

华南微细浸染型金矿床成矿流体的氢、氧同位素研究*

陆建军 陈小明 翟建平

(南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京)

提 要: 华南微细浸染型金矿成矿流体可划分为 4 个成矿体系: 盆地流体成矿体系, 成矿流体主要源自地层水, 形成以紫木幽、戈塘为代表的矿床; 盆地流体-大气降水成矿体系, 成矿流体主要由沉积地层中地层水和古大气降水组成, 形成的矿床以高龙、金牙为代表; 石油卤水成矿体系, 成矿流体是来自沉积地层中的富含有机质的盆地流体, 以大量有机质参与成矿为特征, 形成的矿床以三都-丹寨金汞矿为代表; 岩浆水-盆地流体成矿体系, 成矿流体主要由岩浆水和盆地流体构成, 形成以皖南、赣北地区为代表的金矿床。

关键词: 微细浸染型金矿 成矿流体 氢氧同位素 华南

华南沉积岩系中的微细浸染型金矿已成为华南重要的金矿床类型, 其科学研究已取得了大量成果^[1~7]。但以往的研究仅限于单个或某些矿床的地质和地球化学。本文将对这类矿床成矿流体来源和特征进行系统的对比和讨论。

1 矿床地质特征简介

革档和马雄矿床赋存于下泥盆统粘土岩、含碳质泥岩和细碎屑岩之中。矿石主要由黄铁矿、毒砂、辉锑矿、石英、粘土矿物和方解石等组成。矿体受控于层间破碎带、不整合面及断裂带, 呈层状、似层状和透镜状。矿体外围有岩浆岩出露。

高龙、金牙和丫他金矿床主要赋存在三叠系泥岩、粘土岩和细砂岩之中。矿化受断裂构造、密集裂隙带及硅化角砾岩控制, 矿体呈网脉状、大脉状及透镜状产出。热液蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化和粘土化。在丫他矿区见有大量的雄黄矿化。

戈塘和紫木幽金矿含矿围岩分别为上二叠统龙潭组底部的泥质角砾岩、硅质页岩、石英岩、黑色泥岩和二叠统长兴组的粘土岩、灰岩、粉砂岩。戈塘金矿体主要产于下二叠统茅口组顶部岩溶不整合面之上的龙潭组底砾岩中, 紫木幽矿体主要受断裂带控制。矿化蚀变主要有硅化、黄铁矿化、碳酸盐化及粘土化。紫木幽矿床出现大量雄黄化。

高家坳矿床含矿围岩为中泥盆统半山组砾岩、细砂岩和泥岩。矿体呈层状产出。热液蚀变主要有硅化、黄铁矿化和绢云母化。

三都-丹寨金矿带金矿床主要赋存于寒武系碳酸盐岩、泥质粉砂岩之中, 热液蚀变矿物

* 国家教育委员会高等学校博士学科点专项科研(编号 960284154)资助

陆建军, 男, 1962 年生, 博士, 副教授, 主要从事矿床学和地球化学研究。邮政编码: 210093

主要为黄铁矿、辰砂、碳酸盐和石英组合或黄铁矿、毒砂和石英组合。

皖南—赣北成矿带金矿化主要出现在时代较老的奥陶系、寒武系和震旦系中，赋矿围岩主要为碳质页岩。矿石组合主要为黄铁矿、辉锑矿、毒砂、石英和碳酸盐等。出现与矿床有一定空间关系的岩浆岩小岩体和脉岩，其时代属燕山期或更晚。

2 氢、氧同位素特征

绝大部分矿床中石英和碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均比较高（表 1）。高龙和金牙矿床中石英和碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较大，大致可分为两个区间。成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化较大（图 1B），而成矿流体的 δD 值变化相对较小，局限在 $-77\text{‰} \sim -53\text{‰}$ 范围内。有两个高 $\delta^{18}\text{O}$ 的方解石的 δD 值明显偏高，均为 -30.9‰ ，其中高龙矿床中方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 18.6‰ ，明显高于矿石中其余碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，比较接近高龙矿区沉积碳酸岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（ $17.5\text{‰} \sim 21.5\text{‰}$ ）。因此，矿床中高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的方解石可能是在成岩或成矿早期与大气降水同位素交换较小的热液矿物，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值比较接近沉积成岩时的古流体值。

表 1 矿石中石英和方解石的氧同位素组成

同位素	高龙矿区	金牙矿区	丫他矿区	马雄矿区	皖南-赣北矿带
$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	23.9~24.9 (3) 11.3~18.6 (8)	20.5~23.1 (6) 17.8 (1)	20.9~26.1 (9)	13.0~17.0 (6)	11.4~15.3 (7)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}/\text{‰}$	10.5~11.7 (2) 18.6 (1)	14.4~17.9 (3) 24.8 (1)	20.8~22.2 (2)	11.6 (1)	12.3 (1)
同位素	革档矿区	戈塘矿区	紫木函矿区	高家坳矿区	三都-丹寨矿带
$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	21.2~23.6 (5)	16.6 (1)		18.6~19.3 (2)	
$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}/\text{‰}$		12.4~14.3 (2)	21.1~23.1 (6)		18.3~20.4 (5)

注：括号内为样品数；一部分数据引自文献 [1, 2, 5, 6]

在丫他、戈塘、三都—丹寨成矿带和紫木函矿床中，矿石中的石英和碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较小（表 1），各矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也变化较小，局限在很窄的范围内（图 1B 和 C），但 δD 值变化相对较大。戈塘矿区氧化矿石中表生石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 16.6‰ ， δD 为 -113.8‰ ，明显与大气降水发生过同位素交换。

高家坳矿床中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和成矿流体的 δD （ $-72\text{‰} \sim -67\text{‰}$ ）值变化很小（表 1 和图 1C），但流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较大。

皖南—赣北矿带矿床中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比其它矿区的明显偏低。

革档和马雄矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值相对于其它矿床较分散，线性关系不明显。

3 讨论及结论

一般沉积岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（ $17\text{‰} \sim 23\text{‰}$ ）和沉积碳酸盐中方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（ $18\text{‰} \sim$

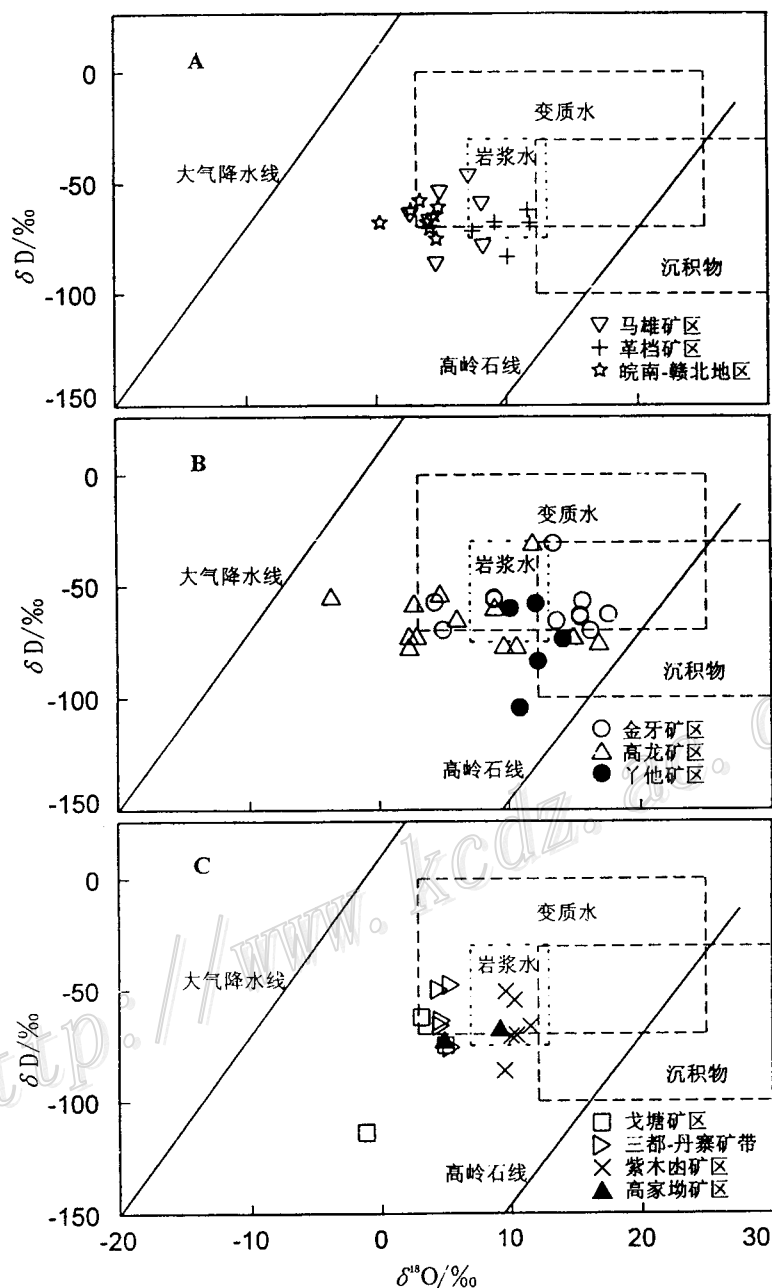


图 1 成矿流体的氢氧同位素组成

(据 Franco Pirajino, 1992)

25‰) 均比较高^[7-8]。可以认为本研究区金矿床中石英和碳酸盐可能主要源自含矿沉积岩, 在成矿晚期大量大气降水参与成矿, 并与矿物发生同位素交换, 从而致使矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低。在皖南-赣北地区不排除有一部分物质来自岩浆作用的可能性。

成矿地质背景和成矿作用的差别会导致不同矿区成矿流体的来源有一定差异。根据同位

素地球化学和矿床地质特征分析,成矿流体可有3个来源:盆地流体、岩浆水和古大气降水。在戈塘、紫木幽和三都-丹寨等矿区,至今未发现岩浆岩,可以排除岩浆水参与成矿的可能性。成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 呈平行于纵坐标的线性关系(图1C),这说明成矿流体并没有受到大气降水等其它流体的干扰,可能主要源自盆地流体。盆地流体是指地层水,包括沉积岩中的古海水、大气降水、矿物结晶水和吸附水等。由于沉积盆地和含矿围岩的差别,不同矿床的盆地流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值又有所差别。

三都-丹寨成矿区在空间分布上与古油气藏相吻合,在矿床中发现了 CH_4 等有机包裹体。硫同位素和包裹体成分特征显示,有机质在成矿过程中起了重要作用,成矿流体可能是石油卤水。石油卤水也源自沉积盆地,是富含有机质的盆地流体。庄汉平等研究得出,丫他矿床的形成可能与石油有关^[9]。

在高龙、金牙等矿区,成矿早期流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(13.6‰~17.6‰)比较高,与沉积物的相近,说明成矿流体主要源自盆地流体,随着成矿作用进行,古大气降水不断加入,导致流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断降低,从而致使成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断向大气降水线漂移。

皖南-赣北地区成矿作用可能与岩浆作用有一定关系。成矿流体可能是盆地流体和岩浆水的混合产物。在成矿晚期,流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有所降低,说明有古大气降水参与了成矿。

马雄、革档地区虽然在矿区外围见有岩浆岩出露,但与矿床的空间关系似乎并不密切。因此,岩浆水在成矿过程中可能没有起主导作用。流体同位素特征说明成矿流体主要来自盆地流体。流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较之戈塘、苗龙和紫木幽矿床流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较大,且随成矿作用进行呈下降趋势(图1A),说明成矿过程中可能有古大气降水参与。因此,华南沉积岩系中微细浸染型金矿成矿流体体系可以分为四类:盆地流体成矿体系、盆地流体-古大气降水成矿体系、石油卤水成矿体系和岩浆水-盆地流体成矿体系。不同成矿体系形成了特征不同的矿床。

参 考 文 献

- 1 嵇福元,李音平,盛中烈等. 皖南、赣北等地微细浸染型金矿成矿条件. 南京大学学报(地球科学), 1992, 4(3): 86~96.
- 2 吴启志,张景荣,陈云天等. 江西德安宝山锦金矿成矿物理化学条件研究. 地质找矿论丛, 1992, 7(4): 35~42.
- 3 张景荣,陆建军,朱恺军等. 扬子板块东南缘微细浸染型金矿带成矿特征分析. 南京大学学报, 1992, 4(3): 76~85.
- 4 谭运金. 滇黔桂地区微粒浸染型金矿床的矿床地球化学类型. 矿床地质, 1994, 13(4): 308~321.
- 5 朱赖民,何明友,王自友. 丫他微细浸染型金矿床地球化学及成矿机理. 地质找矿论丛, 1996, 11(4): 11~26.
- 6 李泽琴,陈尚迪,王奖臻. 桂西金牙微细浸染型金矿床同位素地球化学研究. 矿物岩石, 1995, 15(2): 66~72.
- 7 刘建明,刘家军. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式. 矿物学报, 1997, 17(4): 448~456.
- 8 沈渭洲. 同位素地质学教程. 北京:原子能出版社. 1998, 1~287.
- 9 庄汉平,卢家烂,傅家谟等. 黔西南两种成因类型的卡林型金矿床. 科学通报, 1998, 43(9): 977~982.
- 10 Franco Pirajino. Hgdrthermal Mineral Deposits. Springer Verlag. Berlin Heidelberg. 1992, 1~695.