

云南马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床 地质特征与矿床成因

郭晓东^{1,2)}, 王治华^{1,2)}, 陈祥²⁾, 王欣²⁾, 王淑贤³⁾

1) 中国地质大学, 北京, 100083; 2) 武警黄金地质研究所, 河北廊坊, 065000;

3) 国家地质实验测试中心, 北京, 100037

内容提要:滇西马厂箐铜钼(金)矿床是与喜马拉雅期富碱侵入岩体有成因联系的内生金属矿床。铜钼金成矿与马厂箐岩体空间上紧密相伴, 时间上相近或稍晚。蚀变矿化和元素组合具有明显地分带性: 岩体内发育斑岩型铜钼矿化, 岩体与围岩接触带产出接触交代型铜钼(金)矿化, 围岩地层中则产出浅成低温热液型金、银、铅锌矿化。铜钼矿化主要发育在石英钾长石绢云母化蚀变带中。这些不同成矿作用在时空上紧密共生, 在矿化类型、蚀变类型和元素组合分布上连续递变, 清晰地展现出成矿流体从岩浆中分凝出来并在向外运移的路径上淀积金属的图像。同位素地球化学研究表明, 喜马拉雅期富碱侵入岩提供了成矿物质和成矿流体, 铜钼金成矿属于同一个构造-岩浆-成矿系统在不同物理化学条件下的产物。受富碱侵入伴驱动, 成矿作用由斑岩体内部向接触带和围岩地层推进, 矿化类型、围岩蚀变和元素组合反映出成矿流体系统由高温向低温的演化趋势。

关键词:富碱侵入岩体; 地质特征; 矿床成因; 马厂箐铜钼金矿床

马厂箐铜钼(金)矿床(或矿集区)位于云南省祥云、弥渡、大理三市县接壤部位, 是“三江”成矿带上典型的与喜马拉雅期富碱斑岩有关的斑岩型矿床之一, 并引起许多地质学家的广泛关注。自20世纪七、八十年代以来, 许多学者相继在矿床地质(赵淮, 1995; 杨建琨等, 1996; 葛良胜等, 2002; 何明勤等, 2004)、富碱侵入体岩石地球化学(张玉泉等, 1987; 毕献武等, 1999, 2005; 曾普胜等, 2002)、流体包裹体(毕献武等, 1999; 何明勤等, 2004)、同位素地球化学(胡瑞忠等, 1997; 张玉泉等, 1997; 曾普胜等, 2002; 刘显凡等, 2004)、成岩成矿时代(吕伯西等, 1993; 张玉泉等, 1997; 梁华英等, 2004; 王登红等, 2004; 彭建堂等, 2005; 曾普胜等, 2006; 郭晓东等, 2008)和矿床成因(葛良胜等, 2002; 何明勤等, 2004)等方面开展了大量的研究工作, 取得了许多有价值的研究成果, 大大提高了矿床的研究程度。然而, 由于十多年前矿业市场的不景气致使该矿一直处于停滞状态, 加上地表覆盖严重以及旧的探矿工程多已坍塌而不能利用, 观察不到更多的地质现象和岩石露头, 给科学

研究样品的采取带来较大的困难, 致使大多数学者往往偏重于其中单个矿床的研究(人为地将马厂箐铜钼矿与金厂箐金矿分开), 没有建立矿集区内不同矿种、矿化类型之间的有机关系, 在一定程度上制约了人们的找矿思路和勘查部署, 致使该矿地质找矿至今没有取得大的突破。

近几年来, 随着冈底斯斑岩铜矿带的发现以及大陆碰撞造山环境斑岩矿床成矿新理论的提出(侯增谦等, 2001, 2003, 2007; Hou et al., 2003, 2004), 位于青藏高原东缘的“三江”地区, 作为晚碰撞构造转换背景下发育的新生代构造-岩浆带(侯增谦等, 2006a), 其斑岩铜矿的成矿远景再次得到高度重视。马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床是三江成矿带上的典型矿床之一, 形成于大陆碰撞造山环境, 深入解剖该矿床将为大陆碰撞带斑岩型矿床提供新的实例, 同时也将丰富和发展大陆碰撞带斑岩成矿理论。

本文基于野外地质调研的基础上, 详细描述马厂箐矿床地质特征, 结合同位素地球化学研究成果探讨矿床成因。

注: 本文为“十一五”国家攻关项目(编号 2006BAB01B10)、国家自然科学基金重点项目(编号 40730419)和武警黄金指挥部专项基金(编号 HJ07-02)资助成果。

收稿日期: 2009-10-20; 改回日期: 2009-11-05; 责任编辑: 周健。

作者简介: 郭晓东, 男, 1969 生。1992 年毕业于南京大学地球科学系构造地质专业(学士), 现为中国地质大学(北京)在职博士研究生, 高级工程师, 主要从事黄金地质勘查和研究工作。通讯地址: 06500, 河北省廊坊市广阳道 93 号, 武警黄金地质研究所; 电话: 0316-5909515; Email: Xdguo191@sohu.com。

1 成矿地质背景

马厂箐铜钼(金)矿床是滇西特提斯构造-成矿域——“三江”成矿带上一个成矿系列较全、成矿元素复杂、成矿条件独特的斑岩型矿床,属于丽江-鹤庆斑岩型铜钼金集中区(侯增谦等,2004)。在大地构造上处于扬子板块西缘与金沙江-哀牢山深大断裂带东侧交汇部位,金沙江-哀牢山断裂带与 NNE 向程海-宾川断裂带所夹锐角区(毕献武等,1999)。

矿区地层主要为下奥陶统向阳组(O_1x),下泥

盆统康郎组(D_1k)、青山组(D_1q)和第四系(Q)(图1)。向阳组第四岩性段(O_1x^4)分为两个亚段,上亚段为薄层石英粉砂岩夹薄层灰岩条带或灰岩透镜体;下亚段为粗粒长石石英砂岩夹砾岩、含砾粗砂岩或泥质粉砂岩透镜体。上亚段构成马厂箐富碱侵入体围岩,是主要的赋矿地层。

受区域性 NW 向、SN 向以及近 EW 向基底构造影响,矿区构造复杂,具有多期多阶段活动特点。主要发育 NE 向、NNE 向和 NEE(或近 EW)向褶皱和断裂以及伴随岩浆侵入作用所形成的一套岩浆侵

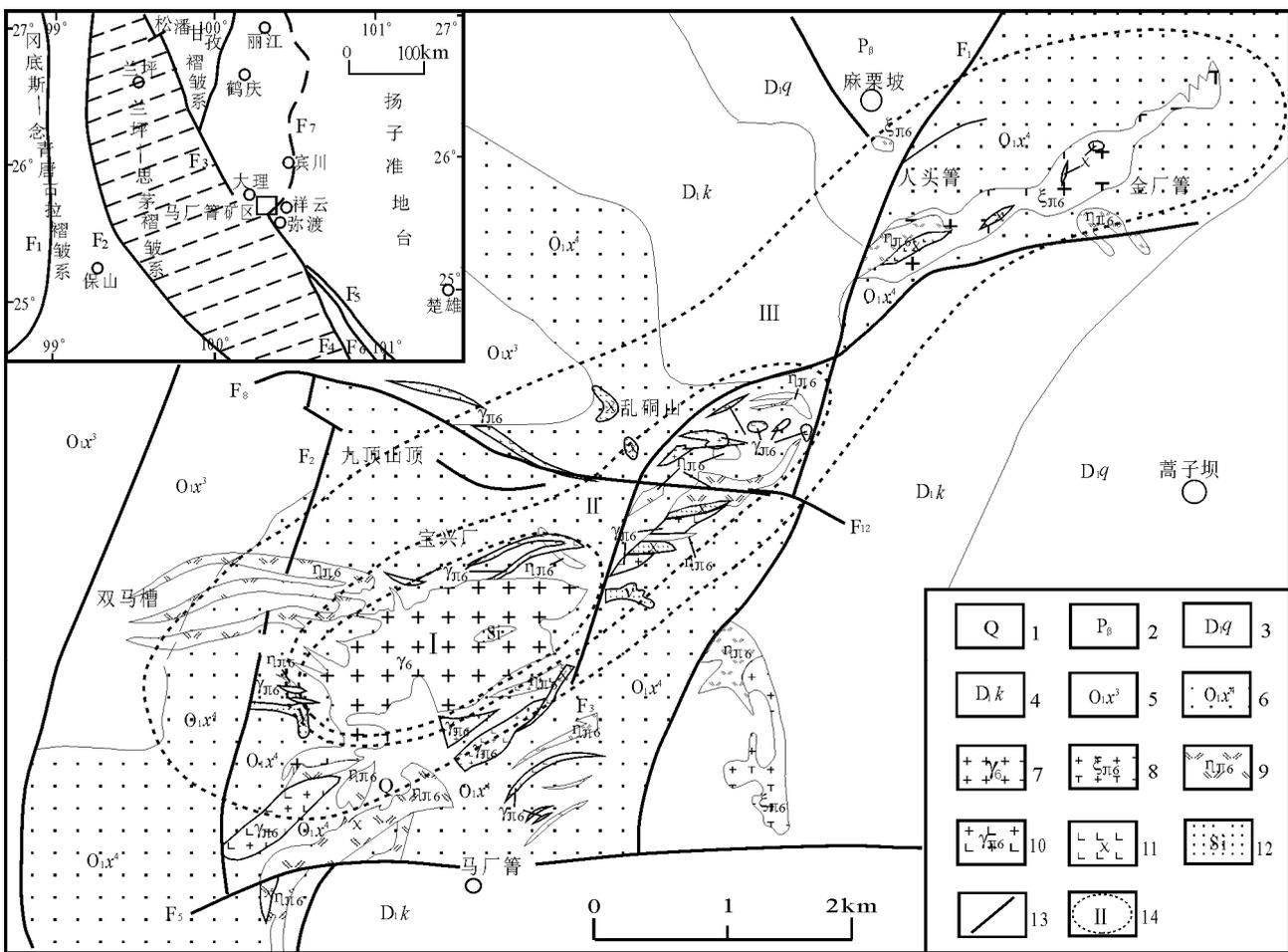


图1 马厂箐矿区地质简图(据西南冶金地质勘探公司310地质队,1981[●]修改)

Fig.1 Simple geological map of Machangqin orefield (modified after 310 Geological Brigade of Metallurgic Exploration Corporation, Southwest China, 1981[●])

1—第四系;2—二叠系玄武岩;3—青山组灰岩;4—康郎组白云质灰岩、白云岩;5—向阳组三段黑色页岩夹粉砂岩,底部为灰白色石英砂岩;6—长石英砂岩、砾岩夹灰岩透镜体;7—斑状花岗岩;8—正长斑岩;9—二长斑岩;10—花岗岩;11—煌斑岩;12—硅化核;13—断层;14—矿化类型分带: I—Mo-W-Cu-Fe-Sn 矿化; II—Cu-Au-Mo-Fe 矿化; III—Au-Ag-PbZn-As-Sb 矿

1—Quaternary; 2—Permian basalt; 3—limestone of Lower Devonian Qingshan Formation; 4—dolomitic limestone, dolomite of Lower Devonian Kanglang Formation; 5—3rd Member of Ordovician Xiangyang Formation, black shale with siltstone, offwhite quartz sandstone at the bottom; 6—feldspar-quartz sandstone, conglomerate with limestone lens; 7—porphyritic granite; 8—syenite porphyry; 9—monzonite porphyry; 10—granite porphyry; 11—lamprophyre; 12—silica ore; 13—fault; 14—zonation of mineralization types; I—Mo-W-Cu-Fe-Sn mineralization; II—Cu-Au-Mo-Fe mineralization; III—Au-Ag-PbZn-As-Sb mineralization

入接触构造。褶皱主要包括区域性向阳复背斜的南端,金厂箐-人头箐背斜、宝兴厂(铜厂)-乱洞山向斜和双马槽向斜。断裂主要为成矿前 NEE 向(或近 EW 向)基底断裂,控制着马厂箐富碱斑岩带和成矿带的空间展布,是主要的控岩控矿构造;在岩体侵入过程中,岩浆侵入垂直应力作用所形成的张性裂隙是主要的容矿构造;NNE 向断裂在矿区最为醒目,包括响水断裂(F_1)、乱洞山断裂(F_3)和九顶山-梯子水顶断裂(F_2),属于成矿后构造(至少成矿后的影响较大),将 NEE 向岩带和矿带改造成 NE 向展布的格局。

2 岩浆序列与含矿斑岩

2.1 矿区岩浆序列

矿区岩浆岩较为发育,主要为华力西期和喜马拉雅期。华力西期以辉长岩、辉绿岩为主,呈岩脉、岩墙状产出。喜马拉雅期以各类斑岩为主,产状为岩株、岩脉、岩墙或岩床等,构成马厂箐小岩体群。马厂箐复式杂岩体是矿区主要岩体,具有多期次侵入特征。主要由正长斑岩、石英二长斑岩、花岗斑岩、斑状花岗岩和煌斑岩等组成。其中,以大面积出露的斑状花岗岩为主,各类斑岩主要以岩株、岩脉、岩墙或岩床等产状产出。岩体平面形态呈不规则似

圆形,剖面形态呈不对称蘑菇状,岩株(或岩枝)呈向内的陡倾。岩体具有被动侵位特点,在岩体与围岩接触带常见斑岩体和围岩犬牙交错穿切围岩的现象。附近围岩中广泛发育褪色带和侵位角(砾)岩、碎裂岩,局部可见热液隐爆角砾岩,表明斑岩体属于浅成、超浅成侵位,侵位深度为 0.8~3 km^①。岩浆侵入时代为喜马拉雅期(张玉泉等,1997;毕献武等,1999;何明勤等,2004;侯增谦,2004;梁华英等,2004;刘显凡等,2004;王登红等,2004;彭建堂等,2005;曾普胜等,2006)。

研究认为,马厂箐复式岩体岩浆活动可以分为 3 期:Ⅰ期为斑状花岗岩和煌斑岩组合;Ⅱ期为(石英)正长(斑)岩、(石英)二长(斑)岩和花岗斑岩组合;Ⅲ期为碱长花岗岩斑岩和煌斑岩组合。

Ⅰ期岩浆组合:斑状花岗岩大面积出露,呈岩株状产出,是马厂箐岩体主要组成部分。具有明显地蚀变分带,硅化核已经剥蚀出露。煌斑岩(早期)呈脉状产出,围绕马厂箐岩体分布。乱洞山矿段、金厂箐矿段见有含金石英脉切过煌斑岩以及部分煌斑岩脉本身为矿石,表明煌斑岩为成矿前或成矿期岩浆活动产物。这一岩浆组合(Ⅰ期)侵入较早(可能在 50 Ma 左右),是其他岩浆岩侵入时的围岩,但还没有精确的同位素年龄数据(表 1)。

表 1 马厂箐矿区同位素年龄数据表

Table 1 Isotope chronology data of Machangqin mining area

地区	岩体或岩性	测定对象	年龄(Ma)	测定方法	资料来源
祥云马厂箐	花岗岩	全岩	48.0	K-Ar	张玉泉等,1998
祥云马厂箐	二长花岗斑岩	黑云母	35.1±0.5	K-Ar	张玉泉等,1997
祥云马厂箐	花岗斑岩	全岩	36	Rb-Sr 等时线	云南地质科学研究所,转自吕伯西等,1993
祥云马厂箐	斑状花岗岩	黑云母	64.8	K-Ar	西南冶金地质勘探公司 310 地质队,1981
祥云马厂箐	斑状花岗岩	钾长石	46.5	K-Ar	西南冶金地质勘探公司 310 地质队,1981
祥云马厂箐	煌斑岩	黑云母	45.7	K-Ar	杨世瑜等,1991
祥云马厂箐			36	K-Ar	谢应雯,1997
祥云马厂箐	角闪正长岩	锆石	35.6±0.3	U-Th-Pb	梁华英等,2004
祥云马厂箐	花岗斑岩	锆石	35.0±0.2	U-Th-Pb	梁华英等,2004
祥云马厂箐	花岗斑岩		36.3	Rb-Sr 等时线	胡祥昭等,1995
祥云马厂箐(MCQ-1)	浅色花岗斑岩	全岩	31.36±0.49	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-2)	肉红色花岗斑岩	全岩	29.88±0.32	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-4)	正长斑岩	全岩	35.5±0.40	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-8)	正长斑岩	全岩	36.5±0.46	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-22)	正长斑岩	全岩	31.99±0.35	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-25)	正长斑岩	全岩	30.02±0.38	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-37)	暗色斑岩	全岩	33.54±0.38	K-Ar	彭建堂,2005
祥云马厂箐(MCQ-39)	花岗斑岩	全岩	33.65±0.41	K-Ar	彭建堂,2005
金厂箐	含金石英脉	石英	33.7±0.04	Ar-Ar	彭建堂等,2005
马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	35.3±0.7	Re-Os 模式	郭晓东等,2008
马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	35.8±1.6	Re-Os 等时线	曾普胜等,2006
马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	33.9±1.1	Re-Os 等时线	王登红等,2004

Ⅱ期岩浆组合:(石英)正长(斑)岩和(石英)二长(斑)岩呈岩脉、岩床状产出,分布于乱硐山、铁厂、宝兴厂一带。花岗斑岩呈岩脉、岩株状产出,主要分布于马厂箐岩体北接触带和东接触带,南接触带和西接触带数量较少、规模较小。这一岩浆组合(Ⅱ期)侵入时代 36 Ma 左右,(石英)正长(斑)岩与(石英)二长(斑)岩略早于花岗斑岩,该数据为锆石测年资料,与铜钼金成矿有关。

Ⅲ期岩浆组合:碱长花岗斑岩呈岩脉状产出,分布于岩体北接触带,侵入体规模较小,切穿斑状花岗岩和正长斑岩和早期的花岗斑岩。煌斑岩(Ⅲ期)呈岩脉状产出,分布于岩体周围。该期煌斑岩明显地切过铜钼矿化花岗斑岩,显示侵入较晚。这一岩浆组合(Ⅲ期)侵入时代应在 32 Ma 左右,但还没有精确的同位素年龄数据。

2.2 复式岩体岩石地球化学

岩石化学分析表明,马厂箐复式岩体总体上具有相似的常量元素特征,SiO₂ 含量范围为 61.56%~71.63%,平均为 67.30%,属中酸性到酸性岩,以酸性岩为主;CaO 含量变化于 0.34%~3.72%,Al₂O₃ 变化于 13.38%~17.18%,平均 15.44%,贫钙而富铝,属铝过饱和系列;MgO 变化于 0.40%~4.59%,平均 1.11%;K₂O 含量变化于 3.36%~8.92%,平均 5.35%,K₂O+Na₂O 变化于 7.75%~11.55%,平均 9.08%(>8%),K₂O/Na₂O 变化于 0.65~4.00,平均 1.49,明显地表现出高钾富碱的特征(张玉泉等,1997;毕献武等,1999,2005;曾普胜等,2002),属高钾钙碱性或钾玄岩系列(图 2);在 R1-R2 图解中处在造山晚期和同碰撞期范围内(图 3)。谢应雯等(1999)认为滇西富碱斑岩带伴随着挤压-剪切形成的张性环境。

微量元素富集 Sr、Ba、K、Rb 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Zr、P、Hf、Ti 等高场强元素。稀土总量较高,轻重稀土元素强烈分异,LREE/HREE 变化于 8.02~24.01,具有明显的轻稀土富集特点,在球粒陨石标准化稀土模式图上表现为右倾的平滑曲线。Sr 含量高(400×10⁻⁶~2000×10⁻⁶),Y 和 HREE 含量低(Y≤18×10⁻⁶,Yb≤1.9×10⁻⁶),La/Yb(>20)和 Sr/Y(>40)比值很高,Sc<10×10⁻⁶;高场强元素(HFSE)亏损,Sr 和 Eu 呈正异常或没有异常。显示出 C 型钾质埃达克岩地球化学亲性和性(图 4)(郭晓东等,2009)。Sr、Nd、Pb 同位素组成变化范围较小,表明其物质来源于富集地幔源区(何明勤等,2004),但明显地有地壳物质的加入,具有壳幔混合的特征(张玉泉等,1997)。

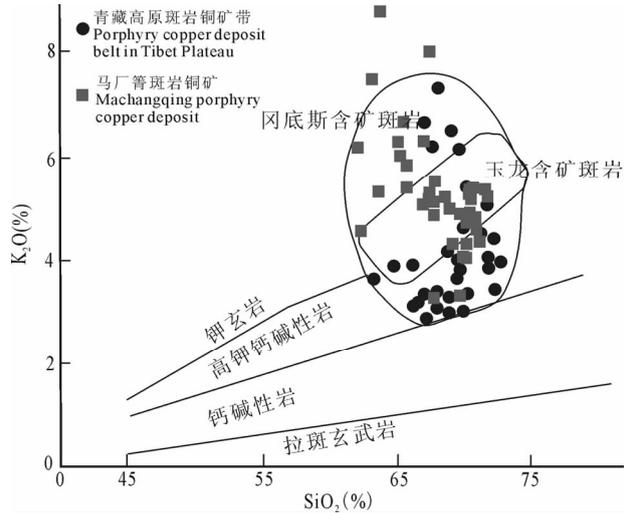


图 2 三江成矿带含矿斑岩的 SiO₂-K₂O 图 (底图据侯增谦等,2003)

Fig. 2 Plot of SiO₂ verse K₂O of ore-bearing porphyry in Sanjiang metallogeny belt (base map after Hou Zenqian et al., 2003)

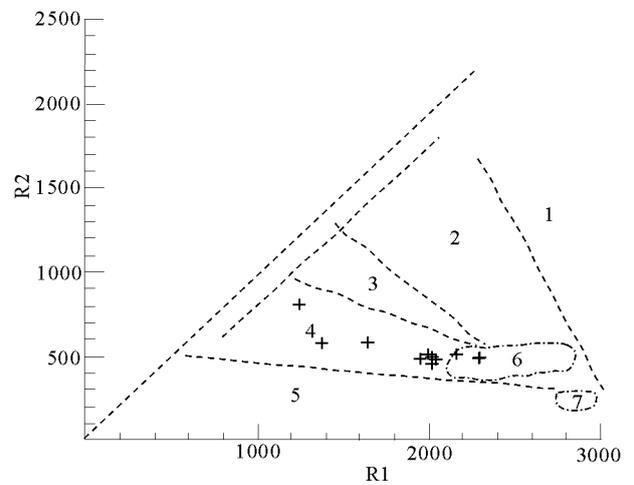


图 3 马厂箐岩体主元素 R1-R2 图解

Fig. 3 Plot of major elements R1 verse R2 of Machangqing rockbody

- 1—地幔分离; 2—板块碰撞前; 3—碰撞后抬升; 4—造山晚期; 5—非造山; 6—同碰撞期; 7—造山后
- 1—Mantle separation; 2—pre-collision plate; 3—uplift after collision; 4—late orogeny; 5—non-orogeny; 6—syn-collision period; 7—post-orogeny

2.3 含矿斑岩与矿化

花岗斑岩成岩年龄集中于 36 Ma(梁华英等,2004),而铜钼矿成矿年龄也集中在 36 Ma 左右,它们形成时代较为一致,金成矿略晚于铜钼。与侯增谦等(2003,2004,2006a,2006b)厘定的青藏高原晚碰撞阶段(40~26 Ma)大规模走滑断裂系统有关的

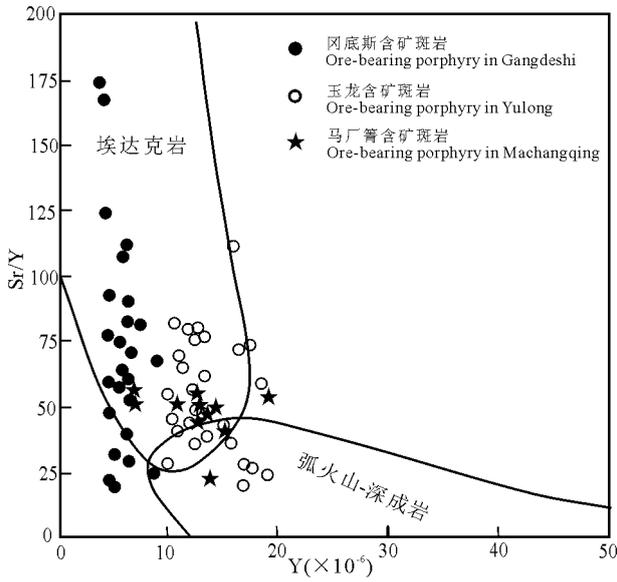


图 4 三江成矿带含矿斑岩 Sr/Y-Y 点图(底图据侯增谦等, 2003; 埃达克岩与典型弧岩浆岩的分区据 Defant et al., 1990)

Fig. 4 Plot of Sr/Y verse Y of ore-bearing porphyry in Sanjiang metallogeny belt (base map after Hou Zenqian et al., 2003; the subarea of adakite and typical arc-magmatic rock is after Defant et al., 1990)

斑岩型 Cu-Mo(Au)成矿事件相对应。

铜钼矿体空间上主要发育在马厂箐岩体北接触带, 在斑状花岗岩与围岩地层接触带附近发育花岗斑岩体(脉)。地质勘查表明, 铜钼矿体主要产于花

岗斑岩体(脉)的上下盘(图 5)。以接触带附近为界线, 斑状花岗岩中铜钼矿化多呈脉状、细脉状和网脉状, 矿化脉体倾向北。越往斑状花岗岩中, 矿化体规模变小、发育频率越来越少、矿化越来越差, 直至无矿化斑状花岗岩; 接触带以北围岩地层中金矿化脉体呈近东西向脉状, 倾向南。总体表现出越靠近花岗斑岩体(脉), 蚀变矿化越强、矿化体规模越大、出现频率越多, 远离花岗斑岩体(脉)蚀变矿化越弱、矿化体规模越小、出现频率越少, 直至无矿化围岩地层。接触带铜钼(金)矿化呈细脉状和网脉状, 花岗斑岩中辉钼矿化呈细脉状和浸染状。表明斑状花岗岩与奥陶系向阳组地层一样都是赋矿围岩, 成矿主要与花岗斑岩有关。

从蚀变矿化分布上看, 马厂箐岩体为一复式岩体, 以大面积出露的斑状花岗岩为主, 形成时代较早, 正长斑岩和二长斑岩多呈脉状围绕斑状花岗岩广泛分布, 花岗斑岩则呈脉状主要分布在斑状花岗岩与围岩的北接触带附近, 区内铜钼金矿化体并未沿马厂箐岩体呈环状发育, 而是表现出主要矿化体发育在北、东接触带附近, 南、西接触带并未发现矿体, 反映铜钼金成矿可能与花岗斑岩有关。铜钼矿化主要发育在斑状花岗岩下盘 2300~2600 m 标高范围内, 斑状花岗岩的强硅化核、石英-钾长石化带、石英-钾长石-绢云母化带已经在 2700 m 标高出露, 而在 2700~2800 m 标高已经发育金、银、铅锌矿化, 加上斑状花岗

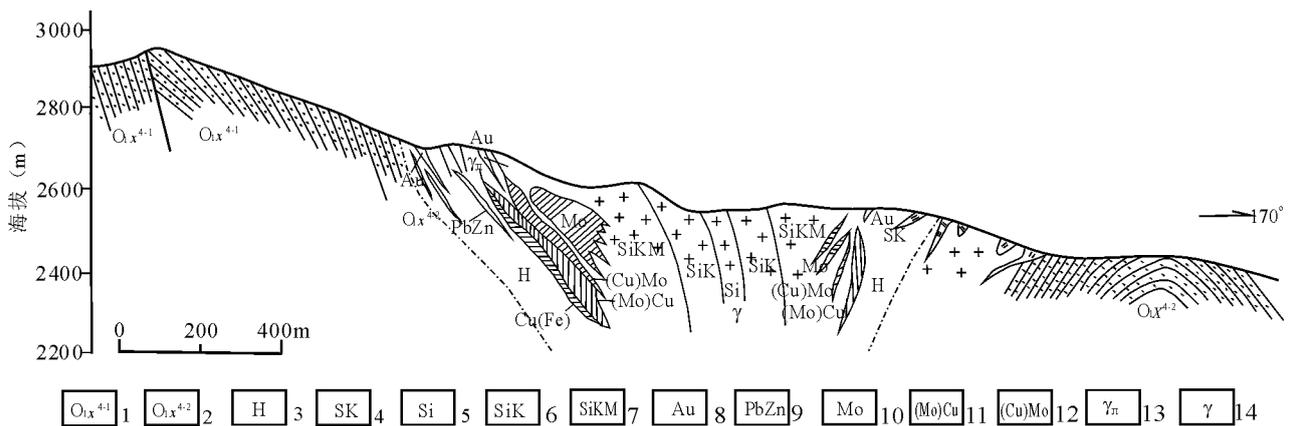


图 5 马厂箐铜钼金矿床水平分带剖面示意图(据俞广钧, 1988 修改)

Fig. 5 Sketch map of horizontal zonation of Machangqing Cu-Mo-Au deposit (modified after Yu Guangjun, 1988)

1—向阳组四段下亚段; 2—向阳组四段上亚段; 3—角岩; 4—矽卡岩; 5—硅化核; 6—石英钾长石化; 7—石英钾长石绢云母化; 8—金矿化; 9—铅锌矿化; 10—钼矿化; 11—含铜钼矿体; 12—含铜钼矿体; 13—花岗斑岩; 14—斑状花岗岩

1—Lower 4th Member of Ordovician Xiangyang Formation; 2—upper 4th Member of Ordovician Xiangyang Formation; 3—hornfels; 4—skarn; 5—silica core; 6—quartz-K-feldsparization; 7—quartz-K-feldspar-sericitization; 8—gold mineralization; 9—lead-zinc mineralization; 10—molybdenum mineralization; 11—molybdenum-bearing copper orebody; 12—copper-bearing molybdenum orebody; 13—granite porphyry; 14—porphyritic granite

岩中发育了受构造控制的脉状铜钼矿化,说明斑状花岗岩阻止了铜钼成矿流体的向上运移,是成矿的围岩。真正与成矿有关的则是花岗斑岩。

综上所述,铜钼金矿体在空间上与花岗斑岩紧密相伴,表现出距离花岗斑岩越来越远铜钼金矿化越来越差的特点;铜钼金成矿时代与花岗斑岩成岩时代较为一致;花岗斑岩中发育浸染状黄铁矿化以及暗色微粒包体(图6),暗色微粒包体主要为闪长质物质,反映花岗斑岩为壳幔岩浆混合作用的结果,幔源物质的注入混合为成矿提供了铜金等成矿物质,而其他岩石类型中并未发现类似的暗色微粒包体,说明花岗斑岩具有提供成矿物质的潜力。

3 矿床地质

马厂箐斑岩型铜钼(金)矿化带总体呈NE向展布,在长达12 km、宽2.5 km矿化带范围内已发现几十条铜、钼、金、铁、铅锌等矿化(脉)体,从NE向SW依次划分成金厂箐-人头箐、乱硐山、宝兴厂和双马槽4个矿段。传统上所指的金厂箐金矿就是指金厂箐-人头箐矿段,马厂箐铜钼矿床即是宝兴厂矿段。

3.1 矿体特征

铜、钼矿体主要分布在宝兴厂矿段和乱硐山矿段,金矿体则在4个矿段都有分布,铜、钼矿体与金矿体既相互联系,又相对独立。

铜钼矿体:铜钼矿体主要位于含矿斑岩体之内、外接触带,尤其是内外接触带犬牙交错、岩体内湾、槽凹处都是有利的赋矿部位。矿体形态严格受岩体与围岩接触带形状控制,多呈透镜体或似层状。主要矿体呈半环状沿北、东接触带分布,构成规模较大的矿化地段或似层状矿体。南接触带和西接触带矿化强度

和矿体规模均不如北、东接触带(图5、7)。1号矿体规模最大,由彼此相连的复脉群组成,分布于北接触带,呈似层状、透镜状、囊状及其组合形状,向深部成条状尖灭。沿走向具有分枝复合、尖灭再现现象。铜钼富集与岩性有关,钼主要赋存于斑岩体内,少量赋存于角岩、矽卡岩中;铜主要赋存于角岩和矽卡岩中。铜、钼富集与岩石Fe含量有关,Cu与Fe正相关,Mo则相反^①。铜钼富集与岩石裂隙发育程度有关,裂隙发育程度控制矿化强度。铜高品位出现于钙铁榴石矽卡岩中,钼高品位出现在斑岩中裂隙特别发育地段,在2400 m标高以下铜钼普遍变贫。

金矿体:主要产在围岩向阻组地层中,受断裂破碎带、层间滑脱带或引张裂隙带控制,矿体与围岩呈过渡关系。断裂破碎带和层间滑脱带控制石英脉和蚀变岩复合型矿化,分布于乱硐山矿段和宝兴厂矿段,多呈脉状、似层状、透镜状、囊状等,脉体规模大品位低;金厂箐-人头箐矿段和双马槽矿段则发育石英脉型矿化,受引张裂隙控制,多呈脉状、板状、透镜状等,矿化体上下盘常发育正长斑岩、二长斑岩、辉绿岩、煌斑岩等,规模小品位高。

3.2 矿石类型

铜钼矿石:主要分为斑岩型、角岩型和矽卡岩型。斑岩型铜钼矿石辉钼矿呈细脉状、网脉状、浸染状产于花岗斑岩中,伴生少量铜矿化;角岩型铜钼矿石黄铜矿呈细脉状、浸染状产于角岩中,伴生钼矿化;矽卡岩型铜钼矿石黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、辉钼矿呈细脉状、条带状,少数呈团块状分布于矽卡岩中,伴生钼金矿化。金属矿物有辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿、砷黝铜矿、黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿、白铁矿、白钨矿、闪锌矿、蓝辉铜矿、辉铋矿以及孔雀

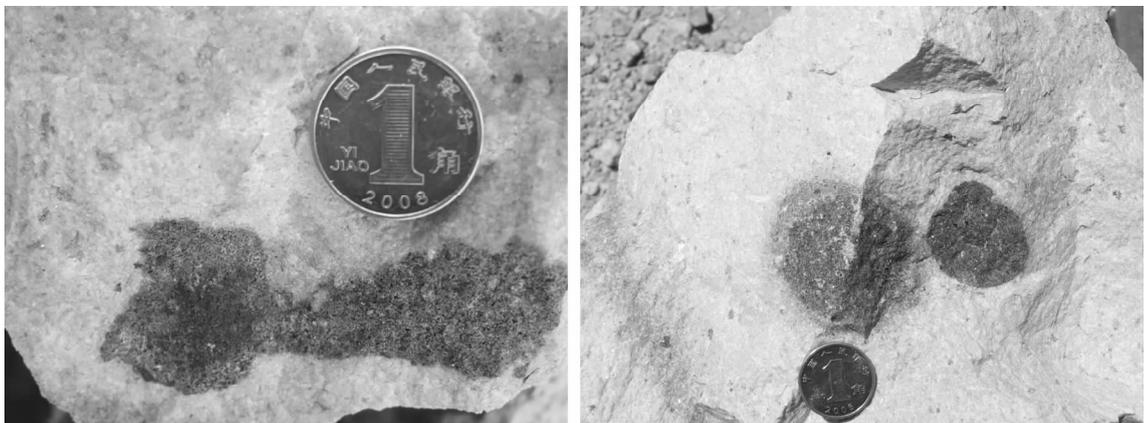


图6 马厂箐花岗斑岩中闪长质包体、浸染状黄铁矿化

Fig. 6 Diorite enclave in Machangqin granite porphyry, disseminated pyrite mineralization

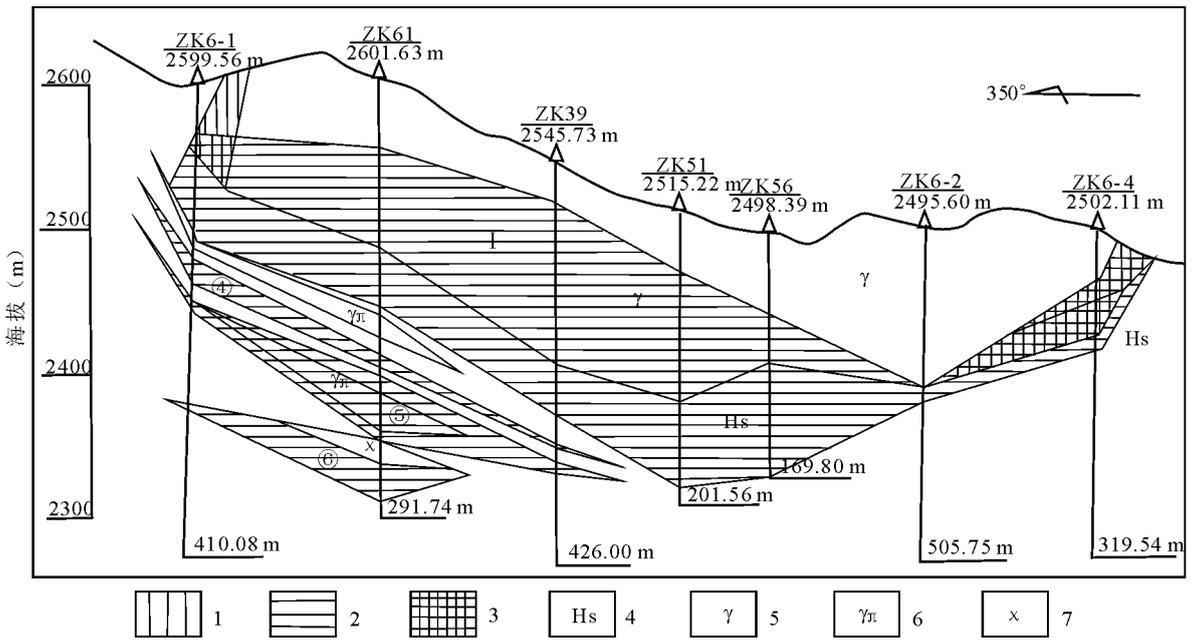


图 7 马厂箐矿区 6 号勘探线剖面图(据西南冶金地质勘探公司 310 地质队,1981^①)

Fig. 7 Geological section along No. 6 exploration line of Machangqin mining district (modified after 310 Geological Brigade of Metallurgic Exploration Corporation, Southwest China, 1981^①)

- 1—铜矿化;2—钼矿化;3—铜钼矿化;4—角岩化;5—斑状花岗岩;6—花岗岩斑岩;7—煌斑岩
 1—Cu-mineralization; 2—Mo-mineralization; 3—Cu-Mo-mineralization; 4—hornfelsed;
 5—porphyritic granite; 6—granite porphyry; 7—lamprophyre

石、蓝铜矿、褐铁矿等。脉石矿物主要有石英、长石、黑云母、绢云母、绿帘石、高岭石、楣石、石榴子石、方解石等。辉钼矿和黄铜矿是最主要的金属矿物。矿石结构包括叶片状粒状、半自形—他形粒状、乳滴状、围边、交代残余和压碎结构;矿石构造主要有细脉状、细脉浸染状、网脉状、条带状、块状和胶状构造。

金矿石:属含金硫化物型,以原生矿石为主,少量氧化矿石及混合矿石。金主要呈次显微包体存在于毒砂和黄铁矿中。金矿石可划分为毒砂黄铁矿型、黄铁矿-毒砂-方铅矿型、褐铁矿石英脉型和风化残积型。金属矿物有自然金、银金矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、白铅矿、车轮矿、铬铁矿、褐铁矿、菱锌矿、孔雀石等;脉石矿物以石英为主,其次为长石、高岭石、白云石、方解石、石榴石、阳起石、透闪石、绿泥石、石墨、绢云母、黑云母等。黄铁矿和毒砂是主要的载金矿物。矿石结构主要有他形粒状结构、半自形粒状结构、压碎结构、交代结构和同心圆结构等。矿石构造主要有浸染状构造、稠密浸染状构造、细脉浸染状构造、脉状构造、网脉状构造、条带状构造、皮壳状构造、块状构造等。

3.3 矿化类型及元素组合分带

铜钼(金)矿体产出受岩体内构造破碎带、岩体与围岩接触带、围岩中层间滑脱带和引张裂隙带等控制。从岩体向外依次为斑岩型铜钼矿化、接触交代型铜钼(金)矿化、破碎蚀变岩型或石英脉型金、银、铅锌矿化,表现出由高温→低温系列成矿效应。

斑岩型铜钼矿化:以 Mo 矿化为主,主要分布在宝兴厂矿段和乱洞山矿段,矿化体主要受斑岩体内部构造破碎带控制,呈透镜状或似层状。野外观察和地质统计表明,岩体内的裂隙主要发育于边部,裂隙的产出形态以陡倾者居多。含矿裂隙面较为平整,延长较远,具有剪切的性质。裂隙发育程度控制着矿化的强度,赋存工业矿体的地段含矿裂隙密度就大,非含矿地段裂隙密度较小。裂隙多呈相互交错、穿插的网脉状产出,常充填有石英、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿和碳酸盐等矿物。这种矿化类型在时间上主要集中在岩浆演化的中晚期(彭建堂等,2005),在空间上与斑岩体紧密相伴,矿体常作为斑岩体的一部分,有些斑岩体本身就是矿体(何明勤等,2004)。钼铜矿化往往呈微细浸染状、细脉状、网脉状。岩体内矿化具有明显地垂直分带现象。在地表和一中段,岩体内发育大量的下奥陶统向阳阻围岩捕虏体,捕虏体以铜金矿

化为主,局部伴随细脉状、网脉状钼矿化,这与宝兴厂矿段地表广泛发育角岩化、矽卡岩化相一致;在二中段和三中段,岩体内发育少量的围岩俘虏体,铜钼矿化明显,局部很富,金矿化变弱。在四中段和五中段,以钼矿化为主,四中段局部尚有铜矿化,而到五中段全部为钼矿化。从地表以细脉状、网脉状为主,向深部变为微细浸染状,具有变窄变小的趋势,品位有所降低,具有斑岩型矿床特征。

接触交代型铜钼(金)矿化:以铜钼矿化为主,伴生金矿化,主要分布在宝兴厂矿段和乱硐山矿段,矿化体呈不规则状赋存于岩体与向阳组接触带附近,矿体形态严格受岩体与围岩接触带形状的控制,呈透镜体或似层状。目前发现的主要矿体都产于含矿斑岩体之内接触带,尤其是内外接触带犬牙交错部位。接触交代型矿石多呈稠密浸染状、网脉状、脉状、多孔状、角砾状和块状产出。矿化具有明显地分带性,一般内带为钼矿化,外带为铜金矿化。斑岩体上面发育向阳组粉砂岩、板岩和泥灰岩捕虏体,捕虏体大面积矿化,并且产状较为混乱。这正是由于岩体的侵入使岩体上面的围岩地层发生陷落而顶沉,被拆离成顶垂体围岩成为断掉在岩体中的捕虏体,形成岩体与围岩超复-转折等不同接触构造形式,控制着细脉状、大脉状、透镜状等接触交代型矿化体的空间分布。接触交代型铜钼(金)矿化富集程度是通过接触带发育的构造裂隙表现出来的,构造裂隙产状随接触带的产状变化而变化,远离接触带裂隙明显减少,矿化相应较差。

石英脉型、石英脉和蚀变岩复合型矿化:以金、银、铅锌矿化为主,在矿区各个矿段均有发育,主要受围岩地层中的层间滑脱带和引张裂隙带控制。在乱洞山矿段和宝兴厂矿段,主要为破碎蚀变岩型金矿化,并受缓倾斜近 EW 向层间滑脱带控制,矿体多为透镜状、扁豆体、似层状。在金厂箐、人头箐和双马槽矿段,矿化脉体受断裂破碎带和引张裂隙带控制,以近 EW 为主,SN 向次之,在构造交汇部位往往形成厚大矿体。矿体以稳定延伸的板状为主,其次为透镜状或扁豆状,其产状与破碎带基本一致。含矿岩石主要为破碎蚀变岩,矿体与围岩无明显界限,呈渐变过渡关系。构造破碎带中常见二长斑岩或正长斑岩脉与矿化体相伴产出,矿化体常位于岩脉下盘。明显地表现出在岩浆侵入的驱动力作用下,围岩地层中受被动岩墙-岩脉引发脆性围岩生成层间滑脱带和多组张剪性构造裂隙的特征。石英脉型矿化往往规模小品位高;石英脉和蚀变岩复合型矿化

则规模大品位低。

综上所述,由于热液中成矿元素结晶、沉淀先后顺序的不同,导致以成矿斑岩为中心,形成不同矿化类型的空间分带:斑岩体内(宝兴厂矿段)发育斑岩型矿化,在岩体与围岩过渡带(乱硐山矿段)发育接触交代型矿化,在围岩地层中(金厂箐矿段、人头箐矿段和双马槽矿段)发育浅成低温热液型矿化;在元素组合上从内向外依次为:Mo→Mo(Cu)→(Mo)Cu→(Fe,Cu)→Au、Ag、Pb、Zn、Sb,明显地显示出从高温→低温系列成矿效应。

3.4 围岩蚀变及其分带

围岩蚀变是热液作用标志,蚀变强度和空间分布与矿化直接相关,矿区蚀变具有类型多、强度大、发育好和分带明显的特点。岩体中发育钾化、硅化、绢英岩化、粘土化,接触带发育粘土化、矽卡岩化、硅化、青磐岩化、角岩化,围岩地层中则发育白云石化、硅化和碳酸盐化。成矿元素存在着以岩体为核心的水平分带,且与蚀变分带基本吻合,表现出自岩体向外依次为强硅化带→石英+钾长石化带→石英+钾长石+绢云母化带(Mo、Cu 矿化,以 Mo 为主)→角岩化、矽卡岩化带(Cu、Mo、Au 矿化,以 Cu 为主)→围岩低温热液蚀变(Cu、Au、Ag、Pb、Zn 矿化)。空间上具有明显地分带性,宝兴厂矿段钾硅酸岩化带是细脉浸染状 Cu-Mo 矿化;接触带附近的矽卡岩化、角岩化带为角砾状、细脉浸染状、块状 Cu(Mo)矿化;乱硐山矿段外接触带矽卡岩化带、青磐岩化带的 Cu(Fe、Co、Ag、Au)矿化;金厂箐矿段、人头箐矿段和双马槽矿段围岩地层中脉状 Pb、Zn、Ag、Au 矿化。表现出从高温→低温的成矿演化序列。

3.5 成矿期及成矿阶段

矿物共生组合反映成矿经历了一个从高温到低温的系列变化。根据矿物共生组合、矿化特征、成矿温度、结构构造等特征,将马厂箐斑岩型铜钼金等分为岩浆期、热液成矿期、热液改造成矿期和表生成矿期。其中,热液成矿期分成矽卡岩阶段、高温气成阶段、高温热液阶段、中温热液阶段和低温热液阶段,磁铁矿体主要形成于矽卡岩阶段,铜矿化和钼矿化主要形成于高中温热液阶段;热液改造成矿期分成白云石-硫化物阶段、脉状白云石-硫化物阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐阶段,金矿化在前 3 个阶段都有形成,而铅锌矿化主要在中间 2 个阶段形成。

4 流体包裹体特征

马厂箐矿区矿物流体包裹体普遍不发育,数量

少、体积小,形态呈圆形、椭圆形、不规则状或长条状。包括液体包裹体、纯液体包裹体、气体包裹体、含液体 CO₂ 包裹体和含子矿物多相包裹体 5 种类型。

花岗斑岩石英斑晶中包裹体主要是液体包裹体和气体包裹体,温度较高,平均 500℃ 以上。A 脉中流体包裹体主要是液体包裹体和气体包裹体,温度变化于 363~415℃,平均 392℃。B 脉中流体包裹体主要是液体包裹体和气体包裹体,含子矿物包裹体,温度变化于 269~367℃,平均 333.6℃。D 脉中流体包裹体主要是液体包裹体和气体包裹体,含子矿物石盐包裹体,温度变化于 257~401℃,平均 307.9℃。矽卡岩中石英脉主要为液相包裹体和气相包裹体,含子矿物石盐包裹体,温度变化于 175~400℃,平均 345.1℃。D 脉中两个石盐子矿物熔化温度为 408℃ 和 413℃,其盐度为 48.35% 和 49.1%,证明成矿流体中有中高温中高盐度流体的存在。

石英二长斑岩中包裹体主要是液体包裹体、气体包裹体、含子矿物石盐多相包裹体以及 CO₂ 包裹体,温度 260~352℃,平均 305℃,盐度为 15.4%~19.2% NaCl;两个斑状花岗岩型矿石黄铁矿单矿物包裹体爆裂温度为 300℃ 和 350℃,属于高温、中盐度范围,成矿压力 79.63×10^5 Pa,成矿深度 950 m。角岩型和矽卡岩型矿床包裹体均一温度 223~336℃,平均 247~294℃,盐度为 4.5%~16.6% NaCl,平均盐度为 7.1%~14% NaCl,系在中温、中盐度条件下形成,成矿压力 51.50×10^5 Pa,成矿深度 670 m(何明勤等,2004)。

金厂箐石英、方解石或白云石中流体包裹体主要为液体包裹体,其次为纯液体包裹体,仅发育少量的气体包裹体。石英包裹体均一温度为 187~266℃,平均温度为 215~243℃;盐度为 11%~20.3% NaCl,平均为 12%~15% NaCl,具中温、中等盐度特征,成矿压力为 2.65×10^5 Pa。白云石、方解石中包裹体均一温度为 113~167℃,盐度为 4.7%~10.4% NaCl,平均盐度 6%~9.2% NaCl,具低温和低盐特点,成矿压力为 0.45×10^5 Pa(何明勤等,2004)。

铜钼成矿流体阳离子主要为 Na⁺、Ca²⁺、NH₄⁺;阴离子主要为 Cl⁻、F⁻ 和 SO₄²⁻;气相组分 CO₂ 含量较高,成矿流体属于 NaCl-H₂O-CO₂ 性质溶液(毕献武等,1999)。金矿成矿流体阳离子主要为 Na⁺、K⁺,阴离子主要为 Cl⁻、F⁻ 和 SO₄²⁻,气相成分主要为 H₂O 和 CO₂(何明勤等,2004)。

综上所述,马厂箐矿区流体包裹体从宝兴厂矿段→乱硐山矿段→人头箐-金厂箐矿段具有包裹体

相态组合逐渐简单,温度、盐度和压力降低,成矿深度变浅的趋势,矿化类型、蚀变特征、元素组合均反映由高温向低温的变化趋势,暗示马厂箐铜钼金矿床与金厂箐金矿属于同一构造-岩浆-热液成矿系列的产物。

5 矿床成因分析

5.1 成矿流体来源

氢氧同位素研究表明,斑岩型矿石成矿流体中水主要为岩浆水,来源于富碱斑岩体;接触交代型矿石成矿流体中水为岩浆水和大气降水混合水,以岩浆水为主,与斑岩型矿石相比,增加了大气降水成分;围岩中金矿石成矿流体中水为岩浆水和大气降水的混合,与接触交代型矿石相比,岩浆水有所减少,大气降水则有所增加,表现在氢氧同位素组成上更为复杂。赋矿正长斑岩与金矿石流体包裹体氢氧同位素组成相似,反映二者具有相同的来源,即岩浆水来源于富碱斑岩体。因此,马厂箐铜钼金矿床的成矿流体为岩浆流体和大气成因流体的混合物,岩浆流体富含硫和碳等矿化剂,大气成因流体贫矿化剂,真正对成矿具有意义的是岩浆流体端元。富含水的岩浆在一定条件下分异出具有重要成矿意义的成矿流体。

5.2 成矿物质来源

硫、铅、碳和氩同位素组成表明,富碱斑岩体起源于加厚下地壳或壳幔过渡带,在其上升过程中混入了部分地壳物质。富碱斑岩成矿蚀变流体、铜钼矿石、金矿石成矿流体以及蚀变花岗斑岩硫同位素组成总体相似,围绕陨硫变化表明硫具有相同的初始来源,与国内外典型斑岩型铜矿硫同位素组成相近,说明它们具有相同的硫源,主要来自于岩浆分离体(朱训等,1983)。硫化物矿石狭窄的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围,以及斑岩铜矿对围岩和盖层并没有选择性的事实表明围岩和盖层不是铜和硫的主要来源(侯增谦等,2003)。铅同位素组成表明富碱岩浆和蚀变矿化流体具有统一性,最初和主要来源为上地幔(刘显凡等,2004)。碳同位素组成(-6.0‰~-6.8‰)与幔源或岩浆源碳(-5‰~-8‰)同位素组成(沈渭洲等,1987;Ohmoto,1972)非常一致,具有单一岩浆来源的特点,成矿流体中的碳应是地幔来源或岩浆来源的(刘显凡等,2004)。氩同位素反映成矿流体为深源地幔流体和地壳流体的混合流体。

与富碱斑岩有关的主要成矿元素有 Cu、Mo、Au、Ag、Pt、Pd、Rb、Co 等,Au 丰度最高可达 $68 \times$

$10^{-9} \sim 76 \times 10^{-9}$, 表明富碱侵入岩体岩石物质来源于深部上地幔, 且具有壳幔混染特征, 富碱斑岩为铜钼金矿成矿母岩(谢应雯等, 1984)。何明勤等(2004)研究认为区域上斑岩体主要成矿金属元素如 Cu、Mo 等的含量高于同类岩石的背景值, 有的达数倍以上, 具有形成斑岩型 Cu、Mo 矿床的基础。Cu、Au 在斑状花岗岩、花岗斑岩型矿石和接触交代型矿石中含量逐步增加; Mo 则在花岗斑岩型矿石中最高, 接触交代型矿石中品位次之, 在斑状花岗岩含量最低。反映了成矿物质来源于富碱斑岩体。

岩浆起源过程中幔源物质的贡献与斑岩铜矿的储量存在正相关关系, 客观地反映成矿物质主要来源于地幔物质的基本事实(侯增谦等, 2007)。马厂箐富碱斑岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 ϵ_{Sr} 均接近球粒陨石型原始地幔值, 表明物质来源于富集地幔源区, 但在上升过程中不同程度地混入了地壳物质(曾普胜等, 2002; 张玉泉等, 1997)。野外调查发现花岗斑岩中发育闪长质的暗色微粒包体, 暗色微粒包体发育浸染状黄铁矿化, 反映出岩浆混合作用的特征, 表明矿区发育的花岗斑岩有来自地幔的物质, 而地幔富含铜、金等的成矿元素, 说明具有壳幔混合特征的花岗斑岩可能提供铜、钼、金等成矿元素, 而钼成矿元素与下地壳的酸性岩浆有关, 幔源物质的注入可能是马厂箐斑岩型铜、钼、金矿床成矿的关键。

5.3 岩体形成过程及其对成矿的制约

斑岩型矿床与氧化状态较高的氧化型花岗岩浆有关(Candela, 1992; Blevln et al., 1992; Hedenquist et al., 1994), 氧化性岩浆对斑岩型铜矿床形成具有关键作用。Sillitoe(1997)根据对世界范围内大型热液铜-金矿床的研究成果, 指出氧化型岩浆是大型斑岩铜矿床形成的必要条件。马厂箐早期角闪正长(斑)岩锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值在 23~244 之间, 平均 102; 花岗斑岩锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值在 60~595 之间, 平均 264。锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值增加说明由早到晚岩浆氧化性增强(梁华英等, 2004)。这与花岗斑岩含有原生屑石-磁铁矿-石英组合所指示的原始岩浆具有较高的氧逸度(毕献武等, 2006)和成矿与花岗斑岩有关的地质事实相一致。

铅、铍、钽同位素表明马厂箐岩体为起源于 MORB 的埃达克质熔体在上升途中与富集地幔物质发生了物质交换(曾普胜等, 2002)。氮、氩、碳等同位素研究也反映出富集地幔的特征(胡瑞忠等, 1997; 刘显凡等, 2004)。马厂箐岩体具有高钾富碱的特征(张玉泉等, 1997; 毕献武等, 1999; 曾普胜等,

2002; 梁华英等, 2004), 具有埃达克岩的地球化学亲合性(郭晓东等, 2009)。K₂O 含量不随 SiO₂ 含量的增加而有明显地改变, 表明高钾是岩石的固有特征, 暗示形成富碱侵入岩的源区是富钾的。钾质岩浆熔体的高碱含量使 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值增加, 形成高氧逸度(Wybon, 1994), 高的氧逸度可抑制体系的硫达到饱和。岩体的埃达克质岩浆性质决定其高水含量、高氧逸度和富硫为特征(Oyazun et al., 2001)。氧逸度的提高引起岩浆系统中 SO₂/H₂S 值急剧增大, 从而导致 S 从埃达克质熔体中完全分离(Burnham, 1979)。在碰撞造山环境, 加厚的下地壳诱发其部分熔融的幔源熔体埃达克质熔体混合, 从幔源熔体中获取大量的铜和其他金属元素和硫, 具备容载大量金属元素和硫的能力(侯增谦等, 2003)。同位素证据证实了埃达克质熔体曾与幔源质熔体发生了混合作用, 导致埃达克质斑岩 Mg[#] 增高, 引起 K₂O 含量增加和 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值增高, 暗示富集地幔物质对埃达克质熔体产生了较大的贡献(侯增谦等, 2003)。

5.4 矿床成因

马厂箐可分为斑岩型铜钼矿床、接触交代型铜钼(金)矿床和中低温热液型金、银、铅锌矿床 3 类, 它们在时间上、空间上和成因上与马厂箐富碱斑岩体密不可分, 属于同一个构造-岩浆-热液系统的产物(图 8), 具体表现为在含矿岩浆侵位过程中, 在同一岩浆热动力作用下, 含矿流体从岩体向外围运移, 并在不同位置上堆积沉淀形成不同种类的金属, 从而在含矿流体通过的路径上发生不同性质的成矿作用, 形成一系列不同类型的矿床(於崇文, 2006)。

5.4.1 斑岩型铜钼矿床成因

喜马拉雅期印度-欧亚板块碰撞导致青藏高原东缘形成大规模的走滑断裂系统, NW 向金沙江-哀牢山深大断裂带的走滑剪切作用导致近 EW 向基底断裂发生张剪性活动。该走滑断裂系统成为含矿岩浆上升侵位和岩浆流体分凝排泄的通道系统(侯增谦等, 2004)。地壳深部及上地幔岩浆房内处于平衡状态岩浆在构造作用力驱动下向地壳浅部运移, 在岩浆向上侵入过程中, 随着温度降低和压力减小, 岩浆各组分在上侵冷凝过程中按照一定的顺序先后结晶析出, 形成马厂箐复式岩体(何明勤等, 2004)。

在岩浆演化到晚期阶段, 岩浆中富含大量挥发份, 岩浆上侵时挥发份逐渐集中于岩体顶部。随着岩浆结晶作用进入晚期阶段, 岩浆中富含挥发份的热液逐渐转变成富含 K₂O 的热水溶液(钟汉, 1986), 自岩体中心向外扩散。在热水溶液向外扩散

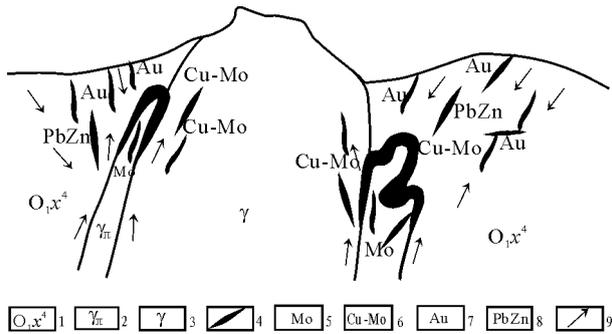


图 8 马厂箐斑岩型铜钼金成矿模式图

Fig. 8 Metallogenic model of Machangqin porphyry-type Cu-Mo-Au deposit

- 1—向阳组砂岩地层; 2—花岗斑岩; 3—斑状花岗岩; 4—矿化体;
5—钼矿化; 6—铜钼矿化; 7—金矿化;
8—铅锌矿化; 9—流体流动方向

- 1—Sandstone strata of Ordovician Xiangyang Formation; 2—granite porphyry; 3—porphyritic granite; 4—mineralization body; 5—Mo-mineralization; 6—Cu-Mo mineralization; 7—Au-mineralization; 8—Pb-Zn-mineralization; 9—movement direction of fluid

过程中,富含 K_2O 的热水溶液沿着造岩矿物的颗粒间隙溶蚀交代早期形成的斜长石、钾长石等矿物,形成大量黑云母和新的钾长石,导致在岩体上部的中心部位形成钾化带,向岩体深部钾化逐渐减弱(何明勤等,2004)。同时,以各种形式存在于岩浆中的成矿金属元素如铜、钼等残留在热液中,早期结晶的造岩矿物在晚期热液作用下发生蚀变,释放出部分成矿金属元素并进入热液中。热液中的铜与 Cl^- 以稳定络合物形式迁移,随着热液中组分浓度和物理化学条件变化,成矿元素 Cu、Mo 与 S^{2-} 、 HS^- 等结合成如黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿等金属硫化物而沉淀(何明勤等,2004)。由于岩浆侵位较浅或岩浆与围岩的温度差较大,岩浆体的表壳快速固结形成密封层。随着后续岩浆的上侵,岩浆体内因含矿流体的不断析出而导致体积膨胀,使已形成的裂隙张开,甚至在岩体的已固结部分产生破裂,含矿流体便沿着这些裂隙充填,并使前期固结岩石发生蚀变和矿化作用,从而形成斑岩体中细脉状、网脉状和细脉浸染状铜、钼矿化,属斑岩型矿化。

该类型矿石和非矿石在微量元素种类上一致、组合上相近,稀土元素具有完全相同的配分形式,表明它们具有相同的物质来源和成岩成矿作用(何明勤等,2004)。铜钼硫等成矿元素和成矿流体均来源于富碱的斑岩体。

5.4.2 接触交代型铜钼(金)矿床成因

若岩浆体顶板不是有效的流体阻隔层,从岩浆

分异出来的成矿流体穿过阻隔层进入接触带构造中。从岩浆分异出溶流体具有很强的交代围岩的能力,导致围岩发生蚀变,形成一种岩浆水和部分大气降水的混合热液,富含 Cu、Mo、Au 和 S 等成矿元素,当成矿热液向温度、压力、成矿元素浓度等降低方向运动到斑岩体与围岩地层接触带时,热水溶液中 Cu、Mo、Au 等成矿元素在地层岩性、构造环境等有利条件下交代、充填形成浸染状、块状等接触交代型矿床(Dilies et al., 1992)。由于围岩性质差异,在岩体与围岩接触带形成角岩型、矽卡岩型等不同类型蚀变矿化。

马厂箐岩体具有多期次侵位特征,导致含矿热液多期次上升。岩体裂隙较为发育,砂岩和碳酸盐类围岩地层不能有效地阻隔成矿流体的穿过,导致在岩体与围岩接触带形成矽卡岩化、大理岩化、蚀变砂岩或角岩化铜、钼(伴生金)接触交代型矿化类型。如在马厂箐岩体北接触带、东接触带发育矽卡岩型磁铁矿化和铜钼(伴生金)矿化,南接触带和西接触带发育矽卡岩型、角岩型铜钼金矿化。

接触交代型矿床微量元素组合、稀土元素配分模式与马厂箐岩体存在较大继承性,表明铜、钼、金等成矿金属元素主要是来源于富碱斑岩体,成矿热液以岩浆水为主,但已经混入了大气降水的成分。

5.4.3 中低温热液型金、银、铅锌矿床成因

如果围岩裂隙较为发育或有脆性断裂从岩体通向围岩地层时,岩体温度高、压力大的特点驱使成矿流体从岩体中快速逸出并沿裂隙或断裂向远离岩体的方向运动。在这个过程中,含矿流体将会逐渐冷却而进入流动条件较差的次级构造中,并从中沉淀出造矿矿物,形成距岩体相对较远热液矿床。随着含矿流体从岩体沿构造裂隙向围岩地层的流动,即距岩体距离越来越远,表现出流体压力逐渐减小,温度则越来越低,虽然含矿流体压力较小、温度较低,但仍然高于围岩的压力和温度,围岩中的成矿物质金等很难进入成矿流体参与成矿,而较高的温度使围岩中大气降水进入到成矿流体中,表现出在围岩地层中的金矿有大气降水的参与,其实,在这一过程中岩浆流体起到了一种热机作用,将围岩中的大气降水加热,部分较为活动的元素进入到成矿流体中,并在有利的构造、岩性环境沉淀成矿。因此,产于围岩受构造破碎带和引张构造裂隙控制的金、银、铅锌成矿元素一部分来源于富碱斑岩体,一部分则来源于围岩地层,富碱斑岩体提供了重要的热动力条件,导致外围地层中金矿脉同位素、稀土元素、微

量元素和流体包裹体中有大气降水和围岩物质的参与,其实质还是由于来源于富碱斑岩体热动力、流体等作用的结果。

岩体中含有一定量的金,具有提供成矿物质的能力,而金矿体与岩体在空间上并没有明显的联系(金厂箐矿段主要金矿体发育在碳质含量较高的构造破碎蚀变带中),在微量元素组合上没有明显继承性,岩体并不是金矿主要物质来源。碳对成矿元素具有吸附作用,含碳较高的向阳组成矿元素 Au、Ag、Pb、Zn 丰富,是该区金成矿物质来源(何明勤等,2004)。碳质对成矿元素具有强烈地吸附作用,导致碳质含量高的向阳组地层中成矿元素的含量高于同类岩石数倍至数十倍,似乎具有提供成矿物质的基础。但是怎样的物理化学条件能够将其中的成矿物质活化萃取出来参与到成矿流体中呢?金厂箐发育的正长斑岩、二长斑岩多呈脉状,脉矿几至几十厘米,脉长也就几十米,与围岩地层之间发育的蚀变带很窄,蚀变也很弱,说明这些岩脉与围岩地层并未发生大规模的物质交换,也就是说围岩地层中的成矿物质并没有大量地被活化萃取到含矿流体中而参与成矿。碳质除具有强烈地吸附作用之外,还具有还原性,还原性可能是金矿化脉体易产出于含碳质较高地层中的主要原因。

综上所述,斑岩型铜钼金矿床成矿与马厂箐富碱斑岩体有关,斑岩型矿化成矿流体和物质均来自于富碱斑岩体;接触交代型矿化成矿流体和物质部分来自于富碱斑岩体、部分来自于围岩地层,来自富碱斑岩为主;中低温热液型金、银、铅锌矿化成矿流体和物质也是部分来源于富碱斑岩体,部分来源于围岩地层,与接触带交代型矿化相比,来源于围岩的成分有所增加。表现出随着热液成矿作用的进行和矿化由斑岩体向接触带和围岩地层的推进,来源于岩浆的成矿条件(成矿物质、成矿流体等)逐渐减弱,而围岩地层的影响则逐渐增强。因此,马厂箐铜钼金矿床与金厂箐金矿是同一个构造-岩浆-成矿系统的产物。

6 结论

以上分析表明,马厂箐铜钼(金)矿床在空间上与马厂箐岩体紧密相伴,成矿时代与成岩时代相近或稍晚,马厂箐岩体为成矿提供了物质、流体和动力。蚀变矿化类型和成矿元素组合围绕岩体具有明显地分带性,这种特征清晰地展现了含矿岩浆向上侵位过程中,由于压力减小、温度降低,含矿流体从

岩浆中结晶分异出来,并在岩浆热压力和流体内压力的作用下从岩体向外运移,随着向外运移路径上物理化学条件的改变,发生不同性质的成矿作用,堆积不同种类的金属元素,形成一系列不同类型的矿床。尽管其作用的机制有所不同,这些成矿作用都是在同一动力驱动下发生的,属于同一个构造-岩浆成矿系统在不同物理化学条件下的产物,总体表现出随着热液成矿作用的进行矿化由斑岩体内部向接触带和围岩地层推进,矿化类型、围岩蚀变和元素组合反映出由高温向低温的演化序列。

致谢:成文过程中有幸得到了中国地质科学院地质研究所侯增谦研究员的多次指导,在此深表感谢!

注 释

- ① 西南冶金地质勘探公司 310 地质队. 1981. 云南省祥云县马厂箐矿区铜钼矿评价地质报告.
- ② 杨世瑜,江祝伟. 1991. 云南弥渡马厂箐金矿区构造体系控矿特征及成矿预测. 昆明工学院科研报告.

参 考 文 献

- 毕献武,胡瑞忠,叶造军,邵树勋. 1999. A 型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐为例. 中国科学(D 辑), 29(6): 489~495.
- 毕献武,胡瑞忠,彭建堂,吴开兴,苏文超,战志新. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征. 岩石学报, 21(1): 113~124.
- 毕献武,胡瑞忠, Mungall J E, Hanley J J, 彭建堂, 吴开兴, 李鸿莉. 2006. 与铜、金矿化有关的富碱侵入岩矿物化学研究. 矿物学报, 26(4): 377~385.
- 葛良胜,邹依林,李振华,郭晓东,邢俊兵,张晓辉. 2002. 云南马厂箐(铜、钼)金矿床地质特征及成因研究. 地质与勘探, 38(5): 11~17.
- 郭晓东,王治华,屈文俊. 2008. 云南省马厂箐斑岩型铜、钼矿辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 2008 年第九届全国矿床会议论文集. 453~454.
- 郭晓东,侯增谦,陈祥,王治华. 2009. 云南马厂箐富碱斑岩埃达克岩性质的厘定及其成矿意义. 岩石矿物学杂志, 28(4): 375~386.
- 何明勤,杨世瑜,陈昌勇,马德云,钟昆明. 2004. 滇西小龙潭-马厂箐地区铜金多金属矿床地质地球化学及成因研究. 北京:地质出版社.
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床:新认识与新进展. 地学前缘, 11(1): 131~144.
- 侯增谦,曲晓明,黄卫,高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带. 中国地质, 28(10): 27~29.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,高永丰,杜安道,黄卫. 2003. 西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. 中国科学(D 辑), 33(7): 609~618.
- 侯增谦,钟大赉,邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的

- 构造模式. 中国地质, 31(1): 1~14.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 杨志明, 董国臣, 丁林. 2006a. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型——来自西藏冈底斯新生代火成岩证据. 地质学报, 80(9): 1233~1248.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~358.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21(2): 332~351.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1997. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系. 中国科学(D辑), 27(6): 503~508.
- 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 阳正熙, 吴德超, 李佑国. 2004. 滇西富碱斑岩型矿床岩体和矿脉同位素地球化学研究. 矿物岩石地球化学通报, 23(1): 32~39.
- 梁华英, 谢应雯, 张玉泉. 2004. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约——以马厂箐铜矿为例. 自然科学进展, 14(1): 116~120.
- 吕伯西, 王增, 张能德, 段建中, 高子英, 沈致富, 潘长云, 姚鹏. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性. 北京: 地质出版社.
- 彭建堂, 毕献武, 胡瑞忠, 吴开兴, 桑海清. 2005. 滇西马厂箐斑岩铜(铅)矿床成矿时限的厘定. 矿物学报, 25(1): 69~74.
- 沈渭洲, 等. 1987. 稳定同位素地质. 北京: 原子能出版社.
- 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江-红河成矿带斑岩铜铅矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年. 中国科学(D辑), 34(4): 345~349.
- 谢应雯, 张玉泉, 涂光炽. 1984. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩带地球化学与成矿专属性初步研究. 昆明工学院学报, 4: 1~7.
- 谢应雯, 张玉泉, 钟孙霖, 李献华. 1999. 云南洱海东部新生代高钾碱性岩浆岩痕量元素特征. 岩石学报, 15(1): 75~81.
- 杨建琨, 唐志国. 1996. 云南省新生代浅成侵入斑岩型金矿成矿特征及找矿预测. 北京地质, 3: 27~31.
- 符崇文. 2006. 矿床在混沌边缘分形生长(上). 合肥: 安徽教育出版社, 705.
- 俞广钧. 1988. 马厂箐金矿床成矿地质条件及其成因探讨. 昆明工学院学报, 13(1): 1~10.
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 2002. 滇西富碱斑岩带的 Nd, Sr, Pb 同位素特征及其挤压走滑背景. 岩石矿物学杂志, 21(3): 231~241.
- 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 杜安道. 2006. 印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-铅-金矿床 Re-Os 年龄及成矿作用. 地质论评, 52(1): 72~84.
- 赵淮. 1995. 中甸—大理—金平地区与喜马拉雅期斑岩有关的铅-铜-铅-金矿床成矿模式. 云南地质, 1995, 14(4): 333~341.
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. 中国科学(D辑), 27(4): 289~293.
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其裂谷构造关系初步研究. 岩石学报, (1): 17~25.
- 钟汉. 1986. 斑岩铜矿概论. 长春: 吉林科学技术出版社.
- 朱训, 黄崇軻, 芮宗瑶, 周跃华, 朱贤甲, 胡宗声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京: 地质出版社.
- Blevin P L, Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granitic metallogeny of eastern Australia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83: 305.
- Burnham C W. 1979. Magma and hydrothermal fluids A. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits C. 2nd ed. New York: Wiley, 71~136.
- Candela P A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: an experimental and computational approach. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83: 317.
- Dilley J H, Solomon G C, Taylor H P, Einaudi. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada. Econ. Geol., 87: 43~63.
- Hedenquist J W, Lowenst J B. 1994. The role of magmas in formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370: 519~527.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. 2003. The Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. Economic Geology, 98: 125~145.
- Hou Z Q, Qu X M, Rui Z Y, et al. 2004. The Gangdese Miocene porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Himalayan-Tibetan Orogen. Economic Geology, 98: 125~145.
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, et al. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36: 794~798.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. Austr. Jour. Earth Sci., 44: 373~388.
- Wybon D. 1994. Sulphur-undersaturated magmatism——a key factor for generating magma-related copper-gold deposits. AGSO Research Newsletter, 21: 7~8.

Machangqing Porphyry-type Cu-Mo-Au Deposit, Yunnan Province: Geological Characteristics and Its Genesis

GUO Xiaodong^{1,2)}, WANG Zhihua^{1,2)}, CHEN Xiang²⁾, WANG Xin²⁾, WANG Shuxian³⁾

1) *China University of Geosciences, Beijing, 100083;*

2) *Gold Geological Institute of CAPF, Langfang, Hebei, 065000;*

3) *National Research Center of Geoanalysis, Beijing, 100037*

Abstract

Machangqing Cu-Mo-Au deposit is one of the deposits which have a close genetic relation with Himalayan alkaline intrusive in western Yunnan Province. The Cu-Mo-Au mineralization is spatially and temporally accompanied with the Machangqing intrusive. There are distinct zonations of alteration, mineralization and the element assemblages: porphyry-type Cu-Mo mineralization inside the intrusive, contact -metasomatic-type Cu-Mo-Au mineralization along the contact between the intrusive and surrounding rock, epithermal Au-Ag-Pb-Zn mineralization in wallrock, and Cu-Mo mineralization mainly in the alteration zone of quartz-K-feldspar-sericite of intrusive. The spatial and temporal relationship of metallogeny, the types of mineralization and alteration, and the distribution of element association display that ore-forming fluid deriving from magma crystallization accumulated along the path while migrating outward. Isotopic geochemistry research shows that Cu-Mo-Au deposits may be the products of the same magmatic-tectonic metallogenic system under different physical-chemical conditions. Alkaline intrusive rock in Himalayan provided ore-forming material and fluid, and the thermal dynamic condition for deposit formation, which is reflected by the alteration change from the interior of porphyry mass to contact zone and country rock. The types of mineralization, alteration of the country rock, as well as element assemblage indicate the evolution process from high temperature to low temperature suggesting an indispensable result of magmatic evolution.

Key words: alkali intrusive; geological characteristics; deposit genesis; Machangqing Cu-Mo-Au deposit