14 -

1

#### 地质与勘探 GEOLOGY AND PROSPECTING

Vol. 35 No. 1 p618.510.

<u>滇黔桂微细浸染型金矿深源流体成矿机理探</u>讨

刘显凡 苏文超 朱赖民 (中国科学院地球化学研究所·贵阳·550002)

通过成矿热液矿物流体包裹体的成分、热力学和同位素地球化学研究,初步认为本区金矿原生成矿 流体主要沿探大断裂通道直接来自上地幔;引进纳米理论和纳米效应,提出深源成矿流体中 Au 主要以 纳米微粒自然金形式迁移,但随着流体运移至地壳成矿过程中,其物理化学条件随着地层水、大气降水 和地层物质的局部混染和覆盖发生改变,导致流体中的部分 Au 呈 Au---Si 配合物和 Au-S 配合物形式 在一定范围内迁移,进而三种迁移形式又在一定条件下发生分解、沉淀和金的聚集;由此进一步认识到, 可能正是这种深源与浅源的混染并交代岩石,为形成大型和超大型矿床创造了有利条件。

关键词 微细浸染型金矿 流体包裹体 物理化学条件 深源流体 成矿机理 滇黔桂

地质背景和矿床地质特征

研究区位于扬子地台西南缘与华南加里东褶皱 带的接合部位,属滇黔桂裂谷<sup>[1]</sup>。笔者通过综合研 究认为<sup>[2]</sup>, 裂谷的发育和演化。使元古界基底在晚古 生代至三叠纪产生裂陷,对应基底的破碎性及相伴 的多期次火山喷发和浊积盆地的形成,为矿质运移 和沉淀提供了空间和岩性基础:其后主要在燕山运 动期间,基底早已有的断裂再度复活,并与成矿期断 裂一起切穿地壳,引起地幔上降、岩浆侵入和异常高 地温[3],为深部含金热液向上运移提供了通道和热 驱动力。地球物理的综合研究<sup>[4]</sup>证实了该区地幔上 隆与金矿分布的一致性:航磁异常也推测该区深部 存在隐伏岩体<sup>[4]</sup>,与此对应,在黔西南贞丰一带出现 了穹窿构造和偏碱性超基性岩脉群及大量石英 脉<sup>[5]</sup>;在桂西北隆林、凌云、凤山、巴马一带也出现穹 窿构造并产出偏碱性石英斑岩和花岗斑岩,且这些 岩脉或岩株的成岩年龄与该区金矿的成矿年龄基本 一致,限定在 140 Ma~75 Ma<sup>[6,7]</sup>。由此表明,该区 域金矿床应有统一的成因,其形成与超壳深断裂和 幔源岩浆和流体上侵有不可分割的联系。

区内矿床的分布明显受深大断裂控制,矿体的 产出又明显受次级断裂和穹窿构造的制约;赋矿选 择细碎屑岩和粘土质岩或不纯碳酸盐岩,对地层层 位无选择性,而赋矿对岩性的选择只是容矿空间含 义,不具矿源层意义,这表明本区金矿不具典型层控 性,不存在特定矿源层。

矿床围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、 炭化、粘土化(水云母化、伊利石化)和碳酸盐化,其 中硅化与金矿化关系最为密切;炭化原生矿石中含 丰富的有机质,相应含金特高,表明碳和有机质在一 定的条件和范围内与金矿化有密切联系。

2 流体的成分

由表1可看出:

1)气相成分中,以 CO<sub>2</sub> 含量高为特征,其摩尔浓 度在 0.14~7.68。根据已有的碳同位素组成,主体 在 -8.71‰~ -0.13‰(何立贤,1993;李福春,1992; 刘家军,朱赖民,1995),可以认为 CO<sub>2</sub> 主要为幔源 碳,少数样品的 CO<sub>2</sub> 含量显著高于 7.68,可能与容 体矿物方解石分解的 CO<sub>2</sub> 加人有关;其它成分波动 较大。根据流体包裹体稳定同位素演化特征分析 (见后),可以认为较高的 CH<sub>4</sub> 含量和在主体范围内 变化的 H<sub>2</sub> 主要来自上地幔,而地壳物质的混染和大 气降水的加入则可能导致 CH<sub>4</sub> 含量降低和 H<sub>2</sub> 含量 一定程度升高;

2)离子成分中,含矿层位由深至浅,或由老至新
(D→T<sub>2</sub>),其成矿流体由富含 K<sup>+</sup>、N<sub>a</sub><sup>+</sup> 且 Na<sup>+</sup> > K<sup>+</sup>、
Cl<sup>-</sup> > F<sup>-</sup> 演变为富含 F<sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup> 且 K<sup>+</sup> > Na<sup>+</sup>、F<sup>-</sup> >
Cl<sup>-</sup>。

3)根据元素在地球圈层结构中赋存和演化的一 般规律可知<sup>[8]</sup>碱金属元素相对卤族元素更富集于深 部;而 F<sup>-</sup>相对于 Cl<sup>-</sup>,K<sup>+</sup>相对于 Na<sup>+</sup>更富集于浅部。 因此,上述流体成分特征和演化规律间接揭示了成 矿流体由深至浅迁移的过程。

3 流体温度、盐度、密度及压力、深度

由表2相应数据看出,均一温度主要分布在

ł

本文 1997 年 8 月收到,10 月改回,王延忠编辑。

<sup>\*</sup> 中国科学院八五黄金攻关课题和中国科学院矿床地球化学开放研究实验室联合资助。 14

维普资讯 http://www.cqvip.com

250℃以下,少数达 300℃左右,因而成矿流体被捕获 时处于中低温至低温条件;含盐度主体分布 7 以下, 少数达 10 左右,因而属典型低盐度流体;流体密度 在 0.8 ~ 0.9,属中低密度流体。从演化特征看,由

序	ø	·	流体包裹体成分(mol/kg·H2O) 气相摩尔分数 资												资料			
号	X	H <sub>2</sub>	CH₄	CO2	co	K*	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	F-	a~	SO <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	СҢ	CO2	CO	H <sub>2</sub> O	来源
1		0.01	0.00	7.68	0.00	0.08	0.03	0.03	0.01	0.52	0.31	0.06	0.00	0.00	0.12	0.00	0.88	Ĥ
2		0.02	0.36	3.28	0.00	0.15	0.04	0.06	0.0	0.89	0.24	0.10	0.001	0,006	0.06	0.00	0.94	ઘ
3	烂	0.01	0.45	2.27	0.0	0.00	0.03	0.16	0.02	0.40	0.24	0.11	0.00	0.008	0,04	0.00	0.95	a
4	沟	2.43	0.00	4.71	0.00	0.20	0.02	0.0	0.21	0.00	0.21	0.15	0.13	0.004	0.00	0.08	0.00	a
5		0.03	0.00	4.80	0.00	0.17	0.03	0.03	0.01	0.60	0.33	0.17	0.001	0.00	0.08	0.00	0.92	а
6		0.08	0.86	0.57	0.02	0.01	0.16	0.33	0.09	0.00	0.14	0.08	0.001	0.015	0.01	0.00	0.97	B
7	板	0.20	0.00	1.09	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.04	0.05	0.0	0.003	0.00	0.02	0.00	0.98	a
8	-14-	0.03	0.03	0.17	0.01	0.14	0.54	0.24	0.07	0.07	0.56	0.06	0.001	0.00	0.003	0.00	1.0	ь
9	<b>丹</b>	0.45	0.00	5.18	0.00	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.21	0.69	0.007	0.00	0.09	0.00	0.91	в
10		0.07	0.00	4.99	0.00	0.10	0.02	0.02	0.01	0.69	0.20	0.05	0.001	0.00	0.08	0.00	0.92	а
11	明	0.04	0.20	7.74	0.00	0.07	0.02	0.13	0.01	0.25	0.16	0.08	0.001	0.003	0.12	0.00	0.88	8
12	Щ	0.04	0.63	3.33	0.00	0.08	0.02	0.02	0.01	0.30	0.14	0.06	0.001	0.01	0.06	0.00	0.93	a
13		0.03	0.93	24.29	0.00	0.12	0.03	0.00	0.01	0.06	0.26	0.27	0.00	0.012	0,30	0.00	0.69	a
14	戈	0.51	0.37	0.88	0.62	0.01	0.05	0.02	0.01	0.05	0.10	0.00	0.01	0.006	0.015	0.011	0.96	С
15	Lette	0.05	0.11	1.08	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.001	0.002	0.02	0.00	0.98	d
16	- 烟	0.05	0.00	1.46	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.001	0.00	0.03	0.00	0.97	a
17		0.01	0.00	23.74	0.00	0.18	0.01	0.01	0.00	0.08	0.16	0.04	0.00	0.00	0.30	0.00	0.70	a.
18	世	0.02	0.00	26.25	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00	0.13	0.14	0.05	0.00	0.00	0.32	0.00	0.68	a
19	加	0.03	0.00	14.49	0.00	0.09	0.01	0.01	0.01	0.05	0.12	0.03	0.001	0.00	0.21	0.00	0.79	a
20		0.06	0.16	0.87	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.001	0,003	0.015	0.00	0.98	a
21	隆	0.08	0.23	0.48	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.001	0.004	0.01	0.00	0.99	a
22	_或	0.26	1.50	1.97	0.00	0.03	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.004	0.03	0.033	0.00	0.94	A
23		4.78	0.01	0.28	0.00	0.14	0.26	0.09	0.08	0.02	0.08	0.01	0.08	0.00	0.001	0.00	0.92	Ь
24	革	2.94	0.04	0.30	0.00	0.03	0.19	0.16	0.36	0.08	0.13	0.02	0.05	0.001	0.005	0.00	0.94	Ъ
25	档	0.30	0.00	0.14	0.00	0.27	0.22	0.06	0.00	0.02	0.26	0.00	0.005	0.00	0.003	0.00	0.99	Ъ
26		0.52	0.01	0.42	0.00	0.08	0.27	0.07	0.03	0.07	0.10	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.98	Ъ

	序 号	₩î ⊠	矿化 阶段	均一温度(℃)	盐度 (wt%)	密度 (g /cm³)	压力 (×10 <sup>3</sup> Pa)	成矿深度 (km)	赋矿层位
	1	准	早	251	10.19*	0.88	640	2.56	
	2	泥	主	205	7.05	0.89	400	1.60	
	3	沟	晚	143	4.67	0.93	120	0.48	
	4	柄	早	326	12.38*	0.B4	820	3.28	1 -
	5	-	主	260	4.79	0.83	330	1.32	發
	6	其	晚	188	4.50	0.91	140	0.56	
	7	皗	早	250					系
	8		主	206	4.85	0.87	190	0.76	
	9	Ш <b>г</b>	暁	136	4.0	0.92	100	0.40	ſ
-	10	龙	早	220	10.5*	0.91	780	3.12	
	11		主	190	5.43	0.90	200	0.80	4
	12	塘	晚	155	2.78	0.92	90	0.36	系
	13	tt:	早	229	8.38	0.89	680	2.72	·
	14		主	177	5.59	0.91	200	0.80	石
	15	加	晚	153	1.87	0.92	80	0.32	炭
-	16	隆	主	190	5.24	0.90	210	0.84	系
_	17	或	晚	140	3.65	0.92	80	0.32	
	18	革	早	284					泥
	19		主	237	3.48	0.85	250	1.00	盆
	20	档	晚	141	3.78	0.92	70	0.28	系

#### 注:测试单位:地矿都宜昌地矿所;a一本文(1995);b一杨科佑(1992);c--龙江平(1994)。 表 2 滇黔桂金矿成矿流体均一温度、盐度和密度以及压力和深度

注:1一均一温度和盐度为前人数据与本文数据的平均值(其中带 \* 的盐度值据包裹体成分计算);2一密度根据盐度与均一温度关系图求 得;3一压力据 Γ.Γ.列姆列英和 Π.Β.克列弗佐夫(1961)提供的温度与密度的关系图估算;4一成矿探度按岩石静压 250 × 10<sup>5</sup> Pa /km 估算。

地质与勘探

H<sub>2</sub>O 溶液沸腾曲线的深度—温度图解(图略)可以确 定金矿形成深度的下限值至少大于 1000 m。表 2 估 算的压力和深度与实际观测和图解推测基本一致, 这表明成矿流体在由深至浅运移过程中,其物理化 学条件平稳过渡变化。此外,值得注意的是:从赋矿 层位看,由老地层至新地层,成矿压力和深度并未显 示由大至小的变化,而是基本处于相似的水平。这 表明,估算的成矿深度实际是剥蚀深度,这直接或间 接地证明真正的成矿深度应当大于根据剥蚀地表或 近地表采样估算的成矿深度。这也间接反映了成矿 物质和流体的深部来源特征。

4 成矿流体物理化学参数的热力学计算

4.1 成矿流体的逸度特征

根据包裹体的水溶气体成分计算流体  $f_{CO_2} f_{O_2}$ 、 $f_{CO_2} f_{H_2}$ 和  $f_{CH_4}$ 的方法<sup>[9]</sup>,  $f_{S_2}$ 则根据原生矿石的矿物 共生组合中有黄铁矿(FeS<sub>2</sub>)和磁黄铁矿(Fe<sub>1-x</sub>S)的 情况确定。由表 3 所列计算结果看出:

1)氧逸度值明显较低,主体变化在-40~-50, 并从早期到晚期矿化具有逐步降低的趋势;

2) 硫逸度值也明显较低, 主体变化在 - 10 ~ -

20,且随温度降低而规则下降,这主要决定于温度条件;

3)氢逸度值具有明显波动性,这可能与大气降 水的局部加入有关; f<sub>co2</sub>, f<sub>CH4</sub>和 f<sub>co</sub>都表现出从早期 到晚期逐步降低的规律。

可见,成矿流体中的水溶气体都具有伴随其运移而逸出的特征。如何理解和解释这一现象呢?笔 者认为:

由于成矿流体来源于上地幔分异、起源时,流体 处于(高温?)高压和还原的条件,因而流体的氧逸度 本身就很低;当流体沿深大断裂通道上升运移时,伴 随温度、压力逐步降低和流体进入次级容矿裂隙,必 然伴随地壳物质和流体的局部混染以及水溶气体成 分的逸出。试想,如果成矿流体来源于上地壳,则氧 逸度会明显增高,而且随捕获时温度和压力的降低, 其 fo<sub>2</sub>和 f<sub>co2</sub>有可能升高而不会降低。由此,相应反 证了这些水溶气体可能主要来自上地幔。

4.2 成矿流体的 pH 值和 Eh 值特征

根据包裹体成分中以含 CO<sub>2</sub>、Na<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup> 为特征,
选用 CO<sub>2</sub>—NaCl→H<sub>2</sub>O 体系确定法(Crerar, 1978)计
算 pH 值,结果列于表 3。

表 3 滇黔桂金矿成矿热液物理化学参数计算结果

序	₩.	r 化			气相摩	尔分敷		离子摩尔浓度		物理化学参数计算结果								
号。	Ø	阶 段	度(℃)	H <sub>2</sub>	СН	CO <sub>2</sub>	со	Na+	SO42-	lgf <sub>c02</sub>	lgf <sub>Q2</sub>	lg <sub>fң1</sub>	lgf <sub>CH4</sub>	lgfco	МрН	pН	lgf <sub>S2</sub>	$\mathbf{E}_{\mathbf{h}}(\mathbf{v})$
1 2 3	烂泥沟	早主晩	251 205 143	0.001 0.014 0.001	0.001 0.005 0.0	0.06 0.06 0.08	0.0 0.0 0.0	0.10 0.03 0.03	0.07 0.11 0.17	- 1.18 - 4.28 - 4.13	- 40.77 - 47.10 - 53.98	- 1.44 - 0.65 - 2.45	- 1.44 - 1.10 - 3.45	- 2.92 - 4.62 - 5.81	5.52 5.62 5.84	5.45 6.74 6.45	- 13.96 - 16.62 - 21.04	-0.54 -0.66 -0.53
456	板其	早主晩	326 260 188	0.003 0.001 0.007	0.0 0.0 0.0	0.02 0.003 0.09	0.0 0.0 0.0	0.03 0.54 0.06	0.0 0,06 0.69	- 0.99 - 1.31 - 4.66	34,37 39,90 48,57	- 0.52 - 1.37 - 1.12	- 2.0 - 2.37 - 2.97	- 2.92 - 3.91 - 5.47	5.52 5.52 5.68	6.17 5.73 6.87	- 10.42 - 13.48 - 17.82	- 0.69 - 0.58 - 0.63
7 8 9	明山	早主晩	250 206 136	0.001 0.001 0.0	0.005 0.003 0.012	0.07 0.12 0.30	0.0 0.0 0.0	0.02 0.02 0.03	0.06 0.08 0.27	- 0.95 - 2.06 - 1.72	- 40.93 - 45.82 - 54.71	-1.44 -1.80 -3.56	- 0.74 - 1.32 - 1.48	-2.54 -3.44 -3.70	5.52 5.62 5.86	5.29 5.63 5.23	- 13.96 - 16.62 - 21.5	- 0.53 - 0.53 - 0.41
10 11 12	戈 塘	早主晩	220 190 155	0.01 0.001 0.001	0.006 0.002 0.0	0.015 0.02 0.03	0.011 0.0 0.0	0.05 0.01 0.01	0.0 0.01 0.02	- 2.24 - 2.47 - 3.76	- 45 .44 - 47 .86 - 52 .09	-0.68 -1.94 -2.30	- 0.90 - 1.64 - 3.30	- 4 .43 - 4 .25 - 5 .67	5.59 5.67 5.79	5.80 5.80 6.30	- 15.72 - 17.62 - 20.10	- 0.57 - 0.53 - 0.53
13 14 15	世加	早主晩	229 177 153	0.001 0.001 0.0	0.003 0.0 0.0	0.015 0.26 0.32	0.0 0.0 0.0	0.02 0.01 0.02	0.0 0.04 0.05	- 1.47 - 3.23 - 1.83	- 43.25 - 49.10 - 51.24	- 1.60 - 2.08 - 3.33	-1.12 -3.08 -3.33	- 3.41 - 4.67 - 4.21	5.56 5.72 5.81	5.45 6.11 5.33	- 15.14 - 18.58 - 20.32	- 0.53 - 0.54 - 0.43
16 17	隆或	主晩	190 140	0.001 0.004	0.004 0.03	0.01 0.033	0.0 0.0	0.01 0.05	0.0 0.0	-2.37 -4.61	48.01 55.80	- 1.94 - 1.89	- 1. <b>34</b> - 1.01	-4.25 -5.45	5.67 5.84	5.75 6.68	- 17.62 - 21.18	-0.53 -0.57
18 19 20	革 档	<b>早</b> 主 晩	284 237 141	0.005 0.05 0.05	0.0 0.0 0.001	0.003 0.01 0.005	0.0 0.0 0.0	0.22 0.27 0.19	0.0 0.01 0.02	- 2.30 - 5.27 - 7.30	- 38.36 - 43.85 - 56.73	- 0.52 0.16 - 0.79	- 2.92 - 2.54 - 2.49	- 4.21 - 5.76 - 7.66	5.52 5.55 5.84	6.46 7.46 8.02	- 12.28 - 14.72 - 21.18	- 0.70 077 - 0.69

从两种 pH 值对比看,成矿流体主要呈中性至 弱碱性,但变化具有一定的波动,这可能与大气降水 或其它类型水的局部加入有关。 Eh 计算结果列于表 3, 其特征和变化规律为:

总体较低,主体变化在 = 0.41(V) ~ -0.77
 (V),表明成矿流体仍处于比较还原的状态,但从早

16

期至晚期矿化具由低至高的变化趋势,表明在流体 上升运移过程中其还原性具有逐步减弱的趋势。

5 铷锶同位素

### 5.1 铷锶同位素

ŧ

胡瑞忠、苏文超(1995)和王国田(1992)根据 Rb—Sr等时线获得成矿流体初始锶比值分别为 0. 7097 和 0.7090,流体年龄分别为 259 ± 27 Ma 和 257 ± 28 Ma,这表明研究区微浸型金矿成矿流体的同源 性和同期性。然而,本区金矿的成矿作用发生于燕 山晚期至喜山早期<sup>[7]</sup>,那么,流体年龄和成矿年龄的 不一致及流体的初始锶比值与流体演化有何关联 呢?

由初始锶比值低于 0.7100 表明,成矿流体起源 于深部,但在上升运移中部分混入了地壳或地层中 的放射成因锶。为证实这点,将测得的<sup>87</sup> Rb /<sup>86</sup> Sr 和<sup>87</sup> Sr /<sup>86</sup> Sr 比值相加后求<sup>87</sup> Rb 或<sup>87</sup> Sr 的相对丰度, 进而计算出 1 /<sup>86</sup> Sr 值,再利用 Briqueu L和 Lancelot J R(1979)提供的判断熔浆或流体在运移过程中是否 发生放射成因锶混染的图解法(图 2)可以看出。

数据点的分布呈明显正相关,从而显示成矿流体在上升运移过程中已受到地壳或地层中放射成因锶的混染,因而晚阶段形成的石英中流体包裹体的<sup>87</sup>Sr /<sup>86</sup>Sr 值最高可达 0.7124;此外,两矿区的直线相关性较好,且基本平行,表明本区金矿成矿流体不仅同源和同期,而且 Rb—Sr 同位素演化也相似,混染作用是连续的。





由此可见,该流体年龄并不代表流体的形成年 龄,而是流体中 Rb--Sr 同位素体系演化的动态表 现。可以设想,如果成矿流体在上升运移中很少或 几乎没有混染放射成因锶(实际上很难做到),则初 始锶比值将显著降低,由此求得的流体年龄将显著 增大;反之亦然。所以,流体年龄和成矿年龄有明显 差异,且前者大于后者,直接表明了成矿流体的异地 来源性质,也间接证明其可能源于上地幔分异。

维普资讯 http://www.cqvip.com

## 5.2 氢同位素

由图 3 可看出如下几点:

1)除烂泥沟金矿有一个样品接近典型大气氩比 值外,其余样品的比值和大气氩含量均在 295.5~ 1780 和 90.8%~25.0%范围内,表明微细浸染型金 矿的成矿热液均不同程度混入了大气降水;

2)由黔西南金矿→桂西北金矿→直接与岩浆作 用有关的金矿,其<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar比值由低→高,大气氩 含量由高→低,表明本区金矿中运载矿质的流体与 岩浆水或与此相似的上地幔分异流体有关、且这种 深源流体和大气降水的混染与前述 Rb—Sr 同位素 显示的混染性质一致;

3)图中演化线基本是平滑而连续的,表明本区 金矿成矿热液应是同源同期的。



图 3 研究区金矿和其它典型矿床热液石英中 流体包裹体及辉绿岩氢同位素演化图 (据胡瑞忠,苏文超,1995)

### 5.3 氢氧同位素

笔者对前人大量氢氧同位素数据作了系统归类 整理和综合分析后发现:

前述同位素地球化学流体示踪均表现了相似的 特征与规律,即有深源显示,但又同时明显具地壳物 质和流体的混染。根据本区金矿统一于燕山晚期成 矿的事实,笔者认为,从正常的逻辑关系推理,应当 是先有深部来源,后有地壳物源加入。

6 金矿成矿流体中金的可能迁移形式讨论

据樊文苓和王声远<sup>[12,13]</sup>的研究,考虑到 SiO<sub>2</sub> 和 硫在自然界丰度的悬殊,可以认为,在地壳条件下可 能存在的配合物形式中,应以金一硅配合物为主,次 为金一硫配合物,金一氯配合物只在少数特殊条件 下出现。

由前述物理化学条件研究测定的流体包裹体热 力学参数反映的是矿物结晶时的流体状态,不能代 表流体运移过程的物理化学条件。因此,可以根据 计算的热力学参数所表现的动态演化规律适当外 推,以尽可能接近成矿前流体运移过程的物理化学 状态。据此推测,成矿前的原始成矿流体应处于高 温(?)、高压还原条件,这符合上地幔分异起源的基 本物理化学条件,在此条件下,SiO<sub>2</sub> 应处于高度溶解 状态<sup>[14,15]</sup>,但 Au 却应处于原子状态,而非与 SiO<sub>2</sub> 和 S 的配合物形式<sup>[12,13]</sup>。那么,这种条件下原子状态 自然金是否会沉淀而不能迁移呢?

章振根<sup>[16]</sup>和李景春<sup>[17]</sup>根据纳米理论,结合在 黔西南金矿中普遍发现纳米微粒自然金,提出了"纳 米矿床学"和"纳米成矿论"的概念,认为金不需要以 配合物等形式进行迁移、分解和沉淀,它就以纳米微 粒自然金的状态进行迁移和沉淀。

纳米科技制备纳米材料的一种方法可简称为高 压蒸气法。有理由推测,由深大断裂引发的上地幔 分异成矿流体喷出的时刻,即是高压和蒸气同时释 放的环境,因而流体中的 Au 很有可能呈纳米微粒 自然金状态。

7 流体成矿机理分析与结论

该类型金矿流体成矿机理的特殊性,主要表现 在以下几点:

1)由于纳米级物质十分微细,具有很强的表面 与界面效应,因而流体中纳米微粒自然金具有很强 的活性,可与其它组分,如 SiO<sub>2</sub>、(HS)<sup>-</sup>等组成稳定 于高温(?)、高压还原条件的水溶胶,而不是配合物 溶液,这些纳米微粒自然金不会发生聚合沉淀,只能 伴随流体物理化学条件的改变,石英、硫化物和粘土 矿物从溶液中晶出而沉淀富集,这可能就是该类型 金矿中 Au 多呈显微和超显微状产出,并分散于热 液硫化物和粘土矿物中呈胶状微包体金的原因。

2)金原子的质量很大,结构紧密,其电离势、负 电性和氧化还原电位很高,从而决定了金的惰性,这 从另一个角度说明该类型金矿成矿流体中的金能以 纳米微粒自然金状态作长距离迁移。然而,由于金 具有亲铁和亲硫性,在一定条件下它又表现出相当 的活泼性,可以出现离子态,这就决定了流体对地壳 (或地层)交代的过程中,温度、压力降低和相对氧化 条件的出现,以及地层硫的局部加人,部分纳米微粒 自然金可能转为 Au<sup>+</sup>状态与 SiO<sub>2</sub> 和(HS)<sup>-</sup>等结合成 配合物进行短距离或局部范围的迁移。

3)促使矿质沉淀和聚集的原因,以温度和压力 降低以及由石英,硫化物和粘土矿物沉淀所致的硅 酸浓度和总硫浓度的减少为主,而金沉淀的方式以 纳米微粒自然金形式直接吸附或包裹于晶出的硫化 物和粘土矿物为主,次为配合物分解的方式吸附或 包裹于晶出的矿物。试想,如果 Au 来源于已预富 集的矿源层的活化转移,尔后再沉淀聚集,至少沉淀 金的粒度会明显增大至显微可见金,而且原生矿石 中的金也会相对容易活化和浸出。

4)流体包裹体中含有较高的 CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 等有机 物质,它们可能来自深部。据李九玲等<sup>[18]</sup>研究认 为,碳和有机质在一定热动力条件下可以气相金属 有机化合物形式运移金富集于上二叠统至中三叠统 各层位中的背斜和穹窿部位的碎屑岩中,进而伴随 断裂活动造成的物理化学条件突变,使金的气相金 属有机化合物解体和裂化,形成了含细分散状碳的 微细浸染状含金硫化物原生矿化。

通过地质地球化学的综合研究,笔者认为滇黔 桂微细浸染型金矿深源含矿流体的成矿机理可概括 为:

本区自泥盆纪开始至三叠纪结束,伴随裂谷的 发育和演化直至封闭,深大断裂和岩浆活动的发展, 尤其是双峰式火山岩的形成和地幔隆起,起到了类 似抽水系统的作用,使其四周的上地幔广阔范围变 成矿源贮存库,聚集了大量富含挥发份和活动元素 的成矿流体,而此时地壳起着屏障作用,使封闭于上 地幔中的成矿流体与岩石圈处于强力平衡状态中; 进入侏罗纪后的燕山晚期,再次爆发强烈造山运动, 使原有封闭的深大断裂再度复活,形成超壳深断裂, 使早已聚集并处于一触即发状态的上地幔分异成矿 流体形成巨流穿越壳幔界面进入地壳;由于穿越界 面时高压和蒸气的共同作用,使流体中的金呈纳米 微粒自然金胶粒迁移;随流体运移过程中温度、压力 和还原性降低,以及地层硫、其它某些组分、地层水 乃至大气降水的局部和部分加入,一方面可能使部 分纳米金转化为 Au—Si 和 Au—S 配合物形式在一 定范围内迁移,另一方面,这3种迁移形式又可能随 流体中石英、硫化物和粘土矿物结晶所致的流体组 分变化等因素作用而分解出纳米金,并分散吸附或 包裹于晶出的硫化物和粘土矿物中,最终形成微细 浸染型金矿;与此同时,来自深部的碳和有机质对形 成碳质含金硫化物原生矿化发挥了重要作用。

- 1 夏邦栋,刘洪磊,吴运高,等,虞黔桂裂谷,石油实验地质,1992 (1):20~29
- 2 刘显凡. 滇黔桂微细浸染型金矿深部物源成因模式研究. [博士论 文]. 成都. 成都理工学院, 1996
- 3 庄新国.桂西北地区古地热场特征及其在微细浸染型金矿床形成 中的作用.矿床地质、1995(1):82~89
- 4 王砚耕,王立亭,张明发,南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式,贵州地质,1995(2);79~100
- 5 余大龙,毛健全,潘年勋,等.从纳哥金矿地质地球化学特征探讨 黔西南卡林型金矿成因,贵金属地质,1996(2):87~95
- 6 杨科佑,陈丰,苏文超,等,演黔桂地区卡林型金矿的地质地球化 学特征及找矿前景,中加金矿床对比研究,北京:地震出版社, 1994

- 7 胡瑞忠,苏文超,李泽琴、等,滇黔桂三角区微细浸染型金矿床成 矿热液一种可能的演化途径;年代学证据.矿物学报,1995(2); 144~149
- 8 刘英俊,等.元素地球化学.北京:科学出版社,1984
- 9 徐文/f.矿物包裹体中水溶气体成分的物理化学参数图解 矿产 与地质,1991(3):200~206
- 10 王真光,黄淼云,芮晓燕.矿物包体成分物理化学参数的计算机 程序.矿产地质动态,1988(1):28~35
- 11 谭运金. 滇黔桂地区微细粒浸染型矿床的矿床地球化学类型. 矿 床地质, 1994(4): 308 ~ 321
- 12 王声远、樊文苓. Au 在 SiO<sub>2</sub>—HCl—H<sub>2</sub>0 体系中 200℃溶解度测 定.矿物学报,1994(1):46~55
- 13 樊文苓、王声远,田弋夫,金在碱性富硅热液中溶解和迁移的主 验研究,矿物学报,1995,(2):176~184
- 14 Fournier R O, et al. The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures. Amer. Mineral., 1977, 62: 1052 ~ 1056
- 15 Walther J V, et al. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous solica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures. Amer. J. Sci., 1977, 277;1315 ~ 1351
- 16 章振根,姜泽春,纳米矿床学;一门有前途的新科学,矿产与地质,1993(3);161~165
- 17 李景春.金在热液流体中存在形式的讨论:"纳米效应"在成矿理 论中的应用.贵金属地质,1995(4):306~310
- 18 李九玲, 元锋, 徐庆生. 微细浸染型(卡林型)金矿成矿过程中碳 和有机质的作用. 矿床地质, 1996(3): 193~206

# AN APPROACH ON MECHANISM OF JUVENILE FLUID MINERALIZATION FOR CARLIN - TYPE GOLD DEPOSITS IN YUNNAN - GUIZHOU - GUANGXI

#### Liu Xianfan, Su Wenchao, Zhu Laimin

On the basis of pre – existing data and investigation of composition, themodynamics and isotope geochemistry of fluid inclusions hosted in munerals which are intimately associated with gold mineralization, the viewpoint that primary ore – bearing siliceous fluid that migrates along the deep and large fracture may be directly derived from upper mantle in the area studied have been discussed. In terms of nanc – theories and nano – effects, the idea that Au is migrated chiefly in the form of nano – particle natural gold in ore – bearing fluid from plutonic resource is put forward. But, physical – chemical conditions of fluid are changed by part contamnation and concealment of strata and precipitate water and strata matter while the fluid moves from mantle to crust, and the result lead inevitably to the change of Au migrational mode, as Au is migrated partly in the form of Au – Si and Au – S complex in the limited extend crust. Above three migrational mode are unevitably decomposed and settled and gathered for Au on the certain conditions. Based on the study in this paper, the writers have an important understanding that maybe it is the contamination of fluids from plutonic and shallow resource and the metasomatism of mixed fluid on rocks that creat conditions favourable to forming large and superlarge deposits.

Key words Carlin - type gold deposits, fluid inclusions, physicochemical condition, juvenile fluid, mineralizing mechanism, Yunnan - Guizhou - Guangxi



#### 第一作者简介:

刘显凡 男,1957年生。1982年毕业于成都地质学院找矿系,1989年在成都地质学院地质学系获硕士 学位,1996年在成都理工学院三系获博士学位,现任成都理工学院地质学系副教授,主要从事矿物学教学和 岩石学、矿床学科研工作。1996年10月进入中国科学院地球化学研究所做博士后研究工作,研究方向:矿 床地球化学。

通讯地址:贵州省贵阳市观水路 中国科学院地球化学研究所矿床室 邮政编码:550002