

甘肃省岷县寨上金矿地质-地球化学特征及 成矿机制*

穆新华¹, 刘光智²

(1 中国人民武装警察部队黄金第二总队, 河北 廊坊 065000; 2 中国人民武装警察部队黄金第五支队,
陕西 西安 710100)

摘要 寨上金矿是特大型微细浸染型金矿床。赋矿地层中明显富集Au、Ag、Sb、As。微量元素组合具有深源特征的Co、Bi及中低温热液元素Cu、Pb、Zn、Sb、Hg。硫同位素、氢氧同位素、碳氧同位素、稀土元素组成显示其来源既有深源物质又有地壳成分。流体包裹体特征、氢氧同位素特征显示成矿流体具有多源特征, 由深部岩浆水和浅部大气降水混合。成矿流体具有中低温、低盐度、低密度、低压力、形成深度浅、以Au-S络合物为主迁移的多期次活动的特征。金矿就位于卓洛-国营牛场背斜和礼县-闫井断裂与礼县-洮坪断裂之次级剪切破碎带中。研究认为, 自礼岷盆地形成开始, 就可能形成了富含成矿物质的碎屑岩, 为成矿奠定了基础。燕山中期金矿活化、迁移、富集, 沉淀形成了微细浸染型金矿床; 燕山晚期山系抬升剥蚀形成的风化壳有金矿化显示; 新生代盆地南北向挤压逆冲推覆形成的构造破碎带中也有金矿化显示。也就是说自加里东晚期盆地形成至新生代, 在不同时期不同构造体制转换过程中都可能有构造热液活动及矿化作用, 乃至形成金矿化体。

关键词 地球化学; 微细浸染型金矿; 成矿物质; 成矿流体; 礼-岷盆地; 寨上金矿

寨上金矿是近几年在西秦岭地区发现的特大型微细浸染型金矿床之一。经过武警黄金第五支队多年勘查, 目前已初步探获(333+334)金资源量 80 余吨, 三氧化钨资源量 7 000 余吨。随着勘探工作的展开, 矿床规模仍会继续扩大, 也会有新的发现。根据进展情况, 及时研究矿床的地质-地球化学特征和成矿机制, 对进一步开阔找矿思路、指导矿区和外围的勘查实践具有十分重要的意义。本文主要研究金成矿地质背景、矿床特征、地球化学特征及成矿机制。

1 地质背景

甘肃省岷县寨上金矿床位于岷县县城东北 20 km 处, 礼-岷多金属成矿带西部(杨书恒, 1996; 张复新, 2002; 张东旭, 2002; 刘家军, 2002)。大地构造位置处于西秦岭造山带北亚带(华力西褶皱带)北东侧。彰县-武山深大断裂为界与北秦岭造山带相连, 南西侧以岷县-宕昌深大断裂与西秦岭造山带南亚带(印支褶皱带)相连(图 1), 处于晚古生代以来发育在秦岭微板块北缘被动陆缘之上的礼-岷前陆盆地。

区域地层主要为泥盆系、二叠系、三叠系浅变质岩系, 原岩为滨海-浅海相碎屑岩、碳酸盐岩、泥质岩建造, 其中二叠系富含有机质。各时代地层中均发育有金矿化或在局部形成金矿化体(刘新会等, 2005), 此外寨上一带分布有大面积的第三系砂砾岩, 表明新生代早期发育了一次断陷构造活动。

区域构造主要为近东西向和北西向构造, 构造骨架主要为它们联合形成的行列格状构造, 表现为一系

* 本文得到中国人民武装警察部队黄金指挥部黄金工作专项经费项目(2000-2008)的资助
第一作者简介 穆新华, 男, 1964 年生, 工程师, 主要从事金矿地质勘查及研究工作。

列的东西成行、北西成列的网状隆起（背斜）和凹陷（向斜）；断裂构造为礼县-闫井、礼县-洮坪主干断裂及大量呈弧形、帚状产出的次级断裂。这些隆起、凹陷和断裂构造直接控制着本区的岩浆活动、成矿热液活动和较近地层的沉积；寨上矿床主要受卓洛-国营牧场背斜和一系列次级韧性断裂构造联合控制。

区域岩浆活动从海西期至喜马拉雅期均有发育。寨上金矿东部（距离 26 km）中川一带的印支-燕山期陆陆俯冲-碰撞型酸性花岗岩，由碌础坝、吴茶坝、柏家庄、正沟、教场坝 5 个复式岩体组成，此外区内局部分布有呈面状产出的侏罗纪火山岩。西秦岭地区燕山期岩浆活动强烈，分布范围较广，具同源、同期异相的特点。在礼县盆地分布的 9 个穹隆有 6 个为岩体侵入，由此推测包括卓洛-国营牧场背斜的其余 3 个穹隆深部可能存在着隐伏岩体。礼-岷成矿带上分布有众多的金矿床（点），如李坝、金山、马泉、鹿儿坝、寨上金矿等（冯建忠等，2003；王福田，2003）。

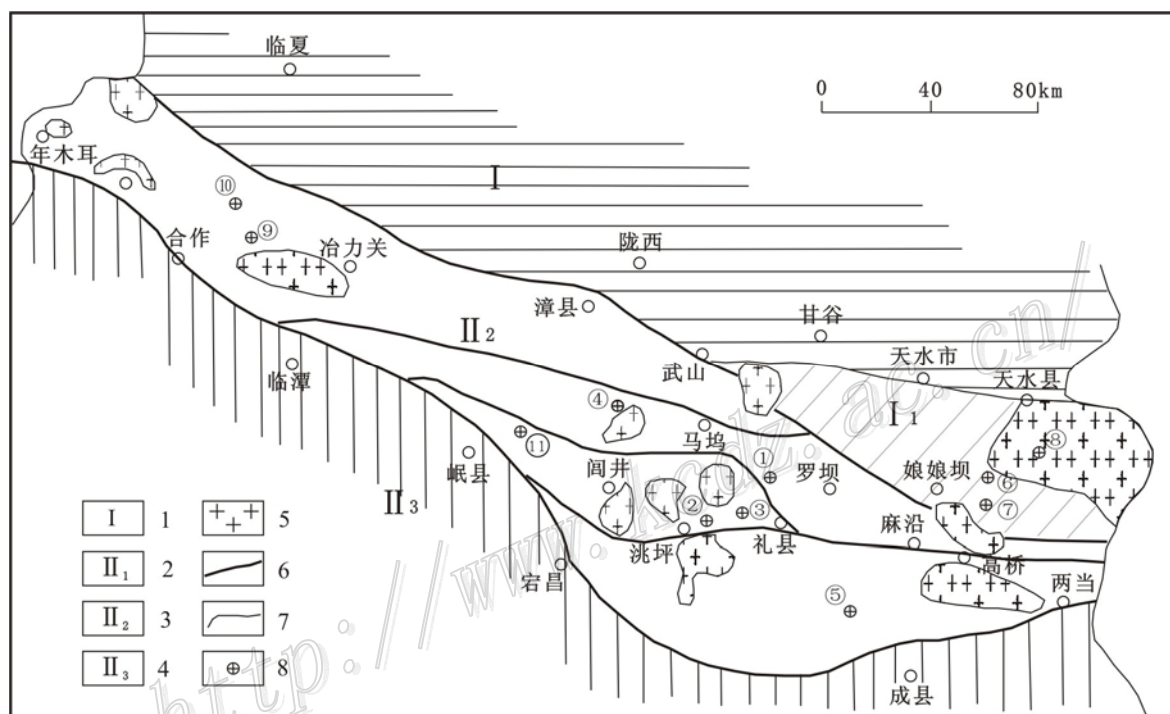


图 1 西秦岭地区大地构造略图

1—加里东褶皱带；2—闫井-舒家坝逆冲岩片；3—华力西褶皱带；4—印支褶皱带；5—中酸性花岗岩；6—断裂；7—地层界线；8—金矿床

2 矿床地质特征

矿区分为南、北 2 个矿带（图 2），发现金矿脉 30 条。北矿带发育于国营牧场背斜的北翼，矿脉赋存于下二叠统 B 组 (P_1^{1-b}) 的砂质板岩、含炭板岩、泥质板岩、砂岩中，西段多被较厚的第三系覆盖，已发现了 11、19、21、22 等近 20 条金矿脉，矿脉间距一般 20~100 m，倾向北、倾角 20~60°，矿体长一般 300~1 000 m，厚度一般 2~10 m（最厚可达 20 余米，呈板状或透镜状，脉体成分主要为蚀变碎裂岩、碎裂状炭质板岩、泥质板岩、砂岩。南矿带发育于背斜核部一带，矿脉赋存于中泥盆统 E 组 (D_2^{2-c}) 灰岩、钙质板岩夹泥质板岩中，已发现了 31、41、42 等近 10 条矿脉，矿脉间距一般 80~300 m，倾向北或南、倾角 60~90°，矿体长一般 200~600 m，厚度一般 1~5 m（个别可达 7 m），呈板状，脉体成分主要为蚀变碎裂岩、碎裂化钙质板岩、砂岩、灰岩，局部夹石英脉。除金矿体外，区内初步发现了 15 条钨矿（化）体，其中钨矿化

与金矿化一般沿顺层构造破碎带产出。

矿石矿物主要为自然金、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黝铜矿、辉锑矿、方铅矿、闪锌矿等硫化矿物、白钨矿、碲汞矿、辉砷钴矿、赤铁矿、褐铁矿等。脉石矿物主要为石英、方解石、绢云母、长石、绿泥石、高岭土等。围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化，次为碳酸盐化、绢云母化、白钨矿化、毒砂化、辉锑矿化、黄铜矿化、黝铜矿化等一系列中低温矿物蚀变组合。

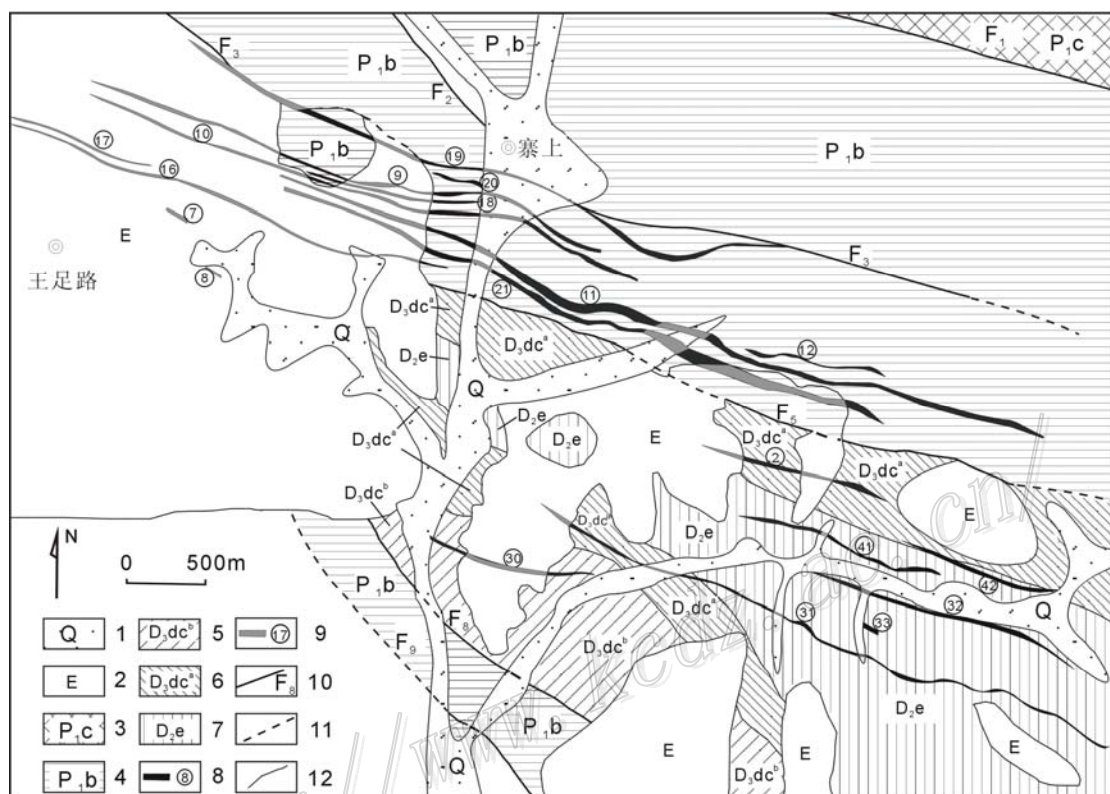


图2 寨上矿区地质简图

1—第四系；2—老第三系；3—下二叠统C组；4—下二叠统B组；5—上泥盆统大草滩群B组；6—上泥盆统大草滩群A组；7—中泥盆统E组；8—矿脉位置及编号；9—隐伏矿脉位置及编号；10—实测断层；11—推测断层；12—地质界线

电子探针测试结果表明，金的赋存状态为：① 载金矿物除了以往认定的黄铁矿、毒砂、黄铜矿等硫化物外，确定石英和新发现的白钨矿也是主要的载金矿物，但黄铁矿作为最主要的载金矿物，一直未发现可见金矿物颗粒，张复新等（2002）认为其一般赋存在硫化物增生环带中（与黄铁矿同时生长并分散混于其中）。② 在蚀变矿物石英和石英细脉中发现呈显微可见的裂隙金及包裹金，与增生环带中的次显微金对比，它们应属于不同期次热液活动或不同成矿环境成矿作用的产物。③ 在二叠系含砂质地层碎屑颗粒间也发现了显微可见金，研究发现其保留了水流沉积时的特点，推测晚古生代在盆地形成早期滨海-浅海热水沉积环境下，局部沉积了含自然金颗粒的碎屑地层，后经沉积成岩-变质作用演化为良好的矿源层，在构造热液作用下进一步富集成矿。金矿物的上述3种赋存特征反映了成矿物质的多源性和矿化的多成因特点^①。

3 矿床地球化学特征

^① 中国人民武装警察部队黄金第五支队. 2008. 西秦岭寨上金矿金矿物赋存状态查定报告（内部资料），

3.1 微量元素地球化学

通过对寨上金矿 50 件矿石、蚀变岩石、围岩的 16 种微量元素数据的聚类分析、因子分析, 以及对样品元素的组合特征分析得到以下认识 (陈勇敢等, 2004): (1) 各金矿化脉体的 $w(\text{Au})$ 一般在 $1 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$, 个别达到 10×10^{-6} 以上, $w(\text{As})$ 一般较高。不同矿化脉的微量元素含量差别也较大, Au 与 As、Sb、Pb、Zn 等存在相关性。含金断裂与地层相比显示了明显的 Au、As、Sb、Co、Mn、Sr 地球化学异常。(2) 构造岩、蚀变岩、矿石的微量元素 R 型聚类分析表明: 当 $r=0.4$ 时, Au 与 As、Sb、Hg、Cu、Zn、Co、Bi、Pb、Ni、Mn、Ba 等元素大部分元素相关, 说明成矿物质来源具有多源性。(3) 因子分析结果显示: 与金相关的元素组合因子主要有 3 个, 其中 F1 因子代表了中低温热液元素 (Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg) 与具有深源特征的元素 (Co、Bi) 组合; F2 因子代表了高温元素 (Ni、Mn) 和成岩元素 (Ba) 的组合特点; F4 因子为成岩元素 (Sr) 和代表基性、超基性岩浆热液活动的元素 (V) 组合。上述元素组合特征反映成矿物质受到深源物质和围岩共同影响 (图 3)。

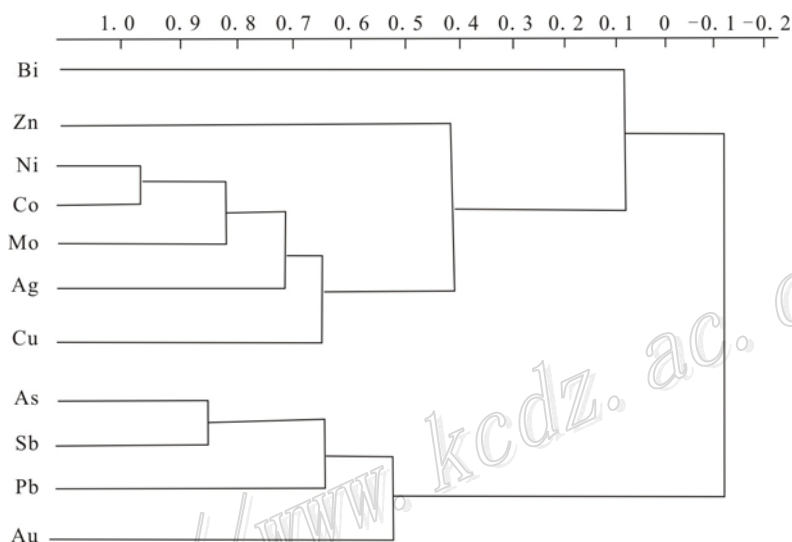


图 3 寨上金矿 R 型聚类分析谱系图 (姜海平, 2003)

3.2 稀土元素地球化学

稀土元素地球化学分析 (路彦明, 2006) 认为: (1) 矿区内各类岩石样品的 ΣREE 变化较大, 最高为 286.29×10^{-6} , 最低为 9.85×10^{-6} 。而且矿区内矿石、蚀变岩石及地层中的稀土元素总量没有太大的区别。(2) 寨上金矿稀土元素均属于轻稀土元素富集型, LREE/HREE 比值多在 5 以上, 在稀土元素配分图上 (图 4), 亦反映出右倾斜的配分型式, 与矿区东部的李坝等金矿的稀土元素组成类似 (陈源, 1994, 王祥文, 1999)。各种岩石均属于 Eu 负异常, 但矿石、蚀变岩石与围岩中的 Eu 有所差别, δEu 平均值分别为 0.73、0.65、0.67。矿石 δEu 平均值介于地壳值 (0.60) 和上地幔值 (0.79) 之间, 更接近上地幔值, 说明矿区的成矿物质有可能有深源物质的加入。(3) 矿区地层和蚀变岩石中的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 范围分别为 8.80~10.53 和 5.21~9.76, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 范围分别为 2.90~4.16 和 2.98~4.21, 变化范围较小; 而矿石的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 范围为 7.91~134, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 范围为 2.57~40.15, 变化范围大, 与矿区地层和蚀变岩石中有一定的差异。稀土元素分析反映出金矿成矿物质来源的复杂性, 矿石稀土元素并没有完全继承围岩而是可能有深源物质的加入。

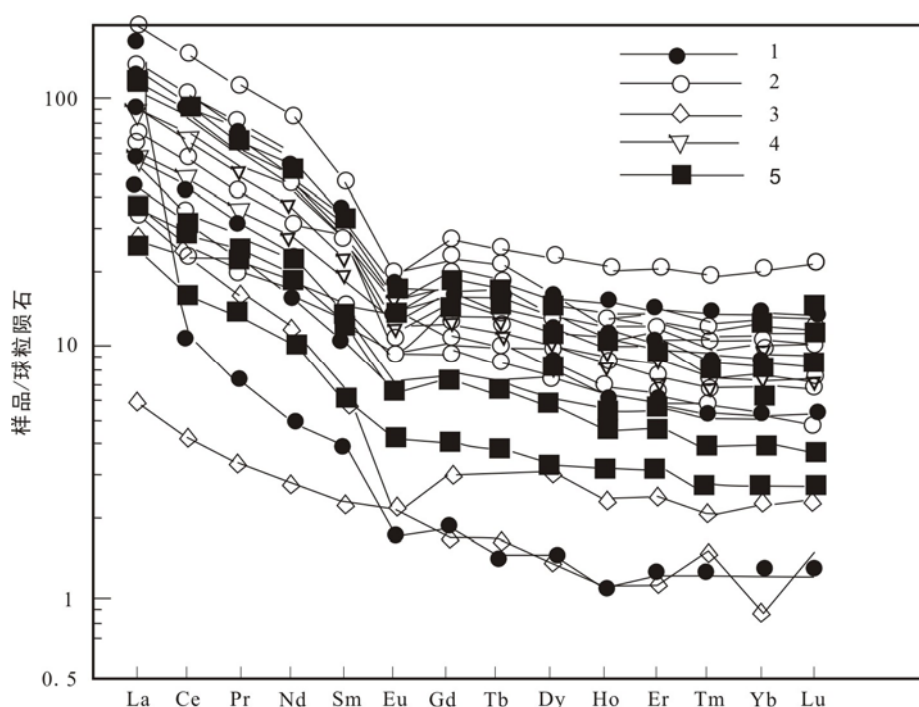


图4 寨上金矿岩、矿石稀土元素配分模式(路彦明等, 2006)

1—矿石($Au > 1 \times 10^{-6}$); 2—蚀变岩石($0.01 \times 10^{-6} < Au < 1 \times 10^{-6}$); 3—无石英英脉; 4—李坝矿石; 5—矿区地层

3.3 同位素地球化学

(1) 硫同位素

硫同位素分析结果表明^①: 寨上金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 值为 $0.2\text{‰} \sim 32.37\text{‰}$, 主要集中分布在 $1.35\text{‰} \sim 10.32\text{‰}$ 之间, 极差为 32.17‰ , 平均值 7.87‰ 。一般认为, 如果一个矿床内 $\delta^{34}S$ 值的变化范围不超过 10‰ , 则说明矿石的硫源是均一的。魏菊英等据陨石中硫同位素组成认为幔源硫的 $\delta^{34}S$ 平均值约为 $1\text{‰} \sim 2\text{‰}$ 。礼岷成矿带东段李坝金矿硫同位素数据 $\delta^{34}S$ 值(冯建忠等, 2003)分析表明, 热液硫化物的 $\delta^{34}S$ 值在 $4.7\text{‰} \sim 10.5\text{‰}$ 之间变化, 认为李坝金矿硫源为岩浆硫和壳源流的混合。寨上金矿硫同位素变化幅度大, 但主要集中分布在 $1.35\text{‰} \sim 10.32\text{‰}$ 之间。寨上金矿床 $\delta^{34}S$ 值的组成特点与李坝金矿相似, 一方面可能反映了硫源为岩浆硫和地层硫的混合, 另一方面也可能与这些矿物的形成温度有密切关系。

(2) 氢、氧同位素

对区内含金脉体及矿化岩石中的石英和方解石的流体包裹体氢氧同位素分析, 石英氢、氧同位素组成^②: $\delta D_{H_2O-SMOW}$ 值介于 $-82\text{‰} \sim -95\text{‰}$ 之间, 均值为 -89.83‰ ; $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW}$ 值为 $7.43\text{‰} \sim 13.64\text{‰}$ 之间, 均值为 10.01‰ 。方解石氢、氧同位素组成: $\delta D_{H_2O-SMOW}$ 值介于 $-73\text{‰} \sim -81\text{‰}$ 之间, 均值为 -75.75‰ ; $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW}$ 值为 $7.16\text{‰} \sim 12.81\text{‰}$ 之间, 均值为 9.81‰ 。泰勒(1974)将岩浆水的范围定为 $\delta^{18}O_{SMOW} = 7.0\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$, $\delta^{18}D_{SMOW}$ 值定为 $-50\text{‰} \sim -80\text{‰}$ 。郑永飞(2000)认为, 对于花岗岩来说, 由于其源岩含有地壳组分而具有较高的 $\delta^{18}O$ 值($7.0\text{‰} \sim 12\text{‰}$), 因此与花岗质岩浆平衡水的 $\delta^{18}O$ 值可以是 $5.5\text{‰} \sim 12\text{‰}$ 。本区石英和方解石样品的 $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW}$ 和 $\delta D_{H_2O-SMOW}$ 图解(图5)显示, 氢、氧同位素数据点投影集中, 部分落于岩浆水区域内, 但大部分样品向岩浆水区域的右下方漂移。

^①武警黄金第五支队. 2007. 甘肃省岷县寨上金矿床成因机制研究(内部资料)。

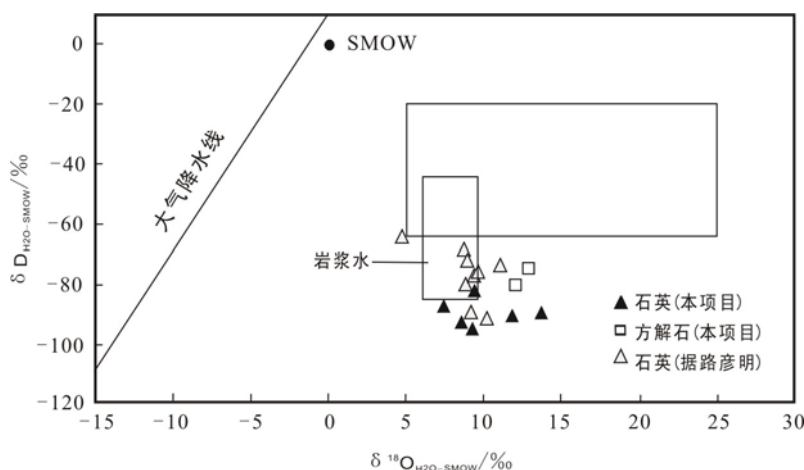


图5 寨上金矿氢、氧同位素组成投影图

寨上金矿氢、氧同位素组成与美国和中国滇黔桂地区的卡林型金矿具有明显不同的特征,而与川西北的东北寨、八卦庙金矿和礼岷金矿带东部的李坝、鹿儿坝、金山金矿相似(刘家军,2002)。寨上金矿氢、氧同位素组成反映成矿流体水的来源与李坝金矿类似,成矿流体亦与大气降水紧密相关,并与围岩发生了充分的氢、氧同位素交换。因此推断本区成矿流体水具有多来源特征,深部岩浆水和浅部大气降水发生了混合,并且与围岩发生了充分的交换,使得 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生明显的漂移。

(3) 碳、氧同位素

寨上金矿热液方解石的碳、氧同位素组成特征^①显示, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值介于 -2.08‰ ~ 0.85‰ 之间,平均值为 -0.51‰ ,数据集中,碳同位素组成变化范围窄(图6); $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 11.40‰ ~ 19.84‰ 之间,平均值为 18.32‰ 。已知海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围很小(-1‰ ~ $+2\text{‰}$,平均 0‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值一般大于 20‰ ;深源火成碳酸盐与金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大都集中在 -5‰ ~ $\pm 2\text{‰}$,岩浆成因流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为较低的正值(5.0‰ ~ 10.5‰),而且中川花岗岩中方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 3.32‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -2.37‰ 。寨上金矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值范围介于海相碳酸盐岩和深源碳酸岩之间,研究认为(刘家军,2002):寨上金矿的碳来源主要是由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用产生的,并有花岗岩岩浆热液的混入,且受低温蚀变作用和大气降水的影响相当明显。即寨上金矿碳具有多来源的特征。

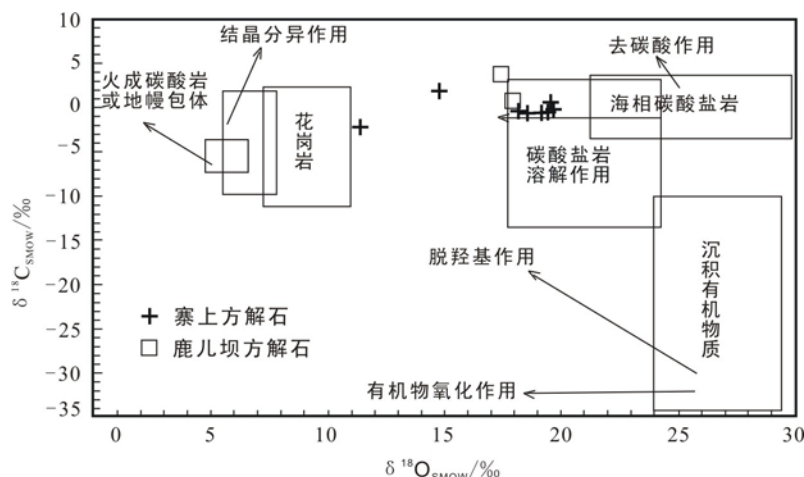


图6 寨上、鹿儿坝金矿碳、氧同位素组成投影图

^①武警黄金第五支队. 2007. 甘肃省岷县寨上金矿床成因机制研究(内部资料).

3.4 流体包裹体地球化学

根据流体包裹体成分和激光拉曼探针分析⁹, 寨上金矿床流体包裹体气相成分以H₂O为主, 其次为CO₂、N₂、CH₄, 并含有少量的C₂H₂、C₂H₄、C₂H₆、CO。矿区内流体包裹体阳离子以Na⁺和Ca²⁺为主, Na⁺>K⁺; 阴离子以Cl⁻、SO₄²⁻、NO₃⁻和F⁻为主, F⁻<Cl⁻。流体包裹体均一温度变化范围在100~380℃之间, 具有3个集中分布范围: 140~190℃、220~260℃、280~320℃, 分别代表了3期热液活动, 表明成矿热液流体具有中低温、多期活动的特点。矿床包裹体的盐度w(NaCl_{eq})介于1.29%~18.13%之间, 集中在2%~8%之间, 另有一个较集中的范围, 在11%~13%。成矿流体的密度变化于0.71~1.06 g/cm³, 以0.8~1.0 g/cm³, 总体上属于低密度流体。矿床气液两相包裹体的流体压力为27.48~83.03 MPa, 平均54.63 MPa, 成矿压力集中在为40~70 MPa之间, 推算矿床的成矿深度为4.16~7.49 km, 平均成矿深度为5.88 km。

4 成矿时代分析

根据地质背景、矿床地质特征和同位素定年等情况, 按照成矿过程可将寨上金矿成矿期划分为3期。

(1) 沉积-成岩期: 寨上矿区出露地层主要为中泥盆统E组和下二叠统B组。在中泥盆世沉积了富含成矿物质的细碎屑岩, 南矿带主要分布于此地层中。在下二叠世, 礼岷盆地裂陷活动开始, 寨上矿区形成滨海-浅海相细碎屑岩。在下二叠统B组地层中发现了显微可见金, 推测在下二叠世的滨海-浅海相沉积环境(王治平等, 1995; 程或, 2001)下可能沉积了富含金矿物颗粒的碎屑地层。沉积-成岩期为成矿物质的初步富集奠定了物质基础, 孕育了理想的矿源层。

(2) 构造热液成矿主期(燕山中期): 通过对寨上金矿床中石英和绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar定年和含金石英脉中锆石SHRIMP法U-Pb同位素测定, 对寨上金矿成矿年龄进行了研究(路彦明等, 2006; 李文良等, 2006)。测试结果表明, 含金石英的形成年龄为(130.62±1.38)~(129.24±1.23) Ma, 可代表寨上金矿床主成矿阶段的形成时代。绢云母的形成年龄为(125.56±1.20)~(125.28±1.26) Ma, 绢云母作为与矿化同期的热液蚀变的产物, 其结晶时间可代表金矿化的时间。主成矿年龄略晚于李坝金矿210~171.6 Ma, 与西秦岭地区第二个金成矿年龄(170~200 Ma, 117~137 Ma, 46~52 Ma)接近。虽然寨上一带未见燕山期岩浆岩出露(推测隐伏), 但该成矿期与西秦岭区域上强烈的燕山构造岩浆活动期时间一致, 矿区构造成矿作用与区域构造岩浆活动属同期、同源、异相的产物。该期成矿作用是寨上最重要的成矿期, 但不是唯一的构造热液成矿期。断裂构造起了主导作用, 本区先后在南北挤压和拉张应力作用下, 发育了褶皱隆起、逆冲推覆、韧性剪切及伸展拉张构造变形, 含矿热液在构造破碎带中迁移并在适当深度条件下沉淀富集成矿。

(3) 表生氧化期(燕山晚期-喜马拉雅早期): 以褐铁矿化为标志的矿床改造期。礼岷盆地此期间, 在隆起的基底上由于张裂和剪切作用而形成侏罗纪-白垩纪山间断陷内陆红盆(卢欣祥, 1998; 唐国良, 2003; 张玉龙, 2007)。之前形成的金矿脉(体)出露遭受剥蚀, 局部形成风化壳型矿化层。如矿区内普遍发育10~30 m厚的氧化带, 尤其在西部王足路矿段保留完好, 该矿段第三系(厚几十~百余米)覆盖层之下二叠系表层发育氧化带(厚一般20~40 m); 从钻探揭露情况看, 除矿体部分外, 红褐色的围岩也大多有金矿化显示, 局部氧化较强地段表现为土状岩石。区内缺失三叠-白垩系, 沉积了第三系, 因此推测, 表生氧化作用应开始并主要发生于燕山晚-喜马拉雅早期。这与区域上发育的侏罗-白垩纪断陷内陆红盆发育时间一致。寨上一带主要表现为大规模抬升, 先期形成于深部的矿体出露地表接受剥蚀并发生表生氧化作用(局部地段可能会产生矿化残坡积层), 之后区内发生断陷活动接受第三系沉积(由于本区第三系分布面积较大, 查清氧化带的矿化分布范围不容忽视)。

⁹ 武警黄金第五支队. 2007. 甘肃省岷县寨上金矿床成因机制研究(内部资料)。

5 成矿机制探讨

上述地质背景、成矿物质来源、成矿流体条件和成矿时代的分析研究表明: 寨上金矿成矿物质来源既有地层围岩成分、又有深源物质成分, 成矿流体既有大气降水、又有深源构造岩浆水加入, 充足的物源为形成大型金矿提供了物质基础; 强烈的构造岩浆活动为金矿形成提供了足够的动力和热源; 有利的褶皱隆起和断裂构造为成矿提供了良好的导矿和容矿空间。自礼-岷盆地形成开始寨上一带经历了沉积成岩、多期次的构造岩浆热液活动及表生氧化过程, 不同环境多期次的成矿作用产生不同特征的矿化, 相互叠加造就了大规模的金矿床。

6 结 语

寨上金矿床规模已达超大型。从过去的单一金矿已发展到金钨矿床。在勘查及研究过程中, 本次研究不仅确定了矿石矿物组合, 而且研究了金的赋存状态; 不仅分析了稀土元素、微量元素, 而且分析了同位素、流体包裹体成分等地球化学特征, 证实寨上金矿成矿物质来源具有多来源, 成矿流体具有大气降水和深源构造热液成分。从礼-岷盆地的演化发展过程看, 寨上金矿的形成经历了多期次多阶段过程。金矿物赋存状态的新发现, 多物质来源、多成矿期次、多成矿作用、多矿化类型的确立, 及多金属矿的发现, 尚处于初步认识阶段, 给今后提出了新的研究课题。通过研究寨上金矿地质-地球化学特征及成矿机制, 在寨上矿区的后续勘查工作中, 进一步拓展找矿思路和找矿方向, 重视对多期矿化、新发现矿化类型以及多金属矿化的找矿探索, 应能取得更大的找矿进展和突破。

参 考 文 献

- 陈 源. 1994. 西秦岭李坝金矿床成矿物质来源探讨[J]. 西北地质, 15(2): 5-9.
- 陈勇敢, 赵玉锁, 张国利, 马德锡, 路彦明, 常春郊. 2004. 甘肃寨上金矿床构造地球化学特征[J]. 黄金地质, 10(4): 61-65.
- 程 戢. 2001. 西秦岭中川地区构造-岩浆活动及微细浸染型金矿成矿作用分析[J]. 地质找矿论丛, 16(2): 94-99.
- 冯建忠, 汪东波. 2003. 甘肃礼县李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[J]. 矿床地质, 22(3): 257-265.
- 李文良, 陈勇敢, 赵玉锁, 张国利, 张玉杰, 路彦明. 2006. 甘肃寨上金矿床含金石英脉中锆石 SHRIMP 法 U-Pb 同位素测定及地质意义[J]. 黄金, 27(7): 4-6.
- 刘家军. 2002. 西秦岭大地构造演化与金成矿带的分布[J]. 大地构造与成矿学, 21(4): 307-315.
- 刘新会, 于 岚, 等. 2005. 甘肃岷县寨上金矿床地质特征及成因初探[J]. 西北地质, 38(4): 45-53.
- 卢欣祥. 1998. 秦岭花岗岩揭示的秦岭构造演化过程: 秦岭花岗岩研究进展[J]. 地球科学进展, 13(2): 213-214.
- 路彦明, 李汉光, 陈勇敢, 张国利, 张玉杰, 李振华. 2006. 甘肃岷县寨上金矿地质地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探, 42(4): 25-31.
- 苏建平. 2003. 甘肃金矿成矿规律和成矿区带的划分[J]. 黄金地质, 9(3): 1-8.
- 唐国良. 2003. 礼岷金矿带岩体分布、岩石化学特征及矿床定位机制探讨[J]. 甘肃冶金, (2): 1-7.
- 王福田. 2003. 李坝微细粒浸染型金矿床成因探讨[J]. 黄金科学技术, 11(6): 16-28.
- 王祥文. 1999. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因初探[J]. 有色金属矿产与勘查, 8(6): 541-545.
- 王治平, 杜远生. 1995. 西秦岭岷县地区二叠纪裂陷带斜坡沉积及其构造意义[J]. 现代地质, 9(3): 300-310.
- 杨恒书, 张凤岭, 殷鸿福, 等. 1996. 西秦岭造山带演化与成矿[J]. 四川地质学报, 16(1): 73-79.
- 张东旭. 2002. 西秦岭礼岷前陆盆地构造演化及变形分析[J]. 矿产与地质, 92(16): 273-281.
- 张复新, 于 岚. 2002. 秦岭造山带斜向俯冲碰撞与南秦岭成矿作用响应[J]. 矿床地质, 21(增刊): 297-300.
- 张玉龙, 辛存林. 2007. 甘肃省东部中川岩体内外带铀 金成矿规律及其找矿判据[J]. 兰州大学学报, 43(6): 7-13.