光而通过较多的红光形成红色色边;在蓝色色边区内则是红光的反射旋转和非均质旋转叠加综合的反射光总振动方向与上偏光镜振动方向(OA)近于垂直,因而消掉红光而通过较多的蓝光形成蓝色色边。这种凸红凹蓝的综合因反射旋转色散符号为红 $>$ 蓝($r > v$)。同时由 5-7-a 上图反射旋转色散符号为红 $>$ 蓝推知该矿物的非均质旋转色散符号亦为红 $>$ 蓝($r > o$)。

图 5-7-b 下图则表示非均质矿物在 45° 位置上双曲线暗带不显色边。在暗带凸区和凹区都是红光和蓝光两种旋转叠加综合的反射光总振动方向与上偏光镜振动方向斜交的角度大致相同,故都是通过大致相等的红光和蓝光,最终合成为白光而不出现“色边”。这种无色边的综合旋转色散符号为红 \approx 蓝($r \approx v$)。同样由 5-7-b 上图反射旋转色散符号为红 $>$ 蓝(r

$> \nu$) 可推知该矿物的非均质旋转色散符号亦为红 $>$ 蓝 ($r > \nu$) (但不如 5-7-a 强)。

图 5-7-c 下图表示非均质矿物在 45° 位置上双曲线暗带凸边为蓝色色边、凹边为红色色边。在蓝色色边区内红光的反射旋转和非均质旋转叠加综合的反射光总振动方向与上偏光镜振动方向(OA)近于垂直, 故消掉红光而通过较多的蓝光形成蓝色色边; 在红色色边区内蓝光的反射旋转和非均质旋转叠加综合的反射光总振动方向与上偏光镜振动方向(OA)近于垂直, 因而消掉蓝光而通过较多的红光形成红色色边。这种凸蓝凹红的综合旋转色散符号为蓝 $>$ 红($\nu > r$)。同时由 5-7-c 上图反射旋转色散符号为红 $>$ 蓝推知该矿物的非均质旋转色散符号为红 $>$ 蓝(很弱)、红 \approx 蓝或蓝 $>$ 红(强)。此时三种可能性推断较为复杂, 可参阅有关专门著作, 在此不作赘述。

(三)非均质矿物偏光图的鉴定意义

应该强调指出, 非均质矿物聚敛偏光图象对于观测矿物的反射旋转色散、反射和非均质旋转综合色散特别有效, 不宜由消光位斜交偏光图和 45° 位置正交偏光图推测矿物的非均质旋转色散符号(用直光观测效果更好)。表 5-2 列出某些常见非均质不透明矿物的几种旋转色散资料可以说明研究聚敛偏光图象的实际鉴定意义。

(四)非均质矿物的椭圆偏化效应和偏光图象变化系列

应当说明, 以上讨论中都只考虑由垂直、平行入射面的分振动 R_S 、 R_P 及最大、最小主反射率 R_1 、 R_2 振幅不同造成的反射旋转和非均质旋转效应, 都未考虑由 R_S 和 R_P 以及 R_1 和 R_P 之间的周相差造成的椭圆偏化效应。从严密的角度看, 以上所提到“黑十字”和“双曲线”消光带都可由“椭圆偏化作用”而呈“暗十字”、“暗双曲线”, 以及可由“椭圆偏化色散效应”而呈“色十字”、“色双曲线”。这种消光带不黑或带色的现象在消光带中段和视域中心部位比较明显。

非常明显, 我们在第三章第二节中总结的在直射光下旋转物台一周非均质不透明矿物由于严格正交偏光下的“正四明四暗”到不完全正交偏光下显示“歪四明四暗”进而显示“两明两暗”的光学效应, 在聚敛光下同样会产生由“正四合四分”到“歪四合四分”进而为“两合两分”的光学效应。即在直射光下显示的“明亮”于聚敛光下为“分离度大的双曲线暗带”偏光图象; 在直射光下显示的“暗淡”于聚敛光下为“暗十字”或“分离度很小的双曲线暗带”偏光图象。

在聚敛光下观测偏光图要求高质量的矿相显微镜, 用高倍物镜、玻片式反射器加上勃氏镜(或摘掉目镜)观察聚敛偏光图象。对显微镜的调节与校正等可参阅专门书籍, 养蚕偏光图光学效应定量理论计算和各种新的测定方法也可参阅有关专著和论文。

表 5-2 常见非均质不透明矿物的几种旋转色散分类表

色散符号类型 矿 物	色散种类	反射旋转色散	反射旋转和非均 质旋转综合色散	非均质 旋转色散
自然铋		蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红
石 墨		红 \approx 蓝	红 $>$ 蓝	红 $>$ 蓝
赤铁矿		红 $>$ 蓝	蓝 $>$ 红	红 \approx 蓝
钛铁矿		蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红
软锰矿		红 \approx 蓝	红 $>$ 蓝	红 $>$ 蓝
硬锰矿		红 \approx 蓝	蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红
黑锰矿		红 \approx 蓝	红 $>$ 蓝	红 $>$ 蓝
白铁矿		蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红
磁黄铁矿		蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红	蓝 $>$ 红
辉钼矿		红 \geq 蓝	红 \approx 蓝	红 $>$ 蓝

铜 蓝	红 > 蓝	红 > 蓝	红 > 蓝
墨铜矿	蓝 ≥ 红	红 > 蓝	红 > 蓝
辉铜矿	红 > 蓝	蓝 > 红	红 > 蓝
黄铜矿	蓝 > 红	红 > 蓝	红 ≈ 蓝
硫砷铜矿	蓝 > 红	红 > 蓝	红 > 蓝
辉铋矿	红 ≈ 蓝	蓝 > 红	蓝 > 红
辉铊矿	红 > 蓝	红 > 蓝	红 > 蓝
黝锡矿	蓝 > 红	蓝 > 红	蓝 > 红
红砷镍矿	蓝 > 红	蓝 > 红	蓝 > 红
毒 砂	蓝 > 红	蓝 > 红	蓝 > 红

第六章 矿物的硬度

一、矿物硬度的概念及研究意义

(一)矿物硬度的概念及形成机理

矿物抵抗外来机械作用力的能力即为矿物的硬度。从这种机械作用力的类型来划分,矿物抵抗刻划作用力的为“刻划硬度”;抵抗研磨作用力的为“抗磨硬度”;抵抗压入作用力的为“抗压硬度”。

矿物的硬度与其化学成分有关。化学元素在矿物晶体中系原子或离子作有规律的排列。原子与原子或离子与离子之间的结合力称为“键力”,它与矿物硬度的大小直接相关。键力强则抵抗压入或撕裂的阻力大,即硬度高。众所周知,键力大小取决于原子或离子的半径及化学键的性质。一般地说,当键性和晶格类型相同时,原子或离子半径小的矿物硬度高;离子电价低者硬度低。就各种化学键比较而言,共价键矿物硬度较高,离子键矿物硬度中等;金属键矿物硬度较低、温德华键矿物硬度最低。

不言而喻,矿物硬度还和晶体结构密切相关。当其他因素相同时,质点(原子或离子)的堆积越紧密(配位数大)则矿物的硬度越高。

在自然界,矿物晶体中一种键往往沿一定的方向发育,使晶体具有明显的方向性。比如石墨,层内为同极键,键力很强;层与层之间为温德华键,键力很弱。因此,矿物的硬度具有异向性。即使是等轴晶系的矿物晶体,由于方向不同,其质点的堆积紧密程度、排列方式甚至键的类型都会有所差别,故硬度各不相同。事实上,即使在同一个晶面上,方向不同,硬度也有差异。据 S.H.U.Bowle, 和 K.Taylor 的试验,许多矿物由于方位不同引起的硬度差异可达其平均数的 5—35%。

应当指出,刻划硬度,抗压硬度和抗磨硬度三者的形成机理是不完全相同的。刻划硬度反映矿物的弹性极限、屈服极限、强度极限和破裂极限,受方向性的影响较大;抗磨硬度系较硬物质(磨料)在矿物表面上沿着不同方向长时间刻划的积累,其形成机理与刻划硬度相似,除了抵抗塑性变形以外,主要反映矿物抵抗破裂、剥离的能力。抗压硬度则主要反映矿物对塑性变形的阻力,一般反映矿物的强度极限,弹性、破裂居从属地位。矿物的解理面系质点作最紧密堆积的面,故解理面的抗压硬度最大。但解理面上的刻划硬度和抗磨硬度却往往最小,这主要是由于这两种硬度机械作用力除了挤压、推移晶格以外,还具有剥离和撕裂的作用(解理面容易剥离和撕裂)。因此,由于三种硬度的形成机理不尽相同,三者数值不能完全对比。当然,三种硬度都能在一定程度上反映矿物受机械力以后的机械特征(弹性极限、屈服极限、强度极限及破碎强度),故又在一定程度上三种硬度可作对比。

(二)矿物硬度的研究意义

硬度测定对于鉴定金属矿物具有重要意义。用极简单的工具(钢针、铜针)在矿相显微镜下可迅速地获得矿物刻划硬度的定性资料。不用任何专门工具即可利用光片磨制过程中造成的软硬矿物之间的相对突起对比毗邻矿物的抗磨硬度。

如在较高温度条件下形成的铁闪锌矿其中分布有黄铜矿或磁黄铁矿固溶体分解物(黄色小点或细叶片),抗磨硬度低于闪锌矿的这种黄色分解物为黄铜矿,抗磨硬度高于闪锌矿的则为磁黄铁矿。抗压硬度系用硬度仪精确测定的定量数值,鉴定意义更大。如很多特性都相近的锌锰矿(Hetaerolite)和黑锌锰矿(Chalcophanite)不易鉴别,但前者抗压硬度VHN值为 583—985 kg/mm²,后者该值仅为 71—246 kg/mm²,可明显地将两者区分开来;对于自然界产出极少的铂族矿物微细颗粒,抗压硬度精确数值也具有重要的鉴定意义。如硫铂矿(Cooperite)、砷铂矿(Sperrylite)和琉钨矿(Laurite)的VHN值依次为 505—588、783—1079 和 1393—2012 kg/mm²,可迅速鉴别三者。另外,矿物的抗压硬度精确数值可以反映矿物

中呈类质同象替换之杂质元素的多少。如闪锌矿含FeS分子 14.39%时VHN值为 192.1 kg / mm², 含FeS分子17.6%时VHN值为 179.9 kg / mm²。

此外,金属矿物的抗压硬度值还可作为矿物重要的成因标型特征之一。如区域变质型磁铁矿VHN值为 440—570(平均 542) kg / mm²、接触交代型为 480—635(平均 600) kg / mm²、岩浆型为 550—750(平均 641) kg / mm²,可以标示磁铁矿的不同成因又如陆源浅海相胶体化学沉积矿床中黄铁矿的抗压硬度为 500—999 kg / mm²、变质矿床为 1234.1 kg / mm²、矽卡岩型矿床为 1328—1802 kg / mm²、热液矿床为 1436 kg / mm²,可以帮助分析矿床成因。所以近年来许多矿相学家把反射率和硬度作为金属矿物最主要的两项鉴定特征。

二、矿物刻划硬度的测试

肉眼鉴定矿物时利用与摩氏硬度计规定的十种标准矿物刻划对比确定欲测矿物的硬度。在矿相显微镜下则利用钢针(缝纫针),铜针(纯铜电线丝磨尖制成)刻划矿物确定硬度。其分级简易适用。具体分级如下:

- I. 低硬度——能被铜针划动(在光片上出现划痕、沟槽或粉末);
- II. 中硬度——铜针划不动、钢针可划动;
- III. 高硬度——钢针也划不动。

用金属针刻划矿物一般在低倍或中倍物镜下进行。用右手的食指、中指和拇指握住针,小指支撑在物台上,使金属针与光片约成 30-40° 以上的角度划出刻痕,握针不必太紧。划不能太用力,针应经常磨尖。刻划时从左向右划动(镜下倒象显示为从右向左划动)。刻划硬度的光片必须保持清洁,以免光片上的尘土、氧化膜、污垢被金属针划掉后误认为划动了矿物。金属针刻划较硬矿物时,有时留下金属针(特别是铜针)的粉末于光片上,不要误认为刻动的划痕。

应该强调指出,在当前教学实验室条件下,用金属针法测定矿物的刻划硬度十分重要。所获得的定性硬度资料是矿相学教学用鉴定表(详见第八章第一节)的基础资料,如发生差错将使鉴定工作无法进行。

三、矿物抗磨硬度的测试

矿石光片用帆布等加磨料抛光时,由于矿石中各种矿物的抗磨硬度不同,如图 6—1 所示,软矿物(黄铜矿和方铅矿)容易凹下而硬矿物(黄铁矿)则比较突出,在两种矿物(左为黄铁矿和黄铜矿,右为黄铁矿和方铅矿)交界处形成过渡的斜面。图 6-1 中。黑箭头表示反射光线。在平面部分反射光线都垂直向上,在斜面上的光线,则根据反射面上入射角与反射角相等的原理,偏向硬度较低的方向反射。因此,在矿相显微镜下观察,正对矿物交界线的位置显得黑暗,而在交界线的外围由于光线重叠,显得较为明亮,形成一条“亮线”。当显微镜镜筒上升(或物台下降)使物镜焦点上升时(如图 6—1 中由 B 升到 A 水平虚线处),亮线向低硬度矿物方向移动(图中为 ab 到 a' b')。反之,当镜筒下降(或物台上升)使物镜焦点下降,亮线就向高硬度矿物方向移动。如图 6—2 所示,将显微镜中心部位准焦于硬矿物(H)和软矿物(S)交界线的倾斜面上,此时目镜焦平面(OP)正好与实象平面(R)重合(图 6-2 中)。当提升镜筒(图 6—2 左)时,目镜焦平面高于实象平面,光线 a、b 照亮了视域中心的左方(在 OP 处见到光线 a、b 增强了视域中心左方亮度),叠加在软矿物的实象(在视域中心左方)上。故徐徐上升镜筒,将见到亮线向软矿物方向移动。反之,当下降镜筒时(图 6-2 右),目镜焦面位于实象平面之下,光线 a、

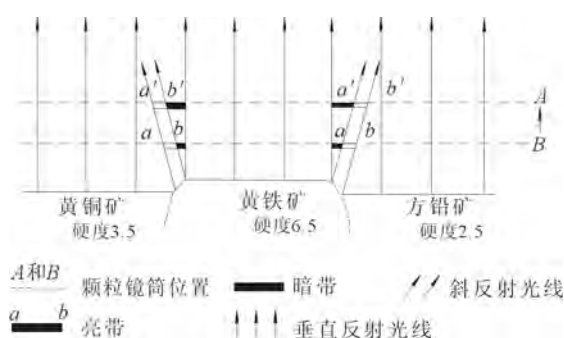


图6-1 垂直照射下光线在不同突起矿物光面的反射示意图

如图 6—2 所示,将显微镜中心部位准焦于硬矿物(H)和软矿物(S)交界线的倾斜面上,此时目镜焦平面(OP)正好与实象平面(R)重合(图 6-2 中)。当提升镜筒(图 6—2 左)时,目镜焦平面高于实象平面,光线 a、b 照亮了视域中心的左方(在 OP 处见到光线 a、b 增强了视域中心左方亮度),叠加在软矿物的实象(在视域中心左方)上。故徐徐上升镜筒,将见到亮线向软矿物方向移动。反之,当下降镜筒时(图 6-2 右),目镜焦面位于实象平面之下,光线 a、

b 照亮视域中心的右方(在 OP 处见到光线 a、b 增强视域中心右方的亮度), 叠加在硬矿物的实象(在视域中心右方)上。因之缓慢下降镜筒时: 可见到亮线向硬矿物方向移动。

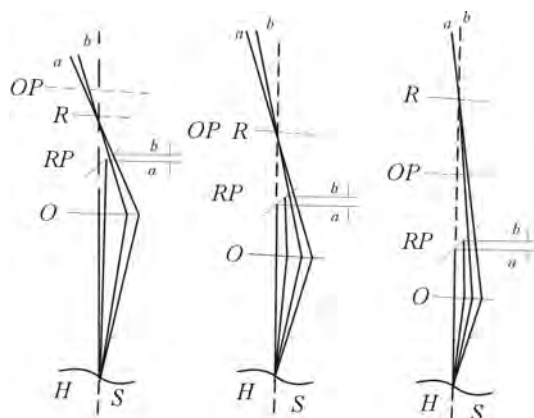


图6-2 亮线成因示意图解

H-硬矿物 S-软矿物 a、b-射入两种矿物之间倾斜面上的两根光线的迹线 O-物镜 RP-玻片反射器 OP-目镜焦平面 R-实象平面。图中铅垂线为视域中心的镜筒轴线。

在实际操作时, 应注意将光圈缩小一点, 以降低整个视域的亮度, 使得亮线“清晰度”提高。同样, 选用提升或降低镜筒可考虑以使亮线向较低反射率的矿物方向(亮线“清晰度”较高)移动为准则, 确定这点之后再判断低反射率矿物是抗磨硬度较软的矿物或较硬的矿物。另外, 当相邻两矿物硬度相差太大时, 两矿物交界线倾斜面太陡, 使光线成近水平的方向反射出去, 产生很宽的暗带, 此时不宜作“亮线法”对比抗磨硬度。

四、矿物抗压硬度的测试

利用硬质合金或金刚石制成的方形、菱形锥体、球体以及圆锥体“压头”, 外加一定负荷压入矿物光面, 使其形成永久性的压痕。对一种矿物而言, 一般是压痕的表面积与负荷的大小成正比关系。对于不同矿物而言, 硬度越高, 抵抗压入的应力(阻力)越大, 产生的压痕越小。即矿物的抗压硬度与应力成正比, 与压痕面积成反比。矿物抗压硬度的计量单位为 kg/mm^2 。最常用的压头为维克(Vicker)压头和诺普(Knoop)压头。维克压头为用金刚石制成的正方形锥体, 各锥面角为 136° (图 6—3 下部)。维克硬度值(VHN或 H_v)以负荷除以压痕的表面积计算为:

$$\text{VHN}(H_v) = \frac{P}{d^2 / 2 \sin \frac{136^\circ}{2}} = 1.854 \frac{P}{d^2} \text{ kg/mm}^2$$

式中 P 为负荷重(以 kg 为单位); d 为正方形压痕的对角线长度(以 mm 为单位)。

诺普压头是用金刚石制成的菱形锥体, 锥体两相邻面之间的夹角分别为 130° 和 172.5° 。压痕为长的菱形(图 6—3 上部)。诺普硬度值(KHN或 H_k)计算公式为:

$$\text{KHN}(H_k) = \frac{P}{1/2 \text{ctg} \frac{1}{2}(172.5^\circ) \text{tg}(130^\circ) d^2} = 14.2288 \frac{P}{d^2} \text{ kg/mm}^2$$

式中 P 为负荷重(以 kg 为单位); d 为长菱形压痕的长对角线长度(以 mm 为单位)。

现以国产 71 型硬度仪为例简要介绍维克硬度值的测量方法。

我国上海第二光学仪器厂产 71 型显微硬度仪由测微反光显微镜、载物台和加荷装置等部件构成。显微镜安装在仪器主件之左半部由物镜、测微目镜、折射棱镜和照明装置等部分组成。物镜放大倍数为 40 倍。测微目镜固定在目镜管上, 由放大倍数为 15 倍的补偿目镜和

测微装置构成。测微装置为装于目镜内的一块可动分划板及与它相连的鼓轮组成。分划板上刻有瞄准压痕棱边的交叉线(图 6—4)。鼓轮一周等分为 100 小格。转动鼓轮时,分划板可左右移动,以测量压痕对角线长。载物台安装在升降轴上,升降时有粗调摇动手柄和微调转动轮可资调节。载物台还附有纵、横向微分筒用以调节载物台纵向和横向移动,使样品从显微镜视场中心准确地移动金刚石压头下进行加荷。加荷装置安放在仪器主体之右半部,有五种负荷(10g、25g、50g、100g、200g)供使用时选择。金刚石压头固定在保护套内,按动按钮油阻尼起动,通入压缩空气使金刚石压头匀速缓慢下降并压入矿物。具体测算步骤为:

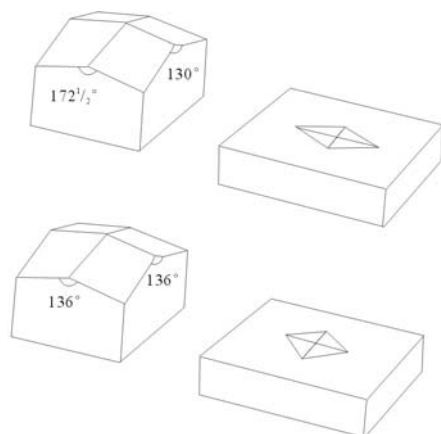


图6-3 维克压头(下) 诺普压头(上)及其相应压痕示意图

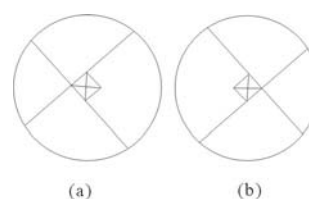


图6-4 测量压痕对角线长度的测微目镜

1. 安平光片;
2. 将载物台推至左端、开灯准焦;
3. 调节载物台纵、横向微分筒找准视域中矿物欲测部位;
4. 将载物台向右端推移、使欲测部位准确地移动至压头下端;
5. 按选定的负荷和加荷时间(十五秒钟为宜)加荷并保荷一定时间(以三十秒钟为宜)后卸荷(选择上述五种负荷的原则是尽量使压痕直径达到 $20\mu\text{m}$ 为宜);

6. 将载物台向左端推回至反光显微镜下测量压痕对角线长度。先调节载物台上的纵横向微分筒和测微目镜的鼓轮,使压痕的棱边和目镜中交叉线精确地重合(如图 6—4—*a*),然后转动鼓轮,对准压痕的另一个棱边(如图 6—4—*b*),记下鼓轮两次读数。压痕对角线的实际长度即为两次读数之差(鼓轮实际转动的格数)和鼓轮每小格格值(71 型硬度仪为 $0.25\mu\text{m}$)。

7. 至此用前面公式求出欲矿物的硬度值。

西德莱资厂所产自动显微硬度仪,加荷和保荷时间都由电电子装置自动控制,可提高测量精度。

应该指出,维克硬度值测定是一件很精细的工作。测量时必须注意:

1. 选定测量硬度的矿物颗粒不应过小,至少超过压痕直径数倍;
2. 不能只测一、二个压痕,以 15—30 个为宜(计算硬度值范围和算术平均值),压痕之间的距离也至少要超过压痕对角线长数倍;

3. 严格防止受震,硬度仪不能安装在木桌上,而必须安装在水泥台上(在水泥台与硬度仪座台之间应以海绵或橡皮垫隔开),还必须在压入金刚石压头之前将硬度仪照明灯关掉(防止电流震动);

4. 消除光片抛光过程中产生的非晶质薄膜对矿物硬度的影响(由于冷作硬化作用,薄膜的硬度高于矿物的硬度)。当前多采用统一麻片方法(在一湿润的薄毛织品上用极细的麻料轻抛三分钟)解决,即应避免用粗呢织品长时间使劲抛光;

5. 合理选定负荷及加荷时间,压痕后应详细描述压痕形态(如完整与否,有无裂隙和内凹、外凸现象),如压痕不是正方形则应测过一对角线之后将测微目镜转动 90° 测量另一对

角线的长度，取两个不等对角线的平均值即为等效正方形的对角线长。用新型螺旋测微目镜(图 6—5、图 6—6)可提高测量精度；

6. 测量前调节好压头的高低使仪器所附硬度值标准块的实测数值误差不超过 5%，或者符合岩盐解理面加 5g 负荷，沿对角线方向测 5 次硬度值都在 20—22.5kg / mm²范围内的要求即可。

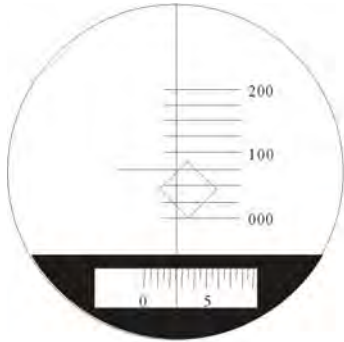


图6-5 新型螺旋测微目镜 (1)

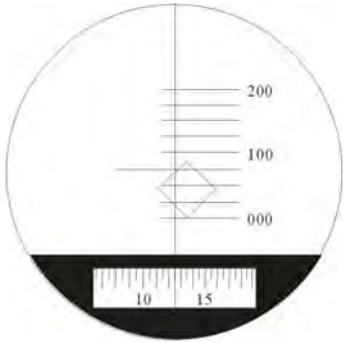


图6-6 新型螺旋测微目镜 (2)

维氏硬度值与摩氏硬度数有大致的线性关系 (图 6-7)。这种关系可用以下公式表达：

$$H_M = 0.675\sqrt[3]{H_V} \text{ 或 } H_V = 3.25H_M^3$$

前已说明，由于抗磨硬度与刻划硬度的形成机理有所不同，故上述公式和两者线性关系不是很精确的。

现将最常见的金属矿物的刻划硬度(本教程用金属针三级分法)、抗磨硬度(相对突起)和抗压硬度(维氏硬度值)数据列于表 6—1 供参考：

在刻划矿物时可以发现，有一类矿物的刻痕发生破碎，形成粉末；另一类矿物的刻痕形成刻槽，不发生破碎，没有粉末；再一类矿物是既形成刻槽又发生破碎形成粉末。十分明显，第一类为脆性矿物，不发生塑性变形；第二类为强塑性矿物，难以破碎；第三类为弱塑性矿物，应力超过破碎强度时就刻出粉末。可见，脆性和塑性也属于矿物鉴定特征之列。有一种意见建议以测量维氏硬度值时开始产生裂隙的最小负荷来划分矿物的脆性和塑性等级(表 6—2)。

应当指出，脆性应以硬度数与压痕对角线长度度量。上表单以负荷的大小来度量脆性则不够全面，1959 年张志雄正确地提出应以产生第一条裂纹时压痕对角线长度的倒数作为度量矿物脆性单位。

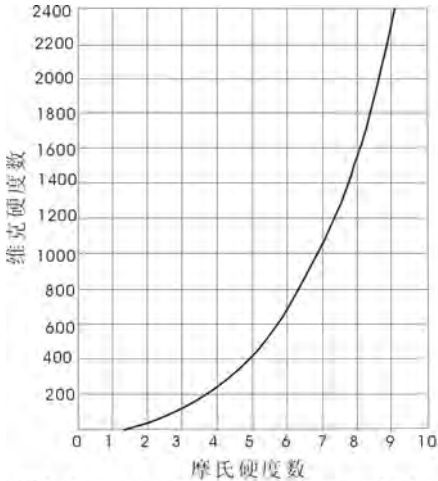


图6-7 维氏硬度数(Hv)与摩氏硬度数(Hm)关系图

表 6—1 常见矿物的硬度资料

高硬度矿物	中硬度矿物	低硬度矿物
锡 石 1168—1322	磁黄铁矿 373—409	辰 砂 51—98
黄铁矿 750—1820	镍黄铁矿 198—409	自然银 41—63
白铁矿 1097—1682	闪锌矿 170—279	自然金 53—58
赤铁矿 973—1114	硫锰矿 240—251	辉铋矿 110—136
毒 砂 870—1168	黝锡矿 152—216	方铅矿 59—72
黑钨矿 312—342	赤铜矿 188—207	辉铜矿 67—87
白钨矿 387—409	自然铜 96—103	铜 蓝 128—138
钛铁矿 473—707	硫砷铜矿 194—228 ∥ 解理	辉锑矿 71—86
磁铁矿 585—698	硫砷铜矿 205—230 ⊥ 解理	雌 黄 31—50
针铁矿 462—627	黝铜矿 285—380	雄 黄 50—52
纤铁矿 464—514	黄铜矿 183—276	自然铋 15—18
	斑铜矿 101—174	辉银矿 20—26

表 6—2 常见金属矿物的脆性和塑性分级（产生裂隙的最小负荷）

极脆性矿物 (0.5g)	脆性矿物 (20g)	弱脆性矿物 (50g)	塑性矿物 (100g)	强塑性矿物 (200g 仍不破裂)
黄铁矿 辰砂 硫砷铜矿 硫铁镍矿 圆柱锡矿 脆硫锑银矿	脆硫锑铅矿 镍黄铁矿 黝铜矿 黝锡矿 砷镍矿 斜方砷镍矿 钛铁矿 铌铁矿 砷黝铜矿	黄铜矿 闪锌矿 磁黄铁矿 锡石 辉锑矿 斜方砷钴矿 铬铁矿 赤铁矿 白钨矿	自然铋 磁铁矿 斜方砷铁矿 红砷镍矿 黑钨矿 自然铜 方黄铜矿 雌黄 辉钼矿	辉银矿 自然银 方铅矿 自然锑 赤铅矿 斑铜矿 自然金 铜蓝 硫锑铅矿

第七章 矿物的浸蚀鉴定及显微结晶化学分析

第一节 矿物的浸蚀鉴定

一、浸蚀鉴定的概念及意义

浸蚀反应是指一定浓度的液体化学试剂与矿石磨光片接触后有无发泡、溶解、变色、沉淀等现象而言。利用某些化学试剂对矿物产生浸蚀反应与否的方法来鉴别矿物称之为“浸蚀鉴定”。在二十世纪四十年代以前,这种鉴定金属不透明矿物方法受到各国矿相学家如 M.N.Short (1931)、А. Г. Бётехтии 和 Л. В. Радугииа (1933) 等的重视并在许多矿物鉴定表中起主导作用。但从二十四纪四十年代以来,由于物理方法测试技术的飞跃进展,特别是应用光电学原理定量测定矿物反射率方面的突破,使得矿物的物理性质(特别是光学性质)在矿相显微镜下鉴定金属矿物居主导地位。虽然如此,浸蚀鉴定在当前仍不失为一种重要的辅助方法。例如在物理性质方面很相似的红砷镍矿与红碲镍矿用 20% 浓度的 FeCl_3 溶液浸蚀这两种矿物,前者不起反应,后者发生反应变为晕色,即可迅速、简便地将二者区别开来。特别是现代矿物学不仅要鉴定出矿物种,而且要求鉴定出矿物“变种”以至类质同象矿物系列的中间性产物,浸蚀鉴定有时能够提供这些“变种”、“中间过渡相”的化学试剂浸蚀反应特征。如一般的纯砷黝铜矿, 1:1 HNO_3 浸蚀反应为晕色正反应, 20% KCN 为染浅褐正反应或负反应,其余试剂为负反应。但我们详细研究过的陕西含铁砷黝铜矿(含 $\text{Fe}8.82\%$)的浸蚀反应则为 1:1 HNO_3 呈气散和染褐色正反应, 20% KCN 为负反应,其余试剂均不起作用。

二、浸蚀反应的机制

大家知道,光片在抛光过程中在矿物表面形成厚约数十到数百毫微米的非晶质薄膜充填于矿物的解理缝、裂隙及晶粒之间的空隙中。当被鉴定矿物与浸蚀试剂接触时,首先与试剂接触的就是这种非晶质薄膜,进一步才是矿物的真实表面,当试剂只溶解非晶质薄膜时,矿物表面的性质和颜色往往变化不大,只显示原来被非晶质薄膜掩盖的解理纹、裂隙、双晶、晶粒内部环带结构及晶粒界线以至光片在细磨时留下的擦痕等。这种现象可称为“显结构”。当试剂的浸蚀溶解作用更强烈时,矿物本身也被浸蚀,使表面变得粗糙不平,入射光反射成散射光,光面变成黑灰色或黑色。这种现象称为“染黑”。当试剂在溶解矿物的同时由于化学反应的结果产生了沉淀物,反应特别强烈时可形成显著的“被膜”覆盖在矿物表面上(如 40% 浓度 KOH 溶液浸蚀辉锑矿产生橙黄色沉淀物),但一般情况下这种被膜并不厚,系粘附在被浸蚀部分的矿物光面上的带色的“薄膜”。这种现象统称为“污染”或“染色”。例如辉铜矿可被 1:1 HNO_3 浸蚀“染蓝”,系沉淀了灰蓝绿色的 $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ 薄膜造成。另有一种沉淀物为无色透明的细小晶体构成的薄膜,光波进入晶体内部再反射时形成种种干涉色,颜色与彩虹相似,往往呈现黄、红、棕、蓝、绿多种颜色,此即为“晕色”;另外,在浸蚀作用过程中还会“发泡”,此叫化即化学反应产生气体逸出。如硝酸、盐酸浸蚀方解石放出无色、无气味的 CO_2 气体,硝酸浸蚀辉铜矿放出无色但腐臭气味很浓的 H_2S 气体,硝酸浸蚀赤铜矿放出无色无味的 O_2 气体,盐酸浸蚀自然铁放出 H_2 气体,双氧水浸蚀黑锰矿、硬锰矿等锰的氧化物、氢氧化物放出 H_2 气体等都可以作为这些矿物的鉴定特征之一。试剂滴在矿物光面上,有时在液滴四周产生色变,此系从试剂液滴向外发散的气体使液滴四周形成一个“晕圈”。这是一种比较特殊的侵蚀反应现象(可称为“气散”或“薰污”)对某些矿物还很特征。如 1:1 HNO_3 浸蚀辉银矿气散变褐色至晕色乃是辉银矿的最大鉴定特征。有时液滴四周不显“晕圈”而有细小的水珠凝聚下来,即显示“汗圈”。但这不能看作是发生了浸蚀化学反应。

总之,凡发生溶解、沉淀、发气、薰污作用都表示产生了浸蚀化学反应(正反应)。即可

以显结构、染黑、染色、晕色、发泡、晕圈等现象确定矿物被某种试剂所浸蚀；而不起变化或仅显示汗圈表明没有发生浸蚀化学反应(负反应)。

三、浸蚀鉴定的试剂、用具及操作

一般常用以下六种标准试剂:(1)1:1HNO₃; (2)1:1HCl; (3)20%KCN(剧毒); (4)20%FeCl₃; (5)5%HgCl₂; (6)40%KOH。有时还采用 3%H₂O₂和王水(3 份浓盐酸、1 份浓硝酸)等作为补充浸蚀试剂。试剂用小滴瓶保存,瓶塞与瓶盖都经过精细磨制,接触紧密,不致使气体外逸(图 7—1 左)。但存二氯化汞和氢氧化钾试剂的瓶子应采用带小玻璃棒的橡皮塞,以避免溶液结晶粘住瓶口。滴浸蚀试剂使用”白金丝滴棒”(图 7—1 右)。白金丝直径约为 0.3mm,长度 25mm,一端固定在玻璃棒中,另一端为内径 0.4mm的圆环。弯折圆环使圆环平面与由金丝成 30° 角度倾斜(图 7—1 右之上半部)。

浸蚀鉴定的实际操作步骤如下:

(1)将光片擦净,防掉光片表面的尘埃、油污及氧化膜;

(2)将光片置入镜下(最好装在机械台上)以中、低倍物镜,找好具有一定大小的待测矿物;

(3)以由氢氧化钾到硝酸的顺序将试剂用小滴瓶中的滴棒滴在用蒸馏水冲洗过的白金丝圆环上;

(4)略提开镜筒(或降低物台)将试剂滴在欲试矿物颗粒上,立即准焦观察液滴内部及周围的情况;

(5)在一分钟的时限内。观察有无发泡、变色、汗圈、气散熏污等现象;

(6)一分钟后马上用蒸馏水冲洗光片被浸蚀部分(有机械台时则用机械台的任一个移动尺将光片移出冲洗、擦干后再移回原位置)以滤纸吸干观察有无显结构、染黑、染色、晕色、晕圈等现象以确定试剂和矿物发生过浸蚀化学反应(正反应)或没有发生浸蚀化学反应(负反应)。

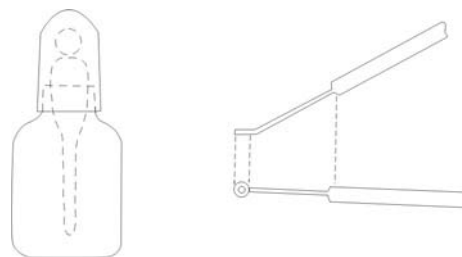


图7-1 滴瓶及白金丝滴棒

四、浸蚀反应的影响因素

为了正确进行矿物的浸蚀鉴定,必须注意以下影响因素:

1、光面洁净——用手指碰触也会产生油污或尘埃薄膜妨碍试剂与矿物正常反应。

2、试剂性质——氢化钾、三氯化铁、二氯化汞以及氢氧化钾易蒸发留下沉淀物,在显微镜下显示种种彩色被误认为正反应,但用蒸馏水冲洗后这些沉淀物薄膜即行消失。

3、电化学作用——当一滴试剂同时覆盖两种矿物时由于电位差产生电流,可使某一种矿物的反应加强,同时使另一种矿物的反应减弱。如方铅矿和斑铜矿接触,两矿物同时被一滴三氯化铁液滴浸盖时,斑铜矿的浸蚀反应较其单独存在时加剧,方铅矿则全无反应(纯方铅矿单独存在浸蚀反应很剧烈)。因之应挑选单一种矿物比一滴液滴面积大一些的地方作浸蚀鉴定。

4、杂质和裂缝——若确系被试矿物发生浸蚀化学反应逸出气体“发泡”,则冒泡地点比较均匀。若被试矿物中包含有方解石的细脉,加酸后发泡方解石细脉成“带状泡”;另有些小气泡从矿物裂隙中冒出来,这也不是浸蚀反应的结果。应注意辨别。

5、矿石产状——在氧化带产出的矿石受风化作用较易浸蚀,如黄铜矿和黝铜矿在原生矿石中不被硝酸浸蚀,而在氧化矿石则常显正反应。

6、化学成分——矿物中类质同象混入物的种类和含量不同会影响到同一种矿物的浸蚀鉴定结果不同(有时为正反应,有时为负反应)。如黝铜矿对硝酸和氰化钾就由于所含成分不同而反应不同。

应当指出,浸蚀鉴定不仅比较麻烦、费时、易损光片,而且鉴定结果不甚可靠,故在鉴定金属矿物时只能起辅助性或验证性的作用。应以光学性质和其他物理性质作为鉴定金属

矿物的主要依据并置于优先地位首先加以利用。

第二节 矿物的显微结晶化学分析

一、显微结晶化学分析法的概念及意义

显微结晶化学分析简称微化分析,是利用显微镜观察元素与化学试剂反应产物以鉴定矿物之化学成分的方法。这种方法在镜下不仅可以观察反应产物的颜色,而且还可以看出结晶体的准确形状以至定出晶体的光性特征和光学常数。特别还具有矿样及药品用量少,可简便快速地检出元素的优点。由于教学实验室目前不可能配备昂贵的电子探针微量分析仪、激光光谱微量分析仪、X 光荧光光谱分析仪等大型精密仪器来测定矿物中所含的化学元素,故学生在学习矿相课时掌握、应用微化分析方法快速检出元素帮助矿物定名是十分必要的。

二、微分析试剂、用具及操作

微化分析常用的溶矿试剂为 1:1 硝酸、1:7 硝酸、1:1 盐酸、1:5 盐酸、5% 盐酸、1:3 磷酸、王水(3 份浓盐酸、1 份浓硝酸)等。其他液体试剂有 20% 的氨水,3% 硫氰酸汞钾。固体试剂有碘化钾、氯化铯、钼酸铵、铋酸钠、二甲基乙二醛肟、醋酸钙等。主要用具有:(1)酒精灯(小酒精灯或用小玻璃瓶改装的小型酒精灯、灯焰不宜大);(2)载玻璃(岩石制片用载玻片);(3)钢针和金刚石笔;(4)移液用吸管或用喷灯烧软细玻璃管自制的毛细管;(5)牙签或玻璃丝;(6)显微镜。

微化分析的一般操作步骤为:

1. 取样——矿物连晶颗粒大用肉眼、颗粒细小在镜下用钢针或金刚石笔(对高硬度矿物)刻取少量矿物粉末。

2. 溶样——将 1:1 硝酸或王水滴在清洁载玻片的一端,再把粘附有矿粉的牙签置于液滴中。用微焰酒精灯徐徐加热(火焰不要触及载玻片),使液滴缓慢蒸发干。如残品中还有未被溶解的矿物粉末,则反复溶解几次直至完全溶解为止,等破片冷却后再用 1:7 硝酸或其他稀酸溶液溶解残品。

3. 移液过滤——制成的稀酸溶液放置 2-3 分钟使沉淀物等杂质沉底,用吸液管(专用,勿污染)或自制毛细管吸出“清液”移到破片清洁处。

4. 加试剂——加固体试剂用湿润而清洁的牙签粘附目力所及最小的固体试剂颗粒(粉末)放在液滴中心;加液体试剂则采用“液滴交汇法”(将试剂液滴滴于“清液”附近 2—3 毫米处,用牙签引通两个液滴)。

5. 观察反应结果——加试剂 2—3 分钟后在透射显微镜下观察反应产物的晶体大小、形状、颜色和在正交偏光下的光性,主要是晶体形状和颜色(图 7—2)。

三、重要元素的微化分析

显微结晶化学分析中有几种试剂能与多种元素发生反应,产生特征的沉淀或溶液,鉴定意义较大。如硫氰酸汞钾对于铜、锌、钴、镍、银、金、硒等元素,碘化钾加氯化铯对于铋、砷、铋、锡、铅、铜等元素都有鉴定意义。另有些试剂对某种元素有特效,如铋酸钠对于锰,二甲基乙二醛肟对于镍等。现将若干重要元素的微化分析结果简介如下:

1. 锌——以王水溶解闪锌矿等含锌矿物,在残品上加 1:7 硝酸后移液,再加一滴 3% 硫氢酸汞钾溶液,产生白色羽毛状、雪花状、毛十字状硫氰酸汞锌晶体(图 7—2—1)。矿物含铁时溶液显血红色,将硫氰酸汞锌染色。加一滴 1:3 磷酸去铁,溶液立即褪色显出硫氰酸汞锌白色晶体。

2. 铜——以 1:1 硝酸或王水溶解黄铜矿等含铜矿物,在残品上加较多的 1:7 硝酸后移液,再加尽可能小的一滴 3% 硫氢酸汞钾溶液,产生黄绿色苔藓状(铜多)或叶片状(铜少)硫氢酸汞铜晶体(图 7—2—2)。矿物含铁对硫氰酸汞铜晶体颜色观察有妨碍,仍可同上加稀磷

酸消除影响。

3. 钴——操作方法及试剂完全与铜相同，最后产生浅蓝色细长方状硫氰酸汞钴晶体(图 7—2—3)；当矿物中钴的含量少时可弹动载玻片或加入极少量锌粉，产生灰蓝色锌、钴类质同象混晶 $[(\text{Co}, \text{Zn})\text{Hg}(\text{CNS})_4]_4$ 。

4. 砷——以 1:1 硝酸溶矿(毒砂等)，残品在较多的 1:7 硝酸微热后加钼酸铵粉末少许，在镜下可见金黄色球状集合体、立方体和小八面体砷钼酸铵晶体(图 7—2—4)。或者以 1:1 硝酸溶矿；残品加 1:1 盐酸后移液，微热时加极少量碘化钾粉末，产生黄色六边形、近似六边形的碟状碘化砷(AsI_3)晶体(图 7—2—5)。

5. 镍——以 1:1 硝酸或王水溶解镍黄铁矿等含镍矿物，在干渣(残品)上撒上极少量二甲基乙二醛肟粉末，再加一滴 20% 的氨水，逐渐形成粉红色细针状、针束状二甲基乙二醛肟镍晶体(图 7—2—6)。

6. 铋——以 1:1 硝酸溶矿(辉铋矿等)，在残品上加 1:5 盐酸移液后，加入一小粒碘化钾(溶液呈橙黄色)，再加一小粒氯化铋，橙黄色溶液退为无色。在黄色溶液和无色溶液接触处产生玫瑰红色的碘化铋铋 $[\text{Cs}_2(\text{BiI}_5) \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ 六边形晶体(图 7—2—7)。铋也形成类似颜色、形状的产物，可用氯化铋法区别。氯化铋法是在上述 1:5 盐酸“清液”边缘放一粒氯化铋，产生无色的菱形板状氯化铋铋(Cs_2BiCl_5)晶体(图 7—2—8)。

7. 碲——以 1:1 硝酸溶矿(辉碲矿等)，在残品加 1:5 盐酸浸取(移液)后，加一小粒氯化铋，产生淡黄色八面体(碲多)，假六边形(碲少)氯化碲铋(Cs_2TeCl_5)晶体(图 7—2—9)。

8. 锑——以 1:1 硝酸溶矿(辉锑矿等)，在残品上加 1:5 盐酸移液后，加入一小粒碘化钾(溶液呈浅黄色)，再加一小粒氯化铋，产生橙黄色星状或六边形片状的碘化锑铋晶体($\text{Cs}_2(\text{SbI}_5) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)(图 7—2—10)。进一步再在上述 1:5 盐酸“清液”中加入一小粒氯化铋，则产生无色的六方片状(其中心为星状)氯化锑铋(Cs_2SbCl_5)晶体(图 7—2—11)。

9. 锡——以 1:1 硝酸溶解黝(黄)锡矿等，在残品上加 1:1 盐酸移液后，加一小粒氯化铋，产生无色透明的氯化锡铋(Cs_2SnCl_5)细小八面体晶体(图 7—2—12)。

10. 锰——以 1:1 硝酸或王水溶矿(硫锰矿等)，在残品上加 1:7 硝酸浸取“清液”，加少钼酸钠粉末，溶液立即显粉红色或红紫色(高锰酸 HMnO_4 为红紫色)。

11. 硫——以王水溶矿(硫化物)，在残品上加一滴 5% 盐酸后移液，加一小粒醋酸钙，逐渐出现石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)的无色针状或草束状晶体。

第八章 矿物的综合鉴定和简易鉴定

第一节 矿物的综合鉴定

一、矿物的综合鉴定

矿相学发展的现阶段主要是利用未知矿物的鉴定特征同已知矿物的鉴定特征对比以确定矿物名称。众所周知，在一定的地质条件和物理—化学条件下形成、具有固定化学成分和晶体构造以至共生组合特点的各种矿物，在一定的范围内都具有某些共同的与相互不同的各种属性(鉴定特征)。在矿相学领域内，概括起来是物理性质、化学性质和产出状态三大方面的鉴定特征。事实上，在这三大方面之间以及各方面内部的各种特性之间都存在有内部的联系与相互的依赖性、制约性，它们分别从不同的侧面反映了矿物形成作用的本质。据此，必须全面地利用以上三大方面的鉴定特征综合地鉴定矿物。十分明显，对比鉴定矿物时所根据的鉴定特征越广泛，数据越精确，则其鉴定结果越可靠。近代由于科学迅速发展和技术长足进步，不透明金属矿物鉴定研究正向着微粒、微区、快速、定量、自动化、电子计算机化方向发展，故广泛利用各种先进测试手段研究矿物以提高鉴定精度乃是不容忽视的发展趋势。鉴定的综合性也是明确无疑的。从二十世纪四十年代以来由以化学性质为主转向以物理性质为主，六十年代突出反射率和硬度值的主导作用，七十年代以物理性质为主并综合考虑产出状态(W. Uytendogaardt, 1971; 中国地质科学院地质矿产所, 1978)以及突出化学成分数据及反射率(Юшкo, 1975)等，都启示应该全面地综合利用物理性质、化学成分和产出状态三方面的鉴定特征深入地研究不透明金属矿物。

二、矿物鉴定表

前已指出，矿物鉴定主要是利用未知矿物的鉴定特征同已知矿物的鉴定特征进行对比以确定矿物的名称。但不透明和半透明矿物已发现有近千种之多，若无一定的顺序，查对起来就十分困难。因此，必须依照一定的规律编出鉴定表来解决这个问题。实际上，任何一个矿物工作者都必须利用鉴定表来鉴定不透明金属矿物。

鉴定表有多种多样，在鉴定特征的重点选择上和编排方式上都各有不同。关于鉴定的重点，有的以化学试剂侵蚀鉴定的资料为主(M. N. Short, 1931)；有的以抗磨硬度为主(W. Uytendogaardt, 1951)；有的以反射率为主(陈正, 1959)；有的以均质、非均质性和反射色为主(R. Galopin和N. F. M. Henry, 1972)；有的则将各种物理性质平列对待(И. С. Волинский, 1947)；有的以最确定的物理性质鉴定特征反射率和硬度为主(Н. Г. Магаквян, 1954; 北京地质学院矿床教研室, 1961)。此外，也有单纯依靠物理性质来鉴定矿物的鉴定表(С. А. Вахромеев, 1956)。从鉴定表的编排方式来看，主要有表格分组式(如С. А. Юшкo, 1949; 北京地质学院矿床教研室, 1961)；穿孔卡片式(И. С. Волинский, 1947)以及顺序排列式(W. Uytendogaardt, 1951; 陈正, 1959)。此外，尚有坐标图表式鉴定表(Bowie和Taylor, 1958)，此法一般只表示两项性质，鉴定矿物时仍需查阅其它详细鉴定表，而且此法受仪器设备限制，仪器误差会导致鉴定的错误。因此这种类型鉴定表实际上未被采用。

关于教学用鉴定表，我们认为应该符合教学规律并结合当前教学实验室的条件来考虑，力求简明扼要，使初学者易于掌握为宜。本教程采用的鉴定表还考虑以下原则：

1. 鉴定表的编制以矿物的物理性质为基础，并结合化学性质及产出状态全面综合鉴定矿物。
2. 在物理性质中，不宜平列等同对待，应挑选几项最重要、最确定且测定方法简便的性质作为主要依据。我们持将反射率放在首位，硬度居于第二重要地位的观点。因为矿物的反射率是矿物化学成分和晶体构造特点的直接反映，是诸物理性质中最确定的一项物理性质，并可作定量测定。硬度也是确定的物理性质之一，亦可作定量测量。根据反射率和硬度，我们把鉴定表中131种矿物分为五大组(按反射率)十五个鉴定表(按高、中、低硬度进一步划分)，详见矿物鉴定表索引

表8—1。在鉴定表中，反射率和硬度的定量数据应得到反映。

3. 根据矿床学和矿相学发展的要求，我们认为矿物鉴定工作不能离开对矿物产出状态的研究。矿物的成分和组构特点是成矿作用、成矿环境和成矿过程的客观证据。因此，此次编制的鉴定表着重加强了对矿物产出状态的阐述，以利于矿物的综合鉴定。

4. 鉴定表中各项性质的分级应结合当前教学实验室的设备条件来考虑而不宜过细，使学生便于掌握和判断。如对均质、非均质性只分强非均质、弱非均质和均质三级；内反射只分在空气中显内反射和不显内反射两级；双反射只分在空气中可见双反射和未见双反射两级；而对聚敛偏光下的某些光学性质则不列入教学用鉴定表。同时，鉴定表中包括的矿物数目也不宜过多，本教学鉴定表选定131种最主要的造矿矿物是可以满足学生学习利用鉴定表鉴定矿物之教学要求的。

遵循以上原则，我们编制出适用了地质类专业矿相学教学的鉴定表。本教程矿物鉴定表是以矿物反射率的大小(用黄铁矿、方铅矿、黝铜矿、闪锌矿为标准矿物划分为五级)和硬度不同(用金属针刻划分为高、中、低三级)分为五大组十五个鉴定表(见表8—1及表8—2到表8—16)，对于边界矿物(包括四种标准矿物和少数硬度及反射率不固定的矿物)分别放在其相应的鉴定表中。每一鉴定表内共分十栏。具体说明如下：

第一栏：矿物名称、化学组分、晶系。矿物名称下附列英文名称。

第二栏：反射率。根据国际矿相学委员会(COM)的规定，每种矿物分别列出波长470nm(蓝光)、546nm(绿光)、589nm(橙光)和650nm(红光)等四种单色光的反射率(Bowie等1975)，同时列举了白光的反射率(Bowie和Taylor, 1958)。鉴定表(表8—2至表8—16)及其索引表(表8—1)以546nm绿光平均反射率值由大到少顺序排列，无绿光数值的则以橙光反射率的平均值为准。

第三栏：反射色。直接描述在直射光下空气中观察所见到的反射色。反射色描述的格式以砷黝铜矿的描述为例：

灰白色微带橄榄绿色或灰绿色，明显的淡绿色(方铅矿)，淡绿色(辉铜矿)，淡蓝灰色(黄铜矿)。

上述第一项表示砷黝铜矿的一般反射色，也就是矿物单独出现而没有与其它金属矿物密切伴生时的反射色。其后列各项系指砷黝铜矿与其它金属矿物邻接时和该矿物比较产生的“视觉色变”效应后得出的反射色，比较的矿物写任括号内。

第四栏：双反射，反射多色性。分两级：

可见双反射——指在空气中普通光源(15W)的单偏光下转动物台矿物单个晶粒或多颗粒集合体可见亮度或颜色的变化。括号内注明反射多色性的具体颜色。

未见双反射——上述条件下转动物台未见矿物单个晶粒或多颗粒集合体显示亮度或颜色的变化。

第五栏：均质非均质性(偏光色)、 A_r 、旋向符号。

均质非均质性(偏光色)分三级：

均质性——指在空气中普通光源下(15W)用严格正交偏光法或不完全正交偏光法，转动物台一周矿物都无亮度或颜色的变化。

弱非均质性——指在上述条件下转动物台一周可见微弱的亮度或颜色的变化，括号内注明偏光色的具体颜色。

强非均质性——在上述条件下转动物台一周可见明显的亮度或颜色的变化，括号内注明偏光色的具体颜色。

A_r ：矿物的非均质视旋转角。注明不同波长中的实际角度(引E. N. Cameron)。

旋向符号：“正”系指矿物的某一结晶要素(如晶体延长、解理、双晶等)方向与高反射率的方向一致；“负”系指矿物的某一结晶要素方向与低反射率的方向一致。

第六栏：内反射。分两级：

显内反射——指在空气中矿物(包括刻划的粉末)以斜照法或正交偏光法能见到内反射现象者。括号内注明内反射的具体颜色。如辰砂，显内反射(朱红色)。

不显内反射——在上述条件下未见到内反射现象者。

第七栏：硬度：栏内列举了摩氏硬度、显微硬度和相对突起。

显微硬度为维氏压入硬度，以VHN为代号，主要引用Simpson和Cope(1975)的资料(单位为 kg/mm^2)。

相对突起即为抗磨硬度，列出与其比较的矿物(主要的)。以 $>$ (大于)、 $<$ (小于)、 $=$ (相等)、 \geq (稍大或近似)、 \leq (稍小或近似)表示其相对大小。主要引用W. Uytendogaardt(1971)的资料。

第八栏：浸蚀反应。采用常用的六种试剂(HNO_3 、 HCl 、 KCN 、 FeCl_3 、 HgCl_2 、 KOH)，有反应者在栏内注明为“+”，并叙述其反应现象；无反应者注明为“-”。少数矿物加入第七种试剂，如对锰矿物加入双氧水浸蚀等。

第九栏：形态特征、矿物组合特点、产状和其它特征，统称产出状态。

第十栏：主要鉴定特征和与类似矿物的区别。前者指该矿物的特殊点，后者指该矿物与同一鉴定表中类似矿物的区别点。

利用表内十栏资料对比鉴定未知矿物时，首先是利用目测对比法确定未知矿物的反射率范围(以前面提到的四种矿物的反射率为标准)，其次是利用金属针刻划法确定矿物的硬度等级，根据这两项结果查阅鉴定表索引(表8-1)确定未知矿物在哪个表(见本章末表8-2到表8-16)，然后按照由简入繁的顺序观察和确定矿物的其它鉴定特征，综合分析、对比，最后确定矿物的名称。

第二节 矿物的简易鉴定

矿物的简易鉴定是在矿物综合鉴定全面研究的基础上，抓住某些矿物鉴定特征中一项或几项与其它矿物迥然不同的特征，即各种矿物的特征性，快速而简便地定出矿物的名称。如铜蓝，只要抓住其显著的反射多色性(深蓝色微带紫色—蓝白色)、特强的非均质性和特殊的偏光色(45° 位置显火红—红棕色)等特征就能快速定出矿物的名称。实践证明，矿相工作者熟练地掌握某些重要而常见的矿物主要鉴定特征，对于提高鉴定工作的质量和效率无疑是十分重要的。

经过多年的教学实践，我们选择了32种最重要的常见矿物列入简易鉴定范畴，要求学生熟练而牢固地掌握它们的主要鉴定特征。现将32种常见矿物的主要鉴定特征列表如下(表8-17)。

表8-1 矿物鉴定表索引表

反射率	硬 度	鉴定表号	矿物名称及绿光平均反射率(%)			
R>黄铁矿	高硬度 矿物组	第一鉴定表	饿铌矿	70.9	斜方砷铁矿	53.2
			斜方砷钴矿	58.0	毒砂	52.8
			斜方砷镍矿	55.2	黄铁矿	52.7
			砷铂矿	55.5	白铁矿	51.9
			辉砷镍矿	54.2	红砷镍矿	50.9
			方钴矿	53.9	铁硫砷钴矿	50.3
	中硬度 矿物组	第二鉴定表	自然铂	70.4	辉砷镍矿	54.2
			锑银矿	62.6	自然砷	53.8
			微晶砷铜矿	61.6	斜方砷铁矿	53.2
			斜方砷钴矿	58.0	针镍矿	51.8
			斜方砷镍矿	55.2	红砷镍矿	50.9

	低硬度 矿物组	第三鉴定表	自然银 银金矿 自然金 自然锑 碲铅矿 自然铋	94.5 86.4 77.8 72.0 69.8 66.7	碲金矿 碲铋矿 微晶砷铜矿 自然铜 针硫金银矿	64.4 63.4 61.5 60.6 54.6
黄铁矿>R> 方铅矿	高硬度 矿物组	第四鉴定表	斜方砷镍矿 砷铂矿 辉砷镍矿 方钴矿 斜方砷铁矿 毒砂 黄铁矿 白铁矿	55.2 55.5 54.2 53.9 53.2 52.8 52.7 51.9	红砷镍矿 铁硫砷钴矿 辉砷钴矿 硫钴矿 锑硫镍矿 硫镍钴矿 紫硫镍矿 硫铜钴矿	50.9 50.3 49.5 47.0 46.4 45.4 42.2 42.2
	中硬度 矿物组	第五鉴定表	斜方砷镍矿 辉砷镍矿 自然砷 斜方砷铁矿 针镍矿 红砷镍矿 铁硫砷钴矿 辉砷钴矿 砷铜矿	55.2 54.2 53.8 53.2 51.8 50.9 50.3 49.5 48.1	砷镍矿 镍黄铁矿 硫钴矿 锑硫镍矿 硫镍钴矿 黄铜矿 紫硫镍矿 硫铜钴矿 红锑镍矿	48.0 48.0 47.0 46.4 45.4 43.9 42.2 42.2 41.8
	低硬度 矿物组	第六鉴定表	针碲金银矿 黄铜矿 辉铋矿	54.6 43.9 43.6	方铅矿 硫锑铋铅矿 辉锑矿	43.1 43.0 39.6
方铅矿>R> 黝铜矿	高硬度 矿物组	第七鉴定表	硫铜钴矿 软锰矿	42.2 34.5	钡硬锰矿	29.6
	中硬度 矿物组	第八鉴定表	黄铜矿 紫硫镍矿 硫铜钴矿 红锑镍矿 硫铜锑矿 方黄铜矿	43.9 42.2 42.2 41.8 39.5 38.9	磁黄铁矿 软锰矿 黝铜矿 银黝铜矿 砷黝铜矿	37.3 34.5 31.2 30.9 30.0

	低硬度 矿物组	第九鉴定表	黄铜矿	43.9	碲银矿	37.5			
			辉铋矿	43.6	车轮矿	34.8			
			方铅矿	43.1	软锰矿	34.5			
			硫锑铋铅矿	43.0	辉铁锑矿	34.4			
			块硫锑铅矿	40.3	硒银矿	34.0			
			脆硫锑锡矿	40.1	辉铜矿	32.9			
			辉锑矿	39.6	辉锑银矿	32.8			
			硫铜锑矿	39.5	硫砷铜银矿	31.9			
			方黄铜矿	28.9	螺状硫银矿—辉银矿				
			硫铜铋矿	38.7		30.8			
			辉锑铅矿	38.5	辉钼矿	30.1			
			黝铜矿>R> 闪锌矿	高硬良 矿物组	第十鉴定表	钼硬锰矿	29.6	锌铁尖晶石	18.4
赤铁矿	29.8	钛铁矿				17.9			
铅硬锰矿	27.6	铌铁矿—钽铁矿				16.9			
磁赤铁矿	22.3	钛铁晶石				16.6			
方铁锰矿	22.2	纤铁矿				16.0			
金红石	20.3	晶质铀矿				16.0			
磁铁矿	19.5	钨铁矿				≥15.6			
黑镁铁锰矿	19.4	黑钨矿				15.6			
黑锰矿	18.6	钨锰矿				≤15.6			
褐锰矿	18.4								
黝铜矿>R> 闪锌矿	中硬度 矿物组	第十一鉴定表				黝铜矿	31.2	斑铜矿	20.1
						银黝铜矿	30.9	硫镉矿	≈20.0
			砷黝铜矿	30.0	水锰矿	17.8			
			铅硬猛矿	27.6	墨铜矿	17.2			
			黝锡矿	27.5	闪锌矿	16.6			
			硫砷铜矿	26.7	纤锌矿	≈16.6			
			赤铜矿	26.5	晶质铀矿	16.0			
			块硫砷铜矿	24.8	钨铁矿	≥15.6			
			黑铜矿	23.4	黑钨矿	15.6			
			硫锰矿	22.8	钨锰矿	15.6			
			磁赤铁矿	22.3					
			黝铜矿>R> 闪锌矿	低硬度 矿物组	第十二鉴定表	辉铜矿	32.9	淡红银矿	26.4
辉锑银矿	32.8	蓝辉铜矿				23.1			
硫砷铜银矿	31.9	雄黄				21.6			
雌黄	21.0	螺状琉银矿—辉银矿				30.8			
辉钼矿	30.1	锑华				≈16.0			
深红银矿	29.3	铜蓝				15.4			
硫铜银矿	28.8	石墨				12.1			
辰砂	27.1								

R<闪锌矿	高硬度 矿物组	第十三鉴定表	铌铁矿—钽铁矿	16.9	沥青油矿	15.0
			钛铁晶石	16.6	铬铁矿	12.3
			纤铁矿	16.6	锡石	11.9
			晶质铀矿	16.0	硼镁铁矿	≈10.0
			钨铁矿	≥15.6	白钨矿	9.9
			黑钨矿	15.6	黑柱石	8.5
			钨锰矿	≤15.6	菱锌矿	5—9
			针铁矿	15.3	石英	4.5
	中硬度 矿物组	第十四鉴定表	闪锌矿	16.6	白钨矿	9.9
			纤锌矿	≈16.6	白铅矿	≈10.0
			纤铁矿	≈16.6	黄铜铁矾	≈9.5
			晶质铀矿	16.0	铅矾	9.5
			钨铁矿	≥15.6	菱铁矿	6—10
			黑钨矿	15.6	菱锌矿	5—9
			钨锰矿	≤15.6	菱锰矿	5—8
			沥青铀矿	15.0	孔雀石	6—9.5
			针铁矿	15.3	蓝铜矿	7—8.5
			红锌矿	11.8	方解石	5
			硼镁铁矿	≈10.0	萤石	3
	低硬度 矿物组	第十五鉴定表	锑华	≈16	黄钾铁矾	≈9.5
			钢蓝	15.4	铅矾	0.5
			自然硫	12.5	方解石	5
			石墨	12.1		

表8—17

常见矿物的主要鉴定特征表

矿物名称及分子式	主 要 鉴 定 特 征
黄铜矿 CuFeS_2	特征的铜黄色，反射率介于黄铁矿和方铅矿之间，弱非均质性，中-低硬度，易磨光。
辉铜矿 Cu_2S	以灰白色微带浅蓝色，弱非均质性，低硬度和加硝酸发泡、染蓝、显结构为特征。常与其它铜矿物共生。
蓝辉铜矿 $4\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{CuS}$	以浅蓝色，均质，低硬度和加硝酸发泡显结构为特征。常与其它铜矿物共生。
铜蓝 CuS	以浅蓝—深蓝的反射色，显著的反射多色性(深蓝色微带紫色—蓝白色)，特强的非均质性和特殊的偏光色(45° 位置为火红—红棕色)为特征。
斑铜矿 Cu_5FeS_4	以特殊的反射色(玫瑰色、棕粉红色、紫色)，中等硬度，磨光好，均质性和与其它铜矿物共生为特征。
自然铜 Cu	以特征的反射色(铜粉红色、棕色)，高反射率(高于黄铁矿)，低硬度(有擦痕)和均质性为特征。
赤铜矿 Cu_2O	以深红色的内反射和遇硝酸发泡并沉淀自然铜，加盐酸产生白色沉淀为主要特征，常与其它铜矿物一起，产在铜矿床氧化带。
黝铜矿 $5\text{CuS} \cdot 2(\text{Cu}, \text{Fe})\text{S} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$	灰白色微带浅棕色。中等反射率。中等硬度，均质性。
砷黝铜矿 $5\text{CuS} \cdot 2(\text{Cu}, \text{Fe})\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$	以灰白色微带橄榄绿色或蓝绿色为特征。中等反射率，中等硬度，均质性。
孔雀石 $\text{CuCO}_3, \text{Cu}(\text{OH})_2$	灰色微带粉红色色调，以具鲜明的翠绿色内反射为特征，常具放射状结构。与蓝铜矿等矿物共生，产于铜矿床氧化带。
蓝铜矿 $2\text{CuCO}_3, \text{Cu}(\text{OH})_2$	灰色微带粉红色色调，具鲜明的淡蓝色内反射，常与孔雀石等矿物共生，产于铜矿床氧化带。
方铅矿 PbS	具纯白色和特征的黑三角孔(自然界少见的辉砷镍矿、辉硫镍矿、碲铅矿、硒铅矿和自然锑也具有发育程度不同的黑三角孔)，低硬度(常有擦痕)，均质性，常与闪锌矿、黄铜矿、辉银矿共生。
闪锌矿 ZnS	纯灰色，均质性，中等硬度，相对突起>黄铜矿和黝铜矿、<磁黄铁矿。其中常有黄铜矿或磁黄铁矿乳浊状或叶片状固溶体分解物，常与方铅矿共生。
磁黄铁矿 $\text{Fe}_{n-1}\text{S}_n$	具特征的乳黄色微带玫瑰棕色反射色。反射率小于方铅矿，中等硬度(相对突起>黄铜矿)，具强非均质性(偏光色黄灰—绿灰—蓝灰)和强磁性。
黄铁矿 FeS_2	浅黄色，高反射率($R=53\% \pm$)，高硬度(不易磨光，常有麻点)，均质性，常呈自形、半自形晶或碎粒状，分布普通。
白铁矿 FeS_2	浅黄白色，高反射率($R \approx$ 黄铁矿)，高硬度，具显著的双反射(黄白—黄绿色)和强非均质性(特征的绿色偏光色：深绿、黄绿、蓝绿)。

毒砂 FeAsS	亮白色，高反射率，高硬度，强非均质性(特征的柔和蔷薇色-蓝绿色)，晶形断面常为菱形、楔形、长柱形和短柱形，加硝酸浸蚀显晕色，
镍黄铁矿 (Fe, Ni) ₉ S ₈	浅黄白色，反射率近于黄铁矿，中等硬度， $\parallel \{111\}$ 解理发育，常产于与基性或超基性岩有关的铜镍硫化物矿床中，与磁黄铁矿、黄铜矿密切共生。
红砷镍矿 NiAs	浅玫瑰色微带黄色或棕色，高反射率，强非均质(偏光色蔷薇色-黄绿色)。
辉钼矿 MoS ₂	以极显著的双反射和极强的非均质性为特征(偏光色暗蓝和白色微带玫瑰紫色)。中等反射率，低硬度，晶形常为微弯曲的长板状晶片。
石墨 C	以极显著的双反射和极强的非均质性(偏光色45°位置为淡棕黄色)以及R _r 近于透明矿物为主要特征。硬度低，切片常呈弯曲的鳞片状。
辉锑矿 Sb ₂ S ₃	灰白色，以显著的双反射，强非均质性加KOH浸蚀迅速产生桔黄色沉淀为特征。聚片双晶极普遍。
辰砂 HgS	具显著的朱红色内反射，中等反射率(略低于黝铜矿)，低硬度，常产于碳酸盐岩石中。
雌黄 As ₂ S ₃	以显著的双反射和特殊的稻草黄色内反射为特征。透HgCl ₂ 产生黄色沉淀，常与雄黄共生。
雄黄 AsS	以显著的橙黄色或桔红色内反射为特征。不显双反射，常与雌黄共生。
赤铁矿 Fe ₂ O ₃	以弱或强非均质性(偏光色为蓝灰-灰黄色)，深红色内反射和常呈板状、片状和针状晶形为特征。
磁铁矿 Fe ₃ O ₄	灰色微带浅棕色，反射率略大于闪锌矿。均质性，高硬度，强磁性。
钛铁矿 FeTiO ₃	灰色微带棕色，反射率略小于磁铁矿，非均质性，高硬度，常在磁铁矿或赤铁矿中构成不混溶的片状、板状或格状连晶。
铬铁矿 (Fe, Mg)(Cr, Al) ₂ O ₄	灰色微带棕色，反射率低于磁铁矿，均质，高硬度和富镁或富铝时显红棕色内反射。常呈自形或粒状。产于与基性-超基性岩有关的矿床中。
黑钨矿 (Fe, Mn)WO ₄	灰色，反射率近于闪锌矿，弱非均质性，常成板状切面，常与锡石、辉钼矿、辉铋矿共生。
石英 SiO ₂	深灰色，低反射率。高硬度，显均质性效应，磨光好，常成自形晶(有时显六边形断面)。内反射强烈(乳白色，并常见有彩虹色)，分布普遍。
方解石 CaCO ₃	以深灰色，低反射率，显著的双反射和强非均质性。内反射乳白色，中等硬度和解理发育为特征。

第九章 矿石的构造、结构及矿物晶粒内部结构

第一节 概 述

一、矿石构造和结构的概念

矿石是在各种成矿作用中形成的。研究矿石要注意矿石的产出特征、矿石类型、品位、工艺特性、矿物组成及其相互关系等，才能正确地认识其成因和进行工业评价。其中矿物组成是构成矿石的基础。由于矿石的形成作用和形成的地质条件不同，因而矿物组成的特点和相互关系也是多种多样的。为了便于描述和研究矿石，常引用矿石构造(structure)和矿石结构(text-ure)两个专门术语来加以概括。

矿石构造 是指组成矿石的矿物集合体的特点，即矿物集合体的形态、大小及其空间相互的结合关系等所反映的形态特征。

矿石结构 是指矿石中矿物颗粒的特点，即矿物颗粒的形态、大小及其空间相互的结合关系，或矿物颗粒与矿物集合体的结合关系等所反映的形态特征。

例如铬铁矿矿石，其中铬铁矿的集合体为宽窄不同的延长状形态，它们与硅酸盐矿物集合体里相间的带状分布，据铬铁矿集合体的特点，表明矿石应属条带状构造。铬铁矿颗粒多数呈细粒的自形晶，颗粒间的分布无固定规律，据铬铁矿颗粒的特点，矿石具自形粒状结构。

矿物集合体和矿物颗粒可由一种或多种矿物组成，矿物集合体是组成矿石构造的基本单位，矿物颗粒是组成矿石结构的基本单位。矿石构造主要是在肉眼下观察，也有显微构造。矿石结构主要是在显微镜下观察，也有由粗大颗粒构成的大型结构。矿石的构造和结构可统称为矿石的组构。

二、研究矿石构造和结构的意义

矿石是在一定成矿作用下形成的产物，矿石的组构能够反映矿石的成因特征。矿石的组构能直接影响矿石的工业评价问题。因此，研究矿石的组构具有一定的理论意义和实际意义。现由以下两个方面简要阐明：

1、为研究矿床成因及找矿勘探方面提供基础资料

矿石的组构是矿石形成过程的客观证据。因此研究矿石的组构可以帮助分析成矿地质条件、物理化学环境、成矿作用特点及其演化过程(成矿的多期多阶段性、矿化叠加、次生变化以及物质组分变化)等，从而提供有关矿床成因方面的信息和有助于地质找矿勘探工作的顺利进行。

不同的组构反映出成矿作用的特点亦不相同，已为众所周知，具有其典型意义。如产于地表或地表裂隙发育部位的，由次生金属矿物组成的蜂窝状，多孔状或皮壳状的构造，属风化作用的产物，它不仅表明了金属矿体经过了表生变化，同时还可作为找矿标志，指示深部可能找到原生矿体，如以水锌矿和菱锌矿组成的皮壳状构造和由褐铁矿及铅矾组成的蜂窝状构造，其蜂窝孔壁大致平行并呈方形或长方形的骨架。根据矿石的组成矿物和蜂窝状构造的特点，可说明深部原生矿体主要是由多金属铅锌硫化物组成。当矿石中具有典型的片状、片麻状和皱纹状构造，矿物颗粒已重结晶，或具压力双晶，且常呈定向排列，显示各种变晶结构，则反映矿石系在高温高压下，由变质成矿作用而成。

随着对矿石成分和组构深入而广泛地研究，则不断地补充、修正和发展了矿床学成因理论。如福建某铁矿床，矿体呈层状、似层状、规模大而稳定，受一定层位控制，矿区内有中酸性岩体的出露，并沿碳酸盐岩层有矽卡岩与铁矿相伴生，曾认为是矽卡岩型铁矿床，近年来通过矿床地质和矿石组构的研究，现已提出该矿床属火山沉积—热液叠加改造的层控铁矿床这一新观点。目前所见的矿石虽已受到热液叠加和变质改造，但仍保留有原沉积成因的纹层状和条带状构造，以及反映火山沉积特点的凝灰角砾状构造和凝灰结构等，同时也有热液叠加和变质改造的脉状和网脉状构造以及花岗变晶结构，因此应属多期多阶段复合成因的矿床，而非单一成因的矽卡岩型铁矿床。其找矿方向和勘探方法显然与矽卡岩型矿床不同，不能单纯以接触带作为靶区，应综合考虑其层化控矿作用。

在河南某多金属硫铁矿矿石中的鸟眼状结构是反映了由于成矿介质的氧逸度增加，在相对氧化条件下，使含负二价硫的磁黄铁矿不稳定，经氧化分解作用乃趋向于转变为含对硫的黄铁矿，并沿磁黄铁矿颗粒边缘形成一环边，则指示了成矿的物理化学条件的变化。此外矿石中广泛发育的脉状构造，据其形态、物质成分及结构等特点，可判别其形成作用。如交代脉状构造，脉体两壁的形状不同、系沿着未张开的裂隙由交代方式形成。而充填脉状构造，脉壁具反方向对称的特点，被脉切穿的对象可以恢复其原来全貌，为充填方式形成。变质再造脉是由重结晶作用而成。如新疆某铁矿床，产于条带状赤铁矿矿石中的镜铁矿矿脉，其特点是脉体产于同类矿物集合体——赤铁矿中，且脉体成分比较单一，说明不是后期热液带来的新物质，而是在原有基础上发展起来的。脉体内的镜铁矿有聚片状和格子状双晶，石英颗粒具波状消光，矿石常伴有片理化和角砾化现象，均反映了新生成的镜铁矿矿脉是在变质过程中，于原有矿石基础上，由重结晶作用而成。

2、帮助选择合理的矿石技术加工方法

矿石的矿物成分、结构构造、有用矿物的粒度特征和嵌布关系以及有益有害组分的分布和赋存状态等特点，是选择选矿方法和设计工艺流程的主要依据。因此通过矿石构造结构的研究可给选择最佳的矿石技术加工方法和选矿工艺流程方面提供一定的资料。

例如我国江南某铁帽型钨矿，铁帽中钨品位已达综合回收或单独利用的指标，但经选矿试验得不到钨精矿，而且铁精矿中钨品位也未降低。经矿相学研究，发现黑钨矿粒度极细，一般粒径为0.001—0.003mm，且与针铁矿或褐铁矿呈包含状结构；另一部分黑钨矿与褐铁矿呈细密的皮壳状构造，因此提出用单一的机械方法不能使黑钨矿单体与铁矿物解离开，故得不到钨精矿，同时铁精矿中钨品位也不能下降。又如铜镍硫化物矿石，经选矿工艺研究认为有一部分紫硫镍矿很难回收，以至使镍矿石中镍的回收率降低，经过矿石构造结构的研究，查明了该矿床有两种紫硫镍矿，一种是由镍黄铁矿变成的，保留有镍黄铁矿八面体解理形成的假像结构，在化学成分上富镍贫铁；另一种是由磁黄铁矿变成的，且逐渐过渡为黄铁矿成为镶边结构，在化学成分上富铁贫镍。由于它含铁高，又缺硫，可能影响捕收剂对它的浮选效果，同时紫硫镍矿具疏松的特性，它与高硬度的黄铁矿毗邻，在磨矿时易于泥化，乃导致在尾砂中富集，故成为难选的紫硫镍矿。通过对矿石的研究，可为提高镍的回收率，选择有效的药剂和工艺流程提供基础资料。

三、研究矿石构造结构的方法

研究矿石的构造结构必须密切结合矿床基础地质的研究。通过对成矿地质条件、矿体地质特点的观察和分析，则有助于对矿石构造结构特点的认识。在野外对矿点露头、探槽、岩芯、坑道及露天采场和废石堆等的地质观察时，应注意矿体的产出特征、矿体与围岩的关系、矿体周围的角砾化、片理化、构造错动形迹等与矿石构造结构的关系。沉积矿床中需要注意矿层由顶板至底板以及沿矿层走向矿石成分和构造结构的变化。脉状矿床应注意矿脉间的时间和空间关系以及各脉体中矿石构造结构的特点。划分矿石自然类型应注意矿石构造和各类矿石在矿体中的分布规律以及它们相互的时间关系。在深入、全面观察的基础上，选择典型的矿石构造进行大比例尺素描和拍照，并采集各类矿石标本，如陈列标本、磨制光块、光片、薄片和进行测试的标本以及采集定向标本等。

在野外地质观察的基础上，应对矿石光块、光片及有关薄片等进行深入的室内研究，如对矿石物质成分及其相互关系、结构、矿物晶粒内部结构、显微构造、围岩蚀变与矿化关系以及矿化顺序等的观察和分析。同时应选择典型的、能反映成矿问题的组构或显微构造以及矿化特征进行显微摄影或素描。对于矿物共生组合及形态特征比较相近的一些构造和结构，不易识别其成因时，在有条件的情况下应配合进行主要造矿矿物的标型特征的研究。即在不同地质条件和物理化学条件下产生的同种造矿矿物，可存在着一些细微的差异，需运用一些测试手段揭示其在化学成分、物理性质、晶体构造、形态特点、包裹体特征及同位素组成等诸方面的差异。根据矿物的这些标型特征，可帮助分析造矿矿物的形成条件并判断矿石组构的成因。如河南某多金属硫铁矿矿床中赤铁矿的假像结构，根据该假像赤铁矿的标型特征（化学组分、包裹体温度、反射率等）表明为内生岩浆热液的产物而非风化成因，同时赤铁矿的空间分布不受地表氧化

条件及潜水面形状的控制,则有力地说明了是内生成因的假像结构,从而给分析矿床成因提供了一定资料。

无论在野外和室内研究矿石的构造和结构均应重视矿石中特殊的构造结构类型,它们可以反映出某种特定的成因含义。

第二节 矿石的构造

一、矿石构造的主要形态类型

组成矿石构造的基本单位是矿物集合体。自然界的矿石中,矿物集合体的大小不同,形态也千变万化,归纳起来主要有延长的,如单向延长的条带状、脉状、片状及两向延长的层状和皮壳状等;浑圆的如豆状、鲕状和结核状;以及不规则的如块状、浸染状、角砾状和多孔状。矿物集合体空间的相互结合关系即组成了各种形态的矿石构造。常见的金属矿石的构造主要有以下形态类型:

块状构造 矿石矿物含量占80%以上,矿物集合体为不规则的或呈不定形状,分布无方向性,致密且无空洞,矿物颗粒的粒径相差不悬殊。呈块状构造的(图9-1)多为富矿石。

浸染状和细密浸染状构造 矿石矿物含量多在30%以下,矿物集合体的形状不定,一般小于0.5cm,多呈稀疏星散状较均匀地分布于矿石中,即为浸染状构造(图9-2)。当矿石矿物含量大于30%时,则称为稠密浸染状构造(图9-3)。

斑点状和斑杂状构造 矿石矿物集合体呈近等轴状的斑点,斑点大小比较均匀,多数可达0.5cm,分布较均匀且无方向性即为斑点状构造(图9-4)。矿石矿物集合体的形状不规则,大小不一,且分布不均匀,如某些部位较稠密,某些部位则稀疏即称为斑杂状构造(图9-5)。

豆状构造 矿石矿物集合体为浑圆的,其大小一般近于1cm左右,豆粒可相互连接,分布无固定规律(图9-8),有时亦可呈定向排列。外生条件下形成的豆粒内多具同心环带。

条带状构造 矿物集合体呈单一方向延长状,且彼此相间分布(图9-6)。

脉状、交错脉状和网脉状构造 脉状构造是指矿物集合体呈单一方向延长的脉状分布于矿石或围岩中,脉体由一种或多种矿物组成(图9-13)。两组脉相互交切称交错脉状构造(图9-14)。几组不规则的脉交切成网,则称网脉状构造(图10-1)。

角砾状和环状构造 一组矿物集合体(围岩或矿石)的形态不规则,呈破碎角砾,被另外一组矿物集合体胶结,胶结物可由矿石矿物或脉石矿物组成,称为角砾状构造(图9-15)。以角砾为核心,于某种或多种矿物集合体依次呈环状包围即为环状构造(图9-16)。

晶洞状和晶簇状构造 在围岩和矿石的空洞内,生长着具有一定晶面的矿物集合体,保留有部分空洞即称为晶洞状构造(图9-17)。洞内的矿物晶体群即为晶簇状构造(图9-18)。

多孔状和蜂窝状构造 矿石疏松具许多孔洞,孔洞形状和大小不一,分布多无一定规律即为多孔状构造(图9-23)。孔洞的孔壁由难溶的矿物质组成隔板,呈细小的矩形、方形或菱形等,形似蜂窝可称为蜂窝状构造(图9-24)。隔板宽大则可组成骨架状构造。

皮壳状构造 矿物集合体为两个方向延长,呈弯曲的壳层,壳层的界限较清,则次生矿物组成(图9-29)。

土状或粉末状构造 矿物集合体为疏松粉末,多呈被膜状分布,或疏松聚集呈土状。

胶状构造 矿物集合体形态复杂,表面具球状、椭球状凸起,断面虽弯曲环带、同心环带,具壳状或波浪状、环带间可为过渡的,亦可由孔隙或组分不同而分开,具星状孔隙或于裂纹、裂纹可平行或近于垂直环带,亦有呈网状裂纹的,矿物集合体主要为隐晶质或非晶质的(图9-19)。

鲕状构造 矿石矿物集合体的形态为浑圆的,形似鲕粒,其直径一般约为0.2cm左右或更小些,鲕粒较密集、其间胶结物较少、鲕粒与胶结物的组分可以相同或各异,鲕粒内具有同心环带(图9-31)。

肾状构造 矿石矿物集合体的形态呈半球或半椭球的凸面,形似肾状,一般约1cm左右或更大些,其内部呈半圆形同心环带(图9-32)。

结核状构造 矿石矿物集合体呈大小不同的球状或椭球状的独立结核，结核可从不足一厘米到几十厘米，结核内具同心环带壳层(图9—33)。

鲕状、肾状及结核状构造系胶状构造的变种，仅据其特殊形态而命名。

纹层状构造 矿物集合体呈两向延长的微层状，层间可为渐变的或显示矿物组分或结构不同等，各层相互交替平行分布且与围岩层理一致(图9—36)。

片状和片麻状构造 矿物集合体的形态为延长的，由柱状或片状矿物呈定向排列平行分布，显片理面的称片状构造。除片状和柱状矿物外，还夹有粒状矿物(可拉长变形)呈定向排列，但延续性不强，呈片麻理的即为片麻状构造(图9—46)。

皱纹状构造 延长状的集合体，呈弯曲的波状或小褶皱等复杂花纹，称之为皱纹状构造(图9—45)。

叠层石构造 矿石矿物集合体沿不同类型叠层石的基本层分布，各层连续性强，层间近于平行。按叠层石的形态不同可有波纹状、球核状等叠层石构造(图9—35)。其结构保存叠层藻的特点。

气孔状构造 矿石中有形态不规则的气孔，孔壁多为棱角状、椭球状等，可由矿物的晶面砌成，气孔大小不一，大者可达20—30cm，小者约为0.1cm左右，气孔常被其他矿物充填(图9—9)

矿石构造的形态类型不能全部反映矿石的成因特点，如混染状、各种脉状、条带状以及块状构造等，可以产于各种成因的矿石中，因此不能单纯地注意形态类型的变异。矿石构造的形态类型仅根据矿石所表露的外部形貌特点，形像地以一简单的术语概括其外表特征，来代替和简化对矿石形貌的详细描述。成矿作用是长期复杂的，因而各种成因的矿石构造也是多样而不胜枚举。对于一些比较特殊的构造，应根据其具体构造的形态特征，应给予符合实际且又较为通用的命名为宜。有些矿石的形态特征不突出，则不必强求冠以构造名称，可如实地描述其特征，并应侧重矿石的成因分析。

二、矿石构造的主要成因类型

矿石是构成矿床的基本单位，它是在各种成矿作用中，由一定的成矿条件和成矿方式形成的，因而矿石构造的成因分类是以成矿作用做为分类的基础，结合矿石的形成条件和形成方式，综合考虑做为分类的依据，这样有利于密切配合矿床地质的研究。

按成矿作用的不同，将金属矿石构造划分为五个主要成因类型(表9—1)。岩浆成因的有深成岩浆分异的和火山岩浆矿石构造；气水热液成因的有充填和交代的矿石构造；沉积成因的有产于火山沉积岩系，成矿物质与火山活动有关的火山沉积的和成矿物质与有机质有关的生物化学沉积的，以及胶体化学沉积矿石构造等。

某些成矿作用是有联系的，不能截然划分开，如与变质热液有关的矿石构造，据其成矿作用与成矿方式特点，可划归为气水热液矿石中。伟晶岩的矿石构造，主要为非金属矿石的构造。其中稀有元素矿石构造可划归气水热液矿石中。沉积矿石中的砂矿和盐类矿石构造，不属于矿相学的主要研究对象，故在本教程分类中未予考虑。与火山作用有关的矿石构造，据其形成特点分别归入岩浆矿石、气水热液矿石及沉积矿石构造中，暂不作为独立类型。应该指出，矿石构造的成因比较复杂，不易将所有成因的矿石构造一一不漏地归属于某些成因分类中。

三、各主要成因类型的矿石构造特征

(一) 岩浆矿石构造

本类构造包括在岩浆成矿作用中由岩浆分异作用形成的各类岩浆矿床和与火山作用有关的各类火山岩浆矿床中的矿石构造。矿石与母岩基本属同期和同一地质作用下形成的。矿石的矿物成分与母岩成分基本相同，唯有用组分在矿石中相对富集。主要的金属矿物有铬铁矿、磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、磁黄铁矿、铂族元素矿物及稀有金属(铌、钽)矿物等。非金属矿物主要有橄榄石、辉石、基性斜长石、磷灰石、蛇纹石及绿泥石等。岩浆矿石构造主要有以下类型：

1. 岩浆分异的矿石构造

主要指形成深度较深(一般在3—5km以上)，与深成相的基性及超基性侵入岩有关的各类矿

表9—1 金属矿石构造的主要成因类型

岩浆矿石构造		气水热液矿石构造		风化矿石构造	沉积矿石构造			质变矿石构造
岩浆分异的 矿石构造	火山岩浆 矿石构造	充填矿石构造	交代矿石构造		胶体化学沉积 矿石构造	生物化学沉积 矿石构造	火山沉积 矿石构造	
浸染状构造 *	气孔状构造 *	脉状构造 *	浸染状构造 *	多孔状构造 *	鲕状构造 *	叠层石构造	纹层状构造 *	皱纹状构造 *
稠密浸染状构造 *	气管状构造 *	对称条带状构造	块状构造 *	蜂窝状构造 *	肾状构造 *	纹层状构造 *	条带状构造 *	片状构造 *
斑点状构造 *	绳状构造 *	网脉状构造 *	斑点状构造	胶状和变胶状构造 *	豆状构造 *	浸染状构造 *	角砾状构造 *	片麻状构造 *
斑杂状构造 *	杏仁状构造 *	角砾状构造 *	条带状构造 *	葡萄状构造 *	结核状构造	角砾状构造	纷状构造	条带状构造 *
块状构造 *	珍珠状构造	环状构造 *	脉状构造 *	钟乳状构造 *	胶状构造 *	鲕状构造	块状构造	眼球状构造 *
条带状构造	角砾状构造 *	晶洞状构造 *	网脉状构造 *	结核状构造 *	纹层状构造	块状构造 *	团块状构造 *	鳞片状构造 *
脉状构造	流纹状构造 *	梳状构造 *	细脉浸染状构造	豆状构造	块状构造	透镜状构造	浸染状构造	块状构造 *
豆状构造 *	块状构造 *	晶族状构造	残余构造	皮壳状构造 *	透镜状构造	条带状构造		变余构造 *
流层构造	脉状构造	胶状构造和变胶状构造	角砾状构造	土状和粉末状构造		莓群状构造 *		
	条带状构造	块状构造		脉状构造				
				网脉状构造 *				
				晶洞状构造				
				晶簇状构造				
				角砾状构造				
				团块状构造				
				被膜状构造 *				
				残余构造				
				块状构造				
				浸染状构造				

注：有 * 者为主要构造

床中的矿石构造。岩浆活动中，由于温度和压力逐步降低，由结晶分异作用和熔离作用可形成本类矿石构造。即当一种均匀的岩浆分成二种不同组分的熔浆(金属组分熔浆与硅酸盐熔浆)或产生不同的矿物(金属矿物和硅酸盐矿物)，由于比重不同，则产生重力分异。同时基性与超基性岩浆粘度小，流动性较大，岩浆中已结晶的物质和未结晶的熔浆间的流动速度不同会产生流动分界。以及在岩浆分异的后期，由于矿化剂的作用，降低了结晶温度，使金属组分熔浆保留在硅酸盐矿物颗粒间，在构造应力作用下则被挤出产生压滤分异等，均可形成各种形态的矿石构造。比较常见的矿石构造有：

块状构造 由于岩浆逐步冷凝发生结晶分异，早结晶的金属矿物或尚未结晶的金属组分熔浆，其比重大于硅酸盐矿物(或熔浆)，由于重力作用的影响，则逐步下沉聚集，或由熔离作用分出的金属组分熔浆不断下沉汇聚，经冷凝结晶后均能形成块状构造。由压滤分异的影响使晚期结晶分异和熔离作用形成的金属组分熔浆被挤入已冷凝的岩体中亦可形成块状构造(图9-1)。晚期岩浆分异矿石和熔离矿石小块状构造比较常见。

浸染状、斑点状和斑杂状构造 岩浆分异时当有用物质组分含量较少，早结晶的金属矿物比重较大不断下沉，由于硅酸盐矿物也相继逐步结晶，阻碍了金属矿物的汇集，使它们呈分散状态分布，则形成浸染状构造。或由于矿化剂的作用使晚结晶的金属组分熔浆，保留在已结晶的硅酸盐矿物间隙内，当尚未充分聚集时，即不断冷凝结晶也可形成浸染状构造。或由熔离作用分出的金属组分熔浆，分散在硅酸盐熔浆中，汇聚不充分时冷凝后可形成浸染状构造(图9-2)。当金属矿物含量相对增加即可构成稠密浸染状构造(图9-3)。由于重力分异和流动分异的影响，金属矿物聚集的均匀程度是不同的，当岩浆的流速比较稳定，金属矿物聚集体的大小和分布相对比较均匀，可形成斑点状构造(图9-4)。当流速变化较大，或金属矿物聚集体大小掺杂，分布不均匀，可构成斑杂状构造(图9-5)。上述构造在各类岩浆矿床中均较常见。

条带状和流层状构造 由结晶分异和熔离作用形成的金属矿物和金属组分熔体，受重力分异和流动分异的影响，使它们在下沉过程中，呈延长状聚集，分布于硅酸盐矿物中可构成条带状构造或浸染——条带状构造。条带有一定连续性，宽窄不一，反映流动速度的差异。在应力作用下结晶亦可形成(图9-6)。当挥发分含量增多，岩浆的流动性较强，形成假层理即为流层构造。

脉状构造 岩浆分异的晚期，由于挥发分较集中降低了结晶温度，晚期结晶分异和熔离作用形成的金属组分熔浆，由于内应力较大，当受到一定应力作用时，可挤入到已固结的岩体裂隙中，或由压滤分异的结果，可构成脉状构造(图9-7)。一般脉壁界线清楚，反映岩浆沿裂隙贯入并受其控制的特点。

豆状构造 经熔离作用使金属组分熔浆最初呈小滴珠悬于硅酸盐熔浆中，由重力影响滚动下沉，逐步汇聚成豆状(图9-8)。在流动作用下也可由分散的金属矿物逐渐聚集成豆粒，其表面较光滑，一般内部无同心环带。豆粒分布多无固定规律，有时可呈定向排列，显示出流动的特点，如西藏罗布沙铬铁矿石中豆状构造比较发育。豆粒大者可称为瘤状。

本类构造的主要特点是：

(1) 矿物集合体为晶质的，一般无溶蚀接触边缘。矿石物质成分与母岩成分基本相同。

(2) 以块状、浸染状、斑点状和斑杂状为常见的重要矿石构造，豆状构造为熔离矿石的典型构造，豆粒内一般无同心环带，有时具同心环带，但无核心。

2. 火山岩浆矿石构造

本类构造是指形成深度较浅，一般小于3.5km，其形成于与火山岩及次火山岩岩浆活动有关的火山岩浆矿床中各类矿石的构造。主要包括岩浆喷溢矿石以及与次火山环境下侵入的矿浆活动有关的一些矿石构造。在较深部火山岩浆房中、经岩浆结晶分异和熔离作用形成的含矿岩浆或矿浆，当上侵到火山机构中，或喷溢出地表，经冷凝而成，由于矿浆中含有大量的挥发分气体，内应力较大，成矿较浅，可形成比较特殊的构造。常见有以下各类矿石构造：

气孔状构造 矿浆内含有大量挥发分气体，当上侵贯入或喷溢时，由于压力减弱气体逸散，而形成各种形态的典型的气孔状构造。如江苏梅山磁铁矿富矿石中特有的气孔状构造(图9-9)。气孔大小不一，形状不规则，可呈椭圆或圆形，由于气孔造成的空间，有利于晶体生长，孔壁

由磁铁矿晶体砌成，近孔壁的晶体较大，远离渐小，由下向上气孔含量增加，气孔常被石英、方解石等所充填。又如安徽姑山铁矿石亦发育有气孔状构造。除上述外，湖北大冶与活浆活动有关的某些矿浆贯入的铁铜矿石，由于矿浆中富集大量 CO_2 气体，当其未能逸散到其他部位时，常形成水平的气孔(图9—10)，当气体大量集中向上逸散，则千万直立的气孔，大致平行排列，即为气管状构造(图9—11)。气孔中常被菱铁矿等碳酸盐矿物充填。当直立的管状气孔细而密集时，可称为绳状构造。由于气孔的形状和大小不同，又可有杏仁状、珍珠状构造等。

角砾状构造 内于矿浆喷溢或沿裂隙及破碎带贯入，可胶结围岩碎块，从而形成状构造。如安徽姑山及江苏梅山铁矿石中均见有角砾状构造(图9—12)。

块状构造 矿浆贯入到围岩中，冷凝结晶后即形成块状构造。如安徽姑山铁矿与玄武岩有关的磁铁矿矿浆贯入于环形裂隙中，冷凝后所形成的富矿石呈块状构造(图9—12)。

脉状和条带状构造 矿浆沿细小的裂隙贯入即可形成脉状构造。矿浆受动力作用运移流动可形成条带状构造。安徽姑山铁矿石中的条带状构造，是由磁铁矿、磷灰石及长石等相间组成。

本类矿石构造的主要特点是：

(1) 矿物集合体为晶质的，亦有隐晶质和少量非晶质的。

(2) 气孔状构造为特有的矿石构造，角砾状构造广泛发育，贯入矿体中富矿石多呈块状构造，能反映矿浆贯入和喷溢的特点。

(二) 气水热液矿石构造

本类构造是指多种成因的含矿气水溶液(岩浆的、火山一次火山的、地下水和变质水的等等)，在有利的构造与围岩条件和一定的物理化学条件下，经充填和交代方式形成的各种矿石构造。由于含矿气水溶液是多种来源的和成矿地质环境的多样性，以及成矿具多期及多阶段等特点，因此这类矿石的构造和物质成分较复杂。矿石的组成矿物主要有自然金属、金属硫化物及硫酸盐矿物、砷化物、碲或硒化物、氧化物和含氧盐类，以及石英、萤石、碳酸盐、硫酸盐和硅酸盐矿物等。按成矿方式不同有以下两类：

1. 充填矿石构造

本类构造是指产于浅成或超浅成裂隙发育地段，成矿温度和压力较低的充填矿床中各类矿石构造，以及交代矿床中某些以充填方式形成的矿石构造。当含矿溶液充填在化学性质不活泼的围岩中的各种裂隙、孔洞及破碎带等空间时，矿液在流动过程中，由于矿化剂的不断逸散，温度和压力的逐步降低，溶液中成矿物质的溶解度亦相应降低达到过饱和时则易沉淀，以及溶液本身酸碱度的变化等均可导致某些成矿物质的沉淀。因而可在围岩的裂隙和空洞内形成具有各种构造的充填矿石。主要有以下各类矿石构造：

脉状和对称脉状构造 含矿气水溶液沿围岩或早期矿石的简单裂隙充填，成矿物质沉淀则形成脉状构造(图9—13)，脉的长短和宽窄不一，受裂隙的形态控制，有时亦可呈透镜状，脉壁界线清楚，一般较平整。当矿物沿脉壁向中心产生周期性沉淀时，可形成对称条带状构造。此种构造可以判断矿物的生成顺序。在充填矿石中脉状构造比较发育。

交错脉状和网脉状构造 由于裂隙多次张开、错动和矿液的多次充填，可形成交错脉状构造。如广西大厂锡矿石中的交错脉状构造(图9—14)。在裂隙发育地段，矿液沿不规则的裂隙或网脉裂隙充填即成为网状构造。

角砾状和环状构造 矿液充填于破碎带中，胶结破碎带的岩石或早期矿石的破碎角砾，可形成角砾状构造。如贵州玉屏地下水热液汞矿石的角砾状构造(图9—15)，角砾的棱角较清楚，溶蚀现象不甚明显。又如湖南桃林岩浆热液铅锌矿石的角砾构造(图10—9)，以及安徽宁芜火山热液铁矿石中，赤铁矿角砾被黄铁矿胶结而成的角砾状构造等。若以角砾为中心，晚期矿化阶段的矿物呈环状包围，依次沉淀即可形成环状构造(图9—16)。

晶洞状、梳状和晶簇状构造 矿液沿裂隙或空洞充填，由于自由空间充分，有利于矿物沿洞壁向空间生长成完整的晶体，尚保留一定的空洞，可构成晶洞状构造(图9—17)，洞内生长成的自形或半自形的晶体群即为晶簇状构造(图9—18)。晶体群垂直于延长的裂隙壁，向中心生长则构成梳状构造。上述构造在充填矿石中较为发育。

胶状和变胶状构造 矿液充填在浅成的一些空洞内，由于压力和温度急剧降低，导致矿液

强烈过饱和而成为胶体状态，由凝胶沉淀则形成胶状构造(图 9-19)。因凝胶的表面张力大，故易成球状或半球状沉淀，其断面呈弯曲的或同心的环带，并在脱水老化时，由于凝缩而形成星状孔隙和干裂纹，甚至发生角砾化现象，当一定条件下，受到重结晶作用，往往保留胶状构造的某些特点时，可称为变胶状构造。

此外，矿液沿开张的宽大裂隙充填，成矿物质又比较富集时，可形成块状构造。

充填矿石构造的主要特点是：

(1) 矿物集合体多为晶质的，少数为胶状的，交代溶蚀现象不明显。

(2) 充填脉壁平整，界线清楚，脉内可具对称带状，被脉切穿的物体能恢复其原貌，角砾与胶结物的成分往往不同。

(3) 明显地受构造控制，以各种脉状，角砾状和晶洞状等为典型构造且广泛分布。充填作用形成的典型构造能反映矿化的多阶段性。

2. 交代矿石构造

是指由交代作用形成的、各种交代矿床中的矿石构造。主要包括各种成因的热液矿石、矽卡岩矿石以及某些伟晶岩矿石和受后期热液叠加改造等矿石的各种构造。

当矿液沿围岩或早形成的矿石的各种裂隙或孔隙中流动时，在溶液与围岩构成的体系内，会引起一定的交代作用以达到溶液与围岩间的化学平衡。表现为某些旧的物质(或矿物)被溶解、带出、消失，而某些新的物质(或矿物)则沉淀、带入及产生。这种溶解和沉淀几乎是同时进行的，保持体积不变，可保留原来岩石或矿石的某些特征。

交代作用的产生与介质的温度、压力、化学组分的性质和浓度以及围岩的化学性质和破碎程度等有密切关系。一般在高温条件下能增加溶液组分的渗透性和化学活动性，易与围岩或矿石发生强烈的交代作用。围岩的化学性质活泼有利于交代作用的进行，如石灰岩远比页岩和砂岩易于交代。围岩的裂隙和孔隙发育，有利于矿液的集中和流动，则促进交代作用的强度。由交代作用主要形成以下各类矿石构造：

浸染状和斑点状构造 矿液沿围岩的孔隙和细微裂隙交代，由于成矿物质的含量不同，或围岩的性质以及裂隙的发育程度不同，可形成浸染状构造和斑点状构造。若沿围岩的片理、微层理和小裂隙交代时，可发育成细脉浸染状构造。这类构造多发育在岩性较脆易产生细微裂隙和孔隙度较大的一些岩石中，常见于矽卡岩和斑岩矿床及各类热液交代矿床的各种矿石中。如辽宁杨家杖子浸染状钼矿石及江西铜厂细脉浸染状铜矿石比较典型。

条带状构造 矿液沿围岩中一些近于平行的裂隙、孔隙、微层理等进行交代，或由于岩石的化学组分有差异，矿液进行选择交代时，亦可形成条带状构造(图 9-20)。条带一般较连续，但条带间的界线不甚清晰。对于岩性有差异的条带状的灰岩和矽卡岩以及蚀变强度不同的一些岩石中，矿液的选择交代比较明显，常形成此种构造。

脉状和网脉状构造 矿液沿围岩或早期矿石的裂隙交代则成脉状构造(图 9-21)。交代的脉状构造，脉壁不规则，常与围岩为过渡的渐变接触，有时沿脉壁常出现一些羽状小脉，反映出交代的特点。矿液沿网状裂隙交代则呈网脉状构造，多发育在构造活动比较强烈的地段，或一些脆性较大的岩石和矿石中。如陕西二台子卤水热液金矿石中的网脉状构造(图 9-22)。

块状构造 当矿液中成矿物质丰富，由于围岩的化学性质活泼，孔隙裂隙发育，或矿液的化学活动性大，以及温度较高且缓慢下降等等，则交代作用比较强烈，常构成块状构造。交代而成的块状构造在矽卡岩型矿石和各种热液交代矿石中比较发育。如湖北大冶铁矿石，安徽铜官山铜矿石等比较典型。

残余构造 当交代作用比较强烈，在矿石中残留有被交代的围岩和早期矿石的残块，有时尚可保留原来的某些构造，如纹层、片理或挠曲等，即成为残余构造。它可作为交代矿床划分成矿阶段的标志。以显微构造比较典型。

此外，当矿液交代一些角砾岩时，则可形成角砾状构造，由于后期交代作用的结果，这种构造的角砾与胶结物的某些物质成分是相同的。如陕西二台子角砾状金矿石，其角砾与胶结物均有含金黄铁矿的分布，系由矿液交代角砾状灰岩而成。

气水热液形成的矿石构造是比较复杂的。交代和充填作用形成的矿石构造，并非截然可以

划分。事实上在充填过程中，矿液与围岩间的交代作用还是不断地在进行，仅仅是以充填作用为主，而交代作用是比较微弱的。同时在交代作用的早期，有时也往往伴有一定的充填作用产生。但是以交代作用为主。

交代矿石构造的主要特点是：

(1) 矿物集合体为晶质的，形态不规则、溶蚀交代现象显著。

(2) 交代脉壁不规则，界线不清晰，脉内无对称带状，被脉交代的物体不能恢复其原貌。矿石中可残留有被交代的岩石构造。角砾与胶结物中的某些成分常与成矿物质相同。

(3) 受岩性控制较明显，多发育在化学性质活泼、脆性和孔隙度较大的岩石中，以块状、浸染状构造较发育。矿物共生组合间的一些交代构造能反映成矿的多阶段性。

(三) 风化矿石构造

本类构造包括风化矿石及某些金属矿床经表生变化和次生富集作用而成的各种矿石构造，原生岩石和矿石在外营力作用下，则发生强烈地氧化、溶解、淋滤和次生富集等表生变化，使其物质成分和组构等受到明显地改造，即形成各种复杂的风化矿石构造。如出露地表的岩石或矿石受到风化作用时，其中难溶的某些成矿物质残留下来，形成稳定的新矿物。一些易溶的成矿物质被带入潜水活动区，由于物理化学条件的改变，或与围岩发生交代作用，使有用物质沉淀，这样不但改变原来岩石或矿石的构造特点并可重新形成新的构造。其中以金属硫化物矿床最为典型。矿石中硫化物一般易被氧化成硫酸盐，多数硫酸盐易溶于水，可被地表水或地下水从氧化带中带走，或淋滤到地下水水面以下，在缺氧的还原环境中，可交代原生硫化物，造成次生硫化物富集。风化矿石组成矿物主要有铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物；钴、钨、钼、铋、铌等的氧化物和含水氧化物；铜、铅、锌的硫酸盐或碳酸盐矿物；次生的硫化物以及含镍的硅酸盐矿物和某些自然金属、石英、玉髓、高岭石等。风化作用主要形成以下各类矿石构造：

多孔状和蜂窝状构造 含有某些成矿物质的岩石和原生矿石，经风化后使矿物发生氧化分解，其中某些易溶组分可溶解流失，而难溶不易分解的组分和成矿物质残留下来，使矿石具有许多不规则的空洞，则成疏松的多孔状构造。有时尚能保留原生矿石构造的特点，如广东云浮沉积的纹层状硫铁矿石(图9-36)经风化后形成多孔状褐铁矿石，其孔洞亦呈层状排列(图9-23)在硫化物矿床的氧化带中，铜、锌等硫化物氧化后成易溶的硫酸盐被地下水带走，硫酸铁经水解后成氢氧化铁，系难溶的胶体物质则在原地沉淀下来，凝聚后可形成稳定的褐铁矿、针铁矿或赤铁矿等，组成铁帽常呈多孔状构造。如被溶解的矿物具有不同的晶形，经溶解或淋滤后残留的孔洞可以保存矿物的晶体轮廓和解理等特点，成为各种形态的小格子，形似蜂窝即为蜂窝状构造(图9-24)。根据蜂窝孔洞的特征，大致可以推测原生矿石中可能含有哪物成分。如呈近直角的方形或长方形孔洞多为方铅矿残留的，呈海绵状或细胞状孔洞为闪锌矿残留的等等。如孔洞宽大，由难溶的矿物构成隔板可交织成为骨架状构造。多孔状构造多发育在一些残余矿床的铁锰矿石和“铁帽型”金矿床中以及金属矿床的矿帽中。

胶状和变胶状构造 由风化作用形成的胶体溶液沉淀后即成为胶状构造。经重结晶作用仍残留胶状构造的某些特征，即成为变胶状构造。胶状构造泛指由胶体溶液沉淀所反映的一般形态特征(系广义的概念)。胶状构造与变胶状构造多发育在残余的或淋积的铁锰矿床及硫化物矿床氧化带的各类矿石中。如孔雀石的变胶状构造，具有明显的波状和同心环带等胶状残余(图9-25)，经重结晶作用又呈放射状变晶。又如浙江某火山热液金矿床中，于近地表裂隙发育地段的石英-硫化物金矿石，经氧化后褐铁矿多呈胶状构造(图9-26)。

葡萄状、钟乳状及结核状构造 由风化作用形成的胶体溶液，沿空洞、裂隙逐步沉淀、堆积，因具有一定的空间，同时由于胶体的表面张力大、凝胶沉淀物凝缩即形成表面为球形或半球形的葡萄状构造(图9-27)或钟乳状构造(图9-28)。当胶体物质围绕一些碎屑形成球状沉淀物，它与周围胶体介质的分界面上，有相当大的表面张力时，即可形成独立的结核，其中常具同心环带。它们广泛发育在残余和淋积的铁、锰矿石和铝土矿矿石中。

皮壳状构造 主要由胶体物质沿不规则的洞壁逐层沉淀形成壳层，即为皮壳状构造。由于胶体的组分变化，空洞的形状和大小不同，因而皮壳的形状、厚薄和矿物组成等也有差异。皮壳状构造常发育在硫化物矿床的氧化带。硫化物经氧化分解后，铜、锌等硫酸盐易被地下水或

地表水淋滤，当遇到碳酸盐的溶液、矿物或岩石时，则发生化学作用，可形成在氧化带中比较稳定的碳酸盐矿物、如广西泗顶厂由铅锌矿石氧化而成的皮壳状构造(图9-29)。

土状或粉末状构造 风化作用强烈，使矿物颗粒变细；或由于氧化分解完全，可溶性的矿物和物质大量淋失而变松散；或由于失水和含粘性物质较少可形成疏松的土状或粉末状构造。如云南个旧锡矿的“红荒”即由锡石硫化物矿石经氧化而成，细粒的锡石混杂在土状的褐铁矿与赤铁矿中。

晶洞状和角砾状构造 风化作用形成的各种含矿溶液沿围岩或矿石的裂隙淋滤，于空洞内沉淀，则形成由表生矿物组成的晶洞状构造。主要见于各类矿床的氧化带，如云南个旧锡矿的氧化矿石中见有孔雀石和蓝铜矿构成的晶洞状构造。角砾状构造多由风化过程中，破碎的岩石角砾被表生金属氧化物或硫化物胶结而成。常产于残余或淋积铁、锰矿石中。如广西木圭锰矿，产于泥盆系石灰岩古风化壳上，由岩石的破碎角砾被软锰矿和硬锰矿等胶结构成(图9-30)。

脉状和网脉状构造 沿原生矿石的各种裂隙，由于风化作用的结果形成的各种表生矿物常呈脉状或网脉状分布，是在风化过程中由表生交代作用和淋滤作用形成的。如辽宁石咀子铜矿石中，沿裂隙黄铜矿易于氧化，形成的硫酸铜溶液被淋滤，而硫酸铁则易水解成氢氧化铁的胶体溶液，经脱水后在原来裂隙部位以褐铁矿等沉淀下来形成网脉状构造(图10-1)。在硫化物次生富集带中常见有次生的辉铜矿或铜蓝、交代黄铜矿形成这种构造。

此外由风化作用亦可形成块状或浸染状构造。

风化矿石构造的主要特点是：

- (1) 矿物集合体的形态复杂，有晶质的及胶状的；
- (2) 本类构造是由常温常压下稳定的各种表生矿物组成。多孔状、土状、皮壳状及葡萄状等为典型的矿石构造。
- (3) 特殊的矿物组合及构造形态，可做为找矿标志和判别矿床经受表生作用的标志。

(四) 沉积矿石构造

本类构造指胶体化学沉积、生物化学沉积和火山沉积矿床中主要的金属矿石构造，按矿石的形成条件和形成作用可分为三类：

1. 胶体化学沉积矿石

地表的岩石和矿石由风化作用而破碎和分解，使铁、锰、铝等主要的成矿物质成为胶体溶液，由腐植质保护被地表迳流搬运到湖泊或海盆地，由于电解质作用发生沉积，即形成重要的铁、锰、铝等矿石，它们具有典型的胶体沉积构造。矿石的组成矿物主要为铁、锰、铝的氧化物、氢氧化物、石英及碳酸盐和硅酸盐矿物等。主要构造如下：

鲕状和豆状构造 在动荡的浅海盆地，以砂粒、矿物或生物碎片等为核心即鲕核，由于海水动荡，鲕核不断滚动，成矿的胶体物质围绕鲕核呈同心环状沉淀，形成浑圆状鲕粒，当鲕粒达到一定大小便沉淀下来，鲕粒密集固结即成为鲕状构造。由于水体动荡高度分选的结果，鲕粒大小基本均匀，有时可形成变形的椭圆状，经成岩阶段鲕粒多受到重结晶。沉积时捕获其他鲕粒可形成复鲕，复鲕的鲕粒具两个鲕核。密集鲕粒较大时则构成豆状构造，豆粒内具核心和胶体沉积的同心环带，上述构造广泛分布于胶体化学沉积的铁矿石中，如宣龙式铁矿的赤铁矿矿石具典型的鲕状构造(图9-31)。此外也见于锰矿石和铝土矿石。

肾状构造 与鲕状构造相似同属浅海环境胶体沉积的产物。在海水相对加深和相对稳定的环境下，胶体物质直接沉淀或以一些砂粒为底，呈半球状依次成层的沉淀，并逐步生长增大成为肾状构造。肾体各层间为略平行的环带似贝壳状。由于胶体的浓度和成分的变化或由于重结晶程度不同，因此肾体各层的厚度、组分或结构等也有所差异。辽宁瓦房子锰矿石和宣龙铁矿石具有典型的肾状构造(图9-32)。

鲕状和肾状构造的成因，目前尚未得到完全统一的认识，如有些学者曾提出肾状矿石是赤铁矿交代藻类生物而成，一些鲕粒系由藻类的碎屑所构成的假鲕等等。

结核状构造 其成因与鲕状构造类同。具有较大表面张力的高浓度的胶体物质，围绕较大的核心呈同心环带连续沉淀即可形成独立的结核(图9-33)。由于重结晶作用常形成垂直于球面的放射状变晶。结核的形态决定于核心物质的形状和大小，由于胶体物质的组分浓度和沉淀速

度不同，结核中环带的厚度和组分也不甚均一。结核状构造常见于锰矿石中。

胶状构造 是胶体物质沉淀的典型构造，能反映出凝胶沉淀物的一般特点，在一些胶体沉积的铁锰矿石中常见，如辽宁瓦房子锰矿石中的胶状构造(图9—34)。

纹层状构造 沉积作用中，成矿物质与粉砂质、泥质等组分交互成层沉淀而成。矿石的纹层与岩层的产状一致，有时见有交错纹层和波纹等特征，反映浅海盆地中同沉积的特点为。胶体化学沉积矿石中纹层状构造不甚发育，见于瓦房子锰矿石中。

块状构造 沉积过程中，当物质来源丰富，水流运动相对稳定且成矿物质沉积速度较快时，可形成块状构造。主要产于铁锰矿石中，如瓦房子锰矿石块状构造比较发育。

2. 生物化学沉积矿石

在滨海海滩地带，特别是潮间或潮上带，以及泻湖和三角洲顶部的低洼地带，气候温暖有利于生物大量繁殖。沉积过程中生物死亡被埋藏后，在缺氧环境下，由厌氧细菌的作用可促使生物遗体腐烂分解，或由生物作用分解海水中的硫酸盐，都能产生大量的硫化氢，它们与介质中的重金属元素作用，则形成各种金属硫化物。同时金属硫酸盐溶液在含有大量硫化氢的还原环境下，也可还原成硫化物沉淀下来。上述各种均能形成本类矿石及其构造。矿石的主要金属矿物为铁、铜、铅、锌、镍、钼的硫化物，非金属矿物有石英、碳酸盐和硅盐矿物等。主要形成以下各类矿石构造：

叠层石构造 属生物构造的一种。当同生沉积时发育有大量藻类，如藻席、藻丘、藻礁等各种形态呈叠层状被埋藏，所形成的金属硫化物保存原来叠层状藻类的遗体——叠层石的特点，则显示出多种形态的矿石构造。如云南东川铜矿石中球核型叠层石构造(图9—35)，系由硫化物的微粒沿球核状叠层石的基本层理分布而成。此外生物构造中亦常见有莓群状构造(图9—92)。

纹层状构造 在生物化学沉积矿石中较发育。如南京栖霞山硫化物矿石，黄铁矿和少量方铅矿、闪锌矿与碳酸盐矿物相间分布呈纹层状，其中黄铁矿具有草莓结构，残留有生物遗体，显示出生物化学作用的特点。又如广东云浮硫铁矿矿石及东川铜矿石均具有典型的纹层状构造(图9—36、图9—37)。有时尚见有波纹状构造(图9—38)，如东川的铜矿石中，斑铜矿的微粒分布于具波痕的白云岩层面上，其底界明显受波纹控制。

生物化学作用形成的矿石亦常见浸染状构造。主要发育在含铜砂岩中，系含矿溶液交代砂岩的钙质胶结物而成，交代灰岩时亦常见浸染状构造。此外含矿溶液交代鲕状和条带状灰岩及角砾岩等，可分别形成鲕状、条带状或角砾状构造(图9—39)等。

3. 火山沉积矿石构造

本类构造是指成矿物质与火山作用有关，成矿过程中有时由火山喷气——热液作用参与，主要通过沉积作用形成的各类金属矿石构造。成矿物质主要来自火山喷气、火山热液、火山喷出物质(火山碎屑和火山灰)以及海水中组分等。它们可呈胶体溶液、真溶液或碎屑物质，不同程度的被搬运，且主要通过化学沉积作用富集成矿。如火山喷气热液带来大量 CO_2 和 H_2S 等气体及硅质等，Fe、Mn与 CO_2 结合形成重碳酸盐，在海水底流作用下，与 SiO_2 胶体一起远离火山中心，向古陆边缘浅水氧化带迁移，重碳酸盐受到氧化分解，则呈铁、锰的氧化物或氢氧化物与硅质一起沉淀，常形成层状的硅质铁矿或锰矿。 H_2S 则与铁、铜、铅、锌等形成硫化物，由于它们的溶解度极低不易被搬运，常沉积在火山口附近，产于火山岩或碎屑岩中，均可形成各类火山沉积矿石及其构造。其组成矿物主要有铁、锰的氧化物和氢氧化物、铜、铅、锌、铁等的硫化物以及石英、长石、重晶石、方解石和火山凝灰物质等。常见的矿石构造有：

纹层状构造 为海相火山沉积矿床中常见的矿石构造。当海底火山喷发时，大量的火山物质如熔岩流、火山碎屑物质和一些成矿物质带入海水中，经海水搬运分选逐步沉淀下来。一些成矿物质与碧玉和火山灰等相间呈微层状分布，由于搬运和分选程度不如正常沉积矿床，矿石中纹层的成分一般无明显差别，而在数量上有一定增减。以成矿物质为主的纹层中可以见到硅质和凝灰物质夹杂，以其他火山物质为主的纹层中也有成矿物质分布，纹层与岩层的产状一致。例如新疆阿齐山海相火山沉积赤铁矿石的纹层状构造(图9—40)，成矿物质与火山碎屑等交互成层，反映出火山沉积的特征。

条带状构造 其成因与纹层状相同，由于分选程度差，矿物集合体不是呈两向延长的层状

而是单向延长的条带状分布，条带产状常与围岩产状一致。条带成分一般较简单，由成矿物质与火山物质组成。如新疆式可布台铁矿石的条带构造(图9—41)，系由赤铁矿与碧玉相间分布而成。在碧玉条带中常见有含量不多的赤铁矿微粒，在赤铁矿条带中也见有碧玉的碎屑。

团块状构造和角砾状构造 系火山喷出物质在同生沉积阶段由于水体流动，使成矿物质聚集呈流线型的团块，略呈定向分布。新疆式可布台海相火山沉积铁矿石中见有细粒赤铁矿组成的杏仁状团块沿凝灰岩层分布，周围显示流动痕迹，但并未发现受挤压现象应属原生沉积而成(图9—42)。火山喷出物的一些角砾与碎屑混杂，多产于凝灰岩中，为火山物质经搬运后沉积后而成。如新疆阿齐山海相火山沉积铁矿石的角砾状构造(图9—43)，赤铁矿呈不同形态的角砾和碎屑产于凝灰岩中。

鲕状构造 多由碧玉、凝灰质与成矿物质组成。如新疆式可布台铁矿石的鲕状构造(图9—44)为赤铁矿鲕粒产于赤铁矿与凝灰质组分中。

此外也见有块状构造如福建马坑铁矿石。

综上所述沉积矿石构造具以下主要特点：

(1) 各类沉积矿石构造主要于水盆地中由沉积作用形成，以纹理状构造为共同的典型构造，纹层的产状与围岩和矿层的产状一致。

(2) 胶体沉积矿石构造的矿物集合体多呈胶状或隐晶质的，重结晶后则为晶质的。典型构造为鲕状、肾状、结核状和胶状等构造。

(3) 生物化学沉积矿石构造的矿物集合体常保存生物遗体、遗迹及交代现象比较发育，典型构造为生物构造如各种叠层石和浸染状构造等。

(4) 火山沉积矿石构造的矿物集合体多呈细粒或碎屑状及部分胶状的，矿石主要产于火山沉积岩系中，矿石矿物与火山物质密切共生，块状和条带状构造较为常见。

(五) 变质矿石构造

变质矿石是在原生岩石和矿石的基础上经受变质作用后改造而成的。因此原来岩石或矿石的一些特点往往会决定着变质矿石的特征。例如变质前为沉积矿石，通过变质作用后，在矿石的产出特征、物质成分和构造结构等方面，都不同程度地反映出原来沉积矿石的某些特征。变质作用中，由于高温高压可使含水的原岩和矿石，经脱水作用产生缺水和不含水的矿物，如褐铁矿和铁的氢氧化物变为赤铁矿或磁铁矿，发生矿物成分和化学成分的变化。同时高温高压下矿物的重结晶作用比较普遍，导致矿物集合体由隐晶或非晶质变为晶质；由细粒变为粗粒，直接影响到矿石组构特点的变化。如重结晶作用使隐晶质的赤铁矿变为晶质的，或产生赤铁矿的再造脉等。区域变质过程可形成变质热液，能产生一系列复杂的热液充填或交代矿石构造，或使原来的岩石或矿石受到破碎、变形，甚至某些组分产生塑性流动，从而形成不同形态的变质矿石构造。随着变质作用和变质程度的不同，在不同的地质条件下，可改造原有的矿石构造或产生新的变质构造。本类构造主要指区域变质、动力变质以及接触变质成矿作用所形成的矿石构造。其组成矿物主要有铁、钛、锰等氧化物、铁、铜、铅、锌等硫化物和自然金，以及石英、方解石和硅酸盐矿物等。变质作用主要形成以下矿石构造：

皱纹状构造 原具条带状或纹层状构造的矿石在变质过程中，由于动力作用受到挤压形成复杂的皱纹。各种沉积矿石经区域变质作用后皱纹状构造比较发育，以鞍山的磁铁矿石岩贫铁矿石最为典型，其系原生火山沉积的条带状矿石经区域变质作用，矿物发生重结晶并产生强烈变形而成皱纹状构造(图9—45)。辽宁红透山某些铜锌矿石，硫化物在围岩中平行片麻理产出，受到强烈挤压变形与围岩呈同步小褶皱亦呈此种构造。

片状和片麻状构造 区域变质作用中，在深度不太大的地区以定向压力为主，由于温度和压力的作用，使一些片状和柱状矿物沿定向排列而形成片状构造，矿石常显清晰的片理，且与围岩片理产状一致。地壳深部变质作用强烈，不仅使一些片状或柱状矿物呈定向排列，又能使一些粒状矿物集合体拉长，呈断续地定向排列，矿石显片麻理。如河北迁安铁矿石的片麻状构造(图9—46)，柱状紫苏辉石和角闪石等与被拉长的石英和磁铁矿的集合体略呈定向排列。

条带状构造 在变质作用中，由于温度和压力的影响，使一些矿物集合体拉长或呈延长状相间排列即可构成条带状构造。一些硫化物由于熔点较低，当高温下常呈塑性状态，在应力作

用下呈细微脉状挤入到围岩的片理中，显示流动状态亦可呈条带状构造，如辽宁红透山铜锌矿石图9-47)。在变质过程中由重结晶作用可形成再造的脉状和条带状构造。如新疆式可布台赤铁矿石中有镜铁矿条带分布，是在高温下部分赤铁矿就地溶解、重结晶而成镜铁矿的再造脉。此外由于构造活动在动力变质作用下，使一些塑性矿物变形，拉长成挤压亦可形成，如广西泗顶厂的铅锌矿石(图9-48)。

眼球状构造 在变质作用的高温高压条件下一些塑性矿物受挤压变形，由塑性流动而成。如辽宁红透山变质铜锌矿石，黄铁矿和闪锌矿与磁黄铁矿的集合体受挤压后，环绕石英及围岩角砾显塑性流动现象呈眼球状构造(图9-49)。又如四川拉拉厂变质铜矿石，在片岩中也见有硫化物构成的眼球状构造。

角砾状构造 一些脆性的围岩和矿石，在变质作用中易破碎成角砾，被塑性的成矿物质胶结而成。角砾可见有小褶皱，说明围岩受强烈褶皱地段易于破碎，同时由于揉搓和溶蚀作用使角砾常近于浑圆状。

香肠状和鳞片状构造 在变质作用中由于强烈地挤压，或由于条带状的矿物集合体的物理性质有差异，塑性的硫化物常被挤成相连的小透镜体即为香肠状构造。或由挤压强烈，硫化物透镜体不连续，但呈定向分布，形似鱼鳞即为鳞片状构造。如东川铜矿，稠密浸染状的原生矿石受变质作用挤压后，辉铜矿等硫化物与大理岩分别聚集而成鳞片状构造(图9-50)。

各种变余构造(条带状，鲕状及肾状等)系经变质作用后，仍保留了原来矿石构造的特点，但矿物集合可产生拉长和定向排列，并重结晶现象显著。在变质过程中由重结晶作用亦可形成块状构造。

变质矿石构造的主要特点是：

(1) 矿物集合体为晶质的，形态一般不规则，多呈拉长、碎裂、弯曲变形或塑性流动，且常呈定向排列，有时能保留原生矿石的某些特点。

(2) 皱纹状、片状或片麻状、条带状构造为变质矿石的重要且常见的构造。眼球状、香肠状或鳞片状等构造其特殊的形态能反映变质成矿作用的特点。

四、确定矿石构造成因类型的主要标志

通过矿石构造的研究应认识其基本成因。自然界中不同成因的矿石构造常具有相似或相同的形态特征，如浸染状构造可有岩浆分异和热液交代成因的，变质作用和火山沉积作用均可形成条带状构造等等。因此必须区别和分析矿石构造的成因，以利于全面深入地研究矿石。确定矿石构造成因的主要标志有以下几方面：

1. 必须结合矿石的矿物组成特点：不同成因的矿石构造，其组成矿物往往也不相同。如铬铁矿、橄榄石、辉石等组成的浸染状构造属于岩浆成因；而辉铜矿与砂卡岩矿物组成的浸染状构造应为气水热液作用的产物。磁黄铁矿与黄铜矿组成的细脉穿插块状磁铁矿所构成的网脉状构造，与孔雀石、蓝铜矿等穿插赤铁矿而成的网脉状构造，显然属于不同成因。前者属于气水热液成因，后者为风化作用而成。

2. 应注意区别矿物集合体的特点及其接触关系：不同成因的矿石构造，其矿物集合体的特点和集合体间的接触关系也有一定差异。如岩浆分异作用形成的集合体多为晶质的；一般无溶蚀接触边缘，并与母岩成分相同，由火山沉积作用形成的矿物集合体多为碎屑状或胶状的，并与火山物质共生，其特点各不相同。又如热液交代矿石的矿物集合体之间多呈熔蚀交代的接触，而热液充填矿石的一般较平整规则。岩浆分异和沉积作用而成的矿物集合体间很少有脉状穿插和交代关系，相反各种热液成因的矿物集合体间常具明显的穿插和交代关系。

3. 要联系矿石产出特征及矿床基础地质方面的特点：要结合矿石的空间产状和分布特点及矿床的基础地质情况来分析矿石成因。如风化矿石产于地表或近地表的风化带，特别在构造裂隙和空洞等发育地段以及各种矿床的矿帽中，广泛发育有典型的风化矿石构造；而沉积矿石则产于各类沉积岩系中，层状矿体规模大而稳定，并广泛发育有纹层状构造和鲕状构造等，同时纹层与岩层和矿层的产状基本一致。由于某些矿床具有多种成因，成矿物质具多种来源，经多期、多阶段成矿作用的演化，因此应联系各矿体间的空间产状和时间关系、应特别注意各种叠加的矿石构造，区别其形态特征及时间关系并分析其成因。

4. 查明主要造矿矿物的成因标型特征：矿物集合体特点相似的一些矿石构造，不易确定其成因，在有条件的情况下，可查明主要造矿矿物的某些标型特征，帮助阐明矿床成因。如河南某块状磁铁矿—赤铁矿矿石，据化学分析该假象赤铁矿的MnO含量(2.32%)高于风化型赤铁矿(0—0.02%)一百多倍，TiO₂含量(0.12%)也较风化型的赤铁矿(0.0017—0.11%)为高，属于热液交代型赤铁矿TiO₂含量的范围(0.07—1.4%)，又含Pb0.014%与热液交代型赤铁矿(0.015%)接近。其反射率(26.94—28.48%)与热液成因的赤铁矿(25.39—29.60%)相近，明显高于风化成因的反射率(21.10—21.50%)。包裹体的爆裂温度为370—400°，显然该假象赤铁矿应为热液产物。

上述各点是相互关联的，故应综合分析，才能正确判断矿石构造的成因类型。

第三节 矿石的结构

一、矿石结构的主要形态类型

组成矿石结构的基本单位是矿物颗粒。矿物颗粒的大小和形态各有不同，如有各种粒度的颗粒和各种形态(延长的、浑圆的和变形的)的矿物晶粒、碎屑以及胶体物质等。这些矿物颗粒空间上的相互结合关系即组成了各种形态的矿石结构。常见的金属矿石结构主要有以下形态类型：

自形粒状结构 矿石中一种或多种金属矿物颗粒多数呈较完好的自形晶(图9-51)。

半自形粒状结构 矿石中一种或多种金属矿物颗粒多数呈半自形晶(图9-53)。

他形粒状结构 矿石中某些金属矿物颗粒多数呈形状不规则的，无固定结晶外形的他形晶(图9-58)。

斑状结构 某种矿物呈具有一定自形程度的粗大斑晶，分布在细粒矿物组成的致密基质中(图9-55)。

包含状结构 某种矿物呈粗大的晶粒，其中包含有其他矿物的细小晶体(图9-56)。

文象结构 某种矿物呈蠕虫状，似象形文字，分布在另一种矿物中(图9-59)。

骸晶结构 某种矿物具有比较完整的晶形，在其晶体内部常被另一种矿物所占据，但仍保留晶体的轮廓(图9-61)。

残余结构 某种矿物颗粒被交代后，其残余体可保留个别晶面、解理或呈孤岛状分布在交代矿物中，连接这些残余体，有时可以恢复原来矿物颗粒的大致轮廓，能反映出残留的特点(图9-60)。

交叉结构 在某种矿物颗粒的解理或裂隙中，有另一种矿物呈交叉的细脉分布(图10-10)。

网状结构 在某种矿物颗粒的不规则裂隙中，分布有另一种矿物细脉交织成网状(图9-68)。

镶边结构 (反应边结构) 某种矿物颗粒的外缘有另一种矿物呈镶边状包围(图9-65)。

乳浊状结构 某种矿物呈细小乳滴状，无固定规律地分散在另一种矿物颗粒中称乳浊状结构(图9-71)。也可沿矿物的解理、裂隙或双晶纹等呈定向排列即为定向乳浊状结构(图9-72)。

叶片状结构 某种矿物呈纺锤状或板状的叶片，分布在另一种矿物的解理或裂隙内(图9-73)。

格状结构 某种矿物呈纺锤状或板状的叶片，沿另一种矿物的几组解理或裂隙分布，当叶片相交时，可构成不同的形态如三角形、矩形、菱形等各种格子(图9-75)。

结状结构 一种矿物沿另一种矿物颗粒的边缘环绕成绳结状(图9-80)。

放射状变晶结构 某些矿物纤长的针状变晶呈放射状排列，其外表显半球状的曲面，保留有胶状同心环带(图9-89)。

草莓结构 某些金属矿物继承了藻类微生物的遗体轮廓，其形态特征是由圆形或椭圆形的莓粒组成。莓粒大小不一，一般小于20 μm，莓粒则由小于1 μm的莓子组成，可呈有序或无序列，莓子间常充填炭质有机物和硫化物的混合物，莓粒形似草莓故得名草莓结构(图9-92)。

碎屑结构 某些矿物呈浑圆的或不规则的碎片和碎屑，被另一些矿物所胶结(图9-91)。

花岗变晶结构和斑状变晶结构 矿物颗粒近于等粒状，紧密镶嵌称花岗变晶结构(图

9-102)。矿物粒径相差悬殊，粗大的斑状变晶分布在致密细粒变晶的基质中为斑状变晶结构。变晶可保留胶状残余或反映受动力作用的痕迹如双晶、碎裂或变形等。

花岗压碎结构和斑状压碎结构 矿石中脆性矿物呈碎裂状，具棱角的碎片之间可略显一定的溶蚀现象，碎片大小多数相似的称为花岗压碎结构(图9—97)；碎片大小相差悬殊则称为斑状压碎结构(图9—98)。

揉皱结构 某些塑性矿物的晶形、解理或双晶纹等且弯曲的塑性变形(图9—100)。

矿石结构的形态类型主要反映矿石中矿物颗粒的形貌特点，由于成矿作用的复杂性，各种成因形成的矿石结构，其形态类型也是千变万化的，不能一一列举不漏。对于一些比较特殊的矿石结构，应根据结构的实际形态特点，给予恰当的、便于通用的命名较为合适；如果有些矿石结构的形态特征不突出，则不必强求给予结构名称，需描述其形态特点，并应着重分析其成因。

二、矿石结构的主要成因类型

矿物颗粒是组成矿石结构的基本单位，由于矿物颗粒的形成条件及形成方式不同，可以产生各种矿石结构。因此对矿石结构进行成因分型，应以矿物颗粒的形成条件和形成方式综合考虑作为分型的依据。自然界中，由于成矿作用是长期而复杂的，各种矿物的形成条件形成方式也是多种多样，因而矿石结构的成因也比较复杂。在分类中不能全部概括所有成因的结构，对于主要且常见的金属矿石，按上述分型原则将其结构可分为六个主要成因类型。兹将金属矿石的主成因类型及各类中常见的形态型类列于表9—2中。

表9—2 金属矿石结构的主要成因类型

熔体和溶液的结晶结构	溶液的交代结构	固溶体分解结构	胶体物质重结晶结构	沉积结构	结晶物质重结晶和动力结构
自形粒状结构 * 半自形粒状结构 * 他形粒状结构 * 海绵陨铁结构 * 斑状结构 包含状结构 共结边结构 *	半自形粒状结构 * 他形粒状结构 * 文象结构 * 残余结构 * 散晶结构 * 乳浊状结构 定向乳浊状结构 镶边结构 * 反应边结构 格状结构 假像结构 * 交叉状、网状结构 * 自形粗状代晶结构 骸晶状代晶结构	乳浊状结构 * 定向乳浊状结构 * 叶片状结构 * 格状结构 * 结状结构 * 文象结构 星状结构 雪花状结构	自形变晶结构 * 半自形变晶结构 * 不等粒变晶结构 * 斑状变晶结构 包含状变晶结构 花岗变晶结构 * 放射状变晶结构 * 球颗状结构 树枝状变晶结构	碎屑结构 * 凝灰结构 革菌结构及各种生物结构 * 自形变晶结构 半自形变晶结构	花岗压碎结构 * 斑状压碎结构 * 定向压碎结构 * 揉皱结构 * 花岗变晶结构 * 斑状变晶结构 定向变晶结构 * 鳞片状变晶结构

有 * 者为主要结构

三、各主要成因类型的矿石结构特征

(一)熔体和溶液的结晶结构

本类结构是指熔体和多种成因热液及地表冷水溶液中结晶而成的各种矿石结构。以岩浆矿石和充填作用为主的各类热液矿石中分布比较广泛。此外在砂卡岩型和某些热液交代矿石以及部分风化矿石等的空洞或裂隙中也可发育这类结构。其组成矿物比较复杂，主要金属矿物有氧化物如磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿、赤铁矿和锡石，硫化物有黄铜矿、磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉铜矿、辉锑矿、辰砂和毒砂以及铂族矿物，自然金属和某些含氧盐矿物(如黑钨矿)及表生矿物等。常见的非金属矿物有石英、方解石、萤石、重晶石以及长石、辉石、橄榄石等。结晶结构受矿物的结晶特点、介质的温度压力和组分浓度等内外因素的影响，从而形成各种形态的结构。

矿物的结晶能力(单位时间内产生结晶中心的能力)主要影响矿物颗粒的大小。当熔体和溶液轻微过冷却或过饱和时，矿物的结晶能力弱，产生的结晶中心(晶芽)数目少，自由空间多，容易形成较大的晶体；当过冷却或过饱和强烈时，则易形成细粒晶体；极强烈过冷却或过饱和时，便会有隐晶质甚至胶体物质形成。

矿物的结晶速度(晶体生长的线速度)主要影响晶体生长的完整程度。熔体和溶液过冷却或过饱和的初期,矿物的结晶速度一般较小,可有充分时间生长成完整晶体,随着过冷却过饱和的程度变高,结晶速度增大,不易形成完整晶体。晶体各方向结晶速度的差异能影响晶体形态的发育。

矿物的结晶生长力(晶体生长自己外形的能力)亦影响晶形的完整程度,生长力较强,矿物能够在缺少足够自由空间的条件下,排除障碍占据空间,生长自己的结晶外形,如黄铁矿、磁铁矿和毒砂等属之。结晶生长力弱的矿物,介质的自由空间常被其他矿物所占据,不易形成完整晶形,如黄铜矿和斑铜矿等。

温度对矿物的结晶有重要的影响,各种矿物是随着熔体和溶液的温度不断降低达到熔点以下,或溶解度逐步降低达到过饱和的条件下,按着一定的顺序结晶。温度的变化能使熔体和溶液的组分浓度发生变化,也会影响矿物的晶出,当含矿溶液温度下降,可使溶解的气体发生电离,如 H_2S 的电离导致硫阴离子浓度增高,有利于硫化物从溶液中结晶; CO_2 电离时即产生 $[\text{CO}_3]^{2-}$ 阴离子,利于碳酸盐矿物的沉淀。压力对矿物结晶的影响远比温度要小,外压力降低挥发性组分易从溶液中泄出,破坏溶液的化学平衡,能促进某些矿物形成。外压力增大时,由于挥发组分的溶解,可降低熔体的粘稠度,活动性增大,有利于粗大晶体的形成,单向压力下,易使晶体生长具有方向性排列等等。

结晶结构主要有以下形态类型:

自形粒状结构 结晶作用早期,温度逐步缓慢下降,熔体或溶液过冷却或过饱和程度不大,矿物的结晶中心少,结晶速度缓慢易发育成晶形完整的自形粒状结构,如铬铁矿的自形结构(图9-51)。在一些充填矿脉及交代矿体的裂隙或在近地表的冷溶液淋滤的孔洞中,因有敞开的自由空间,晶体发育不受阻碍,或溶液浓度低,结晶速度慢,晶体生长时间充裕等均有利于形成自形粒状结构(图9-52)。早形成的自形颗粒难免不受到溶蚀,稍有溶蚀的晶粒一般表明是早结晶的。

半自形粒状结构 熔体或溶液随着温度逐步降低,过冷却或过饱和程度大,早形成的矿物已占据一定自由空间,结晶生长力不太强的矿物或晚形成的矿物,它们的晶体发育受到限制;或结晶速度不均匀,不易发育成完整的晶形,可形成半自形粒状结构(图9-53)。

他形粒状结构 结晶作用的晚期,熔体或溶液过冷却或过饱和强烈,矿物的结晶中心多,矿物颗粒互相争夺自由空间不利于晶体发育;或由于矿物的结晶生长力较弱,均可形成他形粒状结构。此外晚结晶的矿物,由于没有足够空间生长,只能充填早期矿物颗粒间隙,其形状受所在空间控制,亦呈他形粒状结构。常见的海绵陨铁结构(图9-54)即属他形结构的一种,是指金属矿物结晶晚于硅酸盐矿物,为晚期岩浆矿石的典型结构。如河北大庙钛磁铁矿矿石中,磁铁矿结晶晚于辉石,充填其晶粒间隙构成海绵陨铁结构。

斑状结构 这种结构能反映出溶液过饱和程度的变化。结晶作用早期,过饱和程度不大,易形成粗大斑晶,斑晶常为结晶生长力较强的矿物,当温度下降较快,溶液的浓度相对增大,过饱和程度强烈,则形成致密细粒的基质矿物而构成斑状结构(图9-55)。主要见于气水热液矿石中,斑晶一般略有溶蚀。

包含状结构 这种结构同样能反映熔体或溶液的过冷却或过饱和的程度有变化,因而产生的矿物其粒度悬殊。当熔体或溶液急剧过冷却或过饱和时,结晶中心增多,结晶速度较小,易形成细粒的自形晶体,待温度缓慢下降,迅速增长的大晶体捕获早期的晶体而成包含状结构。如河北平泉次火山热液硫化物金矿石中,含金黄铁矿呈包含状结构(图9-56)。

共结边结构 这种结构反映出矿物是近于同时结晶的,颗粒界面毗连平整呈舒缓波状,如岩浆铜镍硫化物矿石中黄铜矿与磁黄铁矿构成的共结边结构。

结晶结构的主要特点是:

(1) 矿物颗粒是晶质的,矿物颗粒间熔蚀交代现象不显著。以自形程度不同、粒度不等的各种粒状结构为主。

(2) 矿物颗粒的接触关系不能反映矿物的生成顺序。

(二) 溶液的交代结构

本类结构是指溶液在长期成矿过程中由交代作用形成的各种结构。以各种气水热液交代矿石为主，以及风化矿石和受次生变化的金属化合物矿石中比较发育。

成矿作用中由于介质的物理化学条件的变化，矿液能以不同方式与早形成的矿物进行化学反应，从而发生交代作用。交代作用表现为旧矿物的溶解和新矿物的沉淀几乎是同时进行的，并且在交代过程中保持体积不变。一种是当一部分矿物析出后，残余溶液沿着矿物的解理、裂隙和晶粒间隙等细微裂隙进行反应，使矿物遭受溶蚀，所溶出的组分即转入溶液被带出，或者进入以后形成的矿物内，而在原来被溶蚀的部位所产生的一些新矿物，它们不继承原有矿物的化学组分，即为溶蚀作用，溶蚀作用形成的结构分布比较广泛。另一种是溶液沿早期矿物的各种细微裂隙流入，使它们不断溶解，同时新矿物也逐步沉淀，或由于组分浓度差，由高浓度向低浓度扩散，发生组分的置换。通过这种交代作用产生的新矿物，有一部分是继承了被交代矿物的组分，也有一部分是由溶液中带入的。所产生的新矿物不仅继承被交代矿物的组分，有时还能保存它们的外形或晶粒内部结构等。例如黄铜矿方交代闪锌矿尚保存闪锌矿的聚片状双晶。成矿时由交代作用常可形成各种形态的交代结构。成矿过程中溶液的组分浓度、氧化还原条件、酸碱度和温度压力的变化以及矿物的物理化学性质等均能影响交代作用的进行。例如一般在温度压力较高的条件下，溶液具有较大的活动性和溶解能力，或溶液的组分浓度大时都有利于交代作用的进行。在氧化条件下易被高价态的阳离子所代替，如黄铁矿被赤铁矿交代。在碱性溶液中硫化物常交代石英，以及脆性易溶的矿物容易被交代等等。

交代结构主要有以下形态类型：

半自形粒状结构 当交代作用不甚强烈时，早形成的矿物被溶蚀交代后，尚保留部分晶面可形成半自形粒状结构。结晶生长力较强的矿物受交代后易形成此种结构。常见有毒砂(图9—57)、黄铁矿、磁铁矿等呈半自形粒状结构。

他形粒状结构 交代作用比较强烈，早期矿物被溶蚀交代成为形态不规则的他形粒状，或者晚形成的交代矿物本身即成为他形晶粒，如河南灵宝硫铁矿矿床的磁铁矿—黄铁矿矿石中，见有黄铁矿溶蚀交代矽卡岩矿物而形成他形粒状结构(图9—58)。

文象结构 交代作用不断发展，矿液沿着早期矿物颗粒间隙流入，溶蚀交代作用比较强烈，使早期矿物颗粒呈蠕虫状即成为文象结构。如吉林天宝山和辽宁青城子铅锌矿石中，黄铁矿被方铅矿交代常形成文象结构(图9—59)。

残余结构 矿液沿早期矿物的解理、裂隙或其他晶粒内部结构强烈交代，大部分颗粒已被全部交代，仅有部分残余体保存在交代矿物中，根据残余体可以恢复原来矿物颗粒的大致轮廓。或者矿液沿矿物颗粒中交错密集的裂隙强烈地溶蚀交代，使残余体成为浑团的孤岛状，均能构成残余结构(图9—60)。在内生交代矿石和受次生变化的硫化物矿石中，此种结构比较发育，如多余金属矿石中常见有黄铁矿被铅锌硫化物交代，闪锌矿被方铅矿交代等形成的残余结构。

骸晶结构 一些早形成的结晶生长力较强的矿物常具一定晶形，当矿液沿晶体裂隙由晶体内部向边部溶蚀交代(指断面)，由于晶面对于溶液有较大的稳定性，因此常留晶体的外壳成为骸晶，即可构成骸晶结构。在矽卡岩型矿石和气水热液矿石中比较发育，如吉林天宝山多金属矿石中，黄铁矿被方铅矿交代和湖南水口山铅锌矿石中，黄铁矿被子被方解石交代(图9—61)而成的骸晶结构比较典型。交代作用进一步发展，不仅晶体内部被交代，其外壳亦有部分被交代，可逐步过渡为残余众—骸晶结构(图9—62)。或者在交代作用初期，矿液沿晶体中分散而细小的裂隙交代可构成筛孔—骸晶结构(图9—63)。均反映出由于交代程度不同，则构成各种形态的骸晶结构。

乳浊状结构 矿液沿着早期矿物颗粒的短小而断续的解理或裂隙溶蚀交代，交代作用不甚强烈，交代矿物呈锯齿形的滴状，分布于被交代矿物中则成为乳浊状结构(图9—64)。交代矿物的分布多受裂隙的控制，可呈定向的或放射状的。如方解石在温度压力不大的酸性溶液中易于溶解，沿其解理被硫化物溶蚀交代成为定向乳浊状结构。

镶边结构 系早期矿物颗粒受矿液交代，交代矿物呈一环边包围被交代矿物的颗粒而成。如水口山铅锌矿石中的镶边结构(图9—65)。环边宽窄不一，有时不够连续，多呈锯齿状，反映了交代作用的特点。有些矿物能继承被交代矿物的组分，这种可称为反应边。如灵宝的多金属

硫铁矿矿石中，斑铜矿交代黄铜矿形成的反应边并伴有针铁矿产生，说明这是在相对氧化的条件下，形成了贫铁的斑铜矿反应边，同时黄铜矿中一部分铁析出则呈针铁矿产出。赤铁矿沿磁铁矿颗粒边缘交代亦常呈反应边，镶边结构在气水热液交代矿石和次生硫化物矿石中较常见。

格状结构 矿液沿着早期矿物颗粒的几组相交解理进行交代，交代矿物沿着解理分布而成各种形态的格状结构(图9—66)，格子交汇部位略有加宽的趋势。见于各种交代矿石，如铜蓝沿着方铅矿的解理交代，形成三角形的格状。

假像结构 矿液沿早期矿物颗粒的边缘裂隙、解理、双晶和环带等薄弱部位交代。交代作用进行比较彻底，原来的矿物颗粒全部或大部为被交代矿物所代替，并保存矿物原来的形态及晶粒内部结构特点即成为假像结构。如安徽凹山次火山热液的赤铁矿沿磁铁矿{111}八面体裂开或沿磁铁矿颗粒边缘交代，保留磁铁矿的等轴粒状或立方体(或八面体)的形态成为假像结构(图6—67)。反映了成矿过程中溶液的氧逸度和温度相应增高，磁铁矿被赤铁矿所代替。又如福建龙风场多金属矿石中磁黄铁矿呈黄铁矿的立方体或五角十二面体的假像。假像结构除交代成因外，还有同质多象转变继承等成因。

交叉结构和网状结构 矿液沿早期矿物颗粒的交叉裂隙交代，交代矿物呈细脉交叉分布而构成交叉结构(图10—10)。其脉壁有锯齿状边缘或羽状分支，由于裂隙交叉部位便于矿液的渗入，有利于交代作用的进行，因此细脉的交叉处常显膨大变宽的现象，细脉宽度不一，延伸不大且逐渐尖灭显示出交代的特点。若矿物颗粒具有网状裂隙，特别是脆性矿物易产生碎裂，当矿液渗入交代作用不甚强烈，常可形成网状结构(图6—68)。当交代作用强烈，被交代矿物部分残留下来可发展成为残余结构。

自形粒状代晶结构 由交代作用形成的矿物也能成为完整的自形晶，构成自形粒状代晶结构。交代作用形成的自形晶与结晶作用而成的自形晶不同，后者一般形成较早且常受到一定溶蚀。而交代晶体是指在固体介质中比周围矿物形成较晚，具有一定自形程度的晶体即“交代晶体”简称“代晶”，自形粒状的代晶很少有溶蚀现象。代晶主要形成于矿化结束阶段的晚期，因此很少被溶蚀。结晶生长力较强的矿物易成代晶。矿液沿被交代矿物的解理、裂隙、颗粒间隙活动，当被交代矿物的溶解度较大，在易溶的矿物中由交代作用往往形成自形粒状代晶结构。如广西大厂的毒砂(图9—69)。

骸晶状代晶结构 代晶生长过程中，由于后期溶液的粘度增大，被交代矿物的溶解度较小以及物质供应不足等原因，均可使代晶尚未完全交代周围矿物时，乃停止了交代，因而残留了周围矿物的包体，仅形成晶体的外形呈骸晶状。骸晶内部与外部的矿物，按其解理和颗粒界线等常显出连续一致性。如湖南大义山铅锌矿石中，毒砂交代闪锌矿呈骸晶状的代晶(图9—70)，经王水蒸气浸蚀后，显示出骸晶内外的闪锌矿为同一颗粒。

代晶的形态特征常与溶液中结晶而成为晶体相似，其识别的主要标志是：

(1) 代晶常具有一定的自形程度或呈自形晶，代晶与周围矿物的接触多为平直的，很少有溶蚀现象。代晶内常残留有被交代矿物的包体而呈骸晶(或骨架状)出现，包体与代晶外部的矿物，按其解理、颗粒界线、双晶等常显示连续一致性。

(2) 代晶的分布往往有一定的规律性。常沿被交代矿物的裂隙、解理以及颗粒间隙等呈链状分布，也常分布在裂隙和晶隙的交汇处。

综上所述，交代结构具有以下主要特点：

(1) 交代结构在金属矿石中广泛发育，结构的形态类型多样而复杂，其形态主要决定于裂隙的特点、交代程度和矿物结晶生长力的强弱。

(2) 交代作用形成的矿物颗粒，多呈锯齿状的溶蚀边缘，细脉交叉处常显膨大加宽的现象。各种结构的形态特点能反映矿物形成的先后顺序。

(三) 固溶体分解结构

固溶体是指在固态条件下，一种组分内溶解了其他组分，由此所组成的呈单一结晶相的均匀晶体。即固溶体是由两种以上的组分组成的，其中含量较高的组分可看成是固态溶剂，其他组分则作为溶质，这些溶质均匀地溶解在固体溶剂的晶格中，从而构成单一相的均匀的固体溶液称为固溶体。例如自然银—金银矿—银金矿—自然金系列，就是金和银两种组分构成的固溶

体。若银的含量高(80%)可看做为固态溶剂,金(20%)就是溶质,它们构成单一相的均匀的晶体(固溶体)即为金银矿。矿物中的固溶体,主要指溶质的质点部分地代替了溶剂晶格中相应的质点,这种固溶体与类质同象混晶的含义相同。质点的代替是在晶体生长时,质点堆积的过程中,即在固体状态下完成的。

固溶体中互相代替的离子或原子,它们的半径大小、电价高低、离子类型或晶格的特性等必须是相同或相近的才能形成均匀的固溶体。例如镁磁铁矿就属于磁铁矿(FeFe_2O_4)与镁铁矿(MgFe_2O_4)的固溶体,是由 Mg^{2+} 代替和占据了磁铁矿晶体结构中部分 Fe^{2+} 的位置而成。由于它们的电价相同,离子半径又相近($\text{Mg}^{2+}0.75\text{\AA}$, $\text{Fe}^{2+}0.80\text{\AA}$),都属于尖晶石族的化合物,因而能形成均匀的晶体。镁磁铁矿既含有 FeFe_2O_4 的组分双含有 MgFe_2O_4 的组分,它们以不同比例的含量组成固溶体系列。随着组分含量的变化,固溶体矿物的物理性质也有变化。例如自然银—金银矿—银金矿—自然金系列,银金矿(如含Ag20%)与金银矿(如含Au80%),随着含Ag量的增加,则出现金银矿比银金矿的反射率偏高,反射色偏白和比重偏小等物理性质的变化。

随着温度降低,原来单一的均匀固溶体开始不稳定,一种组分在另一种组分中的溶解度要降低,甚至完全不溶解,过剩的溶解组分要作为独立的固相分出。当相同组分分子间的引力大于不同组分分子间的引力时,则两种组分将分别集中,乃形成两种独立的矿物,即发生固溶体分解(固溶体分离或出溶作用)。因此固溶体分解作用是指原来单一的均匀固溶体,分解成为两种或两种以上不同的结晶相即出溶物,其整个系列的总成分不发生变化。溶体中含量较多的作为溶剂组分,经分解后形成的矿物称为主矿物或主晶;而含量较少的作为溶质,组分,则称为客矿物或客晶。固溶体分解时的温度称为共析点(出溶点),不同组分的固溶体其共析点亦不相同,因此固溶体分解的温度可做为地质温度计。共析点温度就是由固溶体分解出的两种矿物的形成温度,并说明它们是同时形成的。

温度对固溶体的形成和分解是最重要的影响因素。温度增高促进组分间的溶解度增大,有利于固溶体的形成,温度下降又能导致固溶体的分解。当温度在熔点以上时呈熔体状态,温度下降到熔点与共析点之间则形成均匀的固溶体,待温度下降达到共析点时,固溶体即将开始分解成为两种或两种以上独立的固相。温度降低越缓慢,则这种分解作用(出溶作用)越完善。如果温度突然降低,固溶体会发生淬火现象,其中一些组分来不及分解,仍保持原来均匀的固溶体。压力对固溶体的影响远不如温度的影响大。

成矿作用中形成的固溶体矿物,随着介质的物理化学条件的变化可发生分解而形成多种结构,本类结构主要指熔体、溶液和变质作用中的固溶体,由其分解而成的各种结构,在熔浆和各种气水热液矿石中比较发育。自然金属、金属氧化物、硫化物、硫盐矿物等均能形成各种固溶体矿物,比较常见的固溶体系列如表9-3所示。

固溶体分解结构(出溶结构)主要有以下形态类型:

乳浊状结构 成矿过程中,当介质的温态迅速下降达到共析点时,固溶体便急剧发生分解,由于分解不够完全,所分出的客晶呈分散状态尚未聚集,温度仍继续下降,这些客晶即停留在原来分出的部位,成为散乱的滴状,分布在主晶中即成为乳浊状结构(图9-71)。当客晶沿主晶的解理分解或客晶分出后,温度保持一段稳定状态,可使部分乳滴沿着主晶解理等薄弱部位聚集成为有规律排列的定向乳滴状结构(图9-72)。客晶的边缘比较平滑与交代乳浊状结构显然不同。乳浊状结构广泛发育在气水热液矿石中,如多金属矿石,以闪锌矿—黄铜矿组成的乳浊状结构最常见。

叶片状结构 固溶体分解时成矿介质的温度缓慢下降,分出的细小客晶有条件逐步沿主晶的解理、裂隙等部位聚集成为单向延长的纺锤状或板状叶片,即成为叶片状结构(图9-73)。叶片边缘平滑,常呈定向排列,有时叶片与乳浊为过渡的,则成为乳浊—叶片状结构(图9-74),反映出分解时的温度变化情况和分解的完善程度。叶片状结构一般在岩浆和气水热液矿石中比较发育,

格状结构 固溶体分解过程中,温度缓慢下降,且达到共析点温度后持续时间较长,分解出的客晶呈板状和叶片状沿主晶相交裂隙或几组相交解理方向分布则呈格状结构(图9-75。图9-76)。片状和板状的出溶物规则,边缘平整,格状连晶交接部位无变宽现象,可区别于交代作

用所形成的格状结构。有时叶片呈纺锤状在格状交接处常有变窄的现象，如东川铜矿石中黄铜矿格状连晶即显变窄的趋势(图9—77)。格状结构见于各类矿石，如河北大庙钛磁铁矿石中，钛铁矿呈{0001}延长的板状，沿磁铁矿{111}八面体裂开分布(图9—78)。近年来的研究成果认为磁铁矿中的钛铁矿细格，原系钛铁晶石，由于氧化反应使其变成钛铁矿，并保留原来的格状形态。又如北京密云变质铁矿石的叶片-格状结构(图9-79)等。

表9—3 金属矿石中比较常见的固溶体系列

矿 物		分 子 式	实验证实的分解温度℃
氮化物	磁铁矿-钛铁晶石	Fe ₃ O ₄ -Fe(Ti, Fe) ₃ O ₄	600
	磁铁矿-金红石*	Fe ₃ O ₄ -TiO ₂	
	磁铁矿-钛铁矿	Fe ₃ O ₄ -FeTiO ₂	
	赤铁矿-金红石*	Fe ₂ O ₃ -TiO ₂	
	赤铁矿-钛铁矿*	Fe ₂ O ₃ - FeTiO ₂	
	钛铁矿-赤铁矿-镁钛矿-红钛锰矿	FeTiO ₂ -Fe ₂ O ₃ -MgTiO ₃ -MnTiO ₂	
	铬铁矿-赤铁矿	FeCr ₃ O ₄ - Fe ₂ O ₃	
	铬铁矿-钛铁矿	FeCr ₃ O ₄ - FeTi ₂ O ₃	
	钽铁矿-铌铁矿*	(Fe, Mn)Ta ₂ O ₃ -(Fe, Mn)Nb ₂ O ₃	
	锡 石-钽铁矿*	SnO ₂ -(Fe, Mn)Ta ₂ O ₃	
硫化物及硫酸盐矿物	斑铜矿-辉铜矿*	Cu ₅ FeS ₄ -Cu ₂ S	175-225
	斑铜矿-黄铜矿*	Cu ₅ FeS ₄ -CuFeS ₂	475
	斑铜矿-黝铜矿	Cu ₅ FeS ₄ -Cu ₂ SbS ₂	275
	黄铜矿-方黄铜矿	CuFeS ₂ -CuFe ₂ S ₃	450
	黄铜矿-磁黄铁矿*	CuFeS ₂ -FeS	225-450
	黄铜矿-四方硫铁矿	CuFeS ₂ -(Fe, Ni) ₉ S ₈	
	辉铜矿-铜蓝	Cu ₂ S-CuS	75
	辉铜矿-硫铜银矿	Cu ₂ S-Cu ₂ S • Ag ₂ S	300
	方铅矿-针铅铋银矿*	PbS-AgBiS ₃	210-350
	方铅矿-辉银矿	PbS-Ag ₂ S	
	闪锌矿-黄铜矿*	ZnS-CuFeS ₂	350-400
	磁黄铁矿-镍黄铁矿	FeS-(Fe, Ni) ₉ S ₈	425-450
	黝锡矿-黄铜矿	Cu ₂ FeSnS ₄ -CuFeS ₂	500
	银-锑银矿	Ag-Ag ₂ Sb	275-350
自然金属	金-银	Au-Ag	
	金-铋	Au-Bi	
	金-铜	Au-Cu	
	银-锑	Ag-Sb	
	铁-镍	Fe-Ni	
	铜-砷	Cu-As	

有*者为互溶矿物，其它为溶剂矿物(主矿物)在前

结状结构 同溶体分解时的绝对温度较高，温度下降极为缓慢且分解持续时间较长，有利于彻底分解，使分出的客晶有充分时间不断聚集在主晶颗粒外围，即形成结状结构。如岩浆成因的铜镍硫化物矿石中的结状结构(图9—80)和气水热液的铅锌矿石中见有乳浊—结状结构(图6—81)它反映了解析初期温度缓慢下降逐步形成结状，后由于温度急剧下降发生了淬火现象，终断了分解，即将乳浊—结状保存下来。

星状结构 与结状结构形成环境类似，客晶已由主晶中分出，沿主晶颗粒间隙分布可呈星状结构。有时客晶沿主晶的解理或裂隙的交叉部位分布亦可呈星形或十字形的星形结构。如矽卡岩型寿王坟铁铜矿石和铜官山铜矿石中比较典型(图9—82)。

文象结构 这种结构比较少见,其客晶呈蠕虫状分布(图9—83)与主晶接触边界平滑可与交代而成的文象结构区别。

此外尚见有雪花状结构,如湖南瑶岗仙钨矿石中,黝锡矿在黄铜矿中呈雪花状产出(图9—84)。

固溶体分离结构的主要特点是:

(1)矿石中必须有能够形成固溶体系列的一些矿物,方有可能成为固溶体分解结构。

(2)固溶体分解形成的矿物颗粒,主客晶间的接触界限较平滑,在格状连晶交叉处无变宽变厚现象,客晶的分布多受主晶解理的控制,主晶与客晶为同时形成的。

(四)胶体物质重结晶结构

本类结构是指在内外生条件下形成的胶体物质经过重结晶作用形成的。包括各种热液矿石和表生风化矿石中的结构。以低温浅成充填作用为主的热液矿石及氧化带的矿石中比较发育。本类结构的组成矿物常见有黄铁矿、白铁矿、方铅矿、黑钨矿、锡石、磁铁矿、赤铁矿、菱铁矿、菱锌矿、孔雀石及蓝铜矿等。含矿热液在一些构造带运移活动,当介质的温度与压力急速降低时,其中的水分和挥发性气体极易逸散,可引起溶液强烈地过饱和,从而促进矿液中某些组分能转化为胶体溶液,以及表生条件下形成的胶体溶液,它们一般不稳定容易凝聚成粘度较大的凝胶,这些凝胶沉淀后由于重结晶作用可形成各种形态的结构。胶体重结晶作用主要受以下因素的影响:

1. 压力增大能促使凝胶重结晶,如长时间的静压力或受动力作用则导致胶体物质重结晶。在地表或近地表浅处,矿石中常保存胶状沉淀物的残余,而在深部由于重结晶作用强烈,很少保存凝胶沉淀物的残余。

2. 温度缓慢下降有利于发生重结晶作用。胶体质点能充分聚集,重结晶作用比较完全,有时仅保留少量凝胶沉淀物的残余。

3. 时间增长能促进胶体陈化,有利于重结晶作用的进行。长时间的脱水,压实则重结晶作用比较完全。

4. 重结晶作用也受矿物的性质及结晶特点的影响。一般硫化物同类金属氧化物重结晶作用强烈,结晶能力和结晶生长力强的矿物易于重结晶。

在上述主要因素的综合影响下,成矿过程中,凝胶沉淀物随温度压力的变化和时间增长,不断地脱水、凝缩、压实进而逐步重结晶。在凝胶原来沉淀的部位,其内部质点进行缓慢地调整,由杂乱排列的分散相逐步趋向于形成有规律地排列,并且归并为细粒,进而聚集成为具有统一结晶构造的粗大晶体。通过这种聚合结晶作用使胶体物质重结晶。重结晶作用形成的矿物颗粒称为变晶。

胶体物质重结晶结构主要有以下形态类型:

自形半自形变晶结构 凝胶重结晶过程中当温度缓慢下降,有充分时间使凝胶粒子进行有规律地排列,重结晶作用较完全则形成晶面完整的自形变晶,对于结晶生长力较强的一些矿物更为有利。如陕西二台子含金的黄铁矿可见呈五角十二面体的自形变晶(图9—85),为五角形或多边形的截面,部分晶粒内部残留有胶状环带和凝缩孔隙。该矿石为浅成中—低温条件下卤水热液成矿作用的产物。又如菱锌矿的自形变晶结构(图9—86),晶面比较平整,晶粒内残留有凝胶沉淀物的同心环带,它们是由于凝胶沉淀物含有一些杂质组分,当沉淀时依次呈环带产出,经重结晶作用保存下来。重结晶的程度不强,仅部分晶面比较完整也可成为半自形变晶,如江西万年角砾状钨矿石中钨铁矿呈半自形变晶结构(图9—87),尚保留凝胶沉淀物的曲面,同心环带间由凝缩的孔隙分开,半自形晶多沿孔隙部位密集分布,系浅成中温热液矿石受构造作用后重结晶而成。此外在一些表生氧化矿石的晶洞内也常见有孔雀石、蓝铜矿等呈此类结构。

不等粒变晶和斑状变晶结构 当原来凝胶沉淀物的聚集量不同,或由于重结晶过程中聚合结晶作用不均匀,则可形成粒径差较悬殊的不等粒变晶结构,其中细粒变晶比较分散,且分布无固定规律。重结晶的矿物颗粒大小悬殊,并非不同世代的产物,晶粒内常残留有同心环带,不等粒变晶结构是本类的特征结构,见于陕西二台子金矿石中,上述的细粒变晶,当数量多且密集成致密的基质,粗粒变晶呈斑晶分布其中,即成为斑状变晶结构。

包含状变晶结构 重结晶作用中, 胶体物质趋于表面积缩小, 使形成的细粒变晶与周围胶体介质间产生一定空隙, 同时由于凝胶的聚合结晶作用, 使某些颗粒可逐步形成粗大晶体, 将细粒变晶包含其中, 则形成包含状变晶结构(图9—88), 粗粒变晶可残留有凝缩孔隙和曲面外形。

放射状变晶结构 重结晶作用中, 由凝胶沉淀物的中心向外生长形成的纤长状的变晶呈放射状排列, 常形成放射状变晶结构, 如孔雀石的放射状变晶结构比较典型且较常见(图9—89)。变晶的外缘呈球粒状, 放射状变晶中常残留有同心环带, 纤长的变晶由中心向外缘可见穿过这些同心环带。一般认为放射状变晶为重结晶初期阶段的产物。此种结构多见于低温浅成热液充填矿石和氧化带的矿石中。

花岗变晶结构 一些凝胶沉淀物由于原来的聚集量比较均一或聚合结晶作用速度均匀, 可形成粒度比较相近的花岗变晶结构, 亦常保留同心环带和干裂纹等胶状产物的特征。如白铁矿或黄铁矿的花岗变晶结构较为常见(图9—90)。

胶体物质重结晶结构的主要特点是:

(1) 重结晶而成的变晶内常保留有凝胶沉淀物的同心环带、凝缩孔隙、干裂纹及角砾等。变晶颗粒为同时形成的。

(2) 本类结构的形态特征以自形程度不同、粒度不等的各种变晶结构为主, 放射状变晶结构比较特征。

(五) 沉积结构

本类结构是指在常温常压下水盆地的沉积成矿作用中, 由胶体化学及生物化学沉积, 胶体物质重结晶和溶液交代作用以及胶结作用等多种方式形成的沉积矿石的各种结构。具有沉积结构的矿石其组成矿物主要有铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物, 铁、铜、铅、锌、钴、镍等硫化物以及碳酸盐和硅酸盐矿物等。

沉积结构主要有以下形态类型:

碎屑结构 于水盆地中沉积的有用矿物多呈碎屑颗粒, 以及各种矿物的碎屑颗粒被成矿物质交代或由成矿物质胶结而成。如沉积的锰钴矿石中, 有硫钴镍矿胶结石英碎屑、砂屑等而成的碎屑结构。火山沉积矿石的碎屑结构较发育, 如新疆式可布台铁矿石中石英晶屑呈各种不规则形状, 被赤铁矿胶结(图9—91); 福建马坑铁矿石中有极细的磁铁矿碎屑和脉石矿物构成碎屑结构。由于为火山物质构成, 颗粒较细, 往往也称为凝灰结构, 当碎屑颗粒极细时又可称做火山灰结构。

草莓结构(莓粒结构) 草莓结构一般认为是较常见的由生物化学作用形成的结构。如南京栖霞山产于纹层状硫化物矿石中的草莓结构(图9—92), 主要由黄铁矿、胶状黄铁矿组成, 莓粒内莓子一般小于 $1\mu\text{m}$, 多由立方体和五角十二面体的黄铁矿组成, 晶粒间常为有机质充填。系由藻类微生物腐烂产生的 HS^- 与 Fe^{2+} 结合形成草莓状黄铁矿, 或者由于铁细菌形成 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 赋存于生物髓鞘内, 有机质腐烂产生的 H_2S 与其反应则形成黄铁矿。草莓结构在沉积矿石中比较发育, 属一种生物结构, 仅据其形态特点, 给予形象地命名。圆形的莓粒常成群出现, 当莓粒成群密集时可称为莓群构造。由人工合群草莓状黄铁矿的试验成功, 表明这种结构由胶体作用 and 无机化学作用形成的可能性是存在的。且近年来有的学者(Н. С. Скрипченко, 1980)对草莓状黄铁矿属生物成因曾提出过疑议。

生物结构 生物结构为沉积矿石中比较典型的结构。由生物化学作用形成的各种硫化物交代生物遗体, 保存原来生物遗体的形态, 可形成各种生物结构, 如黄铁矿的箭石结构(图9—93)和木质细胞结构(图9—94)。广东红岩黄铁矿矿石中, 黄铁矿呈花絮状结构(图9—95), 是由胶状黄铁矿交代红藻所成的假象。近年来也发现有介虫结构和细菌结构等, 多在生物化学作用和交代作用下, 保存了生物遗体的形态而成。

自形一半自形变晶结构 沉积作用形成的凝胶沉淀物, 在成岩或后生阶段由于埋藏深度增加, 地质年代古老, 在长期的压力作用下可形成各种胶体重结晶结构。如南京栖霞山硫化物矿石中见有纤锌矿的自形变晶结构, 纤锌矿呈菱形, 似冰花状(图9—96), 有些纤锌矿尚保存胶状的球粒。

沉积结构的主要特点是:

(1) 矿物颗粒有胶体物质及其变晶，有碎屑物质及生物有机质等。

(2) 以碎屑结构、生物结构及胶体变晶结构为主。

(六) 结晶物质重结晶及动力结构

本类结构包括区域变质、动力变质和热力变质等作用下使矿物产生破碎变形和经重结晶作用而成的结构，以及受构造活动使矿物破碎和变形所形成的结构。本类结构分布较广泛，以区域变质和动力变质矿石中较常见。不仅是变质矿石的重要结构，同时对内外生条件下形成的各类矿石遭受构造活动等动力作用后，均不同程度地发育有这类结构，因此其组成矿物也比较复杂。

在变质作用中，以及由于各类矿床受到成矿间和成矿后的构造活动、不仅使矿体和围岩受到一定破坏，同时也直接影响到矿石的组成矿物，使它们发生破碎和变形。显然这些现象与矿物的物理性质密切相关，也受矿物的粒度、相对含量、矿物颗粒的空间分布等的影响。如脆性矿物含量较多且颗粒粗大则易于破碎，而脆性矿物个别颗粒嵌在软矿物的集合体中则不易压碎。同时也与构造活动发生时的温度、压力的性质、强度和受压时间长短等有关。如变质矿石或在构造破碎带附近的各种内外生矿石，以及矿化多阶段的脉状和角砾状矿石中，常有脆性矿物的压碎和塑性矿物的变形发生。

在变质过程中常伴有重结晶作用产生，即在原来矿物颗粒的部位出现一些新的颗粒，它们的组分可以不改变，成为原来矿物的新颗粒，如辉锑矿受动力变质作用由于重结晶可在原来粗粒的部位形成消光方位不同的细粒辉锑矿。也可以发生组分变化，产生新矿物的颗粒。这是由于在高温高压下，矿物溶解的同时再重结晶，最初形成细的颗粒，逐步增大成为粗颗粒。根据作用时间的长短和温度的不同等，可形成细的和粗的晶粒，如含锰的硅质岩在区域变质作用中由重结晶可形成褐锰矿。由结晶物质重结晶作用形成的矿物颗粒也称为“变晶”。重结晶作用受温度的影响较明显，温度升高有利于矿物的重结晶。在侵入体的高温作用下，由热力变质，接触带附近的矿石易于重结晶，矿物成分发生变化，如赤铁矿、菱铁矿变成磁铁矿等。由巨大的压力能使矿物产生变形和流动，也能促进矿物的重结晶。动力变质作用下，受强烈的构造破坏，矿物亦可出现重结晶现象。但重结晶作用主要发育在区域变质作用中，一般浅变质带以定向压力为主，矿石产生片理化，矿物重结晶时，矿物成分变化不大，矿物颗粒常显示拉长或定向排列。在深变质带由于温度、压力大，重结晶作用强烈且较普遍，矿物成分常发生变化，如氢氧化锰脱水后重结晶成为软锰矿。

本类结构主要有以下形态类型：

花岗压碎和斑状压碎结构 矿石受变质作用或动力作用后，使脆性矿物产生裂纹和破碎，碎片大小大致相似则成为花岗压碎结构(图9—97)。它反映了原来矿物颗粒大小相近、周围矿物的物理性质相似和受力均匀等特点。反之所产生的矿物碎片大小悬殊则形成斑状压碎结构(图9—98)。如黄铁矿、毒砂、黑钨矿、铬铁矿等受力后常呈压碎结构。

定向压碎结构 矿石在浅变质带受定向压力作用或经受构造活动后，产生的矿物碎片多呈延长状，明显地成定向排列，且常与围岩的片理方向或构造线方向一致，即成为定向压碎结构(图9—99)。

揉皱结构 矿石受变质或动力作用后，使一些塑性矿物产生塑性变形、颗粒拉长成扭曲，如辉铜矿和石墨的晶片受扭曲变形以及一些矿物的双晶和解理等产生变形，如方铅矿的解理呈扭曲变形而显示出揉皱结构(图9—100)，又如红透山变质矿石中磁黄铁矿的变晶颗粒受力后呈弯曲变形亦成为揉皱结构(图9—101)。

上述结构在受构造活动的内生和外生矿石以及区域变质矿石中均广泛发育。各种压碎结构的裂隙常被晚期矿物充填或受一定的溶蚀交代，在变质作用中周围的塑性矿物能产生变形，往往发生塑性流动挤入裂隙中。

花岗变晶和斑状变晶结构 在区域变质、热力变质和动力变质作用下由重结晶而成，在同种矿物中，由于组分和结晶特点相同或重结晶的环境基本相似，常形成粒度相近的变晶颗粒即构成花岗变晶结构。不同的矿物由于结晶特点有差异或含量不同等，可形成粒度不等的斑状变晶结构。花岗变晶结构在矿石中比较发育。如湖南锡矿山的块状辉锑矿受到动力作用后形成花

岗变晶结构(图9—102)，颗粒内常显示压力双晶。

定向变晶结构 在区域变质和动力变质过程中，矿物在定向压力作用下，由重结晶形成的变晶呈拉长状并呈定向排列。如安徽冬瓜山铜矿石由于构造活动，在定向动力作用下磁黄铁矿呈定向变晶。压力方向垂直于拉长的变晶，并沿此方向产生压力双晶(图9—103)。

结晶物质重结晶和动力结构的主要特点是：

(1) 重结晶作用形成的变晶颗粒多具双晶，可显波状消光，常被拉长、弯曲、错断或具定向排列。变晶常与周围矿物的压碎、揉皱变形以及围岩和矿体的片理化、角砾化等相伴生，变晶颗粒为同时形成的。

(2) 以各种形态的压碎结构、揉皱结构以及各种变晶结构为特征。

四、确定矿石结构成因类型的主要标志

不同成因的矿石结构常具有相同或相似的形态特征，如交代而成的乳浊状结构和固溶体分解的乳浊状结构；自形粒状结构有岩浆结晶的和热液交代成因的等等。因此区别和确定矿石结构的成因，对于认识矿石的成因及其变化特点具有重要意义。分析和判断矿石结构成因类型的主要标志有以下几方面：

1. 应结合矿石的矿物共生组合特点：不同成因的矿石结构其组成矿物亦多不相同。如蛇纹石化橄榄岩中铬铁矿呈自形粒状结构为熔浆结晶的，而矽卡岩型矿石中的毒砂呈自形粒状结构则为热液结晶或交代作用形成的。又如只有能够构成固溶体系列的矿物方可能构成固溶体分解结构，黄铜矿与斑铜矿的格状结构可以是固溶体分解的，而铜蓝沿方铅矿解理形成的格状结构则不应是固溶体分解的，乃由交代作用形成。

2. 必须区分矿物颗粒的特点：不同成因的矿石结构，其矿物颗粒的特点亦不相同。如结晶结构多为晶质颗粒，且溶蚀边一般不显著。交代结构的矿物颗粒多为形状复杂且具有明显的溶蚀边。胶体物质形成的变晶与结晶物质形成的变晶其颗粒特点显然不同。固溶体分解而成的出溶物则为平整的晶质颗粒，以及沉积作用形成的矿物颗粒常为碎屑的和有机质的等等。

3. 要注意矿物颗粒间的接触关系：不同成因的结构其矿物颗粒间的接触关系也有着一定差异。如结晶结构的矿物颗粒间有平直的晶面接触或呈舒缓波状的共结边。交代结构其矿物颗粒间的接触关系与固溶体分解而成的主、客晶间的接触关系显然不同。各种变晶颗粒间很少有溶蚀接触等等。

4. 应联系矿石构造和周围的地质特点：如变质矿石中的变晶结构，经常产于构造断裂带的角砾状矿石中，围岩多呈糜棱化、片理化。变晶延长方向与片理一致，并伴有其他矿物颗粒的碎裂和变形产生。沉积矿石中的草莓结构或胶体变晶结构则常产于纹层状或胶状构造的矿石中，层纹方向常与矿层和沉积岩的产状一致。

在有条件情况下，可对主要造矿矿物进行一定的测试(化学分析、包裹体测温，X光分析、同位素测定等)做综合分析。上述各点是相互关联的，应全面考虑以便正确判断矿石结构的成因类型。

第四节 矿物的晶粒内部结构

一、晶粒内部结构及其研究意义

矿物晶粒内具有双晶、环带和解理等特征，称为矿物的晶粒内部结构。

矿物的晶粒内部结构能反映矿物颗粒形成时的物理化学环境，如介质的组分和浓度变比，外来物质的加入和受动力作用等特征，并能作为确定矿物世代的重要标志之一。如辽宁华铜矽卡岩型铜矿床，早期磁黄铁矿—黄铜矿阶段形成的富矿石中，黄铜矿具有复合双晶，而晚期形成的黄铜矿则不显双晶，反映了黄铜矿具有不同世代。环带结构一般表明矿物晶出时溶液的组分变化，环带较宽的部位常为面对矿液流动的方向，物质供应充分生长较快，能为判断矿液流动方向提供某些信息。晶粒内部结构也可做为鉴定矿物的特征和指示受力作用的情况。如碲铅矿和方铅矿中具有鉴定意义的黑三角孔，即由三组解理交汇构成的，受力作用后，这些解理可以产生揉皱花纹(图9—100)。此外在矿石技术加工方面也应注意对晶粒内部结构的研究，如自

然金呈包体紧密镶嵌在黄铁矿环带内，欲暴露自然金粒则需对磨矿的要求较高，要求磨细等等。

二、晶粒内部结构的研究方法

矿石在磨制过程中，由于所产生的非晶质薄膜覆盖和堵塞矿物颗粒界限及晶粒内部结构，因此有些内部结构不能在反射的自然光下观察，显露晶粒内部结构常用的方法主要有以下三种：

(一)正交(或相交)偏光法：一些非均质的矿物颗粒可直接在正交(相交)偏光下显露其晶粒内部的双晶结构，尤其对强非均质矿物显示其内部结构更为有利，如辉锑矿、毒沙、铜蓝、磁黄铁矿、红砷镍矿以及黄铜矿等。如配合油浸法观察，则内部结构更加清晰。本方法简便易于观察，效果较好。

(二)浸蚀法：均质矿物和某些弱非均质矿物的晶粒内部结构常利用浸蚀法来显示。这样显示的内部结构也称为浸蚀结构。由于浸蚀作用对矿物表面的非晶质薄膜有溶解，同时矿物颗粒接受浸蚀的性能是有方向性的，即在同一个颗粒的不同方向接受浸蚀的速度和强度不同，显示浸蚀的不均一性，矿物经浸蚀后常在不同方向上显示出深浅和亮暗不同的浸蚀痕迹，因此矿物的磨光面经浸蚀后可以显出矿物的颗粒界线、解理以及双晶和环带等晶粒内部结构。浸蚀法是利用液体和气体化学试剂直接与光在面进行的浸蚀反应。浸蚀法不是用固定的试剂，而是针对各种矿物选择一定的试剂，试剂的浓度和种类以能够最快、最清晰地显露内部结构为宜。浸蚀的时间也不固定，短者几秒钟，长者可达几分钟或更长的时间，需根据矿物和试剂的性质而定，同样是以能最清晰地显露出内部结构为合适的时间。浸蚀面积可根据观察的目的和要求来定，一般比浸蚀鉴定的面积要大。主要有以下具体方法：

1. 液体试剂浸蚀法：用滴管吸取试剂滴在光面上，所滴面积需视矿物颗粒的大小而定。若对粗粒矿物或需要观察的面积大时，亦可采用全面浸蚀。即用表玻璃盛试剂，然后将光面浸入试剂中。无论点滴浸蚀和全面浸蚀均需经过一定的浸蚀时间，用滤纸吸干试剂，有时需要冲洗后，再置于镜下观察。

2. 气体试剂浸蚀法：是利用液体试剂的蒸气来浸蚀光面。将光面置于盛有液体试剂的瓶口上，光面不要与瓶口接触，保持一定距离，由蒸气上升即可受到浸蚀，经一定时间后取下，一般不用要冲洗可直接在镜下观察。

以上两种方法均简便易行，效果良好，是比较常用的方法，唯需注意对光面有一定损伤。

3. 电解浸蚀法：对一些难于浸蚀的矿物可采用此种方法。液滴通入电流能加速浸蚀反应，试剂滴于光面上，将电源的负极与铂丝相连，正极与钢针相连，然后将负极的铂丝触及试剂，正极的钢针触及矿物表面，形成电流通路。经一定时间取下电极，用滤纸吸干试剂置于镜下观察。

(三)不完全磨光法：对于一些难于浸蚀的均质和弱非均质矿物比较适用，以及内反射显著的矿物，它们在正交偏光下常干扰其非均质性的观察，又难于浸蚀，则适用此种方法。如尖晶石类矿物、辰砂、黑钨矿和锡石等的内部结构常采用此种方法。主要适用于显露解理和环带结构，有时亦可显示双晶。

现将最常见的显示晶粒内部结构的矿物和主要方法列入表9—4中。

三、双晶结构

(一)双晶结构的主要形态类型

双晶是由两个或两个以上的同种晶体，彼此按一定的对称关系互相结合而成的规则连生体。由于这些连生体不是成完全平行的关系，因此在正交偏光下或通过浸蚀后，由于两个单晶的方位不同，接受浸蚀的程度和消光方位也不相同，则出现明暗相间的现象。根据单晶间的接合方式不同，双晶的形态特征也不相同。晶粒内部双晶结构主要有以下类型。

1. 简单双晶 是由两个不同方向的单晶构成的。矿石中金属矿物的简单双晶一般不太多见，如锡石和毒砂的双晶。

2. 聚片双晶 由两个以上的单体彼此按间一种双晶律多次重复出现构成的双晶群。双晶纹密集且平行出现，矿石中较常见，如辉锑矿、铜蓝、闪锌矿、金红石和红砷镍矿等比较常见聚片双晶(图9—104，图9—105)。

3. 复合双晶 由两个以上的单体彼此按不同的双晶律组成的就是复合双晶。如由两组聚片

双晶交织而成的格状双晶(图9—106)和两组聚片双晶紧密生长在一起的复聚片双晶(图9—107)等。

(二) 双晶结构的主要成因类型:

1. 生长双晶 指在熔体和溶液结晶过程中形成的双晶。结晶作用中, 由于晶粒间的相互干扰, 晶芽可按着双晶关系连生, 逐步发育成双晶; 或者是在晶体生长过程中, 晶芽以双晶的位置, 于正在生长的、较大的晶体上堆积, 然后一起连续生长而成的。这类双晶属于原生的, 主要以简单双晶的形态出现。双晶分布不均匀, 仅在部分颗粒中显示双晶, 双晶纹平直。如锡石、毒砂和闪锌矿等常见有生长双晶。

表9—4 显示晶粒内部结构的一些金属矿物及其主要显示方法

矿物	显示方法	内部结构特征
方铅矿	1. 1:1HHO:20—30秒 2. 1:1 HCl通电流(4—6伏)数秒 3. 60—70% HBr 置于冰醋酸中8—10秒 4. 饱和 NaCl 溶液+ FeCl_3 (几滴)10—30秒	解理、偶见环带、颗粒界线和包体
闪锌矿	1. 王水蒸气10—20秒 2. 25% NH_4OH +30% H_2O_2 (数滴)20—30秒 3. KMnO_4 + H_2SO_4 (1—2滴)100—30秒 4. 浓 HI 或 HBr 蒸气 5. 不完全磨光法	沿{111}和{211}显双晶解理、偶见环带及颗粒界线
黄铁矿	1. KMnO_4 + KOH 10—20秒 2. KMnO_4 (1份)+ H_2O (1份)+ H_2SO_4 (1—2滴)20—60秒 3. 30% NH_4OH 通电(70—100伏)10—20秒	环带、解理
白铁矿	1. 同黄铁矿 2. 正交偏光法	双晶、解理
磁黄铁矿	1. HI (浓) 2. 1:1 HCl 通电10—30秒 3. 正交偏光法	双晶
黄铜矿	1. 王水蒸气 2. 25% NH_4OH +30% H_2O_2 (数滴)20—30秒 1. KMnO_4 (1份)+20% KOH (1份)10—40秒 4. 正交偏光法	双晶, 颗粒界线, 偶见环带及解理
辉铜矿	1. 1:1 HNO_3 1分钟左右 2. 20% KCN 10—20秒 3. 浓 HNO_3 3—10秒	解理, 偶见双晶, 颗粒界线
斑铜矿	1. 1:1 HNO_3 1—2分 2. 20% KCHl —2分 3. 王水蒸气5—10秒	解理
铜蓝	正交偏光法	双晶
黝铜矿	1. HCl (浓, 1份)+50% CrO_3 (1份)30秒 2. KmnO_4 (浓)+30% H_2O_2 10—60秒 3. KMnO_4 (1份)+ KOH (1份)+6% H_2O_2 (1份)10—60秒	双晶、环带
硫砷铜矿	1. 20% KOH 2. 正交偏光法	解理、环带
方黄铜矿	1. NH_4OH +30% H_2O_2 (几滴) 2. HCl + CrO_3 混合剂的蒸气	双晶
毒砂	1. 1:1 HNO_3 15—60秒 2. KMnO_4 (1份)+20% KOH (1份)10—20秒 3. 正交偏光法	双晶、解理、环带
红砷镍矿	1. KMnO_4 + H_2SO_4 (新配试剂) 2. 30% H_2O_2 + H_2SO_4 (数滴) 3. 正交偏光法	双晶、环带
针镍矿	1. HBr 蒸气2. HNO_3 (浓)3. 正交偏光	双晶、环带
辉砷镍矿	1. HNO_3 (浓) 2. HBr (浓)	双晶
辉砷钴矿	KMnO_4 + H_2SO_4 (浓, 1—2滴)5—10秒	环带、双晶
砷钴矿	1. HNO_3 (浓)5—30秒 2. KMnO_4 + H_2SO_4 (浓2滴)5—10秒	环带、双晶
斜方砷钴矿	1. HNO_3 (浓) 2. 1:1 HNO_3 3. 正交偏光法	环带、双晶
斜方砷镍矿	1. FeCl_3 2. 正交偏光法	环带、双晶
斜方砷铁矿	1. HNO_3 (浓)几秒 2. 正交偏光法	双晶、环带
辉铋矿	1. 浓 KOH 1—3秒 2. 正交偏光法	双晶、解理、环带
车轮矿	HBr (浓)2—5秒	双晶
黝锡矿	1. 1:1 HNO_3 30—40秒 2. KMnO_4 +20% KOH 10—15秒, 3. KMnO_4 (1份)+ KOH (浓1份) 3—10秒沉淀物用 HCl 洗掉	双晶、偶见环带

辉钼矿	正交偏光法	双晶
自然金	1. 王水或王水蒸气 2. 王水或浓HCl+5%CrO ₃	双晶、环带
自然银	1. HNO ₃ (3份) +50%CrO ₃ (1份) 混合剂的蒸气1—5秒 2. HI (浓) 3. 30%H ₂ O ₂ +NH ₄ OH (少量)	双晶、环带
深红银矿 淡红银矿	HI (浓)	环带、双晶
磁铁矿	1. 浓HCl2—5秒 2. 不完全消光	双晶、环带
赤铁矿	1. 1:1HCl通电 (6伏) 2. 浓HF1—2分	双晶、解理
铬铁矿	不完全磨光	裂理、环带
水锰矿	1. HF (浓) 30秒至数分钟 2. 正交偏光法	双晶、解理
黑锰矿	1. HF (浓) 30秒至数分钟 2. H ₂ SO ₄ +30%H ₂ O ₂	双晶、解理
褐锰矿	1. 沸腾的HCl (浓) 10秒 2. HF (浓) 60—100秒,	环带、双晶
石墨	正交偏光法	双晶
金红石	单偏光观察	双晶

2. 压力双晶(滑动双晶) 系晶体生长后, 由于受到应力作用使部分晶格沿着一定方向的面网发生均匀的滑动所形成的双晶。它们是受外力作用而成, 属于次生的, 多以聚片双晶或复合双晶形态产出, 主要由变质作用或受构造活动由动力作用而产生的。这类双晶常发生弯曲、错动、破裂和叠加现象, 同时矿物颗粒多已重结晶, 有时可显波状消光。如西鞍山含铁石英岩中假象赤铁矿和白银厂火山沉积变质矿石中闪锌矿的聚片双晶, 双晶纹极为密集, 受动力作用常发生错断现象(图9—108); 又如红透山变质矿石中磁黄铁矿复聚片双晶有叠加现象(图9—109); 再如受动力作用产生的湖南锡矿山辉锑矿的复聚片双晶, 双晶片发生弯曲并呈波状消光(图9—107); 以及辽宁华铜黄铜矿的复聚片双晶(图9—110)和安徽大鲍庄火山热液铁矿石中假象赤铁矿的格状双晶(图9—111)等, 都属压力双晶。压力双晶可以作为矿石受到变质作用和动力作用的标志。金属矿石中压力双晶一般比较发育。

3. 转变双晶 指在同质多象转变过程中形成的双晶。双晶形成时的转变温度是固定的, 一般可以作为地质温度计。转变双晶的双晶片常呈纺锤状, 很少有弯曲现象。

现将显示双晶结构的常见金属矿物列入表9—5中。

表9—5 显示双晶结构的一些金属矿物

生 长 双 晶				压 力 双 晶			转 变 双 晶	
自然金	黄铜矿	斜方硫锑铅矿	钛铁矿	方铅矿	锡石	深红银矿	自然锑	方黄铜矿
自然银	辉铜矿	脆硫锑铅矿	黄铁矿	闪锌矿	赤铁矿	金红石	自然铋	黝锡矿
自然铜	白铁矿	深红银矿	黑锰矿	黄铜矿	菱铁矿		自然砷	磁黄铁矿
自然铂	毒砂	黝锡矿	金红石	铜蓝	钛铁矿		黄铜矿	
方铅矿	斜方砷镍矿	锡石		磁黄铁矿	黑锰矿		辉铜矿	
闪锌矿	斜方砷钴矿	赤铁矿		辉锑矿	红砷镍矿		黝铜矿	

四、环带结构

在矿物晶粒内部, 沿着晶面方向有一系列环状的线纹和条带, 这些环带能以反射率、反射色、硬度、化学组分、杂质包体和孔隙等特点的不同而加以区分, 此即为晶粒内部结构(图9—112)。带的宽度和数目不一, 如含钴、镍的黄铁矿常见有带浅玫瑰色(含钴)和带紫色(含镍)色调的环带与黄白色(无杂质)的环带交互出现。它们主要是在矿物形成过程中, 由于介质的组分和所在的环境变化而产生的。根据环带的形成条件不同主要有以下成因类型:

(一)熔体或溶液结晶而成的环带结构: 也称为生长环带, 是金属矿石中常见的一种环带结构, 环带比较平直、宽窄不一, 有时也不够连续, 环带大体与晶面平行。生长环带的形成主要有以下几方面的原因: (1)在熔体和溶液中晶体生长一般不是连续一次完成的, 往往为间断的断续生长, 如生长一个时期可能受到溶蚀而后再继续生长, 或由物质供应不足, 暂时停止生长, 而后再继续生长, 这样由于生长间断则产生了一定缝隙, 从而形成环带(图9—113)。(2)由于在生长过程中, 介质的组分浓度发生一定的变化, 如含有某些杂质或微量元素不同, 这样围绕结晶中心依次沉淀而形成组分不同的环带结构。如方钴矿的环带结构, 随钴、镍、铁的含量变化, 则出现白色—黄白色—蓝白色等反射色的差异而显出环带。又如硫铁镍矿(含镍黄铁矿)的生长环

带(图9—114)其中部分环带近于纯黄铁矿，边部的环带含镍增加，同时突起和反射率明显降低，由环带结构可以清楚地表明晶体生长过程中组分变化的情况。(3)由于介质温度急剧下降，结晶快，溶液中含有大量晶芽，正在成长的晶体可以捕获小晶芽，成为包体沿晶面分布也可以形成环带结构。如云南武定铜铁矿石中，磁铁矿内有尘埃状脉石矿物的小包体呈环带分布；与晶面平行，外部环带细而直，向内部逐渐加厚(图个115)。(4)当晶体生长时，在晶面上吸附一些细微的杂质，逐步生长亦可形成环带结构；见于毒砂、铬铁矿、方铅矿和黄铁矿中。(5)对于固溶体系列的矿物，顺序沉淀时，由于成分不同亦可造成环带结构，由晶体内部向外可以由高温端元逐步变为低温端元形成环带。如硫铁镍矿(Fe, Ni, Co)S₂为FeS₂—NiS₂—CoS₂的完全固溶体，由于成分不同可造成环带结构，含镍、钴高的环带反射率偏低。在金银矿和黑钨矿中也见有这种的环带结构。

生长环带一般与晶面平行，在晶体生长过程中，由于生长速度的变化，晶体各方向上的速度有差异，晶面发育不均匀，也能产生与晶面不完全平行的生长环带。当矿液沿着这些生长环带的缝隙交代或沿着不同组分的环带选择交代时，可使环带结构显露得更加清晰，部分环带可显示出平整的溶蚀痕迹。如白铅矿沿着方铅矿的环带交代(图9—116)。

(二)胶体物质重结晶而成的环带结构：这种环带结构反映了胶体沉淀的特点。其成因主要是由于当凝胶沉淀物凝缩时产生了孔隙，这些孔隙可将凝胶沉淀物分开形成一些同心环带；或者是凝胶沉淀时常吸附一些其他杂质，由于成分不同则显示出环带；也可以由于凝胶的组分发生变化，如微量元素的含量不同，逐层沉淀过程中可形成一些同心环带。它们经过重结晶作用后，可以残留原凝胶沉淀物的痕迹，保存在矿物晶粒内部则形成环带结构。这种环带的形态特征是环带不平直呈波状或弯曲的同心环状，多与晶面不平行。如陕西二台子金矿石、黄铁矿变晶颗粒中的环带呈半球状、波纹状与晶面不平行，它们被晚期矿物交代后比较明显，易于观察(图9—117)。一些结晶生长力较强的矿物，受重结晶作用形成的变晶内，常保留此种环带结构如菱铁矿(图9—86)、锡石等。

环带结构在内、外生矿石中均有所发育。变质矿石中较为少见，常因变质作用使环带消失。如白银厂黄铁矿的生长环带，经变质后颗粒边缘的环带已消失且颗粒有拉长现象。矽卡岩型磁铁矿常具生长环带，而变质成因的磁铁矿则多不显环带结构。现将常见环带结构的金属矿物列入表9—6中。

表9-6 显示环带结构的一些金属矿物

方铅矿	黝铜矿	锡 石
黄铁矿	黑铜矿	黑钨矿
辉铋矿	硫砷铜矿	磁铁矿
毒砂	斜方砷镍矿	铬铁矿
硫铁镍矿	斜方砷钴矿	钛铁矿
镍黄铁矿	斜方砷铁矿	金红石
针镍矿	硫砷银矿	自然金
铋硫镍矿	深红银矿	自然银
砷钴矿	黝锡矿	自然铜

五、解理结构

矿物晶粒在形成过程中，或形成之后受外力作用可以形成解理。由于光片在磨制过程中产生的非晶质薄膜常掩盖了解理，只有一些解理发育且又显著的矿物能直接在镜下观察，一般需要经过浸蚀或利用不完全磨光的方法才易观察。辉铋矿的{010}解理(图9—118)可直接观察，而辉铜矿的{001}及{010}两组解理(图9—119)需经过浸蚀后方能观察。在光片上能同时见到几组较发育的解理相交，如方铅矿的{100}三组解理常相交呈三角形，经研磨后沿交汇处剥落常形成三角形孔穴，这些特征的解理能作为鉴定矿物的辅助标志。如方铅矿、碲铅矿的解理等均有这种特征的三角形孔穴。又如辉铜矿经HNO₃浸蚀后显示的解理可以和黝铜矿及砷黝铜矿等区别。矿石在形成时或在形成后由于受到变质作用、构造动力作用、交代作用或表生氧化作用以及固溶体分解作用等，能促使解理的形成、变形或更加清晰。如赤铁矿常沿磁铁矿的{111}裂开交代

和方铅矿经氧化后，白铅矿沿其{100}三组解理分布，从而使它们的解理变得更加明显。又如钛铁矿沿磁铁矿{111}裂开(图9—78)和针镍矿沿硫钴矿{100}解理呈固溶体分解的出溶物分布都增加了解理的清晰度，则便于解理的观察和恢复其原状。再如磁黄铁矿、辉锑矿等受应力作用后可产生解理，以及一些塑性矿物辉钼矿、方铅矿的解理或裂理产生变形(图9—100)等现象，在矿石中均比较常见，它们有助于认识矿石的形成特点。

此外与解理相伴随产生的裂开(裂理)是由于在晶体结构的一定方向上有杂质分布，如有包体分布，或因溶体分解的出溶物等等，受外力作用裂开后而产生。它不是晶体所固有的，因此同种矿物在不同条件下，有的显裂理，有的则不显。如含钛的磁铁矿常有裂开(大庙、攀枝花)，而湖北大冶矽卡岩型的磁铁矿则无裂开。裂开的形态与解理极其相似不易区别，故在晶粒内部结构中除典型矿物的裂开外，一般不再细分。

现将常见的具有解理的矿物列于表9—7中。

表9—7 显示解理结构的一些常见金属矿物

矿 物		解 理	特 征
方铅矿	等轴晶系	{100}	很显著，有三角孔穴，细粒者较少见或缺失
锑铅矿	等轴晶系	{100}	大部分晶粒显著，有三角形孔穴
硒铅矿	等轴晶系	{100}	一般比较显著
闪锌矿	等轴晶系	{110}	粗粒较显著，细粒常缺失
镍黄铁矿	等轴晶系	{111}	显著，解理纹多，不甚平直常呈裂纹状
辉砷镍矿	等轴晶系	{100}	很显著
硫钴矿	等轴晶系	{100}	有时很显著
锑硫镍矿	等轴晶系	{100}	良好
金红石	四方晶系	{110}	清楚可见
硫砷铜矿	斜方晶系	{110}	很显著
辉铜矿	斜方晶系	{001}	风化后清楚可见，一般不甚显著
辉锑矿	斜方晶系	{010}	磨光太久常不易观察
辉铋矿	斜方晶系	{010}	很显著
铜蓝	六方晶系	{0001}	清楚可见；
辉钼矿	六方晶系	{0001}	清楚可见
针镍矿	六方晶系	{1011}	显著
磁黄铁矿	六方晶系	{0001} {1011}	较少见，两组同样显著
石墨	六方晶系	{0001}	显著
菱铁矿	三方晶系	{1011}	一般较显著，细粒较少见或缺失
黑钨矿	单斜晶系	{010} {100}	良好
脆硫锑铅矿	单斜晶系	{120} {101} {001}	良好
脆硫锑铜矿	单斜晶系	{110}	很显著
水锰矿	单斜晶系	{010} {110}	显著
孔雀石	单斜晶系	{001}	很显著

第十章 矿化阶段及矿物的生成顺序

矿床是经过较长的地质时期，在一定的成矿作用下产生的。矿化期、矿化阶段和矿物生成顺序等能反映矿床、矿体、矿石及其组成矿物等的形成作用以及它们在空间和时间上的演化特征。因此它们能为恢复成矿历史和确定矿床成因等提供基础资料，具有一定的理论与实际意义。

第一节 矿化期及矿化阶段

一、矿化期

(一)矿化期的基本概念

矿化期也称成矿期，是指一个较长的成矿作用过程。不同的矿化期反映了成矿地质条件和物理化学条件有显著的差别，同时各成矿期之间具有较长的时间间隔。根据成矿作用的特点，可以划分为岩浆矿化期、伟晶岩矿化期、气成热液矿化期、风化矿化期、沉积矿化期以及变质矿化期等。如与某个岩浆源有关的高温深成条件下，岩浆成矿作用的全过程即为岩浆矿化期。于常温常压下，在水盆地中的沉积成矿作用的过程为沉积矿化期等等。矿床的形成可以经历一个或多个矿化期，但有经济价值的，主要造矿矿物沉淀的矿化期往往是比较集中，并是由它们可以帮助确定矿床的成因。例如安徽某硫铁矿矿床的形成是经历了滨海—泻湖沉积矿化期、气水热液矿化期以及表生矿化期等，主要造矿矿物产于沉积期与热液期，矿床系沉积-热液改造成因的。

(二)矿化期的确定

不同矿化期中，由于它们的成矿作用、地质条件和物理化学条件不同，反映在矿床的产状、矿体和矿石的特点上亦不相同，确定矿化期应注意以下主要问题：

1. 必须对矿床的基础地质进行观察分析，了解成矿地质条件和矿体的产出特点。如甘肃白银厂黄铁矿型铜矿床，矿床产于寒武纪变质的中酸性火山沉积岩系中，包括火山沉积岩、火山碎屑岩及火山熔岩等交互成层，并夹有千枚岩和大理岩。于火山沉积期形成块状黄铁矿化，矿体的直接围岩为凝灰岩，矿体呈似层状，与围岩整合产出，反映沉积成矿作用的特点。以后由于中酸性火山热液成矿作用的叠加产生了铜矿化、黄铁矿化并伴有金矿化，从而形成了主要由网脉状和浸染状矿石构成的含铜黄铁矿矿体，一些富铜矿脉明显受构造控制。围岩有强烈地硅化和绢云母化现象，显然具有热液矿床的特点。本区的火山岩受区域变质作用，形成了各种千枚岩，矿体受到错碎和变形，矿石也产生压碎、揉皱及压力双晶等结构，表明矿床经历了区域变质期。经过表生变化后，矿体具有明显的次生垂直分带现象，氧化带形成大面积铁帽，淋滤带为松散的粒状黄铁矿，以及次生富集带的烟灰状辉铜矿等。上述基本特征表明该矿床是经历了多个成矿期，即火山沉积期、火山热液期、区域变质期及表生风化期等，是在漫长的地质年代中，由复合成矿作用形成的。

2. 应结合矿化期中典型的矿物组合和矿石的构造特征。例如西藏罗布沙铬铁矿床，矿体多呈脉状产于超基性岩体内，铬铁矿、橄榄岩、辉石等组成的矿石呈浸染状或豆状构造，说明属岩浆矿化期的产物，矿床仅经历了一个矿化期。又如辽宁某矽卡岩型铜矿床，矿体产于接触带附近，块状的黄铜矿-斑铜矿矿石被褐铁矿呈网脉状交代(图 10-1)。表明矿床经历过气水热液和表生作用两个矿化期。著名的鞍山式铁矿，产于前寒武系火山沉积变质岩系中，矿体具一定层位，分布广泛，矿石主要由石英-磁铁矿组成，并具特征的条带状及皱纹状构造。常见有磁铁矿富矿脉和黄铁矿-石英脉的穿插和交代(图 10-2，图 10-3)。明显受构造控制；并伴有热液蚀变现象，说明矿床经历了火山沉积期、区域变质期和混合岩化热液期。

二、矿化阶段

(一)矿化阶段的基本概念

矿化阶段亦称成矿阶段，是指在某个矿化期内，较短的成矿作用过程。不同的矿化阶段反映了成矿地质条件和物理化学环境有一定的差异，同时各矿化阶段由较短的时间间隔所分开。同一个矿化阶段所形成的一组矿物属于一个共生组合，它属于物理化学条件基本相同，同一次成矿过程的产物。矿化阶段的形成可以由岩浆活动的演化；构造活动的多次出现和矿液的间歇活动；矿液性质的变化；外营力的改变等地质条件和物理化学条件的变化而引起的。同一个矿化期内可以有一个或多个矿化阶段，它们按一定的先后顺序，较晚的矿化阶段的产物可以叠加在早期矿化阶段之上，形成矿床的多阶段性，导致矿体和矿石在形态、空间产状或物质成分上的复杂化。例如热液矿化期可有高温热液、中温热液和低温热液阶段，以至同一温度范畴内也有几个矿化阶段。如在表 10-1 内热液期具有五个不同的矿化阶段。确定矿化阶段的序次和强度，可以帮助了解矿床的形成过程及其演变特点、查明矿体的富化或贫化规律。识别主要成矿阶段的标志，对于找寻富矿体具有重要意义。

(二)矿化阶段的划分

矿化阶段是矿化期中次一级的成矿过程，不同矿化阶段也反映在矿体和矿石特点上有一定的差异。因此判断矿化阶段需要野外的地质观察，同时也要进行室内的研究，对矿石标本及光、薄片的观察和综合分析来确定。划分矿化阶段的主要标志如下：

1. 结合矿床的基础地质查明矿体间的产出特点：在地表露头、采场、坑道中应注意矿体的产状，尤其对岩浆或各种热液作用形成的脉状矿体更为重要。通常在矿脉附近伴有破碎现象及角砾状矿石产出，需注意如下问题：

(1)注意脉状矿体的穿插关系：某些热液矿床由于构造活动导致矿液多次叠加，晚阶段形成的矿脉穿插早阶段的矿脉，如(图 10-4)表明玉髓状石英脉破碎呈角砾状，被黄铁矿玉髓状石英所胶结。以后又被含沸石方解石脉穿切。或由晚阶段形成的矿脉穿插早阶段形成矿体，如浸染状的钼矿体被晚阶段的多金属矿脉穿插，反映为不同矿化阶段的产物。

(2)注意矿脉的内部构造：晚阶段形成的矿脉沿早阶段矿脉的脉体内部穿插，往往造成矿脉内部由边缘向中心，由早到晚的分带构造，各带的矿物共生组合与矿石组构特点有一定差异；如(图 10-5)为不同阶段的产物沿着脉体内部叠加。

(3)注意矿体的控制因素及近矿围岩蚀变特征：不同矿化阶段中矿体的控制因素(岩性、构造、深度等)和近矿围岩蚀变通常会有一定差异，因此在矿脉间的穿插关系和矿脉内部的构造无明显特征的一些矿体中，应注意查明矿体的控制因素及围岩蚀变的变化规律。如某些矿体产出受层间裂隙控制变为穿层裂隙控制；或矿化与某种围岩蚀变关系密切，转变为与另一种蚀变有关等等，可能属不同阶段的矿化产物。

3. 结合矿体的产状查明稳定的矿物共生组合特点及其相互的接触关系：不同矿化阶段中形成的矿物共生组合特点是有区别的，因此在矿体中应注意观察矿物共生组合的不同，查明矿物共生组合间的接触关系，可以帮助判断矿化阶段。

(1)注意矿物共生组合的变化特点：沿矿体的走向或倾向，在矿体的某一部分或某些局部地段，矿石品位发生变化，如贫矿石突变为富矿石。成矿矿物共生组合有明显的变化，由氧化物转变为硫化物共生组合。或以某种矿物为主的矿石变为由另一种矿物为主的矿石。或者出现特殊的矿物共生组合和有用矿物等等。这些矿物共生组合的变化，可代表不同矿化阶段的产物，或者反映不同矿化阶段的叠加。

(2)查明矿物共生组合间的关系：早阶段形成的共生组合，可以被晚阶段的共生组合交代，有时穿插或胶结。在一些交代矿床中，不同矿化阶段的矿物共生组合间的交代现象比较显著，可作为交代矿床划分矿化阶段的重要标志。例如湖南瑶岗仙钨矿床，早阶段形成的以黑钨矿-石英脉为主的稳定共生组合，被晚阶段的黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿等硫化物共生组合普遍沿着黑钨矿的解理和破碎裂隙交代，反映出为两个不同矿化阶段的特征。又如河南灵宝硫铁矿矿床中，晚阶段形成的细粒黄铁矿和菱铁矿组成紧密的共生组合，沿着早阶段的粗粒

黄铁矿-石英等共生组合的颗粒间隙和破碎黄铁矿的裂隙交代(图 10-6), 亦属两个不同阶段的产物。在一些充填矿床中, 不同矿物共生组合间的穿插和胶结现象比较明显。

3. 注意典型的矿石构造和结构: 结合矿石类型和矿物共生组合的观察应注意以下的矿石构造与结构。

(1)脉状、交错脉状和网脉状构造: 早期矿化阶段形成的各种矿石受构造活动破坏, 产生各种裂隙和错动后, 晚阶段的矿化产物可以充填和交代方式叠加其上, 则形成各种形态的脉状构造(图 10-7), 或脉状矿石经错断后形成交错脉状构造(图 10-8, 图 9-14)以及网脉状构造。如陕西二台子金矿石早期黄铁矿矿化阶段形成的含金黄铁矿受构造破碎后, 被晚阶段黄铜矿-砷黝铜矿等产物呈网脉状穿插(图 9-22)。

(2)角砾状和环状构造: 早期矿化阶段形成的矿石或矿化围岩受构造活动破碎后, 其角砾被晚阶段的矿化产物所胶结或包围沉淀, 角砾与胶结物代表不同矿化阶段的产物。如湖南桃林铅锌矿石中由不同矿化阶段形成的角砾状构造(图 10-9)比较典型。

(3)交代作用形成的各种构造: 在以交代为主的矿床中, 上述各类构造不甚发育, 应注意各种交代构造来确定矿化阶段的先后顺序。如广西大厂锡矿石的交代脉状构造(图 9-21), 锡石、闪锌矿、黄铁矿等锡石-硫化物细脉, 沿早阶段黄铁矿矿化的灰岩裂隙交代, 反映为不同矿化阶段的产物。此外残余构造也是交代矿床中划分矿化阶段的重要标志, 如河南灵宝硫铁矿矿石中, 早阶段的以黄铜矿和斑铜矿为主的稳定共生组合, 二者多呈叶片状结构, 被晚阶段的铅锌硫化物交代, 铜矿物的叶片状连晶残留在铅锌硫化物中, 多以显微构造形式存在。

以上各种构造必须重点观察探槽和坑道(壁及掌子面)、岩心、矿石标本和光块等, 而镜下的显微构造应是广泛发育的, 不宜将个别镜下现象作为划分矿化阶段的依据。

(4)典型结构的发育规律: 不同的矿化阶段常具有一定的典型结构广泛发育, 可以反映该阶段形成环境的某些特征, 因此应该注意识别主要造矿矿物的代表性结构。如磁铁矿矿石中, 早阶段形成的磁铁矿普遍与赤铁矿呈镶边-假像结构, 而晚阶段的磁铁矿则呈等轴粒状。

4. 结合矿石的构造结构注意主要造矿矿物的不同世代: 同种矿物的不同世代可以在不同成矿阶段内形成。如浙江某金矿床, 早世代黄铁矿(产于石英-黄铁矿阶段)为粗粒、碎裂状多以五角十二面体为主, 系重要载金矿物。晚世代的黄铁矿(产于方解石-黄铜矿阶段)为细粒、自形-半自形粒状, 多以立方体为主。根据主要造矿矿物的不同世代, 可以帮助确定矿化阶段。

5. 其他标志: 在有条件的情况下应配合其他测试手段, 如不同共生组合中有代表性矿物的包体测温资料, 形成温度高的为早阶段的产物。X 光测定矿物晶胞参数, 查明矿物的变种, 了解其形成条件(如六方晶系的磁黄铁矿较单斜晶系磁黄铁矿形成温度要高)。分析矿物的微量元素, 若所含微量元素迥然不同, 则有可能为不同矿化阶段的产物等等。

上述标志应根据具体矿床特点全面分析, 从而正确划分矿化阶段。矿化多阶段性并非在各类矿床中均有显著反映, 主要以气水热液矿床比较明显。如粤北凡口铅锌矿床, 根据矿物共生组合形成的顺序及其与构造裂隙的序次间的关系, 可划分为五个矿化阶段, 即碳酸盐矿物—黄铁矿化阶段、石英-黄铁矿化阶段、黄铜矿化和闪锌矿化阶段、方铅矿化阶段及硫化物铁白云石化阶段等。其他各类矿床中应根据具体矿床的地质事实, 结合上述各种标志综合分标, 确定其成矿阶段。一般在岩浆矿床中, 可根据矿体产状、矿物共生组合、矿石的构造结构等来划分。如岩浆早期结晶阶段的铬铁矿矿体主要产于岩体内, 矿体与围岩的界线不清楚, 物质成分也相近, 唯有用矿物相对富集, 矿石多为浸染状构造, 铬铁矿形成早于硅酸盐矿物, 多呈自形粒状结构(图 9-51)。晚期结晶阶段的钛磁铁矿矿体产于岩体内或在其附近的围岩中, 呈界线清楚的贯入式矿脉, 矿石主要为块状构造, 具典型的海绵陨铁结构。在风化矿床中, 应结合风化作用的特点及强弱程度, 可以形成地表氧化阶段、淋滤作用阶段以及次

生富集阶段。沉积矿床中应结合矿床的演变特点,可以发育成同生沉积阶段和成岩阶段。在变质矿床中,可结合变质作用的特点及强度,可以有浅变质阶段、深变质阶段以及混合岩化阶段等。以上仅概括地分析各类矿床可能产生的一般的成矿阶段模式。必须根据具体矿床的实际特征,按照前述各种划分标志合理地确定。关于矿化阶段的命名,应结合矿床的地质事实,选择适合成矿特点的名称。如以各阶段的稳定矿物共生组合命名,以主要的形成温度、形成条件或形成作用来命名,或者用各阶段形成时间的顺序来命名(第一阶段、第二阶段等)等等。

第二节 矿物的生成顺序及矿物的世代

一、矿物生成顺序的基本概念

同一矿化阶段内,能形成一组矿物,这些矿物不是都在同一时间内形成的,各种矿物形成的时间关系称为矿物的生成顺序,如先后生成、同时生成和超覆生成关系,反映了矿物的生成顺序。矿物生成顺序决定于矿物形成时的物理化学条件等特点,因此通过矿物生成顺序的研究可以了解矿物形成时的温度、压力、含矿介质变化、氧化还原情况、主要造矿矿物的富集规律和形成方式等,从而给矿化演变提供一定的实际资料,便于对矿化特点进行分析。

二、矿物生成顺序的确定

判断矿物的生成顺序应结合手标本观察,主要在反光显微镜下观察矿石光片(光块),查明矿物之间的相互接触关系。

(一)矿物生成先后的标志

矿物形成时间的早晚不同,某种矿物形成以后另一种矿物才开始形成。其确定标志有:

1. 穿插关系及有关的矿石结构:一种矿物呈细脉穿插另一种矿物的颗粒,被穿插的矿物生成得早。交叉结构(图 10-10)和网状结构(图 9-68)可以确定矿物的先后顺序,以及充填矿脉中矿物由脉壁向中心依次沉淀也反映了由早到晚的生成顺序。这种标志可信且便于掌握。

2. 交代关系及其典型结构:矿石中交代现象一般比较普遍,众所周知,被交代的矿物是早形成的。确定交代关系需注意以下交代现象:

(1)交代矿物常以尖角状插入被交代矿物中。如交代矿物呈各种不规则的多角形、星形或十字形(图 10-11),系沿着各种细微裂隙交代早形成的矿物。

(2)被交代矿物常呈港湾-弧岛状。由于交代作用的结果,被交代矿物视为大陆呈港湾状,使受交代而分割出的部分呈比较浑圆的孤岛状分布在交代矿物中(图 10-12)。

(3)被交代矿物晶粒或集合体内部或边缘具明显的溶蚀边(图 10-13)。

此外由交代作用形成的格状结构、残余结构、骸晶结构、镶边结构和假象结构以及各种代晶结构等,其中显然被交代的矿物形成较早,因此均能确定矿物生成的先后顺序。交代现象比较复杂,不易确定,必须仔细和广泛地观察,综合多种现象才能取得比较符合实际的结论。

3. 填隙关系及某些结晶结构:晚形成的矿物沿早期矿物的颗粒间隙或其他空隙充填-交代(图 10-14),以及结晶作用形成的自形粒状结构{早形成的矿物颗粒一般呈自形晶}、他形粒状结构(晚形成的矿物颗粒多呈他形晶)、海绵陨铁结构(金属矿物形成晚于硅酸盐矿物)、斑状结构(斑晶形成早于基质矿物)以及包含结构(被包含的矿物颗粒形成早)等等,均能作为矿物先后顺序的标志。

(二)矿物同时生成的标志

1. 固溶体分解结构:固溶体分解而成的主客晶两种矿物属同时形成的,其接触边缘平滑。如乳浊状、叶片状、格状及结状等结构能作为矿物同时形成的可靠标志。

2. 矿物颗粒呈共结边接触:矿物的接触边界较平整,或呈舒缓波状,无相互插入或溶蚀现象,二者为同时形成。常见于由结晶或重结晶作用形成的某些矿物颗粒。

3. 重结晶作用形成的各种变晶：变晶代表同时形成的，如花岗状变晶及放射状变晶等。

(三)矿物超覆生成的标志

两种矿物颗粒形成时间有重叠的称为超覆。如某种矿物形成尚未结束，另一种矿物已开始形成；或两种矿物同时形成不同时结束；或先后形成而同时结束均为超覆关系。自然界的矿物其形成呈超覆关系的是比较常见的。其识别依据是，既有两种矿物先后形成的标志也有同时形成的标志。

三、矿物的世代

(一)矿物世代的基本概念

同一种矿物的形成也有其先后顺序，它们每形成一次即为该矿物的一个世代。同种矿物可以有两个或多个世代，按其形成的先后依次分为该矿物的第一世代、第二世代等，反映了该矿物具有不同的世代。成矿过程中由于矿物的形成作用、形成时物理化学条件、形成方式等有所不同，同种矿物在生长过程中可以经过一定的时间间隔，矿物形成的先后不同，会产生矿物的不同世代。如磁铁矿的形成，当介质的温度和压力缓慢下降，溶液富含镁的组分时，可形成早世代的粗粒含镁较高的磁铁矿。随着压力和温度的变化，同时溶液中由于镁的组分析出，早世代的磁铁矿将停止生长，继而又可以形成晚世代的细粒纯磁铁矿。又如在热液充填矿石中，由结晶作用形成的黄铁矿呈晶质颗粒。在热液活动过程中，由构造变动产生宽大开张的碎裂带，温度压力急剧降低，可以导致溶解度较低的 FeS_2 组分成为胶体，从而形成胶状黄铁矿，造成黄铁矿的不同世代。矿物的多世代是在成矿过程中，由矿物的化学反应多次重复出现的结果。矿物世代可在同一矿化阶段中产生，亦可于不同矿化阶段中产生。研究主要造矿矿物的世代，可以分析有用矿物的形成条件，形成作用及富集规律，以利于分析矿床的形成过程及合理利用矿石。

(二)矿物世代的确定

确定矿物世代有以下主要标志：

1. 矿物的形态特征及颗粒性质不同，可反映为不同的世代：成矿时的物理化学条件的变化、结晶特点的差异和所受的外力情况不同等，能影响矿物的形态特征。矿物的粒度大小、结晶形态、变形特点等的不同可以确定矿物世代。如粗粒他形的毒砂与细粒自形(菱形或柱状)的毒砂可以是两个不同世代。早世代的矿物受应力作用可能产生各种变形，它们能与不显变形的晚世代的矿物区别。又如不同共生组合中的粗粒黄铁矿与细粒黄铁矿(图 10-6)即为两个世代。此外由于矿物的形成作用或形成方式不同，则同种矿物颗粒可以有胶状的或晶质的以及重结晶而成的变晶颗粒交代而成的代晶颗粒等能作为不同世代。如胶状黄铁矿和自形板状黄铁矿可以是不同的世代。

2. 矿物的化学组分和物理性质的差异能表明为不同世代：由于成矿作用中含矿介质的组分浓度的变化，因而不同世代的矿物所含的微量元素特点会有一定差异，如含铁闪锌矿与含镉闪锌矿、含镍黄铁矿和纯黄铁矿等。矿物化学组分的差异反映在矿物的反射率、反射色和颜色、显微硬度和内反射等物理性质特点上也有所不同。如含铁闪锌矿一般反射率偏高，内反射色主要为深褐色且不甚显著；含镉闪锌矿的反射率相应偏低，内反射呈黄褐色且比较显著，可以属不同世代。

3. 晶粒内部结构和典型结构的特征可以确定矿物世代：由于矿物形成时的物理化学条件的不同，不同世代的矿物其晶粒内部结构的有无及其特点均有差异。如粒状不显环带结构的磁铁矿与自形具环带结构的磁铁矿，可以是两个世代。同时不同世代的矿物常显出结构特点的差异，如常见的在闪锌矿中呈乳浊状出溶物的黄铜矿与他形单体的黄铜矿常为不同世代。

4. 矿物共生组合特点的不同：同种矿物分别产于不同的矿物共生组合内，可代表为不同的世代。

必须指出上述标志应综合考虑。作为矿物的一个世代产出，不应是个别的颗粒，应注意有一定“量”的概念。首先需查明矿物出现的世代，再结合矿物先后顺序的标志，来确定各世代的先后关系。

例如白云鄂博铁矿石中磁铁矿的两个世代：第一世代磁铁矿产于纹层状和皱纹状构造的矿石中，呈变晶结构，化学成分单纯，晶形简单(八面体)无爆裂温度，与白云岩共生，属沉积变质成因。第二世代磁铁矿产于浸染状矿石中，呈固溶体分解和交代结构，类质同象杂质多、晶形复杂(八面体和菱形十二面体)，包体的爆裂温度为 600-700℃，与矽卡岩矿物共生，为侵入体与白云岩发生接触交代作用而成。

第三节 矿物生成顺序图表的编制

一、矿物生成顺序图表

通过某矿床的野外和室内的观察与分析后，将所收集的有关矿床的矿化类型及矿化演变特征等实际资料，以简明的图表方式表示即为矿物生成顺序图表。该图表能反映成矿作用的全过程。如不同时期的矿化次序、矿化产物及其产出状态，矿化叠加和矿化富集特点以及所受构造活动和次生变化等成矿的基本特征。它有助于对矿床成因的分析与探讨，是矿床地质综合研究的重要资料之一。

矿物生成顺序图表应包括以下三项基本内容：

1. 矿床形成时所经历的矿化期、矿化阶段以及矿物生成顺序和矿物世代等的时间关系。
2. 矿石中主要矿物及其相对数量。
3. 各矿化阶段内典型的矿物共生组合以及具有成因意义的、典型的矿石构造与结构。

此外在资料充足的情况下，可将各矿化阶段形成的主要矿石类型、形成温度、构造活动、主要围岩蚀变，以及能反映矿床成因的其他资料等表示在图上，但应注意以简明清晰为主。生成顺序图表是在对矿床地质综合研究的基础上编制的，因此应配有一定的文字、素描或照片等资料作为依据。

二、矿物生成顺序图表的形式

矿物生成顺序图表的形式，可根据具体矿床中实际地质资料的丰富程度来设计。其总体要求必须将矿物生成顺序图表所要求的基本内容明确地反映在图表上，并力求简洁、美观。以图表方式代替繁多的文字叙述，突出形象化的特点，从而得到一目了然的效果。

一般多采用格状图表(表 10-1)，例如将矿物的生成顺序按时间先后依次呈梯形排列，可用透镜体(或线条方式)的长短表示矿物由开始形成到结束的时间。两种矿物若属先后顺序，透镜体的长短不重叠，若属同时形成的，透镜体全部重叠，若为超覆形成的，根据超覆特点，同时形成的部分可以重叠。透镜体的厚度表示矿物相对的数量，量少的矿物透镜体为扁平的或细薄的，反之透镜体的厚度大。透镜体厚度的部位，表示某段时间矿物的沉淀量相对较多。

矿物生成顺序图表主要表明矿化时间的演变关系，一般不能全面地反映矿化空间分布的特点，故应以文字或其他图表加以补充。

三、编制矿物生成顺序图表的实例

现以河南某斑岩型多金属硫铁矿矿床为例，简要说明生成顺序图表的编制。

(一)矿床简要地质特征：矿床位于华北地台南缘的拗陷带。矿体产于燕山期钾长花岗斑岩与震旦系白云岩接触带附近，系交代白云岩为主的似层状多金属磁铁矿盲矿体。断裂构造较发育，早期构造为主要的控矿构造，晚期构造常导致矿化叠加和穿切矿体。围岩蚀变以黄铁绢英岩化及次生石英岩化为主。矿石中主要造矿矿物为黄铁矿、磁铁矿、菱铁矿、赤铁矿、石英，其次为黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿、重晶石、绢云母以及次生矿物孔雀石、褐铁矿等。根据矿石的组成矿物和产出特点可分为赤铁矿-磁铁矿矿石、黄铁矿矿石、

磁铁矿-黄铁矿矿石、菱铁矿-黄铁矿矿石以及混合矿石等五种主要矿石类型。矿床属于与斑岩有关的中温热液成因。

(二)成矿过程的简要分析

通过矿床地质观察及对矿石的研究，本矿床经历了多期多阶段的形成过程：

1. 热液期：矿床产于热液期并有以下五个矿化阶段：

I. 磁铁矿-赤铁矿阶段：矿化早期含矿热液交代白云岩形成磁铁矿。后经热液氧化作用在白云岩中发生赤铁矿化，见有赤铁矿普遍交代磁铁矿呈镶边结构或假像结构，本阶段矿化形成块状赤铁矿-磁铁矿矿石，主要产于矿体中上部。赤铁矿化不受深度变化的控制又与潜水面形态无关，据其化学成分标型特征应属热液成因。据磁铁矿及赤铁矿包体测温资料，本阶段矿化温度为 440-270℃。

II. 石英-黄铁矿阶段：由于构造活动，导致石英-黄铁矿阶段形成。矿化发育在接触带附近的白云岩中或叠加在前一阶段之上，乃形成了部分似条带状磁铁矿-黄铁矿矿石(图 10-15)和角砾状黄铁矿矿石(围岩角砾被黄铁矿等胶结)以及块状黄铁矿矿石等。矿化分布于矿体中部，黄铁矿多为粗粒的，呈压碎结构(图 10-6)与石英近于同时形成，石英的形成温度为 290-270℃。本阶段矿化范围广，矿化强度大，为主要的成矿阶段。

III. 菱铁矿-黄铁矿阶段：再一次构造活动导致本阶段矿化。矿化主要富集在白云岩中，或叠加在磁铁矿-赤铁矿化及石英-黄铁矿化之上。见有菱铁矿-黄铁矿脉穿插交代赤铁矿-磁铁矿矿石构成矿体中部具网脉状构造(图 10-16)的混合矿石，以及叠加在早期黄铁矿矿石上(图 10-6)使其加富，同时还构成矿体下部的斑杂状菱铁矿-黄铁矿矿石。黄铁矿为细粒的等轴粒状，交代菱铁矿或与其同时形成呈超覆关系。黄铁矿的形成温度为 260-200℃。本阶段矿化广泛，矿化强度较大，亦为本矿床的主要成矿阶段。至此主要成矿阶段已基本结束。

IV. 黄铜矿-斑铜矿阶段：本阶段矿化弱且分散，未形成独立矿石。矿化叠加在菱铁矿-黄铁矿矿化之上，其产物主要分布在混合矿石和菱铁矿-黄铁矿矿石中。本阶段与前阶段无明显的构造活动，但斑铜矿与黄铜矿为一紧密的共生组合(尚有少量墨铜矿)。它们较普遍地交代菱铁矿。而斑铜矿交代黄铜矿呈镶边结构或格状结构。黄铜矿的形成温度为 250-228℃。

V. 铅锌硫化物阶段：本阶段形成一独立而稳定的共生组合，主要以方铅矿、闪锌矿和少量黄铜矿、黝铜矿以及重晶石等组成脉状，穿插交代前阶段产物，见有黄铜矿-斑铜矿叶片状连晶残余在铅锌硫化物中。该组合中方沿矿普遍交代闪锌矿及其他硫化物，呈交叉结构和镶边结构。黄铜矿交代闪锌矿和黝铜矿呈乳浊状结构，黝铜矿与闪锌矿呈共结边或略晚于闪锌矿。重晶石于硫化物形成的后期开始沉淀，其形成温度为 220-190℃。

2. 表生氧化期：近地表裂隙发育的局部地段，见有少量孔雀石及褐铁矿等呈被膜状或网脉状产出，说明矿床曾经历过表生变化，但并未形成富厚的氧化带。

(三)矿物生成顺序图表的编制

根据上述资料编制本矿床的矿物生成顺序图表(表 10-1)，力求简明而形象地表示出以下问题：

1. 表明矿床经历了两个矿化期，有工业价值的矿石产于中温热液期，热液矿化期具有先后不同、形成温度各异的五个矿化阶段及各阶段的主要造矿矿物及矿物世代。

2. 表示出各阶段中矿物的生成顺序，按由早到晚的顺序排列，注意标明先后、同时及超覆等形成关系。同时要注意表示矿物的相对含量，也要表明某些造矿矿物主要世代的形成时间及数量。由表 10-1 中可见前三个阶段为主要矿化阶段，第 II、III 阶段黄铁矿数量最多，形成时间亦长，造成富厚的硫铁矿体。由于两个阶段矿化叠加，造成矿体富化，形成主要矿石类型。黄铁矿有两个世代，其粒度与结构特点不同。

3. 应表示出有代表性的矿石类型、构造结构以及与成矿关系密切的构造活动序次及矿化阶段划分的依据等。如表 10-1 中，前三个主要矿化阶段间伴有两次构造活动，产生角砾

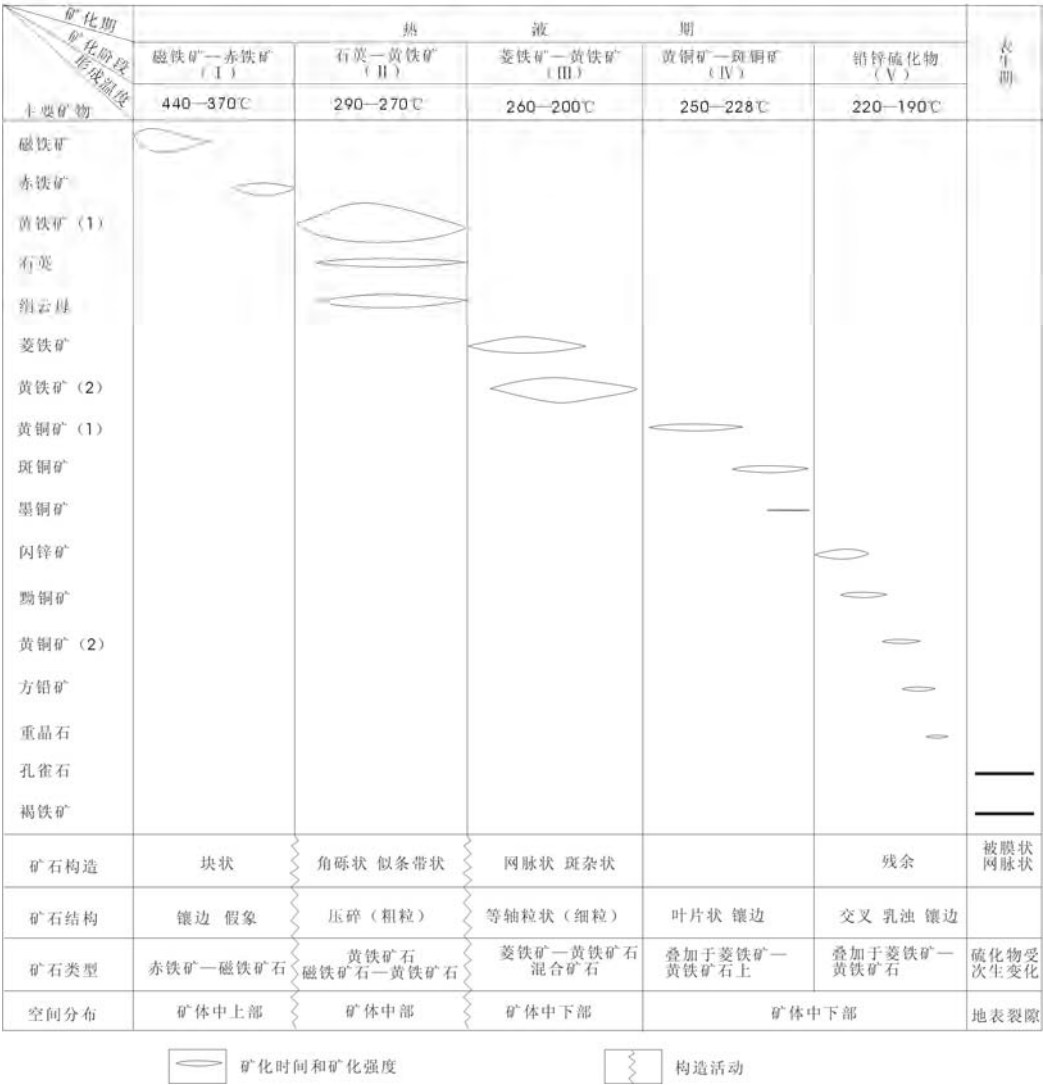
状、似条带状及网脉状矿石构造，可以划分为三个不同的矿化阶段。后两个阶段矿化弱而分散，未形成独立矿石，仅有矿化现象的叠加，但矿物共生组合间的交代关系明显、呈残余构造可划分出不同阶段。亦需标明各阶段的典型结构和形成温度。

4. 结合矿石类型应表示出各矿化阶段的主要产物以及叠加后的产物。表 10-1 中第 I 阶段形成块状赤铁矿-磁铁矿矿石，第 II 阶段形成块状黄铁矿矿石为富矿石和由于叠加而成的磁铁矿-黄铁矿矿石，以及第 III 阶段形成菱铁矿-黄铁矿矿石之外，叠加在黄铁矿矿石使之加富以及叠加在赤铁矿-磁铁矿矿石上形成混合矿石等。

5. 要表示出不同矿化期的特点。如表 10-1 中热液期的特点可由不同的矿化阶段表明。表生期形成表生的典型氧化矿物，具风化矿石构造特点，表生期未形成氧化矿石，仅表现为原生硫化物有次生变化现象。

6: 结合矿石的产出特点，注意表示各阶段的空间矿化范围(逆向垂直分带)。

表10-1 某硫铁矿床矿物生成顺序图表



第十一章 矿石工艺性质研究中的矿相学工作

第一节 概 述

在矿石工艺性质研究过程中矿相学工作的重要意义在第一章中已有概略的阐述。本节再以金矿石的实例说明应该进行那些矿相学工作。

一、矿石物质组成特征对金矿石技术加工的影响

以金矿石为例，除了注意品位分布和含量变化之外，还必须注意金的赋存状态、粒度与含量变化、嵌布特点、矿物之间的关系，矿相组合等方面的研究。我国金矿物以自然金和银金矿为主，碲化物、硒化物目前发现的还很少。关于金的赋存状态主要为独立金矿物的“裂隙金”(充填于黄铁矿、毒砂、石英、白钨矿的细小裂隙或晶间空隙中)和“包体金”(自然金在载金矿物中成为细小包裹体--有结晶作用形成的包含状结构中的金包体、交代作用形成的溶蚀包体、固溶体分解作用形成的分解物包体等)，次要的有“环状金”(金呈环带状分布)，“边缘吸附金”(如在伊利石破碎晶体边缘吸附有微细金粒)和“网格状金”(含金硫化物矿物氧化后自然金被褐铁矿包围，呈网格状分布)等。金是否以类质同象混入物形式赋存于毒砂、黄铁矿的晶格之内目前还正在进一步探索和研究。其中以裂隙金最易解离，吸附金及“超显微包体金”难以解离。

关于金的粒度，基本上可分为明金(直径大于 2mm)、显微金和次显微金(小于 0.5 μm，亦称超显微金)。前两者可在矿相显微镜下测量粒度，次显微金只能在电子显微镜下测量与研究。前两者可采用各种选矿方法分选富集金矿物，后者只能富集载金矿物后或直接在冶炼过程内回收金。简言之，较粗粒的金宜于用重力选矿法(重选法)；中、细粒金则应采取浮选法(浮选法)、氰化法、混汞法提取金；微细粒金呈机械混入物状态的可采用下面即将介绍的“堆浸法”提取金，胶体金也能用氰化法浸出，仅呈类质同象混入物状态的金选冶较困难(但可用离子交换法提取金，唯成本较高)。

影响矿石工艺加工时还有金的嵌布特性，金矿物和其他矿物的连接关系。关于金的嵌布特性是指金矿物或含金矿物的粒度范围及其大小颗粒的含量分布和这些矿物在金矿石中空间分布均匀性而言。它是直接影响金从矿石中解离难易的重要因素之一。另一重要因素为金矿物和其它矿物的连接关系。如平直毗连型(脉状金，自形晶粒、半自形晶粒)和参差毗连型(交代溶蚀包裹体“环状金”)连接关系，两者在解离率方面有显著差别。

矿物组合对于金矿石的综合利用评价和选矿工艺流程的确定影响很大。我国自然金绝大部分与硫化物，硫砷化物及硫盐矿物有关。据统计资料，可能含金的矿物出现频次由大到小依次为黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、自然铋、辉铋矿、辉铅铋矿，辉碲铋矿、磁黄铁矿、黝铜矿、砷黝铜矿等。含金的脉石矿物主要为石英、碳酸盐类矿物、绿泥石、伊利石、石墨、电气石等。如上述硫化物过多(超过 25-30%)，则要消耗过多的氰化物(氰化法回收金)或形成汞盐使混汞作用失效(混汞法回收金时硫化物与汞剂接触形成“汞膜”阻碍金与汞溶成汞金齐)。石墨、伊利石等粘土矿物在混汞时将附着于汞剂上形成强韧表皮，妨碍混汞作用的进行。

近年为开发低品位金矿资源(如边界品位以下的含金 1-3g/t 的平衡表外矿石)。在黄金冶炼工艺上新发明了“堆浸法”技术(将金矿石筑堆于有塑料薄膜垫衬的池底上，喷淋氰化的石灰溶液以浸出金，再用活性炭吸附浸出来的金。美国内华达州堆浸含金 1.28/t 的表外矿石仍可盈利)为一重要革新。影响这种新方法堆浸速度的因素有矿石结构(结构疏松，表面孔隙和毛细管分布较多易于浸出金，结构致密或含粘性土质太多则不利于浸出金)、赋存状态(金以细颗粒状存在于矿石的裂隙、断面上则较易被浸出，金的颗粒大或呈星点状则浸出

速度缓慢)和共生矿物(含碳量较高和含磁黄铁矿时不利于浸出金和使氰化剂消耗增加)等。

为了提高经济效益,往往对多种金矿选、冶方法进行对比试验和筛选、如我国山东含金石英脉型和破碎蚀变岩型金矿床在联合流程中综合采用重选工艺与不采用重选工艺相比,金矿石总回收率由 92.86%提高到 94.58%。尾矿含金由 0.658 / t 下降到 0.45g / t,大大提高了经济效益。山东十四家地方小型选厂每年可多获利达百万元以上。这种经济效益的取得取决于山东金矿石中自然金、银金矿以“粗粒金”为主(占 50%以上)以及金的赋存状态以“裂隙金”为主(占 91.7%)。粒度较粗以及裂隙金易于和其他矿物分离而有利于采用重力选矿法。

当前,一种较新的“油相附聚法”(粘附法)回收金方法经济效果较好,指标稳定。粘附之精矿品位高达 41664g / t(富集比为 10174 倍),回收率为 98.06%,尾矿含金仅 0.0793g / t。这种方法的采用前提是金矿石中不含硫化物矿物(粘附剂不仅捕捉金,同时也捕集硫化物),因之可以应用于砂金的选矿上。粘附剂配制简单,来源广泛,易于回收和再生,长期储存不变质、无毒,不污染环境而且价格低廉。我国广西苍梧泗马河矿床砂金的“粘附法捕金”试验效果良好。

经济效益最好的金矿加工方法是“直接冶炼法”。这种方法只用于矿石中石英的含量大于 60%并氧化铝小于 12%的低硫金矿石,它不需要经过选矿阶段而直接用块矿冶炼。这种矿石同时是火法冶炼铜矿石等的熔剂,在那种情况下金和石英都具有经济价值。

对于难处理的所谓“顽固金”,关键是查清矿石的物质组成成分和赋存状态特征。如我国湖南平江金矿床,金主要呈细粒和极微细粒状自然金嵌布于硫化物,特别是毒砂中。金精矿含 Au 约 100g / t、As 和 S 各约 20%。精矿中单体金只占 19%,硫化物包裹金占 76.93%,酸溶物包裹金占 3.8%,难溶物包裹金占 0.27%,这给提取金的工艺带来了很大的困难。对该矿采用的焙烧-硫酸硫脲法和焙烧-氰化法作了浸金试验,结果渣中仍有 15-20%的金不能回收。后查明原因主要是原嵌布在毒砂、黄铁矿中的极微细粒金经焙烧后,又部分地被焙烧产物(铁氧化物)所包裹。后来有针对性地采取“焙烧-酸浸铁-水氯化浸金”工艺方法,金的浸出率可达 97%以上。焙烧温度选取 650℃可使砷以最快的速度分解氧化脱除,以避免有害于金提取的砷酸盐生成。水氯化浸金对该类“顽固金”是一种有效的方法,浸出速度特快,只需 1 小时就能最大限度地将金溶解出来。

二、含铀金矿石工艺矿相学研究实例

我国吉林某中温热液成因的大型含铀金矿床,是贫硫化物的石英脉型矿床。矿脉产于混合花岗岩中,近矿围岩还有绢云母片岩和石英闪长斑岩。矿石含金 8.5g / t,铀 0.005-0.006%,金和铀都有工业价值。矿石的矿物成分为石英(占 78.1%)、绿泥石(8%)、碳酸盐矿物(5.2%)、磁铁矿(3.5%)、云母(2.8%)、钛铁矿(0.5%)、黄铁矿(0.5%)、电气石(<0.3%)、方铅矿(<0.1%)、微量自然金和沥青铀矿、其它矿物(1%);矿石构造主要为脉状构造和微细浸染状构造。矿石结构有黄铁矿、沥青铀矿、自然金、方铅矿等的它形-自形晶粒状结构、填隙结构、压碎结构等。自然金的粒度为 1—40 μm 的占 83.4%。自然金的嵌布特征和连接关系主要是稀疏浸染状分布在石英、云母、绿泥石颗粒间隙之中。另有约 20%的自然金与硫化物连生,多数呈直线状连接或被黄铁矿所包裹。有 2%的金与沥青铀矿连生。沥青铀矿或呈微细脉状和星点浸染状分布于石英中,或围绕黄铁矿颗粒的边缘聚集以及被黄铁矿包裹。金的赋存状态是呈独立矿物自然金状态存在,呈浸染状分布于石英和硫化物中。铀的赋存状态也是呈独立矿物(沥青铀矿)状态存在,沥青铀矿呈微细脉状和细小蠕虫状主要在黄铁矿和石英中分布,以上研究成果为铀金矿石的技术加工提供了基础资料。

第二节 工艺矿相学的工作方法

由上述可知,在考察矿石工艺性能时,必须查明矿石的矿物成分、化学成分和含量,有

用矿物的嵌布特性和连接关系，主要有用矿物的嵌布粒度和解离度，有益、有害元素的赋存状态等。这些都与矿相学研究有关，现就某些工艺矿相学的工作方法介绍如下。

一、矿石中的矿物相对含量的测定方法和金属百分含量的计算

矿物相对含量的测定方法常用的有面积法、线段法和点数法三种：

(一)面积法——此方法以矿物的体积比等于其截面上的面积比为理论基础。在具有代表性的矿石截面上累计欲测矿物所占的面积数，与测面的总面积相比求出矿物在测面上的面积含量比。以求出的面积含量比来确定矿石各组成矿物的体积百分含量。具体测量方法如图 11-1 所示，在矿相显微镜下借助目镜测微网进行。测微网为一圆形小玻璃片，纵横各刻有 21 条经纬线，共成四百个小方格。测量时将有代表性的光片置于机械台上顺序移动从观测各视域测微网内各种矿物所占的方格数(不满 1 格可合并估算)。如图 11-1 所示测微网内两个颗粒，大的占 12.5 方格，小的占 1.5 方格，共占 14 个小方格。测量工作按一定的测线次序进行。如系统地对具有代表性的某金矿石光片进行 300 个视域的观测并累计散布在石英中的含金黄铁矿占 34% 个方格，含金黄铁矿在矿石中的体积百分含量可按下式计算：

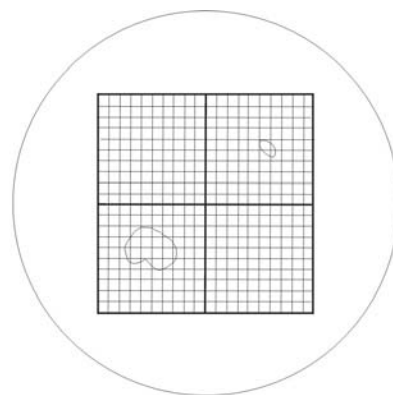


图11-1 面积法测定矿物相对含量示意图

$$\text{欲测矿物的体积含量(\%)} = \frac{\text{累计所得矿物的方格数}}{\text{测量的视域数} \times 400} \times 100\%$$

$$\text{含金黄铁矿的体积含量(\%)} = \frac{3456}{300 \times 400} \times 100\% = 2.88\%$$

(二)线段法——此方法以物体的体积比等于截面上的线段比为理论基础。在具有代表性矿石截面上累计欲测矿物在测线上的线段长度，与测线的总长度相比求出矿物在测线上的长度数量比。以求得的长度比来确定矿石各组成矿物的体积百分含量。测量方法如图 11-2 所示，在矿相显微镜下借助目镜测微尺进行。测微尺是在一小圆玻璃片上用 10mm 长度等距离刻为 100 小格的微尺。测量时将有代表性的光片置于机械台依次逐个视域进行，在每个视域中系统地累计测微尺上被测矿物的截距格数。测完一个视域后用机械台把光片顺测微尺方向移动 100 小格的距离使先后两个视域首尾衔接。测完一条测线平行地移动一定间距继续累加另一测线上被测矿物的截距格数。如系统地对具有代表性的某金矿石光片进行 300 个视域的观测并累计含金黄铁矿的总线段格数为 864 小格，含金黄铁矿在矿石中的体积百分含量则按下式计算：

$$\text{欲测矿物的体积含量(\%)} = \frac{\text{累计所得矿物的线段格数}}{\text{总视域数} \times 100} \times 100\%$$

$$\text{含金黄铁矿的体积含量(\%)} = \frac{864}{300 \times 100} \times 100\% = 2.88\%$$

线段法亦可借助积分台及电子颗粒计数器等进行测量。

(三)点数法——此方法以物体的体积比等于截面上测点数比为理论基础。在具有代表性的矿石截面上累计欲测矿物的点数，与测线的总点数相比求出在测线上的点数比。以求出的点数比来确定矿石中各组成矿物的体积百分含量。测量方法如图 11-3 所示，在矿相显微镜下借助点法电子颗粒计数器进行。这种颗粒计数器由电动移动尺(电动机械台)和按钮式分类累加器两部分组成。前者装在显微镜载物台上，借此等间距移动矿石光片。累加器上有 6-14 个键钮，用以分别累计各种不同的矿物。测量时由观测者根据视域中心点(十字丝交叉点)出现的矿物，按一下与此矿物相应的键钮，使其相对的计数器累加一个点数，与此同时接通一

次通往电动移动台的电流，使光片移动一定距离，接着观测者又根据新视域中心点下的矿物按动其相应的键钮。这样顺次分别累计出现各种不同矿物的测点数，用下式计算各种矿物在矿石中的体积百分含量：

$$\text{欲测矿物的体积含量}(\%) = \frac{\text{该矿物的测点数}}{\text{总测点数}} \times 100\%$$



图11-2 线段法测定矿物相对含量示意图

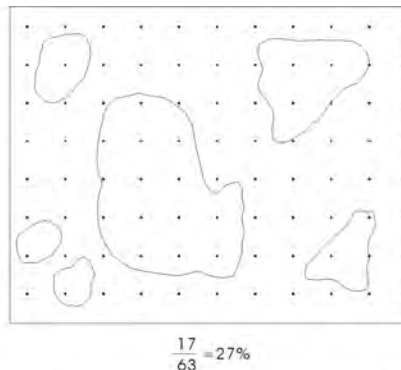


图11-3 电数法测定矿物相对含量示意图

如图 11-3 所示，设想的一种简单情况：某矿物在观测 63 次中有 17 次落在视域中心点上(4 小颗粒各 1 次，1 大颗粒 10 次，1 中颗粒 3 次)，则此矿物在矿石中的体积百分含量为 $17 / 63 \times 100\%$ ，等于 26.98%。

应该指出，上述测量矿物百分含量的方法基本上都是人工操作，效率太低，满足不了现代测试工作的需要。近十余年来已采用自动快速测量的“自动定量显微图象分析仪”。它是一套自动化的在显微镜下定量测定不同亮度物体百分含量的现代化仪器，由一套电视系统和一套电子计算机系统组成。自动定量显微图象分析仪是借助装在显微镜目镜上方的电视摄影机对显微镜视域进行系统的扫描。不同亮度的矿物产生电流大小不同的脉冲讯号，输入电子控制装置后即按电流大小进行分类和记数。在电视接收机荧光屏上，能显示所选择的亮度级别之矿物的断面形状。比如光片中有含金黄铁矿和石英两种矿物，该仪器可使视域中全部含金黄铁矿(或石英)影像单独呈现在荧光屏上，其他矿物消失不见，按一下控制板上的电钮，控制器上立即以数字显示出含金黄铁矿在此视域中的百分含量。可一个视域接一个视域进行扫描，由电子计算机累计，储存每个视域欲测矿物的含量，最后瞬间即显示出矿石中各种组成矿物的百分含量。质量较好的商品仪器有西德 Leitz 厂产 CLASSIMAT、Opton 厂产 MICRO-VIDEOMAT 自动显微图象分析仪。日本联合光学公司产 APM-5 型“自动扫描显微镜”也配有这种装置(如日制 Luzex-210 型图象分析仪)。为了有时单凭矿物的亮度(颜色)不能进行自动图象定量分析，后来又采用电子探针分析，以借助不同元素以至同一元素的不同浓度来区分矿物并进行自动图象定量分析来快速测定矿石中组成矿物的百分含量。法国卡麦卡公司 MS-46 型电子探针备有专门的 AMQ86 型定量金相分析仪附件。

若需计算矿石中金属的百分含量，可用以下两个公式：

$$g_k = \frac{100n_k d_k}{n_1 d_1 + n_2 d_2 + \cdots + n_k d_k} \times 100\% \quad (1)$$

式中 g_k 为某矿物的重量百分含量； n_k 矿物的体积百分含量； d_k 为该矿物的比重； n_1, n_2, \cdots, n_k 为矿石中各种矿物的体积百分含量； d_1, d_2, \cdots, d_k 为矿石中各种矿物的比重。

$$r = m_1 g_1 + m_2 g_2 + \cdots + m_k g_k \quad (2)$$

式中 r 为某种金属在矿石中的百分含量； g_1, g_2, \cdots, g_k 为矿石中各种含该金属之矿物的重量百分比； m_1, m_2, \cdots, m_k 为该金属在各种矿物中的百分含量。

二、有用矿物的嵌布特征和连接关系

根据张志雄的意见(1981)，矿石中组成矿物的嵌布特性是指该矿物的嵌布粒度和嵌布均匀性而言。所谓“嵌布粒度”是指矿物颗粒的粒度范围及其大小颗粒的含量分布，而“嵌布均匀性”则指矿物在矿石中的空间分布均匀性。

有用矿物在矿石中的分布情况，有的是呈细粒均匀分散在矿石的各个部分中，有的却呈局部富集产出。前一种情况由于均匀分布在全部矿石中，因此往往要求把全部矿石磨至有用矿物解离后才能进行分选；而后一种情况则由于有用矿物呈局部富集，势必存在着大量不含有用矿物的脉石块。若粗碎后先除掉大量脉石，再进行磨矿和分选则较为合理，因此，有用矿物在矿石中的嵌布均匀性，对于确定选矿流程具有一定的意义。

表 11-1 矿物嵌布的均匀类型(据张志雄)

嵌布均匀类型	矿物的嵌布均匀度*(%)	嵌布均匀类型	矿物的嵌布均匀度(%)
极均匀嵌布	>95	不均匀嵌布	25-5
均匀嵌布	95-75	极不均匀嵌布	<5
较均匀嵌布	75-25		

*以每立方厘米体积为一个单元，矿石中含矿单元的百分含量为矿物在矿石中的嵌布均匀度。

矿物嵌布的均匀类型可根据该矿物在矿石中的嵌布均匀度来确定表(表 11-1)。

关于矿物连接关系是指有用矿物在矿石中与连生矿物之间的相对空间关系而言，包括有用矿物与连生矿物之间的连接(接触)关系和物理性质(解理、硬度等)的差异。有用矿物与连生矿物的连接关系一般可以分为以下四个类型：

1. 毗连连接——如图 11-4 和图 11-6-1 所示，几种不同矿物颗粒连生在一起，互相毗连连接(图 11-4)。根据连生矿物的相对粒度大小又可分为“等粒毗连连接(图 11-6-1 中 A 矿物与 B 矿物)”和“不等粒毗连连接”(图 11-6-1 中 A 矿物与 D 矿物 B 矿物与 C 矿物)。就连接界面(连接面和接触面)来看，图 11-6-1 中 A 矿物与 B 矿物为平直的接触，系“规则毗连连接”，A 矿物与 D 矿物、B 矿物与 C 矿物为港湾状、波状接触，系“不规则毗连连接”。

2. 包裹连接——如图 11-5 和图 11-6-3 所示，某种矿物成包裹物状连接在另一种矿物中。如自然金作为机械包裹物嵌镶在黄铁矿中(图 11-5)或 B 矿物作为固溶体分解物嵌镶在 A 矿物中(图 11-6-3)。

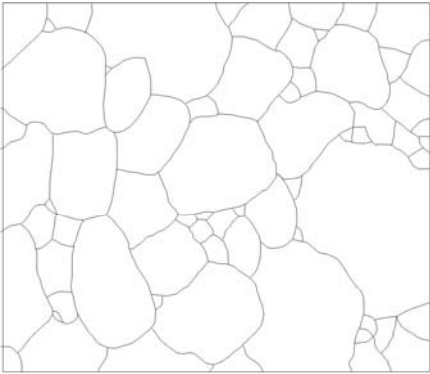


图11-4 矿物毗连连接示意图

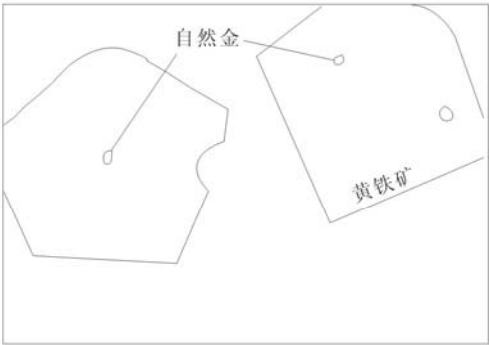


图11-5 矿物包裹体连接示意图

3. 脉状或网脉状连接——如图 11-6-2 所示，B 矿物成脉状或网脉状穿插在 A 矿物中。

4. 皮壳状连接——如图 11-6-4 所示，皮壳状 B 矿物包围 A 矿物。

在选矿的各种产物中常常有未解离的颗粒，它们一般是包含两种或更多种矿物的复合颗粒，这类颗粒统称连生体。连生体的存在常常决定该产品是否需要或可能再细磨，故在决定磨细程度和流程时相当重要。

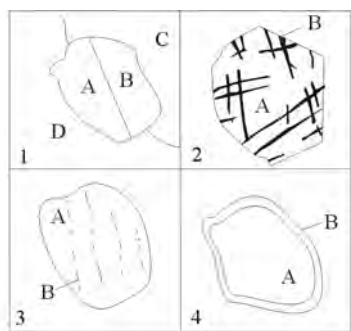


图11-6 矿物连接关系基本类型示意图

三、有用矿物的嵌布颗粒和解离度

(一)有用矿物的嵌布粒度——矿物的粒度有矿物晶粒粒度、单矿物颗粒粒度和复矿物颗粒粒度三种。矿物晶粒粒度是按矿物结晶颗粒的大小来划分粒度单元的，此类粒度一般用于矿石成因分析。单矿物颗粒粒度是按某一种矿物组成的颗粒（包括单晶颗粒及集合体颗粒）划分粒度单元，复矿物颗粒粒度则是按复合矿物所组成的颗粒划分粒度单元（复矿物颗粒是指两种或两种以上经常嵌镶在一起的矿物集合体，如自然金—黄铁矿、辉银矿—辉锑矿—方铅矿等），它在选矿早期阶段的流程中需要把这几种矿物同时分选出来时要求测定该复矿物颗粒的粒度。后两类粒度通常用于矿石工艺性的分析。因此，由于粒度分析目的不同，划分粒度的单元也不同。比如一个重结晶的方铅矿集合体，从矿石成因分析角度看它是很强的许多结晶颗粒，而从矿石工艺性角度来看它则是一个很大的单矿物颗粒，只要把矿石粗破碎一下就能达到方铅矿单体解离的要求。反之，一个几厘米大的辉铋矿骸晶，矿物学和矿床学认为它是一个很大的颗粒（大致保持辉铋矿的晶形轮廓，晶体中许多部分被其它矿物所占据），而从选矿学角度则认为它需要经过很细的磨矿才能将单体解离出来。

关于有用矿物嵌布粒级的划分和命名，目前还没有公认的统一标准。图 11-7 和表 11-2 为张志雄提倡的标准和命名：

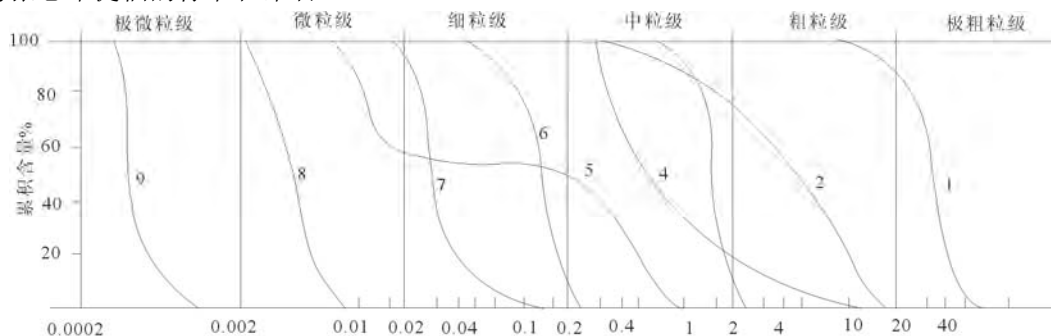


图11-7 有用矿物嵌布粒级的划分和命名示意图

表 11-2 有用矿物嵌布粒级分类表

粒级名称	粒度范围(mm)	粒级名称	粒度范围(mm)
极粗粒	+20	细粒	-0.2~+0.02
粗粒	-20~+2	微粒	-0.02~+0.002
中粒	-20~+0.2	极微粒	-0.002

根据表 11-2 的标准，图 11-7 中 9 条嵌布粒度累计曲线的嵌布粒度命名如下：

曲线 1 极粗粒的颗粒含量超过 90%，故称为极粗粒嵌布；

曲线 2 该矿物以粗粒级为主，中粒级为次，故属中粗粒嵌布；

- 曲线3 该矿物中粒的颗粒含量超过 90%，故属中粒嵌布；
- 曲线4 该矿物以中粒级为主，粗粒级为次。故属粗中粒嵌布；
- 曲线5 矿物的粒度范围较宽，中粒级和微粒级约各占半数，故属中-微粒嵌布；
- 曲线6 细粒的颗粒含量超过 90%，故属细粒嵌布；
- 曲线7 较曲线6 粒度略小，但仍属细粒级范围，故亦称细粒嵌布；
- 曲线8 粒度在微粒级范围内，故属微粒嵌布；
- 曲线9 粒度在 0.002mm 以下，故属极微粒嵌布。

分析对比这 9 条粒度曲线，其中曲线 1、3、6、7、8、9 六条曲线粒度范围较窄，一般在一个嵌布粒级内，属“等粒嵌布类型”；曲线 2、4 粒度范围较宽，包括两个嵌布粒级，属“不等粒嵌布类型”；曲线 5 粒度范围很宽，跨中粒、细粒、微粒三个粒级，属“极不等粒嵌布类型”。

从图 11-7 可以看出，嵌布粒度累计曲线图以各粒级的累计百含量作纵坐标（等间距），以粒径作横坐标（对数值坐标），标上各粒级的累计百分含量的相对位置，连上各点即绘制成嵌布粒度累计曲线。

（二）嵌布粒度测量方法——较常用的有过尺面测法、直线线测法和点测法三种，今简介如下：

1、过尺面测法：将目镜测微尺东西向横放在视域中，借助机械台把光片按一定间距的测线在南北向上移动，光片上同一纵行的各类颗粒都先后通过视域中的测微尺，每一颗粒通过时根据该颗粒的定向（东西向）最大截距刻度属于那一粒级范围（如 2 格、2—4 格、4—8 格、8—16 格、16—32 格……）时，则认为是那一级的颗粒，用分类计数器记录下来。过尺面测法的特点是只测量视域一定范围内的颗粒（如图 11-8 中 a-b 范围内）。对于跨在指定范围（a-b）边界上的颗粒可认定只测某一边的颗粒，如测右边的，则左边的都不测。这一条线测完后，再移到第二条测线，直到全光片测完。

现用以下铜矿石实例说明过尺面法的测量过程：

（1）先对原矿石标本进行肉眼观察，从中选出磨制光片的样品。

（2）将光片置于矿相显微镜下普查，了解矿石中主要有用矿物黄铜矿的单矿物颗粒粒度范围和分布情况，按数量比例精选出供测量用的光片面 10 块，每块均匀分布 5 条测线。

（3）根据黄铜矿颗粒粒度选用合适的物镜和目镜组合：目镜 5×，物镜 4×，此时目镜测微尺 1 小格为 0.0357mm（我国产 XPA-1 型矿相显微镜）。

（4）选定粒级范围（2-64 格）。

（5）选定测微尺刻度数 40 至 100 为测量范围（图 11-9 中的 a-b 范围）。

（6）在矿相显微镜下进行各粒级颗粒的实测工作。

（7）根据各粒级的面测颗粒数比，由截面（光片）出露之各粒级颗粒数与矿石中各粒级颗粒数的理论关系，按粒级含量为 $n' d^2$ （ n' 为面测颗粒数， d^2 为各粒级粒径）计算各粒级中的矿物含量。表 11-3 为测量计算记录。

（8）绘制嵌布粒度累计曲线（亦称嵌布粒度特性曲线）见图 11-10。

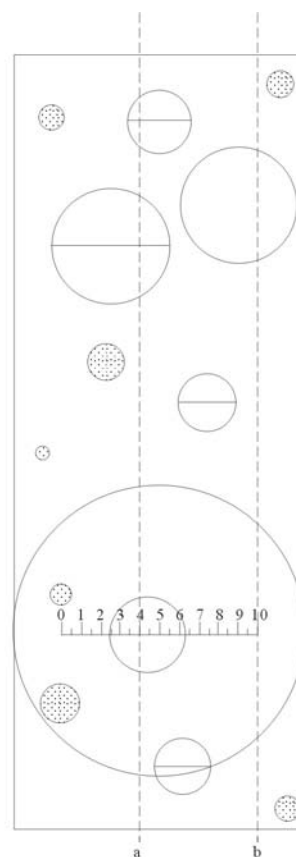


图11-8 过尺面测法进程示意图

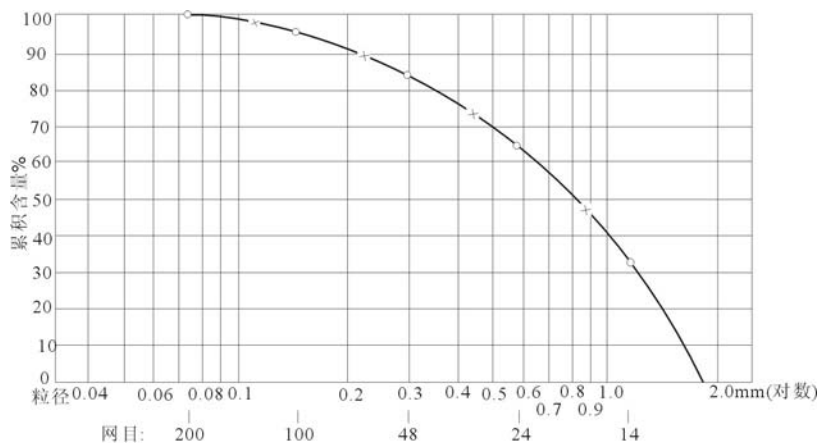


图11-9 某铜矿石中黄铜矿的粒度累计曲线(粒度特性曲线)

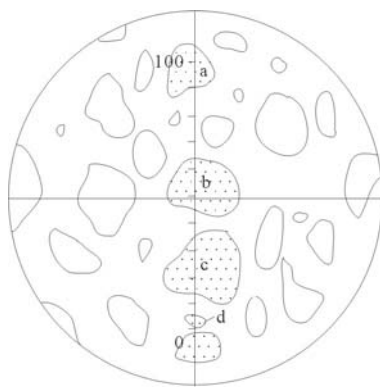


图11-10 直线线测法示意图

表 11-3 某铜矿石中黄铜矿的粒度测量计算记录（过尺面法）

粒级	刻度格数	粒度范围 (mm)	比粒径		面测颗粒数 n'	含量比 $n' d^2$	含量分布 $n' d^2 (\%)$	累计含量 $\Sigma n' d^2 (\%)$
			d	d^2				
I	-64+32	-1.792+0.869	16	256	30	7680	46.1	46.1
II	-32+16	-0.869+0.443	8	64	70	4480	26.9	73.0
III	-16+8	-0.443+0.224	4	16	165	2640	15.9	88.9
IV	-8+4	-0.224+0.112	2	4	358	1432	8.6	97.5
V	-4+2	-0.112+0.056	1	1	417	417	2.5	100.0
$\Sigma n' d^2 = 16649$								

必须指出，面测法仅适用于粒状矿物，特别是适用于含量较稀疏的矿物。因为面测法无法判断非被状矿物的粒径大小，那时应采用直线线测法。

2. 直线线测法：其基本测量程序与上述尺面测法一样，不同的是只测计在视域中南北向竖放之目镜测微尺测线上出现的颗粒(如图 11-10 中之 a、b、c、d、e 颗粒)。光片随机机械台按一定间距的测线南北方向移动，利用测微尺度量通过尺上该矿物的截距长度。如图 11-11 所示，测量工作从测线的一端开始，顺次到算测微尺上各粒级颗粒的颗粒数。判断颗粒居于那一粒级是按测微尺上随遇截距决定的。如图 11-11 中已测过的那一颗粒的随遇珙距为 17 小格，正好在尺上的那一个颗粒为 39 小格。这样前一个视域测微尺上的颗粒全部分级累计后，用机械台使光片移动视域中一个测微尺距离，使测线上的矿物颗粒在测微尺上首尾相接，

直至整条测线测完。再使光片横移到另一条测线上继续浊数，直至整个光片测完。最后由测线上出现的各粒级颗粒数与矿石立体内各粒级的颗粒数的理论关系，采用 $n'' d\%$ (n'' 为测线上出现的各粒级颗粒数) 计算各粒级的百分含量(表 11-4)。

表 11-4 某铜矿石中黄铜矿的粒度测量计算记录(直线线测法)

粒级	刻度格数	粒度范围 (mm)	比粒径 d	线测颗粒 数 n''	含量比 $n'' d$	含量分布 $n'' d(\%)$	累计含量 $\Sigma n'' d(\%)$
I	-64+32	-1.792+0.896	16	106	1696	39.4	39.4
II	-32+16	--0.896+0.448	8	157	1256	29.1	68.5
III	-16+8	-0.448+0.224	4	193	772	17.9	86.4
IV	-8+4	-0.224+0.112	2	216	432	10.0	96.4
V	-4+2	-0.112+0.056	1	156	156	3.6	100.0
共计	-64+2	-1.792+0.056			4312	100.0	

3. 点测法：借助点法电动求积台与目镜测微尺(东西向横放)配合进行粒度测量，首先指定分类累加器上的各个按钮代表的粒级，用以分别累计不同粒级的颗粒数。测量时观测者判断落在视线测点(目镜测微尺底线的中点、即视域中心点)是什么矿物，如为待测矿物，则用测微尺度量该颗粒属于那一粒级，再按动相应粒级的按钮使矿石光片自动往前移动一既定间距并累加计数该粒级的一个颗粒数。接着又根据第二个测点上的矿物颗粒按动相应的按钮，如为他种伴生矿物则按动空白按钮来移动测点的位置(图 11-12)。这样逐个测点测下去，直至整条测线、整个光片、全部应测光片测完为止。最后由截面(光片)测点上出现各粒级的颗粒数与矿石中各粒级的颗粒数之理论关系，点测法的粒级含量为 $n'' ' \% n'' '$ ($n'' '$ 为截面测点上出现各粒级的颗粒数)，即各粒级的点子数与总测点数之百分比就是各粒级的粒级含量百分比(表 11-5)。

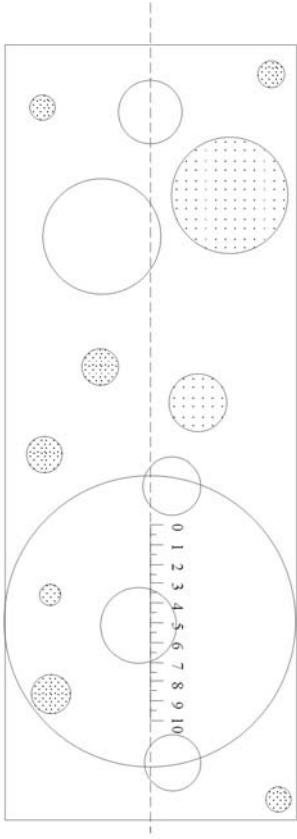


图11-11 直线线测法进程示意图

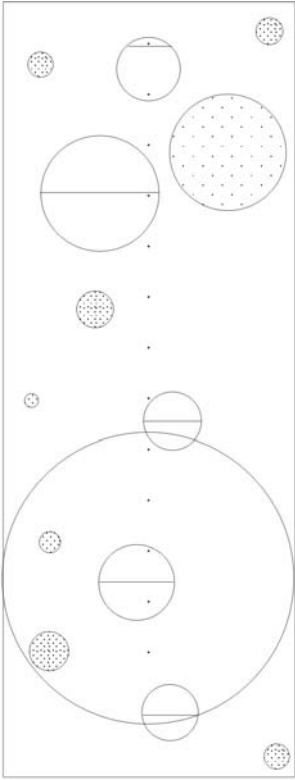


图11-12 点测法进程示意图

应当说明，点测法主要用于粒状矿物的粒度测量。此法优点为测算简便迅速，若有自动显微图象分析仪则可由电子计算机完成度量粒径和累计点数及运算工作，瞬间即可测完一片光片。

表 11-5 某铜矿石中黄铜矿的粒度测量计算记录(点测法)

粒级	刻度格数	粒度范围 (mm)	比粒径 d	测点数 n''	含量分布 $\frac{n''}{\sum n''}$	量计含量 $\sum \frac{n''}{\sum n''} (\%)$
I	-64+32	-1.792+0.896	16	570	48.0	46.0
II	-32+16	-0.896+0.448	8	334	26.9	72.9
III	-16+8	-0.448+0.224	4	198	16.0	88.9
IV	-8+4	-0.224+0.112	2	100	8.1	97.0
V	-4+2	-0.112+0.056	1	38	3.0	100.0
共计	-64+2	-1.792+0.056		1240	100.0	

事实上，矿石有用矿物嵌布粒度测量是一件很复杂的工作，上述三种方法测量结果还必须进行误差校正，详见专门书籍(如张志雄主编《矿石学》的 285-289 页)。

关于矿石中有用矿物单体解离度及其测量方法，在此仅做非常简单的介绍。大家知道，矿石经过破碎和磨矿后，有些矿物呈单矿物颗粒从矿石其他组成矿物中解离出来，这种单矿物颗粒称为某矿物单体(例如铁矿中的磁铁矿单体、赤铁矿单体)；未被解离为单矿物颗粒而呈两种或多种矿物连在一起的颗粒则称为矿物连生体(如磁铁矿-赤铁矿连生体，磁铁矿-脉石矿物连生体，赤铁矿-脉石矿物连生体等)。某种矿物解离为单体的程度谓之该矿物的单体解离度，以该矿物解离为单体颗粒的重量百分含量或体积百分含量来表示。即：

某矿物的解离度 = $\frac{\text{矿物单体的含量}}{\text{矿物的总含量}} \times 100\%$

11—6 某铁矿石磨碎至(-0.074+0.053)mm 粒级产品颗粒分析数据表

数据 矿物	颗粒类型	单体	连生体		
			50:50	60:40	80:20
	磁铁矿	225			
	磁铁矿-赤铁矿		6	10	35
	磁铁矿-脉石矿物		2	5	15
	赤铁矿	38			
	赤铁矿-脉石矿物		4	5	10

在进行矿物单体解离度测算时，一般是将该产品筛析后再在各粒级中分析统计其中单体颗粒数与其余矿物连生体颗粒数，然后按照连生颗粒中有用矿物所占的比例--连生比(如 50:50、60:40、80:20)来计算其中矿物的单体解离度。

如表 11-6 所示实例，表中为筛析后粒级为(-0.074+0.053)mm 的铁精矿的单体解离度的测量数据。

按照上述公式，磁铁矿的单体解离度(f_M)为：

$$f_M = \frac{225}{225 + (6 \times \frac{1}{2} + 10 \times \frac{3}{5} + 35 \times \frac{4}{5}) + (2 \times \frac{1}{2} + 5 \times \frac{3}{5} + 15 \times \frac{4}{5})} \times 100\% = 80.94\%$$

赤铁矿的单体解离度(f_H)为：

$$f_H = \frac{38}{38 + (6 \times \frac{1}{2} + 10 \times \frac{2}{5} + 35 \times \frac{1}{5}) + (4 \times \frac{1}{2} + 5 \times \frac{3}{5} + 15 \times \frac{4}{5})} \times 100\% = 58.46\%$$

对于全部铁矿物来说，应将磁铁矿-赤铁矿连生体看作铁矿物单体(有 51 颗)，铁矿物的单体解离度(f_{M+H})为：

$$f_{M+H} = \frac{225 + 38 + 51}{(225 + 38 + 51) + (2 \times \frac{1}{2} + 5 \times \frac{3}{5} + 15 \times \frac{4}{5}) + (4 \times \frac{1}{2} + 5 \times \frac{3}{5} + 15 \times \frac{4}{5})} \times 100\% = 91.55\%$$

以上计算的是某一粒级的单体解离度。关于整个产品的有用矿物单体解密度，则须将各粒级中有用矿物单体的含量和连生体中的含量分别累计计算，即：

$$\text{全产品中某矿物的单体 解离度} = \frac{\text{各粒级中某矿物单体含 量的总和}}{\text{各粒级中单体及连生体 中某矿物含量的总和}}$$

四、元素在矿石中赋存状态考查

有用元素在矿石中可呈多种赋存状态。除以独立的单矿物形式出现以外，还可以呈类质同象混入物、机械混入物、固溶体分解物和吸附状态存在。从矿石技术加工的角度考虑，金属元素在矿石中的赋存状态主要有集中和分散两大类。前者在矿石中集中于少数矿物内，或为矿物的主要成分元素，或为非主要成分的各种混入物；后者则分散存在于矿石的各组成矿物或绝大多数组成矿物中。为了充分地综合利用矿产资源，必须查明各种有用元素的赋存状态，以利采用机械选矿的方法富集成为精矿或留待以后的焙烧或冶炼过程中再回收。也必须搞清有害元素的赋存状态，采取相应措施使其进入尾砂中丢掉。元素在矿石中赋存状态考查工作的一般程序如下：1. 将原矿进行光谱分析初查。2. 作化学定量分析，准确化验有益元素和有害元素的百分含量。3. 将矿石进行简单分选，并对各分选产品进行化学分析，以查定该元素在各分选产品中分散或集中的情况。4. 对该元素富集的分选产品进行详细研究，挑选出单矿物作化学定量分析。5. 进行矿相显微镜、电子探针、扫描电镜等研究分辨系类质同象混入物或细粒包裹体机械混入物。6. 由该元素在各矿物中的总含量与矿石品位对比，若低于矿石品位则说明还有一部分有益元素赋存于尚未发现的矿物中，还需进一步工作，直至查清为止。现以某铜矿石中钴的赋存状态考查为例说明如下：

矿石中主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿及少量次生硫化铜矿物。脉石矿物主要为石英、方解石，其次为长石、云母、绿泥石和磷灰石。首先经光谱半定量分析得知矿石含钴较高，继之作化学定量分析测定矿石含钴 0.032%，具有综合利用价值。再分选出单矿物逐个进行钴含量测定，结果发现钴在黄铁矿中含量最高，黄铜矿、斑铜矿次之，方解石等其他矿物含钴极微（表 11-7）。

表 11-7 某铜矿石中钴在各种矿物中的含量分布矿物

矿物	重量（%） A	钴的含量（%） B	钴的总含量（%） C=A×B	钴的含量分布（%） D=C/ΣC
黄铁矿	4.88	0.512	0.0250	78.37
黄铜矿	2.25	0.058	0.0013	4.07
斑铜矿	2.64	0.043	0.0011	3.45
其它矿物	90.23	0.005	0.0045	14.11
总计	100.00		ΣC=0.0319	

必要时还需对钴在黄铁矿、黄铜矿、班铜矿中的赋存状态作进一步的研究，准确考查呈类质同象混入物和独立钴矿物的细粒机械混入物的比例，以便在冶炼时采取相应的措施。

考查元素在矿物中赋存状态的方法，除了常规性的显微镜法、化学物相分析法(选择性溶解合理化学分析法)、X 射线研究法等方法以外，还采用电子探针分析、激光显微光谱分析和电渗析等方法。电子探针分析是利用高速电子束轰击所测矿物的表面、一部分背散射电子、二次电子等电子被散射掉，另一部分吸收电子进入样品激发出矿物所含元素特征之 X 射线的原理，测定矿物所含元素和数量，以及由得到的电子图象、X 射线图象了解元素分布状况。故电子探针分析法除了鉴定微粒(微米级)矿物外，特别是在考查元素赋存状态方面具有重要意义。如用电子探针扫描矿物，显示之电子图象表明元素在矿物中分布不均匀，就可能有细粒包裹体机械混入物存在。元素在矿物中呈均匀分布它又不是该矿物的固定组分元素时则可能为类质同象混入物。激光显微光谱分析法借助显微镜物镜将高能脉冲激光束聚焦在样品上气化矿物激发产生所含元素特征光谱线，由之可以查定矿物中主要的、次要的和微量元素(可检测电子探针所不能检测的低浓度微量元素)。如分析含量在万分之几的赋存于微粒方铅矿中的银，磁铁矿中的砷、锰、镓和黄铁矿中的镍、银等效果极佳。最近利用显微部分诱导 X 射线激发技术刚刚研制成功的“质子探针”测量金属矿物中痕量元素非常有效，灵敏度比“电子探针”高得多。电渗析方法主要用于考查胶状矿石或矿石中的部分胶状形成物。研究其中是否存在吸附形式的元素。这些元素不是组成矿物的基本组份主要元素，而是被带有与该元素相反电荷的胶体矿物所吸附。电渗析仪由三个用半渗透膜分隔的小室组成。左、右两室分别装有直流电的正、负极，中室放入矿石粉末加水制成的悬浊液，并不断搅拌。矿物悬浊液在直流电场的作用下，如果矿物中有呈吸附状态的离子存在(吸附在胶体矿物质点的表面上)，由于电位差使这些被吸附的离子进入溶液，透过半渗透膜向电荷相反的电极室扩散，并聚集在铂网电极的周围(半渗透膜的毛细孔很小，只允许离子通过而不允许胶体物质通过)。电渗析之后电极室(阴极室和阳极室)中溶液的离子含量愈高，反映吸附离子的数量愈大。