

西秦岭岷-礼成矿带岩浆活动与金矿成矿模式探讨

肖力, 汤媛媛, 耿国帅, 喻万强, 张翔, 董家集

(中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北廊坊 065000)

[摘要] 岷-礼成矿带发现较多大型金矿, 同时在岩体内发现斑岩型钼矿。金矿床矿石中除有低温矿物外, 还有黄铜矿、白钨矿等中-高温矿物, 白钨矿在寨上金矿中是载金矿物之一; 钼矿中也有黄铜矿、白钨矿矿物; 金、钼、钨矿化分带有一定空间关系; 金矿床地球化学、稳定同位素、放射性同位素和流体包裹体的研究表明成矿物质, 成矿流体有深源特征; 中川岩体群的岩石学、年代学、岩石化学、微量元素、稀土元素特征表明岩体为复式岩体, 具有壳幔混源特征; 据此建立成矿带内受印支-燕山期岩浆活动控制的金矿成矿模式。

[关键词] 金矿床 岩浆活动 成矿模式 岷-礼成矿带

[中图分类号] P611.1+3 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2014)增刊-1291-08

Xiao Li, Tang Yuan-yuan, Geng Guo-shuai, Yu Wan-qiang, Zhang Xiang, Dong Jia-ji. Discussion on the magmatic activity and gold metallogenic model for the Ming-Li gold mineralization zone in West Qin Ling [J]. *Geology and Exploration*, 2014, 50 (Supp.): 1291-1298.

岷-礼成矿带位于西秦岭成矿带的中东部, 北以武山-天水-唐藏断裂为界与北秦岭-祁连地块相接, 南以夏河-临潭-岷县-宕昌-西和-凤镇深大断裂与南部洮河成矿带相接, 是西秦岭地区重要金矿成矿带。成矿带东部发育印支-燕山期岩体群, 岩体外接触带产出众多金矿床(点); 金矿成矿与岩浆活动的关系一直以来争论较大; 近几年来在岩体内发现了斑岩型钼矿床、岩浆热液型钨锡矿床。金、钼、钨矿化产出位置均与岩体有空间关系, 并且在时间上相近; 本文从金、钼矿地质、地球化学特征、同位素特征, 岩体地质地球化学特征、同位素特征等方面来讨论金矿成矿与岩浆活动有关的成矿模式。

1 区域地质概述

区域主要地层为泥盆纪、石炭纪、二叠纪、侏罗纪和第三纪地层; 泥盆系岩性主要为石英岩、云母石英片岩夹大理岩、变砾岩和浅海相的碳酸盐岩建造、滨-亚浅海碎屑岩、泥质岩建造。石炭系为一套稳定的深海相沉积岩建造; 二叠系岩性主要为浅海相

有机质泥岩建造、碎屑岩建造、碳酸盐岩建造。

构造性质复杂, 但保持整个秦岭造山带的近东西向为主构造方向的特征。主要断裂构造有漳县-武山断裂、岷县-宕昌断裂, 总体呈北西展布。断裂两侧褶皱、次级断裂发育, 由南向北依次有各老里-碌础坝-大庄反“S”状构造、茶埠-沟脑里-凤凰山帚状构造、老幼店-砖头寨-郭家沟弧形构造、礼县-罗坝-锁龙口断裂和礼县-洮坪断裂。

区域内岩浆活动强烈, 主要分布在岷-礼地区的东部, 且具有多旋迴、多期次特征。出露面积约700 km²。形成时间从海西期、印支期和燕山期至喜山期, 以印支-燕山期为主; 岩性以中-酸性花岗岩为主, 次为基性岩, 中酸性岩呈巨大岩基产出, 基性岩以岩株为主; 主要岩体有中川岩体、碌础坝岩体、柏家庄岩体、教场坝岩体、闫井岩体, 誉为“五朵金花”, 北部有温泉岩体。区域内广泛发育低-中级区域变质作用及热接触变质作用, 热接触变质作用主要发生在岩体外接触带, 使岩石形成角岩化及斑点化。

[收稿日期] 2014-03-28 **[修订日期]** 2014-09-16 **[责任编辑]** 郝情情。

[基金项目] 为中国地质调查局调查评价项目(编号 1212011220662)甘肃岷县寨上-马坞地区金矿整装勘查区金矿调查评价及综合研究资助。

[第一作者] 肖力(1971年-), 男, 1996年毕业于长春地质学院, 获硕士学位, 高级工程师, 长期从事金矿地质研究工作。E-mail: xiaoli1893@163.com。

2 矿床地质、地球化学特征

成矿带上产出的典型或有特征意义的矿床主要有寨上金矿、李坝金矿、金山金矿、马泉金矿、锁龙金矿、青涯沟金矿、温泉钼矿、902 铀矿，近几年在岩体内旁侧还发现了雪坪沟钨矿。以铁厂 - 小池沟断裂为界，西部主要产出金矿和铅锌矿，矿床主要分布于褶皱转折端；脉体展布与区域构造基本同方向；地表无岩体出露，深部钻孔中见有闪长玢岩脉（如寨上金矿）；东部地表出露岩体，产出有金矿、钼矿、钨矿、铀矿及铅锌矿、铜矿；金矿脉体走向与区域构造线不尽一至，可以是北西向，也可以是北东、近东西、

近南北向等方向，矿区内出露较多的闪长玢岩、花岗斑岩、煌斑岩等岩脉。金矿主要产于岩体外 1 ~ 5km 热接触带内，钼矿、钨矿、铀矿主要产于岩体内（图 1）。

2.1 金矿床主要成矿特征

工作区内金矿主要有两种：① 岩浆期后热液型：代表性矿床为曹家沟金矿、胭脂沟金矿。主要特征是：赋矿围岩为岩体旁侧热接触变质的厚层钙硅角岩；容矿构造为断裂，形成的矿脉脉体窄，厚度相对较小，金含量高，平均品位 50×10^{-6} ，最高可达 80×10^{-6} （曹家沟金矿）；有中温蚀变矿物黑云母化、透辉石化、黄铜矿等发育。② 卡林 - 类卡林型：主

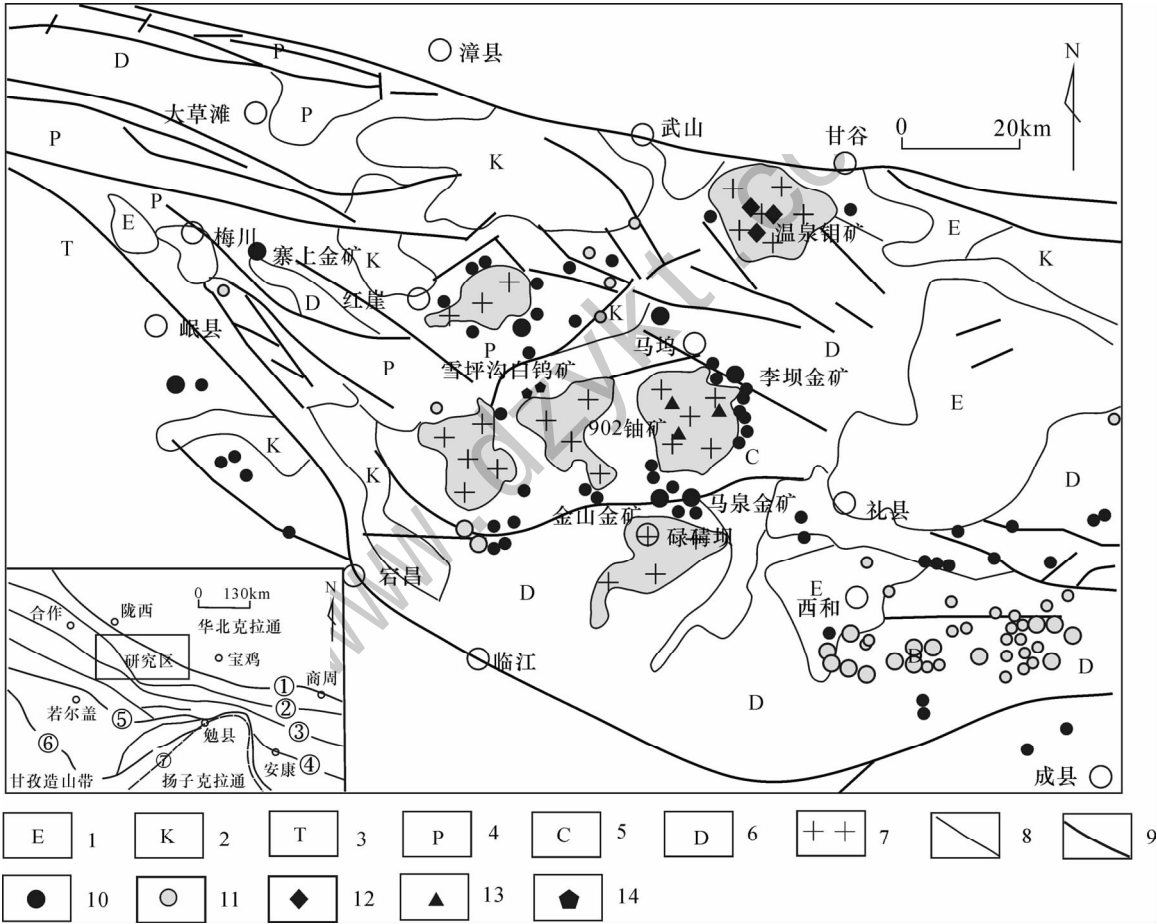


图 1 岷礼成矿带金属矿产地质略图

Fig.1 Map showing geology and metal ore deposits in the Ming-Li metallogenic belt

1 - 第三系;2 - 白垩系;3 - 三叠系;4 - 二叠系;5 - 石炭系;6 - 泥盆系;7 - 岩浆岩体;8 - 地质界线;9 - 断裂;10 - 金矿床 (点);11 - 铅锌矿床 (点);12 - 钼矿床;13 - 铀矿床;14 - 钨矿床;① - 商丹断裂;② - 凤镇断裂;③ - 十堰断裂;④ - 安康断裂;⑤ - 玛曲断裂;⑥ - 黑水断裂;⑦ - 龙川断裂

1 - Tertiary;2 - Cretaceous;3 - Triassic;4 - Permian;5 - Carboniferous;6 - Devonian;7 - magmatic rock;8 - geological boundary;9 - fracture;10 - gold deposits (points);11 - lead-zinc deposits (points);12 - molybdenum deposit;13 - uranium deposit;14 - tungsten deposit;① - Shang-dan fault;② - Feng-zhen fault;③ - Shi-yang fault;④ - An-kang fault;⑤ - Ma-q fault;⑥ - Hei-shui fault;

主要为寨上金矿、锁龙金矿。金矿床受大断裂旁侧的次级断裂控制;而容矿构造有断裂和裂隙密集带两

种,这主要与赋矿的岩性有关,硬度较大、脆性较强的含钙质板岩、中层砂岩等岩石易形成断裂构造,形成的矿脉脉体窄,品位高,如寨上矿区南矿带矿脉和锁龙金矿西矿段矿脉;硬度较小的薄层粉砂岩、薄层含砂板岩、薄层含钙板岩等,易形成密集裂隙带构造,形成的脉体厚大,品位低,如锁龙东矿段、寨上矿区北矿带部分矿体。金矿石中金属硫化物种类较多,主要有黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、毒砂、辉锑矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、铜蓝;同时寨上金矿中还有黄铜矿、白钨矿、车轮矿、硫铜锑矿、辉锑铅矿、铜-锌-镍-锡-铁金属互化物及其硫的合金矿物(刘家军,2008,2010),特别是寨上金矿床南矿带黄铜矿化强烈的,呈团块状、脉状,与白钨矿呈共生关系,白钨矿为载金矿物(刘新会,2010)。

陈勇敢等(2004)对寨上金矿矿石微量元素特征研究表明, F_1 代表了中温热液元素(Cu、Pb、Zn)和低温热液元素(As、Sb、Bi、Hg)的组合特征。但这一期 Co 的活动性也较强,说明深部热液也在一定程度上参与了成矿, F_4 因子反映出深部流体活动,是Au富集的主要原因。显示金成矿与深部流体的活动是相关的。

成矿带中李坝、罗坝、金山、寨上金矿金矿床铅同位素在 $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ 同位素增长曲线图和构造环境判别图以及 $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ 同位素增长曲线图和构造环境判别图上分布相对分散,但呈现线性相关性(刘家军,2010),可能反映了地壳源铅与深源铅的混合,同时有异常铅的存在;中川花岗岩杂岩体为一富铀岩体(高珍权,1999),产于中川岩体中和旁侧的铀矿为下降水淋积成因,铀源于中川花岗岩(李晓福,2010);说明岩体旁侧金矿铅至少有部分来源于花岗岩岩体,即金矿石中异常铅源于岩浆热液。在铅源示踪图上,进一步显示出成矿时受到岩浆作用的影响。由此也说明,成矿作用与岩浆活动有一定的联系。

李坝、金山等矿床方解石 $\delta^{13}C$ 值主要为 $-4.10‰ \sim -6.43‰$ (王祥文,1999);寨上金矿床热液方解石的碳、氧同位素组成特征显示, $\delta^{13}C(PDB)$ 为 $-2.08‰ \sim 0.85‰$,平均 $-0.51‰$,碳同位素组成与地幔碳酸盐($-5.1‰ \pm 1.4‰$)较接近,也与金伯利岩($-4.7‰ \pm 1.2‰$)及初始地幔库($-6‰ \pm 2‰$)相近(刘家军,2010)。

将成矿带中金矿床石英包裹体中所测氢氧同位素投影于 $\delta^{18}O_{H_2O-SMOW} - \delta D_{H_2O-SMOW}$ 图解中,数据点投影集中,部分分布于岩浆水区域内,大部分样品向

岩浆水区域的右下方漂移。利用寨上地区岩性在不同温度和不同W/R比值下(刘光智,2009);大气降水、岩浆水与矿床围岩发生交换后,成矿流体氢、氧同位素组成的理想演化曲线图,投于其上,也显示区内金矿成矿流体具有多来源特征,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 $\delta^{18}O$ 发生明显的漂移。

矿床矿石稀土元素与赋矿围岩的稀土元素在配分曲线、 δEu 异常等方面有相似之处,而与岩体和矿区内产出的岩脉相差较大,究其原因,是本区金矿脉主要为蚀变岩型,矿脉中围岩的成分所占比例较大,而热液石英、黄铁矿等载金矿物所占比例较小;稀土特征主要还是受围岩原始成分控制。就载金矿物黄铁矿单矿物和金属矿物脉体所测定的稀土元素与赋矿围岩相对比,差别较大(孙省利,2001),且金属矿脉本身间相差也较大。刘家军等(2010)对寨上金矿热液矿物的稀土元素变化特点研究,将热液矿物按稀土元素配分特征分为3种情况,其中第三种为平坦或近于平坦型,其轻稀土/重稀土元素比值为3.22,模式斜率 $(La/Yb)_N = 5.17$,轻稀土元素的分馏程度 $[(La/Sm)_N = 4.03]$,强于重稀土元素 $[(Tb/Yb)_N = 1.14]$,铈为强亏损($\delta Ce = 0.44$),钕出现正异常($\delta Ce = 1.09$)。这种热液矿物形成可能与在矿区新近发现的辉绿岩脉、闪长岩脉等岩浆活动有直接联系,说明在成矿过程中有深源流体的加入。

寨上金矿(刘家军,2010)和李坝金矿(张作衡,2004)石英包裹体中均出现富 CO_2 。富 CO_2 和低盐度是许多金矿床成矿流体的典型特征(Bohlke and Kistler, 1986; Robert and Kelly, 1987; Kerrich, 1989),对于流体的来源存在岩浆(Burrows and Spooner, 1987; Jiang *et al.*, 1999; 毛景文和李荫清, 2001)、变质(Kerrich and Fyfe, 1981; Goldfarb *et al.*, 1988; Colvine, 1989; Kerrich, 1989)以及地幔排气或地幔流体参与成矿(Newton *et al.*, 1980; Groves *et al.*, 1998)等认识。包裹体中碳同位素特征说明富 CO_2 的流体具有深源成因(即均一下地壳或地幔),进一步说明矿石石英包裹体中的富 CO_2 包裹体为岩浆成因。

2.2 钼矿床主要成矿特征

温泉钼矿(任新红,2009;周俊烈,2010)是温泉印支期花岗岩体中发现的大型斑岩型钼矿床,产于温泉花岗岩基内,受控于陈家大湾细粒黑云二长花岗斑岩株的内外接触带及其裂隙系统,系全岩矿化的斑岩型钼矿;温泉岩体内尚发现有42个钼矿

(化)点。

温泉岩体上印支-燕山期复式杂岩体,由早到晚依次由黑云母花岗岩、含斑黑云母二长花岗岩、似斑状含角闪石二长花岗岩、似斑状粗斑-巨斑状黑云母二长花岗岩和似斑状正长花岗岩组成;二长花岗岩为其主要岩石类型,但在岩体中含有少量的花岗闪长岩。岩体均见有数量不等和大小不一的暗色闪长质微粒包体。温泉钼矿床矿化主要发育于复式岩体中的似斑状黑云母二长花岗岩和花岗斑岩中。总体上,钼矿体品位中至低等,较厚,延深大。

矿带南北长 800 m,东西宽 200 m,厚度从 37.5 ~ 445 m。矿化产出严格受岩体原生节理控制,含钼石英细脉充填其内,钼矿体主要由相互平行或网状含辉钼矿-石英细脉和花岗斑岩组成;矿化极不均匀;金属硫化物局限于石英脉两壁或内部及花岗斑岩中呈薄膜状或星点状产出。矿脉与围岩界线不清楚。主矿体矿体走向 $340^{\circ} \sim 355^{\circ}$,倾向 NEE,倾角 $30^{\circ} \sim 75^{\circ}$,长度 50 ~ 650 m,厚度 5 ~ 24.4 m,矿体埋深 38.5 ~ 516.5 m,总体上钼矿体较厚,延深大;矿化类型有破碎带蚀变岩型;节理裂隙控制的石英脉型(0.5 ~ 2 cm)、石英细脉-网脉型(1 ~ 3 mm)、薄膜型、浸染型。以细脉状和细脉浸染状为主,矿化由地表分散、不连续矿化到深部变为连续面型矿化,深部矿体连成一体,面积 0.3 km²。

矿石中主要有用矿物为辉钼矿,其他金属矿物为黄铁矿和黄铜矿,极少量磁黄铁矿、闪锌矿、白钨矿、毒砂、黝铜矿、斑铜矿、方铅矿和钛铁矿等。脉石矿物主要有石英、钾长石、斜长石、黑云母、角闪石等。围岩蚀变强烈,但分带性较差。主要为钾硅化、硅化,其次有沸石化、红色泥化、绢云母化、高岭土化、浸染状黄铁绢英岩化、碳酸盐化、绿泥石化和孔雀石化等,青盘岩化不发育。与辉钼矿共生的矿物主要有黄铁矿、黄铜矿,显现了斑岩型钼矿的典型特征。

稀土元素含量及特征值表明矿化石英脉与中粒似斑状二长花岗岩、细粒黑云二长花岗斑岩和暗色包裹体(MME)相差大,为后期热液交代产物;稀土元素分配形式图中看出,(含矿)石英脉中稀土元素分配形式和特征值与围岩中的稀土元素有相似性和继承性,符合花岗岩浆中稀土元素分异演化的规律,表明石英脉与围岩具有同源性,成矿热液主要来自岩浆热液。辉钼矿中的硫同位素测试结果为 $\delta^{34}\text{S} = 4.69\text{‰} \sim 6.61\text{‰}$,变化范围小,平均为 5.55‰,比陨硫稍富,因此推测成矿物质来自地壳下部或上地

幔,与岩浆岩同源(韩海涛,2008)。与辉钼矿伴生的石英中 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 $-68\text{‰} \sim -96\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} - 0.9\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$ 。在 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图上,矿区矿石的 H、O 同位素组成投影点位于岩浆水与大气降水之间,更接近岩浆水区域,显示成矿热液主要为岩浆水,大气降水和地下水也参与了成矿(韩海涛,2008)。

3 岩浆岩混源特征及证据

岷礼成矿带东部中川岩体、碌础坝岩体、柏家庄岩体、教场坝岩体、间井岩体及温泉岩体,构成了复式杂岩体,长期以来认为是 S 型花岗岩(陈源,1994;霍福臣等,1996)。李永军等(2003a)、温志亮(2008)认为,由早至晚演化顺序为中-细粒黑云母花岗岩,细粒含斑黑云母二长花岗岩,中细粒似斑状含角闪二长花岗岩,中-粗粒似斑状、粗斑-巨斑状黑云二长花岗岩,似斑状正长花岗岩。

李永军(2003a)对温泉岩体研究认为,岩体由酸性端元寄主岩石和基性端元暗色微细粒镁铁质包体及基性岩墙 2 部分构成。寄主岩石是一个复式岩体,呈同心环状分布,中部早边部晚。岩体中有较多的暗色微细粒镁铁质包体(MME)和 3 个基性岩墙。依岩浆混染程度划分两类,寄主岩石受基性岩浆混染程度较高的岩浆混合暗色花岗岩(MMG)和基本未混染或混染程度很低的寄主二长花岗岩(HG)。基性岩墙展布方向与 MME 方向一致,同时与寄主岩石之间有明显成分交换。在基性岩墙周围 MME 的数量明显增多、个体较大,密切相伴,岩石学、岩石化学成分也基本一致。岩体中部、中西部还普遍发育暗色微细粒镁铁质包体(MME),包体形态各异,多密集成群或带分布,形态多具塑性流变构造,以椭圆状、扁饼状为主,少数为球状及不规则状。镜下显示微细粒半自形粒状结构和斑状结构等典型的岩浆结构,在微细粒镁铁质包体中常见寄主岩石中的大斑晶长石捕掳晶,而在寄主岩石中常见不平衡矿物共生、交代、反交代,异常长石环带,反序环带。微细粒镁铁质包体还显示由外向内的成分及色率环带或韵律构造,并在其中见到针状磷灰石等指示基性端元岩浆结晶中的淬火现象等,这些都表明包体与寄主岩石间在成岩结晶过程中发生了明显的成分交换。证据表明微细粒镁铁质包体是幔源岩浆(基性端元)与壳源岩浆(酸性端元)混合作用的产物,温泉岩体成岩过程中有幔源岩浆加入。

寄主岩石贫 Fe_2O_3 、CaO,相对高 SiO_2 、 K_2O ,尤

其 FeO 、 MgO 、 Al_2O_3 含量高于中国花岗岩的平均值,与中国闪长岩相近,部分介于中国闪长岩与中国辉长岩之间,这表明酸性端元岩浆有巨量的 FeO 、 MgO 、 Al_2O_3 带入,即壳源岩浆熔融和成岩时有幔源基性岩浆的带入。岩体中混浆比例愈高的岩类, FeO 及 MgO 含量也愈高,恰好证明了这一点。基性端元 MME 和基性岩墙,具有异常高的 SiO_2 、 K_2O ,这一特征与寄主岩石完全相同,但显著低 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 和 CaO ,其含量仅是中国辉长岩、中国闪长岩平均值的 $1/2 \sim 1/4$,这表明基性端元有大量 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 的带出同时也有大量酸性端元 SiO_2 、 K_2O 的带入(李永军,2003b,2003c)。

与一般二长花岗岩相比,温泉二长花岗岩中的多数大离子亲石元素如 Ba、Rb、Sr、Y、Ta、Be、Sm、B、Zr 等普遍偏低 $1/3 \sim 1/4$,部分元素含量仅是正常二长花岗岩的 $1/10$ 。这些元素在 MMG、MME 和 Dyke 中异常偏高,Th、Ga、Hf、Li、等不相容元素在 HG 中普遍弱偏高,这些不相容元素在 MME 和 Dyke 中也显著偏高,Th、Hf、Li 高出 $5 \sim 6$ 倍。Sc、Co、Ni、Cr 等地幔富集的亲铁元素(相容元素)在 HG 中相对偏高。在 MMG 中 Co 含量高出正常岩石 2 倍,酸性端元偏高的亲石元素在基性端元一般为显著偏高,而在基性端元异常偏低的亲铁元素迁移至显岩浆混合花岗岩中并富集。这一对应性较好的显示了两个端元中元素迁移的规律和迁移的依赖性。即 MME 和 Dyke 是与寄主岩石基本同期结晶成岩的(李永军,2003c)。

温泉岩体各类岩石的稀土元素配分特征有显著不同。轻稀土元素异常富集于基性端元。岩浆混合作用是产生这些显著差异的主要原因。幔源基性岩浆与酸性岩浆混合后,发生了较强烈的均一化和轻、重稀土元素的分馏异常,均一化作用使花岗岩中的轻稀土带入基性端元,导致轻稀土在 MME 和基性岩墙中异常富集。同样,基性端元的重稀土带入酸性端元,形成了岩浆混合暗色花岗岩和寄主二长花岗岩中重稀土元素的异常富集。基性端元 δCe 均小于 1,表明其成岩环境氧逸度高,Cr、Fe 等以三价阳离子为主,因而造成 REE^{3+} 的类质同象,从而说明岩浆混合部位较浅,即均一化作用主要完成于地壳较浅部的岩浆就位与结晶成岩过程中。

教场坝岩体(温志亮,2008)镁铁质包体在教场坝岩体中主要分布于暗灰色花岗闪长岩中,包体在寄主岩中的形态大多数呈浑圆状、椭圆状、透镜状、常条状、火焰状、不规则状,其边缘常发育绕曲塑性

流变变形及细褶状特征,包体与寄主岩石界线有的清晰,有的呈迷雾状渐变过渡关系,接触边界多表现为凹凸不平。表明包体与寄主岩曾以相对液态的状态共存过,均处于塑性流变的岩浆状态。包体延伸方向与岩石中板柱状斜长石排列方向一致,与岩浆流动面理的构造方向相同。包体边部发育淬冷边,主要为粒度更细且较早期结晶的角闪石、黑云母等矿物组成,冷凝边中的镁铁质矿物含量比包体中心部位高,因而发育由边部向内部由于矿物成分不同而形成的色率环带及晕圈,表现出较明显的因温度变化而引起成分变化的 Soret(索列特效应)扩散现象,说明包体是混入寄主岩浆中的更高温度的富镁铁质岩浆团。在寄主岩花岗闪长岩与基性镁铁质包体的接触带,常可见花岗闪长岩反向脉穿插较早期结晶的镁铁质包体,包体中发育寄主岩斜长石的捕虏晶,捕虏晶一般呈浑圆状,熔蚀较强部位局部呈蜂窝状;在花岗闪长岩的边部发育有暗色矿物角闪石、黑云母组成的暗色矿物条带,局部见有浅红色钾长石组成的浅肉红色镶边,寄主岩中的斜长石发育异常环带结构,以上现象表明寄主岩石花岗闪长岩与镁铁质包体间在相对液体的状态下曾发生过明显的物质交换和混染。表明花岗闪铁质包体与寄主岩在化学成份的交换过程中有酸性端元的带入和 $\text{FeO} + \text{MgO}$ 、 CaO 、成份的带出。

在哈克图解上,全岩各氧化物对 SiO_2 的变异总体上呈线性关系,特别是 FeO 、 MgO 、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 趋势线包体和寄主岩有所不同,包体随 SiO_2 的增加而增加,寄主岩石随 SiO_2 的增加而降低。其它成分变化不明显,同时还可看出,寄主岩和包体并不是连续的演化系列,说明寄主岩不是包体同源岩浆演化的产物,而很可能是相对独立的岩浆来源。在 $\text{FeO} + \text{MgO}$ 图解中,寄主岩与镁铁质包体均沿不同的岩浆混合趋势线分布,且远离岩浆分异趋势线,说明寄主岩不是镁铁质岩浆分异作用形成,岩浆来源与镁铁质岩浆无成因联系。在 SiO_2 与微量元素的变异图上,包体与寄主岩石有不同的演化规律具双曲线变化特征,变异图特征均表明岩石的成分变异与岩浆混合作用有关。酸性端元二长花岗岩与基性端元镁铁质包体 Rb/Ti 比值差异较大,也说明二者应来源于不同的岩浆房。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上,显示寄主岩石二长花岗岩特征具壳源型花岗岩的地球化学特征。而镁铁质包体具 I 型(或幔源型)花岗岩的地球化学特征,而花岗闪长岩明显具二者之间的过渡特征。同时各类岩石的稀土元素特

征、氧、锶同位素特征也说明了壳幔的相互混合作用。

虽然其他四个岩体未能进行详细研究,但野外调查中也能见到许多暗色包体,且具有液态两端元混合特征。就是说成矿带东部印支-燕山期岩体是一岩浆多次活动形成的复式岩体;不是典型的 S 型花岗岩,而是来自地壳深部的基性岩浆在岩浆上升的过程中与地壳浅部重熔的酸性岩浆发生混合,幔源的基性岩浆混入到酸性岩浆形成了镁铁质包体,因而岩体是壳幔岩浆混合形成的混浆花岗岩。

4 成矿模式

一般而言,金、铜矿成矿物质来源为幔源,钨、钼矿成矿物质为壳源;Sillitoe 等都注意到内华达州金矿与钨、钼矿化的紧密空间关系,提出卡林型金矿是与岩浆有关的远源产物。认为赋存于沉积岩中的金矿和接触交代矿化至少在这些矿带的某些地区是同时形成的,这些地区以侵入体为中心向外产出斑岩型铜钼金矿化、铜金和(或)钨钼夕卡岩到含金和(或)银锌铅夕卡岩或碳酸盐岩交代矿床,到最远处为赋存于沉积岩中贫贱金属富砷锑的金矿。成矿带北侧为山-丹超壳断裂部分,多期次活动,沟通地幔

和地壳;许多矿区内产出的煌斑岩脉也表明地表有与地幔沟通渠道。成矿带中李坝金矿床成矿年龄 205 ~ 210Ma(冯建忠,2003)、寨上金矿成矿年龄为 125.56 ~ 130.62 Ma(路彦明,2006);温泉钼矿成矿年龄为 214Ma(朱赖民,2009)。总体而言,成矿带主成矿年龄为 210Ma ±;与区内岩体形成年龄 180 ~ 210Ma(冯建忠,2003)基本同时。流体成矿作用与印支-燕山运动过程中大量花岗岩浆经过同熔或重熔作用生成及上侵定位及与幔源岩浆的上侵、混染有密切关系,成矿有深部来源物质参与;金、钼、铜、钨矿床的形成相互间是紧密相关,与同期岩浆作用也密切相关。可以建立成矿带中与岩浆活动有关的金矿成矿模式如下:本区在三叠纪印支晚期 220 ~ 196Ma 间,构造环境由挤压往拉伸转换,当幔源岩浆(镁铁质)上涌与壳源岩浆混合形成混浆继续沿断裂上升,形成混合花岗岩,地层中金因热作用而预富集(图 2);而同时大量同熔、重熔作用生成的花岗岩浆稍晚混合岩浆(时差不大)上侵并伴随深部流体向上运移(此时流体中既有金、铜等幔源成矿物质又有钼、钨等壳源成矿物质),深部流体与其他流体汇合进一步活化 Au,使之随流体迁移;当进入合

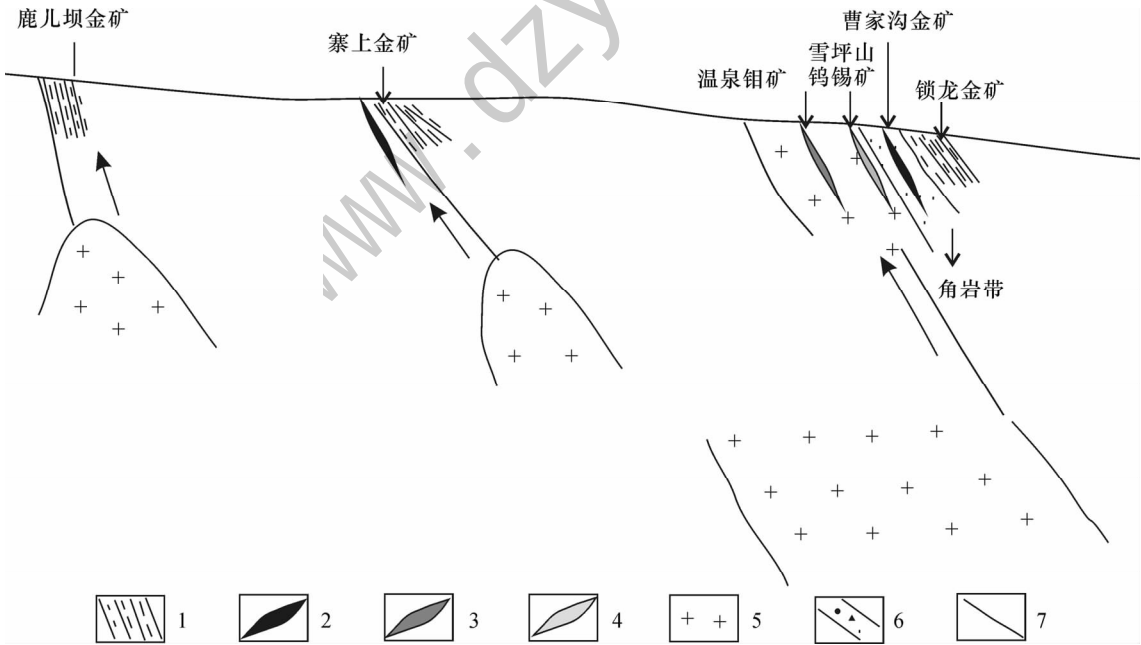


图 2 岷-礼成矿带金多金属矿成矿模式图

Fig. 2 Gold polymetallic mineralization model of the Ming-Li metallogenic belt

1 - 微细浸染型金矿; 2 - 热液脉型金矿; 3 - 钼矿; 4 - 钨矿; 5 - 花岗岩; 6 - 角岩; 7 - 断裂

1 - fine disseminated gold; 2 - hydrothermal vein-type gold; 3 - molybdenum deposit; 4 - tungsten deposit; 5 - granite; 6 - hornfels; 7 - fault

适成矿构造有利部位时形成与岩浆活动有关的钼、钨、金等矿床。

[References]

Bohlke J K, Kistler R W. 1986. Rb - Sr, K - Ar, and stable isotope evidence for ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the northern Sierra Nevada foothills metamorphic belt, California[J]. *Economic Geology*, 81:296 - 332

Burrows D R, Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic H₂O - CO₂ fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwesten ontario[J]. *Economic geology*, 82:1931 - 1957

Chen Yong-gan, Zhao Yu-suo, Zhang Guo-li, Ma De-xi, Lu Yan-ming, Chang Chun-jia. 2004. Tectonic geochemistry of the Zhaishang gold deposit[J]. *Gansu. Gold Geology*, 10(4): 61 - 65 (in Chinese with English abstract)

Colvine A C. 1989. An empirical mode for the formation of Archean gold deposits: Product of find cratonization of the Superior Province[J]. *Canada. Eeon. Geol. Mono.*, 6:533 - 563

Feng Jian-zhong, Wang Dong-bo, Wang Xue-ming, Shao Shi-cai, Lin Guo-fang, Shi Jian-jun. 2003. Geology and metallogenesis of Liba large-size gold deposit in Lixian, Gansu Province[J]. *Mineral Deposit*, 22(3): 257 - 265 (in Chinese with English abstract)

Goldfarb R J, Leach D L, Pickthron W J. 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. *Geology*, 16: 440 - 443

Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mriam. 1998. Orogenic gold deposits: Proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposits types[J]. *Ore Geology Reviews*, 13:7 - 27

Jiang N, Xu J H, Sun M X. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shanxi and Henan province, Peoples Republic of China[J]. *Mineralium Deposita*, 34:150 - 162

Kerrick R, Fyfe W. 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits[J]. *Chemical Geology*, 33:265 - 294

Kerrick R. 1989. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions[J]. *Geology*, 17:1011 - 1015

Li Yong-jun, Ding San-ping, Chen Yong-bing, Liu Zhi-wu, Dong Jun-gang. 2003. New knowledge on the Wenquan granite in western Qinling[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (3): 8 - 11 (in Chinese with English abstract)

Li Yong-jun, Li Jing-hong, Kong De-yi, Li Ying, Liu Zhi-wu, Li Zhu-cang, Li Jin-bao. 2003. The geochemical features and its genesis of the trace and REE of the Wenquan magma mixing granite in wester Qinling[J]. *Northwestern Geology*, 36(3): 7 - 14 (in Chinese with English abstract)

Li Yong-jun, Gao Zhan-hua, Li Ying, Li Zhu-cang, Liu Zhi-wu. 2008. The geochemical features of the wenquan magma-mingling granite in western Qinling[J]. *Geology-Geochemistry*, 31(4): 43 - 50 (in Chinese with English abstract)

Liu Guang-zhi, Liu Jia-jun, Liu Xin-hui. 2009. Geochemical characteris-

tics and genetic model of the Zhai shang gold deposits in west Qinling[J]. *Geology and Exploration*, 45(2): 27 - 37 (in Chinese with English abstract)

Liu Jia-jun, Mao Guang-jian, Wu Sheng-hua, Liu Guang-zhi, Liao Yan-fu, Zheng Wei-jun, Hua Shu-guang, Yue Lian-xiong. 2010. Characteristics of mineral association and mechanism of Au precipitation in the Zhaishang gold deposit, southern Gansu[J]. *Geology in China*, 37(2): 453 - 462 (in Chinese with English abstract)

Liu Xin-hui, Liu Guang-zhi, Wang Shu-jun, Liu Min-wu. 2010. Occurrence of submicro gold in a super-large-sized gold deposit in Zhaishang of Min county, Gansu Province[J]. *Northwestern Geology*, 42(3): 47 - 55 (in Chinese with English abstract)

Liu Jia-jun, Mao Guang-jian, Wu Sheng-hua, Wang Jian-ping, Ma Xing-hua, Li Li-xing, Liu Guang-zhi, Liao Yan-fu, Zheng Wei-jun. 2010. Metallogenic characteristics and formation mechanism of Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 29(1): 85 - 100 (in Chinese with English abstract)

Lu Yan-Ming, Li Han-Guang, Chen Yong-Gan, Zhang Guo-Li. 2006. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alteration minerals from Zhaishang gold deposit in Minxian County, Gansu Province, and its eological significance [J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 590 - 597 (in Chinese with English abstract)

Newton R C, Smith J V, Windly B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. *Nature*, 288:45 - 52

Ren Xin-hong. 2009. Geological characteristics and genesis of molybdenum deposits in Wushan county of Gansu. *Gansu Metallurgy*[J]. 31(6): 58 - 61 (in Chinese with English abstract)

Robert F, Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec [J]. *Canada. Economic Geology*, 82:1464 - 1482

Sun Xing-li, Liu Xing-de, Gao Zhao-kui, Qian Wen-guang, Ran De-fu. 2001. A study of the geology and geochemistry of altered rocks from Liba gold deposit in Gansu[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 28(4): 350 - 354 (in Chinese with English abstract)

Wang Xiang-wen. 1999. Geology and metallogenesis of the liba gold deposit in Gansu. *Geological Exploration for Non-Ferrous Metals* [J]. 8(6): 541 - 545 (in Chinese with English abstract)

Wen Zhi-liang. 2008. A New recognition of magma mixing process aboutjiaochangba rock body, western Qinling [J]. *MINERAL PETROL*. 28(3): 29 - 37 (in Chinese with English abstract)

Zhang Zuo-heng, Mao Jing-wen, Wang Yon. 2004. Characteristics of fluid inclusions in the gold deposits within Zhongchuan area, western Qinling and their geological significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*[J]. 23(2): 147 - 157 (in Chinese with English abstract)

Zhou Jun-lie, Han Hai-tao. 2010. Mineralization characteristics and alteration zoning of Wenquan molybdenum deposit in west Qinling[J]. *Global Geology*, 29(2): 248 - 255 (in Chinese with English abstract)

[附中文参考文献]

刘家军,毛光剑,马星华,李立兴,郭玉乾,刘光智. 2008. 甘肃寨上金矿床中 Cu - Ni - Zn - Sn - Fe 多金属互化物、S 合金矿物的发现及其地质意义[J]. *中国科学(D 辑): 地球科学*, 38(4): 414 -

423 世界地质, 29(2): 248-255

- 刘家军,毛光剑,吴胜华,刘光智,廖延福,郑卫军,华曙光,岳连雄. 2010. 甘肃寨上金矿床矿物组成特征与矿质沉淀机理[J]. 中国地质, 37(2): 453-462
- 刘新会,刘光智,王淑娟,刘民武. 2010. 西秦岭寨上特大型金矿的次显微金金的赋存状态研[J]. 西北地质, 42(3): 47-55
- 陈勇敢,赵玉锁,张国立,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
- 高珍权. 1999. 李坝金矿床地球化学特征及成因探讨[J]. 甘肃地质学报, 8(增刊): 49-53
- 李晓福. 2010. 甘肃礼县 7902 矿床铀矿化特征及成因分析[J]. 甘肃科技, 26(11): 33-36
- 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
- 刘光智,刘家军,刘新会. 2009. 西秦岭寨上金矿床地球化学特征及成因机制研究[J]. 地质与勘探, 45(2): 27-37
- 孙省利,刘兴德,高兆奎,钱文广,冉德甫. 2001. 西秦岭李坝金矿蚀变岩的地质地球化学特征[J]. 成都理工学院学报, 28(4): 350-354
- 张作衡,毛景文,王勇. 2004. 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, 23(2): 147-157
- 任新红. 2009. 甘肃武山温泉钼矿地质特征及成因[J]. 甘肃冶金, 31(6): 58-61
- 周俊烈,韩海涛. 2010. 西秦岭温泉钼矿床矿化特征与蚀变分带[J]. 地质与勘探, 29(2): 248-255
- 韩海涛. 2009. 西秦岭温泉钼矿地质地球化学特及成矿预测[D]. 中南大学(长沙): 1-100
- 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
- 霍福臣,李永军. 1996. 西秦岭造山带的演化[J]. 甘肃地质学报, 5(1): 1-15
- 李永军,丁仁平,陈永彬,刘志武,董俊刚. 2003a. 西秦岭温泉花岗岩体的新认识[J]. 华南地质与矿产, (3): 8-11
- 李永军,李景宏,孔德义,李英,刘志武,李注苍,李金宝. 2003b. 西秦岭温泉混染花岗岩的微量与稀土元素地球化学特征[J]. 西北地质, 36(3): 7-14
- 李永军,高占华,李英,李注苍,刘志武. 2008. 西秦岭温泉岩浆混合花岗岩的地球化学特征[J]. 地质地球化学, 31(4): 43-50
- 温志亮. 2008. 西秦岭教场坝岩体岩浆混合成因的新认识[J]. 矿物岩石, 28(3): 29-37
- 冯建忠,汪东波,王学明,邵世才,林国芳,史建军. 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
- 路彦明,李汉光,陈勇敢,张国利. 2006. 西秦岭寨上金矿床中石英和绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar定年[J]. 矿床地质, 25(5): 590-597
- 朱赖民,丁振举,姚书振,张国伟,宋史刚,屈文俊,郭波,李彝. 2009. 西秦岭甘肃温泉钼矿床成矿地质事件及其成矿构造背景[J]. 科学通报, 54(16): 2337-2347

Discussion on the Magmatic Activity and Gold Metallogenic Model for the Ming-Li Gold Mineralization Zone in West Qin Ling

XIAO Li, TANG Yuan-yuan, GEN Guo-shuai, YU Wan-qiang, ZHANG Xiang, DONG Jia-ji
(Gold Geological Institute of CAPG, Langfang, Hebei 065000)

Abstract: Many large gold deposits have been found in the Ming-Li gold mineralization zone, meanwhile porphyry molybdenum deposits in rock mass there. In addition to low-temperature ore minerals, there are also mesotherm-high temperature minerals such as chalcopyrite and scheelite. Scheelite is one of the gold carrying minerals in the Zhaishang gold deposit. Chalcopyrite, scheelite also occurs in the porphyry molybdenum. Gold, molybdenum, and tungsten mineralization were settled in zones with a certain spatial relations. Study on gold deposit geochemistry, stable isotope, radioactive isotopes and fluid inclusions shows that the ore-forming material and ore-forming fluid might stem from deep sources. Nakagawa petrology, rock group chronology, petrochemistry, trace elements, and REE characteristics suggest that the rock mass is a composite rock body with the characteristic of a crust-mantle mixed source. Based on the data above, a mineralization model controlled by Indosinian- Yanshanian magmatic activity is established for the Ming-Li gold mineralization zone.

Key words: gold deposits, magmatic activity, mineralization model, ming-li gold mineralization zone