

# 柿竹园钨多金属矿床的热液水来源

季克俭

郭新生

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京) (中国有色金属工业总公司矿床地质研究院, 桂林)

**提 要:** 近几年, 作者对柿竹园矿床的岩石及其中的矿物进行了氧同位素研究, 测定了 72 个数据, 通过资料整理可以看出, 柿竹园矿床的不同岩石具有相似的  $\delta^{18}\text{O}$  值特征: 岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围大, 碳酸盐岩的极差为 17‰, 花岗岩类 -11.6‰; 与初始岩相比,  $\delta^{18}\text{O}$  值都明显降低;  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化幅度与温度密切相关, 热变质或蚀变温度愈高, 岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值愈小。不同岩石具有的  $\delta^{18}\text{O}$  值共同特征是大气降水与岩石进行氧同位素交换的产物。根据大气降水与不同岩石之间氧同位素平衡交换公式计算和制作的水和岩石的演化曲线与矿区实际资料基本一致。这有力地证明矿床热液的初始水为大气降水或热液属交代成因。

**关键词:** 水岩之间的氧同位素交换 热液水的大气降水来源 柿竹园矿床

## 1 柿竹园钨多金属矿床的成因

柿竹园是世界知名的超大型钨多金属矿床, 它与燕山期的花岗质岩浆作用有密切的时空关系, 不同期次的岩浆活动都伴有金属矿化, 但矿种、矿化类型和矿化场所等有变化。

70 年代或更早, 柿竹园矿床被视为典型的岩浆热液成因, 80 年代开始应用氧、氢同位素方法测定热液矿物和流体的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  值, 并探讨热液水的来源或成因。张理刚、康先济、庄锦良、杨超群、王书凤等对柿竹园矿床做了大量的矿物、流体和岩石的氧同位素工作, 近年, 作者做了 72 个岩石氧同位素的测定。比较全面和系统的氧同位素研究为热液水来源的确定打下了坚实的基础和创造了必要的条件。

80 年代以来, 对柿竹园矿床热液水的来源主要有三种认识: ① 以熊鹏飞<sup>[1]</sup>为代表的岩浆期后热液; ② 以王昌烈<sup>[2]</sup>、张理刚<sup>[3]</sup>为代表的岩浆水和大气降水混合; ③ 以季克俭<sup>[4]</sup>、郭新生为代表的大气降水为主。下面我们用已有的氧同位素资料对上述三种观点进行综合分析和检验。

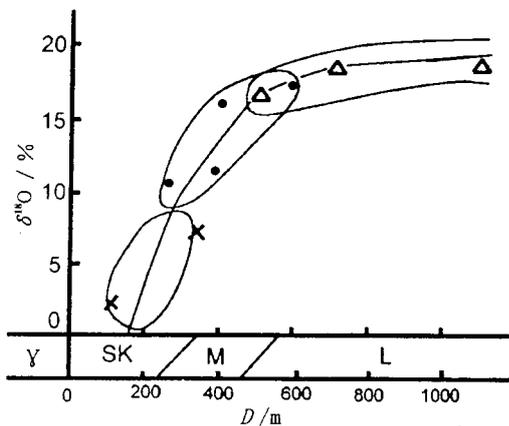
## 2 与热液成因有关的岩矿石和流体的氧同位素特征

热液是由水、矿和热三要素组成, 其中, 水是热液的主体、热的容体、矿质的载体, 因此查明水的来源具有极其重要的意义, 是解决热液或热液矿床成因的关键。矿区大量的氧同位素资料包含了丰富的热液水成因信息。正确的热液水成因观点必须与矿区的各种氧同位素资料相符, 而不是相反。

矿床中岩矿石和流体具有下列  $\delta^{18}\text{O}$  值特征:

表1 柿竹园矿床  $\delta^{18}\text{O}$  值表

	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		
	样数	范围	极差
岩浆水	4	9.04~10.7	1.66
脉石英	30	1.48~14.0	12.52
热液水	33	-8.9~10.2	19.1
花岗岩类	34	2.8~14.4	11.6
灰岩及其蚀变岩	31	2.2~19.2	17.0

图1 柿竹园矿床碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值随离岩体距离 ( $D$ ) 的变化

Y—花岗岩; SK—夕卡岩; M—大理岩; L—灰岩

发生有规律的变化,但它们的变化方向正好相反,随温度升高,热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  增大,而岩石  $\delta^{18}\text{O}$  减小,这是水与岩石间发生氧同位素交换的必然结果。

### 3 关于热液水成因的讨论

研究热液水成因的方法较多,除氢、氧同位素方法外,还有热液水成分方法和蚀变过程中水的流向方法等。热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值是确定热液水成因的重要参数。我们在本文中重点讨论如何应用氧同位素方法确定热液水的来源。不少人仅据  $\delta^{18}\text{O}$  值对热液成因作出判断。这种结论的可靠性是值得怀疑的。从季克俭等<sup>[5]</sup>的各种成因热液的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  范围分布图上看,岩浆水的  $\delta^{18}\text{O}$  值 (5‰~9‰),既与变质水 (4‰~25‰) 重叠,又与交代水 (-20‰~10‰) 重叠。因此,  $\delta^{18}\text{O}$  值为 5‰~9‰ 的热液水,不能简单地确定为岩浆水。确定热液水的来源或成因,其必要条件是:① 要测定或查明热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值及变化规律;② 要查明热液水是否与岩石发生氧同位素交换,发生交换时的条件 (如  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}$ 、温度、 $W/R$ )

#### 2.1 热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值特征

热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值从 -8.9‰~10.2‰,极差大,达 19.1‰ (表1)。热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化与温度有关,温度愈高,  $\delta^{18}\text{O}$  值愈大,如热液温度为 380°时,热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值为 4.7‰~10.2‰,温度为 200°时,  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -8.7‰~-5.0‰。

#### 2.2 近矿和远矿碳酸盐岩及其蚀变岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值特征

从远矿的微晶灰岩和白云岩、近矿的大理岩至完全被交代的夕卡岩,  $\delta^{18}\text{O}$  值为 2.2‰~19.2‰,变化范围大,极差达 17.0‰,碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化与它们离岩体接触带的距离有关,距离愈小,  $\delta^{18}\text{O}$  值愈低,距离愈大,  $\delta^{18}\text{O}$  值愈高 (图1)。实际上,与受热温度有关,愈靠近岩体接触带,碳酸盐岩受热的温度愈高,因此,受热温度愈高,岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值愈低。

#### 2.3 花岗岩类岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值特征

花岗岩类岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值从 2.8‰~14.4‰,极差达 11.6‰。最高频度峰值位于 5~7‰。

综上所述,柿竹园矿床的热液水和近矿岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值是不演化的。热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值与温度有关,温度愈高,  $\delta^{18}\text{O}$  值愈大,近矿岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值也与温度有关,蚀变或热变质温度愈高,全岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值愈小。由此可知,在热液的演化和成矿过程中,热液水和近矿岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值同时发生

等)。

### 3.1 热液水为岩浆水

熊鹏飞<sup>[1]</sup>把柿竹园矿床定为“岩浆期后高中温热液矿床”，也就是说，热液水主要为岩浆水。他指出成矿早期流体  $\delta^{18}\text{O}$  值 (7.8‰~10.2‰) 与岩浆水 (9.04‰~10.7‰) 比较接近，成矿晚期和期后大气降水混入逐步增多，流体  $\delta^{18}\text{O}$  值分别下降至 1.30‰~2.6‰ 和 -6.2~-8.9‰，表明混入已相当多了。他承认有大气降水的混入，并强调虽有相当多的大气降水，但仍不是主体，而是混入。

如果矿床的热液水为岩浆水，则可能有二种情况：未与岩石发生氧同位素交换；与花岗岩等发生交换。当为第一种情况时，热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值始终保持岩浆水的值不变。这与实际情况不符，应予否定。当为第二种情况时，即岩浆水与花岗岩，甚至灰岩等发生氧同位素交换，则随交换温度的降低，热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  变小 (与实际情况相符)，岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值增大，这与实际情况相反，因此，也是不成立的。

### 3.2 热液水为岩浆水与大气降水的混合

矿床热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -8.9‰~10.2‰，其高值部分与岩浆水相当，低值部分接近成矿时矿区的中生代大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  值 (约 -10‰)，中等值部分被视为二种水的混合。这就是说，早期高温阶段热液水以岩浆水为主，晚期低温阶段以大气降水为主，中期中温阶段为两种水的混合。由此可见，热液水  $\delta^{18}\text{O}$  值的有规律变化仅与两种水的比例的变化有关。这与客观事实不符，前面已有介绍，后面还将讨论，矿床热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化主要是水岩间氧同位素交换的结果。

### 3.3 热液水为由大气降水与岩石相互作用或由交代作用产生的交代成因水

在水与岩石反应的体系中，初始热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值与成矿时最终热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  是不相等的。从水-岩间同位素平衡方程： $W \cdot \delta_{\text{H}_2\text{O}}^i + R \delta_{\text{岩石}}^i = W \delta_{\text{H}_2\text{O}}^f + R \delta_{\text{岩石}}^f$  可以得出  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^f - \delta_{\text{H}_2\text{O}}^i = W/R (\delta_{\text{岩石}}^i - \delta_{\text{岩石}}^f)$ ，它们之间的差  $W/R (\delta_{\text{岩石}}^i - \delta_{\text{岩石}}^f)$  在索尔屯地热田达 14‰，在阿尔伯达盆地 (热卤水) 达 25‰。在水岩反应体系中判断热液水的来源不是根据  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^f$  值，而是根据  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^i$  值。在水-岩反应强烈的体系中， $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^i$  与  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^f$  值之间差异是较大或很大，所以，用  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^f$  来判断热液水的来源，必然导致错误的结论。以柿竹园矿床为例，根据熊鹏飞<sup>[1]</sup>的资料，成矿早中期热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值平均为 6.28‰，接近矿区岩浆水的  $\delta^{18}\text{O}$  值，故主要为岩浆水。柿竹园矿床属水-岩反应体系，不能用  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^f$  值来确定热液来源，需用  $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^i$  值来确定。 $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^i = \delta_{\text{H}_2\text{O}}^f - W/R (\delta_{\text{岩石}}^i - \delta_{\text{岩石}}^f)$ ，灰岩的  $\delta_{\text{灰}}^i$  为 17‰，蚀变成夕卡岩的  $\delta_{\text{夕}}^f$  为 2‰， $(\delta_{\text{灰}}^i - \delta_{\text{夕}}^f) = 15\%$ ，花岗岩的  $\delta_{\text{花}}^i$  值为 10.8‰，蚀变后的最低值 < 3‰， $(\delta_{\text{花}}^i - \delta_{\text{花}}^f) \approx 8\%$ ，蚀变岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值降幅为 8%~15%，从水-岩反应图上可以看出， $W/R$  值通常为 0.5~2，我们取 1，则可由蚀变灰岩获得初始热液水的  $\delta^{18}\text{O}$  值约为 -9‰，由蚀变花岗岩 -2‰，这种  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -9‰~-2‰的水不可能是岩浆水，而只能是大气降水。

(1) 大气降水与灰岩发生氧同位素平衡交换的水和岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值演化曲线：取矿区外围多数  $\delta^{18}\text{O}$  值 (17‰) 为灰岩的初始值，中生代大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -10‰，并根据公式  $\Delta = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$  (O' Neil, 1969) 计算和作出图 2。由图可见，随平衡交换的温度升高和  $W/R$  增大，灰岩的  $\delta^{18}\text{O}$  明显降低，随平衡交换温度升高和  $W/R$  减小，大气降水

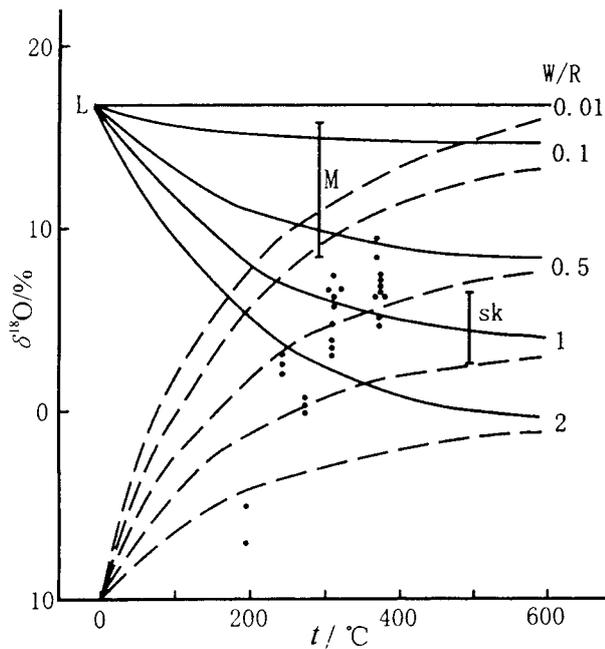


图2 大气降水与灰岩氧同位素交换平衡的水(虚线)和岩石(实线)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值演化曲线

$\delta^{18}\text{O}_L = 17\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -10\text{‰}$ ;  $\Delta = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$   
(O' Neil, 1969) 黑点—热液水; L—灰岩; M—大理岩; SK—夕卡岩

演化曲线较为相似。花岗岩中多种矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值包含了它们之间平衡交换的温度信息。在柿竹园矿床不仅测定了大量花岗岩样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而且还测定了其中的石英、长石和云母等矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,12个石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $8.5\text{‰} \sim 12.2\text{‰}$ ,平均为 $11.11\text{‰}$ ,13个长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $3.8\text{‰} \sim 6.4\text{‰}$ ,平均为 $5.02\text{‰}$ 。通过对比石英和长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值看出,它们远离岩浆结晶的平衡状态(在 $700^\circ\text{C}$ 时,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比长石约高 $2\text{‰}$ ),它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值约差 $6\text{‰}$ 。计算出的平衡交换温度为 $357 \sim 425^\circ\text{C}$ ,此温度就是热液的形成温度。由此可见,部分热液水是由大气降水主要与花岗岩中长石进行氧同位素交换后形成,因此,其形成温度远低于岩浆水形成温度,其形成时间远晚于岩浆固结。

### 参 考 文 献

- 1 熊鹏飞. 柿竹园钨、锡多金属矿床. 见: 陈毓川主编. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 1989, 101~114.
- 2 王昌烈, 罗仕徽, 胥友志等. 柿竹园钨多金属矿床. 北京: 地质出版社, 1987, 116~141.
- 3 张理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京: 北京工业大学出版社, 1989, 67~120.
- 4 季克俭, 吴学汉, 张国柄. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律. 北京: 北京科学技术出版社, 1989, 44~59.
- 5 Ji Kejian, Wang Liben, Lu Fengxiang et al., The metasomatic hydrothermal metallogeny, Proc. 30th Int' L Geol. Congr. 1997, 9: 57~66.

$\delta^{18}\text{O}$ 值显著增高,在高温条件下( $>400^\circ\text{C}$ ),当 $W/R$ 为 $0.1$ 或更小时,大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可增大至 $10\text{‰}$ 或更大。从图上还可看出,热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随温度升高而增大,与大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线相似,成矿热液水 $\delta^{18}\text{O}$ 值位于水-岩平衡交换范围内 $W/R$ 值为 $0.1 \sim 1.5$ 区间。灰岩 $\rightarrow$ 大理岩 $\rightarrow$ 夕卡岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 演化特征与大气降水平衡交换的灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线相似,随反应温度增高而降低,大理岩和夕卡岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也位于 $W/R$ 值为 $0.1 \sim 1.5$ 区间。

综上所述,柿竹园矿床热液水和灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 的演化特征与大气降水和灰岩间氧同位素平衡交换过程中两者的 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线基本一致。因此,热液的初始水为大气降水。

(2) 大气降水与花岗岩之间的氧同位素交换: 如前所述,柿竹园矿床的花岗岩明显与大气降水发生过氧同位素交换。其与大气降水与灰岩间的平衡交换的演化