

中酸性岩浆体系成矿流体及微量元素地球化学特征

李 剑^{1,2} 吕志成³ 董方浏³

(1. 中国地质大学地球科学学院, 北京 100083; 2. 中国地质调查局, 北京 100011;
3. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘要:从流体成矿作用角度出发,与酸性岩浆体系有关的成矿流体可以分为:酸性岩浆硅酸盐熔融体,岩浆-热液过渡阶段硅酸盐熔融体及其分异的流体,酸性岩浆熔体分异形成的热水成矿溶液。酸性岩浆体系主要提供热源和部分矿质,其提供的热源驱动地下水淋滤、萃取围岩中的成矿物质形成地下水热液成矿流体。变质岩混合岩化形成花岗质岩浆过程中所形成的混合岩化成矿流体。在此基础上,讨论了上述不同成矿流体的微量元素地球化学特征及其对成矿的控制作用

关键词:中酸性岩浆体系;成矿流体;微量元素地球化学

中图分类号:P588.12 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2005)04-0614-11

20世纪90年代以来,与中酸性岩浆(花岗质岩浆)作用有关的成矿理论研究在国内外取得了一系列重要的成果,主要有:I型和S型花岗岩新的成因模式的确立(残留体三源组分混溶模式)^[1-3];磁铁矿和钛铁矿系列花岗岩成因的新解释(SO₂逸度的控制作用)^[2-3];花岗岩类新的综合性分类的建立^[4-10];碰撞造山带型花岗岩类的新的见解^[1-2];太古宙TTG岩系与埃达克岩的成因联系^[11-12];花岗岩的起源、形成和演化、定位机制和花岗岩形成时的物理化学条件的实验研究等^[13-18]。花岗岩类成矿理论研究所取得的成果对花岗岩成矿作用的研究起到了积极的推动作用。对这一领域所取得的突破性进展(主要是基于对成矿流体的研究)使人们再次认识到中酸性岩浆作用在金属成矿中的重要性。

中酸性岩浆体系主要包括花岗质岩浆及与其成分相对应的火山岩岩浆。与中酸性岩浆体系有关的金属元素成矿作用相当广泛,与之有关的矿床包括Li、Be、Nb、Ta、REE、Cu、Zn、Pb、Fe、As、Bi、Au、Ag、Mo、W、Sn、U等,矿床类型包括云英岩型、伟晶岩型、斑岩型、夕卡岩型、块状硫化物型(VMS)及混合岩化型等。成矿流体—作为酸性岩浆体系与金属矿床成矿系统之间的媒介和纽带,贯穿于成岩成矿作用过程的始终,在金属矿床成矿过程的作用尤为重要,更有“无水不成矿”之说。酸性岩浆作用过程中成矿流体的出溶、金属元素在流体相和熔体相等各相中的分配、流体与围岩的相互作用及流体自身物理、化学条件的变化而导致最终矿床的形成构成

了流体作用的完整过程。尽管酸性岩浆体系的物质成分、物理化学条件及流体相的出溶条件等对不同矿种、矿床的不同成因类型具有一定的控制作用,即具有成矿专属性,但由于成矿流体是成矿元素迁移和富集的重要载体,因此金属矿床的形成更直接地受控于流体相多样性的化学成分特征及其所处的物理化学状态。

1 中酸性岩浆体系成矿流体的分类

1.1 流体起源、演化及岩浆演化的分类

从成矿流体起源和演化的角度出发,与中酸性岩浆作用有关的成矿流体可以分为以下几类:(1)硅酸盐熔融体;(2)中酸性岩浆上升侵位过程中由于温度和压力降低从岩浆熔体中出溶(一次沸腾作用)形成的气水热液;(3)从岩浆熔体中出溶的气水热液随温度和压力降低由不混溶作用(二次沸腾作用)而分离形成的低密度气相热液(富CO₂)和高密度的流体相热液(富水);(4)混合岩化作用所形成的变质热液使遭受混合岩化作用的岩石中的成矿流体析出而形成的流体;(5)上述端员流体与其他不同流体(如海水、建造水或大气降水)混合而形成的混合热液。从岩浆演化的角度出发,与中酸性岩浆作用有关的成矿流体可以分为:(1)岩浆作用阶段形成的成矿硅酸盐熔融体;(2)岩浆-热液过渡阶段所形成的成矿流体;(3)岩浆期后热液阶段所形成的成矿流体。根据岩浆侵位深度和演化阶段的不同,又可分为

收稿日期:2004-04-12;改回日期:2005-08-30

基金项目:国家自然科学基金项目(40473010)和云南省省院省校合作项目(2002ZBBEA058004)资助。

作者简介:李剑,男,1969年生,博士生,高级工程师,主要从事矿产勘查规划研究及管理工作;E-mail:lijian0623@sina.com。

为:与斑岩型、夕卡岩型矿床成矿有关岩体形成的成矿流体(高侵位晚期岩浆演化阶段);与钨锡矿床成矿有关岩体形成的成矿热液(中侵位中期岩浆演化阶段);与伟晶岩矿床成矿有关岩体形成的成矿热液(低侵位早期岩浆演化阶段)。(4)花岗岩化过程中形成的成矿流体;(5)岩体后期冷却过程中,加热地下水而形成的成矿热液。

1.2 流体成矿作用的分类

与中酸性岩浆活动有关的矿床按其成因类型可分为:

(1)中酸性岩浆作用形成的矿床:包括酸性岩类岩浆矿床、酸性岩类晚期岩浆-岩浆热液矿床、伟晶岩矿床、热液型矿床(斑岩型、云英岩型、夕卡岩型及脉型)、块状硫化物矿床(黑矿型矿床)及混合岩化型矿床。成矿元素包括 Li、Be、Nb、Ta、REE、Cu、Zn、Pb、Fe、As、Bi、Au、Ag、Mo、W、Sn、U 等。矿床的共同特点是成矿流体和成矿元素主要来源于岩浆,矿床形成于岩浆阶段、岩浆-热液过渡阶段或岩浆期后热液作用阶段;(2)改造型矿床:酸性岩浆活动在金属矿床形成过程中仅提供部分流体或矿质,而其热的状态驱动围岩中的流体循环、淋滤并萃取围岩中的成矿元素而导致矿床的形成,包括贵金属矿床、Pb、Zn、Cu 矿床等;(3)酸性岩浆体系仅起“矿源层”的作用,为矿床的形成提供矿质,如分布于中国南方的花岗岩型 U 矿床和表生风化离子吸附型稀土元素矿床(由于这类矿床是花岗岩岩体或与其成分对应的火山岩固结形成后与另一期地质事件中的流体相互作用而形成的,与岩浆活动过程无关,因而本文重点对(1)和(2)类矿床进行讨论)。

与中酸性岩浆体系有关的矿床具有以下特点:①矿床成因类型复杂多样;②矿化元素多;③矿床在自然界中普遍发育。矿床的这些特点表明酸性岩浆体系中成矿流体的多样性,即在自然界中存在着多种多样的与中酸性岩浆作用有关的成矿流体。成矿流体的这种多样性决定了在自然界中不存在完全相同的两种成矿流体,即使在同一成因类型矿床中,形成各矿床的成矿流体也具有其各自的特殊性。尽管与中酸性岩浆体系有关的成矿流体复杂多样,然而成矿流体的这种多样性是相对的。这种相对性在矿床中具体表现为:对同一成因类型矿床而言,由于成矿地质背景、成矿条件和成矿机制相似,因而形成这些矿床的成矿流体在化学成分和物理化学状态上具有某种相对的稳定性和相似性,属于同一类型成矿流体;对不同成因类型矿床而言,由于成矿地质背景、成矿条件和矿床形成机制的较大差异,形成这些矿床的成矿流体在化学成分和物理化学条件上具有显著的不同,应属于不同类型的成矿流体。

根据中酸性岩浆体系流体的成矿特点及其相对性,与中酸性岩浆体系有关的成矿流体可划分为:(1)中酸性岩浆硅酸盐熔融体;(2)岩浆-热液过渡阶段硅酸盐熔融体及其分异的流体;(3)酸性岩浆体系在侵入或喷发过程中由于温压下降或结晶作用而从熔体中出溶形成的热水成矿溶液;(4)酸性岩浆体系主要提供热源和部分矿质或成矿热液,其提供的

热源驱动地下水淋滤、萃取围岩中的成矿物质而形成的地下水含矿热液;(5)变质岩混合岩化形成花岗质岩浆过程中所形成的混合岩化成矿流体。下面将依据这一分类,分别综述与酸性岩浆活动有关的流体在成矿作用过程中其微量元素变化特点及其对金属矿床的控制作用。

2 中酸性岩浆体系成矿流体微量元素地球化学

2.1 硅酸盐熔融体成矿流体

该类矿床主要由多期次岩浆活动在某一期的花岗岩(或火山岩)中由于结晶作用而产生成矿元素在副矿物中富集形成矿化或矿床。典型矿床为西华山花岗岩型富钇族稀土元素矿床、姑婆山褐钇铈花岗岩等^[9]。形成西华山富钇族稀土元素矿床的成矿流体主要为第二次侵入的硅酸盐熔融体,岩石类型为中粒黑云母花岗岩。稀土元素主要呈独立矿物赋存于硅铈钇矿、菱钇铈钙矿、磷钇矿等副矿物中,这些矿物均呈浸染状均匀分布于岩体中。岩浆结晶分异作用早期形成的岩石为富含 Ca、Ti 的斜长石、角闪石和磷灰石、榍石,稀土元素与 Ca、Ti 等发生类质同象而进入这些矿物中,从而造成稀土元素的分散,难以形成稀土元素的矿化。在岩浆结晶作用的中期,Na、K 含量增高,Ca、Ti 含量降低,稀土元素在岩浆中相对富集,以硅铈钇矿、菱钇铈钙矿、磷钇矿等独立矿物的形式晶出,从而形成稀土元素的矿化富集。(K+Na)/Al 原子比控制了稀土矿物的晶出^[9],当比值>0.8 时,稀土独立矿物大量晶出,当比值<0.8 时,稀土元素分散于造岩矿物中。成矿第二期次花岗岩的稀土元素与第一期次侵入的花岗岩相比较,表现为稀土总量偏高,重稀土元素含量增加,轻稀土元素含量降低, δEu 值降低的特点。

2.2 岩浆-热液过渡阶段成矿流体

该类流体形成的矿床主要有富 Li—F 花岗岩及其成分对应的火山岩(如黄玉石英角斑岩、黄玉流纹岩及“S 型火山杂岩”^[20])有关的稀有稀土铈钇矿床、伟晶岩矿床和与 A 型花岗岩有关的稀土铈钇矿床。富挥发份(F、Li、B)、稀碱、稀有、稀土元素及铈钇钨钨是该类矿床的主要特征。广泛分布于中国华南的 Li—F 花岗岩型矿床及伟晶岩型矿床是该类矿床的典型代表^[21]。内蒙巴尔哲超大型稀土元素铈钇矿床和四川冕宁稀土元素矿床为产于 A 型花岗岩中该类矿床的代表^[22]。长期以来,对该类矿床的成因曾经历了交代、岩浆和岩浆-交代等不同的成因认识^[15,21],目前多数学者倾向于持岩浆作用的观点,但也不排除岩浆期后热液的自交代作用。岩浆结晶分异、由挥发份(F、P)引起的液态不混溶和气液分馏被认为是该类矿床形成的主要机制^[21]。流体包裹体研究表明,气液包裹体和岩浆包裹体共存是该类成矿流体的主要特征,反映了熔体相与流体相参与成矿作用的过程。稀土元素出现典型的“M”型分布模式是该类含矿岩体的另一个显著特点^[23],这一特点也说明了该类矿床形成于岩浆和岩浆期后热液之间的过渡阶段。黄玉流纹岩和黄玉石英角斑岩(Li—F 花岗岩对应的火山岩)

的发现表明自然界确实存在一种低温、富碱和富含稀有金属元素的岩浆-热液体系,同时,成岩地球化学实验也证明了岩浆演化过程中由富含挥发份岩浆体系向热液体系连续渐变过渡的事实。

2.3 岩浆期后热液

根据成矿流体的特点,该类矿床还可分为4个重要的成矿系统:与W、Sn、Cu、Pb、Zn、Ag、Bi有关的成矿系统;斑岩成矿系统(包括高硫化物和低硫化物成矿亚系统);黑矿型成矿系统;夕卡岩型成矿系统。

2.3.1 与W、Sn、Cu、Pb、Zn、Ag、Bi成矿系统有关的成矿热液

澳大利亚Mole花岗岩的矿化特征是这一成矿系统的典型代表^[24-26]。在Mole花岗岩区,分布有1200个矿床,主要成矿元素除W、Sn、Bi外,还伴随有Cu、Pb、Zn、Ag等金属元素的矿化。花岗岩岩体内部主要以Sn矿化为主,边部出现W矿化,贱金属(As、Pb、Zn、Cu、Sb、Ag)矿化出现在花岗岩的围岩沉积岩中。所有矿化发生在距花岗岩顶部100~200m的垂直空间范围内。在岩体内部主要为石英脉型和云英岩化型矿化,在岩体外部,主要为伟晶岩型、构造破碎带型及剪切带型矿化。

(1)成矿流体的出溶-流体包裹体微量元素证据

晶洞在Mole花岗岩各种不同的岩石结构中广泛发育表明流体在岩浆早期结晶作用过程中已达到饱和。通过对晶洞状石英生长环带中不同世代流体包裹体成分(代表了早期成矿热液的不同演化阶段)的La-ICP-MS微量元素分析,结合包裹体的其他物理化学条件,可以了解岩浆作用过程流体的性状和成矿元素的变化特点。石英生长环带中不同期次的包裹体(图1)清楚地反映了前6期(1、2、3、7、13、12包裹体串号)包裹体随温度和盐度下降,包裹体中Fe、Na、K、Mn、Zn、Pb、Cs、Rb、Sn、B、Li、Sb、Ba、W、Bi、Ag、Sr等元素的含量出现平行降低的变化趋势,表明热液被富含Cu、Li、B的气水热液所稀释。第六期以后(16、18号包裹体串)流体包裹体成分、盐度和温度的显著降低主要是由于白云母的沉淀作用引起的。

(2)与W矿化有关的成矿流体

从W矿床成矿前、主成矿期和成矿后流体包裹体的温度、盐度和微量元素的变化(图2)可看出,石英生长环带中不同期次的包裹体,从第一至第二期包裹体(图2中2和7包裹体串号)中,微量元素W、Bi和Ce的降低代表了黑钨矿、独居石和自然铋的沉淀。第4期(图2中分别对应5号包裹体串之后)包裹体以后,K、Mn、Zn、Pb、Sr、B、Bi、Ce元素浓度的显著降低代表了白云母、钾长石、日光榴石和电气石从流体中的沉淀。

(3)与Sn矿化有关的成矿流体

从石英生长环带中不同期次的包裹体(图3)可以看出,成矿热液在早期1~7包裹体串中,尽管成矿流体温压变化较大(尤其是压力),但成矿热液中微量元素并没有发生显著的改变。从第7包裹体串之后,流体包裹体中除Cu、As、B外,其余元素含量都表现为平行显著降低。Sn的降低显示热液中锡石的沉淀,而其余元素的降低代表岩浆热液与天水的混合。

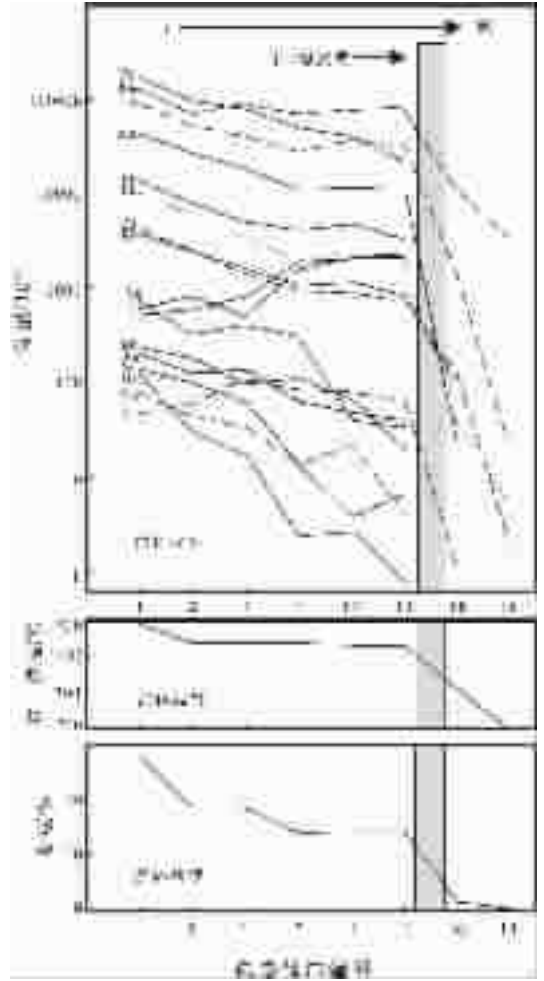


图1 石英生长环带中流体包裹体的温度、盐度及微量元素组成(据参考文献[27])

Fig.1 Temperatures, salinities and trace element compositions of fluid inclusions in growth zones of quartz (after reference[27])

包裹体中Cu、As、B在流体包裹体中没有发生显著的降低主要与岩浆气液(富Cu、As、B)的加入有关。

(4)与贱金属矿化有关的成矿流体微量元素地球化学特征

与上述W、Sn成矿元素相对照,形成贱金属的成矿流体低盐度和低的均一温度(如Pb、Zn、Ag矿床盐度为1%NaCl,均一温度为230℃~260℃;Cu矿床盐度为0.2%NaCl,均一温度为180℃~210℃)。

根据流体包裹体的详细研究,AUDETAT A et al^[27]建立了该成矿系统岩浆流体如下的演化过程:出溶的岩浆热液与加热的地下水热液混合形成W、Sn矿床,由于地下水热液温度较高,因而不利于贱金属元素的成矿。当含贱金属元素的残余成矿热液继续沿构造裂隙上升并进入沉积岩围岩时,当它们冷却到一定的程度时,形成贱金属元素的沉淀。在热液演化的后期阶段,岩浆热液的气液分馏作用形成富含Cu、Bi、Li、As、±S、Ag、La的挥发份,当这些气相挥发份在岩体上

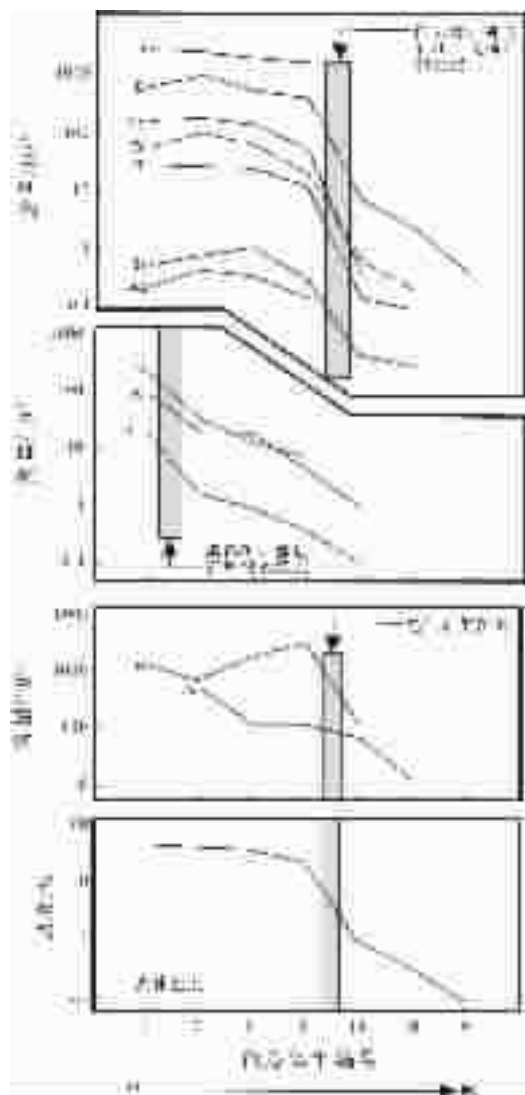


图 2 与钨矿化有关的石英生长环带中流体包裹体的温度、盐度及微量元素组成(据参考文献[27])

Fig.2 Temperatures, salinities and trace element compositions of fluid inclusions in growth zones of quartz related to W mineralization (after reference [27])

部的沉积地层中浓缩后,可形成 Cu-Au-As 矿床。

2.3.2 斑岩成矿系统成矿流体

从斑岩热液成矿体系的剖面图(图 4)^[20]可看出,完整的斑岩热液体系的成矿包括 3 部分,它们分别为斑岩体本身的成矿作用、高硫化物成矿作用和低硫化物成矿作用。

含石盐子矿物包裹体(超盐度气液包裹体)、富气包裹体和含黄铜矿子矿物包裹体共存是斑岩铜矿床成矿流体的主要特点。经典的斑岩铜矿模式指出,引起早期高温钾质蚀变的是岩浆热液,晚期伴随 Cu 沉淀的绢英岩化蚀变则与大气降水有关。然而,最新的流体包裹体研究证明,斑岩铜矿化中

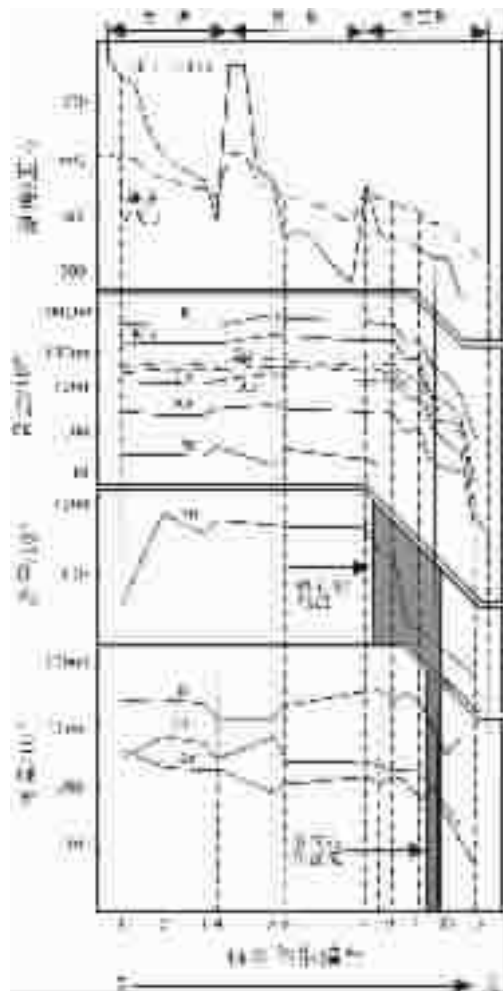


图 3 与锡矿化有关的石英生长环带中流体包裹体的温度、盐度及微量元素组成(据参考文献[27])

Fig.3 Temperatures, salinities and trace element compositions of fluid inclusions in growth zones of quartz related to Sn mineralization (after reference [27])

与绢英岩化蚀变的中温中盐度热液也为岩浆成因^[20]。关于斑岩铜矿床中成矿物质来源于岩浆的结论也为较多的研究结果所证实。如 Anderson^[21]采用质子诱导 X 射线发射光谱 (PIXE) 和质子诱导 Y 射线发射光谱通过对 Binham Canyon 斑岩铜矿床早期核部石英辉钼矿脉中流体包裹体微量元素含量的原位测定,结果表明流体包裹体含 700×10^{-6} 的 Cu, 1800×10^{-6} 的 Zn, 700×10^{-6} 的 Pb, 1700×10^{-6} 的 Mn 和 28000×10^{-6} 的 Fe。尽管斑岩体核部岩浆成因的早期流体没有形成 Cu、Pb、Zn 矿化,但是,随岩浆热液从早期岩浆体系中出溶有高浓度的 Cu、Pb、Zn 等金属元素是毋庸置疑的。斑岩矿床中成矿物质来源于岩浆体系的另一个证据是早期流体包裹体中成矿元素比值对矿床中成矿元素比值的控制作用。Ulrich

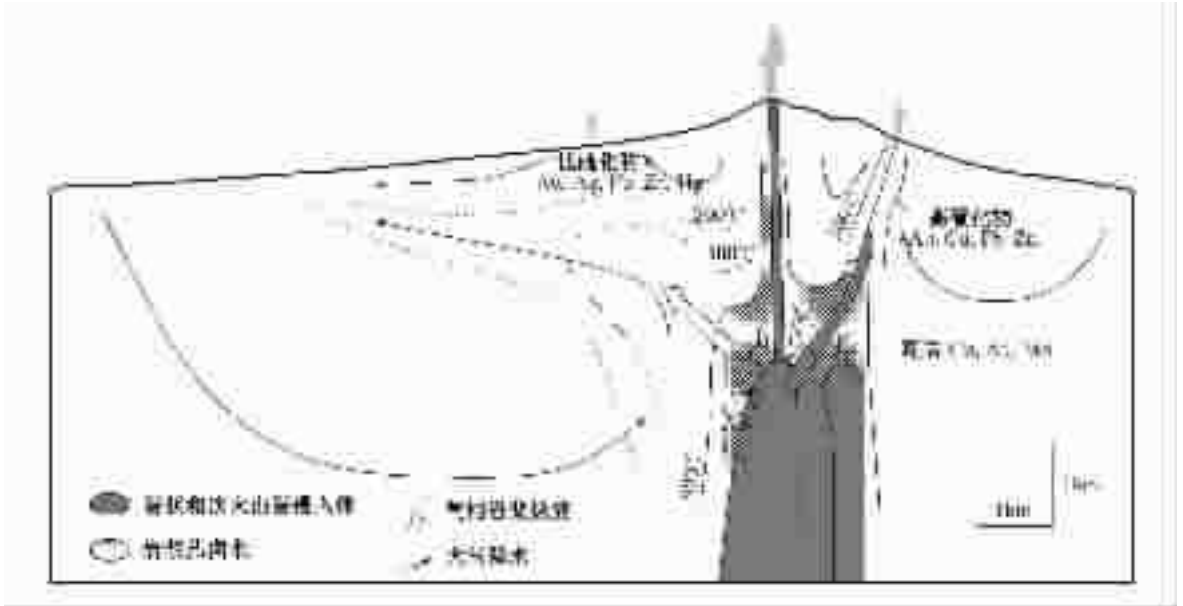


图 4 斑岩热液成矿体系剖面图^[29]

Fig.4 Schematic cross-sections showing a subaerial volcanic-hydrothermal system that may be responsible for formation of porphyry-type, high- and low-sulfidation epithermal deposits^[29]

等^[26,32,33]的研究表明,Bajo de la Alumbrera 斑岩铜矿床中早期包裹体 Cu/Au 比值与矿床中 Cu/Au 比值非常一致,表明矿床中金属物质的量比受从熔体中出溶的金属元素的比例所控制。与斑岩铜矿床成矿物质来源于低侵位的斑岩体岩浆不同,近来的研究结果表明斑岩铜矿床中的铜可能不是来源于侵位到浅部的小体积富钼硅酸盐熔融体,而是由深处岩浆房出溶的挥发份流体形成的,也就是说,成矿物质是由更深处的岩浆体系出溶形成的^[33]。

Ulrich 等^[32-33]详细地研究了形成 Bajo de la 斑岩铜矿床岩浆流体的演化及其流体的微量元素变化特点(图 5)。结果表明,斑岩体的中心部位是高温高盐度(流体包裹体均一温度为 720 °C,盐度为 50%~70%NaCl)富成矿元素(平均 Cu 含量为 0.33%,Au 含量为 0.55×10^{-6})的热流体的上升位置,由于这一阶段成矿元素在流体中的溶解度较高,因此,这一时期并没有成矿元素的沉淀。围绕斑岩体中心部位的外围,是铜、金矿化带。以含黄铜矿于矿物的流体包裹体的出现代表了铜的沉淀过程。这一时期的流体包裹体为中温(350 °C~400 °C)中盐度,代表了黄铜矿沉淀后的流体特征。它们的显著特点是包裹体的铜含量下降到 0.07%,而 Au 含量则低于检出限。远离矿体的包裹体多为低盐度的气、液相包裹体,可能为少量岩浆热液与大气降水混合的产物。斑岩铜矿床泥岩化带以发育气相和液相的低盐度包裹体为特征,被认为是由岩浆热液气相挥发份和大气降水混合形成的。基于对上述不同成矿阶段包裹体的 LA-ICP-MS 分析,并结合包裹体的物理化学条件,由

图 5 中清楚地看出成矿流体作用过程中的微量元素地球化学变化。不反应元素 (Na、Pb、Zn、Mn、Rb、Tl)在流体的演化过程中,其浓度不随流体的物理化学条件而变化(如温度、盐度、压力等),而反应元素(Cu、Fe、K、Sr、Ba、Mo) 的含量则表现出与流体物理化学条件和水/岩交换反应的强烈依赖关系,并在成矿流体冷却到 350 °C 的条件时,发生铜金属的沉淀作用。值得注意的是,Pb、Zn 等金属元素在成矿流体的演化过程中未表现出明显的减低趋势,反映它们主要分散在含矿围岩形成原生的 Pb、Zn 地球化学晕。而这一地球化学异常也是斑岩型铜矿床的找矿标志。

按照 Sillitoe 的斑岩铜矿成矿系统模式,斑岩铜矿上部逐渐过渡到高硫化物(HS)浅成热液矿床和更远离岩体的低硫化物浅成热液矿床(图 4)。高硫化物矿床成矿流体主要为酸性,通常这种流体的 pH 值小于 2。高硫化物矿床成矿流体包裹体的显著特征是出现盐度可变的高、中温流体和低盐度的低温流体。反映了成矿早期以岩浆热液为主,晚期以低盐度的岩浆热液与大气降水的混合流体为主。高硫化物矿床成矿物质主要来源于岩浆的认识是一致的,然而,关于成矿物质是岩浆分异出来的“气体(挥发份)搬运”或是“高盐度的岩浆热液搬运”目前尚未取得一致的认识。鉴于成矿元素在岩浆挥发份和水溶液中的强烈分异(下述),在这种远离岩体的高硫化物矿床的成矿过程中,挥发份对成矿元素(特别是对 Cu、Au 元素)的搬运可能是极为重要的。

低硫化物矿床的成矿流体主要为低盐度近中性 pH 值、

还原性的(硫化物占优势)的流体,这种流体限制了对 Cu 的有效搬运,一般没有 Cu 矿化,主要以 Au、Ag、Pb、Zn 等元素的矿化为主。低硫化物矿床主要为低温(200 °C~300 °C)、低盐度(1.2%NaCl)的成矿流体。由于低硫化物矿床强烈的水/岩交换反应掩盖了早期岩浆热液参与成矿的证据,矿床本身更多地表现为大气降水的成矿热液特点。而实际上它是一个由多源

组分参与形成的矿床类型,特别是岩浆组分的参与对矿床的形成是非常重要的。

2.3.3 黑矿型成矿系统成矿流体

以长英质火山岩为容矿岩石的块状硫化物矿床(黑矿型矿床)是 VMS 矿床的重要类型之一,它们主要形成于岛弧、弧后盆地、大陆边缘和大陆内部裂陷槽等大地构造环境。矿

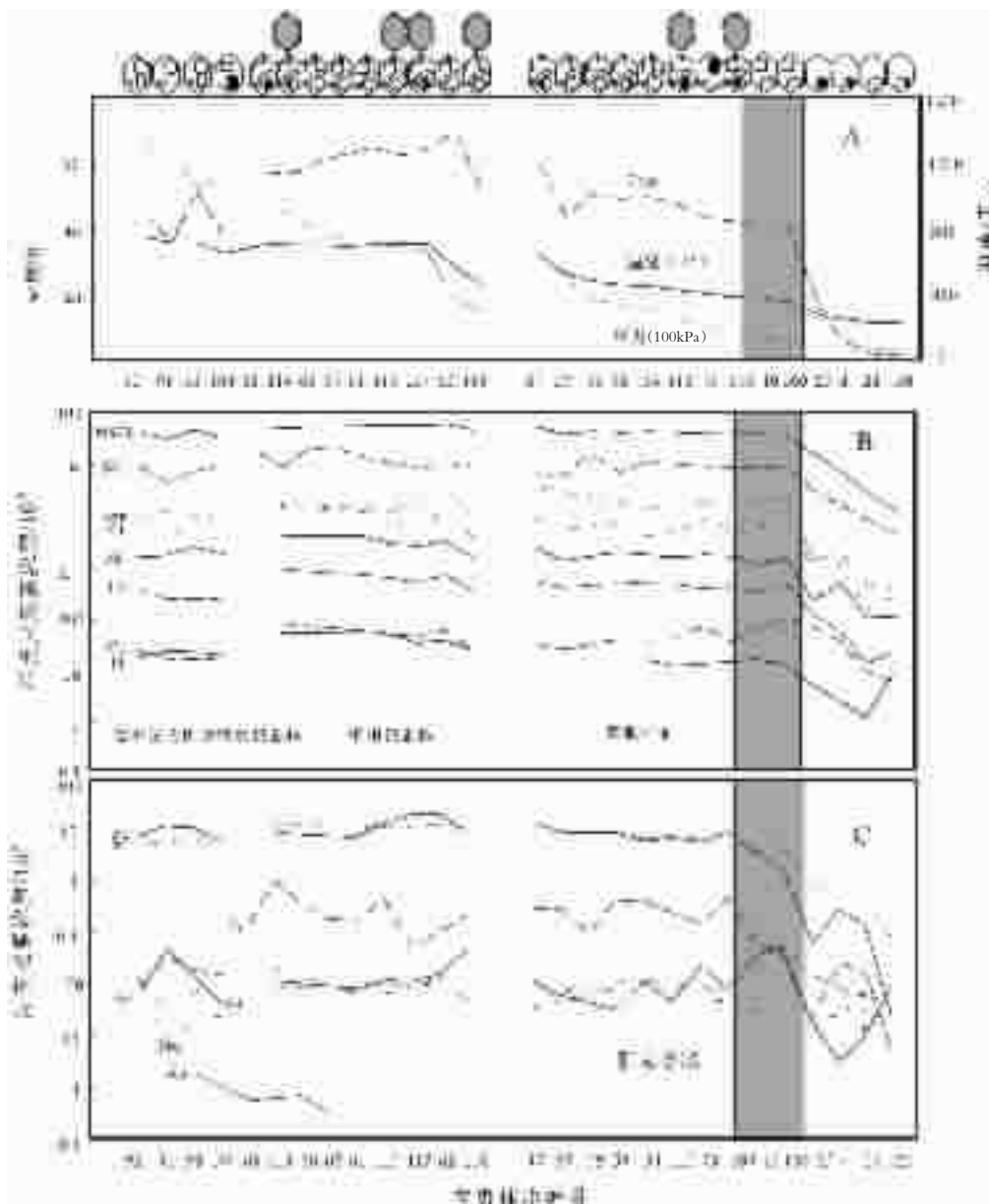


图 5 斑岩铜矿床中成矿流体条件与微量元素组成 [26,32,33]

横坐标代表从早期到晚期的包裹体组合;A—从早期到晚期(从左到右)成矿流体温度、盐度和压力的演化;
B—C—不同包裹体组合化学成分的变化

Fig.5 Ore-forming fluid conditions and trace element compositions in porphyry copper deposits [26, 32, 33]

Abscissa represents the inclusion assemblages from the early to late stages;A—Salinity, temperature and pressure evolution from early to late fluids (from left to right);B—C—Change in chemical composition of different inclusion assemblages

化元素主要以铅、锌、铜、金、银等为主。日本黑矿和中国四川呷村等是该类矿床的典型代表(图6),反映了黑矿型矿床的可能形成模式。

早期关于黑矿型矿床成矿流体的来源有两种截然不同的观点,即海水来源论和岩浆来源论。随着研究工作的深入,人们逐渐认识到成矿流体除主要来自海水外,岩浆也提供了部分流体和成矿物质。气液两相包裹体、含子晶矿物多相包裹体和富CO₂气相包裹体是该类矿床成矿流体的主要特点,成矿流体系统是一个CO₂和CH₄的NaCl-H₂O流体系统^[24],在该成矿流体系统中,至少已鉴别出5个成矿流体端员,分别为低温(<150℃)高盐度(>12%NaCl)卤水;高温(>320℃)高盐度(>14.5%NaCl)流体;高温(>350℃)中盐度(10%~16%NaCl)富气流体;低温(~100℃)低盐度(2%~5%NaCl)流体;中温低盐度流体。它们构成了3个相互分离的温度-盐度演变趋势或混合途径。其中低温高盐度流体封存于卤水池内;高温高盐度流体和中温高盐度富气流体均来自岩浆房;低温低盐度流体端员与海水组成相当,其与岩浆水发生了不同程度的混合;中温低盐度流体端员代表了被岩浆房加热的循环海水^[24]。黑矿型矿床块状矿体形成于被不断加热的循环海水加入的热卤水池中,脉状、网脉状矿体形成于海底下部热液补给带,是由来自岩浆房的富气流体与较冷的海水混合以及对流经火山岩的充填、交代形成的^[24]。John W.Lydon认为,形成块状硫化物矿床的流体有3种类型,分别为岩浆水、海水和建造水,在不同的地质构造环境中,流体类型不同。

形成黑矿型矿床的成矿流体以富集K、Ca、Fe、Mn、Zn、Cu、Ba等金属元素为特征,其含量明显高于正常海水,它们

也是黑矿型矿床富集的元素;同时,成矿流体中Cl、SO₄²⁻和H₂S的含量也较高,且H₂S/SO₄²⁻明显高于正常海水,表明成矿流体是一种比正常海水更趋还原的流体。呷村矿床石英流体包裹体的稀土元素分析结果表明^[24],成矿流体的稀土总量为∑REE为4.932×10⁻⁶~148.94×10⁻⁶, (La/Yb)_N为3.57~31.24, (La/Sm)_N为1.304~8.74, (Gd/Yb)_N为0.55~2.31, Eu/Eu*为1.62~27.63。在稀土元素球粒陨石标准化曲线中,其分布模式为轻稀土富集型,并出现明显的正铕异常。其成矿流体稀土元素分布模式与现代洋中脊热水的分布模式极为相似,反映了它们相似的起源和演化特点。

2.3.4 夕卡岩型成矿系统成矿流体

柿竹园特大型钨锡钼铋矿床是酸性岩浆作用夕卡岩型矿床的典型代表。矿床产于燕山期千里山黑云母花岗岩和上泥盆统余田桥组泥质条带状灰岩的接触带上。陈骏等^[25]通过对夕卡岩主要造岩矿物、矿化围岩和成矿母岩稀土元素分析特征的对比研究后认为,夕卡岩的形成是以轻稀土富集为特征的余田桥组泥质条带状灰岩与富含重稀土且强烈亏损Eu的千里山花岗岩流体相互作用的产物。在热接触变质阶段,交代岩中的稀土元素具有继承原岩稀土的特点;在热液交代阶段,流体中的稀土对夕卡岩中的稀土具有明显的支配作用;在退化变质阶段,稀土元素主要分配于角闪石和绿帘石中。Martin Smith^[26]研究了Beinn和Dubhaich花岗岩接触带夕卡岩矿物的稀土元素组成与成矿流体特点。通过流体包裹体的研究,发现早期的高温(600℃~620℃)、高盐度(45%~50%NaCl)卤水主要来源于花岗质岩浆;热液阶段形成石榴石的成矿流体的温度为200℃~400℃、盐度为5%~25%NaCl的流

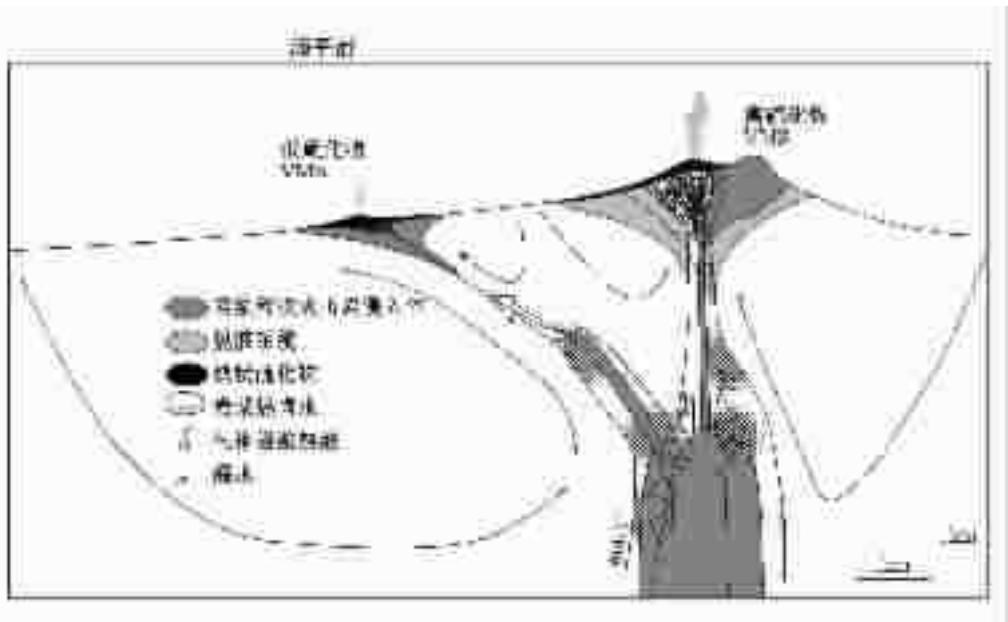


图6 与海底中酸性岩浆作用有关的块状硫化物成矿体系剖面图(据参考文献[27])

Fig.6 Schematic cross-sections showing a massive sulfide ore system related to submarine intermediate-acid magmatism (after reference [29])

体,流体中温度和盐度的变化代表了成矿流体的冷却和稀释作用;晚期的成矿流体具有较宽的盐度变化范围,代表了流体的沸腾和混合作用。他们通过对主要热液矿物石榴石的稀土元素系统分析和测定表明,成矿热液中的稀土元素主要来自花岗质岩浆,稀土元素在不同成矿阶段石榴石中的变化主要与不同温度、压力条件下成矿热液中络合物种类的不同有关。利用 La-ICP-MS,详细地研究主要热液矿物石榴石生长环带中流体包裹体的物理、化学条件及微量元素组成特征,将是解决与酸性岩浆活动有关的夕卡岩型矿床成矿流体形成与演化的关键。然而,类似的研究在国内外文献中未见有报道。

2.4 与岩浆活动有关的地下水热液

在酸性岩浆侵入过程或花岗岩化过程中,围岩中被花岗质岩浆加热的地下水及其本身携带的岩浆热液或混合岩化热液,就会与围岩及花岗质岩浆(或岩体)本身发生广泛的水/岩作用而形成含矿热液;或者在花岗岩体定位、冷却过程中,被加热的地下水淋滤、萃取围岩中的成矿物质而形成成矿热液。由于酸性岩浆体系在该类矿床的形成过程中主要起“热机”作用,因而,该类矿床的成矿流体主要表现为地下水热液的属性。发生在美国黄石公园和云南腾冲等地的现代热泉是这类热液矿床的现代类似物。

美国 Cornwall 地区花岗岩中的地下水矿化度高达 19.3g/L,温度在 52℃左右,是地下水与热的花岗岩作用后形成的一种地下热卤水。Edmunds 等^[9]通过实验研究了该地下水与热的花岗岩反应形成热卤水过程中微量元素的地球化学特点,通过与反应前地下水的化学成分相对比,经过作用后的地下水其总的矿化度提高了 25.7~213.5 倍,组分上 Na、K、Li、Ca、Mg、Sr、Fe、Mn、Cu、Ni 等的绝对量均有很大的增加,阴离子如 Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 F^- 、 Br^- 等也有很大的增加,增加的倍数从 1.5 倍到 12300 倍不等,最大的是 Cl、Li,其次是 Na、Ca、Sr、Mn。而 NO_3^- 离子减少。这一研究充分证实了花岗岩对形成成矿热液的重要性。

美国黄石公园热泉水主要有两种类型^[7],一种为中性—碱性 pH 值的氯化物水;另一种为稀土含量较高的酸性硫酸根或硫酸盐—氯化物水。热泉水的 pH 值为 2~4,温度为 70℃~93℃。热水中的主要阴离子为 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 F^- ,这些阴离子浓度与 REE 含量不具有相关关系。热泉水的稀土元素球粒陨石标准化模式表现为轻稀土富集和 Eu 负异常的特点,与区域出露的流纹岩(热泉产于其中)的稀土元素分布模式相一致,表明在这种水/岩作用过程中,围岩的稀土元素含量和组成对热液中稀土元素的组成具有重要的控制作用。与流纹岩的稀土元素组成相比较,弱的轻稀土富集趋势和出现正的 Eu 异常是水/岩作用过程中热液流体稀土元素组成的一个重要特点。Douville E^[8]等的研究表明,温度、络合物种类、水/岩比率、热液中矿物相的沉淀、相分离及火山岩中长石斑晶的溶解是控制热液中稀土元素组成及分布的主要原因。

通过爆裂、淋滤流体包裹体的方法测定了黔西南烂泥沟和丫他卡林型金矿流体包裹体中的稀土元素和微量元素含量^[39-41],发现成矿热液具有轻稀土富集、重稀土元素相对亏损的特点。从成矿早期到成矿晚期,成矿流体具有弱的负 Ce 异常,由出现弱的负 Eu 异常或正 Eu 异常向 Eu 负异常变化。根据成矿流体微量元素和稀土元素的分析,苏文超^[38-39]等认为金矿床的成矿物质可能来源于基性火山岩。

2.5 花岗岩化成矿流体

在混合岩化形成花岗岩的过程中,混合岩化作用所形成的变质热液使遭受混合岩化作用岩石中的成矿流体析出而富集成矿。这种成矿作用多发生于克拉通内部的中、高级变质岩系中,成矿元素主要为 REE、Au、Cu 等。如产于小秦岭的文峪金矿床。通过对包裹体研究表明,低盐度(<2%NaCl)、中性至弱碱性的 pH 值、弱还原性(有时为弱氧化性)和富含 H_2O 、 CO_2 是该类金矿床成矿热液的主要特点。Giritharan T S et al^[42]通过蚀变岩、矿脉、硫化物矿石和硫化物单矿物的稀土元素系统分析与未蚀变的围岩进行对比,讨论了形成南印度 Dharwar 克拉通内金矿床的成矿流体性质。结果表明,围岩蚀变过程中将不同程度地改变原岩的稀土元素的组成,并将热液体系中的稀土元素带入蚀变岩,造成蚀变岩普遍出现轻稀土富集和重稀土元素之间发生分异的稀土元素分布模式(与原岩的稀土元素相比较);硫化物单矿物的稀土元素成分代表了成矿热液体系的稀土元素特点,所研究金矿床中硫化物表现为轻稀土富集、稀土总量不同程度地增加及出现不同程度的富铜异常特点,表明它与压剪构造环境下所形成的高温壳源流体有关。

3 中酸性岩浆体系流体对成矿的控制因素

3.1 岩浆性质、挥发分组成与含量

酸性岩浆体系流体成矿多样性的控制因素一直是该领域研究的前缘课题。不同学者从不同的角度对这一问题都进行过有益的探讨。石原瞬三^[43]认为,钨铁矿系列花岗岩 W、Sn 矿床的形成主要受体系中的硫逸度控制,由于在钨铁矿系列花岗质岩浆体系中硫逸度较高,使 Sn 呈 Sn^{2+} 残留于岩浆期后热液中,从而避免 Sn 呈 Sn^{4+} 分散在造岩矿物中,相反,对于亲硫元素则更易于在硫逸度较低的磁铁矿系列花岗质岩浆中形成高价离子而集中于岩浆期后的残余热液中。除原岩性质外,酸性岩浆体系中 F 和 Cl 的含量一度被认为是造成不同成矿流体的主要原因。实验研究表明,F 容易进入与水溶液平衡的熔体相中,在含 F 的熔体—溶液体系中,W、Sn、Li、Nb、Ta 等元素的分配系数 $K_{\text{DM}}/V > 1$,表明在硅酸盐与热水溶液体系中,上述元素主要聚集于硅酸盐熔体中,只有少量进入热水溶液中。因此,这些元素更易于与 F 在岩浆演化早期的不混溶作用中形成矿床;与 F 形成明显对照,Cl 在熔体与水溶液平衡体系中更易于分配于热水溶液中。实验研究表明,亲硫元素在含 Cl 熔体相与水溶液分配中,更易于在流体相

中富集。这说明熔体中 Cl 含量的增高有利于亲硫元素在岩浆热液阶段成矿富集。

3.2 微量元素分配

元素在酸性岩浆体系各相中的不均匀分配是造成元素富集成矿的关键因素。20 世纪 80 年代以来,随着分析测试技术的进步,人们对于酸性岩浆体系中微量元素在各相(熔体相、气体相、晶体相、热水溶液相等)中的分配已不再满足于元素在晶体和残余熔体中分配的相容性或不相容性问题。更加精细的研究涉及到元素在熔体相与流体相^[24]、流体相与气体相之间的分配。这些研究使人们更加深入地了解到岩浆及热液演化过程中微量元素在各相(熔体相、气体相、晶体相、热水溶液相等)中的分配及其对金属成矿多样性的控制作用。如通过对 W、Sn 矿床和斑岩铜钼矿床中共存流体包裹体和气体包裹体中微量元素含量原位测试分析表明^[24-28,30,32-33], Na、K、Fe、Mn、Zn、Rb、Cs、Ag、Sn、Pb 和 Tl 等元素偏向于进入高盐度水溶液相,而 Cu、As、Au、B 等元素则偏向于分配进入气相。金属元素在热水溶液相和气体相中的不同分配主要取决于配位基。Cl 具有强烈分配进入盐水溶液的趋势,而 S 则趋向于分配进入蒸气相,Cu 分配进入蒸汽相是由于形成了铜的硫化物络合物。在斑岩型成矿系统中,铜的这种搬运形式被认为是高硫化物 Cu、Au 矿床中矿质远距离迁移的主要形式。

4 结论与未来研究方向

(1)与酸性岩浆体系有关的成矿流体可以分为酸性岩浆硅酸盐熔体;岩浆-热液过渡阶段硅酸盐熔体及其分异的流体;酸性岩浆溶体分异形成的热水成矿溶液酸性岩浆体系主要提供热源和部分矿质,其提供的热源驱动地下水淋滤、萃取围岩中的成矿物质形成地下水热液成矿流体;变质岩混合岩化形成花岗质岩浆过程中所形成的混合岩化成矿流体。

(2)基于对成矿流体或熔体包裹体的冷热台研究和单个包裹体微量元素的原位无损分析,可以获得岩浆熔体中挥发分的含量、出溶条件以及岩浆结晶程度对出溶组分影响的信息,使人们对岩浆热液流体出溶和演化及其对成矿的制约有了更进一步的了解。

(3)岩浆性质、挥发分组成与含量、出溶条件及元素在各相中的分配是酸性岩浆体系流体成矿的重要控制因素。挥发分和成矿元素不仅在岩浆熔体和出溶的溶液间分配,还将在熔体、盐水溶液、气相等任意两相中进行分配。成矿元素的分配系数受熔体的性质和出溶溶液的成分及物理化学条件所控制。

(4)已有的研究表明,成矿流体微量元素地球化学更能精细地刻画酸性岩浆体系及其相关流体的成矿过程,这些直接的地球化学数据对矿床的形成过程(如流体混合、矿质沉淀等)提出了更好的约束条件,一些看似无法证实的成矿过

程在流体微量元素地球化学研究中得到充分的显示,反映了成矿流体微量元素地球化学在矿床学研究中的重要地位。

尽管酸性岩浆体系成矿流体微量元素地球化学研究取得了一些重要进展,但就目前的研究程度而言,尚存在着许多问题:如岩浆体系中高盐度成矿流体的成因,成矿岩浆体系和非成矿岩浆体系本质上的差别,如何通过流体微量元素地球化学特征研究岩浆体系中挥发份和成矿元素的出溶及其影响因素,流体成矿过程的精细反映,如何与同位素地球化学研究资料相协调等,所有这些问题的研究将成为该领域今后发展的主要方向。而包裹体中成矿流体微量元素和同位素的原位无损测定技术将为解决上述科学问题提供强有力的工具。

参考文献(References):

- [1] Collins W J. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 1998, 45: 483~500.
- [2] 涂绍雄,汪雄武. 20 世纪 90 年代国外花岗岩研究的某些重大进展 [J]. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(2): 107~130.
Tu Shaoxiong, Wang Xiongwu. Some significant advances in granitoid researches abroad in 1990s [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2002, 21(2): 107~130 (in Chinese with English abstract).
- [3] 洪大卫. “花岗岩类型和成矿作用”国际讨论会简介 [J]. 矿床地质, 1998, 17(4): 377~378.
Hong Dawei. An introduction of the international conference on types of granites and its metallogenesis [J]. Mineral Deposits, 1998, 17(4): 377~378 (in Chinese).
- [4] Chappell B W, White A JR. I- and S-type granites in the Lachlan Fold [J]. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1992, (83): 1~26.
- [5] Pitcher W S. Granite type and tectonic environment [A]. Mountain Building Processes [C]. London: Academic Press, 1985. 19~40.
- [6] 徐克勤,朱金初,刘昌实,等. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源 [J]. 南京大学学报, 1989, (3): 1~17.
Xu Keqin, Zhu Jinchu, Liu Changshi, et al. Genetic series and its source area of granitoids in South China [J]. Journal of Nanjing University, 1989, 3: 1~17 (in Chinese with English abstract).
- [7] Bernard Barbarin. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environment [J]. Lithos, 1999, (46): 605~626.
- [8] Pearce J A, HARR N B W. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks [J]. Petrology, 1984, (25): 956~983.
- [9] Frost B R, Branes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 2001, 42(11): 2033~2048.
- [10] 洪大卫. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志 [J]. 中国科学 (B), 1995, 25(4): 418~426.
Hong Dawei. The classifications of tectonic setting about alkali granites and its diagnostic property [J]. Science in China (Series B), 1995, 25(4): 418~426 (in Chinese).

- [11] Martin H. Adakitic magma: modern analogues of Archaean granitoids [J]. *Lithos*, 1999, 46: 411~429.
- [12] 林强. 太古宙花岗岩研究进展 [J]. 国外前寒武纪地质, 1995, (3): 68~76.
Lin Qiang. The research progress of Archaean granitoids [J]. *Progress in Precambrian Research*, 1995, (3): 68~76 (in Chinese with English abstract).
- [13] 董申保. 近代花岗岩研究的回顾 [J]. 高校地质学报, 1995, 1(2): 1~12.
Dong Shenbao. A general review on the recent studies of granite [J]. *Geological Journal of Universities*, 1995, 1 (2): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- [14] 王德滋, 周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望 [J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 161~169.
Wang Dezi, Zhou Jincheng. Look back and look forward to granite research [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1999, 15 (2): 161~169 (in Chinese with English abstract).
- [15] 朱金初, 饶冰, 熊小林, 等. 富铷氟稀有矿化花岗质岩石的对比和成因思考 [J]. 地球化学, 2002, 31(2): 141~152.
Zhu Jinchu, Rao Bing, Xiong Xiaolin, et al. Comparison and genetic interpretation of Li-F rich, rare-metal bearing granitic rocks [J]. *Geochimica*, 2002, 31(2): 141~152 (in Chinese with English abstract).
- [16] 杨心宜. 中国花岗岩地质创新研究的若干回顾 [J]. 桂林工学院学报, 2001, 21(1): 1~4.
Yang Xinyi. Some reviews of the creative research on granite geology in China [J]. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 2001, 21 (1): 1~4 (in Chinese).
- [17] 吴福元, 孙德有, 林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生 [J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 181~189.
Wu Fuyuan, Sun Deyou, Lin Qiang. Petrogenesis of Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1999, 15(2): 181~189 (in Chinese with English abstract).
- [18] 洪大卫. 花岗岩研究的最新进展及发展趋势 [J]. 地学前缘, 1994, 1-2(1): 79~86.
Hong Dawei. Recent developments in granite research [J]. *Earth Science Frontiers*, 1994, 1-2 (1): 79~86 (in Chinese with English abstract).
- [19] 涂光炽, 赵振华. 与花岗质岩浆有关的成矿作用 [A]. 见: 涂光炽主编. 矿床地球化学 [C]. 北京: 地质出版社, 1997. 203~224.
Tu Guangchi, Zhao Zhenhua. Metallogensis involved in granitic magmatism [A]. In: Tu Guangchi (ed). *Ore Deposit Geochemistry* [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1997. 266~283 (in Chinese).
- [20] 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 华南 S 型火山杂岩与成矿 [J]. 南京大学学报, 1994, 30(2): 322~333.
Wang Dezhi, Liu Changshi, Shen Weizhou, et al. S-type volcanic complexes in south China and metallogensis [J]. *Geological Journal of Universities*, 1994, 30 (2): 322~333 (in Chinese with English abstract).
- [21] 王联魁, 黄智龙. Li-F 花岗岩液态分离与实验 [M]. 北京: 科学出版社, 2000. 1~33.
Wang Liankui, Huang Zhilong. Magmatic Segregation and Experimental Studies on the Li-F Granites [M]. Beijing: Science Press, 2000. 1~33 (in Chinese).
- [22] 王一先, 赵振华. 巴尔哲超大型稀土铷钽矿床地球化学和成因 [J]. 地球化学, 1997, 26(1): 24~35.
Wang Yixian, Zhao Zhenhua. Geochemistry and origin of the Ba'erzhe REE-Nb-Ta-Zr superlarge deposits [J]. *Geochimica*, 1997, 26(1): 24~35 (in Chinese with English abstract).
- [23] 赵振华, 熊小林, 韩晓东. 花岗岩稀土元素四分组效应形成机理探讨 [J]. 中国科学 (D 辑), 1999, 29(4): 331~338.
Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin, Han Xiaodong. The tetrad effect of REE in granites and its forming mechanism [J]. *Science in China (Series D)*, 1999, 29(4): 331~338 (in Chinese).
- [24] Heinrich C, Ran C G, Mernaga T P, et al. Segregation of ore metal between magmatic brine and vapor: a fluid inclusion study using PIXE microanalysis [J]. *Econ. Geol.*, 1992, 87: 1566~1583.
- [25] Autet A, Gunther D, Heinrich C A. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionation granite: a microchemical study of Sn-W-F-mineralized Mole granite (Austrian) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(19): 3373~3393.
- [26] Ulrich T. Applications of quantitative single fluid inclusion analysis using laser ablation ICPMS [J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10 (2): 379~393.
- [27] Autet A, Gunther D, Heinrich C A. Causes for large-scale metal zonation around mineralized plutons: fluid inclusion La-ICP-MS evidence from the Mole granite, Australia [J]. *Econ. Geol.*, 2000, 95 (8): 1563~1581.
- [28] Rankin A H, Ramsey M H, Coles B, et al. The composition of hyperalkaline, iron-rich granitic fluids based on Laser-ICP and synchrotron-XRF microprobe analysis of individual fluid inclusions in topaz, Mole granite, eastern Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56: 67~79.
- [29] Yang Kaihui. Magmatic fluid and mineralization [J]. *Earth Science Frontiers*, 1998, 5(3): 7~36.
- [30] Bodnar R J. Fluid inclusion systematics in porphyry deposit [J]. Abstracts for 17th General Meeting of the IMA, 1998, A30.
- [31] Anderson A J, Clark A II, Ma X-P, et al. Proton-induced X-ray and gamma-ray emission analysis of unopened fluid inclusions [J]. *Econ. Geol.*, 1989, 84: 924~939.
- [32] Ulrich L, Gunther D. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on La-ICP-MS analysis of fluid inclusion: Bajo De La Aliumbra, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 2001, 96: 1743~1774.
- [33] Ulrich L, Gunther D, Heinrich C A. Gold concentration of magma brine and metal budget of porphyry copper deposits [J]. *Nature*, 1999, 399: 676~679.
- [34] 侯增谦, 韩发, 夏林圻, 等. 现代与古代海底热水成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 2002. 270~315.
Hou Zengqian, Han Fa, Xia Linqi, et al. The Modern and Ancient Hydrothermal Mineralization [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002. 270~315 (in Chinese).
- [35] 陈骏, Halls C, Stanley C J. 柿竹园夕卡岩型钨锡钼铋矿床主要造

- 岩矿物中 REE 的分布特征及成岩意义[J].地球化学,1994,23(增刊):84~92.
- Chen Jun,Halls C,Stanley C J.REE distribution pattern and their implications of rock-forming minerals from Shizhuyuan Skarn-type W Sn,Mo and Bi deposit,South China[J].Geochimica,1994,23(Supp.):84~92(in Chinese with English abstract).
- [36] Smith M,Henderson P,Long J,et al. REE and Uranium in Skarn garnets and other phase:constraints on the transport of U and REE in the Skarn forming fluid[J].Journal of Conference Abstracts,2000,5(2):941~942.
- [37] Lewis A J,Komninou A,Yardley B W,et al.Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone national park, Wyoming,USA [J].Geochimica et Cosmochimica Acta,1998,62:657~663.
- [38] Douville E,Bienvenu P,Charlou J L,et al.Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal system[J].Geochimica et Cosmochimica Acta,1999,63:627~643.
- [39] 苏文超,漆亮,胡瑞忠,等.流体包裹体中稀土元素的 ICP-MS 分析研究[J].科学通报,1998,43(10):1094~1098.
- Su Wenchao,Hu Ruizhong,Qi Liang,et al.REE studies of fluid inclusions analyzed by ICP-MS[J].Chinese Science Bulletin,1998,43(10):1094~1098(in Chinese).
- [40] 苏文超,漆亮,胡瑞忠,等.黔西南卡林型金矿流体包裹体中微量元素研究[J].地球化学,2001,30(6):512~516.
- Su Wenchao,Qi Liang,Hu Ruizhong,et al.Trace elements in fluid inclusions in the Carlin-type gold deposits,southwestern Guizhou Province [J]. Geochimica,2001,30(6):512~516 (in Chinese with English abstract).
- [41] Giritharan T S,Rajamani.REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the eastern Dharwar Craton, south India[J].Proc.Indian acad.Sci.,2001,110(2):143~159.
- [42] Audetat A,Pettke L,Thomas R, et al. Characterization of the magmatic-to-hydrothermal transition in barren vs mineralized granites[J].11th Annual V.M.Goldschmidt Conference,2001,3152.

Ore-forming fluids related to the intermediate-acid magmatism system and their trace element geochemical characteristics

LI Jian^{1,2}, LU Zhi-cheng³, DONG Fang-liu³

(1. College of Earth Sciences, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. China Geological Survey, Beijing 100011, China; 3. Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract: Ore-forming fluids related to the intermediate-acid magma system can be divided according to fluid mineralization into silicate melt formed in the acid magmatic stage, the mixture of silicate melt and its exsolved hydrothermal fluids during the transitional stage from silicate melt to hydrothermal fluids, hydrothermal ore-forming fluids exsolved from the intermediate-acid melts, and migmatized ore-forming fluids formed during the formation of granites, migmatization of metamorphic rocks. The acid magma system mainly provides heat and a part of ore substances and the heat provided by it drives subsurface water to leach the country rocks and extract ore substances from the country rocks, thus forming subsurface hydrothermal ore fluids. On the basis of these studies, detailed trace element geochemical characteristics of the above-mentioned different ore-forming fluids and their controls on mineralization are discussed.

Key words: intermediate-acid magmatic system; ore-forming fluid; the geochemistry of trace element

About the first author: Li Jian, male, born in 1969, Ph.D Candidate senior engineer, engages in planning and management of mineral exploration; E-mail: lijian0623@sina.com.