

斑岩铜钼（金矿）找矿中物化探方法的应用

冶金部物探公司

赵明昌

斑岩铜钼矿床及其他斑岩型金属矿床（金、钨等），近十几年来在我国屡有发现，并占有较大比重。这类矿床规模巨大，矿物分布均匀，开采成本低。其物质来源与侵入斑岩密切相关，斑岩铜矿通过次生富集作用可以形成次生硫化物—辉铜矿聚集体（帕森斯，1933）。本文着重讨论普查、详查斑岩铜钼金等矿床的物化探方法，以期进一步扩大找矿效果。

斑岩铜钼矿床的主要地质特征

应用物化探方法普查斑岩矿床所依据的主要地质特征是：与斑岩矿床有关的构造、岩体、矿化蚀变带、矿石及其围岩间的各种物性和地球化学差异。

1. 斑岩铜钼矿是由岩浆沿构造断裂贯入和热液作用而形成的；区域构造控制着岩体的空间位置、形态和断裂系统〔1〕。

2. 斑岩体多属钙碱性系列的中酸性次火山岩及超浅成和浅成小侵入体，主要为花岗闪长斑岩、石英闪长斑岩、富斜花岗斑岩、英安玢岩、石英二长斑岩。斑岩体又有简单岩体和复式岩体之分，在分异上又分深部分异和多次分异，以及不同来源岩浆多次活动的区别。

3. 成矿斑岩体蚀变分带特征明显，根据蚀变位置可分为：（1）同心环状蚀变和矿化分带，一般从斑岩体中心向外依次出现钾化带、绢云母化带、泥化带和青盘岩化带；（2）多中心的蚀变矿化分带，反映了矿化作用的多期性、多阶段的特点，相互叠加，使之复杂化。

4. 矿石组成通常以Cu、Mo为主，伴生元素主要为Pb、Zn、W、Ag、Au、Re、Se、Te等。主要金属矿物为黄铜矿、辉铜矿、辉钼矿，其次为闪锌矿、方铅矿、白钨矿、自然金，但从物性讲，应用物探电法找矿主要是利用黄铁矿。

5. 由于斑岩铜钼矿埋藏一般较浅，铜、锌、铁等硫化物易于氧化，因而能够形成次生富集

带〔2〕。其发育程度由古气候和构造条件所决定。

以斑岩矿床为中心，往往伴生有夕卡岩型、脉型、层控型矿床，构成一种成矿系列，这在斑岩铜矿中尤其明显。我国西藏的玉龙、鄂东的封三洞都属于这种情况，在接触带内有夕卡岩型铜矿。美国的莫伦锡、兹比、宾厄姆斑岩铜矿也伴随有夕卡岩型铜矿；比尤特斑岩铜矿还与脉型铜矿伴生。因此，普查斑岩型铜矿时要重视伴生类型。

岩体、矿石、围岩的地球物理性质

1. 磁性 深部碱性花岗岩浆衍生的含矿流体，多次作用于同源浅成侵入体和次火山岩体，由于热液作用使岩体的磁性发生范围较大的变化。岩浆岩中的铁磁性矿物含量一般不高，如果其含量为0.1~5%，则可用温别尔格的经验公式来估算其磁化率〔3〕，磁化率可达100~5000×10⁻⁶CGSM，理论计算与实际情况颇近似。

由于斑岩体多属中酸性过渡类型，其磁化率一般低于或接近酸性岩类的磁化率，碱性岩类的岩石磁化率一般又与中性岩石的磁化率近似。具有剩余磁化强度 J_r 的岩体，除与物质成分和含量有关外，并与矿物结构、粒度、空间排列、充填方式有关，同时也与地质体的产状、成岩温度、压力及磁化场有关。一般中酸性过渡类型岩体的 J_r 与酸性岩类相近似，碱性岩类的 J_r 变化大，喷出岩中尤以酸性喷出岩的 J_r 最强，因此导致岩体磁性不均匀，磁场变化范围较大而且复杂（图1）。

有的岩体磁性虽弱，但由于与围岩接触发生蚀变（磁铁矿化、磁黄铁矿化等），因而利用接触带异常可间接圈出岩体，利用岩体群异常又可展现构造形迹，这在航磁资料中反映比较明显。

2. 电性 斑岩铜钼矿一般是在低氧、高硫、适度富铁情况下形成的，可产生大量金属硫化物。根据一般斑岩铜矿模式图（罗维尔和吉伯特，1972），钾质带形成低品位的核部（黄铁矿1%。

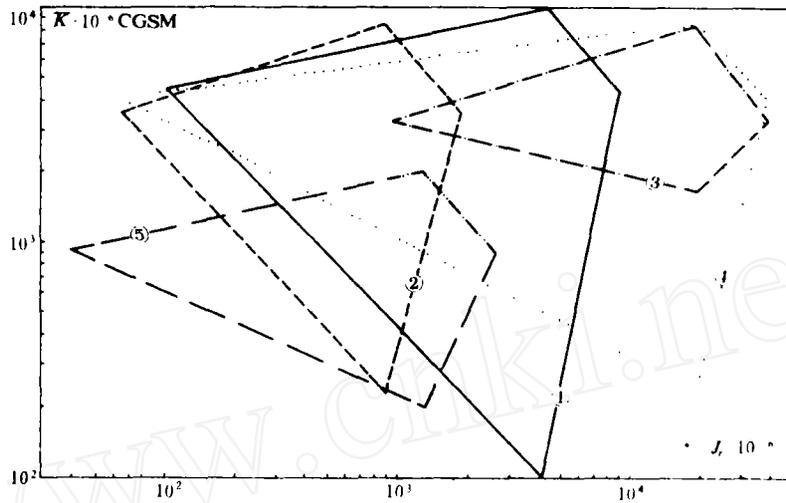


图1 几类浅成岩的磁参数图

①基性岩类(细晶辉岩); ②中性岩类(闪长玢岩); ③中性岩类(安山玢岩);
④中性岩类; ⑤酸性岩类(花岗斑岩、石英斑岩)

黄铜矿1~3%, 钼矿0.03%); 千枚质带和石英绢云母化带含黄铁矿可达10%, 含黄铜矿0.1~3%; 青盘岩质带一般含黄铁矿2%。所以, 其电性变化很大, 特别反映在极化率上。影响极化率变化的因素较多, 包括导电率、矿物结构、构造、颗粒度、温度等, 但人们总是把金属矿物含量和极化率的关系放在首位^[5]。

对含矿斑岩体蚀变矿化带, 前面给出的金属含量变化范围用 $P = \frac{\beta C}{1 + \beta C}$ 回归函数^[4, 5]估算极化率(β 值是与曲线参数有关的系数, 取 $\beta = 2.5$)结果见表1。

表1

蚀变矿化带	金属含量, %	极化率, %
钾质带	2.03~4.03	4.8~9.2
千枚质带	11~13	21.6~24.5
青盘岩带	2	4.7

含浸染状黄铁矿或含有受动力变质作用沿介电矿物(石英、云母、长石等)片理面形成的薄膜状黄铁矿的矿石, 具有普遍的代表性, 能产生高的极化率效应。

表2

岩石名称	ρ_v (欧姆米)		η (%)	
	范围	平均	范围	平均
花岗岩	$10^2 \sim 10^3$	10^4	0.2~2	1~2
闪长岩	$10^2 \sim 10^3$	10^4	0.2~2	1~2
石英斑岩	$10^2 \sim 10^3$	10^4	0.4~2	1~2
玢岩、凝灰岩	$10^2 \sim 10^3$	10^4	0.3~2.2	0.6~1.8
含炭灰岩	$10^3 \sim 10^7$		0.3~5.0	1.5~10
致密灰岩			0.3~2	0.5~2
夕卡岩				1.5
花岗斑岩				2.9
矿化石英斑岩			2~5	
矿化玢岩、凝灰岩			2~4	
矿化灰岩			1.5~5	
矿化夕卡岩			2~20	
细粒花岗岩		10^3		1.7

斑岩铜钼矿区岩矿石标本的电性见表2、表3。

斑岩铜钼矿床中含黄铁矿高的地段，有脉状和薄膜状黄铁矿导通。在良好的氧化还原条件下，

上下端有明显的Eh差异，可形成明显的自然电位异常，当然近代沉积物厚度及电阻率的变化，以及地形影响形成的干扰，是值得注意的。

表 3

矿 石 名 称	ρ_x (欧姆米)		η (%)	
	范 围	平 均	范 围	平 均
黄铁矿	$10^{-3} \sim 10^1$	10^{-1}	30 ~ 75	50
黄铜矿	$10^{-3} \sim 10^{-1}$	10^{-3}	20 ~ 55	40
多金属矿	$10^{-3} \sim 10$	10^{-1}	20 ~ 55	30
浸染状黄铁矿			10 ~ 50	15
浸染状黄铜矿			10 ~ 50	20
浸染状多金属矿			8 ~ 50	15
钼 矿	10		~ 10	10
磁铁矿			~ 30	
辉锑矿	10^4		0.4 ~ 4	

3. 地球化学元素原生及表生特征 从斑岩铜钼矿床岩石学、蚀变矿化分带特征出发，其成矿元素和伴生元素具有明显的分布分配规律。

从岩石学出发，钠钾比值往往是最基本的特征，含矿侵入体的钠钾比值多数偏低，但产于大陆边缘或岛弧地区的石英闪长岩侵入体则偏高。

从蚀变作用出发，千枚岩化带中黄铁矿最发育，含量可达20~30%。黄铁矿中微量元素分布有一定规律。矿带内的黄铁矿中，Cu、Mo、Co、Pb、Zn、Ag、As含量均高，而Pb、Zn、Ag在矿体边部和顶部较高，Ba主要出现在钾长石化带中，因此黄铁矿中元素的空间分布特征可作为斑岩体的含矿标志，Ba可作为钾长石化的标志，而Pb、Zn、Ag、As沿矿体前缘和尾部含量呈有规律的变化〔6〕。

从矿化作用出发，铜钼硫化矿床主要赋存在钾化带和千枚岩带内。在这两个界面和接近这两个带的部位，矿化都比较强烈。泥质带含矿少。在青盘岩带内有时含矿不稳定。

应用地球化学找矿，与表生带中地球化学过程密切相关，一般是在特殊的景观地球化学条件下进行，因此研究表生带元素分布分配规律具有重要意义。已总结出元素在表生带中在不同环境条件下活动性的变化规律，可参考表4〔7〕。

斑岩铜钼矿一般具有水平和垂直分带现象，

原生地球化学分带模式与矿化带基本一致。而表生带的次生晕和分散流异常范围宽广，有些元素的分散流长可达几公里，而且元素距矿带的远近有一定的序列关系。对斑岩铜钼矿床而言，Cu、Mo通常靠近蚀变带，有时伴有Ag，而Pb、Zn(Ag)、Co、Ni、Mn(Ba)等元素则反映于外带。在剖面上表现为垂直分带，其三度空间理论模型为钟状，实际资料表明，围绕矿床由内向外一般是Mo > Cu、Mo、Ag、Au、Bi > Pb、Zn、Hg、F、Ag、Mn，异常带的宽窄与矿床受蚀变的程度有关，同时也受矿床规模及构造制约〔8〕。

物化探在普查斑岩铜钼矿床的作用

首先是圈定岩体和构造，评价岩体的含矿性。以赣东北地区为例，1:50000航磁结果和区(带)分散流的作用是明显的。德兴婺源复背斜主要地层为下元古界板溪群(Pt₁)，是一套浅变质岩系，无明显磁性，航磁背景场平稳，有利于突出沿深大断裂及其平行交错断裂侵入的中酸性岩体磁异常。图2中近于北东向展布的异常，反映了岩体的展布规律。德兴铜矿一带虽无明显磁场显示，但仍可见到有规律的正磁场，表现出零值线向内凹的趋势〔8〕。

本区铜元素比较发育，背景值较高，异常较多，由于采用了判别分类成图方法〔9〕，根据8

表 4

相对 活动性	环 境 条 件			
	氧化的	酸性的	中到碱性的	还原的
很高	Cl, I, Br, S, B,	Cl, I, Br, S, B,	Cl, I, Br, S, B, Mo, V, U, Se, Re,	Cl, I, Br,
高	Mo, V, U, Se, Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn,	Mo, V, U, Se, Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn, Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au,	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra,	S, B, Ca, Na, Mg, F, S, Ra,
中	Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au, As, Cd,	As, Cd,	As, Cd,	
低	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Ti,	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Ti, Fe, Mn,	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Ti, Fe, Mn,	Si, P, K, Fe, Mn,
很低 (不活动)	Fe, Mn, Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, TR,	 Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, TR,	 Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, TR,	S, B, Mo, V, U, Se, Re, Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au, Zn, As, Cd, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Ti, Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, TR,

类母体进行了数理统计处理，可以评价岩体的含矿性，其中沿北东方向有 2 类异常（斑岩铜钼矿化）3 个，8 类异常（斑岩弱矿化）2 个，6 类异常（寒武系暖水群地层）2 个呈北东向展布，与航磁异常比较吻合（图 2）。

陕西秦岭地区有几个大型斑岩铜矿和含铀铜矿床，如金堆城、黄龙铺、石家湾，在其分布范围内均有明显的磁异常反应（图 3、图 4）。这些异常一般与矿无直接关系，但与含矿的熊耳群火山岩系（Z_{XL}）和高山组碎屑岩夹火山岩（Z_{lg}）的磁性岩系有关，由图 3 可见铜矿床基本分布在 100 γ 等值线所圈定的范围内。从图 4 可见，异常在一定程度上反映了构造形迹，例如：C₂-1, C₂-2，黄龙铺一带异常呈北西向拉长；石家湾、桃园钼矿一带异常呈北东向展

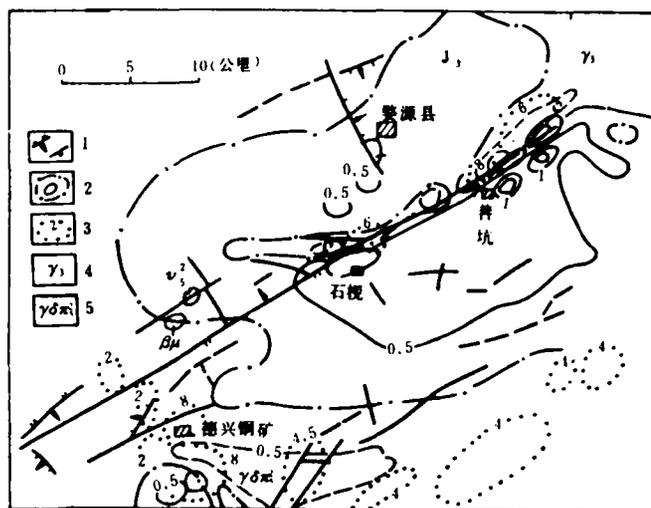


图 2 德兴一带的航磁异常

- 1—断裂带；2— ΔT ；3—判别分类异常；
- 4—花岗岩；5—花岗岩闪长斑岩

布，其中桃园钼矿又呈现北西向，和已知构造断裂方向比较一致。

从本区 1:10 万的化探异常图 (图 5) 可明显看出, 围绕金堆城矿田为 Mo、Zn、Cu 型异常, 而黄龙铺、石家湾为 Mo、Pb 型异常, 金堆城铜矿外带为 Pb、Ag、Ba, 分带比较明显, 而黄龙铺裂隙型铜矿无明显分带特征。

因此, 用航磁和分散流普查斑岩型铜铅矿床, 研究岩体构造和评价岩体都有明显效果。

斑岩铜铅金矿床详查中物化探方法的作用

斑岩铜铅金矿床详查的目的, 是圈出矿化蚀变带和矿体。除化探外, 电法是主要勘探手段, 而以自电、激电效果最好。

以黑龙江乌奴克吐山为例, 铜铅矿产于浅色花岗岩体内, 与其中的浅成和超浅成花岗斑岩体有关。除黄铜矿、辉钼矿外, 导电矿物主要是黄铁矿, 由于斑岩体处于正地形, 覆盖层较薄, 矿体中硫化物和黄铁矿、黄铜矿细脉构成电子导体, 形成较强的自然电位异常, 与金矿部位比较

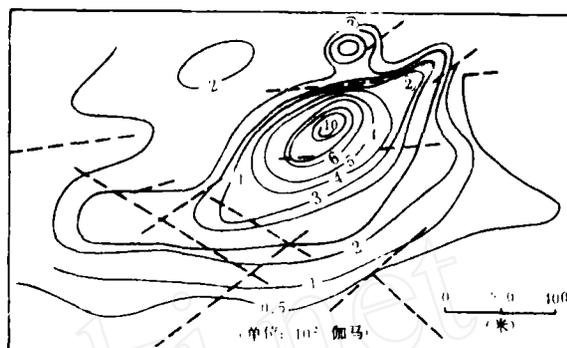


图 3 金城堆一带航磁异常

1—金堆城; 2—黄龙铺; 3—文公岭; 4—石家湾

吻合 (图 5)。验证自电异常的钻孔绝大部分均打到了矿体。

斑岩铜铅矿在平面上一般呈环状, 由于后期构造作用, 往往破坏了对称性, 使异常趋于复杂。本区自电异常分为南北两部分, 根据异常特征, 将异常沿北西方向错动后, 可以获得一个近似完

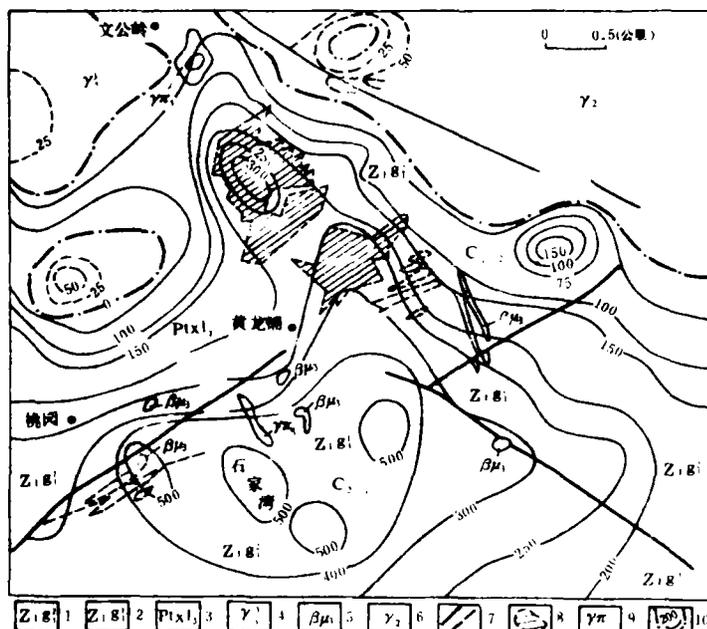


图 1 黄龙铺铜矿田磁异常图

1—下高山河组中段; 2—高山河组下段; 3—上熊耳群; 4—黑云母
长花岗岩; 5—辉绿岩; 6—片麻状细粒黑云母花岗岩; 7—实测及推测断层;
8—铜矿体; 9—花岗斑岩; 10— ΔT 异常

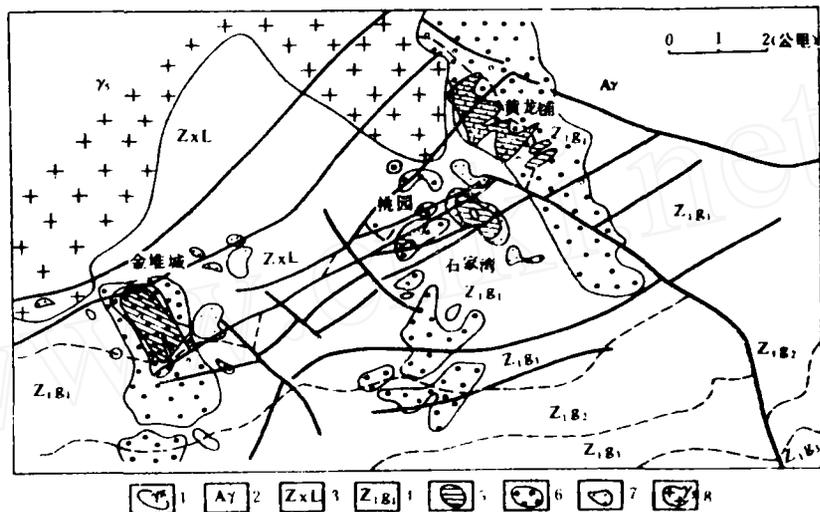


图5 金堆城—黄龙铺钨矿田地球化学异常图

1—花岗岩；2—太华群；3—熊耳群；4—高山河群；5—钨矿体；6—以Mo、Pb为特征的斑岩型钨矿床的地球化学异常；7—以Mo、Zn、Cu为特征的斑岩型钨矿床的地球化学异常；8—花岗岩

整的封闭环状异常（图6），在南部异常和北部异常之间，有可能存在一条北西向构造线。因此详细研究异常形态是必要的。

本区应用直流激发极化法找矿，效果较好，在II号剖面上有11.4%异常，其位置与自电剖面上的异常恰好对应。

斑岩金矿，以团结沟金矿为例，由于富含黄铁矿，矿体埋藏较浅，潜水面在地表下20米左右，自然电位异常在浅部矿体上比较明显，是几条矿脉引起的叠加异常（图7）。由于盖层受沼泽影响，电阻率较低，自电异常强度并不太大，激电异常与自电异常位置吻合，但前者范围较大，在异常带西部延长带上发现盲矿。激电勘探深度一般比自电大，但干扰异常较多，例如，在元古界炭质片岩上有明显的大片异常出现。

进一步提高物化探在找斑岩型矿床中的作用

物化探找斑岩铜矿的作用是肯定的，除上述实例外，在辽宁的兰家沟，湖北的封三洞，以及

河北的斑岩钨矿上，物化探的找矿效果都是很好的。为进一步提高物化探的作用，提出以下几点意见：

1. 在普查找矿阶段，除重视航磁和分散流资料外，在火山岩覆盖地区背景场复杂的条件下，要对航磁资料进行必要的数据处理。如美国和加拿大西部科迪勒拉山区斑岩铜矿，大多为第三纪火山岩覆盖，玄武岩流是典型高磁性岩石，0.5~5%的磁铁矿就引起了强烈的磁场变化，掩盖了下面磁源引起的异常。采用匹配滤波、化到磁极和向下延拓（A·斯佩克特，1975），进行了综合处理，使局部异常得到突出。有的异常正处于高原玄武岩覆盖很薄的部位，与重力资料结合分析对比，可以辨认火山岩带和侵入体〔1〕。

因此，在布置区域普查找矿时应当安排重力工作。为了配合航磁和分散流异常解释，比例尺以1/5万~1/10万为宜，以解决构造和岩体问题。利用航空γ能谱仪测量可直接测定U、Th、K和总量。由于与斑岩铜钨矿有关岩体的蚀变钾化带，可由γ能谱中K含量来测定，因此利用γ

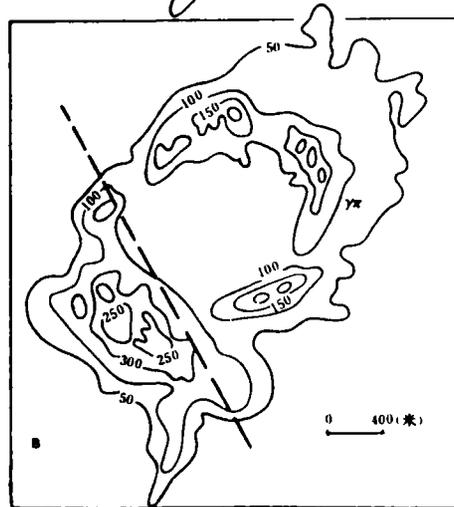
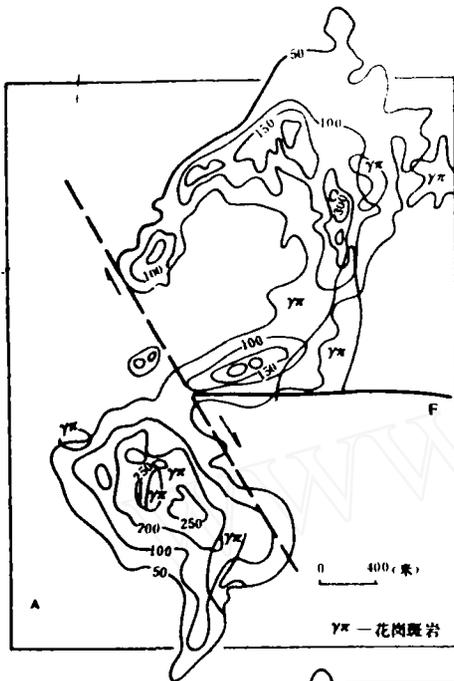


图6 自然电位异常

能谱方法直接圈定钾化带是有效的 [13]。有一些矿体，由于含稀土矿物，用 γ 能谱测量圈定岩体也是有效的，特别有些斑岩铜钼矿床附近伴生有铀矿，如小秦岭黄龙铺即为一铀钼矿床，可用 γ 能谱测量直接找矿。

2. 要重视成矿、地球化学模式的应用。在化探方面，要重视斑岩铜钼矿的表生带次生模式，研究表生模式和原生模式之间元素迁移、分布、分配的过渡关系，以指导找矿。

从地球物理找矿角度出发，要对斑岩铜钼矿

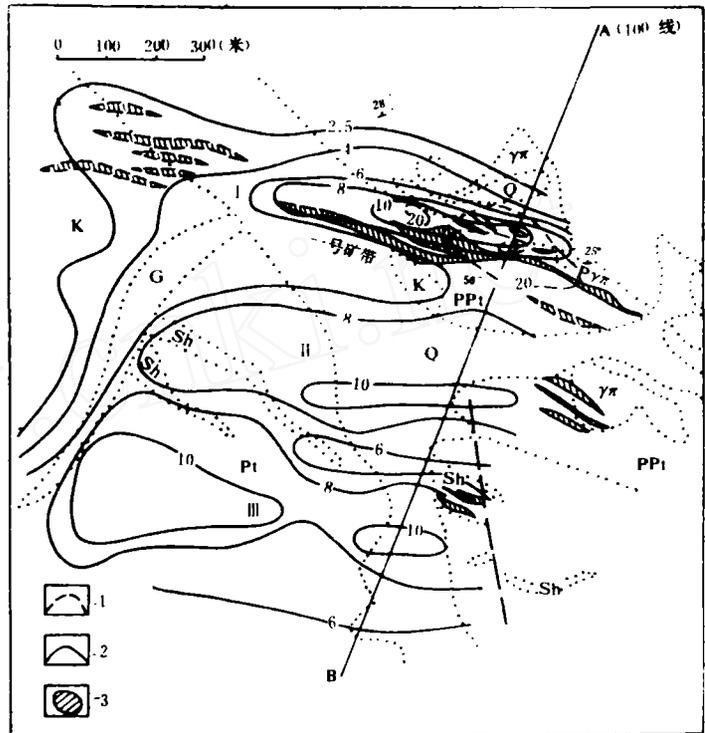


图7 团结沟金矿地质物探综合图

1—自电异常；2—激电异常；3—金矿体及蚀变带；Sh—絹云母化带；
P P—片岩压碎带；P Yπ—裂碎花岗斑岩；Yπ—燕山期花岗闪长斑岩；
Pt—元古界长石石英片岩；K—白垩系凝灰岩；G—构造角砾岩

床及岩体、围岩、蚀变矿化带的物性参数进行系统测定。在研究电参数时，尤其对黄铁矿含量和分布状态，要进行测定和描述，这对解释电法异常有积极作用，实际上也是建立起参数模式。此外磁参数，放射性参数，密度也是应当测定的。

3. 随着方法技术的发展，在详查找矿阶段，自电、激电仍是基本方法。仪器逐年在改进，新的激电仪器可以测量多种参数，可以在野外对数据作初步处理。

由于斑岩铜钼矿化与含钾量高的蚀变带有关，因而可根据K/Th比值的增高来寻找铜钼矿化带。美国亚利桑那州就有这样的例子。K/Th比值成为指示铜矿的重要参数 [12]。因此放射性方法在找斑岩铜钼矿床过程中也是一种值得推广的方法。

在化探找矿方面，应当加强对F、Cl 卤族元

素及F/Cl比值的研究,以强烈钾化为特征的矿床中,花岗岩类的矿物F/Cl比值高^[13]。此外,还可用Rb/Sr比值作为评价矿化的标志,因为在斑岩铜矿和各种喷气矿床以及与花岗岩侵入体有关的W—Mo矿床中,Rb/Sr随蚀变强度增大而增强^[13]。

在有厚层沉积物和运积物覆盖地区找盲矿体,应充当采用气测方法,如汞气、氧气测量方法,以及目前苏联正在广泛应用的电化学方法等。

以上意见有待找矿中实践,以期在普查斑岩矿床中有新的进展。

参 考 文 献

- [1] 武内久弥, 1979, 日本矿业杂志, 第3期
- [2] 谭克仁, 1981, 地质与勘探, 第9期
- [3] 李色冀等, 1981, 中南冶金地质研究所报

[4] 中南矿冶学院物探教研室, 1980, 金属矿电法勘探, 地质出版社

[5] J·伯廷, J·洛布, 1976, 激发极化的实验和理论, (中译本1980年出版, 陈玲等译, 地质出版社)

[6] 王继华, 1981, 地质与勘探, 第7期

[7] 张本仁, 1981, 现代成矿理论及勘查地球化学汇编(第二集), 冶金地质进修学院出版

[8] 地质部903 航空物探大队, 1976, 赣东北地区航磁航放测量成果报告

[9] 冶金部物探公司研究室, 1980, 江西婺源地区分散流判别成图试验研究报告

[10] A. 斯佩克特, 1979, 航空物探技术, 第2期

[11] 中国人民解放军00269 部队研究所, 1982, 国外γ能谱测量(专辑)

[12] В. И. 索特尼柯夫等, 1981, Геохимия, № 3

[13] I. R. 普莱特等, 1981, Jour. of Geophysical Exploration, vol. 12, № 1

矿床元素原生分带的研究及其在地球

化学找矿中的应用

地质矿产部物化探研究所

邵 跃

矿石矿物具有分带性,早已为矿床学家W. H. 艾孟斯, C. C. 斯米尔诺夫, Ю. А. 毕利宾等人研究过。

W. H. 艾孟斯(1936)提出的受地热控制的矿床原生分带假说,是以岩浆热液成矿学说为基础的。他认为,温度是控制矿物自溶液中沉淀析出的主要因素。所以,分带受侵入体周围地温线的控制。他划出的16个带,从高温到低温元素出现的顺序大体是:(1)无矿带;(2)Sn;(3)W;(4)Bi;(5)As;(6)Au;(7)Cu₁;(8)Cu₂;(9)Zn;(10)Pb;(11)Ag;(12)无矿带;(13)Au,Ag;(14)Sb;(15)Hg;(16)无矿带。

实际上,斯珀尔(Spurr, 1907)早就有过矿床分带的思想。他认为,大多数矿床是岩浆分异的产物,矿床之间最明显的差别是由于存在着垂直分带的连续沉淀。他指出,当含有许多盐类的溶液产生沉淀作用时,其沉淀有一定顺序,而且

难溶的先沉淀。他设想,含有大量矿物的上升热液进入较冷的地段时,矿物沉淀的顺序与其溶解度顺序相反。

C. C. 斯米尔诺夫(1937)提出了热液成矿作用的脉动说。他认为矿液是多次分泌出来的,矿物沉淀也是多次进行的。成矿溶液在时间上的演化与构造裂隙的多次发生相配合,造成了分带现象。

以上是从矿床方面研究元素、矿物的原生分带的概况。

И. Н. 奥勃钦尼科夫, А. А. 别乌斯与 С. В. 格里戈良等(1975)研究了大量矿床原生晕的元素分带。他们指出,原生晕最重要的特征之一是它具有分带性,对于成分不同的热液金属矿床,已经确定了有在性质上接近的分带序列,并认为,造成分带的原因主要是成矿溶液在运动过程中性质逐渐演变,各种矿物在不同条件下沉淀出来,从而造成了不同的矿物或金属组合,温