流体包裹体研究若干进展及对热液矿床研究的启示*

Advances in Fluid Inclusions and Enlightenments of Fluid Inclusions Investigation for Understanding Hydrothermal Ore Deposit

张德会[1] 张文淮[2]

（1 中国地质大学，北京 100083；2 中国地质大学，湖北 武汉 430074）

Zhang Dehui[1] and Zhang Wenhuai[2]

(1 China University of Geosciences, Beijing 100083; 2 China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

摘 要 一个流体包裹体就是一个独立复杂的地球化学体系。与传统的矿床地质学研究相比较，流体包裹体是能够对成矿流体性质和成矿过程提供更多信息的一个直接手段。精细的岩貌学和显微测温学研究仍然是研究包裹体最直接和最有效的手段，而单个包裹体原位无损成分分析技术能够精确地确定流体包裹体的组成。过去十余年微束分析技术的迅速进展，使得热液矿床成矿流体研究取得一些大突破。本文阐述了这方面的一些进展，并讨论了流体包裹体对于热液矿床成因研究的一些启示。

关键词 流体包裹体 热液矿床 进展 启示

微束分析技术（microbeam technology）是包裹体地球化学发展最快的研究领域之一，已经建立了灵敏度、精确度和准确度的新标准，使人们避开群体分析所带来的不同世代包裹体混在一起、打开包裹体后与外界物质可能引起的成分污染等问题，转向直接对单个包裹体进行成分分析，从而获得更直接的古成矿流体信息。单个流体包裹体成分分析分为破坏性和非破坏性两种。前者包括扫描电镜(SEM)、激光消融-感应耦合等离子原子发射光谱(LA-ICP-AES)、激光消融－感应耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)、二次离子质谱(SIMS)等方法。非破坏性成分分析又称为原位（in-situ）无损成分分析，包括红外显微镜(IR)、显微激光拉曼光谱(LRS)、富里叶变换红外显微光谱(FTIR)、同步辐射 X 射线荧光显微分析(SXFMA)、紫外荧光光谱(UV-FM)、质子诱发 X 射线发射分析(PIXE)等。

1 包裹体成分分析为岩浆热液成矿理论提供了强有力的微观证据

20 世纪 80 年代以后，由于侧分泌观点的提出和层控矿床理论的盛行，传统的岩浆期后热液成矿假说受到挑战，有些学者甚至否认存在岩浆热液矿床(季克俭等,1989)。近年来流体包裹体研究的成果有助于重新确立岩浆热液成矿理论。

岩浆含水量主要是通过岩浆岩中的含水矿物、成岩成矿实验以及火山喷出物进行推断的。Burnham（1979）指出，与广泛热液活动有关的岩浆中原始含量 $w(H_2O)$ 为 2.5%～6.5%。近年来对火山岩斑晶中熔体包裹体的研究使得准确测定古岩浆中水含量成为可能。Lowenstern（1994）使用 FTIR 分析了尤它某火山岩石英斑晶包裹体中 $w(H_2O)$的含量为 6%～8%，与热液矿床伴生的英安岩和流纹岩中 $w(H_2O)$含量为 3%～7%。如果岩浆体系中不出现不混溶流体相，分析数据就代表了火山喷发前岩浆中的水含量，这只是岩浆

* 本文得到国家自然科学基金（No：49773196，40173021）的资助
第一作者简介 张德会，男，1955 年生，教授，博士生导师，主要从事矿床学、成矿作用地球化学和成矿作用动力学的教学研究工作。

房熔体相的水含量，岩浆中挥发分的含量可能更大。Tuttle and Bowen（1958）曾指出，处在人造花岗岩三相最低点的饱和水的深熔岩浆，由于去气失去水导致固相线移到更高温度下，造成岩浆结晶，而不能穿过地壳上升，这是否认存在岩浆热液的一个主要依据（季克俭等，1989）。然而上述认识忽略了这样一种可能，即岩浆中的挥发分并不总是阻碍岩浆穿过地壳向上运移，大多数深熔岩浆中水的溶解度很大，只有当溶解水量 $w(H_2O)$>10%时才会达到水饱和。当岩浆所含的溶解水低于其水的溶解度，岩浆将会没有阻碍地穿过地壳向上移动。岩浆的减压去气作用（Decompression degassing）对于溶解水的含量影响不大，如果减压去气没有引起溶解水的含量发生明显变化，就不会引起岩浆结晶。这样在减压去气过程中，饱和挥发分的岩浆就不必一定结晶而可以一直上升到上部地壳（4～6 km）。因此侵位到地壳浅部的岩浆完全可以是富水岩浆（Lowenstern,2001）。

2 斑岩铜矿成矿流体和成矿金属均与岩浆热液有密切成因联系

研究表明斑岩铜矿成矿经历了早期岩浆和晚期大气水阶段，但在搬运和沉淀矿石的是早期岩浆热液还是晚期地下水的问题上还有争论。包裹体研究不仅证明引起早期高温钾质蚀变的是岩浆流体，而且伴随 Cu 沉淀的热液也是岩浆热液。斑岩铜矿中的流体包裹体大都是在低于和接近花岗闪长岩固相线的温压条件下被捕获的，因此不仅那些在相对高温下（t≥500～600℃）均一的高盐度包裹体是岩浆热液包裹体，而且中等盐度（$w(NaCl_{eq})$为 10%）、中温（t 为 300～400℃）或低盐度富气包裹体也可以是岩浆热液成因，它们代表了直接从岩浆中分异或从岩浆中出溶的两种不混溶相。整个斑岩成矿系统垂向上延伸达 10 km，不同类型包裹体实质代表了不同矿床形成的温压条件(Bodnar,1995)。

美国 Bingham Canyon 斑岩铜矿中的石英辉钼矿脉不含铜，并且所有的 Pb、Zn 矿化都产在岩体外的围岩矿脉中。Anderson 等使用 PIXE 等微束分析技术研究了矿床核部早期矿脉中的包裹体，石英辉钼矿脉中流体包裹体含 Cu 为 700×10^{-6}，Zn 为 1800×10^{-6}，Pb 为 700×10^{-6}。虽然斑岩铜矿核部早期岩浆流体没有形成 Cu、Pb、Zn 矿化，但是早期流体中含有自岩浆中出溶的高浓度成矿金属。对斑岩铜矿中包裹体的微区分析研究表明，包裹体含有黄铜矿子矿物，证明成矿金属的迁移是通过岩浆热液进行的（Roedder and Bodnar,1997）。成矿元素源于岩浆，成矿后期来自围岩的流体通过冷却和稀释对矿床的形成产生影响，但没有给成矿系统提供金属（Anderson et al,1989）。

3 斑岩成矿系统中不同类型矿床成矿流体的演化具有连续性

按照 Sillitoe 的斑岩铜矿成矿系统模式（Sillitoe,1973），斑岩铜矿上部会过渡到浅成热液矿床。流体包裹体阐明了斑岩铜矿向浅成热液矿床的过渡。Hedenquist 等(1998)对菲律宾 Lepanto FSE 斑岩和浅成热液复合型矿床进行了研究，从斑岩矿床向侧上方的浅成热液硫砷铜矿方向，饱和 NaCl 和富气包裹体的数量减少，至硫砷铜矿矿体仅发育富液包裹体。均一温度和盐度均从斑岩向上向外降低。证实浅成热液矿床与深部斑岩铜矿具有流体演化的连续性和密切的成因联系。

Prokofiev et al(1999)研究了斯洛伐克中部某第三纪破火山口中浅成热液矿床的成矿流体。火山口下部为花岗闪长岩岩株，上部为同源安山岩和流纹岩。侵入岩与矿化和热液蚀变存在密切的时空联系。为了调查岩浆与热液间的成因联系，作者对岩浆岩和矿脉中石英的流体包裹体进行了详细研究。岩体石英中原生熔体包裹体的成分，从低盐度（$w(NaCl_{eq})$为 8.3%～9.6%）的富水富 Cl 硅酸盐熔体，到高密度高盐度（$w(NaCl_{eq})$为 80%）的卤水。岩体石英中次生包裹体的盐度沿 NaCl 饱和曲线系统地向低温和低盐度变化，直到热液矿脉内闪锌矿和脉石矿物温度 t < 400℃和盐度 $w(NaCl_{eq})$ <12%的流体。研究结果支持了侵入岩浆和浅成热液矿床之间存在密切成因联系的观点。

4　成矿元素呈气相迁移的观点被重新提出

20 世纪 30 年代就有学者提出了气化过程在矿床形成中的作用的观点，但直到 90 年代以后，地球化学家才认识到在火山-热液体系中成矿元素挥发分搬运的重要意义，最重要的证据来自流体包裹体。研究表明(Heinrish et al,1992)，在还原的斑岩 Sn、W 矿床中富气包裹体中 Cu 含量相当高。使用 LA-ICP-MS 对不同类型矿床富气和含石盐包裹体的分析表明，Na、K、Fe、Mn、Zn、Rb、Cs、Ag、Sn、Pb 和 Tl 偏向于分配进入高盐度水溶液，Cu、As、Au 和 B 偏向于分配进入气相，两种流体中金属物种集中的偏向取决于络合物配位基，Cl 具有强烈分配进入盐水热液的趋势，而 S 则偏向于分配进入蒸气相(Heinrish et al,1999)。Cu 分配进入蒸气相可能是形成了 Cu 的硫化物络合物之故。在大多数上地壳岩浆热液体系中，与高盐度岩浆卤水共存的低盐度气相可能是金属迁移和选择性富集的主要营力。在澳大利亚与花岗岩伴生的几个热液矿床富气包裹体中已经发现高浓度的 Cu（w(Cu)>1.0%），气相中的 Cu 含量比在盐水包裹体中高 2 个数量级。Lowenstern 等(1991)使用 X-射线显微探针在碱流岩石英中发现脱玻化包裹体含 Cu(20±10)×10^{-6}，其中少数包裹体含 Cu 高达(100±20) ×10^{-6}～(170±20) ×10^{-6}。包裹体中的 Cu 主要居留在蒸气相中，Cu 的表观蒸气/熔体分配系数为 200～1600，Cu 在岩浆蒸气中比在共存的碱流岩熔体中高数百倍，Cu 强烈分配进入蒸气相，Pb、Zn 等则倾向于分配进入液相。Yang 和 Scott（1996）对玄武岩-安山岩中熔体包裹体的研究表明，亲铜和贵金属元素在富 CO_2 的挥发分相中作为氯化物和硫化物搬运。因此在流体发生不混溶作用并产生一个蒸气相时，金属强烈分配进入高盐度流体相的假设需要重新认识。

5　成矿流体除热水热液外还可能有硅热流体与熔体流体

由于 SiO_2 在水溶液中的溶解度很低，因此在与石英脉有关的高温热液金属矿床成矿流体性质的认识上一直存在争论。20 世纪 80～90 年代，根据矿床学和实验地球化学研究，针对石英脉型 W、Sn 矿床热液成矿的认识，相继提出了流体熔浆、SiO_2 凝胶、富 SiO_2 熔融体、熔浆-热液过渡性流体等新认识（Marakushev et al., 1983；Покалов et al.，1983；朱焱龄，1985；林新多等，1986；夏卫华等,1989）。90 年代以后，研究者更多地根据流体包裹体研究对此进行探索。Wilkinson 等（1996）根据合成流体包裹体实验提出了硅热流体（Silicothermal fluid）的新认识。在 t 为 300～750℃、p<200 MPa 下，一种含钾的富 SiO_2（w(SiO_2)≈90%）的流体与一种超临界含水含 C 的流体不混溶共存。淬火后可见 3 类包裹体 ：第一类为气液包裹体；第二类含富 SiO_2 相和气相，气泡呈非球面与包裹体壁接触，表明二氧化硅相呈刚性（胶状）特征；第三类包裹体含液气相和富 SiO_2 相。第二类和第三类包裹体与气化成因云英岩脉黄玉中所观察到的富 SiO_2 包裹体类似。代表了一种原始胶状硅酸盐相的结晶产物，称为硅热流体。硅热流体可能对二氧化硅、大离子亲石元素（K、Cs、Ba 等）以及成矿元素（Au、Ag、U 等）的活化和迁移非常重要。可以解释硅化作用和石英脉的形成，而不必求助于通过不合理的大体积热液搬运金属的问题。

俄罗斯一个研究小组经多年研究提出，热液学说不能完全解释金属从岩浆中的分离和富集。Sobolev and Starostin(2001)提出了硅酸盐熔体-卤水流体（Silicate-salt melt-brine）的观点。指出含矿花岗岩中不仅存在玻璃、液体和气体包裹体，而且存在由硅酸盐熔体和硅酸盐-盐水熔体组成的两相包裹体，或硅酸盐-盐（熔体-卤水）单相包裹体。在无矿花岗岩中未发现此类包裹体。这些硅酸盐熔体-卤水中盐度 w($NaCl_{eq}$)高达 70%，富集 H_2O、F、Cl、B 等挥发分，含有高浓度 W 和 Sn 的化合物。当这种富金属硅酸盐熔体-卤水上升到地壳浅部时，与地下水作用，形成通常所称的热水溶液，在稀释过程中形成金属沉淀。这一认识深化了 Marakushev 等（1983）的流体熔体观点。这一观点还得到元素在熔体/溶液之间分配系数（$K_p^{m/v}$）实验数据的支持，即在含 F 的熔体-溶液体系中，W、Sn、Li、Nb、Ta 等元素的 $K_p^{m/v}$>1 或远大于。上述认识可以较好地解释一些石英脉型和花岗岩型稀有金属矿床的形成机理。

6 结 语

综上所述，基于单个流体包裹体的原位无损微束分析技术，流体包裹体研究使我们有可能在新的高度上对传统的热液矿床成矿理论进行新的认识。形成热液矿床的成矿流体既非单一的“岩浆热液”，也不是一律的“大气降水”，热液的来源是多种多样的。斑岩铜矿成矿系统中成矿流体和成矿金属应主要源自岩浆热液。与斑岩铜矿和上部浅成热液矿床的成因联系一致，斑岩铜矿成矿系统中这两类矿床的成矿流体在演化上具有连续性和过渡性。热液矿床的金属元素不仅可以在热液中呈配合物形式迁移，而且也可以在气相中迁移。元素的气相迁移对于热液矿床的形成具有重要意义。形成热液矿床的成矿流体既有液相和气相迁移形式，也可能存在介于熔体和热液之间的熔体-卤水或流体熔浆形式，而胶体溶液也在成矿物质的迁移中起重要作用。

参 考 文 献

季克俭，吴学汉，张国柄. 1989. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律[M]. 北京:北京科学技术出版社.1～131.

林新多, 张德会，章传玲. 1986. 湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉的成因[J]. 地球科学, 11:153～160.

夏卫华,章锦统, 冯志文, 等. 1989. 南岭花岗岩型稀有金属矿床地质[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 1～3.

朱焱龄. 1985. 岩控脉状钨矿床成矿流体的成生演化及矿质富集机制[A]. 见: 地科院宜昌地矿所和矿床所编: 南岭地质矿产文集(二)[C]. 北京: 地质出版社.186～193.

Anderson, A.J., Clark, A.H., Ma, X-P, et al. 1989. Proton-induced X-ray and gamma-ray emission analysis of unopened fluid inclusions[J]. Econ. Geol., 84:924～939.

Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits[A]. In: J F H Thompson(ed.). Magmas, fluids, and ore deposits[C]. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Vol: 23, Mineralogical Association of Canada. 139～152.

Burnham C W. Magmas and hydrothermal fluids[A]. 1979. In: Barnes H L (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*[C].New York: Jone Wiley & Sons. 71～136.

Hedengquist JW. Arribas Jr A. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits,Philippines[J]. Econ. Geol., 93: 373～404.

Heinrich C A. Gunther D. Audetat A. et al. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions[J]. Geol., 27:755～758.

Heinrich C A. Ryan C G. Mernagh. et al. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis[J]. Econ.Geol., 87:1566～1583.

Lowenstern J B. Mahood G A. Rivers M L. et al. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase[J]. Science. 252:1405～1409.

Lowenstern JB. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma[J]. Geol, 22:893～896.

Lowenstern JB. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems[J]. Mineraluim Deposita.36:490～502..

Marakushev A A. Gramenitskiy Ye N. Korotayev M YU. 1983. A petrologocal model for the formation of endogeneous ores[J]. International Geological Review. (11):1295～1310.

Prokofiev V. Kamenetsky V S. Kovalenker V. et al. 1999. Evolution of magmatic fluids at the Banska stiavnica precious and base metal deposit, Slovakia-Evidence from melt and fluid inclusions[J]. Econ. Geol., 94:949～956.

Roedder E. Bodnar RJ. 1997. Fluid inclusions of hydrothermal ore dedposits[A]. In: Barnes.H.L.(Editor). Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: John Wiley & Sons. 699～736.

Sllitoe RH. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits[J]. Econ.Geol., 68: 799～815.

Tuttle O F. Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KalSi_3O_8$Geol. –SiO_2-H_2O. Geol. Soc. Amer. Memoir. 74:1～153.

Wilkinson J.J. Nolan J. Rankin A.H. 1996. Silicothermal fluid:A novel medium for mass transport in the lithosphere[J]. Geology. 24(12):1059～1062.

Yang K. Bodnar R J. 1995. Magmatic-hydrothermal evolution in the “bottoms” of porphyry copper systems: Evidence from silicate melt and and aqueous fluid inclusions in granitoid intrusions in the Gyeongsang Basin., South Korea[J]. Internat. Geol. Review. 36: 608～628.

Yang K. Scott S D. 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydothermal system[J]. Nature, 383:420～423.

Покалов ВТРуманцев В М..1983.. Проблема Гидротерма льных плутоногенных месторождений[J]. Советкая Геология, (7): 28～39.