2019 年 10 月，第 25 卷，第 5 期，686-696 页
October 2019，Vol. 25，No.5， pp. 686-696

高 校 地 质 学 报
Geological Journal of China Universities

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2019022
引用格式：杜佛光，姜耀辉，青龙，倪春雨. 2019. 胶东夏甸金矿成矿流体及成矿物质来源：H-O、He-Ar、Sr-Nd-Pb同位素证据[J]. 高校地质学报，25（5）：686-696

胶东夏甸金矿成矿流体及成矿物质来源：H-O、He-Ar、Sr-Nd-Pb同位素证据

杜佛光，姜耀辉*，青 龙，倪春雨

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室，南京大学 地球科学与工程学院，南京 210023

摘要：夏甸金矿是胶东金矿集区中一处大型焦家式矿床。文章在详尽的岩相学和矿相学研究基础上，对该矿床进一步开展了H-O同位素并首次开展了He-Ar和Sr-Nd-Pb同位素示踪研究，为该矿床成矿流体及成矿物质来源提供了新的制约。石英中流体包裹体的H-O同位素（δD_{V-SMOW}=-102.3‰~-93.9‰，$\delta^{18}O_{H2O}$=-0.2‰~1.6‰）揭示出成矿流体主要为富集地幔流体，并有少许大气降水加入；黄铁矿中He-Ar同位素[$^3He/^4He$=0.58×10^{-6}~1.90×10^{-6}（0.42~1.36 Ra），$^{40}Ar/^{36}Ar$=724.7~1358.4]同样表明成矿流体以富集地幔流体为主导；矿石及蚀变岩的Nd-Pb同位素既不同于围岩花岗岩，也不同于基底变质岩，与胶东地区中生代软流圈地幔起源的玄武岩也相差甚远，而与胶东地区中生代富集岩石圈地幔起源的煌斑岩相一致，但它们的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值明显高于煌斑岩，甚至高于围岩花岗岩。Sr-Nd-Pb同位素特征表明成矿流体及成矿物质来源于富集岩石圈地幔，并在其上升过程中与基底变质岩发生了相互作用。

关键字：夏甸金矿；H-O同位素；He-Ar同位素；Sr-Nd-Pb同位素；成矿流体；成矿物质
中图分类号：P597　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006-7493（2019）05-686-11

H-O, He-Ar and Sr-Nd-Pb Isotopic Constraints on the Sources of Ore-Forming Fluids and Ore-Forming Materials in the Xiadian Gold Deposit, Jiaodong

DU Foguang，JIANG Yaohui*，QING Long，NI Chunyu

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

Abstract: The Xiadian gold deposit is a large Jiaojia-type gold deposit in Jiaodong district. On the basis of detailed petrographic and mineralogical studies, we carried out the H-O isotopes and the first He-Ar and Sr-Nd-Pb isotope tracing studies of the Xiadian gold deposit, which furnish the new constrains on the source of ore-forming fluids and materials. H-O isotopes of fluid inclusions in quartz（δD_{V-SMOW}=-102.3‰~-93.9‰，$\delta^{18}O_{H2O}$=-0.2‰~1.6‰）reveal that the ore-forming fluids is mainly composed of enriched mantle-derived fluid with involved a little meteoric water. He-Ar isotope of pyrite [$^3He/^4He$=0.58×10^{-6}~1.90×10^{-6}(0.42~1.36 Ra), $^{40}Ar/^{36}Ar$=724.7~1358.4] also indicates that the ore-forming fluids are dominant by the enriched mantle-derived fluid. Nd-Pb isotopes of ore and altered rocks are different either from those of the surrounding granites and the basement metamorphic rocks or from those of Mesozoic

收稿日期：2019-03-12；**修回日期：**2019-04-03
基金项目：国家重点研发计划（2016YFC0600107）资助
作者简介：杜佛光，男，1994年生，硕士研究生，矿物学岩石学矿床学专业；E-mail: dufoguang@163.com
***通讯作者：**姜耀辉，男，1964年生，教授，博士生导师，主要从事花岗岩成岩成矿作用研究；E-mail: yhjiang@nju.edu.cn

asthenosphere-derived basalts. Instead, they are consistent with those of Mesozoic lithospheric mantle-derived lamprophyres in the Jiaodong district. However, their initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are higher than those of the lamprophyres and even higher than the surrounding granites. The Sr–Nd–Pb isotopic characteristics indicate that the ore-forming fluids and ore-forming materials were derived from the enriched lithospheric mantle with subsequent interacted with the basement metamorphic rocks during the ascending process.

Key words: Xiadian gold deposit; H–O isotope; He–Ar isotope; Sr–Nd–Pb isotope; ore-forming fluid; ore-forming material

Corresponding author: JIANG Yaohui, Professor; E-mail: yhjiang@nju.edu.cn.

胶东半岛位于华北克拉通东部边缘，是中国重要的金矿集区，属于环太平洋成矿域的一部分。胶东半岛面积仅占全国0.17%，但已探明金矿储量占全国储量的1/4，是中国第一大金矿集区。已探明储量超300 t以上的矿床3处，最大达470 t，储量超过20 t的大型—超大型矿床14处，中型矿床20处，形成了三山岛、焦家、玲珑、邓格庄4个千吨级金矿田。金矿成因类型主要为石英脉型（玲珑式）和破碎带蚀变岩型（焦家式）。矿体主要赋存在中生代花岗岩以及花岗岩与前寒武纪变质岩之间的破碎带蚀变岩中。前人已对胶东金矿成因作了大量研究，成矿理论不断深化，成因类型从早先的岩浆期后热液型（李士先和刘连登，1981）和绿岩型（李洪志和吴悦斌，1995），演变为造山型（Goldfarb et al.，2001）和陆内非造山型（翟明国等，2004），直至最近朱日祥等（2015）提出的克拉通破坏型。尽管前人作了较深入研究，但对于金矿成因尤其是对金矿成矿流体及成矿物质来源的认识还未达成共识。金矿成矿流体究竟是以壳源岩浆水为主导（Li et al.，2015）还是以幔源岩浆水（Fan et al.，2003；范宏瑞等，2005；翟明国等，2004）或地幔流体（Mao et al.，2008；Deng et al.，2002）为主导还存在很大的争论。此外，对于以地幔流体为主导的观点来说，正如朱日祥等（2015）所指出的那样，这种幔源流体是来自俯冲的洋壳玄武岩还是软流圈地幔还有待进一步深入研究。有关金矿成矿物质来源的主流观点是多源论，即金既来自围岩花岗岩和基底变质岩，也来自幔源基性岩脉（Yang et al.，2003；范宏瑞等，2005；翟明国等，2004），但究竟以哪个为主导还存在很大的不确定性。

夏甸金矿是胶东金矿集区中一处大型焦家式矿床（图1），其金资源储量>200 t，品位为4~8 g/t。与玲珑和焦家等金矿相比，其研究程度相对较

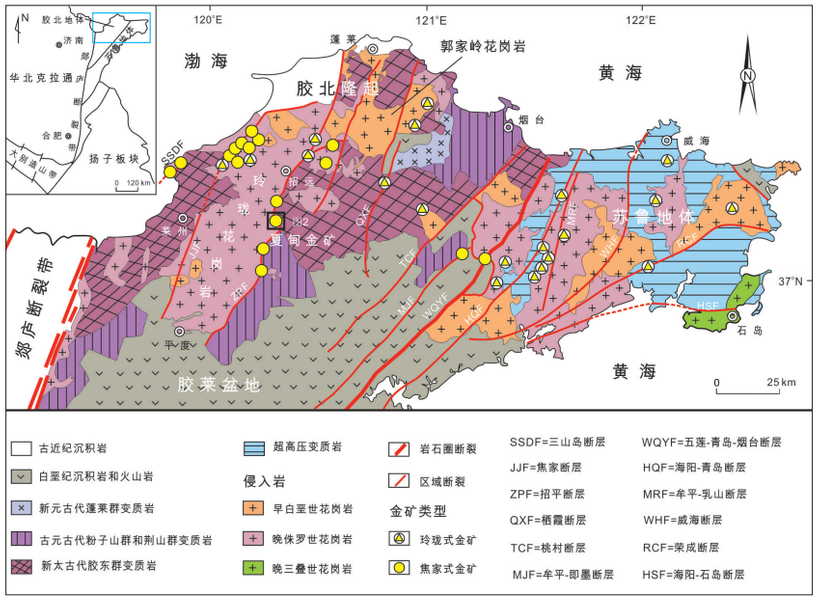


图1　胶东半岛地质简图

Fig. 1　Geology of the Jiaodong Peninsula (modified after Yang et al., 2016)

弱。前人已对该矿床开展了成岩成矿时代、S同位素、流体包裹体及H-O同位素等相关研究（Chai et al.，2017；Liu et al.，2018；Ma et al.，2017；Yang et al.，2016）。本次工作在详尽的岩相学和矿相学研究基础上，对该矿床进一步开展了H-O同位素并首次开展了He-Ar和Sr-Nd-Pb同位素示踪研究，为该矿床成矿流体及成矿物质来源提供了新的制约。这一研究对于进一步认识胶东金矿集区金矿成因具有较为重要的科学意义。

1 地质背景

胶东半岛由西部的胶北地体和东部的苏鲁地体构成。胶北地体属于华北克拉通，包括北部的胶北隆起和南部的胶莱盆地。区内广发出露前寒武纪变质岩和中生代侵入岩及火山—沉积岩（图1）。前寒武纪变质岩包括新太古代胶东群、古元古代荆山群和粉子山群以及新元古代蓬莱群。胶东群是一套角闪岩相—麻粒岩相中高级变质岩，主要由黑云斜长片麻岩、黑云母麻粒岩和斜长角闪岩组成。古元古代荆山群和粉子山群主要岩性有黑云斜长片麻岩、黑云片岩、变粒岩和大理岩。新元古代蓬莱群为一套浅变质岩系，主要岩性为千枚岩、板岩、石英岩和大理岩。中生代花岗岩分别于晚三叠世、晚侏罗世和早白垩世侵位。晚三叠世花岗岩形成于苏鲁造山带造山后阶段（Yang et al.，2005）。晚侏罗世典型岩体有玲珑花岗岩，岩性主要为黑云母二长花岗岩，成岩年龄为160~147 Ma（苗来成等，1998；Zhang et al.，2010；Ma et al.，2013）。早白垩世典型岩体有郭家岭花岗岩，岩性主要为花岗闪长岩，成岩年龄为133~111 Ma（苗来成等，1998；Mao et al.，2005；Zhang et al.，2010）。此外，区内尚有一系列早白垩世煌斑岩和闪长玢岩等岩脉侵入到花岗岩和基底变质岩中，年龄集中于122~114 Ma，少部分在110~102 Ma（Yang and Zhou，2001；Cai et al.，2013）。煌斑岩可以分为岩石圈地幔起源的低钛型和软流圈地幔起源的高钛型两种类型（Ma et al.，2014b）。

胶东半岛内NE向、NNE向断裂体系非常发育，胶北隆起内自西向东依次发育三山岛断裂带、焦家断裂带、招平断裂带和栖霞断裂带，大部分金矿床由这些断裂系统控制。招平断裂带属于郯庐断裂带的次级断层，是胶北隆起中最重要的容矿构造（林文蔚等，2000）。NE-NNE向的招平断裂带发育在新太古代—古元古代变质岩和晚中生代花岗岩之间，宽约400 m，长度超过100 km，该断裂带孕育着胶北隆起上包括台上、玲珑、大尹格庄等金矿在内的50%的金矿床（图1）。

胶东金矿矿化类型主要为石英脉型和破碎带蚀变岩型。石英脉型金矿以玲珑金矿为典型代表（玲珑式），矿体主要为产在花岗岩中的含金石英脉，矿石矿物组合较简单，以金和黄铁矿为主，其它多金属硫化物较少，围岩蚀变主要为钾化、绢云母化和硅化。破碎带蚀变岩型金矿以焦家金矿为典型代表（焦家式），矿体主要产在基底变质岩与花岗岩之间的断裂带中，以浸染状或细脉浸染状矿化为特征，矿石矿物组合复杂，除了金和黄铁矿，还含有较多的黄铜矿、方铅矿和闪锌矿等多金属硫化物，围岩蚀变主要为钾化、（黄铁）绢英岩化、碳酸盐化和绿泥石化。前人通过绢云母和石英包裹体^{40}Ar-^{39}Ar法以及黄铁矿Rb-Sr等时线法定年，阐明了胶东金成矿作用主要发生在早白垩世（130~115 Ma）（Li et al.，2003；Yang and Zhou，2001）。

2 夏甸金矿地质特征

夏甸金矿位于招平断裂带中部（图1）。矿区内该断裂产在胶东群变质岩与玲珑花岗岩接触带上，走向40°~49°，倾向南东，倾角35°~52°（图2）。胶东群岩性主要为黑云母斜长片麻岩/斜长角闪岩和长英质变粒岩（浅粒岩）。玲珑花岗岩岩性主要为黑云母二长花岗岩（图3a）。矿区内尚分布有一系列煌斑岩（图3b, c）和闪长玢岩等岩脉。

招平断裂带下盘的玲珑花岗岩发生了强烈的热液蚀变，形成了一条近百米宽的蚀变岩带。据本次研究，热液蚀变从早到晚依次为：（1）钾化，表现为钾长石交代花岗岩中的斜长石（图3d）或钾长石（图3e）；（2）（黄铁）绢英岩化，为矿区内最强烈的蚀变作用，表现为绢云母、石英或黄铁矿交代花岗岩和钾化花岗岩，形成（黄铁）绢英岩化花岗岩（图3f）和（黄铁）绢英岩

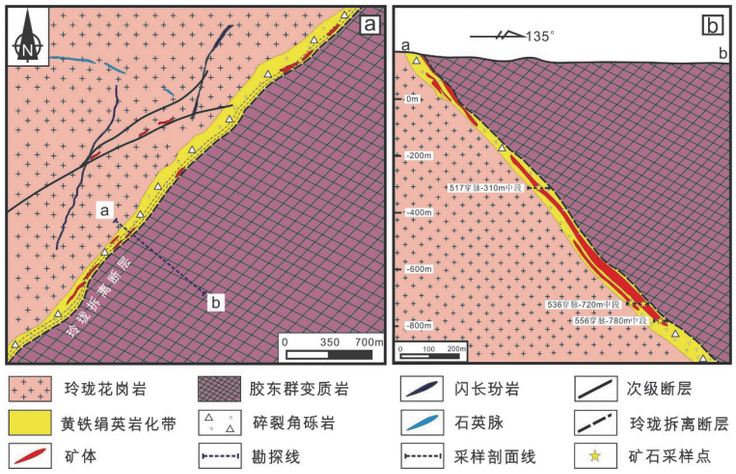
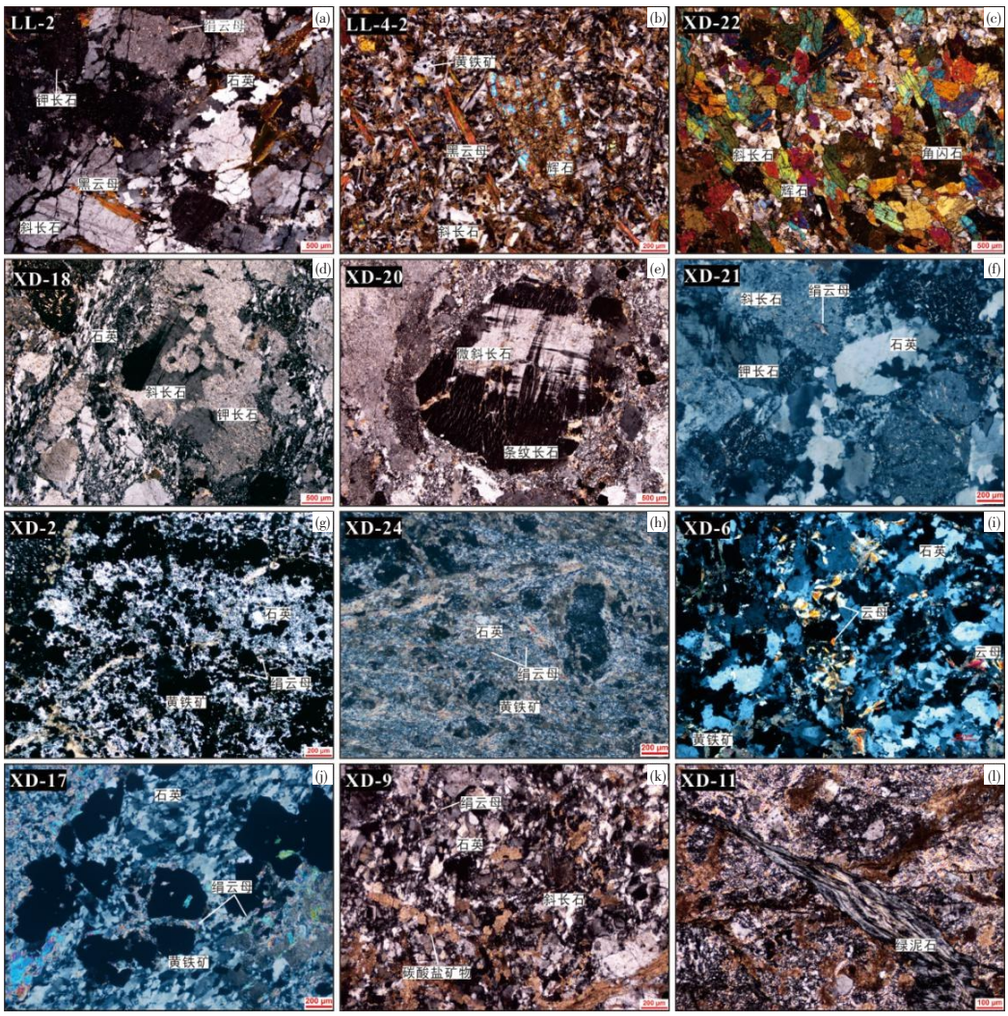


图2　(a)夏甸金矿矿床地质图（据王硕等，2014）；(b)夏甸金矿地质剖面图（据崔云龙，2013）

Fig. 2　(a) Geological sketch map of the Xiandian gold deposit; (b) Geological section of the Xiadian gold deposit



(a)玲珑花岗岩；(b)云斜煌岩；(c)闪斜煌岩；(d)钾长石交代斜长石；(e)条纹长石交代微斜长石；(f)绢云母化花岗岩；(g)黄铁绢英岩；(h)富云母黄铁绢英岩；(i), (j)富石英黄铁绢英岩；(k)碳酸盐化，碳酸盐矿物呈细脉状交代绢英岩；(l)绿泥石化，绿泥石呈细脉交代黄铁绢英岩

图3　夏甸金矿岩石类型及围岩蚀变类型

Fig. 3　Photographs showing the rock types and the alteration assemblage at the Xiaidan gold deposit

（图3g）、（黄铁）富云母绢英岩（图3h）以及（黄铁）富石英绢英岩（图3i, j）；（3）碳酸盐化和绿泥石化，是矿区内最晚一次蚀变作用，表现为碳酸盐矿物（图3k）或绿泥石（图3l）呈浸染状和细脉状交代上述各种蚀变岩。

金矿化与黄铁绢英岩化关系密切，金矿体赋存在黄铁绢英岩化蚀变带中（图2），金矿石本身就是各种黄铁绢英岩化蚀变岩。主要矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、银金矿、自然金和自然银；脉石矿物主要为石英、绢云母和碳酸盐矿物（图4）。金的赋存状态以裂隙金和晶隙金为主，前者主要产在黄铁矿微裂隙中（图4a, b），后者主要产在脉石矿物晶粒之间（图4c）。其次为晶内金，金矿物包裹在黄铁矿晶体中（图4d）。

前人获得矿区内玲珑花岗岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为160 Ma（Ma et al.，2017），中基性岩脉的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为129~116 Ma（Ma et al.，2017；王硕等，2014）。Ma等同时开展了LA-ICP-MS独居石U-Pb年代学研究，获得$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为120±1.4 Ma，并以该年龄作为夏甸金矿成矿时代。Chai等（2017）对夏甸金矿进行了流体包裹体研究，测得钾化阶段流体包裹体均一温度变化于408~253℃之间，峰值340~300℃，均值326℃；黄铁绢英岩化阶段流体包裹体均一温度变化于335~176℃之间，峰值260~240℃，均值253℃。

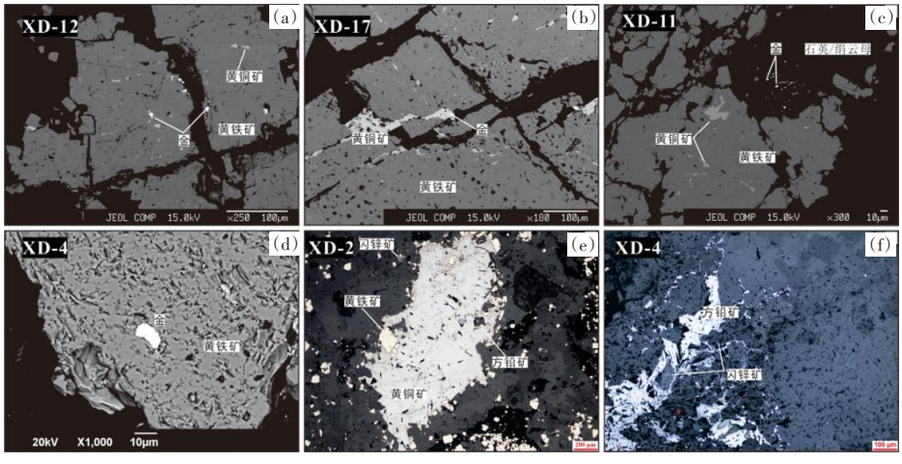
3 样品及分析方法

3.1 样品采集

本次研究在517穿脉-310 m中段、536穿脉-720 m中段和556穿脉-780 m中段（图2b）采集了三条剖面样品，共采集包括矿石、蚀变岩和蚀变花岗岩及煌斑岩在内的样品24件；此外，还在地表采集了新鲜的玲珑花岗岩和煌斑岩样品5件。在岩相学和矿相学研究基础上，我们选择了11件全岩样品（3件矿石、1件蚀变岩、2件蚀变花岗岩、3件花岗岩和2件煌斑岩）进行Sr-Nd-Pb同位素测试，并从6件矿石和1件蚀变岩样品中挑选了黄铁矿进行Pb同位素测试，4件矿石中挑选了黄铁矿进行He-Ar同位素测试，还从5件矿石（均为黄铁富石英绢英岩）和1件蚀变岩样品中挑选了石英进行H-O同位素测试。

3.2 分析方法

全岩Sr-Nd-Pb同位素和单矿物黄铁矿Pb同位素测试在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。详细的实验流程参见（濮巍等，2005；2004）。称取烘干后的全岩样品150~200 mg以及烘干后的黄铁矿样品5~10 mg，将样品用氢氟酸和浓硝酸完全溶解，采用Bio Rad50WX8阳离子交换树脂分离提纯出Sr、Nd和Pb。提取之后，用Silica-gel技术（Gerstenberger and Haase，1997）将大约100 ng的Sr和Nd元素涂在单根Re灯丝上，并使



(a), (b)金产在黄铁矿微裂隙中；(c)金产在脉石矿物晶粒之间；(d)金包裹在黄铁矿晶体中；(e), (f)主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、银金矿等；(a)~(d)为背散射图像，(e), (f)为反射光图像

图4 夏甸金矿主要矿石矿物及金赋存状态

Fig. 4 Photographs showing the ore minerals of the Xiadian gold deposit

用Finnigan MAT Traiton TI型表面热电离质谱仪（TIMS）进行Sr、Nd同位素测试。将提取出的Pb元素配成溶液，使用Neptune多接收等离子质谱（MC-ICP-MS）进行Pb同位素测试。

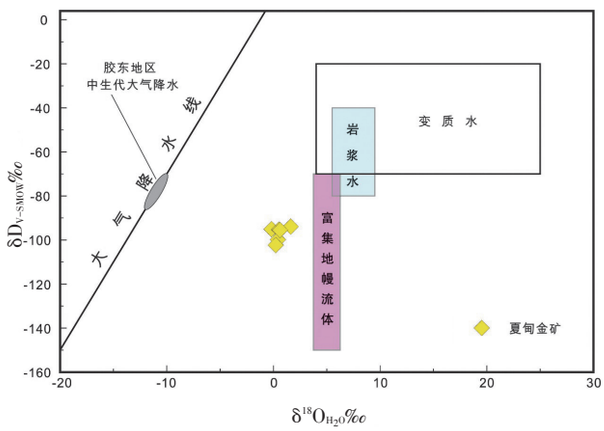
黄铁矿包裹体中He–Ar同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。当单矿物包裹体压碎装置的真空度达到10^{-7} Pa时，将单矿物压碎并释放出含He、Ar等混合气体，通过酒精—干冰冷阱冷冻除去其中水分，再用锆铝泵除去混合气体中活性气体，然后用套有液氮的活性炭冷指将Ar气冷冻收集，得到纯净的He，将He气引入质谱仪并进行同位素组成测量。He同位素组成测量结束后，撤掉活性炭冷指外的液氮并升温，将Ar释放出，进行Ar同位素组成测量。惰性气体质谱仪型号为Helix SFT，其空白本底对于^{40}Ar小于5×10^{-14} cm^3SPT，法拉第杯分辨率大于400，离子倍增器分辨率大于700；He在800 μA阱电流时，灵敏度优于2×10^{-4} A/Torr, Ar在200 μA阱电流时，灵敏度优于7×10^{-4} A/Torr。测量结果以大气He、Ar同位素组成为测量标准，其$^3He/^4He(Ra)=(1.399\pm0.013)\times10^{-6}$；$^{40}Ar/^{36}Ar=295.6$，$^{38}Ar/^{36}Ar=0.187$。

石英O同位素及其中流体包裹体H同位素测试也在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。氢氧同位素测试所用仪器为MAT-253型质谱，δD和$\delta^{18}O$均为SMOW标准。O同位素测试采用BrF_5法，反应获得O_2，将SiF_4、BrF_3等杂质组份用冷冻法分离除去后，纯净O_2在700℃铂催化剂作用下，与石墨恒温反应生成CO_2，用冷冻法收集CO_2，在MAT253气体同位素质谱仪上分析样品的O同位素组成，记为$\delta^{18}O_{SMOW}$。H同位素分析先将包裹体样品在装有玻璃碳的陶瓷管里爆裂，释放出H_2O，H_2O在高温下与碳发生还原反应生成H_2，H_2在高纯氦气流的带动下进入质谱仪MAT253，按连续流方式进行分析，记为δD_{SMOW}。

4　分析结果

4.1　氢与氧同位素

对5件矿石（均为黄铁富石英绢英岩）和1件蚀变岩（绢英岩）样品中挑选出的石英进行了O同位素测试，并对石英中的流体包裹体进行了H同位素测试，测试结果列于表1，并图示于图5。石英的$\delta^{18}O_{V-SMOW}$值介于8.6‰~10.4‰之间，石英中流体包裹体的δD_{V-SMOW}值介于−102.3‰~−93.9‰之间。采用Clayton等（1972）平衡分馏方程$1000\ln\alpha=3.38\times10^6/T^2-3.4$，并依据Chai等（2017）给出的均一温度，计算得到的成矿流体的$\delta^{18}O_{H2O}$值介于−0.2‰~1.6‰之间。



岩浆水的氢氧同位素组成为$\delta^{18}O_{H2O}$=6‰~10‰，δD=−80‰~−40‰（Chai et al.，2017）；变质水的氢氧同位素组成为$\delta^{18}O_{H2O}$= 4‰~25‰，δD=−70‰~−20‰(Chai et al., 2017)；富集地幔流体的氢氧同位素组成为$\delta^{18}O_{H2O}$=3.75‰~6.25‰，δD=−150‰~−70‰（姜耀辉等，2004）；中生代胶东地区大气降水的初始δD和$\delta^{18}O$值分别取−78‰和−11‰（张理刚，1985）

图5　夏甸金矿成矿流体$\delta^{18}O_{H2O}$–δD图解

Fig. 5　$\delta^{18}O_{H2O}$–δD plots of the ore fluids at the Xiadian gold deposit (Base map is cited from Taylor, 1997)

表1　夏甸金矿石英氢氧同位素组成/‰

Table 1　H–O isotopic compositions of quartz in the Xiadian gold deposit/‰

样号	采样位置	岩性	矿物	δD_{V-SMOW}	$\delta^{18}O_{V-SMOW}$	T(℃)*	$\delta^{18}O_{H2O}$
XD-3	−720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	石英	−95.1	8.6	253	−0.2
XD-6	−720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	石英	−95.3	9.3	253	0.5
XD-12	−780 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	石英	−99.8	9.2	253	0.4
XD-13	−780 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	石英	−102.3	9.0	253	0.2
XD-17	−310 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	石英	−93.9	10.4	253	1.6
XD-19	−310 m中段	绢英岩	石英	−95.5	9.4	253	0.6

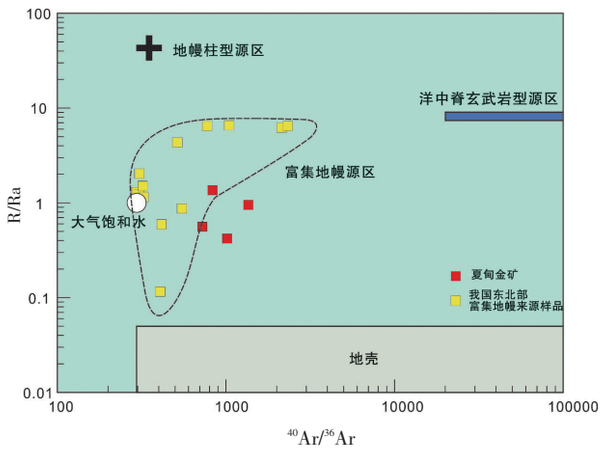
*据Chai等（2017）

4.2 氦与氩同位素

对4件矿石（均为黄铁富石英绢英岩）样品中挑选出的黄铁矿进行了He-Ar同位素测试，测试结果（表2）表明，黄铁矿中流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$和$^{40}Ar/^{36}Ar$比值分别介于0.58×10^{-6}~1.90×10^{-6}和724.7~1358.4之间，其He和Ar含量分别为0.288×10^{-7}~0.505×10^{-7} cm^3STP/g和0.62×10^{-7}~1.11×10^{-7} cm^3STP/g。与大气的$^{3}He/^{4}He$（Ra）相比，有一个样品的$^{3}He/^{4}He$（R）高于Ra，其它3个样品均低于Ra，R/Ra介于0.42~1.36之间。但所有样品的$^{40}Ar/^{36}Ar$比值显著高于大气（图6）。

4.3 锶与钕同位素

11件全岩样品（3件矿石、1件蚀变岩、2件蚀变花岗岩、3件花岗岩和2件煌斑岩）的Sr-Nd同位素测试结果列于表3。花岗岩的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$和$\varepsilon_{Nd}(t)$分别为0.710809~0.711738和-20.7~-19.4，矿石和蚀变岩具有比花岗岩高的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$（0.711937~0.713453）和高的$\varepsilon_{Nd}(t)$（-17.0~-13.9），蚀变花岗岩介于两者之间（图7）。煌斑岩具有相对较低的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$（0.711003~0.711255）和相对较高的$\varepsilon_{Nd}(t)$（-15.2~-2.0）。



富集地幔端元样品据徐胜和刘丛强（2002）

图6 夏甸金矿流体包裹体$^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{3}He/^{4}He$（R/Ra）图解

Fig. 6 $^{40}Ar/^{36}Ar$ vs. $^{3}He/^{4}He$ (R/Ra) diagram of fluid inclusions in the Xiadian gold deposit

4.4 铅同位素

11件全岩样品（3件矿石、1件蚀变岩、2件

表2 夏甸金矿黄铁矿氦、氩同位素组成

Table 2 He-Ar isotopic compositions of pyrite in the Xiadian gold deposit

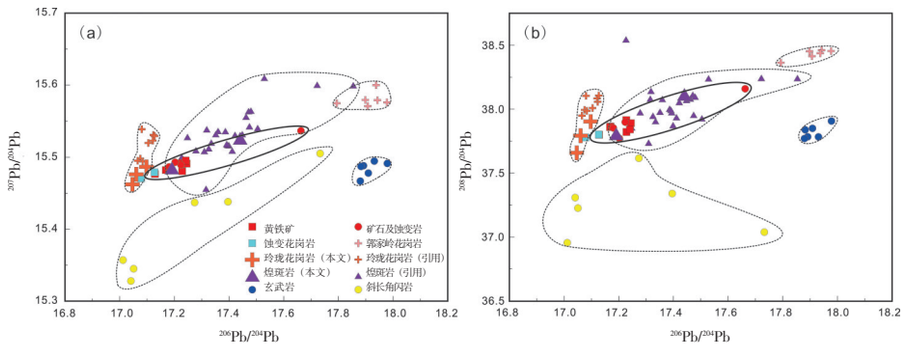
样号	采样位置	岩性	矿物	$^{3}He/^{4}He$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{38}Ar/^{36}Ar$	$He\times10^{-7}$	$Ar\times10^{-7}$	R/Ra
XD-3	-720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	1.33×10^{-6}	1358.4	0.193	0.289	1.110	0.95
XD-6	-720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	0.58×10^{-6}	1016.7	0.183	0.505	0.841	0.42
XD-12	-780 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	0.78×10^{-6}	724.7	0.186	0.408	0.620	0.56
XD-17	-310 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	1.90×10^{-6}	831.3	0.191	0.288	0.983	1.36

注：He和Ar含量单位为cm^3STP/g

表3 夏甸金矿Sr-Nd同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions in the Xiadian gold deposit

样号	采样位置	岩性	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	I_{Sr}	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	$\varepsilon_{Nd}(t)$
XD-2	-720 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	0.21905	0.713261	5	0.712887	0.1257	0.511766	3	-15.9
XD-4	-720 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	0.29672	0.712443	5	0.711937	0.1458	0.511887	3	-13.9
XD-11	-780 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	3.14357	0.717957	6	0.712596	0.1427	0.511725	8	-17.0
XD-9	-720 m中段	绢英岩	1.77931	0.716488	5	0.713453	0.1229	0.511752	3	-16.2
XD-20	-310 m中段	绢英岩化花岗岩	0.77606	0.713967	5	0.712644	0.1570	0.511590	14	-19.8
XD-21	-310 m中段	绢英岩化花岗岩	0.56841	0.713696	6	0.712727	0.1938	0.511654	7	-19.2
LL-2	地表	黑云母二长花岗岩	0.47312	0.711616	6	0.710809	0.0904	0.511492	5	-20.7
LL-3	地表	黑云母二长花岗岩	0.59874	0.712231	5	0.711210	0.0948	0.511565	8	-19.4
LL-4-1	地表	黑云母二长花岗岩	0.29495	0.712241	6	0.711738	0.0813	0.511488	2	-20.7
XD-22	-310 m中段	闪斜煌岩	0.29441	0.711506	5	0.711003	0.1666	0.512511	5	-2.0
LL-4-2	地表	云斜煌岩	0.22827	0.711644	7	0.711255	0.1122	0.511795	5	-15.2



煌斑岩据Ma等（2014a, b）；玄武岩据Zhang等（2008）；玲珑花岗岩和郭家岭花岗岩据Hou等（2007）；斜长角闪岩据杨进辉等（2003）

图7　夏甸金矿 $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (a)和 $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{208}Pb/^{204}Pb$ (b)图解

Fig. 7　$^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb$ (a) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{208}Pb/^{204}Pb$ (b) for the Xiadian gold deposit

蚀变花岗岩、3件花岗岩和2件煌斑岩）以及7件黄铁矿单矿物样品的Pb同位素测试结果列于表4。花岗岩的初始 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为17.046~17.098、15.462~15.487和37.658~37.903，矿石和蚀变岩具有比花岗岩高的初始 $^{206}Pb/^{204}Pb$，蚀变花岗岩介于两者之间（图8）。煌斑岩的初始 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为17.191~17.441、15.485~15.526和37.806~38.115。黄铁矿样品的Pb同位素组成与矿石和蚀变岩相似，其 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为17.129~17.245、15.477~15.495和37.799~37.914。

5　讨论

5.1　成矿流体来源

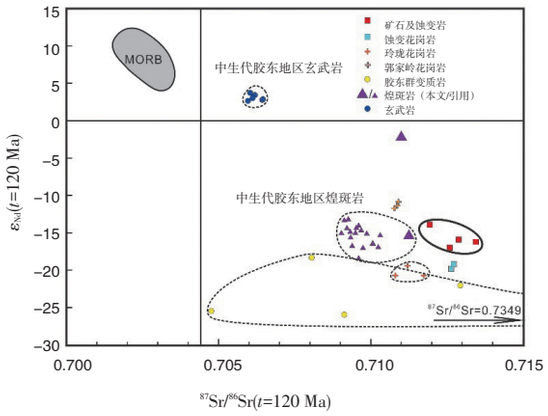
5.1.1　H–O同位素示踪

本次研究用于H–O同位素测试的石英均挑选自黄铁绢英岩样品，因而其H–O同位素组成可用来示踪成矿流体来源。从图5可以看出，本次所测样品的H–O同位素组成与岩浆水和变质水相差甚远，也明显不同于当地中生代大气降水，从而排

表4　夏甸金矿铅同位素组成

Table 4　Pb isotopic compositions in the Xiadian gold deposit

样品编号	采样位置	岩性	分析对象	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pbi$	$^{207}Pb/^{204}Pbi$	$^{208}Pb/^{204}Pbi$
XD-2	–720 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	全岩	17.227	15.489	37.901	17.224	15.489	37.899
XD-4	–720 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	全岩	17.743	15.540	38.220	17.663	15.537	38.159
XD-11	–780 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	全岩	17.316	15.498	37.824	17.203	15.493	37.771
XD-9	–720 m中段	绢英岩	全岩	17.227	15.4887	37.8905	17.181	15.486	37.852
XD-3	–720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.228	15.492	37.914			
XD-6	–720 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.245	15.491	37.890			
XD-12	–780 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.229	15.481	37.822			
XD-13	–780 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.242	15.495	37.841			
XD-17	–310 m中段	黄铁富石英绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.129	15.477	37.799			
XD-18	–310 m中段	黄铁绢英岩(矿石)	黄铁矿	17.171	15.482	37.864			
XD-19	–310 m中段	绢英岩	黄铁矿	17.168	15.482	37.860			
XD-20	–310 m中段	绢英岩化花岗岩	全岩	17.142	15.474	37.789	17.078	15.471	37.778
XD-21	–310 m中段	绢英岩化花岗岩	全岩	17.144	15.480	37.808	17.127	15.479	37.801
LL-2	地表	黑云母二长花岗岩	全岩	17.065	15.463	37.721	17.046	15.462	37.658
LL-3	地表	黑云母二长花岗岩	全岩	17.084	15.477	37.839	17.061	15.476	37.792
LL-4-1	地表	黑云母二长花岗岩	全岩	17.121	15.488	38.030	17.098	15.487	37.903
XD-22	–310 m中段	闪斜煌岩	全岩	17.191	15.485	37.806	17.191	15.485	37.806
LL-4-2	地表	云斜煌岩	全岩	17.441	15.526	38.115	17.441	15.526	38.115



煌斑岩据Ma等(2014a, b)；玄武岩据Zhang等(2008)；郭家岭花岗岩据Hou等(2007)；胶东群变质岩据Tang等(2007)和杨进辉等(2003)

图8 夏甸金矿$\varepsilon_{Nd}(t)$–($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$图解

Fig. 8 $\varepsilon_{Nd}(t)$ vs. ($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of the Xiadian gold deposit

除了三者为成矿流体的主要来源。相反，所测样品较低的δD值（–102.3‰~–93.9‰）与富集地幔流体相一致，表明成矿流体主要为富集地幔流体。成矿流体的$\delta^{18}O$值比富集地幔流体稍低，表明成矿过程中有少许大气降水的加入。这一结论也与基本地质事实相符。矿区内玲珑花岗岩的成岩年龄为160 Ma（Ma et al.，2017）。虽然在矿区范围内没有发现郭家岭花岗岩，但在矿区西北及西南部均出露有郭家岭花岗岩，其成岩年龄为133 Ma（Zhang et al.，2010）。这些年龄与矿区成矿年龄（~120 Ma，Ma et al.，2017）相隔几十个百万年，因而成矿流体不太可能与这些壳源岩浆有关。相反，成矿作用时代与富集岩石圈地幔起源的基性岩脉的成岩年龄基本一致，从而表明成矿流体很有可能也来自于富集岩石圈地幔。

5.1.2 He–Ar同位素示踪

黄铁矿中流体包裹体对He和Ar具有很好的保存能力（Ballentine et al.，2002；Ballentine and Burnard，2002；胡瑞忠等，1999），因而其He–Ar同位素组成可以用来示踪成矿流体来源。已有研究表明，地壳流体中的稀有气体有三个明显不同的源区，即饱和空气雨水中的稀有气体、地幔中的稀有气体和地壳中由核过程形成的放射成因稀有气体（Turner et al.，1993）。由于He在大气中的含量极低，不足以对地壳流体中He的丰度和同位素组成产生明显影响（Marty et al.，1989；Stuart et al.，1994）。因此，夏甸金矿成矿流体中的He只可能有两个主要源区，即地壳和地幔。地壳中^3He的产生主要受中子反应$^6Li(n, \alpha) \rightarrow {}^3H(\beta)$控制（Clarke and Kugler, 1973）。由于研究区缺乏含锂矿物，因此该区地壳的$^3He/^4He$比值应与地壳特征值相似，即$^3He/^4He$=0.01~0.05 Ra（Andrews，1985）。本次所测样品反映出夏甸金矿成矿流体的$^3He/^4He$比值为0.42~1.37 Ra，明显高于地壳He，但比地幔He（$^3He/^4He$=6~9 Ra, Stuart et al.，1995）偏低。这就表明夏甸成矿流体中不仅存在地壳He，同时也有大量地幔He，成矿流体很有可能是地壳流体和地幔流体两端元混合的产物。

Kaneoka和Takaoka（1985）根据稀有气体He–Ar同位素体系的研究揭示出地幔流体至少有3个主要源区。一是地幔柱型源区，其$^3He/^4He$比值约为6×10^{-5}（43 Ra），$^{40}Ar/^{36}Ar$为350；二是洋中脊玄武岩型源区，其$^3He/^4He$比值约为1.1×10^{-5}（8 Ra），$^{40}Ar/^{36}Ar$为2000；三是消减带型源区，该源区由于受到俯冲作用带来的再循环物质（包括大气水）的交代富集，造成其$^3He/^4He$和$^{40}Ar/^{36}Ar$比值均低于洋中脊玄武岩型比值。胡瑞忠等（1999）通过哀牢山金矿带金成矿流体He–Ar同位素体系研究，认为来自交代富集地幔的流体，其$^3He/^4He$比值约为1.5 Ra（图6）。在华北克拉通东部也存在这种低$^3He/^4He$比值的交代富集地幔。徐胜和刘丛强（1997，2002）通过华北克拉通东部新生代玄武岩中地幔捕虏体的He–Ar同位素体系研究，发现交代富集地幔的$^3He/^4He$比值可以低达接近1 Ra的程度，个别样品甚至低于1 Ra（图6）。结合上述H–O同位素和下述Sr–Nd–Pb同位素特征，我们认为夏甸金成矿流体中的He很有可能来自这种低$^3He/^4He$比值的交代富集地幔。因此，夏甸金成矿流体的$^3He/^4He$比值特征（0.42~1.37 Ra）表明其以富集地幔流体为主导。

5.2 成矿物质来源

5.2.1 Pb同位素示踪

从图7可以看出，夏甸金矿石和蚀变岩全岩的Pb同位素组成与从矿石中挑选出来的黄铁矿单矿物的Pb同位素组成相一致，它们既不同于玲珑花岗岩和郭家岭花岗岩，也不同于基底变质岩，与胶东地区中生代软流圈地幔起源的玄武岩也相差甚远，而与胶东地区中生代起源于富集岩石圈地

幔的煌斑岩相一致。两个蚀变花岗岩样品的Pb同位素组成介于玲珑花岗岩与金矿石和黄铁矿之间。这一特征表明夏甸金矿的铅具有与煌斑岩相似的源区，均来自富集岩石圈地幔。

5.2.2　Sr-Nd同位素示踪

本次测试的3个玲珑花岗岩样品的Sr-Nd同位素组成与基底变质岩相似（图8），表明其起源于基底变质岩的部分熔融。这一结论与前人研究成果（Hou et al., 2007；Ma et al., 2013）相一致。夏甸金矿石和蚀变岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$与岩石圈地幔起源的煌斑岩相似，但其初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值明显高于煌斑岩，甚至高于围岩玲珑花岗岩（图8）。前人研究成果（Jiang et al.，2006及其中参考文献）表明，热液过程中REE通常是不活动的，只有在巨大的水岩比(>10^5)条件下才能明显改变其Nd同位素组成，因而成矿流体中的Nd同位素组成可以示踪成矿流体及成矿物质来源；相反，成矿流体中的Sr具有很大的活动性，易受到它所流经岩石的混染，因而成矿流体中的Sr同位素组成可以用来示踪成矿流体所流经的岩石。夏甸金矿石具有与煌斑岩相似的$\varepsilon_{Nd}(t)$，表明成矿流体及成矿物质来源于富集岩石圈地幔，而其较高的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值很有可能是由富集岩石圈地幔起源的成矿流体在其上升过程中与基底变质岩发生相互作用造成的，因为只有基底变质岩具有高的$^{87}Sr/^{86}Sr$（0.7349）组分（图8）。

6　结论

本次工作在详尽的岩相学和矿相学研究基础上，对夏甸金矿进一步开展了H-O同位素并首次开展了He-Ar和Sr-Nd-Pb同位素示踪研究，所有同位素数据均得出同一个结论，即夏甸金矿成矿流体和成矿物质均来自富集岩石圈地幔，成矿过程中有少许大气降水加入，并很有可能在富集地幔流体上升途中萃取了基底变质岩中的部分成矿物质。

致谢：野外采样得到中国冶金地质总局山东局侯明兰大力支持，以及招金矿业股份有限公司夏甸金矿李寿磊、李龙波等人的热情帮助，审稿人和编辑为文章质量的提高提供了诸多意见，在此表示诚挚的谢意！

参考文献(References):

崔云龙. 2013. 夏甸金矿区控矿构造特征及深部定位预测[D]. 北京：中国地质大学（北京）.

范宏瑞，胡芳芳，杨进辉，等. 2005. 胶东中生代构造体制转折过程中流体演化和金的大规模成矿[J]. 岩石学报，(5): 1317-1328.

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[J]. 中国科学（D辑），(4): 321-330.

姜耀辉，蒋少涌，凌洪飞. 2004. 地幔流体与铀成矿作用[J]. 地学前缘，(2): 491-499.

李洪志，吴悦斌. 1995. 胶东绿岩型金矿地质地球化学特征[J]. 贵金属地质，(4): 241-246.

李士先，刘连登. 1981. 山东胶西北S型构造及其对金矿的控制作用[M]. 地质力学文集，5: 38-l57.

林文蔚，赵一鸣，徐珏. 2000. 胶东招远—平度断裂活动性质及活动时代[J]. 中国区域地质，(1): 44-51.

苗来成，罗镇宽，关康，等. 1998. 玲珑花岗岩中锆石的离子质谱U-Pb年龄及其岩石学意义[J]. 岩石学报，(2): 71-79.

濮巍，高剑峰，赵葵东，等. 2005. 利用DCTA和HIBA快速有效分离Rb-Sr、Sm-Nd的方法[J]. 南京大学学报（自然科学版），(4): 445-450.

濮巍，赵葵东，凌洪飞，等. 2004. 新一代高精度高灵敏度的表面热电离质谱仪(Triton TI)的Nd同位素测定[J]. 地球学报，(2): 271-274.

王硕，孙丰月，孙巍，等. 2014. 胶东夏甸金矿成矿期闪长玢岩脉锆石U-Pb年代学研究[J]. 世界地质，33(2): 376-387.

徐胜，刘丛强. 2002. 我国东北部幔源包体中稀有气体丰度和同位素组成[J]. 科学通报，(2): 141-146.

徐胜，刘丛强. 1997. 中国东部地幔包体的氦同位素组成及其地幔地球化学演化意义[J]. 科学通报，(11): 1190-1193.

杨进辉，朱美妃，刘伟，等. 2003. 胶东地区郭家岭花岗闪长岩的地球化学特征及成因[J]. 岩石学报，(4): 692-700.

翟明国，范宏瑞，杨进辉，等. 2004. 非造山带型金矿——胶东型金矿的陆内成矿作用[J]. 地学前缘，(1): 85-98.

张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社: 267.

朱日祥，范宏瑞，李建威，等. 2015. 克拉通破坏型金矿床[J]. 中国科学（D辑），45(8): 1153-1168.

Andrews J N. 1985. The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers [J]. Chemical Geology, 49(1-3): 339-351.

Ballentine C J, Burgess R and Marty B. 2002. Tracing Fluid Origin, Transport and Interaction in the Crust [M] // Reviews in Mineralogy and Porcelli D, Ballentine C J, Wieler R (eds.), Geochemistry, 47: 539-614.

Ballentine C J and Burnard P G. 2002. Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust [M] // Porcelli D, Ballentine C J, Wieler R (eds.), Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47: 481-538.

Cai Y C, Fan H R, Santosh M, et al. 2013. Evolution of the lithospheric mantle beneath the southeastern North China Craton: Constraints from mafic dikes in the Jiaobei terrain [J]. Gondwana Research, 24(2SI): 601-621.

Chai P, Hou Z Q and Zhang Z Y. 2017. Geology, fluid inclusion and stable isotope constraints on the fluid evolution and resource potential of the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula [J]. Resource Geology, 67(3): 341-359.

Clarke W B and Kugler G. 1973. Dissolved helium in groundwater: a possible method for uranium and thorium prospecting [R]. McMaster

Univ., Hamilton, Ont.

Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 77(17): 3057-3067.

Deng J, Wang Q F and Sun Z S. 2002. Origin of gold-bearing fluid and its initiative localization mechanism in Xiadian gold deposit, Shandong Province [J]. Chinese Journal of Geochemistry, 21(3): 282-288.

Fan H R, Zhai M G, Xie Y H, et al. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China [J]. Mineralium Deposita, 38(6): 739-750.

Gerstenberger H and Haase G. 1997. A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations [J]. Chemical Geology, 136(3-4): 309-312.

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.

Hou M L, Jiang Y H, Jiang S Y, et al. 2007. Contrasting origins of Late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination [J]. Geological Magazine, 144(4): 619.

Jiang Y H, Ling H F, Jiang S Y, et al. 2006. Trace element and Sr-Nd isotope geochemistry of fluorite from the Xiangshan uranium deposit southeast China [J]. Economic Geology, 101(8): 1613-1622.

Kaneoka I and Takaoka N. 1985. Noble-gas state in the Earth's interior-some constraints on the present state [J]. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 52(1): 75-95.

Li J W, Vasconcelos P M, Zhang J, et al. 2003. $^{40}Ar/^{39}Ar$ constraints on a temporal link between gold mineralization, magmatism, and continental margin transtension in the Jiaodong gold province, Eastern China [J]. The Journal of Geology, 111(6): 741-751.

Li Y J, Li S R, Santosh M, et al. 2015. Zircon geochronology, geochemistry and stable isotopes of the Wang'ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 113: 695-710.

Liu J C, Wang J Y, Liu Y, et al. 2018. Ore genesis of the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, East China: Information from fluid inclusions and mineralization [J]. Geological Journal, 53: 77-95.

Ma L, Jiang S Y, Dai B Z, et al. 2013. Multiple sources for the origin of Late Jurassic Linglong adakitic granite in the Shandong Peninsula, eastern China: Zircon U-Pb geochronological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence [J]. Lithos, 162-163: 251-263.

Ma L, Jiang S Y, Hou M L, et al. 2014a. Geochemistry of Early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton [J]. Gondwana Research, 25(2): 859-872.

Ma L, Jiang S Y, Jiang Y H, et al. 2014b. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton? [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 124: 250-271.

Ma W D, Fan H R, Liu X, et al. 2017. Geochronological framework of the Xiadian gold deposit in the Jiaodong province, China: Implications for the timing of gold mineralization [J]. Ore Geology Reviews, 86: 196-211.

Mao J W, Li H M, Wang Y T, 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: 839-857.

Mao J W, Wang Y T, Li H M, et al. 2008. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics [J]. Ore Geology Reviews, 33(3-4): 361-381.

Marty B, Jambon A and Sano Y. 1989. Helium isotopes and CO_2 in volcanic gases of Japan [J]. Chemical Geology, 76(1-2): 25-40.

Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P, et al. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(22): 4663-4673.

Stuart F M, Turner G, Duckworth R C, et al. 1994. Helium isotopes as tracers of trapped hydrothermal fluids in ocean-floor sulfides [J]. Geology, 22 (9): 823.

Tang J, Zheng Y F, Wu Y B, et al. 2007. Geochronology and geochemistry of metamorphic rocks in the Jiaobei terrane: Constraints on its tectonic affinity in the Sulu orogen [J]. Precambrian Research, 152(1-2): 48-82.

Taylor Jr H P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits [A] // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd Edition. New York: John Wiley and Sons: 236-277.

Turner G, Burnard P, Ford J L, et al. 1993. Tracing fluid sources and interactions [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences, 344(1670): 127-140.

Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence [J]. Chemical Geology, 214 (1-2): 99-125.

Yang J H, Wu F Y and Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: an association with lithospheric thinning [J]. Ore Geology Reviews, 23(3-4): 125-152.

Yang J H and Zhou X H. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits [J]. Geology, 29(8): 711.

Yang L Q, Deng J, Wang Z L, et al. 2016. Thermochronologic constraints on evolution of the Linglong Metamorphic Core Complex and implications for gold mineralization: A case study from the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China [J]. Ore Geology Reviews, 72(1): 165-178.

Zhang J, Zhang H F, Ying J F, et al. 2008. Contribution of subducted Pacific slab to Late Cretaceous mafic magmatism in Qingdao region, China: A petrological record [J]. Island Arc, 17(2): 231-241.

Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. 2010. Postcollisional magmatism: Geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Sulu orogen, China [J]. Lithos, 119(3-4): 512-536.

Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14(1): 493-571.