

邵 跃 著



地质出版社

热液矿床岩石测量 (原生晕法)找矿

邵 跃 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

序 言

我国岩石测量（原生晕）找矿方法的试验研究，首先是1958年邵跃在甘肃白银厂小铁山做了些试验；1959年邵跃等又在辽宁青城子、关门山等铅锌矿区及其外围地区、1960年谢学锦等在广东大宝山多金属矿区及其外围地区进一步开展试验研究。初期的成果，已相当令人鼓舞，并预测到若干处盲矿体和其他成果。在此同期，冶金工业、有色金属工业部门的地球化学勘查人员，也相继进行了这方面的试验工作。

40多年来，应用这一方法进行找矿的工作，虽然一直没有间断，也取得了一定成果，但投入的工作量较小，也缺乏相应的总结和推广。因此，在相当长的一段时间里，广大地质勘查人员对应用此方法找矿，往往是采取一种“该用可无”的态度。事实上，岩石测量（原生晕）找矿方法的理论基础，是地质学、地球化学和岩石矿物学，较之地球物理勘查方法，它对地质人员应是更易于掌握和理解的方法。

可喜的是，到80年代中后期，这一方法终于引起了国内地质勘查界的较普遍的关注，并誉之为这是找盲矿、找深部矿有远景、有希望的途径和方法。1984年，地质矿产部科技司为推广此方法、扩大其应用范围，并加强方法本身的研究和已有经验的总结。特此列为推广的项目，邵跃是这一项目的负责人。

本书是在执行此推广项目总结的基础上撰写的专著。它反映了这一推广工作中的重要成果和经验。同时本书也还综述有邵跃本人多年来从事这一找矿方法在实践中取得的成果和经验；也介绍了有国内兄弟单位在这一找矿方法中的主要成果和经验；而且相当精要地引述了国外对这一方法从理论到实践的一些重要观点和经验。因此，本书也可称为是一本介绍岩石测量（原生晕）找矿方法的专著。43年来，就我国化探界来说，化探诸多方法中，还较少出版类似本书的“专著”。本书开了一个好头，一定能为读者所欢迎。

本书提出的：①利用网格化采样方法，有目的地采裂隙物质的组合样；以及②以成矿元素的工业边界品位为基准，进而把元素异常含量划分为内、中、外带，以之评价化探分析成果的这两种方法，是邵跃从他多年工作实践中得来的，与习惯传统沿用的采样方法和评价异常的方法显然不同。可以说，这是一种方法的革新或改革，值得加以重视。

这两种新的方法，实践说明行之有效，其效果不比原有方法逊色。本书所提方法便捷易学，易掌握，能提高工效，节约资金，确有其优越之处。当然，任何新的方法、新的技术思路在其开始阶段，都不会是完美无缺的；在实践过程中应使之臻于完善，不断加以改进和提高。

书成之初，邵跃要我通读初稿，提意见，并为之作序。自问虽可列入中国化探界“第一代”之列，但缺乏真知和实践，大半岁月忙于管理，直到退休的前几年，才与邵跃等实地作了些有关区域和矿区化探方法的调研工作，参加了一些推广原生晕找矿方法的活动。写

序，我既不胜任，也不够格。但对邵跃编写此书，是关心的、支持的；加上盛情难却，此书确实又是一本很有参阅价值的著作，美事何乐不为，故写了如上的赘言。

A handwritten signature in black ink, appearing to be '沈明' (Shen Ming), written in a cursive style.

1996 年 1 月

目 录

绪 论	(1)
第一章 基本原理	(3)
一、原生分散模式	(3)
二、元素富集成矿-成晕的地质地球化学	(4)
三、关于热液矿床成因的概念	(5)
四、矿床的矿石矿物分带及原生晕元素组分分带	(6)
第二章 工作方法	(9)
一、采样	(9)
二、测网选择	(10)
三、异常圈定	(11)
四、元素分带序列的确定及计算	(13)
五、组合晕	(15)
六、衬值晕(异常值/背景平均值)	(15)
第三章 异常评价及其推断解释	(19)
一、异常评价的一般准则	(19)
二、元素共生组合关系	(20)
三、主要成矿元素的地球化学特征	(21)
第四章 几种热液金属矿床的地质-地球化学特征及找矿评价标志	(31)
一、锡矿床成因地球化学特征及地球化学找矿标志	(31)
二、斑岩铜矿床地质-地球化学模型及地球化学找矿评价标志	(36)
三、热液金矿床成矿地球化学特征及地球化学找矿评价标志	(42)
第五章 国内外成功的岩石测量异常评价经验	(51)
一、地表矿化露头评价	(51)
二、矿化剥蚀水平估量	(51)
三、晕中元素比值研究及应用	(54)
四、几个特殊矿种的评价经验	(59)
五、探途元素或远程元素的指示意义	(62)
第六章 岩石测量方法研究及推广中的几个找矿实例	(67)
实例一: 裂隙采样方法试验及宝山陶铜矿床的发现	(67)
实例二: 岩石测量方法在大冶铁矿区找盲矿	(71)
实例三: 苏州花岗岩南部七子山地区锡矿化预测	(85)
实例四: 福建紫金山矿区与外围地球化学勘查及找矿预测	(89)
实例五: 浙江遂昌冶岭头金矿区岩石测量及其盲矿预测	(106)
第七章 岩石测量异常评价方法在土壤及水系沉积物测量结果中的试验应用	(118)

一、浙江省 1 : 200 000 区域化探异常评序和评价的试验	(118)
二、河南熊耳山地区 1 : 50 000 水系沉积物测量结果及其找矿	(121)
三、广东东坑坪土壤异常评价及找矿预测	(126)
结 语	(128)
主要参考文献	(131)
附录部分	(133)

绪 论

勘查地球化学方法通常可分为岩石地球化学、土壤地球化学、水地球化学、气体地球化学和生物地球化学等方法。

岩石地球化学方法，又称岩石测量或原生晕方法，已被国内外勘查地球化学家公认为是一种寻找热液型隐伏矿床的有效的方法。

原苏联，自 60 年代以来，一直在进行岩石测量方法的试验研究和寻找隐伏矿的工作。格里戈良等（1976）发表了一篇有关原生晕方法的总结性文章，报道了原苏联对热液矿床原生晕方法的研究成果。其中，最重要的是提出了一个热液矿床原生晕元素组分分带的统一分带序列和计算元素分带指数的方法，以及评价矿化侵蚀截面的累加晕和累乘晕比值等指标。据报道，在原苏联，运用岩石测量方法已成功地发现了数以百计的金属矿床。

西方国家的岩石测量工作，据 G. J. S. Govett（1978）评述：“在过去 10 年里，也取得了一些进展。它已从一种基本上不能实际应用的方法技术，而发展成为矿业界从事找矿不可缺少的一种方法技术。从矿业界重新在北美和欧洲一些工作程度较高的地区采用岩石测量方法找矿实际表明，岩石测量方法已被公认为是一种理想的方法技术。”

我国（地矿部系统）早在 50 年代末，就进行了岩石测量（原生晕）方法找盲矿的试验研究工作。最早的工作，首推邵跃等（1957~1958）在甘肃白银厂小铁山多金属矿床上做的原生晕方法的试验研究工作。结果发现在铅-锌-铜盲矿体前上方、沿围岩片理方向，出现了清晰的呈带状发育的原生异常，异常沿岩石片理向上流渗扩散距离达数百米。接着，1959 年，邵跃等在辽宁青城子、关门山等铅-锌矿区和谢学锦等在安徽贵池铜山、湖南黄沙坪和广东大宝山等矿区开展的原生晕方法找盲矿的试验研究工作，均取得了良好效果。由于在青城子矿区的工作中发现了被推断为盲矿的异常，经钻探验证，打到了盲矿体，为此于 1960 年 4 月，在青城子矿区召开了原生晕方法找矿现场会议。60 年代中期，为配合在长江中下游寻找富铜富铁矿的任务，邵跃、李善芳等（1963~1966）在长江中下游地区开展了原生晕方法找夕卡岩型铜矿的试验研究工作。这一工作结果，对后来在铜陵地区的找矿工作，起到了良好的指示作用。70 年代，吴承烈、朱炳球等（1976~1978）曾对我国斑岩型铜矿床进行了原生晕方法研究，并在安徽沙溪斑岩铜矿床的找矿勘探工作中取得了良好的找矿效果。

尽管原生晕方法在我国开展得比较早，也做了不少工作，找矿效果也比较显著，但由于种种原因，以后没有进行系统的研究工作，基本属试验研究性质，未形成生产力。

80 年代，在地质矿产部科技司的关怀和支持下，重新立项进行了原生晕方法研究，同时在少数有条件的地质队开始推广运用原生晕方法找盲矿的工作。这期间，在寻找金、铜、银、铅-锌-银和铁-铜等矿床的普查工作中，发挥了良好作用，找矿效果显著。例如：周亚特等（1981）在湖北大冶铜绿山矿区运用岩石测量方法发现了鸡冠嘴金-铜矿床；羌荣生等（1988）运用岩石测量方法在大冶铁山矿区尖林山矿段的深部发现了一个较大的夕卡岩型

铁-铜盲矿体；韩存强等（1985）在河南运用岩石测量发现了皇城山银矿床和在河南老湾金矿带（1990）运用原生晕方法圈定矿体扩大了已知矿床的储量，并在外围还发现了新的金矿富集地段；周全兴等（1985）在安徽庐江地区开展的岩石测量工作发现了岳山铅-银矿床。

综上所述，不难看出，尽管岩石测量方法尚未臻完善，其本身方法技术和理论有些问题还有待进一步研究解决和讨论，但就其在实际工作中已取得的成果和实效，足以表明岩石测量方法是普查找矿工作中一种富有潜力的方法手段。及时将这一方法推广于勘查工作中，是必要的。同时，对方法技术中存在的某些问题也需要在不断实践中加以检验、发现新问题，并深入研究和完善，使其更趋成熟。

为了使该方法能为更多的地质队熟悉和更好地运用，在找矿工作中发挥更好的作用，地矿部科技司立项（1994），并委托本书作者根据多年来从事岩石测量方法研究的成果和推广工作中取得的经验，结合他人资料，对岩石测量（原生晕）方法做一较全面介绍。

岩石测量（原生晕）方法的工作原理与矿床学有密切的关系。矿床（体）和原生晕是发生在成矿作用过程中的两个方面。因而，研究矿床原生晕，必需熟悉和了解矿床学。勘查地球化学家应该具有较广的矿床学方面的知识，才能有利于做到正确理解和认识原生晕异常，也才能对所获得的地球化学资料和异常做出比较符合实际的解释推断。

本书简要叙述了当前地学界对热液型矿床成因的认识，以及对几种主要热液型金属矿床的地质-地球化学模型及其找矿评价，和国内外成功的评价经验。

本书根据热液型矿床岩石测量方法原理、试验结果和部分工作实例，提出了以方格网和长方格网为采样单元和在每一个采样单元内（方格内）采用组合样的方法，取代以往按工作比例尺布置采样点位和采单一样品的方法。并强调在进行热液型矿床岩石测量方法时，要充分认识采样介质（采集裂隙充填物质）具有决定工作成果优劣的重要性。

本书还提出了岩石测量结果圈定异常浓度分级的方法，明确规定了原生晕异常内、中、外三带的含量值，并阐明了内、中、外三带异常的地质涵义及其在找矿评价中的作用。

以上所述的工作方法是在过去常规方法的基础上发展出来的一些新思路和新概念；是业已经过大量试验研究和部分推广运用证明是行之有效的工作方法。因此，在新一轮的普查找盲矿的工作中还应积极推广运用此方法。

目前化探中普遍使用的单位，为非标准制，使用也非常随意，在术语“含量”、“组分”、“浓度”之后使用任意单位，现在则要求明确写出准确的量名称及符号，例如：定义B的质量分数 w_B ——B的质量与混合物质量之比。单位为1（用小数表示），当数值小时，也可采用%、 10^{-6} 等为单位。举例： SiO_2 含量20%（m/m），20wt%，应改用 SiO_2 的质量分数 $w(\text{SiO}_2) = 20\%$ 。详见国家标准GB3100~3102—93《量和单位》。

我国勘查地球化学前辈，中国科学院院士谢学锦先生和地质矿产部科技高级咨询中心前副主任教授级高级工程师沈时全先生对全书作了通审，提出了许多宝贵意见；沈时全先生还对书作“序”。对此，作者深表谢意。

陈云升教授级高级工程师、吴承烈教授级高级工程师、叶天竺教授级高级工程师、莫根生教授级高级工程师和羌荣生高级工程师对本书提出的宝贵意见，作者在此一并致以谢意。

第一章 基本原理

一、原生分散模式

理论上讲，矿床原生晕是在矿石结晶沉淀作用过程中与矿体同时在围岩中形成的一种原生分散模式。原生晕方法（岩石测量），就是通过发现和研究这种原生分散模式来进行找矿的一种手段。

原生分散模式可分为同生分散模式和后生分散模式。同生分散模式是与围岩同时形成的；后生分散模式是围岩已经形成，矿体或矿床是后来以某种方式的引入（主要是围岩裂隙和含矿热液作用）而沉积的。

同生分散模式最明显的例子，如超基性岩中的铬铁矿、钒钛铁矿、铜镍矿以及沉积赤铁矿和磷块岩等。所有与岩石构造、裂隙和含矿热液作用有关的各种金属和非金属矿床，均属后生分散模式。H·B·霍克斯^①与J·S·韦布对原生分散模式的主要类型作了分类及描述，见表1。

表1 原生分散模式主要类型分类与一般特征

成因分类		来源	生成	介质	分散模式的形式	
同生模式	地球化学省	地壳一个大的片段内的组分变化	火成侵入，花岗岩化或沉积	在一广大范围内的各种类型与时代的岩石	各式各样	
	局部同生模式	局部的造岩过程，分异过程，变质过程或沉积过程		局部的深成岩体或沉积岩		
后生模式	热液分散模式	围岩异常 ^①	自与矿有关的溶液中析出	溶液的移动，溶质的扩散	与矿床毗连的岩石	分散环
		渗滤异常	自残余矿液中析出	溶液的移动	自矿石向上方延伸的通道内或与之毗连的岩石	分散晕
		组分分带 ^②	矿液中某些组分随距矿源的距离而分别析出		自热液中析出的矿物	自矿源随距离而发生的系统变化
	后生矿物的温-压效应	矿物改组	矿物种温度-压力对稳定度的控制	大部分参加反应的组分原已存在	蚀变晕	一般为同心的等温线，高温线向含矿通道集敛
		化学地温模式	温度-压力对共存矿物种之间元素分布的控制		矿化的岩石	
		同位素地温模式	温度-压力对热液与矿物之间稳定同位素分布的控制			

①称前者为围岩异常或围岩环，后者称渗滤异常或渗滤晕。这与我国普遍采用的概念是不同的。我们把包裹在矿体四周的原生晕作为一个整体，矿上的部分称晕的前缘，在矿体周围的称为晕的毗邻部分。

②组分分带是原生晕的重要特征之一，将其与原生晕并列，作为原生晕的一个类型是不合适的。

① 谢学锦在其中译文中对表1有一注解：他认为表中应将矿体四周围岩中的高含量带与矿体上方的高含量带分开。

本文主要叙述后生分散模式中的热液分散模式。

二、元素富集成矿-成晕的地质地球化学

从广义上讲,自然界中的任何一种地质物样中,都含有门捷列夫周期表中所列的元素。但能参与并构成矿物、矿石和脉石矿物的元素仅为其中的一部分。这部分元素可称之为成矿元素。比如, Hg、As、Sb、Pb、Zn、Ag、Cu、Au、Co、Ni、Mo、W、Sn、Bi、Nb、Ta、S、Se、Te、B、Be、Pt、Cr 和 Al、Fe。Al、Fe 属大量元素。除 Al、Fe 外,其它元素在岩石圈中的含量很低,其绝对值可称为是“微不足道”的。

这些在岩石中普遍呈分散状态存在的成矿元素,主要以非矿物形式在造岩矿物中呈混入物的形式存在,含量低,比较均一。这些在岩石中分散的元素,一旦经过天然富集作用,便可以形成具有经济价值的矿石、矿床。岩浆作用、沉积作用、火山作用和变质作用是使分散在岩石圈内的成矿元素富集成矿的能力。

矿石(矿床)内成矿元素的含量相对其在岩石中的克拉克值高很多。其偏高的值越大,矿石的品位越富。矿石内这种成矿元素含量偏高的程度常以“浓集克拉克值”,也称“浓集系数”来表征。浓集克拉克值(或浓集系数):矿石中成矿元素含量与该元素在地壳中的克拉克值或区域克拉克值或区域背景值之比,是一种表示成矿元素在地壳中相对富集程度的参值。成矿元素浓集克拉克值越大,表示该元素相对富集的程度越高,在矿床四周形成的原生分散晕的规模和强度越大,成矿的可能性越好。

浓集克拉克值和原始衬度两者的概念是近似的。

可以这样认为,元素在自然界中以两种状态存在。一是以原生分散形式普遍存在于岩石中;二是由于某种自然力的作用,使岩石中原生分散的某些成矿元素在深部有了局部富集,并以矿床的形式出现。从大量地质观察中可以看出,大多数矿床是在围岩成岩后形成的。这在后生矿床,包括岩浆期后矿床和热液矿床方面反映最为明显。因而,可以认为,成矿元素从原生的分散状态到深部富集成矿,均有其内在的成因上的联系。

表 2,简单列出了现代某些工业矿床的金属品位及其浓集克拉克值。

地质学家经过研究,对金属原生源、成矿动因、富集作用和富集形式的成矿作用后指出:

(1) 金属矿床的主要金属源存在于地壳中,并以分散状态广泛分布于某些岩石中。

(2) 与基性岩有关矿床的形成,岩浆分结作用起主要作用;与花岗岩相伴的热液形成的矿床,主要是岩浆期后的流体和各种成因的热水作用。

大多数地质学家确认:

- ① 几乎所有金属矿床在区域上与火成岩靠得很近,关系密切;
- ② 一定的金属矿产有选择性地产在某些类型的岩浆岩中;
- ③ 许多热液矿床围绕一定的火成岩体分布;
- ④ 矿床与脉岩、岩墙和脉岩、岩墙与侵入岩之间经常存在着密切联系;
- ⑤ 金属矿床与一定的成岩系列存在着地球化学关联性,等等。

据此可以得出结论:成矿元素的分散和富集之间有直接的成因联系;分散成岩在先,而深部富集在后;深部富集是靠某些地质作用完成的。

表 2 部分金属矿床矿石品位及其浓集克拉克值

金 属	中国东部上地壳元素 丰度 ^① $w_B/\%$	矿石品位 ^② $w_B/\%$		浓集克拉克值/ $\%$
		最低工业品位	边界品位	
铁	3.2	50	40	9~11
铜	1.7×10^{-3}	0.5	0.3	176~294
铅	1.8×10^{-3}	1	0.5	278~556
锌	6.3×10^{-3}	1.2	0.7	111~190
镍	2.1×10^{-3}	0.5	0.3	143~238
钴	1.2×10^{-3}	0.06	0.03	25~50
锡	1.8×10^{-4}	0.4	0.2	$1.1 \times 10^3 \sim 2.2 \times 10^3$
钨	8×10^{-5}	0.15	0.1	$1.4 \times 10^3 \sim 2.1 \times 10^3$
钼	6×10^{-5}	0.06	0.03	$5 \times 10^2 \sim 1 \times 10^3$
汞	9×10^{-7}	0.1	0.04	$4.4 \times 10^4 \sim 1.1 \times 10^5$
金	7.7×10^{-8}	5×10^{-4}	2×10^{-4}	$2.7 \times 10^3 \sim 6.7 \times 10^3$
银	5.6×10^{-6}	1.2×10^{-2}	5×10^{-3}	$8.9 \times 10^2 \sim 2.1 \times 10^3$
锑	2.2×10^{-5}	1.5	0.7	$3.2 \times 10^4 \sim 6.8 \times 10^4$

①根据鄯明才等, 1996, 表 4 中国东部上地壳化学丰度, 《中国科学》(D 辑) 27 卷。

②根据全国矿产储量委员会, 1987, 《矿产工业要求参考手册》。

三、关于热液矿床成因的概念

长期以来, 热液矿床的成因一直与岩浆热液活动联系在一起, 认为热液是岩浆结晶分异作用的结果。这一理论几乎主导了热液成矿学说达半个世纪之久。近年来, 由于“层控、层状矿床”概念的兴起, 多数地质学家提出了对热液矿床形成的多成因的看法, 产生了侧分泌说、再生成矿说和卤水成矿说等等。当今, 大多数人认为, 热液矿床主要不是岩浆热液成因的。

季克俭 (1980) 提出“热液矿床三源成矿模式”概念。其基本要点为, 热液矿床的形成必需具备 3 个条件, 即矿源、水源和热源, 三者缺一不可。

三源成矿模式的矿源主要来自四周的围岩, 也就是围岩中原生分散的金属物质; 水源, 主要与地表、地下水的渗滤循环作用有关; 热源, 主要与岩浆岩的侵入活动和火山岩作用有关。

可以设想, 炽热的岩浆向上侵入到地壳上覆围岩时, 迅速向外释放热量, 使周围岩石的温度急剧升高, 压力也发生变化。温度和压力场的变化使围岩中地下水升温 and 产生对流。在对流过程中水的矿化度有所提高, 溶解了围岩中的金属物质, 并沿着围岩中的断裂系统移运。在运移过程中温度和压力逐渐降低, 金属物质又从溶液中沉积析出。

H·H·萨弗昂诺夫等认为, 花岗岩类岩浆的温度约为 $800 \sim 1\,000^\circ\text{C}$, 而热液成矿的温度在 $250 \sim 700^\circ\text{C}$ 。B·H·斯米尔诺夫认为, 热液矿床沉淀发生在 $100 \sim 400^\circ\text{C}$ 之间。

此外, 在上部地壳基岩中, 由于地温梯度增高, 使得地下水增温并形成大气水-热液对

流系统。此种地下水流体的温度可接近 300℃ (R·W·哈森, 1981)。因而, 可以认为, 地下深部含矿热水是普遍存在的。

据报道, 60 年代以来, 在美国加利福尼亚打地热钻时, 发现含高碱度的热卤水 (300~360℃), 并含铁、锰、锌、铜、铅、银等氯化物。当这种热卤水上升到钻管中温度降低时, 就沉淀出了各种金属矿物。

又如, 在里海, 在含热卤水的钻管贮水池中也发现了金属沉淀物。在钻管中沉淀出的是自然铅和少量自然银。而在回水池中, 当富含硫化氢的水与贫硫化物的金属卤水混合时, 即沉淀出闪锌矿、黄铁矿和方铅矿。

地下热卤水, 温度达 300~400℃ 时, 则溶解温度在 300℃ 以下的金属矿物几乎全可溶解在热卤水中。因而部分低温金属矿床 (如铅、锌、金、银、砷、锑、汞, 可能还有铜) 可在地下循环的高温热卤水中形成, 而与火成岩无多大成因关系。人们已经发现, 有些铅锌矿床、银矿床、金银矿床、金矿床、雄黄-雌黄矿床、锑矿床和汞矿床等在其矿区邻近外围及深部 (500~1000m) 未见有火成岩体。估计这些矿床是由地下循环的含矿热卤水形成的。

在地下深部循环的温度较高的热卤水能够溶解较多的金属元素, 这一点已毫无疑问。当这种流体循环进入温度较低的环境, 就容易使其所含的金属沉淀析出。

实际上, 热液成矿过程, 可看作为一种沉淀作用的过程。它应是: 开始沉淀→大量沉淀→继续沉淀→沉淀终止。热液中的各种金属都有其相应的沉淀、或结晶温度。在未达到某个矿物的结晶温度时, 它不沉淀, 或只少量沉淀, 达到沉淀、结晶温度时才开始大量沉淀, 超过结晶温度时沉淀逐渐减少, 最后, 沉淀终止。由于各种矿物结晶温度不同, 才造成了矿床中不同元素的矿物分带和矿床原生晕中不同元素的组分分带, 以及同一种元素的浓度分带。

从观察矿床原生晕中元素组分分带可知, 热液成矿作用过程中热液的移动及温度的变化是十分重要的。含矿热液的运移及温度逐渐降低是成矿成晕及造成晕中元素分带的主要原因。

四、矿床的矿石矿物分带及原生晕元素组分分带

矿床的矿物分带学说是由斯拍尔 (Spurr) 1907 年提出的, 并首次作了概括性论述。他认为, 大多数热液矿床是岩浆期后分异的产物, 并存在着矿物连续沉淀的垂直分带特征; 当含矿溶液向上运移时, 温度逐渐降低, 逐渐完成了矿物结晶。其后, 艾孟斯 (1936) 对矿床分带做了较完整的阐述。他指出: 当富含盐类的溶液发生沉淀作用时, 其沉淀具有一定的顺序, 难溶的先沉淀。他设想, 当含有大量矿物质的上升热液进入温度较冷的地段时, 矿物沉淀的顺序与其溶解度顺序相反, 也就是说, 难溶的高温矿物先沉淀, 并根据矿物溶解度高低, 先后沉淀形成分带。艾孟斯提出的矿床矿物分带为: (从上至下)

1. 无矿带 玉髓-石英、重晶石、萤石, 有的脉中含少量汞、锑或砷;
2. 汞带 辰砂矿床, 一般有玉髓-白铁矿、重晶石-萤石脉;
3. 锑带 辉锑矿脉, 往下常出现方铅矿-辉锑矿, 其中有些矿脉含金;
4. 金银带 金银矿, 往往有辉银矿和含各种砷锑的碲化物和硒化物, 少量方铅矿、闪锌矿和黄铜矿; 矿脉中含石英、冰长石、钠明矾石和方解石、菱镁矿及其它碳酸盐;

5. 无矿带 由含微量黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿的石英、碳酸盐组成；
6. 银带 辉银矿脉，含锑、砷的复杂银硫盐矿物，辉锑矿，少许毒砂、石英脉和黄铁矿；
7. 铅带 一般是含银的方铅矿脉，随深度增加闪锌矿增加，有少许黄铜矿、石英和碳酸盐；
8. 锌带 伴有方铅矿和黄铜矿的闪锌矿矿床；
9. 铜带 有黄铜矿出现，一般是含银的黝铜矿；
10. 铜带 黄铜矿脉，经常有黄铁矿、磁黄铁矿；
11. 金带 具有黄铁矿和经常有毒砂的石英碳酸盐矿脉，以及某些长石、电气石等脉石，碲化物不普遍，但有时可大量出现；
12. 砷带 含有黄铜矿的毒砂矿床；
13. 铋带 含有自然铋、石英、黄铁矿的辉铋矿矿床；
14. 钨带 含有毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿等的白钨矿、黑钨矿矿脉；
15. 锡带 含有石英、电气石、黄玉等的锡石矿脉；
16. 无矿带 含石英、长石、黄铁矿、碳酸盐及少量其它矿物的矿脉。

与矿床的矿石矿物分带一样，矿床原生晕具有相似的元素组分分带。这是因为，矿床原生晕是在矿石、矿物结晶沉积作用过程中与矿体同时形成的，因而矿床原生晕元素组分分带与矿床矿石矿物分带具有同一性。

H·H·奥勃钦尼科夫，A·A·别乌斯与C·B·格里戈良等(1975)研究了大量矿床原生晕之后指出，原生晕最重要的特点之一是它具有分带性(包括垂直和水平分带)。造成分带的原因主要是成矿溶液在运移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。温度变化是矿物沉淀的条件之一，同时指出，对于成分不同的热液金属矿床，其原生晕元素分带序列在性质上是十分接近的。他们提出的热液矿床原生晕元素统一分带序列(从下至上)为：

W—Be—As—Sn—U—Mo—Co—Ni—Bi—Cu₁—Au—Sn₂—Zn—Pb—Ag—Cd—Cu₂—As₂—Sb—Hg—Ba—Sr

自60年代以来，作者一直注意对矿床元素原生分带的研究，并于1974年，提出了一个热液矿床原生晕元素垂直分带序列模型。以后，经过生产实践检验、修改和补充，最后获得了如图1所示的分带模型。从图1可得分带序列(从下至上)如下：

Cr—Ni(Co, Cu₁)—Ti—V—P—Nb—Be—Fe—Sn—W₁—Zn₁—Ga—In—Mo—Re—Co₂(Au₁, As₁)—Bi—Cu₂—Ag—Zn₂—Cd—Pb—W₂—Au₂—As₂—Sb—Hg—Ba—Sr

可以看出，这一分带模型序列与上述奥勃钦尼科夫提出的分带序列基本一致。而与艾孟斯提出的矿床矿物分带也基本符合。这都表明了矿床矿物的原生分带与矿床原生晕元素分带具有同一性。

前文已提到，热液成矿过程实际上是个沉淀作用的过程。热液中各种金属矿物都各自结晶温度，在未达到某个矿物的临界结晶温度时，它是不沉淀的或只是少量沉淀，在接近和达到了临界结晶温度时才开始大量沉淀，低于临界温度时，沉淀逐渐减少，最后沉淀终止。因而各种矿物的沉淀分带，表现为在中部最集中，两侧逐渐减少。由于各种矿物结晶温度不同，造成了矿床原生晕不同矿物的沉淀分带和同一矿物的浓度分带。实际观察往

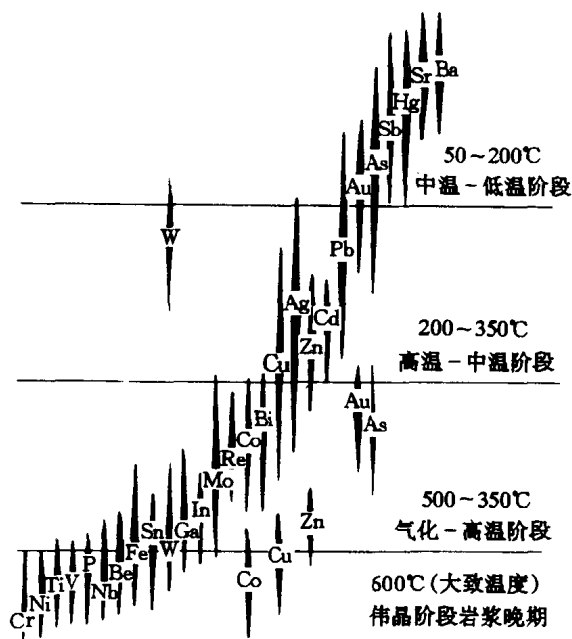


图1 热液矿床原生晕元素垂直分带模式示意图

概率分布的特点。每个元素在序列中的位置有一个置信区间。不同类型矿床元素分带序列可能会有变化，但变化的范围不会太大，只在一定的置信区间内上下变动。比如，在有的矿床中 Ag 可能会出现在 Pb、Zn 的前上方；Pb、Zn 有时会出现现在 Cu 的下部，Bi 可能会出现在 Cu 的前上方，等等。此外，有些元素（如 As、W、Mo、Au、Zn 等）反映出有两次以上的沉淀温度等。

近年来发现 Mo、W 两元素在低温时也有出现，尤其在低温热液矿床中与金伴生时，但不是所有的低温热液金矿床都伴生 Mo 和 W。

往可发现，热液金属矿脉（床）绝大多数，其上方和尾部位品位较低，而中、下部位品位较高。同时还发现在多数铜矿体（床）中，其中，上部含 Pb、Zn、Ag 高，而中下部含 Mo 高。这种铜矿体（床）中，下部铜富集，而矿体（床）前上部 and 尾部铜含量逐渐减低，反映了铜矿物沉淀时的浓度分带；而铜矿体（床）中、上部 Pb、Zn、Ag 含量偏高，中、下部 Mo 含量增高，反映了铜矿体沉淀时伴生矿物或元素的沉淀分带。

矿物的沉淀与其结晶温度有关。有资料表明，锡石只在温度为 250~300℃ 时的条件下形成。同样，温度高于 250℃ 时，不可能从任何成分的溶液中形成辰砂（B·A·巴尔苏科夫，1982）。

热液矿床的元素的分带序列具有

第二章 工作方法

一、采 样

热液矿床的形成,是含矿热液沿岩石裂隙通道运移、沉淀的结果。含矿热液在有利的构造、岩性环境中沉淀成矿的同时,残余热液继续沿裂隙流渗、扩散,在围岩中形成了矿体(床)四周的原生晕。这种矿体(床)四周的原生晕称之为渗滤晕。渗滤晕受裂隙控制,晕中元素向上流渗扩散的距离可达数百米乃至千米以上。因而,热液矿床岩石测量工作的采样,应注意采集裂隙充填物质的样品。

R. W. Boyle (1982) 提出,在普查和圈定隐伏矿化时,渗滤晕是特别重要的,并强调指出,分析研究形成渗滤晕的物质并不过分。应注意在所有剪切带、裂隙扭曲带和蚀变带上采样,分析拟找的盲矿床的成矿元素及其伴生(指示)元素。Boyle 认为,只有这样做,才能观察到岩石中的原生分散模式。

G. J. S. Govett (1983) 在评述岩石测量方法时曾指出:在岩石测量工作中,所采的样品应是岩脉物质、裂隙充填物和似碧玉岩,而不是采取围岩岩块,因为这类物质是代表着矿化事件的“通道”系统。这种采样方法显然是符合逻辑的和有成效的。

W. Crone, L. T. Larson, R. H. Carpenter, T. T. Chao 和 R. T. Sanzolone (1984) 在美国内华达州平桑矿区和普富布尔金矿区作了“裂隙敷膜”(Fracture Coating)和岩石碎片样品的对比研究。获得的结果表明,金矿床上方围岩“裂隙敷膜”样品中 Au、Ag、Hg、Sb 的平均含量要比围岩碎片高出几倍至几十倍。

其实,早在 70 年代初谢学锦和邵跃等(1972)在安徽铜陵地区的宝山陶矿区就已对围岩岩块和裂隙充填物样品中的金属含量进行过对比研究工作。结果发现,岩块样品中 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 的含量很低,而相应的裂隙充填物样品中 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 含量却很高(当时仅分析了这 5 种元素),可高出岩块样品的几十倍乃至百倍以上。此次试验,根据裂隙充填物样品中发现的异常的推断解释,导致了宝山陶热液铜矿床(盲矿)的发现。详情可参阅后文的找矿实例(一)。

热液矿床产出部位的围岩中裂隙很发育。这在坑道中一般都可以看到:矿体产出的部位围岩中裂隙十分发育,而远离矿体裂隙逐渐减少。

裂隙有成矿前的和成矿后的,不是所有的裂隙充填物均与矿化有关。野外采样时,也无法确认与矿化有关的裂隙,但只要我们在采样时注意去搜索和观察,尽量采集各种裂隙充填物,则发现异常的机率就大。

化探主要是靠发现异常来找矿的。异常不是随处存在的,只能与矿化事件有关联的矿物质才具有与矿化有关的异常。因而,有目的地采样,采那些与矿化事件有关的物质的样品,十分重要。

实践表明,在进行岩石测量时,注意采集裂隙充填物质是十分重要的。这种取样方法,

要求尽量采集裂隙充填物,如硅质细脉、断层泥或细粒物,褐铁矿化物质、岩脉和似碧玉岩等。要求采样人员在每一个采样单元内搜索、观察并详细记录地层、岩性、构造裂隙、裂隙充填物和矿化蚀变等地质现象。

二、测网选择

经我们多年来试验研究的结果,认为岩石测量宜采用方格网(比如,250m×250m、200m×200m和100m×100m)或长方格为一采样单元。若采用长方格网,其长、宽比不宜超过2:1。要求在每一个采样单元内,随机、较均匀地在8~10处的位置上按上述要求,认真采集样品,然后将其组合成一个样品供分析用,总质量约500g左右。

化探采样的密度一般都应根据地质找矿任务来决定。不同的地质找矿任务采用相应的比例尺测网。例如,1:25 000比例尺测量的线、点距离一般为250m×50m,每平方公里采80件样;1:10 000比例尺测量的线、点距为100m×20m,每平方公里采样500件。我们历来都是用这种规范化的方法布置化探野外采样工作的。

但近年来,我们在研究岩石测量方法的找矿实践中发现,按上述规范方法来布置化探普—详查(矿区化探)工作,特别是大比例尺的矿区工作中,有许多不足之处。

1. 不经济 矿区化探的面积性测量工作,其面积一般总要在10~20km²左右,有时可能更大,才能取得比较完整的结果。本文后面例举的原生晕找矿实例中,有的地区工作的面积达50km²。这样大的面积,若用1:25 000比例尺测网布置工作,则需样品4 000件。这样做,既不经济,也不尽合理。在当前分析费用相当昂贵的情况下,更难以承受。

2. 代表性差 沿测线采样,要求采样人员只需在样点附近采样,采单样(即在一个点上采样)。热液矿床岩石测量则要求注意去采集裂隙充填物,样点附近不一定刚好有裂隙存在,因而要求采样人员必须在一定范围内注意搜索和观察,才有可能采到裂隙充填物的样品。此外,同时要求不要局限在一个点上采样,应随机分散地在所规定的单元网格内,分别在多处(8~10处)采取裂隙充填物样,组合成一个分析样。实践证明这种组合的样品代表性比一个点上的单一样品效果好得多。

3. 测网效应 按比例尺布置测网,其线、点距的关系为5:1。这种由于测网效应往往会使异常被拉长,有时甚至会改变异常形态,给成果的解释带来一定困难。

按我们提出的方格网或长方格网为一采样单元的作法,并在每个采样单元内,随机分散地在8~10处采集裂隙充填物,组合成一件分析样,既可保证样品的代表性,有利于提高工作质量和效率,节约费用,更可消除测网效应,提高成果的解释效果。详细情况,可参阅后文找矿实例二和三。

工作的比例尺与所采样品的数量有直接的关系。工作的比例尺越大,每平方公里面积内所采样品数就越多。已往化探详查所做的面积很少超过5km²,少者只有1~2km²。究其原因,主要是分析费用高的问题。事实上,这样小的工作面积是很难获得一个有意义的矿区地球化学异常的全貌。这样的资料,由于面积小、异常不全,无法作为找矿评价的依据。矿区化探的工作面积至少应在10km²以上。

网格化采样,可以根据工作的面积考虑拟采用的方格网。比如,工作的面积为20~50km²,则可用250m×250m方格网,其样品数约为320~800件;如果工作的面积为10~

20km², 则可用 200m×200m 方格网, 其样品数约为 250~500。最小不要小于 100m×100m 的方格网。因为这套采样方法, 是在一块较小的面积 (250m×250m 或 200m×200m) 内较均匀分散地在 8~10 处的位置上有目的的采样所形成的组合样。这种样品对这一小块面积可以具有较好的代表性。所以, 采用方格网或长方格网的组合样方法, 在原生晕工作中, 已无可非议, 成为一项势在必行的技术改革。

三、异常圈定

(一) 异常下限与浓度分级

矿区化探工作中的背景值与异常下限的概念, 与区域化探是有所不同的。矿区化探的工作, 一般是在区域化探圈定的异常带上或异常区内作进一步的找矿评价, 范围较小。矿区化探的所谓“背景”是相对异常而言, 与区域的背景值不能等同。

在悉尼国际化探会议上 (1976), 曾对异常下限作过讨论。一致认为: 异常下限是地球化学工作者根据某种分析测试结果对样品所取定的一个数值, 据此可以圈定能够识别出与矿化有关的异常。并对异常下限提出了一个笼统的定义: 凡能够划分出异常和非异常数据的数值即为异常下限。因而, 对矿区化探来说, 异常下限不应理解为背景上限。

大量实践表明, 矿床原生晕异常含量与矿体品位之间存在着一定的函数关系。通常, 原生晕中成矿元素的异常含量凡能达到矿石边界品位 1/10 以上时, 在异常范围内经仔细检查均能发现与该元素有关的矿化 (原生的或次生的)。因而, 元素异常的这一含量显得十分重要。因之, 作者认为可以把这一含量确定为各元素异常的内带含量。

内带异常, 是异常中含量比较高的地段。内带异常含量虽不是矿石品位, 但矿体一般应出现在内带异常内。发现了内带异常, 就能较容易地找到矿。

岩石测量的异常浓度分级, 一般是以内、中、外带三级含量来划分和圈定异常的。但对如何确定各元素的内、中、外带三级含量的量值, 却没有一个统一的规定。实际上, 这个内、中、外带三级异常含量是有其内涵的。

以往, 以岩石测量结果圈定异常, 都是从低含量往高含量圈定。首先确定异常下限, 然后根据异常下限的倍数向上圈异常, 一般选 2 或 3 倍, 也有高达 4 倍的, 圈得比较乱。同样都分内、中、外三带, 但对每个地区、每次工作, 三个带的数值都定得不一样, 彼此间无法对比。笔者 (1984) 提出以各元素的工业边界品位为基准, 以下推一个含量级次作为该元素的最高异常值, 并以大于最高异常值者为内带含量, 然后, 依次以其含量的 1/2 定为亚内带、中带和外带、亚外带 5 个级次 (见表 3)。

从找矿角度考虑, 表 3 所列出的部分常见元素内、中、外带的异常含量的分级, 可以用来研究如何从多元素组合晕中确定出成矿元素及伴生元素。从化探异常中确定出成矿元素及其伴生元素, 对找矿评价十分重要。多年来实践的经验表明:

1. 凡出现内带浓度异常的地段, 经地表检查, 一般均能发现与该元素有关的矿化; 在内带异常内, 一般均能发现具工业品位的矿化 (体) 存在。

例如在 $w(\text{Cu}) > 400 \times 10^{-6}$, $w(\text{Mo}) > 40 \times 10^{-6}$, $w(\text{Sn}) > 100 \times 10^{-6}$, $w(\text{Au}) > 200 \times 10^{-9}$ 和 $w(\text{Ag}) > 5 \times 10^{-6}$ 的内带异常中, 经仔细检查, 均可在围岩中发现较好的铜矿化、辉钼矿化、锡矿化和够品位的金、银矿脉。因而, 正确确定各元素的内带异常含量就显得十