

江南金成矿带层控金矿的地球化学特征和成因研究*

马东升 刘英俊

(南京大学地球科学系, 南京 210008)

摘 要

本文通过对该带层控金矿床, 即江南型金矿的含金建造和矿床地球化学研究对比指出, 江南型金矿最明显的地球化学特征是元古界中金矿密集带和部分金矿体分别与区域性金亏损区(带)和局部性金负异常伴生, 矿石富低丰度元素而贫贱金属, 成矿溶液呈中低温、中等盐度、中—弱碱性和还原性, 并富 HCO_3^- 和 S 而贫 Cl。其成矿物质来自含金建造, 成矿过程主要与深部变质热液和浅部地下热水综合作用有关, 在成因上属变质热液金矿和地下水渗滤热液金矿之间的过渡类型。

关键词: 层控金矿, 地球化学, 矿床成因, 元古界

江南金成矿带是华南层位最老(Pt_1-2)、规模最大、产金历史悠久的金矿化带。与华北金矿床不同, 该带金矿床具有层控、层状特征显著, 受后期岩浆作用影响小和围岩变质浅等特点。近年来已对该带中主要典型层控金矿和不同地区的含金建造进行过系统研究^[1-8]。在这一基础上, 本文从整个成矿带角度, 通过对主要层控金矿和含金建造的地球化学综合研究对比来探讨它们之间的成因联系。

一、含金建造的区域地质背景和主要地球化学特征

本矿带位于江南地背斜内。区内金矿床严格受元古界浅变质碎屑岩系含金建造^[4,6]控制。已知的含金建造由基底东安旋回和上覆雪峰旋回组成, 二者呈不整合接触(东安运动)。少量震旦系——下部古生界以不整合(雪峰运动)覆盖于元古界之上。江南地背斜形成于雪峰运动^[9], 并受加里东运动和燕山运动的影响。区域内形成最早的构造线方向呈近东西向, 均形成于东安、雪峰期, 后期仍有活动并受到改造和曲扭。NE 向和 NNE 向是成矿带中表现最明显的两组构造线(图 1)。而 NW 向则常与前三组相配合形成格状组合, 且规模较小。除 NW 向之外, 其余三组均为区域上的主要控矿构造。

系统的地层微量元素测试表明, 元古界含金建造以富含亲铁、亲铜元素为特征。地层中钼、

本文 1989 年 11 月 13 日收到, 1990 年 10 月 29 日收到修改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

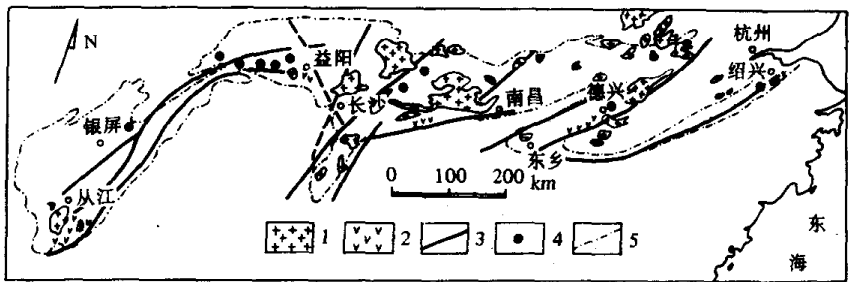


图 1 江南金成矿带的主要构造格架

(1——花岗岩类, 2——东安期海底基性火山岩类, 3——主要深断裂带, 4——主要层控金矿床, 5——江南地背斜带的地质界线)

铬、钴、金、锑、钨、砷和铜大多等于或高于上部大陆地壳平均值^[10]的 2 倍(表 1)。其地球化学特征对区域矿种分布和金矿矿石元素组合有明显的制约。例如与双溪坞群和双桥山群富含银、铜一致, 浙北和赣东北产出重要的银、铜矿床。该区璜山、中岙和金山金矿也分别为 Au-Cu, Au-Ag 组合与德兴大型铜矿伴生。湘东北黄金洞金矿的 Au-As 组合也与该区冷家溪群富砷相一致。同样, 湘西北地区与金广泛伴生的锑、钨矿化也与该地元古界高锑富钨有关。

表 1 江南金成矿带元古界地层微量元素平均含量及其富集度

地区分布		浙北		赣东北				赣西北		湘东北		湘北、湘西				上** 部 陆 壳 平 均
中·上元古界 (Pt ₁ —Pt ₂)	双溪坞群 (Pt ₁)	双桥山群(Pt ₁)						双桥山群 (Pt ₁)	冷家溪群 (Pt ₁)	冷家溪群 (Pt ₁)	板溪群 (Pt ₂)					
		上亚群 (添工群)		下亚群 (九岭群)												
样品数	9	50		50		*		46		53		104				
元 素 平 均 含 量 ($\bar{x}$) 和 富 集 度 ppm (F)****	元 素	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	$\bar{x}$	F	
	Ti	3690	1.2	4756	1.6	4952	1.7	2847	0.9	3581	1.2	3441	1.1	3489	2.3	3000
	V	170	2.8	129	2.2	104	2.3	70.7	1.2	109.8	1.8	146.6	2.4	73.2	1.2	60
	Cr	102	2.9	152	4.3	147	4.2	50.5	1.4	73.7	2.1	176	5.0	84.7	2.4	35
	Mn	967	1.6	863	1.4	763	1.3	538	0.9	604	1.0	630	1.1	523	0.9	600
	Co	15	1.5	27	2.7	22	2.2	25.1	2.5	21.3	2.1	21.5	2.2	14.7	1.5	10
	Ni	19	1.0	38	1.9	43	2.2	34.3	1.7	22.2	1.1	27.9	1.4	12.9	0.6	20
	W	n.d.	/	10.6	5.3	7.4	3.7	2.7	1.4	5.4	2.7	4.6	2.3	3.6	1.8	2.0
	Sn	n.d.	/	n.d.	/	n.d.	/	3.7	0.7	n.d.	/	4.4	0.8	3.1	0.6	5.5
	Cu	125	5.0	49	2.0	54	2.2	36.5	1.5	36.1	1.4	57.2	2.3	23.2	0.9	25
	Pb	13	0.7	44.5	2.2	37	1.9	26.4	1.3	54.1	2.7	36.5	1.8	25.7	1.3	20
	Zn	104	1.5	111	1.6	143	2.0	89.0	1.3	145	2.0	157.9	2.2	112.7	1.6	71
	Au	68.2	38	5.1	2.8	2.5	1.4	/	/	3.7	2.1	3.6	2.0	2.4	1.3	1.8
	Ag	330	6.6	110	2.2	50	1.0	70	1.4	50	1.0	50	1.0	74	1.5	50
	As	2.0	1.3	14	9.3	15	10	9.0	6.0	23.6	15.7	9.6	6.4	4.2	2.8	1.5
	Hg	15	0.2	9.0	0.1	13	0.2	*/	/	9.1	0.1	50.5	0.6	44.8	0.6	80***
	Sb	0.5	2.5	0.75	3.8	0.6	3.0	<2	<10	1.9	9.5	2.6	13	1.6	8.0	0.2
	Sr	275	0.8	104	0.3	89	0.3	/	/	78.1	0.2	26.6	0.1	93.1	0.3	350
Ba	326	0.6	723	1.3	570	1.0	304	0.6	462	0.8	403	0.7	756	1.4	550	

* 锑含量据冶金部南岭钨矿专题组资料, 其余元素据文献[11]; ** 据 Taylor et al.^[10], *** 原文献中缺汞的上部大陆地壳平均值。该值为地壳平均值; **** 富集度(F)为元素平均含量 / 上部大陆地壳平均值。

二、金矿密集区含金建造地层的金贫化与层控金矿化的关系

江南金成矿带金矿密度分布最大地段位于湘西北板溪群(Pt_2)层位中。从表1中可见,与区域板溪群中广泛的Au-Sb-W矿化分布相反,这些成矿元素在该层位中反而呈相对贫化的趋势,其中以金表现最明显。对湘西北元古界微量金的系统测试表明,五强溪组、马底驿组和冷家溪群的区域地层金含量分别为3.1ppb($n=32$),3.4ppb($n=106$)和3.6ppb($n=122$)。为了描述地层的金贫化特征,并考虑到数据统计和分析的准确性,取亏损上限 $D_{Au} = \bar{x}_{Au} - C_{V_{Au}} \cdot \bar{x}_{Au}^{1)}$,即取区域地层金平均含量($\bar{x}_{Au}$)减1倍标准偏差($C_{V_A} \cdot \bar{x}_{Au}$)为亏损上限,以此作为确定亏损带的标准。

1. 沃溪-西冲金亏损带

金(锑、钨)矿床(点)在该带内呈东西向密集分布(图2),是成矿带中金矿最密发育地段。对该地段中相应地层剖面(图2中的II和III)研究显示,冷家溪群平均含金为2.1ppb,马底驿

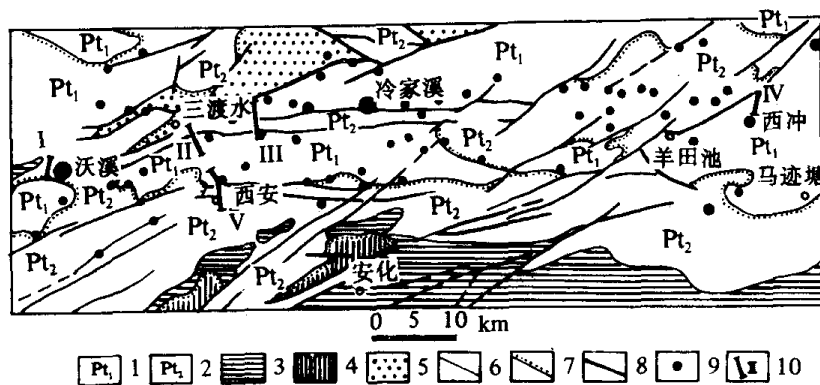


图2 湖南沃溪-西冲金矿密集地段地质略图及剖面位置

(1——冷家溪群, 2——板溪群, 3——震旦系—志留系, 4——泥盆系—石炭系, 5——白垩系, 6——地层界线, 7——不整合界线, 8——断裂, 9——金矿床, 10——地层地球化学剖面及编号)

组平均仅1.6—1.9ppb,与区域含量相比普遍呈亏损状态。而位于矿带南部边缘的剖面V中,冷家溪群和马底驿组则分别增高到3.8和2.2ppb。近矿区的剖面I马底驿组平均含金为2.7ppb。由远矿区到近矿区,从剖面III和II到I的金含量变异系数则大幅度增高,分别为13%, 46%和85%。对该段东部石桥-西冲冷家溪群(图2剖面IV)的测试表明,尽管该剖面离西冲金矿较近,但平均金含量仅达2.3ppb。离该矿北部平距500m以远的地层中,金含量大多低于1ppb。可见金亏损带可能东延至西冲。该金亏损带长度初步估计约85km。

2. 漠滨外围金亏损区

湘西会同一黔城一带金矿化密度在成矿带中仅次于沃溪-西冲地段。该区内金矿主要层控于板溪群五强溪组中,其中漠滨是最重要的金矿床。该矿外围五强溪组中发现有更强烈的区域性金亏损。地层剖面中有90%的样品含金低于1ppb,并同样呈现向矿区方向金含量变异系数明显增高的现象。根据4条剖面控制的范围,该金亏损区至少约80km²。

地层中的金亏损现象在其他地区控矿地层中也有发现。例如对湘东北冷家溪群的研究表明^[7],在区域上,相当于黄金洞金矿层位的冷家溪群第三岩组含金平均仅1.9ppb,远低于其上、下岩组平均值3.1—6.3ppb。

矿区内与金矿体伴生的局部性金负异常¹⁾是控矿地层中的另一种金贫化形式。已确定漠

1) $C_{V_{Au}}$ 为地层中金含量的变异系数,根据实测情况取值为40%。

滨金矿围岩中的金负异常在主矿体 II_F 脉上盘的宽度约 260m, 在下盘大于 180 m (图 3); 在西冲金矿, 因受坑道揭露限制, 其围岩金负异常的实测宽度大于 50m. 在这些矿区中, 金负异常与正异常伴生, 其间常有较明显的界线 (图 3).

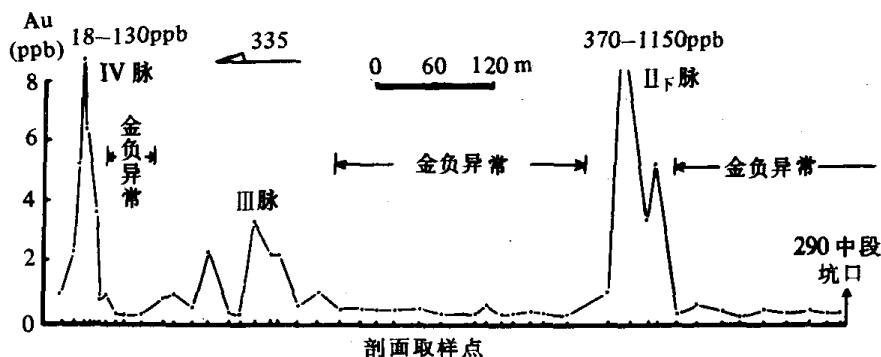


图3 湖南漠滨金矿围岩(290中段22线穿脉坑道)中的金负异常

金矿床区域分布密度与地层金贫化强度的相关性, 在地层金含量对数频率直方图中有明显反映. 如图 4 所示, 金在基底含金建造中(Pt_1)均以双峰分布为特征. 其高金含量样品总体

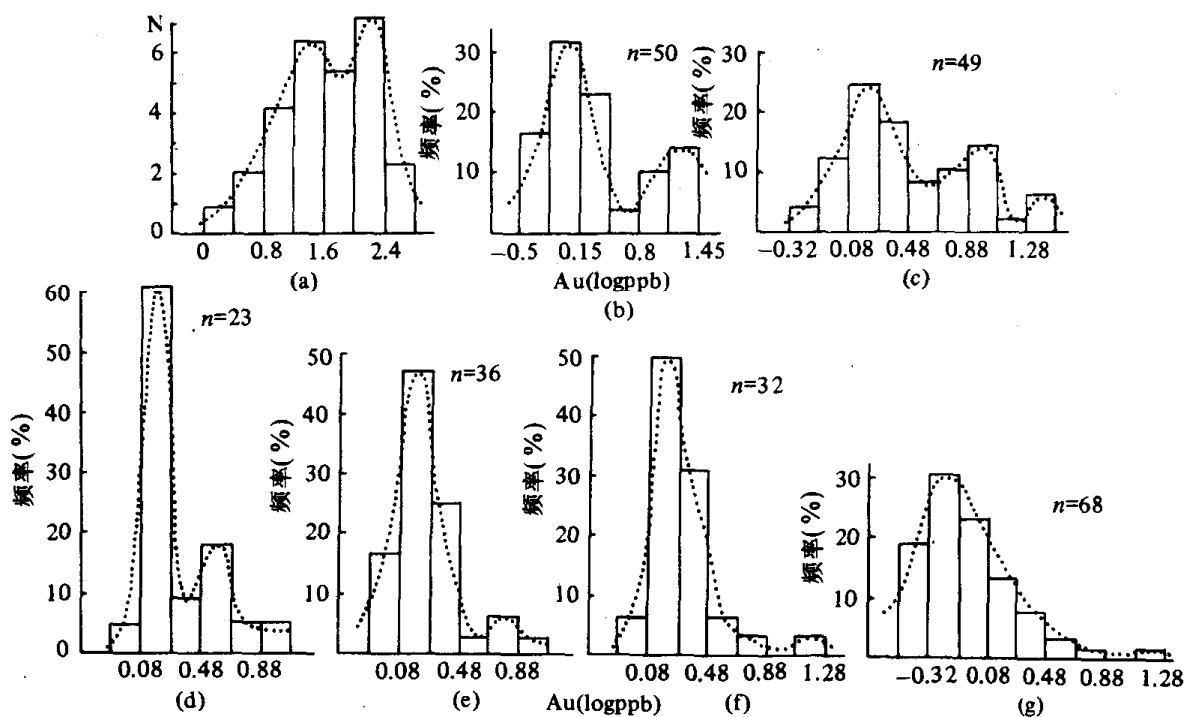


图4 江南金成矿带元古界含金建造中金的分布及其演化

((a)浙北双溪坞群(Pt_1)^[2], (b)赣东北双桥山群上亚群(Pt_1), (c)湘东北冷家溪群(Pt_1), (d)湖南西冲冷家溪群(Pt_1), (e)湖南沃溪冷家溪群(Pt_1), (f)湖南沃溪板溪群马底驿组(Pt_2^1), (g)湖南漠滨板溪群五强溪组(Pt_2^2))

的众数在 3.8—19.4 之间变化, 低金含量总体众数为 1—1.5ppb. 在金矿密集地段(湖南沃溪—西冲)的冷家溪群中, 随区域矿化增强, 高金总体的众数和频率都显著下降. 演化到上覆板溪群的最强矿化层位马底驿组时, 高金总体趋于完全消失. 到元古界顶部五强溪组中, 最终变为正偏亏缺状态. 元古界上部(Pt_2)金亏损加剧与该层位中广泛出现金矿床(点)的贫化—富

1) 为了描述的需要及其精确性, 将矿体围岩中金含量连续低于 $0.5D_{Au}$ ($\approx 1ppb$) 的局部性强烈金亏损特称为“金负异常”, 以示与区域性金亏损相区别.

集地球化学共轭配套关系,为成矿物质主要来源于含金建造的认识提供了依据,是含金建造中金活化转移成矿的结果。

三、典型层控金矿床的主要地球化学特点

表2列出了成矿带中元古界层控金矿,即“江南型金矿”(见后讨论)的主要类型。已知的江南型金矿按产状可分为韧性剪切带和层间石英脉两大主要亚型。前者矿体及围岩呈塑性变形,大多产于基底;后者以脆性变形充填为主,主要产于盖层板溪群中。局部断裂充填和由晚期岩体侵入造成的接触应力带断裂系统矿化¹⁾可形成次要亚型。以下主要讨论韧性剪切带和层间石英脉亚型,并着重阐述其共同地球化学特征。

表2 元古界江南型金矿床的类型划分

矿床类型	韧性剪切带亚型	层间石英脉亚型	细脉带亚型	接触应力带亚型
控矿构造	韧性剪切带、糜棱岩化带或破碎带	层间滑动和层间破碎带及伴生裂隙	脆性切层破碎带	岩体围岩中的接触应力带裂隙系统
矿石类型	破碎石英脉和片理化糜棱岩化蚀变围岩,交代充填	层间石英脉和石英网脉(节理脉),充填为主	石英细脉带,充填为主	不连续的石英小脉群,充填交代
矿体长度	几百米到大于3000m	单脉:几百米到5000m 脉系:约10km	单脉:几到几十米 脉带:几十到几百米	单脉:几米 脉群:大小不一
元素组合	Au, Au-Cu, Au-Ag, Au-As, Au-Sb-(W)	Au-Sb-W, Au, Au-Sb, Au-W(白钨矿)	Au, Au-Sb	Au, Au-Cu, Au-W(黑钨矿,白钨矿), Au-Ag
赋矿层位	Pt ₁ 为主	Pt ₂	Pt ₂ 为主	Pt ₁ , Pt ₂
重要性	重要	重要	次要	次要
代表性矿床或矿产地	璜山、中乔、金山、黄金洞、西冲	沃溪、漠滨	金山里、淘金冲、青山沱等	金坑冲、瓮江、亥子冲等

1. 元素地球化学

这类金矿多具有类似的围岩蚀变特征,常量元素变化主要取决于蚀变类型。SiO₂(硅化、石英脉穿插)、S(黄铁矿化、毒砂化)、K(绢云母化、泥化)、CO₂(碳酸盐化)和H₂O(绢云母化、绿泥石化、伊利石化等)属主要带入组分。蚀变明显的矿床,如璜山、黄金洞和沃溪等,蚀变围岩均呈Fe²⁺/Fe³⁺增高的特征。显示出成矿溶液富含K,CO₂和S以及具还原性的性质。

金矿矿石最明显的共同地球化学特征是高金成色和贫贱金属。大多数金矿石中铜锌相对于地壳平均值仅有几倍的富集,一般低于20倍,有时反而贫化。有关研究表明,变质热液富硫和CO₂及贫氯的性质是造成金、锑、钨、砷等低丰度元素与贱金属分离的主要因素^{[12] 1)}。

从表3可见,层控金矿围岩中的微量元素分布特征为:(1)贱金属在围岩中没有明显富集,甚至贫化;(2)韧性剪切带金矿(璜山、金山、黄金洞、益阳)围岩的金大多显著高于盖层板溪群中的层间石英脉金矿(沃溪、漠滨)围岩,金负异常主要出现在板溪群和冷家溪群顶部(如西冲)的金矿围岩中;(3)Au, As, Sb, Hg(元古界上部),Sr和Ba(部分矿床)在围岩中明显增高。在含金建造层序发育完整且金矿化最强的湘西北地区,依赋矿层位增高,从益阳(Pt₁中上部)、西冲(Pt₁顶部)、沃溪(Pt₂₁)到漠滨(Pt₂₂),汞和铟在矿体围岩中的富集程度趋于增高(表3)。汞和铟在区域地层中自下而上不断富集的趋势可一直延续到上覆震旦、寒武系(图5)。汞和铟在地

1)马东升,南京大学地球科学系博士学位论文,1989。

表 3 金矿体围岩微量元素平均含量(A 列)及其与区域相应地层平均含量的比值(B 列)

矿 床	璜 山		金 山		黄金洞		益 阳		西 冲		沃 溪		漠 滨	
样品数	7		25		15		11		14		69		59	
含量及比值 *	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Ni	13	0.68	56.9	1.50	44.4	2.00	15.7	0.56	26.1	0.89	19.4	0.76	4.6	0.48
W	n.d.	/	n.d.	/	7.0	1.30	4.9	1.07	8.9	1.89	12.7	2.44	4.9	1.53
Cu	82	0.66	45.6	0.93	27.7	0.77	61.6	1.08	51.3	0.93	20.6	0.62	26.2	1.27
Pb	14	1.08	40.1	0.90	37.4	0.69	27.7	0.76	24.3	0.74	28.6	1.12	32.8	1.28
Zn	114	1.10	112	1.01	143	0.99	140.6	0.84	132	0.78	124.7	0.91	105	0.99
Au	301	4.41	445	87.3	555	150	42.4	11.72	2.5	0.69	4.1	1.21	6.6	6.6
Ag	329	1.00	49.6	0.45	40	0.80	150	3.00	50	1.00	63.3	1.27	89.5	1.12
As	53.2	26.6	97.8	6.99	> 200	> 8.5	56.3	5.86	61.5	5.69	21.9	9.52	24	4.62
Hg	134	8.93	8.7	0.97	7.8	0.86	54.1	1.07	97.1	2.42	119	2.56	166	3.72
Sb	1.3	2.6	1.4	1.87	12.7	6.68	3.4	1.31	15.4	3.85	13.5	6.43	4.5	3.0
Sr	524	1.91	217	2.09	82	1.05	8.6	0.32	34.9	1.86	93.3	2.03	135	1.29
Ba	682	2.09	305	0.42	401	0.87	390	0.97	246	0.69	684	1.55	799	0.95

* 除 Au, Ag 和 Hg 含量单位为 ppb 之外,其余元素均为 ppm; 西冲、漠滨、沃溪金矿围岩中含较多负异常样品 ($Au < 1\text{ppb}$), 统计时大于 100ppb 高含金样品已剔除; 益阳金矿样品取自方田冲矿段. n.d.: 未测.

下水中有极强的活动性. 它们在矿体围岩和上部层位的趋向性富集反映了这些活泼元素在地下热水作用下, 水平方向上向矿体汇集, 垂直方向上向浅部上升的大规模定向运动. 此外, 表 3 显示出该区金矿围岩中的镍在上部层位与相应区域地层相比有明显贫化, 尤其在元古界顶部的漠滨金矿围岩中, 仅为区域地层的 48%. 由于镍在氧化酸性介质中有一定的活动性^[13], 因此它在这些金矿围岩中的贫化可能反映了成矿溶液在元古界顶部向氧化和酸性演化的趋势.

2. 成矿溶液性质

如表 4 所列, 成矿溶液多具中—弱碱性, 中等盐度, 还原性和中—低温特征, 并有从深部韧性剪切带到浅部层间石英脉亚型温度降低而酸性增加的趋势. 大多数矿床有 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^- > \text{Cl}^-$ 的阴离子浓度序列, 与湖南现代地热水¹⁾相似. 钙离子也有自深向浅增高的迹象, 反映了自下而上以重碳酸钙为主要成分的地下水作用增强. 除黄金洞之外, 包裹体溶液的 K/Na 值均在 0.49—2.21 之间, 高于地表水 (约 0.37) 而与岩石一致 (页岩约 2.77, 玄武岩约 0.46), 呈现出富硫贫氯的变质水性质. 然而, 其盐度却明显高于典型变质热液金矿 (一般 $< 3-4\text{NaCl}$, wt% 当量), 而与那些明显属于地下热水改造成因的金、汞、锑、砷矿床相近^[14]. 各种阴离子中, 以氯在溶液中的分布

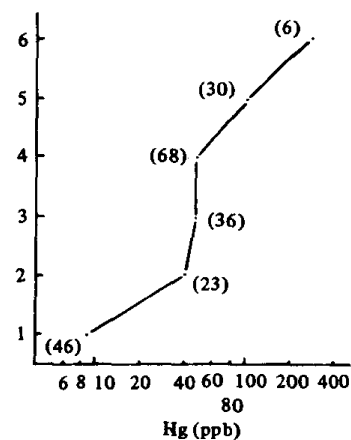


图5 湖南元古界—寒武系地层中的汞量垂直变化(括号中为样品数)
(纵坐标: 1——湘东北冷家溪群, 2——西冲冷家溪群, 3——沃溪板溪群马底驿组, 4——漠滨板溪群五强溪组, 5——湘中龙山震旦系, 6——湘中龙山附近寒武系下部; 1——6 按地层层序由深到浅排列)

1) 彭望生, 湖南地质, 1987 年第 4 期; 李佐海, 湖南地质, 1985 年第 3 期.

最不均匀,具最高变异系数(52.7—115%),显示了在成矿过程中有某种相对富氯溶液混入。上述特征表明,热液具有变质水和地下水的过渡性质。

表4 层控金矿石英包裹体溶液的性质和平均组成

金矿床		璜 山	金 山	黄金洞	益 阳	西 冲	沃 溪	漠 滨*
溶液性质	温度(°C)	350	295—260	397—280	325—280	300—200	280—200	180—160
	压力(atm)	600	800—500	1000	430	486	472	800—700
	pH	6—4	7.4—6.1	7.4—6.6	8.8—7.8	8.3—6.7	7.2—6.4	6.4—6.1
	f _{O₂} (-log)	35	34—36	31—35	35	34—43	39	46
	盐度(wt%)	4.2	15.3—16.5	5.8—9.5	7.8	7.2	7.5	8.5
	密度	<i>n.d.</i>	0.92	<i>n.d.</i>	0.89—0.82	0.98—0.79	0.90	0.95—0.88
溶液成分	ΣS**	1.45/60.9	0.79/72.0	0.25/21.1	0.25/53.1	0.42/72.8	1.45/89.2	0.57/63.3
	HCO ₃ ⁻	<i>n.d.</i>	1.05/55.0	0.98/38.2	0.72/42.5	0.71/38.2	0.80/44.1	0.86/26.8
	Cl ⁻	0.42/65.9	0.29/61.2	0.05/52.7	0.18/111.8	0.20/37.4	0.20/115	0.18/73.1
	F ⁻	0.07/39.4	0.57/56.7	0.16/72.1	0.08/79.9	0.24/69.1	0.44/67.8	0.15/59.7
	K ⁺	0.18/70.3	0.31/111.3	0.04/136.4	0.26/169.3	0.15/91.3	0.38/139.4	0.11/46.3
	Na ⁺	0.63/71	1.08/78.5	0.57/65.1	0.20/117.6	0.22/51.5	0.58/47.6	0.25/47.6
	Ca ²⁺	0.04/67.6	1.54/60.3	0.69/62.7	0.14/78.2	1.02/147.8	2.23/74.5	1.56/73.5
	Mg ²⁺	0.09/130	1.66/74.8	0.84/64.3	0.04/66.1	0.41/120.5	0.69/77.8	0.41/78.8
样品数		12	10	13	5	4	10	9

* 温度、压力值据贵州工学院 1986 年资料;**璜山和沃溪的数据因石英中含微细硫化物而可能偏高;*** 单位为 mol/kg_{H₂O}, 分子为浓度,分母为变异系数(%)。

氢氧同位素研究是目前用于解决成矿溶液来源的有效手段。已有的金矿成矿溶液氢氧同位素组成落于变质水和建造水范围内(图 6)。有以下证据表明,至少位于元古界上部板溪群(P_{t2})中的层间石英脉亚型在成因上与浅部地下水及其混合作用有关:

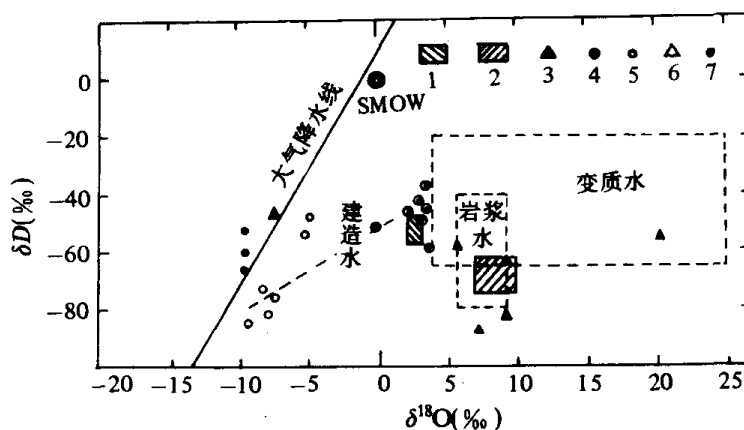


图6 成矿带中若干重要金矿床的热液氢氧同位素组成

(1——金山^[1], 2——黄金洞^[1], 3——沃溪, 4——漠滨, 5——黔西南微细浸染型金矿(泉水、板其、丫他、三岔河金矿^[15]), 供对比, 6——沃溪现代裂隙水^[16], 7——黔西南微细浸染型金矿矿区地表水^[15])

1) δD 值测自石英包裹体溶液, $\delta^{18}O$ 值测自不同石英样品和碳酸盐样品经计算求得, 故只能得出成矿溶液的氢氧同位素组成范围。

(1) 层位最高的漠滨金矿氢氧同位素组成与邻区典型微细浸染型金矿沿一定的斜率(图 6 中的虚直线)呈过渡,而后者在成因上与发生过强烈氧交换的大气水和局部地下水混合有关^[15]。

(2) 沃溪金矿成矿溶液的 δD 值变化较大,且自下而上呈规律性增高,向裂隙水成分演化(表 5),具明显的溶液混合成因特点^[17]。

表 5 沃溪金矿 V_4 矿脉石英及其包裹体溶液氢氧同位素组成变化 *

相对深度	取样中段	温度($^{\circ}\text{C}$)	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$		$\delta D(\text{‰})$
			矿 物	成矿溶液	(包裹体溶液)
浅 ↑ 深	-10m (V_1)**	28	-7.1		-46.9
	13	300	+26.1	+19.2	-54.99
	18	200	+16.9	+5.2	-58.35
	20	200	+18.3	+6.6	-85.96

* 据成都地质学院 1985 年资料及文献 [16] 综合;** 现代裂隙水,供对比。

(3) 沃溪金矿成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从矿化早期到晚期随温度降低而有规律减小^[16],显示出晚期地下水渗和作用加强。

3. 成矿时代

已有的铅、钾-氩同位素数据表明^[18],大多数金矿样品属正常铅,单阶段模式年龄大多在 1045—400Ma 之间,以 900—600Ma 为主。这些层控金矿大多受江南地背斜带中东安—雪峰期近东西向构造和雪峰山弧形构造控制,或与古老的海底基性火山岩伴生。在震旦系江口组底部砾岩中见有同生金存在^[18]。结合这些地质证据,元古界层控金矿床应形成于东安—雪峰期,并以雪峰期为主,和江南地背斜带形成时代基本一致。其中部分矿床,如黄金洞(矿石铅单阶段模式年龄为 700—390Ma)和西冲(533Ma)显然也受到加里东期构造运动的叠加。

四、矿床成因类型和地球化学成矿模式

这类层控金矿目前大多被划为变质热液或沉积-变质成因^[1]。虽然它们具有变质热液成矿的若干特征,但其围岩变质很浅,特别是元古界上部的重要控矿层位板溪群变质程度只达到板岩,远低于绿片岩相。因此,变质热液不可能大量来自本层位的变质脱水,而只能由深大断裂导流而来自深部。另一方面,在元古界上部,尤其是顶部的漠滨金矿,在地球化学上与那些受地下水改造形成的微细浸染型金矿相似或相过渡,以至于有些研究者把漠滨、沃溪与叫曼、石峡等典型微细浸染型金矿划为同类^[14]。然而它们之间在矿体产状、沉积构造背景和产出层位上必竟还有巨大差别。通过对以往研究的综合考虑,并结合本研究的对比结果,作者认为,元古界层控金矿在成因上应属上升变质热液与地下水渗滤热液作用之间的过渡类型。为了表征它们的共同成矿特征,以示与变质热液型和微细浸染型金矿的区别,特将其称“江南型金矿”,并给出其初步的亚型分类(表 2)。

根据以上研究,提出了江南型金矿的地球化学成矿模式综合图解(图 7)。该模式强调深断裂带中上升变质热液和浅部地下水环流的综合作用。在该过程中,上升热液与浅部地下水混

1) 中国地质学会矿床地质专业委员会贵金属地质专业组,中国金矿成因类型划分(第三次讨论稿),地质参考资料,1985 年第 1 期。

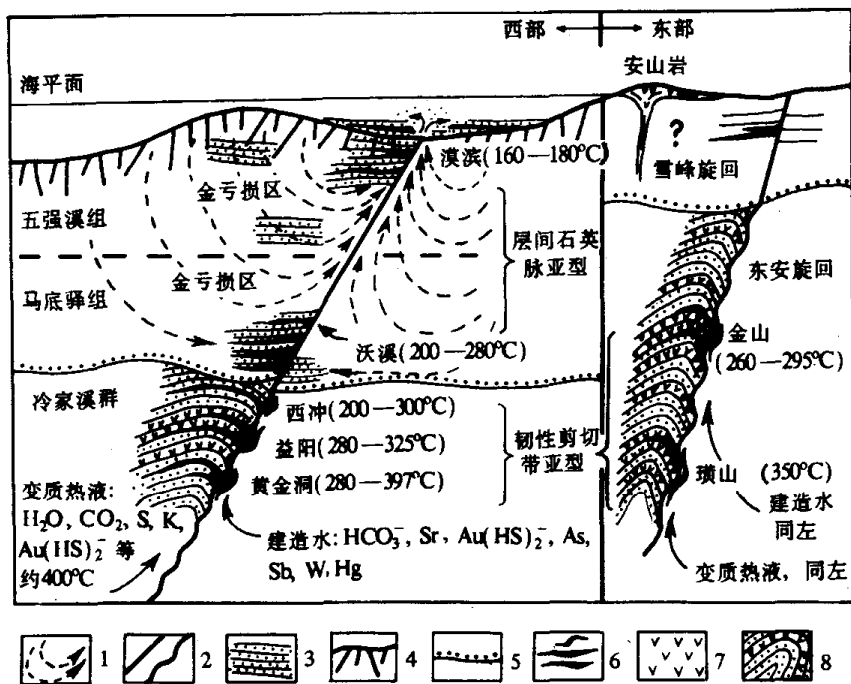


图7 江南型金矿床的地球化学成矿模式示意图

(1——浅部地下水渗滤系统, 2——深断裂带(直线:以脆性剪切为主;曲线:以韧性剪切为主),

3——沉积岩及层间断裂带, 4——浅部断层, 5——不整合面, 6——金矿体, 7——火山岩, 8——塑性变形的变质岩)

合可导致矿液的冷却、氧化和稀释, 是使金、锑等沉淀的有效因素, 而钨矿化在很大程度上受含钙层位的控制。该机制能与有关成矿溶液成分和氢氧同位素所显示的地下水参与迹象和构造控矿现象相符。已知现代地热系统或热水区的面积从几十平方公里到上百万平方公里。因此, 也只有地下热水的水量和作用范围, 即涉及大范围地下水环流淋滤的过程, 才能解释元古界上部区域性金亏损区(带)的发育规模。应指出的是, 地下热水有复杂的来源, 它们既可以有循环到深部的大气降水, 也可含层间建造水和上升变质水。

层控金矿化时代与该成矿带中重要区域性构造活动期一致的事实表明, 区域变质和深断裂带动力作用, 以及深部变质热液上升, 乃到深层局部熔触等均可成为有效的环流驱动能源。此外, 地壳的局部迅速隆起也是造成地热梯度增高^[19], 并导致热水环流的重要机制。

最后应强调的是, 由于构造的多次活动, 可造成成矿溶液的脉动式上升而形成多阶段矿化。活动性较弱的元素, 如钨, 常在早阶段沉淀; 活动性较强的金和锑常在中—晚阶段成矿。此外, 雪峰运动后的重要构造活动期, 如加里东运动, 可使基底抬升, 从而使先成矿化部位上升于浅部, 并产生热水渗滤成矿过程的叠加。而燕山期中酸性岩浆作用的叠加(主要发生在成矿带东部)则主要与伴生金矿(和有色金属矿床)的形成有关。这类矿床具有金成色较低、贱金属增高和溶液氯含量及温度升高等特征, 从而使江南金成矿带在矿化类型和金属组合等方面更趋复杂化。

五、主要结论

1. 江南金成矿带层控金矿严格受元古界浅变质岩系含金建造控制, 含金建造以富含金和亲铁、亲铜元素为特征。

2. 金矿密集分布地段及元古界上部含金建造中发育有区域性金亏损区(带)和与矿体伴生

的围岩金负异常,强活动性元素在浅部富集。

3. 江南型金矿在地球化学特征和成因上属变质热液金矿与微细浸染型金矿之间的过渡类型,其矿化以高金成色和贫贱金属为特征。

4. 江南型金矿成矿物质主要源于含金建造;成矿溶液来自建造水和变质水;成矿能量与雪峰期和加里东期运动,以及由此产生的构造活动和地下热水活动有关。

参 考 文 献

- [1] 刘英俊等,地球化学,1983,3:240—299.
- [2] 刘英俊、孙承轅、沙鹏,中国科学B辑,1987,6:657—668.
- [3] 刘英俊、孙承轅、沙鹏,地球化学,1987,3:10—21.
- [4] 刘英俊、马东升,地质找矿论丛,1987,4:1—14.
- [5] 刘英俊、马东升,全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会议论文摘要汇编,中国科学技术文献出版社重庆分社,1988,184—186.
- [6] 刘英俊、马东升,国际金矿地质与勘探学术会议论文集,东北工学院出版社,1989,84—90.
- [7] 刘英俊等,南京大学学报(地球科学),1989,4:1—19.
- [8] 刘英俊等,桂林冶金地质学院学报,1989,2:115—126.
- [9] 南京大学地质系,华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系,科学出版社,1981,61—95.
- [10] Taylor, S. R. & McLennan, S. M., *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publications, 1985, Table 2.15: p. 46.
- [11] 地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所等,赣西北地球化学实验图集,地质出版社,1985:6—23.
- [12] Fyfe, W. S. & Kerrich, R., *Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, A. A. Balkema, Rotterdam, 1984: 99—126.
- [13] 刘英俊等,元素地球化学,科学出版社,1984,112—121.
- [14] 涂光炽等,中国层控矿床地球化学,第一卷,科学出版社,1984,129—188;第二卷,科学出版社,1987,101—133,157—196.
- [15] 姜信顺,地质实验室,1989,5:299—304.
- [16] 罗献林、易诗军、梁金城,地质与勘探,1984,7:1—11.
- [17] Hoefs, J., *Stable Isotope Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1980.
- [18] 罗献林,桂林冶金地质学院学报,1989,1:25—34.
- [19] Craw, D. & Koons, P. O., *Extended Abstracts Oral Programme, Bicentennial Gold 88*, Geol. Soc. Australian Inc., 1988, 338—343.