

钾玄岩系斑岩成因与成矿

——以玉龙铜矿带为例*

张玉泉 谢应雯 邱华宁 李献华 钟孙霖

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州)

(台湾大学地质系, 台北)

提 要: 西藏东部新生代玉龙铜矿带有玉龙、扎拉尕、莽总、多霞松多和马拉松多等斑岩型铜(钼)等多金属矿床, 寄主岩石具交代地幔源锶、钕、铅同位素组成特征, 岩石化学成分均富碱、高钾和 K_2O/Na_2O 比值远大于 1, 而且从早期到晚期的斑岩中 SiO_2 和 K_2O 含量增加, TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO ($Fe_2O_3 + FeO$)、 MgO 、 CaO 和 Na_2O 含量减少, 以及 Cu 等矿化多伴随晚期斑岩地质体的内外接触带产出。

关键词: 演化与成矿 斑岩 钾玄岩系列 玉龙铜矿带 西藏东部

与“斑岩型铜矿”有关的岩石通常为闪长岩、花岗闪长岩和二长岩等, 以及它们的斑岩^[15,16], 在成因上明显与钙碱性系列的侵入岩有关^[17], 用板块构造学说解释全球性斑岩铜矿分布规律及形成机理, 并认为斑岩铜矿与大洋板块向大陆板块下俯冲, 部分熔融而形成的钙碱性岩浆具有成因联系, 铜等成矿物质主要来源于洋壳; Kesler 等^[18]和 Hine 等^[19]强调岛弧构造环境起源的钙碱性花岗质岩浆对于斑岩铜矿的生成有特别重要的意义。近期发现钾玄岩系的斑岩铜-金矿床^[20], 说明与铜矿有关的斑岩, 既有钙碱性系列的斑岩, 又有钾玄岩系列的斑岩。中国著名的斑岩铜矿, 如德兴和多宝山为闪长斑岩和花岗闪长斑岩^[1]。至于玉龙铜矿带含矿斑岩属性等仍存在争议^[2~7]。

1 地质概况

玉龙铜矿带含矿斑岩, 是哀牢山-金沙江新生代钾质碱性岩浆岩带的重要组成部分, 位于金沙江古缝合带西侧, 该缝合带洋壳俯冲时间在二叠至三叠纪, 到三叠世末大洋闭合, 标志“俯冲造山”结束, 之后属于“碰撞造山”, 到第三纪在金沙江以西地区, 出现一系列的拉分断陷盆地, 而含矿斑岩和时空一致的钾质碱性深成岩、火山岩和煌斑岩也伴随产出。该带含矿斑岩沿贡觉第三纪断陷盆地西侧分布^[1], 其围岩主要是上三叠统甲丕拉组杂砂岩、灰岩和火山岩等。岩体面积 $0.2 \sim 0.63 \text{ km}^2$ ^[8], 均为同期不同次侵入的复式岩体, 岩石类型有石英二长斑岩、二长花岗斑岩、正长花岗斑岩和碱长花岗斑岩。

* 中国科学院矿床地球化学开放室, 科学基金资助项目 (编号: 9513); 国家自然科学基金资助项目 (编号: 49472099) 资助

张玉泉, 男, 1935 年生, 研究员, 从事花岗岩类与成矿关系研究。邮政编码: 510640

2 岩石化学特征

玉龙铜矿带含矿斑岩中不同类型斑岩的岩石化学成分均富碱 ($K_2O + Na_2O$ 多大于 8%)、高钾和 K_2O/Na_2O 比值远大于 1, 以及在复式斑岩体中, 早期和晚期的斑岩, 在岩石类型上虽不同, 但它们的化学成分特点具一致性^[7]。富集 Sr、Ba 等大离子亲石元素和轻稀土元素^[9]等, 表明含矿斑岩属于钾玄岩系列^[7]。

3 锶、钕、铅同位素组成

玉龙铜矿带含矿斑岩——石英二长斑岩、二长花岗斑岩、正长花岗斑岩和碱长花岗斑岩, 以及共生的透辉石正长岩、粗面岩和煌斑岩的锶、钕、铅同位素组成极其类似且变化范围小: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512427 \sim 0.512552$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7051 \sim 0.7068$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.75 \sim 18.88$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.62 \sim 15.66$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.90 \sim 38.96$ ^[10], 类似南印度洋中 Kerguelen 岛新生代钾质岩浆岩^[21,22], 接近 EM II 地幔端员^[23], 暗示其地幔源区与交代地幔有关。

4 讨 论

4.1 构造背景

对玉龙铜矿带含矿斑岩形成时的构造背景的认识有争议^[1-4]。从岩浆岩形成时的构造背景分为“造山”系列——产在地壳缩短和板块会聚地带的钙碱性岩浆岩组合, 和“非造山”系列——产在地壳拉伸带或板内扩张带或者在板块离散边缘的碱性岩浆岩组合^[24]。而该带含矿斑岩属于钾质碱性系列^[7], 与其共生的钾质碱性深成岩、火山岩和煌斑岩, 常伴随第三纪拉分断陷盆地产出等, 均显示板内非造山的构造背景。

4.2 含矿斑岩的成因

对玉龙铜矿带含矿斑岩的成因存在不同的认识^[2,3,11]。含矿斑岩锶、钕、铅同位素组成具一致性和接近 EM II 地幔端员。为了解 EM II 地幔源区混合体积百分比, 进行了模拟定量计算, 其结果^[10]: 地幔组分为 98.7% ~ 99.2%, 地壳组分为 0.8% ~ 1.3%。此结果与玉龙、多霞松多和马牧普成矿岩体的幔源岩浆在侵位演化过程中受到地壳物质的污染极弱^[12]是一致的。从而说明玉龙铜矿带的含矿斑岩物质来源于交代地幔源区, 在岩石成因类型上应属于幔源型。

4.3 斑岩演化与成矿关系

玉龙铜矿带斑岩型铜(钼)等多金属矿床, 均与喜马拉雅期不同次的斑岩地质体构成的复式斑岩体有关。该带含矿复式斑岩体中, 早期和晚期的岩石类型, 在不同的岩体中并非一致, 在演化上也有所不同, 如玉龙为石英二长斑岩→正长花岗斑岩; 扎拉尕为二长花岗斑岩→正长花岗斑岩; 莽总和多霞松多为二长花岗斑岩→碱长花岗斑岩等。化学成分从早期到晚期 SiO_2 和 K_2O 含量增加, TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO ($Fe_2O_3 + FeO$)、 MgO 、 CaO 和 Na_2O 等量减

少, 相应的成矿元素含量也随之增加^[13], 表明斑岩的演化与成矿的密切关系。

含矿斑岩的演化, 可能有两种模型: 一是区域上的演化; 一是含矿复式斑岩体的演化, 后者对成矿可能更有意义。含矿斑岩为复式岩体, 非含矿斑岩为单期单相^[1,2]。因此, 含矿斑岩就意味是复式岩体, 岩石类型也不仅限于一种。如玉龙早期为石英二长斑岩, 晚期为正长花岗斑岩等, 它们均具矿化^[1]。而斑岩型铜矿化是在晚期的斑岩固结之后。因此, 斑岩型铜矿化, 无论在时间上, 还是在空间上, 与晚期的斑岩有密切关系, 这种关系在找矿和勘探设计等方面具有特殊意义。对成矿并非如此, 因为早期和晚期的斑岩, 对成矿均有其贡献, 缺一不可, 否则就成了非含矿斑岩。

4.4 矿化富集部位

(1) 玉龙铜矿床: 玉龙斑岩体出露海拔大于 5000 m, 在海拔 4300 m 以上的斑岩是整体矿化, 以下围绕“无矿核”呈环状矿化^[1]。在整体矿化的斑岩中, 既有早期石英二长斑岩, 又有晚期正长花岗斑岩; 在岩体中心带 109 钻孔, 孔深 541 m 的岩心^[2]和“无矿核”岩石化学成分均显示晚期正长花岗斑岩的特点^[14], 表明玉龙斑岩体的深部岩石和无矿核是晚期的正长花岗斑岩; 在复式斑岩体中的细脉浸染状的斑岩型的铜矿化, 在时间上更接近晚期的斑岩, 在空间上是在晚期的斑岩的上部及其周围。

(2) 扎拉杂铜矿床: 从工程地质图和部分钻孔岩心资料^[14], 表明在复式岩体中, 矿化富集部位多处是在晚期侵入的斑岩地质体的内外接触带, 如未见矿 ZK1, 该钻孔位在早期二长花岗岩斑岩地质体中偏北部和远离晚期的正长花岗斑岩地质体。ZK3 和 ZK4 两个见矿钻孔分别在孔深 348.84 m 和 68 m 处见到晚期的正长花岗斑岩。

(3) 莽总铜矿床: 地表矿化弱, 深部矿化好。如 ZK1 钻孔地表至浅部矿化弱, 孔深 384 m 矿化开始变好, 在孔深约 450~480 m (246 回次) 见到晚期的碱长花岗斑岩。

前述表明, 在玉龙铜矿带新生代含矿复式岩体中, 矿化和矿化富集部位多伴随晚期的斑岩地质体及其内外接触带产出。

参 考 文 献

- 1 唐仁鲤, 罗怀松等. 西藏玉龙铜(钼)矿带地质. 北京: 地质出版社, 1995, 76~96.
- 2 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明等. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984, 37~66.
- 3 马鸿文. 西藏玉龙斑岩铜矿带斑岩岩类学与含矿性标志. 西藏地质, 1990, (17): 64~78.
- 4 吕伯西, 王增, 张能德等. 三江地区花岗岩类及成矿专属性. 北京地质出版社, 1993, 926~230.
- 5 谢应雯, 张玉泉, 胡国相. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩地球化学与成矿专属性. 昆明工学院学报, 1984, (4): 1~17.
- 6 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究. 岩石学报, 1987, (1): 17~28.
- 7 张玉泉, 谢应雯, 梁华英等. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列. 地球化学, 1998, 27 (3): 236~243.
- 8 西藏地质局第一地质大队. 西藏东部玉龙斑岩铜矿床和矿带的成矿规律与找矿方向. 西藏地质, 1987, (1): 25~57.
- 9 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁等. 钾玄岩系列, 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩元素地球化学特征. 地球科学, 1998 (4).
- 10 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁等. 钾玄岩系列: 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成. 地质科学, 1998, (3).
- 11 王增. 玉龙斑岩铜矿带的物质来源及其形成机理. 中国西部特提斯构造演化及成矿作用. 成都: 电子科技大学出版

- 社, 1991, 270~271.
- 12 丁朝建, 王增, 申屠保涌. 藏东玉龙斑岩铜(铅)矿带主要成矿岩体 Nd-Sr 同位素特征. 青藏高原地质文集 (13). 北京: 地质出版社, 69~106.
 - 13 张玉泉, 谢应雯等著. 横断山区花岗岩地球化学. 北京: 北京科学出版社, 1995, 166~179.
 - 14 张玉泉, 谢应雯, 梁华英等. 钾玄岩系列: 藏东玉龙矿带含矿斑岩演化与成矿关系. 西藏地质, 1997, (2): 22~34.
 - 15 Emmons W H and Minn M. Relation of the disseminated copper ores in porphyry to igneous intrusives, Trans AIME, 1927, 75: 797~815.
 - 16 Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of the porphyry copper deposits, Econ., Geol. 1972, 67: 184~197.
 - 17 Tittey S R. Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the north-western Pacific, Econ. Geol., 1975, 70: 499~514.
 - 18 Kesler S E, Jones L M and Walker R L. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in Island Arc areas, Econ. Geol., 1975, 70: 515~526.
 - 19 Hine R and Mason D R. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization, New Britain, Papua New Guinea, Econ. Geol., 1978, 73: 749~760.
 - 20 Muller D, Heithersay P S and Groves D I. The shoshonite porphyry Cu-Au association in the Roonumbla district, N. S. W., Australia, Mineral Petrol, 1993, 581: 299~321.
 - 21 Dosso L and Murthy V R. A Nd isotope study of the sources, Earth Planet Sci. Lett., 48: 268~275.
 - 22 Lameyre J, Marot A and Zimine S et al. Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complex, Nature, G. B., 263: 306~307.
 - 23 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle, Nature, 1984, 309: 753~75.
 - 24 Martin R F and Piwinski A J. Magmatism and tectonic settings, J. Geophys Res. 1972, 77: 4966~4975.

<http://www.kcdz.ac.cn/>