维普资讯 http://www.cqvip.com

地质·矿床

右江盆地微细浸染型金矿成矿流体特征与来源

庞保成[1],林畅松[2],罗先熔[1],胡超涌[3],庄新国[3]
(1.桂林工学院,桂林 541004;2.中国地质大学,北京 100083;3.中国地质大学,武汉 430074)

[摘 要]右江盆地金矿床原生包裹体中液体包裹体占包裹体总数的90%以上,包裹体的均一温度和盐度均较低,化学组成富Na^+低K^+、富Cl^-低F^-,$2<Na^+/K^+<10$,$1.5<Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})<4$,不具有岩浆水和热卤水的特点。氢氧同位素组成表现为氢同位素变化不大,氧同位素变化范围大,但在$\delta D-\delta^{18}O$图解上具有大致沿华南中生代大气降水$\delta D=-70‰$的直线上下分布的规律。流体包裹体中^{36}Ar属大气成因,Sr同位素具有壳源的特点。上述证据表明,右江盆地微细浸染型金矿成矿流体中的水主要来源于大气降水。并指出大气降水在金矿成矿过程中不是矿区范围内的直线下渗,而是作盆地规模的由南向北的渗流。

[关键词]成矿流体 氢氧同位素 微细浸染型金矿 右江盆地
[中图分类号]P618.51 [文献标识码]A [文章编号]0495-5331(2005)01-0013-05

众所周知,右江盆地的微细浸染型金矿是属于以沉积岩为容矿岩石(主要是泥质砂岩、砂质泥岩)的中低温热液矿床。对于热液矿床来说,对其成矿流体的研究是认识热液矿床成因的关键环节之一。然而,目前对于该区金矿成矿流体性质和来源的认识还不统一,概括起来主要有如下几种看法:①成矿流体主要是以大气降水为主,并混有地层水和岩浆水[1~3]。②成矿流体以岩浆热液为主并混有少量大气降水和地层水[4~6]。③成矿流体源于沉积压实水[7,8]。本文将从成矿流体的物理化学特征及同位素特征方面来讨论其来源。

1 地质背景

右江盆地地处扬子、印支和华夏板块交接部位,是泥盆纪到三叠纪期间形成的一个沉积盆地。它的构造演化经历了海西期的裂谷盆地阶段和印支期的前陆盆地阶段,燕山期前陆盆地进一步发展,最终形成造山带。盆地沉积具有明显的双层结构特征,即泥盆系到下三叠统为碳酸盐岩、硅质岩和泥岩,中三叠统为厚度巨大的陆源碎屑浊积岩(浊积岩厚度普遍大于2000m,沉积中心厚度可达6000m以上)。由于后期剥蚀,中三叠统下部的部分孤立碳酸盐台地露出地表,呈镶嵌状散布于浊积岩中。盆地内断裂十分发育,共有NW、NE、SN、EW向4组主干断裂群,但以NW向为主。

金矿在盆地中各时代地层中均有产出,但主要产出于碳酸盐台地边缘斜坡相带相变地段外侧或上部中三叠统浊积岩中。矿体受构造和岩性的双重控制,矿体多位于次级断裂或背斜的虚脱部位,容矿岩石为泥质粉砂岩和砂质泥岩。矿体与围岩界线渐变,矿石与岩石无明显区别,主要依化学分析圈定。金主要以显微、超显微粒状自然金(<0.2μm)、胶体吸附金(超显微粒状,<0.1μm)赋存于黄铁矿、毒砂和粘土矿物中。与金矿化有关的蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化等,其中最重要的围岩蚀变是硅化。金矿成矿时代为燕山期。

2 成矿流体的物理化学特征

2.1 包裹体类型及特征

对本区微细浸染型金矿床矿石中热液石英的流体包裹体研究表明,包裹体包括原生包裹体和次生包裹体两种成因类型。其中次生包裹体直径较小,一般<5μm,呈树枝状、不规则状沿石英裂隙定向分布;原生包裹体的直径比次生包裹体大,一般5~10μm,呈不规则状、次圆形、椭圆形、长条形随机分布于石英中。本区原生包裹体按其在室温下的相态

[收稿日期]2004-04-10;[修订日期]2004-08-10;[责任编辑]曲丽莉。
[基金项目]国家攀登计划预选项目(编号:95-预-39)、广西教育厅科学基金(编号:桂教科研[2002]316号)和桂林工学院博士基金(2001)联合资助。
[第一作者简介]庞保成(1968年-),男,2001年毕业于中国地质大学(北京),获博士学位,副教授,现主要从事矿床学的教学与科研工作。

维普资讯 http://www.cqvip.com

分为单相纯液体包裹体、气液两相液体包裹体、气液两相气体包裹体、三相含液相 CO_2 包裹体和含有机相包裹体五类[9]，其中前两类占包裹体总数的90%以上。

1）单相纯液体包裹体：数量多，分布广，含量占包裹体总数的30% ~40%，有些样品超过80%，直径一般大于5μm，多不规则状、次圆形、椭圆形。纯液相包裹体的大量出现，表明其形成温度比较低。

2）气液两相液体包裹体：为包裹体中数量最多的一种类型，含量占包裹体总数的50% ~60%，直径一般为5μm ~ 10μm，气液比常为5% ~15%，多呈次圆形、不规则状等。

3）气液两相气体包裹体：数量少，仅见于成矿早期。多为圆形和不规则状，大小5μm ~8μm，气液比65% ~80%，均一温度350℃左右，均一到气相。

4）三相含液相 CO_2 包裹体：这种类型的包裹体数量很少，包裹体直径一般为3μm ~ 8μm，气液比10% ~20%，液态 CO_2 约占总体积的12% ~20%。

5）含有机相包裹体：仅见于个别矿床，如在金牙、烂泥沟等矿床的单相纯液体包裹体和气液两相液体包裹体中可以见到黑色、浅黄色圆形和长方形的有机物质。

2.2 成矿流体的组成和物理化学性质

2.2.1 成矿流体化学组成

众多矿床流体包裹体数据表明，本区流体中气相成分以 CO_2、H_2 和 CH_4 为主。阳离子以 Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 为主。阴离子主要为 Cl^-、F^- 和 SO_4^{2-}。其中 $K^+/Na^+ < 1$，$F^-/Cl^- < 1$[9]。

2.2.2 成矿流体物理化学性质

1）成矿温度：流体包裹体的均一温度可以近似代表成矿温度，从流体包裹体中测得的均一温度来看，本区金矿的成矿温度范围较宽，从125℃ ~360℃，但主成矿期石英 - 黄铁矿 - 毒砂阶段的成矿温度主要集中在180℃ ~250℃之间，说明矿床属中低温热液矿床。

2）其它物理化学性质：除了温度以外，成矿流体的物理化学性质还包括压力、盐度、密度、氧逸度、pH值、Eh值等。本区金矿成矿流体压力为105 ~ 224×10^5Pa；成矿流体盐度较低，主要集中在2.40 ~ 6.72wt% NaCl 之间；成矿流体密度为0.79 ~ 0.97g/cm^3；成矿时 f_{O_2} 集中于 10^{-33} ~ 10^{-46} 之间；pH值集中于4 ~ 6；Eh为 -0.1 ~ -0.74[9]。即金矿成矿环境为低氧逸度、较还原的中酸性环境，这与矿石中富含有机质和硫化物相吻合。

综上所述，本区金矿床中流体包裹体具有直径小且以液体包裹体为主，化学组成富 Na^+ 低 K^+、富 Cl^- 低 F^-，均一温度较低，盐度低等特征。这些特征反映出流体来源于深源岩浆的可能性比较小。

3 成矿流体的同位素特征

3.1 氢氧同位素

六十年代以来，随着氢氧同位素在热液矿床中的应用，热液矿床的成因研究取得了突破性进展。这种方法的依据是不同类型和来源的水具有各自特征的氢氧同位素组成，如果流体包裹体的氢氧同位素组成与某种已知流体的氢氧同位素相近，那么它就来源于该种流体。但是，由于地质过程的复杂性和不同类型水有时可具有相同的值或在 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图上局部重叠。因此，利用流体包裹体氢氧同位素判断流体来源时应进行合理的分析。

王秀璋等[3]研究了不同成因类型矿床流体包裹体氢、氧同位素在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上的分布特征后发现，不同成因的水在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上有不同的分布区：加热建造水呈分散状态分布在远离大气降水线的右侧区域内；加热大气降水的分布特征，一是在大气降水线附近集中成团，另是在大气降水线右侧形成一个小正（或负）斜率或近于平行横坐标的直线，且向大气降水线方向延伸，说明大气降水与岩石发生反应后造成了氧同位素漂移，而 δD 变化不大；混合水的特点是在大气降水线右侧形成一个大负斜率的直线，并向大气降水线方向延伸，表明 $\delta^{18}O$、δD 都有较大的分布范围，这只能用两种（或多种）不同 δD、$\delta^{18}O$ 成分的水发生了混合来解释。

本区金矿成矿流体的氢氧同位素值（表1）在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解上比较分散（图1），有的落在变质水区，有的落在岩浆水区，有的落在大气降水线附近。考虑到本区地层未遭受明显的变质作用，即使有也是极低级变质[10]，可以排除变质水参与的可能。另外，盆地内各金矿区大范围内没有岩浆岩出露，深部也无岩浆活动，很难将其与岩浆水联系起来。由于沉积盆地中水的来源主要为古海水和大气降水。因此，右江盆地内金矿成矿流体中水的来源只可能是古海水和（或）大气降水。那么是以哪种水为主呢？下面我们从同位素交换反应的角度来讨论这个问题。由于海水和大气降水有不同的氢氧同位素组成，它们与盆地沉积物同位素交换的轨迹必然不同。为此可根据盆地流体的氢氧同位素演化规律，结合金矿成矿流体的氢氧同位素数据，分析成矿流体中

维普资讯 http://www.cqvip.com

水的来源。如图 1 所示,由于海水和大气降水的氧同位素都低于沉积物(包括矿物和有机质)的氧同位素,因此,水 - 岩反应后,水的氧同位素值增大,在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上发生正向漂移。氢的同位素变化则不同,海水的 δD 接近于零,高于沉积物,水 - 岩反应后海水的 δD 值减小,在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上发生负向漂移;而大气降水的 δD 范围很宽,但具体就右江盆地金矿成矿的燕山期[11]而言,其 δD 为 -70‰ 左右[12],处于沉积物 δD 范围内,水 - 岩反应后,大气降水的 δD 值可增大也可减小,在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上可发生正向漂移也可发生负向漂移。盆地中海水和大气降水的氢氧同位素演化轨迹如图中箭头线所示。如果金成矿流体是以海水为主,那么其氢氧同位素数据点应大致沿海水演化线分布,但是本区金矿流体氢氧同位素数据不具有这种分布特征;相反,这些数据却大致沿 $\delta D=-70‰$ 的直线上下分布,

表 1　右江盆地微细浸染型金矿床氢、氧同位素组成表

矿床名称	样品号	测试矿物	$\delta^{18}O_{SMOW}$ /‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$ /‰	δD/‰	资料来源
板其金矿		方解石		-4.9	-77.1	李文亢等[1]
		石英		-7.6	-75	
		石英		-7.5	-78.8	
		石英		-3.3	-53	王秀璋等[3]
		石英		-4.62	-52	
丫他金矿		方解石		-9.6	-83.7	李文亢等[1]
		石英		-7.5	-73.7	
高龙金矿	G-127	黄铁矿	-4.50	-4.50	-79.7	
	G-154	石英	18.64	10.58	-76.5	国家辉等[2]
	G-4-2	石英	23.93	14.97	-72.5	
	G-125	石英	11.32	-2.82	-72.2	
	G-6-1	石英	11.81	2.86	-71.1	本文
	G-6-2	石英	12.49	3.54	-75.3	
金牙金矿	J-200	黄铁矿	-4.11	-4.11	-56.9	
	J-254	石英	17.84	8.88	-56.0	
	Q-3	石英	20.49	13.41	-65.738	
	Q-1	石英	22.49	15.76	-56.825	国家辉等[2]
	J-1	石英	22.29	15.4	-63.00	
	J-2	石英	22.31	15.6	-64.20	
	Kal-1	方解石	17.89	5.49	-55.288	
	B-1	方解石	14.44	4.28	-57.30	
	B-2	方解石	15.08	4.88	-69.67	
	JY-1	石英	15.50	6.55	-73.9	本文
	JY-2	石英	16.41	7.46	-65.3	
烂泥沟金矿	L-1	石英	19.4	7.2	-45.5	
	L-2	石英	22.01	12.89	-51.8	本文
	L-3	石英	21.51	10.54	-31.5	
	L-4	石英	22.64	13.5	-66.3	

注:(1)本文氢、氧同位素数据由中国地质大学(武汉)测试中心测试;(2)$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)值由石英 - 水分馏方程 $\delta^{18}O_Q-\delta^{18}O_{H_2O}=3.38\times10^6\times T^{-2}-3.4$(Clayton et al, 1972)计算,温度取 250℃。

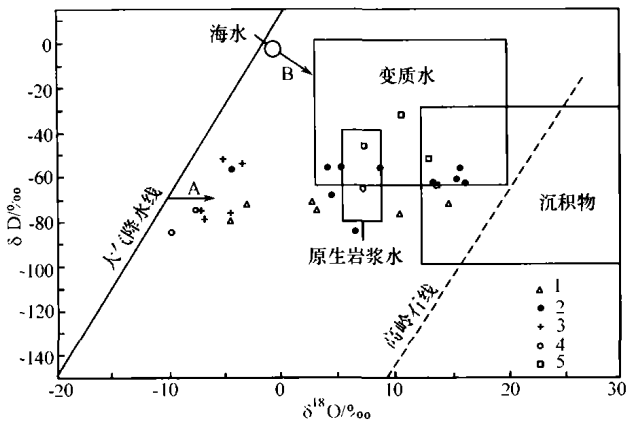

图 1　右江盆地微细浸染型金矿流体包裹体 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图

1—高龙;2—金牙;3—板其;4—丫他;5—烂泥沟

明显具有大气降水的演化特征。由于盆地沉积物主要由砂岩、页岩和碳酸盐岩组成,这些岩石又主要由含氧矿物组成,其中含氢矿物很少,尽管有机质分解可产生低 δD 值的氢,但盆地沉积物中有机质含量百分比很小。因此造成大气降水与沉积物交换后,氧同位素发生较大漂移,而氢同位素变化不大的特点。以上事实说明,金成矿流体主要为大气降水来源。不过,大气降水在下渗循环过程中不可避免地会收集一定数量的地层中残留古海水,使得成矿流体的某些方面会表现出古海水的特征。

3.2　氩同位素

^{36}Ar 属于大气成因,典型的大气降水成因的金矿床,其热液期石英包裹体中大气 ^{36}Ar 的百分含量几乎为 100%。而与岩浆热液有关的金矿床,其大气 ^{36}Ar 的含量一般为 10% 左右[13]。如烂泥沟金矿 ^{36}Ar 含量为 90.2% ~ 99.2%,说明该金矿流体水的来源为大气降水。遗憾的是,目前还没有其他典型金矿的氩同位素数据。

3.3　锶同位素

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 是判断成岩成矿物质壳、幔来源的重要指标,一般 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i>0.710$ 时为壳源,$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i<0.706$ 时为幔源。通过测定流体包裹体中的锶同位素组成,可以确定成矿流体的来源。表 2 列出了桂西北和黔西南两个典型微细浸染型金矿的流体包裹体锶同位素组成。金牙金矿和烂泥沟金矿的锶同位素初始比值 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 分别为 0.7090 和 0.7102,反映出流体来源于地壳,而不是来源于深源地幔。

维普资讯 http://www.cqvip.com

表 2 右江盆地典型金矿床锶同位素组成表

矿 床	样品号	矿物	Rb/10⁻⁶	Sr/10⁻⁶	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
烂泥沟	N9244	Q	0.0294	0.8859	0.0957	0.70928	0.7102
	N9294	Q	0.0263	0.7347	0.1034	0.71051	
	N9253	Q	0.1114	1.4113	0.2276	0.71067	
	N9252	Cal	70.128	701.71	0.2882	0.71078	
	N9250	Q	0.5408	1.8562	0.8402	0.71127	
	N9298	Q	0.1226	0.5339	0.6624	0.71132	
金牙	JYD3 - 1	Py + Asp	2.3067	19.143	0.34750	0.71047	0.7090
	JYD3 - 2	Py + Asp	2.9745	21.366	0.40149	0.71072	
	JYD4 - 1	Py + Asp	2.3626	22.454	0.30342	0.71018	
	JYD4 - 2	Py + Asp	1.4905	18.820	0.22838	0.70985	
	JYD105 - 1	Py + Asp	1.8618	12.509	0.42924	0.71069	
	JYD110 - 1	Py + Asp	1.7547	16.148	0.31336	0.71025	
	JYD110 - 2	Py + Asp	3.9367	22.648	0.50128	0.71089	

注:Q 为石英,Py 为黄铁矿,Asp 为毒砂。表中烂泥沟数据据苏文超等[11],金牙数据据王国田[14]

4 成矿流体化学组分比值参数

Roedder(1972)等一些学者用成矿热液中的某些组分含量及比值来判断成矿流体的来源及成因。他认为岩浆热液的 Na^+/K^+ 一般小于 1。现在大多数学者认为 $Na^+/K^+ < 2$, $Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) > 4$ 时为典型岩浆成因;$Na^+/K^+ > 10$, $Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) > 1.5$ 时为典型热卤水成因;而 $2 < Na^+/K^+ < 10$, $1.5 < Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) < 4$ 时可能为改造型热液(以大气降水为主)。本区金矿石英样品中流体包裹体分析表明,流体中气相成分以 CO_2、H_2 和 CH_4 为主,阳离子以 Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 为主,阴离子主要为 Cl^-、F^- 和 SO_4^{2-}。Na^+/K^+ 值一般为 1.9 ~ 6.8, $Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ 为 1.4 ~ 4.4, $Cl^- > F^- > SO_4^{2-}$[9],明显具有改造型热液的特征。有的矿床 Na^+/K^+ 值较低,F^- 含量较高,可能与地层中含有凝灰质有关;$Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ 值较低,可能是矿床围岩地层中碳酸盐岩含量较高或流体中有较多古海水加入的缘故;CH_4 和 CO_2 含量较高与地层含有油气密切相关。

5 结论与讨论

由上述讨论可知,本区金矿原生包裹体中液体包裹体占包裹体总数的 90% 以上,包裹体的均一温度和盐度均较低,化学组成富 Na^+ 低 K^+、富 Cl^- 低 F^-,这些特征与岩浆流体的物理化学性质相悖。成矿流体的氢氧同位素特征比较复杂,但是在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解上,数据点大致沿华南中生代(本区金矿成矿期为燕山期)大气降水 $\delta D = -70‰$ 的直线上下分布。数据总的特征是氢同位素变化不大,氧同位素变化范围大,表现出大气降水与盆地沉积岩进行同位素交换的特征。流体包裹体的氩同位素和锶同位素特征也表明成矿流体可能主要来源于大气降水。流体包裹体化学组分比值参数也排除了岩浆水和热卤水,而支持大气降水来源。因此,右江盆地微细浸染型金矿成矿流体中的水应主要来源于大气降水。

虽然有不少研究者也赞同右江盆地微细浸染型金矿成矿流体的大气降水来源,并认为矿床属大气降水渗滤成因,但是在述及成矿过程时,多认为大气降水在矿区范围内沿断裂裂隙下渗循环。实际上,如果大气降水仅在矿区范围内下渗,其下渗的范围必定很有限,能否下渗足够大的深度也还值得考虑。如果没有足够的下渗深度,加上下渗范围的限制,大气降水就很难萃取出足够形成大矿的金属量。另外如果没有足够大的下渗深度,流体就很难达到成矿温度的要求。韩至钧等[15]根据黄铁矿成因矿物学、矿床地质特征、钻探控矿深度以及燕山期以来的地层剥蚀量资料,推算出黔西南烂泥沟金矿成矿时的矿化下限可达 4000m。并认为在存在地热增温率的情况下,缺乏势头的大气降水很难垂直下渗到 4000m 左右的深度,而不会中途遭受热密度降低返回地面。因此,在有地热增温的情况下,仅仅依靠流体直线下渗,很难满足成矿所需金属量与成矿温度的要求。只有大规模尺度(盆地规模)的渗流才能同时满足这两个条件。

右江盆地金成矿区,经过研究发现,矿床主要分布于盆地北部、成矿温度由南向北降低、区域地层金丰度南低北高等,这可能与盆地规模的大气降水活动有关[16]。而燕山期盆地南部具有云开古陆、越北古陆,造成了盆地南高北低的区域地势差,同时由于

维普资讯 http://www.cqvip.com

印支运动和燕山运动的强烈活动,使本区沉积主体(也是主要含矿层位和矿源层)中三叠统地层发生强烈褶皱也产生大量层间滑脱带和破碎带,并由于地层的抬升减压会在其中产生大量裂隙,再加上先存的大量区域大断裂和同沉积断裂,以及具有较高颗粒分散度、大的比表面、较大的孔隙度、连通性较好的孔隙类型及大渗透率的砂泥岩配置,便构成了本区独特的深层广域渗流系统,这些都给大气降水盆地规模下渗,并于大范围内低温萃取围岩中的金矿质创造了条件[17]。可以看出,大气降水更可能是在盆地规模尺度上作由南向北的渗流,并在渗流过程中萃取围岩中的金,将其搬运至盆地北部合适的构造岩石中淀积成矿。因此,该区金矿应属盆地规模大气降水渗滤成因。

[参考文献]

[1] 李文亢,姜信顺,具然弘,等.黔西南微细浸染型金矿地质特征及成矿作用[A].沈阳地质矿产研究所,中国主要金矿类型区域成矿条件文集(黔西南地区)[C].北京:地质出版社,1989,1~81.

[2] 国家辉,黄德保,施立达,等.桂西北超微粒型金矿及其成矿和找矿模式[M].北京:地震出版社,1992.

[3] 王秀璋,程景平,张宝贵,等.中国改造型金矿地球化学[M].北京:科学出版社,1992.

[4] 刘显凡,苏文超,朱赖民.滇黔桂微细浸染型金矿深源流体成矿机理探讨[J].地质与勘探,1999,35(1):

[5] 朱赖民,刘显凡,金景福,等.滇-黔-桂微细浸染型金矿床时空分布与成矿流体来源研究[J].地质科学,1998,33(4):463~472.

[6] 朱赖民,何明友,金景福,等.黔西南微细浸染型金矿金、砷共生分离因素分析[J].岩土工程界,1998,7(1):29~33.

[7] 刘建明,刘家军.滇黔桂三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式[J].矿物学报,1997,17(4):448~456.

[8] 张景荣,陆建军,张晓豪,等.右江裂谷区三叠系岩石物性特征及其与金矿化的关系[J].矿床地质,1997,16(4):340~348.

[9] 中国科学院黄金科技工作领导小组办公室.中国金矿研究新进展(下篇)[M].北京:地震出版社,1994,284~291.

[10] 索书田,毕先梅,赵文霞,等.右江盆地三叠纪岩层极低级变质作用及地球动力学意义[J].地球科学,1998,37(4):395~405.

[11] 苏文超,杨科佑,胡瑞忠.中国西南部卡林型金矿流体包裹体年代学研究-以贵州烂泥沟大型卡林型金矿床为例[J].矿物学报,1998,18(3):359~362.

[12] 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.

[13] 王炳成,徐金芳,郑文深,等.氩同位素及胶东某些金矿的成因[J].山东地质,1994,10(2):24~33.

[14] 王国田.桂西北微细浸染型JY金矿床形成机理初探[J].广西地质,1989,2(2):15~24.

[15] 韩至钧,盛学庸.黔西南金矿及其成矿模式[J].贵州地质,1996,13(2):146~153.

[16] 庞保成,林畅松.滇黔桂地区微细浸染型金矿成因的地球化学制约[J].地学前缘,2000,7(3):38.

[17] 庞保成,林畅松.右江盆地微细浸染型金矿的成因探讨[J].地质与勘探,2001,37(4):9~13.

THE CHARACTERISTIC AND ORIGIN OF ORE-FORMING FLIUD FROM MICRO-DISSEMINATED GOLD DEPOSITS IN YOUJIANG BASIN

PANG Bao-cheng[1], LIN Chang-song[2], LUO Xian-rong[1], HU Chao-yong[3], ZHUANG Xin-guo[3]

(1. *Guilin Institute of Technology, Guilin* 541004;

2. *China University of Geosciences, Beijing* 100083; 3. *China University of Geosciences, Wuhan* 430074)

Abstract: Fluid inclusions from micro-disseminated gold deposits in Youjiang basin area are mainly liquid inclusions which are more than 90% in all inclusions in quantity. The physical and chemical features of the inclusions are as follow: low homogenization temperature, low salinity, high Na^+, low K^+, high Cl^-, low F^-, and $2 < Na^+/K^+ < 10$, $1.5 < Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) < 4$ which are not character of magmatic fluid and hot brine. Hydrogen isotope of samples vary in little range, whereas Oxygen isotopes vary in large range. On the figure of $\delta D - \delta^{18}O$, the data distribute approximately along the line $\delta D = -70‰$ which represents evolving line of Mesozoic meteoric water in Southchina. In fluid inclusions, ^{36}Ar came from atmosphere and Sr derived from crust. An above evidence indicates that the water in ore-forming fluids is mainly from meteoric water. In the process of mineralization of gold, meteoric water didn't infiltrate downward vertically in ore district, but infiltrated from south to north on basin scale.

Key words: ore-forming fluid, hydrogen and oxygen isotope, micro-disseminated gold deposit, Youjiang basin