

文章编号: 1009-3850(2000)01-0060-18

云南哀牢山金矿床的成矿条件

李定谋¹, 李保华²

(1. 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082; 2. 成都理工学院, 四川 成都 610059)

摘要: 成矿作用包括成矿物质的来源、搬运及沉淀的全过程, 其中最活跃的因素为成矿流体。可以说, 没有流体就不会形成矿床, 但也不是所有流体都成矿。笔者通过哀牢山蛇绿混杂岩带典型金矿床的物质组成、成矿规律、蚀变及控矿作用的研究, 对哀牢山金矿带的成矿流体来源, 成矿流体动力学、地球化学及物理化学性质进行了详细地讨论; 对金矿的成矿物质来源, 金在成矿流体中的存在形式, 迁移过程中平衡、失稳-沉淀等进行了详细地分析和探讨。

关键词: 成矿流体; 水动力分析; 地球化学系统; 金矿; 哀牢山

中图分类号: P618.51 文献标识码: A

The mineralization of the gold deposits in the Ailao Mountains, Yunnan

LI Ding-mou¹, LI Bao-hua²

1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract The Mineralization is referred to as all the processes of the origin, transport and precipitation of ore-forming matter. The ore-forming fluids are apparently very significant in the formation of ore deposits although not all of them can lead to the formation of ore deposits. The present paper deals in detail with the origin, dynamics, geochemistry and physicochemistry of the ore-forming fluids in combination with the origin of ore-forming matter, gold behaviour in the ore-forming fluids, equilibrium and instability-precipitation in the course of migration on the basis of mineral composition and mineralization, alteration and ore-controlling factors of the representative gold deposits hosted in the Ailao Mountains ophiolitic melange belt, Yunnan.

Key words: ore-forming fluid; hydrodynamics; geochemical system; gold deposit; Ailao Mountains

哀牢山金矿从发现到80年代中期已取得突破性进展,成为金矿成矿带和国家级黄金基地。90年代前后,通过对金矿成因类型、成矿作用的对比研究,方才摸索到了一些成矿规律,从而开创了找矿突破的新局面。

1 哀牢山金矿床的地质特征

(1)金矿床集中成片、成带位于陆缘推覆带上盘之弧顶部位。大型矿床主要产于泥盆纪—石炭纪的火山碎屑沉积岩系中,主矿体分布在不同岩性层间的滑脱面内,显示层控特征,矿化连续,品位稳定,单个矿体的规模可达中—大型,且受控于单—层位中。这些特征说明成矿作用是一种区域现象^[1],并伴有热作用和化学作用,该作用主要发生在推覆构造的前缘^[2]。

(2)矿石自然类型比较简单,主要为蚀变岩型和石英脉型两类。金属矿物组合北段为黄铁矿—辉锑矿—毒砂,南段为黄铜矿—方铅矿—黄铁矿。脉石矿物有绢云母、白云石、方解石和石英。从而推导出成矿流体中含有金属、硫、碳等组分。

(3)蚀变带的外带为绢云母化带/蚀变退色带,内带为硅化—碳酸盐化带(矿体)。

(4)流体包裹体均一温度在110~210℃之间变化,主要为150℃,表明成矿流体的规模较大。成矿在浅部,矿体埋深为1.2~1.5km。

(5)主要载金矿物为黄铁矿,次为辉锑矿、石英和绢云母。金品位来自微细粒金,呈裂隙金、包裹金存在于热液黄铁矿中,其含量和标型特征是矿与非矿的野外识别标志^[3]。

(6)同位素及包体研究表明,成矿物质主要来自围岩(蛇绿混杂岩)。成矿流体来自大气降水成因的地下水,成矿流体主要为NaCl型,次为Cl-SO₄-Na-K型。成矿作用时代与哀牢山造山带的隆起有关,矿体位于逆推带的前缘。成矿作用过程中流体驱动力来自热力梯度。

2 成矿流体及成矿物质的来源

流体的多源性以及相混性使得成矿流体的来源复杂化,具多元的特点,同时也使矿床成因复杂化^[4]。哀牢山带金矿床有岩浆热液、火山热液、变质热液和混合热液之说。通过对成矿物质组成,成矿主、次阶段比较系统分析对比表明,金矿床不是一种流体作用的结果,但从流体演化的特征来看,形成哀牢山金矿床约需200Ma左右的时间,在这么长的时间里要保持流体的持续活动,而其成分不可避免地要产生变化,首先需要相对稳定的物质供应和较大范围的流体来源,这种情况只有地下水流体和围岩交换才能保证实现。

2.1 包裹体研究

1. 包裹体水溶液类型

大量研究表明,包裹体水溶液中元素比值能反映成矿热液的类型(E. Roedder, 1972; 肖启明等, 1984; 王真光等, 1988)。本区金矿床 $m(\text{Na})/m(\text{K})$ 和 $m(\text{Na})/m(\text{Ca}+\text{Mg})$ 的质量摩尔浓度比值与典型矿床的对比如图1所示,其中 $\lg[m(\text{Na})/m(\text{K})]<0.1$, $\lg[m(\text{Na})/m(\text{Ca}+\text{Mg})]<0.2$ 为岩浆热液区,而此区域以外为地下热卤水或改造热液。哀牢山金矿带的含矿热液主要落入热卤水范围内,仅有两个点落入岩浆水区域。本区金矿床的 $\lg[m(\text{F})/m(\text{Cl})]$ 比值很小(一般在-1.886~-0.633之间,平均为-1.143),与锡矿山锑矿床的 $\lg[m(\text{F})/m(\text{Cl})]$ 比值(平均为-1.076)相似。因此,认为本区金矿的成矿溶液为热卤水。

2 氢氧同位素组成

通过矿床中大量存在的石英及其中的流体包裹体进行了大量分析: 石英的 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $11.92\text{‰} \sim 21.72\text{‰}$, 极差为 9.8‰ , 平均值为 17.12‰ 。按石英-水的氧同位素分馏方程求得石英的氧同位素交换平衡时水的 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-2.17\text{‰} \sim -11.77\text{‰}$, 平均为 4.48‰ 。将石英包裹体的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值和上述 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值投入各种类型水的氢氧同位素组成图解中, 均落入雨水成因的地下热水区, 表明成矿溶液来自地下热水。

包裹体的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值为 $-52.7\text{‰} \sim -105.1\text{‰}$, 平均值为 -82.8‰ 。基于岩石中氢含量甚微, 上述平均值可作为古雨水的氢同位素组成。按雨水平衡方程可求得古雨水的 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -11.6‰ 。实际上成矿溶液的 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值 (4.48‰) 比该值大 16.08‰ , 说明雨水渗入地下与岩石发生了氧同位素交换。

3 碳氧同位素组成

老王寨矿区的矿体和超基性岩中的方解石、铁白云石的 $\delta^3\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值一般为 $-1.82\text{‰} \sim -4.13\text{‰}$, $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-2.27\text{‰} \sim -4.48\text{‰}$, 与灰岩的 $\delta^3\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值 ($-1.62\text{‰} \sim -4.44\text{‰}$) 和 $\delta^8\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($-3.68\text{‰} \sim -4.09\text{‰}$) 十分相似。成矿热液中的碳同位素组成较原生碳富含 ^{13}C , 氧同位素组成富含 ^{18}O 。可认为矿液主要来自雨水成因的地下水, 而碳质则来源于围岩。

4 包裹体成分

袁牢山各大型金矿床石英中的流体包裹体液相及气相成分^[5]列于表 1。表中反映出: ①成矿热液中阳离子以 Na 为主, 其次为 K、Ca 和 Mg, 含少量的 Li; 阴离子主要为 Cl, 其次为 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} , 含微量 F; 气相成分以 H_2O 为主, 其次为 CO_2 , 含少量 H_2 和 CH_4 , CO 近于零。② $m(\text{Na})/m(\text{K})$ 比值中有 75% 的样品大于 2; $m(\text{Na})/m(\text{Ca}+\text{Mg})$ 比值中有 84% 的样品大于 2; $m(\text{F})/m(\text{Cl})$ 比值中有近 90% 的样品小于 0.2。这些比值说明, 热液中 Na 含量高于 K 和 (Ca+Mg) 含量, Cl 含量远高于 F 含量。③采用库尔洛夫分类方案, 本金矿带的成矿溶液为 Cl-Na 型, 其次为 Cl-SO₄-Na-K 型, 少数为 $\text{HCO}_3^-(\text{Cl})$ -Na 型。

2.2 金属及硫的来源

1. 成矿元素的组合分析

地下水流经晚古生代地层获取了金属以及硫等物质, 演变成为成矿流体。研究表明, 金具有明显的亲基性。金的高背景值与地幔物质密切相关, 金矿的最主要来源是地幔物质在不同演化阶段的产物。以双沟蛇绿岩剖面为例, 微量元素的平均含量如表 2。

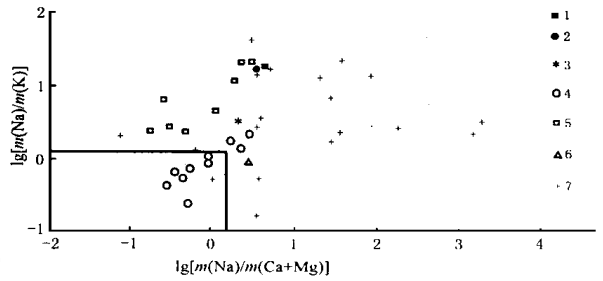


图 1 包裹体 $m(\text{Na})/m(\text{K})$ - $m(\text{Na})/m(\text{Ca}+\text{Mg})$ 关系图

1. 密西西比铅锌矿床; 2. 某些花岗岩及伟晶岩; 3. 卤水; 4. 沃溪金锑钨矿床; 5. 锡矿山锑矿床; 6. 龙山金锑矿床; 7. 袁牢山金矿床(其中 1~6 资料据肖启明等, 1984)

Fig. 1 Plot of $m(\text{Na})/m(\text{K})$ versus $m(\text{Na})/m(\text{Ca}+\text{Mg})$ for the inclusions from representative ore deposits
1= Mississippi lead-zinc deposit; 2= granite and pegmatite;
3= brine; 4= Woxi gold-antimony-tungsten deposit; 5= Xikuangshan antimony deposit; 6= Longshan gold-antimony deposit; 7= Ailaoshan gold deposit (The data for 1 to 6 from Xiao Qiming et al., 1984)

表 1 石英中流体包裹体成分($m_B/\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)

Table 1 The compositions of the fluid inclusions in quartz ($m_B/\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)

矿区	阶段	Li	K	Na	Ca	Mg	F	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂	CO	CO ₂	CH ₄	N ₂	Au [*]
金厂	I	0.001	0.005	0.065	0.009	0.011	0.005	0.023	0	0	0.062	0	0.376	0.031	—	—
双沟	II	0.003	0.045	0.304	0.007	0.005	0.005	0.370	0	0	0.140	0	2.807	0.563	—	—
		0.001	0.005	0.199	0.024	0.044	0.003	0.068	0.104	0.588	0.243	0	1.352	0.039	—	0
		0.005	0.067	0.040	0.014	0.069	0.004	0.235	0.035	—	0.268	0	2.798	0.025	—	3.385
		0.001	0.025	0.093	0.016	0.009	0.003	0.169	0	—	0.102	0	0.872	0.057	—	1.269
		0.004	0.085	0.155	0.004	0.002	0.023	0.159	—	—	—	—	0.679	—	—	—
库独木	I	—	0.028	0.072	0	0.0004	0.005	0.036	0.012	—	—	0.010	0.438	0.007	0.040	—
	II	0.001	0.074	0.248	0	0.0001	0.020	0.266	—	—	—	—	0.069	—	—	—
	II	0.0004	0.085	0.155	0.004	0.002	0.023	0.159	—	—	—	—	0.679	—	—	—
老王寨	I	—	0.013	0.174	0.002	0.001	0.002	0.172	0.018	—	—	0.011	0.476	0.006	0.014	—
	II	0.0003	0.021	0.052	0.001	0.001	0.004	0.038	0.014	—	—	0.019	0.310	0.006	0.021	—
冬瓜林	I	0.005	0.268	0.140	0.011	0.026	0.004	0.292	0.074	0	0.266	0	2.373	0.045	—	0
	II	0.001	0.006	0.106	0.014	0.010	0.010	0.105	0.050	0.276	0.139	0	1.633	0.043	—	1.209
	II	0.015	0.222	0.039	0.003	0.008	0.004	0.196	0.069	0	0.222	0	1.331	0.162	—	0
	II	0.069	0.023	0.047	0.008	0.052	0.005	0.026	0.049	0	0.116	0	0.925	0.056	—	—
	II	0.003	0.051	0.153	0.036	0.011	0.005	0.310	0	0	0.144	0	2.431	0.050	—	—
	III	0.008	0.136	0.070	0.019	0.037	0.003	0.169	0.058	0.322	0.262	0	2.277	0.043	—	0
大坪	I	0.001	0.098	1.280	0.041	0.021	0.184	0.126	0	0.562	0.125	0	7.336	0.030	—	4.918
	II	0.108	0.414	0.937	0.344	0.107	0.009	0.118	0.175	3.946	0.391	0	11.525	0.052	—	0
	III	0.001	0.026	0.616	0.011	0.007	0	0.616	0.025	0	0.096	0	4.340	0.068	—	0

注: $w(\text{Au})/10^{-9}$; I. 成矿早阶段; II. 成矿主阶段; III 成矿晚阶段

表 2 双沟蛇绿混杂岩微量元素含量($w_B/10^{-6}$, $w(\text{Au})/10^{-9}$)

Table 2 The contents of the trace elements in the Shuanggou ophiolitic melanges ($w_B/10^{-6}$, $w(\text{Au})/10^{-9}$)

微量元素	泥盆系 硅质绢 云板岩	蛇 绿 混 杂 岩					
		蛇纹岩	辉石橄榄岩	辉长辉绿岩	辉绿玢岩、闪长岩	斜长玄武岩	放射虫硅质岩
Au	0.875	0.574	0.650	0.875	0.400	0.300	261.000
Ag	0.90	1.38	0.90	1.26	1.30	1.30	1.36
As	5.10	6.72	1.00	1.95	1.00	1.60	3.15
Sb	3.05	1.01	0.20	0.10	0.24	0.29	0.80
Hg	42.75	55.00	33.50	28.75	17.00	11.00	47.80
Cu	27.50	16.00	28.00	43.75	60.00	15.00	37.50
Pb	35.0	48.0	40.0	32.5	20.0	40.0	158.0
Zn	31.40	25.08	40.00	38.75	50.00	70.00	51.75
Co	4.13	10.30	10.00	4.63	3.00	4.50	1.18
Ni	165.0	2620.0	1700.0	152.0	60.0	75.0	48.3
W	1.28	0.18	0.10	0.10	0.20	0.30	145.00
Sn	318.0	8.4	4.0	10.5	16.0	14.0	139.0

样品由云南物探队分析; Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Ag 为原子吸收光谱; Au 为化学光谱; W 为催化剂光谱

由表 2 可知,主要成矿元素 Au、Ag 等在各类岩石中多低于克拉克值,仅硅质岩中含量较高。结合各类剖面的对比,Au、Ag 在剖面上存在明显的负异常,向矿体部位富集数个数量级,而 Hg、As、Sb 则成明显的套合矿异常,强度和梯度以矿体为中心向围岩渐低,异常曲线呈正弦状,表明具围岩补给、热液淋滤改造的成矿特征⁴。

金在地层中的丰度(表 3)低于地壳克拉克值,以深变质带最低,为典型的低(负异常)背景成矿。但在变质作用过程中,金可能被迁移,地层是矿源层/成矿物质的补给来源。

2 矿石中的微量元素组分

对矿石及黄铁矿、石英两种主要矿石矿物的化学分析和电子探针测试,并进行相关分析和因子分析,以帮助判断成矿物质的来源。

(1)成矿热液元素族群,共生元素有 Au、As、Sb、Bi、Hg、W、Pb,具很高的正相关关系,尤其是 Au 和 Bi,代表沉积地层来源的元素组特征,是金的指示元素,显示运移与沉淀条件的相似性,是金矿的主要物质来源。

(2)高温热液元素族群,共生元素有 Sn、Ag、Cu,可能与岩浆脉岩活动有关。

(3)亲超基性岩元素族群,共生元素为 Cr、Co、Ni,是蛇绿岩的代表元素组。它们与成矿热液元素族群和高温热液元素族群之间有较高的负相关性,说明沉淀条件差异较大。

(4)因子分析表明其具 4 个主因子,分别是 Au 矿化因子,同时伴有 As、Sb、Bi、Hg、Cu、Pb、W 多金属矿化的高载荷,表明矿床埋藏较浅;Sn、Cu 矿化因子,以 Sn、Cu、Ag 的高负载荷为代表;超基性岩因子,以 Co、Cr、Ni 的高载荷为代表,它们在 Au 因子上有较高的负载荷,表明两者呈较高的负相关;Zn 矿化因子,表明其来源和沉淀条件及赋存形式与上述元素没有依存规律。

综上所述,Co、Cr、Ni 主要与未蚀变的超基性岩有关。Cu、W、Sn 等元素分布比较均匀,与各样品之间的关系无明显的倾向性,说明热液活动规模大,持续时间较长,而金与 As、Sb、Bi、Hg 元素间有高的相关性则表明彼此沉淀条件的相似性和物源的广泛性^[6]

2.3 硫、铅同位素示踪的成矿物源

1. 硫同位素组成

各矿床矿石中硫化物的 δ^3S 值变化较大,为 $-7.61\text{‰} \sim 8.1\text{‰}$,极差为 15.71‰ ,平均为 -1.20‰ ;围岩中黄铁矿的 δ^3S 值为 $-8.38\text{‰} \sim 15.41\text{‰}$,极差为 23.79‰ ,平均为 1.24‰ 。110 件硫同位素频率分布(图 2)呈双峰

表 3 哀牢山带各地层单元金平均丰度
Table 3 The average abundances of the element Au in distinctive stratigraphic units of the Ailao Mountains

地 层 单 元	w (Au)/ 10 ⁻⁹
深变质带	0.76
浅变质带	1.18
矿 区	65.19
地壳克拉克值(黎彤, 1976)	4.3

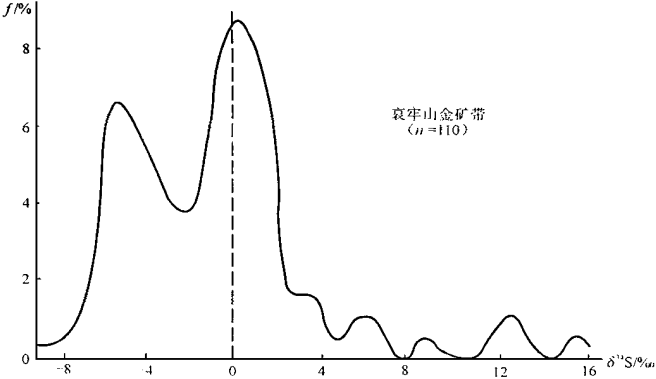


图 2 哀牢山金矿带硫同位素频率分布图

Fig. 2 The frequency distribution of S isotope from the Ailao Mountains gold belt

式,峰值分别为-5‰和1‰左右,前者以金厂为代表,后者主要是冬瓜林和老王寨。矿石中硫化物的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值均位于围岩硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围内,预示与围岩具一定的亲缘关系,硫来源于地层。唯金厂矿床的硫同位素组成显示来源于岩浆,这与其成矿环境有关。

哀牢山主要金矿床的硫同位素组成(表4)中,由黄铁矿-毒砂矿物对估算的总硫同位素组成变化范围极小,其组成近于零,表明其硫源可能为深源或高度均一化的结果,多数来源于层,少数来源于岩浆。

表 4 哀牢山主要金矿床的硫同位素(‰)组成

Table 4 S isotopic compositions of the gold deposits in the Ailao Mountains (‰)

矿床		老王寨	冬瓜林	大坪	金厂*	哀牢山金矿带
围岩中黄铁矿		$\frac{4.44(4)^{**}}{-8.38 \sim 15.4}$	—	$\frac{12.52(2)}{12.23 \sim 12.82}$	$\frac{-3.17(8)}{-1.7 \sim -5.1}$	$\frac{1.24(14)}{-8.38 \sim 15.4}$
矿石中硫化物	黄铁矿	$\frac{0.69(20)}{-2.37 \sim 3.60}$	$\frac{-0.40(21)}{-7.61 \sim 5.07}$	$\frac{3.58(7)}{-0.61 \sim 8.1}$	$\frac{-4.11(36)}{-7.0 \sim -1.7}$	$\frac{-2.30(84)}{-7.61 \sim 8.1}$
	硫锑铜矿	$\frac{0.51(1)}{}$	$\frac{-0.13(3)}{-0.44 \sim 0.68}$	—	—	$\frac{0.03(4)}{-0.44 \sim 0.68}$
	辉锑矿	—	$\frac{-1.9(1)}{}$	—	—	$\frac{-1.9(1)}{}$
	毒砂	—	$\frac{-0.17(5)}{-2.22 \sim 1.66}$	—	—	$\frac{-0.17(5)}{-2.22 \sim 1.66}$
	方铅矿	—	—	$\frac{1.22(1)}{}$	—	$\frac{1.22(1)}{}$
	黄铜矿	—	—	$\frac{3.25(1)}{}$	—	$\frac{3.25(1)}{}$
	小计	$\frac{0.68(21)}{-2.37 \sim 3.60}$	$\frac{-0.38(30)}{-7.61 \sim 5.07}$	$\frac{3.28(9)}{-0.61 \sim 8.1}$	$\frac{-4.41(36)}{-7.0 \sim -1.7}$	$\frac{-1.20(96)}{-7.61 \sim 8.1}$
合计		$\frac{1.28(25)}{-8.38 \sim 15.41}$	$\frac{-0.38(30)}{-7.61 \sim 5.07}$	$\frac{4.96(11)}{-0.61 \sim 12.82}$	$\frac{-3.94(44)}{-7.0 \sim -1.7}$	$\frac{-0.89(110)}{-8.38 \sim 15.41}$

* 据张海涛等(1984)和李元(1992)资料统计; ** 分子示平均值, 括号内数字为样品数, 分母为变化范围

2 铅同位素组成及变化

哀牢山主要金矿床矿石和岩石的铅同位素平均值及变化(表5)具以下特征:

(1)矿石的铅同位素组成 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 三对比值的平均值, 金厂金矿床与其它金矿床不同, 显示其形成条件有差异; 而老王寨与冬瓜林、库独木与大坪矿床具有相似之处, 显示其形成条件相似。金厂金矿床的铅同位素平均值最小, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值由金厂→冬瓜林→老王寨→库独木→大坪具有增大的趋势。

(2)矿石的铅同位素组成的变化范围小于岩石铅。矿石铅的3对比值分别为18.185~18.243(极差0.558), 15.579~15.792(极差0.213)和38.454~39.254(极差0.800); 岩石铅的3对比值分别为17.608~19.128(极差1.52), 14.762~16.056(极差1.299)和37.418~40.144(极差2.726)。

(3)老王寨、库独木金矿床中地层和岩浆岩的岩石铅同位素组成十分相似(老王寨的岩石铅同位素组成平均值略低于库独木), 且与矿石的铅同位素组成相近, 显示其可能的亲缘性和同源性。

表 5 哀牢山各金矿床铅同位素组成

Table 5 Pb isotopic compositions of the gold deposits in the Ailao Mountains

矿床	矿物或岩石	样品数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
			$\frac{X}{R(\min \sim \max)}$	$\frac{X}{R(\min \sim \max)}$	$\frac{X}{R(\min \sim \max)}$
老王寨	黄铁矿	14	$\frac{18.5426}{0.290(18.395 \sim 18.685)}$	$\frac{15.6716}{0.198(15.594 \sim 15.792)}$	$\frac{38.8316}{0.773(38.481 \sim 39.254)}$
冬瓜林	黄铁矿	4	$\frac{18.5369}{0.113(18.476 \sim 18.589)}$	$\frac{15.6395}{0.033(15.622 \sim 15.655)}$	$\frac{38.8037}{0.315(38.652 \sim 38.967)}$
库独木	黄铁矿	5	$\frac{18.6222}{0.242(18.500 \sim 18.743)}$	$\frac{15.6638}{0.099(15.616 \sim 15.715)}$	$\frac{38.9098}{0.422(38.647 \sim 39.069)}$
金厂	黄铁矿	8	$\frac{18.3235}{0.287(18.185 \sim 18.472)}$	$\frac{15.6159}{0.107(15.579 \sim 15.686)}$	$\frac{38.5942}{0.265(38.454 \sim 38.719)}$
大坪	黄铁矿 方铅矿 黄铜矿	7	$\frac{18.6416}{0.218(18.515 \sim 18.733)}$	$\frac{15.6297}{0.102(15.594 \sim 15.696)}$	$\frac{38.9307}{0.353(38.796 \sim 39.149)}$
老王寨	板岩 粉砂岩 灰岩	3	$\frac{18.4553}{0.337(18.278 \sim 18.615)}$	$\frac{15.6683}{0.081(15.629 \sim 15.710)}$	$\frac{38.835}{0.614(38.557 \sim 39.171)}$
	玄武岩(2) 煌斑岩	3	$\frac{18.4640}{0.501(18.180 \sim 18.681)}$	$\frac{15.6923}{0.239(15.576 \sim 15.815)}$	$\frac{38.7517}{0.724(38.337 \sim 39.061)}$
独库木	板岩(2) 硅质岩	3	$\frac{18.5640}{0.415(18.422 \sim 18.837)}$	$\frac{15.7327}{0.018(15.722 \sim 15.740)}$	$\frac{39.196}{0.735(38.916 \sim 39.651)}$
	闪长斑岩	3	$\frac{18.5457}{0.384(18.464 \sim 18.748)}$	$\frac{15.700}{0.242(15.615 \sim 15.857)}$	$\frac{38.8453}{0.898(38.631 \sim 39.429)}$
金厂	板岩(2) 粉砂岩	3	$\frac{19.0107}{0.385(18.855 \sim 19.240)}$	$\frac{15.5010}{1.200(14.856 \sim 16.056)}$	$\frac{39.5207}{1.014(39.130 \sim 40.144)}$
	火山岩 超基性岩(2) 花岗斑岩	7	$\frac{18.2687}{1.520(17.608 \sim 19.128)}$	$\frac{15.5914}{0.180(15.496 \sim 15.676)}$	$\frac{38.3574}{2.550(37.418 \sim 39.968)}$
	石英脉	8	$\frac{18.3576}{0.600(18.048 \sim 18.648)}$	$\frac{15.0829}{0.728(14.762 \sim 15.490)}$	$\frac{38.7017}{0.743(38.338 \sim 39.081)}$

注: 岩石括号内数字为样品数, X 为平均值, $R(\min \sim \max)$ 为极差(最小值~最大值)

(4)金厂金矿床中地层、岩浆和石英脉的铅同位素组成差异较大,地层岩石富 ^{206}Pb 和 ^{208}Pb ,即相对富集 ^{238}U 和 ^{232}Th 。矿石铅与地层岩石铅迥然不同,而与含石英脉相近,但贫 ^{207}Pb ,即相对亏损 ^{235}U ,显示其深源特点。

据Doe(1979)的有关参数计算哀牢山金矿带铅同位素的源区特征值,并统计了不同矿床中矿石铅和岩石铅的同位素源区特征值变化范围及平均值(表6)。由表6归纳出下列特征。

(1)老王寨、冬瓜林、金厂和大坪金矿床的矿石铅源区特征值 μ 、 ω 、 κ 的平均值相似,表明其铅源区的相似性; μ 、 ω 、 κ 值分别为9.498~9.591,37.529~38.072和3.824~3.848,具有造山带铅源区特点;从北到南,即老王寨→冬瓜林→金厂→大坪金矿床,其源区特征 μ 、 ω 、 κ 值具有降低的趋势,显示其向南铅源区幔源成分有所增加。

(2)岩石铅源区特征值在哀牢山金矿带北段的老王寨、库独木 μ 、 ω 、 κ 平均值分别为9.647(9.482~9.933),38.838(36.598~41.357)和3.985(3.735~4.010),与造山带铅源区特征相近,具壳幔混源的特点;而南段的金厂金矿床的铅源区特征值 μ 、 ω 、 κ 平均值(分

表 6 哀牢山各金矿床铅同位素源区特征值

Table 6 The diagnostic values for the lead isotope in the gold deposits of the Ailao Mountains

矿床	矿物或岩石	样品数	$\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$	$\omega(^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})$	$\kappa(\text{Th}/\text{U})$
			$\frac{X \pm S}{R(\min \sim \max)}$	$\frac{X \pm S}{R(\min \sim \max)}$	$\frac{X \pm S}{R(\min \sim \max)}$
老王寨	黄铁矿	14	$\frac{9.591 \pm 0.082}{0.358(9.454 \sim 9.812)}$	$\frac{38.072 \pm 0.766}{3.437(36.721 \sim 40.158)}$	$\frac{3.841 \pm 0.046}{0.202(3.759 \sim 3.961)}$
冬瓜林	黄铁矿	9	$\frac{9.550 \pm 0.057}{0.169(9.486 \sim 9.655)}$	$\frac{37.792 \pm 0.714}{2.227(36.626 \sim 38.851)}$	$\frac{3.829 \pm 0.057}{0.171(3.735 \sim 3.906)}$
金厂	黄铁矿	8	$\frac{9.504 \pm 0.060}{0.179(9.447 \sim 9.626)}$	$\frac{37.794 \pm 0.487}{1.603(36.800 \sim 38.493)}$	$\frac{3.848 \pm 0.038}{0.128(3.765 \sim 3.893)}$
大坪	黄铁矿(5) 方铅矿 黄铜矿	7	$\frac{9.498 \pm 0.016}{0.187(9.432 \sim 9.619)}$	$\frac{37.529 \pm 0.725}{3.109(36.792 \sim 39.901)}$	$\frac{3.824 \pm 0.051}{0.242(3.772 \sim 4.014)}$
老王寨	板岩 粉砂岩 灰岩	3	$\frac{9.594 \pm 0.061}{0.122(9.536 \sim 9.658)}$	$\frac{38.540 \pm 0.761}{1.391(38.023 \sim 39.414)}$	$\frac{3.887 \pm 0.053}{0.095(3.854 \sim 3.949)}$
	玄武岩(2) 煌斑岩	3	$\frac{9.642 \pm 0.219}{0.433(9.442 \sim 9.875)}$	$\frac{38.395 \pm 1.820}{3.333(37.151 \sim 40.484)}$	$\frac{3.853 \pm 0.100}{0.184(3.783 \sim 3.967)}$
独库木	板岩(2) 硅质岩	3	$\frac{9.709 \pm 0.027}{0.052(9.687 \sim 9.739)}$	$\frac{40.026 \pm 0.281}{0.554(39.775 \sim 40.329)}$	$\frac{3.989 \pm 0.038}{0.077(3.952 \sim 4.029)}$
	闪长斑岩	3	$\frac{9.646 \pm 0.249}{0.451(9.482 \sim 9.933)}$	$\frac{38.391 \pm 2.430}{4.559(36.598 \sim 41.157)}$	$\frac{3.849 \pm 0.143}{0.275(3.735 \sim 4.010)}$
金厂	板岩(2) 粉砂岩	3	$\frac{9.272 \pm 1.085}{2.154(8.118 \sim 10.272)}$	$\frac{36.849 \pm 6.171}{12.332(30.859 \sim 43.191)}$	$\frac{3.332 \pm 0.208}{0.39(3.679 \sim 4.069)}$
	安山岩(4) 超基性岩(2) 花岗斑岩	7	$\frac{9.477 \pm 0.076}{0.218(9.359 \sim 9.577)}$	$\frac{36.881 \pm 1.170}{3.431(35.697 \sim 39.128)}$	$\frac{3.766 \pm 0.110}{0.333(3.649 \sim 3.982)}$
	石英脉	8	$\frac{8.527 \pm 0.473}{1.336(7.951 \sim 9.287)}$	$\frac{33.203 \pm 2.279}{6.721(30.362 \sim 37.083)}$	$\frac{3.766 \pm 0.057}{0.172(3.692 \sim 3.864)}$

注: 矿物岩石括号内数字为样品数, X 为平均值, R(min~max)为极差(最小值~最大值)

别为 9.021, 35.241 和 3.777)低于北段金矿床,与地幔铅源区值($\mu=8.92$, $\kappa=3.57$)相近,金厂金矿床的铅源区具以幔源为主的幔壳混源的特征。

(3)在铅同位素源区特征值 μ - ω 和 μ - κ 图解上,具不同置信度的正相关关系,暗示其铅源具多源性及壳幔混源的特征,但不同金矿床其铅源区壳幔混源的程度有明显差异。冬瓜林、老王寨、库独木多属克拉通化的地壳铅,有少量样品为成熟岛弧铅源重叠区;而金厂金矿床的矿石铅多集中于成熟岛弧铅范围,具深源的特征;大坪金矿床则具明显的壳幔混源特征,又具有与冬瓜林矿床相似的克拉通化的地壳铅色彩。

综上所述,可以认为哀牢山金矿带成矿物质中的金、金属和硫主要来自地层及蛇绿岩带,流体水则来自大气降水成因的地下水,地下水流经周围的岩石与矿物并发生水岩平衡反应,从中获取金、金属、硫等成分,成为成矿流体。这种改变了成分、同位素组成,同时又改变了围岩成分(蚀变岩)的流体在构造应力和温度梯度驱使下,沿通道或可渗透的地层进行流动。

3 成矿流体的运移

构造应力场是控制地下水运移、分布的重要因素之一。分析研究其水动力机制是研究成矿流体形成过程及其成分、性质演变和运移的有效手段。

3.1 成矿期构造应力场的恢复

李经典等利用共轭剪节理、岩石有限应力及岩组等方法,对镇源金矿成矿期——燕山晚期—喜马拉雅早期的构造应力场进行了定性和半定量分析。其结果表明成矿期矿区所经受的是北东-南西向挤压构造应力场,其方向为 40° 左右,并给出了主应力迹线网络,与这一时期成矿带所形成的构造及复活的老构造的力学机制相吻合。

3.2 成矿期构造应力场的有限元分析

1. 地质模型及计算模型的建立

选取包括学堂、镇源金矿、双沟、马鹿塘及金厂在内的长89km,宽47km的矩形区域作为计算范围,概括后的地质模型如图3。根据岩性特征,将区内出现的各种岩石离散化;根据应力场,确定北西、南西边为约束边界,北东、南东边为应力边界,从而构成完整的有限元计算模型(图4)。

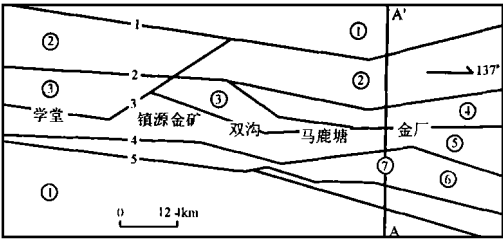


图3 哀牢山北段金矿带地质模型略图

1. 红河断裂; 2. 哀牢山断裂; 3. 藤条江断裂; 4. 九甲墨江断裂; 5. 阿墨江断裂。①侏罗、白垩系陆相沉积; ②元古界哀牢山群; ③古生界马邓群; ④三叠系干巴塘群; ⑤泥盆系—石炭系浅变质岩系; ⑥上三叠统一碗水组; ⑦金厂剖面位置

Fig. 3 Skematic geological model for the gold belts in the northern part of the Ailao Mountains

1= Honghe fault; 2= Ailaoshan fault; 3= Tengtiaojiang fault; 4= Jiujia-Mojiang fault; 5= Amojiang fault. ①= Jurassic and Cretaceous continental sediments; ②= Proterozoic Ailaoshan Group; ③= Palaeozoic Madeng Group; ④= Triassic Ganbatang Group; ⑤= Devonian-Carboniferous low-grade metamorphic series; ⑥= Upper Triassic Yiwanshui Formation; ⑦= Jinchang section

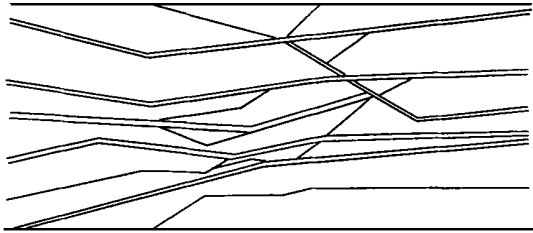


图4 哀牢山北段平面构造应力场有限元计算模型

Fig. 4 Finite-element model for the tectonic stress fields in the northern part of the Ailao Mountains

2 介质力学参数和边界条件的确定

根据各种单一岩性的已知力学参数确定数值分析模型介质的力学参数(表7),其中强调了各种介质之间力学特性的差异性。为了减小参数选取的人为性,在模拟过程中,对表中的8种参数的灵敏度进行了分析,对于最大主应力和最大剪应力来说,灵敏度最高的是泊松比(μ),最低的是弹性模量(E)。鉴于这种情形,我们仔细分析了该区的区域地层资料和每种介质所包含的岩石类型,最后确定了各类介质的泊松比。

表 7 计算模型介质力学参数

Table 7 The mechanical parameters for the media for computational models

介 质 类 型	E/MPa	μ	$C_{\text{峰}}/\text{MPa}$	$C_{\text{残}}/\text{MPa}$	$\varphi_{\text{峰}}$	$\varphi_{\text{残}}$	$\gamma/\text{N}^{\circ}\text{m}^{-3}$	$\sigma_{\text{抗拉}}/\text{MPa}$
侏罗—白垩系砂岩、泥岩等	25000	0.25	0.8	0.2	40	30	0.022	1.9
上三叠统一碗水组砂岩	45000	0.22	3.0	0.1	40	30	0.022	2.0
三叠系干巴塘群灰岩、板岩等	30000	0.23	0.8	0.1	40	25	0.021	1.9
古生界马邓群千枚岩等	30000	0.22	0.6	0.1	40	30	0.022	2.0
大红山群片岩、片麻岩等	40000	0.23	0.7	0.1	40	30	0.025	2.9
哀牢山群变粒岩、片麻岩等	40000	0.23	0.6	0.1	40	40	0.021	3.2
变质基底	40000	0.22	0.8	0.1	40	30	0.026	3.0
超基性岩	20000	0.26	3.0	0.1	45	40	0.021	2.8
花岗质基底	50000	0.20	4.0	0.1	48	38	0.025	4.0
断层带	3000	0.30	0.1	0.05	30	28	0.020	0.0

成矿期所经受北东-南西向挤压构造应力场反映了边界条件的部分内容,但关于边界条件的更重要信息——边界力大小则是未知的。为此,我们根据岩石声发射的 Kaiser 效应测定了冬瓜林金矿某点的最大主应力为 2.44MPa,应力方向为 47.59°,与用传统地质学方法恢复的应力方向基本吻合;在已知边界力作用方向的情况下,不断改变边界力大小,使测点的模拟最大主应力与实测值达到最佳拟合,这样不仅可以获得成矿期构造应力场量级,同时也反演出当时的边界条件。

3. 模拟计算结果

在图 4 所示的计算模型基础上,不断调整 x 方向施加的边界力大小, y 方向根据泊松比作相应调整,使测点的模拟最大主应力和实测值拟合,当 x 方向施加 12.161MPa, y 方向施加 41.0MPa 的均布边界力时,模拟最大主应力为 2.42MPa,与实测值达到最佳拟合(图 5,图 6)。

剖面位置如图 7,地质模型是根据陈元坤由重力物探模型推演的哀牢山北段复原地质剖面建立的,计算模型是在该地质模型基础上进行介质离散化后建立的。根据平面构造应

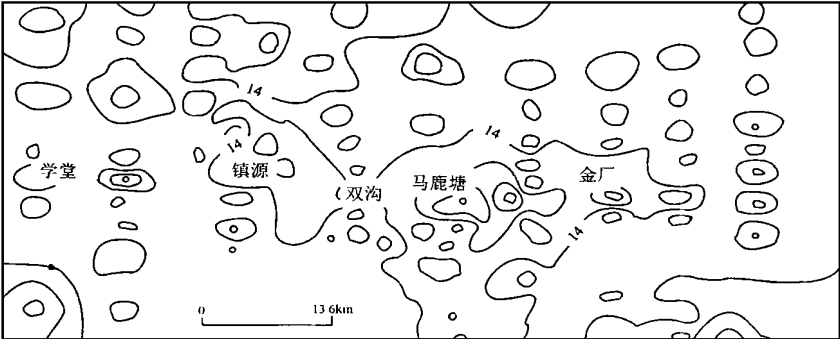


图 5 最大主应力等值线

Fig. 5 Isoline diagram of the maximum principal stress in the study area

力场反演得出的边界条件, 在东北方向施加 41MPa 均布荷载, 计算结果如图 7 和图 8。

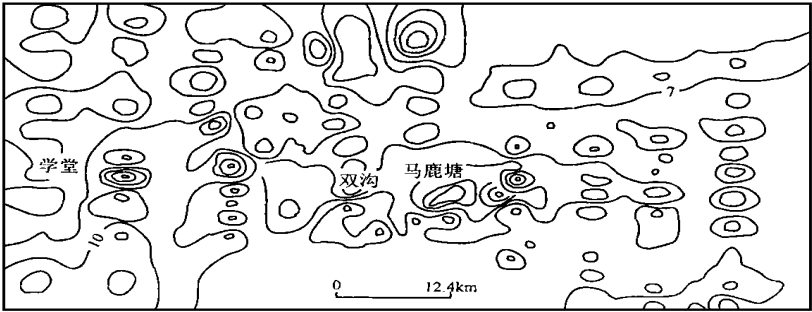


图 6 最大剪应力等值线

Fig. 6 Isoline diagram of the maximum shear stress in the study area

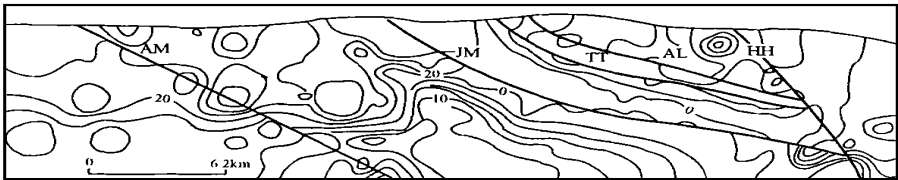


图 7 金厂剖面最大主应力等值线

AM. 阿墨江断裂; JM. 九甲-墨江断裂; AL. 哀牢山断裂; HH. 红河断裂; TT. 藤条江断裂

Fig. 7 Isoline diagram of the maximum principal stress in the Jinchang section

AM= Amojiang fault; JM= Jiujia- Mojiang fault; AL= Ailaoshan fault; HH= Honghe fault; TT= Teng-tiaojiang fault

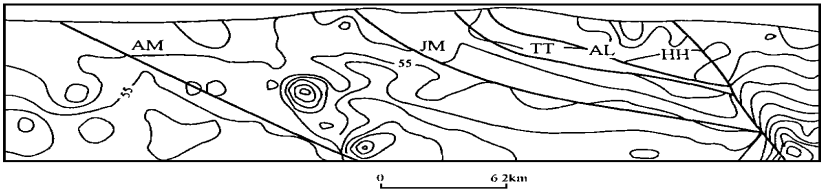


图 8 金厂剖面最大剪应力等值线

(图例同图 7)

Fig. 8 Isoline diagram of the maximum shear stress in the Jinchang section (See Fig. 7 for the legend)

构造应力场问题实际上是三维空间问题, 但是出于经济方面的原因, 常被简化为平面问题, 如本文的平面构造应力场分析就是假想在某一深度切取一个单位厚度的平板, 将空间问题转化为平面问题, 所以不能把平面上某点的应力大小和剖面上该点的应力值去对比, 但平面、剖面的应力变化规律是对应的。

3.3 构造应力场特征及其与成矿流体运移、分布的关系

剪应力主要沿几条断裂带分布,而在断裂带上的剪应力多表现为低值区,在不同岩性尤其是力学特征差异较大的岩石接触带上也出现剪应力集中(图 6,图 8)。在不同岩性接触界面上出现应力集中可以解释老王寨-冬瓜林金矿床广泛出现的各类层间滑动构造(金矿体就赋存在这些虚脱部位),剪应力分布和构造形迹及其它地质现象的吻合说明介质力学参数的选取是合理的,边界条件类型的确定是正确的。

最大主应力在平面上显示出中间低两侧高总体态势。学堂一双沟一金厂一线正位于中间的低压区,它们构成了一个呈线状的低压带,该带表现为环形低压区与相对隆起区相间分布的特征。已知的老王寨-冬瓜林金矿床、金厂金矿床及学堂、双沟等金矿点则位于这些环形低压区内。此外,马鹿塘及其西南也是一个明显的低压区。因此,推断学堂-双沟-金厂低压带正是成矿流体运移、排泄的场所,这一排泄带是由一系列在浅部彼此分离的环形排泄区构成的,排泄区的分布决定金矿床(点)的分布格局。

剖面应力分布和平面应力分布具有较好的对应关系,在藤条江断裂和九甲-墨江断裂之间出现了明显的低压带,其垂向展布基本受两条断裂控制,在该带内最大主应力从北东向南西逐渐变小,低压带主要分布在九甲-墨江断裂带一侧。该带在深部与红河超壳断裂相交,并沿后者上升的成矿流体正是沿这一低压带向浅部运移并发生元素卸荷。这正是哀牢山北段金矿带的金矿床(点)受控于藤条江断裂和九甲-墨江断裂之间的泥盆系、石炭系,并与九甲-墨江断裂毗邻是重要原因之一。在阿墨江断裂和九甲-墨江断裂之间还出现了另一个低压区(图 7),由于该区被高压区所包围,加之其下部的阿墨江断裂未与红河深断裂相交,所以成矿流体很难进入,对成矿作用不大。

通过对最大主应力的分析可以看出,哀牢山北段在燕山晚期—喜马拉雅早期存在一个受控于九甲-墨江断裂的线状低压带,其展布与九甲-墨江断裂基本相同,它正是成矿流体运移、分布及矿质沉淀的场所(图 9)。哀牢山北段金矿带成矿期成矿流体的运移是由多种因素联合控制的,构造应力场控制了流体的平面分布(矿床、矿点的平面分布),流体上升的驱动力主要来自温度梯度,其次是水力梯度。

通过研究可以得出以下几点结论:首先,构造应力场是控制地下水运移、分布的重要因

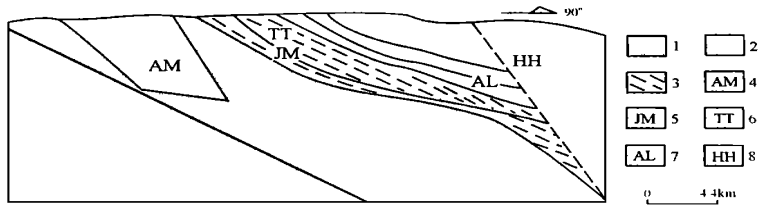


图 9 哀牢山北段金矿带成矿期最大主应力分布与成矿流体运移模式

1. 最大主应力高值区; 2. 最大主应力低值区; 3. 成矿流体运移方向; 4~8. 同图 3~5

Fig. 9 Model showing the distribution of the maximum principal stress and migration of the ore-forming fluids in the gold belts in the northern part of the Ailao Mountains

1= high value field of the maximum principal stress; 2= low value field of the maximum principal stress; 3= migration direction of ore-forming fluids. See Figs. 3 to 5 for the other symbols (4 to 8)

素之一^[4]。哀牢山北段金矿带成矿期构造应力场控制了成矿流体的平面分布,流体上升的驱动力来自温度梯度,次为水力梯度。第二,在一个地区的构造应力场中,应力集中部位多是断层、破碎带或层间滑动带的产出位置,该位置为成矿流体运移的有利场所。主压应力高值区(高压区)一般为排水区,而主压应力低值区(低压区)一般为泄水区。因此,在研究(古)构造应力场的基础上,确定应力集中区及其主压应力低值区是寻找成矿流体(地下水)排泄区的有效途径之一,哀牢山北段金矿床、金矿点则分布于成矿期构造应力场的低压区。第三,构造应力场与成矿流体运移关系的研究可以为成矿预测提供依据,除学堂、双沟两个已知金矿点落在最大主应力低值区外,马鹿塘及其西南也是一个明显的低压区,应加强低压区的找矿工作。

综上分析,可以认为哀牢山金矿带成矿期构造应力场控制了成矿流体的平面分布,已知金矿床(点)和最大主应力低值区具有良好的对应关系,最大主应力低值区是成矿流体运移、排泄的场所。寻找最大主应力低值区是寻找地下水排泄区的有效方法之一。除已知金矿床(点)外,马鹿塘及其西南也是一个明显的最大主应力低值区,应加强该区的找金工作。

4 成矿流体的沉淀

4.1 成矿流体的物理化学条件

哀牢山金矿带中各金矿床的矿物中,普遍存在流体包裹体。由于大量石英存在于各金矿床的各个成矿阶段,则以金矿床中主成矿期石英的流体包裹体作为主要研究对象,并对部分方解石进行观测。哀牢山金矿带中各个金矿床在包裹体数量、大小、类型、均一温度、流体成分以及氢氧同位素组成等方面既存在着共性,也有一定差异,这对了解和对比各个金矿床成矿物理化学条件,阐明成矿流体沉淀成矿具有十分重要的意义^[7]。

1. 流体包裹体的基本特征

哀牢山金矿带流体包裹体的类型按室温下包裹体的相态和成分划分如下:A型,水溶液包裹体(H_2O 包裹体),根据室温下相态,又分为两个亚类,即 A_1 型(液相水包裹体,简称L包裹体)和 A_2 型(气液水包裹体,简称LV包裹体)。B型, CO_2 包裹体,可进一步分为 B_1 型(液相 CO_2 包裹体)和 B_2 型(气液 CO_2 包裹体)。C型, H_2O-CO_2 包裹体。

L包裹体由水溶液组成。此类包裹体分布非常普遍,在各矿床的矿物中均可见到,但其占包裹体总数的百分比在5%~80%之间变化。

LV包裹体由水溶液(L_{H_2O})和水蒸汽泡(V_{H_2O})组成,属 $H_2O-NaCl$ 体系,其气液比 $V_{气}/(V_{气}+V_{液})$ 在5%~10%之间变化。这类包裹体最为重要,是主要研究对象。

H_2O-CO_2 包裹体也较常见。在室温下它包含三相,即液相 CO_2 (L_{CO_2}),气相 CO_2 (V_{CO_2})和液相水(L_{H_2O}),为 H_2O-CO_2-NaCl 体系。 CO_2 相($L_{CO_2}+V_{CO_2}$)占包裹体总体积的10%~30%,少数可达40%~60%。

B型包裹体与A型包裹体和C型包裹体相比,较为少见。

2 成矿流体的温度、压力条件

对各金矿床的石英及方解石进行了均一温度测定(表8,图10,图11)。

(1)本区金矿床的均一温度为100~312℃,但77%的数据集中在110~210℃范围内。应属于中低温热液金矿床。

表 8 包裹体均一温度、盐度、压力测定结果

Table 8 Determinations for the homogenization temperature, salinity and pressure of the inclusions

矿 区	矿 物	均一温度 $t/^\circ\text{C}$		盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$		压力 $p/10^5\text{Pa}$		备 注
		范 围	平均值	范 围	平均值	范 围	平均值	
老王寨	石 英	153~173	164(3)					主阶段
老王寨	石 英	146~180	162(5)					晚阶段
冬瓜林	石 英	153~225	189(5)					主阶段
冬瓜林	石 英	173~279	230(6)					主阶段
冬瓜林	方解石	232~252	242(2)					主阶段
冬瓜林	石 英	186~232	212(7)					主阶段
冬瓜林	方解石	259~246	253(2)					主阶段
冬瓜林	石 英	173~225	194(9)	5.55~9.86	7.39(4)			主阶段
老王寨	方解石	146~200	171(3)					早阶段
双 沟	石 英	146~239	199(5)					主阶段
双 沟	方解石	166~200	190(4)					主阶段
双 沟	石 英	173~239	208(3)					主阶段
双 沟	石 英	140~206	162(17)	6.14~10.11	8.35(6)			主阶段
金 厂	石 英	127~219	162(9)	5.25~8.13	6.84(3)			晚阶段
大 坪	石 英	239~292	278(7)					主阶段
大 坪	石 英	133~272	197(10)	5.85~8.54	7.45(5)	210~350	272(5)	晚阶段
大 坪	石 英	153~312	252(8)					主阶段
大 坪	石 英	252~285	270(7)					主阶段
独库木 ¹	石 英	154~246	185(12)					主阶段
老王寨 ²	石 英	150~190	173(12)	12.4~12.7				主阶段
双 沟 ²	石 英	110~160	126(15)	9.0~13.7				主阶段
金 厂 ²	石 英	100~140	127(15)	9.7~10.5				早阶段
库独木 ²	石 英	100~190	154(20)	7.9~13.7				
库独木 ²	石 英	190~260	225(13)	10.8~11.4		500~650	575	主阶段
冬瓜林 ²	石 英	130~180	157(13)	10.5~1.06				主阶段
冬瓜林 ²	石 英	120~200	162(15)	9.9~10.6				主阶段
冬瓜林 ²	石 英	110~200	147(11)	12.7~14.5				主阶段
冬瓜林 ²	石 英	100~170	139(13)	10.4~13.1				
冬瓜林 ²	石 英	170~220	194(7)	10~10.2		500	500	晚阶段
冬瓜林 ²	石 英	110~210	168(14)	11.4~13.3				晚阶段
冬瓜林 ²	方解石	110~180	140(10)	10.2~11.5				主阶段

注: 1. 云南地矿局测试中心测定; 2. 地矿部宜昌地矿所包体室测定; 其余由成都理工学院包体室测定; 括号中的数字为测定包裹体数

(2)不同金矿床的均一温度略有差异。金厂为 127~162℃, 平均 145℃(2 件); 双沟为 126~208℃, 平均 177℃(5 件); 库独木为 185~190℃, 平均为 187℃(2 件); 老王寨为 162~173℃, 平均为 168℃(4 件); 冬瓜林为 140~253℃, 平均为 173℃(12 件); 大坪为 197~278℃, 平均为 249℃(4 件)。由此可见, 蚀变岩型(如库独木、冬瓜林)温度较低, 石英脉型(大坪)温度较高。

(3)各成矿阶段温度的变化特点是: 金矿化主阶段温度较高, 早晚阶段较低。成矿早阶段为 127~171℃, 平均为 149℃(2 件); 成矿主阶段为 126~278℃, 平均为 197℃(22 件); 成矿晚阶段为 162~197℃, 平均为 171℃(5 件)。

(4)同一矿物中, H₂O-CO₂ 包裹体的完全均一温度高于 LV 包裹体的均一温度, 如冬瓜

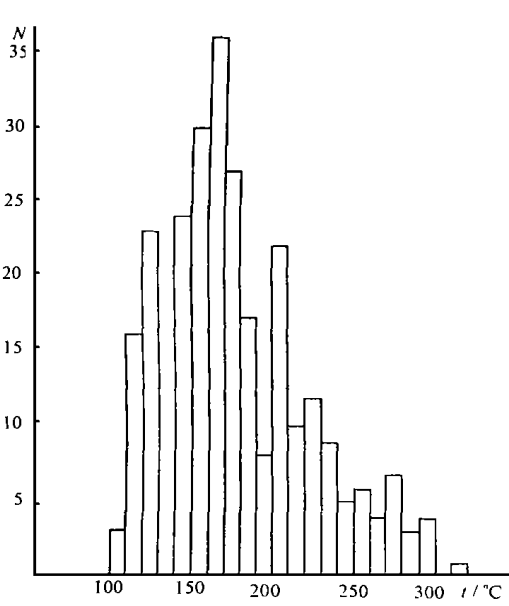


图 10 哀牢山金矿带的均一温度直方图
Fig. 10 Bar chart of the homogenization temperature of the gold ore belts in the Ailao Mountains

林金矿床 1 件样品, A₂ 型为 100 ~ 170 °C, 13 个包裹体的均一温度平均值为 139 °C; C 型为 170 ~ 220 °C, 7 个包裹体的均一温度平均值为 194 °C。又如库独木金矿床 1 件样品, A₂ 型为 100 ~ 190 °C, 平均为 154 °C (20 个包裹体); C 型为 190 ~ 260 °C, 平均为 225 °C (13 个包裹体)。

对成矿压力的测定主要有地质剖面法和 CO₂ 密度法。

地质剖面法 库独木、冬瓜林等金矿床产于上泥盆统火山沉积岩系中, 其上覆地层厚度约为 1000 ~ 2000m, 若以每公里 250 × 10⁵Pa 估算, 压力为 (250 ~ 500) × 10⁵Pa。

CO₂ 密度法 对于 H₂O-CO₂ 包裹体, 首先测定其部分均一温度, 并确定其中流体的 CO₂ 密度, 然后用成矿流体 CO₂ 密度和完全均一温度确定成矿压力。这种 CO₂ 密度法是目前包裹体测压方法中最为可信者。本类金矿床中 H₂O-CO₂ 包裹体较常见, 其压力测定结果如表 8 和图 12 所示, 由此可

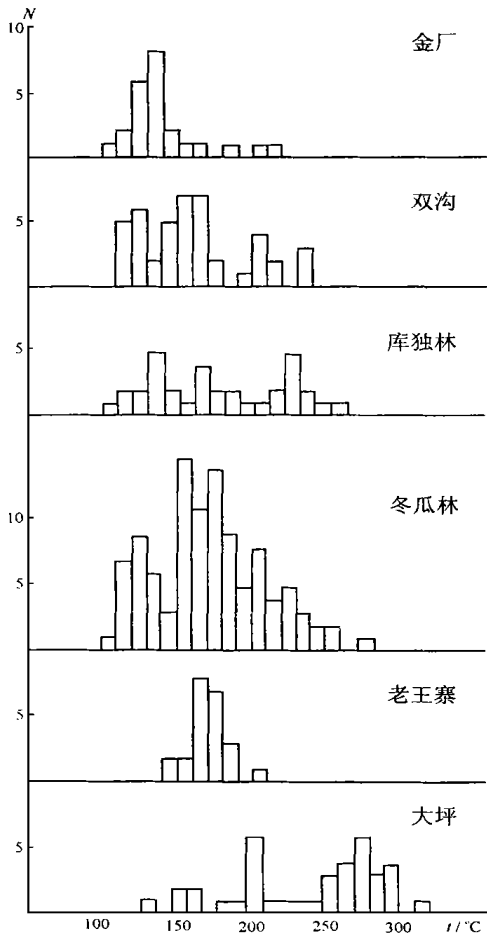


图 11 各金矿带的均一温度对比图
Fig. 11 Comparison of the homogenization temperature of individual gold belts

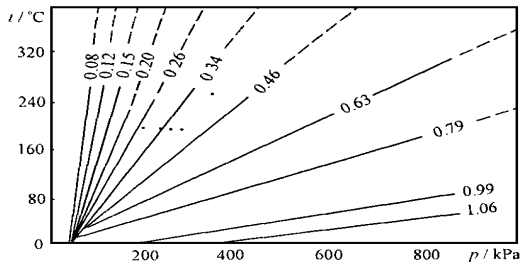


图 12 CO₂ 的 p-v-t 图解(转引自何知礼, 1982)
Fig. 12 p-v-t diagram of CO₂(after He Zhili, 1982)

以看出,所测定的压力值变化为 $(272 \sim 575) \times 10^5 \text{ Pa}$,属于中浅成。其成矿主阶段压力为 $575 \times 10^5 \text{ Pa}$,晚阶段为 $(272 \sim 500) \times 10^5 \text{ Pa}$ 。

3. 流体的盐度和密度

用冷冻法测得 C 型包裹体的 CO_2 水合物($\text{CO}_2 \cdot 5.75\text{H}_2\text{O}$)熔化温度为 $3.4 \sim 4.4^\circ\text{C}$,在 L. F. Collins(1979)的 NaCl 含量与 CO_2 水合物分解温度关系图上查得热液的盐度为 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 10\% \sim 11.4\%$ 。A₂ 型包裹体的冰点为 $-3.2 \sim -10.5^\circ\text{C}$,按 R. W. Potter 等(1978)公式:

$$s = -1.76958t - 4.2384 \times 10^{-2}t^2 - 5.2778 \times 10^{-4}t^3$$

计算出的盐度值 s 即 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5.25\% \sim 14.52\%$ 。由此可见,上述两种类型的包裹体盐度基本一致,而且它们在主矿物中相伴出现,无先后形成的迹象。因此,可以认为它们是同时形成的,捕获的是同一种盐水溶液。

把同一样品的盐度和温度投入温度-盐度-密度关系图上(图 13)可以看出,成矿溶液的密度变化在 $0.90 \sim 1.05 \text{ g/cm}^3$ 之间。

用 R. J. Bodnar(1983) H_2O -NaCl 流体包裹体的密度回归方程,求得成矿溶液的密度为 $0.9252 \sim 1.0186 \text{ g/cm}^3$,平均为 0.9835 g/cm^3 。投图与计算得到的密度相近。

4. 逸度和酸碱度

氧逸度(f_{O_2}) 根据包裹体气相成分来确定矿带的 f_{O_2} 在 $(10^{-35.30} \sim 10^{-52.280}) \times 10^5 \text{ Pa}$ 之间变化,平均为 $10^{-45.013} \times 10^5 \text{ Pa}$ 。因此,成矿流体属低氧化环境。构造蚀变岩型的 f_{O_2} 低,石英脉型则较高。反映在矿物组合上, f_{O_2} 则受绿泥石-黄铁矿-毒砂-石英等矿物组合的控制,由此计算的 f_{O_2} 值与实测值近似。

二氧化碳逸度(f_{CO_2}) 通过平衡反应常数求得的数值为 $(10^{-1.247} \sim 10^{-0.039}) \times 10^5 \text{ Pa}$ (主成矿阶段)。

pH 值和 E_h 值 根据 CO_2 及其平衡对在水中产生的重碳酸根的浓度,计算成矿溶液的 pH 值为 $5.83 \sim 6.82$, E_h 值为 $-0.106 \sim -0.294 \text{ V}$ 。

5. 总硫活度(α_{S_Σ})和总碳活度(α_{C_Σ})

据研究,成矿热液中仅有 5 种溶解类型稳定。本区成矿溶液中硫的主要溶解类型以 H_2S , HS^- 还原硫形式占绝对优势, HSO_4^- , SO_4^{2-} , S^{2-} 极少,该特征对金的迁移和沉淀起着极为重要作用;碳的溶解类型以 CO_2 和 H_2CO_3 为主, HCO_3^- 次之。本金矿带计算的总硫活度 α_{S_Σ} 为 $10^{-2.280} \sim 10^{-2.776} \text{ mol/L}$;总碳活度 α_{C_Σ} 为 $10^{-2.207} \sim 10^{-2.357} \text{ mol/L}$ 。

4.2 金的沉淀机制

研究认为,在成矿流体中,金主要呈氯配位化合物和硫氢配位化合物迁移。在高温、酸性、富氯和氧化性较强的溶液中,金的迁移形式多为氯配位化合物;而在还原性较强、温度较

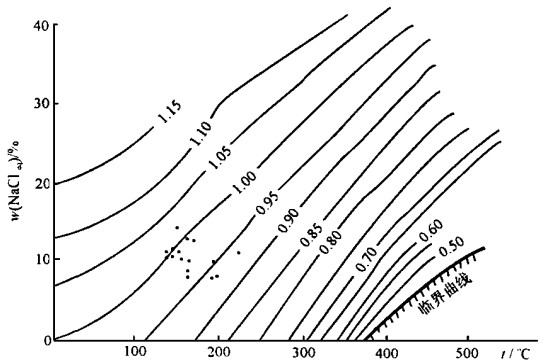


图 13 温度-盐度-密度关系图

(据 S. N. Ahmad 等, 1980)

Fig. 13 Temperature-salinity-density diagram (after Ahmad et al., 1980)

低,还原硫活度较高的中碱性溶液中,则主要为硫氢配位化合物。

为了确定本金矿带成矿热液中金的迁移形式,利用一系列平衡反应方程,计算出矿液中可能存在的金配位化合物的溶解度列表 9。

表 9 金配合离子活度及金的总溶解度计算结果($\alpha/\text{mol}^{\circ}\text{I}^{-1}$)

Table 9 The calculations of coordinating ionic activity and total solubility of gold ($\alpha/\text{mol}^{\circ}\text{I}^{-1}$)

矿 区	阶段	温度 ($^{\circ}\text{C}$)	$\lg a_{\text{Cl}^{-}}$	$\lg a_{\text{H}_2\text{S}}$	pH	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\lg a_{\text{AuCl}_2^{-}}$	$\lg a_{\text{AuCl}_4^{-}}$	$\lg a_{\text{AuS}^{-}}$	$\lg a_{\text{Au}(\text{HS})_2^{-}}$	$\lg a_{\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2^{-}}$	$\lg a_{\text{Au}}$
双 沟	II	208	-1.541	2.396	6.59	-41.852	-17.845	-49.493	-8.639	-7.015	-11.634	-7.005
冬瓜林	II	193	-1.283	-2.326	6.11	-43.400	-17.346	-48.132	-9.141	-7.452	-12.548	-7.443
冬瓜林	III	167	-1.078	-2.469	5.83	-46.222	-17.512	-48.329	-9.745	-8.134	-13.688	-8.123
大 坪	II	278	-1.439	-2.788	6.33	-35.303	-15.054	-42.713	-8.969	-7.522	-12.396	-7.507
大 坪	II	270	-1.588	-2.754	6.82	-35.934	-16.090	-45.413	-8.458	-6.9922	-11.359	-6.977

从表 9 可以看出:①从金配合离子在总金配合离子中所占的份额来看,矿液中金的迁移形式以 $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 占绝对优势(96.61%~97.95%),其次是 AuS^{-} (2.00%~3.45%),而其它搬运形式(AuCl_2^{-} , AuCl_4^{-} , $\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2^{-}$)则极少,对成矿意义不大。②成矿溶液中金 的总溶解度为 $10^{-8.123} \sim 10^{-6.977} \text{mol/L}$,大于金热液成矿的最低有效地质浓度($10^{-9.6} \text{mol/L}$)。并且,这一计算结果与实测的金浓度($0 \sim 1.209$) $\times 10^{-5} \text{mol/kg}^{\circ}\text{H}_2\text{O}$,平均为 $2.166 \times 10^{-6} \text{mol/kg}^{\circ}\text{H}_2\text{O}$ 大体相当。③成矿主阶段,金的总溶解度为 $10^{-6.977} \sim 10^{-7.507} \text{mol/L}$,平均为 $10^{-7.233} \text{mol/L}$;晚阶段为 $10^{-8.123} \text{mol/L}$ 。这与主阶段金矿化强,晚阶段金矿化较弱的地质现象吻合。

金在成矿流体中的迁移除了受热液成分的影响外,还受物理化学条件($T, p, f_{\text{O}_2}, f_{\text{S}_2}, \text{pH}, E_h$)的制约,一旦这些条件发生变化, $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 就会发生分解,沉淀出自然金。根据对 $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 的实验和计算,影响金迁移、沉淀的物理化学因素主要是温度、pH 值、 $\lg(f_{\text{S}_2}/f_{\text{O}_2}^{3/4})$ 值。 $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 随物理化学因素下降而减小。当温度下降 50°C , $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 的浓度下降为 2.5~5 个对数单位; $\lg(f_{\text{S}_2}/f_{\text{O}_2}^{3/4})$ 下降 4,其浓度下降 4 个对数单位;pH 值下降 1,其浓度也下降 1 个对数单位。根据上述实验和计算资料可知,对于哀牢山金矿床以硫氢配位化合物形式迁移的金物质来说,温度、氧逸度、还原硫活度、pH 值降低是导致金沉淀的主要因素。实验证实,热液中总硫活度下降 1 个对数单位,金硫氢配位化合物的溶解度则降低 2 个数量级;在 $\text{FeS}_2\text{-FeS}$ 平衡缓冲溶液中, f_{O_2} 每降低 2 个对数单位, $\text{Au}(\text{HS})_2^{-}$ 的溶解度要下降 1 个数量级。

根据哀牢山金矿床中矿物共生组合和金的赋存状态研究,考虑 Au 在成矿溶液中的迁移形式,可以认为哀牢山金矿带金的沉淀原因主要是:①成矿主阶段为菱铁矿、铁白云石、方解石等碳酸盐矿物的沉淀,从而引起矿液 pH 值的降低(由弱碱性向中性演化),导致金、黄铁矿、毒砂及石英等矿物的沉淀;②黄铁矿等硫化物的沉淀有效地降低了成矿溶液中还原硫的浓度,是促使沉淀的最重要机制;③由于成矿温度的降低,引起金-硫氢配位化合物的溶解度下降,可能是导致本区自然金析出的次要机制。

早世代的黄铁矿等硫化物的析出,从而引起溶液中总硫活度的降低,金硫氢配位化合物因此而分解,形成自然金,并被包裹于晚世代的黄铁矿中。这就是金常以包体金的形式分

布于黄铁矿中, 而且从早世代粗粒黄铁矿内部→外部向晚世代细粒黄铁矿内部→外部, 金含量逐渐增高(表 10)的主要原因。

表 10 哀牢山金矿床中五角十二面体黄铁矿的微量元素质量分数($w_B/10^{-6}$)

Table 10 Mass fractions of the trace elements from the pyrite pentagonal dodecahedrons in the gold deposits in the Ailao Mountains ($w_B/10^{-6}$)

矿 物		样品数/ 个	Au	As	Te	Co	Ni
黄铁矿 (粗粒)	内部	5	79	10820	200	610	340
	外部	5	84	24220	100	400	260
	金矿物	11	90	16400	150	570	270
黄铁矿 (细粒)	内部	3	140	51300	0	500	400
	外部	3	300	19467	0	430	370
	金矿物	10	158. 6	3400	60	490	430

由地矿部矿产综合利用研究所电子探针室测定

根据哀牢山金矿的地质研究成果, 模拟成矿环境而设定的构造有限元分析及成矿实验, 更接近从成矿流体迁移到金质沉淀的成矿实际, 从而阐明哀牢山蛇绿混杂岩式金矿的成因, 促进了找矿勘探和金矿的成因类型研究。

参考文献:

[1] 李定谋, 曹志敏等. 哀牢山蛇绿混杂岩带金矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1998.

[2] 刘肇昌, 刘晓杰. 推覆构造及其控矿与成矿[J]. 矿山地质, 1991, 12(3).

[3] 邵洁涟. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990.

[4] 王秀璋. 中国改造型金矿床地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1992.

[5] 卢焕章, 李秉论等. 包裹体地质化学[M]. 北京: 地质出版社, 1990.

[6] 涂光炽等. 中国层控矿床地球化学(3)[M]. 北京: 科学出版社, 1988.

[7] 徐文昕, 陈民扬等. 矿物包裹体成分数据的热力学计算方法及应用[J]. 矿产地质, 1985, 1.