

陕西省马鞍桥金矿床地质特征、同位素地球化学与矿床成因

朱赖民 张国伟 李犇 郭波 康磊 吕拾零

ZHU LaiMin, ZHANG GuoWei, LI Ben, GUO Bo, KANG Lei and LV ShiLing

西北大学地质系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2008-10-03 收稿, 2008-12-20 改回.

Zhu LM, Zhang GW, Li B, Guo B, Kang L and Lv SL. 2009. Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Maanqiao gold deposit, Shanxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 431–443

Abstract The Maanqiao gold deposit occurs in an E-trending brittle-ductile shear zone narrowly south of the Shan-Dan geosuture in the western Qinlin orogen. Orebodies of the deposit are spatially controlled by the shear zone and mostly occur at strongly-deformed positions, hosted in the low-grade metamorphosed Devonian sediments. The Xianggou monzonitic granite-porphyry dyke outcropped in the Maanqiao mining area was altered and gold mineralized, but is not of industrial significance. The lead isotope ratios of the ores and altered rocks are similar, but different from those of the Xianggou monzonitic granite-porphyry, indicating that ore-forming lead did not come from the monzonitic granite-porphyry. The carbon and oxygen isotopic characteristics show that ore-fluids were mainly sourced from metamorphic and/or reworking devolatilization of the strata or/and similar lithologies which comprise carbonaceous phyllite or marble. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of the ore-forming fluids decrease gradually from early, through main to late stages, suggesting that the ore-forming fluid-system evolved from early metamorphic or formation-connatural to late meteoric water. The Maanqiao gold deposit, located in an intra-continental collisional orogenic belt, is genetically related to the intra-continental collisional orogenesis characterized by duplicated thrusts, crustal deformation and metamorphism, and intra-continental subductions since Late Indosinian era. The geological features and the isotopic compositions of the Maanqiao gold deposit are similar to those of the Yangshan giant gold deposit. Hence the Maanqiao gold deposit can be genetically attributed to the Carlin-like gold class or to the transition between Carlin- and organic-types.

Key words Maanqiao gold deposit; Geological feature; Isotope geochemistry; Ore genesis; Qinling orogen

摘要 马鞍桥金矿床产于西秦岭造山带商丹断裂带南缘的E-W向脆-韧性剪切带中, 矿体定位受剪切带控制并集中于变形强烈的部位, 赋矿围岩为泥盆系浅变质沉积建造。出露于矿区的香沟花岗岩脉发生蚀变和金矿化, 但未达工业品位。矿化岩石和矿石的铅同位素比值与地层接近, 而与香沟花岗岩相异, 暗示矿石铅不可能来自花岗岩。碳-氧同位素组成特征显示, 成矿流体来源于碳酸盐地层或相似岩石建造的变质或改造脱水作用; 从成矿早阶段经主阶段到晚阶段, 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 δD 值逐渐降低, 指示成矿流体从早阶段的变质热液或地层改造热液向晚阶段的大气降水热液演化。马鞍桥金矿分布于大陆内部造山带中, 成矿作用与始于印支晚期的陆内造山作用有关, 后者以陆内俯冲、推覆叠置和陆壳变质变形等为特点。马鞍桥金矿床地质特征和同位素地球化学组成与阳山超大型金矿床相似, 应为类卡林型金矿床或介于造山型和卡林型之间的过渡类型金矿床。

关键词 马鞍桥金矿床; 地质特征; 同位素地球化学; 矿床成因; 秦岭造山带

中图法分类号 P618.51; P597

- 国家重大基础研究项目(2006CB403502)、国家自然科学基金项目(40872071)、南京大学内生矿作用国家重点实验室项目(14-08-1)、陕西省教育厅基金项目(07JK414)和国家基础科学人才培养基金项目(J0830519)资助。

第一作者简介: 朱赖民, 男, 1966年生, 博士, 教授, 主要从事矿床地球化学研究, E-mail: zhulaimin@nwu.edu.cn

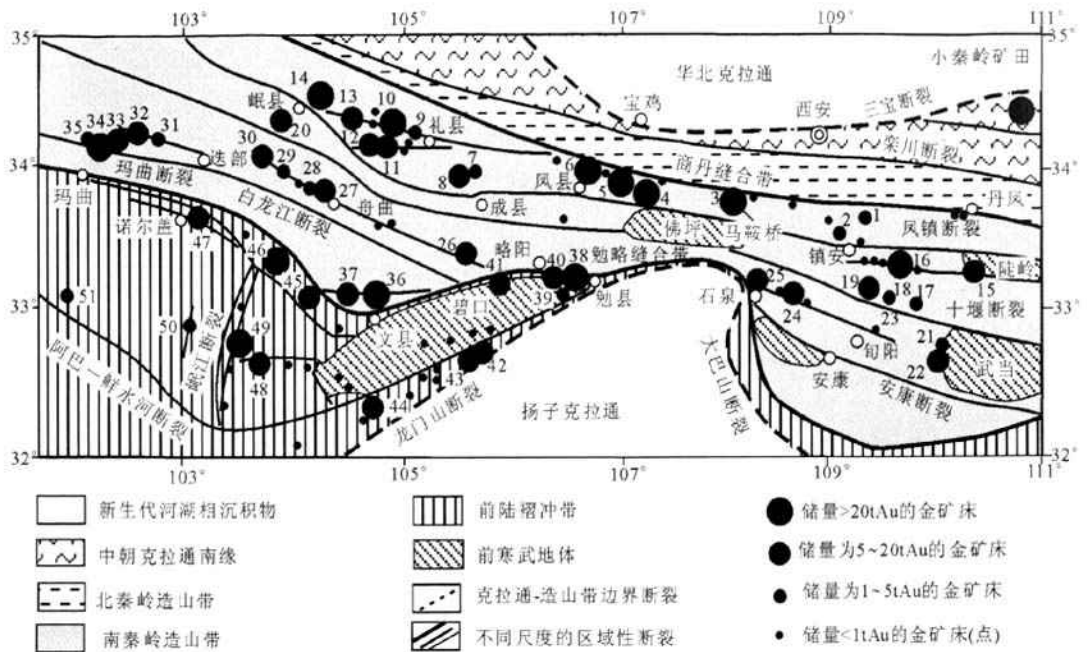


图1 西秦岭构造格架和金矿床分布(编号矿床详细资料见陈衍景等,2004)

Fig. 1 Tectonic framework and gold distribution in western Qinling orogen (For details of the numbered deposits see Chen *et al.*, 2004)

中国是仅次于美国的世界第二大富集卡林型-类卡林型金矿床的国家(Arehart *et al.*, 2003; 张复新等, 2004; Hu *et al.*, 2002; Mao *et al.*, 2002)。西秦岭是我国最大的卡林型-类卡林型金矿省(陈衍景等, 2004), 西秦岭卡林型-类卡林型金矿床的深入研究和勘探开发, 是今后缓解我国金矿资源短缺的重要途径之一。马鞍桥大型金矿床位于秦岭造山带西卡林型-类卡林型金矿省的最北缘, 矿体赋存于近东西向的脆-韧性剪切带内, 矿区发育香沟二长花岗斑岩体(图1, 图2)。马鞍桥金矿床矿化地质特征与分布于礼县-山阳深断裂和商丹断裂之间的礼-凤-太古生代盆地中的类卡林型金矿床相似(Mao *et al.*, 2002), 因此对研究本区的类卡林型金矿床成因和成矿规律具有代表性意义。尽管前人对马鞍桥金矿床以及本区类卡林型金矿床矿化地质-地球化学特征已有大量的研究(李福东等, 2001; 李瑞生, 1997; 张复新和马建泰, 1997; 魏合明和丁华, 1997; 张拴宏和王书兵, 1999), 但是由于以往对秦岭造山带卡林-类卡林型金矿研究, 缺乏将矿化地质特征、地球化学与秦岭碰撞造山机制紧密结合起来的综合研究, 致使目前对类卡林型金矿床的成因仍存在不同认识。一些学者认为, 岩浆岩体发育在成矿之前, 岩浆岩与成矿没有直接的联系, 金矿化与这些岩体, 只是空间上的依存关系, 并无成因联系(张复新等, 2004; 陈衍景等, 2004; 李晶等, 2007, 2008; 杨荣生等, 2006), 金矿床系陆内俯冲作用使俯冲板片变质脱水、熔融, 派生成矿流体上升到仰冲板片次级构造带形成(Zhang *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2006)。

另有学者认为, 岩浆岩体在脆-韧性剪切带形成之后侵入, 为成矿提供了主要的热力来源, 促进了矿源层中成矿物质的活化迁移, 并在脆-韧性剪切带内的有利空间沉淀聚集成矿(李瑞生, 1997; 张拴宏和王书兵, 1999)。近年来, 通过对八卦庙、李坝、大水和小沟里等类卡林型金矿床研究(齐金忠等, 2003, 2005; 冯建忠等, 2002, 2003; 赵彦庆等, 2003; 闫升好等, 2000; 李红阳等, 2007), 不少学者认为金矿床受剪切带和花岗岩共同控制, 花岗岩与金成矿有密切的时间、空间及成因关系, 并提供了热源、水源和部分成矿物质, 甚至认为矿床成因因为岩浆热液型。因此, 根据矿床的标志性地质特征和地球化学指标, 确定西秦岭卡林型-类卡林型金矿床的成因类型仍是目前十分重要的研究课题(陈衍景等, 2007; Michael and Christopher, 2006; Phillips and Powell, 2003; Sillitoe and Bonham, 1990; Yigit and Hofstra, 2003)。鉴于此, 本文以马鞍桥金矿床为例, 采用比较矿床学研究思路和方法(涂光炽和李朝阳, 2006; 陈衍景等, 2007), 从成矿构造背景出发, 以标志性矿化地质特征为基础, 详细研究了同位素地球化学特征, 进一步探讨了马鞍桥金矿床的成因类型和成矿机制。

1 区域地质与矿床矿化地质特征

马鞍桥大型金矿床位于秦岭南、北板块的俯冲对接带的商丹断裂带附近的商丹弧前沉积楔形体中(图1), 金矿体赋存于商丹断裂带南缘的脆-韧性剪切带中(图2)。区域出露

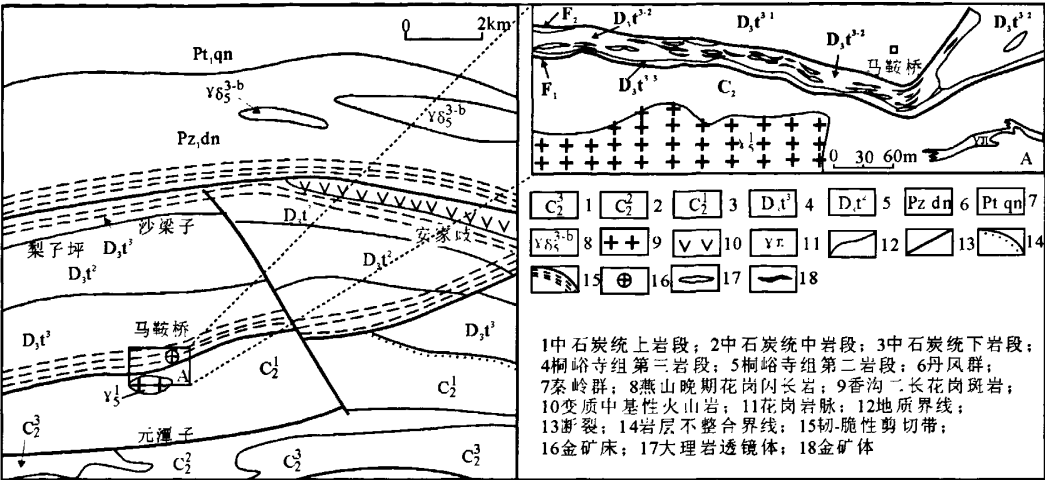


图2 马鞍桥金矿床区域地质及矿床地质简图(据张复新和马建泰,1997;李瑞生,1997 修改)

Fig. 2 Regional and geological maps of the Maanqiao gold deposit (modified after Zhang and Ma, 1997 and Li, 1997)

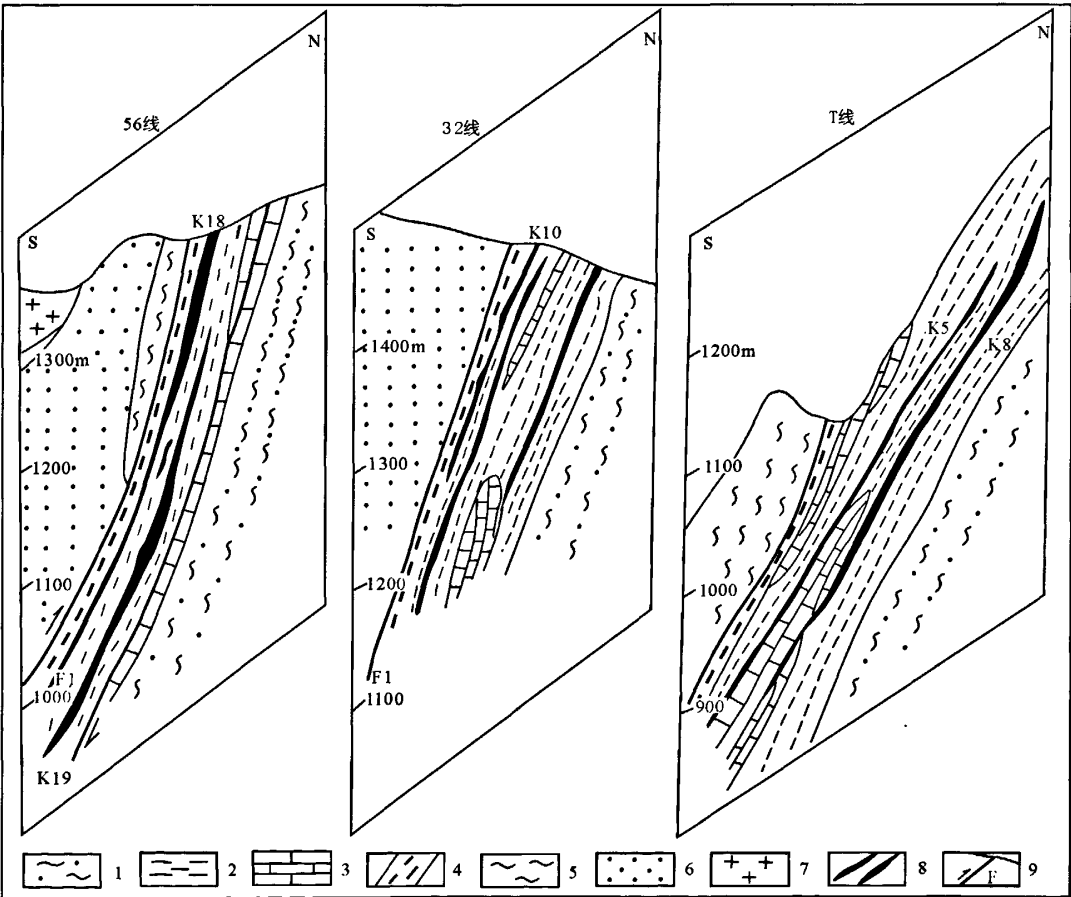


图3 马鞍桥金矿床勘探线剖面图(据李瑞生,1997 修改)

Fig. 3 Exploration profiles of the Maanqiao gold deposit (modified after Li, 1997)

1-spotty phyllite; 2-plagioclase biotite-sercite phyllite or mylonite; 3-marble; 4-carbonaceous tectonic schist; 5-phyllite; 6-Metamorphosed sandstone; 7-monzonitic granite-porphyry; 8-gold orebody; 9-fault

地层主要有上泥盆统和中石炭统,二者间为平行不整合接触关系,其次为前震旦系秦岭群,中-新生代地层仅零星分布。马鞍桥金矿床位于上泥盆统桐峪寺组中(图2),该组自上而下分为3个岩性段:上段主要为变质粉砂岩、绢云石英千枚岩、碳质片岩,夹大理岩;中段主要由变质粉砂岩和砂质千枚岩等组成;下段以变质长石英砂岩为主,夹凝灰质粉砂岩。上泥盆统桐峪寺组的原岩建造为一套富含火山物质的潮坪相细碎屑-泥质沉积建造,受造山作用影响,地层岩石表现出明显的脆-韧性变形变质特征,已成为较典型的变质构造岩石类型。矿体严格受韧性剪切构造带控制,南北宽约90~150m,断续延伸长达10km以上(图2)。20余条矿体均产于近EW向展布的脆-韧性剪切带内,矿体的规模、形态和产状严格受其控制。

矿体在平面及剖面上均呈叠瓦状分布,较矿化围岩产状稍陡(图3)。矿体呈舒缓波状,局部有分枝复合,其产状随构造产状的变化而变化,总体走向 $170^{\circ}\sim 190^{\circ}$,倾角西段陡,东段缓(图3)。金矿化主要赋存在上泥盆统桐峪寺组顶部碳质千糜岩和下伏的二云母石英千糜岩和绢云石英千枚(糜)岩中。该韧性剪切带宏观上发育糜棱岩面理、不对称褶皱、无根褶皱、石香肠、雁列脉等构造。微观显微镜下可见S-C组构、石英波状消光、变形纹、动态重结晶、拉伸线理构造。矿石的矿物成分较复杂,已查明矿物达55种之多,金属矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿,其次为毒砂,非金属矿物主要有石英、绢云母、铁白云石和方解石等。矿石结构较复杂,以半自形、自形粒状为主,并发育有交代、交代残余、碎裂充填等结构。矿石构造以微细浸染状最为典型,表现为黄铁矿、磁黄铁矿呈微细粒点浸染状或沿蚀变千枚岩的千枚理分布,另有团块状、角砾状、网脉状和细脉状构造。金的独立矿仅见自然金,呈粒间金(77.21%)、包体金(16.21%)和裂隙金(6.17%)三种形式产出;金的粒度以中细粒($0.074\sim 0.01\mu\text{m}$)为主,微粒金不足10%(李福东等,2001)。

金矿化强度与韧性剪切变质岩的蚀变作用强度呈正相关性。工业矿体赋存于硅化、(磁)黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化最发育地段内。蚀变岩石基本局限于控矿的剪切变形构造带范围内,主要是沿剪切裂隙(主面理)早微细脉充填并向两侧围岩渗透扩散交代,从而形成含矿岩石的细脉-浸染状构造。金矿化与剪切变形演化同步,根据构造活动和金矿化蚀变特征,可将马鞍桥金矿床成矿划分为早、主、晚三个成矿阶段(张复新和马建泰,1997)。①早阶段发育韧性构造变形及浸染状矿化,该变形阶段以韧性千糜岩化、片理化作用为特征。斑点状矿物多成为千糜岩化岩石中眼珠体;沿千糜叶理,片理带及压溶三角区,硅化及碳酸盐化蚀变矿物发育;细粒浸染状黄铁矿、磁黄铁矿及少量毒砂微晶与之共生。该早期变形及矿化与蚀变作用往往形成蚀变岩石及贫矿石。石英和含铁白云石以粗脉状顺层或斜交片理充填(图4a),此阶段黄铁矿呈它形晶或他形晶集合体稀疏浸染于石英脉或千枚岩中,粒径 $0.03\sim 0.05\text{mm}$,含金性差。②中

期韧-脆性变形及细脉浸染状主矿化阶段:出现韧-脆性破裂变形,能干性岩层剪切为构造透镜体,与非能干塑性岩层组成瓣状排列;或在具有较强烈而又相当均匀的片理化组构的岩层中,当平行或近似平行片理面方向受压时,局部发育膝折带(图4b)。这些韧-脆性变形提供的扩容带,成为该阶段矿化与蚀变矿物沉淀聚集的有利空间(图4d),中细粒黄铁矿、磁黄铁矿及较粗粒毒砂多以细脉状、浸染状分布于上述扩容空间,形成顺片理或切割片理产出的淡灰色具流变构造的石英微细脉(图4c),黄铁矿和磁黄铁矿则呈稀疏浸染或细短脉与云母类矿物一起分布于石英细脉之边部。自然金多在上述细脉及浸染体中出现,构成本区主要工业矿化阶段。③晚阶段脆性变形及规则脉状矿化阶段:以低角度斜切剪切片理化带的脆性构造中,多充填有石英-方解石脉体,其中金属硫化物甚少,偶见较粗粒黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿聚晶或零星散布单晶,该阶段石英与方解石共生呈脉状平行或斜切片理分布(图4e),黄铁矿呈散点状分布于方解石-石英脉中。

香沟二长花岗斑岩体侵入于中矿段矿化带南侧下石炭统二峪河组浅变质砂岩中(图2),与岩体接触的围岩已发生明显的角岩化。香沟岩体平面上呈东西延长的椭圆形,出露面积约 1.5km^2 。矿区东段矿化带南侧二峪河组中尚分布多条酸性岩脉,其产状均与剪切带一致,现均已遭受糜棱岩化,可能为香沟岩体的同期产物。

2 同位素地球化学

2.1 数据获取及样品分析测试

本文选择马鞍桥金矿床矿石硫化物、地层岩石和二长花岗斑岩的代表性样品有针对性地开展了铅、碳-氧和氢-氧等同位素分析测试,另外系统收集了前人有关该矿床矿石、矿化岩的有关同位素数据,马鞍桥金矿床同位素组成数据见表1、表2、表3和表4。铅同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,采用AG1-X8(200~400mesh)离子交换树脂进行分离,同位素测试在该实验室的多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS, Nu Plasma HR, Nu Instruments, Wrexham, UK)上采用静态模式进行;Pb同位素的比值采用外部加入NBS 997 Tl至分离后的样品中,并利用 $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2.3872$ 来校正仪器的质量分馏,同时用NBS981进行外部校正。测量期间NBS981标准给出 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.937\pm 1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.491\pm 1$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.696\pm 1$; BCR-2标准给出 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.742\pm 1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.620\pm 1$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.705\pm 1$ 。表1中香沟二长花岗斑岩和地层岩石铅同位素组成分别为由香沟岩体LA-ICP-MS定年结果($242.02\pm 0.83\text{Ma}$, MSWD=0.16)(朱赖民等,2009)和卡林型金矿床成矿峰年龄(170Ma)(陈衍景等,2004),根据岩石U、Th含量进行了放射性铅同位素扣除后的铅同位素数据。

方解石碳、氧同位素和流体包裹体中氢氧同位素均在国

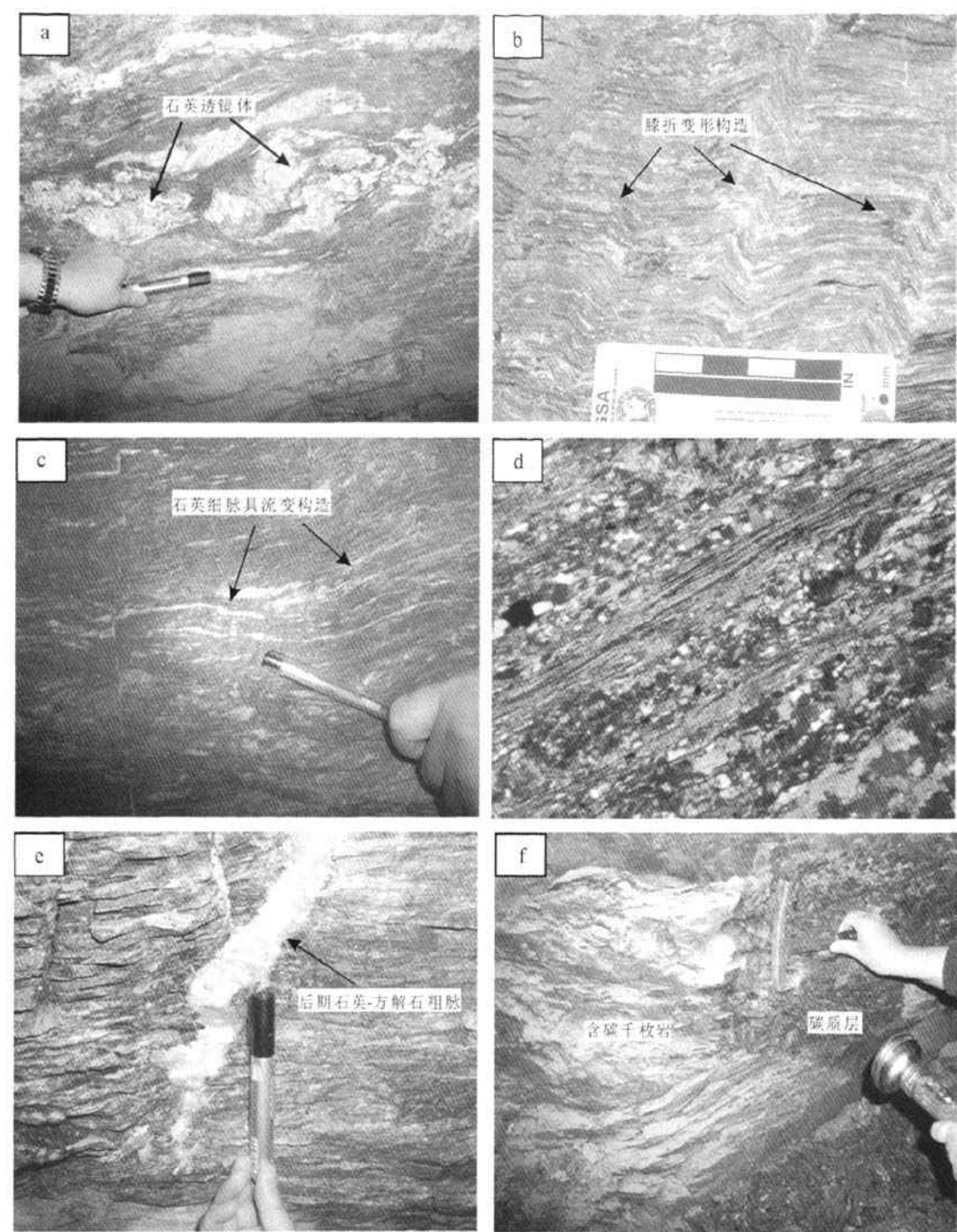


图4 马鞍桥金矿床地质特征照片
a-中段石英透镜体;b-西矿段膝折构造;c-中段东西向细小石英脉具流变构造;d-绢云母、石英和黄铁矿等矿物在剪切应力作用下沿片理化方向定向排列(薄片+);e-千枚岩切层裂隙中贯入的后期石英-方解石粗脉;f-含碳石英绢云千枚岩中发育碳质夹层
Fig.4 Photoes showing geological features of the Maanqiao gold deposit
a-quartz lens in middle mining segment;b-knee fold structure in western mining segment; c-small and thin quartz veins with flow structure in middle mining segment; d-orientation of sericite, quartz and pyrite along shearing schistosity; e-late-stage filled coarse-grained quartz-calcite veins that crosscut schistosity of phyllite; f-carbonaceous interlayer existing in carbonaceous quartz-sericite phyllite

表1 马鞍山金矿床铅同位素组成

Table 1 Lead isotope composition of the Maanqiao gold deposit

样品 编号	样品描述	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	资料 来源
E-3	早阶段韧性千糜岩化 型矿石中黄铁矿	18.3057	15.6431	38.5887	本文
E-6	桐峪寺组绢云母千枚 岩	18.3525	15.7021	38.7048	
M-1	早阶段具韧性片理化 矿石	18.1825	15.5829	38.3729	
W-6	中阶段富矿石中黄铁 矿	18.2952	15.6143	38.5172	
XG-8	二峪河组浅变质砂岩	18.3868	15.6137	38.3433	
XG-01	香沟二长花岗斑岩	18.6590	15.6134	38.1538	
XG-02	香沟二长花岗斑岩	18.4415	15.6006	38.1101	
XG-03	香沟二长花岗斑岩	19.0480	15.6342	38.0943	
XG-04	香沟二长花岗斑岩	19.1369	15.6365	38.0645	
XG-05	香沟二长花岗斑岩	18.8652	15.6241	38.1469	
97M-06	河东 1018K ₂ 下盘黄铁 矿	18.0980	15.5520	38.1000	李福 东等, 2001
97M-154	河西 1025K ₂ 黄铁矿	18.0201	15.5500	38.2640	
97M-159	1178K ₂ 黄铁矿	18.2170	15.6390	38.4290	
97M-133	河东 1044K ₅ 黄铁矿	18.1530	15.5890	38.1860	
97M-191	香沟 1235K _{18,2} 黄铁矿	18.2190	15.5450	38.3380	
97M-180	香沟 1285K ₁₈ 黄铁矿	18.2740	15.5500	38.3680	
97M-173	香沟 1325K ₁₈₋₁ 磁黄铁 矿	18.1650	15.5380	38.2720	
97M-27	大崖沟 94-1 槽 K 黄铁 矿	18.3030	15.5070	38.4920	
MP-1	方铅矿	18.1120	15.5620	38.1510	
MP-2	黄铁矿	18.2220	15.5210	38.1820	
MP-3	磁黄铁矿	18.0470	15.5220	38.0820	隗合 明和 丁华, 1999
MP-4	蚀变岩	17.9180	15.5120	38.2090	
MP-5	蚀变岩	18.4160	15.7090	38.1310	
MP-6	矿石	18.0010	15.4990	38.2340	
MP-7	矿石	18.0930	15.4970	38.2840	

表4 马鞍山金矿床流体包裹体氢-氧同位素组成

Table 4 The values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD of ore-forming fluids in different ore-forming stage

编号	样品描述	测定对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	温度(℃)	资料来源
W-3	西矿段主阶段切层细脉脉	石英	1.35	-88.20	270	本文
E-5	东矿段主阶段细脉状矿石	石英	1.56	-94.90	270	
W-8	西矿段晚期脆性构造中石英-方解石脉	方解石	-9.21	-81.80	150	
M-4	中矿段晚期脆性构造中石英-方解石脉	方解石	-9.87	-79.10	150	
97M-134	河东 1044 K5 中早阶段石英脉体	石英	10.60	-64.00	300	李福东等,2001
97M-152	河西 1055 K2 中早阶段石英脉体	石英	9.70	-79.00	300	
97M-160	1178 K2 中早阶段石英脉体	石英	9.80	-75.00	300	
MA-1	主阶段矿石中石英	石英	2.10	-61.00	250	隗合明 和丁华,1999
MA-2	主阶段矿石中石英	石英	7.00	-61.06	250	

本文数据中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为流体包裹体直接测定结果,测试方法见前文样品测试部分;其余数据中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为文献作者根据矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 由矿物与水的同位素平衡分馏方程计算获得

表2 马鞍山金矿床碳-氧同位素组成

Table 2 Carbon and Oxygen isotopic values of the Maanqiao gold deposit

编号	测定对象	采样位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	资料 来源
W-8	方解石	西段晚期脆性构造中石英-方解石脉	-7.42	10.23	本文
M-4	方解石	中段晚期脆性构造中石英-方解石脉	-8.81	6.71	
98M-85	大理岩	河东 1071 中段、坑口	-2.30	14.40	李福 东等, 2001
98M-164	断层泥	1178, K1821 南之 F1	-17.40	—	
97M-165-1	金矿石	香沟 1325, K1821 黑矿	-17.30	—	
97M-173	金矿石	香沟 1325, K1821 黑矿	-16.20	—	
97M-133	金矿石	河东 1044, K5 紫矿	-5.50	9.60	
97M-154	金矿石	河西 1025, K2 紫矿	-4.10	16.20	
97M-180	金矿石	香沟 1285 K18 浅色矿	-7.00	15.20	
97M-134	石英包体	河东 1044 K5 中石英脉体	1.90	15.30	
97M-152	石英包体	河西 1055 K2 中石英脉体	0.30	14.10	

表3 马鞍山金矿床硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic values of the Maanqiao gold deposit

样品编号	采样位置 (样品特征)	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	资料来源
97M-06	河东 1018K ₂	黄铁矿	2.13	李福东等, 2001
97M-27	94-1 探槽 K	黄铁矿	12.6	
97M-133	河东 1044K ₅	黄铁矿	0.78	
97M-151	河西 1055K ₂	黄铁矿	3.36	
97M-154	河西 1025K ₂	黄铁矿	2.65	
97M-159	1178K ₂ 系列	黄铁矿	4.55	
97M-173	香沟 1325K ₁₈₋₁	磁黄铁矿	4.40	
97M-177	香沟 1285K ₁₈	黄铁矿	9.30	
97M-180	香沟 1285K ₁₈	黄铁矿	8.84	
97M-191	香沟 1235K ₁₈	黄铁矿	11.19	
97M-160	1178K ₂ 系列石英脉	黄铁矿	3.28	隗合明 和丁华, 1999
	蚀变千枚岩	4 件黄铁矿	6.20 ~ 8.38	
	蚀变千枚岩	1 件磁黄铁矿	7.73	
	碳质片岩	1 件黄铁矿	9.98	
	碳质片岩	1 件磁黄铁矿	8.64	
	蚀变岩	3 件黄铁矿	4.30 ~ 12.30	
	蚀变岩	2 件磁黄铁矿	9.81 ~ 10.63	
	石英脉	3 件磁黄铁矿	0.60 ~ 1.93	

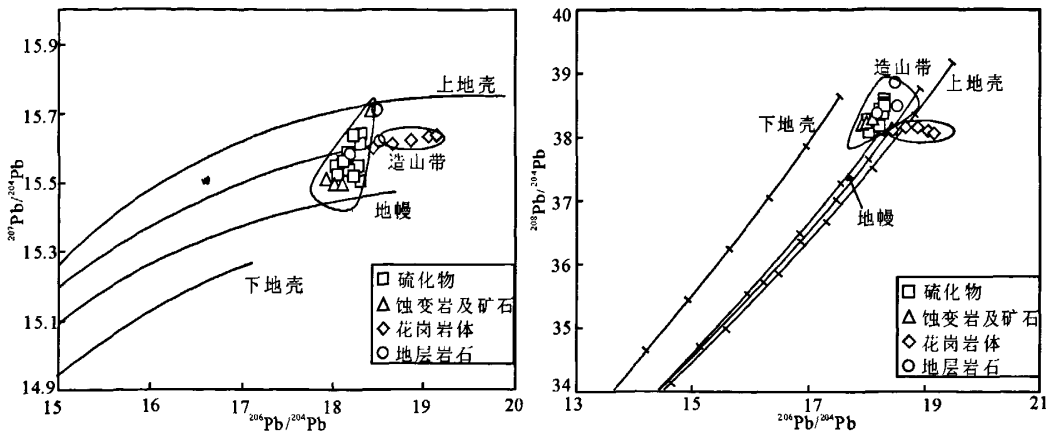


图5 马鞍桥金矿床铅同位素构造环境图解(底图据 Zartman and Doe,1981)
Fig.5 Plumbotectonics for the Maanqiao gold deposit (reference lines based on Zartman and Doe. , 1981)

土资源部宜昌地质矿产研究所采用德国生产的气体同位素质谱仪(MAT251)上分析完成。碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 以PDB标准报出, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均以SMOW标准报出,测定结果见表2。方解石碳-氧同位素测试,首先把方解石在真空条件下与浓磷酸恒温反应,用冷冻法分离生成的水,收集纯净的二氧化碳(CO_2)气体,供质谱仪测定碳和氧。氢氧同位素测试数据测试分析由国土资源部宜昌地质矿产研究所完成。石英和方解石流体包裹体中氢氧同位素组成测定步骤:①称取5~15g样品,用浓硝酸和纯净水分别清洗石英和方解石,以尽可能去除表明可能含有的其它矿物及有机物,再用去离子水反复冲洗至中性,加热烘干后备用;②将样品放入石英管,加热去气,抽好真空后,于高温下爆裂,并收集爆裂出的水进行氢氧同位素分析。氢同位素用锌还原法测定:水与锌在高温条件下发生置换作用收集氢气,供质谱分析;氧同位素用二氧化碳-水高温平衡法测定:水与高纯二氧化碳在高温条件下发生氧同位素交换作用收集交换平衡后的二氧化碳,进行质谱分析;整个分析过程采用GBW04402标准水样和重复样(重复个数为所测样品数的30%)来监控,标准测定值 $\delta\text{D}\text{‰} = -64.8 \pm 1.1$, $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = -8.79 \pm 0.14$,与推荐值在测定误差允许范围之内一致。

2.2 铅同位素

铅同位素由于其质量大,同位素间的相对质量差较小,外界条件的变化对其组成的影响很小,故铅同位素组成具有明显的“指纹特征”。不同放射成因的铅同位素反映不同地质环境和物质组成,可作为物质来源的示踪计(Zartman and Doe, 1981; Tosdal et al. , 2003)。马鞍桥金矿床矿化岩、矿石和其中的硫化物铅同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.9180 \sim 18.4160$,平均值18.1690; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4970 \sim 15.7090$,平均值15.5629; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.0820 \sim 38.5887$,平均值38.2889)与地层岩石如桐峪寺组绢云母千枚岩和二峪河组

浅变质砂岩($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3525 \sim 18.3868$,平均值18.3700; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6137 \sim 15.7021$,平均值15.6579; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.3433 \sim 38.7048$,平均值38.5240)接近,而与香沟岩体($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.4415 \sim 19.1369$,平均值18.8301; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6006 \sim 15.6365$,平均值15.6218; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.0645 \sim 38.1538$,平均值38.1139)差异明显;在Zartman铅构造模式图解(Zartman and Doe, 1981)中(图5),矿石铅同位素组和地层岩石成投点接近且分布趋势相似,而与香沟花岗岩差异较大、分布趋势相异,暗示矿化岩及矿石中的铅主要来自地层岩石(如桐峪寺组绢云母千枚岩和二峪河组浅变质砂岩),而不可能来自花岗岩,这也从另一个侧面证实马鞍桥金矿床成矿与花岗岩岩浆侵入并无直接关系。

2.3 碳-氧同位素

不同碳储库之间的 $\delta^{13}\text{C}$ 差别较大,使碳同位素成为示踪成矿流体来源的重要手段之一。一般认为成矿热液中碳的主要有3种可能来源,①地幔射气或岩浆来源,其碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-5\text{‰} \sim -2\text{‰}$ 和 $-9\text{‰} \sim -3\text{‰}$ (Taylor, 1986);②沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用,这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的特征,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 的变化范围为 $-2\text{‰} \sim 3\text{‰}$,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 大多稳定在 0‰ 左右(Veizer et al. , 1980);③各种岩石中的有机碳一般富集 ^{12}C ,因而碳同位素组成很低,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$,平均为 -22‰ (Hoefs, 1997; 魏菊英和王关玉, 1988; Ohmoto, 1972)。由于不同来源的碳同位素组成差别较大,当来自不同碳储库的碳混合在一起时,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 也往往可集中在 -5‰ 左右(Ohmoto and Goldhaber, 1979)。由此可见,即使成矿流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 约为 -5‰ ,成矿流体来源也有如下两种可能:流体来自地幔或岩浆或岩浆岩或源自不同端元储库的流体混合(李晶等, 2007,

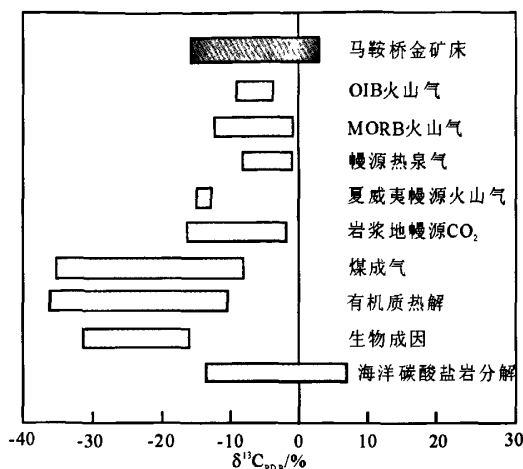


图6 马鞍桥金矿床碳同位素组成与不同碳储库的对比 (底图据肖晓牛等, 2008)

Fig. 6 $\delta^{13}\text{C}$ values for the Maanqiao gold deposit and main carbon reservoirs (base map after Xiao *et al.*, 2008)

2008)。马鞍桥金矿床不同地质体的碳同位素组成变化很大 (图6): 其中石英流体包裹体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 介于 $0.30\text{‰} \sim 1.90\text{‰}$ 之间, 具有沉积岩中碳酸盐岩的脱气碳的富重碳同位素的特征, 显示流体中的碳主要来自沉积地层, 并非来自地幔或岩浆岩; 金矿石和断层泥的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-17.40\text{‰} \sim -4.00\text{‰}$ 之间, 低于地层岩石如大理岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-2.30‰), 而高于各种岩石中的有机碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 平均值, 指示矿石和构造岩的碳具有混合来源的特征, 而且沉积地层中有机碳是必须的碳来源之一; 晚期脆性构造中石英-方解石脉中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-7.42\text{‰} \sim -8.81\text{‰}$, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 低于地层岩石如大理岩的 $\delta^{13}\text{C}$ (-2.30‰), 但显著高于沉积地层中有机碳, 考虑到晚期脆性构造中石英-方解石脉中方解石系由大气降水热液沉淀而成 (后文), 岩浆和深源碳可以排除, 则可以推断晚期成矿热液中的碳可能由地层岩石和地层中的有机碳的混合而成。马鞍桥金矿床含矿带岩石、矿石中有机质含量高, 一般有机碳含量为 $0.11\text{‰} \sim 0.62\text{‰}$, 部分高达 $1.99\text{‰} \sim 2.18\text{‰}$ (李福东等, 2001), 含碳千枚岩中甚至发育碳质夹层 (图4f), 显然当含矿岩系遭受变形改造和变质时, 有机质分解可产生 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低的 CO_2 或 CH_4 ; 含矿地层岩石中大理岩发生去碳酸盐化作用时, 碳酸盐的溶蚀和运移导致大量 CO_2 从碳酸盐地层中释放出来并进入流体系统, 释放出的 CO_2 应具有较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。因此, 有机碳的加入可以降低马鞍桥金矿床成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$, 使流体 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于海相碳酸盐与其它碳储库之间 (图6)。

与碳同位素相对应, 马鞍桥金矿床地层岩石、矿化岩及矿石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值变化于 $6.71\text{‰} \sim 16.2\text{‰}$ 之间, 且主体分布于 $14.4\text{‰} \sim 16.2\text{‰}$ 之间 (表2), 与低级变质作用的千枚岩或片岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($11\text{‰} \sim 13\text{‰}$) 相类同 (郑永飞和陈江峰,

2000)。主矿体中变质分异石英脉体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $14.1\text{‰} \sim 15.3\text{‰}$ (表2), 明显高于正常花岗质岩石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值 ($7\text{‰} \sim 10\text{‰}$) (Taylor, 1986), 而与浅变质岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值 ($13\text{‰} \sim 15\text{‰}$) (郑永飞和陈江峰, 2000) 相近似, 暗示变质作用而非花岗岩浆作用是成矿的主要因素。

综上所述, 马鞍桥金矿床碳-氧同位素特征显示, 成矿流体绝非岩浆或地幔流体, 而应来自地壳物质的改造或变质, 且海相碳酸盐地层和有机质是不可缺少的源区物质成分; 上泥盆统桐峪寺组可能是马鞍桥金矿成矿流体中碳的主要来源。

2.4 硫同位素

地球上硫有三个储存库, 一是幔源硫, 其同位素组成为 $\delta^{34}\text{S} = 0 \sim 3\text{‰}$ (Chaussidon and Lorand, 1990), 二是海水硫, 其在泥盆纪的同位素组成为 $\delta^{34}\text{S} = 20\text{‰}$ 左右, 第三种是沉积物中还还原硫, 这种硫的同位素主要以具有较大的负值为特征 (Rollinson, 1993)。由于热液矿物硫同位素组成取决于源区物质 $\delta^{34}\text{S}$ 值和含硫物质在热液中迁移沉淀时的物理化学条件, 而本区含硫矿物均为硫化物, 且矿床形成于还原环境, 流体中硫主要以 HS^- 和 S^{2-} 形式存在, 则本区热液黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 应与整个流体 $\delta^{34}\text{S}$ 近似, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可代表流体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (Ohmoto and Rye 1979; Ohmoto, 1972)。马鞍桥金矿床硫同位素组成总体相对富集 ^{34}S (表3), 并且以离散性较大为特征 ($\delta^{34}\text{S} = 0.60\text{‰} \sim +12.30\text{‰}$) (图7)。一般认为硫同位素组成较分散, 与成矿过程可能存在多个硫源或不同成矿阶段的物理化条件有较大的差异有关。马鞍桥金矿床矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $0.78\text{‰} \sim 11.89\text{‰}$; 蚀变岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $4.30\text{‰} \sim 12.30\text{‰}$; 石英脉的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $0.60\text{‰} \sim 3.28\text{‰}$; 地层岩石如碳质片岩中呈星点状或草莓状产出的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $8.64\text{‰} \sim 9.98\text{‰}$ 。从矿床硫同位素组成和分布直方图可以看出 (表3, 图7), 由地层岩石→变质分异程度弱的蚀变岩→变质分异程度高的石英脉, 硫同位素值由高到低并向“0”值靠近, 说明硫同位素随着变质分异脉体的增多逐渐发生均一化, 而偏向“0”值 (李福东等, 2001), 显示成矿流体的

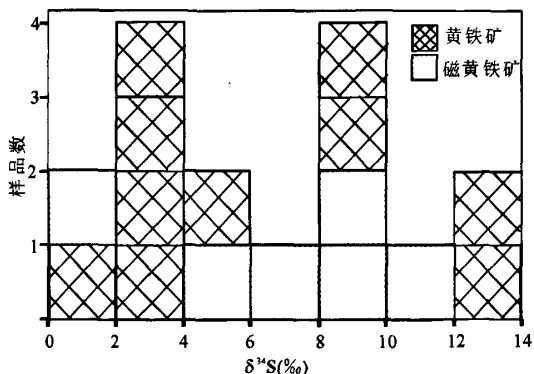


图7 马鞍桥金矿床硫同位素组成直方图

Fig. 7 $\delta^{34}\text{S}$ histogram for the Maanqiao gold deposit

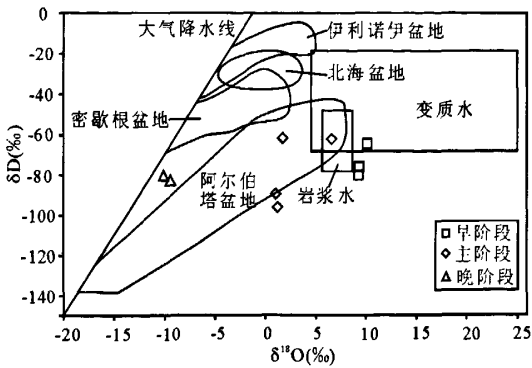


图8 马鞍桥金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 δD 组成图解(底图据 Shepperd, 1986)

Fig. 8 δD versus $\delta^{18}\text{O}$ of ore-forming fluids of the the Maanqiao gold deposit (base map from Shepperd, 1986)

硫源主要应来自受改造或变质的地层中硫的混合。因此,马鞍桥金矿床成矿流体中的硫也主要来自受改造或变质地层岩石。

2.5 氢-氧同位素

马鞍桥金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 及 δD 值如表 5 和图 8 所示。从成矿前阶段、成矿主阶段到成矿晚阶段热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 δD 值表现出逐渐降低的趋势 ($10.60\text{‰} \rightarrow -9.87\text{‰}$); 热液水的 δD 值也有逐渐降低的趋势 ($-61.00\text{‰} \rightarrow -94.90\text{‰}$)。成矿早阶段矿石 $\delta^{18}\text{O}$ 数据均较高, 投点落入岩浆水范围的右侧或变质水范围内; 主阶段投入盆地建造水范围内或其边缘, 氢氧同位素组成与密歇根盆地和阿尔伯塔盆地地层水的同位素组成相似 (图 8), 暗示该阶段流体主要来自盆地沉积建造水; 晚阶段投点靠近大气降水线。从图可以

看出, 从成矿早阶段和成矿主阶段成矿流体以变质热液或地层改造热液为主, 晚阶段则主要为大气降水。从早成矿阶段、主成矿阶段至晚成矿阶段, 大气降水混入量依次增多, 与成矿深度变浅, 围岩压力降低, 流体系统开放程度增大, 导致大气降水混入量增多的地质事实相吻合。

需要说明的是, 成矿主阶段一个样品落入岩浆水和变质水的重叠区域内, 香沟花岗岩体与金矿体相距仅数百米, 有学者曾认为马鞍桥金矿床成矿流体中存在岩浆热液, 但是本文和我们的相关研究结果并不支持上述观点, 具体理由如下;

(1) 我们的研究表明 (朱赖民等, 2009), 马鞍桥类卡林型金矿床中的花岗岩类岩石与金矿化没有直接联系, 香沟岩体属前岩浆岩 (pre-ore intrusion)。香沟二长花岗斑岩岩浆侵入于 242Ma 的挤压造山环境, 而区域金矿化集中发生于 170Ma 左右的挤压-伸展环境, 金矿化比岩浆侵入事件滞后约 70Ma, 且香沟二长花岗斑岩的铅同位素组成 (表 1, 图 5)、微量元素和稀土元素分布与矿石差异较大, 均支持香沟岩体与金矿化可能没有直接联系。进一步研究还表明, 香沟二长花岗斑岩中成矿元素含量较高, 与其因含金热液作用使花岗岩发生蚀变使 Au 含量大幅度升高有关, 显微镜下观测证实二长花岗斑岩中斜长石发生绢云母化以及热液成因的黄铁矿-方解石脉充填交代于花岗斑岩中 (图 9); 同时在岩体与围岩接触的构造薄弱带, 局部可见轻微的硅化和少量星点状黄铁矿, Au 的富集程度达 $20 \times 10^{-9} \sim 40 \times 10^{-9}$ (李瑞生, 1997), 均支持系后期含金热液作用导致岩体中 Au 局部升高的论断。如排除物理化学条件对矿石和其中黄铁矿稀土分馏的影响, 则矿石和含金黄铁矿的稀土元素特征与含矿围岩接近, 而与香沟岩体差异较大 (朱赖民等, 2009), 从而进一步证明金矿床的成矿物质和成矿流体与地层存在密切的成因关系。

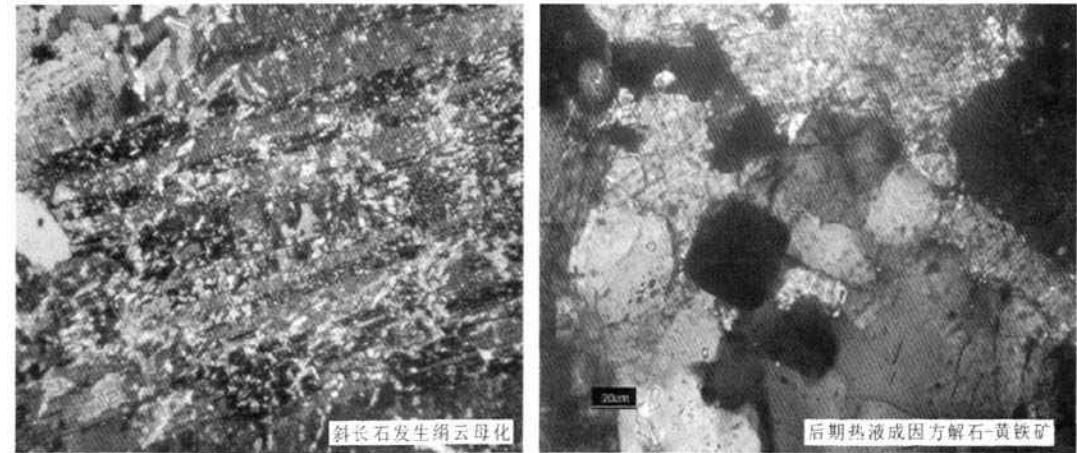


图9 香沟二长花岗斑岩矿化蚀变特征(薄片+)

Fig. 9 Features of the mineralization and hydrothermal alteration in the Xianggou monzonitic granite-porphyry

表5 马鞍桥金矿床与造山型、卡林型和阳山金矿床的地质-地球化学特征对比

Table 5 Geological and geochemical comparison of the Maanqiao gold deposit with the Yangshan gold deposit and the orogenic- and Carlin-types gold deposits in the world

对比项目	造山型金矿床	卡林型金矿床	阳山金矿床	马鞍桥金矿床
构造背景	造山带	弧后伸展区或造山带	碰撞造山带	碰撞造山带
赋矿地质体	变质地体	沉积地体	浅变质沉积建造	浅变质沉积建造
岩性控制	任意岩性	钙质粉砂岩	碳质千枚岩、钙质粉砂岩、花岗斑岩	碳质千枚(糜)岩、二云母石英千枚(糜)岩
控矿构造	韧性剪切带	层间或正断层	剪切带和顺层断层	剪切带和顺层断层
矿体形态、矿体边界	脉状,边界清楚	脉状,似层状,边界模糊	脉状,边界模糊	脉状,似层状,边界模糊
矿石类型	石英脉,蚀变岩	蚀变的沉积岩	石英脉,蚀变千枚岩,蚀变花岗斑岩	石英脉,蚀变千枚岩
矿石矿物组合	黄铁矿为主	黄铁矿、毒砂等	黄铁矿、毒砂等	黄铁矿、毒砂等
矿化元素组合	Au, Ag (± As, Sb, Te, W, Mo, Bi, B)	Au-As-Sb-Hg	Au-As-Sb-Hg	Au-As-Sb-Hg
自然金粒度	较粗,可见明金	较细,无明金	较细,偶见明金	较细,偶见明金
包裹体类型	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液	水溶液	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液
流体 CO ₂ 含量	>5mol% ~ 30mol%	<10mol%	7.3 mol% ~ 21.5mol%	>10% mol%
流体盐度	<6% NaCl eqv	<8% NaCl eqv	<5% NaCl eqv	<9% NaCl eqv
起始流体来源	变质流体	建造水或大气降水	变质流体	变质流体、建造水和大气降水
主成矿温度	200 ~ 500℃	160 ~ 250℃	210 ~ 375℃ (捕获)	139 ~ 283℃
成矿压力	50 ~ 400MPa	25 ~ 65MPa	85 ~ 222Mpa (捕获)	35 ~ 200MPa
流体压力系统	> 静岩- < 静岩(静水)	静水-(静岩)	静水-(静岩)	静水-(静岩)
流体不混容	有	无	有	有

马鞍桥金矿床为实际观测资料;其他资料引自李晶等(2007)

(2) 流体包裹体研究已证明成矿流体主体属于变质热液,而非岩浆热液。马鞍桥金矿床流体包裹体研究表明(未刊资料),纯 CO₂ 相包裹体与含 CO₂ 三相包裹体分别占包裹体总数的 70% 和 20% 左右。成矿流体为低盐度的碳质流体, CO₂ 含量 >10% mol%, 富含 CO₂, 可见 H₂O-CO₂ 不混溶, 盐度通常低于 10% NaCl, 因此具备变质热液矿床流体包裹体的标志性特征(陈衍景等, 2007)。马鞍桥金矿床流体包裹体与岩浆热液矿床的包裹体特征截然不同, 岩浆高温热液型矿床发育富 CO₂ 流体包裹体, 但其盐度较高, 甚至出现多类子晶矿物(陈衍景等, 2007)。马鞍桥金矿床流体包裹体与改造型矿床流体包裹体特征也有差别, 后者基本不发育富 CO₂ 包裹体(涂光炽, 1988; 陈衍景等, 2007)。因此, 马鞍桥金矿床总体是变质热液作用的产物。

(3) 根据矿物-水的氧同位素分馏方程(郑永飞和陈江峰, 2000), 在岩浆热液从 600℃ 降温至 375℃ 或更低时, 一旦发生矿物沉淀, 流体的 δ¹⁸O_w 就进一步降低, 即低于 6‰ ~ 9‰ 的初始岩浆热液的 δ¹⁸O_w 范围(李晶等, 2007)。因此, 在成矿流体的氢氧同位素判别图(图 8)中, 一旦样品点位于岩浆水范围的右侧, 就无法解释为岩浆水(陈衍景等, 2003; Chen *et al.*, 2005, 2006)。马鞍桥金矿早阶段成矿流体 δ¹⁸O_w 值最高者达 10.60‰, 且样品点位于岩浆水范围的右侧(图 8), 故可以排除岩浆热液作为成矿早阶段主导流体成矿系统的可能性, 指示成矿流体很有可能主要来自含矿地层的

变质或改造脱水。

3 矿床成因归属

陕-甘-川金三角的卡林-类卡林型金矿床分布在我国大陆内部的造山带中(图 1)。秦岭造山带在印支晚期转入以陆内俯冲、陆壳推覆叠置、块断走滑、岩浆贯入、变质变形等为特点的陆内造山作用阶段(张国伟等, 2001, 2004)。已有测年数据也支持卡林-类卡林型金矿床发育于秦岭古特提斯洋闭合的最后阶段, 即伴随扬子板块沿勉略带向南秦岭板块之下的俯冲和勉略洋盆闭合, 原有的断裂构造进一步复活, 与陆内俯冲有关的花岗岩和多级别、多规模的逆冲推覆构造广泛发育, 可能造就了本区大规模热液成矿系统, 陆内俯冲作用使俯冲板片变质脱水、熔融, 派生成矿流体上升到仰冲板片次级构造带形成, 这些流体沿大断裂运移并在逆冲断裂带上盘沉淀成矿(陈衍景等, 2004)。秦岭造山带在印支期陆-陆碰撞和陆内造山作用过程中形成一系列推覆构造, 在逆冲推覆过程中岩石发生了强烈的脆-韧性剪切变形, 形成了脆-韧性剪切带(张国伟等, 2001, 2004)。已有研究一致表明, 印支期陆-陆碰撞和陆内造山作用过程中形成的一系列推覆构造及相关的脆-韧性剪切带, 是陆内俯冲的标志(张国伟等, 2001; 陈衍景等, 2004)。卡林型-类卡林型金矿床主要分布在秦岭造山带的龙门山断裂与商丹断裂之间, 在两个断

裂之间则发育一系列倾向北的陆内俯冲带(图1)。马鞍桥金矿床发育一条近东西向延伸的脆-韧性剪切带, 金矿化受该剪切带控制明显(图2, 图3), 金矿体定位于剪切带中剪切变形强烈部位(图3)。含矿带中与脆-韧性剪切作用相伴的宏、微观构造发育, 构造透镜体、石香肠、雁列脉、膝折脉、无根褶皱、不对称碎斑、S-C 组构、糜棱构造和矿石矿物的拉长定向构造等可做为该脆-韧性剪切带控矿的定性佐证(图4)。马鞍桥金矿床矿区地层岩石发生变质和强烈变形产生的变质分异石英脉普遍存在。由此可见, 马鞍桥金矿床以及西秦岭类卡林型金矿床成矿事件是碰撞造山作用的结果, 成矿时间同步于或尾随于造山事件, 成矿系统发育在造山带内部或受到造山事件影响强烈的地区(图1)。显然, 马鞍桥金矿床具备造山型金矿床的关键地质特征(陈衍景等, 2007)。

前述同位素地球化学研究表明, 马鞍桥金矿床早阶段成矿流体为变质热液, 矿体以发育次生交代-变质成因石英脉为特征(图4a), 且石英脉多遭受构造变形而破碎或呈角砾状构造, 成矿流体以富 CO_2 为特征。马鞍桥金矿床成矿主阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值低于早阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值, 高于晚阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值, 表明随着成矿作用的进行, 成矿流体由变质热液或地层派生的改造热液向大气降水热液演化。岩相学和赋矿构造性观察显示, 从早到晚赋矿构造由压性向张性转换(张复新, 1997); 流体包裹体研究表明, 从早到晚成矿流体系统的温度和压力都逐渐降低(未刊资料), 指示从早到晚成矿流体系统发育在区域压应力逐渐降低的构造背景, 即减压伸展背景。事实上, 已有的测年数据表明秦岭造山带卡林-类卡林型金矿成矿年龄集中于 220 ~ 100Ma, 成矿高峰为 170Ma 左右, 即中侏罗世, 地球动力学背景为陆陆碰撞的挤压向伸展转变期(陈衍景等, 2004)。秦岭造山带的地壳缩短、加厚隆升、变质脱水熔融和大规模花岗岩发育等也主要发生晚三叠世一早白垩世, 并以侏罗纪为高峰(陈衍景和富士谷, 1992), 因此我们有理由认为挤压造山作用导致了马鞍桥金矿床流体成矿系统的发育, 而且矿床地质和流体包裹体的研究已经证实马鞍桥金矿发育于韧性-脆性过渡带、封闭-开放交替转换的构造体系, 是变质流体主导的类卡林型金矿床。

马鞍桥金矿床与典型卡林型矿床矿化地质特征存在差异, 主要区别在于后者产于未变质的沉积体中, 金较细以“微细粒”、“浸染状”为特征、无明金, 矿区不发育连续性较好的石英脉, 流体包裹体主要为水溶液包裹体, 成矿流体为建造水或大气降水。考虑到造山型金矿的实质是变质热液矿床(陈衍景, 2000), 马鞍桥金矿床初始成矿流体为变质热液; 马鞍桥金矿床与造山型、卡林型和西秦岭阳山超大型金矿床的地质-地球化学特征综合对比结果显示(表5), 其地质-地球化学特征与阳山金矿床相似(李晶等, 2007, 2008; 杨荣生等, 2006), 二者的地质-地球化学特征均复杂、独特, 部分特征与造山型金矿一致, 部分与卡林型金矿一致, 部分特征兼具造山型和卡林型两类矿床的共同特征, 个别特征又与

二者均不相同。因此, 马鞍桥金矿床与阳山金矿床均属广义的类卡林型金矿床, 或属于介于造山型和卡林型金矿床之间的过渡类型(李晶等, 2007, 2008)。

4 结论

(1) 马鞍桥金矿分布于我国大陆内部的造山带中, 金成矿与秦岭造山带印支晚期转入陆内俯冲、陆壳推覆叠置变质变形等为特点的陆内造山作用有关, 陆内俯冲作用使俯冲板片变质脱水、熔融, 派生变质成矿流体上升到仰冲板片次级构造带沉淀而成, 其初始成矿流体应为变质流体。

(2) 马鞍桥金矿床碳-氢-氧-硫-铅同位素体系的地球化学特征表明, 成矿流体系统不可能由岩浆热液或地幔流体所主导, 也不可能由大气降水演化而成, 而为来自赋矿地层或相似岩性组合的改造或变质脱水作用, 从早到晚、从深到浅, 成矿流体系统的大气降水热液混入量增多, 晚阶段流体系统以大气降水热液为主。

(3) 马鞍桥金矿床马鞍桥金矿床的矿化地质及同位素地球化学特征与阳山金矿床相似, 为广义的类卡林型金矿床, 或属于介于造山型和卡林型金矿床之间的过渡类型。

致谢 马鞍桥金矿给予了本文野外工作的大力支持和帮助, 研究过程中陈衍景和张复新教授提出了指导性建议, 在此一并致谢。

References

- Arehart GB, Chakurian AM and Trethbar DR. 2003. Evaluation of Carlin-Type deposits in the great basin, western north America, and implication for deposit genesis. *Economic Geology*, 98: 235 - 248
- Chaussidon M and Lorand JP. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2835 - 2846
- Chen YJ. 2000. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33: 1181 - 1196 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Metallogenic Rule of Gold Deposits in Western Henan Province. Beijing: Seismological Press, 1 - 234 (in Chinese)
- Chen YJ, Ni P, Fan HR *et al.* 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085 - 2108 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56: 99 - 116
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79: 106 - 119
- Chen YJ, Sui YH and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19(3): 551 - 568 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Zhang J and Zhang FX *et al.* 2004. Carlin and Carlin-like gold deposits in Western Qinling Mountains and their metallogenic time,

- tectonic setting and model. *Geological Review*, 50(2): 134–152 (in Chinese with English abstract)
- Clayton RN, O'Neil JR and Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 7: 3055–3067
- Emsbo P and Hofstra AH. 2003. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and Neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin trend, Nevada. *Economic Geology*, 98: 1069–1105
- Feng JZ, Wang DB and Wang XM. 2002. Geology and genesis of Xiaogouli quartz vein type gold deposit, West Qinling Mountain. *Mineral Deposits*, 21(2): 159–167 (in Chinese with English abstract)
- Feng JZ, Wang DB and Wang XM. 2003. Geology and metallogenesis of the Baguamiao giant gold deposit in Fengxian, Shaanxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 77(3): 387–397 (in Chinese with English abstract)
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. 3rd ed. Berlin: Springer-Verlag, 1–201
- Hu RZ, Su WC and Bi XW. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita*, 37: 378–392
- Li FD, Zhou XH and Gao JP *et al.* 2001. On the rapid-positioning and prediction for micro-dissemination type (sedimentary rock host) gold deposit (ore bodies), Ma'anqiao. *Northwestern Geology*, 34(1): 27–62 (in Chinese with English abstract)
- Li HY, Li YJ, Yuan and WM *et al.* 2007. Mineral geochemistry in the Dashui diorite-type gold deposit, Gansu Province. *Geology and Prospecting*, 43(4): 41–45 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ and Li QZ *et al.* 2007. Fluid inclusions geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2144–2154 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ and Li QZ *et al.* 2008. The C-H-O isotope systematics of the Yangshan gold deposit, Gansu and its implication for the ore-fluid origin. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 817–826 (in Chinese with English abstract)
- Li RS. 1997. The geological characteristics and formation in Ma'anqiao gold deposit, Zhouzhi, Shaanxi. *Geology of Shaanxi*, 15(2): 31–38 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Qiu YM and Goldfarb RJ. 2002. Geology, distribution and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China. *Mineralium Deposita*, 37: 352–377
- Michael WR and Christopher DH. 2006. Igneous geology of the Carlin Trend, Nevada: Development of the Eocene plutonic complex and significance for Carlin-Type gold deposits. *Economic Geology*, 101: 347–383
- Ohmoto H and Rye RO. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barne HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition. New York: John Wiley, 509–567
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551–578
- Phillips GN and Powell JK. 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, 88: 1084–1098
- Qi JZ, Li L and Yuan SS *et al.* 2005. A SHRIMP U-Pb chronological study of zircons from quartz veins of Yangshan gold deposit, Gansu Province. *Mineral Deposits*, 24(2): 141–150 (in Chinese with English abstract)
- Qi JZ, Yuan SS and Li L *et al.* 2003. Geological and geochemical studies of Yangshan gold deposit, Gansu Province. *Mineral Deposits*, 22(1): 21–30 (in Chinese with English abstract)
- Rollinson HR. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical Press, 306–308
- Sheppard SMF. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley JW, Taylor HP and O'Neil JR (eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Reviews in Mineralogy, 16: 165–183
- Sillitoe RH and Bonham HF. 1990. Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatic-hydrothermal systems. *Geology*, 18: 157–161
- Taylor BE. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S. In: Valley JW, Taylor HP and O'Neil JR (eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Reviews in Mineralogy, 16: 185–225.
- Tosdal RM, Cline JS and Mark FC *et al.* 2003. Lead in the Getchell-Turquoise Ridge Carlin-Type gold deposits from the perspective of potential igneous and sedimentary rock sources in northern Nevada: Implications for fluid and metal sources. *Economic Geology*, 98: 1189–1211
- Tu GC and Li CY. 2006. Brief remarks on comparative metallogeny. *Geochimica*, 35: 1–5 (in Chinese with English abstract)
- Tu GC. 1988. *Geochemistry of strata-bound mineral deposit in China* (volume 3rd). Beijing: Science Press, 1–178 (in Chinese)
- Veizer J, Holser WT and Wilgus CK. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 579–588
- Wei HM and Ding H. 1999. The genetic discussion of Ma'anqiao gold deposit. *Gold Geology*, 5(2): 1–7 (in Chinese with English abstract)
- Wei JY and Wang GY. 1988. *Isotopic Geochemistry*. Beijing: Geological Publishing House, 1–141 (in Chinese)
- Xiao XN, Yu XH and Yang GL *et al.* 2008. A study of fluid inclusions from Cangyuan lead-zinc polymetallic ore concentration area in western Yunnan. *Mineral Deposits*, 28(1): 101–112 (in Chinese with English abstract)
- Yan SH, Wang AJ and Cao L *et al.* 2000. REE geochemistry and implications of stable isotopes in Dashui type gold deposits. *Mineral Deposits*, 19(1): 37–45 (in Chinese with English abstract)
- Yang RS, Chen YJ and Zhang FX *et al.* 2006. Chemical Th-U-Pb ages of monazite from the Yangshan gold deposit, Gansu Province and their geologic and metallogenic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2603–2610 (in Chinese with English abstract)
- Yigit O and Hofstra AH. 2003. Lithogeochemistry of Carlin-type gold mineralization in the Gold Bar district, Battle Mountain-Eureka trend, Nevada. *Ore Geology Reviews*, 22: 201–224.
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Plumbotectonics the model. *Tectonophysics*, 75: 135–142
- Zhang FX, Chen YJ, Li C, and Zhang J *et al.* 2000. Geological and geochemical character and genesis of the Jinlongshan-Qinling gold deposits in Qinling orogen: Metallogenic mechanism of the Qinling-pattern Carlin-type gold deposits. *Science in China (Series D)*, 43 (Supp.): 95–107
- Zhang FX and Ma JQ. 1997. Metallogenic condition and genesis of Ma'anqiao gold deposit. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 12(1): 18–25 (in Chinese with English abstract)
- Zhang FX, Xiao L and Li YL. 2004. Exploration and study of Carlin and Carlin-like type gold deposits: Review and prospect. *Chinese Geology*, 31(4): 406–412 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GW, Cheng SY and Guo AL *et al.* 2004. Mianlue paleo-suture on the southern margin of the Central Orogenic System in Qinling-Dabie with a discussion of the assembly of the main part of the continent of China. *Regional Geology of China*, 23(9–10): 846–853 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GW, Zhang BR and Yuan XC *et al.* 2001. *Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics*. Beijing: Science Press, 1–855 (in Chinese)
- Zhang J, Chen YJ and Zhang FX *et al.* 2006. Ore fluid geochemistry of the Jinlongshan Carlin-type gold deposit ore belt in Shaanxi Province, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 25: 23–32
- Zhang SH and Wang SB. 1999. Ore controlling structure and ore formation model of the Ma'anqiao gold deposit, Zhouzhi Country, Shanxi Province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 14(3): 71–77 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YQ, Ye DJ and Li YQ *et al.* 2003. Granitic mineralization of the Dashui gold ore deposit in Western Qinling. *Geoscience*, 17(2): 151–156 (in Chinese with English abstract)

- Zheng YF and Chen JF. 2000. *Stable Isotope Geochemistry*. Beijing: Science Press, 1-316 (in Chinese)
- Zhu LM, Zhang GW and Lee B *et al.* 2009. Zircon U-Pb dating and geochemistry of the Xianggou granite and its relationship with metallogenesis of the Ma'anqiao gold deposit. *Science in China (Series D)*, Revised manuscript
- 附中文参考文献**
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33: 1181-1196
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1-234
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞等. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(5): 2085-2108
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF模式的排他性证据和造山型银矿的实例: 铁炉坪银矿同位素地球化学. *岩石学报*, 19: 551-568
- 陈衍景, 张静, 张复新. 2004. 西秦岭地区卡林-类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. *地质论评*, 50(2): 134-152
- 冯建忠, 汪东波, 邵世才等. 2002. 西秦岭小沟里石英脉型金矿床成矿地质特征及成因. *矿床地质*, 21(2): 159-167
- 冯建忠, 汪东波, 王学明. 2003. 陕西凤县八卦庙超大型金矿床成矿地质特征及成矿作用. *地质学报*, 77(3): 387-397
- 李福东, 邹湘华, 高纪璞等. 2001. 马鞍桥微细浸染型(沉积岩容矿)金矿床(体)快速定位预测研究. *西北地质*, 34(1): 27-62
- 李红阳, 李英杰, 袁万明等. 2007. 甘肃大水闪长岩型金矿床的矿物地球化学特征. *地质与勘探*, 43(4): 41-45
- 李晶, 陈衍景, 李强之等. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. *岩石学报*, 23(9): 2144-2154
- 李晶, 陈衍景, 李强之. 2008. 甘肃阳山金矿碳氢氧同位素与成矿流体来源. *岩石学报*, 24(4): 817-826
- 李瑞生. 1997. 陕西周至马鞍桥金矿床地质特征及成因分析. *陕西地质*, 15(2): 31-38
- 齐金忠, 李莉, 袁士松等. 2005. 甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究. *矿床地质*, 24(2): 141-150
- 齐金忠, 袁士松, 李莉等. 2003. 甘肃省文县阳山金矿床地质地球化学研究. *矿床地质*, 22(1): 21-30
- 涂光炽, 李朝阳. 2006. 浅谈比较矿床学. *地球化学*, 35: 1-5
- 涂光炽. 1988. *中国层控矿床地球化学(第三卷)*. 北京: 科学出版社, 1-178
- 魏合明, 丁华. 1999. 陕西马鞍桥金矿床成因探讨. *黄金地质*, 5(2): 1-7
- 魏菊英, 王关玉. 1988. *同位素地球化学*. 北京: 地质出版社, 1-141
- 肖晓牛, 喻学惠, 杨贵来等. 2008. 滇西沧源铅锌多金属矿集区流体包裹体研究. *矿床地质*, 28(1): 101-112
- 闫升好, 王安建, 高兰等. 2000. 大水式金矿床稳定同位素、稀土元素地球化学研究. *矿床地质*, 19(1): 37-45
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新等. 2006. 甘肃阳山金矿独居石 Th-U-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义. *岩石学报*, 22(10): 2603-2610
- 张复新, 马建秦. 1997. 马鞍桥金矿成矿地质条件及矿床成因. *地质找矿论丛*, 12(1): 18-25
- 张复新, 肖丽, 齐亚林. 2004. 卡林型-类卡林型金矿床勘查与研究回顾及展望. *中国地质*, 31(4): 406-412
- 张国伟, 程顺有, 郭安林等. 2004. 秦岭-大别中央造山系南缘勉略缝合带的再认识—兼论中国大陆主体的拼合. *地质通报*, 23(9-10): 846-853
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚等. 2001. *秦岭造山带与大陆动力学*. 北京: 科学出版社, 1-855
- 张拴宏, 王书兵. 1999. 陕西周至马鞍桥金矿控矿构造及成矿模式. *地质找矿论丛*, 14(3): 71-77
- 赵彦庆, 叶得金, 李永琴等. 2003. 西秦岭大水金矿的花岗岩成矿作用特征. *现代地质*, 17(2): 151-156
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. *稳定同位素地球化学*. 北京: 科学出版社, 1-316
- 朱赖民, 张国伟, 李彝等. 2009. 马鞍桥金矿床中香沟岩体锆石 U-Pb 定年、地球化学及其与成矿关系研究. *中国科学(D 辑)*, 修改稿