

文章编号:0258-7106 (2004) 02-0241-12

双王角砾岩型金矿床地质地球化学及成矿机制^{*}

张作衡 毛景文 李晓峰

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 文章在对双王角砾岩型金矿床地质特征进行简要描述的基础上,探讨了含金角砾岩体的成因,系统地研究了流体包裹体的特征和矿石碳、氢、氧同位素的组成。结果表明双王金矿床成矿流体以富 CO_2 、高温、中低盐度为特征,碳明显具有深源(幔源)特征,而成矿流体以典型岩浆水为主,混入有一定程度的变质水,在成矿作用晚期可能有大气降水加入成矿系统中。结合区域地质构造背景和成岩成矿年代资料,探讨了双王金矿床的成矿作用和成矿机制。

关键词 地球化学 流体包裹体 碳、氢、氧同位素 成矿机制 双王金矿床

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

双王大型金矿床位于陕西省太白县西南部,地理坐标为东经 $107^{\circ}04'40'' \sim 107^{\circ}14'24''$,北纬 $33^{\circ}48'20'' \sim 33^{\circ}54'10''$,储量大于 60 t,平均品位 $(3 \sim 5) \times 10^{-6}$,由陕西省地质局第三地质队于 1975 年发现。正是由于双王等一批中生代金矿床和矿点的发现,使西秦岭地区成为中国重要的金矿集区。双王金矿床产于秦岭造山带中带,因受 NW 向展布的角砾岩带控制,矿化表现为角砾岩型,其 Co、Ni、V 和 PGE 含量较高,因此有别于同一造山带内的其他金矿床。矿床从发现至今,倍受广大学者瞩目(古貌新等, 1983; 石准立等, 1989; 樊硕诚, 1994; 张复新, 1997; 蒲关虎, 1997; 祁思敬等, 1999; 梁华英等, 2000; 惠德峰等, 2001; 腾道鹏, 2001; 谢玉玲等, 2000; 王国富等, 2002; 汤静如等, 2002)。关于角砾岩的成因类型、形成机制及角砾岩化期次等问题目前仍存在较大的分歧。笔者认为双王金矿区角砾岩属隐爆成因,而且真正的角砾岩化应为一期。本文通过系统的流体包裹体和碳、氢、氧同位素地球化学研究,探讨了双王金矿床的成矿作用和成矿机制。

1 成矿地质背景

双王金矿床地处秦岭造山带中秦岭海西-印支褶皱带的凤县-镇安褶皱束西段,相当于中秦岭造山带的北亚带。商丹和礼县-山阳两条区域性深大断

裂从区内通过(图 1)。区域内出露地层主要为泥盆系的海相粘土岩、碎屑岩夹碳酸盐岩,地层总厚度大于 5 km,经区域变质作用后,岩性为粉砂质绢云板岩、变质粉砂岩及薄层至厚层结晶灰岩。区内岩浆活动以印支期中酸性岩浆侵入为主。

矿区范围内出露的地层为泥盆系,主要为一套浅海相的粉砂质泥岩及碳酸盐岩沉积,由下到上可分为王家楞组、古道岭组、星红铺组和九里坪组。其中中泥盆统星红铺组下段是双王金矿床含金角砾岩带的主要赋存层位,岩性为薄-微薄层状变质粉砂岩、粉砂质绢云板岩互层的类复理石沉积和夹层状钠质岩系(图 2)。

区内总体构造线为 NW 向(约 310°),由一系列线状褶皱和断裂构成。矿区内的褶皱主要为西坝复式背斜及一些次级褶皱,西坝复式背斜核部由王家楞组构成,两翼依次出露古道岭组、星红铺组和九里坪组。矿区断层以 NWW 向为主,主要有王家楞和修石崖断层,是区内的主要控矿断裂,含金角砾岩带即位于它们之间。此外,还发育有小规模的 NE 向成矿后断裂。

矿区范围内出露的最主要岩体为印支期中酸性西坝岩体,该岩体位于金矿区以南 1~5 km 处,延伸方向与区域构造线一致,为多期岩浆活动的复式岩体,岩性为石英二长闪长岩和二长花岗岩。此外,区内还可见零星分布的燕山期花岗斑岩脉和煌斑岩脉。

^{*} 本研究受国家重点基础研究发展规划项目(No. G1999043211)资助

第一作者简介 张作衡,男,1971 年生,博士,副研究员,从事金属矿床地质和地球化学研究。

收稿日期 2004-01-12; 改回日期 2004-04-01; 李 岩编辑。

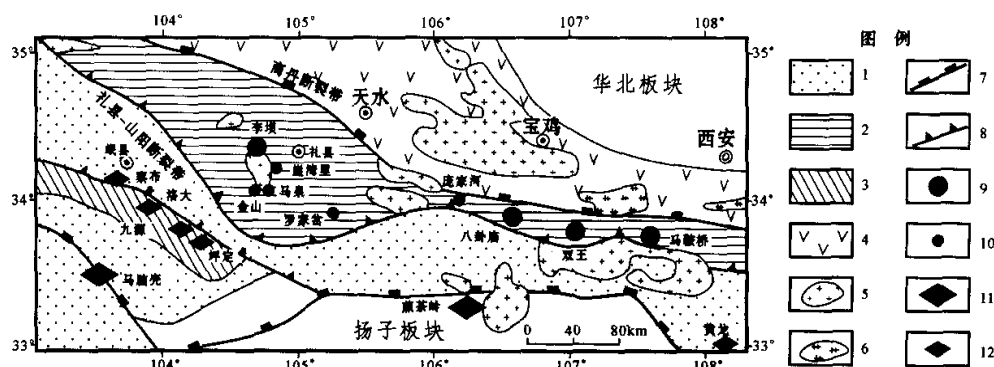


图1 双王金矿床及其邻区地质简图(据 Mao et al., 2002a 修编)

1—三叠系硬砂岩、板岩; 2—晚古生代复理石; 3—寒武-奥陶系板岩、含碳质沉积岩; 4—早古生代岛弧杂岩; 5—三叠-侏罗纪花岗岩体; 6—寒武-奥陶纪花岗岩体; 7—区域断裂带; 8—区域逆冲断裂带; 9—储量大于50 t的造山型金矿床; 10—储量小于50 t的造山型金矿床; 11—储量大于50 t的卡林型金矿床; 12—储量小于50 t的卡林型金矿床

ig. 1 Simplified regional geological map of the Shuangwang gold deposit and its adjacent areas (modified from Mao et al., 2002a)

1—Triassic graywacke and slate; 2—Late Paleozoic flysch; 3—Cambrian-Ordovician slate and carbonaceous sedimentary rocks; 4—Early Paleozoic island arc complex; 5—Triassic-Jurassic granitoids; 6—Cambrian-Ordovician granitoids; 7—Regional fault zone; 8—Regional thrust fault zone; 9—Orogenic gold deposit with Au>50 t; 10—Orogenic gold deposit with Au<50 t; 11—Carlin-type gold deposit with Au>50 t; 12—Carlin-type gold deposit with Au<50 t

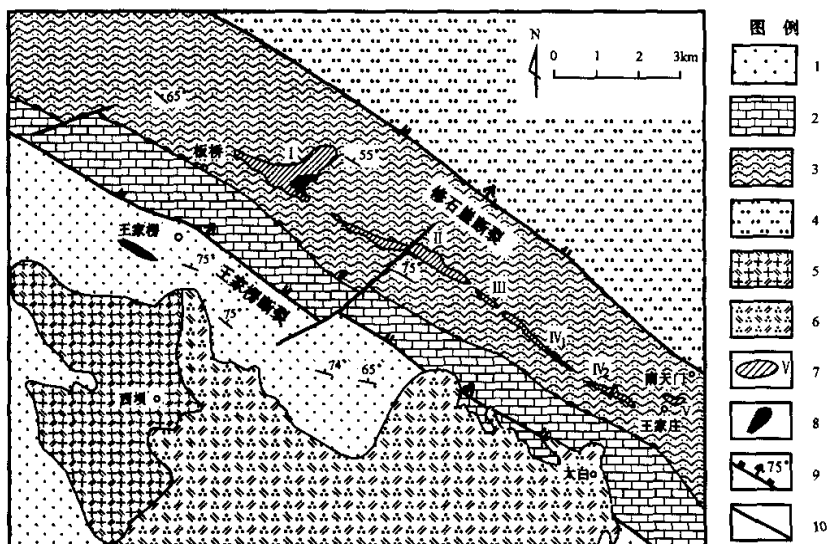


图2 双王金矿床矿区地质略图(据石准立等, 1993, 略有修改)

1—下泥盆统王家湾组砂岩和灰岩; 2—中泥盆统古道岭组砂岩和灰岩; 3—中泥盆统星红铺组变质粉砂岩和板岩; 4—上泥盆统九里坪组粉砂岩和板岩; 5—晚三叠-早侏罗世二长花岗岩; 6—晚三叠-早侏罗世石英二长闪长岩; 7—含金构造角砾岩体及其编号; 8—花岗岩斑岩脉; 9—正断层及其产状; 10—性质不明断层

Fig. 2 Schematic geological map showing the NW-striking gold-bearing breccia bodies, the Shuangwang gold deposit (modified from Shi et al., 1993)

1—Lower Devonian Wangjialeng Formation: sandstone and limestone; 2—Middle Devonian Gudaojing Formation: sandstone and limestone; 3—Middle Devonian Xinghongpu Formation: siltstone and limestone; 4—Upper Devonian Jiuliping Formation: siltstone and slate; 5—Late Triassic-Early Jurassic monzogranite; 6—Late Triassic-Early Jurassic quartz monzodiorite; 7—Auriferous tectonic breccia and its serial number; 8—Granitic porphyry dike; 9—Normal fault and its attitude; 10—Undistinct fault

2 角砾岩体特征

角砾岩体赋存于中泥盆统星红铺组下段变质粉砂岩、粉砂质绢云板岩中。在矿区范围内,5 个角砾岩体呈带状沿 NW 向断续分布,长约 11.5 km,宽 4~500 m,延深 450 m 以上(图 2)。角砾岩体与地层走向多为小角度斜切关系,总体走向为 290~310°,局部与地层走向一致,产状一般上缓下陡,东部角砾岩体倾向 20~40°,倾角 50~85°;西部角砾岩体倾向 200~220°,倾角 81~87°。角砾岩体平面形态呈透镜状,剖面形态在浅部呈不规则透镜状或囊状体,深部为厚板状(图 3)。单个角砾岩体长 50~3 050 m,多在 500~2 000 m 之间,宽多为 50~100 m。角砾岩体与上下盘围岩界线一般比较清楚。东段 IV 号角砾岩体长达 1 000 m,宽 7~60 m,目前的主要开采对象 8 号矿体即产于其中。

含金角砾岩体中的角砾大小不一,形态复杂多样。角砾形态多为不规则棱角状、三角状、多角状至次圆状,基本无旋转和位移,并具有一定的定向性和可拼性。角砾成分主要为钠长石化板岩或粉砂岩,部分为粉砂质绢云板岩及少量结晶灰岩。角砾分选

差,其长轴长度从数厘米至数米,多数在 0.1~1 m 之间,其中巨大角砾的岩性与围岩相同。胶结物主要为热液活动形成的铁白云石(约 25%)、钠长石(5%~7%)、方解石(5%~15%)、石英(3%~5%)、黄铁矿(3%~6%)及微量电气石、金红石等矿物集合体,以脉状、网脉状充填于角砾间的空隙或围岩的裂隙中,与角砾界线明显。

3 矿化特征

双王金矿床矿体的直接容矿岩石为钠长质角砾岩带。角砾岩体空间展布受层状钠长质岩和构造带的双重控制。与黄铁矿、钠长石、铁白云石等矿物组合有关的金矿化呈胶结物充填在角砾之间以及较大的角砾裂隙中。金矿化富集地段形成矿体,局部地段整个角砾岩体即为矿体。

以 $w_{Au}=1\times 10^{-6}$ 为边界品位,在双王金矿区圈定出规模不等的金矿体 14 个(石准立等,1989)。矿区分东、西两段,东段 4 个矿体主要产于以铁白云石、钠长石、黄铁矿为胶结物的角砾岩中,金品位相对较高,规模较大,矿体长 20~700 m,一般宽 4 至 20 余米,主矿体控制深度大于 200 m,其中以产于

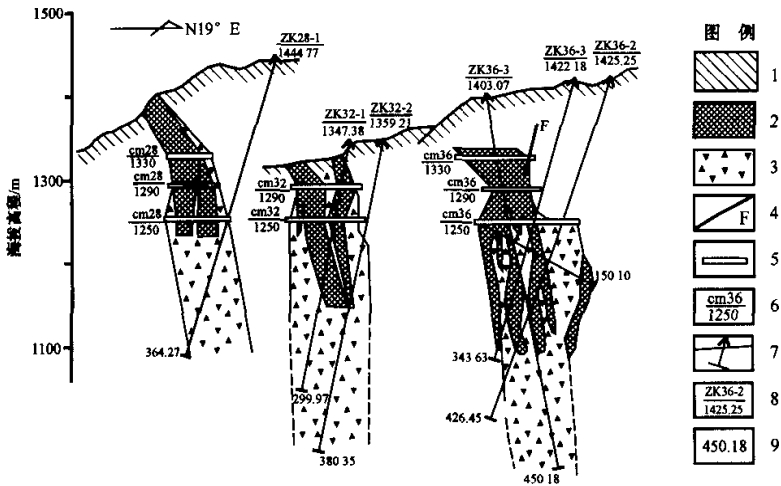


图 3 双王金矿床 8 号矿体部分勘探线剖面图(据石准立等,1993)

1—中泥盆统星红铺组粉砂质绢云板岩; 2—金矿体; 3—金矿化角砾岩; 4—断层; 5—平硐; 6—平硐位置; 7—钻孔; 8—钻孔编号及地表高程; 9—孔深

Fig. 3 Schematic sections of the main orebody in the mine, showing the development of gold mineralization in the upper part of the breccia zones

1—Middle Devonian Xinghongpu silts and sericite slate; 2—Gold orebody; 3—Breccia body with gold mineralization; 4—Fault; 5—Adit; 6—Position of adit; 7—Drill hole; 8—Number and altitude of drill hole; 9—Depth of drill hole

IV₂角砾岩体中的8号矿体最大,长约700 m,平均厚度约40 m,Au平均品位 3.08×10^{-6} (Mao et al., 2002a)。矿体总体上呈向北陡倾的不规则厚板状。

西段10个矿体主要产于以石英、钠长石、黄铁矿为胶结物的角砾岩中。矿体品位较低且规模较小,形态较复杂。单个矿体长20~100余米,宽数米至数十米。矿体在平面上呈狭小透镜状,在剖面上呈囊团状、楔状,向下有分支现象,总体走向约300°,倾角30°,深部陡倾,倾角75~85°。矿体Au平均品位 $(1.16 \sim 10.55) \times 10^{-6}$ (Mao et al., 2002a)。

双王金矿床是多阶段热液作用的产物。前人的研究基本上沿用石准立等(1989)的划分方案,将成矿期次划分为6个成矿阶段,笔者认为这过于复杂,因此依据矿物组合及穿插关系,并结合主要矿物的特征,将双王金矿床的主成矿期分为下述3个阶段:①早阶段,即钠长石-铁白云石阶段,主要矿物有钠长石,其次为铁白云石和少量的黄铁矿,热液活动表现为交代和充填作用;②主阶段,即黄铁矿-铁白云石-方解石阶段,主要形成铁白云石、黄铁矿和方解石,其次为钠长石及石英,胶结充填早阶段形成的层状钠长石岩,热液活动以充填作用为主,交代作用次之,该阶段广泛形成金矿化;③晚阶段,即黄铁矿-石英阶段,主要形成脉状黄铁矿、石英及少量铁白云石,充填胶结前两阶段形成的角砾状钠长石岩,该矿化阶段与主阶段叠加使矿化进一步富集。

在双王金矿床中已发现矿物50多种,矿石主要由钠长石、铁白云石、黄铁矿、石英和方解石等5种矿物组成。黄铁矿为主要的金属硫化物,少量及微量矿物有自然金、碲化物(碲金矿、碲铋矿、碲银矿)、含镍矿物(针镍矿、紫硫镍矿、硫镍矿、硫铋镍矿)、钙钒榴石、氟菱钙铀矿、辉钼矿、磁黄铁矿、毒砂、黝铜矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、辉钴矿等。黄铁矿是主要的载金矿物,其次是铁白云石,其中的Au主要呈裂隙金、晶间金和包体金存在。另外,电子探针分析表明,黄铁矿、铁白云石、针镍矿和碲铋矿都含有较高的Pt和Pd, w_{Pt} 最高可达2.66%, w_{Pd} 最高为0.35%(石准立等,1989)。

矿石的主要结构有自形-半自形粒状、包含、嵌晶、填隙和交代结构等。矿石构造有角砾状、浸染状、交错脉状、网脉状和团块状构造等。

双王含金构造角砾岩带中发育的主要蚀变为钠长石化,并伴有铁白云石化、黄铁矿化。

4 碳、氢和氧同位素特征

本次研究共对双王金矿床17件主成矿阶段的铁白云石和3件晚阶段的方解石进行了碳、氢、氧同位素分析,同时分析了5件晚阶段石英脉的氢、氧同位素组成(表1)。以上分析均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成,其中白云石和方解石的碳、氧同位素用100%磷酸法测试,精度为 $\pm 0.2\text{‰}$;石英的氧同位素用BrF₃法测试,精度为 $\pm 0.2\text{‰}$;δD用爆裂法取水、锌法制氢,测试精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。所用质谱仪均为MAT251EM型。Mao等(2002b)对碳、氢、氧同位素分析方法和流程曾做过详细的描述。

由表1可知,双王金矿床矿石中铁白云石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值的变化范围为 $-5.6\text{‰} \sim -14.1\text{‰}$,但大多数介于 $-5.6\text{‰} \sim -7.8\text{‰}$, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 $16.0\text{‰} \sim 19.0\text{‰}$ 。晚阶段方解石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值分别为 $-1.8\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$ 和 $6.3\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$ 。在 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 对 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 图解中投影点向 ^{18}O 增高的方向漂移,且分布比较稳定,可能反映了流体与围岩发生过同位素交换。

利用实测的与同位素分析样品一致或相近的铁白云石流体包裹体的均一温度,采用同位素分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{白云石-水}} = 3.2 \times 10^6 T^{-2} - 1.5$ (Friedman et al., 1977)和 $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil et al., 1969),计算出铁白云石的 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 值为 $7.3\text{‰} \sim 11.8\text{‰}$,方解石的 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 值为 $-1.0\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$ 。它们的δD值分别为 $-60\text{‰} \sim -76\text{‰}$ 和 $-60\text{‰} \sim -74\text{‰}$ 。

晚阶段石英的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值变化于 $10.6\text{‰} \sim 18.6\text{‰}$,δD的变化范围为 $-65\text{‰} \sim -70\text{‰}$;利用分馏方程 $1000\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ (Clayton et al., 1972),结合均一温度计算出 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 为 $1.4\text{‰} \sim 9.0\text{‰}$,而且除 1.4‰ 外,其他均位于Ohmoto(1986)和Sheppard(1986)界定的典型岩浆水的 $5.5\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$ 范围之内。

5 流体包裹体地球化学

对双王金矿床8号矿体不同中段进行了系统的采样,选取具有代表性的矿石样品近50件,对铁白

表 1 双王金矿床不同成矿阶段碳、氢、氧同位素组成

Table 1 C, H and O isotopic composition of ores from the Shuangwang gold deposit

样 号	矿 物	产 状	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}/\text{‰}$	$t_{\text{h}}/^\circ\text{C}$
Sh-1	铁白云石	主阶段	-64	-11.8	18.7	-6.5	8.3	245
Sh-2	铁白云石	主阶段	-63	-11.8	18.7	-6.3	10.9	313
Sh-6	铁白云石	主阶段	-73	-12.9	17.5	-6.4	10.4	337
Sh-7	铁白云石	主阶段	-76	-11.8	18.7	-6.9	11.8	345
Sh-8	铁白云石	主阶段	-75	-12.2	18.3	-6.0	11.4	345
Sh-12	铁白云石	主阶段	-63	-12.6	17.9	-6.5	9.2	288
Sh-15	铁白云石	主阶段	-62	-12.4	18.1	-5.6	11.5	356
Sh-19-2	铁白云石	主阶段	-72	-12.2	18.2	-6.8	10.4	314
Sh-21-1	铁白云石	主阶段	-60	-12.2	18.3	-6.2	10.7	321
Sh-22	铁白云石	主阶段	-69	-12.6	17.9	-6.2	10.8	336
Sh-24	铁白云石	主阶段	-69	-13.9	16.5	-7.0	9.4	336
Sh-25	铁白云石	主阶段	-74	-13.8	16.7	-6.2	9.6	336
Sh-30	铁白云石	主阶段	-65	-14.1	16.3	-7.8	7.6	287
Sh-31	铁白云石	主阶段	-60	-14.4	16.0	-14.4	7.3	287
Sh-33	铁白云石	主阶段	-69	-11.5	19.0	-11.5	10.8	302
Sh-34	铁白云石	主阶段	-64	-14.0	16.4	-14.0	8.2	302
Sh-9	铁白云石	主阶段	-69	-11.9	18.6	-7.4	11.7	345
Sh-16	方解石	晚阶段	-62	-21.6	8.6	-4.9	1.5	255
Sh-21-2	方解石	晚阶段	-60	-22.6	7.6	-4.5	0.5	255
Sh-26	方解石	晚阶段	-74	-23.8	6.3	-1.8	-1.0	255
Sh-10	石英	晚阶段	-70		17.1		7.9	255
Sh-11	石英	晚阶段	-66		17.5		8.3	255
Sh-23	石英	晚阶段	-68		10.6		1.4	255
Sh-28	石英	晚阶段	-70		18.2		9.0	255
Sh-31	石英	晚阶段	-65		18.6		6.5	201

云石和少部分石英磨制了双面剖光薄片,但是由于受流体包裹体大小和矿物透明性的限制,最终选取了 13 件样品中的 172 个流体包裹体进行了均一法和冷冻法测温研究。

5.1 流体包裹体特征

流体包裹体主要发育在铁白云石、石英以及少量的方解石中。总的特点是流体包裹体数量多、形态复杂、个体较小。原生包裹体的长轴长多数介于 2~15 μm 。依据流体包裹体在常温下的特征及其产状,结合它们在升温 and 降温过程中的变化,划分出 3 种主要的流体包裹体成分类型,按其所占原生包裹体总数的比例,依次为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 、富 CO_2 和水溶液包裹体。

$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体 该类包裹体约占包裹体总数的 80% 以上。其长轴长 2~20 μm ,个别达 30 μm ,主要在 6~12 μm 之间,大多数呈负晶形、椭圆形、菱形或不规则状(图 4A、B)。室温下常为三相,部分呈两相。其两相包裹体中 CO_2 的体积分数为 5%~45%,大多数为 10%~35%。三相包裹体中 CO_2 相

所占比例变化较大,从体积分数小于 10% 到 90%,但大多数小于 50%。

富 CO_2 包裹体 此类包裹体约占包裹体总数的 10%~15%。总体上略小于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体,长轴长 2~20 μm ,大多数小于 10 μm ,主要呈负晶形、圆形、椭圆形等规则状。分布特点与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体极为相似。在室温下主要呈单相,极少数为两相(图 4A)。

水溶液包裹体 该类包裹体约占包裹体总数的 5%~10%,其长轴长 2~15 μm ,平均 4~8 μm ,气相百分数为 5%~15%,个别可达 30% 以上(图 4C)。常温下由气相和液相组成,与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体共存呈圆形和菱形沿晶面、晶棱生长或呈三角形及长条状随意或成群分布(图 4C)。

另外,在个别薄片中还观察到含子矿物的多相包裹体,但受数量少、个体小和寄主矿物透明性等限制,未做进一步工作。据谢玉玲等(2000)的研究,流体包裹体中子矿物的种类复杂,有黄铁矿、毒砂、石盐和铁白云石等。

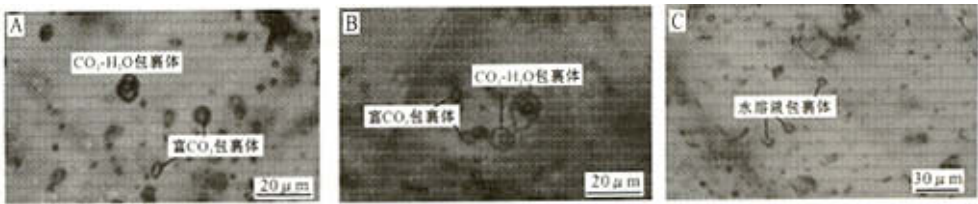


图 4 铁白云石中的流体包裹体显微照片
A. CO₂-H₂O 包裹体及富 CO₂ 包裹体; B. CO₂-H₂O 包裹体及水溶液包裹体; C. 两相水溶液包裹体
Fig. 4 Microphotos of fluid inclusions
A. CO₂-H₂O inclusion and CO₂-rich inclusion; B. CO₂-H₂O inclusion and aqueous inclusion; C. Aqueous inclusion

表 2 双王金矿床不同类型包裹体的测温结果
Table 2 Temperatures of different fluid inclusions from the Shuangwang gold deposit

测试矿物	包裹体类型	$t_{m(ice)}/^{\circ}\text{C}$	$t_{m(clathrate)}/^{\circ}\text{C}$	$t_{m(\text{CO}_2)}/^{\circ}\text{C}$	$t_{h(\text{CO}_2)}/^{\circ}\text{C}$	$t_h/^{\circ}\text{C}$
铁白云石	CO ₂ -H ₂ O		6.5~9.5(11)	-56.7~-60.5(51)	15.6~31.7(39)	148~436(100)
	水溶液	-2.4~-20.6(54)				130~370(56)
	富 CO ₂			-56.7~-57.0(9)	15.3~23.0(9)	
石英	CO ₂ -H ₂ O					180~340(9)
	水溶液					160~280(7)

注:括号内的数字为所测包裹体的数量。

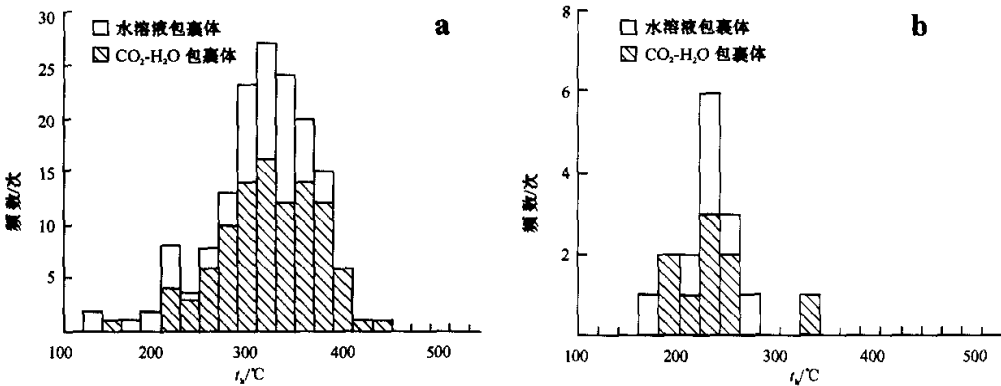


图 5 双王金矿床流体包裹体均一温度直方图
a. 主阶段铁白云石; b. 晚阶段石英
Fig. 5 Histogram showing total homogenization temperatures of fluid inclusions from the Shuangwang deposit
a. Ankerite of the main stage; b. Quartz of the late stage

5.2 测温结果及相关参数

流体包裹体显微测温是在英国产 Linkam Thmsg 600 (-198~+600℃)冷热台上进行的,测试精度在 30℃ 以下为 ±0.1℃,在 30℃ 以上为 ±1℃。测试项目包括水溶液包裹体的冰点 $t_{m(ice)}$ 、CO₂-H₂O 包裹体中 CO₂ 水合物的熔化温度 $t_{m(clathrate)}$ 、CO₂ 固相熔化温度 $t_{m(\text{CO}_2)}$ 和气-液相 CO₂ 的部分均一温度 $t_{h(\text{CO}_2)}$ 和完全均一温度 (t_h),测试结果见表 2。

本次测试获得主阶段白云石中 100 个 CO₂-H₂O 包裹体的完全均一温度范围为 148~436℃,主要为 260~400℃,以 320℃ 为峰值;56 件水溶液包裹体的均一温度范围为 130~370℃,以 330℃ 为峰值(图 5a)。9 件晚阶段石英脉体中 CO₂-H₂O 包裹体的完全均一温度范围为 180~340℃,7 件水溶液包裹体的均一温度为 160~280℃,两类包裹体总体上以 240℃ 为峰值(图 5b)。

测得 49 件 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的 $t_{\text{h}}(\text{CO}_2)$ 的范围为 $15.6\sim 31.7^\circ\text{C}$ ，主要集中于 $28.0\sim 30.0^\circ\text{C}$ ；9 件富 CO_2 包裹体的部分均一温度为 $15.3\sim 23.0^\circ\text{C}$ （图 6）。总共获得 $t_{\text{m}}(\text{CO}_2)$ 数据 60 个，范围为 $-56.7\sim -60.5^\circ\text{C}$ （其中富 CO_2 包裹体 9 件，其范围为 $-56.7\sim -57.0^\circ\text{C}$ ），主要范围为 $-56.8\sim -58.0^\circ\text{C}$ ，以 -57.0°C 为峰值。

受包裹体的大小和气液相 CO_2 比例的限制，许多 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体在测温过程中，并不能观测到 $t_{\text{m}}(\text{clathrate})$ 。54 件水溶液包裹体的 $t_{\text{m}}(\text{ice})$ 为 $-2.4\sim -20.6^\circ\text{C}$ ，相应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.00\%\sim 22.70\%$ ；11 件 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的 CO_2 水合物的 $t_{\text{m}}(\text{clathrate})$ 为 $6.5\sim 9.5^\circ\text{C}$ ，相应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值为 $1.03\%\sim 6.63\%$ （表 3）。总的特点是水溶液流体包裹体的盐度高于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体包裹体的盐度。尽管变化范围较大，但以 10.00% 为峰值（图 7）。由水溶液包裹体的测温结果估算的流体密度为 $0.716\sim 0.990\text{ g/cm}^3$ ，平均 0.857 g/cm^3 ，相应的压力为 $15\sim 205\text{ MPa}$ ，主要范围为 $65\sim 130\text{ MPa}$ ；根据 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的部分均一温度，在刘斌等(1999)的纯 CO_2 气液相均一时的温度-密度参数表上查出相应的包裹体 CO_2 相密度 $[\rho(\text{CO}_2)]$ 为 $0.630\sim 0.761\text{ g/cm}^3$ ，包裹体水溶液的密度为 $0.59\sim 0.77\text{ g/cm}^3$ ，此类流体的总密度为 $0.64\sim 0.75\text{ g/cm}^3$ （表 3）。估算的 CO_2 摩尔分数 $x(\text{CO}_2)$ 为 $0.10\sim 0.23$ ，水溶液中 NaCl 的摩尔分数 $x(\text{NaCl})_{\text{eq}}$ 为 $0.003\sim 0.021$ ，三相 CO_2 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数 $x(\text{NaCl})$ 为 $0.003\sim 0.016$ （表 3）。由上述几个参数求得的三相 CO_2 包裹体中 H_2O 的摩尔分

数 $x(\text{H}_2\text{O})$ 为 $0.693\sim 0.894$ （表 3）。由图 8 可以看出，由 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体相关参数所确定的压力落在了 $100\sim 200\text{ MPa}$ 的范围中。

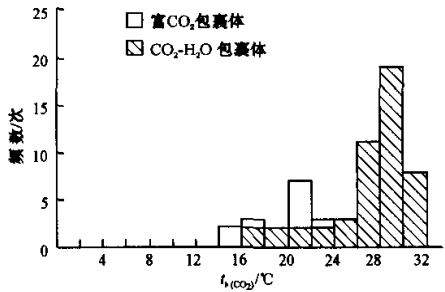


图 6 双王金矿床流体包裹体 CO_2 部分均一温度直方图
Fig. 6 Histogram showing homogenization temperatures of CO_2 for $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and CO_2 -rich inclusions from the Shuangwang gold deposit

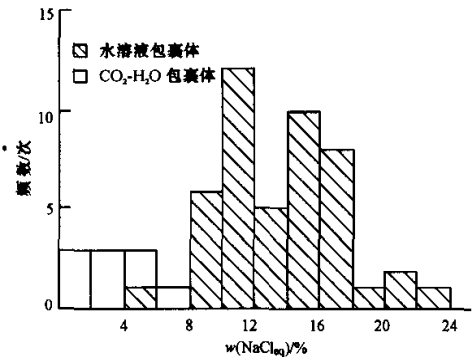


图 7 双王金矿床流体包裹体盐度直方图
Fig. 7 Histogram showing salinities of fluid inclusions from the Shuangwang gold deposit

表 3 双王金矿床部分 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体相关参数

Table 3 Related parameters of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ type fluid inclusions

$\varphi(\text{CO}_2)/\%$	$t_{\text{h}}(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$	$t_{\text{h}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{m}}(\text{clathrate})/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$\rho(\text{B})/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$			$x(\text{CO}_2)$	$x(\text{H}_2\text{O})$	$x(\text{NaCl})$	$x(\text{NaCl})_{\text{eq}}$
					H_2O	CO_2	ρ_{B}				
35	27.0	315	7.9	4.14	0.72	0.671	0.70	0.14	0.849	0.011	0.013
50	24.0	353	6.5	6.63	0.71	0.717	0.71	0.23	0.758	0.016	0.021
50	29.0	348	7.5	4.87	0.68	0.630	0.66	0.21	0.783	0.012	0.016
65	27.0	396	8.5	3.00	0.59	0.671	0.64	0.30	0.693	0.007	0.009
25	22.0	281	9.5	1.03	0.75	0.743	0.75	0.11	0.887	0.003	0.003
25	27.5	282	9.0	2.03	0.77	0.662	0.74	0.10	0.894	0.006	0.006
30	20.5	300	9.0	2.03	0.73	0.761	0.74	0.16	0.835	0.005	0.006
40	21.0	320	9.5	1.03	0.68	0.755	0.71	0.17	0.827	0.003	0.003
35	21.0	310	9.5	1.03	0.70	0.755	0.72	0.15	0.847	0.003	0.003
45	26.0	330	8.2	3.57	0.69	0.688	0.69	0.19	0.801	0.009	0.011

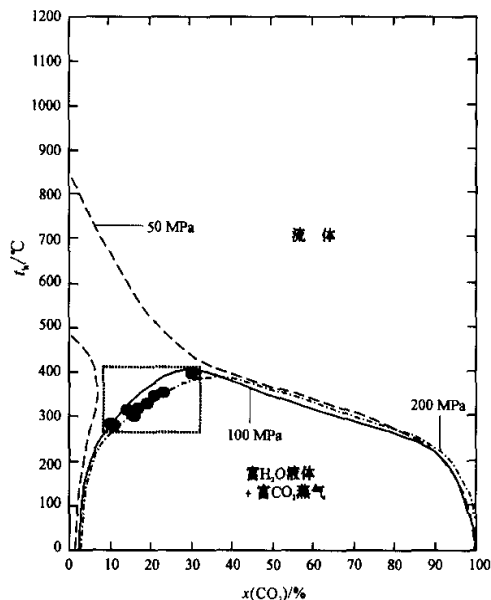


图8 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 6\%$ 时 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的完全均一温度与 $x(\text{CO}_2)$ 的关系图解(据 Bowers et al., 1983)

Fig. 8 Total homogenization temperature versus calculated mol fraction of CO_2 for $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions with the $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 6% (after Bowers et al., 1983)

6 讨论与结论

6.1 流体的不混溶性

不混溶性流体包裹体的一般特点是 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体具有相同的均一温度范围,并且富 CO_2 和 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体中的 CO_2 应具有相同的部分均一温度和完全均一温度(尽管富 CO_2 包裹体中难以观测到 H_2O ,但约有体积分数为 15% 的水呈薄膜状粘附于包裹体壁上,只是由于包裹体边缘的内反射而不易观测到)(Ramboz et al., 1982; Oslen, 1988; Hollister, 1990)以及不同类型包裹体具有相似的盐度。

如前所述,双王金矿床中出现的大量 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体中,既有 CO_2 体积分数仅 10% 的富 H_2O 三相包裹体,也有 CO_2 体积分数高达 70% 的富 CO_2 三相包裹体,还出现一相(或两相)富 CO_2 包裹体,而且它们均为同一成矿阶段的原生包裹体。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 和富 CO_2 包裹体中的 CO_2 不管均一到气相还是均一到液相,都具有大致相同的部分均一温度范围(分别为 15.6~

31.7℃ 和 15.3~23.0)。铁白云石中 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度为 260~400℃,推测富 CO_2 包裹体也应具有相同的均一温度范围,但由于包裹体边缘的内反射而没有观察到。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度高于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体(180~340℃),这也符合流体的不混溶性,因为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体代表着两个端员之混合物,这一现象表明成矿过程中, CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 发生不混溶作用, CO_2 从盐水溶液中分离出来,成为独立的流体相,并与盐水溶液相共存。铁白云石 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$] 主要范围为 1.03%~6.63%,应属 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 低盐度体系,完全落在 Bowers 等(1983)的 $x(\text{CO}_2)\text{-}t_h$ 图(图8)中的 CO_2 和 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 不混溶区域范围内。以上特点表明,双王金矿床流体包裹体的多样性可以用流体的不混溶性来解释,而且成矿流体总体上应属中低盐度 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系。

6.2 成矿作用的温压条件及成矿流体组成

前面已经述及,矿石中的富 CO_2 包裹体和水溶液包裹体是 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 的不混溶包裹体组合,它们的均一温度和均一压力代表这些包裹体的捕获温度和捕获压力,即成矿温度和成矿压力。由测试结果推断,双王金矿床的形成温度介于 148~436℃,主要成矿阶段的温度在 260~400℃ 之间,且以 320℃ 为峰值;由所获包裹体测温数据估算的成矿压力主要区间为 65~130 MPa。

流体包裹体参数分析结果表明, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的固相熔化温度均低于纯 CO_2 的三相点温度 -56.6℃,说明包裹体中除 CO_2 外,还可能含有 CH_4 、 N_2 和 CO 等挥发分。流体盐度较低, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值总体上以 10.00% 为峰值,属于 H_2O (低盐度)- CO_2 体系。流体中 CO_2 的相对摩尔分数为 10%~30%, H_2O 的相对摩尔分数为 69.3%~89.4%, NaCl 的相对摩尔分数为 0.3%~1.6%。流体的总密度主要为 0.64~0.75 g/cm³。表明成矿流体成分主要为 H_2O 、 CO_2 , 少量 NaCl , 含极少量 N_2 、 CH_4 和 CO 。

6.3 成矿物质及成矿流体来源

富 CO_2 和低盐度是许多金矿床的成矿流体典型特征(Bohlke et al., 1986; Robert et al., 1987; Kerrich, 1989),但对于流体的来源存在岩浆来源(Burrows et al., 1987; Jiang et al., 1999; Mao et al., 2003b)、变质来源(Kerrich et al., 1981; Goldfarb et al., 1988; Colvine, 1989; Camaron, 1989; Kerrich, 1989)以及地幔排气或地

幔流体混入(Newton et al., 1980; Groves et al., 1998)等认识。

据石准立等(1993)研究, 双王金矿区西坝岩体黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为3.80‰~6.10‰, 近矿围岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值为9.90‰~13.80‰, 区域灰岩和碳质板岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为-6.55‰和-2.10‰。主要矿化阶段矿石中 $\delta^{34}\text{S}$ 值为2.60‰~12.91‰, 平均为9.16‰, 反映出主要热液成矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与近矿围岩地层中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布近似, 部分与侵入岩相的 $\delta^{34}\text{S}$ 值重叠, 表明双王金矿床的热液硫具有地层硫与岩浆硫混合来源的特点。

双王金矿床主要成矿阶段铁白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 值的主要范围为-5.6‰~-7.8‰, 这一范围完全落在了Rollinson(1993)通过总结碳酸盐岩、金伯利岩和金刚石等的碳同位素组成所得出的地幔碳同位素值($\delta^{13}\text{C} = -3.0‰ \sim -8.0‰$)的范围中, 且与其平均值-6.0‰比较接近。晚阶段方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为-1.8‰~-4.9‰, 高于矿石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值, 低于海相碳酸盐($0.5‰ \pm 1.56‰$), 与地幔来源碳有部分的重叠。以上特征说明双王金矿床的碳来源于深部, 即下地壳或者地幔。

主成矿阶段的铁白云石的 δD 值为-60‰~-76‰, 晚阶段方解石和石英的 δD 值分别为-60‰~-74‰和-65‰~-70‰, 结合均一温度计算的相应 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为7.3‰~11.8‰, -1.0‰~1.5‰和1.4‰~9.5‰。铁白云石的 δD 值几乎覆盖了岩浆水($\delta\text{D} = 5.5‰ \sim 9.5‰$)的 δD 值区域(Ohmoto, 1986; Sheppard, 1986), 略向变质水方向漂移。石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 除了+1.4‰之外, 其余均落入岩浆水的范围内, 方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 具大气降水的特征(图9)。

由以上硫和碳、氢、氧同位素组成特征, 结合流体包裹体特点及相关参数, 可以推断出, 双王金矿床的硫和碳源于较深部, 主要来自下地壳或者可能来源于地幔, 成矿流体以岩浆水为主, 成矿晚阶段混入有不同程度的变质水和大气降水。

6.4 含金角砾岩的成因

前人虽对双王金矿床含金角砾岩和角砾岩的成因有过较多研究, 但存在较大的分歧。对于钠长质岩石, 石准立等(1989)提出热液交代成因, 梁华英等(2000)和方维萱等(2000)则认为是热水沉积成因, 李勇等(1999)认为是侵入钠长岩。考虑到双王金钠长石岩带主要产于中泥盆统星红铺组粉砂质板岩中, 且钠长石岩中可见韵律纹层构造及条带状构造, 钠长石

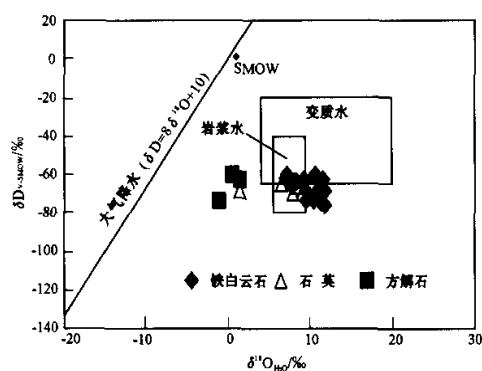


图9 双王金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ - $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 图解

Fig. 9 Diagram of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ versus $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ of ore-forming fluid in the Shuangwang gold deposit

岩大致顺层产出, 笔者更倾向于热水沉积成因。

对角砾岩的形成, 古貌新等(1983)认为与脆性层状钠长石板岩类的褶曲破碎有关。石准立等(1989)提出双王含金角砾岩是以区域断裂作用为主的多次构造活动引起的构造角砾岩。樊硕诚(1994)认为是“层控-构造改造-碳酸盐岩浆热液叠加复合成因”。张复新(1997)认为是热液隐爆成因角砾岩, 蒲关虎(1997)提出了“钠长石化-岩石体积收缩形成角砾岩”的认识。祁思敬等(1999)则持同生沉积的观点。惠德峰等(2001)认为双王矿床的矿化类型是受含矿岩系变形性质及岩层产状控制的钠长石-含铁碳酸盐网脉状矿化类型的“角砾岩化”假象。腾道鹏(2001)认为双王金矿床是与韧脆性剪切带密切相关的深源热液型金矿床。王国富等(2002)和汤静如等(2002)认为双王金含金角砾岩是流体致裂角砾岩。

前已述及, 含金角砾岩体角砾形态大多为不规则棱角状、三角状、多角状至次圆状, 基本无旋转和位移, 并具有一定的可拼性。角砾成分以钠长石化板岩为主, 部分粉砂岩、粉砂质绢云板岩及少量结晶灰岩。角砾分选差, 其大小从数厘米至数米, 多数在0.1~1 m之间, 其中巨大角砾的岩性与围岩相同。但角砾岩带总体呈线状展布, 两侧围岩和地表角砾尖灭处, 岩层常发生褶曲。从以上角砾岩体角砾的成分、形态、大小, 结合矿区范围内断裂与褶皱的控制作用, 笔者认为双王含金角砾岩体为早期破碎、晚期隐爆和多阶段热液活动产物胶结的复杂角砾岩体。早期钠长质板岩等遭受断裂和褶皱等构造活动的影响, 发生了较低强度的变形和破碎以及小规模的热液充填活动, 而

晚期较脆性的钠长石板岩则发生了规模较大的与岩浆活动有关的隐爆作用,形成了含金隐爆角砾岩体。

6.5 成矿机制

西秦岭地区产出有几十个造山型金矿(Mao et al., 2002a),大多出现在以泥盆纪强变形绿片岩相的浊积岩为主的韧性剪切带和张性断裂带中,且矿区发育有印支至燕山期花岗岩体或岩株。前人利用不同测试方法获得的该地区金矿化时代大多数集中于161~197 Ma(石准立等,1993;柳森,1994;邵世才等,2001;Feng et al., 2002),总体上略晚于与矿化有关花岗岩的年龄148~244 Ma(严阵,1985;张国伟,1988;石准立等,1993;樊硕诚等,1994;卢纪英等,2001)。这一成矿时代范围与毛景文等提出的华北克拉通及其邻区160~200 Ma的大规模成矿期极为吻合,而这一成矿期所对应的地球动力学背景为陆内碰撞造山过程(毛景文等,2003a)。

在经历了扬子、秦岭和华北板块之间长期强烈的俯冲-碰撞之后,秦岭造山带在印支期-燕山期开始了陆内造山作用(张国伟,1988)。在这一造山作用过程中,伴随有深断裂的多次活动和大量同熔或重熔花岗岩浆的生成、运移和上侵定位。在这样的构造环境中,与西坝岩体有关的深源流体在向上运移过程中不断萃取周围环境中的有用元素,并与其他来源流体混合,在压力达到一定程度时发生了隐爆作用,在形成角砾岩体的同时成矿物质以角砾岩体胶结物的形式成矿,形成了双王大型金矿床,在成矿晚期有大气降水混入成矿系统。

致 谢 感谢陕西太白金矿史静海、张军和程建军工程师在野外工作期间的大力支持。

References

- Bohlke J K and 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]. *Econ. Geol.*, 81: 296~332.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O - CO_2 -NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O - CO_2 -NaCl fluids at high pressures and temperatures[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247~1275.
- Burrows D R and Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic H_2O - CO_2 fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario[J]. *Econ. Geol.*, 82: 1931~1957.
- Cameron E M. 1989. Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone: part 1, Conceptual model[J]. *J. Geochem. Explor.*, 31: 135~137.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *J. Geophys. Res.*, 77: 3057~3067.
- Colvine A C. 1989. An empirical mode for the formation of Archean gold deposits: product of final cratonization of the Superior Province, Canada[J]. *Econ. Geol. (Mono.)*, (6): 37~53.
- Fan S C. 1994. Discussion of metallogenic mode and the prospecting forecasting of Shuangwang large gold deposit, Shaanxi Province[J]. *Geol. Shaanxi*, 12(1): 27~37(in Chinese).
- Fang W X, Liu F J, Hu R Z, et al. 2000. The characteristics and diagenetic-metallogenic pattern for cherts and siliceous ferroclomites from Fengtai apart-pull basin, Qinling orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 700~710(in Chinese with English abstract).
- Feng J Z, Wang D B, Wang X M, et al. 2002. Geochronology of gold deposits and its implication for metallogenesis in the Fengxian-Lixian area, Qinling orogenic belt, China[J]. *Resource Geol.*, 52(3): 263~272.
- Feng J Z, Wang D B, Wang X M, et al. 2003. Geology and metallogenesis of Liba large-size gold deposit in Lixian, Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 257~263(in Chinese with English abstract).
- Friedman I, O'Neil J R and Fleischer M. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[A]. U. S. Geological Survey Professional Paper[C]. U. S. Geological Survey. 12.
- Goldfarb R J, Leach D L, Pichthron W J, et al. 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. *Geol.*, 16: 440~443.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Miriam M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposit types[J]. *Ore Geol. Rev.*, 13: 7~27.
- Gu M X and Dai A Z. 1983. Geology of Shuangwang gold deposit, Shaanxi Province[J]. *Geol. Shaanxi*, 1(2): 23~31(in Chinese).
- Hollister L S. 1990. Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of H_2O during crystal-plastic deformation[J]. *J. Struct. Geol.*, 2: 895~901.
- Hui D F and Zhou N W. 2001. Study on mineralization type of Shuangwang gold ore deposit[J]. *Gold J.*, 3(1): 1~5(in Chinese with English abstract).
- Jiang N, Xu J H and Sun M X. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaojingling district, Shaanxi and Henan Province, People's Republic of China[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 150~162.
- Kerrick R and Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO_2 and CO_2 fixation reactions in Archean lode deposits[J]. *Chem. Geol.*, 33: 265~294.
- Kerrick R. 1989. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions? [J]. *Geol.*, 17: 1011~1015.
- Li Y, Su C Q and Liu J Q. 1999. Characteristics and genesis of the albite in the east Qinling orogenic belt[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18

- (6): 121~127(in Chinese with English abstract).
- Liang H Y, Wang X Z and Cheng J P. 2000. Characteristics of gold-hosted stratabound albitite and forming stages of Shuangwang gold deposit in Shaanxi Province[J]. *Geotectonic et Metallogenia*, 24(4): 350~356(in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics of fluid inclusions[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 66~118(in Chinese with English abstract).
- Liu M. 1994. Geological characteristics of Liba gold deposit[A]. In: Liu D S, et al., ed. *Chinese carlin-type gold deposits*[C]. Nanjing: Nanjing Univ. Press. 160~202(in Chinese).
- Lu J Y, Li Z H, Zhang F X, et al. 2001. Gold deposits in Qinling region [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press. 205~217(in Chinese).
- Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, et al. 2002a. Geology, distribution of gold deposits in the western Qinling belt, central China[J]. *Mineralium Deposita*, 37(1): 352~377.
- Mao J W, Wang Y T, Ding T P, et al. 2002b. Deshuigou tellurium deposit in Sichuan Province, China—An example of mantle fluid evolving in mineralized process: Evidence from C, O, H, S isotopes[J]. *Resource Geol.*, 52(1): 15~23.
- Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, et al. 2003a. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in the North China and adjacent areas: implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits[J]. *Sci. in China (Series D)*, 46(8): 838~851.
- Mao J W, Li Y Q, Goldfarb R, et al. 2003b. Fluid inclusion and noble gas studies of the Dongping gold deposit, Heilong Province, China: A mantle connection for mineralization? [J]. *Econ. Geol.*, 98(1): 517~534.
- Newton R C, Smith J V and Windly B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. *Nature*, 288: 45~52.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Rev. in Miner.*, 16: 491~559.
- O'neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *J. Chemical Physics*, 51(12): 5547~5558.
- Olsen S N. 1988. High density CO₂ inclusions in the Colorado Front range [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100: 226~235.
- Pu G H. 1997. Discussion on the genesis of albitite and the breccia belt in eastern Qinling, Shaanxi, China[J]. *Geol. Shaanxi*, 15: 46~50(in Chinese).
- Qi S J and Li Y. 1999. The Upper Paleozoic submarine exhalative sedimentary metallogenic system in south Qinling[J]. *Earth Science Frontiers*, 6(1): 171~179(in Chinese with English abstract).
- Ramirez C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in term of immiscibility[J]. *Chem. Geol.*, 37: 29~48.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada [J]. *Econ. Geol.*, 82: 1464~1482.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation[M]. Longman Scientific & Technical.
- Shao S C and Wang D B. 2001. ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of the three typical gold deposits and its geological significance in the southern Qinling region[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 106~110(in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Rev. Minera.*, 16: 165~183.
- Shi Z L, Liu J X, Fan S C, et al. 1989. Geological characteristics and genesis of the Shuangwang gold deposit, Shaanxi Province[M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press (in Chinese).
- Shi Z L, Liu J X and Jin Q H. 1993. A study of the Shuangwang gold deposit related to alkali-carbonatite[A]. In: Qinling and Daba Mountains Scientific Research Project Office, Ministry of Geology and Mineral Resources, and Qinling and Daba Mountains Gold Deposits Scientific Research Office, Shaanxi Bureau of Geology and Mineral Resources, ed. *Contributions to gold deposits of the Qinling and Daba mountains*[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 133~146 (in Chinese).
- Tang J R, Wang J C, Wang G F, et al. 2002. The geological features and preliminary study of gold-hosted breccia in Shuangwang ore deposit, Shaanxi[J]. *Northwestern Geol.*, 35(1): 60~64 (in Chinese with English abstract).
- Teng D P. 2001. Study on the control ore characteristics with tenacity and brittleness shearing deformation of Shaanxi Shuangwang gold deposit[J]. *Gold J.*, 3(1): 14~18(in Chinese with English abstract).
- Wang G F, Sun Z J, Peng E S, et al. 2002. A discussion on dynamic genesis of the breccia developed in the Shuangwang gold deposit in Shaanxi Province, China[J]. *Geotectonic et Metallogenia*, 35(1): 81~85(in Chinese with English abstract).
- Xie Y L, Xu J H, He Z L, et al. 2000. The discovery of daughter minerals in fluid inclusions of the Taibai gold deposit and their genetic significance [J]. *Mineral Deposits*, 19(1): 54~60 (in Chinese with English abstract).
- Yan Z. 1985. Granite of Shaanxi Province[M]. Xi'an: Xi'an Atlas Press (in Chinese).
- Zhang F X. 1997. Study on mineralization and hosting state of gold of Shuangwang gold deposit, Shaanxi Province[J]. *Northwest Geol.*, 18(2): 28~32(in Chinese).
- Zhang G W. 1988. The formation and evolution of Qinling orogenic belt [M]. Xi'an: Northwest University Press (in Chinese).

附中文参考文献

- 樊硕诚. 1994. 陕西双王大型金矿床成矿模式成矿规律与找矿前景探讨[J]. *陕西地质*, 12(1): 27~37.
- 方维萱. 2000. 风太泥盆纪拉分盆地中硅质白云岩-硅质岩特征及成矿成矿方式[J]. *岩石学报*, 16(4): 700~710.
- 冯建忠, 汪东波, 王学明, 等. 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): 257~263.
- 古貌新, 戴安周. 1983. 陕西双王金矿床地质特征[J]. *陕西地质*, 1(2): 23~31.
- 惠德峰, 周乃武. 2001. 双王金矿床矿化类型问题研究[J]. *黄金学报*, 3(1): 1~5.

- 李 勇, 苏春乾, 刘继庆. 1999. 东秦岭造山带钠长岩的特征、成因及时代[J]. 岩石矿物学杂志, 18(2): 121~127.
- 梁华英, 王秀璋, 程景平. 2000. 陕西双王钠长石岩特征及金矿床形成期次分析[J]. 大地构造与成矿学, 24(4): 350~356.
- 刘 斌, 沈 昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 66~118.
- 柳 森. 1994. 李坝金矿床地质特征[A]. 见: 刘东升, 等, 主编. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[C]. 南京: 南京大学出版社. 160~202.
- 卢纪英, 李作华, 张复新, 等. 2001. 秦岭板块金矿床[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 205~217.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精确得到启示[J]. 中国科学(D 辑), 33(4): 289~299.
- 蒲关虎. 1997. 东秦岭钠长岩及角砾岩带成因讨论[J]. 陕西地质, 15(1): 46~50.
- 祁思敬, 李 英. 1999. 南秦岭晚古生代海底喷气-热液成矿系统[J]. 地质前缘, 6(1): 171~179.
- 邵世才, 汪东波. 2001. 南秦岭三个典型金矿床的 Ar-Ar 年代及其地质意义[J]. 地质学报, 75(1): 106~110.
- 石准立, 刘瑾璇, 樊硕斌, 等. 1989. 陕西双王金矿床地质特征及其成因[M]. 西安: 陕西科学技术出版社.
- 石准立, 刘瑾璇, 金勤海. 1993. 与碱性碳酸盐有关的双王金矿床[A]. 见: 地质矿产部秦巴科研项目办公室和陕西省地质矿产局秦巴金矿科研办公室, 编. 秦巴金矿论文集[C]. 北京: 地质出版社. 133~146.
- 汤静如, 汪劲草, 王国富, 等. 2002. 陕西双王含金角砾岩地质特征及成因初探[J]. 西北地质, 35(1): 60~64.
- 腾道鹏. 2001. 陕西双王金矿床韧性剪切变形控矿特征[J]. 黄金学报, 3(1): 14~18.
- 王国富, 孙振家, 彭恩生, 等. 2002. 陕西双王金矿床角砾岩动力学成因探讨[J]. 大地构造与成矿学, 35(1): 81~85.
- 谢玉玲, 徐九华, 何知礼, 等. 2000. 太白金矿流体包裹体中黄铁矿和铁白云石等矿物的发现及成因意义[J]. 矿床地质, 19(1): 54~59.
- 严 阵. 1985. 陕西花岗岩[M]. 西安: 西安地图出版社.
- 张复新. 1997. 陕西双王金矿床成矿作用及金的赋存状态研究[J]. 西北地质, 18(2): 28~32.
- 张国伟. 1988. 秦岭造山带的形成及其演化[M]. 西安: 西北大学出版社.

Geology, Geochemistry and Metallogenic Mechanism of Shuangwang Breccia Type Gold Deposit

Zhang Zuoheng, Mao Jingwen and Li Xiaofeng

(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

Based on a description of geological characteristics of the Shuangwang gold deposit in the West Qinling orogenic belt and a discussion on the origin of its auriferous breccia body, this paper deals emphatically with the fluid inclusions and the carbon, hydrogen and oxygen isotopes of the ores. Fluid inclusion studies of both ankerite from the main ore-forming stage and quartz from the late stage show that the fluid inclusions can be divided into three compositional types, i. e. $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, CO_2 -rich and aqueous ones. The homogenization temperatures of the aqueous and $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions in ankerite of the main stage display wide temperature ranges of $130\sim 370^\circ\text{C}$ and $260\sim 400^\circ\text{C}$, but with the same peak of 330°C . The salinity of the two-phase aqueous inclusion ranges from 4.00% to 22.70% $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$, with a peak of 10.0%, and that of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions between 1.03% and 6.63% $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$. The $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ fluid is the main ore-forming fluid characterized by enrichment of CO_2 , low salinity and high temperature. The $\delta^{13}\text{C}$ values of ankerite range mainly from -5.6‰ to -7.8‰ , probably suggesting that the carbon in ores of the Shuangwang gold deposit was mainly derived from the great depth. The hydrogen and oxygen isotope analyses show that magmatic water was the dominant ore-forming fluid with the mixture of some metamorphic water in the ore-forming process of the main ore-forming stage. Besides, some amounts of meteoric water were involved in mineralization in the late ore-forming system of the Shuangwang gold deposit.

Key words: geochemistry, C, H, and O isotope, fluid inclusion, metallogenic mechanism, Shuangwang gold deposit