

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

## 四川大渡河金矿田成矿流体来源的 氦氩硫氢氧同位素示踪

李晓峰<sup>1)</sup> 毛景文<sup>1)</sup> 王登红<sup>1)</sup> 罗辅勋<sup>2)</sup>

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

2) 四川地质矿产勘查与开发局402地质队, 四川郫县, 611730

**内容提要** 四川大渡河金矿田位于扬子地台西缘金成矿带北段, 受大渡河剪切带控制。本文以该矿田黄金坪、白金台子、黑金台子金矿为例, 根据对黄铁矿流体包裹体氦氩同位素、黄铁矿硫同位素以及与黄铁矿共生的石英流体包裹体的氢氧同位素组成测定, 讨论了大渡河金矿田成矿流体的来源。结果显示, 该金矿田黄铁矿流体包裹体中的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He变化较小, 为0.16~0.86Ra, 而<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar的变化较大, 为298~3288; 而黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素变化范围较窄, 一般为0.7‰~4.2‰, 集中于2.5‰~3‰, 显示硫地幔来源的特点; 石英流体包裹体的氢、氧同位素分别为-2.61‰~+3.64‰和-39.13‰~-108.23‰, 说明成矿流体为岩浆水和大气降水的混合流体。本文认为大渡河金矿田成矿流体是地幔流体与地壳流体的混合作用的结果, 而以地壳流体占主导地位。其中, 地幔流体为与下伏隐伏岩体有关的岩浆水, 而地壳流体端元则是含有一定放射成因Ar的大气降水, 并且温度小于200℃。

**关键词** 流体包裹体 成矿流体 氦氩硫氢氧同位素 金矿 大渡河 四川

由于化学性质的稳定性, 以及在地壳和地幔中具有独特的同位素组成, 氦氩同位素为研究流体的来源和多源流体的混合效应提供了良好的示踪剂, 特别是地幔流体参与成矿作用的可能性(Ozima et al., 2002)。在20世纪80年代后期, 氦氩同位素在示踪成矿地质流体方面的运用, 引起了矿床学家的重视。国内一些重要的成矿区带和典型的矿床以及部分国外矿床的成矿流体来源得到了重新厘定(Simmons et al., 1987; Hu et al., 1998; Burnard et al., 1999; 胡瑞忠等, 1998, 1999; Polya et al., 2000; Mao et al., 2002, 2003; 王登红等, 2002; 王义天<sup>①</sup>; 张连昌等, 2002; 王宝德等, 2003)。研究表明, 在国外许多的金属矿床以及国内的重要成矿区带和大型矿集区, 流体成矿作用过程中有大量幔源物质组分的加入, 如云南哀牢山金成矿带(Burnard et al., 1999), 小秦岭矿集区(王义天<sup>①</sup>), 胶东矿集区(张连昌等, 2002)以及东坪金矿床(Mao et al., 2003)、郯庐断裂带旁侧的万古金矿(Mao et al., 2002)等。作为大陆边缘活动带, 扬子地台西缘金矿带的成矿作用是否有地幔流体的参与以及参与的程度, 是广大矿床学家关注的科学问题。本文以扬子地

台西缘大渡河金矿田为例, 通过对黄铁矿流体包裹体氦氩同位素、黄铁矿的硫同位素以及石英流体包裹体的氢氧同位素研究, 探讨了成矿流体的来源, 讨论地幔流体参与成矿作用的可能性。

### 1 地质背景

大渡河金矿田位于扬子地台西缘中段, 康定大渡河两岸, 地理坐标东经101°53′~102°20′, 北纬29°55′~30°32′, 面积1800 km<sup>2</sup>。在大地构造位置上位于松潘—甘孜造山带与扬子地台的过渡地带, 龙门山—锦屏山造山带的中段。区域地层可以分为基底和盖层两部分。基底主要有古元古代—新太古代的康定群(2404~2957 Ma, 骆耀南等, 1998)和中元古代的会理群(1540~1725 Ma, 骆耀南等, 1998)组成。康定群又称康定杂岩, 为一套遭受不同程度混合岩化的变质地层, 并有新元古代花岗岩和花岗闪长岩(700~1000 Ma)的侵入。主要由斜长角闪岩、闪长质混合岩组成。会理群主要有浅变质沉积细碎屑岩及浅变质酸性基性火山岩组成。盖层主要是一套地槽沉积浅变质地层, 其中奥陶系、志留系和上三叠统以碎屑岩为主, 泥盆系、石炭系、二叠系和中、下三叠

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043211)资助成果。

收稿日期: 2003-04-22; 改回日期: 2003-07-17; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 李晓峰, 男, 1971年生。1993年毕业于桂林工学院, 2002年在南京大学矿物学、岩石学、矿床学专业获博士学位。现主要从事矿床地质地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街26号; 电话: 010-68999050; Email: lxfdc@sina.com。

统则以碳酸盐岩为主。区内主要构造为具有多向展布(主要为 NNE、NE、NW、NNW 以及近 EW)特点的大渡河网络状剪切带。区内岩浆岩除了前震旦纪大规模的基性—中酸性火山岩喷发形成基底外,只有零星的澄江—晋宁期基性侵入岩发育。

本区金矿主要分布在前震旦系康定杂岩中。康定大渡河两岸的结晶基底杂岩体,东、西、北界均为滑脱型剪切带所围限,结晶基底与盖层间强烈的剪切作用,使周缘上覆古生界地层大量缺失。在南北长 60 km、东西宽几千米至 30 km 范围内,金矿床(点)星罗棋布,构成了著名的康定大渡河“金谷”(图1)。该矿区金矿主要形成于喜马拉雅期地壳的伸展过程

(陈智梁等,1997;骆耀南等,1998;喻安光等,1998)。主要成矿年代为 22.9~25.4Ma(骆耀南等,2002;闫升好等,2002)。

该区剪切带包含如下两种类型,即围绕杂岩体周缘产出的滑脱型韧性剪切带和发育于康定变质杂岩内的网络状脆韧性剪切带,后者为区内主要的控矿构造。剪切带宽几厘米至数十米,长度几十米至 1500m 不等,最长可大于 2000m。在平面上具成群成带、间隔发育、疏密相间、网状交错的特点,构成康定大渡河剪切带网络系统,主要以发育超糜棱岩带、千糜岩带、糜棱岩带、糜棱岩化带、碎裂岩带及线性石英脉为标志。这些多方向网络状脆韧性剪切带控制了大渡河金矿的产出。在黄金坪—白金台子一带矿化带多数沿 NNE—NE 向剪切带展布;在三碛—下索子一带,矿化带主要沿 NNE—NNW、NW 以及 EW 向剪切带分布。另外,康定杂岩中发育大量的辉绿岩脉(47.9Ma,陈智梁等,1997),其中有些沿网络状剪切带系统发育(傅小方等,1996;傅德明,1996)。

区内金矿可分为蚀变岩型和石英脉型两类,两者均产于蚀变糜棱岩带中,金的品位一般为  $4.5 \times 10^{-6} \sim 9.5 \times 10^{-6}$ 。含矿糜棱岩带均经历过早期逆冲韧性剪切和晚期脆韧性正滑剪切两次应变,具有叠加变形组构。矿化带产状与糜棱岩带劈理产状基本一致,沿走向和倾向呈舒缓波状,剖面上具上缓下陡的特点。金矿化带及矿体厚度和品位变化,受剪切带产状规模变化和蚀变程度的控制和影响。一般在含金剪切带分枝或呈弧形转弯处,表现为矿化带厚度加宽,石英脉体发育。矿体主要产于石英脉膨大和产状变化的上下盘;在平面和剖面上的弯曲部位,矿体往往增厚,品位变富,蚀变程度也随之增强(傅小方等,1996)。围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化以及碳酸盐化。矿石矿物主要有自然金、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿。脉石矿物有石英、角闪石、铁白云石和绿泥石等。主要载金矿物为黄铁矿、黄铜矿、石英和方铅矿(四川地质矿产开发局川西北地质大队<sup>①</sup>;四川地质矿产开发局 402 地质队<sup>②</sup>)。

## 2 分析测试方法

样品分别采集于大渡河金矿田黄金坪、黑金台子和白金台子金矿的含金石英脉和蚀变岩石型矿石,这些矿石样品产自糜棱岩带中心部位。

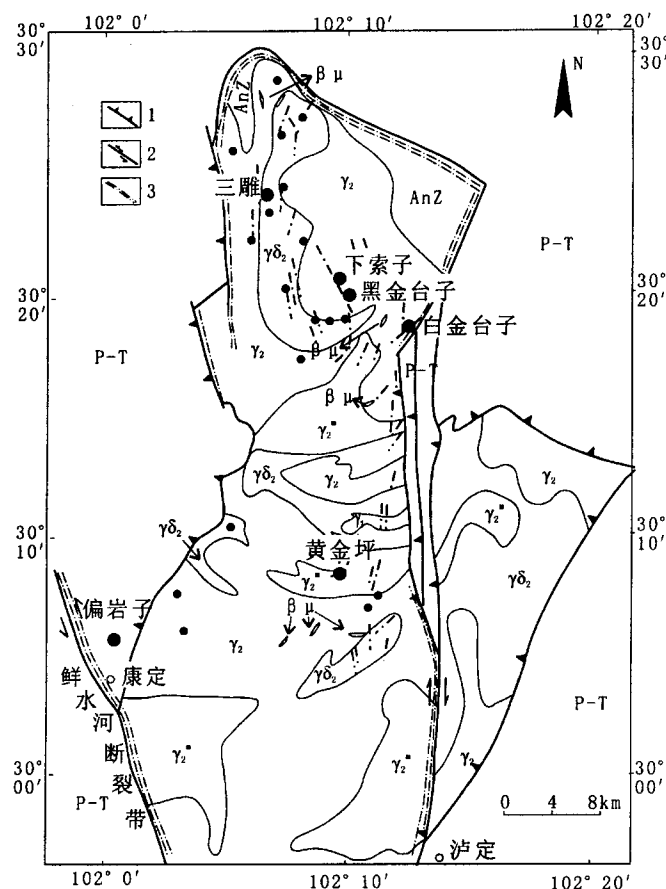


图 1 大渡河金矿田地质构造简图

[据骆耀南等(1998)修改]

Fig. 1 Geological sketch map of the Daduhe gold district

(modified after Luo et al., 1998)

P—T—二叠系—三叠系碎屑岩、碳酸盐岩; AnZ—前震旦系变质火山岩;  $Y_2$ —晋宁期花岗岩;  $Y_{\delta 2}$ —晋宁期花岗岩闪长岩;  $Y_{2m}$ —晋宁期混合花岗岩;  $\beta\mu$ —辉绿岩; 1—逆冲断层; 2—平移断层; 3—剪切带; ●—矿床(点)

P—T—Permian—Triassic clastic, carbonate rocks; AnZ—Pre-Sinian metavolcanic rocks;  $Y_2$ —Jinningian granite;  $Y_{\delta 2}$ —Jinningian granite-porphry;  $Y_{2m}$ —Jinningian migmatite;  $\beta\mu$ —diabase; 1—thrust; 2—strike-slip faults; 3—shear zone; ●—gold deposits

测试对象为黄铁矿以及与黄铁矿共生的石英。样品先经破碎,然后在双目镜下挑选,保证所选样品新鲜,纯度达99%。

### 2.1 氦同位素

黄铁矿流体包裹体氦同位素测试在国土资源部同位素地质开放研究实验室,采用压碎法完成。分析过程参见李延河等(2002)。质谱分析系统为乌克兰生产的 MI-1201-IG 惰性气体同位素质谱仪,<sup>3</sup>He 用电子倍增器接收,电子倍增器的分辨率为1200,可使<sup>3</sup>He与 HD+H<sup>3</sup>峰完全分开而无需 HD+H<sup>3</sup>校正;<sup>4</sup>He用法拉第杯接收,法拉第杯的分辨率为760。工作标准为北京大气,其<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He=1.4×10<sup>-6</sup>。样品分析精度为1%~5%。

### 2.2 硫同位素

利用测试氦同位素之后压碎的黄铁矿粉末进行硫同位素测试。以 Cu<sub>2</sub>O 作氧化剂制样,然后在国土资源部同位素地质实验室 MAT-251EM 质谱仪进行测试。采用 V-CDT 标准,分析精度为±0.2‰。

### 2.3 氢氧同位素

氧同位素质谱分析样品的制备采用常规的 BrF<sub>3</sub>法。首先,在真空条件下从20 mg 样品中提取 O<sub>2</sub>,然后将得到的 O<sub>2</sub>与热碳棒反应转换成 CO<sub>2</sub>,再将收集到的 CO<sub>2</sub>在 MAT-252质谱仪上测定<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 同位素比值,结果换算为 δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub>,单位‰,测试精度为≤0.1‰。对于氢同位素分析,首先使用压碎法把水从流体包裹体中释放,然后在400℃条件下使水与锌反应产生氢气(Coleman et al., 1982),在用液氮冷冻后,收集到有活性炭的样品瓶中。测试精度为±2‰。所有的氢氧同位素测试均在中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室 Finnigan

MAT Delta S 质谱仪上完成。

## 3 测试结果

黄铁矿流体包裹体的氦同位素分析结果列于表1,由表可知,在黄金坪、白金台子和黑金台子金矿氦同位素的变化范围较小,<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 为0.16~0.86Ra,而氩同位素具有较大的变化,<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 为298~3288。<sup>40</sup>Ar 的含量为0.08×10<sup>-7</sup>~4.85×10<sup>-7</sup> cm<sup>3</sup> STP/g,<sup>4</sup>He 的含量为0.18×10<sup>-6</sup>~7.57×10<sup>-6</sup> cm<sup>3</sup> STP/g。硫同位素(δ<sup>34</sup>S)变化范围在0.7‰~4.2‰,多数集中于2.5‰~3‰。与黄铁矿共生石英的氧同位素为7.9‰~14.7‰,石英流体包裹体的氢同位素-39.13‰~-108.23‰(表2)。

## 4 讨论

### 4.1 氦同位素

本文研究所采用的黄铁矿均采集自地下坑道,因此,可以排除宇宙成因的<sup>3</sup>He污染的可能性(Ozima et al., 2002)。同时,由于研究区缺乏含锂的矿物,因此,由含锂矿物诱发而产生<sup>3</sup>He对流体中氦的浓度的影响,可以忽略不计(胡瑞忠,1999)。在黄铁矿流体包裹体分析测试过程中,大气对流体中氦的浓度的影响程度,可以根据参数 F<sup>4</sup>He 来判断(Kendrick et al., 2001)。F<sup>4</sup>He 为样品中<sup>4</sup>He/<sup>36</sup>Ar 与大气<sup>4</sup>He/<sup>36</sup>Ar 的比值(大气的<sup>4</sup>He/<sup>36</sup>Ar=0.1655)。假如样品中含有大气氦,则 F<sup>4</sup>He=1。由表1可知,大渡河金矿田黄铁矿流体包裹体中 F<sup>4</sup>He 远远大于1,有的可达200多万倍。因此,可以排除大气对流体包裹体中氦的混染作用。由于所研究的样品保存完好以及不存在影响流体包裹体<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 的地质条件(如

表1 四川大渡河金矿田黄铁矿流体包裹体的 He、Ar 和 S 同位素组成

Table 1 He, Ar and S isotopic composition of the inclusions in the pyrite from the Daduhe gold orefield, Sichuan

| 矿床名称 | 样品号    | <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He<br>(×10 <sup>-6</sup> ) | <sup>4</sup> He(×10 <sup>-6</sup><br>cm <sup>3</sup> STP/g) | R/Ra      | <sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar | <sup>40</sup> Ar(×10 <sup>-7</sup><br>cm <sup>3</sup> STP/g) | <sup>40</sup> Ar*/<br><sup>4</sup> He | <sup>40</sup> Ar*<br>(%) | F <sup>4</sup> He<br>(×10 <sup>4</sup> ) | δ <sup>34</sup> S(‰) |
|------|--------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|------------------------------------------|----------------------|
| 黑金台子 | HJ-7   | 0.60±0.11                                                | 0.60                                                        | 0.43±0.08 | 545                                | 0.08                                                         | 0.013                                 | 46                       | 24.6                                     | 2.5                  |
|      | HJ-8   | 0.86±0.23                                                | 0.74                                                        | 0.61±0.16 | 498                                | 0.28                                                         | 0.038                                 |                          | 7.95                                     | 2.5                  |
|      | HJ-10  | 1.07±0.14                                                | 0.20                                                        | 0.76±0.10 | 334                                | 0.23                                                         | 0.115                                 |                          | 1.75                                     | 3.3                  |
|      | HJ-14  | 1.11±0.11                                                | 0.18                                                        | 0.79±0.08 | 423                                | 0.16                                                         | 0.089                                 |                          | 2.87                                     | 3.6                  |
| 白金台子 | BJ-2   | 0.26±0.10                                                | 1.03                                                        | 0.19±0.07 | 517                                | 0.41                                                         | 0.040                                 | 63                       | 7.85                                     | 2.7                  |
|      | BJ-3   | 0.22±0.03                                                | 7.57                                                        | 0.16±0.02 | 809                                | 4.85                                                         | 0.064                                 |                          | 7.63                                     | 1.0                  |
|      | BJ-4   | 1.20±0.22                                                | 0.61                                                        | 0.86±0.16 | 298                                | 0.17                                                         | 0.028                                 |                          | 6.46                                     | 0.7                  |
|      | BJ-6   | 0.62±0.18                                                | 2.10                                                        | 0.44±0.13 | 758                                | 1.36                                                         | 0.065                                 |                          | 7.67                                     | 2.1                  |
| 黄金坪  | HJP-2  | 0.42±0.14                                                | 0.55                                                        | 0.30±0.10 | 332                                | 0.85                                                         | 0.158                                 | 91                       | 1.27                                     | 3.2                  |
|      | HJP-3  | 0.71±0.05                                                | 1.51                                                        | 0.51±0.04 | 1365                               | 1.23                                                         | 0.082                                 |                          | 10.12                                    | 2.0                  |
|      | HJP-14 | 0.52±0.04                                                | 7.15                                                        | 0.37±0.03 | 3288                               | 0.62                                                         | 0.009                                 |                          | 229.11                                   | 4.2                  |
|      | HJP-20 | 0.43±0.10                                                | 2.03                                                        | 0.31±0.07 | 1761                               | 0.53                                                         | 0.026                                 |                          | 40.76                                    | 1.7                  |

流体包裹体中 U、Th 的含量等)。因此,可以认为大渡河金矿田黄铁矿流体包裹体中的氦同位素代表了成矿作用期间被圈闭与矿物流体包裹体中成矿流体的初始惰性气体同位素组成。根据上述分析,可以认为黄铁矿流体包裹体中的氦同位素只可能有两种来源,即地幔和地壳。

表2 大渡河金矿田石英流体包裹体的 H、O 同位素组成  
Table 2 Hydrogen and oxygen isotopic composition of the inclusions in the quartz from the Daduhe gold orefield

| 矿床名称 | 样品号    | $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$<br>(‰) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$<br>(‰) | $\delta\text{D}$<br>(‰) |
|------|--------|------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------|
| 黑金台子 | HJ-1   | 11.1                                     | 1.14                                              | -90.40                  |
|      | HJ-8   | 11.0                                     | 1.04                                              | -53.78                  |
|      | HJ-9   | 10.3                                     | 0.34                                              | -68.06                  |
|      | HJ-10  | 10.7                                     | 0.74                                              | -57.76                  |
|      | HJ-16  | 11.9                                     | 1.94                                              | -44.07                  |
| 白金台子 | BJ-1   | 7.9                                      | -2.61                                             | -47.79                  |
|      | BJ-2   | 10.6                                     | 0.09                                              | -49.73                  |
|      | BJ-3   | 12.3                                     | 1.79                                              | -39.13                  |
|      | BJ-4   | 14.7                                     | 4.19                                              | -54.78                  |
| 黄金坪  | HJP-3  | 12                                       | 3.04                                              | -52.61                  |
|      | HJP-14 | 12.5                                     | 3.54                                              | -108.23                 |
|      | HJP-20 | 12.6                                     | 3.64                                              | -63.59                  |

表1表明,大渡河金矿田的氦同位素变化范围在 0.16~0.86Ra,与中国云南哀牢山金成矿带、马厂箐铜矿、韩国的 DAE W—Mo 矿床以及秘鲁 Casapalca 和 Pasto Bueno 的 Ag—Pb—Zn—Cu 氦同位素变化范围基本一致 (Simmons et al., 1987; Stuart et al., 1995; Hu et al., 1998; Burnaet et al., 1999; Polya et al., 2000),而大大低于典型地幔流体来源的郯庐断裂带旁侧的万古金矿 (Mao et al., 2002)。这些矿床都不同程度的表现出地幔流体参与了金属的成矿作用。

假如成矿流体是简单的二元混合模式,那么可以利用 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的比值推算流体中地幔流体(Rm)和地壳流体(Rc)的比例。其中,幔源 $^4\text{He}$ 的比例由下式计算:

$$\text{地幔氦} = [(R - R_c) / (R_m - R_c)]$$

其中,Rm、Rc、R 分别代表地幔流体、地壳流体以及样品的氦同位素组成。

地壳中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 0.01~0.05Ra,陆下地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 6~9Ra (Stuart et al., 1995)。由此得出,大渡河金矿田成矿流体中地幔流体参与成矿作用的比例为 4%~11%。而成矿流体中较低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 也同样说明了地壳来源的流体占主导地位。

中国云南哀牢山金成矿带 (Burnard et al.,

1999)、马厂箐铜矿 (Hu et al., 1998) 以及韩国的 DAE W—Mo (Stuart et al., 1995) 矿床成矿流体是典型地幔流体与地壳流体的二元混合模式, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 具有明显的相关关系。而大渡河金矿田黄铁矿流体包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 没有明显的相关关系,说明大渡河金矿田成矿流体的来源不具有那些矿床成矿流体所具有的典型的二元混合模式。

## 4.2 氩同位素

黄铁矿流体包裹体中的氩同位素变化范围在 298~3288。与大气成因的 Ar 相比,大渡河金矿田黄铁矿流体包裹体中含有大量的放射成因 Ar ( $\text{Ar}^*$ )。而每个矿床流体包裹体中放射成因氩的最大比例,可以根据下式 (Kendrick et al., 2001) 来计算:

$$\text{Ar}^* = \frac{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{max}} - 296}{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{max}}}$$

由表 1 可知,黄金坪、白金台子和黑金台子金矿成矿流体中  $\text{Ar}^*$  的最大比例分别为 91%、63%、46%。这就是说,从矿田的南部到北部,大渡河金矿田流体包裹体中  $\text{Ar}^*$  的比例和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 逐渐降低,可能反映了成矿流体作用过程中大气降水来源流体的稀释作用。部分样品的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值接近于大气降水的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(295.5),亦反映了成矿流体中大气降水来源流体的加入。

成矿流体中 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 比值的变化范围在 0.009~0.16,远远低于地壳的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ (0.2)。由图 2 可以看出, $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 没有明显的相关关系。说明 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的变化受不同地质因

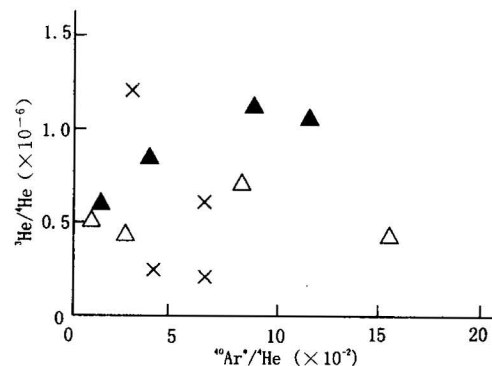


图2 大渡河金矿田 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 相关关系图

Fig. 2  $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$  vs.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  for the gold deposits

from Daduhe gold districts

▲—黑金台子; ×—白金台子; △—黄金坪

▲—Heijintaizi; ×—Baijintaizi; △—Huangjinping

素影响。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的变化是受地壳流体和地幔流体混合作用的影响。对于同一矿物而言,氦比氩更易丢失,因此说明不可能是氦丢失引起的(胡瑞忠等, 1999)。所以说,造成 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 比值较低的原因可能是 $^4\text{He}$ 的增加。在现代地质流体中,低的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 比值是流体优先富集 $^4\text{He}$ 的结果(Tongerson et al., 1988)。这与流体流经岩石时的温度以及流体滞留在岩石中的时间有关。对大多数矿物而言,氦的封闭温度较低( $200^\circ\text{C}$ ),而氩的封闭温度则要高( $>200^\circ\text{C}$ )。然而,地幔端元流体是一种高温流体,流体的温度要远远大于 $200^\circ\text{C}$ 。因此,可以说,大渡河金矿田成矿流体对地壳岩石中氦的优先富集,说明它的某一端元可能是一种低温( $<200^\circ\text{C}$ )的流体,而这种流体最有可能是大气降水来源的流体。

图3为流体包裹体 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 与 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 图解,明显显示成矿流体为地幔端元的流体与地壳端元流体的混合结果。用最小二乘法拟合的直线上,当 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}=5\times 10^{-8}$ (雨水值)时, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值明显稍高于大气降水的氩同位素组成( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\approx 295.5$ ),说明其中含有放射成因的 $^{40}\text{Ar}$ 。而该端元的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 低于地壳岩石特征的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 值(0.2)。说明地壳端元为含有一定放射成因Ar的大气降水。

#### 4.3 硫同位素

地球上硫同位素主要有3个储存库,一是幔源硫( $\delta^{34}\text{S}=0\pm 3\text{‰}$ )(Chaussidon and Lorand, 1990),二是海水硫,现代海水中 $\delta^{34}\text{S}\approx 20\text{‰}$ ;第三种是沉积物中还原硫,这种硫的同位素主要以具有较大的负值为特征(Rollinson, 1993)。大渡河金矿田矿石中黄铁矿的硫同位素( $\delta^{34}\text{S}$ )主要集中于 $2.5\text{‰}\sim 3\text{‰}$ ,具

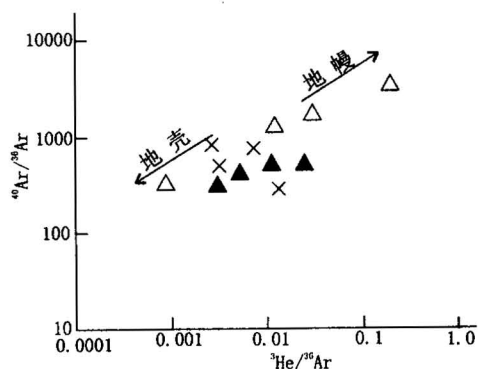


图3 大渡河金矿田 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 相关关系图  
Fig. 3  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  vs.  $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$  for the gold deposits from Daduhe gold districts

▲—黑金台子; ×—白金台子; △—黄金坪  
▲—Heijintaizi; ×—Baijintaizi; △—Huangjinping

有幔源硫的特点(表1),与玄武岩的硫同位素基本一致。因此有人认为大渡河金矿田的硫来自康定杂岩中的基性火山岩(陈智梁等, 1997)。在 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $\delta^{34}\text{S}$ 相关关系图上,二者没有显示较好的相关性(图4),但它们却有一个共同的变化趋势,即随着 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的增大, $\delta^{34}\text{S}$ 也在逐渐增大。说明了大渡河金矿硫的主要来源与 $^3\text{He}$ 相同,来自地幔。个别样品中(HJP-14)硫同位素稍微较高的事实,也不排除部分硫来自盖层古生界浅海相碳酸盐岩( $\delta^{34}\text{S}=18\text{‰}\sim 24\text{‰}$ , Wang, 1999)地层的可能。但是,从硫同位素的变化范围来看,硫主要来自地幔。

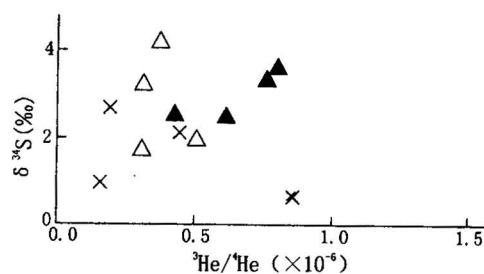


图4 大渡河金矿田 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $\delta^{34}\text{S}$ 相关关系图  
Fig. 4  $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $\delta^{34}\text{S}$  for the gold deposits from Daduhe gold districts

▲—黑金台子; ×—白金台子; △—黄金坪  
▲—Heijintaizi; ×—Baijintaizi; △—Huangjinping

#### 4.4 氢氧同位素

黑金台子金矿和黄金坪金矿含金石英脉中矿物石英的氧同位素分别为 $10.3\text{‰}\sim 11.9\text{‰}$ 和 $12\text{‰}\sim 12.6\text{‰}$ ,显示石英的岩浆热液成因(魏菊英等, 1988)。而白金台子金矿矿物石英的氧同位素为 $7.9\text{‰}\sim 14.7\text{‰}$ ,则显示石英的岩浆热液和变质热液的混合成因。石英流体包裹体氢同位素分别为 $-44.7\text{‰}\sim -90.4\text{‰}$ 、 $-39.13\text{‰}\sim -54.78\text{‰}$ 、 $-52.61\text{‰}\sim -10.8.23\text{‰}$ ,大部分与地幔来源流体的氢同位素( $\delta\text{D}=-40\text{‰}\sim -80\text{‰}$ )一致(Rollinson, 1993)。利用:

$$1000 \ln \alpha_{\text{Quartz-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^{-6} T^2 - 3.4$$

(Clayton et al., 1972)分馏公式计算石英流体包裹体的氧同位素,结果列于表2。在 $\delta\text{D}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 投影图中(图5)(Taylor, 1974),投影点落在岩浆水与大气降水之间。并且从黄金坪金矿、白金台子金矿到黑金台子金矿投影点越来越靠近大气降水线。可能显示了不同的大气降水的稀释作用。虽然,在矿区范围内,没有与大渡河金矿田金的成矿作用同期的岩浆



岩发育,但是,在更大的范围内,沿鲜水河断裂、安宁河断裂以及金河—箐河断裂,岩浆旋回从壳幔混源型石英二长斑岩、二长花岗斑岩和正长斑岩、幔源型钾质煌斑岩和碱性杂岩到壳源花岗岩,岩浆活动十分强烈。因此,不排除下伏隐伏岩体为成矿作用提供成矿流体的可能性。

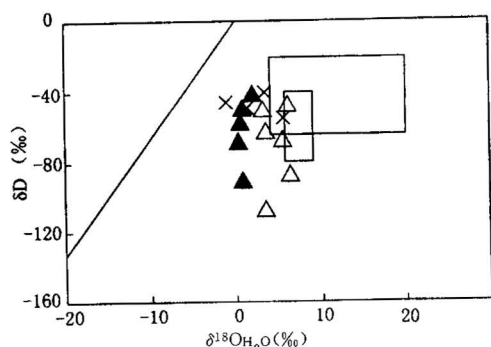


图 5 大渡河金矿田成矿流体氢氧同位素关系图

Fig. 5 The diagram of  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O_{H_2O}$  of the inclusions in quartz from the Daduhe gold ore-field

▲—黑金台子; ×—白金台子; △—黄金坪  
▲—Heijintaizi; ×—Baijintaizi; △—Huangjinping

#### 4.5 地幔流体与成矿作用

黄金坪金矿床蚀变岩中白云母的 K-Ar 年龄(陈智梁等,1997)以及黑金台子和白金台子金矿含金石英脉石英的 Ar-Ar 年龄(王登红等,2002;闫升好等,2002)表明,大渡河金矿田的形成时代为古近纪晚期到新近纪早期(25~9Ma)。尽管扬子地台西缘前震旦纪的地质构造演化还存在着争论(刘肇昌等,1996;骆耀南等,1998;颜丹平等,2002;李献华等,2002),但是,中生代以来的构造演化特征得到了大家一致的认识。新生代陆内转换造山作用制约着大渡河金矿田的形成。

白垩纪晚期—渐新世,印度板块与欧亚板块的碰撞,不仅造成喜马拉雅山的持续隆升,而且沿祁连山—秦岭和三江—南亚发生大规模的走滑。在扬子地台西缘及邻区,除有俯冲缝合型的甘孜—理塘带和碰撞焊合型的澜沧江带、金沙江带,最突出的事件为在地台边缘形成长1500km 的龙门山—锦屏山—哀牢山走滑—叠缩型陆内造山带(刘肇昌等,1996)。造山带由若干走向与地台边缘平行,向一侧倾斜、上陡下缓的逆冲断裂及其间的推覆岩片组成叠瓦状铲式逆冲推覆构造体系。强烈的叠缩作用使俯冲陆块的前陆体卷入推覆构造,造山带内的地体被挤出并

推覆—滑覆到前陆推覆体之上。导致在本区基底和盖层中产生大量的逆冲剪切带。刘肇昌等(1996)认为陆内俯冲本质上是大陆地幔岩石圈俯冲,是地壳楔入地幔的结果。由于这种俯冲作用引起表层收缩和地壳多层次滑脱,最终导致叠缩造山。渐新世以后,本区主要处于走滑造山,伴随拉分裂陷的地质构造环境,形成大量的伸展型剪切带,叠加在早期的逆冲剪切带之上。在地壳的构造体制由逆冲推覆向走滑造山转换过程中,地幔物质沿深大断裂上涌,幔源岩浆(如辉绿岩、煌斑岩)侵位。同时,地幔物质所携带的巨大能量使地壳物质重融,壳幔混源型和壳源岩浆侵位,并伴随着大规模深变质作用和地幔脱气。地幔组分 He、Ar 和 S 沿深大断裂向地壳浅部运移。在上升的过程中,由于水/岩反应,交代围岩中的 He、Ar,并萃取有利的成矿物质。与此同时,饱含大气降水( $^3\text{He}/^4\text{He}=1$ ;  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$ )沿裂隙的下渗,同时交代地壳岩石中的 He、Ar 以及部分 S。由于地壳端元与大气降水来源流体相似的流体温度低于 200℃,因此,流体萃取 He 的比例大于 Ar 的比例。而网络状的韧性剪切带有利于大规模的流体渗透和物质的迁移(秦大军,1997),从而在大渡河金矿田引起广泛的深部来源的流体与大气降水来源的混合作用。导致在有利的构造部位产生一系列金的矿化。

## 5 结论

黄铁矿硫同位素、黄铁矿流体包裹体中氮氩同位素以及与黄铁矿共生石英的氢氧同位素研究表明,地幔物质参与了大渡河金矿田金的成矿作用。成矿流体是地幔流体与地壳流体的混合作用的结果,而且以地壳流体占主导地位。其中,地幔流体为与下伏隐伏岩体有关的岩浆水;而地壳流体端元为含有一定放射成因 Ar 的大气降水,并且流体温度小于 200℃。

### 注 释

- ① 王义天. 2002. 小秦岭变质核杂岩中生代金的成矿作用与成矿动力学背景. 中国地质科学院博士后出站报告.
- ② 四川地质矿产开发局川西北地质队. 1988. 四川省康定县黄金坪矿区1号金矿带详细普查地质报告. 1~69.
- ③ 四川地质矿产开发局402地质队. 1994. 四川省康定县白金台子岩金矿床首采地段勘探地质报告. 1~99.

### 参 考 文 献

- 陈智梁,刘宇平,魏少青,等. 1997. 康定大渡河两岸主要金矿区矿田构造研究. 北京:地质出版社,1~58.

- 傅德明. 1996. 扬子地台西缘陆内造山带有色、稀贵金属矿床系列及成矿规律. 见: 骆耀南等, 主编. 扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集. 成都: 四川科学技术出版社, 120~128.
- 傅小方, 侯立玮. 1996. 扬子地台西缘剪切带金矿床的分类和控矿因素. 见: 骆耀南等, 主编. 扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集. 成都: 四川科学技术出版社, 138~147.
- 胡瑞忠, 钟宏, 叶造军, 毕献武. 1998. 金顶超大型铅—锌矿床氦氩同位素地球化学. 中国科学(D辑), 28(3): 208~213.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, 等. 1999. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. 中国科学(D辑), 29(4): 321~330.
- 李献华, 李正祥, 周汉文, 刘颖, 梁细荣. 2002. 川西北新元古代玄武质岩浆的锆石 U-Pb 年代学、元素和 Nd 同位素研究: 岩石成因与地球动力学意义. 地学前缘, 9(1): 327~338.
- 李延河, 李金城, 宋鹤彬, 乐国良. 2002. 矿物流体包裹体的氮同位素分析及地质应用. 矿床地质, 21(增刊): 982~985.
- 刘肇昌, 吴建民. 1996. 扬子地台西缘地质构造与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1~157.
- 骆耀南, 俞如龙, 侯立玮, 等. 1998. 龙门山—锦屏山陆内造山带. 成都: 四川科学技术出版社, 59~85.
- 骆耀南, 俞如龙. 2002. 西南三江地区造山演化过程及成矿时空分布. 地球学报, 23(5): 417~422.
- 秦大军. 1997. 韧性剪切作用与深部流体演化和金矿化的耦合关系. 地质地球化学, 18(4): 291~299.
- 王登红, 余金杰, 杨建民, 等. 2002. 中国新生代成矿作用的惰性气体同位素研究与动力学背景. 矿床地质, 21(2): 179~186.
- 王宝德, 牛树银, 孙爱群, 李红阳. 2003. 冀北地区金矿床氦、氩、铅同位素组成及其成矿物质来源. 地球化学, 32(2): 181~187.
- 魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 124~134.
- 颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, Malpas J. 2002. 华南在 Gondwana 古陆中位置的讨论. 地学前缘, 9(1): 249~256.
- 闫升好, 杨建民, 王登红, 陈毓川, 徐珏. 2002. 大渡河金矿田喜马拉雅期成矿的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄依据及其意义. 地质学报, 76(3): 384~387.
- 喻安光, 郭建强. 1998. 扬子地台西缘构造格局. 中国区域地质, 17(3): 255~261.
- 张连昌, 沈远超, 李厚民, 等. 2002. 胶东地区金矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及成矿流体来源示踪. 岩石学报, 18(4): 559~565.
- Fu Deming. 1996. Minerogenic series and metallogenic regularity of nonferrous, rare and precious metallic deposits in post-indosinian intracontinental orogenic belt on southwestern margin of Yangtze. In: Luo Yaonan, et al., eds. Contributions to Geology and Mineral Resources in Intracontinental Orogenic. Sichuan Science and Technology Press, 120~128 (in Chinese).
- Fu Xiaofang, Hou Liwei. 1996. Types and ore controlling factors of shear zone gold deposits in western margin of Yangtze platform. In: Luo Yaonan, et al., eds. Contributions to Geology and Mineral Resources in Intracontinental Orogenic. Sichuan Science and Technology Press, 138~144 (in Chinese).
- Hu Ruizhong, Burnard P G, Turner G, Bi Xianwu. 1998. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan Province, China. Chemical Geology, 146: 55~63.
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Turner G, Burnard P. 1999. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions in Ailaoshan gold belt. Science in China, 29(4): 321~330 (in Chinese).
- Hu Ruizhong, Zhong Hong, Ye Zaojun, Bi Xianwu. 1998. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions in Jinding superlarge lead-zinc deposit. Science in China, 28(3): 208~213 (in Chinese).
- Kendrick M A, Burgess R, Pattick R A D, Turner G. 2001. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphry mineralizing fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(16): 2651~2668.
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen, Liu Ying, Liang Xirong. 2002. U-Pb zircon geochronological, geochemical, and Nd isotopic study of Neoproterozoic basaltic magmatism in western Sichuan: petrogenesis and geodynamic implications. Earth Sciences Frontiers, 9(1): 329~339 (in Chinese with English abstract).
- Li Yanhe, Li Jincheng, Song Hebin, Le Guoliang. 2002. Helium isotope measurement of fluid inclusions and its geological applications. Mineral Deposits, 21 (Supp.): 982~985 (in Chinese).
- Liu Zhaochang, Wu Jianmin. 1996. The tectonic geology and the metallogeny in west margin of Yangzi craton. Beijing: Geological Publishing House, 1~157 (in Chinese).
- Luo Yaonan, Yu Rulong, Hou Liwei. 1998. Longmenshan—Jinpingshan intracontinental orogenic belt. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 59~68 (in Chinese with English abstract).
- Luo Yaonan, Yu Rulong. 2002. Orogenic evolution and metallogenic time—space distribution in Jinshajiang—Lanchangjiang—Nujiang region, Southwest China. Acta Geoscientia Sinica, 23(5): 417~422 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Kerrich Robert, Li Hongyan, Li Yanhe. 2002. High  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in the Wangu gold deposit, Hunan Province, China: implications for mantle fluid along the Tanlu deep fault zone. Geochemical Journal, 36(3): 197~208.
- Mao Jingwen, Li Yinqing, Richard Goldfarb, He Ying, Khin Zaw. 2003. Fluid inclusion and noble gas studies of the Dongping gold deposit, Hebei province, China: A mantle connection for mineralization? Economic Geology, 98: 517~534.
- Ozima M, Podosek F A. 2002. Noble gas geochemistry (second edition). Cambridge University Press, 1~216.
- Polya D A, Foxford K A, Stuart F, et al. 2000. Evolution and paragenetic context of low  $\delta\text{D}$  hydrothermal fluids from the Panasqueira W—Sn deposit, Portugal: New evidence from

## References

- microthermometric, Stable isotope, noble gas and halogen analyses of primary fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19): 3357~3371.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical Press, 306~308.
- Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter B T. 1987. Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits, *Nature*, 329: 429~432.
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P, Turner G. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He—Ar isotopes in fluid inclusions from Dae W—Mo mineralization, South Korea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(22): 4663~4673.
- Tongerson T, Kennedy B M, Hiyagon H. 1988. Argon accumulation and the crustal degassing flux of  $^{40}\text{Ar}$  in the Great Artesian Basin, Australia. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 92: 43~59.
- Taylor H P Jr. 1974. The application of the oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69: 843~883.
- Wang Baode, Niu Shuyin, Sun Aiqun, Li Hongyang. 2003. Helium and argon and lead isotopes in gold deposits and its source of ore-forming materials in north Hebei province. *Geochimica*, 32(2): 181~187 (in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong, Yu Jinjie, Yang Jianmin, Yan Shenghao, Xue Chunji, Chen Yuchuan. 2002. Inert gases isotopic studies and dynamic background of Cenozoic ore-forming process in China. *Mineral Deposits*, 21(2): 179~186 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaochuan, Zhang Zheru. 1999. Type and distribution of endogenic gold deposits in west Sichuan, China. *International Geology Review*, 41: 1099~1113.
- Wei Juying, Wang Guanyu. 1988. Isotopic geochemistry. Beijing: Geological Publishing House, 124~134 (in Chinese).
- Yan Danping, Zhou Meifu, Song Honglin, Malpas J. 2002. Where was south China located in the reconstruction of Rodinia? *Earth Sciences Frontiers*, 9(1): 249~256 (in Chinese with English abstract).
- Yan Shenghao, Yang Jianmin, Wang Denghong, Chen Yuchuan, Xu Jue. 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Daduhe gold orefield in Kangding, Sichuan, China—New evidence of the Himalayan mineralization and its implications. *Acta Geological Sinica*, 76(3): 384~387 (in Chinese with English abstract).
- Yu Anguang, Guo Jianqiang. 1998. Tectonic framework on the western margin of the Yangtze platform. *Regional Geology of China*, 17(3): 255~261 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Lianchang, Shen Yuanchao, Li Houmin, Zeng Qingdong, Li Guangming, Liu Tiebing. 2002. Helium and argon isotopic compositions of fluid inclusions and tracing to the source of ore-forming fluids for Jiadong gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 559~565 (in Chinese with English abstract).

## Helium and Argon Isotope Systematics in Fluid Inclusion of the Gold Deposits along the Daduhe River, Sichuan Province, Southwestern China

LI Xiaofeng<sup>1)</sup>, MAO Jingwen<sup>1)</sup>, WANG Denghong<sup>1)</sup>, LUO Fuxun<sup>2)</sup>

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037*

2) *402 Geological Team, Sichuan Bureau of Geological Exploration for Mineral Resources, Pixian, Sichuan, 611730*

### Abstract

Daduhe gold district comprises several gold deposit, (i. e. Heijintaizi, Baijintaizi, Huangjinping) hosted in Archean Kangding complex. The gold deposits were controlled by brittle-ductile shear zone, and the gold mineralization occurs mainly as auriferous quartz-vein with a few altered mylonite types. Helium and argon isotopic composition of fluid inclusions released by crushing pyrites, the sulfur isotope of pyrite are reported from the gold deposits along Daduhe River, Sichuan Province, China. In comparison, the O, H isotope compositions of the quartz in the same ore specimen.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of fluid inclusions in pyrite range from 0.16 to 0.86 Ra, whereas  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  range from 298 to 3288. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite in the gold deposits vary in a narrow range of  $+0.7\text{‰} \sim +4.2\text{‰}$ , showing the isotopic characteristics of mantle-derived sulfur. The  $\delta^{18}\text{O}$  values of ore-forming fluids responsible for the formation of quartz are estimated to be  $-2.61\text{‰} \sim +3.64\text{‰}$ , the  $\delta\text{D}$  values of inclusion fluids of the quartz are measured to be  $-39.13\text{‰} \sim -108.23\text{‰}$ . All the noble gas isotopic data, and combined with stable isotopic data from three deposits demonstrate the ore-forming fluids were a mixture between mantle-derived fluids and crustal-derived fluids, and the crustal-derived fluids are dominated. The crustal-derived fluids is composed of low temperature fluids similar to meteoric water, the temperature of it is less than  $200^\circ\text{C}$ .

**Key words:** helium, argon, sulfur, hydrogen and oxygen isotope; fluid inclusion; gold deposits; Sichuan Province; southwestern China