

我国东部中生代斑岩型矿床的基本特征

李秉伦 谢奕汉 李若梅 王英兰

(中国科学院地质研究所)

内容提要:我国东部斑岩型矿床主要分布在几条板内断裂岩浆带内。成矿岩浆系由不同比例的幔源物质和壳源物质重熔而成。形成Fe、Cu和Mo矿床的岩浆以幔源物质为主,形成铀、钨和钼矿床的岩浆则以壳源物质为主。与各种矿床有关的岩浆岩的 Df 和 Sl 有一定的变化范围。热液是由岩浆水和雨水混合而成。成矿溶液的盐度,一般较高(可达40—69wt.%NaCl当量),但钨矿和金矿有时甚低(2—3wt.%NaCl当量)。成矿流体的成分主要为 H_2O 、Na、K、Ca、Cl、F、 SO_4^{2-} 和 CO_2 。矿石是在近中性的弱还原环境中形成的。整个成矿过程的温度变化范围很大,但矿石的形成温度很窄,变化在150—400℃之间。由于成矿系统时而开放时而封闭,成矿压力变化很大,并引起多次矿液沸腾、围岩蚀变和金属矿物的沉淀。

主题词:斑岩型矿床 含矿斑岩体 岩石化学特征 岩浆岩的 $\delta^{18}O$ 和($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 蚀变成矿系列 成矿物理化学条件 包裹体

目前我国已发现铁、铜(钼)、钼、金、银铅锌、钨和锡等斑岩型矿床多处。它们的基本特点是:矿体赋存在次火山岩岩体或超浅成—浅成侵入体的顶部和斑岩体与围岩的内外接触带,矿石呈细脉浸染状构造,矿化均匀,储量巨大。因此,矿床的形成与岩浆岩及其围岩的性质有密切关系,也与形成微裂隙带的容矿构造有密切关系。

一、构造特征

我国东部中生代斑岩岩体,主要分布在板块内部几条巨大的断裂—岩浆岩带中(图1),根据统计,含矿斑岩体的侵位,有93%以上也受断裂控制。看来断裂不仅是斑岩岩体成群成带分布的主导因素,也是成矿岩浆侵位的重要条件。

在岩浆侵位以后,如果从原来的岩浆房有不断的上升流体聚集到斑岩岩体的顶部,则这种流体不仅会引起岩体顶部及邻近的围岩发生蚀变,而且会使斑岩体顶部气液—岩浆的内压力急剧增大。当上覆岩层的静岩压力及岩石强度,不能克制斑岩体顶部的内压力时,或在构造活力的配合下,则发生爆破,在岩体顶部或其接触带产生爆破角砾岩和微细裂隙带,形成容矿构造。这种现象,在斑岩型矿床中是比较普遍存在的,象阳储岭、城门山、封三洞和银山等矿床。但是也有一些矿床,在爆破作用中,没有形成爆破角砾岩,只在斑岩体顶部及其内外接触带形成微细裂隙带,构成容矿构造,例如铜厂、富家坞、朱砂红和银岩等矿床。这种因气液流体聚集所引起的爆破,在一个矿床中多是反复发生的。例如,阳储岭钨矿,曾因减压发生过四次脉动式释气(李秉伦等,1985)。每次释气都是由成矿溶液的内压力释放所引起,并导致成矿流体压力的变化,例如,德兴矿田的成矿流体压力变化范围为9—185MPa(李荫清,

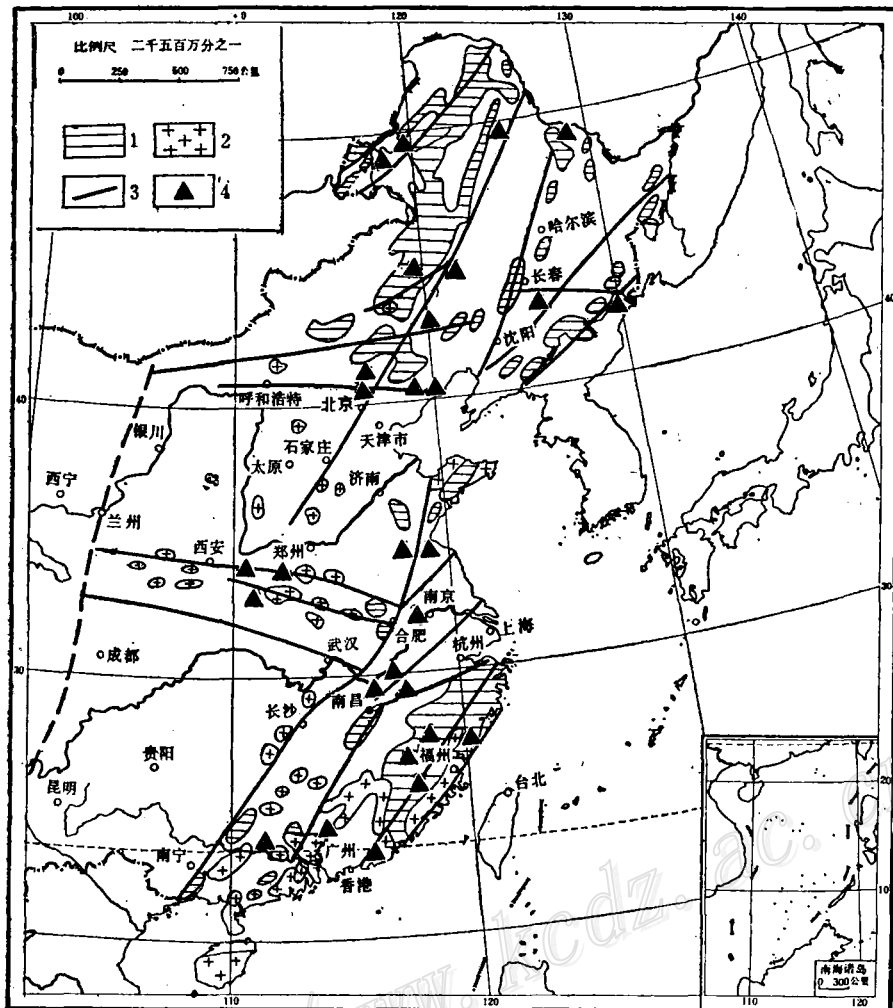


图 1 中国东部中生代岩浆岩和斑岩型矿床分布示意图

1—火山岩；2—侵入岩；3—深断裂；4—斑岩型矿床

Fig. 1. Schematic geological map showing distribution of Mesozoic igneous rocks and porphyry type deposits in eastern China.

1—Mesozoic volcanic rocks; 2—Mesozoic intrusive rocks; 3—Great fault; 4—Porphyry type deposit.

1984); 美洲一些斑岩铜矿的石英辉钼矿黄铁矿细脉形成压力为8.1—111.5 MPa (Roedder, 1971); 墨西哥奈沙矿的压力变化范围为4—270 MPa (Erwood等, 1979); 苏联中亚地区斑岩铜矿的成矿压力为71—112 MPa (Berzina等, 1977), 这些数据表明成矿体系时而封闭时而开放的情景。当体系封闭时, 气液流体聚集, 内压力增加, 此时捕获的包裹体内压力高。当体系内压力增加到足以使斑岩体顶部爆破时, 则发生爆破, 从而导致体系开放、内压降低, 成矿流体发生减压沸腾, 此时捕获的包裹体内压力低。这种作用反复发生, 每次均使岩石蚀变, 并产生金属矿物沉淀。因此, 斑岩型矿床的形成, 是多次蚀变和多次成矿叠加的结果。

二、含矿岩体特征

我国东部含矿岩体有多种产状，其中以岩株和岩柱为主。含矿岩体绝大多数为复式岩体，其形成方式，或由岩浆房脉动式输出的岩浆，侵入到一定部位而形成，或由岩浆房侵入到一定部位，而后分异为不同岩类，构成复式岩体。前者例子很多，如阳储岭和城门山岩体，后者如银岩和钟腾岩体。

组成复式岩体的各种岩石，并非均与矿化有密切关系。我国东部斑岩型矿床的资料表明，在时空上与矿化有密切关系的，只是构成复式岩体的某种岩石。例如，与玢岩铁矿有密切关系的是辉长闪长玢岩—二长闪长斑岩；与铜（钼）矿和金矿有密切关系的是石英二长闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩；而与钨矿、锡矿和铀矿有密切关系的是二长花岗岩和正长花岗岩或石英斑岩。例如，阳储岭钨矿的复式岩体，系由石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、二长花岗岩和各种脉岩所组成，但与矿化有关的却是二长花岗岩。

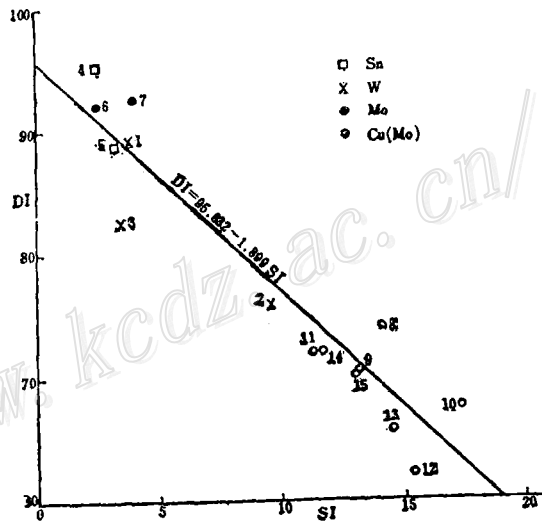
根据我国东部15个不同矿种的斑岩型矿床的研究，得知它们的成矿母岩的固结指数(SI)和分异指数(DI)呈负相关关系(图2)。斑岩型铜(钼)矿和金矿分布在图的右下方，即

图2 中国东部中生代含矿斑岩SI和DI的相关变化

- 1—行洛坑；2—阳储岭；3—莲花山；
4—锡山；5—银岩；6—金堆城；7—
赤路；8—封三洞；9—富家坞；10—
铜厂；11—小西南岔；12—沙溪；13—
钟腾；14—铜山口；15—城门山

Fig. 2. SI versus DI diagram of Mesozoic ore-bearing porphyries in Eastern China.

- 1—Xingluokeng; 2—Yangchuling;
3—Lianhuashan; 4—Xishan;
5—Yinyan; 6—Jinduicheng; 7—
Chilu; 8—Fengsandong; 9—Fujiauwu;
10—Tongchang; 11—Xiaoxinancha;
12—Shaxi; 13—Zhongteng; 14—
Tongshankou; 15—Chengmenshan.



SI=11—18、DI=60—74的范围内，而斑岩型钼矿、钨矿和锡矿，分布在图的左上方，即SI=2—10、DI=74—96的范围内。它们具有如下数学关系： $DI = 95.632 - 1.899SI$ 。

事实表明，不同矿种的斑岩矿床的岩石化学性质具有明显的差别，也就是说，成矿岩浆的岩石化学性质控制了斑岩型矿床的矿种。

三、岩浆的物质来源

近年来以锶和氧同位素为依据，广泛地讨论了岩浆岩的物质来源问题，收到了较好的效果。吴利仁(1985)将中国东部中生代花岗岩类分为M型、MC型和C型三种类型，并讨论

了它们的含矿专属性。作者等(1985)对可能参与安山岩类岩浆形成的各种岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 范围做过研究。现将我国某些含矿斑岩的氧和锶同位素数据在 $\delta^{18}\text{O}$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解上进行投点(图3)。从该图可知,从图的左下角向右上角,花岗质岩浆中幔源物质逐渐减少,壳源物质逐渐增多,与此对应, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 同步增大。这种情况反映出一个基本事实,即花岗岩类的源岩,既不是单纯的壳源沉积岩建造,也不是单纯的幔源火成岩建造,而是两者以不同比例组合而成的混合建造,在地壳的不同构造带中,这种混合建造的组成是不同的,一般在绿岩带和优地槽中以幔源火成岩的组成占优势,而冒地槽或地台拗陷带中则以壳源沉积岩所占的比例较多。地壳在深埋和构造活动中经深熔改造而成花岗岩类岩石。由于源岩组成不同因而派生的矿床有别。据图3可知,我国东部中生代斑岩型矿床的岩浆物质来源有如下特点:

(一)形成斑岩型铁、铜(钼)和钨矿床的岩浆,系由玄武岩质岩浆演化而来,其物质来源以幔源物质占优势。

(二)形成斑岩型铀和银铅锌矿床的岩浆,系由大陆壳碎屑沉积物重熔演化而来,其物质来源以壳源物质为主。因为斑岩锡矿目前没有氧和锶同位素数据,在图上没有表示出来,

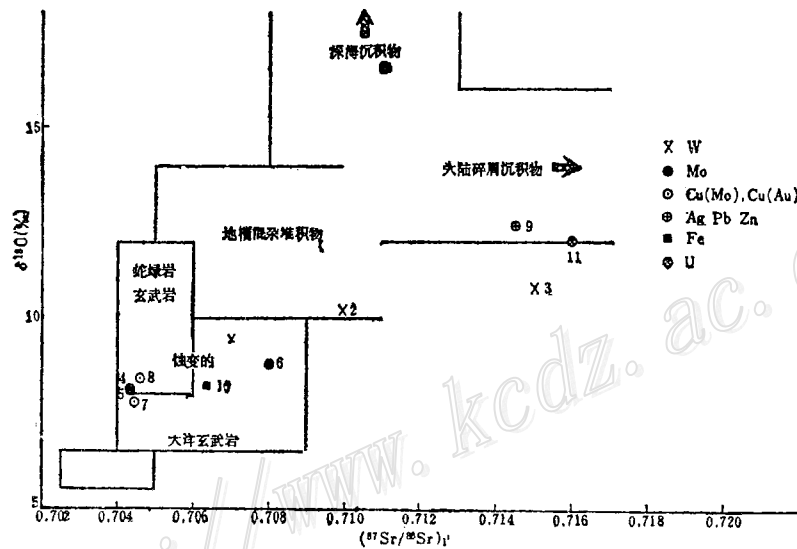


图3 可能参与花岗岩浆形成的各种岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 范围及我国东部中生代含矿斑岩的分布

1—莲花山(满发胜,1984,张大椿,1982);2—阳储岭(李秉伦,1985);3—行洛坑(张大椿,1982,叶忠基,1984);4—赤路(朱熙道,1981);5—兰家沟(孙世华,1985);6—南泥湖(张大椿,1985);7—铜厂(徐淑英,1985);8—银山(徐淑英,1985);9—冷水坑(陈武等,1985,章莼荪,1985);10—梅山(李秉伦,1982);11—相山(刘家远,1985)

Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ranges of various rocks which possibly took part in the formation of granitic magma and the distribution of Mesozoic ore-bearing porphyries in eastern China.

1—Lianghuashan; 2—Yangchuling; 3—Xingluokeng; 4—Chilu; 5—Langjiagou; 6—Nannihu; 7—Tongchang; 8—Yinshan; 9—Lengshuikeng; 10—Meishan; 11—Xiangshan.

但根据其成矿母岩的地质、岩石化学特征以及具有极大的钨负异常判断,其岩浆物质来源也应以壳源物质为主。

(三) 虽然与脉状钨矿有关的花岗岩, 多与壳源花岗岩有密切关系, 但形成斑岩型钨矿的岩浆却显示出多种来源, 既可以从玄武岩浆演化而来(如莲花山), 又可以从地槽混杂堆积物重熔岩浆演化而来(如阳储岭), 也可以由大陆碎屑沉积物重熔演化而来(如行洛坑)。

总之, 形成斑岩型矿床的岩浆, 是幔源物质和壳源物质以不同的比例混合而成的。混合的方式是多种多样的。既可由地壳的火成岩和沉积岩一起经深熔作用而成为花岗岩类, 也可由俯冲板块分熔的熔体上升到地壳并与地壳物质混染而成花岗岩类岩石。因花岗岩的源岩不同, 导致派生的矿种的差异。

四、含矿斑岩体围岩对成矿作用的影响

我国东部中生代含矿斑岩体的围岩, 按岩石的化学性质可以分为两大类, 碳酸盐质岩石和硅铝质岩石。前者在岩浆侵入时期形成矽卡岩, 在气液成矿时期, 在岩体顶部及内接触带形成细脉浸染状矿体。在矽卡岩中形成矽卡岩型矿体, 而在矽卡岩外侧则形成似层状或脉状矿体。例如, 分布在长江中下游一带的斑岩型铜(钼)矿床中、著名的城门山铜矿, 就是由石英斑岩的斑岩型铜钼矿体、花岗闪长岩与碳酸盐岩石接触带发育的矽卡岩型透镜状矿体和接触带外侧发育的似层状含铜黄铁矿矿层所组成。大部分斑岩型矿床的含矿斑岩体的围岩为碳酸盐岩时, 均有矽卡岩型矿体与斑岩型矿体相伴而生, 甚至可以矽卡岩矿石为主, 如封三洞铜矿。还有一种极端情况, 即矿体只分布在矽卡岩中, 构成矽卡岩型矿床。此类矿床, 不包括在斑岩矿床之内, 在此不作讨论。

当含矿斑岩的围岩为硅铝质岩石时, 则形成斑岩型矿体和其它类型矿体。例如, 宁芜地区火山岩铁矿中的残浆气液系列矿床, 系由次火山岩体中细脉浸染状矿床, 次火山岩体内外接触带的气液交代矿床以及火山岩中的中低温热液交代充填矿床所组成(李秉伦等, 1984)。在岩浆侵位时, 在外接触带多形成一层角岩带(如阳储岭、铜厂)。当内外接触带微裂隙发育时, 在热液成矿时期, 形成细脉浸染状矿石, 构成斑岩型矿体。我国最大的斑岩型铜矿——铜厂、富家坞和朱砂红铜矿, 就是最好的例子。这些矿床内, 斑岩体外接触带的硅铝质浅变质岩中的矿体, 占有矿床2/3以上的铜矿储量, 而在斑岩体中只有较少的铜矿石。在细脉浸染型矿体的外侧, 还有黄铁矿矿物的富集。在铜厂西南的银山铜(金)多金属矿床, 含矿斑岩体的围岩也是硅铝质浅变质岩, 但由于在接触带的外侧形成了延续性较好的较开阔的裂隙, 因此在岩体的内外接触带形成了细脉浸染状斑岩型铜矿体, 向上及向外则形成了矿脉带型铅锌矿体。这样, 由矿化中心向外就形成了一个铜(金)→铜铅锌→铅锌→铅银的金属分带。此外, 也有一种极端情况, 即矿体只分布在斑岩体内的斑岩型矿床。如小西南岔铜金矿床, 银岩锡矿床和阳储岭钨(钼)矿床属于此类。

总之, 含矿斑岩体围岩的化学性质, 对矿床类型及成矿作用都起着重要作用。

五、成矿系列

我国最早提出成矿系列这一概念的是翁文灏(1927), 近年程裕淇、陈毓川等(1979, 1980)对此做了进一步发展和详细论述。这无疑是对矿床学的一个贡献, 对今后找矿工作将

会起重要作用。

成矿系列是指一组在一定的地质背景下形成的有成因联系的矿床。作者等(1983、1984)曾将宁芜火山岩盆地的铁矿分为铁矿浆矿床系列和残浆气液矿床系列,从而提出宁芜地区火山岩铁矿的成矿模式。它的地质背景是长江中下游成矿带中的一个较小的地质构造-火山岩单元。围绕某一含矿斑岩体,发育的一组时空上和成因上有联系的不同类型矿床,也可以构成一个成矿系列。芮宗瑶等(1984)将在成因上与斑岩体有联系的一组铜(钼)矿体,称之为斑岩铜(钼)矿的成矿系列。

在一个成矿系列中,可以是某矿种在统一的成矿作用之下,形成的一组成因类型不同的矿床或矿体,也可以是不同矿种在统一的成矿作用之下,形成的一组成因类型不同的多种金属的矿床。前者如城门山铜矿,是由斑岩型矿床、矽卡岩型矿体和似层状块状硫化物矿体所组成的三位一体铜矿,但大多数是由斑岩型矿体和矽卡岩型矿体构成的复合矿床。后者如银山铜多金属硫化物矿床。它是以英安斑岩体为中心形成的斑岩型铜矿体,脉状铜多金属硫化物矿体和脉状铅锌矿体构成的复合矿体,显示出从矿化中心向外的铜(金)→铜铅锌→铅锌→铅银的金属分带。

总之,在统一的成矿作用之下,由于地质环境和成矿的物理化学条件的改变,产生不同矿种和不同矿石类型的有规律的时空演化,是研究成矿系列的理论依据。建立区域成矿系列,对区域找矿工作会大有帮助。

六、斑岩矿床的围岩蚀变及矿体特征

根据国内外对斑岩铜矿的研究得知,围岩蚀变在水平方向及垂直方向上的分带都是十分清楚的。在大多数情况下,从岩体中心向外常有:(1)钾质蚀变带(蚀变矿物有钾长石、黑云母、石英、绢云母和硬石膏。有时中心部位有硅化核);(2)绢英岩或称似千枚岩化蚀变带(蚀变矿物有绢云母、石英、绿泥石和黄铁矿);(3)泥化或粘土化蚀变带(蚀变矿物有高岭石、绿泥石、绢云母和石英),但我国大部分斑岩型矿床,泥化带均不太发育;(4)青磐岩化蚀变带(蚀变矿物有绿帘石、绿泥石、石英、方解石和黄铁矿)。这些蚀变带分布范围可达几百米到几千米,呈环状分布。

由于岩体及围岩的微裂隙的多次形成,以及岩浆多次释气,蚀变作用反复发生,因此蚀变带可以相互叠置,由于气液流体随着时间的推移温度不断降低,因此,当蚀变带叠置时,在内部蚀变带岩石中可见到外部蚀变带岩石的蚀变产物,但在外部蚀变带岩石中却看不到内部蚀变带的蚀变产物。

在某蚀变带产生新的微裂隙时,矿液将沿微裂隙带向上及向微裂隙带外侧扩散,形成新的蚀变分带。铜厂铜矿在钾化蚀变之后,沿斑岩体与围岩的接触带,形成了新的微裂隙带,故以接触带为中心产生了新的对称蚀变分带,重叠在岩体的钾化蚀变岩之上。

蚀变作用过程中,围岩中含量极微的成矿元素被热液释放,并因热液对流被带至成矿部位,与岩浆水中的成矿元素一起,形成矿体。因此,在矿体外围的围岩中,形成了一个具有一定范围的成矿元素低含量带(杜琦,1984;季克俭等,1984)。

我国有各种金属的斑岩型矿床,它们的围岩蚀变有何异同,还有待深入研究。

矿体的分布与围岩蚀变有一定关系,大多数斑岩型铜矿和金矿,多赋存在绢英岩带,而钨矿和锡矿矿体则多赋存在绢英岩带和钾化带中。

矿体形态和产状取决于许多复杂的地质因素,如斑岩体的形态,围岩蚀变接触面的形状,成矿前后的构造以及原生和次生矿化作用,等等。例如,全岩矿化,矿体多呈柱状(城门山);沿接触带矿化,矿体呈环状、空心筒状(如德兴铜厂);沿岩体内外构造破碎带矿化,矿体则呈条带状、脉状(如小西南岔);沿岩墙或岩床成矿,矿体则多呈板状(如钟腾、银山);在岩体顶部微裂隙带成矿,则矿体呈似层状(如阳储岭)。

七、成矿溶液性质和成矿物理化学

(一) 成矿热液来源及其演化 根据氢氧同位素的研究,本区各类斑岩型矿床具有共同的特点,即在成矿早期,成矿热液以岩浆水为主。如铜厂铜矿的钾化蚀变岩、团结沟金矿的黄铁绢英岩、莲花山钨矿的含矿绢英岩以及阳储岭钨矿的含钨长石石英网脉等,其成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值均属岩浆水范围或岩浆水混有少量的大气降水。随着成矿作用的演化,从早期到晚期,热液中岩浆水的比例逐渐减小,大气降水的比例则逐渐增大,到成矿晚期则矿液主要为大气降水。如铜厂铜矿的青磐岩化蚀变岩、莲花山钨矿的碳酸盐黄铁矿石英脉和阳储岭钨矿的辉钼矿绿泥石碳酸盐脉,均属以大气降水为主的热液作用的产物(图4)。

通常认为斑岩型矿床的富矿分布在岩浆水与大气降水相遇的混合地带。但在本区形成各类斑岩型矿床富矿体的热液中,岩浆水与大气降水的比例变化很大。在斑岩铜矿和金矿中的矿体均分布在绢英岩中,铜厂赋存铜矿体的绢英岩,可以在岩浆水为主的热液中形成,也可以在以大气降水为主的热液中形成(图4a的D₃)。而在团结沟金矿,赋存金矿体的绢英岩却形成于以大气降水为主的低温热液中(参看图4a的Ⅲ)。在斑岩型钨锡矿床中,矿体主要分布在以岩浆水为主的部位(如图4b莲花山和阳储岭1的分布范围),而矿化发生在钾化或绢英岩化的早期。

(二) 成矿热液的化学物理性质 根据矿物中包裹体的成分分析,气体成分主要为 H_2O 和 CO_2 ,其次为 H_2 、 CH_4 和 CO (含硫气体未测定)。液体成分主要为 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 和 Cl^- ,其次为 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 F^- (碳酸根未分析)。它们的比例,在各种斑岩型矿床中有较为明显的变化(表1)。成矿溶液的盐度(即用以表示矿液中溶质浓度的数值),一般均很高。斑岩铜矿和锡矿的盐度最高,可达35—64wt.%NaCl当量,例如,德兴铜矿高达64wt.%NaCl当量,小寺沟铜钼矿床高达56wt.%NaCl当量,银岩锡矿高达64wt.%NaCl当量。斑岩银铅锌矿为38wt.%NaCl当量。而斑岩钨矿的盐度变化较大,莲花山钨矿最高盐度可达30wt.%NaCl当量,阳储岭和行洛坑的最高盐度不超过7—9wt.%NaCl当量。团结沟斑岩金矿的盐度,一般只有2—3wt.%NaCl当量。因此,高盐度流体虽是斑岩矿床成矿流体的重要特征之一,但也有一些例外。

斑岩型矿床流体包裹体的种类较多,有气体包裹体,气液包裹体、液体包裹体、含子矿物的多相包裹体和 CO_2 -水溶液包裹体。各种包裹体常以不同的组合方式出现在矿床的不同部位。例如德兴铜矿,矿体的上部,主要为气体包裹体,气液体包裹体和 CO_2 -水溶液包裹体。在矿体的中部,主要为气液包裹体和含子矿物的多相包裹体,其中子矿物种类较多,矿体

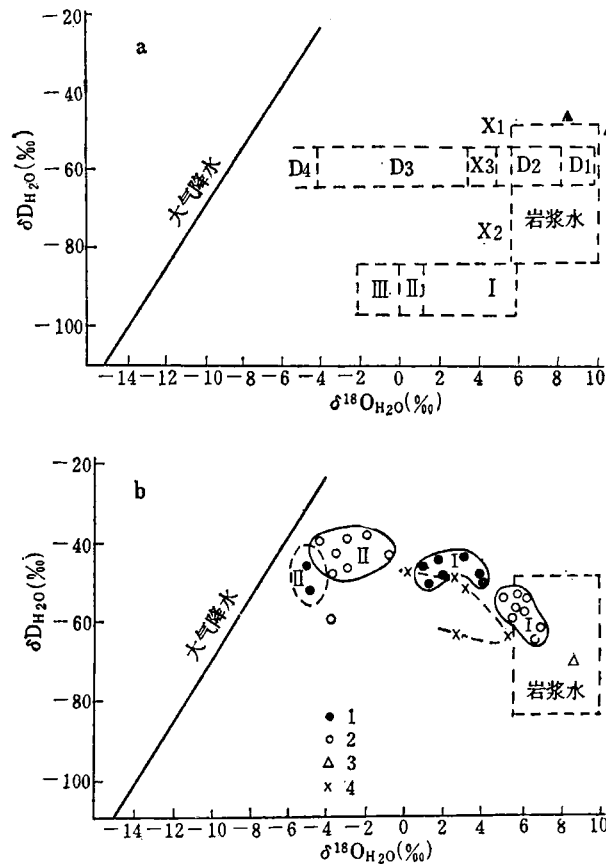


图 4 我国东部某些斑岩型矿床热液的氢氧同位素成分

图 4a, D₁、D₂、D₃和D₄分别代表铜厂铜矿的花岗闪长斑岩、钾化蚀变岩、绢英岩和青磐岩化蚀变岩的氢氧同位素的分布范围; I、II和III为团结沟金矿早期到晚期蚀变岩的氢氧同位素分布范围; X₁、X₂和X₃分别代表城门山铜矿的块状硫化物矿石、浸染状铜矿石和浸染状钼矿石; ▲—银山铜铅锌矿石及浸染状铜矿石
图 4b 1—莲花山钨矿; I—含矿绢英岩; II—碳酸盐黄铁矿石英脉; 2—阳储岭钨矿; I—白钨矿钾长石石英矿石; II—辉钼矿黄铁矿绿泥石碳酸盐矿石; 3—行洛坑钨矿; 4—银岩锡矿绢英岩中锡矿石

Fig. 4. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of hydrothermal solutions of some porphyry type ore deposits in eastern China.

In Fig. 4a, D₁, D₂, D₃ and D₄ represent respectively hydrogen and oxygen isotope distribution range of granodiorite porphyry, K-alteration rocks, sericite quartzite and propylitized rocks in the Tongchang copper deposit; I, II and III refer to hydrogen and oxygen isotope distribution ranges of early to late altered rocks in the Tuanjiogou gold deposit; X₁, X₂ and X₃ stand respectively for massive sulfide ore, disseminated copper ore and disseminated molybdenum ore in the Chengmenshan copper deposit; ▲—Copper, lead, zinc ore and disseminated copper ore in Yinshan.

In Fig. 4b, 1—Lianghuashan tungsten deposit; I—Ore-bearing sericite quartzite, II—Carbonate-pyrite quartz vein; 2—Yangchuling tungsten deposit; I—Scheelite-k-feldspar-quartz ore; II—Molybdenite-pyrite-chlorite-carbonate ore; 3—Tungsten ore in Xingluokeng tungsten deposit; 4—Tin ore in sericite quartzite of Yinyan deposit.

下部, 主要为液相包裹体和少量的含子矿物的多相包裹体。银岩锡矿上部的富矿产出部位, 主要为气体包裹体和多相包裹体, 包裹体的数量多, 散点状分布, 代表成矿溶液处于沸腾状态。在含矿岩体的边部, 以气液包裹体为主, 加上少量的多相包裹体和气体包裹体。在含矿

表 1 几个斑岩矿床石英中包裹体的可溶盐成分比例
Table 1. Ratios of soluble salts in inclusions of quartz from some porphyry type deposits

产地和产状	$\frac{K}{Na}$	$\frac{Na}{Ca}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{F}{Cl}$	$\frac{Cl}{SO_4^{2-}}$
城门山铜矿石	2.46	1.63	3.71	0.50	0.33
城门山钼矿石	1.60	2.15	4.93	0	0.47
城门山块状硫化物矿石	3.41	0.35	4.04	0	0.58
阳储岭含钨石英脉	0.30	0.78	12.86	0.04	8.35
阳储岭钨矿石	0.30	4.03	10.50	0.02	3.95
银岩石英斑岩中的锡矿石	1.83	1.08	/	0.26	/
银岩花岗斑岩中的锡矿石	0.92	5.48	5.64	0.26	23.65
银岩锡石硫化物石英脉	0.73	10.11	/	0.13	0.40

岩体外围的矿脉中，则只有少量的液体包裹体。不同矿种斑岩型矿床及矿床各部位的包裹体组合不同，表明成矿溶液的性质有差异。

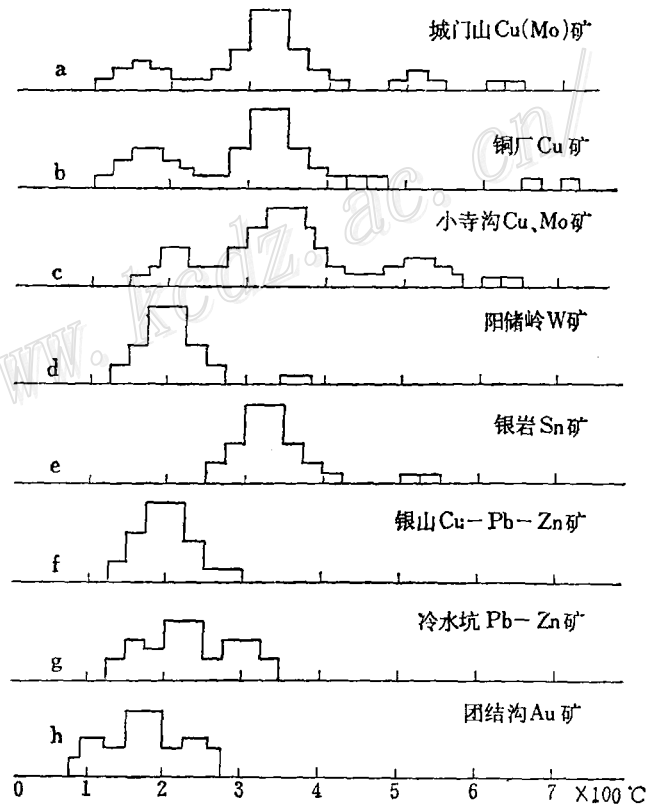
成矿热液化学性质的另一个重要特征，是矿液的沸腾现象。这种现象在斑岩型矿床中普遍存在，因此 Roedder (1984) 将它做为区别斑岩型矿床和其它类型矿床的标志之一。

图 5 我国东部几个斑岩型矿床矿石的石英中流体包裹体均一温度

a—城门山铜钼矿；b—铜厂铜矿；
c—小寺沟铜钼矿；d—阳储岭钨矿；
e—银岩锡矿；f—银山铜(金)铅锌银矿；
g—冷水坑铅锌银矿；h—团结沟金矿

Fig. 5. Homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz from ores of several porphyry type ore deposits in eastern China.

a—Chengmenshan copper-molybdenum deposit; b—Tongchang copper deposit; c—Xiaosigou copper-molybdenum deposit; d—Yangchulin tungsten deposit; e—Yinyan tin deposit; f—Yinshan copper (gold)-lead-zinc-silver deposit; g—Jengshuikeng lead-zinc-silver deposit; h—Tuanjieyou gold deposit.



斑岩矿床的成矿过程是漫长的,从岩浆晚期可持续到热液期,因此各种物化参数的变化很大,但是形成矿石的物化参数却在一个较窄的范围内变化。例如某些矿床的矿石中流体包裹体的均一温度就是如此(图5)。铜厂、小寺沟和城门山铜(钼)矿石为260—470℃。银岩锡矿石为250—420℃,阳储岭钨矿石为290—340℃,冷水坑和银山铅锌(银)矿石为150—200℃,团结沟金矿石为90—270℃。这些矿床矿石的均一温度都是在较窄的范围内变化的。

根据流体包裹体的气体成分,利用图解法李秉伦等(1984)求出的成矿物化参数列入表2。从表2可知,各矿床的平衡压力变化很大,从10MPa变到300MPa。平衡温度均较均一温度高,造成这种差别的原因,可能是气体分析数据有误(包括同一成因类型包裹体的选择及分析技术)或均一温度需要压力改正所致。氧逸度 $<10^{-8}$ Pa, CO_2 逸度变化在 $10^{4.9}$ — $10^{7.6}$ Pa之间,说明 CO_2 在成矿过程中起着重要作用。还原参数均较小,表明斑岩型矿床是在弱还原条件下形成的(李秉伦,1982)。

表2 根据图解法(李秉伦等,1986)求得的物理化学参数

Table 2. Physicochemical parameters obtained by Li/S graphical method (1986)

序号	产地和产状	主矿物	$P^{①}$ (MPa)	$t^{②}$ (°C)	lgf_{O_2} (Pa)	lgf_{CO_2} (Pa)	假设的 (pH)	Eh	kP ^③
1	银岩锡矿	石英	10	570	-16	5.4	5	-0.7	0.13
2	银岩锡矿	石英	10	450	-22	6.9	5	-0.68	0.12
3	银岩锡矿	石英	10	605	-15	5.9	5	-0.65	0.06
4	银岩锡石硫化物石英脉	石英	10	605	-15	6.1	6	-0.75	0.08
5	银岩含锡钨脉	石英	10	664	-13	-5.8	6	-0.85	0.22
6	银岩锡矿石	石英	<10	<525			5	-0.6	0.13
7	银岩石英核	石英	30	620	-14	6.8	5	-0.75	0.06
8	杨家杖子黑云母花岗岩	石英	100	538	-18	6.4	6	-1.04	0.29
9	杨家杖子黑云母花岗岩	石英	100	558	-17	6.3	6	-1.07	0.42
10	阳储岭二长花岗岩8个样品平均	石英	200	940	-8	7.6	5	-1.4	0.45
11	阳储岭10个矿石样品平均	石英	60	465	-20	7.3	5	-0.8	0.095
12	银山铜矿石	石英	100	585	-15.5	6.5	5	-0.9	0.58
13	银山铜矿石	石英	300	625	-15	7.2	5	-1.05	0.80
14	银山铜铅锌矿石	闪锌矿	60	590	-15	6.6	6	-1.15	0.09
15	银山铅锌矿石	石英	30	530	-19	6.0	8	-1.25	0.87

①平衡压力; ②平衡温度; ③还原参数,即包裹体气体成分中的 $(H_2 + CH_4 + C_2H_6)/CO_2$

总之,形成斑岩矿床的热液来源是变化的,成矿早期以岩浆水为主,晚期以大气降水为主,但各种有用矿物的沉淀,并非只在岩浆水与大气降水的混合部位。各矿床的成矿温度是在较窄的范围内变化,但压力变化较大。矿液的盐度一般很高,但也有较低的。矿液的主要成分为 H_2O 、Na、K、Ca、Cl、F、 SO_4^{2-} 及 CO_2 。矿石是在近中性的弱还原环境中形成的。

综合上述可见,我国东部各矿种的斑岩型矿床,有许多特点是与国外相似的,但在一些方面又具有我国的特色。由于工作还不够深入,错误难免,望读者指正。

主要参考文献

- [1] 芮宗瑶、黄崇珂、齐国明、徐珏、张洪涛 1984 中国斑岩铜矿床 地质出版社
 [2] 杜琦 1984 以我国一些斑岩铜矿为例试论斑岩矿床与地层(围岩)的关系 矿床地质 第3卷 第2期
 [3] 季克俭、吴学汉、张国柄 1984 关于德兴斑岩铜矿的初步研究 矿床地质 第3卷 第2期

- [4] 谭运金 1983 广东莲花山斑岩钨矿床地质地球化学特征及矿床成因 地球化学 第2期
- [5] 关勋凡、周永清、肖敬华、梁树钊、李金茂 1985 银岩斑岩锡矿——中国锡矿床的一种新类型 地质学报 第5卷 第2期
- [6] 蔡元来 1984 福建行洛坑钨(钼)矿床的成因类型研究 矿床地质 第3卷 第1期
- [7] 李荫清 1985 我国几个主要斑岩铜(钼)矿床的包裹体机制及成矿pH条件 矿床地质 第4卷 第3期
- [8] 吴利仁 1985 中国东部中生代花岗岩类 岩石学报 第1卷 第1期
- [9] 李秉伦、谢奕汉、赵瑞、李若梅 1985 江西都昌阳储岭钙硷性杂岩体岩浆作用及地球化学 岩石学报 第1卷 第2期
- [10] 翁文灏 1919 中国矿产区域论 地质汇报 第2号
- [11] 程裕淇、陈毓川、赵一鸣 1979 初论矿床的成矿系列问题 中国地质科学院院报 第1期
- [12] 程裕淇、陈毓川、赵一鸣、宋天锐 1983 再论矿床的成矿系列问题 中国地质科学院院报 第6期
- [13] 李秉伦、谢奕汉、王英兰 1982 根据矿物中包裹体的研究对矽岩铁矿的新认识 矿床地质 第2卷 第2期
- [14] 李秉伦、谢奕汉 1984 宁芜地区宁芜型铁矿的成因、分类和成矿模式 中国科学 第1期
- [15] 李秉伦、石岗 1986 矿物中包裹体气体成分的物理化学参数图解 地球化学 第2期
- [16] 李秉伦、王英兰、谢奕汉 1982 气液包裹体气相色谱分析及其地质意义 地质科学 第2期
- [17] Roedder, E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Motana and Climax, Colorado. Econ. Geol. Vol. 66, pp. 98-120.

BASIC CHARACTERISTICS OF MESOZOIC PORPHYRY -TYPE DEPOSITS IN EASTERN CHINA

Li Binglun, Xie Yihan, Li Ruomei and Wang Yinglan

(Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing)

Abstract

The porphyry deposits are mainly located in several intraplate fracture—magma belts. The ore-forming magma was formed as a result of remelting of mantle materials and crustal material in different proportions. Cu, Mo, Fe deposits were formed from magma of mantle origin, while W, Sn, U deposits mainly from magma of crustal origin. DI and SI of ore-related magma in different kinds of deposits vary in a limited range. The hydrothermal fluid is a mixture of magmatic water and meteoric water. Salinity of fluids is generally high and can even reach 40—69 wt% NaCl equiv. in Cu and Sn deposits; nevertheless, in Au and W deposits, it is sometimes extremely low, and even as low as 2—3 wt% NaCl equiv. Hydrothermal fluid consists mainly of H₂O, Na, K, Ca, Cl, F, SO₄²⁻ and CO₂. Fluid inclusion studies show that ore was formed in a weak reduction environment, and that although the temperature of the whole metallogenic process varied greatly, the ores were formed in a narrow temperature range: varying between 150°C and 400°C. The pulsating open and closed ore-forming system resulted in considerable drop of pressure, repeated boiling of ore fluid, wall rock alteration and precipitation of metallic minerals.