滇黔边界大规模自然铜矿化的极端成矿条件耦合*

Extreme Coupling Conditions for Native Copper Mineralization on Large Scale in Border Area Between Yunnan and Guizhou Provinces, China

胡耀国 朱炳泉 常向阳

（中国科学院广州地球化学研究所，广东 广州 510640）

Hu Yaoguo, Zhu Bingquan, Chang Xiangyang

（Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China）

摘 要 野外观察发现在滇黔边界存在很富的自然铜工业矿体和广泛的自然铜矿化点。矿化受二叠纪玄武岩最上部古火山口环境和上覆宣威组炭泥质层控制，矿层厚度达 15 m 左右。矿石矿物主要为自然铜、黑铜矿与辉铜矿（平均品位 4%～5%）。自然铜呈板片状、网脉状、浸染状产出。矿化与阳起石化、沥青化、硅化和沸石化密切相联系。该区大规模自然铜矿化涉及多种极端成矿条件的耦合：① 从苦橄质到安山质高分异岩浆喷发；② 火山口环境从 400°C 至 100°C 的变温同生热液活动，使 CuO 沉淀和生烃作用同时发生，并随后还原出自然铜；③ 出现罕见的炭质泥岩、生物硅质岩和硅质沥青岩组合，形成极富的矿石。

关键词 自然铜矿床 有机-无机相互作用 地球化学边界

沿滇黔边界 NW 向地球化学急变带（朱炳泉，2001）外侧存在一个很高的铜异常带，但未能发现有规模的铜矿床。近来通过野外观察，我们发现了很富的自然铜工业矿床和广泛的自然铜矿化点。这一类型矿床明显受到地层层位控制，与二叠纪玄武岩最上部古火山口环境和宣威组炭泥质层覆盖有关。矿层厚度在 15 m 左右，以富矿石为主，单个矿体在地表纵横延伸可以在 2 km 以上。矿石矿物主要为自然铜和黑铜矿，有少量辉铜矿。铜含量变化在 0.5%～60%左右（平均品位约 4%～5%）。自然铜呈板片状、网脉状、浸染状产出于含炭硅质岩、硅质沥青岩、火山角砾岩、凝灰岩和气孔状熔岩中。矿化与阳起石化、沥青化、硅化和沸石化密切相联系。这些特征表明成矿与大陆地幔柱以及地球化学急变带环境下的强壳-幔相互作用和有机-无机相互作用密切相关，成矿物理化学条件为的强还原环境，成矿温度变化在 400°C 至 100°C。具有相同控矿条件的地区涉及鲁甸、威宁、宣威、富源、沾益、盘县以及罗平－弥勒等县（图 1）。从成矿地质背景和蚀变现象看与美国苏必利湖的 Keweenaw 自然铜矿床十分相似（Hamilton, 1967; Hoa et al.,1996）。产于苏必利湖大陆裂谷（地幔柱）环境岩石圈不连续面上的 Keweenaw 自然铜矿床储量达 1000 万吨，但到目前为止世界

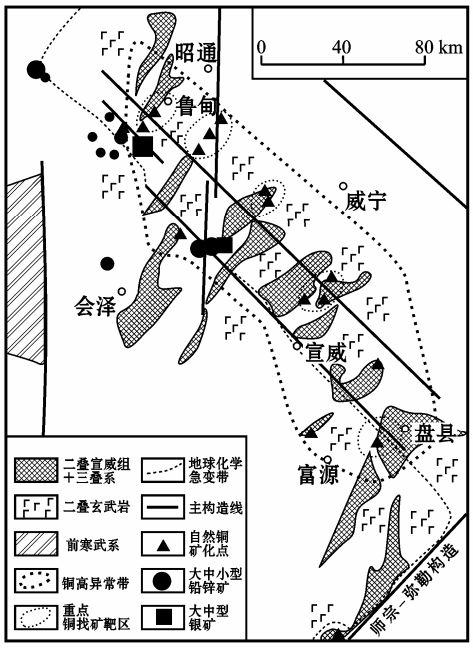


图 1 滇黔边界自然铜矿化地质-构造简图

* 本研究得到科技部 973 项目（G19990432）资助

上未能突破这一类型有工业意义的矿床。我国虽发现一些小型自然铜矿床（如麻阳铜矿等），但明显不同于 Keweenaw 型铜矿。这表明该类型自然铜矿具有多种极端成矿条件的耦合，然而一旦条件具体，成矿规模就相当巨大。从滇黔边界自然铜成矿作用看，有以下一些极端成矿条件耦合与制约。

1　高分异的大陆溢流玄武岩喷发

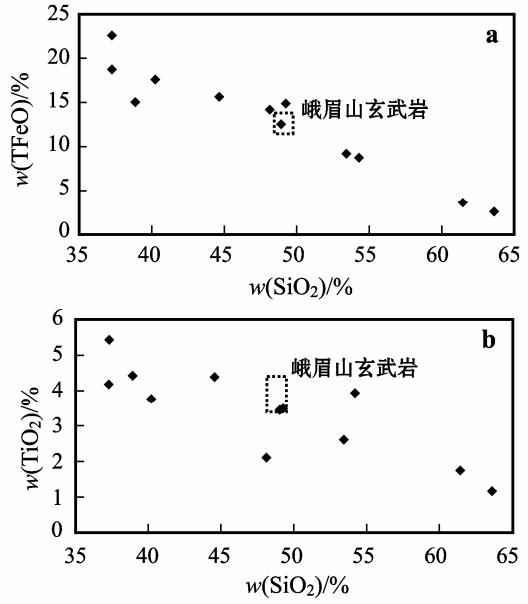


图 2　铜矿化区二叠纪火山岩的T[FeO](全铁)-SiO_2（上）和TiO_2-SiO_2（下）相关图

大陆溢流玄武岩具有比一般基性火山岩更高铜背景值（约 80 × 10^{-6}）。滇黔边界的峨眉山大陆溢流玄武岩的铜含量又比其它区域高出一倍多（约 170 ×10^{-6}，340 个样品平均），为自然铜成矿提供了丰富的铜源(贵州省地质矿产局，1990；云南省地质矿产局,1990)。在自然铜成矿区玄武岩喷发时具有很高的岩浆分异作用。在小范围内的火山岩SiO_2含量变化在 37%～63%，与TiO_2（1.2%～5.4%）、T[FeO](全铁)(2.6%～22.6%)之间存在好的线性反相关, 具有从苦橄质到安山质岩石的化学组成变化（图 2）。滇黔边境非矿化区的峨眉山玄武岩则具有较稳定的化学组成（SiO_2 48.3%～49.4%，与TiO_2 3.9%～4.3%、T[FeO] 13.3%～13.8%），位于反相关趋向线的中心。因此这种化学组成的变化是岩浆高分异产生的，而不是岩浆侵位过程产生的壳幔混合。该区峨眉山玄武岩厚度从滇东至黔西从 1500 m急剧下降至 200 m 以下，与岩石圈厚度从薄至厚的急剧变化以及地球化学边界的出现是同步的，反映了岩石圈不连续面上火山作用的特征（Zhu et al., 2000）。高分异火山岩的出现也是地球化学急变带含义的体现。在贫硫的岩浆中铜的溶解度与氧逸度成正比（Ripley et al., 1995）。这些高分异的大陆溢流玄武岩铜的含量均在 0.5%以上，表明氧逸度在 10^{-8}以上。部分低钛的拉斑-安山质岩石铜含量可达到 3%～14%，成为富矿石。但高的氧逸度使部分铜以氧化铜形式结晶出。

2　古火山口环境下贫硫、贫酸根同生热液活动

地质观察表明铜矿化层最上部为火岩角砾岩，不同大小的火岩角砾被炭泥质、硅质组分胶结，并有大量凝灰岩互层。因此铜矿化出现于古火山口环境。成矿与古火山口环境下的同生热液活动有关。它使溢流玄武岩中的铜向进一步上富迁移富集。由于铜矿化带中只有少量辉铜矿（Cu_2S），无铜绿、铜兰等矿化现象，表明成矿体系贫硫，也缺少CO_3^{2-}和Cl^-等阴离子。铜的迁移可能主要以硅酸胶体或有机络合物形式。火山口环境下形成，具有高孔隙度的角砾岩和凝灰岩组合为同生热液活动提供了通道和铜矿物沉淀的空间。

3　CuO 沉淀与有机质生烃温压条件的有机-无机相互作用同步耦合

滇黔边境自然铜矿床产出在二叠纪玄武岩最上部与宣威组炭泥质地层之间，因此矿化与有机-无机相互作用有着密切联系。铜矿化伴随着透闪石-阳起石化与沥青化，透闪石-阳起石的形成温度在 400°C 左右

(Sueno et al., 1973)，炭泥质岩和沥青岩中沥青的反射率为1.6%～1.95%左右，表明沥青变质温度也在350～450°C之间(傅家谟等,1989)。火岩角砾中氧化铜比自然铜含量高，且均匀分布，而炭泥质岩和沥青岩中主要为自然铜，显示网脉结构，氧化铜极少，出现于自然铜细脉体的边部。这表明氧化铜沉淀较早，自然铜是在有机质作用下由氧化铜还原形成。有关实验表明通过SiO_2胶体表面的H离子携带铜，在温度达到 400°C以上时，使铜以CuO（黑铜矿）形式析出(Ortega-Zarzosa et al., 2000)。这时硅酸介质中的SiO_2也与炭泥质岩中的碳酸盐反应形成透闪石-阳起石化或形成硅华。在这一温度下炭泥质岩石中的煤炭和干酪根则生烃和形成沥青，或形成CO，导致强还原环境的出现。CuO进一步与CO、轻烃或重烃发生还原反应，形成自然铜矿化。因此矿体不同矿石中铜与有机质含量之间呈现出好的正相关，并形成网脉状富集（图3）。

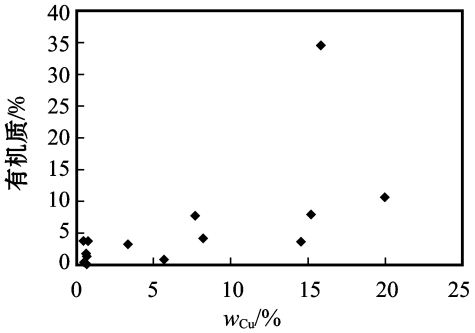


图 3 矿石中有机质与铜含量的相关图

4 中高温生物硅质岩和硅质沥青岩的成因之谜

此类型矿床中含矿最富的矿石是含炭硅质岩和硅质沥青岩。这些含矿高的岩石除去铜和有机质等挥发分外，则为硅质岩（SiO_2达到 95%左右）。从低T[FeO](＜1%)、MnO(＜0.1%)、 MnO/TiO_2(＜0.1)、TFe_2O_3/TiO_2(＜10)等地球化学特征看，应为非热水沉积生物硅质岩。生物硅质岩与细粒的阳起石密切共生，表明也是在 400°C左右形成。生物硅质岩可能是热泉活动产生的硅华。如此高温条件下的生物作用这也极端条件的表现。它对于铜的迁移和沉淀是否起着生物成矿的作用有待进一步研究。硅质沥青岩中沥青含量达到35%左右，厚度达到1 m左右。硅质沥青岩呈香肠状透镜体产出，表明成因与韧性剪切作用相联系。如此大量的沥青，难于从地层层位所含干酪根就地降解来解释。我们在凝灰岩中已发现有木质结构保存良好的煤炭。因此沥青可能来自深部不同期次峨眉山玄武岩喷发所埋藏的蕨茎植物（云南辉木）和沼泽地沉积物中干酪根的降解。

5 变温成矿作用

铜矿化伴随着透闪石-阳起石化与沥青化，因此铜的早期成矿应是中高温（400°C 左右）。但辉铜矿的出现应属于低温成矿作用（＜105°C）（Hoa et al., 1996）。沸石化也是低温蚀变作用的表现。矿石中的不规则脉状片沸石化切穿了黑铜矿化和网脉状自然铜矿化，与板片状自然铜产状相一致。这表明板片状自然铜也是在低温下还原形成的。因此成矿过程为从 400°C 左右到 100°C 的变温过程。铜矿化的先后生成顺序为：黑铜矿与浸染状自然铜矿化－网脉状自然铜矿化－板片状自然铜矿化－辉铜矿化。

根据以上观察证据，可以推测成矿过程大体如下：处于岩石圈地球化学边界的高分异的二叠纪溢流玄武岩喷发使铜发生富集。火山喷发使原来的森林-沼泽、湖相沉积被火山凝灰岩和角砾岩覆盖，形成炭泥质层。处于古火山口环境的地段出现较长时间的喷气与同生热液活动，使玄武岩中的铜向上迁移。铜的迁移主要通过硅酸介质。广泛沉淀在凝灰岩和炭泥质岩的孔隙中。CuO与少量的SO_2反应在低温下则可形成辉铜矿，而辉铜矿与Cu_2O进一步反应则又可生成自然铜。

参 考 文 献

傅家谟，贾容芬，刘德汉，等. 1989. 碳酸岩有机地球化学. 北京：科学出版社. 80～82.

贵州省地质矿产局. 1990. 贵州省区域地质志. 北京：地质出版社. 1～698.

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京：地质出版社. 1～728.

朱炳泉. 2001. 地球化学省与地球化学急变带. 北京：科学出版社. 1～120.

Hamilton S K.1967. Copper mineralization in the upper part of the Copper Harbor conglomerate at White Pine, Michigan. Econ. Geol., 62：885～904.

Hoa E S，and Maukb J L. 1996. Relationship between organic matter and copper mineralization in the Proterozoic Nonesuch Formation, northern Michigan. Ore Geology Reviews, 11：71～87.

Ortega-Zarzosa G，Martínez J R， Domínguez-Espinós O, Ruiz F, Matutes-Aquino J A. 2000. Formation of copper-based particles trapped in a silica xerogel matrix. Superficies y Vacío，11：61～65.

Ripley E M.，Brophy J G. 1995. Solubility of copper in silicate melts as a function of oxygen and sulfur fugacities, temperature, and silicate composition. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59: 5027～5030.

Sueno S, Cameron M, Papike J J, Prewitt C. 1973. Tremolite. American Mineralogist，58：649～664.

Zhu B Q, Dong Y P, Chang X Y, and Zhang Z W. 2000. Relation of isotopie geochemical steep zones with geophysical fields and tectonics in the junction area of the Cathaysian, Yangtze and Indochina plates. Acta Geol. Sinica, 74(2): 236～240.

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