

甘肃岷县寨上金矿地质地球化学特征及成因

路彦明^{1,2}, 李汉光^{1,2}, 陈勇敢², 张国利², 张玉杰², 李振华²

(1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 廊坊 065000)

[摘要] 寨上金矿位于西秦岭造山带北亚带。矿脉体的产出受控于NW向断裂和褶皱构造, 走向NW。矿石主要为蚀变岩型, 成矿可分为4个阶段。矿石微量元素分析发现, Au为一独立元素组。流体包裹体中气相成分以H₂O为主, 其次为CO₂、CH₄、C₂H₆, 离子以Na⁺、K⁺、SO₄²⁻、F⁻、Cl⁻为主, Na⁺/K⁺为1.2~5.4, 且富F⁻。流体包裹体氢同位素 δD_{H_2O} 介于-65‰~-92‰之间, 氧同位素 $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW}$ 值介于4.71‰~11.01‰之间。硫化物的 $\delta^{34}S$ 为3.0‰~9.2‰。矿石稀土元素含量特征与围岩明显不同。金矿是在深部和浅部流体相互作用下, 形成于中低温、低盐度环境中。

[关键词] 寨上金矿 地球化学 成矿流体 矿床成因

[中图分类号] P618.51 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2006)04-0025-07

寨上金矿位于西秦岭礼(县)—岷(县)金矿带^[1]西段, 为该区近年来新发现的大型金矿之一, 随着勘探工作的进一步投入, 矿床资源量有望继续扩大。

1 成矿地质环境

按照张国伟(1996)^[2]的划分方案, 寨上金矿位于西秦岭造山带北亚带, 该构造单元北侧以商丹断裂为界与祁连—北秦岭造山带相连, 南侧以岷县—凤县—镇安断裂与西秦岭造山带南亚带相连(图1)。

区内出露地层有泥盆系及其以后的各时代地层, 以泥盆纪地层出露最为广泛。包括寨上金矿在内的礼岷矿带主要金矿床(如李坝金矿、金山金矿)的赋矿围岩多以泥盆纪地层为主, 且在整个西秦岭地区, 泥盆纪地层中Au的丰度值确实较高^[3], 据此有部分学者研究认为该区微细浸染型金矿床矿质主要来源于地层。作为矿源层, 不仅需要具有较高的Au丰度值, 同时, 地层中的Au还需活化迁移出来, 路彦明等^[4]对西藏北地区研究发现, 以前被认为是矿源层的地层, 实际上并非金矿成矿物质的主要提供者。那么西秦岭地区泥盆纪地层最终有多少Au能活化和迁移出来, 是否是金矿成矿的矿源层, 仍待研究。

礼—岷矿带岩浆活动总体以中川地区印支期形

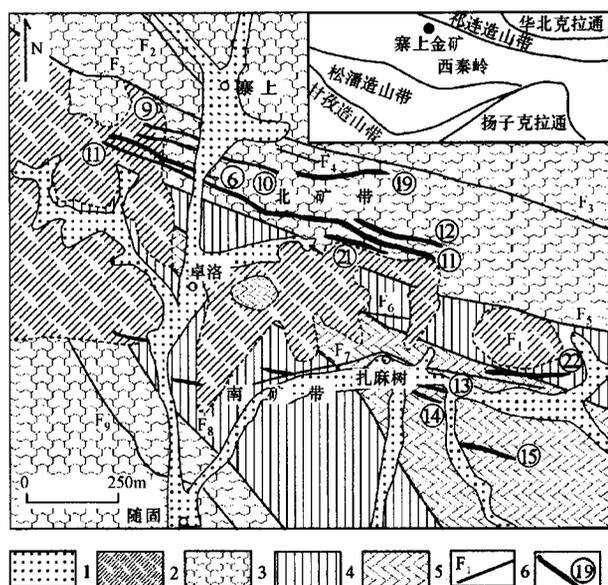


图1 寨上金矿区综合地质略图

(据中国人民武装警察部队黄金五支队, 2004)^①

1—第四系; 2—老第三系砾岩; 3—下二叠统含炭质板岩夹砂岩、灰岩; 4—上泥盆统大草滩群粉砂灰岩夹薄层灰岩; 5—中泥盆统板岩、砂岩夹薄层灰岩; 6—断层及编号; 7—金矿化脉及其编号

成的五大岩体为代表。岩浆活动主要通过改变围岩物质成分及物理、化学形态, 从而促成Au元素迁移, 这是众多研究者取得共识的。但研究区岩浆岩是否是矿质提供者, 仍存在争议。

[收稿日期] 2005-04-07; **[修订日期]** 2005-07-28; **[责任编辑]** 韩进国。

[基金项目] 中国人民武装警察部队黄金指挥部专项科研基金项目(编号: HJ03-1)资助。

^① 中国人民武装警察部队黄金第五支队. 甘肃岷县寨上金矿区及外围岩金普查报告, 2004。

[作者简介] 路彦明(1971年—), 男, 1996年毕业于长春科技大学, 获硕士学位, 在读博士生, 高级工程师, 现主要从事金矿成矿等研究工作。

西秦岭造山带北亚带,是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,主要历经4个阶段的发展过程^[5],其中三叠纪末的印支运动期为西秦岭地区金矿成矿的一个主要时期,中、新生代燕山—喜马拉雅期亦伴随有区域性的金成矿作用的发生。

2 矿床地质特征

2.1 脉体特征

截至目前,寨上金矿区共发现金矿化脉体30余条(图1),脉体严格受断裂构造和褶皱构造的双重控制,脉体的宽度和构造带宽度基本一致,随断裂破碎带的膨缩而膨缩,走向上近平行产出,总体走向为280°~300°,北倾,倾角变化较大。

按脉体空间分布特征及其与控矿构造的空间关系,可分为南北2个矿带:北矿带位于矿区北部,已探明的资源量占整个矿区已探明资源量的80%以上。整个矿带呈NWW走向,东西延长约4.5km,南北宽约1.5km。围岩均为二叠系下统地层,该矿带矿化脉体的倾角多在40°~50°;南矿带位于矿区南部,各矿化脉体总体走向和北矿带基本一致,局部有变化,倾角多在60°~80°,不同的矿化脉体,倾角变化较大,个别矿脉局部近直立或反倾。

2.2 矿石矿物特征

寨上金矿矿石按氧化程度可分为氧化矿石和原生矿石。

氧化矿石一般产于地表,大致在地表以下0~40m的范围,一般呈黄褐色、棕褐色、红褐色。

原生矿石一般位于地表40m以下,局部地段较浅。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。原生矿石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、泥质千枚质板岩型,强硅化蚀变角砾岩型,蚀变灰岩型。

矿石中金属矿物较多,以黄铁矿和毒砂为主,次为自然金、黄铜矿、黝铜矿、辉锑矿、方铅矿、闪锌矿、

碲汞矿、辉砷钴矿、赤铁矿、褐铁矿等。黄铁矿颗粒较细,按照颗粒大小可分为两种:其一为0.01~0.1mm的黄铁矿;其二为0.01mm以下粒级的黄铁矿。初步研究认为,前者的形成时间要稍早于后者。毒砂是矿区又一主要金属矿物,但由于其颗粒非常小,肉眼极难辨认,其粒度多在0.01mm以下,在各种矿石中均有发现。

矿石中非金属矿物主要有石英、长石、方解石、绿泥石、高岭土、绢云母。

2.3 矿石组构及成分特征

矿石结构主要有:自形粒状结构、他形粒状结构、固溶分解结构、交代结构、胶状结构、草莓状结构等。矿石构造主要有脉状构造、浸染状构造、团块状构造、碎裂状构造。

寨上矿区矿石化学成分、微量元素含量见表1,由表可以看出:矿石化学成分以SiO₂、Al₂O₃为主,其次为Fe₂O₃、FeO、K₂O、H₂O⁺,含有少量的Na₂O、MgO、CO₂等,不同的矿脉CaO和CO₂含量相差较大,反映出矿石中蚀变矿物碳酸盐的含量不同;矿区各矿化脉体Au含量变化较大,一般在1×10⁻⁶~5×10⁻⁶,个别在10×10⁻⁶以上;各样品的As含量一般较高,反映矿床整体含砷较高;不同地段微量元素含量差别较大,南矿带31号脉体As、Sb、Hg、Cu、Pb、Zn元素含量较高,部分已达到工业品位,而其他矿脉这些元素的含量相对要低很多;矿石的Au含量和As、Sb、Pb、Zn等元素存在相关性。

2.4 围岩蚀变特征

矿区围岩蚀变类型主要有硅化、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。

与矿化关系密切的是硅化及黄铁矿化,硅化早期为脉状、薄板状平行或穿插岩层,充填于各种矿化或矿石角砾之间,与金矿化关系不明显;中期则为细脉状沿岩石或矿石微裂隙充填;晚期为细脉状、网脉状或小团块状分布于破碎带内,与金矿化成正相关;

表1 寨上矿区矿石化学成分^①及微量元素含量^②表

样号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	H ₂ O ⁺	CO ₂	LOI		
ZS9	0.43	0.78	15.88	65.34	0.05	2.99	1.37	0.56	0.06	3.85	0.84	3.96	1.94	7.32		
ZS10	0.61	0.28	14.64	72.15	0.04	2.61	0.41	0.52	0.06	4.39	0.68	3.64	0.41	3.97		
ZS11	0.64	0.29	13.07	62.15	0.06	2.48	0.45	0.45	0.03	14.06	0.50	5.18	0.23	5.76		
样号	Au	As	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Mn	Ti	Cr	Ba	Sr	V
ZS9	3560	1753	34	0.21	0.865	38	68	230	16	23	244	4040	77	302	364	83
ZS10	440	1575	61	0.24	0.67	24	131	286	12	26	489	3441	63	354	255	63
ZS11	4640	4808	134	0.31	0.975	48	64	493	10	26	260	328067	268	333	69	

注:①由中国人民武装警察部队黄金地质研究所测试,2004;②由国土资源部物化探研究所测试中心测试,2004;③含量单位:化学成分ω_B%,微量元素ω_B/10⁻⁶,ω(Au)/10⁻⁹。

碳酸盐化多为方解石细脉,部分与石英细脉伴生,有的形成石英方解石细脉或方解石石英细脉;辉锑矿化多呈团块状辉锑矿分布,可形成锑金矿石。

2.5 成矿阶段

寨上金矿区金矿成矿作用总体上经历了热液作用成矿期和表生氧化成矿期。按照矿石组合特征、矿石结构及矿化脉体的密切关系,热液作用成矿期可划分为4个成矿阶段:

1) 石英—中细粒黄铁矿阶段。该阶段以形成中细粒自形、半自形的黄铁矿和脉石英(部分脉体宽度可达数十厘米)为特征。该期矿化较弱,Au仅是初步富集。

2) 石英—微细粒黄铁矿—毒砂阶段。该阶段以发育细脉状的石英或呈强硅化带,矿石普遍发育细脉状、浸染状的微细粒黄铁矿、毒砂为特征。该阶段矿化强度一般较高。

3) 石英—多金属硫化物阶段。该阶段以发育有多种类型的金属硫化物为特征,常见的硫化物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉锑矿等。该阶段不同矿化脉体互相穿插的现象反映该成矿阶段延续的时间可能较长。多金属硫化物阶段是矿区矿化最强烈的阶段之一。

4) 石英—碳酸盐化阶段。该阶段以出现碳酸盐岩岩脉为主要特征,同时见有石英细脉和弱金属矿化。该阶段是整个热液成矿作用的结束时期,成矿作用已减弱。

3 矿床地球化学

3.1 微量元素地球化学

陈勇敢等^[6]通过对寨上金矿矿石、蚀变岩石、围岩的16种微量元素分析研究表明:

1) 金矿控矿断裂显示出了明显的Au、As、Sb、Co、Mn、Sr等元素地球化学异常。

2) 对矿石微量元素数据进行聚类分析发现:相

关系数 $r=0.8$ 时,金与其他各元素无明显相关性,为一独立元素组;相关系数为0.4时,Au与As、Sb、Hg、Cu、Zn、Co、Bi、Pb、Ni、Mn、Ba等大部分元素相关。反映Au的来源具有多源性。

3) 对相关数据进行因子分析及其地质意义解释表明:Au主要由3个成矿期次提供,第一期(F1)为中、低温元素(Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi、Hg)和反映深源的元素(Co)组合;第二期(F2)中Au为高温元素(Ni、Mn)和成岩元素(Ba)组合;第三主成矿期(F4)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。上述元素组合特征可能反映成矿物质是受深源物质和围岩共同影响的。

3.2 包裹体地球化学

对寨上金矿含金石英矿物的流体包裹体观察发现:矿物中流体包裹体相对较发育,以气液包裹体为主,未见纯气相包裹体及三相包裹体,反映金矿成矿过程中没有发生强烈的流体沸腾作用,这也许和成矿温度相对较低有关;包裹体大小不一,以 $3\mu\text{m}$ 为多。

采用热爆法打开包裹体,分析流体包裹体群体化学成分,分析结果见表2。

由表可以看出,寨上金矿流体包裹体中气相成分以 H_2O 为主,其次为 CO_2 、 CH_4 、 C_2H_6 ,并含有少量的 N_2 、 H_2S 等。在矿区内不同类型的石英,其气相成分有一定差别:不含金的石英脉含有较多的还原性气体,还原参数较大。成矿早期的石英脉和主成矿期的石英脉二者气相成分总体相似,还原参数也较接近,反映成矿不同时期,成矿流体的成分没有太大变化,即成矿的整个过程是在统一的流体系统中。

矿区内流体包裹体中阳离子以 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主, $\text{Na}^+ > \text{K}^+$;阴离子以 SO_4^{2-} 、 F^- 、 Cl^- 为主。其中不含金的石英脉 Na^+ 远大于 K^+ , $\text{F}^- < \text{Cl}^-$,而含金的 Na^+ 稍大于 K^+ ,且 Na^+/K^+ 、 F^-/Cl^- 增大。

3.3 稳定同位素地球化学

寨上金矿稳定同位素研究重点是和成矿有关的

表2 寨上金矿石英包裹体样品成分分析结果表

样品号	样品性质	气相分析结果/mol%								阴、阳离子分析结果/ 10^{-6}									
		CH_4	H_2O	N_2	C_2H_6	H_2S	Ar	CO_2	还原参数	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^+/K^+	$\text{Na}^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$	F^-/Cl^-
ZS14	不含金	1.161	96.943	-	0.225	0.023	0.108	1.54	0.754	0.468	1.81	0.852	2.54	0.220	-	-	11.553		0.2592
ZS15		0.75	97.888	0.064	0.042	0.008	0.049	1.198	0.626	0.375	1.76	0.672	2.91	0.245	0.048	0.125	11.887	16.82	0.213
ZS66		1.69	95.823	-	0.438	0.033	-	2.016	0.838	0.797	2.77	0.937	4.02	0.544	0.050	0.232	7.385	14.26	0.288
ZS53	成矿早期	0.508	95.355	-	0.586	0.161	0.327	3.064	0.166	4.49	2.83	7.90	5.80	2.82	0.282	0.887	2.06	4.96	1.587
ZS63		0.62	97.003	-	0.632	0.015	0.052	1.678	0.369	1.26	3.71	2.74	5.38	0.999	0.053	0.699	5.387	7.15	0.339
ZS65		0.411	97.823	0.046	0.107	0.016	0.085	1.512	0.272	1.73	0.760	2.66	4.16	1.32	-	0.109	3.143	38.16	2.272
ZS12	主成矿期	0.404	96.717	-	0.427	0.058	0.105	2.289	0.177	1.41	0.894	7.28	4.82	1.33	0.078	1.18	3.618	3.83	1.574
ZS64-2		0.314	98.338	-	0.392	0.033	0.155	0.768	0.409	1.53	0.443	2.65	1.18	0.981	0.118	0.509	1.199	1.88	3.455
ZS67		0.425	94.045	-	0.722	-	0.036	4.771	0.089	0.780	0.568	0.990	1.44	0.575	0.024	0.166	2.505	7.58	1.373
平均		0.698	96.659	0.055	0.397	0.0386	0.102	2.093	0.411										

注:由中国科学院地质与地球物理研究所实验测试中心测试,2004。

矿化蚀变样品,测定的对象由样品中流体包裹体的 H、O 同位素、矿石 S 同位素。

3.3.1 氢氧同位素地球化学特征

H、O 同位素样品共测试 9 件,主要采自寨上金矿区北矿带成矿期的含金石英样品,测试 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (矿物)和 δD (矿物流体包裹体)。

寨上及外围金矿床氢氧同位素测定结果列于表 3。由表可知,寨上金矿床含金石英中包裹体水氢同位素 δD_{H_2O} 介于 $-65\text{‰} \sim -92\text{‰}$ 之间,均值为 -77.33‰ ;石英矿物的氧同位素 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值介于 $15.8\text{‰} \sim 22.1\text{‰}$,均值 20.03‰ 。

表 3 寨上及外围金矿床硫氢氧同位素组成

矿区	样号	采样位置	测定对象	$\delta^{34}S_{V-CDT}$	δD_{H_2O}	$\delta^{18}O_{V-SMOW}$	$\delta^{18}O_{H_2O(SMOW)}$	备注
寨上	ZS12	19#16 线	黄铁矿	4.5				
			石英		-65	15.8	4.71	
	ZS14	19#24 线	石英		-69	19.8	8.71	
			石英		-72	20.0	8.91	
	ZS18	南矿带梯矿点	辉锑矿	3.0				
	ZS52	卓洛南东民采坑	黄铁矿	7.5				
	ZS53	卓洛南东民采坑	黄铁矿	9.2				
			石英		-76	20.7	9.61	
	ZS63	11#7 线	石英		-92	21.3	10.21	
	ZS64-2	19#0 线	方铅矿	3.2				
			石英		-90	20.2	9.11	
	ZS64-2-1		黄铁矿	3.7				
	ZS64-2-2		黄铁矿	3.1				
	ZS65	19#16 线东	石英		-77	20.5	9.41	
ZS66	石英			-74	22.1	11.01		
ZS67	石英			-81	19.9	8.81		
秦许	ZS33	岷县鹿尔坝金矿(秦许)	黄铁矿	7.5				
李坝	ZS24	李坝矿田(赵沟金矿)	黄铁矿	7.5				
			黄铁矿	2.5~10.6				
			石英		-74~-83	9.5~11.7	文献[7]	

样品测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所同位素室,2004。

3.3.2 硫同位素地球化学特征

矿石硫同位素测试样品采集矿区南、北 2 个矿带的矿石样品,测试对象为其中成矿期的多金属硫化物:黄铁矿硫同位素($\delta^{34}S_{V-CDT}$)7 件(含外围金矿样品 2 件),辉锑矿 1 件,方铅矿 1 件。测试的多金属硫化物样品均在显微镜下进行了精心挑选,使得待测的单矿物纯度达 98% 以上,表 3 列出了寨上及外围金矿床的硫化物 S 同位素组成。从表中可见,寨上金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 $3.0\text{‰} \sim 9.2\text{‰}$,平均 4.89‰ ,均为正值,成矿早期的黄铁矿 $\delta^{34}S$ (ZS53 为 9.2‰)值相对稍高,主成矿期的硫化物 $\delta^{34}S$ 数值分布较为集中,在 $3.0\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$ 之间。

3.4 稀土元素地球化学

为了研究矿床稀土元素地球化学特征,我们采集了矿区 11、19、21、31 号等矿脉的矿石样品和有关的蚀变样品,以及矿脉的主要围岩泥盆纪和二叠纪地层,同时为了对比研究,我们还采集了礼岷矿带东段李坝金矿的矿石样品。测试结果见表 4,为了考察矿床的轻重元素富集特征,我们计算了 L/HREE、 δEu 等一些指数,计算结果一并列入表 4。以球粒陨

石为标准的稀土配分模式见图 2。

从表图可以看出:矿区内各类岩石样品的 ΣREE 总量变化较大,最高为 286.29,最低为 9.85。除了无矿化石英脉的稀土总量总体较低外,矿区内矿石、蚀变岩石及地层的稀土总量没有太大的区别,均表现出一定的变化范围。

L/HREE 值、 δEu 值、 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Sm)_N$ 和配分模式图反映区内各种岩石均属于 Eu 负异常、右倾斜、轻稀土富集型。但矿石、矿化样品与围岩有差别:①对于 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Sm)_N$,围岩的总体较大,变化不大,而矿石、矿化样品的值变化范围较大,反映出金矿成矿的复杂性,稀土元素并没有继承围岩特征;②地层的 $(La/Sm)_N$ 值总体较小,变化不大,为 $3.19 \sim 4.16$,蚀变岩的 $(La/Sm)_N$ 比值变化不大,范围为 $2.57 \sim 4.17$,和地层的值接近,矿石的值总体较高,为 $3.39 \sim 40.15$,高于地层和蚀变岩,说明随着蚀变矿化程度的增强,样品的 $(La/Sm)_N$ 比值有增大的趋势,这可能意味着成矿作用改变了原岩中的稀土元素的组成特点,使得随着矿化强度的增加,蚀变矿化的岩石稀土元素特征越来越偏离沉

表4 寨上金矿岩、矿石稀土元素数据表

样号	岩性	品位 /10 ⁻⁶	ω _B /10 ⁻⁶														L/H REE	δEu	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N		
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu					Y	ΣREE
ZS1	褐黄色蚀变板岩	0.72	61.10	121.0	13.9	52.00	9.21	1.46	6.81	1.20	7.48	1.53	4.64	0.67	4.59	0.70	38.50	286.29	9.37	0.56	8.97	4.17
ZS9	灰黑色含炭质蚀变岩	3.56	36.80	73.90	8.37	32.10	6.43	1.02	4.99	0.84	5.26	1.09	3.12	0.45	2.92	0.44	27.60	177.73	8.30	0.55	8.50	3.60
ZS10	灰黑色含炭质蚀变岩	0.44	33.30	68.50	7.51	27.30	5.33	0.85	3.99	0.66	4.26	0.80	2.39	0.34	2.30	0.34	20.00	157.87	9.47	0.56	9.76	3.93
ZS11	褐黄色构造角砾岩	4.64	28.80	58.90	6.75	25.60	5.34	0.97	4.38	0.76	4.38	0.82	2.41	0.32	2.20	0.35	21.60	141.98	8.09	0.61	8.83	3.39
ZS12	黄铁矿蚀变岩	0.99	11.60	20.80	2.58	10.10	2.45	0.72	2.74	0.48	3.23	0.64	1.64	0.23	1.50	0.23	18.30	58.94	4.51	0.85	5.21	2.98
ZS14	无矿石英英脉		8.55	18.70	2.01	7.44	1.37	0.16	0.82	0.15	1.03	0.18	0.54	0.07	0.50	0.08	4.91	41.60	11.34	0.46	11.53	3.93
ZS15	泥质板岩		36.30	74.80	8.33	29.90	5.49	0.69	3.89	0.66	3.82	0.79	2.46	0.36	2.43	0.37	22.00	170.29	10.52	0.46	10.07	4.16
ZS18	多金属矿化金锑矿石	10.0	51.70	9.05	0.91	3.07	0.81	0.13	0.50	0.07	0.49	0.08	0.26	0.04	0.26	0.04	1.90	67.41	37.74	0.62	134.0	40.15
ZS20	褐黄色粉砂岩	0.03	29.50	58.30	6.78	26.40	5.39	1.06	4.38	0.68	4.11	0.79	2.35	0.31	2.15	0.34	21.50	142.54	8.43	0.67	9.25	3.44
ZS24	硅化黄铁矿矿石	? 3.2	44.10	85.00	9.83	35.90	6.57	1.31	4.48	0.82	4.90	1.00	2.92	0.41	2.78	0.43	25.90	200.45	10.30	0.74	10.69	4.22
ZS25	硅化黄铁矿矿石	? 4.5	19.60	38.30	4.33	17.00	3.74	0.95	3.24	0.56	3.30	0.66	1.86	0.25	1.67	0.23	17.20	95.69	7.13	0.83	7.91	3.30
ZS33	矿石	11.4	28.80	54.60	6.05	21.80	4.57	0.91	3.63	0.64	3.88	0.75	2.16	0.30	1.99	0.31	20.30	130.39	8.55	0.68	9.76	3.96
ZS47	透镜状微晶灰岩		11.60	23.50	3.09	11.80	2.52	0.48	1.95	0.31	1.90	0.34	1.03	0.13	0.88	0.13	10.00	59.66	7.94	0.66	8.89	2.90
ZS52	泥质碳质板岩		40.60	77.00	9.33	33.80	6.52	1.17	4.55	0.76	4.42	0.91	2.69	0.38	2.60	0.39	22.10	185.12	10.09	0.66	10.53	3.92
ZS53	中粒黄铁矿化石英英脉	0.29	16.40	28.30	3.42	13.60	2.82	0.69	2.54	0.42	2.48	0.48	1.29	0.19	1.15	0.17	12.30	73.95	7.48	0.79	9.61	3.66
ZS63	强硅化蚀变岩	0.03	10.80	18.70	2.78	11.30	2.93	1.05	2.94	0.49	2.84	0.50	1.38	0.19	1.13	0.16	13.40	57.19	4.94	1.09	6.44	2.32
ZS64	多金属矿化矿石	6.38	18.20	36.30	3.95	14.20	2.73	0.55	2.06	0.35	2.11	0.40	1.21	0.17	1.14	0.18	10.30	83.55	9.96	0.71	10.76	4.19
ZS65	硅化、黄铁矿矿石	0.24	22.60	46.70	5.15	19.40	5.54	1.48	6.03	1.03	5.51	0.89	2.23	0.25	1.57	0.25	18.20	118.63	5.68	0.78	9.70	2.57
ZS66	无矿石英英脉		1.93	3.55	0.42	1.73	0.47	0.17	0.46	0.08	0.44	0.08	0.24	0.05	0.18	0.05	3.25	9.85	5.23	1.12	7.23	2.58
ZS67	褐黄色硅化蚀变岩	8.00	14.20	26.10	2.80	9.76	2.12	0.50	2.01	0.35	2.68	0.46	1.33	0.18	1.11	0.18	14.90	63.78	6.68	0.74	8.62	4.21
ZS75	碎屑岩		32.50	67.30	7.70	29.50	6.41	1.25	4.63	0.84	4.64	0.79	2.08	0.28	1.82	0.28	20.20	160.02	9.42	0.70	12.04	3.19
ZS79	含炭质板岩		7.87	13.50	1.67	6.17	1.23	0.32	1.09	0.19	1.11	0.24	0.69	0.09	0.60	0.09	7.78	34.86	7.50	0.85	8.84	4.02

注:由中国地质测试实验中心测试,2004。

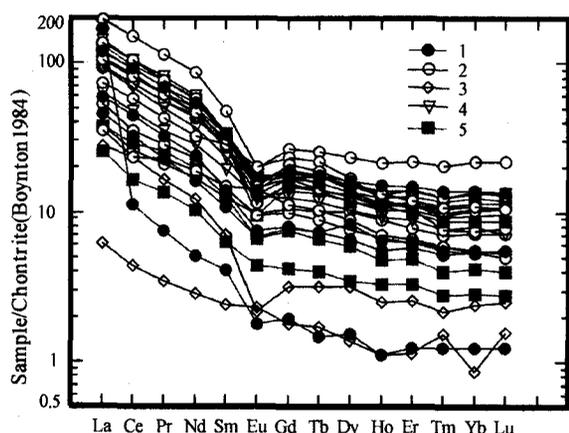


图2 寨上金矿岩、矿石稀土配分模式

1—矿石(Au > 1 × 10⁻⁶); 2—蚀变岩石(0.01 × 10⁻⁶ < Au < 1 × 10⁻⁶); 3—无矿石英英脉; 4—李坝矿石; 5—矿区地层

均一温度范围及集中区间相似,均有2个集中区(图3-B、C),二集中区的平均温度分别为222℃、201℃。

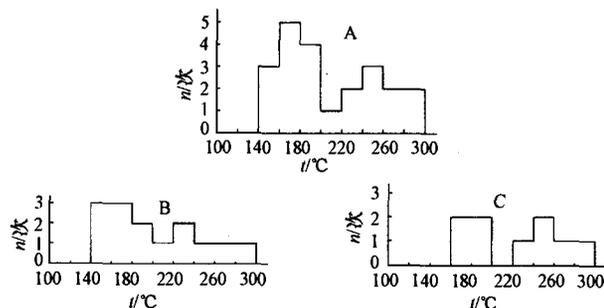


图3 寨上金矿流体包裹体均一温度直方图

(据中国地质科学院矿产资源研究所测试数据,2004)

A—矿区全部; B—19号矿脉; C—12号矿脉

积地层的原貌,从侧面说明了成矿物质的主体并非来源地层。

4 矿床成因

4.1 金矿成矿物理化学条件

用于流体包裹体显微温度、盐度测试的样品来自寨上金矿12号矿脉15勘探线地表采坑的含金石英英脉(ZS58)和19号矿脉16勘探线地表采坑中的含金石英英脉(ZS67)。对获得的测温结果进行统计,结果见图3。从中可以看出:

1) 寨上金矿流体包裹体均一测温温度范围为153℃~296℃,存在2个峰值范围(图3-A):140℃~200℃、220℃~300℃。

2) 矿区内19号、12号2条矿脉的流体包裹体

3) 矿区内流体包裹体的总体盐度范围为ω(NaCl) = 2.41% ~ 8.55%,其中19号脉体为ω(MaCl) = 2.41% ~ 7.3%,12号脉体为ω(NaCl) = 5.41% ~ 8.55%,二者均值分别为6.02%、6.98%。

上述表明,寨上金矿成矿温度属中低温:201℃~220℃;成矿流体为低盐度:ω(NaCl) = 6.02%~6.98%。从成矿流体的温度、盐度变化来看,2条矿脉具有相似的结构特征,反映矿区内各矿化脉体的形成是在统一的成矿环境中,形成于近似的温度条件下,即相同的成矿环境。

按照刘斌等^[8-9]含盐度 ≤ 25% 的 NaCl - H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式,根据均一温度和含盐度,对寨上金矿12号、19号矿脉流体包裹体中流

体的密度、压力进行计算:流体密度范围为 0.7776~0.9676 g/cm³,2 条矿脉的密度平均值非常接近,分别为 0.8929 g/cm³、0.9049 g/cm³;两矿脉成矿流体压力为 210 × 10⁵ Pa、220 × 10⁵ Pa,二者非常接近,这和二者的均一温度、盐度估算的结果是一致的,均反映二者形成于相同的成矿物理条件,亦说明寨上金矿成矿压力相对较低,反映成矿深度较浅。

4.2 流体、矿质来源

富 CO₂ 和低盐度是许多金矿床成矿流体的典型特征,对于流体的来源存在岩浆、变质以及地幔排气或地幔流体参与成矿^[10] 等认识。对比 Rodder (1984) 等学者的研究成果,寨上金矿区 Na⁺/K⁺ 为 1.2~5.4、1 < Na⁺/(Ca²⁺ + Mg²⁺) < 10,且富 F⁻,反映成矿流体可能不是典型的岩浆热液或变质热液,同时,矿区含金石英的 F⁻ 远大于 Cl⁻,反映流体不可能是典型的地下热液水。这表明金矿成矿流体性质复杂,单一成因难以解释,推测有深源(幔源)流体的参与,并与其他成因流体的参与,才可能形成上述流体特征。

从氢氧同位素组成看,寨上金矿床含金石英中包裹体水氢同位素 δD_{H₂O} 介于 -65‰ ~ -92‰ 之间,石英矿物的氧同位素 δ¹⁸O_{V-SMOW} 值介于 15.8‰ ~ 22.1‰,反映成矿流体中的水主要来源于岩浆水,但成矿流体中大气降水的参与和流体与围岩的氢氧同位素交换也不容忽视。

从 δD-δ¹⁸O_{H₂O} 图上(图 4)、表 3 可以看出:① 寨上金矿床氢、氧同位素值投影点主体落入岩浆水区域内,反映成矿流体中的水主要来源于岩浆水,个别样品向大气降水线漂移或向原生岩浆水的下方漂移,反映可能是成矿流体中大气降水的参与和流体与围岩的氢氧同位素交换造成的,亦可能是由于花岗质岩浆的源岩因含有地壳组分而具有较高的 δ¹⁸O 值(1‰~12‰)^[11];② 寨上金矿氢氧同位素组成和典型的卡林型金矿具有明显不同的特征,反映二者的成矿流体中水的来源不同,寨上金矿亦不属于典型的卡林型金矿;冯建忠等^[12] 研究认为,李坝金矿是与花岗岩有关的、受构造破碎带控制的岩浆热液活动的产物,寨上金矿氢氧同位素组成和李坝金矿相比更具有岩浆水的特征,说明寨上金矿成矿和岩浆热液活动有关。

寨上金矿 δ³⁴S 的变化范围较窄,具有幔源物质的变化特点(δ³⁴S 变化小),同时,δ³⁴S 较典型幔源物

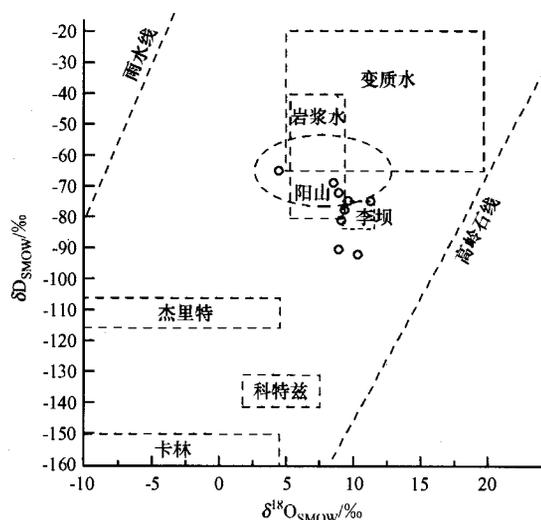


图 4 寨上金矿床氢、氧同位素组成

(阳山资料据中国人民武装警察部队黄金地质研究所,2004^①;杰里特、科特兹及卡林金矿资料据 G. B. Arehrat, 1996^[13];岩浆水、变质水资料据 Taylor, 1974^[14])

质的 δ³⁴S 值稍高,可能是地壳硫(重硫)混染作用造成的。对比冯建忠^[7] 关于西秦岭 3 个典型金矿床稳定同位素的研究结果,寨上金矿和李坝金矿具有相似的硫同位素组成特征,推测寨上金矿硫源亦可能是岩浆硫和壳源硫的混合硫。Sasaki 和 Ishihara (1979) 曾用硫同位素组成研究日本花岗岩成因,认为 δ³⁴S = 1‰~9‰ 的磁铁矿系列花岗岩含有洋壳俯冲带入的海洋硫酸盐硫,寨上金矿矿石硫化物 δ³⁴S 和上述的磁铁矿系列花岗岩的组成相似。寨上金矿硫化物 δ³⁴S 同位素组成特征反映金矿成矿作用可能与深部(产于幔—壳过渡区)磁铁矿系列花岗质岩浆活动有关。

寨上金矿稀土元素均属于轻稀土富集型,L/HREE 比值均大于 1,且多数在 5 以上,在稀土配分图上,亦反映出右倾斜的线形式。比较 δEu 值、(La/Yb)_N 和 (La/Sm)_N 等稀土元素指数,矿石、矿化样品与围岩有差别,可能反映出金矿成矿的复杂性,矿石稀土元素并没有完全继承围岩特征,成矿物质的主体并非来源地层。寨上金矿和礼岷矿带东部的李坝等金矿的稀土组成有类似的特点,反映寨上金矿和李坝金矿可能具有类似的成矿机理,成矿深源和岩浆活动有关。

4.3 成因机理

卢秋霞等^[15] 研究认为,微细浸染型金矿应有统

① 中国人民武装警察部队黄金地质研究所,甘肃省文县阳山金矿带控矿构造特征及成矿预测科研报告,2004。

一的成因,且控制金矿分布的断裂构造具壳幔贯通性,构成深源矿质和流体直接进入地壳与浅源物质和流体混杂并交代岩石成矿的有利通道。该类型金矿不具有典型的岩浆热液矿床特征,也非单纯地壳热液改造所能解释,而可能直接来源于上地幔分异或与深部基底矿质有关。滇、黔、桂微细浸染型金矿流体包裹体的研究成果表明,该区金矿成矿流体中的矿质、矿化剂和水具有深源和浅源的混合特征^[16],刘显凡等(1999)^[17],根据矿床分布和深大断裂之间分布上的依附性,提出深源流体成矿作用。原生深源成矿流体主要为深大断裂通道直接来自上地幔,金主要以细微粒自然金的形式迁移。胡文宣等^[18]对国内重要的金矿研究资料(主要是石英脉型金矿)分析总结认为,深-浅部流体相互作用是金矿成矿流体形成的重要机制。

由寨上金矿床矿床地质、地球化学等已有的资料来看,寨上金矿床流体包裹体、同位素、稀土元素等方面所表现出来的特点,可能正是深部流体和浅部流体相互作用的结果,在特定的地质条件下,受岩浆活动的影响,深部流体与浅部流体的相互配合与相互作用,在地下较深部位(10~30km)形成了金矿成矿流体,然后在构造运动等条件的相互配合下上升到浅部,并和围岩发生部分物质交换,使成矿流体中出现围岩成分,最终在有利的构造部位富集形成微细浸染型金矿——寨上金矿。

[参考文献]

- [1] 温志高,卞伟张,徐克红,等. 甘肃东部地区成矿区带划分及找矿方向[J]. 地质与勘探,2005,41(4):1-6.
- [2] 张国伟,孟庆仁,于在平,等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J]. 中国科学(D),1996,(3):193-200.
- [3] 郭红乐,陆志年,刘爽,等. 甘肃寨上卡林型金矿床地质特

- 征与控矿构造[J]. 黄金地质,2003,9(3):21-26.
- [4] 路彦明,卫万顺,刘桂阁,等. 藏北班—怒成矿带中生代浅变质岩系与金矿成矿[J]. 黄金地质,2002,8(3):15-19.
- [5] 杜子图,吴淦国. 西秦岭地区构造体系及金矿成矿构造动力学[M]. 北京:地质出版社,1998.
- [6] 陈勇敢,赵玉锁,张国立,等. 甘肃寨上金矿床构造地球化学特征[J]. 黄金地质,2004,10(4):61-65.
- [7] 冯建忠,汪东坡,王学明,等. 西秦岭三个典型金矿床稳定同位素地球化学特征[J]. 中国地质,2004,(1):78-84.
- [8] 刘斌,段光贤. NaCl-H₂O溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报,1987,17(4):345-352.
- [9] 刘斌,沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社,1999:141-170.
- [10] 张作衡,毛景文,王勇. 西秦岭中川地区金矿床流体包裹体特征及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志,2004,23(2):147-157.
- [11] 郑永飞,陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社,2000.
- [12] 冯建忠,汪东坡,王学明,等. 甘肃李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[J]. 矿床地质,2003,(3):257-263.
- [13] Arehat G B. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review[J]. Ore Geology Reviews, 1996,11(6):383-403.
- [14] Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydro-thermal alteration and ore deposition[J]. Economic Geology, 1974,69:843-883.
- [15] 卢秋霞,刘显凡,苏文超. 微细浸染型金矿深源矿质和流体地球化学示踪研究[J]. 贵金属地质,2000,9(2):97-104.
- [16] 朱赖民,刘显凡,金景福,等. 滇-黔-桂微细浸染型金矿时空分布与成矿流体来源研究[J]. 地质科学,1998,33(4):463-474.
- [17] 刘显凡,苏文超,朱赖民. 滇-黔-桂微细浸染型金矿深源流体成矿机理探讨[J]. 地质与勘探,1999,35(1):14-19.
- [18] 胡文宣,孙睿,张文兰,等. 金矿成矿流体特点及深-浅部流体相互作用成矿机制[J]. 地学前缘,2001,8(4):281-288.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES AND ORIGIN OF ZHAISHANG GOLD DEPOSIT IN THE MINXIAN COUNTY, GANSU

LU Yan-ming^{1,2}, LI Han-guang^{1,2}, CHEN Yong-gan², ZHANG Guo-li², ZHANG Yu-jie², LI Zhen-hua²

(1. Faculty of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;

2. Institute of Gold Geology, China Peoples Armed Police Force, Langfang 065000)

Abstract: Zhaishang gold deposit is located in the west Li-Min mineralizing area and Beiya belt of western Qinling orogen. Ore bodies are controlled by NWW-trending faults and fold structures, and strike of the bodies is NWW direction. Ores in the area are mainly altered-rock type, and mineralization can be divided into 4 stages. Rare element analysis of ores shows that Au is an independent element group. Gas composition of fluid inclusion is mainly composed of H₂O, and then CO₂, CH₄, C₂H₆. The majority of ion content in fluid inclusion are Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, F⁻, and Cl⁻. Na⁺/K⁺ is at 1.2~5.4, and F⁻ is richer. Hydrogen isotope of water in fluid inclusion is at range of 65‰~92‰, and oxygen isotope is between 4.21‰~11.1‰. Sulfur isotope of sulfide is at 3.0‰~9.2‰. Rare-earth elements of ores are obviously different from wallrocks. Gold ores were formed at low temperature and low salinity during interaction of deep and shallow fluids.

Key words: Zhaishang gold deposit, geochemistry, ore-forming fluid, genesis