

稳定同位素热液来源示踪的复杂性和多解性评述 ——以造山型金矿为例

汪在聪^{1,2}, 刘建明¹, 刘红涛¹, 曾庆栋¹, 张松^{1,2}, 王永彬^{1,2}

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要:以工作程度最高的造山型金矿为例,通过对国内外大量实例的剖析、讨论和综合,认为热液矿床稳定同位素组成不仅受成矿流体源区的制约,还不同程度地依赖于成矿热液复杂的演化历程,包括流体在运移过程中与围岩的同位素交换、沉淀过程中的同位素分馏以及后期可能的改造等多种因素。硫同位素很易因水岩反应、相分离、氧化作用、多种流体混合等过程而发生同位素分馏,从而使同一矿床不同产状矿脉,甚至同一期黄铁矿的S同位素出现显著差异。碳同位素测试常用的碳酸盐矿物大多是成矿晚期热液矿物,特别是方解石,其经历了水岩反应、CH₄和CO₂不混溶的相分离和流体的长期演化,往往指向复杂的多来源特征。氢氧同位素易因水岩反应而偏离源区特征,也易受后期改造而显示出大气水混入等特征。金矿中含氮矿物中氮含量和氮同位素值大致与变质岩和花岗岩值范围重合,这方面的研究还需进一步完善。因此,不能简单根据测定结果直接投图判断成矿流体的可能来源,而需要综合多种方法并结合矿区地质实际情况剔除成矿过程对稳定同位素的影响后才能更好地约束造山型金矿成矿流体来源。深入研究同位素沿着流体通道的空间变化和各成矿阶段的时间演化或许不仅能够查明成矿流体的来源,而且能够揭示流体的演化轨迹和成矿过程。

关键词:金矿;成矿流体;稳定同位素;水岩反应

中图分类号:P618.51;P597+.2

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2010)05-0577-14

Complexity and uncertainty of tracing fluid sources by means of H-O, C, S, N isotope systems: a case study of orogenic lode gold deposits

WANG Zai-cong^{1,2}, LIU Jian-ming¹, LIU Hong-tao¹, ZENG Qing-dong¹, ZHANG Song^{1,2}
and WANG Yong-bin^{1,2}

(1. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: H-O, C, S, N stable isotope systems are widely used to trace the sources of ore-forming fluids; nevertheless, with the steady accumulation of isotope-related data, the complexity and uncertainty of fluid tracing have become more and more distinct. First, stable isotopic compositions usually overlap various potential source reservoirs and thus result in uncertainty and multi-interpretation. Second, once leaving their sources, ore fluids might experience complex geological processes till ore precipitation. During these processes, various isotopic exchanges and fractionations occur, which dramatically change isotopic compositions of fluids. In addition, diverse post-mineralization alterations further complicate isotopic features of ores. Consequently, the isotopic data from ores should be interpreted very cautiously, especially when used to trace potential sources of ore-forming fluids.

收稿日期:2009-11-11;修订日期:2010-07-23

基金项目:全国危机矿山接替资源“辽吉黑有关地区多金属矿床成矿规律总结研究”资助项目(20089931)

作者简介:汪在聪(1985-),汉族,男,在读硕士研究生,主要从事矿床研究和勘探, E-mail: wzc231@163.com.

With examples of well-researched orogenic lode gold deposits, this paper points out that the interpretation of complex stable isotope data depends not only on potential source reservoirs but also on complicated ore-forming processes, which include isotope exchange during fluid-rock interaction along the pathways traveled by the auriferous fluid, isotopic fractionation at the depositional site, and possible post-ore resetting. Intense sulfur isotope fractionation can be easily driven by oxidation which generally occurs during fluid-rock interaction, phase separation due to fluid pressure fluctuation, and fluid mixing. Therefore, considerable variation of mean $\delta^{34}\text{S}$ values can occur in quartz veins in different orientations in the same deposits, and even among sulfide crystals of the same stage in the same hand specimen. Wall-rock interaction, immiscibility of CH_4 and CO_2 , and evolution of ore fluids inevitably result in very diverse carbon isotope data of hydrothermal carbonates (especially calcites), which overlap several potential source reservoirs. H-O isotopic data also vary significantly due to the exchange with wall rocks. δD data, commonly obtained from bulk fluid inclusion analysis or calculation according to hydrous mineral analysis using appropriate mineral-water fractionation equation, generally signifies involvement of meteoric water and post-ore resetting because of the failure to eliminate secondary fluid inclusions. In addition, N stable isotope compositions, recorded in N-bearing minerals, e.g., K-feldspar and mica, commonly overlap a variety of potential source reservoirs, particularly metamorphic and magmatic ones. It is therefore very difficult to constrain ore-forming fluid sources by means of stable isotope studies without a serious consideration of the influence of ore-forming processes. However, intensive isotopic researches based on spatial and temporal variation may unveil not only the evolution of ore-forming fluids but also their sources.

Key words: gold deposit; ore-forming fluid; stable isotope; fluid-rock interaction

造山型金矿是 Groves 等(1998)和 Goldfarb 等(2001)根据金形成构造背景提出的在时间和成因上与造山作用密切相关、并受构造控制的一类脉状后生矿床。这一分类囊括了以往文献根据不同分类依据提出的多种金矿床类型,如中温热液金矿、脉状金矿、剪切带金矿和蚀变岩型金矿等单一金矿床。尽管目前对这一笼统分类及其具体成因模式仍存在需要完善的地方(Goldfarb *et al.*, 2007; Phillips and Powell, 2009),但是从各个地质历史时期以及不同的地理分布来看,这一类型金矿都具有类似的成矿流体特征:低盐度、富 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 体系,形成温度介于 $200 \sim 400^\circ\text{C}$ 之间,成矿流体近中性, pH 值 $5 \sim 6$, 相对还原,由硫络合物运移金等(卢焕章等, 1995; McCuaig and Kerrich, 1998; Ridley and Diamond, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003; Phillips and Evans, 2004; 毛景文等, 2005; Bortnikov, 2006; 陈衍景等, 2007; Chen *et al.*, 2008)。尽管很多科学家长期以来对造山型金矿做了大量工作,积累了大量丰富的 C、H、O、S、N 同位素资料,但其结果都不约而同地指示出成矿流体十分复杂,往往很难直接判断其确切的来源而被理解为具多源性(如 McCuaig and Kerrich, 1998; Ridley and Diamond, 2000; Groves *et al.*,

2003)。这种多源性结果往往因同时落在岩浆和变质来源区域而从同位素角度被认为更接近岩浆来源和变质流体(Ridley and Diamond, 2000)。

造山型金矿这类后生矿床类型,含金成矿流体从源区到矿床沉淀就位,经历了大规模的迁移过程、多种水岩反应过程和复杂多样的沉淀过程,再加上可能的后期改造,都使成矿流体成分及其同位素组成发生较大的改变。Ridley 和 Diamond(2000)根据大量事实提出含金流体在经历了长距离迁移之后,流体成分很难反映源区,而更可能反映出沿着流体通道的水岩反应或源区和围岩的混合特征。成矿流体源区的同位素组成、含金流体在运移过程中与流经围岩的同位素交换、沉淀过程中的同位素分馏以及后期可能的改造等多种因素都可以影响最终测得的同位素组成,使原本就落入多种来源储库范围的同位素值更加复杂。对于这一复杂的结果不能简单的套用同位素投图来判断其成矿流体来源,而需要从来源、运移、沉淀、后期改造等演化过程来深入具体分析不同矿区影响同位素示踪剂的主导因素。

同时, Ridley 和 Diamond(2000)使用 Re 值[流体和未蚀变(即初始)岩石中非平衡元素的摩尔浓度比值]对运移时水岩反应作用中流体成分的演化进行了半定量研究。 $Re < 0.01$ 时,流体成分与围岩交

换很少,这类元素主要受围岩控制;当 $0.01 < Re < 1$ 时,该元素既不受流体也不受围岩控制,而是反映了沿着流体通道成分很容易与围岩交换; $Re > 1$ 的成分主要受流体控制。 Re 值半定量地估算了流体运移过程中的水岩反应对不同同位素的影响, Re 值越大,反映受围岩影响越小。大部分示踪剂例如 Sr、Pb、O 同位素有中等的 Re 值,它们往往表现出围岩与源区不同程度的混合,甚至有时类似于围岩和平均地壳值。N、H、C、卤族元素有高的 Re 值,能较好地反映源区特征。当然使用这些示踪剂也存在一些缺点。从 Re 值角度来看,稳定同位素具有高的 Re 值,这从另一个侧面反映其是相对较好的流体来源示踪剂;但是 Re 值只能作为一种大致参考,不可能对所有元素进行准确指示,例如硫同位素会因沉淀过程的强烈影响而使其水岩反应特征不明显。

1 硫同位素及其示踪效果评述

在造山型金矿床低盐度、近中性、还原、富 H_2S 的成矿流体中, HS^- 是金最主要的络合剂,金主要呈 $Au(HS)_2^-$ 形式迁移(Phillips and Groves, 1983; McCuaig and Kerrich, 1998; Mikucki, 1998; Phillips and Evans, 2004; Hodkiewicz *et al.*, 2009)。硫密切伴随着金的运移和沉淀,从这个角度上讲,与金关系最密切的硫同位素是约束成矿流体来源的理想示踪剂。

含硫热液矿物中的硫同位素主要受流体中总硫同位素组成以及沉淀时温度、压力、pH 值、氧逸度等因素的控制(Ohmoto and Goldhaber, 1997)。可以认为流体中总硫同位素代表硫来源,因此硫同位素结果的解释依赖于硫源区和沉淀条件这两方面。这意味着,忽略沉淀过程的影响而直接根据测试结果来判断源区往往是不可靠的。

1.1 造山型金矿的硫同位素特征

目前绝大部分硫同位素数据主要是依靠传统的分析方法测试硫化物单矿物所得,或更进一步根据流体参数计算出流体中总硫同位素组成。在造山型金矿还原富硫的流体状况下,沉淀的硫化物与热液总硫往往具有相似的 $\delta^{34}S$,可以近似反映热液总硫。

大部分造山型金矿床的 $\delta^{34}S$ 为正值,且具有有限的变化范围,但是部分也有负值和更广的变化范围,少量矿床还表现出明显的富集。众多研究者(如 McCuaig and Kerrich, 1998; Ramsay *et al.*, 1998;

Groves *et al.*, 2003)总结得出,太古宙、元古宙以及显生宙各时代各个地区的典型造山型金矿的硫化物和少量硫酸盐的硫同位素数据主要集中在 $-3\% \sim +9\%$ 范围内(计算出流体总硫为 $-1\% \sim +8\%$),部分矿床具有富集或亏损特征。西澳 Yilgarn 克拉通东部金成矿省硫同位素集中在 $-4\% \sim +4\%$,部分矿区具有负值和较宽变化范围(Hodkiewicz *et al.*, 2009)。

中国华北克拉通周缘中生代各个典型金矿集区的硫同位素也有类似的特征。胶东、小秦岭、夹皮沟等地区主体为正值,但熊耳山、燕辽等地区主要是负值,且变化范围很大(图 1)。

卢欣祥等(2003)对小秦岭-熊耳山地区石英脉

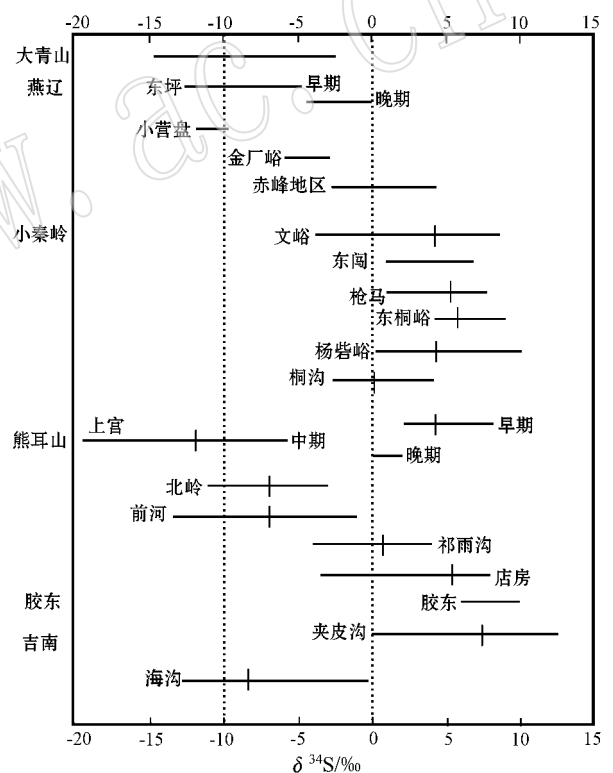


图 1 中国华北周缘典型金矿的 $\delta^{34}S_{\text{硫化物}}$ 值(短竖线代表平均值,部分矿区无平均值)

Fig. 1 Total range of $\delta^{34}S_{\text{values}}$ in ore-related sulfides and average $\delta^{34}S_{\text{sulfides}}$ values (short vertical lines) from representative lode gold deposits of North China. Data mainly from Nie Fengjun *et al.* (2001), Hart *et al.* (2002), Qiu *et al.* (2002), 卢欣祥等(2003), 陈衍景等(2004b), Miao *et al.* (2005), 王义天等(2005), Chen *et al.* (2008)

Data from Nie Fengjun *et al.*, 2001; Hart *et al.*, 2002; Qiu *et al.*, 2002; Lu Xinxiang *et al.*, 2003; Chen Yanjing *et al.*, 2004b; Miao *et al.*, 2005; Wang Yitian *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2008

型、蚀变岩型以及爆破角砾岩型金矿中近 900 件硫同位素统计,认为大部分石英脉型金矿硫同位素值变化不大,直方图上塔式效应明显,峰值为低的正值或绝对值小的负值,绝大部分集中在 $-5\text{‰} \sim 5\text{‰}$ 范围内。矿化早期,硫同位素仍为较小的正值,随着成矿作用的进行,开始出现明显的负值,许多矿床中有负值逐渐增大的趋势。Qiu 等(2002)总结出胶东硫化物硫同位素相当均一,主要集中在 $6\text{‰} \sim 10\text{‰}$ 。华北北缘东部夹皮沟矿集区各个金矿硫同位素也是比较集中的正值,变化于 $-0.2\text{‰} \sim 12.6\text{‰}$ 之间(Miao *et al.*, 2005)。

但是熊耳山和燕辽金矿集区的金矿具有显著不同于正值的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(图 1)。熊耳山绝大多数为蚀变岩型金矿,少部分为石英脉型金矿,其硫化物的硫同位素出现明显的负值,且变化范围较大(卢欣祥等, 2003)。除了赤峰等个别金矿接近 0 或略微偏正以外,燕辽大青山等华北北缘地区金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 主要是负值,各金矿间和单个矿区内的硫同位素变化均较大(Hart *et al.*, 2002)。

1.2 硫同位素值的意义

可以看出,各个时代各个地区造山型金矿有着类似的硫同位素特征,主体集中在 $0 \sim 10\text{‰}$,但也有部分金矿床显示明显负值,且具有相当大的变化范围。对于硫同位素这种变化较宽的特征,需要具体分析其代表的地质含义和可能的原因。

1.2.1 源区的多源性和不确定性

尽管造山型金矿硫同位素大部分数据都集中在 $0 \sim 10\text{‰}$ 的有限范围,但也不能有效地指示单一来源。 $0 \sim 10\text{‰}$ 的变化范围与岩浆、幔源、变质岩、壳源硫以及沉积岩等范围重合(Ho *et al.*, 1992),因此对于落入这个狭窄变化范围的正同位素值可以有以上多种理解,或者是以上多种来源的混合(McCuaig and Kerrich, 1998)。更多的学者倾向于认为岩浆或幔源的贡献往往比较大(如卢欣祥等, 2003; 毛景文等, 2005) 因为岩浆中 $\delta^{34}\text{S}$ 通常接近于 0 值(Ohmoto and Rye, 1979),从中分异出的流体会因岩浆的初始氧化还原状态而在 0 值附近变化,同时岩浆开放体系下强烈的去气作用会导致成矿流体 ^{34}S 局部富集(Marini *et al.*, 1998)。因此,尽管大部分硫同位素都集中在 $0 \sim 10\text{‰}$ 有限的变化范围,但也不能有效地约束单一源区。

近年来详细的工作表明,部分金矿各个成矿阶段的硫同位素变化很大,可以覆盖 $-20\text{‰} \sim 5\text{‰}$,如

上宫金矿早阶段硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 为正值,平均 4.3‰ ,中期 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-19.2\text{‰} \sim -6.3\text{‰}$,晚期 $\delta^{34}\text{S}$ 值平均为 1.1‰ (图 1)(陈衍景等, 2004a, 2004b)。而且同一矿床不同产状矿脉,甚至同一手标本同一期黄铁矿的 S 同位素也存在显著差异(图 2)(Hodkiewicz *et al.*, 2009)。Hagemann 和 Cassidy(2000) 研究显示近矿蚀变带中不同结构黄铁矿的 S 同位素可以从 -10‰ 变化到 18‰ ,单颗黄铁矿硫同位素分带也可达 6‰ 。不同矿脉、不同矿化类型都有显著的同位素变化。对于同一金矿区内各个成矿阶段,不同产状矿脉,甚至单个黄铁矿中硫同位素的分带等现象更难依赖于单一来源或多来源混合的解释。这些硫同位素特征可能不能简单地直接用于源区示踪,而更可能反映出不同来源和沉淀过程中氧逸度、温度、pH 值等因素的综合作用。

1.2.2 容矿围岩的贡献:显著的富集或亏损

尽管造山型金矿大部分硫同位素值变化于 $0 \sim 10\text{‰}$,不易确定成矿流体来源,但是少量矿区硫化物同位素值明显富集或亏损的特征反映容矿围岩贡献了部分硫。例如,古生代 Meguma 地体浊积岩容矿的金矿硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+9\text{‰} \sim +25\text{‰}$,被囊括在围岩范围内,表明大部分硫属于寄主岩石中硫酸盐无机还原来源(Kontak *et al.*, 1990)。Juneau 金矿带也显示相似的结果——来自沉积岩围岩(Goldfarb *et al.*, 1991)。还原性黑色千枚岩中的含金石英脉硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-17.8\text{‰} \sim -5.6\text{‰}$,弱还原的变质沉积岩中为 $-6.0\text{‰} \sim -1.3\text{‰}$,相对氧化的火成岩中的为 $-3.8\text{‰} \sim +1.2\text{‰}$ 。这种差异是 Juneau 金矿带不同氧化还原性围岩中不同硫同位素储库脱硫反应造成的。聂凤军等(2001)发现小秦岭东闯文峪金矿矿石矿物中 $\delta^{34}\text{S}$ 介于燕山期花岗岩和太古宙太华群斜长角闪岩硫化物之间,认为该金矿硫是多源的,可能与围岩密切相关。这些实例说明成矿流体硫同位素与富含硫的围岩交换作用也是不容忽视的。

1.2.3 沉淀过程中氧化作用的影响:显著负值且变化范围增大

从所统计的硫同位素资料来看,还有相当部分矿床的硫同位素为明显负值,并且变化范围很宽。出现这种宽范围负值特征目前更多的可归因为含金热液沉淀过程中的氧化作用,而非流体总硫不同(即硫来源不同)。因为沉淀过程中流体物理化学条件的改变不仅可以促进金的沉淀,而且属于变价元素的 S 同位素也因此易发生分馏,例如氧逸度和 pH 值可

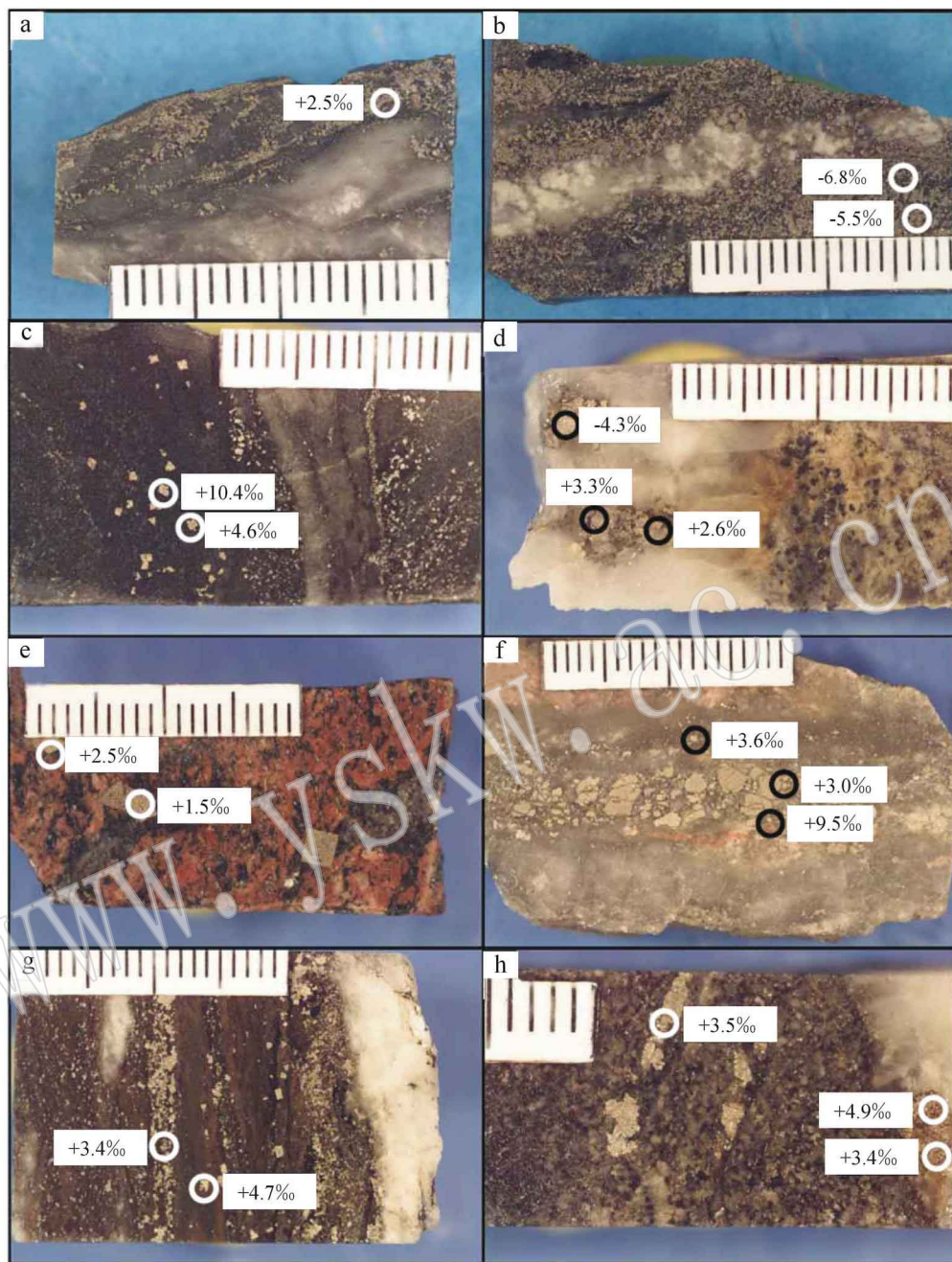


图 2 西澳东部金矿集区成矿相关黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(标尺是毫米刻度, 转自 Hodkiewicz 等, 2009)

Fig. 2 Sample photographs and $\delta^{34}\text{S}$ values of ore-related pyrites from deposits in the Eastern Goldfields Province (from Hodkiewicz *et al.*, 2009, scale bar is in millimeter increments)

以使 S 同位素产生巨大改变(Ohmoto and Goldhaber, 1997)。

在造山型金矿近中性 pH 值条件下, 还原的硫金络合物可以使金具有很高的溶解度, 而且随着氧逸度升高到还原体系和氧化体系转变界限附近, 金的溶解度逐渐升高。但是金的溶解度会在更高氧逸度

下迅速降低, 因此流体的氧化作用是金沉淀的一种有效机制(图 3)(Roberts, 1987)。更重要的是, 控制金沉淀的这种氧化作用也会造成很大的 S 同位素分馏。因为流体中沉淀的硫化物 S 同位素受氧逸度和 pH 值可以产生巨大改变。当还原性的造山型金矿流体转变为氧化状态时, f_{O_2} 升高, 热液中 H_2S 氧化

负漂移的重要机制。

在浅成造山型金矿中,大气水的加入作用往往比较显著,而该过程也会促进金的沉淀,特别是氧化的大气水和还原的含金流体混合会造成流体的氧化,从而导致硫同位素负偏移。

最近 Hodkiewicz 等(2009)应用激光微区原位分析对西澳东部金矿集区太古宙造山型金矿 S 同位素进行了系统总结,结果表明即使同一矿床不同产状矿脉,甚至同一手标本同一期黄铁矿的 S 同位素也存在显著差异(图 2)。而且由于含金热液沉淀过程往往经历多个阶段,且各个阶段的主要沉淀过程不尽相同(如西澳 Wiluna 矿区, Hagemann and Cassidy, 2000; Hagemann and Luders, 2003),从而使从早到晚各个阶段的硫同位素因受控因素不同而表现出巨大差异。也有部分作者认为这种变化的硫同位素代表各阶段硫来源不同,例如陈衍景等(2004b)将上宫金矿从早到晚各成矿阶段硫同位素值的变化解释为围岩蚀变、生物硫、大气混合淋滤等因素的综合影响。

综上所述,对于硫同位素测定值的认识不仅仅需要考虑可能的源区,更需要综合讨论金运移和沉淀过程对硫同位素值的复杂影响。即便如此,单一使用硫同位素作为示踪金和成矿流体的可能来源难度也很大。

2 碳同位素及其示踪效应

富含 CO_2 ($X_{\text{CO}_2} = 0.1 \sim 0.2$) 是造山型金矿成矿流体重要特征之一。而且 C 作为流体中重要成分来平衡流体 pH 值使金硫络合物得以长距离搬运(Phillips and Evans, 2004; 卢焕章, 2008)。由于 C 同位素主要存在于流体相中,具有较大的 R_e 值,在单个矿床中可以表现出较小的变化值,大致在 2‰ 左右(Ridley and Diamond, 2000)。因此碳同位素广泛用于流体来源示踪。但需要注意的是,当富石墨或碳酸盐岩石作为流体通道存在时,强烈的围岩反应会改变碳同位素值,例如太古宙绿岩带中基性超基性火山岩早于成矿的碳酸盐化就限制了碳同位素示踪的有效性(Kontak and Kerrich, 1997)。

2.1 造山型金矿的碳同位素特征

由于造山型金矿成矿流体中广泛存在 CO_2 , 金矿区中往往有大量的热液碳酸盐矿物形成,目前碳同位素数据都是分析碳酸盐矿物所得。各个成矿时

代的造山型金矿包括了比较宽的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围,从 $-23\text{‰} \sim +2\text{‰}$, 单个矿床或矿集区趋向于有相对局限的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(McCuaig and Kerrich, 1998)。去除 Meguma 地体和 Ashantic 成矿带可能反映围岩中局部生物来源的极端负值(Kontak *et al.*, 1990; Oberthur *et al.*, 1996; Kontak and Kerrich, 1997)之外,造山型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围大致为 $-11\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 。中国华北克拉通周缘的金矿也具有类似的碳同位素值。卢欣祥等(2003)总结了小秦岭石英脉型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1.4\text{‰} \sim -7.7\text{‰}$, 平均 -5.0‰ , 其中熊耳山石英脉型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-4.7\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$, 平均 -4.8‰ ; 蚀变岩型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-5.8\text{‰} \sim -0.03\text{‰}$, 平均 -1.9‰ ; 爆破角砾岩型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2.7\text{‰} \sim -5.8\text{‰}$, 平均 -4.1‰ 。夹皮沟金矿的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-4.2\text{‰} \sim -5.0\text{‰}$ (Miao *et al.*, 2005), 焦家和玲珑型金矿中的碳酸盐(方解石和菱铁矿)有一个相对局限的范围 $-3.4\text{‰} \sim -5.9\text{‰}$ (卢焕章等, 1999; Qiu *et al.*, 2002)。

这个有限的稳定的碳同位素范围也不能确切指示是哪一种流体来源,而经常被理解为多种来源(McCuaig and Kerrich, 1998): ①绿岩带地体变质去气产生; ②壳源和幔源的 CO_2 的混合; ③亏损(还原碳)和富集储库的混合; ④岩浆来源的 CO_2 ; ⑤地幔来源的 CO_2 。很明显 $-11\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 范围不是任何碳储库的诊断性标准,不能单独反映地幔碳或岩浆碳来源。

2.2 影响碳同位素变化的因素

由于碳酸盐矿物往往都在成矿晚阶段形成,这之前经历了诸如围岩蚀变,金、硫化物沉淀, CO_2 、 CH_4 等相分离过程,这些过程都不可避免地引起碳同位素的变化。而且由于 C 和 S 一样是变价元素,氧化还原状态也会影响流体中 CO_2/CH_4 的比例从而引起碳同位素的分馏,因此影响 C 同位素偏离可能源区的因素很多。

目前趋于统一认识的是,单个矿床内 $\delta^{13}\text{C}$ 变化主要来自于 3 个过程(McCuaig and Kerrich, 1998): ①成矿流体与围岩反应时发生瑞利分馏。随着 CO_2 进入围岩,递增消耗 CO_2 , 引起蚀变带中远端的碳酸盐相对于碳酸盐脉亏损 ^{13}C 。② CH_4 和 CO_2 的不混溶。由于部分矿区流体包裹体中还大量存在 CH_4 , 这种作用也是不容忽视的。 CH_4 和 CO_2 的碳同位素分馏在 300°C 约为 25‰, 由于相分离会引起 CH_4 等还原性气体的释放,从而使剩余流体中的 CO_2 或 HCO_3^- 相对富集 ^{13}C , 由此碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 也相应富集

成 SO_4^{2-} 引起 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 快速减小, 流体中 HS^- 由于氧化分馏而相对亏损 ^{34}S , 由此沉淀的硫化物也相应亏损 ^{34}S 。

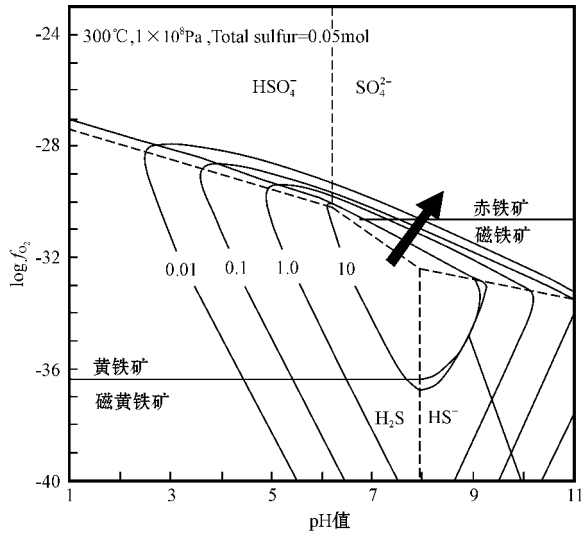


图 3 金溶解度的氧逸度和 pH 值关系图, 显示金硫络合物中金溶解度的等值线 (0.01×10^{-6} , 0.1×10^{-6} , 1.0×10^{-6} , 10.0×10^{-6} , 引自 Roberts, 1987)

Fig. 3 Plot of oxygen fugacity ($\log f_{\text{O}_2}$) against pH showing gold solubility contours (0.01×10^{-6} , 0.1×10^{-6} , 1.0×10^{-6} and 10.0×10^{-6} , for gold-bisulfide complexes, modified from Roberts, 1987)

金沉淀过程中引起氧化的原因多种多样, 如水岩反应、不混溶相分离、不同氧化还原状态的多种流体混合等。这些广泛存在于造山型金矿的沉淀机制都可以造成 S 同位素的分馏, 进而使 S 同位素表现出较宽的负值。如果氧化作用发生局部平衡, 则 S 同位素值可以表现更为复杂, 增加了示踪的不确定性, 并且这些负值很容易诱导把本无生物硫参与的强烈亏损 ^{34}S 的流体不合情理地解释为生物硫的混入。矿区发育与硫化物共存的硫酸盐可以间接证明沉淀过程中存在氧化作用, 例如 Hemlo 矿区的重晶石、Kalgoorlie 和 Kirkland Lake 矿区的石膏 (McCuaig and Kerrich, 1998) 以及熊耳山上官蚀变岩型金矿中出现的重晶石 (陈衍景等, 2004b)。

(1) 水岩反应的影响

围岩的硫化作用和碳酸盐化被认为是金沉淀的两个最主要的水岩反应作用 (Mikucki, 1998)。这两个水岩反应过程会改变成矿流体的氧化还原状态 (Uemoto *et al.*, 2002), 从而使硫同位素在金沉淀时

发生改变。

围岩含铁矿物的硫化作用由于大量消耗还原 S, 从而有效降低金硫络合物的稳定性, 被广泛认为是重要的金沉淀过程 (Phillips and Groves, 1983; McCuaig and Kerrich, 1998; Mikucki, 1998)。含铁氧化物的硫化还原作用会显著提高流体的氧化状态 (Phillips *et al.*, 1986; Evans *et al.*, 2006)。但是, 沉淀过程中含铁矿物硫化作用产生的氧化作用不一定具有重要意义, 因为含铁氧化物硫化作用中形成的黄铁矿不一定具负的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (如 Mt Charlotte, Water Tank Hill, Wallaby)。同时富铁岩石具负的 $\delta^{34}\text{S}$ 值较稀少, 氧化还原状态的质量平衡也都使硫化反应产生的氧化作用有限 (McCuaig and Kerrich, 1998)。因此硫化反应不是依靠显著的氧化还原作用而是依靠硫化过程中消耗大量的 S 降低金溶解度而产生金沉淀, 也即硫化作用不会产生显著的流体氧化作用, 不会使流体硫同位素产生明显负值。

由于造山型金矿无所不在的 CO_2 , 围岩的碳酸盐化更为普遍。富含 CO_2 的流体与围岩中富铁、富钙的矿物 (如磁铁矿、斜长石等) 反应, 可形成造山型金矿广泛发育的富铁碳酸盐, 如铁白云石、方解石等矿物。含铁矿物的碳酸盐化也会产生显著的流体氧化 (Palin and Xu, 2000), 导致成矿流体中 $\text{HSO}_4^-/\text{H}_2\text{S}$ 的比例增加, 引起 H_2S 硫同位素比值的负漂移, 使与金相关的黄铁矿出现负值。

可见, 造山型金矿围岩蚀变过程中流体的氧化更多是因为与围岩中铁氧化物的碳酸盐化反应而不是硫化作用产生的 (Phillips *et al.*, 1986, 1996)。这一过程可以有效解释西澳 Victory-Defiance 和 New Celebration 金矿中富磁铁矿的基性岩中与金相关黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (Hodkiewicz *et al.*, 2009)。

(2) 还原性气体相分离伴随的流体氧化作用

压力突然降低引起的相分离是金沉淀的又一重要机制 (Sibson *et al.*, 1988; Rye, 1993; Robert *et al.*, 1995; Mikucki, 1998)。在相分离过程中, H_2 、 CH_4 和 H_2S 等还原性气体分离进入气相, 使残留流体中的 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比例升高, 流体相对氧化 (Drummond and Ohmoto, 1985)。在平衡状况下, 残留流体中的 HS^- 相当亏损 ^{34}S , 由此沉淀的硫化物相应亏损 ^{34}S 。从流体中分离出 H_2S 等还原性气体还会导致流体的总硫活度 (a_{SS}) 降低, 引发金溶解度迅速降低。因此压力的迅速降低和伴随的相分离是流体氧化和金沉淀的有效机制, 也是造成硫化物中同位素

^{13}C 。③与碳质或含碳酸盐围岩的反应。当成矿流体与碳质岩石反应降低流体氧逸度时,碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 会发生正漂移,然而如果流体与亏损碳同位素的碳质或含碳酸盐围岩同位素交换达到平衡时,碳酸盐中 $\delta^{13}\text{C}$ 会发生负漂移。一些非常低且变化的 $\delta^{13}\text{C}$ 值通常代表沉积的有机物质,可能反映生物来源的碳具有重要贡献。例如,西澳 Victoria 浊积岩容矿的金矿中 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-25\text{‰} \sim -2\text{‰}$ (Gao and Kwak, 1995), Meguma 地体为 $-13\text{‰} \sim -26\text{‰}$ (Kontak and Kerrich, 1997)。

造山型金矿成矿后的碳酸盐化往往可以广泛发育,有时不易区分是成矿流体演化晚阶段的热液引起的碳酸盐沉淀抑或是与成矿无关的后期叠加的碳酸盐矿物,因此成矿较早阶段的碳或许可以更有效地示踪源区。同时高空间分辨率的 C 同位素的微区分析技术已经成熟 (Barker *et al.*, 2006), 对富含 CO_2 的包裹体进行原位激光剥蚀微区分析或许能更好地揭示造山型金矿的碳同位素组成。大量资料表明在该类型金矿的 4 类包裹体中,只有两相或三相的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体更接近代表原始的成矿流体,其余几种都是其演化而来。当然,考虑用这种方法时需要注意以下几点:详细岩相学观察以区分不同类型的包裹体,包裹体是否大于激光束斑,释放的 CO_2 是否达到分析剂量等。

3 氢氧同位素

目前成矿流体的氢氧同位素数据主要是通过直接测定原生包裹体或测定与成矿流体达到平衡的矿物中的氢氧同位素后计算获得。

氧同位素测定的目标矿物是石英。无论地理分布还是形成时代,造山型金矿石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都相当均一,太古宙和元古宙主要在 $12\text{‰} \sim 15\text{‰}$, 显生宙略高一些,大致在 $12\text{‰} \sim 19\text{‰}$, 计算所得成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 相应为 $5\text{‰} \sim 11\text{‰}$ 和 $7\text{‰} \sim 13\text{‰}$ (图 4) (McCuaig and Kerrich, 1998; Bierlein and Crowe, 2000)。在单个矿区或矿集区,石英脉中的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成变化范围甚至更低,大致 $1\text{‰} \sim 2\text{‰}$ 。脉石英这种同位素均一性可以扩展到其他硅酸盐矿物,如绿泥石、白云母、黑云母、角闪石等,可能代表在以流体为主的系统中, $\delta^{18}\text{O}$ 经过流体通道后仍然保持均一 (McCuaig and Kerrich, 1998)。总体上,造山型金矿成矿流体均一的 $\delta^{18}\text{O}$ 同时落在变质 ($5\text{‰} \sim 25\text{‰}$) 和

岩浆 ($7\text{‰} \sim 10\text{‰}$) 流体区域,部分作者也强调大气水在地壳浅部的对流循环作用(如 Taylor, 1974; 张理刚等, 1994)。

流体与围岩之间也有可能发生强烈的氧同位素交换 (Ridley and Diamond, 2000)。在一些矿区,石英脉或方解石具有相对于其围岩富集的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,但是计算后的流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值非常接近于与围岩平衡的值。 $\delta^{18}\text{O}$ 与围岩的平衡能够解释显生宙金矿中 $\delta^{18}\text{O}$ 的微小差异,如 Alleghany 地区金矿 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 相对高值的出现与富 $\delta^{18}\text{O}$ 的围岩紧密相关 (Ridley and Diamond, 2000)。加拿大 Abitibi 矿集区太古宙金矿石英碳酸盐脉中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 资料表明,不管石英脉结构构造如何, $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 在空间上都存在显著变化,从接近 Cadillac 构造带的南部矿区到北部逐渐降低,而且氧同位素等值线还切穿各种地质界线,如岩性接触线和构造线。成矿流体与围岩反应在很大程度上造就了氧同位素的这种区域变化 (Beaudoin and Pitre, 2005)。胶东金矿的大量氧同位素也表明,水岩反应会使蚀变围岩的氧同位素在垂直剖面上的不同标高产生显著差异 (张理刚等, 1994, 1995; 陈振胜等, 1996)。

氢同位素值 δD 就明显不像 $\delta^{18}\text{O}$ 那样均一了。直接从流体包裹体中测得的范围为 $-120\text{‰} \sim +5\text{‰}$, 而通过测定含氢矿物后计算获得的范围相对局限一些,为 $-80\text{‰} \sim -20\text{‰}$ 。 $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 这样宽大的变化范围不能简单地理解为亏损和富集流体的混合。因为任何流体的混合都会导致 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同时发生漂移,而均一的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 显然排除了这种简单的混合模式 (图 4a、4b)。当然,部分矿区的确显示了不同来源流体的混合 (图 4c)。卢焕章等 (1999) 对胶东玲珑金矿从早到晚 4 个阶段石英和黄铁矿中 H-O 同位素进行了分析,认为从早到晚大气水参与的作用越来越强 (图 4)。卢欣祥等 (2003) 总结了小秦岭-熊耳山地区金矿自成矿早期到晚期氢氧同位素 (图 4)。氢同位素变化不大,其 δD 值小秦岭地区为 -67‰ (I), -85‰ (II), -52‰ (III); 熊耳山地区 -64‰ (I), -73‰ (II), -72‰ (III)。氧同位素从早到晚逐渐降低,晚期大部分还表现为负值,其 $\delta^{18}\text{O}$ 小秦岭地区为 4.1‰ (I), -1.7‰ (II), -2.5‰ (III); 崤山 4.7‰ (I), 1.9‰ (II), -6.8‰ (III); 熊耳山地区 4.6‰ (I), 4.3‰ (II), -3.4‰ (III)。卢欣祥等 (2003) 认为氢氧同位素这种规律性变化反映出深部成矿流体与大气水逐步混合的结果,随着成矿作用

的进行,成矿流体中混入的大气水逐渐增多(图 4c)。同时该区金矿的早期成矿流体具有统一性, $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.1‰~7.2‰, δD 为 -64‰~-67‰, 近于变质水或岩浆水。张理刚等(1994, 1995, 1996)和陈振胜等(1996)通过对胶东焦家金矿和江西银山矿床氧同位素从地表往深部逐渐降低的空间变化的系统研究,

更进一步提出了两阶段的水岩相互作用,即大致在 5 km 以下深部淋滤水-围岩反应形成含矿流体(第一阶段),然后流体上升进入沉淀区域发生扩散水岩交换等作用(第二阶段)。第二阶段水岩反应主要发生在矿物沉淀过程中,反映的是较高的 W/R 比值(> 5.0),从而肯定了大气水在成矿过程中的作用。

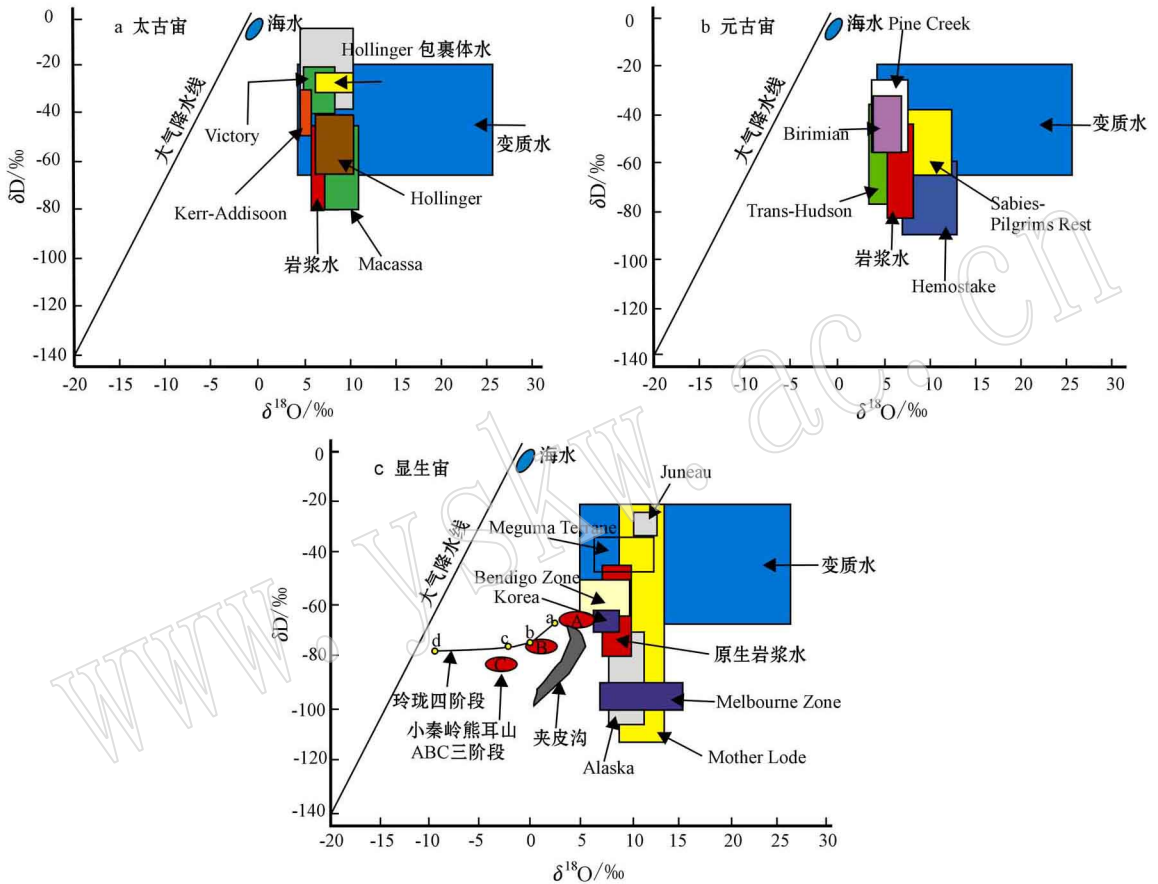


图 4 太古宙(a)、元古宙(b)、显生宙(c)典型造山型金矿中氢氧同位素图

Fig. 4 Summary of oxygen and hydrogen isotope data from Archaean (a), Proterozoic (b), Phanerozoic (c) representative lode gold deposits

资料主要引自 McCuaig 和 Kerrich(1998)、卢焕章等(1999)、Bierlein 和 Crowe(2000)、卢欣祥等(2003)、Miao 等(2005)
data from McCuaig and Kerrich, 1998; Lu Huanzhang et al., 1999; Bierlein and Crowe, 2000; Lu Xinxiang et al., 2003; Miao et al., 2005

以上特征显示金成矿流体的确有大气水的加入,然而大气水加入后的 H-O 同位素组成是否显著不同于原始水的同位素组成,则取决于一系列的因素,如原始水的 H-O 同位素组成、水岩相互作用的 W/R 值、围岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 以及反应温度等(张理刚等,1994; Taylor, 1997)。而且大气水的加入基本上发生在金沉淀过程中,因而若不仔细分析水岩反应和大气水加入对成矿流体的影响而直接投图,获得

的 H-O 同位素往往不能直接反映含金流体源区。

直接从流体包裹体测定氢同位素组成的缺点是,其测定的是群体包裹体的 δD 。而石英中的流体包裹体群往往不光有原生包裹体,还存在大量的次生包裹体,从而过度强化了大气水对成矿的参与。大气水模式不能完全解释为什么 δD 成分的显著变化存在于同一个构造带中的单个矿床(Kerrich and Wyman, 1990; So and Yun, 1997)。Goldfarb 等

(1997)认为这种非常低而且变化的 δD 是因成矿后捕获大气水形成次生包裹体造成的。因此,氢同位素尽管具有高的 R_e 值,但是很容易受后期流体改造,而且往往还混有后期大气水。这都影响 H 同位素作为示踪剂的效果。

从图 4 可以看出, H-O 同位素大部分都落于变质流体和岩浆流体区域,很难单一用于确定其流体源区。而且强烈的围岩反应会对 O 同位素造成影响,金沉淀过程中不同的流体混合,特别是大气水的参与使 H-O 同位素表现出更为宽广复杂的范围;成矿后大量的次生包裹体会掩盖其原生包裹体的 H-O 同位素组成。

4 氮同位素

氮通常以 NH_4^+ 形式出现在岩石中,在黑云母、白云母和钾长石中代替钾,因此对金矿中氮同位素的测定主要选择钾长石和石英脉中的热液云母(Jia and Kerrich, 1999; 毛景文等, 2002)。目前积累的氮同位素资料表明(图 5)(Jia and Kerrich, 1999, 2004a, 2004b; 毛景文等, 2002),地幔岩的 $\delta^{15}N$ 绝大部分在 $-10\text{‰} \sim +5\text{‰}$ 变化,以 $-2\text{‰} \sim 0\text{‰}$ 最为集中。变质岩在 $+1\text{‰} \sim +18\text{‰}$,并随变质程度的增加

氮含量降低而 $\delta^{15}N$ 略有增加,从绿片岩相到角闪岩相约有 $1\% \sim 3\%$ 的变化(图 5)(Jia and Kerrich, 2004b; Jia, 2006)。这被解释为在递增变质过程中亏损 ^{15}N 的氮持续释放,引起岩石中剩余氮的富集(Jia, 2006)。花岗质岩石因为来源具有多样性,因此 $\delta^{15}N$ 变化范围很广,大体变化于 $-5\text{‰} \sim +10\text{‰}$,壳源比幔源和壳幔混合花岗岩的 $\delta^{15}N$ 值高一些(毛景文等, 2002)。有机氮为 $0\text{‰} \sim 10\text{‰}$,大气水为 $1.9\text{‰} \sim 9.4\text{‰}$ 。这些数据的积累为氮同位素体系逐渐应用于幔源和壳源流体以及变质脱气和水/岩反应的示踪提供了依据。

氮同位素在金成矿过程中的应用研究直到 1999 年才首次报道,而且研究实例也很少。Jia 和 Kerrich (1999)首次对北美加拿大 Superior 省和西澳 Yilgarn 克拉通的太古宙造山型金矿进行了详细研究,获得热液云母中 $\delta^{15}N$ 为 $+10\text{‰} \sim +24\text{‰}$,认为该同位素值排除了地幔、花岗岩、大气水来源,而反映了与深度变质脱水作用密切相关。北美科罗拉多造山型金矿中热液云母的氮含量和 $\delta^{15}N$ 分别为 $130 \times 10^{-6} \sim 3500 \times 10^{-6}$ 和 $1.7\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$,该数据与显生宙增生造山带俯冲过程中洋壳和沉积岩变质脱水反应流体的 $\delta^{15}N$ 值 $1\text{‰} \sim 6\text{‰}$ 一致(Jia and Kerrich, 2000; Jia *et al.*, 2003)。在中国,毛景文等(2002)以华北克拉通

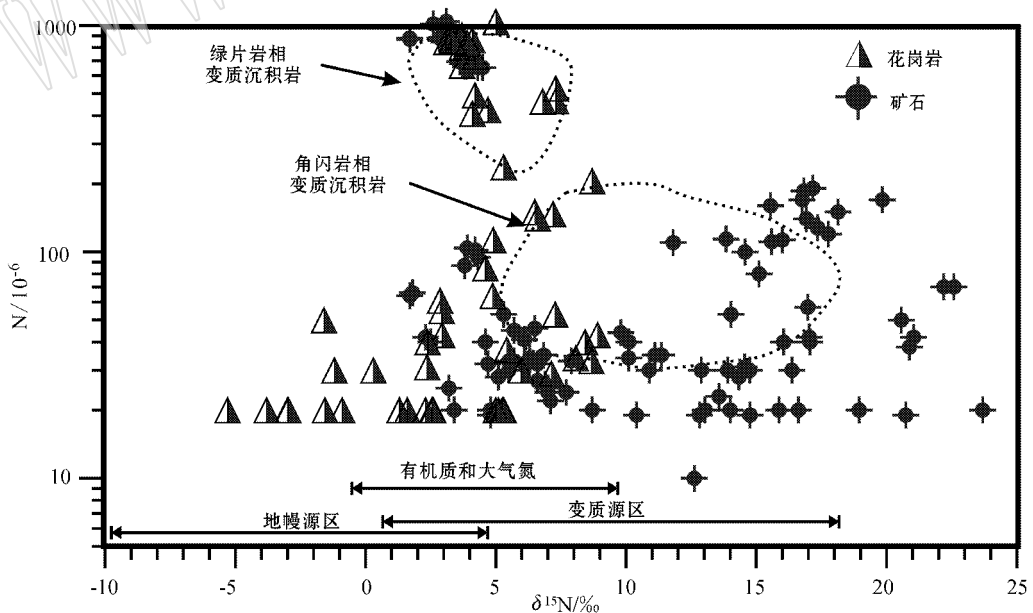


图 5 造山型金矿矿石与花岗岩氮同位素与氮含量图解

Fig. 5 N content and $\delta^{15}N$ values of ores and granites from lode gold deposits

资料来源: Bebout 等(1999), Jia 和 Kerrich(1999, 2000), Sadofsky 和 Bebout(2000), Jia 等(2001), 毛景文等(2002)

data from Bebout *et al.*, 1999; Jia and Kerrich, 1999, 2000; Sadofsky and Bebout, 2000; Jia *et al.*, 2001; Mao Jingwen *et al.*, 2002

周缘胶东、小秦岭-熊耳山、西秦岭、北祁连山西段和张宣5个大型矿集区内的8个代表性矿床为例,测试了矿石中钾长石和绢云母的氮同位素组成和氮含量记录。各个矿区的氮含量除个别不同外,整体在几十个 $\mu\text{g/g}$,同位素比值 $\delta^{15}\text{N}$ 分布于1.7‰~10.1‰。各矿区内或附近作为对比的花岗岩全岩和/或其中的黑云母的氮含量都比较低,变化在 $(29\sim 64)\times 10^{-6}$ 之间, $\delta^{15}\text{N}$ 值为2.4‰~8.9‰。该矿石和花岗岩 $\delta^{15}\text{N}$ 值同时落于花岗岩和变质岩区,通过对比地幔岩、花岗岩、变质岩和矿床的氮含量和氮同位素,认为华北克拉通周缘各金矿,其寄主岩石无论是变质岩、花岗岩还是沉积岩和火山岩,其氮同位素值相类似,绝大部分分布在1.7‰~7.9‰较窄的范围,与金矿相关的花岗质岩石的氮同位素值相当吻合。这在一定程度上反映出华北克拉通周缘金矿氮同位素特征与中生代花岗岩的密切关系。

北美和西澳克拉通太古宙造山型金矿被理解为成矿作用与深变质流体密切相关的 $\delta^{15}\text{N}$ 为+10‰~24‰,显生宙北美科第勒拉造山型金矿 $\delta^{15}\text{N}$ 值为1.7‰~5.5‰,被认为是成矿作用与太平洋板块俯冲变质脱水相关,而华北周缘极具代表性的中生代金矿的 $\delta^{15}\text{N}$ 为1.7‰~10.1‰,对比认为与中生代花岗岩密切相关。

尽管目前金矿中氮同位素测试数据较少,但从北美 Superior 省、西澳 Yilgran 克拉通和中国华北克拉通周缘典型金矿矿集区 $\delta^{15}\text{N}$ 来看,其范围比较大,从1.7‰跨度到24‰。不同作者结合矿区地质对不同地区的金矿的 $\delta^{15}\text{N}$ 有不同解释,但该值与变质岩、花岗岩值范围重合,并也部分落于大气水区间。因此氮同位素在一定程度上和以上提到的 S、C、H-O 等同位素类似,也不能有效地鉴别单一流体来源。而且 $\delta^{15}\text{N}$ 在一定程度上表现为富集特征,没有任何一种岩石类型与富集的 N 同位素吻合,N 富集过程也不清楚。由于对氮同位素的研究才刚刚起步,积累的资料毕竟有限,对 N 同位素用于造山型金矿来源示踪还有待进一步完善。

5 结语

造山型金矿属于中温热液的后生矿床,其成矿流体从源区大规模汇集,再通过长距离的迁移,最后在合适的构造部位沉淀成矿。在利用同位素示踪成矿流体来源时,就不可避免地需要考虑成矿流体源

区的同位素组成、含金流体在运移过程中与流经围岩的同位素交换、沉淀过程中的同位素分馏以及后期可能的改造等多诸多因素。迁移过程中发生的强烈围岩反应会改变成矿流体的化学成分和同位素组成;沉淀过程,例如围岩碳酸盐化、硫化等蚀变作用,相分离的不混溶,多种流体的混合,往往会使稳定同位素造成强烈改变;成矿后改造作用也不可避免地会掩盖源区同位素特征。

而且,不同的同位素体系在这些过程中受到的影响可能各不相同。Ridley 和 Diamond(2000)依据 Re 值来半定量地判断成矿流体在运移过程中围岩对流体成分的影响,提出含金流体在经历了长距离迁移之后,围岩会对成矿流体成分和同位素造成巨大改变,测得的流体成分很难反映源区,而往往反映出沿着流体通道的水岩反应或源区和围岩的混合特征,例如 Sr、Pb、O 同位素等。西澳 Kalgoorlie 矿集区的 Golden Mile 矿床就是容矿脉岩缓冲平衡的实例(Evans *et al.*, 2006)。硫和碳同位素还因为是变价元素,在流体氧化还原状态发生改变时,特别是沉淀过程中的氧化作用会使它们发生强烈分馏。氢氧体系除了水岩反应的显著影响外,多来源流体与含金流体的混合以及成矿后流体改造都不可避免的使氢氧同位素变得尤为复杂。

根据众多资料的积累提出了5种关于造山型金矿成矿流体来源模型(Ridley and Diamond, 2000):循环至地壳深部的大气水,初始富集 CO_2 但被改造了的地幔流体,富金煌斑岩结晶或它们与地壳反应释放的流体,以及岩浆流体和变质去气流体。从现有资料和以上分析来看,尽管造山型金矿中任何单一的稳定同位素都不能有效地示踪成矿流体来源,但是后两者模型是最为可能的,只是仅凭稳定同位素还不足以区分它们。

综上所述,强烈的围岩反应、多样的沉淀过程以及后期作用都可能改变成矿流体的同位素值,使示踪成矿流体来源表现出复杂性、不确定性和多解性。也许从某种意义上讲,正是因为造山型金矿特色的中温热液后生成矿过程中,大规模流体运移伴随的强烈水岩反应、多样的沉淀过程造就了金成矿流体中复杂的同位素示踪结果。不同的同位素体系在这些过程中受到的影响可能各不相同,对具体的单个金矿床或矿集区来讲,需要详细评价围岩影响、分析成矿过程和剔除后期可能的影响之后,综合多种示踪方法才能更进一步接近于成矿流体源区,而不

能简单地根据测定结果不加分析地投图判断其可能来源。而且通过深入研究同位素在单个矿区沿着流体通道的空间变化和各成矿阶段的时间变化,或许不仅能够查明成矿流体的来源,甚至还能够揭示流体的演化轨迹和成矿过程。

References

- Barker S L L, Cox S F, Eggins S M, *et al.* 2006. Microchemical evidence for episodic growth of antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2): 331-344.
- Beaudoin G and Pitre D. 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field[J]. *Mineralium Deposita*, 40(1): 59-75.
- Bebout G E, Cooper D C, Bradley A D, *et al.* 1999. Nitrogen-isotope record of fluid-rock interactions in the Skiddaw Aureole and granite, English Lake District[J]. *American Mineralogist*, 84(10): 1495-1505.
- Bierlein F P and Crowe D E. 2000. Phanerozoic Orogenic Lode Gold Deposits[A]. Hagemann S G and Brown P E. *Gold in 2000*[C]. Boulder, Colorado: Society of Economic Geologists, Inc., 103-139.
- Bortnikov N S. 2006. Geochemistry and origin of the ore-forming fluids in hydrothermal-magmatic systems in tectonically active zones[J]. *Geology of Ore Deposits*, 48(1): 1-22.
- Chen Y J, Pirajno F and Qi J P. 2008. The Shanggong gold deposit, Eastern Qinling Orogen, China: Isotope geochemistry and implications for ore genesis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3-4): 252-266.
- Chen Yanjing, Li Jing, Pirajno F, *et al.* 2004a. Hydrothermal metallogeny of the Shanggong gold deposit, east Qinling: studies on ore geology and fluid inclusion geochemistry[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 1-12(in Chinese with English abstract).
- Chen Yanjing, Lin Zhijia, Pirajno F, *et al.* 2004b. Hydrothermal metallogeny of the Shanggong gold deposit, east Qinling: study on the stable isotope geochemistry[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 13-21(in Chinese with English abstract).
- Chen Yanjing, Ni Pei, Fan Hongrui, *et al.* 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085-2108(in Chinese with English abstract).
- Chen Zhensheng, Zhang Ligang, Liu Jingxiu, *et al.* 1996. Oxygen isotopic geochemistry characteristics and the occurrence model for different style gold deposits in Eastern Shangdong area[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (4): 44-51(in Chinese with English abstract).
- Drummond S E and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems[J]. *Economic Geology*, 80(1): 126-147.
- Evans K A, Phillips G N and Powell R. 2006. Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia[J]. *Economic Geology*, 101(4): 805-817.
- Gao Z and Kwak T. 1995. Turbidite-Hosted Gold Deposits in the Bendigo-Ballarat and Melbourne Zones, Australia: I. Geology, Mineralization, Stable Isotopes, and Implications for Exploration[J]. *International Geology Review*, 37(10): 910-944.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis[J]. *Ore Geology Reviews*, 18(1-2): 1-75.
- Goldfarb R J, Hart C, Davis G, *et al.* 2007. East Asian gold: Deciphering the anomaly of Phanerozoic gold in Precambrian cratons[J]. *Economic Geology*, 102: 341-345.
- Goldfarb R J, Miller L D, Leach D L, *et al.* 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska[A]. Goldfarb R J and Miller L D. *Mineral Deposits of Alaska: Economic Geology Monograph 9*[C]. El Paso, Texas: Economic Geology Publishing Company, 151-190.
- Goldfarb R J, Newberry R J, Pickthorn W J, *et al.* 1991. Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, southeastern Alaska - constraints on the origin of hydrothermal fluids[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 86(1): 66-80.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, *et al.* 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5): 7-27.
- Groves D I, Goldfarb R J, Robert F, *et al.* 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 98(1): 1-29.
- Hagemann S G and Cassidy K E. 2000. Archean orogenic lode gold deposit[A]. Hagemann S G and Brown P E. *Gold in 2000*[C]. Boulder, Colorado: Society of Economic Geologists, Inc., 9-68.
- Hagemann S G and Luders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints[J]. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936-952.
- Hart C J R, Goldfarb R J, Qiu Y M, *et al.* 2002. Gold deposits of the northern margin of the North China Craton: multiple late Paleozoic-Mesozoic mineralizing events[J]. *Mineralium Deposita*, 37(3-4): 326-351.
- Ho S E, Groves D I, McNaughton N J, *et al.* 1992. The source of ore fluids and solutes in Archean lode-gold deposits of Western-Australia[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(1-2): 173-196.
- Hodkiewicz P F, Groves D I, Davidson G J, *et al.* 2009. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia[J]. *Mineralium Deposita*, 44(2): 129-150.
- Jia Y F. 2006. Nitrogen isotope fractionations during progressive meta-

- morphism: A case study from the Paleozoic Cooma metasedimentary complex, southeastern Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(20): 5201~5214.
- Jia Y F and Kerrich R. 1999. Nitrogen isotope systematics of mesothermal lode gold deposits: Metamorphic, granitic, meteoric water, or mantle origin? [J]. *Geology*, 27(11): 1051~1054.
- Jia Y F and Kerrich R. 2000. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: the evidence for a metamorphic fluid origin from delta ¹⁵N and delta ¹³C studies [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(1): 211~224.
- Jia Y F and Kerrich R. 2004a. Nitrogen 15-enriched Precambrian kerogen and hydrothermal systems [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5: Q07005.
- Jia Y F and Kerrich R. 2004b. A reinterpretation of the crustal N-isotope record: evidence for a N-15-enriched Archean atmosphere? [J]. *Terra Nova*, 16(3): 102~108.
- Jia Y F, Kerrich R and Goldfarb R. 2003. Metamorphic origin of ore-forming fluids for orogenic gold-bearing quartz vein systems in the North American Cordillera: Constraints from a reconnaissance study of delta ¹⁵N, delta D, and delta ¹⁸O [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 98(1): 109~123.
- Jia Y F, Li X and Kerrich R. 2001. Stable isotope (O, H, S, C, and N) systematics of quartz vein systems in the turbidite-hosted Central and North Deborah gold deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia: Constraints on the origin of ore-forming fluids [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 96(4): 705~721.
- Kerrich R and Wyman D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits—an association with accretionary tectonic regimes [J]. *Geology*, 18(9): 882~885.
- Kontak D J and Kerrich R. 1997. An isotopic (C, O, Sr) study of vein gold deposits in the Meguma terrane, Nova Scotia: implication for source reservoir [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 92(2): 161~180.
- Kontak D J, Smith P K, Kerrich R, et al. 1990. Integrated model for Meguma group lode gold deposits, Nova-Scotia, Canada [J]. *Geology*, 18(3): 238~242.
- Lu Huanzhang. 2008. Role of CO₂ fluid in the formation of gold deposits: Fluid inclusion evidences [J]. *Geochimica*, 37(4): 321~328 (in Chinese with English abstract).
- Lu Huanzhang and Chi Guoxiang. 1995. Geochemical characteristics of fluids in shear zones and their significance for mineral exploration [J]. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 15(1): 9~22 (in Chinese with English abstract).
- Lu Huanzhang, Guha J and Fang Gengbao. 1999. Characteristics of ore forming fluid in Linglong Gold Mine, Shandong, China [J]. *Geochimica*, 28(5): 421~437 (in Chinese with English abstract).
- Lu Xinxiang, Yu Xiangdong, Yu Zaiping, et al. 2003. Characteristics of ore-forming fluids in gold deposits of Xiaoqinling-Xiong 'ershan area [J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 377~385 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Li Houmin, Wang Yitian, et al. 2005. The relationship between mantle-derived fluid and gold ore-formation in the Eastern Shandong Peninsula: Evidences from D-O-C-S isotopes [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(6): 839~857 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Zhang Zuoheng, Wang Yitian, et al. 2002. Nitrogen isotope and content record of Mesozoic orogenic gold deposits surrounding the North China craton [J]. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 32(9): 705~716 (in Chinese with English abstract).
- Marini L, Chiappini V, Cioni R, et al. 1998. Effect of degassing on sulfur contents and partial derivative ³⁴S values in Somma-Vesuvius magma [J]. *Bulletin of Volcanology*, 60(3): 187~194.
- McCuaig T C and Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics [J]. *Ore Geology Reviews*, 12(6): 381~453.
- Miao L C, Qiu Y M, Fan W M, et al. 2005. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jiapigou gold deposits, southern Jilin Province, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 20(1~2): 137~165.
- Mikucki E J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review [J]. *Ore Geology Reviews*, 13(1): 307~321.
- Nie Fengjun, Jiang Shihong and Zhao Yueming. 2001. Lead and sulfur isotopic studies of the Wenyu and the Dongchuang quartz vein type gold deposits in Xiaoqinling area, Henan and Shaanxi Provinces, Central China [J]. *Mineral Deposits*, 20(2): 163~173 (in Chinese with English abstract).
- Oberthur T, Mumm A S, Vetter U, et al. 1996. Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 91(2): 289~301.
- Ohmoto and Goldhaber. 1997. Sulfur and carbon isotopes [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. New York: Wiley, 517~612.
- Ohmoto H and Rye R. 1979. Isotopes of sulfur and carbon [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. New York: Wiley, 509~567.
- Palin J M and Xu Y. 2000. Gilt by association? Origins of pyritic gold ores in the Victory mesothermal gold deposit, Western Australia [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 95(8): 1627~1634.
- Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits [J]. *Nature*, 429(6994): 860~863.
- Phillips G N and Groves D I. 1983. The nature of Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western-Australia [J]. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30(1~2): 25~39.
- Phillips G N, Groves D I and Kerrich R. 1996. Factors in the formation of the giant Kalgoorlie gold deposit [J]. *Ore Geology Reviews*, 10(3~6): 295~317.
- Phillips G N, Groves D I, Neall F B, et al. 1986. Anomalous sulfur isotope compositions in the Golden Mile, Kalgoorlie [J]. *Economic Geology*, 81(8): 2008~2015.
- Phillips G N and Powell R. 2009. Formation of gold deposits: Review

- and evaluation of the continuum mode[J]. *Earth-Science Reviews*, 94(1~4): 1~21.
- Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N J, *et al.* 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China[J]. *Mineralium Deposita*, 37(3~4): 283~305.
- Ramsay W R H, Bierlein F P, Arne D C, *et al.* 1998. Turbidite-hosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles, and some genetic constraints[J]. *Ore Geology Reviews*, 13(1~5): 131~151.
- Ridley J and Diamond L. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models[A]. Hagemann S G and Brown P E. *Gold in 2000*[C]. Boulder, Colorado: Society of Economic Geologists, Inc., 141~162.
- Robert F, Boullier A M and Firdaous K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting[J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B7): 12 861~12 879.
- Roberts R. 1987. Ore deposit models: Archean lode gold deposits[J]. *Geoscience Canada*, 14: 37~52.
- Rye R O. 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment—the stable isotope perspective[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 88(3): 733~753.
- Sadofsky S J and Bebout G E. 2000. Ammonium partitioning and nitrogen-isotope fractionation among coexisting micas during high-temperature fluid-rock interactions: Examples from the New England Appalachians[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(16): 2 835~2 849.
- Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits[J]. *Geology*, 16(6): 551~555.
- So C S and Yun S T. 1997. Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: Constraints on hydrothermal fluid geochemistry[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 92(1): 60~80.
- Taylor H P. 1974. Application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69(6): 843~883.
- Taylor H P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits[A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edition[C]. New York: Wiley, 229~303.
- Uemoto T, Ridley J, Mikucki E, *et al.* 2002. Fluid chemical evolution as a factor in controlling the distribution of gold at the Archean Golden Crown lode gold deposit, Murchison province, western Australia[J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 97(6): 1 227~1 248.
- Wang Yitian, Mao Jingwen, Ye Anwang, *et al.* 2005. Isotope geochemical characteristics of auriferous quartz veins from medium and great depths of Xiaoqinling area, central China and their significance[J]. *Mineral Deposits*, 24(3): 270~279(in Chinese with English abstract).
- Zhang Ligang, Chen Zhensheng, Liu Jingxiu, *et al.* 1994. Water-rock exchange in the Jiaojia style gold deposit: a study of hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming fluids[J]. *Mineral deposit*, 13(3): 193~200(in Chinese with English abstract).
- Zhang Ligang, Chen Zhensheng, Liu Jingxiu, *et al.* 1995. Water-rock exchange in the Jiaojia style gold deposit—Hydrogen and oxygen isotopic study of altered rocks[J]. *Mineral deposit*, 14(3): 261~272(in Chinese with English abstract).
- Zhang Ligang, Liu Jingxiu, Yu Guixiang, *et al.* 1996. H and O isotope study of the water-rock interaction system of the Yingshan(Cu)-Pb-Zn-Ag mine, Jiangxi Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 70(1): 54~60(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈衍景, 李晶, Pirajno F, 等. 2004a. 东秦岭上宫金矿流体成矿作用: 矿床地质和包裹体研究[J]. *矿物岩石*, 24(3): 1~12.
- 陈衍景, 林治家, Pirajno F, 等. 2004b. 东秦岭上宫金矿流体成矿作用: 稳定同位素地球化学研究[J]. *矿物岩石*, 24(3): 13~21.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 23(9): 2 085~2 108.
- 陈振胜, 张理刚, 刘敬秀, 等. 1996. 胶东不同类型金矿同位素地球化学成矿特征及产状模式[J]. *华南地质与矿产*, (4): 44~51.
- 卢焕章. 2008. CO₂ 流体与金矿化: 流体包裹体的证据[J]. *地球化学*, 37(4): 321~328.
- 卢焕章, Guha J, 方根保. 1999. 山东玲珑金矿的成矿流体特征[J]. *地球化学*, 28(5): 421~437.
- 卢焕章, 池国祥. 1995. 剪切带中流体地球化学特征及其找矿意义[J]. *桂林工学院学报*, 15(1): 9~22.
- 卢欣祥, 尉向东, 于在平, 等. 2003. 小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿流体特征[J]. *矿床地质*, 22(4): 377~385.
- 毛景文, 李厚民, 王义天, 等. 2005. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧碳硫同位素证据[J]. *地质学报*, 79(6): 839~857.
- 毛景文, 张作衡, 王义天, 等. 2002. 华北克拉通周缘中生代造山型金矿床的氮同位素和氮含量记录[J]. *中国科学: D 辑*, 32(9): 705~716.
- 聂凤军, 江宏安, 赵月明. 2001. 小秦岭地区文峪和东石英脉型金矿床铅及硫同位素研究[J]. *矿床地质*, 20(2): 163~173.
- 王义天, 毛景文, 叶安旺, 等. 2005. 小秦岭地区中深部含金石英脉的同位素地球化学特征及其意义[J]. *矿床地质*, 24(3): 270~279.
- 张理刚, 陈振胜, 刘敬秀, 等. 1994. 焦家式金矿水-岩交换作用-成矿流体氢氧同位素组成研究[J]. *矿床地质*, 13(3): 193~200.
- 张理刚, 陈振胜, 刘敬秀, 等. 1995. 焦家式金矿水-岩交换作用-蚀变岩石氢氧同位素组成研究[J]. *矿床地质*, 14(3): 261~272.
- 张理刚, 刘敬秀, 于桂香, 等. 1996. 江西银山(铜)-铅-锌-银矿床水-岩体系氢与氧同位素研究[J]. *地质学报*, 70(1): 54~60.