

透岩浆流体成矿体系*

罗照华¹ 卢欣祥² 郭少丰^{1,3} 孙静⁴ 陈必河¹ 黄凡¹ 杨宗锋¹

LUO ZhaoHua¹, LU XinXiang², GUO ShaoFeng^{1,3}, SUN Jing⁴, CHEN BiHe¹, HUANG Fan¹ and YANG ZongFeng¹

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

2. 河南省国土资源科学研究院, 郑州 450053

3. 河北省地勘局第二地质大队, 唐山 063000

4. 河北省地勘局第四地质大队, 承德 067000

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Scientific Academy of Land and Resources of Henan Province, Zhengzhou 450003, China

3. The No. 2 Team of the Bureau of Geology and Exploration of Hebei Province, Tangshan 063000, China

4. The No. 4 Team of the Bureau of Geology and Exploration of Hebei Province, Chengde 067000, China

2008-10-02 收稿, 2008-11-06 改回.

Luo ZH, Lu XX, Guo SF, Sun J, Chen BH, Huang F and Yang ZF. 2008. Metallogenic systems on the transmagmaic fluid theory. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (12): 2669–2678

Abstract The melt system and the ore-bearing fluid system can be seen as two independent geological systems according to the theory of transmagmaic fluid metallogenesis. They have coupled to form a complex mixing system because of their needs each other when the magma and ore-bearing fluids emplace up to the shallow level of crust. Decoupling between the melt and the fluid systems induces to the different type of mineralisation under the different boundary conditions. Therefore, the metallogenic system of the transmagmaic fluids can be subdivided into the following systems: the orthomagmaic, the contact-metasomatic, the epithermal, and the volcano-hydrothermal. If the melt has higher ability to entrap the ore-bearing fluids, all of the fluids will be trapped in the magma body and separate out the ore-forming materials from the melt with its consolidation to form the orthomagmaic deposit. If the magma body is easily percolated and the ore-bearing fluids can be separated from the melt, the contact-metasomatic deposit is formed if the surrounding rocks of the magma body have strong ability to entrap the ore-forming materials. Otherwise, the ore-bearing fluids will flow far from the magma body due to the driving force of the magma heat, and form the epithermal deposits. When a favourable channel is connected to the magma body, the ore-bearing fluids even can be erupted to or near the surface and form volcano-hydrothermal or VMS deposits. This theoretical analysis seems better coincide with the observations, and hence the theory of the transmagmaic fluids may effectively serve the regional prospecting and exploration of the mineral deposits.

Key words Metallogenic system; Transmagmaic fluid; Physical and chemical boundaries; Minor intrusion; Melt-fluid interaction

摘要 根据透岩浆流体成矿理论, 熔浆体系与含矿流体体系可以看作是两个相互独立的地质体系, 它们因相互需要而耦合在一起形成一个复杂的混合体系。当熔浆与流体发生解耦时, 可以在不同的边界条件下发生不同类型的成矿作用。因此, 可以将透岩浆流体成矿体系进一步划分成正岩浆成矿体系、接触带成矿体系、远程热液成矿体系和火山热液成矿体系。如果熔浆具有很强的流体圈闭能力, 所有的含矿流体都将被封存在岩浆体内, 并随着岩浆的固结而析出成矿物质, 形成正岩浆矿床。当岩浆具有较高的渗透率且含矿流体逸出岩浆体时, 如果岩浆的直接围岩具有较强的捕获成矿物质的能力, 即发生接触带成矿作用。否则, 含矿流体将在岩浆热驱动下远离岩浆体, 形成远程热液矿床。如果有利的流体通道直达岩浆体, 含矿流

* 本文受国家科技支撑计划重点项目(2006BAB07B08)、河南省地质矿产重大科技攻关计划项目(26417)、天津华北地质勘查总院科研项目(KY2008-2)和有色金属矿产地质调查中心危机矿山勘查理论项目资助(200699105-4)。

第一作者简介: 罗照华(1956-), 教授, 博士生导师, 矿物岩石矿床学专业, E-mail: luozh@cugb.edu.cn

体甚至可以喷出地表或其附近,形成火山热液矿床或水底喷流沉积矿床。这种理论分析似乎与许多成矿事实相吻合,可以有效地指导区域成矿预测和矿床勘探。

关键词 成矿体系;透岩浆流体;物理化学边界层;小岩体;熔浆—流体相互作用

中图法分类号 P611

矿床学是地球科学中最为复杂的分支学科,特别是在岩浆相关矿床(时空上与火成岩紧密相关的矿床)方面,对其主要控矿因素存在激烈的争议。岩浆相关矿床都存在强烈的围岩蚀变,不发育蚀变的岩石缺乏成矿潜力,围岩蚀变总是表现为含水(挥发分,下同)矿物交代无水(挥发分,下同)矿物,成矿金属元素*i*在晶体-熔体或熔体-流体之间的分配系数 $D_i^{Crystal/Melt}$ 或 $D_i^{Melt/Fluid}$ 很小,这样的证据链使我们确信成矿作用首先与含矿流体有关,或者说成矿作用的基本解是成矿物质从含矿流体中析出。因此,岩浆相关矿床的成因研究聚焦于含矿流体的来源、成矿金属的搬运和大规模堆积的机制。近年来,有关岩浆相关矿床的成因研究取得了许多重要的进展,主要包括:(1)大规模成矿作用往往与小岩体有关(汤中立和李小虎,2006);(2)成矿作用发生在混沌边缘(於崇文,1999a, b, 2006);(3)成矿作用是一种地质时间尺度上的瞬时过程($<1\text{Ma}$,实际上位于同位素测年方法误差范围之内),且受控于岩石圈性质(Bierlein *et al.*, 2006),因而岩石圈灾变伴随着成矿作用大爆发(邓晋福等,1999);(4)在同一能量驱动机制下,形成一系列具有成因联系的矿床类型(陈毓川等,1998, 2006;翟裕生,1999);(5)地球内部含有大量的流体(杜乐天,1996, 2005, 2006;朱永峰等,1996;朱永峰,1998;Richard *et al.*, 2002; Yang and Scott, 2005),流体中成矿物质的溶解度强烈依赖于压力(Loucks and Mavrogenes, 1999),因而成矿作用与深部流体紧密相关(毛景文等,2005)。这就是说,除了同源流体之外,成矿岩浆中还含有额外的、更深源的流体(Scoates and Mitchell, 2000)。将所有这些研究进展与科尔任斯基(1952)提出的透岩浆流体假说结合在一起,罗照华等(2007a)初步提出了一个透岩浆流体成矿作用理论的框架模型。根据这个模型,岩浆体系和含矿流体体系是两个完全不同的地质体系,它们因相互需要而常常形成耦合关系。当岩浆体系与流体体系解耦时,就导致了成矿作用的发生。因此,理论上说,揭秘成矿作用的关键所在就是正确理解岩浆与流体的相互作用。

本文的目的在于回顾有关岩浆—流体相互作用的研究进展,在此基础上,以高位侵入体为例进行理论推导,将透岩浆流体成矿作用划分为四个体系:正岩浆成矿体系(包括正岩浆成矿亚体系和边缘伟晶岩成矿亚体系)、接触带成矿体系(接触交代成矿亚体系和爆破角砾岩成矿亚体系)、远程热液成矿体系(破碎带蚀变岩成矿亚体系、热液脉状成矿亚体系和微细浸染成矿亚体系)和火山热液成矿体系(水底喷流沉积成矿亚体系和潜火山成矿亚体系)。

1 熔浆—流体相互作用

1.1 流体的溶解形式

熔浆与流体间的相互作用十分复杂,溶解在熔浆中的流体可以极大地改变熔浆的物理性质和化学性质(Persikov *et al.*, 1990; Behrens and Gaillard, 2006)。例如,加入百分之几的 H_2O 就可以使岩石的熔融温度(固相线温度)降低数百度和增加岩浆的流动性几个数量级(Persikov *et al.*, 1990)。这种强烈效应表明 H_2O 并不是简单地溶解在熔浆中,通过反应 $\text{H}_2\text{O}_{\text{vapor}} + \text{O}_{\text{melt}}^{2-} = 2\text{OH}_{\text{melt}}^-$ 形成 OH^- 可以更为有效地改变硅酸盐熔体结构。因此,熔浆中的挥发分溶解机制至少可以分为两种:(1)以分子形式溶解(C_i^{Molecule}),与无水组分无关;(2)与熔浆中的无水组分发生反应(C_i^{Reaction}),可以理解为以离子或离子团形式溶解(McMillan, 1994)。因此,熔浆中挥发分的溶解度(C_i)等于分子溶解度与反应溶解度之和,即 $C_i = C_i^{\text{Molecule}} + C_i^{\text{Reaction}}$ 。后一种溶解形式不仅与注入体系的挥发分总量有关,而且与体系的物质组成紧密地联系在一起。例如, CO_2 在玄武质熔浆(包括像碧玄岩、白榴岩、霞石岩等)中仅作为碳酸盐溶解(Blank and Brooker, 1994);相反,在流纹质岩浆中 CO_2 仅作为分子溶解(Fogel and Rutherford, 1990);中性岩浆(安山岩)中两种溶解形式都有(Mysen *et al.*, 1975; King and Holloway, 2002),例如像响岩这样的进化硅酸不饱和岩浆(Blank and Brooker, 1994)。可见,反应溶解度对于理解岩浆活动与成矿作用的关系具有更为重要的意义。朱永峰等(1995)和 Zhu *et al.* (1996)实验研究了降温过程中发生液态不混溶的可能性。在 10^5Pa 条件下, 1250°C 时呈均一状态的花岗岩- KBF_4 - Na_2MoO_4 体系在 1000°C 时发生液态不混溶形成了三种液体:相对偏酸性的液滴、相对偏基性的熔浆和含矿熔浆。含矿熔浆中富含 CaO 、 MgO 和 MoO_2 组分。红外光谱研究表明,硅酸盐熔体结构以 $[\text{SiO}_4]$ 基团为主,而含矿熔体结构中存在 Ca-F 、 Ca-O-Mo 、 H-O-H 以及 X-OH (X = 阳离子)基团,说明 H_2O 和 F 富集在含矿熔体中,也说明水的反应溶解度强烈影响成矿作用。Veksler (2004)的实验证实了朱永峰等(1995)和 Zhu *et al.* (1996)的研究结果。这些研究不仅证实了挥发分在熔浆中的反应溶解度问题,并且暗示正是这种溶解形式强烈控制了成矿作用过程。

1.2 不同种类挥发分溶解度的相互影响

根据热力学基本原理,在其它参数保持恒定的情况下体系的总蒸汽压保持不变。因此,一种挥发分在熔浆中的溶解

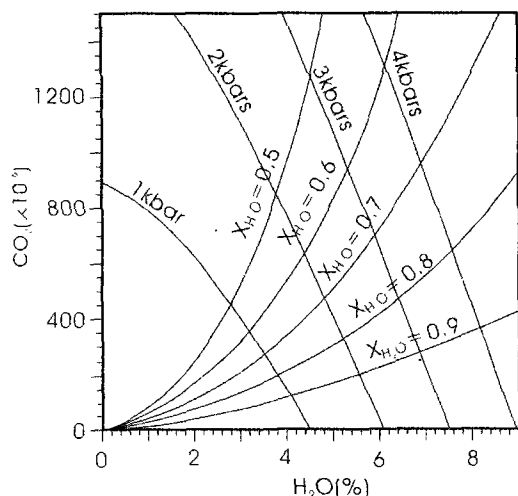


图1 675℃时流纹岩-H₂O-CO₂体系的溶解度(据 Lowenstern, 2001)

Fig. 1 Solubility plot for system rhyolite-H₂O-CO₂ at 675℃ (after Lowenstern, 2001)

度受到其他挥发分摩尔数的制约,或者说一种挥发分的加入会稀释另一种挥发分的浓度。例如,将水注入到熔浆-CO₂体系将降低CO₂的溶解度,反之亦然。

这个概念可以用图1来说明:在固定温度和压力的条件下,CO₂溶解度随H₂O-CO₂-熔浆体系蒸汽组成变化而改变(Lowenstern, 2001; Papale *et al.*, 2006)。由此可以推论,如果成矿元素主要是以某种单组分流体的溶解物或化合物形式搬运的,其他挥发分组成分的注入必然导致成矿物质的沉淀。以矽卡岩矿床为例,当岩浆和含矿流体与碳酸盐地层相互作用时,由于后者碳酸盐矿物分解释放出CO₂,可以使流体中的成矿元素溶解度急剧下降,导致成矿作用的发生。

1.3 压力对挥发分溶解度的影响及其成矿效应

需要注意的是,熔浆中挥发分含量强烈依赖于压力(如图1),意味着岩浆的上升侵位将伴随着从挥发分不饱和到饱和或过饱和的变化(Candela, 1991; Lowenstern, 1994),因而发生挥发分出溶形成气泡逸出岩浆。许多研究者对挥发分的发泡机制给予了关注(Yang and Scott, 2002, 2005; Shimomura *et al.*, 2006),因为发泡作用可以导致岩浆体积的膨胀,从而驱动岩浆向浅位快速运移甚至导致火山爆发(Trigila *et al.*, 2007)。这种因压力降低导致的发泡现象常称为首次沸腾,与此相对,岩浆结晶导致的发泡现象则称为二次沸腾。此外,流体中成矿元素浓度(如 Loucks and Mavrogenes, 1999)也强烈依赖于压力。将这两方面的证据结合在一起,意味着岩浆上升过程伴随着挥发分的出溶和成矿金属的沉淀。火山作用的观测可以为我们理解流体发泡作用提供某些启示。火山爆发与火山喷气的对比暗示前者

是岩浆快速排气的过程,后者是岩浆中的挥发分缓慢逸出的结果。由于流体中成矿元素的溶解度强烈依赖于压力,且超临界流体>液体>气体,快速排气过程有利于将成矿元素携带到地壳浅部,而慢速排气则可能将成矿元素残留在熔浆中。

然而,含矿岩体一般都具有小的体积,熔浆中流体含量的有限性和流体中成矿元素溶解度的有限性相结合,表明含矿流体必须另有来源(罗照华等, 2007a)。认识到这一点,目前多数学者认为成矿流体和金属主要不是来自小体积岩浆的结晶作用,推测其下面还有一个体积大得多的岩浆房(10~150倍)。例如,Shinohara *et al.* (1995)假定在Clinax型斑岩钼矿之下~16km深处有一个大岩浆房(>50km³),可以通过富硅岩浆柱中的对流将挥发分迁移到斑岩型钼矿所在的浅部位置(~3km)。但是,正如作者自己所言,该模型要求富硅岩浆有较慢的结晶速率,同时要求岩浆柱顶部泡沫分离非常有效。与实际观察资料对比,这种看似合理的解释遇到了重要的挑战:深部大岩浆体的存活时间比成矿作用延续时间长得多。理论上,如果成矿流体是以这种方式聚集的,成矿作用时间应当与深部岩浆房的固结时间基本相当。

许多含矿斑岩中含有暗色微粒包体和矿化镁铁质岩脉(图2),表明含矿岩浆的侵位与固结必然是一个快速的过程。否则,岩浆必然发生强烈的分离结晶作用,因为挥发分的增加不仅可以有效降低熔浆的粘度,而且可以降低固相线温度和延长岩浆的结晶路径。

相反,如果采用透岩浆流体成矿作用模型,岩浆上升之前就已经因为透岩浆流体的注入而获得了过量(过饱和)的含矿流体,可以将这种岩浆作为熔浆与流体的混合物看待。这些流体在岩浆混合物上升过程中不断出溶,但由于岩浆侵位速度太快而不能有效逸出。仍保留在岩浆体内的挥发分可以有效减小岩浆混合物的平均密度和粘度,使岩浆混合物具有更快的上升速率。反过来,岩浆的高速运动又会使其中的流体更难于逸出(类似于泥石流中水和泥上、碎石之间的关系)。在这种情况下,即使没有Lowenstern (1994)描述的深部岩浆房对流过程和Shinohara *et al.* (1995)描述的岩浆柱对过程,高位侵入体也可以因透岩浆流体的注入而含有足够多的含矿流体。因此,岩浆上升速率、挥发分从熔浆中出溶的速率以及成矿金属从流体中沉淀的速率从根本上决定了岩浆的成矿潜力。缓慢上升侵位的岩浆体系接近于平衡体系,熔浆中的挥发分浓度和流体中成矿元素的浓度都会随着岩浆的上升而改变。要使侵位后熔浆的挥发分浓度和流体中成矿元素的浓度保持或近似于岩浆上升之前的状态,要求岩浆必须有一个快速上升侵位的过程(罗照华等, 2007a, 2008a, b)。因此,岩浆-成矿体系是一个远离平衡的复杂体系(於崇文, 2006),成矿潜力与距平衡态的距离成正比。有关MASH过程的论述(Hildreth and Moorbath, 1998; Hildreth, 2007)和含矿斑岩中的暗色微粒包体和镁铁质岩脉(图2)的产出证明了这一点。



(a)



(b)

图2 河南汤家坪斑岩型钼矿中的暗色微粒包体(a)和辉绿岩脉(b)

Fig. 2 Melano-granular enclave(a) and diabase dyke(b) in the Mo-bearing porphyry intrusion at Tandjiaping, Henan Province

这种远离平衡的岩浆体系侵位以后,将发生两类沸腾现象:首次沸腾和二次沸腾,前者是体系驻留(侵位)和减压的结果(绝对过饱和),后者是结晶作用的产物(相对过饱和)。然而,含矿流体能否有效离开岩浆体则取决于流体在岩浆和岩石中的渗透速率,也取决于岩浆的冷却速率。在快速冷却的条件下,岩浆体的致密冷凝边将成为含矿流体逸出的天然屏障,绝大部分含矿流体因而仍然保留在岩浆体内;反之,含矿流体将成功实现与岩浆体的分离,在岩浆热的驱动下远离岩浆体,并在物理化学条件合适的部位(混沌边缘或物理化学边界层)停留。据此,可以将透岩浆流体成矿作用划分为四个成矿体系(图3)。

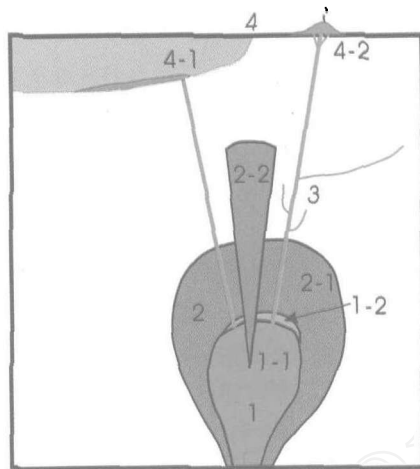


图3 透岩浆流体成矿体系

1-正岩浆成矿体系[包括正岩浆成矿亚体系(1-1)和边缘伟晶岩成矿亚体系(1-2)];2-接触带成矿体系[接触交代成矿亚体系(2-1)和爆破角砾岩型成矿亚体系(2-2)];3-远程热液成矿体系[破碎带蚀变岩成矿亚体系(3-1)、热液脉状成矿亚体系(3-2)和微细浸染型成矿亚体系(3-3)];4-火山热液成矿体系[水底喷流沉积成矿亚体系(4-1)和潜火山成矿亚体系(4-2)]

Fig. 3 The metallogenic systems on the transmagmatic fluid theory

1-The generalized orthomagmatic metallogenic system [including the orthomagmatic subsystem (1-1) and the peri-pegmatite subsystem (1-2)]; 2-The contact metallogenic system [including the contact-metasomatic subsystem (2-1) and the explosive breccia subsystem (2-2)]; 3-The epithermal metallogenic system [including the altered rock subsystem in the cataclastic belt (3-1), the hydrothermal vein subsystem (3-2) and the micro-disseminated subsystem (3-3)]; 4-The volcano-hydrothermal metallogenic system [including the volcano-hydrothermal sedimentary subsystem (4-1) and the subvolcanic subsystem (4-2)]

2 透岩浆流体成矿体系

透岩浆流体成矿理论实际上将岩浆体看作是成矿流体的通道而不是主要来源(罗照华等,2007a, 2008a,b)。含矿岩浆侵位以后,岩浆热压力和流体内压力可能驱动含矿流体在不同的位置上堆积不同种类的金属,从而在含矿流体通过的路径上发生不同性质的成矿作用,并形成一系列不同类型的矿床。尽管其作用机制有所不同,这些成矿作用都是在同一动力驱动下发生的,因而可以全部归属为透岩浆流体成矿体系。

透岩浆流体及其携带金属可能以几种机制通过岩浆:(1)通过硅酸盐熔浆的扩散作用,(2)富挥发分泡沫的运移,(3)流体通过多孔泡沫网络渗透,(4)岩浆对流(Shinohara *et al.*, 1995)。给定一个半径150m的流纹质侵

人体,其估算的冷却时间只需要 90 年(Candela, 1991)。由于 H_2O 通过流纹质熔浆的扩散系数在 $700^\circ C$ 时仅为约 $10^{-7} cm^2/s$ (Karsten *et al.*, 1982),水在 90 年内仅能扩散 $\sim 17cm$ 。因此,在第一种机制中一个高温岩浆侵入体将会迅速形成冷凝边,其内部所含的挥发分不能有效逸出,因而成矿金属也被圈闭在岩浆体内。第二种机制与第一种类似,因为一个半径为 $1cm$ 的气泡通过粘度为 $10^7 Pa \cdot s$ 的岩浆上升 $1km$ 需要 500 年(Candela, 1991)。Shinohara *et al.* (1995) 认为第三种机制虽然是一种有效的挥发分搬运机制,但仅限于岩浆侵入体的顶部泡沫比例最高时的情况(Lowenstern, 1994),且其搬运距离不会超过 $1km$ 。因此,Shinohara *et al.* (1995) 对最后一种机制给予了特别的关注,认为富硅岩浆柱中的对流可以使挥发分从 $\sim 16km$ 深处的大岩浆房($>50km^3$)中迁移到斑岩型钼矿所在的浅部位置($\sim 3km$)。

考虑到岩浆侵位的具体情况和地质观察事实,上述四种机制可能存在于不同的环境中,是形成不同成矿体系的重要控制因素。

2.1 正岩浆成矿体系

如前所述,在给定温度条件下,反应 $H_2O_{\text{vapor}} + O_{\text{melt}}^{2-} = 2OH_{\text{melt}}^-$ 的平衡常数为 $K = [a_{OH^-}]^2 / [f_{H_2O}^{O_{\text{vapor}}} * [a_{O^{2-}}]]$, 其中 f_{H_2O} 为水蒸汽的逸度, a_{OH^-} 为熔浆中 OH^- 的活度, $a_{O^{2-}}$ 为熔浆中氧离子的活度。因此,与溶解方式相对应,挥发分从熔浆中析出的方式也应当有两种。以分子形式溶解在熔浆中的挥发分将由于过饱和而直接出溶,以离子或离子团形式溶解的挥发分将需要有一个形成分子的过程。克拉玛依侏罗纪橄榄玄武岩中含有原生菱铁矿晶体(薛云兴和朱永峰, 2007),表明岩浆的快速固结不利于以离子团形式溶解的挥发分逃逸。可见,理论上说,后一种挥发分的出溶形式应当慢于前一种形式,因而其携带的成矿金属更容易残留在熔浆中。

据此,如果岩浆体系与流体体系同步运动且岩浆冷却速度足够快,含矿流体有可能完全或大部分被封存在岩浆体内,随着岩浆体的冷却而发生成矿作用形成正岩浆矿床(图 3,1)。这种情况通常暗示岩浆侵位较浅或岩浆与围岩的温度差较大,岩浆体的表壳快速固结形成密封层,绝大部分含矿流体都被封存在岩浆体内,只有位于岩浆体表层的含矿流体有可能部分散失到围岩中。这时,可能发生以下两种情况。

(1) 岩浆体的体积较小,整个岩浆体从边缘向内部较快速地冷却,因而在岩浆体边部形成流体阻隔层,几乎所有含矿流体都被圈闭在岩浆体内,形成正岩浆成矿亚体系(图 3,1-1)。这时,岩浆体的固相线面从接触带向内部迁移,其距离(x , 厘米)随时间(t , 秒)而改变: $x = 0.28t^{1/2}$ (Candela, 1991)。由于岩浆冷却较快,晶体成核速度远远大于生长速度,大量含矿流体将被圈闭在矿物粒间,形成浸染状矿石;另一方面,随着固相线面由外向里迁移,岩浆体外层的固化时

间早于内部,较容易产生收缩裂隙。岩浆体内则因含矿流体的不断析出而导致体积膨胀,使已形成的裂隙张开,甚至在岩体的已固结部分产生水压破裂(hydro-mechanical fracture)。含矿流体很容易充填这些裂隙形成裂隙式矿化类型。因此,导致正岩浆成矿亚体系的矿化类型从上到下依次为网脉状、细脉浸染状和浸染状。这类矿床的典型实例是河北涞水的安妥岭斑岩钼矿和河南商城的汤家坪斑岩钼矿。

(2) 岩浆体的体积较大时,冷却速率将明显变慢。一方面流体可以从岩浆中不断向上运动集中,另一方面流体的增加可以有效地降低岩浆的固相线温度,晶体的成核速度远远小于生长速度。当岩浆体的顶板围岩为流体阻隔层时,岩浆的发泡作用可以导致部分流体聚集在岩浆体的顶部,从而形成边缘伟晶岩成矿亚体系(图 3,1-2);岩浆体内部也可以发生较强烈的流体流,造成成矿物质的分层聚集,矿化作用以浸染状为主。这类矿床的典型实例是河南方城的尚古寺钼矿,其下部为斑岩型,上部为边缘伟晶岩型。

2.2 接触带成矿体系

当岩浆体的封闭条件较差时,出溶的挥发分可以进入围岩,并与围岩发生物质交换。这个过程的发生取决于许多因素,包括围岩的物理性质、化学性质、岩浆侵位深度和速率、挥发分浓度、挥发分出溶速率等。如果岩浆侵位较深,岩浆冷却固结的速度将会较慢,因而大部分含矿流体可以溢出岩浆体外进入围岩中,形成接触带型矿床(图 3,2)。例如,罗马尼亚西南部的 Ocna de Fier-Dognecea Fe-Cu-(Zn-Pb)-矽卡岩矿田被认为形成于大约 $10km$ 深处(Ciobanu and Cook, 2004),远大于 Climax 斑岩型钼矿床的形成深度($\sim 3km$)。给定地热梯度为 $40^\circ C/km$ (Rothstein and Manning, 2003),花岗闪长岩的液相线温度大约为 $900^\circ C$, Ocna de Fier-Dognecea 矽卡岩矿床形成时岩浆体与围岩的温度差要比 Climax 斑岩钼矿小 $280^\circ C$ 。因此,较深成条件下岩浆的冷却速率将要小得多,挥发分可以获得更充裕的时间逸出岩浆体。

(1) 接触交代成矿亚体系(图 3,2-1)。从岩浆出溶的流体具有很强的交代围岩的能力,依围岩成分不同形成各式各样的交代岩。这个过程由于流体与围岩发生了物质交换,成矿金属的溶解度降低,可以在相应的位置上形成不同类型的矿床。特别是围岩为容易发生离子交换反应的岩层(如碳酸盐岩层、膏盐层)时,常形成接触交代型矿床,如矽卡岩矿床。根据 Ciobanu and Cook (2004) 的研究结果,金属分带被证实是从源区向上、向外逐渐形成的,从花岗闪长岩向外依次为 Cu-Fe 带 \rightarrow Fe 带 \rightarrow Zn-Pb 带。需要注意的是,碳酸盐岩被交代过程中常常发生脱碳酸反应,导致流体压力增高而不是降低。在这种情况下,可能发生矽卡岩的退交代变质作用。

如果围岩为裂隙发育的脆性岩层,可以快速释放出溶挥发分的流体压力,成矿物质将充填这些裂隙形成网状裂隙充填型矿床。实际上,根据透岩浆流体成矿作用理论,岩浆-流体混合物是快速上升的,不可避免地对上覆围岩产生巨大的



图4 西井峪隐爆角砾岩

Fig. 4 The altered crypto-explosion breccia in the Xijingyu, Tianjin

冲击压力,顶板岩石常常发育网状裂隙,是成矿物质大规模堆积的良好场所。

(2)爆破(隐爆)角砾岩成矿亚体系(图3,2-2)。如果出溶流体的内压力远远大于上覆围岩的静岩压力,可能导致爆破或隐爆作用,从而形成爆破(隐爆)角砾岩型矿床。值得注意的是,许多爆破(隐爆)角砾岩并没有成矿作用的迹象,这可能有两方面的原因。第一,含矿流体已经离开目前发现爆破角砾岩的地方;第二,从岩浆体中排出的流体不含成矿物质,可能与流体缓慢析出有关。如前所述,岩浆中挥发分的溶解和出溶都具有两种方式,其中以离子或离子团形式溶解的挥发分其出溶过程需要经过一个转变为分子的过程。因此,较缓慢的出溶作用有利于这一过程的完成。此外,较缓慢的出溶过程也有利于小的泡沫转变为大泡沫,后者因表面能相对较小比较容易逸出熔浆(Navon *et al.*, 1998),但不利于成矿金属的携带(Davis and Ihinger, 1998)。天津蓟县西井峪村西的一个隐爆角砾岩筒可以作为很好的实例,尽管强烈的流体作用导致了杨庄组砂岩的广泛蚀变和退色,却很少见有金属矿物的产出(图4)。

2.3 远程热液成矿体系

从以上的讨论我们已经看到,挥发分的发泡作用对于成矿金属的搬运具有重要意义,而发泡作用又取决于挥发分的过饱和程度。因此,如果岩浆中挥发分浓度足够大,流体运动的通道条件好,含矿流体可以快速逸出并沿着有利通道(导矿构造)向远离源的方向运动。这种情况通常发生在岩浆侵入相对较深的情况,因为其冷却固结的速率更慢,从岩浆体内逸出的含矿流体甚至不能在其直接围岩中停留,而是沿着构造裂隙向浅部高速运移。在这个过程中,含矿流体将会逐渐冷却或进入流动条件较差的次级构造裂隙(如喀斯特溶洞)中,并从中沉淀出造矿矿物,形成远程热液矿床。离岩浆体越远,流体的温度越低,因而在这个路径上可以依次形成高、中、低温热液矿床,矿体赋存在不同深度的次级构造裂

隙中或界面内。同时,流体超压可能对通道两侧的岩石造成破坏(Lensky *et al.*, 2006),破坏程度随着远离源的方向逐渐减弱。按此设想,从深到浅应当可依次形成破碎带蚀变岩成矿亚体系(3-1)、热液脉状成矿亚体系(图3,3-2)和微细浸染成矿亚体系(图3,3-3)。

2.4 火山热液成矿体系

如果流体通道十分通畅,含矿流体将直接喷出地球表面,形成火山爆发或火山喷气。这将造成含矿流体大规模散失在大气中,不利于成矿作用。但是,如果含矿流体喷出于深水环境中,高压水将可以阻止含矿流体的散失,并同时冷却和稀释含矿流体,导致水底喷流沉积成矿亚体系(图3,4-1)的产生。此外,火山机构本身也可能成为有利的成矿场所,当火山通道的顶部被堵塞时,可以导致潜火山成矿亚体系(图3,4-2)。

3 透岩浆流体成矿体系的找矿意义

透岩浆流体成矿作用理论的框架模型(罗照华等, 2007a)发表以后,部分学者质疑为什么需要“透岩浆流体”。由上述内容可见,本文阐述的成矿体系表观上与前人的描述差别不大,性质上却完全不同,或者说我们考虑了更多的成矿作用制约因素,并尽可能使对成矿作用的理解和找矿预测方法学简单化。

3.1 小岩浆体与成矿作用

我们注意到人们反复提出并不断修改、完善的有关小岩体与大规模成矿作用的关系问题(卢欣祥, 1985; 汤中立和李小虎, 2006)。近十五年来,人们对小岩体深部存在大岩浆房的解释似乎笃信无疑(Lowenstern, 1994; Shinohara *et al.*, 1995),认为大岩浆房的岩浆分异可以提供足够的成矿流体和金属。虽然这种解释(成矿流体不是来自含矿岩体本身)非常接近于我们的观点,基本上可以解释成矿作用的物质来源问题,实际上却存在很大的动力学疑点。例如,造山后脉岩组合与成矿作用(包括斑岩型矿床)具有密切的联系,可以作为找矿预测的宏观标志(罗照华等, 2008a, b)。如果脉岩和斑岩体深部存在大型岩浆房,镁铁质岩浆将不能穿过这个岩浆房上升侵位(Hildreth, 2007)。换句话说,镁铁质岩脉与长英质岩脉同时空产出,说明其深部必然没有大型岩浆房的存在。因此,至少这类矿床的成因是不能用深部岩浆房来解释的。此外,大型岩浆房具有很长的存活时间,而成矿作用往往是一个地质上的瞬时过程。例如,冈底斯新生代岩基带的发育时间为65~45 Ma(Mo *et al.*, 2006; Wen *et al.*, 2008),持续时间约为20 Ma,而斑岩铜矿带成矿期斑岩形成于17.6~14.5 Ma之间(侯增谦等, 2005),单一成矿作用事件的持续时限一般不超过1 Ma(侯增谦等, 2003; 莫济海等,

2006)。这样就出现了两个问题:(1)冈底斯斑岩型矿床的产生肯定与现今出露的岩基带有关吗?(2)如果还存在与含矿斑岩同时期的大型岩浆房,为什么斑岩型矿床形成后它们不再析出含矿流体?

数值模拟表明,一个直径约 150m 的小斑岩,岩浆在浅部冷却固结的时间只需要约 90 年(Candela, 1991)。如果将来自深部岩浆房的成矿流体补给看作是熔浆和含矿流体的混合,必然要求它们具有相同的粘度(Sparks and Marshall, 1986; Scaillet *et al.*, 2000)。这两种液体本来就存在较大的粘度差,随着斑岩岩浆的结晶以及注入流体温度的降低,它们的粘度差不是减小而是扩大。因此,很难想象深部岩浆房可以源源不断地为小岩浆体补给含矿流体。另一方面,含矿流体一般集中在岩浆体的顶部(Shinohara *et al.*, 1995),暗示流体是早期注入到岩浆体中的,而不是逐渐注入。

采用透岩浆流体成矿模型(罗照华等, 2007a)可以解决上述矛盾,因为透岩浆流体成矿作用模型不强求同时活动的大岩浆房,只需要有强大的流体流。众所周知的五大连池火山喷气叠锥,就是熔岩流之下水蒸汽注入的产物。

3.2 岩浆体成矿潜力问题

一个很重要的问题是为什么有的岩体含矿而另一些形成时间、空间位置、成分等相近的岩体却无矿或贫矿?许多学者对类似的含矿岩体与无矿岩体作了系统或某些方面的对比,实际效果并不理想。

按照透岩浆流体成矿理论,可以认为某些通道具有优先汇聚成矿流体的能力。假定熔浆-流体混合物层处于具有网状裂隙的刚性圈层之下,那些连通性较好的裂隙将优先被占用(Petford and Koenders, 1998),并由于气体的膨胀而扩大(Lowenstern, 1994)。同时,流体稀释熔浆并降低熔浆粘度的能力将使熔浆-流体混合物更容易上升,同一区域其他部分的流体也因此向这些通道集中,从而使这些岩浆体具有更大的成矿潜力。此外,地壳应力场对流体通道条件具有强烈的影响(Morin and Savage, 2003),近场应力和远场应力对岩浆通道的影响也有很大的区别(Glen and Ponce, 2002; 罗照华等, 2007b)。所有这些条件都会强烈影响岩浆的含矿性,即使它们是同源岩浆,由于其上升侵位的机制差别也可能导致成矿潜力的不同。因此,理论推导岩浆体成矿潜力是一件困难的事情。根据现有的观察,成矿岩体一般具有复杂的几何形态,这可能是其流体含量多导致岩浆粘度小可以进入比粘滞性岩浆更细小构造裂隙的原因。如果这个解释正确,我们就可以命名一个岩体形态复杂性系数($C = \text{岩体周长} / \text{岩体面积}$)来衡量岩浆体的成矿潜力。但是,这不应当是衡量岩体成矿潜力的唯一参数。

高温高压实验表明,熔浆中晶体的成核速度与生长速度受过冷度的制约。一般情况下,我们喜欢将小的过冷度理解为岩浆与围岩的温度差较小,并进而推测岩浆侵位较深,因而造成侵位后的岩浆缓慢冷却形成较粗粒的结构。实际上,

流体的加入可以大大降低岩浆的固相线温度,也会延长岩浆的结晶路线,形成粗粒结构甚至伟晶岩。由此,我们不难理解为什么含矿斑岩通常不出现真正的斑状结构。相反,当岩浆体系突然丧失流体(如围岩裂隙发育)时,则会大大升高体系的固相线温度,形成细粒冷边甚至玻璃质结构,这可能意味着绝大部分含矿流体都保留在岩浆体内。因此,可以利用岩石的结构变化来判断岩体的成矿潜力。

还有其他一些可用的标志,在此仅举两例说明透岩浆流体成矿理论与传统岩浆-热液成矿理论的明显不同。

3.3 成矿流体来源

成矿流体来源是一个复杂的问题(朱永峰, 2004),一些实际观察表明层圈拆离带的重要性(罗照华等, 2007b, 2008b)。毛景文等(2005)广泛研究了中国东部燕山期成矿物质的来源,赋予了地幔流体对成矿作用的重要性。现今的研究表明,地球内部可能含有大量的流体(杜乐天, 2005; Richard *et al.*, 2002),而流体中成矿物质的溶解度又强烈依赖于压力(Loucks and Mavrogenes, 1999),如果这些流体能够得到突然释放,应当有利于大规模成矿作用。有意义的是, Zhu *et al.* (2007)对新疆天格尔剪切带型金矿的研究完全排除了成矿作用与岩浆过程的联系。按照我们的理解,成矿流体有可能来自壳内拆离带(罗照华等, 2007b)。华北地区东部岩石圈导电性结构研究表明,软流圈顶部高导层的厚度与岩石圈稳定时间长度成正比。根据魏文博等(2008)的资料,南太行之下软流圈高导层厚度为 50km 左右(150 ~ 200km),泰安一带为 10km 左右(60 ~ 70km),而郯庐断裂带之下基本上不存在这个高导层。这种趋势与区域地质发展史紧密相关,特别是将南、北太行进行对比时,这种趋势更为明显。北太行软流圈高导层不仅位置浅(约 80km 深),而且厚度小(约 10km)。由于太行山南、北两段同为中生代板内造山作用的产物(罗照华等, 1997, 1999, 2007b),太行山北段在大约 120 ~ 110Ma 时发育了造山后脉岩组合的侵位,推测是岩石圈拆沉作用的产物(罗照华等, 2006, 2008b)。这是一种巧合还是高导层的真实涵义,尚需要进一步工作的证实。如果这种解释是正确的,而且高导层被理解为深部流体聚集带的话(Jones *et al.*, 2001; Nover, 2005),将为成矿流体来源于层圈拆离带提供佐证(罗照华等, 2007b)。

致谢 本文在撰稿过程中得到翟裕生院士、於崇文院士、汤中立院士的帮助,匿名审稿人提出了建设性修改意见,在此表示衷心感谢!

References

- Behrens H and Gaillard F. 2006. Geochemical aspects of melts: Volatiles and redox behavior. *Elements*, 2: 275 - 280
- Berndt ME, Allen DE and Seyfried Jr WE. 1996. Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300°C and 500 bar. *Geology*, 24

- (4):351–354
- Bierlein FP, Groves DI, Goldfarb RJ and Dubé B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-005-0046-2
- Blank JG and Brooker RA. 1994. Experimental studies of carbon dioxide in silicate melts: Solubility, speciation, and stable carbon isotope behavior. In: *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 30: 157–186
- Candela PA. 1991. Physics of aqueous phase exsolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, 76:1081–1091
- Candela PA. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles, and ore metals. *Journal of Petrology*, 38(12): 1619–1633
- Chen YC, Pei RF and Wang DH. 2006. On minerogenetic (metallagenetic) Series: Third discussion. *Acta Geologica Sinica*, 80(10):1501–1508
- Chen YC, Pei RF, Song TR and Qiu XP. 1998. Preliminary Study on Minerogenetic Series in China. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract)
- Ciohaneu CL and Cook NJ. 2004. Skarn textures and a case study: The Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews*, 24:315–370
- Davis MJ and Ihinger PD. 1998. Heterogeneous crystal nucleation on bubbles in silicate melt. *American Mineralogist*, 83:1008–1015
- Deng JF, Mo XX, Zhao HL, Luo ZH, Zhao GC and Dai SQ. 1999. The Yanshanian lithosphere-asthenosphere catastrophe and metallogenic environment in east China. *Mineral Deposits*, 18(4): 309–315 (in Chinese with English abstract)
- Du LT. 1996. The relationship between crust fluids and mantle fluids. *Earth Science Frontiers*, 3(3–4): 172–180 (in Chinese with English abstract)
- Du LT. 2005. Significance of Earth degassing and its research progress. *Geological Review*, 51(2): 174–180 (in Chinese with English abstract)
- Du LT. 2006. The five gas-spheres of the Earth and natural gas exploitation from middle crust. *Natural Gas Geoscience*, 17(1): 25–35 (in Chinese with English abstract)
- Fogel RA and Rutherford MJ. 1990. The solubility of carbon dioxide in rhyolitic melts: A quantitative FTIR study. *American Mineralogist*, 75:1311–1326
- Glen JMG and Ponce DA. 2002. Large-scale fractures related to inception of the Yellowstone hotspot. *Geology*, 30(7): 647–650
- Hildreth W and Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455–489
- Hildreth W. 2007. Quaternary magmatism in the Cascades: Geological perspectives. *USGS Professional Paper 1744*: 1–125
- Hou ZQ, Meng XJ, Qu XM and Gao YF. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt: Constrains from rock phase and deep melting process. *Mineral Deposits*, 24(2): 108–121 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Qu XM, Wang SX, Gao YF, Du AD and Huang W. 2003. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt, Tibetan Plateau: Implications to dating of metallogenesis and geodynamic settings. *Science in China (Series D)*, 33(7): 609–618 (in Chinese)
- Jones AG, Ferguson IJ, Chave AD, Evans RL and McNeice GW. 2001. Electric lithosphere of the Slave Craton. *Geology*, 29(5): 423–426
- Karsten JL, Holloway JR and Delaney JR. 1982. Ion microprobe studies of water in silicate melt: Temperature-dependent water diffusion in obsidian. *Earth and Planetary Science Letters*, 59:420–428
- King PL and Holloway JR. 2002. CO₂ solubility and speciation in intermediate (andesitic) melts: The role of H₂O and composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(9): 1627–1640
- Lensky NG, Niebo RW, Holloway JR, Lyakhovsky V and Navon O. 2006. Bubble nucleation as a trigger for xenolith entrapment in mantle melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 245: 278–288
- Loucks RR and Mavrogenes JA. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*, 284: 2159–2163
- Lowenstern JB. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, 22: 893–896
- Lowenstern JB. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36: 490–502
- Lu XX. 1985. Basic characteristics of Yanshanian minor intermediate-acid rock masses and their minerogenesis in the Qinling-Dabie Mountains region, Henan Province. *Regional Geology of China*, 13:115–123 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Deng JF and Han XQ. 1999. On Characteristics of Magmatic Activities and Orogenic Process of Taihangshan Intraplate Orogen. Beijing: Geological Publishing House, 1–124 (in Chinese)
- Luo ZH, Wei Y, Xin HT *et al.* 2006. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex: Constraints to lithosphere delamination. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1672–1684 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Deng JF, Zhao GC *et al.* 1997. Characteristics of magmatic activities and orogenic process of Taihangshan intraplate orogen. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 22(3): 279–284 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Liang T, Chen BH, Xin HT, Ke S, Zhang ZL and Cheng SH. 2007b. Intraplate orogenesis and its implications in metallogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1945–1956 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Chen BH, Huang F, Yang ZF and Wang BZ. 2008b. The constraints from deep processes on the porphyry metallogenesis in collisional orogens. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 447–456 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Wang BZ, Chen BH, Huang F, Yang ZF and Wang Y. 2008a. Postorogenic dike complexes and implications for metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 15(4): 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Mo XX, Lu XX, Chen BH, Ke S, Hou ZQ and Jiang W. 2007a. Metallogeny by trans-magmatic fluids: Theoretical analysis and field evidence. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 165–183 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Li XF, Zhang RH *et al.* 2005. Mantle-derived Fluid-related Ore-forming System. Beijing: China Land Publishing House, 365 (in Chinese)
- McMillan PF. 1994. Water solubility and speciation models. In: Carroll MR and Holloway JR (eds.). *Volatiles in Magmas*. Washington: Mineralogical Society of America, 131–156
- Mo JH, Liang HY, Yu HX, Xie YW and Zhang YQ. 2006. Comparison of ELA-ICP-MS and SHRIMP U-Pb zircon ages of the Chongjiang and Qulong ore-bearing porphyries in the Gangdese porphyry copper belt. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(4): 504–509 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF *et al.* 2006. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau: Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow. In: Dilek Y and Pavlides S (eds.). *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*. Geological Society of America Special Paper, 409:507–530
- Morin RH and Savage WZ. 2003. Effects of crustal stresses on fluid transport in fractured rock: Case studies from northeastern and southwestern USA. *Hydrogeology Journal*, 11:100–112
- Mysen BO, Arculus RJ and Eggler DH. 1975. Solubility of carbon dioxide in natural nephelinite, tholeiite and andesite melts to 30 kbar pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53:227–239
- Navon O, Chekhmir A and Lyakhovsky V. 1998. Bubble growth in highly viscous melts: Theory, experiments, and autoexplosivity of dome lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 763–776
- Nover G. 2005. Electrical properties of crustal and mantle rocks: A review of laboratory measurements and their explanation. *Surveys in Geophysics*, 26:593–651

- Papale P, Moretti R and Barbato D. 2006. The compositional dependence of the saturation surface of $H_2O + CO_2$ fluids in silicate melts. *Chemical Geology*, 229: 78 – 95
- Persikov ES, Zharikov VA, Bukhtiyarov PG and Pol'skoy SF. 1990. The effect of volatiles on the properties of magmatic melts. *Eur. J. Mineral.*, 2: 621 – 642
- Petford N and Koenders MA. 1998. Self-organisation and fracture connectivity in rapidly heated continental crust. *Journal of Structural Geology*, 20(9–10): 1425 – 1434
- Richard G, Monnereau M and Ingrin J. 2002. Is the transition zone an empty water reservoir? Inferences from numerical model of mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 37 – 51
- Rothstein DA and Manning CE. 2003. Geothermal gradients in continental magmatic arcs: Constraints from the eastern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 374: 337 – 354
- Scaillet B, Whittington A, Martel C, Pichavant M and Holtz F. 2000. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas with implications for mafic-silicic mixing processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 61 – 72
- Scotates JS and Mitchell JN. 2000. The evolution of troctolitic and high Al basaltic magmas in Proterozoic anorthositic plutonic suites and implications for the Voisey's Bay massive Ni-Cu sulfide deposit. *Economic Geology*, 95: 677 – 701
- Shimomura Y, Nishimura T and Sato H. 2006. Bubble growth processes in magma surrounded by an elastic medium. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 307 – 322
- Shinohara H, Kazahaya K and Lowenstern JB. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implications for porphyry Mo mineralization. *Geology*, 23(12): 1091 – 1094
- Sparks RSJ and Marshall LA. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 99 – 124
- Tang ZL and Li XF. 2006. Small intrusions forming large deposits in two types of magma. *Mineral Deposits*, 25 (Supp.): 35 – 38 (in Chinese)
- Trigila R, Battaglia M and Manga M. 2007. An experimental facility for investigating hydromagmatic eruptions at high-pressure and high-temperature with application to the importance of magma porosity for magma-water interaction. *Bull. Volcanol.*, 69: 365 – 372
- Veksler IV. 2004. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: A summary of experimental studies. *Chemical Geology*, 210: 7 – 31
- Wei WB, Ye GF, Jin S, Deng M, Jin JE, Peng ZQ, Lin X, Song SL, Tang BS, Qu SZ, Chen K, Yang HW and Li GQ. 2008. Geoelectric structure of lithosphere beneath eastern North China: Features of a thinned lithosphere from magnetotelluric soundings. *Earth Science Frontiers*, 15(4): 204 – 216 (in Chinese with English abstract)
- Wen DR, Liu DY, Chung SL, Chu MF, Ji JQ, Zhang Q, Song B, Lee TY, Yeh MW and Lo CH. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese Batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet. *Chemical Geology*, 252: 191 – 201
- Xue YX and Zhu YF. 2007. Genesis of the siderite in Jurassic olivine basalt, Karamay, Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 1108 – 1122 (in Chinese with English abstract)
- Yang KH and Scott SD. 2002. Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific. *Economic Geology*, 97: 1079 – 1100
- Yang KH and Scott SD. 2005. Vigorous exsolution of volatiles in the magma chamber beneath a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific: Evidence from melt inclusions. *Economic Geology*, 100: 1085 – 1096
- Yu CW. 1999a. Large ore deposits and metallogenic districts at the edge of chaos (1). *Earth Science Frontiers*, 6(1): 85 – 102 (in Chinese with English abstract)
- Yu CW. 1999b. Large ore deposits and metallogenic districts at the edge of chaos (2). *Earth Science Frontiers*, 6(2): 195 – 230 (in Chinese with English abstract)
- Yu CW. 2006. Fractal Growth of Mineral Deposits at the Edge of Chaos (1). Hefei: Anhui Education Press, 705
- Zhai YS. 1999. On the metallogenic system. *Earth Science Frontiers*, 6(1): 13 – 28 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF. 1998. Mantle fluid and Earth degassing. *Earth Science Frontiers*, 5 (Supp.): 71 – 75 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF. 2004. Ductile-shear zone related gold deposits in Craton and Paleozoic Orogenic belt: An analysis of their ore-forming processes and environments. *Mineral Deposits*, 23(4): 509 – 519 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Chang ZS and Zao YC. 1996. Volatile in magma and its petrologic significance. *Earth Science Frontiers*, 3(3–4): 195 – 199 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1995. The experimental study about the liquid immiscibility and ore-forming process in felsic magma. *Acta Petrologica Sinica*, 11(1): 1 – 8 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1996. Experimental evidence for a relationship between liquid immiscibility and ore-formation in felsic magmas. *Applied Geochemistry*, 11: 481 – 487
- Zhu YF, Zhou J and Zeng YS. 2007. The Tianger (Bingdaban) shear zone hosted gold deposit, west Tianshan, NW China: Petrographic and geochemical characteristics. *Ore Geology Reviews*, 32: 337 – 365
- Коржинский ДС. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. *Изв. АН СССР, Сер. Геол.*, (4): 56 – 69

附中文参考文献

- 陈毓川, 裴荣富, 宋天锐, 邱小平. 1998. 中国矿床成矿系列初论. 北京: 地质出版社, 104
- 陈毓川, 裴荣富, 王登红. 2006. 三论矿床的成矿系列问题. *地质学报*, 80(10): 1501 – 1508
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 赵国春, 戴圣潜. 1999. 中国东部燕山期岩石圈—软流圈系统大灾变与成矿环境. *矿床地质*, 18(4): 309 – 315
- 杜乐天. 1996. 地壳流体与地幔流体间的关系. *地学前缘*, 3(3–4): 172 – 180
- 杜乐天. 2005. 地球排气作用的重大意义及研究进展. *地质论评*, 51(2): 174 – 180
- 杜乐天. 2006. 地球的 5 个气圈与中地壳天然气开发. *天然气地球科学*, 17(1): 25 – 35
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束. *矿床地质*, 24(2): 108 – 121
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. *中国科学(D 辑)*, 33(7): 609 – 618
- 卢欣祥. 1985. 河南省秦岭—大别山地区燕山期中酸性小岩体的基本特征和成矿作用. *中国区域地质*, 13: 115 – 123
- 罗照华, 邓晋福, 韩秀卿. 1999. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演. 北京: 地质出版社, 1 – 124
- 罗照华, 邓晋福, 赵国春等. 1997. 太行山造山带岩浆活动特征及其造山过程反演. *地球科学——中国地质大学学报*, 22(3): 279 – 284
- 罗照华, 梁涛, 陈必河, 辛后田, 柯珊, 张自力, 程素华. 2007b. 板内造山作用与成矿. *岩石学报*, 23(8): 1945 – 1956
- 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥, 陈必河, 柯珊, 侯增谦, 江万. 2007a. 透岩浆流体成矿作用——理论分析与野外证据. *地学前缘*, 14(3):

165-183

- 罗照华,魏阳,辛后田等. 2006. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束. 岩石学报, 22(6): 1672-1684
- 罗照华,卢欣祥,陈必河,黄凡,杨宗锋,王秉璋. 2008b. 碰撞造山带斑岩型矿床的深部约束机制. 岩石学报, 24(3): 447-456
- 罗照华,卢欣祥,王秉璋,陈必河,黄凡,杨宗锋,汪洋. 2008a. 造山后脉岩组合与内生成矿作用. 地学前缘, 15(4): 1-12
- 毛景文,李晓峰,张荣华等. 2005. 深部流体成矿系统. 北京:中国大地出版社, 365
- 莫济海,梁华英,喻亨祥,谢应雯,张玉泉. 2006. 冈底斯斑岩铜矿带冲江及驱龙含矿斑岩体锆石 ELA-ICP-MS 及 SHRIMP 定年对比研究. 大地构造与成矿学, 30(4): 504-509
- 汤中立,李小龙. 2006. 两类岩浆的小岩体成大矿. 矿床地质, 25(增刊): 35-38
- 魏文博,叶高峰,金胜等. 2008. 华北地区东部岩石圈导电性结构研究——减薄的华北岩石圈特点. 地学前缘, 15(4): 204-216
- 薛云兴,朱永峰. 2007. 克拉玛依侏罗纪橄榄玄武岩中菱铁矿的成因. 岩石学报, 23(5): 1108-1122
- 於崇文. 1999a. 大型矿床和成矿区(带)在混沌边缘(上). 地学前缘, 6(1): 85-102
- 於崇文. 1999b. 大型矿床和成矿区(带)在混沌边缘(下). 地学前缘, 6(2): 195-230
- 於崇文. 2006. 矿床在混沌边缘分形生长(上). 合肥:安徽教育出版社, 705
- 翟裕生. 1999. 论成矿系统. 地学前缘, 6(1): 13-28
- 朱永峰. 1998. 地幔流体与地球的放气作用. 地学前缘, 5: 71-75
- 朱永峰,曾貽善,艾永富. 1995. 长英质岩浆中液态不混溶与成矿作用关系的实验研究. 岩石学报, 11(1): 1-8
- 朱永峰,常兆山,赵永超. 1996. 岩浆熔体中的挥发性组分及其岩石学意义. 地学前缘, 3(3-4): 195-199
- 朱永峰. 2004. 古老克拉通和古生代造山带中的韧性剪切带型金矿: 金矿成矿条件与成矿环境分析. 矿床地质, 23(4): 509-519