

文章编号:0258-7106 (2001) 04-0355-12

冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏 第二条“玉龙”铜矿带?

曲晓明¹ 侯增谦¹ 黄卫²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 西藏地矿局第六地质大队, 西藏 拉萨 851400)

摘要 通过广泛的野外地质调查和岩石地球化学、矿床学、Re-Os 同位素、硫、铅同位素的综合研究,首次比较系统地论述了雅鲁藏布江北侧冈底斯斑岩型铜矿带含矿斑岩的岩石地球化学特征和矿床的蚀变矿化特征,查明了矿化时代和成矿物质来源,阐明了该带铜(钼、金)多金属成矿作用与冈底斯碰撞造山带发展演化的关系。并通过与玉龙斑岩铜矿带的简要对比,指出位于雅鲁藏布江北侧的冈底斯斑岩铜矿带完全有可能成为西藏的第二条“玉龙”铜矿带,具有形成世界级铜矿带的巨大潜力。研究表明,冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩属钾玄岩至高钾钙碱性岩系。地球化学上以富集大离子不相容元素 Rb、Ba、Th、Sr,亏损高场强元素 Nb、Ta 和重稀土元素 Yb 为特点;稀土元素则为轻、重稀土分馏明显的平滑右倾型式。矿床具有自斑岩体向外由钾化-绢英岩化-青盘岩化的蚀变分带;矿化以岩浆期后阶段形成的脉状、网脉状和细脉浸染状矿体为主,矿石矿物组合简单。含矿斑岩和硫化物具有一致的硫、铅同位素组成,硫同位素具幔源特征,铅同位素显示造山带铅特点。由南木矿区 5 个辉钼矿样品得出了 $t = (14.6 \pm 0.20) \text{ Ma}$ 的 Re-Os 等时线年龄,说明成矿时代与斑岩体的侵入时代 (20 ~ 14 Ma) 是一致的。

关键词 冈底斯 碰撞造山带 花岗斑岩 斑岩铜矿带

中图分类号: P618.41 **文献标识码**: A

斑岩型铜矿作为最主要的铜矿床类型,目前已确认其产出环境主要有两种,即岩浆弧环境和碰撞造山带环境。前者以环太平洋斑岩铜矿带为代表,如 Andean 斑岩铜矿带 (Carmus et al., 2001),该带产于安第斯大陆边缘弧,主要发育于晚始新世—渐新世安第斯造山旋回构造收缩阶段 (Tomlinson et al., 1997a, 1997b),受呈平行弧状展布的走滑断裂和北西向基底构造控制 (Richards et al., 2001);后者则以西藏东部斑岩铜矿带为代表,如玉龙斑岩铜矿带 (55 ~ 36 Ma; Ma, 1990),该带产于印度大陆与欧亚大陆大规模汇聚碰撞 (50 ~ 55 Ma) 形成的青藏高原造山带东缘,受调节和吸纳陆-陆汇聚碰撞应变而产生的北西向大规模走滑断裂系统控制^①。在西藏腹地,芮宗瑶等早在 1984 年就提出沿雅鲁藏布江北侧冈底斯花岗岩带具有形成斑岩铜矿的有利条件 (芮宗瑶等, 1984),但由于当时在该带上发现的斑岩型铜矿少 (只有尼木县厅官铜矿),且研究程度低,规模不大,所以一直未引起人们的重视。最近,我们的调查研究和地勘部门的矿产勘查揭示,在青藏高原腹地的冈底斯造山带内,发育一条与亚洲-印度陆-陆碰撞带平行的近东西向展布的花岗斑岩带,其侵入年龄介于

20 ~ 10 Ma 之间^②。在该斑岩带中已发现大型铜(金)矿床 2 处(甲马、洞嘎)、中小型矿床 5 处(驱龙、厅官、冲江、拉抗俄、南木)及一系列矿点和矿化点。青藏高原上一条与玉龙斑岩铜矿带斜交的冈底斯斑岩铜矿(化)带已初见端倪。由于该带工作程度低,且多数含矿斑岩尚未充分剥露,许多矿床、矿点刚被人们所认识,因此对其成矿远景急需作出客观评价。另一方面,由于该带产出背景独特,含矿斑岩富钾,因此该带能否成为青藏高原上的第二条“玉龙”斑岩铜矿带,急需作出科学验证。文章主要根据笔者近两年来的野外调查资料和室内分析结果,对铜矿(化)带的成矿构造环境、含矿斑岩特征、蚀变矿化特点、成矿时代及成矿物质来源进行探讨,并通过与玉龙斑岩铜矿带的简要对比,对该铜矿带的资源潜力和远景作出初步评价。

1 冈底斯造山带区域地质与构造演化历史

冈底斯斑岩铜矿(化)带产于西藏腹地拉萨地体南缘的冈底斯造山带中。拉萨地体南北缘分别以印度河—雅鲁藏布江

* 本文为中国地质科学院大调查项目 (编号:DKD2002003) 的阶段性成果

第一作者简介 曲晓明,男,1960 年生,副研究员,主要从事矿床地球化学研究工作。

收稿日期 2001-09-06; 改回日期 2001-10-15。李岩编辑。

① Hou Z Q, Ma H W and Pan G T. 2001. The Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in East Tibet. *Econ. Geol.* (in press)

② 西藏地矿局 1:20 万区域地质调查报告, 1993。

缝合带和斑公湖—怒江缝合带为界 (Chang et al., 1973; Allegre et al., 1984; Pierce et al., 1988), 白垩纪以来的汇聚碰撞已导致地体内部南北缩短达 180 km (Murphy et al., 1997)。拉萨地体的沉积地层由奥陶系-石炭系—三叠系浅海碎屑沉积序列组成 (Yin et al., 1988)。上石炭—下二叠统主要分布于地体北缘, 被解释为地体北缘张裂作用和怒江洋盆打开的结果 (Pierce et al., 1988)。上三叠统火山-沉积序列主要分布于地体东南, 被认为是地体与印度板块裂离和雅鲁藏布江洋盆开启的产物 (Pierce et al., 1988; Gaetani et al., 1991)。自中-晚白垩世开始, 印度河—雅鲁藏布江洋壳板块向北俯冲, 导致了冈底斯岩浆弧的发育和日喀则弧前盆地的形成 (Allegre et al., 1984; Harrison et al., 1992; Durr, 1996)。日喀则弧前盆地出露有完好的白垩系—老第三系弧前序列, 并沿北倾的冈底斯逆冲断裂俯冲 (Yin et al., 1994; Harrison et al., 1999)。冈底斯岩浆弧主要由晚古新世—早始新世 (65~40 Ma) 弧火山岩系和白垩纪—第三纪花岗岩基构成 (Allegre et al., 1984; Coulon et al., 1986)。弧火山岩系主体为安山岩和安山质火山碎屑岩, 属钙碱性系列, 具安第斯陆缘弧特征 (Coulon et al., 1986; Pierce et al., 1988)。冈底斯花岗岩基年龄变化于 120~24 Ma, 岩浆峰期分别集中于 55~45 Ma 和 30~24 Ma 两个阶段 (Schaes et al., 1984; Harrison et al., 1999)。第一侵位高峰与印度—亚洲大陆大规模碰撞相对应 (50~55 Ma; Beck et al., 1995; Le Fort, 1996);

第二侵位高峰则与冈底斯逆冲断裂活动时间 (20~30 Ma) 相一致 (Yin et al., 1994, 2000)。大约在 21 Ma 左右, 冈底斯花岗岩基出现快速冷却, 冈底斯地壳显著加厚, 冈底斯造山带快速隆升 (> 2 mm/a) (Harrison, 1995; Yin et al., 1994; Copeland et al., 1995; Chen et al., 1996; 1999); 至 20~14 Ma 左右, 冈底斯造山带乃至拉萨地体和整个西藏高原发生东西向伸展, 产生近南北走向, 横跨冈底斯山分布的裂谷 (Harrison et al., 1995; Coleman et al., 1995)。与快速隆升和南北向裂谷事件相对应, 在冈底斯造山带发育一套钾质的钙碱性熔岩 (Coulon et al., 1986) 和广泛分布的规模较小的高位花岗岩体和花岗质斑岩体。前者出现于拉萨以西 100 km 处, 年龄为 10~15 Ma (Coulon et al., 1986); 后者主体侵位于冈底斯花岗岩基内部, 年龄集中于 10~20 Ma^①, 构成了一条平行于主碰撞带的近东西向展布的含矿斑岩带 (图 1)。两者共同记录了冈底斯造山带快速隆升以来的深部作用过程和碰撞造山历史, 同时也造就了广泛的铜多金属成矿作用。

2 冈底斯斑岩型铜矿带地质

冈底斯斑岩型铜 (钼, 金) 矿带总体上呈近东西向展布。在东至墨竹工卡县甲马, 西至谢通门县洞嘎, 东西长约 400 km, 南北宽近 50 km 的范围内, 已发现甲马、洞嘎等大型铜 (金) 矿床 2 个, 厅官、冲江、南木、拉抗俄及驱龙等中小型矿床

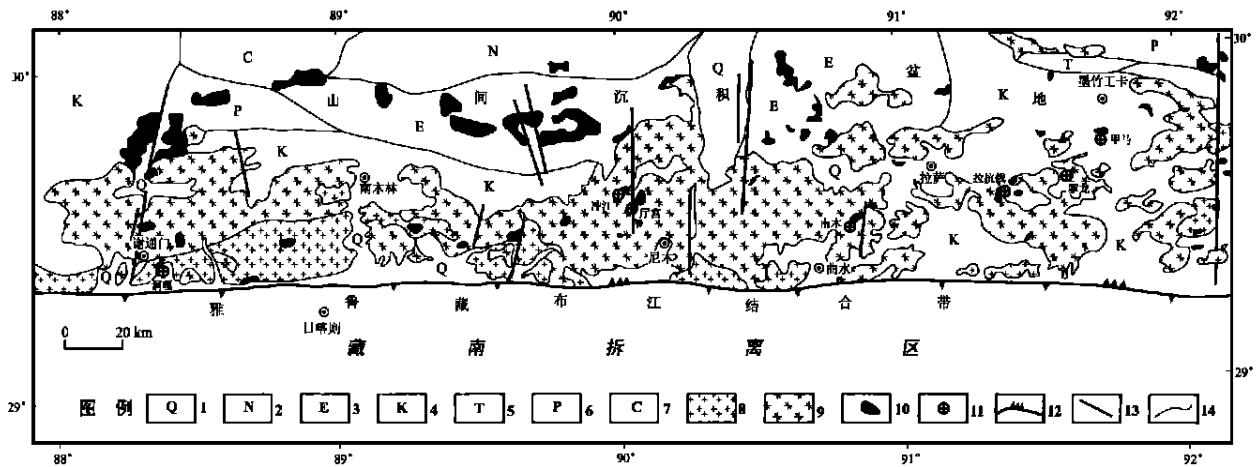


图 1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜矿床分布图 (据中国地质调查局 1:50 万数字化地质图修改)

1—第四系; 2—新第三系砂屑岩; 3—老第三系酸性火山岩; 4—白垩系砂屑岩夹灰岩; 5—三叠系微晶灰岩夹砂质板岩; 6—二叠系变石英岩夹板岩; 7—石炭系变石英粉砂岩; 8—燕山中-晚期花岗岩; 9—喜马拉雅早期花岗岩; 10—喜马拉雅晚期花岗岩斑岩; 11—斑岩型铜矿床 (点); 12—板块缝合带; 13—断层; 14—地质界限 (图中花岗岩斑岩体被夸大表示)

Fig. 1 Distribution of magmatic rocks and porphyry Cu deposits in the Gangdese collision-orogenic belt, (modified after the 1:500000 Digitalized Geological Map by the Geological Survey)

1—Quaternary; 2—Upper Tertiary arenite; 3—Lower Tertiary acid volcanics; 4—Cretaceous arenite intercalated with limestone; 5—Triassic micrite intercalated with sandy slate; 6—Permian metaquartz sandstone intercalated with slate; 7—Carboniferous meta-quartz silt; 8—Middle-Late Yanshanian granites; 9—Early Himalayan granites; 10—Late Himalayan granitic porphyries; 11—Porphyry-type Cu deposits; 12—Plate suture belt; 13—Faults; 14—Geological boundaries. (Granitic porphyries in the map are somewhat exaggerated)

① 西藏地矿局 1:20 万地质调查报告, 1993.

5 个(图 1)及一系列矿点和矿化点。矿化均与中酸性浅成小斑岩体有关。这些含矿斑岩规模一般小于 1 km^2 , 零星孤立分布, 东西断续成带, 南北串珠成群(图 1), 与东西向展布的冈底斯逆冲断裂带平行产出, 侵位于古新世—渐新世末同碰撞花岗岩基之中。这些花岗斑岩的南北向串珠成群分布特点是由于受南北向裂谷控制造成的。它们集中产出于伸展地堑裂谷或裂陷盆地内, 形成众多呈南北向延伸的小岩株群(图 1)。在整个矿带范围内, 含矿斑岩体剥蚀普遍很浅, 出露范围小, 尤其在驱龙、拉抗俄、南木几个新发现的矿区, 含矿斑岩体在沟谷中刚被剥露出来, 预示着深部良好的找矿前景。从横向产出条件看, 成矿带东段甲马矿区以 Cu、Mo、Zn、Pb 多金属矿化为主, 矿床由产于斑岩体接触带的 Cu、Mo 矿体和产于外围似层状夕卡岩中的 Pb、Zn 矿体构成; 中段厅宫、冲江、南木矿床为 Cu、Mo 矿化, 具典型的斑岩型 Cu、Mo 矿床特征, 矿体产于斑岩与围岩花岗岩的接触带中; 西段谢通门县洞嘎矿床矿化以 Cu、Au 为主, 矿体则产于斑岩体内及外围偏基性的火山碎屑岩系中。

3 含矿斑岩岩石地球化学

冈底斯斑岩铜矿带的含矿斑岩样品取自甲马、南木、厅宫等 3 个矿区, 主要为花岗闪长斑岩和二长花岗斑岩, 少数样品石英含量较低, 为石英二长斑岩。岩体具斑状结构, 块状构造。斑晶体积分数为 $15\% \sim 40\%$, 由斜长石、钾长石、石英、黑云母组成, 部分斑岩体中出现角闪石斑晶。斜长石斑晶常呈半自形板状, 表面往往有绢云母、碳酸盐等交代蚀变矿物分布。钾长石斑晶自形程度较低, 呈板状或他形粒状, 具条纹构造, 并常具卡氏双晶, 颗粒表面土化比较明显。石英多呈他形粒状, 受基质熔蚀明显, 偶尔可见自形程度较高的六方形断面。黑云母呈宽片状, 棕褐色, 常被绿泥石交代, 含量最高可占斑晶体积的 15% 。角闪石斑晶呈长条状或菱形, 沿解理或边缘常见绿帘石化, 含量(体积分数)一般不大于 5% 。基质的主要矿物组成与斑晶相同, 多呈显微半自形粒状结构, 有时可见镶嵌结构。在个别样品中由于脱玻化作用, 基质显微颗粒发生再生加大, 彼此间连结性增强, 并具有统一的长石板状体的光性方位, 显示出交代斑晶的初步轮廓。基质中副矿物含量较高, 有磷灰石、榍石、锆石及金属矿物黄铁矿、黄铜矿等。特别是磷灰石, 在细粒基质中常结晶成自形且宽大的板柱状晶体, 其大小可与斑晶相比。这种现象在一般的不含矿的斑岩体中是不多见的。另外, 斑岩中还可可见粗大的立方体黄铁矿被石英、斜长石等斑晶包含, 这说明形成这些斑岩的原始岩浆是富含 Fe、S 的; 另一部分黄铁矿则呈细小的半自形粒状与他形的黄铜矿一起呈浸染状分布于基质中。这些含矿斑岩常常受到后期热液蚀变的叠加改造, 为揭示它们的原始特征, 笔者在详细的显微镜观察研究基础上, 挑选出未受蚀变或蚀变微弱的样品用 X-荧光和 ICP-AES 多道光谱仪做了常量元素、微量元素及稀土元素的系统分析, 分析结果列于表 1。

3.1 常量元素

从冈底斯斑岩铜矿带甲马、南木及厅宫 3 个矿区及其外围采集的 20 个含矿斑岩的分析结果看, 该成矿带含矿斑岩体 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围很小, 为 $64.26\% \sim 72.11\%$, 反映了岩浆分异过程的一致性。相比之下, $w(\text{K}_2\text{O})$ 变化范围明显增大, 从 2.97% 至 8.56% , 在 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图上呈近于直立的线状分布(图 2), 横跨钾玄岩和高钾钙碱性岩两个岩石系列, 显示出与玉龙铜矿带含矿斑岩相似的岩石化学特点(唐仁鲤等, 1995)。从区域分布上看, 产于该带东段甲马矿区的含矿斑岩属钾玄岩系(除 JM-7(2) 样品外), 而产自矿带中段南木和厅宫矿区的样品基本都属于高钾钙碱性岩系。

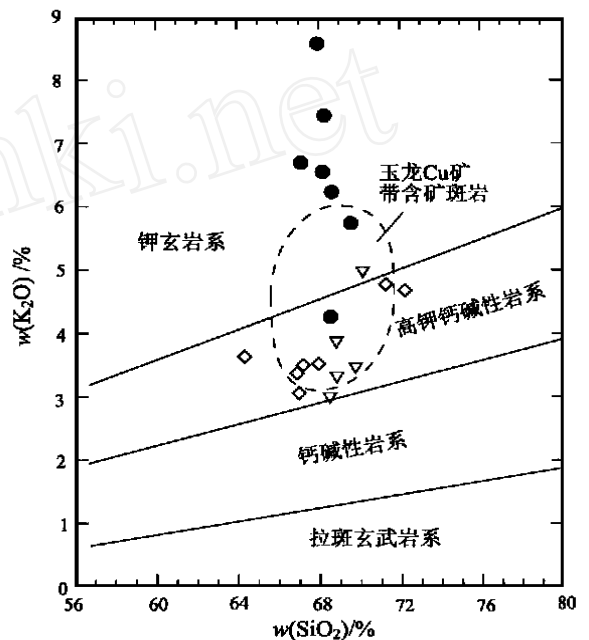


图 2 冈底斯 Cu 矿带含矿斑岩 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图—甲马矿区; ∇ —南木矿区; \triangle —厅宫矿区。玉龙铜矿带资料据唐仁鲤等 1995; 图中岩系分界线据 Peccerillo et al., 1976

Fig. 2 $w(\text{K}_2\text{O})$ versus $w(\text{SiO}_2)$ diagram of ore-bearing porphyries in the Gangdese Cu belt—Jiamu Cu mine; ∇ —Nanmu Cu mine; \triangle —Tinggong Cu mine. Data on Yulong Cu deposit from Tang Renli et al. 1995; Boundaries in the diagram based on Peccerillo et al., 1976

在相似的构造环境中, 岩石化学类型上的差异很可能反映了源区物质组成上的不同。在人们广泛采用的 R_1-R_2 构造环境判别图上(图 3), 这些斑岩样品都清晰地落在晚造山岩浆岩区内, 与冈底斯碰撞造山带的构造演化历史吻合。如前所述, 冈底斯碰撞造山带在经历了 $55 \sim 45 \text{ Ma}$ 和 $30 \sim 24 \text{ Ma}$ 两次大规模碰撞及 21 Ma 前后的一次快速隆升之后, 在 $20 \sim 14 \text{ Ma}$ 之间应该进入应力松弛, 壳体由挤压到伸展的晚期造山阶段。

3.2 微量元素

冈底斯铜矿带含矿斑岩体的微量元素含量变化具有明显

表1 冈底斯铜矿带含矿斑岩常量元素、微量元素及稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace and rare earth element analyses of the ore-bearing porphyries in the Gangdese Cu deposit belt

| 成分 | w _B / % | | | | | | | | | |
|---|--------------------|-------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | JM-16 | JM-21 | JM-23 | JM-7(2) | Jmy-01 | Jmy-04 | Jmy-07 | Nmy-01 | Nmy-04 | Nmy-07 |
| SiO ₂ | 68.29 | 69.51 | 68.00 | 68.52 | 68.59 | 67.09 | 68.14 | 69.71 | 68.75 | 70.07 |
| TiO ₂ | 0.37 | 0.42 | 0.38 | 0.45 | 0.39 | 0.47 | 0.42 | 0.37 | 0.42 | 0.36 |
| Al ₂ O ₃ | 14.71 | 15.10 | 14.82 | 14.91 | 14.62 | 14.62 | 14.44 | 15.33 | 15.79 | 15.18 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.44 | 1.46 | 0.77 | 1.14 | 1.02 | 0.29 | 0.74 | 0.73 | 0.96 | 0.61 |
| FeO | 1.28 | 0.90 | 0.78 | 1.25 | 0.97 | 0.77 | 1.23 | 1.33 | 1.15 | 0.93 |
| MnO | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 1.29 | 1.17 | 1.29 | 1.22 | 1.36 | 1.43 | 1.41 | 1.15 | 1.34 | 1.09 |
| CaO | 1.30 | 0.41 | 2.01 | 1.49 | 1.88 | 3.65 | 1.88 | 1.91 | 1.37 | 1.08 |
| Na ₂ O | 3.25 | 3.45 | 2.31 | 3.68 | 3.32 | 3.46 | 2.96 | 4.50 | 4.84 | 3.95 |
| K ₂ O | 7.43 | 5.73 | 8.56 | 4.24 | 6.21 | 6.68 | 6.55 | 3.43 | 3.82 | 4.93 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.18 | 0.12 | 0.17 | 0.17 | 0.20 | 0.20 | 0.14 | 0.16 | 0.13 |
| H ₂ O ⁺ | 0.40 | 1.21 | 0.42 | 1.47 | 0.93 | 0.36 | 1.06 | 1.03 | 0.86 | 0.97 |
| CO ₂ | 0.58 | 0.05 | 0.12 | 0.70 | 0.14 | 0.64 | 0.64 | 0.05 | 0.17 | 0.29 |
| 以下单位为 10 ⁻⁶ (Au 为 10 ⁻⁹) | | | | | | | | | | |
| F | 724 | 687 | 780 | 804 | 511 | 476 | 606 | 652 | 690 | 937 |
| Ba | 742 | 1242 | 701 | 957 | 823 | 796 | 930 | 989 | 884 | 892 |
| Be | 2.8 | 2.2 | 2.5 | 2.4 | 3.1 | 2.8 | 3.0 | 2.1 | 1.9 | 1.5 |
| Sc | 3.5 | 2.9 | 4.0 | 3.1 | 3.7 | 3.9 | 3.9 | 4.8 | 3.8 | 3.6 |
| Ti | 2 106 | 1 635 | 2 328 | 1 424 | 2 374 | 2 845 | 2 493 | 2 206 | 2 002 | 1 638 |
| V | 52.7 | 46.8 | 55.8 | 43.1 | 60.4 | 68.2 | 63.5 | 70.0 | 52.9 | 53.5 |
| Cr | 17.0 | 14.9 | 20.0 | 16.4 | 20.3 | 20.5 | 21.6 | 12.4 | 30.0 | 9.8 |
| Co | 20.8 | 12.3 | 10.4 | 29.8 | 12.4 | 7.1 | 10.5 | 9.0 | 6.4 | 7.0 |
| Ni | 25.6 | 16.3 | 17.7 | 22.9 | 22.9 | 25.8 | 3.11 | 23.6 | 24.9 | 10.5 |
| Cu | 260 | 145 | 164 | 134 | 90 | 58.5 | 28.2 | 94.9 | 590 | 1 238 |
| Pb | 77.0 | 86.8 | 947 | 98.6 | 89.4 | 87.5 | 55.9 | 34.0 | 128.9 | 27.9 |
| Zn | 1562 | 81.6 | 181 | 136 | 49.0 | 57.7 | 48.4 | 53.2 | 31.3 | 40.1 |
| Ga | 14.4 | 15.2 | 16.7 | 15.6 | 15.6 | 16.1 | 15.6 | 17.7 | 28.3 | 19.6 |
| Rb | 434 | 291 | 494 | 218 | 392 | 424 | 380 | 97.1 | 134 | 149 |
| Sr | 239 | 448 | 282 | 320 | 444 | 267 | 409 | 564 | 599 | 501 |
| U | 8.3 | 3.3 | 5.8 | 3.3 | 8.0 | 7.1 | 8.5 | 0.8 | 1.6 | 1.8 |
| Th | 24.6 | 18.9 | 12.0 | 18.3 | 27.7 | 26.0 | 25.1 | 9.4 | 13.8 | 8.2 |
| Nb | 7.1 | 5.8 | 7.5 | 6.1 | 7.9 | 8.0 | 8.3 | 5.0 | 5.9 | 4.5 |
| Ta | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Zr | 111 | 103 | 108 | 112 | 106 | 95.4 | 107 | 150 | 98.3 | 87.9 |
| Hf | 3.3 | 3.4 | 3.5 | 3.4 | 3.5 | 3.0 | 3.5 | 4.4 | 3.4 | 3.3 |
| W | 2.0 | 3.3 | 2.6 | 5.5 | 2.4 | 3.2 | 4.3 | 10.9 | 29.2 | 33.2 |
| Sn | 1.3 | 1.5 | 1.3 | 1.3 | 1.6 | 1.4 | 1.6 | 1.1 | 1.5 | 1.5 |
| Mo | 2.9 | 2.0 | 3.4 | 2.4 | 1.4 | 1.1 | 1.8 | 26.0 | 200 | 643 |
| Bi | 0.51 | 2.20 | 0.94 | 4.29 | 1.35 | 0.42 | 0.36 | 1.34 | 2.25 | 0.94 |
| As | 30.4 | 47.0 | 16.8 | 55.1 | 18.7 | 11.0 | 12.2 | 4.5 | 2.0 | 1.6 |
| Sb | 2.91 | 0.96 | 2.68 | 57.35 | 2.44 | 3.03 | 1.61 | 0.60 | 0.91 | 0.69 |
| Ag | 0.28 | 0.80 | 6.0 | 0.83 | 1.82 | 0.74 | 0.44 | 0.77 | 0.92 | 0.85 |
| Au | 1.1 | 5.6 | 2.2 | 26.2 | 2.1 | 1.2 | 1.7 | 30.6 | 3.2 | 52.2 |
| La | 27.48 | 19.68 | 29.50 | 28.77 | 28.24 | 31.06 | 25.17 | 17.39 | 18.40 | 15.89 |
| Ce | 44.11 | 45.48 | 52.52 | 50.25 | 48.24 | 58.63 | 51.64 | 34.40 | 34.20 | 28.49 |
| Pr | 5.50 | 4.69 | 5.79 | 6.03 | 5.66 | 6.45 | 5.77 | 3.93 | 4.06 | 3.18 |
| Nd | 19.16 | 16.69 | 19.44 | 21.93 | 19.86 | 22.41 | 19.94 | 14.27 | 15.23 | 12.60 |
| Sm | 2.92 | 2.48 | 2.85 | 3.24 | 3.05 | 3.35 | 2.98 | 2.45 | 2.43 | 2.08 |
| Eu | 0.713 | 0.566 | 0.675 | 0.792 | 0.734 | 0.761 | 0.761 | 0.693 | 0.635 | 0.602 |
| Gd | 2.114 | 1.484 | 1.832 | 1.878 | 1.896 | 2.097 | 1.911 | 1.638 | 1.487 | 1.452 |
| Tb | 0.292 | 0.203 | 0.242 | 0.229 | 0.248 | 0.266 | 0.247 | 0.210 | 0.166 | 0.181 |
| Dy | 1.511 | 0.945 | 1.092 | 1.103 | 1.218 | 1.278 | 1.166 | 1.037 | 0.835 | 0.907 |
| Ho | 0.274 | 0.159 | 0.208 | 0.186 | 0.212 | 0.233 | 0.200 | 0.184 | 0.156 | 0.169 |
| Er | 0.746 | 0.420 | 0.530 | 0.475 | 0.565 | 0.613 | 0.560 | 0.475 | 0.398 | 0.461 |
| Tm | 0.114 | 0.065 | 0.087 | 0.070 | 0.090 | 0.094 | 0.091 | 0.076 | 0.060 | 0.072 |
| Yb | 0.693 | 0.379 | 0.549 | 0.418 | 0.537 | 0.574 | 0.539 | 0.467 | 0.414 | 0.452 |
| Lu | 0.115 | 0.056 | 0.087 | 0.070 | 0.086 | 0.094 | 0.090 | 0.077 | 0.065 | 0.070 |
| Y | 8.039 | 4.099 | 5.501 | 4.616 | 5.569 | 6.074 | 5.519 | 5.004 | 4.161 | 5.035 |
| REE | 105.75 | 93.29 | 115.41 | 115.44 | 110.63 | 127.92 | 111.06 | 77.30 | 78.54 | 66.61 |
| (La/Yb) _n | 28.44 | 37.25 | 38.54 | 49.37 | 37.72 | 38.81 | 33.50 | 26.71 | 31.88 | 25.22 |

注:武汉综合岩矿测试中心分析。常量元素用 XRF 测试,微量元素及稀土元素用 ICP-AES 测试。JM 取自甲马矿区;Jmy 取自甲马矿区南;

续表 1
Table 1 (Cont.)

| 成分 | w _B / % | | | | | | | | | |
|---|--------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | NG-16 | NG-18 | NT-03 | NT-05 | NT-07 | NT-08 | NT-10 | NT-18 | NT-28 | NTY-05 |
| SiO ₂ | 68.46 | 68.79 | 67.90 | 71.19 | 67.14 | 66.83 | 64.26 | 68.30 | 72.11 | 66.94 |
| TiO ₂ | 0.47 | 0.46 | 0.49 | 0.37 | 0.42 | 0.39 | 0.58 | 0.53 | 0.39 | 0.45 |
| Al ₂ O ₃ | 15.86 | 15.76 | 16.09 | 14.99 | 15.16 | 15.12 | 15.19 | 14.99 | 14.32 | 15.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.01 | 1.52 | 0.84 | 0.75 | 1.39 | 0.60 | 1.17 | 3.31 | 0.70 | 1.37 |
| FeO | 1.40 | 0.82 | 1.47 | 0.95 | 1.35 | 1.87 | 2.17 | 0.47 | 0.75 | 1.93 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 0.03 |
| MgO | 0.92 | 0.75 | 1.49 | 0.72 | 1.17 | 1.11 | 1.93 | 1.14 | 0.84 | 1.36 |
| CaO | 2.88 | 2.73 | 1.53 | 0.90 | 2.91 | 2.86 | 3.38 | 0.61 | 0.64 | 3.06 |
| Na ₂ O | 4.80 | 4.66 | 4.61 | 3.62 | 4.13 | 4.33 | 3.94 | 2.77 | 3.99 | 4.39 |
| K ₂ O | 2.97 | 3.28 | 3.51 | 4.75 | 3.49 | 3.36 | 3.63 | 4.24 | 4.65 | 3.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.17 | 0.19 | 0.15 | 0.17 | 0.17 | 0.23 | 0.19 | 0.16 | 0.18 |
| H ₂ O ⁺ | 0.67 | 0.69 | 1.14 | 1.04 | 1.26 | 1.37 | 1.61 | 2.35 | 0.90 | 0.92 |
| CO ₂ | 0.05 | 0.05 | 0.23 | 0.12 | 1.05 | 1.63 | 1.52 | 0.23 | 0.07 | 0.05 |
| 以下单位为 10 ⁻⁶ (Au 为 10 ⁻⁹) | | | | | | | | | | |
| F | 553 | 441 | 1144 | 796 | 633 | 655 | 782 | 1565 | 954 | 1053 |
| Ba | 936 | 933 | 992 | 868 | 771 | 813 | 918 | 678 | 842 | 789 |
| Be | 1.7 | 1.5 | 2.6 | 2.0 | 2.5 | 2.5 | 2.6 | 2.2 | 2.5 | 1.5 |
| Sc | 4.1 | 3.6 | 4.6 | 3.3 | 3.8 | 3.8 | 5.8 | 5.1 | 3.8 | 3.9 |
| Ti | 2778 | 2533 | 2345 | 1325 | 2388 | 2012 | 3197 | 2218 | 1670 | 1954 |
| V | 64.6 | 60.2 | 69.8 | 42.0 | 51.0 | 49.2 | 69.2 | 67.4 | 36.8 | 62.4 |
| Cr | 5.9 | 3.8 | 5.6 | 4.6 | 9.4 | 8.8 | 37.1 | 6.5 | 12.6 | 12.3 |
| Co | 8.4 | 5.8 | 4.5 | 5.5 | 6.8 | 6.8 | 9.8 | 2.4 | 4.1 | 8.5 |
| Ni | 9.8 | 8.6 | 11.0 | 5.2 | 7.7 | 7.9 | 26.4 | 4.8 | 7.6 | 11.8 |
| Cu | 13.4 | 28.9 | 1880 | 1635 | 202 | 61.2 | 69.3 | 96.2 | 1586 | 138 |
| Pb | 15.3 | 14.2 | 47.2 | 46.8 | 24.7 | 31.5 | 103.9 | 43.2 | 79.1 | 17.6 |
| Zn | 41.8 | 28.7 | 57.2 | 70.2 | 103 | 106 | 73.3 | 29.7 | 87.5 | 39.4 |
| Ga | 21.0 | 17.6 | 21.6 | 20.4 | 16.5 | 17.6 | 19.5 | 23.4 | 23.0 | 22.6 |
| Rb | 61.2 | 72.0 | 140 | 148 | 144 | 138 | 137 | 191 | 194 | 137 |
| Sr | 818 | 838 | 686 | 538 | 640 | 586 | 637 | 390 | 357 | 903 |
| U | 1.6 | 2.2 | 2.8 | 2.7 | 5.3 | 4.6 | 4.7 | 1.8 | 3.8 | 0.8 |
| Th | 6.1 | 10.0 | 14.5 | 12.4 | 22.8 | 21.4 | 19.9 | 29.7 | 24.5 | 9.5 |
| Nb | 3.4 | 3.3 | 7.4 | 7.2 | 7.7 | 7.7 | 9.7 | 6.7 | 7.8 | 4.5 |
| Ta | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 0.7 | 1.0 | <0.5 | 0.5 | <0.5 |
| Zr | 138 | 123 | 164 | 134 | 148 | 150 | 164 | 148 | 157 | 115 |
| Hf | 4.3 | 3.6 | 4.4 | 4.0 | 4.4 | 4.4 | 4.9 | 4.2 | 5.0 | 3.9 |
| W | 0.9 | 1.6 | 14.9 | 8.9 | 1.5 | 2.6 | 2.9 | 38.5 | 13.8 | 10.5 |
| Sn | 1.0 | 1.1 | 2.6 | 2.1 | 1.5 | 1.2 | 1.4 | 4.3 | 2.3 | 1.2 |
| Mo | 0.5 | 1.0 | 24.1 | 110.1 | 16.8 | 1.9 | 3.0 | 75.1 | 16.0 | 4.0 |
| Bi | 0.22 | 0.30 | 0.38 | 0.43 | 0.31 | 0.38 | 0.56 | 1.63 | 1.26 | 0.87 |
| As | 0.5 | 0.80 | 1.0 | 1.4 | 1.3 | 1.2 | 1.9 | 2.0 | 5.6 | 2.5 |
| Sb | 0.12 | 0.15 | 0.97 | 2.30 | 0.92 | 1.11 | 0.91 | 0.84 | 3.01 | 0.26 |
| Ag | 0.04 | 0.05 | 1.48 | 0.79 | 0.13 | 0.08 | 0.18 | 1.19 | 1.59 | 0.15 |
| Au | 1.0 | 1.0 | 18.5 | 8.2 | 46.4 | 1.2 | 1.8 | 3.9 | 1.9 | 1.6 |
| La | 18.87 | 16.95 | 19.93 | 18.98 | 27.70 | 25.64 | 29.77 | 29.97 | 29.74 | 19.18 |
| Ce | 40.48 | 33.50 | 53.46 | 43.82 | 58.27 | 51.00 | 67.47 | 64.99 | 56.53 | 40.42 |
| Pr | 4.67 | 4.29 | 6.77 | 5.56 | 6.26 | 5.58 | 7.10 | 6.29 | 5.78 | 4.89 |
| Nd | 16.64 | 14.99 | 25.59 | 21.02 | 22.51 | 19.75 | 25.90 | 16.88 | 20.34 | 18.58 |
| Sm | 2.61 | 2.35 | 4.49 | 3.45 | 3.57 | 3.17 | 4.09 | 1.98 | 3.08 | 3.06 |
| Eu | 0.741 | 0.688 | 1.045 | 0.753 | 0.866 | 0.804 | 1.037 | 0.375 | 0.740 | 0.844 |
| Gd | 1.643 | 1.444 | 2.913 | 2.188 | 2.250 | 2.024 | 2.553 | 1.067 | 1.900 | 2.032 |
| Tb | 0.212 | 0.180 | 0.388 | 0.313 | 0.313 | 0.267 | 0.335 | 0.141 | 0.232 | 0.242 |
| Dy | 0.982 | 0.841 | 1.676 | 1.426 | 1.397 | 1.185 | 1.558 | 0.709 | 0.957 | 1.194 |
| Ho | 0.167 | 0.144 | 0.319 | 0.250 | 0.233 | 0.211 | 0.265 | 0.131 | 0.180 | 0.226 |
| Er | 0.361 | 0.318 | 0.812 | 0.654 | 0.592 | 0.540 | 0.656 | 0.374 | 0.457 | 0.573 |
| Tm | 0.054 | 0.049 | 0.124 | 0.096 | 0.087 | 0.083 | 0.097 | 0.061 | 0.069 | 0.092 |
| Yb | 0.326 | 0.284 | 0.718 | 0.552 | 0.502 | 0.461 | 0.542 | 0.404 | 0.432 | 0.532 |
| Lu | 0.053 | 0.048 | 0.105 | 0.086 | 0.078 | 0.070 | 0.085 | 0.070 | 0.070 | 0.084 |
| Y | 4.066 | 3.468 | 7.990 | 6.610 | 6.050 | 6.163 | 6.838 | 2.989 | 5.187 | 5.918 |
| REE | 87.80 | 76.06 | 118.34 | 99.14 | 124.63 | 110.79 | 141.46 | 123.45 | 120.50 | 91.95 |
| (La/ Yb) _n | 41.52 | 42.81 | 19.91 | 24.66 | 39.58 | 39.89 | 39.40 | 53.21 | 49.38 | 25.86 |

Nmy, NG取自南木矿区; NT, NTY取自厅官矿区。甲马矿区及外围样品为二长花岗斑岩; 南木和厅官矿区的样品为花岗闪长斑岩。

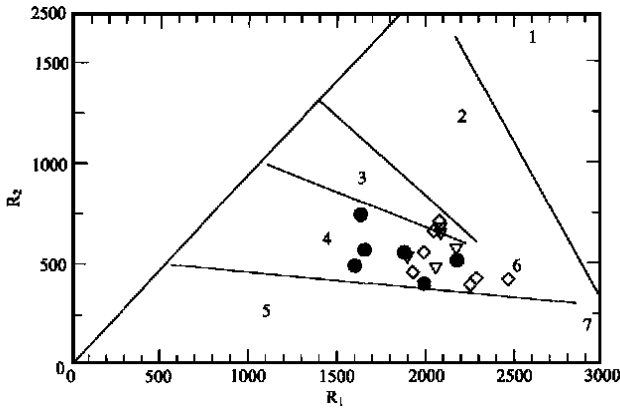


图3 冈底斯 Cu 矿带含矿斑岩 R₁-R₂ 图

(原图据 Batchelor, 1985; 数据据表 1)

$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$
 —甲马矿区; ▽—南木矿区; —厅宫矿区; 1—地幔分异花岗岩; 2—碰撞前花岗岩; 3—碰撞后花岗岩; 4—晚造山花岗岩; 5—非造山花岗岩; 6—同碰撞花岗岩; 7—后造山花岗岩

Fig. 3 R₁-R₂ diagram of the ore-bearing porphyries in the Gangdese Cu deposit belt (after Batchelor, 1985)

—Jiamia Cu deposit area; ▽—Nanmu Cu deposit area; —Tinggong Cu deposit area. 1—Mantle fractionates; 2—Pre-collision granite; 3—Post-collision granite; 4—Late orogenic granite; 5—Anorogenic granite; 6—Syn-collision granite; 7—Post-orogenic granite

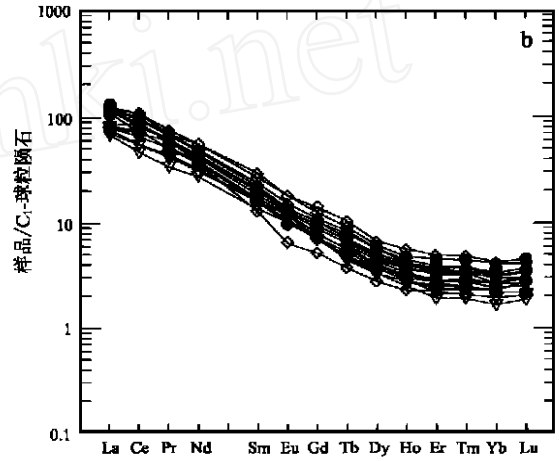
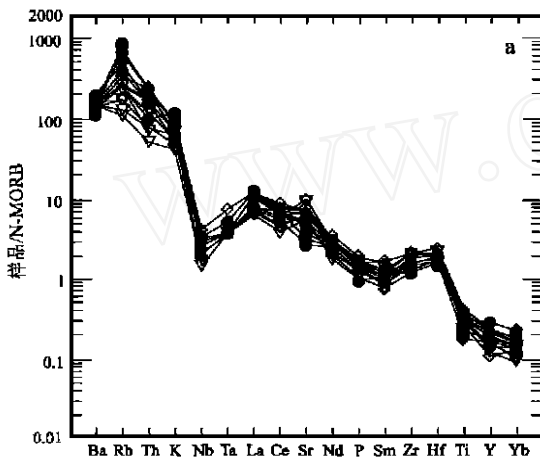


图4 冈底斯 Cu 矿带含矿斑岩微量元素和稀土元素分配曲线

a. N-MORB 标准化微量元素分配曲线; b. C₁-球粒陨石标准化稀土元素分配曲线。 —甲马矿区; ▽—南木矿区; —厅宫矿区

Fig. 4 Trace element and rare earth element distribution patterns of the ore-bearing porphyries in the Gangdese Cu belt

a: N - MORB normalized trace element patterns; b: C₁—Chondrite normalized rare earth element patterns. —Jiamia Cu deposit area; ▽—Nanmu Cu deposit area; —Tinggong Cu deposit area

的规律性,均以流体活性强的大离子不相容元素 Rb、Ba、Th、Sr 高度富集和流体活性弱的高场强元素 Nb、Ta 明显亏损为特点。在 N-MORB 标准化后的微量元素蛛网图上(图 4a),它们表现出高度一致的分配形式。Rb、Ba、Th、Sr 及轻稀土元素 La 均形成高峰,Nb、Ta (w_{Ta} 低于 0.5×10^{-6} 时不能检出,表 1)和重稀土元素 Yb 形成低谷,完全反映了一种岛弧岩浆作用的分布特征。Ti 的亏损也同样指示着岩浆是在富含流体的源区条件下生成的。这意味着早期俯冲到深部的洋壳板片释放的流体对喜马拉雅晚期(20~14 Ma)含矿斑岩的形成仍起了重要作用。

3.3 稀土元素

冈底斯铜矿带含矿斑岩的 REE 为(66.61~141.46) $\times 10^{-6}$,轻、重稀土分馏明显,(La/Yb)_n 在 19.91~53.21 之间,缺少 Eu 异常,C₁-球粒陨石标准化分布曲线(图 4b)呈平滑的右倾型式。这些特征与玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩十分相似

(唐仁鲤等,1995),同时与智利北部 Escondida 地区的含矿斑岩也一致(Richards et al., 2001),后者认为这种斑岩是源区岩浆经过角闪石结晶分离固结形成的。

4 蚀变及矿化特征

从整个成矿带讲,斑岩型铜矿所具备的主要蚀变类型在冈底斯斑岩带的铜矿床中都有发育,它们包括钾化(钾长石化、黑云母化)、绢英岩化、青盘岩化,只是粘土化不甚明显。由于成矿带不同区段构造和围岩条件的差异,不同矿床之间热液蚀变类型、强度及分带性无疑会有差异。同样,不同矿床在矿化阶段和矿物共生组合上也各有自己的特点。本文以矿带中段产于喜马拉雅早期花岗岩基中的南木铜矿和矿带东段产于下白垩统泥砂质灰岩中的甲马铜矿为例来阐述冈底斯斑岩铜矿带的蚀变矿化特点。

4.1 南木铜(钼)矿床

矿床产于冈底斯岩浆岩带中段,南距雅鲁藏布江结合带

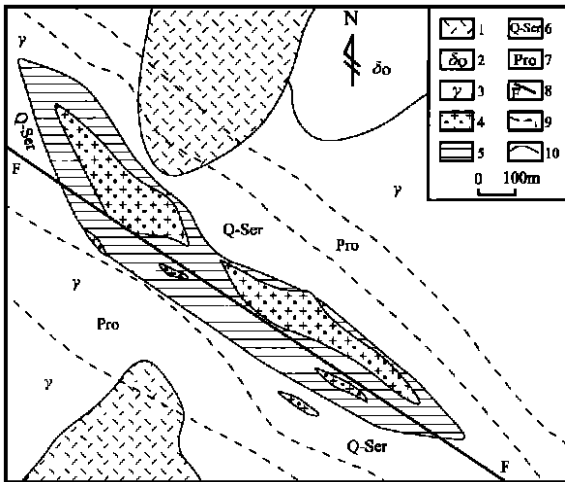


图 5 冈底斯铜矿带中段南木 Cu、Mo 矿区地质草图

1—流纹斑岩；2—石英闪长岩；3—黑云母花岗岩；4—含矿花岗岩
闪长斑岩；5—Cu、Mo 矿（化）体；6—绢英岩化蚀变带；7—青盘岩
化蚀变带；8—断层；9—蚀变带界限；10—地质界限

Fig. 5 Geological sketch map of the Nanmu Cu, Mo deposit area in the middle segment of the Gangdese Cu deposit belt
1—Rhyolitic porphyries; 2—Quartz diorite; 3—Biotite granite; 4—Ore-bearing granodioritic porphyries; 5—Cu, Mo orebodies; 6—Phyllic alteration zone; 7—Propylitization alteration zone; 8—Fault; 9—Boundaries of alteration zone; 10—Geological boundaries

约 30 km。矿床的直接围岩为喜马拉雅早期形成的黑云母二长花岗岩，边缘相石英二长岩分布在矿区北部，矿区南部局部有喷出岩（流纹斑岩）分布。铜、钼矿体产于含矿斑岩体与花岗岩的内、外接触带中，同时受 NWW 向断裂破碎带控制，构成一条长达 1500 m，宽 200~300 m 的铜钼矿化带（图 5）。

矿化主要形成于强烈蚀变的花岗质碎裂岩中，斑岩体本身矿化较弱。当外接触带花岗岩中有斑岩细脉穿入时，矿化明显增强。矿石构造以细脉浸染状为主，含矿斑岩内部往往是细粒半自形黄铁矿和他形黄铜矿呈浸染状均匀分布。蚀变作用由斑岩向外到外接触带花岗岩呈现钾化—绢英岩化—青盘岩化的蚀变带规律。钾化主要出现在斑岩体内和附近，表现为原岩斜长石沿颗粒边缘被钾长石交代，有时基质部分发生不完全结晶（脱玻化）形成板状晶体的轮廓可能也是钾化蚀变的结果。钾化的另一种形式是黑云母化，常见表面新鲜但边缘尚不规则的淡褐色黑云母交代斜长石、石英等，有时它们也聚集分布。绢英岩化蚀变在内外接触带中都很发育，由鳞片状绢云母和半自形粒状石英构成，广泛交代斜长石。当有半自形黄铁矿伴生时构成黄铁绢英岩化。青盘岩化分布范围较大，在外接触带花岗岩中发育，主要表现为暗色矿物黑云母、角闪石的绿帘石化、绿泥石化及斜长石的绿帘石化、碳酸盐化。相比之下，矿区粘土化蚀变微弱，多表现为长石颗粒

表面由于土状物交代而变得浑浊不清。

南木斑岩型铜钼矿床金属矿物组合简单，包括黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、辉钼矿、闪锌矿、铜兰、孔雀石及钼华。它们形成于岩浆、热液和氧化 3 个成矿期，由 4 个矿化阶段组成。在岩浆成矿期，随着含矿斑岩体冷凝固结，在岩浆结晶晚期少量半自形黄铁矿和他形黄铜矿随硅酸盐矿物一起结晶，形成浸染状构造。这些原生含矿斑岩 Cu 品位不高，一般在 0.2% 以下，未构成工业矿体。矿化主要形成于热液成矿期，它又分早、晚两个成矿阶段，早期为多金属硫化物阶段，由黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿及闪锌矿组成，呈细脉浸染状构造，Cu 含量（ w_{Cu} ）一般小于 1%，矿石可达工业品位；晚期为石英-辉钼矿阶段，由半自形柱粒状石英和辉钼矿一起沿晚期裂隙充填分布，构成脉状、网脉状矿石，是钼矿的主要形成阶段。氧化期是原生矿石进一步富集的阶段，原生黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿等氧化后变成孔雀石、铜兰和钼华，在次生富集带聚集形成较丰富的工业矿体。

4.2 甲马铜铅多金属矿床

对于甲马矿床的成因，一直存在着较大的争议，杜光树等（1998）根据矿体呈层状产于多底沟组顶部夕卡岩中和明显的层控性，提出海底火山喷流的成因解释。笔者在野外调查中发现矿体北侧存在浅成侵入岩体（图 6），岩性为二长花岗斑岩（样品号 JM-21, 23，表 1），大体呈东西向展布，岩体中含浸染状黄铁矿和黄铜矿。矿区详查报告^①也指出深部有斑岩体沿东西向伸展。根据这些情况，笔者认为该矿床的成因仍然与斑岩体有关，是含矿斑岩与多底沟组顶部灰岩相互作用的产物。夕卡岩成层产出，层位稳定，可能是由于原来的灰岩杂质较多，渗透性较好，有利于来自斑岩的含矿流体顺层交代所致。笔者在斑岩体边部见到一矿化夕卡岩包体，呈椭圆状，长 2.5 m，宽 1.5 m，其矿物组成和结构与层状夕卡岩中的矿体一致，说明它们是由斑岩体捕掳灰岩碎块经交代变质形成的。若斑岩体捕掳的直接是矿化夕卡岩，那么两者经成分和热的相互作用后，其组成和结构肯定会有新的变化。令人疑惑的是斑岩体为何位于矿体上盘（北侧），其所反映的接触关系还有待深入研究。

本矿区围岩以泥砂质灰岩为主，其蚀变作用主要为夕卡岩化，另外还有绢英岩化、硅化及大理岩化，局部含矿斑岩与砂板岩接触产生角岩化。夕卡岩主要由钙铝榴石、透辉石、硅灰石、石英、绿帘石及部分金属矿物组成，属钙夕卡岩，构成矿体的主体。绢英岩化主要发生于泥砂质板岩中，绢云母呈集合体交代斜长石或充填裂隙，石英呈半自形粒状分布其间。大理岩化使靠近矿体的灰岩颜色变浅，颗粒变大。

甲马矿床金属矿物种类多，组合复杂，除斑岩体本身含少量浸染状黄铁矿、黄铜矿外，夕卡岩化晚期含水阶段也有大量

① 西藏地矿局第六地质大队. 2000. 甲马矿区铜铅多金属矿详查报告.

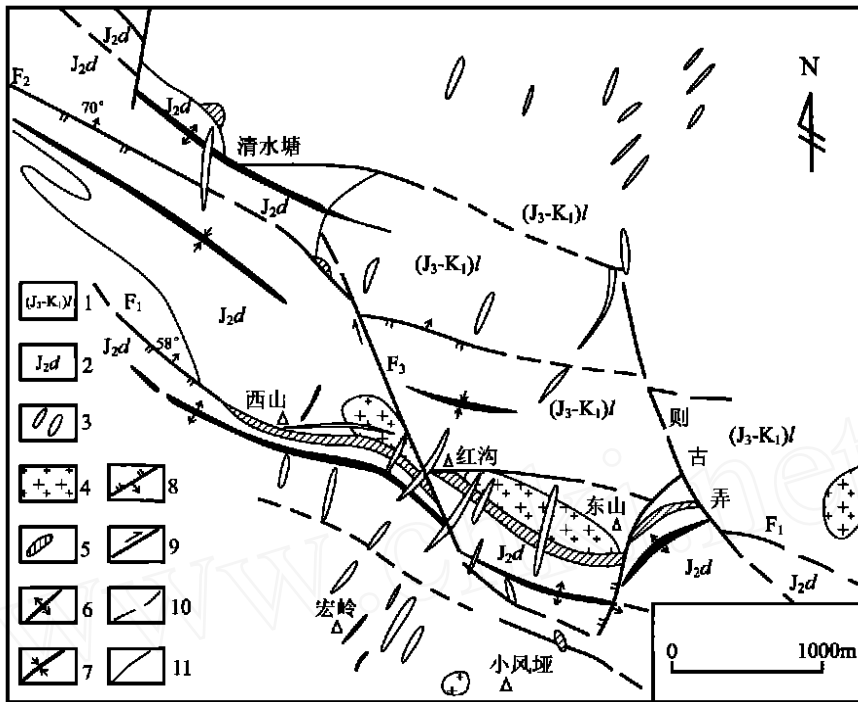


图6 冈底斯铜矿带东段甲马Cu多金属矿床地质略图(据西藏地矿局第六地质大队资料修改)

- 1—上侏罗统-下白垩统林布宗组砂板岩; 2—上侏罗统多底沟组碳酸盐岩; 3—花岗岩岩脉; 4—二长花岗岩; 5—Cu多金属矿体;
- 6—背斜轴; 7—向斜轴; 8—逆断层; 9—平移断层; 10—性质不明断层; 11—地质界限

Fig. 6 Simplified geological map of the Jiama Cu-polymetallic deposit in the eastern segment of the Gangdese Cu deposit belt (modified after No. 6 Geological Party of Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources)

- 1—Sandy slate of Lower Cretaceous-Upper Jurassic Linbuzong Formation; 2—Carbonate rock of Upper Jurassic Duodigou Formation; 3—Felsic dykes; 4—Adamellitic porphyries; 5—Cu-polymetallic orebodies; 6—Anticline axis; 7—Syncline axis; 8—Thrust; 9—Strike fault; 10—Inferred fault; 11—Geological boundaries

金属矿物沉淀,如黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿等,它们常常局部聚集成斑点状矿石,有时沿裂隙自裂隙壁向中心依次生成黄铜矿、闪锌矿、方铅矿,构成对称分带,形成带状或块状矿石。细脉浸染状矿石是在绢英岩化阶段形成的,其金属矿物有黄铜矿、黝铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、自然金等。表生氧化阶段形成氧化型矿石,矿物有铜兰、孔雀石、铅矾、褐铁矿等。

5 成矿时代与物质来源

5.1 成矿时代

笔者对成矿带中段南木铜钼矿床的5个辉钼矿样品用Re-Os等时线法开展了成矿年龄测定。样品是由辉钼矿-石英脉粉碎至40~80目后在双目镜下挑选的,纯度在95%以上,所用仪器是中国地质科学院地质研究所的MAT-262型NTIMS质谱仪。测得等时线年龄为(14.67±0.20)Ma,MSWD=2.57,初始比值 $I_{Os}=0.00±0.69$ 。它表明该铜矿带的形成年龄与喜马拉雅晚期广泛的花岗质斑岩体的侵入年

龄(20~14Ma)是一致的,同时它也是在冈底斯碰撞造山带上迄今所获得的最年轻的成矿年龄,这对于阐明世界上这一最年轻的碰撞造山带的成矿作用特点具有重要意义。

5.2 成矿物质来源

硫、铅同位素被认为是探讨成矿物质来源的有效手段之一(张理刚等,1985;芮宗瑶等,1984)。为阐明冈底斯斑岩铜矿带的成矿物质来源,笔者对甲马、南木、厅官3个矿区的含矿斑岩和硫化物分别做了硫、铅同位素分析,结果列于表2。

从表中可以看出,3个矿区的硫同位素除2个辉钼矿样品为低的正值外($^{34}S=0.9‰\sim 1.2‰$),其余样品无论是斑岩体还是硫化物均为负值(^{34}S 在 $-2.4‰\sim 0.0$ 之间),变化范围很小,显示了幔源硫的组成特征。从 ^{34}S 的分布来看,含矿斑岩在 $-0.9‰\sim -0.2‰$ 之间;黄铁矿 $-1.4‰\sim 0.0‰$;黄铜矿 $-2.7‰\sim -0.9‰$;方铅矿为 $-2.7‰\sim -2.4‰$;辉钼矿 $0.9‰\sim 1.2‰$;反映出由含矿斑岩体提供的硫在硫化物沉淀过程中由于分馏效应而扩大了 ^{34}S 值的范围。

铅同位素组成也同样反映出了矿床与花岗岩体在物质来源上的一致性。含矿斑岩体 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 $18.567\sim$

表 2 冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩和硫化物的硫、铅同位素组成

Table 2 S, Pb isotope compositions of the ore-bearing porphyries and sulphides in the Gangdese Cu deposit belt

| 矿区 | 样品号 | 样品名称 | $^{34}\text{S}/\%$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|----|--------|--------|--------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 甲马 | JM-03 | 黄铜矿 | - 0.9 | 18.725 ±1 | 15.615 ±1 | 38.987 ±2 |
| | JM-03 | 方铅矿 | - 2.7 | 18.728 ±3 | 15.608 ±3 | 38.961 ±8 |
| | JM-17 | 黄铜矿 | - 1.0 | 18.752 ±4 | 15.638 ±3 | 39.058 ±8 |
| | JM-17 | 方铅矿 | - 2.4 | 18.752 ±3 | 15.633 ±3 | 39.047 ±8 |
| | JM-19 | 花岗斑岩 | - 0.2 | 18.765 ±2 | 15.622 ±1 | 38.997 ±4 |
| | JM-21 | 花岗斑岩 | - 0.7 | 18.753 ±2 | 15.616 ±2 | 38.966 ±5 |
| 南木 | NMY-01 | 花岗闪长斑岩 | - 0.4 | 18.569 ±4 | 15.618 ±3 | 38.717 ±7 |
| | NMY-02 | 黄铁矿 | - 0.8 | 18.535 ±2 | 15.590 ±2 | 38.637 ±4 |
| | NMY-05 | 黄铁矿 | - 1.4 | 18.532 ±3 | 15.572 ±2 | 38.596 ±5 |
| | NMY-07 | 辉钼矿 | 0.9 | 18.535 ±3 | 15.591 ±3 | 38.637 ±7 |
| | NMY-10 | 辉钼矿 | 1.2 | 18.544 ±2 | 15.578 ±1 | 38.615 ±3 |
| | NMY-11 | 黄铁矿 | - 0.0 | 18.694 ±2 | 15.592 ±2 | 38.880 ±5 |
| 厅宫 | NT-08 | 花岗闪长斑岩 | - 0.9 | 18.583 ±1 | 15.619 ±1 | 38.804 ±3 |

硫同位素由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测试;铅同位素由中国地质科学院地质研究所同位素室测试。铅同位素绝对误差为 2。

18.765; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.616 ~ 15.622; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.717 ~ 38.967。硫化物 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.532 ~ 18.252; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 15.572 ~ 15.638, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.596 ~ 39.058。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图 7a, b), 它们均构成两个线状群体, 一个以甲马矿区为代表, 另一个则以南木和厅宫矿区为代表。只有南木矿区的 1 个样品(NMY-11)有些异常, 向甲马矿区的范围偏移。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图 7a), 这些样品都位于造山带演化线上并与之斜交, 清楚地显示出造山带环境的物质来源组成特点(Robert, et al., 2001), 与冈底斯地块自新生代以来强烈的碰撞造山历史十分吻合。同时, 在图中的相对位置上, 甲马矿区的样品偏右上, 南木和厅宫矿区的样品偏左下, 据 Brian 等(2001)的研究, 这种分布特点意味着, 与成矿带中段相比, 位于东段的甲马矿区在物质来源上地壳组分更多一些, 同时形成时代也更晚。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图 7b), 这两个矿区的样品都偏离了造山带演化线而向上漂移, 说明与世界平均造山带相比, 冈底斯造山带具有高 Th 背景。

6 讨论

6.1 斑岩铜矿带的成矿动力学背景

冈底斯斑岩铜矿的成矿年龄限定了斑岩铜矿产生于碰撞造山环境, 岩浆-热液成矿系统发育于冈底斯碰撞造山带快速隆升之后。高位花岗岩体和含矿斑岩东西成带、南北成群的空间分布特征表明, 该岩浆源区的部分熔融可能被活动于 30 ~ 24 Ma 的冈底斯东西向逆冲断裂带所诱发, 而岩浆分凝与侵位则受活动于 21 ~ 8 Ma 的南北向伸展裂谷所控制。北倾的冈底斯逆冲断裂带导致了上盘大面积花岗岩基的广泛裸露和下盘日喀则弧前地层的向北俯冲(Yin et al., 1994)。俯冲的含水弧前地层中流体的排挤与注入(Le Fort, 1975)、

逆冲过程的磨擦生热(Molnar et al., 1978; England et al., 1989)和推覆就位后的热松弛(Le Fort, 1975), 都有可能是诱发深熔作用的原因。然而, 继冈底斯山快速隆升和地壳加厚后的上地壳张裂和软流圈上涌, 可能是导致深熔作用的更重要的深部机制。不论这种软流圈上涌是山根拆沉产物(England et al., 1989)还是弧后扩张结果(Yin et al., 2000), 由此带来的温度升高足以使地壳和地幔熔融, 从而导致火山活动和花岗岩浆作用(Bird, 1978)。在冈底斯碰撞造山带, 同位素年龄为 10 ~ 15 Ma 的高钾钙碱性火山岩系(Coulon et al., 1986)和含矿斑岩便是这种深部作用过程的岩石记录。其中, 含矿斑岩为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列, 以高钾为特征, 微量元素显示 I 型与 A 型花岗岩过渡特征, 反映斑岩岩浆作用与山根拆沉及其伴生的软流圈上涌过程有关(Key, 1994; Key et al., 1994), 暗示着南北向裂谷及其所控制的斑岩岩浆-热液成矿系统, 可能作为碰撞后地壳伸展作用的产物, 发育于碰撞造山带的崩塌阶段(Harrison et al., 1992)。

6.2 冈底斯造山带南北向裂陷的时代

西藏高原东西向引张作用产生的一系列南北向裂谷是碰撞造山以来波及上地壳的一次重要构造事件(Tapponnier et al., 1990; Molnar et al., 1978)。但目前对致使高原达到现在高度的东西向引张的初始时间尚存在较大争议(Molnar et al., 1978; England et al., 1989; Pan et al., 1992; Harrison et al., 1992)。在念青唐古拉地区, Harrison 等(1995)估计东西向伸张的初始时间为(8 ± 0.3) Ma。在羊八井地区, Pan 等(1992)测定地堑裂谷两侧的正断层活动年代为(8 ± 0.3) Ma。在亚东—谷露一带, 南北向裂谷切割藏南拆离系将其活动起始上限限定为 12 Ma(Edwards et al., 1997)。在藏南喜马拉雅地区, Coleman 等(1995)根据断层矿物年龄推断东西向伸展起始时间为 14 Ma。最近, Ding 又将冈底斯地区的东西向伸展起始时间向前推至 21 Ma(Ding, 私人通信)。在冈

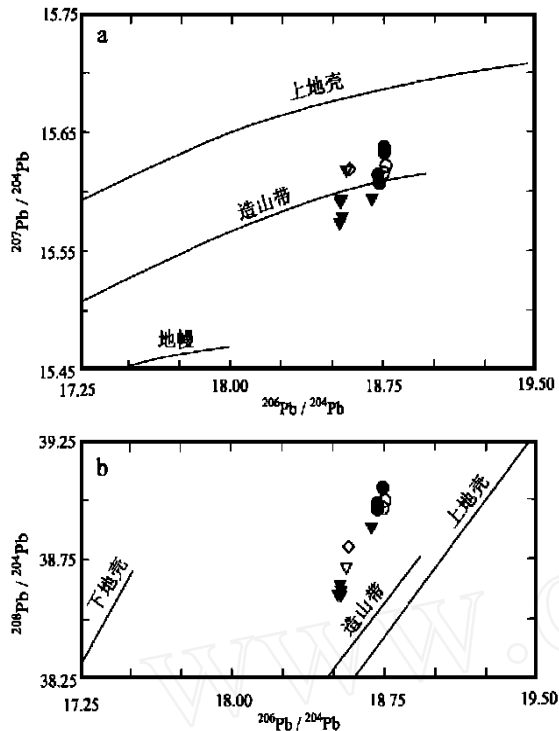


图7 冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩和硫化物铅同位素构造模式图(据 Brian et al., 2001)

—甲马矿区含矿斑岩; —甲马矿区硫化物; ▽—南木矿区含矿斑岩; ▽—南木矿区硫化物; —厅官矿区含矿斑岩

Fig. 7 Pb isotopic diagrams of ore-bearing porphyries and sulphides in the Gangdese Cu deposit belt

—Ore-bearing porphyries of Jiama deposit area; —Sulphides of Jiama deposit area; ▽—Ore-bearing porphyries of Nanmu deposit area; ▽—Sulphides of Nanmu deposit area; —Ore-bearing porphyries of Tinggong deposit area

底斯造山带,受南北向裂谷控制并南北成群分布的大量花岗岩小岩体和含矿斑岩,岩浆侵位年龄为10~20 Ma(图1),在日喀则附近呈南北向展布的岩墙群,侵位年龄为(18±1) Ma(Yin et al., 1994),反映东西向初始伸展可能现于20 Ma前后。这些小岩体的初始侵位年龄与冈底斯花岗岩基的快速隆升时间(~21 Ma; Harrison et al., 1992)和红河断裂大规模走滑时间(~23 Ma; Tapponnier et al., 1990)的一致性,表明东西向伸展作用发育于冈底斯山大规模隆升和地壳加厚之后。斑岩铜矿的成矿年龄则在14 Ma前后,东西向的强烈伸展产生了南北向裂谷,其不仅为含矿斑岩的侵位提供了重要的扩容空间,而且促进了斑岩铜矿的岩浆-热液系统的发育。

7 结论

通过近两年来笔者的地质调查和室内研究,特别是西藏地勘局今春以来在冲江和拉抗俄两个矿区的钻探施工中取得的重要进展,使我们有理由相信位于西藏腹地沿雅鲁藏布

江北侧冈底斯岩浆弧产出的这条喜马拉雅晚期斑岩型铜(钼、金)多金属成矿带完全有希望成为青藏高原上第二条与玉龙斑岩铜矿带相媲美的铜矿带。这一结论基于如下认识:

(1) 从成矿构造环境上看,雅鲁藏布江缝合带北侧冈底斯岩浆弧横贯西藏东西达1000余公里,岩浆带内喜马拉雅晚期花岗岩斑岩体广泛发育,由于它们形成于冈底斯造山带大规模隆升之后的造山旋回晚期,因此具备免遭剥蚀的构造条件,这使得在许多区内含矿斑岩体在沟谷中刚被剥露出,这说明在这条规模巨大的岩浆岩带上,喜马拉雅晚期的含矿斑岩体还远未被人们所认识。

(2) 冈底斯铜矿带的含矿斑岩与玉龙铜矿带的含矿斑岩在岩石地球化学上有许多相似之处,它们都以高钾为特点,属钾玄岩—高钾钙碱性岩系列;微量元素以富集大离子不相容元素 Rb、Ba、Th、Sr,亏损高场强元素 Nb、Ta 为特征;稀土元素表现为轻重稀土分馏明显 [(La/Yb)_n = 19.90 ~ 53.21] 的平滑右倾分配形式,缺少 Eu 异常,反映了由俯冲板片释放的流体在岩浆形成中起了重要作用。

(3) 冈底斯铜矿带的矿床多产于含矿斑岩与围岩花岗岩的内、外接触带上,具有斑岩型铜矿床的基本蚀变矿化特征,自斑岩体内部向外依次有钾化(钾长石化、黑云母化) 绢英岩化 青盘岩化分带性。矿化以脉状、网脉状及细脉浸染状为主,金属矿物组合简单,包括黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿、辉钼矿等。原生矿石氧化后品位提高,形成工业富矿体。

(4) 由矿带中段南木铜钼矿区5个辉钼矿样品给出的 Re-Os 等时线年龄为(14.67 ± 0.20) Ma,说明成矿作用与碰撞造山晚期花岗岩斑岩体的侵位时间(20~14 Ma)是完全一致的。同时,在硫、铅同位素组成上,含矿斑岩 ³⁴S 为 -0.9‰ ~ -0.2‰, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 为 18.569 ~ 18.765, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 为 15.616 ~ 15.622, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 为 38.717 ~ 38.997;而矿床中的硫化物 ³⁴S 为 -2.7‰ ~ -1.2‰, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.532 ~ 18.765, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 为 15.572 ~ 15.638, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 为 38.596 ~ 38.058,两者也完全一致。由此说明冈底斯成矿带的铜多金属成矿作用无论在成矿时间上还是在物质来源上与该带喜马拉雅晚期的花岗质斑岩体都是密不可分的。

参考文献

- 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明,等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社.
- 杜光树,姚鹏,尼登达,等. 1998. 喷流成因夕卡岩与成矿——以西藏甲马铜多金属矿床为例[M]. 成都:四川省科学技术出版社.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安:陕西科学技术出版社.
- 唐仁鲤,罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京:地质出版社.
- Allegre C J and 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt[J]. Nature, 307: 17~22.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of grani-

- toid rock series using multicationic parameters[J]. *Chem. Geol.*, 48: 43 ~ 55.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, et al. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia[J]. *Nature*, 373: 55 ~ 58.
- Bird P. 1978. Initiation of introcontinental subduction in the Himalaya [J]. *J. Geophys. Res.*, 83: 4 975 ~ 4 987.
- Brian K T and Collin I G, 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, Southern Chile[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 45 ~ 57.
- Camus F and Dilles J H. 2001. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile—Preface[J]. *Econ. Geol.*, 96: 233 ~ 238.
- Chen W J, Li Q, Hao J, et al. 1999. Postcrystallization thermal evolution history of Gangdes batholithic zone and its tectonic implication[J]. *Science in China (Series D)*, 42(1): 37 ~ 44.
- Chen W J, Li Q and Ma Z J. 1996. Constrains of the MDD mold to quantitative study of nonstationary tectonic movements[J]. *Seismology and Geol.* 18: 56 ~ 60.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension[J]. *Nature*, 374: 49 ~ 52.
- Copeland P, Harrison Y M, Yun P, et al. 1995. Thermal evolution of the Gangdes batholith, Southern Tibet: A history of episodic unroofing [J]. *Tectonics*, 14(2): 223 ~ 236.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, et al. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79: 281 ~ 302.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xizang fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669 ~ 684.
- Edwards M A and Harrison T M. 1997. When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite[J]. *Geol.* 25: 543 ~ 546.
- England P and Houseman G. 1989. Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 17 561 ~ 17 579.
- Gaetani M and Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya) [J]. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 1 427 ~ 1 446.
- Harrison T M, Copeland P and Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 288: 1 663 ~ 1 670.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implication for uplift of the southern Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 14: 658 ~ 676.
- Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, et al. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya[J]. *Petrol.*, 40: 3 ~ 19.
- Harrison T M, Grove M, Lovera O M, et al. 2000. Displacement history of the Gangdese thrust, Southeastern Tibet[J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 19 211 ~ 19 230.
- Key S M. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes[J]. *Geophys. Res.*, 99: 24 323 ~ 24 339.
- Key R W and Key S M. 1994. Delamination and delamination Magmatism[J]. *Tectonophysics*, 219: 177 ~ 189.
- Le Fort P. 1996. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision[A]. In: Coward M P, Ries, ed. *Collision Tectonics* [C]. *Geol. soc. spec. publ.*, 19: 159 ~ 172.
- Le Fort P. 1975. Himalayas, the collided range, present Knowledge of the continental arc[M]. *Am. J. Sci.*, 275A: 1 ~ 44.
- Ma H W. 1990. Petrology and mineralization of granites in Yulong porphyry copper belt, Tibet [M]. Beijing: China University of Geosciences Press. 1 ~ 158.
- Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet [J]. *J. Geophys. Res.*, 85: 5 361 ~ 5 375.
- Murphy M A, Yin A and Harrison T M. 1997. Significant crustal shortening in south-central Tibet prior to the Indo-Asian collision[J]. *Geol.*, 25: 719 ~ 722.
- Pan Y and Kidd W S F. 1992. Nyainqentanghla shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau[J]. *Geol.*, 20: 775 ~ 778.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene Calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63 ~ 81.
- Pierce J A and Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud[M]. London: Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A327: 203 ~ 213.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 96: 271 ~ 306.
- Schaers E, Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311 ~ 320.
- Seal R R, Ayuso R A, Foley N K, et al. 2001. Sulfur and lead isotope geochemistry of hypogene mineralization at the Barite Hill gold deposit, Carolina slate belt, southeastern United States: a window into and through regional metamorphism. *Mineralium Deposita*, 36: 137 ~ 148.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China[J]. *Nature*, 343: 431 ~ 437.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 ~ 280.
- Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, et al. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet [J]. *J. Geophys. Res.*, 99(18): 175 ~ 201.
- Yin J, Xu J, Liu C, et al. 1988. The Tibetan Plateau: regional stratigraphic context and previous work[M]. London: Phil Trans. Roy. Soc. Lond. A327: 5 ~ 52.
- Tomlinson A and Blanco N. 1997a. Structural evolution and displacement

history of the west fault system, Precordillera, Chile: Part 1, Synmineral history: [C]. Congreso Geologico Chileno, 7th, Antofagasta. 3: 1 873 ~ 1 877.

Tomlinson A and Blanco N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the west fault system, Precordillera, Chile: Part 2,

Postmineral history [C]. Congreso Geologico Chileno, 7th, Antofagasta, 3: 1 878 ~ 1 882.

Townley B K and Godwin C I. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, South Chile [J]. Mineralium Deposita, 36: 45 ~ 57.

Is Gangdese Porphyry Copper Belt the Second "Yulong" Copper Belt ?

Qu Xiaoming¹, Hou Zengqian¹, Huang Wei²

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 No. 6 Geological Party of Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, Lasa 851400, Tibet, China)

Abstract

Based on extensive geological field investigation and comprehensive researches on petro-geochemistry, geology and Re-Os, S, Pb isotope data of the ore deposits, the authors systematically elucidate petro-geochemical characteristics of the ore-bearing porphyries and the alternation-mineralization features of the copper polymetallic ore deposits in the Gangdese porphyry copper belt along the northern side of the Yarlung Zangbo River, clarify the ore-forming epoch and the ore sources, and discuss the relationship of the Cu (Mo, Au) polymetallic mineralization to the evolution of Gangdese collision-orogenic belt. Comparing it with the Yulong porphyry copper belt, the paper points out that the Gangdese porphyry copper belt located on the northern side of the Yarlung Zangbo River is most likely to become the second "Yulong" copper belt in Xizang Region. Its ore-forming potential is expected to form one of the greatest copper belt in the world. Researches indicate that the ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt are characterized petrochemically by high K content ($K_2O = 2.97\% \sim 8.56\%$) and can be classified between shoshonite and high-k calc-alkaline series. In geochemistry they show high enrichment of Rb, Ba, Th, Sr and obvious depletion of Nb, Ta and Yb. Their rare earth elements assume clear fractionation of LREE from HREE [$(La/Yb)_n = 19.91 \sim 53.21$] and smooth right-dipping C_1 -chondrite normalized patterns without any Eu anomaly. All these features are in high consistency with those of the Yulong ore-bearing porphyries. The orebodies occur in both endo- and exo- contact zones between porphyries and wall rocks and have the essential alternation-mineralization characteristics of porphyry Cu deposits. The alternation zonation can be established in sequence of potassic alternation (K-feldsparization and biotitization) to silicification + sericitization to propylitization from the inner part of ore-bearing porphyries to outer granites. The mineralization is dominated by veinlet, network and vein-disseminated ores formed in post-magma hydrothermal stages and has a simple ore mineral association consisting of pyrite, chalcopyrite, bornite, sphalerite and molybdenite. In oxidation zone the primary ores form the secondary enrichment zone through weathering and leaching, which often contain rich industrial orebodies. The S, Pb isotopic analyses of the ore-bearing porphyries and sulphides from Jama, Nanmu and Tinggong deposit areas demonstrate that the orebodies and the porphyries have identical S, Pb isotopic compositions. Their ^{34}S (‰) values are in the range of $-2.7 \sim 1.2$ and assume mantle sulfur signature. In addition, their Pb isotopic compositions are not different from each other and vary from 18.532 to 18.765 for $^{206}Pb/^{204}Pb$, from 15.572 to 15.683 for $^{207}Pb/^{204}Pb$, and from 38.596 to 39.058 for $^{208}Pb/^{204}Pb$. In Pb isotopic diagrams they are all plotted on or near the orogenic belt evolution line and obliquely intersect it, consistent with the tectonic environment of their formation. Five molybdenite samples from the Nanmu Cu, Mo deposit area yield a Re-Os isochron age of (14.67 ± 0.20) Ma, suggesting a close relationship of the Cu, Mo mineralization to porphyry intrusions (20 ~ 14 Ma).

Key words: gangdese, collision-orogenic belt, granitic porphyries, porphyry Cu belt