辽西地区金矿床稳定同位素 地球化学研究

王义文

(中国有色金属工业总公司吉林矿产地质研究所)

提 要 辽西地区金矿床 Pb、S、H 和0同位素研究表明,该区不同类型金矿床成矿物质主要来自下 地壳或其与上地幔的混溶产物。成矿流体为金铜系列花岗岩岩浆水与显生宙大气降水的混合流体, 或为与变质一混合岩化作用有关的早前寒武纪混合水。成矿物质来源老,成矿作用年齡新是该区不 同类型金矿床的共同特征。综合研究 Pb、S、H 和 O 等同位素资料可以为正确划分金矿床成因类型 和建立矿床模型提供重要依据,因此具有重要的理论和实用意义。 关键词 金矿床 稳定同位素 下地壳源混合流体 辽西

辽西地区位于华北地台北缘中东段,古蒙古洋构造成矿域与太平洋构造成矿域迭加部位。 区内早前寒武纪含金建造和显生宙金铜系列花岗岩类广泛发育,古老东西向基底构造、北东向 隆起构造带及北西向构造挤压带控制了金矿带、矿田和矿床的分布,形成了著名的赤峰一朝阳 一阜新金矿化集中区(图1)。与华北地台北缘其他几个金矿化集中区一样,该区金矿床亦以晚 太古宙绿岩建造和早元古宙混合花岗岩类为矿源层(岩),但金矿成矿作用主要与中生代地台 活化期间的构造一岩浆热事件有关。区内已发现的金矿床可划分为绿岩建造金矿床(例如小塔 子沟和东五家子)、显生宙花岗岩建造金矿床(例如柏杖子)和火山一次火山岩建造金矿床(例 如红石砬子和南大线)等三种类型^[1]。随着金矿找矿和科研工作的进展,该区积累了一大批 Pb、S、H、O和C等稳定同位素数据。作者对其进行了统计分析和初步解释,以期对该区金矿找 矿有所裨益。

1 金矿床铅同位素地球化学

辽西(包括赤峰南部)地区共积累了24个金矿床近百件矿石铅和岩石铅样品的铅同位素数 据。表1中列出了各矿床铅同位素组成变化范围、算术平均值和单阶段模式年龄,并同时列出了 根据单阶段和二阶段模型分别计算的μ和μ值,以及根据混合模型计算的混合系数a。在

⁽收稿:1992.7.15)



1. 中生界 2. 古生界 3. 太古界 4. 超岩石圖断裂 5. 北东向构造岩浆带 6. 北西向构造挤压带 7. 燕山期花岗岩 8. 华力西期花岗岩 9. 大中型金矿床10. 中小型金矿床(矿床编号见表1和表2)

图1 辽西地区金矿床分布略图

Fig. 1 Distribution of Au-deposits in the west Liaoning

铅同位素组成图解(图2)中,除红石砬子等个别矿床和二道沟、红花沟等金矿部分样品的投影 点略显分散外,大多数矿床绝大部分样品的投影点呈线性排列趋势,拟合成的异常铅线可称之 为二次等时线或混合线。

Table 1 Pb-isotope composition of Au-deposits in the west Liaoning											
编号	矿床(点)	样品数及 測定矿物	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ РЬ/ ²⁰⁴ РЪ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	模式年龄 (Ma)	a	μ	μι	资料 来源	
1	平房	1(Gn)	14. 576	14.941	34. 674	2200	0. 87	9.06	1.21	三所	
2	东五家子	6 Ga3 Py3	$\frac{15.264}{14.944 \sim 15.771}$	$\frac{15.091}{14.988 \sim 15.185}$	35. 410 35. 015~36. 006	$\frac{1900}{1600 \sim 2100}$	0. 72	9. 23	2. 69	作者及 刘 纲	
3	小塔子沟	1(Gn)	15.708	15. 139	37.765	1600	0. 62	9.06	3.64	作者	
5	红花沟	2 Py2	$\frac{15.649}{15.616\sim 15.681}$	$\frac{15.\ 227}{15.\ 220 \sim 15.\ 233}$	36. 712 36. 686~36. 737	$\frac{1800}{1700 \sim 1800}$	0. 63	9. 52	3. 52	刘纲	

表1 辽西地区金矿床铅同位素组成表

_	续表									
	红花沟	10 py6, Gn4	$\frac{15.929}{15.606 \sim 16.780}$	$\frac{15.457}{15.206 \sim 15.710}$	37.433 36.669~37.940	$\frac{1700}{1400 \sim 1900}$	0. 57	9.65	4. 12	李延河
7	- 迷力营子	3 Gn3	$\frac{16.371}{16.308 \sim 16.447}$	$\frac{15.230}{15.206 \sim 15.278}$	$\frac{36.343}{36.169 \sim 36.503}$	$\frac{1200}{1100 \sim 1300}$	0. 47	9. 02	5.07	作者及 王子华
8	马户沟	2 Gn2	$\frac{16.\ 917}{16.\ 841 \sim 16.\ 992}$	$\frac{15.396}{15.357 \sim 15.434}$	$\frac{37.099}{36.827 \sim 37.370}$	1000	0. 35	9. 28	6. 24	作者及 王子华
9	马架子	1(Gn)	17. 495	15. 410	37. 489	600	0. 22	9.20	7.49	作者
10	沙金沟	l(Gn)	16. 628	15. 256	36.655	1100	0. 41	9.13	5.62	作者
12	二道沟	12 Gn10, Py2	$\frac{17.294}{17.000 \sim 17.820}$	$\frac{15.542}{15.290 \sim 16.060}$	$\frac{37.596}{36.940 \sim 39.210}$	$\frac{900}{700 \sim 1100}$	0.26	9. 53	7.05	张立东及 作者等
	对面沟岩体	全岩	17.545	15.358	37.748	500	0. 21	9.08	7.5 9	孙承志
	对面沟岩体	长石(2)	18.074	15, 601	38. 164	400	0.09	9. 19	8.73	刘纲
13	金厂沟梁	17 Gn10, Py7	$\frac{17.241}{16.833 \sim 17.533}$	$\frac{15.331}{15.122 \sim 15.454}$	37.047 36.768~37.139	$\frac{800}{600 \sim 1000}$	0. 28	9. 27	6.94	内蒙地质 三队
14	长皋沟	4 Py4	$\frac{17.169}{17.050 \sim 17.245}$	$\frac{15.\ 410}{15.\ 311 \sim 15.\ 605}$	$\frac{37.137}{37.005 \sim 37.274}$	800 700~1000	0. 30	9. 29	6. 29	张立东及 作者等
15	安家营子	6 Gn6	$\frac{17.319}{17.176 \sim 17.591}$	$\frac{15.\ 473}{15.\ 397 \sim 15.\ 578}$	$\frac{37.\ 648}{37.\ 379 \sim 38.\ 091}$	800 700~900	0.26	9.36	7.11	作者及 王有志
_	鸡冠山岩体	<u>2</u> 全岩1、长石1	$\frac{17.378}{17.194 \sim 17.561}$	$\frac{15.358}{15.340 \sim 15.376}$	37. 449 37. 243~37. 654	$\frac{600}{500 \sim 700}$	0. 25	9. 07	7.24	孙承志
	鸡冠山岩体	钾长石(2)	17.250	15. 391	37. 341	800	0.27	9. 28	6.69	刘钢
16	柏杖子	5 Gn5	$\frac{17.239}{17.049 \sim 17.584}$	15. 333 15. 075~15. 590	37. 104 36. 740~37. 649	$\frac{700}{400 \sim 1000}$	0. 28	9. 08	6.94	作者及 109队
17	苗金沟	2 Gn2	$\frac{16.\ 670}{16.\ 664 \sim 16.\ 675}$	$\frac{15.328}{15.292 \sim 15.363}$	$\frac{36.\ 655}{36.\ 632\sim 36.\ 678}$	1100	0. 10	9.18	5.71	作者及 109队
19	热水	<u>1</u> Gn3, Py1	$\frac{17.254}{16.571 \sim 17.639}$	$\frac{15.391}{15.215 \sim 15.473}$	37. 448 36. 550~37. 882	$\frac{800}{600 \sim 1000}$	0. 27	9. 28	6.97	刘纲及 曾玖吾
	花岗岩	全岩	17. 476	15. 429	37.678	600	0. 22	9.17	7.45	曾玖吾
20	毛家店	1(Gn)	16.303	15. 290	36. 372	1300	0. 49	9.15	4. 92	三所
22	南大线	1(Gn)	16. 372	15. 305	36.507	1300	0. 47	9.71	5.07	作者
24	红石砬子	$\frac{2}{Gn2}$	$\frac{16.075}{16.050 \sim 16.100}$	$\frac{15.365}{15.310 \sim 15.420}$	$\frac{37.780}{37.630 \sim 37.930}$	$\frac{1600}{1500 - 1600}$	0. 54	9. 58	1. 43	王有爵等
25	东风	1(Py)	16.272	15. 216	36. 477	1300	0. 49	9.11	4.86	刘钢
28	梨树沟	1(Gn)	17.369	15. 438	37. 441	700	0.25	9. 23	7.22	作者
29	撰山子	5 Gn3、Py2	$\frac{18.148}{18.127 \sim 18.196}$	$\frac{15.563}{15.537 \sim 15.599}$	38.170 38.090~38.292	300	0. 07	9.40	8. 89	刘钢及 作者
30	喇嘛板	l(Gn)	18.295	15. 559	38. 172	200	0.04	9.40	9. 21	作者
31	哈什吐	1(Gn)	18. 212	15. 677	38. 397	400	0.06	9.64	9.03	作者
32	张吉营子	l(Gn)	17. 316	15. 465	37.504	800	0.26	9.36	7.10	作者

注:(1)样品数及测定矿物栏,分子为测定样品总数,分母为测定矿物,其中

Gn-方铅矿;Py-黄铁矿;

(2)铅同位素成分及模式年龄栏,分子为算术平均值,分母为变化范围;

(3)a为铅同位素混合系数,解释见正文;

(4)μ和μ1分别为根据单阶段和二阶段模型计算的²³⁸U/²⁰⁴Pb 值。



^{1.} 绿岩建造金矿床 2. 显生宙花岗岩建造金矿床 3. 中生代火山岩建造金矿床 4. 显生宙花岗岩岩石铅(矿床编号见表1)

图2 辽西地区金矿床铅同位素组成图解

Fig. 2 Plot of Pb-isotope composition

分析图2可以发现,投影于异常铅线低放射性成因铅端的矿床多为赋存于古老变质岩系中 的复成热液金矿床^[1],例如小塔子沟、东五家子、平房和赤峰红花沟等。高放射性成因铅端则为 显生宙花岗岩建造金矿床,例如柏杖子、长皋沟和赤峰地区的安家营子、热水等金矿床。采用各 矿床平均值作图(图3)这一点就看的更清楚。由图3可见,地槽区同熔岩浆热液金矿床(例如撰 山子金矿床)的投影点位于异常铅线的最上端。位于异常铅线中段的则多为一些产于显生宙花 岗岩类岩体内外接触带中的金矿床,例如沙金沟、赵户沟、苗金沟及赤峰东风金矿床等。

在图3中,研究区24个金矿床的投影点线性排列构成异常铅线,计算该直线参数为a= 12.5640,b=0.1658,r=0.9340。对该直线可以有两种解释:二次等时线或两种正常铅的混合 线。两种解释的数学表达式相同。即

 $k = \frac{1}{137.8} \cdot \frac{e^{\lambda_5 t_1} - e^{\lambda_5 t_2}}{e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_8 t_2}}$



1. 太古宙绿岩建造金矿床 2. 地槽区的金矿床 3. 显生宙花岗岩建造金矿床 4. 中生代陆相火山岩系中的金矿床 5. 排山楼金矿床投影区^[2]

图3 辽西地区不同类型金矿床 Pb-Pb 等时线图解

Fig. 3 Pb-Pb isochron plot of different types of Au-deposits

式中 k 为直线斜率, λ₅、λ₈分别为²³⁵U 和²³⁸U 的衰变常数。t₁和 t₂分别为铅源和铅矿化年龄。

按第一种解释,可以设想该区金矿床矿石铅是由一个两阶段体系中演化而来的。第一阶段从地球形成时始,在地球内部进行,体系中U、Th、Pb分布均一,μ(²³⁸U/²⁰⁴Pb)、w(²³²Th/²⁰⁴Pb)为地球平均值(μ₀、w₀),该阶段为铅的正常演化阶段。t₁时发生的地质事件形成了原始矿源层(建 平群)并使铅进入了第二个演化阶段。该阶段铅在早前寒武纪岩石中演化,μ₁、w₁不均一,并以低μ值为特征,计算的μ₁值为1.21~7.59(表1)。至t₂时伴随中生代地台活化,大规模地重熔和 同熔作用造成大量金铜系列花岗岩类侵位。在此过程中U-Th-Pb体系分离形成铅矿化。由 于铅多来自下地壳铀亏损源区,故其投影点皆在正常铅演化曲线之下,异常铅线与原始增长曲 线有两个交点。

该区与金矿床有关的花岗岩类及其蚀变产物多为晚印支或燕山期产物。例如,二道沟金矿 田西台子花岗岩为188(K-Ar法)~196Ma(U-Pb法),楼上石英闪长岩为142~157Ma,对面 沟花岗闪长岩为118~173Ma^[3]。柏杖子金矿田含矿花岗岩为104Ma,外围花岗闪长岩为144~ 206Ma。热水金矿床蚀变绢云母为150.4Ma(K-Ar法)。因此可以有条件地假定 t²=2亿年。根 据上述等时线公式,取 K=0.1658,可计算得 t₁=26亿年。大体上相当于建平群的形成年龄。

由此可得出如下结论,建平群为本区金矿化的原始矿源层,由其构成的区域含金结晶基底 是金矿成矿的重要前提条件。而晚印支一燕山期构造一岩浆作用为金矿成矿的主要热动力和 流体来源,为成矿的必要条件。即成矿物质来源老,矿体定位年龄新。华北地台北缘金矿成矿的 这种表面上矛盾的二重性特征据此可以很和谐地统一起来。

排山楼金矿是我国目前已发现的比较典型的同韧性剪切带变质热液型(属绿岩建造金矿 床的动力退变质热液金矿床亚类^[1])金矿床。在图2中,根据曲亚军和高殿生的资料^[2]标绘的该 矿床矿石铅和围岩(建平群大营子组变质岩)岩石铅的投影区分别落在上述二次等时线的高放 射性成因铅端和低放射性成因铅端,表明了二者的成因联系。与辽西地区大多数金矿床一样, 78







该矿床矿石铅投影区主要位 干原始增长曲线之下,表明 铅来自铀亏损源区。铅同位 素分布的上述特征表明,排 山楼金矿的成矿物质(铅、金 和银等金属元素)是在建平 群大营子组(矿源层)变质岩 系发生韧性变形过程中,借 助动力退变质热流体由矿源 '层中淋滤出来的。在这一过 程中,正如林尔为等的实验 所表明的那样,被淋滤出来 并聚集于矿体中的铅,相对 于其源岩建平群大营子组变 质岩而言,明显富集了放射 性成因铅,故其投影区位于 二次等时线的右上端(图3)。

按第二种解释,可以认 为本区不同类型金矿床矿石 铅系两种不同来源的正常铅 以不同比例混合的结果。第 一铅源为大约26亿年前的建 平群古老变质岩。第二铅源 为晚印支一燕山期的造山带

铅。按26亿年和2亿年时的标准铅同位素组成(Doe B.R., 1974)^[4],可以计算各矿床中两种不同 来源铅所占的比例,从而估计不同矿源岩对金矿成矿的贡献。

由表1可见,研究区金矿床铅同位素混合系数 a 的变化范围为0.04~0.87,大多数在0.2~ 0.5之间。距深大断裂愈近,或产于大断裂带两侧花岗岩中的金矿床,例如马架子、长皋沟及赤 峰撰山子、热水等金矿床 a 值较小(a=0.07~0.30)。而距深大断裂较远,产于变质岩中的金矿 床,例如东五家子、平房、小塔子沟和赤峰红花沟等金矿床 a 值较大(0.62~0.87)。其他矿床则 介于上述二者之间。这表明两种正常铅的混合作用是由沿深断裂上侵的同熔和重熔花岗岩类 引发。这种作用愈强的地方显生宙同熔花岗岩类对成矿物质的贡献就愈大(a 值愈小),反之则 古老矿源层的贡献愈大。

值得注意的是与金矿床有关的花岗岩类岩石铅(全岩或长石)的投影点也落在上述异常铅 线的高放射性成因铅端(图2)。而且岩石铅同样亦以低μ值为特征(μ₁=6.96~8.73,表1)。表 明了其与有关金矿床的同源关系。

产于中生代火山岩中的金矿床(二道沟、红石砬子和南大线等),其矿石铅亦无例外地为

古老多阶段铅,单阶段模式年龄为9~16亿年。根据单阶段模型计算的μ值为9.53~9.71,略高 于同一成矿系列中的其他类型金矿床,这一点在二道沟金矿田中表现的很清楚(图4)。但根据 二阶段模式计算的μ值仍然很低(μ=4.43~7.05)。

上述事实表明,与金矿床有成因关系的花岗岩及其同源火山岩皆为下地壳(以铀亏损为特征,故μ值很低)重熔或与上地幔混熔(同熔)作用之产物。根据混合模型计算的中生代火山岩 建造金矿床中成矿物质的26~54%来自古老含金结晶基底。

处于同一矿田中的金厂沟梁、二道沟和长皋沟金矿床其铅同位素组成在大体一致的前提 下又各具特色。在铅同位素图解(图4)中,金厂沟梁金矿床矿石铅的投影点呈明显线性排列,长 皋沟金矿和二道沟金矿的部分投影点落在该直线的中段,而对面沟花岗闪长岩的岩石铅则落 在该直线的高放射性成因铅端。这一分布特征与辽西地区金矿床铅同位素总的分布规律一致。

二道沟金矿有半数以上的样品其投影点落在混合线及原始增长曲线的上方,表明这些样 品的µ值相对较高。上述特征表明,尺管上述三个金矿床皆为与早白垩世斑状花岗闪长岩有关 的同熔岩浆热液金矿床^[1]。但在成矿物质来源和形成机制上又略有不同。二道沟金矿成矿过程 中来自深部的热流体,在环流过程中与周围火山岩发生物质交换,从中汲取了较多的放射性成 因铅,故其µ和W值皆较高。铅同位素的这一特点与该矿床矿脉与爆破角砾岩伴生,矿体为含 金蚀变破碎带、含金矿物主要为银金矿(金成色较低),成矿温度较低(210~310℃)及矿脉延长 大于延深等特点相吻合^[3]。

2 金矿床硫同位素地球化学

该区已积累了40多个金矿床300多件硫同位素数据,某些典型矿床的硫同位素组成列于表 2并图示于图5中。

由表2及图5可见,辽西(包括赤峰南部)地区不同类型金矿床的硫同位素特征如下:

(1)与晚太古宙花岗岩-绿岩地体有关的复成热液金矿床,以小塔子沟和红花沟为典型, 包括平房、东五家子、中三家和迷力营子等金矿床。该类矿床以 X(矿床 δ³⁴S 平均值)为小正值 (X=2.0~5.2‰,表2),R(极差)<5‰和 δ(标准差)≤1‰为特征。</p>

(2)显生宙同熔岩浆热液金矿床,可以二道沟,柏杖子、长皋沟、安家营子(大水清)和金厂 沟梁等金矿床为代表。其硫同位素组成以 X接近于0‰(-0.2~+1.7‰),R<5‰和 δ<2‰为 特征。

(3)火山-次火山热液金矿床,可以杜杖子、南大线、红石和水泉等金矿床为代表。其硫同位素组成以 x为偏离陨石值不大的负值或小正值(-6.1~+2.6%),变化范围较大(R=10~15%),变异也较大(δ=3~5%)为特征。

ŝ

Table 2 S-isotope composition of Au-deposits in Chaoyang-Chifeng Area									
编号	矿床(点)	样品数	δ ³⁴ S 平均值 X (‰)	δ ³⁴ S 变化范围 (%)	极差 R(‰)	标准差 δ(‰)	测定矿物		
1	平房	1	+4.5	+			Pyl		
2	东五家子	7	+2.0	$+1.1 \sim +3.1$	2.0	0.7	Py4,Cp1,Gn2		
3	小塔子沟	6	+ 4.3	$+2.6 \sim +5.3$	2.7	0.8	Py3、Cp2、Gn1		
4	中三家	1	+5.2			}	Py 1		
5	红花沟	11	+ 3. 7	$+0.8 \sim +4.9$	4.1	1.0	Py10,Gn1		
6	柴禾栏子	4	+ 8. 9	+8.0~+10.6	2.6	1.2	Py4		
7	迷力营子	7	+2.4	$+1.2 \sim +3.9$	2.7	0.9	Py3、Gn4		
8	马户沟	2	+ 2. 4	$+1.6 \sim +3.1$	1.5	1.1	Spi, Gnl		
9	马架子	1	+2.5		ļ		Gnl		
10	沙金沟	4	+1.5	$+0.2 \sim +2.5$	2.3	0.8	Gn3,Py1		
11	住户沟	2	+1.6	$+0.9 \sim +2.3$	1.4	1.0	Gn2		
12	二道沟	11	+0.5	$-3.3 \sim +0.9$	4.2	1.2	Pyil		
	二道沟・	26	+0.8	$-2.2 \sim +3.4$	5.6		Py22,Gn3,SP1		
13	金厂沟梁	35	-0.2	$-3.0 \sim +1.1$	4.1	1.0	Py33,Cp1,Gn1		
14	长皋沟	3	+0.8	$-2.2 \sim +2.0$	4.2		Py3		
15	安家菅子	17	+1.7	$+0.5 \sim +2.2$	1.7	0.5	Py12,Cp4,Sp1		
	安家营子**	30	+0.9	$-1.2 \sim +1.9$	3.1	0.8	Py30		
16	柏杖子(r)	10	+0.9	$-2.9 \sim +3.6$	6.5	1.8	Py7、Gn4		
	柏杖子(z)	12	+9.6	$+6.9 \sim +12.5$	5.6	1.4	Py11,Cp1		
17	苗金沟	2	-2.2	$-5.4 \sim +1.1$	6.5	4.6	Py1,Gn1		
18	八道沟	3	+0.2	$-1.3 \sim +1.0$	2.3	1.3	Py1、Gn2		
19	热水**	23	+1.8	$-0.9 \sim +3.3$	4. 2	1.1	Ру23		
20	毛家店	1	- 5. 9				Pyl		
21	杜杖子	9	- 4. 6	-11.7~-0.7	11.0	4.3	Py4、Cp3、Gn2		
22	南大线	3	-5.8	$-10.8 \sim +0.1$	10.9	4.5	Pyi,Cpi,Gni		
23	水泉	15	-6.1	$-6.8 \sim -5.2$	1.6	0.5	Py15		
	水泉・	23	-5.3	-10. 2~-1.6	8.6		Py18,Cp3,Mo1		
24	红石	6	+1.5	$-5.0 \sim +4.2$	9. 2	3. 1	Py6		
!	红石*	10	+2.6	-7.3~+7.6	14.9		Py8,Gn2		
26	霍家地	12	+5.0	$+3.6 \sim +6.2$	2.6	0.8	Py12		
27	松岭	15	+6.4	$+5.8 \sim +6.8$	1.0	0.3	Py15		
28	梨树沟	2	+0.3	$-0.6 \sim +1.2$	1.8	0.9	Spl,Gnl		
29	撰山子	14	+0.7	$-2.7 \sim +1.8$	4.5	1.3	Py12, Gn2		

表2 朝阳-赤峰地区金矿床硫同位素组成表

* 据王有爵等,1990;** 据吴云峰,1989。除此之外表中尚引用了任玉樽、王彦林、倪富昌、白风仪、张吉宽和王有 志等的部分数据。

矿物代号:Py-黄铁矿;Sp-闪锌矿;Gn-方铅矿;Cp-黄铜矿; Mo-辉钼矿

•



图5 朝阳 赤峰地区金矿床硫同位素组成图解

Fig. 5 S-isotope composition plot of Au-deposits in Chaoyang-Chifeng Area (括号里面的数字为样品数,箭头所指系 5³⁴S 算术平均值)

(4)显生宙重熔岩浆热液金矿床,以烧锅营子一带的霍家地和松岭金矿床为典型。其硫同 位素特征与前述复成热液金矿床相似,仅又更向正方向偏离陨石值(图5)。

纵观观华北地台北缘上百个金矿床的硫同位素组成,与夹皮沟和清原地区对比^[5],辽西地 区的金矿床以 \overline{X} 更接近陨石值,变化范围小,塔式效应极明显为特征。这与该地区金矿床多以 早前寒武纪富镁铁质变质岩系为矿源层,同时又与显生宙金铜系列花岗岩有密切关系这一总 的成因特点相吻合,也与前述铅同位素特征所反映的成矿物质(金属)来自下地壳或其与上地 幔的混熔产物这一结论相一致。由于上述源岩或源区的硫同位素背景值皆以 δ^{34} S 接近于0为特征,(对面沟岩体 \overline{X} =+1.5‰),故辽西地区不同类型金矿床的 δ^{34} S 平均值皆接近陨石值也就 可以理解了。

借助硫、铅同位素综合图解(图6)这一点就看的更清楚。图6中落于 A 区的为复成热液金 矿床,其中心点的座标 $\overline{X}(\delta^{34}S \, \mathbb{P}$ 均值)=+3‰,t(铅同位素单阶段模式年龄)=20亿年,表明这 些矿床的成矿物质(矿化剂和金属)主要来自古老结晶基底。伴随多次变质、混合岩化和显生宙 构造一岩浆热事件,矿源层中的硫在活化过程中轻微富集了 $\delta^{34}S(400 \, \mathbb{C}$ 时可达4‰)^[6],故矿石 **硫** $\delta^{34}S$ 以小正值为特征。

下地壳,2/3来自上地幔。

82

B区为一些产于花岗岩类侵入体内外接触带中的金矿床,其典型代表为沙金沟和马户沟等,显然它们属A、C之间的过渡类型。

D 区为产于内蒙一兴安褶皱带中的同熔岩浆热液金矿床(撰山子等)其硫同位素组成与地 台区的同类矿床相似,以 ▼接近于0为特征。但铅同位素组成与地台区者有明显差别,以具有正 常铅同位素组成和单阶段模式年龄接近成矿母岩年龄为特征。

火山一次火山岩建造金矿床的成矿环境与上述几类金矿床大不相同。由于接近古地表, P、T 较低而变化梯度很大,故矿石硫同位素组成以变化范围大、变异大为特征。由于成矿时的 fo₂较高,大多数矿床的 δ³⁴S 为负值,故其在图5中的投影点向右偏离正常的演化曲线。



图6 朝阳一赤峰地区金矿床 S-Pb 同位素综合图解(矿床编号 同表1、2)

Fig. 6 S-Pb isotope plot of Au-deposits in Chaoyang-Chifeng Area

综上所述,随着成矿作 用由深到浅,由老到新,成矿 物质中岩浆成分增加,结晶 基底成分减少,矿石硫δ³⁴S 由正值逐渐转变为零,进而 转变为负值。矿石铅同位素 中古老铅成分减少,而最终 为中生代造山带铅所替代。

成矿物质的多源性是金 矿成矿最本质的特征之一。 柏杖子金矿床硫同位素研究 可为此提供佐证。该矿床两 类不同产状的金矿石其硫同 位素组成截然不同。赋存于 燕山期花岗岩中的浸染状金 矿石 X=+0.9‰(-2.9 ~+3.6%),为典型的深源 岩浆硫。而产于大红峪组变 质石英砂岩中的脉状金矿石 $\overline{\mathbf{X}} = +9.6\%$ (+ 6.9 ~+ 12.5%)。后者与前者相比明 显富集 δ³⁴S, 与辽吉地区元 古宙矿源层和层控矿床的硫 同位素组成十分相似[7]。柏 杖子外围的几个金矿点也依

赋矿围岩不同而硫同位素组成迥异。例如,苗金沟、八道沟和闹枝沟等以闪长岩为围岩的金矿 点,皆以 X接近于零为特征(表 2)。而产于石英砂岩中的厚杖子金矿点 8³⁴S 高达 14.6‰。

红花沟金矿区中两个相邻的金矿床莲花山和柴禾栏子的硫同位素组成也迥然不同(表

2),同样反映了金矿床成矿物质来源的复杂性。

3 金矿床氢、氧同位素地球化学

对金矿床氢、氧同位素数据的解释通常是将直接测定的或通过平衡分馏方程计算出的成 矿流体的 δD、δ¹⁸O 值与文献上的岩浆水、变质水等的所谓"标准值"进行对比,从而确定成矿流 体的性质和成因。但是不同作者对岩浆水、变质水的概念、分类及其氢氧同位素组成等问题目 前尚有不同见解(对大气降水、海水等的认识一致),因此有必要先交代一下与本文有关的几种 见解。

泰勒(1968)很早就发现花岗岩类岩石氧同位素组成变化范围很大·但绝大多数花岗岩类 岩石的 δ¹⁸O 在+6.0~+9.0‰,δD 在-85~-50‰之间,据此计算的平衡水的 δ¹⁸O 为+6.0 ~+9.0‰,δD 为-80~-40‰,并称它们为"正常岩浆水"(小泰勒,1974)。

张理刚(1985)将中国东南部花岗岩划分为陆壳类型和岛弧类型两类,其中陆壳类型又可 细分为钨锡系列、金铜系列和铁钴系列等三个系列,并提出金铜系列花岗岩混合岩浆水δ¹⁸O 为+6.0~+9.0‰,δD 为-110~-65‰^[8]。

辽西地区与金矿床有关的花岗岩类岩石,无论是同熔型还是重熔型,其Sr、Pb、S、O、H和C 等同位素组成特征与张理刚划分的中国东南部金铜系列花岗岩相似(另文论述)。因此在根据 氢、氧同位素数据讨论成矿流体来源时,以与金铜系列花岗岩混合岩浆水的相应值对比为宜。 在δD-δ¹⁸O图解(图7)中,金铜系列花岗岩混合岩浆水的δD值范围比所谓"正常岩浆水"向下 扩展了 30%。

泰勒(1974)给出的变质水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 范围为 $\delta^{18}O = +5.0 \sim +25\%$, $\delta D = -65 \sim -20\%$ 。 但根据我国华北地台太古宙变质岩氢氧同位素组成数据计算的变质水 $\delta^{18}O = +4.0 \sim +25\%$, $\delta D = -95 \sim -10\%$ 。显然泰勒给出的变质水 δD 范围是偏小了。

因此,本文采用了张理刚的金铜系列花岗岩混合岩浆水(MCW)和华北地台变质水的有关 数据作为对比标准(图 7),而不再采用泰勒值。

辽西地区金矿床氢、氧同位素数据积累较少,仅有二道沟、红石和赵家沟等少数几个矿床的数据(表 3)。为讨论方便将邻区金厂沟梁、安家营子、热水、撰山子、红花沟和柴禾栏子等金 矿床的有关数据一并列入表 3 中。

由表 3、图 7 可见,朝阳一赤峰地区金矿床成矿流体 δD 值集中在-100±10%范围内,不同金矿床差别很小,而δ¹⁸O 变化范围较大(-6~+8%)。在δD-δ¹⁸O 图解(图 7)中各矿床的投影区多平行横座标向雨水线漂移。造成δ¹⁸O 漂移的原因,可能为同位素平衡分馏的温度效应所致,或者为不同性质和来源的水与大气降水的混合作用所致。在各种成因水流体中以大气降水的¹⁶O 为最高。因此当不同成因成矿流体中混入大气降水时,随混入比例增加,成矿流体的δ¹⁸O 递减。由图 7 可见,该区 7 个金矿床成矿流体的投影区集中分布于金铜系列花岗岩岩浆水、华北地台变质水与大气降水线之间。其右端与安家营子金矿区花岗岩岩浆水的投影区(1)重合,左端接近典型大气降水热液金矿床白乃庙金矿的投影区^[9]。因此,有理由认为研究

84

区金矿床成矿流体或者为金铜系列花岗岩岩浆水与大气降水的混合流体,或者为一种与变质 一混合岩化作用有关的古老深层混合水(张秋生,1988)^[10]。对此尚需做进一步研究。

表 3 朝阳—赤峰地区金矿床氢、氟同位素组成表

Table 3 H,O isotope composition of Au-deposits in Chaoyany-Chifeng Area

编号	矿床	测定矿物	δ ¹⁸ Oγr#μ‰	平衡温度で	δ ¹⁸ O _# ‰	δ D* ‰	资料来源
5	红花沟	石英	<u>9. 4~12. 6*</u> 11. 7(15)	133~199	$\frac{-5.9 \sim 0.8}{-2.5(15)}$	$\frac{-104 - 86}{-96(9)}$	李延河
	红花沟	石英	$\frac{11.3 \sim 12.3}{12.0(5)}$	320	$\frac{5.1 \sim 6.1}{5.8(5)}$	$\frac{-92 \sim -82}{-88(5)}$	王彦林
6	柴禾栏子	石英	$\frac{15.7 \sim 17.3}{16.1(6)}$	166~231	$\frac{2.1 \sim 7.4}{5.3(6)}$	$\frac{-110 - 94}{-102(3)}$	李延河
12	二道沟	石英	$\frac{12.1 \sim 14.0}{13.1(4)}$	244~348	$\frac{5.4 \sim 6.9}{6.1(4)}$	$\frac{-105 \sim -82}{-92(4)}$	王有爵
	二道沟	石英			1.8~2.4	-96~-89	刘纲
13	金厂沟梁	石英			6.5~7.0	-101~-83	孙承志
	金厂沟梁	石英			2. 4~7. 9	-102~-81	刘纲
15	安家营子	石英	$\frac{8.2 \sim 10.8}{9.3(18)}$		$\frac{5.0 \sim 7.9}{6.2(18)}$	$\frac{-119 - 95}{-104(9)}$	汤葵联
	安家营子	石英			2. 1~7. 5	-110~-94	刘纲
19	热水	石英	14.5	350	9. 2	$\frac{-94 \sim -80}{-88(4)}$	曾玖吾
24	红石	石英	8.9	270~282	1. 1	116	王有爵
24 1	赵家沟	石英	$\frac{6.6 \sim 8.1}{7.1(3)}$	234~342	$\frac{-0.7 \sim 1.3}{0.3(3)}$	$\frac{-99 \sim -93}{-96}$	王有爵
29	. 撰山子	石英			0.7~4.0	-116~-110	刘纲

*分子为变化范围,分母为算术平均值,括号里面的数字为样品数



1.金厂沟梁 Ⅰ.二道沟 Ⅰ.安家营子 Ν.柴禾栏子 ٧.红花沟 Ν.红石一赵家沟 N.撰山子 MW.华北地 台变质水 MCW.金同系列花岗岩混合岩浆水

图 7 朝阳-赤峰地区金矿床成矿流体 8D-8180 图解

Fig. 7 $\delta D - \delta^{16}O$ plot of Au-ore fluid in chnoyang-chifeng Area

4 结论

(1)辽西(包括赤峰南部)地区金矿床成矿物质主要来自下地壳铀亏损源区或其与上地幔的混熔产物。成矿物质来源老,矿体定位年龄新是该区不同类型金矿床的共同特征。

(2)不同时代大气降水作为成矿流体的重要组成部分在促进金的活化和富集过程中具有 不可忽视的作用。

(3)根据硫、铅同位素特征可将辽西地区的金矿床划分为三大类:即绿岩建造金矿床;显生 宙花岗岩建造金矿床;陆相火山岩建造金矿床。三类金矿床皆具有优越的成矿条件和良好找矿 前景。

参考文献

1 王义文.华北地台北缘东段金矿床类型和控矿条件及金矿活化成矿论.贵金属地质,1992,(2~3):83~88

- 2 曲亚军,高殿生,排山楼金矿床地质特征及金质来源,辽宁地质,1990(4):304~313
- 3 王志等,辽宁二道沟金矿地质及成因,长春地质学院学报,1989,(3):287~297
- 4 Doe B R et al. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evalution. A Review, Econ. Geol., 1974, (6):757~776
- 5 王义文.金矿活化成矿论.地质找矿论丛,1992,(1):81~92
- 6 王义文.华北地台北缘东段金矿带硫同位素特征及其找矿意义.长春地质学院学报,1989,(3):325~334
- 7 王义文,辽吉地区前寒武纪层控矿床硫铅同位素特征及矿床成因,吉林地质,1982,(2):1~15
- 8 张理刚,稳定同位素在地质科学中的应用,陕西科学技术出版社,1985
- 9 张理刚,成岩成矿理论与找矿,北京工业大学出版社,1989
- 10 毛成云,刘连登.张秋生论文选集.吉林科学技术出版社,1988:137~148

STUDY ON THE STABLE ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF GOLD DEPOSITS IN WESTERN LIAONING

Wang Yiwen

(Jihn Research Institute of Mineral Resources and geology, CNNC)

Abstract

Study on the Pb,S,H, and O isotope has shown that the ore—forming substances of various types of gold deposits are mainly stemmed from lower crust or its mixture with upper mantle. The ore fluid is the mixture of granitic water (MCW) and phanerozoic meteoric water or the precambrian mixed water by metamorphism—migmatization. The common features of various types of gold deposits in this district are old in age of ore—forming substances and young in metallogenetic process. Comprehensive application of the isotopic information of the pb,S,H, and O may provide important evidence for classification of the genetic types of gold deposits and establish the genetic model of ore—deposits. This made the study important in theoretical significance and practical utilization.