

豫西公峪金矿床流体包裹体及其 He、Ar、S、H、O 同位素组成对成矿流体来源的示踪^{*}

李永峰^{1 3} 毛景文^{1 2} 胡华斌¹ 白凤军^{1 3} 李厚民² 李蒙文² 郭保健^{1 3} 叶会寿²

LI YongFeng^{1 3}, MAO JingWen^{1 2}, HU HuaBin¹, BAI FengJun^{1 3}, LI HouMin², LI MengWen², GUO BaoJian^{1 3} and YE HuiShou²

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

3. 河南省有色金属地质矿产局, 郑州 450052

1. Faculty of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China

3. Bureau of Geology and Mineral Resources for Nonferrous Metals, Henan Province, Zhengzhou 450052, China

2004-12-21 收稿 2005-07-15 改回

LI YF, MAO JW, HU HB, BAI FJ, LI HM, LI MW, GUO BJ and YE HS. 2005. The fluid inclusions and their He-Ar-S-H-O isotopic compositions and tracing to the source of ore-forming fluids for the Gongyu gold deposit, Western Henan. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5) 1347 – 1358

Abstract Located in the Qiyugou gold ore-field, the south-eastern margin of the Xiong'ershan area in the western Henan province, the Gongyu altered tectonite-type gold deposit occurs in the NE-trending fracture zones. In this paper the homogenization temperatures and salinity of the fluid inclusions as well as their He-Ar and S-H-O isotopic compositions were systematically measured based on 13 samples from the main phase of gold mineralization. The fluid inclusions in the Gongyu mine can be divided into four types, i. e. vapor-aqueous, aqueous, CO₂-bearing inclusions. The fluid inclusion bubbles are 2 ~ 20 μm in diameter, mostly in the range of 2 ~ 4 μm. The homogenization temperatures of the fluid inclusions ranges from 120°C ~ 440°C, and dominates by 150°C ~ 250°C, with three distribution from 150°C ~ 190°C, 210°C ~ 250°C and 290 ~ 350°C. The gold mineralization temperatures vary from 210°C ~ 250°C. Their ice-melting temperatures varies from -2.5°C ~ -13.5°C, corresponding to a ranges of salinities 4.18wt% ~ 13.51wt% NaCl equivalent. The S-H-O isotopic analytical results show that δ³⁴S values of sulfide are in the range of -1.7‰ ~ 2.2‰ and close to the value of meteorolite, indicating that the ore-forming substance was probably derived from the upper mantle or some deep place. The δD and the δ₁₈O_{H₂O} values of the first stage of main phase of gold mineralization are -68‰ ~ -86‰ and +3.5‰ ~ +4.9‰ respectively, implying that the ore-forming fluids were derived mainly from the deep place. The δD and the δ₁₈O_{H₂O} values of the second stage of main phase of gold mineralization are -67‰ ~ -84‰ and -3.7‰ ~ +2.6‰ respectively, suggesting that the ore-forming fluids probably came from the deep fluid and the meteoric water. The Ar-He analytical results show that ³He/⁴He ratios of fluid inclusions in pyrite are 1.05 ~ 3.17R/Ra, much higher 100 times than that of the crust and lower markedly that of the mantle. ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratios are 298 ~ 391, slightly higher than that of atmosphere. ⁴⁰Ar/⁴He ratios of metallogenic fluids are 0.08 ~ 0.35 with a mean of 0.20, which are consistent with the value of the crust(0.156). Helium and argon isotope composition of fluid inclusions suggest that the source of ore-forming fluids is mainly meteoric water, and also have some mantle fluids. Therefore, the above data demonstrate that the Gongyu gold deposit is genetically related to mantle fluids. In the Qiyugou orefield, although Qiyugou gold deposit (cryptoexplosive breccia type) and Gongyu gold deposit (altered tectonite-type) developed in different types, their fluid inclusions and He-Ar-S-H-O isotopic data show that they originated from the same source and deposited in the same period but at different position, and probably formed in the same metallogenic system which is related to the hydrothermal fluid of Yanshanian period in Qiyugou orefield.

Key words Ore-forming fluids, Fluid inclusions, S-H-O-He-Ar isotope, Gongyu gold deposit

* 本文为国家重点自然科学基金项目(4043011)和重点基础研究发展规划项目(G1999043211)的成果。

第一作者简介: 李永峰, 男, 1964 年生, 在读博士研究生, 高级工程师, 矿床学专业, E-mail yongfenglee@163.com

摘要 豫西公峪构造蚀变岩型金矿床位于熊耳山东南缘祁雨沟金矿田内, 矿体赋存于北东向断裂破碎带内。为探讨成矿流体的来源, 尤其是地幔流体参与成矿的程度, 选择 13 件主成矿期的矿石样品进行了系统研究, 测定了公峪构造蚀变岩型金矿床成矿系统的温度及其 S、H、O 同位素和惰性气体 He、Ar 同位素组成。对保存于石英中的原生包裹体进行的详细研究结果表明: 公峪构造蚀变岩型金矿床中含有丰富的包裹体, 其类型复杂多样, 有气体包裹体、气液包裹体、液体包裹体、含 CO₂ 包裹体四种类型。包裹体的均一温度变化范围较宽, 在 120℃ ~ 440℃ 之间均有分布, 可进一步分为 150℃ ~ 190℃、210℃ ~ 250℃ 和 290 ~ 350℃ 三个区间, 但主要集中于 150℃ ~ 250℃ 的范围内。结合显微镜下观测载金矿物特点, 推测金矿的形成温度区间主要在 150℃ ~ 250℃ 之间。冰点变化范围较大, 在 -0.2℃ ~ -9.6℃ 之间, 对应的盐度在 0.53wt% ~ 13.51wt% 之间。稳定同位素结果表明: 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -1.7‰ ~ 2.2‰ 之间, 与陨石硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近, 反映为深源; 成矿 I 阶段流体的 δD 值为 -68‰ ~ -86‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 +3.5‰ ~ +4.5‰, II 阶段流体的 δD 值为 -67‰ ~ -84‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -3.7‰ ~ +2.6‰, 反映成矿流体主要有两个来源, I 阶段以深源水为主, II 阶段有大量大气降水混入。氦同位素研究表明: 公峪构造蚀变岩型金矿床黄铁矿流体包裹体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 1.05 ~ 3.17R/Ra, 高于地壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值 100 余倍, 但明显低于地幔流体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298 \sim 391$, 略高于大气氩的同位素组成; $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值 0.08 ~ 0.35, 平均为 0.20, 与地壳 $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值一致。He、Ar 同位素组成特征显示了公峪金矿床成矿流体以大气降水为主, 但同时有地幔流体成分, 推断金矿床成矿作用与地幔活动有着密切的关系。

通过与祁雨沟隐爆角砾岩型金矿床的对比研究, 认为虽然祁雨沟金矿和公峪金矿赋存于不同的构造环境中, 但是流体包裹体及其同位素研究结果显示了二者的成矿作用具有一致性, 他们应属于同一成矿系统的产物, 均与燕山晚期岩浆热液活动有关, 可能为同源、同期、不同构造空间的演化产物。

关键词 成矿流体; 流体包裹体; S、H、O、He、Ar 同位素; 金矿床; 公峪

中图法分类号 P597.2; P618.51

公峪金矿区位于河南省嵩县祁雨沟金矿田内, 南邻祁雨沟金矿床(图 1), 地理坐标为: 东经 111°56′11″ ~ 111°57′52″, 北纬 34°12′29″ ~ 34°14′44″。

自 20 世纪 70 年代发现了祁雨沟隐爆角砾岩型金矿以来, 已有众多学者对其进行了详细研究, 研究工作涉及了矿床地质和地球化学(邵克忠等, 1989, 1992; 陈衍景等, 1992; 任富根等, 1996; 王志光等, 1997; 齐金忠, 2001; Mao *et al.*, 2002), 流体包裹体及稳定同位素示踪成矿物质来源(李胜荣等, 1991; 周作侠等, 1993; 范宏瑞等, 2000; 卢欣祥等, 2003), 放射性同位素测年(王义天等, 2001), 河南有色地质矿产局地质研究所(1993)较为详细地总结了祁雨沟隐爆角砾岩型金矿的地质地球化学特征, 并进行了找矿预测。位于同一矿田的公峪构造蚀变岩型金矿则相对发现较晚, 80 年代后期, 河南有色地质矿产局二大队和四大队对区内的构造蚀变岩型金矿开展了普查工作, 已发现含金矿脉 20 余条(李永峰, 1999), 于其中 9 条矿脉获得金资源量 10.3t, 平均品位(w_{Au}) 10.07×10^{-6} , 预测矿区远景资源量 50t 以上, 而且在其深部和外围仍然显示出良好的找矿前景, 与祁雨沟隐爆角砾岩型金矿一起构成了大型金矿田, 但对构造蚀变岩型金矿仅有一些初步的研究(白凤军, 1999)。

本文从成矿流体研究入手, 厘定公峪构造蚀变岩型金矿床成矿系统的温度、压力及其 S、H、O 同位素和惰性气体 He、Ar 同位素组成, 探讨成矿流体来源, 尤其是地幔流体参与成矿的程度; 进而探讨蚀变岩型金矿的成矿机理及其与祁雨沟隐爆角砾岩型金矿的成因联系。

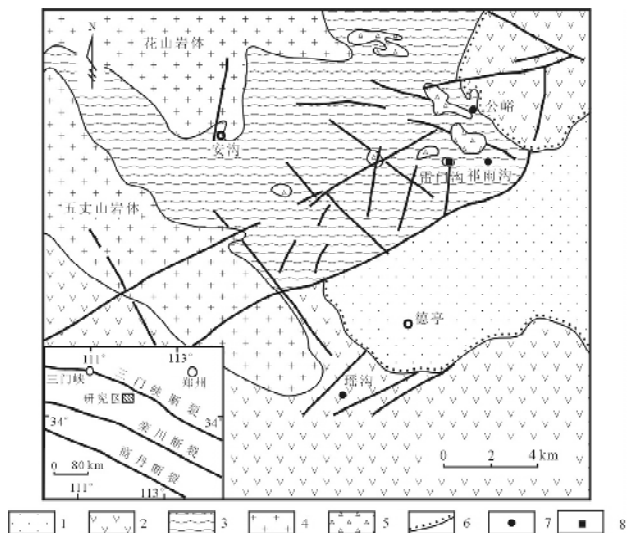


图 1 熊耳山东南部地质略图

1-第三系砂、砾岩; 2-中元古界熊耳群安山岩; 3-太古界太华群片麻岩; 4-燕山期花岗岩; 5-角砾岩体; 6-不整合面; 7-金矿床; 8-钼矿床

Fig. 1 Geological map in southeast Xiong'ershan area, Henan province

1-Tertiary sandstone and conglomerate; 2-Mesoproterozoic Xiong'er group andesite; 3-Archean Taihua group gneiss; 4-Yanshanian granite; 5-Breccia bodies; 6-Unconformity; 7-Gold deposit; 8-Mo deposit

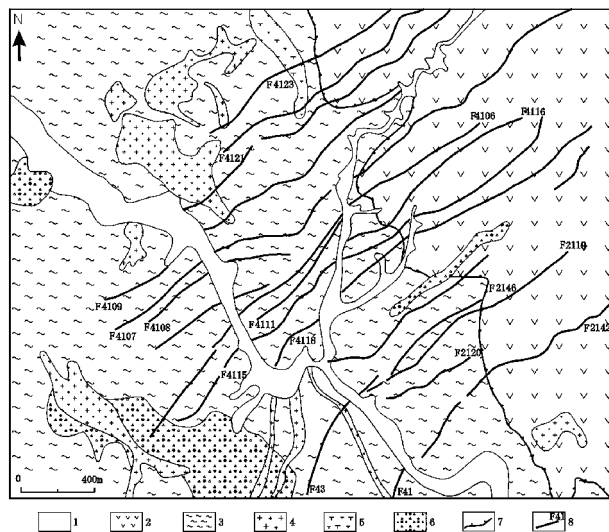
1 矿床地质简况

祁雨沟金矿田位于熊耳山变质核杂岩的东南边缘(图1),熊耳山地处华北克拉通与秦岭褶皱系衔接部位北侧的华北克拉通南缘活动带,原曾属华北克拉通的组成部分,但在秦岭晚古生代-中生代初期板块碰撞造山之后,于中生代陆内造山作用过程中加入秦岭活动带,成为秦岭造山带现今的北缘组成部分(张国伟等,1997;2001)。该区经历了太古宙以来的地质演化及多次构造运动,其形成与演化主要经历了三个不同构造演化阶段(张国伟等,1996a,1996b): (1)晚太古代~古元古代,前寒武纪结晶基底的形成演化(3.0~1.6Ga);(2)新元古代~中三叠世,以现代板块构造体制为基本特征的板块构造演化(0.8~0.2Ga);(3)中生代陆内造山作用与构造演化。从古生代末期开始,并在中生代早期达到高潮的华北、华南两大板块对接碰撞,使区内出现推覆构造运动,并成为秦岭造山带的重要组成部分。侏罗纪末-白垩纪初,本区构造体制发生转换,主应力场由南北向转为近东西向,形成本区北东向构造系统,沿着秦岭造山带北缘发生了大规模的拆离滑脱、伸展拉张、逆冲推覆以及块断、平移构造运动,并伴有强烈的以酸性岩浆为主的岩浆活动,最早的酸性岩为燕山早中期呈北西向斜贯的五丈山正长花岗岩体,之后,又有高堦、花山、合峪等花岗岩基形成,伴随着上述大型花岗岩体侵入,尚有一系列来源深、侵位高的浅成-超浅成相小型花岗斑岩,以及与其有成因联系的隐爆角砾岩体等侵位,在区内主要呈北西向的构造岩浆带产出,并奠定了本区金矿化的基础(王相等,1996;王志光等,1997)。

公峪矿区内出露地层主要为太华群片麻岩系基底和熊耳群安山岩系,二者以拆离断层接触(王志光等,1997)。岩浆活动具有长期性、多次性,以燕山期花岗岩岩浆活动最为强烈。区内断裂构造发育,北西向断裂早于北东向、北北东断裂,前者经复杂改造,成为本区导矿控岩构造,多被辉绿岩、安山玢岩及部分中酸性岩脉充填。北东向、北北东向断裂为区内主要容矿断裂。

公峪构造蚀变岩型金矿赋存于拆离断层附近的北东向断裂带内(图2),已发现具有一定规模和矿化强度的北东向断裂破碎带20余条,基本上呈100m左右的等间距出现,断裂带走向一般40°~55°,倾向北西,常平行排列,单脉长度一般大于1000m,最长3600m,宽度一般大于1m,最厚可达5m以上。矿体产状与赋矿构造破碎带基本一致,多呈透镜状或脉状产出,单个矿体长度一般200~300m,厚度一般1m左右,最大可达3.54m。

矿石中金属矿物主要为黄铁矿,含量一般为10%~20%,少量至微量黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金、金银矿等(白凤军,1999)。脉石矿物以石英为主,含量为40%~60%,其次为绿泥石、方解石、绢云母、钾长石、斜长石、绢云母等。矿石结构主要有半自形-它形粒状结构、碎裂



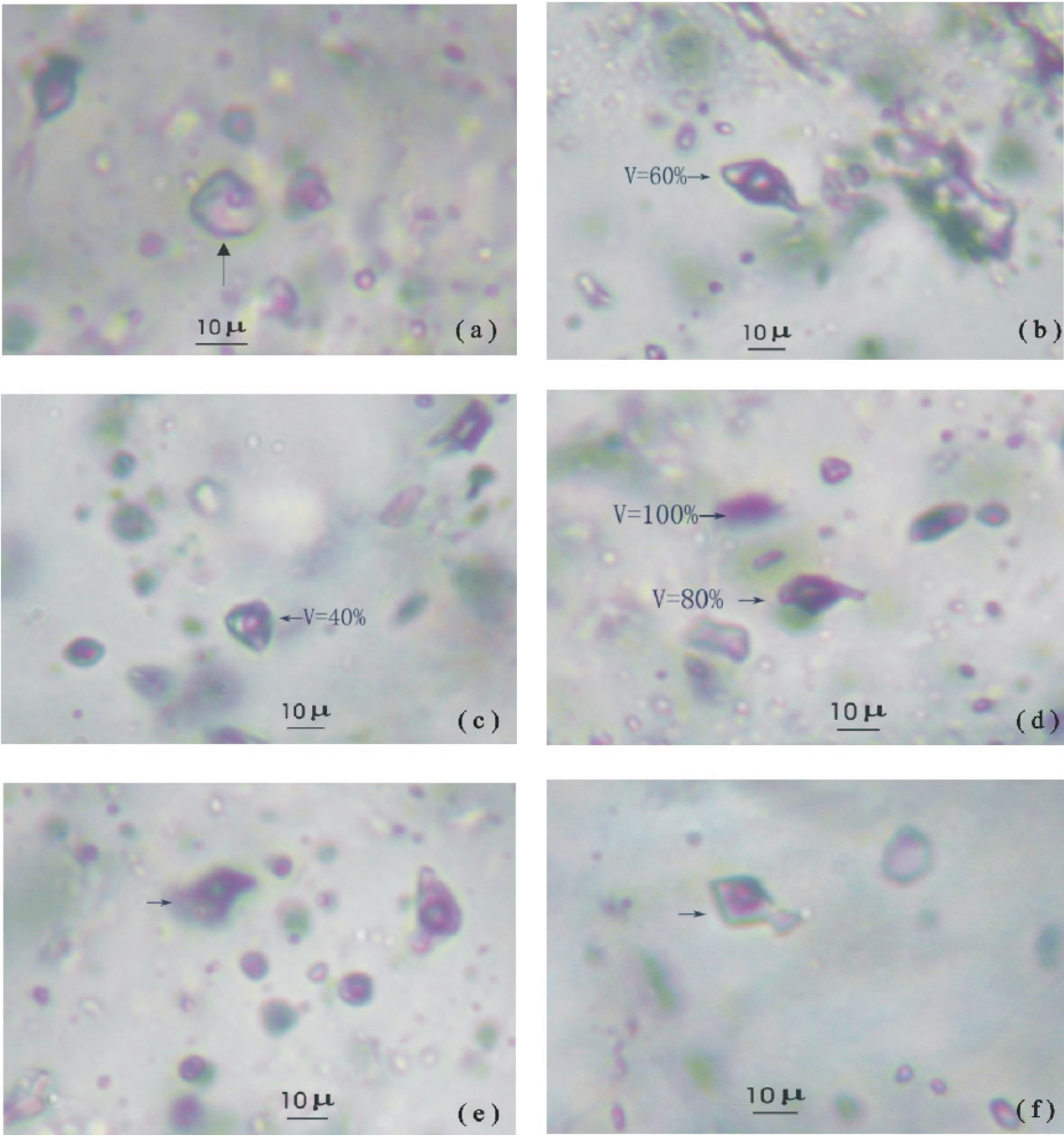


图3 公峪金矿床流体包裹体显微照片

a-F118-4 石英中气液两相包裹体($V/L=5-10\%$);b-F118-6 石英中气液两相包裹体($V/L=60\%$);c- F118-1 石英中气液两相包裹体($V/L=40\%$);d-F118-1 石英中气液两相包裹体($V/L=80-100\%$);e-F118-2 石英中气液两相包裹体(群体);f- F120-1 石英中气液两相包裹体($V/L=10\%$)

Fig.3 Micro photos of fluid inclusions from the Gongyu gold deposits ,Henan province

均一温度重现误差小于 2°C ,冰点温度重现误差小于 0.2°C 。冷冻测温时 ,利用液氮对包裹体降温 ,在温度下降过程中观察包裹体的变化 ,包裹体冷冻后 ,缓慢升温 ,至冰晶刚刚熔化 ,记录冰点温度。根据所测冰点温度查冰点与换算表(刘斌等 ,1999) ,得到流体包裹体的盐度值。对气液两相包裹体进行均一温度的测定时 ,开始的升温速度在 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。在气液两相接近均一时 ,降低升温速度 ,将其控制在 1°C ,并及时记录均一温度。利用均一温度和盐度 ,根据公式计算包裹体的密度(刘斌 ,1987)。

2.2 流体包裹体特征

2.2.1 流体包裹体形态、类型与组合

对 13 件有代表性样品的详细测试和研究表明 ,本区与矿化关系密切的石英中含有丰富的流体包裹体 ,以原生为主 ,少量假次生和沿裂隙呈线状分布的次生包裹体。包裹体气液比变化较大(图 3) ,从 $5\% \sim 90\%$ 均有产出 ,但以 $5\% \sim 10\%$ 的气液比常见。这些包裹体成群出现 ,分布杂乱 ,具有相近的气液比和均一温度 ,内部组成也较一致。包裹体大小

一般差别不大,多在 $2\mu\text{m}\sim4\mu\text{m}$ 之间,个别达 $20\mu\text{m}$;气液相包裹体的直径较大,而直径较小的则主要为一些单相包裹体和少数气液包裹体。包裹体形态复杂多样,有较为规则的椭圆形、菱形、圆形和不甚规则的长条形、曲管形、三角形等其它各种不规则形状。本次研究对象均为原生包裹体,根据室温下存在的相态和包裹体成分,可将包裹体分成4种类型:

- (1)气体包裹体(V型):室温下可见 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两个相态,其气液比 $>50\%$,出现较少,通常呈寄主矿物的椭圆形,孤立状分布,属原生包裹体。大小一般为 $6\sim8\mu\text{m}$,包裹体的气体部分呈暗棕色。
- (2)气液包裹体(V-L型):室温下可见 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两个相态,气液比 $10\sim50$,出现不多,多呈椭圆形,少部分为不规则状,个体大小相差不大,一般为 $6\sim8\mu\text{m}$ 。

(3)液体包裹体(L型):是矿区内主要的包裹体类型,气液比 $5\sim10\%$,呈椭圆形或不规则型,个体较小,一般为 $3\sim6\mu\text{m}$ 。

(4)含 CO_2 包裹体(C型):该类型包裹体较为少见,室温(25°C)下一般不出现液态 CO_2 圈,只有在冷冻条件下才能将其与气液包裹体区分开来。

各热液阶段形成的石英内有不同的流体包裹体组合。第Ⅰ阶段乳白色石英因其形成较早,通常赋存有后期的流体包裹体类型,而且原生的流体包裹体为个体较小的水溶液包裹体。第Ⅱ阶段的流体包裹体多为C型包裹体部分出现L型包裹体,第Ⅲ阶段则主要为V-L型包裹体。

2.2.2 流体包裹体的均一温度和盐度

流体包裹体测温结果见表1和图4。

表1 公峪金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions from the Gongyu gold deposit

样号	成矿阶段	主矿物	个数	包裹体类型	大小 (μm)	气液比 (%)	均一温度 ($^\circ\text{C}$)	冰点 ($^\circ\text{C}$)	盐度 (%)	密度 (g/cm^3)
F ₁₁₈₋₁	Ⅱ	石英	7	V-L、C	2~4	5~10	132~151	-3.6~-1.7	2.9~4.49	0.944~0.967
			2	L	6~8	5	183~189	-3.9~-3.2	5.26~6.3	0.917~0.927
F ₁₁₈₋₂	Ⅱ	石英	6	L、C	3~4	5~30	126~171	-9.6~-0.3	0.53~13.51	0.92~0.995
			7	V、V-L	6~8	5~80	310~340	-4.6	7.31	0.754
F ₁₁₈₋₃	Ⅱ	石英	12	L、C	2~4	5~10	164~198	-1.1~-0.5	0.88~1.91	0.797~0.916
			3	V-L	5~6	5~10	298~305	-0.7~-0.6	1.05~1.23	0.705~0.716
F ₁₁₈₋₄	Ⅰ	石英	12	V-L、V	3~8	5~90	247~300	-4.4~-0.8	1.4~7.02	0.726~0.816
			5	V	10~12	5~20	309~348	-8.3~-0.7	10.89~12.05	0.697~0.823
F ₁₁₈₋₅	Ⅰ	石英	11	L	3~4	5~80	184~188	-0.6	1.05	0.895
			3	V-L	5~8	30~60	223~237	-1.2	2.07	0.851
			1	V、V-L	14	60	342~369	-0.4~-1.5	0.71~2.57	0.504~0.622
F ₁₁₈₋₆	Ⅰ	石英	5	V-L	3~4	5~10	240~242	-0.3	0.53	0.81
			6	V-L、V	5~8	5~30	288~353	-2.9~-0.2	0~4.8	0.588~0.752
			5	V	10~20	30~70	421~430	-	-	-
F ₁₁₈₋₇	Ⅲ	方解石	10	L、V-L	3~4	5~10	160~178	-2.6~-2.4	4.03~4.34	0.92~0.93
			4	V-L	6~10	5~10	198~220	-3.8~-3.1	5.11~6.16	0.843~0.892
F ₁₂₀₋₁	Ⅱ	石英	12	L、C	2~4	5~10	168~187	-1.1~-0.9	1.91~1.57	0.897~0.908
			2	V-L	6	5~20	236~247	-4.4~4.2	6.74~7.02	0.831~0.864
F ₁₂₀₋₂	Ⅱ	石英	5	V-L、L	2~4	5~10	144~160	-4.8~-4.4	7.02~7.59	0.959~0.977
			5	V-L、C	2~4	5~10	210~241	-4.8~-4.3	6.88~7.59	0.866~0.911
F ₁₂₀₋₃	Ⅱ	石英	12	V-L、C	2~4	5~20	198~214	-3.5~-2.1	3.55~5.71	0.875~0.892
			2	V-L	5~6	10~30	236~263	-3.3~-1.8	3.06~5.42	0.822~0.841
F ₁₂₀₋₄	Ⅱ	石英	12	L、C	2~4	5~10	143~154	-1.5~-1.3	2.24~2.57	0.938~0.939
			4	V-L、L	6~12	5~10	208~250	-4.8~-3.5	5.71~7.59	0.847~0.901
F ₁₂₀₋₅	Ⅱ	石英	7	L、C	2~4	5~10	189~241	-4.7~-4.1	6.59~7.45	0.868~0.931
			6	V-L	6~12	5~40	289~335	-	-	-
F ₁₂₀₋₆	Ⅱ	石英	6	L、C	2~3	5~10	165~208	-4.7~-0.7	1.23~6.88	0.916~0.961
			3	V-L、C	6~8	10~20	244~269	-4.7~-3.8	6.16~7.45	0.828~0.834
			4	V-L	10~14	10~40	314~328	-4.5~-3.3	5.41~7.17	0.727~0.740

注:测试仪器型号 LinkamTHM600;测试单位:中国地质大学(北京);测试人:诸惠燕,张文淮。

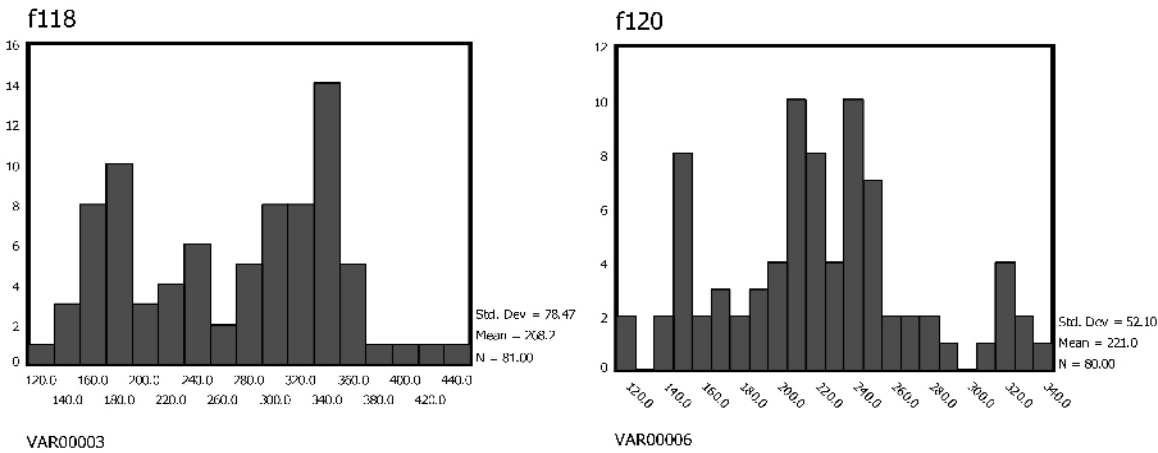


图 4 公峪金矿样品 F118、F120 的流体包裹体均一温度直方图

Fig.4 Histograms of homogenization temperatures of F118 and F120 fluid inclusions from Gongyu gold deposits in west Henan province

2 条矿脉的矿物包裹体均一温度直方图可知 ,主要温度范围分别为 150 ~ 190℃ 210 ~ 250℃ 和 290 ~ 350℃ ;冰点温度变化于 - 0.2 ~ - 9.6 之间 ,以 - 0.2 ~ - 4.7 之间占优势 ,对应的成矿流体盐度范围分别为 0.53wt% ~ 13.51wt% 之间。利用如下公式 :

$D = A + B \times T + C \times T^2$,式中 D 为流体的密度(g/cm³) , T 为均一温度(℃) ,A、B、C 为无量纲参数 ,其中 $A = A_0 + A_1 \times \omega + A_2 \times \omega^2$, $B = B_0 + B_1 \times \omega + B_2 \times \omega^2$, $C = C_0 + C_1 \times \omega + C_2 \times \omega^2$,式中 ω 为盐度(wt%) , A_0 、 A_1 、 A_2 、 B_0 、 B_1 、 B_2 、 C_0 、 C_1 、 C_2 为常数(刘斌 ,1987)。计算得出高温石英流体的密度在 0.504 ~ 0.823 g/cm³ 之间 ,中温流体的密度范围为 0.822 ~ 0.911g/cm³ ,低温流体的密度范围为 0.726 ~ 0.977g/cm³ ;

成矿流体具中低温、低密度和低盐度的特点(张文淮等 , 1993)

3 稳定同位素分析流程及测试结果

本次研究共分析了 13 件成矿期石英包裹体的氢、氧同位素组成。样品经清洗、去吸附水和次生包裹体后 ,再采用加热爆破法从样品提取原生流体包裹体中的 H₂O 和 CO₂。将提取的包裹体 H₂O 与 Zn 在 400℃ 条件下反应 30 分钟制取 H₂ ,测定 H₂O 中的 δD 值 ;石英的氧同位素测定采用 BrF₅ 分析方法。使用的质谱计型号为 MAT 251 EM ,以 SMOW 为标准 ,分析精度为 0.2‰。测试结果见表 2。

表 2 公峪金矿区氢氧同位素

Table 2 oxygen and hydrogen isotope composition of vein type ores in Gongyu gold deposit

样号	测定矿物	成矿阶段	t _h /℃	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$
F118-1	石英	Ⅱ	178	9.5	-84	-3.7
F118-2	石英	Ⅱ	183	10.8	-79	-2.1
F118-3	石英	Ⅱ	219	11.5	-77	0.9
F118-4	石英	I	306	12.2	-67	5.5
F118-5	石英	I	273	11.4	-69	3.5
F118-6	石英	I	295	11.6	-71	4.5
F120-1	石英	Ⅱ	234	10.9	-68	1.1
F120-2	石英	Ⅱ	178	11.0	-86	-2.2
F120-3	石英	Ⅱ	245	10.8	-78	1.6
F120-4	石英	Ⅱ	193	8.5	-71	-3.7
F120-5	石英	Ⅱ	241	9.2	-70	-0.2
F120-6	石英	Ⅱ	229	10.7	-68	0.7
F130-1	石英	Ⅱ	188	8.8	-80	-3.7

注 1)测试仪器型号 :MAT251 ;测试单位 :中国地质科学院矿产资源研究所 ;测试人 :万德芳 ;精度 0.2‰。

2)表中的均一温度为实测平均值 ,采用的分馏方程为 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton etal , 1972)。

表 3 公峪金矿床硫同位素组成

Table 3 Sulphur isotope composition of Gongyu gold deposit

样号	测定矿物	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}(\text{‰})$	样号	测定矿物	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}(\text{‰})$
F118-1	黄铁矿	Ⅱ	1.6	F118-6	方铅矿	I	-1.2
F118-2	黄铁矿	Ⅱ	1.1	F130-1	黄铁矿	Ⅱ	0.7
F118-3	黄铁矿	Ⅱ	1.3	F120-1	黄铁矿	Ⅱ	-0.7
F118-4	黄铁矿	I	2.2	F120-2	黄铁矿	Ⅱ	0.5
F118-5	黄铁矿	I	1.9	F120-3	黄铁矿	Ⅱ	-1.1
F118-6	黄铁矿	I	1.6	F120-4	黄铁矿	Ⅱ	-0.5
F118-1	方铅矿	Ⅱ	-0.9	F120-5	黄铁矿	Ⅱ	-0.1
F118-2	方铅矿	Ⅱ	-1.7	F120-6	黄铁矿	Ⅱ	0.8

注 测试仪器型号 :MAT251 ;测试单位 :中国地质科学院矿产资源研究所 ;测试人 :万德芳 ;精度 0.2‰。

硫同位素组成的测定流程为 :以氧化铜和五氧化二钒作为混合氧化剂 ,在高温、真空条件下 与测试矿物反应制取 SO₂。所用仪器为 MAT 251 EM ,以 V-CDT 为标准 ,测试精度为 0.2‰。分析结果(表 3)表明 :矿体中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -1.1 ~ 2.2‰ ,极差为 3.3‰ ,平均为 0.72‰ ;而 3 个方铅矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -1.7 ~ -0.9‰ ,平均为 -1.27‰ ;黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大于方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ,说明矿石中的硫同位素分馏基本上达到平衡。

4 流体包裹体惰性气体同位素

4.1 样品分析方法

研究样品新鲜 ,经显微镜下手工挑选 ,保证所选样品晶形完好 ,纯度达 100%。测试对象为黄铁矿中的流体包裹体。所有样品制备和测试分析均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质研究开放实验室进行 ,测试过程和精度已有文章详述(毛景文等 1997 ;Li *et al.* 2000 ;Mao *et al.* 2002) ,

简要的分析过程如下 :首先 ,将样品用丙酮在超声波中清洗 20 分钟 ,烘干 ;在真空中加热至 120℃ 并去气 24 小时。然后 ,压碎样品释放出气体 ,对释放出的气体经海绵钛泵、锆铝泵、活性炭和液氮冷阱 4 级纯化 ,使活性气体被去除 ,Ar、Xe 被冷冻 ,将纯净的 He、Ne 送入分析系统 ;进入系统的 He、Ne 经加液氮的钛升华泵再次纯化去掉 H₂、Ar ;与此同时 ,在 -78℃ 释放 Ar ,进行 Ar 同位素分析。最后 ,在乌克兰产 MI-1201IG 型惰性气体同位素质谱仪上进行 He、Ar 同位素测试 ,其中³He 由分辨率为 1200 的电子倍增器接收 ,⁴He 由分辨率为 760 的法拉第杯接收。工作标准为北京大气 ,其³He/⁴He 为 1.4 × 10⁻⁶。根据工作标准气体的测量结果计算样品的³He/⁴He 比值 ,给出 R/Ra 比值 ,其中 ,R 为样品的³He/⁴He ,Ra 为大气的³He/⁴He 比值。⁴He 的空白本底为 2 × 10⁻¹¹ cm³ STP ,空白的³He/⁴He 比值为 1 × 10⁻⁶ ,⁴⁰Ar 的空白本底为 5 × 10⁻⁹ cm³ STP。空白对测量结果的影响可以忽略不计。标准气体的分析精度为 1% ,样品的测量精度见表 4。

表 4 公峪金矿床黄铁矿流体包裹体氦、氩同位素组成

Table 4 Helium and argon isotopic components of Gongyu gold deposit

样品号	测试矿物	成矿阶段	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-6}$	$^4\text{He} \times 10^{-7}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$	R/Ra	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-7}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$	$^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$
F120-1	黄铁矿	Ⅱ	1.05 ± 0.16	10.90	0.76	345 ± 2	3.66	0.35
F120-2	黄铁矿	Ⅱ	1.12 ± 0.21	9.87	0.81	364 ± 4	2.03	0.18
F120-3	黄铁矿	Ⅱ	2.17 ± 0.42	7.92	1.56	343 ± 1	2.99	0.14
F118-2	黄铁矿	Ⅱ	3.17 ± 0.32	6.12	2.28	298 ± 2	6.46	0.20
F118-4	黄铁矿	I	2.59 ± 0.44	7.31	1.86	314 ± 0	6.47	0.25
F118-5	黄铁矿	I	2.25 ± 0.42	11.35	1.62	391 ± 6	1.68	0.08

注 1)测试仪器型号 :MI 1201 ;测试单位 :中国地质科学院同位素实验室 ;测试人 :宋鹤彬、李延河。

2)根据压碎后通过 160 目(0.100mm)的样品重量 ,计算样品的氦、氩含量

4.2 He 和 Ar 同位素分析结果

黄铁矿流体包裹体的氦、氩同位素分析结果列于表 4, 由表可知, 公峪金矿床的 ^4He 的含量为 $6.12 \times 10^{-7} \sim 11.35 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, ^{40}Ar 的含量为 $2.03 \times 10^{-7} \sim 6.47 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$

5 讨论

5.1 成矿流体来源

如表 2 所示, 13 件主成矿期石英矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $8.5\text{‰} \sim 12.2\text{‰}$ 之间, 与石英平衡的热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-3.7\text{‰} \sim +5.5\text{‰}$, 其中成矿 I 阶段(石英的均一温度为 $273 \sim 306^\circ\text{C}$)的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 $+3.5\text{‰} \sim +5.5\text{‰}$, 平均为 $+4.5\text{‰}$, 成矿 II 阶段(石英的均一温度为 $245 \sim 178^\circ\text{C}$)的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 $-3.7\text{‰} \sim +2.6\text{‰}$, 平均为 -1.1‰ , 13 件样品中有 11 个样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} < 4\text{‰}$ 。所有样品的 δD 值均低于 -67‰ , 集中分布于 $-70\text{‰} \sim -80\text{‰}$, 与本区中生代雨水(张理刚, 1985)和现代雨水(罗铭玖等, 1992)的组成相近, 反映成矿流体明显受大气降水 D 的影响。在 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系图(图 5)上, 投影点大多落在变质水、岩浆水左下侧和大气降水之间的范围, 这可能是由于岩浆水或变质水与大气水的混合造成了氢、氧同位素组成向大气水线的“漂移”, 而且混入的大气水愈多; “漂移”愈强烈(张理刚, 1985)。从 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系图上还可以看出, 随着成矿作用的进行, 从 I 阶段到 II 阶段, 成矿温度逐渐降低, 氢、氧同位素也逐渐向大气雨水线靠近, 表明成矿 II 阶段比成矿 I 阶段有更多大气水的加入, 导致流体不断稀释, 温度不断降低, 流体中的金大量沉淀。

公峪金矿床的硫化物以黄铁矿为主, 伴有磁黄铁矿等, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可近似代表成矿流体中全硫(ΣS)的 $\delta^{34}\text{S}$ 。如表 3 所示, 16 个样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-1.7\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$ 之间, 平均为 0.34‰ ; 变化范围不大, 与陨硫石接近, 反映主要以深源岩浆硫为特征(图 6)。

本研究所采用的黄铁矿均采于地下坑道, 因此, 可排除流体包裹体内存在宇宙成因 ^3He 污染的可能性(Simmons *et al.*, 1987; Stuart *et al.*, 1995)。同时, 由于本研究区缺乏含锂的矿物, 因此, 由含锂矿物诱发而产生 ^3He 对流体中氦的浓度的影响可以忽略不计。大气对流体中氦浓度的影响程度, 可以根据参数 F^4He 来判断(Kendrick *et al.*, 2001), F^4He 为样品中 $^4\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 与大气 $^4\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 的比值(大气的 $^4\text{He}/^{36}\text{Ar} = 0.1655$)。如果样品中含有大气氦, 则 $\text{F}^4\text{He} = 1$ 。由表 4 可知, 公峪金矿床黄铁矿流体包裹体中的 F^4He 远远大于 1, 最多可达多万倍。因此, 可以排除流体包裹体中大气对氦的混染作用。同时, 由于所研究样品保存完好, 而且不存在影响流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的地质条件(如流体包裹体中 U、Th 的含量等)。根据上述分析, 可以认为样品中 He、Ar 同位素的测定值可代表成矿流体的初始值, 而且黄铁矿流体包裹体中

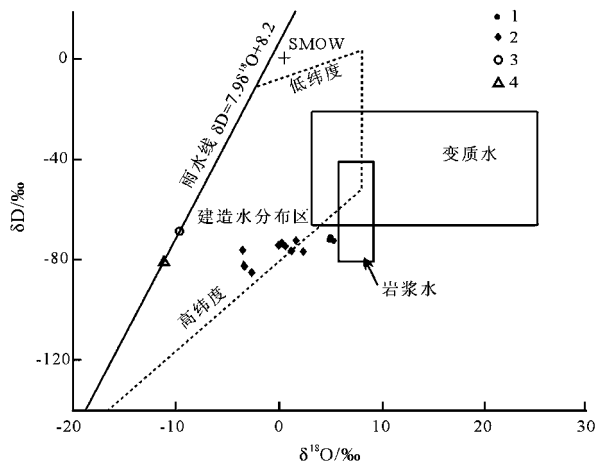


图 5 公峪金矿床成矿流体 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解

底图引自 Rollinson(1993), 岩浆水的范围引自 Taylor(1974), 雨水线引自郑淑惠等(1983), 现代大气降水数据引自罗铭玖等(1992), 中生代大气降水数据引自张理刚(1985)。1-成矿 I 期; 2-成矿 II 期; 3-现代大气降水; 4-中生代大气降水

Fig. 5 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of ore-forming fluids in the Gongyu gold deposit

The diagram is taken from Rollinson(1993), The field of magmatic water is adopted from Taylor(1974), The meteoric water line is from Zheng(1985), The modern meteoric water date from Luo *et al.* (1992), Mesozoic meteoric water from Zhang(1985). 1-First ore-forming stage; 2-Second ore-forming stage; 3-Modern meteoric water; 4-Mesozoic meteoric water.

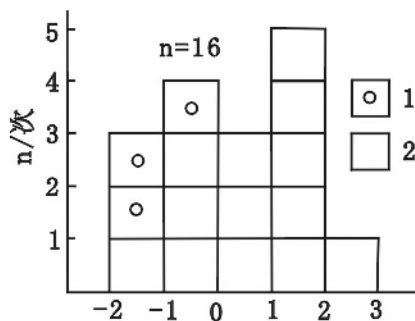


图 6 公峪金矿床硫同位素组成直方图

1-方铅矿; 2-黄铁矿

Fig. 6 Histogram showing $\delta^{34}\text{S}$ values of the Gongyu gold deposit

1-Galena; 2-Pyrite

的氢氦同位素只可能有两种来源, 即地幔和地壳。

实践证明黄铁矿是理想的测试对象, 黄铁矿发生漏气程度远远小于其它矿物, 流体包裹体中因 He 和 Ar 扩散丢失而引起的同位素分馏及后生叠加的 He 和 Ar 均可忽略不计(胡瑞忠等, 1999)。地壳物质中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 $0.01 \sim 0$ 。

05R/Ra 地幔流体的³He/⁴He 比值为 6~9R/Ra(Stuart *et al.* ,1995)。由表 4 可以看出,公峪金矿床黄铁矿流体包裹体的³He/⁴He 比值为 1.05~3.17R/Ra,高于地壳的³He/⁴He 比值 100 余倍,但明显低于地幔流体的³He/⁴He 比值。这可能说明地幔流体部分地参与了成矿过程。虽然公峪金矿床不像湖南万古金矿床那样表现出典型地幔流体成矿所具有的高³He/⁴He 比值(毛景文等,1997),但可以与人曾研究过的马厂箐铜矿床、哀牢山金矿床、秘鲁 Casapalca and Pasto Bueno 的 Ag-Pb-Zn-Cu 矿床(胡瑞忠等,1997,1999; Stuart *et al.* ,1995; Simmons *et al.* ,1987)相对比,这些矿床的成矿流体的 R/Ra 值在 0.1~3.0 之间,表现出地幔流体不同程度地参与了金属矿床的成矿作用。成矿流体的 He 同位素组成在³He 和⁴He 同位素图解(图 7)上的投点位于地幔端元和地壳端元之间,并靠近地壳组成一侧。根据壳幔二元混合模式,可计算出地幔来源 He 所占百分比,其公式:

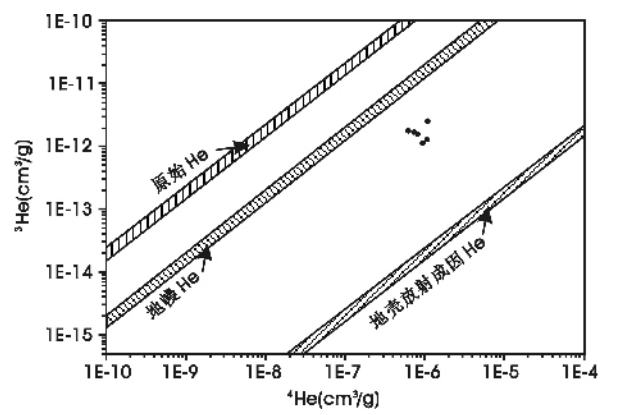


图 7 公峪金矿床黄铁矿中流体的 He 同位素组成(底图据 Mamyrin *et al.* ,1984)

Fig. 7 Helium isotope composition of fluid inclusions in pyrite from the Gongyu gold deposit(modified from Mamyrin *et al.* ,1984)

幔源氦(%) = $\frac{\{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{样品}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}\}}{\{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{幔}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}\}} \times 100$ (徐永昌等,1996,1998)

其中,地壳中³He/⁴He 的下限值为 2×10^{-8} ,地幔³He/⁴He 下限值为 1.1×10^{-5} (Stuart *et al.* ,1995)。计算结果显示,公峪金矿床黄铁矿流体包裹体中幔源 He 所占比例为 9.38%~28.69%,平均为 18.75%。反映出公峪金矿床成矿流体主要来源于地壳,但同时有大量地幔流体的参与。这一特征与我国目前确定的有地幔流体参与成矿作用的几个热液矿床如大水沟碲矿床(毛景文等,2001)、马厂箐铜矿床(胡瑞忠等,1997)、哀牢山金矿带(胡瑞忠等,1999)、胶东地区金矿床(张连昌等,2002)的 He 同位素特征基本相同,这些矿床的特征是成矿流体的 R/Ra 值在 0.1~3.0 之间,而东坪金矿床较高为 0.3~5.2(毛景文等,2001),万古金矿床成矿流体的 R/Ra 值则高达 3.5~9.8,显示典型幔源流体成矿特点

(Mao *et al.* ,2002a)。但与成矿流体主要来源于地壳的四川大渡河金矿田(R/Ra 值为 0.16~0.86;李晓峰等,2004)和新疆布隆金矿床(R/Ra 值为 0.24~0.82;杨富全等,2004)则有显著的差别。

黄铁矿中流体的⁴⁰Ar/³⁶Ar = 298~391,略高于大气氩的同位素组成(⁴⁰Ar/³⁶Ar = 295.5),有少量过剩氩,可能由放射性成因⁴⁰Ar 值偏高引起的。地幔流体的⁴⁰Ar/⁴He 比值为 0.33~0.56(Dunai *et al.* ,1995),地壳的平均值为 0.156(Stuart *et al.* ,1995;胡瑞忠等,1997)。公峪金矿成矿流体的⁴⁰Ar/⁴He 比值 0.08~0.35,平均为 0.20,与地壳⁴⁰Ar/⁴He 比值接近一致。在³He/⁴He(R/Ra)与⁴⁰Ar/³⁶Ar 关系图上(图 8),投点均位于地壳与地幔组成的过渡带,显示地壳与地幔混合组成的特点。

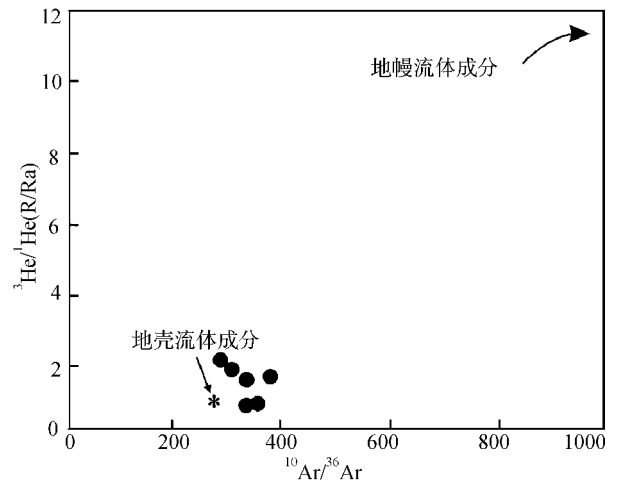


图 8 公峪金矿床黄铁矿中流体³He/⁴He(R/Ra)与⁴⁰Ar/³⁶Ar 关系图(底图据 Mao *et al.* ,2002)

Fig. 8 Plot of ³He/⁴He(R/Ra)vs ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratios of the fluids in pyrite from the Gongyu gold deposit(modified from Mao *et al.* ,2002)

综上所述,公峪金矿的成矿流体主要有两个来源,Ⅰ阶段以深源为主,其中含有大量地幔流体;Ⅱ阶段有大气水的混合、稀释产生的冷却效应和流体上升后压力的降低,导致了流体中成矿物质在断裂的有利部位沉淀。

5.2 隐爆角砾岩型金矿床与构造蚀变岩型金矿床的成因联系

公峪蚀变破碎带型金矿床和祁雨沟隐爆角砾岩型金矿产于同一金矿田内,两者成矿物质和成矿过程有较多相似性。矿石物质组成上,蚀变破碎带型金矿的金属矿物主要为黄铁矿,次有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、斑铜矿等,表明其与隐爆角砾岩型金矿的矿物成分(邵克忠等,1989;1992)大致相同;蚀变破碎带型金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-1.7\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$ 之间,平均为 0.34‰;而隐爆角砾岩型金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成变化于

-2.74‰ ~ 3.35‰ (邵克忠等, 1989; 王志光等, 1997; 范宏瑞等 2000; 2003) 均显示出深源硫的特征; 两类矿床都具有三个成矿期, I 阶段成矿流体以深源主, II 阶段成矿为混合流体。在空间展布上, 蚀变破碎带型金矿产于隐爆角砾岩体附近 0.1 ~ 1km 的北东向蚀变破碎带中, 两者均在拆离断层带附近, 同时均位于花山花岗岩基南东 5 ~ 7km 范围内; 在形成时间上, 隐爆角砾岩型金矿的形成时间为 $125.11 \pm 1.59\text{Ma}$ (王义天等 2001), 蚀变破碎带型金矿的形成时间为 $122.87 \pm 0.95\text{Ma}$ (李莉等 2002), 花山花岗岩体的形成时间为 $130.7 \pm 1.4\text{Ma}$ (SHRIMP) (毛景文等 2005), 两种类型金矿与花山岩体大致同时形成; 在形成机制上, 角砾岩体的隐爆、流体减压沸腾及古大气水的混入是祁雨沟爆破角砾岩型金矿床成矿的主要机制 (范宏瑞等 2000;), 大气水的混合、稀释产生的冷却效应和流体上升后压力的降低, 导致了流体中成矿物质在断裂的有利部位沉淀则是公峪蚀变破碎带型金矿的主要机制。因此, 尽管公峪金矿与祁雨沟金矿产出形式不同, 形成机制略有差异, 但它们均与燕山晚期花山花岗岩浆热液活动有关, 可能为同源、同期、不同构造空间构成的同一成矿系统的演化产物, 它们均形成于中国东部中生代大规模成矿作用 130Ma 鼎盛时期 (毛景文等 2000), 其地球动力学背景对应于毛景文等 (2003) 所总结的岩石圈大规模拆沉。

6 结论

(1) 祁雨沟金矿田蚀变破碎带型金矿床与矿化关系密切的石英中含有丰富的原生流体包裹体, 可分为气体包裹体 (V 型)、气液包裹体 (V-L 型)、液体包裹体 (L 型)、含 CO_2 包裹体 (C 型) 等 4 种类型; 包裹体的均一温度在 $120^\circ\text{C} \sim 440^\circ\text{C}$ 的范围内, 金矿床的成矿温度范围分别为 $150 \sim 190^\circ\text{C}$, $210 \sim 250^\circ\text{C}$ 和 $290 \sim 350^\circ\text{C}$; 但集中于 $150^\circ\text{C} \sim 250^\circ\text{C}$ 之间, 属于浅成低温热液矿床的范畴。冰点温度变化于 $-0.2 \sim -9.6$ 之间, 以 $-0.2 \sim -4.7$ 之间占优势, 对应的成矿流体盐度范围分别为 $0.53\text{wt}\% \sim 13.51\text{wt}\%$ 之间。经公式计算, 高温石英流体的密度在 $0.504 \sim 0.823\text{g}/\text{cm}^3$ 之间, 中温流体的密度范围为 $0.822 \sim 0.911\text{g}/\text{cm}^3$, 低温流体的密度范围为 $0.726 \sim 0.977\text{g}/\text{cm}^3$; 成矿流体具中低温、低密度和低盐度的特点。

(2) 公峪金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-1.7\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$ 之间, 平均为 0.34‰ ; 变化范围不大, 与陨石硫接近, 反映主要以深源岩浆硫为特征。主成矿期石英矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $8.5\text{‰} \sim 12.2\text{‰}$ 之间, 与石英平衡的热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-3.7\text{‰} \sim +5.5\text{‰}$, 其中成矿 I 阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 $+3.5\text{‰} \sim +5.5\text{‰}$, 平均为 $+4.5\text{‰}$, 成矿 II 阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 $-3.7\text{‰} \sim +2.6\text{‰}$, 平均为 -1.1‰ ; 所有样品的 δD 值均低于 -67‰ , 集中分布于 $-70\text{‰} \sim -80\text{‰}$, 与本区中生代雨水和现代雨水的组成相近。金矿化主要发育于两个阶段, 从成矿 I 阶段到

成矿 II 阶段, 成矿温度逐渐降低, 成矿流体中大气降水的比例逐渐增大。黄铁矿流体包裹体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 $1.05 \sim 3.17\text{R}/\text{Ra}$, 高于地壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值 100 余倍, 但明显低于地幔流体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值; 黄铁矿中流体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298 \sim 391$, 略高于大气氩的同位素组成 ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$); 成矿流体的 $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值 $0.08 \sim 0.35$, 平均为 0.20 , 与地壳 $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值接近一致。

(3) 成矿流体的活动可分为三个阶段, I 阶段伴随角砾岩体的隐爆, 初始成矿流体发生减压沸腾和流体不混溶分离作用。II 阶段随着流体演化和古大气水的混入, 流体介质条件发生剧烈变化, 热液中金属硫化物和金被晶出, 形成隐爆角砾岩型金矿; 由于成矿过程中大气水的混合、成矿流体温度的降低和流体上升后压力的降低, 导致了流体中成矿物质在断裂的有利部位沉淀, 形成蚀变破碎带型矿化。

(4) 隐爆角砾岩型金矿的开始成矿温度较高 ($310 \sim 390^\circ\text{C}$), 并可能延续至中温 ($200 \sim 290^\circ\text{C}$)。蚀变破碎带型金矿的成矿温度相对较低 ($170^\circ\text{C} \sim 250^\circ\text{C}$)。角砾岩体的隐爆、流体减压沸腾是祁雨沟爆破角砾岩型金矿的主要形成机制, 而古大气水的大量加入及流体的混合则是蚀变破碎带型金矿的主要形成机制。

(5) 尽管公峪蚀变岩型金矿床与祁雨沟隐爆角砾岩金矿床矿化类型不同, 但二者具有明显的时间、空间和成因联系, 他们可能是同一成矿系统的产物, 只是形成的构造部位不同, 从而导致了矿化类型的差异。

致谢 野外工作期间, 得到河南金源矿业公司赵英豪副总经理和韩军主任的大力支持和帮助; 包体测试工作得到张文淮教授的指导; 作者谨向他们表示衷心地感谢! 感谢《岩石学报》两位审稿人的宝贵意见。

References

- Bai Fengjun. 1999. Geological characteristics of the Xiaogongyu gold deposit in Songxian and its criteria for prospecting. Geological Exploration for Non-ferrous Metals, 8(6): 493 - 497 (in Chinese with English abstract)
- Chen Yanjing and Fu Shigu. 1992. Mineralization of gold deposits in west Henan, China. Beijing: Seismological Press. 1 - 85 (in Chinese)
- Clayton R N. 1981. Isotopic thermometry. In: Newton R C, Navrotsky A and Wood B J. (eds.), Thermodynamics of Minerals and Melts. New York: Springer-Verlag. 85 - 109
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geophys. Res., B77, 3057 - 3067
- Fan Hongrui, Xie Yihan, Zheng Xuezheng, et al. 2000. Ore-forming fluids in hydrothermal breccia-related gold mineralization in Qiyugou, Henan Province. Acta Petrologica Sinica, 16(4): 559 - 563 (in Chinese with English abstract)
- Fan Hongrui, Xie Yihan, Zhai Mingguo, et al. 2003. A three stage fluid flow model for Xiaoqinling lode gold metallogenesis in the Henan and Shaanxi provinces, central China. Acta Petrologica Sinica, 19(2): 260 - 266 (in Chinese with English abstract)

- Hilton D R. Hammerschmidt K and Teufel S. 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 265 – 282
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Turner G, Burnard P G. 1997. Helium and argon isotope systematics in pyrite fluid inclusions of Machangqing copper deposit. *Science in China (Series D)*, 27(6): 503 – 508 (in Chinese)
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Turner G, Burnard P G. 1999. Helium and argon isotope of the ore-forming fluids in Ailaoshan metallogenic belt. *Science in China (Series D)*, 29(4): 321 – 330 (in Chinese)
- Kendrick M A, Burgess R, Pattick R A D, *et al.*. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphyry mineralizing fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(16): 2651 – 2668
- Li Li and Qi Jinzhong. 2002. Geological characteristics and genesis of Gongyu lode gold deposit, Henan Province. *Mineral Deposits*, 21 (supp.): 625 – 628 (in Chinese with English abstract)
- Li Shengrong and Shao Kezhong. 1991. The typomorphology of fluid inclusions in quartz from Qiyugou gold deposits. *Geoscience*, 5(4): 415 – 422 (in Chinese with English abstract)
- Li Xiaofeng, Mao Jingwen, Wang Yitian, Wang Denghong. 2003. Evidence of noble gas isotopes and halogen for the origin of ore-forming fluids. *Geological Review*, 49(5): 513 – 521 (in Chinese with English abstract)
- Li Yanhe, Li Jincheng, Song Hebin, *et al.*, 2000. Helium isotope geochemistry of ultrahigh-pressure metamorphic eclogites from the Dabie-Sulu terrane in East China. *Acta Geologica Sinica*, 74: 14 – 18
- Li Yongfeng. 1999. The control of faults on metallization in the Gongyu gold mine, Henan Province. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 8(6): 517 – 521 (in Chinese with English abstract)
- Luo Mingjiu, Wang Hengzhi and Pang Chuanan. 1992. Gold deposit in Henan. Beijing: Seismological Press. 137 – 156, 283 – 291 (in Chinese)
- Mao Jingwen, Li Yanhe, Li Hongyan, Wang Denghong, Song Hebin. 1997. Helium isotopic evidence on metallogenesis of mantle fluids in the Wangu gold deposit, Hunan Province. *Geological Review*, 43(6): 646 – 649 (in Chinese with English abstract)
- Mao Jingwen, Wei Jiaxiu. 2000. Helium and argon isotopic components of fluid inclusions and tracing to the source of metallogenic fluids in the داشуйгou tellurium deposit of Sichuan province. *Acta Geoscientia Sinica*, 21(1): 58 – 61 (in Chinese with English abstract)
- Mao Jingwen and Wang Zhiliang. 2000. A preliminary study on time limits and geodynamic setting of large-scale metallogeny in East China. *Mineral Deposits*, 19(4): 289 – 296 (in Chinese with English abstract)
- Mao Jingwen, Li Yinqing. 2001. Fluid inclusions of the Dongping gold telluride deposit in Hebei province, China: Involvement of mantle fluid in metallogenesis. *Mineral Deposits*, 20(1): 23 – 36 (in Chinese with English abstract)
- Mao Jingwen, Richard J. Goldfarb, Zhengwei Zhang *et al.* 2002. Gold deposits in the Xiaoqinling-Xiongershan region, Qinling mountains, central China. *Mineralium Deposita*, 37: 306 – 325
- Mao J W, Kerrich R, Li H Y, Li Y H. 2002. High $3\text{He}/4\text{He}$ ratios in the Wangu gold deposit, Hunan province, China: Implications for mantle fluids along the Tanlu deep fault zone. *Geochemical Journal*, 36(3): 197 – 208
- Mao Jingwen, Zhang Zuoheng, Yu Jinjie, *et al.* 2003. The geodynamics setting of Mesozoic large-scale mineralization in North China: the revelation from accurate timing of metal deposits. *Science in China (series D)* 33(4): 289 – 299 (in Chinese)
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Zhang Zuoheng, Li Xiaofeng, Wang Yitian, Zhang Changqing and Li Yongfeng. 2005. Mesozoic large-scale metallogenic pulses in North China and corresponding geodynamic settings. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 169 – 188 (in Chinese with English abstract)
- Ren Fugen and Li Weiming. 1996. Ore-forming geological conditions and models for ore searching and ore evaluation of gold deposit in Xiongershan-Xiaoshan area. Beijing: Geological Publishing House, 29 – 95 (in Chinese)
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore: Longman Singapore Publishers, 266 – 315
- Shao Kezhong and Luan Wenlou. 1989. B-sulfid – the genesis and prospecting criteria of explode-collapsed breccia type gold deposits in Qiyugou. *Journal of Hebei College of Geology*, 12(3): 27 – 31 (in Chinese with English abstract)
- Shao Kezhong, Wang Baode, Wu Xinguo, *et al.* 1992. Mineralogenetic condition of volcanic breccia type gold deposits and their prospecting directions in Qiyugou. *Journal of Hebei College of Geology*, 15(2): 105 – 194 (in Chinese with English abstract)
- Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter D J. 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 contribution to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea. *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 4663 – 4673
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 843 – 883
- Wang Denghong, Mao Jingwen. 1996. Advances in the studies of helium isotopes geology. *Geol. Sci. and Technol. Inf.*, 15(2): 51 – 56 (in Chinese with English abstract)
- Wang Xiang, Tang Rongyang, Li Shi, *et al.*. 1996. Qinling orogeny and metallogenesis. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1 – 169
- Wang Yitian, Mao Jingwen and Lu Xingxiang. 2001. ^{40}Ar – ^{39}Ar dating and geochronological constrains on the ore-forming epoch of the Qiyugou gold deposit in Songxian county, Henan Province. *Geological Review*, 47(5): 551 – 555 (in Chinese with English abstract)
- Wang Zhiguang, Cui Bo, Xu Mengluo *et al.* 1997. The tectonic evolution and mineralization in the south margin of North China block. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1 – 296 (in Chinese with English abstract)
- Xu Yongchang, Shen Ping, Tao Mingxin, Liu Wenhui. 1996. Geochemistry of mantle-derived volatile in the natural gases of eastern petroleum and gas fields: I. New type of helium resources: industrial accumulation of mantle-derived helium in the sedimentary strata. *Science in China (Series D)*, 26(1): 1 – 8 (in Chinese)
- Xu Yongchang, Shen Ping, Liu Wenhui, Tao Mingxin, Sun Mingliang, Du Jianguo. 1998. Geochemistry of rare gas in the natural gases. Beijing: Science Press, 99 (in Chinese)
- Yang Fuquan, Wang Yitian, Mao Jingwen, Du Hongxing. 2004. Geological features and S, He and Ar isotopic studies of Bulong quartz-barite vein-type gold deposit in Akqi county, Xinjiang. *Geological Review*, 50(1): 87 – 98. (in Chinese with English abstract)
- Zhang Guowei, Meng Qingren, Liu Shaofeng and Yao Anping. 1997. Huge intracontinental subduction zone at south margin of North China block and present 3-D lithospheric framework of the Qinling orogenic belt. *Geological Journal of China University*, 3(2): 129 – 143 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Guowei, Zhang Benren, Yuan Xuecheng, *et al.*. 2001. Qinling orogenic belt and continental dynamics. Beijing: Science Press, (in Chinese)
- Zhang Ligang. 1985. The application of the stable isotope to Geology. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House. 54 – 250 (in Chinese)
- Zhang Liangchang, Shen Yuanchao, Li Houmin, Zeng Qingdong, Li

- Guangming and Liu Tieg. 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)
- Zhang Wenhua and Chen Zhiying. 1993. *Geology of fluid inclusions*. Wuhan: Press of China University Geoscience (in Chinese)
- Zheng Shuhui, Hou Fagao and Niu Baolin. 1983. Study on the H-O isotope of meteorolite in China. *Scientific Bulletin of China*, 28(13): 801–806 (in Chinese)
- Zhou Zuoxia, Li Binglun, Guo Kangheng, Zhao Rui, Xie Yihan. 1993. Genesis of the gold (molybdenum) deposits in southern margin of the Northern China platform. Beijing: Seismological Press. 197–206 (in Chinese)

附中文参考文献

- 白风军. 1999. 嵩县小公峪金矿区构造蚀变岩型金矿的基本特征与找矿标志. *有色金属矿产与勘查*, 8(6): 493–497
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社. 1–85
- 范宏瑞, 谢奕汉, 郑学正等. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究. *岩石学报*, 16(4): 559–563
- 范宏瑞, 谢奕汉, 瞿明国等. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用. *岩石学报*, 19(2): 260–266
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1997. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He–Ar 同位素体系. *中国科学(D 辑)*, 27(6): 503–508
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1999. 袁牢山金矿带成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. *中国科学(D 辑)*, 29(4): 321–330
- 李莉, 齐金中. 2002. 河南公峪石英脉型金矿地质特征及其成因探讨. *矿床地质*, 21(增刊): 625–628
- 李胜荣, 邵克忠. 1991. 河南嵩县祁雨沟金矿床石英流体包裹体标型. *现代地质*, 5(4): 415–422
- 李晓峰, 毛景文, 王义天, 王登红. 2003. 惰性气体同位素和卤素示踪成矿流体来源. *地质论评*, 49(5): 513–521
- 李晓峰, 毛景文, 王登红, 罗辅勋. 2004. 四川大渡河金矿田成矿流体来源的氩氦硫氢氧同位素示踪. *地质学报*, 78(2): 203–210
- 李永峰. 1999. 河南公峪金矿区断裂控矿作用分析. *有色金属矿产与勘查*, 8(6): 517–521
- 刘斌. NaCl–H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用. *矿物学报*, 1987, 7(4): 345–352
- 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社, 1999
- 罗铭玖, 王亨治, 庞传安. 1992. 河南金矿概论. 北京: 地震出版社. 137–156, 283–291
- 毛景文, 李延河, 李红艳, 王登红, 宋鹤彬. 1997. 湖南万古金矿床地幔流体成矿的氩同位素证据. *地质论评*, 43(6): 646–649
- 毛景文, 魏家秀. 2000. 大水沟碲矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及示踪成矿流体的来源. *地球学报*, 21(1): 58–61
- 毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨. *矿床地质*, 19(4): 289–296
- 毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪砷化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系. *矿床地质*, 20(1): 23–36
- 毛景文, 张作衡, 余金杰等. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的

- 地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示. *中国科学(D 辑)*, 33(4): 289–299
- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. *岩石学报*, 21(1): 169–188
- 任富根, 李维明. 1996. 熊耳山-崂山地区金矿成矿地质条件和找矿综合评价模型. 北京: 地质出版社. 29–95
- 邵克忠, 梁文楼. 1989. B-硫盐/B-硫化物——祁雨沟爆发-坍塌角砾岩型金矿床成因及找矿标志. *河北地质学院学报*, 12(3): 27–31
- 邵克忠, 王宝德, 吴新国等. 1992. 祁雨沟地区爆发角砾岩型金矿成矿地质条件及找矿方向研究. *河北地质学院学报*, 15(2): 105–194
- 王登红, 毛景文. 1996. 氩同位素地质研究新进展. *地质科技情报*, 15(2): 51–55
- 王相, 唐荣扬, 李实等. 1996. 秦岭造山与金属成矿. 北京: 冶金工业出版社. 1–169
- 王义天, 毛景文, 卢欣祥. 2001. 嵩县祁雨沟金矿成矿时代的 Ar⁴⁰/Ar³⁹ 年代学证据. *地质论评*, 47(5): 551–555
- 王志光, 崔毫, 徐孟罗等. 1997. 华北地块南缘地质构造演化与成矿. 北京: 冶金工业出版社. 1–296
- 徐永昌, 沈平, 陶明信, 刘文汇. 1996. 东部油气区天然气中幔源挥发份的地球化学—I. 氩资源的新类型: 沉积壳层幔源氩的工业储集. *中国科学(D)*, 1–8
- 徐永昌, 沈平, 刘文汇, 陶明信, 孙明良, 杜建国. 1998. 天然气中稀有气体地球化学. 北京: 科学出版社. 99
- 杨富全, 王义天, 毛景文, 杜红星. 2004. 新疆阿合奇县布隆石英重晶石脉型金矿地质特征和硫、氩、氩同位素研究. *地质论评*, 50(1): 87–98
- 张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996a. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. *中国科学(D 辑)*, 26(3): 193–200
- 张国伟, 郭安林, 刘福田, 肖庆辉, 孟庆任. 1996b. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. *中国科学(D 辑)*, 26(增刊): 1–6
- 张国伟, 孟庆任, 刘少峰, 姚安平. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构. *高校地质学报*, 3(2): 129–143
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社
- 张理刚. 1985. 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. 54–250
- 张连昌, 沈远超, 李厚民, 曾庆栋, 李光明, 刘铁兵. 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的来源示踪. *岩石学报*, 18(4): 559–565
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学. 武汉: 中国地质大学出版社. 1–240
- 郑淑惠, 侯发高, 倪葆林. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究. *科学通报*, 28(13): 801–806
- 周作侠, 李秉伦, 郭抗衡, 赵瑞, 谢奕汉. 1993. 华北地台南缘金(钼)矿床成因. 北京: 地震出版社. 197–206