

成矿溶液的多样性与多源性,已得到普遍地承认。本文讨论的对象是壳源重熔花岗岩浆期后热液充填构造裂隙所形成的脉钨矿床。

自1847年法国人埃利·德·鲍蒙奠定了岩浆热液成矿说的基础以来,许多学者对矿质在热液中的搬运—沉淀过程做了大量研究工作,但多半只注重矿质在热液中搬运—沉淀形式的研究,而忽视了对成矿物质运动的另一方面——携带矿质的溶液的流动状态。即使是对热液中矿质的搬运形式和沉淀方式,在认识上也仍有较大的争论。本文根据华南脉钨矿床的大量实际材料,粗略讨论以下几个问题。

热液充填裂隙的流动状态

许多学者曾指出,成矿过程中,“在裂隙张开的那一瞬间,溶液运动的速度是最大的,而后随已形成的空洞被充填而逐渐缓慢下来”^[8]。但没有具体说明矿液的流动状态。

流体的流动状态分为层流和湍流两大类。流体质点顺着互不相交的流线走,则流动是层流。如果流体中有大大小小的涡旋,质点成杂乱无章的运动,则称为湍流^[11]。

1883年,法国人雷诺用水在玻璃管内做了一个实验,发现从层流到湍流的过渡与一个没有单位的量 $u \cdot d/\nu$ 有关。 u 是管中心的流速, d 是管内径, ν 是流体的运动粘性系数。后来大家就称这个量为雷诺数 Re 。对于圆管运动来说,过渡为湍流的最低雷诺数为2300左右。

对脉钨矿床的成矿过程来说,容矿裂隙的总体形态似扁平的凸透镜体状,而且会有许多分支和变化,难以与圆管相类比,流速和运动粘性力都还是未知数,密度也与水不同。也就是说,目

前还不可能用实验和计算的办法来得知成矿过程中的雷诺数。但我们可以根据某些客观现象和自然规律来推断成矿流体的流动状态。在自然界中,层流较少见,而湍流则普遍存在,如烟卤里冒出的滚滚浓烟,水龙头喷出的自来水流,奔流着的江河,翻腾的海洋,大气层中的风……,无不存在湍流。可以设想,在成矿过程中,当裂隙刚张开时,由于形成裂隙腔真空,来自岩浆矿液源的具有高压能量的热液,将迅速流进裂隙,不管流体的聚态如何,流动的性质一定是湍流,直至充满整个裂隙腔后才缓慢地相对静止下来。

裂隙中的流体是有边界的。鉴于容矿裂隙形态多变,粗糙,腔内还可能会有中石,也就是说流道坎坷,流体受阻。因此,即使刚进入裂隙腔的热液呈层流,也会马上变为湍流。雷诺用光滑的玻璃管做实验,层流尚且到一定距离后变为湍流,那么在粗糙多变的裂隙腔内,自然会更快地湍化。

综上所述,成矿溶液充填裂隙的流动状态应是湍流而不是层流。那些假定在成矿裂隙中流体呈层流状态并以此进行的一系列计算^[5],是值得怀疑的。

矿质在搬运阶段的存在形式和迁移形式

在形成矿床的过程中,矿质要经历搬运和沉淀两个阶段。脉钨矿床矿质的搬运阶段,可大致理解为矿质自离开岩浆矿液源至开始呈固相析出的时间和空间距离。沉淀阶段大致是矿质开始析出至发育生长成矿物晶体并固定于矿床某一部位的全过程。两个阶段是过渡的,很难用截然的界限分开。我们认为矿质的搬运应包括金属元素被迁移的存在形式和运动形式两方面的内容,下面先讨论被迁移的存在形式。

* 雷诺数的通用式为: $Re = \frac{\text{惯性力}}{\text{粘性力}} = \frac{\text{密度} \times \text{速度} \times \text{大小}}{\text{粘性力}}$

金属元素在成矿流体中呈易溶络合物的形式被搬运,已得到广泛承认,但仍有争议。有人认为矿质呈 $10^{-3} \sim 10^{-7}$ 厘米的矿物微粒形式进行搬运,“矿物微粒因惯性效应而沉降于裂隙壁”^[5]。

有必要指出,物质是无限可分的,分子、原子、电子等均可称为微粒。 $10^{-3} \sim 10^{-7}$ 厘米这个粒级不是分子,而是比分子大 $10 \sim 10^5$ 倍的悬浮体或胶体。 10^{-3} 厘米比人们所见到的一般石英气液包裹体还要大,这么大的微粒在普通显微镜下很容易观察到。

文献中通过成矿实验和理论计算后指出:“热液中元素呈胶体状态迁移,在大多数情况下是不可能的,仅在低温时和矿物沉淀阶段有胶体存在,因为胶体在高温条件下和在电解质溶液内是不稳定的”^[7,8]。从理论上讲,对于 $10^{-3} \sim 10^{-4}$ 厘米的悬浮体,更不可能在热液中搬运,因粗分散系的悬浮体,颗粒太大,受介质分子碰撞过多,相对均衡,运动困难,抵抗不了重力的下沉作用,所以粗分散系没有动力的稳定性。A. Г. 别捷赫琴还具体地指出:“在溶液中搬运的矿质全然不是那些我们在矿石中所观察到的矿物(FeS 、 Fe_2S_3 、 SnO_2 、 Fe_2O_3 、 CaWO_4 等等)”。他不同意这样的见解:“现成的分散相,在初期就能以硫化物最小的晶粒和小滴存在”^[8]。

对于石英脉钨矿床来说,从黑钨矿常与萤石、黄玉、白云母等伴生及常有碱交代的围岩蚀变看,钨在搬运阶段很可能呈大溶解度和高稳定性的卤氧化物和碱金属络合物或杂多酸的形式被迁移。黄沙脉钨矿床的地球化学原生晕中,W与F相关系数0.825,W与K相关系数为0.195,说明存在着W与F结合形成络阴离子或这种络阴离子又与K结合形成络合物进行迁移的可能性。

如果说矿质以矿物微粒搬运,并以矿物微粒沉淀的话,则有许多实际问题难以解释。如:(1)对矿物包裹体的观察研究,还没有人发现石英脉钨矿床的石英包裹体中捕获有 $10^{-3} \sim 10^{-4}$ 厘米的黑钨矿微粒;(2)难以想象矿石结构中矿物之间的交代现象是在矿物微粒之间置换和结合的;(3)研究表明,成矿过程中黑钨矿的化学成分如铁、锰、铌、钽的含量常作有规律的时空变化。甚至

一个黑钨矿晶体,从内核到外缘,成分也反映了规律性的变化。这种黑钨矿化学成分的时光变化规律及 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 等进入黑钨矿晶格作系统变化的现象,是黑钨矿以黑钨矿微粒搬运并聚合结晶的观点所无法解释的。

总而言之,矿质在溶液中是以易溶络合物的形式进行搬运,而决不可能呈矿物微粒的形式。有必要指出的是,存在形式和迁移运动形式是搬运过程的两个方面,缺一不可。搬运意味着位移,位移通过运动来实现。迁移运动形式与矿质的空间分布有着密切的关系,因此,对矿质的搬运形式有必要在传统概念的基础上进一步完善。前面我们已论证了热液充填裂隙的流动状态是湍流。所以,应该说矿质在成矿溶液中呈易溶络合物的形式随湍流状态的流体进行搬运。

矿质沉淀阶段热液的流动状态 及矿物沉淀方式

在笔者所接触的有限的文献中,几乎所有的学者都认为矿物沉淀阶段热液处于流动状态,并以流动的观点来解释矿质的富集现象,如对脉钨矿床,有的学者,看见黑钨矿“砂包”出现于矿脉膨大处,则认为矿液在裂隙通道流动过程中,遇到裂隙空间扩大的部位,压力骤然减小,矿质便发生沉淀;有些学者,看见“砂包”在矿脉收缩处,则认为矿液的流通面积缩小,矿质受阻而较易沉淀。这些有趣的现象和解释,随着实际材料的与日俱增,野外地质工作者已逐渐觉得其似是而非了。

由于裂隙是相对的封闭系统,当溶液充满整个裂隙腔后,其进入裂隙腔的量和腔内流体的流速,主要取决于溶液往腔外围岩的渗出量和自身降温及矿质固化的体积收缩,但这三者都进行得相当缓慢,因此腔内的流体也就慢慢地趋于变成静体(必须指出,物质的运动是永恒的,这里所说的静体是指矿液总体运移的状态而言)。简言之,成矿过程中,充填于裂隙的热液,由湍流的流体转变为静体。在矿物的主要沉淀晶出阶段,矿液已处于相对静止的状态,这可由下列事实得到证明。

1. 脉内矿物常出现对称梳状镶边或梳状镶边构造, 而且镶边矿物的片状(云母)、板状(黑钨矿)或长柱状(绿柱石)常垂直或微斜交脉壁生长, 不平行脉壁。这就说明矿物不是在流动的流体中晶出。

2. 脉中的柱状、板状、片状矿物形成放射状构造或无定向集合体, 说明矿物在静液中晶出, 如果是在定向流体中, 将出现定向的流线或流面构造。

3. 矿物的生长和分布状态不受中石所影响, 云母镶边中石, 板状黑钨矿晶体的摆布在中石附近与远处基本一致。

4. 在野外还能直接观察到在静体条件下才能出现的受晶体成长几何淘汰规律所控制形成的梳状构造。

5. 脉中的矿物晶体, 大多数形态正常, 符合一般的晶体生长规律, 对应面层基本相等, 说明由扩散和布朗运动到达晶体表面的分子或晶芽微粒各向大致相等, 这只有在静体中才能实现, 在定向流体中(不包括结晶过程中产生的涡流)常出现畸形晶。

6. 实际材料与矿物在流动中沉淀的理论(尤其与假定成矿裂隙中流体呈层流状态的一系列计算^[5])发生矛盾。

(1) 有人设想矿质以矿物微粒的形式搬运, 层流流体带动矿物微粒, 又认为“由于溶液不能完全带动矿物微粒, 因而矿物微粒运动的惯性力将使它们在流线弯曲的地方偏离流线而取较直的轨迹(图1)。因为流线的弯曲是必然的, 矿物微粒因惯性力沉降于裂隙壁, 在条件适合时, 发育成晶体”。

这一设想和图1, 首先令人在理论上产生两点疑问: ①既然流线是流体质点运动的轨迹, 为什么流道弯曲, 被流体带动的矿物微粒有惯性力, 而流体却没有惯性力? ②有边界的流道产生弯曲, 受流体运动惯性力和边界阻力的影响, 为什么流线能像图1那样平行边界转弯?

这一理论观点更与实际材料相矛盾。按这一理论, 在流线不弯曲的情况下, 被带动的矿物微粒必然不偏离流线, 不会到达物体表面, 也就是

说矿物微粒不会像图1那样因惯性力而沉降于裂隙壁。那就势必造成裂隙平直处不会有“砂包”, 脉中间不会有“砂包”, 近上盘脉壁才会有黑钨矿等情况。实际上, 裂隙平直, 黑钨矿垂直或微斜交脉壁生长, 呈似对称条带状构造, 富集成 WO_3 品位大于20%、重达几十吨或几吨的“砂包”。

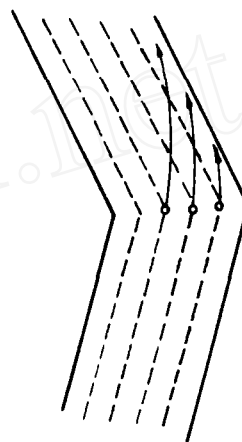


图1 矿物微粒因惯性效应而沉降于裂隙壁

(2) 矿物在流动溶液中沉淀的观点, 一般认为“砂包”多出现于石英脉形态、产状明显变化处, 而以矿脉缩小处最多。有关“砂包”的赋存情况, 过去的文献报道颇多, 并附有素描图给予说明, 的确反映了矿脉形态变化处有“砂包”的存在。笔者分析了各家的资料, 发现过去只注意到形态变化处有“砂包”的一面, 而忽略了变化处没有砂包的另一面。事实上形态变化处没有出现“砂包”的情况也是常见的。我们认为有关黑钨矿“砂包”的赋存规律有必要重新认识。

为了查明“砂包”与矿脉产状、形态的关系, 我们对矿脉的形态变化及“砂包”进行过较系统的观察和统计。既注意产于产状、形态变化处的“砂包”, 也注意到产于产状、形态没有变化处的“砂包”; 既统计有“砂包”赋存的形态变化处, 又统计没有“砂包”产出的形态变化处。因而获得了如下与传统观念有所不同的初步认识:

①不是所有的脉钨矿床, 矿脉中的黑钨矿都能呈“砂包”的形式富集, 即使是在同一条脉中也仅是其中的一部分矿段, 黑钨矿主要呈“砂包”的形式出现。在同一矿床中, 一般是脉幅较小的

矿脉或矿段品位变化系数较小,较少呈“砂包”富集,脉幅较大的矿脉或矿段品位变化系数大,较多呈“砂包”产出。

②“砂包”的产出与矿脉的产状、形态变化处没有明显的相关关系。形态变化处可能会出现“砂包”,而平直处也能出现“砂包”。在我们统计的三个矿床合计4075米沿脉工程中,共有形态变化点295处(包括缩小、膨大、分支、复合、尖灭、侧现、弯曲等,制约长度2120米,占总长的52.1%),“砂包”总数162个。位于形态变异处及附近(2米之内)的有87个,占总数的53.7%,平直处75个,占46.3%。有趣的是295个变化点中,仅29.5%有“砂包”产出,显然形态变化处不是制约“砂包”产出的有利因素。

“砂包”的产出与矿脉形态变化处没有明显的关系,究其原因,主要在于矿液中黑钨矿的沉淀结晶阶段,矿液已不是流动着的流体,而是相对静止的静体。

③矿脉中,在黑钨矿呈“砂包”富集的区间内,往往以一定的周期间隔出现。不同的矿床、矿脉至矿段,间隔不同,有的为10米左右,有的为20~30米。“砂包”能以一定周期间隔出现的规律,也充分说明其产出不受矿脉形态变化处所控制,因为矿脉的形态变化不具备与“砂包”同等的周期间隔性,如果说它们紧密相关的话,其步调应是基本一致的。

(3)有人以流动的观点,根据流体动力学的方程式导出:

$$\frac{2V_c \rho a^2}{9\eta K} = \frac{2Re \rho a^2}{9\rho_0 K^2} = \frac{V \cdot m}{6\pi\eta a K} = S_{ik}$$

当 $S_{ik} > 0$ 时,矿物微粒完全循着流线,任何时刻都不会到达物体表面,不发生惯性沉降。又 K 值、 S_{ik} 准数与脉幅三者之间的关系为:脉幅大, K 大, S_{ik} 小;脉幅小, K 小, S_{ik} 大。按照这一理论,则大脉贫,小脉富,脉宽大于2米的巨脉, K 值很大, S_{ik} 很小。因此他认为“2米宽以上的大脉一般无黑钨矿”或“多半无工业价值”^[5]。

这一设想计算的结果与脉钨矿床的事实完全相反。华南许多脉钨矿床中,工业价值最大而被称为“王牌脉”者,恰是矿床中那些脉幅最大、品

位较好的矿脉,而且那些大型钨矿床的“王牌”脉脉幅常达2米以上。下面举4个具代表性的矿床实例给予说明。

①产于外接触带的某大型脉钨矿床,11号脉是“王牌”脉,矿脉中部富矿带的脉幅多大于2米,最大6米。矿脉下延至450米中段,脉幅在2.5米左右,变为无工业矿化。

②产于浅变质岩系中的某特大型脉钨矿床,6号主脉在674~625米中段,品位与脉幅成正比,脉幅在2~3米的部位, WO_3 平均品位2~7.03%(每20米长平均品位)。该矿床另两条主脉,情况与此相似。

③赋存于花岗岩内外接触带的某大型脉带状矿床,脉带合并成单一脉后,于花岗岩中脉幅大于4米, WO_3 品位大于1%,矿脉继续下延至一定部位后,脉幅变小,品位渐趋变贫。

④产于花岗岩中的某大型脉钨矿床,299号脉是“王牌”脉,脉幅大于2米的部分处在钨的富矿带中, WO_3 平均品位大于1.5%。矿脉下延,脉幅变小,品位变贫。

在一条矿脉中,钨品位变化的总趋势也不是脉大贫或脉小富。一般是自岩浆矿液源往外,钨的含量变化由贫→富→贫^[3],可分底部无矿带、下部贫矿带、中部富矿带、上部贫矿带和顶部无矿带等五个矿化强度不同的相带。近年来我们对华南钨矿进行较系统的综合研究,发现脉钨矿床矿脉的中部富矿带往往与脉体厚度的最厚区相吻合,而以外接触带矿床最为显著。若是脉带状矿床,则与脉带中脉体总厚度的最厚带相吻合(图2)。早在60年代初期,原冶金部北京地质研究所姜齐节等人对大吉山、岢美山钨矿床详细研究后,指出在钨的工业矿化区间内,钨品位常与脉幅成正比关系^[2]。李崇佑也曾指出赣南钨矿的“深大矿脉,钨的品位较富。其富集位置多在矿脉的中部,或偏向一侧,并且往往与脉幅成正比关系”。

综上所述,在矿物的主要沉淀阶段,矿液无疑已处于静止状态,矿物开始析出显然不是矿物微粒与矿物微粒之间的聚合或矿物微粒因惯性效应而沉降于裂隙壁,而是以络合物形式被搬运的

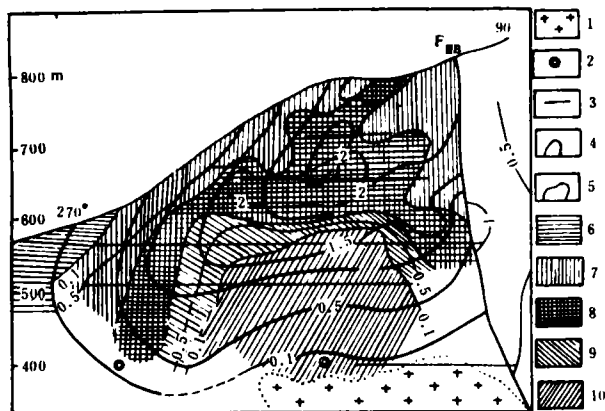
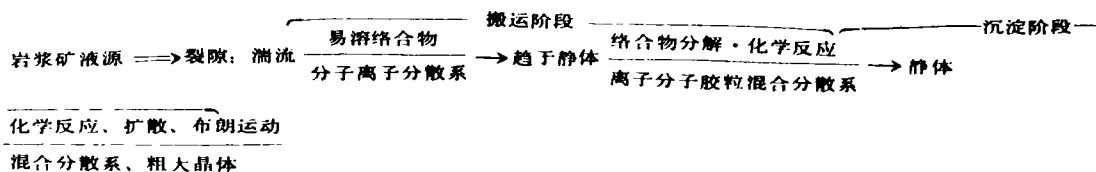


图2 III号脉带总脉厚、 WO_3 等值线纵投影图

1 - 花岗岩; 2 - 钻孔; 3 - 沿脉坑道; 4 - 总脉厚(米)等值线; 5 - WO_3 等值线; 6 - 顶部无矿带; 7 - 上部贫矿带; 8 - 中部富矿带; 9 - 下部贫矿带; 10 - 底部贫矿带



矿液运动状态与矿质空间分布的关系

矿床物质组分的沉淀分带现象,早已为人们所认识。分带的形成机理非常复杂,它既与成矿过程中物理化学条件的变化有关,也与元素或矿物的物理或物理化学常数有关。从流体力学的观点看,携带矿质的溶液的运动状态,对矿质的空间分布必将起着重要作用。在湍流运动中,各点的速度是随机的,因此流体速度可以想象成平均速度和某标准偏差分量组成,这些标准偏差分量表现在产生不同尺寸的涡旋。在湍流的质量传递方程中,要确定湍流扩散项极为困难,目前在水湍流场所确定的湍流扩散系数是否正确,尚需证实(尽管如此,由于湍流研究的现状还不得不这样做)。那么,在成矿溶液湍流场中确定扩散系数就更难了,也就是说,对矿质的弥散问题暂时还无法定量公式化。因此,本文对成矿溶液运动状态与矿质空间分布的关系也暂不作公式化的推导。

矿质呈易溶络合物的形式随湍流的流体进行

矿质,遇到适当的理化环境、络合物分解,发生化学反应(主要是离子交换形式),形成不易溶解的化合物析出。成矿过程中,随着降温,矿液粘度逐渐增大,在粘性力较大的静液中可以同时存在矿物的分子、胶粒、悬浮体以至粗大的晶体。也就是说,矿物的沉淀阶段,矿质的分散体系由微向粗发展,不同等级的颗粒交替并存。晶体的长大,可以由分子直接添加在晶面上,也可以由晶芽微粒向晶体上粘结。这些微粒在静液中主要由扩散和布朗运动到达晶体表面。回顾以上所述,自成矿溶液进入裂隙始,至矿物沉淀固定在矿床某一位置上的整个矿质搬运—沉淀过程可编成下列程序式:

搬运,在由湍流转变成静液的过程中,旋涡中质点的运动角速度变慢,产生向心加速度,运动半径缩小,质点向旋涡中心靠拢,质量较大的质点有着较易浓集于旋涡中心的能力。这样在湍流场中的许多大大小小的旋涡,在趋于变成静体后,便形成了许多大大小小的矿质浓集中心。在此基础上,矿质析出,结晶长大,所以在脉钨矿矿床中,便显示金属矿物分布极不均匀;尤其以钨最为明显,呈跳跃式变化,相邻两样品的品位可相差几倍、几十倍,甚至上百倍。在脉幅相对较小的矿脉中,由于流场窄,旋涡小且大小相对均匀,所以,脉幅较小的矿脉,品位变化系数相对较小,黑钨矿较少呈“砂包”富集。而脉幅较大的矿脉,流场宽阔,旋涡的大小较悬殊,大旋涡浓集了较多的矿质,因此脉幅较大的矿脉,品位变化系数大,黑钨矿较多呈“砂包”富集。

同一条矿脉,“砂包”以一定的周期间隔出现,可能是湍流的猝发过程所造成,湍流的猝发过程是有明确的时间周期和空间尺度的。具体地说,矿质随湍流的溶液搬运,湍流的猝发过程,

使流体中的矿质以一定的空间间隔相对浓集,在流体趋于变成静体时,矿质的分布,保存了原来流体阶段的间隔周期性,在此基础上结晶沉淀,形成当今我们在野外能观察到的以一定间距出现的“砂包”。同一条矿脉,在工业矿化区间内,特别是钨的富矿带中,钨品位的变化总趋势一般与脉幅成正比,可能与湍流的拟序结构有关。脉幅大,说明流场宽广,小涡旋有足够的时间混合成大涡旋。在这个混合的过程中,小涡旋在将其能量传递给大涡旋的同时,也将其矿质不断地传给大涡旋。所以,在同条矿脉中,脉幅较大的区段,一般品位较富,富矿带与脉体最厚带基本吻合。

最后还有必要强调指出,湍流在自然界中普遍存在,可以肯定,它也存在热液充填型矿床的成矿过程中。湍流理论是研究物质运动状态的科学,把湍流理论应用于研究矿床的物质分布,也必将取得新的进展。不过湍流理论还有许多没有攻克的堡垒,成矿过程的许多问题还不清楚,有待深入研究。

本文在成文过程中,得到许多野外地质工作者提供宝贵资料,冶金部南岭钨矿专题组的同志给予了帮助、指导,在此一并致谢!

主要参考文献

- [1] 冶金部南岭钨矿专题组,地质与勘探,1979,第6期
- [2] 冶金部北京地质研究所,1965,大吉山钨矿床成矿特点及找矿标志(科研专题报告)
- [3] 陈尊达,华东冶金地质,1980,第1期
- [4] 陈国达,1978,成矿构造研究法,地质出版社
- [5] 柳志青,1980,脉状钨矿床成矿预测理论,科学出版社
- [6] 郭文魁,地质学报,1963,43卷,第3期
- [7] 南京大学地质系,1979,地球化学(修订本),科学出版社
- [8] A. Γ. 别捷赫琴,1957,岩浆金属矿床基本问题,陆渺等译,地质出版社
- [9] П. Γ. 洛强斯基,1958,流体与气体力学,林鸿兹等译,人民教育出版社
- [10] R. G. 伯恩斯,1977,晶体场理论的矿物学应用,任觉等译,科学出版社
- [11] J. J. 康纳等,1981,流体流动的有限元法,吴望一译,科学出版社

(上接第22页)

性质的热液在此相遇,促使Au和SiO₂等沉淀,形成石英脉型或火山岩型金矿床。特别当围岩是碳酸盐岩层时,更有利于金交代富集成矿。

几点认识

(一) 区内金的成矿时代,主要是中生代,其次是元古代和古生代。

(二) 沉积—热液型金矿,金质主要来自元古代含碳砂泥质板岩、千枚岩等海相沉积地层——即矿源层。区域变质作用,因变质轻微,对金的富集成矿作用不大。后期岩浆侵入活动,是促使金富集成矿的主要因素之一。

(三) 石英脉型和火山岩型金矿,成矿物质主要来自二叠纪基性侵入岩和喷出岩。

(四) 区内岩金矿的产出,严格受层位(岩性)构造、岩浆岩控制,三者缺一不可。

(五) 可用于寻找上述三种类型金矿的化探指示元素有:

1. 沉积—热液型金矿: Au, Cu, Mn, As, Ag, B, Hg (Co, Mo)。

2. 石英脉型金矿: Au, Cu, Mn, As, B, Ba, Hg (Pb, Zn, Ag, Co, Mo, Sb) 等。

3. 火山岩型金矿: Au, Cu, Ag, As, B, Be, Ba, Pb, Co, Ni, Hg (Zn) 等。

(六) 利用V, Ti原生晕异常特征,大致可判断金矿化成因类型: 金矿(化)体上,若V, Ti无明显正、“负”异常出现,说明是沉积型或沉积变质型金矿化;若出现正异常,是岩浆熔离型金矿化;若出现“负”异常,可能是石英脉型或沉积—热液型等与热液成因有关的金矿床或金矿化。