地　质　学　报
1984 年　ACTA GEOLOGICA SINICA　第 2 期
http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

太行山北段接触交代铜矿的特征、矿液性质和起源

冯钟燕　于　方　魏绮英
（北京大学地质学系）

太行山北段有不少接触交代型铜矿床，知名的产地有刁泉、浮图峪、小立沟、铁岭、白石口等，它们的地质特征与成因非常相似。

本文在论述太行山北段这类矿床的地质特征、蚀变矿化阶段、矿物包裹体特征和稳定同位素组成等方面研究成果的基础上，探讨成矿溶液的性质和起源。

一、一般地质特征

在太行山北段，燕山期岩浆活动频繁，岩浆活动的较晚阶段形成了中一酸性小侵入体，接触交代型铜矿床就与这类侵入体伴生。岩浆侵入的最晚地层为晚侏罗世东岭台组，在老第三系中有它们的砾石；黑云母的钾-氩年龄均不超过 1.5 亿年[1)]，相当于侏罗纪晚期的产物。成矿后的岩脉发育。

与矿化伴生的小侵入体最显著的特征之一是形成深度不大，估计不超过 2000 米，依据是：(a) 用恢复成矿时地层厚度的办法估计伴生岩体的深度为 1000—2000 米；(b) 岩体具有浅成岩的外貌，大部分岩体中斜长石晶体环带比较发育，岩体斑状结构发育、基质相当细，在刁泉复式岩体中存在着橄榄石-辉石、辉石-角闪石的双层反应边；(c) 石榴石中 Mn^{++} 和 Fe^{++} 离子明显存在。形成深度很重要，它控制着沸腾能否大规模地发生[1-4]。

矽卡岩化和矿化发生在不同时代（如元古界、寒武系和奥陶系）的石灰岩（大理岩）中，并形成有开采价值的矿床。

矽卡岩矿物集合体具有明显的交代特征，各阶段的矿物集合体常常交代以前的矿物集合体，看不到在其形成过程中在时间上和空间上常常发生的相变，只能分出内矽卡岩、外矽卡岩和大理岩，分不出以某种矿物为特征的蚀变带。

矽卡岩矿物的粒度一般在 0.01—1 厘米之间，偶而有较大的单个晶体。构造以块状、斑点状、条带状最发育。结构以花岗变晶结构、嵌晶变晶结构为主。

交代石灰岩形成的矽卡岩的主要矿物有辉石、石榴石、硅灰石、符山石、方柱石、角闪石、绿帘石和方解石等。镁矽卡岩是交代元古界含镁石灰岩形成的，矽卡岩矿物的特点是出现蛇纹石、橄榄石、金云母、硅镁石、方解石、白云石和硼镁铁矿等。

1）北京大学地质学系同位素实验室测定。

蚀变的阶段性非常明显。铁-铜矿化主要与矽卡岩化的后期阶段有关，矿体产在早期矽卡岩矿物遭受强烈水化作用的矽卡岩中，在早期矽卡岩的基础上，形成了透闪石、绿泥石、绿帘石、石英和硫化物。是一种叠加型的蚀变-矿化作用。

二、蚀变-矿化特征

太行山北段矽卡岩矿床的蚀变和矿化持续的时间较长，明显可划分为三个阶段。

(1) 石榴石-辉石阶段 形成最主要的矽卡岩矿物，如辉石、石榴石、符山石、硅灰石和方柱石。金属矿物极少沉淀。

(2) 石英-铁氧化物阶段 沉淀高温金属矿物，先磁铁矿，后赤铁矿（或镜铁矿），偶而也沉淀白钨矿；石榴石和辉石遭受蚀变，发生透闪石、阳起石和绿帘石化；沉淀石英。

(3) 石英-硫化物阶段 形成许多典型的热液矿物；广泛发生绿泥石化、绢云母化、石英化；沉淀大量硫化物，如黄铁矿、磁黄铁矿、斑铜矿、黄铜矿、辉铜矿、闪锌矿和方铅矿等。在本阶段的末期还沉淀大量方解石和少量石英，在一些矿区还可见到重晶石和萤石等矿物。

对重要的矽卡岩矿物，如石榴石、辉石等作过光学、化学成分、比重、X 光衍射、红外光谱等多方面的综合研究。典型矿区小立沟铜矿的石榴石组分在钙铝石榴石($Ca_3Al_2[SiO_4]_3$)-钙铁石榴石 ($Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$)-铁铝石榴石 ($Fe_3Al_2[SiO_4]_3$) 组分三角图中的位置如图 1 所示，均属钙铁石榴石-钙铝石榴石系列，靠近钙铁石榴石端员。辉石的组分在透辉石 ($CaMgSi_2O_6$)-钙铁辉石 ($CaFeSi_2O_6$)-锰钙辉石 ($CaMnSi_2O_6$) 组分三角图中的位置见图 2，均属透辉石-钙铁辉石系列。进一步细分为次透辉石和低铁次辉石。

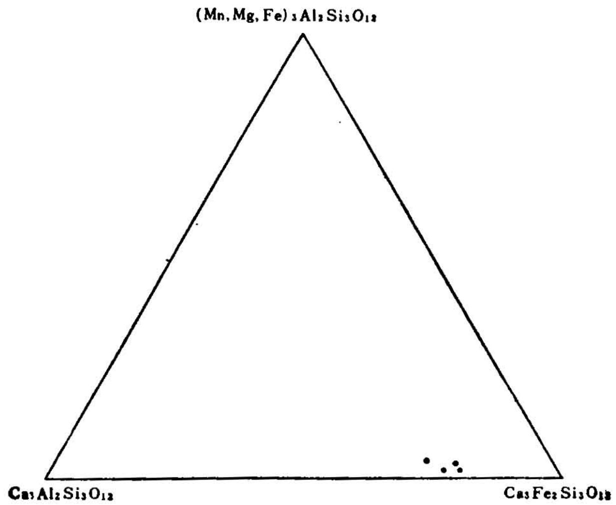

图 1 石榴石组分特征

Fig. 1 Composition of garnets

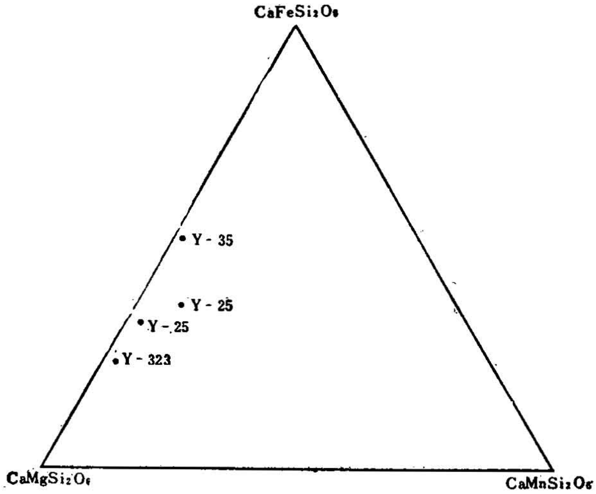

图 2　辉石组分特征

Fig. 2　Composition of pyroxenes

三、矿物包裹体测试

在显微镜下观察测试了小立沟矿区大量包裹体样品。发现不同阶段形成的矿物包裹体有着共同的特征，即包裹体细小，分布杂乱，主要为液体包裹体，气液比 <40%，加热时气泡逐渐缩小，最后形成均一的液相，包裹体均无色。根据矿物包裹体的这一特征，可以判断本区矿床主要是热液作用形成的。

1. 包裹体测温

在石榴石、透辉石、绿帘石、方解石等透明矿物中能观察到较大的原生气液包裹体，对它们进行了均一法测温。对包裹体非常细小很难用均一法研究的样品以及金属矿物，则采用了爆裂法测温。

由于矿床形成的深度不很大(浮图峪、小立沟等约为 1000 米)，压力的影响较小，虽然未经压力校正，仍可把测出的温度视为近似的成矿温度。综合考虑均一法和爆裂法所得数据[1)]，将爆裂温度作为成矿温度的上限，均一温度作为下限，作出矿物生成温度图解(图 3)。

从图 3 中可以看出，蚀变矿化第一阶段的温度范围为 400—285℃，第二阶段为 380—250℃，第三阶段为 294—150℃，或者更低一些。由此得出，蚀变矿化过程比较长，钙铁硅酸盐的形成、铁氧化物的形成和硫化物的形成等，构成一个连续的系列，均为热和物质从侵入体转入围岩的同种营力引起的。纯水的临界温度为 374℃，矿液的临界温度可达 400℃，可以估计蚀变矿物和矿石矿物的沉淀主要是在液态溶液中进行的。测试结果表明，接触交代开始温度(形成石榴石和辉石的温度)比一般流行的观点 (700—800℃) 要低

1) 其中 16 件样品由北京铀矿地质研究所测定，其余均由北京大学地质学系岩矿教研室测定。

表 1 矿物包裹体液相化学成分

Table 1 Chemical composition of the liquid phase of the mineral inclusion

样品		石榴石 Y-48		镜铁矿 Y-218		黄铜矿 Y-189		方解石 Y-287		方解石 L-9	
pH		6.55		7.58		6.75		7.75		7.65	
单位		mg/10g	当量%	mg/10g	当量%	mg/10g	当量%	mg/10g	当量%	mg/10g	当量%
包裹体液相化学成分	Na^+	0.019	4.043	0.014	0.668	0.013	2.376	0.012	44.444	0.014	45.185
	K^+	0.013	1.607	0.007	0.197	0.002	0.208	0	0	0.008	15.556
	Ca^{++}	0.371	90.356	1.786	97.852	0.464	96.707	0.003	12.821	0.003	11.111
	Mg^{++}	0.0098	3.994	0.014	1.282	0.002	0.709	0.006	42.735	0.0045	28.148
	Li^+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Cl^-	0.20	62.252	0.15	3.437	0.18	82.871	0.18	3.448	0.18	4.091
	F^-	0.065	37.748	0.025	1.073	0.02	17.129	0.025	0.896	0.03	1.272
	HCO_3^-	0		7.17	95.490	0		8.60	95.657	7.17	94.636
	H_2O	5.0		3.5		9.0		5.0		13.0	
	CO_2	0		0.16		未测		0		0	

注：1. 黄铜矿加热打开矿物包裹体时测定 H_2O，而 CO_2 因有硫分解干扰，故未测。

2. Na^+、K^+、Li^+、Ca^{++}、Mg^{++} 使用 WFD-Y 型原子吸收分光光度计测定；pH、Cl^-、F^-使用 PXJ-1 型离子计测定，H_2O 用重量法、CO_2 用非水滴定法测定，HCO_3^- 用酸碱滴定法测定。

3. 某离子的当量% $= \dfrac{\text{某离子的毫克当量}}{\text{阴(阳)离子的毫克当量总和}} \times 100$。

4. 样品由宜昌地质矿产研究所刘家齐同志测定。

表 2 矿物包裹体和小立沟矿区附近水的 δD 和 δO^{18} 值

Table 2 δD and δO^{18} of mineral inclusion and water of the Xiaoligou mining region and its environs

样品编号	样品名称	δD	δO^{18}(计算值)
木吉村 ZK_4 孔	钻 孔 水	−67.77	−9.72
木吉村北 700 米处	钻 孔 水	−62.47	−9.06
浮图峪村	井 水	−57.79	−8.47
Y-48	石榴石包裹体	−148.41	
Y-189	黄铜矿包裹体	−122.42	
Y-27	石英包裹体	−94.1	
Y-218	镜铁矿包裹体	−120.9	

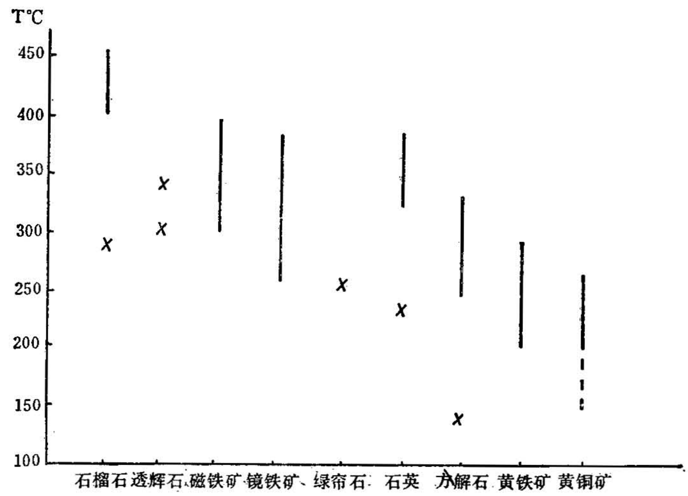

图 3　矿物生成温度图解

Fig. 3　Formation temperature of the minerals

× 为均一温度；—— 为爆裂温度；——— 为估计范围

得多。

2. 包裹体液相成分

选择代表性矿物石榴石、镜铁矿、方解石和黄铜矿作包裹体液相成分研究。分析结果见表 1。表 1 中包裹体液相中离子的绝对浓度均以 10 克样品中所含有离子量的毫克数和当量百分数表示。分析结果表明，该矿区矿物包裹体的液相成分主要有 Na^+、K^+、Ca^{++}、Mg^{++}、Cl^-、F^- 和 HCO_3^-。阳离子总的趋势是以富 Ca^{++}、Mg^{++} 贫 K^+ 为特征；石榴石和黄铜矿包裹体液相均以富 Cl^-、含 F^-、无 HCO_3^- 为特征，而镜铁矿和方解石却相反，包裹体液相中都含有大量的 HCO_3^-。

根据包裹体液相成分资料，计算出石榴石包裹体液相总盐度为 12%，黄铁矿为 7%，方解石和镜铁矿的总盐度更高。另据冷冻法测得透辉石中包裹体液相含盐度为 15%[1]。尽管不同阶段的矿液在浓度方面有较大的变化，但它们都是盐水溶液。

3. 包裹体水的氢同位素组成

测定了各阶段代表矿物石榴石、石英、镜铁矿和黄铜矿包裹体水的 δD 值。为对比起见，对小立沟附近的水也进行了测定(表 2)[2]。表 2 中的 δO^{18} 是根据 $\delta D = 8\delta O^{18} + 10$(‰) 关系式计算得出[5]。

四、稳定同位素研究

为了研究成矿物质的来源和矿床成因，在典型矿区(小立沟)进行了硫、氧、碳、氢同位

1) 北京大学地质学系岩矿教研室测定。
2) 北京大学地质学系同位素实验室测定。

素研究。

1. 硫同位素组成特点

分析了黄铜矿和黄铁矿的硫同位素组成[1)]。黄铜矿的 δS^{34} 值为 +0.2——1.3‰，平均为 −0.5‰；黄铁矿的 δS^{34} 值为 +3.4—+0.5‰，平均为 +1.4‰。硫同位素分馏的最大范围为 4.5‰；硫化物矿物硫同位素的平均值为 −0.0045‰，接近于 0‰；硫同位素的均方差为±1.05。可以看出，硫同位素组成变动范围小，相当集中，δS^{34} 在 0‰ 附近变动。一般认为可能与岩浆作用有关的硫化物，其 δS^{34} 值的变化很少超过 5‰[6]。本区矽卡岩矿床的硫同位素组成正具有这一特点。

2. 氧同位素组成特点

主要矿物的 δO^{18} 值都很低(图 4)。磁铁矿的 δO^{18} 变化范围为−2.3——7.02‰，镜铁矿的 δO^{18} 变化范围为 −9.1——12.4‰，两个石英样品的 δO^{18} 值分别为 −1.90‰ 和 4.14‰，石榴石的 δO^{18} 为 2.03‰，透辉石的 δO^{18} 为 −2.69‰，绿帘石的 δO^{18} 为 −2.37‰(表 3)。包裹体水的氢同位素测定结果表明成矿热液中有大量天水加入，这可能就是本区氧同位素比值很低的原因。

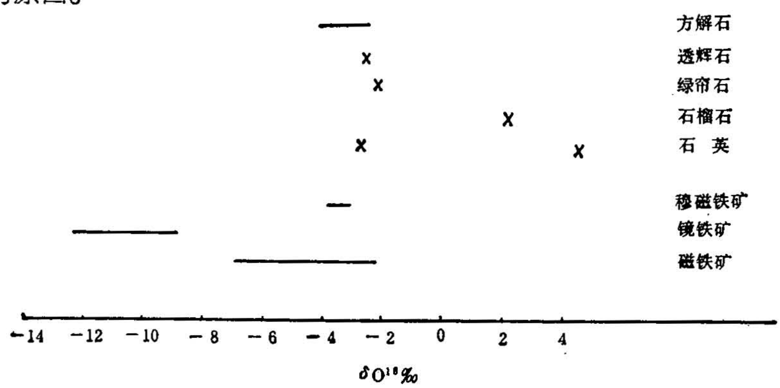

图 4 主要矿物的 δO^{18} 值

Fig. 4 δO^{18} of the minerals

× 交点为矿物的 δO^{18} 值； —— 为一组矿物的 δO^{18} 变化范围

3. 方解石的碳、氧同位素组成

测定了石英-硫化物阶段的方解石和容矿的寒武纪、奥陶纪的石灰岩的 δC^{13} 和 δO^{18} (表 3)。目前认为，深部岩浆碳酸盐岩的 δC^{13} 值为 −5.0——8.0‰，而海相石灰岩的 δC^{13} 值近于零[6,7]。矿区未经蚀变的寒武纪石灰岩属正常海相沉积灰岩，而矿体中的方解石的 δC^{13} 值介于岩浆碳酸岩与海相沉积灰岩之间。不能排除在热液作用过程中，来自岩浆源的碳与来自围岩的碳混合的可能性。分析数据表明，矿区碳酸盐的 δO^{18} 值随着距矿体的远近有规律地变化。矿体中的方解石具有较低的 δO^{18} 值，而围岩越接近矿体，δO^{18} 值就越低。说明可能在成矿过程中富含轻氧的液体参与了成矿作用，降低了 δO^{18} 值。

4. 矿液中氢、氧同位素组成

在包裹体研究中已直接测定了不同阶段矿物包裹体水的氢同位素组成和矿区水的同

1）其中 12 件样品由宜昌地质矿产研究所测定，其余均由中国地质科学院矿床地质研究所测定。

位素组成。

假如从矿液中同时沉淀的矿物之间、以及它们与矿液之间达到了同位素平衡，那么只要知道矿物沉淀的温度和矿物的氧同位素组成，便可计算出矿物沉淀时矿液的 $\delta O^{18}_{H_2O}$。

采用如下的矿物-水、矿物-矿物体系的因温度而异的氧同位素分馏方程式[8]：

$$1000\ln\alpha_{石英-水} = 3.38\times10^6T^{-2} - 3.40\ (适合\ 200—500℃)$$

［据克莱顿，1972］

$$1000\ln\alpha_{磁铁矿-水} = -1.81\times10^6T^{-2} - 3.41$$

［据波廷加和贾沃伊，1973］

$$1000\ln\alpha_{石榴石-水} = -0.50\times10^6T^{-2} - 3.40$$

［石英-水和石英-石榴石的分馏方程相减而得］

$$1000\ln\alpha_{石英-石榴石} = 2.88\times10^6T^{-2}$$

［据贾沃伊，1977］

$$1000\ln\alpha_{赤铁矿-水} = 0.75\times10^6T^{-2} - 8.0(\pm1.0)(适合<400℃)$$

［据奥尼尔，1966］

$$1000\ln\alpha_{方解石-水} = 2.78\times10^6T^{-2} - 3.39$$

［据奥尼尔，1969］

计算时均采用爆裂温度。石榴石用 450℃，磁铁矿用 403℃，石英用 385℃，镜铁矿用 332℃，方解石用 262℃。成矿溶液的 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 计算值列于表 3 中。可以看出，矿液的 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 值随着成矿作用的进行有规律地变化着。在石榴石-辉石阶段，矿液的 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 值为正值。石英-铁氧化物阶段，矿液的氧同位素组成发生了明显变化，加入了较多的轻氧成分，$\delta O^{18}_{H_2O}$ 值出现负值。石英-硫化物阶段 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 均为负值，而且明显降低。成矿溶液的 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 值随时间的推移越来越低，表明成矿过程中，越来越多的富轻氧的天水加入到矿液中[9,10]。

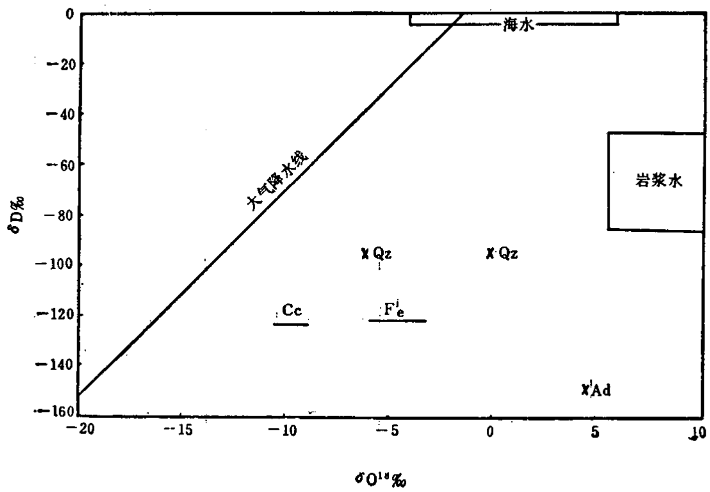

图 5　含矿溶液的 δD-δO^{18} 图示

Fig. 5　δD-δO^{18} of the mineralizing solution

Qz 石英；　Ad 钙铁石榴石；　Fe 镜铁矿；　Cc 方解石；

× 为单个样品；　—— 为一组样品的变化范围

一般认为，大气降水线在最近150百万年是基本不变的，因而可将现代天水近似地看作是成矿时的天水。将矿物包裹体的 δD 值和与其相对应的 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 计算值投到 δD-δO^{18} 图示上(图5)，含矿溶液的同位素组成介于岩浆水与大气降水线之间，随矿化作用的进行，越来越接近大气降水线。计算了参与各阶段成矿作用的岩浆水与天水的相对百分比，结果表明，矿液与天水发生过大规模的混合。第一阶段天水约占15%，第二阶段天水可达40%左右，第三阶段矿液中的天水含量超过一半，约占60%。

表3 主要矿物的 δO^{18}、δC^{13} 和 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 值*

Table 3 δO^{18}, δC^{13} and $\delta O^{18}_{H_2O}$ of main minerals

样品编号	矿物名称	δO^{18}‰ (SMOW)	δC^{13}‰ (PDB)	$\delta O^{18}_{H_2O}$‰ (计算值)	爆裂温度 (℃)
Y-48	石榴石	2.03		4.47	450
Y-110	透辉石	−2.69			
Y-27	磁铁矿	−2.30		5.07	403
Y-91	磁铁矿	−3.22		4.15	
Y-140	磁铁矿	−6.84		0.53	
Y-164	磁铁矿	−7.02		0.35	
Y-110	磁铁矿	−3.73		3.64	
L-11-12	磁铁矿	−4.5		2.87	
Y-27	石英	−1.90		−6.31	385
Y-91	石英	4.14		−0.27	
Y-47	绿帘石	−2.37			
Y-287	镜铁矿	−10.81		−4.86	332
L-14-28	镜铁矿	−11.8		−5.85	
L-9-3	镜铁矿	−12.4		−6.45	
L-9-2	镜铁矿	−11.4		−5.45	
ZK_7-11	镜铁矿	−9.2		−3.25	
ZK_7-4	镜铁矿	−9.9		−3.05	
ZK_7-8	镜铁矿	−9.1		−3.15	
ZK_{802}-8	镜铁矿	−10.8		−4.85	
ZK_{903}-14	镜铁矿	−11.4		−5.45	
DF_{007}	穆磁铁矿	−3.90			
L-12-13-02	穆磁铁矿	−4.0			
ZK_{1302}-06	穆磁铁矿	−3.90			
ZK_{17}-3	穆磁铁矿	−3.4			
L-9	方解石	−3.20	−2.34	−9.52	262
Y-282	方解石	−3.07	−2.90	−9.39	
Y-223	方解石	−4.32	−2.75	−10.64	
Y-76	方解石	−2.60	−2.18	−8.92	
Y-185	方解石	−3.07	−2.94	−9.39	
Y-314	大理岩	−0.97	−5.28		
Y-327	石灰岩	6.30	0.29		
Y-327	方解石脉	7.76	−0.17		
Y-328	石灰岩	20.15	−0.48		

* 北京大学地质学系同位素实验室测定。

五、成矿溶液的性质和起源

根据前述研究成果，关于成矿溶液的性质和起源可作如下的分析判断。

成矿流体是液态的而不是气态的，即使蚀变矿化早期形成的矿物（如石榴石和辉石等）也是由液态溶液形成的。矿物包裹体的气液比都在 40% 以下，加热后气泡缩小，最后形成均一的液相。全部矿物的均一温度都在 335℃ 以下，高于矿物形成温度的爆裂温度，除一部分石榴石外，也都在 400℃ 以下。

成矿溶液是含矿的盐水溶液，盐分含量很高，除矿质外，以 Ca^{++}、Mg^{++}、Na^{+}、Cl^{-} 和 HCO_3^- 的含量最高，含有少量 F^-，属 Na^+-$Ca^{++}/Cl^-(F^-)$-HCO_3^- 型盐水溶液[11-13]。

矿液中的水来自岩浆水和天水，矿液中的水具有混合成因，不同蚀变矿化阶段混入的天水数量不同[9]。

成矿物质主要来自深部均一的岩浆，石英-硫化物阶段的 $\delta S^{34}_{\Sigma S} \approx -1.3—+3.2‰$，硫主要以 H_2S、HS^- 的形式存在[14]。

蚀变矿化的阶段性明显，不同阶段的矿液特点和各阶段之间的差异性可从表 4 的对比中看出。第二阶段和第三阶段的开始温度都高于前一阶段的末尾温度。

表 4

	石榴石-辉石阶段	石英-铁氧化物阶段	石英-硫化物阶段
温　度	400—285℃	380—250℃	294—150℃ 或更低
主要组分特点	富 Ca^{++}、Mg^{++}，贫 Na^+、K^+，含 Cl^-、F^-，无 HCO_3^-	富 Ca^{++}、Mg^{++}，贫 Na^+、K^+，富 HCO_3^-，贫 Cl^-、F^-	含 Ca^{++}、Mg^{++}、Na^+，贫 K^+，富 HCO_3^-，贫 F^-、Cl^-
$\delta O^{18}_{H_2O}$‰	4.47	5.07—-6.45	-8.92—-10.64
水的组成	以岩浆水为主，混入的天水约占 15%	岩浆水约占 60%，天水约占 40%	岩浆水约占 40%，有大量天水混入
矿化特点	无　　矿	Fe	Cu、Fe

参　考　文　献

[1] Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981, Skarn deposits. Econ. Geol., 75th Ann. Vol., pp. 317—391.

[2] Harris, N. B. and Einaudi, M. T., 1982, Skarn deposits in the Yerington district, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig. Econ Geol., Vol. 77, pp. 877—898.

[3] Nokleberg, W. J., 1981, Geologic setting, Petrology and geochemistry of zoned tungsten-bearing skarns at the Strawberry mine, central sierra Nevada, California. Econ. Geol., Vol. 76, pp. 111—133.

[4] Shimazaki, H., 1980, Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. Econ. Geol., Vol. 75, pp. 173—183.

[5] 小泰勒，H. P.，1974，氧和氢同位素在热液蚀变和成矿作用问题研究中的应用。氧同位素地球化学译文集，科学技术出版社。

[6] 霍夫斯，J.，1976，稳定同位素地球化学。科学出版社。
[7] Hoefs, Jochen, 1980, Stable isotope geochemistry. 2nd ed. Berlin, Springer-Verlag.
[8] 波廷加，Y.，贾沃伊，M.，1973 评氧同位素地质测温法。氧同位素地球化学译文集，科学技术出版社。
[9] Sheppard, S. M. F., 1976, Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. In: Volcanic processes in ore genesis, pp. 25—39. Proceedings of a joint meeting of the Volcanic Studies Group of the Geological Society of London and the Institution of Mining and Metallurgy, 1976, London.
[10] 怀 特，D. E.，1974，热液含矿流体的多种来源。氧同位素地球化学译文集，科学技术出版社。
[11] Walther, J. V. and Helgeson, H. C., 1980, Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures: I. Equilibrium activities of ionic species in nonideal mixtures of CO_2 and H_2O. Am. Jour. Sci., Vol. 280, pp. 575—606.
[12] Fyfe, W. S., 1976, Introductory remarks on the transport problem. In: Volcanic processes in ore genesis, pp. 1—3.
[13] Elder, J. W., 1976, Model of hydrothermal ore genesis. In: Volcanic processes in ore genesis, pp. 4—12.
[14] 格里年科等，1980，硫同位素地球化学。科学出版社。

THE GEOLOGIC CHARACTERISTICS OF THE CONTACT METASOMATIC COPPER DEPOSITS IN NORTHERN TAIHANG MOUNTAINS, CHINA AND THE PROPERTIES AND ORIGIN OF THEIR ORE-FORMING SOLUTION

Feng Zhongyan, Yu Fang and Wei Qiying
(Department of Geology, Beijing University)

Abstract

There are a number of contact metasomatic copper ore deposits in northern Taihang mountains, China. They are associated with intermediate-acid small-sized stocks and cupolas intruded during the Late Jurassic at a depth of no more than 2000 meters. Three successive stages of alteration and mineralization can be distinguished: garnet-pyroxene stage, quartz-iron oxides stage and quartz-sulphides stage. All the alteration and mineralization took place at a temperature of less than 400°C, lower than the critical temperature of the hydrothermal solutions. The solution not only consists of magmatic water but also of a great amount of meteoric water. The temperature interval of the first stage is about 400—285°C; of the second stage, between 385—255°C; of the third stage, below 290°C. Inclusion Liquids contain Ca^{++}, Mg^{++}, Na, K^{++}, Cl^-, HCO_3^- and F^-, hence it belongs to Na^+—Ca^{++} /Cl^-(F)——HCO_3^- saline water type. The properties of the ore-forming solutions are diffrent depending on their temperture, pressure, and water component, as well as on the composition of the liquid inclusions and of stable isotopic elements in different alteration and mineralization stages. The writers came to a conclusion that the metals were derived from the magma.