

# 我国斑岩铜矿特征及其成矿物质来源

周作侠

(中国科学院地质研究所)

斑岩铜矿是最重要的铜矿类型之一,因此引起地质工作者注意。笔者曾于1974年至1977年<sup>①</sup>参预了德兴、多宝山、公婆泉、白山堂、太阳山和铜矿峪等一些重要矿床和矿化点的研究,以后又收集过某些资料。本文对我国斑岩铜矿特征及其成矿物质来源提出某些初步认识,请读者批评指正。

## 一、我国斑岩铜矿带是世界著名矿带的组成部分

1. 东部沿海地区燕山期矿带(如江西、安徽、山东、吉林等省的一些矿床和矿点)是太平洋西岸矿带的组成部分。若将菲律宾、台湾省新生代斑岩铜矿带称外带,则我国东部沿海中生代矿带可称为内带。内带与外带除成矿时期不同外,内带碱质明显增加(钾最明显)。

2. 北部海西期成矿带(呈近东西向分布,如分布于甘肃、内蒙、吉林、黑龙江等省的矿床和矿点)与蒙古中部或北部矿带、苏联东部矿带(如哈萨克斯坦、巴尔喀什湖以北地区)相联接。在成矿时代上和岩性特征上都可进行对比。

3. 西南部矿带是阿尔卑斯-喜马拉雅成矿带一部分。如南斯拉夫、伊朗、阿富汗和巴基斯坦所发现的斑岩铜矿,其成矿时代、构造控矿特征与西藏玉龙铜矿较类似。

此外,我国中部昆仑至秦岭东西方向的成矿带,在甘肃、山西等省皆发现不同时代的矿床、矿点。总之,斑岩铜矿成矿远景是可观的,而前三带更重要(图1)。

## 二、斑岩铜矿成矿区某些特征

1. 地壳演化类型属过渡性地壳,厚度较薄。成矿岩石类型属中性组合或中酸性组合。如在岛弧地区的菲律宾的斑岩铜矿与石英闪长岩建造有关;我国东南沿海成矿岩石类型多属石英闪长斑岩、花岗闪长斑岩、二长斑岩、石英斑岩。

2. 断褶区区域成矿与地槽回返晚期阶段密切相关。如多宝山位于兴安岭海西地槽发育区,成矿与褶皱运动晚期中酸性及酸性岩浆有关;公婆泉位于北山褶皱区,成矿与地槽回返

① 作者在桂林冶金地质所工作期间。

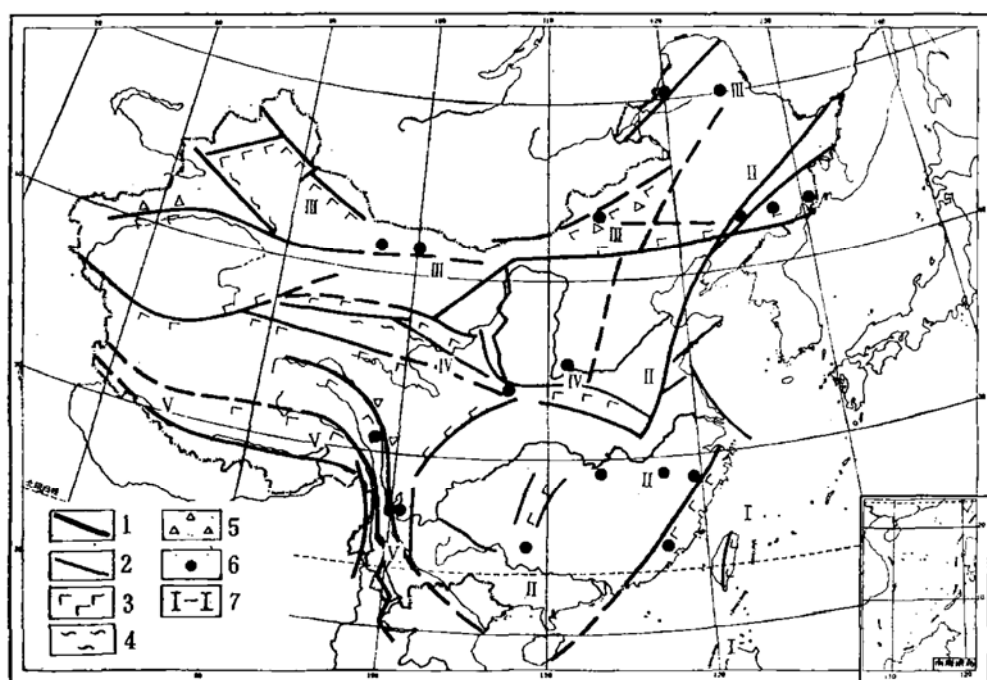


图 1 中国斑岩铜矿矿带分布示意图

1—岩石圈断裂；2—地壳断裂；3—蛇绿岩套；4—蓝闪片岩带；5—混杂堆集区；6—矿床及矿化点；7—成矿带；I—环太平洋外带；II—环太平洋内带；III—北部海西带；IV—中部带；V—阿尔卑斯-喜马拉雅带

Fig. 1. The distribution of porphyry copper belts in China.

晚期斜长闪长斑岩、英安斑岩有关。

3. 断块区域含矿侵入体与断陷盆地火山岩分布有关。如德兴铜矿产于火山盆地边缘。

### 三、斑岩铜矿受次级构造控制并与特定岩体关系密切

1. 含矿岩体出露于倾没背斜或背斜轴部。玉龙矿区位于夺盖拉复式向斜次一级玉龙背斜倾伏端，矿田实际上位于一个背斜状穹窿中<sup>①</sup>；德兴铜矿形成于扭曲弧形构造弧顶倾没端；铜厂矿田位于西源岭倾伏背斜北东。

2. 含矿侵入体常为浅成或超浅成侵入体，但以浅成斑状结构侵入体成矿最佳（表1、2和图2）。

### 四、斑岩铜矿矿化集中部位

1. 矿化富集部位与岩浆侵位有关。含矿岩浆斜冲侵位时，矿化富集于侵入岩前峰及其两侧由陡变缓部位（如富家坞）；含矿岩体呈岩株状、岩筒状时，矿化位于岩体中上部（如铜矿峪）；舌状体凹部矿化可能较好；磨菇状岩体颈部至超覆部位也可出现矿化（如丰山

① 西藏玉龙斑岩铜矿带若干成矿规律的初步探讨，1975，铁铜矿产专辑第五集。

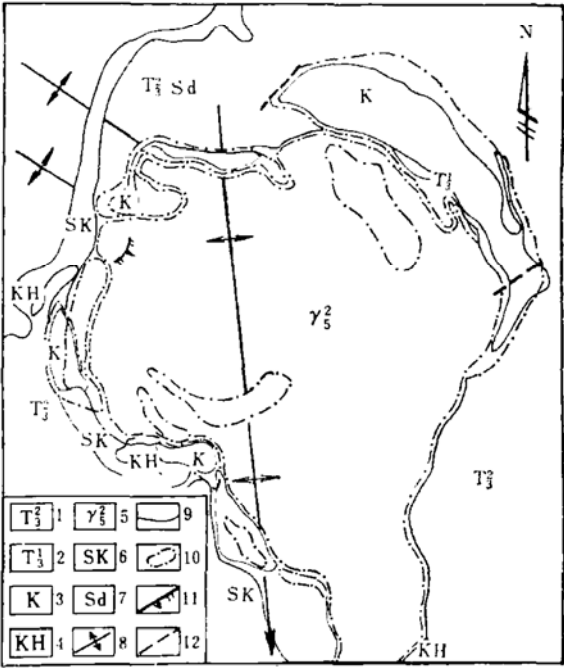


图 2 玉龙矿田构造与矿体关系示意图  
1—灰岩；2—角岩；3—矿体；4—矿化带；5—花岗岩；6—矽卡岩；7—大理岩；8—背斜轴；9—地质界线；10—物探异常；11—正断层；12—推測断层

Fig. 2. The relationship of structure to ore bodies in Yulong ore field.

洞)。

2. 矿化富集有利构造部位一般为岩体中上部。当含矿热液和挥发分运移强烈时，矿液可赋存于岩体围岩接触带或大部进入围岩（如富家坞）。由于矿液凝固温度比岩体低得多，所以当岩体受外来影响出现破碎带时，矿液可进入并富集于此，或沿解理、裂隙发育方向活动（如多宝山）。

3. 矿化富集于一定蚀变带内。如果蚀变带从内向外明显分为石英钾长石化带→石英绢云母化带→青磐岩化带三个带（如富家坞），则石英绢云母化带常为主要含矿部位。这可能与K、Si、(OH)的集聚、分散演化以及酸碱度、还原性变化有联系（如图3）。

五、成矿与深部岩浆分异作用有关

岩浆在一定的地壳深处形成，同时产生深部的混合和同化。岩浆深部分异并伴随着

构造运动多次侵位，从早至晚岩性成分明显向着偏酸性和富钾钠方向演化。斑岩铜矿分布区经常出现复合岩体（如多宝山、马厂箐），矿化仅与某些特定岩体有关。成矿经常出现在花

表 1

| 岩体类型<br>特 征 | 中深至浅成侵入体                 | 浅 成 侵 入 体                    | 超 浅 成 侵 入 体                                   |
|-------------|--------------------------|------------------------------|-----------------------------------------------|
| 岩石斑晶        | 无斑晶或有较少斑晶，斑晶自形程度较高且分布均匀  | 斑晶增加至40—60%；石英溶蚀呈港湾状；极少见晶屑存在 | 斑晶略减，分布不均；具流动构造和集斑构造；斑晶大小不一，晶屑常见，且偶见岩屑，具暗化边气孔 |
| 岩体形态        | 岩基、岩株、岩瘤                 | 岩株、岩钟、岩筒、岩墙、不规则状             | 岩株、岩脉、岩床状、不规则状                                |
| 岩石基质        | 石基粒度较粗大，>0.05 mm         | 石基粒度中等，0.03—0.05 mm          | 石基细小、霏细至半隐晶结构 <0.01~0.03 mm                   |
| 矿石结构及构造     | 浸染、网脉、条带及块状              | 浸染、网脉为主                      | 浸染、网脉、块状                                      |
| 工业元素及伴生元素   | Cu、Mo为主，或以Mo为主，伴有Cu、少量Au | Cu为主，伴生Mo及少量Au、Ag、Pb、Zn      | 以Cu为主，伴Pb、Zn，有时伴Au                            |
| 可能伴生的矿床类型   | 矽卡岩矿床                    | 可能有矽卡岩矿床、多金属矿床、铅锌矿床、硫矿床      | 火山岩型矿床、多金属矿床、铅、锌矿床                            |
| 实 例         | 多宝山、沙溪、玉龙、马厂箐            | 富家坞，铜厂、铜矿峪                   | 公婆泉、白山堂、太阳山                                   |

表 2

| 岩体特征<br>矿区       | 岩 性                                 | 产 状          | 结 构 和 构 造      | 斑 晶<br>(mm, %)               | 基 质<br>(mm, %)      | 晶 屑 | 矿 化                      |
|------------------|-------------------------------------|--------------|----------------|------------------------------|---------------------|-----|--------------------------|
| 富家坞              | 花岗闪长斑岩                              | 岩株状          | 斑状结构, 块状构造     | 0.1~0.3<br>53—55             | 0.03~0.05<br>47—45  | 无   | 含钼之铜矿石                   |
| 玉 龙              | 黑云母花岗斑岩为主, 其次为角闪二长花岗斑岩 <sup>①</sup> | 岩株状          | 同 上            | 0.3~0.5<br>(个别20)<br>42—47   | 0.05—0.1<br>58—53   | 无   | 含钼之铜矿石占50%; 含铜之钼矿石占14.7% |
| 公婆泉              | 斜长闪长斑岩                              | 裂隙侵入呈不规则状    | 同 上            | 0.2—3<br>30—55               | 0.01~0.04<br>70—45  | 有   | 铜矿石                      |
| 同 上              | 英安斑岩                                | 不规则状         | 同 上            | 0.1~2<br>25—36               | 0.006~0.02<br>75—64 | 有   | 铜矿石                      |
| 多宝山              | 花岗闪长岩为主, 其次为花岗斑岩                    | 平面似掌状, 深部似楔状 | 似斑状结构, 块状构造    | 少 量                          | 0.3~1               | 无   | 含钼之铜矿石                   |
| 太阳山              | 二长斑岩                                | 不规则状         | 斑状结构, 角砾状、块状构造 | 0.2~3<br>30—40               | 0.01~0.04<br>70—60  | 有   | 铜矿石                      |
| 中沙溪              | 石英闪长斑岩                              | 不规则状         | 斑状、粒状结构, 块状构造  | —123<br>20—5                 | 80—95               | 无   | 含少量钼之铜矿石                 |
| 铜矿峪              | 二长花岗斑岩和石英斑岩                         | 岩床状          | 斑状结构, 块状构造     | 0.5~10<br>50                 | 0.01~0.1<br>50      | 无   | 含少量钼之铜矿石                 |
| 马厂箐 <sup>②</sup> | 花岗斑岩                                | 岩株状          | 斑状结构, 块状构造     | 0.3~2<br>(1.2~2.5cm)<br>47.5 | 0.03~0.15<br>52.5   | 无   | 含少量钼之铜矿石                 |

① 据“西藏玉龙斑岩铜矿带若干成岩规律的初步探讨”一文。

② 据“马厂箐斑岩钼铜矿床基本地质特征及成矿规律”(1975), 西南冶金地质。

岗闪长斑岩(德兴), 或花岗闪长岩和花岗斑岩(多宝山), 或斜长闪长斑岩(公婆泉)中。

作者认为: ①矿体常富集于岩浆流动前缘部位。②矿体与岩体产状基本一致。③小岩体

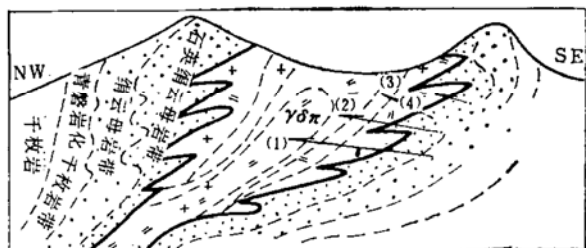


图 3 德兴矿区蚀变分带略图

1—花岗闪长斑岩; 2—青磐岩化斑岩相; 3—绿泥石英绢云母相; 4—石英绢云母相

Fig. 3. Diagrammatic geological section showing alteration zones of the Dexing mining area

可赋存大矿体。如富家坞岩体出露面积0.14平方公里, 呈岩株状, 铜的平均品位比区域背景值(克拉克值)高126倍, 形成特大矿床。矿液显然来自深部, 并达到成矿富集程度。④矿化元素呈对称状环绕岩体分布, 从岩体中部至边缘与蚀变分带相对应: W、Sn→Cu、Mo→Pb、Zn、Ag。而且等量曲线呈闭合状, 如富家坞。⑤岩体与围岩之矿化蚀变分带极明显。⑥可形成大的陡倾斜透镜状矿体。矿体因后期挤压作用而顺片理分布。

⑦岩体内矿化带与非矿化带呈渐变关系, 品位较贫且分布均一。工业矿物成分简单, 主要是黄铜矿、黄铁矿, 有时出现斑铜矿(多宝山)。成矿元素为铜, 伴生钼, 有时伴少量金、银、铅、锌等。这些特点, 显示出矿体形成与岩浆分异及岩体产状有关。矿质来自围岩的可能性是极少的。

还应指出个别地区铜的区域背景值偏高(如德兴)。我们发现区域变质岩的浅成辉绿玢岩(相当于晋宁期)含有偏高的铜元素。据此推之, 区域背景值偏高, 也与深部含铜较高的岩浆在不同时期多次活动有关。

## 六、成矿物质来源

硫同位素研究是目前分析成矿物质来源的方法之一。我们根据地质条件和岩体硫同位素分布特征, 大略把成矿物质来源分三大类<sup>[6]</sup>: ①原生岩浆岩源型(来自地幔), 如与基性和超基性岩有关的铜镍矿床、与蛇绿岩套有关的铜矿床; ②混合岩浆岩源型(来自地壳或地壳深部), 如与中基性岩、中酸性岩有关的斑岩铜矿、火山岩铜矿等; ③同生岩源型(同生沉积), 如含铜砂岩、页岩、泥灰岩中铜矿及多金属矿床等(如表3)。

首先应说明, 表中硫同位素数值是指各矿区的黄铁矿中硫同位素值, 已经排除了其它矿物, 以避免矿物中硫同位素值的系统误差。所谓平均值是指算术平均值。所谓离散度是指区内最大值与最小值之差, 或者叫极差。将硫同位素值作成图4<sup>[1][2]</sup>, 图上有极明显差异, 反映不同成矿环境及成矿物质来源。

为讨论方便, 将图4分五个区段:

I 区段(平均值0.2—1; 离散度0.05—2): 包括硫化物铜镍矿和与蛇绿岩类有关的铜矿(①、②号矿区及⑨号矿化点), 成矿物质来自地幔或污染极弱, 硫同位素值近似陨石硫。成矿好坏似与成矿物质来源无关, 主要是成矿环境决定矿化强弱。

II 区段(平均值0.6—3; 离散度2—5): 著名斑岩铜矿和矽卡岩铜矿在此范围(⑦、⑩、⑬、⑮号矿床及⑬、⑭、⑮号矿化点)。同位素特征表明成矿物质来自地幔并受地壳物质的混染。斑岩铜矿和矽卡岩铜矿成矿物质近似, 但成矿环境明显不同。矿化好坏是由多种综合性因素决定的。

III 区段(平均值1—4; 离散度5—12): 表现出离散度增大, 成矿环境也有较突出变化。③号是元古代中酸性浅成或超浅成侵入体, 硫来源似与沉积作用有关。⑪号成矿作用似乎与

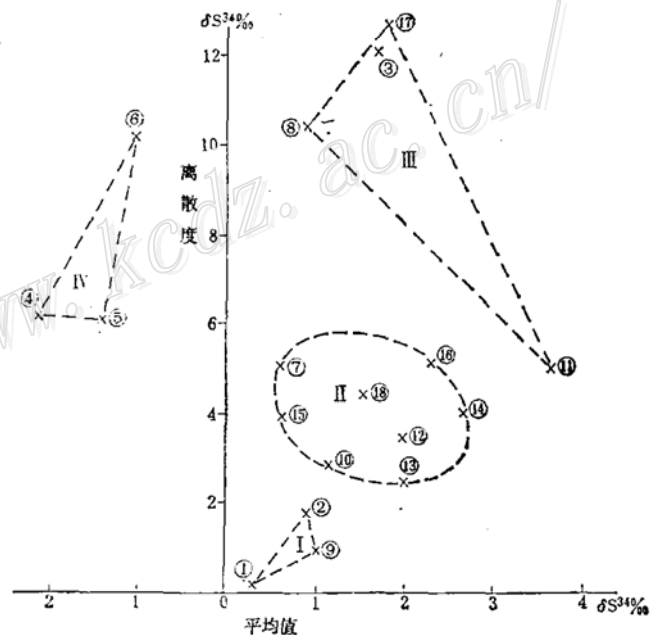


图4 斑岩铜矿硫同位素分区图

①—⑮—矿区分布点; I—IV—分区

Fig. 4. Distribution of sulfur isotopes in porphyry copper deposits.

中基性岩浆分异有关,同时受地壳及围岩沉积物的同化、混染。⑪号属金、铜矿化点,岩性偏酸性。分析其成矿环境,成矿物质来自地幔,但受地壳物质严重混合和同化。

IV区段(平均值-1至-3;离散度6-12):其中⑤、⑥、④号皆属海西期地槽区产物,并伴有大量基性和中性、中酸性火山岩。成矿的浅成、超浅成或中深成侵入体都与同期火山岩有同源联系。硫同位素来源与海相沉积硫化物有联系。成矿物质来自地幔和地壳,成矿过程受海相沉积作用影响。

V区段(平均值<-15;离散度>15):在图4中未得表示。平均值为很高的负值,离散度极宽广。同位素特征表明,硫来自沉积作用,与生物硫有关。成矿物质来自地壳或地表。

表 3

| 项目<br>类型    | 矿床实例               | 样品<br>数 | 离散度<br>$\delta S^{34}\%$ | 平均值<br>$\delta S^{34}\%$ | 项目<br>类型    | 矿床实例             | 样品<br>数 | 离散度<br>% | 平均值<br>% |
|-------------|--------------------|---------|--------------------------|--------------------------|-------------|------------------|---------|----------|----------|
| 原生岩浆<br>岩源型 | ①红旗岭硫化<br>铜镍矿      | 2       | 0.05                     | 0.32                     | 混合岩浆<br>岩源型 | ⑪舒家店             | 42      | 5.0      | 3.65     |
|             | ②红透山铜矿<br>(与蛇绿岩有关) | 18      | 1.8                      | 0.94                     |             | ⑫栾川              | 19      | 3.44     | 2.01     |
| 混合岩浆<br>岩源型 | ③铜矿峪               | 20      | 12.03                    | 1.7                      |             | ⑬八大关<br>(矿点)     | 19      | 2.5      | 2.02     |
|             | ④公婆泉               | 8       | 6.2                      | -2.14                    |             | ⑭八八—<br>(矿点)     | 14      | 4.0      | 2.66     |
|             | ⑤白乃庙               | 14      | 6.16                     | -1.37                    |             | ⑮夏营子<br>(矿点)     | 9       | 3.9      | 0.86     |
|             | ⑥多宝山               | 71      | 11.2                     | -1.0                     |             | ⑯城门山斑岩及砂<br>卡岩铜矿 | 34      | 5.14     | 2.31     |
|             | ⑦德兴                | 101     | 5.0                      | 0.61                     |             | ⑰小西南岔斑岩铜<br>金矿化  | 26      | 12.7     | 1.8      |
|             | ⑧武鸣                | 15      | 10.42                    | 0.9                      |             | ⑱封山洞斑岩及砂<br>卡岩铜矿 | 17      | 4.35     | 0.78     |
|             | ⑨新平                | 3       | 0.9                      | 1.03                     | 同生岩源型       | ⑲大姚砂岩铜矿          | 12      | 16.2     | -23.3    |
|             | ⑩玉龙                | 27      | 2.8                      | 1.18                     |             | ⑳哲兹卡兹甘砂岩<br>铜矿   | 29      | 49.9     | -15.2    |

③—⑨、⑪、⑬—⑮由桂林冶金地质所斑岩队采集,同位素组分析;①、②由同位素组采集并分析;⑩、⑰—⑳为收集的资料。上述资料1978年前由桂林冶金地质所分析的均作了系统校正。

五个区段范围可能随着数据增加会有变化,而且相互有过渡和交插。由此可见成矿物质从地幔向地壳过渡和转化,并不是截然分开的。但从这里可以进一步分析不同矿床类型间的内在联系。

斑岩铜矿成矿物质从硫的来源分析,可能主要来自地幔,或以地幔为主受地壳物质同化混合。砂卡岩、斑岩和火山岩型铜矿,来源可能相近或同源,但成矿环境极为不同,成矿环境对成矿好坏起决定性作用。

## 七、结 论

(一) 斑岩铜矿的成矿母岩浆主要是中性岩浆, 即安山岩浆或玄武质安山岩浆。在岛弧区域成矿物质直接来自被分异的中性岩浆。在大陆边缘区域成矿作用不但与安山质岩浆组合有联系, 而且岩浆在地壳深部同化和分异是明显的, 因此, 可以说斑岩铜矿有上述两种不同成因类型。

(二) 蛇绿岩套代表大洋壳物质组合; 除与蛇绿岩分异有关的斜长花岗岩类外, 花岗岩类组合代表大陆壳物质组合; 过渡型地壳物质组合出现在岛弧区域, 由大量玄武质安山岩和安山岩类组合为代表。斑岩铜矿经常出现在过渡壳或与过渡壳物质组合演化有关。此外, 火山岩类型铜矿和矽卡岩类型铜矿可能也与此有关。

(三) 硫同位素特征值在一定程度上可以反映成矿物质原始来源。硫同位素算术平均值可反映物质来源状况。而离散度可能在一定范围内反映成矿环境, 一般受地壳污染强烈、沉积作用影响大, 其离散度迅速增大。

(四) 成矿物质是在深部富集的。岩浆深部分异和同化越强烈时, 越有利于矿化富集。因此深部富集程度越高, 矿化越好。在一定构造条件下, 小岩体可以形成大矿体, 当然也不排除大岩体可能形成大矿体。对复合岩体来说在中晚期侵位的往往矿化较强, 成矿较佳。

(五) 斑岩铜矿经常产于地槽回返晚期或稳定区域火山盆地边缘, 富集于倾没背斜或一组背斜轴部倾没端。矿化集中于岩浆流动前缘, 或位于侵入体上部或接触带附近, 有时进入矿化岩体附近的破碎带内。矿化蚀变分带和元素地球化学分带强弱及闭合性强弱可以作为找矿标志之一。但矿化优劣决定性因素是岩浆含矿性及深部矿化分异和富集程度。

## 参 考 文 献

- [1] 周作侠 1979 内生金属成矿物质来源及其受断块构造控制的特征 科学通报 第20期 931—934
- [2] 周作侠 1981 斑岩铜矿硫同位素组成与成矿物质来源初探 科学通报 第9期 551—553
- [3] 张文佑等 1977 中国断裂构造体系的发展 地质科学 第3期 197—208
- [4] Sillitoe, R. H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Econ. Geol., Vol. 68, pp. 799-815.
- [5] Bamford, R. W., 1972, The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit. Territory of Papua and New Guinea. Econ. Geol., Vol. 67, pp. 1019—1033.
- [6] Смирнов, В. И., 1975, Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. Геол. Рудн. Месторожд., №4.



## CHARACTERISTICS AND SOURCE MATERIAL OF PORPHYRY COPPER DEPOSITS IN CHINA

Zhou Zuoxia

(*Institute of Geology, Academia Sinica*)

### Abstract

Porphyry copper deposits, an important type of copper resources in China, are widely distributed in the country: the Yenshanian metallogenic belt along coastal region of eastern China makes up part of the mega-metallogenic belt around the Pacific Ocean; the Hercynian metallogenic belt in northern China extends into the metallogenic belt in central-northern Mongolia and eastern U. S. S. R.; the Himalayas-Alpine metallogenic belt in southwestern China might be correlated in time with porphyry copper deposits in Balkan Pen., western Asia, and some other regions. This fully shows that mineral exploration for porphyry copper deposits are quite promising in China.

Mineralization of porphyry copper frequently took place in the geosynclinal area during the late stage of orogenic cycle and at the edge of the volcanic basin in the tectonically stable block. The mineralized intrusives, being essentially hypabyssal bodies at shallow or very shallow depths, are generally controlled by anticlinal axis, structural nose or two sets of faults. Mineralization seems to concentrate largely in the forefront of an intrusive body or where the slope of a body turns from steep to gentle; it also occurs at the apex or on both sides of a stock or a kupola; it might even be found in the upper part of a gently-dipping intrusion, in the concave part of a tongue-shaped body, and in the neck or the overlapping part of a mushroom-shaped body. The structural conditions as a rule had much to do with mineralization, and ore-bearing fluids not only accumulated at the contact zone, but made their way in large quantities into the country rock as well. They could even concentrate in the zone of joints, suggesting that their cooling was later than that of the magma. The quartz-sericitization alteration zone, therefore, is essential for ore occurrence.

The ore-bearing fluids had undergone complicated process before they finally got concentrated, and this process was proved by abundant data to have been closely related to the magmatic differentiation at depth; the ore-forming process was invariably associated with mantle-crustal mixed magma;



the ore-bearing fluids were often concentrated during the middle or late stage of the repeated magmatic intrusion; the hydrothermal alteration zoning and the geochemical zoning of elements are often observed surrounding the intrusive body; metallogenic elements and mineral assemblages are usually rather simple and ore-grade has no significant variation. Metasomatism and assimilation were likely much more intense previous to the magmatic intrusion than following the intrusion.

A good many isotopic data indicate that sulphur came from a mixture of mantle material and lower part of crustal material. The porphyry copper deposit is analogous to the skarn copper deposit and the volcanic copper deposit in source materials but different from them in ore-forming conditions.

Porphyry copper deposits almost unexceptionally occur within the intermediate-acid rock suite consisting of diorite formation in island arc, and quartz-diorite, granodiorite, monzonite-porphyry and quartz-porphyry formations at the continental margin. These bodies of rock are frequently found lying in a transitional zone between the oceanic crust and the continental crust. The island arcs in western Pacific Ocean and the continental margin, therefore, are areas where one may expect porphyry copper deposits to occur.

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