

## 湘西雪峰山隆起区钨锡金矿床稳定同位素地质学

张理刚

(地质矿产部宜昌地质矿产研究所)

### 地质概述



湘西雪峰山隆起带内主要有四个钨锡金矿带(图1),赋存着三种不同矿石类型的矿床:层状白钨矿矿床,层状钨锡金矿床和层状金矿床。赋矿层位主要为晚元古界板溪群下亚群和上亚群,岩性主要为板岩及碳酸盐岩。矿

区附近几到几十公里范围内没有火成岩出露。对这些层状矿床的成因,以往因层状矿体上下盘见到浅色“蚀变带”,而普遍认为是岩浆期后中低温热液矿床(徐克勤等,1965)<sup>[1]</sup>但也有主张是同生沉积成因(孟宪民等,1966)<sup>[2]</sup>最近,许多人主张是沉积—(地下水)改造的后生层控矿床(朱森龄等,1981,<sup>[3]</sup>涂光炽等,1984<sup>[4]</sup>,肖启明等,1984<sup>[5]</sup>)。

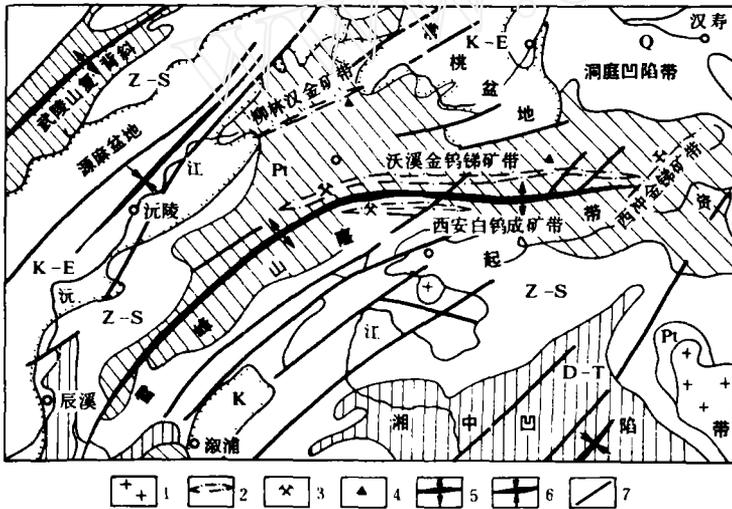


图1 雪峰山构造地质略图

(据朱森龄等,1981)

1—侵入体; 2—矿带; 3—层状—似层状矿床; 4—脉状交错矿床; 5—背斜轴; 6—向斜轴; 7—断层

辉锑矿、自然金等,但不同矿层中矿石矿物组合有明显差异,如上矿层(S<sub>4</sub>)以富含白钨矿为特征,其他矿层白钨矿较少。矿石矿物的分布具条带状特点,并构成不对称的条带状矿层(见图5)。矿层底部及浅色板岩中富含黄铁矿,向顶部减少。金的富集部位与黄铁矿富集相一致。金

以沃溪矿床为例,矿体赋存于上板溪群马底驿组板岩中,矿体呈层状,与地层整合(图2)。矿层赋存于夹少量凝灰质碎屑的紫红色板岩的浅色层内。这种浅色层,通常被认为是热液蚀变带[1,3,4,5],它与矿层一样,非常稳定,出现与地层同步褶曲现象(图3)。矿层延伸、延长异常稳定,最大可达数公里。局部小褶曲的轴部或断裂带出现矿层膨大,并伴有角砾状矿石和交叉(分枝)小脉等,但它们往往延伸很短,仅数米或数十米。

沃溪矿床的矿石矿物为白钨矿、黑钨矿(多为角砾状矿石)、

属矿物还有少量黄铜矿、黝铜矿、毒砂、闪锌矿等;非金属矿物为块状不透明乳白色、灰白色重结晶石英为主,其次有绢云母、叶腊石、绿泥石等。镜下观察表明,石英与围岩板岩中石英连续结晶,且光性一致;黄铁矿、自然金等矿物具归并凝聚及再加大现象。

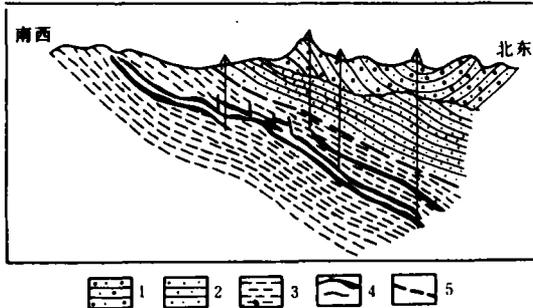


图2 沃溪层状矿体地质剖面示意图  
(据朱焱龄等, 1981)

1—白垩纪红色砂砾岩; 2—板溪群五强溪组石英砂岩;  
3—板溪群马底驿组紫红色板岩; 4—矿层; 5—断层

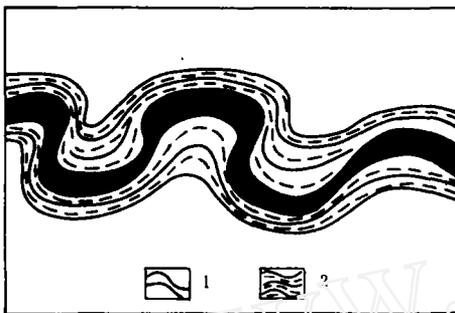


图3 沃溪矿区矿层与围岩板岩同步褶曲现象  
(—210米中段S<sub>1</sub>层) 1—矿层; 2—板岩

矿层中石英包裹体成分具高盐度(10~19 NaCl Wt%)、富SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>等特点<sup>[5]</sup>。

湘西雪峰山隆起带不同矿带中各矿床的地质特点基本相似, 仅矿石矿物成分、矿体规模及产出层位稍有差别。

此外, 雪峰山隆起带前震旦系板溪群和冷家溪群富含钨、铋、金元素, 尤其是冷家溪群中上述元素丰度最高, 含钨达到5~15ppm, 少数样品可达0.18% (朱焱龄等, 1981)<sup>[3]</sup>。

## 同位素测定结果与讨论

### (一) 氢氧同位素

表1列出了沃溪、沧浪坪、郭家冲等三个矿区20个石英的 $\delta O^{18}$ 值。从表中可见,  $O^{18}$ 明显富集, 变化于+15.3到+19.5%之间; 5个石英包裹体水的 $\delta D$ 值在-64到-118%之间; 2个浅色板岩的 $\delta O^{18}$ 值均为+17.1%, 而一个紫红色板岩为+15.4%。

1. 平衡温度 表1中沃溪矿床沃1和沃8两

个矿物对样品, 分别代表层状矿体和角砾状矿石中矿物对氧同位素组成。由于黑钨矿和白钨矿的分馏系数较小, 因此采用石英—黑钨矿氧同位素分馏方程<sup>[6]</sup>, 计算得平衡温度在210℃左右, 与测得的少数均一化温度大致相等。因此, 可以推断出它们的结晶温度大致在200℃左右。由于层状矿体遭受区域褶曲变质, 矿石矿物和非金属矿物发生重结晶及归并凝聚、再加大等现象, 因而这一温度代表了变质作用重结晶温度; 对角砾状矿石来说, 代表了同一变质作用过程中的变质分泌沉积温度。如果上述考虑合理的话, 那么用石英—水氧同位素分馏方程<sup>[6]</sup>, 计算得在210℃温度下的 $\delta O^{18}_2$ 值在+3.6~+7.8%之间。假如考虑肖启明等<sup>[5]</sup>、丁碧英等(1981)<sup>①</sup>提供的均一化温度资料, 最高可达300℃以上, 那么计算的 $\delta O^{18}_2$ 值最大可达+12.0%以上。结合石英包裹体水的 $\delta D$ 值以-64~-118‰, 可以断定它们不是与钨锡系列花岗岩有关的再平衡岩浆水热液成因, 因为后者的 $\delta O^{18}_2$ 和 $\delta D_{H_2O}$ 值分别在+5.0~+8.0和-40~-65‰之间<sup>[7, 8]</sup>。由于包裹体水的 $\delta D$ 值低达-118‰, 因此, 也不可能是中生代大气降水改造热液<sup>[4, 5]</sup>矿化作用的产物, 因为在南岭及湘西地区, 中生代大气降水的 $\delta D$ 值不可能低于-70‰<sup>[6, 9]</sup>。上述沃溪等矿床矿物

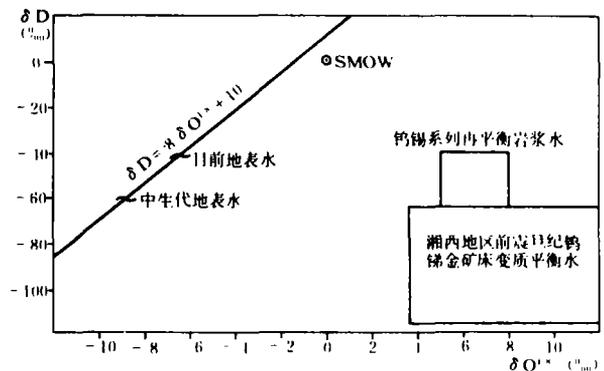


图4 沃溪等矿床含矿硅质层变质平衡水和可能的热泉  
沉积水的氢氧同位素组成

钨锡系列再平衡岩浆水见张理刚(1983, 1985)“”“”  
该区目前和中生代地表水见张理刚(1985)“”“”

① 丁碧英等: 湘西沃溪钨锡金矿床包裹体初步研究, 1981年。

样号	位置及产状	矿物	$\delta O^{18}(\text{‰})$	$\delta D_{H_2O}(\text{‰})$
<b>沃 溪</b>				
沃 1	- 110米中段S <sub>1</sub> 层	石 英 白 钨 矿	+ 16.5 + 3.6	- 64
沃 22	- 110米中段S <sub>1</sub> 层岩生小脉	石 英	+ 18.3	
沃 14	- 210米中段S <sub>1</sub> 层	"	+ 18.2	- 64
沃 15	" "	"	+ 16.8	
F 923-1-3 <sup>1</sup>	20平-V <sub>4</sub> 东	"	+ 16.9	
F 923 II--1 <sup>1</sup>	" "	"	+ 18.3	
B 922-1 <sup>1</sup>	18平-V <sub>4</sub>	"	+ 16.9	
沃 8	- 210米中段S <sub>1</sub> 层破碎带	"	+ 16.7	
沃 10	- 210米中段S <sub>1</sub> 层	黑 钨 矿 石 英	+ 3.6 + 17.8	- 118
沃 11	" "	"	+ 17.3	
沃 12	" "	"	+ 16.9	
沃 13	" "	"	+ 17.3	
沃 6	" " 岩生小脉	"	+ 15.7	69
3441 <sup>2</sup>	18平-V <sub>4</sub> 329S <sub>1</sub> 层	"	+ 15.3	
沃 16	- 210米中段S <sub>1</sub> 层	"	+ 17.4	- 81
1358 <sup>2</sup>	18平-V <sub>4</sub> 632S <sub>1</sub> 层	"	+ 18.1	
3786	18平-V <sub>4</sub> 27S <sub>1</sub> 层	"	+ 17.8	
沃 2	- 110米中段S <sub>1</sub> 层上盘5厘米	浅 色 板 岩	+ 17.1	
沃 2-1	" " 10 "	"	+ 17.1	
A 922-1 <sup>1</sup>	18平V <sub>4</sub>	板 岩	+ 15.4	
<b>沧 浪 坪</b>				
16694 <sup>2</sup>	115米中段49号S <sub>1</sub>	石 英	+ 19.5	
3574	" 9-2号S <sub>1</sub>	"	+ 18.3	
<b>郭 家 冲</b>				
No. 16 <sup>3</sup>	白钨矿层	石 英	+ 19.5	

①采样者系成都地质学院；②采样者罗献林；③采样者系程教谟；其余系本文作者采样。

的及平衡水的氢氧同位素资料表明(图4),很可能是一种遭受浅变质作用而变质的含矿硅质层。

2.含矿硅质层的成因讨论 前已述及,湘西地区沃溪等层状矿体,既不是沉积—(热卤水)改造矿床[4、5],也不是变质分泌水矿床,那么,原始含矿硅质层究竟是常温下同生化学沉积成因<sup>[2]</sup>?抑或其他成因?

众所周知,在浅变质作用条件下的同位素平衡交换仅仅局限在厘米级范围内,而含矿硅质层中除少量白(黑)钨矿为含氧矿物外,石英几乎占含氧矿物的98%以上,因此,目前测得的石英

的 $\delta O^{18}$ 值,可近似地代表区域变质作用之前,原始硅质岩层的氧同位素组成下限值。

表1列出的2个浅色板岩的 $\delta O^{18}$ 值为+17.1‰,而紫红色板岩为+15.4‰。如果浅色板岩是由 $\delta O^{18}$ 为0或小于0‰的海水在200℃条件下蚀变作用形成,那么蚀变板岩的 $\delta O^{18}$ 值肯定要低于未蚀变的紫红色板岩的值。但事实正好相反,浅色板岩的 $\delta O^{18}$ 值高于紫红色板岩。由于在角砾状矿石、交叉(岩生)小脉周围见不到浅色板岩,而浅色板岩仅局限于层状矿体,即含矿硅质层上下层,且同步褶曲,因而可以断定浅色板岩不是蚀

变体，而是特殊环境下的浅色沉积层。通常情况下，沉积岩遭受区域变质作用时发生脱水及CO<sub>2</sub>作用，由此导致沉积变质岩的 $\delta O^{18}$ 值降低。遭受浅变质作用的含矿硅质岩层与浅色板岩和紫红色板岩之间，不仅存在逐渐过渡关系，而且它们的 $\delta O^{18}$ 值也大致相等，或略有降低。如果紫红色板岩是在常温下沉积生成，尽管浅色板岩的矿物成分与紫红色板岩略有不同，但可推断出浅色板岩也是在低温条件下沉积生成。根据上述考虑，含矿硅质层的沉积温度也较低，但应该高于浅色板岩，这是因为浅色板岩中石英约占50%，还有50%为绢云母、伊利石等，因而浅色板岩中石英的 $\delta O^{18}$ 值肯定要大大高于+17.1%，而含硅质层石英的 $\delta O^{18}$ 值，三个矿区20个样品平均为+17.5‰。假如它们是从同一海水介质中沉积的，含矿硅质层石英的 $\delta O^{18}$ 值较低，就暗示出其沉积温度较高。

如果按Becker等(1976)<sup>[10]</sup>的意见，晚前寒武纪海水的 $\delta O^{18}$ 值为-3~-8‰，那按石英—水氧同位素分馏方程，取石英最高 $\delta O^{18}$ 值+19.5‰为下限值，计算得沉积温度为94℃~62℃；但假如前寒武纪海水的 $\delta O^{18}$ 值仍为0‰左右(Kanuth和Lowe, 1978; Taylor, 1974<sup>[11]</sup>)，那么计算出的沉积温度达118℃左右。根据含矿硅质层、浅色板岩及紫红色板岩之间渐变关系，以及 $\delta O^{18}$ 值的大小，初步认为沉积温度为60℃较为合理。这一温度非常接近现代海底断裂体系中的红海海槽内热卤水沉积温度，而红海海槽中正在不断地沉积出非晶质二氧化硅沉积层。

图5显示出沃溪矿床第三层含矿硅质层的不对称条带状构造，以及氧同位素组成变化，尽管变化不很大，但底部石英的 $\delta O^{18}$ 值高于中部，而顶部也略高于中部，暗示出底部和顶部的沉积温度较低，中部的沉积温度稍高，这与上下层浅色板岩的沉积温度更低是一致的，而与热液充填的脉状矿体脉壁要高于脉中温度，正好相反。

总之，上述资料表明，沃溪等矿床层状（钨、钼、钽）金矿体，可能是海底热泉（卤水）沉积的含矿硅质层，它的上下层伴有沉积成因的浅色板岩。

## (二) 硫、铅同位素组成

2 王义文：我国不同类型金矿床硫铅同位素组成，1980年

湘西雪峰山隆起区沃溪等11个矿区硫化物的硫同位素组成见表2。从表2看出，不同矿区硫化物的 $\delta O^{34}$ 值有明显差异。而这种差异又与矿层所处地层层位有密切关系，从前震旦系冷家溪群中的西冲矿床最低（平均-10.8‰），到板溪群马底驿组—五强溪组中的渣滓溪矿床最高（平均

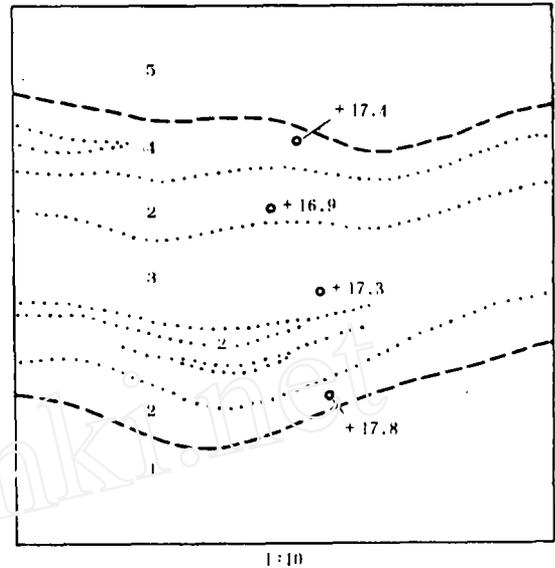


图5 沃溪矿床S、含矿硅质层不对称条带状构造及其氧同位素组成（210米中段S<sub>1</sub>层）

①富黄铁矿浅色板岩；②条带状富黄铁矿硅质层；③条带状富辉钨矿硅质层；④乳白色硅质岩层；⑤贫黄铁矿浅色板岩。

湘西雪峰山隆起区前震旦纪各含矿层位

矿床 $\delta S^{34}$ 值比较表

表2

矿区名称	含矿层位	样数(个)	$\delta S^{34}$ (‰)	
			变化范围	平均值
渣滓溪 漠浪溪 沧浪坪 板溪 合心桥 羊皮帽	板      五强溪组	9	+5.4~+10.3	+8.0
		9	+6.0~+9.2	+7.9
		4	+6.8~+7.2	+7.0
		23	+3.3~+7.3	+4.0
		4	-0.7~+4.6	+5.3
		9	+0.6~+12.3	+3.9
柳林叉 沃溪 符竹溪 黄金洞	群    马底驿组	3	-4.8~+1.5	-0.9
		17	-4.0~+2.2	-2.2
		4	-7.3~-3.1	-5.3
		6	-8.2~-5.6	-6.6
西冲	冷家溪群	10	-14.3~-9.7	-10.8

(据王义文, 1980<sup>②</sup>; 肖启明等, 1984)

8.0‰)。总之,随地层时代变新,其硫同位素组成由富轻硫变为富重硫<sup>[5]</sup>。已知红海大西洋Ⅱ号海槽钻井剖面上卤水沉积硫化物的 $\delta S^{34}$ 值从0~+15‰,并与红海水成因的热卤水活动有关(Shunks等,1975)。目前红海海水硫酸盐的 $\delta S^{34}$ 值为+25‰左右,因而与热卤水沉积硫化物的 $\delta S^{34}$ 值相比,分馏作用为5~15‰,其原因很可能是热卤水物理—化学条件波动影响。日本第三纪海底火山—海水热液循环作用形成的黑矿型矿床也有类似的硫同位素分馏作用特征(Rye和Ohmoto,1974)<sup>[12]</sup>。由于前寒武纪海水的 $\delta S^{34}$ 值是变化的,在晚前寒武纪为+30‰左右,时代愈老,则 $\delta S^{34}$ 值降低。因此,如果雪峰山隆起区前震旦纪各含矿层位矿床的形成机理,如前所述,类似于近代红海热卤水沉积物,那就很好地解释了它们的硫化物 $\delta S^{34}$ 值,随地层时代变新,由富 $S^{32}$ 变为富 $S^{34}$ 。

西冲矿区一个方铅矿的铅同位素组成, $Pb^{206}/Pb^{204}$ 为17.855, $Pb^{207}/Pb^{204}$ 为15.577, $Pb^{208}/Pb^{204}$ 为37.927,其模式年龄大致为6亿年左右。这一模式年龄比赋矿层冷家溪群的地质时代要年轻,因此它的地质意义是否代表区域变质作用时代,还有待于不同矿区中更多的矿石铅同位素组成资料给予佐证。

## 结 论

1.湘西雪峰山隆起带内前震旦纪浅变质地层中的钨锡金矿床,不是后生性质的矿床,即不太可能是沉积—(热卤水)改造矿床,而是沉积—变质矿床。

2.早元古代冷家溪群沉积时及以后板溪群沉积过程中,沿基底大断裂,或许伴有基底断裂—火山活动导致海底海水沿大断裂下渗,并在深部循环流动,淋滤出有用物质而发生海底热泉沉积,形成含矿硅质岩层(图6)。

3.因此,含矿硅质层上下层的浅色板岩,并非蚀变作用产物,而是原始沉积成因。

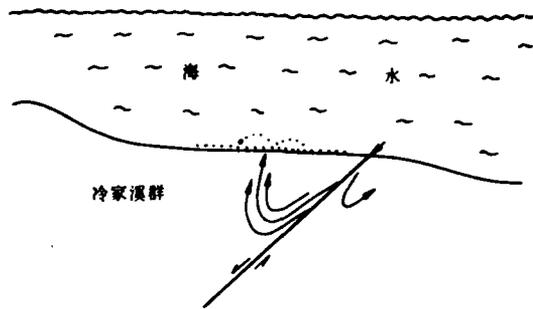


图6 湘西前震旦纪地层中含钨锡金硅质矿层形成作用模式示意图

4.可能是雪峰运动期间,冷家溪群、板溪群沉积岩,连同含矿硅质岩层发生褶皱变质作用、重结晶作用,乃至褶皱鞍部含矿硅质层膨大、破碎胶结等。

5.综上所述,进一步寻找此类矿床应严格限制在基底大断裂带上。

## 主要参考文献

- [1] 徐克勤等:《矿床成因论》,北京,地质出版社,1965年
- [2] 孟宪民、谢家荣等:《矿床分类与成矿作用》,北京,科学出版社,1965年
- [3] 朱林龄等:《赣南钨矿地质》,江西人民出版社,1981年
- [4] 涂光炽等:《中国层控矿床地球化学》,北京,科学出版社,1984年
- [5] 肖启明等:《矿床地质》,1984,第3卷,第3期
- [6] 张理刚:《稳定同位素在地质学中的应用》,陕西科学技术出版社,1985年
- [7] 张理刚,庄龙池等:江西西华山—漂塘地区花岗岩和钨锡矿床稳定同位素地球化学,《国际钨矿地质讨论会论文集》,北京,地质出版社,1983年
- [8] 张理刚:《矿床地质》,1985,第1期
- [9] 张理刚:中国东部地区现代和中生代时期大气降水氢氧同位素地球化学,《第27届国际地质大会论文集》,北京,地质出版社,1985年
- [10] Becker, R. H., Clayton, R. N.: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, p. 1153
- [11] Taylor, H. P.: *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 843
- [12] Rye, R. O., Ohmoto, H.: *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 826