

团结沟金矿氧氢同位素组成 特征与成矿关系的研究*

陈振胜 张理刚 王可法 刘敬秀

(地质矿产部宜昌地质矿产研究所, 湖北宜昌)

摘要: 氢氧同位素研究表明团结沟金矿成矿热液水主要为大气降水来源, 成矿 W/R 值较小 (0.05~0.15)。通过对东露采区蚀变岩石的系统采样和氧同位素分析, 获得氧同位素平面等值线趋势图, 指示出矿体与高 ^{18}O 蚀变花岗斑岩有密切关系。利用大气降水二阶段理想演化定性解释了高 ^{18}O 蚀变岩石成因。一个浅钻岩心的氧同位素组成向深部具明显升高趋势, 指示金矿主矿体还在深部。

关键词: 氧同位素 高 ^{18}O 蚀变岩 露采区 等值线 有效 W/R 值

在研究热液矿床成因方面, 氧氢同位素起着很大的作用。除此之外, 利用蚀变体系矿物和岩石氢氧同位素组成在空间上的系统变化规律探索其与矿体产出位置的关系, 已成一种重要的找矿研究方法^[1,2,5,6]。通常, 探讨氢氧同位素组成变化规律与矿体之间的关系是利用大气降水特征的低 ^{18}O 和低 D 同位素组成进行研究的, 结果表明低 ^{18}O 中心和低 D 中心常常与矿体位置有重合关系。本文报道的高 ^{18}O 平面蚀变中心, 系指蚀变岩石氧同位素组成大大高于新鲜原岩并具有一个高值中心域。高 ^{18}O 蚀变岩石的成因机制是什么? 它与矿床 (矿体) 之间又是怎样的一种关系? 本文对这一特征现象及其有关问题进行了讨论。

1 矿区基础地质概况

团结沟金矿是我国东北一特大型低品位浸染状-细脉浸染状斑岩型矿床, 地处黑龙江嘉荫县乌拉嘎, 小兴安岭山脉东段北坡。大地构造位置在早元古代鹤岗隆起太平沟复背斜西缘与中生代乌拉嘎拗陷带接壤处。

区内出露的地层主要有下元古界黑龙江群, 分布于矿区南部 (图 1), 该群可细分为三段, 即下段太平沟组白云石英片岩、云母片岩等; 中段金满屯组片麻岩和上段老沟组片岩、大理岩等。其中下段太平沟组是矿体的重要围岩。下侏罗统火山岩系 (K_1) 广泛出露于矿区西北部及北部, 主要为凝灰质砂岩、砾岩等。矿区东北部出露有上侏罗统英安岩, 它不整合覆盖于下元古界结晶片岩之上。

* 本文为地质行业科学技术发展基金资助项目
陈振胜, 男, 45岁, 副研究员, 同位素地质专业 邮政编码 443003
1992-08-14 收稿, 1993-01-11 修改回

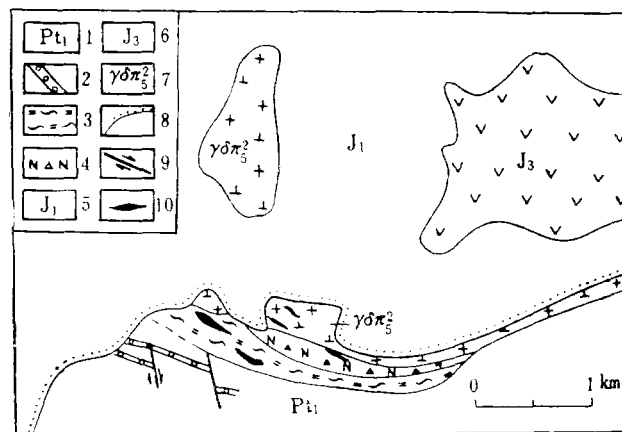


图 1 团结沟金矿地质略图

1—下元古界黑龙江群片岩; 2—片岩蚀变带; 3—碎裂结晶片岩; 4—碎裂花岗闪长斑岩; 5—下侏罗统火山岩系; 6—上侏罗统英安岩; 7—花岗闪长斑岩; 8—不整合界线; 9—断层; 10—矿体

Fig. 1a Geological sketch map of the Tuanjiogou gold deposit.

1—Schist of Lower Proterozoic Heilongjiang Group; 2—Altered zone of schist;
3—Cataclastic crystalline schist; 4—Cataclastic granodiorite porphyry; 5—Lower
Jurassic volcanic rocks; 6—Upper Jurassic dacite; 7—Granodiorite porphyry; 8—
Unconformity; 9—Fault; 10—Orebody

与矿化密切相关的中生代花岗闪长斑岩—花岗斑岩出现于矿区中南部, 呈近东西向展布, 沿乌拉嘎断裂及次级构造侵入到下元古界结晶片岩与下侏罗统火山岩的不整合接触带中, 岩体东西长约 4000m, 最宽 750m, 地表出露面积为 0.66 km²。花岗闪长斑岩—花岗斑岩为岩相过渡变化, 花岗斑岩分布于岩体顶部, 斑晶主要为斜长石、石英、黑云母等, 含量占 20% 左右。斑岩体为主要赋矿岩石, 岩体破碎强烈, 赋矿地段破碎尤为突出。

区域内发育 NE 及 NW 向两组断裂构造, 其中 NE 向乌拉嘎深断裂为牡丹江深断裂的北延部, 是中生代火山-岩浆活动的主要控制构造。两组断裂构造(次级)的复合部位破碎带控制了矿体的产出。NE 向南沟-北沟大断裂位于矿区西南面, 沿该断裂见有燕山期花岗斑岩株分布。

岩石以中低温热液蚀变为主, 从斑岩体中心向外, 大致可分出①硅化-黄铁矿化带(包括次生石英和玉髓状石英脉); ②高岭土化(水云母化)带; ③碳酸盐化带。另可见绢云母化、绿泥石化、白云岩化等蚀变类型。金矿与硅化、黄铁矿化和碳酸盐化关系密切。

团结沟金矿分为东、西两个矿段。东矿段为露采区, 矿体赋存标高为 +50m 至 +250m; 西矿段为隐伏矿体, 赋存于 0~160m 标高范围内, 尚未动工开采。金矿石类型以浸染状-细脉浸染状含金玉髓状石英黄铁矿型和脉状网脉状-细脉浸染状碳酸盐-黄铁矿型矿石为主。

2 成矿热液水氢氧同位素组成

表 1 为团结沟金矿成矿热液水氢氧同位素组成。据团结沟乌拉嘎金矿局的资料, 第 I 阶段玉髓状石英脉的形成温度为 230℃; 第 II 阶段为 170~180℃; 碳酸盐硫化物脉为 90~100℃。由此计算得到成矿热液水 $\delta^{18}\text{O}=0.4\text{‰}\sim-4.4\text{‰}$, 基本上为负值。五件包裹体水氢

表 1 团结沟金矿成矿热液水氢氧同位素组成
Table 1. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore-forming fluids in the Tuanjiogou gold deposit

样号	产状	矿物	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)
0-13	浅白色玉髓状石英脉(I)	石英	+11.6	-0.5	-97
0-14	浅白色玉髓状石英脉(I)	石英	+10.5	-1.6	
0-18	浅白色玉髓状石英脉(I)	石英	+11.2	-0.9	
190-3	浅白色玉髓状石英脉(I)	石英	+12.5	+0.4	
0-9	浅灰黑色玉髓状石英脉(II)	石英	+12.3	-1.5	
0-11	浅灰黑色玉髓状石英脉(II)	石英	+13.6	-0.2	
0-22	浅灰黑色玉髓状石英脉(II)	石英	+11.9	-1.9	
0-23	浅灰黑色玉髓状石英脉(II)	石英	+14.0	+0.2	
T-044 ^①	浅灰黑色玉髓状石英脉(II)	石英			-115
200-3	碳酸盐硫化物脉(III)	方解石	+13.9	-3.2	
200-8	碳酸盐硫化物脉(III)	方解石	+13.1	-4.0	
0-2	碳酸盐硫化物脉(III)	铁白云石	+12.7	-4.4	-94
0-10	碳酸盐硫化物脉(III)	铁白云石	+13.7	-3.4	
		自然金			-85
		砂金			-98

* 按 $1000 \ln \alpha_{\text{O}-\text{H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71$ (Zhang Ligang et al., 1989) 和 $1000 \ln \alpha_{\text{方解石}-\text{水}} = 2.78 \times 10^5 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil, 1969) 计算, 以 230℃ 和 175℃ 作为玉髓状石英脉形成温度, 以 100℃ 作为碳酸盐脉的形成温度

① 为本文资料, 其余为张理刚 (1985) 资料

同位素组成实测值为 $\delta\text{D} = -85\% \sim -115\%$, 平均 -98% 。这些极低的热液水氢氧同位素组成表明团结沟金矿成矿热液水主要是大气降水来源。图 2 示意出团结沟金矿成矿热液水同位素组成值域。

3 蚀变体系岩石氧同位素组成

3.1 东露采区平面蚀变岩石氧同位素组成

对金矿东露天采场 1992 年 7 月末 160m 至 240m 的不同标高采剥平台进行大范围氧同位素采样与分析, 结果示于表 2。我们看到, 蚀变花岗斑岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化值域很大, $\delta^{18}\text{O} = 8.9\% \sim 16.3\%$, 多在 10.0‰ 以上。对该区浅成花岗斑岩而言, 它与中生界火山碎屑岩很可能具渊源关系, 斑岩体的初始氧同位素组成无论如何不会超过 10.0‰。东露采区蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大幅度升高, 不是岩浆热液水蚀变所能够达到的。岩浆热液水蚀变成因岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的升高通常低于 1‰^[3]。热液体系蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值大幅度升高是中—中低温小 W/R 值大气降水热液矿床蚀变体系的一个重要特征^[4]。

我们设定花岗斑岩初始同位素组成为 $\delta^{18}\text{O} = 10.0\%$, $\delta\text{D} = -90\%$ 。由于金矿成矿热液水 δD 值最低达 -115% , 说明成矿时期该区大气降水 δD 值在 -110% 左右, 则大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值相应为 -15% 。图 2 中作出在 200℃ (代表 I、II 成矿阶段) 和 100℃ (代表第 III 成矿阶

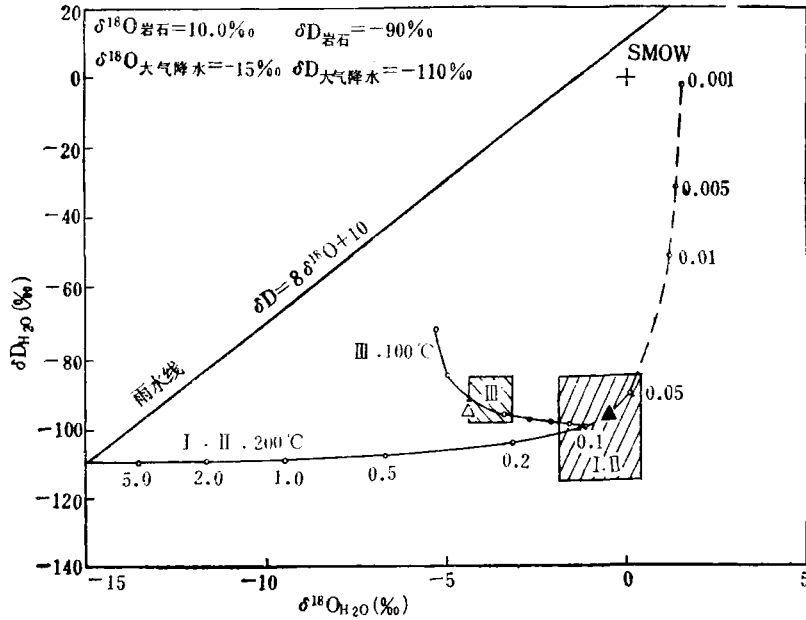


图 2 团结沟金矿成矿热液水氧氢同位素组成

Fig. 2. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of ore-forming fluids in the Tuanjieou gold deposit.

段)条件下大气降水与花岗斑岩分两阶段连续交换后成矿热液水的同位素组成理想演化线。即大气降水在第 I、II 成矿阶段先以 200℃ 与花岗斑岩发生同位素交换,在较小的有效 W/R 值条件下 (0.05~0.15), 大气降水氧同位素组成显著“漂移”;之后在更低的温度(100℃)和晚阶段成矿过程中,原先已发生氧同位素显著“漂移”的大气降水又继续与花岗斑岩交换,结果出现反“漂移”(见图 2 中 100℃ 交换演化线)。反“漂移”导致二个结果:其一,热液水 δ¹⁸O 值在经历了 200℃ 时的显著升高后又有所降低,但 δD 值不降低,甚至还略有升高;而如果是 W/R 值大的情况,即在晚阶段大气降水数量增加,则晚阶段不但 δ¹⁸O 值降低,δD 值也不应该升高,而是向大气降水线、向 δD = -110‰ 靠近;其二,大气降水在第二交换阶段出现 δ¹⁸O 值降低,则与之交换形成的蚀变岩石 δ¹⁸O 值就应该升高,这就可以定性解释团结沟金矿露采区(代表浅部的情况)蚀变岩石 δ¹⁸O 值大幅度升高的现象。

将表 2 数据定点在图 3 (露采平面图)中,比较矿体产出位置与斑岩 δ¹⁸O 值,不难看出,氧同位素组成显著升高的蚀变岩石均位于矿体边界品位范围以内或近旁,这个区域蚀变岩石 δ¹⁸O 值在 12.3‰~16.3‰ 之间。而北面远离矿体的十件蚀变岩石,它们的 δ¹⁸O 值为 8.9‰~12.5‰,集中在 12.0‰ 以下,明显低于矿化蚀变岩石的氧同位素组成。这说明在团结沟矿区,与矿化对应的是高 ¹⁸O 蚀变花岗斑岩,δ¹⁸O 值大于 12.0‰,较之原岩升高 2% 以上。

在图 3 中粗略勾划出 10‰、12‰ 和 14‰ 三条全岩氧同位素等值线,可以使我们更清晰地了解高 ¹⁸O 蚀变岩与矿体产出位置区大致重合。这说明,对大气降水热液成因矿床,除了众所周知的低 ¹⁸O 中心和 δD 低值中心成矿外,还存在截然相反的蚀变岩石高 ¹⁸O 中心成矿

的情况。

表 2 团结沟金矿东露天采区蚀变岩石氧同位素组成
Table 2. Oxygen isotopic compositions of altered rocks from
the eastern openpit workings of the Tuanjiegou gold deposit

样号	产状	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
T-02	160m平台, 花岗斑岩	11.2
T-06	160m平台, 矿化花岗斑岩	12.4
T-08	160m平台, 含金硅化花岗斑岩	13.7
T-10	160m平台, 高岭土化绢云母化花岗斑岩	11.0
T-11	160m平台, 高岭土化绢云母化花岗斑岩	14.3
T-13	170m平台, 松散状高岭土化花岗斑岩	14.1
T-16	170m平台, 花岗斑岩	13.1
T-17	170m平台, 与石墨片岩接触带上的花岗斑岩	16.3
T-23	170m平台, 花岗斑岩	14.5
T-24	170m平台, 矿化硅化花岗斑岩	14.9
T-26	170m平台, 矿化硅化花岗斑岩	14.4
T-27	170m平台, 蚀变花岗斑岩	15.7
T-29	170m平台, 蚀变花岗斑岩	11.5
T-30	170m平台, 蚀变花岗斑岩	11.2
T-32	170m平台, 蚀变花岗斑岩	9.2
T-33	190m平台, 花岗斑岩	8.9
T-34	190m平台, 花岗斑岩	11.8
T-36	190m平台, 花岗斑岩	9.7
T-37	190m平台, 花岗斑岩	9.7
T-38	190m平台, 花岗斑岩	12.5
T-39	190m平台, 花岗斑岩	11.7
T-40	190m平台, 花岗斑岩	10.8
T-41	190m平台, 花岗斑岩	13.4
T-43	190m平台, 高岭土化花岗斑岩	12.3
T-46	190m平台, 矿化花岗斑岩	14.1
T-49	190m平台, 花岗斑岩(与片岩接触带上)	14.1
T-50	190m平台, 花岗斑岩(与片岩接触带上)	12.7
T-54	210m平台, 矿化花岗斑岩	13.9
T-55	210m平台, 矿化花岗斑岩	12.5
T-57	210m平台, 花岗斑岩	13.5
T-58	210m平台, 花岗斑岩	11.5

3.2 垂向上蚀变岩石氧同位素变化特征

对金矿 104 线 241 孔采集了部分岩心样品。该孔是从 170m 平台矿体与非矿体的过渡部位非矿体一侧下钻的一个 62m 深的新打浅孔(参见图 3)。表 3 列出该孔蚀变岩石氧同位素分析数据。显然, 随着钻孔深度的增加, 蚀变花岗斑岩的氧同位素组成明显升高, 最高达 17‰, 反映在图 4 上, 蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值与标高之间呈负相关。由于高 ^{18}O 蚀变岩石与矿体之间存在的位置对应关系, 说明该孔的下部出现矿体, 且继续往下具有很好的前景, 因为 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于 12.0‰ 都是有利的赋矿部位。图 4 反映出的负相关同时说明这种中—低温热

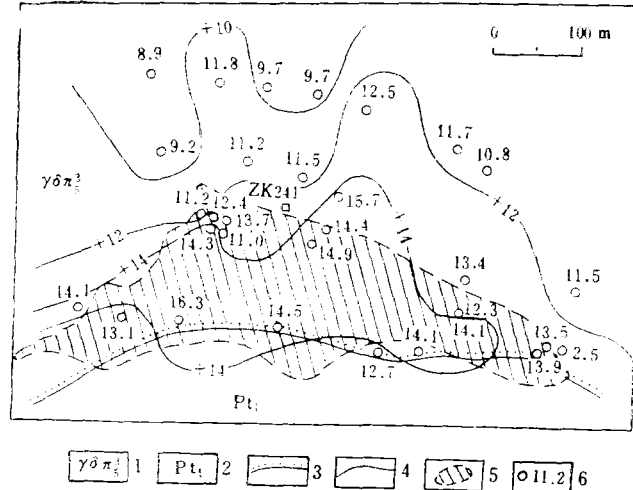


图 3 团结沟金矿东露天采场蚀变岩石取样位置及氧同位素组成
 1—花岗闪长斑岩；2—下元古界片岩；3—不整合界线；4—氧同位素等值线；5—矿体；6—蚀变岩石取样位置与氧同位素组成

Fig. 3. Sampling locations and oxygen isotopic compositions of altered rocks from the eastern open-pit workings, the Tuanjiegou gold deposit.

1—Granodiorite porphyry; 2—Lower Proterozoic schist; 3—Unconformity; 4—Contour line of oxygen isotopes; 5—Orebody; 6—Sampling location and oxygen isotopic compositions of altered rocks.

表 3 团结沟金矿 241 孔岩心氧同位素组成

Table 3. Oxygen isotopic compositions of samples from No. 241 drill hole of the Tuanjiegou gold deposit

样号	产状	孔深(m)	标高(m)	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
TK-01	蚀变花岗斑岩	61.8	108	16.8
TK-04	蚀变花岗斑岩	56.0	114	17.1
TK-06	蚀变花岗斑岩	52.0	118	17.0
TK-21	蚀变花岗斑岩	45.5	124.5	13.8
TK-25	蚀变花岗斑岩	39.0	131	14.1
TK-08	蚀变花岗斑岩	33.0	137	13.6
TK-09	蚀变花岗斑岩	26.0	144	12.5
TK-15	蚀变花岗斑岩	29.4	149.6	12.7
TK-11	蚀变花岗斑岩	13.8	156.2	12.8
TK-20	蚀变花岗斑岩	6.0	164	13.0

液蚀变成因高 ^{18}O 蚀变岩石并非由地表低温风化作用引起。不过在浅钻以下的更深部位 (+100m 标高以下) 的蚀变岩石不太可能继续大幅度升高, 而在很大程度上将出现 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐降低, 直至低于原岩, 因为深部应该是一个大气降水淋滤蚀变体系, 该体系的特点是淋滤出金属成矿物质^[4]。淋滤蚀变体系出现在越深部, 则上部高 ^{18}O 矿化蚀变带空间跨度越大, 矿石量也就越多。团结沟斑岩体破碎程度很高, 有利于形成空间范围很大的淋滤蚀变带和矿化蚀变带。

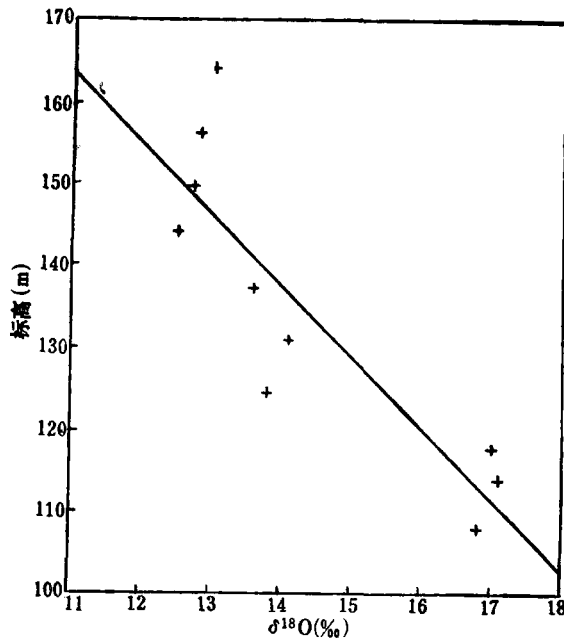


图4 团结沟金矿241孔岩心取样深度(标高)与氧同位素组成的关系
Fig. 4. Relations between sampling depths (elevations) and oxygen isotopic compositions in No. 241 drill hole, the Tuanjiegou gold deposit.

241孔浅部,从+140m至+170m标高,四件全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值稳定在12.5‰~13.0‰的狭小范围内,说明在斑岩体浅部蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值随标高的不同变化不明显。因此在图3的平面图中(160m至210m),蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以不进行校正而近似代表平面 $\delta^{18}\text{O}$ 值等值线趋势图。

4 结论

- (1) 热液水氢氧同位素研究表明,团结沟金矿为中低温斑岩型大气降水热液矿床。
- (2) 团结沟金矿成矿有效W/R值较小,为0.05~0.15。
- (3) 东露采区蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值平面等值线趋势图表明,团结沟金矿矿体产出空间位置对应为蚀变岩高 ^{18}O 值域,这种蚀变岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值较之原岩高出2%以上。
- (4) 浅钻蚀变岩石氧同位素组成与标高呈负相关,指示浅钻深部存在主矿体,并说明高 ^{18}O 蚀变岩非浅表风化成因。

作者在矿区工作期间得到乌拉嘎金矿局有关领导及生产计划科地质室袁玉华等同志的热情帮助,谨致谢忱。

参 考 文 献

- 1 陈振胜等.水/岩交换作用及其找矿.地质与勘探,1989,25(2):7~11
- 2 张理刚.稳定同位素在地质科学中的应用.西安:陕西科学技术出版社,1985.
- 3 陈振胜等.热液体系氢、氧同位素分馏机制及其地质意义.地质学报,1992,66(2):158~169
- 4 陈振胜等.江西银路岭银铅锌矿床蚀变体系氧同位素连续演化及其地质成因.宜昌地质矿产研究所所刊,1992,(18):189~199
- 5 Taylor H P Jr. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, western Cascade range, Oregon. J. Geophysical Res. 1971, 76:

7855~7874

8 Taylor H P Jr. Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc.* 1977, 133: 509~558

OXYGEN(HYDROGEN) ISOTOPE COMPOSITIONS OF THE TUANJIJIEGOU GOLD DEPOSIT IN RELATION TO THE ORE-FORMING PROCESS

Chen Zhensheng, Zhang Ligang, Wang Kefa and Liu Jingxiu

(*Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang, Hubei Province*)

Abstract

A fairly systematic oxygen (hydrogen) isotope study was made on different stages of ore-forming fluids and altered rocks in the Tuanjiegou gold deposit. It is known that for the two ore-forming stages (I and II) of chalcidonic quartz veins, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.9 \sim +0.4\%$, and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -85 \sim -115\%$, and that for hydrothermal solutions of the late ore-forming stage of carbonate-sulfide veins, $\delta^{18}\text{O} = -3.8 \sim -4.4\%$ and $\delta\text{D} = -85 \sim -98\%$. The oxygen (hydrogen) isotope compositions of these characteristic ore-forming hydrothermal solutions show convincingly that the Tuanjiegou gold deposit is a porphyry type deposit within the shattered alteration zone genetically characterized by meteoric-hydrothermal waters. The ratios of ore-forming water to rocks (W/R) are 0.05—0.15, and the oxygen (hydrogen) isotope inversion between hydrothermal solutions and altered rocks took place at the late stage. It is determined that the δD values of Mesozoic meteoric water are between -110% and -120% . Systematic planar sampling and oxygen isotope analysis were performed in the openpit working of the Tuanjiegou gold deposit, and the results reveal that the whole rock oxygen isotope values of most altered granite porphyry samples get higher, and there exist close relations between mineralization and ^{18}O -high altered granite porphyry. $\delta^{18}\text{O}$ wall rock values of the altered porphyry are $>12.0\%$ (mostly above 14.0%), much higher than oxygen isotope value of the protolith (10%), which seems to be an important characteristic of meteoric-hydrothermal deposits with low W/R ratios. On the oxygen isotope contour map, the ^{18}O -high altered rocks are quite coincident with the localities of gold orebodies, and thus a map showing planar relations between oxygen isotope compositions and orebodies has been compiled for the first time in China. It is pointed out that random sampling of rocks in a surface environment might be conducted to delineate the central domain of high oxygen isotope values and then to search for concealed orebodies. This is a complete new breakthrough subsequent to the theory of applying the low value center of oxygen isotopes to the prospecting for concealed orebodies. The obviously increasing trend of oxygen isotope compositions of sample cores with depth suggests that ore potentiality is encouraging at the depth of the ore deposit.