

富硫地幔线索及起源讨论

杨合群, 李文渊, 赵东宏

(西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

富硫地幔指地幔硫化物较为富集的区域, 是原生富硫基性-超基性岩浆的发源地。本文讨论富硫地幔存在的线索、可能的产生机理及示踪方法。

1 富硫地幔存在的线索

硫的高含量是岩浆型铜镍硫化物矿床成矿的关键因素。形成该类矿床的基性-超基性岩浆起源于地幔而侵位于地壳, 可能的硫源必定在两者之中。一些学者认为地壳硫的混染是重要的, 而另一些学者认为来自富硫地幔 (Naldrett, 1981)。实际上两种情况都存在, 矿石硫同位素可提供线索 (格里年科, 1974)。例如, 俄罗斯的诺里尔斯克矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为+4.9~+10.6‰; 时代三叠纪) 和美国的德卢斯矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为+11.0~+15.5‰; 1 115 Ma) 为前一种代表; 加拿大萨德伯里矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为+0.2‰~+2.5‰; 1 849 Ma) 和中国金川矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为-2.6‰~+3.07‰; 1 508 Ma)、黄山矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为-0.79‰~+2.78‰; 300 Ma)、喀拉通克矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为-3.49‰~+3.00‰; 285~298 Ma)、红旗岭矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为-1.1‰~+2.7‰; 331~361 Ma)、赤柏松矿床 ($\delta^{34}\text{S}$ 值为-1.3‰~+0.9‰; 2 240~2 500 Ma) 等为后一种代表。

李院生 (1990) 在喀拉通克铜镍矿床含矿岩体最早结晶的橄榄石中发现了大量硫化物液滴状包裹体。造岩矿物起始结晶前硫化物相已出现, 显示岩浆中硫含量非常高。包裹体与硫同位素信息结合, 不难推断其地幔源区富硫。

2 富硫地幔的可能起源

硫在地球中的迁移, 同地球动力学演化密切相关。一般认为, 地球在其原始的化学分异时期曾有一个阶段是熔融的球体, 互不混溶或部分混溶的硅酸盐相、硫化物相和金属相在重力作用下产生分层, 形成地核和原始地幔。估算的地球平均硫含量约 3.8% (黎彤, 1976); 分异后残留在原始地幔内的硫化物顶多为原有数量的 1% (Likhachev, 1983)。现代地球结构模型中, 只有外地核最为富硫, 由液态的 Fe-Ni-FeS 组成。原始地幔上部物质再分异产生地壳, 残留的亏损上地幔硫进一步贫化。

在地幔内硫日益贫化的总趋势下, 富硫地幔何在? Naldrett (1973) 提出假说认为, 上地幔软流层 (大约 80~300 km) 中, 硅酸盐处于约 1%~3% 的部分熔融状态, 硫化物也多呈熔融态。当构造应力扰动时, 相对较重的硫化物不断向下渗透, 在底部沉降作用停顿下来形成一个硫化物富集带。但笔者认为更具潜力的机理, 可能是起源于核幔边界的地幔热柱吸取外地核液态硫化物向上注入产生富硫地幔。

据前人研究和对比资料 (汤中立等, 1995; Naldrett, 1981), 国内外大型、超大型岩浆硫化物矿床多形成于裂谷环境。通常认为裂谷化只不过是热柱-热点体系演化过程中一个易于识别的阶段, 裂谷化后期形成岩浆成因有色金属矿床 (Sawkins, 1976)。

实验和数值模拟已经证明, 地幔柱只能在不同对流区域的边界产生。有的学者认为该边界层相当于 670 km 深处的地震波不连续面, 即为上、下地幔的界面; 有的学者认为该边界为核幔边界 (Campbell et al., 1992; Davies et al., 1992)。近年一个惊人的成果是发现下地幔底部某些区域存在“超低速层”, 层厚等于或小于 40 km, 层中 P 波速度减小 10%, 如此大的速度异常只能用区域性部分熔融来解释 (Williams, 1996)。超低速层的位置似乎与现今地表显示的地幔柱位置量相关 (Williams, 1997)。上述线索有利于地幔

热柱产生富硫地幔的设想。

3 富硫地幔示踪思路

地幔的不均一性早已反复得到证明。人们将幔源岩浆作用与这种不均一性相联系,提出了岩浆的地幔储源库,通常所划的类型有富集型、亏损型、过渡型、原始型地幔源。

原始地幔相当于下地幔,亏损地幔相当于上地幔(Allegre et al., 1989)。上地幔亏损是壳幔分异相随的,亏损程度是随时间增长的。Jacobsen (1988)模拟壳幔演化结果,约30%的地幔在670 km的不连续面以上受到亏损。

目前,一般用两种不同地幔源的混合解释洋脊、洋岛玄武岩地球化学特征。一种为软流圈,属亏损型地幔,它是N-MORB的源;另一种为通过亏损软流圈上升的地幔柱,属富集型地幔,它是OIB和E-MORB的源。两者混合是T-MORB的源。这说明过渡型地幔源不是独立的。这种认识方法值得借鉴。

笔者认为,示踪富硫地幔,可以从研究它与富集型、亏损型、过渡型地幔的耦合关系入手,捕捉地幔柱活动的线索。如果为亏损型地幔源起主要作用,对Naldrett (1973)的假说有利;如果为富集型地幔源起主要作用,则对笔者的设想有利。杨合群和汤中立等(1997)根据铷钕同位素综合信息判断我国金川超大型铜镍硫化物矿床的源区为富集地幔。

对于地幔源示踪,同位素可以反映源区长期特征,而不相容微量元素与之不匹配时还可揭示岩浆产生前地幔源区叠加的短期事件。例如,长期亏损地幔叠加了近期地幔热柱,这对比较年轻的矿床尤为值得注意。因此两种方法最好配合使用。岩浆硫化物矿床的成矿岩浆一般是橄榄-苦橄拉斑玄武岩浆和科马提岩浆,形成时部分熔融程度高,因此不相容元素比值接近源区。

由于惰性气体不参加化学反应,He、Ar同位素示踪剂近年倍受重视。大气圈、地壳、上地幔和下地幔, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值分别约为 14.0×10^{-6} , 4×10^{-8} , 1.16×10^{-5} 和 4×10^{-5} ; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值为295.2, 2000~140000, 13000~28000和360~425。在 $^3\text{He}/^4\text{He}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 图中,放射性成因源(R)、大气源(A)、地壳源(C)、亏损上地幔源(M)和深部富集地幔柱源(P)各自有不同位置,也可识别的不同端员的混合(孙明良等, 1997)。He同位素($^3\text{He}/^4\text{He}$)还有助于探讨地幔柱深浅。不富集He的地幔柱很可能来源相对浅;富集He的地幔柱可能来自于下地幔底部。He是在硅酸盐岩浆中溶解度相对较大的惰性气体,因此有利于人们用幔源岩浆成因矿物中包裹体对其进行研究。

参 考 文 献

- 格里年科 B A. 1974. 硫同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1980
- 黎 彤. 1976. 化学元素的地球化学丰度[J]. 地球化学, (3).
- 李院生. 1990. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床硅酸盐-硫化物不混溶岩浆包裹体研究. 矿床地质与矿床地球化学研究新进展[M]. 兰州: 兰州大学出版社.
- 孙明良, 叶先仁. 1997. 固体样品中 He、Ar 同位素的质谱测定[J]. 沉积学报, 15(1): 48-53.
- 汤中立, 李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M]. 北京: 地质出版社.
- Allegre C J and Lewin E. 1989. Chemical structure and history of the earth: Evidence from global non-linear inversion of isotopic data in a three-box model[J]. Earth Planet Sci. Lett., 96: 6-88.
- Campbell I H and Griffiths R W. 1992. The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for the chemical evolution of the mantle[J]. J. Geol., 100: 497-523.
- Davis G F and Richards M A. 1992. Mantle convection[J]. J. Geol., 100: 151-206.
- Jacobsen S B. 1988. Isotopic and chemical constraints on Mantle-crust evolution[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 1341-1350.
- Naldrett A J. 1973. Nickel sulfide deposits: Their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic associations[J]. Can. Min. Inst. Metall. Trans., 76: 183-201.
- Naldrett A J. 1981. Nickel sulfide deposits classification, and genesis[J]. Econ. Geol., 628-685.
- Sawkins F J. 1976. Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments[J]. J. Geol., 84: 653-671.
- Williams Q and Garnero E J. 1996. Seismic evidence for partial melt at the base of earth's mantle[J]. Science, 273: 1528-1530.