透岩浆流体成矿作用——理论分析与野外证据

罗照华[1], 莫宣学[1], 卢欣祥[2], 陈必河[1], 柯 珊[1], 侯增谦[3], 江 万[4]

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,河南 郑州 450053
3. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037
4. 中国地质科学院 地质力学研究所,北京 100081

Luo Zhaohua[1], Mo Xuanxue[1], Lu Xinxiang[2], Chen Bihe[1], Ke Shan[1], Hou Zengqian[3], Jiang Wan[4]

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, Zhengzhou* 450003, *China*
3. *Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing* 100037, *China*
4. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100081, *China*

Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, Lu Xinxiang, et al. Metallogeny by trans-magmatic fluids—theoretical analysis and field evidence. Earth Science Frontiers, **2007, 14(3): 165-183**

Abstract: This paper is aimed at introducing and developing the principle of Metallogenic Theory through Trans-magmatic Fluids (MTTF) proposed by the Russian Kozhinskii's school. Some fundamental problems of metallogeny are discussed on geodynamic bases. In this theory, the trans-magmatic fluid is interpreted as a moving fluid passing through magma which is not yet consolidated. The intensive wallrock alteration of most of hydrothermal ore systems suggests that large scale fluid flow accompanies metallogenesis. However, geological observations and experiments imply a very limited solubility of fluids in magmas. In addition, the close relationship between small igneous bodies and large ore systems together with the difficulty of fluids that from the wallrocks might enter a magmatic body, which is under high pressure and temperature, need also to be considered. Those ore-bearing fluids that originate from a deep fluid system, are independent of magmas. Experiments show rapid increases of the solubility of ore-forming elements or their compounds in hydrothermal fluids. Therefore, the essential prerequisites for mineralization are (1) large volumes of deep ore-bearing fluids with high concentration of metals, and (2) the large amounts of metal accumulation depend on the rapid ascent of the deep ore-bearing fluid. Magmas are the favorable medium for the ascending fluids, because these magmas provide conditions that prevent re-equilibrium between the fluid and the wallrocks at different deep levels. The fluids in turn, may provide the driving force for the rapid ascent of magmas. Therefore, the two systems act together to account for the close relationship between magmatism and metallogeny. According to this theory, the scale and location of an ore-forming process are decided by (1) the volumetric ratio of the magma and the fluid systems, (2) the ascending rate of the ore-bearing fluid, (3) the boundary conditions for metal accumulation and (4) the segregation of the fluid from the magma. The field investigations of copper-bearing Melanocratic Macrogranular Enclaves (MME) in the Qushui massif, Gangdise belt are very helpful for understanding of source, transport and precipitation of ore-forming materials. In this example, it can be seen that fluid-rich MMEs is the source of the ore-forming element copper. Copper is transported out from MMEs by the flu-

收稿日期:2007-01-20;**修回日期**:2007-02-04
基金项目:国家重点基础研究发展计划"973"项目(G1998040807, 2002CB412603);河南省地质矿产重大科技攻关计划项目(26417)
作者简介:罗照华(1956—),男,教授,博士生导师,矿物学、岩石学、矿床学专业,火成岩岩石学、区域岩石大地构造研究方向。E-mail: luozh@cugb.edu.cn

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

id, following dispersal in the granitic magma. The copper-bearing fluid is then transferred through the magma and induced to deposit mineralization elsewhere. These processes have been noted when comparing the metallogenic features in both MME in the Qushui massif and the porphyry copper deposits in Yulong, eastern Tibet,. It is obvious that MTTF is a very important theory for metallogeny of endogenic deposits. Using this theory, many paradoxes in metallogenesis can be interpreted in easier manner.

Key words: transmagmatic fluid; metallogeny; igneous rock; solubility; physico-chemical boundary layer

摘　要:文中介绍并发展了科尔任斯基等有关透岩浆流体成矿作用的基本概念,结合当今地质学领域的一些基本事实,以及混沌边界成矿理论和小岩体成大矿的原因分析,力图完整地阐述透岩浆流体成矿理论,并从地球动力学的视角来讨论成矿作用的基本问题。大多数矿区的岩石遭受过强烈蚀变,暗示成矿作用伴随着大规模流体活动。然而,地质观察和实验研究表明岩浆中流体的含量有限、小岩体常常与大型矿床有关、围岩中的流体由于高温岩浆的热压力而不能进入岩浆体中,表明成矿流体主要来自深部的独立流体系统。前人的实验还表明,流体中成矿元素的溶解度随压力快速增加。因此,成矿作用的前提条件是:(1)存在大量的深部流体和流体中高的金属浓度;(2)岩浆系统和成矿流体系统是两个独立的地质系统,它们具有类似的起源;(3)巨量金属堆积有赖于深部含矿流体的快速上升,岩浆体是含矿流体上升的有利通道,流体是岩浆快速上升侵位的驱动力之一。因此,岩浆系统和成矿流体系统往往具有同时活动的特点,这两个地质系统常常叠合在一起,形成我们现在观察到的火成岩及与其密切相关的成矿现象。根据这个理论,成矿作用的规模和位置取决于:(1)岩浆系统与流体系统的体积比,(2)含矿流体的上升速度,(3)金属堆积的边界条件,(4)岩浆系统与流体系统分离的程度。因此,快速上升侵位的岩浆有利于形成斑岩型矿床,较慢速侵位的岩浆可以形成夕卡岩型甚至远程低温热液型矿床,多数情况下是这三类矿床的复杂组合。冈底斯带曲水岩体中含铜暗色微粒包体的野外观察有助于理解成矿物质的来源、迁移和集聚成矿,是透岩浆流体成矿作用的一个缩影。将暗色微粒包体展现的成矿现象与藏东玉龙等斑岩铜矿相比,发现二者具有很好的类比性。可见,透岩浆流体成矿作用理论是一种非常重要的成矿理论,可以解释许多内生成矿作用之谜。

关键词:透岩浆流体;成矿作用;火成岩;溶解度;物理化学边界层

中图分类号:P588.1　**文献标识码**:A　**文章编号**:1005-2321(2007)03-0165-19

0　前言

透岩浆流体成矿作用(Трансмагматические флюиды в рудообразовании)是科尔任斯基(Д С Коржинский)及其科研集体提出来的。早在1947年,科尔任斯基在研究花岗岩化问题时就注意到岩浆作用与交代作用同时进行的现象,并于1952年正式提出了透岩浆流体(Сквозьмагматический флюид,或 Трансмагматический флюид)的概念[1]。这一概念的提出是基于以下观察事实:(1)围岩被岩浆置换的现象广泛分布;(2)大体积岩浆岩的化学成分十分均匀;(3)岩浆置换前锋之前的侧翼岩石出现深度化学置换,直至形成与岩浆成分相近的带状交代岩体[2]。根据这种理论,岩浆在与围岩相互作用的过程中可以摄取岩浆所缺少的组分,并使围岩受到改造成分逐渐接近于岩浆。照此理解,从机制上说,透岩浆流体作用与同化混染作用没有本质的区别,只是更强调与围岩相互作用的是流体而不是岩浆本身。因此,虽然这种概念后来在阿尔丹夕卡岩型铁矿等矿床的研究中得到了进一步发展[3],但是透岩浆流体成矿作用理论并没有得到广泛的传播。佐托夫对透岩浆流体成矿作用理论作了发扬光大,明确指出透岩浆流体就是穿过液态岩浆的超临界幔源气体流[2],并以诺利尔斯克铜镍硫化物矿床为例说明了透岩浆流体在成矿过程中的作用,指出矿床的规模取决于透岩浆流体的规模。由此可见,透岩浆流体的概念一方面强调了流体作用几乎与岩浆作用同时进行,另一方面则强调了其搬运成矿物质的能力。

然而,佐托夫的定义过分强调了流体的幔源属性,与杜乐天[4]理解的幔汁(HACONS 超临界态流体)和毛景文等[5]理解的深部流体概念相近,不利于将透岩浆流体成矿理论扩展到所有可能与火成岩有关的成矿作用研究中。尽管幔源流体是重要的,地幔的总含水量可以达到现今水圈的10%,甚至数倍于水圈[6];但进变质作用中的脱水(脱碳酸)反应,特别是俯冲板片的脱水(脱碳酸)反应也不能忽视。例如,在碰撞造山过程中,含水矿物(如黑云母)的脱水

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

反应对于触发下地壳的部分熔融是重要的[7-8]。因此,我们更偏向于认为透岩浆流体是穿过液态岩浆的深部流体,而对深部流体的概念则倾向于杨雷等的定义:将来自盆地基底以下的流体统称为深部流体,包括地幔流体和深部地壳流体[9]。

当岩浆与流体共生时,由于晶体从流体中晶出比从熔浆中晶出的温度低得多,透岩浆流体成矿作用理论原则上应当可用于解释许多内生矿床的形成机制。然而,迄今尚未见报道透岩浆流体成矿作用的概念是否也适应于长英质岩石。"流体与成矿有着不解之缘,它对成矿实在太重要了。但是我们至今对地球内部流体还知之有限,许多问题有待进一步探讨"[10]。因此,在现代矿床学中,尽管成矿流体被赋予了非常重要的意义,大多数情况下我们仍然只限于研究流体成矿作用的具体表象,对其深层机理了解不够。最近,我们重温了有关透岩浆流体的概念及其与内生金属成矿作用的可能联系,以及有关地球排气作用的研究成果,结合野外地质现象的实际观察作了较深入的理论思考,发现透岩浆流体成矿作用理论有可能适用于大部分与内动力地质作用有关的成矿作用。因此,透岩浆流体在成矿作用研究中的意义是不应当被忽视的[11]。

1 深部流体——成矿物质的主要来源

尽管这个问题已经有许许多多的文献论述过[4-5,10-12],我们还是打算原则性地探讨一下深部流体的重要性。按照一般的思维逻辑,成矿作用的研究涉及成矿物质的来源、搬运方式和有用组分的堆积。因此,成矿物质的来源成为我们考虑的首要问题。为此,必须剖析内生金属矿床的一般特征:与火成岩密切相关、广泛而强烈的围岩蚀变和分级的构造控制。

1.1 火成岩成矿专属性的猜想

内生金属矿床可以划分为岩浆矿床、岩浆-热液矿床和热液矿床三类[13]。大量成矿作用的事实表明,火成岩与内生金属矿床的成矿作用密切相关,即使传统上被认为与火成岩无关的金属矿床,可能也与岩浆活动有着密切的联系。例如,裴荣富主编的《中国矿床模式》一书包含 92 种成矿模式[14],其中与火山岩有关的 17 种,与侵入岩有关的 36 种,二者之和占所有矿床模式的 57.6%,岩浆活动对成矿作用的意义由此可见一斑。实际上,许多变质矿床和沉积矿床也是直接(如海底喷流沉积矿床)或间接(如绿岩带金矿)与岩浆活动有关的,甚至一些没有任何蛛丝马迹显示与火成岩有关的矿床,也可能脱离不了与岩浆活动的干系(如硼矿)。例如,雅鲁藏布江缝合带两侧都有含硼矿物,但是藏北以盐类矿物为主,喜马拉雅山脉则主要呈电气石出现,很可能表明它们有着某种内在联系,只是目前还不是很清楚。

传统上,将由富含有用组分的那些熔浆部分分馏冷凝而产生的矿床称为岩浆矿床[15],因而不同的火成岩对应着相应的矿床类型,被称为火成岩成矿专属性。然而,一些基本事实似乎又否定了火成岩成矿专属性的正确性。例如,西藏冈底斯冲江斑岩铜矿矿区和东秦岭的斑岩钼矿带,含矿岩体与非含矿岩体的岩性相同,很难通过肉眼或常规分析方法把它们区分开来[16]。这表明,成矿物质的来源可能与寄主火成岩没有必然的关系。实际上,火成岩中成矿物质的丰度通常很低(表 1)。例如,根据东秦岭 86 个花岗岩株、岩基几百个样品的统计,含金丰度只有 1.156×10^{-9},相当于维氏值的四分之一,低于国内一般花岗岩的金含量,这样低的丰度值不符合矿质从岩浆中分异出来的认识[17]。因此,为了说明成矿物质来源和寄主火成岩有密切的关系,一些学者常常寄希望于岩浆的分异作用或者从围岩中萃

表 1 主要成矿元素的丰度

Table 1 Abundances of selected ore-forming elements

地球圈层	w_B/%		w_B/10^{-6}												数据来源
	Mn	Fe	Cu	Pb	Zn	U	Ni	Cr	W	Sn	Mo	Au	Ag	Sb	
岩石圈	0.1	5	70	16	80	4	100	200	1	40	2.3	0.001	0.52	1	[20]
地壳	MnO 0.1	FeO_T 6.7	27	11	72	1.3	59	135	1	1.7	0.8	1.3	56	0.2	[21]
超基性岩	0.15	9.85	20	0.1	30	0.003	2 000	2 000	0.1	0.5	0.2	0.005	0.05	0.1	[20]
基性岩	0.2	8.56	100	8	130	0.5	1 600	200	1	1.5	1.4	0.004	0.1	1	[20]
中性岩	0.12	5.85	35	15	72	0.001 8	55	50	1	-	0.9	-	0.07	0.2	[20]
酸性岩	0.06	2.70	20	20	60	3.5	8	25	1.5	3	1	0.004 5	0.05	0.26	[20]

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

取有用组分。然而,如果成矿物质是由岩浆分异作用而得到浓聚,这意味着必须具有大体积的熔浆进行充分的分异作用。如果这种解释是正确的,必然具有下列结果:(1)矿体与寄主岩火成岩具有同样的来源;(2)寄主火成岩比一般的无矿火成岩更贫有用组分;(3)矿床的规模与火成岩的体积成正比;(4)成矿作用与成岩作用大致同时发生。遗憾的是,这些推论没有得到证明,至少在多数情况下是不成立的。例如,西藏冈底斯带的铜矿和东秦岭及国内外其他地区的斑岩铜钼矿资源绝大多数赋存在规模很小的斑岩体中,与花岗质岩基带没有直接的关系。在秦岭地区,成岩成矿时代相差很大,一般认为与成矿关系密切的花岗岩体,如巨大的五朵山花岗岩基,其中确实有不少金铜矿床和矿点,但五朵山花岗岩的时代为早古生代,成矿时代却是燕山晚期,二者相差达三亿多年。这样早已固结的岩浆已没有所谓的岩浆期后热液可以分出,成矿作用应是另外的地质系统所为。

此外,从岩浆固结的物理过程来说,岩基花岗岩具有中粗粒结构,有利于含矿流体的分离;斑岩是岩浆快速结晶的产物,成矿组分应当更加分散。斑岩型矿产的这种产出特征可能意味着成矿物质的浓聚与岩浆固结过程没有联系,因而成矿物质应当另有来源。葡萄牙中部 Panasqueira W-Cu(Ag)-Sn 热液矿床中毒砂和黑钨矿的氦同位素研究表明,尽管矿脉在时空上与 S 型花岗岩紧密共生,却有约 75 %的氦来自地幔[18]。看来花岗岩与成矿作用没有直接的关系,热液成矿系统所需要的热和氦主要由地幔支持。类似的例子也见于煌斑岩与金矿化的关系[19]。

由此可见,火成岩成矿专属性的涵义可能只是表明火成岩与成矿作用具有某种内在联系,而不是简单的直接相关。也就是说,成岩系统与成矿系统是两个独立的地质系统,它们因处于同一地球动力学体制中而建立了某种有机联系。

1.2 岩浆从围岩中萃取有用组分的可能性分析

或许像许多作者所强调的那样,成矿物质是岩浆从围岩中萃取的[15]或多来源的[12]。但是,这样的解释可能遭遇动力学问题。

首先,岩浆、特别是花岗质岩浆的固相线温度和液相线温度之差很小,这意味着当岩浆热用于供给从围岩中大量萃取有用组分时将因为快速冷却而失去上升能力。这样,岩浆体将会成为含矿热液向上运动的驱动者而不是携带者。因此,岩浆在成矿作用过程中仅仅起到热机的作用,本身并不能含矿。然而,事实却是经常出现小岩体成大矿的情况。如上所述,冈底斯和秦岭斑岩铜钼矿主要不是与岩基有关,而是赋存在很小的斑岩体内(多数小于 1 km^2)。类似的情况比比皆是,早已引起矿床学家的关注,早在 20 世纪六七十年代,世界和中国的地质学家在研究斑岩型铜钼矿床时就关注到这一现象,并总结为"小岩体成大矿"。小岩体一般规模很小(0.01～1 km^2),它所能提供的热能数量远比它大几百倍的岩基小得多,因而从围岩中萃取有用组分的能力也小得多,从一个侧面对岩浆从围岩中萃取有用组分的机制提供了否定的证据。

其次,岩浆主要为一种粘稠的液体,其物理化学性质与围岩中的流体差别很大,将阻碍岩浆与含矿流体的有效混合。同时,岩浆的高温属性将产生一种向外的热压力,导致围岩中的流体难于进入熔浆中。例如,堪察加半岛 Tolbachik 火山 1975 年喷发时形成了 4 个玄武质火山渣锥。喷发过程中有一个超浅成的岩墙注入到了邻近的 1004 火山渣锥中,引起火山渣锥的变形和坍塌。1995 年,对坍塌块体进行了 2 m 深处温度、电磁异常和地质单元填图,这些资料揭示了超浅成岩墙冷却速率的详细情况(图 1),包括:(1) 所测量的温度高达 475 ℃;(2) 沿着一个与层理斜交的长 160 m、宽 30 m 的带,温度变化大于 200 ℃;(3)在 80 m 深处有一个低电阻带,表明岩墙可以与下面的一个大侵入体分开;(4) 从热异常轴向外有一个 15～20 m 宽的干燥带;(5) 在这个干燥带之外有一个凝聚带,其特征是冒蒸汽的地面和高对流热通量[22]。这项观测表明,岩浆可以是围岩热水循环的驱动力源,但围岩中的物质很难进入岩浆中。换言之,从围岩来的含矿流体进入岩浆体的最佳方式是由下往上,而不是侧向进入。除非岩浆的运动速度大于含矿流体,否则这个过程可能很难实现。

1.3 深部流体的来源及其与成矿作用的关系

水是硅酸盐熔体中含量最丰富的流体,可以大量溶解在花岗质熔浆中,因而深部流体可能来自于岩浆本身的溶解物。例如,在 700 MPa 条件下,花岗质熔浆可以溶解质量分数高达 14 %的 H_2O[23]。水在熔浆中的溶解度主要依赖于压力[23],因此,当花岗质熔浆向低压区运动时,其含 H_2O 量就会逐渐减少。当饱和水体系最低点温度的简并花岗岩

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

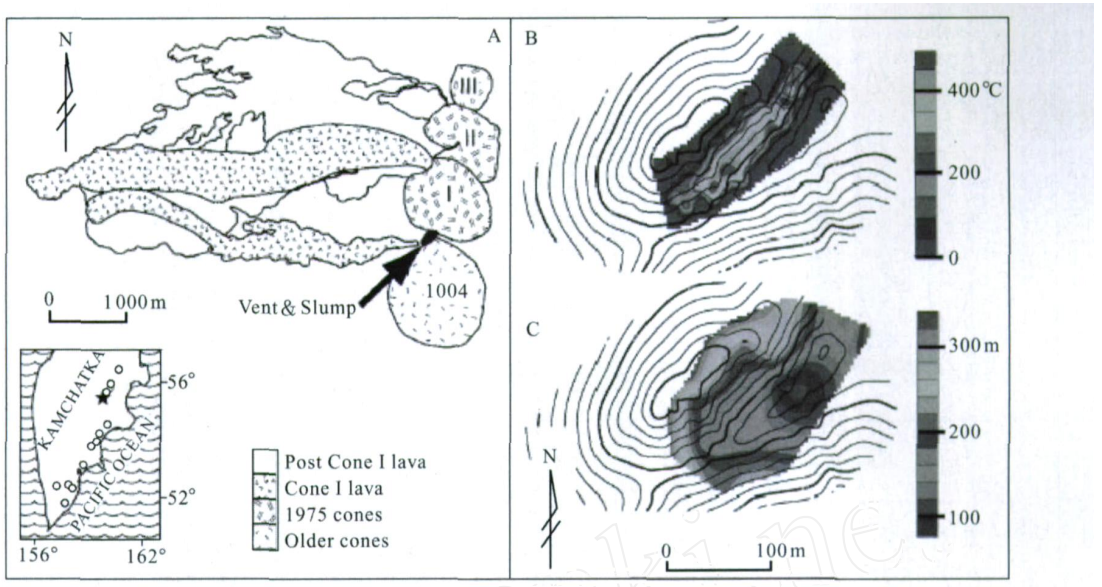


图 1 堪察加半岛 Tolbachik 的火山渣锥 I-III
(据文献[22])

Fig. 1 Tolbachik cinder cones I-III located on the Kamchatka peninsula

A —从 I 号锥西南熔岩喷出口喷出的第一股熔岩流(I 号锥熔岩),导致 1004 号锥北侧的坍塌。B —在坍塌块体上测量到的异常温度(> 200 ℃)出现在 30 m 宽、160 m 长的一个带内。C —根据低电阻带深度(m)推测的电磁测深(EM, 24)。地形等值线间距为 5 m

(haplogranite, albite-orthoclase-quartz)熔浆向低压方向运动时,岩浆就会结晶,因为饱和水固相线在 p-T 空间内具有负斜率(图 2A)。因而,随着结晶作用的进行,H_2O 逐渐析出形成流体相:

含有溶解 H_2O 的岩浆 →晶体 + H_2O (流体相)。

在熔浆为简并花岗岩(haplogranite)体系的情况下,岩浆中的晶体为石英、钠长石和正长石,但在自然条件下也可以出现其他矿物,包括含水矿物,从而可以增高 H_2O 的含量。一个不解之谜是,由于饱和水岩浆会发生减压结晶作用,水应当是在深部地壳中捕获的!然而,我们观察到的是浅部的饱和挥发份的花岗岩和火山。如果花岗质熔浆开始是水不饱和的,由于这样的熔浆可以向地壳较高水平位置移动而不发生结晶作用(因为水不饱和固相线具有正斜率),这个问题就可以得到解决。当水不饱和花岗岩岩浆侵入到地壳较高水平时(典型的为~50 MPa),它们就会变为饱和水岩浆并析出超临界流体:

含一定溶解 H_2O 的水不饱和熔浆(高压、小体积) →饱和水干熔浆 + H_2O 流体 (低压、大体积)

晶洞花岗岩中的孔洞聚集了很自形的晶体,表明晶体生长过程是与流体接触的,使我们可以追索挥发份析出和流体形成的过程。根据地层判断,大型晶洞花岗岩晶洞出现在侵位压力 < 100 MPa 的花岗岩中。在 100 MPa 条件下,花岗岩可以溶解质量分数为 3.5 %~4 %的 H_2O[24],因此,典型花岗岩熔浆可能含有质量分数约为~3 %的 H_2O。有些情况下,晶洞花岗岩的晶洞可以形成三维网络,表明晶洞形成时部分固结的岩浆是允许流体(潜在的含矿流体)通过的[25]。

根据这种思想,岩浆直接参与成矿的可能性将取决于流体的析出以及流体中的金属含量。由图 2B 可见,超临界热卤水中 Au 的浓度强烈依赖于温度和压力的变化[26]。在压力保持不变的条件下,Au 浓度随着温度的下降而急剧降低,超临界热卤水中 Au 含量(金主要以 $AuHS(H_2S)_3$ 形式存在)从约 625 ℃时的 $1\,000 \times 10^{-6}$(图 2B 中的 a 点)下降到 350 ℃时的约 1×10^{-6}(图 2B 中的 b 点),下降约 1 000倍。由此可见,随着岩浆的冷却可望从超临界流体中析出大量的成矿物质。然而,即便如此,成矿物质完全来自岩浆的设想也是不现实的。例如,如果岩浆中质量分数约为 3 %的 H_2O 都可以析出成为超临界流体且饱和 Au,那么花岗岩中 Au 的丰度将达到~0.000 3 %(质量分数)或 3 g/t。因此,仅仅从岩浆中析出 Au 元素不太可能形成具有工业价

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

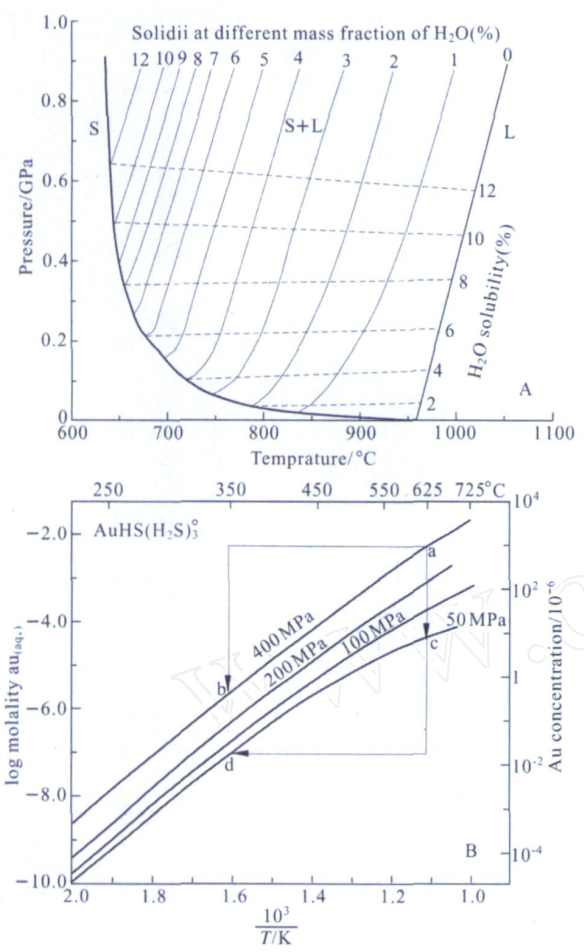


图 2 花岗质岩浆的成矿潜力分析

Fig. 2 Analysis of ore productivity from granitic magma

A —花岗质岩浆的固相线与水含量关系(据 King et al., 2004);
B —超临界热卤水中的金含量(据 Loucks et al., 1999)

值的矿床。但是,如果将压力的因素也考虑在内,发生成矿作用的可能性就会大大增加。例如,在温度保持不变的条件下,如 625 ℃,金含量可以从 400 MPa 时的 1 000 ×10^{-6} 降到 50 Pa 时的 10 ×10^{-6} (图 2B 中的 c 点),下降约 100 倍。显然,热卤水的含金能力强烈依赖于温度和压力,深部流体成矿作用的问题取决于高压热卤水如何甩掉硅酸盐熔浆而突然上升,或者含金热卤水集中在岩浆体的某些部位(如因为流体运动速度快于硅酸盐熔浆而富集在岩浆房顶部)。

据此可以得出结论:(1) 岩浆温度越高其成矿元素的丰度越大,高温岩浆更有利于成矿作用;(2) 岩浆来源深度越大越有利于成矿作用,幔源流体常常携带有丰富的成矿物质;(3) 深部高温流体必须快速上升才有利于成矿作用事件的发生(图 2B 中的 a →c →d 点),缓慢的上升过程将会导致流体在上升过程中大量卸载成矿物质,因而不利于成矿;(4) 如果深部流体是缓慢上升的,必须要有更大规模的流体活动才能形成大型矿床;(5) 大规模成矿作用可能是一个灾变事件,而不是持续的过程[27]。

由此,含矿流体有可能不是与岩浆同源的,至少大部分流体具有更深的来源,由此派生出另一个问题,即对深部流体的来源认识。与传统的观念相反,近年来有大量的文献论述了地幔深部富含挥发份的可能性。虽然名义无水矿物(nominally anhydrous mineral)中的挥发份含量可能不是很多,由于地幔的体积巨大,从深部析出大量流体是可能的[6]。另一方面,俯冲板片的脱水反应可以向地幔释放大量流体,这部分流体也可以参与地幔的流体再循环。如果前面的实验论述是正确的,这些流体将携带更丰富的成矿物质。因此,与成矿作用有关的流体可能主要来自深部。这样就很容易解释,为什么主要特征完全一致的火成岩有些含有丰富的金属资源,而另一些则是贫矿的。因为岩浆系统与成矿流体系统可能是两种不同的地质系统。多种同位素示踪研究也已表明,成矿作用过程具有多种同位素系统的贡献[28-29]。只有这两种系统叠加在一起时才有可能导致大规模成矿作用。

2 岩浆——成矿流体上升的开路先锋

如果岩浆系统与成矿系统是两个完全独立的系统,为什么经常发现火成岩与成矿类型和金属种类具有很好的对应关系呢?例如,S 型花岗岩常含有锡矿和钨矿,I 型花岗岩常含有金矿和铜矿,层状镁铁质-超镁铁质杂岩常含有铜镍硫化物矿床。这些火成岩与矿床的共生关系可能不是偶然的巧合,与岩浆和流体的起源密切相关。

2.1 岩浆是含矿流体上升的介质

既然含矿流体起源于深部,流体是如何上升到地表或近地表参与成矿作用的呢?

众所周知,野外地质观察、超深钻研究计划和地球物理测深揭示,地球内部具有层状结构,不同的圈层抑或具有不同的化学组成,抑或具有不同的相特征。因此,当深部流体通过渗滤作用(infiltration)由深部向地壳浅部运动时,必然伴随着与被渗滤介质发生化学反应,且会降低金属及其化合物的溶解度,或者改变被溶解金属及其化合物的种类。结合

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

前面的论述,一个可以预期的结果就是流体中的成矿元素含量将非常低,因为流体中的大部分金属在深处已经随着压力降低而卸载了。地球化学家给出了两个定义不太严格但很有用的术语,即相容元素和不相容元素。由于元素的相容性取决于体系的总组成和温度、压力条件,成矿元素在通过岩石圈上升的过程中其相容性必然发生巨大的变化,因而会卸载一部分金属并载入另一部分金属。幔源成矿元素将难于达到近地表,包括热液矿床在内的所有与内动力地质作用有关的成矿作用,理论上都应当以围岩所含的成矿元素为主。这似乎与成矿事实不符,因为大部分金属矿床都带有深部来源的证据。

如果深大断裂可以直通成矿流体源区,深部流体成矿作用的另一个途径就是深部成矿流体沿着深大断裂上升。然而,由于普遍认为岩石圈存在多个地震低速层或大地电磁高导层,后者被认为可能是脆韧性变形带或水饱和带[30]。这样的通道似乎很难存在,或者说不是一种普遍现象,在此不作讨论。

从本文讨论的问题来说,岩浆被认为是含矿流体上升的通道,即透岩浆流体作用(图 3)。含矿流体如果位于岩浆体内,其周围介质(岩浆)的物理化学性质将变化很小,有利于含矿流体的长距离运移。在这种情况下,深部流体中成矿金属的含量主要受

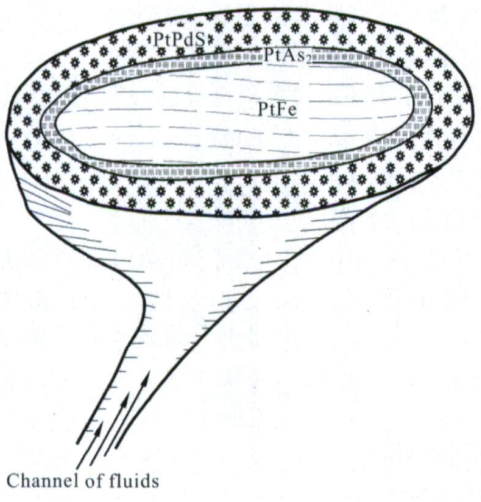


图 3 透岩浆流体成矿作用示意图
(据文献[2])
Fig. 3 A carton scheme for transmagmatic fluid metallogenesis

温度压力的影响,因而也受岩浆上升速率的影响。当岩浆快速上升时,在成矿金属从流体中析出的速率较低的条件下,深部流体中的成矿金属丰度可能变化很小,因而大部分成矿物质可以被携带到地壳浅部参与成矿作用。如果岩浆上升的速度足够慢,成矿物质将会析出到岩浆中,是否能够被带到地壳浅部将取决于成矿金属或其化合物在岩浆中的分离速度。由此,我们可能得出另一个推论,挤压构造环境中一般很难发生大规模成矿作用(万天丰,2006,私人通讯)。例如,花岗岩基一般认为是在挤压环境中形成的产物(矿物结晶粗大暗示岩浆较缓慢冷却,岩石中缺失同岩浆作用蚀变指示流体已经离开或未进入岩浆体内),岩浆的侵位不仅取决于岩浆的浮力,而且也与构造挤压力密切相关。在这种情况下,从岩浆体之下上来的深部流体很难有效地携带成矿物质。例外的是岩浆体之上的深部流体,受岩浆热的驱动有可能运移很远的距离,形成低温热液矿床,或者进入沉积盆地促成热水对流循环,以利于成矿物质的不断萃取和沉淀。

2.2 流体是岩浆上升侵位的动力

这样一种流体可能也是岩浆上升定位所必须的。众所周知,在岩浆侵位机制研究过程中,绝大部分研究者都十分关注浮力和构造挤压力。但是,对这两个方面的考虑都或多或少地存在一些问题,或者说考虑不全面。首先,导致岩浆上升定位的构造挤压力的作用水平应当是深于岩浆源区的深度水平,发生挤压作用时岩浆才有可能向上运动,但这样的条件并不总是能够发生。其次,某些环境的岩浆上升速度足够大,可以携带比其密度大得多的岩石碎片到地表,仅凭密度差很难使岩浆具有这样大的浮力。例如,地壳的平均密度为 2.8 g/cm^3,玄武质岩浆的平均密度为 2.9 g/cm^3,按照浮力原理,玄武质岩浆必然不能喷出地表。事实却是,地球表面所见的火山岩绝大部分都是玄武质岩石,而后者一般都被理解为张性环境下的产物,表明构造挤压力和熔浆浮力并不是玄武质岩浆上升的真正原因。因此,可能还存在第三种力量,亦即透岩浆流体的内部推力。流体不仅可以稀释硅酸盐岩浆,从而增加岩浆的体积,使其具有更大的浮力;流体的体积还随压力下降而急剧膨胀,也可以对岩浆上升侵位产生一种推动力。从而有助于岩浆快速定位于地壳浅部。

如果这种解释是正确的,就很好理解为什么含矿岩体经常具有较细粒的结构特征了。根据晶体生长理论,细粒结构意味着结晶中心的生长速度大于晶体生长速度,这是岩浆快速冷却的结果。由粘滞体 Stock 定律:

$$v = g\Delta\rho R^2 / 3\eta$$

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

式中 v 为底辟体上升速度,g 为重力加速度,$\Delta\rho$ 为岩浆与围岩的密度差,R 为底辟体半径,η 为岩浆的粘度。可见,岩浆粘度越小,与围岩密度差越大,岩浆上升的速度就越快。流体的存在有利于岩浆快速上升。因此,含矿流体实际上也是岩浆快速上升的动力(图 3)。含矿流体越多,岩浆上升的速度就越快,越容易形成大型、超大型金属矿床。

2.3 岩浆与流体共生组合

岩浆与成矿流体的这种相互依存关系可能为火成岩成矿专属性提供了某些依据。在长期的地质历史进程中,地球的排气作用可能导致地球内部不同圈层形成了含矿流体富集带。与硅酸盐熔浆不同,流体富集带的产生可以是一个连续的过程,即地球在不断的排气过程中使挥发份向上运动聚集在某些层位,如果其上覆圈层不具有渗透性或低渗透率的话。杜乐天曾经提出地球存在 5 个气圈的论述,并将其与油气资源的形成联系起来,具有一定的科学依据[31~32]。但是,由于没有详细的资料,实际存在多少个富集挥发份的圈层(连续或不连续)依然不是很清楚。这些被封存在不同深度水平上的流体长期作用于周围环境,将溶解与其相应的各种不相容元素,包括成矿元素,因而深部流体是富含成矿元素的。相反,岩浆的产生则是一个灾变过程,亦即需要地质环境的突然改变,如软流圈绝热底辟隆升、岩石圈拆沉作用或幔源岩浆底侵作用。但是,与深部流体一样,岩浆的成分也取决于其源区的物质组成。岩浆起源的灾变属性决定了深部物质突然获得了上升通道,意味着可以上升侵位。一旦岩浆发生侵位,深部流体就可能填补岩浆离去时留下的空间,并跟随岩浆一道上升,最终由于减压导致的体积膨胀成为岩浆上升的推动力。由此可见,不同源区的岩浆将与相应源区的深部流体共生在一起。因此,火成岩及其共生矿石的亲缘关系并不一定是亲子关系,很可能是兄弟姊妹关系。这大概就是火成岩成矿专属性的根本原因。

如果这个解释成立,我们有可能排列出不同的岩浆-流体共生组合,从而有助于区域找矿预测工作。例如,斑岩铜矿属于壳源岩浆和幔源流体的组合,很可能是岩石圈拆沉作用的产物。在拆沉作用体制下,地壳可能受到软流圈或玄武质岩浆的突然加热而发生部分熔融。但是,地幔减压熔融形成岩浆的速率小于深部流体填补拆沉空间的速率,大量含矿流体的涌入使得壳源花岗质岩浆很快从源区分离出来并快速上升,从而形成含矿斑岩体。

3 物理化学边界层——成矿物质沉淀的场所

接下来的一个重要问题是含矿流体将会在什么地方堆积成矿物质。透岩浆流体成矿作用理论提供了一种很宽松的环境,使得大规模成矿作用成为可能,因为有大量含矿流体源源不断从深部进行补给。即使含矿流体中成矿元素的溶解度十分有限,也可以保证有巨量金属从深部带出。因此,接下来的一个问题就是"滚滚长江东流去,何处淤积沙和泥",亦即成矿物质沉淀的边界条件是什么?於崇文院士通过多年的理论研究和实践,提出了混沌边界成矿理论[33-34]。我们对於先生的理论了解不多,却也想借用这种思路来谈一谈边界成矿的问题。按照熵定律,地球成矿物质趋于分散,我将这种状态称为混沌状态。例如,塔克拉玛干大沙漠之上的热空气并不是不含有水分,甚至其含量要远远高于天山之上的空气。但是,塔克拉玛干沙漠腹地很少下雨,因为它处在混沌状态,空气体系是稳定的。只有当两个混沌体系发生碰撞的时候,在混沌边界附近才可能发生降雨,例如当西伯利亚冷空气入侵的时候。将这种设想应用于成矿作用过程,想必应当类似于於先生的混沌边界成矿理论。

成矿作用的边界条件可以划分为化学边界和物理边界两类,多数情况下可能同时包含化学和物理学两方面的因素。

3.1 化学边界层

化学边界系指具有不同化学组成的体系的碰撞,这在地质界是广为人知的,例如,成矿流体与膏盐层的化学反应,因而膏岩层常常是一个重要的找矿标志。究其实质,乃是膏岩层可以离解出更多的离子或离子团与成矿流体发生反应,促使流体中的成矿元素溶解度减小,从而发生大规模堆积。类似的情况还有碳酸盐岩层,因为碳酸盐矿物也很容易分解。因此,化学边界层是一个重要的找矿标志,在今后的工作中需要特别注意。除此之外,还需要注意流体的空间分布和成分变化。莫宣学等(2001)首次提出了流体地质填图的概念,为深部流体成矿作用的空间分析提供了首批适用性地质资料[35]。

3.2 物理边界层

物理边界层可以是构造裂隙(破碎带,剪切带)、

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

层间裂隙或温度陡变带等各种物理因素,也包括盆地流体、喀斯特溶洞、砂岩孔隙度等等,甚至包括岩浆体自身。

岩浆体中裹挟的成矿流体在寄主岩浆快速冷却的条件下,将由于寄主岩浆的冷凝外壳的形成而封存在岩浆体内。矿石矿物的结晶温度通常低于硅酸盐矿物,只有火成岩体冷却到一定温度时成矿作用才开始发生。因此,这类矿体的赋存部位与侵入体紧密相关,如斑岩型矿床及某些铜镍硫化物矿床。同时,卸载了成矿物质之后的无矿流体将会引起寄主岩体发生多阶段蚀变,直到流体完全失去活动能力为止。相反,无矿岩体内没有流体的封存,将不会引起岩浆期后热液蚀变。例如,刘波等对比了西藏冈底斯冲江斑岩铜矿含矿岩体与无矿岩体的热释光特征,发现无矿岩体具有双峰特征,而含矿岩体为单峰特征(图 4)[16]。这很可能就是热液蚀变的结果,因为高温岩浆的快速结晶更容易引起晶格缺陷,在热液蚀变条件下则可以逐渐得到缺陷的修复。这大概就是成岩作用往往早于成矿作用的真实原因,以往所称的岩浆期后热液成矿作用模式可能需要重新考虑。

如果在成矿作用过程中侵入体发生破裂或侵入体冷却速度较慢,成矿流体就有可能溢出,成矿物质堆积在接触带附近或围岩中。假如岩浆冷却足够慢,成矿流体可以轻易摆脱寄主岩浆的束缚,甚至可以实现远距离运移,在适当的地方堆积下来形成远程低温热液矿床。由此可见,成矿作用与岩浆的冷却速度有关,而冷却速度又与岩浆的侵位深度有关,因而关注岩浆侵位机制和深度以及区域地热梯度是研究成矿作用的必要环节。

成矿流体脱离寄主岩浆进入构造裂隙之后,成矿元素在流体中的溶解度不仅与元素及其化合物的化学性质有关,而且也与流体的运动速度有关。在总压力不变的条件下,成矿流体运动的速度取决于裂隙的宽度和介质的渗透性质。在构造膨大部位,流体运移速度骤然变化,类似于河流三角洲,因而有利于成矿作用的发生。这就是我们为什么要重视矿田构造研究的原因。某些砂岩型铜矿可能也是由于这种方式形成的,特别是钙质胶结的砂岩。

另一个物理边界可能是屏蔽层。泥质岩石虽然很难与成矿流体发生化学反应,但是可以作为成矿流体运动的屏蔽层,迫使成矿流体按照某个方向运动,可以使其集中成矿。深部上来的含矿流体还可能与盆地流体汇合在一起,导致成矿作用的发生。

如果含矿流体发生成矿物质的卸载,残余流体仍然可以继续运动。因此,矿区的流体活动至少可以划分为两种类型,含矿流体和无矿流体,理论上矿体应当分布在成矿流体的前锋地带和无矿流体的末端(图 5)。由此可见,判别流体的运动方向与流体的物理化学性质同样重要。从这个角度来说,以往的流体包裹体研究工作可能过于偏颇,因为大多数研究者仅研究了含矿流体的各种参数。

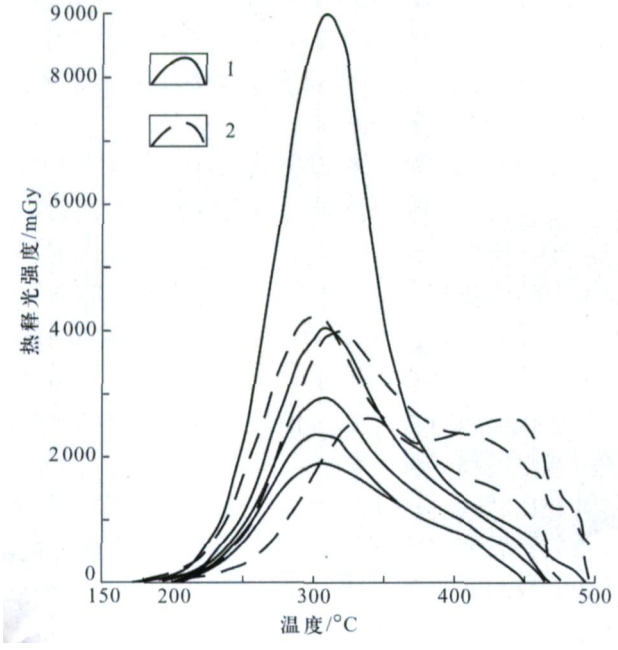


图 4 冲江斑岩铜矿含矿斑岩与无矿斑岩的热释光特征
(据[16]资料重绘)

Fig. 4 Thermoluminescence curves for ore-bearing and ore-free porphyre monzogranites
1—含矿斑岩;2—无矿斑岩

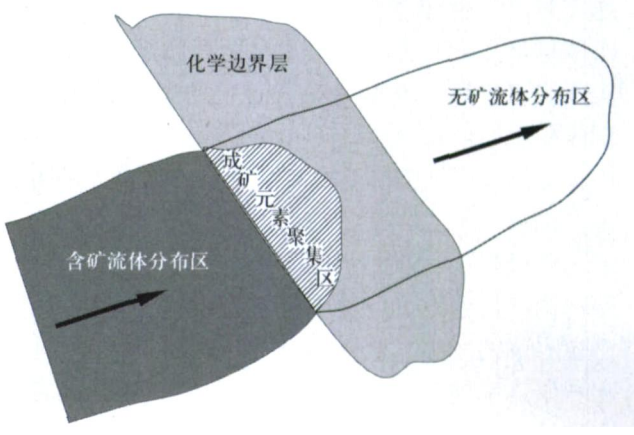


图 5 流体成矿作用示意图

Fig. 5 Fluid flow and its variations in metallogeny

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

3.3 小岩体成大矿的解释

小岩体成大矿的理论,是70年代世界及中国学者研究斑岩铜(钼)矿床时已经认识和提出的一个概念,如在1973年地矿部直管局在合肥召开的美洲斑岩铜矿考察汇报会和1995年在德兴召开的全国斑岩铜矿现场会上就已提到。1992年,汤中立院士注意到与铜镍硫化物矿床共生的基性-超基性岩体规模十分有限,并逐步将其总结,于2006年召开的第八届全国矿床会议上系统地论述了这一理论。全世界斑岩型矿床无不都与小型斑状花岗岩有关。中国及世界的成矿斑岩体积都很小,最小的只有0.01 km^2,一般多小于1 km^2,如此小的岩体却携带几十万甚至上百万吨的金属堆积,与其本身不成正比。关于小岩体成大矿的原因,学者们常常归咎于流体的运动速度大于岩浆,因而成矿流体常常聚集在杂岩体的顶部,如岩枝中。实际上,许多含矿侵入体未必就是有根的,或者说它们可能不是大岩基派生的产物。不仅小岩体,甚至大岩基有时也是无根的,例如东秦岭巨大的花岗岩基,地球物理测量已证明不是向下无限延伸的,在10 km以下已变成另外的物质,说明是无根的。在这里,若从透岩浆流体成矿理论出发,也许可以对小岩体成大矿的原因作出较为合理的推断:

(1)如果成矿流体完全被封存并分散在岩浆体中,岩体中有用组分的百分含量必然与寄主岩体的体积成反比。成矿流体体系的体积一定,并且成矿物质都将在侵入体中沉淀,那么岩浆体系的体积越大,单位体积内的有用元素含量就越低,相反则可以形成高品位的矿床,因而小岩体有利于成大矿。

(2)成矿流体体系位于岩浆体下方推动岩浆快速上升,或稀释岩浆使其获得更大的浮力。那么,岩浆体越小其上升所需要的能量消耗就越少,越容易实现快速上升。因此,小岩体侵位的速度是流体/岩浆体积比的函数,小岩体产出的本身就是流体/岩浆体积比较大的证据。这也有利于小岩体成大矿的假说。

(3)岩浆体积越大,其所包含的总热能越多,在冷却固结过程中可以使围岩温度大大升高,因而将延缓岩浆的冷却。这样,成矿流体就可以轻易逃逸出岩浆体系进入到上覆岩层中,这大概也是大岩基无矿的原因之一。相反,如果岩浆体积较小,将可以很快散失热能导致固结,成矿流体将被封存在岩体之内或接触带附近富集成矿。

以上三点可能是小岩体成大矿的主要原因,都有利于浅成、超浅成小侵入体的成矿作用,甚至形成含矿隐爆角砾岩。华北克拉通燕山期成矿作用主要介于120～110 Ma,东秦岭主要成矿作用集中在140～110 Ma[36],这正好是岩浆活动主期之后,只有少量的小岩体和广泛分布的脉岩活动[37]。小岩体对于成矿作用的重要性由此可见一斑。

4 含铜包体——透岩浆流体成矿作用的见证

作为一个实例,我们可以通过西藏冈底斯带曲水岩体中的含铜暗色微粒包体来展示透岩浆流体成矿作用的过程。曲水岩体为一个岩基,岩石组成非常复杂,但主要构成为花岗岩类。岩体中的暗色微粒包体随处可见,是岩浆混合成因花岗岩的重要特征[38]。大多数情况下,暗色微粒包体具有闪长质成分,因为幔源基性岩浆团与寄主岩浆相互作用后成分有一定的变化。但是,很少有人报道含金属硫化物的暗色微粒包体。我们在西藏冈底斯曲水岩体工作过程中,发现了大量与暗色微粒包体有关的矿化现象,有可能用来说明透岩浆流体成矿作用。

4.1 含铜暗色微粒包体

实际上,含铜暗色微粒包体普遍见于岩浆混合成因花岗岩中,如北京房山岩体、东昆仑格尔木南山口岩体、西昆仑阿卡阿孜岩体、西藏冈底斯曲水岩体及东秦岭的板山平岩体等。

在曲水县城西北侧花岗闪长岩中,含有大量(体积分数约为5%)形态各异的暗色微粒包体,包体直径大小一般为20 cm,少数较大的暗色闪长质岩块直径可达十数米。包体通常呈扁平的平面形态,细粒结构,块状构造,少数包体见有冷凝边,可以确认是基性岩浆团固结的产物。

含铜包体通常直径较小(5 cm左右),与无铜包体一起呈不规则状分布在岩体中(图6A)。与无铜包体相比,含铜包体核部常呈黄褐色,显示硫化物被氧化、分解的特征(图6A,B);向外寄主岩的方向,星散状分布有孔雀石、铜蓝和黄铜矿等;包体之外主岩中见有深色蚀变边。这种特征说明:(1)含铜包体是呈液态进入花岗闪长质岩浆中的;(2)包体中富含含铜流体,并且造矿矿物一般是在包体和寄主岩都已经固结之后开始结晶的;(3)含铜组分在析出过程中具有向外扩散的现象(图6B、C);(4)无铜流体比

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

含铜流体向外扩散的距离更远,并导致围岩蚀变(图6B);(5)含铜包体结构较粗(中细粒结构)是由于富含挥发份的缘故,固相线和液相线温度均较低。类似的情况也发生在俄罗斯诺利尔斯克铜镍硫化物矿床中,那里的金属硫化物经常呈液滴状(图6D),寄主岩中也有蚀变边,且硫化物具有分异现象,密度较大的镍黄铁矿在下部,密度较小的黄铜矿在矿滴的上部,围岩蚀变呈半环形分布在金属矿滴的上面,显示流体向上运动的特征。

这样的现象展示了含铜基性岩浆团的演化过程。富含成矿流体的基性岩浆团进入花岗质岩浆中以后,由于其高温特征而迅速冷却形成冷凝变,不能与寄主岩浆发生混合作用。同时,岩浆团发生熔离作用形成不混溶的(immiscible)硅酸盐熔体和含矿流体相。然后,硅酸盐熔体因失水而快速结晶固结成岩,流体相则除了晶出少量造矿矿物之外,一直保持到寄主岩浆固结之后才开始实质性的结晶作用,同时向寄主岩进行化学扩散或发生渗滤交代作用,直到含矿流体消耗殆尽。

4.2 浸染状含铜硫化物

另一种含铜硫化物的分布特征是呈浸染状、位于花岗质岩石中(图7A)。通常,当不同温度和成分的岩浆在一起混合时,热传递会导致岩浆流变学性质的不断改变。由于热扩散速率比化学扩散速率快好几个数量级,参与混合的岩浆在成分均一化之前早就变得具有相同的温度了[39]。因此,岩浆发生混合的能力取决于其热平衡之后的物理性质。镁铁质和长英质岩浆的粘度和晶体含量是其初始温度的函数,也是镁铁质岩浆在混合物中的比例的函数,从物理上可以划分为三种情况:(1)玄武质岩浆的粘度总是比长英质岩浆低;(2)镁铁质岩浆由于结晶而变得粘度比长英质岩浆还大;(3) 镁铁质岩浆由于含有大量晶体实际上已经接近于固结或者说离固相线位置很近,这时不能发生完全混合作用(mixing),但镁铁质岩浆可以呈固态捕虏体或包体分散在长英质岩浆中。当两种岩浆温度差异很大或长英质岩浆所占比例很大时,镁铁质岩浆就会呈捕虏体或岩石包体产出。完全混合只能发生在两种岩浆都呈液态且具有相同的温度。当长英质岩浆占有很大比例时,它只能与进化的镁铁质岩浆(安山质岩浆)发生混合作用。因此,我们常常可以发现,包体成分具有与寄主岩浆相似的变异趋势。在高温条件下,岩浆的粘度较低,容易实现相互间的混合。因此,当基性岩浆团进入寄主花岗质岩浆中时,两种岩浆发生混合作用的可能性取决于基性岩浆团所能提供的热能。如果基性岩团规模很小,所能释放的热能非常有限,基性岩浆团将迅速冷却固结,不能产生有效的岩浆混合作用(图6);反之,如果基性岩浆的温度很低,即使岩浆团的规模很大也不能发生与寄主酸性岩浆的有效混合(图7B)。因此,岩浆混合成因花岗岩中经常产出有直径很小的镁铁质包体和同生岩墙,其成分比大包体更偏基性。相反,如果基性岩浆团的规模足够大,就有可能给周围的寄主花岗质岩浆注入足够的热能,使其处于过热状态(高于液相线温度),减小岩浆粘度,因而有利于岩浆混合作用的发生。

由此可见,两种岩浆发生充分混合的必要条件,是岩浆的温度足够高和岩浆团的规模足够大,或两种岩浆的温度差别不大,有利于两者发生充分物质交换。可以预期,当含铜包体的规模足够大时,将与寄主岩浆充分混合,因而包体中的含矿流体将进入寄主岩浆中。在曲水县城之东,广泛分布的浸染状铜矿化(图7A)可能是这种过程的有力证据。由图7A可见,虽然含铜矿物星散状分布在寄主岩中,硫化物浸染晕的存在表明它们曾经是聚集在一起的,是含铜包体解体的产物,或者不混溶的含矿流体相进入了寄主花岗质岩浆中。

4.3 花岗质岩石中的铜矿脉

含铜包体解体之后,流体的散失和寄主岩浆温度较低这两个因素将促使成矿物质发生结晶作用(图7A)。如果岩浆中含有足够数量的含矿流体,它们就有可能聚集并沿确定的方向(通常是从下往上)运移(图6C)。在岩体的边部,较早固结的寄主岩外壳可能由于应力差发生破裂,含矿流体就容易沿裂隙运移,形成脉状矿化带(图7C, D)。

随着温度的降低,含矿流体中的硅酸盐矿物大部分发生结晶作用,只有少量的 SiO_2 溶解在流体中。据此,应当可以在岩体或其围岩中发现含铜石英脉。这个预测在远离曲水县城的岩体边部被证实,含铜石英脉分布在同岩浆裂隙中,没有证据表明充填有石英脉的裂隙是岩浆固结之后构造作用的产物。

据此,我们可以将所有这些观察现象联系起来,说明曲水岩体形成过程中的确遭受过透岩浆流体成矿作用。但是,由于曲水岩体规模很大,成矿物质有可能过于分散,没有形成大的矿床,也有可能在某些地方发生了成矿流体的聚集(雄村?),由于没有详细

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

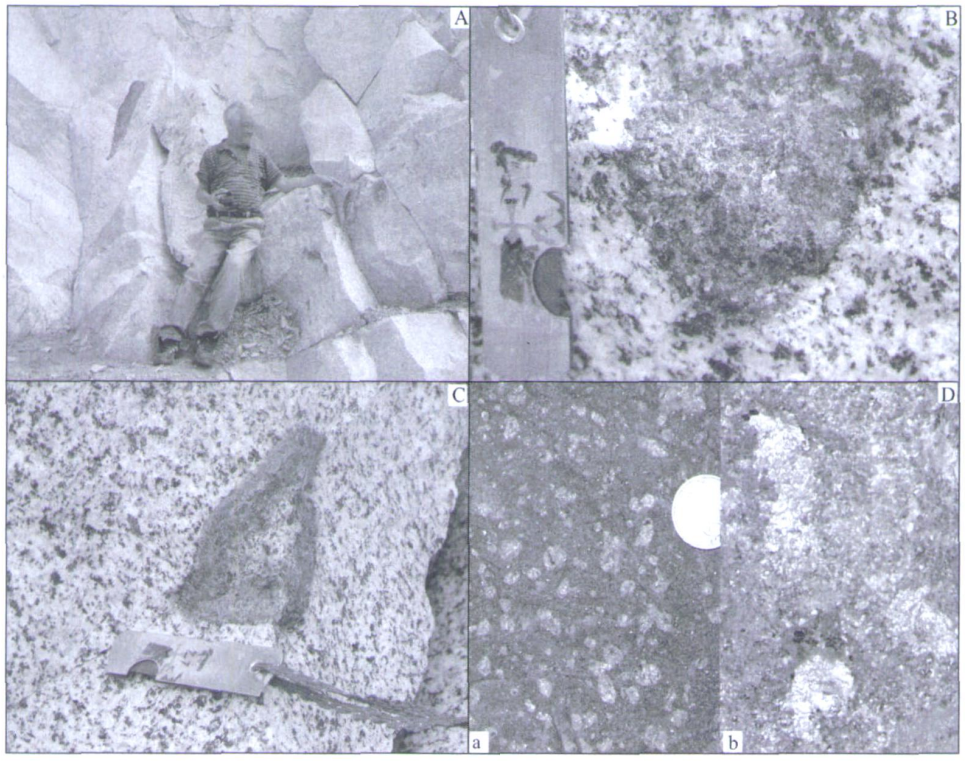


图 6 西藏冈底斯岩基带曲水岩体中的含铜暗色微粒包体

Fig. 6 Copper-bearing melano-microgranular enclaves from Qushui massif of Gangdise belt, Tibet

A —暗色微粒包体的宏观表象;B —含铜暗色微粒包体及其蚀变边,小刀宽度约 1.5 cm;C —含铜暗色微粒包体,铜矿物分布更靠边缘;D —俄罗斯诺利尔斯克铜镍硫化物金属珠滴,边部也有蚀变边,硬币直径约 1 cm

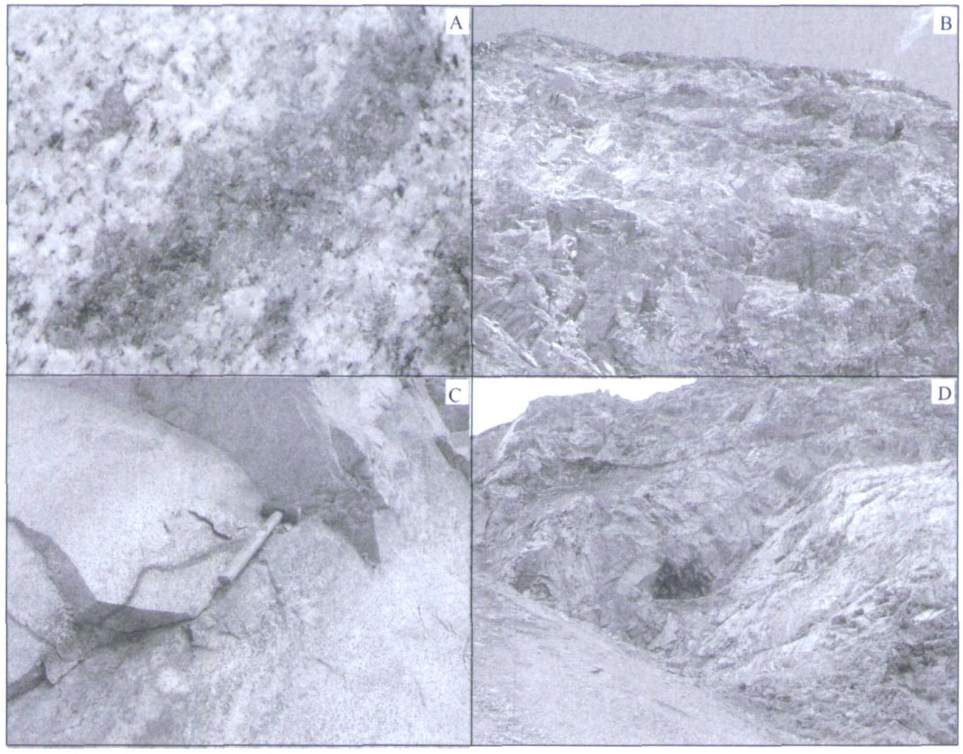


图 7 岩浆混合作用与有用组分的分散和聚集

Fig. 7 Magma hybridization and scattering and cumulating of ore-forming components

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

的野外工作而被忽略了。如果这个解释是正确的,那么冈底斯带就应当存在两期铜成矿作用:50 Ma 左右和 14 Ma 左右。

5 透岩浆流体成矿作用系统

综上所述,透岩浆流体成矿作用理论是非常重要的。在透岩浆流体成矿作用理论中,虽然成矿作用常常与岩浆活动伴生在一起,但后者并不是必需的,因为成矿系统可以独立于岩浆系统存在。设想深部存在一个富含成矿物质的流体囊或层,当深大断裂切穿其上覆盖层时,含矿流体将独立上升,形成与岩浆作用完全无关的矿床(图 8A)。含矿流体也可能是在岩浆形成过程中产生的,由于源区岩石的脱水(脱碳酸)熔融形成了超临界流体,后者溶解了大量的成矿元素。但是,这种流体将主要位于岩浆体的上方,受岩浆热的驱动很容易向上运动,或者沿断裂上升到近地表参与成矿作用(图 8A),或者渗滤到岩石圈的不同圈层而消失得无影无踪,甚至参与沉积盆地的流体对流系统(图 8B)。比较典型的是与斑岩铜矿有关的成矿作用(图 8C),因而以斑岩铜矿为例来说明透岩浆流体成矿作用系统。

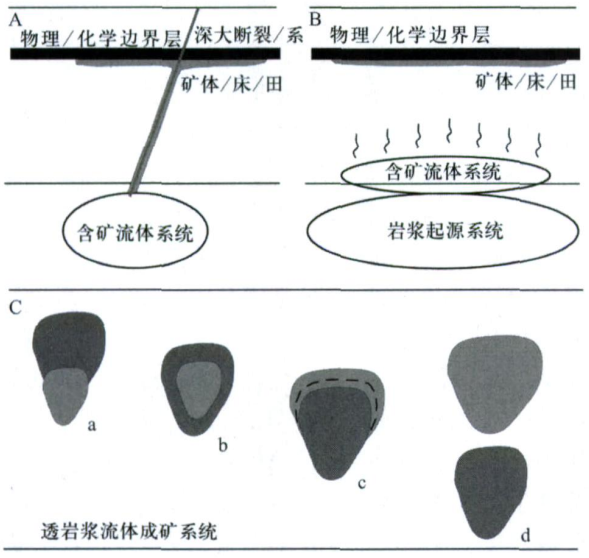


图 8 三种与深部流体有关的成矿作用系统

Fig. 8 Three metallogenic systems related to deep fluids

A —与火成岩没有直接关系的深部流体成矿系统;B —位于岩浆源区之上的深部流体成矿系统;C —透岩浆流体成矿系统

5.1 斑岩铜矿的一般特征

斑岩 Cu(-Mo-Au) 矿床简称为斑岩铜矿[40],这类矿床实际上为热液矿床或岩浆-热液矿床。斑岩铜矿中的矿石一般具有围绕岩体中心的带状分布形式(图 9),矿化结构由下而上为浸染状 →细脉浸染状 →大脉状;共生矿物组合由下而上为钾硅酸盐-硬石膏-硫化物 →石英-绢云母-硫化物 →绿泥石-碳酸盐-硫化物;成矿金属组合由下而上为 Mo (Sn、Bi、W) →Cu (Au、Ag) →Pb、Zn (Ag) →Co、Ni、Mn[41]。

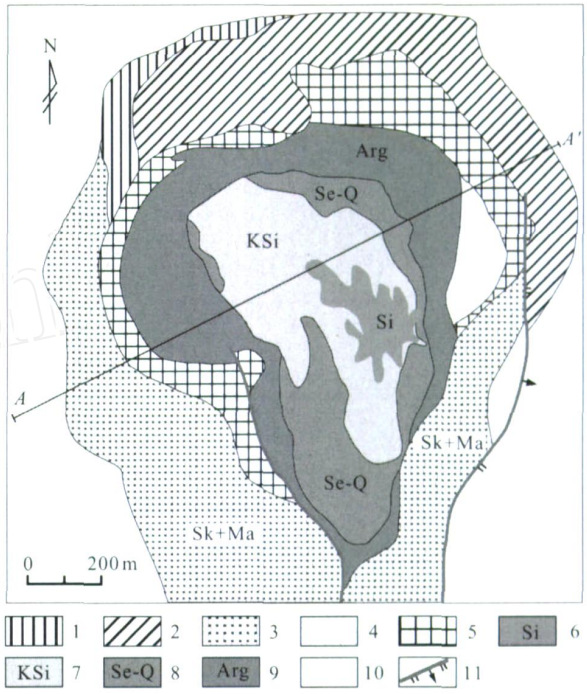


图 9 玉龙斑岩铜矿的热液矿化和蚀变平面图

(据 Hou et al., 2003)

Fig. 9 Plan map of hydrothermal mineralization and alteration in the Yulong porphyry copper deposit

1 —夕卡岩;2 —大理岩;3 —夕卡岩 + 大理岩;4 —角岩化带;5 —富铜矿体;6 —强硅化带;7 —钾硅酸盐蚀变带;8 —云英岩化蚀变带;9 —泥质蚀变带;10 —青磐岩化带;11 —断层

玉龙斑岩铜矿带是青藏高原最重要的斑岩铜矿带,长约 300 km,宽约 15～30 km,产有一个超大型、两个大型、两个中小型斑岩铜矿床和 20 多个铜矿体[42]。玉龙斑岩铜矿带位于成都地块中,后者的地质结构类似于扬子大陆,其主要组成部分为元古宙 —早古生代结晶褶皱基底和中晚古生代地台型碳酸盐岩及碎屑沉积岩。斑岩带与第三纪钾质火山岩和富碱侵入岩紧密共生,受印度 —亚洲大陆碰撞导致的怒江 —哀牢山大型走滑断裂系[43]的控制。含矿斑岩的同位素年龄测定表明,岩浆活动至少可以划分为三个阶段,峰期时间分别为 52、41 和 33 Ma[42]。由于用于统计的测年数据多为 K-Ar 法分析结果,不能认为已经解决了含矿斑岩的形成时代

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

问题[44]。但是,含矿斑岩的形成时代与本文分析的问题关系不大,我们主要关注含矿斑岩的内部结构特征。

与岛弧或大陆边缘弧的钙碱性含矿斑岩相比,玉龙斑岩铜矿带的斑岩体具有高 K_2O 和富集 Rb、Ba 的特征,显示了钾玄质岩浆的属性[42]。在球粒陨石标准化图解中,痕量元素配分形式具有强烈的 Nb、Ta、P、Ti 谷和 Rb、Ba、Th、LREE 峰,暗示具有弧岩浆的特征或岩浆起源较深,并有丰富的流体参与岩浆起源。侵入岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512\ 43 \sim 0.512\ 53$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.706\ 5 \sim 0.707\ 7$,分布范围较小,介于 EMII 和 MORB 之间,在 ε_{Nd}-ε_{Sr} 图解中更接近于 EMII。这表明,斑岩岩浆很可能起源于被拆沉下地壳或俯冲大洋板片的部分熔融。

玉龙斑岩铜矿侵入体大小为 1 000 ×600 ×850 m^3,主要的矿化岩石为强蚀变二长花岗斑岩。从岩体中心向外,依次出现强硅化带、含钾硅酸盐蚀变带、云英岩化带、粘土化带、角岩化带、富铜矿体和夕卡岩-大理岩带(图 9)。这种不连续的环状蚀变岩结构不能从成岩后热液蚀变得到解释,导致赋矿岩体蚀变的流体早在岩体定位之初就已经被包含在岩浆之中了。有意义的是前人在这里识别出了三个热液阶段:(1) 早期富钾硅酸盐蚀变阶段(400～700 ℃),斑岩体经受了强烈的钾化和硅化,同时围岩发生接触变质作用形成夕卡岩及其 Cu-Mo 矿化;(2) 云英岩化阶段(200～500 ℃),伴生 Cu-Mo-Fe 矿化;(3) 泥化和青磐岩化阶段(～230 ℃),发育在接触带和周围的晚三叠纪沉积地层中,伴生有热液型 Au-Ag 多金属矿化。与这三个阶段相应的矿物组合是:(1) 富钾硅酸盐蚀变阶段形成细脉浸染状矿石,黄铁矿 + 黄铜矿 + 辉钼矿 + 磁铁矿;(2) 第二阶段形成黄铁矿 + 黄铜矿 + 磁铁矿 + 钛铁矿组合,含有少量辉钼矿、辉铋矿,在透镜状夕卡岩矿体中还有铜蓝;(3) 黄铁矿 + 黄铜矿 + 方铅矿 + 闪锌矿,分布在远离斑岩体的晚三叠纪沉积岩系中。斑岩铜矿床中还发现有少量斑铜矿、方黄铜矿、自然金、自然银以及黝铜矿。这样的划分实际上是有问题的,但已经足以让我们看到透岩浆流体成矿作用的影响了。因为矿化蚀变的温度变化区间很大(700～230 ℃),表明岩浆固结之前就已经开始矿化蚀变作用过程了,这正是透岩浆流体成矿作用的特征。

芮宗瑶等(1995)更全面地总结了斑岩铜矿的一般特征[14],指出大约 650～750 ℃时开始发生岩浆的二次沸腾,并导致顶部和围岩产生网状破裂系统,成矿作用温度最低可达 180 ℃。所有这些特征都指示含矿热液来自于岩浆体自身。但正如前面所述,由于硅酸盐熔浆所能溶解的挥发份和成矿组分有限,必须寻找另外的来源。透岩浆流体成矿作用是一种较好的解决方式,因为同源区的岩浆和流体在许多方面都具有类似的地球化学特征(图 8C)。按照这种理解,玉龙斑岩铜矿的蚀变分带可能就要考虑是否存在叠加蚀变的问题。

5.2 与斑岩铜矿有关的夕卡岩型矿床

设想暗色微粒包体中硅酸盐熔浆系统与含矿流体系统的关系可与斑岩铜矿中的熔浆系统和含矿流体系统类比,那么斑岩体中所包含的成矿流体系统也可以脱离岩浆的束缚进入围岩中。在包体-流体系统中,含矿流体逃逸的可能性取决于基性岩浆团的过冷度,亦即取决于基性岩浆团的温度和规模大小(图 8C)。在斑岩-流体系统中,含矿流体逃逸的可能性也应当取决于斑岩岩浆的过冷度,或者说取决于岩浆的规模和侵位的深度(图 8C)。因此,当岩浆上升且冷却速度足够快时,流体成矿系统仅位于斑岩体的深部(图 8Ca);如果岩浆上升速度稍慢,且岩浆的粘度足以阻止成矿流体系统逃逸,成矿作用将完全局限在斑岩体内部进行(图 8Cb);当岩浆侵位深度较大时,含矿流体有可能被释放到接触带中参与成矿作用(图 8Cc),特别是当围岩为化学边界层或存在构造空隙时尤其如此;假如岩浆上升速度足够慢,允许成矿流体系统完全逃逸,斑岩体将不含矿(图 8Cd)。由此,在图 8Cc 成立的条件下,可以预期斑岩铜矿与夕卡岩型铜矿的共生组合。作为一个推论,如果总金属量一定,斑岩铜矿的规模应当与伴生的夕卡岩型铜矿成反比。

芮宗瑶等(1984)的研究可以作为这种推论的证明[41]。根据它们的研究,与斑岩铜矿有关的成矿作用中,矿体的赋存部位与岩浆的侵位深度密切相关,等效于矿体赋存部位与斑岩冷却速度有关。随着含矿斑岩体侵位深度的不同,矿体在斑岩体内部与围岩中分配比例大有差别,侵位浅者,例如马拉松多斑岩体推测侵位深度大约为 0.5 km,几乎全部矿体产于斑岩体中;玉龙代表中等侵位深度,推测大约为 1.5～2 km,2/3 矿体产于斑岩体中,1/3 矿体产于围岩中;德兴矿田的铜厂和富家坞代表中深侵位,推测侵位深度大约为 3 km,1/3 矿体产于斑岩体内,2/3 矿体产于围岩中[41]。但是,矿体赋存部位与岩

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

浆侵位深度的关系可能会更复杂,特别是当考虑熔浆系统与流体系统的规模比例时,流体系统的膨胀能力有可能导致斑岩体被炸碎,或者当岩浆快速上升到浅部但仍未达到地表,由于减压膨胀,岩浆就会发生地下隐蔽爆炸,生成隐爆角砾岩及隐爆角砾岩型矿化。

如果岩浆侵位足够深,成矿流体就有可能从岩浆体完全逃逸出来(液态不混溶),在远离岩体的合适地点形成远程低温热液矿床(图 8Cd)。

5.3 有关的远程低温热液矿床

所谓的远程低温热液矿床,究其实质是不能与区域岩浆活动建立直接关系的矿床。如图 8 所示,这类矿床至少包括三种成因机制。但就矿床形成机制本身而言,我们并不能有效区分它们,而是需要其他方面的地质证据。

对于与透岩浆流体成矿作用有关的矿床来说,远程低温热液矿床应当是岩浆缓慢侵位的结果,或者是岩浆体足够大所造成的。这时,岩浆体起着热机的作用,驱动含矿流体作长距离运移。由于我们还没有掌握这方面的实际资料,对远程低温热液矿床暂不多作讨论。

6 讨论与结论

内生金属成矿作用是一个很复杂的过程,它包括成矿物质来源、运移、淀积和改造 4 个大的成矿过程和阶段,为探索这个"系统工程",学者们投入了大量的人力物力进行研究,至今仍然在许多方面存在争议。我们以冈底斯带曲水岩体的野外地质观察为依据,结合矿床学家的研究成果,对透岩浆流体成矿作用的可能意义进行了综述,可以看出该理论的巨大潜力,对今后的区域找矿预测工作具有巨大的指导意义。综上所述,我们可以重新描述透岩浆流体成矿作用理论如下。由于地球的排气作用和各圈层的封闭效应,在地球内部广泛存在被封存的深部流体。在高温高压以及富含矿化剂的条件下,这些深部流体含有丰富的成矿物质。当岩浆发生并向上迁移时,这些流体就会跟随着岩浆一起上升,并推动岩浆快速侵位;当岩浆快速侵位并冷却时,深部流体不能或很少进入岩浆(图 8 Ca),有可能在岩浆体冷却收缩形成的接触带构造裂隙中堆积成矿。如果岩浆上升速度与流体同步,含矿流体就有可能进入岩浆体内(图 8 Cb),既降低岩浆的密度使其得以快速上升,又可以寻求岩浆的保护,使其成矿元素的浓度不会因为流体与围岩接触而降低。岩浆到达地壳浅部后,成矿流体与硅酸盐熔体发生不混溶分离,分别形成贫矿的熔体和富矿的流体。随着温度的下降,在寄主熔体固结成岩之后或固结过程中,成矿流体开始析出有用组分(成矿作用)。因此,所有的矿化作用都限于岩体内部,如形成斑岩型矿床。如果成矿流体上升的速度稍快,他们就有可能从岩浆体中逃逸或逃逸一部分,在岩体顶部和围岩中成矿(图 8 Cc)。成矿流体上升速度足够快时,它们可以完全穿透岩浆进入围岩或流体通道中,这时岩浆体仅仅是含矿流体继续上升的驱动热源(图 8Cd)。

按照这个理论,成矿流体是一个独立的体系,早在岩浆活动之前就已经存在。这一点与目前学者们热衷于讨论的地球排气作用是相符的。我们并不知道,从地球深部排出来的"气体"到底有多少散发在太空中,也许大部分都被封存在某些圈层之内。根据超临界流体中金属溶解度的实验资料,这些流体就应当是富含成矿物质的,因为大部分成矿元素在地幔和地壳中的分配系数 $D_{晶体/液体}$ 都远远小于 1,或者说属于不相容元素。从化学的角度来说,成矿作用就是有用元素从相容元素转变为不相容元素,时空变换以后再转变为相容元素的过程。例如,当深部流体透过地幔或地壳的岩石时,成矿元素就会优先进入流体中。但是,由于流体中成矿元素的含量随温度、压力而迅速下降,深部流体成矿作用的必要条件是其上升的速度足够快,远远大于成矿组分从流体中沉淀的速度。长期以来,我们更多考虑的是化学因素,总是在寻找什么样的化合物形式更有利于成矿组分的迁移,现在看来物理因素也是不可忽视的,在某些情况下可能是更重要的因素。深部流体透过岩石圈上升的另一个障碍是岩石圈的物质组成复杂多变,很容易改变深部流体的物理化学性质,从而造成深部流体中成矿物质的种类置换和含量的下降,因此,这样的成矿作用方式在自然界可能很难发生。

如前所述,透岩浆流体成矿作用理论的优势在于,不仅流体的上升需要岩浆的帮助,岩浆的起源和上升侵位也需要深部流体的参与。目前已经普遍承认,岩浆起源所需要的热源来自于深部[45],例如核幔边界,但对于这些热能是如何传输到岩浆源区的则存在争议。如果有深部流体的帮助,这个问题也许就可以迎刃而解。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

因此,成矿流体与火成岩某些地球化学属性的相似性仅仅是因为它们的来源的相似性,相互之间并没有必然的派生关系。同时,成矿流体中晶体沉淀的温度要低得多,这就必然造成成矿流体的地球化学属性很容易受到非源区流体的影响。这个关键性思考表明,矿床学中某些地球化学研究方法可能是多余的,对于问题的解决毫无帮助。

在更大的范围内,作为一个研究实例,青藏高原的新生代成矿作用是非常有趣的。通过多年的研究,莫宣学等(1998)注意到了藏北新生代火山活动放射状迁移的现象,即以羌塘地块核部为中心,火山活动随时间向四周迁移。在此基础之上,进而提出藏北新生代岩浆活动与岩石圈分段拆沉作用相联系的观点[46]。这一认识从根本上改变了长期以来地质学家对青藏高原形成历史的认识与地球物理学家相矛盾的状况,对成矿作用的理解也大有裨益。最近,我们综合考虑了近年来在地球物理测深、区域构造、岩浆活动、成矿作用、磁性地层学等各方面的研究成果,提出了一个青藏高原形成演化的整合模型。根据这个模型,青藏高原新生代形成演化过程中起主要作用的是三个构造体制:碰撞构造体制、拆沉构造体制和大型走滑构造体制,它们共同受控于印度—亚洲大陆地幔汇聚过程[47]。在这个模型中,青藏高原的主体部分受到来自软流圈的物质流的顶托,其中热流体的作用是不可避免的,$^{3}He/^{4}He$ 比值的研究充分证明了这一点[48]。

这意味着,青藏高原之下是富含深部成矿流体的[50-51],因为不同深度水平上封存的流体可以由于岩石圈拆沉作用而汇聚在一起。但是,这些流体的存在并不意味着必然的成矿作用。特别是在藏北高原,由于总体的热环境[51]和流体主要以渗滤方式上升,缺乏大规模成矿的边界条件。但是,随着地幔物质的放射性迁移,它们有可能被迁移到冈底斯带或藏东地区,并在那里与俯冲板片所释放的流体相遇。因此,冈底斯带和藏东地区应当是良好的混沌边界,非常有利于成矿作用的发生(图 10)。但是,即使是这样也并不意味着成矿作用的发生。如前所述,深部流体成矿作用的重要条件是传递介质和快速上升。

岩浆活动是可以同时满足这两个条件的唯一地质过程。但是,岩浆的起源是岩石圈灾变的过程,亦即要求地质过程发生的突然性,因此我们提出了地球动力学事件链的概念,将深部地质过程作为地球浅部所有地质过程发生的触发器[52]。在一个持续挤压的地质环境中,岩石圈拆沉作用可能是触发岩浆活动的最合理方式,长期的挤压实际上是导致岩石圈连续变形的过程,在这个过程中岩石圈将逐渐增厚和分异[53],因而是一个渐变过程。当岩石圈增厚导致的重力不稳定性达到某种限度时,拆沉作用就会发生,并触发岩浆活动和短时间的岩石圈伸展[47]。这时,隐藏在深部多时的深部成矿流体系统就有可能趁机上升,并"推动"岩浆快速达到地表附近。因此,冈底斯带和藏东地区具有很好的成矿远景,那里已发现许多矿床,是我国最重要的矿产资源

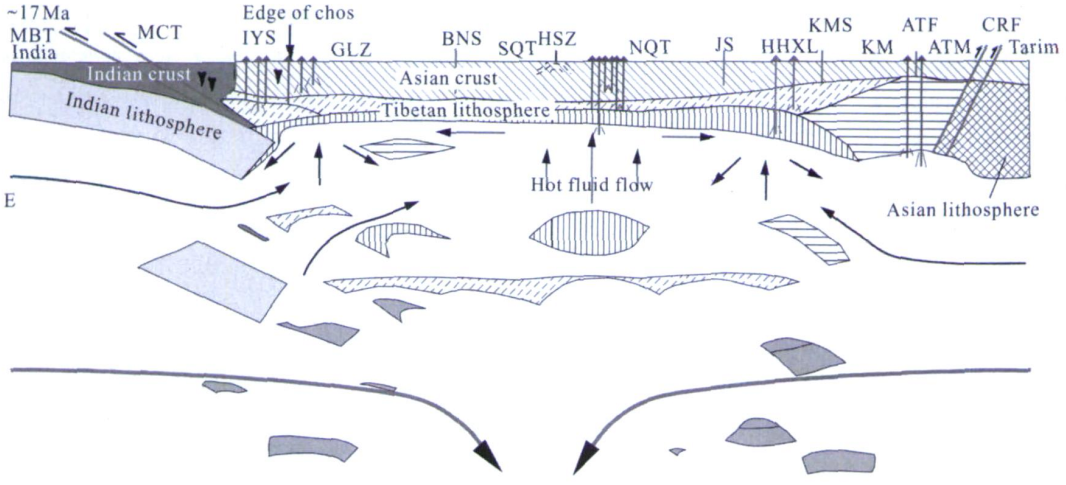


图 10 青藏高原新生代成矿系统示例

Fig. 10 A sketch showing the Cenozoic metallogenic system of Tibet plateau

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

后备基地。这些地区的新生代成矿作用均与岩浆活动几乎同时,拥有明显的透岩浆流体成矿作用的印记,玉龙铜矿、北衙金矿、冲江铜矿等矿床可能都是以这种方式发生的。

综上所述,虽然透岩浆流体并不是一个新的概念,并且已经有人将其应用于解释镁铁质岩石和碱性岩类的成矿作用,但是还没有透岩浆流体成矿作用理论的全面阐述,特别是对于矿床学家最为关心的花岗质岩浆成矿作用问题。本文的重点不在成矿作用本身,而是从地球动力学的角度来审视有关内生矿床成矿作用的问题,希望对广大读者有参考价值。

References:

[1] Коржинский Д С Гранитизация как магматическое замещение[J]. Москва: Изд. АН СССР, Сер Геол, 1952(4): 56-69.

[2] Зотов И А Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании[M]. Москва: Наука, 1989: 214.

[3] Шабынин Л И, Лицарев М А, Перцев Н Н, и др Шпинелевые пироксеновые породы как метасоматические образования, физико-химические проблемы формирования горных пород и руд[M]. Москва: Изд-во АН СССР, 1961, T1: 15-47.

[4] Du L T. H-A-C-O-N-S mantle liquor[J]. Geotectonica et Metallogenia, 1988, 12 (1): 88-93(in Chinese).

[5] Mao J W, Li X F, Zhang R H, et al. Mantle-derived fluid-related ore-forming system[M]. Beijing: China Land Publishing House, 2005: 365(in Chinese).

[6] Richard G, Monnereau M, Ingrin J. Is the transition zone an empty water reservoir? Inferences from numerical model of mantle dynamics[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 205: 37-51.

[7] Patino Douce A E, McCarthy T C. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction[M] // Hacker B R, Liou J G. When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1998: 27-55.

[8] Patino Douce A E. Vapor-absent melting of tonalite at 15-32 kbar[J]. J Petrology, 2005, 46(2): 275-290.

[9] Yang L, Jin Z J. The effect of hydrogen from deep fluid on hydrocarbon generation[J]. Earth Science Frontiers, 2001, 8(4): 337-341(in Chinese).

[10] Rui Z Y, Ai Y D, Wang L S. Research hot spots of ore deposits[J]. Geological Review, 1996, 42(4): 334-340(in Chinese).

[11] Du L T. The relationship between crust fluids and mantle fluids[J]. Earth Science Frontiers, 1996, 3(4): 172-180(in Chinese).

[12] Rui Z Y, Li Y Q, Wang L S, et al. Preliminary discussion on ore-forming fluids and enrichment systems of metallic minerals[J]. Mineral Deposits, 2002, 21(1): 83-90(in Chinese).

[13] Groves D I, Bierlein F P. Geodynamic settings of mineral deposit systems[J]. Journal of the Geological Society, 2007, 164 (1): 19-30.

[14] Pei L R. Mineral deposit models of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995: 357(in Chinese).

[15] Смирнов В И Геология полезных ископаемых[M]. Москва: Недра, 1982: 532.

[16] Liu B, Li G M, Li S R. The preliminary study of the discrimination of ore-bearing and ore-free rocks in the Chongjiang copper deposit, Xizang[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2004, 24(4): 55-58(in Chinese).

[17] Lu X X. Gold abundance of granites in Henan Province[J]. Journal of Precious Metallic Geology, 1993, 3(3): 198-206(in Chinese).

[18] Burnard P G, Polya D A. Importance of mantle derived fluids during granite associated hydrothermal circulation: He and Ar isotopes of ore minerals from Panasqueira[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004, 68(7): 1607-1615.

[19] Huang Z L, Liu C Q, Zhu C M, et al. Petrogenesis of lamprophyres in Laowangzhai gold ore district, Yunnan and its relation to gold mineralization[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999: 252(in Chinese).

[20] Войткевич Г В, Кокин А В, Мирошников А Е и др Справочник по геохимии[M]. Москва: Недра, 1990: 480.

[21] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust [J]. Treatise on Geochemistry, 2003, 3: 1-64.

[22] Connor C B, Lichtner P C, Conway F M, et al. Cooling of an igneous dike 20 yr after intrusion[J]. Geology, 1997, 25(8): 711-714.

[23] Tuttle O F, Bowen N L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O[J]. Geological Society of America Memoir, 1958, 74: 153.

[24] Johannes W, Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks[M]. Springer-Verlag, 1996: 335.

[25] Candela P A, Blevin P L. Do some miarolitic granites preserve evidence of magmatic volatile phase permeability[J]? Economic Geology, 1996, 90: 2310-2316.

[26] Loucks R R, Mavrogenes J A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions [J]. Science, 1999, 284: 2159-2163.

[27] Deng J F, Mo X X, Zhao H L. The Yanshanian lithosphere-asthenosphere catastrophe and metallogenic environment in east China[J]. Mineral Deposits, 1999, 18(4): 309-315(in Chinese).

[28] Camprub A, Chomiak B A, Villanueva-Estrada R E, et al.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Fluid sources for the La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec district, Mexico): volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions[J]. Chemical Geology, 2006, 231: 252-284.

[29] Ho S E, Groves D I, McNaughton N J, et al. The source of ore fluids and solutes in Archaean lode-gold deposits of Western Australia[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1992, 50(1/2): 173-196.

[30] Popov A M, Kiselev A I, Mordvinova V V. Geodynamical interpretation of crustal and upper mantle electrical conductivity anomalies in Sayan-Baikal province[J]. Earth Planets Space, 1999, 51:1079-1089.

[31] Du L T. Significance of earth degassing and its research progress[J]. Geological Review, 2006, 51(2): 174-180(in Chinese).

[32] Du L T. The five gas-spheres of the earth and natural gas exploitation from middle crust[J]. Natural Gas Geoscience, 2006, 17(1): 25-35(in Chinese).

[33] Yu C W. Large ore deposits and metallogenic districts at the edge of chaos (1st half)[J]. Earth Science Frontiers, 1999, 6(1): 85-102(in Chinese).

[34] Yu C W. Large ore deposits and metallogenic districts at the edge of chaos (2nd half)[J]. Earth Science Frontiers, 1999, 6(2): 195-230(in Chinese).

[35] Wang Y, Mo X X, Dong F L, et al. Fluid-geological mapping in the Weishan-Yongping mineralization district, Yunnan—theory and practice[J]. Geology in China, 2003, 30(1): 73-83(in Chinese).

[36] Lu X X. Basic characteristics of Yanshanian minor intermediate-acid rock masses and their minerogenesis in the Qinling-Dabie Mountains Region, Henan Province[J]. Regional Geology of China, 1985, 13:115-123(in Chinese).

[37] Luo Z H, Wei Y, Xin H T. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex—constraints to lithosphere delamination[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(6): 1672-1684(in Chinese).

[38] Mo X X, Luo Z H, Xiao Q H, et al. Methodology to recognize and investigate magma hybridization in granitoid[M]// Xiao Q H, et al. The ways of investigation on granitoids. Beijing: Geological Publishing House, 2002: 53-70(in Chinese).

[39] Sparks R S J, Marshall L A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1986, 29(1/4): 99-124.

[40] Rui Z Y, Zhang H T, Chen R Y, et al. An approach to some problems of porphyry copper deposits[J]. Mineral Deposits, 2006, 25(4): 491-500(in Chinese).

[41] Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984:350(in Chinese).

[42] Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. The Himalayan Yulong Porphyry Copper Belt: product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet[J]. Economic Geology, 2003, 98: 125-145.

[43] Luo Z H, Mo X X, Wang J H, et al. Mantle-crust interactions during continental collision process of the Plateau and their effects on the formation of mineral resources and oil-gas pools[M]//Zheng Du, Yao Tandong, et al. Uplifting of Tibetan Plateau with its environmental effects. Beijing: Science Press, 2004:117-163(in Chinese).

[44] Liang T, Luo Z H, Ke S, et al. SHRIMP zircon dating of the Tuoyun volcanoes group, Xinjiang, and its geodynamic implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007(submitted) (in Chinese).

[45] Best M G. Igneous and metamorphic petrology[M]. 2nd ed. Blackwell Publishing Company, 2003:729.

[46] Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, et al. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau: implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow[M]//Dilek Y, Pavlides S. Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America Special Paper, 2006, 409: 507-530.

[47] Luo Z H, Mo X X, Hou Z Q, et al. An integrated model for the Cenozoic evolution of the Tibetan plateau: constraints from igneous rocks[J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(4): 196-211(in Chinese).

[48] Hoke L, Lamb S, Hilton D R. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 180: 297-308.

[49] Wei W B, Unsworth M, Jones A, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies[J]. Science, 2001, 292: 716-718.

[50] Unsworth M J, Jones A G, Wei W B, et al. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data[J]. Nature, 2005, 438:78-81.

[51] Huang W C, Ni J F, Tilmann F, et al. Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau[J]. J Geophysical Research, 2000, 105(B12): 27979-27989.

[52] Luo Z H, Mo X X, Wan Y S, et al. The geological implications of the youngest SHRIMP U-Pb age of the alkaline basalt in the Tibetan Plateau[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(3): 578-584(in Chinese).

[53] Deng J F, Wu Z X, Zhao H L, et al. Features of the lower crust and crust-mantle interactions[M]//Shan W L. Lithosphere tectonics and deep processes. Beijing: Geological Publishing House, 1999:1-7(in Chinese).

参考文献:

[4] 杜乐天. 幔汁(HACONS)流体[J]. 大地构造与成矿学, 1988,

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

12(1) :88-93.

[5] 毛景文,李晓峰,张荣华,等. 深部流体成矿系统[M]. 北京:中国大地出版社,2005:365.

[9] 杨雷,金之钧. 深部流体中氢的油气成藏效应初探[J]. 地学前缘,2001,8(4) :337-341.

[10] 芮宗瑶,艾永德,王龙生. 金属矿床学的研究热点[J]. 地质论评,1996,42(4):334-340.

[11] 杜乐天. 地壳流体与地幔流体间的关系[J]. 地学前缘,1996,3(4) :172-180.

[12] 芮宗瑶,李荫清,王龙生,等. 初论成矿流体及金属矿物富集系统[J]. 矿床地质,2002,21(1):83-90.

[14] 裴荣富. 中国矿床模式[M]. 北京:地质出版社,1995:357.

[15] 斯米尔诺夫. 矿床地质学[M]. 《矿床地质学》翻译组译. 北京:地质出版社,1982:532.

[16] 刘波,李光明,李胜荣. 西藏冲江铜矿含矿岩体与非含矿岩体区分探讨[J]. 沉积与特提斯地质,2004,24(4) :55-58.

[17] 卢欣祥. 河南省花岗岩的含金丰度[J]. 贵金属地质,1993,3(3) :198-206.

[19] 黄智龙,刘丛强,朱成明,等. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系[M]. 北京:地质出版社,1999:252.

[27] 邓晋福,莫宣学,赵海玲,等. 中国东部燕山期岩石圈-软流圈系统大灾变与成矿环境[J]. 矿床地质,1999,18(4):309-315.

[31] 杜乐天. 地球排气作用的重大意义及研究进展[J]. 地质论评,2006,51(2):174-180.

[32] 杜乐天. 地球的5个气圈与中地壳天然气开发[J]. 天然气地球科学,2006,17(1):25-35.

[33] 於崇文. 大型矿床和成矿区(带) 在混沌边缘(上)[J]. 地学前缘,1999,6(1):85-102.

[34] 於崇文. 大型矿床和成矿区(带) 在混沌边缘(下)[J]. 地学前缘,1999,6(2):195-230.

[35] 王勇,莫宣学,董方浏,等. 云南巍山—永平矿集区流体地质填图的理论与实践[J]. 中国地质,2003,30(1):73-83.

[36] 卢欣祥. 河南省秦岭-大别山地区燕山期中酸性小岩体的基本特征及成矿作用[J]. 中国区域地质,1985,(13) :115-123.

[37] 罗照华,魏阳,辛后田,等. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束[J]. 岩石学报,2006,22(6):1672-1684.

[38] 莫宣学,罗照华,肖庆辉,等. 花岗岩类岩石中岩浆混合作用的识别与研究方法[M] //肖庆辉,等. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,2002:53-70.

[40] 芮宗瑶,张洪涛,陈仁义,等. 斑岩铜矿研究中若干问题探讨[J]. 矿床地质,2006,25(4):491-500.

[41] 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明,等. 中国斑岩铜(钼) 矿床[M]. 北京:地质出版社,1984:350.

[43] 罗照华,莫宣学,汪江海,等. 大陆碰撞过程中壳幔相互作用及其成藏成矿效应[M] //郑度,姚檀栋,等. 青藏高原隆升与环境效应. 北京:科学出版社,2004:117-163.

[44] 梁涛,罗照华,柯珊,等. 新疆托云火山群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学及其动力学意义[J]. 岩石学报,2007(已投稿).

[47] 罗照华,莫宣学,侯增谦,等. 青藏高原新生代形成演化的整合模型——来自火成岩的约束[J]. 地学前缘,2006,13(4):196-211.

[52] 罗照华,莫宣学,万渝生,等. 青藏高原最年轻碱性玄武岩 SHRIMP 年龄的地质意义[J]. 岩石学报,2006,22(3):578-584.

[53] 邓晋福,吴宗絮,赵海玲,等. 下地壳性质与壳幔交换[M] //单文琅. 岩石圈构造和深部作用. 北京:地质出版社,1999:1-7.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net