

岩石·矿物

云南金平龙脖河铜矿床的成矿流体特征

崔银亮¹, 蒋顺德², 陈耀光¹

(1. 云南省有色地质局, 昆明 650051; 2. 云南大学地质研究所, 昆明 650091)

[摘要] 龙脖河铜矿床流体包裹体和氢氧同位素研究表明其成矿流体总体上具中温、中高盐度和中偏高密度特征。成矿溶液是高矿化度的 $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ 氯化物型, 主要来源于岩浆水、地下热卤水、变质水混合型。从火山沉积成矿期到热液改造成矿期成矿流体的温度、盐度、压力、密度逐渐降低, 前者相对于后者的成矿作用是为中性偏弱酸性环境, 后者则酸性氧化性质更加明显, 显示其氧化程度和开放程度的增加。

[关键词] 成矿流体 氢氧同位素 流体来源 龙脖河铜矿床 云南金平

[中图分类号] P618.41 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2008)02-0055-07

0 引言

龙脖河铜矿床位于云南省金平县, 地理坐标: 东经 $103^{\circ}20'30'' \sim 103^{\circ}37'45''$; 北纬 $22^{\circ}46'30'' \sim 23^{\circ}01'00''$, 是哀牢山成矿带南段的一个重要矿床, 近年来找矿取得了新进展, 已显示出大型铜矿远景。对该矿床的地质研究工作除个别学者涉足矿床地球化学和成因^[1]讨论外, 对矿床形成机制和流体特征研究显得不足。如果能从流体包裹体的角度来阐明矿床流体特征和性质, 将弥补该矿床研究的空白, 对于矿床成因研究具有重要的理论意义。

1 成矿地质背景

龙脖河铜矿床处于扬子板块与青藏滇板块交接部位的缝合线上, 南西为哀牢山变质地体, 北东为个旧—右江盆岭区, 其间夹持部位为红河裂陷槽^[2]。红河裂陷槽是夹持于红河断裂和阿龙古—龙山断裂之间的狭长地堑盆地, 其形成时间大致为三叠纪—古近纪。根据产出位置、含矿岩系性质与时代、岩石组合、矿化类型等差异, 龙脖河铜矿以红河断裂为界, 分为东西两个矿带, 西矿带位于早元古代哀牢山变质地体东缘, 其岩石组合为各种变粒岩—角闪岩—片麻岩—片岩, 矿体主要产于哀牢山群乌都坑组黑云斜长变粒岩中, 勘查程度较低; 东矿带赋存于红河裂陷槽内, 其岩石组合为中基性火山岩—大理岩

—砂板岩—千枚岩, 矿体主要赋存于一套三叠系(?)浅变质的中基性火山岩中(图1), 勘查程度较高。东矿带有4种矿化类型: 变质火山—热液型、热水沉积型、构造破碎带型和基性火山岩型, 金属矿物主要有黄铜矿、斑铜矿, 其次为黄铁矿、辉铜矿、磁铁矿等; 西矿带主要为沉积变质岩型, 金属矿物主要有黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿等。

2 包裹体特征

2.1 包裹体一般特征

对该矿区两个矿带火山沉积和热液改造成矿期进行了系统的岩矿石采样, 挑选了14件样品磨制成两面抛光的光薄片做研究。经显微镜下观察表明: 流体包裹体较为发育, 数量极多, 体积普遍较细小, 大多数样品流体包裹体大小为 $1 \sim 10 \mu\text{m}$, 最大仅达 $15 \sim 30 \mu\text{m}$ 。在石英中包裹体常呈成群密集分布, 在方解石中常沿结晶面呈散点状分布。按照室温下的相态关系——最有用的包裹体分类方案^[3]进行划分, 矿区主要发育有下列5种类型包裹体(表1、表2): ①液体包裹体, 相态组合为液相(L) + 气相(V)两相组成; ②纯液体包裹体, 相态组合为单相液体(L)组合; ③气体包裹体, 相态组合由气相(V) + 液相(L)两相组成; ④含液体 CO_2 多相包裹体, 相态组合由气体 CO_2 相(V CO_2) + 液体 CO_2 相(L CO_2) + 盐水溶液相(L)三相组合; ⑤含 NaCl 子

[收稿日期] 2007-04-19; [修订日期] 2008-01-16。

[基金项目] 云南省技术创新人才培养基金(编号: 2006PY02-03)及中国地质调查局项目(编号: 200010200112)资助。

[第一作者简介] 崔银亮(1966年—), 男, 2007年毕业于昆明理工大学, 获博士学位, 教授级高工, 现主要从事矿床勘探和地质研究工作。

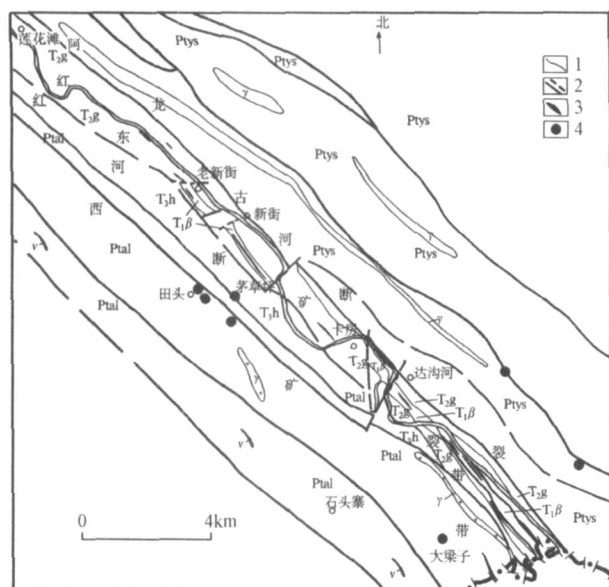


图1 龙胜河铜矿地质图

T_3h —三叠系上统火把冲组板岩、炭质板岩、砂岩； T_2g —三叠系中统个旧组大理岩夹片岩、炭质板岩； $T_1\beta$ —三叠系下统细碧质凝灰岩、细碧—角斑岩； $Pmys$ —元古界瑶山群大理岩及糜棱岩； $Ptal$ —元古界哀牢山群大理岩、黑云斜长变粒岩及混合岩； V —基性侵入岩； γ —花岗岩；1—地质界线；2—断裂；3—铜矿体；4—铜矿点

矿物多相包裹体,为 $L + V + N$ 两种相态组合。

包裹体鉴定结果表明:液体包裹体十分发育,分布最广,数量最多,是最主要的包裹体类型,也是用于测定成矿流体形成温度及成分、盐度的主要对象。在两矿带不同矿石类型中,气体包裹体和液体包裹体发育特征和规律具有明显差异。但根据其发育特征及分布状态判断,均属原生包裹体,未见次生包裹体,假次生包裹体特征也不明显。

2.2 包裹体均一温度及盐度

在 TRL - 02型冷热台、T1350热台上采用均一法、冷冻法测定了其均一温度和盐度(表1、表2)。同时采用均一法测定了 LBH - 04、LBH - 17、LBH - 43、LBH - 54 4件样品石英中的含 $NaCl$ 子矿物包裹体中 $NaCl$ 子矿物的溶解温度,并根据 $H_2O - NaCl$ 体系冷冻温度(冰点)与 $NaCl$ 浓度的关系(Potter, 1978)^[4]获得相应的盐度(表1和表2)。结合流体包裹体发育特征,从获得的大量温度和盐度资料表明:东、西两矿带流体包裹体形成的温度及盐度也具有明显的差异。

2.2.1 矿带

3件基性火山岩型铜矿石样品中普遍发育气体-纯气体包裹体及含液体 CO_2 多相包裹体,气体成分富含 CO_2 等挥发性成分,包裹体内压较高,在加

温实验中包裹体常出现未均一就爆裂的现象,一般加温到 $243^{\circ}C \sim 270^{\circ}C$ 就有部分包裹体爆裂,出现爆裂温度低于均一温度的现象,并且均一温度普遍随气液比的增大而增高,含 $NaCl$ 子矿物包裹体中 $NaCl$ 子矿物溶解温度也普遍随气液比的增大而增高,这种现象在 LBH - 43 中表现最为突出,当含 $NaCl$ 子矿物包裹体的气液比较小时, $NaCl$ 子矿物溶解温度也比较低,其溶解温度一般在 $168^{\circ}C \sim 208^{\circ}C$,获得相应的盐度为 $30.3\% \sim 32\% NaCl$,而气液比较大时, $NaCl$ 子矿物溶解温度为 $259^{\circ}C$,获得相应的盐度为 $34.6\% NaCl$ 。这3件样品中流体包裹体形成温度及溶液性质明显具中温-高盐度特征和中高温-高盐度特征。在低温实验中,一般需在 $-75^{\circ}C \sim -80^{\circ}C$ 盐水溶液才产生过冷却,溶液产生褐黑色粗网格状 $NaCl$ 水合物,除了 LBH - 08 方解石中液体包裹体的初熔温度比较低($-26.5^{\circ}C$)外,其余两件样品石英中液体包裹体的初熔温度为 $-19.9^{\circ}C \sim -23.3^{\circ}C$,证明溶液性质仍以 $NaCl - H_2O$ 体系为主,溶液性质仍较单一,这与样品中只发育含 $NaCl$ 子矿物包裹体而不发育含 KCl 子矿物或同时含 $NaCl$ 、 KCl 子矿物等多相包裹体相吻合。可见,这3件样品成矿流体的形成温度及盐度均高于该矿带中的其它样品,即火山沉积期的温度及盐度均高于热液改造成矿期的温度及盐度。

2.2.2 西矿带

两件条带状铜矿石样品均具低至中温、中等盐度特征。在加温实验中,液体包裹体的均一温度虽不高,但其镜下爆裂温度却比较高,如 LBH - 59 石英中液体包裹体需加温到 $596^{\circ}C$ 时才有大量包裹体爆裂,是由于流体中少 CO_2 等挥发份而包裹体内压小所造成爆裂温度偏高的现象。在低温实验中,这两件样品中液体包裹体一般在 $-45^{\circ}C \sim -50^{\circ}C$ 盐水溶液就产生过冷却,气相消失,溶液产生褐红色细网格状 $NaCl$ 水合物,获得其液体包裹体的初熔温度为 $-20.7^{\circ}C \sim -23.1^{\circ}C$,证明溶液性质也主要以 $NaCl - H_2O$ 体系为主。

2.3 成矿压力及流体密度

2.3.1 成矿压力

压力是控制成矿作用过程最重要却难以准确获得的参数之一,其估算方法较多,常用的有含 CO_2 包裹体的等值线(等比容)法、含 CO_2 包裹体浓度法、气体包裹体压力测定法^[5]等,分别适用于含 CO_2 包裹体、气成或沸腾条件。利用 Zhang等(1987)^[6]的 $NaCl - H_2O$ 体系的 $P - T$ 等容式以及 Brown等

表 1 龙脖河铜矿区东矿带流体包裹体特征

样品 编号	岩矿石与 采样位置	测定 矿物	类型	含量 /%	气液比 /%	大小 /μm	均一温度 /℃		盐度 /wt%NaCl		初溶 温度 /℃	NaCl子矿物 溶解温度 /℃
							范围	平均	范围	平均		
LBH - 03	大理岩型铜矿石 / 新卡矿段 PD - 2	方解石	I	75	5~15	6~10	164~210	186	3.9~7.1	5.5	-20.3	
			II	25	0	1~5						
LBH - 04	构造破碎带 型铜矿石 /龙达 矿段 2号沟	石英	I	60	10~40	10~20	177~265	232	9.6~13.6	11.5	-19.9	
			II	20	0	5~8						
			III	6	60~70	3~10						
			IV	4	40~60	6~10						
			V	10	10~15	5~10			32.7~36.9	35.2		223~293
LBH - 08	基性火山岩 型铜矿石 /龙 达矿段达沟河 18号勘探线	方解石	I	65	5~30	8~15	203~274	240	9.4~14.4	11.6	-26.5	
			II	20	0	1~6						
			III	10	60~80	3~10						
			IV	5	40~70	5~10						
LBH - 17	方解石 - 石英 - 斑 铜矿致密块 状矿石 /龙达 矿段 9号沟	石英	I	60	10~40	6~25	238~284	256	12~17.5	14.7	-23.3	
			II	20	0	1~10						
			III	10	70~100	3~15						
			IV	5	40~70	3~14						
			V	5	10~15	5~15			33.8	33.8		245
LBH - 37	I - I 剖面 绿帘石化 基性火山岩	石英	I	70	5~10	6~8	179~231	205	3.4~6.6	4.8		
			II	20	0	1~6						
			III	7	60~80	3~10						
			IV	2	40~60	3~10						
			V	1	10~15	5~10						
LBH - 39	I - I 剖面 /基性 火山岩中的方 解石脉	方解石	I	70	5~20	6~10	167~220	194	2.4~5.5	4.1		
			II	30	0	1~8						
LBH - 42	I - I 剖面 / 基性火山 角砾岩	方解石	I	70	5~20	6~10	201~275	228	3.2~6.4	4.9		
			II	15	0	1~5						
			III	10	60~100	3~8						
			IV	5	40~60	3~10						
LBH - 43	I - I 剖面 / 基性火山岩 型铜矿石	石英	I	60	10~40	8~30	194~282	237	10.3~21.5	15.9	-20.8	
			II	15	0	3~8						
			III	10	70~100	5~15						
			IV	5	40~70	6~10						
			V	10	0~15	5~20			30.3~34.6	32		168~259
LBH - 45	I - I 剖面 /硅 化大理岩	方解石	I	60	5~10	6~10	136~181	159	2.2~5.6	4.4		
			II	40	0	1~8						
LBH - 51	I - I 剖面 / 含方解石脉的 基性火山岩	方解石	I	70	5~20	6~10	221~259	233	4.4~6.5	5.3	-21.5	
			II	20	0	1~6						
			III	7	60~90	5~8						
			IV	3	40~70	3~10						

注: I—液体包裹体, II—纯液体包裹体, III—气体包裹体, IV—含液体 CO₂ 包裹体, V—含 NaCl子矿物包裹体. 测试单位:昆明理工大学国土资源工程学院实验室, 2006。

(1989)对该 P - T等容式的修正式^[7],由均一温度和盐度计算求得各样品均一压力值,代表了该区成矿压力的最低值。文章采用低 - 中等盐度 NaCl - H₂O体系的包裹体压力测定法和 CO₂包裹体压力测定法(表 3)。由于缺乏其它独立的地质温度计,因而难以从 NaCl - H₂O体系的 P - T - X相图或 P - T等容式获得真正的成矿压力值或捕获压力。但从所得到的均一压力数据仍可反映出成矿作用从早阶段到晚阶段是一个压力逐步降低的开放过程。

- 1) 东矿带 10件样品中方解石、石英的形成压力为 436 ×10⁵~725 ×10⁵ Pa,明显具中高压特征,但其中 LBH - 45方解石的形成压力最低,仅 436 ×10⁵ Pa,具低等压力特征。东矿带由早阶段的 725 ×10⁵ Pa~702 ×10⁵ Pa(平均 714 ×10⁵ Pa)下降到晚阶段的 684 ×10⁵ Pa~506 ×10⁵ Pa(平均 608 ×10⁵ Pa)。
- 2) 西矿带 4件样品中石英的形成压力为 564 ×10⁵~751 ×10⁵ Pa,也明显具中高压特征。西矿带

表 2 龙脖河铜矿区西矿带流体包裹体特征

样品 编 号	岩矿石与 采样位置	测 定 矿 物	类型	含量 /%	气液比 /%	大 小 /μm	均一温度 /℃		盐度 /wt%NaCl		初溶 温度 /℃	NaCl子矿物 溶解温度 /℃
							范 围	平 均	范 围	平 均		
LBH - 54	I - I 剖面 /乌都坑组 第四段黑云斜 长变粒岩	石英	I	60	10~40	8~30	216~266	241	14.8~21.1	17.9	-19.1	
			II	20	0	1~8						
			III	13	70~100	3~15						
			IV	5	60~70	3~10						
			V	2	10~15	5~10			34.5	34.5		256
LBH - 59	I - I 剖面 /网 脉状铜矿石	石英	I	70	10~15	6~10	188~261	225	6~8	6.8	-20.7	
LBH - 61	I - I 剖面 /条 带状铜矿石	石英	II	30	0	1~8						
			I	70	5~15	6~10	177~215	195	5.6~8.9	7.1	-23.1	
			II	25	0	1~8						
			III	5	60~100	6~10						
LBH - 64	I - I 剖面 /乌都 坑组第八段硅 化大理岩	石英	V	5	0~15	5~15			31.5~32.8	32.1		194~238
			I	75	5~20	6~10	205~249	225	6.1~8.8	7.5		
			II	20	0	1~8						
			III	5	60~70	6~10						

备注：I——液体包裹体，II——纯液体包裹体，III——气体包裹体，IV——含液体 CO₂ 包裹体，V——含 NaCl 子矿物包裹体。测试单位：昆明理工大学国土资源工程学院实验室，2006。

表 3 龙脖河铜矿区液体包裹体均一压力和流体密度

矿带	样品编号	测 定 矿 物	密度范围 /ρ	平均密度 /ρ	成矿压力 /10 ⁵ Pa
东矿带	LBH - 03	方解石	0.900 - 0.911	0.906	544
	LBH - 04	石英	0.904 - 0.927	0.914	684
	LBH - 08	方解石	0.884 - 0.926	0.907	702
	LBH - 17	石英	0.916 - 0.924	0.921	725
	LBH - 37	石英	0.875 - 0.894	0.885	582
	LBH - 39	方解石	0.871 - 0.897	0.884	506
	LBH - 42	方解石	0.847 - 0.863	0.856	637
	LBH - 43	石英	0.943 - 0.955	0.951	714
	LBH - 45	方解石	0.905 - 0.929	0.917	436
	LBH - 51	方解石	0.835 - 0.873	0.855	633
西矿带	LBH - 54	石英	0.935 - 0.979	0.966	751
	LBH - 59	石英	0.852 - 0.907	0.881	651
	LBH - 61	石英	0.901 - 0.920	0.913	564
	LBH - 64	石英	0.870 - 0.894	0.882	617

由早阶段的 751 ×10⁵ Pa 下降到晚阶段的 564 ×10⁵ Pa(平均 646 ×10⁵ Pa)。

2.3.2 流体密度

就 NaCl - H₂O 体系而言,利用流体包裹体均一法温度与冷冻法盐度根据温度 - 盐度 - 密度图、Bodnar(1983)或 Bischoff 等(1991)的 T - ω - ρ 图^[8]可以求得均一到液相体系的液体相密度,也可以查压力 - 温度 - 浓度 - 密度表^[9]获得密度资料,但总体上,上述不同图解或查表法所获得的数值较接近。对各样品方解石、石英中发育的液体包裹体采用均一法和冷冻法同时测定其均一温度和盐度,利用盐度 - 均化温度 - 密度(ρ)关系图,获得各样品的流体密度(ρ)(表 3)。由表 3 可知该矿区的成矿流体主要为中温 - 中高盐度和中偏高密度流体。

3 包裹体成分

包裹体被喻为成矿溶液的原始样品,它可以作为译解成矿作用的密码^[10],其数据被用来确定流体系统演化的特征^[11]。通过破碎、分离和选纯东矿带火山沉积成矿期与火山热液改造成矿期同金属硫化物共生的石英单矿物,对其进行包裹体气液相成分分析以反演成矿溶液性状。由于矿物中的流体包裹体主要为原生包裹体,因而其包裹体流体的液相和气相成分基本反映了成矿流体的化学组成。据表 4 可知,不论是火山沉积成矿期还是火山热液改造成矿期,其成矿溶液性质应是含 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Li⁺、F⁻、Cl⁻、SO₄²⁻ 等的复杂成分盐水溶液,含较多液态 CO₂。Na⁺ / K⁺ = 4.38 ~ 9.33, Na⁺ /

($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) = 0.61~1.96,为层控热液(岩浆、地
层、变质水混合型); $\text{F}^- / \text{Cl}^- = 0.004 \sim 0.01$,亦可能
有热卤水成分。一般岩浆热液多为酸性-强酸性,
 Na^+ / K^+ 小于 2, $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 大于 4;热卤
水: $\text{Na}^+ / \text{K}^+ > 10$, $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 小于 1.5;混
合层控热液: Na^+ / K^+ 小于 10, $\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$
= 1.5~5^[9]。因此,成矿溶液应属于岩浆热液、热卤
水、混合层控热液形成的富钠的 $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ 氯化物
型混合热液。包裹体气相成分简单,主要是 H_2O 、
 CO_2 、 N_2 、 CO ,且 $\text{H}_2\text{O} > \text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{CO}$, H_2O 具绝对优
势(表 5)。 $\text{H}_2\text{O} / \text{CO}_2$ 比值在火山沉积成矿期为
215.86,小于火山热液改造成矿期 $\text{H}_2\text{O} / \text{CO}_2$ 的比值
622.36,可能表明火山沉积成矿期成矿作用更为剧
烈,这与实际地质情况是吻合的。因为, $\text{H}_2\text{O} / \text{CO}_2$
的比值的大小常可以反映成矿作用的强度和有利程
度,其值越小,成矿作用的强度越强,成矿越有利。
在流体包裹体的气体成分如 H_2O 、 CO_2 、 CO 等之间

存在各种化学反应,假定它们在包裹体被捕获时都
达到了平衡,这样就可以利用各气体成分之间的平
衡反应求 pH、Eh 等物化数据^[9]。文章计算出的早
期火山沉积成矿期与后期火山热液改造成矿期流体
pH 值分别为 6.2 和 6.9, Eh 值分别为 -0.66 和
-0.78(表 5)。可见,火山沉积成矿期相对于火山
热液改造成矿期是为中性偏弱酸性更还原的环境条
件,而晚期则酸性氧化性质更加明显,预示成矿作用
开放性程度的增加。铜属弱碱性或两性元素,在酸
性环境易活化,碱性环境而沉淀,成矿溶液在地下深
部高温时偏酸性,随着含矿流体上涌,温压降低,地
球化学障及其他条件的迭加,如在浅部当含矿溶液
与地层中的碳质层有机质产生的 H_2S 和岩浆水中
的 S^{2-} 相遇时,可使溶液中的铜金属离子卸载还原
形成金属硫化物。

表 4 龙脖河铜矿区包裹体液相成分及相关参数

表 4 龙脖河铜矿区包裹体液相成分及相关参数											$\omega_{\text{B}} / 10^{-6}$
样号	采样位置	矿化类型	分析矿物	K^{+}	Na^{+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^{+}	F^{-}	Cl^{-}	
L II0	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	0.24	2.24	1.125	0.018	0.013	0.039	3.929	0.051
III1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型矿石	石英	0.217	0.95	1.275	0.292	0.005	0.006	1.515	0.021
样号	采样位置	矿化类型	分析矿物	$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^{+}}$	$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^{+}}$	$\frac{\text{Li}^{+}}{\text{Na}^{+}}$	$\frac{\text{F}^{-}}{\text{Cl}^{-}}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^{-}}$	$\frac{\text{Na}^{+}}{\text{K}^{+}}$	$\frac{\text{Na}^{+}}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}$	矿化度
L II0	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型矿石	石英	0.502	0.008	0.006	0.01	0.013	9.3	1.96	251.0
III1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型矿石	石英	1.34	0.006	0.005	0.004	0.014	4.4	0.61	137.3

表 5 龙脖河铜矿区包裹体气相成分及相关参数

表 5 龙脖河铜矿区包裹体气相成分及相关参数											$\omega_{\text{B}}/10^3$	
样号	采样位置	矿化类型	分析矿物	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ O	Lg/CO ₂	Lg/CO	
L II0	龙达矿段达沟河 18号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	166.0	72.9	34.9	15.9	550.1	35833.3	0.08	-0.17	
III1	龙达矿段 2号沟	脉状、网脉状火山岩型铜矿石	石英	97.3	91.1	39.3	26.8	310.9	60555.6	-0.36	-0.29	
样号	采样位置	矿化类型	分析矿物	Lg/CH ₄	Lg/H ₂	Lg/H ₂ O	Lg/N ₂	fS ₂	fO ₂	pH(CO ₂ 法)	Eh	
L II0	龙达矿段达沟河 18号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	-0.51	-0.84	1.69	0.71	1.99×10^{-13}	5×10^{-42}	6.2	-0.66	
III1	龙达矿段 2号沟	脉状、网脉状火山岩型铜矿石	石英	-0.67	-0.84	1.58	0.23	1.58×10^{-12}	2.5×10^{-39}	6.9	-0.78	

4 成矿流体来源

成矿流体是矿床、尤其是热液矿床形成时最主要的含矿介质,在矿质的活化、迁移和沉淀过程中起着极重要的作用。然而,有关热液流体的来源、流体中矿质携带的方式以及热液流体本身复杂的物理化学状态等都存在较多争论。因此,搞清热液流体的来源对于深入了解成矿作用机制,查明矿床成因,总结成矿规律等具有十分重要的意义。一般认为,热液成矿流体水的来源不同^[12],且具体矿床应有其主要来源,而氢氧同位素用于推断热液流体来源及路径被证明是极有用的^[13]。挑选出东矿带火山沉积成矿期与火山热液改造成矿期同金属硫化物共生的石英单矿物,做矿物氧同位素和包裹体水氢同位素分析。石英氧同位素采用常规 BzF5 法,而氢同位素则使用爆裂法取包裹体水,铗法制氢,结果用 MAT251EM 质谱计测定,其中氧同位素测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$,氢同位素精度为 $\pm 2\text{‰}$,测试结果列于表 6。可以看出,无论是火山沉积成矿期还是火山热液改造成矿期,其流体 δD 值均小,不同于正常岩浆水^[14]、海水和变质水^[15]的 δD 范围,表明这 3 种水都不可能是流体水的主要来源。岩浆水: $\delta D = -48\text{‰} \sim -80\text{‰}$, $\delta^{18}O = +6\text{‰} \sim +9\text{‰}$; 变质水: $\delta D = -20\text{‰} \sim -65\text{‰}$, $\delta^{18}O = +5\text{‰} \sim +25\text{‰}$, δD 值为 $-75.3\text{‰} \sim -77.0\text{‰}$,相当于岩浆水范围 ($-80 \sim -40$); 氧同位素 $\delta^{18}O$ 值为 $12.28\text{‰} \sim 16.22\text{‰}$,相当于变质水范围 ($8 \sim 16$)。采用样品矿物氧同位素分析数据和矿物形成温度,利用矿物-水体平衡分馏公式 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ ^[16],计算出与矿物同位素交换达到平衡时的成矿流体氢、氧同位素组成,也列于表 6, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 $3.25\text{‰} \sim 7.16\text{‰}$,平均值为 5.20,相当于再生水、岩浆水 ($3 \sim 25$),且与岩浆水低限^[17] ($4\text{‰} \sim 7\text{‰}$; 张理刚, 1985) 一致,另外热卤水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 -1.83‰

$\sim +6.93\text{‰}$ 。将其结果投影在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解 (图 2) 上分别落入原始岩浆水及接近岩浆水的地下热水、变质水混合型。

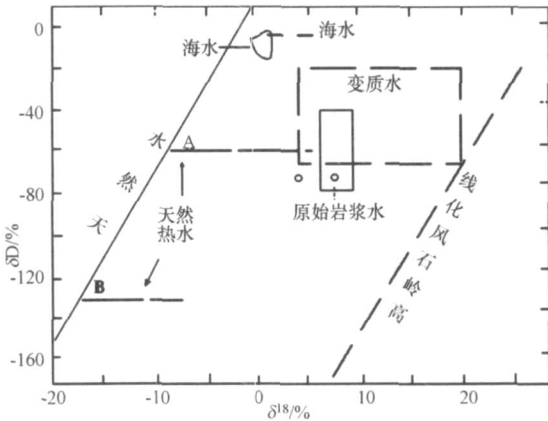


图 2 不同成因水的同位素组成简图
(Sheppard, 1977)

5 结论

- 1) 在两矿带不同矿石类型中,包裹体发育特征和规律具有明显差异;其流体包裹体形成的温度及盐度也具有明显的差异。火山沉积成矿期的温度及盐度均高于热液改造成矿期的温度及盐度。
- 2) 从火山沉积成矿期到热液改造成矿期成矿流体的温度、盐度逐渐降低,成矿压力逐渐降低,密度逐渐减少,总体上,具中温、中高盐度和中偏高密度特征。
- 3) 东矿带成矿溶液是高矿化度的 $Na^+ - Ca^{2+}$ 氯化物型,其主要来源于岩浆水、地下热卤水、变质水混合型。
- 4) 火山沉积成矿期相对于热液改造成矿期的成矿作用是中性偏弱酸性更还原的环境条件,而后者则酸性氧化性质更加明显,显示其氧化程度和开放程度的增加。

表 6 龙脖河铜矿区氢氧同位素组成

矿石名称	分析矿物	$\delta D / \text{‰} (\text{SMOW})$	$\delta^{18}O / \text{‰} (\text{SMOW})$	$\delta^{18}O_{H_2O} / \text{‰}$ 计算值	成矿温度
黄铜矿、黄铁矿石英英脉	石英	- 77.0	16.22	7.16	258℃
含黄铜矿石英英脉	石英	- 75.3	12.28	3.25	294℃

[参考文献]

[1] 朱炳泉,邹 日,常向阳,等.金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学研究: I. 主微量元素特征和形成环境探讨 [J]. 地球化学, 1998, (4): 351 - 360.
[2] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志 [M]. 北京:地质出版

社, 1990, 1 - 728.
[3] Bodnar R J, Beane R E. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper - type mineralization at Red Mountain, Arizona [J]. Economic Geology, 1980, 75: 876 - 893.

[4] Potter R W II, Clyne M A, Brown D L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions [J]. Economic Geology, 1978, 73: 282 - 285.

[5] 中国科学院地球化学研究所包裹体实验室. 矿物中包裹体研究 [M]. 北京: 科学技术文献出版社, 1980, 1 - 188.

[6] Zhang Y G, Frantz J D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl - KCl - CaCl₂ - H₂O using synthetic fluid inclusions [J]. Economic Geology, 1987, 64: 335 - 350.

[7] Brown P E, Lamb W M. P - V - T properties of fluids in the system H₂O - CO₂ - NaCl: new Graphical presentations and implications for fluid inclusion studies [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 1209 - 1221.

[8] 刘 斌, 沈 昆. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1999. 1 - 140.

[9] 卢焕章, 李秉伦, 沈 昆, 等. 包裹体地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1990, 1 - 242.

[10] 何知礼. 包裹体矿物学 [M]. 北京: 地质出版社, 1982, 1 - 304.

[11] Vapnik Y, Moroz I Compositions and formation conditions of fluid inclusions in emerald from the Maria deposit (Mozambique) [J]. Mineralogical Magazine, 2002, 66 (1): 201 - 203.

[12] White D E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids [J]. Economic Geology, 1974, 69: 954 - 973.

[13] Dilles J H, Solomon G C, Taylor H P, et al. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann - Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada [J]. Economic Geology, 1992, 87: 44 - 63.

[14] Campbell A, Rye D, Petersen U. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru: implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits [J]. Economic Geology, 1984, 79: 1819 - 1832.

[15] Taylor H P, Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. Economic Geology, 1974, 69: 843 - 883.

[16] Clayton R N, O Neil J R, Mareda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 1972, 77 (17): 3057 - 3067.

[17] 张理刚. 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, 1985, 11 - 64.

ORE - FORMING FLUIDS OF THE LONGBOHE COPPER
DEPOSIT IN JINPING, YUNNAN

CUI Yin - liang¹, JIANG Shun - de², CHEN Yao - guang¹
(1. Yunnan Bureau of Nonferrous Metals Geology, Kunming 650051;
2. Geological Institute, Yunnan University, Kunming 650091)

Abstract:Based on analyses of primary fluid inclusions, hydrogen and oxygen isotopes, it was considered that ore - forming fluids in the Longbohe copper deposit are typical high - degree mineralizing Na⁺ - Ca²⁺ + chloride type with intermediate temperature, intermediate - high salinity and intermediate - high density. The fluids are mainly originated from mixed magmatic, underground thermal brine and metamorphic water. From volcanogenic sedimentary metallogenic epoch to hydrothermal metallogenic epoch, temperature, salinity, pressure density of the fluids gradually dropped. Ore - forming process of volcanogenic sedimentary metallogenic epoch was neutral to weak acidic environment comparing with hydrothermal metallogenic epoch, the later period was more obviously an acidic and oxidized condition, and displayed increase of its oxidized and open degree.

Key words:ore - forming fluid, hydrogen and oxygen isotope, ore - forming fluid origin, Longbohe copper deposit, Jinping, Yunnan province