

某些金属矿床的原生分带及其成因問題

郭文魁

一、緒言

金属矿床分带現象很早即为中国开矿的劳动人民所認識。《管子》一书中曾記述了这些經驗的一部分,指出:“山上有赭者,其下有鉄。上有鉛者,其下有銀(一曰上有鉛者,其下有銑銀);上有丹沙者,其下有銑金(?);上有慈石者,其下有銅金。此山之見榮者也”。可見二千多年前我国人民就注意了矿石的空間变化,并用以指导采矿,取得了良好的效果。

近年来,由于地球化学原生暈工作的进展,带状分布的范围扩大,内容增多,許多肉眼所不能見的矿化現象,通过地球化学分析,可以有效地揭露出来,并用以指导找矿。中国东北某鉛鋅矿新官矿体的发现(图1),以及苏联中亚某金属矿床的寻获,都是根据原生暈的材料,利用带状分布的原理,进行分析而获得的成果。事实証明,掌握带状分布的規律是指导找矿的有效途径之一。因此,在矿床和成矿規律的研究上应该給予应有的注

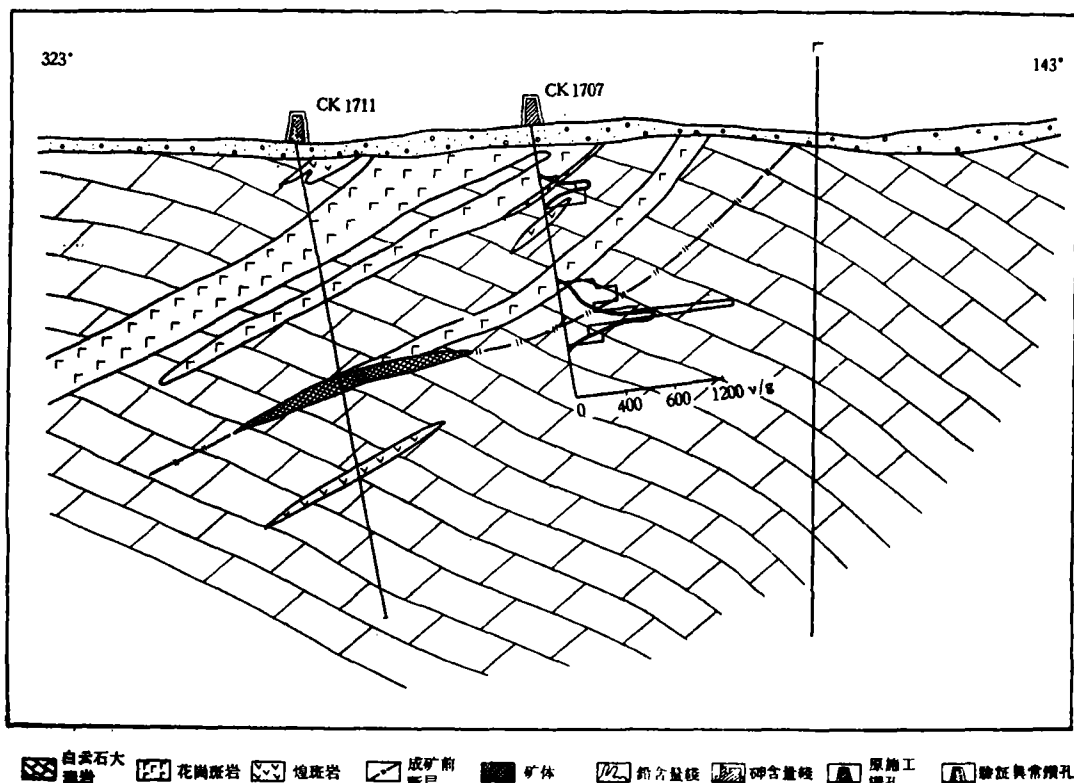


图1 某鉛鋅矿区地球化学剖面示意图

意。

带状分布是矿床的物质成分、结构构造在空间上的变化规律。其原来的涵义系指内生矿床在空间上的变化而言,后来亦应用到沉积矿产及变质矿产上。除了原生分带外,由于后生淋滤作用,亦可形成次生分带。矿床分带在空间上的表现,一为垂直分带,一为水平分带。《管子》中所论述者为垂直分带;大量地质资料说明既有垂直分带,而更多的为水平分带。

带状分布应用的范围很广。大而为区域性的成矿带,一般与大地构造有密切联系,如太平洋金属矿带,近东西向褶皱断裂成矿带,近南北向的断裂成矿带等;有的以一个侵入体为中心,由不同矿种或不同类型矿床的次第出现而形成矿带。中而在一个矿区内,由不同矿床或不同矿体的有规律分布而形成分带。小而在一个矿体或一条矿脉中亦有分带的现象。

矿床分带的内容及其表示的方法亦颇为复杂,视其范围大小而各有不同。在区域性的分带中,一般以有用元素或矿床类型为分带的指标,如:钨锡带、铁铜带、铅锌带、锑汞带或高、中、低温热液矿床带等。在一个矿区或一个矿床内,除可用矿种或矿床类型表示外,还可利用主要有用矿物组合或矿石建造分带。在单一矿种的矿床内,曾有人用不同金属矿物之出现作为分带的标志,例如在美国毕由特铜矿中,黄铜矿、斑铜矿及辉铜矿就各出现在不同的空间部位^[29,32]。即便是同一矿物,如闪锌矿,由于其中所含的杂质及分散元素的不同,亦可作为分带的标志。在一个矿体中,除上述某些内容可用作表现分带外,还可利用有用元素品位变化、含量的比值变化(如 Pb/Zn 、 Cu/Fe)或矿石结构进行分带。在矿体以外的围岩中,借用不同蚀变现象或地球化学分析的结果亦可做有效的分带。因此,矿床带状分布是多种多样的,在不同范围不同矿床中,采用不同的有效方法,总能表现出矿化作用遗留下来的轨迹。事物总是在发展变化中形成的,这些变化有的比较显著,有的十分微弱,只要我们找出变化的迹象,从而逐步探索其引起变化的实质,就为认识矿床形成的客观规律打开一条道路。

国外关于金属矿床原生分带的现象在十九世纪四十年代自英国康恩瓦尔矿区开始有所记载^[2]。J.E. 斯柏尔(1902)综合了已有现象初次提出矿床分带的理论^[35]。其后, W.H. 艾孟斯(1924—1936)倡导原生分带(Hypogene zoning)的理论,认为围绕侵入体的矿床,受地热的影响,根据矿物的溶度先后沉淀形成分带,并自地表向下排列出一个矿物生成顺序表^[22,23,24]。L.B. 瑞莱(1936)同时提出矿体分带的意见^[31]。C.C. 斯米尔诺夫(1937)根据苏联实际材料倡议间歇脉动成矿说^[40],从构造裂隙的多次张开为新的不同性质矿液创造成矿条件,批判了艾孟斯原生沉淀分带的顺序。他的间歇脉动成矿的见解,反映在以后的苏联许多著作中,其中 A.B. 克罗列夫曾对间歇脉动分带作了具体分析^[39]。R.A. 麦克奇(1946)首倡以渗滤作用解释金属分带的现象^[28]。Ю.А. 毕利宾(1951)提出金属矿物从同一含矿溶液中先后晶出的沉淀分带^[12]。C.F. 派克(1955)综合分析了世界某些原生分带较为显著的矿床,强调深度-温度矿床分类、原生分带与矿物生成顺序的一致性^[29],其后(1957)他还专题论述了垂直分带问题^[30]。А.Г. 别杰赫琴(1957)从矿物晶出的条件出发,将温度、压力、溶度、溶液酸碱度及溶液相互作用等因素对矿化作用的影响进行了综合分析,特别提出以硫氧比值的变化解释某些矿床的逆向分带^[2]。J. 顾亭那(1957)根据捷克

一个鉛鋅矿所反映的分带现象,支持多次成矿理论,提出多次上升(polyascendant)矿液以示与一次上升(monoascendant)矿液之区别^[27]。E. 柴德茨基-卡尔多士(1957)综合分析了造岩与成矿作用,倡议原生分带与电离化程度有关的理论^[36]。B.H. 斯米尔诺夫(1960)利用苏联境内某些金属矿床的材料,对矿体的原生分带做了成因分析,提出二类六种:一类为阶段分带(stage-by-stage zonality),以构造裂隙的多次开张为其形成的主要因素;一类为相带(facies zonality),以矿物沉淀为其形成的主要因素,其中并根据 Д.С. 柯尔仁斯基(1951)进一步发展了渗滤分带的理论^[34,38]。J.C. 布拉德布尔格(1961)研究了美国伊利诺艾州一个鉛鋅矿后,提出时间分带的说法^[20]。H.L. 巴恩斯(1962)指出矿床一般分带的元素排列顺序与离子化热及水解热的差数亦即固定系数比较一致,提出固定系数控制原生分带的假说,并指出矿质的搬运必须是可溶的液态络离子^[19]。

国内关于矿床原生分带的论述,除管子记载部分已如上述外,近代地质工作开展以后亦有許多描述,散见各种文献。解放以前多限于区域性分带的研究^[17,18,37]。徐克勤、丁毅(1938)论述了南岭鎢矿分带现象^[9]。馬振图(1946)除指出不同矿物在鎢矿脉中之变化外,还进一步注意了黑鎢矿的结构构造在矿脉中的垂直变化^[8]。解放后,由于地质矿产勘探工作的大量和深入地开展,給矿床分带的研究创造了条件,除进行了区域分带的初步综合分析外^[5,6,7,11];在許多矿区或矿床报告中亦有原生分带的描述,如郭文魁(1957)对某砂卡岩型鉄銅矿原生分带的叙述与成因探讨^[5],包家宝等(1959)对某鎢矿区矿物垂直分带特征及其原因的论证,刘锦新、李希勤、李錫林、庄东臣及馮賢仁^[14]等对錫石硫化物矿床原生分带的描述,陈懋猷^[10]指出鎢鎢矿的分带现象,黎彤(1959)论证硫化物型鎢矿的分带问题^[13],郭文魁、张玉华(1960)引述某些鉛鋅矿的原生分带^[7]。

六十年来,中外地质矿床学家结合自己所接触到的实际材料,在不同地点,从不同角度出发,试图对内生金属矿床原生分带现象,加以理论上的解释,众说纷紜,莫衷一是。这是在認識客观实际的过程中,由于材料不足所不可避免的现象。总的看来,近年来的研究远较二十世紀初期深入细致并进一步接近了实际;但距建立一个原生分带的普遍理论,还有一段长远的路程,还需要收集更多的实际资料与解决一系列的理論问题。各家爭論的问题,归根到底,在本质上可概括为两方面:一方面是从形成分带的内部矿体出发,研究矿物沉淀结晶的性质、变化与条件;一方面是从形成分带的外在条件特别是构造裂隙的性质及变化出发,研究构造裂隙对成矿的控制作用。在实际矿床中外在构造因素与内在矿液因素是密切联系而相互作用的,外因通过内因起作用才能表示出分带的变化。因此,强调任何一面都将导致我们得不出矿床分带的完整概念。

基于上述認識,作者主要根据中国某些经过詳細勘探或正在开采的金属矿床的已有资料,引用国内外有关文献,从构造条件、围岩性质、变质及蚀变程度、矿物生成阶段及矿石建造等几方面,相互结合,综合分析,以探索矿床原生分带的成因问题。这些矿床由于还没有经过更深入的细致研究,某些矿物种属的鉴定及矿物个体的生成顺序可能尚有問題,但不同类型矿物羣生成阶段的可靠性,是不容置疑的。

本文引用的资料,部分是作者实际观察所得,更多的是长期在矿区工作同志劳动的成果。作者謹向这些提供原始资料的同志致以謝忱。

二、中国某些金属矿床原生分带的实例

中国具有带状分布的矿床很多,在矿种上从黑色金属、有色金属、稀有金属到贵金属,在分布上从南岭经扬子江到燕山以北都存在着具有原生分带的矿区。为了能够说明问题,选择了工作较多的四种不同类型矿区作为实例,用以比较分析。这四种类型矿区为:1)鉄銅矿、2)錫石硫化矿、3)多金属矿及 4)鋁矿。它們都是与侵入岩体在空間上、可能也在成因上有密切联系的矿床。

(一) 鉄銅矿^[4](表 1, 图 2, 3)

此矿区位扬子江下游,区内主要构造为一不对称的背斜,作北 50°—60° 东走向,而向北东傾沒。东南翼陡而西北翼緩。背斜軸部由上泥盆統烏桐石英岩組成。在石英岩之西北、东北及西南三面自背斜軸部向外依次出露二迭紀石灰岩、燧石层、煤系及三迭紀石灰岩。沿背斜西北翼至傾沒之頂端由于褶皱发生层間剝离作用,使烏桐石英岩与二迭紀灰岩之間发生层間裂隙,此一裂隙为有限延长的性質,为形成致密硫化物矿体的主要空隙,亦是带状分布比較显著的地段。背斜之西北翼及东北端有后期石英閃长岩之侵入,形成二个独立岩株。西北翼的岩株呈橢圓的半漏斗状,主要取二迭紀灰岩而代之。环岩株的接触围岩除东南側的局部及西北側分別为烏桐石英岩和二迭紀煤系外,其余全为二迭系灰岩,在与灰岩接触处形成了显著的接触变质带,东北側的变质带曾經进行了比較深入的研究,自石英閃长岩岩体内部向外可分为以下不同性質变质岩石相带,互相递变。

(甲) 內变质閃长岩带,岩石中之斜长石呈現反环带結構,部分角閃石为透輝石所交代,并有石榴石、透輝石、透閃石、长英岩及石英細脉之穿插,一般寬 0—20 米。

(乙) 砂卡岩带,按其主要矿物組分又可分为鈣鉄榴石內带和透輝石外带,內带寬 10—20 米,外带寬十数米。

(丙) 大理岩带,接近砂卡岩者具有显著热变蠕动結構,含硅灰石朵块,寬数十米,更外則为含透閃石及蛇紋石(橄欖石)的大理岩及不含硅酸盐矿物的純大理岩,寬 200—300 米。

(丁) 未变质的鎂質灰岩。

以上是金属矿化以前所存在的地质条件。

鉄銅矿体分为两种,一种是产在岩株东北与西南兩側陡傾斜砂卡岩中的柱状或囊状矿体,其中磁鉄矿呈致密块状或浸染状,而硫化物則一般为分散的細脉或散点状,这种矿体中的原生分带除在一个柱状矿体中銅的品位有向下增高的趋势外,一般不显著或完全不存在。一种是沿上述层間裂隙所生成的似层状矿体,自石英閃长岩体与烏桐石英岩直接接触之处分別向东北及西南延伸,表现了显著的水平分带現象。特别是东北部的似层状矿体断續延长甚远,由西南向东北可分为 A、B、C、D、E 五个矿化地段。A 段为直接接触內变质閃长岩的內砂卡岩带,主要由鈣鉄榴石組成; B 段的內側(即与石英閃长岩接触部分)为主要含鈣鉄榴石的砂卡岩,外側为致密块状的磁鉄矿,含硫化物极少,更外即为含硫化較多的銅矿体,直接与石英岩接触; C 段內側亦为砂卡岩,但其組分除大量石榴石外,还有透輝石之存在,有些地方并有未被交代完的大理岩殘核。外側的矿体主要由磁鉄



图2 某铁铜矿区地质示意图

矿及硫化物组成,并夹有石榴石条带^[4],其中磁铁矿的体积约占整个矿体的一半,另一半为硫化物,按其含量多少依次为磁黄铁矿、黄铁矿及黄铜矿^[5];D段与E段同属于一个致密块状矿体,由于其中所含不同矿物的数量比例有所变化,故分为两段,但这种变化为渐变过渡性质,并无明显界线。D段矿体的组成矿物70%为磁黄铁矿,30%为其他矿物,按含量多少依次为:黄铁矿、黄铜矿、透闪石、磁铁矿及方解石^[5]。磁铁矿只存在于D段西南端接近石英闪长岩之处。该处并有少量石榴石砂卡岩;E段矿体85%为黄铁矿,其他矿物依次而为:磁黄铁矿、方解石、石英及黄铜矿,而磁黄铁矿愈接近D段愈多^[5]。最外在E段东北约200米外则全为黄铁矿,其中所含之铜已不到边界品位。更向东北延展,则在灰岩中有零星方铅矿团块。

西南部的似层状矿体自石英闪长岩向外,亦显示了相似的分带,最内为砂卡岩,含铜极低,向外即变为以磁铁矿为主并含有磁黄铁矿及黄铜矿的矿体,由于此处矿体延展不

远,以硫化物为主的致密矿体未能出现。铜的矿化除存在于上述陡倾斜矽卡岩及层间裂隙的似层状矿体中以外,在石英闪长岩体以内还往往以黄铜矿石英脉出现,特别是在内变质石英闪长岩带内有些地段可形成细脉浸染状工业矿体。

以上是水平分带情况,在垂直分带上矿石建造自下而上亦表现了与水平分带自内而外相似的变化,以C段的一个剖面为例可以说明这个问题(图2)。在剖面中矿化带的最

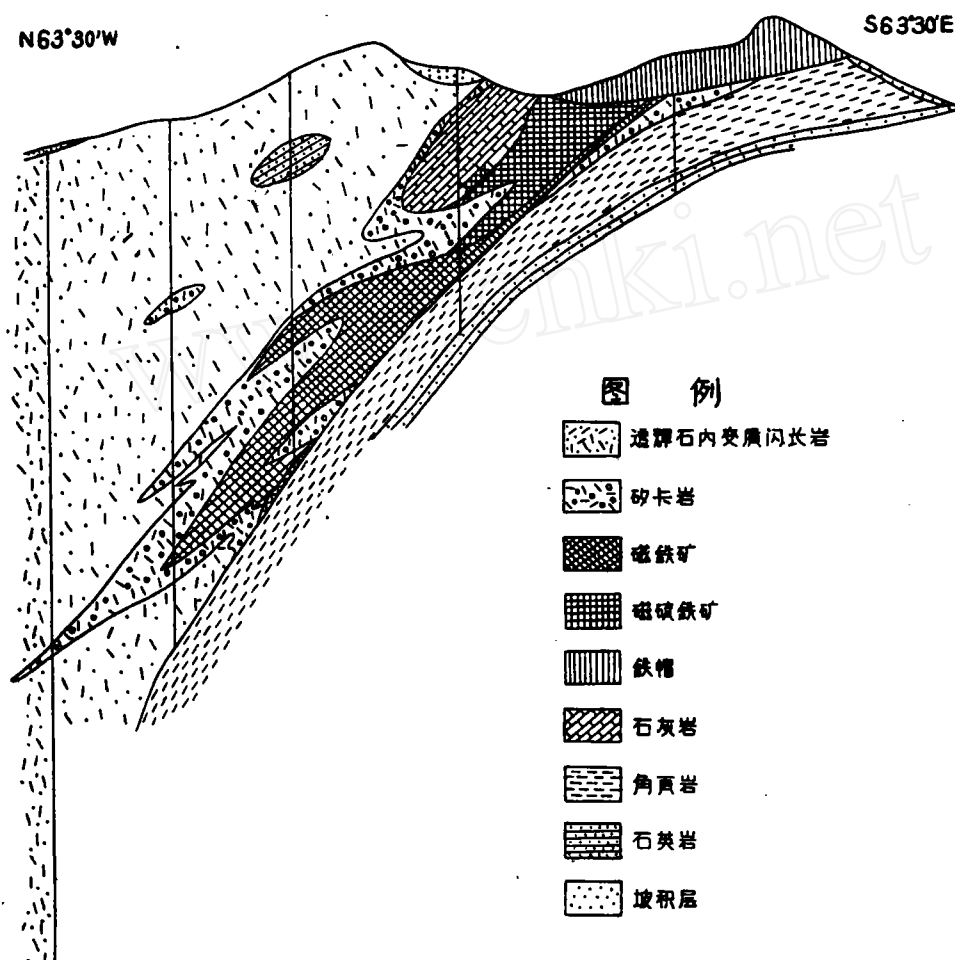


图 3 某铁铜矿剖面图

表1 某鉄鋼矿区矿物生成阶段、矿石建造及分带綜合表

矿物生成阶段	岩石相带	内长岩	内变长岩	砂卡岩		结晶大理岩			石灰岩
				以石榴石为主	以透辉石为主	含硅灰石(具蠕虫变形)	含透闪石	透闪石消失	
硅酸盐阶段	灰石					////			
	透闪石					////			
	方柱石					////			
	透辉石			////	////	////			
	石榴石			////	////	////			
氧化阶段	磁铁矿			////	////	////			
	磁黄铁矿			////	////	////			
	黄铁矿			////	////	////			
	白铁矿			////	////	////			
	含铜白铁矿			////	////	////			
硫化阶段	石英			////	////	////			
	透闪石			////	////	////			
	方柱石			////	////	////			
	透辉石			////	////	////			
	石榴石			////	////	////			
	磁铁矿			////	////	////			
	磁黄铁矿			////	////	////			
	黄铁矿			////	////	////			
	白铁矿			////	////	////			
	含铜白铁矿			////	////	////			
	黄铜矿			////	////	////			
	方铅矿			////	////	////			
碳酸盐阶段	方解石			////	////	////			
	白云石			////	////	////			

矿石建造	黄铜矿-石英
	磁铁矿-砂卡岩
	黄铜矿-磁黄铁矿
	黄铜矿-黄铁矿
	方铅矿-磁黄铁矿
	方铅矿-黄铁矿

註解: ———— 大量 // 少量 - - - - - 微量

下部为砂卡岩,向上則过渡为以磁鉄矿为主的含銅矿体,更上逐渐变为以磁硫鉄矿为主的矿体,而以黄鉄矿为主的矿体已被侵蝕,保留得不够完整。因此,垂直分带与水平分带是

完全可以比拟的。如果将水平分带与垂直分带联系分析,把上述东北部似层状矿体各段的矿化特征综合起来,再造成一个完整矿床,则可看出,这个再造矿床的分带变化,不论在水平方向上或在垂直方向上,是一个统一的不可分割的整体。

上述情况是以背斜西北翼岩株为中心的分带现象,扩而大之,与背斜东北端的岩株联系分析,则黄铁矿矿体在接近后一岩株时又逐渐变为以磁黄铁矿为主的矿体,而与后一岩株直接接触地带并有零星磁铁矿体之出现,形成了对称分带现象¹⁾,从而亦可在一定程度上说明岩体对成矿作用的影响。

为了进一步理解这种分带的成因,除了解各种矿物在空间上的分带性外,还必须从时间上认识不同矿物组合形成的顺序以及在形成过程中所经受的地质变化。

当石英闪长岩的岩浆侵入到二迭纪灰岩并处于岩浆状态时,就同化了一部分围岩,形成含有透辉石的内变质闪长岩;可能与此同时,紧邻的围岩受侵入体热能的影响,变为可塑性的半流体,相同的元素开始集聚,一些适于结晶的不同元素亦相互结合,发生重结晶作用,形成大理岩中的橄辉石(后变为蛇纹石)及辉石结核周围的硅灰石等。较远的围岩虽未发生蠕变变形,但在一定适宜的岩层中亦发生重结晶作用,形成透闪石大理岩及纯大理岩等。这是岩浆期的同化作用及热力变质作用的结果。

真正的岩浆期后矿化作用应当是从岩体相邻的围岩被岩浆分泌出的气液交代成致密块状的砂卡岩开始的,先形成透辉石,其后又结晶出钙铁榴石。待这种先期砂卡岩及侵入岩体的边缘部分固化并能以发生裂隙,残余的交代气液充填在裂隙中,才形成粗粒及巨晶的透辉石与石榴石脉。在这一阶段中主要晶出了无水的砂卡岩矿物,名之曰硅酸盐矿物阶段。根据不同硅酸盐矿物在空间上分布的情况,可以看出不同矿物的晶出是一由外向侵入接触带附近退缩的发展过程。

在岩浆期后矿化过程中,磁铁矿的晶出,标志着氧化物阶段的开始。氧化物矿物包括单金属氧化物及有用金属的酸氧根矿物等。在这一矿区内,大量磁铁矿是呈晶粒状充填于石榴石或透辉石晶隙之间,并交代它们,个别沿裂隙穿插于石榴石晶体之中,因此可以肯定磁铁矿之晶出晚于无水砂卡岩矿物。绿帘石及阳起石亦主要存在于无水砂卡岩矿物晶洞或晶隙之间,有的亦呈脉状切穿砂卡岩,说明二者晶出的时间基本上与磁铁矿相同,而部分比磁铁矿结晶结束的更晚。由于二者都是含水矿物,指示水在当时矿液中的成分逐渐增长起来。至于镜铁矿及白钨矿则分别与石英共生,呈脉状穿插于砂卡岩之中,而有的石英晶体中包裹绿帘石的针晶,所以其形成时期应比磁铁矿、绿帘石等矿物为晚。在磁铁矿交代砂卡岩矿物时,常有钙质析出,结晶为方解石,但为量不大。总之,这一阶段内虽有含水硅酸盐及碳酸盐矿之形成,而主要的并具有标志作用的是氧化物及酸氧根矿物,故名之为氧化物阶段。氧化物阶段的矿化范围主要赋存于砂卡岩地带,特别是砂卡岩的外带,尤为集中。

氧化物结晶的晚期,就开始有硫化物从矿液中析出,常见辉钼矿与绿帘石、石英相伴出现,就说明了这个问题。辉钼矿晶出虽早,但为量不多,至磁黄铁矿开始晶出,金属硫化物才大量形成,达到了硫化物的全盛阶段。氧化物至硫化物阶段是一个氧化物间断地逐

1) 常印佛 1963 年汇报资料。

渐消灭、硫化物间断地逐渐增长的过程。在这一发展过程中,由于冷缩或构造活动,使已固结的矿物发生裂隙,残存的或新来的矿液在裂隙中又沉淀了新的硫化物。硫化物沉淀过程中曾发生一主要间断,将硫化物阶段分为两个亚阶段。第一亚阶段主要晶出了磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂及铁闪锌矿等,其中以磁黄铁矿为量最大,黄铁矿次之。黄铜矿产状有二种,一种呈乳滴状散布在磁黄铁矿之中,作固熔结构;一种呈细脉状或与黄铁矿共生呈脉状穿插于磁黄铁矿矿体之中,而黄铜矿既交代磁黄铁矿又交代了黄铁矿,说明在同一亚阶段内,不同硫化物之晶出亦有早晚之别,而黄铜矿的结晶过程比磁黄铁矿及黄铁矿持续了一个较长的时期。第二亚阶段中形成了与石英密切共生的黄铜矿黄铁矿脉,有的矿脉亦与长英岩脉伴生,这些矿脉不仅穿插了先已形成的砂卡岩、磁铁矿和磁黄铁矿矿体,而且亦切穿了内变质闪长岩及石英闪长岩岩体。整个硫化物阶段,矿液所到之处,不同围岩中产生了不同蚀变矿物如绢云母、绿泥石、滑石、蛇纹石等。第一亚阶段时期,不同硫化物大量沉淀的地带亦即矿化中心有自接触带逐渐向围岩的外侧推进的现象。第二亚阶段的矿化中心退缩到接触带及其以内的地带。

硫化物晶出的末期,脉石中碳酸盐逐渐增加,产于石灰岩中的方铅矿脉之主要伴生矿物即为方解石。

根据上述各主要矿物在空间上及时间上出现的材料,可以看出这个砂卡岩型铁铜矿区的原生分带是个错综复杂问题,在空间上不同类型矿物群有相互超复与迭置现象,在时间上各阶段之间有渐变过渡期而阶段之内又有短暂间断之存在。但综观矿区的主要特征,亦还有一定规律可循,在岩浆期后矿化的前一阶段(硫化物第一亚阶段以前),沿着闭口的层间裂隙,自接触带向围岩的外侧,呈现有规律的分带,最内为硅酸盐带,向外经过氧化物带,逐渐过渡到以硫化物为主的地带,主要表现为沉淀分带。若就金属在地质上出现的位置而言,则表现为铁在内、铜在外。这种铜铁关系除在中国其他相似矿区有所表现外^[13],国外如苏联^[11]及美国^[26]亦相同的报导。矿化作用的后期阶段(硫化物第二亚阶段以后),矿化范围比以前显著扩大而分散,既迭置在前一阶段生成的矿体之上,又扩展到岩体内部及石灰岩地段,形成新的矿带。

概括起来,从岩体内部到石灰岩,矿石建造有以下的变化:黄铜矿-石英建造、磁铁矿-砂卡岩建造、黄铜矿-磁黄铁矿建造、黄铜矿-黄铁矿建造及方铅矿-碳酸盐建造。各建造之间由于有相互超复关系,就使矿石中的矿物组分更为复杂化了。

(二) 锡石硫化矿^[14](表 2)

此矿区以产锡著称,位康滇地轴以南的中生代褶皱凹陷带中,区内中三迭世石灰岩构成一系列背斜层与穹窿,有些背斜层及穹窿的核心为黑云母花岗岩所侵占,形成岩钟或小的岩株,这些岩体有的出露地表,更多的是隐伏在地表以下 200—700 米。围绕着这些小侵入体分布着一系列锡石硫化矿床。这些矿床属于广义的砂卡岩型,但是许多主要锡石硫化物矿体沿断层、节理及层间裂隙形成,从砂卡岩接触带向外延伸达 1,000 米。所以矿化作用不仅有交代作用,而充填作用亦占有重要地位。

组成小侵入体的岩石为富碱质的黑云母花岗岩,其边缘相常具斑状结构,靠近砂卡岩者部分斜长石为方柱石所交代,而黑色矿物有的变为透辉石,常为锡石及更晚的硫化物所

渗透,是为内砂卡岩带。此带向外逐渐过渡为外砂卡岩,在一个隐伏岩株的周围,刘锦新、李希勤根据不同砂卡岩矿物出现数量的变化,又将外砂卡岩分为三带,自内向外为:1)透辉石-方柱石带¹⁾;2)透辉石-钙铁榴石带;3)透辉石带。外砂卡岩之宽度为7—111米。透辉石带以外则逐渐过渡为大理岩,大理岩之接近砂卡岩者,常有透闪石之出现,远离砂卡岩者,则变质作用仅表现为碳酸盐矿物的重结晶作用。大理岩带宽在1,000米以上,更外则为未受变质的石灰岩。

在以上接触变质分带的基础上,后期的矿化作用,在不同地段形成不同的矿石建造,表现为明显的原生分带。

在岩体的边缘相及内砂卡岩带中主要矿石为锡石-石英建造,其中又可再分为含锡云英岩及锡石-石英脉两种。前者只分布于岩体突起的边缘和破碎带中;而后者除主要出现在花岗岩体本身的张裂隙和剪裂隙外,部分可延至外砂卡岩甚至大理岩地带,沿节理及层理充填。

与锡石-石英建造相反,锡石-硫化物建造则主要分布在外砂卡岩及其以外的地带,后者根据其主要伴生矿物之不同,又可细分为若干矿石建造(见附表),这些建造在地质空间上出现的范围,亦有一定规律可循。

锡石-砂卡岩-硫化物建造的矿石一般出现在外砂卡岩及邻近外砂卡岩的大理岩部位。此一建造组成了两种不同矿体:一种是仅局限于外砂卡岩带的锡石砂卡岩矿体,其中有用金属矿物以锡石为主,硫化物较少;一种是致密硫化矿体,一律产在临近透辉石带的大理岩中,亦就是在外砂卡岩的外侧。在有断裂之处特别膨大与富集,一般呈似层状或透镜状,其内部边缘随着砂卡岩延展,外部边缘不规则,遇有裂隙则直接与脉状、筒状或层间矿体相连。致密硫化物矿体的矿物组分一般以磁黄铁矿为主,其余为黄铁矿、黄铜矿、毒砂、锡石、白钨矿、自然铋、铁闪锌矿和黄锡矿等。脉石较少,有黑云母、萤石、石英、方解石、绿泥石、阳起石、透闪石、透辉石、方柱石等。在个别矿床中,矿物组分以毒砂为主,而且自内向外在同一矿体中由于不同硫化物数量变化,形成沉淀分带,内部为毒砂,向外经过黄铁矿带,渐变为磁黄铁矿带。

锡石-电气石-硫化物建造的矿石呈脉状穿插于前一建造的矿体及接触面以外50—200米范围内的大理岩裂隙中;主要矿物除硫化物多已氧化成褐铁矿外,脉石有电气石、石英、萤石、黄玉、絹云母等,在电气石聚集处锡石亦富。

锡石-绿泥石-硫化物建造的矿石以似层状、柱状及脉状存在于距接触面100—400米的大理岩中,硫化矿物有黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等,脉石以绿泥石为主。

锡石-方铅矿-闪锌矿建造的矿石一般产于前一建造矿石的上部或外围,而与之有渐变关系,其分布范围一般在距接触面300—1,000米的大理岩及石灰岩中。矿体以脉状及似层状为主,囊状及网脉状亦很普遍。

以上各种不同矿石建造并非在此一矿区各个矿床全部存在,例如锡石-电气石-硫化物建造的矿石,多呈陡倾斜矿脉群集于背斜层或花岗岩体突起的顶部。岩体的四侧

1) 按此带矿物组分可能属于内砂卡岩带或过渡带。

似纖維晶。而硫化物矿体中的含錫量一般不低于砂卡岩中者。这說明硫化物中的錫不能結晶为較大的晶体,不是由于錫的浓度低,而是由于氧化还原及温度压力条件的变化,沒有充分時間使分散的錫离子聚集起来。这种导致錫石晶体大小变化的条件,亦将是不同硫化物在不同地質空間晶出先后与晶出多少的条件。所以,上述三种不同建造的形成,应是矿液沿着一定裂隙向外运移,在不同条件下沉淀的結果,亦就是沉淀分带。

但是,間歇性的矿化又使这种分带复杂化。岩体逐漸冷却,边部固化并与围岩共同发生裂隙后,集聚在岩体頂部的錫石-电气石-硫化物的气液沿这些裂隙上升并沉淀于其中,形成了晚期的矿化。由于有較多量矿化剂的存在,这次矿化所形成的錫石晶体一般为0.1—0.5毫米,比相应地段其他矿石建造的錫石晶体大出数倍至数十倍。

此外,刘錦新、李希勤还提出更晚的矿液活动,其論据是黃銅矿石英脉、方鉛矿石英脉等穿插于致密硫化物矿体及錫石-綠泥石-硫化物矿体中,亦在个别花崗岩体的断裂中見到有硫化物石英脉之充填。

因此,这一矿区成矿作用的間歇活动至少有四期,而晚期矿化中心有向內退縮的趨勢,更兼各矿石建造在空間分布上的超复,就使原生分带在某些地段不易分辨了。

(三) 多金属矿(表3,图4)

此一矿区位南岭貴东花崗岩基南側的一个斑状花崗閃长岩岩枝的临近地区。矿区构造主要为一近南北向的倒轉向斜,向斜中保存了中泥盆統东崗岭灰岩,向斜之西以断层与下侏罗統煤組相接,断层作北北西走向,沿断层北段有流紋斑岩岩墙侵入。向斜北端为上述斑状花崗閃长岩岩枝所截切。区内断层密集,其中以北北西、北北东及北东东三組为主,而北北西断裂一般为开张性的,其中有的直接与斑状花崗閃长岩岩枝相連,成为矿液

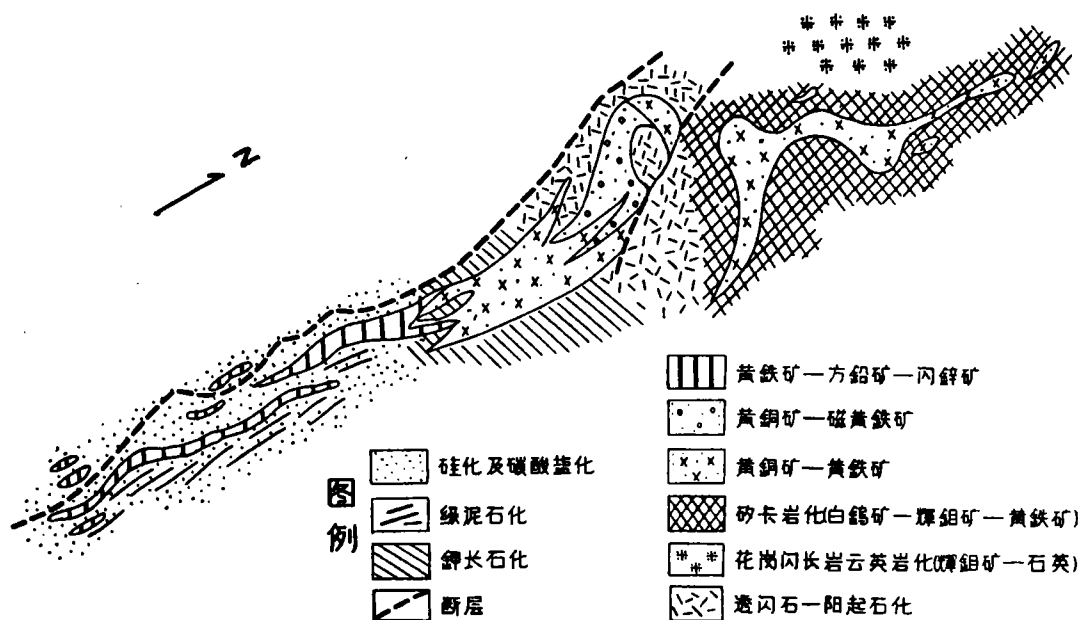


图4 某多金属矿区矿化及蚀变分布略图

之主要通路。此外,由于次一级褶皱所形成的层间裂隙,亦成为矿化作用的有利因素。

矿化作用自斑状花岗闪长岩体与东岗岭灰岩的接触带起,沿着北北西断裂向南延展,形成了一个北北西向的矿带,虽然在侏罗系頁岩与流纹斑岩的接触处亦有以充填为主的矿体存在,而主要矿体则赋存于东岗岭下部的微白云质泥质灰岩及微白云质灰岩中。就主要矿体而言,在不同地段有不同蚀变现象与矿石建造之存在,总的看来,自斑状花岗闪长岩向南,自流纹斑岩向东,矿化作用均渐次减弱(图4)。在斑状花岗闪长岩体内部主要为云英岩化,并有辉钼矿石英脉之存在,脉中常含微量锡石,形成一个钼矿床。邻近岩体东南侧的东岗岭灰岩下部,均已选择性地矽卡岩化,矽卡岩与頁岩、泥灰岩及大理岩呈互层状产出,矽卡岩的组成矿物为石榴石、透辉石及符山石等。并且经常有白钨矿及辉钼矿之存在。距岩体稍远,矽卡岩中开始出现黄铜矿、黄铁矿硫化矿体。自矽卡岩向东及向南,逐渐变为大理岩,在北北西断裂附近的大理岩中,经常有较多阳起石透闪石出现,形成阳起石-透闪石化带,其中产出以黄铜矿、磁黄铁矿为主的硫化矿体。沿断裂更向南,大理岩中的新生矿物逐渐变为以细小的钾长石为主,形成钾长石化地段,此段内产出的硫化矿体以黄铁矿及黄铜矿为主。更南,则入于硅化及碳酸盐化的大理岩与灰岩地段,此段之东部并有较多绿泥石出现,其中所含硫化矿体主要由方铅矿、闪锌矿及少量黄铁矿组成。

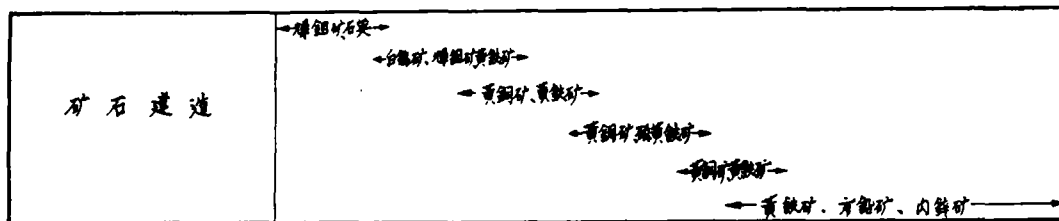
以上是纵向的变化,若以有用金属元素排列,则自斑状花岗闪长岩体向南,其顺序为:钼(钨)、铜、锌、铅。值得注意的是,矿体中有用元素的变化,与矿体以西沿断层所进行的岩石原生晕取样分析结果,基本上一致。这可作为北北西向断层为运矿通道的主要论据之一。

在横向上,自北北西断层向东,矿化逐渐减低,可用不同地段的三个剖面说明。(1)在矽卡岩地段,西部主要为矽卡岩化及钾长石化,其间夹杂少量透闪石、阳起石;向东石榴石、透辉石及钾长石逐渐减少,以致有一地段呈以透闪石为主的大理岩;更东,则变为硅化、绿泥石化及碳酸盐化。(2)在钾长石化地段,紧邻断层之处以钾长石为主,并有无水矽卡岩矿物之伴生;向东,矽卡岩消失,全为含钾长石的大理岩;更东,大理岩中除钾长石外并出现阳起石、透闪石及絹云母;最东部在矿体上下围岩中则以硅化、绿泥石化及碳酸盐化为主。(3)在硅化地段,西部接近断层处以絹云母化及钾长石化为主,向东变为以硅化及绿泥石化为主,至矿体东端则主要表现为碳酸盐化,仍有絹云母之存在。因此,自斑状花岗闪长岩岩体向南和自北北西断层向东,围岩蚀变与矿化作用之变化基本一致,是为北北西断层为运矿通道的另一主要论据。

在成矿阶段上,此矿区与上述二区相同,仍然可分为四个主要矿化阶段。值得注意的是碳酸盐矿物种类较多,而且还有硫酸盐矿物(石膏)的伴生。硅酸盐阶段形成的矽卡岩,不只集聚在接触带,而且由于断层之存在,还出现在距岩体较远的地段,这亦是与上述二矿区不同之处。氧化物阶段除沉淀锡石、白钨矿外,还有早期的硫化物如辉钼矿的晶出,而矿化作用从接触带退缩到岩体内部。自硫化物阶段开始,则不同硫化物矿化作用的锋面逐步向外扩展。

区内主要矿化的间歇活动,至少有三期:最先,绿帘石脉穿插于矽卡岩中;其次,是锡石辉钼矿石英脉及白钨矿辉钼矿脉分别穿插于花岗闪长岩及矽卡岩带内;第三,是在硫化物阶段内,晚期的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿脉穿插了前期生成的硫化矿体。在水

表3 某多金属矿区矿物生成阶段、矿石建造及分带综合表

[illegible]

註解：——常見 - - - - - 少量

平分带中所见到的黄铜矿-黄铁矿建造重复出现,可能与前后二期硫化物的矿化有成因关系。

(四) 钨矿^[3] (表 4, 图 5, 6)

此矿区为以黑钨矿为主的脉状矿床,位于南岭花岗岩广泛出露区域中的一个小花岗岩株之内,岩株侵入于早古生代的砂岩、板岩及千枚岩中,露出面积约 35 平方公里,南北略比东西长,呈椭圆形,为超酸性斑状黑云母花岗岩,系燕山运动产物。

矿脉产于岩株西南边缘以张力为主所生成的裂隙中,一般近东西向,极少数近南北向或其他斜交方向。近东西向的主要矿脉向北倾斜,倾角均在 70° 以上。据吴永乐长期工作的结果,认为矿脉的厚度、长度与深度有一定比例,一般比数为:厚:长:深=1:100:100,脉幅在中上部最宽,向上、向下以及向两端延展则逐渐变薄,以致消灭¹⁾,实际为闭口的裂隙,与上述第二、第三矿区所见之持续较远的断层及层间裂隙,有本质上的区别。矿脉不论在水平方向或垂直方向均作雁行排列,此消彼长,互有重迭。

矿脉的两侧及端部围岩蚀变作用,在不同部位有不同的蚀变矿物产生。矿脉的上部,在花岗岩内显示云英岩化为主,有时为电气石化或黄玉化;少数矿脉的上部产于板岩或砂岩中,表现为绢云母化或硅化。云英岩化部分,根据其矿物组合,又可分为上下两段。上段在矿脉顶端以上及矿脉两侧的邻近地区以浅色云母为主,为云母相云英岩,其蚀变范围常为脉幅的十倍至数十倍,云母相以外逐渐过渡为以石英为主的云英岩。云母相云英岩自地表向下延深一般为 50 米,个别可达 100 米。下段紧临矿脉的蚀变作用为以石英为主的云英岩化,亦称石英化或硅化,延深达 100 米。

矿脉下部的围岩蚀变主要为碱性长石化,尤其是粉红色的长石最为常见,亦称红长石化。红长石化花岗岩中原有的黑云母全部消失。其蚀变范围一般由数厘米至 1 米,少数可达 2—3 米,延深在 100 米以上。

矿脉内部的主要金属矿物为黑钨矿;其次为辉钼矿、辉铋矿、硫铋铅矿、锡石、绿柱石、白钨矿;另外,还有少量黄铁矿、黄铜矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、日光榴石。这些矿物在矿脉中的分布,随着围岩蚀变的不同,亦有递变现象,锡石及黑钨矿在云英岩化地段出现的数量较大。一般在矿脉顶部为以锡石为主的锡石-石英建造,部分含绿柱石较多。向下,逐渐过渡为以黑钨矿为主的黑钨矿-石英建造,并伴生少量辉钼矿及辉铋矿。更下,则逐渐入于硫化物较多的地段,但亦有黑钨矿之存在,为毒砂-黄铜矿-黄铁矿建造,伴生方铅矿及闪锌矿等。

脉中的脉石主要为石英及少量长石、萤石、方解石及浅色云母等。方解石有向下增多现象。

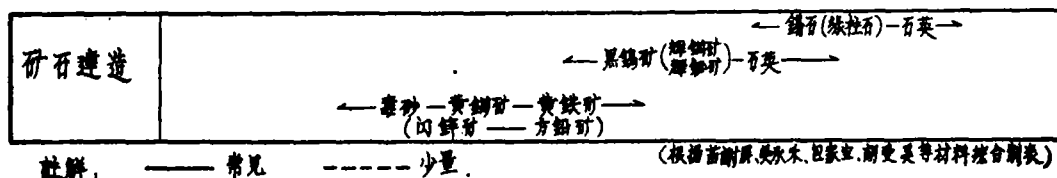
有用金属元素在矿脉中的原生分带,与上述三个矿区比较,有其固有的特点,自上而下为锡、钨、钼及铜铅等,形成由氧化物到硫化物的逆向分带。

矿化过程与上述三个矿区相比,亦有所区别,黑钨矿脉的形成时期,必然是作为围岩的花岗岩已经部分固结并能以发生张裂隙以后了,这应与第二矿区的锡石-电气石-硫化

1) 吴永乐 1960 年汇报资料。

表 4 某錫矿区矿物生成阶段、矿石建造及分带綜合表

矿物生成阶段		岩石	斑 状 黑 云 母 花 岗 岩			板 岩、皮 质 砂 岩
主要矿物		长 石 化	云 英 岩 化		硅 化、绢 云 母 化 等	
主要矿物		正 长 石 (钠长石)	石 英 (黄玉)	浅 色 云 母 (电气石)	石 英、绢 云 母、绿 泥 石	
矿 物 生 成 阶 段	正长石					
	钠长石					
	石英					
	电气石					
	黄玉					
	绿泥石					
	白云母					
	黑云母					
	角闪石					
	辉石					
矿 物 生 成 阶 段	正长石					
	钠长石					
	石英					
	电气石					
	黄玉					
	绿泥石					
	白云母					
	黑云母					
	角闪石					
	辉石					
矿 物 生 成 阶 段	正长石					
	钠长石					
	石英					
	电气石					
	黄玉					
	绿泥石					
	白云母					
	黑云母					
	角闪石					
	辉石					
矿 物 生 成 阶 段	正长石					
	钠长石					
	石英					
	电气石					
	黄玉					
	绿泥石					
	白云母					
	黑云母					
	角闪石					
	辉石					



物建造及第三矿区的辉钼矿-石英建造形成的阶段相当。与矽卡岩化阶段相当的矿化作用,是否即为碱性长石化,尚有待进一步研究。

据胡受奚等研究錫矿脉矿化的过程是先碱性长石化,再云英岩化,而氧化物如錫石就在云英岩化的进程中便开始结晶了^[3]。又据吳永乐¹⁾、包家宝等实际观察,矿脉中矿物生成顺序为:錫石、黑錫矿、輝鉬矿、輝鉍矿、白錫矿,以后方有其他硫化物逐一先后晶出,最后为碳酸盐矿物。因此,这一矿区的成矿作用在時間上仍然保持了上述四个类别矿物生成阶段的顺序。

必須指出,黑鎢矿的矿化亦有間歇性的活动,曾見到南北向的含輝鉬矿的黑鎢矿石英脉穿插了近东西向的黑鎢矿石英脉及无矿石英脉(图6)。亦見到伟晶岩穿插黑鎢矿石英

1) 吳永祿 1960 年匯報資料。

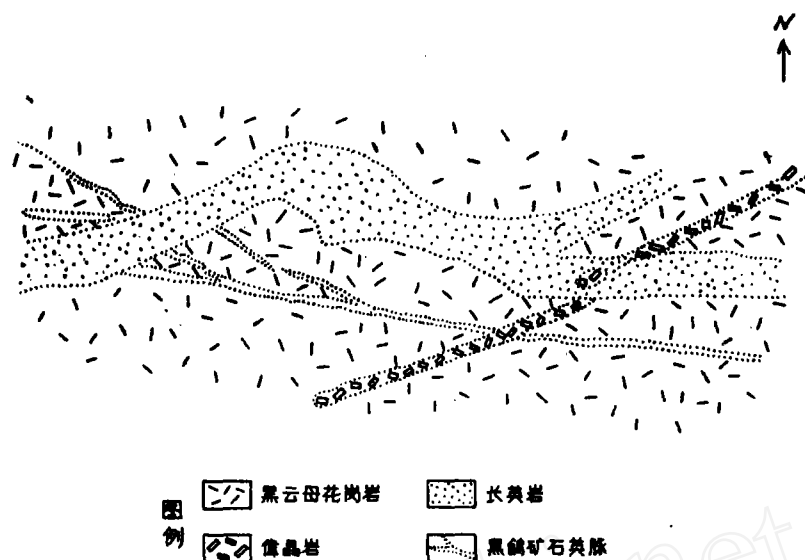


图5 某锡矿区所见之岩脉穿插矿脉现象

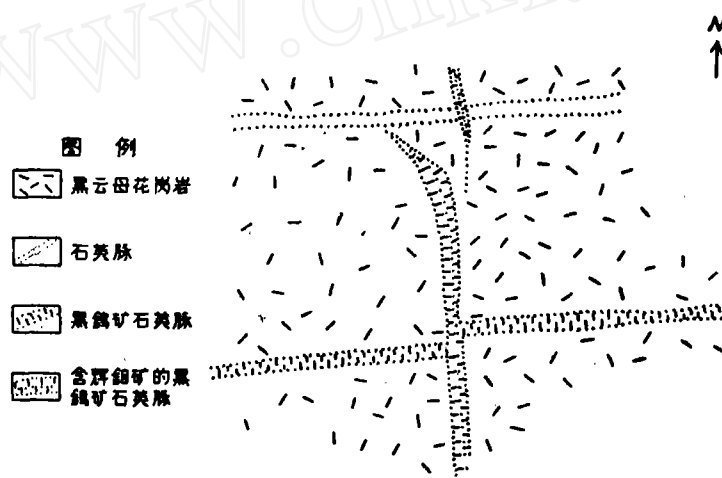


图6 某锡矿区不同矿物成分矿脉的关系

脉,而又被长英岩所截切的事实(图5)。因此,可以肯定,黑锡矿的矿化作用是在斑状黑云母花岗岩的外壳固结以后,而在伟晶岩和长英岩形成以前。

三、四个矿区成矿作用的共性与特性

上述四个金属矿区都与中性、酸性、或超酸性岩浆岩侵入体有空间上、也可能有成因上的关系,而且都在矿石建造方面表现了原生分带现象。矿化作用从汽液变质作用开始直到碳酸盐矿物结晶,间歇地持续活动,主要矿化都发生在主要侵入体岩浆活动以后及有关后期脉岩活动以前。其中三个属于广义的矽卡岩型矿床,一个为脉状矿床。矽卡岩型矿床中不仅有交代作用,而裂隙充填作用亦占有重要位置,在这一点上与脉状矿床的矿化作用可以比拟。

在整个成矿过程中,脉石与矿石矿物的晶出不断地变化,从高温到低温按照一定顺序发展,以某些类别矿物的开始大量结晶为标志,矿物沉淀序列可划分为四个主要阶段:

(1) **硅酸盐 (MSiO) 阶段**: 以无水硅酸盐为主,如石榴石、透辉石及长石等;但在晚期或距岩体较远之处逐渐有高温含水硅酸盐 (MSiOH) 如透闪石、绿帘石、云母等矿物出现,当晚期含水硅酸盐矿物出现时,即或早或晚的在同一期间内产生了氧化物矿物,从而过渡到氧化物阶段。

(2) **氧化物 (MO) 阶段**: 氧化物表现为二种主要形式。一种为单金属氧化物 (MO) 如磁铁矿、锡石等;一种为酸氧根 (AMO) 矿物如黑钨矿、白钨矿等。铁的单金属氧化物在中国其他一些矽卡岩型铁矿区内,除磁铁矿及赤铁矿外,还有假象赤铁矿、榍磁铁矿等,其晶出顺序,有的为磁铁矿→假象赤铁矿→赤铁矿^[16],有的为赤铁矿→榍磁铁矿^[13]。一般 MO 结晶较早,而 AMO 结晶较晚,在 AMO 结晶过程中,即有某些早期硫化物如辉钼矿开始晶出,随之便过渡到硫化物阶段。

(3) **硫化物 (MS) 阶段**: 硫化物可分为单金属硫化物 (MS 或 MS₂) 及复硫化物 (AMS), MS 又可分高温与低温二组,高温 MS 代表辉钼矿、辉铋矿、磁黄铁矿及相应的砷化物如毒砂等,其中辉钼矿总是在硫化物的开始阶段或氧化物的末期阶段出现。低温 MS 代表方铅矿,而闪锌矿则视其中所含 Fe 的多少则有高有低。MS₂ 代表黄铁矿,其与 MS 之关系则有早有晚。AMS 代表黄铜矿、黄锡矿等,其晶出顺序一般在高温 MS 之后。与硫化物伴生的还经常有含水硅酸盐 (MSiOH) 矿物如绢云母、蛇纹石等。在低温 MS 结晶时,往往开始有较多量碳酸盐之出现,逐渐过渡到碳酸盐阶段。

(4) **碳酸盐 (MCO) 阶段**: 以碳酸盐矿物如方解石、白云石及菱铁矿等矿物的大量出现为标志,伴生矿物还有硫酸盐 (MSO) 如石膏、重晶石等及低温含水硅酸盐如绿泥石等。

四个阶段的矿化不完全是连续地相继沉淀,在阶段之间或一个阶段之内常发生间歇性矿化活动,而每晚一期间歇矿化晶出的最高温矿物或称指示矿物 (index mineral) 常比先一期者的沉淀序列为低 (图 7)。大的间断以致出现从 MSiO 开始的新的矿化尚未见到。因此,各矿区都分别是一个成矿期的矿化结果,亦就是说,一个完整的成矿期是由间歇性持续矿化组成。

主要有用金属矿物结晶的早晚所表现出的金属元素析出的序列,从早到晚为: Fe、Sn、W (或 W、Sn)、Mo、Cu、Zn (或 Zn、Cu)、Pb。其中 Fe 可在四个不同阶段作为有关矿物的组分出现。Sn 可以肯定在 MO 及 MS 两个阶段形成有关矿物。W 仅存在于 MO 矿物中。Cu 以下各元素的原生矿物则一律是以 MS 矿物出现。可以看出,在这一金属元素序列中,不同元素存在于不同矿物类别的范围,自前到后有缩小的趋势。

在空间分布上,在 MSiO 阶段,矿化作用集中在岩体边缘及外接触带的一定部位。自 MSiO 阶段以后,矿化范围扩大,矿化中心自接触面向内或向外发展。MO 阶段四个矿区俱显示了矿化中心向接触带或岩体内部退缩的迹象。至 MS 阶段,一个矿区矿化中心间歇地向外推进;一个矿区连续向岩体内部退缩;两个矿区的矿化中心先是向外进展,继又退缩到接触带及岩体内部。

在分带性质上,三个矿区为顺向分带,一个矿区为逆向分带。矿化的早期,即自 MSiO 至高温 MS 的阶段,作为分带标志的矿石建造的变化梯度,虽然自接触面向外仍有由密变

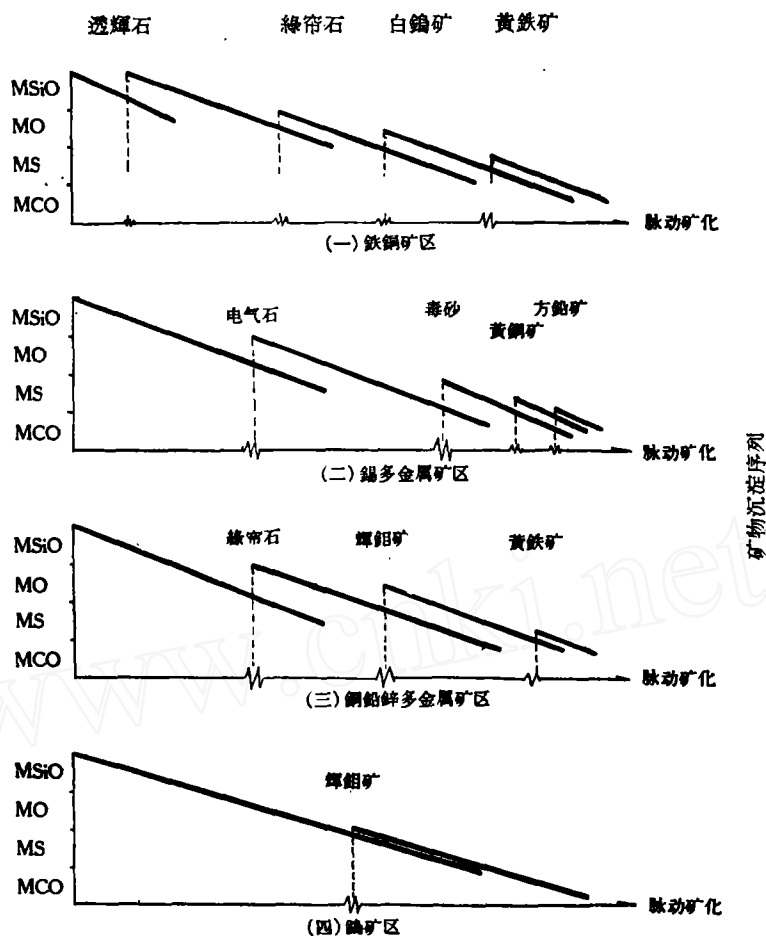


图7 各矿区矿物沉淀序列与脉动成矿关系

疏的现象,但总的看来,仍然梯度较大;至矿化晚期,建造变化梯度一般较小,有的甚至在岩体内部及石灰岩中可見到相同的建造。

四个矿区中具有原生分带性质的矿床或矿体,均产于裂隙之中或与裂隙有密切联系,说明原生分带作用受裂隙构造的控制。而裂隙本身的大小与性质亦影响分带的变化。自接触面向外持续较远的裂隙如(一)、(二)、(三)矿区内的断层、节理或层间剥离等,可形成较为清晰的分带,特别是断层的间歇活动,可使矿化作用逐步向外进展,(三)矿区的分带就是如此形成。局限在一定范围内的闭口裂隙,如(四)矿区的张裂隙,则分带不清晰,且呈逆向。

上述各矿区内,围岩变质或蚀变的不同性质与不同类型矿石的密切联系,显示了造成围岩变质与蚀变的地质条件,亦同样是后期矿化作用中,导致分带的因素之一。在两个矽卡岩型矿区内,矽卡岩及其邻近地带为氧化物矿石过渡到硫化物矿石的地段。大理岩地段以硫化物矿石为主,至石灰岩地段则变为含有碳酸盐或硫酸盐的硫化物矿石。在一个脉型矿区内,上部云英岩地段,氧化物矿石为主,而至长石化的下部则硫化矿石增多,而且出现较多碳酸盐。

关于氧化物矿石的集聚与分散,除受外在地质条件的影响外,矿液内部组分的变化,亦有一定控制作用。两个矿区内的磁铁矿、锡石与白钨矿等集中在砂卡岩附近。一个以锡为主的矿区,锡石分布在从岩体内部到外缘的全部矿体中,而以电气石萤石出现的地段最为富集。另一个钨矿区的锡石及黑钨矿则主要聚集在云英岩化最剧烈的地段。前二矿区萤石及电气石极少,或尚未发现。后二区内,除萤石电气石大量存在外,还有黄玉等其他含硼或氟的矿物出现。这一事实,指示硼、氟元素在形成原生分带中起着一定作用。

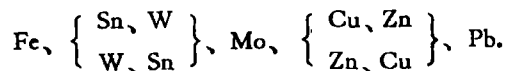
四、原生分带的成因问题

根据上述实例,金属矿床原生分带的事实必须肯定。但是,每一矿区的分带又各有特点,极为复杂多样。就四个矿区而言,亦很难用某一个因素解释所有现象。若从其特性出发进行分析,将不能概括全面;若从其共性出发,必将在细节上遇到新的问题。因此,这里只将主要的共同问题进行一般的讨论,为解释成因,提供参考。

首先,原生分带的形成究为矿液在不同物理、化学条件下沉淀的结果,抑为构造裂隙多次开张的产物。从上述材料分析,两种因素是相互制约、密切联系的。各矿区都是在一个成矿期内,矿液间歇地持续活动的结果,每一次裂隙的开张,都为矿液形成了新的运移通道,在这一点上,构造控制了矿化作用。但是,每一次活动的矿液前锋所首先晶出的指示矿物,与前一次活动相应的矿物相比,都在矿物沉淀序列上属于较晚的阶段,或在同一阶段内属于较低的序次(见图7)。换句话说,脉动成矿作用依然遵循着矿物沉淀的先后顺序,向前发展,并没有超出矿物沉淀序列的规律。所以说,脉动成矿又受矿物沉淀序列的控制。这种规律,就是在作为脉动分带典型的苏联远东里甫津锡矿及北高加索兹基德铅锌矿亦保持了相同的关系^[34]。因此,矿物沉淀序列应当是形成原生分带的主要控制因素。当然,由于材料的局限,这一论断不能亦不应排斥相反的特殊情况。

如果控制原生分带的主要因素是矿物沉淀序列,那么,就应从影响沉淀作用的物理、化学条件做进一步的分析,以检验这一假设的正确性。各矿区早期阶段矿化所形成的建造变化梯度较大,而且接近岩体。这不仅与矿化前接触变质所反映出的实际情况一致,而且,根据理论计算,岩浆岩侵入后数千年内,接触带附近的温度变化梯度亦大,以后,温度变化差距逐渐变小,以致岩体与围岩完全一致^[33]。这一假设亦可说明后期矿化中同一矿石建造分布范围逐渐扩大的原因。因此论原生分带的成因时,不能完全摒弃地热的影响,但地热的作用亦有其局限性。

上述矿区有用金属元素析出的顺序为:



这与巴恩斯所计算的某些金属元素的固定系数序列(如下表)比较一致^[19]。

金属	Mn	Co	Fe	Ni	Sn	Zn	Cu	Pb	Cd	Hg
固定系数	78	81	82	83	126	132	134	154	156	227

因此,金属元素的固定系数应是导致矿物沉淀的重要因素之一。由于固定系数是离子化热与水解热的差数,金属元素在矿液中存在的状态必须是液络离子。

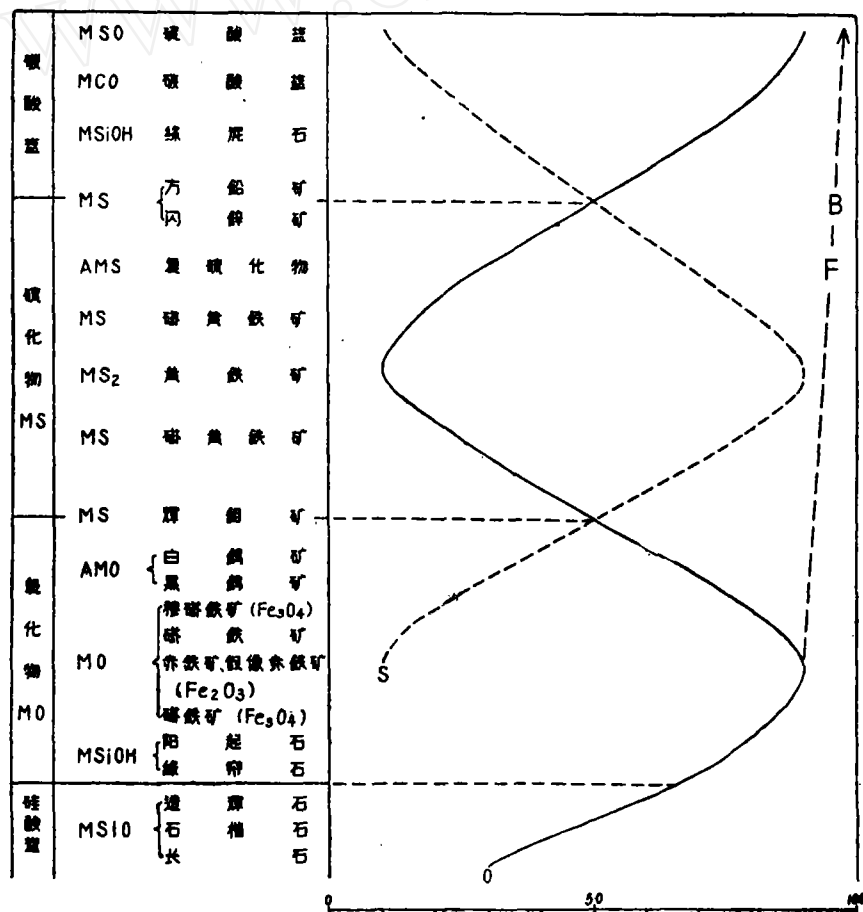
从 MSiO 的开始结晶,经过 MO 及 MS 的先后析出,逐渐过渡到以 MCO 为代表

的阶段,不仅是岩浆期后矿化作用在时间上发展的矿物沉淀序列,而且,在空间上,亦是从岩体向外或由深到浅一般原生分带的序列,这可由三个矽卡岩型矿区的分带实例清楚地反映出来。这一点与派克的假设有共同之处^[29],但是还不能适用于解释脉状钨矿的分带现象。柴德茨基-卡尔多士指出电离化强度随着结晶深度的增加而减弱,在电离化程度表内表明,深部为亲氧状态,中部有一定数量的亲硫元素及自然金属析出,浅部又为亲氧状态^[30]。可见这种氧化物在下,硫化物在上,更上又变为以酸氧根矿物(碳酸盐)为代表的分带现象。不仅存在于中国的矿区,国外亦有。因此,是比较普遍的现象。

关于形成深部氧化物的氧的来源有多种说法^[2],其中公认的是水气或碳酸气的作用,前者来自岩浆本身,后者是接触变质时从石灰岩中析出的。三个矿区为与石灰岩接触的矽卡岩矿床,碳酸气可能参与作用;但一个矿区并无灰岩,亦能有足够的氧与 Sn、W 结合,形成氧化物。此外,苏联哈萨克斯坦及中国长江下游的两个大型铁矿,并没有大量碳酸气的活动,却能使 Fe 成为氧化物沉淀,而与氧化物伴生的矿物往往为含水硅酸盐。因此,深部氧主要来自岩浆,是有根据的。

别杰赫琴曾论述了硫与氧在矿液中的状态及它们对成矿作用的影响^[2]。这里引用了他的观点,结合上述原生分带及矿物沉淀序列中氧化物和硫化物的变化,加以发展,制成

表 5 氧、硫相对比值在各矿物沉淀阶段的变化曲线



氧、硫相对比值变化曲线表(表5),用以解释上述矿区内的成矿过程。

在无水硅酸盐晶出的晚期,氧离子在矿液中逐渐增加,除参与组成含水硅酸盐矿物外,并使 Fe^{2+} 离子部分氧化为 Fe^{3+} ,结晶为磁铁矿。氧离子的继续增多,可形成高度氧化环境,使 Fe^{2+} 全变为 Fe^{3+} ,而以赤铁矿沉淀下来,同时,亦可将已晶出的磁铁矿交代为假象赤铁矿^[16]。当矿液温度降低,矿液中的硫离子逐渐增多时,氧离子的浓度相对下降,这一时期又可形成磁铁矿,或交代已晶出的赤铁矿而形成磁赤铁矿^[13],并结晶出含酸氧根的矿物,同时亦可析出部分一硫化物。以后,硫离子浓度逐渐增大,就可使一硫化物转化为二硫化物。当矿化作用逐渐向上发展,以致有近地表的氧参与活动时,硫离子的浓度将相对地逐步降低,这一阶段又可使一硫化物及复硫化物等矿物相继沉淀。矿液继续向浅处发展,又可形成氧化条件,随着低温一硫化物之析出,还可生成碳酸盐、硫酸盐等等低温酸氧根矿物。

在整个矿化过程中,这种氧、硫分压(partial pressure)增减互相递变的情况,不仅常见于中国许多矿床,苏联矿区阿尔泰的沃依隆斯克矿床亦有同样的报导(Зленко, 1962),因此,不是偶然现象。

矿液在高温水气增多阶段,其中若富含B及F,即可成为 SnF_4 及 WF_6 等络离子,为气液沿持续裂隙携带至较远之处,而逐渐沉淀下来,上述锡石硫化矿区的矿化情况,应当是在这种条件下形成的。

如在特定的闭口裂隙中,矿液中的气化部分将集聚在裂隙的上部,下部可能仍保持液态,发生气液分异作用,而导致逆向分带,上述脉状钨矿区是在这种条件下形成的原生分带。

必须指出,上述氧、硫矛盾及其在成矿阶段上的相互转化,是试图解释已有的实际地质现象的设想,其中牵涉到一些具体问题,尚有待进一步工作,逐步解决。

(收稿日期:1963年3月5日)

主要参考文献

- [1] 卡拉西克, M.A. 1962 钨矿田大小与其最主要地球化学特点之间的关系。中华人民共和国地质部科技情报, 成矿规律资料专辑, p. 106.
- [2] 别杰赫琴, A.Г. 1957 热水溶液及其性质和成矿作用。岩浆金属矿床基本问题(上册), 地质出版社。
- [3] 胡受奚、李受元 1962 南岭—钨矿田中钨磁铁矿—石英脉两旁围岩蚀变的研究。地质学报第42卷2期。
- [4] 郭宗山 1957 扬子江下游某些砂卡岩型铜矿。地质学报第37卷1期。
- [5] 郭文魁 1957 中国接触交代型铜矿分布规律及其成矿条件的初步探讨。地质知识第8期。
- [6] 郭文魁 1959 编制南岭区内生有色、稀有金属成矿规律略图中的某些问题。地质论评第19卷3期。
- [7] 郭文魁、张玉华 1960 1:3,000,000 中国铅锌矿成矿规律略图简要说明。地质论评第20卷1期。
- [8] 马振图 1946 探求钨矿深度的途径。地质论评第11卷5-6合期。
- [9] 徐克勤、丁毅 1938 中国钨矿成因及其分类之我见。地质论评, 第3卷3期。
- [10] 陈恩猷 1958 略论浅成热液白钨矿与辉钨矿的成矿先后及其与火成岩的成因关系。地质论评第18卷6期。
- [11] 徐光燧 1959 西秦岭中低温热液矿床成矿带及矿床成因问题。地质科学第9期。
- [12] 牟利宾, Ю.А. 1953 金属矿床垂直分带问题。地质学报第33卷1期。
- [13] 黄懿、裴荣富、崔现政、刘佑馨、周维屏 1957 论大冶式铁矿。地质学报第37卷2期。
- [14] 冯贤仁 1960 云南某多金属硫化物矿床的若干特征。地质论评第20卷4期。
- [15] 黎彤 1959 论硫化物型钨矿的脉动—沉淀分带。地质科学第10期。
- [16] 篠田恭三 1950 关于在岩浆水起源的含磷铁矿床中所证实的磷和铁分的关系。矿产测勘处, 继续近讯第116期。
- [17] 谢家荣 1936 中国矿产时代及矿产区域。地质论评第1卷3期。

- [18] 謝家榮 1943 湘桂交界賀江砂錫矿紀要并泛論中国錫带的分布。中国地质学会志 第23卷 1—2 合期。
- [19] Barnes, H. L., 1962, Mechanism of mineral zoning. *Econ. Geol.*, Vol. 57, No. 1.
- [20] Bradburg, James C., 1961, Mineralogy and the question of zoning, Northwestern Illinois Zinc-lead Deposits. *Econ. Geol.* Vol. 56. No. 1, pp. 132—148.
- [21] de la Beche, H. T., 1839, Report on the Geology of Cornwall Devon and West Somerset. London.
- [22] Emmons, W. H., 1924, Primary downward changes in ore deposits. *Amer. Inst. Min. Engrs. Pamphlet* No. 1319—M.
- [23] Emmons, W. H., 1926, Relation of metalliferous lode systems to igneous intrusives. *Amer. Inst. Min. Engrs. Pamphlet*. No. 1571—I.
- [24] Emmons, W. H., 1936, Hypogene zoning in metalliferous lodes. *Inter. Geol. Congress. rept.* 16th Session. Vol. I.
- [25] Jones, R. H. B., 1934, Temperature Relations to ore deposition. *Econ. Geol.* Vol. 29, No. 8.
- [26] Kelley, Vincent C., 1952, Origin and pyrometasomatic zoning of the Captain Iron deposits, Lincoln County, New Mexico. *Econ. Geol.* Vol. 47, No. 1.
- [27] Kutina, Jan., 1957, The zonal theory of ore deposits. *Econ. Geol.* Vol. 52, No. 3.
- [28] Mackay, Robert A., 1946, The control of impounding structures on ore deposition. *Econ. Geol.* Vol. 41, No. 1.
- [29] Park Jr., Charles F., 1955, The zonal theory of ore deposits. *Econ. Geol.* 50th Ann. Vol. pt. 1. pp. 226—248.
- [30] Park Jr. Charles F., 1957, The problems of vertical zoning. *Econ. Geol.* Vol. 52, No. 5.
- [31] Riley, L. B., 1936, Ore body Zoning. *Econ. Geol.* Vol. 31, No. 2.
- [32] Sales, Reno H., 1949, Results from preliminary studies of vein formation at Butte, Montana. *Econ. Geol.* Vol. 44, No. 6.
- [33] Schneiderhohn, Hans, 1934, Time-temperature curve in relation to mineral association in cooling intrusions. *Econ. Geol.* Vol. 29, No. 5.
- [34] Smirnov, V. I., 1960, Types of hypogene zonality of hydrothermal ore bodies. *Inter. Geol. Congress, Rept.* 21th session, part. XVI, pp. 181—191.
- [35] Spurr, J. E., 1907, A theory of ore deposition. *Econ. Geol.* Vol. 2.
- [36] Szadeczky-Kardoss, E., 1957, On the determination of depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. *Acta Geologica, Academiae Scientiarum, Hungaricae*, Tom. IV. Fas. 3—4.
- [37] Wong, W. H., 1920, Les provinces metallogeniques de la chine. *Bull. Geol. Surv. China*, No. 2.
- [38] Коржинский, Д. С., 1951, Инфильтрационная метасоматическая зональность и образования жвал. *Изв. АН. СССР. Сер. геол.* № 6.
- [39] Королев, А. В. и Бабалов, С. Т., 1949, О первичный зональности оруденения в Алмалыке. *Геология рудных месторождений*, № 5.
- [40] Смирнов, С. С., 1937, К вопросу о зональности рудных месторождений. *Изв. АН. СССР, Сер. геол.*, № 6.

THE PROBLEMS OF HYPOGENE ZONING AND ITS GENESIS OF CERTAIN ORE DEPOSITS

W. K. Kuo

(Abstract)

As a result of comparative and comprehensive study of the characteristics of structures, country rocks, degree of metamorphism and alteration, stages of mineralization and ore formations etc. in four different kinds of ore deposits in China, it is evident that hypogene zoning is really a fact present in different deposits. However, the origin of zoning is rather complex.

The main metallic mineralization occurs after the emplacement of the related intrusive bodies, and attains completion before the introduction of later dike rocks. In the course of mineralization, the ore and gangue minerals crystalize out progressively from the solution, and the deposition develops both intermittently and persistently according to a certain rule.

Based upon the kinds and quantities of predominant minerals formed in different periods, the depositional sequence can be outlined, from the beginning to the end, in four stages, *i.e.* (1) Silicates (MSiO), (2) Oxides (MO), (3) Sulfides (MS), and (4) Carbonates (MCO).

Tectonic fissures, not only already present before mineralization but also renewed intermittent breaking up during mineralization, are the external factors to cause the formation of mineral zones. However, in the four deposits, the development of pulsating mineralization brought about by intermittent tectonic activities, appears to follow the rule of depositional sequence too. Therefore, the depositional sequence seems to be the fundamental factor controlling the hypogene zoning.

The order of precipitation of economic metallic elements in the observed zoning deposits almost matches the sequence of stability of predominantly covalent complexes + 2 metals calculated by Barenz. It seems that the stability brings out the minerals to deposit in order and in zones.

In some ore deposits, the normal depositional zoning may be well explained by the theory of Sulfur-oxygen variation in mineral solution at different stages. In other deposits, owing to the presence of large quantities of mineralizer such as fluorine and boron, the mineral solution may result to a much more complicated pattern of zoning. The differentiation of gas and liquid in specially enclosed fissures would give rise to a reversal zoning.