

斑岩型铜-金矿床

斑岩型矿床是世界铜和钼矿的最主要来源，并且含有大量的金和银，一些富金矿床金含量可达300~1 500 t 以上。富金斑岩矿床既可产于大陆造山带，也可见于岛弧造山带。大陆环境的经典成矿省有安第斯中部、美国西部和巴布亚新几内亚-伊里安爪哇，而火山岛弧型矿床则广布于西太平洋

(表1)。储量最大的富金斑岩矿床有印度尼西亚的Grasberg (1 599 t)，犹他州的宾海姆 (933 t)，巴布亚新几内亚的 Panguna (766 t)，阿根廷的 Bajo de la Alumbrera (516 t)，菲律宾的 Lepanto-FSE (441 t)，印度尼西亚的 Batu Hijau (366 t)，巴布亚新几内亚的 Ok Tedi (287 t，表1，2)。

表1 斑岩型铜-金矿床的主要特征

年龄范围	可以为任何时代,但主要是新生代和中生代,第三纪最普遍
典型成矿省 (典型矿床)	陆缘:美国西部(Bingham 和 Dos Pobers); 安第斯山中部(Bajo de la Alumbrera 和 Marte); 巴布亚新几内亚-伊里安爪哇(Grasberg ,Ok Tedi ,Freida River); 岛弧:太平洋西部(Panguna ,Batu Hijau ,Lepanto-Far South East)
构造类型	主要为脆性,早期半韧性“A”网脉,与岩浆侵入体有关;破裂型式指示区域性和地区性的应力场
成矿作用类型	陡倾网状脉体和破碎带分布于成矿侵入体附近;时间和空间上呈现“A”,“B”和“D”脉体的递进变化
赋矿岩石	中性到长英质的钙碱性和钾质碱性斑岩侵入体及其邻近的火山岩、沉积岩和其他岩石类型;岛弧背景常见同期安山岩和英安岩;大陆背景常见钾质碱性岩石
金属组合及百分比	中心为 Cu-Au(Mo ,Ag),外围为 Pb-Zn(Ba ,Mn),Mo 通常在大陆矿床的核心部位和岛弧矿床的外围。通常 $Au(\times 10^{-6})/Cu(\%)$ 为 1/3 到 1, $w(Au)>0.6\times 10^{-6}$ 的矿床的该比值 $>1$
金的产状	自然金和银金矿
围岩蚀变	因成矿岩体侵位的不同,围岩蚀变在时间和空间上有所不同;中心和早期为钾硅酸盐化,外围和中晚期为泥化,绢云母化和高级泥化则分布于侵入体边缘、断裂带和岩帽(lithocap,高级泥化)附近
P-T 条件	早期岩浆流体 $\delta^{18}O=6\times 10^{-6}\sim 10\times 10^{-6}$ (钾硅酸盐化); 晚期外来流体 $\delta^{18}O=-10\times 10^{-6}\sim 5\times 10^{-6}$ (绢英岩化和高级泥化)
热 源	成矿侵入体
其他特征	俯冲板片布局控制上覆岛弧的斑岩成矿作用;导致地壳增厚的变形背景,地块抬升,以及岛弧横向断层/破碎带等,同样控制岛弧区斑岩成矿作用

注:引自 Sheppard 等(1969),Titley 和 Beane(1981),Beane 和 Titley(1981),Cox(1986),Dilles 等(1992),Sillitoe(1993),Titley(1993),Einaudi(1995)

表2 部分大型富金斑岩铜矿床的概况

矿 床 位 置	金 <sup>1)</sup> /t	Cu <sup>2)</sup> /%	Au <sup>2)</sup> /10 <sup>-6</sup>	构造背景	地球化学 <sup>3)</sup>	年龄/Ma	参 考 文 献
印度尼西亚的 Grasberg	1 599	1.3	1.42	大 陆	KA	3	Freeport-McMoran (1994);MacDonald 和 Arnold (1994)
美国犹他州的 Bingham	933	0.7	0.31	大 陆	KA	~38	Tooker (1990);Babcock 等(1995)
巴布亚新几内亚的 Panguna	766	0.46	0.55	岛 弧	CA	3.4	Clark (1990)
阿根廷的 Bajo de la Alumbrera	516	0.53	0.64	大 陆	KCA-SH	8	Guilbert (1995),Muller 和 Forrestal (1998)
菲律宾的 Lepanto-Far South East	441	0.73	1.24	岛 弧	CA	1.5	Mitchell 和 Leach (1991);Arribas 等 (1995)
印度尼西亚的 Batu Hijau	366	0.53	0.4	岛 弧	CA	3.7	Meldrum 等 (1994);Clode 等 (1999)
巴布亚新几内亚的 Ok Tedi	287	0.67	0.61	大 陆	KCA	1.2	Rush 和 Seegers (1990)

注:1) 除 Lepanto-FSE 之外,金储量指过去的产量和现今保有储量之和;2) 品位系文献报道的或研究者依据储量和生产情况计算的平均品位;3) 地球化学系指成矿岩体和相关岩石的化学成分组合:CA=钙碱性,KCA=高 K-钙碱性,KA=K-碱性,SH=橄榄安粗岩

1 矿床特征

斑岩矿床的特征是,细网脉和裂隙控制浸染状铜-铁硫化物矿物广泛散布于斑岩侵入体及其中性围岩的巨大范围,与含钾硅酸盐、绢云母、青磐岩

等蚀变岩共生,次为高级粘土化蚀变岩(Myer 和 Hemley,1967;Lowell 和 Guilbert,1970;Gustafson 和 Hunt,1975;Titley 和 Beane,1981;Einaudi,1982;Sillitoe 和 Gappe,1984)。在斑岩系统中,成矿小岩体与广泛散布的岩浆-热液蚀变和矿化有密

切的时空关系。斑岩型铜矿床的规模大,一般几百到几千百万吨;中低品位,铜品位为 0.3% ~ 1.5%。多数富金斑岩矿床存在于环太平洋带中,金品位为  $0.3 \times 10^{-6} \sim 1.6 \times 10^{-6}$  (Sillitoe, 1990, 1993)。

表 1 列举了斑岩成矿系统的一般特征,其最重要的特征:1) 成矿岩体为中性到长英质岩石,直径小 (<2 km); 2) 侵入较浅,一般为 1~4 km; 3) 成矿岩体具斑状结构,长石、石英和镁铁矿物斑晶被细晶基质包围; 4) 侵入体具多相特征,可以有成矿前、成矿期和成矿后的侵入相,晚期火山角砾岩筒是西太平洋火山弧背景的标志特征; 5) 每个成矿侵入体都伴随多期次热液蚀变; 6) 在斑岩侵入体和邻近围岩中广泛发育裂隙构造控制的蚀变和矿化; 7) 早期为不连续不规则的细脉和网脉 (A 型网脉),过渡期为板状细脉 (B 型脉),晚期为贯入脉 (D 型脉) 和角砾岩体,呈递进演变; 8) 热液蚀变从早期的中心钾硅酸盐化和外围青磐岩化,演变为晚期的绢云母化,中深程度的粘土化; 9) 硫化物和氧化物,从早期斑铜矿-磁铁矿,经黄铜矿-黄铁矿,向晚期黄铁矿-赤铁矿,黄铁矿-硫砷铜矿或黄铁矿-斑铜矿组合演变; 10) 早期蚀变和铜矿化温度范围为  $400 \sim >600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,成矿流体为  $w(\text{NaCl}) = 30\% \sim 60\%$  的岩浆水,晚期蚀变和矿化流体包括大气降水组分,盐度低 (<15%),温度低 ( $200 \sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$ )。

这些特点是从下述文章中总结得出的: Gustafson 和 Hunt (1975); Beane 和 Titley (1981); Titley 和 Beane (1981); Einaudi (1982); Sillitoe 和 Gappe (1984) 以及 Einaudi (1995)。

## 2 成矿作用的构造控制

已有大量论著讨论了斑岩型铜-金矿床定位控制因素,主要集中于火山-深成弧的基本构造格局,构造背景,岩浆成分,岩性组合以及地壳规模的断裂带 (表 2)。Sillitoe (1993) 认为斑岩矿床可产于陆弧和洋弧挤压环境,也可产于伸展体制。Corbett 和 Leach (1998) 对比讨论了正向和斜向会聚对于岛弧环境矿床类型和地壳变形样式的影响,他们发现与侵入体有关的矿化特征性地发育在由正向会聚向斜向会聚转变的岛弧位置。

Solomon (1990) 提出西太平洋岛弧很多富金斑岩矿床都是俯冲极性反转的结果,如菲律宾 Luzon 岛北部以及巴布亚新几内亚 Bougainville,钙碱性和

富钾碱性岩浆的发育可能反映了在某种构造动力学环境下,俯冲板块上部经历了先期熔融的地幔楔的第二阶段深部熔融和上涌。据 Muller 和 Groves (1993) 依据 Sillitoe (1997) 研究,富钾火成岩与富金斑岩铜矿和浅成低温热液矿床之间有直接的成因联系。另外,很多研究人员认为,通过结晶熔体的挥发分饱和,高氧化态斑岩岩浆导致了金属富集 (Burnham, 1967; Candela, 1989; Cline, 1995; Sillitoe 和 Thompson, 1998)。

一些研究强调了挤压变形、地壳加厚和快速隆起等对于大陆边缘环境与浅侵入岩浆有关的矿床定位的重要作用 (Sillitoe, 1998; Kay 等, 1999)。卫星照相和地球物理数据显示,上升岩浆和热液流体沿横断断裂和区域线性构造聚集,是常被引证的主旋律。斑岩矿床和与侵入体有关的浅成低温热液矿床沿走滑断层和线性构造带分布,后者准平行于或斜交于或正交于岩浆弧。平行于岛弧而控制矿床分布的断裂带实例为菲律宾矿的菲律宾断裂 (Sillitoe 和 Gappe, 1984) 和智利的 West Fissure-Domeyko 断裂系统 (Baker 和 Guilbert, 1987); 横切岛弧的控矿断裂构造有巴布亚新几内亚的 Lakekamu 平移构造,即 Bulolo 地堑系 (Corbett 和 Leach, 1998),及安第斯地区切穿岛弧的阶段性岩浆活动和金属矿床 (Sillitoe, 1974)。Skewes 和 Stern (1995), Sasso 和 Clarke (1998) 和 Kay 等 (1999) 概括了安第斯中部俯冲板块的布局和岩浆来源与上覆弧区成矿作用之间的联系。

下面探讨构造要素与斑岩铜-金矿床和与侵入体有关的浅成低温热液矿床之间的关系,重点是俯冲板块的布局与变形样式的关系及其对上覆弧区地壳的岩浆作用和成矿作用的控制 (图 1)。实例主要来自巴布亚新几内亚、印度尼西亚、菲律宾群岛的新近纪和更新世矿集区,以及安第斯中部的中新世矿集区,这些地区受后期构造事件影响较弱,而研究程度高,数据资料丰富。对于所揭示的这些关系在美国西部古近纪矿床的适用性,也进行了讨论。

## 3 地壳增厚、地块隆起和俯冲板块形态

### 3.1 大陆背景

在安第斯山脉中部科迪勒拉型边缘和新几内亚大陆巴布亚褶皱冲断带,矿化岩体侵位前夕或同期的挤压构造导致局部变形和地壳增厚。地壳增厚导致了安第斯中部科迪勒拉、高原、山间高原 (Kay

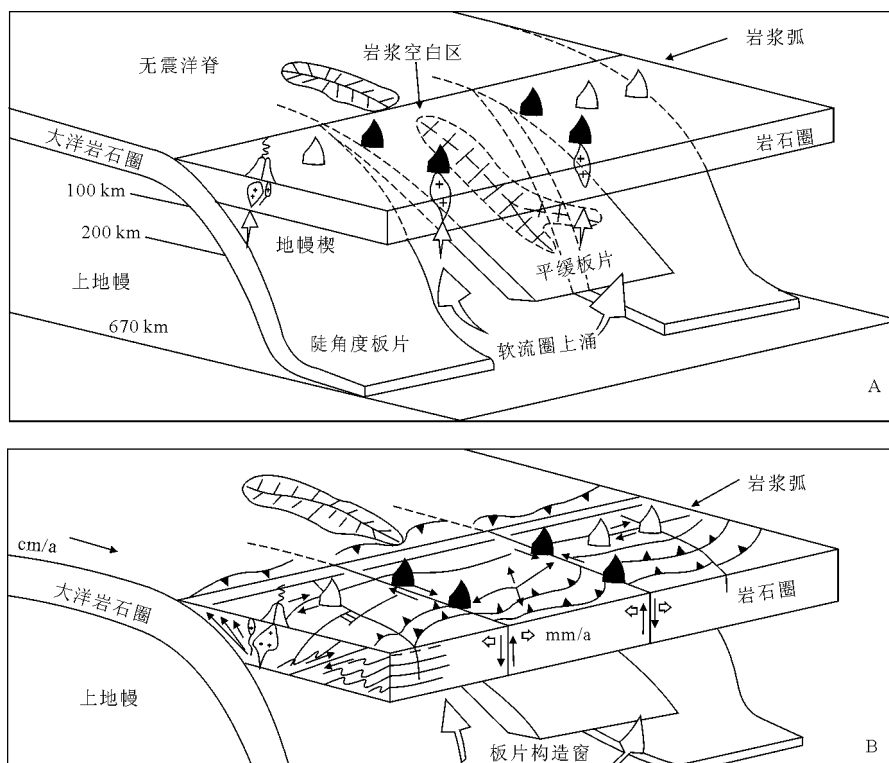


图1 无震洋脊的俯冲, 俯冲板块形态与变形样式、岩浆在上覆大陆或大洋板块的定位之间的关系

A. 一般观测: 沿板片撕裂带的软流层上涌和穿弧岩浆带 (暗色火山岩为标志), 注意: 在平缓板片上部出现岩浆裂隙; B. 上覆板块的变形形式, 注意: 平行岛弧和穿弧断裂和破裂系统 (图解引自 Kirkham, 1998; Corbett 和 Leach, 1998; Rak, 1999)

等, 1999) 以及新几内亚中央山脊的隆起 (Hamilton, 1979)。2 个地区的海拔高度都高于 3 000 m, 并经历了明显的剥蚀。

在安第斯中部, 地壳增厚伴随着 Nazca 俯冲板块倾斜程度的减小, 弧火山作用的衰减, 岩浆弧的向东迁移 (Skewes 和 Stern, 1995; Kay 等, 1999); 与侵入体有关的矿床年龄总体向南变新, 从北部中新世早期的 Maricunga 带, 变为南部中新世末期的 El Teniente 矿带, 这种分布特征与地壳增厚作用向南渐进发生和板片倾斜程度向南减弱的趋势吻合。Kay 等 (1999) 基于对成矿期喷发的钙碱性和富钾碱性火山熔岩的稀土元素和其他地球化学特征的研究, 论述了这种彼此印证的关系。板片倾斜程度变小的原因尚不确定, 但可能反映了上浮而无震的 Juan Fernandez 中脊俯冲到安第斯中部之下, 并逐渐向南迁移的轨迹 (Pilger, 1981; Skewes 和 Stern, 1995; Sillitoe, 1998)。

相反, Sasso 和 Clark (1998) 提供的 Maricunga 带以东约 250 km 的中新世晚期 Farallon 地区的地球化学数据显示, 在成矿期或成矿前都没有明显的地壳增厚的迹象。Bajo de la Alumbrera 和该区其他斑岩矿床的形成定位可能需要另外的动力学机制, 它不同于 Kay 等人 (1999) 所述的机制。

诸如新几内亚中央山脊的 Ok Tedi 和 Grasberg 等矿化上新世—更新世富钾碱性侵入体, 并未覆盖在和达-毕鸟夫带之上, 并缺乏同期地表火山岩。然而, 这种极小量的火山岩可能在某种程度上反映了该区的广泛隆起和剥蚀。这种富钾碱性岩浆的来源并未确定, 最大可能是在外来岛弧地体增生之前, 由于白垩纪 (?) 大洋俯冲到陆缘之下, 改造了地幔, 而地幔部分熔融滞后 (Johnson 等, 1978); 或者, 由于自东漂移而来的岛弧地体的楔入而引起的软流圈上涌 (McDowell 等, 1996)。

许多美国西部的斑岩矿床的形成发生在晚白垩纪到古近纪拉拉米 (Laramide) 造山运动, 此时发生了褶皱、逆冲和地壳增厚 (Dickinson 和 Synder, 1978; Titley 和 Beane, 1981), 板块会聚速度的加大导致 Farallon 板块低角度俯冲 (Dickinson 和 Synder, 1978)。另外, Murphy 等 (1998) 认为 Farallon 板块的上浮是由始于 70 Ma 的消减带在地幔柱之上的移动所引起。许多年龄为 54~72 Ma 的美国西部矿床位于推测的 60 Ma 的 Farallon 板块的枢纽附近 (Bird, 1984; Kirkham, 1998)。

### 3.2 岛弧环境

菲律宾北部吕宋中央科迪勒拉的 Baguio 和 Mankayan 矿集区的上新世—更新世金和铜矿床, 位

于高出海平面 1 500 m 的大洋型基底隆升部分。中新世中期的珊瑚礁灰岩 (Kennon 组) 和凸起的山谷地形的存在, 证明该区在上新世到全新世期间隆起。中央科迪勒拉的褶皱增厚的地壳位于 Scarborough 无震海底山链的俯冲轨迹之上。从上新世到全新世, 该山链沿马尼拉海沟的向东俯冲被认为是导致宽阔构造拱起 (称为 Stewart 堤岸) 形成、板片变平和隆升的原因 (Hayes 和 Lewis, 1984; Yang 等, 1996)。据 Yang 等 (1996), 由初始洋脊-弧碰撞引起俯冲间断造成了一个持续 2~3 Ma 的弧岩浆作用间歇期, 大约 2 Ma 时开始了新一次岩浆作用, 新一次岩浆作用与下行板片撕裂处的软流圈上涌有关。对第二次岩浆幕的定年结果与 Mankayan 地区 Lepanto 斑岩矿床和浅成低温热液矿床的定年结果显示了很好的可比性, 后者年龄为 1.5~1.2 Ma (Aribas 等, 1995)。

在印度尼西亚, 俯冲洋壳之上火山岛弧区的地壳增厚和区域隆起作用相对较弱。然而, 上新世斑岩铜-金矿床和相关高硫化系统, 包括 Sumbawa 的 Batu Hijau 和 Sulawesi 南部的 Tombulilato, 产于俯冲板片膝折带之上的岛弧地壳内, 这种特别的构造环境是由地震震源分布资料推断的 (和达-毕鸟夫带; Garwin)。这些膝折带使倾斜程度不同的板片成为与岛弧平行的碎块, 并局部与俯冲洋底高原边缘一致, 例如 Batu Hijau 南部印度洋板块的 Roo 隆起。因此, 即使在没有大规模地壳加厚的地区, 俯冲板块形态对上覆岛弧区与侵入体有关的矿床的定位也有重要控制作用。

#### 4 地壳基底、碰撞事件和区域断层

大多数大而富的斑岩铜-金矿床分布在构建于大陆边缘的弧区, 由于地壳增厚和快速隆起使这些地区的成矿岩体侵位的构造层次较高 (Sillitoe, 1998)。然而, 在印度尼西亚的岩浆弧区 (不包括伊里安爪哇), 与侵入体有关的斑岩矿床和高硫化浅成低温热液金系统在基于大洋岩石圈而形成的岛弧区上优先发育。印度尼西亚岛弧的西部陆壳部分, 即巽他 (Sunda) 和中加里曼丹岛弧, 缺少大型斑岩矿床, 也缺乏新近纪陆壳增厚的证据, 诸如区域性褶皱和逆冲带, 它们是安第斯中部和新几内亚中央山脊的特征。因此, 在缺乏挤压变形和地块隆升的造山弧环境, 厚陆壳可能阻止岩浆快速上升和成矿岩浆的高层次侵位。基于薄的大洋岩石圈之上而发育的岛弧在构造准备了成矿条件, 为与侵入

体有关的矿床的就位提供了理想的储矿围岩, 以下将对此论述。

中等到高角度倾斜的印度洋板块斜向俯冲至苏门答腊 (Sumatra) 的巽他岛弧之下, 伴随着平行岛弧部分的大规模俯冲, 苏门答腊右旋走滑移断层发育。巽他岛弧碎块缺乏重要的与侵入体相关的铜-金矿床, 惟一例外是在苏门答腊北端出现 Tangse 斑岩铜-钼矿床和 Miwah 高硫化浅成低温热液系统 (van Leeuwen, 1994), 此处板块倾斜程度平缓至 30°左右。因此, 平缓的板块倾斜似为陆弧环境中与侵入体有关的矿化的共同基础。

与上述不同, 印度尼西亚东部火山岛弧区与侵入体相关的矿床的发育基本受控于俯冲板块弯曲处之上的大洋岩石圈内的穿弧正断层和倾滑断层带。班达 (Banda) 岛弧松巴哇岛 (Sumbawa) 的 Batu Hijau 斑岩矿床位于一个倾斜滑移断层带右侧 30 km 范围内, 断层带控制着中新世火山沉积单元的分布和现代岛屿海岸线; 再向北, 俯冲方向与松巴哇岛附近岛屿的走向近乎垂直 (DeMets 等, 1994), 推测这种几何关系从第三纪以来一直很稳定 (Hall, 1996)。Batu Hijau 的成矿岩体和矿化时代 (~3.7 Ma; Fletcher 等, 2000; Garwin) 对应于澳洲大陆与班达岛弧在 4~2.5 Ma 的碰撞事件, Banda 岛弧位于 Timor 东部附近 (Audley-Charles, 1986; Richardson 和 Blundell, 1996; Hall, 1996)。这次碰撞导致平行岛弧方向的伸展拉张, 岛弧从碰撞带向西扩张而分离出来。近期地震震源的断面分析显示, 松巴哇—Timor 附近沿穿弧走滑移断层 EW 向扩张速度约为 3 mm/a (McCaffrey, 1988, 1996)。

因此, 主要构造事件, 如陆-陆碰撞、弧-弧碰撞和脊-弧碰撞, 可以造成正向会聚岛弧区的区域应力场偏移和反转, 引起沿穿弧走滑断层带的幕式扩张。这些事件使快速上升的岩浆在浅层定位, 成矿流体在浅层大量释放 (如 Burnham, 1967)。同样, 菲律宾北部吕宋岛中央科迪勒拉和中国台湾北部金瓜石地区与侵入体相关的新世—更新世矿床的形成, 可能也是区域应力场变化而断层复活的结果, 而这次应力场改变则是由于菲律宾海板块和欧亚大陆在台湾岛碰撞所引起, 碰撞始于大约 5 Ma (Rak, 1999)。浆控成矿作用与碰撞构造作用有成因关系的另一实例发生在西南太平洋的布干维尔—所罗门岛弧, 其上新世 Panguna (布干维尔岛) 和 Koloula (瓜达康纳尔岛) 斑岩矿床的形成对应于板块俯冲极性的倒转 (Solomon, 1990), 由于岛弧与 Ontong Java 高原碰撞, 中新世中晚期的 SW 向俯冲

结束,开始发生 NE 向俯冲与紧随 SW 向俯冲,导致矿床形成 (Solomon, 1990)。

区域规模的穿弧断层并未在安第斯中部和新几内亚中央山脊的填图中显示出来。然而,如矿床的穿弧分布,矿田尺度的断层,时代等等的火山-深成岩单元,以及遥感显示的线性构造等,促使研究人员推断在上叠岩石圈板块或下行板片内存在深大断裂带。例如,巴布亚新几内亚主陆的几个大型矿床都沿穿弧断裂构造分布 (Corbett 和 Leach, 1998),在智利—阿根廷的中新世 Maricunga 带和 Farallon 地区之下存在“复活岛热点线”活动的轨迹 (Bonatti 等, 1977; Sasso 和 Clarke, 1998)。

复活岛热点线标志着一个软流圈上涌的线性带,它位于 Nazca 俯冲板块在由北向南变平缓的 EW 向膝折或撕裂的上部 (Sasso 和 Clarke, 1998)。复活岛热点线位于平坦的智利板片北边界附近,在 Arequipa-Antofalla 克拉通裂谷边缘之上 (Sasso 和 Clark, 1998)。因此,中新世矿床沿该带的定位可能反映了深部超壳断裂的再次活动。矿床的穿弧分布,即自西向东从 El Teniente 矿床,经 Paramillos Sur,到智利—阿根廷的 San Luis 带,受控于智利平缓板片的南边界,并紧邻消减的 Juan Fernandez 中脊的边缘;该轴线还与下行板片膝折弯曲位置套合,反映了俯冲板块撕裂带的减压熔融和软流圈上涌,被一些学者称为板片窗 (引自 Kirkham, 1998)。

美国西部古近纪斑岩矿床的分布指示了局部的穿弧轴线,尤以 NE 向展布的爱达荷—蒙塔纳斑岩带为典型 (Armstrong 等, 1978; Lange 等, 1984),局部吻合于 trans-Challis—Great Falls 线性构造带 (Bennett, 1984)。蒙塔纳州 Butte 矿区位于该线性

构造带附近,被认为是始于前寒武纪的板内不连续带的标志 (Bennett, 1984)。据 Kirkham (1998),这个 NE 向斑岩带形成背景可能与安第斯中部穿弧矿带相似,靠近 60 Ma 左右的 Farallon 俯冲板块之平缓板片碎块的边缘。

## 5 小 结

西太平洋和安第斯中部最大和最重要的浆控铜-金矿床和金矿床都具有一套共同构造控制的地质特征。多数矿床产在大陆造山背景,此背景的特征是地壳增厚、块体隆起和俯冲板块变平缓或倾角改变。然而,以洋壳为基底的火山岛弧地区也有大型矿床。无论是在大陆还是大洋背景下,俯冲板片膝折弯曲或撕裂,甚至地幔不稳定,都使软流圈上涌,进而导致岩浆迅速上升至上覆地壳的浅层,在浅层蒸汽饱和,挥发分出溶,铜-金沉淀成矿。俯冲板块膝折弯曲与上覆弧岩石圈变形带的空间耦合促使软流圈与高层次的弧地壳耦合,使岩浆形成侵位 (图 1)。板块会聚方向的改变,碰撞事件的发生,浮凸而无震山脊的消减等,均可改变弧区主要的正向压力场的方向;在由压扭到张扭转变的背景下,地壳规模的断裂和裂隙系统发生幕式活化,增强了造山弧的地壳渗透性。

相反,在倾斜会聚岛弧背景中,沿与弧平行的走滑断裂带和弧后裂陷盆地,出现了常见于拉分盆地的伸展构造环境,它有利于含矿挥发相从上升岩浆和冷凝侵入体中分离出来。在上述构造环境中,更常见与侵入体无直接联系的低硫化浅成热液金矿和火山岩中的块状硫化物矿床。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

# 斑岩型金 (铜-金) 矿床

斑岩型铜-金矿床是近 20 年来在环太平洋地区发现的重要矿床类型之一。这里简要介绍一些大型斑岩型铜-金矿床地质特征及其找矿策略。

## 1 地质特征

总体来说,这类矿床是以富金斑岩型铜矿床为主,但也包括富金、相对贫铜 (如菲什湖、卡迪亚山) 和基本只产金的 (雷富希奥) 矿床。据称,雷富希奥矿床是斑岩型金矿床。明显富金的斑岩矿床

有格拉斯贝格和潘古纳矿床,这 2 个矿床金储量均超过 700 t。其中,格拉斯贝格金品位最高,在  $2 \times 10^{-6}$  以上;铜含量也较高。此外,远东南矿床金品位也很高,超过  $2 \times 10^{-6}$ 。多数矿床钼含量较低。在所有世界级的富金斑岩型矿床中银含量普遍较低,一般低于  $3 \times 10^{-6}$ 。从矿床的空间分布来看,富金斑岩型矿床沿太平洋两岸分布在岩浆弧中,其中太平洋西侧要多一些,它们大体都分布在大陆边缘和岛弧地带 (表 1)。

表 1 说明,除奥克特迪矿床外,大多数大型的



质组合部分地叠加在钾硅酸盐蚀变之上(图1),但似乎没有发生数量可观的金属进入。少部分矿床最上部附近保存有泥质岩盖的残余,这说明矿床剥蚀程度较深。

从空间上来说,斑岩型铜-金矿床通常与夕卡岩型和低温热液型铜-金矿床相连。在远东南矿床顶部,产有一个高硫化低温热液金矿床,而远东南矿床周围有4个低硫化低温热液金矿床产出。据K.H. 西利托(1997)总结,斑岩型矿床与低温热液矿床在空间上发生叠置现象,即在低温热液矿床下面可能有斑岩型矿床产出。这个观点对于指导深部找矿具有重大意义。

## 2 勘查准则及其找矿策略

对于斑岩型铜-金矿床的找矿准则及找矿策略,这里拟从2个方面阐述。一是从斑岩型铜-金矿床的地质特征入手,确定成因模型中哪些标志能作为实实在在的地质标志?二是哪些找矿经验值得注意,找寻这类矿床的关键点在哪里?

### 2.1 地质标志

如果承认岩浆房快速冷却、隆起及其后的剥蚀作用,有利于形成大的富金斑岩型矿床,应当将地表显示出快速剥蚀的自然地理证据作为重要的找矿标志。在热带条件下,快速隆起和剥蚀作用会形成陡的深切割地带,在岛弧中晚新生代残存浅海相层序会出现在海拔1 000 m以上地形高处。

对于矿产勘查工作组织和找矿证据来说,斑岩型铜-金矿床地质模型起着十分重要的作用。在斑岩型铜-金地质模型指导下,要充分注意蚀变及其分带现象,确定斑岩体系的存在。据此,部署地球化学取样(通常是土壤测量和岩屑取样)。在格拉斯贝格矿床、远东南矿床的勘查过程中,一开始便是依据斑岩模型,使勘查工作的部署和地质解释围绕斑岩找矿模型展开。

此外,斑岩型铜-金矿床与夕卡岩矿床、低温热液矿床在空间上有伴生关系。因此,在夕卡岩铜矿床周围寻找斑岩型铜-金矿床尤其值得注意。在秘鲁安塔帕凯矿床、印度尼西亚格拉斯贝格等斑岩型铜-金矿床的周围都有夕卡岩型铜-金矿床的产出。例如,秘鲁安塔帕凯矿床的勘查过程中,最初是以寻找夕卡岩型矿床着手,所有工作都是围绕岩体与灰岩的接触带开展,但钻探结果发现了斑岩体,才使地质人员改变认识,从而找到斑岩型铜-金矿床。如果地质人员一开始便注意斑岩矿床与夕

卡岩矿床的空间共生关系,那么该矿的发现可能会更早些。

### 2.2 地球物理标志

斑岩型铜-金矿床都富含磁铁矿。据称,这是由于富金斑岩成矿液体的岩浆处于较高的氧化状态,从而使斑岩型铜-金矿床中磁铁矿含量升高。这可能是由于含矿流体上升过程中,全铁含量过低,而未能使磁铁矿形成主要热液矿物。尽管热液磁铁矿含量不能用来判别富金斑岩矿床,但这类磁铁矿的存在至少可以帮助我们确定斑岩系统是富含金的。值得注意的是,磁铁矿含量足以可利用航磁测量探测出来。近来一些研究表明,在下德拉阿伦布雷拉、格拉斯贝格和巴都希贾乌矿床都存在明显的“牛眼状”磁力高异常。

在澳大利亚古努姆布拉矿床的勘查过程中,首先使用澳大利亚矿产资源局出版的航磁资料筛选最初的远景区,尽管当时是为寻找火山成因的块状硫化物矿床。在巴布亚新几内亚的奥克特迪矿床发现过程中,最初检查化探异常时,在河床中发现了含黄铜矿的磁铁矿转石,从而确定了斑岩成矿系统。因此,利用磁铁矿或其形成的磁异常,可以较有效地确定斑岩系统的存在。

对局部靶区的评价,地面磁法和激发极化法以及瞬变电磁法至关重要,它有助于确定斑岩体以及矿床产出的具体部位。

### 2.3 地球化学标志

斑岩型铜-金矿床上方通常不同程度地存在Cu, Au, Mo, Ag, Zn, Pb, As, Hg, Te, Sn, S等元素的异常或元素组合异常。

地球化学方法起着关键性的作用。对于未知区来说,水系沉积物地球化学测量方法是筛选靶区的有效方法。印度尼西亚的巴都希贾乌、巴布亚新几内亚的比尼山等矿床的发现过程证明了这一点。

在确定远景区之后,土壤取样、岩屑取样是圈定斑岩矿化系统的有效方法。在这过程中,如果化探异常与物探(磁法或激发极化法)异常相吻合,更进一步证实斑岩成矿系统的存在。对于被地表沉积物覆盖的地区来说,有时由于覆盖层较厚,可能会使地球化学测量效果不佳,有时还可能使地球物理测量效果不佳。在这种情况下,要充分综合利用地质、地球物理和地球化学资料。

对于斑岩成矿系统来说,在地表蚀变带发生氧化,形成颜色异常,这可清楚地显示在航空摄影地质调查的成果上。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》



# 斑岩铜-钼-金矿床：新认识与新进展

侯增谦

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

斑岩型矿床作为一种最重要的铜-钼和铜-金矿床类型, 为世界提供了 50% 以上的金属铜资源。鉴于斑岩型矿床在科学上和经济上的重要性, 几十年来, 人们一直对其倾注了巨大的热情, 并取得了斐然成绩。以著名的岛弧-斑岩成矿模型为核心的成矿理论不断完善, 在其理论指导下的找矿实践不断取得重大突破。纵观斑岩型矿床的研究历史, 可概略地归纳为 3 个阶段: 1) 20 世纪七八十年代, 注重于矿床特征、蚀变系统和矿床成因研究; 2) 20 世纪 90 年代, 聚焦于成矿环境和构造控制研究; 3) 21 世纪初, 更加关注于成矿地球动力学背景研究。最近十多年来, 在斑岩型矿床的斑岩起源、热液系统、成矿系统、构造控制和动力学背景等研究方面, 均取得了诸多新认识和新进展, 大大地拓展了人们对斑岩成矿系统的理解和认知, 特别是近年来的新观察与新发现, 更加激起了人们的浓厚兴趣, 并为深入研究斑岩型矿床注入了新的活力。

## 1 构造背景与成矿环境

斑岩型矿床主要产于大洋板片俯冲产生的岛弧和陆缘弧环境。陆缘弧环境的经典成矿省包括安第斯中部(如阿根廷 Bajo de la Alumbrera, Marte 等矿床), 美国西部(如 Bingham, Dos Pobers 矿床)和巴布亚新几内亚—伊利安爪哇(如 Grasberg, Oki Tedi, Freida River 矿床等), 岛弧环境的斑岩型矿床则环绕西太平洋广泛分布, 如印尼的 Batu Hijau 和菲律宾的 Lepanto-FSE 等。这些成矿省和巨型矿床通常形成于第三纪, 成矿年龄介于 1.2~38 Ma 之间, 含矿斑岩多属钙碱性(岛弧)和高钾钙碱性(陆缘弧), 矿带规模均为世界级, 单个矿床的铜储量多在 1 000 万 t 以上, 品位变化于 0.46%~1.3% 之间, 金储量在 300 t 以上(300~1 550 t), 品位介于  $0.32 \times 10^{-6}$ ~ $1.42 \times 10^{-6}$  之间。这些巨型矿床的吨位-品位模式表明, 岛弧和陆缘弧环境具有产出斑岩型矿床的巨大成矿潜力。

显然, 不是所有的岛弧和陆缘弧环境都产出斑岩型矿床。有火山成因块状硫化物矿床(VMS)产

出的岛弧环境, 通常不发育斑岩型矿床。例如日本第三纪岛弧, 大量发育黑矿型(Kuroko type)块状硫化物矿床, 但却一直没发现工业规模的斑岩型矿床。这种矿床的非共存性暗示, 岛弧虽为形成金属矿床的重要环境, 但其基本类型和发育特征不同, 产出矿床的类型及潜力也不同。Uyeda 和 Kanamori (1979) 曾对此给予这样的解释, 即以发育弧间裂谷为标志的张性弧, 产出 VMS 矿床, 以发育中酸性火山岩岩浆套为特征的压性弧, 产出斑岩型矿床, 这种推测也被古岛弧研究所证实。导致岛弧区应力场巨大差异的原因可能应归结于大洋板片的俯冲角度。高角度俯冲产生张性弧, 以马里亚纳弧为代表, 缓角度俯冲产生压性弧, 以安第斯弧为极端类型代表。

最近研究证实, 大陆碰撞造山带也是斑岩型矿床产出的重要环境, 藏东玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带是其典型代表。中国学者为识别这一重要的成矿环境作出了贡献。这两大成矿带均产于印度—亚洲大陆碰撞形成的喜马拉雅—西藏造山带, 但形成于碰撞造山的不同阶段和不同环境。藏东玉龙斑岩铜矿带长约 300 km, 宽 15~30 km, 由 4 个大型铜矿和众多含矿斑岩体构成, 金属铜储量在 1 000 万 t 以上, 其中, 玉龙铜矿铜储量在 628 万 t, 伴生金约 100 t, 铜品位 0.99%, 金品位  $0.35 \times 10^{-6}$ , 具有世界级规模。成矿带分布于碰撞造山带东缘的构造调节带(转换带), 空间展布呈 NNW 向, 与印-亚大陆主碰撞方向斜交, 受 NNW 向大规模走滑断裂带控制。斑岩带岩浆活动有 3 个高峰期, 分别为 52, 40, 33 Ma, 成矿年龄介于 40~35 Ma。斑岩成矿系统发育于大陆强烈碰撞后的应力释放期或压扭向张扭转换期(图 1a)。冈底斯斑岩铜矿带是近年突破的又一成矿带。正在进行的矿产评价和研究表明, 成矿带 EW 延伸约 350 km, SN 宽约 80 km, 由几个大型铜矿和一系列小型矿床(点)构成, 金属铜资源量在 1 000 万 t 以上, 具有世界级矿带的潜力远景。该成矿带产于近 EW 向展布的冈底斯花岗岩基内, 平行于印-亚大陆主碰撞带方向, 受近 SN 向延伸的正断层系统和 EW 走向的逆冲带控制。冈底斯花岗岩基成岩年龄介于 120





基山的中酸性侵入岩就是典型实例。前者被认为来源于底侵成因的玄武质成分下地壳,后者被解释为拆沉的玄武质下地壳的部分熔融。张旗等(2003)和王强等(2003)通过详细的岩石地球化学研究也提出,在我国东部长江中下游成矿带,与Cu-Au矿伴生的燕山期中酸性侵入岩具有埃达克岩特征,岩浆起源于中国东部曾经加厚的下地壳。

最近,侯增谦等研究发现,青藏高原的2条斑岩铜矿带的喜马拉雅期含矿斑岩也具有埃达克岩岩浆亲合性。然而,这些岩石相对富钾( $K_2O$ : 3.02%~8.56%),属高钾钙碱性系列和钾玄岩系列,相对富镁( $MgO$ : 0.56%~1.43%),其 $Mg^\#$ 值变化于36~72之间,有别于大洋板片熔融形成的典型Na质埃达克岩,因为正常MORB的部分熔融,只能形成钠质的埃达克质熔体,且 $Mg^\#$ 值多小于40。此外,这些含矿斑岩还以较高的 $Ni(^{87}Sr)/Ni(^{86}Sr)$ (0.704 9~0.707 9)和低 $N(^{143}Nd)/N(^{144}Nd)$ 值 [ $\epsilon(Nd, t)$ : -6.18~+5.52],区别于典型的大洋板片熔融的埃达克岩。目前,对这些含矿的钾质埃达克岩的岩浆起源,有2种不同的成因观点,其一是碰撞加厚的高原下地壳部分熔融,其二是俯冲的新特提斯洋壳残片部分熔融。这2种成因模式均强调初生的埃达克质熔体与中新世钾质超钾质岩浆组分曾发生相互作用。这些中新世钾质超钾质岩(13~18 Ma)与冈底斯含矿斑岩(12~17 Ma)在时间上的同时性和空间上的共生性,也暗示两者有相同的地球动力学背景和相关的深部作用过程。

埃达克质岩之所以与Cu-Mo-Au矿床密切相关,究其原因,是埃达克质岩浆与正常的长英质岩浆不同,其以高水含量、高 $f_{O_2}$ 和富硫为特征,因而成为斑岩铜矿的重要含矿母岩和金属硫的可能载体。富水的俯冲洋壳板片部分熔融,可以导致富水的、具英安质成分特征的埃达克质熔体,其富水性导致高度氧化的岩浆系统,其氧逸度被镍/氧化镍和赤铁矿/磁铁矿缓冲剂缓冲。同时,氧逸度的提高还引起岩浆系统中 $SO_2/H_2S$ 值急剧增大,从而导致S从埃达克质熔体中完全分离。菲律宾Pinatubo火山1991年喷发的埃达克质岩浆便是极好实例,该岩浆具英安质成分,富含硬石膏,共喷发出20 Mt的 $SO_2$ ,相当于一个铜储量为0.60 Mt的大型铜矿的总硫量。

初生的埃达克质熔体与地幔橄榄岩/幔源熔体的相互作用,可能是埃达克质熔体获取金属和硫的

重要途径。在弧造山环境,起源于俯冲洋壳板片的埃达克质熔体在向上运移过程中,势必与上覆的地幔橄榄岩发生相互反应,这将大幅度提高埃达克质熔体的 $Mg^\#$ 值和Fe, Cr, Ni含量,从而增大硫在熔体中的溶解度。另外,这种相互反应也将提高幔岩的 $f_{O_2}$ ,导致幔岩中的金属氧化并进入岩浆系统。在碰撞造山环境,加厚的下地壳虽然不一定含大量的水,但诱发其部分熔融的幔源熔体在地壳底部成池,并与埃达克质熔体混合,将为埃达克质熔体提供大量的铜和其他金属以及硫,从而具有熔载大量金属和硫的能力。

### 3 热液系统与蚀变套合 (telescoping)

世界范围的斑岩铜矿,不论产出于弧造山环境还是形成于碰撞造山环境,均发育类似的热液蚀变系统和典型的蚀变分带。蚀变系统一般包括早期的K硅酸盐化,随后的石英-绢云母化和晚期的高级泥化,蚀变分带通常呈环带状绕含矿岩体分布,自内而外,依次为K硅酸盐化带→石英-绢云母化→高级泥化带。K硅酸盐化通常发育于斑岩体内部,呈面型分布。石英-绢云母化通常叠加于K硅酸盐化之上,并环绕其分布,主体产出于斑岩体边部。高级泥化蚀变也可能出现较早,但延续时间很长,发育部位较高,叠加于前2个蚀变带之上,主要发育在斑岩体顶部及其与围岩接触带。这种套合式的蚀变分带为判断斑岩体剥蚀程度和工程勘查提供了重要的指示性标志。

斑岩蚀变系统的详细研究表明,K硅酸盐化蚀变是由高温(>400 °C)高盐度岩浆流体与斑岩岩石发生水/岩反应的产物,而稍晚形成的石英-绢云母化则是温度和盐度较低的岩浆水-天水混合流体形成的,近年来,这个经典的蚀变分带模型遭到质疑。主要争议出现在高级泥化成因上。一些研究者发现,许多斑岩矿床的热液蚀变系统中并不发育高级泥化,因此认为高级泥化可能与斑岩系统无关。另外,由于高级泥化蚀变常常是浅成低温热液系统的典型产物,而浅成低温热液矿化常叠加于斑岩矿化系统之上,因此,经典的蚀变分带模型中的高级泥化蚀变更多地标志着浅成低温热液系统的发育。

在碰撞造山环境,如在玉龙斑岩铜矿带,高级泥化蚀变仅见于玉龙斑岩铜矿中,而其他几个大型铜矿却没有发育。在玉龙矿区,高级泥化蚀变叠加于早期的K硅酸盐化带和石英-绢云母化带之上,

其发育明显较晚,产出部位较高,受构造控制,与浅成低温热液 Cu-Au 矿化伴生。高级泥化蚀变有 3 种产出形式,即泥化蚀变、高级泥化蚀变和强硅化蚀变(图 2)。泥化蚀变围绕石英-绢云母化带发育,主要由石英、高岭石、地开石、蒙脱石等组成,作为补片出现,与低温硫化物-石英脉伴生。硫化物主要为辉铜矿-铜蓝组合,交代斑岩期黄铜矿和黄铁矿。高级泥化蚀变受构造破碎带控制,沿斑岩顶部的热液角砾岩带分布,蚀变岩全部由埃洛石和少量伊利石、明矾石、水铝英石、三水铝石和玉髓构成,与高品位金-铜矿体伴生。强硅化蚀变主要产出 K 硅酸盐蚀变带中央,呈含少量明矾石的石英脉带产出,其中发育大量的辉铜矿-石英细脉和网脉。显然,这种高级泥化蚀变叠加于斑岩蚀变系统之上,发育于浅成低温热液矿化阶段,应为浅成低温热液系统产物。

在岛弧造山环境,如在菲律宾 Lepanto-FSE 矿

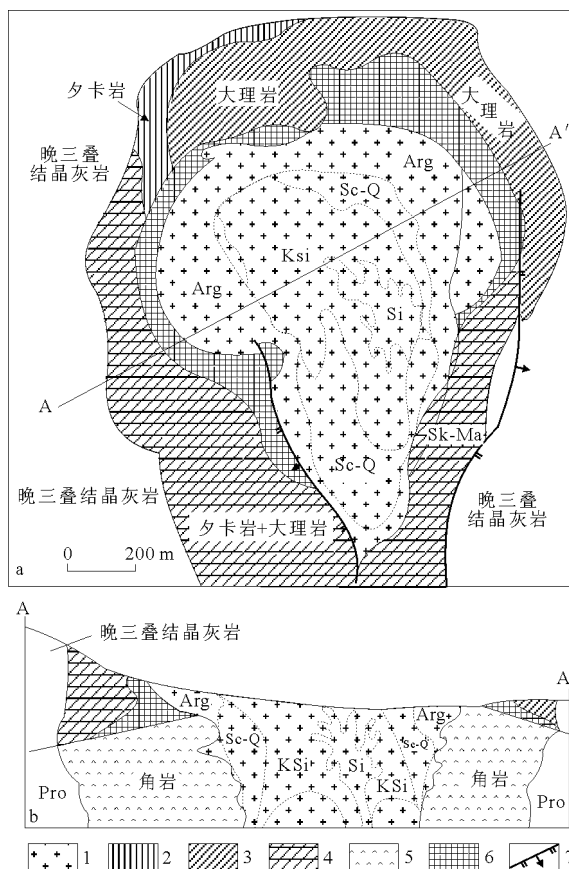


图 2 青藏高原东缘玉龙斑岩铜矿床的蚀变分带型式(据侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995 修改)

1—二长花岗斑岩; 2—夕卡岩化带; 3—大理岩化带; 4—夕卡岩+大理岩化带; 5—角岩带; 6—高品位铜矿体; 7—断层; Pro—青磐岩化带; KSi—钾硅酸盐带; Sc—Q—石英-绢云母化带; Arg—泥岩化带; Si—强硅化带

区,类似的高级泥化蚀变也大量发育(图 3)。这种主要由石英和明矾石构成的高级泥化蚀变带产于斑岩铜矿体的侧翼,并叠加于斑岩型热液蚀变系统的顶部,严格受近水平的断裂控制(图 3)。高级泥化蚀变岩呈平卧的透镜状,包裹典型的浅成低温热液硫铜矿-金矿体(图 3),反映高级泥化蚀变是浅成低温热液系统的典型产物。

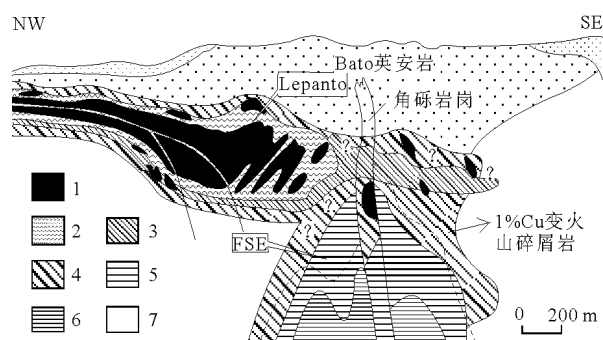


图 3 菲律宾 Lepanto-FSE 矿区的蚀变分带型式(据 Hedenquist J W 等, 1998)

1—硫铜矿-金矿石 ( $\text{Cu} > 2.5\%$ ); 2—块状/晶洞状石英; 3—石英-明矾石; 4—叶蜡石-硬水铝石+高岭石族; 5—绿泥士+绢云母; 6—K-硅酸盐; 7—青磐岩/未蚀变岩

斑岩型热液系统与浅成低温热液系统的时空相依现象,也见于世界范围的许多斑岩型矿床。国外将这种现象称为热液系统的套合作用,并将其成因与同矿化或矿化后期的区域隆升相联系。

#### 4 成矿系统与矿化叠加 (Overprinting)

不论是岛弧造山环境还是碰撞造山环境,与斑岩有关的矿化特征,除与斑岩自身特征有关外,在一定程度上受控于斑岩体侵位的围岩岩相环境。当斑岩体侵位于火成岩区或砂板岩系,其矿化类型相对单一,主要为 Cu, Cu-Mo 和 Cu-Au 矿化,主矿体主要容存于斑岩体及其与围岩接触带中。当斑岩体侵位于碳酸岩区时,碳酸岩常常发生夕卡岩化和大理岩化。伴随着夕卡岩化作用,常发生强烈的铅-锌-铜-多金属矿化,黄铜矿-闪锌矿-方铅矿-黄铁矿等金属硫化物在退化蚀变 (retrograde alteration) 阶段大量堆积,形成夕卡岩容矿的多金属矿体。过去,人们常将其作为一个单独的矿床类型,实际上,它们与斑岩型铜矿构成了一个成矿系统,在国外,人们则仍将其称为斑岩型矿床。

笔者所述的矿化叠加,是指斑岩型矿化被后期的浅成低温热液矿化的叠加,这种现象广泛地见于

世界范围内的许多斑岩成矿省或成矿带。矿化叠加既可以处于同一空间,也可近距离分离。前者以玉龙斑岩铜矿为代表,后者以 Lepanto-FSE 为特征。在玉龙矿区,浅成低温热液矿化叠加于矿化斑岩上,导致斑岩型矿体的 Cu-Mo 活化与再分配,以及辉铜矿对黄铜矿的强烈交代,同时,更重要的是,在矿化斑岩顶部形成似层状或透镜状的高品位 Au-Cu 矿体,后者因剥蚀而成环状体,绕矿化斑岩体分布。在 Lepanto-FSE 矿区,被斑岩岩浆驱动的浅成低温热液流体沿构造破碎带和岩相界面侧向运移,导致以石英-明矾石为特征的高级泥化蚀变带和硫砷铜矿-金矿体发育(图4)。

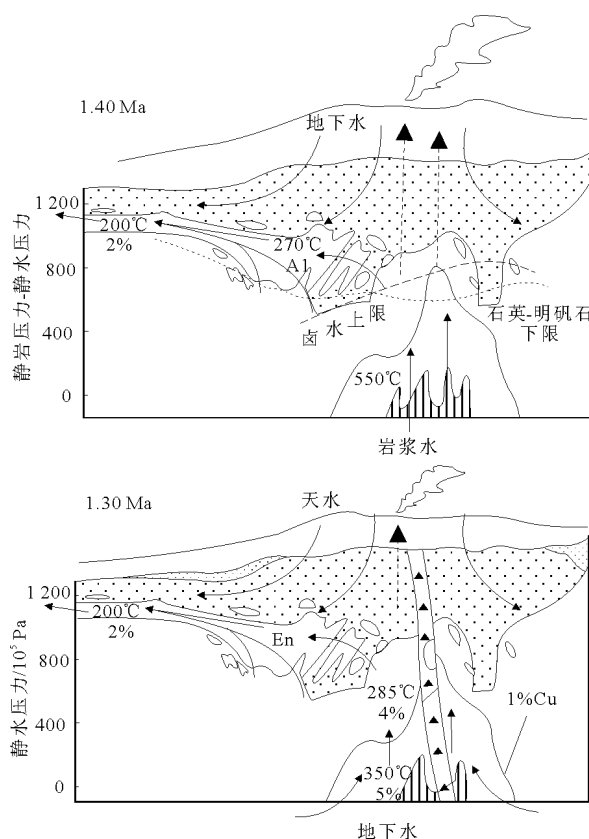


图4 菲律宾 Lepanto-FSE 矿床成矿模式(据 Hedenquist J W 等, 1998)

斑岩型热液系统与浅成低温热液系统的相隔时限通常是比较短暂的,因为,后者的热液流体虽然以天水为主,但仍有部分岩浆水贡献,并且,该热液系统仍靠斑岩体驱动和维系。Arribas 等精细测定了 Lepanto-FSE 矿区 2 套热液系统及其产物的 K-Ar 年龄,发现斑岩型热液系统年龄为  $(1.41 \pm 0.05)$  Ma,而浅成低温热液系统年龄为  $(1.3 \pm 0.07)$  Ma,两者时差不足 1 Ma。当然,时限稍长的也不乏实例,例如安第斯斑岩带的许多矿床,其相隔时

限在 1~3 Ma。在玉龙矿床,其相隔时限可能超过 4 Ma。大量研究表明,与斑岩型矿床叠加的浅成低温热液矿化均为高硫化型的,其形成温度介于 90~480 °C 之间,集中于 230~260 °C 范围,成矿流体以天水为主,形成深度在古潜水面之下 300~500 m 范围。与之不同,斑岩型矿床的早期蚀变和铜矿化的形成温度范围为 400~600 °C,成矿流体以岩浆水为主,流体  $w$  (NaCl) 为 30%~60%,晚期蚀变及成矿流体出现部分天水,温度降低至 200~400 °C,盐度降低至 15% 以下。斑岩型矿化形成深度一般在 1~4 km 之间。

## 5 构造控制与动力机制

斑岩 Cu-Mo-Au 系统的发育与 3 个关键过程或作用有关,即 1) 岩浆起源的深部过程; 2) 岩浆浅成侵位的输导系统; 3) 流体排放-金属淀积的伸展环境。在构造上,这三大过程或作用又与板片俯冲作用、地壳加厚与抬升作用,以及不同性质的断裂系统有关。

### 5.1 板片俯冲

不论是海洋板片还是大陆板片的俯冲,均是导致含矿斑岩岩浆形成发育的主导性动力学机制,但这并不意味着只要板片俯冲就可以形成含矿斑岩岩浆。在弧造山环境,俯冲的海洋板片在抵达约 70 km 时必然发生脱水,后者携带大量的大离子不相容元素 (LILE: K, Rb, Ba) 进入地幔楔形区并交代地幔。脱水流体的注入导致交代地幔的液相线温度降低,从而诱发部分熔融,产生弧火山岩浆岩。显然,这种俯冲机制只引起地幔楔熔融,而俯冲板片自身一般不发生部分熔融。最近研究表明,当大洋板片俯冲角度变缓时,相变为角闪岩/角闪榴辉岩/榴辉岩的大洋 MORB 板片则成为产生埃达克质含矿岩浆的理想源区。换句话说,大洋板片平缓俯冲 (flat subduction) 是形成埃达克岩的主导机制。例如,在安第斯带的智利北部,古新世以来陆缘弧演化与岩浆活动受 Farallon 板块的俯冲速率、角度和方向诸因素约束。在古新世—早中新世,Farallon 板块以正常的俯冲速度和中等的俯冲角度向智利大陆边缘下部俯冲,诱发地幔楔形区的熔融,导致钙碱性弧火山活动和岩浆浅成侵位,形成小规模

发育成规模巨大的斑岩铜系统 (图 5a)。类似地, 在安第斯带中部, Nazca 俯冲板片倾斜程度减小, 伴随着地壳增厚和弧火山作用减弱, 产生埃达克质熔浆, 导致含矿斑岩侵位。

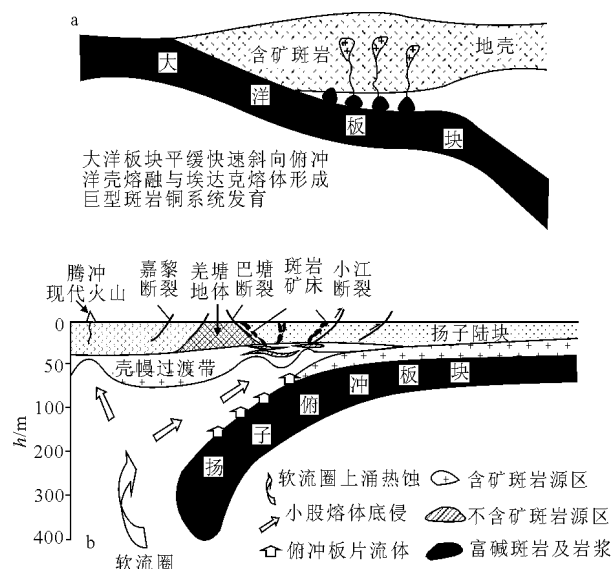


图 5 不同构造环境的斑岩铜矿成岩成矿的构造控制模式

a—岛弧造山带 (陆缘弧环境以安第斯为例; 据 Oyarzun R 等, 2001); b—碰撞造山带 (以青藏高原东缘斑岩铜-金矿带为例; 据侯增谦等, 2004)

在碰撞造山带, 大陆板片俯冲不仅是形成大陆碰撞带的主要造山方式, 也是形成含矿斑岩的主要动力机制。尽管大陆俯冲板片不一定直接熔融产生含矿的埃达克岩, 但大陆板片俯冲诱发的软流圈物质上涌, 可能导致了碰撞加厚的下地壳物质部分熔融。在青藏高原东缘, 即所谓的东碰撞带, 印度大陆向北俯冲碰撞所产生的应力应变被一系列 NNW 向走滑断裂系统所调节, 而印度大陆向 NE 方向楔入并与扬子陆块碰撞, 则形成了东喜马拉雅构造结和一系列逆冲褶皱带, 如兰坪—思茅褶皱带。跨越东碰撞带不同构造单元的 2 条近 EW 向的地球物理长剖面揭示, 印度大陆板片与扬子大陆板片发生了相向俯冲。印度大陆板片前缘出现在嘉黎—高黎贡走滑断裂以西地区 (东经 94~97°), 以缓角度俯冲于特提斯喜马拉雅之下, 俯冲前缘抵达东经 96~97°后, 突然下插并近垂直延伸至 180 km。扬子大陆板片出现于嘉黎—高黎贡走滑断裂以东地区 (东经 99~102°), 该板片沿红河走滑断裂向西缓角度俯冲, 大约在东经 100°前后, 俯冲板片变陡, 向下斜插, 前缘抵达 250 km 深度 (图 5b)。在 NE 向速度扰动剖面上, 扬子大陆俯冲板片影像依然清晰可见, 俯冲板片也在东经 100~99°区域突然变陡, 前

缘抵达近 300 km 深处。地震层析成像证实, 在 2 个俯冲板片前缘之间区域 (东经 97~99°), 发育一个源自 450 km 深处的显著低速的软流圈上涌体, 其在 200~250 km 处被细颈化, 由此向上涌流导致上覆岩石圈显著减薄至 70~80 km, 并侧向向东底侵至上地幔顶部和地壳下部, 甚至在腾冲地区, 底侵的软流圈物质将岩石圈地幔吞蚀。钟大赉等 (2001) 注意到, 上涌的软流圈顶部不是呈大面积性的“蘑菇”状, 而是呈区带性的直立“瓦板状”。侯增谦等 (2004) 提出, 这种高热软流圈的上涌和底侵, 不仅为含矿斑岩岩浆源区——加厚下地壳的部分熔融提供了必要热能, 而且, 高热软流圈的空间形态也从根本上约束了含矿斑岩及伴生熔岩的巨型带状分布 (图 5b)。来自软流圈顶部的熔融体可能呈小股岩浆形式向上注入并与下地壳物质混合, 这种过程导致了埃达克质含矿斑岩相对富  $Mg^{\#}$  值和富集过渡性元素 (Cr, Ni, Co) 的地球化学特征。

## 5.2 板片撕裂 (tear) 与断离 (breakoff)

在弧造山带, 顺弧方向的构造-岩浆分段性暗示, 大洋俯冲板片常常不是“铁板一块”, 往往具有不同的俯冲角度。这种板片俯冲角度的变化, 常常在俯冲板片内形成垂直岛弧方向的膝折带 (kink band), 并常将俯冲板片分隔成顺弧展布的若干块段 (segment)。这种膝折带的产出部位, 在地表往往对应于俯冲带 (缝合带) 的褶曲部位。如果板片俯冲角度突然变化, 膝折带将可能演变成俯冲板片撕裂带 (tear band)。这些膝折带和撕裂带对岛弧环境的岩浆活动及成矿作用有着重要的控制作用。在印度尼西亚, 产出于岛弧环境的斑岩 Cu-Au 系统及其伴生的浅成低温热液高硫化系统, 如 Sumbawa 地区的 Batu Hijau 矿床和 Sulawesi 北部的 Tombuliao 矿集区, 其定位空间均与岛弧地壳下方的俯冲板片膝折带相对应, 矿床空间展布与膝折带延伸方向相吻合。在环西南太平洋岛弧带, 斑岩 Cu-Au 系统和浅成低温热液 Au-Cu 系统的产出, 则与俯冲板片的撕裂和软流圈上涌过程有关 (图 6a)。板片撕裂带与岩浆热液成矿系统的时空对应关系可能反映了这样的 2 个事实: 1) 因板片撕裂而造成的板片俯冲角度平缓化, 导致了俯冲板片的减压熔融, 产生埃达克质含矿岩浆; 2) 通过撕裂的板片构造窗 (slab window) 上涌的软流圈物质可能为板片熔融提供了热能, 同时还可能向埃达克质熔浆注入了一部分金属组分。

在碰撞造山带, 俯冲的大陆板片可能会发生断

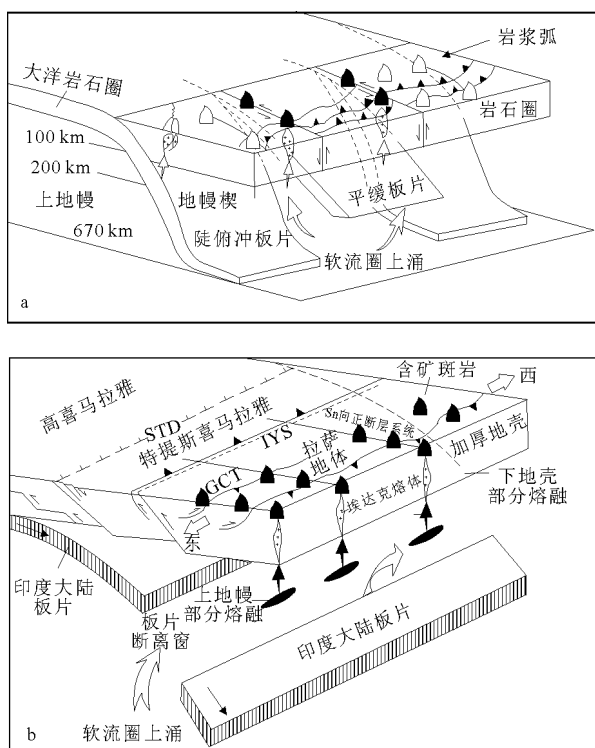


图6 示意俯冲板片类型、形态、构造特征与地壳变形及斑岩 Cu-Mo-Au 矿化时空关系

a—岛弧带中的 Cu-Mo-Au 系统；b—碰撞带中的 Cu-Mo-Au 系统；b 中，STD—藏南拆离系；IYS—印度河雅鲁藏布江缝合带；GCT—冈底斯逆冲断裂带

离作用，通过板片断离窗上涌的软流圈物质，将诱发上覆地幔乃至下地壳的部分熔融，形成平行于俯冲碰撞带的热变质岩浆带。例如，在 EW 向展布的冈底斯带，年龄为 120~60 Ma 的弧花岗岩和峰期在 55~45 Ma 的碰撞期花岗岩，记录了新特提斯大洋板片于白垩纪末期的向北俯冲以及印度大陆与亚洲大陆于 60 Ma 前后的大规模碰撞。沿冈底斯花岗岩基带，成岩年龄介于 12~17 Ma 的冈底斯含矿斑岩带和与之伴生的年龄为 12~25 Ma 的钾质超钾质火山岩，构成了一条长达 1 500 km 的中新世钾质岩浆岩带。Maheo 等将其解释为印度大陆板片在 25 Ma 前后发生板片断离的产物。侯增谦等 (2004) 提出，通过板片断离窗上涌的软流圈诱发了富集地幔的部分熔融，导致了钾质超钾质火山喷发，而钾质超钾质岩浆作为一种新生组分 (juvenile component) 注入下地壳底部，一方面引起加厚的西藏下地壳部分熔融，形成埃达克质含矿岩浆，另一方面，为含矿岩浆贡献部分成矿金属组分 (图 6b)。

### 5.3 区域基底构造与断裂构造

含矿斑岩的浅成侵位主要取决于 2 个因素：地壳变形和快速隆升。在导致地壳变形的区域性褶皱、逆冲、断裂构造中，大规模走滑断裂系统、切

割造山带的断裂系统、平行造山带的逆冲断裂带，是含矿岩浆快速上升和浅成侵位的三大输导系统。

1) 大规模走滑断裂系统。走滑断裂系统是含矿岩浆上升侵位和岩浆流体分凝排泄的通道系统。在不同的构造环境，其发育特征不同。在弧造山带，走滑断裂系统通常是平行岛弧展布的，其形成与大洋板片斜向俯冲和弧陆斜向会聚有关。受其控制的矿床实例来自西南太平洋和安第斯。在菲律宾，斑岩铜矿带平行于岛弧展布，受顺弧的走滑断裂带分布。在安第斯 (智利北部)，近 SN 向展布的斑岩铜矿带受顺弧的 West Fissure-Domeyko 走滑断裂带控制。伴随着大规模走滑断裂活动，常常发育走滑拉分盆地，盆缘断裂常为含矿斑岩的浅成侵位提供重要的上侵通道。在碰撞造山环境，走滑断裂系统通常斜交陆-陆碰撞汇聚带，具有调节碰撞应变之功能。例如，在青藏高原东缘，伴随着印度亚洲大陆 60 Ma 以来的强烈碰撞，在斜交碰撞带的高原东缘，产生一系列不同方向的新生代走滑断裂带，其中，西部带包括嘉黎和高黎贡走滑断裂，环绕东构造结发育；中部带包括北段巴塘—丽江断裂和南段哀牢山—红河断裂，前者 SN 向展布，右行走滑，后者 NW 向延伸，左行走滑，两者构成东侧扬子陆块与西侧羌塘地体的边界断裂；东部带包括龙门山逆冲带和鲜水河、小江走滑断裂。沿走滑断裂发育一系列派生性的含新生代富碱侵入岩和钾质火山岩的拉张盆地，如贡觉、剑川、大理盆地等，产出大量的富碱斑岩侵入体，构成了著名的金沙江—红河新生代富碱岩浆岩带，控制了与斑岩有关的 Cu-Mo-Au 矿化带的分布。其中，在北段江达—芒康地区，伴随车所走滑断裂活动和贡觉拉分盆地发育，形成著名的玉龙斑岩铜矿带。

2) 横切造山带的断裂系统。以垂直或近垂直切割造山带的正断层为特征的断裂系统，是控制含矿斑岩浅成侵位和矿床空间分布的最重要的构造系统之一。这些断裂系统的成因可能是多样的。在岛弧环境，切弧正断层空间展布与其下部的俯冲板片的膝折带或撕裂带相对应，表明这些切弧正断层可能是由板片撕裂引起的。由于软流圈物质常常通过板片撕裂构造窗上涌，并诱发上覆地幔物质熔融，因此，地壳层次的切弧正断层很可能是沟通浅表与深部过程的高渗流带和斑岩岩浆上升侵位的重要通道。在碰撞造山带，横跨青藏高原出现一系列近 SN 向展布的正断层，其发育时代为中新世，活动年龄  $\leq 14$  Ma。SN 向正断层的成因尚有不同意见，一种观点认为，其形成与中新世以来青藏高原岩石

圈地幔的大幅度减薄所诱发的地壳隆升和 EW 向伸展有关,另外一种观点则认为其与华北和西伯利亚东南的裂谷系具有相同的动力机制,与整个亚洲大陆之下的大规模地幔对流引起的弧后扩张作用有关。不论其成因如何,其控矿功能可能类似于切弧正断层系统。横切造山带的断裂系统对斑岩型矿床的控制,明显体现在矿床横切造山带的分布趋势上。在安第斯带,中新世矿床穿弧分布,从 El Teniente 矿床,经 Paramillos Sur 矿床,到智利阿根廷的 San Luis 矿带,构成一条巨大的切弧斑岩铜矿带,受控于切弧断裂带,空间上对应于俯冲的智利平缓板片南边界附近的板片撕裂带。美国西部第三纪斑岩矿床的空间分布也证实了切弧断裂的控矿作用。在巴布亚新几内亚,几个大型矿床也都沿切弧断裂构造分布。在碰撞造山环境,如在冈底斯带,横切造山带的断裂系统对斑岩型矿床的控制主要表现在 SN 向正断层系统对含矿斑岩及其 Cu-Mo-Pb-Zn 矿化系统的时空定位控制上(图 6b)。空间上,冈底斯中新世斑岩体尽管 EW 断续成带,但 SN 串珠成列,EW 延伸约 350 km,SN 延伸达 80 km,明显受近 SN 向正断层系统控制。时间上,SN 向正断层虽发育于 14 Ma 前后,但 EW 向伸展却始自 18 Ma。冈底斯含矿斑岩岩浆活动时限为 12~17 Ma,而斑岩矿化年龄为 14~16 Ma。这种时空关系表明,冈底斯含矿斑岩岩浆侵位和流体分凝上升受控于近 SN 向正断层系统,斑岩型 Cu-Mo-Pb-Zn 矿化发育于地壳伸展和应力释放环境。

3) 平行造山带的逆冲断裂带。平行造山带的逆冲断裂带是地壳挤压变形的构造方式,也是岩浆上升侵位的主要通道。在弧造山带,逆冲断裂

带对成矿带控制不太明显,但在碰撞造山带,其与正交或斜交的正断层系统的交会点,直接限定了含矿斑岩的时空定位。例如,在冈底斯斑岩铜矿带,逆冲断裂带与 SN 向正断层系统的一系列交会点,既是高热流渗漏的构造薄弱部位,也是含矿斑岩及其驱动的热液成矿系统的定位空间。

#### 5.4 地壳隆升与剥蚀

不论是弧造山环境还是碰撞造山环境,伴随造山作用的地壳或块体隆升是斑岩铜矿带的普遍特征。最近人们注意到,伴随着斑岩侵位过程的快速隆升和强烈剥蚀对斑岩型矿床的形成以及浅成低温热液成矿系统的叠加至关重要。这种作用至少表现在 4 个方面:1) 由于快速的隆升和随后的剥蚀,可能使含矿岩浆在较高的构造层次上侵位;2) 伴随着块体隆升,斑岩型 Cu-Mo-Au 矿体发生表生富集作用,形成次生富集带,有时,形成由辉铜矿+蓝铜矿+铜蓝+孔雀石+褐铁矿构成的“辉铜矿盖”,覆盖于含矿斑岩体及伴生的斑岩 Cu-Mo 矿体之上;3) 由于不断的隆升,由含矿斑岩驱动的热液系统的维系时间得以延长,热液流体由以岩浆水为主的中高温流体向以天水为主的低温流体演变,所形成的蚀变带由典型的钾硅酸盐化、绢英岩化和泥化蚀变带被高级泥化带叠加和套合;4) 由于地壳的不断隆升和热液系统的时限延长,斑岩型 Cu-Mo 矿化的环境(1~4 km)因抬升而演变为发育浅成低温热液系统的环境(~0.5 km),其结果往往导致浅成低温 Cu-Au 矿化直接叠加于斑岩型 Cu-Mo 矿化之上,使矿床吨位-品位明显提高。

摘自《地学前缘》2004 年第 1 期



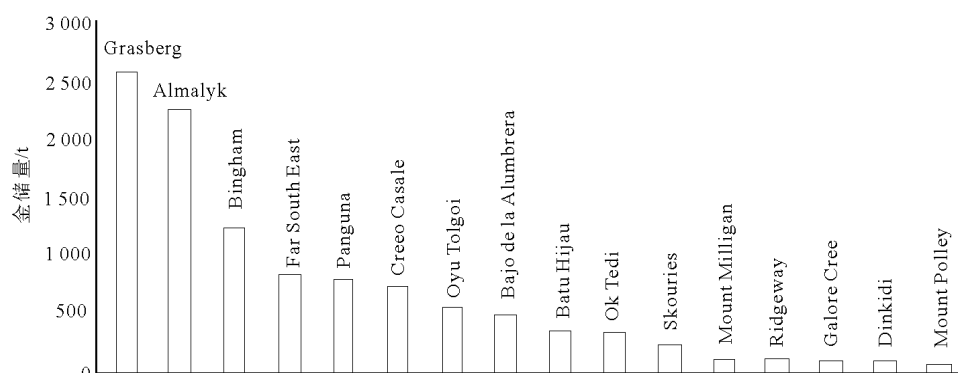
# 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化

李金祥 秦克章 李光明

(中国科学院地质与地球物理研究所 中国科学院矿产资源重点实验室, 北京, 100029)

若斑岩型铜矿床中 Au 的含量  $> 0.4 \times 10^{-6}$  (Sillitoe, 1979) 或者全岩的 Cu/Au 的原子数之比小于 40 000 (Kesler et al, 2002), 则可笼统的称为富金斑岩型铜矿床。这类矿床具有与贫金、富铂斑岩型铜矿类似的地质特征。富金斑岩型铜矿床组成了由 Cu-Au, Au-Cu 到 Au 斑岩型矿床的连续系列 (Sillitoe, 2000)。世界上富金斑岩型铜矿 Au 的储量如图 1 所示, 印度尼西亚 Grasberg 斑岩型铜-金矿床的 Au 储量可达到 2 560 t。正是由于富金斑岩型铜矿床有相当可观的 Au 储量, 具有较高的经济价值, 在过去的 30 年中, 一直是矿业公司的首选勘

探对象, 相继发现了一系列大型、超大型富金斑岩型铜矿床, 如 Panguna, Grasberg, Batu Hijau, Alumbra, Far South East, Oyu Tolgoi 等, 并从不同方面对该类型矿床进行了深入研究, 取得了许多进展, 极大地拓展了人们对富金斑岩型铜矿床的认识和理解。笔者根据对青藏、新疆、北美西部典型斑岩铜-金矿床的实地调查, 结合大量最新文献的阅读分析, 扼要介绍了富金斑岩型铜矿床的基本地质特征、构造-岩浆背景和成矿物质来源、成矿流体演化等方面的研究进展, 并在此基础上, 分析了存在的问题并对其发展趋势作了展望。



于构造背景由挤压向伸展过渡转换的阶段 (Qin et al, 2005)。而且, 世界上明显表现出一种趋势: 富金斑岩型铜矿床主要集中在一些特定地带, 例如秘鲁北部 Cajamarca 带, 加拿大科迪勒拉山 (Cordillera) 的中部, 智利北部的 Maricunga 带, 菲律宾 Luzon 带和印尼伊里安带以及中亚造山带的南蒙、中国天山及中亚地区的一些典型的富金斑岩型铜矿床。

从全球范围来看, 矿床形成时代主要以第三纪为主 (64%), 但是也有中生代 (例如加拿大哥伦比亚地区 Mount Polley 等) 和古生代 (例如澳大利亚东部 Lachlan 造山带的 Cadia 和中亚造山带乌兹别克斯坦 Almalyk 矿床) 的矿床实例。大多数较古老的富金斑岩型铜矿床主要发育于向大陆边缘增生的岛弧环境中 (Sillitoe, 2000), 例如乌兹别克斯坦 Almalyk、加拿大 Galore Creek, 以及新近发现的南蒙 Oyu Tolgoi 超大型斑岩铜-金矿床等。

## 1.2 含矿斑岩特征及与同期火山岩的关系

富金斑岩型矿床通常在地壳浅部 (1~2 km) 侵位 (Cox and Singer, 1988; 芮宗瑶等, 2003), 与同期的火山岩紧密共生。而典型的斑岩型铜-钼矿床多形成于地壳浅部 1~3 km 深度内, 并不总伴有同期火山岩。且这些与富金斑岩型铜矿床共生的火山岩在成分上具有典型的安山质—英安质或者粗面安山质—安粗质特征, 通常形成层状火山地貌, 但其地貌特征一般只有部分被保存。圆柱状垂向延伸 (1~2 km) 的斑岩体是富金斑岩型铜矿床的中心, 包含全部或者大部分的矿石, 直径范围通常从 100 m 到大于 1 km。而且通常是复式的, 早期的斑岩体被成矿期和成矿后的岩相侵入, 导致岩体幕式的膨胀 (inflation)。后期的斑岩相常侵入到早期岩体的轴部, 从而形成鸟巢状套合的几何特征 (nested geometry)。

与富金斑岩型矿床成因相关的斑岩体属于 I 型、磁铁矿系列, 具有高氧化性的特征 (Ishihara, 1981, 1998; Chappell and White, 2001; Blevin, 2004)。斑岩体的岩性变化范围从低钾钙碱性闪长岩、石英闪长岩和英云闪长岩到高钾钙碱性石英二长岩到碱性的二长岩及正长岩。而且, Blevin (2004) 研究表明, 富金斑岩型铜矿床与氧化性高、分异演化程度较低的花岗闪长质岩浆 (闪长质斑岩等) 有关; 而斑岩型钼矿床主要与氧化性较低、高度演化的花岗质岩浆 (花岗质的斑岩等) 有关; 斑岩型锡矿床主要与高度分异演化、还原性的花岗质岩浆 (流纹英安质斑岩) 有关 (图 2)。

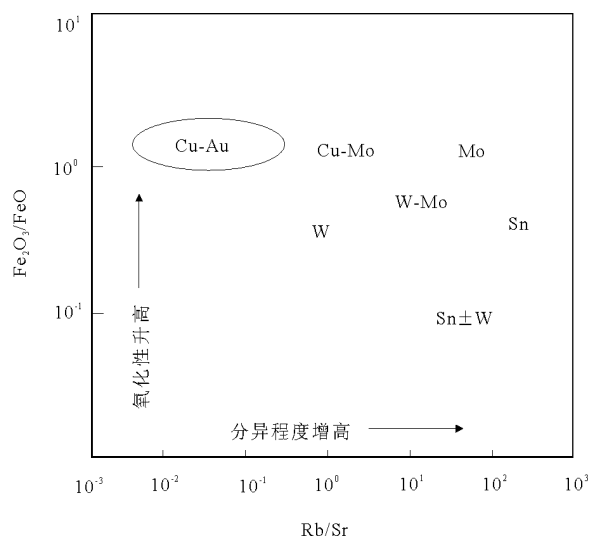


图2 花岗质岩浆分异程度和氧化状态与斑岩型矿床的矿化类型之间的关系 (据 Blevin, 2004, 修改)

与富金斑岩型铜矿有关的斑岩  $w(\text{SiO}_2) < 65\%$ , 分异系数  $DI$  (58~70) 较低; 而与铜-钼矿床有关的斑岩  $w(\text{SiO}_2) > 65\%$ ,  $DI$  (68~80) 较高; 而斑岩型钼矿床的斑岩大多  $w(\text{SiO}_2) > 70\%$ ,  $DI$  ( $>84$ ) 最高 (Lang et al, 1995; 芮宗瑶等, 2004) (图 3)。由此可见, 富金斑岩型铜矿床的形成对斑岩体的岩性有选择性, 多偏中性或碱性且分异程度较低。

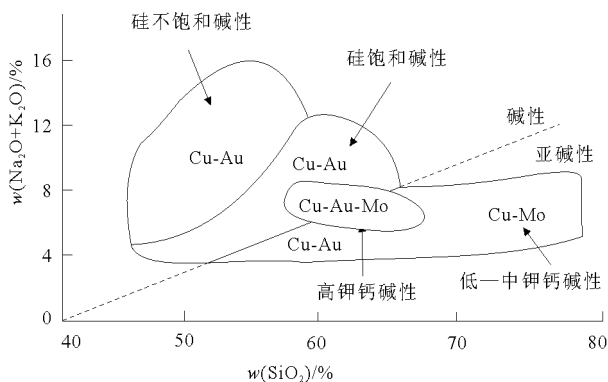


图3 斑岩型矿化与岩浆性质的关系 (据 Lang et al, 1995 补充)

热液爆破角砾岩常常与富金斑岩型铜矿床共生, 包含早期正岩浆期、后期火山喷气期和岩浆蒸气期 (phreatomagmatic) 产物, 以及最后形成的火山通道。角砾岩通常形成较早, 是典型的中期岩浆侵入体相岩浆流体释放的产物。热液爆破角砾岩金属含量通常高于周围的网脉状、浸染状的矿化, 如加拿大西岸 Mount Polley 铜-金矿区所见。

## 1.3 热液蚀变类型

与经典的斑岩型铜 (钼) 矿床的硅化核、钾化

带、绢英岩化带、粘土化带蚀变组合有所不同，富金斑岩型矿床蚀变类型主要分为 6 种，发育于富金斑岩体内及其围岩中，空间上从下向上依次：Ca-Na 硅酸盐蚀变、钾-硅酸盐蚀变（钾化）、青磐岩化、中度泥化、绢云母化（千枚岩化）、高级泥化（Sillitoe, 2000）。

1) Ca-Na 硅酸盐蚀变，主要由角闪石（阳起石）、钠长石或奥长石及磁铁矿构成广泛交代和细网脉，有时透辉石也可能出现。角闪石和磁铁矿主要以细脉形式出现，而钠长石更多以细脉的镶边以及交代长石斑晶的形式出现。在一些矿床中，石英-磁铁矿（±角闪石）细脉是该蚀变类型的最主要形式，并且这种石英是玻璃质（vitreous）和自形的，类似于“A”型细脉。但是，这类蚀变常被稍晚的钾化蚀变交代而难以识别。另外，该带是贫硫化物的。

2) 钾-硅酸盐蚀变，主要以发育交代和细网脉状充填的黑云母为显著特征，并且黑云母通常是富镁的，这种黑云母常常伴生有热液钾长石和（或）阳起石。绿帘石和碳酸盐也可以出现。在钾化蚀变组合中，硬石膏呈浸染状和细网脉状广泛分布；但粗粒的硬石膏细脉是晚期的，并穿插了铜-金矿化。在钾化带中，发育有丰富的热液磁铁矿，体积百分比平均 3%~10%，以磁铁矿或者石英-磁铁矿细脉、不规则的团块状、浸染状和磁铁矿颗粒加大的形式出现。在与碱性岩相关的富金斑岩型矿床中，K 蚀变程度 [ $w(K_2O) > 10\%$ ] 明显高于与钙碱性岩浆相关的斑岩型矿床 [ $w(K_2O)$  一般为 1%~3%，Jensen and Barton, 2000]。

3) 浅绿色中级泥化，主要是叠加在钾化带上，矿物组合包括绢云母、伊利石、绿泥石、方解石和蒙脱石。

4) 绢云母化，以石英-绢云母-黄铁矿组合为特征。在许多的斑岩型铜-钼矿床中，绢云母化的蚀变晕常常是围绕钾-硅酸盐蚀变带发育。但在富金斑岩型铜矿床中该类蚀变只在局部发育，并且叠加在钾-硅酸盐蚀变和中级泥质化带上，例如阿根廷 Bajo de la Alumbrera 矿床等。

5) 高级泥化带，发育于富金斑岩型铜矿床的顶部，特别是在火山岩中普遍发育，在该蚀变带中可能套合有高硫化物型浅成低温铜-金矿化，其矿物组合主要为蛋白石、石英、明矾石、叶蜡石、水铝石、地开石和高岭石。

6) 青磐岩化，构成富金斑岩型铜矿床的外带晕，发育于围岩中，主要矿物组合是绿泥石、绿帘

石和碳酸盐。另外，钙和镁的夕卡岩也可能出现在富金斑岩系统周围，例如在 Ok Tedi, Kingking, Majdanpek, Bingham, Cerro Corona, Minas Conga 矿床中所见。

另外，在一些与碱性侵入体有关的富金斑岩型铜矿床中，如在加拿大不列颠哥伦比亚（British Columbia）地区，石英脉是很少见的（Lang et al, 1995）。但是也有例外，例如在澳大利亚 Cadia 地区的 Ridgeway 矿床石英脉则是广泛发育的（Wilson et al, 2003）。这可能与岩浆是否硅饱和以及在蚀变的过程中成矿流体中是否硅饱和有关（Jensen and Barton, 2000）。而且，在这些碱性富金斑岩型铜矿床中所有的蚀变带中，都可以见到石榴子石、萤石、石膏。

在上述蚀变带中，从早到晚相应地可识别出至少 6 种密集的网脉系（Gustafson and Hunt, 1975; Sillitoe, 2000）：1) 磁铁矿-阳起石细脉（M 型脉）；2) 条纹状黑云母细脉（EB 型脉）；3) 石英-磁铁矿-黄铜矿脉（A 型脉），常伴有钾长石的蚀变晕；4) 中心具黄铜矿线的石英脉（B 型脉），常伴有钾长石的蚀变晕；5) 绿泥石-黄铁矿脉，绿泥石常以蚀变晕形式出现；6) 石英-黄铁矿脉（D 型脉），常伴有石英-绢云母化的蚀变晕。各种脉发育在不同的蚀变带中，M 型脉发育在早期的 Ca-Na 蚀变带，而 EB 型脉、A 型、B 型脉则发育在钾-硅酸盐蚀变带。绿泥石-黄铁矿脉通常发育在中级泥质蚀变带；而 D 型脉则主要发育在绢云母化带。西藏斑公湖-怒江带的多不杂铜-金矿床脉系则更为复杂多样，除上述 6 种外，还发育有黄铜矿-石膏脉和丝状黄铜矿脉等，表明该矿区热液流体作用强度更大，过程也更复杂。

与经典的斑岩型铜（钼）矿床相比，富金的斑岩型铜矿中硅化、绢英岩化发育较弱或者范围较窄，而黑云母化、钠长石化、磁铁矿化、青磐岩化发育更加充分。这与其岩浆的氧逸度和围岩性质（同期的火山岩多为中基性火山岩）是密切相关的。

#### 1.4 矿化组合与 Au 含量的变化

在富金斑岩型矿床中，通常 Cu, Au 一起发育在钾-硅酸盐蚀变带中。并且 Cu, Au 的含量是同步变化的，Au 的含量与“A”型石英细脉的发育强度密切相关。在矿床的上部和中部，Au 含量（Au/Cu）有向下增加的趋势，甚至是双倍增加的，向下延伸到几百米处，例如 Grasberg 矿床。然而，在一些富金斑岩型矿床中，Au 含量也有保持不变的，例如 Guinaoang；或者是向上增加的，例如 Ok Tedi

(Sillitoe, 2000)。但是,在不列颠哥伦比亚地区的 Ajax 碱性富金斑岩型铜矿床中,高品位的铜-金矿体则发育在钠质蚀变带中 (Jensen and Barton, 2000)。而且,富金斑岩型铜矿床的硫化物是分带的,一般从内向外依次为斑铜矿-黄铜矿-黄铁矿。在富金斑岩型铜矿床中, Au 主要是细粒的 (常常  $<20\text{ }\mu\text{m}$ ), 偶尔有粗粒 ( $>800\text{ }\mu\text{m}$ ) 自然金出现; 通常与 Cu-Fe 和 Fe 硫化物 (通常是黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿, 但是在 Ok Tedi 是白铁矿) 密切共生, 以相互交生、附生或者产在石英颗粒附近 (Sillitoe, 2000; Arif and Baker, 2004)。另外, 斑铜矿金含量 (大约  $1\times 10^{-6}$ ) 高于黄铜矿 ( $<0.1\times 10^{-6}$ ) 1 个数量级 (Kesler et al, 2002)。对自然金成分的分析表明: 在早期斑铜矿中的金颗粒含有较高的 Cu, 较低的 Ag 含量; 而在后期黄铜矿中 Au 颗粒通常含有较高的 Ag, 较低的 Cu 含量 (Arif and Baker, 2004)。此外, 许多的富金斑岩型矿床是亏损钼 ( $<20\times 10^{-6}$ ) 的, 例如 Ok Tedi, Batu Hijau, Santo Tomas II, Far Southeast 和 Bajo de la Alumbrera 矿床。尽管如此, 在 Mingham 矿床发育有富钼 ( $>1\,500\times 10^{-6}$ ) 的核, 这是该类型矿床的一个特例, 可能与不同岩相的多期侵入、多期热液蚀变矿化有关 (Phillips et al, 1997)。另外, 在富金斑岩型矿床中 Ag 常常是和 Au 相关的, 但是平均含量较低 ( $0.5\times 10^{-6}\sim 4\times 10^{-6}$ ); 而富铂族元素, 特别是以碲钯矿和碲铂矿形式出现的 Pd, Pt, 与 Au 是密切共生的, 例如 Mamut, Santo Tomas II, Ok Tedi, Majdanpek 和保加利亚的 Elatsite ( $\text{Pt } 349\times 10^{-9}$ ,  $\text{Pd } 3\,440\times 10^{-9}$ , Tarkian and Stribny, 1999; Augé et al, 2005)。而在富金斑岩型矿床上部的淋滤带 Au 通常是异常富集的, 而 Cu 是淋滤亏损的。

### 1.5 相伴的其他矿化类型

富金斑岩型矿床的含矿斑岩体是广泛热液蚀变的中心, 在其周围也可以形成其他的矿化类型, 包括高硫型、低硫型浅成低温金矿床、夕卡岩和产在碳酸盐和非碳酸盐 (noncarbonate) 岩中的交代型矿床 (Jones, 1992; Qin and Ishihara, 1998; Li et al, 2005)。例如菲律宾群岛远东南矿床 (Far Southeast) 伴生的浅成低温金 (铜) 矿体 (Hedenquist et al, 1998) 和 Bingham 矿床碳酸盐岩容矿的多金属矿床等都是围绕富金斑岩矿床中心分带的典型实例。通常与富金斑岩型铜矿床套合的浅成低温热液矿床为高硫化物型, 而低硫化物型浅成低温热液金矿床则发育在距斑岩体较远处。

高硫化物型浅成低温 Au 矿床与富金斑岩型铜

矿床之间的过渡是钙碱性火山深成岩浆弧的特征 (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Sillitoe, 2000)。而与碱性岩有关的富金斑岩型铜矿床过渡的矿化类型不是高硫化物浅成低温热液金矿床, 甚至缺乏高级泥质蚀变的岩盖 (lithocap), 而是低硫化物的浅成低温热液金矿床, 例如巴布亚新几内亚的 Lado-lam 低硫型浅成低温热液金矿床与其下低品位富金斑岩型铜矿床 (Müller et al, 2002)、Porgera 富金斑岩型铜矿床地区 (Richards, 1995) 等, 这种现象可能是由于伴随着 K-Ca 蚀变产生高效缓冲的酸性流体限制了高硫化物型浅成低温热液金矿床和高级泥质蚀变的发育 (Sillitoe, 2002)。

## 2 成矿物质来源与成矿流体演化

富金斑岩型铜矿床多产于会聚板块的边缘, 由俯冲的板片或者交代的地幔楔熔融产生的岩浆, 分异演化、上升到近地表而形成矿床, 在一些地区, 也受到壳源的影响。

### 2.1 成矿物质来源

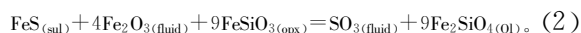
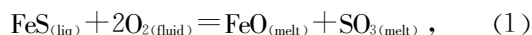
富金斑岩型铜矿床的成矿物质来源一直是争论的焦点。一种观点认为 Cu, Au 是岩浆来源, 而在岩浆中金属来源可能包括富集的地幔楔、俯冲的板片和地壳 (Sillitoe, 1972; Plank and Langmuir, 1993; McInnes et al, 1999; Bouse et al, 1999; Maughan et al, 2002)。究竟哪一种来源是主要的, 或者是混合来源? 目前尚没有很好的方法来直接确定 Cu, Au 等成矿元素的来源, 只有间接的从与成矿密切相关的岩浆来源来进行探讨。

目前识别出有利于富金斑岩型铜矿床形成的岩浆组合包括钾质钙碱性岩浆 (Müller and Groves, 2000)、埃达克质岩浆 (Defant and Drummond, 1990; Thiéblemont et al, 1997; 王强等, 2003; 张旗等, 2004; 张连昌等, 2004; 刘洪涛等, 2004)、弧碱性岩浆 (McInnes and Cameron, 1994; Zhao et al, 2003; Wilson et al, 2003)。幔源 O 型埃达克质岩浆 (Oceanic-type Adakite) 是由俯冲板片 (在平缓俯冲情况下) 直接部分熔融的产物, 似乎代表成矿物质来源于俯冲板片; 与富金斑岩型铜矿床密切共生。而壳源 C 型埃达克质岩浆 (Crustal-type Adakite) 则多产在陆-陆或陆-弧碰撞的造山带中, 与斑岩型铜矿或者铜-钼矿相伴生 (王强等, 2003; Hou et al, 2004; Qu et al, 2004; Qin et al, 2005)。O 型埃达克质岩浆与富金斑岩型铜矿床密切共生的原因, 可能是埃达克质岩浆具有高含水量、高氧逸

度 ( $f_{O_2}$ ) 和富硫的特征 (Oyarzun et al, 2001), 因而成为斑岩铜-金矿的重要含矿母岩。另外, 初生的埃达克质熔体与地幔橄榄岩/幔源熔体的相互作用, 也可能是埃达克质熔体获取金属和硫的重要途径 (侯增谦, 2004)。

弧碱性岩浆是俯冲带之上的交代地幔楔低程度部分熔融的产物 (Gibson et al, 1995), 似乎代表地幔的来源; 但是在俯冲板片相变脱水的过程中, 板片中的金属也可以进入流体 (熔体) 而进入上覆的地幔楔, 在 Lihir 岛碱性火山中心下面发现富集 Au, Cu, Pt, Pd 的交代地幔岩石捕虏体也证明了这一点。但是在这种情况下, 俯冲板片来源的金属元素可能是次要的 (McInnes et al, 1999)。而这种高氧化性、富集挥发分、富钾和亲铜性元素的岩浆, 是许多“碱性”金矿床的母源 (Richards, 1995; Maughan, 2002)。

总之, 无论哪种岩浆来源, 都要具有成矿金属元素进入岩浆的条件。Hamlyn and Keays (1986) 指出地幔部分熔融超过  $>25\%$  才能使硫化物完全进入熔体, 也只有这样熔出的岩浆才是 S 不饱和的岩浆, 在岩浆演化过程中才不会丢失 Cu, Au 元素 (Wyborn and Sun, 1994)。即亦只有在地幔熔出 S 不饱和的岩浆才有可能形成富金斑岩型铜矿床。如果板片来源的流体或者熔体在交代地幔楔的过程中, 有 S 的带入, 这样地幔楔部分熔融的程度将很容易达到  $40\%$ , 而熔解所有地幔的硫化物 (Métrich et al, 1999), 产生 S 不饱和富金等成矿元素的岩浆。另外, Solomon (1990) 和 Tosdal (2001) 发现弧极性的反转有利于富金斑岩型矿床的形成, 他们把这种联系归因于部分熔融过的地幔楔的再次熔融。先期熔融的岩浆是 S 饱和的, 地幔残余硅酸岩和不混熔富集 PGE 和 Au 等元素的硫化物熔体, 再次的熔融将溶解所有的硫化物, 产生 S 不饱和的岩浆, 有利于在地壳浅部形成富 Au 的斑岩型矿床。但是后来还发现一些富金斑岩型铜矿床 (例如美国的 Bingham 铜-钼-金矿床) 与碱性岩共生, 而这种岩浆成分代表地幔非常低的部分熔融 (McInnes and Cameron, 1994; Richards, 1995)。这两者之间似乎是矛盾的。这时, 就需要地幔熔融具有高氧逸度的岩浆, 是金属能进入岩浆的起决定性作用的条件 (Silltoe, 1997)。反应式:



而且岩浆高氧化性特征与富金斑岩型铜矿床中

发育大量的磁铁矿和石膏的地质现象相吻合。由此看来, 岩浆高氧化性的特征可能是 Au, Cu 等成矿元素进入岩浆熔体最主要的机制。Mungall (2002) 进一步证实具有形成金、铜矿床潜力的弧岩浆具有高于 FMQ 两个对数单位的氧逸度, 才能使亲 Cu 性元素从地幔中释放出来。并指出只有板片来源的流体或者熔体才能提供上覆地幔楔熔融具有高氧逸度的特征。高氧逸度的特征使 S 以  $\text{SO}_3$  或者硫酸盐形式存在, 而不是以还原性  $\text{S}^{2-}$  形式存在, 这样就不会产生不混溶的硫化物熔体, 因而有利于富金斑岩型铜矿床的形成。

另一种观点则认为 Au 是壳源的 (Sheets et al, 1996; Mathur et al, 2005), 提出 Au 是由对流循环的岩浆热液流体汲取地壳中的 Au 而来的。但是这种观点在解释产在钾质蚀变带的 Cu, Au 时遇到了难题。大量 H, O 同位素证据表明钾质蚀变带的成矿流体具有岩浆水的特征, 这样钾质蚀变带是一个封闭的系统, 而无外来水的加入。如果是这样的话, Au 不可能来源于周围的地壳。值得一提的是深部来源的基性岩浆在上升到达壳幔边界, 停留, 由于下部岩浆的底侵作用, 上覆的下地壳发生部分熔融, 如果下地壳富含 Au 等成矿元素, 那么下地壳的部分熔融也可能是金属的来源 (Bouse et al, 1999)。根据某些富金斑岩型铜矿床的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位素比值偏高, 例如 Bingham, Skouries 矿床初始锶同位素比值 ( $I_{\text{Sr}}$ ) 分别为 0.710, 0.708 (Kroll et al, 2002), 显示这些矿床明显受到地壳混染作用的影响。

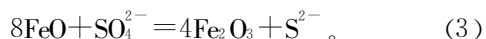
目前多认为, 富金斑岩型铜矿床的主要来源最有可能是交代的地幔楔, 而俯冲板片来源的流体或者熔体则提供了高氧逸度的条件, 使地幔中硫化物能有效地进入熔体中。由此可见, 在有关成矿岩浆的物质来源以及形成机制方面还存在很大分歧, 也预示其成岩成矿物质来源的复杂性与多样性, 还有许多问题有待进一步研究。地幔交代作用与成矿岩浆之间的关系 (王奖臻等, 2001), 以及在俯冲增生碰撞造山中的时空位置及壳-幔作用耦合 (Qin et al, 2005) 将是这方面的主要研究方向。

## 2.2 成矿流体的产生

富含成矿物质的岩浆上升到上部地壳, 通常会形成岩浆房。由于温度和压力的降低, 原始岩浆房就会持续或者间歇地释放出岩浆流体, 通常在早期固化岩体顶部和其封闭的围岩下停留。岩浆继续结晶将导致沸腾、流体的释放、产生网脉状破裂和热液爆破角砾岩 (Burnham, 1979)。

如果岩浆在演化过程中没有发生不混溶硫化物熔体的分离,那么形成富金斑岩型铜矿床至关重要的因素就是促使 Cu, Au 等成矿元素能有效的进入流体相。而且成矿流体析出越早,越有利于富金斑岩型铜矿床的形成。因为在结晶时 Cu 可以进入铁镁硅酸盐矿物中,如果岩浆很晚才达到水过饱和,那么岩浆中的 Cu 就会大量进入结晶相而发生分散。相反,如果岩浆较早达到水过饱和并发生流体相的出溶,就能使更多的 Cu, Au 进入流体相并参与成矿 (Roedder, 1992)。岩浆能否较早达到水过饱和状态,主要取决于 2 个因素:一是岩浆的水含量较高;另一个是结晶时压力的大小,因为岩浆中水的溶解度与压力呈正比,因此如果岩体定位较浅(压力较小)或者伴随地壳隆升(压力减小)将有利于流体的出溶(王奖臻等, 2001),或者区域应力由强挤压转变为弱挤压,亦或挤压向走滑转变即近中性横向断裂与深断裂的联合作用过程中 (Tosdal, 2001; Qin et al, 2005),也有利于流体的出溶。

然而,关于成矿流体最早开始析出的温度、压力状态、流体相/结晶矿物(或者熔体相)之间的分配系数及其他的控制因素目前还不清楚。Harris et al (2003) 研究阿根廷 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩型铜矿床发现,与熔融包裹体共存的高温 (745~845 °C)、高盐度 (62%) 流体和气相包裹体 [ $w(\text{NaCl}) \approx 2\%$ ], 被认为是至今所发现的最原始的成矿流体。而且计算出 Cu, Au 盐水/气相之间的分配系数=1.5~2;而盐水/熔体之间的分配系数=500~2 000。流体包裹体和实验研究证实: Cu 主要以氯合物形式存在;而 Au 既可以以氯合物形式存在,也可以以氢硫配合物的形式出现 (Gammons and Williams-Jones, 1997; Loucks and Mavrogenes, 1999)。但是在岩浆的温度和压力下, Cu, Au 主要以何种形式出现,还不十分清楚。结合流体包裹体的研究,对弧火山盆地中的火山玻璃及其橄榄石中熔体包裹体(原始熔体)的研究发现,在岩浆演化早期结晶分异过程中, Cu, Au 是不相容的元素,岩浆演化到  $\text{SiO}_2$  含量约 58% 时,发生磁铁矿结晶导致含 Au 流体释放而进入岩浆流体相,归因于磁铁矿结晶而导致还原状态 S 的产生(如反应式 3)。



这个流体相似乎可以代表地壳上部岩浆房析出最早的相,而 Cu, Au 能以氢硫配合物形式存在。但是在岩浆房温度和压力下, Cu, Au 以氢硫配合物形式存在只是一种推测 (Sun et al, 2004), 尚没有得到实验的证实。Loucks and Mavrogenes (1999)

也指出:在高压 (100~400 MPa)、高温 (550~725 °C) 下硫配合物可能是一种在超临界盐水中运移 Au 的有效方式,适用于从斑岩体原始岩浆房初始分离的流体。但是 Frank et al (2002) 实验研究表明:在 800 °C 和 100 MPa 压力下, Au 主要被与  $f_s$  无关的盐水流体运移。由此可见,高温、高压下 Cu, Au 以何种形式存在、运移尚不十分清晰。但是,在这种岩浆的温度和压力条件下,如果磁铁矿结晶生成大量的还原性 S,则有可能在岩浆上升过程中形成不相溶硫化物熔体,而导致 Cu, Au 等成矿元素的丢失。不过, Halter et al (2005) 对 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩型铜矿床研究表明:在岩浆演化过程中 Cu, Au 首先进入硫化物熔体,然后在岩浆房演化的晚期阶段,由于挥发分的逸出,硫化物不混熔的熔体发生氧化,金属元素释放而进入成矿热液中。而且指出富集 Cu, Au 成矿元素不混熔硫化物熔体预富集,对形成富金斑岩型铜矿床起到了重要的作用。但是,这种硫化物的熔融包裹体是否很普遍,尚待证实;是否是硅酸岩熔体向成矿流体转变的一个过渡阶段,尚不清楚。

### 2.3 热液蚀变与金属矿化过程中成矿流体的演化

成矿流体从原始岩浆房析出以后,随后在岩体顶部、边部和围岩中发生相互作用,从早期到晚期依次产生 Ca-Na 硅酸盐蚀变、钾-硅酸盐蚀变、青磐岩化、中级泥质蚀变、绢云母化、高级泥质蚀变等;而在早期钾-硅酸盐蚀变阶段,高级泥质蚀变可以在浅部开始形成。

关于 Ca-Na 硅酸盐蚀变的成因尚存在着争论。Lang et al (1995) 对加拿大不列颠哥伦比亚省与碱性侵入体共生的富金斑岩型矿床进行研究后,提出岩浆流体是 Ca-Na 蚀变的原因。但是, Dilles and Einaudi (1992) 提出以来源于沉积围岩的原生卤水早期流入和加热来解释内华达 Yerington 地区类似的蚀变。然而在不列颠哥伦比亚地区与碱性侵入体有关以及其他地区富金斑岩型铜矿床, Ca-Na 硅酸盐蚀变伴有矿石品位的 Au 和 Cu。况且, Ca-Na 硅酸盐蚀变在火山岩容矿的矿床中是普遍的,在这种地质条件下往往没有所谓的原生卤水。由此可见,岩浆流体似乎是富金斑岩型铜矿床中 Ca-Na 蚀变最主要的原因。

大量 H, O 同位素的研究证实:钾-硅酸盐蚀变带的流体具有岩浆水的特征。而且,通常认为钾-硅酸盐蚀变的铜、金矿化是通过岩浆卤水形成的 (Gammons and Williams-Jones, 1997)。Harris et al (2003) 对阿根廷 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩型铜

矿床的研究发现,在钾化带石英脉中发现早期的盐水流体(均一温度 745~845 °C;盐度 62%)含铜 10%。演化到后期的盐水流体(均一温度  $\leq 550$  °C;盐度 58%)含铜 1%,暗示 Cu 在钾化带沉淀矿化。但是早期气相包裹体中异常高 Cu 的含量,暗示在气相中 Cu 以配合物形式存在。那么一个问题就是:在气相中 Cu 是以何种配合物形式存在?目前尚不清楚。

已知成矿流体中金属的沉淀机制有 1) 流体的冷却 (Gustafson and Hunt, 1975); 2) 相分离化学作用 (Reynolds and Beane, 1985); 3) 与围岩的反应 (Hemley and Hunt, 1992); 4) 岩浆流体与大气水的混合 (Hedenquist et al, 1998)。而 Redmond et al (2004) 研究 Bingham 矿床钾-硅酸蚀变带中的 2 期流体包裹体指出,流体的冷却是最主要的沉淀机制。早期石英脉(不含矿)的流体包裹体的平均均一温度 457 °C (350~560 °C)、平均盐度约 44% (38%~50%);而后期(含矿)的石英脉中流体包裹体的平均均一温度 367 °C (330~380 °C) 和平均盐度约 44% (38%~45%)。因为:1) 成矿前和成矿期的石英脉发育的蚀变带没有发生变化,都发育在钾化带;2) 成矿前和成矿期流体包裹体的盐度是类似的,那就不可能发生与大气水的混合;3) 相分离开始于矿体下 500 m 处。因而在 Bingham 矿床中成矿元素的其他沉淀机制是不可行的。同时,在钾质蚀变带发育丰富的磁铁矿和石膏,说明其形成的环境是高氧化状态的岩浆-热液体系。而造成高氧化状态的岩浆-热液体系的机制有 2 种:一种是由氧化状态较高的岛弧岩浆演化而成 (Ishihara, 1981, 1998);另一种则是正在冷凝的长英质岩浆受到玄武质岩浆的底垫作用所致 (Hattori, 1993)。在氧化环境下 S 主要以  $S^{6+}$  形式存在,但是 Cu 沉淀所需的还原性 S 从何而来?磁铁矿的结晶导致还原性的 S 产生可能是原因之一。这与铜,金矿化与磁铁矿密切共生的现象相符合。

然而,在中级泥质蚀变和绢云母化蚀变组合中 Cu, Au 沉淀的低温和低盐度流体,在基于氢、氧同位素,流体包裹体和蚀变矿化研究基础上得出,是岩浆和大气水的混合 (Bodnar, 1995) 或者是后期、低温度岩浆流体形成的 (Hedenquist et al, 1998)。而青磐岩质晕是由于大气水稀释了向上运移的岩浆盐水或者是由通过围岩(中基性火山岩)循环的原生水形成的 (Bowman et al, 1987)。

在富金斑岩型矿床中,高级泥质蚀变组合的形成有 2 种机制 (Hemley and Hunt, 1992; Hedenquist

et al, 1998): 1) 岩浆盐水的冷却而产生酸性成分离子化; 2) 包含在低密度岩浆流体相中的岩浆挥发分上升进入包含大气水的含水层而被吸收,伴随 HCl 凝聚和  $SO_2$  到  $H_2SO_4$  的歧化反应而产生酸性流体。在斑岩侵入体附近,叶蜡石、地开石和其他高级泥质蚀变的矿物,可能由于前一机制产生;而在岩盖的环境下,广泛的石英-明矾石蚀变可能是后一机制的产物。最近 Lerouge et al. (2005) 通过研究塞尔维亚的 Bor 高硫化物浅成低温热液铜-金矿区的高级泥质蚀变带中明矾石 O, H, S 同位素的研究 ( $\delta^{34}S = 17.5\text{‰} \sim 19.8\text{‰}$ ;  $\delta^8O = 10.4\text{‰} \sim 11.1\text{‰}$ ;  $\delta D = -43\text{‰} \sim -60\text{‰}$ ), 进一步证实热液流体主要具有岩浆来源的特征。

在该类矿床中通常发育不同蚀变的叠加-套合 (telescoping), 例如中级泥质蚀变叠加在钾化带上,绢云母化叠加到钾化带上等。这种蚀变的叠加-套合可能是由于在蚀变和矿化过程中古地表持续的降低,或者是由于岩浆热液系统的衰退 (Fournier, 1999)。然而,如在 Marte, Wafi 和其他矿区所观察到的,在钾-硅酸盐蚀变之上大量的高级泥质蚀变的套合,可能不仅是岩浆热液系统的衰退,似乎用异常快速的地表剥蚀,伴有(或者没有)由于重力引起的塌陷来解释更为合理 (Sillitoe, 2000; 候增谦, 2004)。

### 3 存在问题与研究前景展望

综上所述,控制富金斑岩型铜矿床形成的几个关键过程包括: 1) 源区有大量的 Cu, Au 等成矿元素; 2) 能使 Cu, Au 等成矿物质有效进入岩浆熔体的机制,比如源区具有高氧化性特征等; 3) 含成矿元素的岩浆熔体在从地幔上升到地壳高侵位而形成斑岩体的过程中没有 Cu, Au 等成矿物质丢失,比如没有形成不混溶的硫化物熔体等; 4) 在岩浆上升演化过程中,岩浆挥发分能有效的逸出,并且逸出的时间越早,对成矿越有利; 5) Cu, Au 等成矿元素能有效进入岩浆挥发分; 6) 在成矿斑岩体上部发育有利的相对封闭机制,阻止岩浆挥发分的逃逸; 7) 含 Cu, Au 成矿流体的有效沉淀机制; 8) 具有一个地壳上部的岩浆房,能够不断提供成矿物质和驱动热液循环的热能。而要形成大型矿床一般需要多期岩浆脉动侵位与多期矿化热液蚀变事件的叠加。但是,在这些关键的控制因素中,还有一些问题值得我们深思。

1) 富金斑岩型的矿床中 Cu, Au 的来源? 是



岩浆来源,还是地壳来源? Cu, Au 是否同源? 目前大部分学者都指出是岩浆来源,但是,是来源于交代的地幔楔、俯冲的板片? 还是基性岩浆底侵的下地壳物质部分熔融来源? 目前通常认为是交代地幔楔部分熔融的产物。但是, Bingham 等一些富金斑岩型铜矿床中的高<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值明确显示有地壳的混染。其来源还需进一步的研究,可以通过离子探针微区稳定同位素 (Cu, Fe, B, Be, Cl, Mg 等) 和微量元素微区原位分析 (Graham et al, 2004; Tanaka and Nakamura, 2005) 以及硫化物和流体包裹体中 He, Cl 同位素、铂族元素 (PGE) 含量,结合 Os-Sr-Nd-Pb 同位素多要素来示踪并限定其来源。

2) 在世界范围里发现钾质钙碱性岩石、埃达克质岩石和碱性岩与富金斑岩型铜矿密切相关,作为成矿岩体或者发育在矿床的附近,这应当引起我们的注意。与富金斑岩型铜矿床密切相关的一般是由于大洋板片平缓俯冲 (Kay and Mpodozos, 2001; 张旗等, 2004; 侯增谦, 2004) 而产生的 O 型埃达克岩。而碱性岩浆现在普遍认为是发育在张性环境下,而在弧背景下形成碱性岩浆,是由于经历了构造重新调整,例如弧斜向俯冲、碰撞使俯冲停止和弧后的拉张背景下 (Jensen and Barton, 2000) 形成的。两者都是在构造环境发生调整情况下形成,而都有利于富金斑岩型铜矿床的形成,是否在二者之间有共同的因素控制了矿床的形成? 另外,在同一个岛弧地区,碱性岩浆一般多在岛弧演化晚期阶段而形成,在相对张性的构造背景下形成;是否在同一个岛弧地区,钙碱性岩浆、埃达克质岩浆与碱性岩浆之间存在成因的联系? 今后应当进一步研究钾质钙碱性岩石、埃达克质岩。碱性岩的本质特征和形成机制,以及其在岩浆形成过程中是如何汲取 Cu, Au 等成矿元素的? 还要考虑到岩浆演化过程中 Cu, Au 的地球化学行为等,来探讨其与富金斑岩型铜矿成矿的关系。同时要找出它们的共性及其特性,来探讨不同岩浆在形成富金斑岩型铜矿床中最本质的控制因素。

3) 成矿流体开始分离的温度和压力等因素目前还不清楚。实验和同位素数据初步证实,支持岩浆房可能最先分离出一个单一、高温的岩浆挥发分

相,随后分离出高盐度的流体及其与之共生的气相 2 种流体 (Burnham, 1979; Hedenquist and Lowenstern, 1994)。从原始岩浆房释放流体一直到热液蚀变矿化过程中, Cu, Au 的运移机制是什么? 以何种形式、何种状态运移? 及其流体的演化过程? 这就需要对从高温阶段的熔体包裹体、高盐度多相的子矿物包裹体及其共生的低盐度的气相到低温流体包裹体进行系统的研究 and 对比。

4) 富金斑岩型成矿系统 (富金斑岩型铜矿床、浅成低温热液矿床与夕卡岩型铜-金矿床), 这个问题是当前矿床学研究方面的一个热点 (Qin et al, 2002; Müller et al, 2002)。目前还有很多问题尚不清楚,例如在钙碱性火山深成岩浆弧中,高硫化物型浅成低温金矿床与富金斑岩型铜矿床之间的过渡是常见的。而在碱性的火山岩中心,与碱性富金斑岩型铜矿床过渡的矿化类型明显不发育高硫化物型浅成低温热液金矿床,甚至缺乏高级泥质蚀变的岩盖;相反却相对发育低硫化物型浅成低温热液金矿床。这种现象是否就是因为成矿斑岩岩浆的性质起到了重要的作用? 还需进一步研究。而且,它们之间的时空关系、结构体系及其之间的成岩、流体成矿演化过程,以及它们之间的成矿年代序列、构造控制等方面的问题,需要今后进一步加强研究。应从整个斑岩-次火山岩的岩浆-热液成矿系统角度来探讨富金斑岩型铜矿系统,并建立指示标志,引导勘查。

5) 现普遍认为,富金斑岩型铜矿床通常发育在岛弧的背景下;而斑岩型铜-钼矿床似乎与大陆边缘的岩浆弧关系更密切。它们之间的区别是否就是由于岩浆的性质、俯冲带之上的岩石圈地幔不同、地壳厚度与性质的不同、构造背景的不同和岩浆上升过程中分界程度不同和地壳混染程度的差别等因素造成的? 另外,在富金斑岩型铜矿床中绢云母化只局部发育或者不发育,这是与富钼斑岩型矿床最明显的差别之一,可以从此来探讨它们之间的区别。世界上斑岩型铜-金矿主要集中在一些特定的成矿带,其原因是什么? 富金斑岩型铜矿床通常发育于岛弧演化的哪一个阶段等问题,亦亟待今后深入研究。

摘自《岩石学报》2006 年第 3 期

## 菲律宾吕宋岛中西部 Dizon 富金斑岩铜矿

Dizon 露天富金斑岩铜矿位于菲律宾吕宋岛中西部 Zambales 省南部的 San Marcelino 自治区内, 在马尼拉北西约 80 km 处。矿体出露在 Zambales 东南火山岩岭西翼的强烈剥蚀的热带雨林中, 海拔 260~460 m。20 世纪 70 年代末, Benguet 联合有限公司 (现在的 Benguet 公司) 开始露天开采。该矿已跻身于最大的地区性铜、金和银生产者之中。每月从大约 570 000 t 矿粉中平均生产出 2 000 t 铜, 320 kg 金和 590 kg 银。自 1979 年 11 月开始投产以来, 该矿已产大约 182 000 t 铜、26 t 金和 48 t 银。

Zambales 省是菲律宾很著名的铬铁矿产区。它在吕宋岛的中西部沿海地区, 是 Zambales 镁铁质—超镁铁质杂岩带的主要部分, 那里有该国 2 个最大、历史最悠久的铬铁矿区。在该区已发现的最著名的铬铁矿体中, 有些作为 20 世纪 30 年代以来最大的耐火铬铁矿产地而称誉世界。

铜矿化在 Zambales 岭也很出名。20 世纪 60 年代至 70 年代在 Zambales 西北缘 Pangasinan 省的 Barlo 开采了一个塞浦路斯型铜矿。不同的作者也描述过许多铜矿远景区。然而, 除去已采尽的 Barlo 矿外, 已报道的大多数铜产地多为脉型矿化, 即使构成矿体, 经济意义也不大。

Zambales 岭南部火山岩地区产有斑岩铜矿, 仅在近些年才被确认。虽然早在 1935 年对整个 Dizon 矿区的矿产资源已提出过看法, 但只是到了 20 世纪 60 年代末, 彻底的勘探工作结束后才指出铜、金和银的远景是确实的。

### 1 矿山勘探和开发史

在该区进行开矿是由 Dizon 铜银矿业公司的创建者、Pampaga 省 Porac 地区的 Celestino Dizon 于 1935 年提出的。Dizon 铜银矿业公司现在已是 Benguet 公司共享利益的受益者。过低的铜价曾对这里的金、铜含量无法引起重视, 甚至在所谓“淘金热”的时代, 这儿的金银品位也被认为太低而没有开采价值。20 世纪 60 年代末, 世界市场上铜价明显上升, 人们的兴趣转向了低品位的浸染型铜矿化, Dizon 的主张才被人们接受。Dizon 尽自己的财力, 在 Pua 山的东翼、沿 Pua 溪上游, 选择有交织状石英并且铁染的露头布置了 3 个钻孔。这 3 个完

全带有盲目性的钻孔却获得了令人鼓舞的结果, 促使 Dizon 组织起了 Dizon 铜银矿业公司以保护自己在该区的利益, 并从事进一步的勘探与开发。1968 年, 日本的 Nippon 矿业公司购买了该探区的拥有权, 并在 Pua 山周围进行了金刚石钻探和硐探工程。1968—1970 年, Nippon 公司共钻进 5 890 m, 开挖坑道 932 m, 得到验证的斑岩铜矿石约 8 600 万 t, 其中含有一定经济意义的金和银。然而由于对进一步开发这个矿床的失败和其他某些原因, Nippon 公司交出了该探区的拥有权。1973 年, 日本另一家矿业公司 (三菱矿业公司) 继 Nippon 公司之后争得了该探区的拥有权, 但在它打了一些验证钻孔之后很快就放弃了这个矿山。原因在于此时法律上取消了三菱公司与 DCSMI 夺标的权利。

1975 年, Denguet 联合有限公司投标并战胜 DCSMI, 赢得了开发该矿山和准备采矿的权利。详尽的可行性研究表明, 来自铜矿石中的作为副产品的金, 即使在当时市场上出现铜的过剩、铜价下跌的情况下, 也将使开采在经济上有利可图, 从一个银行财团筹措到所需资金之后, Benguet 联合公司开始执行该公司的计划。生产前期的剥土、矿山建设和其他事务始于 1978 年, 并于 1979 年 11 月生产出了第一批铜-金-银精矿。1980 年 1 月, Benguet 联合公司首次将精矿运至日本, 就赶上了那一年世界市场上金银价格的空前上涨。

后来, Benguet 联合公司进行的补充钻探证实沿着矿体的翼部还有一些矿体延伸, 这使得该矿的储量增加至大约 1.4 亿 t。

### 2 矿区地质

#### 2.1 成矿前和成矿期内的岩石

蛇绿岩类岩石, Dizon 矿床附近最老的岩石为橄长辉长岩和辉石岩, 它沿 Navan 溪出露, 距 Dizon 矿坑向西北大约 3 km, 距 Zambales 蛇绿岩带约 11 km。它们被认为是同不远的 Zambales 蛇绿岩有关的蛇绿岩岩片的剥露残余体, 时代为始新世 (Karig, 1981)。这个蛇绿岩岩片位于一个角闪闪长岩株之上, 部分被英安质斑状火山岩流所覆盖。

基底火山岩流和火山碎屑岩, 此类岩石是 Pinatubo 层状火山杂岩中的一部分, 时代可能为晚中

新世,主要由安山质、英安质熔岩流、局部的岩屑和火山砾凝灰岩以及泥流夹层组成。该类岩石可能产于层状火山周围斜坡的下面,有些地方因剥蚀而从年轻的火山冠中暴露出来。在 Dizon 矿区(图1),此岩石单元被许多中酸性岩株侵入,表现出不同程度的蚀变和矿化。侵入岩,以小岩株状产生,分布在矿区的周围,侵入于基底火山岩中。这些侵入岩成分从显微闪长岩至石英闪长岩和角闪闪长岩,并且与被其侵入的火山岩一样,也表现出不同程度的热液蚀变作用。Pua 山东翼高度矿化的石英闪长斑岩株及共生的斑岩铜矿,因剥蚀作用已失去了相当一部分,同样,这些小岩株也因剥蚀而在不同的海拔高度被削平了。

世时发生侵位的。

## 2.2 成矿后岩石

Pua 火山管道,开采过程中在 Pua 山的东南翼矿坑南壁揭露了一个朝上的喇叭形火山管道,时代可能是更新世的。从它的南部烛形的边界看,在某种程度上它破坏了矿体。它好象也削去了矿体南部的蚀变晕。岩石学特征表现为在凝灰质成分的基质中杂乱地堆积有英安质和安山质岩块、岩砾和卵石层。局部见到的凝灰岩层含有大量外来火山砾。在火山管道填充物中还发现了石化的树干和树枝,沿着 Dizon 矿体接触带常见到硅化、黄铁矿化的岩石碎块。

由于火山集块碎屑岩覆盖在火山管道之上,掩盖住了管道填充物,管道南部的延伸未能准确地圈定。然而,根据矿坑北部剖面,估计直径约 1 000 m 并朝下尖灭。

热液角砾岩筒和卵石脉,在火山管道接触带上的矿坑南壁和西南壁上暴露出许多角砾岩筒,它们被认为是火山管道喷硫期形成的热液角砾岩。这些角砾岩碎块通常由各种岩性的围岩碎块和砾石组成,在由粘土和岩粉构成的基质中呈层状产出。在角砾岩填充物中很少见到矿化碎屑。

与热液角砾岩筒具有密切关系的是所谓卵石脉,它们好象是从主岩筒中“溢出”的,为一些狭窄的、无规律分布的板状体,走向和倾向都不稳定,有些切穿了矿体。它们的成分与热液角砾岩基本一致,但有些脉主要由砾石或卵石状碎块组成,似乎经历了高度的磨蚀,这可以从基质中断层泥所占的百分比比较高、碎块圆度较好得到佐证。

成矿后岩脉,在大多数斑岩铜矿中常见的无矿的成矿后岩脉在 Dizon 矿体中还未见到过。然而,在矿坑南壁紧靠矿化带外侧,暴露出一条与火山管道为界的块状英安质斑岩脉。它相对火山管道呈环状,这表明它可能是一条环状岩脉,但管道南部被火山集块角砾岩所覆盖,坑壁后面如何延深尚不清楚。这条脉事实上不含硫化物,除某些角闪岩石发生了绿泥石化之外看起来很新鲜。局部出现的捕虏体状和碎块状构造表明该脉发生了某种程度的自碎作用。

## 2.3 蚀变和矿化

在平面上 Dizon 矿体为一心形,直径约 600 m(图1)。在剖面上它像一只臼齿,不完整的“牙根”深深地插入石英闪长岩株的翼部(图1)。

伴随矿体的侵位,发生了强烈的热液蚀变,在岩株中和火山岩围岩中出现了明显的蚀变带和矿化

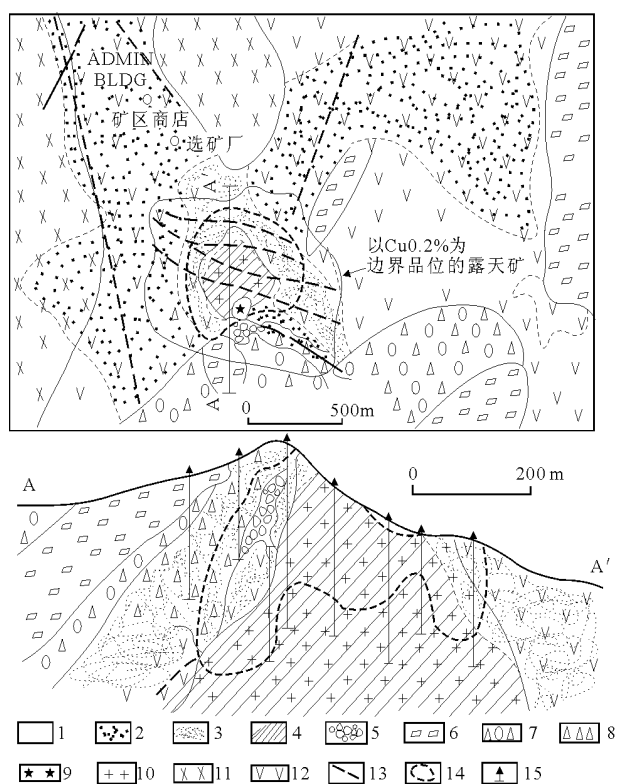


图1 Dizon 矿体及近矿围岩地质、蚀变带平面剖面示意图

1—绢云母化、绿帘岩化;2—高级泥化;3—石英-泥化或石英-绢云母-粘土-绿泥石;4—K-硅酸盐;5—热液角砾岩/卵石脉;6—成矿后英安岩/安山岩斑岩脉/穹丘/环形脉;7—Pua 火山道(更新世);8—侵入角砾岩/古火山道(?);9—成矿期内的黑云母石英闪长岩/黑云母英安斑岩脉;10—石英闪长斑岩(上新世);11—微闪长岩/闪长岩;12—基底火山岩(晚中新世至上新世);13—主要构造/断裂;14—矿体界线;15—金刚石钻孔

在 Pua 岩株南缘发现了一条边部含矿的成矿期内的黑云母英安岩岩脉,它可能代表侵入体热液活动减弱时形成的晚期岩浆分异产物。

根据对矿化的 Pua 岩株中绢云母蚀变矿物的定年结果 ( $2.7 \pm 0.3$ ) Ma, 这些侵入岩可能是在上新

带。共识别出 5 种蚀变类型, 这些类型大致与由 Sillitoe 和 Gappe (1984) 提出的岛弧斑岩铜矿模式的蚀变类型相符: 1) 主要发育在侵入体中心部位的 K-硅酸盐化, 其特征为大量发育石英脉, 黑云母占绝对优势, 绿泥石次之, 还有一些磁铁矿和数量大致相等的黄铜矿、斑铜矿及黄铁矿; 2) 叠加在 K-硅酸盐化带之上的为绢英-泥化组合或石英绢云母-粘土-绿泥石组合, 其特点: 粘土矿物和绢云母完全替代了长石, 绿泥石全部交代了镁铁矿物, 黄铁矿/黄铜矿比例较高, 斑铜矿量少; 3) 早期泥化, 剥蚀前可能呈帽状盖在绢英-泥化带之上, 现在只存在于周围地带。其特点: 岩石被石英或粘土广泛交代, 含有大量硬水铝石和叶蜡石, 广泛出现黄铁矿和赤铁矿; 4) 外围的绿磐岩化带的特点是发育有大量的绿泥石、少量绿帘石和方解石, 以及数量不定的浸染状黄铁矿; 5) 穿入绢英-泥化带的并与 NWW 向断裂脉和裂隙脉相伴生的绢云母蚀变, 在绢英-泥化带中以绢云母和黄铁矿为主, 并混入有粘土和断层泥。达到矿石级的铜-金矿化主要见于 K-硅酸盐和绢英岩带中, 有时在早期泥化带也有, 矿石量约为 1.4 亿 t, 网脉状、裂隙充填和浸染状硫化物矿石中金属的平均含量为 0.43%,  $\text{Au } 0.93 \times 10^{-6}$  和  $\text{Ag } 2.5 \times 10^{-6}$ 。金值的分布常与铜矿化呈明显的正相关。

金以自然金产出, 据测定小于  $37 \mu\text{m}$ , 大部分在  $12 \mu\text{m}$  左右。金的存在既可以完全隐藏在石英、方解石或硫化物中, 又可以贴附在这些矿物之上, 但部分是暴露于外的。另一方面, 银的存在方式尚不清楚, 最大可能被认为它与其他矿物共生或可能以固熔体存在。

一些次要的贱金属矿物在铜矿石中含量达到一定程度时则不利于成矿, 在 Dizon 矿中也发现了它们的踪迹。其中值得注意的是辰砂、硫砷铜矿、辉锑矿、黝铜矿、方铅矿和闪锌矿。这些矿物大多由切穿矿体的 NWW 向晚期断裂脉带入的 (图 1), 也可能与 Pua 火山通道有关。

### 3 区域地质和构造背景

菲律宾 1:100 万比例尺地质图 (菲律宾矿产局, 1964) 对吕宋岛中西部的地质情况做了概略的描述。在该图上, 把 Zambales 北部的镁铁质—超镁铁质岩片划归为年代大致为晚中生代至古近纪的层状杂岩, 南部的火山岩片被看作是一个休眠的火山链, 该火山链被火山平原、火山碎屑岩和其他火山

碎屑物组成的火山山麓堆积所包围。在 Zambales 岭进行勘探的各种人员和该区采矿公司的地质人员对这些地质情况做了更详细的描述。

近年来, 一般认为 Zambales 岭的镁铁质—超镁铁质岩是南中国海洋壳的一个仰冲岩片 (如 de Boer 等, 1979), 它们沿着吕宋岛西海岸分布, 与区域构造背景完全协调。然而, 最近的研究工作将其看作一套蛇绿岩 (Karig, 1982), 正如古地磁证据 (Fuller 等, 1982) 和南中国海洋底磁条带研究 (Taylor 和 Hayes, 1981) 结果所表明的, 它们可能来自数百千米以外的南方赤道地区。这个蛇绿岩套沿着吕宋岛中西部海洋岸地区分布, 北自 Lingayen 半岛、南至 Subic 半岛延伸的 100 km (图 2)。它贯穿整个 Subic 半岛, 而后插入海下, 在 Subic 南 100 km Mindoro 西北海岸之外的 Ambil 岛重又出现 (de Boer 等, 1979)。根据中吕宋盆地盖在该蛇绿岩套东翼第三纪沉积物之上的地层学关系 (Karig, 1982), 确认这套蛇绿岩的年代为始新世。

Zambales-Bataan 火山岩带的东南部紧靠蛇绿岩套的东南端, 该火山岩带构成 Zambales 岭的南半部。它包括 Pinatubo 层状火山杂岩和另外 2 个构成 Bataan 半岛的层状火山。这个主要山岭是吕宋岛中南部沿西海岸延伸近 300 km 的、面西的火山弧的一部分, 它们的发育与马尼拉海沟中的俯冲作用有关。

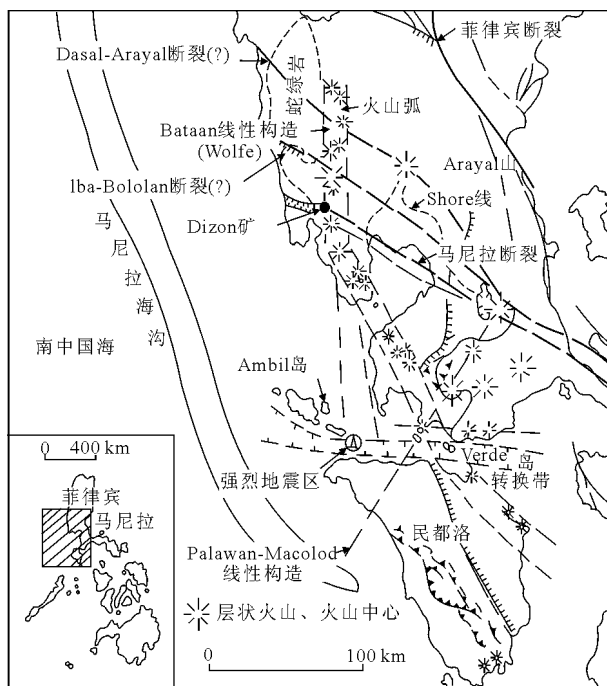


图 2 在吕宋岛中部和部分南部有关 Dizon 斑岩铜矿床以及火山弧、主要线性构造和马尼拉海沟的位置图 (据 Molfe, 1928, 有修改)

## 4 区域构造

2 条极为明显的线性构造带的存在使 Zambales 岭蛇绿岩岩片分成三大块段 (图 2)。Batolan-Iba 线性构造带造成了一条 3~4 km 宽的山谷, Iba 镇和 Batolan 镇座落在谷中; San Felipe-San Antonio 断裂是 San Felipe, San Marcelino, San Antonio 和 Castillejos 等镇所占据的一个 10 km 宽平原的边界。这些断裂及与其伴生的几个主要的拗陷, 造成了正断层, 并导致地堑的发育和蛇绿岩块的解体。

某些明显的证据表明, Botolan-Iba 和 San Felipe-San Antonio 线性构造均为菲律宾断裂的分支, 它

们与 Zambales-Bataan 东南部的线状火山的交点可能产生了 Pinatubo 山麓层状火山杂岩中的侵入体, 并造成了在某些侵入体中的富金斑岩铜矿化。Wolfe (1982) 认为, 菲律宾断裂的一条分支穿过 Laguna 湾的南端, 进而向西跨过马尼拉湾和 Dizon 矿的附近, San Felipe-San Antonio 线性构造切穿了蛇绿岩 (图 2), 推测继续西延。另一条可能的分支被认为经过 Pampanga 南部, 向西北方向穿过 Pinatubo 山的中央山锥和 Zambales 蛇绿岩, 形成了 Botolan-Iba 线性构造。另外一个分支可能位于 Pinatuba 山东部、吕宋中央谷地的 Arayat 山火山处。

摘自《国外金矿地质研究新进展》第 3 集

# 菲律宾吕宋岛西北部 Tirad 铜-金矿床

Tirad 斑岩铜-金矿床位于菲律宾吕宋岛中央 Cordillera、马尼拉的北北西 340 km 处。1983 年至 1985 年, Goldfields 勘探公司经过详细的地表填图和广泛的深部钻探, 深入地探明了这个矿床, 提交了品位为 Cu 0.4%, Au  $0.4 \times 10^{-6}$  的铜-金矿石储量约 5 亿 t (Sillitoe 和 Angeles, 1985)。前期工作包括对地质和蚀变作用的全面描述 (Sillitoe 和 Angeles, 1985), 各个公司的报告 (Angeles 和 Bobis, 1984) 和 Angeles (1985) 对矿化作用中金、银的产出及分布情况的研究。

不仅在西太平洋地区, 而且在北美 Cordillera 斑岩铜矿中的金都是重要的副产品。除了对斑岩系统中金的重要经济意义已有所认识外, 对金的地质产出情况、携带金的流体的地球化学特点以及金的成矿机制则知之甚少。

## 1 地质特征

沿着吕宋岛中央 Cordillera 这个岛弧部位有 16 个斑岩铜-金矿床 (Sillitoe 和 Gappe, 1984), Tirad 矿只是其中之一。Tirad 矿床赋存在由石英、斜长石、黑云母组成的黑云母片岩中, 上面不整合覆盖的主要是火山成因中新世中期的 Balili 岩系地层。Balili 岩系下部为细粒火山砾凝灰岩, 少量安山岩岩流及基性岩岩墙, 向上变为火山角砾岩。该套地层被 Tirad 岩株所穿切, 该岩株是一个向上延伸、陡壁状、不分相带的石英闪长斑岩小侵入体, 斑晶矿物为石英、斜长石、角闪石和黑云母, 基质细粒, 与斑晶物质相同。上新世的 Posdo Diatreme 杂

岩由中心相英安质斑岩和边缘相英安质火山砾凝灰岩和岩屑角砾岩组成, 当它爆发侵位时破坏了西部的矿化 (Sillitoe 和 Angeles, 1985)。所有成矿后的小断层均与 NW—NE 向区域构造一致。

## 2 蚀变作用和矿化作用

矿化作用及与其伴生的蚀变作用呈复杂的网脉、浸染状以及很少量的热液角砾岩产出, 所有这些矿化和蚀变都产于 Tirad 岩株和 Balili 岩系的安山质火山岩中。与深成矿化共生的一个完整的蚀变系列: K-硅酸盐化、绿色绢云母-粘土-绿泥石化、白色绢云母化、高级泥化、钙硅酸盐化和绿磐岩化, 其中后 2 种蚀变类型在矿化中不具经济意义。绿色绢云母-粘土-绿泥石 (SCC) 蚀变是菲律宾斑岩铜矿系统的典型蚀变组合, 其他蚀变类型与 Meyer 和 Hemley (1967) 的定义一致, 白色绢云母化则相当于他们定义的绢云母化。蚀变作用的垂向分带包括深部的 K-硅酸盐化, 向上变为 SCC 组合, 在中间部位又叠加有 300 m 厚的白色绢云母蚀变带。高级泥化组合从地表向下至几百米深度广泛存在。SCC 蚀变带出现在绢云母带顶部和高级泥化带底部之间并叠加有白色绢云母组合, 该 SCC 蚀变带缺少绿泥石并且部分缺少铜和金矿化。通过对金矿标本显微镜下岩相研究和电子探针测定, Angeles (1985) 总结出金通常以小于 15  $\mu\text{m}$  的分散颗粒出现。金主要以自然金的形式存在, 有时和银呈合金, 少量与铜或铁成合金; 金银硫化物很罕见, 并且局限于高级泥化蚀变中。金多以硫化物中的包裹体形式存在

或嵌在它们的生长面上，但也有被包裹在硅酸盐和/或氧化物矿物中。在白色绢云母中自然金最丰富，而在 K-硅酸盐和 SCC 组合中则不太重要。

K-硅酸盐蚀变或矿化作用比所有其他的热液组合都早，它们见于钻孔最下部位（1 000 m）至地表下约 400 m 处。弥漫型蚀变或矿化作用由黑云母-磁铁矿组成，它们交代了原岩的镁铁质矿物。

在黑云母片岩中这种弥漫型蚀变发育得最好。热液蚀变生成的黑云母呈杂乱排布，粒度比变质生成的黑云母更细小，后者则沿岩石的片理分布。与 K-硅酸盐蚀变或矿化作用伴生的主要有 2 种类型的脉体：1）早期头发状含有或没有黑云母质镶边的石英±黑云母-磁铁矿脉群，它们主要发育在深部并且分布稀疏；2）晚期网脉状石英脉，有些可能代表早期石英细脉再张开，金与磁铁矿和斑铜矿同时沉积在脉中。金既可被包在石英中，也可与斑铜矿互生，并被磁铁矿所吞没。

开始，SCC 蚀变或矿化在深部叠加在 K-硅酸盐组合之上，并在中等深度广泛发育。它在石英脉或围岩中由石英-绿色绢云母-粘土-绿泥石±绿帘石-赤铁矿-金红石组成；在围岩中斜长石部分被绿色绢云母、伊利石和高岭石的混合物交代；磁铁矿被赤铁矿所交代；黑云母被绿泥石和金红石交代。绿帘石发育在富钙斜长石附近。在 K-硅酸盐蚀变时形成的某些脉曾发生过再张开，形成具有绿泥石晕的叠加网状脉；在脉中，有少量绿色绢云母、绿泥石、金红石、赤铁矿和极少量绿帘石与石英一起沉淀；脉中还常见到赤铁矿交代磁铁矿的交代结构。在有金存在的地方，金与黄铜矿共生，这些黄铜矿与赤铁矿共存，或与金红石一起被包裹在石英中。脉石英具裂隙充填和开放孔隙生长的特点。

白色绢云母蚀变或矿化叠加在 SCC 组合之上，前者由硬石膏-石英-绢云母-黄铁矿-黄铜矿-斑铜矿±辉铜矿±铜蓝±金±辉钼矿±方铅矿±闪锌矿组成。在母岩中斜长石已全部绢云母化；黄铁矿和石英交代了绿泥石和赤铁矿。蚀变带外层，常见有浸

染状的铜硫化物和硬石膏，而金、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿则出现在脉中。最常见的脉表现出清楚的绢云母晕，脉的组分为硬石膏±石英-绢云母-黄铁矿-黄铜矿±斑铜矿。深成的辉铜矿和铜蓝是晚期矿物，并交代较早生成的铜的硫化物。金作为斑铜矿和辉铜矿中的包裹体出现，或依附在这 2 种矿物以及辉铜矿和铜蓝之上。有证据表明较早期的黄铁矿被稍晚的黄铜矿和斑铜矿所交代，二者都随机地与金伴生并且要比 K-硅酸盐或 SCC 蚀变作用中斑铜矿稳定组合年轻。在网状脉发育密集的地方，见到围岩有硅化现象。晚期的硬石膏-石英-黄铁矿脉切穿了含矿构造。

3 流体包裹体研究

流体包裹体存在于 Tirad 岩株的石英和斜长石斑晶（和硅酸盐熔融包裹体一起）中以及在脉石英和石膏中。不同类型的包裹体，叠加在一起的复杂性以致于难以将原生的、假次生的或次生成因的包裹体明确地区分开。现在已经鉴别出 7 种类型的流体包裹体（表 1）：2 种富气的（A-1 和 A-2）、2 种富液体的（B-1 和 B-2）、2 种超盐度的（C-1 含有石盐±赤铁矿子晶和 C-2 除含有石盐±赤铁矿外，还含有 5 种子矿物）及 1 种富蒸气和饱和石盐的（D 含有石盐±赤铁矿，蒸气占包裹体体积的 70% 以上）。

所获得显微测温数据是在 -100~1 145 °C 范围内。仅对 A-1，A-2，B-1 和 B-2 四种包裹体进行了冷冻法测量，并用以计算它们的盐度。对大多数盐度饱和的包裹体只做了加热实验。所获得的数据表示于图 1 至图 4 中。在图中对每种包裹体做了均一化温度-盐度关系的投影，但在图中没有根据脉类型或蚀变作用对流体包裹体加以区分，这是由于大多数脉体曾发生过多次再张开作用，而且含有绝大多数的包裹体类型。

在 C-1 类型包裹体中，由于蒸气相消失或石盐

表 1 各类包裹体的特征

包裹体类型	寄主矿物	存在的相	蒸气所占体积/%	形 状	产出形式
A-1	石英、硬石膏	液+气	80~100	等轴状	残缕状(trails)和簇状
A-2	石英、硬石膏	液+气	80~100	扁平、椭圆至不规则状	残缕状(在 Tirad 岩株的石英斑岩中)
B-1	石英、硬石膏	液+气	5~30	等轴状	残缕状和簇状
B-2	石英、硬石膏	液+气	5~20	扁平、椭圆至不规则状	残缕状
C-1	石 英	液+气+石盐+赤铁矿	5~30	卵圆、椭圆至不规则状	残缕状和簇状
C-2	石 英	液+气+石盐+赤铁矿+7 种其他矿物	5~30	卵圆至不规则状	残缕状和簇状
D	石 英	液+气+石盐+赤铁矿	65~80	卵圆至不规则状	残缕状和簇状

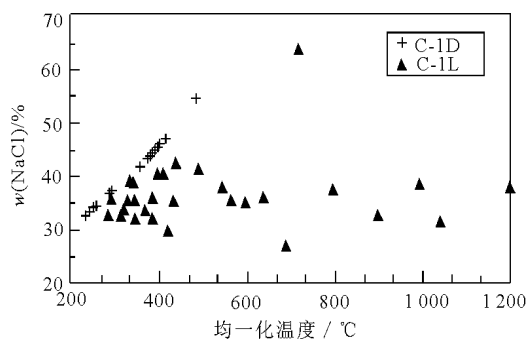


图1 饱和石盐的 C-1 类型包裹体的均一化温度与盐度关系图

C-1 D 和 C-1 L 分别指由于石盐溶解和蒸气相消失而引起均一化的包裹体。均一化温度达到 1 200 °C 时的流体包裹体未发生均一化

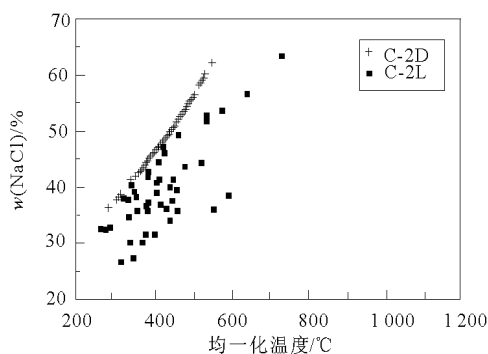


图2 具有过饱和石盐的 C-2 类型流体包裹体的均一化温度与盐度关系图

C-2 D 和 C-2 L 分别指因石盐的溶解和蒸气相的消失而引起均一化的包裹体。均一化温度达到 1 200 °C 时的流体包裹体未发生均一化

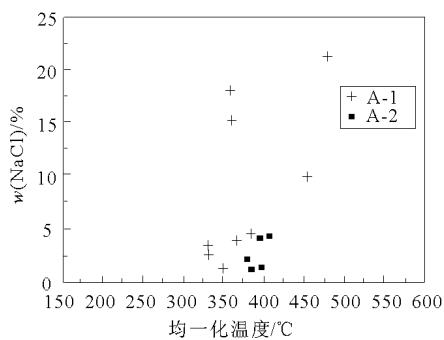


图3 富蒸气相的 A-1 和 A-2 类型包裹体的均一化温度与盐度关系图

的溶解而发生均一化，而赤铁矿则不溶解。同样的现象在 C-2 类型的包裹体中亦可见到，其中除了未确定的子矿物外，有 2 或 3 种子晶矿物在 60~130 °C 时发生溶解，而其他子晶矿物则不溶解，这可能是由于溶解动力机制或捕获后氢的扩散所致 (Roedder, 1984)。目前在包裹体中还未见到钾盐子晶。根据均一化现象可将 C-1 类型包裹体 (图 1) 和 C-2 类型包裹体 (图 2) 再划分为 2 类：尾码 D 指因石盐的溶解引起的均一化，尾码 L 指因蒸气相的消失而引起的均一化。在图 1 中，C-1 D 类型包

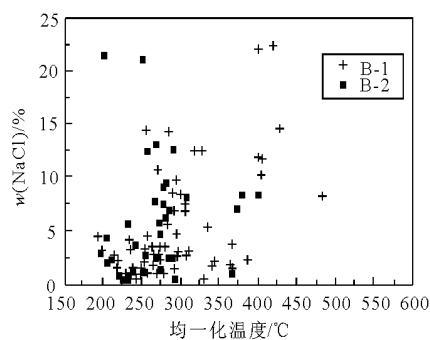


图4 富液体的 B-1 和 B-2 类型流体包裹体的均一化温度与盐度关系图

赋存在硬石膏中的 B-1 类型包裹体在图上不甚明显，因为它们的投影点落在 B-1 类型包裹体的主要密集区内

裹体其盐度饱和线十分明显，而 C-1 L 类型包裹体其盐度具有恒定的趋势，这一特点与 C-2 L 类型包裹体 (图 2) 所显示的特点明显不同。图 3 表明低盐度的 A-1 类型和 A-2 类型包裹体是重叠的，但有些 A-1 类型包裹体也具有中等盐度。尽管 B-1 类型和 B-2 类型包裹体 (图 4) 大多落在同一区域内，但它们的平均均一化温度是略有差别的 (均一化温度分别为 300 和 282 °C)。

## 4 讨论

通过上述分析，确立了同源的流体包裹体组合，该组合反映了与伴生蚀变作用的特征硅酸盐、硫化物和 (或) 氧化物有关的以及金的产出情况有关的包裹体的类型、丰度和分布特征。第一组由共生在一起的超盐度的 (C-2 类型) 和富蒸气相的 (A-1 类型) 包裹体组成，该组包裹体与 K-硅酸盐蚀变或矿化作用有关，金沉淀于脉体中，而且金是与石英、磁铁矿和斑铜矿同期形成的。在未作压力校正的条件下所测得的均一化温度介于 300~600 °C 之间，平均为 413 °C。均一化温度有这样的变化可能由于下述的 2 个原因之一引起：1) 当来自某种简单的 2 相流体的蒸气-液体混合物被捕获时，在这种情况下，最低的充填温度是最能代表在捕获第一组包裹体流体时居主导地位的温度；2) 在记录包裹体流体的渗透作用时这种流体具不同的温度和盐度。在 C-1 和 C-2 类型包裹体中固蒸气相消失和因石盐的溶解而引起的均一化显示出压力有较大的波动。在脉体中所见到的多次再张开活动的结构证据和穿切关系也支持这种解释。相当于液体-蒸气-NaCl (液-气-NaCl) 三相曲线上的最低捕获压力为  $350 \times 10^5$  Pa。这些压力和盐度的估算是初步的近似值，这只是因为包裹体流体的化学性质与



H<sub>2</sub>O-NaCl 体系具有根本差别所致。C-2 类型包裹体含有尚未确定的子晶,所有富液相和富蒸气相的包裹体共结温度在 -70~30 ℃ 范围内,而 B-1 类型包裹体的最终熔融温度常低于 H<sub>2</sub>O-NaCl 的共结温度。这些数据表明,在流体中还有 2 价阳离子 (Fe, Mg, Ca 等) 的存在。K-硅酸盐蚀变常被 SCC 蚀变组合叠加。由 C-1 类型包裹体构成的第二组包裹体是与 K-硅酸盐蚀变有关的。C-1 类型的包裹体流体局部与一种富蒸气相共存,这表明存在有 2 种不混溶流体。第二组包裹体中的卤水与 C-2 类型包裹体中的卤水不同,在前者记录的均一化温度稍低 (最低为 250 ℃,平均为 376 ℃) 和较低的盐度 (大多数低于 45%)。由于在这些包裹体中缺少复杂的子晶组合,使包裹体总的化学性质的差异更加明显了。在含有第二组包裹体的石英中已发现有自然金包体的存在。赤铁矿交代磁铁矿是一种常见的结构,赤铁矿-黄铜矿-金的共生组合也是常见的。在成分上从代表 K-硅酸盐蚀变的包裹体流体演化而来的流体是既有利于金又有利于铜的沉淀的。

叠加在 SCC 蚀变组合之上的白色绢云母蚀变与第三组包裹体共生。这些包裹体的流体以 A-1, B-1 和 B-2 类型的包裹体为代表,后一种包裹体作为次生包裹体存在于白色绢云母之前的石英中。这 2 类包裹体比第一组和第二组包裹体具有更低的均一化温度 (180~450 ℃,平均 < 300 ℃) 和盐度 (低于 15%)。A-1 和 B-1 类型包裹体的共存通常被认为是具有沸腾条件的标志。这种沸腾条件是浅成低温热液体系中引起矿石沉淀的一种机制。金与交代了黄铁矿的黄铜矿和斑铜矿共生。

## 5 含金斑岩铜矿中深成金的成因模式

Sillitoe 和 Angeles (1985) 曾对 Tirad 铜-金矿床的形成提出了一个成因模式。在该模式中,它们强调了深成作用与表生成因的高级泥化或矿化之间的关系。Trudu 等在综合所获的流体包裹体资料和岩相学研究的基础上,结合 Sillitoe 和 Angeles (1985) 的解释,对 Tirad 斑岩系中深成金的侵位提出下述成因模式。

在该斑岩系中金原先是在 K-硅酸盐蚀变作用减弱时期侵位的,并与岩浆成因的超盐度的和高温溶液同源的。这些流体具有复杂的化学成分,氯化物是主要的配位基,金以一种或多种氯化物的配合物形式被这种流体搬运。B-1 类型包裹体存在于 Tirad 岩株中的斜长石斑晶的边缘,这表明晚期岩

浆可能具有中等盐度。继后的冷凝作用生成 2 种不混溶的流体,一种是超盐度和富液相的 (C-2 类型包裹体),另一种是富蒸气相的 (A-1 类型包裹体)。金主要与磁铁矿和斑铜矿一起沉淀在石英脉中,在金从高温高盐度溶液中沉淀出来的 3 种可能机制中 (Seward, 1982),Trudu 等更赞成那种与热的大气降水早期混合作用所引起的氯化物活动性降低而导致金沉淀的机制,该机制可能还伴随有 pH 值、氧化还原电位和溶解的总硫量的变化。

岩浆溶液与进入深部的大气水溶液的混合作用生成了一种以第二组包裹体为代表的低温流体,它使所有寄主岩石发生广泛的蚀变,并形成 SCC 蚀变组合,且渗入到早期形成的脉体里。在赤铁矿交代磁铁矿的同时,金与黄铜矿和金红石一起沉淀。进入深部的大气水的汇集可能起源于活动在矿化附近的一个对流系统,并对岩浆溶液发生稀释作用,这已被在流体包裹体中所见到的盐类子晶的减少和从石盐的溶解温度所表明的盐度降低所证实。

当矿化系统变为以大气水为主时,稳定的氯化物流体被进一步稀释为以第三组包裹体为代表的中等盐度的较冷溶液。当这些溶液上升到中等深度时,绿泥石和赤铁矿被黄铁矿交代,斜长石发生绢云母化。又通过流体的混合作用和局部沸腾作用使金和贱金属进一步发生沉淀。在白色绢云母蚀变带中的高品位矿化是由于先前存在的与 K-硅酸盐有关的低品位矿化通过 SCC 蚀变和白色绢云母蚀变叠加改造作用的结果。

由此可以得出这样的结论,在含金的斑岩铜矿系统中,金是与来自岩浆溶液的铜 (当这种溶液通过混合作用变为以大气水为主时) 同时沉淀出来的。形成具有工业意义的金矿所必须的条件是与长期活动的、数量巨大的岩浆成因的超盐度流体有关,同时这种流体在矿化早期阶段就必须含有金。在从以岩浆系统为主向以大气水系统为主的整个演化过程中,必须要有含金和铜的卤水的持续补给,这样才出现由依次的叠加关系所显示出的那些依次的蚀变阶段或矿化阶段,从而才能形成有工业意义的品位。直到现在还没有看到由基性母岩经过淋滤作用释放出金的证据,因为在成矿溶液变为以大气水为主时,金的矿化作用并未增强。因为铜和金是同源的,又是从同样的超盐度溶液中沉淀出来的,因此,对于产在高级泥质蚀变帽下的金是不能用叠加在斑岩铜矿矿化之上的浅成低温热液成因作出解释的。

摘自《国外金矿地质研究新进展》第 3 集

## 蒙古国奥尤陶勒盖斑岩铜-金矿

斑岩铜矿是世界铜矿床的主要类型,常以矿床规模大,埋藏浅,品位较低但矿化分布均匀,矿石成分简单、易选及可供综合利用的矿化组分多为特征。从全球范围来看,斑岩铜矿床常发育次生富集带,形成品位富的矿石,是开采的主要对象。近几年来,加拿大 Ivanhoe Mines 公司在蒙古 Turquoise Hill 山的奥尤陶勒盖 (Oyu Tolgoi) 斑岩铜-金矿勘查所取得的重要进展,引起矿产勘查界的高度关注。该矿床离中蒙边界仅 80 km,正在进一步勘探中,是目前亚洲最大的勘探营地。

### 1 勘查过程

Oyu Tolgoi 斑岩铜-金矿勘查区中心位置位于东经  $106^{\circ}51'$ ,北纬  $43^{\circ}$ 附近,在蒙古乌兰巴托近正南方向,中蒙边界北约 80 km 处。Oyu Tolgoi 项目划分了 4 个主要矿化区,即西南部区、南部区、中部区和远北部区,总计约  $6\text{ km}^2$ ,其中西南部区被作为首选勘查区,已施工的钻孔最多。截止到 2002 年 9 月 18 日, Ivanhoe Mines 公司在 Oyu Tolgoi 项目区已施工 275 个钻孔,结果表明, Oyu Tolgoi 为一特大型斑岩铜-金矿床。

Oyu Tolgoi 斑岩铜-金矿床是由蒙古高级地质学家 Garamjav 首先发现的。澳大利亚 BHP 公司亚洲勘探部 Sergei Diakov 领导的一个踏勘组于 1996 年检查了该地区,1997 年 BHP 公司取得了勘查权,并且在该区开展了地质填图、水系和土壤沉积物测量、磁法和激发极化测量等工作。在这些工作的基础上, BHP 公司打了 23 个钻孔,钻孔分布较零散,累计进尺 3 000 多 m,孔深最大的为 270 m,见到了矿化。其中有 2 个孔结果较好,一个见矿长度 26 m,平均铜品位 0.86%,另一个见矿长度 38 m,平均铜品位 1.63%。由于 BHP 公司战略调整的原因,2000 年 5 月, BHP 公司将包括 Oyu Tolgoi 项目工作区在内的  $238\text{ km}^2$  的勘查权区转让给了 Ivanhoe Mines 公司。2000 年 6 月, Ivanhoe Mines 公司开始开展反循环钻进,至 9 月底,完成了 109 个孔,总计 8 828 m。反循环钻进最初的目标是验证 BHP 公司已施工钻孔揭露的次生富集辉铜矿矿层。但通过大量的反循环钻进却有意外的发现,许多孔的底部已打到了可工业利用的深部铜-金矿化体。

2001 年, Ivanhoe Mines 公司开始施工金刚石岩

心钻探,以查明项目区深成矿化潜力。位于 Oyu Tolgoi 项目西南部区最东北部的 OTD150 孔——Ivanhoe Mines 公司的发现孔,揭示了 Oyu Tolgoi 斑岩铜-金矿深部矿化的情况。OTD150 孔孔深 590 m,从 70 至 578 m,揭穿了 508 m 的矿体,金平均品位  $1.17\times 10^{-6}$ ,铜平均品位 0.81%,其中从 188 至 466 m,总计 278 m 为富矿段,金平均品位  $1.60\times 10^{-6}$ ,铜平均品位 1.02%,从而启动了 Oyu Tolgoi 斑岩铜-金矿大规模勘探的序幕。

### 2 地质概况

Oyu Tolgoi 铜-金矿床大地构造位置位于西伯利亚板块与华北陆块之间古生代造山带东蒙古地幔异常区(构造隆起带)南缘,属南蒙古后贝加尔褶皱系肯特—杭爱弧形断块。断块内深大断裂纵横交错,岩浆岩发育,大型和特大型铜、金矿床(点)呈带状分布,为中亚金属成矿带的重要组成部分。蒙古南戈壁地区出露的地层自下而上包括奥陶系—二叠系,上覆不整合白垩系和第四系。奥陶系地层为泥质岩、砂岩、石英砾岩和石英岩;志留系为泥质岩、砂岩、火山碎屑岩和砾岩;泥盆系为安山岩和枕状玄武岩;石炭系下统为硅质岩、灰岩、砂岩、砾岩、火山碎屑岩,上统主要为厚层流纹岩、流纹英安岩、英安岩、安山岩、玄武岩和熔结流纹凝灰岩;二叠系主要为砂岩和钠闪碱流岩;白垩系主要为砂岩、硅质岩、含恐龙化石砾岩夹层状玄武质熔岩。矿区及外围出露的侵入岩有泥盆纪正长岩、花岗岩,石炭纪闪长岩、花岗岩、花岗闪长岩、正长岩岩墙、岩基,二叠纪碱性花岗杂岩基出露在矿区的东北部(图 1)。

区域性断裂构造非常发育,中蒙边境的一系列弧形大断裂和 NE 向走滑断层控制着西伯利亚与华北陆块之间的地壳演化。NW 和 EW 向断层起到控岩、控矿作用,NE 和 NW 向断层交会部位矿化多形成工业矿体。受断裂活动的影响,区域上除二叠纪碱性花岗杂岩基之外,普遍发生区域性变质和变形作用,出现黑云母绿泥石片岩和正片麻岩,沉积岩地层产生强烈的褶皱。与成矿作用有关的侵入岩有长石角闪斑岩、长石斑岩和硅化热液角砾岩墙。

在硅化热液角砾岩墙中,角砾为次棱角状到浑

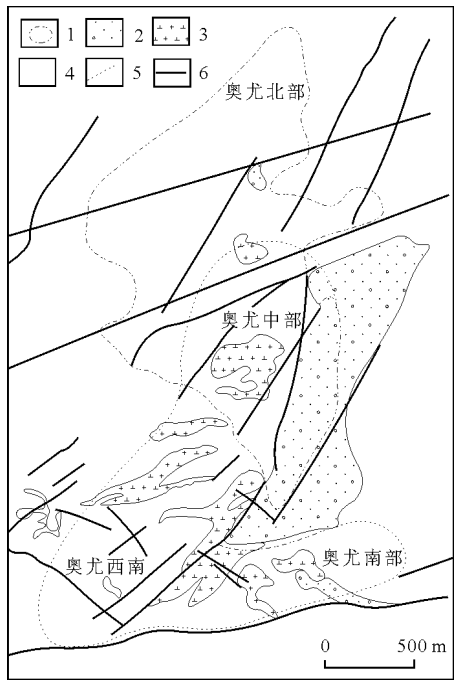


图 1 奥尤陶勒盖矿区地质简图

1—强黄铁矿化蚀变范围；2—成矿期后沉积岩；3—石英二长闪长岩；4—玄武质火山岩；5—以含 Cu 0.3% 为边界圈定的矿体水平投影范围；6—断层

圆状，石英角砾达到 25%~30%，角砾岩筒中还见到长石斑岩岩屑，基质呈霏细碎屑状，含有一定数量的硫化物（主要是黄铁矿），局部含丰富的镜铁矿和褐铁矿。角砾大小在 1~10 cm 之间的占大多数，角砾岩筒走向 NWW，一般含有薄层状和团块状硫化物，其基质含有浸染状硫化物，这是这种角砾岩筒较为常见的特征。成矿期后的岩墙有长石斑岩岩墙、正长岩墙和辉绿岩墙。多数岩墙沿走向一般延伸几百米。长石斑岩墙的形态不规则，其走向主要是 290~310°，往往在几米范围内收缩、膨胀或突然尖灭。辉绿岩墙的产状更加不规则，从穿插关系上看，正长岩墙和辉绿岩墙是晚期侵入相。在西伯利亚板块和华北陆块过渡带内，铜、金、钼、铅-锌矿床（点）分布非常广泛，矿床类型众多。西从甘肃的婆婆泉斑岩型铜矿床、白山堂斑岩型铜-金矿床，经过内蒙古霍各乞沉积岩型铜-多金属矿床、炭窑口沉积型铜矿床，到蒙古国 Oyu Tolgoi 斑岩铜-金矿床、查干苏布尔加斑岩铜-钼矿床，再延伸到小坝梁铜-金矿床、奥尤特铜矿和乌奴格吐山铜-钼矿田，整个成矿带长数千 km，宽几十到近百 km。需要提及的是，有许多地段工作程度仍然较低，特别是 Oyu Tolgoi 地区向东到中国内蒙古东乌旗以西地区，经初步工作，发现一些露头其物化探异常显示出较好的含矿迹象，这也正是国内外地质专家认为中蒙边境是 21 世纪资源勘查热点地

区之一的原因所在，可作为中国后续资源接替基地。

3 矿床特征

3.1 西南部区

矿体呈筒状，具高含量铜-金矿化，近地表直径约 250 m，垂深超过 700 m。中心部位分布小规模（几米至十几米）石英二长闪长岩岩脉，走向大致为 70°。高品位区 [ $w(\text{Au}) > 1 \times 10^{-6}$ ] 主要产于块状、斑状含辉石玄武岩中。强烈硅化（>20% 的量）和黑云母蚀变发育，确定了斑岩系统中心。向外缺失绢云母化带，代之的是弱绿帘石化，铜品位在 0.3% 左右。斑岩系统含硫低（<5%），铜、金矿化主要与黄铜矿发育有关，含少量斑铜矿（<20%）。以存在中强热液磁铁矿和石膏-硬石膏为特征。西南部区富含黑云母钾硅酸盐蚀变岩（取自 BHP 公司施工的 OT-9 孔岩心）中的黑云母年龄值为  $(411 \pm 3) \text{ Ma}$ （K-Ar 法），这一年龄值指示西南部区钾硅酸盐蚀变和铜矿化发生在晚志留世—早泥盆世。

截止到 2002 年 1 月 21 日，Ivanhoe Mines 公司在西南部区已施工 24 个岩心钻孔。钻孔结果显示随深度增加，金铜比值增大，矿体金和铜品位变富，高品位的金-铜矿体规模变大。西南部区部分岩心钻探结果见表 1。

表 1 西南部区部分岩心钻探结果

孔号	见矿位置 m	见矿长度 m	$w(\text{Au})$ $10^{-6}$	$w(\text{Cu})$ 平均 %	备注
	60~862	802	0.92	0.56	
OTD180	618~826	208	2.37	1.05	富矿段
	706~826	120	3.44	1.28	富矿段
OTD183	104~666	562	1.44	0.82	
	154~490	336	1.93	1.04	富矿段
OTD172	332~400	68	1.02	0.65	
	400~516	116	2.35	0.88	
	60~538	478	1.38	0.74	
OTD166	172~538	366	1.69	0.86	
	172~280	108	2.59	0.99	
OTD160	46~334	288	1.68	0.8	
OTD161	56~416	358	1.70	0.71	
OTD162	110~240	130	2.25	0.85	

Ivanhoe Mines 公司于 2002 年 3 月发布了由加拿大 AMEC E & C Services 有限公司所作的关于西南部区的初步资源评价报告。评价结果显示西南部区经评估的推测资源量（相当于用铜边界品位 0.3%）

总计：矿石量 58 800 万 t，金平均品位  $0.53 \times 10^{-6}$ ，铜 0.41%，金属量金 311 t，铜 240 万 t；用较高的相当于铜边界品位为 0.4%，则推测资源量：矿石量 45 800 万 t，金平均品位  $0.62 \times 10^{-6}$ ，铜 0.46%，金属量金 283.01 t，铜 208.84 万 t。

### 3.2 南部区

南部区地表存在氧化带，范围为  $1\ 100\text{ m} \times 400\text{ m}$ ，最深延伸 60 m。在氧化带之下的原生铜矿化是斑岩型黄铜矿和斑铜矿，但与 Oyu Tolgoi 西南部不一样，含金低。铜矿化发育于玄武质火山岩中，玄武质火山岩中发育绢云母化石英二长闪长岩脉。与西南部相比，矿化区内相同类型的石英脉、黑云母蚀变、热液成因磁铁矿少，而存在后期的绿泥石化-绢云母化大范围分布。含硫化物低（ $<5\%$ ）。

目前正在进一步勘探，大致估计，南部区矿石量 3 000 万 t，铜品位 0.7%。

### 3.3 中部区

存在前进式泥质蚀变（advanced argillic alteration）带，以石英、明矾石、地开石、叶蜡石、绢云母和氯黄晶及少量萤石等的不同组合为特征。分布范围为  $600\text{ m} \times 230\text{ m}$ ，最厚处达 325 m，主岩为石英二长闪长岩。前进式泥质蚀变带蚀变矿物组合与我国福建上杭县紫金铜-金矿床十分相似。

前进式泥质蚀变带覆盖在早期的铜-金斑岩系统上。矿化主要为铜蓝，还含少量斑铜矿、硫砷铜矿和原生辉铜矿。在中部区的东部，铜蓝带内原生辉铜矿含量明显增加，并且局部以辉铜矿为主。晚期石英二长闪长岩岩脉大范围稀疏分布于铜蓝带，并发育黄铜矿、金矿化。

目前估计铜蓝带：矿石量 2 500 万 t，铜品位 0.7%。在中部区的铜蓝带之上发育一次生富集席状辉铜矿层，范围大概为  $1\ 000\text{ m} \times 300\text{ m}$ ，分布在近地表至地表以下近 100 m 处，平均 20~35 m 厚，最厚处达 40 m。

取自中部区的 2 个次生明矾石样品的 K-Ar 年龄值为  $117 \pm 1$  和  $(93 \pm 1)\text{ Ma}$ 。这 2 个年龄值可以代表黄铁矿和铜硫化物次生氧化和席状次生辉铜矿层的形成时间，指示次生富集作用发生在早白垩世—晚白垩世早期。

在席状辉铜矿层之上覆盖了 40~60 m 厚的无矿粘土层（发育有褐铁矿），席状辉铜矿层底部转变为发育铜蓝。最高品位的辉铜矿与较高品位的铜蓝明显相关，后者与石英二长闪长岩中的强斑岩型石英脉相关。

目前估计次生富集席状辉铜矿层：矿石量

3 800 万 t，铜平均品位 0.75%。

中部区深部被认为是斑岩型矿，分布在前进式泥质蚀变-铜蓝带边部和下部。与 Oyu Tolgoi 西南部特征相似。铜-金矿化几乎均发育于中等泥质蚀变（intermediate argillic alteration）或绿泥石化蚀变玄武质火山岩，而不是石英二长闪长岩中。斑岩型石英脉从黑云母化岩石（为中等泥质蚀变或绿泥石化叠加）向上延伸至前进式泥质蚀变+铜蓝带。存在大量的晚期至后期含石英二长闪长岩岩脉。

中部区深部储量正在进一步探求之中，目前储量为 1 000~1 500 万 t 矿石量，铜品位 0.8%，金品位  $0.5 \times 10^{-6}$ 。

中部区东南部主要特征：前进式泥质蚀变带沿  $30^\circ$  方向分布， $1\ 000\text{ m} \times 300\text{ m}$  范围，分布在沉积岩石约 200 m 以下，厚度目前还不清楚。沉积岩石挟带了含铜-金斑岩系统遭受侵蚀形成的蚀变和矿化碎屑，形成的盖层为稍稍年轻的含硫化物高的系统。前进式泥质蚀变带原岩可能为火山灰流凝灰岩和其他多孔状火山碎屑岩，矿化主要为黄铜矿化，其次为硫砷铜矿、斑铜矿和辉铜矿，并且特别富含硫化物（黄铁矿），含量大于 10%。常规分析未分析砷含量，但由于存在一定的硫砷铜矿，砷含量似乎会高。未发现明显的金矿化。由于钻孔数量不够，还不能指出潜在资源量。

### 3.4 远北区

由高梯度排列极化率指示，沿  $70^\circ$  方向延伸， $600\text{ m} \times 200\text{ m}$  范围。在地表以下 100~200 m 的火山灰流凝灰岩中发育前进式泥质蚀变，并且可能带有部分层控性质。在火山灰流凝灰岩之上覆盖有粉砂岩，很有可能与中部区东南部揭穿的沉积火山序列相同。

在前进式泥质蚀变带和中等泥质蚀变组合中矿化发育，主要为黄铜矿和斑铜矿，其次为硫砷铜矿、铜蓝和辉铜矿。

矿区硫化物（黄铁矿）特别发育，包括沿层状火山灰流凝灰岩发育的块状硫化物。含硫砷铜矿也说明含砷比较高。

在验证激发极化异常时，有一批钻孔，见矿厚度大，见矿品位高，例如 OTD270 号孔，结果见表 2。矿化发育于凝灰岩和玄武质火山岩中。远北区已成为 Oyu Tolgoi 矿最有远景的矿区。

## 4 矿体特征

如图 2 所示，Oyu Tolgoi 矿区已发现 4 个具有

表 2 OTD270 孔分析结果

见矿位置/m	见矿长度/m	w(B)平均	
		Au/10 <sup>-6</sup>	Cu/%
222~860	638	0.07	1.61
222~556	334	0.04	1.31
576~690	114	0.23	3.58
510~690	180	0.16	2.84
690~860	170	0.04	1.06

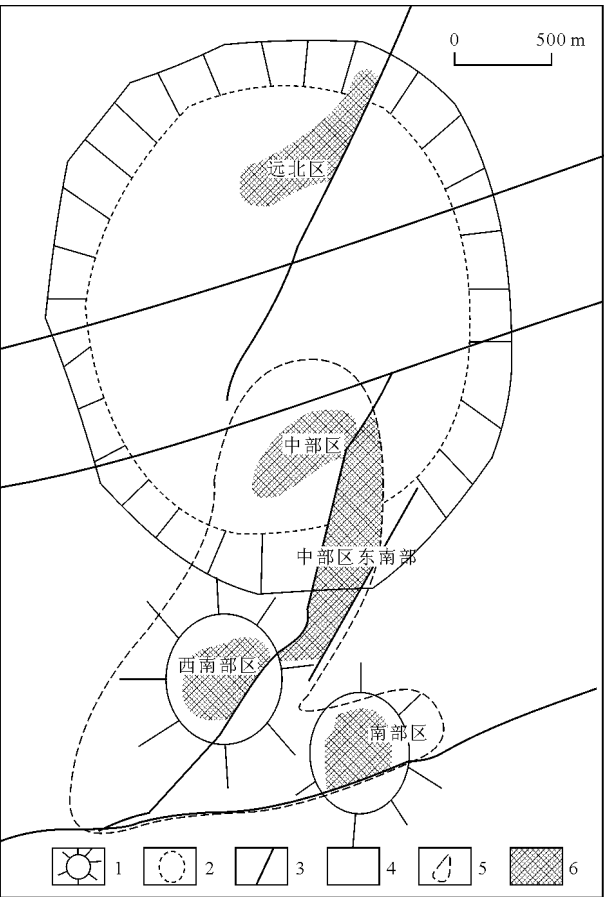


图 2 奥尤陶勒盖斑岩铜-金矿地质解译图

1—侵蚀铜-金斑岩中心；2—火山构造（晚于西南地区）；3—主要断层；4—火山口内火山灰流凝灰岩；5—铜品位为 0.3% 确定的铜-金斑岩系统；6—矿（化）体

经济开采价值的矿床，目前详细勘查的有 2 个，即 Oyu 中部矿床和 Oyu 西南矿床，Oyu 南部矿床已作了部分勘探，Oyu 北部只打了几个钻孔。平面上矿体投影为不规则状，3 个主要矿床规模分别为 1 300 m×600 m（中部），1 500 m×（300~400 m）（西南部）和 600 m×300 m（南部）。长轴方向分别为 SN，NE 和近 EW 向。3 个矿床构成一个“品”字形。矿带中心点相距 800~1 200 m。矿床自上而下由 3 个带构成，即次生淋滤带、混合带和原生带，其中以 Oyu 中部矿床次生淋滤带最为发育，次生淋滤富集带埋藏深度一般为 5~54 m，延伸从近地表到地表以下 100 m，形成一个以辉铜矿为主的

透镜状矿体，透镜体厚度一般为 20~35 m，最厚 78 m。混合带矿体呈漏斗状位于层状辉铜矿矿体之下，平均长 450 m，宽 400 m，延深达 400 余米，构成铜蓝、辉铜矿带，是 Oyu 中部的主矿体，原生矿体呈柱状，从地表以下 130 m 到地表以下 600 余米，主要矿石矿物为黄铜矿和自然金，钻孔圈定矿体斜长 600 余米，矿体倾向 NE，矿体形态受热液角砾岩筒控制，厚度一般为 90~174 m，平均厚度 130 m。Oyu 西南矿床氧化带不太发育，以原生矿石为主，原生矿长为 1 200 m，平均宽度为 225 m，最大延深已控制到 950 m，而且还没有封闭。仅 Oyu 西南矿床，按照 0.5% 的边界品位圈定矿体，矿石量为 4.7×10<sup>8</sup> t，平均含铜 0.63%，平均含金 0.70×10<sup>-6</sup>（估计值），含铜金属量为 296×10<sup>4</sup>，含金 329 t。其他各矿床还在继续勘探当中。

4.1 矿石类型和金属矿物

矿石类型分氧化矿、混合矿和原生矿 3 类，氧化矿石主要以铁帽形式出现，赋存于热液角砾岩和长石斑岩内，含铜矿物主要为斑铜矿、辉铜矿、铜蓝、辉钼矿和少量自然铜。铜平均品位 0.6%~1.9%。混合矿由氧化物和硫化物 2 部分构成，矿石矿物为砷黝铜矿、辉铜矿、铜蓝、斑铜矿，少量等轴硫砷铜矿、等轴硫钼铜矿和黄铜矿，次要矿物为闪锌矿、磁黄铁矿和微量锡石。原生矿的矿物组合主要是黄铜矿+黄铁矿+自然金。需要指出的是原生矿和部分混合矿以含磁铁矿为特征。

4.2 热液蚀变期次和空间分布

Oyu Tolgoi 地区不同的成矿斑岩系统有着不同的热液蚀变特点。中部和北部矿床蚀变特征基本相似，南部和西南部矿床蚀变特点也基本雷同。中、北部矿床热液蚀变可分为 3 个阶段，位于蚀变筒中心带的早期钾硅酸盐蚀变，矿物组合是钾长石+石英+黑云母；由于第二期蚀变叠加在第一期钾化蚀变带之上，形成钾硅酸盐蚀变矿物局部残留，中期蚀变为石英-绢云母-伊利石化，蚀变矿物组合为石英+绢云母+伊利石，局部含少量的电气石；分布在氧化带铁帽中的晚期泥化，矿物组合有石英+叶蜡石+地开石+氟氯黄晶，近地表明矾石和磷锶铝矾特别发育。南部和西南部矿床的蚀变同样也存在 3 个阶段，即早期的钾硅酸盐化，矿物组合有钾长石+黑云母+石英+碳酸盐矿物，偶见少量磷灰石、萤石和钠长石，空间上分布在蚀变岩的中心带；中期的绢云母-绿泥石化，矿物组合为绢云母+绿泥石+伊利石+石英+碳酸盐矿物，局部见少量绿帘石，空间上位于中心带之外，构成第二个蚀

变晕,绿泥石化带逐渐过渡到青磐岩化;后期泥化,除含少量重晶石和萤石外,其他与 Oyu 中、北部泥化带矿物组合相同。

### 4.3 成矿时代和成矿热液来源

前人同位素年代学研究结果表明,铜-金矿蚀变带中黑云母 K-Ar 同位素年龄为  $(411 \pm 3)$  Ma;原生明矾石 K-Ar 年龄为  $(320 \pm 3)$  Ma;正长岩体中黑云母 K-Ar 年龄为  $(307 \pm 4)$  Ma;而与辉铜矿共生的明矾石的年龄值是  $(117 \pm 1)$  Ma 和  $(93 \pm 1)$  Ma。另外,查干苏布尔加含矿二长岩中的黑云母 K-Ar 年龄为  $(313.0 \pm 2.9)$  Ma。由此推断,411 Ma 可能代表志留纪—泥盆纪钾硅酸盐化和有关的铜矿化事件发生的时间。考虑到样品中有退变质作用形成的绿泥石,Ar 保留条件不好,这个年龄被认为是上限值。320~307 Ma 代表华力西期陆块碰撞、强烈的火山作用、岩浆侵入和主要的成矿时期。117~93 Ma 推测为次生蚀变的形成年代,意味着次生富集作用于白垩纪形成。成矿过程具有长期演化的特点。

对 Oyu Tolgoi 矿区内钾硅酸盐蚀变进行研究,在石英脉钾硅酸盐矿物组合中发现有超盐度的流体包裹体和赤铁矿雏晶,根据均一温度估计,钾硅酸盐蚀变是由岩浆派生的初始卤水而产生的岩浆热液,水准面在埋深 1.5~4 km 之下。蚀变矿物组合(石英+绢云母+绿泥石,石英+绢云母+伊利石)也显示出热液活动的特征,后期石英脉充填在早期形成的蠕虫状石英细脉张裂隙中。表明这种岩浆热液可能直接来源于岩浆流体或叠加大气降水,演变为冷却的热液系统。

## 5 结 论

Oyu Tolgoi 特大型斑岩铜-金矿的发现,进一步证实了中亚成矿带的巨大找矿潜力。勘查 Oyu Tolgoi 的方法,可供在戈壁地区寻找隐伏半隐伏斑岩铜矿借鉴。蒙古的斑岩铜矿,包括已开发的额尔登特斑岩铜-钼矿,将是供应我国铜精矿的重要来源。

## 马来西亚什兰江斑岩金矿床

### 1 金矿的发现史

什兰江金矿的地质调查工作始于 20 世纪 90 年代,先后有马来西亚沙捞越州地质调查所等单位在该区做过工作。1994 年澳大利 Richard Bryant 等在该区通过水系沉积物分散流取样工作,证实该区有金的异常存在;之后,我国冶金部第一勘查局米祥玉、孙书秀等人在近  $8 \text{ km}^2$  范围内进行 1:5 000 土壤次生晕 B 层取样,圈出了 13 个异常。于 1997 年发现一块  $24 \times 10^{-6}$  的金矿转石,并在 3 号异常带用 Winkdroll 打了 2 个百米钻孔,但效果很不理想。1998 年 2 月,以异常检查为突破口,通过黑白航空相片解译及地质修图,在什兰江山顶发现了原生金矿脉,拣块取样金最高品位达  $59.1 \times 10^{-6}$ ,通过探槽控制,圈出了长百余米的矿脉带,发现了与矿化有关的花岗斑岩、石英斑岩和英安斑岩蚀变带;同时在 3 号异常带重新布置勘探线与钻孔,施工的 6 个钻孔,孔孔见矿,初步查明 3 号异常带为一环形分布的斑岩型爆破角砾岩型金矿。角砾岩型金矿的周边还发现了数处含金蚀变带,并基本查明了蚀变带的展布,从而打开了本区找矿工作的新局面。

### 2 成矿地质背景

什兰江 (Selanján) 金矿位于婆罗洲 (Borneo) 北西部马来西亚沙捞越州 (Sarawak) 的斯里阿曼 (Sriaman) 省西部,为一产于岛弧背景下的斑岩金矿。该区位于中生代—新近纪欧亚、印度—澳大利亚板块和西太平洋洋壳板块相互作用的复杂构造区。有人认为,该区位于东南亚板块上,在东部菲律宾板块和西、南部印度板块之间;亦有人根据北婆罗洲的沙捞越、沙巴 (Shaba) 存在蛇绿岩套、燧石层认为该区为一较老洋壳,并认为婆罗洲南部的加里曼丹岛 (Galimantan) 可能有一较大陆块向北推进,引起毕乌夫带北倾,婆罗洲由数块微板块碰撞而成。

在沙捞越,沿鲁巴河鲁勃安度 (Lupur-Lubokantu) 水库一带广泛发育 NW 向的蛇绿岩套和燧石层及第三纪磨拉石建造,西连—三马拉汉 (Serian-Samarahan) 亦发育 1 条 NW 向的蛇绿岩带。这 2 条蛇绿岩带,前者形成于第三纪中期,后者形成于中生代。什兰江金矿即产于晚中生代—第三纪磨拉石建造中的构造-岩浆活动带上,位于洋壳英安质火山岩-花岗质岩石侵位隆升的岛弧带上。

### 3 地质特征

什兰江金矿位于斯里阿曼省城西约 22 km 处, 为一面积约 13 km<sup>2</sup> 的孤立小山, 山顶海拔高 491 m, 主干山脊呈 NW 向展布, 在南西和北东分别发育一弧形山脊, 水系呈放射状展布。矿化产于由细粒黑云母花岗岩、花岗闪长岩、石英二长岩、英安斑岩和花岗斑岩组成的次火山-侵入杂岩中。这些次火山岩和侵入杂岩侵入到第三纪西兰 (Silantek) 组泥、砂质岩石中, 呈穹隆构造。矿化主要有 3 种类型: 一为花岗斑岩隐爆角砾岩型矿化; 二为蚀变英安斑岩型矿化, 矿化产于蚀变英安斑岩中; 三为沿一定构造带分布的蚀变破碎带和脉状、细脉状矿化, 矿化明显受构造控制, 产于侵入杂岩不同岩石的接触带附近和岩体与泥、砂质围岩热变质作用形成的角岩带附近。

1) 花岗斑岩隐爆角砾岩型矿化, 产于什兰江南西侧弧形山脊中心部位 3 号异常带, 该处地表有 3 个孤立呈品字型展布的含 Au 隐爆角砾花岗岩露头。最大一处露头面积约 70 m×30 m, 其余 2 处分别为 30 m×20 m 和 24 m×20 m。除此之外, 在东侧及北东侧沟边, 呈串珠状零星分布一些 10 m<sup>2</sup> 的露头。这些露头组成了一个轴向近 EW 的角砾岩体环状带。角砾岩体环带中部为细粒黑云母花岗岩, 周边亦为细粒黑云母花岗岩, 其外侧东部见闪长岩和石英二长岩, 岩体围岩为泥砂质岩石热变质形成的角岩带。根据黑白航片解译, 一 NW 向的断裂从环带中部通过。

角砾岩角砾成分为单一的花岗-英安斑岩, 角砾外表呈浑圆状, 砾径一般 20 cm×20 cm, 大者 50 cm×50 cm, 胶结物为同质岩粉。细粒黄铁矿和毒砂散布于角砾及胶结物中。角砾之间有大量未被岩粉胶结的空隙, 六方锥状石英晶芽沿这些空隙生长于四壁, 形成晶洞。六方锥状石英晶芽大小多为 2 mm×2 mm×10 mm, 在晶洞中, 多见黄铁矿、方铅矿、闪锌矿晶粒集合体及自形晶团块, 偶见辉锑矿。在岩心中, 见含金硫化物细脉沿英安斑岩裂隙穿插分布。根据钻孔资料, 角砾岩体为上宽下窄的倒锥状。在角砾岩体中, 还穿插有含杏仁体的浅绿色英安质火山熔岩, 熔岩中见五角十二面体和立方体的黄铁矿聚晶。金矿化主要分布于花岗-英安斑岩浸染状黄铁矿和晶洞内硫化物中。金品位一般  $0.5 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6}$ , 熔岩中未见金矿化。

角砾岩体与围岩黑云母花岗岩呈侵入接触, 接触带具明显的蚀变, 由接触带向角砾岩体中心分别

为绿泥石化、泥化、高岭土化、方解石化, 地表蚀变主要为高岭土化、绢云母化、褐铁矿化。

2) 蚀变英安斑岩型矿化, 发育于隐爆角砾岩型矿化的北东侧及什兰江山顶的南坡, 矿化与 NE 向分布的花岗斑岩、英安斑岩脉及 NE, NW 向断裂分布有关。从岩相上看, 由外到内为黑云母花岗岩-花岗闪长岩-石英二长岩。矿化分布于花岗闪长岩与石英二长岩的接触带附近, 地表多见含金硫化物细脉穿插的蚀变英安斑岩和皮壳状褐铁矿化的花岗闪长石岩。花岗闪长岩多风化为砖红色, 而蚀变英安斑岩多为白色, 高岭土化、绢云母化明显, 呈岩枝、岩脉状产出。矿化沿蚀变英安斑岩中的裂隙和断裂带分布, 在什兰江山顶及南坡, 探槽揭露含金蚀变带宽 5~10 m; 其金属矿物主要为含金黄铁矿、含金毒砂和方铅矿、闪锌矿、辉锑矿, 风化产物多为胶状或蜂窝状褐铁矿。非金属矿物多为结晶很好的六方柱状石英 (含水晶) 晶体和方解石、绿泥石、绿帘石、绢云母、高岭土, 偶见呈放射状的阳起石和八面体聚形的石榴子石。金品位最高  $8.27 \times 10^{-6}$ , 一般为  $0.2 \times 10^{-6} \sim 1.45 \times 10^{-6}$ 。

3) 蚀变破碎带脉状、细脉状矿化, 是本区新发现的一种矿化, 其矿化带沿 NE, NW 向断裂带分布, 与测区花岗斑岩、英安斑岩的展布方向基本一致, 蚀变带受斑岩脉和断裂带共同控制, 其中 NE 向矿化带延伸长约 2 000 m, 矿化走向为 30~35°。单条矿脉走向近 EW。该带与 NW 和近 EW 向构造交会处矿化较强, 矿化以什兰江山顶东侧矿化最好, 经探槽揭露, 发现近 EW 向展布的含金蚀变破碎带型矿脉, 含金矿脉有 2 种产出形式: 一种产于角岩化泥砂质岩石断裂破碎带或层间破碎带, 矿石为含金硫化物胶结的可拼接角砾状矿石, 金品位最高达  $59.1 \times 10^{-6}$ , 一般  $20 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$ ; 另一种产于角岩与花岗斑岩-英安斑岩的接触带或斑岩中的蚀变破碎带, 矿石金品位最高  $16.5 \times 10^{-6}$ , 一般  $0.5 \times 10^{-6} \sim 2.5 \times 10^{-6}$ 。分析结果显示出矿化与土壤次生晕异常并非完全吻合, 而与构造有密切的关系。

产于断裂带的矿脉矿化蚀变分带明显, 外带多为褪色化带、绿泥石带, 内带为绢云母、高岭土化带, 同时泥化明显。

愈来愈多的证据表明, 什兰江地区具备有斑岩金矿的成矿条件, 目前发现的矿床 (化)、蚀变、矿物组合等特征具有斑岩金矿的特征, 而断裂带与角砾岩体切割的部位、断裂带与斑岩叠加复合的部位矿化明显增强。



## 4 地质意义

什兰江斑岩金矿的发现,不仅对本区的找矿具有重要意义,而且对整个鲁巴 (Lupur) 断裂带找矿都具有重要意义。沿鲁巴断裂南西侧成矿带,由 SE 至 NW 分布有塔嘎沙拉 (Tagashala)、尼蒙 (Nimong)、卡拉比 (Klambi)、什兰江 (Selanjan)、西拉布 (Silabu) 等一系列斑岩体。其位置处于克里

安斑岩金矿带的北西延长带上,为一构造-岩浆活动带。成矿条件与什兰江十分相似,有的甚至优于什兰江,对金成矿非常有利。在此之前,塔嘎沙拉的找矿一直以低温脉状金、锑矿床为主,虽然该区发现有隐爆角砾岩型矿化,但一直未引起人们的重视。什兰江斑岩金矿的发现无疑将对该区的找矿有重要的指导意义。可以相信,随着工作的展开,该区找矿将有重大的突破。

## 黑龙江团结沟金矿床

团结沟金矿床是我国北方大型原生金矿床之一,该矿床虽然品位较低,但规模大,埋藏浅,易于开采,因此具有重要的经济意义。矿区位于小兴安岭山脉东段,属黑龙江省嘉荫县乌拉嘎区管辖。矿区至南—乌铁路的新青年站 60 km,至黑龙江保安码头 55 km,均有公路通达,交通尚方便。该区采金历史悠久,盛产砂金,主要产区为北沟大川、大小结烈河、南沟等地。该矿是 1966 年由黑龙江冶金地质勘探公司 704 队追索砂金找到的,同年开展地质评价并相继进行勘探工作,1975 年提交勘探报告。该矿于 1966 年开始小规模土法开采,1970 年国家筹建,目前已是大规模机械化露天开采,生产规模 700 t/d。

### 1 区域及矿区地质

矿区位于华力西褶皱带中鹤岗隆起与乌拉嘎拗陷带的接壤处,即处于元古宇黑龙江群变质岩系组成的中心沟复背斜的西北翼与中生界火山岩系组成的乌拉嘎拗陷带的衔接部位 (图 1)。矿床位于 NNE 与 EW 向断裂的共轭部位,岩浆活动及热液矿化作用发育。

#### 1.1 地层

矿区内地层比较简单,出露地层主要为元古宇黑龙江群、麻山群及中生界火山岩系和沉积岩系。由老至新:元古宇界黑龙江群和麻山群,黑龙江群分布于矿区东部、南部及其外围。

1) 鸡冠山组,为石榴白云绿泥钠长片岩、含石榴绿泥白云钠长片岩,夹含石榴白云片岩等,总厚度大于 2 180 m。

2) 山咀子组,为一套含石榴白云钠长片岩和钠长白云片岩所组成,并夹有少量石英片岩和片状石英岩。与下伏鸡冠山组地层呈整合接触,总厚度为 2 859 m。

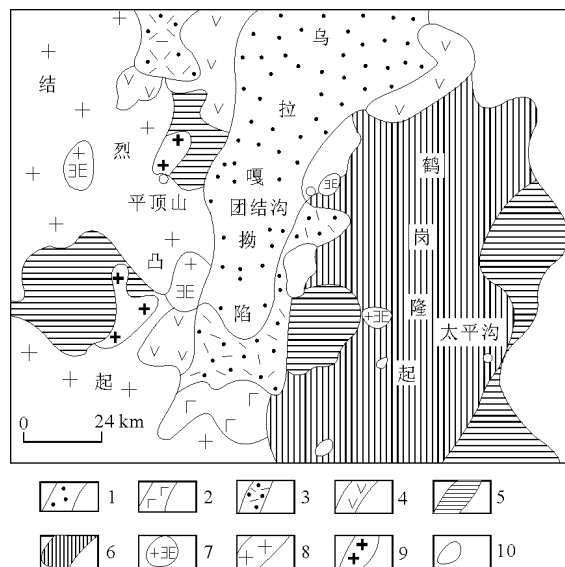


图 1 团结沟区域地质略图

1—新近系孙吴组; 2—古近系大罗密玄武岩; 3—上白垩统嫩江组; 4—下白垩统宁远村组; 5—太古宇兴东群; 6—元古宙韧性变形岩石; 7—燕山期花岗岩; 8—印支期花岗岩; 9—古太古代混合花岗岩; 10—元古宙超基性岩

3) 湖南营组,以角闪片岩为主体,夹变粒岩和钠长片岩。主要为斜长角闪片岩、斜长绿帘角闪片岩、斜长角闪绿帘片岩、含石榴二云斜长变粒岩和含石榴白云钠长片岩,夹有少量绿色片岩和石英片岩。与下伏山咀子组呈整合接触。总厚度为 681 m。其原岩主要为中基性及中酸性火山岩—火山碎屑岩类。麻山群整合于黑龙江群之上,分布于鹤岗和结烈凸起区。也分 3 个岩组,即麻山组、柳毛组和十字组。岩石为片麻岩类、变粒岩、大理岩和混合岩类。该群原岩主要为粘土—半粘土质岩类。

黑龙江群和麻山群地层均含铁镁质岩石,金丰度值较高,凡出露该群地层的地区,砂金遍布。

中生界地层主要分布于乌拉嘎拗陷的边缘地带,由老至新分述如下。

上侏罗统宁远村组,主要由紫、灰紫、灰白、

灰绿色酸性火山岩和火山碎屑岩及少量中性火山岩组成,总厚度大于 2 175 m。与下伏黑龙江群呈不整合接触。

下白垩统洮淇河组,主要由砾岩、砂砾岩、长石砂岩、长石质硬砂岩、粉砂岩、页岩夹薄煤层组成,与下伏地层呈不整合接触。总厚度为 511 m。

上白垩统松木河组,由灰色安山岩,灰黑色辉石安山岩,灰色英安岩,灰白色流纹岩及凝灰岩组成。厚度大于 151 m,与下伏地层呈角度不整合接触。

第三系分布于乌拉嘎拗陷带中,为湖相沉积。

古近系乌云组,由灰、黄色泥质岩,泥质页岩夹砂岩组成,底部为黄色砂砾岩。厚度 429 m,与下伏地层呈不整合接触。

新近系孙吴组,由黄色砂砾岩、砾岩、含砾粗砂岩夹细砂岩、泥岩组成。厚度为 310 m,与乌云组地层呈假整合接触。

第四系为阶地及现代河流冲积物,河流冲积砂金广布。团结沟、北沟、结烈河、九里庄等均是重要的砂金产地。

## 1.2 构造

区内 NNE 向的乌拉嘎断裂带将本区划分为 3 个次级构造区,即中部乌拉嘎断陷、东部鹤岗凸起、西部结烈凸起。

鹤岗凸起为早古生代隆起,褶皱基底由黑龙江群和麻山群各种结晶片岩、片麻岩、变粒岩、混合岩及其所构成的太平沟复背斜组成,结烈凸起以广泛分布华力西期花岗岩为特征,其中残留有麻山群变质岩。乌拉嘎断陷是中生代陆相火山-沉积岩系分布区,该断陷盆地两侧以断裂带与西部凸起分界,西侧为南北沟大断裂,东侧为乌拉嘎大断裂,属牡丹江深断裂的北延部分。全长 100 余 km,呈 NNE 向,是本区主要导岩和导矿构造。

## 1.3 岩浆岩

区内岩浆岩比较发育,吕梁期超基性岩沿黑龙江群背斜轴部侵入,呈岩株状;华力西期花岗岩分布于结烈凸起区,呈岩基产出;燕山早期为辉长岩、辉石闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩,呈岩株产出,燕山晚期主要是一些浅成—超浅成小侵入体的花岗斑岩、花岗闪长斑岩及长石斑岩等,多沿乌拉嘎断陷盆地两侧分布。区内不同时代的岩浆岩,在不同程度上与金矿化都有一定的联系。

## 1.4 矿产

区内矿产以金为主,原生金矿主要有团结沟特大型,平顶山、东风、太平沟金矿等。砂金分布广

泛,主要产地有北沟、小结烈河、南沟、乌拉嘎、老沟、九里庄、梧桐河和都鲁河等地。

## 2 矿床地质

### 2.1 含矿层(岩体)特征

团结沟金矿主要赋存于花岗闪长岩体中,局部产于黑龙江群结晶片岩内(图 2)。在本区黑龙江群山咀子组仅出露一部分,主要为含石榴白云石英片岩、钠长石英片岩、钠长绿泥片岩和阳起片岩等。这套地层既是矿化围岩,也是矿化岩体(花岗闪长斑岩)的围岩,同时还是部分成矿物质的源岩。岩层金丰度平均为  $0.0195 \times 10^{-6}$ 。

区内分布于 NE 向小马连站复背斜与 NNE 向乌拉嘎深断裂交会部位的花岗闪长岩,既是金矿的成矿围岩,又是金矿体的主要围岩。它直接侵位于山咀子组结晶片岩中,岩体与片岩的接触带是一个构造薄弱带,是储矿的良好场所,其上被下白垩统岩层覆盖,下盘围岩为黑龙江群变质岩。岩体长 400 m,出露最宽处 750 m,出露面积  $0.66 \text{ km}^2$ 。岩体北部和北东部的产状较陡,一般为  $50^\circ \sim 70^\circ$ ,向南平缓超覆产出,倾斜度为  $10^\circ \sim 30^\circ$ ,岩体形态在平面上为近于等轴状岩株。

花岗闪长斑岩呈灰白色,斑状或聚斑状结构,块状构造。斑晶以斜长石为主,次为黑云母、石英和角闪石。基质由长石和石英及少量黑云母组成。粒度为  $0.02 \sim 0.04 \text{ mm}$ 。副矿物有黄铁矿、绿帘石、磷灰石、锆石、黄铜矿、自然金、刚玉、石榴子石、赤铁矿、钛铁矿、磁铁矿等。是一种浅成—超浅成侵入体的岩貌。

含矿岩体(花岗闪长斑岩)与金矿化同属晚侏罗世,在形成的深度上也是一致的。岩体金丰度值为  $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.112 \times 10^{-6}$ ,平均  $0.015 \times 10^{-6}$ 。金矿化与岩体有密切成因联系。

### 2.2 矿体特征

团结沟金矿的矿体主要赋存于花岗闪长斑岩向南超覆的下部接触带及其附近。矿体富集与含金玉髓状石英细脉或细网脉、黄铁矿—白铁矿脉和碳酸盐脉的发育程度密切相关。目前已圈定工业矿体 95 条,其中产于花岗闪长斑岩正接触带和内接触带的矿体占矿体总数和矿量的 90% 以上。其余矿体产于结晶片岩的蚀变带内,就矿体形态而言,单体呈脉状、多脉状、扁豆状等,分支复合现象较显著(图 3)。按目前赋存于花岗闪长斑岩中的矿体产出位置可分为 3 段,西段为火山-碎屑岩系覆盖,

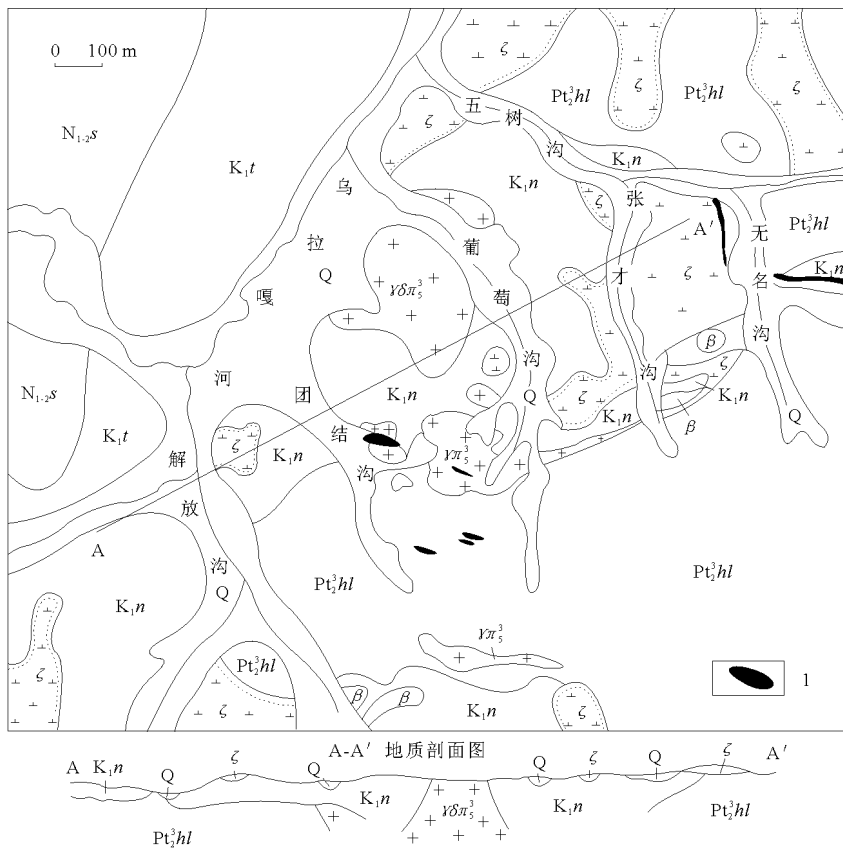


图2 矿区地质略图

Q—第四纪冲积层；N<sub>1-2</sub>S—新近系孙吴组；β—玄武岩；ζ—英安岩；K<sub>1</sub>t—下白垩统碎屑岩；K<sub>1</sub>n—下白垩统火山碎屑岩；Pt<sub>3</sub>hl—中元古代片岩；γπ<sub>5</sub><sup>3</sup>—斜长花岗斑岩；γδπ<sub>5</sub><sup>3</sup>—斜长花岗闪长斑岩；1—矿体

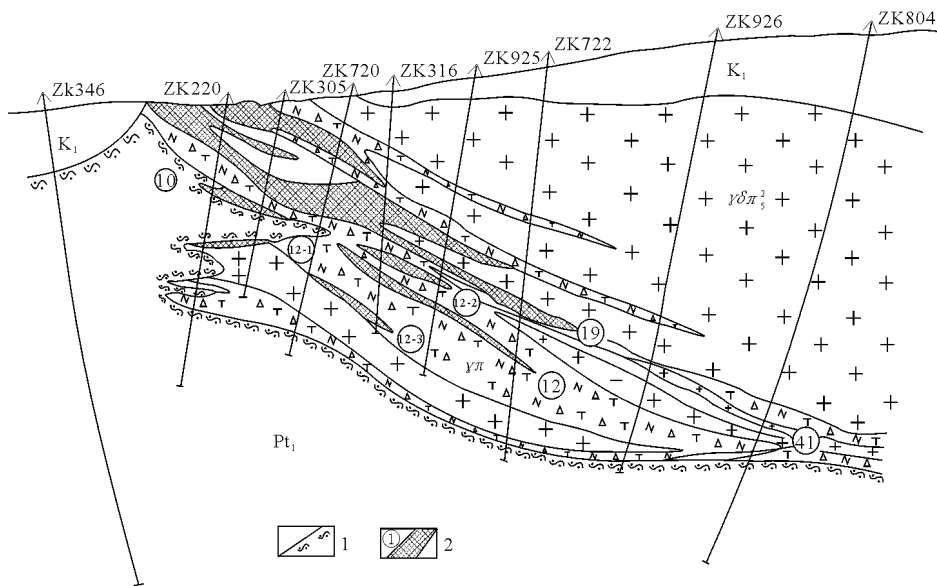


图3 团结沟金矿 103 勘探线地质剖面图

K<sub>1</sub>—白垩纪火山岩类；Pt<sub>1</sub>—古元古纪结晶片岩；γδπ<sub>5</sub><sup>2</sup>—花岗闪长斑岩；γπ—花岗斑岩；1—片岩压碎带；2—金矿体及编号

中段和东段大部分出露于地表。矿体集中于中段和西段，东段矿体不多，规模也较小。矿体的产状受成矿构造破碎带和裂隙带控制，大致可分为2种类型：一种是受接触带构造或其平行的构造破碎带控制，它控制了西段和中段大部分矿体，西段矿体走

向233~288°，中段矿体走向288°，东段有少部分走向为NEE，倾向N，倾角一般为20~35°；另一种是335~340°走向的构造破碎带控矿，多为黄铁矿-白铁矿脉和石英-冰长石脉充填胶结而成的小矿体，有时叠加于NWW向矿体之上。倾向NE，倾

角 20~45°。赋存于外接触带结晶片岩中的矿体产状受结晶片岩中张裂隙控制,走向 300°左右,倾向 NE 或 SW,倾角 27~50°。

一号矿体是矿床中的最大的主矿体,它产于矿区间中段花岗闪长斑岩与结晶片岩接触的构造角砾岩带中。矿体长 925 m,最大厚度 68.3 m,平均厚度 17.5 m,倾斜延深 340 m。此外,尚有 5 条规模较大的矿体,一般长 250~700 m,平均厚度 6.3~11.3 m,倾斜延深 111~332 m。

矿化是不均匀的,一般品位在  $2\times 10^{-6}\sim 10\times 10^{-6}$ ,矿区平均品位变化系数为 1.94。

2.3 矿石特征

2.3.1 矿石物质成分 矿石矿物组合简单,除自然金外,伴生的主要金属矿物有白铁矿、黄铁矿(包括胶黄铁矿),偶见辉锑矿、黄铜矿、方铅矿、辰砂和雄黄、雌黄等。非金属矿物有玉髓状石英、冰长石、方解石(包括胶状方解石)、铁白云石、蛋白石、长石、高岭土等。与金矿化关系最密切的是黄铁矿、玉髓状石英和白铁矿。

矿石的化学组分比较简单,有用元素只有 Au 具有重大工业意义,其余伴生元素 As, Cu, Pb, Zn, Fe, As 等含量均低,无综合利用价值。

2.3.2 矿石组构 矿石结构以胶状结构最为发育。次为自形粒状、镶边状、他形粒状结构。矿石构造以角砾状最为发育,其次有细脉或网脉状、蜂窝状、栉状—晶洞状构造。

2.3.3 金的赋存状态 团结沟金矿的金矿物主要是含少量银的自然金,又可分为显微金及可见金 2 种。自然金呈金黄色,粒度较细,一般在 0.01~0.1 mm,最大的为 0.5~1.0 m。其外形以棱角状、浑圆等轴粒状为主,其次有针状、片状、树枝状等,自然金赋存于玉髓状石英(约占 2/3)、黄铁矿、白铁矿、胶黄铁矿中。

矿体中的自然金成色为 946~951,平均 948。银含量为 4.7%~5.1%。平均 4.90%。从电子探

针摄制金的线分布图看出,金的分布较均匀,但在金粒中心金含量稍高,而边部相对降低。自然金化学分析结果金含量 93.71%,银 5.1%。自然金与富含 Au, As, Ag 的五角十二面体细粒黄铁矿关系最密切。Au 与 As 呈正相关。

2.3.4 矿石类型 矿石共有 4 种类型,即玉髓状石英-黄铁矿型、碳酸盐-黄铁矿型、玉髓状石英-黄铁矿-辉锑矿型和褐铁矿型。

2.4 围岩蚀变

矿床含矿围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿-白铁矿化和碳酸盐化。通常以玉髓状石英脉、黄铁矿-白铁矿脉和碳酸盐脉充填胶结构造破碎带和裂隙带。主要分布于岩体向南超覆端部,矿化体仅见于蚀变带中。当蚀变热液脉体密集发育时即形成富矿体。由于多期次的热液活动,构造活动明显地出现继承性,因此,各期热液蚀变互相叠加,叠加现象愈发育则矿化愈好。

硅化主要发育于接触带附近的张性或张扭性构造角砾岩带。黄铁矿-白铁矿化在空间分布上与硅化基本是重叠的,常充填于 335~340°的张扭性构造裂隙中。中期粉末状、胶状黄铁矿发育较广泛,多与矿体重合,金含量最高。含矿热液碳酸盐化主要表现为胶状—雏晶状碳酸盐,它往往与晚期硅化、黄铁矿化一起出现。

含矿热液脉体形成的温度较低(90~230℃),这些蚀变作用由于受成矿构造控制,其空间分布表现出明显的线性特征。

需要指出,在成矿作用之前,花岗闪长斑岩亦发生过一定程度的蚀变作用,即青磐岩化、泥化、钾长石化。

2.5 矿化作用阶段

根据脉脉相互穿插关系及矿物共生组合,矿化可划分为早期、晚期和表生期。晚期又可分为 3 个成矿阶段(表 1)。早期未见明金,主要呈次显微粒状金,混入于自形粒状黄铁矿中。晚期第一成矿

表 1 团结沟金矿床矿化阶段划分

成矿特征	早 期	晚 期			表 生 期
	黄铁矿-石英阶段	白铁矿-石英阶段(I)	胶黄铁矿-石英阶段(II)	黄铁矿-白铁矿-碳酸盐岩阶段(III)	
矿 物 组 合	自形黄铁矿和白—灰白色石英	白铁矿(I)、乳白色玉髓状石英、铁白云石(I)和自然金	胶黄铁矿、粉末状黄铁矿、灰—暗灰色玉髓状石英、冰长石、自然金、黄铜矿、方铅矿和辉锑矿(I)	黄铁矿、白铁矿(II)、铁白云石、灰—灰白色玉髓状石英、冰长石胶状碳酸盐岩、辉锑矿(II)、冰洲石、自然金	褐铁矿、黄钾铁矾、自然金
形 成 温 度/℃	350~420(爆裂法)	230(均一法)	175~180(均一法)	90~100(均一法)	
自然金的赋存状态	次显微粒状金分散在黄铁矿中	片状、棱角状自然金赋存于白铁矿和玉髓状石英中	自然金为树枝状、棱角状、圆粒状片状分布于玉髓状石英和黄铁矿中	自然金见于晶洞中	次生富集
围 岩 蚀 变	绢云母化、黄铁矿化、硅化	硅化、白铁矿化、黑云母褪色	硅化、黄铁矿化、冰长石化、黑云母褪色	胶状碳酸盐化、硅化、黄铁矿化	褐铁矿化

阶段明金开始析出,见于玉髓状石英和白铁矿中;第二阶段明金大量析出,是本矿床主要成矿阶段,其形成温度为 175~180 °C,与灰—暗灰色玉髓状石英,黄铁矿、冰长石等矿物密切共生,第三阶段亦有少量明金,但已是金矿化的尾声。

### 3 矿床成因

该矿床成因有几种说法:次火山岩型低温热液型,斑岩型;与火山岩有关的破火山口低温热液型,岩浆期后中低温热液型等。这些不同的认识,主要是由于对控矿构造、岩浆活动等一些基本问题认识上的差异造成的,次火山岩型主要强调矿化与次火山岩有成因、空间上的密切关系,并且由爆发角砾岩带控矿;斑岩型主要基于面状的矿化和蚀变特征可以和斑岩铜矿相比;破火山口型强调矿化受控于破火山口构造;而岩浆期后中低温热液型则认为含矿的花岗闪长斑岩为浅成—超浅成的侵入体,岩浆期后中低温阶段尤其是低温阶段的含矿热液沿着一定的构造破碎带或裂隙带充填而成。

#### 3.1 成矿物质来源

本区矿质来源不是单一的,古元古界黑龙江群变质岩为原始矿源层。鉴于含矿侵入体位于含金结晶基底岩石或在其附近的地质事实,可以认为金的来源,一是深熔岩浆从含金基底地层深部重熔中直接获得,二是岩浆上升过程中从通过含金基底地层中淋滤而得。

由此可以认为,在成矿作用过程中,岩浆热液有壳层物质的混入,也有天水的参与。

#### 3.2 成矿模式

1) 元古宇黑龙江群结晶片岩原岩为一套地槽型基性—中酸性火山—沉积建造。金丰度值较高,是区内金的原始矿源层。

2) 燕山期含矿花岗闪长斑岩侵入于金含量较高的黑龙江群山咀子组地层中,其上为下白垩统火山—碎屑沉积岩所覆盖,岩体具有浅成—超浅成的岩石特征,岩石的含金性较高。在岩浆冷凝结晶过程中金呈分散状态存在,在岩浆期后的碱性溶液中,金以配合物的方式进入热水溶液循环系统。

3) 当岩浆侵入后,岩体冷凝收缩而产生张裂隙系统。在物化性质具显著差异的 2 种岩石接触带,由于多次构造活动,这种裂隙系统就更加发育,这就为含矿热液的上升和沉淀提供了良好的构造条件。因而金矿化富集于岩体向南超覆端部的下接触带及其附近的内接触带,以 NWW 向张性构造角砾岩带为主,次为 NW—NNW 向张扭性裂隙带。越靠近岩体超覆端部(古地表),含矿角砾岩则越发育,矿体较多,也较厚大。而矿体上覆的柔性片岩起到一定的屏蔽作用。

4) 含矿热液运移至近古地表的构造空间时,热水溶液的温度迅速下降,内压力亦迅速降低,原来溶液的物理化学环境遭到破坏,促使矿质迅速沉淀,形成了胶状或偏胶状的矿物结构和以角砾状为特征的矿石构造。成矿温度主要为 175~180 °C。

5) 强烈的围岩蚀变,即玉髓状石英化、黄铁矿—白铁矿化和碳酸盐化使矿化再富集,并形成富矿体。

## 吉林小西南岔金—铜矿床

小西南岔金—铜矿床,位于吉林省珲春县东北部,毗邻俄罗斯,向南距日本海仅 50 km。隶属延边五凤—刺滑沟—小西南岔火山—次火山岩型金矿带的东段,是吉林省解放后发现并探明的第一个大型金—铜矿床。该矿是在 1957 年 6 月进行铜矿勘探时发现的。当时仅提交了铜矿储量。1966 年发现该铜矿含金较富,重新进行勘探,从而发现了这一金—铜矿床。1971 年开始设计建厂,1977 年正式投入生产,成为吉林省重要的金—铜矿产地之一。

### 1 区域地质

该区属华力西褶皱带的兴安—内蒙地槽,为天

山—阴山 EW 向巨型构造带东端北部边缘与环太平洋(西岸)构造—岩浆带的中带交接处。

#### 1.1 地层

该区最老的地层为古生代变质岩系,由海相和海陆交互相碎屑岩及碳酸盐岩和中酸性—中基性火山岩夹层组成,韵律发育,厚度达几千至上万米,均遭受浅—中深程度的区域变质,与华力西或侵入岩接触带的混染交代和混合交代较普遍,地层产状呈陡倾斜或部分倒转。在华力西造山运动结束后,由于该地区长期处于相对上升的强剥蚀环境中,中—新生代盖层很不发育(图 1)。

1.1.1 青龙村群(P<sub>z1</sub>) 青龙村群主要分布于矿

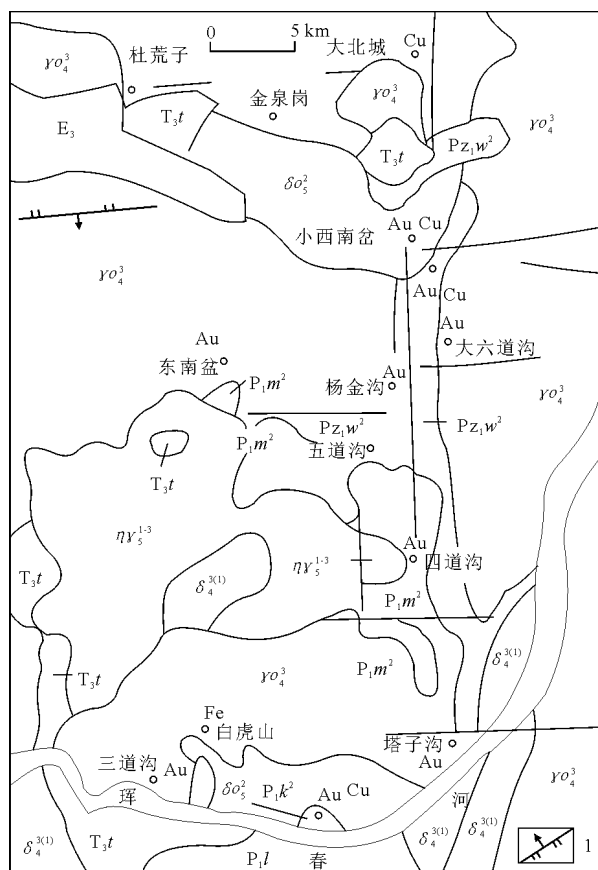


图1 小西南岔金-铜矿区域地质图

E<sub>3</sub>—第三系砾岩；T<sub>3</sub>t—三叠系托盘沟组安山岩；P<sub>1</sub>l—二叠系亮子川组变质碎屑岩；P<sub>1</sub>k<sup>2</sup>—二叠系柯岛组变砂岩；P<sub>1</sub>m<sup>2</sup>—二叠系庙岭组变质火山碎屑岩；Pz<sub>1</sub>w<sup>2</sup>—五道沟群片岩；δ<sub>4</sub><sup>(1)</sup>—华力西闪长岩；γ<sub>o</sub><sup>3</sup>—华力西斜长花岗岩；ηY<sub>5</sub><sup>1-3</sup>—印支二长花岗岩；δ<sub>5</sub><sup>2</sup>—燕山期石英闪长岩；1—逆断层

田东部的五道沟—香房沟一带，呈SN向狭长条带状分布，在矿区中部，呈捕虏体零星分布于华力西晚期花岗岩体中。该群下部以斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩为主；中部以黑云母片岩、石墨片岩、二云片岩为主，偶见变凝灰质片岩；上部为红柱石板岩、夕线石板岩、砂质板岩等。地层均受中级变质作用。沿侵入体接触带角岩化普遍，并且遭受同化混染作用。青龙村群与二叠系接触关系尚不清。地层走向近SN或NNE，倾角50~70°。

1.1.2 二叠系(P) 矿田范围内出露的有下二叠统河岛组和上二叠统开山屯组，主要分布于矿田西南与北部边缘。遭受浅变质，与华力西期花岗岩的接触带普遍角岩化，同化混染现象亦较普遍。

1) 下统柯岛组(P<sub>1</sub>k)，下部以灰紫色浅海相凝灰质砂砾岩为主，夹粉砂岩、板岩及少量灰岩透镜体，地层厚度变化大。上部为中酸性火山凝灰岩、火山角砾及熔岩，夹2—3层灰黑色砂岩、板岩，并偶见有基性熔岩。

2) 上统开山屯组(P<sub>2</sub>k)，中下部为海陆交互相的粗粒砂岩和灰黑色板岩，其中含植物化石，靠下部夹有2层含磷结核的黑色板岩；上部为黑色板岩。

1.1.3 侏罗系(J) 主要分布于矿田南部和西北部的断陷盆地内。出露地层有上统屯田营组和金沟岭组。

1) 屯田营组(J<sub>3</sub>t)，主要由灰绿、紫色安山岩和火山碎屑岩层组成，常夹有正常沉积碎屑岩。其底部由火山集块岩和凝灰质角砾熔岩组成。零星分布在西南部及大西南岔一带。

2) 金沟岭组(J<sub>3</sub>j)，仅分布于矿田西北部杜荒子盆地的边缘，由墨绿色、紫色辉石安山岩和角砾熔岩组成，相当于金沟岭组核部层位。本区晚侏罗世火山岩可分为2个喷发旋回，是一套玄武安山岩—安山岩—英安岩—流纹岩组合的钙碱性岩石系列，是幔源岩浆分异的产物。

#### 1.1.4 第三系(E)

1) 渐—古新统珲春组(Eh)：为内陆湖沼相含煤建造，主要分布于矿田南部断陷盆地中。

2) 上—中新统土门子组(Nt)：以陆相沉积的砾岩、砂岩为主，夹有劣质煤层。底部砾岩普遍含砂金，并以古河流主流相堆积构成工业矿体。

1.1.5 第四系(Q) 现代河流冲积物及阶地堆积物，普遍含砂金，并部分构成大、中、小型工业矿床。

### 1.2 构造

1.2.1 褶皱 西南岔矿田的前中生代结晶基底，主要由下古生代的浅—中深变质岩系组成。地层呈陡倾斜或部分倒转，构成线性延伸的紧闭褶皱，具有槽型褶皱特点。主要褶皱构造有五道沟向斜，轴向近SN，纵贯矿田东部。小西南岔金-铜矿床位于向斜的西翼。

1.2.2 断裂 西南岔矿田中生代以来断裂十分发育，主要有EW，NNE，NW向和SN向4组。

1) EW向断裂，主要发育于矿田南北两端的马滴达一带和杜荒子—大北城一带，分别是延吉—图们—马滴达大断裂和敦化—汪清—春化大断裂的东延部分，总体延伸大于250 km，由一系列的高角度近EW向的冲断层组成。2条断裂大部分倾向矿田一侧。片理化及糜棱岩化发育，中酸性和基性岩零星出露，断裂带总宽度分别达几km。另外在东西南岔、东南岔—杨金沟、雪带山等地段分别发育EW向断裂，规模较小，空间上以7~10 km等间距出现，并且有金、铜矿点和金-铜次生晕异常

等相对密集分布。

2) NNE 向断裂,主要发育于三道沟—小西南岔一带和四道沟一带,由一系列  $10\sim 20^\circ$  的平行密集挤压破碎带和右行斜列冲断层组成。断裂带总的延伸方向为  $30^\circ$ 。三道沟—西南岔断裂带与 NW, EW 向断裂的交切处,集中分布燕山早期的火山-深成杂岩和主要的金-铜矿床、矿点。如小西南岔金-铜矿床、白虎山金矿点和东南岔金-铜矿点等。

3) NW 向断裂,主要发育于大小六道沟—大西南岔一带,沿断裂带燕山早期的中酸性侵入岩及次火山岩零星出露,并分布有大西南岔、豹虎岭等金-铜矿点及金次生晕异常。

4) SN 向断裂,该组断裂发育较差,主要见于四道沟和五道沟地区,多为近 SN 向片理化带和叠

加于片理化带的断层角砾岩带。四道沟金矿点产于此断裂带中。

### 1.3 岩浆岩

本区岩浆活动强烈,形成了约占全区面积  $4/5$  的多期次、多类型、多产状的火成杂岩带。其中包括:1) 喜马拉雅期玄武岩和含围岩角砾及含深源橄榄岩角砾的玄武岩筒;2) 燕山早期酸—中—基性火山喷发-次火山-火山深成岩类;3) 印支期酸—中性火山喷发-次火山-火山深成岩类;4) 华力西晚期酸—中—基性侵入岩类。区内与金-铜成矿关系密切的是燕山早期次火山岩类(次角闪安山岩、角闪石英闪长玢岩、角闪闪长玢岩和辉石闪长玢岩等)。华力西晚期的闪长岩类及侵入闪长岩中的斜长花岗岩类都是矿体的围岩(表1)。

表1 区内岩浆岩特征

期次	岩石类型	岩体产状	备注
燕山早期	次火山岩脉	次角闪安山岩	岩相变化大,属同期同次不同空间的产物
		角闪石英闪长岩 角闪闪长玢岩 辉石闪长玢岩	
	火山浅成侵入体	花岗闪长玢岩 花岗斑岩	可能属同期同次不同空间的产物
	中深脉岩	斜长细晶岩	岩脉
华力西晚期	深成侵入斜长花岗岩	黑云斜长花岗岩 花岗闪长岩 片麻状斜长花岗岩	岩体边缘和近断裂带出现不同岩相
		细中粒石英闪长岩 细中粒闪长岩 辉石闪长岩 角闪辉石闪长岩 混染闪长岩	
	浅成闪长岩		岩相变化大,其中一部分可能属同化混染形成的

## 2 矿床地质

小西南岔金-铜矿床分布范围长约 2.5 km,宽约 0.8 km,已圈出大小矿体 34 个,微呈“S”形 NNW 向延伸,以香房沟河为界,可分为北山和南山矿段 2 部分(图 2)。

北山矿段矿化主要呈浸染状、细脉浸染状,矿化分布于不同岩性接触带的石英闪长岩及角砾岩中,还有呈复脉状分布于石英闪长岩-闪长岩体近于 NNW 向的复合断裂带中,南山矿段矿化主要呈脉状赋存于闪长岩体中近 SN 和 NW 向的断裂破碎带内。

### 2.1 矿体特征

北山矿段包括主矿体、矿带东侧 25 号脉群和西侧 10 号脉群 3 部分。主矿体矿化形式有 2 种:

一是以浸染状、细脉浸染状富集于石英闪长岩及其顶端接触部二叠系角岩捕虏体中;另一种是以复脉状赋存于石英闪长岩体中的 NNW 向压扭性断裂带内。浸染状和复脉状矿化重叠部位构成有工业矿体。总的来说,矿体界限不明显,必须以样品的分析品位来圈定,采用不同的工业指标圈出的矿体无论形态、产状还是规模,都有截然不同的差别,如以铜品位 0.3% 作为边界品位,则可圈出数条复合的矿脉组,矿体为含金硫化物-石英-方解石脉或石英脉糜棱岩及脉状浸染状矿化破碎蚀变带组成,矿体呈上宽下窄的漏斗状、似脉状等,矿体分支复合,膨缩现象明显。矿体呈陡倾斜,规模不大,其中以 1—2 号脉为最大,延长为 650 m,倾斜 300 m,厚 4.4 m。其他矿脉延长数十米至数百米不等,沿倾斜数十米至百米,厚 1 m 至数米,复脉疏密不



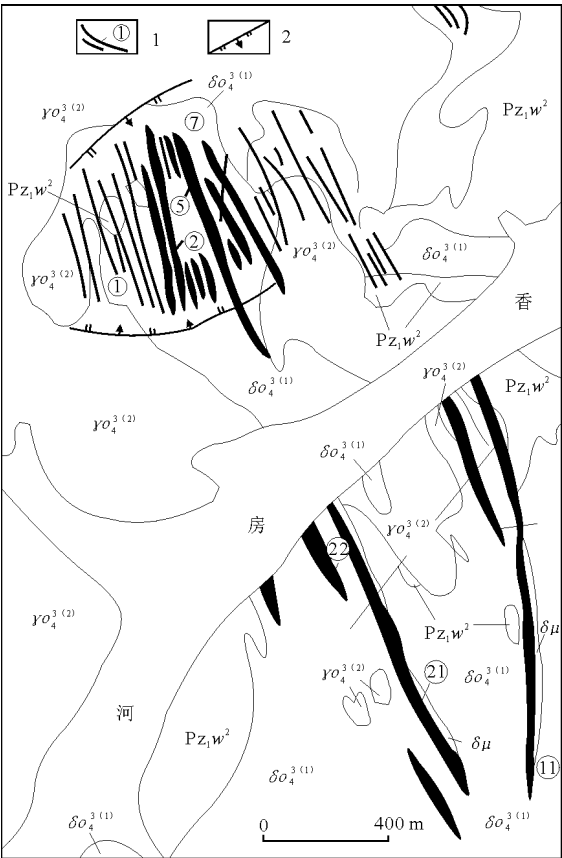


图 2 小西南岔金铜矿床地质简图

Q<sub>4</sub>—第四系；Pz<sub>1</sub>w<sup>2</sup>—片岩、板岩、角岩及变砂闪长石英闪长岩； $\gamma o_4^{(2)}$ —黑云母斜长花岗闪长玢岩； $\delta o_4^{(1)}$ —石英闪长岩； $\delta \mu$ —闪长玢岩；1—金矿体及编号；2—正断层

均，密集处 1 m 范围内见 5~7 条，一般间距 1 至几米不等，硫化物呈脉、扁豆、浸染状，矿化不连续。

如矿体按铜边界品位为 0.2‰，工业品位 0.4‰来圈定，在北山矿段上都可圈定具有一定面积的可供露天开采的盆状面形矿体，长轴 180 m，延深 30~40 m，7 号脉组还可圈出面积为 50 m×50 m，延深 180 m 的不规则的筒状矿体。

北山矿段东侧 25 号脉组，赋存于斜长花岗岩与闪长岩的接触带的石英闪长岩中。矿化以浸染状为主，细脉局部具有方向性，大部呈网脉状分布，脉宽  $n\text{ mm}$ —1 cm，延长几厘米—数米，这些细脉

浸染状的黄铜矿、磁铁矿及少量自然金、辉铜矿，构成大小不等的 25 号脉组，延长数十米至 200 余 m，宽数十厘米至几米，延深 100— $n\times 100\text{ m}$ 。矿体产状与接触带平行，走向 325°，倾向 SW，倾角 50°左右。

北山矿段西侧 10 号脉组，受斜长花岗岩和闪长岩的接触带控制，矿化呈浸染状赋存于石英闪长岩中的角砾岩体内。金属矿物主要有黄铜矿，平面呈椭圆状，面积 100 m×50 m，延深 180 m，向下尖灭，为一圆锥状矿体。矿体产状与接触带平行，走向 330°，倾向 NE，倾角 40°左右。

南山矿段现已圈出 7 个矿体，矿体主要呈脉状赋存于石英闪长岩-闪长岩体中，矿体受近 SN 向压扭性与 NW 向扭性断裂（“入”字型构造）控制。11 号脉为南山矿段的主要矿体，占其储量 90% 以上。在 11 号脉的西侧（上盘）分布有 12，13，14，21，22 等矿脉，其中以 21，22 号矿脉最大，为 11 号脉的合支脉，二者呈“入”字型。11 号脉东侧（下盘）除有 NW 向支脉外，尚有 NE 向支脉，但规模甚小。

11 号脉产于石英闪长岩中近 SN 向压扭性断裂内，在空间上与闪长岩关系极为密切，矿体均沿闪长岩的上下盘展布，矿体走向近 SN，向 W 倾斜，倾角 40~60°。不论在平面上或剖面上均呈舒缓波状，沿走向约 1 000 m，倾斜延深达 500 余 m，矿体厚 0.4~6.3 m。

11 号脉为含黄铜矿-自然金-石英脉透镜体、硫化物细脉浸染状矿化、方解石脉和矿化破碎带组成的脉状体。矿体沿走向和倾向厚度变化很大，尖灭再现，分支复合，膨缩现象明显。11 号脉分支脉交会部位，或平面上由 NNW 向 SN 转折和剖面上矿体由缓变陡处的相对张开部位，厚度变化大、矿较富，常形成富矿点。富矿与富矿间不连续部位，多为细脉状或浸染状的矿化破碎蚀变带所连接。

由于南山、北山 2 个矿段的容矿构造空间差别和各成矿阶段叠加程度不同，致使二者矿体形态、产状及规模具明显区别。其主要特点见表 2。

表 2 北山与南山矿段地质特征对比

北 山 矿 段	南 山 矿 段
1 矿体倾向 E 或近直立	1 矿体倾向 W
2 矿体集中于 NW 向和近 SN 向转为 NNW 向的拐弯处	2 支脉集中于矿体走向由近 SN 向 NW 向转为 NNW 向拐弯处
3 主支脉平行，分支复合现象普遍	3 主分支呈“入”字形相交
4 矿体呈单脉状或复脉状、网脉状	4 矿体呈单脉状
5 矿体与围岩界线不清楚	5 矿体与围岩界线清楚
6 矿体长度最大 980 m，最小 250 m	6 矿体长度最大 1 500 m，最小 600 m
7 矿体厚度最大 21 m，最小 0.25 m	7 矿体厚度最大 6.3，最小 0.11 m

## 2.2 矿石特征

**2.2.1 矿石矿物特征** 矿石矿物组合较为复杂,有氧化物、简单硫化物、含铋碲的硫盐及自然金等。主要金属矿物有黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、自然金及银金矿,次要矿物有毒砂、胶黄铁矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、斜方辉铅铁矿、辉铅铋矿、钛铁矿,表生矿物有褐铁矿、针铁矿、孔雀石、铜蓝、自然铜、白铁矿、辉铜矿、沥青铀矿、臭葱石、泡铋矿、钨华和黄铁钾矾等。非金属矿物以石英和方解石为主。次要矿物有绢云母、绿泥石、绿帘石、阳起石、沸石等蚀变矿物和角闪石、黑云母等造岩矿物。

**2.2.2 矿石化学成分** 该矿床化学组分较为复杂,分布也不均匀。矿石中主要有用元素除 Au 和 Cu 外,还有 Ag, Mo, Te, Ga, Ge, In, Bi, Re, Ni 和 Co 等。

**2.2.3 矿石结构、构造** 矿石结构有半自形、文象、乳液状、交代溶蚀、包含、填隙、胶状、斑状压碎、揉皱等。构造有块状、细脉浸染状、条带状、梳状、角砾状、多孔状。

**2.2.4 矿石类型** 根据矿化强度及矿物组合可分为 4 种类型,1) 贫硫化物(硫化物含量 $<1\%$ )自然金-黄铁矿-黄铜矿型矿石,主要分布在花岗斑岩体中和各矿体的边缘及其蚀变围岩中,其次分布在早期形成的石英脉中。2) 少硫化物(硫化物含量 $1\% \sim 5\%$ )自然金-黄铜矿-黄铁矿型矿石。主要分布矿脉两侧蚀变围岩或角岩中。3) 中硫化物(硫化物含量 $5\% \sim 15\%$ )自然金-黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿型矿石。主要分布在北山矿段各矿体的下部,以及局部地段。4) 富硫化物(硫化物含量 $>15\%$ )自然金-黄铁矿-胶黄铁矿-磁黄铁矿型矿石,主要分布于南山矿段 11 号矿体及北山各矿体的上中部或矿脉拐弯处及矿体分支复合处。

**2.2.5 金的赋存状态** 金呈自然金和银金矿产出,多为不规则状、新月状、树枝状和显微状。粒径多在 $0.001 \sim 0.5 \text{ mm}$ ,大于 $0.074 \text{ mm}$ 占 $70\%$ 以上,最大粒径 $2 \text{ mm}$ 。原生金主要嵌布于黄铜矿、磁黄铁矿、辉铅铋矿、斜方辉铅铋矿、辉碲铋矿和石英中,而微细粒金主要赋存于黄铁矿中,以及毒砂、磁黄铁矿和辉钼矿中。这说明成矿早期阶段显微金被金属硫化物吸附,或以固溶体分解形式与金属硫化物共生,而可见金主要与成矿晚期阶段的金属硫化物密切共生。金的成色最高达 930,一般在 814~873 范围内,从成矿早期到晚期阶段有明显的递

减。矿石银金的比值:北山矿段为 $2 \sim 3$ ,南山矿段 $8 \sim 9$ ,南山明显高于北山段。

## 2.3 围岩蚀变

小西南岔金-铜矿床主要围岩蚀变有绿泥石化、碳酸盐化、硅化、绢云母化、钾化和黑云母化等。按蚀变范围、形态可分为 2 类,1) 发育于石英闪长岩-闪长岩体断裂构造内脉状矿体两侧围岩的线状蚀变。2) 发育于石英闪长岩-闪长岩体与二叠系角岩捕虏体接触部位的细脉浸染状矿体的围岩具有一定面状蚀变。前者主要发育于南山矿段矿脉和北山矿段矿脉组,后者主要发育于北山矿段东西侧浸染状矿体和主矿体地表浅部。

以杂岩体接触带为中心,结合金属矿物组合、矿石结构的分布特征,大体可划分 3 个带。1) 内带(中心带),位于北山矿段石英闪长岩西侧,石英闪长岩与斜长花岗岩、花岗斑岩的接触带,主要表现为钾化、钠长石化、黑云母化、绿帘石化。金属矿物有黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿,且都以浸染状为主。2) 中带,位于北山矿段石英闪长岩与二叠系角岩“盖层”或斜长花岗岩接触带,主要表现为硅化、绢云母化。金属矿物有黄铜矿、自然金、含碲铋的硫盐矿物等,多呈细脉浸染状和复脉状。3) 外带(边缘带),主要位于南山矿段,以绿泥石化、碳酸盐化为主。金属矿物比较复杂,有黄铜矿、自然金、黄铁矿,少量辉铜矿、方铅矿和闪锌矿,主要呈脉状。

## 2.4 金的富集规律

**2.4.1 金-铜元素空间分布特征** 金-铜元素与金属硫化物共生组合及矿化强度关系较为密切,在空间上具有显著的垂直分带特点。如北山矿段矿体厚度及金、铜品位从上到下均由高到低,但铜品位变化较小,而金品位自上而下由富急剧变贫。故金多赋存在矿体上部,而位于 $564 \text{ m}$ 标高以上。沿矿体走向、厚度及金-铜品位变化亦具有一定的规律性。1—2 号主矿体厚度及金、铜品位均由南向北递增,其最富集地段位于 2 线以北 $564 \text{ m}$ 标高上下。南山矿段 11 号矿体为本矿区最大矿体,铜品位较高,多大于 $1\%$ ,沿走向与倾向变化较稳定,而金分布不均。金、铜品位在矿体南北两端相对较中段低。

**2.4.2 金-铜元素富集条件** 铜主要呈块状黄铜矿充填于构造裂隙中,其次呈细脉浸染状充填交代于矿脉两侧蚀变围岩中。蚀变围岩如角岩、黑云母化石英闪长岩、角砾岩化的浸染范围显著扩大,但多形成贫铜矿体(如北山西侧)。富铜矿的产出与构

造裂隙大小密切相关,一般多富集于 2 组构造裂隙交叉处以及多次活动的裂隙中。金与石英脉密切伴生,多分布于含硫化物的梳状或晶洞状石英脉及其两侧矿化蚀变带。一般情况下,金高铜也高,反之则不一定。早期浸染状铜矿化都不见自然金,金主要与较晚期的铜矿化关系密切。

### 3 矿床成因

#### 3.1 成矿物质来源

该矿床的物质来源主要是中基性火山岩浆分异的产物。依据是:

- 1) 成矿严格受火山活动的制约;
- 2) 矿区次火山岩类金含量比其他类岩石金含量高出 2~20 倍;
- 3) 矿区次火山岩类的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值为 0.705 4; 矿石  $\delta^{34}\text{S}=4.1\%$ 。故推测母岩浆为玄武岩浆,源于上地幔。

#### 3.2 成因

矿床受燕山早期复活的深断裂带-火山岩带控制,成矿与闪长玢岩等次火山岩关系密切,矿体为复脉状,矿化带为“漏斗”形;矿石为细脉浸染状和块状,矿物组合和元素种类复杂,且不具明显分带现象,铜-金伴生,品位低规模大;由线型蚀变带组成“面型”蚀变带,矿床外围有若干金、铜矿点分布;再结合成矿时的物理化学条件,如成矿溶液为碱硅质水,成矿温度是高一中温,形成深度为 1.5 km 左右,压力为  $250\times 10^5\sim 500\times 10^5\text{ Pa}$  等。初步认为小西南岔矿床为火山-次火山热液斑岩型铜-金成因类型。

### 4 找矿标志

- 1) 构造,矿床和主要矿点受区域性断裂的交切构造控制。“交切构造”以其有利的构造条件,

发育燕山早期的火山-深成杂岩,是不同时期矿化,叠加与富集的最有利场所。

2) 岩浆,小西南岔金-铜矿床的形成主要与燕山早期火山-深成杂岩晚期的中酸性次火山岩有关,尤其是中-基性次火山岩后期的热液阶段形成了矿体的绝大部分组成物质。而早期的闪长岩和花岗岩阶段,矿化强度较弱,未形成独立的工业矿体,但其矿化(主要是铜)对后来的铜矿物质富集造成了极有利的条件。

3) 围岩蚀变,小西南岔矿床是多期多阶段的成矿作用叠加而形成的,因此,虽然蚀变分带不明显,但不同阶段的不同蚀变类型的更叠关系还是清楚的。钾长石化-黑云母化-绿帘石化和阳起石化-透闪石化-绿泥石化等是与早期花岗闪长岩和花岗斑岩有关的铜、铜-钼矿化阶段的产物,其蚀变范围很广,以铜矿化为主,金矿化极微,往往是在后期矿化叠加的情况下才能构成工业矿体;硅化-绢云母化-碳酸盐化是“近矿”蚀变组合,常与金-铜矿体密切伴生;碳酸盐化-绿泥石化一般为“近矿”蚀变的外带,或是成矿尾声阶段的产物不规则叠加于矿体或“近矿”蚀变带中。

4) 物化探,根据矿体物质组分和蚀变围岩中显著增减的微量元素特点分析,可以看出 Cu, Au 和 Ag 等主要成矿元素含量普遍而明显增高,可形成正态分布的原生晕异常。而 Hg 和 Pb, Sb 等元素由于在蚀变围岩中大量流失则形成正态分布的原生晕负异常,如果出现  $\text{Au } 0.1\times 10^{-6}\sim 1\times 10^{-6}$ ,  $\text{Cu } 500\times 10^{-6}\sim 1\ 000\times 10^{-6}$  的高异常,边部出现 Hg, Pb 和 Sb 等负异常时,可作为有矿的直接标志。金自然重砂在Ⅲ级河流中出现  $>0.003\times 10^{-6}$  和水系源头出现  $>0.03\times 10^{-6}$  的高异常,并在河流重砂中发现黄铜矿-磁黄铁矿组合时,是近矿标志。某些高或低值异常的物探成果,仅可作为圈定靶区的间接标志。

## 安徽沙溪铜(金)矿床

### 1 地质背景

沙溪—菖蒲山斑岩型铜矿区位于长江中下游铁、铜成矿带中段北缘,郟庐断裂的主干断裂从矿区西侧通过全区,东部濒临庐枞火山岩盆地,矿田位于郟庐断裂带与矾山—铜陵深断裂的复合部位(1996, 杨晓勇)。矿区地层出露简单,除第四纪近

代沉积堆积和白垩纪红色砂砾岩外,矿区西北部及东部、东南部边缘分布有晚侏罗—早白垩世陆相火山岩。而作为含矿岩体围岩的为中早侏罗世内陆湖沼相碎屑岩、晚泥盆—中早志留世陆相—滨海相碎屑岩及海湾潟湖相碎屑岩。沙溪斑岩铜矿体绝大部分产于斑岩岩体中,主要为石英闪长斑岩,黑云母石英闪长斑岩,细斑闪长斑岩。从地形上自北向南

将沙溪矿区划分为4个矿段,从北而南为棋盘山、铜泉山、狮子山、断龙颈,矿体受全区NNE向的复式背斜控制。菖蒲山预测区位于断龙颈断裂以

南,构造线方向向东稍偏,构成与沙溪矿床相对独立的矿化区,但二者之间又有密切的成因联系,全区地质概况如图1所示。

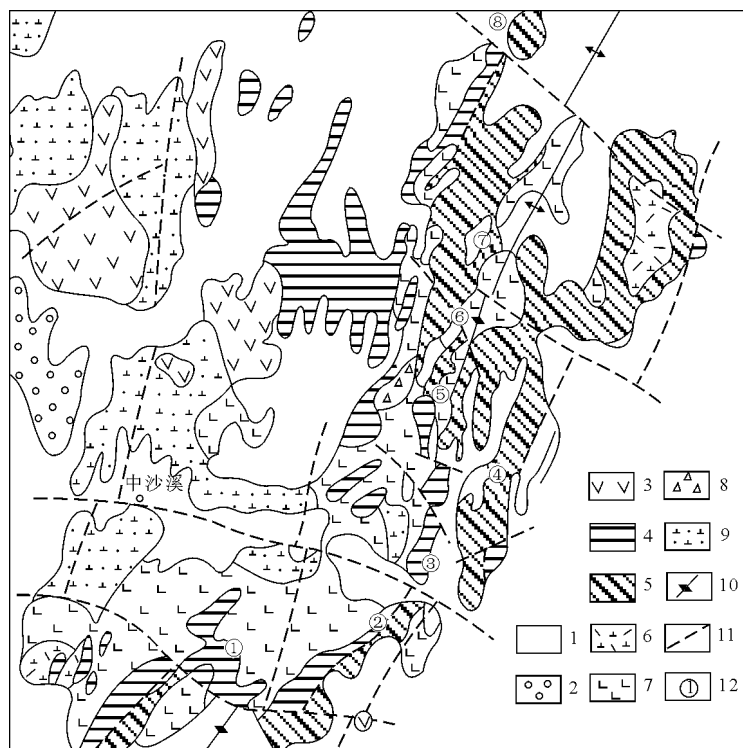


图1 沙溪矿田地质构造图 (据327地质队资料修编)

1—第四纪沉积物;2—下白垩统;3—上侏罗统;4—中—下侏罗统;5—志留系;6—深成侵入岩;7—浅成侵入岩;8—侵入角砾岩;9—火山岩;10—背斜轴;11—断层;12—矿床或矿点(依次为菖蒲山,龙头山,断龙颈,鼓架山,铜泉山、凤台山,棋盘山,八字口)

## 2 地球化学

### 2.1 岩相学特征

矿石组合简单,主要有黄铜矿、黄铁矿、假象磁铁矿、斑铜矿、磁铁矿、辉铜矿、铜蓝、毒砂等;镜下可见1)石英闪长岩中具黄铜矿化;2)矿石中黄铜矿和黄铁矿呈穿插接触;3)矿石中黄铜矿呈细粒状与半自形黄铁矿晶体呈接触交代关系,显示黄铁矿形成早于黄铜矿化;4)矿石中黄铜矿呈细粒状分布在早期半自形黄铁矿晶体和石英晶体中。

蚀变特征自内向外:钾长石化带,绢云母化带,青磐岩化带,但分带界线不明显,仅在主要含矿岩体——石英闪长斑岩及黑云母石英闪长斑岩中有较清楚的分带现象。矿区内岩浆岩分布广泛,岩浆作用极为强烈,具有长期持续活动的特点。其组成一套钙碱系列同源不同阶段的杂岩体。岩浆活动时间上下限比较清楚:火山岩超覆于中下侏罗统象山群之上,岩体则明显侵入象山群中,而在下白垩统红层中有较多火山岩和部分侵入岩。已知含矿

岩体——石英闪长斑岩同位素年龄为173~123 Ma(常印佛等,1991;任启江等,1991),生成时间相当于晚侏罗—早白垩世,即燕山期产物。

### 2.2 岩石地球化学特征

本区岩浆活动大体分为2个阶段。早期为侵入阶段,各主要侵入体均有不同程度的铜矿化,而该阶段石英闪长斑岩、黑云母石英闪长斑岩为主要容矿岩体,其次角闪闪长斑岩、粗斑闪长斑岩、侵入角砾岩、细斑角闪闪长斑岩等亦部分或局部含矿。该阶段末期有大量基性、中性和亚碱性、酸性脉岩贯入。晚期阶段有火山喷发和潜火山活动。在火山碎屑岩中有与火山作用有关的黄铁矿矿点,个别潜火山岩中见脉型重晶石铅-锌矿,如沙溪矿区外围的打银山铅-锌矿就属这种类型。

本岩带具有较高的碱性,各类侵入岩的 $K_2O + Na_2O$ 一般在6%左右。大多数情况下,尤其是闪长岩其 $Na_2O$ 大于 $K_2O$ 。应用主元素进行侵入体产出构造环境判别,用Batchelor等(1985)提出的多阳离子参数( $R_1 = 4Si - 11Na - 11K - 2Fe - 2Ti$ ;  $R_2 = 6Ca +$

2Mg+Al) 判别表明 (图 2): 本区闪长岩类为消减的大陆边缘花岗岩和板块碰撞后隆的花岗岩。同位素和岩石化学研究表明: 该区中酸性侵入岩物质来源为壳-幔混染型, 具有玄武质岩浆底侵性质 (杨晓勇, 1996; 王强等, 2001)。此外, 全区闪长岩大地构造背景说明, 该区闪长岩无论是产生还是演化都有利于大型乃至超大型斑岩矿床的形成 (周作侠, 1983; 王之田等, 1991; Chen 等, 1993)。

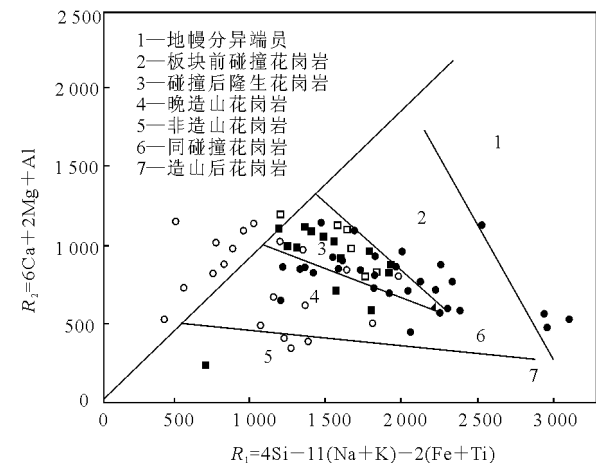


图2 沙溪矿区侵入岩  $R_1$ - $R_2$  变异图解 (据 Batchelor 等, 1985)

图中实心圆圈代表沙溪—菖蒲山地区侵入岩; 空心圆圈代表庐枞火山岩盆地中的中酸性喷出岩石; 空心方块代表铜陵地区与夕卡岩铜矿有关的侵入岩; 实心方块代表安庆地区与块状硫化物矿化有关的侵入岩; 三角形代表中国其他地区的斑岩铜矿床的侵入岩 (德兴、玉龙、多宝山; 图中数据主要根据杨晓勇, 1996; 芮宗瑶等, 1984; 常印佛等, 1991; 任启江等, 1991; 邱瑞龙, 1992)

2.3 硫同位素地球化学

分别挑选黄铁矿和黄铜矿矿石和矿化围岩进行硫化物单矿物分选, 然后送质谱仪测定矿石的硫同位素组成, 测定分析在西安煤炭研究所完成, 测试精度高于  $0.5 \times 10^{-3}$ 。测定结果见表 1, 所有的数据是以 CDT 为标准。

表 1 沙溪斑岩型铜-金矿床硫同位素组成			
编号	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	矿 物	资 料 来 源
SX1	3.0	矿化砂岩中黄铁矿	杨晓勇等, 2002
SX2	-0.2	石膏和石英脉中的黄铁矿	
SX3	0.60	黄铜矿石中黄铁矿	
SX4	1.30	黄铜矿石中黄铁矿	
SX5	1.36	黄铜矿石中黄铁矿	任启江等, 1991
SX6	0.28	黄铜矿石	
SX7	1.12	黄铜矿石中黄铁矿	
SX8	0.82	黄铜矿石	
SX9	1.80	黄铜矿石中黄铁矿	杨晓勇等, 2002
SX10	0.60	黄铜矿石	
SX11	1.60	黄铜矿石中黄铁矿	
SX12	0.80	黄铜矿石	

注: 杨晓勇等分析测试在西安煤炭研究所质谱实验室完成, 分析人: 段如成。

将上述数据作直方图解 (图 3)。从图中可以看出, 除一个石膏脉的硫同位素组成外, 其余 11 个黄铜矿和黄铁矿硫同位素值都集中在一个很小的区域, 即  $\delta^{34}\text{S}$  在  $0.28\text{‰} \sim 0.80\text{‰}$  之间变化, 其中最大的变化为黄铁矿, 最小值为矿化砂岩中的硫。这表明黄铁矿化经历了不同的热液演化阶段。

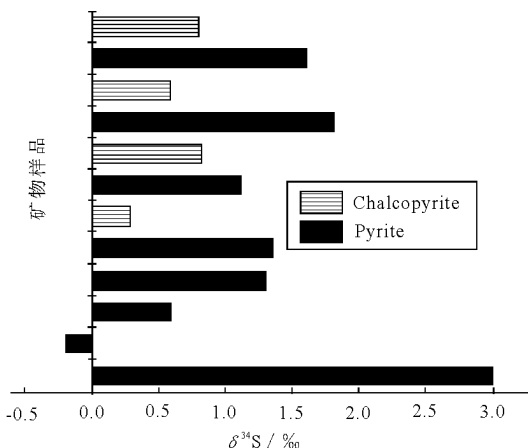


图3 矿石中硫化物硫同位素变化图解

3 控矿模式

董树文 (1984) 对沙溪矿区进行研究后, 提出帚状构造控矿模式: 中沙溪岩体向北甩出 3 支小岩体, 中间一支含矿, 两翼无矿, 这个模式可以给出矿体分布的特征。但从沙溪已有剖面线及钻孔资料来分析, 沙溪矿床的主要矿体呈倒“U”字形, 主要分布在矿区的背斜核部 (图 4), 围岩蚀变以高

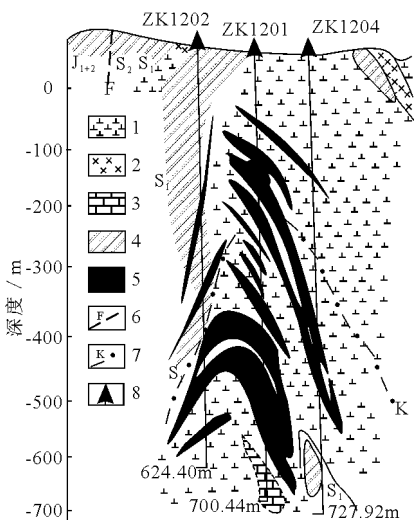


图4 沙溪矿区第 12 勘探线地质剖面图 (据安徽地质矿产局 327 队资料)

J<sub>1+2</sub>—侏罗系象山群; S<sub>2</sub>—志留系高家边组; S<sub>1</sub>—志留系坟头组; 1—石英闪长斑岩; 2—粗斑闪长斑岩; 3—黑云母闪长斑岩; 4—粉砂质泥岩; 5—工业品位铜矿体; 6—断层; 7—钾化蚀变界线; 8—施工钻孔

家边组硅化碎屑岩为主,沿核部断续出露的岩体可以看成是背斜核部剥蚀后的露头。两翼部出露的无矿岩体是浅成相火山岩。在背斜核部,富含挥发性组分的含矿热液在受到顶盖屏蔽情况下富集成矿,而在两翼显然不利于成矿。自晚燕山期以来,邻庐断裂的大幅度左行平移作用,于本矿区古生界沉积地层中下志留统(高家边组和坟头组)、泥盆系(五通组)和中生界中下侏罗统(象山群)中形成一系列羽状裂隙,有利流体和矿质运移,燕山晚期的大规模岩浆活动十分发育,为矿质来源提供了十分充足的物质基础;同时,矿区区域性的复式褶皱,其背斜核部及其虚脱部位为含矿热液的沉淀提供了良好的容岩容矿空间(杨晓勇,1996)。

杨晓勇等(2002)结合地表实测地层剖面,提出了构造屏蔽,背斜核部控岩控矿模式(图5)。

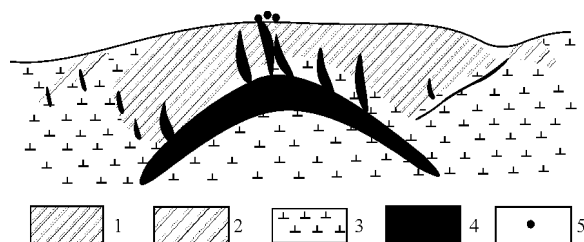


图5 菖蒲山地区斑岩铜矿床构造-岩浆成矿构想模式图

1—砂岩(志留系中下统);2—泥质粉砂岩(志留系中下统);3—闪长岩;4—推测矿体的存在形式;5—富铜铁帽及采样位置

该成矿模型可以成功地解释本区的斑岩铜(金)矿床的成因,并为进一步的地球物理勘测提供了依据和理论指导。应用这个模式可以完满地解释沙溪矿床中矿体的分布,矿层厚度的分布以及两翼岩体无矿的本质原因。

## 江西银山金-铜-多金属矿床

银山矿田主要由银山铅-锌-银矿床及铜区铜-硫-金矿床组成,其范围北起大北岭南至南港,构成1条以银山构造动力变质-火山岩浆为一体的三级或四级金、铜-多金属成矿带。其中包括若干矿床类型,如构造动力变质热液型金-铜矿床,火山热液型铅-锌-银矿床及斑岩型金-铜矿床。

### 1 矿床地质概况

银山矿床位于乐华—德兴金、银、铜、铅、锌成矿亚带的中部。成矿带地处以赣东北断裂为主界的江南台隆与钱塘拗陷2个构造单元的衔接部位的北西侧。赣东北断裂带对银山矿床及区域成矿作用具有重要影响。该断裂是一条强烈挤压破碎带,长约200 km,主带宽约20 km,走向30°~50°,具有长期多阶段和继承性活动的特点。到了燕山期,断裂带活化,构造面显示了先期压扭后转引张状态的特点,明显地控制了成岩成矿。矿区大面积出露前震旦系双桥山群浅变质岩,其上不整合产出零星出露的上侏罗统鹅湖岭组火山碎屑岩及熔岩。

矿区主体构造为银山背斜(复式背斜)及其轴部为中心的脆-韧性剪切带。银山背斜轴走向40°~50°,向NE侧伏。前人所称银山背斜轴部的“断裂带”,近年被确认为银山脆-韧性剪切带核部的强应变带。该韧性剪切带不仅控岩控矿,且与本区火山-岩浆活动及成矿作用有密切成因联系。

区内主要发育有燕山早期火山碎屑岩、熔岩、

次火山岩及隐爆角砾岩。有3个旋回的火山岩浆活动:Ⅰ旋回——中酸性火山岩浆喷发、喷溢、侵入,形成英安质火山碎屑岩、熔岩和英安斑岩(1,3号);Ⅱ旋回——酸性火山熔岩喷发、喷溢、侵入,形成流纹质集块岩、角闪流纹岩和石英斑岩(4,5,13号);Ⅲ旋回——火山岩浆活动的尾声,形成安山玢岩,规模小,分布局限。火山杂岩与成矿关系密切,尤其与Ⅱ旋回关系更密切。

银山矿床矿化仅限于银山背斜—韧性剪切带范围内,超出此范围矿化趋于消失。矿床有3种类型矿体:陡倾脉状金-铜矿体、铅-锌(银)矿体;接触带细脉浸染状、网脉浸染状金-铜矿体;平缓似层状铅-锌-银矿体。

### 2 矿化带特征

#### 2.1 多序次-多中心矿化分带

银山矿床具有独具特色的矿化分带性。银山背斜脆-韧性剪切带,尤其轴部强应变带,对成岩成矿起重要作用。早期构造动力热液成矿作用造成了本区Au, Cu初步富集,局部可能已构成工业矿体,同时也奠定了本矿化分带的基本格局。稍后发生多旋回火山岩浆活动,并伴随有火山岩浆热液成矿,这是银山矿床的主成矿阶段。因此,银山矿床的矿化分带应分为2级多个中心。一级矿化分带以银山背斜轴部强应变带(韧性剪切带中心)为中心,呈NE向富集Au, Cu; NW, SE外侧富集Pb,

Zn, Ag。即背斜轴部强应变带富集 Au, Cu, 远离背斜轴强应变带富集 Pb, Zn, Ag。与构造热液成矿相对应的围岩蚀变, 主要以硅化、铁白云石化和菱铁矿化为特征。矿化及围岩蚀变分带在平面上呈 NE 向展布的椭圆形 (图 1)。二级分带是在一级分带的总体轮廓下, 矿化还围绕斑岩体分带。依目前工程揭露看, 岩株 3, 5 和 13 号是二级矿化分带中心, 围绕这些次火山岩体矿化呈有规律的分布, 这在围岩蚀变、矿化类型、矿体与矿石特征、地球化学特征、成矿温度等方面均有显示。

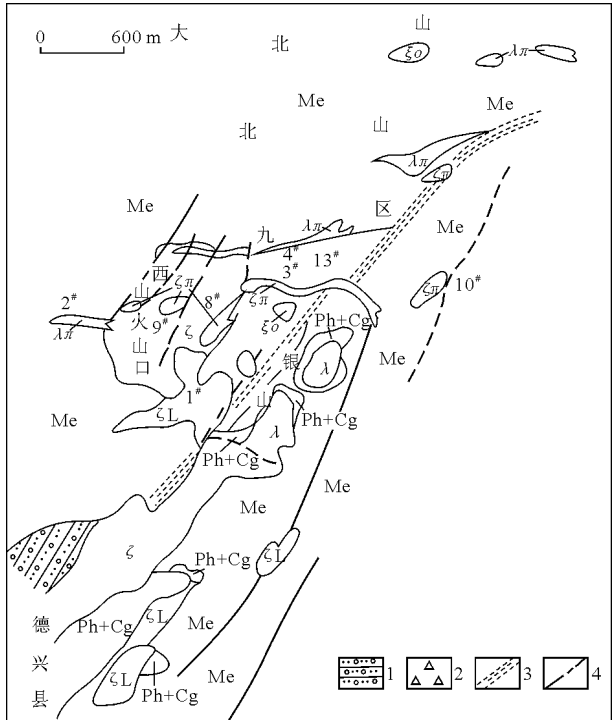


图 1 江西银山多金属矿床地质图 (据江西银山-铅-锌矿地测科和原德兴地质队资料改编)

αtt—安山玢岩; αL—英安质熔岩; ε—英安质火山岩; λ—流纹质火山岩; απ—英安斑岩; λπ—石英斑岩; ξo—变质石英闪长岩; Ph+Cg—千枚质砾岩; Me—变质岩; 1—下白垩统红色砂砾岩层; 2—隐爆角砾岩; 3—剪切带; 4—断层

2.2 围岩蚀变分带

矿床围岩蚀变分为早期面型及晚期线性蚀变, 前者发育。同一蚀变带无论在水平或重直方向上均显示球面分带特征。从岩体内部向外依次出现以下几个蚀变带 (图 2)。

I 带为硅化、绢云母化带, 见于铜区、西区和矿体的深部;

II 带为硅化、绢云母化、绿泥石化带, 分布于九区、银山及矿床的中深部;

III 带为绿泥石、碳酸盐化带, 分布在九区北部、银山南区及矿床的中上部;

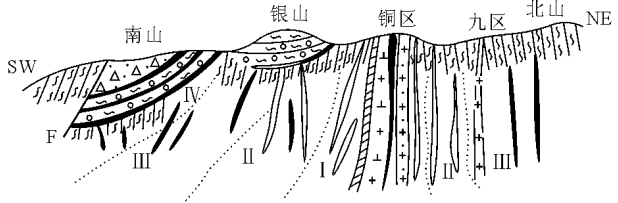


图 2 银山矿床矿体类型、蚀变及矿化分带剖面示意图 (据江西冶勘一队资料修编)

1—火山碎屑岩; 2—千枚岩质砾岩; 3—千枚岩; 4—英安斑岩; 5—石英斑岩; 6—接触带细脉及网脉浸染状矿体; 7—大脉状矿体; 8—大脉状及似层状铅—锌矿体; 9—蚀变矿化分带界线及编号; 10—断层

IV 带为碳酸盐化 (绿泥石化) 带, 见于南山区及矿床浅部。

2.3 原生矿化分带

与上述围岩蚀变分带相对应的矿化分带依次为 Au, Cu→Au, Cu, Pb, Zn, Ag→Pb, Zn (Ag)→Pb (Zn), Ag 带。

金-铜矿化带, 主要分布于 3, 13 号次火山岩体南北两侧, 包括铜区、西山区和银山区东部, 带宽 200~400 m。矿体主要赋存于岩体边部隐爆角砾岩及外接触带千枚岩中, 少数产于内接触带中。本带在垂向上向深部逐渐扩展, 随着远离斑岩体, 矿化带产出的标高越低。

金-铜-铅-锌-银矿化带, 分布于金-铜矿化带的外侧, 包括九区南部及银山区, 以银山区最发育, 带宽 200~500 m, 在九区较窄, 仅数十米。本带为金-铜和铅-锌 (银) 矿化带的重叠和过渡带, 深部为金-铜矿化带, 上部为铅-锌 (银) 矿化带。

铅-锌 (银) 矿化带, 产于金-铜-铅-锌-银矿化带的外侧及上部, 包括银山区南部及九区北部, 带宽 250~300 m。Au, Cu 含量低。

铅 (锌)-银矿化带, 分布于矿化范围的最外侧及浅部, 由于古代开采及风化剥蚀, 原生矿露头少, 目前仅见于南山区, 带宽数十米到百余米。Ag 含量最高。

从金-铜到铅 (锌)-银矿化带, Au, Cu, S 含量迅速减少, Pb, Zn, Ag 含量逐渐升高, 然后 Pb, Zn 含量又降低, Ag 含量保持一直升高 (表 1)。

表 1 银山矿床各矿化带元素含量

矿化带	w(B)/%				w(B)/10 <sup>-6</sup>	
	Cu	S	Pb	Zn	Au	Ag
铜-金	0.536	9.40	0.182	0.272	0.598	7.607
铜-金-铅-锌-银	0.312	7.64	2.840	1.570	0.300	116
铅-锌 (银)	0.041	4.67	3.95	2.38	0.133	187
铅 (锌)-银	0.009	1.09	1.680	1.180	0.100	280



### 3 稳定同位素组成特征

#### 3.1 锶同位素

何国朝等 (1992) 测定了英安斑岩 (3 号岩体) 中副矿物磷灰石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为  $0.708\,331 \pm 0.000\,016$ 。磷灰石的 Sr 同位素比值可近似代表岩体的初始 Sr 比值, 根据岩体形成时代为燕山期 (167 Ma), 其校正值微乎其微。磷灰石中 Rb 含量极低 ( $3.289 \times 10^{-6}$ ), Rb/Sr 值为 0.001 2, 在 167 Ma 内因其放射性衰变使  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值增加量极少 (不大于 0.000 1)。再则, 由于岩石样品仅有较弱的绢云母化, 携入带出的放射成因  $^{87}\text{Sr}$  也非常微小。因此, 磷灰石形成后  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值变化甚微。

另据杜杨松的资料, 银山岩体由 6 点组成的一

条等时线 Sr 同位素初始比值为  $0.706\,0 \pm 0.001\,9$ 。从以上 2 个数据来看, 显然高于现今地幔平均值 (0.704), 低于现代陆壳平均值 (0.719)。根据 G.Faure 对 500 多个不同成因花岗岩统计结果编制的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -t 坐标图, 银山岩体 Sr 同位素初始值落在上地幔 Sr 演化线的上方, 显示出混源特征。即它们的原始岩浆来源于地幔物质, 但受到了地壳物质的明显混染。这与岩体的稀土地球化学研究结果是一致的。根据稀土部分熔融模式研究, 定量地确定岩体的原始物质是由 65% 的玄武岩质熔体和 35% 的沉积岩熔体组成的 (林德松等, 1991)。

#### 3.2 铅同位素

表 2 列出了银山矿床岩石和矿石铅同位素组成。

表 2 银山矿床矿石、岩石铅同位素数据及有关参数

样 品	位 置	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}(\mu)$	模式年龄 /Ma
方铅矿	北 山	19.046	16.368	40.237	75.651	2.113	10.301	590
		17.889	15.458	37.686	71.033	2.107	8.738	370
		17.984	15.510	37.893	71.387	2.107	8.827	365
		17.958	15.503	37.911	71.372	2.111	8.815	375
方铅矿	九龙上天	18.005	15.573	38.154	71.732	2.119	8.938	425
		18.010	15.545	38.022	71.577	2.111	8.883	385
		17.967	15.517	37.907	71.391	2.110	8.839	385
		17.927	15.466	37.818	71.211	2.110	8.754	355
方铅矿	银山北	18.073	15.755	37.992	71.820	2.102	9.264	385
		17.956	15.459	37.735	71.150	2.102	8.740	325
	银山中	18.204	15.755	38.407	72.366	2.110	9.253	495
		18.014	15.517	37.923	71.454	2.105	8.843	355
	银山南	18.093	15.592	38.264	71.949	2.115	8.968	385
		18.005	15.512	37.946	71.467	2.108	8.826	350
英安斑岩	3 号岩体	18.023	15.467	37.900	71.390	2.103	8.743	280
流纹英安斑岩	10 号岩体	17.957	15.492	37.883	71.332	2.110	8.790	360
千枚岩	银 山	17.890	15.540	38.170	71.600	2.134	8.888	470

从表 2 可以看出, 1) 矿石铅同位素组成具有较为明显的空间变化特征。靠近铜矿带或成矿早阶段 (九龙上天一带), 方铅矿铅同位素组成稳定, 变化小, 其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  依次为  $17.927 \sim 18.010$ ,  $15.466 \sim 15.573$  和  $37.818 \sim 38.154$ 。它们与英安斑岩、流纹英安斑岩的铅同位素组成甚为相似。向两侧或成矿晚阶段 (北山和银山段) 方铅矿铅同位素组成变化较大,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值在银山段分别为  $17.956 \sim 18.204$ ,  $15.459 \sim 15.755$  和  $37.735 \sim 38.407$ , 在北山段分别为  $17.889 \sim 19.046$ ,  $15.458 \sim 16.368$  和  $37.686 \sim 40.237$ 。这说明在晚阶段铅-锌矿化带, 有地层铅参与, 反映成矿溶液中有外来物质的影响。

2) 表 2 中  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值在  $2.102 \sim 2.134$  范围

内, 说明矿区岩体、矿石及围岩中放射成因铅的组成较为一致, 即铀、钍含量相对稳定。

3) 从  $\mu$  值和计算的模式年龄来看, 其值域变化较大, 大部分样品的模式年龄在  $350 \sim 385$  Ma 之间, 与矿区成矿岩体的年龄 (167 Ma) 不一致, 与含矿围岩前震旦系千枚岩的时代也不一致, 说明矿区铅的来源较为复杂, 可能为幔源铅混染有上部地壳中的铅, 并使它们的铅同位素组成发生均一化。

4) 在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上, 除 3 个矿石铅投点位于上地壳演化线外 (其中 1 个点已在图外), 岩体和其余矿石铅均落在地幔演化线与造山带演化线之间, 显示铅的混源特征。在  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上, 除个别样品外, 都位于岛弧铅区域, 表明板块俯冲熔融引起的岩浆活动是成矿的主要机制。

3.3 硫同位素

根据收集到的 166 个硫同位素资料，矿区硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值在  $-6.1\text{‰}\sim 3.4\text{‰}$  之间（表 3）。在同一矿物共生组合中， $\delta^{34}\text{S}$  值变化的规律：黄铁矿 $>$ 黄铜矿 $>$ 闪锌矿 $>$ 方铅矿，说明矿石中不同矿物间的硫同位素处于平衡状态。

表 3 矿区硫同位素组成

矿物	样数	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$		离差/ $\text{‰}$
		范围	均值	
黄铁矿	57	$-0.6\sim +2.99$	+1.54	3.59
黄铜矿	17	$-0.9\sim +3.3$	+1.29	4.2
闪锌矿	44	$-6.1\sim +3.1$	+0.53	9.2
方铅矿	39	$-4.3\sim +3.4$	-0.33	7.7
硫砷铜矿	6	$-1.1\sim +1.5$	+0.96	2.6
重晶石	1	+2.5		
毒砂	1	+3.2		

矿区硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值在时空上具有规律性变化特征（表 4），即从铜矿化带向铅-锌矿化带、从深部向浅部、从成矿早阶段向成矿晚阶段， $\delta^{34}\text{S}$  值均有降低趋势，这反映了矿区矿化分带的特点和成矿环境的某些变化。

硫化物  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$  受成矿温度、矿液酸碱度、硫逸度、氧逸度及介质离子浓度等因素控制。据 Ohmoto 研究，计算出本区黄铁矿-石英阶段的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$  为  $1.2\text{‰}$ ，黄铁矿-黄铜矿-石英阶段为  $2.4\text{‰}$ ，黄铁矿-铁闪锌矿-方铅矿阶段为  $-0.092\text{‰}$ ，闪锌矿-方铅矿-菱铁矿-硫盐阶段为  $0.77\text{‰}$ 。以上数据表明，矿液的硫同位素组成均接近陨石硫，说明硫主要来源于上地幔，与矿区火山-侵入活动有关。此外，从成矿早阶段至晚阶段，矿液的  $\delta^{34}\text{S}$  值大体趋低，可

表 4 银山矿床矿石中  $\delta^{34}\text{S}$  值的时空关系

样品来源		$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$				
		黄铁矿	黄铜矿	硫砷铜矿	闪锍矿	平均值
矿体	铜矿体	+2.23(10)	+0.70(6)			1.66(16)
	铜-铅-锌矿体	+1.53(5)	+1.40(1)		+0.56(4)	+0.89(14)
	铅-锌矿体	+1.18(3)			+0.25(9)	+0.26(21)
	铅(银)矿体	+0.98(4)			+0.21(9)	+0.23(21)
标高/m	+94	+1.3(7)	+0.5(3)		-1.6(5)	-0.9(24)
	+50	+1.8(9)	+1.07(3)		+0.88(13)	+0.04(10)
	-5	+0.6(1)			+0.6(2)	+0.7(4)
	-60	+2.3(5)	+0.9(1)		+0.9(2)	+1.67(9)
矿物组合	黄铁矿-石英	+0.9(7)				+0.9(7)
	黄铁矿-黄铜矿-石英	+2.1(4)	+0.8(7)			+1.27(11)
	硫砷铜矿-砷黝铜矿			-1.1(1)		-1.1(1)
	黄铁矿-闪锌矿-石英	+1.8(6)			+0.46(5)	+1.01(15)
	方铅矿-菱铁矿-硫盐矿物	+1.5(1)			+0.28(10)	+0.29(21)
	闪锌矿-方铅矿-胶黄铁矿	+0.85(4)			+0.18(7)	+0.06(18)

注：据叶庆同资料；括号内为样品数。

能暗示从基底变质岩中带入相对富 $^{32}\text{S}$  的硫。

3.4 碳氢氧同位素组成特征

3.4.1 碳同位素 矿区碳酸盐矿物（方解石、菱铁矿） $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值为  $-4.34\text{‰}\sim -7.66\text{‰}$ （表 5）。从成矿早至晚阶段  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值具增高趋势。

对石英包裹体中微量  $\text{CO}_2$  进行测定，共测得 4 个样品的碳同位素数据，其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值为  $-1.97\text{‰}\sim -6.20\text{‰}$ ，而且从成矿早阶段至晚阶段  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值亦有增高的趋势。上述  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值与碳酸盐矿物  $\delta^{13}\text{C}$  估算的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ （ $-3.17\text{‰}\sim -6.68\text{‰}$ ，采用 Y.Bottlinga 关系式求得）基本接近。根据火山气体中  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  为  $-3\text{‰}\sim -5\text{‰}$  推断，矿区的碳同位素组成主要落在岩浆  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  范围内，说明碳主要来自火山岩浆热液。而成矿晚阶段较富含 $^{13}\text{C}$ ，可能与有基底岩石的壳源碳混合有关。

3.4.2 氢氧同位素 矿区流纹英安斑岩(10号岩

表 5 碳酸盐矿物的碳、氧同位素组成  $\delta/\text{‰}$

样号	矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
50-41	菱铁矿	-7.66	-15.61	13.43
50-97	菱铁矿	-5.92	-15.61	13.43
50-112-1	方解石	-5.03	-18.60	11.69
50-112-2	菱铁矿	-5.08	-13.48	15.62
50-116	方解石	-4.89	-18.78	11.50
50-120	菱铁矿	-4.71	-10.32	18.88
50-136	菱铁矿	-4.72	-11.75	17.40
S-1	菱铁矿	-4.53		14.03
L05-8	菱铁矿	-4.34		17.09

体)和英安斑岩(3号岩体)中石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为  $10.69\text{‰}$ 和  $9.17\text{‰}$ （杜杨松）。流纹英安斑岩全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $8.4\text{‰}$ （刘家远），流纹英安斑岩(5号岩体)中石英  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $7.89\text{‰}$ （何国朝等）。以上数据表明，银山岩体属正常花岗岩的  $\delta^{18}\text{O}$ （ $6\text{‰}\sim 10\text{‰}$ ）中高值类型，基本上在同熔型花岗岩范围内。矿区不同矿化阶段形成的石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $12.10\text{‰}\sim 18.70\text{‰}$ ，碳酸盐矿物的  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $11.50\text{‰}\sim 18.88\text{‰}$ ，两者数值相近。同时看出，从

成矿早至晚阶段  $\delta^{18}\text{O}$  值大体上具有增大的趋势。

根据石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值和爆裂法、均一法所测得的形成温度,利用石英—水分馏方程 (Clayton, 1972) 计算出与石英呈平衡的成矿溶液的  $\delta^{18}\text{O}$  值。黄铁矿-石英阶段  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  平均值为 7.61‰,黄铁矿-黄铜矿-石英阶段平均为 10.20‰,黄铁矿-铁闪锌矿-方铅矿阶段平均为 9.58‰,闪锌矿-方铅矿-菱铁矿-硫酸盐矿物阶段平均为 8.55‰,方铅矿-碳酸盐-重晶石阶段平均为 4.20‰。

何国朝还对不同矿化阶段石英中气液包裹体的水进行氢同位素测定,其  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  值为  $-28.5\text{‰} \sim -78.9\text{‰}$ ,主要集中在  $-51.7\text{‰} \sim -78.9\text{‰}$  之间,在晚期铅-锌矿化阶段,  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  值明显上升。

氢氧同位素组成特征表明,成矿溶液的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  和  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  值接近本区岩浆水值 ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  8.36‰,  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$   $-69.8\text{‰}$ )。因此,矿区的成矿溶液应主要由岩浆水组成。在成矿晚期阶段除有大气降水加入外,可能尚存在  $\delta\text{D}$  值变化范围较宽的变质水。

### 3.5 矿物包裹体特征

矿石中的气液包裹体个体较小,多在  $3\text{ }\mu\text{m}$  以下,为星点状、不规则状及负晶形等形态。包裹体液相成分中阳离子以  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{K}^{+}$  为主,  $\text{Mg}^{2+}$  次之,阴离子以  $\text{Cl}^{-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^{-}$  为主,  $\text{F}^{-}$  次之,气相成分中以  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  含量最高。包裹体均一法测温得出矿床成矿温度在  $330 \sim 110\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,其中铜-金矿化为  $330 \sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,铅-锌-银矿化为  $310 \sim 130\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,成矿温度由中心向边部逐渐降低。包裹体中流体的盐度在  $3.0\% \sim 12.2\%$ ,其中铜-金矿化带为  $4.9\% \sim 12.2\%$ ,铜-铅-锌矿化带为  $4.6\% \sim 7.4\%$ ,铅-锌-银矿化带为  $3.0\% \sim 7.7\%$ ,银-铅-锌矿化带为  $4.6\% \sim 7.3\%$ ,成矿溶液的盐度由中心向边部有降低的趋势。通过计算,矿床成矿压力在  $260 \times 10^5 \sim 100 \times 10^5\text{ Pa}$ ,成矿深度较浅。

## 4 成矿机制及成矿模式

构造动力成矿与火山岩浆成矿虽属 2 种不同的成矿作用,但是同一构造期或密切的时空及成因联系,使其构成一个“构造—火山岩浆—成矿”三位一体成岩成矿体系。

构造动力热液成矿,空间上多局限在基底变质岩系内的韧性剪切带中。这可能与韧性剪切构造带的形成需具备较高的热动力环境和持续发展的较强应力场有关。因为这更有利于热液的形成和从围岩

中萃取成矿物质。银山构造动力变形变质与火山岩浆活动属同一构造期 (燕山期),其成矿同步演化,叠加复合为多种金属汇聚而形成大矿、富矿提供了得天独厚的条件。成矿同步性系指同一构造期和在 2 种相对独立的成矿作用演化过程中,某些成矿阶段并列演化。但是二者仍有明显的先后和阶段之分。下面以金为例讨论其成矿的内在机制。

金活化阶段,区内基底变质岩系原岩浊积特点显著,属夹有多层中—基性火山岩的复理石建造,具有较好的含金性。在区域热动力等因素驱动下,原岩中各种状态的水、挥发组分和易溶盐类及碳酸盐等发生脱水或分解等复杂反应,岩石发生变形变质。水和  $\text{CO}_2$  等在释放过程中,随原体系化学平衡的破坏和适应新的物理化学状态,使其从围岩介质中萃取成矿组分,并相对汇聚而以卤水或粒间溶液形式封存在变质岩中。这种水溶液在递进变质中形成,基本上无其他成因水混入,可称为初始变质水溶液。水溶液中成矿组分若达过饱和状态,则有矿质沉淀,如本区变质岩中发育的星散分布的含金黄铁矿等,金在其中得以初步富集 (区域富金黄铁矿岩样分析:  $\text{Au } 22.5 \times 10^{-9}$ ,  $\text{Cu } 21.93 \times 10^{-6}$ )。

金再汇聚阶段,在韧性剪切变形变质或火山岩浆等动力驱使下进行。一般认为韧性剪切变形变质是紧随区域变质作用主峰期之后,在岩石圈较深层次发生的 (Phillips, 1966; 李树勋等, 1986)。但本区却属中生代特殊地质构造环境中形成。韧性剪切变形变质或火山岩浆活动,打破了初始变质水溶液及介质的平衡状态。地质环境和物理化学条件的变化,不仅导致含矿初始变质流体向韧性剪切带扩容空间迁移汇聚,同时在新热动力场中,更加剧了初始变质水溶液对围岩中易溶金的浸取 (含金黄铁矿、云母类等),而更进一步形成具有成矿意义的构造动力热水溶液 (简称构造动力热液)。

金沉淀成矿阶段,向韧性剪切减压扩容带汇聚的构造动力热液,随温度、压力等物理化学因素变化或与围岩发生复杂的化学反应,而使金沉淀、富集形成蚀变构造岩型石英脉型和含金黄铜矿-黄铁矿细脉浸染型矿体或矿化体。金在黄铜矿、黄铁矿中多呈类质同象或固溶体混入状态存在。

火山岩浆晚期一期后热流体成矿,在时间上略晚于构造动力成矿的第二阶段,这主要因剪切断裂控制了岩浆侵入,火山岩浆成矿滞后是必然的。但二者在空间上一致,某些成矿阶段的并列演化,成矿流体相互渗透—混溶沉淀成矿,即形成了所谓的“构造动力—火山岩浆”同步一体成矿体系。

# 新疆卡拉塔格铜（金）矿床

高珍权<sup>1,2</sup>, 方维萱<sup>1,2</sup>, 胡瑞忠<sup>1</sup>, 刘继顺<sup>3</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳, 550002; 2. 有色金属矿产地质调查中心, 北京, 100814; 3. 中南大学地质研究所, 长沙, 410083)

土屋—延东斑岩型铜矿床的发现(王福同等, 2000)引起了国内外对东天山斑岩型铜-多金属矿床的浓厚兴趣, 中国地质调查局于1999年率先启动东天山重点成矿区带的矿产勘查项目, 卡拉塔格铜-金矿化集中区就是在此良好的地质勘查大环境中, 由新疆鑫汇地质矿业有限责任公司与中南大学地质研究所于1999年共同发现的。该区自2001年被列为国土资源大调查项目以来, 在北京矿产地质研究院与鑫汇公司的共同努力下, 铜-金矿勘查取得较大进展。与此同时, 该区为“973”项目“中国西部中亚型造山与成矿”东天山古生代岛弧带斑岩型铜突破区之一进行重点追踪研究。

## 1 概 况

东天山的土屋(卡拉塔格)—沁城铜-钼-金成矿带与大南湖—头苏泉岛弧带相当(张洪涛等, 1991; 韩春明等, 2002)。成矿带呈EW向展布, 约长600 km, 宽30~50 km, 处于哈尔里克成矿带之南, 北界为托克逊—沁城断裂带(吐哈盆地南缘断裂), 南界为康古尔—黄山—镜儿泉断裂带, 东与博格达成矿带相连, 向西交会于哈尔里克成矿带, 应与哈尔里克属同一岛弧带(图1)。下分卡拉塔格、土屋—赤湖和大南湖—沁城3个斑岩型铜-钼-金成矿亚带, 由卡拉塔格、土屋、赤湖、三岔

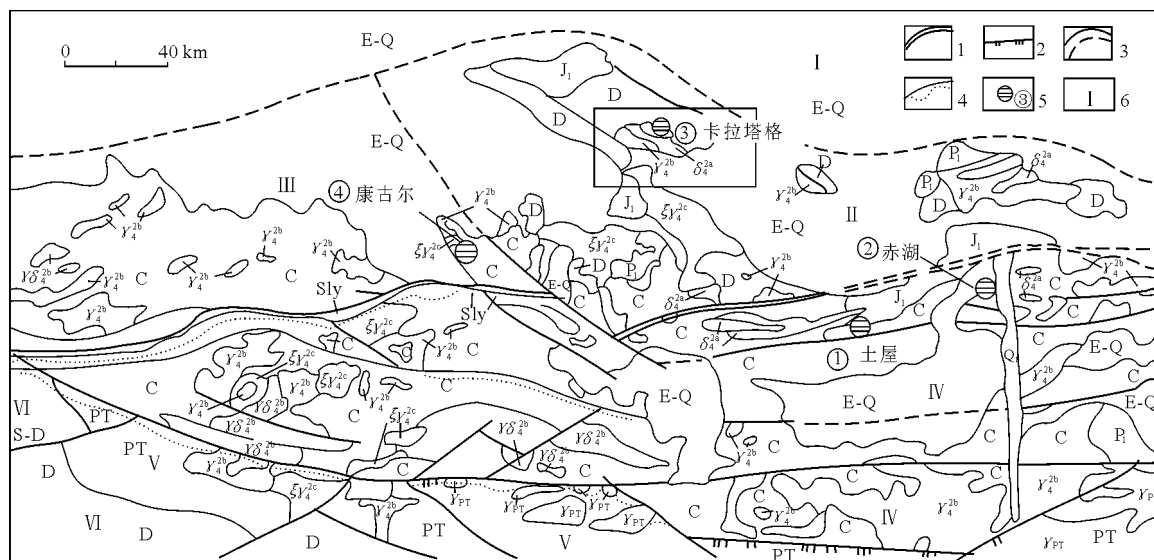


图1 新疆卡拉塔格斑岩型铜矿成矿带地质图(据新疆第一区域地质调查大队资料修改)

Q<sub>1</sub>—库姆塔格沙漠现代风集沙; E—Q—第三系、第四系未分; J<sub>1</sub>—下侏罗统; P<sub>1</sub>—下二叠统; C—石炭系; D—泥盆系; S—D—志留—泥盆纪未分; PT—元古宙深变质岩系;  $\gamma_{PT}$ —元古宙片麻花岗岩类;  $\delta_1^{2a}$ —闪长岩;  $\gamma_1^{2b}$ —花岗岩;  $\gamma_2^{2b}$ —花岗闪长岩;  $\delta_4^{2c}$ —固结期钾长花岗岩; Sly—蛇绿岩建造; 1—深大断裂; 2—推覆断裂; 3—实测及推测大断裂; 4—韧性剪切带; 5—斑岩铜矿床(点)及编号: ①—土屋, ②—赤湖, ③—卡拉塔格, ④—康古尔; 6—成矿带编号及名称: I—吐鲁番—哈密带; II—哈尔里克带; III—依连哈比尔杂带; IV—觉罗塔格带; V—星星峡带; VI—南天山东带

口、三岔口—阿尔格兰提山南、大南湖、沁城等8个成矿区或矿田组成。

蒙古斑岩型铜-金矿带西延至我国新疆境内, 准噶尔地块将其分为南北2个带: 北带为淖毛湖

(卡拉先格尔)—包古头斑岩型铜-金成矿带; 南带为卡拉塔格—土屋—沁城铜-钼-金成矿带, 西天山的达巴特斑岩型铜-钼矿为南带的西段, 向西与哈萨克斯坦的斑岩型铜矿带相连, 三者构成了一个完

整的斑岩成矿带。从全球范围来看,哈萨克斯坦 Kounrad, Aktogai—中国土屋、卡拉塔格、包头—

蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩铜矿成矿带是亚洲大陆内部最重要的斑岩金-铜矿成矿带(图2)。

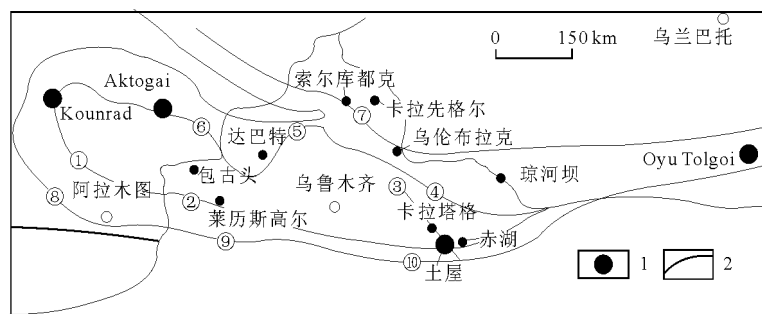


图2 Kounrad, Aktogai—土屋、卡拉塔格、包头—Oyu Tolgoi 斑岩成矿带示意图  
1—斑岩铜矿; 2—深大断裂

卡拉塔格斑岩型铜-金成矿亚带位于大南湖—头苏泉晚古生代岛弧带上的吐哈盆地内中央隆起区内,南距土屋斑岩铜矿带 50 km。区内发育的 AP3, AP6, AP7 和 AP9 四个 1:20 万化探异常组成了 NWW 向异常带。其中 AP6 和 AP7 异常区现已发展成为红山、梅岭铜-金矿区(图3)。

区内火山机构发育,岩浆活动具有多期次、多旋回的特点,说明本区长期处于热活动中心,具备形成斑岩铜-金矿—脉状铜-金-(银)多金属矿—浅成低温热液型金矿的有利地质条件。卡拉塔格地区火山-岩浆活动大致分为 3 期:早期裂隙式火山喷发形成玄武岩-安山岩,其化学成分相当于细碧岩-石英角斑岩组合;中期火山喷发形成安山质英安岩、英安斑岩;晚期为潜火山岩(霏细岩等)及基性脉岩侵入,末期伴随有石英闪长岩、花岗闪长岩等中酸性岩(脉)产出(图3,孙桂华等,2005;姜常义等,2005)。

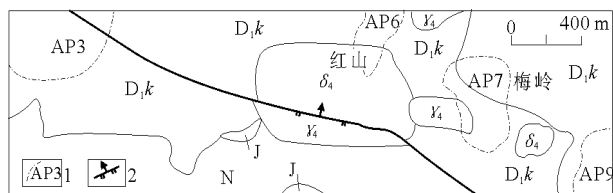


图3 东天山卡拉塔格铜(金)矿地质图

N—第三系;J—侏罗系含煤碎屑岩系; $D_1k$ —下泥盆统卡拉塔格组安山质火山沉积岩系; $\gamma_1$ —晚华力西期花岗质侵入岩; $\delta_1$ —晚华力西期闪长质侵入岩;1—水系沉积物测量铜异常及编号(1:20万);2—断层

出露的地层主要为晚古生代火山-沉积建造和中生代含煤碎屑岩建造。下泥盆统卡拉塔格组( $D_1k$ )为一套中—酸性粗火山碎屑岩建造,下段为英安质含角砾熔结凝灰岩、凝灰熔岩、安山质火山角砾岩;上段为安山岩、英安斑岩、石英霏细斑岩有少量辉石安山玢岩、杏仁状玄武玢岩,夹晶屑熔结凝灰岩、岩屑凝灰熔岩、凝灰角砾岩等。该组被大南湖组超覆不整合。下泥盆统大南湖组( $D_1d$ )下亚组为浅海相细碎屑岩和火山碎屑岩夹碳酸盐建造,岩性为细砂岩、泥晶灰岩、大理岩夹凝灰岩、霏细岩、钙质砾岩等,上亚组主要为中基性火山岩和火山碎屑岩,岩性是玄武岩、杏仁状安山玄武岩、辉石安山玢岩等。本区铜-金矿化与泥盆纪火山活动密切相关,矿化主要产于潜火山性质的流纹斑岩、安山玢岩体内及外接触带。

## 2 成矿环境分析

### 2.1 成矿的大地构造环境

东天山土屋—卡拉塔格斑岩铜矿带的大地构造位置属于近 EW 向康古尔断裂带与底坎尔—沁城断裂带之间的大南湖—头苏泉晚古生代岛弧带上,SN 向沙垄断裂带的西侧。七角井—十三间房—延东西部近 SN 向隐伏基底断裂从本区西部通过(图1)。深部构造位置正好处于北侧吐哈幔隆与南侧觉罗塔格峰凹之间的隆凹过渡带,区域地球物理场正处于重磁变异梯度带上,现代地壳厚度为 45 km 左右(刘德全等,1996;刘继顺等,2001)。这些特征与蒙古奥尤陶勒盖斑岩型铜-金矿带和西延哈萨克斯坦斑岩铜矿带的大地构造背景完全可以对比(胡霭琴等,1996;马瑞士等,1997;芮宗瑶等,2002;吴华等,2005),说明该区具备形成大型—超大型斑岩铜矿田的大地构造环境。

### 2.2 成矿环境的地球化学指示

2.2.1 岩石化学成分特征及成矿环境指示 卡拉塔格铜-金矿主要岩、矿石化学成分及特征参数列

于表 1。从中可以看出本区的火山、潜火山岩成分变化范围较大，SiO<sub>2</sub> 含量变化范围在 48.65% ~ 92.25%，与铜矿化有关的斑岩（脉）多数为 70% 左右。未蚀变火山岩中基性—中酸性岩石化学成分图解命名主要为角斑质—细碧质凝灰岩。岩石的里特曼指数（σ）说明斑岩脉多属钙碱性岩类（表 1）。土屋的含矿岩体——斜长花岗岩的 SiO<sub>2</sub> 含量范围在 64.37% ~ 72.28%（张连昌等，2004），里特曼指数（σ）均小于 4。此外，本区的斜长花岗

岩与土屋斜长花岗岩表征岩体的主元素含量及特征参数比较接近。薄片和光片鉴定中发现，蚀变超浅成中酸性岩脉群（霏细斑岩、石英斑岩、花岗斑岩）及其围岩角斑质火山岩的硅化特别强烈，部分已成为次生石英岩（如 YL—5），这是部分硅化斑岩 SiO<sub>2</sub> 含量高达 90% 以上的主要原因。这些蚀变特征与科翁腊德斑岩型铜矿相似（陈哲夫等，1999）。蚀变过程中带入组分硅的含量明显增加，而带出元素铁镁钙等组分显著减少（表 1）。

表 1 卡拉塔格、土屋岩、矿石主量元素分析成果及特征参数 w (B) /%

序号	样品号	岩 性	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	YL-1	孔雀石化花岗斑岩	73.74	0.29	12.88	1.94	1.75	0.14	1.91	0.32	2.32
2	YL-2	铜-金矿石(辉长岩)	48.65	1.20	17.23	5.41	4.53	0.29	5.46	7.90	3.69
3	YL-5	硅化斑岩	92.25	0.28	3.38	0.39	0.83	0.12	0.23	0.24	0.28
4	YL-9	硅化霏细斑岩	78.82	0.26	11.09	0.12	1.07	0.12	0.33	0.88	5.89
5	YL-7	硅化角斑细碧质凝灰岩	70.66	0.36	11.95	5.66	0.37	0.05	0.44	0.16	0.44
6	YL-3	辉石闪长岩	55.21	0.59	16.04	3.50	4.93	0.22	4.50	6.41	3.42
7	YL-4	强蚀变石英角斑岩	76.02	0.34	10.17	0.94	2.53	0.15	2.40	0.57	4.74
8	YL-10	正长斑岩	69.68	0.11	14.78	2.15	2.54	0.04	0.81	5.01	4.57
9	YL-11	斜长花岗岩	68.74	0.08	14.36	0.94	1.61	0.02	0.90	2.54	5.32
10	YL-12	角斑岩	71.26	0.14	13.65	1.26	0.55	0.03	1.04	0.24	4.12
11	YL-13	正长斑岩	65.12	0.12	15.64	0.78	3.52	0.08	1.35	2.54	1.12
12	YL-14	闪长玢岩	67.94	0.50	15.19	1.04	2.36	0.05	1.19	5.78	5.61
13	YD203	土屋斜长花岗岩	70.12	0.27	15.59	1.31	0.87	0.03	0.93	2.05	5.60
14	TW205-1	土屋斜长花岗岩	80.73	0.19	12.03	0.28	0.26	0.01	0.07	0.11	2.73

序号	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	总量	FeO*	比值 1	比值 2	σ	AR	SI	LI	τ
1	1.81	0.04	0.04	2.58	99.76	3.49	1.83	0.78	0.56	2.08	19.63	20.52	36.41
2	0.56	0.15	0.04	4.27	99.38	9.39	1.72	0.15	3.20	1.41	27.79	-6.27	11.28
3	0.83	0.03	0.06	0.94	99.86	1.18	5.13	2.96	0.03	1.37	8.98	29.81	11.07
4	0.31	0.02	0.27	0.68	99.86	1.18	3.57	0.05	1.07	125	4.28	24.08	20.00
5	3.42	0.02	0.06	2.30	95.89	5.46	12.41	7.77	0.54	1.16	4.26	20.86	31.97
6	1.44	0.12	0.23	3.20	99.81	8.08	1.80	0.42	1.93	1.88	25.30	0.63	21.39
7	0.10	0.10	0.11	1.65	99.82	3.38	1.41	0.02	0.71	16.05	22.41	18.94	15.97
8	5.71	0.13		0.24	100.38	4.47	5.52	1.25	3.92	2.72	5.13	18.70	92.82
9	3.64	0.11		1.10	99.78	2.46	2.73	0.68	3.12	3.26	7.25	20.64	113.00
10	4.88	0.11		0.90	99.54	1.68	1.62	1.18	2.87	3.92	8.78	25.64	68.07
11	7.84	0.15		1.11	100.04	4.22	3.13	7.00	3.63	2.94	9.24	21.36	121.00
12	1.50	0.09		0.38	99.36	3.30	2.77	0.27	2.03	2.03	10.17	13.83	19.16
13	1.22	0.08		1.78	99.85				1.72				37.00
14	2.14	0.06		1.43	100.00				0.63				48.95

注：序号 1~12，本文，分析单位：地质矿产部武汉综合岩矿测试中心。湿化学法分析，分析精度优于 0.5%~1%；序号 13、14 据张连昌等，2004；FeO\* = FeO + 0.899Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>；比值 1 = FeO\*/MgO；比值 2 = K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O；σ—里特曼指数；AR—碱度率；SI—固结指数；LI—拉森指数；τ—戈蒂里指数

采用 Ritmann 的 lg τ 与 lg σ 投影法，划分板内与消减带，如图 4 所示，图中点号与表 1 中序号对应。本区所有火山、潜火山岩和土屋斜长花岗岩都落入 B 区，说明这些岩类形成环境为消减带（岛弧+活动大陆边缘）。

2.2.2 岩、矿石微量元素特征及其对成矿环境指示

2.2.2.1 稀土元素特征

1) 稀土总量、参数特征及其成矿环境指示意义：蚀变岩石的稀土元素总量（不包括 Y）在 29.53×10<sup>-6</sup>~116.75×10<sup>-6</sup> 之间（表 2），处于亲陆岛弧型岩浆岩的稀土元素含量变化范围内（王中刚，1989）。LREE/HREE 值为 1.29~7.32，为轻度至中等富集轻稀土。δEu 为 0.45~0.86（辉长岩例外），为中等至弱 Eu 亏损。δCe 为 0.48~0.90，表

表 2 东天山卡拉塔格、土屋岩、矿石稀土元素分析成果及特征参数

$w(B)/10^{-6}$

序号	样品号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
1	YL-1	孔雀石化花岗斑岩	6.03	12.23	2.20	9.96	3.06	0.82	4.30	0.944	7.11	1.501	5.08	0.828	5.89
2	YL-2	铜-金矿石(辉长岩)	4.65	11.17	1.92	9.93	3.68	1.43	4.74	0.877	5.88	1.123	3.50	0.554	3.68
3	YL-3	辉石闪长岩	15.49	20.25	2.63	10.60	2.27	0.70	2.69	0.480	3.09	0.650	2.01	0.320	2.05
4	YL-4	强蚀变石英角斑岩	42.74	34.31	4.74	17.67	2.60	0.67	3.10	0.550	3.61	0.780	2.48	0.400	2.69
5	YL-5	硅化斑岩	8.62	8.56	1.48	5.75	1.02	0.26	0.93	0.150	1.79	0.180	0.61	0.120	0.91
6	YL-7	硅化角斑细碧质凝灰岩	11.34	19.73	2.82	13.04	3.58	0.89	4.51	0.820	5.44	0.130	3.53	0.550	3.67
7	YL-8	黄铁矿化、硅化霏细岩	3.54	7.04	1.12	4.97	1.45	0.23	2.05	0.409	2.90	0.632	2.07	0.343	2.45
8	YL-9	硅化霏细斑岩	26.96	31.39	4.05	16.10	3.37	0.52	3.73	0.590	3.48	0.700	2.07	0.320	2.14
9	YD203	土屋斜长花岗岩	6.28	14.4	1.93	8.58	2.04	0.784	2.07	0.293	1.70	0.344	0.96	0.13	0.85
10	TW205-1	土屋斜长花岗岩	7.71	15.5	1.83	7.19	1.27	0.60	1.19	0.143	0.924	0.179	0.51	0.07	0.58
11		土屋蚀变闪长岩	10.3	18.6	—	10.10	2.3	0.75	1.96	0.28	—	—	—	—	0.843

序号	Lu	Y	总量	LREE	HREE	LR/HR	(La/Yb) <sub>N</sub>	(La/Lu) <sub>N</sub>	(Ce/Yb) <sub>N</sub>	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Lu) <sub>N</sub>	δEu	δCe
1	0.89	44.48	105.32	34.30	26.54	1.29	0.69	0.72	0.54	1.24	0.60	0.69	0.81
2	0.52	28.60	82.27	32.87	20.87	1.57	0.85	0.95	0.79	0.80	1.16	1.04	0.90
3	0.32	18.03	81.58	51.94	11.61	4.47	5.09	5.15	2.56	4.29	1.07	0.86	0.70
4	0.43	19.89	136.64	102.73	14.04	7.32	10.71	10.58	3.30	10.34	0.92	0.72	0.48
5	0.15	3.96	33.47	25.69	3.84	6.69	6.39	6.12	2.43	5.32	0.79	0.80	0.53
6	0.56	30.02	101.64	51.40	20.21	2.54	2.08	2.16	1.39	1.99	1.03	0.67	0.82
7	0.41	18.26	47.87	18.35	11.26	1.63	0.97	0.92	0.74	1.54	0.64	0.41	0.85
8	0.35	19.74	115.49	82.39	13.38	6.16	8.49	8.20	3.79	5.03	1.36	0.44	0.65
9	0.11		40.47	34.014	6.457	5.27	4.98	6.12	4.38	1.94	2.41	1.16	0.99
10	0.07		37.77	34.100	3.666	9.30	8.96	11.79	6.91	3.82	2.18	1.47	0.96
11	0.136		45.27	42.05	3.22	13.06	8.25	8.10	5.71	2.82	1.85	1.05	

注：序号 1~8 本文，分析单位：地质矿产部武汉综合岩矿测试中心，分析方法：等离子直读发射光谱仪（ICP/AES），检测下限为  $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.1 \times 10^{-6}$ ，分析精度优于 5%。序号 9，10 据张连昌等，2004；序号 11 据任秉琛，2002

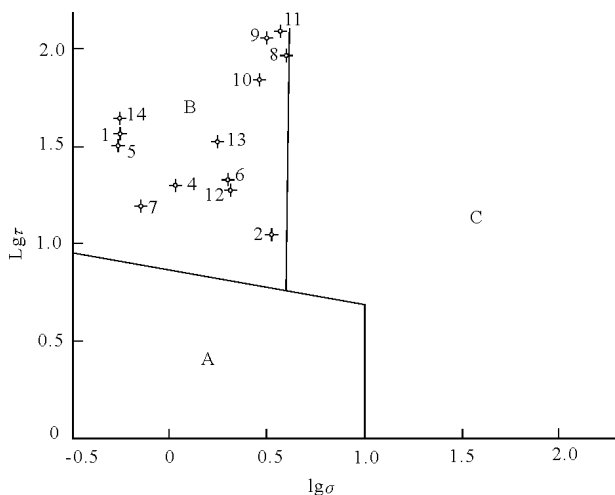


图 4 卡拉塔格、土屋岩矿石  $\lg \tau - \lg \sigma$  图解（据 Rittmann, 1970）

A—板块稳定区火山岩；B—消减带火山岩；C—A、B 区演化的碱性火山岩

明受到过循环海水的影响，可能是循环海水参与了成矿作用。同土屋斑岩铜矿斜长花岗岩及蚀变闪长岩的稀土元素地球化学特征有较大的差异：土屋稀土总量偏低，轻、重稀土分异较大，且具有正 Eu 异常，说明二者形成的环境有较大的差异。

2) 标准化分布模式及其成岩成矿指示作用：

图 5 展示了矿区岩石和矿石的稀土元素球粒陨石标准化分布模式，从中可知，硅化霏细斑岩、强蚀变（青磐岩化）石英角斑岩、硅化角斑细碧质凝灰岩及强蚀变石英角斑岩的曲线相似，为 Eu 负异常轻稀土富集型；辉石闪长岩和硅化斑岩的分布模式也十分相似，同属弱负 Eu 异常轻稀土富集型，表明其物质来源和成岩方式也相似，负 Eu 异常的程度

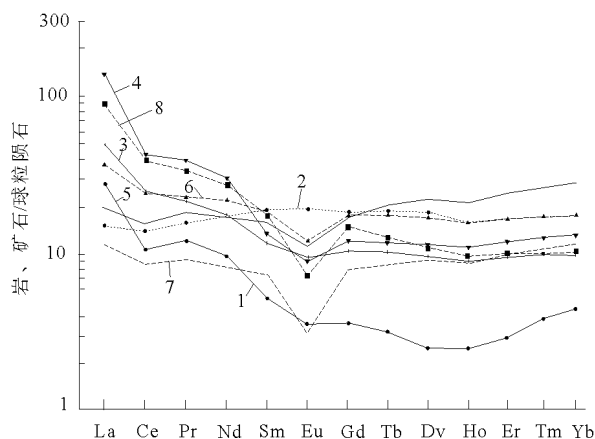


图 5 卡拉塔格、土屋岩矿石稀土元素配分模式

1—孔雀石化花岗岩；2—铜矿石（辉长岩）；3—辉石闪长岩；4—强蚀变辉石闪长岩；5—硅化斑岩；6—硅化角斑细碧质凝灰岩；7—黄铁矿化、硅化霏细岩；8—硅化霏细斑岩



与岩石中矿物成分及含量有关。但硅化斑岩、辉石闪长岩及辉长岩（铜-金矿石）的分布模式则完全不同，属 Eu 正常或弱负异常平坦型，特别是辉长岩、矿石和辉石闪长岩的曲线几乎为一条平线，辉长岩、矿石还具 Eu 正异常；孔雀石化花岗斑岩的模式为负 Eu 异常平坦型，这些岩石可能起源于上地幔。土屋斜长花岗岩和蚀变闪长岩的稀土分布模式为右倾型，轻重稀土的分异较强。说明本区的主要岩矿石与土屋斜长花岗岩和蚀变闪长岩的来源可能不一致。

2.2.2.2 稀土及大离子半径元素的成岩成矿环境指示 利用稀土元素研究成岩成矿环境的方法很

多，本次采用 Pearce 等（1984）提出的“NAP”图解和不同类型花岗岩的 Rb-（Y+Nb）和 Rb-（Yb+Ta）图。本区部分岩、矿石大离子半径元素分析结果列于表 3。据 Pearce 的方法对其进行了洋脊花岗岩标准化计算，并据此作了地球化学模式图（图 6，投影号为表 3 中样品号）。图中可看出，卡拉塔格金-铜矿以洋脊花岗岩（ORG）为标准的微量元素分布形式十分相似，都以富集 K<sub>2</sub>O，Rb，Ba，Th，而相对贫 Nb，Zr，Y，Yb 等为特征。这与典型火山弧花岗岩的模式十分相似，而与其他构造环境下形成的花岗岩有较大差别（赵振华等，1989）。

表 3 东天山卡拉塔格、土屋岩、矿石大离子半径元素分析结果

序号	样品号	岩性	K <sub>2</sub> O	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Hf	Zr	Sm	Y	Yb
1	YL-1	孔雀石化花岗斑岩	1.81	34.0	662	1.0	0.6	2.5	12.23	2.8	95.0	3.06	44.48	5.89
2	YL-2	铜-金矿石(辉长岩)	0.56	15.0	205	1.0	0.5	1.7	11.17	3.3	71.0	3.68	28.60	3.68
3	YL-3	辉石闪长岩	0.83	7.80	259	1.0	0.50	4.1	8.56	3.1	82.7	1.02	4.0	0.9
4	YL-4	强蚀变石英角斑岩	0.31	3.10	75	1.0	0.50	6.5	31.39	7.1	179.0	3.37	19.7	2.1
5	YD203	土屋斜长花岗岩	1.22	17	786	1.195	0.458	1.44	14.4	1.06	37.4	2.04	8.94	0.85
6	TW205-1	土屋斜长花岗岩	2.14	21.8	586	1.226	0.117	2.21	15.5	1.09	37.0	1.27	5.23	0.58
80	标准 1)	洋脊花岗岩	0.4	4	50	0.8	0.7	10	35		9	340	9	70

注：序号 1~4，本文，分析单位：地质矿产部武汉综合岩矿测试中心，单位：氧化物为%，其他元素为×10<sup>-6</sup>。分析方法：主量和稀土元素同表 1，2，其他大离子半径元素：萤光谱仪，分析精度优于%。序号 5，6 据张连昌等，2004；1) 据 Pearce 等，1984。

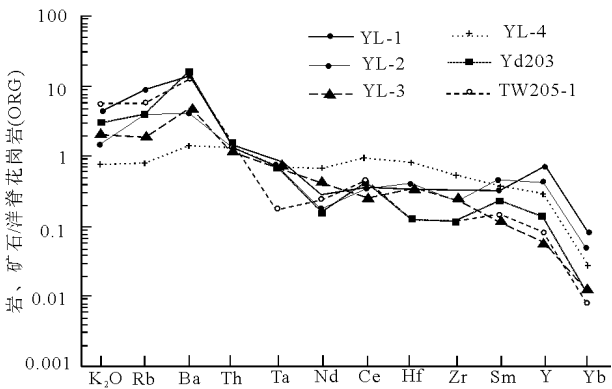


图 6 卡拉塔格、土屋岩、矿石的洋脊花岗岩（ORG）标准化蛛网图（图中的样品号同表 3）

Pearce 等（1984）还应用了 Rb-（Y+Nb）和 Rb-（Yb+Ta）图解来判别花岗岩形成的构造环境。在这种图解中，Rb，Y 和 Nb 或 Yb 和 Ta 可有效地将火山岛弧型花岗岩与其他类型的花岗岩区别开来。图 7 表示了本区卡拉塔格部分岩、矿石和土屋斜长花岗岩的投点（图 7 中点号与表 3 中序号对应），它们均落入火山弧花岗岩区。

因此，本区的火山、潜火山岩属于火山岛弧型构造环境的产物。

总之，本区主要出露泥盆纪海相岛弧型安山质火山-沉积岩系和华力西中晚期中酸性斑（玢）岩体（脉）。早古生代，西伯利亚板块沿阿奇山—尾亚一线向塔里木板块俯冲。到晚古生代，由于吐哈地块漂移至塔里板块附近，致使俯冲带跃迁至吐哈地块的北缘，形成了由哈尔里克—大南湖—头苏泉晚古生代岛弧带，这种构造格局及其演化与蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩型铜-金矿床的十分相似，从而为该区中大型斑岩型铜-多金属矿床的成矿奠定了良好基础。

本区位处幔隆与幔凹过渡带和重磁变异梯度带，主要铜-金矿和异常区分布于 2 组深大断裂交会处，具备形成大型—超大型斑岩铜-金的大地构造环境。岩石化学成分研究显示与成矿有关的岩、矿石属于消减带中的钙碱岩石系列；稀土元素组成特征及球粒陨石标准化分布模式指示火山、潜火山岩可能来源于上地幔；岩、矿石的 NAP 图解得出了类似的结论。因此，本区处于岛弧环境中，火山、潜火山岩可能来源于上地幔，为岛弧构造环境下的产物。

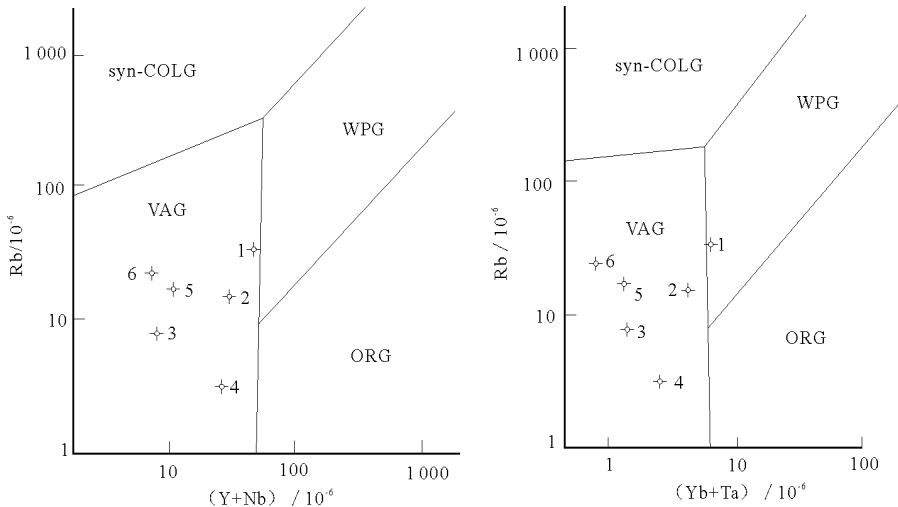


图7 卡拉塔格不同类型花岗岩的  $Rb-(Y+Nb)$  和  $Rb-(Yb+Ta)$  图解 (据 Pearce 等, 1984)

VAG—火山弧花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; WPG—板内花岗岩; syn-COLG—同碰撞花岗岩

### 3 找矿前景分析

#### 3.1 新发现铜-金矿——红山、梅岭铜-金矿特征及找矿前景

**3.1.1 红山铜-金矿** 红山铜-金矿系 1:20 万异常——AP6 异常查证成果。AP6 异常以 Cu, Au, Zn, Ag 为主, 面积约  $5 \text{ km}^2$ , 北面未封闭。引起 AP6 异常的地质体为蚀变强度大、组合复杂的环状蚀变体, 主要蚀变有高岭土化、重晶石化、赤铁矿化、黄钾铁矾化、氯铜矿化、胆矾化、水云母化、叶蜡石化, 蚀变中心原岩结构消失, 蚀变矿物在 80% 以上。蚀变岩石色杂, 红、黄、白、褐诸色均有。外围安山质火山沉积岩有青磐岩化, 尚见热液爆破角砾岩和隐爆角砾岩、黄铁次生石英岩。由于地表氧化淋滤作用强烈, 原生硫化物不复存在, 仅见大量褐铁矿和黄钾铁矾, 发育铜-铅-锌-钼等元素异常。强蚀变范围面积大于  $200 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ , 相对高差 80 m。若将青磐岩化带一并考虑的话, 则蚀变环的直径在 1500 m 左右 (图 8)。

近几年该区的国土资源大调查项目成果显示: 红山矿化—蚀变带 SN 宽 400 m, EW 长 800 m。地表发现 3 条矿化体: I, III 号为铜-金矿体, II 号金矿化体。矿体长 160~350 m, 平均水平厚 3~11 m; 平均品位 Cu 0.28%~0.81%, Au  $1.0 \times 10^{-6}$ ~ $2.83 \times 10^{-6}$ 。钻孔控制了 3 层金矿 (化) 体和一层铜-金矿 (化) 体, 控制矿体延深 >100 m, 矿体深部有变大、变富的趋势。大比例尺物化探成果显示: 面上岩屑异常范围大、强度高、元素组合齐全; 深部矿化异常体具有低阻、中高极化的特征——推测为隐伏的斑岩体, 岩体顶部及周围存在低

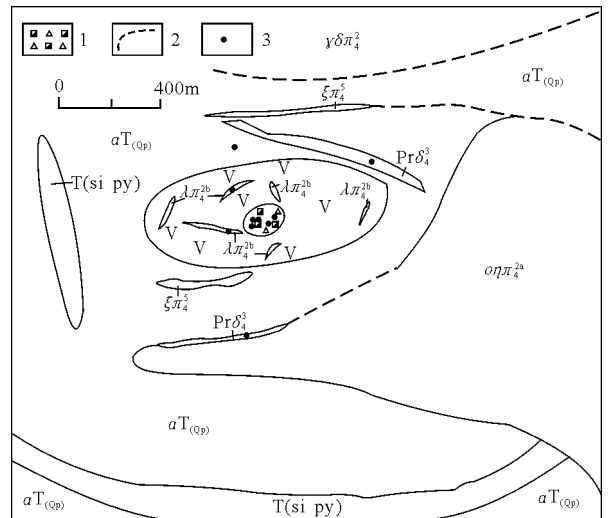


图8 卡拉塔格红山斑岩铜 (金) 矿地质图

T (Si Py) —黄铁矾化硅质凝灰岩;  $aT(Qp)$  —青磐岩化安山岩、凝灰岩; V—强蚀变矿化中酸性—酸性火山碎屑岩、潜火山岩;  $\xi\pi_4^1$ —正长斑岩 (未蚀变);  $Pr\delta_4^3$ —辉石闪长岩 (未蚀变);  $\lambda\pi_4^{2b}$ —次石英岩、次流纹斑岩、霏细岩;  $o\eta\pi_4^a$ —石英二长岩 (弱蚀变、具铁染);  $\gamma\delta\pi_4^a$ —花岗岩闪长岩; 1—火山集块岩、角砾岩、爆破角砾岩、块状赤铁矿; 3—断层; 4—采样位置

阻体, 可能为铜矿的赋矿部位。因此, 综合已经发现的铜-金矿体和取得的物化探成果, 具备中大型斑岩型铜-金矿找矿前景。

**3.1.2 梅岭铜-金矿** 梅岭铜-金矿位于 AP7 异常区中心部位。AP7 为面积达  $14 \text{ km}^2$  的 1:20 万以 Cu, Zn, Ag, Mn 为主的综合化探异常区。根据 1:25 000 岩屑异常及地表矿化蚀变的分布范围, AP7 区进一步分为 AP7W, AP7N, AP7E, AP7S 等 4 个矿化中心, 单个矿化中心地表分布面积为 1~3  $\text{km}^2$ 。梅岭铜-金矿为 AP7W 异常查证成果。

AP7 区由 4 个  $1 \text{ km} \times 3 \text{ km}$  环形红—褐黄色蚀变

带组成，主要由大片英安质碎斑熔岩、硅质凝灰岩、石英斑岩、斜长花岗斑岩、霏细岩所组成的中酸性火山-侵入杂岩体。蚀变特征与 AP6 相同，以酸性火山岩的酸淋滤带蚀变体（黄钾铁矾-明矾石-高岭土-石膏）和中性斑岩体的绢云母化-硅化为显著特征，远矿蚀变以青磐岩化和重晶石矿物为标志，只是强度相对较弱。在硅化凝灰岩和硅质岩中见浸染状黄铁矿与多期石英细网脉。第一期肉红色石英细网脉，第二期灰色含硫化物石英细网脉，第三期白色石英细脉，最后为乳白色石英中大脉。

梅岭铜-金矿由南北 2 条蚀变带组成。南带控制长度 700 m，宽 100 m，主要岩性为黄钾铁矾化-硅化石英斑岩及流纹斑岩，次为硅化-绢云母化-褐铁矿化-绿泥石化闪长玢岩。北带控制长度 750 m，宽 200~250 m，主要岩性为硅化-绢云母化-褐铁矿化-绿泥石化闪长玢岩，次为黄钾铁矾化-硅化石英斑岩。研究显示蚀变闪长玢岩体与铜-金矿化关系密切，不仅岩体本身全岩矿化，围岩中也发生较强的铜-金矿化，石英斑岩和流纹斑岩与金矿化关系密切，是主要的含金地质体。在北矿化蚀变带中新发现 10 余米宽的金矿化体，含矿围岩为石英细网脉发育的石英斑岩和流纹斑岩。南矿化蚀变带经钻孔揭露，在绢英岩化的斑岩体的边部岩枝及下部（90 m 以下）的青磐岩化的安山质围岩中发现多层

铜矿体，累计穿矿厚度大于孔深的 50%，部分地段铜矿体品位超过 1%。矿石类型以细脉状为主，少量浸染状，大多为黄铁矿-黄铜矿-石英细脉，偶见黄铜矿杏仁体。含矿围岩较为复杂，主要为火山角砾岩、石英闪长玢岩、角砾英安岩、安山岩等，围岩蚀变主要为硅化、绢云母化、绿泥石化、青磐岩化。此外，该区其他 3 个异常地段成矿的地质条件与梅岭十分相似，且均发现了良好的找矿线索，具有良好的找矿潜力。因此，梅岭的找矿工作有望在近期内获得突破。

3.2 其他异常区找矿前景

1986—1988 年，康古尔塔格幅 1:20 万水系沉积物地球化学测量涵盖了卡拉塔格地区，结果显示本区为 Cu，Ni，Co，V，Mn，Ti，Fe，Au，Zn，Y 等元素高背景场。在卡拉塔格及附近的 320 km<sup>2</sup> 范围发现综合异常多处，除了 AP6，AP7 号异常，类似的综合异常还有：AP3-Au，Cr，P，Cu，Hg，Ni，Ag，Co，Ti；和 AP9-Cu，Zn，Au 等（图 3）。AP3 综合异常元素组合齐全，面积大，强度高，可与 AP7 号异常媲美，极具找矿潜力（表 4），而 AP6 号异常元素组合与土屋的十分相似（庄道泽，2003）。说明卡拉塔格地区不仅红山和梅岭具有良好找矿前景，AP3 和 AP9 异常区同样具有较大的找矿潜力。

表 4 卡拉塔格地区主要及土屋化探异常特征

地 区	异常名称	异常面积/km <sup>2</sup>	元 素 组 合	主 要 元 素 最 高 含 量				备 注
				Cu/10 <sup>-6</sup>	Zn/10 <sup>-6</sup>	Au/10 <sup>-9</sup>	Ag/10 <sup>-9</sup>	
卡拉塔格	AP3	16	Au ,Cr ,P ,Cu ,Hg ,Ni ,Ag ,Co ,Ti	86.9		12	119	
	AP6	5	Cu ,Au ,Zn ,Ag	68.6				北端未封闭
	AP7	14	Cu ,Zn ,Ag ,Mn	90.9	357			
	AP9	10	Cu ,Zn ,Au					东端未封闭
土 屋 <sup>1)</sup>		7	Cu ,Ni ,Ag ,Au ,Zn ,Cd					
延 东 <sup>1)</sup>		6	Cu ,Ag ,W ,Mo ,Zn ,Pb ,Cd					

注：据卡拉塔格 1:20 万区调资料，转引自刘继顺等，2001；1) 据庄道泽，2003。

4 讨 论

本区为哈萨克斯坦 Kounrad，Aktogai—中国土屋、卡拉塔格、包古头—蒙古 Oyu Tolgoi 亚洲大陆内部最重要的斑岩金-铜矿成矿带的重要组成部分。本区位处幔隆与幔凹过渡带和重磁变异梯度带，主要铜-金矿和异常区分布于 2 组深大断裂交会处，具备形成大型—超大型斑岩铜-金的大地构造环境。岩石化学成分研究显示与成矿有关的岩、矿石为产于消减带中的钙碱系列岩石；稀土元素组成特征及球粒陨石标准化分布模式指示火山、潜火山岩可能

来源于上地幔；岩、矿石的 NAP 图解得出了类似的结论。因此，本区处于岛弧环境中，火山、潜火山岩可能来源于上地幔，为岛弧构造环境下的产物。

卡拉塔格、土屋、Kounrad 和 Oyu Tolgoi 矿床的典型特征列于表 5。本区成矿环境与典型的斑岩型铜矿相比，有一定的差异（Titley et al.，1993；孟良义等，1997；Virginia，1999），但与 Kounrad 斑岩型铜矿相比，在成矿的大地构造环境、地质背景、矿化岩体特征、矿床的主要地质特征，如蚀变分带、矿石结构、主要矿物等十分相似（刘权德等，

1996)。与 Oyu Tolgoi 铜-金矿床相比，在大地构造环境、控矿构造、岩体侵位的地层时代、含矿母岩类型、矿体特征、围岩蚀变类型、矿床种类（铜-金矿）等地质因素十分相似（表 5）。与土屋铜矿床比较，成矿环境及主要地质特征相似之处主要表现在（庄道泽等，2003；肖克炎等，2005；陈富文等，2005）：1）同处一个岛弧斑岩成矿带，均与晚古生代中酸性火山-侵入杂岩有关；2）两者的岩性、岩相、蚀变组合和强度差异不大；3）地表氧化带特征也相似。独特之处：1）卡拉塔格地区位

处土屋北 50 km，更靠近吐哈地块，基底陆壳成熟度高些，更刚性些，这对于斑岩铜矿的成矿来说更为有利，东太平洋沿岸大型斑岩铜矿都产于陆壳基底较厚的地区（Silitoe，1993）；2）本区的后期变形较土屋地区弱，火山机构保存完好，这有利于矿床的勘探和开发；3）蚀变组合和强度均可与土屋地区相媲美，蚀变带分布及其分带性比土屋要好，呈环状，受火山-侵入中心控制更为明显，而土屋的蚀变矿化呈线性宽带状（涂光炽，1999；任秉琛等，2002；傅水兴等，2003；庄道泽等，2003）。

表 5 卡拉塔格、土屋及邻域典型斑岩型矿床特征对比

地质特征		Kounrad	卡拉塔格	土 屋	Oyu Tolgoi
成矿环境	大地构造环境	晚古生代岛弧	晚古生代岛弧	晚古生代岛弧	古生代岛弧
	侵位前地层(围岩)	上泥盆统砂岩、下石炭统流纹岩	泥盆系火山碎屑岩	泥盆系火山碎屑岩	志留系、泥盆系火山碎屑岩
	深大断裂	有深大断裂	近 EW 和 NE 向 2 组深大断裂	近 EW 向深大断裂	近 EW 和 NE 向 2 组深大断裂
	控岩控矿构造	NW 向断裂	近 EW 和 NE 向 2 组断裂交会处	近 EW 断裂	近 EW 和 NE 向 2 组断裂
矿化岩体特征	岩性及时代	早二叠世花岗闪长斑岩	闪长玢岩、石英闪长玢岩	闪长玢岩(443~391 Ma)和斜长花岗岩(385~367 Ma)	闪长玢岩、斜长花岗岩、石英二长闪长岩、正长花岗岩和碱性花岗岩脉群(307±4)Ma
	主、微量元素特征		富钠质钙碱系列,里特曼指数( $\sigma$ )为 2.032~2.870, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1$ ,稀土模式为平坦型,具 $\delta\text{Eu}$ 负异常	富钠质钙碱系列,里特曼指数( $\sigma$ )为 1.42~2.0, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1$ ,稀土模式为右倾型,具 $\delta\text{Eu}$ 正异常	
矿床特征	矿体特征	浸染状和细脉浸染状矿石构成环状矿体	浸染状、细脉浸染状、角砾状和团块状矿石构成面状、脉状及筒状矿体	细脉状、浸染状、和团块状矿石构成层状、似层状、透镜状矿体	细脉状、角砾状、浸染状和团块状矿石构成透镜状、似层状、条带状和筒状矿体
	围岩蚀变	硅化、绢云母化、高岭石化和青磐岩化	硅化、绢云母化、高岭土化、青磐岩化和碳酸盐化	硅化、绢云母化、绿泥石化、黑云母化、绿帘石化、高岭石化和明矾石化	硅化、绢云母化、绿泥石化、叶蜡石化、地开石化、青磐岩化和萤石化
	矿床规模、品位	铜(钼)矿,规模、品位不详	铜/待查,0.11%~2.69%(0.81%),金:0.58×10 <sup>-6</sup> ~2.63×10 <sup>-6</sup>	铜/大,0.5%~2%(0.72%);钼/中,0.015%~0.23%(0.031%)	欧玉南矿床,铜:1 500×10 <sup>4</sup> t,0.41%~0.70%;金:329 t,0.70×10 <sup>-6</sup>
	金属矿物	黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿为主,次为砷铜矿和黝铜矿	黄铁矿、黄铜矿为主,辉铜矿、辉钼矿次之	黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、辉钼矿和磁铁矿	斑铜矿、黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿、辉钼矿、磁黄铁矿、磁铁矿和自然金
资料来源		刘权德等,1996	本 文	任秉琛等,2002;张连昌等,2004;聂凤军等,2004	刘益康等,2003;张义等,2003;聂凤军等,2004

因此，本区斑岩型铜-金矿成矿条件更加有利，是寻找中大型乃至超大型斑岩铜-金矿床十分有利地段。

从区域上来看，AP3，AP6，AP7 和 AP9 异常构成了一个 NWW 向的异常带，恰反映了一个 NWW 向的链状火山-侵入杂岩带。在每个火山-侵入杂岩体中心，岩浆活动期次多，热液活动强，水-岩反应剧烈，岩性较杂，蚀变组合好，预示了这

些火山-侵入杂岩体为火山岩浆活动中心和热液活动中心，往下可能存在强烈的火山-斑岩型铜-金矿化。目前，红山、梅岭地质找矿所取得的新进展已经证实深部存在斑岩型铜-金矿体。因此，该区具备形成大型斑岩型铜-金矿的条件，具有良好的铜-多金属找矿前景。

摘自《地质学报》2006 年第 1 期

# 澳大利亚卡迪亚里奇韦铜-金矿床

## 1 地质背景

卡迪亚里奇韦 (Cadia Ridgeway) 斑岩型铜-金矿床是卡迪亚 (Cadia) 斑岩—夕卡岩型铜-金矿区的一部分, 位于澳大利亚东南部新南威尔士州中央奥兰治城以南 20 km 处。卡迪亚矿区是拉克兰褶皱带新南威尔士中西部的早古生代斑岩—低温热液型矿区的一部分。该区尚包括 1977 年发现的古努姆布拉 (Goonumbla) 斑岩型铜-金矿区。卡迪亚里奇韦矿床地处正在生产中的卡迪亚山 (Cadia Hill) 露天采矿山西北 13 km。

卡迪亚矿区的斑岩和夕卡岩矿化产在一个以等粒的二长岩为主的小 (3 km×1.5 km) 复合侵入体内部和周围, 该侵入体位于 NW 向构造带中。它切割了一套同源岩浆火山岩层, 主要是火山碎屑岩和次火山侵入岩以及细粒沉积岩, 岩浆活动和有关矿化的时代为晚奥陶世, 成分为橄榄玄粗岩。

卡迪亚里奇韦矿床位于等粒状侵入体西北, 以主要侵入于火山碎屑岩的一个不大的二长斑岩岩株为中心。该矿床产在陡倾钟形网状石英细脉带中, 后者沿直径为 50~100 m 的岩株接触带分布。网脉密度、蚀变程度和金属品位以岩株接触带为最高, 特别是在岩株顶部; 而从接触带向内和向外均降低。

与矿有关的蚀变是钾硅酸盐蚀变, 以正长石、钠长石、阳起石、磁铁矿和黑云母为主, 但叠加有绿磐岩矿物组合。主要铜矿物为黄铜矿和斑铜矿, 此外还有自然金和丰富的磁铁矿, 它们主要产在细脉中, 但也呈浸染颗粒产出。一条成矿前的 NW 向断层穿过矿体北接触带 (图 1)。

卡迪亚里奇韦矿床共含确定、推定和推测资源量 5 400 万 t, 平均品位: Cu 0.77%, Au  $2.46 \times 10^{-6}$ , 即含有 42 万 t 铜和 133 t 金。矿体之上覆有 20~80 m 成矿后的中新世玄武岩, 成矿前主岩约厚 450 m。据报道, 在中新世古地表以下较深处没有蚀变现象和有价值的金属。

## 2 勘查与发现

从 1851 年起, 就在卡迪亚矿区的一些地方普查并小规模地开采过铜-金矿和铁矿。在 19 世纪后

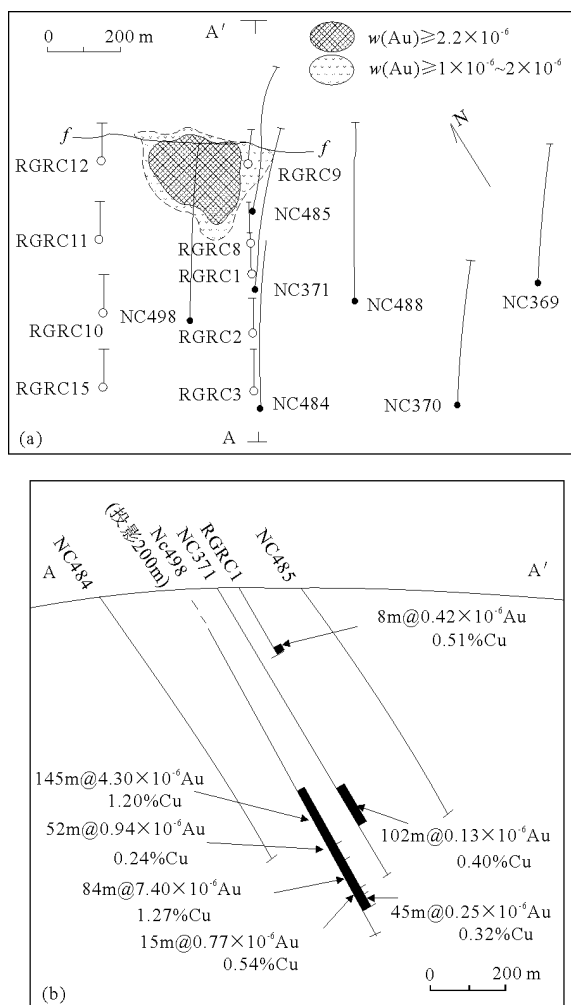


图 1 澳大利亚东南部新南威尔士州卡迪亚里奇韦斑岩型铜-金矿床平面和剖面图 (引自 J. Holliday 等, 1999)

a—平面图; b—剖面图, 表示导致该矿床发现的反循环钻孔和金刚石钻孔的位置。钻探顺序的详情见正文

期和 20 世纪前期, 总共从大卡迪亚 (Big Cadia) 矿床地下开采了 10 万 t 表生铜矿, 平均含 Cu 5%~7%, 接着又露天开采了 150 万 t 品位为 50% 的铁矿石。1945 年停产后, 几家公司, 包括 MIM 公司和里奥廷托 (Rio Tinto) 公司, 对卡迪亚矿区进行了勘查。但直到 1968 年太平洋铜矿公司收买矿地前并未进行多少钻探工作。1968—1970 年, 太平洋铜矿公司在卡迪亚和小卡迪亚 (Little Cadia) 矿区的条带状磁铁矿-赤铁矿岩石中圈出了 3 800 万 t 低品位铜-金矿石, 并对卡迪亚山矿区进行初步钻探验证。1985—1986 年, 霍姆斯塔克 (澳大利亚) 公司同太平洋铜矿公司一起勘查了矿区, 以寻找可供露采的大吨位金矿, 重点是大卡迪亚区。作为霍

姆斯塔克公司钻探计划的一部分,在卡迪亚里奇韦区打了2个浅(90 m)反循环钻孔,检验根据地面磁法和宽间距航磁测量结果确定的磁力高地区,但结果令人失望。

纽克雷斯特(Newcrest)矿业公司在1991年早期买下了卡迪亚矿地,打算调查大卡迪亚岩浆岩体浅部的氧化金矿潜力,为附近的布朗斯河(Browns Creek)金矿山补充矿石。在评价大卡迪亚岩体期间,在卡迪亚里奇韦区打了7个浅(42~90 m)反循环钻孔,以进一步检验被认为是大卡迪亚岩体西北延伸或重复部分的磁力特征。结果并不理想,磁异常可能是磁性火山岩引起的。

到1992年早期,纽克雷斯特矿业公司得出结论说,大卡迪亚岩体不含具有经济价值的金资源。但是,历史资料的复查,全地区性的地质填图和取样,以及太平洋铜矿公司和霍姆斯塔克公司某些钻孔的重新测井使人认识到:卡迪亚山矿地及其西北部的含低品位金-铜矿的蚀变二长斑岩可能是巨大的富金斑岩系统的一部分。对卡迪亚山的详细填图和螺旋钻地球化学取样导致打金刚石钻孔,并于1992年后期发现卡迪亚山斑岩型金-铜矿床。该矿床已于1998年投产,露采/浮选处理45 000 t/d。

也是在1992年后期,对卡迪亚山西北进行了勘查,圈出1条1 km长的狭长的NW向席状石英细脉带,含次经济金-铜矿。这就是卡迪亚坑(Cadia Quarry)矿床,它向西北被未蚀变岩石隔断,在未蚀变岩石以外约1 km处,中新世玄武岩开始覆盖卡迪亚里奇韦地段。

于是,对卡迪亚山矿床及该区其他地方进行了激发极化法测量,利用200 m偶极-偶极排列,极化率响应证明可以测出盖层以下深达200 m的已知斑岩型矿化。1994年早期,沿走向在卡迪亚山矿床的西北进行了同样排列的激发极化法测量,寻找深部斑岩型矿。在卡迪亚里奇韦区及其以东布置的3条200 m间距的测线上,只测出了一个深部弱极化率异常。虽然对这个异常的钻探导致卡迪亚里奇韦矿体的发现,但1999年对原始数据的再模拟表明,这个矿体实际上很深,是测不出来的,不过它上面的浸染状黄铁矿可以产生所测出的响应。

1995年早期,打了2排深达200 m的倾斜反循环钻孔检验高极化率。在9个钻孔中,第一个钻孔(RGRC1号钻孔)得到的结果最好,它从182 m深起打到了8 m原矿段,品位为 $\text{Au } 0.42 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Cu } 0.53\%$ (图1),但其他钻孔却只打到了27个很窄的矿段,品位仅为 $\text{Au} > 0.1 \times 10^{-6}$ 。对观测到的蚀

变和金属,包括一个钻孔中的异常高锌值,用可以表明深部矿化中心的分带模式进行了解释,决定除RGRC1号钻孔外再打一个更深的钻孔。现在认识到, RGRC1号钻孔遇到的是卡迪亚里奇韦矿床上面的高品位“峰值”。

作为在卡迪亚里奇韦以北进行深金刚石钻探(包括NC369号和370号钻孔,图1)的继续,1995年中期,在RGRC1号钻孔旁打了NC371号钻孔,深达513.6 m(图1),但成果不大。不过,岩心化验表明,其最后的118 m显示铜含量越来越高,这118 m矿段的平均品位为 $\text{Cu } 0.10\%$ 。此外,还有几个Au品位为 $> 1 \times 10^{-6}$ 的矿段,包括从359 m起的1 m厚的Au品位为 $5.68 \times 10^{-6}$ 的矿段,以及从410 m起2 m厚的Au品位为 $10.6 \times 10^{-6}$ 的矿段。铜品位值越往下越高的现象使人想起在卡迪亚山矿床观测到的情况(虽然它是孤立的高金值)和NC369号及370号钻孔岩心的类似情况。这有很大意义,因为发现高品位矿石能增加卡迪亚山矿床的经济活力。因此决定加深NC371号钻孔。

1996年早期,NC371号钻孔已加深到858.4 m,而且从610 m至712 m打到了含黄铜矿的席状石英细脉,很像卡迪亚山矿床被北断层穿过前的情况,如图1a所示。但令人失望的是,席状石英细脉带仅含 $\text{Au } 0.13 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Cu } 0.40\%$ ,虽然在断层范围外有几段品位较高,包括从726 m起有1 m含 $\text{Au } 2.44 \times 10^{-6}$ ,从809 m起有3 m含 $\text{Au } 4.49 \times 10^{-6}$ 。但是,这些结果促使人们在NC371号钻孔旁进行补充勘探,以穿过现在已知是卡迪亚里奇韦矿床以东钻孔穿过的岩层(图1a)。于是在NC371号钻孔以南(NC484号钻孔)、以北(NC485号钻孔)和以东(NC488号钻孔)打了3个深岩心钻孔,但未见到令人鼓舞的矿化(图1)。

后来认识到,一切未检验的资源潜力都在NC371号钻孔以西。NC498号钻孔(在NC371号钻孔以西175 m,图1)的定位,受到北断层的推测位置(继续向西延伸)以及详细的航磁测量(主要为查明局部地质情况)的影响。航磁测量结果表明,一个磁力低的小异常,从NC371号钻孔打到的席状细脉带向西延伸。显然,矿带中的热液磁铁矿的磁响应已为更强大的近地表源产生的“噪音”所吞没。NC498号钻孔一直推迟到1996年晚期才开钻,结果发现了卡迪亚里奇韦稠密石英网脉,按斑岩型矿床标准,品位极高:从598 m起有145 m含 $\text{Au } 4.30 \times 10^{-6}$ ,含 $\text{Cu } 1.20\%$ ;从821 m起有84 m含 $\text{Au } 7.40 \times 10^{-6}$ ,含 $\text{Cu } 1.27\%$ 。

后来,继续向南朝 NC498 号钻孔方向打剪刀式钻孔,并朝西打间距 200 m 的探边钻孔,结果证明卡迪亚里奇韦矿床是一个相对小的、品位高的、规模与卡迪亚山矿床不可比的斑岩矿床。1997 年晚期算出了推测资源量,1998 年中期算出了部分推定资源量。到 1998 年中期,总共打了 57 个钻孔,总进尺 58 442 m。到 1999 年中期,打了一个斜坡道(斜井),可以直接进去对矿体进行更详细钻探和采大样(全巷样品),并采用地下分段崩落法开采。

### 3 小 结

卡迪亚里奇韦斑岩型铜-金矿床的发现是对一个比较模糊的,但构造位置有利的目标进行广泛的深部钻探,并通过精心的地质导向逐渐缩小目标的

结果。磁法和激发极化法测量对卡迪亚里奇韦区早期钻孔的定位有帮助,虽然对其所做的解释后来证明不太可信。矿体确实埋藏太深,不能产生地面地球物理响应。

其他因素对矿床的发现同样重要。第一,在矿床发现前毅然决然地坚持打了 7 个深岩心钻孔,这是公司对卡迪亚区承担的责任,就是以更高品位的矿石满足改善附近的卡迪亚山矿床的经济状况的紧迫需要决定的。第二,地质队熟悉斑岩型铜矿地质,其中许多人在卡迪亚区本身就进行了为期 6 年的详细勘查工作。

卡迪亚里奇韦矿床是在对卡迪亚区进行了至少 50 年的现代勘查、纽克雷斯特公司介入该区不到 6 年,且卡迪亚山矿床发现仅 4 年后发现的。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 澳大利亚古努姆布拉铜-金矿床

### 1 地质背景

古努姆布拉(Goonumbla)斑岩型铜-金矿床和矿点群位于澳大利亚东南部新南威尔士州中西部帕克斯西北 28 km 处。矿群由 4 个主要矿床(E26N, E22, E27 和 E48)和 8 个矿点组成(图 1)。该区是拉克伦褶皱带奥陶纪岛弧地体的一部分。区内分布的粗面安山质和粗面质火山岩围岩、闪长岩到二长岩侵入体及石英二长岩斑岩小岩株,全部具有橄

榄玄粗岩的岩石化学特点,斑岩小岩株是主要含矿岩体。几个矿床,包括 E26N, E27 和 E48 都沿着 NNW 向因代沃(Endeavour)线性构造分布。

铜-金矿化与富含钾长石的钾质硅酸盐蚀变有关。最高的铜和金含量往往在石英细脉型的网脉中,后者斑铜矿/黄铜矿的比值很高。在富含金的矿床(如 E26N, E22 和 E27)中,金和斑铜矿有紧密的联系。绢云母蚀变以叠覆型式出现,特别是断层带上。表生富集有限,部分原因是总体缺少黄铁矿。

E22 和 E27 矿床含有可供露采的储量 3 180 万 t, Cu 品位为 0.7%, Au 品位为  $0.7 \times 10^{-6}$ , Cu 的边界品位为 0.6%。E26N 和 E48 含有可供地下开采储量 6 090 万 t, 平均含 Cu 1.6%, 含 Au  $0.6 \times 10^{-6}$ , 铜的边界品位用的是 1.2%。氧化物物质中还有矿石 360 万 t, 它们含 Cu 1%, 含 Au  $1.4 \times 10^{-6}$ 。

### 2 勘查与发现

19 世纪末期,在帕克斯地区就已知有铜矿点,但在古努姆布拉地区并不清楚。1964—1965 年,安纳康达公司进行的斑岩型铜矿勘探计划包括帕克斯地区,但在古努姆布拉的露头少,也没有找到铜矿化。在对该区矿产潜力得到有利的评价之后,吉奥

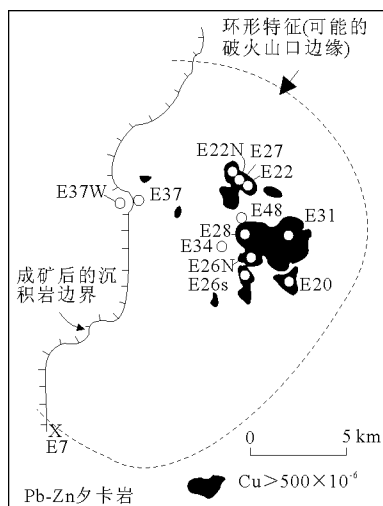


图 1 澳大利亚古努姆布拉地区斑岩型铜-金矿床和矿点与地球化学异常关系(引自 P. S. Heithersy 等, 1990)



佩科 (Geopeko) 着手对拉克伦褶皱带的古生代火山岩带进行勘探。澳大利亚矿产资源局出版的航磁图被用于这次勘探的区域评价。火山成因的块状硫化物矿床是主要的目标。最初的踏勘地质填图导致 1974 年发现了 E7 夕卡岩型铅-锌矿点 (图 1), 虽然它在当时被认为是代表变质火山成因的块状硫化物矿化。

E7 的发现, 促进了对其北部露头稀少的广阔地区的进一步工作。沿着当地许多农用道路和小道, 以 1 km 的间隔进行螺旋钻进, 获得了地质和地球化学信息。1977 年初, 其中一个钻孔遇到了可见的铜矿化, 铜含量高达  $2\ 500 \times 10^{-6}$ 。在基岩打加密螺旋钻探中发现了一个重要的铜地球化学异常 (E22, 图 1), 同年稍晚些时候, 打在异常中部的一个岩心钻孔导致发现了细脉型和浸染型的铜-金矿化, 矿化全长 319 m。至此, 人们才认识到古努姆布拉矿化属于斑岩型。E22 矿床共打了 23 个倾斜的深岩心钻孔, 总进尺 9 030 m; 113 个垂直反循环、空气岩心和岩心浅钻孔, 总进尺 4 450 m。E22 钻孔的地质剖面揭示出氧化带中有明显的金矿化, 用空气岩心钻探对矿化作了估算。

更广泛的密间距钻探, 导致了其他的斑岩型铜矿的发现, 例如 E20, E26, E27, E28 和 E31 (图 1)。1979 年, 发现了 E26N, 这是古努姆布拉的矿床中最大的, 评价使用了 40 个倾斜的深岩心钻孔 (深达 900 m), 总长 25 000 m; 23 个较浅的反循环钻孔和岩心钻孔, 总进尺 2 750 m。不久, 用 26 个倾斜的深岩心钻孔 (8 800 m) 和 214 个浅的垂直反循环、空气岩心和岩心钻孔 (7 560 m) 发现和评价了第 3 个矿床——E27。

对 E22 矿床进行的网格磁测, 揭示出一个难以解释的磁力低异常。为此, 进行了一项区域性的地面磁测, 借助于螺旋岩心钻探检查了综合异常。总体来说, 结果使人失望, 但是钻探发现了 E34 探区。

基岩地球化学取样对该区的斑岩型铜矿床来说是一种有效的勘探工具, 甚至很恰当地查明绿磐岩化晕圈中的铅、锌异常。所以, 大多数有远景的地区用回转风动钻孔 (RAB) 都可以查明新的异常, 钻孔打在中心 400 m 的范围内, 深度为 30~50 m。这个钻探计划导致发现了 E37 和 E22 矿床 (图 1)。

1989 年, 完成了 RAB 计划, 在该区的中部作了低飞航磁调查。航磁测量的要求是, 120 m 的测线间距, 70 m 的离地高度。用计算机辅助解释,

得出了 30 个磁异常。其异常特征与该区已知斑岩矿床上面的特征相类似。首批重点查证对象之一是中心磁力低周围磁力高的一个异常, 它位于因代沃 (Endeavour) 线性构造上, 数值接近于 RAB 钻孔中的铜和金的异常值。1992 年后期, 用 4 个冲击钻孔检查了该磁异常对象及其伴随的地球化学异常, 而且第一个钻孔就打到了 84 m 的明显的斑岩型矿化, 含 Cu 1.0%, 含 Au  $0.15 \times 10^{-6}$ , 从而发现了 E48 矿床。然而, 在 1992 年末, 一个倾斜的岩心钻孔证实头一个冲击钻孔的结果之前曾打了 7 个无矿冲击钻孔。钻探矿体遇到的困难是由于一个低角度的成矿后断层使它的顶部发生了移位。到 1993 年中, 12 146 m 的钻探终于圈定了 E48 矿床。

在不同时期完成了广泛的区域激发极化法测量, 但是结果却是很难解释, 并缺乏说服力。问题可能是导电覆盖层、基岩深度变化不定, 以及矿床中硫化物含量通常比较低。

北布罗肯希尔公司 (现称北布有限公司) 及其 20% 的合伙人——沙米托莫金属矿业公司和沙米托莫公司将古努姆布拉矿床在 1994 年年中作为单独的金生产矿山予以投产, 名为北帕克斯 (North Parkes) 工程。E22 和 E27 矿床的露采矿山投入了运营, 为 E26N 矿块崩落法矿山打了斜坡道和竖井, E48 地下矿山正在做矿山设计。1995 年末着手进行含金的铜精矿的生产。

### 3 小 结

古努姆布拉斑岩型铜-金矿床是在执行火山成因块状硫化物矿床的勘探计划中发现的。火山成因块状硫化物矿床是 20 世纪 70 年代在澳大利亚东部优先勘探的目标。为发现头一个矿床做了长达 6 年的区域地质和地球化学工作, 而一些新的发现直到 15 年之后才获得。

古努姆布拉是澳大利亚东部至今所发现的唯一有商业价值的斑岩型铜-金矿床, 尽管矿点很多。

最有效的勘探技术是对隐伏的基岩顶部进行地球化学取样。最初采用的是螺旋钻; 后来采用了回转风动钻。连续的系统勘探及该区高质量的地质、地球化学和地球物理资料的搜集, 导致随后 E26N, E27 和 E48 矿床的发现。这些资料与低飞航磁调查的结果相结合, 对最后发现 E48 是有帮助的。

# 加拿大阿夫顿铜-金矿床

## 1 地质背景

阿夫顿 (Afton) 铜-金矿床位于加拿大不列颠哥伦比亚省南部内陆, 在坎卢普斯城以西 16 km, 温哥华市东北 257 km。矿床产在与第三纪岩石断裂接触带相邻的三叠纪铁罩 (Iron Mask) 岩体内。矿石品位为 Cu 1.0%, Au  $0.46 \times 10^{-6}$ , Ag  $4.1 \times 10^{-6}$ 。可露采矿石储量 3 000 万 t, 即含 Cu 30 万 t, Au 13.8 t, Ag 123 t。

坎卢普斯城附近有古生代、中生代和新生代岩石露头, 但经济意义最大的岩层是晚三叠世尼古拉火山岩群及其次生火山岩岩体, 即铁罩岩体。阿夫顿矿床产在紧邻深地堑构造以南的铁罩岩体西北端。这个深地堑构造是在三叠纪以后 (海岸山脉造山运动期) 形成的, 其间发生过广泛的沉积作用和火山活动。

铁罩岩体为一透镜状复合侵入体, NW 向长约 14.5 km。它的岩石组成为苦橄岩、蛇纹岩和安粗斑岩。各个岩石单元的露头与岩体轴向平行, 一般沿 NW 向延伸。铁罩岩体代表火山的缓慢冷凝核心。该火山形成一个小岛 (小岛的西侧为包括礁丘在内的浅水沉积物), 并在晚期进入火山堆积物中。

阿夫顿矿床位于有大量磁铁矿脉发育地带的西北顶部。磁铁矿脉沿铁罩岩体纵轴发育。表生自然铜和辉铜矿占矿体的 80%, 其余 20% 为细浸染的斑铜矿。辉铜矿和黄铜矿及少量铜盐。硫砷铜矿和砷黝铜矿。它们都产在淡灰色闪长斑岩中。

图 1、2 和 3 示出了阿夫顿矿地物化探综合结果。

## 2 勘查与发现

1858 年的弗拉塞河淘金热和 1860 年的卡里布淘金热, 掀起了在不列颠哥伦比亚内陆广泛而强劲的找矿活动。1871 年, 在坎卢普斯附近发现了铜矿点, 19 世纪 90 年代在现在成为阿夫顿矿地的地方发现了铜矿点。1898 年在今天的阿夫顿矿带东南约 1 km 处的斑铜矿-黄铜矿矿点上打了波特胡克 (Pothook) 竖井。1899 年在维多利亚的克罗夫特先生指导下, 又打了一个竖井, 口径 1.4 m $\times$ 1.5 m, 深 100 m。在竖井 23 m 深处, 往南打了一个 12 m

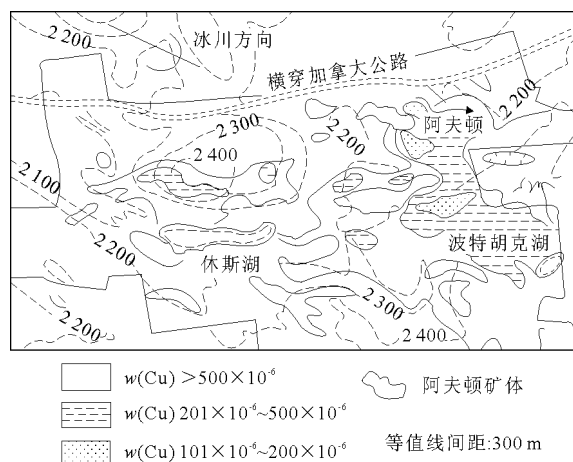


图 1 土壤中的铜含量分布图 (引自 A.J.Reed, 1984)

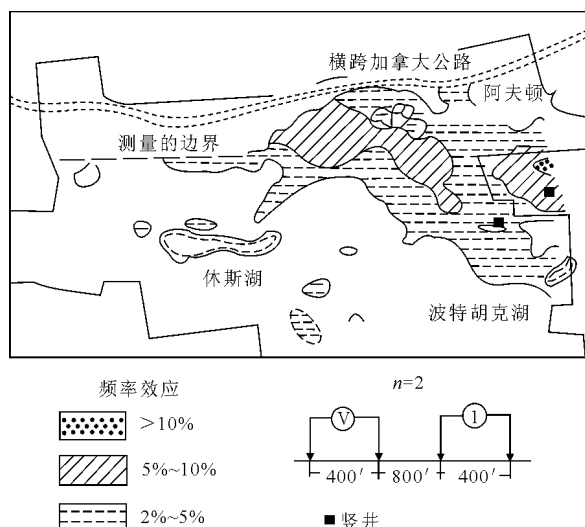


图 2 激发极化测量结果 (引自 A.J.Reed, 1984)

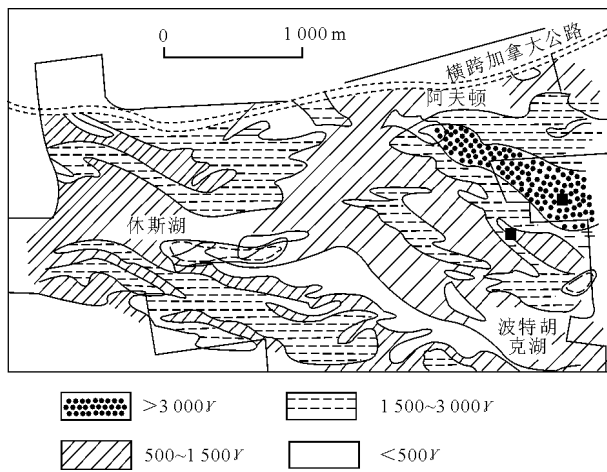


图 3 土壤中的铜含量分布图 (引自 A.J.Reed, 1984)

长的平巷。在 46 m 深处又往南打了一个 74 m, 往北打了 65 m 平巷, 打到了低品位矿化。在 73 m 深

处,又往南挖了 97.5 m 长的平巷,据说打到了矿石,再往南挖的 26 m 长的平巷遇到的是低品位矿石。据说这项工程共雇用工人 20 人,耗资 3.2 万加元,但未获得任何值得进行商业生产的铜矿石。

当时还对附近的另一个铜矿点进行了勘探,其中最成功的是后来的铁罩矿山,它位于阿夫顿以东 5 km 处,从 1903 年到 1927 年断断续续地开采过,总共生产了 18 万 t 矿石,铜平均品位为 1.6%。

1904 年根据微细浸染自然铜地表露头,圈定了阿夫顿矿床所在的自治领 (Dominion) 矿权地。

1949 年,阿克苏 (Axel Berglund) 公司圈定了阿夫顿矿权地中一块包括波特胡克竖井和归自治领所有矿权地的地盘。后来肯尼科特铜矿公司购买了这些矿权地,检查了波特胡克矿点,并于 1952 年在紧邻波特胡克竖井周围打了 12 个金刚石钻孔。

1956—1957 年,格拉汉姆 (Graham Bousquet) 金矿公司对大约 5 km<sup>2</sup> 的地区进行了地质、地球化学和地球物理测量 (电磁法、磁法和电阻率测量),确定了 90 个异常。对矿地东部的一些异常进行了取样试验,并进行了坑探和钻探检验。

1958 年,诺兰达公司打了 5 个浅金刚石钻孔,其中 2 个是沿阿夫顿矿带走向打的:1 个深 305 m,打在阿夫顿矿床西缘之西,另一个深 213 m,打在阿夫顿矿床东端之东。

1960 年,新泽西锌矿公司进行了激发极化测量;1964 年,在切斯特·米拉和科罗尼尔·梅恩斯指导下,在波特胡克竖井所在的地区打了 11 个冲击钻孔。1965 年,切斯特·米拉成立了辛迪加公司,打了 30 个冲击钻孔,并进行了激发极化测量,以探测从波特胡克竖井向 NWW 向延伸的黄铁矿化带。

1967 年,恰普曼 (Chapman) 咨询公司、伍德·格里斯沃尔德公司应聘审查了阿夫顿矿地的情况,并起草了一份如何集资对阿夫顿矿地进行进一步勘查的报告。同年,盐湖城 S.H. Ward 检查了物探资料,并提出一个假说,认为从波特胡克竖井向 NWW 延伸的激发极化异常代表黄铁矿化带,要找铜矿应把目标放在有激发极化显示的黄铁矿带的两侧。为了验证这个假说,恰普曼公司和伍德公司建议,沿南北方向 (即大体垂直于激发极化异常长轴的方向) 打 9 个金刚石钻孔的排钻。1969 年集资成功,1970 年打了计划中的 9 个钻孔中的 5 个。这排钻孔中的第 4 个钻孔,即 DDH-70-4 号钻孔,打到自然铜矿化,岩心长 52 m,平均品位为 Cu 0.4%。这就是阿夫顿矿带的“发现孔”,但当时并

未立即承认它是发现孔,原因如下。

1) 自然铜被当成表生富集,含 Cu 0.4% 的富集带表明胚胎矿带只含 Cu 0.04%,这肯定不能成为有经济价值的铜矿。

2) 当时在不列颠哥伦比亚省找铜的目标是找“Lomex 型”矿床 (Cu 品位为 0.4% 的储量极大的矿床),但在 DDH-70-4 号钻孔附近,在各种地表露头和 1958 年诺兰达公司沿走向打的无矿钻孔之间没有足够“Lomex 型”矿床产出的空间。

都瓦尔 (Duval) 公司建议对矿地进一步钻探,1970 年奎因塔拉 (Quintana) 公司打了 17 个宽间距的冲击钻孔,结果在阿夫顿矿地并没找到“Lomex 型”矿床。

1971 年 9 月,在切斯特·米拉指导下,阿夫顿公司开始执行一项打垂直冲击钻孔的计划,钻孔深 91 m,以发现孔 (即 DDH-70-4 号钻孔) 打到铜矿处为中心,方格网间距 30.5 m。由于这些钻孔是从 DDH-70-4 号钻孔向东打的,所以矿化连续性和品位不断下降,而在从 DDH-70-4 号钻孔向西打的钻孔中,矿化连续性和品位急剧提高,最终打到了 Cu 品位 1% 的矿层。打完 17 个冲击钻孔后,由于资金不到位,钻探计划搁浅。1971 年 11 月继续执行钻探计划,即以方格网线向西钻探,冲击钻孔的间距为 30.5 m,金刚石钻孔的间距为 122 m。矿带的中部隐伏于污浊的碱性盐池之下,而铜品位最高的 (可达 7%) 矿带西部隐伏于厚 27 m 的冰碛物鼓丘之下。覆盖层厚度的增加给口径 50.8 mm 的冲击钻探造成很大困难,因此在矿床西部代之以回转钻。在 1971 年 11 月到 1972 年 6 月共 8 个月期间,阿夫顿公司共打了总进尺为 8 775 m 的冲击钻,总进尺为 5 326 m 的回转钻和总进尺为 8 054 m 的金刚石钻,几家大公司力争得到开发矿床的机会。

切斯特·米拉利用他作为阿夫顿矿业公司董事长的权利决定与凯尼克斯砂矿 (Canex Placer) 公司签订开发协议,但泰克公司的 N.B. 基维尔和艾索 (Iso) 矿业公司成功地接管了阿夫顿矿业公司,他们在疯狂抛售很快就要升值的阿夫顿公司股票的同时在公开市场上买下了足够的股份,达到阿夫顿公司股本的 50% 以上。矿床的进一步开发工作,由于所有权和开发权问题未解决,大约耽搁了 1 年时间。

1973 年 6 月在泰克公司和艾索矿业公司监督下重新恢复了钻探工作,1975 年 11 月宣布阿夫顿矿床投产,采选冶一条龙,日处理矿石能力为 6 350 t。

阿夫顿矿业公司经营的铜-金矿山日露采矿石 7 111 t。目前露采场深 146 m，最终将深达 244 m。

露采场东、南、西三壁为三叠纪安山岩（尼科拉火山岩组）和由微正长岩、微闪长岩、闪长岩和苦橄玄武岩组成的含砾次火山岩体（铁罩岩体）。露采场的北壁为第三纪砂岩、页岩和泥岩（特朗基耶组）以及岩墙、岩床、岩流和凝灰岩（坎卢普斯火山岩组）。

### 3 小 结

矿床以南和以西均有很明显的黄铁矿晕。虽然

矿床紧邻横跨加拿大的公路，并且在公路旁的地表出露 152 m，但以下因素阴差阳错地导致它直到 20 世纪 70 年代才被发现和开发：1) 地表露头是矿体低品位（0.3%~0.5% Cu）部分的东部，自然铜矿化被解释为表生富集，从而误认为深部仅有低品位（比如说 0.03% Cu）的矿胎；

2) 矿带西部的品位相当于东部的 2~10 倍，但隐伏于碱性盐池和冰碛物鼓丘之下；

3) 物探只在矿带以南和以西的黄铁矿矿化带或矿带东南的磁铁矿矿化带圈定了最强的异常。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 秘 鲁 安 塔 帕 凯 铜 - 金 矿 床

### 1 地质背景

安塔帕凯（Antapaccay）铜-金矿床位于秘鲁南部高原，海拔 4 100 m，在廷塔亚（Tintaya）夕卡岩型铜矿西南 10 km 处。像廷塔亚矿床一样，安塔帕凯矿床也是安达韦拉斯—亚乌里（Andahuaylas-Yauri）成矿带的一部分。该成矿带以其晚始新世夕卡岩型铜矿著称。

2 个斑岩中心，即南、北安塔帕凯，彼此相距 500 m，产在白垩纪碳酸盐岩和碎屑沉积岩中。在北安塔帕凯，最重要的铜-金矿产在成矿前闪长岩和成矿早期的石英二长斑岩岩株中；而在南安塔帕凯，只有成矿早期的石英二长斑岩岩株为主要含矿岩石。成矿期侵入体是似岩墙岩体，有冷凝边存在。成矿后活动产生了花岗闪长斑岩岩墙和爆发角砾岩。

早期钾硅酸盐蚀变产生了镁铁质斑晶假象的黑云母和磁铁矿，接着产生了钾长石，伴有细脉浸染状硫化物。这些硫化物包括黄铜矿、斑铜矿、深成辉铜矿和辉钼矿。北安塔帕凯和南安塔帕凯都发育有致密的石英细脉组成的网状脉和硅化作用，含相同的一套硫化物。

贫金富铜的矿化产在北部和南部斑岩岩株边缘上体积相对小的钙质夕卡岩中。阿塔拉亚（Atalaya）铜矿沿南安塔帕凯斑岩岩株西接触带延伸（图 1），是这个夕卡岩带的一部分。高变质级的石榴子石-磁铁矿-绿帘石夕卡岩，在黄铜矿、辉铜矿

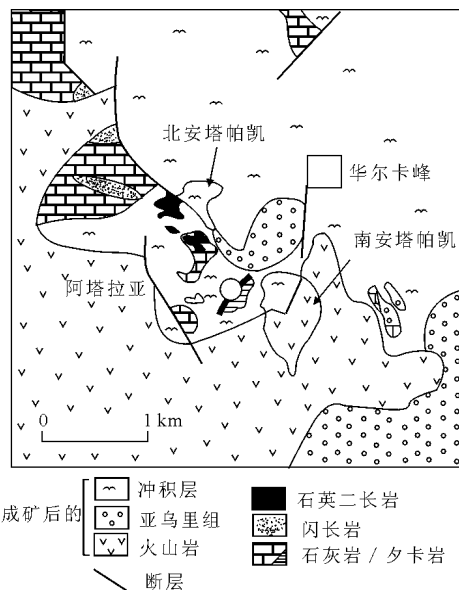


图 1 安塔帕凯地区地质示意图（引自 R.H.Sillitoe, 2000）  
图中表示了北部和南部斑岩铜-金矿床与阿塔拉亚夕卡岩型铜矿床的空间关系及其被冲积层和成矿后火山岩覆盖的情况

和斑铜矿形成期间遭到退化变质——绿泥石化，特别是在断层附近。夕卡岩带中的表生自然铜从地表延至很深处；附近的斑岩中也有自然铜存在，因而秘鲁—德国技术合作队认为，夕卡岩下面可能有斑岩铜矿存在。

北安塔帕凯和南安塔帕凯矿床的资源量共计 3.83 亿 t，平均品位为 Cu 0.89%，Au  $0.16 \times 10^{-6}$ ，即含铜 341 万 t 和金 61 t。矿石矿物基本上全为深成硫化物。这 2 个斑岩体隐伏于成矿后火山岩和冲积层之下，埋深几米到 150 m。

## 2 勘查与发现

20 世纪 30 年代,一位德国人在阿塔拉亚的夕卡岩中发现了氧化铜矿,并进行了小规模(10 t/d)地下开采。1948 年,一位秘鲁企业家申请到夕卡岩矿床的开采权,进行了地下勘探以探明硫化物资源。这位企业家于 1970 年中期建立了阿塔拉亚矿业公司,利用秘鲁矿业银行(国有矿业银行)贷款建设了一座 150 t/d 的浮选厂,处理硫化物矿石。1971 年秘鲁矿业银行提供的补充贷款扩大了浮选厂的生产能力,使其增加到 450 t/d。1974 年,一位秘鲁物探承包商在矿山附近进行激发极化法测量,确定了 2 个大的极化率异常:一个就在地下巷道上方并向东延伸 150 m;另一个在矿山 NW 1.2 km 处。曾有人建议对这 2 个异常进行钻探验证,但没有实施。1981 年矿山发生了彻底转变,“无轨采矿”速度达到 450 t/d,浮选厂生产能力增加到 700 t/d。但是,1984 年由于铜价低、成本提高和地下巷道排水困难,矿山和浮选厂被迫关闭。

从 1971 年到 1983 年,总共生产矿石 128 万 t (Cu 2.43%),还剩下 179 万 t 储量 (Cu 2.20%)。一家秘鲁咨询公司根据现有地下取样结果、钻探结果和极化率异常估算,在阿塔拉亚还应有 1 800 万 t 铜矿石的潜力。

虽然阿塔拉亚矿业公司认识到阿塔拉亚矿山有进一步扩大的潜力,而且可以盈利,但没得到必要的贷款。尽管 1992 年决定恢复采矿,但受到排水问题的困扰,最终未能实现盈利。1993 年阿塔拉亚矿业公司宣布破产,债权人选择科—盖斯申 (Co-Gestion) 公司来清理公司资产。

1994 年晚期,马格马 (Magma) 铜矿公司收购了廷塔亚公司,中标后获得廷塔亚铜矿开采权。1995 年,马格马铜矿公司的地质人员审查了阿塔拉亚区的地质和物探资料,并在矿区进行踏勘性填图,肯定了有很大的夕卡岩型矿床成矿潜力。1995 年下半年,布罗肯希尔控股公司 (BHP) 收购了马格马铜矿公司。BHP 公司的廷塔亚公司领导层未就阿塔拉亚矿地问题与科—盖斯申公司交涉,因为从 1996 年到 1998 年早期,RTZ 矿业勘探公司对其拥有选择权。RTZ 公司进行了初步工作,包括对阿塔拉亚区及其周围被掩盖的“大草原”进行激发极化法测量,但未进入钻探阶段。

1998 年中期,BHP 公司的廷塔亚公司开始对阿塔拉亚区进行勘探,目的是想找到与廷塔亚矿床

在品位和规模上相似的夕卡岩型矿床。对阿塔拉亚矿山正北的矿化夕卡岩矿床进行了 1:500 的地质填图,并编制了相应的剖面图。进行了按网度的土壤地球化学、地面磁法和瞬变电磁 (TEM) 测量。地球化学测量查出的是一些假异常,是老矿山污染造成的。查出了一些不连续的小而强的磁异常,被解释为夕卡岩的反映。瞬变电磁电导体被解释为石英岩和夕卡岩,而电阻体被认为是侵入体的标志。

1998 年后期开始执行 16 个金刚石钻孔的勘探计划,以检查电导体和电阻体之间的接触带上有无夕卡岩存在。第一个钻孔,即 ATA-001 号钻孔打的是彼此吻合的磁异常和瞬变电磁异常;后者也与 1974 年测出的北部磁化率异常吻合。该钻孔在 10 m 厚的盖层之下打到了 9.2 m 厚的石榴子石-磁铁矿-辉石夕卡岩,平均含 Cu 1.09%。ATA-002, 004, 005, 021, 023, 025 号钻孔也是为检验彼此吻合的磁异常和瞬变电磁异常而打的,ATA-002 号和 005 号钻孔打到了矿化夕卡岩,而 ATA-021 号钻孔打到了矿化闪长岩。

1998 年末,在 ATA-001 号钻孔以东 100 m 处打了 ATA-020 号钻孔,即第 8 个钻孔,检查矿化夕卡岩向东延伸的情况。这个钻孔打到的不是夕卡岩,而是 32 m 厚的盖层之下的约 150 m 的矿化石英二长斑岩,并在 258 m 深处的矿化闪长岩中终孔。岩心含细脉浸染黄铜矿和斑铜矿矿化,有 226 m 的矿段 Cu 品位 0.95%,Au 品位  $0.13 \times 10^{-6}$ 。这个钻孔就是北安塔帕凯矿体 (图 1) 的发现孔。更大的南安塔帕凯矿体 (图 1) 是 1999 年早期由 ATA-036 号钻孔,即第 27 个钻孔打到的,它是为检验阿塔拉亚矿山以东的磁异常而打的。1999 年初期,BHP 公司的廷塔亚公司只用少量费用购买了阿塔拉亚矿地及附近的租地。

1999 年,根据激发极化法的测量结果圈出了斑岩型铜-金矿化范围,帮助选定了以后的钻孔位置。然而,极化率异常的真正起因仍有疑问,因为其他类似异常也经钻探检验过,但并未打到硫化物。此外,地面磁测结果的解释由于成矿后火山岩的掩盖也很麻烦。

迄今为止,用金刚石和反循环钻机在安塔帕凯区共打了 261 个钻孔,总进尺 83 700 m,钻孔间距大致为 90 m。BHP 公司打算到 2001 年初完成安塔帕凯矿床的可行性研究,并宣布建设一个兼有露采场和选矿厂 (处理铜-金矿石能力为 30 000~50 000 t/d) 的联合体计划。

### 3 小 结

隐伏的安塔帕凯斑岩型铜-金矿床的发现是按周密的计划进行的,是在已开采过夕卡岩型铜矿的老矿山附近寻找夕卡岩型铜矿的成果。它的成功发现也多少包含一些运气的成分。初始的钻探主要是

根据磁法和电磁法测量结果进行的,但激发极化法测量结果有助于后期的钻探。

对安塔帕凯区前后进行了 27 年的勘查,但 BHP 公司进行了不到半年的勘查就发现了斑岩型铜-金矿床;确定地质资源量只用了 2 年时间。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 智利马尔泰和洛博铜-金矿床

### 1 地质背景

马尔泰 (Marte) 矿床位于智利科皮亚波省城以东约 130 km 处,地理坐标为纬度  $27^{\circ}10'19''$ ,经度  $69^{\circ}01'12''$ ,是马里昆加成矿带新圈定的部分。洛博 (Lobo) 矿床与马尔泰矿床紧邻,2 个矿床都产在小型的、多阶段的闪长斑岩的岩株内。它们均属斑岩型铜-金矿床。复合岩株在地表分布的面积达  $800 \times 700 \text{ m}^2$ 。岩株可以分成 3 个单元:粗粒闪长斑岩、细粒闪长斑岩和微闪长斑岩。其中,细粒闪长斑岩分布较为局限,在马尔泰矿床深部最为发育。在那里可见其穿插粗粒斑岩 (图 1)。

个智利安第斯科迪勒拉山脉使用固定翼飞机进行了初步航空地质调查,着重了解金矿远景。此项工作是国际大矿业公司英美公司和联合矿冶公司的联合项目,具体工作由伯恩斯坦和汤姆森有限公司进行。主要任务是发现和鉴定与新近纪火山岩有关的颜色异常 (亮黄色赭石到红色土壤表明有硫化物氧化) 和有关的硅化露头,鉴别出异常 (该公司发现了 200 个左右的异常) 后,进行了配备直升机的地面调查和化探工作。当时的勘查是为了圈定埃尔印第奥型铜-金矿床的远景区。

在详细的勘查工作开始之前,该区只已知有自然硫的矿化,且认为该区的矿化可能是低温热液型的。马尔泰远景区的详查开始于 1981 年后期,到 1982 年年中,完成了一些较详细的地质工作,包括地质填图和土壤地球化学测量。其中,土壤地球化学测量集中在一个  $2 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  的地区,用  $>200 \times 10^{-9}$  的丰度值圈出了 6 个金异常区。异常最高值达  $400 \times 10^{-9}$  以上;最大的异常位于塞罗蓬蒂亚瓜托 (Cerro Puntiaugudo) 地区,其面积为  $1800 \text{ m} \times 450 \text{ m}$ ,异常围绕着塞罗蓬蒂亚瓜托地区。后来证实,该异常与矿体相一致。该矿体部分被土壤所覆盖,在土壤中形成了中等 ( $>100 \times 10^{-6}$ ) 的铜异常,并伴有孤立的 As, Pb 异常 (图 2)。

Au, Bi, Hg 异常吻合好,它们与 Mo, Pb, As, Tl 一起,可以确定马尔泰金矿床的位置。在塞罗蓬蒂亚瓜托地区,这 7 种元素的含量都比马尔泰矿床大约高 5 倍 (图 2),尤其是 Bi,其含量高达  $44 \times 10^{-6}$ ,As 达  $340 \times 10^{-6}$ ,而 Pb 达  $535 \times 10^{-6}$ 。这种特征与粘土化的岩盖密切相关,而不是由隐伏的含金网脉引起的。As, Pb, Mo 和 Hg 异常明显反映了岩盖中含有的少量硫砷铜矿、方铅矿、辉钼矿和辰砂,但 Bi 和 Tl 含于何种矿物中还不清楚。

Cu 和 Zn 则形成了特殊的地球化学异常 (图 2),最高的 Cu 含量位于塞罗蓬蒂亚瓜托地区两侧。

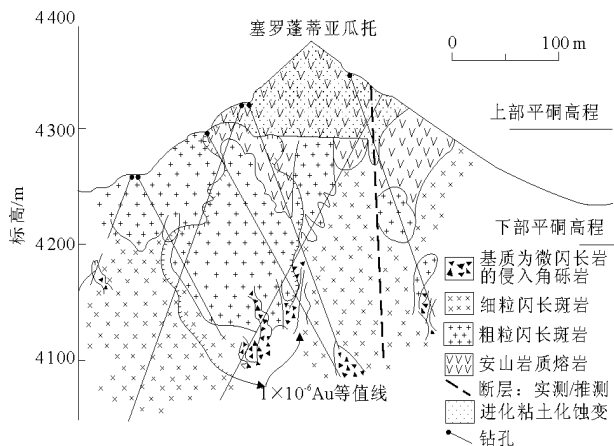


图 1 马尔泰矿床地质剖面图 [引自 T. 维纳等, 1991; 见《国外火山岩区金矿床》(续集), 1993 年]

金矿化产在中性泥质类型的绿泥石-绢云母-粘土蚀变所环绕的石英细网脉中。黄铁矿和铁氧化物主要呈浸染状产出,分别占岩石体积的比例可达 10%。矿石矿物除黄铁矿外,还有黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿、砷黝铜矿和毒砂。非金属矿物有石膏、方解石、电气石、自然硫、重晶石等。

### 2 勘查与发现

在埃尔印第奥矿床发现后,1980—1981 年对整

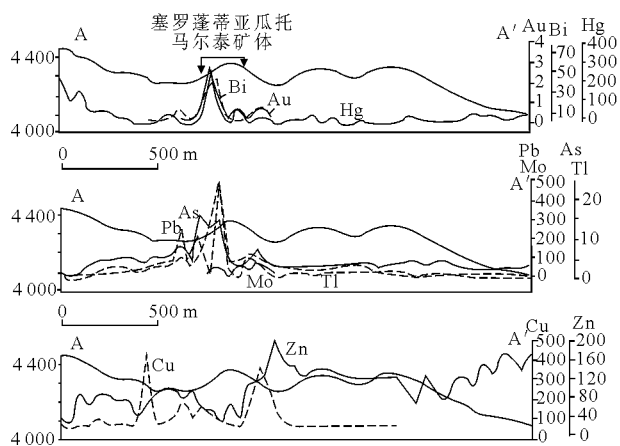


图2 智利北部穿过马尔泰矿床的土壤地球化学剖面 [引自 T. 维纳等, 1991; 见《国外火山岩区金矿床》(续集), 1993 年]

除了 Hg 的单位为  $\times 10^{-9}$  以外, 其他元素的单位均为  $\times 10^{-6}$

在东北侧 Cu 峰值与 Au 含量相一致 (图 2); 在矿体上方, 较高的 Zn 值构成了一个宽广的地球化学异常 (图 2)。Pb 和 Zn 异常不一致, 这种现象是非常特殊的。在洛博矿床上方的地球化学测量结果也表现出类似情形 (图 3)。

1983—1987 年, 在马尔泰进行了较深的反循环钻探、金刚石钻探和坑探, 圈定地质储量 4 600 万 t, 金品位  $1.43 \times 10^{-6}$ , 即含金 66 t, 还含银 29 t, 属斑岩型矿床。矿体由石英细脉和网脉组成。大多数钻孔在浅部和较高部分穿过了硫化物矿体; 而在平硐和穿脉中所见的是氧化矿石。为查清这一意想不到的浅部硫化物带, 1986 年末在塞罗蓬蒂亚瓜托地区又施工一条平硐, 比第一条平硐高 84 m。

1983 年, 使用 80 m 的反循环钻进对洛博地区进行了初步的研究, 但直到 1988—1989 年, 当打

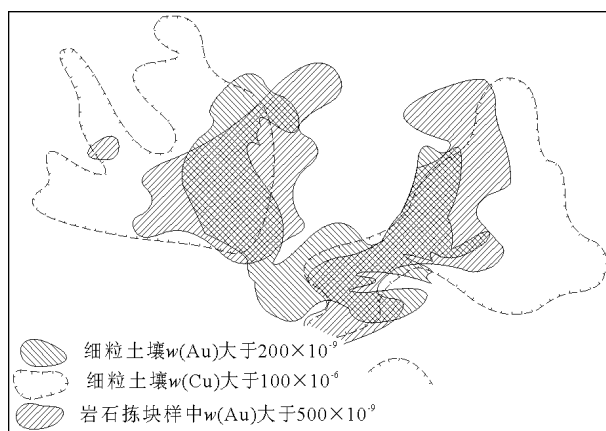


图3 洛博斑岩矿床上方土壤和岩石碎屑地球化学异常图 (引自 T.Vila 和 Q.H.Sillitoe, 1991)

了 78 个钻孔、累计达 20 970 m、平均每孔深度达 300 m 时, 才圈定出洛博矿体, 求得地质储量 8 000 万 t, 金品位  $1.6 \times 10^{-6}$ , 即含金 128 t。

### 3 小 结

马尔泰和洛博铜-金矿床是在对智利安第斯科迪勒拉山脉进行初步航空地质调查发现 200 个异常的基础上, 对马尔泰远景区进行地质填图和土壤地球化学测量, 圈出了 6 个金异常区, 最后通过 Au, Bi, Hg, Cu, Mo, Pb, Zn, As 和 Tl 异常的分析, 才最终确定了矿床的位置, 为后来的钻探和坑探圈定地质储量奠定了基础。由此不难看出, 圈定异常, 并对异常进行深入细致的分析, 具有重要的意义。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 智利雷富希奥金矿床

### 1 地质背景

雷富希奥金矿 (Refugio) 是智利马里昆加金矿带南部的又一特大型矿床, 它位于科皮亚波省城东 120 km、海拔 4 200~4 500 m 的半干旱区。该矿床目前由雷富希奥矿产公司 (CMR) 和贝马金有限公司共同开采。矿床由 3 个石英网脉带组成: 塞罗韦尔迪 (Cerro Verde), 塞罗潘乔 (Cerro Pancho) 和瓜纳科 (Guanaco)。每个带都产在早中新世石英闪长岩岩基内。

### 2 勘查与发现

该矿产地最初是 1984 年在野外考察蚀变时确定为金的远景区, CMR 取得了此矿产地, 随后完成了一项地质填图、土壤地球化学采样计划, 并且确定 3 个含金异常值的大蚀变区 (图 1): 塞罗韦尔迪 (Cerro Verde), 塞罗潘乔 (Cerro Pancho) 和瓜纳科 (Guanaco)。

1985 年底, CMR 公司选定英美公司进行 3 年勘查, 在 3 个蚀变区用  $100 \times 10^{-9}$  的 Au 丰度值圈出



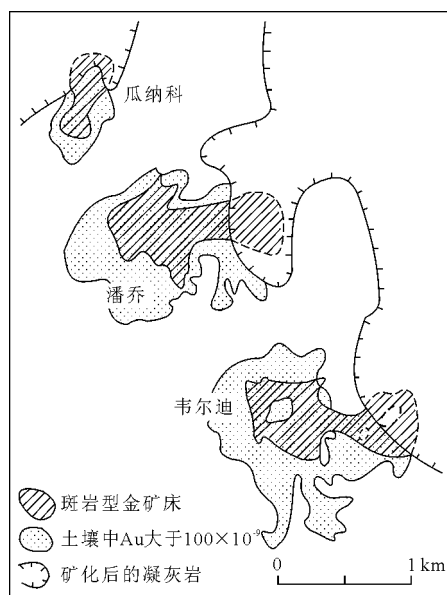


图1 雷富希奥细粒土壤地球化学异常(引自 R.H.Sillitoe, 1997)

地球化学异常, 筛选出了金矿化的目标; 1989 年, CMR 又与贝马公司联合勘查; 1990 年, 完成韦尔

迪矿床钻探, 共打钻 60 900 m (307 孔, 以反循环钻进为主, 部分为金刚石钻进), 求得地质储量 2.16 亿 t, 金平均品位  $0.88 \times 10^{-6}$  (含金约 190 t), 并含少量铜。矿体出露面积为  $1\,400\text{ m} \times 650\text{ m}$ , 延深逾 400 m, 已完成详细可行性研究, 初始可采储量 1.01 亿 t, 金品位  $1.02 \times 10^{-6}$  (计 103 t 金), 预计再打少量钻孔就可使可采储量达 1.85 亿 t, 金品位  $0.908 \times 10^{-6}$ , 含金约 168 t, 当时预计 1993 年下半年投产。1991 年早期已在潘乔矿床完成一期钻探, 求得推测储量共 6 800 万 t, 金平均品位  $0.96 \times 10^{-6}$ , 即含金 65 t。

### 3 小 结

像马尔泰、洛博矿床一样, 雷富希奥是一个斑岩型金矿床, 地表有所显示。地质填图和细粒土壤取样、岩石拣块取样圈定出了最初的靶区。地球物理调查未能提供有用的信息。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 阿根廷下德拉阿伦布雷拉铜-金矿床

### 1 地质背景

下德拉阿伦布雷拉 (Bajo de La Alumbrera) 矿床, 位于阿根廷西北部卡塔马卡省贝伦东北 95 km 处法拉永内格罗地区, 它是富含金的斑岩型铜矿床。该矿床产在英安岩岩株中, 英安岩岩株侵位于一个巨大的安山质层状火山岩中。孤立的法拉永内格罗岩浆中心位于安第斯造山带东缘, 时代为晚中新世, 具有橄榄玄粗岩质成分。该矿床含有一个具钾质硅酸盐蚀变的内圆柱体, 并具有高品位的铜-金矿带, 矿带富含石英和磁铁矿, 圆柱体还有一个绢云母化和表生高岭土化蚀变的环带和一个绿磐岩化外带。在深约 300 m 的钾质硅酸盐带中, 含有一个低品位的矿化核心。

该矿床现在的探明储量为 6.94 亿 t, 平均含 Cu 0.51%, 含 Au  $0.66 \times 10^{-6}$ , 即含有 354 万 t 铜和 458 t 金储量。矿床中部品位高, 含 Cu 0.64%, 含 Au  $0.92 \times 10^{-6}$ , 矿石总量 1.18 亿 t, 含有 76 万 t 铜和 109 t 金。

### 2 勘查与发现

几百年前, 当地居民就从法拉永内格罗地区开

采少量的金。YMAD 是 1958 年建立的一个准国家机构, 它控制着法拉永内格罗地区包括下德拉阿伦布雷拉矿床在内的  $340\text{ km}^2$  的租地。1978 年, YMAD 开始从距下德拉阿伦布雷拉大约 7 km 的法拉永内格罗浅成热液脉矿床中开采锰、金和银。在下德拉阿伦布雷拉蚀变带的南端存在着少量 Au 和含 Mn 的石英脉。浅部挖掘表明, 他们只作了肤浅的勘查 (图 1)。在下德拉阿伦布雷拉有一个明显的、与封闭洼地一致的颜色异常 (因此就成了该洼地的名称)。该异常是 1949 年由卡塔马卡省图库曼大学的一名地质学家在进行区域填图时首次发现的。直到 1963 年还没有认识到它和斑岩型铜矿有什么亲缘关系。当时, 国家地质采矿局的一名地质学家对蚀变带作 1:5 000 地质填图, 并着手铜的岩屑地球化学取样。

1968 年, 一位地质学家与 YMAD 签订了合同, 编制下德拉阿伦布雷拉地质、蚀变和褐铁矿分布的草图, 并完成了岩相研究、岩屑地球化学取样计划。取样在中心 50 m 范围内进行, 分析了 Cu, Mo, Pb 和 Zn。同时打了 4 个浅的岩心钻孔, 总长 226 m (图 1), 揭示出了斑岩铜矿化, Cu 的平均品位为 0.38%, Au 的平均品位为  $0.4 \times 10^{-6}$ ; 然而,

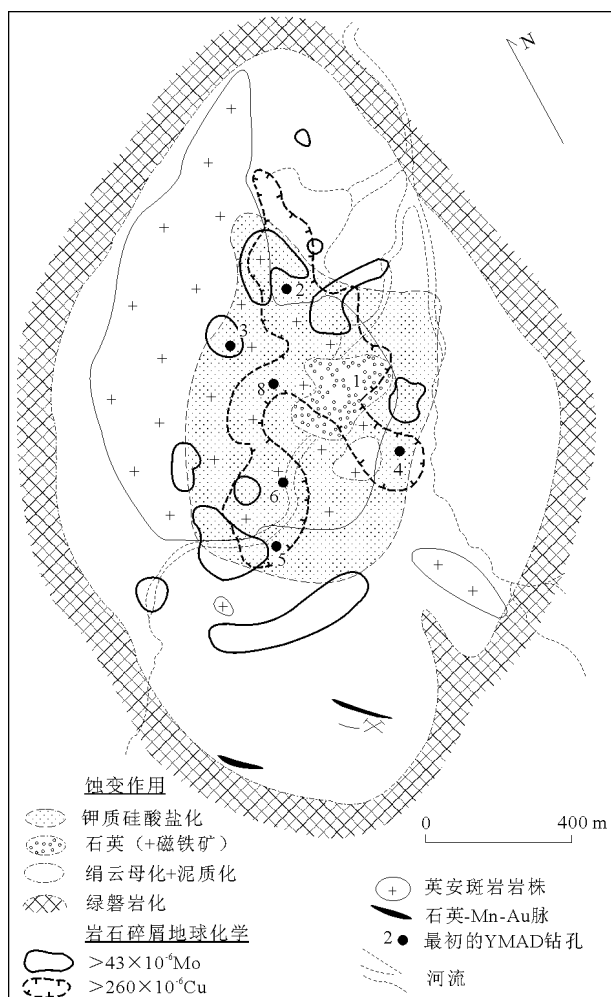


图1 阿根廷下德拉阿伦布雷拉斑岩型铜-金矿床地质地球化学模式 (引自 R.H.Sillitoe, 1995)

图中钾质硅酸盐蚀变的核部与铜异常有广泛的联系, 最高的 Mo 地球化学值往往出现在周边。图中标出了选出的 YAB 早期岩心钻孔的位置

岩心回收率不理想, 低于 50%。当时并没有认识到钾质硅酸盐蚀变的存在及其与最好的铜矿化的关系。直到 1971 年, Plannoal (阿根廷政府机构和联合国合作的一项勘探计划) 雇用的一名顾问才检查了下德拉阿伦布雷拉探区。

1970 年以后, YAB 在没有任何明显的地质依据情况下, 继续打了一些浅的岩心钻孔, 到 1973 年完成了 9 个孔, 只有一些不明显的结果。1973 年, Plannoal 雇用的这名地质顾问对下德拉阿伦布雷拉探区进行地质踏勘和蚀变填图 (图 1), 并对 9 个完成的钻孔的岩心进行编录。结果表明, 铜的岩石碎屑地球化学异常值与中部的钾质硅酸盐蚀变带相当一致 (图 1), 并识别出了该带拥有石英-磁铁矿蚀变斑块。这种斑块含铜值最高。然而, 最高的钼地球化学值趋向于在铜异常之外。Plannoal 在地

质填图的同时完成了激发极化法测量。

选择早先钻孔的岩心测试了金, 但是 2 个地方实验室报告的结果差一个数量级。为了解决这个矛盾, 又选了 10 个岩心样品送往加拿大实验室, 其中 8 个测试的结果是, 金含量为  $0.58 \times 10^{-6} \sim 1.50 \times 10^{-6}$ 。该顾问认识到, 这个含量可与巴布亚新几内亚潘古纳 (Panguna) 的斑岩型铜-金矿山开采的品位相当。所以, 即使当时的金价每盎司 (为 31.1 g) 只有 110 美元, 下德拉阿伦布雷拉金的潜力仍相当可观。

从 1973 年末到 1976 年, Plannoal 系统打了深约 300 m 的 42 个岩心钻孔, 以检查中部的钾质硅酸盐带, 包括高品位的石英-磁铁矿部分。填图、岩心编录和广泛的岩石学研究进一步证实了早先的地质结论, 特别是证明了钾质硅酸盐蚀变和内生的铜和金矿化有紧密的联系。这项钻探计划主要是依据由填图查明的蚀变型式, 受地球化学和地球物理结果影响较小。根据前 17 个钻孔推测储量为 1 亿 t, 含 Cu 0.4%, 含 Au  $0.7 \times 10^{-6}$ , 即含有 40 万 t 铜和 70 t 金。

在根据 Plannoal 钻探成果初步圈出了下德拉阿伦布雷拉的潜在铜-金矿体之后, 地质顾问和大学研究人员继续进行地质和地球化学研究, 补打了 28 个岩心钻孔, 其中 3 个钻孔深达 600 m。这些工作越来越详细, 但是没有改变 1973—1974 年对下德拉阿伦布雷拉矿床的总体认识。在 20 世纪 80 年代铜价比较低时, 曾计划从下德拉阿伦布雷拉硫化矿体上面的铁帽中搞一个小型堆浸回收金的工程, 但是没有成功。

阿根廷不利的政治经济气候, 以及世界铜价的低迷, 这一切都是近 20 年来外国矿业公司对下德拉阿伦布雷拉矿床不感兴趣的原因。1990 年一次公开投标之后, 直到 1992 年初才得到了一个与加拿大穆斯托 (Musto) 国际勘探有限公司签署的探测协议。该公司通过重新化验 10% 的样品做了可行性研究。这些样品来自早先打的平均深 300 m 的钻孔中获取的 20 000 多 m 的岩心。又补打了一些岩心钻孔, 包括总进尺为 7 400 m 的 17 个钻孔, 以增加 400 m 深度的信息。在 1994 年初, 穆斯托公司将该矿地的 50% 股份卖给了 MIM 控股公司, 并在该矿地上又打了一些岩心钻探, 总进尺达 36 000 m, 以增加矿石储量。1995 年, 穆斯托由 North Ltd. 和 Rio Algom 共同接管, 着手建一个大规模的

露采/浮选工程。

### 3 小 结

下德拉阿伦布雷拉斑岩型铜-金矿床发现已经 30 多年了,初步圈定矿体也已有大约 20 年。因为有明显的颜色异常,所以矿床的总体位置也很清楚。钻探的第一阶段主要是依据对蚀变分带的认

识,该蚀变分带控制着内生和表生的铜和金含量。在圈定矿体时,早先对金含量增高的认识是关键的一步。

在矿床勘探和评价的 32 年历史中,对该矿床无论是从地质还是经济的角度都作了广泛的研究。但是,只有最近的经济、政治和矿业法律的改革才使得大规模的矿山成为一个现实的目标。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 印度尼西亚巴都希贾岛铜-金矿床

### 1 地质背景

巴都希贾乌 (Batu Hijau) 大型斑岩型铜-金矿床位于印度尼西亚努沙登加拉省的松巴哇岛西南部,是一个产在近代岛弧环境的世界级斑岩型铜-金矿床。

该矿床的铜-金矿化产在英云闪长岩质侵入杂岩及闪长岩和变火山岩围岩中。矿体呈柱状至锥状,垂向延伸大于 650 m。高品位矿化与显示弥漫性次生黑云母蚀变及石英-硫化物和(或)磁铁矿脉的英云闪长岩岩株有关(图 1)。核部的钾蚀变

带往外渐变为广泛的绿磐岩化,叠覆有广泛分布的受裂隙控制的绢云母-绿泥石蚀变和少量绢云母钠长石蚀变。绢云母-高岭石和高岭石-明矾石-叶蜡石组合产在近地表部分。在英云闪长岩岩株中心有些蚀变少、矿化少的岩墙(也是英云闪长质)侵入。氧化作用延深 5~85 m,但次生富集作用较微弱。

矿床矿石储量约 3.34 亿 t,铜平均品位 0.8‰,金  $0.7 \times 10^{-6}$  (即含铜约 270 万 t,金约 240 t);原地资源量约 8.2 亿 t,铜品位 0.454‰,金约  $0.48 \times 10^{-6}$  (即含铜约 372 万 t,金约 390 t)。据最近资料,该矿床有铜 453.6 万 t,金 392 t,银 778 t。

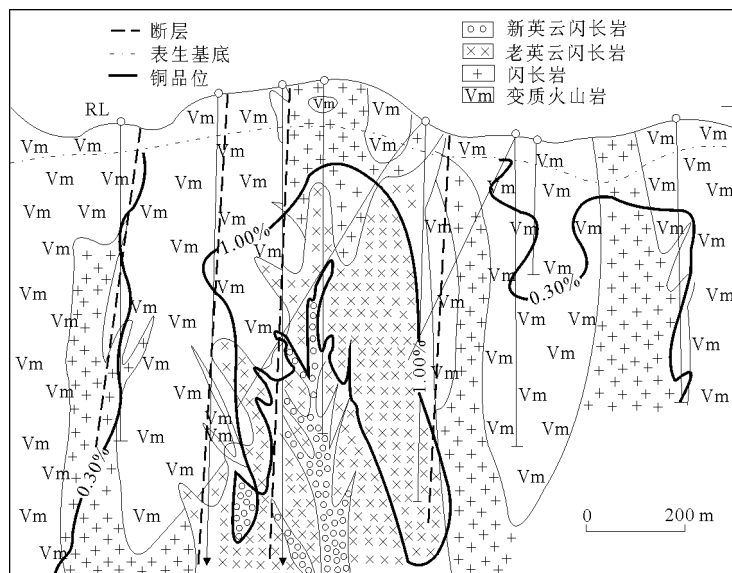


图 1 巴都希贾乌矿床横剖面图 (引自 S.J.Meldrum 等, 1994)

### 2 勘查与发现

在过去,该区未被认为是斑岩型铜矿成矿区,因此,美国纽蒙特公司最初在该区试图寻找低温热液金矿床。这一工作合同最初涉及的地区包括龙目

岛大部分地区和松巴哇岛西部,后缩小至该区南部的一些区块。这一发现是该公司在努沙登加拉项目中进行系统勘查的结果。

1987 年,美国纽蒙特公司在松巴哇岛进行踏勘性河流沉积物取样计划。最初的覆盖面积为

11 271 km<sup>2</sup>, 大约在 900 个采样点上采集了 3 804 个样品, 在 36 组水系沉积物中发现异常。首先发现漂砾 (蚀变闪长岩) 中的浸染状含铜硫化物, 同时进行的取样计划在流经巴都希贾乌地区的一条河流采样, 得出一个金  $15.3 \times 10^{-6}$  (大样堆浸金) 和铜  $135 \times 10^{-6}$  (—80 目样品) 的较广泛的金-铜异常 (图 2)。1989 年, 公司取得了包括源区在内的土地使用权, 在巴都希贾乌周围 5 km<sup>2</sup> 范围内, 通过跟踪检查取样, 发现河流粉砂样中具金  $169 \times 10^{-9}$  和铜  $580 \times 10^{-6}$  的异常 (距后来发现的矿床 1 km)。当时调查还是集中在斑岩系统边缘的金矿化。但 1989 年在支流踏勘性跟踪检查时, 也发现弱的铜矿化露头 and 矿化明显的闪长岩和英云闪长岩漂砾 (铜高达 6.8%, 金  $0.28 \times 10^{-6}$ )。1990 年 5 月, 在沿小河进行路线穿插时, 发现巴都希贾乌地段有明显的铜矿化, 出露的范围大, 植被稀少。这样, 就在 1990 年上半年认识到了斑岩型矿床的远景。

在 1990 年中、后期, 在巴都希贾乌地区进行了地表岩石蚀变填图和螺旋钻基岩地球化学取样, 圈出了  $w(\text{Cu}) > 0.1\%$  的面积  $0.6 \text{ km} \times 12 \text{ km}$ 。后用 629 个随意定向的 5 m 长的探坑 (间距约 30 m) 进行了刻槽取样, 圈出  $w(\text{Cu}) > 0.3\%$  和  $w(\text{Au}) > 0.2 \times 10^{-6}$  的面积  $900 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ , 并且发现有  $w(\text{Mo}) > 30 \times 10^{-6}$  的环形带围绕铜-金异常。

后来基岩的取样扩展到勘探区的其他地方, 仅在几个小区域内发现微弱的金异常, 它们分别位于艾默拉、东北部地区、上卡塔拉和东南部地区, 同时也肯定了“金岭”地区的金异常, 但没有识别出任何有经济价值的地段。

1991 年 5 月开始进行金刚石钻探, 打到了铜-金矿石。第一年完成钻探进尺 1.1 万 m (22 孔), 至 1993 年 7 月完成 3.7 万 m (50 孔)。以后仍在继续勘查, 也包括进行较详细的地表调查, 该区外围也在普查中。

### 3 小 结

世界级巴都希贾乌斑岩型铜-金矿床的发现, 踏勘性的河流沉积物取样起了重要作用, 通过大范围的水系沉积物取样圈出了金-铜异常, 在此基础上, 地表岩石的蚀变填图和基岩地球化学取样进一步明确了异常的范围, 从而使金刚石钻探顺利地打到了铜-金矿石。因此, 区域化探方法在地质工作程度较低的地区, 可有效地筛选出找矿远景区。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

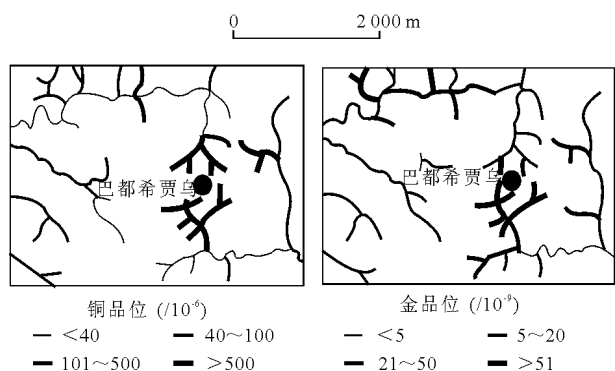


图 2 巴都希贾乌远景区内—80 目泥沙样的 Cu 和 Au (BLEG 法) 的含量 (引自 S.J.Meldrum 等, 1994)

## 印度尼西亚格拉斯贝格铜-金矿床

### 1 地质背景

格拉斯贝格 (Grasberg) 斑岩型铜-金矿床位于印度尼西亚伊里安查亚省中部的热带地区, 海拔 4 200 m 以上。在其东南方向约 3 km 处已知有埃茨伯格、东埃茨伯格等夕卡岩型铜-金矿床。矿体产于上新世形成的面积为 3 km<sup>2</sup> 的多相二长闪长斑岩岩株里, 其上部侵入始新世—渐新世灰岩。如同东部的奥克特迪矿床一样, 灰岩层是晚新生代大陆与岛弧碰撞过程中产生的褶皱逆冲断带的一部分。在高品位的深成黄铜矿和伴生金的矿化作用中, 出现了钾硅酸盐蚀变的斑岩。该斑岩特点是石英和磁铁矿间强烈的网脉和交代作用。金含量向下增加, 至

少到 1 300 m 的深度。虽然岩株上部周围的石灰岩只有大理岩化, 但在深部部分地转化为铜-金共生的夕卡岩。在厚度小于 5 m 的地区, 表生作用很少, 并且淋滤铁帽发育, 下伏富集的辉铜矿。

格拉斯贝格斑岩-夕卡岩型铜-金矿床的矿石储量不断增加, 2000 年底该区保有总的证实和概略储量增至 25.1 亿 t, 平均品位为铜 1.10%、金  $1.04 \times 10^{-6}$ 、银  $3.40 \times 10^{-6}$ , 即有铜 2 761 万 t、金 2 610 t、银 8 500 t。此外, 还有地质资源量 13.95 亿 t, 含可回收的铜 690 万 t 和金 700 t。

### 2 勘查与发现

1936 年, 荷兰地质学家 J.J. 多齐在登山考察

时发现了埃茨伯格矿床,在当地称为“比吉山”。当时,他识别出了地表的埃茨伯格夕卡岩矿体,其中硫化物和高温黑云母充填在岩筒的斑岩里。埃茨伯格基本上由岩株构成,在地表发育着薄薄的土壤层,在上面生长着草本植物,与周围灰岩光秃的景观形成鲜明的对比。因此,J.J.多齐将该矿床命名为埃茨伯格。1939年,他提出报告,但并未引起人们的注意。然而,1959年,荷兰的东婆罗公司的文献评述中提到了J.J.多齐的报告,这引起了美国弗里波特公司的关注。1960年,弗里波特公司组织了一个勘查队,重新对埃茨伯格铜矿床进行调查和取样,证实了矿体的存在。但由于政治和技术问题,迟迟不能对远景区表生露头进行钻探评价。直到1967年,印度尼西亚颁布新的外商投资法,该公司才与印度尼西亚政府签约进行该区矿产

勘查。1968年,钻探探明埃茨伯格夕卡岩型矿床,矿石储量为3300万t,铜品位超过2%,1972年下半年,弗里波特公司对这个露天矿坑的铜-金-银矿床进行开采。

1973年,上述露天矿投产后,弗里波特公司在其外围进行勘察,包括钻探工作,其目的是寻找另外的低温热液铜-金夕卡岩型矿床。1974—1976年,在露采坑东1.6km处钻探发现了显著的铜矿化。1977年,开始打一个1200m的平窿,1978年中完成,后在平窿内进行详勘,探明东埃茨伯格矿床(东比吉山,图1)。矿体呈弧形,长700m,宽达150m,延深350m,也属夕卡岩型矿床。其主要控矿构造是一NW向逆断层及3组成矿前断裂和裂隙。这4组构造在白云岩和泥质岩中形成了高度碎裂带,角砾化为夕卡岩化和矿化提供了条件。

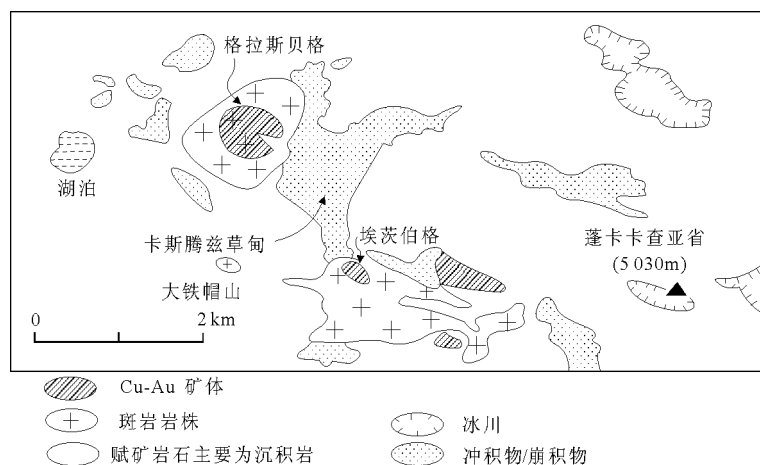


图1 印度尼西亚伊里安查亚省埃茨伯格地区铜-金矿床分布图(引自 G.D.MacDonald 和 L.C.Arnold, 1994)

20世纪60年代后期至70年代,弗里波特的地质人员对格拉斯贝格矿点进行了多次调查,认为这是一个斑岩型铜矿体系。虽然在格拉斯贝格山周围相对平坦的地方出露有石英和磁铁矿等矿化的网脉,但整个格拉斯贝格山在薄层淋滤铁帽下面缺少辉铜矿的富集。所以,地质人员认为这种矿化不具有经济价值。因为当时认为,一个深成斑岩型铜矿的最大含铜量小于0.8%。在格拉斯贝格山地区,铜的地表含量范围在 $200 \times 10^{-6} \sim 5000 \times 10^{-6}$ 之间;1985年,在格拉斯贝格山脚下一个关键钻孔铜的含量为0.3%~0.5%,据此认为是斑岩铜矿床。

1987年,印度尼西亚弗里波特公司的地质人员再次对格拉斯贝格矿床远景作调查,并获得了一个很有开采前景的岩屑金含量,其范围在 $1.5 \times 10^{-6} \sim 2.5 \times 10^{-6}$ 之间。为了检验金矿床资源的潜力,为了证明金的高含量并不是由于表生富集所引

起的,1988年克服了相当大的困难,用直升机支持在山顶安置了钻探设备后,打了第一个钻孔富含露头的下面。浅部倾斜钻孔打穿含金层,其中铜含量大于1%。GRS-3号钻孔打的角度更陡,但也打穿了矿化较发育的斑岩层。GRS-4号钻孔的钻探角度是垂直的,得到的600m岩心主要为深成岩,其中平均含铜1.65%,含金 $1.4 \times 10^{-6}$ 。

在格拉斯贝格岩筒里存在高品位深成斑岩型铜-金矿的矿化作用,到这个时候已经很清楚了。钻探工作继续进行,许多圈定钻孔和开拓钻孔在地下巷道系统中相互交会。在1989年下半年,弗里波特公司开始露天开采。其日产量扩大到10.5万t,并且弗里波特正在讨论进一步增加产量的问题。

### 3 小 结

格拉斯贝格斑岩型铜-金矿床的发现,是28年

来弗里波特公司在埃茨伯格地区持续勘探的结果, 首先应归功于 25 年前在登山考察过程中认识到 3 种铜矿化。最近对格拉斯贝格几个远景区的评价表明, 岩屑地球化学异常足以消除人们对深成斑岩型

铜矿床的偏见。格拉斯贝格勘探的历史表明了地质文献评述工作的重要性, 还表明不能盲目地接受那些已被普遍认可的矿床品位-吨位模型。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 菲律宾远东南铜-金矿床

### 1 地质背景

远东南 (Far Southeast) 斑岩型铜-金矿床位于曼卡延矿区, 是一个世界级的埋藏颇深的富金斑岩型铜矿床。

这个矿区至少有 4 个斑岩型铜-金矿系列, 包括高硫、低硫的低温热液型铜-金、金矿床。更重要的是, 在勒班陀 (Lepanto) 地区, 远东南斑岩型铜-金矿床与其西部边界的勒班陀高硫的硫砷铜矿-金-银矿床相邻。

远东南斑岩型铜-金矿床位于一向下延伸很广的更新世卵形石英闪长斑岩体中心, 它切割了中新世安山质火山碎屑岩系列。矿床顶部位于盖层下面 650 m 深处。黄铜矿、斑铜矿及与之相关的金矿化作用是钾-硅蚀变系列的一部分, 由内向外呈现出泥质到绿磐岩蚀变带。矿区内有丰富的石英和磁铁细脉。早期泥质蚀变带位于斑岩型矿床之上。

曼卡延地区有一部分地层被下伏岩浆作用形成的爆发角砾岩所充填, 并有英安斑岩的岩颈丘侵入。其中, 位于勒班陀的一个火山通道和与之相关的英安斑岩岩颈的形成时代至少稍晚于斑岩铜矿。在远东南斑岩型铜-金矿床的近西侧, 有一个向 E 延伸的接触带, 位于该火山通道浅部漏斗状接触带和 NW 向延伸的深部断层之间, 这个接触带位于勒班陀硫砷铜矿-金-银矿床上。矿体外有硅化带, 由内到外可分为石英-钠明矾石-高岭石蚀变系列。

远东南斑岩型铜-金矿床以铜-金边界品位 0.73‰ 和  $1.24 \times 10^{-6}$  计算 (与 1‰ 铜相当) 有 3.65 亿 t 矿石的地质储量, 即含铜 336 万 t 和金 453 t。按 1.5‰ 铜为可采品位计算 (在本矿区相当于铜 0.80‰, 金  $1.6 \times 10^{-6}$ ), 则有 1.2 亿 t 的经济储量。勒班陀矿床则有 3 300 万 t 的储量。按铜 2.2‰, 金  $3.5 \times 10^{-6}$  和银  $11 \times 10^{-6}$  计算, 即含有 73 万 t 铜和 116 t 金储量。

### 2 勘查与发现

早在 13 世纪, 华人、当地的伊哥洛人和西班牙

人即已经开始在曼卡延开采铜和金。对勒班陀硫砷铜矿、金-银矿床的正规开采始于 1865 年, 是由坎塔布罗-菲利皮诺 (Cantabro-Filipino) 公司进行的。1936 年, 勒班陀联合矿业公司接管了这一矿区, 除去二战期间曾一度被日本人占领外, 该公司一直开采至今。

在 20 世纪五六十年代, 勒班陀联合矿业公司的职员否认曼卡延地区存在斑岩铜矿, 尽管当时人们普遍认为菲律宾群岛是一斑岩型铜矿大成矿省。于是, 发现矿床的使命落到了其他公司的头上, 20 世纪 70 年代中期, 曼卡延矿业发展公司和亚洲黄金公司证实了该地区斑岩型矿化作用的存在。但是, 直到 1978 年重新检查 2 个钻孔的岩心后, 勒班陀联合矿业公司的地质人员才认识到斑岩型矿化作用的存在, 将 2 个钻孔布置在勒班陀矿床东南 4 km 处。1980 年岩心分析显示了良好的铜矿前景。此外, 1979 年, 在勒班陀矿体东部边缘的一个小采矿场出露的英安质火成碎屑角砾岩中, 勒班陀联合矿业公司的一位地质人员发现小岩屑中有铜、金的斑岩型矿化作用的存在。

1979 年初, 在勒班陀矿床东部平缓地区开展了激发极化测量工作。结果表明, 存在一 EW 向长约 1.5 km 的极化率异常带。1980 年, 打了 2 个钻孔对异常区进行了钻探检查, 其中的第二个孔深约 1 100 m, 最后的 200 m 穿过了一个品位较低的斑岩矿化带。因而, 极化率异常显然是由与黄铁矿化有关的一套向东延伸的高硫低温热液作用产物所引起的。

早在 1980 年, 勒班陀联合矿业公司即允许亚洲黄金公司将曼卡延地区纳入它最新的区域填图项目之内。在该项目启动初期, 一个代表亚洲黄金公司的地质咨询师访问了勒班陀地区, 并且对深部和位于矿床上部的采矿场进行了研究。他认为在采矿场英安碎屑角砾岩中的斑岩型铜-金碎屑与深部的碎屑相同, 都包含有黑云母、磁铁矿、斑铜矿和黄铜矿, 因而一定是由深部高品位的斑岩铜-金矿床边部的钾硅蚀变带中剥离出来的。此外, 在采矿场

他还发现火山碎屑角砾岩中有低角度交错层理,显示其为喷发成因矿床,而且角砾岩可能是爆破岩筒的一部分。这种解释与勒班陀联合矿业公司的矿区剖面图相吻合。该图显示了一个明显向东延伸陡倾的火山碎屑角砾岩底部接触带(图1)。因而得出如下结论:斑岩型铜-金碎屑岩是火山侵位过程中

由一高品位矿床中带上来的,该矿床位于勒班陀矿床的近东侧,且埋藏较深。地质咨询师极力向亚洲黄金公司推荐,将这一推断中存在的斑岩型铜-金矿床作为首选的勘探目标。该公司于1980年中提出与勒班陀联合矿业公司合作勘探的项目。

但是,直到1980年较晚的时候,勒班陀联合

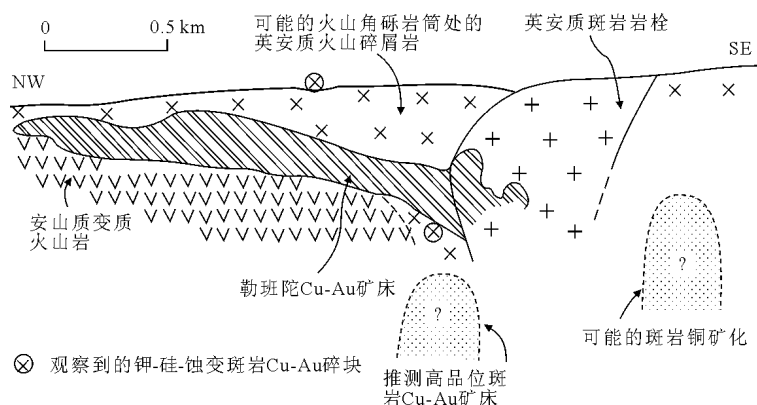


图1 20世纪80年代初菲律宾勒班陀高硫化低温热液矿床附近推断的隐伏高品位斑岩型铜矿床(引自 R.H.Sillitoe, 1995)

矿业公司才普遍接受了这一观点。年底之前,在勒班陀矿区最东部的矿巷里布置了1个钻孔,重新启用900 m钻孔,布置了1个1 000 m深的取心钻孔。这是一个见矿孔,在475 m处发现了0.46%的铜和 $0.41 \times 10^{-6}$ 的金,接近钻孔底部时发现了更高品位的铜和金。1981—1986年间,远东南矿区完成了38 000 m的深部取心钻探工作,孔位控制了100 m $\times$ 75 m的地区。

1989年初,勒班陀联合矿业公司将远东南矿区40%的工作量分包给了GR公司,继而1990年转给CRA公司。1992—1995年期间,在该地区开展了更进一步的钻探工作,工作量达到11 700 m。主要是要查明矿床的延伸情况。

### 3 小结

远东南斑岩型铜-金矿床埋藏于地下650 m,紧邻一个正在开采中的铜-金矿床。这一发现源于对2个类似的成矿模式的研究,第一观点由当地公司提出,另一观点则代表了竞争公司的观点。第一种模式与磁化率异常相吻合,但很快就被由地表开始的钻探工作所否定。第二种模式由现有矿巷最东侧所进行的深部钻探工作所证实。

远东南斑岩铜-金矿床是一个仅次于格拉斯贝格而列于世界第二的斑岩型铜-金矿床。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 菲律宾丁基迪金-铜矿床

### 1 地质背景

丁基迪(Dinkidi)大型斑岩型金铜矿床位于菲律宾北部吕宋岛新比斯开省迪迪皮奥区(图1),在马尼拉北200 km,地处马德里山区,SN向的卡加延河谷盆地的南部,海拔标高约700 m,东、西、南侧为山脉。

该区由晚白垩世到中新世中期的火山岩、火山碎屑岩、侵入岩和沉积岩组成,表明为一岛弧环

境,其下基底杂岩为前第三纪英云闪长岩和片岩。该区大部分地区未经勘查。

矿化斑岩侵入在由二长岩到闪长岩侵入体组成的复合侵入体和破火山口杂岩的南缘。丁基迪矿化沿走向长约450 m,宽达150 m,垂向延深超过800 m。高品位铜-金矿化与闪长岩(普通角闪石-长石斑岩)和角砾岩有关,在构造上与SN向延伸的陡倾断裂带有关。主要矿石矿物为黄铜矿、银金矿,还有黄铁矿和磁铁矿等,并见不寻常的碲矿物(在



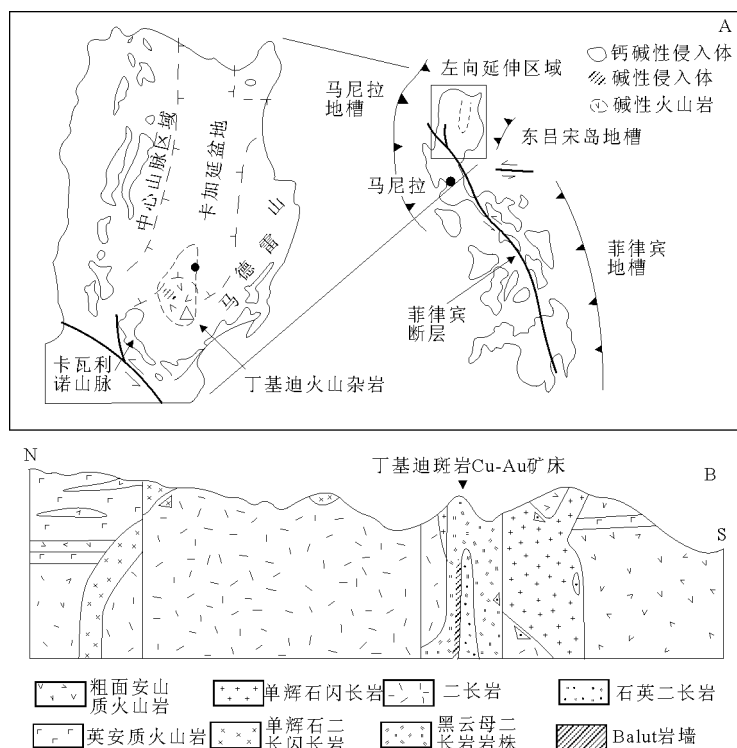


图1 菲律宾丁基迪大型斑岩型金-铜矿床地理位置及剖面示意图 (引自 V.S.Kamenetsky 等, 1999)

菲律宾其他斑岩型矿床中尚未见碲矿物)。

丁基迪斑岩型金-铜矿床在卡洛扬谷盆顶部伴有早中新世碱性迪迪皮奥侵入杂岩侵位, 碱性岩浆作用被认为与弧间断裂有关。迪迪皮奥火成杂岩由辉长岩、单斜辉石岩、富单斜辉石闪长岩和二长闪长岩, 以及中部的二长岩深成岩体组成, 丁基迪矿床位于这个二长岩深成岩体南部边缘的复合二长岩岩株中。该岩株由 3 个主要的矿化侵入体组成: 早期的黑云母二长岩、正长岩巴卢特岩脉 (侵入黑云母二长岩) 和晚期的石英二长斑岩。含矿的巴卢特岩脉是一个薄至 2~30 m 的岩脉, 主要由单斜辉石、斜长石和碱性长石以及副矿物磷灰石、磁铁矿和榍石组成。岩脉结构变化显著, 从等粒的单斜辉石与条纹长石共生到具有镶嵌基质斜长石和条纹长石的粗粒 (2~15 cm) 单斜辉石斑状结构。

丁基迪斑岩型金-铜矿床含  $\text{Au } 1.2 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Cu } 0.5\%$ 。到 1997 年已确定有推定资源 1.24 亿 t, 金品位约为  $1 \times 10^{-6}$ , 铜约 0.4%, 即含金 124.4 t, 铜近 50 万 t。其中, 包括一个高品位核部带, 有矿石 790 万 t, 金品位为  $6 \times 10^{-6}$ 。

## 2 勘查与发现

迪迪皮奥最初在 20 世纪 70 年代被认为是金成矿区, 因为当地猎人在该区发现了冲积金矿。当地

公司这些年来对该区进行了找矿, 大多是找冲积金矿。当时不知该地区有斑岩型金-铜矿化。

丁基迪矿床的发现是克莱梅克斯阿里姆科矿业公司地质人员初步地质踏勘和认出出露地表且其地形表现异常的侵入杂岩的结果。公司地质人员评估了该地突出在冲积河谷谷底的起因不明的尖削脊地的远景。该脊地后被命名为丁基迪, 那里有若干小型石巷, 当地人过去曾在此开采狭窄的石英网脉和被水冲洗过的软的泥质蚀变带, 用水渠和泄水箱采集砂金。对这些石巷的检查结果, 揭示出有丰富的铜氧化物和石英网脉产在一蚀变闪长斑岩中。由于该脊地具有独特的自然地理地貌和规模, 地质人员认为它具有重要的远景, 需要立即勘查。

通过与当地租地所有者协商, 公司收购了这一矿地。接着在该区进行了系统勘查。在该脊地周围约  $1 \text{ km}^2$  范围地区进行了岩石碎屑网格取样和地质填图, 梯度排列激发极化测量和地面磁测。调查结果圈定了一个重要的激发极化异常 ( $500 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ ), 百分频率效应  $2\% \sim 6\%$ , 还进一步显示出有一以脊地为中心的清楚的勘查目标。这一目标是与在脊地顶部石巷中见到的含有石英、碳酸盐和铜矿化的引人注目的角砾化作用相符合的。

后来对该脊地进行的金刚石钻进打到了斑岩型铜-金矿化。矿化产在一个富长石的闪长岩侵入体中 (与二长闪长岩-闪长岩破火山口杂岩有关)。地

质填图表明,该矿床在地形、激发极化和磁性方面有特点,在地质和地球化学方面颇为独特,主要矿石矿物中含碲矿物,这是一种在菲律宾其他斑岩型矿床中未见产出的矿物。

1997 年,对该矿床进行了可行性研究,确定了矿床的推定资源量 [其中高品位的核部带  $w(\text{Au})$  为  $6 \times 10^{-6}$ ], 并与菲律宾政府签订了开发协议。此外,公司还在迪迪皮奥区进行了  $40 \text{ km}^2$  区域性工作,其中地面磁测测线作了  $205 \text{ km}$ , 梯度排列激发极化测量测线作了  $247 \text{ km}$ , 偶极-偶极激发极化测量测线作了  $62 \text{ km}$ , 采了约 8 000 个地球化学样品。通过这些工作已在迪迪皮奥破火山口确定出 16 个斑岩矿床远景勘查目标。

丁基迪斑岩型金-铜矿床是 20 世纪 80 年代该

国的最重要矿床发现之一,也使吕宋岛的斑岩金-铜矿床区由科迪勒拉山往东扩展,开辟了一个重要的新勘查区。

### 3 小 结

菲律宾丁基迪大型斑岩型金-铜矿床是在原认为是金的成矿区,通过地质踏勘和认识出露地表的具矿化显示的侵入杂岩,进行地质填图、物化探和钻探而发现的。

菲律宾赋存着丰富的斑岩型铜-金矿资源。最近几年不断有这种类型重要矿床发现。丁基迪斑岩型金-铜矿床的发现和勘查过程值得注意和借鉴。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 巴布亚新几内亚奥克特迪铜-金矿床

### 1 地质背景

奥克特迪 (Ok Tedi) 斑岩型铜-金矿床位于巴布亚新几内亚最西部偏僻的斯达 (Star) 山脉中。该矿床集中在富比兰山,下伏的是一个上新世多相二长花岗斑岩岩株,岩株侵位于晚白垩世—中新世的沉积岩 (包括一个厚大的灰岩岩段中)。

大多数内生斑岩型矿化以细脉状和浸染状颗粒存在于钾质硅酸盐蚀变斑岩中,  $\text{Cu}$  的平均品位为  $0.2\% \sim 0.4\%$ 。含磁铁矿和硫化物的钙硅酸盐夕卡岩,以及高达  $2.5\%$  的铜含量出现在灰岩围岩中。黄铜矿是主要的内生铜矿物。热带地区表生剖面通常很发育。在斑岩铜矿床上面的表生剖面,由  $15 \sim 200 \text{ m}$  厚的铁帽组成,铁帽下面是  $50 \sim 300 \text{ m}$  的辉铜矿富集层。铁帽中的金含量从  $1 \times 10^{-6} \sim > 3 \times 10^{-6}$ , 富集层的铜含量超过  $1\%$ 。生产前的金矿石储量为  $3\,000 \text{ 万 t}$ , 都在铁帽中, 平均含  $\text{Au}$   $3 \times 10^{-6}$  ( $\text{Au}$  的边界品位为  $1.5 \times 10^{-6}$ ), 即有金  $90 \text{ t}$ ; 硫化物矿石储量为  $3.55 \text{ 亿 t}$ , 品位:  $\text{Cu}$   $0.67\%$ ,  $\text{Au}$   $0.61 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Mo}$   $0.011\%$  ( $\text{Cu}$  边界品位为  $0.4\%$ ), 平均含  $\text{Cu}$   $1.25\%$ , 含  $\text{Au}$   $1.58 \times 10^{-6}$  (使用的边界品位同上), 即拥有  $\text{Cu}$   $237.85 \text{ 万 t}$ ,  $\text{Au}$   $216.55 \text{ t}$ 。

### 2 勘查与发现

巴布亚新几内亚西部历史上没有采矿或矿产勘

探的记录。政府巡查官员 1963 年和 1967 年首次记录了该区的铜矿化,但是后来没有发表。1968 年,澳大利亚肯尼科特勘探有限公司开始了一项以直升机支持的西巴布亚省斑岩型铜矿床水系地球化学勘探计划。奥克特迪斑岩系的最初证据是在河流中发现了含黄铜矿的磁铁矿转石。转石第一次发现于奥克特迪以南大约  $4 \text{ km}$  处,随后在奥克特迪以东大约  $4 \text{ km}$  处也发现了 (图 1)。随后在含转石的汇水盆地内也发现了含有铜异常的河流沉积物。追索转石的来源是钙硅酸盐夕卡岩中的块状磁铁矿和硫化物的露头,这就导致 1968 年年中发现了富比兰山斑岩岩株。在 1969 年初,打了 16 个岩心钻孔,以检查夕卡岩铜矿化,但结果使人们相当失望。到 1968 年后期,富比兰山上矮小的植被和河流两侧切割而出露的铁帽使人们对富比兰山岩株发生了兴趣,尽管地表的  $w(\text{Cu})$  小于  $500 \times 10^{-6}$ 。1969 年初,直升机航线穿过山的最高点,这儿出露有穿插褐铁矿质石英细脉的斑岩。对岩株进行了填图,并作出了钻探的决定。1969 年年中,打了头一个钻孔,在铁帽下面  $60 \text{ m}$  处遇到了  $\text{Cu}$  品位大于  $3\%$  的极富的铜矿化。1970—1971 年,着手了一项重要的钻探计划。计划实施期间,从奥克特迪斑岩型铜矿床中回收了  $32\,860 \text{ m}$  岩心。肯尼科特公司设计了开发钻探计划,但是在开采权和税收制度上与政府谈判破裂,故计划未能得到实施。1975 年肯尼科特公司撤出了奥克特迪项目。

在肯尼科特公司撤出之后,有几个公司加入了

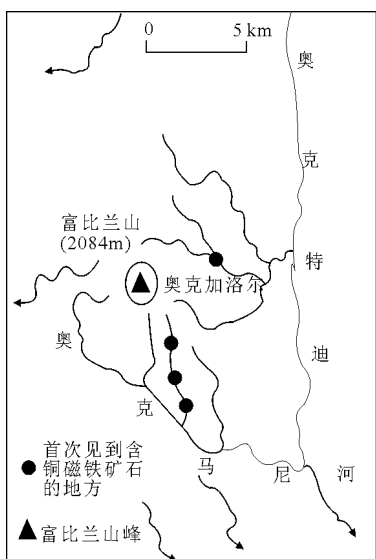


图1 奥克特迪斑岩型铜-金矿床地表矿化转石分布示意图  
(引自 R.H.Sillitoe, 1995)

显示 1968 年肯尼科特公司地质学家在巴布亚新几内亚西部发现的第一批块状含黄铜矿的磁铁矿转石样品位置的草图。转石来自富比兰山下部山坡——奥克特迪斑岩型铜-金矿床所在地出露的夕卡岩矿体

与政府的讨论，崔艾科布卡矿业公司提议开始只从铁帽中生产金。值得指出的是，前三年金价一直在上升。崔艾科布卡当时劝说 BHP 参与这个项目，1975 年年中开始。1976 年末结束了 BHP 与政府的谈判。崔艾科布卡公司撤出，BHP 的子公司艾莫科（占 37.5% 股份）和库富尔勘探公司（一个德国集团，占 25% 的股份）组成了一个国际财团。在谈判期间，代表政府完成了一个 4 000 m 的岩心钻探

计划，结果使矿石储量有了增加。该国际财团从 1976 年末到 1978 年初在富金的铁帽和下伏的硫化物带上完成了 86 个开发钻孔，总进尺 24 400 m。为了采集供冶金试验和品位控制用的铁帽矿石、斑岩矿石和夕卡岩矿石，打了大约 800 m 的平调和两个竖井（总长 56 m）。

1981 年，成立了奥克特迪矿业有限公司（国际财团合作者加上巴布亚新几内亚政府占 20% 股份）；1984 年年中，着手矿山开发，第一个产金工程开始投产，它包括一个 22 000t/d 的露天矿山、氰化-CIP 选厂。在过渡阶段之后，1988 年用浮选处理供露天开采的硫化物资源代替了金的生产。奥克特迪矿业有限公司目前属国际 BHP（52% 股份）、Inmet 矿业公司（18% 股份）和巴布亚新几内亚政府（30% 股份）。

### 3 小 结

在大胆地进行了几个月的“草根勘探计划”之后，就在奥克特迪附近获得了铜矿化的证据；不到 2 年就发现了该斑岩型铜-金矿床。斑岩型铜矿系统的发现要归功于在地球化学取样期间对沿水系穿行路线上遇到的风化转石的彻底追索。政治上的原因、铜价下跌，以及某种程度上陡峭和偏僻的地理位置给勘探和开发带来了困难。这一切使矿山生产延迟了 16 年。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 巴布亚新几内亚比尼山铜-金-钼矿床

### 1 地质背景

比尼山（Mt Bini）斑岩型铜-金-钼矿床位于巴布亚新几内亚中部，南纬  $9^{\circ}18'$ ，东经  $147^{\circ}35'$ ，在首都莫尔斯比港东北 50 km 处。比尼山矿床产在流经欧文斯坦利山脉的布朗—拉洛基—古尔迭—洼乌乐河系上游。欧文斯坦利山脉地势东高西低。东部山峦叠峰，海拔达 3 445 m，西部较为平缓，海拔在 500 m 以下。比尼山区河流上游海拔接近 1 400 m，中下游海拔约 980 m。

比尼山矿床的地质资源量为 8 500 万 t，平均品位为 Cu 0.4%，Au  $0.6 \times 10^{-6}$ 。即含铜 34 万 t，含金 51 t。此外，还含少量的 Ag 和 Mo。

比尼山区最老的岩石为侏罗纪到晚始新世欧文

斯坦利变质岩系的千枚岩和板岩。这些岩石受到低级绿片岩相变质，至少发生 2 期变形，形成一系列 NW 向紧闭褶皱。变形作用可能发生在中新世中期，即巴布亚超基性岩带与澳大利亚板块前缘碰撞并逆掩于其前缘之上时。

比尼山矿床产在宽 15~20 km 的 NNE 向拉伸带中。拉伸带中的基底变质岩不整合于陆地火山岩之下，并被高位深成岩侵入。从陆地卫星图像的解释看，线性 NNE 向构造与拉伸带有关，并垂直于巴布亚超基性岩带的逆掩方向。

中新世奥维亚（Oveia）闪长岩是比尼山区最老的侵入岩。在侵入岩以南，以阿斯特罗莱布（Astrolabe）集块岩中的上新世基性到中性火山碎屑岩为主。从这套地层往北，是新发现的巴武（Ba-

vu) 钙碱性火成岩, 比尼山矿床就产在这套火成岩之中。在巴武火成岩以北, 产有斑状多孔玄武岩和安山岩及少量更新世橄榄玄粗质埃福吉 (Efogi) 火山岩。喀麦隆山火山岩中的晚中新世到上新世基性到中性陆地火山岩、沉积岩和浅侵入岩与部分遭到侵蚀的层火山有关。托洛库马 (Tolokuma) 低硫化低温热液矿床就产在这套杂岩中。

欧文斯坦利变质岩系被各种钙碱性岩株和岩墙侵入。这些变质沉积岩主要是石英云母板岩和局部为碳质的带状千枚岩。比尼斑岩为富钾的钙碱性复合侵入岩株, 从地形上看为环形, 海拔 1 200 m, 高出周围的河床约 140 m。该岩株的大小约 650 m × 275 m, 呈舌状, 位于比尼山西北面。它是似岩墙的岩体, 位于 NEE 和 NNE 向线性体的交叉处。

矿床广泛发育有绢英岩化、绿泥石化、电气石化等蚀变。

早期形成的矿体内穿插着许多网状石英细脉及含黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿和辉钼矿的矿脉。金呈包体产在黄铜矿中。网状脉局部很发育, 产在脆性千枚岩围岩中, 往往与屡次发生的强烈绢英岩化蚀变有关。正长石+黑云母+石英。绿泥石±含黄铁矿和黄铜矿的碳酸盐细脉穿插于网脉状矿之间。粗粒硫化物与绿磐岩蚀变有关。少量黝铜矿也与绿磐岩化有关。电气石角砾岩除黄铁矿外不含其他矿石矿物。

含方铅矿和闪锌矿的细脉和浸染体产在紧邻比尼斑岩的变质沉积岩中。方铅矿-闪锌矿-碳酸盐-金矿脉出露于比尼山西南 800 m 的奥菲 (Ofi) 河中及比尼山顶以下几百米处。这些矿脉与绿磐岩化蚀变有关。

低温热液矿叠覆于斑岩 Cu-Au-Mo 矿之上。矿脉宽可达 1 m; 沿走向长 1 400 m, 山脊上有少量碧玉和蛋白石转石, 表明这是低温热液系统的高位。在比尼岩株西边, 有玉髓脉和网状脉出露, 长 20 m, 平均含金  $0.56 \times 10^{-6}$ 。具有壳状和胶状条带及网格状结构的石英脉和锰方解石仅在钻孔中打到, 银含量较高 (8 m, 平均含银  $19 \times 10^{-6}$ )。辉锑矿与这些石英脉有关。

## 2 勘查与发现

在比尼山矿床的勘查和发现过程中, 水系沉积物取样起到突出的作用。1992 年 5~6 月, BHP 公司在比尼山开展了水系沉积物取样计划。

取样点是根据已发表的 1:10 万地形图选择的,

取样密度是 1 个取样点/10 km<sup>2</sup> 或沿河流 1 个点/5 km。在追踪调查期间加大了取样密度, 2 个样品/km<sup>2</sup>。在第一轮调查期间动用了配备直升机的 4 个取样组。在 4 周踏勘期间内在 4 000 km<sup>2</sup> 的面积上共对 483 个取样点进行了取样。平均每小时 (按直升机飞行时间) 可对 2~3 个点进行取样。崎岖的地势限制了直升机着陆, 因此追踪调查需徒步在 3~5 天完成。

在每个取样点上都采集了重砂 (PC) 样和总氰化物浸提 (BCL) 样, 视情况还采集了转石样。对转石和露头的地质观测作记录。重砂样取自砾石堆, 而总氰化物浸提样取自活动的沉积物。重砂样的取样点一般选在河流两岸和沉积物分选很差、砾石中的致密粘土含量很高的地方。总氰化物浸提样是从河槽中采取的粉砂-砂质沉积物。每个重砂样和总氰化物浸提样都需采取 5 kg 经过湿筛的 <2 mm 的沉积物。每个样品在制备和分析前装在结实的塑料袋中。

在地质填图期间, 主要是在出露程度最好的和基岩风化程度较差的河道, 按常规采集了岩屑和转石。在异常的流域盆地, 沿山脊和山嘴采取了土壤样, 间距 25 m 或 50 m。在地表以下, 每隔 100 mm 和 300 mm 采取 1 个 500 g 的不经筛选的 “B” 层土壤样。各取样点上的土壤全是残积的。为了检验土壤地球化学异常, 共挖掘了 1 300 m 的探槽。根据出露的基岩的刻槽取样和地质填图圈定了钻探目标。

按第一期钻探计划共打了 3 个金刚石钻孔, 总进尺 1 007 m。2 个钻孔的目标是钻探土壤中 Au 和 Cu 值最高的地带。第 3 个钻孔的目标是钻探与在探槽中暴露的石英网脉有关的、有地表显示的金矿。按第二期钻探计划共打了 4 个金刚石钻孔 (总进尺 1 413.7 m), 进一步检验矿床的品位和沿走向延伸情况。

所有的样品都是在商业实验室分析的。重砂样全是用火试金法分析的, 只是为了化验金。将总氰化物浸提样在炉中烘干, 保留 100 g 小于 2 mm 的物质作分别分析。将这些物质粉碎, 用王水-过氯酸煮解后用原子吸收光谱法 (AAS) 分析 Cu, Pb, Zn, Ag 和 Mo。其余的总氰化物浸提样不必再制备, 用氰化物反复浸析 24 小时后再用原子吸收光谱分析 Au, Cu 和 Ag。

将土壤样在炉中烘干, 粉碎 (不必先过细筛), 用王水-过氯酸煮解后, 用火试金法分析 Au, 用原子吸收光谱法分析 Cu, Pb, Zn, Ag, Mo 和 As。将

岩石样和刻槽样在炉中烘干、压碎、粉碎、等分。这些样品的分析方法与土壤样相同。如果观测到或怀疑有辉锑矿存在,也可以用原子吸收光谱法分析Sb。

根据区域河流沉积物的分析结果确定了面积约 $100\text{ km}^2$ 的异常区(其中有以前未发现的比尼斑岩

和几个小的矿化中心)。重砂样中的Au(图1)显示出重要异常( $>30\times 10^{-6}$ )的最好群集,矿化地段下游(2 km)样品中的Au达 $157\times 10^{-6}$ 。总氰化物浸提样中的Cu( $>400\times 10^{-9}$ )、 $<2\text{ mm}$ 粒级的酸煮解Cu( $>60\times 10^{-6}$ )和Pb( $>80\times 10^{-6}$ )清楚地表明,根据区域工作结果可以确定有无矿存

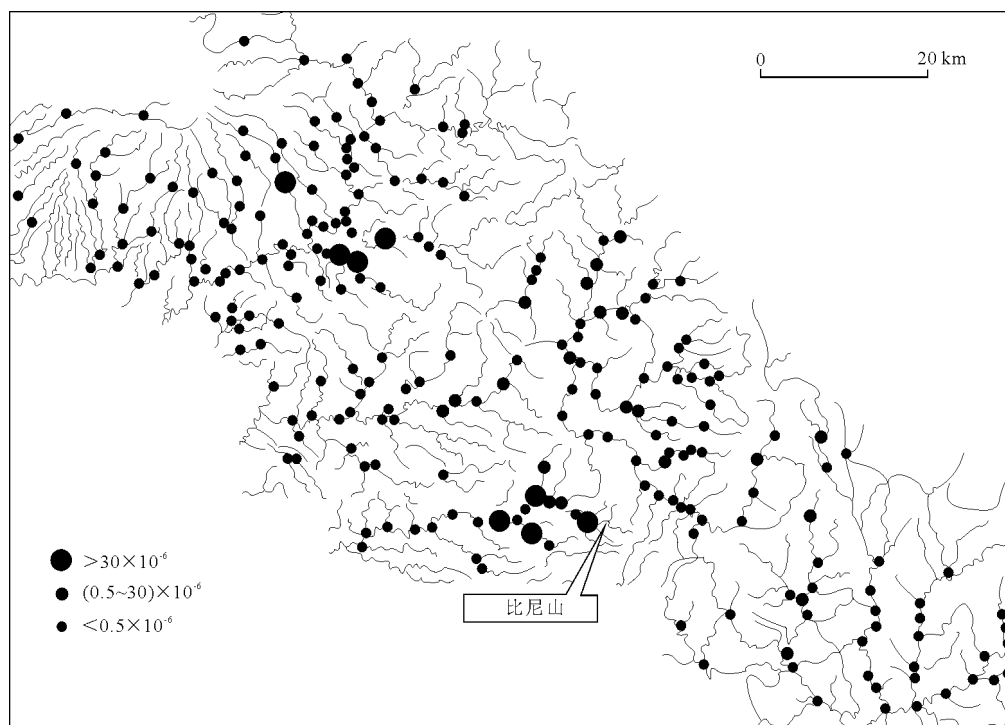


图1 区域河流沉积物重砂样中的金值(引自 M.A.Dugmore 等, 1996)

在。Pb形成很好的分散流,从矿床向下游延伸9 km。总氰化物浸提样中的Cu在奥菲河下游未形成明显的分散流,但在比尼斑岩周围的一级河流沉积物中的含量升高。Ag的分布情况与Cu相似,但不如Cu明显。

根据区域河流沉积物的分析结果还确定了其他几个异常区。在图2所示一个地区西北部出现的重砂样中的金异常与绿磐岩化的上新世安山岩中几条孤立石英脉中的少量金有关。在该区更向西北的一大片地区内,有很多 $<2\text{ mm}$ 粒级的酸煮解铜异常。这些铜异常与中性喀麦隆山火山岩有关。该区的水系形式表明它是残余层火山的水系。

在区域工作期间在矿化地段下游2 km处采集的低温热液石英脉的含黄铁矿漂砾中的Au, Ag, Cu和Pb值都极高; Au  $20.7\times 10^{-6}$ , Ag  $463\times 10^{-6}$ , Cu 0.14%, Pb 0.6%。这个结果对开展进一步的追踪调查极为重要。比尼山矿床的发现与奥菲河矿床金矿的发现相似:在奥菲河矿床,低温热液转石也含很高的Au, Ag, Cu和Pb。

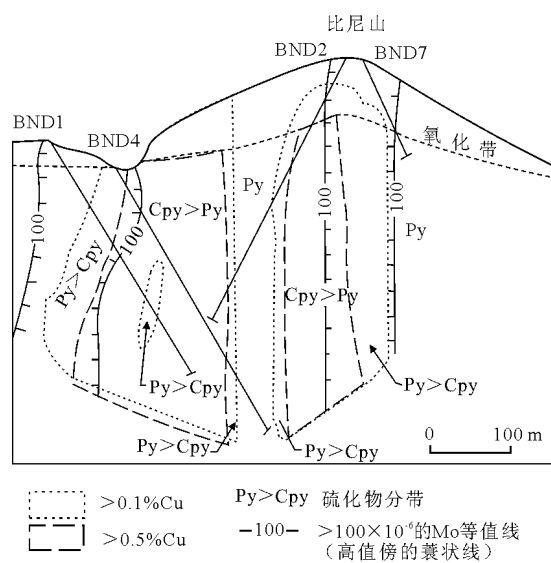


图2 金属和矿物分带,表示黄铁矿和黄铜矿的分布情况(引自 M.A.Dugmore 等, 1996)

跟踪调查取样结果发现,落差达150 m的瀑布下游高度异常重砂样中的金,与瀑布上游高度异常

的氰化物浸提样中的金有明显区别。重砂样中的金反映的是粗粒金,与出露于瀑布顶部的低温热液石英脉中的黄铁矿有关。这种类型金矿在瀑布以上是没有的,因为瀑布反映的是低温热液系统地形上的高位。所以瀑布以上的含量相对高的氰化物浸提金反映的是斑岩型铜-金矿。

斑岩型铜-钼矿最初是根据对河道新鲜露头取样识别出来的。取样结果显示,露头断断续续地长达 870 m,其中有 242 m 含 Cu 0.19%,含 Au  $0.64 \times 10^{-6}$ ,有 10 m 平均含 Cu 0.43%,含 Au  $0.8 \times 10^{-6}$ ,有 52 m 平均含 Cu 0.27%,含 Au  $0.58 \times 10^{-6}$ 。这些地段的 Cu, Au 品位与钻探期间打到的深成矿品位相似,说明当地表生富集程度很低。石英脉的密度和有磁铁矿存在是铜和金矿的有用标志。

采自山脊和山嘴的土壤样,圈出了 Au, Cu, Mo 和 Pb 地球化学异常。根据  $w(\text{Au}) > 0.2 \times 10^{-6}$  圈出了一面积为  $2\,000\text{ m} \times 200\text{ m}$  的不连续矿带。Cu ( $> 150 \times 10^{-6}$ ) 和 Mo ( $> 18 \times 10^{-6}$ ) 的分布大体一致,据之圈出一面积为  $650\text{ m} \times 350\text{ m}$  的矿带。根据土壤中类似的 Au, Cu 和 Mo 值还圈出了奥菲河矿床。比尼斑岩总体上也是根据 Cu 和 Mo 值圈定的。根据  $w(\text{Cu})$  大于  $700 \times 10^{-6}$  圈出的中心区,与面积为  $500\text{ m} \times 150\text{ m}$  的一个地区的金众值  $0.2 \times 10^{-6} \sim 0.5 \times 10^{-6}$  吻合。这种分带现象大体上反映了与 P1 期比尼斑岩有关矿化的露头模式,与原生的 0.3% Cu 等值线近乎一致(图 2)。铜活动性高,品位易变,在新鲜岩石之上的土壤中可减少 3/4。局部地方,土壤中的 Cu 值反映下伏的原生 Cu 品位,土壤中最高的 Cu 值达到  $3\,320 \times 10^{-6}$ 。

土壤中的金品位一般反映的是与斑岩型铜矿化有关的深成金品位。土壤中金最高值已记录到的为  $1.76 \times 10^{-6}$ 。低温热液矿床上面土壤中的金至少减少 1/2~2/3。土壤中的 Au 值为  $0.4 \times 10^{-6}$ ,代表下伏的原生金品位平均在  $1 \times 10^{-6}$  以上。低温热液石英脉之上的金品位减少得比较多,可能是因为大量的黄铁矿已被风化淋滤掉。

Mo 的减少情况不尽相同。在比尼山顶,地表土壤中的  $w(\text{Mo}) < 36 \times 10^{-6}$ ,代表在被淋滤的岩石中有一个  $w(\text{Mo}) > 100 \times 10^{-6}$  的矿带。采自接近河道的山脊较低处的土壤样,其中的 Mo 值代表原生  $w(\text{Mo})$  为  $150 \times 10^{-6}$ 。

土壤异常槽探查出 3 个含矿较高的矿段:有 110 m 平均含 Au  $1.25 \times 10^{-6}$ ,含 Cu 0.1%,98 m 平均含 Au  $0.62 \times 10^{-6}$ ,含 Cu 0.19%,60 m 平均含

Au  $0.79 \times 10^{-6}$ ,含 Cu 0.54%。出露的基岩大部分受到中等程度的风化而变为腐岩。低温热液石英脉的槽探给出很高的数值,有 14 m 平均含 Au  $1.17 \times 10^{-6}$ ,含 Pb 0.22%,4 m 平均含 Au  $2.52 \times 10^{-6}$ 。根据探槽揭示的地质增况,查明了异常土壤值以及与片麻岩有关的网状石英脉和低温热液型矿脉之间的关系。从异常土壤值往下没发现明显的“蠕变”。这对确定钻孔位置极为重要。

对土壤和探槽中 Au (±Cu 或 Mo) 含量最高的地段进行的钻探,打到了 401 m 的矿段,平均含 Cu 0.51%,含 Au  $0.56 \times 10^{-6}$ 。图 2 显示出不同的金属带。黄铁矿和黄铜矿比值从  $w(\text{Cu}) > 0.3\%$  的矿带内的约 1:2,增加到复合侵入体(其中黄铁矿含量可达 5%~10%)外缘的约 5:1。 $w(\text{Cu}) > 0.3\%$  的矿带大体上就是钾蚀变带的界限或钾蚀变又叠覆有绢英岩化蚀变的地方。局部地方,黄铜矿含量可达 7%,而钾蚀变带中的含量一般为 1%~3%。外带只含黄铁矿,其含量一般为 1%~2%,局部可达 10%~15%。侵入体与千枚岩的接触带有一宽 100 m 的 Mo 外壳, $w(\text{Mo}) > 100 \times 10^{-6}$ 。

### 3 小 结

从比尼山矿床的发现过程来看,有直升机支持的区域水系沉积物地球化学取样,是评价大面积崎岖湿热山区的最有效而快速的方法。

比尼山矿床是利用水系沉积物、转石和土壤样及地球化学技术发现的。根据重砂、金和总氰化物浸提金异常能清楚地圈出有重大异常的区域规模的流域盆地。从总氰化物浸提样中分出 100 g 物质作贱金属(特别是 Pb)分析,是鉴定和划分金异常的极有效而便宜的方法。

伴生的低温热液石英-黄铁矿金-银矿化能明显增强区域地球化学特征。追踪工作期间进行的高密度取样,根据低温热液型矿脉和斑岩型矿化之间重砂、金和总氰化物金之间的差异可以圈出矿来。水系中的蚀变/矿化转石的识别和取样,对于区分区域水系沉积物化探结果至关重要。

山脊和山嘴土壤取样能够有效地确定 Cu-Au-Mo 矿带边缘的 Pb-Zn 金属分带。Cu 是铜矿的最有用的指示元素。Au 也是有用的指示元素,但一般分布较广。根据 Mo 可以大体上确定高品位 Cu-Au 矿带中的矿化系统。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

## 巴基斯坦塞音达克铜-金矿

塞音达克矿床位于巴基斯坦俾路支省西北部，据伊朗国境线 18 km，据阿富汗国境线 40 km。由巴基斯坦矿产开发公司经营。

矿区主要围岩是粉砂岩，侵入岩是中新世早期的英云闪长斑岩。矿床由北矿体、东矿体和南矿体组成。它们分别赋存在 3 个矿化的英云闪长岩岩株中。每个矿化岩株蚀变分带明显。一般核部为钾硅酸盐化带；外缘依次为绢云母化带；有青磐岩化带（图 1）。3 个矿体矿石总量为 4.12 亿 t。其中南矿

矿体  $w(\text{Au}) > 0.4 \times 10^{-6}$  称为斑岩型铜-金矿，而东、北两大矿体  $w(\text{Au})$  均小于  $0.4 \times 10^{-6}$ ，属斑岩铜矿。

南矿体，矿石储量为 1.1 亿 t，铜品位 0.42%，金品位  $0.45 \times 10^{-6}$ 。其中有 3 000~4 000 万 t 矿石，金含量为  $0.6 \times 10^{-6}$  以上；有 3 000 万 t 矿石含钼可达 0.024%。该铜-钼矿与铜-金矿体部分重叠，南矿体产在  $850 \text{ m} \times 250 \text{ m}$  的钾硅酸盐蚀变带中。该变带富含黑云母和石膏，并伴有少量绿帘石、绿泥石、磁铁矿和钾长石。金和铜的关系成正比，最高品位见于含有细脉、粗粒岩块和块状石英及磁铁矿不规则交代体的岩石中。

东矿体，矿石储量为 2.73 亿 t，铜品位为 0.334%，金品位只有  $0.001 \times 10^{-6}$ 。矿化出现在钾硅酸盐化带和绢云母化带中，主要在钾硅酸盐化带中。绢云母化作用为矿体增加了许多黄铁矿，但对铜、金品位影响不大。与南矿体有所不同，东矿体没有石英-磁铁矿相，而南矿体则有。高品位的金矿就产于石英-磁铁矿相中。

北矿体储量最少，仅 2 000 万 t，铜品位 0.5%。

总之，塞音达克矿床中斑岩型铜-金矿主要产在南矿体中。大地构造环境为大陆边缘。侵入时代为早中新世。容矿侵入体为英云闪长斑岩岩株，岩性属碱性岩系。围岩主要为粉砂岩，蚀变发育，分带明显。露采，日生产能力为 2 500 t。

摘自《国外金矿床 100 例》

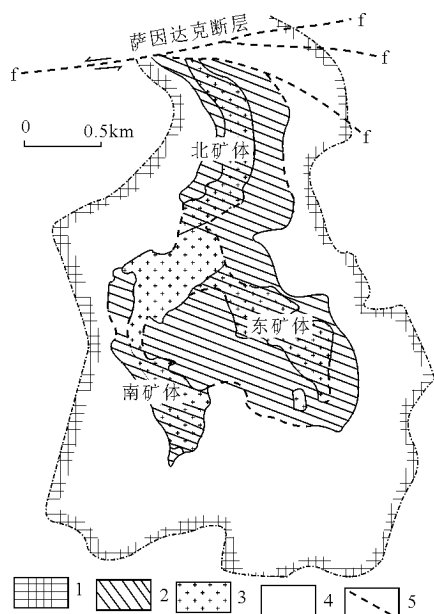


图 1 塞音达克矿床综合地质和蚀变分带图

1—青磐岩蚀变带外界；2—钾硅酸盐化带+绢云母化带；3—英云闪长斑岩；4—主要沉积岩（粉砂岩）；5—断层



## 吉林农坪金（铜）矿床

农坪斑岩型金（铜）矿床位于吉林省珲春市东部，矿床产于燕山期英云闪长斑岩体内，位于吉黑褶皱系延边优地槽褶皱带汪清—珲春中生代火山断陷盆地边缘隆起区，处于安图新合—图们—珲春马滴达 EW 向深断裂带东段内（图 1）。

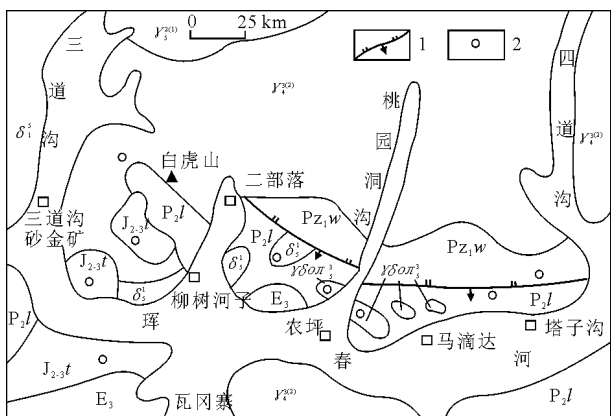


图 1 农坪矿带构造格架与金矿产分布图

E<sub>3</sub>—第三系砾岩；J<sub>2-3t</sub>—侏罗系安山角砾岩；P<sub>2l</sub>—二叠系变砂岩；P<sub>2lw</sub>—五道沟群片岩； $\gamma_4^{(2)}$ —华力西期斜长花岗岩； $\delta_5^1$ —燕山期闪长岩； $\gamma_5^{(1)}$ —燕山期二长花岗岩； $\gamma\delta\alpha\pi_3^1$ —燕山期英云闪长（斑）岩；1—逆断层；2—金矿床（点）

矿区出露地层为下古生界五道沟群，二叠系亮子川组，侏罗系及第三系。侏罗纪安山质火山岩是区域火山岩型金矿床的主要赋矿围岩。矿区岩浆活动主要有华力西晚期斜长花岗岩体，为区域上大荒沟岩体的一部分。印支期二长花岗岩体（K-Ar 年龄 178.5~197 Ma），燕山期农坪英云闪长斑岩体群（Rb-Sr 年龄 130 Ma，K-Ar 年龄 120.73~157.27 Ma）和闪长玢岩、安山玢岩、英安斑岩脉等，与区内金（铜）矿化关系密切。燕山期火山喷发活动为中心式喷发，形成农坪、白虎山等火山机构。

矿区断裂主要为 EW，NW 向，次为 NE，SN 向，其中 EW 向断裂为区域上安图新合—图们—珲春马滴达 EW 向深断裂带东段组成部分，具多期活动特征，控制着斑岩体及金矿床（点）的空间分布，NW 和 SN 向断裂为容矿构造。

农坪斑岩型金（铜）矿床产于燕山中晚期英云闪长斑岩体内，斑岩体呈大小不等、形状不一的小岩株状，由数个小斑岩体组成岩体群，主要赋矿斑岩体（II 号）出露面积约 0.8 km<sup>2</sup>，长轴方向为 320°，长 2 000 m，宽 400 m，倾向 NE，倾角 70°左

右。根据岩石的不同结构可划分出 3 种岩石类型，即基质为细粒花岗结构的斑状英云闪长岩，基质为显微花岗结构的英云闪长斑岩，基质为霏细结构的英云闪长斑岩，3 者呈渐变过渡的相变关系。岩石呈灰白色，斑状、似斑状结构，基质为细粒花岗、显微花岗、霏细、显微嵌晶结构，斑晶粒度 0.5~10 mm，含量 16%~45%，主要为斜长石（13%~35%，An=31~45）、石英（1.5%~8.5%）和黑云母（0.5%~5.4%），全岩矿物成分：斜长石 50%~67%，钾长石 0.3%~6.7%，石英 21%~34%，黑云母 10%~17%。岩石化学成分（13 个样品平均值）SiO<sub>2</sub> 67.94%，TiO<sub>2</sub> 0.37%，Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.39%，Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.64%，FeO 2.29%，MgO 1.49%，CaO 4.07%，Na<sub>2</sub>O 4.34%，K<sub>2</sub>O 2.34%，Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 为 1.18~4.46，富钠质，里特曼指数  $\sigma$  为 1.54~2.10，属钙碱性系列。斑岩体相带发育，可划分出边缘相、过渡相和内部相。斑岩体岩石矿物特征、岩石化学特征表明其成因类型为 I 型，形成于消减的活动板块边缘构造环境，与燕山中晚期太平洋板块向欧亚大陆板块俯冲有关。

矿床内目前已探明 6 条隐伏金矿体，均产于英云闪长斑岩体内，矿体形态呈脉状，沿走向和倾向呈尖灭再现、侧现、分支复合。主矿体呈 NW（320°）走向，倾向 NE，倾角 65~70°，支矿脉呈 NNE（10~30°）走向，倾向 SE，倾角 60°。矿体长 40~280 m，水平厚度 0.64~4.35 m，平均水平厚度 1.63 m，金品位  $3.65 \times 10^{-6}$ ~ $18.86 \times 10^{-6}$ ，平均品位  $9.98 \times 10^{-6}$ 。

金矿床主要由贫硫化物石英脉组成，铜矿体主要由浸染状黄铜矿化组成。矿化带由贫硫化物石英脉、矿化蚀变岩、矿化角砾岩及闪长玢岩脉等组成，大多数闪长玢岩脉与矿化带同处一个构造空间，有的闪长玢岩脉本身就是金矿体。

矿石具半自形-他形粒状、交代和乳滴状结构，浸染、角砾、团块、细脉（或脉）状构造。金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、辉碲铋矿、辉铋矿、自然金等，含量小于 5%，为贫硫化物型，非金属矿物有石英、水白云母、电气石、沸石、黑云母、绿泥石、伊利石等。金矿物以自然金为主，经电子探针分析，含金 87.76%~97.72%，平均 91.98%，含银 2.28%~

12.24%，平均 8.02%。自然金粒度在 0.01~0.074 mm 之间占 87.75%，呈不规则粒状、枝叉状、针线状、板片状分布在辉铋矿、辉碲铋矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等载金矿物中。金矿物赋存状态以包裹金为主，次之晶隙金和裂隙金。

矿床由多期多阶段成矿叠加而成，可划分为岩浆期后热液成矿期、次火山热液成矿期和表生期。金矿体主要赋存于斑岩体的蚀变带之中，而铜矿体主要赋存于基质为嵌晶结构的斑状英云闪长岩之中。整个斑岩体金、铜矿化普遍，通过 1 600 多个金-铜品位样品分析可以看到，金绝大多数在  $0.1 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-6}$  之间，铜绝大多数在 0.05%~0.20% 之间，岩石微量元素分析，金含量  $6.0 \times 10^{-9} \sim 120 \times 10^{-9}$ ，铜含量  $38.0 \times 10^{-6} \sim 464 \times 10^{-6}$ ，反映了整个斑岩体具有较高的金、铜背景值，为金铜成矿提供了充足的物质来源，即为农坪金（铜）矿床的矿源体。矿床中闪长玢岩脉与金矿化在时空上及成因上关系密切，主要表现：1）金矿体附近绝大多数都有闪长玢岩脉分布；2）金矿床主要分布于Ⅱ号岩体的北东一侧，此地段正是闪长玢岩脉发育地段；3）部分金矿体直接产于闪长玢岩脉本身；4）闪长玢岩脉中的金矿体与成矿有关的蚀变

和斑岩体中金矿体的围岩蚀变类型相一致。由于闪长玢岩脉的侵入活动提供了成矿热源，致使斑岩体中的金、铜活化迁移（以金为主）富集成矿。

矿床中金（铜）矿体均受控于走向 320°，倾向 NE，倾角 65~70°断裂中，矿体产状与 NW 向断裂产状一致。与金矿化有关的蚀变为硅化、电气石化、水白云母化，与浸染状铜矿化有关的蚀变为黑云母化、绿泥石化。

矿石硫同位素  $\delta^{34}\text{S}$  值为 2.21‰~4.96‰，平均 3.29‰，极差 2.75‰。英云闪长（斑）岩  $w(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 18.280$ ， $w(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 15.010$ ， $w(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 3.097$ ， $w(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) = 1.180$ ，中值年龄 = 100 Ma。矿体附近闪长玢岩稀土元素和成矿作用有关的琿春小西南岔闪长玢岩稀土元素（表 1）特征类似。

从不同阶段矿物组合分析，成矿早期多  $\text{S}^{2-}$ ，晚期  $\text{S}^{2-}$  减少，后期出现电气石、绿泥石、辉钼矿等矿物，反映  $(\text{S}_2)^{2-}$  增加并出现含氧盐。矿石中  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  值为 0.68。爆裂法测温为 250~326 °C。含金英云闪长（斑）岩的 K-Ar 年龄 120.73~157.27 Ma，主要成矿期应为燕山期。

表 1 农坪与小西南岔闪长玢岩稀土元素含量

地 区	$w(\text{B})/10^{-6}$																	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\Sigma\text{REE}$	LREE/HREE	$\delta\text{Eu}$
小西南岔	15.27	32.29	3.475	18.16	3.098	0.809	2.746	0.352	2.228	0.413	1.94	0.135	1.131	0.146	9.865	91.58	4.03	0.91
农 坪	17.62	28.36	3.932	16.82	3.280	0.950	2.810	0.460	2.248	0.400	1.224	0.140	1.048	0.158	11.720	91.17	3.51	1.02

## 山东七宝山金-铜矿

矿床位于胶莱拗陷西南端火山盆地内，由一个燕山期古火山机构所形成的火山穹隆构成。它西临郯庐断裂，南靠胶南隆起，处于上述 3 个大地构造单元的复合部位。NNE 向的沂沭断裂带及次一级构造（凤台沟—大山隐伏断层组）与胶南隆起、胶莱拗陷的交切部位所形成的 NEE 向基底断裂联合，对该区的成岩、成矿起重要的制约作用。

本区具典型的双层构造。结晶基底为元古宇五莲群（Pt<sub>w</sub>）：岩性为黑云母钾长片麻岩夹黑云麻粒岩、斜长角闪岩及大理岩透镜体。盖层为上侏罗统莱阳组（J<sub>3</sub>l<sub>2</sub>）：河湖相砂砾岩、页岩沉积；下白垩统青山组（K<sub>1</sub>q）：安山质火山岩、火山碎屑岩及火山沉积岩。燕山期岩浆活动十分强烈，既有大规模的火山喷发，又有强烈的岩浆侵入，体现了

一个完整的岩浆活动旋回。火山喷发作用形成中心式火山机构；后期岩浆侵入形成杂岩体。杂岩体近椭圆形，面积 12 km<sup>2</sup>，是火山喷发后火山口塌陷、岩浆沿火山通道上升充填的产物，由中央岩株及放射状、环状岩枝和岩脉组成（图 1）。杂岩体岩石化学特征见表 1。

隐爆角砾岩筒，位于杂岩体的南部边缘，处于环状、放射状裂隙的交会部位；以隐爆为主，兼有塌陷为特征，略呈 NW—SE 向，近椭圆形，长 400 m，宽 300 m，已控制延深 520 m，微向 S 倾伏。角砾岩筒所在部位可能为七宝山火山机构的一个副火山岩颈。1）岩筒中的角砾岩，为内生角砾岩，无外来成分混入；角砾成分主要为石英闪长玢岩、辉石二长岩。2）角砾间基本无位移，多被热液矿物

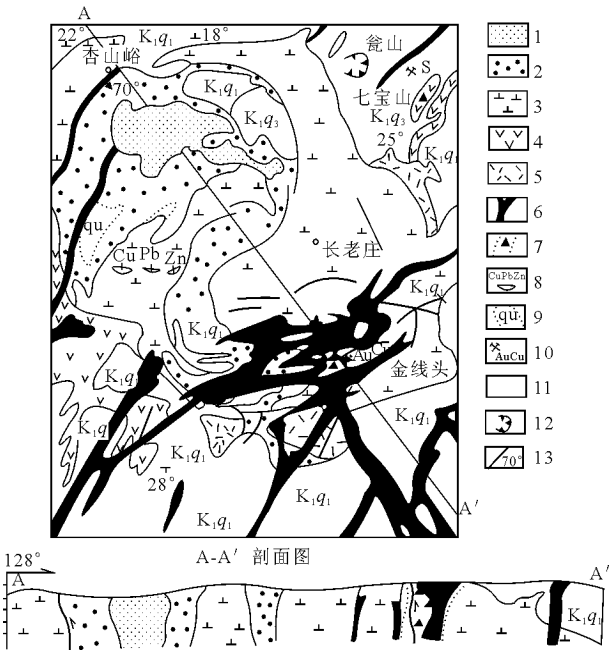


图1 七宝山金-铜矿矿区地质图

K<sub>1</sub>q<sub>3</sub>—安山质火山角砾岩,凝灰角砾岩夹凝灰岩;K<sub>1</sub>q<sub>1</sub>—安山质火山角砾岩、熔岩角砾岩夹凝灰岩;1—细斑粗安玢岩;2—粗斑粗安玢岩;3—辉石二长岩-辉石闪长岩;4—安山玢岩;5—角闪安山玢岩;6—石英闪长玢岩-花岗闪长斑岩;7—隐爆角砾岩筒;8—含黄铜矿、方铅矿、闪锌矿矿脉;9—次生石英岩;10—开采矿床(Au,Cu);11—七宝山火山锥;12—瓮山次火山口;13—断层及产状

表1 七宝山古火山机构各类岩石化学成分平均值

		w(B)/%				
岩石类型	样品数	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
石英闪长玢岩	11	63.02	0.51	15.13	2.50	2.36
粗安玢岩	19	55.25	0.58	17.72	4.19	2.72
辉石二长岩	14	53.25	0.93	17.26	4.09	3.52
角闪安山玢岩	2	55.72	0.88	16.71	6.60	1.72
青山组火山岩	13	56.17	0.75	17.68	3.59	3.07

岩石类型	样品数	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
石英闪长玢岩	11	0.14	2.54	2.94	3.72	3.67
粗安玢岩	19	0.18	0.56	2.51	5.04	4.24
辉石二长岩	14	0.14	3.16	5.86	3.18	4.02
角闪安山玢岩	2	0.14	2.40	3.72	3.83	3.75
青山组火山岩	1	30.13	2.48	4.52	4.06	4.45

充填胶结,依据角砾岩的成分,可将其拼接在一起。3)角砾为棱角状,大小不一,小至1 cm,大至几米,一般在十几至几十厘米。4)角砾岩空间边界严格受岩筒控制。由上至下,角砾发育程度由强到弱,0 m 标高角砾趋于消失,过渡为正常岩石。5)角砾发育程度与蚀变、矿化关系密切。

矿体近水平产出,时空分布严格受岩筒控制;矿化不均匀,品位较低;蚀变、矿化强度与角砾岩发育程度关系密切,且具一定的分带性。矿石有用

组分以 Au,Cu 为主,伴生 W,Ag,S 及微量元素 Bi,Ba,Pb,Zn,Mn,Mo 等。有用组分空间上具有明显的垂直分带性,可分为 3 个矿化带,2 个矿化过渡带(表 2)。在与次火山岩有关的斑岩型矿床中,金矿带以金为主,极为富钨,是该矿床的显著特征。钨在矿石中含量为  $3\times 10^{-5}\sim 40\times 10^{-5}$ ,与金矿化极为密切,二者正相关,可作为金的近矿指示元素。钨以独立矿物白钨矿形式充填于镜铁矿晶隙中。经对镜铁矿单矿物分析(表 3),钨含量一般在  $13\times 10^{-4}$  以上,最高可达  $22.24\times 10^{-4}$ ;其他矿物中钨的含量很低。

表2 矿床垂直分带

分带	赋存标高 m	厚度 m	w(Au)平均 10 <sup>-6</sup>	w(B)平均/%	
				Cu	S
金矿带	140~100	40	3.65	0.26	0.97
金、铜过渡带	100~50	50	2.33	0.35	1.82
铜矿带	50~0	50	1.93	0.47	3.50
铜、硫过渡带	0~-380	380	0.0n	0.21	3.8
硫矿带	-380 m 以下	未做过工作,根据各成矿元素的空间分布规律,推测其下可能是以黄铁矿为主的硫矿带			

表3 矿物中钨的分析结果

样品号	矿物	w(W)/10 <sup>-6</sup>	分析单位
L4-810j-6	镜铁矿	2 224	南京大学(1984)
W-1		1 350	
W-322	镜铁矿	1 300	江苏冶勘公司(1984)
W-331	镜铁矿	1 530	
W-5	碳酸盐矿物	21	
W5-5	金精矿	9	
W-7	重晶石	4	

矿石矿物成分主要为镜铁矿、黄铜矿、黄铁矿、自然金(银)、银金矿、碳酸盐矿物、石英、重晶石等。镜铁矿以网脉状、脉状充填于角砾间和微构造中,是主要载金矿物;黄铜矿早世代多呈细脉染状,晚世代呈他形粒状。金、银含量较高,尤其富银;黄铁矿有 3 个世代。第一、二世代的黄铁矿不含或较少含金,第 3 世代的黄铁矿与镜铁矿、菱铁矿、石英、黄铜矿组成集合体,呈网脉状充填于角砾间裂隙中,含金较高;碳酸盐矿物是由菱铁锰矿-菱铁矿-铁白云石组成的类质同象系列,分为 3 个世代。早世代和晚世代均不含金,中世代为菱铁矿,半自形细粒,是载金矿物之一;石英分 4 个世代,第一、二、四世代不含或很少含金,第 3 世代灰黑色的他形粒状石英与镜铁矿、黄铜矿、黄铁矿、菱铁矿共生,充填于角砾间,为主要载金矿物之一。

矿石以叶片状、半自形—他形粒状结构为主，其次为压碎、交代残余、包含、乳浊、胶状结构。构造以角砾状、细脉状为主，其次为浸染状、晶洞状。空间上从下到上，矿石构造由浸染状、细脉浸染状过渡为脉状、角砾状、晶洞状。

根据 15 个探针样的结果，有益组分以自然金、银金矿微细粒单体赋存于矿石中，Au/Ag 为 1/10~1/5。自然金成色为 823，银金矿成色为 777。成色随深度的增加而增加。自然金在矿石中有晶隙金、裂隙金、包裹体金 3 种形式。

火山作用和热液作用既同时又交替发生，在面型蚀变的基础上叠加了筒形蚀变，是本区成矿的一大特点。蚀变具明显的垂直分带：深部以钾化为主；中部为绢云母化、硅化、黄铁矿化、硬石膏化、绿泥石化；上部为绢云母化、硅化、黄铁矿化、高岭土化。水平分带不明显。

## 黑龙江多宝山铜（伴生金）矿床

多宝山超大型铜矿床位于黑河—嫩江华力西期拼接带及嫩江—呼玛走滑断裂所挟持的向南西突起的弧形构造带内。该矿床赋存于岛弧火山沉积岩内，系形成于碰撞隆起造山构造环境的斑岩型铜（伴生金）矿床。

多宝山矿床外围主要出露奥陶系和志留系地层，下、中奥陶统主要由凝灰岩、安山岩夹凝灰砂岩、砂砾岩透镜体和生物灰岩组成；上奥陶统为具细层理的粉砂质板岩。志留系为细砂质板岩（图 1）。华力西期花岗岩广泛分布，侵入于中泥盆统地层中，U-Pb、Rb-Sr 同位素年龄为 30~336 Ma，K-Ar 同位素年龄为 290~380.9 Ma（许文良，1994）。华力西期花岗岩主要分为 3 期：早期为黑云母花岗岩；中期为花岗闪长岩和斜长花岗岩；晚期为斜长花岗岩、花岗岩及花岗闪长岩、少量的石英闪长岩。

多宝山超大型铜矿床产出于中奥陶统多宝山组和华力西晚期花岗闪长岩、花岗闪长斑岩中。多宝山组系一套多建造的火山沉积地层，底部为海底火山喷发形成的细碧角斑岩建造；中部为复理石建造；上部为细碧角斑岩建造；顶部为含大量海相化石的砂页岩建造。该组的下部地层常为矿体的顶板围岩；而花岗闪长岩和花岗闪长斑岩复式岩体则为矿体的主要围岩。该岩体沿 NW 向延伸，出露面积约 8 km<sup>2</sup>，花岗闪长岩年龄为 292 Ma（K-Ar），花岗

对矿床中 100 多个石英流体包裹体研究，矿床形成温度集中在 160~310 ℃；成矿溶液的盐度为 8%~30%，且由浅至深有增高的趋势；成矿溶液呈碱性，从下向上碱性增强；成矿环境基本稳定，由深至浅从还原过渡为氧化环境；液相成分以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl<sup>-</sup>-Na<sup>+</sup> 为特征。金在这种溶液中溶解度大，配阴离子 [AuCl<sub>4</sub>]<sup>-</sup>，[AuCl<sub>2</sub>]<sup>-</sup>，[Au(OH)<sub>4</sub>]<sup>-</sup>，[AuS]<sup>-</sup> 稳定，易迁移；金品位和 CO<sub>2</sub> 含量呈密切的共消长关系。

矿床中 2 个矿石铅同位素投影点都落在中国东部元古宙凹陷重熔岩浆热液金矿床范围内，年龄分别为 923，928 Ma；测定 2 个样品中的锶同位素，其<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值分别为 0.709 23，0.709 28；对元古宇五莲群取样分析，微量金是地壳克拉克值的 4~5 倍，基底含矿性好。

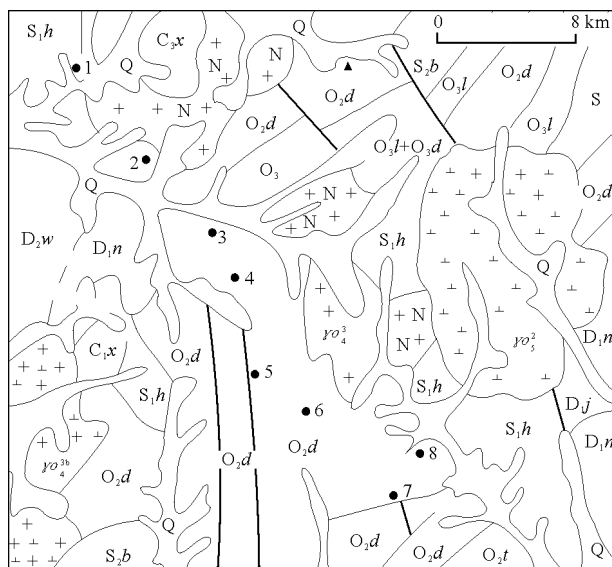


图 1 多宝山铜矿田地质略图

Q—第四系；C<sub>3</sub>x—星火组；C<sub>1</sub>x—小河水组；D<sub>1</sub>j—金水组；S<sub>1</sub>h—黄花沟组；O<sub>3</sub>a—爱辉组；O<sub>3</sub>l—裸河组；O<sub>2</sub>d—多宝山组；O<sub>2</sub>t—铜山组；γ<sub>3</sub>a—斜长花岗岩；γ<sub>3</sub>b—花岗闪长岩；γ<sub>3</sub>c—石英闪长岩；1—8分别为三矿沟、育宝山、报捷、小多宝山、多宝山、铜山、大治、争光矿床（点）

闪长斑岩的年龄为 283 Ma（K-Ar，杜琦，1988）。与其伴生的脉岩有石英闪长岩、角闪玢岩、闪长玢岩和煌斑岩等。

矿体沿 NW—SE 向弧形构造带展布，矿体呈大小不等的不规则、扁豆或似板状透镜体分布于绢英岩化强烈的叠加蚀变带内，围绕石英化核两侧呈雁

行式排列。该矿床由 200 多个矿体组成,大多数矿体中间厚,向两侧及下部有变薄、分支、尖灭等现象。

矿石主要为原生硫化物矿石,以他形粒状结构和半自形粒状为主,具有特征的细脉浸染状构造。主要金属矿物为黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、赤铜矿、铜蓝、褐铁矿等;非金属矿物主要为斜长石、石英、水白云母、方解石和绿帘石等。矿石组分主要为 Cu 0.46%, Mo 0.015%, Au  $0.16 \times 10^{-6}$ , Ag

$1.22 \times 10^{-6}$ , Se 0.000 3%, Ga 0.001%~0.003%。

蚀变分带以花岗闪长斑岩体为核心,环绕着岩体呈 NW 向拉长的环带状分布。各带之间具有相互穿插、叠加现象,表现出多期次的蚀变特征。由内向外划分为 4 个蚀变带:1) 石英核,铜矿化微弱,主要含钼矿体;2) 钾化带,该带铜、钼矿化较弱,含铜仅为 0.03%~1.0%;3) 绢云母化带,是铜矿体的主要赋矿部位;4) 青磐岩化带,其中含有断续分布的黄铁矿带。

## 新疆土屋铜(伴生金)矿床

土屋铜(伴生金)矿床位于吐鲁番—哈密古陆块南部边缘泥盆纪岛弧带上,系其北部东准噶尔洋(卡拉麦里洋)向南俯冲的产物。其南部雅满苏一带裂谷扩张的石炭纪双峰型火山岩则处于弧后盆地位置,构成了板块构造的沟弧盆体系。与岛弧钙碱性火山岩相对应的侵入岩、次火山岩、超浅成侵入岩的大量出现组成了岛弧带上的火山-侵入岩建造。岛弧带火山岩地层夹持在康古尔断裂和大草滩断裂间,南部与下石炭统干墩组断裂接触,北部与大南湖组( $D_1$ )和头苏泉组( $D_2$ )断裂相隔(图 1)。

(Re, Mo) 等矿床,该带构造-岩浆活动为斑岩型矿床的形成提供了成矿条件。

矿区地层为企鹅山群中岩组火山岩,呈 S—SW 倾的单斜层,主要由火山熔岩、火山碎屑岩及火山-沉积岩组成。地层自下而上划分为 3 个岩性段。1) 基性熔岩夹中性熔岩段,由早期爆发相火山角砾岩、凝灰岩始向上变为巨厚的基性熔岩夹中性熔岩,其间有少量火山-沉积岩薄层夹于其中,上部熔岩中常见到黄铁矿化。2) 含矿火山碎屑-沉积岩段,厚度约 500 m,由火山碎屑和陆源碎屑形成基性凝灰岩、凝灰砂岩、沉凝灰岩、含砾凝灰砂岩、火山质砾岩等,顶部火山质胶结砾岩砾石由安山岩、英安岩、玄武岩、花岗斑岩等磨圆度极好的砾石组成,标志着火山沉积岩的形成处于地壳抬升的同造山环境。该岩性段为斑岩铜矿化的围岩,区域化探异常显示 Au, Cu, Ag, As, Sb, Bi, Mo 元素组合, Cu 最高达  $650 \times 10^{-6} \sim 1\ 250 \times 10^{-6}$ 。地表的孔雀石化、褐铁矿化是找矿标志。3) 基性熔岩与中性熔岩互层夹火山碎屑岩岩性段,厚度巨大,由数个喷溢期(熔岩)和喷发间歇期(火山碎屑岩)组成。火山碎屑岩层中见到孔雀石化和褐铁矿化,暗示海底火山喷发间歇期海底热泉活动中铜(金)的富集。

矿区火山岩的喷发具有线状点式喷发特点,受深源断裂控制明显。其产出以喷溢相为主,爆发相次之。岩石类型以中性和基性熔岩为主。

斑岩类型为闪长玢岩和斜长花岗斑岩,岩体呈细脉状、岩株状、岩瘤状产出,斑岩体在矿化带中几乎全部矿化,同时矿化带以外的斑岩体几乎无矿化或矿化极其微弱。闪长玢岩一般蚀变强烈,化学成分主元素变异较大,斑状结构,斑晶为斜长石、黑云母(片状集合体),基质为半自形粒状结构,

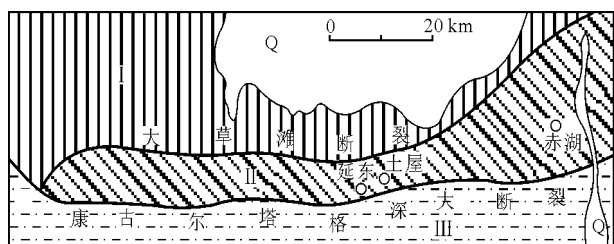


图 1 区域构造单元略图(据王福同等, 2001)

Q—第四系; I—大南湖泥盆纪岛弧; II—企鹅山石炭纪岛弧;  
III—千墩石炭纪蛇绿岩套混杂堆积(韧性剪切带)

区内岩浆侵入频繁,土屋铜矿闪长玢岩和斜长花岗斑岩锆石 U-Pb 法获得同位素年龄分别是 391 和 361 Ma (芮宗瑶, 2001),表明华力西早期存在有岛弧花岗岩类的侵入。赤湖斜长花岗斑岩锆石 U-Pb 法测年为  $(292.1 \pm 3.5)$  Ma 和 283.5 Ma (任秉琛, 2002)。企鹅山石英闪长岩单颗粒锆石 U-Pb 法获得 308.52 Ma (1:5 万),华力西中期区域上为闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩序列岩基侵入,以及华力西中期末的钾长花岗岩的侵入。

土屋铜矿床位于东天山斑岩带上,沿斑岩带自西向东分布着延东(Cu, Mo)、土屋(Cu, Au)、灵龙(Cu)、赤湖(Cu, Mo)、三岔口(Cu)、白山

由斜长石、黑云母、角闪石、石英组成；副矿物磁铁矿、磷灰石、钛铁矿和锆石；次生变化为绿泥石化、绢云母化和钠黝帘石化以及矿化作用叠加的硅化、碳酸盐化等。斜长花岗斑岩为浅红褐—灰绿色，斑状结构，斑晶为斜长石、石英及黑云母，基质为花岗变晶结构，由斜长石、石英、黑云母组成，副矿物为磷灰石、锆石等。闪长玢岩和斜长花岗斑岩斜长石电子探针分析，主要是钠质斜长石中的更长石、钠长石种属。1) 斑岩体为富钠质的钙性—钙碱性系列岩石，里特曼指数 ( $\sigma$ ) 为 1.42~2.0。2) 斑岩体的岩石成因类型为 I 型， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ 。3) 岩石大部分为铝过饱和岩石 ( $\text{A}/\text{CNK} > 1.1$ )，部分为铝不饱和岩石。4) 反映斑岩构造环境的  $\text{R}_1\text{-R}_2$  图解表明，斑岩体形成同碰撞造山环境。斑岩岩石稀土元素具有轻稀土富集重稀土亏损的配分模式， $(\text{La}/\text{Y})_{\text{N}}$  为 8.24~10.05， $\delta\text{Eu}$  为负异常， $\text{Eu}/\text{Sm}$  为 0.30~0.33。微量元素 ORG 标准化后，大离子元素 K, Rb, Ba, Ta 等相对富集，而离子半径相对较小者则明显显示亏损。微量元素

Nb-Y, Rb-Y+Nb 里特曼 (1984) 图解则进一步印证了斑岩属火山弧花岗岩和同碰撞期产物。

闪长玢岩 (次火山相) 获得铈同位素初始值为 0.703 4,  $\epsilon_{\text{Sr}}$  63.45,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  3.75; 斜长花岗斑岩 (土屋 124 号)  $\delta^{18}\text{O}$  为 9.96‰, 铈同位素初始值为 0.703 4,  $\epsilon_{\text{Sr}}$  63.77,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  2.78。斜长花岗斑岩氧、铈同位素表明为壳幔裂谷源成因特征。闪长玢岩和斜长花岗斑岩的  $\epsilon_{\text{Sr}}\text{-}\epsilon_{\text{Nd}}$  相关图解表明，斑岩岩石不在地幔演化线上，与地壳物质的大量加入和岩浆混染有直接关系。

矿体与围岩呈渐变关系，表内外矿化连续演变。矿体呈厚板状，似层状 (图 2)，土屋 I 号矿体长 1 400 m，最大宽 135 m，延深稳定，0 勘探线已控制延深逾 500 m，矿体产状南倾，顶板倾角 60~65°，底板 65~80°，向东有侧伏趋势；土屋东 I 号矿体位于 II 号矿体的下部，地表控制长 1 300 m，最大宽度 84.15 m，以倾角 75° 南倾。土屋铜矿 I，II 号矿体的空间展布上具有一定层位，层控性质明显。

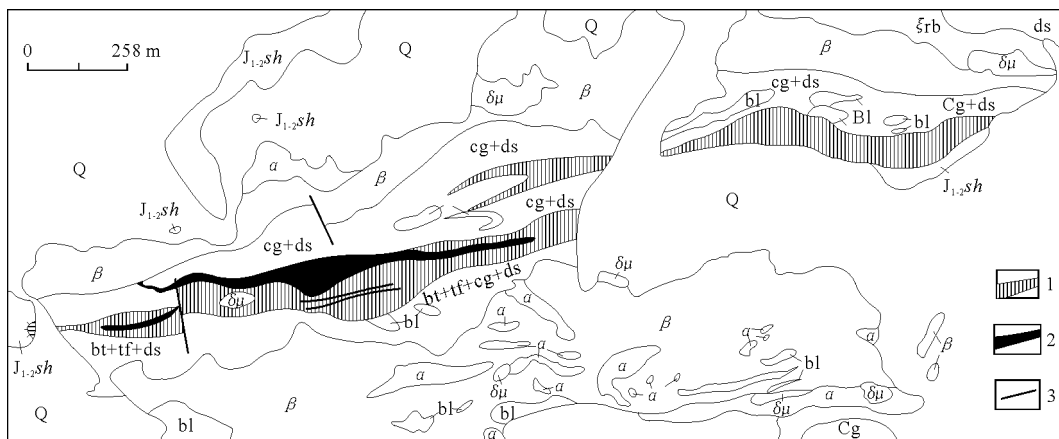


图 2 东天山土屋铜矿区地质图 (据新疆第一地质大队 2000 年资料修编)

Q—第四系； $\text{J}_{1-2}\text{Sh}$ —中上侏罗统泥岩、粉砂岩 (含铁质结核)； $\beta$ —基性熔岩； $\alpha$ —中性熔岩； $\xi\text{rb}$ —英安质火山角砾；bt—沉凝灰岩；tf—凝灰岩；cg—含砾凝灰砂岩；ds—复成分砾岩、凝灰砂岩；bl—角砾熔岩； $\delta\mu$ —闪长玢岩； $\gamma\pi$ —斜长花岗斑岩；1—铜矿化体 ( $\text{Cu}$  0.2%~0.7%)；2—铜矿体 ( $\text{Cu} > 0.7\%$ )；3—断层

矿石铜品位介于 0.30%~1.5%，个别地段出现 3.0%~4.7% 富矿段，与典型斑岩铜矿品位  $< 1\%$  是有差异的。伴生组分金一般为  $0.1 \times 10^{-6}$ ~ $0.79 \times 10^{-6}$ ，平均  $0.34 \times 10^{-6}$ ，银平均品位  $4.3 \times 10^{-6}$ ，矿石微量元素以亲硫元素为主，地表显示亲硫元素地球化学异常。

矿石金属矿物主要为黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿和黄铁矿、辉铜矿，次生矿物有铜蓝和孔雀石；非金属矿物为绢云母、绿泥石、帘石、石英、黑云母和碳酸盐 (方解石) 等。

矿石类型以稀疏浸染状和细脉浸染状为主。中—细粒半自形—他形粒状结构，浸染状构造。伴随矿化蚀变类型有硅化、绢云母化、黑云母化、泥化、青磐岩化等。王福同等 (2001) 总结矿床蚀变认为蚀变分带明显，以矿体中心向两侧，由于温度差异，出现较明显的“中心式”对称面型分带，依次为石英核 (强石英-绢云母带)、黑云母带、石英-绢云母带、泥化带、青磐岩化带。与典型斑岩矿床的蚀变分带模式基本一致。

芮宗瑶 (2001) 对土屋和延东辉钼矿 Re-Os 同

位素测年, 获得模式年龄  $318 \sim 325 \text{ Ma}$ , 等时线年龄为  $(322.7 \pm 2.3) \text{ Ma}$ 。辉钼矿的形成晚于黄铜矿和斑铜矿。如果从斜长花岗斑岩对钼的成矿专属性分析, Re-Os 同位素等时线年龄可能代表了斜长花岗斑岩最后矿化叠加的年龄。土屋铜矿的形成经历了较长时间过程, 其成矿时间自泥盆纪始 ( $391 \text{ Ma}$ ) 至早石炭世 ( $322 \text{ Ma}$ ), 成矿时间约  $69 \text{ Ma}$ 。土屋铜矿多期岩浆活动和矿化可概括为如下时序过程: 1) 海底热泉沸腾矿源层的形成; 2) 次火山相闪长玢岩热液叠加; 3) 超浅成斜长花岗斑岩热液叠加; 4) 富集成矿。闪长玢岩和斜长花岗斑岩,

利用其岩体化学组分  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  来判别岩体形成和矿化深度, 闪长玢岩为  $0.52 \sim 0.53$ , 斜长花岗斑岩为  $0.80 \sim 0.87$ , 说明岩体的形成和矿化是在地表浅部完成的。土屋和延东铜矿体中富集磁铁矿, 黑云母  $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) = 0.55 \sim 0.60$ , 反映岩浆-热液演化过程中  $f_{\text{O}_2}$  变化在  $10^{-20} \sim 10^{-8} \text{ Pa}$ , 石英流体包裹体测试, 成矿均一温度变化在  $120 \sim 350 \text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度为  $2.68\% \sim 6.43\%$  (芮宗瑶, 2001), 具有中低温热液矿床特征而与斑岩矿床成矿温度较高有别。

## 甘肃公婆泉铜 (伴生金) 矿床

公婆泉铜 (伴生金) 矿是中国北部成矿域北山斑岩铜矿成矿带中一个代表性矿床。位于塔里木—中朝板块中段北缘过渡类型区破城山—鹰咀红山大陆坡 (E—S)、岛弧 (S) 及洋缘火山带 ( $\text{O}_2$ ) 公婆泉—窑洞努如岛弧亚带东端公婆泉大山弯隆上。矿床在空间上受岛弧带和 NWW 向大断裂控制。

矿区内主要分布志留纪火山-沉积岩系, 早白垩世、第四纪陆相沉积岩围绕在周边。志留纪火山岩岩石化学平均成分在扎氏图解和邱家驷火山岩名称图解上均投在安山岩区, 里特曼指数平均 2.31, 属正常太平洋型钙碱性火山岩。在硅-碱关系及组合指数图上, 多数样品投在拉森峰曲线 ( $\delta=1.65$ ) 及圣弗兰西斯科曲线 ( $\delta=3.14$ ) 附近, 亦属太平洋型钙碱性岩类。皮科克钙碱指数图上, 钙碱指数为 59, 与日本、台湾观音山火山岩钙碱指数相近。火山岩稀土总量 ( $\Sigma\text{REE}$ ) 介于  $68.14 \times 10^{-6} \sim 123.54 \times 10^{-6}$  间, 均值为  $95.91 \times 10^{-6}$ 。轻稀土大于重稀土,  $\delta\text{Eu}=0.88 \sim 1.13$ , 钕有不明明显的负异常, 配分曲线呈富轻稀土右倾平坦型, 曲线位于岛弧和弧后拉斑玄武岩范围内, 反映出火山岩具陆基岛弧特征。区内侵入岩主要有斑岩和深成岩 2 类, 斑岩有石英闪长玢岩、次英安斑岩、花岗闪长斑岩和斜长流斑岩, 呈岩墙、岩床、岩滴状产出, 面积小于  $1 \text{ km}^2$ 。除花岗闪长斑岩为浅成相外, 其余均为超浅成相斑岩, 与志留纪火山岩呈侵入接触关系。石英闪长玢岩成岩 K-Ar 年龄为  $(372 \pm 16) \text{ Ma}$ , 它们均为造山期—造山期后产物。深成岩主要有华力西中期辉长岩、石英闪长岩和华力西晚期二长花岗岩, 它们在空间上受 NWW 向大断裂控制, 分布面积大, 呈岩基、岩株、岩枝状产出, 晚

期二长花岗岩 Cu 丰度值高于同类岩石, 且富集程度高 (富集系数 2.04), 是华力西中晚期成矿作用较强的一期岩体, 与本区热液型铜矿有密切的成生联系。矿区内分布着 5 个古火山机构, 其中有 1 个破火山机构和 4 个裂隙式火山机构。破火山机构主要分布在 1 个矿区, 内有 3 个火山通道相斑岩体, 为石英闪长玢岩和花岗闪长斑岩, 裂隙式火山机构火山通道相斑岩体主要为次英安斑岩, 这些斑岩体均为含矿母岩, 火山机构为矿区的重要控矿构造。此外, 断裂发育, NWW 向压扭性断裂为主干断裂, 是多期活动的主要控岩控矿断裂; NE, NNW 向断裂为派生张扭性、扭性断裂, 它们具一定的控矿、储矿作用。在断裂与古火山机构复合部位, 常形成具规模的工业矿床。

公婆泉铜矿是以铜为主, 伴生银、镓、铂和金的中型综合性铜矿床 (图 1)。此外, 还有火山热液型铜矿化、夕卡岩型铜-铁矿和岩浆热液型铁-铜矿化, 共同组成一个多成因、多期次、多系列和多位一体的复合矿床。矿床产于超浅成相石英闪长玢岩、次英安斑岩和浅成相花岗闪长斑岩体及它们的近侧围岩中。超浅成相斑岩体呈岩墙、岩床状产出, 面积为  $0.05 \sim 0.19 \text{ km}^2$ 。岩石普遍遭受钾硅酸盐化、青磐岩化蚀变。浅成相斑岩体呈岩床产出, 面积  $0.64 \text{ km}^2$ , 岩体由花岗闪长斑岩、石英二长斑岩、二长花岗斑岩和石英二长闪长玢岩等多种岩性组成。岩石具斑状结构, 基质为微粒结构。蚀变强烈, 有钾硅酸盐化、绢云岩化、次生石英岩化和青磐岩化等。斑岩体边部常见矿化角砾岩, 按成因可分为侵入角砾岩和爆破角砾岩, 部分形成矿石。斑岩具被动侵位型式。上述 3 种斑岩体岩石化学特征

均属  $(K_2O + Na_2O + CaO) > Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O)$  正常系列, 钙碱指数 60.51, 里特曼指数 ( $\sigma$ ) 1.19 ~ 3.31, 平均 2.56, 为正常太平洋型钙碱系列岩石, 与区内火山岩相同, 为同源不同期产物。其分异指数为 60.59 ~ 81.65, 平均 70.64, 比火山岩高, 分异程度良好。花岗闪长斑岩体铜丰度值为  $161.19 \times 10^{-6}$ , 次英安斑岩体为  $157.36 \times 10^{-6}$ , 石英闪长玢岩  $136.86 \times 10^{-6}$ , 比同类岩石地壳克拉克值高出 3.9 ~ 4.6 倍, 它们的富集系数分别为 4.61, 4.5,

3.91; 成矿系数为 8.67, 5.81, 8.21, 且其他相关元素 Pb, Zn, Ag 等含量相应较高。说明斑岩岩浆富含 Cu, 是含矿岩体, 也是铜的成矿母岩。斑岩体稀土元素总量 ( $\Sigma REE$ ) 介于  $70.8 \times 10^{-6} \sim 156.21 \times 10^{-6}$  之间, 轻稀土含量大于重稀土, 球粒陨石标准化后,  $\delta Eu = 0.57 \sim 0.76$ , 属 Eu 弱亏损型。配分曲线呈富轻稀土右倾平坦型, 与火山岩曲线近于平行。表明二者稀土来源有同源性, 二者配分曲线均落在岛弧和弧后拉斑玄武岩范围内。

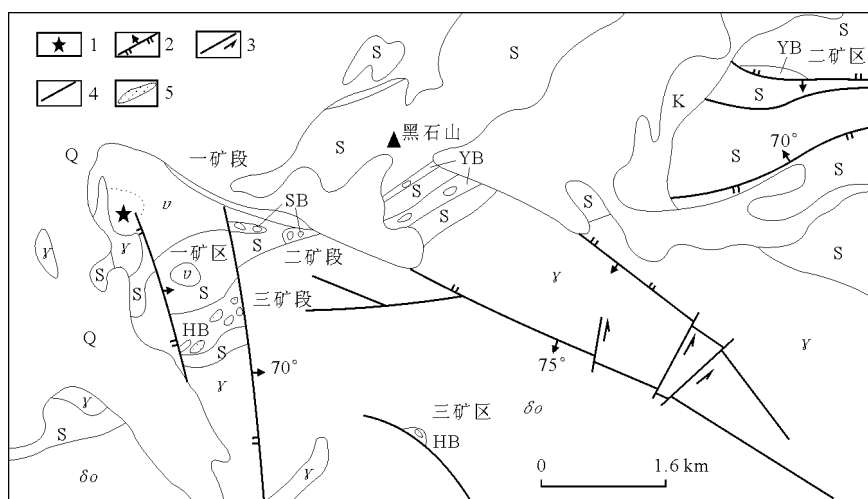


图1 公婆泉铜矿地质图

Q—第四系; K—白垩系; S—志留系; SB—华力西早期石英闪长玢岩; HB—华力西早期花岗闪长斑岩; YB—加里东晚期英安斑岩;  $\nu$ —加里东晚期辉长岩;  $\delta o$ —华力西中期石英闪长岩;  $\gamma$ —华力西晚期花岗岩; 1—中心式火山机构; 2—逆断裂及产状; 3—平移断裂; 4—性质不明断裂; 5—铜矿体

矿区内共圈出 106 条铜矿体, 大多数分布于 1 矿区, 其中 50 个矿体产于石英闪长玢岩体中, 27 个矿体在次英安斑岩体中, 29 个矿体在花岗闪长斑岩体中。矿体与围岩界线呈渐变关系。矿体多呈透镜状、楔状、厚板状和不规则分支状。矿体产状同斑岩体基本一致, 倾斜延深: 1 矿区 2, 3 矿段控制在 300 m, 1 矿段于 1992 年打 1 个 800 m 深孔, 尚未穿透含矿石英闪长玢岩体。在 437 ~ 668 m 间, 圈出盲矿体 14 条, 累计厚度 76.44 m, 平均品位 0.88%。669 ~ 800 m 间虽未有分析资料, 但均为蚀变矿化石英闪长玢岩。其中, 781 ~ 800 m 间均为含黄铜矿、斑铜矿的浸染状铜矿石, 推测 1 矿段倾斜延深可达 1 km, 深部有较大远景。

矿区斑岩铜矿石主要矿石矿物: 黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝和磁铁矿, 偶见方铅矿、自然金。次要矿物有毒砂。氧化矿物有孔雀石、蓝辉铜矿、褐铁矿和白铅矿。非金属矿物有石英、斜长石、钾长石、角闪石、金红石、重晶石、绢云母和电气石等。经分析, 矿区矿石中有银、

镓、铂和金, 具综合利用价值。矿石结构主要有自形—半自形和半自形—他形粒状、交代、格子状固熔体分离、叶片状结构。矿石构造有浸染状、细脉浸染状、网脉—浸染状、网脉状、角砾状、脉状和环带状。根据矿石矿物组成和结构构造, 将矿石划分为细脉浸染状和浸染状 2 类。

矿区内围岩蚀变从中心部位向外依次: 石英—绢(白)云母化带→绢云母—石英—钾长石化带→黑云母—石英—钾长石化带→石英—钾长石化带→青磐岩化带和更钠长石化带。铜矿体产于石英—绢(白)云母化带中。

包裹体类型有液体、气液、富液态  $CO_2$  和含气相  $CO_2$  三相包裹体 4 种。盐度为 4.2% ~ 11.2%, 多为 6% ~ 10%, 密度值为 0.8 ~ 0.9, pH 值为 6.7 ~ 6.8, 属低盐度、低密度、未饱和弱碱性流体。均—温度为 115 ~ 315  $^{\circ}C$ 。富液态  $CO_2$  包裹体压力为 105 ~ 120 MPa。2 个石英气液包裹体成分测定为  $H_2O$  和  $CO_2$ ;  $K^+/Na^+$  值为 1.6 和 1.5;  $Cl^-$  存在于



液相中, 分别为  $3 \times 10^{-6}$  和  $5 \times 10^{-6}$ , 且含量较高。甲烷和硫酸根变化大。经对所测定数据进行热力学求解, 2 个包裹体成分的  $f_{O_2}$  分别为  $10^{-20}$  和  $10^{-17}$  Pa,  $f_{CO_2}$  分别为 1 和 10 Pa,  $f_{O_2}$  求解的温度为 450 和 500  $^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{CO_2}$  求解温度为 400 和 500  $^{\circ}\text{C}$ 。黄铜矿爆裂温度范围为 269~644  $^{\circ}\text{C}$ , 爆裂曲线为双峰式, 两峰起爆温度分别为 269~383  $^{\circ}\text{C}$  和 472~530  $^{\circ}\text{C}$ , 峰值计算范围宽, 反映矿物形成温度较宽, 综合测温资料, 斑岩铜矿成矿温度范围 250~500  $^{\circ}\text{C}$ 。

黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}_{\text{平均}} = -3.96\text{‰}$ , 黄铜矿  $\delta^{34}\text{S}_{\text{平均}} = -6.87\text{‰}$ , 斑铜矿  $\delta^{34}\text{S} = -8.04\text{‰}$ , 方铅矿  $\delta^{34}\text{S} = -11.09\text{‰}$ 。石英  $\delta^{18}\text{O} = 13.18\text{‰} \sim 15.58\text{‰}$ 。包体水  $\delta\text{D} = -31.1\text{‰} \sim -58.6\text{‰}$ , 白云母  $\delta^{18}\text{O} = 10.69\text{‰} \sim 12.79\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -49\text{‰} \sim -65.8\text{‰}$ 。表明在该蚀变矿化阶段的流体氧同位素变化不大, 而氢同位素变化大, 后者可能与白云母遭受蚀变有关。石英包体测定的碳同位素值  $\delta^{13}\text{C} = -4.55\text{‰} \sim -6.81\text{‰}$ , 亦为岩浆水特征值, 说明成矿流体在该阶段的介质水主要为岩浆水。在成矿末期方解石的

氧同位素测定值  $\delta^{18}\text{O} = -18.12\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C} = 2.8\text{‰}$ , 表明为大气降水性质。石英-白云母矿物对计算的氧同位素分馏平衡温度为 393 和 532  $^{\circ}\text{C}$ 。

14 件铅同位素测试表明全为异常铅, 热液铜矿石中含放射性成因铅高于斑岩铜矿石, 说明铅来源不同。同时, 二者铅同位素组成有明显不同, 表明 2 种矿石成矿物质来源各异。钾硅酸盐蚀变岩中钾长石和斑岩铜矿石铅同位素组成一致, 说明铅源一致。热液型铜矿石硫化物与二长花岗岩全岩铅同位素组成相近, 表明二者物质来源相近。将铅同位素数值投在图上, 斑岩铜矿石样品均落在造山带附近, 说明成矿物质来源于深部, 受上地壳含铀物质的叠加; 热液型铜矿石样品落在 0 等时线右方, 表明物质来源于上地壳并受上地壳放射成因铅的污染。斑岩铜矿石单阶段 H-H 模式年龄值相差较小, 与前人测得的花岗闪长斑岩 (K-Ar 法) 366 Ma 和 340 Ma, 石英闪长玢岩 [K-Ar 法,  $(372 \pm 16)$  Ma] 以及王大为等利用 K-Ar 稀释法测得的斑岩铜矿石中白云母 364.5 Ma 接近。结合地层年代资料, 将斑岩铜矿成矿时代定为早泥盆世。

## 江西德兴铜 (伴生金) 矿田

江西省东北部在赣东北深断裂带和东安江深断裂之间宽约 15 km 的狭长地带是一个 Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn 等多金属成矿带, 其中德兴市的铜厂—银山区段几个大型的 Cu (Mo), Cu (Au), Pb-Zn-Ag 矿床的成矿作用都与浅成一次火山相的中酸性斑岩体有密切关系 (图 1)。

德兴铜矿田包括铜厂、富家坞、朱砂红 3 个大型铜矿床。铜矿体主要分布在花岗闪长斑岩体浅部内外接触带, 矿化垂深达 1 200 m, 主矿体规模巨大、形态规整、产状稳定, 含矿率达 0.83~0.92。矿化类型在斑岩体中以浸染型为主, 接触带两侧强蚀变带内以细脉浸染型为主, 外接触带围岩中多为细脉型及脉型矿化。矿石 Cu 品位变化较均匀, 还伴生有 Mo, Au, Ag, Re, Te, Se, Co, S 等 10 余种有益组分可供综合利用, 尤其是 Au 和 Ag 的回收已成为炼铜的主要副产品。

花岗闪长斑岩的锶同位素初始比值  $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$  为 0.704 3, 成矿流体硫同位素绝对值小、变化区间窄、频率呈塔式分布, 指示它们都来源于深部地壳。

德兴铜矿田基本特征: 1) 矿床具有“岩体中

心式”叠加“接触带中心式”的面型矿化蚀变分带; 2) 主要成矿部位不在岩体中心, 而在斑岩体的外接触带构造裂隙密集区段; 3) 在岩体中矿化比例较小, 50%~75% 的矿化发育在围岩中, 铜厂矿床近 1/3、朱砂红矿床近 1/2、富家坞矿床近 3/4 的 Cu (Mo) 矿体均产在外接触带蚀变围岩中; 4) 成矿热流体具有岩浆水和地下水的双重来源。

与成矿关系密切的断裂可分出 3 级构造体系。东北深断裂带是 I 级的超壳型深断裂体系, 控制区域成岩成矿作用, 也是铜矿田直接的导岩导矿构造。由这一深断裂带衍生的 II 级断裂主要有 2 组: 一组是 NE—NNE 向的铜厂断裂带, 另一组是 NW 向的区域性横张断裂带。作为主要的配岩配矿构造, 这 2 组断裂与 EW 向复式褶皱南翼次一级 NE 向背斜的交叉部位控制了铜厂、富家坞、朱砂红 3 个成矿斑岩体的定位。这 2 组断裂带的交叉也控制了铜矿田及其周围区域 Cu (Mo) 等成矿元素地球化学异常的分布。第 III 级断裂是花岗闪长斑岩体内外接触带特别发育的断裂裂隙系统, 是有利的容矿构造, 控制了蚀变矿化的强度和主要矿体的空间部位, 也在很大程度上控制了细脉浸染型为主的矿化

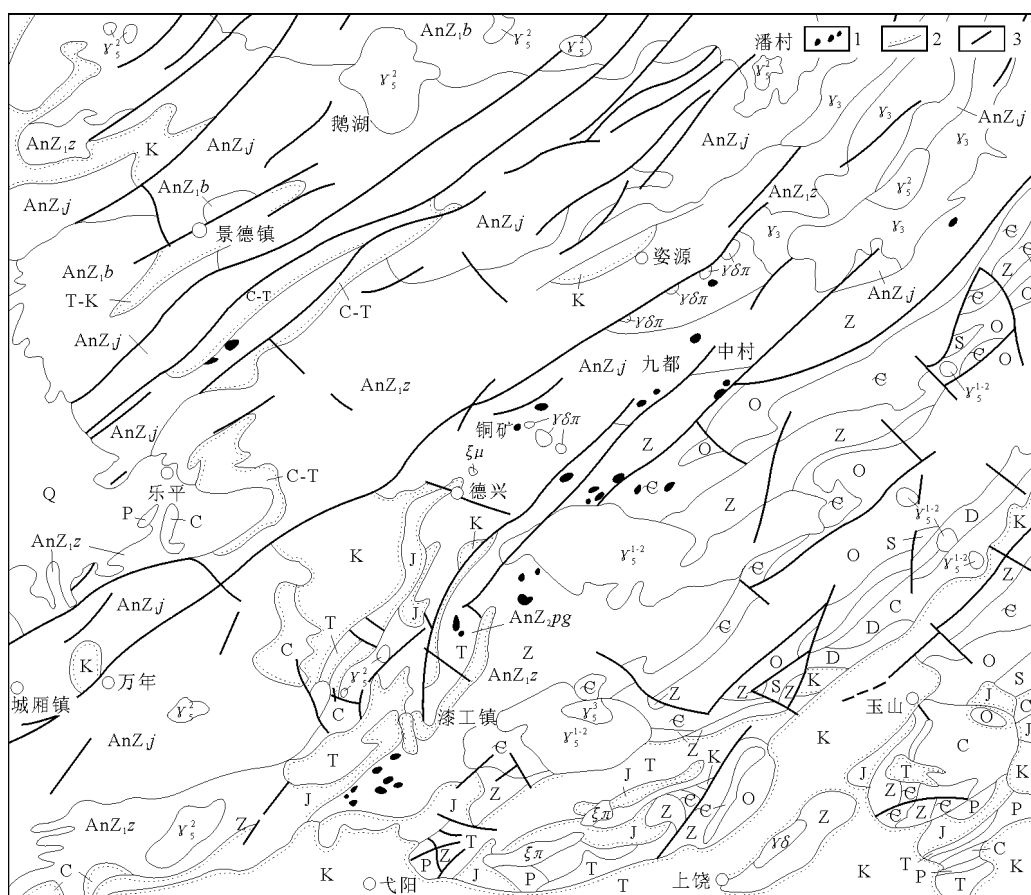


图1 德兴斑岩铜矿区域地质略图

Q—第四系；K—白垩系；J—侏罗系；T—三叠系；P—二叠系；C—石炭系；D—泥盆系；S—志留系；O—奥陶系；E—寒武系；Z—震旦系；AnZ<sub>2</sub>qg—前震旦系戚工群；AnZ<sub>1</sub>z—前震旦系九岭群诸价组；AnZ<sub>1</sub>j—前震旦系九岭群九都组；AnZ<sub>1</sub>b—前震旦系九岭群板桥组； $\xi\pi$ —正长斑岩； $\xi\mu$ —英安玢岩； $\gamma\delta\pi$ —花岗闪长斑岩； $\gamma\delta$ —花岗闪长岩； $\gamma_3^2$ —燕山晚期花岗岩； $\gamma_2^2$ —燕山早期花岗岩； $\gamma_5^{1-2}$ —印支—燕山早期花岗岩； $\gamma_3$ —加里东期花岗岩；1—基性—超基性岩；2—不整合界线；3—断裂

类型。Cu 的含量在 NNE 和 NW 向断裂组中高于克拉克值，Mo，Au，Ag，Pb，Zn 等元素在所有断裂组中都明显高于克拉克值，一般高出几倍到十几倍，其中 Au 最高可达克拉克值的 300 多倍。

铜厂花岗闪长斑岩 5 个样品分析的平均含量与维氏中性岩平均值相比，富集系数为 Cu，31.1；Mo，2.0；Au，29.6。铜厂南山采场 200~125 m 处 6 个采矿平台的花岗闪长斑岩平均质量分数为 Au， $0.204 \times 10^{-6}$ ；Ag， $1.90 \times 10^{-6}$ 。富集系数分别是 45.3 和 27.1。花岗闪长斑岩中单矿物内 Cu 的质量分数：角闪石  $50 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$ ；黑云母  $91 \times 10^{-6} \sim 750 \times 10^{-6}$ ；磁铁矿  $400 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$ ；锆石  $100 \times 10^{-6}$ ；磷灰石和榍石均为  $300 \times 10^{-6}$ 。微量元素的浓集总体趋势是以斑岩体为中心的同心环状分带，Cu，Mo，Au，Ag 等主要成矿元素还表现为以岩体接触带为中心向两侧对称分布的浓度分带。

花岗闪长斑岩 20 个样品  $w(\text{H}_2\text{O})$  为 1.34%~5.00%，平均 2.08%，是中国花岗闪长岩  $\text{H}_2\text{O}$

的平均质量分数 0.83% 的 2.5 倍。斑岩体岩石为斑状结构，富含 Fe，Mg，K，Na 等化学性质较活泼的元素。接触带内外两侧断裂裂隙密集。裂隙密度斑岩体内接触带 5~35 条/m，外接触带 25~65 条/m，赋存工业 Cu (Mo) 矿体的地段，含矿裂隙密度一般都大于 25 条/m。

斑岩体围岩浅变质地层中 Cu，Mo，Au，Ag 等成矿元素平均含量与区域地层中平均含量相比，富集系数为 Cu，1.78；Mo，2.74；Au，1.56；Ag，7.14。德兴铜矿床的成矿流体属  $\text{NaCl}$ ， $\text{KCl}$ - $\text{CaSO}_4$ - $\text{H}_2\text{SiO}_3$ - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  体系。成矿流体的盐度在气成阶段为 7%~40%，气成高温热液阶段为 15%~60%，高—中温热液阶段为 25%~50%。 $\delta^{18}\text{O}$  值在成岩阶段为 9.99‰，钾化蚀变阶段为 6.53‰~10.18‰，石英硫化物阶段为 4.65‰~11.82‰，碳酸盐硫化物阶段为 0.94‰~4.57‰。铜矿田的铜矿体约有 1/2~3/4 赋存在围岩中。矿化类型分布的总体规律是斑岩体内以浸染型为主兼有细脉浸染型，接触带以细脉浸染型为主，围岩中则以细脉型为主。

德兴银山大型的 Cu, Au, Pb, Zn, Ag 多金属矿床是一个比较典型的火山-次火山-斑岩成矿体

系。银山的斑岩型 Cu (Au) 矿床的主要特征与铜厂斑岩 Cu 矿类似。

## 江西城门山铜 (伴生金) 矿床

城门山铜矿是一个以铜、硫为主, 共生钼、铁、锌, 伴生金、银等多种有益元素的大型综合性矿床。二叠系为矿区主要赋矿围岩, 三叠系为次要赋矿围岩。

矿区位于长江中下游铜铁成矿带中部, 九瑞铜矿田南东端的长山—城门湖背斜东倾伏端的北翼。区内次级褶皱有 NE 及 NW 向 2 组短轴背、向斜构造。断层以 NEE 向者最为发育, 主要有  $F_1$ ,  $F_2$  和  $F_{20}$ , 次为 NW—NNW 和 NNE—NE 向。以 NEE 向的褶皱形成最早, 后为 NW 向, NNE 向断层形成最晚, 但它在成岩过程中均有明显的活动, 并制约着岩浆和矿液的运移、集聚和分散。裂隙构造也很发育, 常成组成带出现。一般情况下, 矿体边界受顺层和切层 2 组裂隙控制, 但以顺层裂隙为主, 以致使矿体与地层产状基本一致。

矿区岩浆岩为中生代中酸性浅成—超浅成多次侵入的复式岩体, 出露面积  $0.8 \text{ km}^2$ , 侵入志留系至部分三叠系碎屑岩和碳酸盐岩中。组成复式岩体的岩石类型有花岗闪长斑岩、石英斑岩及隐爆角砾岩等。花岗闪长斑岩、石英斑岩呈岩株状产于矿区中部, 是主要成矿岩体。与矿化有关的蚀变有 2 期: 一是花岗闪长斑岩活动期 (夕卡岩铜矿成矿期), 主要有夕卡岩化、硅化、绢云母化、绿泥石化和泥化等蚀变; 二是石英斑岩活动期 (斑岩钼铜矿成矿期), 主要有钾长石化、黑云母化、硅化和绢云母化等蚀变。

城门山矿区内工业铜硫矿体主要有 108 个, 其中铜金属量在 5 万 t 以上的矿体有 9 个, 占总储量的 95%。已知矿石矿物达 70 余种, 主要金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、斑铜矿、铜蓝、硫砷铜矿、砷黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、毒砂、孔雀石、蓝铜矿、磁铁矿、赤铁矿、自然铜等, 非金属矿物主要有石英、石榴子石、方解石、长石和高岭石等。矿石结构以结晶粒状为主, 假象、次文象、文象蠕虫状结构少见。矿石构造以块状、浸染状、细脉浸染状 3 种为主, 另有松散状、角砾状、条带及似条带状、环状构造等。

城门山铜矿床据测定黄铁矿结晶温度: 斑岩矿体为  $180 \sim 350 \text{ }^\circ\text{C}$ , 众值  $220 \sim 261 \text{ }^\circ\text{C}$ ; 夕卡岩矿体为  $150 \sim 380 \text{ }^\circ\text{C}$ , 众值  $217 \sim 265 \text{ }^\circ\text{C}$ ; 外接触带块状硫化物矿体为  $160 \sim 240 \text{ }^\circ\text{C}$ , 众值  $210 \sim 215 \text{ }^\circ\text{C}$ , 表

明 3 种类型黄铁矿结晶温度相近, 主要属中温热液阶段。

矿田位于长山—城门湖背斜东倾伏端的北翼, 矿区构造格架由次级横跨褶皱和 NEE, NW, NNE 三组断裂构成, 裂隙和接触构造也很发育。NW 向构造是基础, 它控制着岩浆矿化带作 NW 向展布; NNE 与 NW 向及 NEE 向构造复合结点控制矿床定位; 岩体内密集裂隙带、接触带、层间破碎带、断裂带及五通组与黄龙组假整合面是控制矿体的构造。锯齿状接触带, 围岩呈岛状、半岛状伸进岩体部位, 次级褶皱之虚脱部位有利于形成厚大矿体。

矿区岩浆岩为燕山期中酸—酸性浅成—超浅成多次侵入的复式杂岩体, 呈钙碱性。在空间上矿带、矿体由岩体向外显示有规律的变化: 成矿温度由高到低、硫同位素逐渐富集重硫、金属元素由铜 (钼)—铜 (铁)—铜 (硫) 顺向分带, 远离岩体矿化强度减弱至消失, 表明其空间关系密切; 在时间上花岗闪长斑岩年龄为  $142 \sim 155 \text{ Ma}$ , 和铜矿共生的方铅矿为  $136 \text{ Ma}$ , 表明成铜期年龄和岩体成生时间相近; 在微量元素和造岩元素组合上, 杂岩体内铜、铅、锌、钼、银、钴等微量元素高出维氏平均值若干倍, 和矿体具有一致和共消长的造矿元素组合表明矿床是受杂岩体控制。

城门山铜矿床围绕接触带形成夕卡岩型铜矿体; 成矿岩体附近存在“碳质页岩、白云质灰岩、白云岩、石英砂岩、石英砂砾岩”岩性组合或地层组合中, 含原生的黄铁矿、菱铁矿以及岩性物理和化学性质差异较大的区段利于成矿, 常形成规模可观的似层状块状硫化物铜矿体。

根据桂林地质所 1977 年测定结果, 城门山铜矿床硫同位素特征组成非常相近 (表 1), 且变化幅度小, 说明该矿的主要成矿物质来自地壳深部—上地幔, 与岩浆岩同源。

表 1 城门山矿区硫同位素组成

类 型	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$		$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	
	变 化	均 值	变 化	均 值
斑岩型铜矿	2.7~4.8	2.92	22.117~22.160	22.134
夕卡岩型铜矿	3.2~5.6	4.3	22.097~22.150	22.124
块状硫化物型铜矿	3.2~4.6	3.88	22.114~22.150	22.134
灰岩中矿化	3.3~4.8	4.05	22.115~22.146	22.131

## 斑岩型铜-（钼-金）矿床形成的大地构造-岩浆预测

斑岩型铜-（钼-金）矿床在与俯冲作用相关的岩浆过程中较少，但却具有重现性。矿床的形成并不需要特别的过程，虽然一般来说具有构造-岩浆作用的附加，或者是二者的优化组合，这些过程可以影响形成矿床的品位高低、矿床规模及生成位置。本文从上覆于俯冲板块的地幔楔体的部分熔融，岩浆与岩石圈的相互作用，上地壳挥发性脱熔作用及岩浆就位机制等方面进行了讨论，但对特定的成矿过程，如岩浆-热液流体的演化并没进行讨论。热的、含水的、相对氧化的、富硫镁铁质岩浆（主要为玄武岩）产于俯冲洋块上的变质地幔楔体内，该洋块向上地壳的底部漂浮上升，由于密度差异最终停止上升。由于岩浆具有氧化性，硫主要以硫酸盐形式出现，而亲铜元素如 Cu 和 Au 为不相容的（它们留在熔体中）。当岩浆开始结晶时就释放出热量，使地壳岩石发生部分熔融。来自地壳和地幔的岩浆混合产生了一系列的（安山岩到英安岩）、富挥发分、含金属的混合岩浆，该岩浆密度很低可以穿透地壳。岩浆的上升主要由浮力控制，

主要表现为断裂控制。同样地，地壳压力和应变模式在岩浆从下地壳向上地壳的上升过程中起了重要作用，在全球范围的火山弧内，切穿岩石圈的与造山带平行的走滑构造对岩浆就位起主要作用。基于反馈作用，岩浆通过早期断层上升，上升时的热量使地壳应变集中。一定的构造形状如断层面、断层膝折处及断层交叉处等在转换挤压应变期间为低应力的延伸提供了空间。这些地方是具有较高渗透性的垂直通道，岩浆先选择它们上升。

上地壳的大型深成混合岩体因此也位于这些构造内。岛弧岩浆演化后在上地壳集中、分馏、再充填及挥发分脱溶导致了成矿岩浆-热液系统的发育。初步估计，最终形成矿床的大小取决于进入上地壳岩浆房的岩浆体积。成矿系统的细节如岩浆-热液演化、围岩特性以及成矿后的剥蚀及风化历史将最终决定矿床的价值，但这些因素并不在本文讨论的范围之内。

任胜译自 *Economic Geology*, 2003, 98 (8), 王美娟校

## 还原性斑岩铜-金矿床——在原斑岩型铜-金矿床上发生的变异

斑岩型铜-金矿床是从高氧化性成矿流体形成已被广泛接受。除了这一观点，典型斑岩型铜-金矿床还形成于相对还原的成矿流体中，并具有明显的证据。这些“还原性”斑岩铜-金矿床没有原始的赤铁矿、磁铁矿及硫酸盐（如硬石膏），但却含大量的深成磁黄铁矿及含  $\text{CH}_4$  的富碳成矿流体，并与含钛铁矿的还原性 I 型花岗岩类共生。文章在

综合理论、实验及野外数据基础之上，将传统的斑岩型铜成矿模式进行改变，解释了还原性斑岩铜-金矿床的形成及其含铜少而含金多这一特性。还原性斑岩铜-金矿床成矿模式与目前的斑岩型铜-金成矿理论并不矛盾，它可以说是斑岩型铜-金成因理论又多出一个新的变种。

任胜译自 *Geology*, 2000, 28 (6), 王美娟校

## 智利北部 Maricunga 带 Refugio 地区的斑岩金矿床

智利 Maricunga 带 Refugio 地区的斑岩金矿床及其类似矿床具有较低的铜金比  $[\text{Cu} (\%) / \text{Au} (10^{-6})] \approx 0.03$ ，这是已知斑岩型矿床中最低的。金矿床与就位于火山岩内次火山安山岩到英安岩类侵入岩伴生。

Verd 和 Pancho 矿床在空间分带上相同，深部

为与绿泥石-磁铁矿-钠长石和（或）黄铁矿-钠长石-粘土蚀变伴生的条带状石英细脉，浅部为黄铁矿-钠长石-粘土及本地石英-明矾石岩基。Pancho 矿床还含一最深的似斑岩铜矿带，带内具有石英细脉（A 细脉）和钾化蚀变。相对于 Verde 矿床，Pancho 矿床为叠生矿床，其所属的 3 个分带都集中于一个

400 m 的垂直范围内。Pancho 矿床的似斑岩铜矿带以发育受侵入岩控制的 A 细脉和普遍钾化蚀变为特征。A 细脉由含小型石英和黄铜矿及钾长石蚀变外壳的磁铁矿±黑云母极细脉, 到 $<1$  cm 的含磁铁矿、黄铜矿但不含蚀变带的粒状石英细脉排列组成。超盐度液体包裹体与富蒸汽包裹体的并存表明成矿温度超过 $600^{\circ}\text{C}$ 且盐度高达84%。估计成矿压力为 $250\times 10^5$  Pa, 表明具有不低于1 000 m 深的岩石压力。钾化蚀变中心由磁铁矿-钾长石-奥长石组成, 向外变为富黑云母带。

硫化物总量显示以黄铜矿为主, 一般为 $<1\%$  (体积百分比), 磁铁矿为 $2\%\sim 5\%$ 。在以 A 细脉和钾化蚀变为主的地区, 铜品位一般为 $0.1\%$ , 金为 $0.5\times 10^{-6}\sim 1\times 10^{-6}$ 。在 Verde 和 Pancho 两地都存在带状石英细脉, 带状石英脉一般赋存于 A 细脉之上并切割 A 细脉, 其厚度小于 2 cm, 不含蚀变带, 其中具有暗灰色夹层。夹层主要是由于具有富蒸汽流体包裹体及微米级磁铁矿颗粒造成的, 一般以对称形式分布于脉壁附近, 呈葡萄状, 在石英脉中连续, 这表明石英在硅凝胶中具有重结晶作用。石英中较少的液体包裹体表明温度为 $350^{\circ}\text{C}$ ,

盐度为 $<35\%$ , 估计压力为 $<200$  Pa, 液体包裹体与富蒸汽包裹体的并存表明成矿温度超过 $600^{\circ}\text{C}$ 且盐度高达84%。估计成矿压力为 $250\times 10^5$  Pa, 相当于静水压力深度为190~1 500 m。金赋存于暗灰色夹层内 (含磁铁矿), 同时在暗色夹层外 (含黄铁矿、伊利石、绿泥石及钾长石) 也存在。夹层细脉在陡倾放射状断裂和缓倾同心断裂内存在。不含早期 A 细脉但具有大量夹层细脉地区通常含金 $0.5\times 10^{-6}\sim 2\times 10^{-6}$ , 内生铜 $<0.05\%$ 。

Refugio 地区的斑岩金矿与斑岩铜矿的主要区别在于其生成深度——小于1 km 时为典型的斑岩金矿, 斑岩铜矿床为1.5~4 km。形成深度浅而导致硫浓集较低, 石榴石细脉、分布广泛的钠长石蚀变及最重要的夹层石英脉, 这些对斑岩型金矿床来说都是很少见的。夹层石英脉是岩浆在地表1 km 内的阶段性侵入及高温岩浆流体暴露于静水压力下的直接结果。在 Verde 和 Pancho 地区, 侵入中心周围脆-韧性分界线的阶段性破裂使岩浆流体的自蒸发, 硫进入蒸汽相, 导致矿石中硫/金值低。

任胜译自 *Economic Geology*, 2000, 95 (7), 王美娟校

## 印尼 Papua 地区 Grasberg 斑岩型铜-金矿床： 弥漫型热液蚀变作用

Grasberg 矿床为世界上最大的斑岩型铜-金矿床之一, 其围岩为 Grasberg 火山杂岩体 (GIC)。杂岩体大多已被岩浆热液流体填充而发生蚀变。在矿床的某些部分, 蚀变作用破坏了所有火成岩相。岩相学研究发现在露天矿层面有2个带呈现出整个杂岩的特性。约1 km 宽的矿床核心带主要分布有黑云母+磁铁矿, 并具一含红柱石宽约500 m 的亚带。外环带约500 m, 主要以绢云母+硬石膏+黄铁矿及少量高岭土为主。在杂岩体末端的岩囊里赋存有含绿泥石的绿帘石。热液蚀变模式表明有一强烈的弥漫型流体使 Grasberg 主侵入推迟, 使 Lake Kali 侵

入提前。总的模式表明矿床内部热且产酸, 外部冷且消耗酸。在杂岩体中心, 大量的磁铁矿沉淀使向外移动的流体变为酸性的。在杂岩体较冷的外部, 酸性流体使斜长石及其他矿物水解成绢云母。向外流动流体的冷却也使 $\text{SO}_2$ 水解成 $\text{H}_2\text{S}$ 及 $\text{H}_2\text{SO}_4$ , 分别形成硫化物矿物和硬石膏沉淀。仅在部分地区见绢云母+硬石膏+黄铁矿叠覆于黑云母+磁铁矿之上, 且强度较小。与多数其他斑岩铜矿相比, 该岩浆流体的弥漫型渗透作用结束的相当突然。

任胜译自 2004 *Denver Annual Meeting*, 王美娟校

## 印尼 Batu Hijau 地区金的共生及地球化学对富金 斑岩型铜矿床的指示

在很多斑岩型矿床中, 金是一种很重要的副产品, 但金在此类型矿床中的分布和化学特征却了解

得较少。本文将对印尼世界级 Batu Hijau 斑岩型铜-金矿床 (Cu 0.53%, Au  $0.40\times 10^{-6}$ ) 进行共生金

和共生铜硫化物的岩石学、电子探针分析、LA-ICP-MS 及浮选法研究。与其他许多斑岩型铜-金矿床不同, Batu Hijau 矿床保存了较好的早期铜矿物(斑铜矿-蓝辉铜矿-辉铜矿), 且黄铜矿-黄铁矿叠覆发育较少。这为研究斑岩系统中金的共生关系提供了很好的机会。在 105 个光薄片, 共鉴定出 699 个自然金颗粒。几乎所有自然金颗粒均赋存于石英脉中, 或依附于硫化物, 或以砂金形式沿石英或硅酸盐颗粒边界分布。自然金颗粒的形状多为圆形的, 大小  $1\sim 12\ \mu\text{m}$  (?)。大多数金在早期 A 岩脉形成时沉淀, 主要与斑铜矿而不是与黄铜矿伴生。岩石学和 LA-ICP-MS 结果表明在富斑铜矿

矿石中, 金主要以隐晶质赋存于铜硫化物颗粒中(即硫化物构造中)或以自然金颗粒状出现。在富黄铜矿矿石中, 金主要以含少量隐晶质的自然金颗粒状产出。通过岩相学研究发现, 相对于富斑铜矿的矿石来说, 在富黄铜矿的矿石中砂金(自然金不与任何硫化物依附)的比例要高一些。砂金的分布模式表现出与浮选测试数据有关, 即富黄铜矿矿石中的金平均回收率一直低于富斑铜矿矿石。数据表明含富黄铜矿矿石的斑岩型铜-金矿床大都含较高比例的砂金, 需要不同的矿石处理方法。

任胜译自 *Mineralium Deposita*, 2004, 39 (5-6), 王美娟校

## 斑岩型铜矿床中金的丰度及特性

斑岩型铜矿床通常位于上地壳(金主要的赋存层), 是浅成低温热液矿床中金的重要潜在资源。斑岩型铜矿床中是否含有金决定了矿床的经济价值, 也决定了金在上地壳的分布。斑岩型铜矿床中的 Cu/Au 值约  $5\ 000\sim 5\ 000\ 000$ , 其中 40 000 为富金矿床与贫金矿床的分界值。斑岩型铜矿床中金主要赋存于铜-铁固溶体和铜硫化物中, 通常以小粒自然金沿斑铜矿边界分布。对 Batu Hijau, Kingking, 及 Skouries 富金斑岩型铜矿矿石矿物的 SIMS 分析(离子探针)发现, 斑铜矿含 Au 约  $1\times 10^{-6}$ , 而黄铜矿含 Au 则比斑铜矿少一个数量级。辉铜矿和铜蓝含 Au  $10\times 10^{-6}\sim 20\times 10^{-6}$ , 但不足以形成像许多其他斑岩型铜矿床一样的金资源。目前铜-铁硫化物中固溶体中金的总量不足以形成斑岩型铜矿床中所有的金, 并且还有剩余金则以微粒自然金形式出现。

对 Cu-Fe-S-Au 体系的实验发现, 当典型斑岩型铜矿形成温度为  $600\sim 700\ ^\circ\text{C}$  时, 斑铜矿和黄铜

矿可含 Au 约  $1\ 000\times 10^{-6}$ , 并且在温度仅为  $200\sim 300\ ^\circ\text{C}$  时, 斑铜矿和黄铜矿含金为饱和的。相比较, 斑岩型铜矿床中块状矿石的 Cu/Au 值要求斑铜矿和黄铜矿在温度接近原始矿石和蚀变形成温度含金达到饱和。这说明斑岩型铜矿床中的金资源量是由矿床在高温形成时进入到铜-铁硫化物固溶体中金的总量决定的。虽然在冷却或晚期运动中金可以被再分配, 但金均不是在后来事件叠加的。实验还表明高温气化( $600\sim 700\ ^\circ\text{C}$ )能比低温( $300\ ^\circ\text{C}$ )蚀变从斑岩铜矿系统中提取出更多的金。与火山物质的 Cu/Au 值相比较发现, 高温过程把铜从斑岩铜矿系统中析出; 而低温过程则把金优先析出。这就解释了矿床具有极低或极高 Cu/Au 值的原因。矿床的 Cu/Au 值在  $20\ 000\sim 100\ 000$ , 反映了金和铜被不混溶硫化物析出的不同程度。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*, 2002, 21 (1-2), 王美娟校

## 阿根廷 Bajo de la Alimbrera 地区斑岩型铜-金矿床的地质特征及蚀变地球化学研究

本文描述了阿根廷西北部 Bajo de la Alimbrera 世界级斑岩型铜-金矿床的岩浆岩地质、蚀变矿物、地球化学及成矿历史等。该矿床赋存于富钾的钙碱性 Farallón Negro 火山杂岩体内, 位于智利安第斯斑岩型铜矿带主带以东 200 km。矿床由一个安英斑岩侵入体岩株组成, 并延伸至周围的安山质火山岩

内。最早的 2 个侵入体位于杂岩体的中心, 表明存在强烈的热液蚀变和成矿作用。这 2 种斑岩具有最高的矿石品位, 后来被几种弱矿化的斑岩或贫矿斑岩侵入。强烈的石英-磁铁矿(±钾长石)蚀变遍布于首次矿化的斑岩内, 类似的但较弱的蚀变对第二次矿化的斑岩也产生了作用。在横向上, 该蚀变

渐变为钾质蚀变（次钾长石和黑云母），除了最晚期岩墙外，对所有斑岩都产生了作用。在侵入体 100 m 内的安山质围岩主要以暗色热液黑云母为主。青磐岩化的外晕（绿帘石-绿泥石-钠长石-方解石）向上延伸 1 km 进入安山岩。在火山岩和所有斑岩内，长石侵蚀蚀变（绢云母+黄铁矿+粘土矿物+石膏）叠加在钾化和青磐岩化蚀变之上。在空间上，蚀变受断层和晚期断裂的影响，在钾化带外部发育最普遍，在矿床上部向青磐岩化过度。质量平衡计算显示钾质蚀变的净容积有轻微的正变化，而绿泥石-绿帘石及长石蚀变的容积则发生轻微减少。具有石英-磁铁矿蚀变的石英-磁铁矿脉化样品

显示总的容积增加了 350%。铜和金密切共生。他们呈含金的硫化物颗粒状（黄铜矿、少量斑铜矿）存在，样品分析显示出密切相关，矿区内相互叠加。矿层与钾化蚀变重合，部分与石英±磁铁矿岩脉分布重合，而大块矿石矿物呈晶簇和小断裂出现在较晚的层位。一个含石英-磁铁矿±钾质蚀变和岩脉但很少或不含硫化物的贫矿带是高温矿石流体上升流的聚集点，要早于矿体内铜硫化物与金共同沉淀作用。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (8), 王美娟校

## 阿拉斯加西南部 Pebble Copper 斑岩型铜-金-钼矿床的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 及 Re-Os 年龄

Pebble Copper 矿床是阿拉斯加西南铜-金矿带拥有大型铜-金矿资源（铜 0.33%，金  $0.34 \times 10^{-6}$ ）的矿石约 10 亿 t，其中有 5 400 万 t 矿石含铜 0.54%，金  $0.46 \times 10^{-6}$ ）的矿床。对晚白垩纪 Pebble Copper 斑岩型铜-金-钼矿床及附近的 Tertiary Sill 浅成热液金-银矿床进行了火山岩和蚀变的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测年及 Re-Os 成矿年龄测定。

靠近 Pebble 矿床的前成矿期岩石包括闪长岩及黑云母-磁铁矿辉岩，岩石的角闪石及黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  坪年龄为 95.0~96.1 Ma。毗邻矿床的成矿期后安山岩黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为 (84.1±3) Ma。另外，以安粗岩为围岩的 Sill 矿床高品位浅成热液

金-银成矿远景区中钾长石脉的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为 (46.1±1) Ma。

矿体内，与铜矿化共生的热液黑云母和钾长石  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄分别为 88.5±3 及 (86.0±2) Ma。矿床中心的辉钼矿 Re-Os 年龄为 (89.5±0.3) Ma，这比典型的斑岩热液系统的持续时间要长。这控制了蚀变和矿化的时间，结合前面提到的前成矿期和成矿期后年龄，将为本地和区域探矿模式的发展起很大作用。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

## 美国阿拉斯加西南部赋存于花岗斑岩中的 Shotgun 金-砷矿床

Shotgun 矿床（金资源量 30 t，边界品位  $0.5 \times 10^{-6}$ ）位于阿拉斯加西南 Dillingham 以北约 150 km 处，由一白垩纪 [(69.7±0.3) Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ] 花岗斑岩岩株内的网脉状金-砷矿化构成。最初研究表明约有 >90% 的金可通过氰化物堆浸回收的。该矿床的 Au 平均品位为  $1.4 \times 10^{-6}$ ，Ag 为  $6.1 \times 10^{-6}$ ，As 为 0.5%，Cu 为 0.07%，Mo 为  $40 \times 10^{-6}$ ，Bi 为  $8 \times 10^{-6}$ 。Shotgun 矿床是低氧逸度斑岩型金-砷矿床，具有与侵入相关的金矿床及斑岩型铜矿床的共同特征。块状金赋存于石英网脉及角砾岩内。

它在构造上与斑岩型铜-钼矿相同，但矿化和蚀变组合却不同。Shotgun 矿床中，砷黄铁矿>>黄铁矿>>磁黄铁矿>黄铜矿，缺少钾化蚀变，但含岩脉和浸染状钠长石-石英-绢云母-碳酸盐。当温度下降时，早期高温、低  $S_2$  逸度的矿化（砷黄铁矿-斜方砷铁矿-磁黄铁矿）向晚期低温中等偏高  $S_2$  逸度条件的矿化（黄铁矿-斑铜矿-黄铜矿）转化。另外，Shotgun 矿石中含自然金，自然铋，Bi-Te 硫化物，方黄铜矿，黑铋金矿，白钨矿和闪锌矿以及表生铜蓝，辉铜矿，白铁矿及自然铜。砷黄铁矿的温度测

量显示成矿温度为 470~630 °C。流体包裹体的显微测温及拉曼光谱测量表明：富蒸汽相包裹体 ( $\text{H}_2\text{O} \gg \text{CO}_2 > \text{CH}_4$ ) 均一为蒸汽的温度大约为 360 °C。盐水包裹体盐度 40%~>69% (盐类可能为 NaCl-KCl)。均一为液相的温度为 280~>600 °C。石英中富气相与富液相包裹体的并存表明发生“沸腾”现象。稳定同位素测量： $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  为 16.4‰~17.1‰， $\delta\text{D}_{\text{绢云母}}$  为 -124‰~-105‰， $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}$  为 -5.5‰~-5.0‰。温度为 380 °C 时，流体  $\delta^{18}\text{O}$  为 10.4‰~11.1‰， $\delta\text{D}$  为 -95‰~-74‰，与岩浆流体一致。Au 与 Ag, Bi, Mo, Te 相关性 ( $r > 0.60$ ) 良好。与高温流体特征相结合，侵入体、网

状脉的破碎形状及富蒸汽流体包裹体和高盐度水成流体包裹体的脱溶作用，均表示早期矿化和岩浆活动之间存在直接关系。Shotgun 矿床与斑岩型铜-钼-金（网脉状，角砾岩型）及还原的、非斑岩侵入体相关的金-砷-铋矿床（硫化矿物、地球化学和氧化状态）有很多相似点。它们均是同类岩浆-热液系统的产物，只是在深度和挥发历史上有所不同。Shotgun 矿床本质上是一就位于典型的斑岩系统温压条件下与侵入作用有关的金-砷-铋矿床。

任胜译自 *Mineralium Deposita*, 2001, 36 (6), 王美娟校

## 加拿大育空西部 Carmacks 铜矿带 Minto 和 Williams Creek 地区的早侏罗纪斑岩型铜（-金）矿床

加拿大育空西部 Carmacks 铜矿带内发现的最有价值的 2 个代表性铜（金）矿床为 Minto（矿石量 900 万 t，铜品位为 1.73%，金为  $0.48 \times 10^{-6}$ ，银为  $7.5 \times 10^{-6}$ ）和 William Creek（Carmacks 铜矿，矿石量 1 550 万 t，铜品位为 1.01%，金为  $0.42 \times 10^{-6}$ ）。矿化主要由赋存于存在不同变形的早侏罗纪浸染状和带状黄铜矿和斑铜矿岩层组成。矿化早于发生在围岩的脆性变形，围岩以不同大小的岩块和岩石面赋存于较年轻的未变形花岗岩岩基内。已有的矿床成因模型包括变质 VMS 型，变质红土型铜矿或变质斑岩型。2 个矿床的矿化花岗闪长片麻岩及 Williams Creek 的成矿期后花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄约 197~198 Ma，大块的成矿期后侵入岩产生的年龄也基本相同。Minto 沿晚期石英-长石-

绿帘石岩脉发育的白云母 Ar-Ar 年龄为 182~183 Ma。Minto 和 William Creek 成矿期后侵入岩中普通角闪石铝的地压测定法表明它们的就位深度超过 9 km。Minto 和 William Creek 成矿前及成矿期后的岩石地球化学研究表明它们为弱过铝质、次碱性的，形成于大陆岩浆岛弧构造内。2 个矿床的铅和硫同位素研究表明存在一含金属元素及硫的岩浆源。研究表明 2 个矿床为斑岩型铜（-金）矿床，形成于早侏罗纪岛弧活动晚期，在成矿晚期发生构造埋藏、变形及变质。Cu/Au 值及野外观察发现，William Creek 矿床中铜表现出强烈的表生活动性，这对矿床的早期分析带来了难度。

任胜译自 2004 *Denver Annual Meeting* (November), 王美娟校

## Evolution of the breccia-hosted porphyry Cu-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina :Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal system

Detailed geologic mapping has been used to show that Agua Rica is a porphyry-style Cu-Mo-Au deposit that was first overprinted by polystage brecciation associated with a high sulfidation epithermal event and then by a barren surface-venting phreatomagmatic diatreme, prior to a final stage of supergene enrichment. It was emplaced in the Miocene ( $\sim 8 \pm 5$  Ma) as an outlier of the Farallón Negro Volcanic Complex in northwestern Argentina.

The Agua Rica deposit lies next to the contact between Precambrian or lower Paleozoic metasedimentary rocks and coarse-grained Ordovician granites. In a first pulse of Miocene magmatism, equigranular to porphyritic intrusions were emplaced, with minor potassic alteration and weak Cu-Mo mineralization. Subsequent intrusion of feldspar porphyries was associated with intense porphyry-style stockwork veining, potassic and propylitic alter-



ation, and disseminated Cu-Mo-Au mineralization (molybdenite, chalcopyrite  $\pm$  bornite  $\pm$  pyrite). The present alteration and mineralization pattern is dominated by an almost pervasive overprint of high sulfidation epithermal assemblages (phyllic and advanced argillic alteration and Cu-Au-Ag-As-Pb-Zn mineralization) in breccia cements and as void fillings. Covellite is the dominant copper mineral in the ore and seems to have partly or completely replaced chalcopyrite and bornite of the earlier porphyry events. The high sulfidation epithermal assemblages are closely related to the emplacement of a largely clast-supported hydrothermal breccia. Three major bodies of this breccia have been mapped on the basis of clast lithology, clast shape and size, degree of alteration, and composition of breccia matrix. Igneous breccia with a fine-grained porphyritic matrix is intimately associated and interfingers with the base of the hydrothermal breccia columns. A final phase of magmatic hydrothermal activity formed a matrix-supported and commonly bedded crater infill breccia. It formed by a surface-venting phreatomagmatic eruption, as shown by a continuous downward transition from bedded breccias to clast-supported breccias with sandy or pumiceous matrix to a solid igneous breccia with a fine-grained porphyritic matrix in the lower core of

the conical crater infill breccia body. Graded, matrix-rich epiclastic sediments subsequently filled the crater. Magmatic activity was terminated by a dike of unmineralized biotite porphyry, which intruded the crater infill breccia. Talus breccia was shed into the crater from the rim. Supergene leaching and enrichment, which replaced covellite, pyrite, chalcopyrite, and bornite by chalcocite and secondary covellite, formed an enrichment blanket that was dissected by the present-day, steeply incised topography.

The distinctive feature of the Agua Rica hydrothermal system is the occurrence of early, weakly mineralized intrusions, later feldspar porphyries with stockwork-hosted chalcopyrite-bornite-molybdenite mineralization, hydrothermal breccias with an epithermal pyrite-covellite overprint, and barren surface-venting breccias—all exposed at one location within 1 000 m of vertical exposure. Reconstruction of the time sequence of these geologic elements indicates that Agua Rica is the result of a protracted history of magmatic hydrothermal activity with superposition of several intrusion events that probably extended over several million years during progressive regional uplift, erosion, and explosive unroofing.

*Economic Geology*, 2002, 97 (6)

## Formation of a paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo system, Utah

The thermal history of the Oquirrh Mountains, Utah, indicates that hydrothermal fluids associated with emplacement of the 37 Ma Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo deposit extended at least 10 km north of the Bingham pit. An associated paleothermal anomaly enclosed the Barneys Canyon and Melco disseminated gold deposits and several smaller gold deposits between them. Previous studies have shown the Barneys Canyon deposit is near the outer limit of an irregular distal Au-As geochemical halo, about 3 km beyond an intermediate Pb-Zn halo, and 7 km beyond a proximal pyrite halo centered on the Bingham porphyry copper deposit. The Melco deposit also lies near the outer limit of the Au-As halo. Analysis of several geothermometers from samples collected up to 22 km north of the Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo deposit indicate that most sedimentary rocks of the Oquirrh Mountains, in-

cluding those at the gold deposits, have not been regionally heated beyond the "oil window" (less than about 150 °C). For geologically reasonable heating durations, the maximum sustained temperature at Melco, 6 km north of the Bingham pit, and at Barneys Canyon, 7.5 km north of the pit, was between 100 °C and 140 °C, as indicated by combinations of conodont color alteration indices of 1.5 to 2, mean random solid bitumen reflectance of about 1.0 percent, lack of annealing of zircon fission tracks, and partial to complete annealing of apatite fission tracks. The pattern of reset apatite fission-track ages indicates that the gold deposits are located approximately on the 120 °C isotherm of the 37 Ma paleothermal anomaly assuming a heating duration of about  $10^6$  years. The conodont data further constrain the duration of heating to between  $5 \times 10^4$  and  $10^6$  years at approximately 120 °C. The  $\delta^{18}\text{O}$  of

quartzite host rocks generally increases from about 12.6 per mil at the porphyry to about 15.8 per mil approximately 11 km from the Bingham deposit. This change reflects interaction of interstitial clays in the quartzite with circulating meteoric water related to the Bingham Canyon porphyry system. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of limestone vary with respect to degree of recrystallization and proximity to open fractures. Recrystallized limestone at the Melco and Barneys Canyon gold deposits has the highest  $\delta^{18}\text{O}$  values (about 30‰), whereas limestone adjacent to the porphyry copper deposit has the lowest values (about 10‰). The high  $\delta^{18}\text{O}$  values for the recrystallized limestone at Barneys Canyon and Melco strongly suggest that

mineralization was related to low temperature fluids with exceptionally high  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  values such as could be derived from water in a crater lake of an active volcano.

The age of formation of the gold deposits has been interpreted to range from Jurassic to Eocene. The mineralized rocks at the Barneys Canyon and Melco deposits are likely the same age as the geochemically similar deposits that are present in north-striking, late faults that cut the Bingham Canyon porphyry. The patterns of apatite and zircon fission-track data, conodont color alteration indices, solid bitumen reflectivity, stable isotope.

*Economic Geology*, 2004, 99 (4)

## Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina

The Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, Argentina, is in the eastern Andes, near the north edge of a region of reverse fault-bound basement uplifts that overlie a low-angle segment of the subduction zone. Alumbrera, now above the transition from steep to flat subduction, formed at  $\sim 7$  Ma in the Farallón Negro volcanic field, which was active as volcanism was waning regionally above the flattening subduction zone. Reconstruction of volcanic structure suggests that the top of the exposed ore-body was emplaced beneath about 2.5 km of andesite and dacite but not directly beneath the vent of a stratovolcano. Production plus remaining resources are 605 million metric (Mt) tons of ore that averages 0.54% Cu and  $0.64 \times 10^{-6}$  Au.

The deposit is centered on a closely spaced cluster of small felsic porphyry stocks and dikes, emplaced into andesites during seven phases of intrusion. Dikes of several phases define a radial pattern. Most of the porphyries are very similar to one another, with phenocrysts of plagioclase, hornblende, biotite, and quartz, in a matrix of fine-grained quartz, K-feldspar, and minor plagioclase, biotite, and magnetite. Individual porphyries are distinguished mainly on the basis of intrusive contact relationships.

Highest Cu-Au grades are associated with abundant quartz veins, secondary K-feldspar,  $\pm$  magnetite,  $\pm$  biotite,  $\pm$  anhydrite, in the earliest porphyry (P2), and

adjacent andesite. P2-related mineralization is truncated by porphyries of the second phase of ore-related intrusions (Early P3 and Quartz-eye porphyry), which contain similar but generally less intense mineralization and alteration. Porphyries of the next phase (Late P3) truncate mineralization associated with earlier phases and are weakly mineralized with Cu-Au, sparse quartz veins, and secondary biotite. The still later Northwest porphyries truncate most Cu-Au, quartz veins, and potassic alteration, and themselves contain only traces of such mineralization and partially biotitized hornblende. Postmineral porphyries, the youngest, truncate all such mineralization and alteration, and none of their hornblende is biotitized. Los Amarillos porphyry and igneous breccia, along the western periphery of the porphyry cluster, is between P2 and Early P3 in age but shows little relationship to mineralization.

Zones of secondary K-feldspar associated with the earlier porphyries are surrounded by a larger zone of secondary biotite. All significant Cu-Au lies within these potassic zones. The biotite zone is surrounded by epidote-chlorite alteration lacking significant sulfides. Like potassic alteration, epidote-chlorite alteration is also truncated by Postmineral porphyries. Strong feldspar destructive alteration, consisting mostly of veinlet-controlled sericite-quartz-pyrite, is younger than all secondary K-feldspar, biotite, and epidote-chlorite and occurs in a shell in the

outer parts of the biotite zone. Weaker feldspar destructive alteration occurs inside and outside this shell. Pyrite veins with sericite-quartz-pyrite alteration cut Postmineral porphyries.

In the earliest secondary K-feldspar assemblage, which is usually barren of Cu sulfides, biotite is altered to magnetite plus K-feldspar. Most Cu sulfides are associated with slightly later K-feldspar-biotite  $\pm$  magnetite assemblages. Where feldspars and biotite are not overprinted by later feldspar destructive or chloritic alteration, Cu minerals are bornite and chalcopyrite, coexisting with magnetite. Barren as well as Cu sulfide-bearing assemblages are associated with early veinlets, including A-type quartz, which are truncated by the next later porphyry. Deposition of Cu-Au during or between emplacement of closely related porphyries suggests high temperatures and magmatic fluids, and the assemblage bornite-chalcopyrite-magnetite indicates a relatively low sulfidation state, and along with the assemblage K-feldspar-biotite  $\pm$  magnetite  $\pm$  anhydrite a relatively high oxidation state. Cu-Au dis-

tribution is not related to feldspar destructive zones nor to the interface between sericitic and potassic zones. Much Cu-Au mineralization, however, has been overprinted by late alteration, resulting in partial destruction of feldspars, chloritization of mafics, and sulfidation of bornite-chalcopyrite-magnetite to chalcopyrite-pyrite  $\pm$  relict magnetite. This probably took place at significantly lower temperature.

A low-grade core zone consists in large part of barren K-feldspar-magnetite alteration and quartz veins in Early P3 porphyry, and in part consists of later barren porphyry, so is mostly younger than the Cu-Au deposited with P2 porphyry.

The youngest features at Alumbra include small postore normal faults, gypsum veins due to hydration and mobilization of anhydrite, local dissolution of gypsum veins, and locally developed thin zones of near-surface oxidation, leaching, and secondary enrichment.

*Economic Geology*, 2003, 98 (8)

## Gold in porphyry copper deposits : Experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400~700 °C

Experiments in the system Au-Cu-Fe-S were carried out at temperatures of 400~700 °C to determine how much gold could be accommodated by bornite and chalcopyrite, the two most common ore minerals in porphyry copper-gold deposits. Our results show that for all temperatures bornite contains one order of magnitude more gold than chalcopyrite [or intermediate solid solution (iss), its high-temperature equivalent]. The range of gold concentrations in bornite and chalcopyrite (or iss) decreases with decreasing temperature from  $1.280 \times 10^{-6}$  to  $8.200 \times 10^{-6}$  Au in bornite and  $100 \times 10^{-6} \sim 125 \times 10^{-6}$  Au in iss at 600 °C, to  $235 \times 10^{-6} \sim 364 \times 10^{-6}$  Au in bornite and  $5 \times 10^{-6} \sim 16 \times 10^{-6}$  Au in chalcopyrite (or iss) at 500 °C, and to  $13 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$  Au in bornite and  $2 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$  Au in chalcopyrite (or iss) at 400 °C. The amount of gold in bornite is also strongly dependent on the composition of bornite, being highest in "stoichiometric" bornite compositions ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), and decreasing toward Cu-rich and Cu-poor compositions.

Phase equilibrium constraints for solutions with geologically reasonable reduced sulfur contents indicate that high-temperature porphyry copper-gold deposits will contain bornite and magnetite, whereas lower temperature deposits (whether primary or overprinted by phyllic alteration) will contain chalcopyrite and pyrite. If gold is present in the ore-forming solutions, more of it will be deposited in high-temperature porphyry copper-gold deposits where it will be closely associated with bornite. Coexisting magnetite in these deposits should generate magnetic anomalies. Lower temperature deposits will contain less gold, which is hosted by pyrite as well as chalcopyrite, and will lack magnetic anomalies. Comparison of the amount of gold hosted by natural porphyry copper-gold ores to that hosted by bornite and chalcopyrite in our experiments suggests that significant amounts of gold can be lost from these deposits into surrounding hydrothermal systems.

*Economic Geology* 2000, 95 (2)

## Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits

Fluid-phase stability relations combined with thermodynamic modeling using fluid-inclusion analyses and new gold-solubility experiments lead to an integrated geological interpretation linking epithermal gold mineralization and porphyry-style ore formation to the cooling of hydrous magma chambers. The essential chemical requirement for gold transport to low temperatures is an initial excess of sulfide over Fe in the magmatic fluid, which is best achieved by condensing out Fe-rich brine from a buoyant, low-to medium-salinity vapor enriched in volatile S. This

vapor can contract directly to an aqueous liquid, by cooling at elevated pressure above the critical curve of the salt-water fluid system. Physical and chemical conditions are matched when magmatic fluid is released through a gradually downward-retracting interface of crystallizing magma beneath a porphyry stock, predicting the consistent zoning and overprinting relations of alteration and mineralization observed in magmatic hydrothermal systems.

*Geology*, 2004, 32 (9)

## Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au- (Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a cretaceous chalcocite blanket

The Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au- (Mo) deposit is located in the Gobi Desert of southern Mongolia. The deposit consists of three main mineralized zones (North, Central, and South Oyu), interpreted to constitute at least two separate porphyry copper centers. Oyu Tolgoi is associated with a series of small, structurally controlled stocks and dikes of monzonitic and dioritic composition, which intrude a sequence of Siluro-Devonian volcanic and sedimentary rocks. Country rocks consist of pillow basalt and basaltic andesite interbedded with fine-grained clastic sedimentary horizons. The sequence is interpreted to have formed in a subaqueous island-arc volcanic environment, which formed part of the extensive Paleozoic Tuva Mongol arc. These island-arc rocks are covered by Carboniferous terrigenous sequences and are intruded by Carboniferous syenite and granite and Permian alkaline granite. Much of the area is covered by poorly consolidated Cretaceous sedimentary sequences.

Central Oyu consists of a multiple-phase hydrothermal breccia crosscutting an altered fine-grained feldspar porphyry containing porphyry-type alteration and mineralization. The breccia underwent texture-destructive advanced argillic alteration characterized by several associations of quartz, alunite, dickite, pyrophyllite, sericite, and zunyite plus lesser svanbergite and fluorite. These associations overprint earlier formed K silicate and quartz-sericite-illite assemblages. Copper mineralization at Cen-

tral Oyu is present in a supergene chalcocite blanket that formed at the expense of a pyrite-rich, hypogene chalcocite-covellite-tennantite (arsenosulvanite, sulvanite, chalcopyrite, bornite) sulfide suite that accompanied the advanced argillic alteration event.

At South Oyu, a feldspar-hornblende porphyry of monzonitic composition intrudes a sequence of fine-grained andesite and basaltic andesite. Hypogene copper-gold mineralization occurs as early magnetite-rich, pyrite-poor quartz-chalcopyrite-bornite stockworks and sheeted veinlets. Hydrothermal alteration is composed of biotite and K feldspar with apatite and minor albite. Magnetite averages 7 to 10 vol percent, and copper and gold grades vary sympathetically. These early assemblages are overprinted by a sericite-chlorite event with ore-grade copper and erratic gold and molybdenum values and also by structurally controlled, pyrite-rich advanced argillic alteration.

K-Ar ages show that the hypogene copper-gold mineralization at South Oyu is latest Silurian-earliest Devonian [ $(411 \pm 3)$  Ma] and that the entire district was intruded by postmineralization syenite during the Carboniferous [ $(307 \pm 4)$  Ma]. The supergene chalcocite blanket at Central Oyu formed in the Early Cretaceous-earliest Late Cretaceous, based on ages for supergene alunite of  $117 \pm 1$  and  $(93 \pm 1)$  Ma, which makes Central Oyu one of the oldest preserved chalcocite blankets in the world. Chal-

cocite blanket preservation was favored by climatic desiccation into the Late Cretaceous and the Tertiary.

It is inferred that significant regional uplift took place at the Silurian-Devonian boundary. This synmineralization uplift and erosion may have been in part respon-

sible for the telescoping of the hydrothermal systems at Oyu Tolgoi, including the superposition of epithermal-style associations over higher temperature, deeper seated assemblages typical of the porphyry environment.

*Economic Geology*, 2001, 96 (6)

## Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile

The Refugio, Aldebarán, and La Pepa districts in the Maricunga belt of northern Chile contain advanced argillic alteration zones that locally host high-sulfidation epithermal gold deposits in proximity to porphyry gold ( $\pm$  copper) deposits. The spatial association suggests a genetic link. Mineralized zones are characterized by four main vein types that formed at different times and have specific zonal relationships.

A-veinlets are the earliest and deepest vein type. They are restricted to potassic alteration zones in intrusive rocks. A-veinlets contain variable amounts of quartz, magnetite, biotite, and chalcopyrite and locally have K feldspar halos. They have nonmatching, irregular vein walls and lack internal symmetry. Hypersaline liquid-rich inclusions coexisting with vapor-rich inclusions in A-veinlets indicate temperatures as high as nearly 700 °C and pressures between 200 and 400 bars. Assuming a lithostatic load, depths of 0.8 to 1.6 km are inferred. Zones of abundant A-veinlets contain mostly  $<1 \times 10^{-6}$  gold and 0.1 to 0.4 percent hypogene copper.

Banded quartz veinlets occur mostly above A-veinlets and cut A-veinlets where they overlap. Dark gray bands, the color resulting from a high density of vapor-rich fluid inclusions and micron-sized grains of magnetite, commonly occur as symmetric pairs near the vein walls. Vein walls are parallel and slightly wavy, vuggy vein centers are common, and alteration envelopes are absent. Data from rare liquid-rich inclusions in banded quartz veinlets indicate temperatures = 350 °C at pressures between 20 and 150 bars. Assuming a hydrostatic load, depths of 0.2 to 1.5 km are inferred. Zones of abundant banded quartz veinlets generally contain  $0.5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$  gold and  $<0.1$  percent hypogene copper.

D-veins are pyrite veins with quartz-sericite-pyrite halos. They are widespread and crosscut A-veinlets and banded quartz veinlets. The brittle nature of D-veins and limited fluid inclusion data suggest temperatures  $<400$

°C. D-veins serve as important time lines. They are nowhere truncated or crosscut by intrusions, A-veinlets, or banded quartz veinlets.

Quartz-alunite replacement veins, referred to as ledges in this paper, are typical of the high-sulfidation epithermal environment. They are mostly limited to overlying volcanic rocks. They contain local core zones of vuggy residual quartz that can contain enargite or, at higher elevations, barite. Of the three districts studied only La Pepa has mineable quartz-alunite ledges, which contain an average gold grade of about  $20 \times 10^{-6}$ .

A spectrum of porphyry-style deposits exists. Cerro Casale at Aldebarán shares many characteristics of porphyry copper deposits worldwide, whereas Verde at Refugio is a true porphyry gold deposit. Potassic alteration zones and A-veinlets are strongly developed at Cerro Casale, whereas they are absent at Verde. Banded quartz veinlets predominate at Verde, whereas they occur only at the upper levels of Cerro Casale. The Pancho deposit at Refugio and the Cavancha deposit at La Pepa are telescoped systems in which banded quartz veinlets overprint potassic alteration zones and A-veinlets. A-veinlets and banded quartz veinlets cut and are cut by intrusions, indicating multiple cycles of intrusion? potassic alteration? A-veinlets? banded quartz veinlets during formation of porphyry-style mineralization. Banded quartz veinlets are thought to have formed by flashing of magmatic fluids during episodic transitions from lithostatic to hydrostatic pressure. Loss of sulfur to the vapor phase during flashing inhibited formation of coppersulfides in banded quartz veinlets and, therefore, resulted in high gold/copper ratios. Where rising magmatic vapors condensed into overlying meteoric water along faults, barren quartzalunite ledges formed. This conclusion is supported by equivalent  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates on hydrothermal biotite associated with porphyry-style ore and alunite from barren ledges at

Aldebarán.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates at La Pepa indicate alunite formed at least 140 000 years to as long as 900 000 years after hydrothermal biotite. Within the high-sulfidation epithermal environment, the development of ore depends on the ability of late, moderate-salinity magmatic fluids to reach the surface without condensing a brine upon ascent. Cooling and boiling of the moderate-salinity fluid below its critical temperature results in the formation of sericite at

depth and alunite near the surface that is essentially synchronous with high-sulfidation ore formation. The timing of the switch from lithostatic pressures to brittle hydrostatic conditions, relative to the life of the hydrothermal system, might determine how much porphyry-style ore forms relative to high-sulfidation epithermal ore.

*Economic Geology*, 2001, 96 (4)

## The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study

The exceptionally large gold resource at Ladolam (> 1 300 metric tons of gold), Lihir Island, resulted from the transition of an early-stage, low-grade porphyry gold system to a low-sulfidation epithermal gold event. This transition was probably triggered by rapid decompression during the partial slope failure of Luise stratovolcano and accompanied by the ingress of seawater. The original porphyry stage is indicated by remnant hydrothermal breccia clasts of strongly biotite-magnetite altered monzodiorite with disseminated pyrite - chalcopyrite and poorly devel-

oped pyrite - quartz stockwork veins. The breccias are overprinted by biotite-magnetite alteration and their matrix is strongly mineralized with disseminated auriferous pyrite. The breccias are cut by late-stage epithermal quartz-chalcedony-illite-adularia-pyrite veins and associated illite-adularia alteration that locally contain bonanza gold grades of up to  $120 \times 10^{-6}$ . Isotope data suggest a magmatic source of sulfur in the gold-bearing fluids at Ladolam.

*Mineralium Deposita*, 2002, 37 (1)

## 主要参考文献

- [1] 陈富文, 李华芹, 陈毓川, 等. 东天山土屋—延东斑岩铜矿田成岩时代精确测定及其地质意义 [J]. 地质学报, 2005, 79 (2): 256-261.
- [2] 陈哲夫, 周守云, 乌统旦. 中亚大型金属矿床特征与成矿环境 [M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1999. 121-125.
- [3] 杜琦. 多宝山斑岩铜矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1988. 386.
- [4] 傅水兴, 张守林, 李春霞, 等. 新疆东天山地区金矿蚀变信息的遥感识别技术 [J]. 地质学报 (英文版), 2004, 78 (2): 417-422.
- [5] 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义 [J]. 岩石学报 (3), 2003, 19: 418-428.
- [6] 韩春明, 毛景文, 杨建民, 等. 东天山晚古生代内生金属矿床类型和成矿作用的动力学演化规律 [J]. 地质学报, 2002, 76 (2): 222-234.
- [7] 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (1): 1-12.
- [8] 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 青藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用 [J]. 中国科学 (D 辑), 2003, 33 (7): 609-618.
- [9] 侯增谦, 杨岳清, 曲晓明, 等. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统 [J]. 地质学报, 2004, 78 (1): 109-120.
- [10] 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式 [J]. 中国地质, 2004, 31 (1): 1-16.
- [11] 胡霭琴, 王中刚, 涂光炽. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律 [M]. 北京: 科学出版社, 1996. 222.
- [12] 姜朝松, 王韶晋, 周瑞琦, 等. 腾冲火山活动构造动力学研究 [J]. 地震研究, 2000, 23 (2): 179-187.
- [13] 姜常义, 姜寒冰, 叶书锋, 等. 新疆库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群岩石地球化学特征, Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因 [J]. 地质学报, 2005, 79 (6): 823-832.
- [14] 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片 [J]. 科学通报, 2000, 45 (1): 79-84.
- [15] 刘红涛, 张旗, 刘建明, 等. 埃达克岩与 Cu-Au 成矿作用: 有待深入研究的岩浆成矿关系 [J]. 岩石学报,

- 2004, 20 (2): 205-218.
- [16] 刘继顺, 高珍权, 奚小双. 天山区带有色(贵)金属找矿条件及靶区优选(99-D-14) [R]. 长沙: 中南大学, 2001, 71-87.
- [17] 刘权德, 唐延龄, 周汝洪. 中国新疆矿床成矿系列 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 135.
- [18] 刘益康, 徐叶兵. 蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩铜金矿的勘查 [J]. 地质与勘探, 2003, 39 (1): 1-4.
- [19] 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 东天山构造演化与成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1997. 156-158.
- [20] 孟良义. 斑岩型铜矿床的成矿模式和石英脉金矿床的成矿信息 [M]. 北京: 海洋出版社, 1997. 37-40.
- [21] 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 西藏冈底斯斑岩铜铅锌成矿系统的发育时限: 帮浦铜多金属矿床辉钼矿 Re-Os 年龄证据 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (3): 246-252.
- [22] 聂凤军, 江思宏, 张义, 等. 中蒙边境及邻域斑岩型铜矿床地质特征及成因 [J]. 矿床地质, 2004, 23 (2): 176-189.
- [23] 秦克章, 汪东波, 王之田, 等. 1999. 中国东部铜矿床类型、成矿环境、成矿集中区与成矿系统 [J]. 矿床地质, 18 (4): 359-371.
- [24] 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带? [J]. 矿床地质, 2001, 20 (4): 355-366.
- [25] 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 中国斑岩铜(钼)矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1984. 1-350.
- [26] 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (3): 217-225.
- [27] 芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 等. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局 [J]. 地质学报, 2002, 76 (1): 83-94.
- [28] 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 等. 吉林延边地区斑岩型—浅成低温型金铜矿床 [J]. 矿床地质, 1995, 14 (2): 100-114.
- [29] 芮宗瑶, 张立生, 陆振宇, 等. 斑岩铜矿的源岩及其源区探讨 [J]. 岩石学报, 2004, 20 (2): 229-238.
- [30] 任秉琛, 杨兴科, 李文明, 等. 东天山土屋特大型斑岩铜矿成矿地质特征与矿床对比 [J]. 西北地质, 2002, 35 (3): 67-75.
- [31] 孙桂华, 李锦铁, 高立明, 等. 新疆东部哈尔里克山闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义 [J]. 地质论评, 2005, 51 (4): 463-469.
- [32] 唐仁鲤, 罗怀松. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质 [M]. 北京: 地质出版社, 1995. 1-320.
- [33] 涂光炽. 初议中亚成矿域 [J]. 地质科学, 1999, 34 (4): 397-404.
- [34] 王椿镛, 楼海, 吴建平, 等. 腾冲火山地热区地壳结构的地质学研究 [J]. 地震学报, 2002, 24 (3): 230-240.
- [35] 王福同, 冯京, 胡建卫, 等. 新疆土屋铜矿床地质特征及发现意义 [A]. 王福同编. 第四届天山地质矿产资源学术讨论会论文集 [C]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2000. 224-229.
- [36] 王奖臻, 李朝阳, 胡瑞忠. 斑岩铜矿研究的若干进展 [J]. 地球科学进展, 2001, 16 (4): 514-519.
- [37] 王强, 许继峰, 赵振华, 等. 强烈亏损重稀土的中酸性侵入岩(或埃达克质岩)与 Cu-Au 成矿作用 [J]. 地质前缘, 2003, 10 (4): 561-572.
- [38] 王中刚, 于学元, 赵振华. 稀土元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1989. 88-93.
- [39] 吴华, 李华芹, 莫新华, 等. 新疆哈密白石泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义 [J]. 地质学报, 2005, 79 (4): 498-502.
- [40] 肖克炎, 李景朝, 陈郑辉, 等. 中国铜矿床品位吨位模型 [J]. 地质论评, 2005, 50 (1): 50-56.
- [41] 徐兴旺, 蔡新平, 宋保昌. 滇西北衙喜山期碱性斑岩石学、年代学及其成因特征 [J]. 岩石学报, 2006, 22 (3): 631-642.
- [42] 张洪涛, 芮宗瑶. 论中国斑岩铜矿系列的地质背景 [J]. 地质学报, 1991, 65 (3): 250-262.
- [43] 张连昌, 秦克章, 英基丰, 等. 东天山土屋—延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系 [J]. 岩石学报, 2004, 20 (2): 259-268.
- [44] 张旗, 秦克章, 王元龙, 等. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 找矿工作的新局面 [J]. 岩石学报, 2004, 20 (2): 195-204.
- [45] 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部中生代埃达克岩的特征及构造-成矿意义 [J]. 岩石学报, 2001, 17 (2): 236-244.
- [46] 张义, 聂凤军, 江思宏, 等. 中蒙边境欧玉陶勒盖大型铜-金矿床的发现及对找矿勘查工作的启示 [J]. 地质通报, 2003, 22 (9): 708-712.
- [47] 钟大赉, 丁林, 刘凤清, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动约束——以三江及邻区为例 [J]. 中国科学 (D 辑), 2001, 30 (1): 1-8.
- [48] 庄道泽. 新疆东天山地区土屋、延东铜矿地球化学特征与异常查证方法 [J]. 地质与勘探, 2003, 39 (5): 67-71.
- [49] 庄道泽, 王世称, 焦学军. 土屋、延东铜矿田综合信息预测模型 [J]. 新疆地质, 2003, 21 (3): 293-297.
- [50] Arif J, Baker T. Gold paragenesis and chemistry at Batu Hijau, Indonesia: Implications for gold-rich porphyry copper deposits [J]. *Mineralium Deposita*, 2004, 39 (5-6): 523-535.
- [51] Arribas A J. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid [J]. *Mineralogical*

- Association of Canada Short Course Series*, 1995, 23: 419-454.
- [52] Arribas A J, Hedenquist J W, Itaya T, et al. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines [J]. *Geology*, 1995, 23: 337-340.
- [53] Aug T, Petrunov R, Bailly L. On the origin of the PGE mineralization in the Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria: comparison with the Baulauasahi Complex, India and other alkaline PGE-rich porphyries [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2005, 43 (4): 1 355-1 372.
- [54] Babcock R C J, Ballantyne G H, Phillips C H. Summary of the geology of the Bingham District, Utah [J]. *Arizona Geological Society Digest*, 1995, 20: 316-335.
- [55] Baker R C, Guilbert J M. Regional structural control of porphyry copper deposits in northern Chile [A]. *The Geological Society of America. Programs of 1987 Annual Meeting and Exposition of Geological Society of America 19 (Abstract)* [C]. New York: The Geological Society of America, 1987. 578.
- [56] Blevin P L. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implication for gold-rich ore systems [J]. *Resource Geology*, 2004, 54 (3): 241-252.
- [57] Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago [J]. *Nature*, 2001, 412: 628-632.
- [58] Bodnar R J. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits [J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 1995, 23: 139-152.
- [59] Bouse R M, Ruiz J, Tittley S R. Lead isotope compositions of late Cretaceous and Early Tertiary rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the sources of plutons and Metals in porphyry copper deposits [J]. *Economic Geology*, 1999, 94 (2): 211-244.
- [60] Bowman J R, Parry W T, Kropp W P, et al. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah [J]. *Economic Geology*, 1987, 82 (2): 395-428.
- [61] Burnham C W. Magma and hydrothermal fluids [A]. *BARNES H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. 2nd. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1979. 71-136.
- [62] Camus F, Sillitoe R H, Petersen R. Andean copper deposits: New discoveries, mineralization style and metallogeny [J]. *Society of Economic Geologists Special Publication* 5, 1996, 5: 198.
- [63] Chappell B W, White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later [J]. *Aust. J. Earth. Sci.*, 48: 489-499.
- [64] Clark G H. Panaguna copper-gold deposit [A]. *HUGHES F E. Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* [C]. Australian: Australian Institute of Mining and Metallurgy, 1990. 1 807-1 816.
- [65] Cathles L M, Guber A, Lenagh T C, et al. Kuroko-type massive sulfide deposits of Japan: Products of an aborted island-arc rift [J]. *Economic Geology*, 1983, 78 (1): 96-114.
- [66] Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 1995, 374: 49-52.
- [67] Corbett G J, Leach T M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization [J]. *Society of Economic Geologists*, 1998, 6 (Special Publication 6): 240.
- [68] Cox D P, Singer D A. Distribution of gold in porphyry copper deposits: U. S. Geological Survey Open-File Report [M]. 1988.
- [69] Davidson J, Mpodozis C. Regional geological setting of epithermal gold deposits, Chile [J]. *Economic Geology*, 1991, 86 (6): 1 174-1 186.
- [70] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 1990, 34: 662-665.
- [71] Defant M J, Kepezhinskis P. Evidence suggests slab melting in arc magmas [J]. *EOS*, 2001, 82: 62-69.
- [72] Defant M J, Xu J-F, Kepezhinskis P, et al. Adakite: Some variations on a theme [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18: 129-142.
- [73] Dilles J H, Einaudi M T. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: a 6-km vertical reconstruction [J]. *Economic Geology*, 1992, 87 (8): 1 963-2 001.
- [74] Frank M R, Candela P A, Piccoli P M, et al. Gold solubility, speciation, and partitioning as a function of HCl in the brine-silicate melt-metallic gold system at 800 °C and 100 MPa [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66: 3 719-3 732.
- [75] Gammons C H, Williams-Jones A E. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment [J]. *Economic Geology*, 1997, 92 (1): 45-49.
- [76] Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77: 123-135.
- [77] Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, et al. The late Cretaceous impact of the mantle plume: Evidence from large volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil [J]. *Journal of petrology*, 1995, 36: 189-229.
- [78] Graham S, Pearson N Jackson, Griffin W, et al. Tracing



- Cu and Fe from source to porphyry: In situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit [J]. *Chemical Geology*, 2004, 207: 147-169.
- [79] Guilbert J M. Geology, alteration, mineralization, and genesis of the bajo de la Alumbrera porphyry copper gold deposit, Catamarca province, Argentina [J]. *Arizona Geological Society Digest*, 1995, 20: 646-656.
- [80] Gustafson L B, Hunt J P. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile [J]. *Economic Geology*, 1975, 70 (5): 857-912.
- [81] Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. Can slab melting be caused by flat subduction [J]. *Geology*, 2000, 28: 535-538.
- [82] Halter W E, Heinrich C A, Pettke T. Magma evolution and the formation of porphyry Cu Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions [J]. *Mineralium Deposita*, 2005, 39 (8): 845-863.
- [83] Hamlyn P R, Keays R R. Sulfur saturation and second-staged melts: Application to the Bushveld platinum metal deposits [J]. *Economic Geology*, 1986, 81 (6): 1 431-1 445.
- [84] Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, et al. Melt Inclusions in Veins: Linking Magmas and Porphyry Cu Deposits [J]. *Science*, 2003, 302: 2 109-2 111.
- [85] Hattori K. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines [J]. *Geology*, 1993, 21: 1 083-1 086.
- [86] Hattori K H, Keith J D. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36 (8): 799-806.
- [87] Hedenquist J W, Arribas A J, Reynolds T J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far South-east-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines [J]. *Economic Geology*, 1998, 93 (4): 373-404.
- [88] Hedenquist J W, Lowenstern J R. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits [J]. *Nature*, 1994, 370: 519-527.
- [89] Hedenquist J W, Arribas A J, Gonzalez-Uribe E. Exploration for epithermal gold deposits [J]. *Reviews in Economic Geology*, 2000, 13: 245-277.
- [90] Hemley J J, Hunt J P. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geologic applications [J]. *Economic Geology*, 1992, 87 (1): 23-43.
- [91] Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene East-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220: 139-155.
- [92] Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet [J]. *Economic Geology*, 2003, 98 (1): 125-145.
- [93] Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F, et al. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite [J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41 (1): 33-45.
- [94] Hou Z Q, Mo X X, Qu X M, et al. Origin of adakitic rocks generated during the mid-Miocene east-west extension in south Tibet [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139-150.
- [95] Imai A, Listanco E L, Fujii T. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mount Pinatubo, Philippines [J]. *Geology*, 1993, 21: 699-702.
- [96] Ishihara S. The granitoid series and mineralization [J]. *Economic Geology*, 1981, 76 (2): 458-484.
- [97] Ishihara S. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts [J]. *Resource Geology*, 1998, 48: 219-224.
- [98] James D E, Sack I S. Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective [J]. *Soc Econ Geol Spec Pub* 7, 1999, 7: 1-25.
- [99] Jensen E P, Barton M D. Gold deposits related to alkaline magmatism [A]. In: Hagemann S G and Brown P E (eds). *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists [C]. *Reviews in Economic Geology*, 2000, 13: 279-314.
- [100] Kay S M, Mpodozis C, Coira B. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22° to 33° S latitude) [J]. *Soc Econ Geol Spec Pub* 7, 1999, 7: 27-59.
- [101] Kay R W J. Aleutian magnesium andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust [J]. *Jour Volcan Geotherm Res*, 1978, 4: 117-132.
- [102] Kay S M, Mpodozis C. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust [J]. *GSA Today*, 2001, 11 (3): 4-9.
- [103] Kay S M, Ramos V A, Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America [J]. *Jour Geol*, 1993, 101: 703-714.
- [104] Kelemen B P. Genesis of high Mg<sup>#</sup> andesites and the continental crust [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1995, 120: 1-19.
- [105] Kesler S E, Chrysosoulis S L, Simon G. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate [J]. *Ore Geology Reviews*, 2002, 21: 103-124.
- [106] Kirkham R V, Sinclair W D. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin and silver: Geology of Canadian mineral deposit type [J]. *Geol N Am*, 1995, (1): 421-446.
- [107] Kroll T, Mullet D, Seifert T, et al. Petrology and geo-

- chemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu-Au deposit, Chalkidiki, Greece [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37 (1): 137-144.
- [108] Lang J R, Thompson J F H, Stanley C R. Na-K-Ca Magmatic Hydrothermal Alteration Associated with Alkaline Porphyry Cu-Au deposits, British Columbia [A]. In: Thompson J F H (ed). *Magnas, Fluids and Ore Deposits*, MAC Short Course Volume [C], 1995, 23: 339-366.
- [109] Lang J R, Stanley C R, Thompson J F H. Porphyry Copper-Gold Deposits Related to Alkaline Igneous Rocks in the Triassic-Jurassic Arc Terranes of British Columbia [A]. In: Rolm J and Pierce FW (eds). *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera* [C]. Arizona Geological Society, Digest, 1995, 20: 219-236.
- [110] Lang I M, Naeser C W, Mickee J M. Mineralization and ages of plutonic and volcanic rocks with in the Idaho porphyry belt near Lincoln, Montana [A]. The Geological Society of America. 97th Meeting, 16, Abstract with Programs [C]. New York: The Geological Society of America, 1984. 568.
- [111] Lerouge C, Bailly L, Béchu E, et al. Age and origin of advanced argillic alteration at the Bor Cu-Au deposit, Serbia [A]. In: Mao J W, Biedein F (ed): *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Volume 1 [C], 2005, 541-544.
- [112] Li G M, Qin K Z, Ding K H et al. Cenozoic skarn Cu-Au deposits in SE Gangdese: Features, ages, mineral assemblages and exploration significance [A]. In: Mao J W, Frank Bierlein F (eds): *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Volume 2 [C], 2005. 1 139-1 141.
- [113] Loucks R R, Mavrogenes J A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluids inclusions [J]. *Science*, 1999, 284: 2 159-2 163.
- [114] Lowell J D, Guibert J M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Economic Geology*, 1970, 65 (4): 373-408.
- [115] MacDonald G D, Arnold L C. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian, Jaya, Indonesia [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1994, 50: 143-179.
- [116] Maheo G, Guillot S, Blichert-toft J, et al. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of Southern Karakorum and South Tibet [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 195: 45-58.
- [117] Mathur R, Titleya S, Ruiza, et al. A Re-Os isotope study of sedimentary rocks and copper-gold ores from the Ertsberg District, West Papua, Indonesia [J]. *Ore Geology Reviews*, 2005, 26 (3-4): 207-236.
- [118] Maughan D T, Keith J D, Christiansen E H, et al. Mafic alkaline magmas associated with the Bingham porphyry Cu-Au deposit, Utah, U. S. A [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37 (1): 14-37.
- [119] McInnes B I A, Cameron E M. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 122: 125-141.
- [120] McInnes B I A, McBride J S, Evans N J, et al. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones [J]. *Science*, 1999, 286: 512-516.
- [121] McLemore V T, Munroe E A, Heizler M T, et al. Geochemistry of the copper flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro Mining district, Sierra County, New Mexico [J]. *USA. Journal of Geochemical Exploration*, 1999, 67: 167-189.
- [122] Meldrum S J, Aquino R S, Gonzales R I, et al. The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1994, 50: 203-220.
- [123] Métrich N, Schiano P, Clocchiatti R, et al. Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 167: 1-14.
- [124] Meyer C, Hemley J J. Water-rock alteration [A]. BARNES H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1967. 166-235.
- [125] Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Jour Petrol*, 1999, 40: 1 399-1 424.
- [126] Müller D, Groves D I. Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization (3rd ed.) [M], Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2000. 252.
- [127] Müller D, Kaminski K, Uhlig S, et al. The transition from porphyry-to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: A reconnaissance study [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37 (1): 61-74.
- [128] Mungall J E. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. *Geology*, 2002, 30: 915-918.
- [129] Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, et al. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36 (7): 794-798.
- [130] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Petrol.*, 1984, 25 (4): 956-983.

- [131] Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. Partial melting of subducting oceanic crust [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 121: 224-227.
- [132] Perello J. Geology, porphyry Cu-Au, and epithermal Cu-Au-Ag mineralization of the Tombuliatto district, North Sulawesi, Indonesia [J]. *Jour Geochem Explor*, 1994, 50: 221-256.
- [133] Perello J, Cox D, Garamjav D, et al. Oyu Tolgoi, Mongolia; Siluro-Devonian porphyry Cu-Au- (Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket [J]. *Economic Geology*, 2001, 96 (6): 1 407-1 428.
- [134] Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith, Peru [J]. *Jour Petrol*, 1996, 37: 1 491-1 521.
- [135] Phillips C H, Smith T W, Harrison E D. Alteration metal zoning and ore controls in the Bingham Canyon porphyry copper deposit, Utah [J]. *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, 1997, 29: 133-145.
- [136] Plank T, Langmuir C H. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones [J]. *Nature*, 1993, 362: 739-743.
- [137] Qin K Z, Ishihara S. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japanese Islands [J]. *International Geology Review*, 1998, 40 (6): 539-551.
- [138] Qin K Z, Sun S, Li J L, et al. Paleozoic epithermal Au and porphyry Cu Deposits in North Xinjiang, China: Epochs, Features, Tectonic Linkage and Exploration Significance [J]. *Resource Geology*, 2002, 52 (4): 291-300.
- [139] Qin K Z, Tosdal R, Li G M, et al. Formation of the Miocene porphyry Cu (-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting [A]. In: Zhao C S and Guo B J (ed): *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge* [C]. China land publishing House, Volume 3, 2005. 44-47.
- [140] Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau [J]. *Lithos*, 2004, 74: 131-148.
- [141] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalts at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling [J]. *Jour Petrol*, 1995, 36: 891-931.
- [142] Redmond P B, Einaudi M T I, Nan E E, et al. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham Porphyry ore deposit, Utah [J]. *Geology*, 2004, 32: 217-220.
- [143] Reynolds T J, Beane R E. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit [J]. *Economic Geology*, 1985, 80 (5): 1 328-1 347.
- [144] Richards J P. Alkaline-type epithermal gold deposits: A review [J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 1995, 23: 367-400.
- [145] Richards J P, Boyce A J, Pringle M S. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization [J]. *Economic Geology*, 2001, 96 (2): 271-306.
- [146] Rittmann A. Note to contribution by V. Gottini on the "Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria", Bull. Volcanol [M]. 1970, 33: 979-981.
- [147] Roedder E. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado [J]. *Economic Geology*, 1971, 66 (1): 98-120.
- [148] Roedder E. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56: 5-20.
- [149] Rush P M, Seegers H J. Ok Tedi copper-gold deposits [A]. HUGHES F E. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* [C]. Australian: Australian Institute of Mining and Metallurgy, 1990. 1 747-1 754.
- [150] Sajona F G, Maury R C. Association of adakite with gold and copper mineralization in the Philippines [J]. *Cr Acad Sci IIA*, 1998, 326: 27-34.
- [151] Sasso A M, Clak A H. The Farallon Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, hydrothermal and tectonic implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc [J]. *Society of Economic Geologists News letter*, 1998, 34: 8-18.
- [152] Scharer E, Xu R-H, Allegre C J. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 69: 311-320.
- [153] Sheets R W, Nesbitt B E M. Metacritic water component in magmatic fluids from porphyry copper mineralization, Babine Lake area, British Columbia [J]. *Geology*, 1996, 24: 1 091-1 094.
- [154] Sheppard S M F. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Economic Geology*, 1971, 66 (4): 515-542.
- [154] Sheppard S M F, Nielson R L, Taylor H P J. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits [J]. *Economic Geology*, 1969, 64 (7): 755-777.
- [156] Singer D A, Berger V I, Moring B C. 2002. Porphyry copper deposits of the world: Database, maps, and preliminary analysis [R]. U. S. Geological Survey Open-file Report. 2002.
- [157] Sillitoe R H. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere [J]. *Geological Society*

- of America Bulletin*, 1972, 83: 813-818.
- [158] Sillitoe R H. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits [J]. *Mineralium Deposita*, 1979, 14 (2): 161-174.
- [159] Sillitoe R H, Gappe I M Jr. Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics [M]. Bangkok, United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication 14, 1984. 89.
- [160] Sillitoe R H. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes [J]. *Jour South Am Ear Sci*, 1988, 1: 89-108.
- [161] Sillitoe R H. Gold deposits in Western Pacific island arcs: The magmatic connection [J]. *Econ Geol Mon* 6, 1989. 274-291.
- [162] Sillitoe R H. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications [A]. In: Kirkham R V, Sinclair W D, Thorpe R I, et al., eds. Mineral deposit modeling [C]. Geological Association of Canada Special Paper, 1993, 40: 465-479.
- [163] Sillitoe R H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1997, 44: 373-388.
- [164] Sillitoe R H. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits [A]. Portterm. Porphyry and Hydrothermal Copper and Gold Deposits: A Global Perspective [C]. Perth, Adelaide: Australian Mineral Foundation /PGC Publishing, 1998. 49-60.
- [165] Sillitoe R H. Styles of high-sulfidation gold, silver and copper mineralizations in porphyry and epithermal environments [M]. Pacific Rim Congress, Bali, Indonesia, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Proceedings, 1999. 29-44.
- [166] Sillitoe R H. Gold-rich porphyry copper deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery [A]. In: Hagemann S G, Brown P E (eds.). Gold in 2000. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology [C], 2000, 13: 315-345.
- [167] Sillitoe R H. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration [J]. *Mineralium Deposita*, 2000, 37: 4-13.
- [168] Skewes M A, Stern C R. Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution [J]. *International Geology Review*, 1995, 37: 893.
- [169] Solomon M. Subduction arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs [J]. *Geology*, 1990, 18: 630-633.
- [170] Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone [J]. *Contrib Miner Petrol*, 1996, 123: 263-281.
- [171] Sun W D, Arculus R J, Kamenetsky V S, et al. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization [J]. *Nature*, 2004, 431: 975-978.
- [172] Tanaka R, Nakamura E. Boron isotopic constraints on the source of Hawaiian shield lavas [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, 69: 3385-3399.
- [173] Tarkian M, Stribny B. Platinum-group element in porphyry copper deposits: A reconnaissance study [J]. *Mineralogy and Petrology*, 1999, 65: 161-183.
- [174] Tatsumi Y. Generation of arc basalt magma and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88 (B7): 5815-5825.
- [175] Tatsumi Y. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: Evidence from high pressure experiment and natural rocks [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1986, 29: 293-309.
- [176] Thiéblemont D, Stein G, Lescuyer J L. Epithermal and porphyry deposits: The adakite connection [J]. *Cr Acad Sci IIA*, 1997, 325: 103-109.
- [177] Titley S R. 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American southwest [A]. In: Kirkham R V, Sinclair W D, Thorpe R I, et al., eds. Mineral deposit modeling [C]. Geological Association of Canada Special Paper, 40, 1993. 433-464.
- [178] Tooker E W. Gold in the Bingham District, Utah [J]. *U. S. Geological Survey Bulletin* 1857 E, 1990. 1-16.
- [179] Tosdal R M, Richards J P. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu  $\pm$  Mo Au deposits [J]. *Society of Economic Geologists Reviews*, 2001, 14: 157-181.
- [180] Turner S, Hawkesworth G, Liu J, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks [J]. *Nature*, 1993, 364: 50-54.
- [181] Uyeda S, Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction [J]. *Jour Geophys Res*, 1979, 84: 1040-1061.
- [182] Wang J-H, Yin A, Harrison T M, et al. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 199: 123-133.
- [183] Williams S A, Forrester J D. Characteristics of porphyry copper deposits [J]. *Arizona Geological Society Digest*, 1995, 20: 21-34.
- [184] Williams H, Turner S, Kelley S, et al. Age and composition

- of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism [J]. *Geology*, 2001, 29: 339-342.
- [185] Wilson A J, Cooke D R, Harper B L. The Ridgeway Gold-Copper Deposit: A High-Grade Alkaline Porphyry Deposit in the Lachlan Fold Belt, New South Wales, Australia [J]. *Economic Geology*, 2003, 98: 1 637-1 666.
- [186] Wyborn D, Sun S-S. Sulphur-undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits [J]. *AGSO Research News-letter*, 1994, 21: 7-8.
- [187] Xia B, Chen G W, Wang H. Analysis of tectonic settings of global superlarge porphyry copper deposits [J]. *Science in China (Ser. D)*, 2003, 46 (supp): 110-122.
- [188] Xu J F, Shinj O R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust [J]. *Geology*, 2002, 30: 1 111-1 114.
- [189] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211-280.
- [190] Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, et al. Alkali-rich igneous rocks and related Au and Cu large and super-large deposits in China [J]. *Science in China (Ser. D)*, 2003, 46 (supp): 1-10.