

新疆哈密马庄山金（银）矿床地质特征及成因

Geological Characteristics and Genesis of Mazhuangshan Gold-Silver Deposit at Hami, Xinjiang

周济元 崔炳芳 陈世忠 肖惠良

(南京地质矿产研究所, 江苏 南京 210016)

Zhou Jiyuan, Cui Bingfang, Chen Shizhong, Xiao Huiliang

(Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, Jiangsu, China)

摘 要 马庄山大型金（银）矿床是斑岩型矿床。对该矿床区域背景、矿区地质、矿床特征、成矿物质来源、成矿物理化学条件和成矿机制研究表明，其早期成矿与岛弧岩浆分异物密切相关，后期与下渗天水渐趋增多、在循环对流过程中萃取围岩成矿物质关系较大，经这样几十-上百个万年、多次成矿作用过程形成的，并成一定规律分布，这在理论和实践均有指导意义。

关键词 金（银）矿床 地质特征 成因 哈密 新疆

马庄山金矿床位于新疆哈密东南约 200 km。自 1982 年甘肃省地质局第二区调队发现，查明接近中型；1997 年武警黄金部队 15 支队查明达大型。同时，一些学者进行研究，发表了一些论著，但尚属初步。1997 年笔者又进行了系统深入研究，在矿床地质特征及成因等方面取得了新成果。现分述于下：

1 区域地质背景

该金矿床位于塔里木板块北部活动大陆边缘—古生代库都克阿奇克岛弧东段北侧，双井子-马庄山-南金山火山凹陷的破火山隆起中段（周济元等，1996，1998，1999）。火山盆地基底为古元古宙刘家泉岩组绿片岩，其中斜长角闪片岩 Sm-Nd 平均模式年龄为 2076-1891 Ma。不整合覆于其上为飞豹井组绿片岩，库鲁克塔格地区该套火山岩获 Rb-Sr 等时线年龄 1718 Ma，置于中元古宙长城系。两者原岩为拉斑玄武岩系列中基性火山岩。其上沙子井组和泉东组，据叠层石等定为中元古宙蓟县系（白云山等，1999）。表明卡瓦布拉克微陆块古元古宙晚期出现沉积间断，长城纪、蓟县纪再度拉张和火山喷发。寒武纪又行裂开，晚泥盆世闭合；早石炭世第三次张裂，伴随大规模基性、中酸性和酸性火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩沉积，次火山岩和闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩和花岗岩侵入。断裂发育，金矿充填其中、分布在次火山岩和中酸性、酸性熔岩、凝灰岩及凝灰质砂岩中，晚石炭世闭合。二叠纪第四次开合。

2 矿区地质

矿区地层为上石炭统马庄山组，被上二叠统红井组不整合所覆。主要有安山岩、英安质角砾晶屑凝灰岩、英安岩、流纹质凝灰岩及凝灰熔岩、流纹岩和绢云板岩组成，局部夹灰岩透镜体（含海百合茎）和玄武岩；呈海相碳酸盐沉积。

矿区中深成岩有花岗正长岩、花岗岩，分布在矿区外围东南和东北部；次火山岩有石英斑岩、流纹斑岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩和辉绿岩。前者最大：出露面积约 3 km²，侵入流纹质熔岩，接触带形成角岩化，据钻探表明矿区南东深北西浅，其由南东向北西侵出，后三者规模较小，呈脉状；似椭圆形隐爆角砾岩筒分布在马庄山峰南；火山岩有玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩。据周济元等（1998）研究，火山与次火山岩具相似成分、多次岩浆活动特征；岩石系过铝钙（碱）性系列，富钾，Sr、P、Ti、HREE 含量低，Fe₂O₃/FeO 比值为 0.44~0.60，均属“1”型。显示其为起源于大陆边缘洋壳俯冲消减重熔岩浆、结晶分异、规律变化的岩浆岩，与金矿有密切的成因联系。

矿区位于双井子-明水复背斜南东翼马庄山单斜,沙泉子断裂与坡子泉断裂间,呈NE40°展布;断裂发育,主要有NE、NW、EW、近SN和NNE向断裂,控制岩体和矿体。

3 矿床特征

3.1 矿体特征

矿体的形状、产状、规模和品位,该金矿床已查明有20余个矿体,以石英脉型和蚀变岩型组成。主要以脉状、透镜状、豆夹状,在走向、倾向可见膨大、缩小及分支复合,受断裂控制;呈EW、NW、NE、SN走向,倾向N(S)、NE(SW)、SE、W,倾角20~71°,局部达85°以上。脉体长150~300m,最长900m,最短50m;厚一般1.10~5.20m,最厚为15.50m,最薄为0.92m;延深50~300m。品位: Au一般为3~9g/t,平均7.89g/t,最高30g/t; Ag一般为20~50g/t,独立银矿为40~200g/t,最高达287g/t。Au:Ag=1:4.83。实为金银矿床。

3.2 矿石组成

金、银矿物: 自然金、银金矿、金银矿、自然银、角银矿和辉银矿。金属矿物: 以黄铁矿为主,毒砂、方铅矿、铁闪锌矿、斑铜矿、辉铜矿、蓝铜矿、亮黄锡矿为次,少量黄铜矿、磁黄铁矿和金红石,以及褐铁矿、黄钾铁矾、铜兰等氧化矿物。脉石矿物: 以石英为主,其次为绢云母、叶腊石和方解石等。

3.3 矿石结构构造

有半自形-自形粒状、变晶、碎裂、交代残余、镶边、重结晶和固溶体分解等结构。有脉状、网状、浸染状、扭曲状、梳状、充填、块状和带状等构造。

3.4 金的赋存状态

以粒间金、裂隙金和包裹金形式,前者(78%)赋存在石英颗粒间或石英与黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、铁闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、方解石等矿物颗粒间;次者(15%)赋存在石英、黄铁矿、铁闪锌矿和方解石等矿物裂隙中;后者(7%)包裹在石英、黄铁矿、铁闪锌矿和方铅矿等矿物中。以浑圆状、不规则状及树枝状;金粒一般为0.015~0.15mm,最大0.95mm,最小0.005mm,为微细粒金。

4 围岩蚀变

可分面型蚀变: 硅化-黄铁绢云母-高岭土化,青盘岩化(绿泥石或绿帘石-黄铁矿-钠化);线形蚀变: 以矿体为中心向外依次为强硅化、硅化、黄铁绢云母化和绢云母化以及碳酸盐化。后者往往叠加在前者之上,形成复杂多样的蚀变类型。

5 成矿期、成矿阶段及矿物生成顺序

根据矿体与火山-次火山岩、断裂的关系,可分热液成矿期和表生成矿期。前者又分为初热液成矿期,280~340℃(黄铁绢云岩化阶段);主热液成矿期(石英-黄铁矿阶段、石英-多金属阶段),280~200℃;叠加热液成矿期(黄铁矿-玉髓-方解石阶段、黄铁矿-方解石阶段),180~120℃和表生成矿期。其中主成矿期、石英(硅化)-黄铁矿阶段最重要。

矿物生成顺序为: 毒砂、黄铁矿-磁黄铁矿、铁闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、斑铜矿、兰辉铜矿、辉铜矿、褐铁矿、铜兰。

该矿区火山岩地层为上石炭统马庄山组。次火山岩年龄: 一为303~290.24Ma,晚石炭世(甘肃地矿局,锆石,1990;李华芹等,Rb-Sr法,1999;周济元等,K-Ar法,1999);二为268~241.62Ma,二叠纪(周济元等,K-Ar法,1999)。矿石年龄为298Ma,晚石炭世(李芹等,Rb-Sr法,1999)。

6 成矿物质来源

6.1 硫源

19个矿石、石英斑岩中的黄铁矿、方铅矿和闪锌矿的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$)为-1.47‰~6.64‰,均值为+4.78‰。计算硫同位素组成为: -2.6‰~+5.2‰,均值为4.6‰,较为集中。表明硫源单一,接近陨石硫特征。

6.2 铅源

4件黄铁矿和方铅矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为18.269~18.352、15.550~15.633和38.077~38.355,变化范围<0.3,较为稳定;不同矿物和产出部位的差异很小: ϕ 值为0.586~0.590, ω 为35.237~36.108, Th/U为3.62~3.68。同位

素比值分布在 μ 值 9.38~9.53 增长线附近, 变幅很小, 示铅源单一。 μ 值较低, Pb源于上地幔或下地壳。铅同位素比值投影在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解及Cannon图解上, 均落在正常铅范围, 为单阶段增长正常铅; Th/U比值为 3.68~3.74 (>3.58), 示矿源深。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值投入Zartman和Doe (1981) 铅同位素组成图上, 集中分布在造山带曲线附近, 示铅源于造山带、壳幔源, 岩体系矿源岩, 岩浆提供矿质(Hedenquist et al, 1994)。铅同位素组成在铅演化图上呈线性分布, 其表面年龄为 208Ma~250 Ma, 系多阶段年龄或不同来源(μ 值差异)铅混合结果。

6.3 稀土元素

矿石和脉石稀土元素总量($\Sigma \text{REE}=4.7 \times 10^{-6} \sim 43.1 \times 10^{-6}$) 小于围岩火山-次火山岩稀土总量($\Sigma \text{REE}=72.0 \times 10^{-6} \sim 153.0 \times 10^{-6}$), LREE/HRE为 0.75~2.88, La/Sm为 1.45~2.35, 分异不明显; 其配分曲线呈轻稀土略富集右倾平缓型, 矿石稀土元素继承了火山-次火山岩稀土元素特征, Eu($\delta \text{Eu}=0.54 \sim 2.24$) 具弱负到正异常, 依次为中酸性次火山岩、火山岩, 中温含矿石英脉、黄铁矿化石英脉, 低温石英脉、方解石脉及电气石石英脉。反映低温有硫化物(如黄铁矿)出现时, Eu^{2+} 是重要形式, 成矿流体富集Eu。矿石和脉石 δCe 为 0.29~0.67, Ce除 Ce^{3+} 外, 氧化条件呈 Ce^{4+} , 这是Ce负异常的主要原因。

6.4 微量元素

矿石微量元素蛛网图与围岩火山-次火山岩相似, 总量略低于围岩, 略富集大离子元素(LILE)。然Sr含量反常: 却随围岩基性到酸性演化而减少, 矿石则明显富集Sr。可用成矿流体富 CO_2 来解释, 与包裹体富Ca一致。Co/Ni比值: 火山-次火山岩为 1.6~8.4, 均值 3.9; 矿石为 0.4~14.2, 均值 5.8; 矿石黄铁矿比值为 0.7~2.6, 均值 1.6, 都大于 1。表明成矿物质为火山-次火山岩浆衍生物和分异物(周济元等, 2000)。

6.5 水源

13 个矿石、蚀变岩和脉石石英所测氢氧同位素组成: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$ 为 4.52‰~18.13‰, 平均为 9.8‰; 石英平衡水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -7.3‰~8.4‰, 平均-0.7‰; δD 为 -123.5‰~-70.8‰, 平均为 -97.8‰。偏离原生岩浆水, 向大气水靠近; 流体和蚀变岩的氢氧同位素组成计算岩浆水与大气降水混合模式, 估算水/岩交换比率为 0.2~2, 由早到晚, 随还原参数(H_y) 增大而岩浆水减少、大气降水增加。水岩反应大大地改变了 $\delta^{18}\text{O}$ 值。该金矿成矿流体可分 3 个阶段: 一为石英斑岩浆等有关热液活动引起广泛围岩蚀变(绢英岩化等)和早期成矿; 二为岩浆热液与下渗大气水混合、水/岩反应(硅化、黄铁矿化和绢云母化)、围岩中萃取Au、Ag等成矿物质、形成矿液, 为主成矿期; 三为岩浆水混合下渗大气水渐趋增多, 沿断裂和角砾岩带循环流动, 适宜物化条件和空间矿液聚集, 随温压下降, 沉淀、成矿。

6.6 热源

该金(银)矿床形成由火山-次火山岩浆提供了热源, 并延续达几十至 100 Ma。

6.7 Au 源

该矿区背景值较高(平均值 11.94×10^{-9}), 为 1: 5 万坡子泉幅背景值(2.08×10^{-9}) 的 5.7 倍(张学洲等, 1996)。马庄山组火山岩及其相应次火山岩含量较高: 28 个石英斑岩样平均值为 600×10^{-9} , 79 个流纹斑岩样平均值为 331×10^{-9} , 隐爆角砾岩筒($400 \sim 600$) $\times 10^{-9}$ 。一般花岗质岩含Au为 3×10^{-9} 。矿区围岩Au丰度较同类岩石高 10~20 倍。金属成矿元素来源有很大推测性: 一是来自深部岩浆释放的(气、液相, 特别是气相)流体; 二是下渗天水、水/岩反应、萃取岩石金属元素的循环地下水。前者可能是浅成中低温热液金银矿床金、银、铜等的重要来源; 后者主要取决于Au等元素在源岩含量及其在热液中的溶解度。酸性热液可从围岩中淋滤出更多Au, 也可能是金矿成矿的主要物源。

7 成矿物理化学条件

7.1 流体包裹体特征

该金矿区石英脉石英流体包裹体较多, 大小中等, 粒径 6~17 μm , 呈长条状、不规则状、负晶形和方形等。气液比 8%~40%, 大多为 25%~30%, 并见富 CO_2 兰色液相及气、液和子晶多相包裹体。以液相、气液相为主。方解石液相包裹体较少、且小, 约 1~3 μm ; 气液相包裹体相对较大, 呈不规则形、方形和三角形等, 气液比<20%。

7.2 均一温度

14 件原生流体包裹体测温结果为 120~340℃, 在均一温度频率直方图上显示: 240~260℃为最高峰, 其次为 140~180℃、200~220℃和 280~300℃, 属中低温。

7.3 成矿压力和深度

据邵洁涟(1992)成矿压力和深度的经验公式计算,成矿压力为 $(472\sim 688)\times 10^5$ Pa,深度为1.6~2.3 km。经浓度法和岩石静压力法计算,结果相近;与包裹体成分-离子组合类型分析所得成矿深度较浅,也大致吻合,属浅成金矿床。

7.4 成矿流体盐度和密度

7个石英包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为6.2%~21%,平均为15%,为的中低盐度。据均一温度和盐度,刘斌流体密度公式(刘斌,1986;刘斌等,1999)计算, $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系流体密度为 $0.87\sim 1.03\text{ g/cm}^3$ 。与多数岩浆有关的热液密度($<1.0\text{ g/cm}^3$)相近(Roedder et al., 1980)。

7.5 成矿流体成分

7个石英流体包裹体成分分析表明,阳离子和阴离子含量由高到低分别为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 F^- 。其特征为:① $m_{\text{K}^+}/m_{\text{Na}^+}$ 、 $m_{\text{Ca}^{2+}}/m_{\text{Mg}^{2+}}$ 摩尔浓度比值为0.10~0.81、1.44~27.71。 Na^+ 摩尔浓度 $>\text{K}^+$, Ca^{2+} 摩尔浓度 $>>\text{Mg}^{2+}$;随还原参数Hy增加, $m_{\text{K}^+}/m_{\text{Na}^+}$ 值减少, $m_{\text{Ca}^{2+}}/m_{\text{Mg}^{2+}}$ 增加,与岩浆水减少有关。 $m_{\text{Ca}^{2+}}$ 均 $>m_{\text{K}^+}+m_{\text{Na}^+}$ 摩尔浓度之和,表明该体系中有大量 Ca^{2+} 离子,流体呈较强碱性。② $m_{\text{Na}^+}/m_{\text{Ca}^{2+}}$ 值为0.001~0.338,与还原参数Hy变化相对应,较氧化部位成矿压力大。 $m_{\text{K}^+}+m_{\text{Na}^+}$ 值较大,与斑岩体系成矿流体变化相一致。③ $m_{\text{S}^{2-}}/m_{\text{S}^{2-}\text{C}}$ 值较稳定, $m_{\text{S}^{2-}}/m_{\text{S}^{2-}\text{S}}$ 、 $m_{\text{S}^{2-}\text{C}}/m_{\text{S}^{2-}\text{S}}$ 值随Hy增大而增加,硫与氯、碳相比,其随流体演化而增加,可能反映硫参与硫化物沉淀过程。该矿区流体包裹体成分: Cl^- 摩尔含量高于 F^- 而低于 SO_4^{2-} 和 CO_3^{2-} 摩尔浓度。把 $\text{F/Cl}\times 10<14$ 为壳幔混合型矿床(吴利仁等,1991)。 F/Cl 重量浓度比值为1.1~7.3,反映流体深部循环。热液中硫的存在形式,包裹体测定为 SO_4^{2-} ,仅为包裹体成分测定形式,是包裹体被打开后氧化所致(王秀璋,1992),实际上在成矿溶液中硫主要为还原硫。结合溶液PH值,硫主要形式为 HS^- 。因此,阴离子主要为 HCO_3^- 和 HS^- 。显示 H_2S 和 CO_2 参与了成矿作用。A.J.Ellis(1979)热泉喷涌蒸气研究表明,其中大多数气体为 CO_2 ,占气体总量的50~99%; H_2S 为次,占0.7%~14.1%,认为这是现代火山发育地区的普遍现象。有些地区地下2~3 km估计有一岩浆库,对Au以硫化物形式迁移有重要意义。包裹体流体电导率(ρ)为43.5~165.0,反映成矿溶液总盐度变化规律。阴阳离子电荷比值为0.80~0.98,均值为0.89, <1 。反映溶液中有许多未分析出的阴离子。与矿区大量黄铁矿、毒砂、方铅矿、铁闪锌矿、斑铜矿、辉铜矿、亮黄锡矿和黄铜矿等吻合。矿石和脉石含Au量与石英包裹体流体还原参数呈正相关,与地表碳酸盐化叠加次生石英岩化富矿带相一致。反映晚期成矿流体叠加富集Au,其规模当较局限。

8 成矿物理化学条件

8.1 成矿流体酸碱度(pH)

分析钾长石蚀变为绢云母和石英及其共生,建立热力学关系式,计算石英包裹体流体pH值为5.8~7.4,呈中性偏碱性,与实测值一致。

8.2 成矿流体氧化还原电位(E_h)

据石英包裹体气相组分:C在流体中以 CO_2 、 CO 与 CH_4 关系式,钾长石、绢云母和石英共生反应平衡式计算, E_h 值分别为-0.63~-0.78 eV和-0.57~-0.68 eV,成矿流体属还原环境。

8.3 成矿流体氧、硫逸度

把石英包裹体气相 CO_2 、 CO 作为理想状态下的水溶气体,用 CO_2 和 CO 的平衡关系估算,用公式和临界状态系数及氧逸度计算: f_{O_2} 为 $10^{-55}\sim 10^{-47}$ Pa和 1×10^{-49} Pa。据磁黄铁矿与黄铁矿和自然银与辉银矿共生化学反应式,分别计算得 f_{S_2} 为 $10^{-12}\sim 10^{-13}$ Pa和 $10^{-15}\sim 10^{-16}$ Pa

9 成矿机制

9.1 Au(Ag)的搬运方式

根据上述特征,该金(银)矿Au(Ag)搬运方式主要包括:①Au(Ag)的活化迁移形式,早期岩浆热液活动以富含 CO_2 、 SO_2 、 HCl 和 H_2S 等酸性气体为主。Krauskopf(1964)、Eastoe(1982)用热力学及Symonds等(1987)火山气体数据表明,高温下Cu(Au)氯化物络合物挥发作用强。A.Audétat(1998)计算Cu在气体与液体间的分配系数($D=M_V/M_L$)达10,继而提出Cu等金属元素在富硫气体中以硫化物络合物形式搬运较为稳定。笔者进而认为以 Au^+ 形式在气体中搬运。②岩浆流体中Au的存在形式,岩浆流体运移过程中与围岩相互作用,形成石英-云母-长石组合,无硫热液系统,Au活化在酸性条件以 AuCl 形式,低PH、还原、硫存在、较高温压环境,Au主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$,少量以 AuHS^0 形式存在。③以下渗大气水为主的循环地下水中

Au存在形式, 据Hayashi et al (1991)认为, 在中低温、弱酸弱碱介质, 金主要以硫络合物: $\text{HAu}(\text{HS})_2$ 和 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 为主要形式迁移。成矿流体在250~350℃、与黄铁矿和磁黄铁矿平衡时, Au浓度为 $0.1 \times 10^{-9} \sim 1 \times 10^{-6}$; 绝大多以二硫化物络合物形式存在。除非贫 H_2S (在250℃、 H_2S 浓度 $< 10^{-4} \text{ m}$)、富($\text{Cl} > 0.5 \text{ m}$)和低PH (4.5), 否则氯化物络合物就非主要。在低硫、酸性, Au溶解度为 $(0.002 \sim 1) \times 10^{-6}$; 当提高浓度、PH和总硫, Au浓度达 $(10 \sim 100) \times 10^{-6}$ (Benning et al, 1996)。近中性, 生成 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, Au达最高浓度。

9.2 Au的沉淀机制

矿液中金属化合物种类影响金属搬运方式和沉淀机制。金常受某些作用影响而变得不稳定, 如沸腾对金硫化物络合物、冷却对氯化物络合物的影响等。金的沉淀机制主要为: 早期围岩高背景值和晚期金矿脉形成, 后者尤甚。①早期矿质沉淀, 马庄山岩浆系统流体活动于地壳脆韧性过渡带下部(温度约500℃), 化学和同位素组成决定于岩浆。断裂部位的流体压力接近静水压力, 常发生下渗大气水深循环。岩浆气柱上升至地壳脆韧性过渡带上部, 导致浅层酸性蚀变(Rye, 1993)。岩浆对浅层贡献主要为能量和气相流体。气柱上升速度决定 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ 比值和同位素组成。岩浆中出溶的高温气相流体富含成矿和 CO_2 、HCl酸性组分及含溶解的硫。因氧逸度升高呈指数增加, 出溶S被氧化为 SO_2 , 后水解形成1:3的 H_2S 和 H_2SO_4 。HCl⁰的电离常数低温时也呈指数增加。温度下降(300℃至400℃), $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度下降, 许多 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 不能搬运Au至较低温热液系统。冷却导致pH下降, 减少黄铜矿、闪锌矿和方铅矿沉淀, 而石英、黄铁矿则随降温、铁氯化物络合物稳定性下降而加速沉淀, 导致 H_2S 减少、pH值下降, Au沉淀。长期岩浆活动是矿区广泛分布面型矿化蚀变的原因。②晚期矿脉形成, 近年研究表明, 对低盐度溶液具优势的硫化物络合物的溶解度与温度的相关性不大。Shenberger等(1989), Gammons等(1989)对Au、Ag溶解度的实验研究证实了这一点。因温度下降引起溶解度减小、矿质沉淀的前提是成矿流体中的成矿物质必须达到饱和; 成矿流体温度要在较局部和较短距离内大幅度下降, 否则只能在长距离内形成稀疏散布的矿化。因此, 单以温度升降, 而无 $\text{H}_2(\text{aq})$ 和 $\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 含量改变是不可能有效沉淀Au矿石的(Hayashi et al., 1991)。卸载机制中新物质加入是一种机制。不同类型含矿流体的混合是矿质卸载的重要机制之一。在断裂带等部位, 相分离和挥发份逸失更是值得注意的现象(Bowers, 1991), 特别在浅成低温—地热系统的沸腾是Au沉淀的有效机制(Drummond et al, 1985; Reed et al, 1985)。可见, 在浅成中低温热液与较冷下渗天水混合及成矿流体相分离是引起矿质沉淀的最有效机制(Henley, 1991; Heinrich et al., 1990; Aude'tat et al., 1998)。当成矿流体上升或运移进入张性断裂、减压扩容、位移空间, f_{S_2} 、 f_{CO_2} 及温压随之下降, 还原性气体: H_2 、 CH_4 和 H_2S 比氧化性气体: SO_2 、 SO_3 和 O_2 更易呈挥发态(Drummond et al., 1985), 导致 H_2S 、 SiO_2 、 H_2O 等向围岩大量渗透、扩散、交代, 广泛形成黄铁矿化、硅化、绢云母化等, 特别是 f_{S_2} 下降, 金络合物稳定性下降, Au沉淀。Au的搬运形式和沉淀机制与实验结果一致(赵伦山, 1996、1998)。即使在以 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 为主的流体中, 相分离易导致流体向氧化态演化。 CO_2 和 H_2S 的大量逸失导致PH增加。矿物学、矿石结构和流体包裹体等证据支持Au沉淀的沸腾机制。相对斑岩Cu矿来说, 马庄山斑岩Au(Ag)矿成矿流体中-低盐度, 少数矿石石英含子晶、富 CO_2 蓝色液相的包裹体, 矿体赋存在火山机构及其伴生断裂中, 与火山-次火山岩关系密切, 显示成矿流体系斑岩岩浆衍生物或分异物(Zhou et al., 1999; 周济元等, 2000)。随着沿火山机构及其伴生断裂下渗天水加入, 形成混合水, 成矿流体的还原性增强, 流体压力由静岩压力转化为静水压力, 导致流体相分离和物理化学条件变化, Au(Ag)等成矿物质在适宜空间沉淀、聚集、成矿形成大型斑岩型金(银)矿床。

参 考 文 献 (略)