



黄金地质研究所  
信息室 提供

战略地质调查项目系列成果——  
黄金地质专题信息编辑之十六

# 钼矿床

M U K U A N G C H U A N G

中国人民武装警察部队黄金地质研究所

2008年12月



黄金地质研究所  
信息室 提供

战略地质调查项目系列成果——  
黄金地质专题信息编辑之十六

# 钼矿床

M U K U A N G C H U A N G

课题组成员：李杰美 王美娟 朝银银 王 欣  
马 潇 苏学影



## 目 次

### 概 述

中国钼资源特点	(1)
中国钼资源地质特征	(1)
研究进展	(2)
钼的地球化学特征	(2)
中国钼矿成矿域及成矿带分布略图	(4)
2005—2006 年世界钼储量和储量基础	(5)
亚洲钼矿床 (钼金属储量 $>10 \times 10^4$ t)	(5)
20 世纪发现的超巨型钼矿床 (钼金属储量 $>50$ 万 t)	(6)
21 世纪初发现的钼矿床和资源扩大简况	(6)
中国钼矿床一览	(6)
国外钼矿床一览	(8)

### 典型矿床

#### 国 内

陕西金堆城斑岩型钼矿床	(13)
河南上房沟斑岩-夕卡岩型钼 (铁) 矿床	(16)
辽宁杨家杖子夕卡岩型钼矿床	(18)
陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼 (铅) 矿床	(20)
广东白石嶂石英脉型钼 (钨) 矿床	(24)

#### 国 外

智利克夫拉达布兰卡斑岩型铜-钼矿床	(26)
智利洛斯佩拉姆布雷斯斑岩型铜-钼矿床	(27)
加拿大波普勒湖斑岩型铜-钼矿床	(29)

### 典型矿床

#### 国 内

吉林大黑山斑岩型钼矿床	(31)
辽宁兰家沟斑岩型钼矿床	(32)
北京大庄科斑岩型钼矿床	(34)
云南马厂箐斑岩-夕卡岩型钼矿床	(36)
辽宁肖家营子夕卡岩型钼矿床	(37)
黑龙江五道岭夕卡岩型钼矿床	(39)
浙江石平川石英脉型钼矿床	(40)
河南东沟斑岩型钼矿床	(42)
福建上厂斑岩型钼矿床	(43)
新疆白山斑岩-石英网脉型钼矿床	(44)
福建坪地岩浆热液充填交代型钼矿床	(45)
福建砺山中温热液型钼矿床	(46)
河南大银尖钼-钨 (铜) 矿床	(47)
河南汤家坪斑岩型钼矿床	(49)
河南母山斑岩型钼矿床	(50)
黑龙江金场沟角砾岩型铜-钼矿床	(51)
黑龙江鹿鸣斑岩型钼矿床	(52)



吉林火龙岭夕卡岩型钼矿床 .....	(53)
江西熊家山斑岩型钼矿床 .....	(54)
江西铜坑嶂斑岩型钼矿床 .....	(55)
河南罗村斑岩-角砾岩型钼矿床 .....	(56)
内蒙古乌努格吐山斑岩型铜-钼矿床 .....	(58)
内蒙古小东沟斑岩型钼矿床 .....	(59)
安徽老鸦岭层状钼矿床 .....	(60)
西藏岗讲斑岩铜-钼矿床 .....	(61)
吉林三岔斑岩型钼矿床 .....	(62)

**国 外**

蒙古额尔登特斑岩型铜-钼矿床 .....	(63)
蒙古察干苏布尔加斑岩型铜-钼矿床 .....	(64)
哈萨克斯坦库尔代斑岩型铀-钼矿床 .....	(65)

**译 文**

美国新墨西哥州奎斯塔斑岩钼矿床中层状角砾岩带的岩浆房和伴生岩层的热液流体特征 .....	(67)
加拿大不列颠哥伦比亚 Endako 斑岩钼矿床中辉钼矿的 Re-Os 地质年代学和分类学研究 .....	(67)
东格陵兰火山裂谷边缘斑岩钼矿床的 Re-Os 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 .....	(68)
美国蒙大纳州 Butte 斑岩型铜-钼矿床岩浆热液流体的流体包裹体研究 .....	(68)
蒙古国 Erdenet 和 Tsagaan Suvarga 斑岩铜-钼矿床的 Re-Os 年龄及其构造意义 .....	(69)
加拿大不列颠哥伦比亚 Endako 斑岩钼矿的热液蚀变和流体化学 .....	(69)

**英 文**

Deposit description for the Thompson Creek porphyry molybdenum deposit , Idaho , USA ...	(70)
Deposit description for the Silver Creek porphyry molybdenum deposit , Colorado , USA ...	(70)
Deposit description for the Shameika porphyry molybdenum deposit , Russia .....	(71)
Deposit description for the Questa porphyry molybdenum deposit , New Mexico , USA .....	(71)
Deposit description for the Malmbjerg and Mellempas porphyry molybdenum deposit , Greenland .....	(73)
Deposit description for the Brenda porphyry molybdenum deposit , British Columbia , Canada .....	(74)
Deposit description for the Endako molybdenum deposit , British Columbia , Canada .....	(77)
Deposit description for the Ruby Creek or Adanac porphyry molybdenum deposit , British Columbia , Canada .....	(79)
Deposit description for the Koktenkol Mo-W deposit , Kazakhstan .....	(80)

**成矿模式**

湖南郴州柿竹园钨-钼-铋-锡矿床 .....	(81)
江西瑞昌阳储岭钨-钼矿床 .....	(83)
河南南泥湖一三道庄钼 (钨) 矿床 .....	(85)
陕西金堆城钼矿床 .....	(86)

**附 录**

钼精矿质量标准 (GB 3200—89) .....	(87)
钼矿床工业指标一般要求 .....	(88)
钼矿床主要工业类型简表 .....	(88)
主要钼矿物 .....	(88)

**有关文献**

.....	(89)
-------	------



黄金地质研究所  
信息室 提供

钼  
矿  
床

二〇〇八年

武警黄金地质研究所



## 中国钼资源特点

中国钼资源探明储量虽多,但其品位与世界主要钼资源国美国和智利相比,显著偏低,多属低品位矿床。矿区平均品位小于0.1%的低品位矿床,其储量占总储量的65%,其中小于0.05%的占10%。中等品位(0.1%~0.2%)矿床的储量占总储量的30%,品位较富(0.2%~0.3%)矿床的储量占总储量的4%,而品位大于0.3%的富矿储量只占总储量的1%。

中国钼矿虽然品位低,但伴生有益组分多,经济价值高。据统计,钼作为单一矿产的矿床,其储量只占全国总储量的14%。作为主矿产,还伴生有其他有用组分的矿床,其储量占全国总储量的64%。与铜、钨、锡等金属共生和伴生的钼储量占全国钼储量的22%。

中国钼矿的第三个特点是规模大,并且多适合于露采。据统计,储量大于10万t的大型钼矿,

其储量占全国总储量的76%,储量在1~10万t的中型矿床,其储量占全国总储量的20%。适合于露采的钼矿床储量占全国总储量的64%。大型矿床大多可以露采,而且辉钼矿的颗粒往往比较大,属于易采易选型。

就矿石类型看,在中国已探明的钼矿储量中,以便于利用的硫化钼矿石为主,其储量约占钼矿总保有储量的99%,而不便利用的氧化钼矿石,混合钼矿石及类型不明的钼矿石只占全国总保有储量的1%。

中国钼矿的最后一个特点是地质工作程度比较高。经过地质工作达到勘探程度的储量占总保有储量的50.5%,达到详查程度的储量占41.8%,二者合计,详查以上工作程度的储量占到中国钼矿总保有储量的92.3%。

摘自《中国矿情·第二卷 金属矿产》

## 中国钼资源地质特征

### 1 矿床时空分布及成矿规律

中国东部的钼、铜-钼、钼-钨等矿床归属于环太平洋钼成矿带,西部在三江地区的铜-钼矿床隶属三江褶皱系铜-钼成矿带(属古地中海成矿带)。根据钼矿床与大地构造单元的关系及成矿特点,把东部环太平洋钼成矿带进一步划分4个成矿省:1)中朝准地台钼成矿省;2)东北华力西褶皱系铜-钼成矿省;3)扬子准地台铜-钼成矿省;4)华南褶皱系钨-铜-钼成矿省。其中最引人注目的是中朝准地台钼成矿省。业已查明,北缘的燕辽钼矿带和南缘的东秦岭钼矿带,是中国最重要的2个钼矿带,它们约占全国已探明工业钼储量的60%以上,尤其是东秦岭钼矿带,钼矿总储量达360万t,共有钼(钨)矿床(点)46个,其中特大型矿床4个:金堆城钼矿、上房沟钼(铁)矿、南泥湖钼(钨)矿、三道庄钼(钨)矿;大型矿床4个:大石沟钼(钨)矿、石家湾钼矿、夜长坪钼-钨矿、雷门沟钼矿;中型矿床:南台钼-钨矿、银家沟钼矿、秋树湾铜-钼矿,等等。区内EW向构造具有一级控制意义;不同构造体系的联合、复合部位控制着岩群及矿带的分布,具有二级控制意义,成矿带内的大

矿田或矿区等均处在新华夏系或弧形构造与纬向构造斜接叠加部位,像金堆城、黄龙铺等矿区处于纬向构造与祁吕贺兰山字型构造前弧东翼复合部位,栾川南泥湖矿田处在纬向构造与伏牛—大别弧形构造叠加部位;低序次的构造变动或构造交接复合部位控制着小岩体或矿体,具有三级控制意义。

西部三江印支褶皱系铜-钼成矿带。该区沿深断裂带的构造-岩浆活动强烈,燕山—喜马拉雅早期的中酸性岩浆活动频繁,在喜马拉雅期形成玉龙斑岩型铜(钼)矿床和马厂箐斑岩-夕卡岩型钼(铜)矿床。

钼矿床的成矿时代,就全世界而言,主要为中生代和新生代,这2个时期形成的钼矿床占世界上已探明钼总储量的90%左右。中国除少数铜(钼)矿床形成于古生代的华力西期和新生代的喜马拉雅期外,绝大多数钼矿床和铜(钼)矿床均为燕山期的产物,这是由于中国东部广大地区的燕山期断裂和花岗岩类侵入活动广泛发育所致。

### 2 矿床类型

中国钼矿床不仅规模大,而且类型多。已探明



的矿床包括斑岩型、斑岩-夕卡岩型、夕卡岩型、脉型、沉积型等各种类型。

1) 斑岩型钼矿床, 该类矿床又称细脉浸染型钼矿床, 呈网脉状产在花岗斑岩体内部及其近旁的围岩中。钼的主要成矿作用明显地晚于岩体的成矿作用, 即在主要成矿作用时岩体一般作为容矿岩石存在。矿床的容矿岩石可以是岩体, 如吉林大黑山钼矿, 矿化主要赋存于燕山期斜长花岗岩体内, 有的矿床容矿岩石既可以是岩体, 也包括近旁的围岩, 如陕西金堆城钼矿, 钼矿化发育于燕山期的斑岩体及其外接触带的黑云母化和角闪岩化的细碧岩内; 还有的矿床, 其容矿岩石可以是爆破角砾岩筒, 如北京大科庄钼矿。

2) 斑岩-夕卡岩型钼矿床, 花岗岩类侵入体形成过程中, 由于围岩性质不同, 发生不同的接触热变质和接触交代作用, 结果铝硅酸盐围岩发育有角岩化, 碳酸盐围岩发育了夕卡岩化。随之而来的成矿热流体活动, 导致矿化叠加花岗岩类岩石、角岩化围岩和夕卡岩之上。典型代表有河南栾川的上房沟、三道庄等矿床。

斑岩型和斑岩-夕卡岩型钼矿床在中国占有重要的地位, 这 2 类矿床合计储量占到了全国钼矿总储量的 71%。

3) 夕卡岩型钼矿床, 这类矿床主要产于花岗

岩类岩体与碳酸盐岩的接触带, 以及在外接触带沿层发育。硫化物的主要成矿作用一般晚于夕卡岩的形成, 夕卡岩既可与钼成矿作用有一定的生成联系, 而在主要成矿作用时又是作为容矿岩石存在。矿床中除夕卡岩化外, 还经常发育一系列的热液蚀变。矿体形态多样。如辽宁锦西杨家杖子钼矿, 矿体大部分位于夕卡岩内。河南卢氏夜长坪、河北涿源大湾钼矿等也属于这种类型。该类矿床在我国居次要地位, 其储量占全国总储量的 24%。

4) 脉型钼矿床, 这是由产在各种地质体裂隙中的含辉钼矿脉状矿体组成的矿床。脉旁经常发育有线性蚀变, 矿脉可以是较宽的含矿脉体, 也可以是细脉状矿石组成的脉带, 脉旁蚀变岩经常形成浸染状矿石。矿脉的主要脉石矿物多种多样, 最常见的是石英脉, 次为伟晶岩或石英岩脉及硫酸盐脉等。此类矿床意义不大, 在已探明储量中仅占 2.2%。典型矿床有浙江青田石坪川、江西大余大龙山、河南嵩县黄水庵钼矿等。

5) 沉积型钼矿床, 按其产出地质体的岩石性质不同, 可分为砂岩型及黑色(硫质、沥青质)页岩型 2 类。该类型矿床意义不大, 仅占已探明储量的 0.68%。

摘自《中国矿情·第二卷 金属矿产》

## 研究进展

中国地质科学院地质研究所通过冈底斯成矿带东段斑岩系统与矿化的系统分析, 提出该区具有寻找独立的斑岩型钼矿床的较大潜力。主要表现在冈底斯北带亚贵拉铅-锌-银矿区、沙让矿区均发现有较好的独立型的斑岩型钼矿化, 矿化与石英二长花岗斑岩(脉)有关, Re-Os 成矿年龄为 49.4 Ma, 相当于主碰撞汇聚成矿期。此外, 冈底斯南部的汤不拉、得明顶等地区也发现有以钼为主的斑岩矿化。汤不拉矿区含矿岩体为似斑状黑云二长花

岗岩与石英斑岩, 金属矿物主要为辉钼矿和黄铜矿等, Mo 平均品位 0.17%, 仅个别矿段 Cu 达到边界品位, 表现出以钼矿化为主, 贫铜的特点。尽管目前的研究还是初步的, 但就其地质背景和成矿环境而言, 冈底斯东段的斑岩型 Mo 矿很可能与秦岭碰撞造山带的大型钼矿带是可以类比的。这一认识的提出, 对在冈底斯东段突破斑岩型钼矿具有重要的指导意义。

摘自《地球学报》2008 年第 3 期

## 钼的地球化学特征

钼 (Molybdenum) ——源自希腊语 molybdos。原子量  $95.94 \pm 0.01$ , 原子序数 42, 熔点  $2610^{\circ}\text{C}$ , 沸点  $4612^{\circ}\text{C}$ , 比重 10.22 ( $20^{\circ}\text{C}$ )。化学价数为 2, 3 (?), 4, 5 (?) 和 6。钼不呈自然元素产出, 主要取自辉钼矿, 少量取自钼铅矿及钼

钙矿—钼白钨矿, 钼也作为铜和钨矿业副产品回收。钼金属从精制的三氧化钼 ( $\text{MoO}_3$ ) 或钼酸铵  $[(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4]$  以氢还原法制得, 呈银白色, 很硬, 仅比钨软而展性大于它, 具有仅次于钨和钽的高弹性模数, 是高熔点而易制备的金属。钼在地



壳中的丰度约为  $1.0 \times 10^{-6}$ ，在岩浆岩中以花岗岩类为高，达  $2.0 \times 10^{-6}$ 。其中深色型主要含在暗色矿物及副矿物中，以  $\text{Mo}^{4+}$  置代  $\text{Fe}^{3+}$  及  $\text{Ti}^{4+}$ ；淡色型主要含在长石中；在沉积岩中以黑色沥青页岩为高，达  $70 \times 10^{-6}$  (I·Uzkut, 1974; F·T·Manheim et al., 1978)。

钼在 V. M. Goldschmidt (1954) 地球化学分类中，属于过渡性的亲铁元素。钼在内生成矿作用中，主要与硫结合生成主要的工业钼矿物——辉钼矿 ( $\text{MoS}_2$ )，并常与铜共生形成钼与铜组合的矿床，显示了较强的亲铜元素特征。另一方面，它又常与钨互相置换生成含氧酸盐的系列矿物，并常与钨共生形成钼与钨组合的矿床，又显示了一定的亲石元素特性。

钼 ( $4^+ 0.70$ ) 与钨 ( $4^+ 0.70$ ) 及铼 ( $4^+ 0.72$ ) 的原子及离子半径相似，因此钼与钨可互相置换生成系列矿物，如四方双锥晶类 ( $C_4h$ )  $I4_1/a$  的内生矿物：钼酸钙矿 ( $\text{CaMoO}_4$ ) - 钼白钨矿 [ $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$ ] - 白钨矿 ( $\text{CaWO}_4$ )；次生矿物：彩钼铅矿 ( $\text{PbMoO}_4$ ) - 钼钨铅矿 [ $\text{Pb}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$ ] - 钨铅矿 ( $\text{PbWO}_4$ )。铼经常置换钼而富集于辉钼矿中，成为工业用铼的主要来源。此外，钼与铜的硫化物也可生成系列矿物，如 2H 辉钼矿 - 硫铜钼矿 ( $\text{CuS} \cdot 2\text{MoS}_2$ ) - 铜蓝 ( $\text{CuS}$ )。

辉钼矿存在着多型，R. G. Dickinson 与

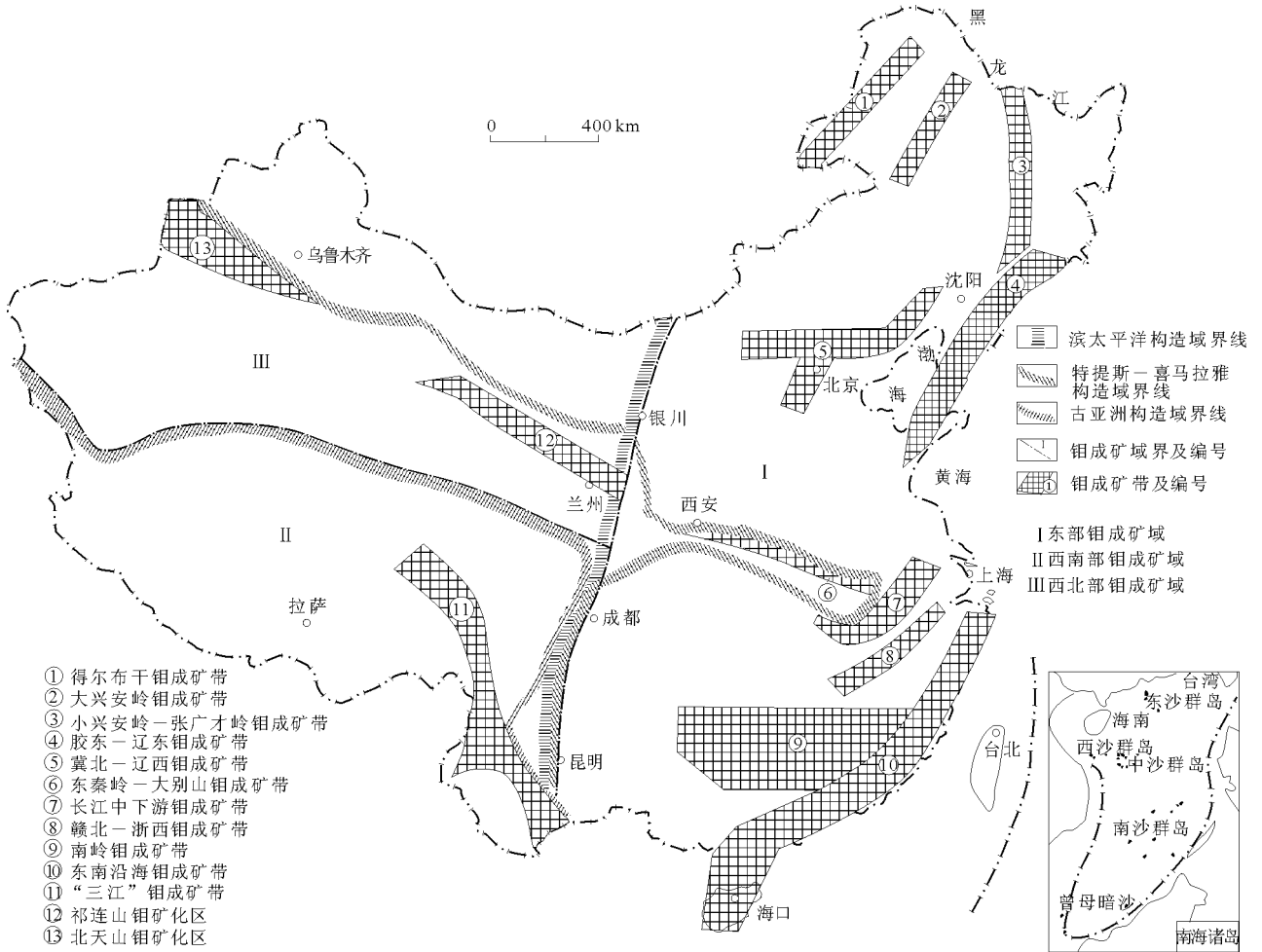
L. Pauling (1923) 首先确定了复六方双锥晶类 ( $D_6h$ ) 的 2H 辉钼矿，空间群为  $P6_3/mmc$ ， $co = 12.30 \text{ \AA}$ 。40 年后，R. J. Trail (1963) 与 A. C. Фарамазяни И Э. X. хуршудян (1963) 发现了复三方单锥晶类 ( $C_{3v}$ ) 空间群为  $R3m$  的辉钼矿，其  $co$  比 2H 型约大 1/2。辉钼矿中的铼 (Re) 含量往往与辉钼矿中 3R 型含量及成矿溶液中铼含量有关。

已有试验表明，硫化钼的赋存形式随温度由低到高而变异。非晶质  $\text{MoS}_3$ -胶体  $\text{MoS}_2$ - $3\text{RMoS}_2$ - $2\text{HMoS}_2$ 。测温资料说明辉钼矿形成温度有着广阔的区间，可自高温直至相对较低的温度，而大量形成于高至中温阶段。在热液作用下， $\text{MoS}_2$  在较酸性条件下沉淀，即辉钼矿于酸性条件下稳定。当溶液转向中性时，钼变为可溶的硫代钼酸盐及钼酸盐而再活动。在低温和常温条件下， $\text{Mo}^{4+}$  在强酸性还原环境中生成胶硫钼矿 ( $\text{MoS}_2$ )，它氧化后的产物是蓝钼矿 ( $\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ )。外生作用中，钼呈  $\text{Mo}^{6+}$ ，具有较强的活动性，它与铀相似，在接近中性或偏碱性的氧化与还原的过渡环境中稳定，由此生成多种含铀的钼酸盐矿物。铁钼华 [ $\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ]，是硫化矿石在酸性条件下 ( $\text{pH} = 3 \sim 5$ ) 形成的常见氧化产物；彩钼铅矿  $\text{PbMoO}_4$  是含钼的铅锌矿在中性条件下的产物。

摘自《中国钼矿床》



# 中国钼矿成矿域及成矿带分布略图



摘自《中国钼矿床》



2005—2006 年世界钼储量和储量基础

钼/ $10^4$  t

国家或地区	储 量		2006 年较 2005 年 增减比例/%	储 量 基 础		2006 年较 2005 年 增减比例/%
	2006 年	2005 年		2006 年	2005 年	
美国	270	270	0	540	540	0
智利	110	110	0	250	250	0
中国 <sup>①</sup>	330	330	0	830	830	0
加拿大	45	45	0	91	91	0
俄罗斯	24	24	0	36	36	0
秘 鲁	14	14	0	23	23	0
墨西哥	13.5	9	50.00	23	23	0
哈萨克斯坦	13	13	0	20	20	0
乌兹别克斯坦	6	6	0	15	15	0
伊 朗	5	5	0	14	14	0
蒙 古	3	3	0	5	5	0
亚美尼亚	20	20	0	40	40	0
吉尔吉斯斯坦	10	10	0	18	18	0
世界总计	860	860	0	1 900	1 900	0

①美国地质调查局估计数；世界总计取整数；资料来源：Mineral Commodity Summaries, 2006, 2007。

摘自《世界矿产资源年评 2005—2006》

亚洲钼矿床 (钼金属储量 $>10 \times 10^4$  t)

国家或地区	矿床或矿区	储量/ $10^4$ t	$w(\text{Mo})/\%$	矿床类型	成矿时代	发现年代或现状
蒙 古	额尔登特(Erdenet)	16.8	0.014	斑岩型	古生代	开 采
印度尼西亚	马拉拉(Malala)	10.0	0.14( $\text{MoS}_2$ )	斑岩型	新生代(第三纪)	
哈萨克斯坦	东科翁腊德(East Kounrad)	20.0~25.0	0.056	斑岩型	古生代	关 闭
哈萨克斯坦	阿克托(Aktogai)	12.1	0.008	斑岩型	古生代	可行性研究
哈萨克斯坦	科克泰科尔(Koktenkol)	54.0	0.061~0.074	夕卡岩型	古生代	可行性研究
哈萨克斯坦	艾达里(Aidarly)	15.0	0.01	斑岩型	古生代	可行性研究
乌兹别克斯坦	卡利马克尔(Kalmakyl)	10.0	0.004~0.005	斑岩型	古生代	开 采
伊 朗	萨尔切什梅(Sar Cheshmeh)	36.0	0.03	斑岩型	中生代—新生代	开 采
伊 朗	松贡(Songun)	11.64	0.03	斑岩-夕卡岩型	新生代(第三纪)	
巴基斯坦	赛恩德格(Saindak)	15.0	0.017	斑岩型	新生代(第三纪)	开 采
俄罗斯	特尔内奥兹(Tyrny-Auz)	12.5	0.25	夕卡岩型	中生代	
俄罗斯	索尔斯克(Sorskoe)	17.0	0.06	斑岩型		
中 国	吉林大黑山	109.00	0.066	斑岩型	中生代	1952 年发现, 开采
中 国	辽宁杨家杖子	14.20	0.14	夕卡岩型	中生代	20 世纪 40 年代发现, 开采
中 国	辽宁兰家沟	21.68	0.13	斑岩型	中生代	开 采
中 国	内蒙古乌奴格吐山	25.70	0.054 6	斑岩型	中生代	
中 国	河北撒岱沟门	大型	0.076	斑岩型	中生代	未 采
中 国	河北大湾	大型	0.011 7	斑岩-夕卡岩型	中生代	未 采
中 国	陕西金堆城	96.97	0.099	斑岩型	中生代	1955 年发现, 开采
中 国	陕西黄龙铺	11.5(至 1999 年保有储量)	0.086	热液型	中生代	未 采
中 国	河南上房沟	大型	0.14	斑岩-夕卡岩型	中生代	开 采
中 国	河南雷门沟	大型	0.073	斑岩型	中生代	未 采
中 国	河南栾川南泥湖—三道庄	133.7	0.076~0.115	夕卡岩-斑岩型	中生代	1956 年发现, 开采
中 国	河南夜长坪	大型	0.133	斑岩型	中生代	未 采
中 国	湖南柿竹园	11.8	0.165	云英岩-夕卡岩型	中生代	1954/1955 年发现, 开采
中 国	山东邢家山	大型	0.08	热液型	中生代	未 采
中 国	江西德兴铜矿田	12.80	0.01	斑岩型	中生代	开 采
中 国	西藏玉龙	15.00	0.028	斑岩型	新生代	未 采

摘自《世界矿情·亚洲卷》



20 世纪发现的超巨型钼矿床 (钼金属储量 > 50 万 t)

序号	国家或地区	矿床或矿区	储量/10 <sup>4</sup> t	w(Mo)/%	矿床类型	成矿时代	发现年代
1	美国	“石英山”(Quartz Hill)	153.40	0.13	斑岩型	第三纪	1974
2	美国	基斯顿(Kiston)	60.00	0.40	斑岩型		1977
3	美国	亨德森—乌拉德(Henderson-Urad)	150.00	0.30	斑岩型	第三纪	1965
4	美国	托尔曼山(Mt. Tolman)	54.00	0.06	斑岩型		
5	美国	芒特霍帕(Mt. Hope)	51.00	0.10	斑岩型		
6	美国	布肯赫姆(Buckingham)	75.00	0.058	斑岩型		
7	美国	苏马(Cumo)	74.00	0.059	斑岩型		
8	中国	吉林大黑山	109.00	0.06	斑岩型		1952
9	中国	河南栾川	200.00	0.076~0.159	夕卡岩型		1956
10	中国	陕西金堆城	96.97	0.099	斑岩型		1955
11	中国	山东邢家山	52.73	0.08			
12	澳大利亚	穆尔金山(Mt. Mulgine)	122.00	0.033	夕卡岩型	前寒武纪	
13	南斯拉夫	马奇卡蒂卡(Machkatica)	100.00	0.10	斑岩型		

摘自《矿产勘查百年》

## 21 世纪初发现的钼矿床和资源扩大简况

除了斑岩铜-钼矿床，加拿大不列颠哥伦比亚省 Max 钼矿床为筒状体，矿化产在石英网脉中，有确定资源 934 万 t，含 MoS<sub>2</sub> 0.35%；推定资源 201 万 t，含 MoS<sub>2</sub> 0.41%（以 0.2% MoS<sub>2</sub> 为边界品位）。该省北部的红宝石溪斑岩型钼矿床，位于 Atlin 钼矿东北 24 km，接近育空地区。矿床早已发现，20 世纪六七十年代曾勘查，2004 年完成 9 000 m 钻探计划，最近完成预可行性研究。现有确定和推定资源 2.05 亿 t，含钼 0.062%（以 0.4% 钼为边界品位）。露采可行性研究在 2006 年初完成，寿命 22 年。美国内华达州尤里卡西北 23 英里的 Mt Hope 钼矿项目，矿化呈网脉和脉状，与第三纪斑岩小侵入体有关。斑岩钾质，SiO<sub>2</sub> 含量高。有资源 9 亿 t，含钼 0.069%，其中高品位部分有 3 亿 t，含钼 0.098%，系世界级矿床。格陵兰东部 Malmberg 钼矿项目在 20 世纪六七十年代曾勘查，近年又在进行 5 000 m 的证实钻探。

2006 年一季度完成可行性研究。根据以前工作资料，推测资源 1.18 亿 t，含 MoS<sub>2</sub> 0.24%（以 0.17% MoS<sub>2</sub> 为边界品位）。现在提升资源级别，并估计含约 2 500 万吨 MoS<sub>2</sub> 0.30% 的高品位带。边界品位还可降低，资源可扩大。可开采 15~20 年，年产 2 250 万磅（1 磅=0.453 592 kg）MoS<sub>2</sub>。澳大利亚西部皮尔巴拉地区 Spinifer 岭钼矿，在 Marble Bar 东北 50 km，黑德兰港东南约 200 km，亦称 Coppin Gap 钼项目。此钼矿是英美公司 1970 年发现的，钻探钻到广泛钼矿化。已有确定资源 7 700 万 t，含钼 0.08%，铜 0.13%；推定资源 3.51 亿 t，含钼 0.05%，铜 0.08%；推测资源 7 100 万 t，含钼 0.05%，铜 0.05%，还有银约 2×10<sup>6</sup>。矿化网脉状。有 40~100 m 沉积物覆盖。蒙古南部戈壁近中蒙边界的 Zuun Mod 斑岩钼（铜）矿近年在钻探评价。

摘自《21 世纪初国外矿产勘查形势与发现》

## 中国钼矿床一览

### 斑岩型

北京怀柔石湖峪钼矿床

北京延庆大庄科—董家沟钼矿床

河北平泉小寺沟钼-铜矿床

河北宣化贾家营钼矿床

河北丰宁撒岱沟门钼矿床

山西繁峙后峪钼-（铜）矿床

内蒙古敖汉旗库里吐钼-（铜）矿床

内蒙古陈巴尔虎旗八大关铜-（钼）矿床

内蒙古四子王旗白乃庙铜-（钼、金）矿床

内蒙古乌努格吐山铜-钼矿床



内蒙古小东沟钼矿床  
辽宁兴城新台门钼矿床  
辽宁大杨树沟钼矿床  
吉林永吉大黑山钼矿床  
吉林和龙石人沟钼矿床  
吉林延边三岔钼矿床  
黑龙江嫩江多宝山铜-钼矿床  
黑龙江铁力鹿鸣钼矿床  
山东栖霞尚家庄钼矿床  
江西分宜下桐岭钼-钨-铋-铍矿床  
江西德兴铜厂铜-（钼）矿床  
江西德兴富家坞铜-（钼）矿床  
江西都昌阳储岭钨-（钼）矿床  
江西金溪熊家山钼矿床  
江西寻乌铜坑嶂铜矿床  
江西镇江谏壁钼矿床  
福建福安赤路钼矿床  
福建清流行洛坑钨-钼矿床  
福建连城铜坑钼-铜-锌矿床  
福建浦城上厂钼矿床  
河南栾川南泥湖钼-钨矿床  
河南嵩县雷门沟钼矿床

河南罗山涩港母山钼-铜矿床  
河南罗山涩港肖畝钼-铜矿床  
河南汝阳东沟钼矿床  
河南商城汤家坪钼矿床  
河南天目山钼-多金属矿床  
广东化州坡子营钼矿床  
广东阳春林湾铁-钼矿床  
广东鼎湖山钼矿床  
海南琼海梅岭钼-铜矿床  
海南乐东石门山钼-铅、锌矿床  
陕西华县金堆城钼-（铜）矿床  
陕西洛南石家湾钼矿床  
陕西洛南莲花沟钼矿床  
云南大理马厂箐钼-铜矿床  
西藏江达玉龙铜-钼-钨-铋矿床  
西藏察雅馬拉松多铜-钼矿床  
西藏贡觉多霞松多铜-钼矿床  
西藏驱龙铜-钼矿床  
西藏岗讲铜-钼矿床  
新疆哈密白山钼矿床  
新疆土屋—延东铜（钼）矿床  
新疆阿克陶喀依孜钼-铜矿床

### 夕卡岩型

北京延庆东三岔锌-钼矿床  
天津蓟县沟河北官庄钼矿床  
天津蓟县石臼钼-钨矿床  
河北兴隆莫古峪铁-钼-锌-铜矿床  
河北承德寿王坟铁-铜-钼矿床  
河北涿源大湾铁-钼-锌矿床  
河北涿水野孤钼-多金属矿床  
内蒙古鄂温克旗梨子山铁-（钼）矿床  
辽宁锦西杨家杖子钼矿床  
辽宁建昌八家子铅、锌-（钼、铜）矿床  
辽宁本溪黄柏峪钼-铜矿床  
辽宁喀左肖家营子钼-铜-铁矿床  
吉林盘石铁汞山铁-锌-钨-钼矿床  
吉林永吉头道沟铜-钼矿床  
吉林浑江市临江钼-铜矿床  
吉林桦甸火龙岭钼矿床  
黑龙江阿城五道岭钼矿床  
黑龙江阿城苏家围子铁-锌-钼矿床  
黑龙江铁力二股东山铁、锌-钼、铜-铅矿床  
黑龙江逊克翠宏山钼-钨-锌-铅-铜-铁矿床

山东牟平孔辛头钼-铜-铁矿床  
山东福山邢家山钼-钨矿床  
江苏句容铜山钼-铜矿床  
安徽青阳铜矿里钼矿床  
安徽铜陵金口岭铜-钼-金-银矿床  
安徽宣城麻姑山铜-钼矿床  
浙江余杭闲林埠铁-钼-铜矿床  
福建漳平洛阳铁-钼-锌矿床  
福建龙岩马坑铁-钼矿床  
河南灵宝银家沟硫-铜-钼矿床  
河南卢氏夜长坪钼-钨矿床  
河南栾川马圈钼矿床  
河南镇平秋数湾铜-钼矿床  
湖北大冶铜山口铜-钼矿床  
湖北大冶石头咀铁-铜-钼矿床  
湖北阳新封山洞铜-钼矿床  
湖南桂阳宝山钼-铜-钨-铋矿床  
湖南桂阳黄沙坪铅、锌-铋-钼-钨矿床  
湖南郴县新田岭钨-铋-钼矿床  
湖南郴县柿竹园钨-钼-锡-铋矿床



广西钟山黄宝钼-钨-锡矿床  
陕西洛南木龙沟铁-钼矿床  
陕西商县南台钼-钨矿床  
新疆精河肯登高尔铜-钼矿床

云南金平长安冲铜-钼矿床  
云南金平铜厂钼-铜-铁矿床  
云南中甸红山铁-铜-钼-铅、锌矿床

### 石英脉型

河北兴隆花市钼矿床  
辽宁兴城老虎沟钼矿床  
吉林桦甸四房店子钼矿床  
安徽太平萌坑钼矿床  
安徽怀宁铜牛井铜-钼矿床  
浙江青田石坪川钼矿床  
江西大余西华山钨-钼矿床  
江西全南大吉山钨-钼矿床  
江西大余大龙山钼-钨矿床  
江西大余左拔钨-钼矿床

江西兴国画眉坳钨-钼矿床  
江西于都黄沙钨-铜-钼矿床  
江西崇义茅坪钨-钼-锡矿床  
广东翁源红岭钨-钼-铜-铋矿床  
广东五华汶水钼-钨-铋-锡矿床  
广东五华白石嶂钼-钨矿床  
广东梅县官坑钨-钼-铜-铋矿床  
广东大埔小靖坑钼-钨-铋矿床  
广东蕉岭贵人峰钼-钨矿床  
贵州冕宁三岔河钼-稀土矿床

### 其他类型

河北阳原三义庄斑岩-夕卡岩型铁-锌-钼矿床  
广东曲江大宝山斑岩-夕卡岩型铜-钼-铅-锌-钨矿床  
辽宁锦西北松树岭夕卡岩-斑岩型钼矿床  
河南栾川上房沟夕卡岩-斑岩型钼-铁矿床  
河南罗村斑岩-角砾岩型钼矿床  
辽宁锦西兰家沟斑岩-脉型钼矿床  
湖北大冶猴头山斑岩-脉型钼-铜矿床  
湖北竹山四棵树黑色页岩型钒-钼矿床  
湖南慈力大浒黑色页岩型镍-钼-钒-铀矿床  
湖南大庸天门山黑色页岩型镍-钼-钒-铀矿床  
贵州巫溪田坝黑色页岩型钒-钼矿床  
贵州铜仁坝黄锭子铺黑色页岩型钼-钒-铀-磷矿床  
河南嵩县黄水庵方解石-石英脉型钼-铅-（铀）矿床  
广西河池水落热液细脉浸染型钼-铅-铀矿床

陕西洛南大石沟碳酸岩脉型钼-铅-铀-铍矿床  
贵州开阳白马洞碳酸盐—硅酸盐型钼-铀-汞矿床  
贵州兴义大际山碳质碳酸盐型钼-铀-汞矿床  
贵州会理拉拉落瑞火山沉积变质型铜-钼矿床  
云南牟定格依蚌砂岩型铜-钼矿床  
云南广通麂子湾砂岩型铜-钼矿床  
福建武夷山坪地岩浆热液充填交代型钼矿床  
福建仙游砺山中温热液型钼矿床  
河南大银尖细脉浸染型-夕卡岩型-石英脉型钼-钨-（铜）矿床  
黑龙江金场沟角砾岩型铜-钼矿床  
吉林桦甸横道河子破碎蚀变岩型钼矿床  
陕西洛南马河岩浆期后高—中温热液钼矿床  
安徽铜陵老鸦岭层状钼矿床

## 国外钼矿床一览

### 斑岩型

罗马尼亚罗西亚波耶尼（Rosia Poieni）钼、铜矿床  
前南斯拉夫马伊丹佩克（Majdanpek）钼、铜矿床  
前南斯拉夫克里韦利（Krivelji）钼、铜（金、银）矿床  
前南斯拉夫马奇卡蒂卡（Machkatica）钼矿床  
保加利亚梅德特（Medet）钼、铜矿床



前苏联索尔斯克 (Сорск) 钼、铜矿床  
前苏联布格达亚 (Бугдая) 钼矿床  
前苏联乌马利塔 (Умальята) 钼矿床  
前苏联博谢库利 (Бошекуль) 钼、铜矿床  
前苏联科克坚科利 (Коктенколъ) 钨、铜 (铋、钼) 矿床  
前苏联科温拉德 (Коунрад) 铜、钼 (钨、铌) 矿床  
前苏联撒亚克 (Саяк) 钼、铜 (铌) 矿床  
前苏联阿加拉克 (Агарак) 钼、铜矿床  
前苏联卡扎兰 (Каджаран) 钼、铜 (金) 矿床  
前苏联阿尔马累克 (Алмалык) 钼、铜 (铌) 矿床  
蒙古额尔德尼泰因鄂博 (Erdenityin Obo) 钼、铜矿床  
伊朗萨尔切什迈 (Sar Cheshmeh) 钼、铜矿床  
巴基斯坦赛恩德格 (Saindak) 钼、铜 (金) 矿床  
菲律宾肯诺恩 (Kennon) 铜、金 (银、钼) 矿床  
菲律宾泰桑 (Taysan) 铜、金 (钼) 矿床  
菲律宾塔皮安 (Tapián) 铜、金 (银、钼) 矿床  
菲律宾锡帕莱 (Sipalay) 铜、金 (银、钼) 矿床  
菲律宾巴赛 (Basay) 铜、金 (银、钼) 矿床  
菲律宾比加 (Biga) 铜、金 (银、钼) 矿床  
巴布亚新几内亚奥克太迪 (Ok Tedi) 铜、钼 (金) 矿床  
巴布亚新几内亚扬德拉 (Yandera) 铜、钼 (金、银) 矿床  
巴布亚新几内亚潘古纳 (Panguna) 钼、铜 (金、银) 矿床  
加拿大佩顿希尔 (Patton Hill) 钼、铜矿床  
加拿大雷德山 (Red Mt.) 钼矿床  
加拿大洛格通 (Log Tung) 钼、钨 (锌) 矿床  
加拿大阿达纳克 (Adanac) 钼矿床  
加拿大斯托里 (Storie) 钼矿床  
加拿大斯哈夫特克里克 (Schaft Creek) 钼、铜 (金、银) 矿床  
加拿大朗迪克里克 (Roundy Creek) 钼矿床  
加拿大埃杰克斯 (Ajax) 钼、铜矿床  
加拿大贝尔钼矿 (Bell Moly) 钼矿床  
加拿大基特索尔特 (Kitsault) 钼 (铜、铅、锌) 矿床  
加拿大利姆克里克 (Lime Creek) 钼矿床  
加拿大汤姆林森山 (Mt. Thomlinson) 钼矿床  
加拿大格拉希尔古尔奇 (Glacier Gulch) 钼、钨矿床  
加拿大哈得孙贝山 (Hudson Bay Mt.) 钼、铜 (钨) 矿床  
加拿大塞尔伯克里克 (Sarb Creek) 钼矿床  
加拿大拉基希普 (Lucky Ship) 钼矿床  
加拿大伯格 (Berg) 钼、铜 (银) 矿床  
加拿大奥克斯 (Ox) 钼、铜矿床  
加拿大德纳克 (Denak) 钼矿床  
加拿大恩达科 (Endako) 钼矿床  
加拿大CAFB钼矿床  
加拿大直布罗陀 (Gibraltar) 钼、铜 (金、银) 矿床  
加拿大博斯山 (Boss Mt.) 钼矿床



加拿大艾兰铜矿 (Island Copper) 钼、铜 (金、银、铼) 矿床  
加拿大萨拉尔克里克 (Salal Creek) 钼、铜矿床  
加拿大波伊森山 (Poison Mt.) 钼、铜矿床  
加拿大格纳韦德山 (Gnawed Mt.) 钼、铜矿床  
加拿大海蒙特 (Highmont) 钼、铜 (铼) 矿床  
加拿大泽西 (Jersey) 钼、铜矿床  
加拿大洛内克斯 (Lornex) 钼、铜 (金) 矿床  
加拿大布伦达 (Brenda) 钼、铜 (金、银) 矿床  
加拿大特劳特湖 (Trout Lake) 钼 (银、铅、钨、锡) 矿床  
加拿大甘比尔岛 (Gambier Island) 钼、铜 (金、银) 矿床  
加拿大阿克苏 (Axe) 钼、铜矿床  
加拿大卡迈 (Carmi) 钼 (铜、铀) 矿床  
加拿大雷德山 (Red Mt.) 钼、钨 (铜) 矿床  
加拿大塞廷内特湖 (Setting Net Lake) 钼、铜矿床  
加拿大铜山 (科珀山) (Copper Mt.) 钼、铜矿床  
加拿大尼德尔山 (Needle Mt.) 钼、铜矿床  
加拿大普莱森特山 (Mt. Pleasant) 钼、钨 (铋、锡) 矿床  
格陵兰马尔姆贝尔格 (Malmbjerg) 钼矿床  
美国石英山 (Quarta Hill) 钼矿床  
美国托尔曼山 (Mt. Tolman) 钼、铜矿床  
美国利特尔福尔斯 (Little Falls) 钼矿床  
美国大本 (Big Ben) 钼矿床  
美国坎尼万古尔奇 (Cannivan Gulch) 钼矿床  
美国汤普森克里克 (Thompson Creek) 钼矿床  
美国宾厄姆峡谷 (Bingham Canyon) 钼、铜 (金、银) 矿床  
美国派恩格罗夫 (Pine Grove) 钼矿床  
美国霍尔 (Hall) 钼矿床  
美国亨德森 (Henderson) 钼矿床  
美国克莱梅克斯 (Climax) 钼、钨矿床  
美国基斯顿 (Kiston) 钼矿床  
美国埃蒙斯山 (Mt. Emmons) 钼矿床  
美国奎斯塔 (Questa) 钼矿床  
美国矿物园 (Mineral Park) 钼、铜 (银、金、铅) 矿床  
美国巴格达 (Bagdad) 钼、铜 (银、金) 矿床  
美国铜盆地 (Copper Basin) 钼、铜矿床  
美国因斯皮拉欣 (Inspiration) 钼、铜 (金) 矿床  
美国平托谷 (Pinto Valley) 钼、铜 (金、银) 矿床  
美国雷 (Ray) 钼、铜 (银) 矿床  
美国莫伦西 (Morenci) 钼、铜 (金、银、铼) 矿床  
美国圣曼努埃尔—卡拉马祖 (San Manucl-Kalamazoo) 钼、铜 (金、银、铼) 矿床  
美国锡尔弗贝尔 (Silver Bell) 钼、铜 (银) 矿床  
美国米申 (Mission) 钼、铜 (银) 矿床  
美国双峰 (Twin Buttes) 钼、铜 (银) 矿床  
美国谢里塔 (Sierrita) 钼、铜 (银) 矿床  
美国埃斯佩兰萨 (Esperanza) 钼、铜 (银、金) 矿床



- 美国卡萨格兰德 (Casa Grande) 钼、铜矿床  
 美国莱克肖尔 (Lakeshore) 钼、铜矿床  
 美国奇诺 (Chino) 钼、铜 (铼、金、银) 矿床  
 美国铜场 (Copper Flat) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 美国蒂龙 (Tyrone) 钼、铜矿床  
 美国岩洞峰 (Cave Peak) 钼、铜 (钨) 矿床  
 美国弗里斯科 (Frisco) 钼矿床  
 墨西哥奥波德佩 (Opodepe) 钼矿床  
 墨西哥卡纳内阿 (Cananea) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 墨西哥拉卡里达 (La Caridad) 钼、铜 (银) 矿床  
 墨西哥库莫巴比 (Cumobabi) 钼、铜矿床  
 巴拿马塞罗科罗拉多 (Cerro Colorado) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 哥伦比亚潘塔诺斯 (Pantanos) 钼、铜矿床  
 哥伦比亚佩加多尔西托 (Pegadorcito) 钼、铜矿床  
 厄瓜多尔乔查 (Chaucha) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 秘鲁密执基莱 (Michiquillay) 钼、铜矿床  
 秘鲁卡纳里科 (Canarico) 钼、铜矿床  
 秘鲁康帕查 (Compaccha) 钼矿床  
 秘鲁莫罗科查 (Morococha) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 秘鲁查皮 (Chapi) 钼、铜矿床  
 秘鲁塞罗贝尔德 (Cerro Verde) 钼、铜矿床  
 秘鲁夸霍内 (Cuajone) 钼、铜 (银) 矿床  
 秘鲁克亚维科 (Quellaveco) 钼、铜 (铅、锌) 矿床  
 秘鲁托克帕拉 (Toquepala) 钼、铜 (银) 矿床  
 智利莫查 (Mocha) 钼、铜矿床  
 智利塞罗科罗拉多 (Cerro Colorado) 钼、铜矿床  
 智利科帕基尔 (Copaquire) 钼矿床  
 智利克夫拉达布兰卡 (Quebrada Blanca) 钼、铜矿床  
 智利埃尔阿夫拉 (El Abra) 钼、铜矿床  
 智利丘基卡马塔 (楚基卡马塔) (Chugucamata) 钼、铜矿床  
 智利埃尔萨尔瓦多 (El Salvador) 钼、铜 (金、银、铅、锌) 矿床  
 智利波特雷里约斯 (Potrerillos) 钼、铜矿床  
 智利安达科约 (Andacollo) 钼、铜矿床  
 智利洛斯佩拉布雷斯 (Los pelambres) 钼、铜矿床  
 智利安迪纳 (Andina) 钼、铜矿床  
 智利迪斯普塔达 (Disputada) 钼、铜矿床  
 智利埃尔特尼恩特 (El Teniente) 钼、铜矿床  
 阿根廷巴若拉阿鲁姆布雷拉 (Bajodela Alumbrera) 钼、铜 (金、银) 矿床  
 阿根廷埃尔帕琼 (El pachon) 钼、铜矿床  
 阿根廷帕拉米约斯苏尔 (Paramillos Sur) 钼、铜矿床

### 夕卡岩型

- 前苏联吉达 (Джида) 钼、钨矿床  
 前苏联特尔内奥兹 (Тырныауз) 钼、钨矿床



前苏联乔鲁赫—代隆 (Чорух-Дайрон) 钼、钨矿床  
 前苏联撒马尔罕 (Самарканд) 钼、钨矿床  
 土耳其乌卢达格 (Uludag) 钼、钨矿床  
 朝鲜上洞 (Sangdong) 钼、钨、铋矿床  
 朝鲜锦城 (Keumsung) 钼矿床  
 日本山口 (Yamaguchi) 钨、钼、铜、铁矿床  
 日本石田 (Ishta) 钼、钨矿床  
 摩洛哥阿泽古尔 (Azegour) 钼、钨、铜矿床  
 澳大利亚穆尔金山 (Mt. Mulgine) 钼、钨 (金、银) 矿床  
 澳大利亚阿唐加 (Attunga) 钼、钨矿床  
 澳大利亚芒特坦尼松 (Mt. Tennyson) 钼、钨 (铼) 矿床  
 澳大利亚金岛 (King Island) 钼、钨矿床

### 热液型

挪威奥尔斯达伦 (Orsdalen) 钼、钨矿床  
 芬兰迈泰斯瓦拉 (Mätäsvaara) 钼矿床  
 希腊克桑西 (Xanthi) 钼矿床  
 前苏联沙赫塔玛 (Шахтама) 钼、铜矿床  
 尼泊尔巴曼加昂 (Bamangaon) 铜、钨 (钼、锡、金) 矿床  
 埃及哈姆雷特阿卡雷姆 (Hamaret Akarem) 钼矿床  
 尼日尔库尔基 (Kourki) 钼、铜矿床  
 索马里哈尔格萨 (Hargeisa) 钼、铅 (铋) 矿床  
 澳大利亚约沃尔 (Yeoval) 铜、金 (银、钼) 矿床

### 伟晶岩型

挪威德拉门 (Drammen) 钼矿床  
 挪威克纳本 (Knaben) 钼矿床  
 前苏联契科伊斯克 (Чикойск) 钼、钨矿床  
 土耳其巴利希 (Balishi) 钼矿床  
 朝鲜元山 (Wonsan) 钼矿床  
 朝鲜长水 (Chan Soo) 钼矿床  
 加拿大皮德乔恩 (Pidgeon) 钼、铜 (锡、铋) 矿床

### 云英岩型

澳大利亚沃尔夫勒姆卡普 (Wolfram Camp) 钼、钨矿床  
 澳大利亚旺巴 (Wonbah) 钼、钨矿床  
 澳大利亚安杜拉姆巴 (Anduramba) 钼、钨矿床  
 澳大利亚金斯盖特 (Kinggate) 钼、钨 (铋) 矿床  
 澳大利亚埃维尔顿 (Everton) 钼矿床  
 加拿大普雷萨克 (Preissac) 钼、铜 (铋) 矿床  
 加拿大拉科讷 (Lacorne) 钼 (铋) 矿床



其他类型

- 匈牙利赖奇克 (Recsk) 斑岩型、夕卡岩型钼、铜矿床
- 澳大利亚莫里恩 (Maureen) 沉积-热液型铀 (钼) 矿床
- 加拿大艾利克湾 (Aillik Bay) 火山岩型钼、铀 (银) 矿床
- 巴西波苏斯迪卡尔达斯 (Pocos de Caldas) 沉积型铀 (钼、铅、钍) 矿床

摘自《国外主要有色金属矿产》

## 陕西金堆城斑岩型钼矿床

陕西金堆城斑岩型钼矿床地处陕西省华县境内。它是由原西北地质局 647 地质队 1955 年在该地区进行普查时发现的，于 1957 年结束勘探工作。目前正进行大规模露天开采，是我国名闻遐迩的钼矿山之一，钼精矿产量居全国之冠。

### 1 成矿地质背景

该矿床位于中朝准地台南缘的豫陕断隆区内。矿区北部分布有太古宇太华群片麻岩和混合岩，构成基底构造层（相当于下地壳）。南部有中新元古界长城系铁铜沟组片状石英岩、含云母石英岩和熊耳群古火山岩，蓼县系高山河组石英岩、龙家园组、巡检司组及杜关组的硅质条带白云岩、白云质灰岩和板岩等。区内近 EW，NEE—NE 向和 NW 向断裂发育。在燕山期，近 EW 向构造带复活，伴有大规模的花岗岩体侵位，致使钼矿床形成与该构造-岩浆作用有关（李应运，1959）。

矿区内出露的地层有熊耳群变细碧岩、板岩及凝灰质板岩，其上不整合复盖有高山河组石英岩。变细碧岩由于金堆城花岗斑岩岩株侵位的影响，发生接触热变质，形成黑云母化细碧岩和角岩化细碧岩。前者分布于矿区斑岩体的西北部，后者发育于斑岩体的顶部和旁侧，是矿床的直接围岩（图 1）。

矿区内褶皱主要是黄龙铺背斜，背斜轴部为变细碧岩，两侧为板岩、凝灰质板岩和石英岩。其轴向与近 EW 向区域构造线相一致。断裂发育，走向近 EW 的断裂：北部的燕门凹张性断裂，有多次活动的特点，形成一张性断裂破碎带；南部为碌碡沟压性断裂，倾向 S，倾角 70°左右（任海波等，1985）。NW 向（330~335°）断裂倾向 SW，倾角 75°左右，控制着金堆城花岗斑岩岩株的侵位和矿区西侧碌碡沟花岗斑岩脉的产出。

矿区内侵入岩有老牛山二长花岗岩、金堆城花

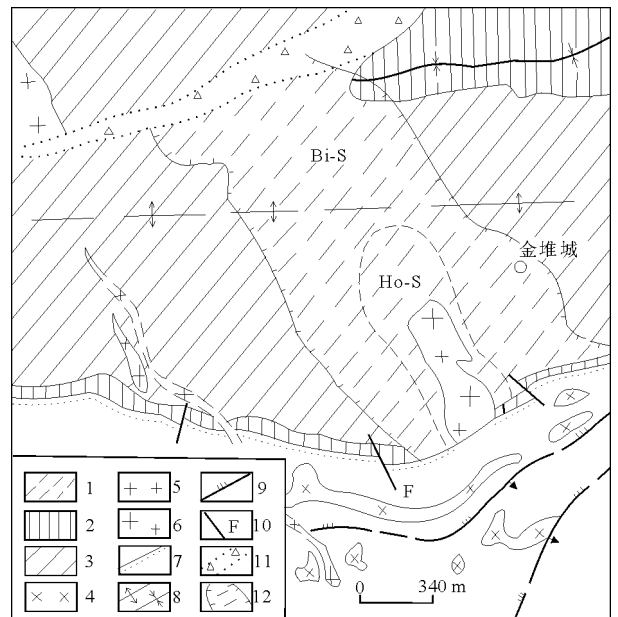


图 1 金堆城钼矿床地质略图（据原金堆城地质队，1959 简化）

Bi-S—黑云母化细碧岩；Ho-S—角岩化细碧岩；1—高山河组石英岩；2—熊耳群变细碧岩；3—熊耳群板岩及凝灰质板岩；4—辉绿岩；5—老牛山二长花岗岩；6—金堆城花岗岩；7—地层不整合界线；8—背、向斜轴；9—压扭性断裂；10—性质不明断层；11—张性断裂破碎带；12—矿体界线

岗斑岩及花岗斑岩脉和辉绿岩脉。二长花岗岩侵入于太古宇片麻岩及熊耳群变细碧岩中，分布于矿区北部，其钾-氩同位素年龄为 128 Ma。与钼矿床关系最密切的是金堆城花岗斑岩岩株（图 1），在地表的裸露长度约 450 m，宽 150 m，呈 330°左右方向延伸，倾向 NE，向 NW 侧伏。矿物成分主要为石英（25%~40%）、微斜条纹长石和微斜长石（27%~40%）、更钠长石（An 8~14，14%~32%），以及少量黑云母和白云母。斑晶矿物有钾长石、石英和斜长石。斑晶大小一般为 0.5~0.3 cm，最大者达 1 cm×1.5 cm。呈斑状和聚斑状结构。石英斑晶受基质熔蚀现象常见。副矿物组合主



要为磁铁矿-磷灰石-锆石类型。

该斑岩的岩石化学特点是平均含  $\text{SiO}_2$  73.83%， $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  为 8.06%，而且  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值为 1.82，属高硅富钾的钙碱性岩石系列。

需指出的是，在该斑岩体的边缘，见到有密集分布且规模细小（一般宽 0.5~1.0 mm）的层纹状石英脉，有的层纹状石英脉呈褶曲状。在宏观上呈似文象构造；镜下呈粒状集合体，消光方位不一致。在脉壁有微量鳞片状绢云母，有时可见萤石。这种现象在我国河南上房沟和美国亨德逊等钼矿床中均可见及。国外有的学者称这种岩石为条纹岩或细褶皱石英层状岩。尽管对这种岩石的成因认识尚不统一，但根据这种条纹岩的产状特点和脉中矿物绝大部分是石英，而且萤石并不与石英共结，故认为这种条纹岩是在岩浆快速冷凝，但仍处于塑性状态下，由富水富硅的热流体所引起的硅交代作用的产物，表征含钼花岗斑岩的形成深度较浅，可作为含钼斑岩的一种岩石学标志（黄典豪等，1987）。

老牛山二长花岗岩和金堆城花岗斑岩的稀土元素组成型式基本一致，均呈一组右倾曲线，与前者（ $\delta\text{Eu}=0.71$ ）相比，金堆城花岗斑岩的 Eu 亏损较明显（ $\delta\text{Eu}=0.62$ ），且重稀土曲线略有抬升的趋势，表明后者是前者分离结晶演化而成。

对老牛山二长花岗岩和金堆城花岗斑岩中副矿物磷灰石测定的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值分别为 0.709 和 0.710；全岩铅同位素组成分别为  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.637$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.428$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.940$ ； $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.129$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.531$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.049$ （黄典豪等，1984）。表明 2 个岩体在成因上和成岩物质来源上的密切关系和同源性。

总之，根据老牛山岩体和金堆城斑岩体产出的地质条件、密切的空间关系、造岩矿物和副矿物组合、岩石化学特征、稀土元素组成型式以及铈、铅同位素组成的近似性，可判断这 2 个岩体同属下地壳岩石经深熔作用所产生的深熔岩浆结晶演化的产物（黄典豪等，1986）。金堆城花岗斑岩以被动侵位为特征。

## 2 矿体地质特征

钼矿化发育于斑岩体及其外接触带的黑云母化和角岩化的细碧岩内。矿体由不同方向纵横交错的细网脉组成，细脉厚度一般为 0.2~0.5 cm，个别

厚达 1 m，但粗大脉体矿化较弱。根据工业指标所圈定的钼矿体，在平面上呈近似椭圆形的扁豆体（图 1）。横断面上的长宽比约为 4:1，最大的矿化深度约达 1 000 m（图 2）。矿石的钼品位沿矿体的延长方向变化较小，但沿垂直方向上的变化较大，一般说来，钼品位随深度的增加而降低。同时，花岗斑岩体上盘的矿石钼品位比下盘的富些。在矿体中心的富集地段，矿脉的密度可达 70%，往外则渐稀，一般为 10%~20%。

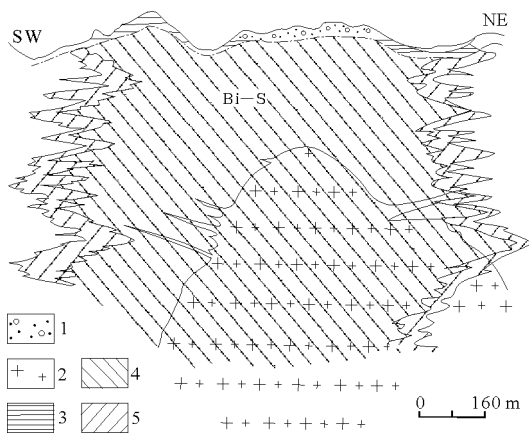


图 2 金堆城钼矿体的横剖面示意图

Bi-S—黑云母化细碧岩；1—第四系；2—花岗斑岩；3—氧化带；4—表内矿石；5—表外矿石

根据矿物组合，矿床中的细脉大体上可分为 1) 黄铁矿-石英脉，2) 黄铁矿-钾长石-石英脉，3) 黄铁矿-辉钼矿-石英脉，4) 黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英脉，5) 白云母-萤石-黄铁矿-辉钼矿-石英脉等。此外，在矿体边部可见到充填裂隙的方解石脉或透镜体和沸石网脉。这 2 种脉的数量较少且不含辉钼矿。

上述 5 种主要石英脉往往彼此穿切，甚至同一阶段和脉石矿物成分相同的矿脉也相互交切，这反映出成矿过程的长期性和多阶段性。而这种情况可能是斑岩热液系统演化过程中，由于岩石静压力和静水压力条件的更替，导致流体和裂隙多次产生，矿质反复脉动沉淀所致。而在矿体边部方解石脉和沸石网脉的形成，表明成矿过程接近尾声。

辉钼矿在矿脉中的产出方式：1) 呈浸染状或斑点状分布于脉石矿物中，与黄铁矿伴生时，往往穿切并交代黄铁矿；2) 辉钼矿叶片有时在矿脉中呈放射状排列；3) 沿矿脉的两壁呈几乎纯净辉钼矿薄膜产出，薄膜厚 0.5~2 mm；4) 辉钼矿与石英呈相间条带分布；5) 辉钼矿沿岩石的微裂缝充填，形成微细的辉钼矿脉。辉钼矿的多型主要为



2H 和 2H+3R 型。辉钼矿的铼含量为  $4 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$ ，钼精矿含铼  $13 \times 10^{-6}$ 。

钼矿石的自然类型有 3 种，即花岗斑岩矿石（占总储量的 25%）、变细碧岩矿石（占 70%）、石英岩和板岩矿石（仅占 5% 左右）。

金属矿物主要是辉钼矿、黄铁矿，次要的有磁铁矿、黄铜矿，含微量方铅矿、闪锌矿、锡石、辉铋矿等。非金属矿物有石英、微斜长石、微斜条纹长石、斜长石、绢云母（白云母）、黑云母、绿泥石、绿帘石、萤石、方解石、沸石等。表生矿物有褐铁矿、针铁矿、黄钾铁矾、高岭土、铁铂华和孔雀石等。

矿石主要呈粒状、残余结构，网脉状、浸染状和条带状构造。

围岩热液蚀变尚未作过深入系统的研究，根据观察大体上具有面型蚀变特征，即自斑岩体向外，大致呈现出钾化、绢英岩化→硅化→青磐岩化的分带现象。斑岩体的钾化表现为微斜长石和微斜条纹长石形成聚合斑晶，斜长石被钾长石交代，致使岩石的  $K_2O$  含量增高，和斑岩中含钼石英脉脉壁发育有钾长石单矿物带。绢英岩化形成于斑岩体的顶部，主要受裂隙控制，呈不规则的绢英岩团块产出，其中有浸染状黄铁矿、辉钼矿和萤石等。硅化作用最为强烈，其表现为纵横交错的石英细脉广泛发育，主要分布于岩体的外接触带围岩中，同时也叠加在钾化斑岩上面。石英脉的发育伴随有钼的矿化富集。青磐岩化离矿化中心最远，主要见于矿体边部，在黑云母化细碧岩中发育有绿帘石、绿泥石，并有纯净方解石脉产出。与钼矿化关系最密切的是硅化，其次是绢英岩化和钾化。

基于上述的矿石物质成分、结构、构造和围岩蚀变，把本矿床的形成过程分为气成-热液期、热液期和表生期，其中以热液期的石英-硫化物阶段为钼矿化作用的最主要阶段，详见表 1。

根据黄典豪等（1987）的资料，本矿床具有斑岩型钼矿床中常见的流体包裹体类型，并以气液包裹体、含液体  $CO_2$  多相包裹体和含子矿物多相包裹体广泛发育为特征，表征流体沸腾的气体包裹体与多相包裹体共存现象常见。在热台加热过程中，绝大多数气液包裹体均一化为液相，而气体包裹体均一化为气相，说明成矿作用主要是在液相和气相条件进行的。主要成矿温度为  $300 \sim 400 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。硫同位素研究表明：矿化早期黄铁矿的  $\delta^34S$  值为  $4.5\% \sim 5.4\%$ ，平均为  $4.78\%$ ；主要钼矿化期黄铁矿的  $\delta^34S$  值为  $3.7\% \sim 5.6\%$ ，平均为  $4.7\%$ ；

表 1 金堆城矿床的矿物生成顺序

矿物名称	气成-热液期	热液期			表生期
		石英-钾长石	石英-硫化物	碳酸盐	
微斜长石	—	—	—	—	—
微斜条纹长石	—	—	—	—	—
斜长石	—	—	—	—	—
石英	—	—	—	—	—
黑云母	—	—	—	—	—
白云母(绢云母)	—	—	—	—	—
绿泥石	—	—	—	—	—
绿帘石	—	—	—	—	—
方解石	—	—	—	—	—
萤石	—	—	—	—	—
磁铁矿	—	—	—	—	—
黄铁矿	—	—	—	—	—
黄铜矿	—	—	—	—	—
辉钼矿	—	—	—	—	—
方铅矿	—	—	—	—	—
闪锌矿	—	—	—	—	—
褐铁矿	—	—	—	—	—
针铁矿	—	—	—	—	—
黄钾铁矾	—	—	—	—	—
铁铂华	—	—	—	—	—
孔雀石	—	—	—	—	—
高岭土	—	—	—	—	—
沸石	—	—	—	—	—

辉钼矿的  $\delta^34S$  值为  $3.8\% \sim 4.5\%$ ，平均  $4.1\%$ ，矿化晚期方铅矿的  $\delta^34S$  值为  $0.8\%$ 。本矿床 27 个硫化物矿物平均的  $\delta^34S$  值为  $4.8\%$ 。基于与含水花岗质熔体 ( $\delta^34S_2 = 0.0\%$ ) 处于平衡的岩浆流体相的  $\delta^34S_{\text{流体}}$  值接近于  $4.0\%$ ，故判断本矿床的硫主要是岩浆来源。氧、碳同位素研究表明：主要矿化期石英的  $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  值介于  $8.4\% \sim 12.4\%$ ；矿化晚期方解石的  $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  值为  $5.5\% \sim 11.4\%$ ， $\delta^3C_{\text{PDB}}$  值为  $-3.8\% \sim -6.8\%$ 。早期云英岩阶段 ( $450 \text{ } ^\circ\text{C}$ ) 与石英平衡水的  $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  值为  $9.4\%$ ，在主要矿化阶段 ( $300 \sim 400 \text{ } ^\circ\text{C}$ )，与石英平衡水的  $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  值为  $2.6\% \sim 8.3\%$ ；晚期 ( $240 \sim 250 \text{ } ^\circ\text{C}$ ) 与方解石处于平衡水的  $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  值为  $-1.6\% \sim 4.8\%$ 。表明成矿流体从早期接近初生岩浆水 ( $\delta^{18}O$  值为  $5.5\% \sim 10.0\%$ ) 演化到晚期有大气水参与的混合液，而主要矿化期则以富岩浆水的混合液为主。

### 3 矿床成因

金堆城地区的太古宇太华群基底 (含钼  $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ )，在燕山期因近 EW 向深断裂的复活和区域热流值升高，由基底岩石深熔作用产生



了花岗质岩浆（初步富集钼）。该岩浆在上升过程中发生结晶分异演化，并受太华群和熊耳群的同化混染，致使其富  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和亲花岗岩元素，并在断裂控制下侵入于太华群和熊耳群形成老牛山二长花岗岩基。由该岩浆进一步演化派生富含挥发分（ $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{F}$ 、 $\text{CO}_2$  等）和钼的高定位金堆城花岗斑岩。随着岩浆的冷凝固结，导致熔体和富水热流体的分离，这时便开始进入高温气成热液阶段，同时由于斑岩体热源造成的负压环境引起大气水参与对流循环，使成矿热液系统具有混合液的特征。在此期间，由于岩石静压力和静水压力的更替，使岩石发生破裂和矿质脉动沉淀，便形成了纵横交错的含钼石英网脉。在由高温至中温变化过程中，伴随有

钾化、绢（云）英岩化和强烈硅化。根据矿石的矿物组合（无硫酸盐矿物）和围岩蚀变的特点判断，在主要的石英-硫化物阶段，成矿过程处于一种低  $f_{\text{O}_2}$  高  $f_{\text{S}_2}$  的弱酸性还原条件。而低—中等盐度成矿流体的沸腾是辉钼矿、黄铁矿等硫化物沉淀的主要原因。该斑岩热液系统进一步演化进入低温混合热液阶段，由于前期钼的大量沉淀，此时钼几乎耗尽，故在青磐岩化带仅见微弱的钼矿化。至此，该矿床的内生成矿作用宣告结束。其后进入表生作用阶段，虽无钼的次生富集，但所形成的铁钼华则是地表找矿的直接标志。本矿床属斑岩型中—高温热液钼矿床。

摘自《中国矿床（上）》

## 河南上房沟斑岩-夕卡岩型钼（铁）矿床

河南上房沟斑岩-夕卡岩型钼（铁）矿床地处河南省栾川县境内，与位于东北方向的南泥湖—三道庄钼（钨）矿床相距约 1 km，二者构成栾川钼矿田的主体，是我国最重要的钼矿田。原豫 01 地质队于 20 世纪 60 年代对该矿床进行过初勘评价，原河南地质局第三地质队于 20 世纪 70~80 年代早期作了进一步勘探评价。

### 1 成矿地质背景

该矿床与南泥湖—三道庄钼（钨）矿床位于同一构造单元内。矿区出露的地层主要为中元古界蓟县系上栾川群煤窑沟组，岩性为富含生物礁及有机质的海陆交互相沉积变质岩系，与下伏的南泥湖组地层呈整合接触。该组地层因受上房岩体侵位所引起的接触变质和接触交代作用，形成了范围广泛的各种角岩和镁夕卡岩。按岩性组合的不同，煤窑沟组可分为 3 个岩性段：下段多为变质细砂岩、片岩夹大理岩、长英角岩与钙硅酸盐角岩；中段主要是白色厚层状白云石大理岩夹含叠层石大理岩，底部为杂色厚层的叠层石大理岩，层位稳定，可作为标志层；上段的底部为厚 10 余米的石英岩及磁铁云英片岩，其上部为白云质大理岩夹片岩及石煤层。

矿区内 NWW 向断裂与区域构造线方向基本一致，其与 NNE 向断裂的交错部位控制着侵入岩体的分布。主要岩浆岩有加里东期变辉长岩、燕山期的酸性小岩体、岩墙及岩脉。与钼矿化有成因及空间上联系的是燕山期的上房花岗斑岩（钾-氩同位素年龄为 140~145 Ma，图 1）。

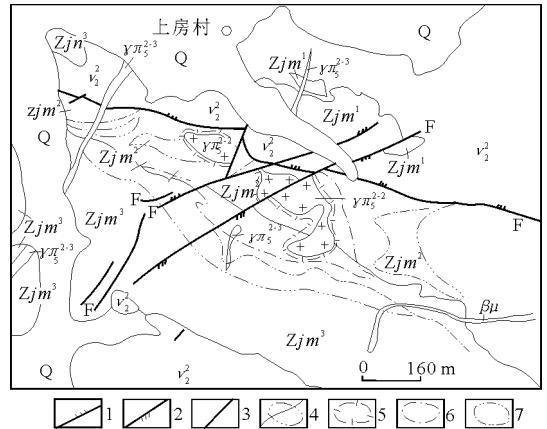


图 1 上房沟钼（铁）矿床地质与围岩蚀变分带略图（据董群英等，1985）

Q—第四系砂土； $Zjm^3$ —煤窑沟组上段以白云石大理岩为主； $Zjm^2$ —煤窑沟组中段白云石大理岩； $Zjm^1$ —煤窑沟组下段二云母石英片岩； $Zjn^3$ —南泥湖组上段大理岩、钙硅酸盐角岩； $\gamma\pi_6^{2-2}$ —花岗斑岩； $\gamma\pi_6^{2-3}$ —花岗斑岩脉； $v_2^2$ —变辉长岩； $\beta\mu$ —变辉绿岩； $\lambda\pi_6^{2-3}$ —石英斑岩；1—压性断层；2—压扭性断层；3—性质不明断层；4—金云母-阳起石化带；5—透闪石-阳起石化带；6—蛇纹石化带；7—强硅化带

上房花岗斑岩呈不规则的椭圆形小岩筒侵位于煤窑沟组中段白云石大理岩中，地表露头被围岩分割成 2 个不规则的长条状体，呈  $290\sim 300^\circ$  方向延布，裸露面积约  $0.05 \text{ km}^2$ 。岩体向深部有变大的趋势，向 SW 侧伏，侧伏角  $60^\circ$  左右。岩体与围岩的接触界线清楚，顶部“悬垂体”发育，边部伴有隐爆侵入角砾岩。该花岗斑岩的岩石化学特征： $\text{SiO}_2$  为 70.2%， $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  为 8.78%， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值为 2.6，属高钾、硅酸过饱和的钙碱性系列岩石。



## 2 矿床地质特征

该矿床的矿化分布于上房花岗斑岩的内外接触带中。矿体赋存于花岗斑岩、长英角岩、镁夕卡岩、白云石大理岩内；矿区北部靠近岩体的变辉长岩也往往构成矿体的一部分。

钼矿体在平面上围绕着花岗斑岩，呈 NW—SEE 向延伸的不对称的椭圆形环状体。在横剖面上，空心环两边的厚度不等，西南薄，北东厚。在纵剖面上，东西两边的厚度相差不大，整个矿体呈向 SW 侧伏的筒状体，侧伏角为 60°左右。矿体的边界不规则，东西两侧分支较多。主矿体向下延深大于 1 000 m。

矿体产状大体与地层一致，矿体南部走向

290°，倾向 SW，倾角 60°左右，矿体北部深处边界的倾角大于地层倾角。二者的规模沿走向最大长度可达 1 120 m，一般 800~900 m；沿倾向延伸最大达 740 m，一般为 400~700 m，矿化深度达 1 000 m 以上。次要矿体共 61 个，多呈透镜状。

磁铁矿矿体主要分布于外接触带 100~150 m 宽范围内的镁质夕卡岩中。其形态受岩体接触带产状控制，多呈透镜状产出，大小悬殊，最大者长 300~500 m，倾向延伸达 200~300 m，厚度为 60~70 m。在垂向上，铁矿体多分布在 1 250 m 标高以上，向下显著减少。

矿石的自然类型有夕卡岩型、花岗斑岩型、角岩型和变辉长岩型 4 种。不同类型矿石的矿物成分见表 1。

表 1 不同类型矿石的矿物成分

矿石类型	金 属 矿 物			非 金 属 矿 物		
	主要(1%~5%)	次要(<1%)	微 量	主要(>10%)	次要(<10%)	微 量
夕卡岩型 磁铁矿、黄铁矿	辉钼矿、钼白钨矿、钼钨钙矿、磁黄铁矿、黄铜矿	方铅矿、赤铁矿、褐铁矿	透辉石、透闪石、白云石	金云母、蛇纹石、阳起石、斜(粒)硅镁石、镁橄榄石、富铁金云母、石英、绿泥石、方解石、滑石、石榴子石	水黑云母、符山石、萤石、沸石、石膏	
花岗斑岩型 黄铁矿	辉钼矿	黄铜矿、磁铁矿、方铅矿、褐铁矿	钾长石、石英	钠长石、更长石、绢云母	黑云母、萤石、磷灰石、榍石、锆石	
角岩型 黄铁矿	辉钼矿、闪锌矿、磁铁矿	黄铜矿、钼白钨矿、钼钨钙矿	钾长石、斜长石、石英	黑云母、透辉石、阳起石、绿帘石	萤石、方解石	
变辉长岩型 白钛石、钛磁铁矿、黄铁矿	辉钼矿	赤铁矿、黄铜矿、磁铁矿、白钨矿	角闪石、斜长石	透辉石、绢云母、绿帘石、钾长石、黑云母	方解石、磷灰石	

矿石中主要工业矿物是辉钼矿和磁铁矿。含钼矿物除辉钼矿外，还有少量钼白钨矿、钼钨钙矿和辉钼矿的次生矿物铁钼华。

辉钼矿产于各种类型的矿石中，多呈辉钼矿、黄铁矿-辉钼矿、辉钼矿-石英和黄铁矿-辉钼矿-(±钾长石)-石英细脉或网脉以及薄脉状形式产出。脉宽一般为 1.5~15 mm，最宽可达 50 mm，最窄的为 0.2 mm。辉钼矿鳞片细小，一般为 0.015 mm×0.05 mm，小于 0.074 mm 者占 80% 左右。主要呈自形一半自形板状，薄板状。钼精矿铼含量为  $26 \times 10^{-6} \sim 58 \times 10^{-6}$ 。

磁铁矿粒度平均大小为 0.018 mm，多呈半自形粒状。在镁夕卡岩内呈斜(粒)硅镁石+金云母+磁铁矿组合和透闪石+透辉石+磁铁矿组合产出。前者的磁铁矿多呈浸染状—稠密浸染状，后者的磁铁矿与透闪石、透辉石呈相间揉皱条纹。此外，少量磁铁矿呈尘埃状—粒状分布于蛇纹石网脉内，有的磁铁矿则交代金云母和阳起石。

钼白钨矿和钼钨钙矿几乎全呈浸染状分布于镁

夕卡岩中，而白钨矿与石英、黄铁矿、萤石等组成的细脉产于其他的岩石内。

矿石结构以自形一半自形粒状、圆形粒状为主，残余结构次之，包含结构及交代假象结构罕见。矿石主要呈细脉—网脉构造，其次是浸染状构造，而揉皱、条带和块状构造少见。

围岩热液蚀变：鉴于煤窑沟组地层因受上房花岗斑岩体侵位的影响，变为角岩和镁夕卡岩，和与钼矿化有关的热液蚀变叠加在花岗斑岩、角岩和夕卡岩上，所以下面主要简述与热液成矿作用有关的围岩主要蚀变及其特点。区内热液蚀变发育，各种蚀变在空间分布上无明显截然界线，且彼此可以相互重叠，但从岩体往外可大体分出钾化、硅化、金云母-阳起石化、透闪石-阳起石化和蛇纹石化带，他们在横剖面上的分布见图 2。

1) 钾化，主要表现为钾长石化和黑云母化。早期钾长石化基本上局限于花岗斑岩、角岩、变辉长岩及片岩中。在花岗斑岩中，钾化以钾长石沿粒间交代斜长石为主，很多呈钾长石细脉产出。黑云

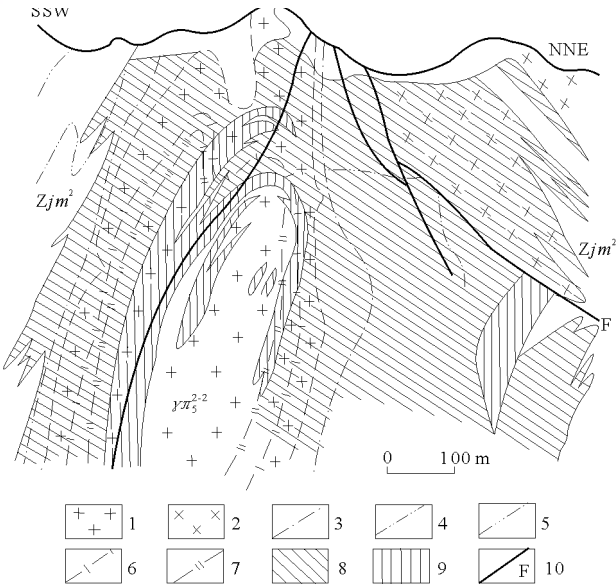


图2 上房沟钼（铁）矿床横剖面上的矿化与蚀变分带图  
Zjm<sup>2</sup>—白云石大理岩；1—花岗斑岩；2—变辉长岩；3—金云母-阳起石化带；4—透闪石-阳起石化带；5—蛇纹石化带；6—强硅化带；7—钾长石化带；8—钼表内矿体；9—钼表外矿体；10—断层

母化主要发育于斑岩体的内外接触带，呈黑云母细脉穿插交代其他矿物。此外，斑岩体中还发育有绢云母化和萤石化。

2) 硅化，分布范围比钾化广泛且强烈得多，是与辉钼矿等金属硫化物矿化最为密切的一种蚀变作用。硅化主要发育于斑岩体的内接触带及外接触带的角岩、夕卡岩和变辉长岩中。其中尤以花岗斑岩的硅化最为显著，特别是岩体的顶部和边部更为强烈，形成一个硅化外壳，岩体西南部产状变缓地段，硅化壳厚达40~50m，东北部产状变陡处，硅化壳变薄，厚仅为几米至20m。外接触带镁夕卡岩的0~25m范围内，硅化作用亦较强烈。

3) 金云母-阳起石化、透闪石-阳起石化和蛇纹石化，主要沿镁夕卡岩和大理岩发育，这些蚀变作用与辉钼矿、磁铁矿、钼白钨矿、钼钨钙矿的形成有密切关系。

根据成矿作用、矿物共生组合特点，可将成矿过程分为2个矿化期和4个矿化阶段（表2）。晚期湿夕卡岩-铁、钨矿化阶段的矿物组合表明，磁

铁矿和钼白钨矿、钼钨钙矿是在  $f_{O_2}$  相对较高的弱碱性条件下生成的，而辉钼矿等硫化物形成于  $f_{S_2}$  相对较高的弱酸性还原环境。这反映了成矿过程中氧化还原状态和热流体酸碱度的变化，并控制着钼、铁和钨的矿化作用。钼矿化后经历了次生变化，但在表生期并不形成钼的次生富集。

表2 上房沟钼（铁）矿床的矿物生成顺序

矿物	热液期			表生期
	早期无矿化夕卡岩阶段	晚期湿夕卡岩-Fe, W阶段	石英-硫化物阶段	
透辉石(低透辉)石	■			
镁橄榄石	■			
石榴子石	■			
符山石	■			
钾长石	■			
黑云母	■			
石英		■	■	
磁铁矿		■		
钼白钨矿		■		
锡石		■		
斜(粒)硅镁石		■		
蛇纹石		■		
透闪石		■		
金云母		■		
富铁金云母		■		
阳起石		■		
绿泥石		■		
滑石		■		
方解石		■		
绿帘石		■		
葡萄石		■		
萤石		■		
绢云母		■		
闪锌矿、方铅矿		■		
白钨矿		■		
辉钼矿		■		
黄铁矿		■		
磁黄铁矿		■		
黄铜矿		■		
沸石		■		
钼钨钙矿			■	
赤铁矿				■
铁钼华				■
钨华				■
褐铁矿				■

### 3 矿床成因

该矿床的形成与上房花岗斑岩的侵位有关，是斑岩-夕卡岩型中高热液充填-交代钼（铁）矿床。

摘自《中国矿床（上）》

## 辽宁杨家杖子夕卡岩型钼矿床

杨家杖子钼矿以往是包括岭前钼矿床、北松树卯钼矿床和新台门钼矿床，而这里所称杨家杖子钼矿床仅指岭前钼矿床而言。该矿床位于辽宁锦西市杨家杖子镇境内，发现于20世纪40年代，是中国

最早开发的大型钼矿山。

### 1 成矿地质背景

该矿床位于中朝准地台北缘的燕山台褶带内的



山海关—北镇凸起与辽西拗陷之间的过渡地带上，即所谓八家子—杨家杖子构造-岩浆活动带。该过渡地带南东侧以青龙—锦西大断裂为界，与山海关—北镇凸起相接壤，北西侧以女儿河大断裂为界，与辽西拗陷邻接。过渡带处于莫霍面自 NW 向 SE 由深变浅的斜坡带上，是重力不均衡的部位，反映大陆地壳由厚变薄（由 44 km 变薄到 32 km）。其中青龙—锦西大断裂切割基底和盖层，重力异常明显，对成岩和成矿起控制作用。

该过渡的地层自下而上依次为太古宙片麻岩及混合岩，新元古界长城系大红峪组和蓟县系高于庄组、雾迷山组为白云质灰岩、燧石条带白云岩，青白口系景儿峪组为石灰岩、角砾状灰岩和石英砂岩，下古生界寒武—奥陶系为石灰岩、页岩，上古生界石炭—二叠系为陆相碎屑岩，中生界侏罗—白垩系为中酸性火山碎屑岩和熔岩，零星分布于构造盆地内。

过渡带内以断裂发育为特征。EW 向断裂大致呈等间距展布，并与 EW 两端的 2 条 NE 向大断裂相联结，组成“阶梯状”构造。由于虹螺山岩体的侵入，使地层向旁侧倾伏，形成不完整的穹隆构造。

过渡地带的燕山期岩浆活动频繁，由中基性喷发开始，以花岗岩类的侵入而告终。

粗粒花岗岩（虹螺山岩体）出露面积约 200 km<sup>2</sup>。岩石淡肉红色，呈不等粒、中—粗粒结构、矿物粒度一般为 4.5~6.5 mm。矿物成分为正长石（40%~50%），更钠长石（An 8~16，15%~20%）、石英（30%~33%）、黑云母（3%~5%）。其钾-氩同位素年龄为 178~186 Ma。

花岗斑岩呈脉状或小岩株（面积为 0.0 n km<sup>2</sup>）产出，其中伴随有爆破角砾岩，角砾成分有细粒似斑状花岗岩和石英脉。斑岩矿物成分除主要的石英、正长石、斜长石外，含少量黑云母、白云母、辉钼矿、方铅矿和黄铁矿等。

## 2 矿体地质特征

该矿床位于营盘—杨家杖子 EW 构造带的西端，其南侧为 EW 向的笔架山向斜。该向斜北翼的中寒武—中奥陶统灰岩与虹螺山粗粒花岗岩舌状体相接触，形成一个规模 550 m×220 m，延深 600 m 的夕卡岩体。此外，沿该碳酸盐地层的层间剥离构造和压碎带，发育有多条大致平行向下延伸的似层状夕卡岩。

与钼矿化有关的岩体通常称为“舌状突出体”（虹螺山粗粒花岗岩基向南的突出部分），它是由细粒似斑状花岗岩和花岗斑岩组成的复式岩体。细粒似斑状花岗岩在区域上多呈小岩体产于虹螺山岩基中，在杨家杖子矿区内，它从深部切割接触带侵入于夕卡岩体中，呈近似椭圆状岩株，范围约 350 m×200 m（图 1）。

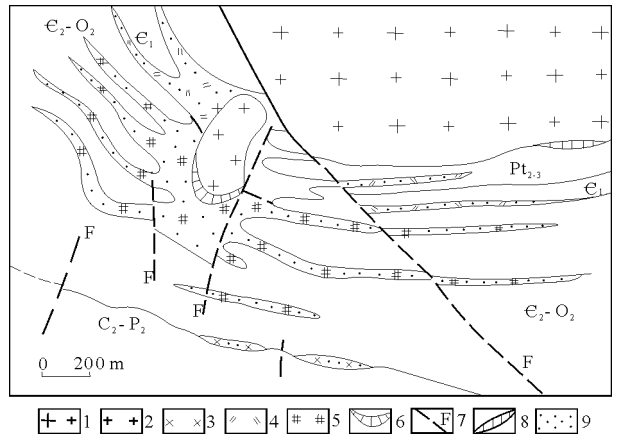


图 1 杨家杖子钼矿床地质略图（据辽宁冶金地质勘探公司—〇五队裴喜璠，1981）

C<sub>2</sub>—P<sub>2</sub>—中石炭—上二叠统砾岩、砂岩、页岩；e<sub>2</sub>—O<sub>2</sub>—中寒武—中奥陶统灰岩；e<sub>1</sub>—下寒武统页岩；Pt<sub>2-3</sub>—中、新元古界硅质灰岩和石英岩；1—虹螺山粗粒花岗岩；2—细粒似斑状花岗岩；3—花岗斑岩；4—以透辉石为主的夕卡岩；5—以石榴子石为主的夕卡岩；6—硅质带；7—断层；8—磁铁矿夕卡岩；9—钼矿化

自舌状体向南横穿岩体接触带，大致呈以下的分带现象：细粒似斑状花岗岩和花岗斑岩→透辉石夕卡岩→透辉石-石榴子石夕卡岩或石榴子石-透辉石夕卡岩→石榴子石夕卡岩→夕卡岩化灰岩。

矿区中所见夕卡岩有简单的干夕卡岩（如夕卡岩体中者）和复杂的湿夕卡岩（似层状夕卡岩）。这 2 种夕卡岩的矿物成分和成矿作用有明显差异；前者主要由石榴子石和透辉石组成，热液阶段矿物不发育，除常见有磁铁矿和少量黄铁矿外，辉钼矿化很弱，后一种夕卡岩除石榴子石、透辉石外，还发育有透闪石、阳起石、硅镁石、石英，金云母、绿帘石、绿泥石和方解石等。同时，其中辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等热液硫化物亦较发育。

矿床中的钼矿体主要沿着似层状复杂夕卡岩分布，少部分钼矿体也往往产于顶底板岩性不同（灰岩夹页岩等）的层间（图 2）。这是由于夕卡岩脆性较高易产生裂隙，以及不同岩性岩层的物理性质不同，致使层间剥离和破碎构造发育，加之页岩起隔水层作用，有助于成矿热流体运移、沉淀和交代

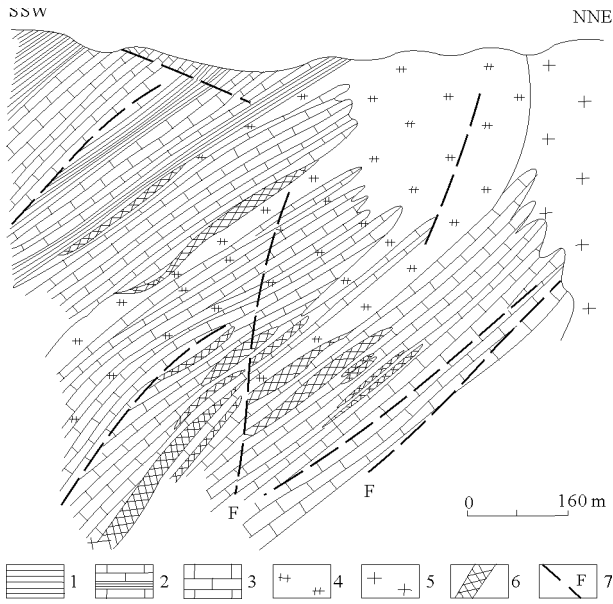


图2 杨家杖子钨矿床的地质剖面示意图

1—页岩；2—薄层灰岩和页岩；3—厚层灰岩；4—夕卡岩；5—细粒似斑状花岗岩；6—钨矿体（含钨夕卡岩）；7—断层

0.1~0.5 mm。局部构成细网脉；3) 呈结晶粗大的菊花状辉钨矿产出，片度5~7 mm，常见于矿体边缘，但数量较少。辉钨矿铼含量为 $40 \times 10^{-6}$ 。

矿石多呈半自形—他形叶片、残余结构，具浸染状、细脉或网脉状构造。围岩蚀变作用与围岩性质有关，夕卡岩的热液蚀变有黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化和硅化，其中以硅化作用与钨矿化关系较密切。细粒似斑状花岗岩常呈绢云岩化和硅化，这些作用较强烈的地段，钨矿化也较强。

根据矿化特征和矿物组合，可将矿床的形成过程大体分为以下5个阶段。1) 早期夕卡岩阶段，形成石榴子石和透辉石组成的无矿简单夕卡岩。2) 晚期夕卡岩阶段，在简单夕卡岩背景上的有利地段形成复杂夕卡岩，伴随有磁铁矿化和偶见的辉钨矿化。3) 石英-辉钨矿阶段，是钨的主要矿化阶段，除生成辉钨矿外，还有少量黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿。4) 铅-锌-多金属硫化物阶段，形成方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿等。铅-锌矿化与钨矿化在空间上相分离，前者一般分布在钨矿体外侧的石灰岩中。5) 碳酸盐阶段形成少量黄铁矿、方铅矿、而以方解石、玉髓的发育为特征。

### 3 矿床成因

有关本矿床的类型归属，长期以来的认识尚未得到统一。多数地质工作者认为是夕卡岩型矿床，但也有人主张是中温热液矿床。但据现有的资料分析，可以把本矿床的成矿机制简单归纳为虹螺山复式岩体的早期粗粒花岗岩侵位于中寒武—中奥陶统碳酸盐岩地层中，形成简单夕卡岩体，晚期同源的细粒似斑状花岗岩和花岗斑岩侵入于该夕卡岩体内，使简单夕卡岩被热液改造成复杂夕卡岩，而且钨矿化叠加其上富集成矿。所以本矿床宜称为夕卡岩型热液充填-交代钨矿床。

摘自《中国矿床（上）》

成矿。同时，在“舌状体”的周围，也就是在弧形构造的转折部位，由于应力集中，次级节理、裂隙较发育，往往成为矿体的膨大部位和钨富集的场所。

矿体形态呈似层状，产状与夕卡岩和地层相一致。矿体规模一般长300~800 m，厚度为3~10 m，延深200~350 m。

金属矿物主要是辉钨矿、黄铁矿，含少量闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等；非金属矿物有石榴子石、透辉石、符山石、阳起石、透闪石、金云母、绿帘石、石英、方解石和萤石等。

辉钨矿在矿床中呈以下方式产出：1) 呈浸染状散布于夕卡岩的矿物粒间，或石榴子石的裂纹中，片度一般为0.5~1.0 mm。与之伴生的非金属矿物极少，只在共边缘偶见少许绿泥石；2) 呈细脉状产出的有纯辉钨矿细脉、辉钨矿-石英细脉和含辉钨矿的方解石细脉。这些细矿脉的宽度为

## 陕西黄龙铺碳酸岩脉型钨（铅）矿床

陕西黄龙铺碳酸岩脉型钨（铅）矿床地处陕西省洛南县境内，与位于西南方向上的金堆城钨矿床相距约12 km。原金堆城地质队（1959）、原陕西渭南地质队（1961）先后对该矿床做过普查评价；原陕西地质局实验室和陕西师大（1975）对本矿床做过大样选矿试验；原陕西第十三地质队于1979—1984年对本矿床进行了详查—初勘评价。

### 1 成矿地质背景

该矿床位于中朝准地台南缘的豫陕断隆区内。太古宇太华群片麻岩和混合岩构成区内的基底构造层，中、新元古界长城系铁铜沟组和熊耳群古火山岩及蓟县系浅变质岩构成上构造层，并与基底构造层呈不整合关系。基底构造线（褶皱、断裂）呈近



EW 和 NW 走向，而走向呈  $300\sim 330^\circ$ ，宽  $1\sim 3$  km，延长大于 20 km 的断裂带，可能是切穿基底的深断裂。盖层构造承袭基底的构造线发育宽缓的褶皱和断裂，同时还发育有近 SN 和 NE 向断裂。火成活动除了元古宙的中基性熔岩喷溢外，还有元古宙(?)花岗岩侵位，前燕山期有基性、偏碱性、碱性岩脉形成。燕山期有大规模的花岗岩侵入活动。

矿区内出露的地层有太华群片麻岩(局部产出)、熊耳群古火山岩和高山河组碎屑沉积岩。其中以熊耳群黄龙铺组和蓟县系高山洞组地层最为发

育。黄龙铺( $Z_x$ )主要为变细碧岩、杏仁状细碧岩组成，并有变凝灰岩、千枚岩、黑云石英片岩夹层，在千枚岩层内可见大理岩透镜体。该组岩石呈喷发-沉积韵律，每个韵律的下层为变细碧岩，上层为变凝灰岩及千枚岩。按岩性特征可分为下亚组( $Z_{x1}$ )和上亚组( $Z_{x2}$ )，后者又分为 4 个岩性段，而  $Z_{x2}^4$  岩性段为本矿床的主要赋存层位(图 1)。高山河组( $Z_g$ )与下伏熊耳群呈角度不整合，其岩性主要为一套变石英砂岩、石英岩，并夹有绢云板岩、泥砂质板岩。

矿区内的构造发育有板盆梁—蚂蚁山背斜，

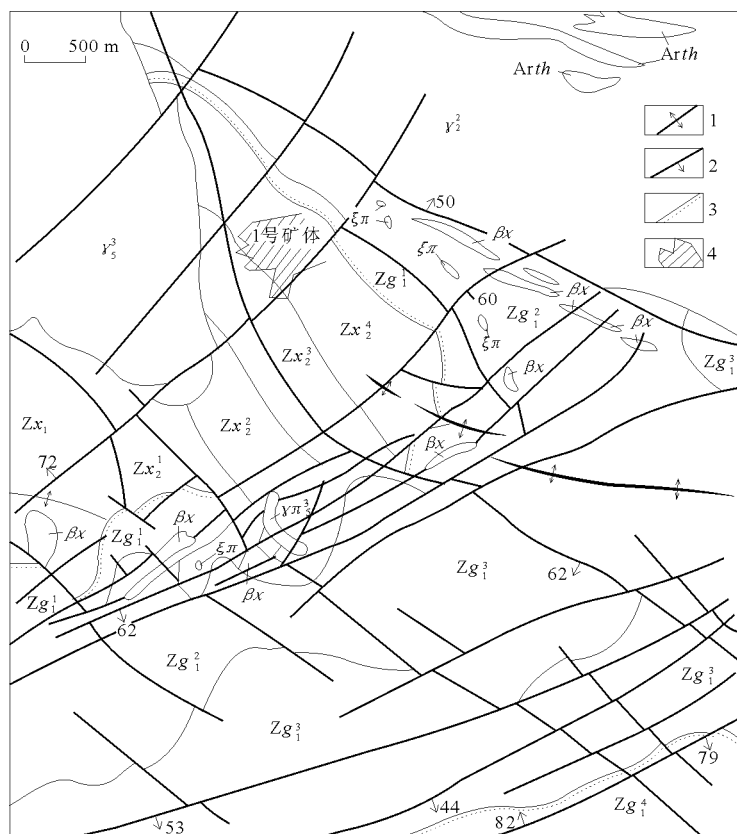


图 1 黄龙铺钼(铅)矿区地质略图(据原陕西地质局第十三地质队,转引自黄典豪等,1985)

$Z_{g1}^4$ —泥砂质板岩和石英岩;  $Z_{g1}^3$ —变石英砂岩、石英岩;  $Z_{g1}^2$ —泥砂质板岩、变石英砂岩及变凝灰岩;  $Z_{g1}^1$ —变石英砂岩、石英岩及底砾岩;  $Z_{x2}^4$ —变细碧岩、绢云母千枚岩及大理岩透镜体;  $Z_{x2}^3$ —变细碧岩、变凝灰岩和黑云母石英片岩;  $Z_{x2}^2$ —变细碧岩、黑云母石英片岩;  $Z_{x2}^1$ —变细碧岩、杏仁状细碧岩及变凝灰岩;  $Z_{x1}$ —变细碧岩、绢云母千枚岩夹变凝灰岩和大理岩条带; Arth—角闪黑云母斜长片麻岩及混合岩;  $Y_2^2$ —片麻状花岗岩;  $\beta_x$ —辉绿岩;  $\xi\pi$ —正长斑岩;  $Y_2^3$ —花岗岩;  $Y_2^1$ —花岗斑岩; 1—背斜轴; 2—断层; 3—地层不整合界线; 4—矿体范围

NE, NW 和近 EW 走向的断裂。矿床产于该背斜 NE 翼的熊耳群第四岩性段地层内，并受 NW 和 NE 走向断裂的联合控制。

矿区内所见的岩浆岩主要有元古宙(?)片麻状花岗岩，燕山期老牛山二长花岗岩和石家沟花岗斑岩以及辉绿岩脉、含矿的石英-方解石碳酸岩脉、正长斑岩脉、黑云母正长斑岩脉等。老牛山二长花

岗岩切割含钼(铅)石英-方解石碳酸岩脉，而且前者的黑云母钾-氩同位素年龄为 128 Ma，比矿床中铅钼钛铁矿的 U-Th-Pb 同位素年龄(206 Ma)晚 78 Ma，所以本矿床的形成与花岗岩无关。

需指出的是，在华阳川—黄龙铺—驾鹿 NW 向深断裂带内，含矿的石英-方解石碳酸岩脉和黑云母正长斑岩脉、长石霓辉石岩脉、霓辉石正长斑



岩脉相伴产出，并常常切割这些偏碱性和碱性岩脉。

## 2 矿体地质特征

本矿床的工业钼矿体主要由含钼（铅）石英-方解石碳酸岩脉组成。根据钼品位所圈定的矿体形态呈似层状和透镜状（图2）。矿脉以规模大、矿石物质成分复杂、辉钼矿富含铀和方解石与辉钼矿关系密切，不同于邻近的金堆城和石家湾2个斑岩钼矿床。

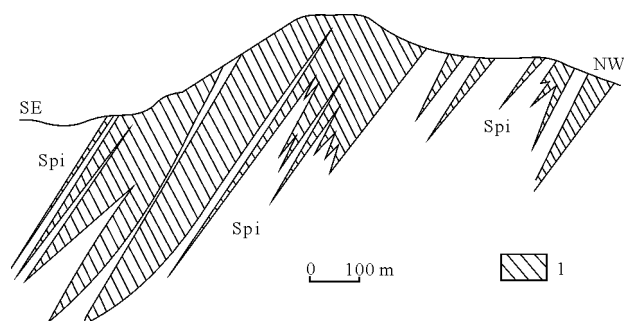


图2 黄龙铺钼（铅）矿床第16行剖面上的主矿体形态  
Spi—细碧岩；1—钼矿体

矿脉主要由方解石（50%~70%）、石英（30%~50%）、微斜长石（5%左右）、钼天青石（4.5%）以及少量黄铁矿、方铅矿、辉钼矿等组成，并含有微量的稀有、稀土及放射性元素矿物。根据布劳格（1921）对于由碳酸盐矿物及硅酸盐矿物（各占50%或方解石>硅酸盐矿物）混合组成的岩石统称为硅酸碳酸岩的命名原则，可将本矿床的矿脉称为含钼（铅）石英-方解石碳酸岩脉。

矿脉呈大脉（也有网脉）产出，一般长几十至100多米，最长者达500m，宽0.1~1.0m，最宽达20m。单一矿脉形态较规则，而细脉则构成网脉。按产状可分为1）走向近SN，倾向NE，倾角中等，主要呈单脉；2）走向NE，倾向SE或NW，倾角中等；3）走向近EW，倾向SW或SE，倾角一般>80°，膨胀收缩现象明显；4）走向NW，倾向NE，倾角>80°。这4组矿脉中，以后3组为主。

矿石物质成分复杂，已查明的金属矿物和非金属矿物有33种。主要金属矿物有黄铁矿、方铅矿和辉钼矿；主要非金属矿物为方解石、石英、微斜长石、钼天青石、黑云母等。其中尚含有微量金红石、铅钨钛铁矿、铌钛钨矿、独居石、氟碳铈镧矿、钇易解石等。在氧化带见到铁钼华、钼铅矿和

重晶石（钼天青石的风化产物）。

辉钼矿在矿脉中呈细小鳞片状集合体产出。其产出方式：1）以稀疏或稠密浸染状分布于方解石中，在石英中亦可见及；2）呈薄膜状产于矿脉的两壁或一壁，且多与脉壁近于平行；3）在近脉壁的碳酸盐化细碧岩中呈星点状分布；4）镜下研究表明，辉钼矿充填于黄铁矿、金红石、黑云母、微斜长石和钼天青石的解理、裂隙中，也充填交代石英。再者，绝大部分辉钼矿往往呈单一叶片或叶片状集合体，沿方解石的粒间空隙、微裂隙以及沿方铅矿的立方体解理和裂隙进行充填交代。辉钼矿的多型为2H和2H+3R，辉钼矿的铀含量为 $71 \times 10^{-6} \sim 360 \times 10^{-6}$ 。

矿石的主要结构除骸晶、压碎结构（黄铁矿的压碎裂隙中充填有方铅矿或方铅矿和辉钼矿）外，还发育有1）残余结构，辉钼矿对先前形成的非金属矿物和其他金属矿物进行溶蚀交代；2）网络状结构，主要是辉钼矿沿方解石和方铅矿等的不同方向解理、裂隙进行充填交代而成。矿石构造：1）角砾状构造；2）斑点状及浸染状构造，辉钼矿呈稀疏或稠密浸染状，斑点状分布于方解石中；3）条带状构造，主要由稠密浸染状辉钼矿组成的细小条带分布于方解石集合体中而成。

本矿床围岩（变细碧岩）的热液蚀变仅局限于矿脉的两侧，呈现出脉状矿床所具有的线性蚀变特征，而不同于斑岩型钼矿床的面型蚀变。围岩蚀变有黑云母化、绿帘石化、黄铁矿化、碳酸盐化、硬石膏化和沸石化，其中以碳酸盐化为特征。碳酸盐化发育程度一般与脉体的规模和围岩的破碎程度有关，往往伴有星点状黄铁矿、辉钼矿生成。硬石膏化和沸石化表现为呈细脉或网脉产于矿体下盘的变细碧岩中，但凡硬石膏和沸石出现的深度上，不再有矿脉存在，说明它们是晚期热液活动的产物，并标志着矿化作用的结束。

根据矿石物质成分、矿物组合和结构、构造特点，可把矿化过程分为4个矿化期和6个矿化阶段（表1）。在硅酸盐-硫化物期为石英、微斜长石和黑云母的主要形成时期，磁铁矿、赤铁矿、铅钨钛铁矿、褐帘石形成于氧化物阶段， $f_{O_2}$ 相对较高。在石英-硫化物阶段形成大量黄铁矿和少量闪锌矿、黄铜矿、方铅矿与石英伴生，成矿环境为酸性还原条件。继之出现碳酸盐-硫化物的主要钼矿化期，以方解石大量发育和伴有钼、铅矿化富集为特征，形成方铅矿-辉钼矿-钼天青石-方解石组合，同时生成有极少量独居石和氟碳铈镧矿等，反映介质的弱



表 1 黄龙铺钼（铅）矿床的矿物生成顺序

矿物名称	硅酸盐-硫化物期		硅酸盐-硫化物主要矿化期		成矿作用晚期	表生期
	氧化物阶段	石英-硫化物阶段	硫酸盐-硫化物阶段	碳酸岩-硫化物阶段	硫酸盐-硫化物-沸石阶段	氧化阶段
磁铁矿	—					
赤铁矿	—					
石英	—	—	—	—		
微斜长石	—	—				
榍石	—					
白钛石						—
铅铀钛铁矿	—					
独居石				—		
氟碳铈镧矿				—		
黑云母	—			—		
褐帘石	—					
绿帘石	—			—		
钡天青石			—	—		
方解石			—	—		
黄铁矿		—	—	—	—	
方铅矿		—	—	—	—	
闪锌矿		—	—	—		
黄铜矿		—	—	—		
辉钼矿		—	—	—		
硬石膏					—	
沸石					—	
钼铅矿						—
铁钼华						—
褐铁矿						—
孔雀石						—
锰土						—
重晶石						—

酸—碱性和氧化还原的动态平衡。成矿作用以形成沸石、硬石膏而告终。表生期并不产生钼的次生富集。

本矿床方解石多呈粉红色，化学成分中除 CaO 和 CO<sub>2</sub> 外，以含 SrO（平均为 1.19%）和 BaO（平均为 0.10%）为特征。稀土总量平均值为  $2.564.3 \times 10^{-6}$ ，且以轻稀土占优势，它的 LREE/HREE≈3：1，同时稀土元素球粒陨石标准化曲线型式与碳酸岩方解石的基本一致（黄典豪等，1985）。

成矿流体包裹体的特征是广泛发育有含 LCO<sub>2</sub> 多相包裹体和含子矿物（石盐、钾盐和方解石）多相包裹体。表征流体沸腾的气体包裹体与多相包裹体共存的现象常见。根据气液包裹体的均一温度 200~480℃，以及方铅矿-钡天青石矿物对的同位素平衡温度 338~427℃，确定本矿床成矿的主要

温度为 280~450℃（黄典豪等，1985）。

据黄典豪等（1985，1989）的研究，矿石硫化物（黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和辉钼矿）和硫酸盐矿物（钡天青石和硬石膏）的 δ<sup>34</sup>S 值介于 -14.7‰~7.9‰，其中硫化物矿物的 δ<sup>34</sup>S 均为负值，即以富轻硫同位素为特征，而硫酸盐矿物则相对富重硫同位素。由平衡共存的 6 个方铅矿-钡天青石矿物对确定的 δ<sup>34</sup>S<sub>ΣS</sub> 为 1.0‰。方解石的 δ<sup>13</sup>C 值介于 -6.6‰~7.0‰，平均值为 -6.8‰，其 δ<sup>13</sup>C<sub>ΣC</sub> 为 -5.0‰，方解石的 δ<sup>18</sup>O 值为 8.5‰~9.5‰，平均值为 9.0‰，这与碳酸岩方解石的碳、氧同位素组成基本相同。石英的 δ<sup>18</sup>O 值介于 8.0‰~9.5‰。在成矿温度 280~450℃ 条件下，与石英和方解石处于平衡状态的 δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 为 1.2‰~6.5‰，说明成矿流体中的水为岩浆水与雨水的混合液。



方解石和钡天青石的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值为 0.705 1~0.706 5, 平均值为 0.705 8。

本矿床矿石铅的平均<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 17.378, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.383, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 37.538,  $\mu = 8.7 \sim 9.2$ , Th/U = 3.6~3.94。属放射成因铅低的异常铅, 具有类似于地幔铅同位素特征, 故为一种混合来源的铅 (黄典豪等, 1984)。

### 3 矿床成因

基于上述的矿床形成地质背景特征, 矿石物质成分、方解石的稀土组成型式以及同位素资料, 可

以认为本矿床是由来自上地幔的含 REE, Sr, Ba, Mo, Pb, S 等的硅酸盐-碳酸盐熔体-溶液, 沿区域性 NW 走向深断裂带侵位生成, 在此期间, 由于地热梯度差, 在其运移通道旁引起地下水对流循环, 从围岩中淋滤出来的部分钼、铅参与到成矿流体中。当成矿流体发生沸腾和与之相伴出现  $f_{O_2}$ , pH 以及氧化-还原状态变化时, 在相对较高的  $f_{S_2}$  和 pH 呈弱酸或弱碱性还原条件下, 导致方铅矿和辉钼矿沉淀, 因此形成了黄龙铺碳酸岩脉型中高温热液充填交代钼 (铅) 矿床。

摘自《中国矿床 (上)》

## 广东白石嶂石英脉型钼 (钨) 矿床

广东白石嶂石英脉型钼 (钨) 矿床地处广东省五华县境内。在 20 世纪 70 年代后期, 广东省原冶金地质勘探公司 913 队对本矿床进行了勘探评价。

### 1 成矿地质背景

该矿床位于东南沿海华力西褶皱系内的紫惠坳褶皱束与永梅上古台坳交接处的北侧, NE 向紫金大断裂北西侧的次级构造——NW 向指塘断裂与 NE 向白石嶂断裂的交会处。

区内出露地层主要为前泥盆系变质岩系和上三叠一下侏罗统上段沉积岩, 二者呈断层接触, 前泥盆系超覆于上三叠一下侏罗统地层之上。前泥盆系主要由黑云母二长片麻岩、黑云母斜长片麻岩夹薄层云母 (石英) 片岩组成; 上三叠一下侏罗统主要是泥质页岩、粉砂质页岩夹薄层石英砂岩及长石石

英砂岩, 靠近岩体处均有不同程度的变质。

区内断裂发育, 成矿前断裂主要有白石嶂 (F<sub>19</sub>) 和杨塘断裂。前者走向 75°, 倾向 NW, 倾角 40~60°, 长约 15 km, 破碎带宽一般为几米。白石嶂岩体沿此断裂侵位。后者走向 310°, 倾向 SW, 延长 25 km。此外, 裂隙十分发育, 走向近 EW 的裂隙多分布于白石嶂断层的上盘, 而且主要发育于白石嶂岩体与前泥盆系变质岩的内外接触带中段地区, 其中充填有含石英英脉 (图 1)。这些裂隙的走向呈 NWW, NEE 和 NW 向 3 组, 其中以前 2 组裂隙最为发育, 成为整个含矿裂隙带的主导方向。成矿后断裂亦常见, 且呈 NW 和 NE 向成群产出, 但规模不大, 对矿体的破坏影响较小。

区内燕山期岩浆活动较强烈, 主要有细粒二云母花岗岩、辉绿岩脉和煌斑岩脉等。与成矿作用有关的主要是白石嶂细粒二云母花岗岩, 呈岩株状出

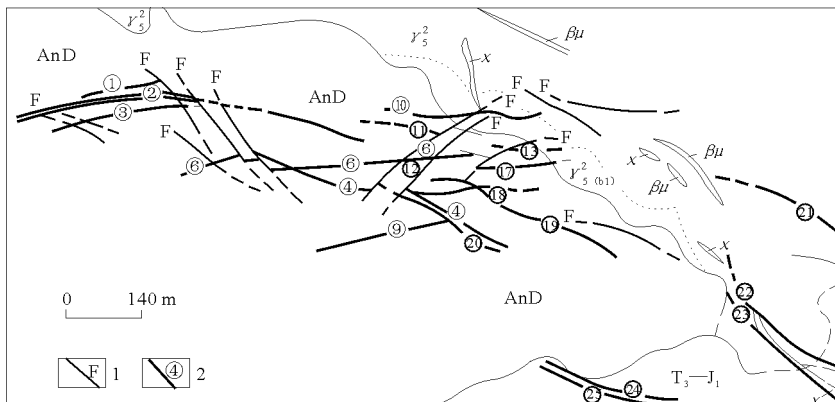


图 1 白石嶂钼 (钨) 矿区地质略图 (据广东原冶金地质勘探公司 913 队, 简化)

T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>—上三叠一下侏罗统砂页岩; AnD—前泥盆系片麻岩; Y<sub>2</sub>—花岗岩; Y<sub>2</sub>(bl)—白粒岩; beta—辉绿岩; chi—煌斑岩; 1—断层; 2—矿脉及编号



露于矿区北部，面积为 2.5 km<sup>2</sup>。它的西南侧与前泥盆系变质岩接触，并发生同化作用形成白粒岩。

此外，经钻孔揭露表明，矿区深部有一隐伏岩体，其岩性为细粒花岗岩，它的上部云英岩化发育，具不均匀的浸染状钼矿化。虽然该岩体的产状、形态及其与白石嶂岩体的关系尚不清楚，但推测二者可能为燕山期不同侵入阶段的产物。

## 2 矿体地质特征

含石英脉或细脉主要受白石嶂岩体内外接触带的近 EW 向和 NW 向裂隙控制。根据石英脉的规模和矿物组合，可分为石英脉型钼-钨矿体和石英细脉型钼矿体。

细脉型矿体由大致平行的辉钼矿-石英脉所组成，细脉多且密集，脉厚一般小于 2 cm。主要赋存于白石嶂岩体内外接触带的白粒岩、细粒二云母花岗岩和黑云母斜长片麻岩及砂页岩内。辉钼矿-石英细脉呈 3 种方式产出：1) 呈大致平行且具分支复合的密集细脉，常与含钼、钨石英脉相伴产出，多分布于后者中间或下盘。脉厚多为 1~3 cm，脉距为 5~30 cm；2) 呈大致平行且分支复合的稀疏细脉，多由厚度小于 5 cm 的细脉组成，脉距一般大于 0.5 m；3) 呈网格状细脉，由 2 组以上的细脉交织而成。已查明有 7 个矿体，长度介于 100~700 m 之间，延深达 65~390 m。矿体走向近 EW，倾向 N，局部地段有的倾向 S，总体倾角 79~86°。主矿体的形态为不规则长条状，小矿体则呈透镜状。

脉型矿体由含辉钼矿、黑钨矿石英脉组成，脉厚一般为 0.16~0.26 m，主要分布于矿区西部的黑云母斜长片麻岩及中部细脉型矿体中。主要工业矿脉有 5 条，长度为 228~504 m，延深达 95~400 m，工业矿段长 130~200 m。这些矿脉呈 2 组不同产状，一组走向 70~90°，倾向 NNW，倾角 82~86°，矿脉走向及倾向变化较大；另一组走向 306~328°，倾向 NE，倾角 66~75°，产状一般较稳定。其形态呈简单脉状，但沿走向及倾向常见分支、尖灭、侧现和膨胀收缩等现象 (图 2)。

矿石成分较复杂，金属矿物主要有辉钼矿和黑钨矿，次为白钨矿、辉铋矿、黄铁矿、自然铋、黄铜矿、绿柱石以及微量磁黄铁矿、白铁矿、赤铁矿、辉铜矿、方黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和锡石等。非金属矿物主要为石英、长石、黑云母，次为黄玉、白云母、叶蜡石、方解石，微量锆石、绿泥

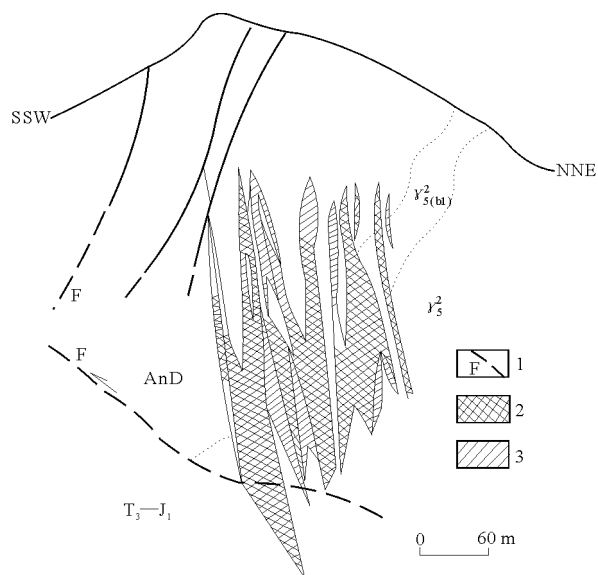


图 2 白石嶂钼 (钨) 矿体横剖面图

T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>—上三叠—下侏罗统砂页岩；AnD—前泥盆系片麻岩；Y<sub>2</sub>—花岗岩；Y<sub>2</sub>(bl)—白粒岩；1—断层；2—表内矿体；3—表外矿体

石等。

矿物共生组合主要有 4 种：1) 黑钨矿-绿柱石-长石-萤石-石英，伴有少量辉钼矿、辉铋矿、白钨矿等。主要见于矿体的上部；2) 黑钨矿-辉钼矿-长石-石英，伴有少量白钨矿及硫化物，多分布于矿体的中上部；3) 辉钼矿-黄铁矿-长石-石英，伴有少量辉铋矿、黑钨矿等，往往赋存于矿体的中部；4) 锡石-长石-萤石-石英，伴有少量黑钨矿、辉钼矿及其他硫化物，仅见于个别矿体的上部。

辉钼矿是细脉型矿体的主要有用矿物，多赋存于石英脉脉壁，或沿石英颗粒间进行充填交代，少量辉钼矿穿切黑钨矿晶体边缘。其片度一般为 9 mm×2 mm~1.2 mm×6 mm，最大可达 3 cm，最小为 1.2 mm×0.16 mm~0.24 mm×0.04 mm。

黑钨矿是脉型矿体的主要工业矿物，主要产于石英脉的中部，部分分布于矿脉的边缘及石英裂隙中。粒度一般为 15 mm×2 mm~2.4 mm×0.6 mm，最大者达 25 mm×6 mm，最小的为 0.08 mm×0.04 mm。

矿石主要呈自形—半自形晶粒、熔蚀、揉皱、残余、压碎、乳滴状、文象和晶格状结构等。矿石构造为网脉状、浸染状等。

围岩蚀变具线性蚀变特征，多发育于石英脉的两侧。主要蚀变作用：1) 云英岩化，往往见于花岗岩中的含石英脉旁，宽度一般为 15~20 cm。此外，还发育于各种岩石的细裂隙旁侧；2) 硅化，常常分布于矿脉两侧，呈带状或不规则团块状产



出。硅化强烈时则形成石英岩。

钼、钨矿化富集特点：1) 辉钼矿普遍富集于脉壁，特别是在脉壁与围岩之间的间隙和裂隙发育的上盘更为富集（局部呈纯辉钼矿产出），其厚度为 12~2 cm。而钨矿物则富集于矿脉中部或靠近脉壁处；2) 矿物中长石、萤石、白云母较多时，辉钼矿也较富集，而且其晶体较大；3) 钼、钨矿化常富集于矿脉的尖灭侧现的重叠处，矿脉的交错

部位或明显弯曲分支处；4) 围岩的云英岩化、硅化较强烈时，钼、钨矿化则较好。

### 3 矿床成因

属石英脉型中高温热液钼（钨）矿床。

摘自《中国矿床（上）》

## 智利克夫拉达布兰卡斑岩型铜-钼矿床

### 1 地质背景

克夫拉达布兰卡（Quebrada Blanca）矿床是一个斑岩型铜-钼矿床，位于智利北部伊基克港东南约 250 km 处的高海拔区。矿床是引人注目的晚始新世—早渐新世斑岩铜矿带的组成部分。钾硅酸盐蚀变和晚期绢云母蚀变，以及伴随的硫化物矿化，都赋存在等粒状闪长岩中，后者为石英二长斑岩所侵入，石英二长斑岩又为成矿间石英和长石质斑岩岩墙及热液角砾岩所切割。矿床开采之前，这些岩石部分地隐伏在薄层的中新世山麓砾石之下。

矿体由一个辉钼矿富集层组成，平均厚 80 m，总储量为 8 900 万 t，铜品位 1.3%，含铜约 115.7 万 t；矿体之上是 100 m 厚不含铜的赤铁矿质铁帽，其下是内生浅成带矿胎，至少有 5 亿 t 矿石，平均含铜达 0.5%，约 250 万 t 铜，两者共计达 365 万 t。

### 2 勘查与发现

大约是在 20 世纪的头几十年，曾经从克夫拉达布兰卡的一些浅部采坑中开采过少量的氧化物铜矿。1957 年，智利勘查公司（安纳康达公司在智利的子公司）的地质人员对区域航空彩色摄影测量作地面检查时，识别出这个矿产地是一个斑岩型铜矿系统。该公司立桩圈出了这块矿地，并评估了表生富集带的潜力，但是没有进行任何钻探工作。1971 年，安纳康达公司在智利的资产被没收，克夫拉达布兰卡矿产地转为国有。

1973—1974 年期间，智利地质调查局在克夫拉达布兰卡开展了地质、地球化学和地球物理（激发极化）研究。根据研究结果，国有采矿机构——智利 CODELCO 公司在 1975 年打了一个岩心钻

孔。该孔打到了约 12 m 厚的辉钼矿富集层，平均含铜 1.39%；但是，后来证实只是切过了富集层的边部。

1975 年，苏必利尔石油-福尔孔布里奇集团（Superior oil-Falconbridge group）得到了早先的有关克夫拉达布兰卡的资料，并对这块矿产地发生了兴趣。1977 年与智利政府签定了一项外国投资协议，赢得了该项目 51% 的股份。该集团新建了智利子公司，即唐娜伊内斯（Dona Ines）矿产勘查公司，并于 1976 年末开始在克夫拉达布兰卡进行地质工作，不到一年就打了头一个钻孔，打到了 32 m 厚的高品位辉钼矿富集层，平均含铜 2.17%，钼 0.01%。

完成了 1:1 万比例尺的矿区填图之后，又在克夫拉达布兰卡蚀变带的出露部分开展了更详细的地质和蚀变填图以及铁帽解释工作。铁帽研究包括：褐铁矿填图，Cu, Mo, Au, Ag 和 K<sub>2</sub>O 的地球化学分析，根据薄片和 X 射线衍射测试确定总体蚀变矿物组合，以及残余硫化物的研究。研究了 500 多个地表样品中的残余硫化物。铁帽中的残余硫化物是一些通常因受石英包裹而逃脱了表生氧化作用（通常也未参与辉钼矿富集作用）的硫化物。残余硫化物是用高倍显微镜在油浸光片中鉴定和计数的。利用残余硫化物确定的（黄铜矿±斑铜矿）/黄铁矿值明显偏高的带，可能有足够多的原生铜矿经受了表生富集作用。

针对所有的地质参数编制了一套 1:2 000 的叠合图，编图参数是利用克夫拉达布兰卡的露头填图和样品测定而取得的。它们是岩石类型，结构，肉眼和显微镜下观察到的蚀变矿物组合，褐铁矿类型，石英细脉的种类（A, B, D）和丰度，残余硫化物的比例和丰度，地球化学分析结果。然后，利用这些基本数据来预测隐伏的辉钼矿富集层，并



由此确定初始钻探地点。亨特等(1983, 1985)指出, 叠加有绢云母蚀变和含铜残余硫化物(特别是斑铜矿)强烈发育的石英细脉和钾硅酸盐重合带, 是高品位( $>1\%$ )铜富集的最重要标志。这些参数是选择钻探孔位的重要准则。

1982年底, 根据地表的180个岩心钻孔和地下坑道的54个岩心钻孔圈定了富集层, 钻探总进尺近44 000 m。从1979年年中起施工地下坑道, 包括富集层底部附近2.6 km长的平硐和12个天井, 其目的是查明地质和品位的连续性, 并提供冶金大样。

1983年世界铜价明显下跌, 使采用浮选法回收硫化物的克夫拉达布兰卡矿床变得不经济了, 因此资源被封存。苏必利尔石油公司被美孚石油公司兼并, 后者在1984年决定放弃该项目。此后, 克夫拉达布兰卡归还给智利的一个政府机构, 即国家矿业公司(ENAMI), 该公司于1988年对矿床进行国际招标。科明科(Cominco)公司中标。克夫

拉达布兰卡矿床现在由科明科—泰克(Cominco-Teck)集团、普达韦尔矿业公司(SMP)和ENAMI控制。科明科—泰克集团的新增勘查工作量不太大, 但开展了激发极化测量。在矿体边缘的黄铁矿带上方观测到极化率异常。1990—1991年, 采用SMP公司的薄层细菌堆浸技术进行了冶金试验工作, 并开展新的可行性研究, 矿床于1994年露天开采并以溶液萃取电积法(SX-EW)回收铜。

### 3 小 结

从首次在航空照片上识别出克夫拉达布兰卡彩色异常, 到最终发现富铜斑岩矿床, 用了20年的时间。此后又经过17年多的时间, 该矿床才生产出第一批铜。详细地质填图和对铁帽的解释, 对于精确地圈定富矿层很有帮助。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 智利洛斯佩拉姆布雷斯斑岩型铜-钼矿床

### 1 地质背景

洛斯佩拉姆布雷斯(Los Pelambres)斑岩型铜-钼矿床位于智利中部中新世晚期—上新世早期斑岩铜矿带北端, 处在陡峭的冰蚀地带。

矿化主要局限于一个巨大的英闪岩岩株内, 该岩株侵位于早白垩世火山-沉积岩中, 又被若干成矿期斑岩相产物所切割。岩株向东南延伸的一个岩墙状侵入体进入邻国阿根廷, 其内赋存着埃尔帕琼(El Pachon)斑岩型铜-钼矿。地表范围6 km $\times$ 2.5 km的一个广阔的蚀变系统, 自内而外呈带状分布: 从钾硅酸盐到绢云母化, 直至绿帘岩化组合。主要的硫化物也自内而外从斑铜矿到黄铜矿, 直至黄铁矿。内生浅成带矿石的高品位出现在中心部位的正岩浆角砾岩中。发育不全的表生硫化物局部富集, 进一步提高了铜的品位。

洛斯佩拉姆布雷斯的总体地质资源达33亿t, 平均含铜0.63%, 含钼0.015%; 所采用的边界品位为铜0.4%。角砾岩容矿的高品位矿石总量只有3 700万t, 平均含铜1.52% (铜的边界品位为1.2%)。据报道, 目前的可采资源量为9 300万t, 平均含铜1.39%, 约129.27万t。

### 2 勘查与发现

W. 布雷登于1914年首次研究了洛斯佩拉姆布雷斯矿床相当明显的染色带, 他是同一矿带中更靠南的埃尔特尼恩特斑岩铜矿床最初的经营者。他打了13条短小平硐( $<20$  m), 主要打在把蚀变带一分为二的SN向U形冰蚀谷的东侧, 但是所揭示的铜矿品位太低, 没有什么意义。大多数平硐中较低的铜矿品位显然与表生淋滤有关。尽管如此, 这些平硐毕竟揭示了斑岩铜矿化, W. 布雷登十之八九已经辨认出这种矿化, 因为他先前在埃尔特尼恩特和波特雷里约斯2个斑岩铜矿床的经历已获得了这方面的经验。

1960年以前, 在洛斯佩拉姆布雷斯没有做进一步工作, 1960年对老硐重新取了样, 结果仍令人失望。1964年, 在联合国矿产调查项目实施期间, 对该矿点也得出了否定的结论。1976年, 智利地质调查局编写了该矿点的头一份地质报告, 报告建议进行激发极化测量。尝试做了这项工作, 但由于山麓堆积覆盖层的高电阻特性而得出了否定结果。

1969年初, 国家矿业公司(ENAMI)“智利-28”项目课题组根据一位项目顾问的建议, 在洛斯



佩拉姆布雷斯恢复了勘查工作。该项目开始了对蚀变带系统的地质、地球化学和地球物理研究，并结合以岩心钻探。完成了1:10 000和1:2 500的路线地质填图和蚀变填图，并开展了水系、细粒山麓堆积物和岩石碎屑地球化学取样。水系沉积物取样揭示了在从洛斯佩拉姆布雷斯沿河向下游16 km处存在着 $1\ 300 \times 10^{-6}$ 的铜含量。由于覆盖层的高电阻率，2.8测线千米的偶极-偶极激发极化法调查未产生有意义的结果，但是在5条测线中有一条测线出现了2个极化率异常；这些异常经随后的钻探验证，表明其主要为黄铁矿。在17.3测线千米的地质和地球化学工作期间取得了饱和式磁力仪数据，但是其结果的用途不大。

鉴于蚀变带上有大片山麓堆积覆盖，并且岩石露头分布零散，因此决定用山麓堆积物的一80目粒级作为地球化学取样介质。共采集了400个样品，平均密度为15个/ $\text{km}^2$ 。铜-钼异常（背景值加1个标准差： $\text{Cu} > 650 \times 10^{-6}$ 和 $\text{Mo} > 65 \times 10^{-6}$ ）与填图圈出的钾硅酸盐蚀变带相当一致。调查表明，周边的绢云母化蚀变基本上是无矿的（图1）。铜-钼异常的岩石碎屑样品都采自细粒级山麓堆积物异常的范围以内。对细粒级山麓堆积物的这种开拓性地球化学研究表明，其方法可能适用于智利的干旱和半干旱环境。

1969年末在地表以及W.布雷登的4个地下

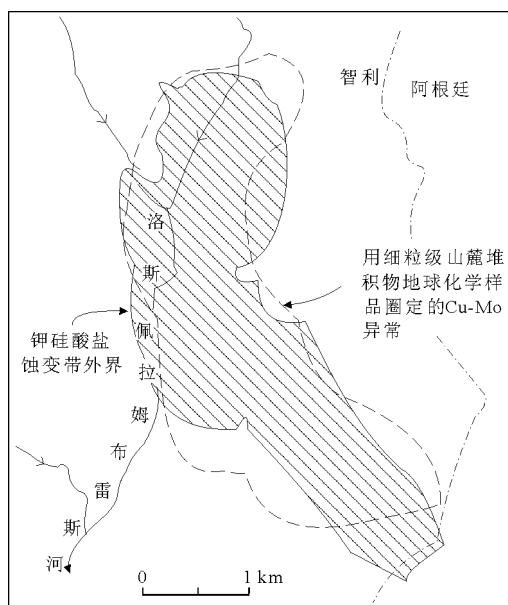


图1 智利洛斯佩拉姆布雷斯斑岩型铜矿床蚀变与Cu-Mo异常（引自F. Maranzana, 1972）

图中给出的钾硅酸盐蚀变带与用细粒级山麓堆积物地球化学圈定的Cu-Mo异常大体上重合；埃尔帕琼矿床位于智利—阿根廷国界的东南一侧

平硐中打了10个岩心浅孔。第3个钻孔，也就是首次利用蚀变和地球化学研究成果定位的钻孔，打到了钾硅酸盐蚀变英闪岩中存在的内生浅成黄铜矿-斑铜矿矿化，平均含铜约0.8%。1970—1971年，又打了11个浅孔和11个较深的（约250 m）钻孔，使总进尺达到4 100 m左右。以200 m网度布置的钻探只限于钾硅酸盐带西北部15%的地段，因为其他地方缺少道路而难于通行。到1971年初该项目结束时，在250 m以浅部位探明了4.3亿t的概略资源，平均含铜0.8%，含钼0.035%。

此后，在洛斯佩拉姆布雷斯没有做进一步工作，直到1979年，当时，属于大西洋里奇菲尔德公司的南美安纳康达公司从当地矿权地拥有者手里购买了该矿产地。安纳康达公司对洛斯佩拉姆布雷斯矿区重新做了更详细的填图，修了22 km道路，完成了一项重要的岩心钻探计划和冶金研究，总费用达6 600万美元。然而，适合于大规模开采（50 000 t/d）的铜品位和条件并不存在。

在大西洋里奇菲尔德公司出卖它的矿产生意时，安托法加斯控股公司（卢克西克集团）买下了安纳康达公司在智利的股权，其目的是以安纳康达公司圈定的高品位角砾状矿石为基础把洛斯佩拉姆布雷斯作为一个相对较小的地下矿山来开采。1992年开始生产，生产能力5 000 t/d，采用的是分段崩落法和浮选法；英国的米德兰银行和韩国的幸运金星（Lucky Goldstar—LG）公司是安托法加斯塔控股公司的主要合伙人。1994年末，安托法加斯塔公司把它在洛斯佩拉姆布雷斯股份增加到82.5%（韩国的LG国际公司占17.5%），1995年末增到100%，矿石产能扩大到40 000 t/d。

### 3 小 结

洛斯佩拉姆布雷斯是1914年前发现并首次研究的，直到1969年末才打了发现钻孔，最终确定矿床的存在。又过了22年该矿地才投产，而且只是作为一个中型地下矿山，而不是最初设想的大吨位露天开采。

1914年的坑探首次提供了在洛斯佩拉姆布雷斯存在分散的铜矿化的具体证据，但起决定作用的是由细粒级山麓堆积物和岩石碎屑地球化学测量所支持的系统的蚀变填图，正是这些工作圈定了供钻探验证的潜在矿带。



## 加拿大波普勒湖斑岩型铜-钼矿床

### 1 地质背景

波普勒湖 (Poplar Lake) 找矿租地是一个斑岩型铜-钼矿产地, 它位于不列颠哥伦比亚省休斯顿西南约 72 km 处的塔格图奇莱恩 (Tagetochlain) 湖 (当地称为波普勒湖) 东北沿岸。矿床周围地形起伏中等, 海拔高 840~1 340 m。土壤覆盖 0~10 m, 下伏厚达 40 m 的一层冰碛物。化学风化作用使部分基岩氧化, 氧化深度达数米。

本地区分布有黑泽尔顿 (Hazelton) 群的一系列侏罗纪沉积岩和火山岩。在矿床北部的山谷中有少量含煤的白垩纪和三叠纪地层, 东、西为第三纪玄武岩高原。波普勒湖找矿租地下伏有黑泽尔顿群的侏罗纪沉积岩, 包括带状角砾泥质岩, 偶尔有些砂岩和砾岩夹层。大量的晚石炭世岩株侵入到这些岩石中, 最早的岩株是深灰色长石斑岩。局部强烈的蚀变常常使得这种岩相难以识别。随后, 几个大的中至粗粒绿灰色黑云母-长石斑岩岩株侵入到该岩层中。两期的黑云母-长石斑岩 (BFP) 在局部很突出。在主矿带和向东延伸矿带中都发现了具有经济价值的早期 BFP。这一期蚀变程度中等至强烈, 并包括了构成波普勒湖矿床的大量 Cu/Mo 矿化。第二期, 或晚期黑云母-长石斑岩 (晚期 BFP), 在成分和结构上非常类似于第一期, 可是它只有弱蚀变, 并只含有少量 Cu/Mo 矿化。第二期或晚期 BFP 只出现在主矿带中央。上述岩石随后被 NNW 向岩脉切割。根据构造解释以及岩脉本身成分和结构的差异, 可观察到 7 个不同的岩脉形成时期。这些岩脉内不含有价值的硫化物矿化。

波普勒湖矿床被一组热液蚀变带包围。蚀变晕主要是由含大量铜、钼的早期 BFP 侵入引起的。蚀变带从晚期 BFP 岩株向外逐渐变化。蚀变分布从中心钾蚀变核心开始, 向外依次为绢英岩化、泥质化和绿磐岩化。蚀变系的范围 (到泥质化/绿磐岩化过渡带) 约为 2 700 m × 1 200 m, 长轴走向大致为 NW—SE 向。

钾蚀变带可细分成内带和外带, 内带含有钾长石, 而外带缺少这种成分。2 个亚带共同的矿物组合有石英、绢云母、粘土、次生黑云母和黄铁矿。钾蚀变带内含有 Cu/Mo 矿化。钾蚀变核心内的硫化物总含量约为 2.5%, 主要以细脉裂隙充填物形

式出现, 并与石英脉共生。常常发现辉钼矿以包壳形式出现, 并充填于断裂中; 偶尔也见于网状微细石英脉中。绢英化蚀变带具有石英、绢云母、粘土、黄铁矿及少量黄铜矿组合的特征。黄铁矿平均含量 5%, 常以几厘米宽的矿脉形式出现。泥质—绿磐岩过渡蚀变带内存在着绿泥石、绿帘石、黄铁矿和少量粘土。硫化物总含量 1%~2%, 以矿脉形式出现。绿磐岩化蚀变带含绿泥石、绿帘石和黄铁矿, 硫化物总含量小于 1%。尚未确定出绿磐岩化蚀变带的整个分布范围。而位于内部的晚期 BFP 一般为新鲜的, 只含有少量绢云母和碳酸盐蚀变。

波普勒湖矿床受到大的块断作用的影响。断层和剪切带方向为 NNE, NW, NE 和 EW, 成矿后的岩脉优先沿这些构造侵位。陡倾斜断层切割了主矿带。向东延伸矿带受到块断作用的影响, 结果矿化被下落到地表之下约 60 m 深处。局部破裂作用也很强烈, 泥质岩和长石斑岩发生了强烈的破裂作用, 矿化 BFP 发生中等至强烈的破裂作用, 而晚期 BFP 出现弱的破裂作用。矿化后的岩脉一般只发生弱的破裂, 断裂带附近和岩脉相交处除外。

### 2 勘查与发现

波普勒湖斑岩型铜-钼矿床是由热液蚀变系统形成的, 该系统与侵入到侏罗系沉积岩中的晚石炭世晚期 BFP 岩株有关。矿床的勘查与发现主要是利用地球物理勘查方法, 而地球化学测量并没有起多大作用。

波普勒湖找矿租地的勘探始于 1971 年。1971—1972 年, 进行了土壤地球化学、地质填图和槽探工作, 结果令人失望。直到 1974 年才做进一步工作。当时, 在先前勘探区的东面发现了一个新的矿化区。1974 年 9 月, 犹他矿业有限公司对该找矿租地进行了研究, 在紧挨矿化探槽的地段进行了钻探。前 5 个钻孔于 1974 年末完成, 确定了波普勒湖矿床的存在, 随后又实施了综合勘探计划, 到 1980 年结束。该计划查明了一个斑岩型铜-钼矿, 它由 2 个矿化带组成, 即主矿带和主矿带以东 200 m 处向东延伸的矿带。主矿带隐伏出露, 而向东延伸矿带位于地下约 60 m 深。目前证实的



地质储量为 1.6 亿 t，矿石品位铜为 0.33%， $\text{MoS}_2$  0.015%。

在地球化学勘查中，沿南北测线进行了土壤地球化学测量，线距 200 m，采样点距 100 m。在矿床之上，采样点距加密到 50 m，线距 100 m。待分析的物质取自红色 B 层及表土之下的 C 层。未从沼泽中的厚层腐殖土及露头区采样。平均采样深度 0.25 m。样品晒干后，用原子吸收法分析—80 目样品中的铜和钼。铜土壤地球化学测量结果表明，在矿床西北和南面有许多小的异常 ( $150 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$ )。在矿床上方及其东面，没有异常反映。钼土壤地球化学测量结果甚至还不如铜数据。尚没有令人信服的理由可说明矿床上方缺乏地球化学异常的原因。可能的理由是覆盖层中的粘土隔层，或由蚀变系中黄铁矿引起的酸性土壤。

在地球物理测量中，主要进行了航空磁测、地面磁测及激发极化法勘探。

波普勒湖矿床位于航空磁测图幅 5 300 G (兰普雷河) 和 5 299 G (纳迪安河) 中，测线 EW 向，线距 800 m，离地高度 330 m。航空磁测结果揭示出一个明显的山脊状异常，异常走向为  $303^\circ$ 。大约位于波普勒湖东北 4.6 km 处，矿床位于该脊状异常西南 4 km 处，并位于一个近于圆形的磁力高的南端。

利用麦克菲尔 (McPhar) GP-70 质子旋进总场磁力仪进行了地面磁测。尽管仪器的分辨率为  $\pm 1$  nT，但总测量结果精度仅为  $\pm 25$  nT。沿南北测线测量，线距 200 m，点距 50 m。在矿床上方做了详测，采用 100 m 的线距和 25 m 的点距。利用连测线、闭合回线法做了日变校正。

圆形航磁异常被分解成 4 个孤立磁力高的组合。2 个中央异常呈岩脉状，走向 EW。地质填图表明，它们是由侵入事件中的二长斑岩相引起的。组合异常内最西部的异常呈椭圆形，走向 SN。尽管该区完全被表土覆盖，但是在该异常西北填绘出几个含有磁铁矿的长石斑岩露头。第 4 个异常位于组合异常的东半部，亦即矿床正上方。钻探结果表明，磁铁矿存在于晚期 BFP 内并位于岩株西南侧。尽管磁测结果对直接发现波普勒湖矿床没有什么作用，但它们却在很大程度上有助于区分构造和岩性。

利用时间域仪器，先达利 (Scintrex) 公司的 IPR-7 接收机和埃利奥特 (Elliot) 地球物理公司的 15 A (1.5 kW) 发射机，进行了激发极化法 (IP) 测量。在测网测量中采用单极-偶极排列，偶

极距 100 m，间隔系数  $N$  为 2 和 4。继测网测量之后，利用宗格 (Zonge) 工程公司 GDP-12/2G 接收机和凤凰 (Phoenix) 公司 IPT-1 发射机沿 2 条测线进行了偶极-偶极测量，偶极距 100 m，在测线 1 160E 上间隔系数  $N=1 \sim 4$ ，在测线 6 100N 上  $N=1 \sim 6$ 。GDP-12/2G 作为频率域系统用于测量相移 (以毫弧度为单位，相当于时间域的极化率) 和由 IPT-1 输出的矩形波信号的大小。由于系统噪声问题，只有低频结果才可靠。

本次测量建立了毫秒 (ms) 和毫弧度 (mr) 之间的经验关系。即  $1 \text{ ms} \approx 1.75 \text{ mr}$ 。 $N=2$  的电阻率结果示于图 1。一系列高值异常 ( $> 500 \Omega \cdot \text{m}$ ) 环绕该矿床的西面和北面；异常值向东逐渐增大，向南较低，直到湖边。在矿床附近，有 2 个明显的椭圆形电阻率低 ( $< 100 \Omega \cdot \text{m}$ )；较小的一个位于矿床西南侧，走向  $65^\circ$ ；较大的一个位于矿床东南约 750 m 处，走向  $295^\circ$ 。这些局部电阻率低又被一个围住整个矿床的低阻带包围。该边界与地质填图过程中填出的泥质化/绿磐岩化接触带一致。根据电阻率结果，矿床周围的蚀变带大小为  $2 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ ，长轴走向  $295^\circ$ 。

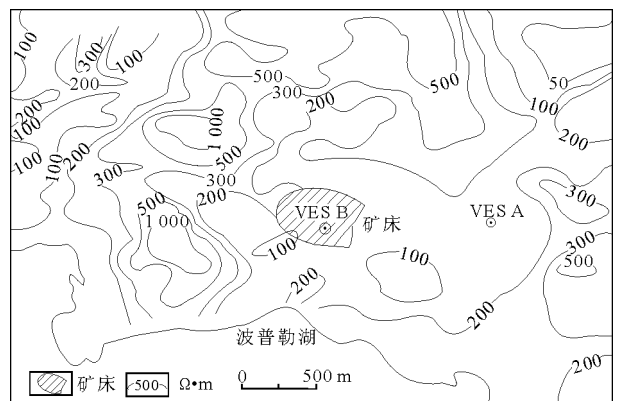


图 1 波普勒湖地区地面电阻率分布图 (引自中国地质矿产信息研究院《国外铜矿物化探》，1993 年)

极化率结果示于图 2，主要特征表现为 2 个突出的舌状异常响应，分别位于矿床两侧的 EW 向测线上。矿床两侧极化率值达 120 ms 以上，而矿床上方的极化率值为 70~90 ms。整个异常带 ( $> 60 \text{ ms}$ ) 范围约  $3.2 \text{ km} \times 1.7 \text{ km}$ ，长轴走向  $288^\circ$ 。这一分布范围与泥质蚀变带的范围对应得很好。

电阻率和极化率异常与填出的热液蚀变带密切相关。蚀变带以外的响应似乎反映了岩性的内在差异，因为在研究区内没有识别出其他热液系统。测网西部和东北部的电阻率低可能是由类似于在矿床

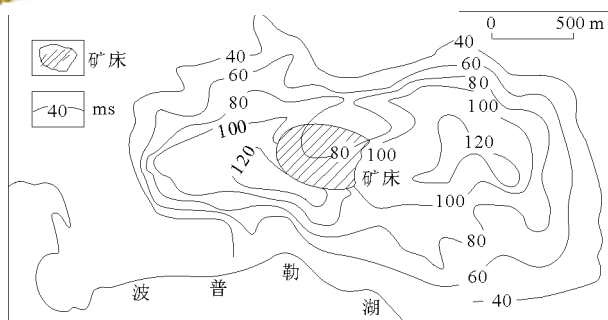


图 2 波普勒湖地区极化率分布图 (引自中国地质矿产信息研究院《国外铜矿物化探》，1993 年)

附近发现的泥质岩和砾岩等沉积岩引起的。矿床北侧和西侧的高阻 ( $>300 \Omega \cdot m$ ) 带主要是由未蚀变的侵入岩引起。东南角局部电阻率高可能反映了未蚀变长石斑岩的小岩株。蚀变带之外的极化率值较低, 并且没有什么特色。

### 3 小 结

波普勒湖斑岩型铜-钼矿床是由热液蚀变系统

形成的, 该系统与侵入到侏罗纪沉积岩中的晚石炭世晚期 BFP 岩株有关。找矿租地上地球化学测量没能明显地反映出矿床, 尽管在一些地方够品位的矿化已到达地表, 地球化学响应的缺乏可能与覆盖层中的粘土层有关, 也可能与风化黄铁矿导致的地下水的酸性有关。航磁和地面磁测结果有助于阐明矿床以西一个大的晚石炭世侵入杂岩与生成矿床的 BFP 侵入体之间的关系。波普勒湖矿床上的 IP 测量能填绘出直到泥质/绿磐岩化边界外缘的热液蚀变系统。电阻率结果显示出包围矿床及其蚀变系的低电阻率带。极化率圈出了斑岩岩株周围几乎呈同心状分布的矿化晕。这一异常的区域分布范围实际上比矿床本身大得多 (约 26 倍), 大间距的普查测量易于探测到这个异常。虽然 IP 测量在波普勒湖矿床的近邻区没能发现其他的斑岩 Cu-Mo 系统, 但是, 不止一个公司在不列颠哥伦比亚省中西部已卓有成效地应用了这一技术。通过对 IP 普查测量确定的 IP 异常进行钻探, 结果发现了 6 个隐伏的斑岩矿床。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 吉林大黑山斑岩型钼矿床

大黑山钼矿床地处吉林永吉县境内, 是 20 世纪 50 年代发现和勘探的大型钼矿床之一。该矿床位于中朝准地台北缘的吉林华力西褶皱带的东南部。区内出露地层有泥盆系呼兰群的中—深变质岩系, 主要由条带状黑云母浅粒岩、斜长角闪岩、黑云母片麻岩、大理岩等组成, 其中黑云母的 K-Ar 同位素年龄为 354 Ma。石炭系有砂页岩、结晶灰岩。二叠系为黑色板岩, 灰白色硅化灰岩、砂页岩等。侏罗系为砂页岩、砾岩及中酸性火山岩。

华力西期花岗岩、超基性岩和脉岩类广泛分布于矿区周围。燕山期黑云母花岗岩和斜长花岗岩与泥盆纪地层及华力西期花岗岩呈侵入接触关系。钼矿体赋存于斜长花岗岩体内 (图 1)。斜长花岗岩岩体露头呈椭圆形, 面积约为  $8 \text{ km}^2$ 。其长轴方向近 SN, 只在东北角呈小舌状体侵入于斜长角闪岩中。岩石灰白色, 呈细—中粒结构, 局部呈斑状结构。主要矿物成分有长石 73% (其中绝大部分为更长石, 钾长石次之)、石英 23%, 黑云母 2% 左右。斑晶为长石、石英或黑云母, 其中长石斑晶占优势。副矿物有少量磷灰石、榍石和锆石等。岩体因热液蚀变影响生成的次生矿物有绢云母、白云

母、石英、富铝红柱石、萤石、方解石、绿泥石、叶蜡石、高岭土、石髓、辉沸石、片沸石等。

该矿床位于永吉复背斜西翼, 在 NNE 走向的吉林磐石构造带与近 EW 走向的桦甸—双河镇构造带的交会部位。斜长花岗岩内极为发育的破碎带、节理和裂隙为容矿构造, 形成细脉浸染状矿体。尽管岩体外接触带围岩中也有钼矿化, 但工业钼矿体主要赋存于斜长花岗岩体内。按矿石钼品位圈定的矿体形态呈锅形, 矿体规模约为  $1500 \text{ m} \times 1500 \text{ m} \times 300 \sim 500 \text{ m}$ 。

主要金属矿物为辉钼矿, 次要的有黄铁矿、黄铜矿, 还含少量方铅矿和闪锌矿。非金属矿物主要是长石、石英、云母及其他一些次生矿物。

辉钼矿的产出方式: 1) 呈细脉状充填于岩石的裂隙或节理中, 或产于石英细脉的两侧; 2) 呈浸染状较均匀散布于斜长花岗岩内, 片度一般为  $0.05 \sim 0.2 \text{ mm}$ , 最大为  $2 \text{ mm}$ 。辉钼矿的分散微粒常将石英染成灰色或浅蓝色; 3) 呈星点状粗粒晶体 (往往呈菊花瓣状集合体) 散布于轻微蚀变地段及矿体的边缘部位。

矿化岩体的中心部位, 硫化物多呈细脉网脉浸

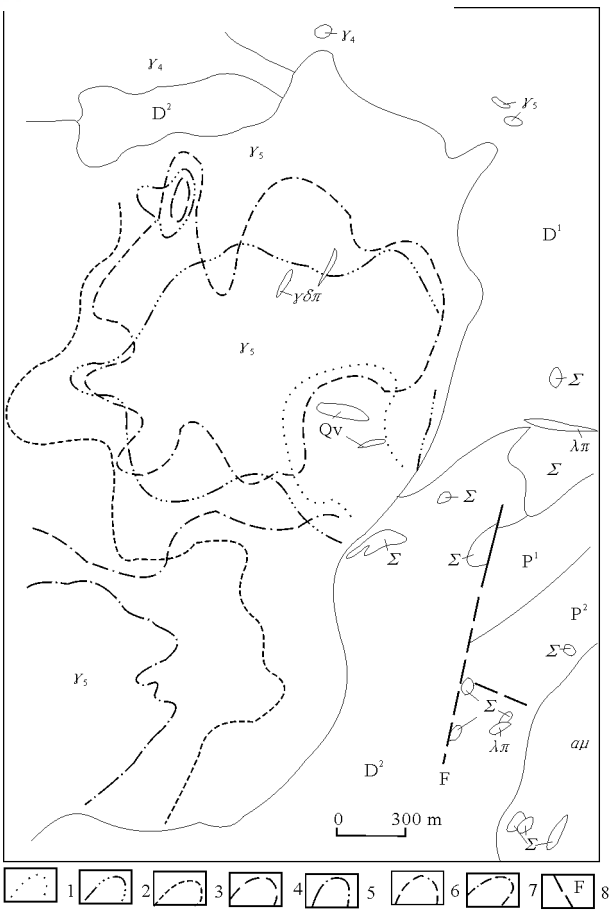


图 1 大黑山矿区地质略图

P<sup>2</sup>—二叠系灰白色硅化石灰岩；P<sup>1</sup>—二叠系深灰色及黑色板岩；D<sup>2</sup>—泥盆系条带状含云母浅粒岩；D<sup>1</sup>—泥盆系斜长角闪岩；Qv—石英脉；γδπ—花岗岩闪长斑岩；λπ—流纹斑岩脉；αμ—安山玢岩；γ<sub>5</sub>—燕山期斜长花岗岩；Σ—蛇纹石化橄榄岩；γ<sub>1</sub>—华力西期花岗岩；1—强硅化；2—中等硅化；3—弱硅化；4—中等绢云母化；5—弱绢云母化；6—中等高岭土化；7—弱高岭土化；8—推测断层

染状矿化，钼品位较富；边部为单脉浸染状矿化，其中以前 3 种蚀变为主。

硅化，主要形成细脉状、网脉状或马尾丝石英，脉宽为 0.5~10 mm。强硅化地段出现石英大脉，最宽达 16 m，长百余米。石英大脉一般不含矿，细脉及网脉状石英常伴随有辉钼矿化和黄铁矿化。

绢云母化，主要发育于岩体的节理和裂隙中以及石英细脉的两侧。局部可见绢云母细脉交切强硅化岩，绢云母化亦伴随有辉钼矿化。

高岭土化，呈粉末状和土状产出，是长石经热液蚀变及风化作用的产物。

上述蚀变大体呈面型分布。以东南山为蚀变带核心，向北西呈扇形向外扩展，而且蚀变强度逐渐减弱。在垂直方向上，距地表 300~500 m 以下，蚀变强度渐趋减弱，变为轻微蚀变区。蚀变作用大致可分为强硅化-绢云母化带、硅化-绢云母化-高岭土化带和高岭土-沸石化带。钼矿化与硅化关系最密切，主要在中等硅化区段富集成矿体。

根据矿化特点和围岩蚀变，可将成矿过程分为 3 个阶段：1) 早期辉钼矿，形成浸染状和菊花瓣状辉钼矿；2) 石英-辉钼矿，形成含钼石英细脉(网脉)，并伴有硅化和绢云母化，为钼矿化的主要阶段。石英中气液包裹体的均一温度为 285~330 ℃；3) 石英-黄铁矿-方解石，基本上不含辉钼矿，标志着钼矿化的结束。

矿床成因属斑岩型中温热液矿床。

摘自《中国矿床》上册

## 辽宁兰家沟斑岩型钼矿床

兰家沟斑岩型钼矿床地处辽宁省葫芦岛市钢屯镇境内，距杨家杖子矿务局选矿厂约 12 km。辽宁地质勘探公司 105 地质队于 1978 年发现了该矿床。

矿床位于中朝准地台北缘，燕山台褶带内的山海关—北镇凸起与辽宁拗陷之间的过渡地带，即所谓八家子—杨家杖子构造-岩浆活动带。该过渡地带南东侧以青龙—锦西大断裂为界，与山海关—北镇凸起相接壤，北西侧以女儿河大断裂为界，与辽西拗陷邻接。过渡带处于莫霍面自北西向南东由深变浅的斜坡带上，是重力不平衡的部位，反映大陆地壳由厚变薄(由 44 km 变薄到 32 km)。其中青龙—锦西大断裂切割基底和盖层，重力异常明显，对成岩和成矿起控制作用。

地层自下而上：太古宇片麻岩及混合岩，新元古界长城系大红峪组和蓟县系高于庄组及雾迷山组为白云质灰岩、燧石条带白云岩，青白口系景儿峪组为石灰岩、角砾状灰岩和石英砂岩，寒武—奥陶系为石灰岩、页岩，石炭—二叠系为陆相碎屑岩，侏罗—白垩系为中酸性火山碎屑岩和熔岩，零星分布于构造盆地内。

过渡带内以断裂发育为特征。EW 向断裂大致呈等间距展布，并与 EW 两端的 2 条 NE 向大断裂相连接，组成“阶梯”状构造。由于虹螺山岩体的侵入，使地层向旁侧倾伏，形成不完整的穹隆。

过渡地带的燕山期岩浆活动频繁，由中基性喷发开始，以花岗岩类的侵入而告终。兰家沟钼矿床



(图1)与花岗岩岩类复式侵入体有关。该复式岩体主要由粗粒花岗岩、细粒似斑状花岗岩和花岗斑岩组成。

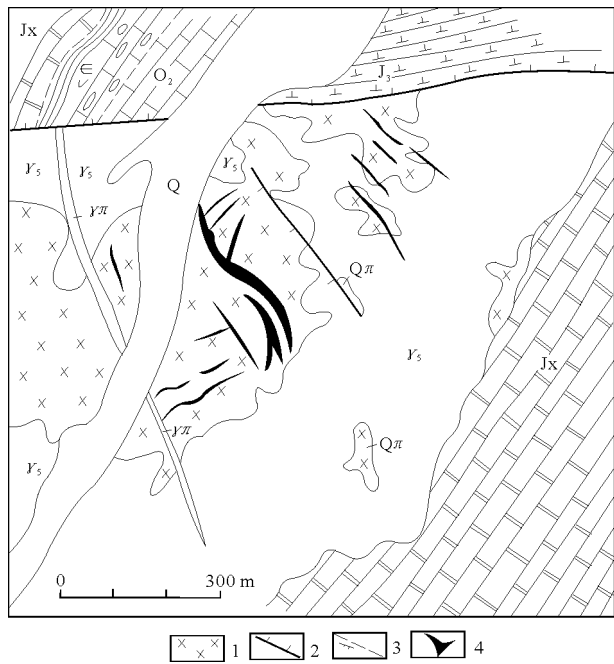


图1 兰家沟钼矿床地质略图

Q—第四系；J<sub>3</sub>—侏罗纪安山岩；O<sub>2</sub>—奥陶系马家沟组灰岩；ε—寒武纪页岩，灰岩；J<sub>x</sub>—蓟县系雾迷山组燧石条带灰岩；γ<sub>5</sub>—粗粒花岗岩；γ<sub>π</sub>—花岗斑岩；Q<sub>π</sub>—石英斑岩；1—细粒似斑状花岗岩；2—断层；3—平行不整合；4—钼矿体

粗粒花岗岩(虹螺山岩体)出露面积约200 km<sup>2</sup>。岩石淡肉红色，呈不等粒、中—粗粒结构，

矿物粒度一般为4.5~6.5 mm。矿物成分为正长石(40%~50%)，更钠长石(An 8~16, 15%~20%)，石英(30%~33%)，黑云母(3%~5%)。K-Ar同位素年龄为178~186 Ma。

细粒似斑状花岗岩(兰家沟岩体)裸露面积为几—几十平方千米，呈岩株状侵入于粗粒花岗岩岩基中，其中有后者的许多大小不一的捕虏体。岩石肉红色，以细粒花岗结构为主，且呈似斑状结构。矿物粒度为2.5~3.5 mm。斑晶矿物有斜长石、石英及正长石，基质矿物与斑晶的相同，粒度为0.36~0.85 mm。主要为正长石(40%~50%)，更钠长石(15%~20%)，石英(28%~35%)，黑云母(3%)，还有少量方解石，次生白云母和绿帘石等。该岩体为矿床的主要围岩。它的K-Ar同位素年龄为154 Ma；全岩Rb-Sr等时线年龄为(154.06±14.65) Ma，初始<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr值为0.7031±0.0019，这与该岩体副矿物磷灰石的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr值0.7046很接近。

花岗斑岩呈脉状或小岩株(面积为0.0 n km<sup>2</sup>)产出，其中伴随有爆破角砾岩，角砾成分有细粒似斑状花岗岩和石英脉。斑岩矿物成分除主要的石英、正长石、斜长石外，含少量黑云母、白云母、辉钼矿、方铅矿和黄铁矿等。

兰家沟地区花岗岩类岩石属钙碱性系列。粗粒花岗岩和细粒似斑状花岗岩的SiO<sub>2</sub>为74.48%~76.44%，K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O为7.98%~8.28%，K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值为1.11~1.42，显示出高硅富钾的特征。

矿床赋存于细粒似斑状花岗岩体长轴方向的端部，矿化受岩体内的不同方向断裂带和它们之间的多组裂隙控制。矿脉主要有2种：1)辉钼矿-石英大脉，脉宽多数为0.1~0.5 m，少数达1~3 m；2)辉钼矿-石英细脉或网脉，脉宽小于5 mm，钼矿体主要由这种矿脉组成。矿体走向主要为NW—近SN，其次为近EW。共圈定6个矿带，101条矿体，其中主要矿体13条。主要矿体规模较大，延长360~1280 m，多数大于700 m，平均厚度13~31 m，延深200~550 m。矿体形态呈脉状或不规则脉状，具分支复合和膨缩现象。

矿石的自然类型：石英大脉型，石英细脉(网脉)型，破碎带型和节理裂隙型。

一个矿体常常是由2种或2种以上矿石类型复合而成，以石英大脉和破碎带为主的矿体较富，而以石英细(网)脉为主的矿体则品位较贫。

金属矿物主要是辉钼矿、黄铁矿，其次为闪锌矿及少量黄铜矿、方铅矿、黝铜矿、磁铁矿、辉银矿和自然银等。非金属矿物有钾长石、斜长石、石英、水白云母、伊利石、方解石及少量菱锰矿、菱铁矿、绿泥石和萤石等。

辉钼矿的产出方式：1)沿细脉的脉壁呈微细脉状或浸染状；2)在矿脉中呈团块状或致密块状；3)沿节理或裂隙呈薄膜状充填；4)沿破碎角砾岩间隙及裂缝进行充填交代。辉钼矿的多型为2H型。辉钼矿铋含量为35×10<sup>-6</sup>。

矿石多呈半自形—自形叶片结构，少量呈放射、残余结构。以细脉状为主，网脉状次之，局部呈浸染状、角砾状和致密块状构造。

近矿围岩的热液蚀变主要以线性蚀变为特征：1)钾长石化，发育于细粒似斑状花岗岩中，多沿裂隙产出；2)云(绢)英岩化，主要受NE向断裂控制，分布于细粒似斑状花岗岩和粗粒花岗岩中，蚀变矿物为绢(白)云母、石英，伴有黄铁矿、辉钼矿等；3)硅化，表现为各种石英脉发育，石英脉和辉钼矿-石英脉相互交错，反映了多次的



硅化作用特征；4) 伊利石-水白云母化，多沿破碎带呈线状分布；5) 铁锰碳酸盐化和绿泥石化等。其中硅化和云（绢）英岩化与钼矿化的关系较为密切，常发育于矿脉的两侧或一侧。同时，硅化的外侧往往伴有伊利石-水白云母化，而云（绢）英岩化的外侧常可见到钾长石化。

矿化大体分为2期：第一期主要是气液交代作用期，形成云英岩脉和钾长石脉，是矿化早期的热液活动产物，此时并无辉钼矿沉淀；第二期是热液硫化物主要形成期，沿裂隙发育的充填-交代形成了大量的辉钼矿-石英脉，脉旁的热液蚀变有硅化、云（绢）英岩化或伊利石-水云母化。同时，在此期辉钼矿形成过程中，又可分为3个阶段：首先是生成辉钼矿-石英脉和网脉，其次是沿节理、裂隙

形成的细脉状纯净辉钼矿，它穿切前阶段的辉钼矿-石英脉，最后是破碎带中的钼矿化，辉钼矿呈团块状或囊状产出，有时它作为破碎的细粒似斑状花岗岩等的胶结物。

对本矿床辉钼矿的形成有2种看法：一种认为细粒似斑状花岗岩是成矿母岩，另一看法认为石英斑岩是成矿母岩。但考虑到钼矿化的范围比石英斑岩大得多，同时钻探资料表明，石英斑岩切割钼矿体，但矿体朝石英斑岩方向趋于富集，而且石英斑岩中亦有网脉状钼矿化现象，故可以认为本矿床是由与细粒似斑状花岗岩和石英斑岩有关的含矿热液2次活动的复合产物。属斑岩-石英脉型热液充填-交代钼矿床。

摘自《中国矿床》上册

## 北京大庄科斑岩型钼矿床

北京大庄科斑岩型钼矿床地处北京市辖延庆县境内。是由北京地质调查所原1分队于1975年在此地区进行普查找矿时，根据物化探异常发现的。1976—1981年对其进行了勘探评价。

矿床位于中朝准地台北缘，在内蒙古地轴与燕山台褶带交接部位的近台褶带一侧。台褶带的北界为张家口—承德—北票大断裂，南界为怀涑—密云—青龙—锦西大断裂。沿着这2条EW—NEE向的断裂带，燕山期的构造、岩浆活动十分强烈，并控制着钼矿床的形成与分布。

区内出露的地层主要为中元古界蓟县系的碳酸盐岩夹少量页岩，分布零星。中生代火山-侵入杂岩广泛分布，面积占90%以上。燕山早期（K-Ar同位素年龄为146.6~168 Ma）的岩浆活动通常受NE和EW向构造控制。区内火山岩类都是这个时期火山喷发的产物。这个时期的侵入岩多呈小岩株、岩瘤状产出，岩性以闪长岩-石英闪长岩-石英二长岩类为主，还有少量二长花岗岩和花岗斑岩，它们多侵位于古火山机构内。区域上钼（铜）多金属矿化密切地与该构造-岩浆活动有关。燕山晚期（K-Ar同位素年龄为124~131 Ma）的岩浆活动主要受NNE向构造制约，花岗岩类侵入体多呈大岩株或岩基，它们分布在古火山机构的外缘，一般与区内钼（铜）成矿作用关系不大。

与钼矿化有关的岩体是燕山早期的东三岔石英闪长岩—龙潭石英二长岩类。岩石呈似斑状-不等粒结构，主要矿物成分为更中长石、隐微纹正长

石、石英和少量黑云母、角闪石等。岩石化学特征：SiO<sub>2</sub>为59.51%~64.91%，K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O为7.14%~7.86%，K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值为0.61%~0.88%，K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub>值为0.048~0.055。组合指数δ值为2.67~3.51，平均值为3.11，属钙碱性系列的岩石。

大庄科陷落破火山口处于NE，NW和EW向3组构造的交会部位，钼矿床分布在该破火山口边缘的2个隐爆相角砾岩筒内（图1）。位于东南面的称龙潭角砾岩体，在西南面的称塘石角砾岩体，两者相距3 km（表1）。

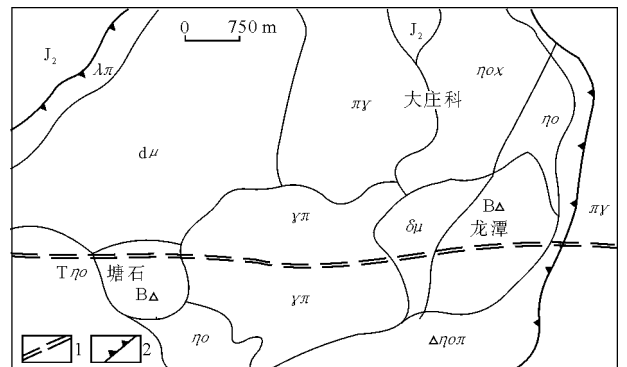


图1 大庄科钼矿床地质略图（据原北京地质调查所1分队简化）

J<sub>2</sub>—中侏罗统髻髻山组火山岩；Δηοπ—含角砾石英二长斑岩；Tηο—黑云母石英二长岩；πγ—似斑状二长花岗岩；BΔ—含矿角砾岩体；ηο—石英二长岩；dμ—微晶闪长玢岩；γπ—花岗斑岩；ηοχ—细粒石英二长岩；δμ—闪长玢岩；λπ—流纹斑岩；1—推测的早期断层；2—陷落破火山口边界



表 1 含钼角砾岩特征

名称	龙潭角砾岩体	塘石角砾岩体
分布	古火山机构的东南边	古火山机构的西南边
规模	长 1 700 m, 宽 300 ~ 700 m, 面积 1 km <sup>2</sup> , 延深 500 余米	长 1 200 m, 宽 200 ~ 600 m, 面积 0.6 km <sup>2</sup> , 延深 600 余米
产状及形态	不规则椭圆形, 呈陡倾斜的斜筒状体	不规则圆形, 为上大下小的陡倾斜喇叭状
围岩	西北部为燕山早期侵入岩, 东南部被燕山晚期侵入岩切割	由西北—东北—东南面为燕山早期侵入岩, 南—西南面被燕山晚期侵入岩切割
矿床	大庄科钼矿床共有 7 个钼矿体	董家沟钼矿床共有 7 个钼矿体

矿床的成矿作用主要受古火山机构内的第二次隐爆角砾岩筒控制, 故矿体的产状、形态及规模完全与爆破角砾岩筒相一致。辉钼矿以浸染状、细脉状产出为主, 局部富集在胶结物中。辉钼矿的多型为 2H 型, Re 含量  $13 \times 10^{-6} \sim 19 \times 10^{-6}$ 。

董家沟塘石爆破角砾岩筒中有 7 个钼矿体, 彼此呈平行的似层状体产出, 走向近 EW, 倾向 N, 倾角 50~60°。矿体长 700~1 000 余米, 厚 20~50 m, 延深 350~500 m。

大庄科龙潭爆破角砾岩筒中也有 7 个钼矿体, 其中规模最大者位于岩筒中心部位呈斜筒状产出, 倾角 60°左右。矿体长 350~400 m, 厚 40~95 m, 延深 205~275 m。其余矿体规模小, 长几十至 200 多米, 厚几米至 10 余米, 延深几十至 200 m。

钼矿石的自然类型主要是角砾岩型。主要金属矿物是辉钼矿, 尚含少量磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿、钛铁矿、闪锌矿和白钨矿等。非金属矿物主要是角砾岩和胶结物中的造岩矿物和蚀变矿物, 其中主要是斜长石、钾长石、石英、黑云母、角闪石, 次为楣石、磷灰石、锆石、沸石、绿帘石、黝帘石、萤石和绢云母。

矿石多呈自形—半自形显微片状、嵌晶、变余鳞片结构等, 具浸染状、细网脉状、角砾状和团块状构造。

围岩热液蚀变发育, 主要有钾化、硅化、黄铁绢英岩化、沸石化和青磐岩化, 在空间上围绕着钼矿体呈带状分布, 大体上可划分出 3 个蚀变带。

1) 钾化-硅化带, 主要发育于 2 个含钼的爆破角砾岩筒中, 蚀变愈强, 钼矿化愈富。该带内的钾化、硅化作用最为发育, 沸石化普遍存在。矿物组合为石英、钾长石、黑云母、沸石类、萤石、磷灰

石及辉钼矿等。钾长石和黑云母常分布在石英脉的边缘。

2) 硅化-黄铁绢英岩化带, 分布于钾化-硅化带的外侧。主要发育于大沙岭花岗斑岩、桃树湾微晶闪长玢岩以及里长沟闪长玢岩和大钟山细粒石英二长岩体的南侧。其表现形式是形成石英细脉和粒状矿物交代。蚀变矿物组合主要为石英、黄铁矿、绢云母, 另有少量石榴子石、红柱石、黄玉等。钼矿化微弱, 局部可见少量细脉状或片状辉钼矿沿裂隙产出。

3) 青磐岩化带, 分布于硅化-黄铁绢英岩化带外侧, 呈半环状, 与钼矿化无关。

成矿作用过程分为 3 个阶段。气成高温热液阶段, 是伴随爆破角砾岩筒形成的成矿阶段。主要矿物组合: 辉钼矿、磁铁矿、磁黄铁矿、白钨矿、氟磷灰石、萤石、石英、钾长石和黑云母等。辉钼矿以粒状集合体分布于胶结物中, 形成温度 460~380 °C。高中温热液阶段, 是爆破角砾岩筒形成后的重要成矿阶段。矿物组合为辉钼矿、石英、钾长石、黑云母、沸石等。它们多呈细脉沿角砾岩中的网状裂隙充填交代, 形成温度为 350~280 °C。此阶段钼矿化叠加在第 1 阶段之上, 致使形成更为富集的钼矿体。中低温热液阶段, 是成矿作用的尾声, 矿物组合主要为石英, 伴有少量黄铁矿、碳酸盐矿物、沸石、辉钼矿等。它们沿角砾岩的裂隙充填。虽然钼矿化范围大, 但很微弱, 不具工业意义, 形成温度为 250~150 °C。

流体包裹体的研究表明, 主要成矿温度为 460~280 °C, 成矿流体的盐度一般都大于 20%, 最高达 62%。多相包裹体中子矿物有石盐、钾盐、辉钼矿等。

硫化矿物的  $\delta^{34}S$  值为 2‰~5.9‰, 以相对富重硫同位素为特征, 应属岩浆来源。

在燕山早期构造-岩浆活动的末期, 该断隆区内深溶岩浆沿构造脆弱部位上侵至浅成—超浅成封闭环境, 当内压大于岩石围压便发生瞬时的隐蔽爆破, 形成了大庄科地区爆破角砾岩, 随后的成矿热液流体沿所生成的龙潭和塘石角砾岩筒进行渗透交代, 导致以细(网)脉为主的钼矿化富集, 这样便形成了大庄科斑岩型爆破角砾岩筒式高中温热液充填交代钼矿床。

摘自《中国矿床》上册



## 云南马厂箐斑岩-夕卡岩型钼矿床

云南马厂箐斑岩-夕卡岩型钼矿床地处云南大理县境内，在 20 世纪 50 年代进行了勘探评价。

矿床位于扬子准地台与三江褶皱系的接壤过渡带，受向阳复背斜所控制。区内出露地层主要为下奥陶统滨海相碎屑岩和下泥盆统碳酸盐类岩石、页岩及砂岩。这 2 个统的地层呈不整合接触。褶皱和断裂发育，主要有近 SN，NE 及近 EW 向 3 组断裂，同时还发育与之平行的次级褶皱和断裂。这 3 组断裂的复合部位控制着岩体产出位置和矿床的分布（图 1）。区内岩浆活动频繁，且与深大断裂有关，具有多期活动的特点。晋宁期有酸性岩侵入；华力西期有玄武岩浆喷溢；印支期有中酸性岩浆活动；喜马拉雅期有大量的钙碱性系列陆相火山活动，而浅成至半深成的各类斑岩体中的斑状花岗岩和花岗斑岩，与区内钼、铜、铅等矿床的形成关系密切。

马厂箐岩体为一多阶段侵入的复式杂岩体，其中喜马拉雅期的斑状花岗岩（称冷风管岩体）呈不规则的椭圆形，长 2 600 m，宽 750 m，长轴方向为 60°，裸露面积 1.36 km<sup>2</sup>。由岩颈、岩舌和岩墙组成。岩体沿 NW 和 NE 向构造的相交部位侵入，岩颈位于岩体中心部位的冷风管，呈陡倾角向 SW 侧伏，面积 0.8 km<sup>2</sup>，顶部已被剥蚀掉，边部有较多的围岩捕虏体；其东北部呈半环状岩舌，是岩体的前缘和钼矿的主要赋存空间。其与围岩接触面倾角为 30~40°，岩舌的残存厚度为 100~300 m，约占岩体面积的 1/3；西部产出有雾模山花岗斑岩墙等。

岩石呈全晶质斑状结构，基质具显微花岗和显微文象结构。基质粒度为 0.03~0.16 mm，斑晶大小为 0.3~25 mm。斑晶占 47.5%。矿物成分主要为钾长石（35.2%），更长石（An 13，27%），石英（23%），黑云母（4%），角闪石（3%）。副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石和褐帘石。

矿体的形态和产状取决于岩体、围岩的产状及节理、裂隙的发育程度。钼矿体主要赋存于斑状花岗岩中，有一部分分布在岩体与围岩的接触界面附近，其产状与接触界面一致。矿体由彼此有关的复合脉群组成，长达 1 250 m，最大厚度达 112 m。钼-铜矿体多呈透镜状或延长不大的薄层状产出。其产状与围岩的基本一致，走向近 EW，倾向 S，倾角自西向东逐渐变缓。铜矿体大多数呈孤立的扁豆体或矿囊，产于岩体外接触带的夕卡岩和透辉石角岩中。主矿体长 400~800 m，厚 12~58 m。矿体分支复合、尖灭再现现象明显。

矿石的自然类型主要有斑状花岗岩钼矿石，角岩铜-钼矿石和夕卡岩铜-钼矿石。

辉钼矿产出方式：1) 在斑状花岗岩中发育有辉钼矿-石英细脉和网脉，辉钼矿多在脉的两壁对称产出；2) 在角岩中，辉钼矿与黄铜矿、黄铁矿、石英、透辉石组成充填细脉及网脉，辉钼矿呈浸染状；3) 在夕卡岩中，辉钼矿、黄铜矿和黄铁矿多呈浸染状产出。辉钼矿 Re 含量为  $22 \times 10^{-6} \sim 188 \times 10^{-6}$ 。

矿石主要呈片状、束状、放射状结构，半自形—他形粒状、固熔体、镶边及残余结构。以细（网）脉状和浸染状构造为特征。

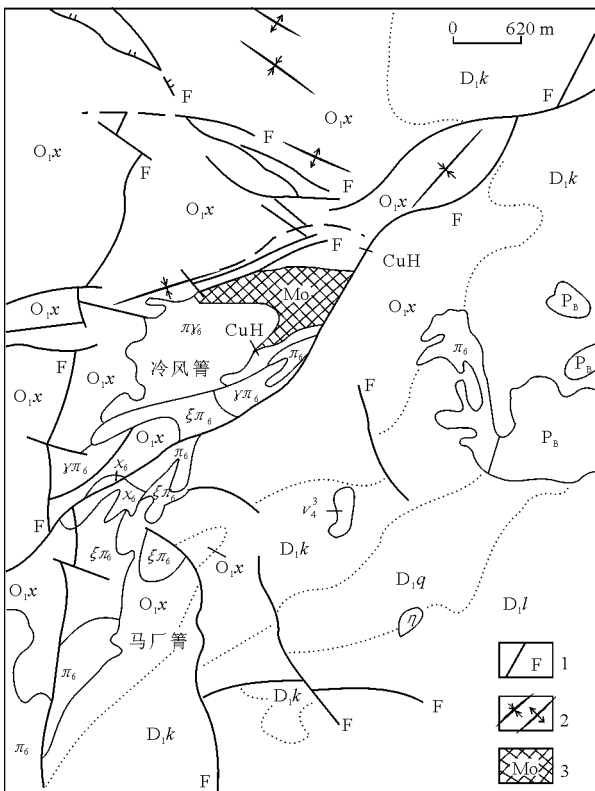


图 1 马厂箐钼（铜）矿床地质略图

D<sub>1</sub>l, D<sub>1</sub>a, D<sub>1</sub>k—下泥盆统莲花曲组，青山组，康廊组；O<sub>1</sub>x—下奥陶统向阳组；P<sub>6</sub>—二叠纪玄武岩； $\gamma_4^3$ —辉长岩； $\eta$ —辉绿岩； $\gamma_6$ —煌斑岩； $\xi\pi_6$ —石英二长斑岩； $\pi_6$ —石英正长斑岩； $\pi_6$ —斑状花岗岩； $\gamma\pi_6$ —花岗斑岩；CuH—含铜角岩；1—断层；2—背向斜轴；3—含 Mo 斑状花岗岩



围岩蚀变作用包括斑状花岗岩体的热液蚀变和该岩体侵入影响所引起围岩的角岩化、夕卡岩化及叠加的热液蚀变。

岩体的蚀变主要是硅化、钾长石化、钠长石化和绢云母化。自岩体中心向外可分为3个带：强硅化核心→石英-钾长石化带→石英-绢云母化带。其中后2个蚀变带与钼矿化关系密切，是钼矿体的主要赋存地段。

在岩体周围300~600 m范围内，围岩遭受到不同程度的变质和热液蚀变作用。在砂泥质岩石中，据蚀变矿物组合，由岩体往外可分为3个带：透辉石长英质角岩带，一般宽100~300 m，是铜-钼矿体的主要聚集部位；阳起石-透闪石-长英角岩带，一般宽200~300 m，黄铁矿化发育，但铜矿物甚少；黑云母化砂岩带，常见有星点状、细脉状产出的黄铁矿。

靠近岩体处的灰岩、白云质灰岩透镜体多已变为钙夕卡岩和镁夕卡岩。前者分布于矿区北部，其中又可分为含矿与不含矿2种：含铜、钼的钙夕卡岩多呈透镜状产出，主要非金属矿物为棕红色钙铁石榴石（70%）和透辉石（10%）；不含矿的钙夕卡岩分布较广，主要由蓝绿—油绿色石榴子石（钙铁石榴石+钙铝石榴石）所组成。镁夕卡岩主要见于乱硐山一带，其中有含铜磁铁矿体。

矿床的钼、铜矿化以斑状花岗岩为中心的环带

分布为特征，钼矿带主体存在于岩体内，沿岩舌呈半环状分布（相当于石英-钾长石化带和石英-绢云母化带）。其中辉钼矿占优势，黄铁矿、黄铜矿次之。铜矿带分布于钼矿带的外侧，呈不完整的环状。按矿化含量可分为2个铜矿带：内铜矿带是铜矿体的主要聚集部位（相当于透辉石长英角岩带），以黄铜矿、黄铁矿为主，辉钼矿次之；外铜矿带（相当于阳起石-透闪石长英角岩带），只有零星铜矿体，黄铁矿含量多于黄铜矿，偶见赤铁矿和镜铁矿，辉钼矿罕见。所以自岩体向外，呈现的金属元素分带为 Mo→Cu，Mo→Cu，Fe。

成矿过程可分为2期6个阶段。岩浆晚期和热液期：岩浆晚期的自变质阶段；热液期的夕卡岩阶段，气成阶段，热液阶段，中温阶段，低温阶段。在早期自变质阶段反映出碱质交代作用，夕卡岩阶段通过交代作用形成透辉石、石榴子石等。高温气成阶段有挥发分氟、氯和氢参与，溶液呈酸性。中低温热液阶段形成大量石英、白云石和方解石等，反映溶液酸碱性质的变化，同时，这个阶段的特征是硫逸度较高的还原环境，故导致辉钼矿和黄铜矿等硫化物大量沉淀富集成矿。

矿床成因是斑岩-夕卡岩型中温热液充填交代钼（铜）矿床。

摘自《中国矿床》上册

## 辽宁肖家营子夕卡岩型钼矿床

辽宁肖家营子夕卡岩型钼矿床地处辽宁省喀左县境内。辽宁省原冶金地质勘探公司一〇八队于20世纪70年代对矿床进行了勘探。

矿床位于中朝准地台北缘的内蒙地轴与燕山台褶带的衔接部位。区内地层以中三家断层为界，西部主要是太古宇建平群小塔子沟组变质岩系，由黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩等所组成，夹有磁铁石英岩。东部广泛发育新元古界蓟县系雾迷山组碳酸盐岩地层，自下而上分3个岩性段：1) 以中厚层晶质白云岩为主，燧石条带较少，厚度大于350 m；2) 由晶质白云岩、燧石条带白云岩夹角砾岩、鲕状和微层理白云岩所组成，厚度约250 m；3) 主要为灰黑色薄层白云岩及含燧石结核白云岩，厚度约110 m。此外在矿区周围的中生代断陷盆地中分布有侏罗纪陆相火山碎屑岩。

矿区的褶皱简单，呈NW走向，缓倾向SW

的单斜构造。断裂发育，在NNE—NE向断裂和NW—NNW向断裂的交会部位，肖家营子中—基性复式岩体侵位于雾迷山组第二岩性段的层位内，并导致钼矿的形成（图1）。

岩浆岩主要是中—基性岩体，其次是粗面斑岩脉和其他脉岩。该岩体的裸露面积为0.62 km<sup>2</sup>，形态不甚规则，在东侧形成岩舌和岩枝。它是一个2期侵入的复式岩体，第一期为中粒闪长岩-辉长辉绿岩（后者是位于下部的前者“相变”产物），辉长辉绿岩的K-Ar同位素年龄为177 Ma；第二期为细粒似斑状闪长岩，其K-Ar同位素年龄为113 Ma，同时在野外可见辉长辉绿岩体被细粒似斑状闪长岩枝穿切现象。

中粒闪长岩呈灰色，具半自形—自形柱状结构，局部呈似辉绿结构。矿物成分为中长石（An<sub>39~40</sub>）65%~70%，正长石、黑云母各占5%~

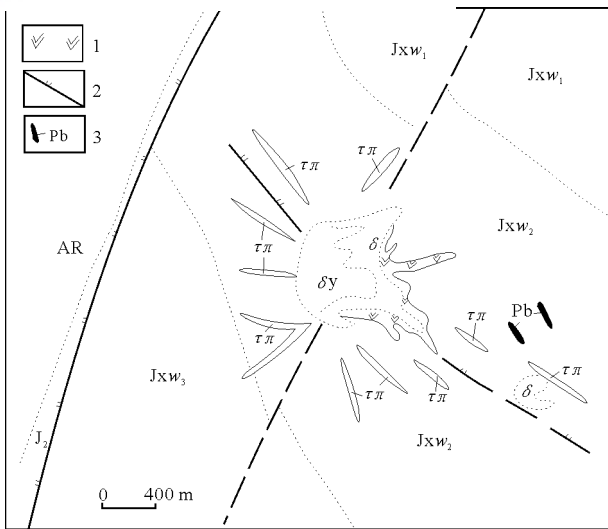


图1 肖家营子钼矿床地质略图

J<sub>2</sub>—中侏罗统砂页岩；Jxw<sub>3</sub>、Jxw<sub>2</sub>、Jxw<sub>1</sub>—蓟县系雾迷山组白云岩，燧石条带白云岩，含燧石白云岩夹砂岩；δ<sub>y</sub>—辉长辉绿岩；δ—细粒闪长岩；ππ—粗面斑岩脉；1—夕卡岩；2—断裂；3—铅—锌矿体

10%，角闪石 3%~8%，含少量石英和单斜辉石，副矿物有磷灰石和榍石。

辉长辉绿岩，灰绿色，呈似辉绿结构，组成矿物为拉长石 (An 56~58) 65%~70%，黑云母 15%~20%，辉石、次闪石各占 5%~10%，橄榄石 0~7%，角闪石和正长石 2%~3%，副矿物有榍石和磷灰石等。

细粒似斑状闪长岩，灰—灰黑色，呈似斑状结构，斑晶主要为斜长石，基质的粒度为 0.7~1.0 mm，呈半自形—自形粒状结构。矿物成分为中长石 (An 39~48) 50%~56%，正长石 15%~18%，石英 4%~6%，黑云母 10%~14%，角闪石 5%~7%，辉石 0~5%，副矿物有磷灰石和榍石等。

NNE 与 NNW 向的断裂交错部位控制着中—基性复式岩体的侵位和成矿作用。在岩体的东侧，细粒似斑状闪长岩岩枝与雾迷山组白云岩的接触带形成了夕卡岩。夕卡岩种类有石榴子石夕卡岩、透辉石夕卡岩、镁橄榄石夕卡岩和透闪石—金云母夕卡岩。其中以石榴子石夕卡岩最为发育。在横向上 (自岩体→围岩) 大体分带：岩体→夕卡岩化岩体→石榴子石夕卡岩→透辉石—石榴子石夕卡岩→透辉石或橄榄石夕卡岩→夕卡岩化白云岩→结晶白云岩。产于主接触部位的夕卡岩长达 1 500~2 000 m，延深 400~600 m，厚达几米至几十米。由岩枝、岩舌控制的夕卡岩长 200~300 m，延深 400~500 m，厚 200 m。细粒似斑状闪长岩和结晶白云

岩中的夕卡岩体数量较多，一般长 100~200 m。

钼矿化范围与夕卡岩体大致吻合。矿体的形态受岩体，特别是其岩枝形态的控制，接触带的内弯部位、岩体的突出部位、接触带由陡变缓以及岩舌、岩枝形成凹陷部位和断裂的交错处，乃是成矿的有利地段。

矿体形态以脉状为主，构成单脉或复合脉，其次是透镜状、扁豆状和囊状体。钼矿体大部分赋存于石榴子石夕卡岩中，业已查明的矿体有 80 个，其中主要矿体有 20 个。延长 290~800 m，延深 500~600 m，厚度为 7~21 m，最厚可达 52 m。矿体沿走向和倾向普遍呈中部较厚，两端分支尖灭；上薄下厚，上部分支，下部复合的特点。除了钼矿体外，还伴生有铁、铜矿体。铁矿体产于镁夕卡岩中，主要矿体有 2 个，长 250~400 m，延深 350~540 m，厚度 8~15 m。铜矿体赋存于石榴子石夕卡岩和透闪石—阳起石夕卡岩中。铜矿体 3 个，长 50~70 m，延深 70 m，厚 10~18 m。在远离接触带的白云岩裂隙内有铅锌小矿体。

已查明矿物有 63 种，其中金属矿物 33 种，非金属矿物 30 种。主要金属矿物有辉钼矿、黄铜矿、磁铁矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿；次要的有赤铁矿、磁黄铁矿、白铁矿；少量或微量的有辉铜矿、斑铜矿、方黄铜矿、白钨矿、辉钼矿、碲银矿、辉银矿、硫银铋矿、自然铋、自然银、自然碲等。次生矿物有褐铁矿、孔雀石、针铁矿、铁钼华、蓝铜矿、黑铜矿、钼铅矿、钨钼钙矿、菱铁矿和铜蓝等。非金属矿物主要有石榴子石、透辉石、透闪石、阳起石、金云母、绿帘石、方解石和白云石；次要的有方柱石、次透辉石、斜长石、正长石、石英、蛇纹石、滑石等；少量或微量的有绢云母、符山石、硅灰石、硅镁石、黄长石、褐帘石、葡萄石、水镁石、刚玉、尖晶石和萤石等。

辉钼矿呈半自形—自形板状、叶片状、菊花状、囊状集合体产于夕卡岩中或形成单一辉钼矿脉、辉钼矿—石英脉、辉钼矿—方解石脉、辉钼矿—钾长石脉、辉钼矿—石榴子石脉、辉钼矿—次透闪石脉和辉钼矿—萤石脉等形式产于夕卡岩的裂隙中。辉钼矿片径多数小于 0.053 mm，最大者达 0.22 mm。钼精矿 Re 含量  $27 \times 10^{-6}$ ，辉钼矿的 Re 含量  $76 \times 10^{-6}$ 。

钼矿石主要呈叶片状、残余结构；细脉浸染状、浸染状和稠密浸染状构造，在矿体上下盘局部有揉皱和碎裂构造。

矿床的围岩蚀变有早期的夕卡岩化，继夕卡岩



形成之后的硅化、钾化、碳酸盐化和蛇纹石化等。这些后期的热液活动导致夕卡岩的改造，辉钼矿沿夕卡岩的裂隙、粒间空隙进行充填交代并富集成矿。所以该矿床的钼矿化主要是继夕卡岩形成之后产生的，并叠加于夕卡岩之上。

矿床形成分为 3 个成矿期和 5 个矿化阶段。1) 夕卡岩期：①早期夕卡岩阶段形成石榴子石、透辉石、镁橄榄石、方柱石和符山石组合；②晚期夕卡岩和磁铁矿阶段，生成透闪石、阳起石、绿帘石和金云母组合，含磁铁矿和少量辉钼矿及黄铁矿。2) 热液硫化物期：③辉钼矿化阶段，形成辉钼矿、黄铁矿、磁黄铁矿、石英组合；④铜-锌矿化阶段，

形成黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿、方解石组合，含少量辉钼矿；⑤铅-锌矿化阶段，生成方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿、方解石组合。3) 表生作用期，形成褐铁矿、孔雀石、铁钼华、钼铅矿等次生矿物。

矿床属夕卡岩型中高温热液充填交代钼矿床。矿体的硫化矿物的  $\delta^4S$  值为 1.1‰~6.9‰，细粒似斑状闪长岩中硫化物的  $\delta^4S$  值为 2.0‰~5.6‰，这些数据十分接近，可以认为矿床和岩体具有相同的硫源，钼很可能来自产生中—基性岩体的岩浆。

摘自《中国矿床》上册

## 黑龙江五道岭夕卡岩型钼矿床

黑龙江五道岭夕卡岩型钼矿床地处黑龙江省阿城县东南部。黑龙江省原冶金地质勘探公司七〇三队于 20 世纪 70 年代对该矿床进行了勘探。

矿床位于吉黑华力西褶皱系内玉泉—三道岗复背斜的东南端，滨缓断裂带的南侧。矿区南部分布有古生界地层，北部为大面积出露的华力西晚期侵入岩所占据，侏罗纪火山岩呈零星分布。区内出露的地层主要是二叠系，其下统玉泉组及土门岭组呈较大的地层残留块被华力西晚期白岗质花岗岩所包围。玉泉组主要由厚层大理岩、粉砂岩、杂砂岩及流纹质凝灰岩组成。土门岭组大部分为砂板岩夹大理岩。上二叠统五道岭组广泛出露，约占矿区面积的 2/3。主要由安山质凝灰岩、流纹质凝灰岩、流纹斑岩、安山玢岩等一套中—酸性火山岩所组成，厚度大于 800 m，是钼矿床的围岩。

区内断裂十分发育，上二叠统内的压性断裂呈 NE 走向，而压扭性断裂走向由西往东从 EW 向逐渐转向 NE 向，呈弧形构造展布，近 EW 向断裂控制着石英斑岩和夕卡岩钼矿体呈相同的方向产出(图 1)。

区内岩浆岩有白岗质花岗岩和石英斑岩，夕卡岩和矿床的形成与石英斑岩有关。石英斑岩体沿白岗质花岗岩与五道岭组火山碎屑岩的 EW 向接触带产出，岩体呈脉状，长 1 300 多米，宽 20~40 m，走向近 EW，南侧倾向 S (深部转向 N 倾)，倾角 85~90°，北侧倾向 N，倾角大于 80°。矿物成分为石英 35%~40%，斜长石 15%，正长石 40%~60%，呈不等粒斑状结构，石英斑晶呈浑圆状，粒径 3~5 mm。全岩 K-Ar 同位素年龄为

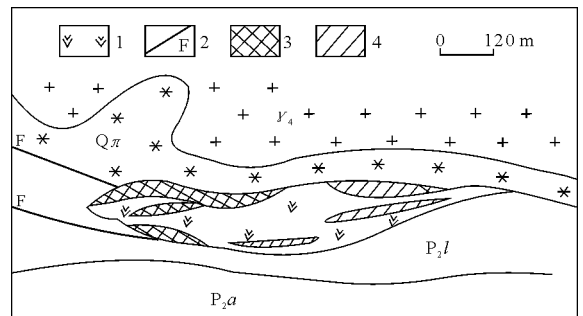


图 1 五道岭钼矿床地质略图 (据黑龙江原冶金地质勘探公司七〇三队，简化)

$P_{2a}$ ,  $P_{2l}$ —上二叠统安山质凝灰岩，流纹质凝灰岩； $\gamma_1$ —白岗质花岗岩； $Q_{\pi}$ —石英斑岩；1—夕卡岩；2—断层；3—钼矿体；4—磁铁矿体

157.8 Ma。主要化学成分： $SiO_2$  大于 75%， $K_2O + Na_2O$  为 7.97%~8.04%， $K_2O/Na_2O$  值为 1.21~1.31，显示高 Si 富 K 的特征。

矿体产于石英斑岩与五道岭组火山碎屑岩的接触带，受 EW 向的接触构造断裂带控制。石英斑岩与流纹质凝灰岩、安山质凝灰岩和凝灰质砂岩等发生接触交代作用形成石榴子石夕卡岩 (占整个夕卡岩体的 90%)，石榴子石-透辉石夕卡岩及透辉石夕卡岩。夕卡岩体的规模长 970 m，宽 50~120 m，延深 100~700 m。其中间部分延深较大，两端延深小，形成中间厚大，两端薄的透镜体。钼矿体绝大部分赋存于夕卡岩体内，而且主要是在石榴子石夕卡岩中。

钼矿主矿体长 558 m，宽 30~40 m，最大宽度达 90 m，延深 60~770 m (平均为 300~400 m)。矿体的横断面形态为不规则脉状，且分支复



合现象频繁；纵剖面形态呈漏斗状。矿体的东段出露于地表，西段则被第四系（厚 20~40 m）所覆盖。此外，在钼矿体的东部有小规模磁铁矿体。

金属矿物主要有辉钼矿、黄铁矿、磁铁矿，含少量赤铁矿、镜铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、辉铜矿、黝铜矿和辉铋矿等。非金属矿物常见有石榴子石，其次是透辉石、阳起石、透闪石、绿帘石、符山石、石英、方解石和萤石等。

辉钼矿多呈片状-鳞片状集合体，分布于石榴子石夕卡岩的裂隙和石榴子石间隙内。同时见到辉钼矿穿切黄铁矿、赤铁矿的现象，但又被晚期黄铁矿所包裹。此外，在石英斑岩中见有辉钼矿-石英细脉和绢英岩中伴有钼矿化，局部可形成小矿体。辉钼矿的片度一般为 0.01~0.1 mm，最大达 1~1.5 mm。辉钼矿 Re 含量  $40 \times 10^{-6}$ 。

矿石通常呈自形一半自形片状和残余结构。它以浸染状构造为特征，少量呈块状和脉状构造。

围岩蚀变有夕卡岩化、硅化、绢英岩化、碳酸盐化和角岩化等。与钼矿化关系密切的是前 3 种蚀变。夕卡岩化分布于石英斑岩的外接触带，成为容

矿岩石，80% 的辉钼矿都赋存于石榴子石夕卡岩中。硅化及绢英岩化分布于岩体的内接触带，形成平行于夕卡岩的蚀变带并伴随有钼矿化。

成矿过程大致划分为 2 期和 4 个矿化阶段。1) 夕卡岩期，首先形成石榴子石、透辉石等早期夕卡岩矿物。其后开始早期矿化阶段，生成磁铁矿，呈粒状集合体分布于石榴子石粒间或呈脉状充填于裂隙内。同时，伴随这一时期蚀变作用，产生有绿帘石、阳起石和透闪石等含水的夕卡岩矿物。

2) 热液期，包括以下 3 个阶段，①黄铁矿化阶段，主要形成黄铁矿，伴生有黄铜矿、方铅矿和闪锌矿。这些硫化物常常切穿早期生成的磁铁矿。②赤铁矿化阶段，生成赤铁矿、镜铁矿及黄铁矿。矿化多呈脉状、网脉状切割前 2 期矿化形成的矿物。③辉钼矿化阶段，形成辉钼矿、黄铁矿和石英组合，并伴生有少量黄铜矿、斑铜矿、方解石、绿泥石等。是本矿床钼矿化的主要阶段。

矿床成因是与酸性岩体接触交代有关的夕卡岩型钼矿床。

摘自《中国矿床》上册

## 浙江石坪川石英脉型钼矿床

浙江石坪川石英脉型钼矿床地处浙江省青田县北约 20 km 处。发现于 20 世纪初，解放后进行过地质调查和开采，1979 年进行了勘探评价。

矿区位于东南沿海华力西地槽褶皱系内的余姚—丽水—海丰深断裂带之东侧，主要受该深断裂带次级构造的控制。

区内出露地层主要为上侏罗统磨石山组第二段火山碎屑岩，在矿区东北角局部分布有磨石山组第三段的晶屑凝灰岩夹凝灰质粉砂岩、红柱石长英角岩。根据岩性特征可将磨石山组第二段划分为上中下 3 层：上层为深灰、灰黑色角砾晶屑凝灰岩；中层为浅灰、深灰色含角砾晶屑凝灰岩夹熔结凝灰岩、玻屑凝灰岩；下层为浅灰或浅肉红色晶屑凝灰岩，局部夹熔结凝灰岩。岩石普遍受到角砾岩化。

区内构造以断裂为主，褶皱不甚发育。矿区处于石坪川—湖边背斜南东翼的东北端，海溪—湖庄 NW 向断裂与山降—状头近 SN 向断裂的复合部位。矿区内 NE 向断裂发育，且与石坪川—湖边背斜轴相平行。火山喷发活动同样受 NE 向构造制约，致使矿区内的火山穹窿长轴也大体呈 NE 向。除 NE 向断裂外，还发育有 NW，EW 向断裂及环

状似层间断裂（图 1）。

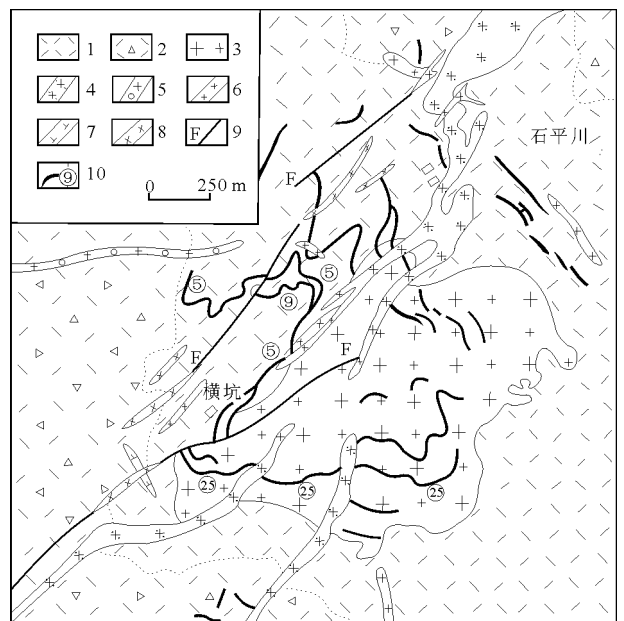


图 1 石坪川钼矿区地质图（据叶炳法，1979）

1—角岩化流纹质晶屑玻屑凝灰岩；2—流纹质含角砾凝灰岩；3—花岗斑岩；4—钾长花岗斑岩；5—石英斑岩；6—霏细斑岩；7—安山玢岩；8—辉绿玢岩；9—断层；10—矿脉及编号



区内燕山期岩浆活动频繁且强烈。酸性和中基性浅成侵入体及脉岩广泛侵入于磨石山组第二段,呈NE,NW及近EW向展布,而与钼成矿有关的是燕山早期的花岗斑岩。该岩体呈岩株状产于矿区中部,地表露头呈椭圆形,面积为 $1.5\text{ km}^2$ 。长轴方向为 $50^\circ$ 左右,总体产状略向SW倾斜。岩体受剥蚀较浅,故常见残留顶盖。水平方向岩相带不明显,而在垂直方向则呈现出岩性的变化,即在上部为花岗斑岩,深部变为黑云母花岗(斑)岩,二者呈过渡关系。

花岗斑岩为肉红及灰白色,呈斑状结构,基质为微粒结构,局部为微文象结构。斑晶以石英、钾长石、斜长石为主,斑晶含量 $5\% \sim 20\%$ ,粒度一般为 $1 \sim 5\text{ mm}$ 。基质成分与斑晶的相同,粒度一般为 $0.05 \sim 0.2\text{ mm}$ 。副矿物有磁铁矿、自然铅、辉钼矿、金红石、锆石和磷灰石等。

黑云母花岗(斑)岩呈浅灰带肉红色,具斑状、似斑状结构,基质为显微花岗结构或花岗结构。斑晶有钠长石、微纹长石、石英及黑云母。斑晶一般为 $1 \sim 3\text{ mm}$ ,大者达 $5\text{ mm}$ 以上。基质主要由微纹长石和石英组成,粒度为 $0.1 \sim 0.3\text{ mm}$ 。

矿床由辉钼矿-石英大脉组成。矿区内出露的大小矿脉计有30余条,其中意义较大的矿脉仅占 $1/3$ 左右。

矿脉多分布于花岗斑岩体的内外接触带,大致在岩体顶部的 $100\text{ m}$ 范围内,围着岩体呈不完整的半环状产出。查明有3组不同产状的矿脉:一组为倾向SW,倾角 $20 \sim 30^\circ$ ,主要分布于岩体的南部和西部;另一组倾向NE,倾角 $30 \sim 40^\circ$ ,分布于岩体的北部;第三组倾向NE或SW,倾角 $50 \sim 70^\circ$ ,主要见于岩体的东北部。

矿脉主要受环状似层间裂隙控制,在走向和倾向上均呈波状起伏。陡倾的矿脉呈尖灭侧现、分支复合等现象,局部呈雁行排列。矿脉的规模相差悬殊,长几十至千余米,厚几十厘米至 $10\text{ m}$ 。

5号矿脉产于花岗斑岩体西侧外接触带的角岩化晶屑凝灰岩中,沿着与岩体顶面大致平行的、缓倾斜的似层间裂隙产出。长度 $500\text{ m}$ ,厚 $0.15 \sim 9.9\text{ m}$ ,平均厚 $3.12\text{ m}$ ,最大延深 $700\text{ m}$ 左右。矿脉在走向与倾向上均呈舒缓波状,局部产状变化较大,在倾向上形成“阶梯”。

9号与5号矿脉近平行产出,二者相距 $5 \sim 15\text{ m}$ ,但自NW向SE逐渐与5号矿脉合并。走向长约 $90\text{ m}$ ,延深 $200\text{ m}$ 左右。厚度一般为 $0.28 \sim 2.2\text{ m}$ ,平均厚 $1.4\text{ m}$ 。

这2条矿脉的总体产状基本一致,倾向 $220 \sim 240^\circ$ ,倾角 $15 \sim 30^\circ$ ,局部产状变化较大。

25号矿脉出露在矿区南部,产于花岗斑岩体中,受近EW走向的平缓似层间断裂控制。矿脉形态沿走向和倾向均显示舒缓波状起伏,局部具膨胀现象。地表出露长度达 $1020\text{ m}$ 。矿体长 $700\text{ m}$ ,厚度 $0.3 \sim 9.02\text{ m}$ ,平均厚度 $3.3\text{ m}$ ,延深 $250 \sim 700\text{ m}$ 。矿体的总体倾向 $180 \sim 240^\circ$ ,倾角 $25 \sim 35^\circ$ 。由东往西,倾向有向S偏转、倾角变陡的趋势。

金属矿物主要是辉钼矿、黄铁矿,含少量磁铁矿、白钨矿及微量黑钨矿、黄铜矿等。主要非金属矿物有石英,其次为绢云母、绿泥石等,偶见锆石和磷灰石。钼精矿的Re含量 $30 \times 10^{-6} \sim 43 \times 10^{-6}$ ,Re与Mo含量呈正相关。同时,钼精矿含Ag达 $30.5 \times 10^{-6} \sim 39.5 \times 10^{-6}$ 。

矿石呈片状、残余结构;具条带状、浸染状和角砾状构造等。

围岩的热液蚀变较发育,且呈线性蚀变特征。主要有绢英岩化、绿泥石化、硅化、黄铁矿化和碳酸盐化等,其中绢英岩化为主要的近矿围岩蚀变。绢英岩化多发育于辉钼矿-石英脉的两侧,并大致呈对称分布,越靠近矿脉,蚀变作用越强,常形成绢英岩,有时伴有辉钼矿化,成为含钼绢英岩。绢英岩化带的宽度在矿脉下盘(平均 $5\text{ m}$ )比上盘(平均 $2\text{ m}$ )宽得多。总的情况是蚀变带的宽度与矿脉的厚度成正比,且与钼矿化关系密切。绿泥石化、碳酸盐化和黄铁矿化多沿裂隙发育,为成矿后期的热液蚀变现象,与钼矿化关系不大。

矿化过程大体上划分为石英-硫化物期(包括3个矿化阶段)和表生作用期。

石英-硫化物期的第一矿化阶段发生在花岗斑岩侵入、冷凝之后,与岩体顶面大致平行的似层状间隙为含矿热液充填,形成早期含钼石英脉。辉钼矿片度较细小,多沿脉壁两侧发生沉淀,且伴有白钨矿、黑钨矿和磁铁矿等生成。第二矿化阶段是在NW—SE向和压应力作用下,发生了走向NE和NW和压扭性断裂以及NW走向张性裂隙。它们切割了早期的容矿构造,并使早期矿脉破裂并在接触面附近产生许多平行裂隙。含矿溶液沿着裂隙或破裂带进行充填交代,形成条带状、角砾状、“云雾”状构造的矿石或第二阶段的辉钼矿-石英脉。该阶段矿化强度不大并多叠加在早期含矿石英脉上,形成富矿体。此外,还伴生有少量的黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和白钨矿。第三矿化阶段的钼矿化



较弱，一般不构成钼工业富集。其主要表现为晚期石英细脉和裂隙钼矿化以及破碎带中的铅、锌矿化等。

矿，但均未形成次生富集。

矿床成因属石英大脉型中高温热液钼矿床。

表生作用期，在氧化带生成少量钼华和钼铅

摘自《中国矿床》上册

## 河南东沟斑岩型钼矿床

河南省汝阳东沟钼矿床位于华北地台南缘与秦岭褶皱系东段的衔接地带，属东秦岭—大别山钼成矿带中段北侧。东沟钼矿区具体位置在区域太山庙钾长黑云母花岗岩北东外接触带 10 km 处。出露地层为中元古界长城系熊耳群火山岩，岩性为玄武

安山岩、安山岩、英安岩、英安流纹岩夹少量火山碎屑岩。区域构造与成钼有关的主要为一组 NE 向断裂破碎带，太山庙花岗岩就是通过此组断裂侵入东沟矿区并带来矿质矿液与火山岩围岩发生接触交代成矿，从而形成钼矿床的导岩导矿构造（图 1）。

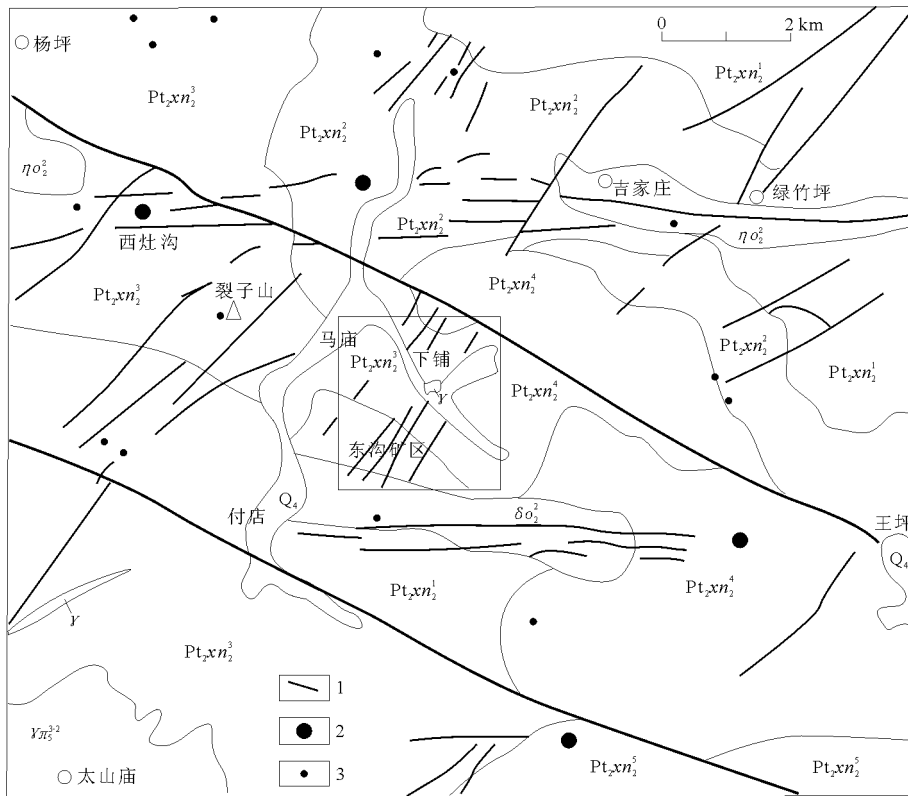


图 1 河南东沟钼矿床区域地质图

Q<sub>4</sub>—第四系沉积物；Pt<sub>2</sub>xn<sub>1</sub><sup>1</sup>，Pt<sub>2</sub>xn<sub>2</sub><sup>2</sup>，Pt<sub>2</sub>xn<sub>3</sub><sup>3</sup>，Pt<sub>2</sub>xn<sub>4</sub><sup>4</sup>，Pt<sub>2</sub>xn<sub>5</sub><sup>5</sup>—中元古界熊耳群鸡蛋坪组一段、二段、三段、四段、五段英安岩；γ<sub>晚</sub><sup>3-2</sup>—燕山晚期花岗岩；γ—东沟花岗斑岩；δ<sub>0</sub><sup>2</sup>—石英闪长岩；η<sub>0</sub><sup>2</sup>—石英二长岩；1—断裂；2—中型铅-锌矿床；3—小型铅-锌矿床

矿床主要工业矿体环绕花岗斑岩体呈“草帽”状分布，矿体形态严格受花岗斑岩体顶面的形态制约。平面上，矿体分布于距岩体 50 ~ 1 060 m 范围内；剖面上，主要矿体赋存于岩体外接触带 0 ~ 360 m 范围内，资源储量占整个矿床的 96% 左右。在岩体内接触带上部赋存有次要工业矿体。由于花岗斑岩体隐伏于地下的面积约 1.32 km<sup>2</sup>，岩体出露面积非常小，从露头向四周均呈外倾，钼矿体与之展布形态相协调，呈环状外倾，倾角 35 ~ 52°。

离开岩体露头 90 ~ 280 m 矿体倾角开始趋于平缓，深部矿体产状近于水平，为似层状，常随岩体顶面形态变化而变化，总体为舒缓波状，缓慢变化。矿体厚度 46.60 ~ 253.92 m，平均 189.76 m，厚度变化系数 31%，属基本稳定类型。矿石自然类型为脉—细脉浸染状，品位中等。

东沟花岗斑岩与太山庙酸性岩体的黑云母 Rb-Sr 法同位素年龄为 (107 ± 2) Ma，初始比 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) = 0.718 ± 0.002 3。采用钾-氩法测定



东沟花岗斑岩形成年龄为 90.4~105.3 Ma。在东沟矿区,任何一种岩石,只要条件适宜均可矿化甚至成矿。成矿母岩对围岩的岩性没有选择性。钼矿

体与小岩体具空间分布的一致性。成矿母岩局部上拱隆起部位,常常是矿体最厚大部位。内接触带的工业矿体均集中分布于岩体顶部 0~43 m 范围。

## 福建上厂斑岩型钼矿床

福建浦城上厂钼矿床位于武夷山成矿带,闽中裂谷多金属成矿亚带的北部,是近几年通过地球化学测量在该成矿带上发现的规模较大的金属矿床。该区处于闽西北隆起带和闽东火山断拗带接触部位,浦城—宁德三都澳 NW 向断裂带与浦城至南平 SN 向断裂带交会处,政和—大埔深大断裂在该区南东侧通过。区内基底地层为古元古界大金山组(图 1),主要岩性为黑云斜长变粒岩夹斜长角闪片岩、条带状黑云(二云)石英片岩夹黑云斜长变粒岩。区内断裂十分发育,NE 和 NW 向 2 组断裂交会控制中生代盆地的展布。从加里东期至燕山期,岩浆活动强烈,特别是燕山晚期,是区内主要的岩浆活动期,也是主成矿期。特别是酸(偏碱)性侵入岩多数为成矿岩体,成矿元素富集系数普遍较高,而且在空间分布上与矿田、矿床(点)关系十分密切,沿岩体接触带常形成成矿元素的地球化学异常带。

从加里东期至燕山期,岩浆活动强烈,特别是

燕山晚期,是区内主要的岩浆活动期,也是主成矿期。特别是酸(偏碱)性侵入岩多数为成矿岩体,成矿元素富集系数普遍较高,而且在空间分布上与矿田、矿床(点)关系十分密切,沿岩体接触带常形成成矿元素的地球化学异常带。

该区处于闽西重力梯度带的北段。浦城—宁德重力梯度带在该区通过,观前以南主要表现为 NW 向负异常,其北部呈近 SN 向相对高异常延向浙江省境内。在剩余布格重力异常图上,主要为 NW 向负剩余异常斜贯中部,并在屏峰附近向 N 突出,正剩余异常仅在其两侧、NE 部和 SW 部出现。

钼矿主要产在花岗斑岩体中,矿体呈直立筒状与围岩无明显界线,总体上呈 NNE 向长椭圆形小岩株状,长约 800 m,宽约 230 m。花岗斑岩全岩矿化,钼矿化较均匀,品位 0.07%~0.10%,最高 0.296%,平均 0.094%。辉钼矿化花岗斑岩体围岩有细粒二长花岗岩、细粒花岗岩及黑云斜长变粒岩,靠近矿化斑岩体有强烈硅化、绢云母化,而黑云斜长变粒岩则硅化、角闪岩化等,近矿围岩亦见细脉状辉钼矿化。

矿石的金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿,偶见黄铜矿、闪锌矿。非金属矿物主要有石英、绢云母、钾长石、斜长石,次有白云母、黑云母、绿泥石、绿帘石、碳酸盐、萤石等。矿石结构主要有自形粒状、鳞片状及叶片状等。矿石构造主要为细脉(网脉)—浸染状、浸染状,次为条带状,偶见角砾状构造。按主要金属矿物组合划分为单一辉钼矿型;辉钼矿—黄铁矿型。按容矿岩石划分类型为花岗斑岩型;蚀变岩型。

上厂钼矿床为典型的斑岩型低品位矿床,矿石有益组分为 Mo,钼的主要矿物是辉钼矿。伴生有用组分主要有 W,大部分含量大于 0.06%。其余均低于伴生组分的品位要求。

矿床赋存于中生代 NW 向浦城—宁德构造岩浆带内钼多金属成矿带中段。该带东段已发现赤路钼矿床,西段有坪地、上西坑钼矿床。花岗斑岩是区内主要成矿母岩,矿体的形态、产状、规模取决于花岗斑岩体。花岗斑岩 W, Sn, Mo 丰度较高,

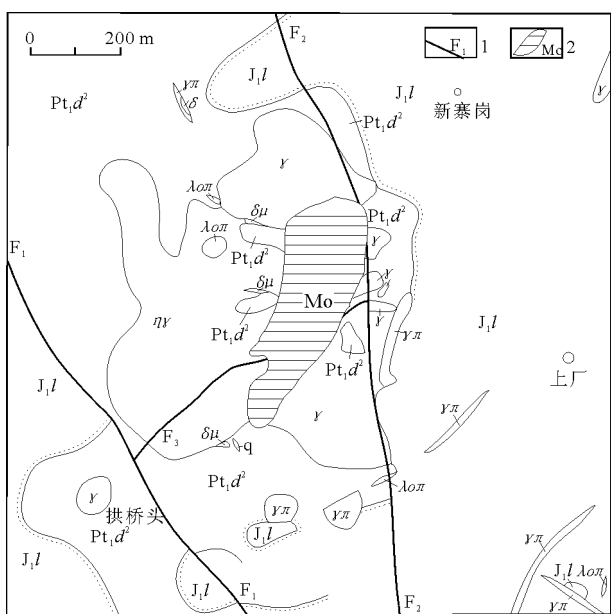


图 1 浦城上厂钼矿区地质图

J<sub>1</sub>l—梨山组石英砂岩、砂砾岩; Pt<sub>1</sub>d<sub>2</sub>—大金山组含晶质石墨黑云斜长变粒岩; γπ—花岗斑岩; γ—花岗岩(包括似斑状花岗岩、斜长花岗岩); δμ/δ—闪长玢岩/闪长细晶岩; λσπ—石英斑岩; γπ—细粒二长花岗岩脉; 1—断裂; 2—钼矿体 (Mo>0.03%)



有利于形成矿体。

区内 Mo, Cu, Pb, Zn, Ag 异常发育, 并伴有 W, Sn, Bi, Cr, Ba, Ti, As, Sb 等异常。区

内多组不同的异常和多组元素的高背景相互重叠。外接触带围岩为大金山组上段变质岩, 岩石结构致密, 孔隙少, 具有良好的屏蔽作用。

## 新疆白山斑岩-石英网脉型钼矿床

白山钼矿是新疆首次发现的具有中—大型规模的斑岩-石英网脉型钼矿床, 产于下石炭统干墩组 (C<sub>1g</sub>) 黑云母长英质角岩带内。矿带呈近 EW 向展布, 沿走向长 3 000 m, 两端还未尖灭, 矿带宽 400~700 m。矿体长 1 500 m, 宽 150 m, 呈板条

状, 深部钻探验证矿体延深较大而稳定。

白山钼矿位于东天山康古尔韧性剪切带东段南侧, 属康古尔—土屋—赤湖—黄山重要成矿带的东延部分。断裂发育, 广泛分布有华力西期侵入岩、印支期侵入岩 (图 1)。

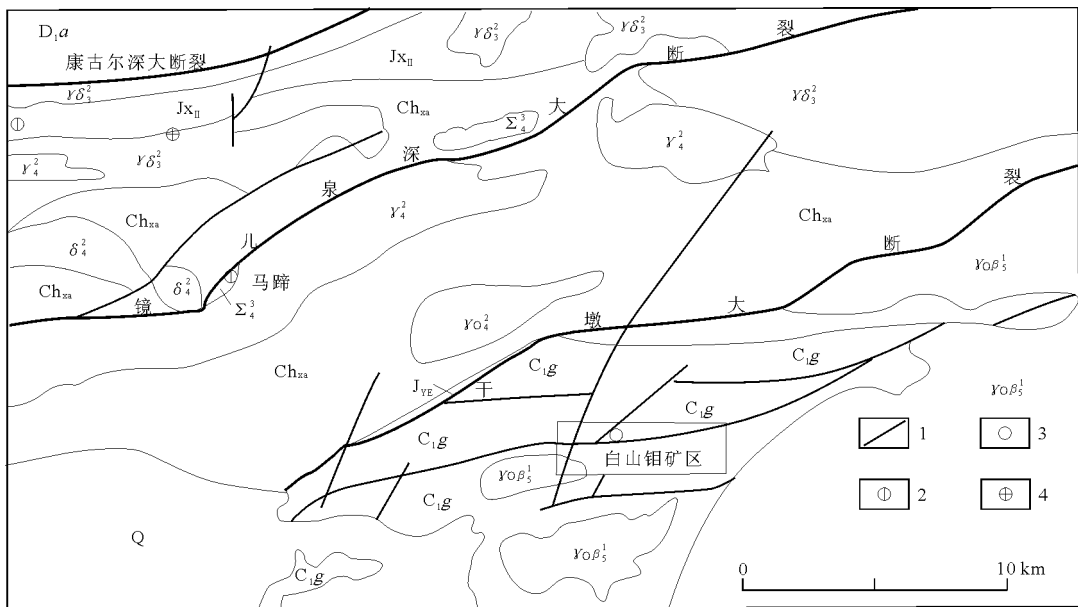


图 1 新疆白山一带区域地质矿产图

Q—冲洪积砂砾石; J<sub>VE</sub>—长石石英岩屑砂岩; C<sub>1g</sub>—黑云母石英微晶片岩、角岩; D<sub>1a</sub>—变余凝灰岩、变余火山角砾岩; J<sub>xII</sub>—绢云母石英片岩、磁铁石英岩; Ch<sub>3a</sub>—变粒岩; γ<sub>0β<sub>5</sub><sup>1</sup>—黑云母花岗岩; Σ<sub>4</sub><sup>3</sup>—橄榄岩、辉石岩; γ<sub>0<sup>2</sup>—斜长花岗岩; δ<sub>4</sub><sup>2</sup>—闪长岩; γ<sub>4</sub><sup>2</sup>—花岗岩; γ<sub>0<sup>3</sup>—花岗岩闪长岩、石英闪长岩; 1—断层; 2—铜-镍矿点; 3—白山钼矿; 4—金矿点</sub></sub></sub>

区内出露长城系咸水泉岩组中深变质的变粒岩, 蓟县系镜儿泉岩组绿片岩相变质岩, 泥盆系大南湖组下亚组火山碎屑岩及火山熔岩, 石炭系干墩组微晶片岩、细碧质绿片岩和热变质角岩, 侏罗系野马泉组陆相沉积碎屑岩和第四系。

白山钼矿赋存于 F<sub>3</sub> 与 F<sub>5</sub> 断裂之间的黑云长英质角岩带内, 该构造带平行于区域断裂, 是干墩大断裂发展过程中的次级断裂。带内断裂、裂隙发育, 岩石普遍受热接触变质作用而形成角岩。角岩中广泛发育钾长石-石英脉和少许花岗斑岩脉。白山钼矿赋存于钾长石-石英细网脉极为发育地段。

矿带呈近 EW 向展布。矿体钼品位 0.030%~0.016%, 平均 0.06%, 品位变化属较均匀型。矿

体形态以似层状为主, 个别为透镜状。主矿体总体走向与钼矿带一致, 近 EW 向, 倾向 N, 倾角 63~65°。其余为次小矿体, 走向 NWW, 倾向 NNE, 倾角 55~70°。钼矿主要赋存于含钾长石-石英细脉、硫化物细脉和长英质角岩中。矿体与围岩界线不清。

矿石中主要有用组分为 Mo, 伴生组分除 Re 和 S 含量较高外, 其余元素含量均较低。Re 平均含量 1.0×10<sup>-6</sup>, 金属矿物为黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、闪锌矿、磁铁矿、方铅矿、钛铁矿、白铁矿、自然银等; 非金属矿物为长石、石英、黑云母、绿泥石、绿帘石、绢云母、方解石、楣石、锆石、磷灰石、白钛石等。矿石结构为叶片



状、自形粒状、穿插交代和揉皱结构；构造为脉状、细脉浸染状、网脉状和角砾状。矿石自然类型

为细脉—细脉浸染状矿石。

## 福建坪地岩浆热液充填交代型钼矿床

坪地钼矿床位于福建武夷山五夫镇境内，距武夷山市区东南直距 27 km。矿区处于闽西北隆起带北缘，崇安—石城 NE 向断裂带与浦城—永泰 SN 向构造-岩浆带之间的近 SN 向狭长地带。主要出露地层有古元古界大金山组和侏罗系长林组、南园

组第二段。区内侵入岩分布广泛，主要为晚侏罗世古竹超单元钾长花岗岩及早白垩世花岗岩、花岗斑岩等。构造以断裂为主，SN，NW 和 NE 向 3 组断裂成带分布，区内侵入岩、蚀变矿化带及物化探异常大多数受其控制（图 1）。

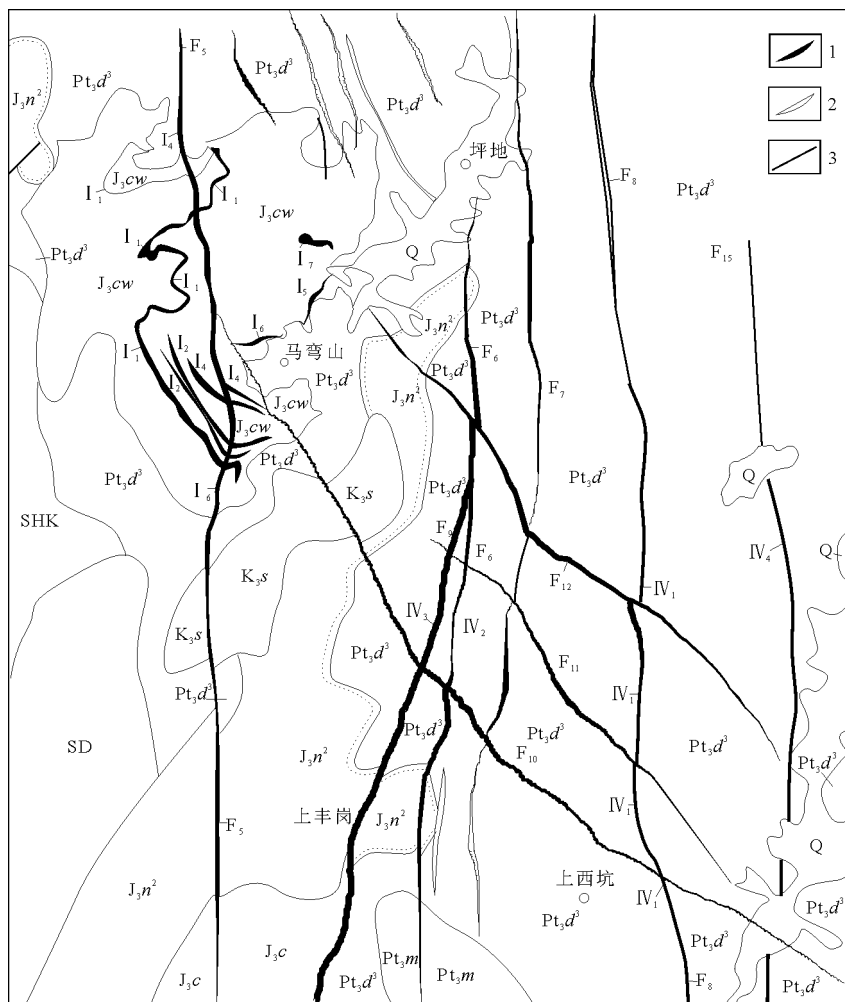


图 1 福建坪地—上西坑矿区地质图

Q—第四系；J<sub>3n2</sub>—侏罗系南园组第二段；J<sub>3c</sub>—侏罗系长林组；Pt<sub>3d3</sub>—古元古界大金山组上段；K<sub>3s</sub>—晚白垩世石牌前单元花岗斑岩；J<sub>3cw</sub>—晚侏罗世古竹超单元陈屋楼单元钾长花岗岩；SD—志留纪大坊单元钾长花岗岩；SHK—志留纪横坑单元钾长花岗岩；Pt<sub>3m</sub>—新元古代梅坝单元二长花岗岩；1—钼矿体；2—钼矿化体；3—实测/推测断层及编号

矿区已发现坪地、东坑、上西坑 3 个钼矿段，其中东坑、上西坑矿段位于矿区东部，坪地矿段则位于矿区西北部，矿体产于坪地岩体中。坪地钼矿段已圈出 I<sub>1</sub>—I<sub>5</sub> 矿体，长 170~1 500 m，厚 0.37~7.29 m；出露标高 620~900 m，矿体平行

相间排列，呈似层状赋存于钾长花岗岩“层节理”中，受坪地岩体控制，总体走向 NNW，倾角平缓。矿体厚度沿走向及倾向均有变化，局部具有膨胀、缩小、分叉、复合等现象。矿石类型以黄铁矿化硅化岩型为主，次为黄铁绢英岩型，少数为辉钼



矿化花岗岩型。组成矿石的主要金属矿物有辉钼矿和黄铁矿，次为磁铁矿、钼铅矿、钛铁矿，地表可见次生氧化矿物褐铁矿和钼华；主要非金属矿物为石英、绢云母、白云母。

上西坑矿段在  $F_6$ 、 $F_8$ 、 $F_9$  和  $F_{15}$  四条 SN 向断裂破碎带中赋存钼和钨-钼矿（化）体。其中  $IV_1$  矿体规模较大，呈脉状赋存于大金山组 SN 向断裂（ $F_8$ ）破碎带的蚀变构造岩或石英脉中，出露标高 750~900 m。矿体总体走向 SN，但受 NW 向断裂影响平面上呈之字形，即北端走向为  $340^\circ$ ，南端走向为  $140\sim 160^\circ$ ，中部走向近 SN，倾向总体向 E，倾角  $65\sim 80^\circ$ 。矿体厚度 2.09~8.46 m，平均 4.54 m，矿石品位沿走向和倾向略有变化，Mo 品位  $0.037\%\sim 0.487\%$ ，平均  $0.160\%$ 。总体趋势是向南矿体厚度变薄并趋于尖灭，品位也较低；矿体北段厚度较大，品位较高且相对稳定，顶底板均为

硅化和黄铁矿化构造角砾岩，并普遍具辉钼矿化，与矿体没有明显界线。基本上属于单一的钼矿体。主要由 2 种矿石自然类型组成：蚀变构造角砾岩型和石英脉型。2 种矿石类型交互出现，分布没有明显规律，难以单独划分。矿石金属矿物主要有黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿，少量铅族矿物和闪锌矿；非金属矿物主要为石英、长石，少量云母、绿泥石等。辉钼矿、黄铁矿等金属硫化物以细粒聚晶分布于构造角砾岩的胶结物中或以浸染状包含结构及压碎结构出现。矿石构造以浸染状为主。矿石除含钼外，伴生钨、铋、硫及少量铜、铅、锌等。 $IV$  号矿体的矿石品位沿走向和倾向略有变化，一般  $0.037\%\sim 0.456\%$ ，平均  $0.202\%$ ，属有用组分分布均匀矿体。矿石品位从中部向两侧由高变低。沿走向矿石品位变化与厚度成正比，向 N，向 S 矿石品位逐渐变低；沿倾向向深部有变富的趋势。

## 福建砺山中温热液型钼矿床

砺山钼矿位于福建仙游县城  $315^\circ$  方向，直距 13 km 的度尾镇砺山。地理坐标为东经  $118^\circ 34' 30''\sim 118^\circ 35' 30''$ ，北纬  $25^\circ 25' 30''\sim 25^\circ 26' 30''$ ，面积  $2.3\text{ km}^2$ 。海拔 127~510 m。

矿区处于福建省一级构造单元闽东火山断拗带福安—南靖火山喷发带与仙游—漳平 EW 向断裂带交会处的北西侧，晚侏罗世书峰火山群尖峰火山喷发机构的西南侧，燕山晚期第一次侵入的石英闪长岩体（仙游岩体）的北西支叉内接触带上（图 1）。区域 NE 向断裂及脉岩十分发育。脉岩、石英闪长岩及其外接触带上侏罗统南园组火山岩普遍含 Mo，Pb 等微量元素明显高于维氏克拉克值。矿区周围分布有多处 Pb，Mo，Fe 及多金属矿床、矿（化）点，已发现的主要有修园多金属、砺山钼矿等矿床。

矿区位于燕山晚期第一次侵入的仙游石英闪长岩体北西支叉边部的内接触带。出露岩性除了石英闪长岩外，还发育有一组呈 NE 向产出的流纹斑岩脉，另见少量花岗斑岩脉及基性岩脉。石英闪长岩体外接触带为晚侏罗世南园组 1 至 3 段火山岩。

矿区构造主要由一组 NE 向及少量近 SN 向断裂组成。NE 向断裂较发育，呈带状分布全区，由数条主断裂及其旁侧的次级节理裂隙组成。主断裂均已被流纹斑岩脉侵入充填，旁侧的次级节理裂隙已蚀变成矿。另见零星分布 SN 向断裂，并被晚期

花岗斑岩脉侵入充填。

钼矿体可分 2 类：1) 流纹斑岩蚀变成矿的矿体；2) 石英闪长岩中发育的 NE 向羽状节理裂隙带或流纹斑岩外接触带蚀变成矿的矿体。受其构造控制，矿体均呈带状沿 NE 向断续分布于矿区中部。矿带宽 300~500 m，长大于 1 km。矿体 45 个，单个矿体呈脉状。走向  $10\sim 30^\circ$ ，倾向 NW，倾角  $60\sim 80^\circ$ 。羽状节理裂隙带控制的矿体，总体走向与节理裂隙走向存在一很小的夹角。矿石品位  $0.03\%\sim 1.0\%$ ，局部含少量 Cu，Pb 等。

分布于流纹斑岩中的矿体，蚀变以黄铁矿化、硅化、绢云母化为主，蚀变强度相对较弱；分布于石英闪长岩中的节理裂隙密集带或近流纹斑岩接触带中的矿体，蚀变以黄铁绢英岩化为主，少部分中部有黄铁矿化、硅化、方解石化，外部钾长石化，局部伴有萤石化，蚀变较强，多数黄铁绢英岩即为钼矿体。石英闪长岩类蚀变矿石新鲜呈深灰色，与围岩相比颜色明显变深，抗风化能力相对较强，在风化带内呈相对较硬的浅褐色脉体。

辉钼矿呈星点浸染状或细脉状产出。前者主要分布于其他矿物颗粒间，后者主要充填于矿脉或分散于外侧围岩的裂隙中。

与矿有关的蚀变有黄铁矿化、硅化、方解石化、黄铁绢英岩化、萤石化及钾长石化。

次生晕异常，以 Mo 含量  $50\times 10^{-6}$  为异常下

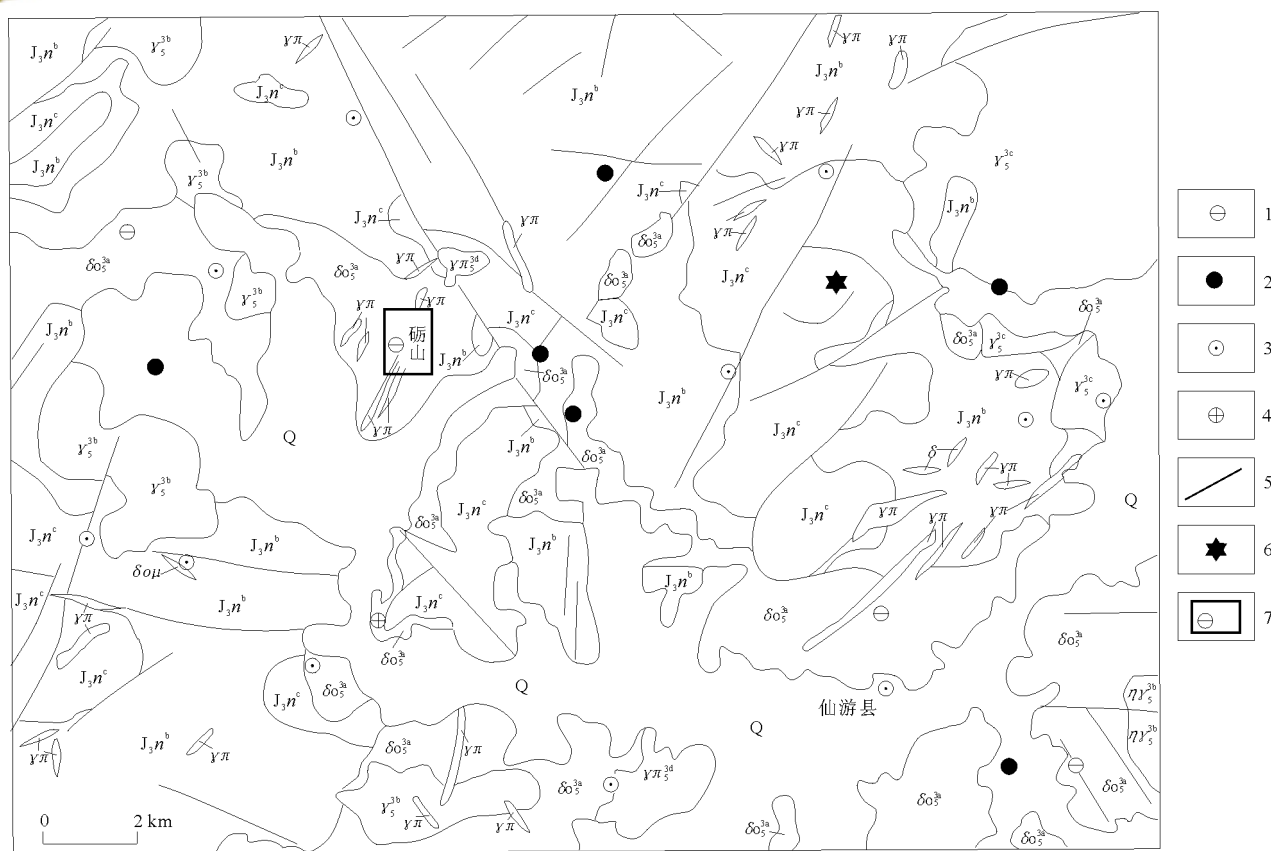


图 1 福建砺山钼矿床区域地质图

Q—第四系； $J_3n^c$ —南园组第三段； $J_3n^b$ —南园组第二段； $J_3n^a$ —南园组第一段； $\gamma_{\pi}^{3d}$ —花岗斑岩； $\gamma_5^{3c}$ —钾长花岗岩； $\gamma_5^{3b}$ —含黑云母中细粒花岗岩； $\gamma_5^{3a}$ —二长花岗岩； $\delta_{\sigma}^{3a}$ —石英闪长岩； $\gamma_{\pi}$ —花岗斑岩脉； $\delta_{\sigma\mu}$ —石英闪长玢岩脉； $\delta_{\sigma}$ —石英闪长岩脉； $\delta$ —闪长岩脉；1—铜、钼矿；2—铅矿点；3—铁矿点；4—金矿点；5—断层；6—火山口；7—矿区位置

限，该区共圈定大小异常 12 个，面积约  $0.6 \text{ km}^2$ ，异常值  $50 \times 10^{-6} \sim 150 \times 10^{-6}$ 。异常总体走向 NE，长大于 1.6 km，宽 400~600 m，有多个浓集中心。

$80 \times 10^{-6}$  以上异常均与矿化有关，经工程控制基本上都揭露到矿体。岩石光谱除 Mo 异常外，含有少量铜异常。

## 河南大银尖钼-钨（铜）矿床

大银尖钼-钨（铜）矿床位于东秦岭—大别山钼-多金属成矿带的东端。出露地层主要为古元古界七角山组（Pt<sub>1</sub>q<sup>1-2</sup>）与中元古界苏家河群浒湾组（Pt<sub>2</sub>h<sup>1-2</sup>）。总体轮廓为倾向 NE 的单斜构造。褶皱不发育，除在东南可见轴向 NE 的小褶曲（波及范围 100 m 左右）外，则是一些因岩体入侵和构造变动而产生的扭曲、揉皱现象。断层发育，以脆性断裂为主，主要 NE，NW 及近 SN 向 3 组（图 1）。

规模稍大的岩体主要有大银尖花岗岩体及聂家寨花岗闪长岩体，另见一些花岗斑岩脉。

大银尖钼-钨（铜）矿分为 3 种类型：花岗岩体内外接触带的细脉浸染型钼、铜矿；夕卡岩型钨、铜、钼矿；石英脉型钼、铜、钨矿。

花岗岩体内外接触带的细脉浸染型钼、铜矿分布于大银尖岩体北西部的内外接触带上。地表只见矿化，工业矿体埋深 20~30 m 以下，属盲矿床。外接触带中的矿体赋存于白云斜长混合片麻岩、斜长角闪片麻岩及夕卡岩中，产状与片麻岩一致。地表矿化范围约  $1.5 \text{ km}^2$ 。矿体长 150~480 m，延深 200~400 m，厚 2.10~8.28 m，平均 4.43 m。内接触带的矿体赋存于自岩体向内 120 m 范围的花岗岩中，盲矿。工业矿体埋深 50~150 m。控制长 150~240 m，延深 180~450 m，厚 1.00~78.70 m，平均 4.76 m。岩体外接触带钼、铜矿化主要分布于岩体西侧的黑云（二云、白云）钾（斜）长混合片麻岩或夕卡岩内。石英-黄铜矿脉常穿切石

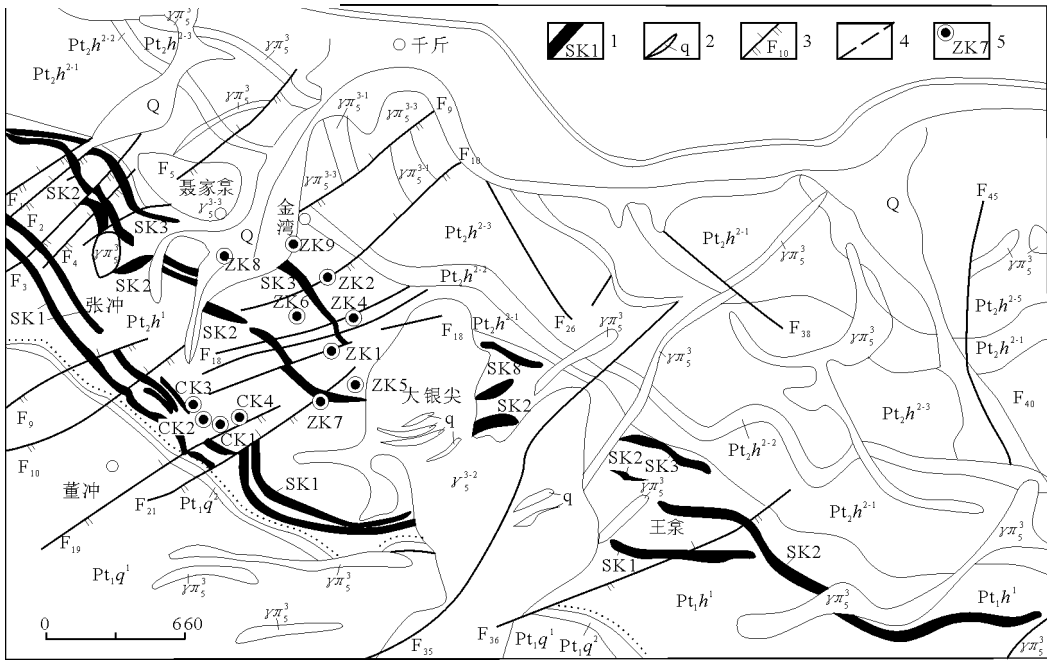


图 1 河南大银尖钨-钨矿床矿区地质图

Q—粘土或砂砾层； $Pt_2h^{2-5}$ ， $Pt_2h^{2-4}$ ， $Pt_2h^{2-3}$ ， $Pt_2h^{2-2}$ ， $Pt_2h^{2-1}$ ， $Pt_2h^1$ —中元古界苏家河群浒湾组石英岩、长石石英岩，白云钾长片麻岩，白云斜长片麻岩，浅粒岩，白云（黑云）斜长混合片麻岩，斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、夕卡岩； $Pt_1q^2$ ， $Pt_1q^1$ —古元古界七角山组浅粒岩，白云斜长混合片麻岩； $\gamma_5^{2-2}$ —大银尖花岗岩； $\gamma_5^{2-3}$ —聂家寨花岗斑岩； $\gamma_5^3$ —花岗闪长岩；1—夕卡岩带及编号；2—石英脉；3—逆断层及编号；4—性质不明断层及编号；5—钻孔及编号

英-辉钼矿细脉，钼品位一般为 0.02% ~ 0.1%，平均 0.09%。铜品位一般小于 0.1%，最高 0.3%。此外，在钼（铜）矿体中局部伴生有白钨矿，厚度 1 m 左右，最大 3.03 m，钨品位 0.01% ~ 0.13%，最高 0.26%，平均 0.11% ~ 0.13%。裂隙发育时品位急剧增高，构成矿体的局位富集。深部矿化较好的部位在岩体倾角由陡变缓处外侧。岩体内接触带中的钼、铜矿体埋藏深度 50~150 m 不等。辉钼矿呈浸染状或细脉浸染状。浸染状赋存于花岗岩的长英矿物间隙中；细脉浸染状以石英-辉钼矿细脉、石英-辉钼矿-黄铁矿细脉充填于花岗岩裂隙中，辉钼矿则多沿细脉两侧对称分布。铜多呈星点状或浸染状与黄铁矿伴生一起。钼品位一般 0.04% ~ 0.15%，平均 0.11%。铜品位一般小于 0.1%，局部可达 0.1% ~ 0.58%。内外接触带中矿体的矿物组合大体相同，金属矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿，外接触带中局部还有白钨矿。氧化次生矿物有钼华、蓝铜矿、孔雀石、褐铁矿、黄钾铁矾。氧化深度一般 15 m 左右。外接触带矿体的非金属矿物有斜长石、钾长石、石英、绿泥石、萤石。内接触带则为斜长石、钾长石、黑云母、绿帘石。矿石具花岗变晶、乳滴、交代结构，浸染状、细脉浸染状构造。外接触带矿体的围岩蚀变有硅化、绢云母化、绿泥石化、

钾化、高岭土化、黄铁矿化。以硅化、绢云母化、黄铁矿化、钾化比较普遍，与成矿关系密切。内接触带则主要为钾化、绢云母化、硅化、黄铁矿化、云英岩化、绿帘石化。矿体上部可见高岭土化。以硅化、绢云母化、黄铁矿化普遍，与成矿关系密切。内接触带主要为钾化、绢云母化、硅化、黄铁矿化、云英岩化、绿帘石化。矿体上部可见高岭土化。以硅化、绢云母化、黄铁矿化普遍，与成矿关系密切。

夕卡岩赋存于浒湾组下段上部、中部和下部，构成 3 个夕卡岩带。产状与区域性片麻理产状一致，倾向 20~40°，倾角 35~55°，展布于矿区西南部。浒湾组下部夕卡岩带距浒湾组底部 20~200 m，出露长 3 km，在带宽 60~150 m 范围内有夕卡岩体 2~4 层，单层厚 3~9 m，最厚 18 m，相隔间距 10~50 m。夕卡岩体主要由石榴夕卡岩、石榴透辉夕卡岩组成。赋存于该夕卡岩中的矿体有 8 个，长 200~560 m，平均厚 0.97~4.43 m，一般厚 1~2 m。中部夕卡岩带距浒湾组底部 400~600 m，长度大于 2.4 km，带宽 20~60 m。主要由石榴夕卡岩和石榴透辉夕卡岩及少量绿泥透辉夕卡岩或绿帘石榴夕卡岩组成。赋存矿体 4 个，长 180~900 m，其中 2 号矿体规模较大，长约 900 m，平均厚 4.22 m，其他矿体厚度一般在 1.5~2.43 m。



上部夕卡岩带距浒湾组底部 10~20 m, 夕卡岩带长大于 2.5 km, 厚 3~10 m, 主要由绿帘透辉夕卡岩、石榴夕卡岩组成。带内赋存钼矿化体 4 个, 规模小, 品位不高, 矿体长 100~280 m, 平均厚 0.47~1.55 m, 一般 1 m。夕卡岩中钨、铜、钼赋存于夕卡岩中的金属矿物主要有白钨矿、黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿。地表氧化作用常形成松软状铁帽, 形成次生金属矿物有褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、钼华等。少数孔雀石呈皮壳状, 钼华为桔黄色粉末状, 褐铁矿多淋滤流失而形成空洞。氧化带深度一般 10~15 m。下部夕卡岩带中的钨品位一般 0.13%~0.2%, 最高 0.52%; 钼一般小于 0.03%, 最高 0.07%; 铜一般小于 0.13%, 最高 0.35%。中部夕卡岩钨品位一般 0.11%~0.2%, 最高 0.55%; 钼一般 0.01%~0.02%; 铜一般 0.05%~0.14%。上部夕卡岩带中钨品位一般 0.1%~0.14%, 最高 0.2%。纵向上自下而上钼、铜品位则有相对升高的变化趋势, 铜较明显。平面上夕卡岩中一般 NNE 向裂隙发育地段, 钼、铜品位急剧增高, 但钨品位较稳定。同一夕卡岩带在垂向上自上而下有钨降钼增的变化趋势。矿石一般呈自形、半自形粒状、交代结构, 块状、浸染状构造。除夕卡岩这一基本蚀变类型外, 一般还伴随着

透闪石化、黄铁矿化、硅化、碳酸盐化。

石英脉型钼、铜矿主要分布于大银尖岩体西北部的内外侧, 其产状、形态严格受走向 60~70°, 倾向 NW, 倾角 50~70°的断裂及断裂两侧的次级裂隙控制。较大的石英脉多见于断裂中, 细石英脉则见于断裂附近裂隙中。细石英脉的分布密度变化较大, 近断裂带密集而向外依次变稀。最密可达 60~70 条/m, 稀者 3~5 条/m, 一般 5~7 条/m。石英脉长 10~120 m, 有时可断续延长约 2 km。厚度变化于 0.1~3 m, 一般 0.3~0.8 m。呈脉状、豆荚状, 形态不规则。沿走向和倾向均有分支复合、尖灭再现的变化。辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、白钨矿即赋存于石英脉中。近脉围岩中破碎带亦有钼、铜矿化, 并局部富集。石英脉以钼矿化为主, 伴生铜、钨矿化, 但矿化体规模较小, 品位变化大。金属矿物组合主要为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、白钨矿等。非金属矿物主要为乳白色石英, 局部有少量方解石和浅绿色萤石。矿石具自形、半自形晶粒状、压碎结构, 浸染状、块状、角砾状构造。围岩蚀变主要有硅化、绿泥石化、黄铁矿化、绢云母化、钾化、绿帘石化、碳酸盐化、高岭土化。其中以硅化与绿泥石化最为普遍、强烈。

## 河南汤家坪斑岩型钼矿床

1987 年, 河南省地调三队在商城地区开展 1:20 万区域化探扫面时, 圈定了汤家坪 82—甲 2 号 Mo 异常, 1989—1992 年, 河南省区调队在开展 1:5 万《达权店幅》区域地质调查时, 发现了汤家坪花岗斑岩体和斑岩型钼矿化信息。2005—2006 年, 河南省地调三队开展了商城汤家坪钼矿的详查、勘查, 探明为一个大型钼矿床。

汤家坪钼矿处于桐(柏)—商(城)韧性剪切带南侧的桐柏—大别造山带核部, 位于近 EW 向青山—药铺断裂, NNE 向商(城)—麻(城)断裂交会处(图 1)。矿床成矿母岩为早白垩世香子岗序列汤家坪单元的花岗斑岩, 平面上呈向 NE 突出的弧形, 出露面积约 0.34 km<sup>2</sup>, 剖面上呈向 SW 方向侧伏的不规则小岩株, 岩体呈正“八”字形外倾, 东部倾角为 75°左右, 西部较缓。岩石灰白—肉红色, 斑状结构。

受岩浆热液作用, 含矿斑岩体及其围岩发生了不同程度的蚀变。岩体水平方向从中心到两侧大致可划分为硅化-钾长石化带(强蚀变带), 硅化-绢

云母化带(弱蚀变带); 围岩中蚀变带较窄, 通称硅化-青磐岩化带, 由岩体接触带向外呈逐渐变弱的趋势。矿体赋存于花岗斑岩体内及外接触带中, 1 号矿体规模大, 工程控制全长为 1760 m, EW 宽为 960 m, 最大垂深达 349.75 m, 地表出露面积为 0.33 km<sup>2</sup>, 矿体产出形体呈似层状, 西南部厚度巨大, 东北部及深部分支尖灭, 总体向 SW 侧伏, 向 NE 翘起并尖灭, 侧伏角在 20°左右。在花岗斑岩体内, 中间钼品位较富, 向两侧逐渐变贫, 矿体厚度与品位之间呈正相关, 无伴生有益组分, 属深源浅成斑岩型钼矿床。

汤家坪钼矿床矿石辉钼矿的 Re-Os 模式年龄在 113.5±1.8~(118.5±1.9) Ma 之间, 模式年龄加权平均值为 (114.9±2.7) Ma, 5 件辉钼矿样品的 <sup>187</sup>Re/<sup>187</sup>Os 值得到等时线年龄为 (113.1±7.9) Ma, 花岗斑岩体中锆石 U-Pb 同位素谐和线年龄为 120(-4, +3) Ma (罗铭玖等, 1991), 由此可准确地厘定汤家坪钼矿床形成时代为早白垩世, 且略晚于成岩年龄。

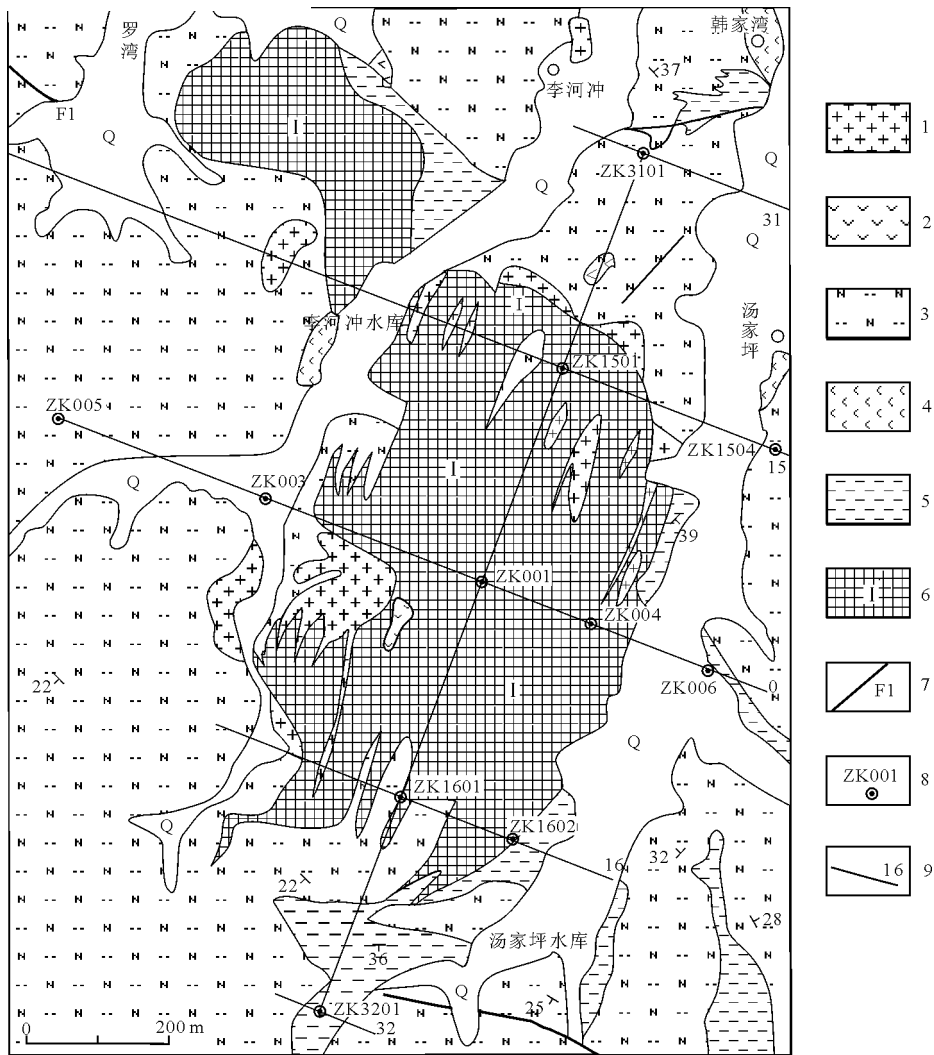


图1 河南汤家坪钨矿区地质图

Q—第四系；1—早白垩世汤家坪单元花岗斑岩；2—角闪安山岩；3—黑云斜长片麻岩；4—斜长角闪片麻岩；5—硅化黑云斜长片麻岩；6—钨矿体及编号；7—断层及编号；8—钻孔位置及编号；9—勘探线位置及编号

## 河南母山斑岩型钨矿床

河南母山钨矿床位于秦岭—大别山造山带的东段，大别山钨—多金属成矿带的西段。大别山钨—多金属成矿带总体走向沿区域构造线呈近EW向狭长带状展布，长约300 km，宽约80 km，其北大致以信阳—双椿铺断裂(F<sub>5</sub>)为界，与潢川坳陷相邻，整体上处于秦岭褶皱系的核部，区域构造格架表现为近EW向与NE向2组断裂相互交织所形成的格子状构造体系。在上述2组断裂交会的结点及其附近，常形成含矿(钨或钨、铜、银、铅、锌等)中酸性小斑岩体与钨矿床(图1)。

矿区地层主要为泥盆系南湾组(D<sub>n</sub>)及白垩系陈棚组(K<sub>1c</sub>)。南湾组岩性以浅变质的黑云变粒岩为主，次为浅粒岩，少见斜长角闪(片)岩。

陈棚组岩性以含砾凝灰岩为主。矿区早期构造主要为龟山—梅山断裂(F<sub>2</sub>)及其派生的一系列层内小褶曲和次级断裂——石家冲断裂(F<sub>14</sub>)，F<sub>14</sub>曾经历2次以上的顺时针压扭作用和反时针张扭作用。晚期构造主要为涩港—大新店断裂(F<sub>7</sub>)及其派生的次级断裂。F<sub>7</sub>总体走向为30~40°，倾向为SE，倾角为60°左右，为一右行平移逆断裂。F<sub>14</sub>，F<sub>7</sub>共同控制了区内地层展布及斑岩体的产出，母山斑岩体就集中分布于F<sub>14</sub>的南侧及F<sub>7</sub>的东侧。矿区岩浆岩主要由南西部边缘的灵山岩体(K<sub>1</sub>L<sup>1-4</sup>ηγ)，中部母山斑岩序列(K<sub>1</sub>M<sup>1-2</sup>ηπ)及东北部清水塘石英斑岩(K<sub>1</sub>Qλπ)等组成，其中母山斑岩序列与钨矿化关系密切。

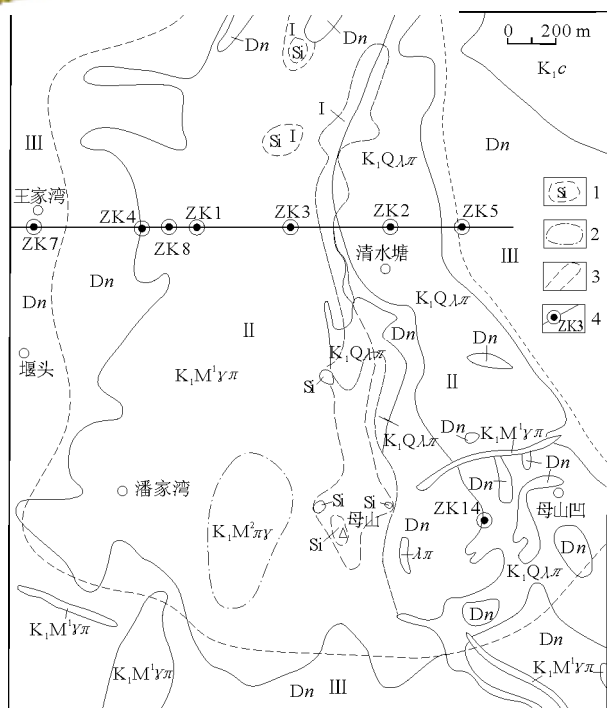


图 1 河南母山钼矿区地质图

K<sub>1c</sub>—下白垩统陈棚组；D<sub>n</sub>—泥盆系南湾组；K<sub>1</sub>M<sup>1</sup>γπ—母山序列第一单元花岗斑岩；K<sub>1</sub>M<sup>2</sup>γπ—母山序列第二单元斑状花岗岩；K<sub>1</sub>Qλπ—清水塘石英斑岩；I—中心蚀变带，II—内部蚀变带，III—外部蚀变带；1—强硅化带（石英核）；2—脉动接触关系；3—蚀变带分界；4—钻孔、剖面位置及编号

矿区为以钼矿化为主伴生铜矿化的斑岩型钼（铜）矿床。钼矿化范围较大，除花岗斑岩体普遍矿化外，矿化延伸至围岩 200~400 m，矿化受花岗斑岩体控制，远离岩体，矿化渐弱，岩体中心部位矿化稍差，富集部位主要在花岗斑岩的内外接触带上。矿体呈呈两端略向上翘起的似层状，EW 宽约 1 000 m，SN 延伸达 1 000 余米，矿层中部埋深约 230 m，EW 两端接近地表，随深度的增加，钼

矿化渐弱，—200 m 以下仅见矿化。以钼矿化为主，矿区钼平均品位 0.04%，单个样品最高品位可达 0.348%，w(Cu) 除个别单工程外，均低于 0.11%，一般 0.003%~0.1%，平均为 0.063%，单个工程最高者为 0.454%，一般圈不出单独工业矿体。

金属矿物主要为辉钼矿，其次有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等。可见辉钼矿石英脉，黄铁矿石英脉，辉钼矿-黄铁矿石英脉，辉钼矿-黄铜矿石英脉，辉钼矿-黄铜矿-黄铁矿石英脉以及黄铜矿-黄铁矿石英脉等。大致可分为 3 期 5 个不同成矿阶段。第一期为无矿化石英脉热液活动阶段，此期仅见硅化蚀变现象，不显矿化；第二期为金属硫化物形成期，又可分为 3 个阶段：第一阶段是含辉钼矿石英脉初步生成期，伴随黄铁矿石英脉出现，矿物组分简单，矿化较弱，第二阶段为金属硫化物集中形成期，矿化较强，除生成辉钼矿脉、黄铁矿脉外，还有辉钼矿-黄铁矿-黄铜矿石英脉等，此时生成的脉体中金属硫化物较富集；第三阶段为第二阶段的重复，但矿化作用显得较微弱。最后为成矿晚期，以碳酸盐热液活动告终。

矿石主要为自形—半自形粒状、镶嵌结构，次为包体、交代残余、充填结构。矿石主要为网脉状、浸染状和对称条带状构造，其中对称条带状构造多出现于中等宽度的含矿石英脉中。钼（铜）矿体热液蚀变主要有硅化、钾长石化、石英绢云母化、青磐岩化及萤石化、石膏化、高岭土化等。自内而外大致可划分 3 个蚀变带。中心蚀变：硅化带（石英核）；内部蚀变带；外部蚀变带：青磐岩化带。

## 黑龙江金场沟角砾岩型铜-钼矿

金场沟矿区位于黑龙江省鸡东县境内，矿区处于兴凯湖—布列亚山地块区张广才岭—太平岭边缘隆起带的北东端，密山—敦化深大断裂南东侧。矿区出露地层为新元古界杨木组和阎王殿组。杨木组主要岩性为二云母石英片岩、石英二云母片岩，局部为片麻岩和石英片麻岩，以中等变质程度为主，构成本区矿源层。阎王殿组由二云母片岩，碳质板岩、千板岩组成（图 1）。

F<sub>1</sub> 断裂位于矿区的东部，走向 35~65°，倾向 NW，倾角 55~85°，长约 1 200 m，宽数米至数十米不等，断层泥发育，断层角砾呈棱角状和透镜

状。F<sub>2</sub> 位于沟谷中，走向 40~55°，倾向 NW，陡倾斜，逆断层，长达 2 500 m。矿区有一 NWW 向倾伏的短轴背斜，北翼地层走向 35°，倾向 NW，倾角 25°为主，南翼地层走向 335°，倾向 SW，倾角 20~35°，倾状端地层走向近 SN，倾向 W，倾角 20~35°。轴部被花岗闪长斑岩体占据，为本区较好的控岩控矿构造。区内岩浆岩以岩株、岩脉为主，具多期性。以燕山期侵入岩为主，印支期次之。根据侵入接触关系，先后生成顺序为花岗闪长斑岩—煌斑岩—霏细岩—细晶岩—中细粒闪长岩—花岗斑岩。与成矿关系较为密切的是规模较大的花

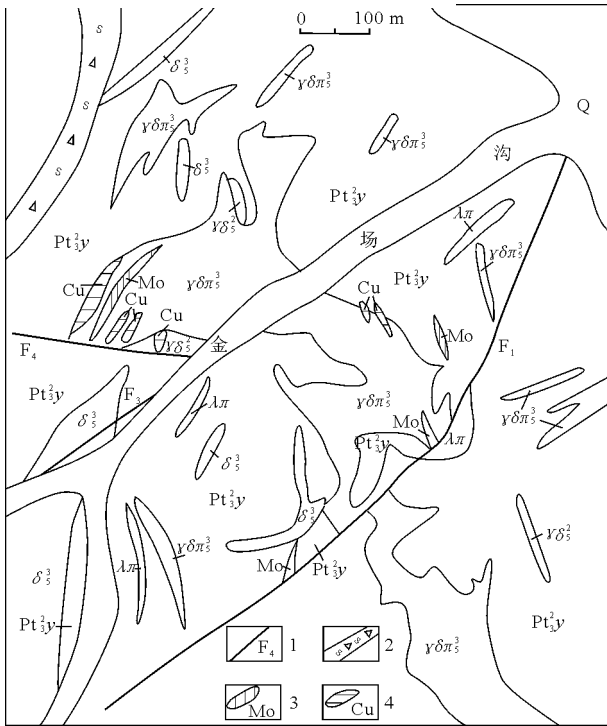


图1 黑龙江金场沟铜钼矿床地质图

Q—第四系；Pt<sub>3y</sub>—古元古界黄松群杨木组；γδπ<sub>3</sub>—燕山晚期花岗闪长斑岩；δ<sub>3</sub>—燕山晚期闪长岩；γδ<sub>3</sub>—燕山早期花岗闪长岩；λπ—霏细斑岩；1—实测断层及编号；2—破碎带；3—钼矿体；4—铜矿体

岗闪长斑岩和花岗斑岩。

矿体主要赋存于花岗闪长斑岩及片岩角砾岩中，少数产于片岩及片理化斑岩中，已发现钼矿体24条，铜矿体14条构成3个成矿段。铜矿体一般长15~60m，宽3~7m，延伸25~290m，品位0.4%~1.3%。钼矿体单脉一般长25~300m，宽3~40m，延伸30~320m，一般品位0.02%~1.8%。铜和钼矿体形态具相似性，多呈脉状，大透镜状，分支复合尖灭再现现象，走向平缓，倾向较陡，在平面上形态呈侧列式平行排列，剖面上呈稀疏侧列式排列。矿石主要以半自形—他形晶粒状、斑状、鳞片粒状变晶结构为主，乳浊状次之。以角砾状构造为主，次为浸染状，偶见致密块状构造，地表氧化矿石一般呈蜂窝状构造。金属矿物主要为辉钼矿、黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿，其次为闪锌矿、辉铜矿、方铅矿。非金属矿物主要是石英、绢云母、绿泥石、水白云母、伊利石、绿帘石、方解石。矿体围岩蚀变主要分布于花岗闪长斑岩及其接触带附近，与铜-钼矿化有关的蚀变有硅化、绿帘石化、绢云母-白云母-伊利石化、褐铁矿化、碳酸盐化，次为绿帘石化、白云母化及少量钾化和黑云母化，偶见硬石膏化。

## 黑龙江鹿鸣斑岩型钼矿床

鹿鸣钼矿床位于小兴安岭—张广才岭多金属成矿带内的翠宏山—二股铁、有色金属成矿亚带的中南段，矿区中心地理坐标：东经128°34′00″，北纬47°21′25″，初步探求出333级资源量近5万t，最高品位2.479%，全矿床平均品位0.088%。该矿床于2004年发现。

区域内出露的地层有下寒武统铅山组 (Є<sub>1q</sub>) 白云质大理岩、条带状大理岩、泥质灰岩，中奥陶统大青组 (O<sub>2d</sub>) 和小金沟组 (O<sub>2x</sub>)，下二叠统土门岭组 (P<sub>1t</sub>) 砂岩、板岩夹大理岩，中侏罗统太安屯组 (J<sub>2t</sub>) 中酸性火山熔岩及其凝灰岩、凝灰砂岩。其中下寒武统铅山组为一套富含镁质的碳酸盐建造，岩性主要为白云质大理岩、白云质结晶灰岩、条带状大理岩、泥质灰岩夹碳质板岩，是成矿带中的主要赋矿围岩之一。

区域内构造以断裂为主，褶皱次之。断裂主要为NE和NW向，NE向构造控制着成矿带的展布方向，NW向决定矿床的分布，因此区域内的矿床具有NE成带，NW成行的分布特点；区域内的褶

皱由于受后期构造和岩浆岩的破坏，形态已不完整，地层主要表现为单斜岩层。区内岩浆岩主要为华力西期和印支期，呈大面积岩基状产出，此外还有少量燕山早期的侵入体呈岩枝、岩株状产出。

该区处在一个近NE—SW向的局部的重力高异常的边缘，在1:100万航磁异常图上，该区为大片正磁场中（一般强度为300~500nT）的负磁场，强度为-100~-200nT。

鹿鸣钼矿床含矿侵入体为印支期二长花岗岩，SiO<sub>2</sub>，K<sub>2</sub>O，Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>等组分明显增加，CaO，Na<sub>2</sub>O，FeO等组分亏损。地表已圈出5条工业钼矿体和3条钼矿化体。

I号矿体，产于强硅化碎裂的二长花岗岩中，走向近SN，长度近800m，最大厚度325m，平均厚度136.85m，平均品位0.087%，最高品位2.479%。II号矿体，产于强硅化碎裂的二长花岗岩中，走向近SN，已控制长度600m，平均厚度43.68m，最高品位0.324%，平均品位0.106%。矿石呈他形—半自形结构，细粒星散状、细脉浸染

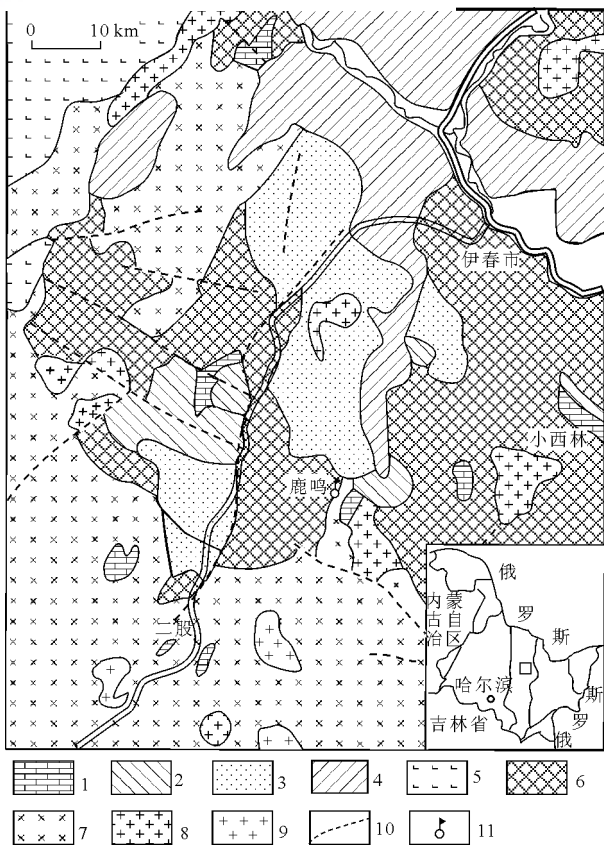


图 1 黑龙江鹿鸣地区地质图

1—寒武—奥陶纪大理岩；2—晚二叠世中性火山岩；3—晚侏罗世酸—中酸性火山岩；4—早白垩世中性火山岩；5—第三纪砂砾岩；6—华力西期二长花岗岩；7—印支期二长花岗岩；8—印支期碱花岗岩；9—燕山期花岗岩；10—推测断层；11—矿床位置

状构造。原生金属矿物主要有辉钼矿、黄铁矿和少量的黄铜矿。次生矿物主要是钼华、褐铁矿。非金

属矿物主要有石英、钾长石、斜长石、黑云母。深部矿石品位明显高于地表矿石。

主要蚀变为硅化、钾长石化、黑云母化、黄铁矿化、青磐岩化和云英岩化，其中硅化、钾长石化与辉钼矿化关系密切，二者呈正相关，大量的辉钼矿产于石英脉的边部或其内部。蚀变具分带现象，中心为硅化-钾长石化带，向外是硅化-黄铁矿化带、黑云母化带，最外侧为青磐岩化带。硅化-钾长石化带，位于矿区中心，与矿化关系最为密切，已发现的矿体全部产在其中。二长花岗岩破碎后被脉状的含钾长石、钠长石的石英脉充填交代，石英脉宽度多数在 5~10 mm 之间，个别达 15 mm，局部变成石英岩。硅化-黄铁矿化带，分布在硅化-钾长石化带的南侧。碎裂的二长花岗岩除被石英脉交代外，岩石中还可见到较多的细粒浸染状黄铁矿和黄铁矿集合体，含量约 5%。黑云母化带，环绕中心的硅化-钾化带分布，岩石中的黑云母含量明显增多，可达 8%~10%。蚀变形成的黑云母粒度较大，颜色新鲜，晶形较完整。青磐岩化带，在矿区内不发育，在黑云母化带的外围偶尔出现，蚀变作用较弱，没有破坏二长花岗岩的原岩结构，主要蚀变矿物为绢云母、绿帘石、绿泥石和碳酸盐矿物。

1 : 2 万土壤测量结果显示，异常分布具有明显的分带性，以矿体为中心，出现 Mo, Cu, W, Bi 异常，向外出现 Pb, Zn, Au, Ag 等中低温元素异常。

## 吉林火龙岭夕卡岩型钼矿床

矿区位于天山—兴安地槽区吉黑褶皱系、吉林优地槽褶皱带，辉发河深大断裂带北侧，吉林复向斜南部边缘。区内地层为古元古界下二叠统大河深组和寿山沟组，为一套中变质火山-沉积岩系（图 1）。寿山沟组分 3 个岩性段，底部为紫色长石石英砂岩、灰白色粉砂岩、深灰色板岩、黑色云母角岩；中段为灰白色大理岩夹变质砂岩，该段为赋存矿体的主要围岩；上段为角岩化安山岩、角岩化砂岩—粉砂岩、千枚状粉砂岩。大河深组岩性为灰白色流纹岩、钙质砂岩、凝灰质砂岩、安山质凝灰岩、安山岩。

区内岩浆岩为华力西期石英二长闪长岩，燕山期斜长花岗岩、二长花岗岩或钾化斜长花岗岩、碱长花岗岩及各种基性—中性—酸性—碱性脉岩组

成。岩体分布于矿体两侧，西侧为斜长—二长花岗岩，东侧为碱长花岗岩。脉岩为辉绿玢岩、闪长玢岩（包括早期与晚期）、局部见花岗斑岩、石英正长斑岩等。

区内构造以断裂为主，主要为 NW, NE 及 SN 向，钼矿体产于 NW 向壳断裂与次一级的 NE 向断裂交会处。

钼矿体均产于钙质夕卡岩外接触带中，矿体由 3~4 条矿脉组成，平行排列、脉状、条带状、尖灭再现，其中②号矿体占整个矿体储量 2/3 以上，其产状与地层产状一致。围岩岩性为大理岩—透辉石榴大理岩—石榴透辉符山夕卡岩。矿体走向近 SN，倾向 E，倾角变化较大，地表 45~50°，深部

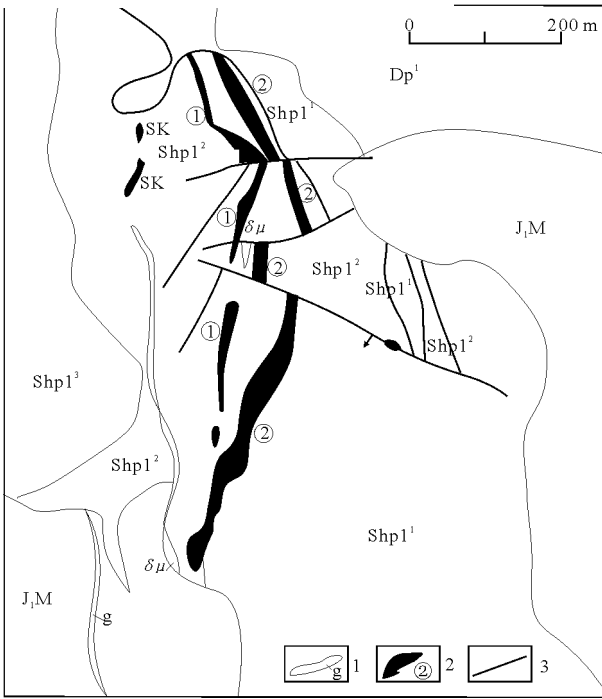


图 1 吉林火龙岭钼矿床地质图

Dp<sup>1</sup>—安山岩、流纹岩；Shp1<sup>3</sup>, Shp1<sup>2</sup>, Shp1<sup>1</sup>—角岩化砂岩、粉砂岩，大理岩，长石英砂岩；J<sub>1</sub>M—二长花岗岩；δμ—闪长玢岩；1—石英脉；2—夕卡岩（矿化带）；3—实测及推测断层

达 70°。矿体走向延长 100~650 m，矿体倾向斜深达 280 m，厚度变化较大，水平厚度 2.6~26.9 m。平均品位 0.195%。局部达 2.05%。在含矿夕

卡岩中，矿物以透辉石、符山石为主者，矿石品位偏高；以石榴子石为主者，品位偏低。

近矿围岩蚀变较复杂，常见硅化、碳酸盐化、钾化、绿帘石化、绿泥石化、绿脱石化、萤石化、石膏化。

常见金属矿物有辉钼矿，少量的黄铁矿、磁黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿。次生金属矿物钼华、褐铁矿。非金属矿物为石榴子石（CaAl-CaFe 系列），透辉石-钙铁辉石、符山石、石英、方解石及少量的绿帘石、绿泥石、绿脱石、萤石、石膏、绢云母、长石等。

构造以细脉浸染状为主，团块状，角砾状次之；结构以半自形板状为主，次为叶片状、鳞片状、粒状。

成矿过程划分热液期与表生期，前者分 4 个阶段。第一阶段为夕卡岩阶段，岩浆热液沿着顺层断裂带交代大理岩形成夕卡岩化带，该阶段矿化程度低。第二阶段为富钼矿化阶段，是成矿重要阶段，富矿热液继第 I 阶段形成的破碎带充填交代形成细脉状富钼矿体。第三阶段为黄铁矿-石英阶段，热液活动明显减弱形成细脉状石英和少量的黄铁矿。第四阶段为碳酸盐阶段，标志着热液活动进入尾声。

## 江西熊家山斑岩型钼矿床

江西熊家山钼矿床位于扬子板块与华南板块拼接带萍乡—广丰深大断裂南侧，武夷隆起带西坡，鹰潭—安远大断裂西侧，东乡南部中生代陆相火山喷发区的南东边缘。区域内大面积出露震旦系变质地层，少量的侏罗纪火山岩。变质地层褶皱强烈，构成区域褶皱结晶基底。侏罗纪火山岩为一套陆相火山喷发的中酸性火山熔岩、火山碎屑岩。区域岩浆侵入作用强烈，活动频繁，侵入岩分布广泛，主要为加里东期和燕山期花岗岩。区域上断裂和火山构造发育。主要断裂有 NE，近 SN，NNW 和 NWW 向。火山构造则以澳塘—尖尖岭—熊家山近 EW 向线状火山机构为代表，长约 20 km，宽 0.2~4.0 km，受 NWW 向基底断裂控制，由一系列中心式次级火山机构呈串珠状串接而成。中心式火山机构主要有澳塘火山口，金山破火山口，尖尖岭火山颈群，崇岭火山口，尖岗墩火山颈，熊家山爆发角砾岩筒，马瑶火山颈，足米峰爆发角砾岩筒

等。区域上中生代火山-次火山活动时间在 152~43.9 Ma 之间，相对集中于 152~131 Ma，128~114 Ma 和 104~63 Ma 三个时间段，其中以 152~131 Ma，128~114 Ma 为高峰时期。

矿区出露下震旦统上施组石英黑云片岩夹黑云斜长片麻岩、石榴子石变粒岩等变质岩（图 1），岩石普遍具有混合岩化。矿区大面积分布加里东期侵入岩（金溪岩体），与震旦系变质岩呈交代-侵入接触，接触面不规则，呈半岛、港湾状，二者呈渐变过渡关系，接触带见有十几米至上千米的均质-阴影状混合岩。在加里东花岗岩体内出露燕山晚期的浅成侵入岩，主要由花岗斑岩、爆发角砾岩组成，分布在熊家山—足米峰一带。

熊家山钼矿化主要分布在加里东期黑云母斜长花岗岩和震旦系变质地层中。钼矿化呈细脉、细脉浸染状，含钼细脉产出于构造裂隙中。钼矿体的分布较为集中且矿化面积大，在已有钻探工程内圈定

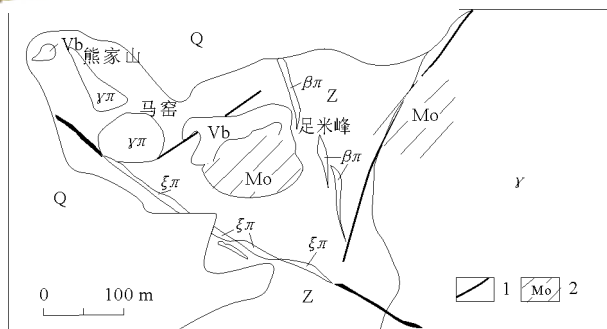


图 1 江西熊家山钼矿床地质略图 (据江西 912 队修改)

Q—第四系；Z—震旦纪变质岩；γ—加里东期花岗岩；γπ—燕山期花岗岩斑岩；ξπ—燕山期石英正长斑岩；βπ—辉绿玢岩；Vb—爆破角砾岩；1—断裂；2—钼矿化

的矿体面积达到 0.4 km<sup>2</sup> 以上，外推矿体面积远大于 1.0 km<sup>2</sup>。钼的品位一般为 0.06%~1.08%，最高可达 1.60%。矿层厚度一般为 0.60~2.00 m，最厚达 560 m。

含钼细脉可分为以下几种类型：辉钼矿石英细脉，辉钼矿黄铜矿石英细脉，辉钼矿萤石石英细脉，辉钼矿长石石英细脉和纯辉钼矿细、微脉，其中辉钼矿石英细脉为矿区主要的矿化类型。辉钼矿石英脉，辉钼矿黄铜矿石英脉，薄膜状辉钼矿较常见，石英脉两侧常有数厘米宽的云英岩带，并伴有粒状萤石，带中常有辉钼矿出现。矿区含钼细脉，脉幅多数为 0.1~1.0 cm。

钼矿化以细（网）脉浸染型为主，控制矿区含

钼细脉的裂隙具有多种产状，以岩石节理裂隙为主，构成网脉状。同时，区域性构造如 NNW，NW 向 2 组断裂带旁侧的羽状裂隙也是成矿的储矿空间。

熊家山矿床 5 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素模式年龄分布在 151.7~161.6 Ma 范围内。由 5 个样品所获得的等时线年龄为 (152±20) Ma，应属于燕山早期成矿。

矿区有大量的浅成—超浅成侵入体如花岗斑岩、爆破角砾岩体出露，均位于加里东花岗岩及震旦系变质地层中。这些浅成—超浅成侵入体属于武夷山西坡中生代火山-斑岩带的一部分。与熊家山处于同一火山构造带的尖尖岭花岗岩，全岩 K-Ar 同位素年龄为 58.9~66.9 Ma (董光裕, 1997)，由此推测熊家山一带的浅成—超浅成侵入体形成时间应与此相当。虽然熊家山矿区这些浅成侵入岩形成的时间晚于钼矿化时间，但根据熊家山钼矿床所处的武夷山西坡区域上中生代火山-斑岩活动具有的浅成侵入、火山、次火山活动的规律性 (李中兰等, 2000)，推测在熊家山钼矿的深部即含矿加里东花岗岩与震旦系变质地层下存在早于熊家山爆破角砾岩的成矿斑岩。同时，从矿化元素组合看，在矿床的部分地段，有与辉钼矿相伴的黄铜矿出现。熊家山钼矿化可能与深部隐伏岩体 (斑岩) 作用有关。

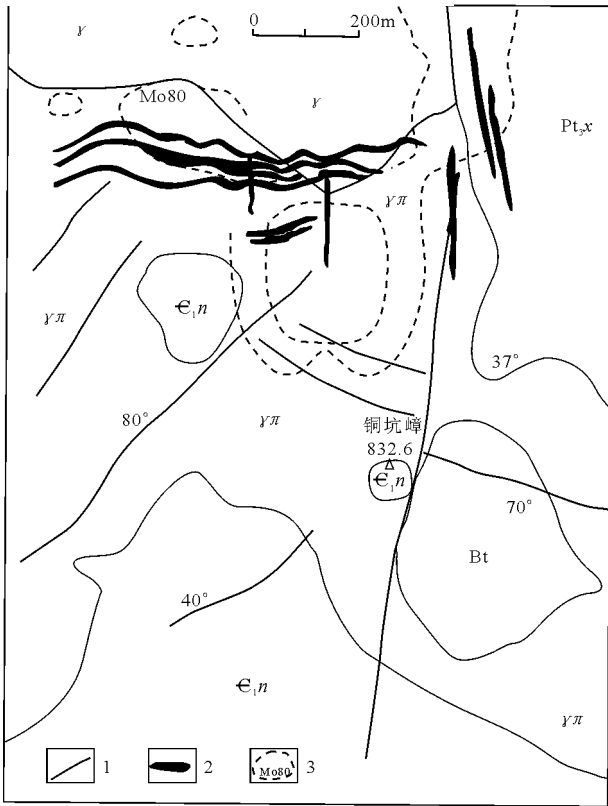
## 江西铜坑嶂斑岩型钼矿床

铜坑嶂矿区位于华南褶皱系东南部的 NNE 向武夷山隆褶带南段。区内地层基底为中深变质的元古宇寻乌岩组与震旦—寒武纪浅变质岩构成的“双基底”，上覆侏罗纪酸性火山岩和白垩纪断陷盆地沉积。NNE 向鹰潭—定南、石城—寻乌，NE 向龙南—宁化，NW 向会昌—上杭等深大断裂在此交会，构成了以 NNE 向为主，NW，EW，NE 向相继发育的构造网络，同时还发育以红山、密坑山、坳子背、铜坑嶂为主的火山机构。受多期次褶皱造山作用影响，区内岩浆活动频繁，侵入岩、火山岩分布广泛，并显示出加里东、华力西—印支、燕山、喜马拉雅等多期次构造-岩浆旋回的特点，其中以燕山期活动最强烈，表现出与钨、锡、钼、铜等多金属矿产的强相关性，致使其成为华南钨-钼-铜成矿省的重要成矿区带之一。

矿区位于石城—寻乌深断裂西部，澄江—寻乌

背斜核部南段。出露地层为北部的元古界寻乌岩组，南部的寒武系牛角河组。寻乌岩组 (Pt<sub>3</sub>x) 为一套片状无序中深变质细碎屑岩建造，属片岩、片麻岩、变粒岩组合，固态塑性流变构造发育；牛角河组为浅变质细碎屑岩建造，上部为板岩与千枚状板岩夹变余粉砂岩，下部主要为变余长石石英细砂岩、板岩，偶夹少量变余粉砂岩，常发育平行纹理、低角度斜层理。两者间与花岗岩的接触带附近 Mo 异常明显，是钼矿体分布的主要地段 (图 1)。

区内 NE，NW 和近 EW 向 3 组断裂发育。其中 NE，NW 向区域性断裂复合控制岩浆岩、隐爆角砾岩的空间展布，EW 向断裂、裂隙组为脉状钼矿体的赋矿构造。隐爆角砾岩筒主要有 2 处，较大的位于铜坑嶂主峰东侧，呈圆形出露 300 m×450 m。隐爆角砾岩角砾成分较杂，有花岗斑岩、变质砂岩、片岩、板岩与石英、长石斑晶，角砾形



斑状黑云母花岗岩，属高硅、富钾、贫钛铝铁的弱碱性系列花岗岩。钨含量较高，稀土配分曲线形态为负钨异常呈标准“海鸥型”。岩石具较强的硅化、绿泥石化、绢云母化与云英岩化、钾化蚀变，局部可见浸染状、细脉状辉钼矿化及石英脉黑钨矿分布。铜坑嶂岩体呈岩瘤状产出，与帽子顶岩体接触界线清楚。

钼矿化（体）分布于铜坑嶂岩体北侧的内外接触带（以内接触带为主），有近 EW，近 SN 向 2 组矿体，EW 向者倾向 S，倾角 50~65°，SN 向者倾向 W，倾角 60~70°。控制矿体长 100~700 m，宽 1.0~20.0 m，最大倾斜延深 300 m。EW 向矿体比 SN 向矿体厚度大、延伸长、品位富。

金属矿物主要有辉钼矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、钼华；非金属矿物有萤石、钾长石、黑云母、石英、黄玉、绢云母、绿泥石等，具工业价值的为辉钼矿、萤石。矿石类型包括辉钼矿-萤石型，辉钼矿-长石-萤石型，辉钼矿-石英-萤石型等。矿石主要为叶片状、鳞片状、菊花状的自形及半自形粒状结构，也有粒状浸染、交代、熔离形成的包裹结构，海绵陨铁和填隙结构等；矿石构造为稠密和稀疏浸染状、浸染—细脉状、块状构造等。

矿床围岩的热液蚀变具有多期多阶段的特点。包括硅化、萤石化、云英岩化、绿泥石化、黄玉化、次生石英化、黄铁绢云岩化、铁锂云母化、钾长石化、高岭土化等。其中与钼矿化有关的蚀变主要为硅化、钾长石化、黄铁绢云岩化、萤石化，平面分带大致以主矿化区为中心，向外从硅化、钾长石化、萤石化→黄铁绢云岩化→绿泥石化、碳酸盐化，矿化分带由辉钼矿、萤石组合→黄铜矿、方铅矿、闪锌矿组合的总体趋势。

铜坑嶂辉钼矿的模式年龄为  $133.4 \pm 1.8 \sim (134.8 \pm 1.6)$  Ma，等时线年龄  $(134 \pm 10)$  Ma，表明成矿作用主要发生在白垩纪初期。

图 1 赣南铜坑嶂钼矿区地质简图（据赣南地质队）  
e<sub>1n</sub>—早寒武世牛角河组变余砂岩、板岩；Pt<sub>3x</sub>—新元古界寻乌岩组变粒岩、片岩；γπ—花岗岩斑岩；γ—细粒少斑黑云母花岗岩；Bt—隐爆角砾岩；1—断层；2—钼矿体；3—钼异常及异常值

态不规则，多呈次圆状、棱角状、次棱角状，杂乱排列、大小混杂。角砾含量 45%~55%；胶结物为花岗质熔浆、硅质、铁质绿泥石及石英细脉充填胶结，胶结紧密，占 50% 左右。角砾岩具极强的绿泥石化、硅化蚀变，含少量锐钛矿、金红石、锆石、白钛矿等，见硫化物风化淋滤后的空洞和较多褐铁矿。

主要岩浆岩为燕山期三标复式花岗岩体的东延部分，呈舌状分布于矿区中部，侵入于寻乌岩组与牛角河组之间，包括帽子顶岩体、铜坑嶂岩体。帽子顶岩体岩性为中粗粒斑状黑云母花岗岩与中细粒

## 河南罗村斑岩-角砾岩型钼矿床

罗村斑岩型钼矿床位于河南省栾川县。矿床类型有斑岩-角砾岩型、韧性剪切带型（糜棱岩型）和构造蚀变岩型，其中钼矿床为斑岩-角砾岩型，铜、银等为韧性剪切带型，铅、锌矿床为构造蚀变岩型。罗村矿区于 1971 年发现铜、钼矿化，近年来，河南省有色金属地质矿产局五大队发现了斑岩

-角砾岩型钼工业矿体。

本区大地构造位置处于华北陆块南缘与秦岭造山带相接的地带，黑沟—栾川断裂带与马超营断裂带之间洛南—栾川台缘褶皱带的东缘——太华群隆起区。地层由老到新依次为太古宇太华群，中元古界长城系熊耳群，蓟县系官道口群、宽坪群，新元



古界青白口系栾川群、陶湾群，第三系和第四系。区内经历了长期多次构造运动，并伴有大规模的岩浆侵入和火山喷发。区域构造以 NWW 向展布、具有长期活动性质的 2 条深大断裂带：马超营深大断裂带，黑沟—栾川深大断裂带及受其控制的一系列 NW 向或 NWW 向次级糜棱岩带、构造岩浆岩带为主要特征。近 EW 向断裂与 NNE 向断裂交会部位常控制燕山期中酸性小侵入体的分布。岩浆岩发育，分属晋宁期超基性岩、基性岩，加里东期和燕山期花岗斑岩、花岗闪长岩等。燕山期花岗岩分布于黑沟—栾川深断裂以北（图 1）。展布方向与该深断裂大体一致，走向为 EW，NWW 向，已知主要岩体 100 多个，岩体的出露面积一般小于 1 km<sup>2</sup>，形态多呈小岩株、岩瘤、岩筒或岩枝产出，与围岩有明显的侵入接触关系。小岩体多为浅成—超浅成复式岩体，个别伴有隐爆角砾岩，与钼—钨矿化有关的中酸性小岩体的同位素年龄为 130.9~164 Ma。罗村钼矿位于加里东期花岗斑岩与太古宇太华群接触处的燕山期斑岩—角砾岩体中。岩石类型以二长花岗岩、花岗闪长岩和钾长花岗斑岩为主。

度约 500 m，西北端较宽，宽度约 700 m，面积约 0.81 km<sup>2</sup>。含钼斑岩—角砾岩体外带为花岗闪长岩类岩石，内含少量角砾；中心部分为细粒花岗斑岩，呈浅灰—浅肉红色，细粒花岗、斑状结构，块状构造；两者之间为宽度 50~170 m 的角砾岩环带，与花岗闪长岩类岩石和细粒花岗斑岩呈渐变过渡关系。根据区域含钼小岩体同位素年龄（130~146 Ma），该岩体为燕山期闪长岩—花岗斑岩—角砾岩复式岩体。钼矿化就赋存在该岩体的角砾岩环带中。

含矿角砾岩出露在花岗闪长岩类岩石和细粒花岗斑岩之间，呈 NWW 向展布，长度约 1 000 m，有南北 2 带，北带约 170 m，南带约 50 m。灰—浅肉红色。角砾含量一般 30%，角砾成分为小岩株周围出露的混合岩、钠长花岗岩、花岗闪长岩类岩石、正长斑岩、黄铁绢英岩、石英团块、细粒花岗岩等。角砾一般为 0.1~0.3 m，呈棱角状、半棱角状、半浑圆状，胶结物多为花岗质。

罗村含钼斑岩—角砾岩体钼矿化主要赋存于呈环带状的斑岩—角砾岩带中，岩体中心的中细粒花岗斑岩中也见钼矿化，斑岩—角砾岩带外围的花岗闪长岩类中在北带有矿化。角砾成分多与小岩株一致，属侵入角砾岩。南带西端地表见有星点状辉钼矿及少量黄铜矿化、孔雀石化等。

平面上，角砾岩的中靠外部矿化较好，靠近中细粒花岗斑岩体或花岗闪长岩时，矿化变差；垂向上矿化不连续，最大厚度为 136 m，最小仅 2 m；矿体最大长度达 550 m。矿化深度为 50~450 m，主要赋矿标高为 160~550 m。矿体分上中下 3 层，呈叠瓦状，总体向 135° 侧伏，侧伏角大约为 30°，矿层与矿层间厚度、品位相差悬殊，钼品位多集中在 0.030%~0.090% 之间，最高为 0.1%。

矿化有垂直分带现象。上部 17.0~483.0 m 为花岗角砾岩，其中 17.5~74.5 m 矿化以镜铁矿、黄铁矿化为主，且镜铁矿多于黄铁矿，另有零星黄铜矿、辉钼矿；中部 74.0~254.0 m，矿化以黄铁矿、辉钼矿化为主，少量镜铁矿、黄铜矿；254.0~450 m 矿化则以黄铁矿为主，少量辉钼矿。个别地段辉钼矿较多，此外还有少量磁铁矿、镜铁矿、闪锌矿、黄铜矿等。

角砾岩型钼矿石呈灰—浅肉红色，致密坚硬。角砾含量 30%~90%。花岗斑岩型钼矿石呈灰白—浅肉红色，辉钼矿呈浸染状分布。金属矿物主要有黄铁矿、镜铁矿、磁铁矿、黄铜矿、辉钼矿等，偶见赤铁矿、闪锌矿。非金属矿物主要有石英、绢

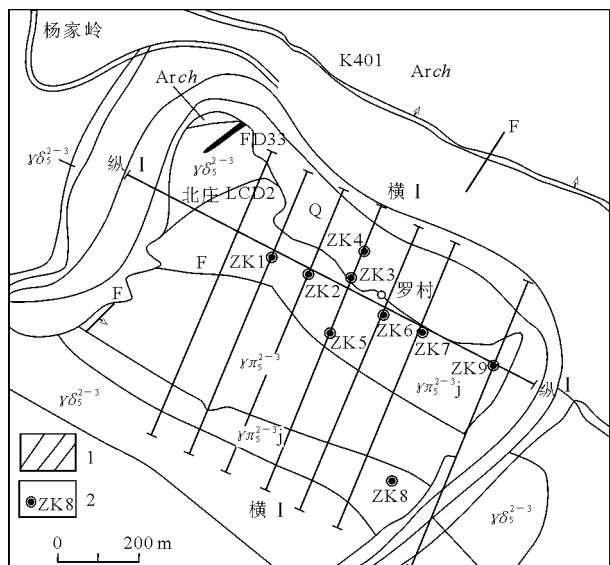


图 1 罗村矿区地质图

Q—第四系； $\gamma\delta_5^{2-3}$ —角砾岩； $\gamma\pi_5^{2-3}$ —燕山期花岗斑岩； $\gamma\delta_5^{2-3}$ —燕山期花岗闪长岩；Arch—太华群片麻岩；1—含铜糜棱岩带；2—已施工钻孔

含钼斑岩—角砾岩体岩体出露于矿区中部北庄—罗村—新南一带，呈 NWW 向椭圆形展布，为一小岩株，其形态受区域构造控制，为对角沟—罗村—羊蹄沟构造—岩浆岩带的一部分。长轴呈 NWW 向展布，长度约 1 400 m，东南端较窄，宽



云母，方解石等。矿石结构主要为片状、鳞片状、自形—半自形晶结构。矿石构造主要为细脉状、薄膜状、浸染状、稀疏星点状、斑块状、斑状等，以细脉浸染状为主。

矿化蚀变类型主要有钾化、绢云母化、硅化、褐铁矿化、黑云母化、绿泥（帘）石化、高岭土化、泥化、碳酸盐化等。其中钾化、绢云母化、硅化、黄铁矿化与铜-钼矿化关系密切，而且钾化与铜-钼矿化呈正相关；绢云母化、硅化与铜矿化关系密切；硅化与铅-锌-多金属矿化、银矿化关系密切；硅化、绿泥（帘）石化与铅-锌矿化关系密切；硅化与铜、铅-锌、银矿化均呈正相关。以斑岩体

为中心向外，蚀变呈钾化、绢云母化、硅化，绢云母化、硅化、绿帘石化-硅化、绿泥石化、泥化的分带现象。与之对应的矿化呈现出由高—中低温的水平分带现象：内带为具有钼-铜矿化的罗村斑岩-角砾岩体；中带为具铜-银矿化的一系列 NW—NWW 走向的糜棱岩带，外带为具铅-锌（银）矿化的硅化蚀变破碎带。南北两带都见钼-铜矿化，南带的西端地表见有星点状黄铁矿化、少量黄铜矿化、孔雀石化、辉钼矿化，等等；北带地表黄铁矿化普遍，在东地桥头、罗村都能见到团块状黄铁矿、镜铁矿、辉钼矿及少量黄铜矿化等。铜、银矿化主要赋存于糜棱岩带中。

## 内蒙古乌努格吐山斑岩型铜-钼矿床

内蒙古乌努格吐山铜-钼矿区位于满洲里市西南 22 km 处，工作区范围约 9.54 km<sup>2</sup>，属内蒙古自治区新巴尔虎右旗。地理坐标：东经 117°14′~117°22′；北纬 49°22′~49°30′。矿床地处额尔古纳—呼伦深断裂西侧、外贝加尔地槽褶皱系与大兴安岭地槽褶皱带的交接地带。铜-钼矿区位于此构造带外侧的中生代火山岩带的相对隆起区（图 1）。

地层从元古宇到新生界均有出露，其中以中生界分布最广，新生界次之，古生界和元古宇仅有零星出露，由老至新：新元古界佳疙瘩群（Pt<sub>j</sub>）；中泥盆统乌奴尔组（D<sub>2</sub>w）；上侏罗统塔木兰沟组（J<sub>3</sub>tm），木瑞组（J<sub>3</sub>mr），上库力组（J<sub>3</sub>sn），伊利克得组（J<sub>3</sub>yl）；下白垩统，主要是大磨拐河组（K<sub>1</sub>d）；新生界第四系更新统（Q<sub>p</sub>），全新统（Q<sub>4</sub>）。

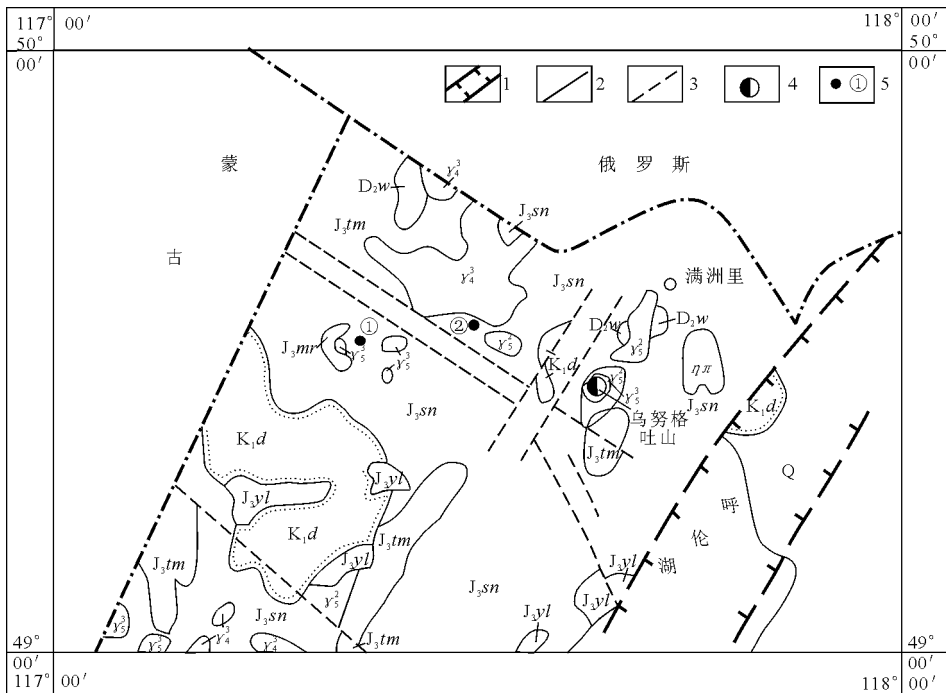


图 1 乌努格吐山区域地质简图

Q—第四系；K<sub>1</sub>d—下白垩统大磨拐河组；J<sub>3</sub>yl—上侏罗统伊利克得组；J<sub>3</sub>sn—上侏罗统上库力组；J<sub>3</sub>mr—上侏罗统木瑞组；J<sub>3</sub>tm—上侏罗统塔木兰沟组；D<sub>2</sub>w—中泥盆统乌奴尔组；γ<sub>5</sub><sup>2</sup>—燕山晚期花岗岩类侵入体；ηπ—二长斑岩；γ<sub>5</sub><sup>1</sup>—燕山早期花岗岩类侵入体；γ<sub>4</sub><sup>1</sup>—华力西晚期花岗岩类侵入体；1—呼伦湖地堑（深断裂地表体现）；2—一般断裂；3—推测断裂；4—大型矿床；5—矿点及编号；①—哈拉胜格拉陶勒盖多金属矿点；②—长岭斑岩钼矿点



本区岩浆活动频繁,主要为华力西晚期、燕山早期和燕山晚期,并以燕山早期最为广泛。华力西晚期岩浆岩(闪)出露面积较小,呈岩基状产出,同位素年龄为271.2 Ma (K-Ar)。燕山早期岩浆岩(闪),呈岩基、岩株状产出,同位素年龄135~161~176.9 Ma (K-Ar)。燕山晚期岩浆岩(闪),同位素年龄值在138~93 Ma。

区内褶皱主要有白灰厂—乌努格吐山背斜,仅在岩体EW两侧出露有泥盆纪结晶灰岩层,组成背斜之两翼。西翼倾角70~85°,东翼45~60°。背斜轴延长近20 km,核部出露乌奴尔组下部安山玢岩、硅质板岩、硬砂岩夹灰岩。此外,满洲里西小煤窑一带为NE向的向斜,核部为大磨拐河组煤层,两翼为晚侏罗世火山岩层。区域断裂以2组最为发育。一组为NE向,一组为NW或NWW向。NE向断裂最大者为控制呼伦湖地堑的额—呼深断裂带。较大的NE向断裂还有位于矿区西侧的达来东—满洲里断层、哈里次根井断层,延长均超过20 km。NW向断裂往往与NE向主构造线交会复合,火山口与交会复合构造有关。最大的NWW向海拉尔河断裂,它延长到满洲里市北部河谷。乌努格吐山铜-钼矿区位于中生代陆相火山盆地边缘的古隆起部位。区域性NE向额尔古纳—呼伦深断裂在矿区东侧约25 km处通过,受深断裂影响,旁侧次一级断裂十分发育,矿区主要断裂系统为NE和NW向2组。NE向断裂为主体,与NW向断裂复合部往往是火山岩浆活动的中心位置,沿此

复合部位形成NE向串珠状分布的火山机构,含矿岩体就产于其中。

全区共探明铜矿体33条,钼矿体13条。其中A1号铜矿体和A2号钼矿体构成矿床主矿体;B1号铜矿体和B2号钼矿体也具有较大规模。本矿床铜-钼矿石主要为细脉浸染型,属低品位矿石。主要为硫化矿石,局部发育有氧化和混合矿石。金属矿物主要有黄铜矿、辉钼矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿。非金属矿物主要有石英、钾长石、绢云母。矿床中主要金属元素为Cu, Mo, 伴生有Au, Ag, Re, Ca, In, Se, Te, Bi, Pb, Zn等。钼矿石构造主要为细脉浸染状,次为脉状和团块状。主要矿石结构有包裹、叶片、镶边结构,半自形、自形粒状、固溶体分离结构。

主要蚀变类型有硅化、钾长石化、绢云母化、水白云母化、伊利石化、碳酸盐化,次为黑云母化、高岭土化、白云母化、硬石膏化,少见绿泥石化、绿帘石化和明矾石化等。由蚀变中心向外金属元素水平分带: Mo→Mo, Cu→Cu→Cu, Pb, Zn→Pb, Zn。从蚀变中心向外,依次可大致划分4个金属矿化带:黄铁矿-辉钼矿带,(辉钼矿)-黄铁矿-黄铜矿带,黄铁矿-黄铜矿带,黄铁矿-方铅矿-闪锌矿带。

钼矿体均一温度为317~445℃,平均380℃。包裹体的盐度大部分为9%~14%。矿床形成的压力变化范围在 $50 \times 10^5 \sim 100 \times 10^5$  Pa。矿石硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 为2.24‰。

## 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床

小东沟钼矿位于大兴安岭南段NE向岩浆断裂隆起带中,距内蒙古克什克腾旗东南约54 km。地理坐标:东经117°44'20",北纬43°01'33"。矿床东靠托河岩体,北邻侏罗纪火山盆地。矿区内出露地层主要为下二叠统于家北沟组( $P_1y$ ),岩性为一套海陆交互的中酸性火山碎屑岩及熔岩等。该组含Pb, Zn丰度高,是本区主要的铅-锌矿赋矿层位;断裂以NE和NW向为主(图1),而近SN,近EW向的次级断裂常成为本区铅-锌矿的主容矿构造;侵入岩主要为燕山早期的花岗岩类,较大的有边墙、上伙房、小东沟等岩体,均为斑状花岗岩。

目前已知有红山和小东沟2个中型钼矿床及岗子、柳条子沟门、高家营子、柳条沟、纪家营子、

敖包沟、二八地等一批钼或钼-多金属矿点。

小东沟钼矿区位于托河岩体的西边,产于边墙斑状花岗岩体西南200 m的小东沟小岩体中。出露地层为下二叠统于家北沟组( $P_1y$ ),其岩性主要为一套海陆交互的中酸性火山碎屑岩及熔岩等。该地层的Pb, Zn丰度高,是本区铅-锌矿主要的赋矿层位。区内有2种矿化类型,即岩体中的钼矿化和地层中的铅-锌矿化。钼矿分布在小东沟岩体中,其产状受岩体形态的控制,主要产在内接触带附近,大多情况下,岩体即为矿体,岩体接触面就是矿体顶面。所以,矿体呈环状或“壳”状分布。共有15条矿体大致平行产出。主矿体有2条,占总储量90%以上,其中1号主矿体EW长度为800 m,SN宽度为600 m,厚度一般为10 m,最厚

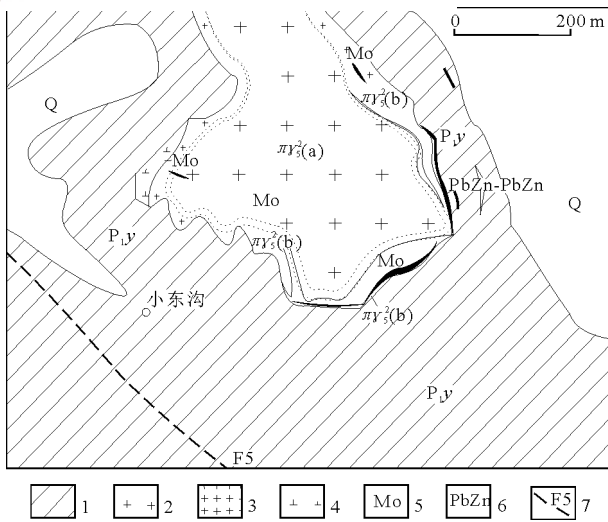


图 1 小东沟钼矿床地质图

Q—第四系；1—下二叠统；2—中粗粒斑状花岗岩；3—细粒斑状花岗岩；4—混杂岩；5—钼矿体；6—铅-锌矿体；7—断层及编号

达 30 多米。矿石为细脉浸染状。

可控源音频大地电磁法对大黑山（包括小东沟矿区）和狐仙庙 2 处进行 1:1 万扫面，面积分别为 6 km<sup>2</sup>，3 km<sup>2</sup>。获得以下 4 个形态规整、规模较大的异常：小东沟异常；小东沟钼矿西部异常；大黑山异常；狐仙庙异常。

小东沟岩体和边墙岩体均为燕山早期的斑状花岗岩（ $\gamma\pi^2$ ），两者地表有 30 m 宽的岩墙相连。岩相分带相同，即边缘相为细粒花岗岩或细粒斑状花岗岩，中心相为中粗粒斑状花岗岩。岩石化学成分相似，为铝过饱和岩类，与我国花岗岩化学成分相

对比，SiO<sub>2</sub>，K<sub>2</sub>O 均偏高，CaO，MgO，Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 均偏低。据物探电测深资料，两者深部相连。另据在边墙岩体周边地表取的 100 多个岩石样品的分析结果，多数样品的  $w(\text{Mo})$  值在 0.01% 左右，少量的大于 0.03%，已成为低品位钼矿体。小东沟岩体是边墙岩体的一个分支。

小东沟岩体出露部位次生晕 Mo 异常不明显，强度低且零星分散。在岩体周边部出现不连续的环状 Pb，Zn，Ag 异常，构成斑岩型钼矿的特征异常类型；在岩体西部沿断裂出现不连续的 Pb，Zn，Ag 组合异常，其强度较高，显示出铅-锌矿化的存在，其中 Ag 异常浓集中心能直接指示铅-锌矿化富集部位。东沟脑铅-锌矿就赋存在西南部 NNW 向的异常带中。岩体中明显富集 Mo，而围岩主要富集 Zn 和 Cu。Pb 也相对较高。以  $\text{Mo}=5 \times 10^{-6}$  可以圈出岩体的出露位置，其高值部分沿岩体接触带呈环状分布，在岩体内出现有条带状分布的钼异常，表示有面状和脉状 2 种不同类型矿化的存在。成矿作用的基本特征：Mo 与 Pb，Zn，Cu，Ag 之间无相关性，地层中 Pb，Zn，Cu，Ag 间正相关关系较明显，而岩体中这些元素间相关性却不太明显。

原生晕统计资料表明 Mo 含量在内外接触带差距很大，围岩中已为正常值。小东沟钼矿围岩中至今没有发现钼矿体。钼矿的成矿母岩为边墙岩体，矿化富集部位为小岩株前缘的周边及顶部。

## 安徽老鸦岭层状钼矿床

铜陵地区位于扬子板块北缘的长江中下游多金属成矿带的中部（图 1b）。主要出露震旦系—下三叠统的海相碎屑沉积岩、碳酸盐岩和蒸发岩，其中中下泥盆统缺失。中生代沉积-火山岩分布在盆地中。与成矿有关的最主要地层是中石炭统黄龙组，上二叠统和下三叠统的灰岩和蒸发岩。本区广泛分布燕山期（120~140 Ma）侵入体、次火山杂岩和火山岩断裂广泛发育。

老鸦岭矿床位于铜陵地区狮子山矿田的西南部（图 1a）。狮子山矿田地表出露下三叠统碳酸盐岩，下伏二叠系、石炭系和上泥盆统沉积岩，这些岩石构成一复向斜中的次级背斜。矿区内出露许多燕山期侵入体，岩性为辉长-闪长岩、闪长岩和正长岩。

与这些岩体有关的接触变形和变质作用十分发育。矿区内有多个大、中型矿床，但矿体很少直接出现在岩体与碳酸盐岩围岩的接触带中，而是离接触带一定距离，产出于不同岩相的过渡带或岩性界面上，常呈贯入式分布在石炭系—三叠系的沉积岩中。老鸦岭矿体赋存于远离主接触带的围岩中。矿化发育于下二叠统栖霞组龙山组的多个层位中。主矿体赋存于上二叠统大隆组底部，主要为夕卡岩型矿石，局部硫化物富集成块状矿石，平均  $w(\text{Cu})$  1.57%。辉钼矿矿体产于大隆组上部的硅质页岩和黑色页岩中，呈似层状产出。平均  $w(\text{Mo})$  0.046%。矿床成因主要有层控夕卡岩型，后期叠加改造型等观点。

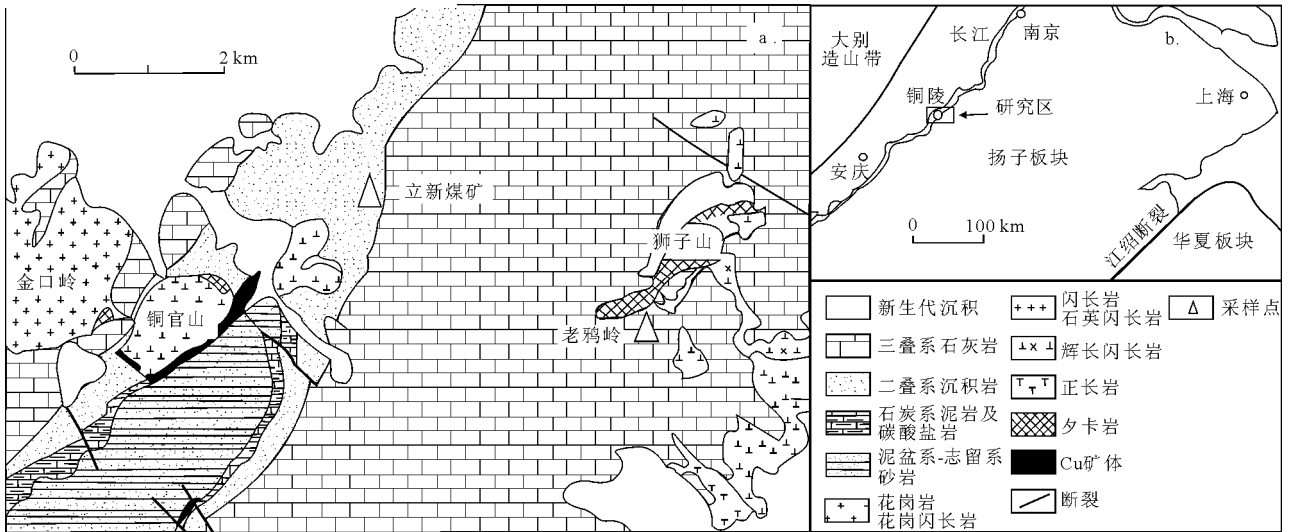


图 1 a 铜陵铜官山—狮子山地区地质简图 (据安徽省地质矿产局 1969; 1987; Sun et al., 2003 改编); b 长江中下游简图和 研究区位置 (据 Chen, et al., 2001 改编)

## 西藏岗讲斑岩铜-钼矿床

岗讲铜-钼矿床是西藏冈底斯带尼木段继厅宫、冲江、白容斑岩型铜-钼矿床后发现的又一具大型—超大型远景规模的矿床。西藏尼木地区位于冈底斯斑岩铜矿带的东部,属雅鲁藏布江缝合带北侧冈底斯火山-岩浆弧 EW 向构造带与念青唐古拉山 NE—近 SN 向构造带交会部位。航磁异常呈 EW 向条带状分布,显示基底以 EW 向构造为主,为重力低值区,显示该区地壳厚度较薄,有利于构造—岩浆活动。地层岩石主体由安山质弧火山岩和白垩纪—第三纪花岗岩岩基构成,弧火山岩属安山岩—英安岩—流纹岩系列,为一套中酸性的钙碱性火山岩。侵入岩主要为燕山晚期 (130~73 Ma) 的花岗岩基,喜马拉雅期 (60~20 Ma) 中酸性小岩体星罗棋布,并有同源次火山岩脉相伴产出 (图 1)。

岗讲铜-钼矿属尼木县帕古乡境内,位于厅宫矿区以西 6~8 km,冲江南西 3 km 处,矿床类型为斑岩型。含矿斑岩为续迈单元含斑中粒角闪黑云二长花岗岩,初步圈定含矿斑岩 EW 长为 3 000 m, SN 宽 100~500 m,并向 W 倾伏。围岩以伦主岗单元中粒角闪黑云花岗闪长岩为主,其中也可见铜矿化,二者呈涌动接触,其中皆夹有英安(斑)岩、花岗细晶岩,并零星可见典中组火山碎屑岩。

矿区构造以冲江—麻达拉断层(近 EW 向)近于平行产出的次级断层为主,其次为原生、次生

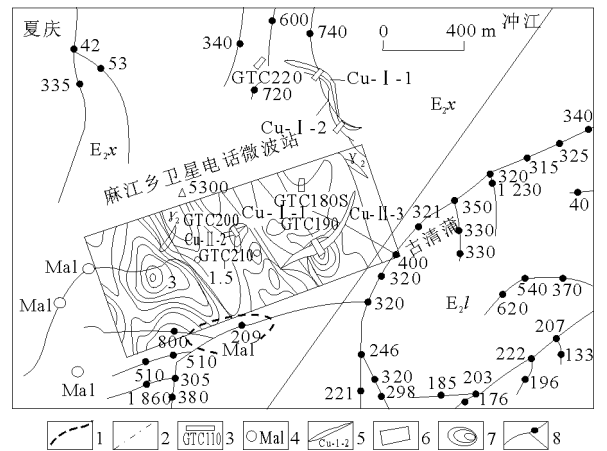


图 1 西藏尼木县岗讲铜-钼矿区综合地质图

$E_{2x}$ —续迈单元:中粒角闪黑云二长花岗斑岩夹英安岩、细粒花岗岩;  
 $E_{2l}$ —伦主岗单元:中粒角闪黑云花岗闪长岩夹英安岩、细粒花岗岩;  
 $\gamma_2$ —花岗细晶岩;1—推测性质不明断层;2—涌动接触界线;3—探槽位置及编号;4—孔雀石化;5—铜矿体及编号;6—激电双频测量范围;7—幅频率效应等值线;8—水系沉积物  $w(Cu)$   $\times 10^{-6}$  异常

的节理和裂隙。在断层带及附近节理、裂隙发育部位的铜矿化强度相对较强。

岗讲矿区 Cu 的背景值大于  $7 \times 10^{-6}$ ,  $w(Cu)$  异常浓集中心值一般为  $600 \times 10^{-6} \sim 800 \times 10^{-6}$ , 最高达  $1860 \times 10^{-6}$ 。在岗讲西北侧开展小范围的激电幅频测量,获 4 个低阻高激化异常,其中 2 个异常经探槽揭露已证实系矿化强度高 [ $w(Cu) = 0.3\% \sim 1.0\%$ ], 厚度大 (6~61 m) 的铜矿(化)



体引起。

岗讲铜矿围岩蚀变分带特征不甚明显，青磐岩化均发育在北侧冲江、白容的外侧，而矿区北侧黄铁矿化发育（实为冲江金矿点位置），矿区大面积发育弱硅化，使地表大面积分布的花岗细晶岩产生弱硅化和褐铁矿化（推测为含矿斑岩顶部的盖层）。同时，还有泥化和钾化，但相对发育较弱。

铜-钼矿化在矿区东侧呈带（脉）状，西北侧呈面状，矿化范围EW向长3 000 m，SN宽150~500 m，向W倾伏。圈定矿体2个（推测可能为同

一矿体）， $w(\text{Cu})$  平均为0.35%~0.87%，地表和探槽揭露控制的铜矿体是已遭浅剥蚀而出露的部位（物探结果可印证），残积氧化铜矿石的  $w(\text{Cu})$  可达1.0%，厚度1~5 m，而原生的二长花岗（斑）岩硫化矿石矿化强度为0.1%~0.44%。

岗讲铜矿石分为浸染状、细脉浸染状和碎裂—糜棱状矿石，结构以半自形—他形粒状和交代残余为主，构造以块状和浸染状、细脉浸染状为主；主要金属矿物为黄铜矿、黄铁矿；次生氧化铜矿物为土状、薄膜状孔雀石和蓝铜矿。

## 吉林三岔斑岩型钼矿床

三岔钼矿床大地构造位置处于中朝准地台与吉林优地槽褶皱带交界处的古洞河—白金NW向超岩石圈断裂带北西端槽区一侧。属于中国斑岩型铜（钼）矿床东部成矿域，延边斑岩铜—金成矿带的西缘。矿区出露的地层主要为下二叠统庙岭组与柯岛组浅变质岩系。庙岭组主要为结晶灰岩、砂质板岩、变质砂岩等，以浅海相碳酸盐岩及碎屑沉积为主。柯岛组主要为片理化变流纹岩、变凝灰熔岩、变凝灰岩等，以中酸性火山喷发沉积为主。均呈残留体分布于矿区的南部。区内中酸性侵入岩十分发育，出露面积约占矿区70%。钼成矿作用主要与燕山早期的小侵入体二长花岗斑岩关系密切，矿区内断裂主要呈NW，NE向展布，以NW向展布的二岔—大榆树川断裂带为主要控矿构造（图1）。

三岔含矿岩体是一呈小岩株状产出的燕山早期二长花岗斑岩，岩体平面上呈NW向展布的椭圆形，长约1.2 km，宽约0.76 km，出露面积约0.5 km<sup>2</sup>。地表倾向SE，倾角55°，深部770 m标高往SW倾斜，倾角70°。岩体蚀变呈不规则面状，地表主要出露于含矿岩体的南部，面积约0.02 km<sup>2</sup>，蚀变分为硅化带、硅化-绢云母化带。

矿体赋存于硅化带及硅化-绢云母化带中。近EW向展布，总体上呈不规则的厚板状，局部有分支，内有夹石。控制矿体长245 m，宽50~156 m，平均宽113 m，厚度一般39.20~73.3 m，平均厚度58.39 m。矿体厚度稳定，变化系数51%。

矿石钼品位平均较低，局部富集形成富矿段，走向上钼品位中部高往EW两端变低，垂向上钼品位在中上部高，往下呈跳跃性变化，品位变化系数105%，矿体中尚伴生有Cu，Pb，Zn，Au，Ag，S，质量分数普遍偏低，惟有铜达到综合评价标准。

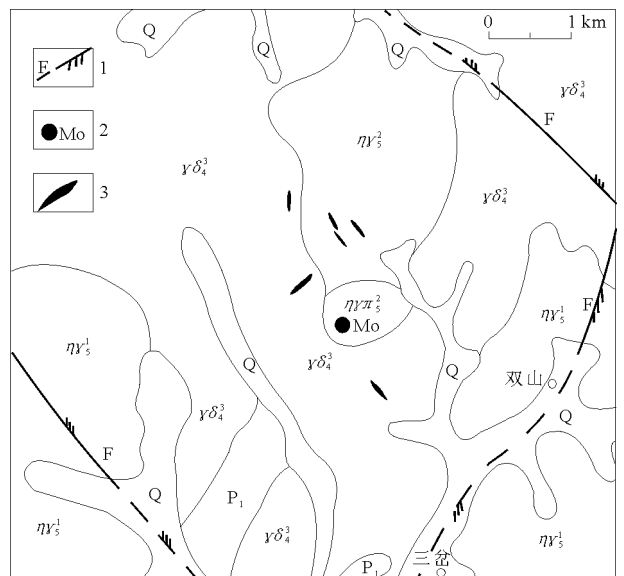


图1 吉林三岔钼矿区地质简图

Q—第四系松散堆积物；P<sub>1</sub>—下二叠统火山沉积岩系； $\eta\gamma\delta_1$ —燕山早期二长花岗斑岩； $\eta\gamma\pi_2$ —燕山早期二长花岗斑岩； $\eta\gamma\delta_3$ —印支期二长花岗斑岩； $\eta\gamma\delta_4$ —华力西晚期花岗闪长岩；1—压扭性断裂；2—钼矿床；3—各类中—中酸性脉岩

矿石类型分为含辉钼矿石英脉型与含辉钼矿浸染细（网）脉型矿石。含辉钼矿石英脉型矿石分布于矿体中心部分的顶部，长约80 m，宽15~40 m，延深约80 m。外围均为含辉钼矿浸染细（网）脉状矿石，二者界线清晰。而含辉钼矿浸染细（网）脉状矿石与围岩呈渐变过渡。含辉钼矿石英脉型矿石中主要为辉钼矿化，沿石英脉的空洞、裂隙以及与围岩团块接触带，呈脉状、窝状、菊花状产出，粒度达3~5 cm，局部可见辉钼矿脉呈长0.5~2 m，宽7~8 cm的大脉产出，是该矿床的突出特点。含辉钼矿浸染细（网）脉状矿石中主要为多金属矿化，主要矿化类型为辉钼矿化、黄铁矿



化、黄铜矿化、闪锌矿化，呈细（网）脉状及浸染状产出。矿石主要有他形一半自形粒状、片状、碎裂、交代、压碎结构等。构造主要有脉状、细脉浸染状、稀疏浸染状、角砾状等。金属矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、褐铁矿、钼华、孔雀石等。非金属矿物主要有石英、绢云母、方解石、萤石、正长石等。

主成矿热液期划分为 4 个阶段：I 含辉钼矿-硅化-绢云母化阶段，矿物组合为石英-绢云母-黄铁

矿-辉钼矿，热液活动强，形成蚀变岩，含有少量辉钼矿；II 辉钼矿-石英脉阶段，矿物组合为绢云母-石英-辉钼矿，金属矿物主要为辉钼矿，是主要成矿阶段；III 辉钼矿-硫化物石英细（网）脉阶段，矿物组合为绢云母-石英-黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿。该阶段形成含钼多金属硫化物石英细（网）脉，辉钼矿质量分数较高，也是主要成矿阶段；IV 方解石细脉阶段，矿物组合为萤石-方解石，标志着成矿作用结束。

## 蒙古额尔登特斑岩型铜-钼矿床

额尔登特（Erdenet）矿床位于晚古生代北蒙古火山岩带中，晚二叠世—早三叠世的花岗岩类侵入了火山岩层。花岗岩类由花岗闪长斑岩、斜长花岗斑岩、石英闪长斑岩等各种形态不同的斑岩体组成，矿化与这些斑岩体有关（图 1）。富集在斑岩岩株中的矿化主要为细脉浸染状，在外接触带则为网脉状。原生矿化是连续的，铜和钼的含量分别为 0.3%~0.7% 和 0.008%~0.026%。矿石储量达  $9 \times 10^8$  t。铜的含量从网脉中心到边缘逐渐降低，由 0.4%~0.5% 降到 0.2%~0.3%，甚至低到 0.07%。铜的垂直分带不明显，在矿床的中部原生

矿石铜的含量在 500 m 深度以上一直保持在 0.4%~0.5%。钼的分布特别不均匀，并显示出与铜相反的带状分布，矿化往边缘变富（高达 0.02%），往矿体中心变贫（0.012%），平均的铜钼比为 20:1。矿化除显示了铜、钼以外，还伴有金和银，此外，砷、铋、铅和锌也很普遍。

矿床的另一个特征是，有明显的次生硫化物富集带，在矿床中心厚 300 m，到边缘仅 60~90 m。矿石储量的 86% 集中在次生富集带中。辉铜矿和铜蓝是主要的次生硫化物金属矿物，斑铜矿很少见。原生矿物（黄铁矿、黄铜矿，特别是辉钼矿）

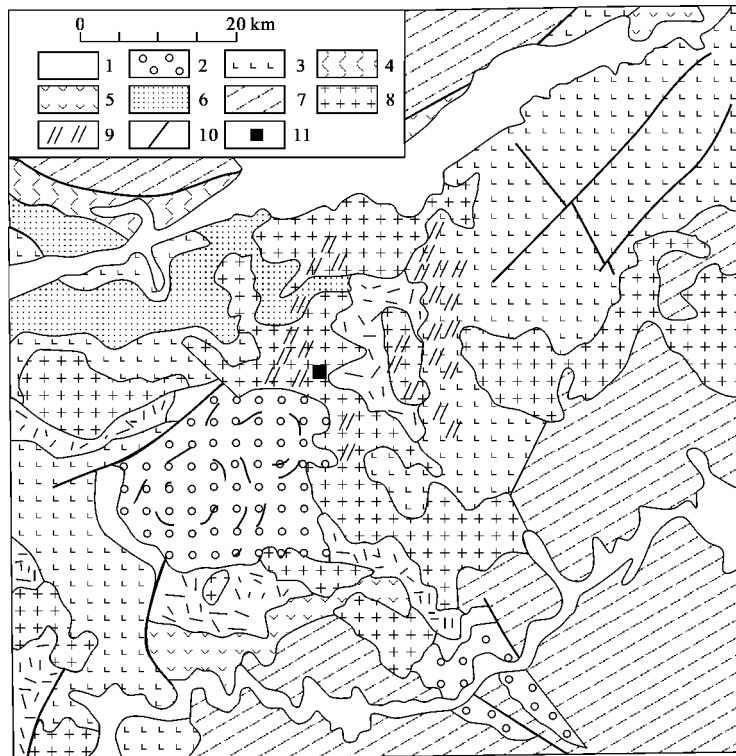


图 1 额尔登特矿床地质构造图（转引自 A. B. Dergunov, R. E. Sorkina, et al., 2001）

1—第四纪沉积物；2—中生代沉积物；3—二叠纪玄武岩（P<sub>2</sub>）；4—二叠纪酸性火山岩（P<sub>1</sub>）；5—二叠纪基性和中性火山岩（P<sub>1</sub>）；6—二叠纪火山-沉积岩（P<sub>1-2</sub>）；7—褶皱的基底杂岩；8—花岗岩类；9—岩墙；10—断层；11—额尔登特矿床



在次生矿石中普遍存在，次生矿石中铜和钼的含量分别为 0.3%~0.7% 和 0.001%~0.76%。

原生矿石中主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿。分布最广的黄铁矿几乎总是呈浸染状分散出现在热液蚀变的岩石和石英细脉中。黄铜矿在石英细脉和石英-绢云母细脉及蚀变岩石中构成浸染

薄层，粒状集合体和小的细脉，辉钼矿通常产在石英细脉中。在这些铜-钼矿石中偶尔出现灰色矿石（含有银、闪锌矿和方铅矿），这是很典型的晚期多金属矿物组合。

摘自《世界矿情·亚洲卷》

## 蒙古察干苏布尔加斑岩型铜-钼矿床

察干苏布尔加 (Tsagaan Suvraga) 矿床位于南蒙古火山岩带，产在侵入于石炭纪火山-沉积岩层的察干苏布尔加岩体西北接触带上。岩体由正长

闪长岩、二长花岗岩、花岗正长岩和花岗闪长岩等岩石组成，K-Ar 年龄测定为中—晚石炭世岩石 (图 1)。

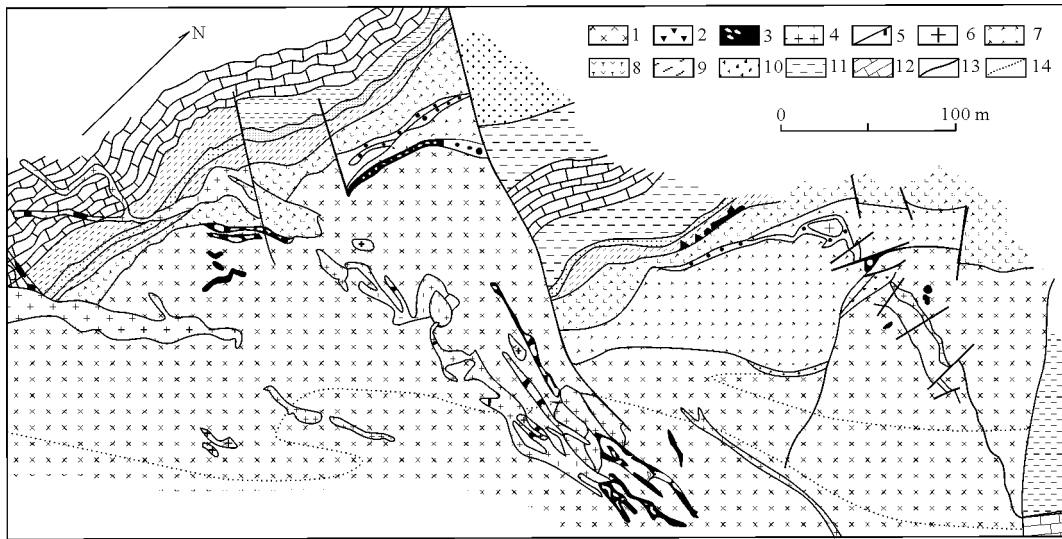


图 1 察干苏布尔加矿床地质构造图 (引自 A. B. Dergunov, R. E. Sorkina, et al., 2001)

1—粗面质斑岩、正长斑岩和角斑岩 (P); 2—爆发角砾岩; 3—不规则形态的石英岩体; 4—淡色花岗岩、正长闪长岩、花岗正长斑岩 (含矿化侵入杂岩); 察干苏布尔加侵入杂岩; 5—闪长岩质斑岩和辉长岩质斑岩岩墙, 6—正长闪长岩、花岗正长岩和花岗闪长岩; 火山沉积岩层(C<sub>1</sub>); 7—凝灰岩和砂岩, 8—玻屑状安山斑岩质凝灰岩, 9—凝灰岩、砂屑凝灰岩、层凝灰岩, 10—砂岩, 11—粉砂岩、泥灰岩和泥灰板岩, 12—石灰岩; 13—断裂; 14—铜-钼矿化体界限

矿床广泛分布着一些小侵入体，它们有 2 种类型：一种是成矿前 (或部分成矿期) 的细粒淡色花岗岩、花岗斑岩、花岗正长斑岩和细晶岩；另一种是含矿的火成杂岩。小侵入体有的呈岩株、有的呈岩墙，多受到爆发角砾岩化岩浆期后蚀变 (正长石化和硅化) 作用的影响，侵入体的年龄为  $265 \pm 2 \sim (270 \pm 4) \text{ Ma}$ 。

矿化为 NE—SW 向和 NW—SE 向的石英-硫化物细脉和石英-绢云母-硫化物细脉组成的细脉状，含矿带长 1 600 m，宽 60~400 m；含矿带通常分布在察干苏布尔加花岗岩类与石炭纪火山-沉积岩的接触带上。矿体主要产在含矿带的上部，在深 20~400 m 处矿化逐渐变弱，同时细脉浸染状矿化变为浸染状矿化。

原生矿石含铜 0.3%~1.5%，钼 0.001%~0.1%。最普遍的金属矿物是黄铜矿和黄铁矿，在石英、石英-绢云母化岩石中有辉钼矿薄层，浸染状辉钼矿很少见。在原生矿石中偶尔见到与黄铜矿交生的方铅矿、闪锌矿和砷黝铜矿，在爆发角砾岩中还见到极少量晚期浸染的方铅矿和闪锌矿，偶尔伴有辰砂。

主要矿化涉及到 2 个不同的矿物组合：含黄铁矿和少量黄铜矿的石英-辉钼矿组合含辉钼矿的石英-绢云母-黄铁矿-斑铜矿-黄铜矿组合。这些矿物的比例在不同的地方有所不同，但在前者组合中钼占优势，而在后者组合中则以铜为主。

摘自《世界矿情·亚洲卷》



## 哈萨克斯坦库尔代斑岩型铀-钼矿床

库尔代 (Курдай) 铀-钼矿床位于滨巴尔喀什铀矿区 (图 1), 矿区基底主要由里菲代变质的片岩和切穿它们的早古生代花岗岩类侵入体组成, 它们构成了下构造层。在矿床的西南面、东南面和东面分布着晚泥盆世的沉积岩和火山岩, 它们充填了

上叠洼地, 构成了上构造层。上构造层中分布有中、晚石炭世侵入的浅成花岗岩类、花岗正长岩和花岗岩侵入体。库尔代矿床及大部分已知的铀矿化空间上都与近 EW 向的断裂发育带有关。

库尔代矿床位于走向 NW (330~340°) 向 NE

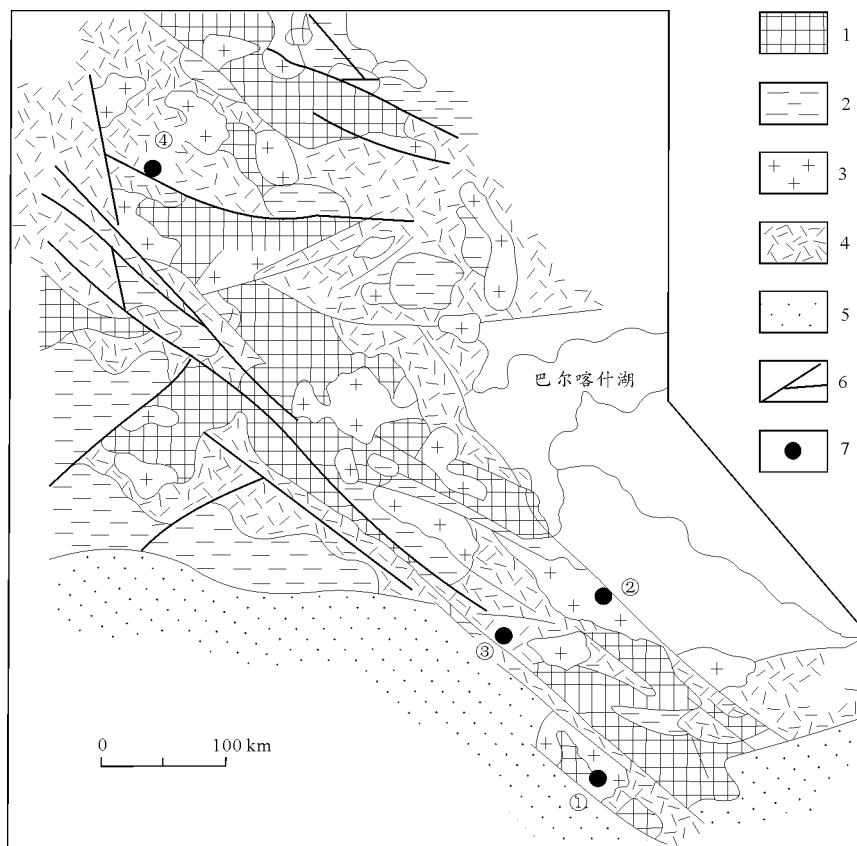


图 1 滨巴尔喀什铀矿区地质构造图 (引自 Б. П. Власов и др., 1997)

下构造层: 1—变质岩, 2—变沉积岩和变火山岩; 上构造层: 3—花岗岩类, 4—酸性火山成因的岩石, 5—中、新生代地台盖层, 6—断裂, 7—铀矿床; ①—库尔代, ②—博达布雷, ③—克孜尔赛, ④—季德连

陡倾 (65~75°) 的库尔代断裂中。断裂延伸到了切穿里菲代页岩的巨大似斑状花岗岩类岩体的内接触带。变余糜棱岩裂缝构成了断裂的基础, 沿着这些裂缝富集了石英脉和石英-碳酸盐脉、霏细岩和火成角砾岩岩墙和似岩墙体 (图 2)。在矿床的西北部, 断裂中产有石英闪长岩岩株。所有这些岩石都遭受到了不同程度的热液蚀变, 并且为纵向构造裂隙所劈裂。断裂带的总厚度 (包括强烈蚀变岩石晕) 在 80~100 m 到 200~250 m。沿霏细岩和火成角砾岩岩墙接触带, 断裂延伸最长。此外, 还有大量规模不等、与 NW 向主断裂斜交和横切的裂隙。这些裂隙的密集形成了含铀的线性网脉。

NW 向和近 SN 向大型纵向和斜向断裂靠近和连接地段、强烈硅化岩石的脆性断块以及厚大的石英脉及不同成分岩石的接触带控制了这些线性网脉。

铀矿成矿作用经历了 4 个阶段。第一阶段是岩石发生了强烈的黄铁细晶岩化, 黄铁细晶岩化晕几乎涉及整个断裂带, 部分出现在断裂带之外的花岗岩类中, 在上部层位, 蚀变晕的最大厚度为 200~250 m, 在两侧和往深部, 厚度减少了几近一半 (图 2)。第二阶段形成了石英-硫化物细脉, 含有黄铁矿、毒砂, 少量黄铜矿和磁铁矿, 在黄铁细晶岩化岩石中还有这些矿物的微细浸染, 在库尔代断裂的中部, 特别是在强烈硅化的岩石和古老的石英

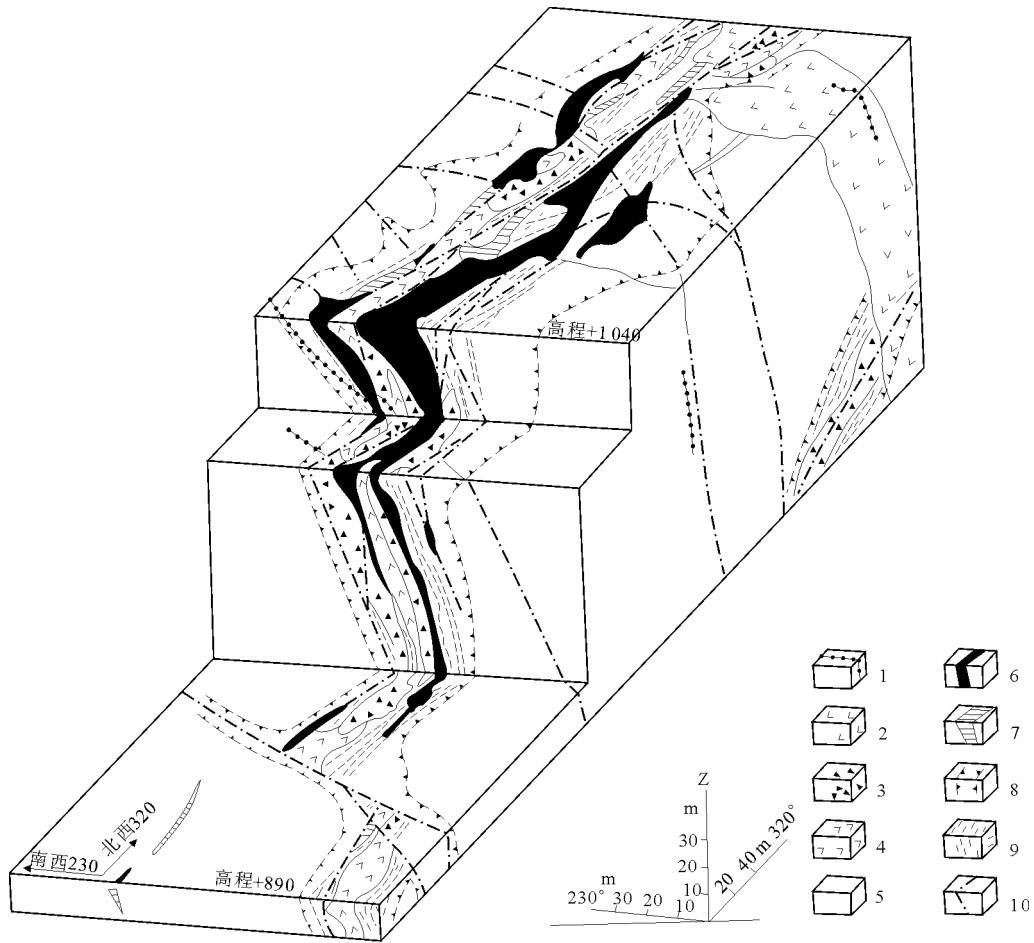


图 2 库尔代矿床立体图解 (引自 Б. П. Власов и др., 1997)

1—辉绿玢岩和闪长玢岩岩墙；2—石英闪长岩；3—火成角砾岩；4—霏细岩、霏细斑岩、石英斑岩；5—斑状花岗闪长岩；6—矿体；7—石英脉和完全硅化的岩石；8—黄铁细晶岩化晕的范围；9—花岗闪长岩中的变余糜棱岩和变余碎裂岩；10—断裂

脉中，硫化物细脉分布最为广泛。第三阶段，也就是成矿阶段，形成了石英-硫化物-非晶铀矿细脉及硫化物和非晶铀矿浸染体，这个阶段主要的矿物组合是辉钼矿（硫酸钼矿）-非晶铀矿组合，含有黄铁矿；其次是少量的方铅矿-非晶铀矿组合和方解石-非晶铀矿组合。铀矿组合只分布在黄铁细晶岩化晕的岩石中，主要是在晕的内带。固有的、叠加在黄铁细晶岩上的交代改造和非晶铀矿的沉积相伴随。在黄铁细晶岩化角砾岩和霏细岩中，沿含矿细脉形成了单矿物绢云母化脉壁粘土带，而在花岗闪长岩中则是厚达 0.5 m 的绿泥石化岩石的巢状体和条带。沿近 EW 向的断裂出现绿泥石化交代岩，它离矿体比较远，是铀矿化的直接普查标志。石英-重晶石-铁白云石成分的细脉和碳酸盐-萤石-硫化物成分的细脉属于铀矿成矿的最后阶段，这些细脉中的硫化物数量有限，主要是方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和黄铜矿。

在库尔代断裂的上盘，在绢云母化岩石中矿床的氧化带表现得最为明显。氧化带深度可达 100

m。其成分中铀云母起主要作用，铀云母中主要是磷酸盐和钼酸盐。硅酸盐（硅钙铀矿、硅铀铅矿）比较少。

总之，含硫化物浸染体、巢状体和细脉，并有沥青铀矿胶状析离体的石英、石英-绢云母或石英-叶蜡石质的岩石就是矿石。硫化物组合比较简单，其中黄铁矿占了总量的 90%，其余的矿物是辉钼矿、硫酸钼矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿。偶尔见有少量的磁铁矿、赤铁矿、黝铜矿、白铁矿、辉铁镍矿和辉钴矿。在矿床上部的氧化带中，矿石成分中还有褐铁矿、铀云母和铀黑。

矿体的形态及它在矿床构造中所处的位置主要取决于在库尔代断裂中发育的一些小型的裂隙带。削平的管状矿体既富集在断裂的中部，也富集在断裂的下盘。此外，还出现脉状矿体，但它们在矿床的储量中起次要作用。在控制细脉状和浸染状矿石位置的小型裂隙网脉形成过程中，除了 NW 向的主要断裂外，近 EW 向的断裂也起着重要的作用。在断裂中部富集有富铀矿石的透镜体。最富的矿化



出现在厚大的 NW 向构造裂隙与近 EW 向断裂的连接部位。围岩成分对矿化富集也有一定的影响。在黄铁细晶岩晕中部的完全硅化和强烈黄铁矿化岩石中,以及在古老的石英脉中,富的细脉状矿石具有重要地位。在黄铁细晶岩化花岗闪长岩、变余糜棱岩和变余碎裂岩中,以及在火成角砾岩中,矿化的富集条件有些不同,这里主要是细脉浸染状矿化。矿脉长度和厚度通常不大,延伸仅几十厘米,一般不超过 2~3 m,厚度为几毫米。总体上没有含非晶铀矿的大脉。矿脉走向多种多样,通常与库

尔代断裂主要构造裂隙的方向相平行。在库尔代断裂的下盘产有脉状矿体,矿体沿着含有早期石英脉的比较大的近 EW 向断裂分布。这些矿体只出现在矿床上部,由地表往深部延伸 50~70 m。非晶铀矿呈叠加的脉和细脉富集在古老的石英脉中,富的角砾状矿石产于容矿断裂平缓的部位。对于库尔代矿床来说,大多数矿体由地表往地下 150~200 m 就尖灭了。只有产在库尔代断裂中部的一些主要矿体往下延伸到 260~290 m。

摘自《世界矿情·亚洲卷》

## 美国新墨西哥州奎斯塔斑岩钼矿床中层状角砾岩带的 岩浆房和伴生岩层的热液流体特征

美国新墨西哥州奎斯塔富氟斑岩钼矿,由不同矿化类型的几个矿体组成,分别是粗脉(cm-m 级),细脉(mm 级)以及极不寻常的角砾岩矿体。哥特·希尔山矿体呈拉长透镜体状,角砾岩矿体 $>6 \times 10^6 \text{ m}^3$ ,其中钼的含量为占整个矿床钼含量的 30%~40%。矿体高 $\leq 100 \text{ m}$ ,宽 200 m,长 650 m,位于细晶状岩株顶端南部。在岩心详细纵剖面图中,角砾岩体可分为 7 个相,其中 5 个属角砾岩地层。由于岩浆热液流体距离岩浆房远近不同,发生水岩反应强度不同及角砾形成过程不同,导致其演化形成的不同角砾岩相在基质成分、局部蚀变及角砾结构上存在差异。成矿前岩脉和周围的安山质围岩在结晶的水饱和岩浆成矿流体形成的压力作用下发生断裂时角砾岩形成。断裂从岩株顶端向先前

存在的火山岩床延伸,或破碎带逐渐向北缓慢延伸。氧同位素地热温度测量显示角砾岩基质在近 550 °C 时沉淀。其同位素组成为  $\delta \text{D}_{\text{金云母}} = -138\text{‰} \sim -110\text{‰}$ ,  $\delta^{18} \text{O}_{\text{石英}} = 6.8\text{‰} \sim 10.3\text{‰}$ ,  $\delta^{18} \text{O}_{\text{金云母}} = 2.8\text{‰} \sim 5.7\text{‰}$ 。温度为 550 °C 时,计算出的水中同位素为  $\delta^{18} \text{O} = 5.1\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$ ,  $\delta^{18} \text{D} = -121\text{‰} \sim -93\text{‰}$ 。同位素研究表明角砾岩中具有细晶岩存在与侵入源相近,从而证明成矿角砾岩中的水中没有大气降水的成分。与其他有明显大气水参与的钼成矿系统相比,本文中的钼矿成矿流体中岩浆流体占主导地位。

朝银译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (8), 王美娟校

## 加拿大不列颠哥伦比亚 Endako 斑岩钼矿床中辉钼矿的 Re-Os 地质年代学和分类学研究

对加拿大不列颠哥伦比亚 Endako 斑岩钼矿床及 Nithi 山的精确辉钼矿 Re-Os 年龄测试反映出新的钼矿成矿信息。显示出 3 个矿化阶段: 1) 约 154 Ma, 2) 148~146 Ma, 3) 大约 145 Ma。本次测得的 Re-Os 年龄与已有的 Nithi 相、Endako 相、成矿前岩脉、Casey 相及热液黑云母中的类花岗岩类 U-Pb 年龄及  $^{40} \text{Ar}/^{39} \text{Ar}$  值 [分别为  $155.2 \pm 1.5$ ,  $148.4 \pm 1.5$ ,  $147.4 \pm 0.6$ ,  $145.1 \pm 0.2$  及  $(144.5 \pm 0.75) \text{ Ma}$ ] 一致 (Villeneuve 等, 2001)。辉钼矿 Re-Os 年龄与本区类花岗岩年龄之间的这种极好的相关性,显示出深成岩体和辉钼矿矿化之间存在直接的成因关系。同时 Re-Os 年龄数据还为观察辉钼矿中 Re-Os 的分类及稳定性提供进一步的

认识。Endako 钼矿是 2 个矿化阶段的产物,这 2 个矿化阶段均与中等盐度 (5%~15%) 和高温 (440 °C) 流体有关; 第三阶段是低温 (190~300 °C) 热液阶段,与始新世断层作用有关 (Selby 等, 2000)。钼矿床中 2 个明显的辉钼矿 Re-Os 年龄分段及其与类花岗岩质侵入岩年龄的紧密相关性表明辉钼矿中 Re-Os 并没有在高温 (440 °C), 中盐度热液流体中被重新分配。相反, 岩浆黑云母年龄约 147 Ma, 而成矿前岩墙的  $^{40} \text{Ar}/^{39} \text{Ar}$  年龄为 145 Ma, 两者一致, 显示 440 °C 的高温流体使黑云母中的 Ar-Ar 系统重新分配。因此我们认为, 相对于黑云母中  $^{40} \text{Ar}/^{39} \text{Ar}$  来说, 辉钼矿中 Re-Os 同位素在高温 (440 °C) 流体中不会重新分配。辉



钼矿中 Re-Os 也不会受到成矿后热液流体的影响。以上数据表明辉钼矿可以为理解在矿床系统中硫化物矿物沉积提供评论性信息, 而变质矿物中的其他

同位素系统则没有这种功能。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (1), 王美娟校

## 东格陵兰火山裂谷边缘斑岩钼矿床的 Re-Os 和<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄

东格陵兰 Malmbjerg 和 Flammefjeld 与裂谷有关的斑岩钼矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄表明, 2 个矿床分别形成于其所在地区东格陵兰转换裂谷边缘最后一次岩浆活动期 [25.8±0.1 和 (39.7±0.2) Ma]。Malmbjerg 花岗岩岩株的黑云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄 [(25.7±0.3) Ma] 证明辉钼矿化与花岗岩侵位是同时发生的。并且, 本区氩-氩法和 Re-Os 地质年代学所测得的时间相同表明在晚期事件中, 可以用 Re-Os 和氩-氩法测得相似的时间结果; 但是对较早的由热水叠加导致的成矿事件却不适用。成矿事件中, 由氩-氩法测得年龄要比 Re-Os 确定的年龄要晚一些。Malmbjerg 和 Flammefjeld 矿床

均形成于陆壳分离及与其相关的火山喷发作用幕 (56~54 Ma) 之后。我们认为上述 2 个钼矿床 (至少是 Malmbjerg 钼矿床) 形成于火山裂谷转换边缘隆起后期, 钼矿的形成与大西洋海盆的东北部的板块构造重组有关。火山裂谷转换边缘隆起引起地幔的减压熔融, 重生的铁镁钛质岩浆导致地壳发生深熔作用及主要的热液系统产生。这种钼矿化发生在火山裂谷转换边缘隆起的晚期的说法将助于本区的找矿预测。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2004, 99 (6), 王美娟校

## 美国蒙大纳州 Butte 斑岩型铜-钼矿床岩浆热液流体的流体包裹体研究

美国蒙大纳州 Butte 斑岩铜-钼矿床, 形成于火山热液流体中, 流体伴随着斑岩岩墙侵入于 Butte 石英二长岩中, 使 Butte 石英二长岩发生断裂。这些流体形成了石英网状脉及不同类型的含钾和绢云母蚀变的石英硫化物细脉。石英细脉中脉体和蚀变类型的分布情况及流体包裹体的分布情况记录了这个世界级矿床形成时热液流体的压力、温度及成分演化过程。按照沿陆壳断层打的深钻孔资料及一个 1 300 m 的支脉绘出一个大约 3 km 贯通布特矿床的纵剖面图, 深部位于高品位钼矿体中或其下部的细脉主要是具有薄层钾长石蚀变边缘的石英, 少数有黑云母变质边缘。在 6~9 km 深处 (压力 200~250 MPa, 温度 575~650 °C), 深部脉体中的流体包裹体中捕获的是单相流体相, 其盐度为 2%~5% 和 CO<sub>2</sub> 2%~8%。尽管在这个地区的 Cu 品位低, 但流体包裹体中富含黄铜矿矿物显示原始流体中富含铜。形成脉体的流体将岩浆中的 Cu 向上搬运到铜矿化区, 但只有少量 Cu 沉淀下来。深部石英和石英-辉钼矿脉深至少有 1 000 m, 高品位 Cu 位于含黄铜矿的伴生黑云母蚀变 (早期深色含云母脉) 的石英硫化物脉中或其周围, 脉体上部为存在广泛钾长石、绿绢云母及绿泥石蚀变 (浅绿色绢云母脉) 的磁铁矿-黄铜矿-黄铁矿-石英细脉。较其他类型脉体而言, 这些矿

脉中包含更多关于卤水-蒸汽不混溶的证据。早期深色含云母脉进变质至浅绿色绢云母脉是在低盐, 含 CO<sub>2</sub> 流体的条件下进行的, 与深部石英脉捕获的流体 (上升、减压、部分不混溶, 由 650 °C, 90 MPa 冷却至 475 °C, 50 MPa) 相似。由于低盐度, 含 CO<sub>2</sub> 的水成流体与在深部被石英脉捕获, 而在浅部冷却的流体成分相似, 它们形成于具有绢云母蚀变的晚期黄铁矿-石英脉中。这些矿脉是流体冷却过程中形成, 其形成条件为 370~450 °C, 流体静水压力 40~70 MPa, 相应深度为 4~7 km。大多数的黄铁矿-石英脉形成的压力和温度都位于 H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> 固溶体分解曲线的上方, 但是也存在卤水-蒸汽不混溶的证据。黄铁矿-石英脉形成于随热液系统冷却而逐渐加深的深度, 叠加在之前的矿化之上。主要成矿阶段中富含 Cu-Pb-Zn-Ag-As 的脉体是由稀释流体 (盐度 < 3%, CO<sub>2</sub> 浓度 < 2%) 形成。这些流体在 230~400 °C, 流体静水压力 20~60 MPa, 深度 2~6 km 的条件下被捕获。在主要阶段的矿脉中没有观察到沸腾的迹象。流体包裹体相位关系显示布特斑岩铜-钼矿的形成深度为 5~9 km, 比其他的斑岩型矿床要深。在布特矿床, 早期具钾蚀变的富石英脉捕获的流体成分与晚期具绢云母蚀变的黄铁矿-石英脉捕获的流体成分相类似, 这表明在整个热液系统过程中底部岩浆提



供了具有类似成分（含 CO<sub>2</sub>）、条件（低盐度）的流体。排除了岩浆结晶作用使流体化学成分发生变化的因素，我们可以假设，矿脉、蚀变类型和成矿元素分布组合可以反映同一母岩浆流体冷却、减压及围岩蚀变的途径，甚至可以反映流体最原始的成分。流体包裹体成分、矿脉组成、围岩蚀变关系及成矿元素的分布显示铜和钼是被同一流体带入热液系统的，但是成矿元素的沉淀机制却不尽相同。早期具有大量蚀变边的深色含云母脉（一定程度还包括浅绿色绢云母脉）较其他类型脉包含了较多的流体不混溶的证据，这表明黄铜矿是在流体不混溶时沉淀，此时发生了水-岩作用，流体在 650 °C 和

475 °C 时发生冷却。然而大多数辉钼矿矿化发生于以石英为主的脉体中，其中的石英具有少量蚀变或无蚀变，其中流体包裹体主要为低盐度。这种矿脉是随着压力的降低而形成的，而不是在冷却过程中形成。黄铜矿和辉钼矿沉淀后，低盐度流体冷却，此时温度和压力通常都在 H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> 固溶体分解曲线上部，形成了对成矿有意义的酸性的大量的绢云母蚀变，这种蚀变伴随着黄铁矿-石英脉，其中的黄铁矿-石英脉叠覆在矿床之上，含有不规则但无经济价值铜。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2008, 103 (2), 王美娟校

## 蒙古国 Erdenet 和 Tsagaan Suvarga 斑岩铜-钼矿床的 Re-Os 年龄及其构造意义

Erdenet 和 Tsagaan Suvarga 斑岩铜-钼矿床是蒙古国已知最大的 2 个矿床。Erdenet 矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄为 240.7 ± 0.8 和 (240.4 ± 0.8) Ma, Tsagaan Suvarga 的辉钼矿 Re-Os 年龄为 370.1 ± 1.2 和 (370.6 ± 1.2) Ma。Erdenet 矿床的 Re-Os 年龄明显晚于 Tsagaan Suvarga 矿床的 Re-Os 年龄，而已有资料中这 2 个矿床中与矿化绢云母的 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄 [分别为 207.4 ± 5.0 和 (364.9 ± 7.0) Ma] 稍大一点。Re-Os 结果表明，提出在热液环境中，<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄可能与矿化后的就位有关，而 Re-Os 年龄反映的主要是最初的矿

化时期。Re-Os 年龄表明在 Erdenet 和 Tsagaan Suvarga 矿床中的斑岩型矿化分别与发生在蒙古北部和南部的区域性岩浆作用晚期的斑岩体侵入有关。Erdenet 矿床的 Re-Os 年龄记录了蒙古北部的岛弧-岩浆作用的晚期阶段，其后在晚二叠世蒙古—华北板块与西伯利亚板块发生相撞。Tsagaan Suvarga 矿床的 Re-Os 年龄表明蒙古南部泥盆纪岛弧-岩浆作用一直在相当于现代北纬 44° 活动，并持续 370 Ma。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2000, 95 (7), 王美娟校

## 加拿大不列颠哥伦比亚 Endako 斑岩钼矿的热液蚀变和流体化学

加拿大不列颠哥伦比亚早白垩纪 Endako 斑岩钼矿床的热液蚀变和流体化学数据为热液流体与低氟辉钼矿矿化提供了新的信息。早期含钾长石边缘的石英-辉钼矿网状脉与随后的具绢云母边缘的带状石英-辉钼矿脉形成时发生了辉钼矿矿化和热液变质。晚期热液蚀变与高岭石的演化和成矿后的（第三纪）方解石矿脉有关。早期含钾长石蚀变组合的石英-辉钼矿网状脉的流体包裹体为中盐度（5%~15%），液体成分富集（1 型），少数包裹体为高盐度（30%~45%），含石盐晶体（3 型）。其中的 1 型和 3 型流体包裹体中均一化温度分别是 390~430 °C 和 375~420 °C。次要的流体包裹体（2 型）为低盐度包裹体，其均一化温度在 130~285 °C。含绢云母蚀变组合的石英-辉钼矿带状矿脉中的流体包裹体主要为中盐度，富液相（1 型）

包裹体，含少量的 2 型包裹体。其中的 1 型流体包裹体的均一化温度是 360~400 °C。成矿后方解石矿脉中仅有 2 型流体包裹体，其均一化温度达到 290 °C。早期矿脉中由 1 型和 3 型流体包裹体所反映的热液流体是在压力 0.3 × 10<sup>5</sup> ~ ≤ 2.0 × 10<sup>5</sup> Pa，温度 360~560 °C 时被捕获的。由 2 型流体包裹体记录的成矿后流体是在压力 ≤ 0.5 × 10<sup>5</sup> Pa，温度 190~300 °C 的条件下被捕获的。石英网状脉和带状脉的 δ<sup>18</sup>O 的值分别为 8.4‰ ± 0.2‰ (n=9) 和 8.4‰ ± 0.6‰ (n=13)。钾长石蚀变组合中的热液钾长石和黑云母的 δ<sup>18</sup>O 的值分别为 6.8‰ ± 0.4‰ (n=7) 和 3.5‰ ± 0.8‰ (n=8)。钾长石蚀变组合中的石英-黑云母和石英-钾长石的氧同位素测温得到的温度为 200~490 °C，与研究辉钼矿矿化时，高岭石演化和方解石矿脉，由流体包裹体得到的热



液流体捕获温度相似。石英-黑云母和石英-钾长石的氧同位素的温度表明，钾长石和黑云母或者具有与含钾长石变质组合的热液流体的<sup>18</sup>O 相似的组分，或者在晚期与热液流体<sup>18</sup>O 进行交换。石英网状脉和带状矿脉流体包裹体中  $\delta D_{\text{水}}$  为  $-105\text{‰} \sim -173\text{‰}$ 。流体包裹体中水化学分析显示，与其他与岩浆作用有关的矿床如 Porgera (浅成低温热液型)，Babine Lake (斑岩型铜矿)，和 St. Austell 矿床，Capitan Pluton (脉型) 矿床相比，Endako 成矿流体中的 Br/Cl 和 Br/Na 值小，I/Cl 和 I/Br 值

大。流体包裹体水中的 Na/K 值得出的温度为  $308 \sim 429 \text{ } ^\circ\text{C}$ ，与 1 型和 3 型流体包裹体及稳定同位素温度测定法测定的温度相近。流体包裹体及对其中的流体进行的成分分析表明，在 Endako 钼矿床成矿过程中，热液流体是由于晶体熔融而释放的流体。但是，其中的氢和氧同位素值与已知的岩浆成分中不一样，表明在成矿流体及矿床形成过程中，有大气降水的参与。

朝银译自 *Economic Geology*, 2000, 95 (1), 王美娟校

## Deposit description for the Thompson Creek porphyry molybdenum deposit, Idaho, USA

The Thompson Creek porphyry molybdenum deposit is located near Challis in east-central Idaho, USA.

The molybdenum mineralisation at Thompson Creek occurs in numerous systematically oriented sets of quartz veins confined to a late magmatic quartz monzonite core within a granodiorite stock. The granodiorite intrudes lower Carboniferous (Mississippian) argillites. Both are overlain by Eocene post mineral Challis Volcanics.

Dating of muscovite and biotite from the quartz-molybdenite vein alteration assemblage returned ages of  $85.9 \pm 3$ , and  $(86.9 \pm 3)$  Ma respectively. The metasomatised quartz-monzonite core occurs within the granodiorite stock, and is interpreted to have developed from the original stock by late magmatic growth of K-feldspar, quartz and biotite.

Molybdenum mineralisation is typically associated with quartz-biotite-pyrite veins, with or without K-feldspar alteration halos, that are contained in the quartz-monzonite core. An age of 88.4 Ma has been obtained from primary biotite in the tran-

sition between the quartz-monzonite core and the main granodiorite of the stock.

The mineralisation is related to late phases of the main 94 Ma Idaho Batholith, and not the younger 78 to 68 Ma Boulder Batholith event of the Butte area (Schmidt, et al., 1979).

The orebody has plan dimensions of around  $1\ 300\ \text{m} \times 300\ \text{m}$  and extends over a vertical interval of 550 m, with associated intense potassic alteration (USBM, from unpublished Cyprus reports). The ore appears to straddle the transition zone between the quartz-monzonite core and the granodiorite in its upper sections, being present in both lithologies, near the contact with the intruded meta-sediments, as shown on (Tooker, 1991). The Thompson Creek deposit was initially operated by the Cyprus Minerals Company. In 1992 production amounted to 6 750 t of Mo (Am. Mines H' book, 1994, P66). Currently the mine is owned by Blue Pearl Mining through its holdings in the Thompson Creek Mining Company acquired in late 2006.

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 2006

## Deposit description for the Silver Creek porphyry molybdenum deposit, Colorado, USA

The Silver Creek porphyry molybdenum deposit is located in the Rico District of south-west Colorado, USA, within the Colorado Mineral Belt. With a Pliocene age it is the youngest known

porphyry molybdenum deposit in the mineral belt and has associated sulphate replacement, epithermal Pb-Zn-Ag vein and replacement mineralisation and Recent hot spring activity.



The Silver Creek deposit is concealed 1.5 km below surface. One main phase of molybdenum mineralisation appears to have produced a stockwork of molybdenite-quartz-veins with accessory early and late pyrite, orthoclase, fluorite and scheelite. Alteration includes skarn and hydrothermal sulphate (anhydrite) deposits up to 30 m thick formed by replacement of limestone prior to the introduction of molybdenite.

Mineralisation and alteration in the Rico district is related to a 4 Ma Pliocene thermal anomaly which has modified many of the country rocks,

both sediments and the abundant intrusives. The youngest and possibly causative intrusives of the district are 4 Ma granitoids.

Historically important Pb-Zn-Ag veins and replacement chimneys and mantos in Carboniferous (Pennsylvanian) carbonates produced 83 847 t Pb, 82 717 t Zn, 5 637 t Cu, 450 t Ag, 2.58 t Au.

Drill indicated reserves at the Silver Creek deposit are: 41 Mt @ 0.31% Mo, within a possible resource of up to 185 Mt.

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 1997

## Deposit description for the Shameika porphyry molybdenum deposit, Russia

The small Shameika porphyry molybdenum deposit is located on the eastern margin of the Adui composite granitic pluton, near Malyshevo, 55 km north-east of Ekaterinburg (Yekaterinburg) in the Urals region of Russia.

A number of polymetallic and emerald deposits are found along the southern and eastern exocontact zones of the Adui granite which comprises a high K, biotite-orthoclase granite phase and a two mica microcline granite enriched in Rb, Li and Cs. The pluton is intruded along the contact between Precambrian migmatites and biotite orthogneisses to the west and Palaeozoic volcanosedimentary rocks to the east. The main Adui pluton and adjacent Palaeozoic volcanics and sediments are intruded by the smaller 6 km × 2 km Malyshevo leucogranite stock which hosts the Shameika porphyry molybdenum deposit. It is composed of albite-oligoclase, latticed microcline, quartz, biotite and muscovite and is enriched in fluorine in the vicinity of the molybdenum mineralisation.

The deposit occurs as a 1 200 m × 200 m stockwork of ore veinlets. Faulting has offset the leucogranite to produce a concealed repetition overlain by amphibolite schist which has been altered to a banded biotite-epidote and calcite rock cut by a dense network of granitic dykes. Mineralisation can be traced to a depth of 220~280 m. The stockwork is hosted 75% by the leucogranite as a dense network of molybdenite bearing quartz veins and 25% by the exocontact hornfels as thin molybdenite and pyrite bearing fluorite-quartz veinlets.

Both hosts are strongly altered. The leucogranite has been altered to a pink colouration due to an increase in K feldspar and albite, and quartz depletion. Fine grained molybdenite occurs as banded aggregates of parallel flakes concentrated with pyrite near the margins of the veinlets in both hosts.

A resource has been outlined of approximately: 54 Mt @ 0.08% Mo.

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 2002

## Deposit description for the Questa porphyry molybdenum deposit, New Mexico, USA

The Questa porphyry molybdenum deposit is located in northern New Mexico, USA.

### Geology

Molybdenite mineralisation occurs in the hood

zone of the early Miocene Questa Mine aplite-porphyry intrusive, one of three silica-rich intrusives found along the east-west trending Red River Trench, which forms the northern margin of the



circular Gold Hill Block in New Mexico (Carpenter, 1968). The three intrusives are the Bear Canyon, Questa Mine and Red River Intrusions.

The aplite porphyry bodies intrude a sequence comprising:

Middle Proterozoic basement of biotite gneiss and schists, amphibolite gneisses and schists, feldspar gneisses, acid granite gneiss, quartzite and granite;

Upper Carboniferous (Pennsylvanian) arkose, shale and sandstone from 0~100 m thick;

Cretaceous sandstone, siltstone and grits from 0~30 m thick;

Early Miocene volcanics comprising: Lower Andesites, 150 to 900 m of dark green to grey, fine grained featureless hornblende andesite with infrequent, finely crystalline tuffaceous lenses, and an uppermost 0~60 m thick band of medium to coarse grained tuffaceous andesite porphyry; Latite, generally around 200 m thick, composed of porphyritic, quartz bearing, hornblende-biotite latite tuffs and flows with agglomerates towards the top; Lower Rhyolite Tuff, 500 m of coarse grained, welded tuff with alternating dark grey glassy and light grey pumiceous bands up to 2.5 cm thick; Upper Rhyolite Tuff, 400 m of fine grained, light to dark grey, banded, glassy and pumiceous, welded rhyolitic tuff, becoming fragmental towards the top;

Pliocene light grey, banded, porphyro-aphanitic rhyolite and banded, spherulitic, highly contorted, glassy rhyolite around 100 m thick. The intrusive aplite porphyries occur largely within the andesites, and are interpreted as having been emplaced by metasomatism rather than by stoping (Carpenter, 1968).

The intrusive phases in the area include, from oldest to youngest: Hornblende-biotite monzonite porphyry, which occurs largely as dykes, and contains phenocrysts of sanidine over 30 mm long, plagioclase 5~6 mm in length, ferro-magnesian minerals up to 4 mm and quartz 8 mm in diameter. All are set in a fine grained aphanitic matrix of quartz and alkali feldspar which makes up about 50% of the rock;

Hornblende bearing biotite granite porphyry, occurs as plugs, dykes and sills in the volcanics. It is composed of potash feldspar crystals more than 30 mm long, plagioclase to 12 mm in length, quartz 6 mm in diameter with biotite 4 mm and hornblende up to 12 mm in length. These phenocrysts are separated by small ferro-magnesian crystals, plagioclase laths, and anhedral crystals of potash feldspar, quartz and plagioclase;

Questa Mine Aplite body, which covers an outcrop area of approximately 1 500 m×1 200 m, and plunges to the south. This and two other nearby similar aplites may represent the peaks of a concealed aplitic batholith. Emplacement of these aplite bodies is interpreted as having been accomplished in part by "dyking" and stoping, and in part by flooding and metasomatism by potash-silica rich fluids representing an advancing segregation from depth. Large volumes of volcanics and granite porphyry have been "digested" by the advancing "fluid front". Dense siliceous aplite is found in the hood zone of the Questa Mine Aplite body as cross-cutting dykes and in areas of flooding;

Biotite granite, which makes up the deeper phases of the aplitic bodies, grading upwards into the porphyritic aplite. It is somewhat porphyritic with 4 to 10 mm phenocrysts of plagioclase, potash feldspar, quartz and biotite in a matrix of the same components;

Quartz porphyry or rhyolite porphyry, which is found as a plug and a set of dykes. It is light grey and porphyritic with numerous phenocrysts of potash feldspar making up two thirds of the phenocrysts, with the remaining one third being quartz. The matrix is aphanitic, consisting entirely of potash feldspar and quartz, with accessory zircon, monazite, apatite and sphene;

Aplite porphyry, which is found as dykes cutting through the hood zone of the Questa mine intrusive (Carpenter, 1968).

### Mineralisation & Alteration

Hydrothermal alteration occurs as:

- 1) blanket propylitisation in the volcanics,
- 2) sericitisation and kaolinisation in the porphyries, and as
- 3) a halo-type alteration outwards from



veins and shear zones resulting in strong biotitisation in the volcanics and sericitisation and kaolinisation in the aplitic rocks .

Propylitisation of the volcanics has produced a suite including sericite, carbonate, kaolinite, epidote, biotite, chlorite and iron oxides . Molybdenite is the only ore mineral at Questa, commonly accompanied within the aplite by pyrite, quartz, sericite, and less frequently fluorite, topaz, adularia, rhodochrosite, calcite, dolomite, potash feldspar, biotite, kaolinite and illite . Sphalerite, galena and chalcopyrite infrequently occur in small veinlets or as fillings in reopened molybdenite veinlets . Drilling had not penetrated more than 300 m below the volcanic-aplite contact as of 1968 . No ore or gangue zoning had been noted over this vertical interval . Regionally a lateral zonation from molybdenite to zinc to lead and finally to silver is indicated (Carpenter, 1968) .

The low grade orebodies are irregular in size and shape, with margins being established by assay boundaries . Small orebodies mined prior to the extensive lower grade ore, consisted of high grade molybdenite (around 5%  $\text{MoS}_2$ ) occurring as quartz veins along the contact between the intrusive aplites and the andesites . The main mineralisation occurs as 1) disseminated molybdenite, found as small accessory sulphide flakes in the aplitic intrusive rocks; 2) molybdenite-quartz veinlets and molybdenite in quartz-biotite-potash

feldspar veinlets; 3) zoned molybdenite-quartz veins, frequently with biotite and potash feldspar along the walls . These occasionally carry minor Pb, Zn and Cu sulphides, followed by fluorite and carbonates when subsequently reopened; 4) high grade molybdenite locally occurring along shear zones, with minor associated quartz and pyrite; and 5) molybdenite paint along joint and fracture surfaces . The orebodies are situated largely in the silica rich intrusives and locally silicated volcanics that have been sufficiently well cracked, shattered and mineralised to contain 0.25% ~ 0.3%  $\text{MoS}_2$  . Of the five types described above, types 4) and 5) account for the majority of the contained molybdenite . This mineralisation is apparently associated with faulting related to numerous adjustments along the trench, and by major shear systems trending north-east, east-west and north-south to north-west (Carpenter, 1968) .

Molybdenite has been well oxidised to ferri-molybdite in near surface exposures, and the molybdenum bearing ferric hydroxide, akaganeite . The abundant pyrite of the ore has also been well oxidised (Carpenter, 1968) .

Published reserve figures for the Questa orebody are: 110 Mt @ 0.183% Mo (Res. 1979, start-up 1966, USBM) .

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 1996

## Deposit description for the Malmbjerg and Mellempas porphyry molybdenum deposit, Greenland

The Malmbjerg and Mellempas porphyry molybdenum deposits are associated with the alkaline Werner Bjerge Complex at about 72°N, while the Flammefjeld deposit is associated with the large Kangerlussuaq Alkaline Complex at about 68°N, all three of which are on the rifted continental margin of East Greenland, close to the present day coast .

The East Greenland volcanic rifted margin was formed during the Paleogene continental breakup above the ancestral Iceland mantle plume, accom-

panied by massive outpourings of plateau basalts, intrusion of major gabbroic and felsic plutons, and the emplacement of a huge coast-parallel dyke swarm . This magmatic activity was largely concentrated in three periods: 62~59, 57~54, and around 50~47 Ma although it is now known to have continued with a distinctly younger component also .

The Werner Bjerge Complex represents a large subvolcanic complex composed of alkali gabbros, granites, and both under- and over-saturated syenites, and is one of a line of such complexes tren-



ding obliquely both to the continental margin and to the main faults and structural lineaments of the area. This complex was intruded into Carboniferous country rocks. In places it can be seen to be overlain by a preserved volcanic roof of predominantly feldspar porphyries. The Malmbjerg granite stock [dated at between  $26.0 \pm 1.1$  to  $(21.1 \pm 0.9)$  Ma] and its mineralised carapace outcrops a few kilometers west of the main Werner Bjerger Complex and thus cannot be directly related to the main complex.

The Malmbjerg deposit contains three lithological units; i) An uppermost perthite granite with a quartz-feldspar porphyry roof, which, along with the adjacent sediments, contains most of the molybdenite mineralization; ii) The perthite granite is intruded by a porphyritic aplite; iii) Lowest is a third porphyry type having two textural varieties distinguished by the nature and form of their phenocrysts. Three types of mineralisation are recognised; i) A network of veins containing molybdenite, forming a zone in the uppermost part of the stock with the shape of an inverted bowl; ii) greisen mineralisation in flat-lying veins; and iii) minor base metal mineralisation in vertical, argillised fracture zones.

The Mellempas molybdenite mineralisation, occurs within the Werner Bjerger Complex, is less

well explored and believed to be of lesser economic importance. It is associated with a biotite granite body which cuts other rocks of the complex.

Flammefjeld, about 500 km south of Malmbjerg, comprises volcanic breccias and quartz porphyries that cut the syenites of the 800 km<sup>2</sup> Kangerlussuaq intrusion. The mineralised body is concealed and has not been drilled out. It is represented by up to 1 m size blocks contained within an igneous breccia pipe. These blocks are of various granitic rocks, including quartz-feldspar porphyry and aphanitic granophyre containing an intense stockwork of quartz and molybdenite-bearing fractures. The breccia complex has dimensions of around 500 m × 800 m and includes dykes of aplite, rhyolite and quartz-feldspar porphyry, as well as more mafic rocks. The breccia pipe is interpreted to have transported the molybdenite-bearing blocks from an underlying classic porphyry molybdenum deposit.

Dating of mineralisation at Malmbjerg and Flammefjeld has yielded ages of between  $25.8 \pm 0.1$  and  $(39.6 \pm 0.1)$  Ma, Malmbjerg has an estimated mineral resource of 150 Mt @ 0.23% MoS<sub>2</sub>.

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 2004

## Deposit description for the Brenda porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada

The Brenda porphyry molybdenum-copper deposit is located 225 km ENE of Vancouver and 22 km west of the Okanagan Valley, in British Columbia, Canada (Location: 49° 52' N, 120° 0' W).

Published reserve and production figures include: 164 Mt @ 0.16% Cu, 0.026% Mo, (Prod. + Res. 1984, incl. Prod. 131 mt, 1970—1984, Dawson, et al. 1991). 159 Mt @ 0.183% Cu, 0.049% Mo, which includes a “high grade” core of, 25 Mt @ 0.212% Cu, 0.063% Mo, (Res. pre-production, 1969, @ 0.3% Cu eq. cut-off, Soregaroli & Whitford, 1976).

### Geology

The Brenda Cu-Mo deposit is within the Brenda Stock, a composite zoned body of Jurassic age within the Brenda Mine area that forms part of the larger Pennask Batholith which in turn intrudes upper Triassic sedimentary and volcanic rocks of the Nicola Group. No clear boundary between the “stock” and the batholith had been established in 1976. The Brenda Stock is sub-divided into two units, a quartz-diorite with abundant mafic minerals, and a porphyritic granodiorite. Pre- and post-ore dykes with widely divergent compositions cut the stock (Soregaroli & Whitford, 1976).

The quartz-diorite shows considerable varia-



tion in texture and composition. Near the contact with the Nicola Group it is somewhat foliated, and generally becomes increasingly, but not uniformly, more mesocratic away from the contact. Generally it comprises 10% ~ 25% quartz, 10% ~ 20% K-feldspar, 50% ~ 60% plagioclase, 10% ~ 30% hornblende, 1% ~ 15% biotite and 1% ~ 2% magnetite, sphene and apatite. Quartz occurs as angular interstitial grains, while poikilitic K-feldspar encloses quartz and plagioclase. The gradation from the quartz-diorite to the porphyritic granodiorite is generally diffuse, with the contact defined by the appearance of subhedral quartz and biotite. The porphyritic granodiorite has a chilled finer grained phase, both of which are characterised by subhedral quartz grains that range from 2 to 6 mm in diameter, and by well defined 3 to 10 mm biotite phenocrysts. This unit is lighter coloured than the quartz-diorite. Its composition is generally 20% ~ 30% quartz, 10% ~ 20% poikilitic K-feldspar, 45% ~ 60% plagioclase, 5% ~ 15% biotite, 2% ~ 10% hornblende and minor magnetite, apatite and sphene. The mineralisation is predominantly within the quartz-diorite (Soregaroli & Whitford, 1976).

Dykes cutting the Brenda Stock include aplite-pegmatite, andesite, quartz-diorite, dacite-porphyr and felsite, all of which are pre-ore, while subsequent trachyte-porphyr dykes are only weakly mineralised, cutting most stages of veining, suggesting they are late inter-mineral. The last dykes are post mineral and of basaltic composition (Soregaroli & Whitford, 1976).

The Nicola Group comprises volcanic breccias and flows and greywackes, which adjacent to the stock have been altered to schistose hornfels over a width of up to 450 m. The hornfels is characterised by the development of bands and aligned lenses of felted brown to black biotite. Siliceous bands and matrix in the hornfels consist of quartz with minor plagioclase, K-feldspar and occasional euhedral brown garnet (Soregaroli & Whitford, 1976).

### Mineralisation & Alteration

“Economic mineralisation”, as defined by the 0.3% Cu equivalent grade line has a plan outline of

some 720 m × 360 m, and persists to at least 300 m below the surface, with all drill holes bottoming in ore grade at that depth. The lateral boundaries are very close to vertical. Hypogene mineralisation is generally confined almost entirely to veins, with disseminated sulphides being rare, except in some mineralised dykes and in areas of intense hydrothermal alteration. The grade of the orebody is a function of the fracture/vein density and of the thickness and mineralogy of the filling material. The average sulphide content of the ore zone is generally 1% or less (Soregaroli & Whitford, 1976).

At least five stages of veining, each with unique attitudes and mineralogy, were developed in fractures created by east-west regional compression. The grade of mineralisation is a function of the fracture density and mineralogy of the veins. Chalcopyrite and molybdenite are the most abundant sulphides, generally accompanied by minor but variable quantities of pyrite and magnetite in a gangue of quartz, potash feldspar, biotite and/or calcite. Bornite, specular hematite, sphalerite and galena are rare constituents of the ore. Pyrite is most abundant in altered andesite dykes and in quartz-molybdenum veins. The ratio of pyrite:chalcopyrite in the orebody is around 1:10, with the chalcopyrite content diminishing beyond the ore boundaries (Soregaroli & Whitford, 1976).

The density of veining is not homogeneous within the orebody, ranging from < 9 per metre near the periphery of the ore to 63 and occasionally 90 per metre near the centre. Some veins have very sharp contacts with the wall rock, but most are irregular with replacive margins. Individual veins may show fracture characteristics in one area and replacive margins in another. Five stages of veining are recognised within the orebody, as follows (after Soregaroli & Whitford, 1976), from oldest to youngest, with stage 5 representing a later, probably un-related event:

Biotite-chalcopyrite veins, most of which do not exceed 1.5 mm in thickness. Biotite filled fractures contain disseminated patches and crystals of chalcopyrite and more rarely pyrite, molybdenite and K-feldspar. Quartz is absent. The biotite



shows evidence of slip along the fractures. Four directions of veining are recognised, representing three phases of veining, from oldest to youngest. The strikes and dips are as follows, phase 1A -  $62^{\circ}/78^{\circ}\text{S}$ ; phase 1B -  $284^{\circ}/86^{\circ}\text{S}$ ; and phase 1C -  $348^{\circ}/58^{\circ}\text{E}$  and  $312^{\circ}/18^{\circ}\text{N}$ . Biotite-chalcopyrite veins account for about 20% of the total number of veins within the orebody. However because of their narrow thickness and patchy mineralisation, they probably contain less than 5% of the total sulphides.

Quartz-K feldspar-sulphide veins account for the bulk of the mineralisation in the Brenda deposit. Two ages of veins with different characteristics have been recognised. Phase 2A, oriented at  $68^{\circ}/74^{\circ}\text{S}$  and  $70^{\circ}$ /vertical, is the earlier, and is characterised by quartz and K-feldspar, with highly variable quantities of chalcopyrite, molybdenite and pyrite. Quartz is the most abundant vein mineral, while K-feldspar varies from 1% ~ 25%. Sulphide distribution within the vein is erratic, generally comprising between 10% and 25%, but may locally exceed 80% of the vein space. Pyrite is a minor but constant accessory, while magnetite occurs as rare octahedra in chalcopyrite and more rarely as bands at vein walls. Bornite and sphalerite are occasional accessories. The NE striking set are the most abundant, comprising 60% of all veins in the pit, with all other phase 2A veins making up about 5% of the total veining. The younger phase 2B veins, oriented at  $338^{\circ}$ /vertical and  $35^{\circ}/20^{\circ}\text{NW}$ , are vuggy with sulphides occurring as discrete crystals and crystal groups in interstices between quartz and K-feldspar crystals. Biotite occurs as a minor constituent of all veins, as does epidote. Chalcopyrite is the principal sulphide, and is accompanied by minor quantities of molybdenite and pyrite.

Quartz-Molybdenite-Pyrite veins range from 2.5 to 35 cm in thickness. They contain quartz and molybdenite with disseminated cubes of pyrite and chalcopyrite on fractures. Banding in some veins is caused by seams of molybdenite within the quartz. Calcite is a minor constituent. These veins strike and dip predominantly at  $72^{\circ}/86^{\circ}\text{S}$ , with a lesser

set at  $284^{\circ}$ /vertical.

Epidote-sulphide-magnetite veins, which strike and dip at  $310^{\circ}$ /vertical, comprise epidote and magnetite with minor molybdenite, chalcopyrite or pyrite. These veins occur throughout the area, but are nowhere abundant. The adjacent wall rock is irregularly replaced by epidote and chlorite.

Biotite, calcite and/or quartz veins of several ages are later than the mineralising episode.

Hydrothermal alteration is particularly weak, with mineralisation being confined almost entirely to veins in relatively fresh homogeneous host rocks. The different styles of alteration include (after Soregaroli & Whitford, 1976):

Potassic alteration (K-feldspar and biotite) forms envelopes adjacent to stages 2 and 3 mineralised veins, and is directly related to sulphide mineralisation. Generally K-feldspar and biotite are separated, but locally occur together. Pink to white K-feldspar replaced plagioclase next to most stage 2, and to a lesser extent stage 3 veins, forming irregular envelopes ranging from 1 cm to 1 m, but averaging 2 cm in thickness. Hydrothermal biotite replaced magmatic mafic minerals in wall rocks adjacent to stage 2, and particularly stage 3 veins, forming envelopes ranging in width from  $< 1\text{ mm}$ , to several cm's. In local highly irregular areas it may form up to 50% of the rock. Replacement biotite only occurs within the Brenda orebody, while stage 1 veins of hydrothermal biotite extends over a broad area extending beyond the deposit.

Propylitic alteration formed both before veining, and accompanied some later stage veins, but is only of local significance. It varies from weak to intense, and is characterised by the development of chlorite and epidote, as well as microscopic sericite and carbonate. Large areas within the orebody have not been propylitised, while K-feldspar selvaged veins cut across earlier pre-ore propylitised quartz-diorite. The second stage propylitisation accompanied the development of stage 4 veining and is reflected as envelopes of epidote and chlorite, but because these veins are very minor in occur-



rence the propylitisation is also sparse.

Argillic alteration is only locally developed and is restricted to post mineral fault zones where the host rock has been highly shattered. Kaolinite,

sericite and epidote almost replace the comminuted host rocks, with only the original quartz remaining.

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 1996

## Deposit description for the Endako molybdenum deposit, British Columbia, Canada

The Endako molybdenum deposit lies within the composite Jurassic Topley Intrusions which include the older Endako Quartz Monzonite, which is bounded on the south by the Francois Granite, and on the north by the Casey Alaskite and Glenannan Granite. The Endako Quartz Monzonite is elongated in a NW—SE direction and is 3 to 5 km wide in the Endako area (Kimura, et al., 1976).

Reserves + production to 1990, 280 Mt @ 0.08% Mo (Dawson, 1991); Production, from 1965—1982, 139 Mt (Dawson, 1991); Reserve 1998, 85 Mt @ 0.136% MoS<sub>2</sub> at a cutoff of 0.07% MoS<sub>2</sub> (Selby et al., 1999); Reserve 2005 (probable + proven), 74 Mt @ 0.063% Mo (Blue Pearl Mining web site, 2006); Resource 2005 (indicated), 51.8 @ 0.070% Mo (Blue Pearl Mining web site, 2006).

### Geology

The main rock types are as follows:

Endako Quartz, Monzonite (adamellite), dated at 142 Ma, the host to ore, is generally equigranular (3~4 mm), with some K-feldspar crystals in places up to 7 mm across. The rock consists of 30% quartz, 35% pale pink to orange tinged K-feldspar, 30% white to green tinged plagioclase, and 5%~10% partially chloritised black biotite. The rock is characterised by the pink to bright orange-pink K-feldspar and the alteration in the mine area which varies from pale greenish-grey to dark green to bleached creamy white for highly altered variants;

Casey Alaskite, dated at 138 Ma, which is normally a fine to medium grained (1~3 mm), sugary textured, leucocratic rock composed of 40% quartz, 45% pale pink K-feldspar, 5%~10% white plagioclase, 2%~5% partially chloritised biotite and 1% accessory pyrite and hematite;

Glenannan Granite, dated at 138 Ma, which is a coarse grained granite to quartz-monzonite (adamellite), comprising 20%~25% quartz, 40%~45% pink K-feldspar, 15%~30% white plagioclase and 5%~10% biotite. Texturally the rock ranges from equigranular (5~6 mm) to porphyritic with K-feldspar and plagioclase crystals up to 2 cm. Pegmatite phases with crystals ranging up to 1~2 cm's are also noted;

Francois Granite, dated at 137 Ma, a distinctive red, equigranular (3~4 mm) rock composed of 35% quartz, 45% perthitic K-feldspar, 15% white plagioclase with greenish cores, 3%~5% chloritised biotite and up to 1% of accessory magnetite, pyrite and sphene;

Wheeler Quartz, Monzonite (adamellite), relative age unknown, which occurs as a small mass some 4 km to the south of the orebody. It is normally a coarse grained leucocratic rock with local porphyritic varieties with scattered pink K-feldspar phenocrysts which average 2 cm in length. The modal composition is 30% quartz, 45% pink K-feldspar, 20%~25% plagioclase and 1%~3% biotite (Kimura, et al., 1976).

The intruded Takla Group volcanics are the oldest rocks in the area, and consist of dark green to purple lavas, tuffs and flow rocks which locally contain small white quartz, feldspar and biotite phenocrysts in a hard aphanitic matrix (Kimura, et al., 1976).

In the vicinity of the orebody the Endako Quartz Monzonite is intruded by pre-mineral dykes in the following chronological order, 1) aplite (6 mm to 1.2 m wide), 2) andesite (generally 0.3~0.5 m wide), 3) porphyritic granite (1.2~25 m wide) and 4) quartz-feldspar porphyry (5 cm to 50 m wide), and by post-mineral basalt dykes. In



plan the orebody is an irregular elongated body that strikes at  $120^\circ$ , dips  $40\sim 60^\circ$  to the south and measures  $3\ 360\text{ m}\times 370\text{ m}$ . A major crosscutting fault offsets the orebody in a northerly direction, and also forms a divisional boundary between the broader westerly plunging eastern half and the shallowly lenticular western half (Kimura, et al., 1976).

### Mineralisation & Alteration

The most abundant primary minerals are molybdenite, pyrite and magnetite, with minor amounts of chalcopyrite and trace quantities of bornite, bismuthinite, scheelite and specularite. All are intimately associated with quartz veins. Calcite and chalcedony occur in late veins and fractures. Ore minerals occur in two forms, as large quartz-molybdenite veins, and in fine fracture fillings and veinlets in the form of a stockwork. The major quartz-molybdenite veins, 15 cm to 1 m thick, occur as a series of sub-parallel and complementary sets within the ore zone. Molybdenite typically occurs as thin ( $1\sim 6\text{ mm}$ ) closely spaced laminae that give the milky white quartz veins their characteristic ribboned appearance. Molybdenite also occurs as scattered to concentrated finely divided grains in quartz, so as to produce blue and black quartz veins. Magnetite, pyrite and minor chalcopyrite are intimately associated with molybdenite. Brecciation within veins with subsequent healing by quartz and molybdenite is common. The veins swell, pinch and horse-tail, and control the distribution of the stockwork veinlets (Kimura, et al., 1976).

Quartz and molybdenite and associated ore minerals occur within randomly oriented fractures forming a stockwork adjacent to and surrounding the major quartz-molybdenite veins. Veinlets range from minute wisps of molybdenite to 5 cm wide quartz-molybdenite veins. Veins within the economic stockwork are spaced from  $1\sim 2\text{ cm}$  to several metres apart. The economic limits of the mineralised stockwork range from 6 to 60 m in width. A pyrite zone bounds the orebody to the south, and consists of fine quartz and pyrite, minor magnetite and rare molybdenite as fracture fillings in a

poorly developed stockwork. The pyrite content is estimated to be less than 1%. The transition from pyrite to molybdenite mineralisation is gradational. A pyrite zone has been noted in other peripheral sections of the orebody (Kimura, et al., 1976).

Hydrothermal alteration has locally produced three alteration phases, namely K-feldspar envelopes on veins and fractures, quartz-sericite-pyrite envelopes on veins and pervasively kaolinisation of the host rocks. The different styles are as follows (from Kimura, et al., 1976):

K-feldspar bearing envelopes, present in three forms, namely, a) K-feldspar envelopes from  $3\sim 50\text{ mm}$  wide, developed as bright orange-pink borders adjacent to either quartz or quartz-molybdenite veins. They comprise either wholly K-feldspar, or have up to 5% quartz also; b) K-feldspar-biotite envelopes which contain up to 10% biotite and minor quantities of quartz. This assemblage forms bands or lenses commonly from  $5\sim 60\text{ cm}$  wide, but may be up to 5 m thick. Envelopes are more common than lenses; c) K feldspar-quartz envelopes which are distinctly different in that they contain 60% or more K-feldspar, 30% quartz, up to 5% biotite and up to 5% altered plagioclase. Hydrothermal K-feldspar is megascopically identical to the bright orange-pink primary K-feldspar of the host quartz-monzonite (adamellite).

Sericite bearing envelopes, occur as grey, megascopically sharp borders to quartz-molybdenite, magnetite and quartz-pyrite veins, in widths from  $3\sim 50\text{ mm}$ . These envelopes are composed of 50%  $\sim 60\%$  quartz, 30%  $\sim 35\%$  very fine grained sericite and 1%  $\sim 5\%$  finely disseminated pyrite. Within the envelope the original K-feldspar, plagioclase and biotite have been replaced by sericite and quartz, while iron from the breakdown of biotite has been sulphidised to form pyrite. Occasionally magnetite and more rarely chalcopyrite occur as disseminated grains in the envelope.

Pervasive kaolinisation, of the Endako Quartz-Monzonite (adamellite) is widespread, and varies from a slight development of kaolinite in plagioclase in otherwise unaltered rock, to complete alteration of both plagioclase and K-feldspar to a



soft creamy-white or green clay .

A paragenetic sequence of veining and alteration envelopes has been determined as follows, from youngest to oldest (from Kimura, et al., 1976):

Stage 1, a) quartz with K-feldspar; b) quartz-molybdenite with K-feldspar and biotite; and c) quartz-magnetite  $\pm$  pyrite with K-feldspar and quartz .

Stage 2 , a) quartz-molybdenite and minor K-feldspar with quartz-sericite-pyrite; b) quartz-magnetite with quartz-sericite-pyrite; c) quartz-molybdenite with quartz-sericite-pyrite; d) quartz-magnetite-molybdenite with quartz-sericite-pyrite; all with  $\pm$  pyrite, chalcopyrite and bornite, and e) quartz-pyrite-magnetite and molybdenite with quartz-sericite-pyrite of the pyrite zone .

Stage 3 , all with no envelopes, and pyrite and chalcopyrite a) quartz; b) quartz-molybdenite with coarse molybdenite; c) quartz-magnetite-molybdenite .

Stage 4, again with no envelope, but occasional bleached haloes, a) . quartz; b) . quartz-pyrite .

Stage 5, again with no envelopes, a) sphalerite with minor quartz; b) calcite; c) chalcedony .

Stage 6, late unfilled fractures .

The Endako orebody is visualised as a restricted stockwork that has formed on an elongated easterly trending dome by uplift, intrusion and shearing, and localised at or near the intersection of regional north-westerly and easterly structures .

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 1999

## Deposit description for the Ruby Creek or Adanac porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada

The Ruby Creek or Adanac porphyry molybdenum deposit is located 22 km NE of Atlin in northern British Columbia, Canada, at an elevation of 1 460 m, in the floor of an alpine cirque at the head of Ruby Creek .

The deposit is hosted by the composite Mount Leonard quartz monzonite stock [dated at  $(703 \pm 2.4)$  Ma to  $(71.6 \pm 2.1)$  Ma], a satellite of the post-accretionary Cretaceous, Surprise Lake Batholith. The stock crosscuts deformed and metamorphosed Carboniferous and Permian-age volcanic and sedimentary rocks of the Cache Creek Group, serpentinite of the Atlin Intrusions, and Jurassic diorite of the Fourth of July Batholith. The Mt Leonard stock is partially overlain by Late Tertiary-Quaternary volcanoclastic debris and columnar olivine basalts .

The deposit is located near the northeastern contact of the Mt Leonard stock, which is composed of distinct quartz monzonite phases, including:

i) coarse-grained to aplitic and/or weakly porphyritic variety of “hybrid” quartz monzonite that occurs throughout the stock, which locally becomes; ii) a distinctly coarse grained variety, also

described as “coarse granite”; iii) mafic porphyry, also described as “medium granite”; iv) sparse porphyry, also described as “porphyritic granite”; v) crowded porphyry, also described as “crowded porphyry”; vi) fine grained quartz monzonite, also described as “fine granite”; vii) minor variants, including plutonic breccia .

Two adjacent, largely subcropping, “porphyry” cupolas have been defined, composed of sparse porphyry and crowded porphyry respectively. Weak mineralisation is developed as a discontinuous blanket paralleling the contact of the subcropping portion of the sparse quartz monzonite porphyry (western) cupola, with a ring of better grade mineralization around its outer edge. Where the cupola is approximately 500 m in diameter, the surrounding ring of mineralisation is approximately 200 m wide .

The, thicker, higher grade molybdenum zone is restricted to the eastern flank of that western or sparse porphyry cupola. The deposit is truncated by a steep, northwesterly dipping, normal Adera Fault that down-dropped the northern half of the deposit by a minimum of 100 m .



The deposit lacks strong zonal alteration although there are narrow envelopes of potassic alteration around some veins and local zones of intense wall-rock silicification. There is considerable retrograde alteration along postmineral faults and fractures.

Molybdenum, which is the only element of economic significance, occurs in all phases of the quartz monzonite. The principal ore mineral is molybdenite, occurring in sulphide veins and fracture coatings, many of which are relatively flat-lying, and as coarse and fine rosettes and blebs in both smokey and clear quartz veins. It is also found as streaks and smears in deformed rock within the Adera Fault and other fracture zones. Most of the mineralised structures are 1~3 mm wide, although some of the sub-horizontal veins are up to 3 cm

wide. Mineralised quartz veins locally contain trace amounts of one or more of orthoclase, biotite, sericite, carbonate, pyrite, scheelite or fluorite. Vein and skarn occurrences accompanied by tungsten, tin, lead zinc and precious metals are found peripheral to the deposit.

Reserve estimates include: Resource: 104.234 Mt @ 0.16% MoS<sub>2</sub> (0.096% Mo) (Chapman, Wood & Griswold Ltd., 1971); Geological reserve: 270 Mt @ 0.053% Mo at 0.03% Mo cutoff, or 187 Mt @ 0.061 Mo at 0.04% Mo cutoff (Placer Dome 1979); Undiluted mineable mineral reserve: 151.9 Mt @ 0.063% Mo at 0.04% Mo cutoff & stripping ratio of 1.5 : 1 (Placer Dome, 1981).

摘自 *Porter GeoConsultancy Database*, 资料截止到 2006

## Deposit description for the Koktenkol Mo-W deposit, Kazakhstan

The Koktenkol Mo-W deposit is located approximately 150 km north of Balkash in Kazakhstan and occurs as a stockwork of quartz, quartz-feldspar and feldspar veinlets which carry molybdenite, wolframite, pyrite, chalcopyrite, bismuthinite, magnetite, hubnerite, rutile, muscovite, quartz, fluorite, feldspars, calcite, garnet and other minor minerals. The stockwork and its associated mineralisation is developed within a middle to upper Devonian sequence of volcanogenic and sedimentary rocks, above the apex of an oval shaped lower Permian or upper Carboniferous, leucocratic granitic complex (Smirnov, 1977).

The granite apex outcrops over an area of 0.15 km<sup>2</sup>, but widens considerably with depth to form a concealed 15 km × 18 km batholith. The Devonian sequence comprises andesite and dacite porphyries, with tuffs of rhyolite porphyry, interstratified with sandstones, siltstones and tuffaceous sandstones. These are overlain by carbonaceous chert, shales, marls and limestones of late Devonian age. Around the granites the Devonian alumino-silicates have been hornfelsed, intensely biotitised and feldspatitised, and the carbonates have been skarn altered (Smirnov, 1977).

Alteration within the granite includes K-feldspar and more prominent albite development, followed by quartz veining, first containing molybdenite, then by wolframite, pyrite, bismuthinite, molybdenite, muscovite and fluorite. Later veining introduced further stages of wolframite, pyrite, chalcopyrite, magnetite, fluorite and muscovite and other minerals (Smirnov, 1977).

The southern sector of the deposit is developed within Devonian volcanics which have been intensely altered by contact metamorphism. In the northern sector the stockwork is mainly included within metamorphosed Devonian rhyolite tuffs, tuffaceous sandstones, sandstones and skarn altered limestone, near the apex of the batholith. A minor proportion of the ore is contained within the granite itself. Ore is developed over a maximum vertical interval of 800~900 m, 100~200 m of which is in the granite (Smirnov, 1977).

The Koktenkol stockwork lies in a NNW striking tectonic zone which passes across the deposit. The veins of the stockwork vary from 1 to 2 mm, up to 100~150 mm, averaging 5~20 mm. The densest network of veining is above the upper-central axial portion of the granite, especially a



dome like rise in its surface . Away from domal cul-  
minations the network of veins diminishes and the  
mineralisation dies out . The maximum amounts of  
Mo are concentrated at the granite exo-contact a-  
bove its apical portions , with only a small amount  
in the granite itself . The largest amounts of  $WO_3$  ,  
Bi and Sn correspond to the maximum Mo , while

Cu occurs on the flanks of the deposit . The highest  
Pb values are lower in the system in the core por-  
tions of the Mo zone , decreasing towards the pe-  
ripheries (Smirnov , 1977) .

摘自 Porter GeoConsultancy Database , 资料  
截止到 1997

## 湖南郴州柿竹园钨-钼-铋-锡矿床

**大地构造位置** 华南加里东褶皱系内湘桂粤华  
力西-印支坳陷区的东部边缘, 与赣南后加里东隆  
起区毗邻。

**矿区地层** 中泥盆统白云质灰岩、上泥盆统碎  
屑岩和碳酸盐岩、震旦系浅变质碎屑岩 (图 1)。

**成矿岩体** 千里山花岗岩多阶段复式岩株, 出

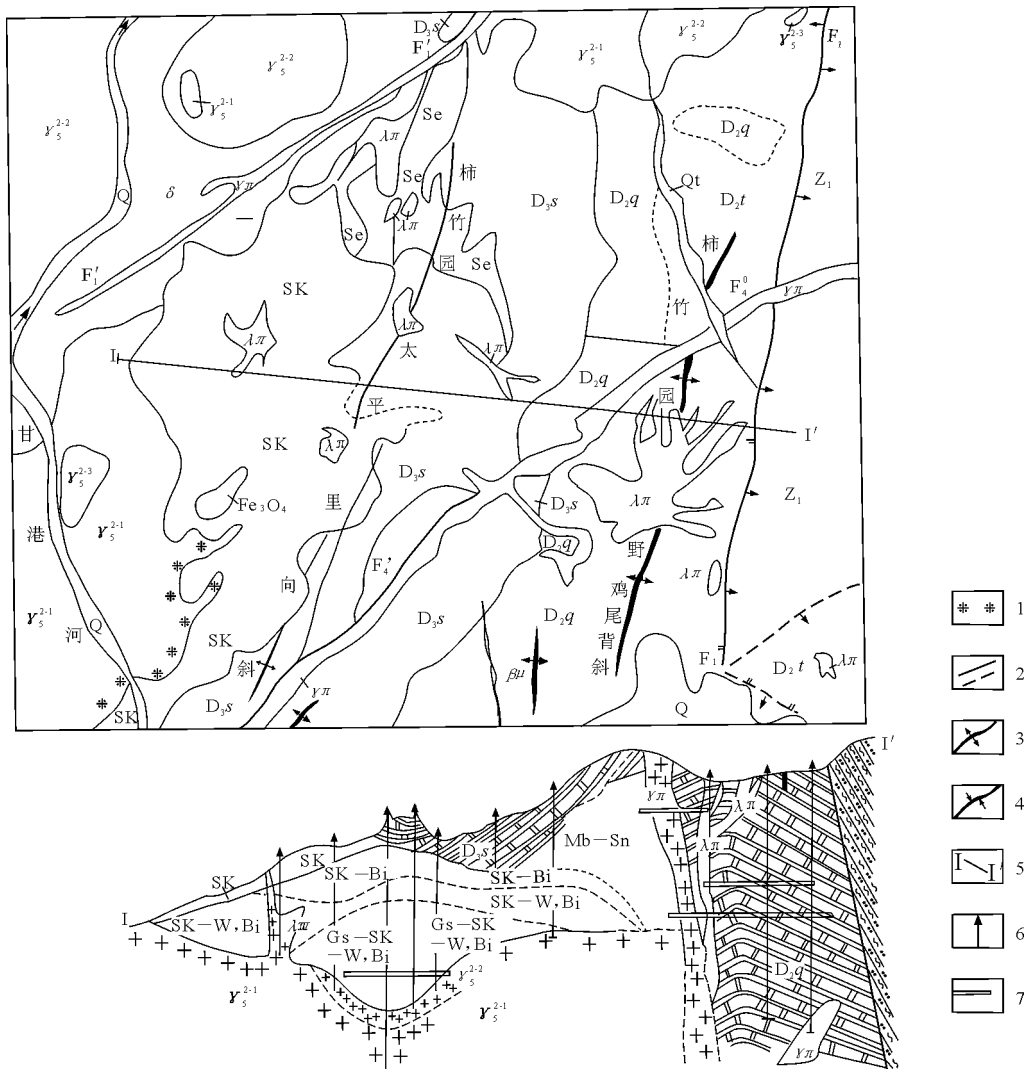


图 1 柿竹园矿区地质图

Q—第四系;  $D_3s$ —上泥盆统余田桥组大理岩;  $D_2q$ —中泥盆统棋梓桥组白云质大理岩;  $D_2t$ —中泥盆统跳马涧组砂岩;  $Z_1$ —震旦系石英砂岩  
及板岩;  $\gamma_5^{2-1}$ —细粒斑状黑云母花岗岩;  $\gamma_5^{2-2}$ —中粗粒黑云母花岗岩;  $\gamma_5^{2-3}$ —细粒 (少斑) 二云母花岗岩;  $\gamma_\pi$ —花岗斑岩;  $\lambda_\pi$ —石英斑岩  
(属  $\gamma_5^{2-1}$  浅成相);  $\beta_\pi$ —辉绿 (玢) 岩; Se—绢云母岩 (属  $\gamma_5^{2-2}$ ); SK—夕卡岩 (剖面); Mb-Sn—大理岩化锡矿带; SK-Bi—夕卡岩铋矿  
带; SK-W, Bi—夕卡岩钨铋矿带; Gs-SK-W, Bi—网状云英岩穿插的夕卡岩钨铋矿带; Qt—石英脉;  $Fe_3O_4$ —磁铁矿; 1—云英岩  
化; 2—实测及推测冲断层; 3—背斜轴; 4—向斜轴; 5—剖面位置; 6—钻孔; 7—坑道



露面积约 10 km<sup>2</sup>，侵位时代为燕山早期（182~133 Ma）。

**控矿构造** NNE 向的东坡—月枚复式向斜及其两侧的断裂面外倾的高角度走向冲断层控制成矿岩体的生成和侵位。

**矿体产状** 主要分布于岩体与碳酸盐岩石接触的外接触带的夕卡岩和大理岩中以及野鸡尾岩枝中，而复式岩体内矿化微弱（图 1）。

**矿石类型及矿物组合** 夕卡岩型矿石，金属矿物以白钨矿和辉铋矿为主，有少量辉钼矿，夕卡岩矿物以符山石、辉石、钙铁（铝）榴石为主，伴随有萤石化，而石榴子石中含锡较高，形成含锡夕卡岩型矿化；夕卡岩中的网脉状云英岩矿石，金属矿物有黑钨矿、白钨矿、辉钼矿、辉铋矿及锡石，云英岩类矿物以石英为主，其次为云母、萤石及少量黄玉；岩枝中的浸染状锡-钨矿石，金属矿物主要是黄铁矿、锡石和黑钨矿，非金属矿物主要是石英、黄玉和萤石；岩枝中及内外接触带内的细脉状锡石硫化物矿石和致密块状铅-锌矿石。

**矿石结构** 夕卡岩型矿石呈浸染状构造，网脉状云英岩型矿石具浸染状和条带状构造，岩枝及其外接触带中的矿石为浸染状、细脉状及块状构造。

**矿化阶段及分带性** 早期的钨-铋-钼-锡矿化沿外接触带夕卡岩及其中的网脉状云英岩发育，晚期的锡-铜-铅-锌矿化沿岩体外侧的岩枝发育，矿化阶段可分为硅酸岩—氧化物—硫化物 3 个阶段，它们的分布在空间上离岩体愈来愈远。

**蚀变类型及其分带性** 在岩体中由上而下发育钾长石化、钠长石化、云英岩化、硅化；在岩枝中由下而上发育黑鳞云母化、黄玉化、萤石化、硅化、黄铁矿化、绿泥石化、绢云母化；在碳酸盐岩围岩中发育夕卡岩化、大理岩化、萤石化、电气石化、绿泥石化。

**成因机理** 矿床的形成与千里山花岗岩的分异演化有着紧密关系，早阶段成矿作用在接触带形成夕卡岩型和网脉状云英岩型复合的钨-铋-钼-锡矿体，晚阶段的成岩作用围绕岩枝形成云英岩化斑岩型锡-铜-铅-锌矿化（图 2）。

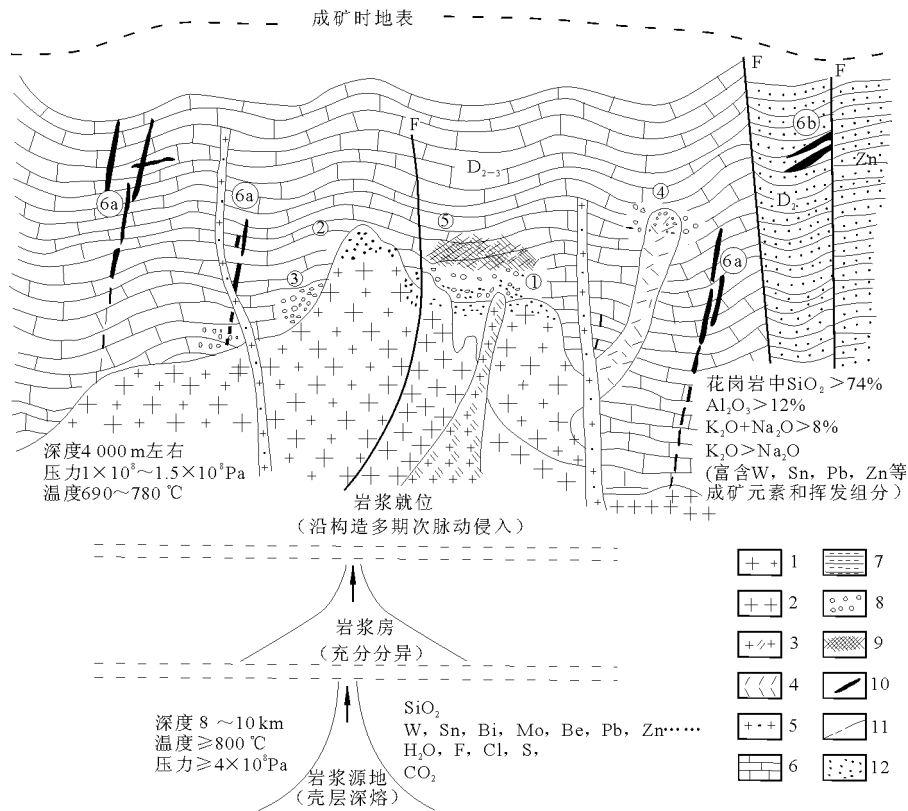


图 2 东坡矿田成矿模式图

1—细粒斑状黑云母花岗岩；2—中粗粒黑云母花岗岩；3—细粒二云母花岗岩；4—石英斑岩；5—花岗斑岩；6—上泥盆统碳酸盐岩；7—碎屑岩；8—夕卡岩；9—含细脉网脉矿化大理岩；10—脉状矿体；11—断裂；12—云英岩；①—夕卡岩-云英岩钨、锡、钼、锡复合叠加型矿床（柿竹园、叉路口等）；②—云英岩型钨、锡矿床（大吉岭）；③—夕卡岩型钨、锡、钼、锡矿床（金船塘等）；④—石英斑岩接触带内外云英岩-夕卡岩型锡、铜矿床（野鸡尾）；⑤—大理岩中细脉网脉型锡矿床（柿竹园）；⑥—碳酸盐岩中低温热液铅-锌矿床（野鸡尾、蛇形坪、横山岭等）；⑦—碎屑岩中层控热液铅-锌黄铁矿床（金狮岭）



**矿床类型** 夕卡岩-网脉状云英岩-斑岩复合叠加型钨-铋-钼-锡-铜-铅-锌矿床。

**控矿因素** 成矿作用在空间上受侵入岩、断裂带控制，时间上受不同期次花岗岩的侵入作用控制。各期次成矿作用如下：①燕山早期第一次侵入岩（ $\gamma^1$ ）与钨-锡矿化有关；②燕山早期第二次侵入岩（ $\gamma^2$ ）与钨、锡、钼、铋及部分铅、锌、铜矿化有关，是本矿床的主成矿期；③燕山早期第三次侵入岩（ $\gamma^3$ ）与锡、铋、钽、稀土矿化有关；④燕山晚期花岗斑岩、石英斑岩与铅-锌矿化有关，其次出现钨-锡矿化；⑤第五次辉绿玢岩，只具微弱的黄铁矿化。

**找矿标志** 1) NE向和近SN向2组断裂的交会处的破碎带是矿体的赋存空间，而近SN向的断裂是主要的导岩和导矿构造；2) 余田桥组泥质灰

岩的成分和发育的劈理有利于夕卡岩矿床的形成；3) NE和NNW向2组构造是储矿构造，矿脉沿此2组构造充填；4) 燕山早期第二次侵入体接触带属容矿构造，是寻找主矿体的位置；5) 矿床水平分带清楚，当出现汞、铋、铅、锌、铜矿化带时，在靠近铅-锌矿化的内带可能出现钨-多金属矿化，汞-铅-锌-铜矿化带可作为这类矿床的找矿标志；6) 围岩蚀变是直接的找矿标志，在大理岩中出现黑鳞云母、电气石脉是找矿的直接标志，当黑鳞云母、电气石网脉密度由小到大时，离矿体由远到近，复杂夕卡岩往往与矿体相一致，萤石化是白钨矿化的找矿标志，磁黄铁矿化是锡石富集的标志；7) 绿泥石化、铁锰碳酸盐化、淡蔷薇红色的蔷薇辉石化是寻找铅-锌矿化的标志。

摘自《中国矿床成矿模式》

## 江西瑞昌阳储岭钨-钼矿床

**大地构造背景** 江南古陆内九岭—高台山EW向隆起带的东段，北侧与瑞昌—湖口下扬子拗陷带毗邻。

**矿区地层** 中元古界双桥山群下亚群第一岩组的一套浅变质海相泥砂质及火山碎屑沉积岩，以绢云母板岩、粉砂质板岩、凝灰粉砂质板岩为主，夹变凝灰质细砂岩、变凝灰质粉砂岩、变质细砂岩及少量变沉凝灰岩、变晶屑凝灰岩、变火山角砾岩等，具复理石韵律。

**成矿岩体** 阳储岭侵入杂岩体主要由棋盘村花岗闪长斑岩体（出露面积2.7 km<sup>2</sup>）和大岗脑二长花岗斑岩体（出露面积0.3 km<sup>2</sup>）组成，尚有花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗闪长岩、石英闪长（玢）岩、闪长玢岩、细晶岩、闪长煌斑岩等多种脉岩，岩体侵位年龄为141 Ma左右（图1）。

**控矿构造** 矿体受EW向和NW向构造制约，低级别、低序次的NWW，NW及近EW向的裂隙控制了含矿石英细脉的分布。

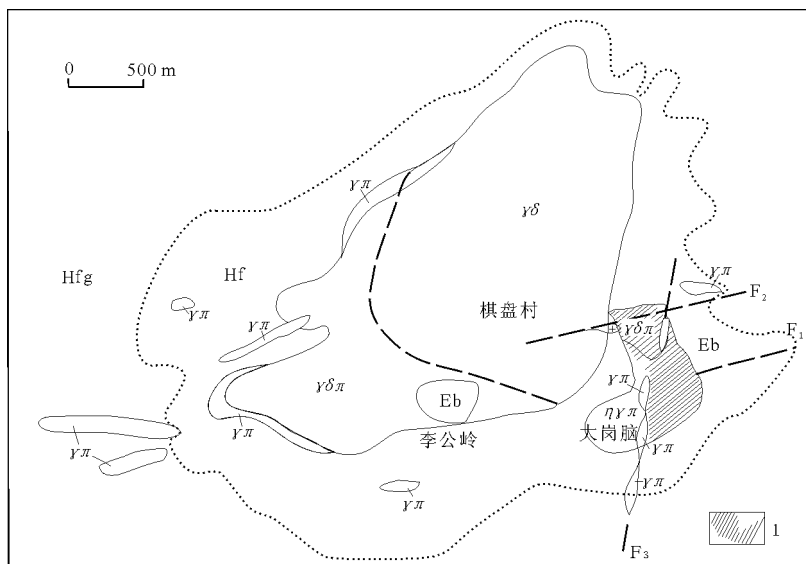


图1 阳储岭钨-钼矿床地质略图（据卢宇）

Hfg—元古宇板溪群；Hf—角岩； $\gamma\delta$ —花岗闪长岩； $\gamma\delta\pi$ —花岗闪长斑岩； $\eta\gamma\pi$ —二长花岗斑岩； $\gamma\pi$ —花岗斑岩脉；Eb—爆破角砾岩筒；1—钨-钼矿体



**矿体产状** 分布于大岗脑二长花岗斑岩中的钨-钼矿体，由于地表风化作用，已形成风化壳型白钨矿体，呈面型覆盖于斑岩体的顶部，向下过渡为近水平似层状的网脉（浸染）状的钨-钼矿体；在花岗闪长岩体中发育的爆破角砾岩筒的中上部以及花岗闪长岩和浅变质岩的接触带上的李公岭透镜状、扁豆状的近水平的似层状隐伏钨-钼矿体；花岗闪长岩体的边缘至过渡相斑状花岗闪长岩中的零散分布的禅山寺含矿石英网脉或大脉钨-钼矿体；和地层中的似夕卡岩型白钨矿体（图2）。

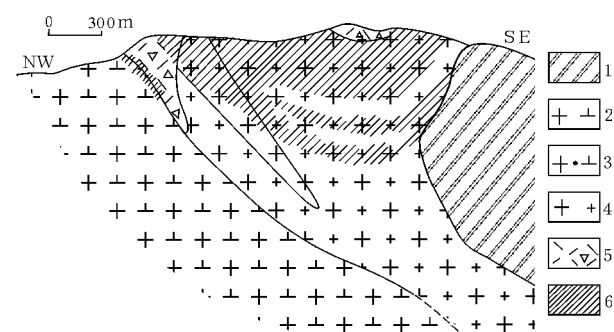


图2 阳储岭钨-钼矿体的剖面形态示意图

1—角岩；2—花岗闪长岩；3—花岗闪长斑岩；4—二长花岗斑岩；  
5—爆破角砾岩筒；6—钨-钼矿体

**矿石类型及矿物组合** 根据矿体所赋存的围岩不同可分为斑岩型和角砾岩型矿石，其中的矿脉类型有（微斜长石）-石英-白钨矿-（辉钼矿、磁黄铁矿），石英-白钨矿-（辉钼矿），石英-（白钨矿）-辉钼矿，绢云母-石英-辉钼矿-黄铁矿-石英-白钨矿-辉钼矿-黄铁矿，石英-（白钨矿）-黄铁矿（黄铜矿、闪锌矿、方铅矿）-方解石。

**矿石组构** 以网脉状构造为主，浸染状次之，尚有角砾状、象形状和团块状构造。

**矿化阶段及分带性** 矿区中多次成岩作用伴随多期成矿，而每期成矿作用又可以划分为（硅酸盐）-氧化物（硫化物）成矿阶段，硫化物-（碳酸盐）成矿阶段和绿泥石-碳酸盐成矿阶段。斑岩体中的矿化总体上呈上钨下钼分带性，而角砾岩筒中的矿化具明显的上钼下钨分带性。主要的钨矿化形成于氧化物阶段，主要的钼矿化形成于硫化物阶段。

**蚀变类型及其分带性** 在矿化岩体中发育钾长石化、硅化、绢（白）云母化、黑云母化、碳酸盐

化，其次有绿帘石化、阳起石化和楣石化。在地层中发育角岩化及叠加于其上的热液蚀变。在斑岩体中从下而上可分为面型蚀变分带：钾硅化带→石英-绢（白）云母化带→绿泥石碳酸盐化带。在花岗闪长岩体中形成线性蚀变分带，从含矿硫化物石英脉-钾硅化带→黄铁绢英岩化带→绢英岩化带→绢云母绿泥石化带→未蚀变的花岗闪长岩。

**成矿的物理化学条件** 硅酸盐成矿阶段的温度为 380~470℃，氧化物阶段 180~340℃，硫化物阶段 151~320℃，碳酸盐阶段 141~240℃。成矿热液早阶段基本上属岩浆水，而成矿晚期有大气水渗入， $\delta^{34}\text{S}$  变化范围多在 -0.1‰~3.9‰。

**成因机理** 侵入杂岩体由下地壳或上地幔安山质分熔岩浆沿深断裂上升，引起区域基底双桥山群优地槽类复理石火山-陆源碎屑沉积含钨建造重熔，产生混源花岗质同熔型岩浆沿构造薄弱部位侵位而行成，首先产生大岗脑斑岩株。由于地层发生热接触变质作用，使得前震旦系的区域变质、构造挤压作用而产生的似夕卡岩化白钨矿化再度活化集中，富集成规模不等的似夕卡岩型白钨矿体。岩浆的结晶分异，形成含矿热液，沿裂隙运移并发生矿化蚀变作用，形成大岗脑矿床。第一次成岩成矿后，花岗闪长岩浆沿构造复合部位侵位，发生第二次成岩成矿作用，产生禅山寺矿床，并且在花岗闪长岩浆作用的晚期，含矿热液发生隐爆作用，形成李公岭爆破角砾岩型矿床。

**矿床类型** 斑岩型钨-钼矿床。

**找矿标志** ①含矿斑岩呈岩瘤、岩板状，具隐爆特征，多次成矿作用明显；②含矿石英脉赋存在钾-硅化、石英-绢云母化蚀变围岩中；③构造裂隙（NW，NWW，NEE）的交叉部位；④浅变质的类复理石火山-陆源碎屑沉积岩系为含钨建造；⑤W，Mo 为指示元素，Bi，Cu 是近矿指示元素，As，Ag，Pb，Zn 是中远程指示元素，Be，Bi，Ag，Co 为蚀变过程中活化转移元素；⑥成矿岩体中 W，Mo，Bi 的丰度高，特别富含 W，其 W，Mo 的原次生异常与矿体相一致。W 达  $70 \times 10^{-6}$  时反映矿化体， $200 \times 10^{-6}$  反映强矿化地段， $600 \times 10^{-6} \sim 700 \times 10^{-6}$  反映工业矿体。

摘自《中国矿床成矿模式》



## 河南南泥湖—三道庄钼（钨）矿床

**大地构造背景** 华北地台西南缘豫陕断隆区的三川—栾川断陷褶皱断带内。

**矿区地层** 中元古界蓟县系栾川群的一套浅海相碎屑岩、火山碎屑岩及碳酸盐岩等浅变质岩系，这套岩石由于受燕山期岩浆侵位的影响，形成各种角岩和钼夕卡岩（图1）。

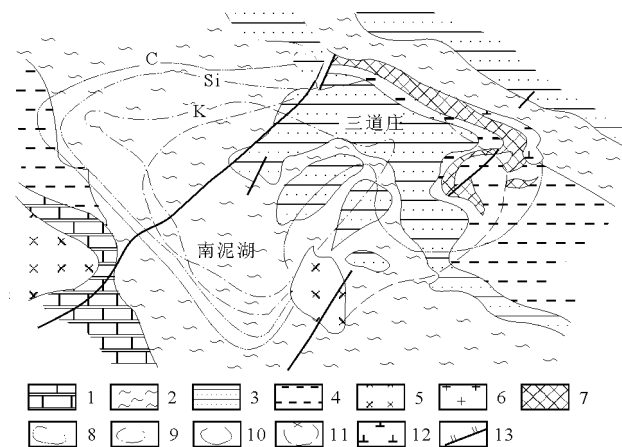


图1 栾川南泥湖—三道庄钨-钼矿床地质示意图

1—煤窑沟组下中段；2—南泥组中段；3—南泥湖下段；4—三川组下中段；5—变辉长岩；6—斑状花岗岩；7—夕卡岩；8—钾化带；9—硅化带；10—沸石-碳酸盐化带；11—阳起-绿泥-绿帘石化带；12—正长斑岩；13—断裂

**成矿岩体** 矿区内有加里东期变辉长岩（743 Ma），黑云正长斑岩，但矿床与印支期—燕山期南泥湖斑岩黑云母花岗闪长岩-斑状花岗岩（225~173 Ma）复式岩体有关，出露面积0.14 km<sup>2</sup>。

**矿体产状** 由南泥湖钼矿体和三道庄钼（钨）矿体组成，前者小部分赋存于岩体中，大部分产于岩体外接触带 NW 和 NE 方向的钙硅角岩及黑云长英角岩内；后者主要产于夕卡岩内；矿体呈层状或似层状展布，其顶底板部位有零星小矿体存在，且具分支复合现象（图2）。

**矿石类型及矿物组合** 按赋矿围岩特征可分为夕卡岩型、角岩型和花岗岩型矿石。在斑状花岗岩顶部和边部裂隙中主要发育辉钼矿-石英脉，其次为辉钼矿-黄铁矿-钾长石-石英脉；角岩中广泛发育不同方向的辉钼矿-石英，辉钼矿-黄铁矿-石英，辉钼矿-方解石-辉沸石-石英等细脉和网脉；在夕卡岩中，辉钼矿和白钨矿以浸染状、稠密浸染状居多，其次为辉钼矿-黄铁矿-石英脉，白钨矿-石英脉和沿裂隙发育的膜状辉钼矿。金属矿物主要有黄铁矿、辉钼矿、白铁矿及少量磁黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿和闪锌矿等；非金属矿物有钙铁榴石、富铁透辉石、镁橄榄石、粒硅镁石、符山石、角闪石、阳起石、绿帘石、蛇纹石、金云母、黑云母、钾长石、

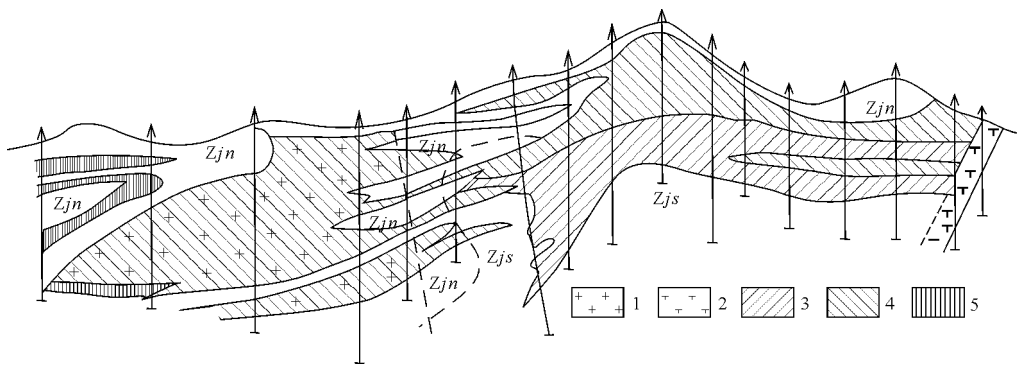


图2 南泥湖—三道庄钨-钼矿 9 横勘探线矿体形态简图

Zjn—南泥湖组；Zjs—三川组；1—斑状黑云二长花岗岩；2—正长岩；3—钼矿体；4—钼表内矿；5—钼表外矿

石英、斜长石、方解石和萤石等。

**矿石结构** 稀疏—稠密浸染状和细（网）脉状构造为主，在断裂带附近尚可见角砾状构造。

**矿化阶段** 成矿过程分为夕卡岩期和热液期。夕卡岩期晚阶段的透辉石和钙铁榴石化伴随白钨矿化；热液期又分为钾长石-石英阶段，石英硫化物

阶段和沸石碳酸盐阶段，钼矿化主要发育于前2个阶段。

**蚀变类型及其分带性** 在围岩中发育角岩和钼夕卡岩化外，自岩体向外大致呈现如下的面型热液蚀变分带：1）早期钾化带，主要表现为钾长石或石英-钾长石细（网）脉沿岩体和角岩的节理、裂



隙充填交代；2) 碳酸盐-沸石化带；3) 青磐岩化带，形成阳起石-绿帘石-绿泥石-碳酸盐组合，往往叠加在先前的蚀变带上。

**成矿的物化条件** 主要成矿温度为 220~410℃，辉钼矿和黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为 1.84‰~6.27‰。

**成因机理** 斑状花岗岩侵位于三川组和南泥湖组中，形成角岩和钙夕卡岩，随之而来的成矿流体在钙夕卡岩中以交代方式形成钼-钨矿化，在角岩和斑状花岗岩中主要形成以充填为主的钼矿化，成矿元素钼-钨和硫主要来源于岩浆，而热流体为岩浆水和雨水的混合液（图 3）。

**矿床类型** 斑岩-夕卡岩型中高温充填交代钼（钨）矿床。

**找矿标志** ①原生晕异常有明显的分带性，内带为 Sn, W, F, Mo；中带为 Cu, Zn；外带为 Pb, Ag (As)。整体上是 Mo, W, Sn, F, Cu, Zn, Pb, Ag (As) 的综合异常，其为直接找矿标志。②钼异常的高值区与矿床呈镜像反映， $\text{Mo} > 100 \times 10^{-6}$  者与富矿对应， $40 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$  与工业矿体吻合； $15 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$  与矿化和蚀变带一致，据此定量指标在野外可以直接评价矿床；③矿与非矿的地化异常有明显差异，一般呈椭圆形，呈不规则圆形者属矿异常，而呈长条状、无浓集中心的异常，有时与地层相一致者为非矿异常；④地化异常与斑状花岗岩小岩株对应，而又赋存在

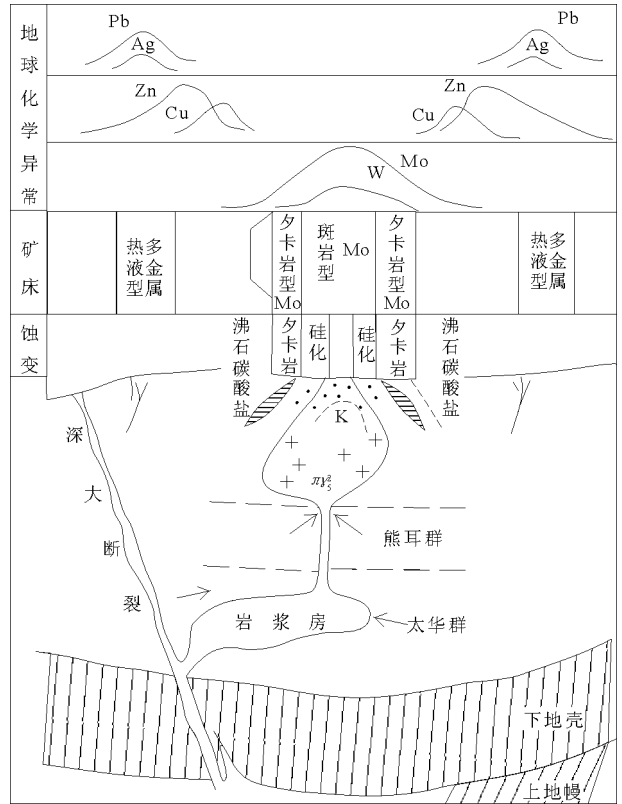


图 3 南泥湖钼矿田地球化学场特征与成矿模式

熊耳群或栾川群地质中，具有明显的绢云母化、硅化、钾化和碳酸盐化时，属近矿地质标志。

摘自《中国矿床成矿模式》

## 陕西金堆城钼矿床

**大地构造背景** 华北地台西南缘与秦岭褶皱带接合边界的北侧，EW 向构造带与 NE 向构造带复合部位的豫陕断隆区内。

**矿区地层** 元古宇熊耳群变细碧岩、板岩和凝灰质板岩，不整合于熊耳群之上的蓟县系高山河组石英岩（见本书 13 页图 1）。

**成矿岩体** 燕山期老牛山二长花岗岩岩基和金堆城花岗岩岩株，尚有花岗斑岩脉和辉绿岩脉。花岗岩岩株的 K-Ar 同位素年龄为 128 Ma，在斑岩体的边缘见有条纹岩或细褶皱石英层状岩。

**控矿构造** 近 EW 和 NW 向的断裂为岩株的侵位提供了有利空间。

**矿体产状** 发育于斑岩体及其外接触带的细碧岩内，矿体由不同方向纵横交错的细网脉组成，以斑岩体为中心向四周扩展，形成与斑岩体形态一致的 NW-SE 向展布形态（见本书 14 页图 2）。

**矿石类型及矿物组合** 按照含矿岩石的成分可

分为花岗斑岩矿石、变细碧岩矿石和石英岩板岩矿石，矿石都是由黄铁矿-辉钼矿-石英，黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英，白云母-萤石-黄铁矿-辉钼矿-石英等细脉构成。金属矿物主要是黄铁矿和辉钼矿，其次有少量的黄铜矿、闪锌矿和方铅矿，非金属矿物以石英为主，其次为萤石、白云母、长石和绿帘石等。

**矿石结构** 矿石构造为网状，其次为浸染状和条带状，辉钼矿呈浸染状或斑点状、放射状、条带状、脉状和脉边薄膜状分布于矿脉中。

**矿化阶段及其分带性** 矿床的形成过程可分为石英-钾长石阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐阶段，石英-硫化物阶段是钼矿化作用的最主要阶段。一般来说，钼品位随深度的增加而降低。

**蚀变类型及其分带性** 在围岩中发生热接触变质作用形成黑云母化细碧岩和角岩化细碧岩。自斑岩体向外，大致呈现钾长石化、绢英岩化→硅化→



青磐岩化的分带现象。

**成矿的物理化学条件** 主要成矿温度 300~400 °C，黄铁矿和辉钼矿的硫同位素组成  $\delta^{34}\text{S} = 3.7\text{‰} \sim 5.6\text{‰}$ 。

**成矿机理** 基底岩石深溶作用产生了花岗质岩浆，在断裂控制下形成了老牛山二长花岗岩岩基，

由该岩浆进一步演化而产生富含挥发组分 ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{CO}_2$  等) 和钼的高侵位的金堆城花岗斑岩，岩浆演化晚期所产生的成矿流体在构造作用下发生脉动上升，沿岩体及其围岩形成蚀变和矿化 (图1)。

**矿床类型** 斑岩型钼矿床。

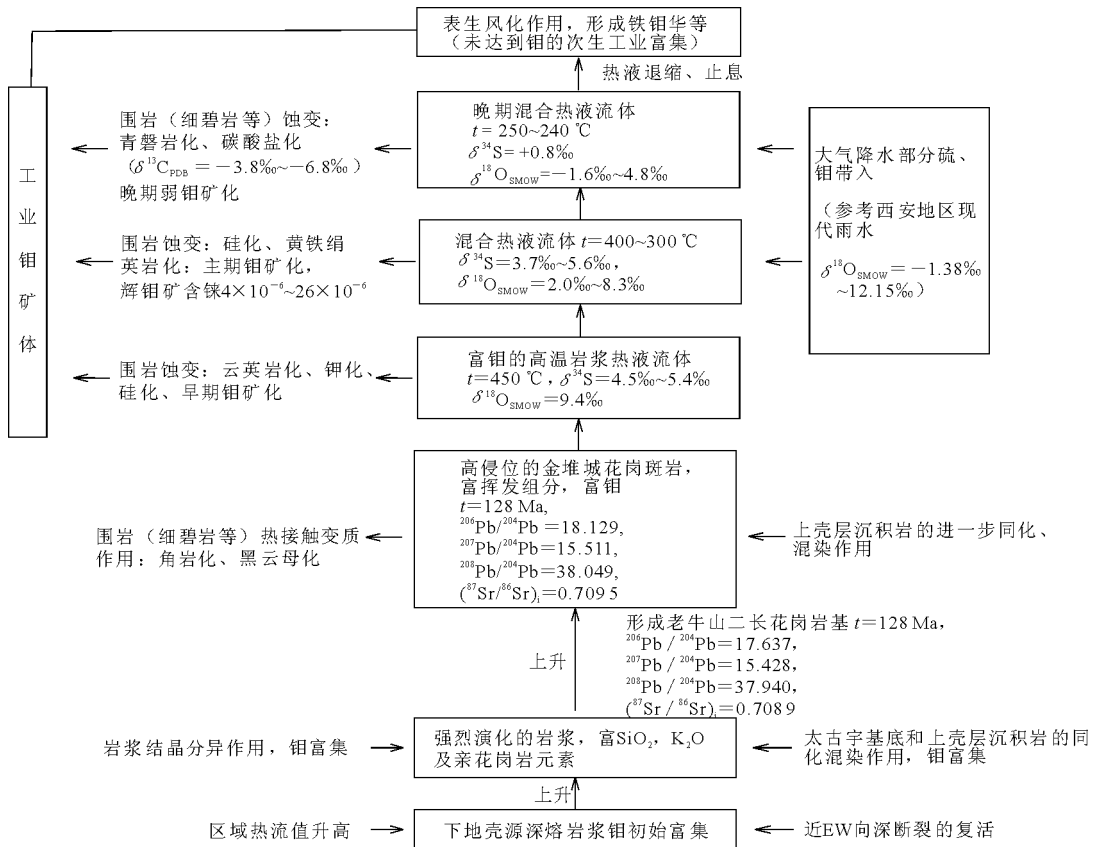


图1 金堆城斑岩钼矿床成矿机制模式图

摘自《中国矿床成矿模式》

钼精矿质量标准 (GB 3200—89)

牌 号	Mo 质量分数 不小于/%	杂 质 质 量 分 数 不 大 于/%								
		SiO <sub>2</sub>	As	Sn	P	Cu	Pb	CaO	WO <sub>3</sub>	Bi
Km053—A	53	6.5	0.01	0.01	0.01	0.15	0.15	1.50	0.05	0.05
Km053—B	53	5.0	0.05	0.05	0.02	0.20	0.30	2.00	0.25	0.10
Km051—A	51	8.0	0.02	0.02	0.02	0.20	0.18	1.80	0.06	0.06
Km051—B	51	5.5	0.1	0.06	0.03	0.40	0.40	2.00	0.30	0.15
Km049—A	49	9.0	0.03	0.03	0.03	0.22	0.20	2.20		
Km049—B	49	6.5	0.15	0.06	0.04	0.60	0.60	2.00		
Km047—A	47	11.0	0.04	0.04	0.04	0.25	0.25	2.70		
Km047—B	47	7.5	0.2	0.07	0.05	0.80	0.65	2.40		
Km045—A	45	13.0	0.05	0.05	0.05	0.28	0.30	3.00		
Km045—B	45	8.5	0.22	0.07	0.07	1.20	0.70	2.60		

注：以干矿品位计算；

- a) 牌号中的 A 表示单一钼矿浮选产品；B 表示多金属矿综合回收浮选产品；
- b) 钾、钠的质量分数，报分析数据，不作质量分数考核指标；如需方对牌号中未规定的三氧化钨和铋的质量分数有要求，可由供需双方商定；
- c) 经供需双方协议，可调整表中个别指标；
- d) 钼精矿中铋为有价值元素，供方应报出分析数据，是否计价，供需双方协议。



钼矿床工业指标一般要求

项 目	硫 化 矿 石	
	露 采	坑 采
边界品位(质量分数)/%	0.03	0.03~0.05
最低工业品位(质量分数)/%	0.06	0.06~0.08
矿床平均品位(质量分数)/%	0.08~0.1	0.1~0.12
最小可采厚度/m	2~4	1~2
夹石剔除厚度/m	4~8	2~4

钼矿床主要工业类型简表

矿床工业类型	成矿地质特征	常见金属矿物	矿体形状	规模及品位 (质量分数)	伴生组分	矿床实例
斑岩型钼矿	产于花岗岩及花岗斑岩体内部及其周围岩石中,矿化与硅化、钾化关系密切	以黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿为主	层状、似层状、筒状、巨大透镜状	中、大型至巨大,品位偏低	铜、钨、金、银、铼、铅、锌、钴、硫	陕西金堆城,吉林大黑山,山西繁峙后峪
夕卡岩型钼矿	产于花岗岩类岩体与碳酸盐围岩接触带,以及外接接触带沿层发育	以黄铁矿、辉钼矿为主,次为黄铜矿、磁黄铁矿、黑钨矿、白钨矿、方铅矿、闪锌矿	透镜状、扁豆状、似层状、囊状、筒状、脉状等	大、中、小型均有,品位较富	铜、钨、铅、锌、金、铼、硫	辽宁杨家杖子,黑龙江五道岭,江苏句容铜山,湖南柿竹园
脉型钼矿	产于各种岩石(侵入岩、喷出岩、变质岩、沉积岩)的断裂带中,倾斜常陡	以黄铁矿、辉钼矿为主,次为黄铜矿、磁黄铁矿、黑钨矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿	脉状、复脉状、扁豆状	中、小型常见,品位中等	铜、钨、铅、铼、硫、金、银	浙江青田石坪川,安徽太平荫坑、铜牛井,广东五华白石嶂,陕西大石沟
沉积型钼矿	砂岩型分为2种:①钼-铜矿床;②钼-铀矿床,黑色页岩型,类似沉积型镍矿	辉钼矿、黄铁矿、辉铜矿及含铀钼矿物,镍的硫化物等	层状、似层状、透镜状、扁豆状	中、小型,品位偏低	铜、铀、镍、钒、铅、锌、钴、锆、硒	云南广通鹿子湾,贵州兴义大际山

主要钼矿物

矿物名称	英文名称	分子式	备注
辉钼矿	Molybdenite	MoS <sub>2</sub>	(Mo)59.94
硒钼矿	Drysdallite	MoSe <sub>2</sub>	
胶硫钼矿	Jordisite	MoS <sub>2</sub>	59.9
铁辉钼矿	Femolite	FeMo <sub>0.5</sub> S <sub>1.1</sub>	49.94
硫钼铜矿	Castaingite	Cu Mo <sub>2</sub> S <sub>5</sub>	47.2
钼华	Molybdite	MoO <sub>3</sub>	66.66
钼钨钙矿	Powellite	Ca [MoO <sub>4</sub> ]	MoO <sub>3</sub> ;71.52
钼白钨矿	Seyrigite	Ca(W,Mo)O <sub>4</sub>	
钼铅矿	Wulfenite	Pb [MoO <sub>4</sub> ]	MoO <sub>3</sub> ;39.21
钒钼铅矿	Eosite	Pb(Mo,V)O <sub>4</sub>	
钨钼铅矿	Chillagite	Pb(Mo,W)O <sub>4</sub>	
水钼铁矿	Ferrimolybdite	Fe <sub>2</sub> (H <sub>2</sub> O) <sub>8</sub> [MoO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> (?)	
钼铋矿	Koehlinite	Bi <sub>2</sub> MoO <sub>6</sub>	MoO <sub>3</sub> ;23.49
钼铜矿	Lindgrenite	Cu <sub>3</sub> [MoO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>	MoO <sub>3</sub> ;53.71
铀钼矿	Sedovite	U [MoO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub>	
黄钼铀矿	Iriginite	U(H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> [MoO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>	MoO <sub>3</sub> ;38.62
紫钼铀矿	Mourite	UO <sub>2</sub> ·5MoO <sub>3</sub> ·5H <sub>2</sub> O(?)	MoO <sub>3</sub> ;63.67
斜水钼铀矿	Umohoite	UMoO <sub>6</sub> (H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub> ·2H <sub>2</sub> O	
水钙钼铀矿	Calcurmolite	Ca(UO <sub>2</sub> ) <sub>3</sub> (MoO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub> ·8H <sub>2</sub> O	
镁钼铀矿	Cousinite	Mg(UO <sub>2</sub> ) <sub>2</sub> [MoO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> ·5H <sub>2</sub> O	
磷钙铁钼矿	Melkovite	H <sub>6</sub> CaFe [PO <sub>4</sub> ][MoO <sub>4</sub> ] <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O	
砷钼钙铁矿	Betpakdalite	CaFe <sub>2</sub> (H <sub>2</sub> O) <sub>10</sub> [As <sub>2</sub> Mo <sub>5</sub> O <sub>14</sub> ]	MoO <sub>3</sub> ;50.22
砷钼铁钠石	Sodiumbetpakdalite	(Na,Ca) <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> (AsO <sub>4</sub> )(MoO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> ·15H <sub>2</sub> O	
黄氮汞矿	Mosesite	Hg <sub>2</sub> N(SO <sub>4</sub> ,MoO <sub>4</sub> ,Cl)·H <sub>2</sub> O	
黑钼钴矿	Pateraite	CoMoO <sub>4</sub> (?)	



## 有关文献

- [1] 付海涛, 王恩德. GIS 技术在成矿预测中的应用实例——以杨家杖子矿田为例 [J]. 矿床地质, 2005, 24 (6): 684-691.
- [2] 侯增谦. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展 [J]. 地学前缘, 2004, 11 (1): 131-144.
- [3] 付治国, 吕伟庆, 田修启, 等. 东沟钼矿床地质特征及找矿因素研究 [J]. 中国钼业, 2005, 29 (2): 8-16.
- [4] 付治国, 宋要武, 田修启, 等. 东沟特大型斑岩钼矿床的物化探找矿效果 [J]. 物探与化探, 2006, 30 (1): 33-37.
- [5] 杨根生, 印修章, 付治国. 东沟特大型斑岩钼矿床物化探综合找矿信息研究 [J]. 地质找矿论丛, 2006, 21 (2): 137-141.
- [6] 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 等. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义 [J]. 地质学报, 2006, 80 (7): 1 078-1 088.
- [7] 李永峰, 王春秋, 白凤军, 等. 东秦岭钼矿 Re-Os 同位素年龄及其成矿动力学背景 [J]. 矿产与地质, 2004, 18 (6): 570-577.
- [8] 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 等. 东秦岭钼矿带成岩成矿背景及时空统一性 [J]. 高校地质学报, 2001, 7 (3): 307-315.
- [9] 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 等. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景 [J]. 矿床地质, 2005, 24 (3): 292-304.
- [10] 邓刚, 吴华, 卢全敏. 东天山白山斑岩型钼矿床的地质特征及找矿标志 [J]. 地质通报, 2004, 23 (11): 1 132-1 138.
- [11] 邓刚, 杨再峰, 卢鸿飞, 等. 东天山发现并探明白山大型燕山期石英网脉-斑岩型钼矿床 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (3): 317.
- [12] 蔡华新. 丰山铜钼矿区钼矿地质特征及其综合利用问题 [J]. 有色金属 (矿山部分), 2007, 59 (1): 22-24.
- [13] 刘乃忠. 福建浦城上厂钼矿床地质特征及成因初探 [J]. 福建地质, 2005, 24 (3): 141-146.
- [14] 傅树超. 福建武夷山坪地钼矿床地质特征及成因探讨 [J]. 福建地质, 2005, 24 (3): 125-132.
- [15] 黄文明. 福建仙游砺山钼矿地质特征及成因探讨 [J]. 福建地质, 2007, 26 (2): 65-71.
- [16] 夏抱本, 夏斌, 王保弟, 等. 冈底斯中段达布埃达克质含矿斑岩: 增厚下地壳熔融与斑岩铜钼矿成因 [J]. 地质科技情报, 2007, 26 (4): 19-26.
- [17] 徐金鸿, 徐瑞松, 夏斌. 广东鼎湖山斑岩钼矿区生物地球化学特征 [J]. 地球与环境, 2006, 34 (1): 23-28.
- [18] 樊正烈. 贵州钼矿地质特征及找矿前景 [J]. 贵州地质, 2006, 23 (2): 103-108.
- [19] 徐文超, 庞振山, 周奇明, 等. 河南省栾川县南泥湖钼 (钨) 矿田外围银铅锌多金属成矿地质条件分析及找矿前景 [J]. 矿产与地质, 2003, 17 (3): 103-108.
- [20] 邱顺才. 河南大银尖钼钨 (铜) 矿床地质特征 [J]. 矿业快报, 2006 (8): 62-64.
- [21] 吕文德, 赵春和, 孙卫志, 等. 河南栾川地区夕卡岩型铅锌矿地质特征——南泥湖钼矿外围找矿问题 [J]. 地质调查与研究, 2005, 28 (1): 25-31.
- [22] 张毅星, 刘传权, 杨瑞西, 等. 河南栾川冷水地区钼钨铅锌矿田成矿系列及找矿方向 [J]. 华南地质与矿产, 2006 (4): 26-32.
- [23] 王长明, 邓军, 张寿庭, 等. 河南南泥湖 Mo-W-Cu-Pb-Zn-Au-Ag 成矿区内生成矿系统 [J]. 地质科技情报, 2006, 25 (6): 47-52.
- [24] 马红义, 吕伟庆, 张云政, 等. 河南汝阳东沟超大型钼矿床地质特征及找矿标志 [J]. 地质与勘探, 2007, 43 (4): 47-52.
- [25] 付治国, 宋要武, 鲁玉红, 等. 河南汝阳东沟钼矿床控矿地质条件及综合找矿信息 [J]. 地质与勘探, 2006, 42 (2): 1-7.
- [26] 赵五洲, 严海麒, 靳拥护, 等. 河南汝阳东沟钼矿岩石矿物特征 [J]. 中国钼业, 2007, 31 (4): 3-9.
- [27] 马宏卫. 河南商城汤家坪钼矿地球化学异常特征及找矿标志 [J]. 矿产与地质, 2007, 21 (5): 20-26.



- [28] 杨泽强. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义 [J]. 矿床地质, 2007, 26 (3): 289-295.
- [29] 杨泽强. 河南省商城县汤家坪钼矿围岩蚀变与成矿 [J]. 地质与勘探, 2007, 43 (5): 17-22.
- [30] 徐兆文, 陆现彩, 杨荣勇, 等. 河南省栾川县上房斑岩钼矿床地质地球化学特征及成因 [J]. 地质与勘探, 2000, 36 (1): 14-16.
- [31] 邱顺才. 河南省母山钼矿地质特征及找矿方向 [J]. 矿产与地质, 2006, 20 (4-5): 403-408.
- [32] 李云, 王文娟, 郭锐, 等. 河南省钼矿床赋存特征 [J]. 中国钼业, 2007, 31 (3): 17-22.
- [33] 杨根生, 黄超勇, 王秋云, 等. 河南省钼矿床的分布规律和找矿特征 [J]. 矿产与地质, 2007, 21 (4): 421-424.
- [34] 刘永春, 黄超勇, 付治国, 等. 河南省钼矿床的分布规律及其控矿地质因素探讨 [J]. 矿产与地质, 2006, 20 (6): 594-597.
- [35] 黄广平, 杨增武, 董传统. 黑龙江金场沟区铜钼矿成矿地质条件分析 [J]. 黄金科学技术, 2007, 15 (3): 24-27.
- [36] 时永明, 崔彬, 贾维林. 黑龙江省铁力市鹿鸣钼矿床地质特征 [J]. 地质与勘探, 2007, 43 (2): 19-23.
- [37] 林维峰, 陈为民, 迟广成. 葫芦岛兰家沟钼矿区采矿沉陷特征及稳定趋势分析 [J]. 地质与资源, 2006, 15 (3): 227-229.
- [38] 朱建华. 化探在辽宁大杨树沟钼矿发现中的作用与意义 [J]. 中国地质, 2007, 34 (2): 342-346.
- [39] 张辉, 李忠文, 赵成, 等. 吉林槽区钼矿化区域地质-地球化学特征概述 [J]. 吉林地质, 2007, 26 (2): 51-54.
- [40] 史致元, 王玉增, 刘金波. 吉林福安堡钨钼矿床的发现及意义 [J]. 吉林地质, 2003, 22 (3): 36-39.
- [41] 王奎良, 包延辉, 张业春, 等. 吉林省桦甸火龙岭钼矿床地质特征及其成因 [J]. 吉林地质, 2006, 25 (3): 11-14.
- [42] 孟祥金, 侯增谦, 董光裕, 等. 江西金溪熊家山钼矿床特征及其 Re-Os 年龄 [J]. 地质学报, 2007, 81 (7): 946-951.
- [43] 许建祥, 曾载淋, 李雪琴, 等. 江西寻乌铜坑钨钼矿床地质特征及其成矿时代 [J]. 地质学报, 2007, 81 (7): 924-928.
- [44] 代军治, 毛景文, 谢桂青, 等. 辽西兰家沟钼矿床成矿流体特征及成因探讨 [J]. 矿床地质, 2007, 26 (4): 43-54.
- [45] 田豫才. 辽西兰家沟钼矿区成矿构造、岩浆演化及成矿作用 [J]. 矿产与地质, 1999, 13 (3): 135-140.
- [46] 白凤军. 罗村斑岩-角砾岩型钼矿床成矿地质特征及找矿方向 [J]. 矿产与地质, 2007, 21 (5): 527-531.
- [47] 吴良士. 蒙古东南部中生代碱性岩浆活动与成矿 [J]. 地质地球化学, 1998, 26 (2): 97-102.
- [48] 张文钰. 钼矿选矿技术进展 [J]. 中国钼业, 2008, 32 (1): 1-7.
- [49] 张海心. 内蒙古乌努格吐山铜钼矿床地质特征及成矿模式 [D]. 吉林长春: 吉林大学, 2006.
- [50] 程小珍, 杨伦, 张晓. 内蒙古小东沟钼矿成矿地质条件分析 [J]. 地质与勘探, 2007, 43 (5): 11-16.
- [51] 程小珍, 宋雷鹰, 梁晖. 内蒙古小东沟钼矿外围找矿前景分析 [J]. 矿产与地质, 2007, 21 (2): 31-35.
- [52] 黄永峰. 南泥湖一三道庄钼钨矿床围岩蚀变与矿化浅析 [J]. 采矿技术, 2006, 6 (4): 94, 96.
- [53] 郭保健, 毛景文, 李厚民, 等. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义 [J]. 岩石学报, 2006, 22 (9): 2 341-2 348.
- [54] 马红义, 黄超勇, 巴安民, 等. 汝阳县南部铅锌钼多金属矿床成矿规律及找矿标志 [J]. 地质与勘探, 2006, 42 (5): 17-22.
- [55] 徐兆文, 杨荣勇, 刘红樱, 等. 陕西金堆城斑岩钼矿床成矿流体研究 [J]. 高校地质学报, 1998, 4 (4): 23-31.
- [56] 袁海潮, 张峰, 何忙忙, 等. 陕西洛南马河钼矿地质特征及成矿远景分析 [J]. 西北地质, 2007, 40 (增刊): 79-87.
- [57] 张照伟, 赵东宏, 李文渊, 等. 陕西省洛南县莲花沟钼矿地质特征及找矿标志 [J]. 西北地质, 2008, 41 (1): 74-80.



- [58] 朱柏松, 王成良, 张方君. 石英脉型辉钼矿矿床多建造地球化学异常特征 [J]. 物探与化探, 2004, 28 (2): 114-115, 118.
- [59] 刘合胜, 王洪恩, 王东晓. 汤家坪斑岩型钼矿地质勘查方法探讨 [J]. 矿业快报, 2008, 41 (1): 67-68.
- [60] 郭铁朋. 天目山钼矿区地球化学特征及找矿标志 [J]. 物探与化探, 2007, 31 (4): 309-312.
- [61] 喻钢, 陈江峰, 钱卉, 等. 铜陵地区老鸦岭层状钼矿床铅同位素组成研究 [J]. 矿床地质, 2004, 23 (4): 429-430.
- [62] 朱裕生, 王福同, 龙宝林, 等. 土屋—延东斑岩型铜(钼)矿床多源信息找矿模型 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (3): 287-294.
- [63] 邹长毅, 史长义, 胡树起, 等. 乌努格吐山斑岩铜钼矿床土壤测量方法技术试验研究 [J]. 地质找矿论丛, 2002, 17 (3): 198-202.
- [64] 李冰, 赵志丹, 王亮亮, 等. 西藏冈底斯成矿带驱龙斑岩铜钼矿的岩石地球化学特征 [J]. 物探化探计算技术, 2007, 29 (增刊): 195-201.
- [65] 张庆松, 周维德. 西藏岗讲斑岩铜钼矿地质特征及成矿远景 [J]. 地质找矿论丛, 2006, 21 (增刊): 27-29.
- [66] 刘崇民, 胡树起. 西藏驱龙斑岩铜钼矿地球化学异常特征 [J]. 物探与化探, 2003, 27 (6): 441-444.
- [67] 王核, 刘建平, 李社宏, 等. 西昆仑喀依孜斑岩钼矿的发现及其意义 [J]. 大地构造与成矿学, 2007, 32 (2): 179-184.
- [68] 田战武, 韩俊民, 潘振兴, 等. 小秦岭地区钼矿类型、地质特征及控矿因素 [J]. 内蒙古石油化工, 2007, (1): 92-94.
- [69] 郭保健, 李永峰, 王志光, 等. 熊耳山 Au-Ag-Pb-Mo 矿集区成矿模式与找矿方向 [J]. 地质与勘探, 2005, 41 (5): 43-47.
- [70] 王长刚, 姚富强, 王胜伟, 等. 杨家杖子钼矿开展新一轮找矿勘查前景分析 [J]. 矿产与地质, 2003, 17 (2): 154-156.
- [71] 吕文德, 赵春和, 孙卫志, 等. 豫西南泥湖多金属矿田铅锌矿地质特征与成因研究 [J]. 矿产与地质, 2006, 20 (3): 219-226.
- [72] 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 等. 豫西南泥湖矿田钼钨及铅锌银矿床地质特征及其成矿机理探讨 [J]. 矿产与地质, 2006, 20 (1): 165-174.
- [73] 霍孟申, 杨建业, 张晰. 中国钼矿开发现状及其尾砂的处理 [J]. 矿业快报, 2007 (8): 1-3.
- [74] 李明, 周圣华, 胡庆雯, 等. 中亚成矿域斑岩铜(钼)矿带的认识与建立 [J]. 中国地质, 2007, 34 (5): 870-877.
- [75] Anita N., Berzina, Alexander F., Korobeinikov. 中亚造山带中斑岩铜钼矿的 Re, Pt, Pd 和 Au 含量 [J]. 岩石学报, 2007, 23 (8): 1 957-1 972.
- [76] 金艳峰, 刘凤英, 郎伟民. 延边三岔钼矿床地质特征及找矿方向 [J]. 吉林地质, 2007, 26 (3): 22-28.
- [77] 金艳峰, 张传东, 寇秀峰. 延边中西部地区钼矿成矿地质特征 [J]. 吉林地质, 2004, 23 (3): 53-59.
- [78] 郑大中, 郑若锋. 镇江谏壁钼矿床钼的迁移成矿机理初探 [J]. 江苏地质, 2005, 29 (2): 73-77.



## 战略地质调查项目系列成果——黄金地质专题信息编辑

国内外矿业政策·法规

国内外矿业动态

造山型金矿

卡林-类卡林型金矿

浅成低温热液型金矿

斑岩型金矿

铁氧化物型铜-金矿

富金 VMS 和 SEDEX 矿床

1:5 万区域地质矿产调查工作标准及技术方法

铜矿床

铅锌矿床

钨矿床

锰矿床

国内外近年发现的大型金矿床

国内外各类型金-多金属成矿模式

钼矿床