

陕西铍厂沟金矿床成矿特征及物质来源研究

杨隆勃¹ 刘家军¹ 王建平¹ 杨增海¹

陈 冬² 李志国² 王维钰³ 王立新³ 于康伟³

(1. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; 2. 中国黄金集团公司, 北京 100011;
3. 陕西略阳铍厂沟金矿, 陕西 略阳 724312)

摘要: 陕西略阳铍厂沟金矿床为小型金矿。矿床赋存于南秦岭地区中下泥盆统三河口群地层的细碧岩和海相碳酸盐岩中; 矿体明显受层间断裂构造控制。金矿石主要有细碧岩型金矿石、灰岩-石英脉型金矿石和石英砂岩型金矿石三种, 分别赋存在主矿带、北矿带、南矿带和南南矿带中。本文通过硫、铅、碳、氢、氧等同位素以及微量元素、稀土配分型式等方面的系统研究发现, 铍厂沟金矿中的细碧岩矿石与灰岩矿石在同位素组成、微量元素 Q 型聚类以及稀土配分型式上均有较大差异, 前者成矿物质来源为深源特征, 后者成矿物质来源为地壳(沉积)特征, 且两种矿石分别显示出与赋矿围岩的紧密联系, 表明成矿金属物质、硫、铅和碳主要来自赋矿的基性火山岩系和海相碳酸盐岩地层。氢、氧同位素显示成矿溶液主要来自加热的循环地下水, 部分流体来源与岩浆水有关。

关键词: 地质特征; 地球化学特征; 物质来源; 金矿床

中图分类号: P618.51; P597^{+.2} **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2013)04-1218-13

陕西略阳铍厂沟金矿床发现于 1984 年, 为一正在开采的小型金矿。前人对其在矿床地质特征^[1-5]、地球化学特征^[5-10]、构造控矿^[1,11]、矿床成因^[3,4,9,12]等方面进行过研究。由于近年来新矿带的发现, 赋矿岩石由单一到多元化, 简单的认为其成矿物质来源于深部已经与矿床的地质特征不符, 因此需要对矿床成矿物质来源重新进行系统全面的探讨。本文通过对矿床地质特征、对同位素地球化学、微量元素地球化学、稀土元素配分型式等方面的系统研究, 重新综合讨论了铍厂沟金矿成矿物质及流体来源。

1 矿床地质特征

1.1 矿区地质

陕西略阳铍厂沟金矿位于秦岭褶皱系南部, 跨

及两个二级构造单元, 矿区南部隶属摩天岭加里东褶皱带, 北部属康县—略阳华力西褶皱带。区域构造线呈东西向展布。矿区地层主要有中—新元古界碧口群第二岩性组上段($Pt_{2-3}bk_2^{2-3}$), 中下泥盆统三河口群(D_{1-2sh})第一岩性段(D_{1-2sh}^1)、第二岩性段(D_{1-2sh}^2)、第三岩性段(D_{1-2sh}^3), 下石炭统略阳组(C_1l), 以及第四系(Q)。矿区矿体主要赋存于三河口群地层中(图 1)。

矿区总体为一向北倾斜的单斜构造, 仅在寨子湾矿段约 800 m 范围内三河口群第一岩性段地层产生局部向南倒转, 地表向南倾斜, 至 1270 m 标高以下地层陡倾, 局部向北倾斜。区内较大断裂由北向南有: 阴山大梁—杨山坪正断层(F1)、陈家湾—九房沟—吴家沟正断层(F2)、北光岭—刘家河坝—乱石窑正断层(F3)、寨子湾断裂片理化带(F6)以及出露于后沟湾—苟家山附近的 F7 断层, 出露于阳坝坡的

收稿日期: 2012-08-13; 改回日期: 2013-06-22

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(41030423)、中国地质调查局地质调查工作项目(1212011220924)及中国黄金集团公司及其他项目(武黄研[任务书], WHY(05)-03)共同资助。

作者简介: 杨隆勃, 男, 1989 年生, 硕士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: yanglongbo1989@163.com。

通讯作者: 刘家军, 男, 1963 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床学研究与教学工作; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn。

F8 断层。

矿区内未发现中、深成侵入岩体,但火山活动比较强烈。南部中新元古界碧口群系火山喷发相,为一套酸性—中酸性火山碎屑岩夹基性熔岩、凝灰岩的透镜体或条带。在下中泥盆统三河口群地层中普遍夹基性火山岩透镜体,其中第一岩性段第三岩性层(D_{1-2sh^{1c}})中分布的细碧岩为金矿的赋矿岩石和直接围岩。细碧岩在地表呈透镜状分布,在寨子湾矿段具“右行”侧列,刘家河坝矿段具“左行”侧列的特点。

1.2 矿体特征

铔厂沟金矿床产于三河口群地层中,由南向北有四条主要金矿化带(图 1)。4 条矿带总体呈北西西、近东西向展布,矿体总体呈脉状、透镜状,与围岩产状基本一致。

南南矿带位于万家山至刘家河坝一带,赋存在三河口群第一岩性段第一岩性层(D_{sh^{1a}})东西延长近 6400 m,总体呈舒缓波状,走向北西西,向北倾斜,倾角 55°~65°。矿体厚度变化较大,从 1.0 m 到 20 m 变化不等,品位一般在 0.8×10⁻⁶~4.2×10⁻⁶,在万家山、张家山一带已圈出具有一定规模的工业矿体,目前未进行开采。

南矿带(AuI)位于寨子湾至刘家河坝一带,赋存于三河口群第一岩性段第二岩性层(D_{sh^{1b}})中,东西延长近 2600 m,最大控矿斜深 484 m。总体呈舒缓波状,走向北西西,向北倾斜,倾角 40°~75°。矿体呈脉状、透镜状产出,局部有小的平行矿脉(体)。厚度一般 0.2~1.0 m,品位一般为 3.03×10⁻⁶~12.57×10⁻⁶,之间,最高品位达 39.84×10⁻⁶。

北矿带(AuII)分布于刘家河坝铁夹树湾至庙湾后头湾一带,赋存与三河口群第二岩性段第二岩性层(D_{sh^{2b}})中,矿化带总长度约 1800 m,最大控矿斜深 505 m。近东西走向,向北倾斜,倾角 60°~80°。矿体呈脉状、薄板状产出,厚度较小,一般 0.2~0.8 m,在走向和倾向上延伸稳定,品位较高,一般为 4.0×10⁻⁶~24.50×10⁻⁶,最高品位达 54.67×10⁻⁶。

主矿带位于寨子湾北部至陈家河坝东侧一带,产于三河口群第一岩性段细碧岩和凝灰质绢云母千枚岩中,总长度大于 2 km;矿体与蚀变细碧岩密切相关,包括 Au8、Au9、Au10、Au11 等 4 个主矿体和一些零星小矿体。矿体延深常常大于延长,厚度一般为 3~5 m。矿体在平面上相互呈“右行”,在剖面上呈“下行”侧列赋存于蚀变细碧岩中,其中 Au8、Au9 赋

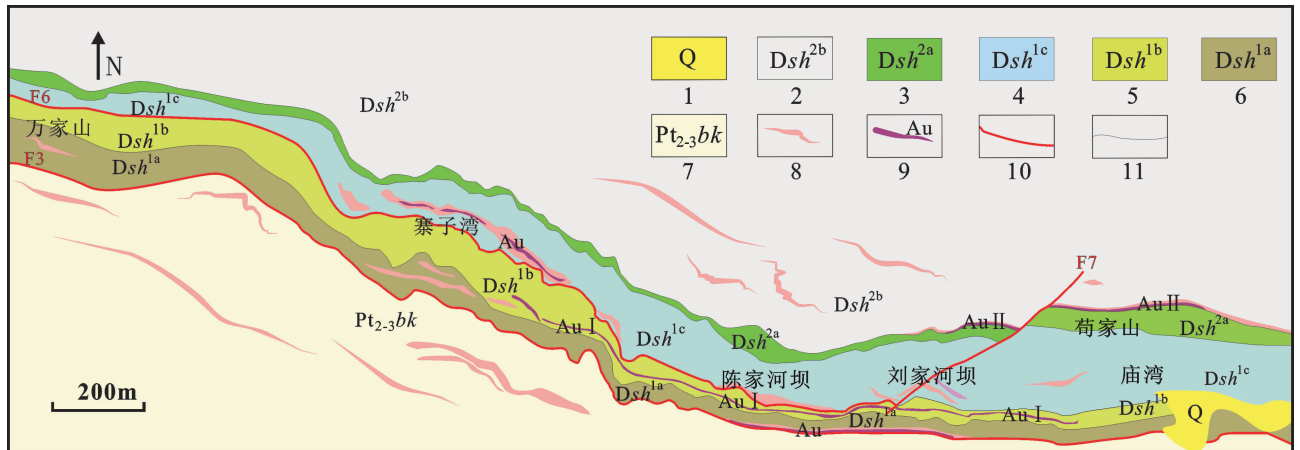


图 1 铔厂沟金矿地质简图

- 1—第四系覆盖物;2—泥盆统三河口群第二岩段第二岩性层;3—三河口群第二岩段第一岩性层;4—三河口群第一岩段第三岩性层;5—三河口群第一岩段第二岩性层;6—三河口群第一岩段第一岩性层;7—中—新元古界碧口群;8—细碧岩;9—金矿体;10—断层;11—地质界线

Fig.1 Sketch geological map of the Huachanggou gold deposit

- 1 - Quaternary surface cover; 2 - 2nd layer of upper member of Devonian Sanhekou Group; 3 - 1st layer of upper member of Devonian Sanhekou Group; 4 - 3rd layer of lower member of Devonian Sanhekou Group; 5 - 2nd layer of lower member of Devonian Sanhekou Group; 6 - 1st layer of lower member of Devonian Sanhekou Group; 7 - Middle-Upper Proterozoic Bikou Group; 8 - Spilite; 9 - Gold ore body; 10 - Fault; 11 - Geological boundary

根据陕西省地质矿产勘查开发局汉中地质大队 2007 年绘制的《陕西省略阳县铔厂沟金矿区地形地质图》绘制,有修改。

存于一个蚀变细碧岩中,Au10、Au11 赋存于另一个蚀变细碧岩中,细碧岩间为凝灰质绢云千枚岩所隔,相距 4~50 m,Au8 和 Au9,Au10 和 Au11 之间为矿化细碧岩,矿体呈脉状—透镜状,大致平行展布,延深大于延长。矿体产状与围岩基本一致,但由于受构造影响,常沿走向及倾向产生舒缓波状变化。Au11 长 135 m,Au10 长 135 m,Au9 断续长为 120 m,Au8 断续长为 230 m。Au8、Au9 矿体沿走向及倾向变化较大,有加厚及变薄、缺失现象。

1.3 矿石类型与特征

铍厂沟金矿矿石类型主要有 3 种(图 2):蚀变细碧岩型金矿石,为主矿带的主要矿石类型;碳酸盐岩—石英脉型金矿石,为南矿带和北矿带主要的矿石类型,具有品位高,变化稳定的特点;硅化变质石英砂岩型金矿石,为南南矿带主要矿石类型。

在金矿石中,金属矿物种类较少,除前人已报道过的黄铁矿、自然金、黄铜矿、斑铜矿、褐铁矿、闪锌矿、方铅矿、硫钴镍矿、辉砷镍矿外,笔者通过显微镜下观察与电子探针分析,在矿床中又发现并确认的

矿物有白铁矿、辉砷钴矿、辉钼矿、磁黄铁矿、锌砷黝铜矿、磁铁矿、钛磁铁矿、菱铁矿。脉石矿物主要有石英、白云石、含铁白云石和钠长石,其次为绢云母、白云母。此外,有少量磷灰石、电气石、金红石等。

矿石结构主要有自形、半自形、他形、包含、碎裂、充填、假象、交代、草莓状、乳滴状等结构。矿石构造有浸染状、脉状、网脉状、团块状、晶洞、梳状构造等。

1.4 围岩蚀变与成矿期次

主矿带中矿体围岩为弱蚀变的细碧岩,与矿体界线为渐变关系;南矿带、北矿带的围岩为硅化千枚岩和硅化灰岩及碎裂灰岩,矿体与围岩界线清晰,呈断层接触;南南矿带围岩为硅化变质石英砂岩。围岩蚀变主要有黄铁矿化、硅化、碳酸盐化、钠长石化、硅化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化等。其中与成矿关系密切的是黄铁矿化、硅化和硅化—碳酸盐化。

根据该矿床地质特征、脉体穿插关系、矿石组合和矿物组合,可将铍厂沟金矿床的成矿作用划分为 3 期^[29]:海底火山喷发沉积期,热液矿化蚀变作用期和表生氧化作用期。其中热液矿化蚀变作用期又可



图 2 铍厂沟金矿床中的矿石类型

A—蚀变细碧岩型矿石;B—灰岩型矿石;C—氧化石英砂岩型矿石;D—含金石英脉型矿石
矿物缩写代号:Py—黄铁矿;Q—石英;Au—自然金

Fig.2 Ores in the Huachanggou gold deposit

A—Altered spilite ore; B—Limestone ore; C—Oxidized quartz sandstone ore; D—Quartz-vein ore
Py—Pyrite; Q—Quartz; Au—Native gold

以划分为 3 个成矿阶段:石英-黄铁矿早阶段(I)、石英-多金属硫化物-碳酸盐主阶段(II)、石英-碳酸盐晚阶段(III)。

2 矿床地球化学特征

2.1 同位素地球化学

2.1.1 硫同位素组成

本次硫同位素的分析测试选择了主矿带的细碧岩矿体和南、北矿带的灰岩矿体中的黄铁矿共 15 件作为测试对象,具有一定的代表性。

铔厂沟矿床 27 件黄铁矿的硫同位素组成结果(表 1,其中包括冯黑科等(2000)^[5]分析的 12 件样品)表明, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围(-8.30‰~+4.55‰)较窄,

极差为 12.85‰,均值为-0.47‰,整体不具有明显的塔式分布特征(图 3)。其中细碧岩矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为-3.10‰~+4.55‰,极差为 7.65‰,平均 0.38‰(样品数 N=20),灰岩矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为-8.30‰~+0.80‰,极差为 9.10‰,平均-2.90‰(样品数 N=7)。

根据 Ohmoto 模式^[13],在较低的温度($T<350^\circ\text{C}$)条件下,从热液流体中沉淀的矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 对其流体的 $\delta^{34}\text{S}$ 偏离是氧逸度和 pH 的函数,而在低氧逸度和 pH 条件下,流体与矿物将具有相近的 $\delta^{34}\text{S}$ 数值^[14]。而且,在热液流体氧逸度较低的情况下,硫酸盐难以稳定存在。铔厂沟金矿流体包裹体研究表明,成矿流体温度低于 360°C 且富 CO_2 ^[9],在显微镜下可观察到矿体内磁黄铁矿的稳定存在,因而可以认为成矿流体的氧逸度及 pH 较低,而在矿区内未见任何形式的硫酸盐矿物也说明成矿热液氧逸度较低。由此可知矿床形成时溶液中以一种含硫原子团(H_2S)占绝对优势,这与白忠(1995)通过计算总硫活度得出的铔厂沟金矿床热液中硫的溶解类型以 H_2S 为主, HS^- 为辅的结论^[15]一致,因此可认为该矿床硫化物矿物的硫同位素组成基本上能反映热液总硫的同位素组成^[16-17]。加之矿床中的其他硫化物矿物(黄铜矿、闪锌矿和方铅矿)含量均极低,在手标本上极为少见,稠密浸染状的黄铁矿占绝对主要地位,所以黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化区间,基本上代表了热液流体总硫特征,即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}_0}$ 。

一般认为,如果一个矿床内 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围不超过 10‰,则说明矿石的硫源是均一的;如果 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围在 10‰~30‰,那么其原因有两点:一

表 1 铔厂沟金矿床黄铁矿的硫同位素组成(‰)
Table 1 Sulfur isotopic compositions (‰) of the Huachanggou gold deposit

样品编号	采样位置	赋矿岩性	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$	数据来源
HCG-27	主矿带 1110 中段 4 线	细碧岩	1.00	本文
HCG-62	主矿带 1070 中段 24 线	细碧岩	-0.60	本文
HCG-66	主矿带 1070 中段 26 线	细碧岩	0.30	本文
HCG-79	主矿带 1070 中段 40 线	细碧岩	-3.10	本文
HCG-4	主矿带 1150 中段 16 线	细碧岩	-1.20	本文
HCG-14	主矿带 1150 中段 5 线	细碧岩	0.40	本文
HCG-160	主矿带 1150 中段 0 线	细碧岩	-2.40	本文
HCG-191	主矿带 1150 中段 20 线	细碧岩	-1.80	本文
HCG-263	北矿带 950 中段 212 线	灰岩	-0.70	本文
HCG-276	北矿带 950 中段 202 线	灰岩	-3.00	本文
HCG-312	北矿带 910 中段 208 线	灰岩	-0.60	本文
HCG-366	北矿带 910 中段 194 线	灰岩	-8.00	本文
HCG-92	南矿带 1030 中段 60 线	灰岩	-8.30	本文
HCG-122	南矿带 990 中段 56 线	灰岩	0.80	本文
HCG-152	南矿带 990 中段 66 线	灰岩	-0.50	本文
TS01	主矿带	细碧岩	0.60	文献[5]
TS02	主矿带	细碧岩	1.40	文献[5]
TS03	主矿带	细碧岩	1.30	文献[5]
TS04	主矿带	细碧岩	1.00	文献[5]
TS05	主矿带	细碧岩	2.00	文献[5]
TS06	主矿带	细碧岩	3.55	文献[5]
TS07	主矿带	细碧岩	4.55	文献[5]
TS08	主矿带	细碧岩	3.09	文献[5]
TS09	主矿带	细碧岩	-0.30	文献[5]
TS10	主矿带	细碧岩	1.51	文献[5]
TS11	主矿带	细碧岩	-2.74	文献[5]
TS12	主矿带	细碧岩	-1.06	文献[5]

注:本文数据的测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。

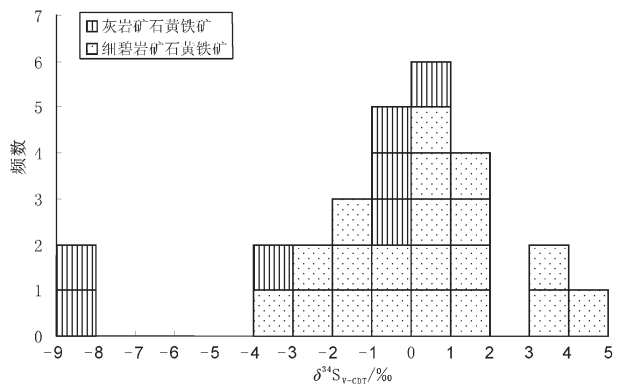


图 3 铔厂沟金矿床硫同位素分布直方图

Fig.3 Histogram of sulfur isotope compositions of the Huachanggou gold deposit

是这种硫的来源不同,而且硫化物沉积前没有很好的均一化,二是硫的组成中增加了硫酸盐被局部还原时生成的生物硫化氢硫^[18]。铍厂沟金矿的硫同位素变化范围为 12.85‰,大于 10‰,因此其硫源不甚均一。如果为硫酸盐被局部还原生成生物硫化氢硫,则残余的硫酸盐中会强烈富集 $\delta^{34}\text{S}$,在矿床中未见到任何形式的硫酸盐矿物,而且硫同位素组成中也没有出现高 $\delta^{34}\text{S}$ 值,因此硫酸盐被局部还原使硫化物富集 $\delta^{32}\text{S}$ 的可能性较小。细碧岩矿石黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-3.10\text{‰}\sim+4.55\text{‰}$,平均值接近 0(0.38‰),且明显呈塔式分布,与幔源硫的同位素特征(接近 0,变化范围 $0\pm 3\text{‰}$)^[19]一致,又知围岩三河口群细碧岩中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-1.30\text{‰}\sim 4.70\text{‰}$ ^[10],与细碧岩矿石黄铁矿的硫同位素范围相近,因此细碧岩矿石硫可能来自赋矿地层三河口群细碧岩。灰岩矿石黄铁矿的硫同位素变化范围也比较小,主要为负值,反映可能混入了以负值 $\delta^{34}\text{S}$ 为特征的生物(沉积)硫,其硫同位素变化范围也落入了三河口群灰岩地层硫同位素变化范围($-26.20\text{‰}\sim 16.40\text{‰}$)^[10]内,指示灰岩矿石硫来源于灰岩地层。两种矿石黄铁矿其产状最大的区别是赋存岩石不同,细碧岩矿石中硫反映深源硫特征,而灰岩矿石中硫显示深源硫受围岩混染的特征,明显显示矿床成矿物质来源于赋矿的三河口群。

2.1.2 铅同位素组成

本次铅同位素的测定挑选了铍厂沟金矿床不同矿带的不同类型矿石中的 15 件黄铁矿及 1 件方铅矿作为测试对象,具有一定的代表性。测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。同时,文中收集了何大伦(1995)^[21]和张雪亮(2007)^[7]的分析数据(表 2)。

铍厂沟金矿床矿石中硫化物的铅同位素组成较为稳定,细碧岩矿石黄铁矿、灰岩矿石黄铁矿以及砂岩矿石黄铁矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化率均较小,组成非常稳定,且各自呈非线性关系,显示正常铅演化特征;而细碧岩全岩铅同位素各数值变化率较大(表 3)。从 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中(图 4)可看出,细碧岩中有些样品的铅同位素组成偏离正常铅演化曲线较远,根据笔者的野外观察,矿区细碧岩多经变质作用以及热液蚀变改造作用,不全是原生细碧岩,因此其铅同位素组成变化范围较大的原因可能是在变质作用及热液改造

过程中混入了放射性铅。碧口群细碧岩的铅同位素组成位于正常铅演化线上,其单阶段铅模式年龄为 706.6 Ma,其铅同位素组成与矿石黄铁矿铅同位素组成有明显区别,因此黄铁矿中的铅来源可能与碧口群岩石无关。细碧岩矿石黄铁矿的单阶段铅模式年龄(401~516 Ma, $n=8$)变化范围较小,且主要集中在 465~475 Ma($n=6$)范围内,该年龄远大于 2004 年国际地层委员会确认的泥盆纪地层年龄(416~319 Ma),表明细碧岩浆从深部向上运移喷发过程中带来了深部更早期的物质,灰岩矿石黄铁矿的单阶段模式年龄(253~366 Ma, $n=7$)变化范围也较小,与细碧岩矿石黄铁矿区别明显。石英脉中的方铅矿单阶段模式年龄为 150Ma,显示了矿床中更晚期的热液活动。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 铅构造模式图(图 4)上,细碧岩矿石黄铁矿样品的投点几乎全部集中于造山带与上地幔增长曲线之间,而灰岩矿石黄铁矿样品和砂岩矿石黄铁矿样品的投点均集中于造山带增长曲线上或与上地壳增长曲线之间,反映两种矿石黄铁矿的铅来源不同,前者的铅来自深源,后者来自地壳。众所周知,细碧岩是一种基性火山岩,其物源来自深部,而灰岩和砂岩则为沉积岩,其物源来自上地壳沉积物,两种矿石的铅来源与两种矿石所赋存的岩层恰好对应,可知成矿物质来源于含矿地层本身。在铅源示踪图^[20](图 5)上可以看出,细碧岩矿石黄铁矿铅同位素的投点绝大部分点落在俯冲带铅与造山带铅之间的交界上,少数落在了岩浆作用的俯冲带铅范围内,表明主矿带成矿时受到岩浆作用的影响,而灰岩矿石黄铁矿铅同位素的投点绝大部分都落在上地壳铅的范围且靠近与造山带铅的边界,进一步表明铍厂沟金矿床的铅来源为深源铅和上地壳源铅的混合。细碧岩中有 1 个点落入中深变质作用铅的范围,与上文关于细碧岩经历变质作用的描述相一致。

2.1.3 碳同位素组成

铍厂沟金矿床热液方解石的碳、氧同位素组成特征(表 4)显示,矿石中热液方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-3.76\text{‰}\sim-1.49\text{‰}$,平均为 -2.31‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $15.79\text{‰}\sim 16.80\text{‰}$,平均为 16.43‰ ;围岩中热液方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-1.95\text{‰}\sim 0.98\text{‰}$,平均 -0.68‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $10.36\text{‰}\sim 19.98\text{‰}$,平均 16.00‰ 。数据显示热液方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值均高于何大伦(1995)^[21]在

表 2 铍厂沟金矿床铅同位素组成
Table 2 Lead isotopic compositions of the Huachangou gold deposit

样品号	取样位置	赋矿岩性/位置	测试矿物	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	数据来源
HCG-27	主矿带 1110 中段 4 线	细碧岩	黄铁矿	17.892	15.546	38.197	本文
HCG-62	主矿带 1070 中段 24 线	细碧岩	黄铁矿	17.926	15.557	38.255	本文
HCG-66	主矿带 1070 中段 26 线	细碧岩	黄铁矿	17.905	15.549	38.215	本文
HCG-79	主矿带 1070 中段 40 线	细碧岩	黄铁矿	17.873	15.532	38.120	本文
HCG-4	主矿带 1150 中段 16 线	细碧岩	黄铁矿	17.891	15.548	38.221	本文
HCG-14	主矿带 1150 中段 5 线	细碧岩	黄铁矿	17.835	15.545	38.282	本文
HCG-160	主矿带 1150 中段 0 线	细碧岩	黄铁矿	18.018	15.559	38.294	本文
HCG-191	主矿带 1150 中段 20 线	细碧岩	黄铁矿	17.875	15.535	38.158	本文
HCG-263	北矿带 950 中段 212 线	灰岩	黄铁矿	18.221	15.622	38.683	本文
HCG-276	北矿带 950 中段 202 线	灰岩	黄铁矿	18.332	15.624	39.270	本文
HCG-312	北矿带 910 中段 208 线	灰岩	黄铁矿	18.125	15.594	38.583	本文
HCG-366	北矿带 910 中段 194 线	灰岩	黄铁矿	18.294	15.639	38.938	本文
HCG-92	南矿带 1030 中段 60 线	灰岩	黄铁矿	18.306	15.645	38.799	本文
HCG-122	南矿带 990 中段 56 线	灰岩	黄铁矿	18.280	15.633	38.870	本文
HCG-152	南矿带 990 中段 66 线	灰岩	黄铁矿	18.340	15.647	38.848	本文
HCG-186	主矿带 1150 中段 12 线	石英脉	方铅矿	18.430	15.598	38.390	本文
1		碧口群细碧岩	全岩	17.620	15.580	37.560	文献[27]
2		紫色细碧岩	全岩	18.200	15.640	38.350	文献[27]
3		紫灰绿色细碧岩	全岩	18.070	15.540	38.110	文献[27]
4		绿色细碧岩	全岩	17.670	15.210	37.170	文献[27]
5		绿色细碧岩	全岩	18.120	15.450	37.690	文献[27]
6		蚀变紫色细碧岩	全岩	18.000	15.550	38.000	文献[27]
7		细碧岩	黄铁矿	17.900	15.520	38.060	文献[27]
Pb-3	1270 中段	细碧岩	黄铁矿	18.053	15.548	38.208	文献[7]
Pb-5	1230 中段	细碧岩	黄铁矿	18.115	15.602	38.243	文献[7]
Pb-6	刘家河坝 1140 中段	细碧岩	黄铁矿	17.906	15.541	38.032	文献[7]
Pb-1	北矿带刘家河坝 1100 中段	矿石	黄铁矿	18.257	15.576	38.367	文献[7]
Pb-9	北矿带 1030 中段	矿石	黄铁矿	18.177	15.587	38.316	文献[7]
Pb-7	南矿带 1190 中段	矿石	黄铁矿	18.332	15.595	38.598	文献[7]
Pb-8	南矿带 1150 中段	矿石	黄铁矿	18.281	15.592	38.515	文献[7]
Pb-10	万家山 2 号洞	砂岩	粗粒 黄铁矿	18.133	15.626	38.249	文献[7]
Pb-11	万家山 2 号洞	砂岩	细粒 黄铁矿	18.222	15.616	38.332	文献[7]

注:本文数据在核工业北京地质研究院分析测试研究中心测试完成。

铍厂沟金矿床所测的 3 个铁白云石的碳同位素值 (-7.21‰、-6.99‰和-14.60‰); 矿石中热液方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值非常稳定, 而围岩中方解石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值范围较大, 但两者平均值近似。前人关于金伯利岩金刚石^[22-23]、深源火成碳酸岩^[23]、地幔包体^[24-25]和玄武

岩^[26]的碳同位素研究表明, 地幔碳作为整体主要在 -2‰~9‰之间集中分布以及在显然小得多、但却不容忽视的 -15‰~-25‰之间分布^[27]。地幔的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围则较狭窄(5‰~7‰)^[28], 岩浆成因流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值也为较低的正值(5.0‰~10.5‰)^[17]。根

表3 铅同位素组成计算结果
Table 3 Calculation results of lead isotopic compositions

赋矿岩性	测试矿物	个数	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb				²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb			
			最大值	最小值	极差	变化率/%	最大值	最小值	极差	变化率/%	最大值	最小值	极差	变化率/%
细碧岩	黄铁矿	12	18.115	17.835	0.280	1.60	15.602	15.520	0.082	0.53	38.294	38.032	0.262	0.69
北矿带灰岩	黄铁矿	6	18.332	18.125	0.207	1.10	15.639	15.576	0.063	0.40	39.270	38.316	0.954	2.49
南矿带灰岩	黄铁矿	5	18.340	18.280	0.060	0.33	15.647	15.592	0.055	0.35	38.870	38.515	0.355	0.92
细碧岩	全岩	6	18.200	17.620	0.580	3.29	15.640	15.210	0.430	2.83	38.350	37.170	1.180	3.17
砂岩	黄铁矿	2	18.222	18.133	0.089	0.49	15.626	15.616	0.010	0.06	38.332	38.249	0.083	0.22
所有样品		31	18.340	17.620	0.720	4.09	15.647	15.210	0.437	2.87	39.270	37.170	2.100	5.65

注:参与计算的原始数据来源包括本文和文献[7]及文献[27]的数据。

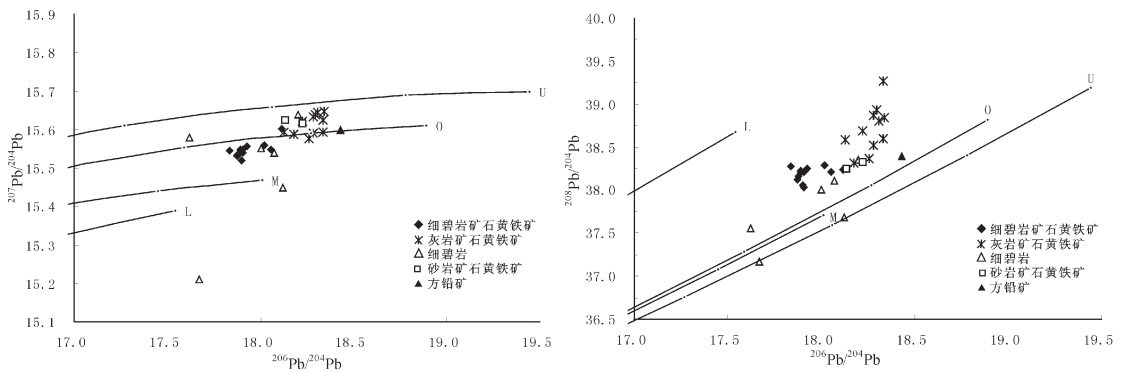


图4 铍厂沟金矿床铅构造模式图(底图据 Doe et al., 1979^[37]; Zartman et al., 1981^[38])

U—上地壳; O—造山带; L—下地壳; M—上地幔

Fig. 4 Lead isotopic composition of the Huachanggou gold deposit (lead evolution model after Doe et al., 1979^[37]; Zartman et al., 1981^[38])

U - Upper crustal lead; O - Orogenic belt lead; L - Lower crustal lead; M - Upper mantle lead

据 Keith et al. (1964)^[29], 海相碳酸盐的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值变化范围很小 ($-1\text{‰} \sim 2\text{‰}$, 平均 0‰), 中国中下泥盆统海相碳酸盐的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值变化范围略宽 ($-5.27\text{‰} \sim 0.70\text{‰}$, 平均 -1.32‰)^[30]; 而海相碳酸盐的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值一般大于 20‰ ^[17]。铍厂沟金矿床矿石中方解石和围岩中的方解石的 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 值均在泥盆纪海相碳酸盐碳的变化范围内, 与地幔碳的变化范围略有交集; 三个铁白云石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值与地幔碳的变化范围一致; 热液方解石的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值都介于海相碳酸盐和深源碳酸盐之间。

将热液方解石样品的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值投影于 $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ 图(图6)上, 结果发现, 投影点绝大部分位于海相碳酸盐区域左侧, 表明矿床中热液方解石的碳的来源主要是由海相碳酸盐岩的溶解作用; 两点落于花岗岩区域右侧附近, 因矿区内未发现花岗岩体及岩脉, 而出露大面积的海相火山岩, 且

海相火山岩(细碧岩)与金成矿联系紧密, 因此推测热液方解石的部分碳源来自深源, 且经历了沉积岩混染的作用。3个铁白云石样品来自细碧岩矿石中, 其碳同位素与地幔碳的变化范围一致, 表明铁白云石的碳源来自深源, 综合数据情况, 认为铍厂沟金矿床碳的来源为深源碳与海相碳酸盐的混合。图6中, 矿石样品的投影点分布较为集中, 围岩样品的投影点分布较广总体上呈近水平方向展布, 部分样品也与矿石样品投影点在同一处集中, 这表明, 在灰岩围岩中形成部分脉体的流体与成矿流体有同源的可能, 且流体可能经历了较为充分的水-岩反应^[17]。我们知道, 在热液流体中, 方解石的溶解度随温度的降低而升高, 随压力的降低而降低。在封闭体系的单纯冷却不能使方解石从热液中沉淀^[34]。因此矿床中的方解石的沉淀应主要是由压力的突然降低作用所致, 这与野外工作中观察到矿体产在压扭性构造环

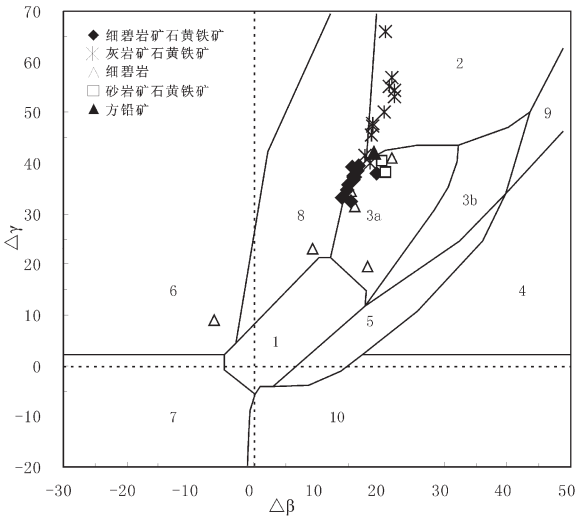


图 5 铔厂沟金矿床矿石、围岩铅同位素的 $\Delta\beta - \Delta\gamma$ 图 (底图据朱炳泉, 1998^[20])
 1—地幔源铅; 2—上地壳铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a—岩浆作用; 3b—沉积作用); 4—化学沉积型铅; 5—海底热水作用铅; 6—中深变质作用铅; 7—深变质下地壳铅; 8—造山带铅; 9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质铅

Fig.5 Plot of $\Delta\beta$ versus $\Delta\gamma$ for ore and host rock in the Huachanggou gold deposit (base map after Zhu, 1998^[20])
 1 - Mantle lead; 2 - Upper crust lead; 3 - Mixed lead between the upper crust and the upper mantle in the subduction zone (3a - Magmatism; 3b - Sedimentation); 4 - Chemical sedimentation lead; 5 - Sea floor hydrothermal deposition lead; 6 - Middle-high grade metamorphism lead; 7 - High-grade metamorphism lead in the lower crust; 8 - Orogenic belt lead; 9 - Upper crust lead of old shale; 10 - Retrograde metamorphism lead

境下的张性裂隙中的现象相符,也与周振菊(2011)^[9]关于成矿流体减压沸腾及压力震荡的推测相一致。
 2.1.4 氢、氧同位素特征

对 11 件与矿化有密切联系的石英样品的氧及流体包裹体水中的氢进行了测试(表 5),并通过石英-水氧同位素分馏方程($1000\ln \alpha_{A-B} = A \times 10^6 / T^2 + B$, 其中 A、B 选择 Clayton et al. (1972)^[40]所提供参数)计算成矿流体的氢氧同位素组成。研究表明,铔厂沟金矿床细碧岩矿体中石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 集中在 +2.49‰~11.60‰,灰岩矿体中的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 集中在 +3.34‰~11.49‰,两者变化范围一致;细碧岩矿体中石英的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值为 -73‰~-94‰,灰岩矿体中的石英 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值为 -81‰~-112‰,比前者略低。

在 $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ 关系图(图 7)上,细碧岩矿体中的石英样品部分落入岩浆水范围内,其余样品均落在岩浆水范围附近,灰岩矿体中的石英样品有 1 个样品落入岩浆水附近,其余样品落在岩浆水下方偏离较远的区域内,表明成矿流体为大气降水补给加热的循环地下水与岩浆水的混合,而形成细碧岩矿体的流体比形成灰岩矿体的流体受岩浆水的影响更为明显。两种产

表 4 铔厂沟金矿床中热液方解石的碳、氧同位素组成(‰)

Table 4 Carbon and oxygen isotopic compositions (‰) of calcite from the Huachanggou gold deposit

样品号	采样位置	赋矿岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$
HCG-35	主矿体 1110 中段	灰岩围岩	-1.68	-13.98	16.45
HCG-57	主矿体 1070 中段	细碧岩矿石	-1.49	-13.96	16.47
HCG-87	南矿带 1030 中段	灰岩围岩	-0.24	-10.84	19.69
HCG-127	南矿带 990 中段	灰岩矿石	-2.39	-13.81	16.63
HCG-132	南矿带 990 中段	灰岩矿石	-2.42	-13.64	16.8
HCG-148	南矿带 990 中段	灰岩矿石	-2.20	-13.78	16.66
HCG-229	北矿带 950 中段	围岩碳质泥灰岩	-1.23	-19.21	11.05
HCG-238	北矿带 950 中段	围岩碳质泥灰岩	-1.18	-13.76	16.67
HCG-240	北矿带 950 中段	灰岩矿石	-2.76	-14.39	16.02
HCG-302	后湾地表	灰岩	-1.95	-19.89	10.36
HCG-331	北矿带 910 中段	灰岩矿石	-1.60	-13.84	16.59
HCG-350	北矿带 910 中段	矿化灰岩	-1.52	-13.95	16.48
HCG-353	北矿带 910 中段	灰岩矿石	-3.76	-14.62	15.79
HCG-393	北矿带 910 中段	灰岩围岩	-0.37	-12.77	17.69
HCG-405	万家山钻孔样品	灰岩破碎带	0.23	-14.34	16.07
HCG-411	万家山钻孔样品	灰岩	0.98	-10.56	19.98
HCG-459	南矿带 990 中段	灰岩矿石	-2.64	-14.01	16.42

注:测试在中国地质大学(北京)科学研究院实验中心完成。

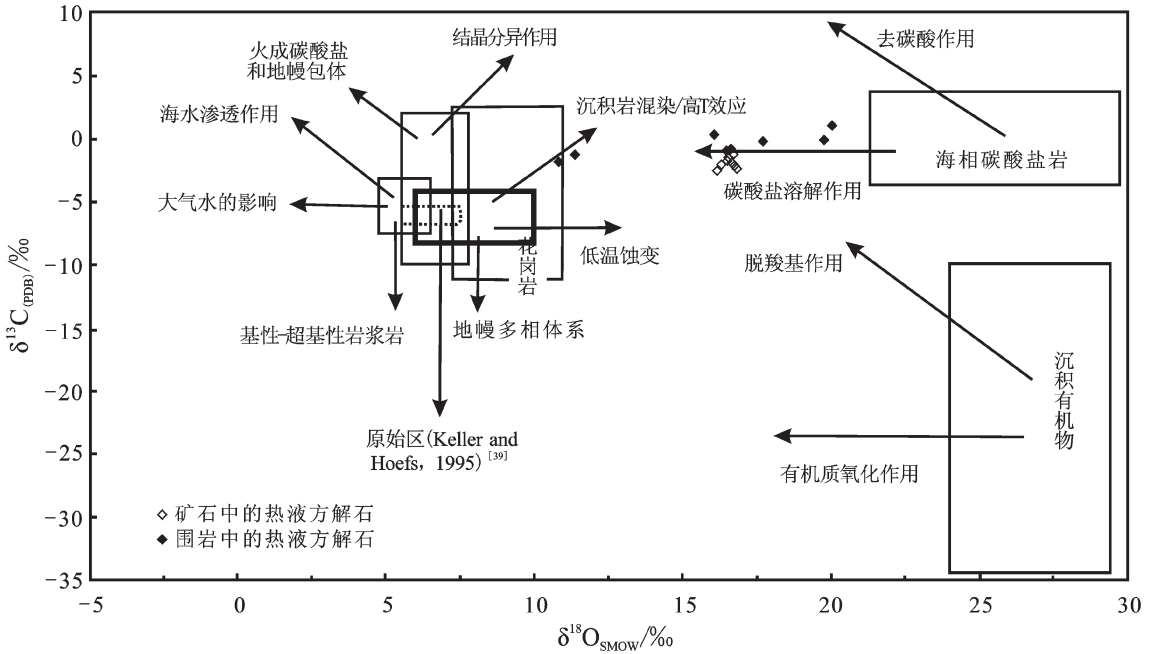


图6 铈厂沟金矿床中热液方解石的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(底图据文献[31-33],[39])
 Fig.6 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite from the Huachanggou gold deposit (base map after References [31-33], [39])

状的石英样品氧同位素均显示出向雨水线漂移的现象,反映了含矿热液与岩石发生了较强的水-岩反应,与碳氧同位素研究结果一致。总体上看,成矿流体与岩石发生交换时,水/岩比值较小,交换水相对具有较为稳定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可变的 δD 值。

2.2 微量元素地球化学

2.2.1 聚类分析特征

为了揭示含矿地层和矿石之间的联系^[36],笔者选择了矿区 16 件岩石和矿石的 ICP-MS 分析结果

进行了聚类分析,并作 Q 型聚类分析谱系图(图 8)。此次聚类分析选择 Pearson 相关系数作为描述样本的亲疏程度的数量指标,选择组间连接的系统聚类法作为聚类方法。

从图 8 中可知:(1) 当相关系数大于 0.713 时,16 个样品明显分为三类,4 个细碧岩样品和 3 个细碧岩矿石样品分为一类;1 个灰岩矿石样品和 1 个灰岩样品、砂岩样品和粉砂岩样品归为一类;2 个灰岩矿石样品和 2 个灰岩样品归为一类。细碧岩型矿

表 5 铈厂沟金矿床中石英的氢、氧同位素组成

Table 5 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of quartz from the Huachanggou gold deposit

样品号	样品名称	采样位置	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	温度/ $^{\circ}\text{C}$
HCG-3	石英	主矿带	-94	17.90	11.60	314
HCG-9	石英	主矿带	-81	17.50	7.33	226
HCG-32	石英	主矿带	-93	18.00	10.15	275
HCG-58	石英	主矿带	-80	17.60	7.38	225
HCG-175	石英	主矿带	-79	17.30	9.45	275
HCG-307	石英	主矿带	-86	18.10	9.15	250
HCG-416	石英	主矿带	-73	10.30	2.49	276
HCG-115	石英	南矿带	-102	18.50	8.04	220
HCG-132	石英	南矿带	-112	20.10	11.49	257
HCG-11-57	石英	北矿带	-81	17.90	9.16	254
HCG-11-58	石英	北矿带	-91	20.40	3.34	157

注:本次测试在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成。

石与细碧岩在主要成矿元素与微量元素组合上显示一致性,灰岩型矿石与灰岩、砂岩及粉砂岩在主要成矿元素与微量元素组合上显示一致性(砂岩和粉砂岩样品均为与灰岩同一层位的产物),表明成矿物质对围岩成分有继承性;(2)当相关系数为 0.671 时,细碧岩样品大类与灰岩-砂岩样品大类聚为一类,表明部分灰岩型矿石的成矿物质与细碧岩有联系,而当相关系数为 0.420 时,另外的灰岩-灰岩矿石大类才与前两类聚为一类,表明灰岩型矿石成矿物质跟灰岩的联系远比跟细碧岩紧密;(3)当相关系数为 0.209 时,3 个大类样品才与千枚岩样品聚成一类,显示成矿物质不是由含矿地层内的千枚岩提供。所以含矿地层内虽有较厚的千枚岩层,且在少数千枚岩内可见到矿化,但矿化规模小,含金量也极低,原因可能是千枚岩透水性差,热液通过时难以萃取千枚岩层内的成矿物质。

2.2.2 稀土元素组成

选取矿床中典型岩石、矿石的稀土组成分析(ICP-MS 分析)结果,并按球粒陨石标准化后作图(图 9),可以看出,三河口群南、北矿带的灰岩矿石样品都具有轻稀土远大于重稀土、明显 Eu 亏损、稀土变化曲线呈右倾斜等特征,与两个矿带的容矿围岩灰岩、砂岩所具有的特征一致。三河口群千枚岩的稀土配分曲线与南北矿带沉积岩的相似,但其稀土总量明显高于其他所有样品的稀土总量。主矿带中

细碧岩和细碧岩矿石样品的配分曲线都具有轻稀土量与重稀土量接近、线条平缓、略微左倾的特点,都具有 Ce 和 Gd 的轻微亏损,与南北矿带的岩、矿石稀土配分曲线显著不同。三个矿带样品各自与容矿围岩的稀土元素配分特征一致,且主矿带细碧岩、矿石样品与南、北矿带灰岩、矿石样品配分特征明显差别无疑表明矿石继承了容矿岩石的稀土配分特征,显示了矿石组成与围岩的渊源联系。

3 讨论与结论

对于铍厂沟金矿床的物质来源,不同的研究者有不同的观点,但均在一定程度上受到研究条件的限制。白忠(1995,1996)^[2,4,12]根据 12 件细碧岩矿石黄铁矿样品的硫同位素、4 件样品的铅同位素组成和矿石的稀土元素配分特征认为成矿物质来自于深部岩浆分异;何大伦(1995)^[11]研究了细碧岩的铅同位素,流体包裹体成分,结合硫、碳同位素组成认为铍厂沟金矿床细碧岩以及有关的金矿化的成矿物质来自地核地幔的射气作用。两种观点均倾向于金矿床与细碧岩及其他海相火山岩同时或近于同时形成,为典型的岩浆热液矿床。魏刚锋(2000)^[1]根据矿床硫同位素、铅同位素组成、稀土元素分布形式以及流体包裹体成分的 CO_2/H_2O 比值认为成矿物质主要来自基性火山岩系,指出基性火山岩系为细碧岩矿石的矿源层;宗静婷(2006)^[6]结合矿石微量元素特征及

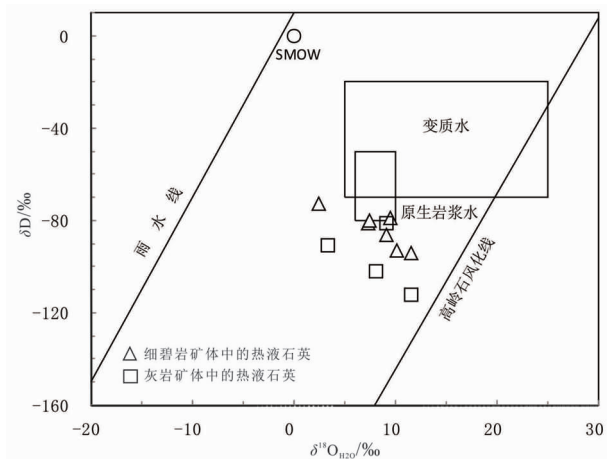


图 7 铍厂沟金矿床成矿流体的 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解(底图据 Sheppard, 1986^[35])

Fig.7 $\delta^{18}O$ versus δD diagram of fluid inclusions of the Huachanggou gold deposit (base map after Sheppard, 1986^[35])

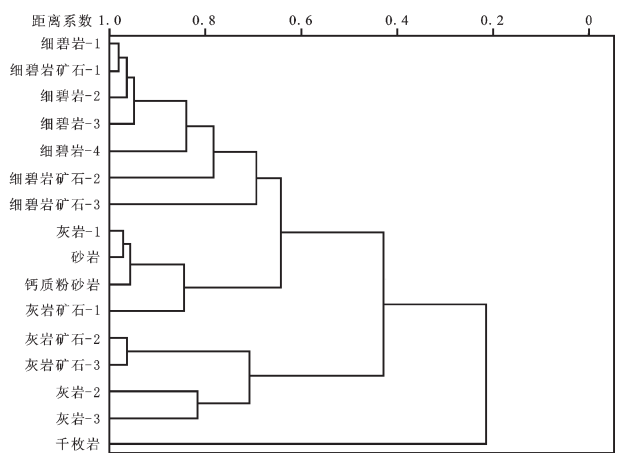


图 8 岩石、矿石微量元素 Q 型谱系图

Fig.8 Q-cluster analysis of rocks and ores from the Huachanggou gold deposit

同位素组成特征认为成矿物质主要来自细碧岩,且成矿流体受到变形变质作用改造。这些研究中所使用的同位素数据多为同一组数据,因此得出的结论类似,且仅针对矿床内的细碧岩矿石做研究,未包含对赋矿岩石为沉积岩的南、北矿带的研究,因此其结论不能代表矿床整体的物质来源。张雪亮等(2007)^[7]对矿床物质来源的研究对象包含了主矿带和南、北矿带的样品,认为各矿段的成矿物质来源均来自地壳深部,部分矿段物质来源经历了两期叠加作用,但其数据仅包含了稀土元素和铅同位素组成,数据来源较为单一。周振菊(2011)^[10]综合矿床的碳、氢、氧和硫同位素组成,认为成矿流体以变质流体为主,成矿物质主要来源于赋矿地层三河口群以及其下伏的碧口群,但仅为一则简短的报道,未包含具体的数据分析和深入的讨论。本文对铔厂沟金矿床的硫、铅、碳、氢、氧同位素和微量元素及稀土元素进行了系统的测定,样品的选择分析测试都具有一定的代表性。

铔厂沟金矿床中,无论是同位素组成,还是微量元素及稀土元素组成,细碧岩矿石与灰岩矿石都表现出明显的差异:细碧岩矿石中的硫、铅同位素都显示出深源特征,而灰岩矿石则显示出地壳(沉积)来源特征;碳同位素显示矿床中的碳源为深源和海相碳酸盐溶解作用的混合;微量元素的聚类分析表明,细碧岩矿石与细碧岩围岩在微量元素组合上显示明显的一致性,而灰岩矿石与地层中的沉积岩围岩显示一致性,部分灰岩矿石成矿物质与细碧岩有

联系;稀土元素组成显示两种矿石分别继承了各自赋矿围岩的稀土特征,显示了矿石组成与围岩紧密的渊源联系。这两种矿石之间地球化学特征的明显差异以及与各自赋矿围岩特征的高度吻合表明成矿物质来源于赋矿岩层。铅同位素显示主矿带矿石铅为俯冲带铅与造山带铅的过渡产物,灰岩矿石铅则主要来自上地壳,两者均受岩浆作用影响。氢、氧同位素组成表明成矿流体主要为大气降水补给加热的循环地下水,部分成矿流体与岩浆水有关,这与其他地球化学数据的组成特征一致。

综上所述,铔厂沟金矿床的形成是在海底火山喷流沉积作用形成矿源层之后,经大气降水形成的热液混合岩浆水对含矿地层(基性火山岩与海相沉积岩地层)中的金、硫等成矿物质发生活化、迁移和再聚集而形成的矿床。

参考文献(References):

[1] 魏刚锋,姜修道,刘永华,等.铔厂沟金矿床地质特征及控矿因素分析[J].矿床地质,2000,19(2):138-146.
Wei Gangfeng, Jiang Xiudao, Liu Yonghua, et al. Geological characteristics and ore-controlling factors of the Huachanggou gold deposit[J]. Mineral Deposits, 2000, 19(2):138-146 (in Chinese with English abstract).

[2] 白忠.陕西铔厂沟金矿床成矿地质特征 [J].西南工学院学报, 1995, 10(2):30-39.
Bai Zhong. Ore-forming geological character of Huachanggou gold deposit in Shaanxi [J]. Journal of Southwest Institute of Technology, 1995, 10(2):30-39(in Chinese with English abstract).

[3] 李宏安.铔厂沟金矿地质特征及成因分析[J].有色金属, 2007, 59 (3):23-26.
Li Hong'an. Geological characteristics and genesis of gold deposits in Huachanggou Mine [J]. Nonferrous Metals, 2007, 59 (3):23-26 (in Chinese with English abstract).

[4] 白忠.陕西铔厂沟金矿床地质特征及其成因 [J].西北地质, 1996, 17(1):16-23.
Bai Zhong. Geological characteristics and genesis of Huachanggou gold deposit in Shaanxi [J]. Northwestern Geology, 1996, 17(1): 16-23 (in Chinese with English abstract).

[5] 冯黑科.铔厂沟金矿床地质及地球化学特征[J].工程设计与研究, 2000, 107:1-5.
Feng Heike. Geological and geochemical characteristics of the Huachanggou gold deposit [J]. Engineering Design and Research, 2000, 107:1-5(in Chinese with English abstract).

[6] 宗静婷.陕西略阳铔厂沟金矿床地球化学特征分析 [J].西安文理学院学报(自然科学版), 2006, 9(1):41-43.
Zong Jingting. Analysis of geochemical characteristics of Huachanggou gold mine [J]. Journal of Xi'an University of Arts and

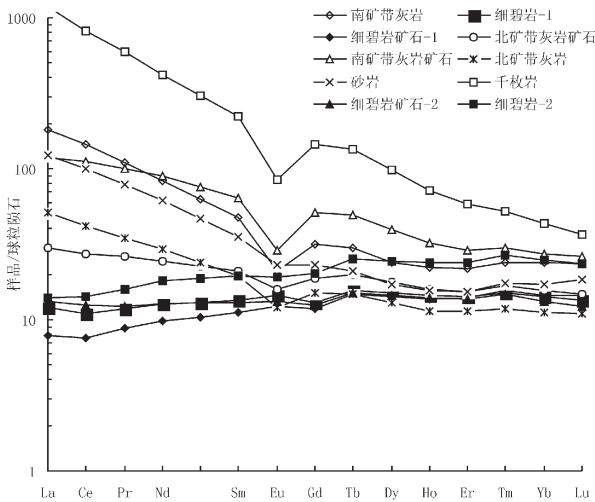


图9 铔厂沟金矿床岩石、矿石稀土配分模式图

Fig.9 Chondrite-normalized REE patterns of rocks and ores from the Huachanggou gold deposit

- Science (Nature Science Edition), 2006, 9 (1):41-43 (in Chinese with English abstract).
- [7] 张雪亮, 陈远荣, 徐庆鸿, 等. 陕西铍厂沟金矿床成矿物质来源探讨[J]. 矿产与地质, 2007, 21(1):17-21.
Zhang Xueliang, Chen Yuanrong, Xu Qinghong, et al. Matter source of the Huachanggou gold deposit in Shanxi Province[J]. Mineral Resources and Geology, 2007, 21 (1):17-21 (in Chinese with English abstract).
- [8] 林振文, 秦艳, 岳素伟, 等. 陕西省铍厂沟金矿床石英脉中锆石 U-Pb 年代学研究[J]. 矿物学报(增刊), 2011:614-615.
Lin Zhenwen, Qin Yan, Yue Suwei, et al. The U-Pb chronology of zircon in quartz vein in the Huachanggou gold deposit, Shaanxi [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2011:614-615 (in Chinese with English abstract).
- [9] 周振菊, 秦艳, 林振文, 等. 西秦岭铍厂沟金矿床流体包裹体特征研究及矿床成因[J]. 岩石学报, 2011, 27(5):1311-1326.
Zhou Zhenju, Qin Yan, Lin Zhenwen. Study of fluid inclusion characteristic and genetic type of the Huachanggou gold deposit, West Qinling Orogen [J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27 (5): 1311-1326(in Chinese with English abstract).
- [10] 周振菊, 秦艳, 林振文. 西秦岭铍厂沟金矿床 C-H-O-S 同位素地球化学研究[J]. 矿物学报(增刊), 2011:678-679.
Zhou Zhenju, Qin Yan, Lin Zhenwen. Study of C-H-O-S isotope of the Huachanggou gold deposit, West Qinling Orogen[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2011:678-679 (in Chinese with English abstract).
- [11] 魏刚锋, 陈新跃, 辛红刚. 铍厂沟金矿床区域人性剪切带特征[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(2):179-186.
Wei Gangfeng, Chen Xinyue, Xin Honggang. Characteristics of the regional ductile shear zones in Huachanggou gold deposit area in Lueyang, Shaanxi[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2004, 28(2): 179-186 (in Chinese with English abstract).
- [12] 白忠. 陕西铍厂沟金矿床成因探讨 [J]. 矿产与地质. 1996, 10 (52):108-113.
Bai Zhong. Genesis of the Huachanggou gold deposit in Shaanxi Province[J]. Mineral Resources and Geology, 1996, 10(52):108-113 (in Chinese with English abstract).
- [13] Hiroshi Ohmoto. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. Economic Geology, 1972, 67:551-578.
- [14] Hugh R. Rollison. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. UK:Pearson Education Limited, 1993.
- [15] 白忠. 铍厂沟金矿床成矿热力学条件及金的迁移和沉淀[J]. 西南工学院学报, 1995, 10(4):76-81.
Bai Zhong. Thermodynamical conditions of mineralization and the transportation and deposition of Au Huachanggou gold deposit[J]. Journal of Southwest Institute of Technology, 1995, 10 (4):76-81 (in Chinese with English abstract).
- [16] 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 等. 兰坪—思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. 矿床地质, 2000, 19(3):223-234.
Liu Jiajun, Li Chaoyang, Pan Jiayong, et al. Isotopic geochemistry of copper deposits in sandstone and shale of Lanping-Simao basin, western Yunnan [J]. Mineral Deposits, 2000, 19 (3):223-234 (in Chinese with English abstract).
- [17] 刘家军, 毛光剑, 吴胜华, 等. 甘肃寨上金矿床成矿特征与形成机理[J]. 矿床地质, 2010, 29(1):85-100.
Liu Jiajun, Mao Guangjian, Wu Shenghua, et al. Metallogenic characteristics and formation mechanism of Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 2010, 29(1):85-100 (in Chinese with English abstract).
- [18] Grinenko B A. Sulfur Isotopic Geochemistry[M]. Russia, 1980, 10.
- [19] Marc C, Jean-Pierre L. Sulphur isotope composition of orogenic spinell herzolite massifs from Ariege (North-Eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54(10):2835-2846.
- [20] 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳演化[M]. 北京:科学出版社, 1998:1-330.
Zhu Bingquan. Theory and Application of Isotopic System in Earth Sciences: Concurrently Discussing Crust-mantle Evolution of Chinese Continent [M]. Beijing:Science Press, 1998:1-330 (in Chinese with English abstract).
- [21] 和大伦. 陕西省略阳县铍厂沟细碧岩浆热液金矿床及地幔射气成矿机制[J]. 四川地质学报, 1995, 15(4):294-303.
He Dalun. Spilitic magmatic hydrothermal gold deposit and mantle emanation-genetic mechanism in Huachanggou, Lueyang, Shaanxi [J]. Acta Geologica Sichuan, 1995, 15(4):294-303(in Chinese with English abstract).
- [22] 储雪蕾. 地幔的碳同位素[J]. 地球科学进展, 1996, 11(5):446-452.
Chu Xuelei. Carbon isotopes in mantle [J]. Advance in Earth Sciences, 1996, 11(5):446-452(in Chinese with English abstract).
- [23] Kyser T K. Stable isotope variations in the mantle. Reviews in Mineralogy, 1986, 16:491-559.
- [24] Keith M L and Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28:1787-1816.
- [25] 陈代钊, 陈其英, 江茂生. 泥盆纪海相碳酸盐碳同位素组成及演变[J]. 岩相古地理, 1995, 15(5):22-28.
Chen Daizhao, Chen Qiyang, Jiang Maosheng. Carbon isotopic compositions and evolution in the Devonian marine carbonate rocks[J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1995, 15(5):22-28 (in Chinese with English abstract).
- [26] 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 1997, 16(4):341-352.
Liu Jianming, Liu Jiajun, Gu Xuexiang. Basin fluids and their related ore deposits [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1997, 16 (4):341-352 (in Chinese with English abstract).
- [27] 毛景文, 赫英, 丁惕平. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧同位素证据[J]. 矿床地质, 2002, 21(2):121-128.
Mao Jingwen, He Ying, Ding Tiping. Mantle fluids involved in

- metallogenesis of Jiaodong (east Shandong) gold district: evidence of C, O and H isotopes[J]. *Mineral Deposits*, 2002, 21(2):121–128 (in Chinese with English abstract).
- [33] 刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. *矿床地质*, 2004, 23(1):1–8.
Liu Jiajun, He Mingqin, Li Zhiming, et al. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver–copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan Province and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 2004, 23(1):1–8 (in Chinese with English abstract).
- [34] 郑永飞. 稳定同位素体系理论模型及其矿床地球化学应用[J]. *矿床地质*, 2001, 20(1):57–70.
Zheng Yongfei. The modeling of stable isotopic system and application for ore deposit geochemistry[J]. *Mineral Deposits*, 2001, 20(1):57–70 (in Chinese with English abstract).
- [35] Simon M F, Sheppard. Characterization and isotopic variations in natural waters [C]//Valley J W, Taylor H P Jr., O'Neil J R(eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Reviews in Mineralogy, 16:165–183.
- [36] 刘家军, 郑明华, 刘建明, 等. 西秦岭寒武系硅岩建造中金矿床成矿物质来源研究[J]. *矿床地质*, 1997, 16(4):330–339.
Liu Jiajun, Zheng Minghua, Liu Jianming, et al. Ore–forming material sources of gold deposits in the Cambrian silicalite formation, west Qinling[J]. *Mineral Deposits*, 1997, 16(4):330–339 (in Chinese with English abstract).
- [37] Doe B R, Robert E, Zartman. *Plumbotectonics*[C]//Barnes H(ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York:John Wiley and Sons, 1979, 22–66.
- [38] Robert E, Zartman, Doe B R. *Plumbotectonics—the model* [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75:135–162.
- [39] J. Keller, J. Hoefs. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai[J]. *Carbonatite Volcanism*, 1995, 4:113–123.
- [40] Clayton R N, O'Neil J R, Toshiko K Mayeda. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77(17):3057–3067.

Metallogenic characteristics and ore–forming material sources of the Huachanggou gold deposit in Shaanxi Province

YANG Long–bo¹, LIU Jia–jun¹, WANG Jian–ping¹, YANG Zeng–hai¹, CHEN Dong²,
LI Zhi–guo², WANG Wei–yu³, WANG Li–xin³, YU Kang–wei³

(1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China*; 2. *China National Gold Group Corporation, Beijing 100011, China*; 3. *Huachanggou Gold Mine of Lueyang County, Lueyang 724312, Shaanxi, China*)

Abstract: Located in Lueyang County of Shaanxi Province, the Huachanggou gold deposit is a small–sized deposit which is currently being mined. The gold deposit occurs in the slightly metamorphosed Middle and Lower Devonian strata composed of mafic volcanic rocks (spilite) and marine carbonate rocks. Gold mineralization is strictly controlled by a fault zone. There are mainly three types of ores: altered spilite gold ore, limestone–quartz gold ore and quartz sandstone gold ore. These three types of ores occur respectively in the main ore belt, the north ore belt and the south ore belt, and the south–south ore belt. The S, C, Pb, H and O isotopic compositions show that there is a distinctive difference between the spilite ore and the limestone ore: the ore–forming material source of the former ore came from deep source while that of the latter ore was derived from the upper crust. The Q–type cluster analysis of the trace elements and the REE distribution patterns show that the spilite ore and the limestone ore were closely related to the wall rocks. The geochemical characteristics clearly show that the ore–forming material sources came from the mafic volcanic rocks and the marine carbonate rocks. The data obtained also suggest that the ore–forming fluid was derived predominantly from an active meteoric groundwater system with the addition of small amounts of volcanic water.

Key words: geological characteristics; geochemical characteristics; ore–forming material; gold deposit

About the first author: YANG Long–bo, male, born in 1989, master candidate; mainly engages in the study of mineralogy, petrology and ore geology; E–mail: yanglongbo1989@163.com.