

江苏省溧水硅化带型金-碲矿床的 地球化学特征

汪建明 宁仁祖 丁浩华 张慧敏 丁桂春

(江苏省地矿局实验室)

在江苏全省的金矿普查工作中,于溧水县境内,首次发现了硅化带型金-碲矿。其中金和碲的含量均达工业品位,是一种独立的金-碲矿床。它的发现对我国东部火山岩型金矿类型的研究具有一定的意义。

一、地质概况

江苏省溧水金-碲矿床位于溧水火山岩盆地的东南部,是一种火山岩硅化蚀变带型金矿。溧水火山岩系可划分为龙王山和大王山二个喷发旋回(据江苏省区调队,1960)。同位素质地质年龄(K-Ar法)分别是124.6—121.8Ma和121.0—76.3Ma(南京地矿所,1981)。火山岩系的总厚度达3800余米,是一套基性到中酸性的火山岩和次火山岩组合,钙碱指数为54,属弱碱性岩系。

矿区主要赋矿岩石是粗安岩、粗安质凝灰岩和粗安质次火山岩,局部地区有石英二长斑岩的侵入。岩石特征和化学成分见表1,2。粗安岩和粗安玢岩的 σ 指数分别为6.5和4.4,属

表1 主要岩石的矿物成分

岩石名称	斑 晶 (%)						基 质 (%)
	石 英	钾 长 石	斜 长 石	黑 云 母	角 闪 石	辉 石	斜长石+碱性长石+石英+其它
粗安岩	—	—	20	5	—	5	70
粗安玢岩	—	—	25	5	—	10	60
石英二长斑岩	2	10	40	8	2	8	30

弱碱质岩, K_2O/Na_2O 值近于1。金、银丰度分别为0.002ppm和0.8ppm。主要赋矿岩石的稀土元素丰度141.6—217.5ppm, 26—41倍于球粒陨石平均丰度(5.42ppm)。(La/Yb)_N值为6.91—13.83, Eu/Eu*值为0.73—0.91(表2)。它们的稀土配分曲线较平滑,坡度较陡,属轻稀土富集型,具较弱的负Eu异常(图1)。对比于幔源火山岩、大洋玄武岩和陆壳中稀土元素平均丰度,似可认为本区火山杂岩是分熔出的上地幔物质,受陆壳的同化混染而产生的混合岩浆经过结晶分异形成的^① [1,14]。

① S. R. 泰勒, 1979, 大陆壳的化学成分及其演化——稀土元素证据(李清波和李永明译),《国外前寒武纪地质》, 1981, 第2期, 第88—100页。

表 2 主要岩石的化学及稀土元素成分

岩石	成分 (%)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O				
粗安岩	56.95	0.67	17.31	2.54	3.46	0.11	2.11	4.08	4.20				
粗安玢岩	59.40	0.56	15.48	3.07	2.62	0.12	2.84	4.32	4.31				
石英二长斑岩	62.06	0.49	14.90	1.88	4.23	0.11	2.89	4.34	2.96				
岩石	成分 (%)								总量				
	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	F	Cl	S	H ₂ O*						
粗安岩	5.32	0.46	1.34	0.083	0.01	0.06	1.45	100.15					
粗安玢岩	4.17	0.32	1.09	0.053	0.01	0.012	1.58	99.96					
石英二长斑岩	4.50	0.25	0.18	0.112	0.02	0.024	0.84	99.79					
岩石	成分 (ppm)											Eu/Eu*	$(\frac{La}{Yb})_N$
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Tm	Yb	ΣREE		
粗安岩	43.5	82	36	6.9	1.65	5.2	4.0	2.1	0.32	2.1	217.50	0.91	13.83
粗安玢岩	35	60	30	5.4	1.41	4.8	3.8	2.0	0.37	1.88	177.45	0.84	12.29
石英二长斑岩	33	65	30	5.4	1.22	4.6	3.4	2.1	0.30	2.1	180.19	0.73	10.30
粗安岩 ^①	22	46	23.5	5.2	1.41	4.6	3.6	2.1	0.31	2.1	141.58	0.87	6.91

①龙王山组的粗安岩,其他均为大王山组岩石,主要成分由江苏省地矿局实验室测定,稀土元素由南京地质矿产研究所测定。

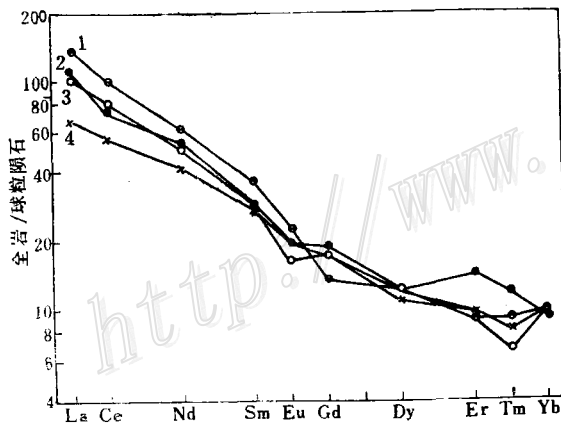


图 1 球粒陨石标准化的稀土配位图
1—大王山组粗安岩; 2—粗安玢岩; 3—石英二长斑岩; 4—龙王山组粗安岩

Fig.1. Chondrite-normalized REE patterns.

1. trachyandesite of Dawangshan Formation; 2. trachyandesitic porphyry; 3. quartz monzonitic porphyry; 4. trachyandesite of Longwangshan Formation.

区内断裂构造发育,但褶皱构造不明显。金碛矿脉受晚期断裂系统的控制,多呈北西西、近东西和北东东向,主要产于大王山组的粗安质火山熔岩和火山碎屑岩的构造破碎带中。矿脉与围岩的接触界线常不清楚。矿脉往往成群出现,形态较复杂。地表出露不长,但向下延伸颇远,可达负二百米以上。矿体倾角较陡,一般在 55° — 75° 之间。

二、围岩蚀变与金矿化

1. 蚀变类型和蚀变矿物组合: 本区金矿脉两侧的围岩均受到强烈的热液蚀变。根据蚀变矿物组合特征和蚀变先后顺序, 可将矿区内围岩蚀变分为早晚两期: ①早期为方解石-(石英)-黄铁矿型, 主要矿物组合为石英-绢云母-黄铁矿、绢云母-黄铁矿。②晚期蚀变为方解石-(石英)-黄铁矿型, 主要矿物组合为石英-方解石-黄铁矿、(石英)-方解石-黄铁矿、绿泥石-(方解石)。在早期蚀变结束阶段, 热液中的 ΣS 和 f_{S_2} 逐渐增大, 使岩石中的铁质与硫化物形成黄铁矿。黄铁矿常呈细小的星点状散布在岩石基质中或置换铁镁矿物和磁铁矿。

早期蚀变常呈面型分布, 晚期蚀变多半叠加在早期蚀变之上, 沿破碎带分布, 并伴有金矿化。笔者以碳酸的消失和绢云母的大量出现作为区分早期和晚期蚀变的标志。这些特征矿物的出现和消失说明早期和晚期蚀变过程中热液性质的不同及其演化规律。

2. 金-碲矿化: 金-碲矿石主要是由自然金、金银矿、金银碲化物、黄铁矿、重晶石和石英等矿物组成。金、银、碲含量均达到工业品位, 其它伴生元素含量较低, 为独立的火山岩金-碲矿床。

根据重晶石的出现与否和相应的矿物组合特征, 本区金-碲矿化可分为二期四个成矿阶段(表3)。根据电子探针分析, 自然金的成色多数在950%以上, 最高达975%。矿石中以高成色的自然金为主, 另有少量金银矿, 自然银极少。自然金-银类矿物, 粒径大都很细, 很少大于 20μ , 常呈不规则粒状、枝叉状杂乱分布在石英、黄铁矿、黄铜矿的晶间微裂隙中和(或)被这些矿物包裹并呈嵌晶状连生体。

金银碲化物有碲金矿、碲金银矿、针碲金银矿和碲银矿。实测化学成分和反射率见表4⁽²⁾。它们的粒径大都小于 20μ , 往往分布在石英、黄铁矿、黄铜矿的晶间裂隙中, 部分被这些矿物所包裹, 常与自然金连生。矿化早期形成的碲金矿和自然金以及部分碲金矿、碲金银矿和自然金常呈他形一半自形的镶嵌状连生体。晚期主要为碲金矿和自然金组合, 少数碲金矿和针碲金银矿、碲银矿与针碲金银矿共生。亦见到碲金矿贯入碲金银矿或碲金银矿被自然金穿插。本区含金银碲化物的矿物组合见图2⁽³⁾。

3. 蚀变和矿化过程中元素的变化: 未蚀变原岩、蚀变岩石和金矿石的主要元素变化见表5。与原岩成分相比, 早期蚀变岩石中Si、Fe'、Al、Ti、Na、P等均有不同程度的带出, 而Ca、Mg、Mn、CO₂、S、H₂O等则有显著的带人, 形成大量的碳酸盐类矿物和黄铁矿。晚期蚀变岩石中Fe、Al、Ti、Na、P继续被带出。由于碳酸盐矿物的消失, Ca、Mg、Mn、CO₂等也被大量带出, 而Si、H₂O和S则被大量带人, 使硅化、绢云母化和黄铁矿化蚀变进一步加强。通过二期矿化蚀变, 原岩中的基性组分和碱性组分大量淋出, 岩石成分愈益单一, 最终形成由Si、Al、S等元素组成的金矿石。

未蚀变原岩、蚀变岩石和金矿石的微量元素变化见图3。由早期蚀变经晚期蚀变至金矿石的形成阶段, Te、Bi、As、Pb、Cu等的含量明显增大, V、Zn含量则逐渐减少。特别是Te、Bi、Cu在矿化期显著富集。Rb/Sr比值随着蚀变作用的增强而升高, 但矿化期由于有大量重晶石的晶出, Sr得到富集, 使Rb/Sr比值明显下降。

蚀变岩石和金矿石中稀土元素丰度与原岩相比, 均有明显降低(表6)。由图4也可看出

表 3 金-碲矿化阶段和矿物组合

矿化期	矿化阶段	矿化类型	矿 物 组 合	
			矿 石 矿 物	脉 石 矿 物
早期矿化	一	石英-黄铁矿型	自然金、金银碲化物、黄铁矿	石英、绢云母
	二	石英-黄铁矿-辉铜矿型	自然金、金银碲化物、黄铁矿、辉铜矿、黝铜矿	石英、绢云母
晚期矿化	三	石英-重晶石-黄铁矿型	自然金、银金矿、金银碲化物、黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、黝铜矿	石英、绢云母、重晶石
	四	石英-黄铁矿-白铁矿型	自然金、银金矿、金银矿、金银碲化物、黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、白铁矿	石英、绢云母、重晶石

表 4 金银碲化物化学成分和反射率

矿物(样数品)	碲金矿(3)		碲金银矿(2)	针碲金银矿(2)		碲银矿(3)
	AuTe ₂		Ag ₃ AuTe ₂	AuAgTe ₄		Ag ₂ Te
成分 %						
Au	42.54		29.69	26.56		1.44
Ag	0.27		35.13	11.20		63.15
Te	56.11		35.19	62.36		35.72
其它	0.74		—	0.25		0.14
合计	99.66		190.01	100.37		100.45
波长(589nm)	R _g	R _p	R	R _g	R _p	R
反射率(%)	63.32	56.02	38.26	52.57	46.74	35.93

反射率测定除碲银矿为 1 个样品外, 其它的均为 5 个样品的平均值。电子探针分析: 陈克樵、林毓川, 反射率测定: 李英堂、雷蕴芬。

表 5 蚀变岩石和矿石中主要元素的变化

岩石 (样品数)	Si	Fe'	Al	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	Mn	CO ₂	H ₂ O	S
未蚀变原岩(2)	1031	41	257	8	40	32	27	37	7	1	29	90	1
早期蚀变岩石(5)	-319	-2	-103	-3	+50	+30	+1	-31	-4	+12	+314	+21	+32
晚期蚀变岩石(9)	+5	-6	-33	-1	-35	-28	+1	-36	-3	-0.7	-17	+95	+56
金矿石(9)	+322	-11	-181	-5	-39	-28	-21	-36	-6	-0.8	-25	-7	+36

注: 以巴尔特法计算, Fe'——以 Fe₂O₃ 换算成 FeO 计算。

未蚀变原岩、蚀变岩石的稀土配分曲线是逐步下移的, 但 (La/Yb)_N 增大, 负Eu异常消失。表明随着蚀变作用的不断演化, 晚期热液中稀土含量逐步降低, 同时在矿物蚀变分解过程中, 部分稀土元素会因游离而移出。由于从 La 到 Lu, 在热液中形成络合物的能力逐渐增大, 因此在蚀变过程中重稀土更易迁移, 从而使轻、重稀土元素发生分馏。在蚀变过程中, 钕含量随铈含量而增高, 呈明显的正相关。由于 Eu⁺² 与 Sr⁺² 的离子半径非常接近, 因此它们的地球化学特性非常相似, 钕随铈一起在晚期蚀变岩石中相对富集, 出现小的正钕异常。金矿石中稀土丰度最低仅 4.4 倍于球粒陨石的平均丰度, (La/Yb)_N 值为 5.37, Eu/Eu* 值为 0.94。这

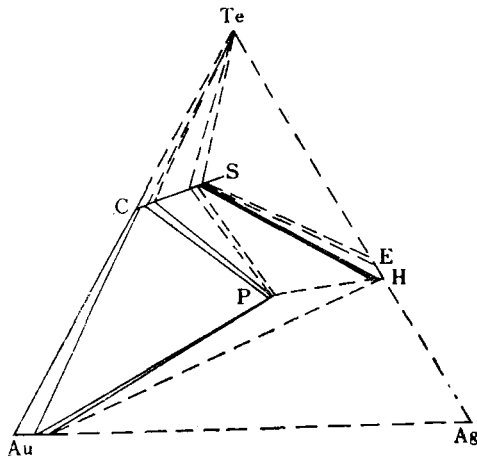


图2 金银碲化物组合图
(据 Markhan, 1960)

C—碲金矿 (AuTe₂); S—针碲金银矿 (AuAgTe₄);
P—碲金银矿 (AuAg₃Te₂); H—碲银矿 (Ag₂Te); E—
一粒碲银矿 (Ag_{5-x}Te₃); 实线是本区金银碲化物实
际矿物组合; 虚线为可能的矿物组合

Fig.2. Triangular diagram showing assemblages of Au-Ag telluride.

C—calaverite (AuTe₂); S—sylvanite (AuAgTe₄);
P—petzite (AuAg₃Te₂); H—hessite; E—empressite
(Ag_{5-x}Te₃). Solid line refers to actual mineral
assemblages of Au-Ag telluride while broken line
to inferred mineral assemblages.

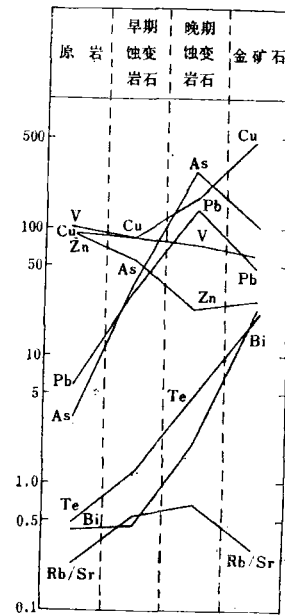


图3 原岩、蚀变岩石和金矿石中微量元素变化图
(微量元素含量(ppm)为对数座标)

Fig.3. Variations of trace elements in primary rocks, altered rocks and gold ores (in log ppm).

表6 各类岩石和矿石中ΣREE、Eu/Eu*和(La/Yb)_N的关系

岩(矿)石类型	ΣREE(ppm)	Eu/Eu*	(La/Yb) _N
未蚀变原岩(2)	197.5	0.88	13.06
早期蚀变岩石(4)	148.1	0.93	11.34
晚期蚀变岩石(3)	147.8	1.19	15.14
金矿石(2)	23.6	0.94	5.37

() 为分析样品数

种丰度极低,分馏又不明显的特征,说明了蚀变热液经过长时期多阶段的演化后,到晚期阶段稀土元素已大量消耗。

4. 金、碲的富集:未蚀变原岩中金、银含量分别为0.0015ppm和0.8ppm, Au/Ag值为0.002。在蚀变过程中,金和银显著富集。Au与Au/Ag均呈明显的正相关(图5)。表明随着蚀变矿化作用的加强,金含量愈益增高,金比银更趋富集。

由此可见,未蚀变原岩中,Au丰度低于克拉克值,经早期蚀变,使岩石中Au含量提高了一个数量级。晚期蚀变作用使金进一步富集,岩石中Au含量可达到0.15 ppm。在构造破碎带中,由于早晚二期蚀变的叠加和含矿热液的作用,使Au、Te富集成矿。Au、Te的矿化

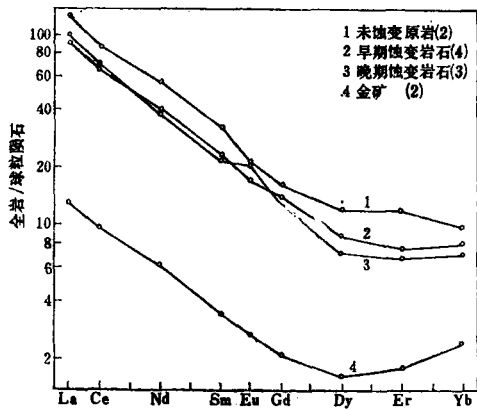


图4 球粒陨石标准化的稀土配分图
(括号内样品数)

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns.

- 1. unaltered rocks(2);
- 2. early-stage altered rocks(4);
- 3. late-stage altered rocks(3);
- 4. gold ores(2).

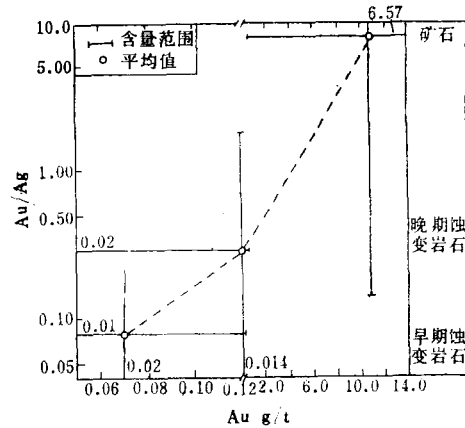


图5 蚀变岩石和金矿石中Au—Au/Ag关系图
(Au/Ag为对数座标)

Fig. 5. Diagram of Au/Ag versus Au in altered rocks and gold ores (Au/Ag in logarithms).

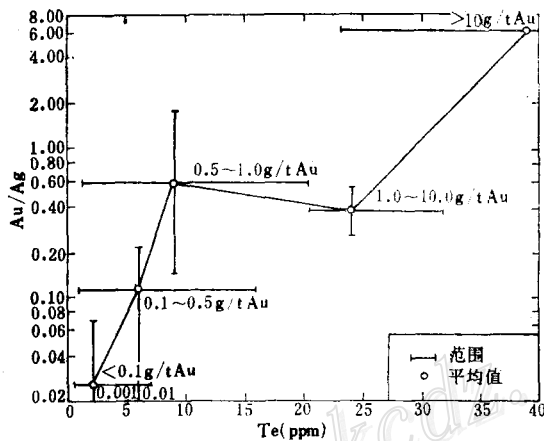


图6 矿区Te与Au/Ag比值关系图(Au/Ag为对数座标)

Fig. 6. Diagram of Au/Ag versus Te in mining district (Au/Ag in logarithms).

是一多期蚀变叠加富集的过程。这种在构造破碎带中多期蚀变叠加富集成矿是本区金矿化的基本特征。

本矿区，金和碲具有明显的正相关（图6）。这是由Te的地球化学特性决定的，碲与金的亲和性大于银，在一定的条件下，Au很容易与Te形成碲化物沉淀，过剩的Te，才与Ag形成碲化物，使Au、Ag在成矿过程中分离^[15]。

三、成矿热液物理化学环境的估计

1. 温度

根据Au-Ag-Te三元系相图，在碲银矿-针碲金银矿成分的连线上，存在一准稳定的富金

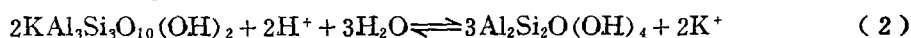
r-相。当温度低于 $120^\circ \pm 15^\circ\text{C}$ 时, r-相分解成碲银矿和针碲金银矿组合^[4,9]。在本矿区中, 金-碲矿化的后期, 常可见到碲银矿与针碲金银矿连生在一起, 有时形成一种似出溶状结构。说明后期矿化时的温度不高于 120°C 。又据黄铁矿单矿物爆裂法测温, 第一矿化阶段为 $320-390^\circ\text{C}$; 第二阶段为 270°C 左右; 第三阶段为 130°C 左右。由此可认为, 本区金-碲矿化温度当在 $320-120^\circ\text{C}$ (或更低一些) 之间, 主要成矿阶段的温度应为 $270-120^\circ\text{C}$ 。

2. pH和 f_{O_2} 的估计

本区以碳酸盐的消失和绢云母的大量出现作为划分早期蚀变和晚期蚀变的界线。由反应



$$\text{pH} = 1/2 \quad \log K_1 - \log \alpha \text{K}^+ \quad (1')$$



$$\text{pH} = 1/2 \quad \log K_2 - \log \alpha \text{K}^+ \quad (2')$$

(1)、(2)和式(1')、(2')计算 (K_1 和 K_2 分别为反应(1)和(2)的平衡常数), 若热液蚀变温度为 350°C , $\alpha \text{K}^+ \approx [\text{K}^+] = 10^{-2}\text{m}$ (一般热液中的 K^+ 浓度为 $0.001-1\text{m}$)^[6], 时, 绢云母的 pH 稳定范围是 $4.5-6.1$ ^[6,13]。根据反应(3)、(4)、(5)和或(3')可计算出方解石的溶解界线。



$$(\alpha \text{H}^+)^3 = \frac{(K_1)^2 (K_2) r_{\text{Ca}^{+2}} m \text{H}_2\text{CO}_3(\text{ap.})}{2K_{\text{CC}} r_{\text{HCO}_3^-}} \quad (3')$$

式(3')中, K_1 和 K_2 分别是 H_2CO_3 的第一和第二级解离常数; K_{CC} 为方解石的溶度积常数; $r_{\text{Ca}^{+2}}$ 和 $r_{\text{HCO}_3^-}$ 分别是 Ca^{+2} 和 HCO_3^- 的活度系数; $m \text{H}_2\text{CO}_3(\text{ap.})$ 为 H_2CO_3 的表现浓度, 即气液包体中所测得的 CO_2 浓度 (mole); $\alpha \text{H}^+ \approx [\text{H}^+]$, $\text{pH} = -\log[\text{H}^+]$ ^[6,13]。由于本区金矿石中, 矿物粒度很细小, 难以测定气液包体中 CO_2 浓度, 因此参考宁芜北段火山岩金矿化流体的 CO_2 浓度^①。并且在式(3')中, $m \text{H}_2\text{CO}_3(\text{ap.})$ 值相差一个数量级, 所计算出的pH值仅相差0.3左右, 对于矿化流体的pH影响不大, 故设本区蚀变矿化流体中 CO_2 浓度近似为 10^{-1}m 。热液当 $\text{pH} > 6.7$ 时, 方解石沉淀; 而 $\text{pH} < 6.7$ 时, 方解石溶解。因此, 根据蚀变矿物组合推测: 蚀变温度为 350°C , 早期蚀变热液的pH值近中性; 晚期的pH值则小于6.7是弱酸性环境。

本区金-碲矿化以重晶石是否出现划分为早、晚二期。早期特征矿物组合为石英-绢云母-黄铁矿; 晚期组合为石英-绢云母-重晶石-黄铁矿。整个矿化过程中, 未见磁铁矿、赤铁矿和方解石, 高岭石基本上不出现, 仅局部地区偶尔见到。若矿化温度为 250°C 时, 根据绢云母和方解石的稳定范围计算[式(1'), (2'), (3')], 估计金-碲矿化的pH应为4.1—5.6(图7)。早期矿化不出现重晶石, 而晚期矿化重晶石大量发育。由重晶石不溶线计算($\log f_{\text{O}_2} (= -31) - \text{pH}$) 和黄铁矿稳定范围的估计^[5,6], 早期矿化的氧逸度上限 $\log f_{\text{O}_2}$ 为 $-36.8-35.3$; 晚期矿化的氧逸度上限是 $\log f_{\text{O}_2}$ 为 $-34.4-33.2$ 。故金-碲矿化的pH和 f_{O_2} 范围处于图7的阴影区内。

① 宁芜北段与溧水火山岩盆地处于同一构造单元, 火山岩组合类同, 其金矿化类型亦相似。由金矿石中4个石英样品测定, 其气液包体中 CO_2 浓度为 $0.02-0.62\text{mg/L}$, 平均 0.20mg/L 。

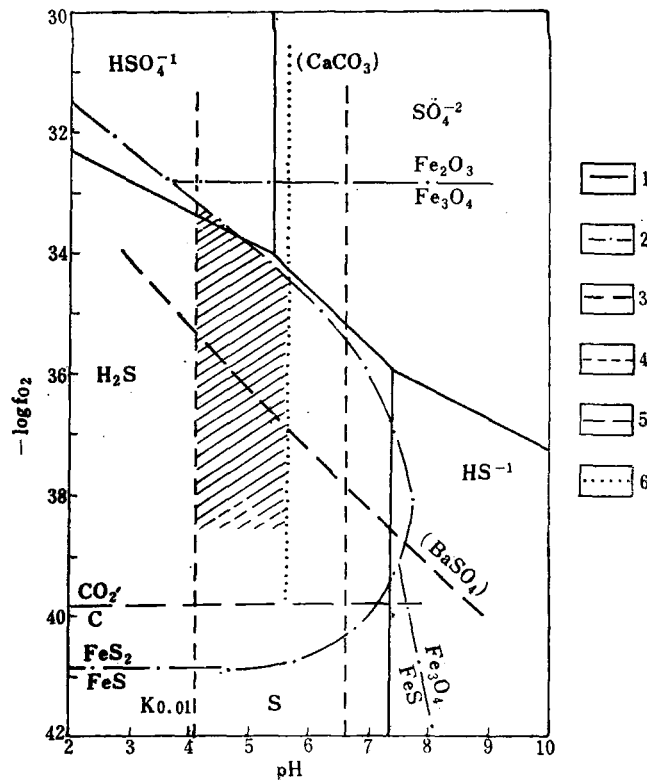


图 7 pH— f_{O_2} 在250°C时的关系图

(计算所用平衡常数和其他有关数据取自[5, 6, 12])

1— H_2O-S 系统中各离子团的优势区界线; 2— $Fe-S-O$ 系统, $\Sigma S=0.01$ mole 时, 各矿物的稳定界线^[9]; 3— $mBa^{+2} \cdot m\Sigma S=10^{-5}$ 时, $BaSO_4$ 的不溶线; 4— $[K^+]=0.01-0.1$ m时, 高岭石、绢云母和冰长石的pH稳定界线; 5— CO_2 与C的平衡界线; 6— CO_2 浓度近似为 10^{-1} m时, 方解石的不溶线

Fig.7. Diagram of f_{O_2} versus pH at 250°C.

1, boundary of dominant areas of various ionic masses in H_2O-S system; 2, stable boundary of various minerals in $Fe-S-O$ system when $\Sigma S=0.01$ mole; 3, insoluble line of $BaSO_4$ when $mBa^{+2} \cdot m\Sigma S=10^{-5}$; 4, stable pH boundary of kaolin, sericite and adularia when $[K^+]=0.01-0.1$ m; 5, equilibrium boundary between CO_2 and C; 6, insoluble line of calcite when concentration of CO_2 approaches 10^{-1} m.

3. 硫、氧同位素特征

金碛矿石中5个黄铁矿硫同位素测定(表7) $\delta^{34}S_{py}$ 为3.1—4.2‰, 平均3.6‰, 全部都是正值, 变化范围很小, 接近于球粒陨石(+1.3—-1.2‰), 具有幔源硫的特征。根据金碛矿石中矿物共生组合分析, 估计矿化热液的pH和 f_{O_2} 环境为弱还原偏酸性, 在这种条件下, $\delta^{34}S_{py} \approx \delta^{34}S_{Ss}$ ^[6]。若幔源硫 $\delta^{34}S_{Ss}=0$ ‰, 当重晶石存在时, 黄铁矿与重晶石之间将发生同位素分馏。平衡时, $\delta^{34}S_{py} \approx -0.3$ ‰, $\delta^{34}S_{bar} \approx 26$ ‰^[6, 9]。但本矿区彼此共生的黄铁矿和重晶石的硫同位素分别是 $\delta^{34}S_{py}=4.2$ ‰和 $\delta^{34}S_{bar}=25.2$ ‰, 因此本矿区的 $\delta^{34}S_{Ss}$ 略高于幔源硫, 表明可能有极少量壳源重硫的混入。

矿脉中石英单矿物氧同位素 $\delta^{18}O_{石英}=16.3$ ‰。据泰勒(Taylor, 1974)石英-水分馏平衡公式 $1000 \ln \alpha = 3.57 (10^6/t^2) - 2.73$ ^[10], 矿化温度 $t=250$ °C, 换算得 $\delta^{18}O_{H_2O}=6.0$ ‰。表

表7 黄铁矿和重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ (‰)

矿化阶段	矿物	黄铁矿($\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$)	重晶石($\delta^{34}\text{S}_{\text{bar}}$)
第一阶段		3.1	
		3.7	
第二阶段		3.1	
第三阶段		4.2	25.2
混合样品		4.1	

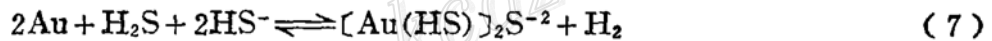
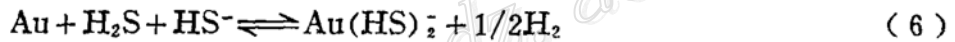
明区内矿化热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 略低于原始岩浆水($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +7 \sim +9.5\%$),很可能混入了少量低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的非岩浆水。

球粒陨石中金的平均丰度(0.2225ppm)远远大于克拉克值(0.0035 ppm),并且主要存在于球粒陨石的金属相中(1.5085 ppm)。金具强的亲铁性,相对较高的亲铜性。由于金的特殊的地球化学特性,它主要存在于地幔中,而在地壳中的丰度是极低的^[15]。江苏全省白

垩纪以前的沉积岩平均金丰度0.0058ppm,火山岩0.0042ppm,侵入岩0.0042ppm和变质岩0.003ppm(据江苏省地质研究所,1983),相当于地壳中的平均丰度。矿区内火山岩的金含量平均为0.0013ppm,为此很难解释形成本区矿化的金仅仅来自地层。据前述稳定同位素分析资料,本区矿化物质很可能主要来源于上地幔,在热液上升过程中可能还溶解和携带了少量地壳金。

四、金的迁移和沉淀

在本区矿化过程中,金很可能以硫-金络合物的形式搬运,在热液中金可以形成 $\text{Au}(\text{HS}^-)_2$ 、 $[\text{Au}(\text{HS})_2]\text{S}^{-2}$ 等硫金络合物。在 $\text{H}_2\text{O}-\text{S}_2$ 系统中,硫金络合物的形成依赖于



H_2S 和 HS^- 的浓度,而它们又与 $\text{H}_2\text{O}-\text{S}_2$ 体系的 f_{O_2} 、pH和 ΣS 浓度有关。在给定的温度和 ΣS 浓度下,当pH接近于中性时,硫金络合物的溶解度最大^[7,11]。

本区蚀变热液为弱酸性—近中性,强烈发育的硫化作用表明热液中 ΣS 浓度和 f_{S_2} 较大,这种环境比较适宜,金以硫金络合物的形式搬运。同时矿化蚀变过程中,还原碲离子(Te^{-2})也能象硫一样与金形成碲金络合物($\text{Au}(\text{Te}_2)^-$ 、 $\text{Au}_2(\text{Te}_2)^0$ 、 $\text{Au}(\text{Te}_2)_2^{-3}$ 等)在热液中搬运^[15]。这种富含硫金和碲金络合物的热液,当物理化学环境改变后,将会发生金和碲的沉淀。

矿化热液的pH和 f_{O_2} 范围处于图7的阴影区内。硫金络合物在这种酸性环境下变得不稳定,随着温度的下降逐渐分解沉淀。早期矿化没有重晶石晶出,主要是沉淀大量的黄铁矿。晚期 f_{O_2} 增大,使矿化热液中还原硫大量被氧化形成重晶石。由于黄铁矿、黄铜矿等的大量晶出,使还原硫大量消耗。在还原硫浓度降低的情况下,硫金络合物极不稳定,分解沉淀形成金矿石^[7,11]。因此在含重晶石的矿石中金含量极富,个别地段的矿石中,含金量可达几十ppm。

硫金络合物溶解度的实验表明,温度大于250℃时,随着压力的降低金的溶解度增大;而在低于250℃时,金的溶解度随着压力的降低而减小^[7]。矿区内金碲矿脉多发育在裂隙带和破碎带中,矿化后期的温度低于250℃,因此当后期的含矿热液贯入破碎带中时,由于压力的突然下降而发生金的沉淀。当然在整个成矿过程中压力不起主导作用,但在后期矿化过程中压力是不可忽略的因素。

矿化过程中, 碲金络合物在上述类似的环境下, 同样以碲化物的形式沉淀。根据本区金银碲化物的矿物共生组合推测: 金碲矿化的早期矿液富金和碲, 相对贫银, 其成分接近于 Au-Ag-Te 三元系相图中的 AuTe-AuAg₃Te₂-Au 区 (图2)。当温度下降到 320℃ 时, 自然金首先晶出。温度进一步下降, 碲金矿、碲金银矿和自然金会同时沉淀, 与此同时针碲金银矿亦开始结晶。随着结晶分离作用的进行, 残余矿液逐渐富银, 此时形成一准稳定富金的 r-相; 当温度低于大约 120° ± 15℃ 时, r-相被分解成碲银矿和针碲金银矿^[3,4,8]。在矿化结晶过程中, 碲金矿和自然金一旦晶出, 就是一稳定相, 且结晶期较长, 所以贯穿于整个矿化过程, 常与其它金银碲化物连生。后期结晶出的自然金其成色将低于早期者。

本文承蒙朱恒鑫总工程师、季寿元和朱金初付教授审阅, 并提出宝贵意见, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 吴利仁、齐进英、王昕渡、张秀琪、徐永生 1982 中国东部中生代火山岩 地质学报 第3期
- [2] 宁仁祖、张慧敏、丁桂春、汪建明、丁浩华 1984 江苏某地金-银碲化物的发现和初步研究 矿物学报 第3期
- [3] Markham N. L., 1960, Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te. Pt. I. and II., *Econ. Geol.*, Vol. 55, No. 6, pp. 1148-1178, 1460-1477.
- [4] Luis J. Cabri, 1965, Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance. *Econ. Geol.*, Vol. 60, No. 8, pp. 1569-1606.
- [5] Harold C. Helgeson, 1969, Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, Vol. 267, pp. 729-804.
- [6] Hiroshi Ohmoto, 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 67, No. 5, pp. 551-578.
- [7] Seward, T. M., 1973, The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol. 37, No. 3, pp. 379-399.
- [8] Kieft, C. and Oen, S., 1973, Ore minerals in the telluride-bearing gold-silver ores of Salida, Indonesia with special reference to the distribution. *Mineral. Deposita*, Vol. 8, No. 4, pp. 312-320.
- [9] Robert O. Ryge and Hiroshi Ohmoto, 1964, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review, *Econ. Geol.*, Vol. 60, No. 6, pp. 826-842.
- [10] Hugh P. Taylor, Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 6, pp. 843-883.
- [11] Recko Hattori, 1975, Geochemistry of ore deposition at the Yatani lead-zinc and gold-silver deposit, Japan. *Econ. Geol.*, Vol. 70, No. 4, pp. 677-693.
- [12] Ernst, W. G., 1976, Petrologic phase equilibria, pp. 261, 267.
- [13] Tom Casadevall and Hiroshi Ohmoto, 1977, Sunnyside Mine, Eureka Mining District, Som Juan County, Colorado: geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment, *Econ. Geol.*, Vol. 72, No. 7, pp. 1285-1320.
- [14] Kay, R. W., 1978, Trace elements in ocean ridge basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 38, pp. 95-116.
- [15] Boyle, R. W., 1979, The geochemistry of gold and its deposits, *Geol. Surv. Can. Bull.*, 280.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE LISHUI SILICIFIED ZONE TYPE GOLD-TELLURIUM DE- POSIT IN JIANGSU PROVINCE

Wang Jianming, Ning Renzu, Ding Haohua, Zhang Huimin
and Ding Guichun

(Central Laboratory, Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangsu Province)

Abstract

The Lishui gold mine in Jiangsu Province is a gold-tellurium deposit of silicified zone type occurring in a Mesozoic volcanic basin with its country rocks composed of a series of trachyandesitic volcanic complexes belonging to weakly alkaline type. The REE distribution pattern suggests that these rocks were probably formed through the process of magmatic differentiation of the mantle-derived magma contaminated by crustal materials.

The absence of calcite and the presence of a large amount of sericite imply that the wall rock alterations might have been developed in two stages. The earlier one is of carbonate-(quartz)-pyrite type with the pH condition probably around 7, while the late one is of quartz-sericite-pyrite assemblage formed under slightly acidic condition with $\text{pH} < 6.7$.

The mineralization of this deposit may be divided into four stages with each of them represented by a corresponding type of mineral assemblage: quartz-pyrite; quartz-pyrite-chalcocite; quartz-barite-pyrite; and quartz-pyrite-marcasite.

The chief ore constituents are members of native gold-silver series, Au-Ag tellurides, sulfides, sericite quartz, etc.

In the process of mineralization, large quantities of basic and alkaline components of the original rocks are removed with a relative concentration of Au, Ag, Te, Cu, Pb, Bi and As. During progressive alteration and mineralization, Au is gradually enriched.

The temperatures for the mineralization are $320-120^{\circ}\text{C}$, and the pH values of the ore-forming fluids range from 4.1 to 5.6. The upper limit of $\log f_{\text{O}_2}$ during the mineralization is estimated to be in the range of 36.3--35.3 at the earlier stage, and 34.4--33.2 at the late stage. The gold is mainly derived from the upper mantle.

(to be continued on p.88)

author.

Controlled by the NWW-trending folded structure, the Wanshan type orebodies occur gently in groups or clusters, consistent with the host rocks in attitude. There exist equidistant intervals between ore beds. The altered cores are dominated by silicification (microquartzite), and the most typical ores are cinnabar layers-banded quartz veins.

In contrast, the Chatian type orebodies are governed by NWW- and NNE-trending intraformational sharply declined fractures and occur as steep veins perpendicular to or oblique to the bedding of host rocks. Vein bodies, usually of small sizes, show remarkable variation and poor continuity. The altered cores are dominated by brecciated dolomitization. In the orebodies, sphalerite is closely associated with cinnabar. Therefore, though having some similarities, the Wanshan type orebodies and the Chatian type ones show evident differences from each other.

(continued from P. 67)

In the process of mineralization gold might be transported in the form of thio or telluric complexes. The chief factors controlling its precipitation are pH, f_{O_2} and temperature of the solution. Only at the late stage the lowering of pressure is effective in accelerating the speed of precipitation. Referring to the Au-Ag-Te phase diagram, the initial composition of the ore-bearing solution is almost confined to the region of AuTe-AuAg₃Te₂Au. Through the multiple stages of mineralization, the mineral assemblages of native gold, calaverite-petzite-native gold, sylvanite-native gold, hessite-sylvanite etc. were gradually precipitated, thus forming volcanic type Au-Te deposit rarely seen in China.