

# 胶东金矿成矿流体同位素的地质特征\*

林文蔚

(中国地质科学院矿床地质研究所,  
北京 100037)

殷秀兰

(中国地质科学院地质力学研究所,  
北京 100081)

主题词 稳定同位素 金矿床 水岩反应 岩浆水 玲珑花岗杂岩 胶东

提 要 胶东大、中型金矿床成矿流体的 H、O 同位素组成显示出金矿床的初生成矿流体以岩浆水为主,在重熔花岗岩形成作用中继承了部分变质水,在高温阶段的成矿作用中以岩浆水为主,其后逐渐向大气降水方向演化,只有少部分矿床属大气降水成因。本文探讨了 H、P. 泰勒的水岩反应同位素交换质量平衡方程的应用条件,当水/岩比很小时,该方程不能确切判定关于成矿流体的成因,本文提供了以地质条件为前提的解析方法。成矿流体的 Rb-Sr 年龄揭示出胶东金矿主要成矿期为燕山晚期,成矿流体的  $I_{Sr}$  与玲珑花岗质杂岩体中的郭家店、郭家岭型岩体一致,而成矿作用特别是与郭家岭型岩体重熔形成作用有关。

## 1 成矿流体的氢氧同位素特征

为了确定含金流体的性质和含金热液的来源,对胶东地区主要金矿床氢氧同位素资料进行了整理(表1)。标本主要取自金矿石、含金石英脉和蚀变围岩(绢英岩、黄铁绢英岩)。形成温度大多低于 340°C,十里铺银金矿约为 160~200°C。这些样品主要反映出成矿阶段的热液性质。

本文在  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  分布特征(表1)研究的前提下,以水岩交换反应机理为基础,探讨了本区含金成矿流体的性质。

### 1.1 水岩反应同位素交换质量平衡方程的应用

由于简单的  $\delta^{18}O$ - $\delta D$  判别图解难于较准确地揭示成矿流体的生成演化性质,特别是水岩相互作用过程中同位素组成的变化,因此, H. P. 泰勒<sup>[1,2]</sup>建立了水岩反应同位素交换的质量平衡方程,用以描述水岩相互作用中岩石和流体氢氧同位素组成的变化:

$$W\delta X_{i水} + R\delta X_{i岩} = W\delta X_{f水} + R\delta X_{f岩} \quad \dots \dots (1)$$

式中, X 为  $^{18}O$  或 D 值, i 表示初始水或岩石, f 表示交换后的水或岩石, W 为整个体系中水所含的氢原子百分比或氧原子百分比, R 为整个体系中岩石所含氢原子百分比或氧原子百分比。现从(1)式导出水岩反应中  $\delta X_{f水}$ 、 $\delta X_{f岩}$  的表达式:

$$\text{设: } \Delta = \delta X_{f岩} - \delta X_{f水} \quad \dots \dots (2)$$

它表示水岩反应中当岩石与流体同位素交换平衡时,同位素在岩石与水间的分馏值,  $\Delta$  只取决于平衡温度。对于花岗质岩石,  $\delta^{18}O_{岩}$  一般相当于斜长石(An30)的  $\delta^{18}O$  值,因此,可用长

\* 国家计委科技找矿项目(JG 94110)  
第一作者简介 林文蔚,男,1941年生,副研究员,长期从事金属矿床地质研究。  
收稿日期 1997-12-19,改回日期 1998-03-23

表1 胶东金矿氢氧同位素组成

Table 1 Hydrogen and oxygen isotope composition of minerals and fluid inclusions from gold deposits in Jiaodong area

样品号	矿带	产地及产状	测试对象	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$t(\text{℃})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	资料来源		
1	蓬莱栖霞成矿带	马家窑金矿	石英中包体水			+4.90	-65	据文献[4]		
2						+5.30	-66.4			
3						+4.96	-46.9			
4						+2.21	-58			
5						+2.67	-58.5			
7		石英及包体水	+13.20	280	+4.81	-92.75	据文献[5]			
8	新城金矿	三山岛金矿	石英及包体水			+12.50	280	+4.11	-92	据文献[6]
10						+12.80	290	+4.81	-72	
17						+11.06	250	+1.36	-70.21	
18		三山岛矿区第I成矿阶段 石英脉				+14.30(2)	300	+6.90	-62	据文献[3]
19		三山岛矿区第II成矿阶段 硫化物石英脉				+14.70(3)	250	+5.3	-71	
20		三山岛矿区第III成矿阶段 方解石-石英脉				+13.40(2)	220	+2.5	-92	
21						+13.60	305	+6.16	-77	
23								+5.40	-91	据文献[3]
24								+6.60	-81	据文献[8]
25								+5.70	-89	
26		新城金矿 硫化物石英脉	及	+13.9(4)	250	+4.50	-87	据文献[3]		
29		焦家方解石-石英脉		+13.7	220	+2.80	-107			
30		仓上白色块状石英脉 第I成矿阶段		+12.70	300	+5.30	-77			
33		灵山沟	包		274	+2.30	-77.95			
34					238	+2.57	-81.63	据文献[9]		
36		十里铺银金矿	体			+8.80	180	-5.02	-81	据文献[3]
38								-4.2	-98	
39								-3.1	-79	
40								-5.8	-123	
41								-2.9	-73	
42		玲珑矿区	水			+14.40	250	+4.67	-62	据文献[3]
56						+12.60	395	+7.75	-61.80	
57						+13.70	370	+8.23	-75.97	
58								+4.20	-85	
59								+4.00	-76	
60								+3.20	-93	
61								+4.30	-76	
62								+3.80	-62	
63				+6.10	-64	据文献[8]				

样品号	矿带	产地及产状	测试对象	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$t(\text{℃})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	资料来源
64		玲珑矿区	石英及包体水			+ 4.90	- 75	据文献[8]
65						+ 7.20	- 54	
66						+ 7.20	- 58	
67		台上第 I 成矿阶段 石英脉		+ 12.10(2)	300	+ 4.70	- 78(1)	据文献[3]
68		台上第 II 成矿阶段 硫化物石英脉		+ 12.2(4)	250	+ 2.80	- 85(2)	
69		台上石英-方解石脉		+ 15.4(3)	220	+ 4.50	- 91(1)	
70		大尹格庄第 I 成矿 阶段石英脉		+ 10.9	300	+ 3.50	- 78	
71	大尹格庄第 II 成矿 阶段石英脉	+ 11.3(4)	220	+ 1.90	- 78(2)			
72	旧店	旧店、葛家沙沟		+ 12.6	340	+ 6.30		林文蔚*
73	金集		+ 11.30	340	+ 5.01			
74	中区		+ 13.10	340	+ 6.80			

\* 林文蔚, 山东招平断裂南段金成矿地质背景研究。

续表 1

样品号	矿带	产地及产状	测定对象	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$	$t(\text{℃})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	资料来源
75	乳山平带	乳山黄铁 绢云母	石英、 绢云母	+10.13 (石英)	-120 (绢云母)	311	+ 3.56	- 75	据文献[9]
76		乳山黄铁矿 石英脉	石英、 绢云母	+10.66 (石英)	-120 (绢云母)	295	+ 3.54	- 71	
77		乳山黄铁矿 石英脉	石英、 绢云母	+ 8.9 (石英)	-102 (绢云母)	295	+ 1.78	- 53	
78		乳山黄铁矿 石英脉	石英、 绢云母	+13.0 (石英)	-110 (绢云母)	295	+ 5.88	- 60	
79		乳山闪锌矿 石英脉	石英、 绢云母	+11.1 (石英)	-110 (绢云母)	223	+ 0.84	- 39	
80		乳山菱铁矿 石英脉	石英、 绢云母	+11.6 (石英)	-120 (绢云母)	200	+ 0.02	- 41	据文献[10]
81		邓格庄中粗粒 花岗岩	石英	+ 9.2		585	+ 8	- 72.5	
82		院格庄似斑状 二长花岗岩	石英	+ 9.67		725.4	+ 9.10	- 72.8	
83		东庄片麻岩中 石英脉	石英	+ 15.94		486.9	+ 12.88	- 65.0	
84	东道口中细粒 花岗岩	石英	+ 11.65		265	+ 2.70	- 71.3		
85		石英	+ 12.67		265	+ 3.72	- 82.6		
86	邓格庄含金 石英脉	石英	+ 12.67		265	+ 3.72	- 82.6		
87	安吉村含金 石英脉	石英	+ 11.84		265	+ 2.89	- 76.7		
88	西北道含金 石英脉	石英	+ 10.69		265	+ 1.74	- 77.8		
89	东道口无矿 石英脉	石英	+ 10.66		265	+ 1.71	- 92.5		
90	院格庄无矿 石英脉	石英	+ 5.61		265	- 3.34	- 74.2		
91	福录地无矿 石英脉	石英	+ 6.25		265	- 2.70	- 65.0		

石-水蒸馏方程代替,来算出任何温度下的  $\Delta$  值:

$$\Delta = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53 \quad \dots \dots (3)$$

对于  $\delta D$  可用黑云母-水的蒸馏方程近似代替:

$$\Delta = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8 \quad \dots \dots (4)$$

经进一步推导得出:

$$\delta^{18}O_{\text{岩}} = [W/R(O)\delta^{18}O_{\text{冰}} + \delta^{18}O_{\text{岩}} + W/R(O)\Delta(O)]/[1 + W/R(O)] \quad \dots \dots (5)$$

$$\delta D_{\text{岩}} = [W/R(H)\delta D_{\text{冰}} + \delta D_{\text{岩}} + W/R(H)\Delta(H)]/[1 + W/R(H)] \quad \dots \dots (6)$$

$$\delta^{18}O_{\text{冰}} = [W/R(O)\delta^{18}O_{\text{冰}} + \delta^{18}O_{\text{岩}} - \Delta(O)]/[1 + W/R(O)] \quad \dots \dots (7)$$

$$\delta D_{\text{冰}} = [W/R(H)\delta D_{\text{冰}} + \delta D_{\text{岩}} - \Delta(H)]/[1 + W/R(H)] \quad \dots \dots (8)$$

(5)、(6)、(7)、(8)就是求解在一定温度条件下不同水岩比时反应产物同位素组成的表达式。在上述诸式中,初始岩石、水的同位素组成  $\delta^{18}O_{\text{岩}}$ 、 $\delta D_{\text{岩}}$ 、 $\delta D_{\text{岩浆水}}$ 、 $\delta^{18}O_{\text{岩浆水}}$ 、 $\delta^{18}O_{\text{天水}}$ 、 $\delta D_{\text{天水}}$  在计算中必须预先确定。胶东招掖地区主要金矿化及其蚀变岩均产在滦家河型与郭家岭型花岗岩的外接触带的片麻状花岗岩中,而与成矿关系甚为密切的是郭家岭、滦家河型岩体。这就允许以片麻状花岗岩做为蚀变岩石初始状态的计算标准,而以郭家岭型、滦家河型岩体做为岩浆水的计算标准。由于片麻状花岗岩内部结构不均一,相变大,因此取  $\delta^{18}O = 7 \sim 10$  (长石)做为岩石初始氧同位素的估计值, $\delta D_{\text{岩}}$  取为  $-84$ 。滦家河型和郭家岭型花岗岩  $\delta^{18}O_{\text{水}}$  介于  $6.8 \sim 9.3$ ,  $\delta D_{\text{水}}$  介于  $-71 \pm 13 \sim 89 \pm 9$ 。综合考虑各种因素,以  $\delta^{18}O = 9$ 、 $\delta D = -81$  做为岩浆水同位素组成的初始值。依据招掖地区成矿后脉石英氢氧同位素组成和形成温度的最佳估计 ( $220^\circ\text{C}$ ),张理刚<sup>[3]</sup>认为本区中生代大气降水的同位素组成为  $\delta^{18}O_{\text{天水}} = -16$ 、 $\delta D_{\text{天水}} = -120$ 。综合上述,本区成矿阶段水岩反应初始参数确定为( $\text{‰}$ ):

$$\text{岩石} \quad \delta^{18}O_{\text{长石}} = 7 \sim 10, \quad \delta D_i = -84$$

$$\text{岩浆水} \quad \delta^{18}O_i = 9, \quad \delta D = -81$$

$$\text{天水} \quad \delta^{18}O_i = -16, \quad \delta D = -120$$

应该说明,由于水岩反应同位素平衡的计算受多种因素的影响,特别是受温度和所设定的初始条件的制约,因此,计算结果、曲线位置也带有一定的模糊性质,这就需要权衡各种因素,以便得出最可信赖的结论。

招掖地区金矿已有很多学者进行过氢氧同位素研究,所采用的数据虽大致相同,然而却得出不同的结论,存在着岩浆水、天水和早期以岩浆水为主而晚期以大气降水为主的不同认识,从而说明,必须以地质条件为约束,与各学科的研究相结合,才能对氢氧同位素作出合理的地质解释。

图 1 是在各种  $W/R$  比值条件下,片麻状花岗岩与大气降水、岩浆水相互作用所获得的  $\delta D_{\text{黑云母}} - \delta^{18}O_{\text{长石}}$  计算值坐标图。图中由 A、B 两点向左发散的曲线表示岩石与天水反应所形成产物  $\delta D - \delta^{18}O$  的变化趋势,A、B 两点的坐标为  $\delta^{18}O_A = 7$ ,  $\delta D_A = -84$ ;  $\delta^{18}O_B = 10$ ,  $\delta D_B = -84$ 。由 A、B 向右发散的曲线表示片麻状花岗岩与岩浆水相互作用产物的  $\delta D - \delta^{18}O$  变化趋势。大气降水与片麻状花岗岩氢氧同位素交换产物的  $\delta D - \delta^{18}O$  组成应位于 AFG 与 BED 曲线圈定的范围中,特别是 BDE 曲线为  $200^\circ\text{C}$  以上的温度范围内天水与岩石相互作用的右侧界线。同样,AHK 曲线为  $200^\circ\text{C}$  以上温度范围内岩浆水与岩石相互作用的左侧界线。所有岩浆水与岩石相互作用的产物均应位于该曲线之右侧。BC 曲线之右侧为高  $\delta^{18}O$  岩石的蚀

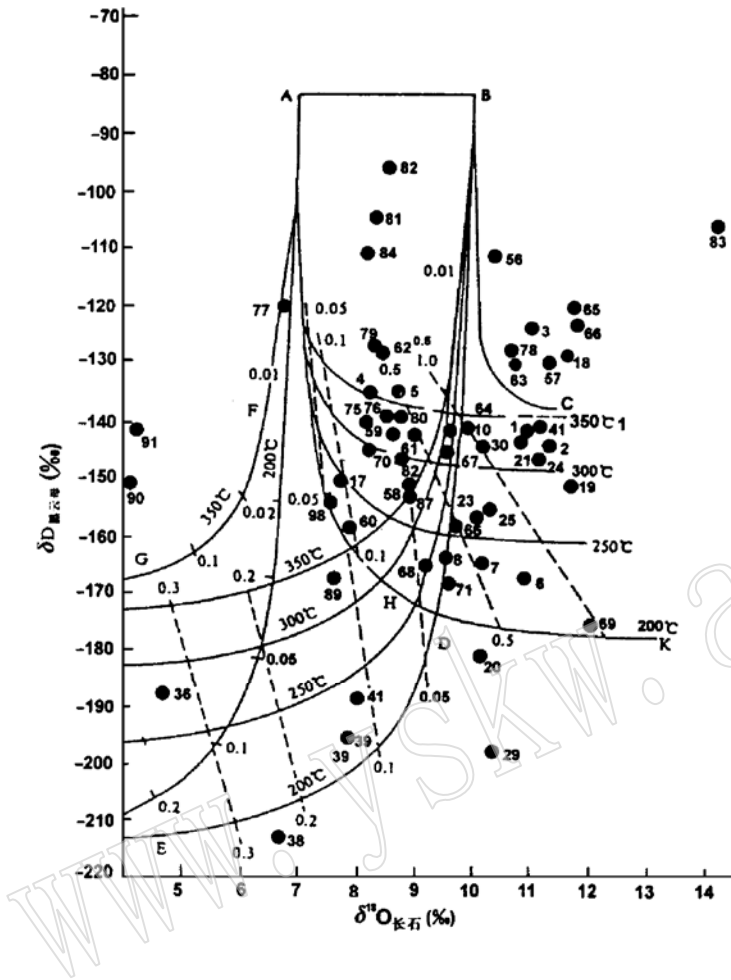


图 1 片麻状花岗岩与天水、岩浆水作用生成产物的  $\delta D_{\text{黑云母}} - \delta^{18}O_{\text{长石}}$  计算值坐标图

Fig. 1  $\delta D_{\text{bi}} - \delta^{18}O_{\text{pl}}$  diagram of products from interaction between Linglong gneissose granite and magmatic water or meteoric water

变产物或变质水(富  $\delta^{18}O$ )与岩石作用的结果。这样可以得出下述判别依据:

① BC 线右侧的点为富  $\delta^{18}O$  岩石的蚀变产物或变质水作用区间,包括 3、18、56、57、65、66、78、83 等点;

② BDE 线的右侧是非水区(温度在  $200^{\circ}\text{C}$  以上), BDE 线之右侧 AHK 之上方为岩浆水区(图中 BDK 的范围),包括 1、2、10、30、21、42、24、23、25、7、26、69 等点;

③ AHK 曲线下方为天水区,包括 36、38、40、41、89 等点,十里铺银金矿全部样品位于此区中;

④ AHD、BD 两曲线所圈范围,既可能是天水成因,又可能是岩浆水成因,或两者的混合或复合交代的产物,这两种水的比率尚应通过水岩比值的计算,综合考虑各种因

素予以厘定。这一区中有 4、5、58、59、60、62、70、75、76、80、85 诸点。

由图 1 可见,招掖地区成矿流体的氢氧同位素特征不能用单一的成因模型予以解释,事实上,它包括变质水、岩浆水、天水及它们的混合水或多阶段复合作用的产物。

在由(7)、(8)式所计算的流体氢氧同位素组成的  $\delta^{18}O - \delta D$  坐标图中(图 2)存在两类曲线,其一是向左收敛向上发散,这是大气降水( $\delta^{18}O = -16\text{‰}$ ,  $\delta D = -120\text{‰}$ )与片麻状花岗岩( $\delta^{18}O = 10\text{‰}$ )相互作用所形成的流体相中氢氧同位素组成的变化趋势线。由于把岩石中的  $\delta^{18}O$  取为最高值,因此,该簇曲线中最右侧曲线( $350^{\circ}\text{C}$  的演化线)为限定天水与片麻状花岗岩相互作用所产生的流体的右侧极限。另一簇曲线则收敛于 MW 点(岩浆水的组成标志点),它们是以  $\delta^{18}O_{\text{岩石}} = 7\text{‰}$  和岩浆水的同位素初始组成为约束条件所计算的。很明显,岩浆水区应位于曲线 EFMW 的上方,图中 AB 线的右侧应为高  $\delta^{18}O$  岩石的蚀变产物或变质水

的作用区。这两簇曲线同样把图面划分为四个主要分区:① AB 曲线的右侧,为高  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆水或变质水分布区,有 65、66、18、56、57、81、82 等点;② 天水 350℃ 演化线的右侧为岩浆水区,21、24 等点位居此区;天水 350℃ 曲线和岩浆水 200℃ 曲线的包围部分,既可由天水形成,也可由岩浆水形成,或是两者的混合产物,也可能是不同阶段、不同性质水的蚀变叠加产物;③ 200℃ 岩浆水演化线的下方应以天水为主,或是岩浆水与天水的混合水;④ 远离岩浆水区,位于天水范围内的点明显属大气降水成因,如 36、39、41、38、40、90、91 等样品。

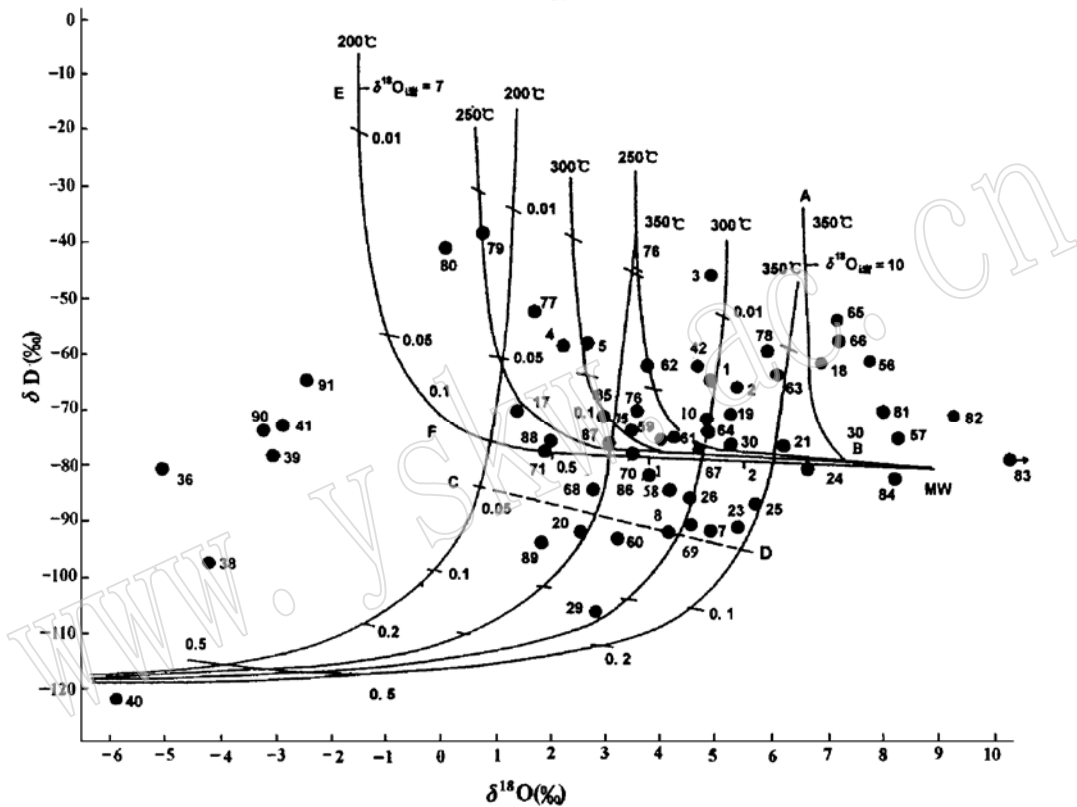


图2 胶东西北部金矿流体  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  图解

Fig. 2  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  diagram of mineralizing fluid from gold deposits in north-west part of Jiaodong

在图2中,多数点都位于CD线的上方,特别集中在250~350℃天水演化线附近,其有效水岩比为0.01~0.05。据此,一些学者认定本区成矿流体的来源是天水而非岩浆水。然而,这一结论是否符合地质事实,必须给予进一步的说明。水岩反应中氢氧同位素的变化趋势决定于很多因素,如温度、岩石和水的初始同位素组成、水岩体系相互作用中蚀变矿物组成的变化、水岩比等。因此,H. P. 泰勒的水岩反应方程实际上仅具有较简单的图示性质,不能单纯地依据这一图解来稳妥地解决有争议的重大地质问题。

在图1、2中至少还有两个问题尚待讨论:

第一,由于岩石组成的不均一性,其  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta\text{D}$  并非是一个定值,而是在一定值域中变化,加之温度的不同,这就造成了在水岩反应的图式中岩浆水与天水范围有一定的重叠,因

此, 这一问题的解决应采取其它方法予以进一步认定;

第二, 关于水岩比(W/R)的合理解释和认定: H. P. 泰勒和其他一些研究者强调在水岩比相当低的情况下(如 0.01), 即能造成蚀变体系氢氧同位素组成的变化, 特别是氢同位素的很大变化。近年来, 一些学者认为, 胶东西北部主要金矿是低水岩比情况下天水与岩石相互作用的产物。通过对 H. P. 泰勒水岩反应质量平衡方程条件的数学考证和热液体系成岩成矿条件的分析, 笔者认为, 当水岩比很小时, 泰勒方程不能唯一地判断和确定流体的成因。

## 1.2 水岩反应同位素交换质量平衡方程的应用条件的讨论

### (1) 水岩交换方程对水岩比的限制

依据水岩交换方程, 蚀变产物(岩石)的同位素组成由下式予以表达:

$$\delta X_{i岩} = (W/R \delta X_{i水} + \delta X_{i岩} + W/R\Delta)/(1 + W/R)$$

流体相中同位素组成由下式加以确定:

$$\delta X_{i水} = (W/R \delta X_{i水} + \delta X_{i岩} - \Delta)/(1 + W/R)$$

现在考察当 W/R 很小时的情况, 即令  $W/R \rightarrow 0$ , 将上两式取极限, 即:

$$\lim_{W/R \rightarrow 0} X_{i岩} = \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} W/R \delta X_{i水}}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} + \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} \delta X_{i岩}}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} + \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} W/R\Delta}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} = 0 + \delta X_{i岩} + 0 = \delta X_{i岩} \quad \dots (9)$$

$$\lim_{W/R \rightarrow 0} X_{i水} = \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} W/R \delta X_{i水}}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} + \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} \delta X_{i岩}}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} - \frac{\lim_{W/R \rightarrow 0} \Delta}{\lim_{W/R \rightarrow 0} (1 + W/R)} = \delta X_{i岩} - \Delta \quad \dots (10)$$

由(9)、(10)式不难看出, 当  $W/R \rightarrow 0$  或 W/R 很小时, 蚀变岩石的氢氧同位素组成只决定于原岩的同位素组成, 而反应流体中氢氧同位素组成也只取决于岩石同位素组成和反应温度。也就是说, 当 W/R 甚小时, 不论水的同位素组成如何, 其反应产物在颇大程度上只取决于岩石同位素组成。以天水与片麻状花岗岩反应为例, 即使当  $W/R(O) = 0.05$  时, 天水对流体  $\delta^{18}O$  值的贡献也仅为 8%, 可见, 当水岩比很小时是无法依据 H. P. 泰勒方程来判别流体究竟是大气降水还是岩浆水。

### (2) 成岩成矿物理化学条件的限制

金属矿床中常出现广泛的围岩蚀变现象, 伴随大量含水矿物的形成, 这说明成矿体系是富水体系。岩石的热液蚀变和金属矿化的沉积往往由岩石的裂隙向两侧进行, 此时裂隙中是饱水的, 本区成矿时水压约为  $(0.6 \sim 0.8) \times 10^8 \text{ Pa}$ , 按成矿温度  $300^\circ\text{C}$  来考虑, 则其充满度约为 0.8, 佐证了成矿体系有很高的水岩比。

近年来, 不少学者在各种不同水岩比的条件下对酸性淋滤作用进行了实验研究, 佐证了蚀变带的形成需很高的水岩比, 俄罗斯学者 Н. И. Коваленко 等<sup>[11]</sup>以实验和计算模拟的方法确定生成云英岩的交代剖面的可能水岩比是 10。当水岩比等于 1 时, 也无法形成发育的交代剖面。因此可以确信, 天然交代剖面的形成必须依赖于体系中有较大的水岩比。

鉴于上述考虑, 当水岩比很小时, H. P. 泰勒方程不能确定成矿流体的唯一成因。用水岩反应方程来确定流体的成因, 仅对那些水岩比较大、只属于一种水成因范围内的点才能认为是正确的。对位于天水、岩浆水交集内的点, 则不能简单地判断和确定其属于何种成因, 此时, 应以样品的氢氧同位素测定数据为依据, 分别用天水、岩浆水模型求其水岩比和岩石  $\delta^{18}$

$O_i$  值,以综合判断成矿流体的属性。这里仅讨论原岩  $\delta D_i$  为定值、 $\delta^{18}O_{i岩}$  可能在一定区间内变化的情况,此时,由(8)式解出  $W/R(H)$ :

$$W/R(H) = [\delta D_{i岩} - \delta D_{f水} - \Delta(H)] / (\delta D_{f水} - \delta D_{i水}) \quad \dots \dots (11)$$

再由  $W/R(H) = nW/R(O)$  关系求出  $W/R(O)$  值,以下式求出可能的  $\delta^{18}O_{i岩}$  值:

$$\delta^{18}O_{i岩} = \delta^{18}O_{f水} + W/R(O) \times \delta^{18}O_{f水} - W/R(O) \times \delta^{18}O_{i水} + \Delta(O) \quad \dots \dots (12)$$

至此,可由样品的  $\delta^{18}O_{f水}$ 、 $\delta D_{f水}$  值按天水、岩浆水模型分别求出  $W/R(O)$ 、 $W/R(H)$ 、 $\delta^{18}O_{i岩}$  值,结合图1、图2逐一考察每一样品的成矿流体的成因。当由两种水模型计算的  $W/R(O)$ 、 $\delta^{18}O_{i岩}$  均在接受域时,则将  $W/R(O)$  较大的一种判断为主要成矿流体。将本区各样品的判断结果列于表2。借此可进一步分析其统计规律,得出胶东金矿成矿流体的基本特点:

表2 胶东金矿床成矿流体性质的估计

Table 2 Property of mineralizing fluid from gold deposits in Jiaodong

成矿流体的性质		样品号	产地、产状
岩浆水 + / 变质水		3、18、56、57、65、66、82、83、81、78	玲珑矿区、马家窑矿区、邓格庄矿区、东庄片麻岩中石英脉、金青顶矿区部分样品
岩浆水或基本为岩浆水		10、21、24、30、59、61、64、67、79、86	新城、玲珑及三山岛、仓上、台上早期成矿阶段的样品
混合水	以岩浆水为主	4、5、19、42、62、63、1、2、78、80、85、84	玲珑矿区、三山岛矿区 I、II 成矿阶段及马家窑矿区的部分样品、金青顶金矿部分样品
	以大气降水为主	17、20、23、25、26、58、60、68、69、70、71、75?、76?、77?、89、87、88	三山岛、新城、玲珑、台上、大尹格庄等矿区,主要是中晚期成矿阶段的样品,牟-乳矿带的乳山、邓格庄矿区的样品,多为混合水或复合水
大气降水		7、8、29、36、38、39、40、41、90、91	十里铺矿区的全部样品,焦家、三山岛低温阶段的样品,马家窑矿区的少数样品,牟-乳地区院格庄、福录地无石英英脉的样品

表中的问号(如75?)表示该样品中岩浆水与大气降水的份额尚不能准确确定

十里铺银金矿的全部样品及院格庄、福录地无矿石英脉中的样品为大气降水成因;玲珑、新城以及台上、仓上、三山岛等矿区的早期样品以岩浆水为主;马家窑矿区的部分样品也较多地显示岩浆水的特点;大尹格庄矿区和三山岛矿区晚期成矿阶段的样品、玲珑矿区和新城矿区的部分样品以大气降水为主。一般来讲,玲珑式金矿较焦家式金矿更多地显示出岩浆水的特点,而焦家式金矿的生成体现出较多的岩浆水与天水的混合作用,天水的加入所发生的混合冷却作用在热源驱动下的流体循环中促进了大规模金矿化的形成。

牟平-乳山金矿带矿物的  $\delta^{18}O$  值较高,  $\delta D - \delta^{18}O$  特征表示出它是富  $\delta^{18}O$  的岩浆水或有变质水的加入,这可能反映出这些花岗岩是由胶东群或荆山群岩石重熔而成。乳山、邓各庄金矿中石英流体氢氧同位素组成多表现为岩浆水和大气降水的混合水或复合水的特点,看来,牟平-乳山金矿带在总体上可能较招-掖矿带有更多的大气降水参与成矿作用。东庄窑厂片麻岩中的石英脉明显属变质水成因,而东道口、院格庄、福录地无矿石英脉的形成导源于大气降水。

通观招-掖矿带、牟-乳矿带金矿中石英流体包体的氢、氧同位素组成,可以认为该区金矿的成矿流体以岩浆水、岩浆水与大气降水的混合水为主,在重熔花岗岩的形成作用中



继承了太古界—元古界变质岩系中的变质水(捕获变质矿物中的水)。在高温阶段的成矿作用中,以岩浆水为主,其后渐次地向大气降水方向演化,在低温阶段则以大气降水为主。因此,可以得出结论:胶东地区的金成矿作用始于该区重熔岩浆作用,其后天水的加入促进了成矿作用的发展。大气降水的加入在金成矿中的作用主要表现为:①混合冷却作用,导致大量矿质的沉淀;②使水岩比增大,天水的加入,流体数量的增多,加强对围岩的淋滤作用,促进了地层中金活化转移;③混合—冷却—稀释作用改变了体系的物理化学状况,促进了溶液中络合物的分解和金属的淀积。胶东地区重熔岩浆作用—天水混合作用的持续发展为本区金矿的形成奠定了地质基础。

## 2 成矿时代、成矿物质来源的 Rb—Sr 同位素证据

不少学者曾对胶东地区主要金矿类型蚀变带中的绢云母进行 Rb—Sr 等时线年龄测定,获得了一些结果。

1987年骆万成、伍勤生<sup>[12]</sup>对玲珑西山石英脉型金矿的 Rb—Sr 等时线年龄测定获得  $112 \pm 2(10^6 \text{a})$  的年龄值,其 K—Ar 年龄为  $111 \pm 2(10^6 \text{a})$ ; 焦家金矿有两个重要的矿化期,早期为  $105 \pm 7(10^6 \text{a})$ , K—Ar 年龄为  $106 \pm 2(10^6 \text{a})$ , 晚期为  $88.1 \pm 0.1(10^6 \text{a})$ ; 马家窑矿区的 Rb—Sr 等时线年龄为  $135.1 \pm 5.2(10^6 \text{a})$ , K—Ar 年龄为  $120 \pm 2(10^6 \text{a})$ ; 灵山沟金矿的 Rb—Sr 年龄为  $115 \pm 5(10^6 \text{a})$ 。这些数据均揭示出本区金成矿作用发生在燕山期。

李华芹<sup>[13]</sup>利用流体包体 Rb—Sr 等时线年龄方法测定玲珑金矿的成矿年龄为  $126.5 \pm 5.7(10^6 \text{a})$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7111 \pm 2$ ; 焦家金矿为  $134 \pm 8(10^6 \text{a})$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7014$ ; 马家窑金矿的成矿年龄为  $137.60 \pm 7.1(10^6 \text{a})$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7163$ 。这些数据一致说明招—掖矿带金成矿作用最终发生在燕山期,并且流体包裹体中  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值(0.7111、0.7104)与郭家店型及郭家岭型岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值(0.7069, 0.7107)十分接近,说明这两者具有相同的物质来源。特别是郭家岭岩体的同位素年龄[ $131.9 \sim 136.8(10^6 \text{a})$ ]与招平断裂的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄( $134.26 \times 10^6 \text{a}$ )及招—掖矿带石英流体包体 Rb—Sr 等时线年龄[ $126.5 \sim 137.6(10^6 \text{a})$ ]三者彼此吻合<sup>[14]</sup>,集中反映出侏罗纪晚期的热事件对本区成岩成矿作用产生了深刻的影响。流体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值与郭家店、郭家岭花岗岩  $\text{Sr}_i$  的一致性,说明成矿流体导源于玲珑花岗质杂岩体的重熔作用。

## 3 结 论

(1) 胶东地区大、中型金矿床成矿流体的 H、O 同位素特征表明,金矿的初始流体以岩浆水为主,导源于玲珑<sup>[14]</sup>及昆崙山花岗岩的重熔作用<sup>[15]</sup>,只有不多的金矿床属天水成因,这类矿床以银金型矿化为特点。

(2) 在以岩浆水为主的金矿床中,在成矿的中、晚期有天水加入,组成了岩浆水—天水的复合或混合成矿序列。

(3) 蚀变岩型的矿床与石英脉型矿床相比,有较多样品显示出有天水加入的性质,天水的加入有利于增加体系的水/岩比,促使流体对流循环的发展和围岩中的金淋滤,矿床规模较大,交代带发育,交代柱完整,而在石英脉型金矿床中发现有高  $\delta^{18}\text{O}$  的成矿流体。

(4) 流体包裹体 Rb-Sr 年龄及  $I_S$  值测定表明, 胶东金矿主要成矿期为燕山晚期, 而非元古代。

(5) 当用 H. P. 泰勒的水岩反应同位素交换质量平衡方程计算出的水/岩比很小时, 该值与成矿流体的真实水/岩比相去甚远, 此时不能依据泰勒方程的计算结果简单地判断和确定成矿流体的成因, 可以参照本文的(11)、(12)式分别按天水、岩浆水模型予以综合考证。

本文曾得到李延河同志的热情帮助, 在此谨致谢忱。

#### 参 考 文 献

- 1 Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of diagenetic alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 1974, 69: 843~883.
- 2 Taylor H P. Water/rock interactions and the origin of  $H_2O$  in granitic batholiths. *J. Geol. Soc.* 1977, 133: 500~510.
- 3 张理刚等. 焦家式金矿水-岩交换作用——成矿流体氢氧同位素组成研究. *矿床地质*, 1994, (3): 193~200.
- 4 杨忠芳, 徐景奎等. 胶东两大成因系列金矿石英包裹体氢氧同位素及成矿流体组分地球化学研究. *矿物学报*, 1991, (4): 363~369.
- 5 裘有守等. 山东招远-掖县地区金矿区域成矿条件. 沈阳: 辽宁科学技术出版社, 1988.
- 6 李晓明. 山东三山岛金矿床氢、氧、碳稳定同位素研究及其应用. *地质找矿论丛*, 1988, (3): 205~218.
- 7 赵一鸣, 林文蔚, 张德全等. 交代成矿作用及其找矿意义——几个重要含矿交代建造的研究. 北京: 北京科学技术出版社, 1992.
- 8 姚凤良, 刘连登等. 胶东西北部脉状金矿. 长春: 吉林科学技术出版社, 1990.
- 9 杨敏之, 吕古贤. 胶东绿岩带金矿地质地球化学. 北京: 地质出版社, 1996.
- 10 安家桐, 丁东斌等. 山东牟平-乳山地区金矿控矿条件的研究. *中国金矿主要类型区域成矿条件文集(5)胶东地区*. 北京: 地质出版社, 1988.
- 11 Коваленко Н И 等. 花岗岩-SnO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-HCl 体系中云英岩化作用的实验与计算模拟. 林文蔚译, *国外矿床地质*, 1997, (1): 16~29.
- 12 骆万成, 伍勤生. 应用蚀变矿物测定胶东金矿的成矿年龄. *科学通报*, 1987, (16).
- 13 李华芹等. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京: 地质出版社, 1993.
- 14 林文蔚, 赵一鸣, 赵国红, 彭 聪, 赵维刚. 玲珑花岗岩杂岩的时代、空间形态、源岩及其数学模拟. *岩石矿物学杂志*, 1997, 16(2): 97~111.
- 15 徐洪林, 张德全, 孙桂英. 胶东昆嵛山花岗岩的特征、成因及其与金矿的关系. *岩石矿物学杂志*, 1997, 16(2): 131~143.

## Isotope Geological Characteristics of Mineralizing Fluids of Gold Deposits in Jiaodong Area and a Discussion on the Application Conditions of H. P. Taylor's Equation

Lin Wenwei

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Yin Xiulan

(Institute of Geomechanics, Chinese Academy of geological Sciences, Beijing 100081)

**Key words:** stable isotope; gold deposit; water-rock reaction; magmatic water; Linglong granitic complex; Jiaodong

### Abstract

Systematic hydrogen and oxygen isotope studies of large-size and middle-size gold deposits in Jiaodong area show that primary mineralizing fluids were mainly made up of magmatic water. In the forming course of remelting granite, some metamorphic water was inherited. At the high temperature stage, mineralizing fluid was mainly magmatic water, which then tended to evolve into meteoric water. Only a few mineral deposits are of meteoric water origin.

Application conditions of H. P. Taylor's equation on isotope exchange are discussed in this paper. It is pointed out that the equation fails to give a definite answer when the water/rock ratio is small. Rb-Sr isochron curve dating of fluid inclusions indicates that gold matallization occurred in Yanshanian stage, and that the  $I_{Sr}$  of mineralizing fluids in not different from that of Guojiadian and Guojialing granite.