

吉林椅山金矿床成矿物质来源及成矿模式

冯守忠

(吉林矿产地质研究所, 吉林 长春 130012)

摘要: 椅山金矿成矿主要与燕山晚期牛心屯花岗岩有关, 成矿时代为燕山晚期, 成矿物质具有双重来源——地层与岩浆源。牛心屯花岗岩体内石英爆裂法系统测温资料表明, 该岩体在岩浆结晶期后曾有一次普遍的中—高温热液作用——成矿热液源和成矿热源。侵入石缝组接触带的牛心屯花岗岩体的岩石化学研究表明, 从岩体进入围岩的元素有 Si, K, Na, Fe^{3+} 等; 围岩进入岩体的元素有 Al, Mg, Ca, Fe^{2+} 等。矿石硫同位素研究表明, 重硫少、富轻硫, 轻硫可能来自围岩。矿体中 $\delta^{18}\text{O}$ 研究证实矿体氧同位素大多数来自牛心屯花岗岩体, 少量来自围岩。碳同位素组成特征反映金矿床内的碳来自围岩。

关键词: 金矿床; 矿床成因; 成矿物质来源; 成矿模式; 吉林

中图分类号: P618.51 **文献标识码:** A **文章编号:** 1006-558X (2004) 03-0050-06

1 矿区地质概况

矿区出露地层主要为上奥陶统石缝组, 下志留统桃山组 (图 1)。上奥陶统倾向 SW, 倾角 $50^\circ \sim 70^\circ$, 它们以西柳河子大沟为轴, 构成一个向 E 倒转的背斜, 轴向 NW, 椅山金矿即产于倒转背斜的西翼。石缝组下部是片理化中酸性火山岩, 厚 990 m, 上部由变质含 Cu 石英砂岩、长石石英砂岩、粉砂质板岩及含砂重晶石大理岩等组成, 厚 600 m。桃山组主要由红柱石板岩、粉砂质板岩和角岩化石英砂岩等组成, 厚 1 512 m。石缝组上部下段泥质角岩—粉砂质板岩 Au 丰度一般为 $3.3 \times 10^{-9} \sim 67.5 \times 10^{-9}$, 平均 17.0×10^{-9} , 是已知角岩均值 (8.5×10^{-9}) 的 2 倍, 并有自然金、银金矿等沿微层理分布; Pb, Cu, Zn 丰度普遍较高, 且 Fe, Mg, Ca 质较高, 是椅山金矿的主要围岩。

矿区北部的牛心屯花岗岩体 (γ_5^{3-2}) 沿西柳河子倒转背斜轴部侵入, 进入下古生界

部分平面呈舌状。岩体自边缘至内部由细—中—粗粒黑云母花岗岩组成, 其内外接触带附近有花岗斑岩、花岗细晶岩和石英脉。岩体 K-Ar 法年龄为 118.2 Ma, 属燕山晚期产物。据岩体内锆石结晶习性判断, 花岗岩形成温度为 $750 \sim 800^\circ\text{C}$, 这与岩体石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值 ($4.69\text{‰} \sim 9.44\text{‰}$) 所显示的岩浆特点一致。岩石 SiO_2 含量 75% 以上, 属 Si 过饱和系列, 硅酸盐结晶后 SiO_2 剩余较多。从岩体内部相到边缘相乃至脉岩相, $w(\text{Fe}^{3+})/w(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 不断增大; Ag, Au 丰度有增高趋势 (表 1)。

花岗岩体内石英爆裂温度为 $290 \sim 300^\circ\text{C}$, 边缘比内部温度稍高, 说明该岩体在岩浆结晶期后曾有一次中—高温热液作用。该岩体的岩石化学研究表明, 从岩体进入围岩的元素有 Si, K, Na, Fe^{3+} 等; 围岩进入岩体的元素有 Al, Mg, Ca, Fe^{2+} 等 (表 1)。

收稿日期: 2004-06-30。李杰美编辑。

作者简介: 冯守忠 (1934-), 男, 吉林长春人, 吉林矿产地质研究所高级工程师, 主要从事矿床地质研究。

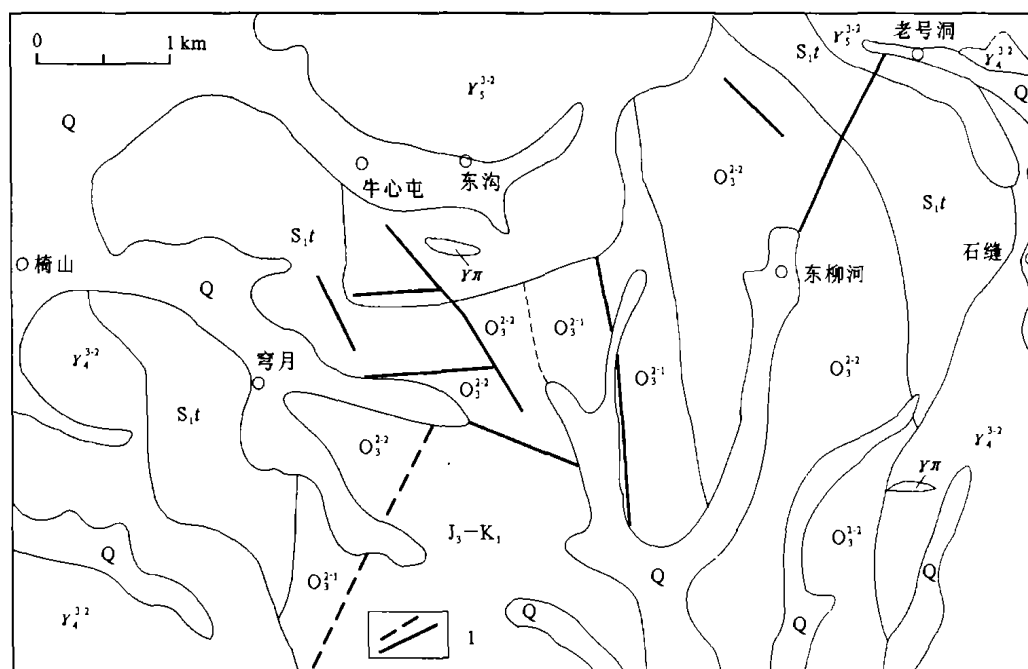


图1 椅山金矿区域地质略图(据吉林矿产地质研究所, 1998)

Q—第四系; J₃—K₁—上侏罗—下白垩统; S₁t—下志留统砂板岩; O₃²⁻²—上奥陶统上段变质砂岩、大理岩夹含 Au 较高的变质铁镁钙泥质岩; O₃²⁻¹—上奥陶统下段片理化中性火山岩; Y₃²⁻²—燕山晚期花岗岩; Y₄²⁻²—华力西晚期黑云母花岗岩; γπ—花岗斑岩; 1—断层

表1 岩石中成矿元素丰度值

编 号	相带	w(B)/%			w(Fe ³⁺)	w(Al ₂ O ₃)	w(K ₂ O)	w(B)/10 ⁻⁶	
		SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	w(Fe ³⁺ + Fe ²⁺)	w(CaO + K ₂ O + Na ₂ O)	w(Na ₂ O)	Au	Ag
W207	边缘	76.16	2.75	5.00	0.64	1.15	1.82	0.000 60	0.080 0
W207-C	过渡	75.97	3.30	4.70	0.36	1.19	1.42	0.002 20	0.038 3
W207-e	内部	76.42	3.45	4.75	0.33	1.13	1.38	0.001 10	0.054 7
W207-3	脉岩	75.64	0.25	5.60	0.84	1.96	22.40	0.004 75	0.024 9

注: 由原长春地质学院地质系测试, 1990。

2 矿床地质特征

2.1 矿 体

椅山金矿产在牛心屯岩体南缘外接触带, 金矿体呈透镜、串珠状及不规则脉状。大矿体往往由许多小矿脉构成, 单个矿脉长一般 n m, 厚 $0.n \sim 1.0$ m。复矿体长 $5 \sim 50$ m, 厚 $0.5 \sim 5.0$ m, 产状以倾向 N, 倾角 $55 \sim 75^\circ$ 为多, 其次为走向 NW, 向 SW 倾 (表 2)。此外还有一些规模较大的贫矿带。

2.2 成矿期次

椅山金矿分为早、中、晚 3 个成矿期, 5 个矿化阶段。早期受燕山晚期复活的 NW

向构造控制, 热能和 SiO₂ 等物质主要来自牛心屯岩体。主要为含有微量金的石英脉, 同时伴生 Ag, Cu, Pb, Zn, Sn, As 等, 其中 Ag 含量较高 (表 3), 这个阶段的温度一般为 $280 \sim 380^\circ\text{C}$ 。

中期成矿热能和部分物质来源与早期相同, 主要为金属硫化物的成矿作用, 是 Au 的重要形成时期, 可分为黄铁矿-碳酸岩 (微量金生成) 和金属硫化物 2 个成矿阶段 (金的主要生成阶段)。成矿元素与早期相同, 只是 Cu, Zn, As 等含量最高, Ag 下降, 温度主要为 $170 \sim 280^\circ\text{C}$ 。晚期矿化较弱, 铅矿化作用增强 (表 3)。本期可分为

表 2 矿体特征

标高/m	编号	规模/m		产状/ $^{\circ}$	围岩	$w(\text{Au})/10^{-6}$			温度/ $^{\circ}\text{C}$
		长	厚			一般	最高	平均	
	2	50(断续)	0.71	走向 220	角岩砂板岩与大理岩互层	1.30~4.20	4.30	3.12	
385	5	25(断续)	0.5~3.6	走向 310		1.00~3.94	13.54	3.37	
	26	45	1~5	走向 325		1.00~29.00	32.48	12.63	
	29	40	1~3	走向 325		1.00~8.98	75.05	12.96	
	III	16	0.2~0.6	360 \angle 55	片理化酸性熔岩		3.36		280~320
	V	5	0.5				5.60		240~280(爆裂)
345	I	34	1~2	340 \angle 70	角岩砂板岩与大理岩互层	1.20~8.98	27.52	6.70	280~320
	II	40	1~2	330 \angle 55		1.06~19.48	27.03	5.50	
	IV	9	0.40~0.45	340 \angle 65		3.50	8.40	4.60	
	XI	10	0.4~1.5	170 \angle 65		1.12~6.08	14.15	5.61	260~380
305	VI	1.5	0.7~1.5	走向 325, SW 倾	角岩砂板岩与大理岩互层	2.40~8.97	18.77	9.10	290~330 (原 2-1 矿体)
	VII	32	1.0~1.3	360 \angle 70		1.15~9.07	30.78	6.50	260~320
	VIII	30	0.4~1.0	360 \angle 70	片理化酸性熔岩	1.08~2.35	3.13		260~340

注: 据吉林矿产地质研究所, 1994。

表 3 含矿石英脉中元素含量 $w(\text{B})/10^{-6}$

期次	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sn	As	Be	Bi
早期	0.259 6	21.3	195.2	3.63	6.01	5.5	5.4		
中期	1.182 0	9.1	954.9	17.70	72.84	15.7	18.7		
晚期	0.400 6	1.6	725.0	55.20	49.24	3.5	14.8		
含矿石英脉	36.14	5	5 202	7.50	102.50	30.4	0.4	327.6	

注: 由原长春地质学院地质系测试, 1994。

方解石-黄铁矿和表生作用 2 个成矿阶段。

2.3 主要矿物

自然金, 包括银金矿、金银矿一系列金矿物, 主要是银金矿。自然金呈金黄色, 粒、棒、树枝、晶簇状, 个别结晶较好的呈似八面体, 粒径 0.01~0.08 mm, 强金属光泽, 具有深成金矿特点。金分布在黄铜矿内, 交代黄铜矿, 有时自然金赋存于石英裂隙中或石英、方解石的接触部位。

黄铁矿, 是金的主要载体, 呈浸染、脉或块状, 含量占金属矿物的 16%~45%。可分为 3 期, 最早为胶状, 被结晶较好的黄铁矿交代, 最后一期为立方体; 中期含 Au, $a_0 = (5.417 0 \pm 0.000 3) \text{ \AA}$ 。

黄铜矿, 铜黄色, 粒、团块状结构, 浸染及脉状构造, 粒径 0.5~1.0 mm。含量 1%~30%。交代黄铁矿、磁黄铁矿和闪锌矿, 亦有被晚期黄铁矿所交代。常沿石英粒

间裂隙分布, $a_0 = 5.286 5 \text{ \AA}$, $c_0 = 10.404 4 \text{ \AA}$, 显著变大, 很可能是 Au 加入到晶格中造成。

石英, 灰、灰白色相间, 斑杂、角砾状构造, 裂隙发育, 玻璃—油脂光泽。其中的 Au 主要以微裂隙充填形式存在, 富集在统一压力场内压力相对低的空间 (断层); 含 Au 石英脉内 Au 含量 $0.01 \times 10^{-6} \sim 4.6 \times 10^{-6}$, 平均 1.13×10^{-6} , 含 Au 石英脉内 $w(\text{Fe})$ 与 $w(\text{Au})$ 呈正比, 这可能与 Fe, Au 离子半径近似有关, 从含 Au 石英中 Au 丰度及其包裹体内成分及所计算的 pH 与 Eh 值对照分析看, 似乎含矿热液呈弱酸性时, 含矿性较好; Au 在石英内的含量与石英中的 $w(\text{Co})/w(\text{Ni})$ 呈反比, 与 $w(\text{U})/w(\text{Th})$ 和 $w(\text{Ba})/w(\text{Sr})$ 呈正比; 矿化度高者 Eh 值低, 说明含矿热液中 Au 易于得到电子而还原, 从而沉淀富集。

2.4 矿物包裹体地球化学

椅山金矿床矿物包裹体数量多, 直径一般小于 $5 \mu\text{m}$, 部分 $10 \sim 15 \mu\text{m}$, 大的可达 $20 \mu\text{m}$, 形态多为椭圆或不规则状。矿物中液态包裹体发育, 纯气态包裹体较少; 有时也有气液包裹体共存的现象, 它反映矿液沸腾, 减压作用发生, 显然对 Au 的富集有

利。如 345 m 标高 I, II 号矿体石英包裹体中有纯液相、纯气相和含 1~3 个矿物的多相包裹体共存时, Au 相对富集。

椅山金矿成矿温度北高南低的变化趋势比较明显, 这表明矿区高温场在北部, 与牛心屯花岗岩体构成统一的热力场。由此看来, 椅山金矿的热源是牛心屯花岗岩体^[1]。在这个宽广的温度场内并非都发生 Au 的富集, 事实上 Au 富集温度只局限在一定的区间。 $w(\text{Au})$ 与 $w(\text{Cu})$ 呈正相关, 黄铜矿的爆裂温度为 280 °C; 石英是 Au 的载体, 其爆裂温度为 240 °C, 因此, Au 的富集温度不会高于 240~280 °C。前已述及, 矿液沸腾是 Au 富集的重要条件之一, 345 m 标高 I 和 II 号矿体矿液沸腾时温度约 180 °C, 基本代表当时含矿溶液的温度, 此时 Au 富集, 该矿体 Au 位达 27×10^{-6} , 显然支持了这一论断。

3 矿床成因及成矿模式

3.1 稳定同位素特征

3.1.1 氧与硫同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值从花岗岩—矿体—围岩递增 (表 4), 表明氧同位素分馏愈来愈好, 这一特点与同位素分馏原理符合^[2]。矿石氧不可能全部来自地层, 因为

围岩中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值高, 假若矿体中氧都来自围岩, 它的氧同位素值必然不会低于地层中的最低值 (12.88‰), 更不会低于围岩均值 (15.89‰)。因此, 矿体中氧可能与花岗岩体有关。假若矿体素来自华力西期, 矿体中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值一般应当大于华力西期花岗岩 (9.97‰), 然而矿体中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值大多数小于这个值, 因此成矿不可能与其有关。矿体氧大部分应来自牛心屯花岗岩体, 少量来自围岩。原因是矿体氧同位素值比牛心屯花岗岩均值 (7.06‰) 高, 但比地层低, 这是来自牛心屯花岗岩的热液经过沿途地层时萃取了部分围岩 (地层) 内氧所致。

椅山金矿区矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 0.5‰~12.5‰, 显示重硫少, 相对富轻硫。前者具有岩浆成因特点, 后者代表一定沉积分馏作用, 轻硫可能来自沉积的围岩, 这与氧来自围岩的机理一致。下古生界岩层富轻硫的现象为这一成矿机理提供了物质基础。

3.1.2 铅与碳同位素 矿石铅同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3167 \pm 0.0097$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5538 \pm 0.0059$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5445 \pm 0.0024$, 结果表明 Pb 来自当时的火山喷发作用, 矿体 Pb 应为成矿热液从围岩中萃取出来。 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -1.31‰~4.39‰, 与海水碳酸盐值相当。因此, 椅山金矿体内的 C 来自大理岩。

3.2 成矿物理化学条件

3.2.1 温度和压力 椅山金矿成矿溶液的温度为 170~440 °C, Au 的富集温度为 180~240 °C, 高者可达 280 °C。

椅山金矿 345 m 标高石英中包裹体的压力为 $198 \times 10^5 \sim 226 \times 10^5$ Pa, 305 m 标高为 $220 \times 10^5 \sim 265 \times 10^5$ Pa。2 个标高压力差平均 30×10^5 Pa, 平均 0.762×10^5 Pa/m; 与一般负荷增压 (0.275×10^5 Pa/m) 相比, 高出 0.487×10^5 Pa/m。按负荷增压计算, 椅山金矿形成时上覆岩层厚为 $265 \times 10^5 \text{ Pa} \div 0.275 \times 10^5 \text{ Pa/m} = 964 \text{ m}$ 。但 $265 \times 10^5 \text{ Pa}$ 并不是

表 4 氧同位素分析结果

采样位置	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	温度/°C
345 m 标高矿体	V 号矿体第 2 期石英脉	石英	9.19
	方铅矿矿石	石英	11.95
	金矿石	方解石	8.85
	方铅矿矿石	方解石	9.36
	大理岩	方解石	19.29
围岩	重晶石石英砂岩	石英	12.88
	重晶石石英砂岩	重晶石	16.4
牛心屯花岗岩体	石英		9.44
			4.68
葫芦头沟辽源斑状黑云母花岗岩体 (γ_4^{3-2})	石英	9.97	

注: 由原长春地质学院同位素室林尔为测定, 1994。

当时椅山矿区岩石承受的负荷压力,它只代表减压容矿空间的负荷压力,这显然应比容矿空间的负荷压力小,否则矿液无法进入。因此,964 m要小于上覆岩层真厚度,由此看来椅山金矿形成深度比较大。

3.2.2 pH与Eh值 椅山金矿成矿阶段初期矿液显示弱酸性;中期方解石(pH值9.2~9.4)、绿泥石(7.7~7.4)的出现说明矿液中增加了碱质,从而打破原矿液的平衡,使矿液向中性转化,同时析出大量Au和金属硫化物;晚期,大量方解石的出现说明含矿溶液已趋向碱性,矿液内的Au含量已经不多。含Au石英包裹体成分测定结果计算表明,矿液pH平均值6.81,为中偏酸性。

椅山金矿从花岗岩—围岩—矿体,氧化度曲线愈来愈低,说明金矿体是在还原环境中生成。石英包裹体成分测定数据计算表明,矿液的Eh值为-0.534~-0.580;矿石内含大量黄铁矿、白铁矿等还原标型矿物,表明金成矿是强还原环境。

3.3 成矿物质来源

矿体的物质来源是燕山晚期牛心屯花岗岩体和上奥陶统石缝组。

3.3.1 牛心屯花岗岩体

1) Au丰度从岩体边缘—内部—脉岩相依次增高。脉岩相Au丰度是岩体的3~6倍,岩体内 $w(\text{Au})$ 与 $w(\text{Fe}^{3+})/w(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 变化一致,表明Au在强氧化、强碱性的环境中很活跃,不易富集。但到后期的脉岩相,尽管氧化度增强,K质增高,但由于Au在残余岩浆内含量高,所以还是有更多的Au沉淀。岩体硫化物含量高,在岩浆结晶过程中发生硫化物的熔离分异作用^[3],从而导致Au在岩浆中的分异富集,使该岩体成为椅山金矿的成矿母岩。

2) SiO_2 含量很高,岩石化学计算表明硅酸盐结晶后有较多的Si剩余。岩体与围岩侵入接触带的岩石化学研究表明,大量的Si进入围岩和矿体。

3) 金矿体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值(8.85‰~11.95‰)与牛心屯岩体一致,表明石英是岩体中 SiO_2 与围岩中Si质混合的产物,所以金矿载体——石英部分来自牛心屯岩体。

4) 椅山金矿与牛心屯岩体南北相邻的空间关系,金矿区北高南低的热力场趋势以及具有高温热力场表明其与牛心屯岩体共同形成一个统一的热力梯度场。

5) 金矿载体石英和牛心屯花岗岩内石英的 $w(\text{U})/w(\text{Th})$,前者为0.72,后者为0.82,具有近似的含量和相似的比值。

3.3.2 石缝组

1) 金矿体赋存在上奥陶统Au丰度高的石缝组上段。

2) 在牛心屯岩体与石缝组侵入接触带,地层内的Au贫化(0.5×10^{-9}),依此计算,1 km³接触带能萃取Au 1.35×10^3 kg,这些Au可能成为矿石Au的一部分。

3) 矿石铅同位素计算模式年龄为410.23 Ma,与金矿体的围岩形成时代相符,表明矿石中的铅来自围岩。

4) 矿石内一部分 SiO_2 来自地层;部分硫、碳来自石缝组围岩。

5) 金成色较高,是矿源层成矿的特点之一。

综上所述,椅山金矿的物质组分一部分是从牛心屯岩体分离出来,该岩体不仅为金矿带来一些金属和非金属,而且还分离出大量热能和流体,为活化、迁移和富集石缝组内矿源层中的Au提供了物质前提。

3.4 成矿地质作用和成矿模式

矿床成因、成矿作用、成矿物质来源的确定为成矿过程(成矿模式)的建立打下基础,结合区域地质发展史和矿床地质地球化学特征,矿床成矿过程可分为早、中、晚3个成矿期。

燕山晚期,在强大的EW向应力场作用下,西柳河子倒转背斜复活,导致牛心屯岩体沿背斜轴北端侵入,从此在该岩体周围产

生热、压力异常梯度带, 围岩中的 Au, Ag 等组分在这个高温和高压异常梯度带作用下开始活化。

早期, 牛心屯岩体分离出高温气液流体, 以 SiO_2 为主, 呈酸性, 含 H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , SiO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , F^- 和少量的 $[\text{AuCl}_4]^-$ 等离子和配合离子。流体沿 NW 向逆断层向温度、压力梯度小的方向运移, 沿途吸收和淋滤了部分分布在围岩内被活化的 Au, Ag 等有益组分, 形成早期含贫矿的气热液流。NW 向逆断层的活动使上盘侧支断层形成低压空间, 把活动在主断层带的矿液吸入, 形成早期贫矿体。

中期, 牛心屯岩体发生分异, 由于含较多的硫化物, 岩体的分异过程促使 Au 富集, 形成中高温、酸性、较富 Au 的矿液, 主要成分和早期基本相同, Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , H_2 , CH_4 , CO_2 , H_2O 等含量大大增加, 并有 Cu, Pb, Zn, Mo, Sn 等出现。含矿热液仍沿 NW 向逆断层运移, 由于有较高含量的硫化物, 提高了 Au 的携带能力, 所

以迁移过程吸收大量从地层中活化出来的 Au, 大大提高了 Au 的丰度。此外, 矿液从地层中吸收大量 Fe, Mg 和有机质, 提高了还原能力。另一方面, 围岩含大量碳酸盐矿物, 经过热液溶解生成碱性热液。NW 向逆断层复活的同时, 侧支断层相继活动, 早期形成的矿体被破碎, 劈开的低压空间使迁移中的矿液 (酸性和碱性) 突然进入减压空间, 内压小于外压造成矿液沸腾。又因为矿液还原能力增强, 酸、碱性含矿热液中和是 Au 富集的前提, 因此该期为椅山金矿主要成矿阶段。

晚期, 矿体基本固结, 形成的碱性低温热液 Au 丰度很低, 以方解石脉形式产出。

参考文献:

- [1] 季克俭, 吴学汉, 张国炳. 热液矿床的矿源, 水源和热源及矿床分布规律 [M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1991.
- [2] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [3] 袁心强. 岩浆作用与金矿 [M]. 北京: 北京工业大学出版社, 1989.

The matter source of metallogenic and mineralization model of Yishan gold deposit, Jilin

FENG Shou-zhong

(Jilin Institute of Mineral Resource and Geology, Changchun 130012, Jilin, China)

Abstract: The mineralization of Yishan gold deposit is mainly related to Niuxintun granite of Latter Yanshanian and the metallogenic epoch of it was Latter Yanshanian. The metallogenic matter had double source that is stratum and magma. The quartz decrepitation method of the Niuxintun granite body show that the ore body had a prevalent middle-high temperature hydrothermal process (the source of the metallogenic hydrothermal and heat) after the magma post-crystalline. The rock chemical study of the Niuxintun granite body that intrusive in the Shifeng Formation contact zone indicate that the elements from ore body enter into the host rock were Si, K, Na, Fe^{3+} et al, elements from host rock enter into ore body were Al, Mg, Ca, Fe^{2+} et al. The S isotope of ore show that the ^{34}S is less than ^{32}S , the ^{32}S perhaps comes from host rock. The O isotope study indicates the O in the ore body almost from Niuxintun granite, partly from host rock. The C isotope feature shows that the C of the Yishan gold deposit is from host rock.

Key words: gold deposit; genesis of the deposit; matter source of metallogenic; mineralization model; Jilin