

吉林延边地区斑岩型-浅成热液型金铜矿床^①

芮宗瑶 张洪涛 王龙生 陈仁义

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

金伯禄 金逢洙 万玉胜 周永昶 孟庆丽

(吉林地矿局第六地调所, 延边)

(长春地质学院, 长春)

提 要: 吉林延边地区为我国滨太平洋带的一个重要的金属成矿区。与中生代火山-次火山-侵入活动有关的斑岩型-浅成热液型矿床在时空上、成因上构成一个成矿系列。本文选择四个代表性矿床(小西南岔、闹枝、五凤和刺猬沟), 较详细地介绍它们的成矿地质背景、矿床地质特征、流体包裹体、稳定同位素及成矿机制等。通过这些矿床的描述, 勾画出一幅从中生代火山盆地边缘的隆起带的斑岩型矿床(小西南岔)→中生代火山盆地内部的断隆块的斑岩-浅成热液过渡型矿床(闹枝)→中生代火山盆地内部断裂带的浅成热液型矿床(五凤和刺猬沟)的全景。

主题词: 斑岩型矿床 浅成热液型矿床 基底断裂 流体包裹体 稳定同位素

延边地区为我国东部滨太平洋带的一个重要金(铜)-多金属矿化集中区。盛产斑岩型、矽卡岩型和浅成热液型金(铜)-多金属矿床^[3,5,6,7,9,11,13]。这些矿床在空间分布上主要受控于中生代($180\times 10^6\sim 100\times 10^6$ a) 浅成-超浅成花岗质侵入体、破火山机构及基底构造断裂带, 由中生代火山岩盆地的边缘和火山岩盆地向隆起块的花岗质小侵入体到火山岩盆地内部的破火山机构^[4], 构成一个从矽卡岩型和斑岩型矿床到浅成热液型矿床的多重成矿模式, 即以矽卡岩型和斑岩型为主矿床, 主要产于火山岩盆地的边缘及内部隆起块; 浅成热液型矿床, 主要产于火山岩盆地内部的破火山机构及有关的构造断裂带^[6], 对于许多华力西期、印支期和燕山期多次侵位的复式中一小花岗质岩体, 它们的主要成矿期往往以燕山期为主, 华力西期和印支期虽然有矿化现象, 但未形成工业富集。这些复式中一小侵入体的成矿样式往往十分复杂, 从岩体顶部、岩体接触带、有利的围岩层间及邻近的构造断裂带, 斑岩型、矽卡岩型和各种热液型矿床构成一个有机联系的多重成矿模型(天宝山)。

本研究项目受国家自然科学基金资助(49070102), 研究吉黑东部岛弧环境斑岩型铜金矿多重成矿模型。为此研究者在延边地区选择了 4 个不同成矿深度的矿床: 小西南岔金铜矿床产于中生代火山岩盆地边缘的早古生代褶皱基底隆起区; 闹枝金(铜)矿床产于中生代火山岩盆地内部晚古生代褶皱基底隆起区; 五凤和刺猬沟金矿床产于中生代火山岩盆地

① 国家自然科学基金(项目编号 49070102)资助项目

芮宗瑶, 男, 59 岁, 研究员。长期从事铜、金、铅锌等金属矿床及矿床地球化学研究。邮政编码: 100037

1994-6-13 收稿, 1995-2-6 修改回。陶景连编辑

内部的破火山机构及有关的构造断裂系统。

本文重点阐明上述 4 个矿床的基本地质特征、流体包裹体、矿石学、矿床地球化学及多重成矿模型等。

1 区域成矿地质背景

1.1 基底岩石

延边地区地处吉黑褶皱带的东部,属于华北陆块北缘的增生带,由南向北依次有太古宙灰色片麻岩和花岗岩地体、早元古代变质上壳岩地体、中晚元古代变质沉积岩地体、早古生代变质火山-沉积岩地体。上述地体的岩石基底性质、变质强烈、褶皱和形变都十分复杂。但在延边地区分布最广泛的是下古生界青龙群和五道沟群,由二云母片岩、黑云母石英片岩、角闪岩、斜长角闪岩夹大理岩、变质硬砂岩、黑云斜长片麻岩、磁铁角闪岩及混合岩等组成。太古宙和元古宙基底岩石仅出露于华北陆块上和陆块的北部边缘,褶皱带内可能仅有残片混杂于青龙群和五道沟群内。其中晚太古代夹皮沟群花岗-绿岩建造、元古代色洛河群绿岩建造和早古生代青龙村群和五道沟群火山岩-碎屑岩-碳酸盐建造为金的主要矿源层(金伯禄,1992)。

1.2 基底断裂

延边地区构造岩浆活动和区域成矿活动主要受几条区域性大断裂控制:①古洞河深断裂(F_2)呈 NW 向伸展,将华北陆块与吉黑褶皱带分开,并控制了延边火山岩盆地西南边界。②敦密深大断裂(F_1)呈 NEE 向伸展,可能为郯庐断裂的一条分支,控制了延边火山盆地的北西边界。③延边地区以 NE 向两江-天桥岭深断裂带(F_3)和图们江深断裂(F_6)为界线,划分出两隆夹一凹的盆地构造格局,自 NW→SE 则分别为:敦化隆起、延吉凹陷和珲春隆起(图 1)。④再有图们-汪清 SN 向深断裂带(F_4)、小西南岔 SN 向深断裂带(F_5)、敦化-杜荒岭 EW 向深断裂(F_7)和天宝山-马滴达 EW 向深断裂(F_8)等将延边火山岩盆地切割成更次级的相对隆起块和相对凹陷块(图 1)。

1.3 地层

延边地区主要地层如表 1。

1.4 花岗岩

延边地区花岗岩的分布面积大约占 62%。

花岗质岩石发育于两大旋回:吉黑地槽回返发展旋回和滨太平洋活化发展旋回。据邹祖荣和金伯禄等(1989)研究,可划分 5 个主要侵位时期:①早华力西期($365 \times 10^6 \sim 310 \times 10^6$ a),为闪长岩-石英闪长岩-花岗闪长岩系列和花岗闪长岩-二长花岗岩系列;②晚华力西期—早印支期($234 \times 10^6 \sim 227 \times 10^6$ a),为闪长岩-斜长花岗岩-二长花岗岩系列和二长花岗岩系列;③晚印支期(208×10^6 a),为二云母花岗岩系列;④早燕山期($170 \times 10^6 \sim 130 \times 10^6$ a),为钾长花岗岩系列、细粒黑云母花岗岩-微斜长石花岗岩系列、闪长岩-细粒花岗岩系列和二长花岗岩系列;⑤晚燕山期($130 \times 10^6 \sim 100 \times 10^6$ a),为二长岩-碱长花岗岩-碱性花岗岩系列。华力西早期花岗岩类型演化序列为 M 型—I(正常)型—I(过铝)型;晚华力西期—早印支期花岗岩类型演化序列为 I(正常)型—I(过铝)型;晚印支期花岗岩类型演化序列为 I(过铝)型—似 S 型;燕山期早期花岗岩类型主要为 I(正常)型;燕山晚期花岗岩类型主要为 A 型。虽然有一部分重要多金属矿床(天宝山和小西南岔)显示有华

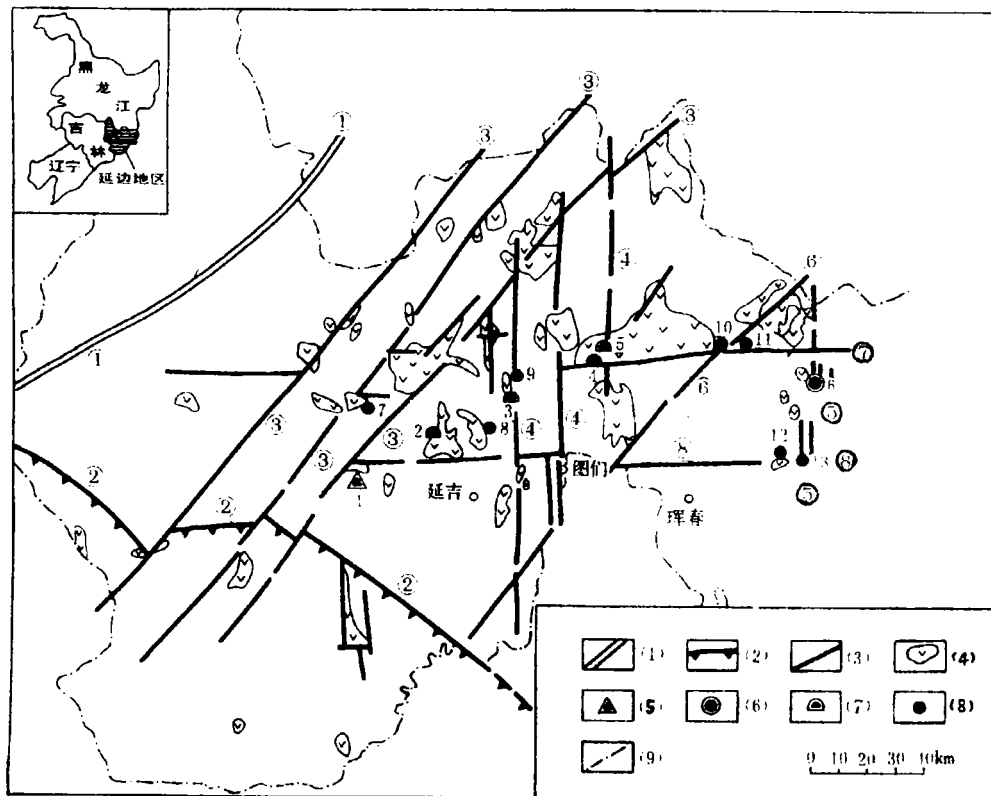


图1 延边地区构造轮廓、中生代中酸性火山岩及主要金(多金属)矿床

(1)一岩石圈断裂;(2)一古板块对接带;(3)一基底断裂;①一敦密深断裂;②一古洞河深断裂;③一两江-天桥断裂带;④一图们-汪清断裂带;⑤一小西南岔断裂带;⑥一图们江断裂带;⑦一敦化-杜荒子断裂带;(4)一中生代中酸性火山岩;(5)一矽卡岩型多金属矿床;(6)一斑岩型金铜矿床;(7)一浅成热液型(热泉型)金矿床;(8)一未分类金矿床;(9)一地区界线

矿床名称: 1—天宝山铜-多金属矿床; 2—五凤-五星山金矿床; 3—柞枝金矿床; 4—刺猬沟金矿床; 5—干沟子金矿床; 6—小西南岔金铜矿床; 7—金矿屯金矿床; 8—春兴金矿床; 9—富岩金矿床; 10—九三沟金矿床; 11—杜荒岭金(铜)矿床; 12—三道沟金(铜)矿床; 13—农坪金(铜)矿床

Fig. 1. Structural configuration, Mesozoic intermediate-acid volcanic rocks and major gold (polymetallic) deposits in Yanbian areas.

1—Lithospheric fault; 2—Paleoplate contact zone; 3—Basement fault; ①Dunmi deep fault; ②Gutonghe deep fault; ③Liangjiang-Tianqiao fault zone; ④Tumen-Wangqing fault zone; ⑤Xiaoxinancha fault zone; ⑥Tumenjiang fault zone; ⑦Dunhua-Duhuangzi fault zone; 4—Mesozoic intermediate-acid volcanic rock; 5—Skarn polymetallic deposit; 6—Porphyry gold-copper deposit; 7—Epithermal (hot spring) gold deposit; 8—Unclassified gold deposit; 9—Boundary of areas.

Name of ore deposit: 1—Tianbaoshan copper-polymetallic deposit; 2—Wufeng-Wuxingshan gold deposit; 3—Naozhi gold deposit; 4—Ciweigou gold deposit; 5—Gangouzi gold deposit; 6—Xiaoxinancha gold-copper deposit; 7—Jinkuangtun gold deposit; 8—Chunxing gold deposit; 9—Fuyan gold deposit; 10—Jiusangou gold deposit; 11—Duhuangling gold (copper) deposit; 12—Sandaogou gold (copper) deposit; 13—Nongping gold (copper) deposit.

力西期和印支期矿化现象,但没有证据表明华力西期和印支期已有与花岗岩有关的热液多金属工业矿床的形成。本区大多数有色金属、贵金属矿床集中于燕山期 ($170 \times 10^6 \sim 110 \times 10^6$ a) 形成。

表 1 延边地区地层柱状图

Table 1. Stratigraphic column of Yanbian area, Jilin Province

地层单位				厚度 (m)	岩 性 特 征
界	系	统	组		
新生界	第四系	全新统		5.3	冲积、洪积砂、砾石、粘土和亚粘土等
	第三系	上新统	船底山组	169.9	气孔状、杏仁状玄武岩和橄榄玄武岩等
中生界	白垩系	上统	龙井组	339.5	粗—细粒砂岩，有时含砾，有时夹泥质粉砂岩
		下统	大拉子组	1112.1	粗砂岩至粉砂岩，有时含砾，底部为复成分砾岩，下部产叶支介化石
			长财组	257.3	杂砂岩和长石砂岩含砾石，夹砂页岩、安山岩及薄煤层
			金沟岭组	1576.5	上部为安山玄武岩、安山岩、辉石安山岩及多斑安山岩；下部为安山质角砾凝灰岩、凝灰角砾岩及安山质集块角砾岩
	侏罗统	中统	屯田营组	3350.0	上段为安山质-英安质-流纹质凝灰岩、凝灰质砂岩及角砾凝灰岩，夹英安岩和流纹岩；下段为安山质角砾熔岩、安山岩、角砾凝灰岩及集块角砾岩等
	三叠统	上统	三仙岭组	1721.7	流纹岩、流纹质凝灰熔岩、含砾熔岩、英安质角砾凝灰熔岩、安山岩及含砾粗砂岩、碳质粉砂岩，含有节类化石
	古生界	二叠系	上统	开山屯组	2288
下统			亮子川组	984.6	层凝灰岩、凝灰板岩、凝灰粗砂岩和砾岩
			柯岛组	4275	上部为杂色片理化凝灰岩、中酸性熔岩；下部为凝灰质砾岩、砂岩和粉砂岩
			庙岭组	1063.8	凝灰质砾岩、粉砂岩、板岩、砂岩、粉砂岩及灰岩
			大蒜沟组	1016	凝灰质粉砂岩、含砾凝灰熔岩、凝灰粉砂岩、钙质粉砂岩及透镜状灰岩
石炭系		上统	山秀岭组	517	凝灰岩、凝灰质砂岩、灰岩及结晶灰岩
前泥盆系		五道沟群		1876.2	上部为红柱石碳质板岩、红柱石二云母片岩、黑云母石英片岩变砂岩、角闪石英片岩、含石榴石黑云片岩；中部为二云母石英片岩、角闪石英片岩、角闪岩、斜长角闪岩夹大理岩；下部为变硬砂岩、砂岩、变英安岩、含石榴石变砂岩及粉砂岩
	青龙村群		1959.9	上部为黑云母斜长片麻岩、黑云母变粒岩、红柱石石英片岩、斜长角闪岩、石英大理岩、硅质条带大理岩；下部为角闪岩、斜长角闪岩、黑云变粒岩、片麻岩、透辉斜长变粒岩、磁铁角闪岩	

1.5 中生代火山岩

延边地区中生代火山岩系分布广泛, 大小火山喷发堆积体共有 70 余处, 约占总面积的 16.6%^[4]。中生代火山岩系在地层柱上的分布如表 1。据金伯禄和金逢洙 (1990) 统计, 晚三叠世火山喷发堆积体共 12 个, 大约 732 km², 占整个火山喷发堆积体面积的 13.6%; 晚侏罗世火山喷发堆积体 42 个, 分布面积为 2109 km², 占整个火山喷发堆积体面积的 39.2%; 白垩纪火山-沉积盆地 15 个, 分布面积为 2535 km², 占整个火山喷发堆积体的 47.2%。浅成热液型 (热泉型) 金矿床与中侏罗世和早白垩世火山作用关系十分密切, 正是这些火山活动及其有关的浅成岩浆房引起地热泉活动, 并建立了热液对流循环机制, 引起矿质的迁移与沉积, 最终导致有用矿石堆积于热泉排放口。

2 小西南岔金铜矿床

2.1 地质背景

小西南岔金铜矿床位于吉林省最东端珲春县, 向南距日本海仅 50 km。构造环境属于吉黑华力西褶皱带, 同时叠加了强烈的滨太平洋构造-岩浆活动。

矿区出露最老的地层为早古生代青龙村群, 为一套中深变质的海陆交互相中酸性-中基性火山岩、碎屑岩夹碳酸盐岩, 厚度达几千米至上万米; 二叠系柯岛组和开山屯组, 属于浅变质的火山岩、砂岩和板岩; 中侏罗统屯屯营组和下白垩统金沟岭组陆相火山岩 (Rb-Sr, 147.5×10⁶ a) 和碎屑岩分布于矿田南部和西北部的断陷盆地中。由于青龙村群的金丰度值高于克拉克值 4~5 倍, 故大多数地质学家认为青龙村群可视为重要的矿源层。

矿田内花岗质岩石出露面积约占 2/3, 主要为华力西期、印支期、燕山期和喜山期, 其中华力西晚期和燕山期花岗质岩浆热液活动与小西南岔金铜矿化关系最密切。

华力西期花岗质岩石出露面积占矿田的 1/2, 主要有黑云母斜长花岗岩、片麻状黑云母斜长花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩等, 代表造

山期的产物。其中闪长岩类与青龙村群变质火山岩为主要容矿岩。本次用锆石 U-Pb 法和 K-Ar 稀释法获得 3 号矿脉附近的黑云母斜长花岗岩具有三组同位素年龄值, 表明华力西期花岗岩类经历过多幕构造热事件:

(1) 锆石不和谐年龄为 380×10⁶ a (表 2、图 2)

(2) 锆石的一系列表面年龄为 94×10⁶~364×10⁶ a (表 3)。这也说明华力西期花岗岩类经受多期构造热事件, 存在多组不同的年龄。

(3) 锆石的铅-铅等时线年龄为 149×10⁶ a (图 3)。这说明华力西期花岗岩类在燕山期所受的构造热事件最为强烈。

表 2 小西南岔金铜矿区黑云母斜长花岗岩中锆石不和谐年龄
Table 2. Zircon discordant age for the biotite-plagioclase granite in the Xiaoxinancha gold-copper district

样号	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	方差变化	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	方差变化
1	0.231716	9.0×10^{-4}	0.031226	2.4×10^{-8}
2	0.117760	3.4×10^{-7}	0.017224	7.4×10^{-8}
3	0.150540	5.6×10^{-7}	0.021634	1.2×10^{-8}
4	0.176090	7.7×10^{-7}	0.024607	1.2×10^{-8}
5	0.099244	2.4×10^{-7}	0.014793	5.5×10^{-9}

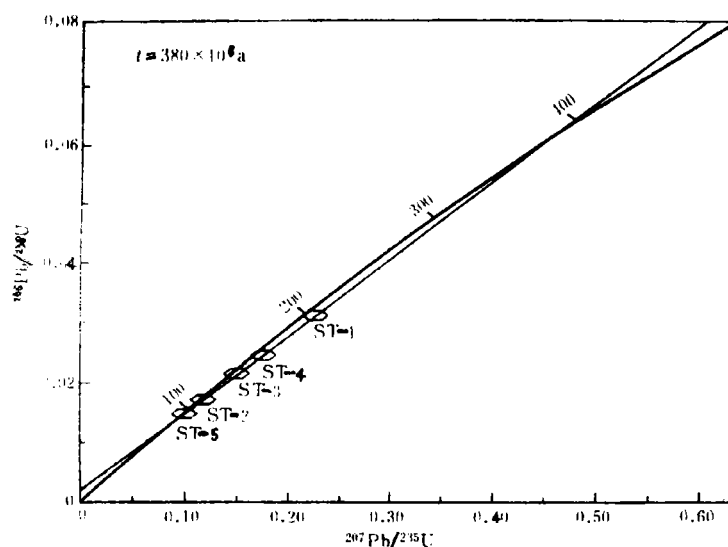


图 2 小西南岔金铜矿区黑云母斜长花岗岩中锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 对 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 图解

Fig. 2. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diagram of zircon discordant age for the biotite-plagioclase granite in the Xiaoxinancha gold-copper district.

表 3 小西南岔金铜矿区黑云母斜长花岗岩中锆石的铅同位素组成及表面年龄

Table 3. Lead isotopic composition and apparent age of zircon from biotite-plagioclase granite in the Xiaoxinancha gold-copper district

样品	U (g/t)	Pb (g/t)	^{204}Pb (%)	^{206}Pb (%)	^{207}Pb (%)	^{208}Pb (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (10^6a)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (10^6a)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ (10^6a)
St-1	231.71	9.38	0.2887	71.7564	8.0940	19.8610	198	212	364
St-2	589.13	17.24	0.5541	61.0618	11.1941	27.1902	110	113	176
St-3	549.55	23.45	0.6504	55.7804	12.3901	31.1794	138	142	217
St-4	555.92	16.21	0.2288	76.8834	7.3526	15.5355	157	165	281
St-5	1215.78	21.48	0.1422	74.7401	5.7348	19.3831	94	96	132

(4) 对小西南岔矿田的主要岩石(包括华力西期主要侵入岩和早古生代主要容矿岩石),进行K-Ar 稀释法年龄测定,得到一组从 $69 \times 10^6 \sim 117 \times 10^6 \text{ a}$ 的年龄(表4),这充分证明本区在中生代存在强烈的构造热事件,致使各类不同时代的岩石保存大致相似的 $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ 比值及K-Ar 年龄值。

从上述四方面的测试数据可以归纳华力西期花岗岩类主要经受三幕构造热事件:第一幕, $360 \times 10^6 \sim 380 \times 10^6 \text{ a}$,相当于晚泥盆世或泥盆纪末,代表华力西早期本区大规模的造山运动并伴随大规模的花岗质岩浆侵位。第二幕, $220 \times 10^6 \sim 280 \times 10^6 \text{ a}$,相当于二叠纪末到三叠纪,代表华力西晚期本区进一步褶皱回返,并伴随大量的火山喷发和花岗质岩浆侵

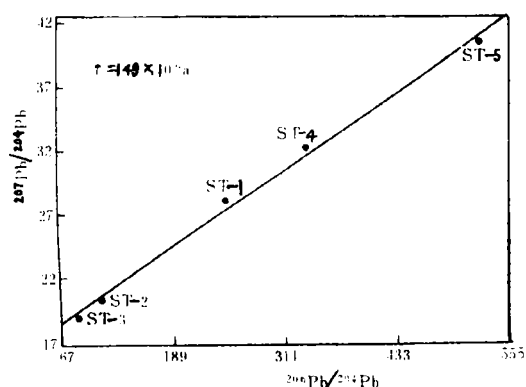


图 3 小西南岔金铜矿区黑云母斜长花岗岩中锆石的铅-铅等时线年龄

Fig. 3. Pb-Pb isochron age of zircon for the biotite-plagioclase granite in the Xiaoxinancha gold copper district.

位。第三幕, $100 \times 10^6 \sim 180 \times 10^6$ a, 相当于侏罗纪到早白垩世末, 本区受滨太平洋构造影响, 广泛强烈火山喷发和花岗质岩浆侵位, 并伴随广泛的热泉活动, 形成丰富的金属矿床。

燕山期侵入岩的规模相对比华力西期的小得多。中性岩类小岩株主要有闪长岩和石英闪长岩等, 岩体边部常具有隐爆角砾岩的特征。酸性岩类主要有花岗岩、斜长花岗岩、花岗闪长岩、钾长花岗岩和二长花岗岩等, 均为小岩株, 其中小西南岔花岗岩体内外接触带可见到铜钼矿化现象。

燕山期还有许多次火山岩, 它们成群成带分布于区域性断裂带附近, 与金铜矿化在空间上关系十分密切。其中酸性次火山岩类有花岗斑岩、花斑岩、流纹斑岩、石英纳长斑岩等; 中性次火山岩类有次安山岩、闪长玢岩、角闪闪长玢岩、辉长闪长玢岩和石英闪长玢岩等。在深部经钻孔验证, 北山矿段的西南部隐伏花岗斑岩体遭受强烈的绿泥石化、硫酸盐化、绿帘石化、黄铁绢英岩化、黄铜矿-辉铜矿化等, 局部构成工业矿体。南山矿段的大多数金铜矿脉产于闪长玢岩的上下盘接触带或穿插于其中。对燕山期侵入体用 K-Ar 稀释法进行了年龄测定, 其结果如表 4。

表 4 小西南岔金铜矿区华力西期斜长花岗岩、燕山期侵入岩的 K-Ar 稀释年龄测定结果

Table 4. K-Ar dilution ages of Variscan plagioclase granite and Yanshanian intrusives in the Xiaoxinancha gold-copper district

编号	样品	侵位时代	产地	K (%)	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-11}$ (moles)	^{40}Ar (%)	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	年龄 (10^6 a)
HV7-1	斜长花岗岩	华力西期	北山	2.83	1.7465	79.666	6.2372×10^{-3}	104.27 ± 1.90
HV9-1	黑云母斜长花岗岩	华力西期	北山	3.78	1.5935	52.996	4.1178×10^{-3}	69.51 ± 1.62
HSW-1	花岗闪长岩	华力西期	北山	2.12	1.4925	87.824	7.0200×10^{-3}	116.94 ± 2.35
HV11-1	角岩	早古生代	南山	1.18	1.2104	61.458	8.0300×10^{-3}	133.16 ± 3.61
HV11-2	闪长玢岩	燕山期	南山	1.26	6.9412	51.626	6.6156×10^{-3}	110.41 ± 3.74
HV21-1	花岗岩	燕山期	南山	1.19	1.3630	64.612	1.1320×10^{-2}	185.00 ± 3.40

中国地质科学院地质研究所同位素室分析, 1993

小西南岔矿田的基底为近 SN 向的向斜构造, 小西南岔金铜矿床位于向斜西翼。矿田内中生代以来的断裂十分发育, 主要有 EW 向、NNE 向、NW 向和 SN 向四组。其中三道沟-小西南岔 NNE 向断裂与 NW 向和 EW 向断裂的交切部位, 集中分布了燕山早期与火山-深成杂岩有关的主要金铜矿床和矿点, 如小西南岔金铜矿床、白虎山金矿点和东南岔铜金

矿点等。

2.2 矿体

矿体严格受 NNW 向压性断裂及其次级断裂控制, 因此几乎所有矿脉和矿脉群均呈 NNW 向。矿体由铜金石英脉及其两侧围岩中的细脉浸染状金铜矿化组成。根据矿体形态产状划分四种类型: ① 复脉型矿体: 每一个矿体群一般由 3~4 条相互平行的单脉组成, 单脉之间往往有细脉浸染状矿化联结, 构成复脉型矿体。北山矿段的最主要矿化类型属于此种类型。② 单脉型矿体: 矿体由单个金铜硫化物石英大脉组成, 为南山和北山矿段的主要矿化类型。③ 密脉带型矿体: 矿体由充填于平行密集的剪切裂隙中的含金铜硫化物-石英-方解石脉及其蚀变带组成。这种矿体由于倾角平缓, 一般以盲矿体为主, 为北山矿段的较次要矿化类型。④ 网状、细脉浸染型矿体: 在北山矿段的西部隐伏花岗斑岩顶部存在有细脉浸染状铜铅矿化, 个别地段形成工业矿体。

小西南岔矿床的矿化长度 2.5 km, 宽约 0.8 km, 已圈定的大小矿体 34 个。南北以香房沟河为界可分为北山矿段和南山矿段 (图 4)。该矿床拥有铜储量 10.17 万吨 (0.4% 铜品位), 金 16.87 t。

北山矿段的矿体特征与南山矿段的相比较, 总的北山矿段剥蚀深度大, 南山矿段剥蚀深度浅。现将它们的特点作些对比 (表 5)。

NNW 向平行的压性断裂带是控制闪长玢岩岩脉和主要矿体的容矿构造。断裂带总体的走向 335°, 长 2500 m, 宽 800 m, 与矿带的延展范围基本是一致的。

表 5 北山矿段与南山矿段矿体特征对比

Table 5. Comparison of orebody characteristics between the Beishan ore block and the Nanshan ore block

矿段 特 征	北 山 矿 段	南 山 矿 段
矿体规模	最大长度 980 m, 最小 250 m; 最大厚度 21 m, 最小 0.25 m	最大长度 1500 m, 最小 600 m; 最大厚度 6.3 m, 最小 0.11 m
矿体产状	倾向东或近于直立, 少部分矿体较平缓	矿体倾向西
矿体富集部位	富集于 NW 向和近 SN 向转为 NNW 向的拐弯部位	富集于 SN 向和 NW 向转为 NNW 向的转弯处
矿脉间关系	主支脉平行, 分支复合现象普遍	主支脉呈“入”字形相交
矿体与围岩关系	界线不清楚	界线清楚
矿脉类型	单脉、复脉和网脉状	单脉型

北山矿段的矿体在垂直剖面上分布于燕山期花岗斑岩小岩体的侧上方的 NNW 向断裂带, 大部分矿体赋存于华力西期黑云母斜长花岗岩与华力西期闪长岩接触带的闪长岩一侧, 部分矿体赋存于青龙村群黑云母角岩和长英质角岩中。矿体呈斜列的相互平行的矿脉群 (图 5)。

2.3 矿石

(1) 矿石类型: 郑斗范等 (1983) 将小西南岔矿石划分五种类型: ① 氧化矿石: 主要为金矿石, 北山矿段平均分布于地表 10 m 以上, 南山矿段平均分布于地表 20 m 以上, 为

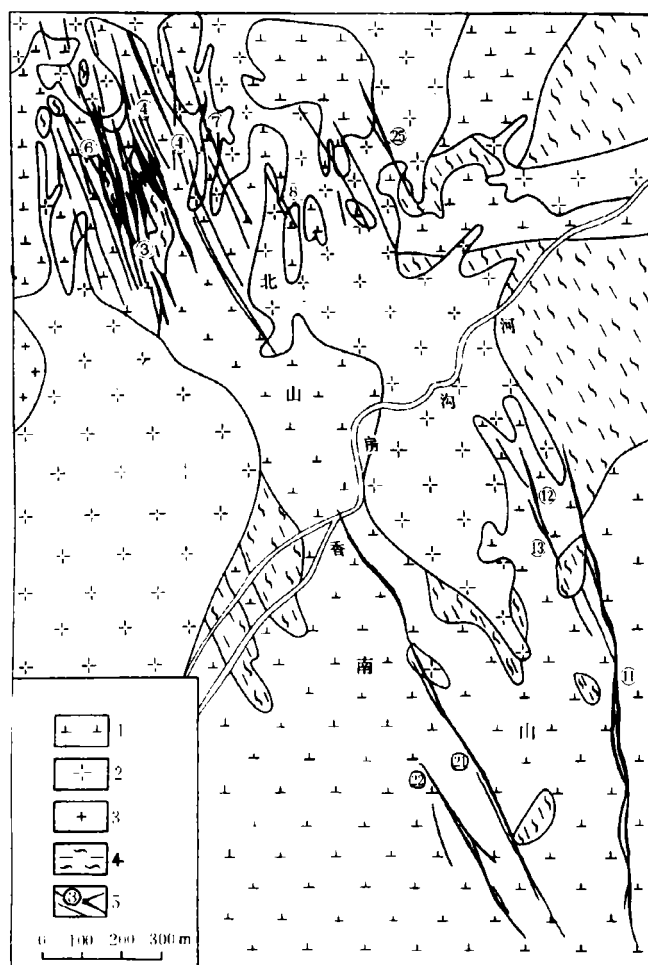


图4 小西南岔金铜矿床地质图

1—华力西期闪长岩; 2—华力西期黑云母斜长花岗岩; 3—燕山期花岗岩斑岩; 4—黑云母-长英质角岩(青龙村群); 5—金铜矿体及编号

Fig. 4. Geological map of the Xiaoxinancha gold-copper deposit.

1—Variscan diorite; 2—Variscan biotite-plagioclase granite; 3—Yanshanian granite porphyry; 4—Biotite-felsic hornfels (Qinglongcun Group);

5—Gold-copper orebody and serial number.

英, 次要矿物有绿泥石、绢云母、阳起石、绿帘石、斜长石、角闪石和黑云母, 少量矿物有臭葱石和浊沸石。

(3) 矿石结构构造: ① 矿石构造: 主要有块状构造、细脉状构造和细脉浸染状构造, 次要有角砾状构造、条带状构造、梳状构造、晶洞状构造, 稀少有多孔状构造。② 矿石结构: 主要有结晶结构和交代结构, 次要有出溶结构、包含结构、填间结构、胶状结构、压碎结构和揉皱结构。

(4) 矿石化学组分: 据郑斗范等(1983)对35个主要金铜矿体的矿石化学组分研究结

表生氧化淋滤带孔雀石-自然金组合, 铜被淋失而变贫; 金在残坡积层中次生富集。② 贫硫化物矿石: 硫化物含量小于1%, 为自然金-黄铁矿-黄铜矿组合, 分布于花岗斑岩体中、矿体边缘蚀变带和早期石英脉中。③ 少硫化物矿石: 硫化物含量1%~5%, 为自然金-黄铜矿-黄铁矿组合, 分布于矿脉两侧蚀变带或角岩中。④ 中硫化物矿石: 硫化物含量5%~15%, 为自然金-黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿组合, 主要分布于北山矿段矿体下部。⑤ 富硫化物矿石: 硫化物含量大于15%, 为自然金-黄铁矿-胶黄铁矿-磁黄铁矿组合, 主要分布于南山矿段11号矿体、北山矿段矿体的中上部、矿脉的拐弯处及矿脉的复合部位。

(2) 矿石矿物组成: ① 金属矿物: 主要矿物有黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂, 次要矿物有自然金、自然铋、胶黄铁矿、闪锌矿、白铁矿、方黄铜矿、碲银矿和孔雀石, 少量矿物有银金矿、金银矿、自然铜、方铅矿、斑铜矿、铜蓝、富硫铋铅矿、赫碲铋矿、硫碲铋铅银矿、针铁矿、磁铁矿和赤铁矿。② 脉石矿物: 主要矿物有方解石和石英,

果, 如表 6 所示。

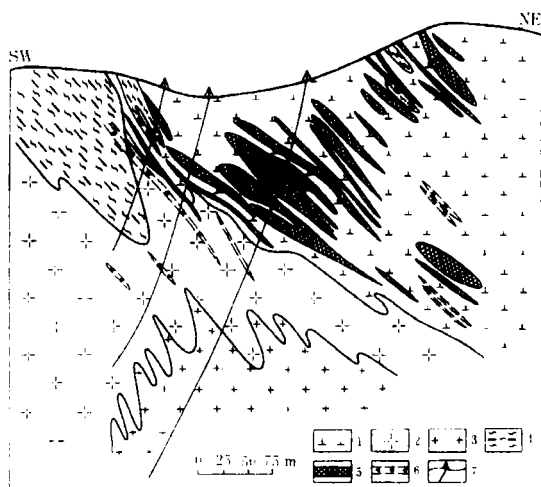


图 5 小西南岔金铜矿床北山矿段 1~2 剖面图

1—华力西期闪长岩; 2—华力西期黑云母斜长花岗岩;
3—燕山期花岗斑岩; 4—青龙村群黑云母-长英质角岩;
5—金铜矿体; 6—破碎带; 7—钻孔

Fig. 5. No. 1—2 geological section of the Beishan ore block in the Xiaoxinancha gold-copper deposit.

1—Variscan diorite; 2—Variscan biotite-plagioclase granite;
3—Yanshanian granite porphyry; 4—Biotite-felsic hornfels of Qinglongcun Group; 5—Gold-copper orebody;
6—Shatter zone; 7—Drill hole.

矿石中主要伴生有益组分为银、碲、钼、铋、镓、锗、铈和铟等; 有害杂质都不太高, 如 $\text{MgO} < 5.35\%$, $\text{As} < 0.007\%$, $\text{Zn} < 0.03\%$ 等。

(5) 矿石形成阶段: 根据矿物生成顺序、矿物共生组合和矿物中流体包裹体研究结果, 可将矿石划分五个形成阶段: ① 黑云母-少量硫化物阶段: 为钾硅酸盐交代的晚期阶段, 开始有辉铜矿、黄铜矿和黄铁矿析出, 形成温度为 $400\sim 500^\circ\text{C}$ 。② 石英-毒砂-萤铜矿-黄铁矿阶段: 又可称之为 Fe-As-S 系阶段, 毒砂大量析出为此阶段的显著标志, 形成温度为 $340\sim 400^\circ\text{C}$, $\lg f_{\text{S}_2}$ 为 $-9\sim -5.3$ 。③ 石英-绢云母-磁黄铁矿-自然金-黄铜矿阶段: 又可称之为 Cu-Fe-S 系阶段, 大量磁黄铁矿、黄铜矿和少量自然金的析出为此阶段的标志, 形成温度为 $210\sim 350^\circ\text{C}$, $\lg f_{\text{S}_2}$ 为 $-13.9\sim -6.8$ 。④ 碳酸盐-石英-自然金-胶黄铁矿-碲化物阶段: 该阶段既出现 Au-Ag-Bi 系, 又出现 Au-Ag 系, 大量碲化物和硫盐矿物析出为此阶段的标志, 形成温度为 $160\sim 240^\circ\text{C}$, $\lg f_{\text{S}_2}$ 为 $-15.8\sim -8.5$ 。⑤ 方解石-少量胶黄铁矿阶段:

该阶段标志着成矿系统热源已经枯竭, 成矿系统的酸碱度已恢复原状, 此阶段温度低于 180°C 。

2.4 围岩蚀变

小西南岔金铜矿床的蚀变作用是在各类容矿岩石与早期少量岩浆水 (挥发组分) 和大量天水之间进行的^[10,17]。早期成矿系统相对处于封闭状态, 岩浆水与围岩之间反应强烈。在燕山期花岗岩和花岗斑岩体顶部及其邻近围岩中形成钾硅酸盐交代岩, 这种交代岩以黑云母和钾长石的新生矿物为标志, 同时伴随少量辉钼矿、黄铜矿和黄铁矿等。中期成矿系统由于构造裂隙的打开, 时而开放时而封闭, 天水与岩浆水混合对流, 水/岩比值加大, 热水对硅酸盐的分解作用超过碱质硅酸盐交代作用, 在构造裂隙发育地带的围岩形成绢英岩化或黄铁绢英岩化, 伴随有大量黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿和自然金等析出。在绢英岩化的外围由于 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 的带出, 形成以绿泥石、绿帘石和碳酸盐等新生矿物为特征的青磐岩化。中晚期成矿系统由于 HCl 、 HF 、 CO_2 、 P_2O_5 等组分的缺乏, 围岩的中度和深度泥英岩化都不明显, 只有北山矿段的局部围岩中有中度泥英岩化。晚期成矿系统的热源已经枯竭, 系统的物理化学条件已接近海相沉积岩的条件, 在天水对流作用下, 碳酸

盐交代作用活跃起来，形成碳酸盐化和铁锰碳酸盐化。小西南岔金铜矿床的蚀变岩特征如表 7。

表 6 小西南岔金铜矿床的矿石化学组分

Table 6. Chemical composition of ores from the Xiaoxinancha gold-copper deposit

元素	北山矿段			南山矿段		
	平均品位	变化范围	变化系数	平均品位	变化范围	变化系数
Cu	0.53%	0.06%~6.55%	0.77%~2.24%	0.80%	0.05%~3.80%	0.96%
Au	3.80g/t	0.15~45.53g/t	0.77%~2.64%	3.64g/t	0.15~45.49g/t	2.10%
Ag	6.8g/t			16.8g/t		

表 7 小西南岔金铜矿床的蚀变特征

Table 7. Alteration characteristics of the Xiaoxinancha gold-copper deposit

蚀变类型	产出	标型矿物	伴随矿化	形成条件
钾硅酸盐交代岩	花岗岩和花岗斑岩的顶部及邻近围岩	富镁黑云母、钾长石	辉铜矿	>450℃，水/岩值小，系统相对封闭
绢英岩或黄铁绢英岩	矿脉及矿脉近旁围岩	白云母、水白云母、水云母、石英	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、自然金、金银矿	200~350℃，水/岩值大，系统相对开放
青磐岩	矿脉远侧围岩	绿泥石、绿帘石、方解石	黄铁矿、黄铜矿	200~350℃，水/岩值中等，系统相对开放
碳酸盐交代岩	晚期矿脉及矿脉旁侧围岩	方解石、铁白云石	黄铁矿	<200℃，水/岩值中等，系统相对开放

2.5 矿床成因

(1) 成矿与燕山期火山-深成杂岩的联系：矿化的时间（ $110\times10^6\sim149\times10^6\text{ a}$ ）与燕山期火山深成杂岩的喷发-侵位时间（ $110\times10^6\sim185\times10^6\text{ a}$ ）基本一致。主要蚀变和矿化体位于燕山期隐伏花岗斑岩体的侧上方断裂带，许多矿脉与燕山期闪长玢岩岩脉伴随出现。据区域岩石地球化学丰度统计，燕山期中性次火山和青龙村群变质岩的金含量高于同类岩石的维氏值 4~5 倍（郑斗范等，1983）。由此认为小西南岔金铜成矿受燕山期火山-深成杂岩控制。

(2) 锶同位素：矿区燕山期花岗闪长岩和闪长玢岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值分别为 0.7048 和 0.7050，投影于 Faure（1977）地球锶同位素演化图的地幔上部接近于地壳，由此推测这些岩石为玄武岩岩浆结晶分异产物，并受到地壳的混染。

(3) 硫同位素：共计测定 31 件样品，本次研究补充测定 6 件，其余样品据郑斗范等（1983）资料。在 31 件样品中，其中黄铁矿 7 件， $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+3.5\text{‰}\sim+4.7\text{‰}$ ，平均值为 $+4.14\text{‰}$ ；黄铜矿 24 件， $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+3.3\text{‰}\sim+8.0\text{‰}$ ，平均值为 4.51‰ 。31 件

样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+3.3\text{‰} \sim +8.0\text{‰}$, 平均值为 4.4‰ 。由此可以推论, 小西南岔金铜矿床的硫同位素来源比较单一, 以与火山-深成杂岩有关的深成硫源为主, 围岩的混染不明显。

(4) 碳氧同位素: 测定了 10 件矿石中石英流体包裹体的 CO_2 和 CO 的碳同位素和石英的氧同位素, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-7.2\text{‰} \sim -3.5\text{‰}$, 平均值为 -5.4‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $+4.4\text{‰} \sim +13.0\text{‰}$, 平均值为 $+10.3\text{‰}$ 。这些数据总的反映碳氧同位素为深成来源。

(5) 氢氧同位素: 共测定了 11 件石英的流体包裹体氢氧同位素, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-80\text{‰} \sim -38\text{‰}$, 平均值为 -61‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-4.30\text{‰} \sim +5.61\text{‰}$, 平均值为 $+2.06\text{‰}$ 。这些数据在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图上投影落于接近岩浆水一侧, 相对离天水线距离较大, 因此估算岩浆水占 $33\% \sim 91\%$, 天水占 $9\% \sim 67\%$ 。

(6) 流体包裹体: 小西南岔矿床的流体包裹体已有专门研究(李荫清, 1994), 已获得该矿床成矿热流体的温度、盐度、密度、压力和 pH 等一系列物理化学参数, 见本期 151~173 页详述。

(7) 成矿组分的迁移形式: 由于小西南岔金铜矿床的成矿流体具有双重性质: 早期成矿流体具有较高的温度和盐度, 较丰富的 HCl 、 HF 、 CO_2 等酸性介质, 氧逸度较高等, 推测此时还原硫浓度较低, 故金和铜主要以 $[\text{AuCl}_2]^-$ 、 $[\text{AuCl}_4]^-$ 、 $[\text{CuCl}_2]^-$ 、 $[\text{CuCl}_4]^-$ 等络合物形式迁移。而成矿中晚期, 成矿流体温度降低, 受天水稀释, 盐度大大降低, HCl 、 HF 、 CO_2 等酸性介质与围岩反应消耗殆尽, 氧逸度随温度降低也大大降低, 金铜迁移形式则转变为 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 、 $[\text{Cu}(\text{HS})_2]^-$ 络合形式。

(8) 矿床成因类型: 小西南岔金铜矿床在时间上、空间上和成因上主要受晚侏罗世一早白垩世火山岩盆地边缘的火山-深成杂岩体控制, 是一个斑岩型-浅成热液型(热泉型)多位一体的矿床^[1,2,12]。

3 闹枝金(铜)矿床

3.1 地质背景

闹枝金(铜)矿床位于延吉市北东的 EW 向新田-磨盘山隆起带西侧。地处百草沟-苍林 EW 向深断裂带与永昌-长岩 NW 向断裂带的交汇部位。中生代闹枝火山喷发中心受控于 EW 向与 NW 向断裂带的交汇部位, 闹枝金(铜)矿床位于喷发中心的西侧。

矿田内古生代有两个花岗岩成因系列: 华力西早期闪长岩-石英闪长岩-二长花岗岩系列; 华力西晚期-印支早期辉长岩-闪长岩-斜长花岗岩-花岗闪长岩-二长花岗岩系列。中生代有两个火山-侵入杂岩系列: 中侏罗世屯田营火山-侵入杂岩系列和早白垩世金沟岭火山-侵入杂岩系列。后两个系列与闹枝金(铜)矿化关系最为密切, 在时间上和空间上喷发相(火山岩)、超浅成相(次火山岩)和浅成-中深成相(侵入岩)紧密共生。

中侏罗世火山-侵入杂岩系列的火山岩有安山质熔岩(斜长安山岩、角闪安山岩、安山质角砾凝灰岩等)和少量酸性火山碎屑岩和熔岩(流纹质晶屑凝灰岩、珍珠岩和黑曜岩等)组成; 该系列的次火山岩不十分发育, 仅有少量次角闪安山岩和次斜长安山岩等; 该系列的侵入岩有辉石闪长岩、二长花岗岩、石英闪长岩和花岗闪长斑岩等。

早白垩世火山-侵入杂岩系列的火山岩有含集块凝灰砾岩、辉石安山岩和玄武安山岩等; 该系列的次火山岩以次辉石安山岩为主; 该系列的侵入岩具有双峰式特征, 富碱长石,

主要岩石有碱长辉石闪长岩和花岗细晶岩等。

上述两套中生代火山-侵入杂岩的时代已获得部分同位素年龄: 在水北测得闹枝火山岩带的安山岩年龄为 134×10^6 a (K-Ar 法, 吉林区测所, 1980); 在闹枝矿区内测得次安山岩脉的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $(130 \pm 20) \times 10^6$ a (吉林第六地调所, 1986); 闹枝 10 号矿脉的矿石年龄为 $(127.8 \pm 0.2) \times 10^6$ a (中子活化法, 周永昶等, 1992)。考虑到上述年龄数据并结合地层层序叠置关系, 故将屯田营火山-侵入旋回划为中侏罗世, 金沟岭火山-侵入旋回划为早白垩世。

闹枝金(铜)矿脉主要受成矿期断裂控制, 现已发现的控矿断裂共有 9 条, 其中 1 号、9 号、10 号、11 号和 12 号控矿断裂分布于矿区的东北部, 7 号、6 号、5 号和 4 号控矿断裂分布于矿区的西南部 (图 6)。

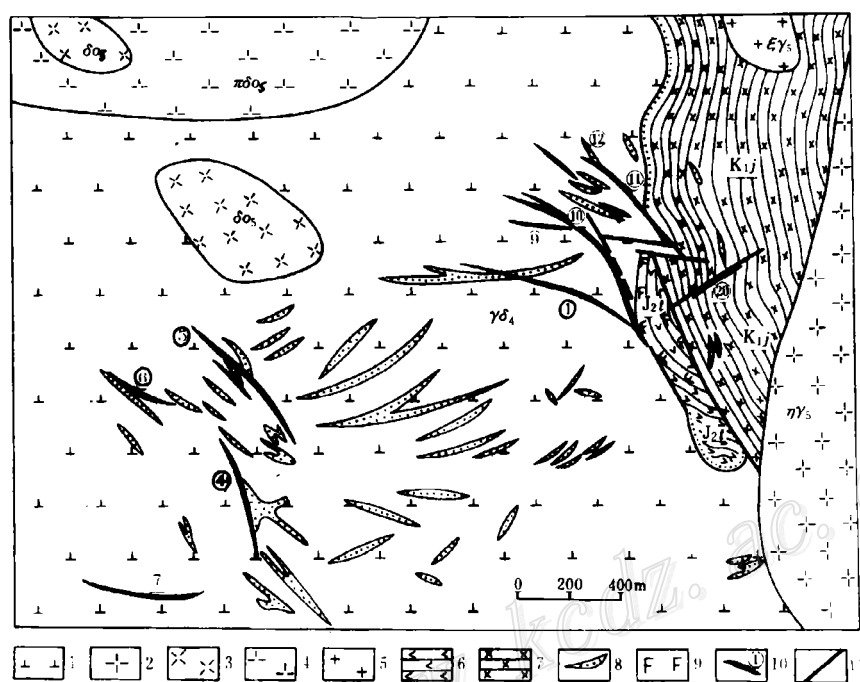


图 6 闹枝金(铜)矿床地质简图

1—华力西期花岗闪长岩; 2—燕山期二长花岗岩; 3—燕山期石英闪长岩; 4—燕山期似斑状花岗岩; 5—燕山期钾长花岗岩; 6—中侏罗统屯田营组; 7—下白垩统金沟岭组; 8—燕山期次安山岩脉; 9—屯田营组中浊沸石岩; 10—含金破碎带、金矿体及编号; 11—断层

Fig. 6. Schematic geological map of the Naozhi gold (copper) deposit.

1—Variscan granodiorite; 2—Yanshanian adamellite; 3—Yanshanian quartz diorite; 4—Yanshanian porphyritoid granite; 5—Yanshanian K-feldspar granite; 6—Middle Jurassic Tuntianying Formation; 7—Lower Cretaceous Jingouling Formation; 8—Yanshanian subandesite; 9—Laumontite in Tuntianying Formation; 10—Auriferous shatter zone, orebody and serial number; 11—Fault.

现以 10 号控矿断裂为例作简略叙述: 断裂地表出露长度约 1020 m, 延深大于 450 m,

宽度变化较大,最宽处可达20 m,总体走向为NW向,倾向SW,倾角为 $60^{\circ}\sim 65^{\circ}$ 。从SE到NW,略呈弧形延伸,开始为NNW,转为NW,再转向NWW,在中部向西分叉呈两支(图6)。断裂性质属于脆性破裂变形。根据断裂带岩石破碎程度,可将构造岩分为裂碎岩、构造透镜体、构造角砾岩的断层泥。

3.2 矿体

闹枝金(铜)矿体总的受控于构造破碎蚀变带。现已发现含金较好的破碎蚀变带共有9条,即10、11、9、1、4、5、6、7、及20号。它们均赋存于华力西期花岗闪长岩及中生代火山岩和次火山岩。其中10号含金破碎蚀变带规模最大,含金较高,已圈定三个工业矿体;9号含金破碎蚀变带规模虽小,但局部含金较好,也圈出一个工业矿体。

其中10-1号矿体最大,矿体走向长450 m,延深560 m,厚度0.38~12.35 m,一般1~2 m厚,厚度变化系数为159.6%。10-1号矿体总的呈脉状(图7),局部呈饼状,沿走向和倾向均有膨缩,分枝复合,尖灭再现。

10-1号矿体以72线为界,西段走向为 $290^{\circ}\sim 325^{\circ}$,倾向为 $200^{\circ}\sim 235^{\circ}$,倾角为 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$;东段走向为 $325^{\circ}\sim 335^{\circ}$,倾向为 $235^{\circ}\sim 345^{\circ}$,倾角为 $60^{\circ}\sim 65^{\circ}$,矿体总的向南东方向侧伏。10-1号矿体金储量占闹枝金矿床总储量98%,金4.5 t,品位6.82 g/t;银45.3 t,品位69 g/t;此外,含硫9.37%,铜0.58%,铅0.33%,锌0.45%,可供综合利用。

3.3 矿石

(1) 矿石类型:按矿石的金属硫化物种类和含量划分两个矿石类型:① 贫贱金属硫化物矿石:矿石矿物以黄铁矿为主,含少量闪锌矿和黄铜矿,金矿物主要为自然金。该类型矿石为最主要的矿石,分布于矿区的北段。② 富贱金属硫化物矿石:矿石矿物中黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和方铅矿丰富,金矿物以银金矿为主。该类型矿石在矿区中不占重要地位,主要分布于矿区的南段。

由贫贱金属硫化物共生组合和金矿石主体分布于北段;富贱金属硫化物共生组合分布于南段,再结合矿体向南东方向侧伏,故推断北段为矿体上部,南段为矿体下部,北段为金带,南段为贱金属带,成矿热流体的沸腾面位于南段。矿石类型分布和成矿金属分带的总体格局符合于浅成热液矿床(epithermal deposits)的矿化分带模式。

(2) 矿石矿物组成:矿石矿物:主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、银金矿、金银矿、孔雀石、蓝铜矿,少量为碲金矿、银黝铜矿、脆银矿、辉银矿、自然银、斑铜矿、辉铜矿、方钴矿、别捷赫琴矿和磁铁矿等。脉石矿物:主要为石英、水白云母、水云母、绿泥石、高岭石、方解石和绿帘石等。

(3) 矿石结构构造:矿石结构:主要有自形一半自形结晶结构、他形粒状结晶结构、压碎结构、交代-交代残余结构、固溶体分离结构和胶状结构等。矿石构造:主要有细脉状构造、浸染状构造、块状构造和角砾状构造。总的说,矿体中部以块状矿石为主;矿体两侧以细脉浸染状矿石为主。

(4) 矿石形成阶段:① 据石英的形成顺序和矿物特征,可将石英划分成四个世代:第一世代石英为梳状石英脉,粒径1~2 mm,无色或白色,透明度好;第二世代石英为细粒状、叶片状,粒径0.3~0.5 mm,灰白-烟灰色,呈不规则细粒状、团块状;第三世代石英为微粒状,粒径小于0.1 mm,烟灰色,呈不规则网脉状;第四世代石英呈规则细脉状,质纯,以裂隙充填为主。总的说,细粒灰白色-烟灰色石英含金性好,为矿床的重要评价

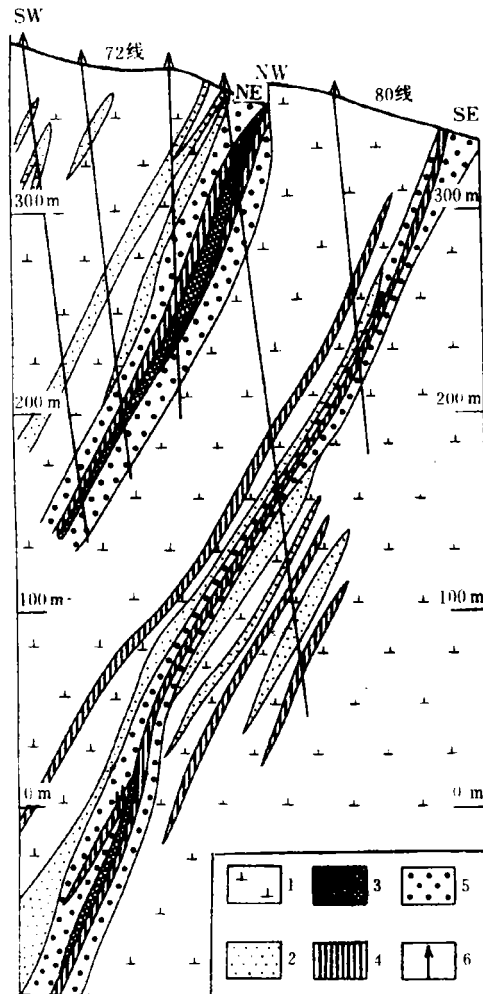


图7 闹枝金(铜)矿床的10号矿体和蚀变分带剖面图

1—华力西期花岗岩闪长岩; 2—燕山期次安山岩脉; 3—金(铜)矿体; 4—黄铁绢英岩带; 5—青磐岩化带; 6—钻孔

Fig. 7. Geological section showing the No. 10 orebody and alteration zoning of the Naozhi gold (copper) deposit.

1—Variscan granodiorite; 2—Yanshanian subandesite dike; 3—Gold (copper) orebody; 4—Phyllic zone; 5—Propylitized zone; 6—Drill hole.

标志。②据黄铁矿的形成顺序和矿物特征,可将黄铁矿划分成三个世代:第一世代黄铁矿为细粒自形黄铁矿,粒径小于0.3 mm,分布于近矿蚀变岩中或分布于梳状石英脉的两壁;第二世代黄铁矿为粗粒黄铁矿,粒径为0.5~2 mm,最大可达10 mm,常呈立方体和五角十二面体晶形,裂纹发育,常被第二世代细粒石英溶蚀,与闪锌矿和黄铜矿共生,为主要载金矿物;第三世代黄铁矿为细粒黄铁矿,一般粒径小于0.3 mm,有时呈骸晶状和胶状,被黄铜矿溶蚀。不同阶段黄铁矿含金和金银量不同:第一阶段黄铁矿含金量为 2.08×10^{-8} ;第二、三阶段黄铁矿含金量为 $5.08 \times 10^{-6} \sim 87.88 \times 10^{-6}$,平均为 25.80×10^{-6} ;第三阶段黄铁矿的含银量平均为 82.50×10^{-6} ,列于各阶段之首。③据蚀变岩和矿石的形成顺序划分四个成矿阶段:第一阶段为黄铁绢英岩-石英脉阶段,矿物共生组合为石英(I)+水白云母+黄铁矿(I)+残余磁铁矿;第二阶段为石英-黄铁矿-自然金阶段,矿物共生组合为石英(II)+黄铁矿(II)+自然金+方铅矿+闪锌矿+黄铜矿;第三阶段为多金属硫化物-金银矿阶段,矿物共生组合为石英(III)+水云母+黄铁矿(III)+金银矿+辉银矿+黝铜矿+闪锌矿+黄铜矿+方铅矿+碲金银矿+斑铜矿+辉铜矿+别捷赫琴矿;第四阶段为石英-方解石阶段,矿物共生组合为石英(IV)+方解石。

3.4 围岩蚀变

(1) 蚀变岩石: 闹枝矿区常见的蚀变岩石有破碎硅化岩、黄铁绢英岩、碳酸盐-绢英岩、青磐岩、泥英岩、钾硅酸盐交代岩和沸石岩等(图7)。①破碎硅化岩: 金矿脉的核心部位,由多世代石英组成,宽几厘米至5 m不等,有时与金矿脉富集部位相一致。②黄铁绢英岩: 分布于破碎硅化岩两侧,一般比破碎硅化岩宽,厚约3~5 m,淡青灰色,主要矿物组成为黄铁矿+水白云母+水云母+石英+少量高岭石+蒙脱石等。由于交代作用强烈,原岩结构构造基本被破坏,很难辨认原岩面貌。当绢英岩中黄铁矿自形程度好时,金含量一般较

低,平均为 0.036×10^{-6} ;当绢英岩中主要为他形黄铁矿时,金含量可达 3.82×10^{-6} 。③ 碳酸盐-绢英岩:分布于黄铁矿绢英岩的外侧,主要蚀变矿物组合为水白云母+方解石+石英+绿泥石+绿帘石+黄铁矿等。该蚀变岩带较宽,一般可达 10 m 以上。实际上,该蚀变岩是由黄铁绢英岩叠加于青磐岩的产物。它的金含量一般为 $0.009 \times 10^{-6} \sim 0.047 \times 10^{-6}$,局部达 0.1679×10^{-6} 。④ 青磐岩:主要分布于次火山岩密集地段及火山岩区。由于前几种蚀变岩受断裂构造控制明显,呈线性展布;而青磐岩受断裂构造控制不明显,大面积分布,又称之为面性蚀变。⑤ 沸石岩:在 10 号矿脉的东南侧有一条长 800 余米,宽 200 余米的沸石化带,沿 NW 向走向断裂发育。沸石化对围岩有强烈的选择性,主要发育于中侏罗世酸性火山岩中。根据蚀变程度不同,沸石蚀变岩又有以下亚类:沸石化集块凝灰质砾岩;沸石化英安质角砾熔凝灰岩;沸石化流纹质熔结凝灰岩;沸石化珍珠岩、黑曜岩和浊石岩。⑥ 泥英岩:主要分布于矿脉的浅部,蚀变矿物主要为高岭石、水云母、石英和黄铁矿等,受强烈的断裂破碎带的酸性热水活动控制。

(2) 蚀变分带:对单个金(铜)矿脉来说,由矿脉中心到外侧依次产生不同的蚀变岩带:石英化核→黄铁矿绢英岩化带→青磐岩化带。

3.5 矿床成因

成矿与燕山期喷发-侵入岩的关系:金(铜)矿化与燕山期中钾、高钾钙碱系列玄武安山质火山-次火山侵入杂岩有一定关系,金(铜)矿化主要受中生代火山口和火山断陷盆地附近的辉石安山岩和玄武安山岩系列的中基性次火山岩脉控制。

(1) 锶同位素:闸枝次安山岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 初始值为 0.703605 (吉林第六地调所, 1986),这一数值与洋岛玄武岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 初始值为 0.7037、环太平洋玄武岩-安山岩-流纹岩组合的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 初始值为 0.7030~0.7050 接近,由此推测这套岩浆源可能来自上地幔。

周永昶等(1992)根据闸枝火山岩的锶同位素初始值及 REE 定量模型,同意 Harris 等(1980)人的观点,认为钙碱系列安山岩和高钾钙碱系列安山岩是由石榴石二辉橄榄岩和角闪石二辉橄榄岩熔融 15% 产生的。

(2) 硫同位素:吉林第六地调所和长春地质学院共采得 29 件硫化物样品, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-1.5\text{‰} \sim +2.8\text{‰}$, 平均值为 $+1.8\text{‰}$ 。其中:黄铁矿 23 件, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+1.01\text{‰} \sim +2.80\text{‰}$, 平均值为 $+2.14\text{‰}$;闪锌矿 2 件, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-1.50\text{‰} \sim +2.31\text{‰}$, 平均值为 0.41‰ ;黄铜矿 2 件, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+0.20\text{‰} \sim +1.00\text{‰}$;平均值为 $+0.60\text{‰}$;方铅矿 2 件, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $+0.80\text{‰} \sim +1.56\text{‰}$, 平均值为 $+1.18\text{‰}$ 。总的说来,闸枝金(铜)矿床的硫同位素变化范围小,塔式效应明显,反映深源硫的特点。

(3) 碳氧同位素:闸枝金(铜)矿床的最晚期方解石的碳氧同位素分别为: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 -10.27‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 -8.75‰ ,与岩浆源的碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3\text{‰} \sim -8\text{‰}$) 接近,而氧同位素较低,可能反映与大气降水 ($\delta^{18}\text{O}$ 为 $-5\text{‰} \sim -15\text{‰}$) 强烈交换有关^[15,17]。

(4) 氢氧同位素:闸枝金(铜)矿床 5 件脉石英流体包裹体的氢氧同位素组成分别为: $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-124\text{‰} \sim -85\text{‰}$, 平均值为 -102‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-4.70\text{‰} \sim +4.59\text{‰}$, 平均值为 -0.15‰ 。这些数据表明成矿流体体系岩浆水与天水的混合流体,且岩浆水的比例略大于天水^[24,25]。

(5) 铅同位素:闸枝金(铜)矿床方铅矿的铅同位素组成分别为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.3549;

$^{207}\text{Pb}/^{264}\text{Pb}$ 15.5551; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.2326。这些数据投在 Doe 和 Zartman (1979) 的构造演化图上相当于上地幔与造山带之间,反映中生代的构造岩浆活动对闹枝矿床形成具有重要影响。

(6) 流体包裹体:对闹枝含金脉石英的 17 件样品的流体包裹体进行了冷热台测试和研究,共获得 129 个均一温度、部分均一温度、冰点和气液比等数据,同时还计算了相应的盐度和密度等。

与小西南岔铜金矿床相类似,在均一温度对盐度图解上闹枝金(铜)矿床的流体包裹体明显分为三类:A类流体包裹体:它们为均一温度与盐度成正比的气液相包裹体,均一温度变化范围为 160~330℃,盐度变化范围为 1.8~10.0 wt%NaCl,它们反映了加热系统流体演化特征,即流体系统随着温度增高而溶解度增大;B类流体包裹体:它们为均一温度与盐度成反比的气液相包裹体,均一温度变化范围为 210~390℃,盐度变化范围为 0.8~8.0 wt%NaCl,它们反映了排放系统流体演化特征,即流体系统在排放过程中随着温度降低和气体逸出而盐度稍有增高;C类流体包裹体:它们为高盐的多相包裹体,通常含有 NaCl 和 KCl 的子晶相,它们的均一温度变化范围为 230~440℃,盐度变化范围为 30.0~49.5 wt%NaCl,这类流体包裹体是依靠浅成岩浆房排放出来的挥发性组分 HCl、HF、 P_2O_5 、 CO_2 等与碱质硅酸盐矿物反应,NaCl 和 KCl 等盐类大量进入流体相,从而形成高盐度流体相^[18]。

(7) 成矿温度:成矿流体温度变化范围为 150~440℃,在高于 350℃的温度条件下,具有不太明显的钾硅酸盐交代作用,蚀变产物可见到少量钾长石和黑云母的生成;在低于 350℃的温度条件下(峰值为 320~340℃),并有强烈的断裂破碎带和天水淋滤作用时,水对硅酸盐矿物分解十分活跃,形成黄铁矿绢英岩化和局部泥英岩化^[19,20,26]。

成矿流体的盐度和密度:共测得 13 件多相包裹体的盐度,它们的变化范围为 30~50 wt%NaCl;共测得 102 个气液相包裹体的冰点,换算获得它们的盐度范围为 1.4~9.6 wt%NaCl。相应气液相包裹体的密度变化于 0.81~0.92 g/cm³,高盐度多相包裹体的密度变化于 1.08~1.10 g/cm³。

成矿压力和成矿深度推测:将闹枝金(铜)矿床的成矿系统作为半开放体系,设主要成矿温度为 320℃,成矿流体的盐度为 5 wt%NaCl,防止沸腾的静水压力大约 8.5 MPa,推测成矿系统大约 3 km 左右。

(8) 成矿组分的迁移形式:由于闹枝矿床成矿温度大约 300℃,在弱酸性-弱碱性条件下,矿脉中可形成块状硫化物矿石,又推测还原硫浓度较高,故金的主要迁移形式为 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 络合物。

(9) 矿床成因类型:闹枝金(铜)矿床在时间上、空间上和成因上与产于中生代火山口附近的早白垩世次安山岩脉有联系,反映中生代浅成岩浆房一方面释放出高温热流体,同时加热下渗的天水,形成对流循环的混合热流体,驱动基底和中生代火山岩中的金(铜)矿质,在断裂破碎蚀变带沉淀出来,因此闹枝金(铜)矿床具有斑岩型与浅成热液型过渡矿床的特征。

4 五凤金矿床

4.1 地质背景

五凤金矿床在区域上处于吉黑华力西期褶皱带延边复向斜西南端,中生代以来转化为滨太平洋构造-岩浆活动带。五凤金矿床位于天宝山-刺猬沟火山断陷盆地中央,位于NE向与NW向基底断裂的交叉位置处。

矿区内及其周围主要出露于早白垩世间歇性喷发的中性-中酸性熔岩和沉积的火山碎屑岩。矿区东南部有第三纪橄榄玄武岩分布。下白垩统金沟岭组中性-中酸性熔岩和碎屑岩为本矿区主要容矿岩石。

矿区内控矿构造主要为NE向断裂和NW向断裂。NE向断裂带由近似平行的十余条断裂组成,纵贯全矿区,走向稳定,长约2000m,宽800m,延深达600m以上,倾向 $300^{\circ}\sim 310^{\circ}$,倾角 $40^{\circ}\sim 55^{\circ}$,有时呈弧形,局部胀大或收缩,西南端撒开,断层性质属于平移-正断层性质。部分NE向断裂直接矿化和蚀变,被浊沸石、方解石、冰长石和石英等脉石充填交代。NW向断裂带主要集中分布于矿区的北部五星山矿段和南部的土矿山矿段,走向 $300^{\circ}\sim 330^{\circ}$,倾向南西,倾角 70° 左右,共有十余条断裂组成,一般长100~300m,也有分支复合和膨胀收缩现象,部分断裂矿化和蚀变,被浊沸石、方解石、冰长石和石英等脉石充填交代(图8)。有时NE向断裂与NW向断裂复合部位就是矿脉的富集部位,形成所谓“闹堂”。

矿区内主要出露的中生代侵入岩有粗-中粒碱长花岗岩及其派生脉岩。主要分布于五星山和赤岩洞。粗粒碱长花岗岩呈岩基产出,在五星山和五凤钻孔中都见到这类侵入岩。派生脉岩主要有细晶花岗岩和次粗面安山岩,细晶花岗岩脉呈脉状侵入于粗粒碱长花岗岩中,次粗面安山岩脉侵入于细晶花岗岩和粗粒碱长花岗岩中。其中次粗面安山岩脉可直接矿化和蚀变。

五凤矿区的侵入岩和火山岩的时代归属至今仍有不同见解:

从野外地质产状上可见到粗-中粒碱长花岗岩及其派生脉岩侵入于喷发相安山岩,并见花岗岩与安山岩之间有混染和冷凝边现象,部分有岩枝插入等。由此判定碱长花岗岩及其派生脉岩晚于安山质熔岩。前人测得同位素数据也证实这一结论:安山质熔岩Rb-Sr等时线年龄为 147.5×10^6 a(吉林黄金地调所),碱长花岗岩Rb-Sr等时线年龄为 137×10^6 a^[3,4],细晶花岗岩K-Ar年龄为 130.6×10^6 a。

而本次研究在五星山碱长花岗岩中获得锆石的下交点年龄为 $(173.6\pm 2.7)\times 10^6$ a,起码说明五星山碱长花岗岩岩基中有较老的燕山早期的产物(表8)。这样,五凤-五星山中生代火山-侵入杂岩就代表中侏罗世-早白垩世(燕山早期-燕山晚期)产物。

4.2 矿体

五凤金矿床有时又称之为五凤-五星山金矿床。五凤矿段以脉状金矿为代表,产于下白垩统金沟岭组安山质熔岩和熔岩-碎屑岩中,已知含金石英脉共达40余条。五星山矿段和土矿山矿段以细脉浸染状金矿为代表,分别产于燕山期碱长花岗岩-次粗面安山岩和金沟岭火山岩中。现简要叙述几类主要矿体。

(1) 五凤矿段北东向脉状矿体:产于金沟岭火山岩系,受NE向张性断裂控制,已圈定18条矿脉。其中1号矿脉规模最大,长约2000m,宽0.5~1m,局部膨大到3~8m,走向为 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$,倾向北西,倾角 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 。通常矿脉向南端撒开,北端分成数条平行细脉,单脉0.1~2m,拐弯时分支明显(图8)。北东向脉状矿体在剖面上相互平行。

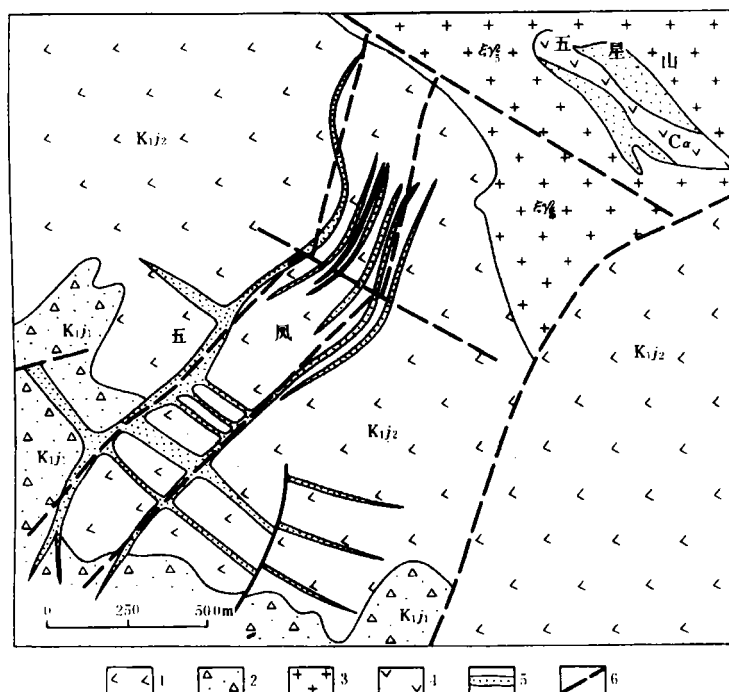


图8 五凤-五星山金矿床地质简图

1—下白垩统金沟岭组角闪安山岩；2—下白垩统金沟岭组火山碎屑岩及中酸性熔岩；

3—燕山期碱长花岗岩；4—燕山期次粗面安山岩；5—金矿化-蚀变体；6—断裂

Fig. 8. Geological sketch map of the Wufeng-Wuxingshan gold deposit.

1—Hungarite of Lower Cretaceous Jingouling Formation; 2—Pyroclastic rock and intermediate-acid lava of Lower Cretaceous Jingouling Formation; 3—Yanshanian alkali-feldspar granite; 4—Yanshanian sub-trachyandesite; 5—Gold-mineralization-alteration body; 6—Fault.

(2) 五凤矿段北西向脉状矿体: 受北西向弧形断裂控制, 已探明 20 余条矿脉, 以 58 号和 33 号矿脉最大。58 号矿脉地表由 3~7 条单脉和若干支脉组成宽约 5~6 m 的脉带, 单脉宽 0.6~1.8 m, 与北东向矿脉交汇处膨大至 4~10 m, 长 900 余米, 走向 310°~330°, 倾向南西, 倾角 60°~90°, 上缓下陡。

(3) 五星山矿段北西向网脉浸染状矿体: 该矿段位于小延吉河断裂带南缘, 早期为 NW 向强烈片理化带和糜棱岩化带, 后期为 NW 向张扭性构造破碎带, 矿体主要受 NW 向张扭性构造破碎带控制。矿体围岩为粗粒碱长花岗岩、细晶花岗岩和次粗面安山岩, 矿体与围岩界线不清楚。主矿体分布于次粗面安山岩与细晶花岗岩的接触带。在南侧接触带宽 50~60 m 的蚀变破碎带圈出了 3 条矿体; 北侧蚀变破碎带圈出 1 条矿体。矿体长 85~145 m, 宽 5.5~13.5 m, 上宽下窄, 剖面上呈楔形, 深度 100 余米, 走向 300°~320°, 倾向南西, 倾角 70°~90°。通常, 产于糜棱岩化细晶花岗岩中矿化呈密集网脉; 产于破碎蚀变的粗粒碱长花岗岩中矿化呈稀疏网脉; 产于次粗面安山岩中矿化呈近似平行的密集细脉。单脉宽度差别十分大, 从小于 1 mm 至个别达 3~10 m。

表 8 五星山碱长花岗岩锆石的表面年龄及下交点年龄

Table 8. Apparent and lower intercept ages of zircon from the Wuxingshan alkali-feldspar granite

样品号	放射成因 Pb (10^{-6})	U (10^{-6})	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	同位素原子比值			表面年龄 (10^6 a)		
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
1	30.44	1057	730	0.049445	0.029041	0.19799	171	184	183
2	39.82	1472	447	0.051474	0.026950	0.19127	260	171	178
3	40.37	1499	793	0.050372	0.027061	0.18795	210	172	175
4	32.54	1205	593	0.049840	0.027145	0.18654	186	173	174
5	56.65	2150	845	0.050433	0.026472	0.18408	213	168	172

下交点年龄 = $(173.6 \pm 2.7) \times 10^6$ a

(4) 土矿山矿段北西向细脉状矿体：该矿段分布于矿区南端，再向南即被第四纪稻田掩盖了。矿带呈 320° 延伸，长 600 m，宽 40 m，矿脉呈细脉型产出，地表布满古人开采遗迹。

4.3 矿石

(1) 矿石类型：五凤和五星山总的为贫硫化物 ($<5\%$) 金(银)矿石。根据主要脉石的不同，矿石类型可分为石英脉型金矿石和蚀变岩型金矿石。

(2) 矿石矿物组成：金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、银金矿、辉银矿、碲银金矿、褐铁矿和磁铁矿等。非金属矿物有石英、方解石、玉髓、蛋白石、冰长石、浊沸石、水白云母、水云母、绿泥石、钠长石等。

(3) 矿石结构构造：矿石结构有他形—自形晶结构、隐晶质结构、交代结构、填隙结构、胶体环带结构和压碎结构等。矿石构造主要有角砾状构造、晶洞晶簇状构造、浸染状构造、细脉浸染状构造和块状构造等。

(4) 矿石形成阶段：通常可划分四个形成阶段：① 块状石英脉阶段：此阶段形成石英、冰长石、黄铁矿和银金矿等矿物组合，与黄铁绢英岩化近于同时形成。② 玉髓状石英脉阶段：此阶段形成微晶状石英、玉髓、黄铁矿、黄铜矿和银金矿等矿物组合。③ 方解石石英脉阶段：此阶段形成微晶石英、玉髓、粗晶石英、粗晶方解石、冰长石、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、辉银矿、银金矿、萤石等矿物组合。④ 方解石沸石脉阶段：此阶段方解石、浊沸石和少量石英、玉髓和黄铁矿等矿物组合。

4.4 围岩蚀变

受火山活动地区浅成岩浆房加热的天水，沿断裂破碎带活动与金沟岭组火山岩明显发生了氧同位素交换，未经或少经水/岩反应的金沟岭组安山岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $+7\% \sim +11\%$ ，经水/岩反应的金沟岭组安山岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $+3\% \sim +7\%$ 。安山岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 降低值与蚀变性程度成正比。当安山岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $+3\%$ 时，安山岩的原岩矿物和结构构造完全消失，此时安山岩不复存在，它们变成某热水蚀变岩，如黄铁绢英岩等。因此，研究本矿区岩石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 降低值可以定量地描述蚀变作用的强度。

通过对五凤-五星山矿区的容矿岩（其中包括下白垩统火山岩、燕山期碱长花岗岩和燕

山期次粗面安山岩等)氧同位素研究,发现五凤-五星山金矿床正位于一个宽1000 m的NE向延伸水/岩反应槽的低谷部位。这一水/岩反应槽展布范围正好与五凤-五星山-赤岩洞一带NE向断裂破碎带的展布轮廓相一致。其中五凤和五星山两个 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 等于(小于)+5‰的低谷部位,正好是NE向断裂破碎带与NW向断裂破碎带交叠部位。五凤和五星山两个矿段封闭在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 等于(小于)+5‰的范围内。

在五凤-五星山矿区内蚀变作用较普遍,地表与矿化关系较密切的蚀变作用有硅化(硅帽)、碳酸盐化、沸石化和黄铁绢英岩化,在深部主要有冰长石化、碳酸盐岩化和黄铁矿绢英岩化等。现将主要蚀变现象概略描述如下:

(1) 蚀变类型:① 硅化:硅化的产物包括沿断裂破碎带广泛发育胶状环带的玉髓、蛋白石和次生石英;沿岩石裂隙分布的细脉状和网脉状石英;蚀变岩中弥散的石英和团块状石英;围绕原生石英边缘多次加大的次生边;沿开放空间发育的巨大石英脉;古硅帽等。② 黄铁矿绢英岩化:蚀变产物为弥散于蚀变岩中浸染状新生的石英、水白云母、水云母和黄铁矿等。主要是由于酸性热水对于钾长石、斜长石和暗色矿物的分解作用,同时存在适量 H_2S 与暗色矿物 Fe^{2+} 结合,生成黄铁矿、石英、水白云母、水云母、绿泥石。③ 冰长石化:反映中低温热水中 K^+ 有效浓度高,且pH偏弱碱性,适于低温钾长石析出。同时反映还原环境,金属/还原硫比值小,适于金以 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 络合物形式迁移。冰长石常与方解石等碳酸盐矿物共生,有时构成主要脉石矿物。④ 碳酸盐化:主要蚀变矿物为方解石,常与浊沸石和冰长石共生,有时与绿泥石、绿帘石和钠长石一起,组成青磐岩的矿物共生组合。⑤ 沸石化:主要蚀变矿物为浊沸石,少量为钠沸石。蚀变沸石有两种主要产出状态:置换安山岩中的斜长石斑晶;呈细脉状沸石脉。由于它们呈肉红色,因此十分易于辨认。对五凤浊沸石化成分研究表明,它们与美国黄石公园地热系统产出的浊沸石十分近似。⑥ 青磐岩化:一种比较广泛分布于五凤地区安山质岩中蚀变作用。蚀变矿物组合有绿泥石、方解石、绿帘石、钠长石和浊沸石等,与金矿化关系不密切。

(2) 蚀变分带:五凤矿段与五星山矿段的蚀变分带具有明显的不同:五凤矿段蚀变分带,由矿脉内部向外部划分为石英-玉髓-冰长石-方解石化带→石英-玉髓-水云母-浊沸石-方解石化带→绿泥石-浊沸石-方解石化带;五星山矿段蚀变分带:由矿化内部向外部为黄铁绢英岩化带→中度泥英岩化带→青磐岩化带^[16]。

4.5 矿床成因

成矿与燕山期火山-侵入杂岩的关系:五凤-五星山金矿床产于中侏罗世一早白垩世火山-侵入杂岩中,矿化应接受NE向和NW向基底断裂破碎带的交汇部位控制。五星山矿化与次粗面安山岩($130\times 10^6\text{ a}$)在空间上紧密共生,在时间上相近。

(1) 锶同位素:矿区碱长花岗岩的初始锶比值为0.70189(金伯禄等,1987),证明岩浆源相当于岛弧安山岩。

(2) 硫同位素:获得五凤矿段6件黄铁矿的硫同位素分析结果,它们 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为+1.0‰~+2.6‰,平均值为+1.7‰,接近于陨石硫,反映该矿床具有较均一的深源硫来源。

(3) 碳氧同位素:五凤金矿床6件方解石的碳氧同位素组成为: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为-9.4‰~-6.9‰,平均值为-8.0‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为+0.8‰~+4.5‰,平均值为+3.1‰。这些数据投影于深源碳区,同时表明氧同位素受到与天水交换的强烈影响。

(4) 氢氧同位素: 五凤金矿床的 4 件石英和 1 件方解石的流体包裹体的氢氧同位素组成: δD 变化范围为 $-98\text{‰} \sim -87\text{‰}$, 平均值为 -91‰ ; $\delta^{18}O_{SMOW}$ 变化范围为 $-6.68\text{‰} \sim -3.18\text{‰}$, 平均值为 -4.93‰ 。这些数值与 Lassen Park、黄石公园和羊八井深部的地热泉相近。

(5) 流体包裹体: ① 流体包裹体类型: 五凤-五星山矿床共有三类流体包裹体: 气体包裹体 (气液比 $>50\%$), 数量占 $10\% \sim 15\%$; 气液相包裹体 (气液比为 $2\% \sim 50\%$), 数量占 80% 以上; 含 CO_2 包裹体, 数量不多。② 均一温度: 共测得石英中流体包裹体的均一温度共 169 个, 其变化范围为 $80 \sim 400^\circ C$, 平均 $250^\circ C$, 集中于 $200 \sim 240^\circ C$ 之间。可划分三个温度区间: $300 \sim 400^\circ C$, 可能属于绢英岩化温度; $180 \sim 300^\circ C$, 为主要硫化物和银金矿沉淀温度; $80 \sim 180^\circ C$, 为玉髓和方解石沉淀温度。③ 成矿流体的盐度和密度: 共测定了石英流体包裹体的冰点 167 个数据, 它们变化于 $-0.3 \sim -2.9^\circ C$ 之间, 由此计算它们的盐度为 $0.5 \text{ wt}\% \sim 4.8 \text{ wt}\% NaCl$, 流体的密度相当于 $0.80 \sim 0.93 \text{ g/cm}^3$ 。从成矿流体的盐度和密度数据分析, 它们与现代地热泉十分类似。④ 成矿流体主要成分: 5 件液相化学成分分析结果为 $K^+ > Na^+ \gg Ca^{2+} \approx Mg^{2+}$, $SO_4^{2-} > Cl^- > F^- > NO_3^-$; 5 件气相化学成分为 $CO_2 \approx CO \gg N_2 > CH_4 > H_2$ 。⑤ 成矿流体的压力和深度: 从 $250^\circ C$ 的 $2 \text{ wt}\% \sim 4 \text{ wt}\% NaCl$ 水溶液和 CO_2 包裹体推测其压力相当于 $4 \sim 6 \text{ MPa}$, 推测成矿深度相当于 $1.5 \sim 2 \text{ km}$ 。

(6) 成矿组分的迁移形式: 由于银金矿沉淀过程都有方解石和冰长石相伴析出, 因此可认为成矿在弱碱性还原溶液中进行, 故金主要呈 $[Au(HS)_2]^-$ 络合物形式迁移。

(7) 矿床成因类型: 五凤-五星山金矿床总的是在中侏罗世一早白垩世火山-次火山环境中, 由于浅成岩浆房加热下渗的天水, 形成贫气体地热系统的流体对流循环, 并在断裂破碎带排放出来, 在其排放口附近堆积贵金属矿石。因此, 五凤-五星山矿床为典型的浅成热液矿床或称之为地热型矿床^[8,9,14]。

5 刺猬沟金矿床

5.1 地质背景

刺猬沟金矿床受控于百草沟-苍林 EW 向基底断裂以及 NE 向与 NW 向次级断裂的交汇部位。与成矿有密切关系的 704 火山喷发中心亦受上述断裂控制。矿区地层有二叠系柯岛组凝灰质板岩、砂岩和凝灰岩, 中侏罗统屯田营组火山岩, 下白垩统金沟岭组火山岩。矿区内与中生代次火山岩或浅成侵入岩有辉石闪长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗斑岩和次安山岩, 它们呈岩株、岩枝和岩脉产出。矿脉产于屯田营组下段安山质角砾熔岩和安山质熔岩集块岩的断裂中, 在深部矿化蚀变体延伸到二叠系浅变质岩。长春地质学院和吉林第六区调所 (1989) 联合测得地荫沟火山喷发旋回安山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $(140 \pm 7) \times 10^6 \text{ a}$, 第六地调所还测得矿脉年龄为 $(176.3 \pm 1) \times 10^6 \text{ a}$, 由此将屯田营组火山岩和刺猬沟金矿化的时代定为中侏罗世。

5.2 矿体

刺猬沟金矿床由三条含金石英-方解石脉组成, 编号为 I、II、III (图 9)。矿脉产于中侏罗世第一喷发旋回的安山质凝灰角砾熔岩和安山岩中, 向南沿走向和倾向延伸二叠系浅变质岩, 脉体迅速变窄和尖灭, 并随中侏罗统与二叠系的不整合面侧伏, 其侧伏角与不整合面倾角一致。

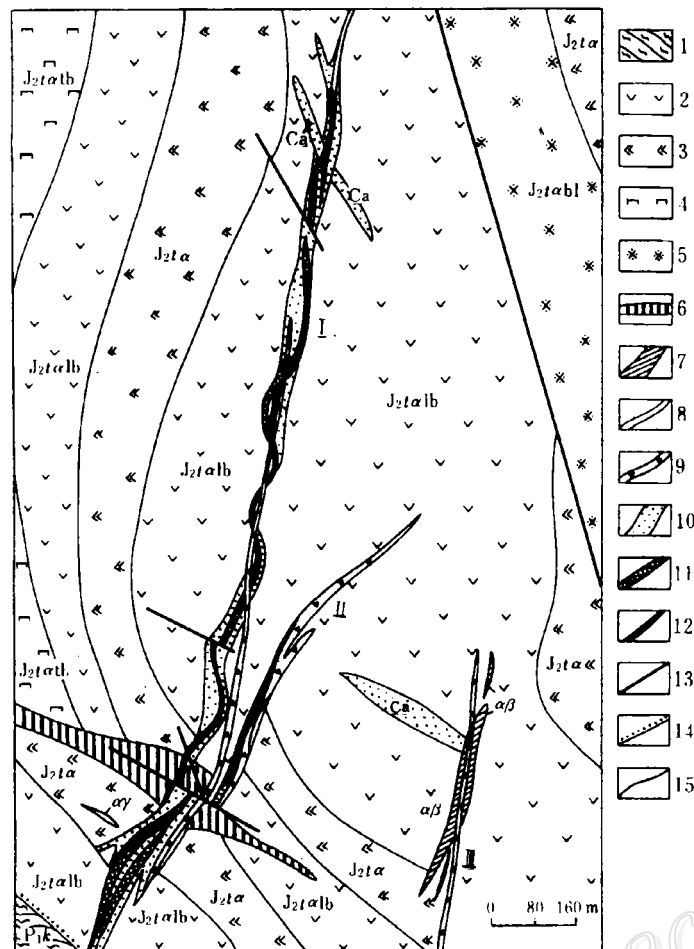


图9 刺猬沟金矿床地质图

1—下二叠统柯岛组板岩、砂岩和火山岩；2~5 中侏罗统屯田营组：2—安山质熔岩角砾岩；3—安山岩；4—安山质凝灰角砾岩；5—安山质角砾熔岩；6—次粗面安山岩；7—次安山玄武岩；8—次安山岩；9—破碎带；10—蚀变带；11—石英-方解石脉；12—金矿体；13—断层；14—不整合界面；15—地质体界线

Fig. 9. Geological map of the Ciweigou gold deposit.

1—Slate, sandstone and volcanic rock of Lower Permian Kedao Formation; 2~5—Middle Jurassic Tuntianying Formation; 2—Andesitic lava breccia; 3—Andesite; 4—Andesitic tuffaceous breccia; 5—Andesitic breccia lava; 6—Subtrachyandesite; 7—Subandesitic basalt; 8—Subandesite; 9—Shatter zone; 10—Altered zone; 11—Quartz-calcite vein; 12—Gold orebody; 13—Fault; 14—Unconformity; 15—Boundary of geological body.

三条矿脉近于平行，I、II号矿脉之间相距80 m，III号矿脉位于II号矿脉东侧400 m。矿脉规模为I号>II号>III号。I号矿脉长1290 m，厚0.2~23.5 m；II号矿脉长960 m，厚0.35~12.0 m；III号矿脉长340 m，厚0.1~0.9 m。它们的走向变化于10°~30°，倾角60°~70°，倾向变化大，延深由310 m到大于500 m。在垂直剖面上，矿脉金含量上部富集，往下逐渐过渡为石英-方解石脉和蚀变带（图10）。

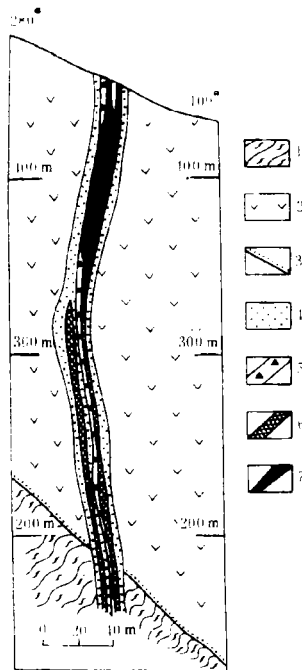


图 10 刺猬沟金矿床

1 线地质剖面图

1—下二叠统柯岛组浅变质岩及火山岩；2—中侏罗统屯田营组火山岩；3—不整合界面；4—蚀变带；5—破碎带；6—石英-方解石脉；7—金矿体

Fig. 10. Geological section along the No. 1 line of the Ciweigou gold deposit. 1—Epimetamorphic rock and volcanic rock of Lower Permian Kedao Formation; 2—Volcanic rock of Middle Jurassic Tuntianying Formation; 3—Unconformity; 4—Alteration zone; 5—Shatter zone; 6—Quartz-calcite vein; 7—Gold orebody.

5.3 矿石

刺猬沟金矿床矿石的特点是贫硫化物型的（硫化物含量小于1%）。脉石矿物中方解石含量大于石英含量，此外还有冰长石为重要脉石矿物。

（1）矿石矿物组成：主要金属矿物为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、斑铜矿、辉铜矿、辉锑矿、碲金矿、银金矿和磁铁矿等；主要脉石矿物为方解石、石英、白云石、冰长石、重晶石、钠长石、绢云母和绿泥石等。

（2）矿石结构构造：主要矿石结构有自形—半自形晶结构、他形粒状结构、固溶体分离结构、交代结构和压碎结构等。主要矿石构造有浸染状构造、角砾状构造、晶洞（晶簇）构造和梳状构造等。

（3）矿石品位及其变化：I号矿脉共圈出3个矿体，II号矿脉共圈出2个矿体，III号矿脉圈定1个矿体。金品位变化于1.5~111.96 g/t，平均为7.9 g/t；银含量变化于1.6~49.17 g/t，平均为11.9 g/t。

I号矿脉由南而北沿矿体侧伏方向，金品位出现三个大的浓集中心（图11）。其中二个浓集中心以平缓角度分布；另一个浓集中心以较陡的侧伏角向深部延展。其中>15 g/t的浓集中心共有7个：4个沿较平缓的侧伏方向排列，3个沿较陡峻的侧伏方向排列（图11）。

（4）矿石形成阶段：详细的地质观察和镜下研究表明，三条含金矿脉都是多期多阶段生成的，不同期的脉体之间明显存在彼此穿切、包容、叠加、充填和交代现象。根据它们的生成顺序可划分五个阶段：①冰长石-石英阶段：由石英（70%~90%）、方解石（10%~30%）、冰长石以及少量黄铁矿、黄铜矿、银金矿和辉银矿等组成。受张裂隙控制，与早期黄铁绢英岩化伴生，呈条带状、晶洞和晶簇构造。②粗晶方解石阶段：主要由单一方解石颗粒组成，方解石呈连晶和聚晶，有时见方解石被石英交代，含金较差。③中细粒石英-方解石阶段：由中细粒方解石（60%~70%）和石英（30%~40%）组成，方解石常被石英交代，在走向上呈串珠状和单脉状，含金性好，为主要成矿阶段。④含硫化物石英-方解石阶段：以中细粒方解石为主，石英次之，少量金属硫化物如黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等组成，其中金属硫化物不到1%。⑤含白云石-重晶石的方解石阶段：主要由方解石及少量白云石、重晶石和玉髓组成。

5.4 围岩蚀变

矿区围岩蚀变明显分两类，即矿脉旁侧的蚀变和火山岩地区的区域性蚀变。脉旁蚀变可划分近脉旁的黄铁绢英岩化、远脉旁的青磐岩化以及叠加于上述两种蚀变之上的泥英岩

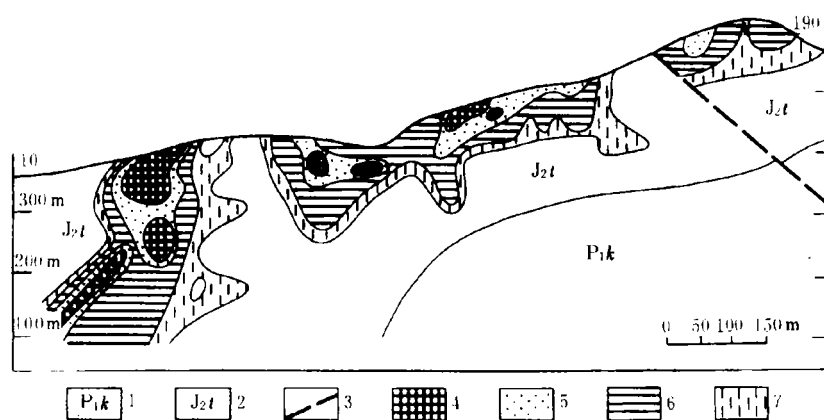


图 11 刺猬沟金矿床 1 号矿脉含金量等值线图

1—下二叠统柯岛组浅变质岩; 2—中侏罗统屯田营组火山岩; 3—断裂; 4— >15 g/t; 5— $9\sim15$ g/t;
6— $3\sim9$ g/t; 7— $1\sim3$ g/t

Fig. 11. Contour diagram of gold content in the No. 1 ore vein of the Giweigou gold deposit.

1—Epimetamorphic rock of Lower Permian Kedao Formation; 2—Volcanic rock of Middle Jurassic Tuntianying Formation; 3—Fault; 4— >15 g/t; 5— $9\sim15$ g/t; 6— $3\sim9$ g/t; 7— $1\sim3$ g/t

化和硅化。活跃于本区火山岩面状蚀变主要有区域性的青磐岩化、赤铁矿化和沸石化。

5.5 矿床成因

(1) 成矿与燕山期火山-侵入杂岩的关系: 刺猬沟含金矿化-蚀变体产生于中侏罗世火山-次火山侵入杂岩中, 深部蚀变体延入基底二叠系变质岩, 然后逐渐封闭。

(2) 锶同位素: 本矿区中侏罗世火山岩的初始锶比值为 0.70503 ± 0.00009 (沈远超, 1981), 早白垩世火山岩的初始锶比值为 0.70342 (长春地质学院和吉林第六地调所, 1989), 它们与洋岛玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值 (0.7037) 很接近。周永昶等 (1992) 推测这套火山岩的岩浆源可能来自 $80\sim90$ km 深部, 源岩可能为二辉橄榄岩。

(3) 硫同位素: 从刺猬沟贫硫化物矿石中获取 10 件黄铁矿样品, 它们的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-3.4\text{‰}\sim+4.9\text{‰}$, 平均值为 -0.76‰ 。由这些数据表明它们的变化范围小, 数值与陨硫石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值近似, 总的反映深部硫源特点, 推测与中生代火山-次火山建造有关。

(4) 碳氧同位素: 周永昶等 (1992) 测试 7 件矿石中方解石的碳氧同位素, 它们的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-9.5\text{‰}\sim-6.1\text{‰}$, 平均值为 -7.7‰ ; 它们的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-3.1\text{‰}\sim-1.0\text{‰}$, 平均值为 -2.1‰ 。由这些数据表明, 它们 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值与深源碳同位素组成很类似; 它们 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值明显受到天水强烈的交换影响。

(5) 氢氧同位素: 周永昶等 (1992) 测试了矿石中不同阶段的石英氢氧同位素 5 件, 氢同位素分析的是流体包裹体的水, 氧同位素是由石英结构氧, 再用 Clayton (1972) 的平衡公式换出与石英相平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。它们的 δD 的变化范围为 $-105\text{‰}\sim-94\text{‰}$, 平均值为 -99‰ ; 它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-1.34\text{‰}\sim+6.18\text{‰}$, 平均值为 $+2.79\text{‰}$; 它们的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化范围为 $-10.91\text{‰}\sim-0.58\text{‰}$; 平均值为 -5.73‰ 。将这些数据投影到 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解上,

可明显地看出,成矿流体主要由天水组成,岩浆水的活动不明显。

(6) 流体包裹体:作者选择了 7 件石英和 10 件方解石样品进行流体包裹体研究,共完成了 174 个均一温度、冰点、气液比等数据的热台冷台测定:① 流体包裹体类型:绝大多数(95%)为气液相包裹体,极少数为气体包裹体和含 CO_2 包裹体,绝大多数流体包裹体的气液比变化为 5%~25%之间^[21,22]。② 成矿温度:流体包裹体均一温度的变化范围为 92~399℃,90%的均一温度数据落于 140~260℃范围,均一温度峰值为 190℃。③ 成矿流体的盐度:174 个冰点测试数据都十分集中,它们的变化范围为 -0.4~-2.0℃,换算为盐度相当于 0.75 wt%~3.3 wt%NaCl,集中于 1 wt%~2 wt%NaCl。这种低盐度(低于海水盐度)特征与大陆地热水(热泉)十分相似。④ 成矿流体液相组分: $\text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- \approx \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- \approx \text{F}^-$ 。

(7) 成矿组分的迁移形式:从脉石形成的各阶段均富方解石,甚至出现白云石,成矿温度低,推测金属/还原硫比值甚低,因此金的迁移形式不太可能是 $[\text{AuCl}_2]^-$ 和 $[\text{AuCl}_4]^-$ 络合物形式,而很可能为 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 、 $[\text{AuS}]^-$ 和 $[\text{AuS}_2]^-$ 形式。

(8) 矿床成因类型:刺猬沟金矿床产于中生代火山-次火山环境^[27],成矿温度低(140~260℃),成矿盐度低于海水(1 wt%~2 wt%NaCl),矿石中低硫化物,脉石矿物中有大量冰长石,矿体脉状产出,故该矿床属于浅成热液矿床(贫硫热泉型矿床)^[23,26]。

6 结 语

本文概括地阐述了延边地区中生代火山-次火山环境的四个代表性矿床(小西南岔、闹枝、五凤和刺猬沟),目的在于让读者能比较具体的了解中生代滨太平洋构造岩浆活化区的多重成矿模型(The multi-patterns of minerogenesis of porphyry-epithermal type deposits)。既了解它们的成矿背景,也了解众多矿床的特征,更了解它们形成机制和成矿条件的异同。虽然这些矿床产出形式,各有特色,但是它们都受中生代滨太平洋构造岩浆活动的制约。

众所周知,中生代滨太平洋构造岩浆活动以强烈的基底断裂、广泛的火山-侵入杂岩就位、岩浆水-天水的对流循环以及空前普遍的地热水活动为特色^[27,28],在这些地质作用的带动下,引起岩浆岩、基底岩石和火山岩中的矿质,在热流体的驱动下,发生新的迁移和沉淀,从而形成众多的矽卡岩型-斑岩型-浅成热液型(热泉型)矿床,依次在不同深度形成有用矿石的堆积。

总体上说,在火山盆地边缘隆起区和火山盆地的隆起断块区产出矽卡岩型和斑岩型矿床;在火山盆地的隆拗过渡带产出介于斑岩型-浅成热液型之间的过渡性矿床;在火山盆地的喷发中心和破火山口附近产出浅成热液型矿床。岩浆水和天水在这些矿床的形成过程的作用有明显差别:在矽卡岩型和斑岩型矿床中岩浆水有一定影响,但在浅成热液型矿床中,岩浆水就显得微不足道了,天水反而处于优势地位。

参 考 文 献

- 1 王之田,秦克章. 满洲里-西旗斑岩铜多金属成矿系列 REE 地球化学特征及应用. 地球化学, 1989, (4)
- 2 王之田,秦克章. 乌奴格吐山下壳源斑岩铜铅矿床地质地球化学特征与成矿物质来源. 矿床地质, 1988, 7 (4): 3~15
- 3 刘文达,万玉胜. 吉林延边北部火山型金矿地质特征及成矿规律. 吉林地质, 1984, (4): 1~13
- 4 刘文达. 延边与金矿有关火山岩的岩石特征及成矿问题探讨. 吉林地质, 1983, (4)
- 5 刘文达,王建平,柳启太. 延边北部火山岩型金矿带的构造特点. 吉林地质, 1984, (2): 20~30

- 6 刘大瞻, 王晓功. 小西南岔金铜矿带的构造特征及其控矿作用. 吉林地质, 1987, (1): 76~83
- 7 宋贵. 吉林省天宝山新兴角砾岩筒型铅锌矿床地质特征及成矿条件. 吉林地质, 1984, (4): 46~53
- 8 权恒, 韩庆云, 艾永富, 林彦春, 魏菊英. 燕辽地区多金属、金、银成矿与远景. 北京: 地质出版社, 1992
- 9 陈仁义, 芮宗瑶. 五凤浅成热液金矿床地质特征及成矿机制研究. 矿床地质, 1993, 12 (1): 20~28
- 10 芮宗瑶, 黄崇柯, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984
- 11 金顿镇. 吉林省中生代火山岩型金矿成矿规律. 吉林地质, 1987, (3)
- 12 吴利仁, 李秉伦. 中国东部中生代两大类斑岩型矿床. 北京: 科学出版社, 1991
- 13 赵源成. 吉林省中生代火山岩型金矿地质特征及其成因探讨. 吉林地质, 1987, (2): 7~19
- 14 张德全, 李大新, 赵一鸣, 陈景河, 李子林, 张克尧. 福建紫金山矿床——我国大陆首例石英-明矾石型浅成热液铜-金矿床. 地质论评, 1991, 37 (6)
- 15 Cornel E J de Ronde, Blattner P. Hydrothermal alteration stable isotope and fluid inclusions of the Golden Cross epithermal gold-silver deposit, Waihi, New Zealand. Econ. Geol., 1988, 83 (5)
- 16 Conrad J E, McKee E H, Rytuba J J, Nash J T, Utterback W C. Geochronology of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada; Epithermal gold-silver mineralization following emplacement of a silicic flow-dome complex. Econ. Geol., 1993, 88 (2): 317~327
- 17 Dilles J H, Einaudi M T. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the AnnMason porphyry copper deposit, Nevada—a 6-km vertical reconstruction. Econ. Geol., 1992, 87 (8): 1963~2001
- 18 Drummond S E, Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Econ. Geol., 1985, 80: 126~147
- 19 Hemley J J, Hunt J P. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock buffered systems; II. some general geologic applications. Econ. Geol., 1992, 87 (1): 23~43
- 20 Hemley J J, Cygan G L, Fein J B, Robinson G R, D' Angelo W M. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems; I. Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations. Econ. Geol., 1992, 87 (1): 1~22
- 21 Hedengvist J W, Hemley R W. The importance of CO₂ on freezing point measurement of fluid inclusions for epithermal ore deposition. Econ. Geol., 1985, 80
- 22 Kavalieris I, Walshe J L, Hulley S, Hurrold B P. Dome-related gold mineralization in the Puni volcanic complex, North Sulawesi, Indonesia; A study of geologic relations, fluid inclusions, and chlorite compositions. Econ. Geol., 1990, 85 (6): 1208~1225
- 23 Nelson C E, Giles D L. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. Econ. Geol., 1985, 80 (6)
- 24 Oreskes N, Einaudi M T. Origin of hydrothermal fluid at Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. Econ. Geol., 1992, 87 (1): 64~90
- 25 Rye R O, Bethke P M, Wasserman M D. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. Econ. Geol., 1992, 87 (2): 225~262
- 26 Sander M V, Einaudi M T. Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. Econ. Geol., 1990, 85 (2): 285~311
- 27 Schoen R, White D E. Hydrothermal alteration in GS-3 and GS-4 drill holes, Main Terrace, Steamboat Springs, Nevada. Econ. Geol., 1965, 60 (7)
- 28 Wake B A, Taylor G R. Majors Creek, N. S. W., Australia-Adevonia epithermal gold deposit. Mineralium Deposita, 1988, 23 (4)

PORPHYRY-EPITHERMAL COPPER-GOLD DEPOSITS IN YANBIAN AREA, JILIN PROVINCE

Rui Zongyao, Zhang Hongtao, Wang Longsheng and Chen Renyi

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Jin Bolu, Jin Fengzhu and Wan Yusheng

(No. 1 Regional Geological Surveying Party, Jilin Bureau of Geology and Mineral Resources, Yanbian)

Zhou Yongchang and Meng Qingli

(Changchun College of Geology, Changchun)

Key words: porphyry deposit, epithermal deposit, basement fault, fluid inclusion, stable isotope

Abstract

Yanbian area of Jilin is an important metallogenic province in the circum-Pacific belt of China. Spatially and genetically, the porphyry-epithermal copper-gold deposits related to Mesozoic volcanic-subvolcanic-intrusive activities make up a metallogenic series. Exemplified by four typical ore deposits, namely, Xiaoxinancha, Naozhi, Wufeng and Ciweigou, the present paper deals with geological characteristics and ore-forming mechanism of this metallogenic series. The Xiaoxinancha copper-gold deposit, a deposit of porphyry type, occurs in the up-warped zone on the margin of the Mesozoic volcanic basin; mineralization is controlled by concealed Yanshanian granite porphyry and diorite porphyrite dike, with the major mineralized bodies present in Variscan diorite at the top of the concealed granite porphyry body and in Lower Paleozoic biotite felsic hornfels; the temperature and the salinity of the ore fluids vary in the range of 100~550°C and 27.9~56 wt% NaCl respectively, suggesting that the ore fluids are mainly magmatic water, mixed with some subordinate meteoric water. The Naozhi gold (copper) deposit, being of porphyry-epithermal transitional type, occurs in the uplifted district within the Mesozoic volcanic basin; mineralization is controlled jointly by faults and Yanshanian subandesite porphyrite, with the major mineralized bodies existent in Variscan granodiorite; the temperature and the salinity vary in the range of 150~450°C and 0.8~50 wt% NaCl respectively, implying that both magmatic water and meteoric water make up remarkable proportion. The Wufeng and Ciweigou gold deposits, belonging to epithermal type, occur in the interior of the Mesozoic volcanic basin; mineralization is controlled by faults, and the major mineralized bodies exist in Mesozoic volcanic rocks, with the deep mineralized body extending to the basement rock; the temperature and the salinity of ore fluids are 100~400°C and 0.2~5.5 wt% NaCl respectively, suggesting that meteoric water plays a dominant role and magmatic water is less important; the metallogenic position corresponds to the discharge system of the geothermal spring.