

海沟金矿地质-地球化学特征及其成矿机制探讨

李志明^{1,2}, 张长江¹, 廖宗廷², 秦建中¹

(1. 中石化石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214151;

2. 同济大学 海洋与地球科学学院, 上海 200092)

摘 要 海沟金矿床产于海沟花岗岩体中, 受 NE—NNE 向断裂控制, 为大型贫硫化物石英脉型金矿床。微量元素研究表明成矿作用以充填作用为主, 矿床主要指示元素为 Au、Ag、Hg、Pb、Bi、Mo, 由上至下的轴向分带序列为 Ba—Hg—Ag—Bi—Au—As—Sb—Pb—Mo。同位素和流体地球化学资料表明成矿物质与色洛河群变质岩系和海沟花岗岩有关, 成矿流体由岩浆水和古大气降水组成, 流体属 CO_2 —NaCl— Na_2SO_4 — H_2O 型。在区域地质构造演化背景下, 深大断裂的活动导致富金的色洛河群变质岩系发生深熔作用形成海沟花岗岩及富矿质和矿化剂的岩浆热液, 同时也产生了以大气降水为主的含矿热液。在 143 Ma 左右, 随区内应力场转变为张性, 并在岩体和周边地层中形成大量 NE—NNE 向次级断裂系统, 富矿质和矿化剂的岩浆热液和以大气降水为主的含矿热液的平衡被打破, 导致两种流体向 NE—NNE 向次级断裂系统的扩容带迁移, 混合作用、沸腾作用以及物化条件的改变导致金的沉淀, 从而造就了海沟金矿床。

关键词 海沟金矿; 微量元素地球化学; 同位素地球化学; 深熔作用; 岩浆水和古大气降水; NE—NNE 断裂区

海沟金矿是一个大型贫硫化物石英脉型金矿床, 位于吉林省安图县境内。该矿由吉林省地矿局第二地质大队于 1965 年在检查重砂异常时发现, 目前其已成为吉林省的重要产地之一。该矿床的研究工作始于上世纪 90 年代, 包括对不同成矿阶段石英的矿物学特征、红外光谱、热释发光的研究^[1-4], 矿区脉岩^[5]和赋矿岩体^[6]与金成矿关系的研究, 控矿构造特征及预测的研究^[4,7-9], 同位素地球化学^[10]和成矿流体地球化学^[11]的研究。但是至今对该矿的成矿物质尚无定论, 同时对成矿流体性质尚有争议。在前人工作的基础上, 笔者曾对海沟金矿进行了野外和室内研究。本文在进一步分析阐述海沟金矿地质-地球化学特征的基础上, 对其成矿机制进行探讨。

1 区域成矿地质背景及矿区地质概况

1.1 区域成矿地质背景

位于华北板块北缘东段的夹皮沟—海沟成矿带是我国一条重要的金矿化集中区, 其总体呈 NWW 向带状展布, 主要由新太古代 TTG 岩系、夹皮沟群、色洛河群变质岩系、加里东期、海西期和燕山期花岗岩类及中生代沉积—火山岩系组成 (图 1)。从大地构造背景分析, 该金矿带具有 2 个得天独厚的优越成矿条件^[12]: ①它位于布列亚—佳木斯地块与中朝古板块北缘东段的碰撞对接部位附近, 这种会聚 (碰撞) 构造体制是脉状金矿床形成的基本地质条件; ②它位于高级区 (龙岗古陆) 与夹皮沟花

岗岩—变质岩系的接触部位, 这种不同地质单元的接合部位, 往往是构造—岩浆活动最频繁的地方, 对成矿作用非常有利。海沟金矿床位于夹皮沟—海沟成矿带的东侧, 就位于中生代 NE 向两江岩石圈断裂与华北板块北缘 NWW 向深断裂, 即清茶馆—金银别断裂的交汇处 (图 1)。断裂交汇处控制了海沟杂岩体的产出, 而海沟金矿床主要位于杂岩体中。矿体就位于叠加在岩体侵位之后形成的 NE 和 NEE 向脆性断裂构造中^[6,7]。显然, 特殊的大地构造背景, 大型区域性构造交汇处中生代构造和岩浆的活动, 是海沟金矿形成的区域地质构造背景。

1.2 矿区地质概况

由图 2 可知, 矿区内出露的地层为中元古界色洛河群变质岩系, 可分成下、中、上 3 段。下段由斜长角闪岩、斜长角闪片岩、硅质大理岩等组成; 中段由碳质板岩、凝灰质板岩、变质砂岩夹钙质板岩组成; 上段由变流纹岩、变流纹质凝灰岩、变英安岩以及变安山质凝灰岩等组成。其中下段的斜长角闪片岩、硅质、白云质大理岩含金丰富, 一般为 $5 \times 10^{-9} \sim 23 \times 10^{-9}$ (吉林地矿局五所九队)。色洛河群变质岩恢复其原岩为碎屑岩夹碳酸盐岩和基性—中酸性火山喷发岩^[1]。

区内岩浆岩发育, 包括海沟花岗岩体及其伴生脉岩、大海沟石英闪长岩。其中海沟花岗岩体由斜长花岗岩、二长岩和二长花岗岩侵入体构成, 是海沟金矿的直接围岩。二长岩和二长花岗岩全岩的 Rb—Sr 年龄 181 Ma, 锆石 U—Pb 法年龄为 167~181

收稿日期 2003-07-28; 修回日期 2003-08-06。李兰英编辑。

基金项目: 原地矿部定向国家自然科学基金项目“吉林省安图县海沟金矿区及其外围控矿机制和找矿靶区优选”、国家重点基础研究发展规划项目 (编号 G1999043208) 资助。

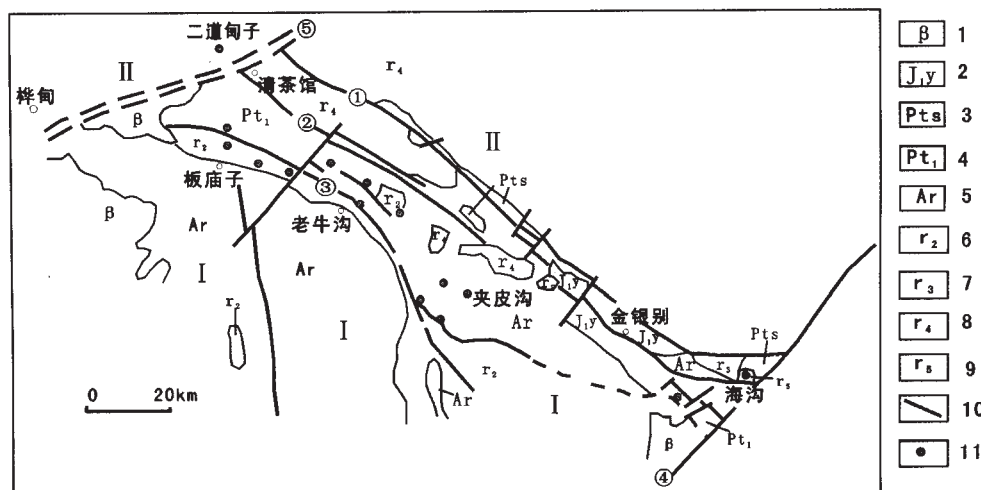


图1 吉林省夹皮沟-海沟金矿带地质简图

(据赵风桐等, 1995 沈远超等, 1999 资料修编)

Fig. 1 Geological sketch map of Jiapigou-Haigou gold deposit zone in Jilin province

(modified from ZHAO Feng-tong et al., 1995 and SHEN Yuan-chao et al. 1999)

I—中朝古板块 (Sino-Korea paleo-plate); II—蒙古古洋板块 (Paleo-Mongolia ocean plate); ①—富尔河-古洞河岩石圈断裂带 (Fuerhe-Gudonghe lithosphere fault zone); ②—清茶馆-金银别深断裂 (Qingchaguan-Jinyinbie deep fault); ③—夹皮沟-老牛沟深断裂 (Jiapigou-Laoniugou deep fault); ④—两江深断裂 (Liangjiang deep fault); ⑤—敦化-密山岩石圈断裂 (Dunhua-Mishan lithosphere fault); 1—喜马拉雅期玄武岩 (Himalayan basalt); 2—侏罗系下统义合组 (Lower Jurassic Yihe fm.); 3—中元古界色洛河群 (Mesoproterozoic Seluohu group); 4—中元古界老岭群 (Mesoproterozoic Laoling group); 5—太古宙中深变质岩系 (Archean medium-hypmetamorphic series); 6—元古宙钾质花岗岩 (Proterozoic kaligranite); 7—加里东期花岗岩 (Caledonian granite); 8—海西期花岗岩 (Hercynian granite); 9—燕山期花岗岩 (Yanshanian granite); 10—断裂 (fault); 11—金矿床 (gold deposit)

Ma (据吉林省地矿局第五地调所, 1990)。故可将海沟花岗岩形成时代视为燕山早期。大海沟石英闪长岩侵入海沟花岗岩体和色洛河群变质岩系中。该岩体全岩的 Rb-Sr 年龄 142.3 Ma, 黑云母 K-Ar 法年龄 120.9 Ma, 角闪石 K-Ar 法年龄 102.1 Ma (据吉林省地矿局第五地调所, 1990)。脉岩异常发育, 分布于二长岩和二长花岗岩中。主要脉岩类型为闪长玢岩、次安山岩、煌绿岩和正长闪长斑岩, 形成时代为 142.3 ~ 120.94 Ma^[5], 为燕山晚期的产物。据脉岩与矿脉的穿切关系, 可将脉岩分成成矿前脉岩, 如闪长玢岩, 成矿后脉岩由早到晚依次为次安山岩、煌绿岩和正长闪长斑岩。其中闪长玢岩主要呈 NE—NNE 向展布, 与矿脉的展布方向一致, 且密切伴生; 成矿后脉岩均以近 E-W 向展布, 并穿切矿脉和闪长玢岩。

区域性深断裂清茶馆-金银别断裂在矿区南部呈近东西向展布。次级断裂以 NE、NNE、E-W、NW 和近 S-N 向展布, 其中 NE、NNE 向次级断裂是海沟金矿的容矿构造。

2 矿床地质特征

2.1 矿脉群特征

目前, 海沟金矿区已发现数十条含金石英脉, 它们主要集中在分布于海沟复式岩体内, 少量位于中元古界色洛河群地层中。据含金石英脉的产状和分布规律、控矿构造的特征和性质等, 可划分为 4 个脉群 (图 2): I 号脉群, 位于矿区中部, 由 27、28、29、

32、33、34、36、37、38、40 和 44 号脉带组成, 产于海沟复式岩体的二长花岗岩、二长岩内。这些 NE 向矿脉近平行分布, 矿化规模较大, 矿化类型以石英-硫化物复合脉为主。带内脉岩发育。II 号脉群, 位于 I 号脉群西部, 仅由 43 号脉带组成, 也产于海沟复式岩体的二长花岗岩、二长岩内。主要有 4 条近平行的 NNE 向含金石英脉, 矿化规模较小, 矿化类型为贫硫化物-石英脉。带内脉岩较发育。III 号脉群, 位于 II 号脉群西部, 由 30 号、31 号脉带组成, 产于中元古界色洛河群的斜长角闪岩、片岩段内。脉带呈现 NNE 向展布, 矿脉数量少, 矿化较弱, 矿化类型为贫硫化物-石英脉型, 金品位低。IV 号脉群, 位于 I 号脉群东北部, 仅由 41 号脉带构成, 产于海沟复式岩体东部的斜长花岗岩内, NNE 向展布, 规模小, 矿化不均匀, 矿化类型为贫硫化物-石英脉型, 品位一般较低。

2.2 矿体特征

28 号脉带是矿区内规模最大的一条含金石英矿体, 占矿床探明总储量的 80% 以上 (据海沟金矿地质资料)。故本文以其为例来阐述海沟金矿的矿体特征。

28 号脉带包括 28-I、II、III、IV、V 号含金石英脉。含金石英脉呈大小不等的扁豆体、不规则单脉平行斜列或首尾重叠分布于 NE 向韧性断裂构造中 (见图 2)。脉带总长约 1700 m, 宽 60 ~ 140 m, 最大垂深大于 350 m; 总体走向 NE 50°, 倾向 NW, 倾角 40 ~ 75°, 向深部趋于变陡。矿体产状与含金石英脉产状基本

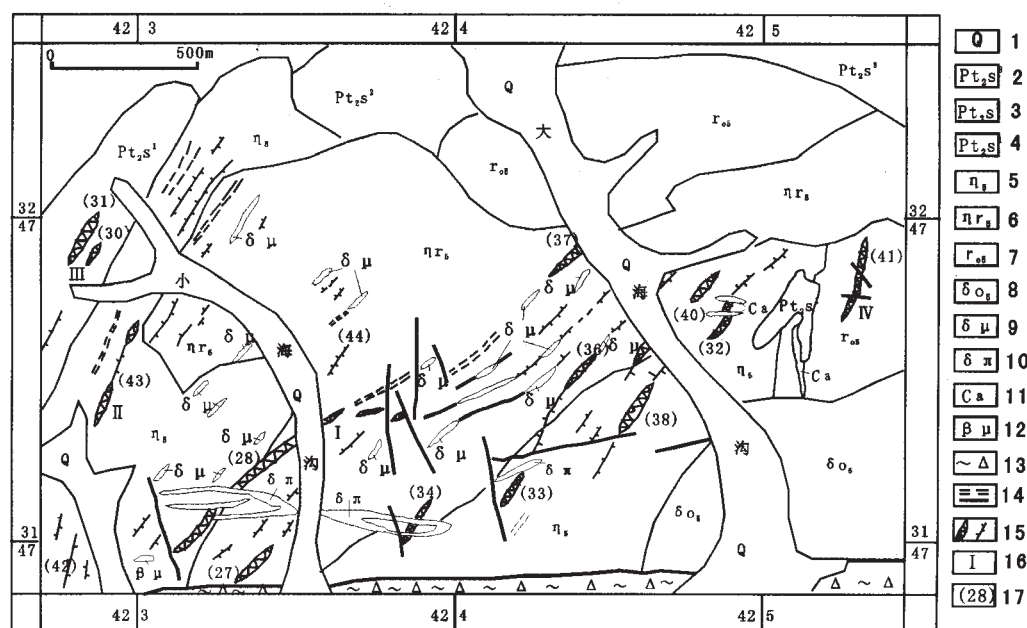


图2 海沟金矿区地质图

(据吉林地质科学研究所资料及1994野外调查资料修编)

Fig. 2 Geological map of Haigou gold field

(modified from Jilin Institute of Geosciences and data of geologic survey in 1994)

1—第四系(Quaternary) 2—色洛河群上段(upper member of Seluohe group) 3—色洛河群中段(middle member of Seluohe group) 4—色洛河群下段(lower member of Seluohe group) 5—燕山期二长岩(Yanshanian monzonite) 6—燕山期二长花岗岩(Yanshanian adamellite) 7—燕山期斜长花岗岩(Yanshanian plagiogranite) 8—燕山期石英闪长岩(Yanshanian quartz diorite) 9—闪长玢岩脉(dioritic porphyry vein) 10—正长闪长斑岩脉(syenodioritic porphyry vein) 11—次安山岩脉(subandesite vein) 12—煌斑岩脉(lamprophyre vein) 13—构造角砾岩(tectonic breccia) 14—片理化带、断层(schistitized zone and fault) 15—含金石英脉矿化脉(gold-bearing quartz vein or mineralized vein) 16—脉群编号(vein group number) 17—矿带编号(ore zone number)

一致,矿体平均厚度4.72~6.79 m^[7]。矿体常遭受后期断裂和中基性脉岩的破坏。

矿石主要为贫硫化物石英脉型金矿石,硫化物含量一般小于5%。矿物成分较简单,金属矿物主要为自然金、方铅矿、黄铁矿及少量闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、辉钼矿、沥青铀矿、碲铅矿和碲金矿等,脉石矿物主要为石英,次为方解石,少量绢云母、绿泥石。除自然金外,主要载金矿物为方铅矿、黄铁矿、石英及金的碲化物;自然金多为显微金,分布于硫化物及石英的晶隙和裂隙中,少量为包体金^[10]。

矿石构造以脉状和网脉状为主,在硫化物矿脉两侧出现稀疏浸染状构造。矿石结构以结晶结构为主,次为出溶、交代结构。

据矿石矿物组合及其相互嵌布关系,可将金成矿阶段划分为:(I)含自然金贫硫化物-石英脉阶段。形成遍及金矿区的石英脉,少量硫化物主要为晶形较好的黄铁矿,自然金含量甚少,一般均达不到工业品位。(II)自然金-硫化物阶段。形成大量自然金、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿等硫化物以及少量金的碲化物,是该矿床的主要形成阶段。据矿物的共生组合关系,从早至晚可进一步细分为自然金-黄铁矿、自然金-硫化物(黄铜矿、黄铁矿、方铅矿为主)、自然金-碲化物3个阶段。(III)贫硫

化物-自然金-放射性矿物阶段。除形成少量硫化物、自然金外,主要为赤铁矿-磁铁矿、晶质铀矿-沥青铀矿组合。(IV)石英-碳酸盐阶段。主要形成方解石-石英细脉,含金甚低。

矿床围岩蚀变可划分为3个阶段,即成矿前硅化-钾化阶段、成矿期硅化-绢云母化-绿泥石化-黄铁矿化阶段和成矿期后绿泥石化-碳酸盐化-硅化阶段。

3 矿床地球化学

3.1 微量元素地球化学

海沟金矿区矿石、蚀变岩(蚀变二长花岗岩、蚀变二长岩)、正常围岩(二长花岗岩、二长岩)、色洛河群变质岩系以及各类脉岩的Au、Ag、Hg、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi、W、Sn、Mo和Ba共13个微量元素的平均含量及相对富集系数见表1。与酸性岩中各微量元素的含量相对比,二长花岗岩等Au、Ag、As和Ba相对富集,Cu、Zn、Sn、Mo则相对亏损,而Pb、Sb和W与酸性岩的含量相近。与中性岩各微量元素的含量相对比,闪长玢岩Au、Ag、Pb、As、Sb、Bi、W和Mo相对富集,尤以Au、Pb、Bi的富集程度显著,富集系数分别为40.3、3.7和8.0。这显然与闪长玢岩脉的形成时间早于含金石英脉的形成时间,并且两者在空间的密切

表 1 海沟金矿区岩、矿微量元素含量及相对富集系数

Table 1 The content of trace elements and relative enrichment coefficients for rocks and ores in Haigou gold field

样品名称	Au	Ag	Hg	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	W	Sn	Mo	Ba	样品数
矿石(A)	3.4	2.19	0.67	27.4	440.7	27.23	5.24	0.74	2.85	1.95	0.77	28.07	548	20
A/D	1416.7	18.9	37.2	3.1	20.9	0.89	2.4	3	13.6	1.2	0.5	46.8	0.29	
蚀变岩(B)	0.34	0.25	0.069	14.36	61.84	44.07	2.75	0.73	0.25	1.71	1.32	1.24	2472	58
B/D	141.7	2.2	3.8	1.6	2.9	1.5	1.3	2.9	1.2	1.1	0.8	2.1	1.3	
二长花岗岩(D)	0.0024	0.12	0.018	8.9	21.12	30.47	2.18	0.25	0.21	1.6	1.64	0.6	1872	33
D/K	1.4	2.3	0.5	0.5	1.1	0.5	1.5	1	0.9	1.1	0.6	0.6	2.3	
闪长玢岩(E)	0.13	0.17	0.016	30.9	55.5	87.92	6.44	0.5	0.4	1.92	1.83	2.08	735	18
E/L	40.6	2.4	0.8	0.9	3.7	1.2	3.4	2.5	8	1.9	1.2	2.3	1.1	
正长闪长斑岩(F)	0.007	0.12	0.018	21.49	19.7	68.5	2.71	0.29	0.19	2.53	2.83	1.26	1032	8
F/L	2.2	1.7	0.9	0.6	1.3	1	1.4	1.5	3.8	2.5	1.9	1.4	1.6	
次安山岩(G)	0.028	0.15	0.021	14.5	16.88	87.25	1.93	0.25	0.18	1.35	4.03	1.85	1010	4
G/L	0.9	2.1	1	0.41	1.1	1.2	1	1.3	3.6	1.4	2.7	2.1	1.6	
煌绿岩(H)	0.0046	0.14	0.039	35.2	20	97.67	6.78	0.38	0.18	0.83	3.62	1.2	413	6
H/L	0.8	2	1.9	1	1.3	1.4	3.6	1.9	3.6	0.8	2.4	1.3	0.6	
色洛河群变质岩(I)	0.0024	0.17	0.023	22.04	29.89	54.39	2.8	0.33	0.31	0.94	2.4	1.02	720	23
I/D	1.9	1.4	1.3	2.5	1.4	1.8	1.3	1.3	1.5	0.6	1.5	1.7	0.4	
酸性岩(K)	0.0017	0.05	0.039	20	20	60	1.5	0.26	0.01	1.5	3	1	830	
中性岩(L)	0.0032	0.07	0.021	35	15	72	1.9	0.2	0.01	1	1.5	0.9	650	

表中数据据吉林省地质科学研究所(1994)资料统计,酸性岩和中性岩的微量元素含量据维氏值(1962)^[13]和牟保磊(1999)^[14]综合,含量单位:10⁻⁶。

相伴,从而使其不同程度地遭受了金矿化作用的影响有关。其他元素的含量则与中性岩的含量相当。正长闪长斑岩中,Au、Ag、Pb、As、Sb、Bi、W、Sn、Mo和Ba相对富集,Cu相对亏损,Hg和Zn则与中性岩中的含量相近。次安山岩中,Ag、Sb、Bi、W、Sn、Mo和Ba相对富集,Cu相对亏损,而Au、Hg、Pb、Zn、As则基本与中性岩的含量一致。煌绿岩中,Au、Ag、Hg、Pb、Zn、As、Sb、Bi、Sn、Mo相对富集,Ba相对亏损,而Au、Cu、W则基本与中性岩的含量一致。

若以赋矿的正常围岩(二长花岗岩等)的微量元素含量作对比标准,色洛河群变质岩中除W、Ba相对亏损外,其他微量元素均不同程度地相对富集。矿石样中Au、Ag、Hg、Pb、Cu、As、Sb、Bi、Mo相对富集,尤以Au、Ag、Hg、Pb、Bi、Mo富集程度显著,富集系数均大于13,其中Au的富集系数为1415.7。故Au、Ag、Hg、Pb、Bi、Mo元素应为海沟金矿的重要指示元素。Sn、Ba两元素在矿石中相对亏损,而Zn、W则与正常围岩中的含量相当。在蚀变岩中,Au、Ag、Hg、Pb、Cu、As、Sb、Mo和Ba均不同程度地相对富集,而Bi、W和Sn则与正常围岩的含量相近。显然主成矿元素在矿石和蚀变岩中具有相似的富集特征,这与控矿构造特征研究得出的成矿作用是以充填作用为主^[7]的结论相吻合。

对20个矿石样13个微量元素作相关性统计分析表明,Au与Ag、Bi、Hg呈显著正相关,而与Pb、Mo不具相关性,这可能与Pb、Mo的不均匀富集和趋于在矿体中下部富集有关(据海沟金矿地质科)。此外,Pb与Ag、Sn、Bi、Sb、W,Cu与Bi、Sn与Sb、W,

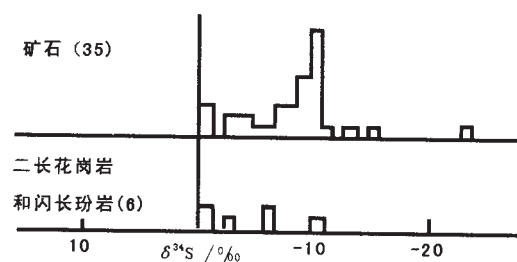
Bi与Sb,As与W、Mo,Sb与W,W与Mo,Zn与Ba均呈显著正相关,而Zn与Sb则呈显著负相关。

利用海沟金矿28号矿体0线附近地表、0中和1中段矿石样的分析结果,采用浓集指数法^[15]和重心法^[16]对该矿床的轴向分带特征进行了综合研究,结果揭示从上至下的轴向分带为:Ba-Hg-Ag-Bi-Au-As-Sb-Pb-Mo。

3.2 同位素地球化学

3.2.1 硫同位素

海沟金矿床矿脉中硫化物、围岩(二长花岗岩、闪长玢岩)中硫化物的硫同位素组成如图3所示。可见,海沟金矿矿石和围

图3 海沟金矿硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}$)频率分布图

(据刘裕庆,1991)

Fig. 3 Frequency distribution of sulfur isotope composition($\delta^{34}\text{S}$) of Haigou gold deposit (after LIU Yu-qing, 1991)

岩中均以富集 ^{32}S 为特征,其中矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值位于 $-0.5\text{‰} \sim -23.2\text{‰}$,平均值为 -7.90‰ ;围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值位于 $-0.5\text{‰} \sim -10.5\text{‰}$,平均值为 -4.1‰ 。矿石和围岩的硫同位素组成相近,显示两者有继承演化或有相同或者相似的硫源。从 $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿 ($-0.5\text{‰} \sim -11.90\text{‰}$) $>$ $\delta^{34}\text{S}$ 方铅矿 ($-9.7\text{‰} \sim -23.2\text{‰}$) 的趋势,说明成矿流体中硫化物之间相互平衡。总体富轻硫的特征可能反映岩浆岩的原始岩石(色洛河群变质岩)富轻硫或岩浆在低 f_{O_2} 条件下, SO_2 或 H_2S 的去气作用则使固化岩石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值向负值方向变化^[17]。但相对而言,矿石比围岩更富集 ^{32}S ,这可能与在成矿作用过程中有富 ^{32}S 的硫源混入。

3.2.2 铅同位素

据刘裕庆^[10]铅同位素比值分析数据可知,海沟金矿矿石矿物方铅矿的铅同位素变化不明显, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $16.713 \sim 16.885$,极差 0.172 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $15.420 \sim 15.472$,极差 0.052 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $36.731 \sim 36.940$,极差 0.209 ,反映矿石铅的来源均一。而矿区围岩样的铅同位素组成变化较明显, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $15.095 \sim 18.346$,极差 3.251 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $15.1270 \sim 15.615$,极差 0.488 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 $36.328 \sim 37.757$,极差 1.429 。另外,矿石铅、色洛河群大理岩铅和海沟岩体铅及脉岩铅的同位素组成较为相似,说明它们的铅来源一致。同时,尽管铅同位素的模式年龄无计时意义,但它们的模式年龄均在 1000 Ma 左右,与色洛河群的年龄相近,至少说明色洛河群提供了成矿物质。将数据投入 Doe 和 Zartman(1981)的各种地质环境的铅同位素组成图解上,所有样品均落在造山带铅平均增长线附近。

3.2.3 碳、氢、氧同位素

热液中 CO_2 的来源主要有 3 种,即沉积碳酸盐岩的分解、地层有机质降解以及岩浆活动。据海沟金矿的成矿期矿物和成矿流体的碳、氢、氧同位素资料^[10],成矿末期的方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-4.3\text{‰} \sim -12.7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $8.0\text{‰} \sim 22.1\text{‰}$,在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图解^[18]上反映碳来自岩浆源和有机源的特征。包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也显示有 2 个集中区:① $-6.0\text{‰} \sim -8.0\text{‰}$,平均 -7.3‰ ,表明 CO_2 主要来自深源岩浆活动有关的 CO_2 ;② $-11.1\text{‰} \sim -13.5\text{‰}$,平均 -13.0‰ ,这与沉积有机质脱羟基作用或有机质氧化作用形成的 CO_2 有关。成矿流体的 δD 值为 $-149\text{‰} \sim -64\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $-21.50\text{‰} \sim +2.0\text{‰}$ 。其中 Au 析出较少的早期阶段,流体的 δD 值约为 $-100\text{‰} \sim -64\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 约为 $2.0\text{‰} \sim 5.8\text{‰}$;Au 主成矿阶段,流体的 δD 值约为 $-126\text{‰} \sim -100\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 约为 $2.0\text{‰} \sim 8.4\text{‰}$;而成矿末期阶段,流体的 δD 值小于 -140‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值小于 -19‰ 。海沟地区中生代大气降水的 δD 值和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值分别为 -149‰ 和 -20‰ 左右^[10]。那么很显然成矿末期的流体应以当时的大气降水为主,而成矿早期和成矿期,流体则由岩浆水和当时的大气降水混合而成,并且在主成矿流体中 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} < 0.5$,仍表现出岩浆热液的特征^[11]。

另外,金矿石英脉的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $11.7\text{‰} \sim 13.2\text{‰}$ (平均 12.5‰),二长花岗岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 8.3‰ ,二长花岗岩

钾长石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 7.7‰ 。氧同位素的这种变化特征与矿物中 ^{18}O 富集程度递减系列^[17]相吻合,同时显示了成矿作用与岩浆活动有关。

3.3 流体地球化学特征

海沟金矿床石英和方解石中流体包裹体极为发育,其中在含金石英脉中含丰富的三相 $\text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 和两相富 CO_2 包裹体,并与两相的 $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体共生。I、II、III 和 IV 成矿阶段的均一温度分别为 $430 \sim 350^\circ\text{C}$ (集中于 $400 \sim 360^\circ\text{C}$)、 $370 \sim 290^\circ\text{C}$ (集中于 $340 \sim 300^\circ\text{C}$)、 $300 \sim 210^\circ\text{C}$ (集中于 $280 \sim 240^\circ\text{C}$) 和 220°C 以下。成矿流体盐度 (NaCl) 范围主要为 $1.7\% \sim 9\%$,密度为 $0.540 \sim 0.928 \text{ g/cm}^3$; $\text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体的盐度为 $4.0\% \sim 11.8\%$,少量含子晶 $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体的盐度为 $28\% \sim 45\%$ 。其中矿化高峰期流体盐度为 $2\% \sim 7\%$,密度为 0.644 g/cm^3 ,呈酸性-弱酸性 ($\text{pH}=4.8$), f_{O_2} 为 $10^{-33.8} \text{ MPa}$, $E_h \approx -0.42 \text{ V}$,还原参数为 0.57 ,为还原环境。成矿的最佳温度 $220 \sim 340^\circ\text{C}$,流体的静压力 $4 \sim 20 \text{ MPa}$,矿化深度为 $1 \sim 3 \text{ km}$ ^[11]。

由矿体石英流体包裹体气相和液相成分^[11]可知,流体包裹体成分以 H_2O 为主,气相成分主要有 CO_2 、 CO ,少量 H_2 、 N_2 和 CH_4 。流体中阳离子以 Na^+ 为主,少量 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ,阴离子 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主,少量 F^- 。显然流体属 $\text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ 型。而 Henley(1984)研究认为与岩浆作用有关的热液是属于富含 Cl^- 和 CO_2 的水^[19]。故流体包裹体成分进一步暗示金成矿流体与岩浆活动有关。

4 成矿机制分析

中元古代期间,在海沟地槽内沉积了一套海相碎屑岩-碳酸盐岩建造和基性-中酸性火岩建造,并有大量金等成矿物质被带入该地层中。随后由于长期复杂的地质构造作用,使其遭受了不同程度的变质作用和混合岩化作用等,同时也使其进一步富集金等成矿元素。这从色洛河群地层的金平均含量达 4.6×10^{-9} ,并且在下段地层的斜长角闪片岩和硅化大理岩中金一般含量高达 $5 \times 10^{-9} \sim 23 \times 10^{-9}$ 得以证明。

印支运动晚期-燕山运动早期,随着蒙古洋板块不断向南推进、海西褶皱系对海沟地区俯冲以及环太平洋板块对欧亚大陆的影响,导致海沟地区发生了强烈的褶皱回返,大规模深部断裂构造复活和新生作用伴有深熔和同熔岩浆活动^[10]。由于深部古老的色洛河群变质岩系的深熔作用,产生了海沟花岗岩岩浆并沿清茶馆-金银别深断裂和两江深断裂的交汇部位侵位。这一点,从岩体、矿石的铅同位素模式年龄 ($977 \sim 1197 \text{ Ma}$) 与色洛河群变质岩系年龄 ($1153 \sim 1163 \text{ Ma}$) 相近,而与岩体、矿石的形成年龄 (181 Ma 和 142 Ma) 呈反向差的铅同位素特征得到充分证明^[10]。这样,岩体和矿石硫同位素富轻硫的特征以及流体中碳存在岩浆源和有机源的特征也就很容易得到合理的解释,显然与继承了色洛河群的硫、碳同位素特征有关。尽管海沟花岗岩体中 Au、Ag、As 等成矿元素的含量比酸性岩中的含量要相对富集,但与色洛河群变质岩中的含量相比,则均相对亏损。这就暗示在色洛河群变质岩系遭受深熔作用形成海沟岩浆岩过

程中,必有一部分金等成矿元素及矿化剂 Cl^- 等将进入到分泌出的岩浆热液中,形成富矿质和矿化剂的高温、酸性、高氧逸度的岩浆热液,金在岩浆热液中主要以金的氯络合物稳定存在;同时深熔岩浆形成和侵位过程中,必将导致周围岩石和地层中的地下水和沿断裂系统下渗的大气降水被加热,形成环流,并不断浸取矿质元素和矿化剂,从而形成以大气降水为主体的含矿质的热流体。随着岩浆的结晶固化,富含矿质的岩浆热液可能被封存在岩体上部的某一部位,而以大气降水为主体的含矿质的热流体可能赋存于岩体与围岩的接触带附近。随着随后构造和岩浆活动的不断进行,尤其在闪长玢岩脉侵位至海沟花岗岩体中之后,区内应力场由韧性变成张性,并在岩体内及周边地层中发育大量 NE—NNE 向的次级断裂系统,导致原来封存的岩浆热液和热流体的平衡被打破,均向断裂构造的扩容带迁移并逐渐混合。由于压力、温度等条件的骤然降低,发生相分离并产生沸腾作用,导致金氯络合物分解,使金大量沉淀;同时,随两种不同性质流体的混合,温度的降低和 pH 值的增大等,金氯络合物的稳定性也逐渐降低,从而也使金大量沉淀,最终在 NE—NNE 向次级断裂系统中形成贫硫化物的石英脉型金矿床。

参考文献:

- [1]陈殿芬,孙淑琼.吉林海沟金矿石英的研究[J].矿物岩石,1991,11(1):4—8.
- [2]李殿超,张培萍,张德云,等.吉林海沟金矿石英的红外光谱及热发光特征[J].长春地质学院学报,1995,25(1):47—51.
- [3]张培萍,李殿超,刘丽华.海沟金矿石英找矿矿物学研究[J].黄金,1995,16(6):6—8.
- [4]曾庆栋,沈远超,戴新义.吉林省海沟金矿隐伏矿体预测[J].黄金科学技术,1998,6(5~6):19—23.
- [5]曾庆栋,沈远超,孟庆丽.海沟金矿区脉岩特征及其与金矿成矿关系[J].贵金属地质,1999,8(2):70—75.
- [6]戴新义,曾庆栋,金逢洙.吉林省安图县海沟花岗岩体的地质特征及其与金矿关系[J].吉林地质,1996,15(1):30—37.
- [7]曾庆栋,戴新义,金逢洙.吉林省安图县海沟金矿控矿构造特征[J].吉林地质,1996,15(2):36—44.
- [8]纪瑛瑛,孙忠实.灰色系统理论在海沟金矿预测中的应用[J].吉林地质,1999,18(4):38—42.
- [9]孙岳,雷时斌,卿敏,等.吉林省海沟金矿断裂地球化学预测研究[J].地质与勘探,2002,38(3):23—27.
- [10]刘裕庆.吉林海沟金矿床同位素地球化学和成矿规律研究[J].矿床地质,1991,10(2):131—142.
- [11]李荫清.吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征[J].地质学报,1994,68(1):48—61.
- [12]沈远超,曾庆栋,谢宏远.吉林省夹皮沟—海沟成矿带金矿定位时代[J].黄金科学技术,1999,7(2):19—26.
- [13]戚长谋,邹祖荣,李鹤年.地球化学通论[M].北京:地质出版社,1987.16—18.
- [14]牟保磊.元素地球化学[M].北京:北京大学出版社,1999.56—180.
- [15]解庆林.浓集指数法确定矿床原生晕轴向分带序列[J].地质与勘探,1992,(6):55.
- [16]朴寿成,连长云.一种确定原生晕分带序列的新方法——重心法[J].地质与勘探,1994,(1):63—65.
- [17]沈渭洲.同位素地质学教程[M].北京:原子能出版社,1997.16—17.
- [18]刘建明,刘家军,顾雪祥.沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J].岩石矿物学杂志,1997,16(4):341—351.
- [19]中国科学院地球化学研究所.高等地球化学[M].北京:科学出版社,1998.268.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND THE ORE-FORMING MECHANISM OF HAIGOU GOLD DEPOSIT

LI Zhi-ming^{1,2}, ZHANG Chang-jiang¹, LIAO Zong-ting², QIN Jian-zhong

(1. Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, Sinopec, Wuxi 214151, China;

2. School of Marine and Earth Sciences, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: Haigou gold deposit, occurring in Haigou granite body, is a large low-sulfide quartz-vein type of deposit, controlled by NE- to NNE-trending faults. Analysis on trace element geochemical characteristics of ores, altered rock and wall rocks shows that infilling mineralization is dominant in the ore-forming process. The main indicator elements are Au, Ag, Hg, Pb, Bi and Mo. The axial zonal sequence of the deposit, from upper to lower, is presented as Ba-Hg-Ag-Bi-Au-As-Sb-Pb-Mo. The data of isotope and fluid geochemistry show that the ore-forming elements are derived from the metamorphic rocks of Seluohe group and Haigou granite. The ore-forming fluid is composed of magmatic water and paleo-meteoric water, which belongs to $\text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ type. Under the background of regional geological evolution, the movement of lithospheric faults causes the anatexis of the metamorphic rocks of Seluohe group in the deep, forming Haigou granite and magmatic fluid rich in ore-forming elements and mineralizers, as well as the ore-forming fluid

dominated by paleo-meteoric water. With the conversion of the stress field in the studied area to tension, and the forming of many secondary NE- to NNE-trending faults in Haigou granite body and its periphery at about 143 Ma, the equilibrium between magmatic fluid and paleo-meteoric water is disturbed, leading the migration of the two kinds of fluids to the dilation zones of the fault system. The mixture and ebullition of fluid and the change of physicochemical conditions result the deposition of gold from fluids, and form the Haigou gold deposit.

Key words: Hai-gou gold deposit; trace element geochemistry; isotope geochemistry; anatexis; magmatic water and paleometeoric water; NE- to NNE-trending faults

作者简介:李志明(1968—),男,上海人,博士,主要从事地球化学、石油地质等研究,通讯地址 江苏省无锡市惠钱路201号 中石化无锡石油地质研究所,邮政编码 214151, E-mail//mqzhml@sohu.com

(上接第142页)

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF MIAOGOU SILVER-LEAD-ZINC-RICH DEPOSIT IN LIAONING PROVINCE

DONG Cun-jie^{1,2}, DONG Li-jun³, WANG En-de¹

(1. Institute of Resources and Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110004, China; 2. Liaoning Institute of Nonferrous Metallic Geological Survey, Shenyang 110121, China; 3. Liaoning Bureau of Nonferrous Metallic Geology, Shenyang 110121, China)

Abstract: The Miaogou Ag-Pb-Zn-rich deposit occurs in Paleoproterozoic Gaojiayu formation in the north limb of Hupiyu overturned fold. A gabbro rock body intruded the formation along a north-trending fault, with ore-forming matters extracted from the underlying Dashiqiao formation, forming one orebody and four mineralized bodies in the previously existed bedding fracture belt. The deposit has not attracted enough attention for its small scale and short discovering history. However, due to its special metallogenic model, a further study on such type of deposit is significant for both metallogenic theory and ore-searching practice in the area.

Key words: Ag-Pb-Zn-rich deposit; gabbro rock body; Gaojiayu formation; mineralization

作者简介:董存杰(1969—),男,工程师,1993年毕业于桂林冶金地质学院,从事矿产勘查工作,通讯地址 沈阳市新城子区中央路75号 辽宁有色沈阳地质勘查院,邮政编码 110121.