

四川木里耳泽岩溶型金矿床 形成条件和成矿机制

郑明华 阳正熙 顾雪祥

(成都理工学院 成都 610059)

摘要 四川木里耳泽金-菱铁矿建造矿床,赋存于上二叠统海相碳酸盐岩层中,矿化受古岩溶的严格控制,组成矿石的基本矿物为菱铁矿,金不均匀地分布于菱铁矿矿体内。成矿溶液来自加热的循环地下水。成矿过程分为早阶段和中-晚阶段。成矿温度为 156—210℃,成矿深度小于 1km。成矿物质主要来自地层。成矿热液呈碱性和弱还原性,贫硫,含中等盐度。矿床形成时的地质构造环境较稳定。这是我国仅见的一种特殊金矿类型。

关键词 木里耳泽 岩溶型金矿床 金-菱铁矿建造 四川省

《中图法》分类号 P618.51

四川木里耳泽岩溶型金-菱铁矿矿床,无论就其矿石建造特征抑或产出条件,迄今在我国尚无与其类同者。显而易见,对此类金矿床详加研究具有重要的理论和实际意义。

1 矿区地质概况

矿床位于川西高原,其大地构造位置在松潘-甘孜褶皱带的东南缘,与扬子复合地体

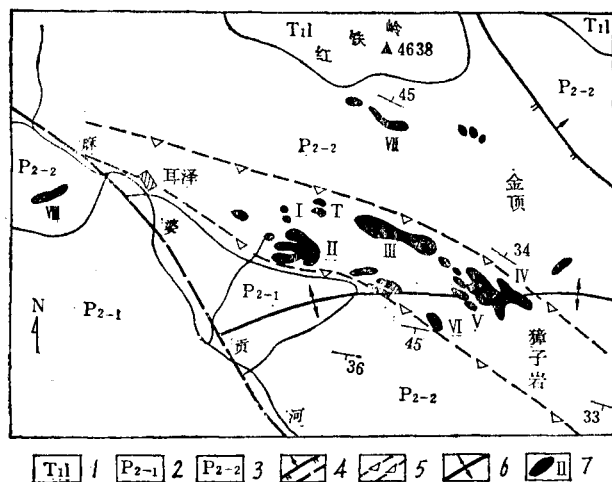


图 1 四川木里耳泽金矿床地质略图

1. 下三叠统; 2. 上二叠统第1层; 3. 上二叠统第2层; 4. 断层; 5. 挤压破碎带; 6. 背斜; 7. 金-菱铁矿矿体

Fig. 1 Sketch map of Erze gold deposit, Muli

郑明华, 男, 58岁, 教授, 矿床学专业。

1994-04-04 收稿, 1994-12-10 改回。沈丽璞编辑。

中的盐源-丽江褶皱带毗邻,区内不同程度地分布有前震旦纪至三叠纪的海相地层以及第三纪以后的陆相地层。

矿床赋存于上二叠统巨厚的碳酸盐岩系中,自下而上可分出 4 个岩性层:灰白色-白色厚层块状细晶大理岩 (P_{2-1}); 灰白色中厚层-厚层条带状细晶大理岩夹千枚岩 (P_{2-2}), 此层为最重要的容矿层; 深灰色厚层状细-中粒大理岩夹少量千枚岩 (P_{2-3}), 此层为次要容矿层; 深灰-灰黑色厚层状含生物碎屑不等粒大理岩, 局部夹白云质灰岩和薄层砂岩 (P_{2-4})。区内除极少量中-基性小岩脉外, 无火成岩体出露。

区内地层近东西向展布, 构成宽缓的背斜(称此唤背斜), 轴向北西-南东, 轴线呈舒缓波状起伏, 向南东倾伏。此唤背斜内发育有与背斜略为斜交的、大体为顺层的挤压破碎带, 在轴部附近破碎带尤为显著。金-菱铁矿矿体即位于该背斜轴部的破碎带内, 如图 1 所示。

2 矿体形态和矿物组成特征

矿床内目前已发现矿体近百个, 矿体呈囊状、透镜状、串珠状和不规则状等, 大体上沿北西-南东方向分布, 成群成带产出。矿体最大者长 390m、厚 80m; 最小者长不足 10m、厚仅 1.5m。矿体与围岩界线十分清晰。矿体延展和定位状态与地层产状交切, 无疑属后生矿床(郑明华等, 1989)。

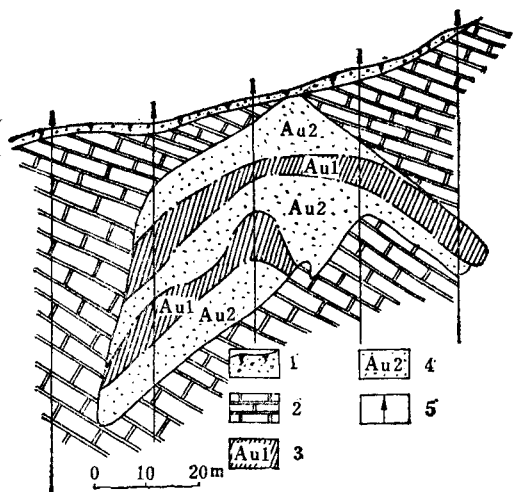


图 2 金-菱铁矿矿体的产出特征

1. 第四系; 2. 上二叠统大理岩; 3. 富金菱铁矿体;
4. 贫金菱铁矿体; 5. 钻孔

Fig. 2 A cross-section showing the occurrence of gold-siderite bodies

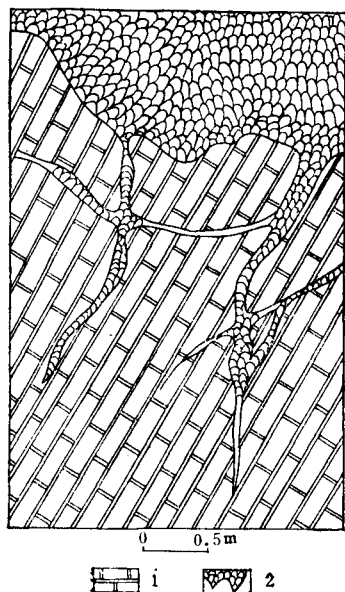


图 3 金-菱铁矿矿体底部的“须根”

1. 大理岩; 2. 金-菱铁矿矿脉

Fig. 3 A schematic section showing “ting roots” at the bottom of a gold-siderite body

必须指出, 矿体产出的形态多与溶洞的形态相一致, 一般顶板多起伏不平, 底板则有“须根”相连, 图 2 和图 3 显示了矿体的形态和围岩的关系。此外, 在矿体的边部和底部常见围岩的碎块和粘土矿物, 显然具岩溶角砾和粘土堆积特征。

如前所述,组成矿体的基本矿物为菱铁矿,约占矿石中原生矿物总量的 90% 以上。此外还含有少量的石英和黄铁矿,偶见黄铜矿、方铅矿等。新鲜的菱铁矿呈米黄色,粒大(2mm—3cm),解理清晰。由于菱铁矿是构成矿体的主体矿物,金又赋存于菱铁矿体中,因此概略地说,菱铁矿体的边界即为金矿体的边界,如图 2 所示。

黄铁矿在矿体中占有一定数量(约 3%),成细网脉和团块状产出。前者粒细,后者则多呈巨晶(最大晶体达 10cm×10cm×10cm)。石英是矿体中另一常见矿物,一般也呈团块或网脉状产出,但其数量低于黄铁矿。自然金在矿体中多以明金出现,与黄铁矿密切共生。由于黄铁矿在菱铁矿矿体中分布不均匀,因而金也呈不均匀分布,从而导致按金品位圈定出富金菱铁矿块段和贫金菱铁矿块段(图 2)。在富金块段中可见到自然金呈薄片状、串珠状、粒状等沿菱铁矿和石英的晶隙产出,也见自然金充填于菱铁矿的菱形解理中。

金-菱铁矿矿体主要分布于上二叠统第 2 岩性层中,层控性质显著,矿体产出限于一定的标高内,与岩溶发育的标高相一致,矿体的近矿围岩蚀变以绢云母化为主。

根据矿化作用和矿石中矿物的生成关系,可将矿床的形成划分出以下成矿阶段:

(1) 菱铁矿阶段: 此阶段主要形成菱铁矿和粗(巨)晶黄铁矿,有少量金析出。

(2) 石英-硫化物-金阶段: 此阶段以析出石英和细粒黄铁矿为特征,偶见痕量的毒砂、黄铜矿、方铅矿等,是金的主要析出阶段。

原生矿体形成之后,遭受到强烈的次生氧化和淋滤,致使矿体中菱铁矿和黄铁矿转化成针铁矿。在一些大矿体内可见到很特殊的“铁溶洞”、“铁钟乳”、“铁筈”等,其形态与石溶洞内产物无异。在某些肾状、葡萄状针铁矿的表面,可见到一层金的“镀膜”,表明在氧化淋滤过程中金发生了溶解和迁移。

由上不难看出,本区金-菱铁矿建造矿床的形成经历了两个成矿期,即原生热液期和次生氧化期。上述两个成矿期对金矿床的生成和金的聚集作用均起到非常重要的作用,都是不可缺少的。

3 同位素组成特征及其地质意义

3.1 硫同位素组成

矿床中主要的硫化物矿物为黄铁矿,且易于挑选。对黄铁矿的硫同位素组成所测定的结果列于表 1 和图 4 中。

表 1 硫同位素测定值
Table 1 Sulfur isotope measurements

矿 物	采 样 点	样 数	$\delta^{34}\text{S}$ 的 变化范围(‰)	极 差 (‰)	离散度
黄铁矿	金-菱铁矿矿体	18	3.27—15.40	12.13	3.39
黄铁矿	大理岩、泥灰岩	4	-5.50—16.0	21.50	9.67
黄铁矿	凝灰质砂岩	3	2.80—4.90	2.10	5.14
黄铜矿	金-菱铁矿矿体	3	10.9—11.80	0.90	0.45
毒 砂	金-菱铁矿矿体	1	4.80	—	—
方铅矿	金-菱铁矿矿体	1	4.80	—	—

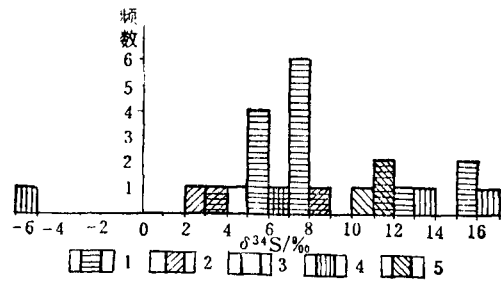


图 4 硫同位素组成直方图

1. 矿体中的黄铁矿; 2. 凝灰质砂岩中的黄铁矿; 3. 毒砂和方铅矿; 4. 碳酸盐岩中的黄铁矿; 5. 黄铜矿

Fig. 4 Sulfur isotope histogram for erze gold deposit

由表 1 和图 4 可知, 矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的极差和离散度均很大。不同硫化物的同位素组成值分布范围变化较宽, 且出现多个明显的正态峰。此种形态特征表明硫源系来自沉积地层的结果。另一方面, 矿体内总硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与容矿地层中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值颇相类似, 而与凝灰质岩石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值有显著的差别。这表明矿体中黄铁矿与碳酸盐地层中的黄铁矿具同一硫源, 乃由海水硫酸盐演化而来。

3.2 氢氧同位素组成

为判断矿液的来源, 作者对矿体中菱铁矿和石英内的流体包裹体进行了氢氧同位素测定。测定数据投点于直角坐标图中, 由图 5 看出, 所有的数据几乎均落点于岩浆水和变质水区之外, 且氧同位素显示强烈的“漂移”, 表现出具有与岩石交换后的大气降水特征 (沈渭洲, 1987), 其交换程度菱铁矿比石英更为强烈。

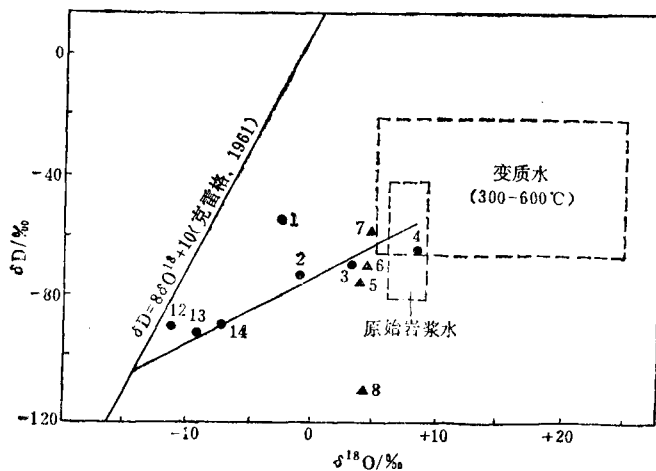


图 5 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解

图中三角点示菱铁矿样; 圆点示石英样。雨水线据 Craig (1961)

Fig. 5 Plot of $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$

鉴于菱铁矿与石英是不同成矿阶段的产物, 菱铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于 16.06‰—17.65‰ 之间, 平均为 16.83‰; 石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 11.74‰—23.81‰ 之间, 平均为 16.95‰。这表明第 2 阶段是在水/岩 (W/R) 比值(指氧原子比)较第 1 阶段略小的热液系统中进行的。无论是菱铁矿或石英, $\delta^{18}\text{O}$ 值从矿体中部向边部显示出逐渐增大的趋势。换言之, 自矿液进入容矿空间后, 从中心向边部由于 W/R 比值的降低, 从而导致水与岩石之间的氧同位素交换愈益显著。

根据 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的分布(图 5), 尚显示出具有一定的线性关系, 其最佳拟合线不是收敛到海水的同位素组成位置上, 而是与雨水线相交, 交点的 δD 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近于当地雨水的相应值。公认的北美地区著名的 Albertal 矿田的非岩浆成矿流体特征⁽¹⁾, 与本区流体特征极相似。

为确定成矿溶液活动与成矿的时间, 作者分别选取矿体中菱铁矿矿物和蚀变的围岩进行了铷-锶法同位素年龄测定。菱铁矿测定数据的相关系数 $r = 0.9326$, 据物理测定法取 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}\text{a}$, 据地质法取 $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}\text{a}$, 分别进行计算, 获得同位素年龄值分别为 118.40Ma 和 121.41Ma。菱铁矿的 Rb-Sr 等时线如图 6-a 所示。蚀变(绢云母化)围岩分别获得 Rb-Sr 同位素年龄为 136.75Ma 和 139.70Ma (图 6-b)。由于蚀变岩石中除有代表成矿时期新生矿物(绢云母)的 Rb 和 Sr 外, 还保留有沉积期形成矿物的 Rb 和 Sr, 这样势必导致蚀变岩的年龄略大于菱铁矿的年龄, 但两者依然是相当接近的。因此, 笔者认为, 耳泽金矿床大体形成于早白垩世。鉴于该地区当时并无值得重视的岩浆活动, 因而可以排除岩浆成矿的可能性。

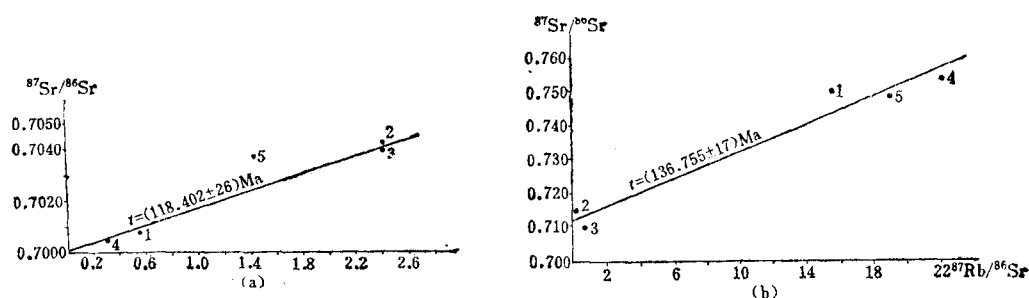


图 6 耳泽金-菱铁矿矿床的 Rb-Sr 等时线

(a) 菱铁矿等时线; (b) 绢云母化泥岩等时线

Fig. 6 Plot of Rb-Sr isochron for Erze gold-siderite deposit: (a) siderite; (b) total rock of sericitized argillite

3.3 碳同位素组成

表 2 列出菱铁矿与围岩大理岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。不难看出, 大理岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与正常海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值大体上一致; 菱铁矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则明显地低于围岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

实验表明, 当温度近乎 200℃ 时, 从溶液中沉淀出的碳酸盐要比低温一常温时沉淀的

(1) 引自 G. Amstutz 在成都地质学院学术报告, 1990。

碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 低 (Bottinge, 1968)。耳泽金-菱铁矿矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值表现出很大的负值,即 $\delta^{13}\text{C}$ 值远比正常海水中沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低得多,显示出乃热液活动的产物,与测温结论一致,也与理论计算的结果相吻合(郑明华,1989)。

表 2 矿体与围岩的碳同位素组成
Table. 2 Carbon isotope composition for orebody and wall-rock

样 号	样品名称	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	测定单位
E-4G	菱铁矿	-7.87	中国地质科学院 宜昌所(1987)
E-3	菱铁矿	-8.71	
E-7	菱铁矿	-7.22	
E-11	菱铁矿	-8.18	
E-5	菱铁矿	-7.42	
E-5G	菱铁矿	-7.64	
E-101	大理岩	-1.33	

4 成矿的物理化学条件

4.1 成矿的温度和压力

利用均一法对矿体中的菱铁矿和石英内的流体包裹体进行了测试,获得成矿早阶段(菱铁矿阶段)的形成温度为 173—210℃,平均为 180℃;获得成矿中-晚阶段(石英-硫化物阶段)的形成温度为 156—178℃,平均为 165℃,从早阶段至中-晚阶段的温度渐趋下降。矿床总体形成温度显示出较低的特点。

根据 CO_2 密度法,可直接测得早阶段成矿压力为 212.1Pa,中-晚阶段成矿压力为 151.5—165.6Pa。

表 3 矿物中流体包裹体成分与矿液中离子的平均活度
Table 3 Fluid inclusion composition and average ion activity

测定矿物	单 位	液 相 成 分							气相成分	
		K+	Na+	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₂	CH ₄
菱铁矿	μg/g	565	1647	7719	1990	195	8800	2030	138.4	0.54
	mol/L	0.00836	0.04444	0.04283	0.02392	0.00618	0.14294	0.00313	—	—
石 英	μg/g	75	215	—	121	240	300	1420	94.9	0.09
	mol/L	0.00145	0.00709	—	0.00169	0.00960	0.0068	0.0050	—	—
石 英	μg/g	149	297	—	30	251	200	1490	26.36	0.06
	mol/L	0.00290	0.00983	—	0.00044	0.01006	0.00427	0.00523	—	—

为了解成矿过程中矿化度的变化情况及矿质的活度,对流体包裹体的成分进行测定的结果示于表 3 中。测定数据经计算求得早阶段成矿溶液的含盐度(NaCl 质量百分数)为 7.9%。利用 KBL-1 型显微半导体冷台所测得的石英包体的含盐度平均为 5.6%(中-

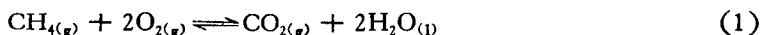
晚阶段)。表明,在成矿过程中矿液的含盐度随温度的降低而降低。

取早阶段的成矿温度为 180°C , 取中-晚阶段的成矿温度为 165°C , 用图解法可求得成矿流体的密度分别为 $0.93\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 和 $0.90\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。将成矿早阶段与中-晚阶段的成矿流体的平均温度和密度值, 投点于 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液体系的 $P-V-T$ 关系曲线图(图 7)中, 可获知成矿压力分别为 232.3Pa 和 181.8Pa , 此值与利用包裹体的 CO_2 密度法测定值相近。作者取上述两种方法值的平均值, 即 222.0Pa 和 170.0Pa 代表两个成矿阶段的压力值。

设成矿作用是在相对封闭的体系中进行的, 则流体的压力约等于上覆岩石的静压。若按常规的近 $1\text{Pa}/4\text{m}$ 的增压率计算, 上述的压力值分别相当于 880m 和 672m 左右深的静压。表明耳泽矿床是在较浅部位形成的, 并与成矿的地质环境、控矿空间以及矿石的构造与结构特征极其吻合。

4.2 氧逸度和硫逸度

当含矿流体中气相与共存的液相达到化学平衡时, 一般存在下列反应方程 (Böttger, 1968; Barnes, 1979):



$$K_p = \frac{f_{(\text{CO}_2)}}{f_{(\text{CH}_4)} \cdot f_{\text{O}_2}^2}$$

式(1)中的 (g) 代表气态, (l) 代表液态, K_p 为平衡常数。

根据化学热力学原理, 当化学反应达到平衡时, 即有:

$$\Delta G_T^p = \Delta H_{298}^0 - T\Delta S_{298}^0 + \int_{298}^T \Delta C_p dT - T \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT + \Delta V_s(P-1) + RT \ln K_p \quad (2)$$

式(2)中: ΔG_T^p 为任意温度和压力下吉布斯自由能的改变值; ΔH_{298}^0 和 ΔS_{298}^0 分别示标准状态下反应的焓变和熵变; ΔC_p 为等压的摩尔热容的变化; ΔV_s 为该反应的固态物质克分子体积的变化; T 和 P 代表反应平衡时体系的温度和压力; R 为通用气体常数。据式(2)计算得, 当成矿早阶段的温度为 $173-210^{\circ}\text{C}$ 时, 式(1)的反应平衡常数为: $\log K_1 = 83.43-90.98$,

$$\text{即 } \log \frac{f(\text{CO}_2)}{f(\text{CH}_4)} - 2 \log f_{\text{O}_2} = 83.43-90.98 \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \log \frac{f(\text{CO}_2)}{f(\text{CH}_4)} &= \log \frac{x(\text{CO}_2) \cdot v(\text{CO}_2) \cdot p}{x(\text{CH}_4) \cdot v(\text{CH}_4) \cdot p} \\ &= \log \frac{x(\text{CO}_2) \cdot v(\text{CO}_2)}{x(\text{CH}_4) \cdot v(\text{CH}_4)} \end{aligned} \quad (4)$$

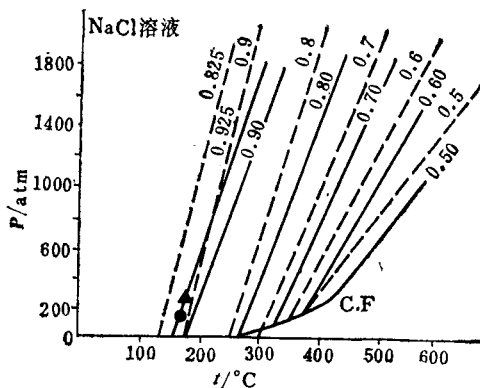


图 7 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液中 $P-V-T$ 关系

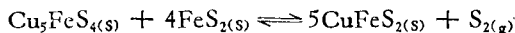
图中三角点示早阶段, 圆点示中-晚阶段,
 $1\text{atm} \approx 100\text{kPa}$

Fig. 7 $P-V-T$ Relationship diagram
of $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ solution

式(4)中的 $x(\text{CO}_2)$ 和 $x(\text{CH}_4)$ 为实测包裹体气相组分中克分子数; $\nu(\text{CO}_2)$ 和 $\nu(\text{CH}_4)$ 是不同温度和压力下的逸度系数,可用对比状态法获得(傅献彩等,1992); p 为总压力。

经计算菱铁矿沉淀时的氧逸度值 (f_{O_2}) 为 $10^{-39.35}$ — $10^{35.76}\text{Pa}$, 平均为 $10^{-37.86}\text{Pa}$ 。同理,取中-晚成矿阶段温度为 156 — 184°C (中值 165°C),算得石英-硫化物沉淀时的 f_{O_2} 为 $10^{-40.20}$ — $10^{-38.27}\text{Pa}$, 平均为 $10^{-39.27}\text{Pa}$ 。

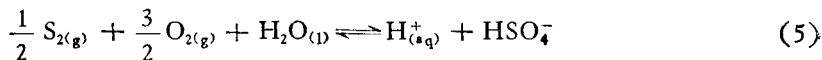
由于自然金与硫化物矿物的关系极为密切,而硫化物又属同一阶段的产物,因而有下列反应式成立:



根据 Helgeson (1969) 所提供的上式反应的 ΔH° 和 ΔS° 数据,按前文相同的方法,可算得金-硫化物-石英阶段该反应的平衡常数 (K_2),然后求出 f_{S_2} 值为 $10^{-8.13}$ — $10^{-7.08}\text{Pa}$, 平均为 $10^{-7.62}\text{Pa}$ 。

4.3 成矿溶液的 pH 值和 Eh 值

当溶液中共存的气液相达到化学平衡时,存在下列反应式:



$$K_3 = \frac{a_{\text{H}^+} \cdot a(\text{HSO}_4^-)}{f_{\text{S}_2}^{\frac{1}{2}} \cdot f_{\text{O}_2}^{\frac{3}{2}}}$$



$$K_4 = \frac{a_{\text{H}^+} \cdot a(\text{SO}_4^{2-})}{a(\text{HSO}_4^-)}$$

取金-硫化物-石英沉淀时的平均温度为 165°C , $f_{\text{O}_2} = 10^{-39.29}\text{Pa}$, $f_{\text{S}_2} = 10^{-7.6}\text{Pa}$ 。另据测定的 SO_4^{2-} 值,计算出 $a(\text{SO}_4^{2-}) = 5.11 \times 10^{-3}\text{mol/L}_0$ 。

由以上诸数值经计算后得:

$$\log a(\text{HSO}_4^-) - \text{pH} = -15.14 \quad (7)$$

$$-\log a(\text{HSO}_4^-) - \text{pH} = -1.91 \quad (8)$$

联立方程(7)和(8)得:

$$\text{pH} = 8.53, \log a(\text{HSO}_4^-) = -6.61$$

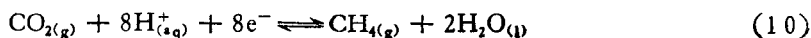
此外,又据水的离解方程:



$$K_{\text{H}_2\text{O}} = a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{OH}^-}$$

可算得 165°C 时的平衡常数 $K_{\text{H}_2\text{O}} = -11.60$, 此值与 Helgeson (1968, 1969) 给出的有关水的电离方程,在不同温度条件下平衡常数数据的外推值相一致。这样,在 165°C 时的中性介质的 pH 值为 5.80,而耳泽矿床当金大量沉淀时的 pH 值为 8.53,其成矿溶液应属碱性。

一般而言,介质的 Eh 值决定了成矿流体中硫和变价金属元素的氧化还原形式。由于 CO_2 和 CH_4 是流体中两种主要的含 C 形式,因而可写出以下电子得失反应方程:



式(10)反应的 Eh 值可由下式确定:

$$Eh = \frac{-\Delta G_p^0}{23.062 \times n} + 2.48 \times 10^{-5} T \left(\log \frac{f_{(CO_2)}}{f_{(CH_4)}} - 8pH \right)$$

当 $t = 165^{\circ}C$ 时,可算得 $Eh = -0.33$,亦属还原性质。不难看出,耳泽矿床的成矿溶液至少在金主要析出阶段应是一种碱性和还原性的热水溶液。

5 成矿过程分析

区域地质构造分析表明,耳泽金矿床产出地区在早二叠世以前与其周围地质环境并无差别。自早二叠世以后,其周围受海西—印支运动的影响而处于动态的构造环境中,但耳泽地区则相对稳定(俞如龙,1989),沉积了一套巨厚的以碳酸盐岩为主的上二叠统至中三叠统的地层。这套地层的含金性普遍显示好(表 4),比区域内其他时代地层中的含金量高出 2—3 倍。按岩性而言,区内含金性最佳者为上二叠统的大理岩和下三叠统的白云质岩。

表 4 耳泽地区地层含金性
Table 4 Gold content of strata in Erze area μg/g

地层时代	岩 性	含金量变化范围	平 均 值
上二叠统 岗达概组 (P ₂ g)	基性火山凝灰质岩	0.001—0.0073(3)	0.00258
	大理岩	0.0026—0.0096(11)	0.00660
下三叠统 麦领沟组 (T ₁ l)	白云质岩、角砾状白云岩	0.0014—0.0678(28)	0.01468
	千枚岩、砂岩	0.0003—0.0012(4)	0.00075
中三叠统 (T ₂)	砂岩、板岩	0.0007—0.0042(8)	0.00208
	基性火山岩		0.0087

注：表内括号数字为分析样品数。

如前所述,耳泽金矿床位于两翼平缓的背斜中,而该背斜则是区域中巨大复背斜的组成部分。构造格架是印支运动时期形成的。初期遭受压扭作用形成褶曲和压(扭)性构造破碎带及其附属的裂隙系统。随后又受到反扭作用,派生出近东西向的张(扭)性裂隙系统。在破碎和裂隙丛生的碳酸盐岩层,显然特别有利于地表水的下渗和地下水的活动,从而导致了岩溶的广泛发育(图 8-a)。由于地下水对围岩的持续溶滤作用,使喀斯特溶洞不断扩大和增多。在破碎带与背斜的复合部位,溶洞发育最为密集,且体积也最大。这些溶洞便成为矿液活动和矿质停积的最佳空间(图 8-b)。

大气降水沿破碎带裂隙和岩石内的其他通道下渗,在下渗过程中持续地溶滤流经的含金地层中的成矿物质,并在深部加热成为含矿热水溶液。含矿热水溶液随温度的上升而其密度渐降。于是密度变小的热液当抵达一定深度后开始折返上升,并进入最佳的减压容矿空间——众多大小不等的溶洞内卸载成矿(图 8-c)。由于成矿溶液在成矿过程中的温度、压力、酸碱度以及氧化还原电位的变化,在早期大量结晶出菱铁矿之后,残液内的金、贱金属以及 SiO₂ 浓度相应地增加,当达到饱和之后随之结晶沉淀出石英、金属硫化物和自然金等。这种变化与成矿过程曾被一些学者描述过(Romberger, 1986),耳泽地区受喀斯特溶洞形态控制的金—菱铁矿矿床的形成正是如此。

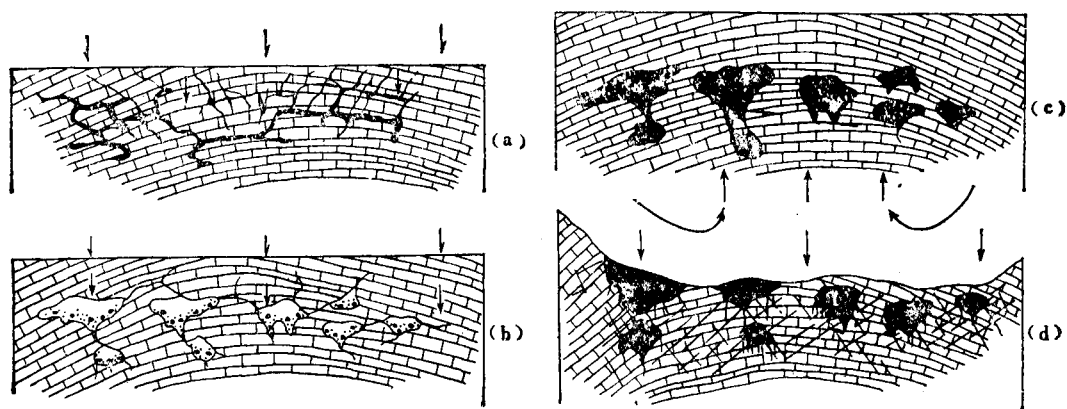


图 8 耳泽金-菱铁矿建造矿床成矿过程示意图

- (a) 岩石破碎, 裂隙丛生, 大气降水向下淋滤和溶蚀; (b) 地下水持续地对围岩进行溶滤, 溶洞大量发育;
(c) 含矿溶液在深处加热后回返上升进入溶洞卸载成矿; (d) 地壳抬升, 矿体遭到次生氧化和剥蚀, 铁帽形成

Fig. 8 Schematic sections showing the proposed model for the genesis of Erze gold-siderite deposit

在矿床形成之后, 包括耳泽地区在内的区域出现抬升, 于是有一部分矿体暴露于饱气带中, 随之遭到非常强烈的氧化和地表水的淋滤, 使菱铁矿和其他一些硫化物转变成肾状、葡萄状、针状、乳状等外貌壮观的针铁矿集合体。此种转化随深度的加大而减弱。在此过程中金也发生了活化和迁移, 致使许多肾状、葡萄状针铁矿的表面上常可见到覆有金膜, 构成肾状、葡萄状针铁矿的外壳。氧化作用最终导致富金铁帽和氧化带的形成 (图 8-d)。

参 考 文 献

- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质. 北京: 原子能出版社. 69—145.
郑明华. 1989. 层控金矿床概论. 成都: 成都科技大学出版社. 213—255.
Barnes H L. 1979 热液矿床地球化学(下册). 周树强译. 北京: 地质出版社. 159—162.
俞如龙. 1989. 川西高原中生代碰撞造山带的大地构造演化. 四川地质学报(1): 1—9.
傅献彩, 沈文霞, 姚天扬. 1992. 物理化学(上册). 北京: 高等教育出版社. 253—255.
Bottinga Y. 1968. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **33**: 49—64.
Craig H. 1961 Isotope variation in Meteoric water. *Science*. **133**: 1702.
Craig H. 1966 Isotope composition and origin of the Red sea and Salton sea geothermal brines, *Science*, **154**: 1544.
Helgeson H C, Garrels R M. 1968. Hydrothermal transport and deposition gold. *Econ. Geol.*, **63**: 622—635.
Helgeson H C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, **267**: 729—804.
Romberger S B. 1986. Mechanisms of deposition of gold in low-temperature hydrothermal systems. *Geochem. Explor.*, **25**: 237—258.

METALLOGENIC ENVIRONMENT AND GENETIC MODEL OF ERZE KARST-TYPE GOLD DEPOSIT OF MULI, SICHUAN PROVINCE

Zheng Minghua Yang Zhengxi Gu Xuexiang

(*Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059*)

Abstract

Erze karst-type gold deposit of Muli, Sichuan, discovered in the western margin of Sichuan—Yunnan metallogenic belt, is tectonically located in the transitional belt between Songpan-Ganze fold system and Yangtze paraplatform.

The deposit occurs in the Upper Permian marine carbonate formation. The occurrence of orebodies is strictly restricted within the Palaeokarst. The orebodies, which have complex morphology and sharp boundaries with enclosing rocks, are generally in sack-like, with rising and falling roof as well as bottom commonly developing "fibrous roots". Siderite is the dominant ore mineral, of which about 90 percent of an orebody is composed, with minor quartz and pyrite. Native gold, and, secondly, electrum occur in the siderite bodies unevenly.

It shows that the origin of the deposit is associated with a meteoric hydrothermal convection system. Two successive stages of ore-forming process are distinguished: the early one followed by the middle-late one. Temperatures range between 156 and 210°C, and depth is less than 1 km. It is suggested that the carbonate formation is the source bed.

The solution is characterized by alkali, weak in reduction, poor in sulfur, and medium salinity. It is interpreted that during the mineralization the tectonic environment is relatively stable, both gentle uplift and ground water convection are the necessary conditions for the karst development which created the best room for migrating solution and ore deposition; after the gold-siderite ore formation deposit formed. It was strongly suffered from weathering, leading to the widespread development of secondary oxide and the further enrichment of gold.

It is a rather unusual and very important gold-deposit type, found only in our country so far. Obviously, it is necessary to study it more in detail.

Key words Erze of Muli, Karst-type gold deposit, Gold-siderite formation, Sichuan province