

# 地幔流体及其成矿作用

刘丛强, 黄智龙, 李和平, 苏根利

(中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

**摘要:**地幔流体及其成矿作用的研究是当前地学界倍受关注的前沿课题。地幔流体是一种以  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  为主、同时含有一定量的溶质成分、相对富集大离子等不相容元素的超临界流体, 具有独特的溶解和输运能力, 主要来源于俯冲板块的脱水、脱气作用和地核及地幔脱气作用。地幔流体在许多大型—超大型金属、非金属、油气矿床和矿集区形成过程中具有重要意义。地幔流体成矿作用主要表现为本身成矿、提供成矿物质、成矿流体和成矿热动力。地质构造背景、岩浆活动、矿床地质、矿床地球化学等方面的研究均可提供地幔流体成矿作用的证据。地幔流体成矿作用的主要特征是矿床具有深大断裂构造背景、伴随幔源岩浆活动、成矿物质和成矿流体具有幔源性、往往形成大型—超大型矿床和矿集区。

**关键词:**地幔流体; 成矿作用; 大型—超大型矿床

**中图分类号:** P594; P611 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-2321(2001)04-0231-13

深源岩石(如金伯利岩、碳酸岩、钾镁煌斑岩、碱性玄武岩、拉斑玄武岩等)中幔源捕虏体(如二辉橄榄岩、方辉橄榄岩等)的含挥发份矿物流体包裹体、火山喷气、近代大洋中脊、大陆裂谷、深大断裂区的喷气活动、无机天然气来源及高温高压实验研究表明, 地幔中存在大量流体, 即地幔流体, 杜乐天<sup>[1]</sup>称之为幔汁。地幔流体活动及其地质意义的研究是当前地学界倍受关注的重要前沿课题。地幔流体不仅对地幔地球化学不均一性、幔源碱性岩浆的形成、大陆地壳演化有重要意义, 而且地幔流体参与了许多大型—超大型矿床的成矿作用。

## 1 地幔流体的组成

杜乐天<sup>[1]</sup>提出的幔汁(HACONS, 其中H代表氢、卤素和热, A代表碱金属, C代表碳, O代表氧, N为氮, S为硫族)是指产生于地幔的氢、卤素、碱、碳、氧、氮、硫间的化合物热流体, 其中不包括硅铝酸盐; Shmulovich等<sup>[2]</sup>定义的地幔流体富含地球内部

原始成分, 同时包含地壳再循环物质的超临界挥发份系统; 曹荣龙等<sup>[3]</sup>认为地幔流体是由富含地球内部原始的气体元素(如<sup>3</sup>He、<sup>36</sup>Ar等)和挥发份(如地幔 $\text{CO}_2$ 、陨石S、深源 $\text{H}_2\text{O}$ 等)组成的气体、稀溶液和挥发份饱和的富碱(K、Na、Li等)硅酸盐熔体; 孙丰月等<sup>[4]</sup>认为幔源C-H-O流体是一种高温高密度的超临界流体, 其中的挥发份主要是 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ , 含少量Cl、F、S、P及惰性气体等组分, 流体中溶解了大量的常量及微量元素; 张铭杰等<sup>[5]</sup>综合国内外研究成果, 认为地幔流体是指在地幔环境下处于平衡稳定状态的气相和液相组分, 其化学成分以C、H、O、N、S等为主, 并溶有多种碱性元素、稀有气体及F、P、Cl等微量组分。

### 1.1 地幔流体中的气相成分

深源岩石(如金伯利岩、碳酸岩、钾镁煌斑岩、碱性玄武岩、拉斑玄武岩等)中幔源捕虏体(如二辉橄榄岩、方辉橄榄岩等)的流体包裹体、金刚石流体包裹体、火山喷气、近代大洋中脊、大陆裂谷、深大断裂区的喷气活动、无机天然气来源及高温高压实验研究表明, 地幔流体为C-H-O-S体系, 同时含微量的稀有气体、Cl等, 其成分以 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{H}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 和 $\text{CH}_4$ 等形式存在, 以 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{H}_2$ 为主。肖化云等<sup>[6]</sup>的统计结果表明, 大多数金刚石流体包裹体含包裹体总质量40%左右的 $\text{H}_2\text{O}$ 和

收稿日期: 2000-09-15

基金项目: 国家科学技术部攀登计划预选项目(95-预-39); 杰出青年基金项目(49625304)

作者简介: 刘丛强(1955—), 男, 研究员, 地球化学专业, 国家科学技术部攀登计划预选项目(95-预-39)首席科学家。

CO<sub>2</sub>, 其变化范围分别为(118~294)·10<sup>-6</sup>和(44~107)·10<sup>-6</sup>, H<sub>2</sub>O/(H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>) 比值(物质的量比)在0.6~0.8之间; 郑建平等<sup>[7]</sup>对我国辽宁复县金刚石中的流体包裹体气相成分研究表明, CO<sub>2</sub> 为主要成分, 其次是 H<sub>2</sub>O、H<sub>2</sub>S 和 CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) 比值(物质的量比)介于0.5581~1.000之间; 路凤香<sup>[8]</sup>的研究结果表明, 在绝大多数华北地台金刚石流体包裹体气相成分中 C+H+O 占 95% 以上。在

流体在横向、纵向上表现出明显的不均匀性, 如中国东部地幔捕虏体的流体组分中还原性气体 H<sub>2</sub> 和 CO 等占优势, 而位于华北板块和扬子板块碰撞带间的江苏六合方山等地的地幔捕虏体中以氧化性气体 CO<sub>2</sub> 和 SO<sub>2</sub> 为主要成分<sup>[9]</sup>。众多研究表明<sup>[7,8,10,11]</sup>, 来自岩石圈地幔的金伯利岩中的地幔捕虏体和金刚石中的流体组分含较高的 H<sub>2</sub>, 而来自下地幔或核幔边界的超深流体和外地核的氢气圈含有更高的 H<sub>2</sub>, 流体中 CH<sub>4</sub> 和 H<sub>2</sub> 约占气体总量的 97.8%, w(H)/w(O) 比值高达 1/330, 这种超深流体上升达软流层底部时, H<sub>2</sub>O 多于 CH<sub>4</sub>。

1.2 溶质成分

近年来越来越多的研究成果, 尤其是金刚石流体包裹体和高温高压实验方面的研究成果, 表明地幔流体中含有一定量的 SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, MgO, CaO 等常量元素和相对富含 Ba, Sr, LREE 等不相容元素。

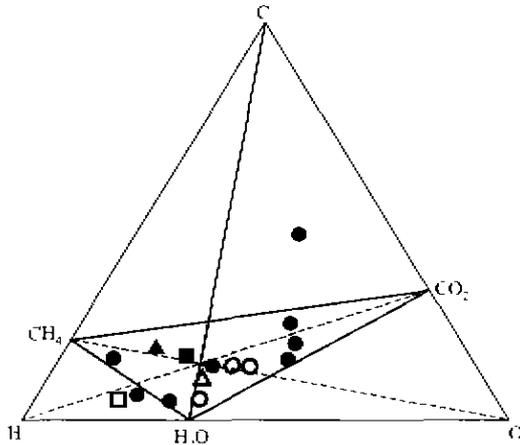


图 1 金刚石流体包裹体成分投点分布图 (转引文献[6])

Fig. 1 Diagram of composition distribution of fluid inclusions in diamonds

- 中国金刚石中的气相流体; ○—中国金刚石中的液相流体;
- ▲—南非金刚石中的包裹体; △—南非、博茨瓦纳及美国金刚石流体包裹体平均成分; ■—俄罗斯雅库特金刚石中流体包裹体平均成分; □—俄罗斯 Mir 金刚石中流体包裹体平均成分

图 1 中, 世界各地金刚石中的流体包裹体的气相组分大多数落于 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub> 成分三角区内。上述实例均表明, 地幔流体最基本气相成分为 C, H, O。

地幔流体的气相组成受氧逸度、构造环境及再循环地壳组分等多种因素的控制。在  $f(O_2)$  介于 FMQ-WM 的相对氧化环境, 地幔流体以 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 为主, 在  $f(O_2)$  接近 IW 的相对还原环境, 地幔流体以 CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O 为主, 亦可出现 CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体。如博茨瓦纳金刚石中的流体包裹体气相成分中 CH<sub>4</sub> 含量较高, 其  $f(O_2)$  相当于 IW; 我国辽宁复县金刚石中的流体包裹体气相成分以 CO<sub>2</sub> 为主, 应为一种较氧化的环境。张鸿翔等<sup>[9]</sup>综述了不同构造区域捕虏体中氧逸度与流体成分的关系, 总结出地质构造环境与流体成分之间的对应关系(表 1)。张铭杰等<sup>[3]</sup>总结了再循环地壳组分对地幔流体气相组分、稳定同位素和稀有气体含量的影响。因此, 地幔

表 1 构造环境对地幔流体成分的控制

Table 1 The composition of mantle fluids controlled by tectonic setting

构造环境	$f(O_2)$ (相对于 FMQ, 对数单位)	地幔流体成分	
大陆 岩石圈	大陆伸展带 俯冲带	-1.5~0 0~1.5	以 CO <sub>2</sub> 为主, 含 H <sub>2</sub> O-CO 混合组分 H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> 混合组分
大洋岩 石圈	普通软流圈	-0.9~-1.28	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> 混合组分
地幔 热柱		<-2.54	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> 混合组分, 含 CH <sub>4</sub> +CO

转引自文献[9]。

1.2.1 常量元素

目前已经有实验和幔源流体包裹体资料说明, 地幔流体能够溶解大量的常量元素, 其含量与压力、流体气相组成密切相关。Holloway<sup>[12]</sup>研究玄武岩-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 体系时发现, 流体中溶质含量与压力成正比; Ryabchikov 等<sup>[11]</sup>的实验表明, 在温度为 1100 C 时, 压力分别为 1.1, 2.3 GPa 的条件下, H<sub>2</sub>O 流体与金云母橄榄岩达到平衡时, 流体中仅 K<sub>2</sub>O 的质量分数即分别可达 3.8%, 6.5% 和 20%, 并估计溶质的总含量在 2 GPa 时可达 20%, 3 GPa 时可达 50%。相比之下, H<sub>2</sub>O 溶液要比含 CO<sub>2</sub> 的 H<sub>2</sub>O 溶液的溶解能力大得多。Schneider 等<sup>[13]</sup>的实验得出 H<sub>2</sub>O 与金云母橄榄岩达到平衡时, 溶质质量分数为 10.4%~18%, 溶质显过铝性(Al>K+Na, 原子数), 对溶质成分进行标准矿物成分计算, 溶质

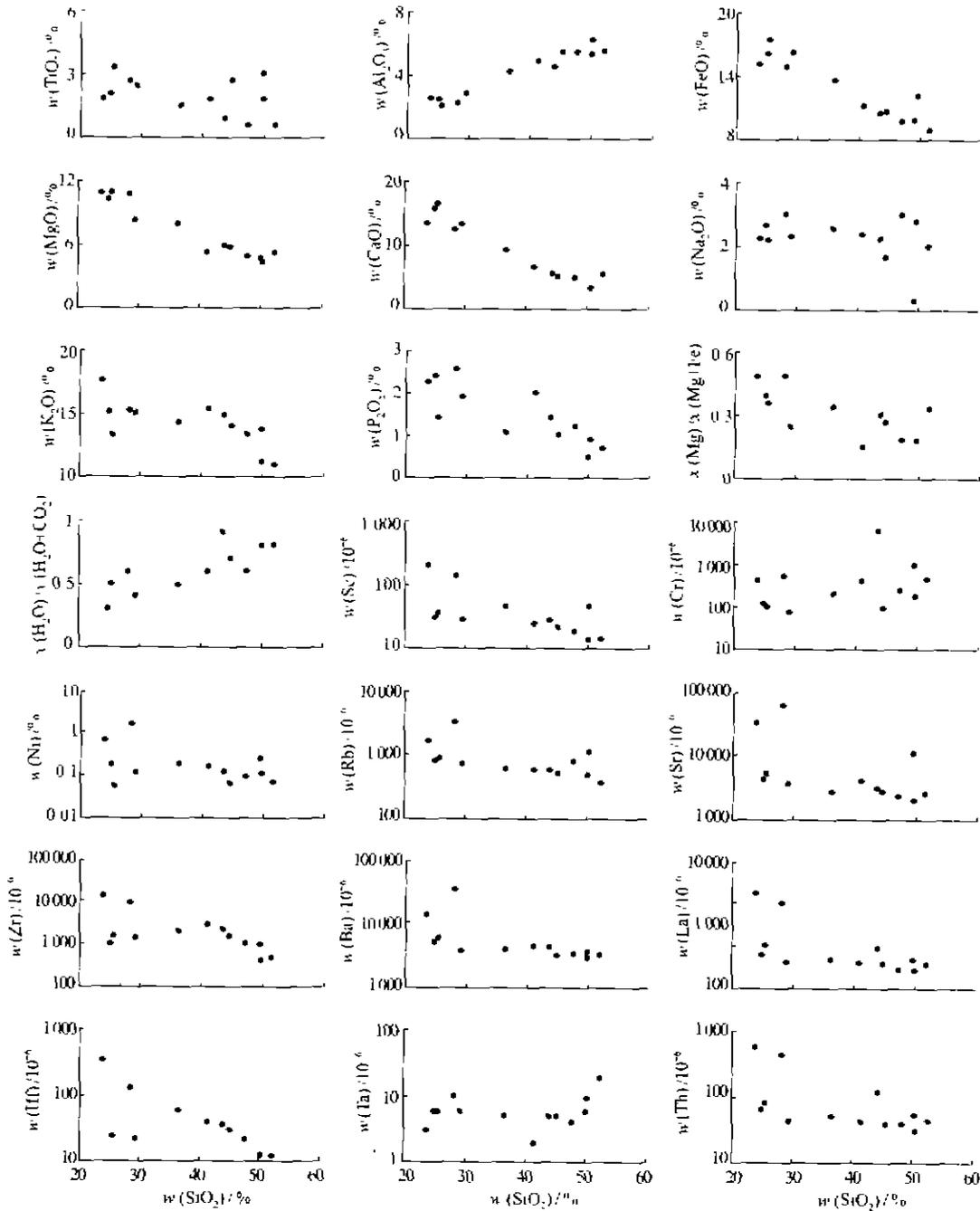


图2 金刚石流体包裹体溶质成分相关图  
(原始资料据文献[19, 20])

Fig. 2 The correlation diagram of solution composition of fluid-inclusion in diamonds

主要为石英、长石、少量铁镁质矿物。当  $H_2O/(CO_2 + H_2O)$  比值为 0.91 (物质的量比), 溶质仅为 1.0% 左右, 且溶质呈过碱性特征。

也有实验研究表明, 常量元素在地幔流体中存在不一致溶解现象。Eggler<sup>[16]</sup> 总结了一些低压条件下 (< 0.8 GPa) 的实验结果, 发现  $H_2O$  在与单

个矿物或矿物组合发生溶解反应时, 相对于其它氧化物来说,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  和  $K_2O$  等更易分配进入溶液中。Schneider 等<sup>[15]</sup> 的高温高压实验得出了同样的规律, 在  $H_2O$  与天然铁闪石或金云母橄榄岩发生溶解反应时, 上述组分比  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  更易进入流体中。Ryabchikov 等<sup>[17]</sup> 实

验得出  $H_2O-CO_2$  与尖晶石橄榄岩共存时, Ca, Na, Fe, Ti 更易进入溶液, 而 Mg, Al 的溶解度则较小。

除实验研究外, 金刚石流体包裹体研究为地幔流体中含有一定量的常量元素提供了直接的证据。Navon 等<sup>[16]</sup>在金刚石中的显微流体包裹体中首先

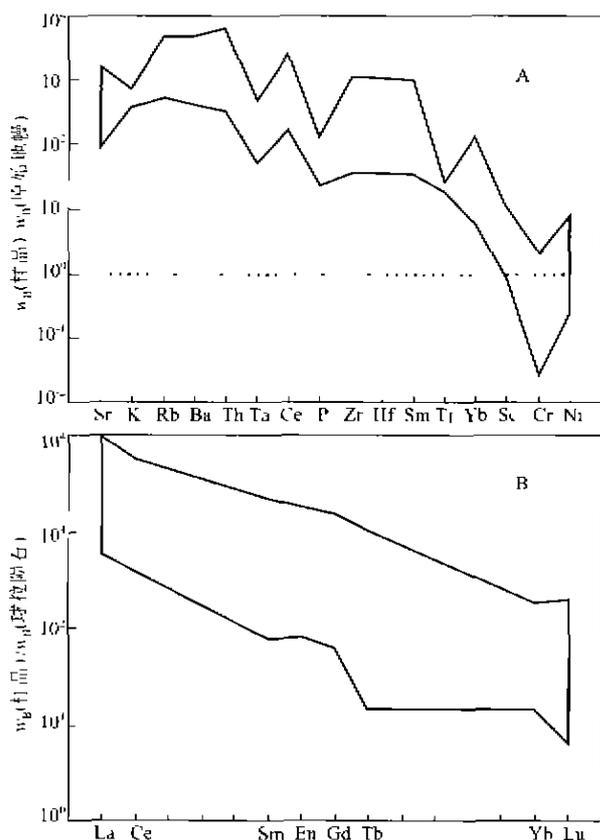


图3 金刚石流体包裹体中微量元素配分模式和 REE 配分模式 (原始地幔据文献[21], 球粒陨石据文献[22], 原始资料据文献[19, 20])

Fig. 3 The trace element and REE patterns of fluid-inclusion in diamonds

发现了  $(20 \sim 1\ 270) \cdot 10^{-6}$  的金属氧化物, 主要有  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  和其它微量元素, 若把  $H_2O$  和  $CO_2$  作为流体成分, 计算出溶质成分在 33%~78% 之间, 平均达 54% 左右。Schrauder 等<sup>[19, 20]</sup>在博茨瓦纳纤维状金刚石的流体包裹体中发现两个端员的流体成分, 即富  $H_2O$  的流体端员和碳酸盐的端员, 前者富含  $H_2O$  和  $SiO_2$ , 后者富含碳酸盐、 $CaO$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ , 两者中都含有较高的  $Al_2O_3$  和  $K_2O$ ; 相关分析表明(图 2), 流体包裹体中  $SiO_2$  的含量与  $Al_2O_3$  和  $H_2O/(H_2O + CO_2)$  (物质的量比)成正比, 与

$TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  和  $x(Mg)/x(Mg+Fe)$  值成反比, 而  $Na_2O$  的质量分数相对稳定(2%~3%, 两个样品例外), 但  $K_2O$  质量分数相对较高, 在 11.5%~22.2% 之间。

### 1.2.2 微量元素

地幔流体相对富含 Ba, Sr, LREE 等不相容元素。Navon 等<sup>[16]</sup>在金刚石中的显微流体包裹体中除发现有  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  和  $P_2O_5$  等常量组分外, 还发现了 BaO, SrO,  $La_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$  等微量组分。Schrauder 等<sup>[19, 20]</sup>测定了博茨瓦纳纤维状金刚石的流体包裹体中微量元素的质量分数, 发现流体包裹体中许多微量元素具有较宽的变化范围, 如 Sc 为  $(14 \sim 200) \cdot 10^{-7}$ , Cr 为  $(78 \sim 6\ 245) \cdot 10^{-5}$ , Ni 为  $(500 \sim 16\ 400) \cdot 10^{-5}$ , Rb 为  $(356 \sim 3\ 117) \cdot 10^{-5}$ , Sr 为  $(1\ 883 \sim 58\ 907) \cdot 10^{-5}$ , Zr 为  $(395 \sim 12\ 933) \cdot 10^{-6}$ , Ba 为  $(2\ 913 \sim 32\ 878) \cdot 10^{-6}$ , La 为  $(184 \sim 2\ 942) \cdot 10^{-6}$ , Th 为  $(28 \sim 533) \cdot 10^{-5}$ 。相关分析表明(图 2), 除 Cr, Ta 等少数微量元素与  $SiO_2$  含量不存在相关性外, 大多数微量元素与  $SiO_2$  含量存在反相关关系。在以原始地幔标准化的微量元素配分模式和以球粒陨石标准化的 REE 配分模式(图 3A, B)上, 流体中除 Sc, Cr, Ni 的含量与原始地幔相当外, 其余微量元素均明显高于原始地幔, REE 配分模式为 LREE 高度富集型。

## 2 地幔流体的性质

地幔流体是一种超临界流体。超临界流体的密度、粘度和扩散系数液体和气体之间, 同时其它物理化学特征, 如等压膨胀度( $\rho$ )、等热压缩度( $\alpha$ )、表观摩尔自由能( $\beta$ )、表观摩尔 Helmholtz 自由能( $\Delta A_m$ )、表观摩尔 Gibbs 自由能( $\Delta G_m$ )、表观摩尔内能( $\Delta E_m$ )、表观摩尔焓( $\Delta H_m$ )、表观摩尔熵( $\Delta S_m$ )、定体积热容( $C_v$ )、定压热容( $C_p$ )、动力粘度( $\eta$ )、热导率( $\lambda$ )、运动粘度( $\nu$ )、介电常数( $\epsilon$ )和电离常数( $pK$ )等也极为特殊(以超临界水为例)<sup>[23]</sup>, 这些物理化学性质决定了超临界流体具有许多独特的性质。主要表现在:(1)超临界流体具有独特的溶解特征; 在超临界环境下, 常温下难溶的化合物变得易溶, 而一些常温下易溶的化合物则变得难溶; 对  $H_2O$  来说, 超临界水的介电常数远低于常温条件, 表现出类似非极性溶剂的性质, 所以有机物

在超临界水中的溶解度较高, 而盐的溶解度较小。(2)超临界流体是一种理想的运输介质:  $\alpha$ 、 $C_p$  和  $\nu$  的局部最大值对热液体系中热量和质量的传输具有重要影响, 对指定可透性岩石, 流体通量和  $\alpha$  成正比, 而和  $\nu$  成反比, 局部对流的热传递速率与流体通量和  $C_p$  成正比, 因此热液体系中的流体通量和热传递速率在临界区内具有最大值。(3)超临界流体能加快发生在其内的化学反应速率; 超临界流体与常态流体相比, 其介电常数减小而活性体积增大; 超临界流体具有“笼效应”(cage effects), 即在反应类型周围溶剂分子局部密度增加; 超临界流体的另一个显著特征是其性质随密度的变化而变化, 流体的密度在临界区域是温度和压力的强函数, 因此超临界流体具有通过控制温度和压力来约束反应环境。

### 3 地幔流体的成因

虽然目前对地幔流体成因的认识还有很大争论, 但有两种主要来源是广大地学家们所公认的, 即: (1)俯冲板块的脱水脱气作用; (2)地核及地幔脱气作用。

#### 3.1 俯冲板块的脱水脱气作用

Ito 等<sup>[24]</sup>计算出蚀变洋壳俯冲过程中每年能把  $1 \cdot 10^{12}$  kg  $H_2O$  带入上地幔中或以非岩浆形式返回地表; Peacock<sup>[25]</sup>的估算结果表明, 每年通过洋壳俯冲进入地幔的  $H_2O$  为  $8.7 \cdot 10^{11}$  kg, 仅有  $1.4 \cdot 10^{11}$  kg  $H_2O$  通过岛弧岩浆活动返回地表, 前者是后者的 6 倍。据 Hay 等<sup>[26]</sup>估计, 深海沉积物总量为  $1.4 \cdot 10^{17}$  t, 由 72% (体积比, 下同) 的碳酸盐软泥、19% 的红色粘土和 9% 的硅质软泥 (包括了沉积物之间的孔隙水) 所组成, 若按质量分数计,  $H_2O$  和  $CO_2$  可分别占深海沉积物总量的 5% 和 12%, 其中碳的总量为  $20.16 \cdot 10^{15}$  t, 碳酸盐形式的碳为  $14.16 \cdot 10^{15}$  t, 非碳酸盐形式的碳为  $6 \cdot 10^{15}$  t, 后者主要以碳氢化合物形式 (CXHY) 存在, 占深海沉积物总量的 0.5%。可见, 俯冲过程中能将大量  $H_2O$  和  $CO_2$  带入地幔不同深度, 甚至达到软流圈。因而俯冲板块发生的脱水脱气作用是地幔流体产生的一个重要原因。

由于俯冲作用为显生宙以来最主要的壳幔循环机制, 俯冲带成为地幔流体最为活跃的场所。通常可将俯冲带分为非常热的俯冲板块 (非常年轻的

大洋岩石圈俯冲带)、年轻的热俯冲板块和冷俯冲板块 (老岩石圈的成熟俯冲带), 不同俯冲带内脱水脱气作用的发生条件有很大区别<sup>[27]</sup>; 在非常热的俯冲带, 洋壳中的普通含水矿物 (云母、绿泥石、角闪石) 及深海沉积物发生脱水脱碳酸作用, 直接以  $CO_2-H_2O$  混合组分参与地幔交代作用和部分熔融作用, 其发生的深度一般小于 125 km; 在热的俯冲带, 流体储存在普通含水矿物 (云母、角闪石、绿泥石、蛇纹石、滑石) 和高密度含水镁硅酸盐矿物 (DHMS, 传统的无水矿物) 中, 其对应的温压区间为  $600 \sim 1100^\circ C$  和  $3 \sim 10$  GPa,  $\beta$  相橄榄石为水的最主要载体矿物, 其发生脱水作用的深度大于 300 km; 而在温度已冷却的成熟俯冲带, 一些不常见的含水矿物 (多硅白云母、绿纤石、十字石) 和致密的含水镁铁硅酸盐矿物 (DHMS), 可以俯冲至软流圈附近 (410~660 km), 脱水脱气作用发生的深度一般大于 660 km。

#### 3.2 地核及地幔脱气作用

地核及地幔本身也富含大量原始挥发份。一些学者认为<sup>[27,28]</sup>, 地幔的水含量为 0.1%~0.14% (质量分数), 据太阳系多阶段增生模式计算出的地幔含水量为  $(400 \sim 1000) \cdot 10^{-6}$ , 占地球总含水量的 10%, 这些水除了储存在已知的含水矿物 (角闪石、金云母) 中外, 在“无水”矿物 (橄榄石、石榴子石、石英、蓝晶石、辉石、DHMS) 中也有少量赋存, 但普遍的赋存形式是 H 以 OH 键的方式链接在矿物晶体结构之中<sup>[29]</sup>, 这些矿物是地球内部  $H_2O$  的潜在大储库。由于 C 具有易溶于铁中的特点, 且某些铁陨石中 C 含量较高, Spera<sup>[30]</sup>认为 Fe-Ni 组成的地核是 C 的重要储集场所; 对世界各地 65 个尖晶石二辉橄榄岩样品的分析结果表明, 其碳含量为  $15 \cdot 10^{-6}$ , 其中以  $CO_2$  形式存在的碳元素占绝大部分 ( $CO_2$  含量为  $(60 \sim 180) \cdot 10^{-6}$ ); Trull 等<sup>[31]</sup>估计地幔的 C 含量为  $(50 \sim 250) \cdot 10^{-6}$ , 因此, 地幔也是一个大的  $CO_2$  储层。陈丰<sup>[32]</sup>认为地球深部是 H 的重要贮库, 主要以吸附或溶解 H、氢化物和固体 H 形式存在; Badding 等<sup>[33]</sup>根据 FeH 的状态方程计算出在  $12.5$  g/cm<sup>3</sup> 密度时地核中 FeH 的摩尔分数为 40%~95%。在地球的形成演化过程中, 深部软流圈长期的原始脱气作用产生了大气圈和水圈, 这种原始脱气作用也是地幔流体的另一个重要来源。

另外, Kaneoka 等<sup>[34]</sup>根据稀有气体 He-Ar 同

位素体系的研究揭示地幔流体有 3 个主要源区。一是地幔柱型 (plume 或 P 型) 源区: 其  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  的比值约为  $6 \cdot 10^{-5}$ ,  $N(^{40}\text{Ar})/N(^{36}\text{Ar})$  为 350。起自约 670 km 深的下地幔与上地幔交界处, 或核-幔界面。二是洋中脊玄武岩型 (MORB 或 M 型) 源区: 其  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  的比值约为  $1.1 \cdot 10^{-5}$ ,  $N(^{40}\text{Ar})/N(^{36}\text{Ar})$  为  $2 \cdot 10^4$ 。包括洋区和大陆区的岩石圈地幔, 也可能包括软流层以及整个上地幔。三是岛弧型 (arc 或 Ac 型) 源区, 即岛弧深部和贝尼奥夫带以上的地幔, 包含俯冲作用带来的再循环物质, 其  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  和  $N(^{40}\text{Ar})/N(^{36}\text{Ar})$  比值低于 MORB 型值。

## 4 地幔流体成矿作用

### 4.1 地幔流体成矿作用现象

地幔流体具有充足的物质储量、庞大的流体库和稳定的热源供给, 为成矿作用的持续进行和形成大型、特大型矿床提供了有利条件。地幔流体参与成矿在国内外许多大型—超大型金属、非金属以及油气矿床得到证实。如西澳大利亚 Yilgarn 地块太古宙金矿, Groves<sup>[36]</sup> 认为是来自地幔的流体携带成矿物质——金, 同时壳幔混合流体从围岩中淋滤出金而形成的大型金矿床; Ledair<sup>[36]</sup> 的研究表明, 地幔流体在加拿大 Central Superior 金矿成矿过程中起重要作用; 孙贤术<sup>[37]</sup> 指出, 地幔流体不仅为南澳大利亚奥林匹克坝 U-Cu-Au-REE 矿床提供了成矿物质, 而且是成矿流体的重要来源; Mitchell 等<sup>[38]</sup> 认为南美的巴西、玻利维亚以及非洲尼日利亚的 Sn 矿带是地幔流体参与成矿的结果; 曹荣龙等<sup>[3]</sup> 从地质、地球化学等多方面论证了我国内蒙古白云鄂博 REE-Fe-Nb 超大型矿床的成矿元素来自地幔, 成矿流体, 为富含深源 C-O-H-S 挥发份体系的地幔流体, 是一个国内外罕见的地幔流体交代矿床; 孙丰月等<sup>[39]</sup> 认为幔源 C-H-O 流体在胶东金矿成矿过程中具有重要作用, 表现为该区壳源花岗岩和金矿床的形成提供了热、流体、碱质、硅质及部分金; 毛景文等<sup>[40]</sup> 系统论证了湖南万古金矿床是一例以地幔流体为主形成的金矿床; 陈毓川等<sup>[41]</sup>、毛景文等<sup>[42]</sup> 的研究表明, 四川大水沟砷 (金) 矿床为地幔流体成矿作用的结果。此外, 有证据表明, 地幔流体在我国冀西北地区金银矿床<sup>[42, 43]</sup>、湖南柿竹园 W-Sn-Mo 多金属矿床<sup>[44]</sup>、云

南金顶 Pb-Zn 矿床<sup>[45]</sup>、云南“三江”金矿成矿带<sup>[46]</sup>、川滇黔 Pb-Zn 多金属成矿域 (笔者, 未发表)、华南铀矿带<sup>[47]</sup>、小秦岭金矿田<sup>[48]</sup>、吉林夹皮沟金矿田<sup>[49]</sup>、世界各地与碱性岩有关的金矿<sup>[50]</sup> 等成矿过程中有重要作用。近年的研究表明<sup>[51, 52]</sup>, 我国黔西南低温卡林型金矿的成矿过程中也可能存在地幔流体的参与, 与热泉发育有成因联系的新矿床类型——热泉型金矿也是地幔流体成矿作用的极好例证<sup>[54]</sup>。地幔流体在油气和许多非金属矿床形成过程中也具有重要意义。Wakita 等<sup>[54]</sup> 在研究日本一些富  $\text{CH}_4$  气井时, 发现  $N(^4\text{He})/N(^3\text{He})$  比值接近日本岛弧带火山喷气, 认为  $\text{CH}_4$  是上地幔来源的; 郭占谦等<sup>[56]</sup> 测得我国松辽盆地沿深大断裂分布的 13 口天然气井的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-12.8\% \sim -24.2\%$ ,  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  为  $(2.34 \sim 2.97) \cdot 10^{-6}$ , 据此认为存在幔源流体参与。近期在胜利油田盆地地下伏碱性橄榄玄武岩中发现大量  $\text{CO}_2$  包裹体, 表明  $\text{CO}_2$  气藏源于富集地幔的碱性橄榄玄武岩的去气作用, 徐永昌等<sup>[56]</sup> 测得胜利油田 29 件样品天然气中氦同位素的  $N(^4\text{He})/N(^3\text{He})$  比值平均为  $1.58 \cdot 10^{-6}$ , 也表明有相当一部分氦来自于地幔。非金属矿床金刚石的形成与地幔流体密切相关已为大地质工作者所公认; 曹荣龙等<sup>[3]</sup> 认为新疆且干布拉克蛭石矿床是地幔流体成矿产物; 笔者 (未发表) 的研究表明, 地幔流体提供了与四川冕宁稀土矿共生的萤石矿床的成矿物质和成矿流体; 扬子地块西南缘的磷块岩均出现于地球化学急变带, 同位素组成表明大型—超大型磷矿形成与强烈壳幔相互作用相耦合, 暗示磷的来源也与地幔流体活动相关<sup>①</sup>。

### 4.2 地幔流体成矿作用的表现形式

#### 4.2.1 地幔流体本身成矿

主要涉及到金刚石的形成和油气的无机成因。金刚石形成和保存的温压条件相当于古老克拉通岩石圈底部—软流圈顶部约 150~300 km 深度范围, 虽然目前对金刚石的形成还有很大的争论, 如金伯利岩岩浆结晶产物、捕虏晶、多来源多成因等, 无论哪种观点都认为金刚石的形成与地幔流体活动密切相关。Haggerty<sup>[57]</sup> 提出金刚石结晶的 3 种途径: (1) S 和 N 起触媒作用,  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  均能形成

① 深部流体成矿系统——一种长期被忽视的重要成矿作用。  
“973”项目“大规模成矿作用与大型矿集区预测”简报, No. 11.

金刚石, 即  $2\text{FeS} + \text{CO}_2 = 2\text{FeO} + \text{S}_2 + \text{C}$ ,  $3\text{CH}_4 + 2\text{N}_2 = 3\text{C} + 4\text{NH}_3$ ; (2) C 在硫化物熔体的溶解度达到饱和后结晶形成金刚石; (3) 在金伯利岩岩浆房中, 由  $\text{CO}_2$  还原或由  $\text{CH}_4$  氧化结晶形成金刚石, 可见, 金刚石是地幔流体本身成矿的结果。

早在 19 世纪门捷列夫就提出, 石油是由地下深处的重金属碳化物与下渗透的  $\text{H}_2\text{O}$  相互作用而形成。目前, 油气无机成因有两种著名观点<sup>[58]</sup>: 一是费托法 (FTT), 即油气是由  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2$  反应生成  $\text{CH}_4$ , 并通过进一步聚合和加氢作用形成各种烃类,  $\text{CO}_2 + \text{H}_2 \rightarrow \text{C}_n\text{H}_m + \text{H}_2\text{O} + \text{Q}$  (温度  $300 \sim 400^\circ\text{C}$ ;  $\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}$  等为催化剂); 二是“地球深层气无机成因”假说, 认为在宇宙形成时便形成烃, 各种烃之间发生反应形成  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CH}_4$  上升聚集形成无机成因的油气藏。前已述及, C, H, O 是地幔流体最重要的气相组分, 也是油气藏的物质基础, 加上地幔流体本身具有稳定的热能, 同时含有  $\text{CO}_2 + \text{H}_2$  形成烃类起催化作用的  $\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}$  等溶质成分, 因而地幔流体可以直接形成油气藏。

#### 4.2.2 地幔流体提供成矿物质

地幔流体是一种超临界流体, 具有独特的溶解和输运能力, 因而可以溶解和迁移地幔中许多成矿元素。Durasova 等<sup>[59]</sup>的实验表明, 在上地幔温压条件下,  $\text{H}_2\text{O}$  比在近地表下对 Sn 的搬运能力要大得多, 且一系列亲铜元素存在同样的趋势。Ballhaus 等<sup>[60]</sup>在温度为  $880 \sim 900^\circ\text{C}$ 、压力为  $0.4 \sim 1 \text{ GPa}$  的条件下进行了  $\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu}, \text{Pt}, \text{Au}$  等元素在流体相 (饱和  $\text{SiO}_2\text{-NaCl}$  的 C-H-O-S 流体) 和硫化物相 (掺有  $\text{Pt}, \text{Au}$  等金属) 之间的分配实验, 结果表明 Fe 的溶解度较大, 流体中 Fe 含量在  $(1\ 000 \sim 13\ 600) \cdot 10^{-3}$  之间; Cu 和 Au 在流体中的溶解度较高, 两者在流体中的含量分别在  $(600 \sim 2\ 000) \times 10^{-6}$  和  $(150 \sim 300) \times 10^{-6}$  之间, 它们的溶解度与是否存在硫化物无关, 说明在高温高压下, 两者不是与 S 形成络合物, 而是与 Cl 形成稳定的络合物; Ni 在流体中的溶解度很小; Pt 在流体中的溶解度变化较大, 六次实验中有两次显示出 Pt 在流体中具有较高的溶解度。众所周知, 上地幔中存在硫化物, 各种资料显示硫化物与硅酸盐相比对铂族元素及 Au 等具有很强的富集能力 (分配系数在  $10^3 \sim 10^7$  之间<sup>[61-63]</sup>), 因此地幔流体可以溶解 Au, Pt 以及性质相近的元素。有证据表明, 在以上例举的西澳大利亚 Yilgarn 地块太古宙金矿<sup>[35]</sup>、南澳大利亚

奥林匹克坝 U-Cu-Au-REE 矿床<sup>[47]</sup>、内蒙古白云鄂博 REE-Fe-Nb 超型矿床<sup>[3]</sup>、胶东金矿<sup>[39]</sup>、冀西北众多金银矿床<sup>[45]</sup>、四川大水沟稀 (金) 矿床<sup>[41, 42]</sup> 以及云南“三江”金矿成矿带<sup>[46]</sup>、小秦岭金矿田<sup>[48]</sup>、吉林夹皮沟金矿田<sup>[49]</sup>、世界各地与碱性岩有关金矿床<sup>[50]</sup> 等大型一超大型矿床和矿集区的成矿物质部分由地幔流体提供。

#### 4.2.3 地幔流体提供成矿流体

虽然目前对“地幔流体能否穿过上地幔及莫霍面渗透到地壳中与地壳岩石发生交代作用”还有争论, 但碳和稀有气体同位素组成证实, 许多地区温泉中的天然气包含大量由原始挥发份组成的地幔流体<sup>[64, 65]</sup>, 证实地幔流体可以渗透到地壳, 尤其是张性构造环境 (如裂谷等) 是地幔流体上升的有利通道。因而渗透到地壳中地幔流体可以活化、迁移其中的成矿元素。另外, 向上运动的地幔流体与向下运动的地表水 (如大气降水、海水等) 在一定深度混合, 形成有利于成矿元素活化、迁移的矿化剂, 交代地壳物质, 活化、迁移成矿物质形成成矿流体。

众多研究表明, 许多大型一超大型矿床的成矿物质有多种来源, 其中壳源占有重要地位, 成矿流体亦表现出地幔流体与地表水混合来源的特征。Watson<sup>[66]</sup>曾指出, 世界上一些 Sn, U 矿床, 尽管其成矿元素是壳源的, 但成矿元素在酸性岩浆中富集与地幔流体有密切联系; Groves<sup>[36]</sup>的研究表明, 西澳大利亚 Yilgarn 地块太古宙金矿的成矿物质部分来源于围岩, 地幔流体在活化、迁移围岩中的成矿物质具有重要地位; 其实上述例举的大型一超大型矿床大部分具有成矿物质多来源 (壳、幔)、成矿流体多来源 (地幔流体、地表水等) 特征。近年来许多学者利用稀有气体同位素组成定量估算了某些矿床成矿流体中地幔流体所占比例, 胡瑞忠等<sup>[67, 68]</sup>估算出云南墨江金矿成矿流体中地幔氦占  $2\% \sim 23\%$ 、云南老王寨金矿地幔氦占  $11\% \sim 52\%$ 、大坪金矿成矿流体地幔氦占  $52\% \sim 95\%$ ; 毛景文等<sup>[40]</sup>估算出湖南万古金矿成矿流体中地幔流体的比例为  $45\% \sim 90\%$ ; 近期的研究表明<sup>①</sup>, 云南兰坪 Pb-Zn 矿成矿主阶段流体存在部分幔源  $\text{CO}_2$ 、 $2\% \sim 32\%$  地幔 He、 $50\%$  地幔 Ne 和一定比例的地幔 Xe。上述实例均说明, 地幔流体在成矿过

① 深部流体成矿系统——一种长期被忽视的重要成矿作用。“973”项目“大规模成矿作用与大型矿集区预测”简报, No. 11.

程中具有提供成矿流体的重要作用。

#### 4.2.4 地幔流体提供碱质和硅质

钾化、钠化等碱交代作用和硅化是许多大型—超大型矿床极为普遍的蚀变作用, 杜乐天<sup>[60]</sup>例举了国内外众多铀矿床及其它金属、非金属矿床存在碱交代作用, 指出碱交代作用是成矿作用最核心的一个机制。前文已提到, 地幔流体相对富含 K、Na 等碱金属和硅质, 如博茨瓦纳纤维状金刚石的流体包裹体中  $\text{Na}_2\text{O}$  的质量分数为 2%~3%,  $\text{K}_2\text{O}$  质量分数高达 11.5%~22.2%,  $\text{SiO}_2$  的质量分数变化较大, 在 23.9%~52.3% 之间, 可见地幔流体具有提供大量 K、Na 等碱金属和 Si 的潜力。但是, 众多大型—超大型矿床普遍出现的碱交代作用和硅化所需的 K、Na 等碱金属和 Si 有多少来源于地幔流体却难以证明<sup>[69]</sup>。杜乐天<sup>[70]</sup>提出一个热液成矿过程的新理解:  $\text{HACONS}(\text{幔汁}) \rightarrow \text{E}(\text{HCONS}) (\text{A} \rightarrow \text{R}) \rightarrow \text{E} + \text{SiO}_2$ , 该式理解为碱交代的实质是使 A(碱金属) 进入岩石(R), 而使成矿元素 E 释放, E 被 H(卤素)、C、O、N、S 的酸性阴离子搬运迁移, 在成矿时 E 总与硅质共生, 据此可见, 碱交代作用是地幔流体 HACONS 造成的。

#### 4.2.5 地幔流体提供热源

众所周知, 成矿作用不仅要有成矿物质、成矿流体, 而且必须有能量供给。持续的能量供给使成矿环境长期保持在一个热状态, 不仅有利于与成矿有关的岩浆岩体本身的分异与成矿, 而且有助于形成一系列对流循环系统从周围围岩中萃取成矿物质, 在一定的构造环境中成矿。地幔流体不仅是一种高温流体, 而且是一种热能传输介质, 因此对维持成矿环境的热状态具有重要意义。

地幔柱/热点活动及其成矿作用是近年来地学界的研究热点。自从 Silitoe<sup>[71]</sup>论证巴西朗多尼亚高原前寒武纪锡矿床在成因上与非造山环境的热点活动有关以来, 越来越多实例表明地幔柱/热点与大规模成矿息息相关。例如, 牛树银等<sup>[43]</sup>、李红阳等<sup>[72]</sup>提出华北地块北缘张宣地区的金银铅锌成矿作用及分带与地幔柱枝活动有关; 陈毓川等<sup>[41]</sup>论证扬子地块西缘二叠纪峨眉山玄武岩喷发是地幔柱活动的直接产物, 在西缘碲化物金矿、独立碲矿床和与碱性岩有关的稀土矿床呈 4 个环形分布可能反映出 4 个地幔柱枝环境; 侯增谦等<sup>[73]</sup>通过对三江地区构造与成矿的研究, 论证了三江地区地幔柱成矿体系。毛景文等<sup>[74]</sup>、王登红<sup>[75]</sup>认为华南

地区巨型多金属成矿分带可能与中生代地幔热柱活动有关; 王登红等<sup>[53]</sup>提出我国两大金矿集中区——胶东金矿集中区和滇黔桂金矿集中区与地幔柱活动密切相关。

虽然目前对地幔柱/热点的化学成矿有待深入研究, 但实验模拟<sup>[76]</sup>和数字模拟<sup>[77]</sup>结果表明, 地幔柱从热界面象气球一样上升, 尾部不断有物质供应, 大头部分将周围的地幔物质裹进去, 轻而热的物质大量上升, 以致上升过程中越变越大。可见, 地幔柱活动过程中将分离出大量高温地幔流体。这些高温地幔流体可以使岩石圈发生熔融, 形成一系列不同类型的花岗质岩类及其相关的矿产, 如扬子中下游地区中生代大量出现的壳幔同熔型花岗岩和与之有关的铁铜金矿床, 华北地块燕山期出现壳幔同熔型花岗岩大规模侵位, 与之伴随形成大量铁铜铅锌金矿床; 也可以与向下运动的地表流体相互混合形成一系列对流循环系统从周围围岩中萃取成矿物质, 地幔流体在维持对流循环系统热状态过程中具有重要作用。

#### 4.3 地幔流体成矿的地球化学证据

区域深大断裂是地幔流体活动的有利通道, 幔源岩浆活动伴随地幔流体活动, 碱交代等蚀变作用是地幔流体或有地幔流体参与的混合流体与围岩相互作用的结果, 成矿温度相对较高是高温地幔流体参与成矿的体现, 成矿流体以  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  等为主与地幔流体组分相对应, 成矿物质幔源性和成矿流体幔源性是地幔流体成矿作用最直接的表现形式。因此, 在矿床研究过程中可从地质构造背景、岩浆活动、矿床地质、矿床地球化学等各方面寻找地幔流体成矿作用的证据。国内外许多学者对与地幔流体活动有关的大型—超大型矿床做过大量研究工作, 从上述各方面例举出地幔流体成矿作用的证据。

地幔流体具有相对均一的稳定同位素组成范围, 如  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  的峰值为  $-4\text{‰} \sim -8\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  为  $6\text{‰} \sim 10\text{‰}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  在  $0\text{‰}$  附近,  $\delta\text{D}_{\text{HTO}}$  为  $-45\text{‰} \sim -90\text{‰}$ , 因此稳定同位素组成认为是示踪地幔流体成矿作用的有利工具。值得注意的是, 由于许多大型—超大型矿床的成矿流体为有地幔流体参与的混合流体, 加上稳定同位素的分馏作用, 因此, 矿床稳定同位素组成常常具有多解性。地幔相对富集  $^3\text{He}$ , 并具有较高的  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  ( $6 \sim 9R_1, R_1$  为空气的  $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ ,  $1.39 \times 10^{-6}$ ), 地壳相

对富集放射成因和核反应成因的 $^3\text{He}$ , 而具有相对较低的 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$  ( $0.01 \sim 0.05 R_a$ )<sup>[76,79]</sup>, 两者的 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值相差近1000倍, 因而He同位素组成是示踪地幔流体更有效的手段。国内外学者先后以矿床中的流体包裹体为测定对象研究了许多矿床成矿流体的He同位素组成, 在示踪地幔流体成矿作用方面取得一系列研究成果。胡瑞忠等<sup>[67]</sup>测得云南马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体的 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值为 $0.52 \sim 1.58 R_a$ , 在地幔和地壳 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值之间, 在 $N(^{40}\text{Ar})/N(^{36}\text{Ar})-N(^3\text{He})/N(^{38}\text{Ar})$ 和 $N(^4\text{He})/N(^{40}\text{Ar})-N(^4\text{He})/N(^4\text{He})$ 图上也分存于地幔端员和地壳端员之间, 且呈线性关系。据此认为该矿成矿流体为地幔和地壳两个端员流体的混合物, 同时计算出成矿流体中地幔He占10%~52%; 胡瑞忠等<sup>[66, 60]</sup>还测定了云南老王寨金矿、墨江金矿和大坪金矿流体包裹体的He同位素组成, 得出其 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值分别为 $0.17 \sim 0.73 R_a$ ,  $0.02 \sim 0.26 R_a$ ,  $0.78 \sim 1.31 R_a$ 和 $0.03 \sim 0.05 R_a$ 。结合Ar同位素分析结果, 认为地幔流体参与了前3个矿床的成矿作用, 计算出成矿流体中地幔氦分别为11%~52%、2%~23%和52%~95%; 毛景文等<sup>[43]</sup>报道四川大水沟碛矿床流体包裹体的 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值为 $0.2 \sim 2.8 R_a$ , 在地幔和地壳 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 值之间, 结合 $\delta^{34}\text{S}$  ( $-3.1\% \sim -2.8\%$ ),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  ( $-5.3\% \sim -7.2\%$ ),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  ( $3.3\% \sim 6.1\%$ )和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $-82\% \sim -54\%$ )具幔源特征, 认为该矿床成矿流体主要来自地幔。

#### 4.4 地幔流体成矿作用特征

地幔流体在各种金属、非金属和油气矿床成矿过程中具有重要意义, 虽然不同地区、不同矿种地幔流体成矿作用的特征不尽相同, 但许多特征有相似之处。本文仅以我国部分典型矿床为例总结地幔流体成矿作用的特征。

##### 4.4.1 地幔流体成矿作用与深大断裂构造背景

Bailey<sup>[81]</sup>指出, 由前寒武纪克拉通地壳和亏损地幔组成的大陆地壳岩石圈板块在漫长的地质时期中起着不渗透盖层作用, 阻挡着深部地幔流体的逃逸, 一旦岩石圈发生破裂(如裂谷作用等), 地幔流体将穿越壳-幔界面进入地壳。可见, 深大断裂是地幔流体活动的有利通道, 地幔流体成矿作用往往具有深大断裂构造背景。如, 白云鄂博REE-Fe-Nb矿床位于狼山裂谷和白云鄂博裂谷交点的外

缘; 云南三江金矿成矿带明显受哀牢山深大断裂控制; 大水沟碛(金)矿床和冕宁稀土矿床受攀西裂谷控制; 胶东金矿集中区受郯庐深大断裂控制; 川滇黔铅锌多金属矿集区400多个矿床(点)大部分沿南北向的小江深大断裂、昭通-曲靖深大断裂和北西向紫云-垭都深大断裂分布。因此, 区域深大断裂是地幔流体成矿作用有利的构造背景。

##### 4.4.2 地幔流体成矿作用与幔源岩浆活动

幔源岩浆活动随地幔流体活动, 因而地幔流体成矿作用往往伴随幔源岩浆活动。如, 云南三江金矿成矿带与富碱侵入岩和煌斑岩时间上、空间上密切共生, 黄智龙等<sup>[82]</sup>对该带老王寨金矿床煌斑岩进行了系统研究, 从构造环境、源区特征、岩浆演化、岩石中 $\text{CO}_2$ 的来源、蚀变流体特征及与成矿的关系等方面论证了矿区煌斑岩岩浆活动过程中存在地幔流体活动(地幔去气和岩浆去气作用), 认为伴随煌斑岩岩浆活动过程中的地幔流体活动为成矿流体的重要来源; 白云鄂博REE-Fe-Nb矿床和冕宁稀土矿床均出露有与成矿时代相近的火成碳酸岩和正长岩; 众多与地幔流体活动有关的矿床出露有辉绿岩、辉长岩和煌斑岩也是例证; 幔源岩浆活动是地幔柱/热点活动的重要标志, 地幔柱/热点活动伴随大量的地幔流体活动和能量释放, 同时伴随大规模成矿作用, 众多研究表明, 我国众多矿集区均与地幔柱/热点活动有关(后文)。

值得注意的是, 胶东金矿、柿竹园W-Sn-Bi-Mo多金属矿床、扬子中下游地区众多铁铜金矿床和华北众多铁铜铅锌金矿床等与花岗岩密切相关。毛景文等<sup>[44]</sup>认为这些花岗岩的形成与地幔柱/热点活动有关, 为地幔柱/热点释放的能量熔融岩石圈的产物。从这个角度看, 这些矿床的形成也与地幔流体活动有密切联系, 该结果已得到越来越多地质、地球化学研究成果的证实。

##### 4.4.3 地幔流体成矿作用与大型—超大型矿床或矿集区

地幔流体具有充足的物质储量、庞大的流体库和稳定的热源供给, 因此地幔流体活动可伴随大规模成矿作用, 形成大型—超大型矿床或矿集区。如地幔流体活动形成的超大型矿床储量: 白云鄂博REE-Fe-Nb矿床REE氧化物的储量约4800万t(平均品位6%)、Nb储量100万t(平均品位0.13%)、萤石12000万t, 柿竹园W-Sn-Bi-Mo多金属矿床已探明 $\text{WO}_3$ 75万t, Sn49万t, Bi30万

t, Mo 13 万 t, Be 20 万 t, 萤石 7 000 万 t, 兰坪 Pb-Zn 矿床已探明 Pb+Zn 储量达 1 600 万 t; 地幔流体活动形成的矿集区: 胶东金矿集中区, 小秦岭金矿集中区, 冀西北金银多金属矿集区, 滇黔桂金矿集中区, 川滇黔铅锌多金属矿集区以及三江金矿成矿带等, 众多研究表明, 这些矿集区均与地幔柱活动密切相关, 地幔流体在其形成过程具有重要作用。

#### 4.4.4 地幔流体成矿作用与矿床围岩蚀变

地幔流体是一种富含碱质和硅质的高温 C-H-O 流体, 本身具有很强的溶解能力。地幔流体参与地表流体循环, 与地壳岩石发生物质和能量交换, 产生复杂的围岩蚀变, 难以辨识典型的地幔流体蚀变作用特征。但根据目前研究的结果看, 地幔流体成矿作用过程中产生的围岩蚀变作用似乎多以交代作用为特征。如, 白云鄂博 REE-Fe-Nb 矿床的主要赋矿层位 H8 白云岩和 H9 富钾板岩普遍遭受了萤石化、钠闪石化、霓石化、磷灰石化、云母化、硫化物化和钾长石化等强烈的围岩蚀变作用, 充分显示了地幔流体原始挥发组分和矿化剂难以想象的富集程度及活化、迁移、沉淀成矿元素的活动规模和形成超大型矿床的潜力<sup>[4]</sup>; 大水沟碛(金)矿床最明显特征之一是矿脉两侧的围岩蚀变十分发育<sup>[42]</sup>, 有碳酸盐化、硅化、黑云母化、白云母化、赤铁矿化、绿泥石化、绿帘石化、钠-奥长石化和石英电气石化等, 且矿脉周围的围岩蚀变具有分带性, 从矿脉边侧向外, 各蚀变分带的 Na<sub>2</sub>O 和 K<sub>2</sub>O 质量分数递减, 分别为 3.55%→2.34%→1.42% 和 1.74%→0.70%→0.39%, 暗示交代蚀变过程中 Na 和 K 组分从成矿体系向外迁移的特征; 河北东坪金矿床含金石英脉两侧钾长石化广泛发育, 蚀变厚度从几十 cm 到几 m 不等, 同时伴随有强烈的硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、高岭石化、绿泥石化和绿帘石化等多种蚀变<sup>[33]</sup>; 袁忠信等<sup>[84]</sup>将冕宁稀土矿床种类繁多的围岩蚀变分为 3 类, 即岩浆晚期或岩浆期后的 K、Na 交代作用(包括黑云母化、霓石-霓辉石化、钠铁闪石化和钠长石化)、岩浆期中温热液交代作用(包括霓石-霓辉石化、方解石化、重晶石化、萤石化、硅钛铈矿和氟碳铈矿化、硫化物化)和低温热液交代作用(包括绢云母化、高岭石化和黑云母化)。

#### 4.4.5 地幔流体成矿作用与中高温热液矿床

地幔流体是一种高温流体, 维持成矿系统的热

状态可能是地幔流体成矿作用的重要表现形式之一。因此, 目前发现地幔流体参与成矿形成的矿床多为中高温热液矿床。如, 任英忱等<sup>[55]</sup>测得白云鄂博 REE-Fe-Nb 矿床白云石、萤石和石英原生包裹体的均一温度为 281~440℃; 陈毓川等<sup>[47]</sup>将大水沟碛(金)矿床划分为 3 个主要成矿阶段, 其均一温度分别为 160~400℃、140~380℃和 80~300℃, 表明每个成矿阶段存在温度降低的变化趋势; 毛景文等<sup>[41]</sup>测得湖南万古金矿床石英包裹体的均一温度主要在 205~250℃, 最高达 322℃; 毛景文等<sup>[80]</sup>报道河北东坪金矿成矿温度为 250~400℃, 集中于 300~340℃; 袁忠信等<sup>[84]</sup>测得冕宁稀土矿床萤石和石英包裹体均一温度为 249~470℃, 牛贺才<sup>[87]</sup>在该矿床的块状石英和萤石中发现流体-熔融包裹体, 测得其均一温度为 454~519℃。

#### 4.4.6 地幔流体成矿作用与 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 成矿流体

H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub> 是地幔流体的主要气相组分, 因此地幔流体成矿作用形成的矿床其成矿流体的气相组分中 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub> 含量往往占有较大比例。如, 白云鄂博 REE-Fe-Nb 矿床的白云石、萤石和石英中普遍存在 CO<sub>2</sub> 气相包裹体, 任英忱等<sup>[81]</sup>测得其中 CO<sub>2</sub> 占 87.6%, H<sub>2</sub>O 占 12.4%, 表明 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O 为成矿流体的主要气相成分; 陈毓川等<sup>[41]</sup>在大水沟碛(金)矿床中发现含 CO<sub>2</sub> 气相包裹体和含液态 CO<sub>2</sub> 的多相包裹体, 测定结果表明 H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 为成矿流体的最主要气相组分; 毛景文等<sup>[41]</sup>在湖南万古金矿床发现含 CO<sub>2</sub> 气相包裹体, 测得 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 H<sub>2</sub>O 为成矿流体的最主要气相组分; 毛景文等<sup>[86]</sup>报道河北东坪金矿流体包裹体主要为 CO<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O 型和 H<sub>2</sub>O-NaCl 型, 整体以 CO<sub>2</sub> 广泛发育为特征, 成矿流体气相组分以 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O 为主; 袁忠信等<sup>[85]</sup>在冕宁稀土矿床中发现气-液-CO<sub>2</sub> 三相包裹体和气-液-CO<sub>2</sub>-子晶多相包裹体, 同样测得 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O 为成矿流体的主要气相成分。

#### 参考文献:

- [1] 杜乐天. 幔汁 H-A-C-U-N-S 流体[J]. 大地构造与成矿学, 1986, 12(1): 87-94.
- [2] SHMULOVICH K I, YARDFLEY B W D, GONCHAR G G. *Fluids in the Crust* [M]. Moscow: Chapman and Hall

- Press, 1995.
- [3] 曹荣龙, 朱寿华. 地幔流体与成矿作用[J]. 地球科学进展, 1995, 10(4): 324-329
- [4] 孙丰月, 石淮立. 试论幔源 C-H-O 流体与大陆板内某些地质作用[J]. 地学前缘, 1995, 2(1-2): 167-174.
- [5] 张铭杰, 王先彬, 李立武. 地幔流体组成[J]. 地学前缘, 2000, 7(2): 401-412.
- [6] 肖化云, 刘丛强, 黄智龙. 金刚石包裹体中的占地幔信息[J]. 地球科学进展, 2001, 16(2): 244-250.
- [7] 郑建平, 路凤香. 金刚石中的流体包裹体研究[J]. 科学通报, 1994, 39(3): 253-256.
- [8] 路凤香. 深部地幔及深部流体[J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 181-186.
- [9] 张鸿翔, 徐志方, 黄智龙, 等. 地幔流体基本特征及成因[J]. 地质地球化学, 2000, 28(2): 1-7.
- [10] 张铭杰, 王先彬, 刘刚, 等. 中国东部新生代碱性玄武岩及幔源捕虏体中的流体组成[J]. 地质学报, 1999, 73(2): 162-166.
- [11] IVANKIN P F, ARGUNOV K P, BORIS Ye I. Stages of kimberlite development and evolving conditions of diamond formation[J]. *Inter Geol Rev*, 1988, 30: 268-274.
- [12] HAGGERTY S E. Super kimberlites: a geodynamic diamond window to the Earth's core[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 123: 57-96.
- [13] HOLLOWAY J R. Composition of fluid phase solutes in a basalt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system[J]. *Geol Soc Am Bull*, 1971, 82: 233-238.
- [14] RYABCHIKOV I D, BOETTCHER A L. Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the earth[J]. *Am Mineral*, 1980, 65: 915-919.
- [15] SCHNEIDER M E, EGGLEER D H. Fluids in equilibrium with peridotite minerals; implications for mantle metasomatism[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50: 711-724.
- [16] EGGLEER D H. Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids; experimental constraints[A]. NIXON P H. *Mantle Xenoliths*[M]. New York: Academic, 1987, 21-41.
- [17] RYABCHIKOV I D, DRLOVA G P, KALENCHUK G Ye, et al. Reactions of spinel lherzolite with H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluids at 20 kb and 900°C[J]. *Geochem Inter*, 1989, 26(10): 56-62.
- [18] NAVON O, HUTCHEON I D, ROSSMAN G R, et al. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions[J]. *Nature*, 1988, 335: 784-789.
- [19] SCHRAUDER M S, NAVON O. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58(2): 761-771.
- [20] SCHRAUDER M S, KOEBERL C, NAVON O. Trace element analyses of fluid-bearing diamonds from Jwaneng, Botswana[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60(23): 4711-4724.
- [21] SUN S S, McDOONOUGH W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes[J]. *Geol Soc Spc Pub*, 1989, 42: 313-345.
- [22] BOYNTON W V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies[J]. *Dev Geochem*, 1984, 2: 63-114.
- [23] 苏根利, 谢鸿森, 丁东业, 等. 超临界水的物理化学性质及意义[J]. 地质地球化学, 1998, 26(2): 83-89.
- [24] ITO E, HARRIS D M, ANDERSON Jr A T. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1983, 47: 1613-1624.
- [25] PEACOCK S M. Fluid processes in subduction zones[J]. *Science*, 1990, 248: 329-337.
- [26] HAY W W, JAMES I S, CHRISTOPHER N. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction[J]. *J Geophys Res*, 1988, 93: 14933-14940.
- [27] THOMPSON A B. Water in the earth's upper mantle[J]. *Nature*, 1992, 358: 295-302.
- [28] WYLLIE P J. Mantle fluid compositions buffered in peridotite-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O by carbonates amphibole and phlogopite[J]. *J Geol*, 1978, 86: 687-713.
- [29] BELL D R. Water in mantle minerals[J]. *Nature*, 1992, 357: 646-647.
- [30] SPERA F J. Dynamics of trans-lithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma[A]. MENZIES M A. *Mantle Metasomatism*[M]. 1987, 1-20.
- [31] TRULL T, NADEAU S, PINEAU F, et al. C-He systematics in hotspot xenoliths; implications for mantle carbon content and carbon recycling[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 118: 43-64.
- [32] 陈丰. 氢-地球深部流体的重要源泉[J]. 地学前缘, 1996, 3(3-4): 72-79.
- [33] BADDING J V, HEMLEY R J, MAO H K. High-pressure chemistry of hydrogen in metals: in situ study of iron hydride[J]. *Nature*, 1991, 353: 421-424.
- [34] KANEOKA I, TAKAOKA N. Noble-gas state in the earth's interior: some constraints on the present state[J]. *Chem Geol*, 1985, 52: 75-95.
- [35] GROVES D L. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia[J]. *Mineral Deposits*, 1993, 28: 366-374.
- [36] LEDAIR A D. Crustal-scale auriferous shear zones in the Central Superior Province, Canada[J]. *Geology*, 1993, 21: 1298-1307.
- [37] 孙贤术. 广州“海峡两岸中国东南岩石圈演化: 同位素地球化学学术研讨会”总结[J]. 地质(台湾刊物), 1993, 13: 87-95.
- [38] MITCHELL A H G, GARSON M S. *Mineral Deposits and Global Tectonic Setting* [M]. London: Academic Press,

- 1981.
- [39] 孙丰月, 石准立, 冯本智, 等. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿[J]. 长春: 吉林人民出版社, 1993.
- [40] 毛景文, 李红艳, 徐珏, 等. 湖南万古地区金矿地质与成因[M]. 北京: 原子能出版社, 1997.
- [41] 陈毓川, 毛景文, 骆耀南, 等. 四川大水沟稀(金)矿床地质和地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 1996.
- [42] 毛景文, 魏家秀. 大水沟稀矿床流体包裹体的 He-Ar 同位素组成及其示踪成矿流体的来源[J]. 地球学报, 2000, 21(1): 58-61.
- [43] 牛树银, 罗殿文, 叶东虎, 等. 幔枝构造及其成矿规律[M]. 北京: 地质出版社, 1996.
- [44] 毛景文, 华仁民, 李晓波. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 1999, 18(4): 291-299.
- [45] 朱上庆, 覃功炯, 温春齐, 等. 金顶超大型陆相碎屑岩铅锌矿床[A]. 涂光焜. 中国超大型矿床(II)[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 65-87.
- [46] 胡云中, 唐尚鹤, 王海平, 等. 哀牢山金矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1995.
- [47] 胡瑞忠, 李朝阳, 倪师军, 等. 华南花岗岩型铀矿床成矿热液中  $\Sigma\text{CO}_2$  来源研究[J]. 中国科学(B), 1993, 23(2): 189-196.
- [48] 倪师军. 小秦岭中基性岩脉与金矿成因关系新模式[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1994.
- [49] 邵军. 地幔流体及其成矿作用: 兼论夹皮沟金矿出的地幔流体与成矿[J]. 贵金属地质, 1999, 8(2): 115-118.
- [50] 聂凤军, 张辉旭. 碱性岩浆活动与金成矿作用[J]. 国外矿床地质, 1997(3): 1-36.
- [51] 朱毓民, 金景福. 论深源流体参与黔西南金矿成矿的可能性[J]. 地质论评, 1997, 13(6): 586-592.
- [52] 王登红, 林文蔚, 杨建民, 等. 试论地幔柱对于我国两大金矿集中区的控制意义[J]. 地球学报, 1999, 20(2): 157-162.
- [53] 郭光裕. 热泉型金矿床成矿模式及成矿远景评价[M]. 天津: 天津科学技术出版社, 1993.
- [54] WAKITA H, SALO Y.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in  $\text{CH}_4$ -rich natural gases suggest magmatic origin[J]. *Nature*, 1983, 305: 792-785.
- [55] 郭占谦, 王先彬. 松辽盆地非生物成因气的探讨[J]. 中国科学(B), 1994, 24(3): 303-309.
- [56] 徐永昌, 沈平, 陶明信, 等. 中国含油气盆地天然气中氦同位素分布[J]. 科学通报, 1994, 39(16): 1505-1508.
- [57] HAGGERTY S E. Diamond genesis in a multiply-constrained model[J]. *Nature*, 1986, 320: 263-277.
- [58] 张景廉, 张平中, 吕锡敏, 等. 油气无机成因的新进展[J]. 地球科学进展, 1998, 13(1): 14-50.
- [59] DURASOVA N A, KHODYREV O Yu, SLUTSKIY A B, et al. Tin in a water-saturated basaltoid at mantle-process parameters[J]. *Geochem Inter*, 1991, 28(2): 125-129.
- [60] BALLHAUS C, RYAN C G, MERNAGH I P, et al. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt, and Au between sulfide, metals, and fluid phase: a pilot study[J]. *Geochem Cosmochim Acta*, 1994, 58: 811-826.
- [61] BARNES S J. Partitioning of platinum group elements and gold between silicate and sulfide magmas in the Muir-Munro Complex, Western Australia[J]. *Geochem Cosmochim Acta*, 1993, 57: 1277-1290.
- [62] BEZMEN N I, ASIF M, BRUGMANN G E, et al. Distribution of Pd, Rh, Ru, Ir, Os, and Au between sulfide and silicate melts[J]. *Geochem Cosmochim Acta*, 1994, 58(4): 1251-1260.
- [63] FLEET M E, CROCKET J H, STONE W E. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt[J]. *Geochem Cosmochim Acta*, 1996, 60(13): 2397-2412.
- [64] 王先彬, 徐胜, 陈践发, 等. 腾冲火山区温泉气体组分和氦同位素组成特征[J]. 科学通报, 1993, 38(8): 814-817.
- [65] 戴金星, 戴春森, 宋岩, 等. 中国一些地区温泉中天然气的地球化学特征及碳、氦同位素组成[J]. 中国科学(B), 1994, 24(4): 426-433.
- [66] WATSON J V. Metallogenesis in relation to mantle heterogeneity[J]. *Phil Trans R Soc Lond*, 1980, A297: 347-352.
- [67] 胡瑞忠, 毕献武, TURNER G, 等. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系[J]. 中国科学(D), 1997, 27(6): 503-508.
- [68] 胡瑞忠, 毕献武, 何明友, 等. 哀牢山金矿带矿化剂对金成矿的制约[J]. 中国科学(D), 1998, 28(增刊): 24-30.
- [69] 杜乐天. 轻碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M]. 北京: 科学出版社, 1996.
- [70] 杜乐天. 硅桥问题——兼及当代热液成矿理论的概念更新[J]. 矿床地质, 1992(1): 13-20.
- [71] SILLITOE R H. Tin mineralization above mantle hot spots[J]. *Nature*, 1974, 218: 497-499.
- [72] 李红阳, 阎开好, 王金瑛, 等. 初论地幔柱与成矿——以金、银、多金属成矿区为例[J]. 矿床地质, 1996, 15(3): 249-256.
- [73] 侯博谦, 李红阳. 试论地幔柱构造与成矿系统——以三江特提斯成矿区为例[J]. 矿床地质, 1998, 17(2): 97-113.
- [74] 毛景文, 李红艳, 王登红, 等. 华南地区多金属矿床分布与地幔柱关系[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(2): 130-132.
- [75] 王登红. 地幔柱及其成矿作用[M]. 北京: 地震出版社, 1998.
- [76] LOPER D E. Mantle plume[J]. *Tectonophysics*, 1991, 187: 373-384.
- [77] LARSON R L, KINCAID U. Onset of mid-Cretaceous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary layer[J]. *Geology*, 1996, 24: 551-554.
- [78] LI B, MANUEL O K. A noble gas technique for the identification of mantle and crustal materials and its application to the Kuroko deposits[J]. *Geochem J*, 1994, 28: 47-59.

- [79] STUART F M, PURNARD P G, TAYLOR R P, et al. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 1663-1673.
- [80] 胡端忠, 毕献武, TIRNER G, 等. 袁牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学[J]. 中国科学(D), 1999, 29(1): 321-334.
- [81] BAILEY D K. Volcanism, earth degassing and replenished lithosphere mantle[A]. *The Evidence for Chemical Heterogeneity in the Earth's Mantle*[M]. London: The Royal Society, 1980. 173-186.
- [82] 黄智龙, 刘从强, 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.
- [83] 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 河北省东坪碱性杂岩金矿地质[M]. 北京: 地震出版社, 1996.
- [84] 袁忠信, 施泽民, 白鸽, 等. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床[M]. 北京: 地震出版社, 1995.
- [85] 任英忱, 王凯怡. 白云鄂博超大型 REE-Fe-Nb 矿床研究[A]. 涂光灿. 中国超大型矿床(D)[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 10-26.
- [86] 毛景文, 李荫清. 河北省东坪碲化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系[J]. 矿床地质, 2001, 20(1): 23-36.
- [87] 牛贺才, 林传仙. 萤石中流体——熔融包裹体的研究[J]. 地质论评, 1995, 41(1): 28-33.

## THE GEOFLUID IN THE MANTLE AND ITS ROLE IN ORE-FORMING PROCESSES

LIU Cong-qiang, HUANG Zhi-long, LI He-ping, SU Gen-li

(Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China)

**Abstract:** Studies of geofluids in the Earth's mantle (or mantle geofluids) and their roles in ore-forming processes have become one of the most interesting researches for geoscientists in the world. The geofluids in the mantle are composed mainly of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O, and also some amount of solutes, which are enriched in large ion lithophile elements, and have large potential to dissolve and transport elements because of their supercritical behaviors. It has been proved that the mantle geofluids can play an important role in formation especially of large or super-large metal or nonmetal ore deposits, mainly through providing and/or transporting ore-forming materials. The geofluid-involved ore-formation processes have their own characteristics, such as deep fault-related geotectonic background, having a close relationship with mantle-derived magmatism and mantle-derived ore-forming materials, and often forming large or super-large ore deposits.

**Key words:** mantle geofluid; ore-formation processes; large or super-large deposits