

甘肃省岷县寨上金矿床成矿规律与找矿方向研究*

Ore-forming regularity and prospecting orientation in the Zhaishang gold deposit of Gansu Province

王伟峰, 赵天心, 宫元吉, 耿洪

(中国人民武装警察部队黄金第五支队, 陕西 西安 710100)

WANG WeiFeng, ZHAO TianXin, GONG YuanJi and GENG Hong

(No. 5 Detachment of General Gold Party, Chinese People's Armed Police Force, Xi'an 710100, Shaanxi, China)

摘要 寨上金矿床位于岷县-礼县多金属成矿带上,是近年来在西秦岭中发现的特大型金矿之一。文章对寨上金矿床的地质特征、流体包裹体地球化学、同位素地球化学、微量元素及稀土元素地球化学等进行了细致研究,得出寨上金矿床为中-低温热液型微细浸染型金矿床。矿脉受控于构造交汇部位、顺层剪切破碎带中,炭质板岩、泥质板岩、粉砂质板岩是金赋存的有利岩层,板岩层间、板岩与砂岩或灰岩接触带内是矿体赋存的有利空间。依此规律在寨上矿区东西两侧有望扩大矿床规模,找到类似的金矿床。

关键词 地质学; 寨上金矿; 成矿规律; 找矿方向

寨上金矿是中国人民武装警察部队黄金第五支队 2000 年对甘肃南部地区岷县-礼县成矿带进行战略地质调查时发现的特大型金矿床(司国强等, 2000; 于岚, 2004; 郭红乐等, 2003; 陈勇敢等, 2004)。2001 年以来采用了物探的激电中梯测量、联合剖面测量、电测深测量、化探的 1:5 万水系沉积物测量、1:1 万土壤测量, 1:5 万遥感解译, 地质勘查中动用了槽探、坑探、钻探、综合研究等手段。截止目前, 共圈定金矿体 20 个, 根据 (333)+(334) 资源量的估算, 矿床已具特大型远景规模。研究矿床地质特征、成矿机制、成矿规律对在西秦岭晚古生代地层中寻找同类型的金矿床具有重要的指导和借鉴意义。

1 地质背景

寨上金矿床大地构造位置位于秦-祁-昆褶皱系, 西秦岭褶皱带中带, 临潭-天水褶皱带, 新寺-大草滩复背斜西部, 礼-岷成矿带西端(王登红, 2000; 应汉龙, 2001)。区内断裂构造以纵贯全区的高桥-礼县大断裂为主体, 是区内主要的导矿断裂。研究表明, 本区存在有近 SN 向的基底构造(杜子图等, 1998)。平行排列的次级断裂是区内主要赋矿断裂。区内褶皱构造发育, 构造线以近 EW 向为主, 次为 NW-NWW 向, 是主要的控矿构造方向。

矿区出露地层主要为中、上泥盆统各类砂岩、粉砂质板岩、泥灰岩(局部含碳质), 下二叠统各类砾岩、砂岩、泥质碳质板岩。其中北矿带主要分布在下二叠统 b 组地层中, 南矿带主要分布在上泥盆统大草滩群(D_{3dc})中。

礼-岷成矿带东段岩浆活动强烈, 分布有中川、柏家庄、闫井、教场坝及碌碛坝等 5 个印支期-燕山期

* 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([2007]武金司字第 156 号)的资助
第一作者简介 王伟峰, 男, 1973 年生, 工程师, 主要从事金矿勘查工作。E-mail: dizhigu@sina.com

中酸性岩体。该成矿带东段产出李坝、金山、马泉、竹园沟、马坞等金矿床，西段产出鹿儿坝、寨上等典型金矿床。

2 矿区地质特征

2.1 赋矿地层

寨上金矿床赋存于国营牛场背斜核部及其两翼。背斜核部主要为上泥盆统钙质板岩、泥质板岩、粉砂质板岩、灰岩，两翼为下二叠统炭质板岩、泥质板岩、钙质板岩、粉砂岩、砂岩及少量灰岩。此外，区内广泛覆盖有第三系、第四系地层，一般厚度 10~50 m，最厚达 100 m (图 1)。

2.2 控矿构造

区内主干断裂为NWW向的F₁、F₃、F₅及NW向的F₈、F₉、F₁₀断裂，断裂规模较大，宽度一般 30~200 m，由板岩、砂岩、断层角砾、断层泥等组成。这些断裂在矿区NW部呈交汇复合趋势。次级断裂为一列NWW向的层间韧性断裂，宽度一般小于 30 m，主要由碎裂的炭质板岩、泥质板岩、钙质板岩、粉砂岩、断层角砾、断层泥及石英脉等组成，控制着矿脉的分布，为本区的容矿构造。

本区断裂呈近平行的等间距的顺层断裂，主要分布在板岩中或砂岩与板岩接触带靠近板岩一侧；含矿构造主要是一套斜列分布的断裂构造系统，扎麻树背斜是含矿断列构造的基础构造，断裂晚于褶皱的形成，叠加在背斜构造之上。含矿断裂的分布样式、规模和产状既受区域构造应力场的控制，也受围岩地层性质的控制，岩性在本区构造形成过程中起主导作用。

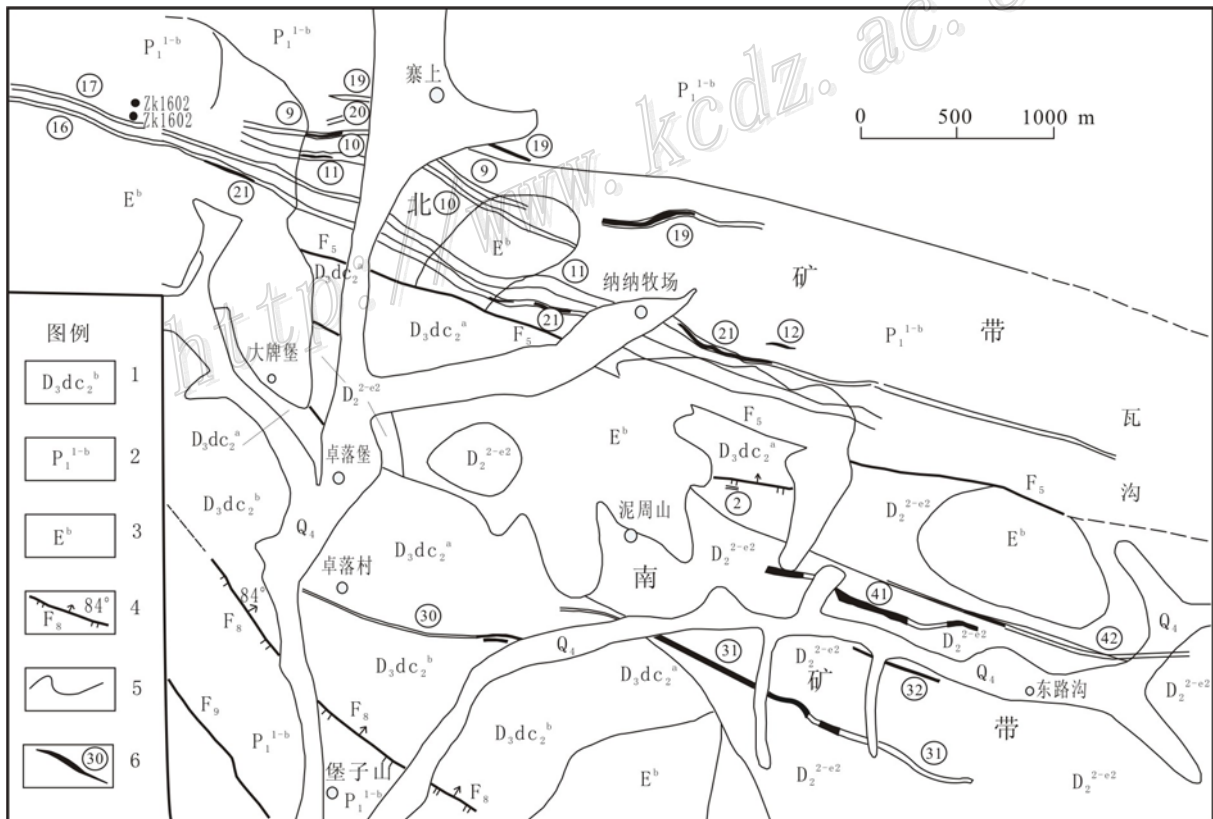


图 1 寨上矿区地质简图

1—上泥盆统大草滩群 b 组；2—下二叠统 b 组；3—老第三系；4—逆断层；5—实测地质界线；6—矿体位置及编号

2.3 物探异常

本区金矿脉与断裂构造密切相关，均赋存于破碎带内，电性反映为低阻；金矿化与金属硫化物呈正相关，在物性上表现为高值，故矿脉物性表现为低阻高极化特点。矿区分别进行了 1:1 万激电中梯测量、联合剖面测量及电法测深。中梯测量观测参数为视电阻率 (ρ_s) 和视极化率 (η_s)，视电阻率高值异常在本区总体表现为 280~290° 带状平行展布，反映出主构造带的延展趋势，视极化率随金属硫化物含量变化而变化，矿脉极化率反映出异常明显、形态规则、层次清晰，异常强度和范围上的变化可说明金属矿物含量上的变化，因而极化率异常较好反映了矿化体的分布，可作为间接找矿标志。在全区开展了物探中梯测量，圈定了异常 33 个，极化体 27 条。物探异常表现为低值异常， η_s 值一般为 1%~1.5%，异常呈带状分布，与矿带位置相吻合。

2.4 化探异常

矿区开展了 1:1 万土壤测量工作，全区共圈定 Au 异常 (以 5×10^{-9} 为异常下限) 12 处，As 异常 12 处，Sb 异常 12 处，Cu 异常 9 处，Pb 异常 9 处，Zn 异常 8 处。从整体分布趋势来看，金元素含量从泥盆系至第三系地层由老至新逐渐降低，由东向西异常的强度和面积变小，分带性逐渐减弱。

3 矿床地质

3.1 矿化带和矿体地质

矿区共发现金矿脉 20 条，主要矿脉为 9、10、11、12、19-2、19-1、21、31、32、41 号脉。矿脉严格受卓落-国营牧场背斜及 NWW 向断裂控制，按金矿 (化) 体的空间分布特征，分为南、北 2 个矿带。

北矿带位于卓落-国营牧场背斜的北翼，长 7 200 m，宽 1 000 m，矿脉赋存于下二叠统下部地层 b 组 (P11-b) 的砂质板岩、含炭板岩、泥质板岩、砂岩中，由北向南依次为 19-2、19-1、9、10、12、11、21 号矿脉，矿脉间距 30~300 m，近平行分布。产状北倾、倾角 20~60°。共圈定矿体 10 个，矿体长度 300~1 100 m，厚度 1.07~19.74 m，金品位 1.04×10^{-6} ~ 16.4×10^{-6} 。

南矿带位于卓落-国营牧场背斜核部一带，长 4 200 m，宽 1 000 m，矿脉赋存于中泥盆统 e 组中段 (D22-e2) 灰岩、钙质板岩夹泥质板中，由北向南主要为 41、32、31 号矿脉，矿脉间距 200~400 m，近平行分布。41、42 脉北倾，倾角 45~70°；32 号脉南倾，倾角 50~75°；31 号脉总体北倾，75 线以东地表南倾，倾角 55~90°，物探联合剖面测量其深部为北倾，倾角 70~80°。圈定矿体 6 个，矿体长度 414~1 030 m，厚度 0.43~8.23 m，金品位 1.03×10^{-6} ~ 31.70×10^{-6} 。

脉体成分主要由碎裂岩、碎裂化炭质板岩、泥质板岩、钙质板岩、蚀变砂岩、灰岩组成。

3.2 矿石类型

按氧化程度，寨上金矿区矿石可分为氧化矿石和原生矿石。氧化矿石一般产于地表，范围大致在 0~40 m，呈黄褐色、棕褐色、红褐色。原生矿石一般位于地表 40 m 以下，局部地段较浅，按蚀变矿化的原岩类型划分为蚀变炭质板岩型，蚀变粉砂质、泥质千枚状板岩型，强硅化蚀变角砾岩型，蚀变灰岩型，其中蚀变炭质板岩型为本区主要矿化类型。由于受原岩岩性和成分的影响，原生矿石的颜色变化较大，多呈深灰色，次为灰白色、浅灰色，新鲜面呈灰黑色、灰色、黑色等。

3.3 矿石结构与构造

矿石结构主要有：自形-半自形结构、他形结构、草莓状结构、交代结构、交代残余结构、环带结构、胶状结构、环边结构、碎裂结构等。

矿石构造主要有脉状-网脉状构造、角砾状构造、浸染状构造、斑点状构造、团块状构造、放射状构造、块状构造、晶簇状构造，土状构造等。

3.4 矿物组成

在金矿石中，矿物种类较多，矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、毒砂、辉锑矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、白钨矿、车轮矿、硫铜锑矿、辉锑铅矿、铜蓝、赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿、菱锰矿、白铅矿、针

铁矿和纤铁矿，其中黄铁矿、黝铜矿、辉锑矿、方铅矿在矿区分布较广。在矿石中，首次发现了铜-锌-镍-锡-铁金属互化物及其硫的合金矿物。脉石矿物主要有石英、方解石、长石、绢云母、粘土矿物及石膏、重晶石等。

3.5 围岩蚀变

矿区含矿围岩蚀变较弱，蚀变类型主要有硅化、含砷黄铁矿化，其次为碳酸盐化、绢云母化、毒砂化、辉锑矿化、褐铁矿化、高岭土化等。其中与矿化及成矿关系密切的是硅化、黄铁矿化、毒砂矿化及辉锑矿化等。

硅化是区内最为普遍、在成矿过程的各个期次和阶段均有伴生的蚀变类型。在成矿过程早期表现为脉状、薄层状充填于脆-韧性剪切变形带中，中期呈细脉状沿岩石或矿石微裂隙充填，晚期呈细脉、网脉状充填于成矿晚期和后期活动的破碎带内。

黄铁矿化是区内典型的蚀变作用。在沉积成岩阶段形成的黄铁矿颗粒小，多呈草莓状结构，经热液改造作用常具有增生环带结构，呈自形-半自形浸染状充填于岩石微裂隙中，在脆性断裂破碎带中局部可见条带状、团块状黄铁矿。具增生环带的细粒浸染状黄铁矿与金矿化关系密切，其含量多少与金品位成正相关，蚀变强弱直接反映了金矿化的强弱。

4 成矿机制

寨上金矿床的形成总体上经历了沉积-成岩期、构造作用-热液叠加成矿期和表生氧化期 3 个期次。沉积-成岩期为成矿物质的初步富集奠定了物质基础；构造作用-热液叠加成矿期是成矿作用最重要的时期（杨恒书等，1996）；表生氧化期是在矿床形成后，由于构造作用抬升至地表，原生矿石普遍受到氧化作用，形成以褐铁矿化为标志的氧化矿带的矿床改造期。

4.1 稀土元素分析

对寨上金矿区围岩（板岩）、方解石脉、铜金矿石、黄铁矿型金矿石作 REE 分析，并作出 REE 配分模式（图 2）。稀土配分曲线分布呈现向右中低倾斜趋势， $\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}$ 比值为 1.14~2.21，总体表现为轻稀土的富集，重稀土平坦的特征。赋矿围岩与金矿石配分形式相似，为一组缓密集平行的右倾斜线，表明金矿石对容矿岩石稀土来源的继承性（应汉龙，2001；于岚，2004）。La/Yb 比值、Sm/Nd 比值分别为 3.81 和 6.23，亦显示出壳源特征。说明寨上金矿床成矿与地层建造的成生联系。

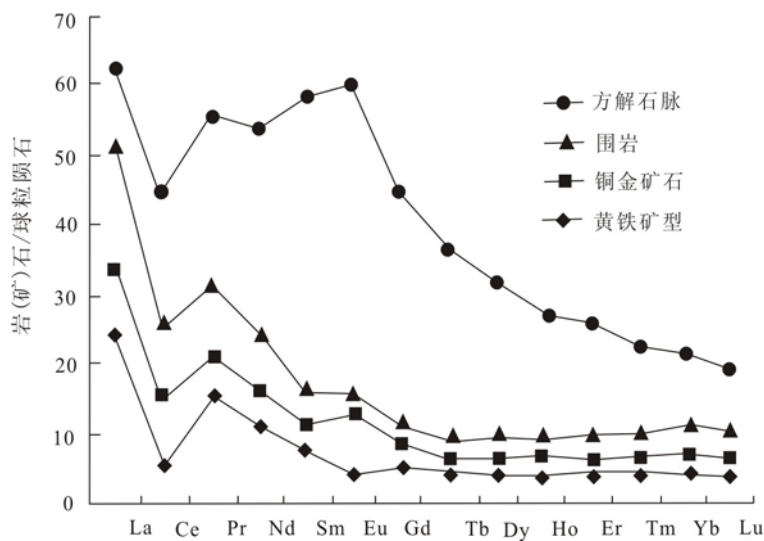


图 2 寨上金矿床稀土元素配分模式图（据刘新会等，2004）

4.2 硫同位素

寨上金矿硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 0.2 ‰~32.37 ‰，极差为 32.17 ‰，平均值 7.87 ‰。除样品 06ZS-75（角砾状黄铁矿）和 06ZS-89（腕足化石边缘交代黄铁矿）的 $\delta^{34}\text{S}$ 值比较高，分别为 27.75 ‰、32.37 ‰外，其余样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围相对较小（图 3），各硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值比较接近，其中黄铁矿变化范围 3.1 ‰~32.37 ‰，辉锑矿 3.0 ‰~7.41 ‰，方铅矿 3.2 ‰~10.24 ‰，说明该地区的硫来自地层。寨上的样品中明显能看出方铅矿等矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值偏高，说明硫同位素在各个矿物中未达到平衡状态，可能反映金成矿时成矿流体曾发生过沸腾作用。寨上金矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 的组成特点，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。

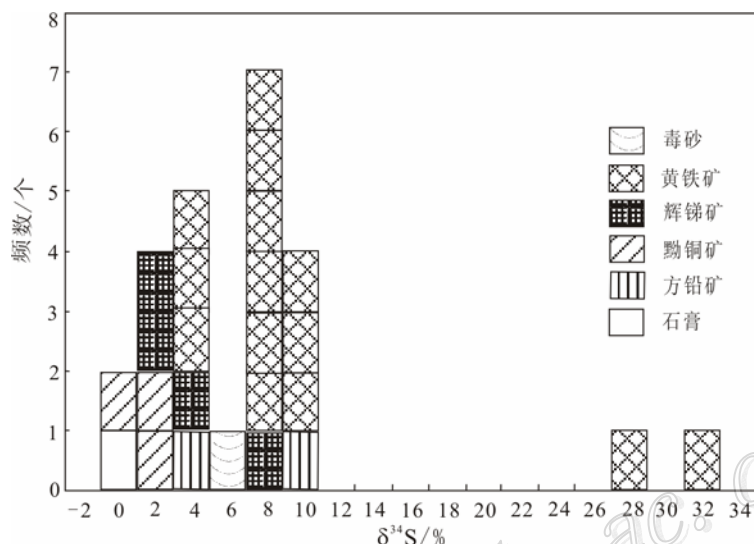


图 3 寨上金矿硫同位素分布直方图（部分资料据路彦明，2006a）

4.3 氢、氧同位素

寨上金矿床石英样品中氢、氧同位素值： $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值介于-82 ‰~-95 ‰之间，平均值为-89.83 ‰； $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值为 7.43 ‰~13.64 ‰之间，平均值为 10.01 ‰。方解石中氢、氧同位素值： $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值介于-73 ‰~-81 ‰之间，平均值为-75.75 ‰； $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值为 7.16 ‰~12.81 ‰之间，平均值为 9.81 ‰。将石英和方解石样品中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 值投影于图 4 可见，氢、氧同位素数据点投影集中，部分分布于原始岩浆水区域内，大部分样品向岩浆水区域的右下方漂移。由投影点可以看出成矿流体与岩浆水关系密切，成矿流体具有多来源特征，为深部岩浆水和浅部大气降水发生混合、并且与围岩发生充分交换的产物（刘家军等，1998）。

4.4 碳、氧同位素

本区热液方解石的碳、氧同位素组成特征显示， $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值介于-2.08 ‰~0.85 ‰之间，平均值为-0.51 ‰，碳同位素组成变化范围窄，数据集中，说明碳来源一致； $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 11.40 ‰~19.84 ‰之间，平均值为 18.32 ‰。该区的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 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，反映矿区碳的来源可能不是唯一的。将热液方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值投影于 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图上，投影点大部分集中于海相碳酸盐岩区域左侧，个别在花岗岩区域右侧，表明寨上金矿的 CO_2 来源主要是由海相沉积碳酸盐岩经溶解

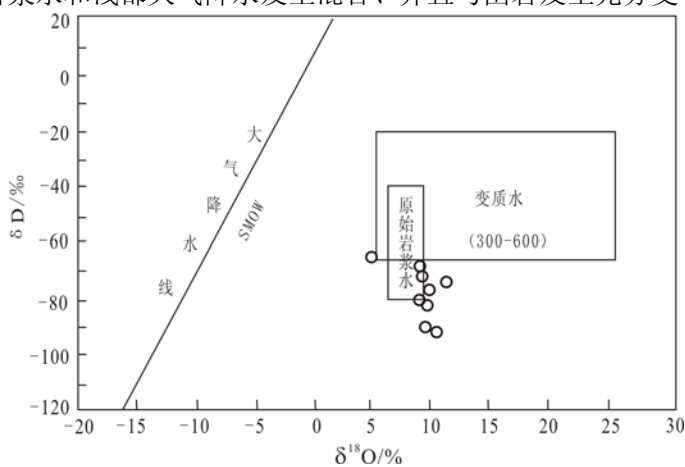


图 4 寨上及外围金矿氢、氧同位素组成投影图（据刘家军，1998）

作用产生的，并有花岗岩岩浆热液的混入。

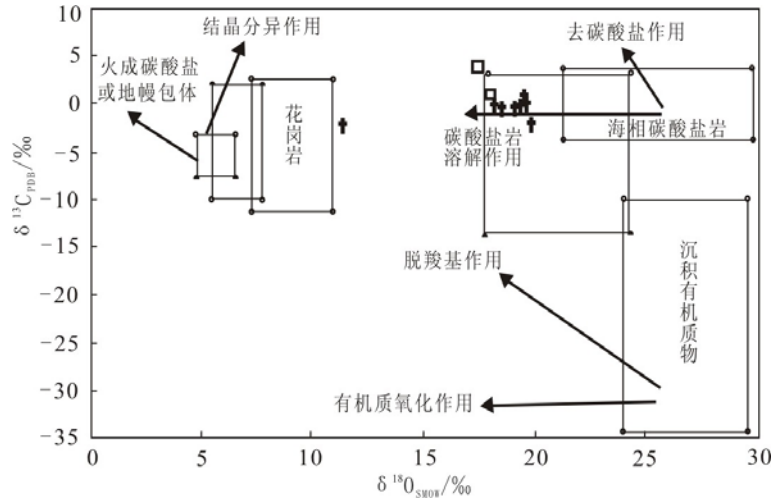


图 5 寨上、鹿儿坝金矿碳和氧同位素组成投影图 (据刘家军, 2007)

4.5 成矿物质来源

断裂构造样、矿化样、矿石样微量元素 R 型聚类分析说明相关系数为 0.4 时，金和大部分元素相关，成矿物质来源具有多样性。因子分析说明主成矿期为 Sr 和 V 的元素组合，成矿物质受深源和围岩的共同影响 (刘新会等, 2005)。

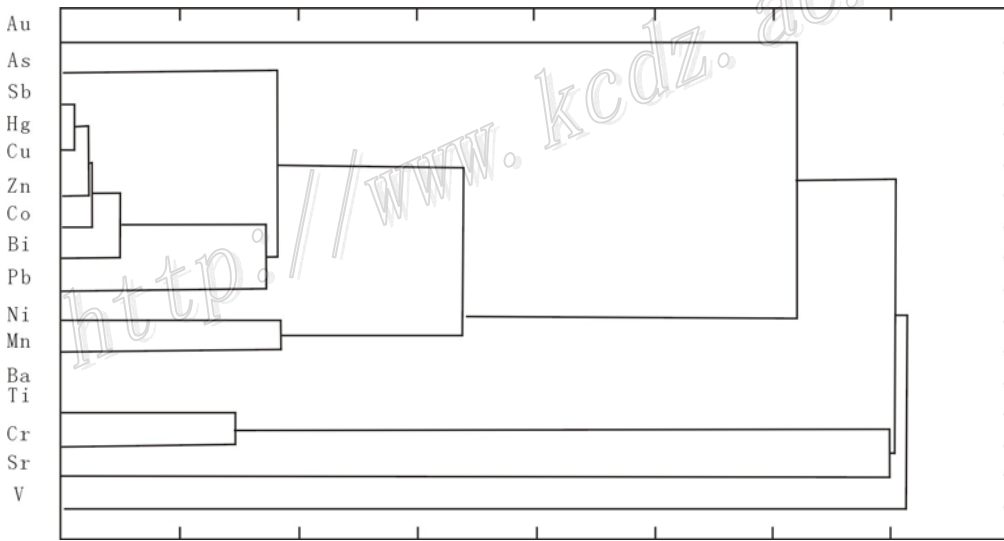


图 6 R 聚类分析图谱 (据陈勇敢, 2004)

寨上金矿矿床地质特征、流体包裹体地球化学和同位素地球化学、微量元素和稀土元素地球化学等特征表明，成矿可能正是深部流体和浅部流体相互作用的结果。印支期-燕山期花岗岩岩浆上升侵位，深部流体沿深断裂上移，与近地表下渗的大气降水等流体混合，在地下较深部位形成成矿流体，并在构造运动下上升到浅部，和围岩发生充分的物质交换。流体运移过程中，携带大量成矿物质的流体进入有利构造部位，由于燕山晚期物理化学条件的改变和热化学硫酸盐还原作用，使 Au 沉淀富集成矿，形成寨上中-低温热液型微细浸染型金矿床。

5 成矿规律

寨上金矿位于岷县-礼县成矿带西部，“五朵金花”西边，与李坝金矿、罗坝金矿、鹿儿坝金矿等位于同一构造背景和成矿环境，有相似性和可比性。在全面收集分析矿区已有地质、物探、化探、遥感、勘查、科研等资料的基础上（毛景文，2001；齐金忠等，2005；路彦明等，2006a；李文良等，2006），初步总结寨上金矿成矿规律如下。

5.1 地层控矿

寨上金矿区受控于中泥盆统 e 组下段、下二叠统 b 组。中泥盆统 e 组下段主要为灰色板岩、薄-中层石英砂岩与粉砂岩互层、紫红色粉砂质板岩。上段主要岩性为灰色板岩、黄灰色泥灰岩夹薄层灰岩。南矿带主要分布于此地层中。与上泥盆统地层呈不整合接触。下二叠统 b 组底部为灰色砂岩、含砾石英砂岩、砂岩、含炭板岩；中部为灰黑色含炭泥质板岩，粉砂岩、含铁质石英砂岩；上部为灰黑色含炭板岩夹棕色石英砾岩、石英砂岩。北矿带主要分布在此层中。

5.2 岩性控矿

寨上金矿受控于各种板岩或板岩与砂岩接触带。北矿带在砂岩之间主要存在 3 层板岩地层，分别与 3 条大的构造带相对应。砂岩一般为正地形，可以做为控制北矿带各条含矿构造的标志层。板岩为负地形。构造破碎主构造面为岩性界面，与矿脉相对应，但在构造活动强烈的部位，上下构造可以合为一体，形成上百米厚的断层泥带。含矿构造带主要发育在砂岩之间的板岩地层中，矿脉受板岩与砂岩界面控制，主要产于界面之下或之上的板岩之中，不排除主要矿脉旁侧存在次一级支脉的可能。界线附近的砂板岩互层可能更有利于构造发育。

金矿床赋存于下二叠统浅海相陆源碎屑-碳酸盐-泥质岩组合的浅变质岩中，从地层组合看，有渗透性较好的砂砾岩，为含矿热液富集提供通道，又有渗透性较差的阻挡层，含炭质板岩，对金有一定的吸附作用。经 ZK82 钻孔岩性与金品位统计（见表 1），可以看出金与炭质板岩关系密切。

表 1 ZK82 钻孔岩性与金品位统计表

岩 性	样长/m	Au 平均品位/ 10^{-6}
砂 岩	12.77	0.10
碳质板岩	4.30	1.33
砂 岩	2.5	0.70
碳质板岩	2.62	5.40
砂 岩	1.41	0.22
碳质板岩	15.32	7.41

5.3 构造控矿

褶皱控矿 从目前控制情况看，寨上矿区的矿脉主要呈 NW 向集中分布于扎麻树背斜的西侧倾伏端。北矿带主要分布在背斜的北翼，围岩为下二叠统砂板岩。南矿带的矿脉主要分布在背斜核部区，围岩主要为中上泥盆统的板岩和灰岩。南北矿带含矿层位不相对应，不是两翼成矿。

断裂控矿 含矿断裂总的分布特点是北部呈带，南部呈脉。北矿带矿脉密集，在宽约 600 m 范围内，产有 6~7 条矿脉，平均间距 100 m。而南部矿脉则呈单脉产出，间距约为 200~400 m。含矿断裂为层间断裂，继承了原岩的产状。北矿带相对比较缓，北倾，倾角 40~50°；南矿带比较陡，北倾 60~70°，局部直立，甚至反倾。

金矿床具有多阶段成矿的特点，构造活动的叠加与热液侵入的叠加，为金矿的富集起到了决定性的作用，不同性质构造叠加形成厚大矿体。早期主构造为压性，在矿体两侧形成不等距张性裂隙，一般间距

5~10 m, 被热液充填, 在后期剪切力的作用下, 矿化体与主矿体形成一定交角, 一般 30~40°, 形成不对称的“非”字形构造。

5.4 蚀变标志

矿区的主要蚀变类型有硅化、黄铁矿化, 其次为碳酸盐化、绢云母化、毒砂化、辉锑矿化、褐铁矿化、高岭土化等。其中硅化、黄铁矿化、毒砂化、褐铁矿化与成矿关系最为密切, 可作为直接的找矿标志。

5.5 物探异常标志

一方面, 除少量在地层中呈分散状分布的同沉积黄铁矿外, 金矿化与热液成因呈带状沿破碎带集中分布的多金属硫化物关系密切; 另一方面, 金矿化与蚀变的碎裂炭质板岩地层关系也较为密切。因此, 物探低阻高极化异常能较准确的反映矿化带、矿脉的延伸位置, 物探联剖与电测深能较准确地推测矿脉产状与埋深情况。矿区第三系、第四系覆盖层厚度大, 物探异常作为间接找矿标志, 对寻找隐伏矿脉(体)可起到较好的指示作用。

5.6 化探异常标志

矿区第三系、第四系覆盖层厚度大, Au 的水系沉积物异常、土壤异常均呈带状低值异常特征, 与已知矿带吻合较好, 可作为间接找矿标志。

矿区垂向元素组合特征为: As、Hg、Sb 为前缘晕元素, Bi、Mo 为尾晕元素, Au、Pb、Zn 为近矿晕元素, 运用构造原生晕特征可以预测矿体深部情况或寻找隐伏矿体(王爱军, 2002; 路彦明, 2006b)。

6 找矿方向

6.1 在原有矿体两侧和深部找矿

北矿带位于矿区倒转背斜的北翼, 矿体主要赋存在下二叠统破碎蚀变炭质板岩中。北矿带分布于 79~224 线, 已圈定 11 条矿体。东、西两段深部工作程度很低, 尤其西端第三系覆盖厚度几十到百米, 但该段极化率异常发育, 呈带状分布, 如 ηs-28 号极化率异常面积大, 强度高, 经工程验证在 148 线见 23 号矿体, 厚度 2.05 m, 平均金品位 8.62×10^{-6} ; 160 线有 2 个浅钻见矿, 厚度 5.78~8.62 m, Au 品位为 0.84×10^{-6} ~ 1.06×10^{-6} , 172 线见 23 号脉, 厚度 1.00~1.20 m, 金品位 1.11×10^{-6} ~ 1.29×10^{-6} 。说明该带比较连续, 有一定找矿潜力。

南矿带位于矿区倒转背斜的核部, 赋存于中泥盆统灰岩、钙质板岩夹泥质板中。分布于 56~139 线, 圈定矿体 6 条。南矿带中部工作程度相对较高, 东、西两段深部无工程控制, 工作程度较低, 找矿过程中要注意在原矿体没有封闭的矿化富集段进行深部找矿。

6.2 在有利的地层岩性部位找矿

含矿构造带主要发育在砂岩之间的板岩地层中。矿脉受板岩与砂岩界面控制, 主要产于界面之下或之上的板岩之中, 不排除主要矿脉旁侧存在次一级支脉的可能, 要注意在 19 号矿脉的北侧寻找平行的矿脉(如图 7)。

6.3 在有利的构造交汇部位找矿

整个西秦岭地区发育有近 SN 向古基底构造(杜子图, 1998), 其中通渭-宕昌隆起带和定西-岷县两沉降带的分界线(或边界构造带)穿越寨上金矿区。区内的 NNE 向断裂构造在遥感影像图上能比较明显的反映, 已解译出多条 NNE 向的断裂构造带。矿区矿体的产出部位和近 SN 向构造在空间上有一定的吻合, 两者有明显的相关关系, 即在近 SN 向构造发育的 SN 向线性带和 NWW 向控矿构造交汇的部位, 多是已知矿体产出的位置。据此推测, 近 SN 向构造和金矿成矿可能存在有内在联系, 至少 SN 向构造与 NWW 向构造的交汇处, 应是构造变形强烈、容矿空间扩大的部位, 当然也应是金矿富集成矿的有利部位。据此规律在矿区外围选择了那扎、中滩河两处有利的找矿靶区。这两个靶区目前均有矿化显示。另外, 从金矿

成矿的区域性规律，矿床（体）沿断裂呈近等间距产出的普遍规律看，这两个区段和寨上金矿区基本上近等间距产出，故推测那扎、中滩河是寨上矿区外围的有利找矿区段。

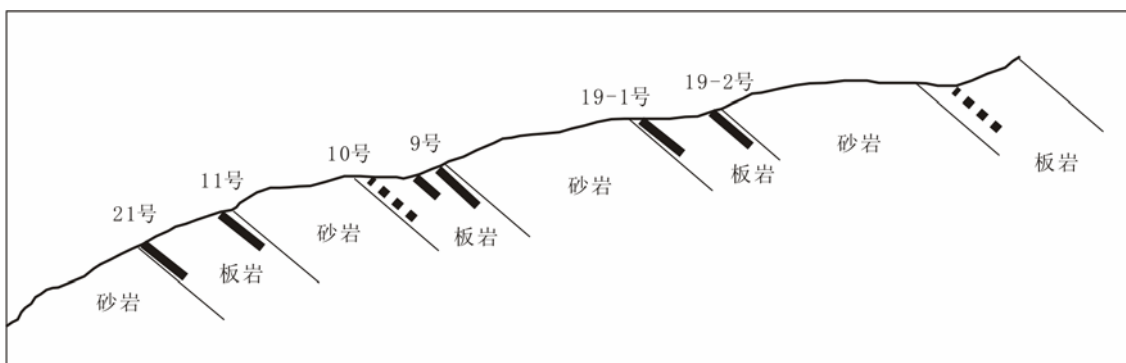


图 7 寨上金矿北矿带地层-构造控矿模式（据刘纲，2007）

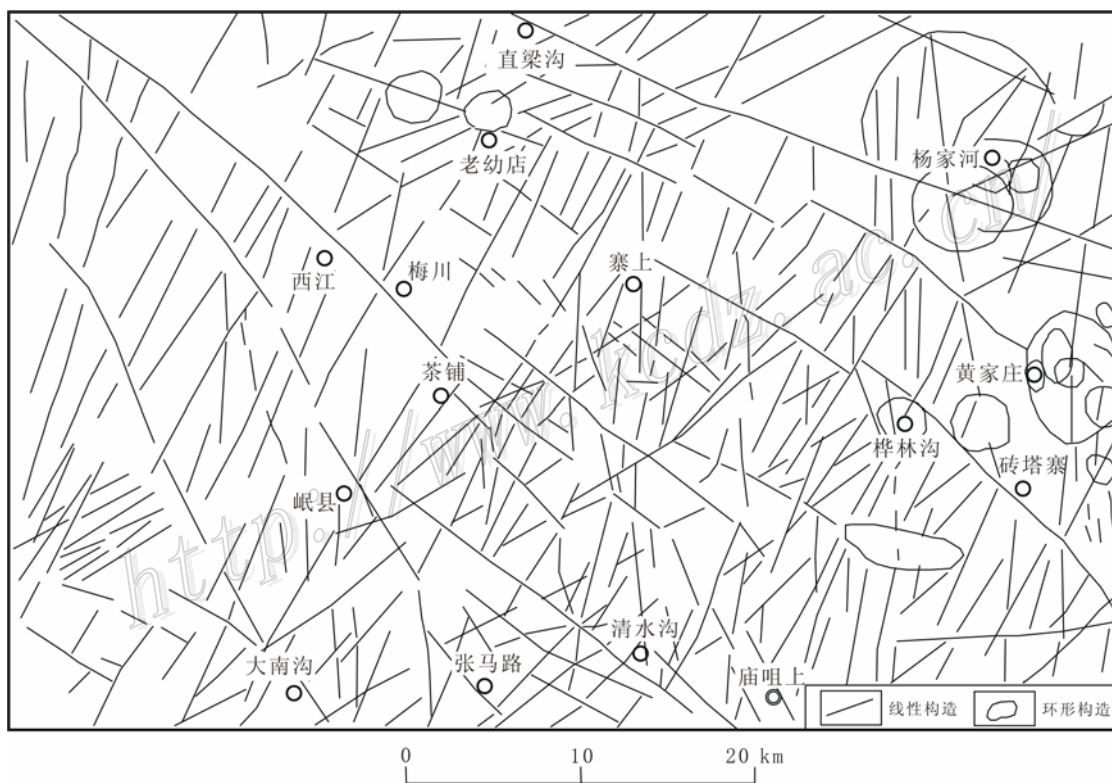


图 8 甘肃寨上金矿区遥感解译图

7 结 论

寨上金矿是近年来在西秦岭发现的特大型金矿之一。通过研究该矿床地质特征、成矿机制、成矿规律，认为，寨上金矿是具有地层、岩性、构造、热液作用成矿的多成因的“沉积-改造型”金矿床。宏观上受控于构造交汇有利部位，顺层剪切破碎带、有利的地层（ D_2e 、 P_1b ）、岩性(炭质板岩、泥质板岩、粉砂质板岩)、层面(板岩与砂岩或灰岩接触带、层间滑动面)等是形成寨上特大型金矿的成矿条件。寨上金矿区仅是国营牛场背斜控矿体系的一小部分，在寨上金矿原有矿体两侧及深部，岩性有利部位、构造交汇部位找矿潜力巨大。

参考文献

- 陈勇敢, 赵玉锁, 张国立, 马德锡, 路彦明, 常春郊. 2004. 甘肃塞上金矿床构造地球化学特征[J]. 黄金地质, 10 (4): 61-65.
- 杜子图, 吴淦国, 李志中, 王义强. 1998. 西秦岭地区遥感地质解译, 区域构造演化及金成矿规律[J]. 国土资源遥感, (4): 59-65.
- 郭红乐, 陆志平, 刘爽, 张复新, 于岚. 2003. 甘肃塞上卡林型金矿床地质特征与控矿因素[J]. 黄金地质, 9 (3): 21-26.
- 李文良, 陈勇敢, 赵玉锁, 张国利, 张玉杰, 路彦明. 2006. 甘肃塞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, 郑明华, 周德安, 等. 1998. 拉尔玛金成矿带成矿流体氢氧同位素组成及其演化[J]. 长春科技大学学报, 28 (1): 43-49.
- 刘新会, 于岚, 张复新, 刘爽, 华曙光. 2005. 甘肃岷县塞上金矿床地质特征及成因初探[J]. 西北地质, 38 (4): 45-53.
- 路彦明, 范俊杰, 赵新峰, 张学军, 肖力. 2004. 甘肃黑刺沟金矿床地质特征及类型归属[J]. 黄金地质, 10 (3): 1-6.
- 路彦明, 李汉光, 陈勇敢, 张国利. 2006a. 西秦岭塞上金矿床中石英和绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年[J]. 矿床地质, 25 (5): 590-597.
- 路彦明, 李汉光, 陈勇敢, 张国利, 张玉杰, 李振华. 2006b. 甘肃岷县塞上金矿地质地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探, 42 (4): 25-31.
- 毛景文. 2001. 西秦岭地区造山型与卡林型金矿床[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20 (1): 11-13.
- 齐金忠, 李莉, 袁士松, 刘志杰, 刘敦一, 王彦斌, 李志宏. 2005. 甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究[J]. 矿床地质, 24 (2): 141-150.
- 司国强, 李通国. 2000. 鹿儿坝金矿床地质特征及控矿因素分析[J]. 甘肃地质学报, 9 (1): 59-65.
- 王爱军. 2002. 甘肃省礼县中川地区李坝式金矿床载金矿物地球化学特征及矿床成因意义[J]. 矿产与地质, 16 (5): 297-301.
- 王登红. 2000. 卡林型金矿找矿新进展及其意义[J]. 地质地球化学, 28 (1): 92-96.
- 杨恒书, 张凤岭, 殷鸿福, 赖旭龙, 杨封清. 1996. 西秦岭造山带演化与成矿[J]. 四川地质学报, 16 (1): 73-79.
- 应汉龙. 2001. 卡林型金矿床的特征和成因[J]. 地质地球化学, 29 (4): 56-64.
- 于岚. 2004. 甘肃岷县塞上金矿床地质地球化学特征与成因探讨[D]. 硕士学位论文. 西北大学.

<http://www.kcdz.ac.cn/>