

鄂西神农架地区铜矿床地质地球化学特征

孟祥金¹, 汤吉芳², 付太安², 甘金木², 胡 宁²

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 宜昌地质矿产研究所, 宜昌 443003)

[摘 要] 神农架地区神农架群内的铜矿受地层控制明显, 多赋存在不纯的海相白云岩地层内。主要含矿地层为乱石沟组和石槽河组。铜矿化以层状和脉状两种形式产出。层状矿体产状稳定, 规模较大, 脉状矿体规模较小。矿石矿物简单, 以黄铜矿为主。流体的 H、O 同位素组成分别为 $\delta D_{SMOW} - 85\text{‰} \sim -62.20\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O_{SMOW} + 12.59\text{‰} \sim +16.64\text{‰}$ 。含矿白云岩的 C、O 同位素组成为 $\delta^{13}C_{PDB} - 1.42\text{‰} \sim +1.3\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O_{SMOW} + 18.22\text{‰} \sim +25.53\text{‰}$, 具有海相蒸发白云岩的特征。黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $+1.74\text{‰} \sim +29.47\text{‰}$, 与含矿地层的硫同位素组成几乎一致。黄铜矿物 Pb 同位素特征反映矿石铅为混合铅, 具有多阶段演化的复杂历史。铜矿形成成分初始富集(沉积成矿)和构造改造成矿。该区的铜矿属层控热液矿床, 为沉积改造型。

[关键词] 铜矿 层控矿床 成矿流体 地质地球化学 神农架

[中图分类号] P618.41; P597 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2004)02-0023-05

地质历史上元古宙是一个重要的铜矿成矿时期^[1~7]。位于扬子地台中段北缘的神农架地区中元古代地层神农架群内已发现众多的铜矿床(点)(图1), 它们多赋存在海相沉积岩系中, 少数产在火山角砾岩和火山岩(玄武岩、辉绿岩)内。其矿化特征与同属元古宙的东川铜矿具有很大的相似性^[4]。已有的地质工作表明该区沉积岩系内的铜矿具有极大的找矿潜力。然而, 本地区的铜矿找矿工作虽然开展较早, 但大多局限于单个矿床(点), 未能从区域角度对其铜矿化特征与成矿特点进行总结。本文首次对神农架群沉积岩内铜矿床的地质与地球化学特征进行了总结, 并简要探讨了其成因。

1 含矿岩系

神农架地区位于扬子地台北缘, 属龙门山一大巴山拗陷的一部分, 北以青峰断裂与秦岭构造带为界, 南东与黄陵穹隆毗邻。区内发育的神农架群为一套含陆屑—藻礁的碳酸盐岩建造, 形成于濒临古陆的陆表海环境, 以广泛发育清水碳酸盐沉积或清水—浑水交互的富陆屑碳酸盐沉积为特征^[8], 形成时间为 1650 Ma ~ 1000 Ma^[9], 属中元古代。

神农架群分为上下两个亚群, 共 11 个组, 厚达

12 000 余米。主要含铜地层为神农架下亚群的乱石沟组和上亚群的石槽河组, 在大岩坪组、台子组、温水河组地层内有少量的铜矿化。

铜矿化严格受地层层位控制。本区两个主要含矿地层的岩性分别为:

乱石沟组: 厚度 1045 m。上部为紫红色粉砂质白云岩、凝灰质粉砂岩、间夹叠层石白云岩和白云岩; 中部为硅质条带粉—泥晶白云岩和含砂泥质白云岩; 下部为藻席白云岩及细晶白云岩。

石槽河组: 厚度 1656 m。上部白云岩和含泥质白云岩; 中部为条纹状泥质白云岩夹肉红色叠层石白云岩; 下部为泥晶白云岩及泥硅质纹带白云岩, 叠层石白云岩和少量的鲕粒白云岩。

含矿地层层位稳定, 且铜矿化与一定的岩性有关。本区铜矿直接的赋矿围岩为含粉砂质、泥质白云岩和含藻白云岩。大多数铜矿赋存于粉砂质、泥质的细晶—泥晶白云岩地层中。赋矿的含藻白云岩可细分为藻层纹石白云岩、叠层石白云岩、藻粒白云岩。

从分布上看, 本区铜矿床(点)多与地层内的紫红色岩系(由紫红色白云质粉砂岩、紫红色砂质白云岩、紫红色白云岩组成)相伴。矿体一般产出于邻近紫红色岩层或紫红色岩层内所夹的浅色含碎屑

[收稿日期] 2003-03-31; [修订日期] 2003-06-12; [责任编辑] 曲丽莉。

[基金项目] 国家自然科学基金项目(编号: 49873013) 资助。

[第一作者简介] 孟祥金(1966年—), 男, 1999年毕业于中国地质科学院, 获硕士学位, 博士生, 副研究员, 主要从事矿床学研究工作。

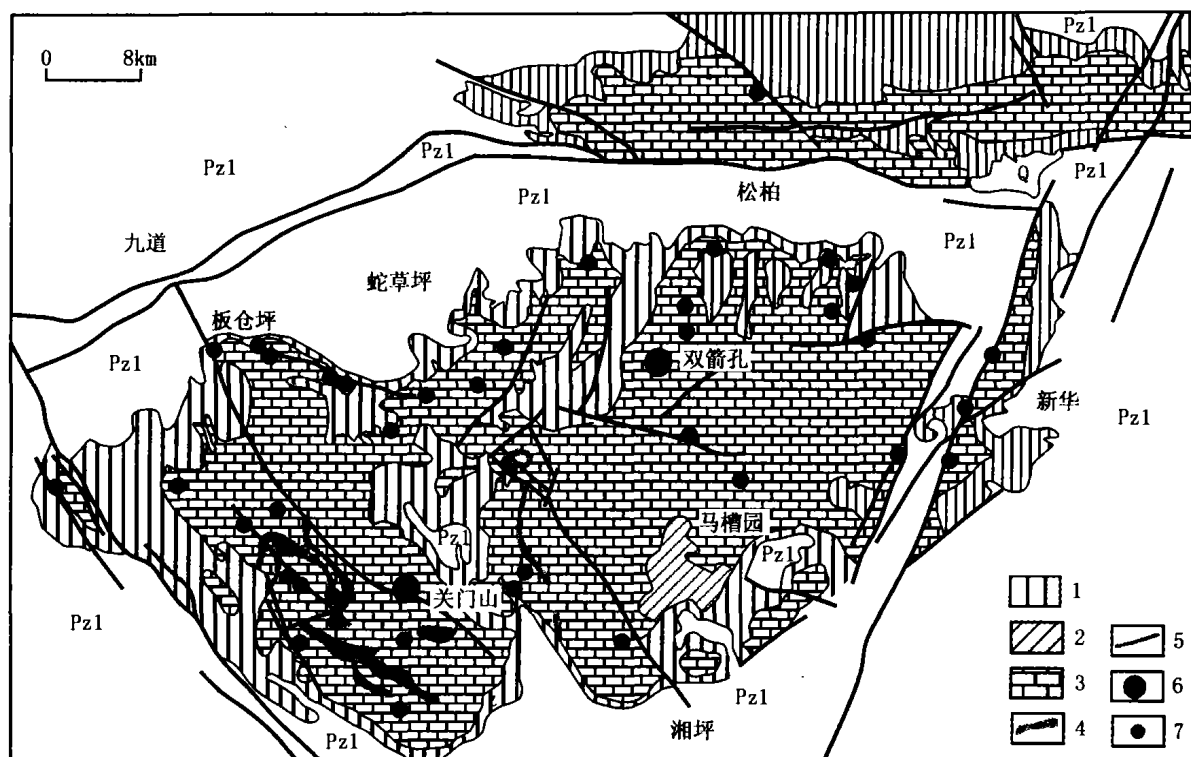


图1 神农架地区地质矿产略图

Q—第四系;Pz1—下古生界;1—震旦系;2—马槽园群;3—神农架群;4—火山岩;5—断裂;6—铜矿床;7—铜矿点

质的泥晶—粉晶白云岩之中。如石槽河组下段含铜白云岩下伏地层即为厚达 70 余米的“紫色层”,乱石沟组中的马湾铜矿即赋存在“紫色层”内。这种含铜层位与紫色岩系相依存的现象,与我国东川铜矿^[4,10]、滇中砂岩铜矿^[11]和赞比亚铜矿相类似,是岩性组合控矿的典型表现。

2 矿化特征

神农架群内的铜矿体按地质产状及其形态大致可分为两类:顺层的层状矿体和切层的脉状矿体。两类矿体有密切的联系:均受地层层位、岩性与构造控制,层状矿体多受层间褶皱、顺层破碎带和岩性岩相控制,而脉状矿体的控矿构造以各种构造裂隙、断裂为主,岩性岩相控制其分布范围;同一矿床内两类矿体可同时出现,而以其中的一类占主导;在空间上具有脉状矿体在上、层状矿体在下的一般规律。

2.1 层状铜矿

主要赋存在神农架群石槽河组中,台子组、大岩坪组有少量的矿化。矿体呈层状、似层状顺地层产出。产状稳定,与围岩一致。矿化体长几十米到千余米,厚几十厘米至几米不等。矿化连续性较好,但矿化强度偏低,以浸染状矿化为主。含铜 0.3% ~ 1%,最高 2.7%。除 Cu 以外还伴生有 Pb、Zn、Ag、Ga 等元素。

矿石类型为含铜白云岩型、含铜石英脉型。矿石矿物成分简单,主要金属矿物为黄铜矿,有少量的斑铜矿、辉铜矿、黄铁矿,局部含微量的闪锌矿、方铅矿等,次生矿物除孔雀石常见外,零星可见蓝铜矿、铜蓝等。

典型的矿石结构构造有微细粒镶嵌结构、交代残余结构、星点状浸染构造及层纹状构造。微细粒黄铜矿等金属矿物以胶结物方式并呈显微粒状结构分布于白云石晶间孔隙、原始层理缝隙中。硫化铜矿物一般以胶结物方式并呈微粒状而分布于白云石晶间空隙、原始层理缝隙或成岩裂隙中。

典型的矿石组构是通过沉积期后分异作用、成岩作用、交代作用、胶结与重结晶作用和挤压扩散作用等方式分别形成的,显示出成岩改造的特点。本区的层状铜矿体应基本形成于成岩作用阶段,同时后期的构造作用可进一步使其富集。

2.2 脉状铜矿

产于构造破碎带和裂隙中,产状多斜切赋矿地层。常见于乱石沟组地层内,石槽河组内有少量矿(化)点。矿体呈脉状、透镜状。脉体在走向上具有分枝复合、侧现、再现特点。单矿体长几十米到百余米。厚度变化较大,几十厘米到十多米。矿化较好但矿化连续性差。以细脉浸染状、细脉状矿化为主。一般铜品位大于 1%,最高可达 9.35%。伴生 Pb、

Zn、Ag、Ni 等组分。主要矿石类型为含铜石英脉型、含铜重晶石脉型和含铜方解石脉型。主要金属矿物为黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿、孔雀石。黄铜矿、辉铜矿等呈它形粒状结构,斑铜矿构成黄铜矿的反应边结构。

围岩蚀变强烈。主要蚀变为硅化、重晶石化、方解石化。硅化除表现为硅化石英细脉外,最特征的表现是碳酸盐岩围岩的褪色。分布在矿体或破碎带外侧十多米到数十米。

脉状铜矿体系热液交代充填形成,为构造作用

产物。神农架地区铜矿的形成大致可以分成早期的沉积成岩成矿阶段与后期的构造改造成矿阶段。

3 矿床地球化学

3.1 硫同位素

矿石中黄铜矿硫同位素测试结果见表1。 $\delta^{34}\text{S}$ 值均为正值,除两个样品的结果偏低外,多数在19‰~29‰之间,具有明显的富重硫 ^{34}S 的特点,总体上与神农架群地层中硫同位素组成($-0.26\text{‰} \sim +27.93\text{‰}$ ^[8])一致。

表1 神农架地区铜矿床黄铜矿硫同位素组成

样号	采样点	含矿层位	矿体产状	岩石	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
S92-28	双箭孔	乱石沟组	层状	含铜白云岩	黄铜矿	7.47
S92-13a	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	29.47
S92-13b	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	27.66
S92-13c	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	22.83
S92-13e	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	19.92
S92-13f	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	27.61
S92-13n	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	1.74
S92-8	双箭孔	乱石沟组	脉状	含铜重晶石脉	黄铜矿	22.75
SXXIV 硫-3※	关门山	石槽河组	层状	含铜白云岩	黄铜矿	27.93

宜昌地矿所同位素室测定。※据李铨等,1987。

关门山矿床层状矿体矿石中黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(27.93‰)完全与双箭孔矿床脉状矿体矿石黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值一致。双箭孔矿床中层状矿体S92-28样黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(7.47‰)较大多数脉状矿体矿石矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值要小,但仍与蒸发岩硫的分布区($\delta^{34}\text{S}+9\text{‰} \sim +30\text{‰}$)近于一致。 $\delta^{34}\text{S}$ 值所反映的源区环境与神农架群地层中部分白云岩具有鸟眼构造、窗格构造、干裂构造及石盐假晶所指示的蒸发环境^[8,12~13]相一致。

双箭孔矿床中脉状矿体S92-13n样黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(1.74‰)与其它样品值偏离较大,但没有脱离神农架群地层硫同位素组成范围,偏离原因可能在于其硫来源于地层中的火山沉积物而非碳酸盐岩。因在神农架群地层中除巨厚的碳酸盐岩外尚夹有多期次火山喷发的火山岩与火山沉积岩,构造作用形成的有关热液流体在运移经过它们时可以萃取相应的成矿物质而形成含矿流体,在一定的条件下与其它流体混合并一同沉淀成矿。

与东川铜矿和辽宁关门山层状铅锌矿的硫同位素组成比较可知,神农架地区铜矿的硫同位素位于东川铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ ($-4.3\text{‰} \sim 14\text{‰}$)^①与辽宁关门山层状铅锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ ($+5\text{‰} \sim 32\text{‰}$, 芮宗瑶等^[14])之间,而更吻合于辽宁关门山层状铅锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 分布,这可能与辽宁关门山铅锌矿的硫来源于海相蒸发岩而

东川铜矿的硫来源于火山物质较多有关。

上述硫同位素组成表明铜矿床中硫化物的大部分硫来自于地层海相蒸发岩,少数硫(低 $\delta^{34}\text{S}$ 值部分)可能来自于地层中的火山沉积物。

3.2 铅同位素

在神农架群内4个铜矿床中选了4件黄铜矿单矿物测试其铅同位素组成(表2)。矿石铅同位素组成变化大,区内铜矿床铅不具均一性。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值普遍偏高,暗示矿石铅是正常铅与

表2 神农架地区铜矿床黄铜矿铅同位素组成

样号	采样地点	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	模式年龄 Ma
S92-13	双箭孔	20.647	15.792	39.063	9.6935	-1292
S92-109	关门山	20.087	15.844	40.26	9.8096	-756
S92-203	刘家屋场	18.853	15.637	37.562	9.4949	-112
S93-1	郭家坡	19.459	15.714	39.012	9.6087	-456

宜昌地矿所同位素室测定,模式年龄是由Holmes-Houtermans法计算的单阶段模式年龄。

放射成因铅混合的产物。用单阶段铅演化模式计算的模式年龄均为负值,反映矿石铅不是单阶段的正常铅,推测放射成因铅加入的时间相对较晚。 μ 值较高,变化较大。 μ 值的变化说明铅的源区具有复杂性,同时高 μ 值也显示出铅具有多阶段演化的复

① 中国地质科学院成矿远景区划室,矿床成矿模式选编(一),内部出版,1990。

杂历史。

矿石铅为混合铅的属性及其源区的复杂性暗示成矿物质的多来源性,矿石铅具有的复杂演化历史也表明成矿物质具有多阶段性演化,矿石铅中富含放射成因铅的较晚加入指示了成矿过程中有后期叠加改造作用的存在。

3.3 碳、氢、氧同位素

在关门山和郭家坡两铜矿床的含矿层及其顶底板共采取了9件白云岩样品,关门山铜矿含矿层外围的“紫色层”取了1件白云岩样品,进行碳氧同位素测试(表3)。总体上两地的碳、氧同位素组成变化不大。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围很窄,为 $-1.42\text{‰} \sim +1.3\text{‰}$,平均 -0.73‰ 。含矿白云岩与其顶底板不含矿白云岩及其外围白云岩的碳同位素组成非常一致。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-5.17\text{‰} \sim -12.18\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $+18.22\text{‰} \sim +25.53\text{‰}$,平均 $+22.45\text{‰}$ 。关门山铜矿区白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值较郭

家坡铜矿的要小,后者相对富 $\delta^{18}\text{O}$,这可能与两矿床所处的地层层位不同有关:郭家坡铜矿位于神农架群上亚群乱石沟组,而关门山铜矿赋存于神农架群下亚群石槽河组地层内,不同地层白云岩本身的氧同位素组成有差别。

根据 Veizer 等^[15]对海相白云岩碳、氧同位素组成的研究结果,海相白云岩总的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化于 0‰ 附近,范围为 $-5\text{‰} \sim +5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 范围为 $0 \sim -12\text{‰}$ 。本区含铜白云岩的碳、氧同位素与其赋存地层的白云岩具有一致性,基本落入海相白云岩的碳、氧同位素组成范围内。

表4为郭家坡铜矿石中石英流体包裹体的氢、氧同位素组成。流体的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值变化范围 $-85.0\text{‰} \sim -62.2\text{‰}$,平均 -71.36‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $+12.59\text{‰} \sim +16.64\text{‰}$,平均值 15.68‰ ,属富 ^{18}O 型。 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值基本落在地热水(天然水)的范围内,而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值偏高,在 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ 图上靠近变质水区(图2)。

表3 神农架地区含铜地层碳、氧同位素组成

样号	采样地点及产状	岩性	矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
S92-41	郭家坡铜矿矿层底板	粉晶白云岩	白云石	-0.34	-6.19	+24.48
S93-21	郭家坡铜矿矿层底板	细晶白云岩	白云石	-0.34	-5.79	+24.86
S93-22	郭家坡铜矿矿层	含铜细晶白云岩	白云石	-0.19	-5.64	+25.11
S93-23	郭家坡铜矿矿层顶板	泥晶白云岩	白云石	-0.13	-5.17	+25.53
S93-11	关门山铜矿矿层	含铜白云岩	白云石	-0.84	-8.30	+22.25
S93-12	关门山铜矿矿层顶板	细晶白云岩	白云石	-0.96	-8.39	+22.16
S93-116	关门山铜矿矿层底板	泥晶白云岩	白云石	+1.03	-11.45	+18.98
S92-117	关门山铜矿矿层	含铜泥晶白云岩	白云石	-1.42	-10.68	+19.78
S92-118	关门山铜矿含矿层	泥晶白云岩	白云石	-1.42	-12.18	+18.22
S92-124	关门山铜矿矿层外“紫色层”	叠层石白云岩	白云石	+0.18	-7.41	+23.17

宜昌地矿所同位素室测定。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 30.08$ (奥尼尔,1977)。

表4 神农架铜矿流体包裹体 H、O 同位素组成

样号	采集地点	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ SMOW	均一化温度 (平均值 $^{\circ}\text{C}$)
92-44-1	郭家坡	石英	+22.11	+15.42	-62.6	320
92-44-2	郭家坡	石英	+23.34	+16.64	-75.6	320
92-44-3	郭家坡	石英	+23.36	+16.62	-62.2	320
92-44-4	郭家坡	石英	+21.10	+12.59	-72.4	270
92-44-8	郭家坡	石英	+22.66	+14.15	-85.0	270

宜昌地矿所同位素室测定。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰SMOW}$ 据同位素平衡方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.307 \times 10^6/T^2 - 2.71$ 求得(张理刚,1992)。

郭家坡铜矿的赋矿围岩为泥—粉晶白云岩,具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表3),可以认为是本区的“氧库”。流体包裹体在形成过程中,无论是流体水还是包裹体的寄主矿物石英,它们中的氧不可避免地会与周围环境中的氧进行同位素交换或直接来源于此。从郭家坡铜矿区围岩与矿石流体包裹体的氧同位素组成

情况看,围岩白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值明显高于石英及其流体包裹体的值。流体与围岩白云岩发生氧同位素交换,导致了流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变大,在 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ 图上 $\delta^{18}\text{O}$ 向右漂移。结合矿床产出的环境,推测成矿流体是交代赋矿围岩的热卤水。

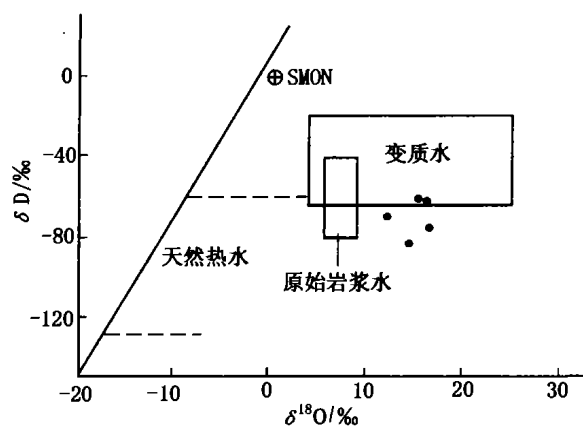


图2 神农架郭家坡铜矿石英矿物流体包裹体 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解

4 结论

1) 神农架群内铜矿严格受地层层位控制, 大多数分布在神农架下亚群的乱石沟组 and 上亚群的石槽河组内。赋矿岩石主要为含粉砂质、泥质白云岩和含藻白云岩。空间上与紫色层关系密切。

2) 含铜矿石矿物的硫、铅、碳、氧同位素特征表明成矿物质来源于含矿围岩—神农架群海相碳酸盐岩。含矿流体具有盆地热卤水性质。

3) 神农架群地层内的铜矿床为层控型的热液矿床。铜矿体以层状、似层状和脉状两种形式产出。层状铜矿多形成于成岩阶段, 属沉积改造成矿。脉状铜矿为后期构造改造的产物, 属热液充填成矿。铜矿床的成矿作用与东川铜矿具有极大的相似性^[16]。

[参考文献]

[1] 李上森. 元古宙的成矿作用[J]. 国外前寒武纪地质, 1994, 67: 17~29.

- [2] 陆松年. 前寒武纪成矿作用研究进展述评[A]. 陈毓川. 当代矿产资源勘查评价的理论与方法[C]. 北京: 地质出版社. 1998, 162~167.
- [3] 吴珍汉, 杨玉东, 孟宪刚, 等. 燕山地区中元古界金多金属矿床类型及其时空分布规律[J]. 地质与勘探, 1998, 34, (3): 9~15.
- [4] 谢世业, 黄有德, 何国朝. 云南东川裂谷型铜矿地质、地球化学及成矿模式的研究[J]. 矿产与地质, 1995, 9(47): 174~179.
- [5] 徐贵忠, 边千韬, 周少平. 华北板块西北缘元古宙大型—超大型矿床形成的地质构造条件[J]. 中国科学(D辑), 1998, 28(增刊): 78~84.
- [6] 韩春明, 毛景文, 杨建民, 等. 东天山晚古生代内生金属矿床成矿系列和成矿规律[J]. 地质与勘探, 2002, 3(5): 5~10.
- [7] 钟家蓉. 连山关地区下元古界混合交代作用与铀成矿的关系[J]. 矿床地质, 1983, 2: 77~83.
- [8] 李 铨, 冷 坚. 神农架上前寒武系[M]. 天津: 天津科学技术出版社. 1987.
- [9] 陈公信, 金经纬, 等. 湖北省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1996.
- [10] 薛步高. 论因组与东川式层状铜矿的成因联系[J]. 云南地质, 1996, 15(2): 220~229.
- [11] 杨蔚华, 刘友梅. 滇中中生代层控铜矿床的地球化学[J]. 中国科学(B辑), 1983, 8, 833~841.
- [12] 胡 宁. 鄂西神农架地区中元古界乱石沟组岩相古地理[J]. 矿物岩石, 1997, 17(1): 58~62.
- [13] 胡 宁. 鄂西神农架地区中元古界石槽河组岩石特征及沉积环境[J]. 华南地质与矿产, 1997, 2: 54~61.
- [14] 芮宗瑶, 李 宁, 王龙生. 关门山铅锌矿: 盆地热卤水成矿及铅同位素打靶[M]. 北京: 地质出版社. 1991.
- [15] Veizer, J., Hoefs, J. The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochim[J]. Cosmochim. Acta. 1976, 40, 1387~1398.
- [16] 薛步高. 东川式铜矿伴生组分地质特征[J]. 地质与勘探, 1995, 31(3): 31~36.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE COPPER DEPOSITS IN THE SHENNONGJIA REGION, WEST HUBEI PROVINCE

MENG Xiang-jin¹, TANG Ji-fang², FU Tai-an², GAN Jin-mu², HU Ning²

(1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037;

2. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003)

Abstract: The copper deposits in the Shennongjia region of western Hubei province are confined in the strata of the Middle Proterozoic Shennongjia group. The hosted rocks are mainly impure marine dolomite of Luanshigou formation and Shicaohe formation. The copper ore bodies occurred in vein and layer. The occurrence of the layered ore bodies is stable with large scale and low copper content, whereas vein ore bodies are in small scale with high-grade copper content. Hydrogen and oxygen isotope of the fluid are $-85\text{‰} \sim -62.20\text{‰}$ and $+12.59\text{‰} \sim +16.64\text{‰}$, respectively, showing that the ore-forming fluid has the attribute of thermal brine. Carbon and oxygen isotope of ore-bearing dolomite are $-1.42\text{‰} \sim +1.3\text{‰}$ and $+18.22\text{‰} \sim +25.53\text{‰}$, respectively, presenting character of marine evaporate dolomite. The $\delta^{34}S$ value of chalcopyrite is $+1.74\text{‰} \sim +29.47\text{‰}$, accords nearly with that of the strata which hosted the deposits. The Pb isotope of chalcopyrite is representative of mixing genesis of ore lead with a complex history of multiple stage evolution. The copper deposits in the area belong to the type of strata-bound mesothermal deposit. Two subdivisions, sedimentary reformed deposit and hydrothermal infilling deposit, can be defined.

Key words: copper deposit, strata-bound deposit, ore-forming fluids, geology and geochemistry, Shennongjia