

海南岛西南几个金矿床成矿 流体与稳定同位素地球化学

涂绍雄 高艳君

(地质矿产部宜昌地质矿产研究所, 宜昌)

提 要: 二甲、抱板、不磨三个金矿床位于海南岛西部, 沿北东向戈枕断裂带分布, 含金脉体产于中元古代抱板群中, 受韧性剪切带控制。其成矿流体是中温(250~350℃)、低盐度(4 wt%~10 wt% NaCl)、较富CO₂+CH₄的流体, 氢、氧、硫同位素研究证明主要为变质-混合岩化热液矿床, 成矿物质大多来自抱板群矿源层。雅亮伴生金矿位于海南岛南部, 沿东西向九所-陵水深断裂带分布, 同位素研究表明该矿床为一低温(150~200℃)岩浆热液矿床, 成矿物质主要来自地壳深部。

主题词: 流体包裹体 稳定同位素 (铅、硫、氢、氧) 金矿床成因

海南岛西部东方、昌江一带已发现一系列具工业价值的金矿床, 如二甲、抱板、不磨等, 它们都具有共同的地质背景, 即都赋存在中元古代抱板群变质-混合岩系中, 受北东向的戈枕韧性剪切带控制; 另一方面, 在海南岛南部, 沿九所-陵水深断裂带分布着一系列与燕山期花岗岩有关的金矿, 如看树岭、雅亮等, 它们的地质背景也基本相同^[1]。本文选取这两个带上的二甲、抱板、不磨、雅亮四个金矿, 研究其流体包裹体与稳定同位素的基本特征, 并探讨其形成条件和成因。

1 区域地质与矿床地质简述

二甲-不磨地区出露地层除中元古代抱板群(Pt₂bb)外, 尚有晚元古代石碌群(Pt₃sl), 早古生代(Pz₁)奥陶-志留纪地层和晚古生代(Pz₂)石炭-二叠纪地层。构造除北东向韧性剪切带外, 尚发育北东、北西、东西、南北等多组脆性断裂。晚古生代至中生代, 本区岩浆活动十分频繁, 形成了大小不一的多个侵入体, 如紧靠矿带的大田岩体(γ₄₋₅)、广坝岩体(γ_{δ4-5})、保斑岩体(γ₄₋₅)、居便岩体(γ_{π₂})等(图1)。

二甲、抱板金矿位于戈枕剪切带北段, 为糜棱岩型金矿, 工业矿体主要赋存在高应变的糜棱岩-超糜棱岩带中。其成矿初步划分为三期, 从早到晚依次为金-石英脉期、金-糜棱岩期、金(银)-多金属硫化物期。成矿时代分别为 $425 \times 10^6 \sim 472 \times 10^6$ a、 $191 \times 10^6 \sim 255 \times 10^6$ a、 137.5×10^6 a, 大致相当于加里东期、海西-印支期和燕山期三次构造活动^①。

涂绍雄, 男, 57岁, 副研究员, 1958年毕业于中南矿冶学院。从事变质岩及金矿研究。邮政编码: 443003
1991-10 收稿, 1993-3 二次修改回

① 成矿时代系用U-Pb、Rb-Sr、⁴⁰Ar-³⁹Ar、K-Ar等方法对围岩、岩脉及脉中绢云母测定的年龄值推定。详见《海南金矿类型、形成条件及成矿预测研究》(涂绍雄等, 1990)

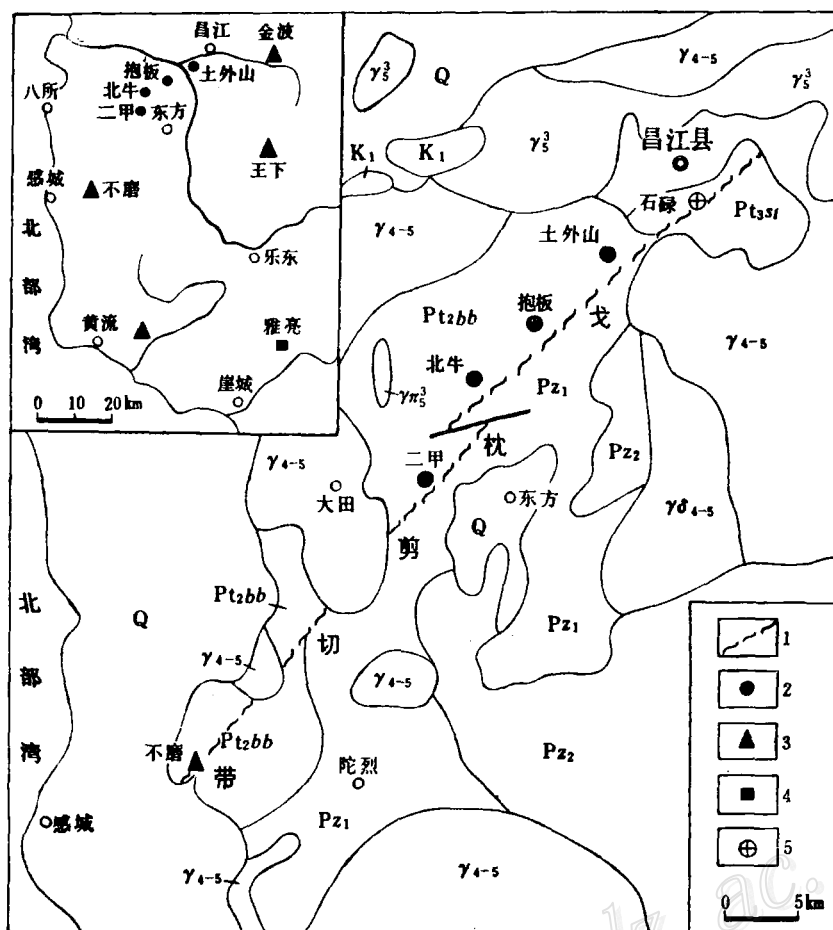


图1 二甲-不磨金矿带地质简图

(左上角为海南岛西南部重要金矿位置图)

Q—第四系；K₁—下白垩统；Pz₂—上古生界；Pz₁—下古生界；Pt_{3sl}—晚元古界石碌群；Pt_{2bb}—中元古界抱板群； γ_3^2 —燕山期花岗岩； $\gamma_{\pi_3}^2$ —燕山期花岗岩斑岩； γ_{4-5} —海西-印支期花岗岩； $\gamma_{\delta_{4-5}}$ —海西-印支期花岗岩闪长岩；1—戈枕剪切带；2—糜棱岩型金矿；3—石英脉型金矿；4—多金属伴生金矿；5—石碌铁矿

Fig. 1. Simplified geological map of the Erjia-Bumo gold belt (upper left, locations of important gold deposits in southwestern Hainan island).

Q—Quaternary; K₁—Lower Cretaceous; Pz₂—Upper Paleozoic; Pz₁—Lower Paleozoic; Pt_{3sl}—Late Proterozoic Shilu Group; Pt_{2bb}—Middle Proterozoic Baoban Group; γ_3^2 —Yanshanian granite; $\gamma_{\pi_3}^2$ —Yanshanian granite porphyry; γ_{4-5} —Hercynian-Indosinian granite; $\gamma_{\delta_{4-5}}$ —Hercynian-Indosinian granodiorite; 1—Gezhen shear zone; 2—Mylonite gold deposit; 3—Quartz vein gold deposit; 4—Polymetallic associated gold deposit; 5—Shilu iron deposit.

不磨金矿位于戈枕剪切带南段，为石英脉型金矿。矿区内已发现的含金石英脉主要受北东及北西向叠加褶皱的层间裂隙控制，且均分布于一倒转背斜的转折端。脉体成群成带分布，组成一呈北东-南西向展布的金成矿带，脉体产状与变质岩围岩一致。成矿作用初步划分为两期，即金-石英脉期和金(银)-多金属硫化物期，推测其成矿时代分别相当于加里东期和燕山期。

雅亮金矿为一多金属(以 Pb、Zn 为主)石英脉型伴生金矿,位于三亚市西北雅亮乡境内,九所—陵水深断裂北侧,羊林岭岩体与干家花岗岩体及雅亮花岗岩株的交界处。含金多金属石英脉产于雅亮花岗岩株内一近南北向的断裂带中。雅亮花岗岩株为燕山第四期产物,由中细粒花岗闪长岩组成。其中近南北向的压性断裂长达 1200m,倾向西,倾角 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$,它控制着含金多金属石英脉的形成,其成矿作用只有一期,即燕山期(晚于雅亮花岗岩株)。

2 金矿成矿流体研究

2.1 矿床形成温度

2.1.1 二甲金矿: 根据 10 个含金糜棱岩测温片中 120 件气液包裹体的均一温度($100\sim 360^{\circ}\text{C}$)

分布,大致可分两个温度段: $100\sim 210^{\circ}\text{C}$ 和 $220\sim 360^{\circ}\text{C}$,前者峰值为 180°C ,后者峰值为 270°C ,其间还有一个较小的峰值 230°C (图 2A),反映糜棱岩型金矿的三次热液活动,它们可能与三次成矿作用相对应。

据观察,温度较高的一组,特别是 $>270^{\circ}\text{C}$ 的包裹体,一般形态较规则,个体稍大 ($3\sim 10\mu\text{m}$),气、液比值较高,并可能含一定数量的 L_{CO_2} 或与富 CO_2 包裹体共生;这组包裹体大多产于石英残斑中,成群分布,且总体较均匀,可能代表早期金-石英脉期的矿石沉淀温度。温度较低的一组,除一部分在石英中成群出现外,绝大多数都沿一定方向的裂隙分布,或沿交叉裂隙分布,其峰值可能代表晚期金(银)-多金属硫化物期的矿石沉淀温度。

2.1.2 抱板金矿: 据俞受璠等^①的资料,抱板 V₁ 号矿脉石英原生包裹体的均一温度在 $200\sim 340^{\circ}\text{C}$ 范围内,峰值为 280°C (图 2B);次生包裹体的均一温度在 $150\sim 240^{\circ}\text{C}$ 范围内。大体与我们对二甲金矿的测定值一致。

2.1.3 不磨金矿: 据对 13 个含金石英脉测温片 317 件气液包裹体和少量含

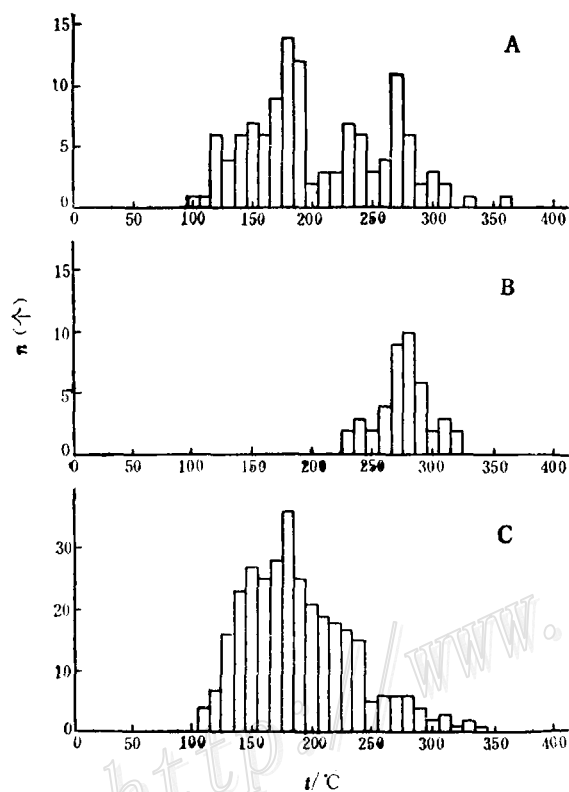


图 2 各金矿床含金石英脉样品流体包裹体均一温度直方图

A—二甲; B—抱板; C—不磨

Fig. 2. Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in auriferous quartz vein samples from various gold deposits.

A—Erjia; B—Baoban; C—Mumo.

① 俞受璠等, 1988, 海南抱板金矿地质地球化学特征

L_{CO_2} 多相包裹体的均一温度测定, 温度范围为 $100\sim 340^\circ\text{C}$ 。而主要集中在 $130\sim 240^\circ\text{C}$ 之间, 其峰值温度为 180°C (图2C), 该温度集中区与二甲金矿晚期沉淀温度大致相当。 $\geq 250^\circ\text{C}$ 的数据不多(36个, 占全部数据的 11.4%), 但观察表明, 少数含 L_{CO_2} 的多相包裹体的均一温度都落在此区间内, 可能反映了与二甲早期矿石沉淀温度相当的一次重要热液活动。

2.1.4 雅亮伴生金矿: 对该金矿目前尚未做包裹体测温研究工作, 在此利用共生方铅矿-闪锌矿对的硫同位素资料计算其形成温度。经测定, L5和L14 两个样品的方铅矿-闪锌矿对的 $\delta^{34}\text{S}$ 值各为 -13.7‰ 和 -9.3‰ 、 -13.1‰ 和 -9.4‰ , 采用梶原等^[9]的公式进行计算, 分别得到 151°C 和 197°C , 即该矿床的形成温度为 $150\sim 200^\circ\text{C}$ 。

2.2 流体盐度与矿床形成深度

在 Chaixmcca 冷热台上, 用冷冻法测定了二甲含金糜棱岩和不磨含金石英脉中 流体包裹体的盐度。含金糜棱岩流体包裹体的盐度范围除个别样品可低达 $2.7\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 之外, 大多在 $5\text{ wt}\%\sim 10.5\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 之间, 各样品的平均值为 $7.24\text{ wt}\%\text{NaCl}$; 含金石英脉流体包裹体的盐度范围除个别低达 $2.4\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 之外, 则一般在 $4.0\text{ wt}\%\sim 10.5\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 之间, 各样品的平均值亦为 $7.24\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 。

从测定结果来看, 二甲含金糜棱岩和不磨含金石英脉成矿流体盐度范围及其平均值基本一致, 均属低浓度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液。而且, 对每个矿床而言, 其温度测定值虽可明显分出两个温度段, 但盐度测定值却难以区分, 即总的来讲两阶段成矿流体的盐度似乎相差不大。

对抱板糜棱岩型金矿, 我们未进行盐度测定, 据俞受璠等(1988)的资料, 其盐度范围为 $0.5\text{ wt}\%\sim 5.0\text{ wt}\%\text{NaCl}$ 。

根据流体包裹体的均一温度和盐度, 可大致估计流体的密度 (ρ)^[10], 所得结果列于表 1。

表 1 二甲和不磨金矿床形成条件综合表

Table 1. Formation conditions of the Erjia and Bumo gold deposits

矿 床	温 度 ($^\circ\text{C}$)		盐 度 ($\text{wt}\%\text{NaCl}$)		密 度 (g/cm^3)	压 力 (10^5Pa)	深 度 (km)
	范 围	峰 值	范 围	平 均			
二 甲	$250\sim 290$	270	$5.0\sim 10.5$	7.24	0.839	250.4	0.835
	$150\sim 190$	180	$5.0\sim 10.5$	7.24	0.940	167	0.56
不 磨	$260\sim 300$	270	$4.0\sim 10.5$	7.24	0.839	250.4	0.835
	$150\sim 190$	180	$4.0\sim 10.5$	7.24	0.940	167	0.56

采用邵洁连等^[12]的经验公式估算出成矿压力如表 1 所示。结果表明早期成矿流体压力较大, 深度较深; 晚期成矿流体压力较小, 深度较浅。反映本区成矿作用的逐步上升过程。

2.3 流体的化学成分

采用热爆-超声波提取法打开石英中的流体包裹体, 测定了不磨金矿和雅亮伴生金矿的流体包裹体成分(表 2)。由于该方法是一种破坏性的测定方法, 导致不同阶段的热液混合在一起, 故只能大体反映各阶段热液的总体特征。

由表看出, 不磨金矿流体总的成分特点是(1)除 B_{25} 样 Na^+ 较高外, 其余样品阳离子

表 2 不磨和雅亮矿床流体包裹体液相和气相成分 (10^{-6})Table 2. Liquid and gaseous composition of fluid inclusion in the Bumo and Yaliang ore deposits (10^{-6})

矿床	不磨							雅亮
样号	B3-7	B4	B10	B11	B20	B25	B26	L14
产地	Ⅲ脉带	Ⅳ脉带	Ⅱ-V6脉	Ⅱ-V6脉		Ⅲ脉带	I脉带	北西水沟
Li ⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.218
Na ⁺	0.519	0.668	0.297	0.445	0.663	1.409	0.742	2.745
K ⁺	1.079	3.735	1.245	0.664	1.660	0.830	1.743	2.822
Ca ²⁺	0.357	0.214	0.214	0.143	0.071	0.786	0.429	0.429
Mg ²⁺	0.012	0.006	0.024	0.000	0.030	0.006	0.012	0.048
Fe ³⁺	0.03	0.50	0.10	0.00	0.60	0.40	0.20	1.30
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.006	0.003	0.002	0.001	0.003	0.000	0.001	0.003
F ⁻	0.4	0.4	0.3	0.4	0.1	0.3	0.0	0.6
Cl ⁻	3.2	4.0	1.0	1.7	3.2	5.0	2.0	4.2
HCO ₃ ⁻	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SO ₄ ²⁻	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0
H ₂ O	520	1550	1326	2000	875	1195	1022	2800
CO ₂	5.8	6.4	5.9	14.5	6.0	6.3	6.5	11.6
CH ₄	4.33	5.27	3.81	4.70	3.83	3.71	3.91	0.64
pH	6.7	6.9	6.8	6.8	6.7	6.8	6.8	6.9
Eh + mV	351	331	361	351	371	366	361	371
Na ⁺ /K ⁺	0.481	0.18	0.24	0.67	0.40	1.70	0.43	0.97
Na ⁺ /Ca ²⁺	1.45	3.12	1.39	3.11	9.41	1.79	1.73	6.40
Mg ²⁺ /Ca ²⁺	0.034	0.028	0.112	0.000	0.423	0.008	0.028	0.112
F ⁻ /Cl ⁻	0.125	0.100	0.800	0.235	0.031	0.060	0.000	0.143
CO ₂ /CH ₄	1.34	1.21	1.55	3.09	1.57	1.70	1.66	

注: Au为 10^{-9} ; pH、Eh为实测。测定者: 宜昌地质矿产研究所李桃叶

K⁺ > Na⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺, 不含或极少含 Li⁺; (2) 阴离子 Cl⁻ > F⁻, 不含或含少量 HCO₃⁻ 和 SO₄²⁻; (3) 成矿元素中 Au 一般为 $(0 \sim 6) \times 10^{-9}$, Fe³⁺ $(0 \sim 0.6) \times 10^{-6}$, 未检出 Cu; (4) 气相成分 H₂O 和 CO₂ 相对较贫, 而 CH₄ 较丰富。雅亮伴生金矿总的成分特点是: (1) 阳离子 Na⁺ ≈ K⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺, 还含 Li⁺; (2) 阴离子 SO₄²⁻ > Cl⁻ > F⁻, 不含 HCO₃⁻; (3) 成矿元素 Au 为 3×10^{-9} , Fe³⁺ 高达 1.3×10^{-6} , 未检出 Cu; (4) 气相成分含 H₂O 和 CO₂ 较丰富, 而含 CH₄ 较贫。

不磨金矿与雅亮伴生金矿流体包裹体成分的明显差异, 可能反映了二者成矿溶液来源的不同。

3 稳定同位素研究

3.1 氢、氧同位素组成

表 3 列出了前述几个金矿床的氢、氧同位素组成资料。其中抱板三个样品(引自冯连顺^[3])

表3 海南岛西南部几个金矿床中石英及其包裹体的氢和氧同位素组成

Table 3. Hydrogen and oxygen isotope composition of quartz and its inclusions in several gold deposits of southwestern Hainan island

矿 区	样 品 号	采 样 位 置	矿 物	实测温度 (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	δD (‰)
不 磨	B3-7	Ⅲ号脉带	石 英	270	8.8	0.3	-62
	B4	Ⅳ号脉带	石 英	270	11.6	3.1	-62
	B10	Ⅱ号脉带V6	石 英	180	8.1	-5.4	-64
	B11	Ⅱ号脉带V6	石 英	180	11.9	-1.7	-65
	B20	Ⅱ号脉带V8	石 英	210	9.4	-2.2	-80
	B25	Ⅱ号脉带V8	石 英	270	9.8	1.3	-56
	B26	Ⅱ号脉带V8	石 英	270	8.8	0.3	-66
二 甲	A58	二甲那都矿段	石 英	270	10.4	1.8	-59
	A66		石 英	270	13.2	4.6	-60
抱 板	021 ^①	V101	石 英	280	15.1	7.0	-67
	09 ^①	V101	石 英	280	11.5	3.4	-62
	05 ^①	V102	石 英	280	13.1	5.0	-62
雅 亮	L14	雅亮北西水沟	石 英	200	12.7	0.5	-59

① 引自冯连顺(1988);由宜昌地质矿产研究所同位素室分析

为含金糜棱岩中的石英;二甲两个样品和不磨七个样品均为含金石英脉中的石英;雅亮一个样品为含金多金属石英脉中的石英。

表中热液流体的氢同位素组成(δD)是萃取石英中的流体包裹体直接测定的;氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$)则是根据石英的氧同位素组成及形成温度计算的。计算公式选用克来顿等^[4]的石英-水分馏方程:

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38(10^6 T^{-2}) - 2.90$$

成矿热液的 δD 值绝大多数在-56‰至-67‰之间,个别样品到-80‰; $\delta^{18}\text{O}$ 值以抱板金矿最高,为+3.4‰~+7.0‰,二甲次之,不磨和雅亮一般较低。

将这些点投影到 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图上(图3),明显看出,形成抱板含金糜棱岩的成矿流体数据点都分布在泰勒^[11]给定的变质水与岩浆水重叠区或其左侧附近,而二甲、不磨和雅亮等矿床的数据点则分布在该重叠区与大气降水线之间,其中以不磨金矿、特别是其晚期流体向大气降水线靠得最近。表明本区糜棱岩型金矿可能为变质-混合岩化热液成因,而石英脉型金矿可能由早期的变质-混合岩化热液与大气降水混合成因逐渐转变为晚期的以再循环大气水为主的热液成因。雅亮多金属石英脉型伴生金矿,结合其产状(产于燕山期花岗岩断裂带中),推测为岩浆热液与大气降水混合成因。

3.2 铅同位素组成

表4列出了本区几个金矿床的铅同位素组成资料,其中二甲十个样品系从糜棱岩型金矿石中选出,代表中期金-糜棱岩期和叠加的晚期金(银)-多金属硫化物期的产物;不磨两个样品从石英脉型金矿石中选出,主要为晚期的黄铁矿;雅亮四个样品选自含金、银多金属石英脉,为燕山期产物;抱板三个样品引自俞受璠等(1988),其中P201系燕山期闪长岩脉

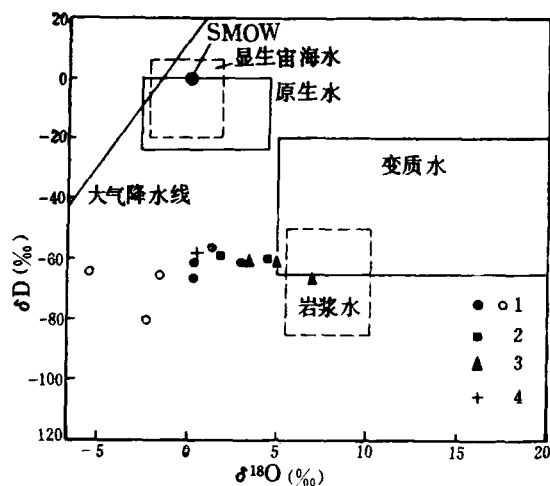


图 3 海南岛西南部几个金矿床从石英包裹体中萃取的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解

1—不磨；2—二甲；3—抱板；4—雅亮
实心符号代表早期成矿流体；空心符号代表晚期成矿流体

Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD plot of fluids extracted from inclusions in quartz from several gold deposits in southwestern Hainan island.

1—Bumo; 2—Erjia; 3—Baoban; 4—Yaliang.

Solid symbols stand for early ore-forming fluids, whereas hollow ones for late ore-forming fluids.

表 4 海南岛西南部几个金矿床中硫化物的铅和硫同位素组成

Table 4. Lead and sulfur isotope composition of sulfides from several gold deposits in southwestern Hainan island

样 号	样品 种类	采样位置	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	铅同位素比值			模式年龄		源区特征	
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	φ	10^8 a	μ	ω
A 16	黄铁矿	二甲机坑 CM19	6.8	19.026	15.647	38.840	0.55078	-228.41	9.50	35.34
A 19		CM19	6.5	18.643	15.636	38.752	0.57219	42.20	9.51	36.87
A 22		CM21	7.4	18.699	15.597	38.659	0.56463	-50.12	9.43	35.85
A 24		CM21*	7.2	18.875	15.678	38.829	0.56271	-74.11	9.57	36.34
A 25		CM21*	6.7	18.805	15.628	38.696	0.56159	-88.17	9.48	35.73
A 32		CM23	6.9	18.686	15.669	38.823	0.57309	52.91	9.57	37.23
A 34		CM23	7.5	18.801	15.709	38.709	0.57036	20.13	9.64	36.54
A 62		二甲64线地表	7.6	18.853	15.832	39.064	0.58014	135.66	9.87	38.82
HR34		二甲机坑 CM19	6.8	18.829	15.611	38.639	0.55839	-128.88	9.45	35.24
HR35		CM19	6.6	18.617	15.632	38.754	0.57336	56.17	9.51	36.98
B 4	黄铁矿	不磨IV号脉带	4.4	18.543	15.681	38.704	0.58326	171.45	9.61	37.64
B 4-1			4.2	18.545	15.785	39.219	0.59439	294.99	9.81	40.77
P 202 ^①	黄铁矿	抱板金矿石	6.7	18.386	15.567	38.547	0.58079	143.18	9.40	36.79
P 201 ^①	黄铁矿	抱板闪长岩脉		18.460	15.486	38.517	0.56725	-17.81	9.24	35.51
P 203 ^①	长 石	抱板混合岩		18.115	15.466	37.154	0.58719	215.81	9.23	31.60
L 5-1	黄铁矿	三亚雅亮乡北 西水沟民窿中	-2.7	18.633	15.580	38.515	0.55680	-23.25	9.40	35.47
L 5-2	黄铜矿		-1.6	18.641	15.615	38.629	0.57007	16.58	9.47	36.20
L 5-3	闪锌矿		-9.3	18.660	15.622	38.650	0.56966	11.61	9.48	36.24
L 5-4	方铅矿		-13.7	18.673	15.637	38.650	0.57047	21.43	9.51	36.31

① 自引俞受望等 (1988) 的资料；由宜昌地质矿产研究所同位素室分析

中的黄铁矿，P203为眼球状混合岩中的长石。

对二甲的十个数据和雅亮的四个数据分别用斯坦西等^[12]两阶段模式进行了计算机处理，发现二甲的数据很分散，无线性关系，得不到等时线年龄；雅亮的数据则过于集中，也未得到较合理的等时线年龄。同时用霍姆斯-豪特曼斯^[5]单阶段模式计算了每个数据的模式年龄和源区特征值（表4中仅列出 μ 值和 w 值），并将数据投影到 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 座标图上，与扎特曼和多伊^[13]铅构造模式图（Z-D模式）进行对比（图4）。

由表4和图4看出，本区各金矿床放射成因铅均甚高，计算的模式年龄部分为负值，无实际意义； $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围较大，而 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围相对较小。其中受戈枕断裂带控制的抱板、二甲、不磨三矿床的矿石铅同位素组成数据点展布在从造山带铅演化线附近到上地壳铅演化线以上一较大范围内（ $\mu=9.40\sim 9.87$ ），表明为多来源的铅（浅源-造山带来源）；雅亮伴生金矿的铅同位素组成数据点则比较集中地分布在造山带铅演化线附近，表明铅来源比较单一，主要来自活动造山带。

抱板燕山期闪长岩中黄铁矿和眼球状混合岩中长石的铅同位素组成，数据点都落在造山带铅演化线之下并接近上地幔铅演化线，表明属深部来源。

3.3 硫同位素组成

由表4看出，二甲糜棱岩型金矿中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在6.5‰~7.6‰之间，极差很小；抱板金矿中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为6.7‰，与二甲一致；不磨金矿石英脉中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为4.2‰~4.4‰，比二甲略低。总的来看，产在抱板群中并受戈枕剪切带控制的金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 均为正值，略微偏离陨硫硫，且极差很小（图5）。这一特点与我国山东半岛玲珑金矿和焦家金矿情况类似^[7]，而与典型的岩浆热液矿床和沉积矿床^[8]不同。

典型岩浆热液矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很窄，且近于0‰，表明这种硫是原始成因的，来源于上地幔或下地壳；相反，沉积来源的硫则是次生成因的，由于在风化、搬运、沉积过程中 SO_4^{2-} 被还原成 H_2S 的种种差异导致其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很宽（Jensen, 1970）。据此，推测本区二甲—不磨带各金矿床的硫源可能以沉积来源的硫为主，并包含部分火山来源的硫，它们都来自抱板群矿源层，在以后的变质-混合岩化过程中又受到了一定程度的

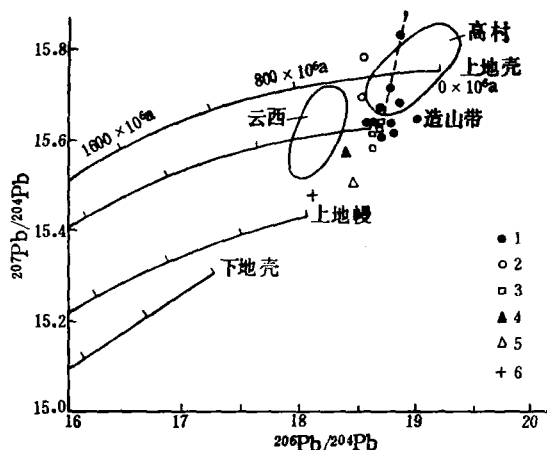


图4 海南岛西南几个金矿床的铅同位素组成图解
(参照扎特曼和多伊, 1981)

1—二甲矿石铅；2—不磨矿石铅；3—雅亮矿石铅；4—抱板矿石铅；5—抱板闪长岩脉中黄铁矿铅；6—抱板混合岩中长石铅。两个椭圆曲线表示河台高村和云西矿床的铅同位素组成范围；虚线为河台晚期硫化物铅同位素的趋势线^[6]

Fig.4. Lead isotope composition of several gold deposits in southwestern Hainan island compared with Zartman and Doe's model of plumbotectonics.

1—Ore lead of Erjia; 2—Ore lead of Bumo; 3—Ore lead of Yaliang; 4—Ore lead of Baoban; 5—Pyrite lead in diorite dike of Baoban; 6—Feldspar lead in migmatite of Baoban. Two elliptical curves are ranges of isotope composition of ore lead in Gaocun and Yunxi deposits of Hetai district, while dash line is the trend line of lead isotope composition in Hetai late sulfides.

均一化。

雅亮多金属伴生金矿中硫化物的硫同位素组成除表4所列四个数据外,还有L14—组方铅矿-闪锌矿对的数据,已由两组数据求得该矿床的形成温度为151~197℃(见前文)。本

金矿床各硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 与上述金矿不同,其特点是均为负值,极差较大,结合其产状推测可能是岩浆热液中渗入了大量富含 H_2S (其 ^{32}S 较高)的地下水或再循环大气水之故。

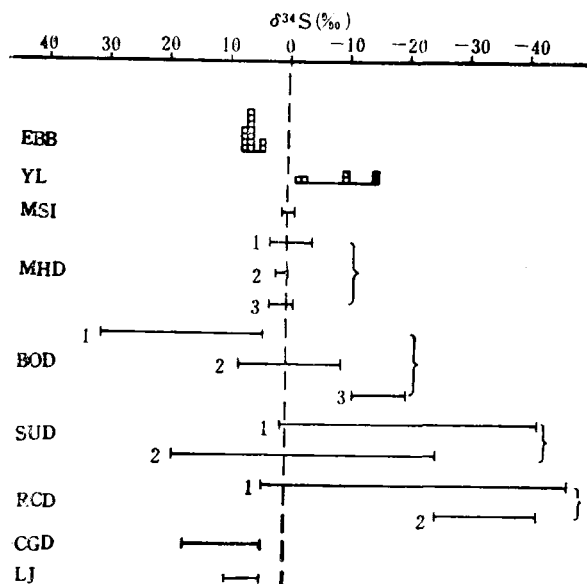


图5 海南岛西南部几个金矿床中硫化物的硫同位素组成图解

(与不同成因类型矿床对比)

EBB—二甲、抱板和不磨金矿床;YL—雅亮金矿床;MSI—陨硫铁;MHD—岩浆热液矿床(1—澳大利亚破山铅锌矿;2—西南非洲奥开普铜矿;3—美国宾厄姆铜矿);BOD—生物成因矿床(1—澳大利亚芒特艾萨矿;2—美国密苏里焦帕林矿床;3—澳大利亚奈纳黄铁矿床);SUD—砂岩型铀矿床(1—美国犹他州伊克尼松矿;2—美国怀俄明州卢基矿);RCD—红层型铜矿床(1—美国犹他州哈贝杰克矿;2—美国新墨西哥州尤里卡矿);CGD—卡林型金矿;LJ—玲珑和焦家金矿

Fig.5. Sulfur isotope composition of sulfides from several gold deposits in southwestern Hainan island in comparison with that of sulfides from ore deposits of different geneses.

EBB—Erjia, Baoban and Bumo gold deposits; YL—Yaliang gold deposit; MSI—Troilite; MHD—Magmatic hydrothermal deposits; BOD—Biogenic ore deposits; SUD—Sandstone uranium deposits; RCD—Red bed copper deposits; CGD—Carlin type gold deposits; LJ—Linglong and Jiaojia gold deposits of Shandong Province.

矿物学研究表明,金与硫化物、特别是与毒砂、黄铁矿密切共生,故硫的来源对金有指示作用。硫同位素组成研究表明,硫主要来自矿源层,因而部分金亦可来自矿源层,与通过抱板群含金性研究所得结论一致。

另一方面,据光片观察,晚期金矿物(成色较低的自然金和银金矿)与方铅矿密切共生,

4 矿床成因讨论

根据海南岛西南部几个金矿床成矿流体和稳定同位素的初步研究结果,并结合其矿床地质资料,对它们的成因讨论如下:

(1) 矿床成因 按成矿作用可将上述几个金矿床分为两类:一类成矿作用比较复杂,为多期次复成因矿床,其中包括沿戈枕剪切带分布的二甲、抱板等糜棱岩型金矿和不磨等石英脉型金矿,其成矿作用均可分为2~3期,各期成矿作用特点不同;另一类金矿成矿作用比较简单,基本上属单期次(但可有几个成矿阶段)单成因矿床,如沿九所—陵水断裂分布的雅亮石英脉型伴生金矿及其它与燕山期花岗岩类有关的金矿。

(2) 成矿物质来源 第一类金矿床都赋存在中元古代抱板群中,并受戈枕韧性剪切带控制。根据我们对抱板群含金性的研究,该群变质岩、混合岩平均含金 11.9×10^{-9} ,高出地壳克拉克值三倍,表明抱板群为金的矿源层,可提供部分物质来源。

而从二甲含金超糜棱岩中分选出用作铅同位素研究的样品,可能包含了不同世代的黄铁矿,因而在Z-D铅构造模式图上,其数据点可展布在从造山带演化线到上地壳演化线以上一个较大范围内,表明铅具多来源性,因而表明金除来自矿源层外,也可来自地壳较深部。

第二类金矿(与燕山期花岗岩有关的金矿),据雅亮伴生金矿铅同位素研究结果,主要为造山带来源的铅,故成矿物质应来自地壳较深部。

(3) 成矿热液来源 本区第一类金矿根据氢、氧同位素组成的判别,早期成矿热液主要来自变质-混合岩化热液,有少量大气水加入;而根据硫同位素组成的研究,亦具变质-混合岩化热液矿床的特点,二者结论一致。这一特点可能主要反映本区加里东期的成矿作用特点;而中晚期成矿作用温度较低,主要是一种再循环的大气降水。

此外,流体包裹体的温度、盐度及化学成分资料对阐明成矿热液来源也有一定的意义。本区二甲、不磨等矿床的早期成矿热液大体具有中温(250~350℃)、盐度略高于海水(4wt%~10wt%NaCl),并含有一定数量CO₂+CH₄的特点,它不同于典型的岩浆热液(如斑岩型矿床),也不同于低温卤水(密西西比河谷型铅-锌矿床)和中温海水(火山成因块状硫化物矿床),可能属变质-混合岩化热液所固有的特点。

第二类金矿主要是与燕山期同熔型或I型花岗岩类岩浆活动有关的岩浆期后热液矿床,成矿物质来源较深,但在岩浆析出热液并向上运移的过程中,成矿溶液可能曾受到大气降水污染,并溶解了部分地壳的成矿物质,其形成温度较低(150~200℃),大体相当于前一类矿床的晚成矿作用期。

本文是《海南金矿类型、形成条件及成矿预测研究》的一部分,研究过程中得到海南地矿局及有关地质队、本所领导及有关实验室的支持和帮助,还得到项目参加者何圣华、战明国、卢章达、方继专等的有力配合和协助,特此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 涂绍雄.海南岛金矿分布规律及成矿地质条件的初步研究.地质找矿论丛,1992,7(3):71~82
- 2 邵洁连等.浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体标型特征及其成因与找矿意义.矿物岩石,1986,6(3):103~111
- 3 冯连顺.海南岛抱板金矿床同位素地质特征的初步研究.贵金属地质,1988,(3-4)
- 4 郑淑惠等.稳定同位素地球化学分析.北京:北京大学出版社,1986.412~461
- 5 福尔.G.同位素地质学原理.潘曙兰,乔广生译.北京:科学出版社,1983.181~212
- 6 涂绍雄,高艳君.广东河台金矿区高村和云西矿床特征与稳定同位素组成.中国地质科学院院报,1991,第22号,101~116
- 7 王文文.中国金矿床稳定同位素地球化学研究.贵金属地质,1988,(3-4)
- 8 詹生 M L.稳定同位素在地球化学探矿中的应用.徐步台译.稳定同位素地质译文集.北京:地质出版社,1974.55~64
- 9 Kajiwar Y, Krouse H R. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. Can. J. Earth Sci., 1971, 8: 1397~1408
- 10 Ahmad S N, Rose A R. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa, New Mexico. Econ. Geol., 1980, 75(2): 229~250
- 11 Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., 1974, 69: 843~883
- 12 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotopes evolution by a two-stage model. Earth. Planet. Sci. Lett., 1975, 28(2): 207~221
- 13 Zartman R E, Doe B R. Plumbtectonics—the model. Tectonophysics, 1981, 75: 135~162

ORE-FORMING FLUIDS AND STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF SEVERAL GOLD DEPOSITS IN SOUTHWESTERN HAINAN ISLAND

Tu Shaoxiong and Gao Yanjun

*(Yichang Institute of geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Yichang,
Hubei Province)*

Abstract

Ore-forming fluids and stable isotopes of the Erjia, Baoban, Bumo and Yaliang gold deposits located in southwestern Hainan island have been preliminarily studied, with a discussion given on their geneses. The first three deposits are distributed along the NE-trending Gezhen faulted zone in the west of the island. Gold-bearing veins occur in metasedimentary ($\pm$ metavolcanic) sequences of the Middle Proterozoic Baoban Group and are controlled by ductile shear zones. The gold deposits might be divided into mylonite type (Erjia and Baoban) and quartz vein type (Bumo), and the ore-forming process of each type may be regarded as consisting of 2~3 metallogenic stages.

Microthermometric measurements of fluid inclusions in quartz from these deposits indicate that the early ore-forming fluid was a hydrothermal solution of moderate temperature (250~350 °C) and low salinity (4~10 wt% NaCl equivalent), whereas the middle-late stage ore-forming fluid had relatively lower temperature (150~250 °C) and similar salinity. Chemical analyses of fluid inclusions in quartz indicate the presence of abundant $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ in the ore-forming fluid. Oxygen, hydrogen and sulfur isotope studies show that these deposits are mainly metamorphic-migmatized hydrothermal deposits with a small amount of meteoric water and that their ore-forming materials were largely derived from the source bed—Baoban Group. However, the ore-forming fluids of these deposits were transformed into recirculating meteoric water in the middle-late mineralization stages.

The Yaliang gold-silver deposit is situated in the south of Hainan island and spreads along the east-west Jiusuo-Lingshui deep fault zone. Gold-bearing and silver-rich polymetallic quartz veins occur in a fault zone of the Yanshanian syntectonic or I-type granitoids that comprise Yaliang stock. Based on lead, sulfur, oxygen and hydrogen isotope studies, it is considered that the deposit is an epithermal (150~200 °C) deposit with mixed magmatic and meteoric waters, in which the ore-forming materials were mainly derived from the deep crust. According to the above study combined with other geological data, the authors infer that there probably exists a gold-silver ore belt associated with Yanshanian granites and volcanic rocks along the Jiusuo-Lingshui deep fault zone.