

文章编号: 0258-7106 (2002) 01-0083-07

初论成矿流体及金属矿物富集系统

芮宗瑶 李荫清 王龙生 王义天

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要 在长期积累的有关金属成矿作用的研究资料和成果的基础上, 吸收和借鉴相关学科领域的最新研究进展, 作者初步提出了一个新的金属成矿系统分类方案。本篇首先介绍 10 种成矿流体及其金属矿物富集系统的主要特征, 10 种系统包括: 镁铁质岩浆中的堆积系统、镁铁质岩浆与硫化物熔融体不混溶系统、长英质岩浆与挥发相不混溶系统、热水中矿物子相析出系统、热水与 CO_2 不混溶系统、热水与有机物不混溶系统、变质热水矿物子相析出系统、地下水矿物子相析出系统、地表水中的堆积系统和地表水中矿物子相溶解系统。

关键词 成矿流体 成矿系列 矿物子相析出 矿物子相溶解

中图分类号: P611

文献标识码: A

随着理论研究和实验技术水平的不断提高, 流体包裹体、同位素地球化学、矿床学和成矿动力学等学科不断取得新成果和新进展, 使我们有可能在长期以来所积累的有关金属成矿作用的资料和成果的基础上, 从成矿流体的性质和特征入手, 初步提出一个新的成矿流体及金属矿物富集系统的分类方案, 为全面深入的理解金属成矿机制提供初步框架。

就成矿流体而言, 自然界主要有 4 类流体系统: 镁铁质岩浆、花岗质岩浆、热水和冷水, 绝大多数金属矿物在这 4 类流体系统中富集。流体系统的粘滞度、不混溶性、饱和度及其开放性(物质的带入带出)可能为金属矿物富集的主要制约因素, 由这些制约因素可以把成矿流体及金属矿物富集分为 10 种成矿系统。

1 镁铁质岩浆中的堆积系统

该系统的主要金属矿床包括钒钛磁铁矿和铬铁矿矿床等, 它们的成矿富集机制主要是各个矿物子相在粘滞度相对不太大的基性-超基性岩浆中按比重大小发生重力分异而富集成矿, 矿石的韵律构造是重力分异的佐证。该系统的表达式可以写成

$$m + S \rightarrow S_1 + S_2 \dots \dots + S_n \quad (1)$$

其中, m 为镁铁质岩浆, S 为凝聚相(结晶矿物)的总和, S_1, S_2, \dots, S_n 为各种矿物子相。矿物结晶发生重力分异的温度范围为 $1140 \sim 917^\circ\text{C}$ (陈正等, 1985), 其中钒钛磁铁矿的形成温度为 $1250 \sim 1000^\circ\text{C}$ (卢记仁等, 1988)。

攀枝花镁铁质-超镁铁质侵入杂岩体中钒钛磁铁矿矿床可作为这个系统的实例。该含矿杂岩体至少由 6 个韵律层构成, 每个韵律层由以偏基性斜长石为主的岩层与以辉石为主的岩层组成, 钒钛磁铁矿赋存于侵入杂岩体的中下部位。每一个韵律层底部都形成具有正堆积嵌晶包含结构层, 以此为韵律层的底界。

长英质岩浆岩中迄今未发现具有一定规模的、由重力分异形成的有用矿物堆积体, 究其原因该类岩浆的粘滞度太大, 阻止了有用矿物的大量堆积。

2 镁铁质岩浆与硫化物熔融体不混溶系统

在自然界, 基性-超基性岩浆通常为主相, 而硫化物熔融体为子相, 在压力和温度都很高的条件下, 主相中可以混溶不饱和的子相, 这是普遍现象。然而, 随着压力和温度降低, 基性-超基性岩浆中硫化

第一作者简介 芮宗瑶, 男, 1935 年生, 研究员, 长期从事金属矿床地质及地球化学研究。

收稿日期 2001-05-15; 改回日期 2001-11-12。张绮玲编辑。

物则可能达到过饱和。此时,子相必然从主相中分离出来,形成独立的流体相,这便是镁铁质岩浆与硫化物熔融体的不混溶。如果在较稳定的地质环境中,硫化物熔融体就地在基性-超基性岩浆的中下部凝聚,则形成原地熔融的铜镍硫化物矿床;如果在相对活动的地质环境中,硫化物熔融体则首先在深部基性-超基性岩浆中与铜镍硫化物熔融体分离,然后多次上侵,形成多种多样的矿体。例如岩体上部星点状悬浮矿体、岩体中下部似层状和透镜状矿体、岩体下部或根部海绵陨铁状矿体和岩体底部块状贯入矿体等。该系统的表达式为

$$m = m_1 + m_2 \quad (2)$$

其中, m_1 和 m_2 分别为基性-超基性岩浆和铜镍硫化物熔融体。该系统的熔离温度范围介于 $1\ 698 \sim 1\ 140\ ^\circ\text{C}$ (陈正等, 1985); 汤中立(1991, 1995) 则认为出现岩浆、富矿岩浆和矿浆三层结构的温度范围介于 $1\ 200 \sim 1\ 100\ ^\circ\text{C}$ 。但是铜镍硫化物晶出温度为 $600 \sim 400\ ^\circ\text{C}$, 个别甚至延续到 $200\ ^\circ\text{C}$ (陈正等, 1985)。

迄今,只在基性-超基性岩浆岩中发现铜镍硫化物矿石,而在中性-酸性岩浆岩中却未发现,这是由于硫的浓度随着岩浆基性程度增高而增高所致。

第1类和第2类系统皆存在于镁铁质硅酸盐熔融体中,其中钒钛磁铁矿富集于富铁质硅酸盐熔融体中,铜镍硫化物富集于铁镁质硅酸盐熔融体中,而铬铁矿富集于镁质硅酸盐熔融体中。从富铁质到富镁质构成基性-超基性岩浆岩自上而下的有序垂直剖面,在自然界有时能见到这种完整的剖面,例如非洲大岩墙。据推测,含钒钛磁铁矿的镁铁质岩浆代表地幔初熔的产物,含铜镍硫化物的镁铁质岩浆代表地幔中度熔融产物,而含铬铁矿的镁铁质岩浆则代表地幔高度熔融产物。

3 长英质岩浆与挥发相不混溶系统

由于中性-酸性岩浆粘滞度较大,通常发生凝聚相之间的重力分异作用的可能性很小,但是该系统的挥发组分较高,而且随着岩浆上侵,各种强度参数(温度和压力等)降低,硅酸盐岩浆中挥发组分(H_2O 、 HCl 、 HF 、 KCl 、 KF 、 NaCl 、 NaF 、 P_2O_5 、 SO_2 、 H_2S 、 CO_2 等)有可能达到过饱和,此时则形成一个独立挥发相。这个子相的出现将改变原系统的许多功能:①大大改变有用金属在各相中的分配系数,造成

有用金属在凝聚相、硅酸盐熔融相和挥发相中分配比例依次增高,绝大部分有用金属都集中于挥发相中;②大大改变各相之间的物质交换能力。例如原来硅酸盐熔融体与凝聚相和围岩之间的物质交换是很微弱的,主要表现为结晶矿物的环带和围岩接触带 $1 \sim 2\ \text{m}$ 的热变质现象。如果出现独立挥发相,由于该相与凝聚相和围岩之间存在巨大的化学位差异,由此发生强烈的物质交换(蚀变):对于已冷却的岩体顶部和边缘可能产生钾硅酸盐交代、钠硅酸盐交代;对于碳酸盐围岩可能产生镁、钙、铁、锰硅酸盐交代(夕卡岩化)(赵一鸣等, 1990);对于泥砂质围岩和火山岩等则可能产生黑云母化和长英质交代等(芮宗瑶等, 1984)。这种条件下的物质交换范围有时可达百米至数千米;③在岩浆高侵位时,由于挥发相体积的快速膨胀产生巨大的机械能,可引发高位岩体顶部及邻近围岩产生爆破角砾岩或爆破角砾岩筒(图1)。

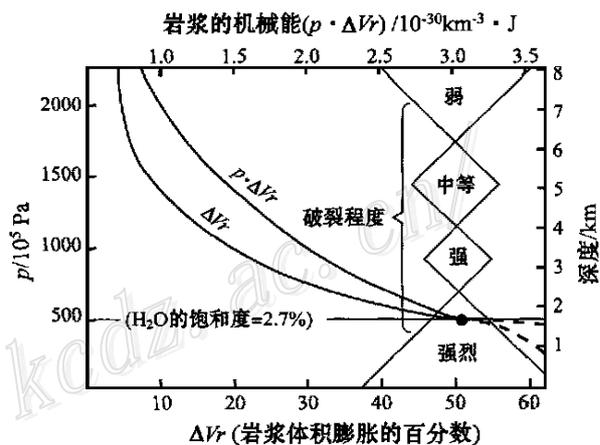


图1 花岗质岩浆与挥发相分离时引起系统体积膨胀和所释放的机械能(据 Burnham 等, 1980)
(ΔV_r 和 $P\Delta V_r$ 值是根据初始 $w(\text{H}_2\text{O})$ 为 2.7% 的花岗闪长岩岩浆完全结晶获得的)

Fig. 1 The change in volume and released mechanical energy caused by the separation of granitic magma and volatile component (after Burnham et al., 1980)
(ΔV_r and $P\Delta V_r$ are for complete crystallization of the granodioritic magma with an initial H_2O content of 2.7 wt %)

在独立挥发相参与下,岩浆水与天水发生对流循环,将岩浆岩和围岩中有益矿质带到物理化学梯度最大的部位沉淀下来,主要形成以下4类矿床(图2):1类高侵位矿床,即斑岩型和夕卡岩型矿床,又可划分2个亚类:一是与“1”型岩浆高侵位有关的矿

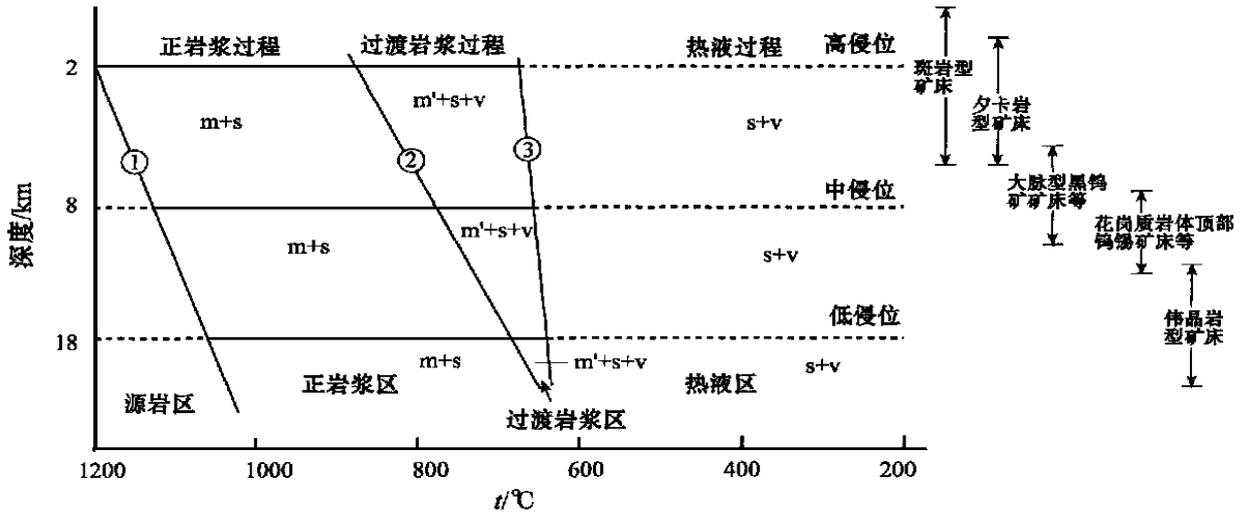


图 2 花岗质岩浆的演化及其相关金属矿床(据芮宗瑶等,2001)

① 液相线; ② 假设高侵位岩浆 $w(\text{H}_2\text{O})$ 为 2.7% 时的挥发相饱和线; ③ 固相线

Fig. 2 The granitic magmatism and related metal deposits (after Rui et al., 2001)

① The liquid phase line; ② The saturated line of volatile phase for the high-empl. magma with a supposed H_2O content of 2.7 wt %; ③ The solid phase line

床,受控于高的氧逸度($f(\text{O}_2) = 10^{-20} \sim 10^{-8}$),形成铜钼(金、铅、锌)等斑岩型和夕卡岩型矿床;二是与“S”型岩浆高侵位有关的矿床,受控于低的氧逸度 [$f(\text{O}_2) = 10^{-35} \sim 10^{-12}$],形成锡、钨等斑岩型和夕卡岩型矿床。2 类中-高中侵位矿床,以大脉型黑钨矿床为代表。3 类中侵位矿床,以花岗质岩体顶部钨锡矿床和香花岭型矿床为代表。4 类低侵位矿床,以伟晶岩型矿床为代表。后 3 类矿床由于产出较深,天水已微不足道,以岩浆水为主。该系统的表达式可以写成(芮宗瑶等, 2001)



其中, m 为长英质硅酸盐熔融体, m' 和 m'' 代表残余长英质硅酸盐熔融体, S 为凝聚相, v 为独立挥发相。 m 的温度变化于 $1250 \sim 700^\circ\text{C}$, m' 和 m'' 的温度变化于 $1100 \sim 700^\circ\text{C}$, v 相温度变化于 $950 \sim 450^\circ\text{C}$, 主要为 $800 \sim 650^\circ\text{C}$, 成矿温度变化于 $450 \sim 180^\circ\text{C}$ 。

在高侵位(2 km)时,挥发相含量 2.7% ~ 3.0% 达到过饱和;在中侵位时(8 km),挥发相含量 6.1% ~ 6.4% 达到过饱和;在低侵位时(18 km),挥发相含量 9% ~ 10% 达到过饱和(Burnham 等,1980)。

4 热水中矿物子相析出系统

该系统包括众多矿床,又称广义热液矿床,分为

水下亚系统和水上亚系统。

水下亚系统包括海相火山岩中块状-层纹状硫化物矿床(郭介人等,1993)和海相细碎屑岩中块状-层纹状硫化物矿床(Sedex 型)(刘宝甜等,1990;祁思敬等,1993)。这类矿床最大的特点是矿石形成于海底喷流热水系统,为块状-层纹状构造,金属硫化物(主要为黄铁矿)有时高达 70%,含铜、铅、锌等 1% ~ 22%。主要矿体呈层状、似层状和透镜状,与围岩呈整合关系。底部矿体属于细脉浸染状漏斗形,与围岩呈交切关系。该亚系统上盘无蚀变,只有底板见蚀变,如硅化、绢云母化、绿泥石化和钠长石化等。海相火山岩中硫化物矿床产于十分广泛的地质环境,从大洋中脊(基性火山岩)到岛弧(中性火山岩),再到弧后盆地(酸性火山岩);海相细碎屑岩中硫化物矿床主要产于克拉通边缘凹陷(祁思敬等,1993)。

水上亚系统包括与侵入体(常印佛等,1991;段国正等,1993)、陆相火山岩(张德全等,1991)、沉积盆地演化(李希勤等,1984)、韧性剪切带及区域高地热梯度有关的地热泉型矿床等。它们均属于后生矿床,矿体形态多样,产出空间广泛,例如断裂带、不整合面、滑脱面、折离断层面、氧化还原过渡带的还原带一侧、多孔岩层及构造减压地段等,矿石构造为脉状和浸染状等。

当热水中成矿组分处于不饱和时,热水则萃取

流经岩石中的矿质;当热水中成矿组分由于一种或几种强度参数改变而达到过饱和时,则生成矿物质的沉淀。特别是热水经过深循环而到达或接近排放口时(海底水下系统和陆地水上裂隙系统等),则不可避免地导致金属矿物在有利空间中堆积。故本系统被称为热水中矿物子相析出系统,该系统的表达式可以写成



其中,L为热水, S_1 、 S_2 、 \dots 、 S_n 为各种矿物子相。热水的温度范围变化于 $400 \sim 80^\circ\text{C}$,通常硫化物沉淀温度范围变化于 $300 \sim 180^\circ\text{C}$,各种强度参数与热水所处地质环境密切相关。

5 热水与 CO_2 不混溶系统

大多数金矿床的流体包裹体研究表明,热水与 CO_2 不混溶系统对于成矿是重要的(李荫清,1994;毛景文等,2001)。在较高压力和温度条件下, CO_2 溶解于热水中。一旦热水接近排放系统时,由于压力和温度急剧降低,独立 CO_2 相便会从热水中分离出来。由于一部分气体被排放,会使热水的盐度略有增高(图3)(芮宗瑶等,1995)。由于 CO_2 与热水发生分离,导致金大量沉淀。这种情况,与斑岩矿床的岩浆二次沸腾十分类似。金矿富集程度与 CO_2 浓

集度呈正相关,斑岩铜钼矿富集程度与岩浆二次沸腾强度呈正相关。这种现象,在吉林五凤、刺猬沟和海沟等金矿床表现得很清楚。

类似于金矿床的还有许多与“S”型花岗质岩浆有关的钨锡矿床等,其 CO_2 很可能来自沉积源岩或沉积源区的有机质分馏作用。这说明,热水与 CO_2 不混溶现象是十分普遍和重要的。但是 CO_2 从热水中分离出来对于成矿的影响究竟有多大,还需进一步研究。该系统的表达式可以写成



其中,L为含 CO_2 的热水, $L_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 L_{CO_2} 分别为相互独立的 H_2O 相和 CO_2 相。金矿床的成矿流体温度范围变化于 $400 \sim 100^\circ\text{C}$,其中自然金的沉淀温度为 $250 \sim 150^\circ\text{C}$ 。钨锡矿床的成矿温度范围变化于 $350 \sim 250^\circ\text{C}$ 。

6 热水与有机物不混溶系统

许多与沉积盆地演化有关的金属矿床中的流体包裹体研究表明,有一定量的有机(烃类等)包裹体存在其中(孙晓明等,2001),有时甚至可以看到石油珠滴和沥青等。典型矿床如云南金顶铅锌矿床(薛春纪,2000)、广东长坑金银矿床和贵州烂泥坪金矿床等。推测有机配合物流体可能参与矿质搬运,即

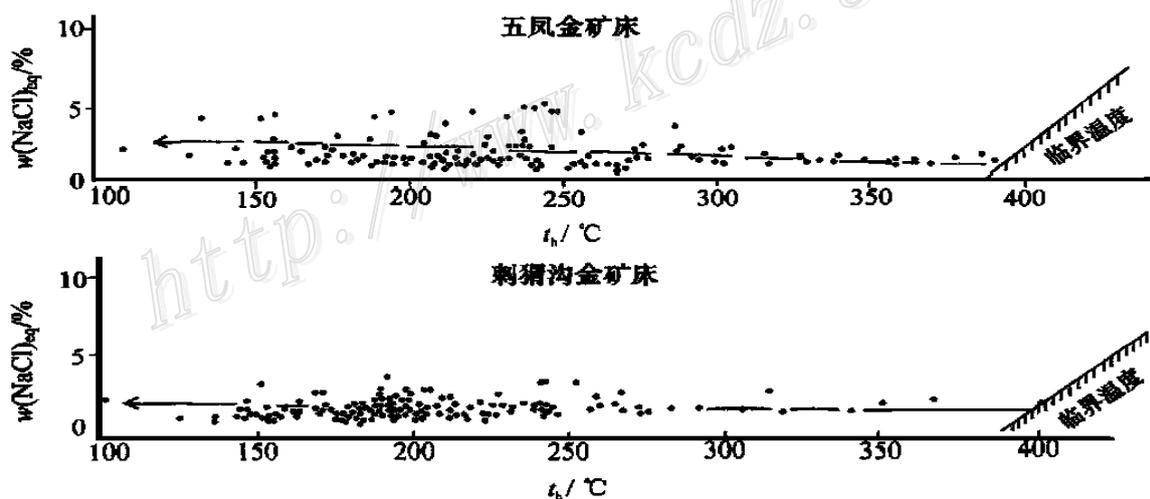


图3 吉林五凤和刺猬沟金矿床的盐度-温度图(芮宗瑶等,1995)

这些浅成热液金矿床产于热水的排放口系统,随着部分气体逸出,盐度略有增高。(临界温度界线是根据大多数流体包裹体处于20 MPa条件下设置的)

Fig. 3 Salinity versus temperature diagram of Wufeng and Ciweigou gold deposits in Jilin Province (after Rui et al., 1995) These epithermal gold deposits occur in the discharging mouth system of hydrothermal solution, and their salinities appear slightly high with the escape of part gases. (The critical temperature boundary is given according to the value of most fluid inclusions under the condition of 20 MPa)

随着成矿流体从盆地深部运移到盆地边缘,并进入同生断裂等排放系统时,成矿流体的温度和压力会突然降低,导致有机配合物解体,引发矿质大量沉淀。该系统的表达式可以写成



其中, L 为含有机物热水, $L_{\text{水}}$ 和 $L_{\text{有机质}}$ 分别为独立的水相和有机相。以金顶铅锌矿床为例,成矿流体温度变化于 $286 \sim 150 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要金属矿物沉淀温度变化于 $275 \sim 175 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (薛春纪, 2000)。

第 4.5 和 6 系统均属热水系统。第 4 类热水系统与火成作用关系更密切一些,成矿温度更高一点,但是大多数矿床的成矿温度都在临界-超临界温度之下;第 5 和 6 类热水系统与沉积作用关系更密切,成矿温度比第 4 类系统低。由于全部热水系统都未达到临界-超临界温度,故我们按正常地热增温率推算,热水深循环的下限大约为 11 km ,当然也不排除个别例外情况。通常,热水循环深度一般是 $7 \sim 8 \text{ km}$ 左右,这是由大多数金属矿床的流体包裹体观察和测试所得到的结论。

关于热水的来源有许多讨论,可归结为 4 类:地表水的下渗、沉积成岩水的释放、岩浆水的渗透和地幔去气等。目前这些论点都有一定证据,但是热水的主体为下渗的地表水已成定论,萃取作用对于热液矿床是十分重要的,矿床的就位空间是热水系统的排放口或其附近。

7 变质热水矿物子相析出系统

区域变质作用期间往往产生还原性较强的热流体,这对于矿质迁移和聚集是不利的,故在此仅介绍区域变质作用的三阶段成矿模式(王秀璋等, 1995)。亦即沉积阶段形成矿源层,变质阶段发生矿源层重新组合,变质作用之后发生矿质活化而形成有用矿质的工业堆积(王秀璋等, 2000)。我们暂时将这类矿床作为变质热水矿物子相析出系统的代表,其最重要的实例为变质细碎屑岩型金矿。该类型岩石属于浊积岩,多分布于被动大陆边缘,部分分布于活动大陆边缘的半封闭海盆中,以泥砂质为主,常含有较多有机碳及黄铁矿,大部分见火山物质,有时还出现热水沉积,岩石金背景高,常构成含金岩系。

区域变质阶段由于矿源层重新组合会产生两方面的效应:①使金从在沉积岩中处于难以释放状态(被炭质和粘土矿物吸附或与硫化物共沉淀)变为变

质后的易释放状态(在区域变质中,有机碳变成石墨、次石墨和碳沥青,大部分金摆脱了炭质吸附;或与有机质释放出来的 H_2S 和黄铁矿分解出的 S^{2-} 结合形成硫金络合物发生迁移;或粘土矿物重结晶使金释放出来),活化率提高 $10 \sim 50$ 倍(王秀璋等, 1995);②使金从高级变质区迁移到低级变质区,富集于准绿片岩相和绿片岩相中。

该类型矿床成矿发生于区域变质作用之后,又可分为两个亚类:①活化带型:成矿与区域变质时差可以很大,达 $1400 \sim 1500 \text{ Ma}$,如河台、金山、银洞坡和猫岭等金矿;②造山带型:成矿与区域变质之间时差较小,约达 $10 \sim 60 \text{ Ma}$,如康古尔金矿等。

该类型矿床与韧性剪切带和区域构造岩浆活化带具有千丝万缕的联系,故推测深部构造岩浆活动($15 \sim 20 \text{ km}$ 深)可能对成矿有一定贡献。

该系统的表达式同(4),成矿流体通常为含 CO_2 的热水,成矿流体温度变化于 $150 \sim 400 \text{ }^{\circ}\text{C}$,主要成矿温度为 $180 \sim 300 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

8 地下水矿物子相析出系统

由剥蚀区带来的丰富矿质,随着地下水进入就近的沉积盆地。开始,地下水处于氧化状态,矿质的溶解度较大。一旦地下水由氧化相转变为还原相时,亦即岩相为紫浅交替带,则地下水中矿质的溶度积便会变得很小(如铜铁的硫化物溶度积为 $10^{-19} \sim 10^{-39}$),矿质便会由迁移转向沉淀,在氧化还原带(紫浅交替带)的还原带一侧堆积起来,形成矿卷(矿体),如杂色岩系中的铜矿、铀矿、钒矿和银矿等。这类铜矿的矿化分带常呈现“辉-斑-黄-黄”,即辉铜矿带→斑铜矿带→黄铜矿带→黄铁矿带,有时在辉铜矿带之前还有自然铜带。该类矿床分布于沉积盆地靠近剥蚀区的一侧。该系统的表达式同(4),成矿流体通常为地下水和建造热水,成矿流体温度从常温到 $300 \text{ }^{\circ}\text{C}$,成岩与成矿时差变化很大。

9 地表水中的堆积系统

在海滨和河床等地表水体中,由于地表水具有较小的粘滞度,处于运动之中的许多重矿物会发生重力分异而富集成矿。

该系统的表达式可以写成:



其中, L 为地表水, S 为处于运动状态的含重矿物的碎屑物总和, S_1, S_2, \dots, S_n 分别为不同比重的碎屑矿物。本类系统的矿床全部形成于常温常压之下。

10 地表水中矿物相溶解系统

在地壳表面的酸性风化壳中, 常产有规模巨大的红土型铁矿、红土型钴矿、红土型镍矿、红土型金矿和三水型铝土矿等, 许多古代富铁矿也可能是古风化壳型矿床。由于酸性地表水溶解一部分或大部分硅酸盐组分 (Al_2O_3 和 SiO_2 等), 可将有用矿质相对富集起来形成有用矿物堆积。在有用矿物堆积过程中无需地表水的长期浸泡, 而只需要间隙性的将不稳定组分带走 (腐植酸对于 Al_2O_3 和 SiO_2 等组分的带出起了重要作用), 使留下的稳定性组分达到富集的目的。该系统的表达式可以写成



其中, L 为地表水, S 为风化壳碎屑物总和, S_{m-n} 代表经过地表水的溶解后留存下来相对富集的有用组分, 矿床形成于常温常压条件下。

以上列述了 10 种 (8 类) 成矿流体及金属矿物富集系统的主要特征, 初步对金属成矿机制进行了一个主要概括和总结, 为深入认识金属成矿作用过程提供了初步框架。随着地球科学的不断进步, 对成矿机制的理解将不断加强和提高, 上述分类方案也将不断得以完善和发展。笔者将陆续撰写相关论文介绍新方案的具体内容。

References

- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism [J]. In: Ishihara S and Takeouchi S, ed. Granitic magmatism and related mineralization [J]. *Min. Geol., Special Issue*, (8): 1 ~ 11.
- Chang Y F, Liu X P and Wu Y C. 1991. The iron-copper deposit belt in the middle-lower reaches area of Yangtze River [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 379 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z, Yue S Q and Chen D F. 1985. An introduction to ore petrology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 221 ~ 231 (in Chinese).
- Duan G Z and Li H N. 1993. Geological features and mineralization of the Lianhuashan copper deposit [A]. *Papers on the copper-poly-metallic deposits in the Daxinganling mountains and adjacent regions* [C]. Beijing: Seismological Press, 122 ~ 142 (in Chinese).
- Li X J, Pan K W, Xiang C F, et al. 1984. Preliminary discussion on the copper deposits of sandstone (shale) type in Yunnan [J]. *Acta Geologica Sinica*, 44(1): 27 ~ 52 (in Chinese with English abstract).
- Li Y Q. 1994. Geochemical characteristics of ore-forming fluids of the Haigou gold deposit, Jilin [J]. *Acta Geologica Sinica*, 68(1): 49 ~ 61 (in Chinese with English abstract).
- Liu B J, Xu X S, Xu Q, et al. 1990. Sedimentary environment and sedimentary basin evolution in Devonian period in Zashui-Zhenan area, Eastern Qinling [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 8(4): 3 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Lu J R, Zhang G D, Zhang C X, et al. 1988. The bedded rock body and the ore genesis model of schreyerite-magnetite deposits in Panxi area [J]. *Mineral Deposit*, 7(2): 7 ~ 11 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W and Li Y R. 2001. Fluid inclusions of the Dongping gold telluride deposits in Hebei Province, China: Involvement of mantle fluid in metallogenesis [J]. *Mineral Deposit*, 20(1): 23 ~ 26 (in Chinese with English abstract).
- Qi S J, Li Y, Zeng Z R, et al. 1993. The lead-zinc (copper) deposits of hydrothermal sedimentary type in Qinling [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 67 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper and molybdenum deposits of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 350 (in Chinese).
- Rui Z Y, Zhang H T, Wang L S, et al. 1995. The porphyry-epithermal gold copper deposits in Yanbian area, Jilin [J]. *Mineral Deposit*, 14(2): 99 ~ 126 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Wang F T, Li H H, et al. 2001. Advance of the porphyry copper belt of the East Tianshan mountain, Xinjiang [J]. *Chinese Geology*, 28(2): 11 ~ 16 (in Chinese).
- Shun X M, Norman D I, Shun K, et al. 2001. Light hydrocarbon composition of fluid inclusions and its constraints on ore genesis: a case study of the Songxi Ag (Sb) deposit, Eastern Guangdong [J]. *Mineral deposit*, 20(1): 15 ~ 21 (in Chinese with English abstract).
- Tang Z L and Li W Y. 1991. Metallogeny study and prospect of the nickel sulfide deposits in China [J]. *Mineral Deposits*, 10(3): 193 ~ 203 (in Chinese with English abstract).
- Tang Z L. 1995. Model of copper-nickel sulfide deposits (Jinchuan style) related to mafic-ultramafic rock [A]. In: Pei R F, ed. *Mineral Deposit Models of China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 63 ~ 66 (in Chinese).
- Wang X Z, Cheng J P, Liang H Y et al. 1995. Three stages metallogenic model of the gold deposits of metamorphic microclastic rock type [J]. *Mineral Deposit*, 14(4): 322 ~ 327 (in Chinese with English abstract).
- Wang X Z, Lu D F, Cheng J P, et al. 2000. Study on the gold deposits of metamorphic microclastic rock type [M]. Tu G Z ed. *The Superlarge Ore Deposits of China (1)* [M]. Beijing: Science Press, 452 ~ 476 (in Chinese).
- Wu J R, Ren B C, Huang Y C, et al. 1993. Massive sulfide deposits in marine volcanic rock area in northwest China [M]. Wuhan: Press of

- China University of Geoscience, 1 ~ 271 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J. 2000. Study on the Tertiary metallogenetic series in Lanping Basin, Yunnan (the report of postdoctoral research) [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 52p (in Chinese).
- Zhang D Q, Li D X, Zhao Y M, et al. 1991. The first case of quartz-alunite epithermal copper-gold deposit in China—the Zijinshan deposit in Fujian Province [J]. Geological Review, 37 (6): 481 ~ 491 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S et al. 1990. Skarn Deposits of China [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1 ~ 354 (in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 379.
- 陈正, 岳树勒, 陈殿芬. 1985. 矿床学概论 [M]. 北京: 地质出版社. 221 ~ 231.
- 段国正, 李鹤年. 1993. 莲花山铜矿床地质特征及成矿作用 [A]. 大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集 [C]. 北京: 地震出版社. 122 ~ 142.
- 李希勤, 潘开文, 相城芳, 等. 1984. 浅论云南砂(页)岩型铜矿 [J]. 地质学报, 44(1): 27 ~ 52.
- 李荫清. 1994. 吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征 [J]. 地质学报, 68(1): 49 ~ 61.
- 刘宝珺, 许效松, 徐强, 等. 1990. 东秦岭柞水镇安地区泥盆纪沉积环境和沉积盆地演化 [J]. 沉积学报, 8(4): 3 ~ 12.
- 卢记仁, 张光弟, 张承信, 等. 1988. 攀西层状岩体及钒钛磁铁矿的矿床成因模式 [J]. 矿床地质, 7(2): 7 ~ 11.
- 毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪砷化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系 [J]. 矿床地质, 20(1): 23 ~ 36.
- 祁思敬, 李英, 曾章仁, 等. 1993. 秦岭热水沉积型铅锌(铜)矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 167.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜钼矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 350.
- 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 等. 1995. 吉林延边地区斑岩型-浅成热液型金铜矿床 [J]. 矿床地质, 14(2): 99 ~ 126.
- 芮宗瑶, 王福同, 李恒海, 等. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展 [J]. 中国地质, 28(2): 11 ~ 16.
- 孙晓明, Norman D I, 孙凯, 等. 2001. 流体包裹体轻烃有机气体组成及对矿床成因的制约——以嵩溪大型银(锑)矿为例 [J]. 矿床地质, 20(1): 15 ~ 21.
- 汤中立, 李文渊. 1991. 中国硫化镍矿床成矿规律的研究与展望 [J]. 矿床地质, 10(3): 193 ~ 203.
- 汤中立. 1995. 古陆边缘与镁铁质-超镁铁质岩有关的(金川式)硫化物铜镍矿床模式 [A]. 见: 裴荣富主编. 中国矿床模式 [M]. 北京: 地质出版社. 63 ~ 66.
- 王秀璋, 程景平, 梁华英, 等. 1995. 变质细碎屑岩型金矿床的三阶段成矿模式 [J]. 矿床地质, 14(4): 322 ~ 327.
- 王秀璋, 陆德复, 程景平, 等. 2000. 变质细碎屑岩型金矿床研究 [A]. 见: 涂光炽等著. 中国超大型矿床(1) [M]. 北京: 科学出版社, 452 ~ 476.
- 郭介人, 等. 1993. 西北海相火山岩地区块状硫化矿床 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 271.
- 薛春纪. 2000. 云南兰坪盆地第三纪成矿系列研究(博士后出站报告) [D]. 导师: 陈毓川. 北京: 中国地质科学院. 52 页.
- 张德全, 李大新, 赵一鸣, 等. 1991. 福建紫金山矿床——我国大陆首例石英英矾石型浅成低温热液铜金矿床 [J]. 地质论评, 37 (6): 481 ~ 491.
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 等. 1990. 中国矽卡岩矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 354.

Preliminary Discussion on Ore-forming Fluids and Enrichment Systems of Metallic Minerals

Rui Zongyao, Li Yinqing, Wang Longsheng, Wang Yitian

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

On the basis of the data accumulated and the achievements made by the authors concerning the metallic mineralization during their long period of research work, combined with a reference of the new advances in related research fields, they have preliminarily formulated a new systematic scheme for the metallogenetic system, and are planning to write a series of papers to deal in detail with the new scheme. In this paper, ten sorts of ore-forming fluids and enrichment systems of metallic minerals as well as their features are presented for the first time. These systems include the accumulation system in mafic magma, the immiscible system of mafic magma and sulfide molten mass, the immiscible system of felsic magma and volatile phase, the separation system of min-

eral sub-phase in hydrothermal solution, the immiscible system of hydrothermal solution and CO₂, the immiscible system of hydrothermal solution and organic material, the separation system of mineral sub-phase in metamorphic hydrothermal solution, the separation system of mineral sub-phase in groundwater, the accumulation system in surface water, and the solution system of mineral sub-phase in surface water.

Key words: ore-forming fluids; metallogenic series; separation of mineral sub-phase; solution of mineral sub-phase

第七届全国矿床会议将在西安召开

为促进我国 21 世纪矿产资源可持续发展与西部地区经济的开发,庆祝中国地质学会成立 80 周年,由中国地质学会矿床专业委员会,中国地质调查局,中国地质科学院矿产资源研究所,长安大学矿产资源学院等单位发起的第七届全国矿床会议将于 2002 年 9 月 16 ~ 20 日在陕西省西安市召开。这次会议的主题是“21 世纪矿产资源可持续发展”。

建国以来,我国共举行过 6 届全国矿床会议,均得到国家及部委领导的关怀与重视,会议学术成果以专刊或增刊的形式公开出版,在国内外产生了一定的影响,尤其是第六届矿床会议论文刊发在《矿床地质》杂志 1998 年增刊上,反响极大。此次第七届全国矿床会议的学术论文,拟在 2002 年 8 月以《矿床地质》增刊的形式出版。

会议的议题有以下几方面:

- (1) 重要成矿区带地球动力学演化与成矿规律;
- (2) 与岩浆-火山作用有关的矿床;
- (3) SEDEX 型和 VHMS 型矿床;
- (4) 贵金属和金刚石矿床;
- (5) 新生代成矿环境和金属矿床;
- (6) 地幔流体与成矿;
- (7) 非金属矿床和矿物材料;
- (8) 海底矿产资源;
- (9) 找矿勘察新理论、新方法、新技术与隐伏矿及危机矿山外围找矿;
- (10) 矿产资源可持续供给与矿产开发中的环境保护;
- (11) 自由发言。

会议论文的投稿要求:

论文篇幅为 4 页,约 8000 字(包括图、表、参考文献及英文摘要)。提交论文的格式请参阅本期《矿床地质》稿约(中文参考文献不必译成英文)。除提供论文打印稿外,请附论文电子文件(软盘)。欢迎通过 e-mail 方式投稿(地址:7kchy@sina.com;minerald@163.net)。论文提交截止日期:2002 年 4 月 30 日。