

# 陕西镇安丘岭微细浸染型 金矿床同位素组成特征及成因意义<sup>①</sup>

申 萍

(西安矿业学院地质系)

**提 要** 本文通过硫、氢、氧、碳、铅同位素组成的研究,认为成矿溶液来自大气降水,成矿物质来自南羊山组和袁家沟组的不纯细碎屑岩—碳酸盐岩。在此基础上分析了成矿过程。

**关键词** 同位素 微细浸染型金矿 丘岭

丘岭金矿床位于镇板断裂以南,金鸡岭复向斜北翼。矿区出露泥盆系及石炭系地层,总体走向近东西向(图1)。上泥盆统南羊山组及下石炭统袁家沟组为控矿地层,矿化仅见于其中的不纯细碎屑岩—碳酸盐岩中,此岩石以含有机碳(0.05%~0.31%)和生物成因黄铁矿(0.5%~3%)为特征。控矿构造为丘岭短轴背斜核部发育的韧性剪切构造。矿体呈似层状、透镜状、热液作用分为早、晚两期,以早期(金成矿期)为主,形成黄铁矿型金矿石和毒砂-黄铁矿型金矿石;晚期(锑矿化期)仅有少量锑矿化,无金的析出。金属矿物有自然金、砷黄铁矿、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、黄铜矿、砷黝铜矿、闪锌矿和辰砂等,金以次显微粒状存在于砷硫化物即砷黄铁矿和毒砂中。

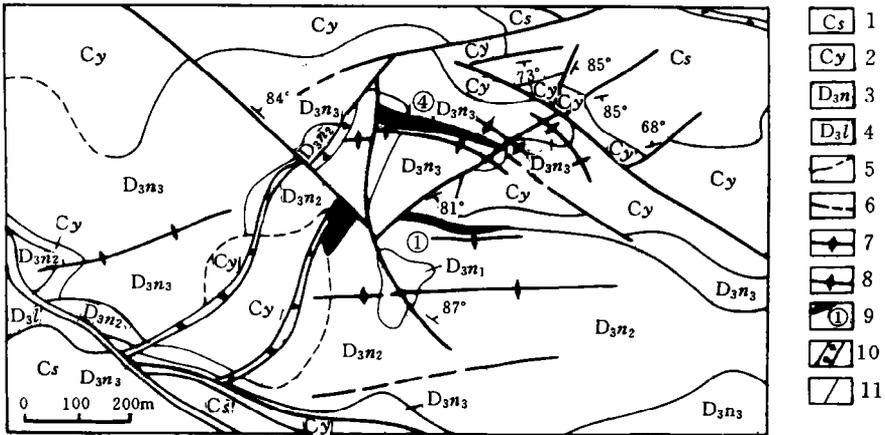
作者研究了矿床的同位素地质特征,在此基础上探讨了成矿热液及成矿物质来源,分析了成矿过程,认为丘岭金矿床是由大气降水补给的循环地下热液溶滤围岩中的成矿物质,在有利的岩性及构造部位沉淀富集形成的。

## 1 硫同位素

作者选取控矿地层中成岩黄铁矿(5件)、矿体中的热液黄铁矿(8件)和辉锑矿(2件)进行硫同位素测定,其数值分布特征见图2。

地层中成岩黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-4.23\%$ ~ $+32.10\%$ ,平均为 $+5.39\%$ ,极差为 $36.33\%$ 。G·福尔认为:火成来源硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围窄,中值约为 $\delta^{34}\text{S}=0\%$ ,而生物成因硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值倾向负值,且变化范围较大<sup>[1]</sup>。本区成岩黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值具上述生物成因硫的特点。再则,本区在晚泥

<sup>①</sup> 收稿日期:1996.7.15

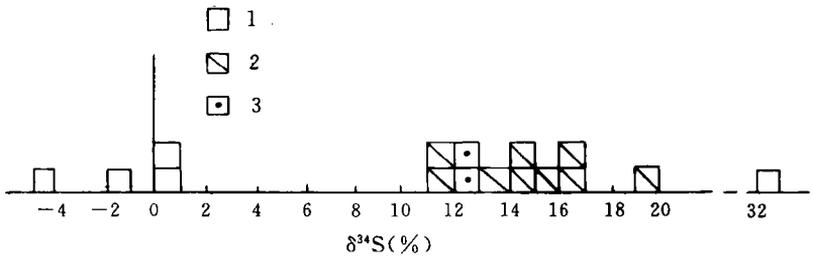


1 中石炭统四峡口组 2. 下石炭统袁家沟组 3. 上泥盆统南山羊山组 4. 上泥盆统冷水河组 5. 地层界线  
6. 断层 7. 向斜 8. 背斜 9. 矿体及编号 10. 破碎带 11. 剖面方位

图 1 丘岭金矿床地质略图

Fig. 1 Generalized geological map of the Qiuling gold deposit

盆世—早石炭世为一局限台盆，是一还原环境，这有利于厌氧细菌还原海水中硫酸盐产生还原硫，形成草莓状黄铁矿和少量双球菌状黄铁矿。据上述两点可以认为本区成岩黄铁矿中的硫为生物成因硫。



1. 成岩黄铁矿 2. 热液黄铁矿 3. 辉锑矿

图 2 丘岭金矿床硫同位素组成频数分布图

Fig. 2 Histogram showing sulfur isotopic compositions in the Qiuling gold deposit

据 Ohmoto 和 Rye (1979) 研究认为<sup>[2]</sup>，热液黄铁矿的  $\delta^{34}S$  值取决于热液系统中总硫的  $\delta^{34}S_{\Sigma S}$  值，也受含矿热液的物理化学条件的影响；在黄铁矿形成温度远高于常温，成矿流体中硫溶解类型以  $H_2S$  和  $HS^-$  占绝对优势时，热液黄铁矿  $\delta^{34}S_{FeS_2}$  值与热液中  $\delta^{34}S_{\Sigma S}$  值相近。丘岭金矿床包裹体测温表明，其形成温度平均为  $215^\circ C$ ，远高于常温条件，成矿流体物理化学条件研究表明，本区成矿流体中硫溶解类型以  $H_2S$  和  $HS^-$  占绝对优势(图 3)，故可认为，热液黄铁矿的  $\delta^{34}S$  值能近似地代表矿液总硫的  $\delta^{34}S_{\Sigma S}$  值，并作为硫源判别标志。

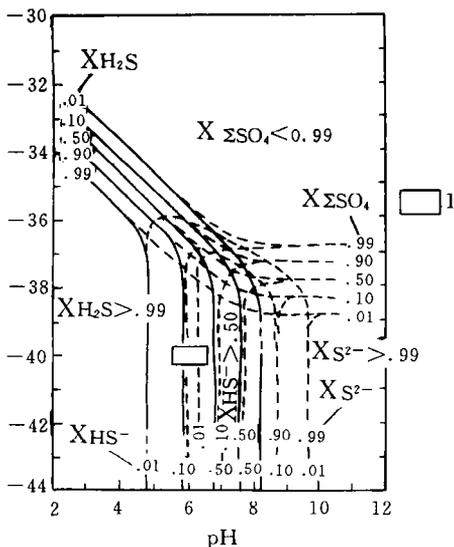
本区矿石中黄铁矿  $\delta^{34}S$  值为  $+11.05\% \sim +19.76\%$ ，平均为  $+15.32\%$ ，与控矿地层中成岩黄铁矿的  $\delta^{34}S$  值相差较大，在直方图上(图 2)与地层硫明显分离。一般情况下，成矿热液硫具三种来源：①岩浆硫，②海水硫酸盐还原硫，③混合来源硫(Rye, Ohmoto, 1972)<sup>[3]</sup>。实际地质

资料表明, 本区无火山及岩浆活动, 因此, 热液硫不可能来自岩浆。如果矿石硫全部来自控矿地层中的硫化物, 则二者硫同位素组成应具有对应关系; 由图 2 可知, 矿石硫同位素组成比地层硫富重硫, 说明矿石硫不单单是来自控矿地层, 而应有富重硫同位素组成的硫混入, 并在成矿作用中发生均匀化。Rye 认为, 不同硫同位素组成可在成矿溶液中发生同位素均一化<sup>[4]</sup>。其次, 丘岭金矿床为中、低温热液矿床(215℃), 在该温度条件下, 硫同位素交换分馏效应较强, 这也是矿石硫富重硫的另一原因。

由此可见, 矿石硫与地层硫之间关系密切, 矿石硫主要来自地层, 同时有不同时代地层硫的混染, 为混合来源硫。

## 2 氢、氧、碳同位素

对石英、方解石的氧、碳同位素及矿物中包裹体水的氢同位素进行了测定, 结果见表 1。据张理刚资料<sup>[5]</sup>, 镇安地区中生代古大气降水为-88‰±。由表 1



1. 丘岭金矿床形成的物理化学条件

图 3 水溶含硫原子团对总硫的摩尔数

(据 H. Ohmoto, 1972)

Fig. 3 Mole fractions of aqueous sulfur species relative to sulfur content.

可知, 丘岭矿床  $\delta D_{H_2O}$  变化范围为-79‰~-105‰, 平均-90.25‰, 与本区中生代古大气降水相近。将表 1 中数据投在  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  相关图(图 3)中, 所有的数据均落于岩浆水和变质水区域之外。据此可认为成矿热液中的水来源于大气降水。图中还具有明显的氧同位素“漂移”特点, 这是由于围岩中有大量粘土矿物所致。另外, 本区地层中含有的粘土矿物, 在构造应力作用下能释放出的一部分水与下渗的古大气降水一起组成混合的介质水。

一般沉积岩氧同位素组成范围为 5‰~25‰<sup>[6]</sup>。由表 1 可见, 矿物  $\delta^{18}O$  为 21.8‰~25.3‰, 与沉积岩氧同位素组成相当。沉积碳酸盐岩的氧同位素组成为 15‰~27‰<sup>[6]</sup>, 本区方解石  $\delta^{18}O$  为 21.8‰~22.7‰, 与碳酸盐岩的氧同位素组成一致, 表明热液期形成的方解石, 与本区围岩中碳酸盐岩有关。

Ohmoto 和 Rye(1979)认为<sup>[2]</sup>, 以  $HCO_3^-$  和  $CO_2$  为主要碳溶体类型的低温热液, 其总碳同位素组成  $\delta^{13}C_{\Sigma C}$  与从其中析出的  $\delta^{13}C$  值相近。据包裹体测定可知, 本区矿液中的主要碳溶体类型为  $HCO_3^-$  和  $CO_2$ , 因此, 可用方解石的  $\delta^{13}C$  值近似代表矿液中总碳同位素组成  $\delta^{13}C_{\Sigma C}$ 。由表 1 可知, 方解石的  $\delta^{13}C$  值为-4.0‰~+0.3‰, 与 Keith 和 Weber 所测海相碳酸盐岩  $\delta^{13}C$  值的平均值范围相似且略偏低(0.56±1.55‰), 这是由于本区含矿地层中含有机碳(0.05‰~0.31‰), 在热液与围岩发生氧同位素交换时, 围岩中的有机质因受热液作用而部分氧化和分解, 致使富含<sup>12</sup>C的碳同位素进入溶液, 从而降低了热液  $\delta^{13}C$  值, 导致所测方解石的  $\delta^{13}C$  偏低。可见, 成矿流体中的碳与含矿地层中的碳酸盐岩有关。

表 1 丘岭金矿床矿物及流体包裹体氢、氧、碳同位素组成  
Table 1 Hydrogen Oxygen and carbon isotopic compositions in  
minerals and fluid inclusions from the Qiuling gold deposit

样号	矿物名称	$\delta D_{H_2O}\%$	$\delta^{18}O_{H_2O}\%$ *	矿物 $\delta^{18}O\%$	矿物 $\delta^{13}C\%$
		(SMOW)			
JPD <sub>52</sub> -1	石英	-79	13.52	25.1	
qPD <sub>6</sub> -ID-2		-80	13.74	25.3	
JPD <sub>1</sub> -Ca	方解石	-97	13.78	22.7	-4.0
qPD <sub>1</sub> -Ca		-105	12.89	21.8	0.3
平均值		-90.25	13.48	23.7	-1.85

地质矿产部矿床地质研究所

\* 换算公式  $\Delta Q-H_2O=3.38 \times 10^6 T^{-2}-2.90$  (R. N. Cloyton, 1972)

$\Delta Gal-H_2O=2.78 \times 10^6 T^{-2}-2.89$  (J. R. O'Neil 等人, 1969)

T 取矿床均一温度 215℃

### 3 铅同位素

矿床中无方铅矿,故测定非铅矿物微量铅了解铅同位素组成特征。其结果见表 2。

表 2 丘岭金矿床铅同位素组成、模式年龄及源区特征值  
Table 2 Isotope composition, model age,  $\mu$  and  $\omega$  of lead from the Qiuling gold deposit

类型	序号	同位素组成			模式年龄 (Ma)								源区特征值	
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	H-H 模式		R. S. F		R. F. C		斯塔西两阶段		$\mu$	$\omega$
					R. F.	D. S.	t <sub>206</sub>	t <sub>208</sub>	t <sub>206</sub>	t <sub>208</sub>	t <sub>206</sub>	t <sub>208</sub>		
岩石	1	18.058	15.523	38.365	322	322	453	255	420	360	411	145	9.34	37.00
	2	18.487	15.843	39.117	398	398	163	-186	181	-8.3	139	/	9.93	41.15
矿石	3	18.329	15.629	38.434	256	257	272	215	270	327	241	107	9.52	37.91
	4	18.307	15.609	38.373	245	248	287	251	282	357	255	140	9.48	37.88
	5	18.202	15.716	38.770	445	450	357	18	341	163	32	/	9.71	39.50

由长春地质学院同位素实验室测定

由表 2 可知:(1)矿石铅同位素组成均在地层铅同位素组成范围内,且与地层铅同位素组成平均值( $^{206}Pb/^{204}Pb=18.272$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb=15.680$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb=38.741$ )相一致。(2)正常铅的变化率为 0.3%~1%<sup>[7]</sup>,地层中铅同位素变化较大(1.9%~2.3%),略高于正常铅变化率;而矿石中铅同位素组成稳定,变化率为 0.68%~0.84%,与正常铅变化率一致。(3)矿石及地

层铅同位素组成数据均落入数值较高的正常铅范围内(图 5), 显示正常铅特征, 也可能有少量放射铅的混入。

将表 2 数据投点于 B. R. Doe 等 (1981)<sup>(8)</sup> 的投绘图上(图 6), 结果表明, 地层铅较分散, 2 号点落在上地壳演化线上方, 显示其壳源特征; 1 号点落在造山带与上地幔铅演化线之间, 显示深源特征; 而矿石铅介于两者之

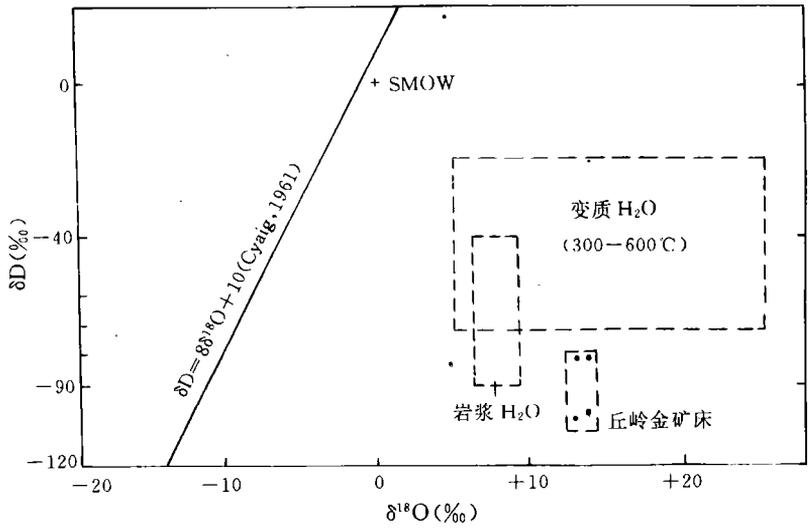


图 4 成矿流体的 δD—δ¹⁸O 关系图

Fig. 4 δD versus δ¹⁸O diagram for ore-forming fluids from the Qiling gold deposit

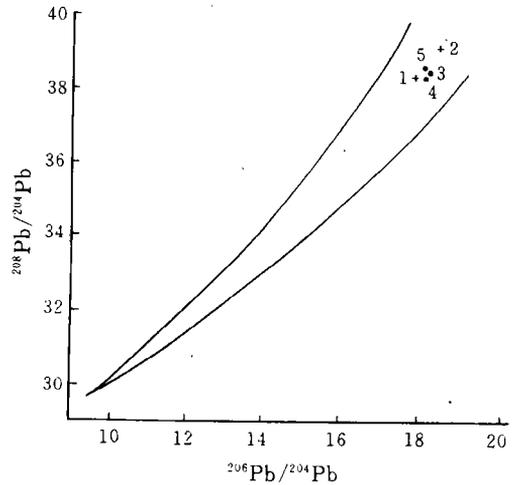
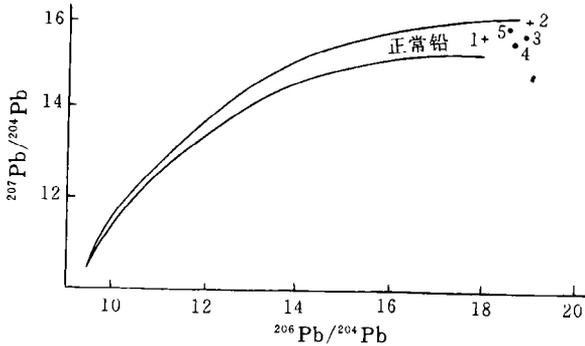


图 5 矿床的铅同位素比值相对于正常铅范围的投绘图

Fig. 5 Plot of lead isotope ratios from the Qiling gold deposit with relation to field of normal lead. 间, 具造山带成因特点, 反映矿石铅与地层铅在成因上的联系。

一般认为, 相对于正常铅演化曲线的  $\mu$  值 ( $\mu=9.58$ , B. R. Doe, 1974) 而言, 具高  $\mu$  值的铅来自上地壳, 具低  $\mu$  值的铅来自下地壳或上地幔。本区铅源区  $\mu$  值为  $9.34 \sim 9.93$ , 平均  $9.59$ ,

与多伊正常铅演化的  $\mu$  值接近(图 7-a)。地层铅  $\mu$  值为 9.34~9.93, 变化较大; 矿石铅  $\mu$  值为 9.48~9.71, 变化较小, 两者均出现一个低  $\mu$  值(9.34, 9.48), 因此, 本区铅主要来自上地壳, 可能有少量铅来自深部。

$\omega$  值为 37.00~41.15, 均高于多伊正常铅演化曲线的  $\omega$  值(36.5)(图 7-b), 为富钍铅, 说明其主要为上地壳物质。

上述几方面反映矿石与地层铅同位素组成的一致性, 反映两者同源。

为了进一步确定铅源, 作者运用 R. H. Steiger 等(1977)推荐的参数值<sup>[6]</sup>, 采用多种方法进行模式年龄计算(表 2)。用不同模式计算出的铅同位素年龄变化范围较大, 但大部分介于 400~250Ma 之间, 在图 7-b 中样品投点落在 500~250Ma 等时线之间, 两者结果相近。在粗铅法计时允许的误差范围内( $\pm 45$ Ma), 该年龄与控矿地层的形成时代(350Ma $\pm$ )是一致的, 不具矿化年龄意义。

## 4 成矿过程分析

根据上述各同位素特征分析可知,  $\delta^{34}\text{S}$  值反映地层中的硫来自生物硫, 成矿热液中的硫来自控矿地层中的生物成因黄铁矿, 有少量其它地层硫的混染。 $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值表明, 成矿热液中的水来自大气降水。碳同位素资料表明, 矿液中的碳酸盐物质来自围岩中的碳酸盐岩。铅同位素资料反映地层中金属组分来自上地壳, 少量来自深部, 矿液中的金属组分来自控矿地层。

根据矿床地质及同位素组成特征, 认为丘岭金矿床的成矿过程分三期:

1. 沉积预富集期: 晚古生代, 本区为一局限台盆, 有利于厌氧细菌还原海水中硫酸盐产生还原硫, 形成黄铁矿及有机碳; 因此, 这一时期, 伴随陆源细碎屑物沉积和碳酸盐矿物的生成, 形成了生物成因黄铁矿及有机碳, 后者吸附沉积水体中微量金, 使金发生了初始富集。

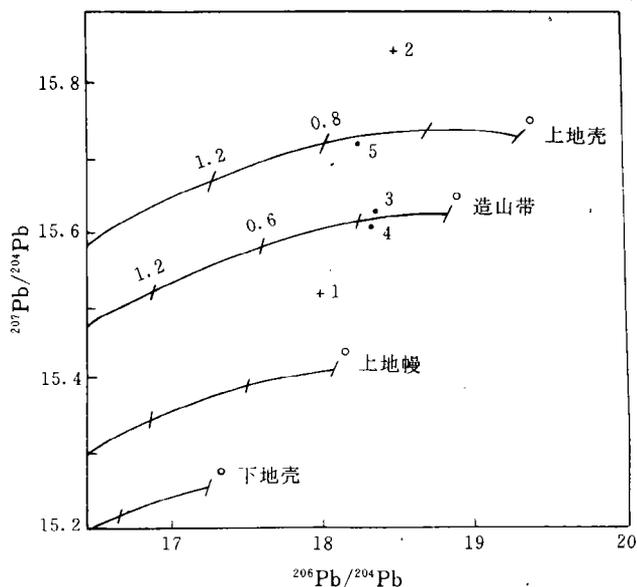
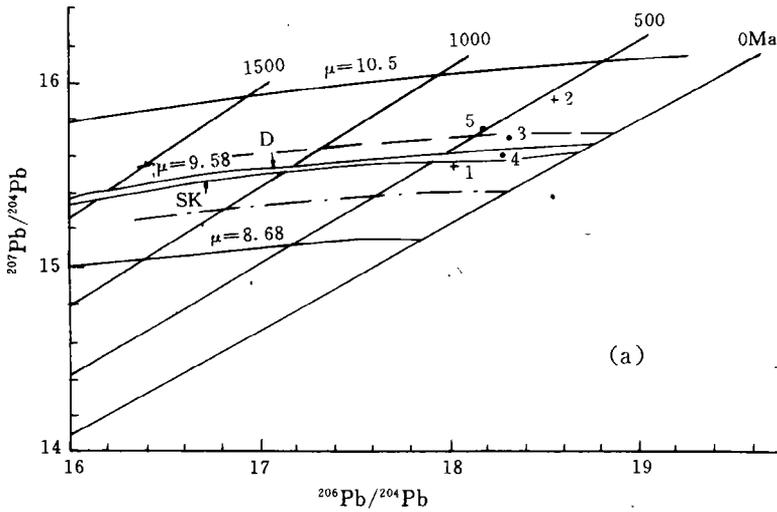


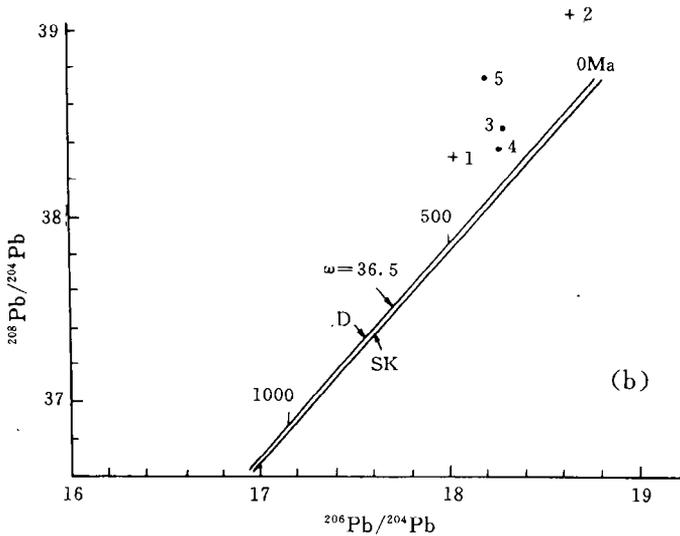
图 6 矿床的铅同位素比值相对于地球不同圈层的演化曲线的投绘图

(演化曲线采用 Doe 和 Zartman 模式, 1981)

Fig. 6 Plot of lead isotope ratios from the Qiuling gold deposit with relation to lead isotope evolution curves of different layers of the Earth.



(a)



(b)

D 多伊近似单阶段铅演化曲线 SK 斯塔西正常铅两阶段演化曲线  
 — 地幔铅平均演化曲线 — 上地壳铅平均演化曲线

图 7 丘岭金矿床  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  座标图

Fig. 7 Coordinate diagram of  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  in the Qiuling gold deposit

2. 构造叠加—热液改造期:经初始富集的含金地层,叠加了韧性剪切构造作用,部分机械

能转化为热能,使地层、岩石及含矿热液中各元素的活性增加。热能及机械作用促使热液运移,使其更充分地萃取围岩中的成矿物质,形成含矿热液;含矿热液沿韧性剪切构造作用提供的通道迁移,至剪切带中的糜棱岩化带、劈理化带及膝折破碎带时,由于温度、压力等物理化学条件急剧改变而发生卸载,沉淀出矿质,形成金矿床。

3. 表生氧化期:矿床形成后,地壳抬升,部分矿体出露地表,并遭氧化和淋滤,形成氧化矿体。随着含金黄铁矿及毒砂的氧化,矿物中的硫、砷发生分解、流失,同时,包含于砷硫化物中的次显微金部分解离出来,发生纯化并聚集,形成显微次生自然金。

本文是张复新副教授指导下完成的硕士毕业论文的一部分。野外工作中得到刘新会同学的大力支持和帮助,黄金十四支队给予很多帮助,在此表示感谢。

### 参考文献

- 1 [美]G. 福尔著,潘曙兰,等译. 同位素地质学原理. 科学出版社,1983
- 2 Ohmoto H and Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes H L. Ed. :Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd, New York, John Wiley and Sons, 1979, PP. 509~567
- 3 Ohmoto H Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 1972, Vol. 67, No. 5, PP, 551~578
- 4 Rye. Sulfur and carbon Isotopes and ore genesis; a review. Econ Geol., 1974, Vol. 69, PP. 826~842
- 5 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
- 6 魏菊英. 同位素地球化学. 地质出版社,1988
- 7 地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室编著. 铅同位素地质研究的基本问题. 地质出版社,1979
- 8 Zartman R E and Doe B R. 1981, Plumbotectonics-The Model. Tectonophysics, 1981, Vol. 75, PP. 136~162

## ISOTOPIC COMPOSITIONS IN THE QIULING MICRO-DISSEMINATED GOLD DEPOSIT, ZHEN'AN COUNTY, SHANXI PROVINCE, AND THEIR GENETIC IMPLICATIONS.

*Shen Ping*

(*Department of Geology, Xi'an Mining Institute*)

### Abstract

This paper presents S, H, O, C isotopic data obtained from Qiuling micro-fine disseminated gold deposit. H<sub>2</sub>O in ore fluid is mainly from ancient meteoric water. Ore-forming materials are dominated by those derived from impure-fine clastic carbonate rock of Nanyangshan Formation and Yuanjiagou Formation. Then ore-forming processes are analysed.