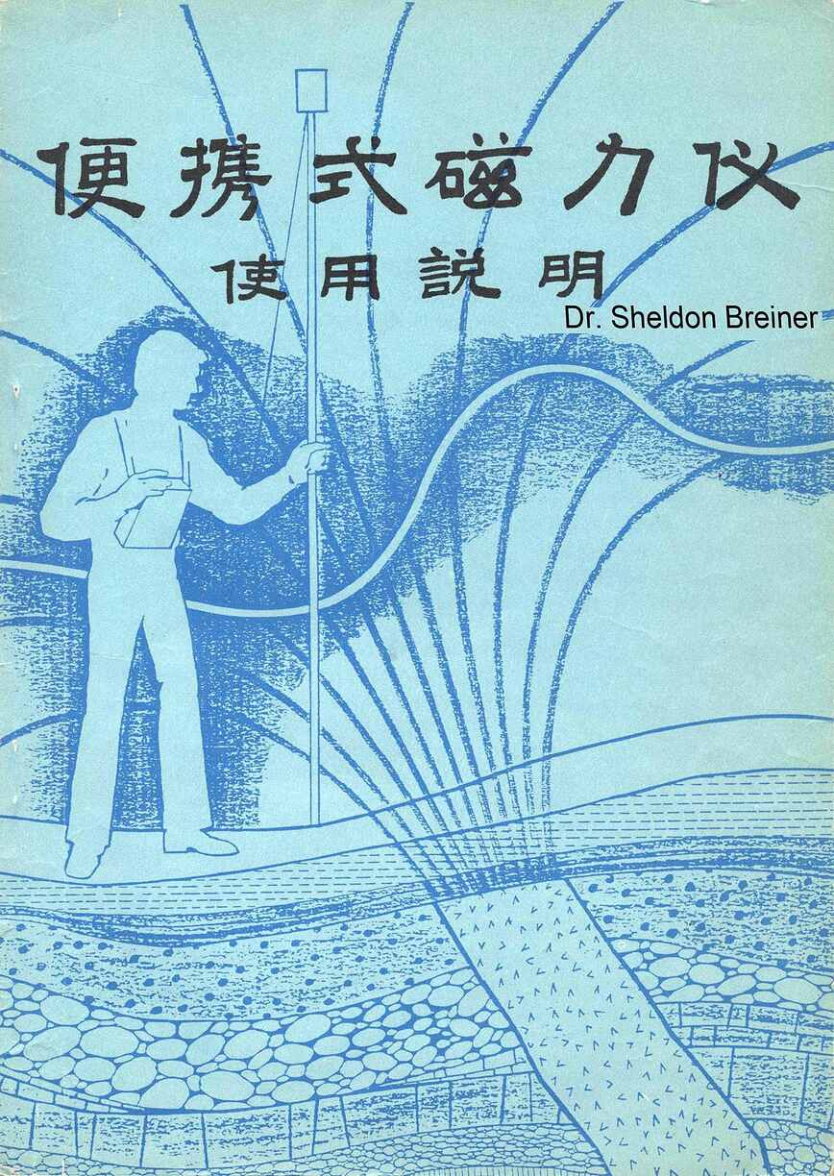


# 便携式磁力仪

## 使用说明

Dr. Sheldon Breiner



# 序 言

本手册通俗易懂，可满足一般水平用户使用便携式总场强磁力仪进行地质勘探、搜寻遗失物、岩石或铁样品的磁性测量以及考古发掘等常规和非常规应用中的大多数要求。顾名思义，这是一本供专业和非专业人员用的手册，这些人员可能没有时间，没有所需的背景知识或没有现成的机会到合适的图书馆去深入钻研有关地球物理学的标准课本，再者这类书图书馆中也很少。

作者在本手册中使用的某些资料，有的可能在所列举的参考文献中找到，有的引自不出名的原始材料，有的是从物理学或者工程学课本里的方程式和容易混淆的术语中提炼出来的。然而，本手册中的许多论据和说明确是不曾在任何其它地方出版过。例如，据作者所知，有关磁搜索掩埋物、便携式梯度计的各种应用、质子磁力仪的操作依据以及电流对便携式总场强磁力仪的影响等课题，就没有任何现成的参考文献。所谈到的一些特殊的课题有，磁性能及普通钢铁物体的探测、有关探测掩埋废墟的论据、独自画地磁异常结构草图的方法、以及解释地磁赤道处异常现象的某些见解。作者也试图在可能简捷的地方进行简化，并使有关磁性解释中的精华部分变得通俗一些，而使可能复杂的磁学课题中的某些方面得以简化。作者感到，这一做法对于大多数便携式磁力仪的工作是十分有用的。至于为解释更为精密的航空磁观测而需要的更高级的技术，建议读者去查询参考书和请教这一课题的专家。

在阐述中充分利用了一些图和实例，因为作者认为它们会促进或加深人们对于这些课题的理解。几乎所有的曲线都是按照所描述的技术徒手画出来的，不能把它们当成是由计算机精确算出的曲线。但就大多数应用的需要来说，这些已足以使人们自己成为“磁学专家”了。

任何一种技术刊物总会出现单位制的问题。许多磁量测，尤其是岩石磁性质的量测，以及地球物理学的研究等均使用 cgs 制，某些物理学和工程应用采用 mks 制，而本手册的大部分读者所要从事的地球物理考察则仍利用英尺和英里。因此，单位制的混杂是不可避免的（希望不至于太混乱）。本手册再版时，可能考虑专门选用公制单位。

本手册各章均被编写成若有需要可单独阅读或利用。例如，有人只对于把磁力仪用于考古学感兴趣而对于要费力去读完第五章的数学确是不太感兴趣，那他就可以直接阅读第七章。然而，随后再浏览一遍第五章对他也可能会有帮助。

任何人若发现手册中的差错或对于作者以后改进版本有何建议，作者欢迎批评或建议。而且，如果读者发现作者的解释或论据刚好不能满足要求，则可用电话或通过书信与作者联系。

SHELDON BREINER  
Geometrics  
2190 Fortune Drive  
San Jose, CA 95131  
Tel. (408) 954-0522

# 目 录

第一章 引言	1
第二章 磁力仪	2
仪器使用	2
质子磁力仪	2
总场强测量	2
质子磁力仪的局限性	3
第三章 地磁场	5
引言	5
地磁场随时间变化	6
磁矿石和铁	8
感应磁化	9
剩磁或永磁	10
第四章 磁场测量步骤与数据处理	11
磁场的净化和传感器的位置	11
操作注意事项	12
有效读数与噪声对比	12
传感器的取向	12
仪器读数	13
时间变化的校正	13
大的磁场梯度	14
数据整理	15
曲线的光滑	15
局部梯度的消除	16
等场强图	16
等场强图的绘制	17
第五章 解释	19
概述	19
不对称现象	19
与深度的关系	20
影响磁异常形状的其他因素	20
地质模型	21
基本的偶极子和单极子	21

分析总磁场特征的简化方法	22
地磁场分量的性能	23
偶极子、单极子和磁极阵列间的比较	23
磁力线图形	24
偶极子和单极子的下降因子	24
偶极子的二倍因子	24
方法的应用	25
偶极子的等场强线形式和棱形磁异常	26
磁异常幅度	26
常见磁源的幅度估计	26
垂直及水平磁场中偶极子和单极子的特征图	29
给定磁化时的最大幅度和一般形式	32
磁异常的深度特性	35
磁异常的宽度	35
磁异常深度的估计	35
磁异常的辨识	36
下降率	36
估计最大幅度和深度的假设	38
半宽规则	38
斜率技术	39
其它估计深度的方法	39
关于解释工作的总结	39
第六章 磁化系数、磁化强度和磁矩的测量	41
引言	41
应用	41
测量步骤	41
样品的不规则转动对幅度的影响	42
规则转动对于幅度和方向的影响	44
地磁场里的偶极子	45
非球状物体的转动	46
第七章 磁性物质探测	49
引言	49
物体磁性的确定	49
探测能力	49
磁异常图	50
深度/幅度特性	51
探测步骤	51

磁矩的确定/探测坐标网格/分辨率	51
测量线	52
正确定位的详细测绘	53
专门的探测项目	53
铁与钢	53
永久/感应磁异常源	54
管道(水平方向)	56
磁标记	58
考古发掘	59
简介	59
考古地区的磁异常	59
剩磁	60
考古磁	60
土壤的磁化与磁化系数	60
土壤的剩磁	60
磁异常的复杂性	61
考古巡测规划与可行性	61
考古中磁异常的幅度和图形	62
第八章 梯度计和梯度技术的应用	64
引言	64
梯度计的应用	64
梯度测量的条件	65
梯度计灵敏度	65
梯度计在磁场中的读数	66
梯度计如同一个滤波器	67
垂直梯度的计算	68
由垂直梯度估计深度	69
包括梯度和坐标的普遍表达式	70
梯度向量图和由总场得到的向量信息	72
第九章 电流分布的磁量测	73
引言	73
应用	73
电流源产生的磁场的形状	74
电流源磁场的幅度	74
参考文献	77

# 第一章 引 言

作者打算将本手册作为一般性的指导,服务于便携式磁力仪,特别是总场强质子(核进动)磁力仪的各种各样的应用。由于磁力仪应用的多样性和磁场测量工作的普遍复杂性使得我们不可能对所有的课题进行探讨。但是,若有需要,则可通过作者或通过所列举的参考文献得到进一步的资料。

本手册所编写的这些应用是,矿物和石油勘探、地质测绘、搜索掩埋及沉没物体、磁场测绘、地球物理学的研究、磁观察所的应用、岩石或铁磁体的磁性能测量、古地磁学、考古勘察、导磁性绘测、梯度计观测、以及磁模拟等。本手册采用了地质学和地球物理学领域常用的术语,测量单位以及必须具备的基础知识。

## 第二章 磁力仪

### 仪器使用

当今常用的便携式磁力仪类型有，饱和式、质子进动式、施密特磁秤式、磁倾式及其它一些专用测试仪。磁秤式和磁倾式属于机械型仪器，它由装在枢轴上的、用来测量垂直或水平场强或场方向的磁铁构成，目前已不常用，逐步被更灵敏、更轻便的饱和式和质子式磁力仪所取代。便携型饱和式磁力仪使用一种垂直方向安装的磁饱和和铁芯传感器，用来测量垂直场强，有效灵敏度可到几个伽马的量级。饱和式磁力仪也逐渐被质子式磁力仪所取代。质子式磁力仪更灵敏（1伽马或低于1伽马），绝对精度更高，无运动部件，而且它测量总的场强，不存在方向误差。由于质子式磁力仪用得愈来愈多，而且有许多应用需要它的一些性能，所以质子式磁力仪将是本手册讨论的基本仪器。虽然如此，手册第三章至第四章的许多内容还是涉及到测量垂直分量的饱和式磁力仪。在高纬度处（磁倾角 $70^\circ$ 或更高），这两种仪器的异常特征实际上是一样的；而在其它纬度处，则差别很大。

### 质子磁力仪

质子进动磁力仪顾名思义，是因为它利用碳氢化合物试样液中的自旋质子或氢原子核的进动来测量总的磁场强度。在水、煤油、酒精等试样液中的自旋质子相当于小的磁偶极子。这些小磁铁靠外加一个由通电线圈产生的均匀磁场而暂时排成一行或暂时极化。当线圈电流切断时，质子的自旋就会使质子绕着周围的或地球的磁场方向进动，这种运动与自旋陀螺绕着重力场进动十分相像。进动质子会在使其极化的线圈中感应出一个小信号，信号的频率严格正比于总的磁场强度，而与线圈（也就是磁力仪的传感器）的取向无关。把频率与场强联系起来的比例常数是一个有名的原子常数：质子的旋磁比。进动频率（典型值为2000赫）是用现代化的数字式频率计来测量的，可用它来衡量总的磁场强度的绝对值，在地球场强近似为50000伽马时，精度可达1伽马，在特殊情况下可达0.1伽马。

### 总场强测量

用质子磁力仪测量总的磁场强度是一种标量测量，简言之，就是测量地磁场矢量的幅度，而与其方向无关。这种测量可简单地象图1a那样用地磁场矢量的长度 $F$ 来表示，图上为50000伽马。在这儿所讨论的各种应用中，可能会测到一种大小为10伽马的局部扰动 $T$ ，在图1b中用一任意取向的矢量来表示。扰动矢量用通常的矢量叠加方式加到未扰场上，如图1b所示，要特别注意，如果50000和10伽马矢量均按比例

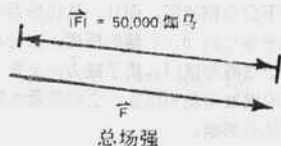


图 1a

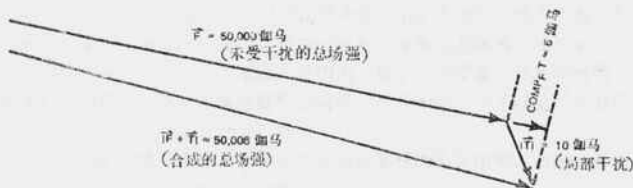


图 1b

画出，图 1b 实际上会成为什么样子。由图可清楚看出，由于质子磁力仪只是测量出合成矢量的幅度，而该矢量的方向近乎平行于未扰的总场矢量，需要测量的未扰值十分近似受扰矢量在原来未扰总场方向上的分量，或为

$$|\vec{F} + \vec{T}| \approx F + \text{com}P_r T$$

其中

$$|\vec{F}| \gg |\vec{T}|$$

这一条件几乎总是正确的，只有在靠近大块钢铁物体的区域，或在铁矿床附近或在某种能产生高于 10000 伽马异常磁场的超基性岩石附近，它才不正确。这样一来，总场强的变化  $\Delta F = \text{com}P_r T$  也就是异常场 T 在 F 方向上的分量（除非说明，一般就简单认为  $\text{com}P_r T$  就是异常场 T）。因此，对于小的扰动，就可把质子进动磁力仪作为确定地磁分量的一种磁力仪。

考虑到异常场的不对称特征，异常场的实验结果分析，以及各种专门用途，测量场的标量值（或称之为总场强）的这一特性是非常重要的。而且，量测与传感器的取向无关这一事实，使得所要使用的这种磁力仪不必象使用安放在靠人运、车运或飞机运的移动台上的饱和式磁力仪那样，要考虑取向或保持水平。这种标量测量的唯一限制（虽然是次要的）是，被测异常场的分量通常不受观测仪的控制，而是取当地地磁场的方向。

## 质子磁力仪的局限性

质子磁力仪没有运动元件，它能产生一个绝对的、分辨率相当高的场强测量结果，通常是用明显的数字显示装置显示测量结果。但是，这种仪器亦有一些局限性，在某些特定的磁场条件下应予以考虑。首先，质子进动信号在磁场梯度高于 200 伽马/英尺（相



当于 600 伽马/米) 的情况下会急剧减弱。而且, 从传感器来的信号幅度是微伏量级的, 必须把几千赫的进动频率测量到 0.01 赫的精度。这种小信号会由于附近交流电源的影响而变得不可测量。由于这两种原因, 质子磁力仪通常不能在标准的建筑物内使用。至此我们将介绍一些新的发展动态和措施, 它们能最大限度地减弱这些效应对本手册所要描述的磁力仪应用方法的影响。

### 第三章 地磁场

#### 引言

地球磁场就象在地球中心有一根大磁棒形成的磁场，或类似于一个均匀磁化的球体形成的场。地磁的起源不太清楚，但可设想为它是由液态导电地核中的电流形成的。在地球的表面，最靠近地球北极处的、相当于磁棒的地磁场的磁极实际上是一个“南”磁极。所以会出现这种似非而是的情况，是因为习惯上一个罗盘的指北端被规定指向北方外还必须指向相反的磁极，即地球磁场的南极。虽然如此，为了避免可能混淆，把靠近地理上的北极的磁极也称之为“北”极。

地球磁场的磁力线呈现出类似于一个小磁铁那样的常规图案，如图 2 所示。注意，在北磁极和南磁极处磁力线的方向是垂直的，而在地磁赤道处，则是水平的。了解这一几何形状对于解释磁异常很重要。磁场强度是图 2 所示的磁力线的密度的函数，它又象磁棒那样，极区的强度是赤道区的两倍，大致分别为 60000 伽马和 30000 伽马。图 3 和图 4 给出了相对于地平线的地磁倾角和总场强。（注：1 伽马 =  $10^{-5}$  高斯。高斯实际上是磁感应单位，而奥斯特则是磁场强度单位——在物理学术语中分别用 B 和 H 来表示。然而，按照地球物理学界的规定，在 cgs 单位制中，高斯是磁场强度的单位。反正，在数值上，1 伽马 =  $10^{-5}$  高斯 =  $10^{-5}$  奥斯特 =  $10^{-8}$  韦伯/米<sup>2</sup> =  $10^{-8}$  特斯拉。）

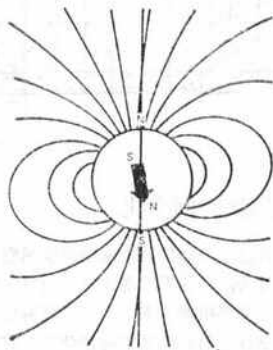


图 2

地磁场的总场强不是完全对称地围绕地理北极。首先，北磁极位于北加拿大离地极 1000 多英里（见图 2）处。另外，地球不能用单独一根磁棒来确切代表，它还有许多高阶磁极，以及由地核成磁机构的未知特性所造成的极大规模的异常性能。此外，太阳风或来自太阳的恒定的粒子流和电流使图 2 所示的磁力线畸变成类似的泪珠状，其圆钝头朝向太阳。最后，除了为本手册用以外，绝大多数相对于对称场的偏离是，由磁性矿物的局部变化所引起的地壳的异常特性或促使局部地磁场畸变的其它一些特性。

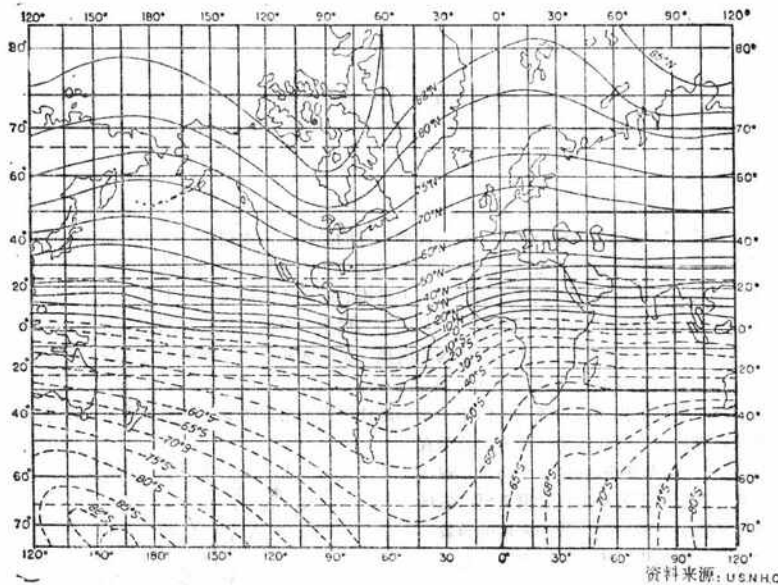


图 3 用弧度表示的相对于地平线的地磁倾角

## 地磁场随时间变化

上面论述的都是地球磁场的空间变化，但还存在有随时间变化的情况。地磁以秒、分和小时为周期的重大变化是上面所谈到的太阳风的直接或间接影响，它使地球的磁层或外磁场发生扭曲。图 5 给出了在典型的日子里，在当地白天时间内，地磁每日的变化。地磁每日的变化是不可预测的，有可能出现 100 伽马以上的变化，但它通常可用第四章所描述的方法，将其从便携式磁力仪的数据中扣除。在这些每日变化的地磁上还要加上周期更短的变化，称之为微脉动（图 6），其变化更无规律，通常幅度较小，有可能在白天或夜里的任何时间出现。微脉动的周期可从 0.01 秒到几十分钟，幅度可从千分之一伽马到几十伽马。

更令人关注的一种错误数据的可能根源是，每月数次突然发作并同时遍及世界的磁暴。这类磁暴可能呈现高达数百伽马的变动并可能持续一天或数天（见图 7）。对于非常重要的磁场测量，特别是那些较高分辨率的测量，常常要利用基准记录站或咨询监测站在每天的开始检查一下磁暴活动，并利用它来把地磁的每天变化根据时间的对应关系从磁场数据中扣除。

地球的内磁场或主磁场也缓慢地数年、数十年、数千年直至长年永久地变化着。本

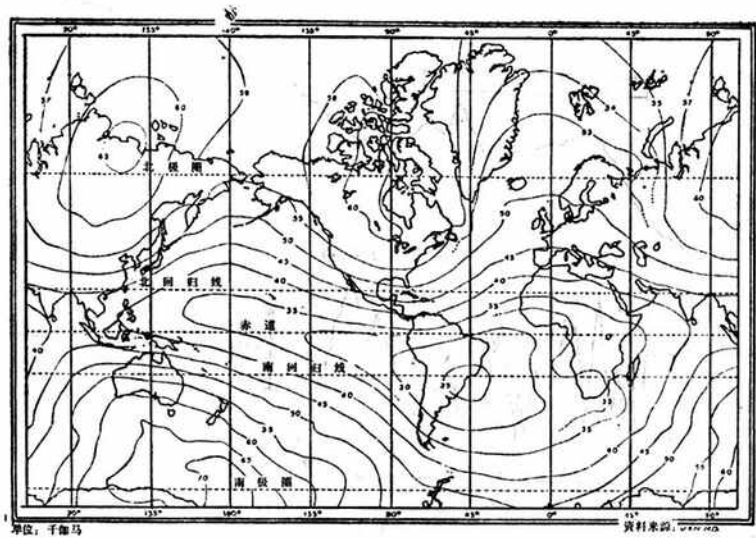


图 4 地磁场的总场强

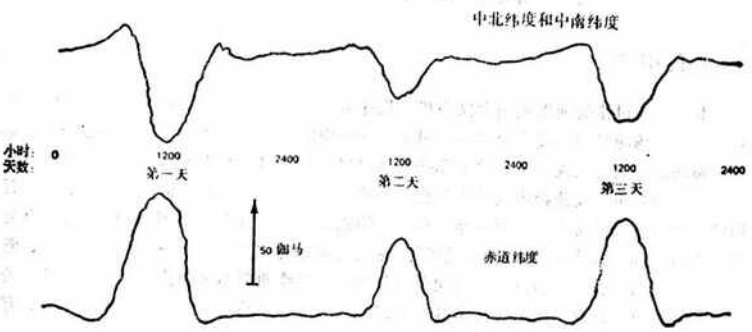


图 5 典型的总场强的日变动

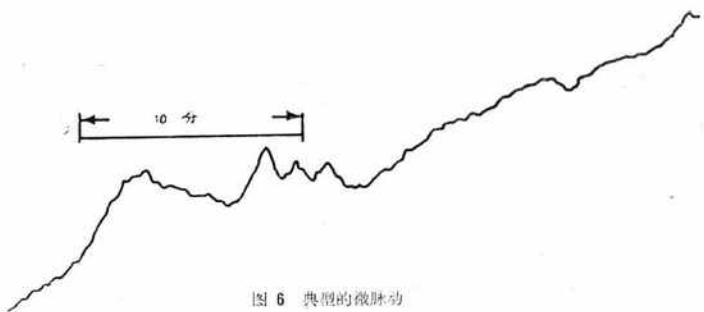


图 6 典型的微脉动

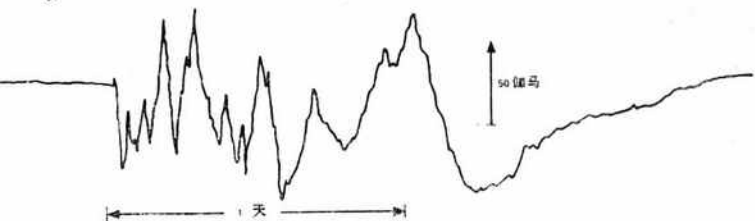


图 7 典型的磁暴

手册只注意磁倾角、磁场强度甚至磁极位置以观测台或资料登录站所关心的速率缓慢变化的情况。纵观整个地质史，主磁场甚至已经到了向，这些情况的后果对于本手册所涉及的许多便携式磁力仪的应用来说是极其重要的。

## 磁矿石和铁

本手册所讨论的便携式磁力仪的基本用途是判断并描述地磁场的空间变化。前面所描述的地磁场随时间的变化简要地说明了磁测量中的噪声或干扰。为这些用途需要测绘的地磁场的空间变化或地磁异常是那些可能出现在几英尺或几千英尺范围内、通常由磁矿石的异常分布，或铁物体或可能有意义的地物特性所引起的磁异常。天然生成的岩石和矿石呈现地磁异常主要是因为存在有共生的磁矿石——磁铁矿( $\text{FeFe}_2\text{O}_3$ )或与其有关的矿石、钛尖晶石、钛磁铁矿、磁赤铁矿等，这些被统称为磁铁矿——一种暗黑、沉重、坚硬而又稳定的矿石。而铁锈色的、形状十分普通的氧化铁通常不是磁性的，并且往往不是磁异常的根源。其它一些出现在小得多的范围内的磁性矿石是钛铁矿、磁黄铁矿（具有硫化物）、以及其它一些更为次要的铁矿。

在磁性铁矿床中，所有的岩石都含有磁铁矿，从含百分之零点到百分之几甚至到百分之几十。磁铁矿的分布状态或其磁性的某种特征可被利用于勘探或其它用途的测绘。处在地磁场中的铁物体，无论是掩埋的还是故意安放为了以后找回的，也都会产生一种

可探测的磁异常。与人的居住有关的地物特性常常可用磁观测来探测，这是由于一大群人作为特征，诸如人造建筑物、空穴、或烘烤粘土和陶器的强化磁效应（见第七章）与磁铁矿形成明显对照。

## 感应磁化

地磁异常是由两种不同种类的磁化：感应磁化和剩余磁化（永磁）造成的。感应磁化表示磁场对材料的作用，这时周围磁场得到加强，材料本身的作用象一块磁铁。材料的这种磁化正比于周围磁场的强度和材料增强局部场的本领——称之为磁化系数。感应磁化等于磁化系数  $k$  和地磁场或周围磁场强度  $F$  的乘积，或写成

$$I_i = kF$$

式中  $I_i$  是用 cgs 电磁单位制表示的单位体积的感应磁化， $F$  是用高斯表示的磁场强度（注意：在某些课本中，采用单位磁化系数或单位重量（克）磁化系数）。对于大多数材料来说， $k$  远小于 1，事实上，通常是  $\pm 10^{-6}$  cgs 单位或更小。如果  $k$  是小的正数，该材料就是顺磁性的，当  $k$  为负值时，则就是逆磁性的。对于磁铁矿， $k$  约为 0.3 cgs，属于铁氧体；而对于铁合金， $k$  可能在 1 至 1000000 之间变动，这类材料称之为铁磁体。铁氧体和铁磁体的磁化系数都是测量时所处的磁场强度的函数。在本手册中，在所有情况下，都认为该磁场强度就是周围的地磁强度，其值为 0.3 至 0.6 高斯。

与  $k$  类似的一个参数是导磁系数  $\mu$ ，它是磁感应  $B$ （材料中的感应磁化）和磁场强度  $F$  之比。 $B$  不仅包括了材料的磁化，也包括了场本身的影响，它可表示成下式：

$$B = F + 4\pi I$$

式中  $B$  用高斯表示。因而按上所述

$$\mu = \frac{B}{F}$$

$$\mu = 1 + 4\pi k$$

因此，当  $k$  很小时（例如在空气中）， $\mu \approx 1$ ，而当  $k$  为 0.1 或更大时， $\mu$  通常就要大一个量级。可将磁化系数  $k$  设想为材料产生局部磁化的绝对本领，而  $\mu$  则是相对本领。经常需要测量导磁系数的是  $\mu$  比 1 大很多的材料，典型的是铁、钢及其它铁磁体合金。

由于磁铁矿及其分布对于这些应用是如此重要，因此，了解它与普通类型岩石的关系是十分重要的。磁铁矿的磁化系数  $k$  曾被确定约为 0.3 cgs，实际上有可能在 0.1 至 1.0 范围内变动，这取决于它的晶粒尺寸及其它属性。含有磁铁矿的岩石的磁化系数简单地与岩石所含的磁铁矿量有关。例如，含 1% 磁铁矿的岩石，其磁化系数将是  $3 \times 10^{-3}$  cgs，等等。岩石的典型的磁化系数如下所示（在大多数情况下，可能会有一个量级以上的变动）：

蚀变超碱岩	$10^{-1} \sim 10^{-2}$ cgs
玄武岩	$10^{-4} \sim 10^{-3}$

辉长岩	$10^{-4}$
花岗岩	$10^{-5} \sim 10^{-8}$
安山岩	$10^{-4}$
流纹岩	$10^{-5} \sim 10^{-4}$
油页岩	$10^{-5} \sim 10^{-4}$
片麻岩等	
变质岩	$10^{-4} \sim 10^{-6}$
沉积岩	$10^{-8} \sim 10^{-5}$
石灰石和燧石	$10^{-6}$

典型情况为，暗黑的碱性火成岩比酸性火成岩具有更高的磁化系数，而酸性火成岩的磁化系数又高于沉积岩。

## 剩磁或永磁

在许多火成岩和铁合金中，剩磁或永磁  $I_r$ （前者是指岩石，后者是指金属）常常是主要的磁化（相对于感应磁化）。永磁取决于冶炼参数以及样品的热、机械和磁处理过程而与测试场合无关。磁铁矿可能具有  $0.1 \sim 1.0$  高斯的剩磁，普通的铁可能有  $1 \sim 10$  高斯的永磁，而永久磁铁可能有  $100 \sim 1000$  高斯或更高的永磁性。第四章将描述测量剩磁和感应磁化方法，以及测量岩石和各种各样物体的磁化系数的方法。第七章更加充分的描述了铁物体的磁化。

剩磁对于测绘和解释、古地磁、考古发掘，以及考古地磁等是十分重要的。如前所述，磁铁矿的剩磁与现在的地磁场无关。一般说来，高的剩磁与热效应有关，无论是自然加热（例如火成岩）还是人为加热（例如烘烤过的粘土、陶瓷，以及在考古场所发掘到的其它人造物品）都是这样。在加热之前，磁铁矿晶体内称之为磁畴的小区域大体上是随机取向的。在加热过程中，特别是在高温时，这些磁畴就重新取向，当冷却时，它们就大体上沿着周围的磁场方向排列，相互平行形成了一种相对于物体来说是凝固的纯磁化。对于许多岩石类型来说，这种纯磁化可能要比感应磁化大 10 倍以上。因此，这种纯磁化可能会比只考虑前面所列举的磁化系数所表明的要大得多。

岩石或物体的剩磁可能是也可能不是与目前的地磁场方向一样，因为物体可能已被重新磁化，还因为地球磁场在地质年代，甚至在有史年代已改变过方向。岩石经常被换向磁化，所以只要产生能观测到磁异常的岩石确是可以取得，则剩磁的测量就是一种有用的解释手段。当在给定的岩石或其它样品中测量“凝固石磁场”时，则古磁场和太古磁场的情况主要取决于精确确定“凝固古磁场”的方向。第六章中将讨论进行这种测量的一些方法。

### 磁场的净化和传感器的位置

便携式磁力仪的大多数应用需要操作者本身基本上不带有磁性物质。如果打算测量 1 伽马量级的磁场，那么对于操作者本身加以检查的重要性是不容忽视的。在现场测量时，人身上可能带有的一般磁性物质大概包括两类，一类是比较明显的，如岩镐、地质罗盘、衣袋中的小刀或仪器支架；另一类是不大显眼的东西，如眼镜轴、男裤上部的裤勾、照相机上的曝光表、盒式录音机喇叭上的磁铁、书写板上的金属夹、自动铅笔、钥匙链以及鞋或靴子上的铁钉等。当然其中有些东西是不能替换和丢弃的，然而有些东西则在任何情况下都并不重要。传感器本身还应保持清洁，以避免传感器表面被带有磁铁矿的污物所污染。为了检验“方位效应”，即在磁场测量过程中根据被测磁场的强度来决定方位的效应，操作者围绕传感器的位置转动时，可在四个主要方向上读数并注意其变化，如果这一变化的最大值一般小于 10 伽马，那么在一条线上的平均读数大概不会受到多于 5 伽马的影响，而个别的读数将小于 5 伽马，因为沿着分布图的读数大致是沿着给定方向测量的，即在给定方向附近，大约  $\pm 30^\circ$ 。如果希望灵敏度达到 1 伽马，那么方向误差应该小于几个伽马，最好小于 2 伽马或更小些，这取决于所要求的灵敏度。为了使所有的数据都在一条给定的测量线上测出，如果可能，操作者应尽量面对同一方向。

质子磁力仪的传感器可装在一根 8 英尺(2.2 米)长的杆上，装在一个背包里，如果需要还可装在一个可伸展为 12 英尺(4 米)或更长的杆上，或者象图 8 表示的那样由另一个人携带。对于磁场测量来说，最常用的方式是将置于 8 英尺高的杆上的传感器移到距仪

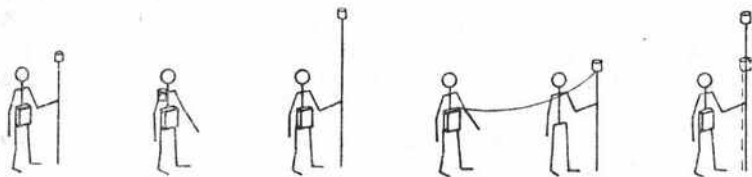


图 8 传感器携带的位置

器支架和操作者足够远的地方，以使传感器不致太多地受到服装上的物件及其它东西的影响。把传感器安放在一个可伸展为 12 英尺或者更长的杆上的目的，是为了避免地表强磁性物质——例如地表的红土、冰碛或者露出地面的具有强磁性的矿石——对传感器的干扰。在具有很大的磁场梯度的情况下，传感器可能还要再升高，因为很大的磁场梯度



将破坏磁力仪的信号，从而影响所有的测量。（见后面几节）。使用长杆的另一个原因将在有关垂直梯度测量的第八章中论述。需要另一个人带着传感器还有一些很自然的原因，因为当第一个人带着仪器支架时，可能还同时带着具有磁性的或者他本身必需的其它东西，例如镐头、盒式录音机、其他仪器或岩石标本等。

为使现场操作更为方便，在只要求灵敏度为 5 或 10 伽马的场合，传感器可以带在一个背包里。但应注意检查电池和仪器支架的影响（尤其是磁性强的碱性电池）。背包可使手空出来做记录、拨开灌木。一般说来，背包还能平衡支架的负重，从而减少疲劳。

## 操作注意事项

### 有效读数与噪声对比

事实上，证实磁力仪正在提供有效的数据是十分重要的。确认正在观测的是磁场的读数而不是毫无规则、毫无意义的仪器读数（即噪声）的最简单的办法是在同一个位置且不移动任何东西的情况下，连续取几个数据，并观察其重复性。不论仪器的灵敏度置于哪一档，连续的读数应该在  $\pm 1$  伽马， $\pm 0.25$  伽马或  $\pm 1$  个计数以内。在任何自然生成的环境中，包括发生磁暴的情况，在几秒钟内有效的读数都不应在  $\pm 10$  伽马或  $\pm 100$  伽马范围内变化。如果观测到了这种情况，则那些读数或者代表噪声或者反映了由于相应的灵敏度的损失而引起的信/噪比的下降。在一定的环境下，甚至在几个伽马范围内重复的读数仍然可能代表噪声。为了确认这些读数的确是磁场的读数，可以在测量过程中暂时移动邻近传感器的磁性物质，例如某人的鞋子、手表以及某些石头等等的位置，而直接“杀死”信号。这样，在 10 或 100 伽马或更大范围内变化的不规则读数即可被检测到。此外，在没有测量对象的情况下，也可测得这些不规则读数与数据的显著偏离。另外一种不太确切的方法是在距某个被测物或已知的将产生磁异常的某个位置的几个增量距离处取几个读数。

质子磁力仪不能产生有效读数的典型原因可能是：来自交流电网、变压器或其他电磁波辐射源的电干扰；由底层岩石、几乎可见的或深埋的铁件、铁丝网或不适当地在传感器附近使用临时放置的铁制器具等造成大的磁场梯度；传感器的不适当取向（甚至在不定向时）；电池失效，量程设置不正确或仪器故障，破损的或接近破损的传感器的电缆，以及在这本操作手册中通常描述的其它故障。

有效然而失真的读数可能由另外几种情况引起。这些情况包括上述的大磁场梯度的影响，传感器上的磁性灰尘或者其他磁性污染物以及操作者带有的任何偏磁。

### 传感器的取向

根据质子磁力仪的工作原理，作为进动频率加以测量的总强度并不决定于传感器的取向。然而，信号的幅度确实随着传感器内部的外加磁场方向和地磁场方向之间的夹角而变化（随  $\sin^2\theta$  而变化）。除非信号小得不足以准确测量，否则信号幅度的变化通常

并不影响读数。也就是说，信号的幅度要足够高，以使幅度的变化不影响读数。

从理论上讲，加在传感器内部的磁场的方向应该同地磁场的方向垂直。外加磁场的方向决定于传感器内偏磁线圈的形状，这种线圈通常或者是螺线形（圆柱形）的，或者是环形（环或者环状）的。螺线圈产生一个与其轴平行的外加磁场，而环形线圈则产生一个围绕环形线圈轴的环状磁场（为了决定相对于传感器外壳的这些轴的方向可查阅仪器操作手册）。使用螺线圈是因为螺线圈产生的信号幅度比环形线圈稍高且受电噪声的干扰较小，使用环形线圈则是由于它具有全方位的性质。在理想情况下，为了得到最大的信号幅度，螺线圈在垂直磁场里应以任意方向保持水平；而在水平（赤道附近的）磁场里则应保持垂直。为了得到最大的信号，在垂直磁场里，环形传感器应固定成使其轴垂直，而在水平磁场里则应指向北方。倾角大于 45 度或小于 45 度的磁场，则要分别作为垂直的或水平的磁场来处理。

## 仪器读数

测量通常是沿着一个坐标方格或另外选好的路径（为了随后绘图的需要，要记下路径的各个位置）每隔一段距离进行的。对于每 6 英尺、10 英尺、50 英尺、100 英尺甚至 1000 英尺（2 米到 300 米）取读数，当磁异常、磁场以及地质上或者调查上的要求口授时，简单的踱步测量法通常是适用的。选择测量线路时，可以沿着小路或者别的可以进入的路径，也可沿着用步测距离标注在航空图或地图上面的一些特殊位置。沿测量线的读数密度应与感兴趣的磁异常的波长相适应，以便对于任何磁异常都能取得几个读数。具有较多个测量站的一条单独的试验线，通常要首先决定所需要的站的密度。十分重要的是，为了避免通常可在地表拣到的小块铁矿石的影响，也为了避免小区地形或露头矿石表面的影响，如果可能，一定要使磁力仪的传感器离地面在 1 或 2 英尺以上。

读数可以记录在现场笔记本上，如果需要，也可记录在微型盒式录音机里。但是，如果操作者要使用录音机，根据第六章给出的理论，必须注意对喇叭上的磁铁和马达进行磁补偿。使用录音机的方便之处是只需要一只手，而且数据可以调出，便于快速绘图。

## 时间变化的校正

某些地磁测量需要校正昼夜和微脉动时间变化。需要校正的情况包括：感兴趣的这个磁异常分布很广（数千英尺）而且一般都小于 20 到 50 伽马；或者分布线很长；或者如果被测对象是深埋的磁异常源的一种良好的等场强线示图。此外，如果在极地高磁纬度的地区进行测量，而极地的微脉动一般为 10—100 伽马，那么对于这样大的变化也必须进行校正。另一方面，如果测量人只对几百伽马的磁异常分布感兴趣；或者虽然磁异常仅为 20 伽马，但却能在 5 分钟以内完成整个测量，那就不需要校正。可能大多数测量适用于后面的原则，因而实际上并不需要对时间变化作这种校正。

在测量过程中，校正时间变化最简单的方法是：在相同的位置、按相同的取向在不

同的时间进行多次重复测量。如果通过作为时间的函数描出的各读数点（一小时左右描一次）绘制一条光滑的曲线，这些值就可从所有的另外一些读数中减去，只要其中的每个读数也都注有测出的时刻。为了避免去一个单独的参考点时走得太远和走重复的路，也可以在返程中沿着给定的测量线路取第二个或第三个数据，以便至少能确定这一测量线路上的时间变化。另一项技术是仿效航空测量，也就是说，沿着一些联络线或沿着穿过基本测量路线的一些线，（在基本测量线路的端点或中心穿过）迅速地得到测量数据。必须了解并用上每条测量线与联络线的交点，同时要面向同一个方向以避免对准误差。使用这些联络线最简便的方法是，把误差线性分配到每条测量线并使联络线的值保持固定（倘若联络线的数据可快速采集），从而使每个交会点吻合。当地的记录总站，即昼夜监测站，是消除时间变化的最理想的、当然也是最精确的方法。再次假定总站测量线上每个读数其记录时间约在一分以内，那末时间变化就很容易从每个读数中消除。若要使一致性在几个伽马以内，测量总站距离测量区域不应超过 100 英里，并应处在远离当地交通设施和其它干扰源 200 英尺以外（见第七章）。这种昼夜观测站只要每个晚上都进行连续记录，即能指示正在发生的磁暴，并能在观测日的一开始就进行检查，以便确定在这样的条件下实际上是否可以获得有用的测量数据。在磁暴发生期间，最好不要去获取扣除磁暴变化以后的被测物的现场数据，因为在此情况下，观测磁力仪与总站之间的一致性不能好于 5 或 10 伽马。

## 大的磁场梯度

在特别大的磁场梯度破坏了由接连几次的非重复测量所显示的信号的场合，为了将传感器移到磁场梯度小的区域，可能有必要使传感器升高 10 到 12 英尺，有时则升高 15 英尺。此种现象仅发生在矿脉露头的上方或者接近露出大量的已经蚀变的超碱岩、磁铁矿床或含有高品位磁黄铁矿的矿体以及非常接近埋有需要探查的铁器的地方。如果磁场梯度超过每英尺几百伽马，这种情况会发生。如果高磁场梯度的跨度并不太宽，那么精确地在磁场梯度最大的地方取得数据实际上可能并不必要。磁异常两侧中某一侧的数据可以推断出来，而且至少可用于揭示其与这种高度磁化的地层之间的联系。此外，当信号不出现且数据显著地偏离  $\pm 1$  或 2 个计数值时，把磁场梯度的近似值记录下来可能是值得的。在一些仪器上，磁场梯度是作为信号幅度（它是梯度的函数）显示在仪表盘上的。正如前面一节所提到的，在地表磁性很强但信号仍可获取的区域，采集有意义的数据又不使用延长杆的另外一个可供选择的办法是，在每个位置测 2 到 5 个数据，例如在以原来实际位置为中心的十字线上找一点来测量。然后用这些数据的平均值绘制曲线。应用此法，即可得出某些地表噪声的平均值。

在没有地表磁异常时，由于第八章中详细描述的原因，测量总磁场的垂直梯度对地质研究和探矿可能都有用处。得到垂直梯度的方法是作两次总场强测量，两个值一大一小，取它们的差，然后除以两个点之间的距离。

## 数据整理

绘图时，曲线的变化应该是平滑的，并表示出感兴趣的磁异常。（注意：感兴趣的磁扰动或磁异常的性质，如宽度、外貌、特征和幅度等都会在后边的第五章加以讨论。）如果存在过多的地质/磁场噪声，其波长比感兴趣的波长得多或短得多时，有可能使用简单的滤波或光滑技术以便于对曲线加以分析。作为一条经验法则，决不能把其波长与感兴趣的异常源的深度大致相当的磁异常消除或滤掉。用于航空测量或定好坐标方格的地面测量的一些强化或过滤数据的先进技术，将不在这本手册中讨论，但仍在后边列出以给读者：垂直导数向上或向下的延拓、化简成为磁极、带通滤波、趋势表面滤波、谱分析、趋势强化、磁化过滤以及其它许多适用于二维数据的方法。

### 曲线的光滑

波长很短的磁异常（波长比感兴趣的源的大致深度短得多）有可能存在，并可能由磁力仪操作者的磁效应引起，或者象上面所提到过的，直接由地表或接近地表的材料的表面磁化强度差别所引起。在消除这些影响的过程中，人眼本身趋向于扩大人正在探查的那些东西的影响。另一个简单而明显的方法当然是用铅笔去描绘出噪声轮廓。更为客观的方法是把运行平均值或加权的运行平均值应用到数据整理当中（见图9、图10）。例如一个三点的加权运行平均值，应把给定点的值乘以2，加上相邻的两个点的值，再除以总数4。然后把这个值就作为给定的点的值，供以后绘制新曲线时用，同时再进到下一个点，完成同样的步骤（见图10）。求5个点的加权平均值时，对中心点要使用4作为权重因子，对两个相邻的点，权重因子用2；再外边的两个

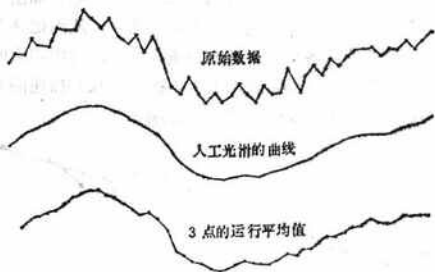
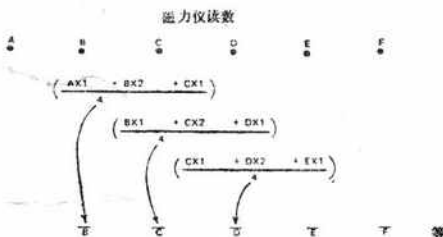


图9 曲线光滑



上面为3点的加权运行平均值

对于简单的运行平均值

$$\frac{A+B+C}{3} = \bar{B}$$

对于5点的加权运行平均值

$$\frac{A \cdot 2 + 4C + 2D + E}{10} = \bar{C}$$

图10 运行平均值

点,权重因子则用 1,同时除以 10 即得到平均值。此外,更加复杂的方法也可使用,如多项式曲线拟合、最小二乘法、数字化带通滤波等等。用来取平均值的、或用过滤波法消除此种噪声的点的数目或间隔,应比感兴趣的磁异常短得多(大约  $\frac{1}{5}$  到  $\frac{1}{10}$ )。

## 局部梯度的消除

在大多数情况下,感兴趣的磁异常通常迭加在一个我们并不感兴趣但又宽得多的磁异常上面。由于主要的地磁场或者来自很深或很远的异常源的影响,这个大的磁异常或局部梯度可能直接作为曲线斜率的一个组成部分。尽管它主观上已被测定,但为了更好地检查这个磁异常,经常把它从数据中去除。如图 11 所示,可以通过曲线中不存在磁异常的部分画一直线或范围很宽的曲线,从而把这个梯度从一个单独的曲线中消除。然后把这些值从各个点中减去并重新描点以给出剩余的值,从而有希望仅把发生在较浅地层的感兴趣的磁异常表示出来。按照第八章描述的方法测量的垂直梯度也可用来消除局部梯度或大大减少局部梯度的影响。

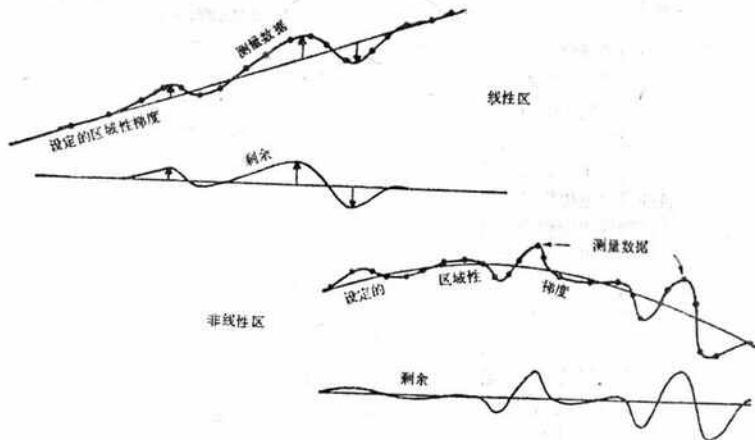


图 11 局部梯度的消除

## 等场强图

大多数测量线路既非靠得足够近,又非安排得很好以用来编绘等场强图。当仅希望得到有关矿藏的勘探数据时,或者在有 大片面积难以进入的极端崎岖不平的地带进行测量时,就常有这种情况。事实上,分布曲线总是够用的,对在水平方向分布很广的异常源尤其如此。在对地质和磁源知之甚少的情况下,在异常源或者很小或者非常大的情况

下，或者为了在更加客观的基础上弄清异常物质的分布或难以捉摸的较长波长细节的情况下，等场强图还都是有用的。出于探查的目的，许多观测都需要很宽的复盖面，也许还需要作等场强图。对于二维的宽广区域，代替作等场强图的一种方法是作“偏移分布曲线”或在横坐标上画分布曲线，这种图也可用来表示绘在图上的测量线路的位置。

如果存在着来自昼夜变化或方位效应的大的影响，那么在画等场强图时就要去掉这些影响。也就是说，对于所有的测量线路和读数，画等场强图时都要求有一个单独的数据标准。前面述及的消除局部梯度影响的方法，也经常用于消除这些错误源。只要操作者对波长较长的、作为梯度的一部分要加以消除的磁异常不感兴趣，这一方法也可令人满意。

下面的指导对不熟悉作等场强图和磁异常的总强度平面视图方法的人应该有益。等场强图或强度图与地形图类似，也是以合适的并且规则的强度间隔画有相等强度的线（等场强线）的图，因为观测是用一台磁力仪在地表每一点进行的。等场强线图的这些值以合理的外推或内推穿过实际上并没有进行测量的区域。画等场强图时运用了磁场是平滑变化的知识，并且假定人们仅仅对由这张图所表示的概貌感兴趣。比相邻两条测量线之间的间隔小得多的细节应该仅仅在分布曲线的基础上加以检验，不需要去探查，也不要包括在图上。

## 等场强图的绘制

对于给定的在某测量导线上测得的一组数据，如果时间变化是显著的，就应该加以消除。或许局部梯度也要消除，而分布曲线则需要光滑。然后，就从这些经过光滑的曲线上挑选场强值。挑选时，或者按照宽的间隔，例如不小于两条相邻测量线间隔的  $\frac{1}{2}$  或  $\frac{1}{4}$ ；或者以类似的间隔，但是通过分布曲线上有特殊意义的点，即最大点、最小点、拐点等等。换句话说，要画在等场强图上的那些值应该大致均匀地分布在平面视图上。显著地延伸并穿过几条测量线的磁异常的细节可能也被包括在内。这样选出的总强度的值和主要细节的说明都被标注在一张基本图纸的合适位置上。这种图纸是由能耐受铅笔线的多次揩擦的材料制成并包含有定位坐标。

检验这些值的动态范围并根据这一范围适当地选择 5 或 10 个强度等级，例如每 20 伽马，每 100 伽马或每 1000 伽马。按照下面的指示画出这些等场强线，然后再填入居中的等场强线，即填入每 10 伽马、50 伽马或 100 伽马的等场强线（取决于最初选择什么样的近似值），一直要填到等场强线在图的各个部分均出现。在理论上，磁场强度的值和等场强线都应该是平滑变化的。因此，在后面画等场强图的步骤里，应通过消除急剧的弯曲或尖角而使曲线光滑。经过这样的光滑以后，用以充分复盖全图的其余等场强线即可仔细地画出在精心绘好的等场强线和外加的适当的符号之间。在梯度急剧变化的区域，为了迴避许多并不重要的细节，仅画出很少几条粗略的等场强线。因为封闭的等场强线（闭合线）其最大值和最小值的形式是相同的，但可以在最小值内侧加上检

验符号或别的标记来区分它们。

各种各样的等场强线的位置是在所有的相邻值之间作人工线性插入（通过眼睛和心算，或者使用比例分配器——虽然并不真正需要）而选择出来的，如图 12 所示。在这种情况下，决定以 10 伽马的间隔来绘制等场强线。接近数据为 91 的点的等场强线随后被光滑，以便按上面给出的原则穿过这个数据点。

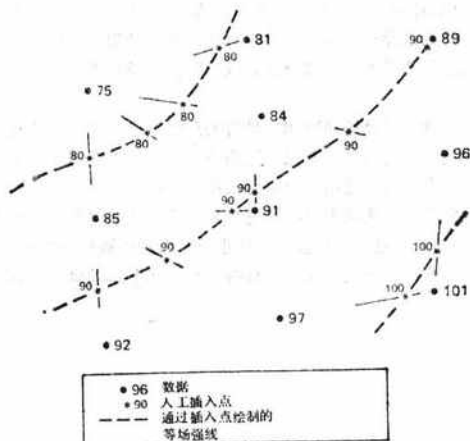


图 12 内插法和等场强线的绘制

等场强线绝对不应该从两个都大于等场强线的值或两个都小于等场强线的值的一对数据点的中间穿过。还有，在梯度为零或接近为零的一些区域，例如在鞍点（两个相邻的最大值或最小值之间的区域），等场强线的方向并不明确。但也没有什么关系，因为在这种情况下，等场强线的两种可能的走向都已绘出。

## 概述

磁干扰也叫磁异常，其总强度的形状是多种多样的，幅度变化很大，几乎总是不对称的。有时即使是由简单的干扰源所产生，其表现也很复杂。通常显示出若干个干扰源产生的总磁力效应。而且一种给定的磁异常可能有无穷的干扰源。这些磁异常表现出来的复杂性是磁偶极子性能的若干个独立但相对简单的函数的净效应产生的后果。然而，理解这些单独的简单函数，再作一些关于地质情况、地下埋藏物（或任何其它待了解的干扰源）的合理假设后，通常总能对多数磁异常的来源作出定性但满意的解释。

本章所作的分析、解释和指导主要用来对地质情况及勘探应用作定性解释。也就是说，说明导致磁异常的原因、它的大致深度和形状；还可能说明磁铁矿含量及质量以及其它有关因素。然而，即使从数据中得出了定性信息，要取得精确测量仍需相当小心。定量解释是可能的，但主要用于空中数据。要确定深度还需要采用更复杂的方法。这些方法是本手册内容所参考的大量资料的基础。

磁异常表示地磁场的局部干扰，它是由磁化（通常叫做磁化对比）的局部变化引起的。例如，在一个很宽的均匀磁表面上，只要没有磁化的局部变化，磁性本身也不会显示磁异常。另一方面，磁化的局部增强或减弱都会造成这样的变化，从而产生一个局部的正或负的磁异常。

观察得到的磁异常只表示感应磁化和剩余磁化的净效应，这些磁化通常有着不同的磁化方向和磁化强度。由于剩余磁化变化很大而很少测量它的特性，因此，实践中总是把感应磁化解释为异常效应的总来源。

## 不对称现象

总磁场异常的不对称性质主要是由以下原因所造成：一方面是由于局部产生的磁石或磁源的磁力线方向；另一方面是由于地磁场（它的方向一般是倾斜的）内总磁场磁力仪的地磁场分量的性质。要知道总磁场磁力仪只测量局部扰动中沿该点地磁场方向的分量。地磁场的异常（无论是由感应磁化产生的还是由永久磁化产生的）是以磁偶极子、磁单极子（等效地）、偶极子和单极子的磁力线以及这些极子的板状分布排列方式存在的。所以，理解偶极子或单极子磁场的性质是很重要的。以后将会看到把这些基本模式组合起来能够解释异常现象最复杂的性质，并有助于对它进行分析。图 13 画出了当人们要测量异常的磁场方向时，这些磁场的可能表现形状。



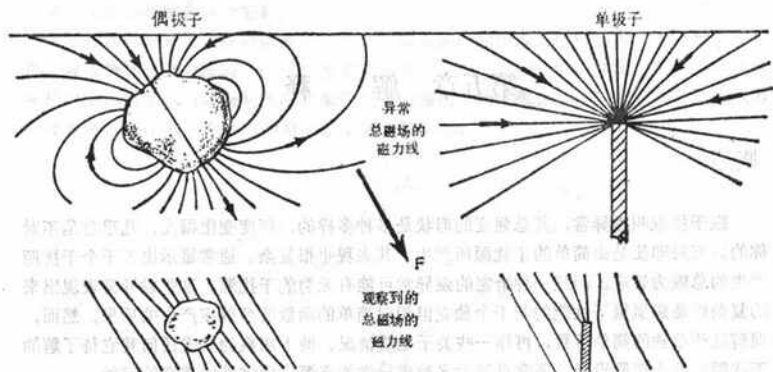


图 13

## 与深度的关系

磁异常的另一个重要特征是它随着磁源距离磁力仪的深度而变化，磁源愈深，表现出异常的范围愈广，如图 14 所示。正是这一特性使我们能确定从磁力仪到磁源的大致深度而不需要有关磁源的其他信息。如果你对本书所讨论的解释只想熟悉其中的一项，就应该选择关于磁异常的波长（或宽度）与深度间的函数关系。有了这方面知识，当观察得的总强度分布图中包含来自不同深度的众多异常来源时，就可以对感兴趣的磁异常迅速且容易地作出解释。

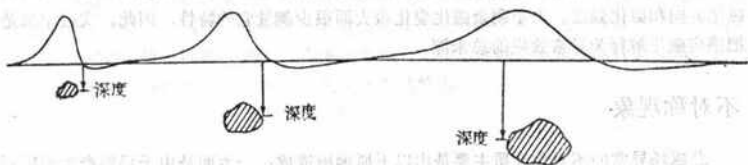


图 14 深度对磁异常宽度的影响

## 影响磁异常形状的其他因素

影响磁异常形状和幅度的其他因素包括：永久磁化和感应磁化的相对量，永磁的方向，以及与附近岩石相比磁源中含有磁铁矿的量。磁源的真实形状——即：在一定的范围中究竟它是窄的、宽的，还是长的，以及它在地磁场中的方向——也控制着磁异常的形状。

## 地质模型

地质异常可用大大简化了的地质模型来解释。采用这种模型能使解释步骤大为简化。第一个简化是假设在某一基本的棱形区域中磁化是均匀的，而在此区域外磁化程度是不同的；也就是说两者间存在着磁化对比。图 15 是假设引起磁异常的地质源的典型类别。

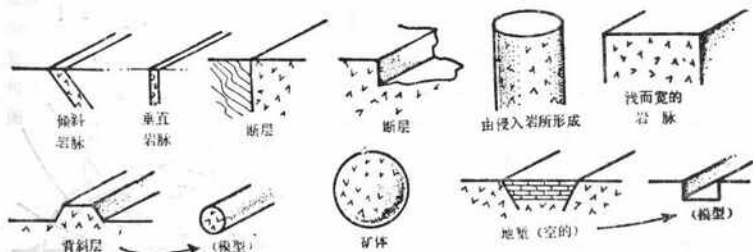


图 15 地质模型表示常见磁异常来源

如前述，在任何势场方法中，给定的磁场形状可能来自无数的磁源组合，因此没有统一的解释。例如，同一个磁异常可能是由特定的磁铁矿分布造成的（虽然从地质学的观点看这是不现实的），也可能是由棱形区域中磁铁矿的均匀分布造成的（这是现实的），两者均示于图 16。必须强调，当考虑各种可能的磁源时，不但需要作简化，而且要采用合理的地质构架。图 17 是各种磁源的一组典型磁异常图象。

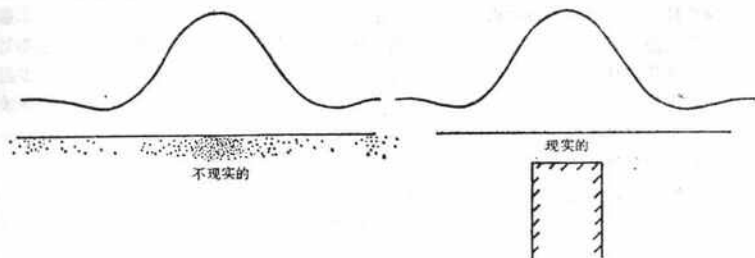


图 16 产生相同磁异常的可能的地质源

## 基本的偶极子和单极子

既然我们用偶极子和单极子的各种阵列来解释磁异常现象，那么研究它们的几何特性和强度特性就很重要了。一个磁偶极子产生的磁力线（假想的）场如图 18 所示。磁

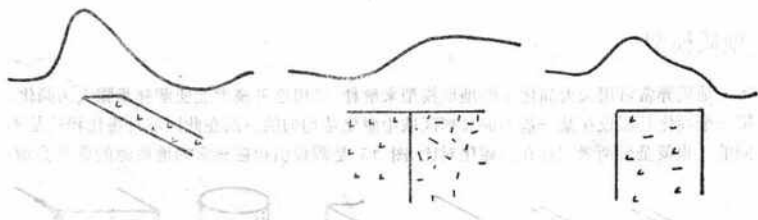


图 17 用简单地质模型解释典型磁异常

场强度与磁力线密度成正比，所以图上用等强度线表示这一关系。由图 18 可见：(1)在偶极子端点外的磁场强度比在偶极子侧面外同距离处的磁场强度大一倍。这足以解释为什么在地磁赤道上的地磁场约为 30,000 伽马，而在磁极处却有 60,000 伽马。(2)偶极子侧面外的磁场方向平行于偶极子本身但指向相反。(3)沿着由偶极子引出的任一条辐射线，偶极子磁力线的切线方向都是平行的。

单极子周围的磁力线沿辐射线方向进入或射出，视来自正、负磁单极子而定。在与单极子距离相同的所有点上，磁场强度不变。实际上并没有真正的磁单极子，只有端点距离得很远的偶极子。然而对实际应用而言，可以根据磁源距离而近似地把它看成单极子，这样的地质结构示于图 13 中。

上面是关于磁偶极子磁场强度  $T$  的几何定性概况。它的定量方面如下：

$$\text{在沿偶极子轴线外的引线上：} T = \frac{2M}{r^3}$$

$$\text{在沿垂直于磁偶极子侧面外的直线上：} T = \frac{M}{r^3}$$

$$\text{对于磁单极子，在任何方向上：} T = \frac{M}{r^2}$$

式中  $M$  = 磁矩。  $r$  是到该极子中心的距离。

本章后面还要对偶极子的磁场强度作详细的数学推导。

## 分析总磁场特征的简化方法

由上面关于偶极子和单极子的描述，同时根据关于总磁场磁力仪的地磁场分量性质的知识，可以画出偶极子取任意方位时的磁异常图形（包括由磁场方向、剩磁方向或地质结构决定的方位）。画出在不同磁场倾斜角时的各种磁异常图形有助于理解以下问题：磁源相对于异常图的位置，产生该异常的磁化倾角，甚至还有有关磁源深度的信息。应该记住，所有的异常都可以看成由偶极子源和单极子源的各种不同分布所引起，只要把

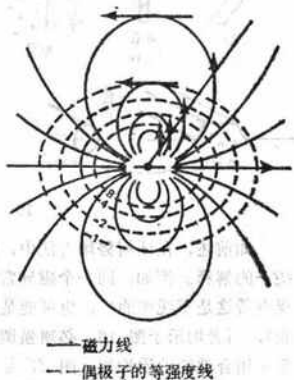


图 18

这里推出的偶极子和单极子的特征图叠加起来，就可以形成任何磁异常图形。

## 地磁场分量的性能

这种预测或描绘磁异常模式的方法取决于磁场的—个性质——倾斜角，以及偶极子源或单极子源（视所作假定而定）所特有的三个性质。首先要考虑地磁场的倾斜角，因为它是局部磁异常中总磁场磁力仪所能测量的唯一分量的方向。（如果使用的是垂直分量磁力仪，此准则仍然适用，只是不用地磁场作为测量方向，而代之以垂直方向。）换句话说，磁力仪只测量局部扰动中沿这个方向的分量，也就是在这个方向上的投影。如图 20 所示。

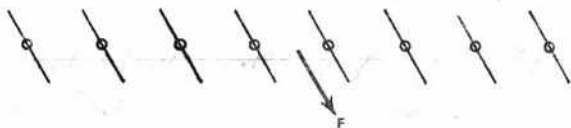


图 20 总磁场磁力仪测量到的分量方向

## 偶极子、单极子和磁极阵列间的比较

究竟采用偶极子、单极子还是其他结构作为模型决定于地磁场感应局部场的方式，而这一点又依次决定于呈现磁化差异和磁场方向的地质体的结构。例如，一个几乎和地磁场平行的长形物体，将沿其长度方向被磁化。又，如果长度够长，而且其一端靠磁力仪很近，磁异常便表现为单极子性质，只有近处磁极起作用，而远处磁极可视为在无穷远处。如果同一个细长物体，其方向垂直于地磁场，它就将沿其最窄方向被磁化，产生如图 19 所示的板状偶极子阵列。

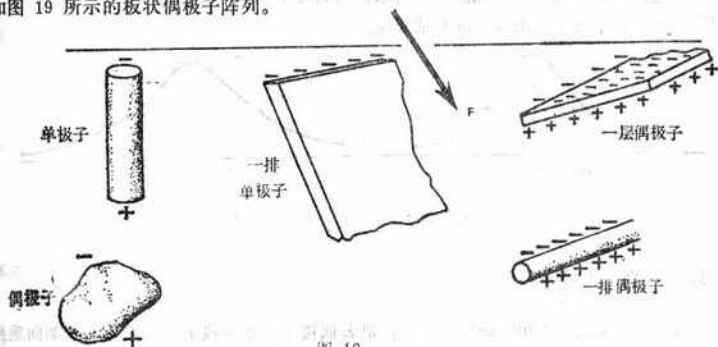


图 19

人们可能希望利用图 15 的典型模型，即当磁源取不同倾斜角和方位时由均匀地磁场产生的磁极阵列。模型究竟被看成偶极子还是单极子取决于单极子或偶极子（及其等效线状或板状分布）是靠得近还是相距远（例如，参看图 34）。

## 磁力线图形

要考虑的偶极子或单极子的第一个性质是磁力线图形（见图 13）。当这组磁力线叠加在用总磁场磁力仪测量得的分量上时，对于感应生成的偶极子或单极子源，其被测得的干扰矢量的相对长度如图 21 所示。测得的是沿总磁场方向的那些干扰矢量的相对长度。每个干扰矢量又依次被下面讨论的强度函数所加权。

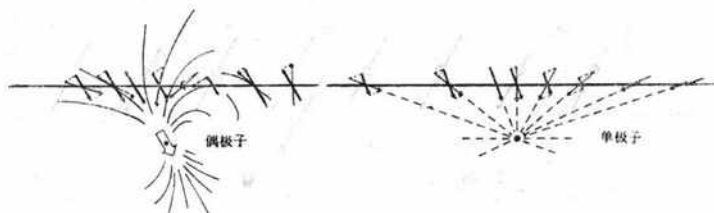


图 21 偶极子和单极子磁力线切线的总磁场分量

## 偶极子和单极子的下降因子

下一个待考虑的因素是强度随距离的变化，即偶极子或单极子的场是按前面公式中表示的  $\frac{1}{r^3}$  规律还是  $\frac{1}{r^2}$  规律变化。偶极子或单极子的相对强度和到其中心的距离间的函数关系，当沿着横向观察时，如图 22 所示。我们将它下面“磁异常幅度”一节中作数学讨论。这个因子要乘上图 21 净矢量长度。

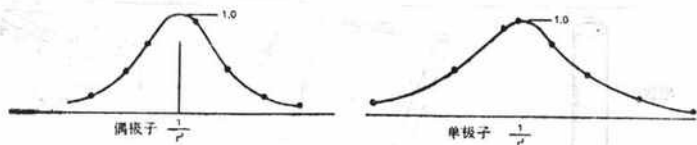


图 22 下降率（相对强度或矢量的长度）

## 偶极子的二倍因子

最后一项考虑只适用于偶极子，即：沿着偶极子端点联线上的值应比沿着侧向垂线上的值大一倍。换句话说，在给定的距离下，强度是指向偶极子的辐射线和偶极子轴夹角

的函数可有 2 倍的变化。图 23 表示该例中这个函数的大致形状。由于单极子是辐向对称的，所以不必作这一考虑。

## 方法的应用

图 24 是这样构成的偶极子和单极子特征图：图上的幅度是无量纲的，但是只要乘以一个因子（此因子可以在以后考虑体积、磁化系数等推导出来）就能得到真实异常值。光是定性地应用这些因子，就能在不同磁场倾斜角和几何形状下画出偶极子

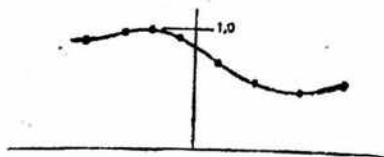


图 23 方位角因素  
(沿分布图各点，图 21 偶极子的相对强度与偶极子轴夹角间的关系)

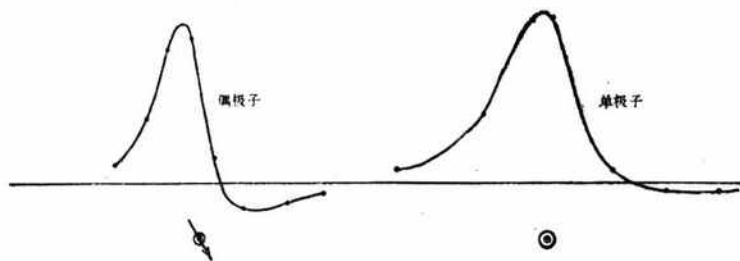


图 24 偶极子和单极子的特征图  
(根据文中介绍的方法由图 20—23 构成)

和单极子的特征图。例如图 25 是徒手画的在垂直磁场（倾斜角 =  $90^\circ$ ），地磁赤道和中南部纬线处的磁异常。光凭画草图，在地磁场方向和偶极子磁力线中不考虑其它因素，就可以看出以下端倪：

在地磁赤道处，磁源上方的磁异常是负向异常。

在赤道处，细长的 N—S 异常的中央区域没有磁异常。

几乎不论哪种磁异常，都产生正磁场和负磁场。

偶极子方向不同，异常性质也不同。

磁异常是不对称的。

只有正值的单极子在多数倾斜角下仍能产生具有正、负部分的磁异常总强度。

简单地练习绘制这些磁异常图形也能解释特征图的一些其它性质。这些性质对于许多不熟悉磁学或不熟悉这些现象的人显得很复杂而且难以理解。

定性地应用以上步骤，同时也根据在各种不同地质体中感应的磁力线状态以及周围磁场的方向与倾斜角，可以得出图 26 所示的各种图形（徒手画出）。通过改变深度引起更大范围的磁异常，以及通过建立复合磁异常（例如把两个断层的影响加起来产生一

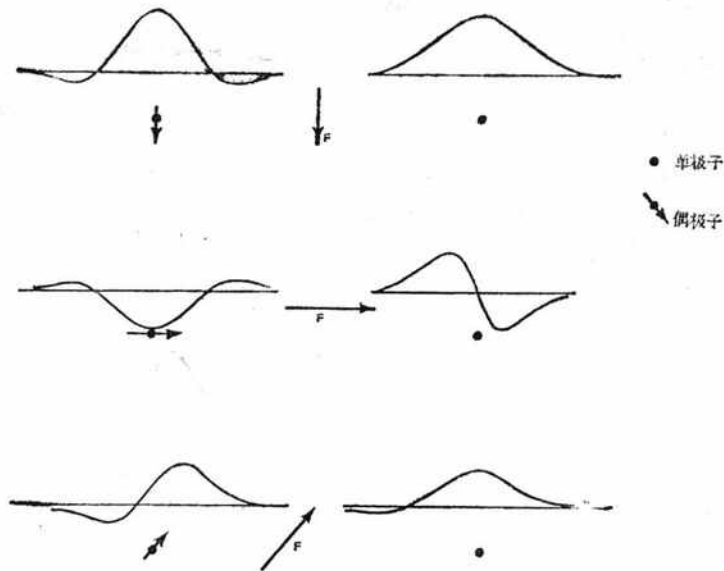


图 25 不同倾斜角下偶极子和单极子的徒手构造图

个单一的宽而浅的岩脉)，也可能构成一个复合曲线来表示不同磁源和不同深度的影响（这是典型观察）。

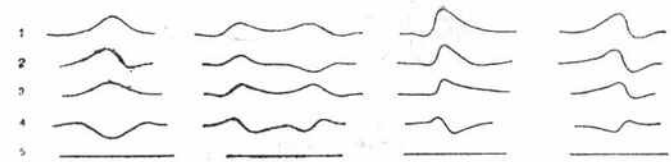
### 偶极子的等场强线和棱形磁异常

即使数据是取自二维阵列的，总场强分布图仍是表示地面测量的唯一形式。然而，如果测量得当，是可能按第四章所述的方法构造等场强图的。因此，考虑一下在简单磁源（如偶极子及在不同纬度上宽而垂直的棱形体）上方几个等场强图的特殊情况是有益的。这种等场强图甚至可以使人通过简单观察来提取以下信息：在这些形状简单的磁源体上各处，给定的分布图将以何种形式呈现。这种信息对探测和地质查勘都是有用的。图 27 是有关磁异常的等场强图和选定分布图的略图。

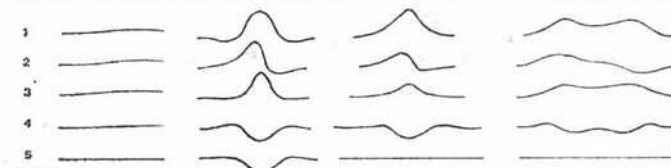
### 磁异常幅度

#### 常见磁源的幅度估计

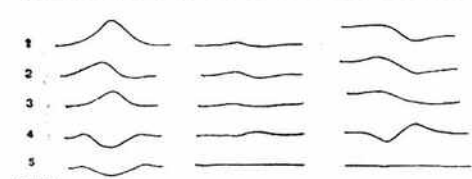
常见的大幅异常（几百伽马以上）几乎总是由大的磁化差异造成的。磁化差异就是岩性的变化：一块火成岩毗连另一块火成岩或者火成岩毗连一块磁化率低得多的沉积



1 背斜层或隆起物 (卧式圆柱体)  
 2 岩层或火山岩流  
 3 倾斜岩脉  
 4 倾斜岩脉



1 坡度不大的斜面  
 2 球体  
 3 岩脉 (垂直板)  
 4 宽岩脉



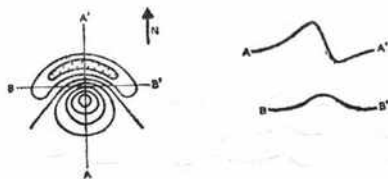
1 窄形侵入岩体 (垂直圆柱体)  
 2 断层 (在一个岩石单位之内)  
 3 断层 (涉及两个岩石单位)

不同地质体形成的典型磁异常 (用右手面表示) 不可用作定倾参考。  
 除球体和垂直圆柱体外, 所有异常均与本页平面图垂直且无限延长。

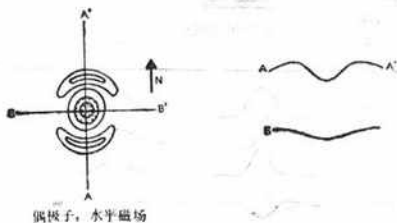
图表符号	
1	∠ F
2	∠ F 或 ∠ F-N-S 向测量线 (N→) (N←)
3	∠ F 或 ∠ F-E-W 向测量线 (即: 磁体在本页平面上的投影是垂直的)
4	∠ F-N-S 向测量线 (N→)
5	∠ F-E-W 向测量线 (即: 磁体垂直于本页平面)

图 26 在磁场的各种取向和倾斜角下地质体的磁异常

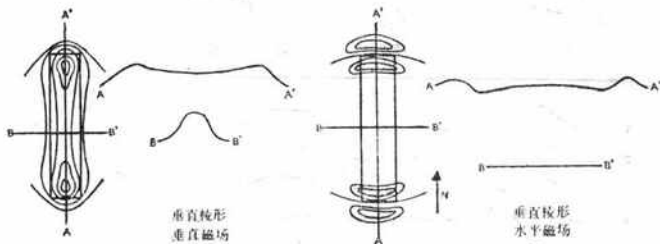




偶极子，F 的倾斜角是  $60^\circ$   
(倾斜角是  $-60^\circ$ ，即南半球，N 是  $\downarrow$ )



偶极子，水平磁场



垂直矩形  
垂直磁场

垂直矩形  
水平磁场

图 27 总场强的等场强线图

岩或变质岩。应该记住，常见岩石的磁化强度相差可达 6 个数量级。只是由于结构造成的异常（即由均匀磁化岩石的结构改变引起的异常）很少会产生大于 10 或 100 伽马的异常。

一个给定异常(特征图)的相对幅度是地磁方向的函数，也是磁源形状和剩磁磁化(如果存在的话)的函数。另一方面，磁异常幅度的极大值主要是深度和磁铁矿(或铁等，当进行探测时)质量差异的函数，它不大受磁源形状的影响。对于一个给定的磁源，估算其最大幅度，以便将它作模型来进行解释是饶有兴趣的。这个估算的幅度可以与上面介绍的归一化的(即无量纲的)磁异常特征图(如图 26)一同使用，以便产生

用来与观察结果作比较的磁异常标准。在探测应用方面，对于规划一项勘探工作，或规划探矿网点及其复盖面时，估计这一最大异常幅度也是有用的。

有些一般性的结构，不难估计其异常幅度的最大值（在磁源上方某一点），只要假设深度、磁化率和大大简化了的磁源形状即可。文献中给出了可用来计算形状更为复杂的磁异常的公式，以及用来计算本节后面完整特征图的公式，即某些形状简单的磁异常，其幅度沿分布图随距离而变的函数。这里介绍的方法只是一种数量级技术，但对于本手册所谈的应用是有用的。

估计异常最大值以便与给定磁源作比较，首先要求根据磁源的性质来研究特征图，即：磁源能否近似看成孤立的偶极子、单极子或它们的线状或薄板状阵列。在后面两种情况下，有时需要有相邻的分布线或等场线图来决定它是否二维的（即是否垂直于分布线而且很长）。然后，假定或粗略估计（根据下述步骤）其深度。此外，要设定磁化率；如果可以取得磁源岩心，可按第六章所述方法测量磁化率。然后引用下列公式，但不要忘记这些公式是建立在一些简化和假设的基础上的。通常所得结果可以出入两倍。

估计任何磁异常的最大幅度的基本公式是

$$T = \frac{M}{r^n}$$

式中  $T$  是磁异常， $M$  是磁矩， $r$  是到磁源的距离（深度）， $n$  反映随距离的减弱率，也叫下降率（对偶极子， $n=3$ ；对单极子， $n=2$  等）。

由于磁矩  $M$ （及  $k$ ）通常是以 cgs 制单位来表示的，所以  $r$  的单位应是厘米， $n$  无量纲， $T$  以高斯为单位。如要将  $T$  用伽马表示，则  $M$  应乘以  $10^5$ ；如果  $r$  用英尺表示，则  $r$  应乘以 30，并将  $30r$  取幂  $n$ 。例如，如果磁源是偶极子，则  $n=3$ ；又设  $r=2$  英尺， $M=1000$  cgs 制单位，则

$$T = \frac{1000 \times 10^5}{(2 \times 30)^3} = 460 \text{ 伽马}$$

## 垂直及水平磁场中偶极子和单极子的特征图

上面以最简单形式给出偶极子和单极子最大磁异常幅度的最广义的表示式。然而，构造处在垂直或水平地磁场中的偶极子或单极子的特征图可能是人们感兴趣的，因为用总磁场磁力仪沿着磁源上方测量线的观察结果正属于这一情况。

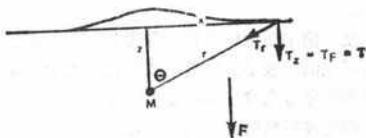
不管总磁场是怎样考虑的，偶极子场的大小和方向总是可以由径向和切线向两个分量  $T_r$  和  $T_\theta$  来表示。根据图示几何关系，表示式如下：

$$T_r = \frac{2M \cos \theta}{r^3}$$

$$T_\theta = \frac{M \sin \theta}{r^3}$$

当地磁场垂直或接近垂直（倾斜角  $70^\circ-90^\circ$ ）时，感应产生的偶极子也许是垂直的。此时总磁场磁力仪测得的将是沿这个垂直方向的分量：

$$\begin{aligned}
 T_z &= T_r \cos \theta + T_\theta \sin \theta \\
 &= \frac{2M \cos^2 \theta - M \sin^2 \theta}{r^3} \\
 &= \frac{M(2z^2 - x^2)}{(x^2 + z^2)^{5/2}}
 \end{aligned}$$



和以前一样,  $T_z = T_F = T =$  磁异常。

在  $x = 0$  处,  $T = \frac{2M}{z^3}$

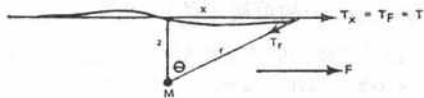
在  $x = \pm z$  处,  $T = \frac{0.175M}{z^3}$

在  $x = \pm \sqrt{2}z$  处,  $T = 0$

在  $x = \pm 2z$  处,  $T = \frac{-0.04M}{z^3}$

在赤道磁场, 感应产生的磁异常是水平的, 此时总磁场磁力仪测得的将是如下图所示分量, 其表示式为:

$$\begin{aligned}
 T_x &= T_r \cos \theta + T_\theta \sin \theta \\
 &= \frac{2M \cos^2 \theta - M \sin^2 \theta}{r^3}
 \end{aligned}$$



$$= \frac{M(2x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^{5/2}}$$

和以前一样,  $T_x = T_F = T$  总磁场磁异常,

在  $x = 0$  处,  $T = -\frac{M}{z^3}$

在  $x = \pm \frac{z}{\sqrt{2}}$  处,  $T = 0$

在  $x = \pm z$  处,  $T = \frac{0.175M}{z^3}$

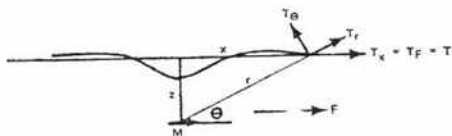
在  $x = \pm 2z$  处,  $T = \frac{0.125M}{z^3}$

这里画出的单极子只有径向分量，其强度表示式是：

$$T_r = \frac{M}{r^2}$$

总磁场磁力仪在垂直磁场中测得的单极子异常是  $z$  方向（垂直方向）上的分量：

$$\begin{aligned} T_z &= T_r \cos \theta \\ &= \frac{M \cos \theta}{r^2} \\ &= \frac{Mz}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \end{aligned}$$



令  $T_z = T =$  磁异常，

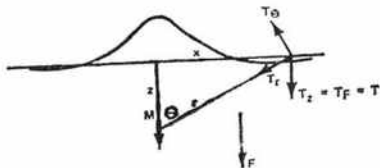
在  $x = 0$  处，  $T = \frac{M}{z^2}$

在  $x = \pm z$  处，  $T = \frac{0.35M}{z^2}$

在  $x = \pm 2z$  处，  $T = \frac{0.09M}{z^2}$

在水平磁场中的单极子场，总磁场磁力仪测得的是它的水平分量：

$$\begin{aligned} T_x &= T_r \sin \theta \\ &= -\frac{M}{r^2} \sin \theta \\ &= -\frac{Mx}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \end{aligned}$$



同样地， $T_x = T_F = T$  磁异常，

在  $x = 0$  处，  $T = 0$

在  $x = z$  处，  $T = -\frac{0.35M}{z^2}$

在  $x = -z$  处，  $T = \frac{0.35M}{z^2}$

在  $x = 2z$  处, 
$$T = -\frac{0.18M}{z^2}$$

在  $x = -2z$  处, 
$$T = \frac{0.18M}{z^2}$$

### 给定磁化时的最大幅度和一般形式

把磁矩  $M$  表示成下式更为好用:

$$M = IV$$

式中  $I$  是单位体积的磁化 (即: 磁化对比),  $V$  是体积。  $I$  通常由两个成分组成: 剩余磁化  $I_r$  (通常是未知的) 和感应磁化  $I_i$ 。在第三章中已谈到后者可表示成:

$$I_i = kF$$

式中  $k$  是单位体积的磁力系数,  $F$  是地磁场或环境的感应磁场。(注意: 由于  $I_r$  通常是未知的, 因此一般总是采用有效磁化  $I = I_i + I_r$ 。另外, 假设  $k < 10^{-2}$ , 即被考虑的磁源所含磁铁  $\theta$  少于 10%。因此, 在计算异常幅度时可以忽略所谓“去磁效应”。

当一个磁源各方向的尺寸都小于它到磁力仪的距离 (小于 1/5 或 1/10) 时, 总是可以把它假设成偶极子。对于偶极子:

$$T = \frac{M}{r^3} = \frac{IV}{r^3} = \frac{kFV}{r^3}$$

如果磁源近似球状, 则

$$T = \frac{kF\left(\frac{4}{3}\pi R^3\right)}{r^3}$$

式中  $R$  是磁源半径如图 28 所示。

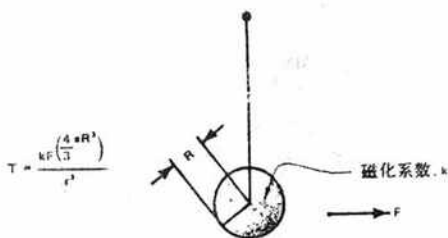


图 28 水平磁场中球体的磁异常

如果沿偶极子的轴进行测量 (见图 29), 则

$$T = \frac{2kF\left(\frac{4}{3}\pi R^3\right)}{r^3}$$

例如,考虑一个 100 英尺宽 ( $R=50$ ), 500 英尺深的矿体,含有 10% 磁铁矿 ( $k=0.3$ ), 在磁场倾斜甚陡处 ( $60^\circ-90^\circ$  纬度处) 处在 60,000 伽马磁场中

$$T = 2(0.10 \times 0.3) \times 6 \times 10^4$$

$$\cdot \left(\frac{4\pi}{3}\right) \left(\frac{50}{500}\right)^3 = 14.4 \text{ 伽马}$$

如果同样的矿体位于赤道磁场上, 该处  $F=30,000$  伽马,

则在垂直于偶极子轴的直线上的一点观察得的感应偶极子 (没有因子 2):

$$T = -3.6 \text{ 伽马}$$

因此, 一个给定偶极子磁源在赤道磁场上的最下异常幅度只有在极区时的  $\frac{1}{4}$ 。

以上表示式通常只用于小而且远距离的矿体 (含有磁铁矿) 的磁源, 或基底深的小结构, 或在探测应用中经常遇到的物体 (见第七章)。磁化可以根据需要以高斯和伽马为单位。由于磁异常也用磁单位表示, 所以分子所用单位的量纲应和分母一样, 以便将量纲消掉。因此, 对于磁异常随  $\frac{1}{r^3}$  而变化的偶极子 (通常说: 它的下降率为  $\frac{1}{r^3}$ ), 体积  $V$  的量纲是  $R^3$ 。对于单极子, 其磁异常随  $\frac{1}{r^2}$  而变化, 其磁矩  $M=IA$ ;  $A$  是表面面积, 其量纲为  $R^2$ 。举例说, 假设在极区有一个垂直插入基底, 其上部面积的直径为 1000 英尺, 深度为 5000 英尺, 磁化系数对比为  $10^{-2}$ , 磁场强度为 60,000 伽马, 则:

$$T = \frac{kF\pi R^2}{r^2} = 10^{-2} \times 6 \times 10^4 \times \pi \left(\frac{50}{500}\right)^2 = 18 \text{ 伽马}$$

水平的棱形体或圆柱体也按  $\frac{1}{r^2}$  而变化, 其磁矩  $M=2IA$  (指在赤道地区东—西方向的水平棱形体的  $IA$ )。式中  $A$  是棱形体的截面积 (见图 30)。[注意: 长的水平棱形体随

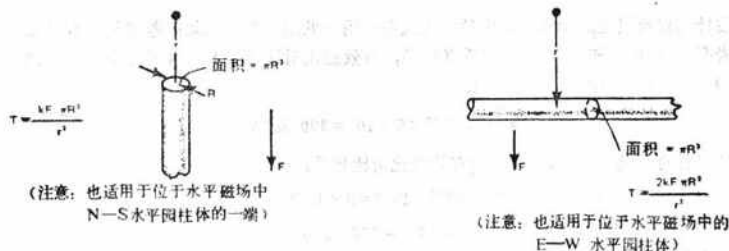


图 30 垂直和水平圆柱体的磁异常

$\frac{1}{R^2}$  而变，不是因为它表现得像是由一个单极子构成的，而是由于它是偶极子线源（在磁倾斜很陡的磁场中）；而沿着一个无穷长线的相邻偶极子的效应比磁化集中成一点构成孤立偶极子更容易被磁力仪在远处测得。]

一个处在陡斜磁场中的窄而垂直的岩脉。或是处在水平磁场中的水平薄板体的边沿可以看成是单极子构成的线，随  $\frac{1}{r}$  而变。它比单个的单极子下降得更缓慢，其理由和上面对水平圆柱体的阐述相同（见图 31）。磁矩  $M = It$ ，式中  $t$  = 岩脉的宽度。由于磁异常随  $\frac{1}{r}$  而变，所以  $t$  的量纲只是长度。举一个例子：一个垂直岩脉宽度为 100 英尺，深度为 500 英尺， $k = 10^{-3}$ ，位于 50,000 伽马的磁场中，则：

$$T = \frac{kFt}{r} = \frac{10^{-3} \times 5 \times 10^4 \times 10^2}{5 \times 10^2} = 10 \text{ 伽马}$$

当岩脉的宽度和深度几乎相同时，采用这种简化方案会出现常见的模糊。此时，磁异常被看成介乎上面谈到的单极子线源和下面要提到的单极子薄板之间的某种状态。而且当岩脉的宽度比深度更大时，可以近似地看成两个断层相接触，在其间没有磁异常。

对于半无限的板岩，例如位于非水平磁场中的很厚很宽的岩石表面，则在此板岩上方，磁力线方向和密度都不变，因此磁场根本不随距表面距离而变（类似于上述球体偶极子当  $R = r$  时的极限情况），因而

$$T = \frac{M}{r^0} = \frac{2\pi I}{1}, \quad \text{或} \quad T = 2\pi kF$$

当估计垂直断层处磁异常的大小时，此式很有用（见图 32）。例如：考虑两种不同类型的岩石  $k = 10^{-3}$  和  $k = 10^{-5}$  作垂直接触，有效磁化对比  $k = 10^{-3}$ （相对于  $10^{-3}$ ， $10^{-5} \approx 0$ ），且  $F = 50,000$  伽马，则：

$$T = 2\pi \times 10^{-3} \times 5 \times 10^4 = 300 \text{ 伽马}$$

如果岩石的  $k$  为  $10^{-4}$  和  $10^{-5}$ ，则有效磁化对比将是：

$$10^{-3} - 10^{-4} = 10 \times 10^{-4} - 10^{-4} = 9 \times 10^{-4}$$

而  $T = 2\pi \times 9 \times 10^{-4} \times 5 \times 10^4 = 270 \text{ 伽马}$

这个关于两种类型的相邻岩石的简单例子在解释磁异常现象时可能比以上讨论过的任何其他几何形状都更有用。

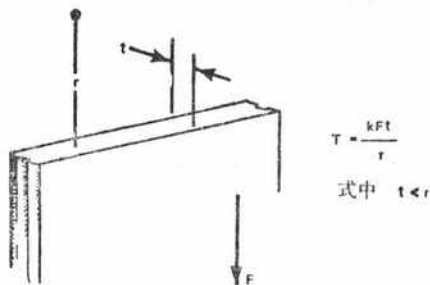


图 31 窄而垂直的岩脉的磁异常

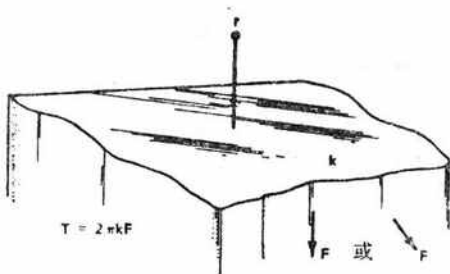


图 32 半无限的板岩的磁异常

## 磁异常的深度特性

磁异常的波长，或有效宽度（或下面所述的“半宽度”），更准确些，应该说：磁异常的某些特性（例如斜率）的宽度可以很近似地作为磁源深度的度量。但是，不但不同的解释者对磁异常及其“零点”以及斜率的测定往往不同，而且这些结果还决定于从中去掉的地区性梯度是什么。某些情况下可以用更客观的判据，例如斜率接近于笔直的或部分或两个拐点之间的距离和角度，以及峰值或其他磁异常特征等。

## 磁异常的宽度

通常，如图 33 所示的磁异常宽度约为深度的 1—3 倍。因此，如果某一磁异常的宽度为 100 英尺，它就肯定不是由 1000 英尺或 10 英尺处的磁源产生的，而多半是由 30—100 英尺深度（或距离）处的磁源产生的。这样的判据虽然只是近似，但作为分布曲线和图形的粗糙解释还是很有用的。

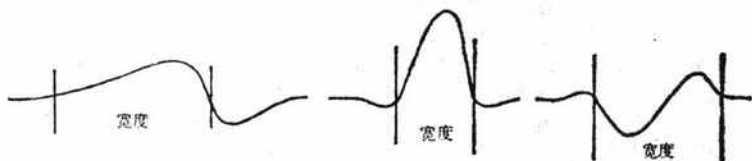


图 33 磁异常的“宽度”

## 磁异常深度的估计

有不少文章写了关于估计异常源深度的各种方法及其相对优点。由于磁力仪主要是用来作地下测绘和探测用的，因此在地质勘探和探测应用方面，确定矿体的深度和边界



是很重要的。这里将简短地说明确定深度的基本方法，把它和上面介绍的磁异常性能结合起来，至少可使人了解深度的变化对磁异常现象起着怎样的影响。在大多数情况下，人们往往只需要通过肉眼观察分布图来定性地应用这些知识。不管要求是什么，深度总可以通过以下方法来估计：用肉眼观察，凭经验模拟（即计算假设的磁源，并和观察结果作比较），梯度测量技术（见第八章），或各种面向计算机的估算措施。如前所述，一个给定磁异常可能来自无穷多的可能磁源及其深度，但是有现实意义的假设模型通常产生最大的深度估计值。

对于某一特定岩层或磁源深度的知识可能有很大地质意义，因为它能确定岩层的性质或结构、它表面的斜率和间断。知道晶体岩石或磁性基底表面各点的深度，我们就能画出该表面和它的地形图，并能构作深达 30,000 英尺以上的结构并推测沉积层或在其上方的整合沉积层的厚度，以便探查石油、沉积岩、沙积矿床或地下水。被麓原或其他沉积矿床掩埋的地区是否有经济价值取决于它的深度。估计磁黄铁矿、磁铁矿、钛铁矿等有关矿藏的深度，有助于制定钻探计划或估计磁铁矿总藏量。金红石、锆石、独居石、金刚石、金、铂等的黑色矿砂常常和其他高密度、高抗力的磁性矿物如：磁铁矿或钛铁矿共存。探测埋藏的铁质物或人造结构时，了解埋藏深度对指导日后的挖掘工作是非常宝贵的。

## 磁异常的辨识

需要从其它造成模糊的影响中辨识及判别出所关心的磁异常现象。识别磁异常本身通常是确定深度中最困难的问题。因为观察得的是多个磁源的综合效果，而这些磁源又处在不同深度，并且和磁力仪之间方向不同，距离也不同。磁力仪测量得的是所有异常的净效应，因为操作者不具备固有的判别手段。需要对磁异常进行观察才能确定可能的磁源；如果是在复杂情况下，需要确定可能的磁源组合。例如，一个宽而浅的岩脉将显现出两个磁异常；两者可能聚合成一体，也可能不聚合，决定于宽度和深度的相对比较。很宽的磁异常或地区性梯度（见第四章）通常是由埋藏得很深或很远的异常源引起的，也可能是由地磁场的正常变化引起的。如果想去除这个梯度，有两种办法：或是通过分布图的非异常区（它必须处在远离所关心的磁异常位置）画一条直线，或是通过观察数据画一条很平滑且波长很宽的曲线，所通过数据区的波长必须比所关心的任何磁异常长得多。然后从观察得的磁异常数据中减去这个地区性梯度（也叫背景）。重新构画的剩余部分叫做剩余异常。正是根据这个剩余异常图来解释磁源的深度、幅度或磁源的一般结构，如第四章所述。

## 下降率

磁异常幅度随距离的变化叫做下降率。在解释磁异常时，它是很重要的。因为它建立起磁异常和深度之间的联系；它又能对磁源结构作一般描述；而且它还能协助确定引

起异常的磁铁矿的磁化系数和质量。我们还记得，偶极子引起的异常和距离之间是随  $\frac{1}{r^3}$  而变化的，而单极子是  $\frac{1}{r^2}$ 。但是在实际工作中，下降率不会准确地按上述因子或指数表现，事实上，它往往表现成，例如  $\frac{1}{r^{2.5}}$ ， $\frac{1}{r^{0.6}}$  等，有时甚至是  $\frac{1}{r^0}$ ，如上所述。换句话说，当距离磁源很近或很远时，即使在单一的磁异常附近，各种偶极子、单极子结构以及由这些极子构成的线阵或薄板状的分布，也会构成连续的下降率。

把各种地质源用简单棱形体表示后，我们就可以假设以下的下降率：偶极子是由各个方向的尺寸都很小的（小于磁源与磁力仪间距离的  $\frac{1}{10}$ ）磁源造成的。自然界很少见到这样的矿体，除非是极其有限的含磁铁矿很丰富的矿体。一个长而薄的垂直棱形体会造成一个单极子，它的场强随  $\frac{1}{r^2}$  而变化。这种情况产生在：例如一个窄的垂直侵入物插入陡斜磁场之中，或在赤道磁场南北取向的水平圆柱体（例如，在基底上的南北取向背斜层结构，其一端靠近磁力仪），一排偶极子是由沿其短的尺寸方向磁化了的长水平圆柱体产生的，例如在陡斜纬度上，或是在赤道区域东西取向。这样的圆柱体也随  $\frac{1}{r^2}$  而变。在一个沿磁场方向倾斜的岩脉的一个边沿附近，可以有效地观察到一排单极子，其场强近似随  $\frac{1}{r}$  而变化。在一个水平的半无限平板上方的一点，磁场将按  $\frac{1}{r^0} = 1$  而变化。换句话说，对于水平、半无限单极子或偶极子平板，磁场根本不随距离改变。一个宽的垂直岩脉处在一个陡斜磁场中，或是在一个断层的边沿上，可能的组合形式是介于偶极子线状分布或单极子板状分布之间，因此，可能按  $\frac{1}{r^2}$  或  $\frac{1}{r^{0.6}}$  而变化，或者更小，图 34 表示这些变化。

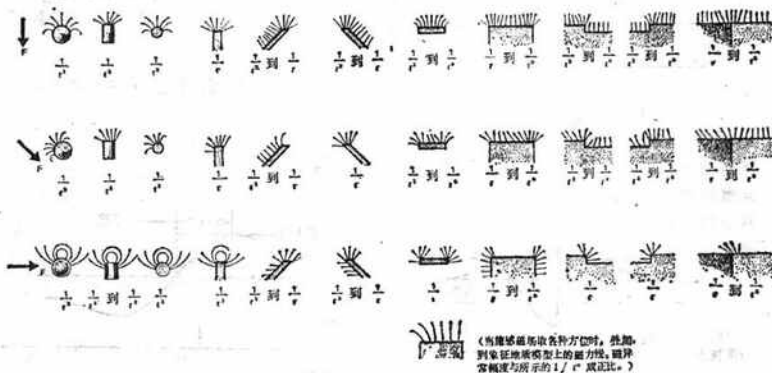


图 34 各种地质模型的磁力线和下降率（当施感磁场取各种方位时，叠加到象征地质模型上的磁力线。磁异常幅度与所表示的  $\frac{1}{r^n}$  成正比。）

## 估计最大幅度和深度的假设

除非真正测得了剩余磁化，一般总是不考虑它；因此表示式中只考虑感应磁化和磁化系数。由这些高度简化的表示式计算得的磁异常，其最大幅度从局部为零值的非异常场到南北纬度间的最大正峰值，和到赤道区域上的最小负值。它不代表峰——峯值，因为峰——峯值包括一个磁异常分布图的正、负部分。用上面介绍的任何技术估计出的深度，其准确性很少高于 10%，有时甚至差劲到 50%。根据理论，所作估计多数是最大估计。因此实际磁源深度一般比估计值要浅。此外，本书各章所述的“磁极”或“磁源”存在于地质体或待探物之内，而不是简单地处在表面上。因此从这一点上看，这些深度也是最大深度。

## 半宽规则

根据上面介绍的偶极子和单极子的表示式可以证明：对于处在垂直或水平磁场中的简单形状的异常源，到异常源中心的深度与磁异常现象的「半宽值」有关。所谓「半宽度」是指异常源中心上方的磁异常的主要极大值（或主要极小值）至最大值一半处的水平距离（见图 35）。这个规则只适用于一些形状简单的情况，例如在极区的球体（偶极

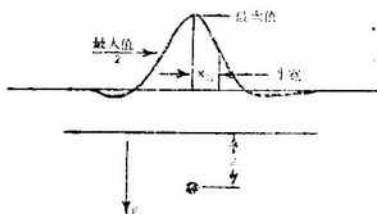


图 35 半宽规则—垂直磁场

- |                |                  |
|----------------|------------------|
| 球体 (偶极子)       | $Z = 2x_{1/2}$   |
| 垂直圆柱体 (单极子)    | $Z = 1.3x_{1/2}$ |
| 斜岩脉的边缘 (单极子线源) | $Z = x_{1/2}$    |
| 水平圆柱体 (偶极子线源)  | $Z = 2x_{1/2}$   |

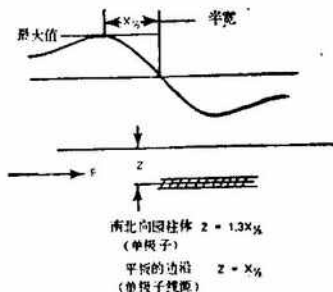
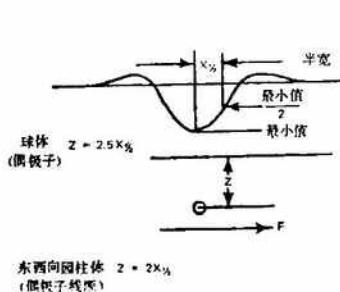


图 36 半宽规则—水平赤道磁场

子)、垂直圆柱体(单极子)、窄而近于垂直的岩脉的边沿(一排单极子)。在地磁赤道上,半宽规则稍有不同:球体情况仍然不变,东西向的水平圆柱体是一排偶极子,南北向的圆柱体是单极子,东西向的水平薄板的边沿则代表一排单极子。图 36 所示的规则要根据磁极阵列的具体形式来应用。就上面所述的后两种情况而言,半宽是指极大(或极小)与异常零值之间的水平距离。半宽规则是由「垂直与水平磁场中偶极子和单极子的特征图」一节中所给的公式推导出来的。

## 斜率技术

最常用的估计深度的方法可能是根据在磁异常拐点处的水平梯度或斜率的测量值所建立起来的判据。根据经验观测结果利用计算模型,这些斜率可以依照斜率的“笔直”部分的水平长度来测量(见图 37),也可以根据在拐点处、磁异常极大值处及半斜率等处的切线(或斜率)的不同组合来确定。这些水平距离的测量值乘以一个经验系数后便等于到异常磁源顶部的深度。(例如,直线斜率应乘以一个介于 0.5~1.5 之间的系数。)这些方法的详细解释,可在所列参考资料中找到。

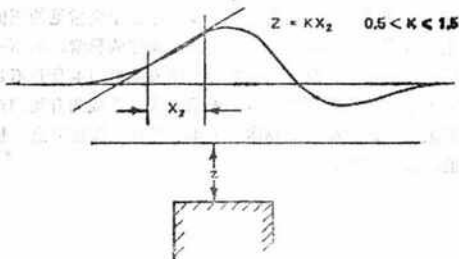


图 37

## 其他估计深度的方法

采用模拟技术时,人们要先检查观察得的磁异常数据来确定其磁源的可能分布情况。先假设一个模型,然后计算磁异常,将计算结果和观察值作比较,并不断修改模型直到最终与观察数据足够满意地吻合为止。以上工作通常要藉助计算机进行。其他建立在计算机基础上的估计深度的方法包括利用富利叶变换和希尔伯特变换的程序,以及褶合和其他半自动程序;它们通常适用于数据量很大的情况。利用梯度计在两点(通常作垂直排列)通过传感器作的测量也可以用来作深度估计(见第八章)。

## 关于解释工作的总结

如果你对以下问题非常熟悉,解释工作就能顺利进行。这些问题包括:一个给定磁源为什么会在地磁场中产生磁异常?它是怎样产生的?总磁场测量的实质以及异常特征图随深度增加的一般规律如何?有些初看起来难以作磁场分布图解释或作图的情况,当把以上问题一一考察之后,往往就更容易理解。

对一个给定分布图作解释时，第一步要集中在异常的宽度和形状上，至少要在脑子里按实际地质学术语（如果是探测工作，则指物体）及其深度形成一幅想象的图象。用肉眼判别噪声和地区性梯度，或者用介绍过的技术筛选它们。然后，用磁异常水平梯度（因为没有其它具体判据）作为产生磁化差异的地下结构边沿的指示器。在一个给定分布图或地图上的多数磁异常都是磁化或岩性学（物体的边沿）的简单差异。试图把相邻各线上的这类特性互相联系起来，或把它们解释成为在总磁场强度的等场强图上的联系。至于其他长长的，或是连续的特性出现终止、位移或中断时，就可以蕴含着有意义的地质信息。但也要记住，磁勘测只对有磁化差异的接触作图。因此，在一个长而连续的断层两边的不同岩性只能在出现磁化差异的地段作出图来。

短的波长磁异常现象（噪声）特性的变化也可能蕴含着可作图的信息。但要谨慎评价其典型深度，以免把不相干的土壤异常也作入图形。产生于局部较低磁化特征的负值异常，从地质观点上看，其重要性不亚于更常见的正值异常。而且在一幅地图上，地质上最有意义的异常可能正是那些更错综的异常，而不一定是那些最大最显著的异常。最后，还要指出，总磁场强度分布图或地形图本身并不是使命的终点，只有把它们用地质学术语（或待勘测的物体）表示出来后才成为有用的东西。人们取得的地质信息（在勘测工作中，指待勘测物体的大小、磁性或深度信息）越多，总磁场强度数据就越有价值；反之亦然。

## 第六章 磁化系数、磁化强度和磁矩的测量

### 引言

岩石的磁化系数和磁化强度以及物体的永久磁矩和感应磁矩，可以利用质子磁力仪的测分量性能在磁场中加以测量。最简单的的测量步骤包括：使样品围绕靠近磁力仪传感器的某个点旋转，传感器处于一条线上，该线沿着地球总磁场的方向并穿过传感器中心。有了所观测的最大磁异常和最小磁异常的测量结果以及不存在样品时的场强值，就完全可以相当精确地计算各种物体的磁化系数、感应磁化和剩余磁化强度（及其方向），只是不能计算轻微磁化岩石的这些参数，也不能计算物体磁矩的大小与方向。

### 应用

磁化系数的知识，对于航空观测后的地面随访以弄清楚所观测的磁异常源、确定可能与磁铁矿有关的磁化等是很有用的，而且对于测绘与磁化系数有关的几种岩石的计值单位也是有用的。磁化强度的测量对在图上标明火山的某些成份可能有用，特别在有磁化反转的情况下更是如此。对岩石永久磁化方向的测量，为研究地球磁场变化和翻转用的古磁场测量提供了依据。虽然这种研究需要了解剩磁的精确方向，然而有利于使得大量的测量变得容易，也有利于在一定程度上提高质子磁力仪的灵敏度。对另外一些物体磁矩的测量可用来探查深埋或沉睡地下的铁磁性物体，如下一章（第七章）所述。在下一章里，这种测量可以确定估计的由某些感兴趣的物体造成的磁异常，从而有助于制订测量计划。对铁磁性物体和适当的补偿磁铁的磁矩进行测量，由于回避了繁琐的逐步接近法，而使对物体的磁校正变得方便。这种测量还有另一种用途，即对仅由永磁性物质、感应磁性物质组成的一类混合物，有可能将这些物质的类型、岩石的类型、成份、比例、磁化的相对方向及其变化等加以鉴别和分类。

### 测量步骤

作这种测量的第一步，需要将传感器放置在不磁性污染区域的一个固定的位置上。然后把一根绳、一根棒或别的非磁性的线状物放在靠近传感器的地方。放置时要使这一线状物与地磁场的方向平行，而且允许一个大如拳头或更大一些的岩石样品围绕着一个距磁力仪传感器中心为已知距离的点旋转。样品旋转时，还要沿着一条称为“参考线”的直线。这条参考线包含了传感器、样品和地磁场向量。（注意：样品可以沿着这一参考线，置于传感器两边中的任何一边；测量与操作步骤不变。）这样的安排在图 38 中给出，记号（符号）应沿着这一参考线放置，距传感器中心大约 10, 25, 50 和 100 厘

米（厘米必须是用作测量的单位，磁化强度、磁化系数、磁矩等物理量应以cgs制来表示。）

地磁场的方向可根据第二章图 3 给出的磁倾角的表来确定。地磁场的方向是用磁倾角来确定的。这个倾角是在垂直的南北方向的子午面内，沿着朝北的方向由水平线向下测量。磁倾仪也能用来确定这一方向。使用磁力仪精确测定地磁场方向的另一种方法

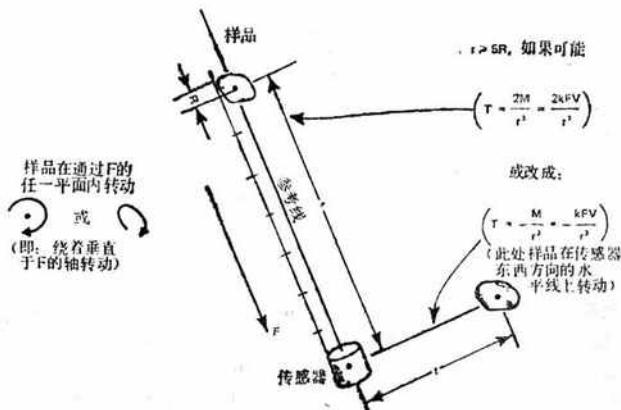


图 38 用于测量磁场特性的样品旋转简图

是，把一根非磁性的棒固定在传感器上，固定的方法是棒要通过传感器的中心（通常磁力仪的标尺就是这样的一根棒。）在距传感器大约 30 至 50 厘米处，沿着棒的轴线，放置一个指针或者别的又细又长的铁磁性（钢）物体（不必永久磁化）。对标尺、传感器和指针（小的偶极子）作这样严格的安排，并缓慢地重新确定标尺的方向，直到获得总磁场强度的最大值或最小值。在最大或最小值处，标尺的方向要精确地沿着地磁场的方向。（注意：对于一个不具有永久磁性的软铁指针来说，在与磁场方向成直角处也存在着一个最小值。但这要假定磁场的总方向至少是已知的。）

在理论上，如果偶极子的近似法仍然是正确的，那么样品应尽可能大小相同，而且应该位于比直径大 4 倍或更大些的距离处。然而，如果样品的大小、与传感器的距离以及磁力仪处磁异常的最大值都比较合适，那么对具有低磁化系数的样品来说，当样品近得几乎与传感器接触时，仍可得到有用的数据。

## 样品的不规则转动对幅度的影响

在保证所有运动着的物体都不带有磁性以后，在样品不在的情况下，取一人工样品，将它放在距磁力仪传感器一臂远或更远一些的地方（至少是测量距离  $r$  的 3 倍或更

远), 得到读数  $T_0$ 。然后把样品拿到距离传感器大约 15 厘米或另一已知距离处, 以便造成一个比磁力仪的基本分辨率至少大几倍的变化。如果仅仅希望得到磁化系数和剩磁幅度, 即可从样品的各种随机取向 (例如每旋转  $45^\circ$ ) 得到读数。作为一个比较规则的测量步骤, 可使样品围绕着一个与参考线垂直的轴, 每旋转  $45^\circ$  确定一次样品的方向。然后将样品绕着参考线旋转  $90^\circ$ , 再每次旋转  $45^\circ$ 。记录最大值  $T_{\max}$  和最小值  $T_{\min}$ 。然后将样品移开, 再一次校验在测量一开始即得到的同一数据  $T_0$ 。如果未得到同一数据 (或在 2 伽马以内)。把测量进行下去。如果将这些数据给出, 那么将如图 39 所示。

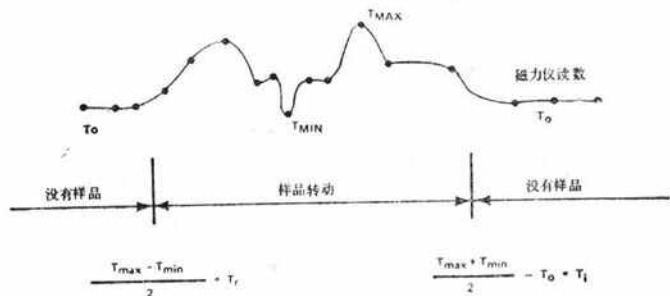


图 39 接近传感器的样品在旋转过程中得到的典型读数

接下去, 测量样品的直径。样品应尽可能三度相等或尽可能成为球状。制做这种样品可使用地质凿将石头上的棱角部分敲掉从而成为三度近似相等的样品。测量样品的平均直径  $D$ 、被旋转的样品中心与传感器中心的距离  $r$ 。对于一个小的物体来说,  $T_0$ 、 $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ 、 $D$  和  $r$  这五个参数, 就是在下面的方程里为了计算磁化系数、磁化强度、感应磁矩和永久磁矩所需要全部参数。

对于剩余磁化强度

$$T_r = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} = \frac{2I_r}{r^3} = \frac{2I_r \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3}{r^3}$$

用厘米-克-秒 (cgs) 制单位表示。而且要注意  $F$ 、 $T_r$ 、 $T_{\min}$  和  $T_{\max}$  都用高斯 (1 伽马 =  $10^{-5}$  高斯) 表示。 $M_r$  是用 cgs 制表示的永磁磁矩或剩磁磁矩。显然, 所有别的术语已被定义。因此

$$I_r = \frac{3}{2\pi} \left(\frac{r}{D}\right)^3 (T_{\max} - T_{\min})$$

而  $M_r = \frac{r^3}{4} (T_{\max} - T_{\min})$

式中  $I_r$  和  $M_r$  是单位体积的剩余磁化强度和相应的永磁偶极矩。

对于感生的参数



$$T_1 = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} - T_0 = \frac{2M_1}{r^3} = \frac{2I_1 \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3}{r^3}$$

和  
因此

$$I_1 = kF$$

$$k = \frac{3}{2\pi F} \left(\frac{r}{D}\right)^3 (T_{\max} + T_{\min} - 2T_0)$$

而

$$M_1 = \frac{r^3}{4} (T_{\max} + T_{\min} - 2T_0)$$

就是单位体积的磁化系数和相应的感应偶极矩。如果样品并非三度相等，也不相似相等，那么  $k$  和  $M_1$  会有一个小的误差。

对于灵敏度为 1 伽马或 0.25 伽马的磁力仪，对靠近磁力仪传感器的一个大样品来说，使用此种技术能够测量的最小磁化系数大约分别为  $2 \times 10^{-8}$  或  $5 \times 10^{-9}$  cgs 单位。注意不要让具有很高磁化系数 ( $10^{-3}$  cgs 或更大) 的样品离磁力仪的传感器太近，因为这将使信号衰减。无论怎样，高磁化率的样品或铁磁性物质都要放在较远的距离，例如在距传感器大约 100 厘米处旋转。而低磁化率的样品只能在距传感器 15 厘米甚至更近的地方旋转。在磁场中如果仅仅要求磁化系数的近似值，更为合理的办法是旋转样品，先估计从传感器至旋转样品的距离，从地图上知道地磁场这个值以后再估计其方向（这一方向在数百英里外不会有明显的变化），然后估算样品的直径。对于磁化系数和剩余磁化强度，这样的测量应在一分钟之内，以得到误差在 2 倍以内或者更好的一个值。

## 规则转动对于幅度和方向的影响

与上面说到的、使用不规则定向测量步骤来测量磁化系数与剩余磁化强度的、高度简化和近似的方法相反，操作者可能希望得到比较规则、比较精确的数值，而最重要的是要得到详细描述剩余磁化强度和永磁磁矩的方向资料。如果希望得到这样的资料，那么这一物体就要沿着所有的三个正交平面转动以得到各个分量，从而将感应磁化强度的影响与永久磁化强度的影响区分开来。对于这些正交方向，感生扰动的幅度为  $T_1$ ，象以前一样，因为  $xT_1 = yT_1 = zT_1 = T_1$ ，因此可假定物体为球状且具有各向相同的磁化系数，而  $xT_r$ ， $yT_r$  和  $zT_r$  即为剩余磁扰动的各个正交分量。

这些分量将由如下方法得到：首先将被测物体绕着垂直于参考线即垂直于在磁场的任何一条线旋转  $360^\circ$ 。注意，该磁场在被测物体不存在时的值  $T_0$  和每转动  $90^\circ$  的各个位置的值，即  $T_{90}$ ， $T_{180}$ ， $T_{270}$  和  $T_{360}$ 。对于这些数据，有

$$xT_r = \frac{T_{180} - T_{360}}{2}, \quad yT_r = \frac{T_{90} - T_{270}}{2}$$

而

$$T_1 = \frac{T_{360} + T_{180}}{2} - T_0 = \frac{T_{90} + T_{270}}{2} - T_0$$

然后将被测物体移到参考线上，以便使原来的旋转轴（在这种情况下为  $z$  轴）与磁场平行、测量这一磁场的值和与该位置成  $180^\circ$  处的值从而得到

$$zT_r = \frac{T_{z=360} - T_{z=180}}{2}$$

如果希望得到冗余值，则冗余值

$$T_1 = \frac{T_{z=360} + T_{z=180}}{2} - T_0$$

对  $k$ 、 $M_i$  和  $I_i$  的计算可按上面叙述的方法进行。然而剩余磁矩的幅度应为

$$xM_r = \frac{r^3}{2}xT_r, \quad yM_r = \frac{r^3}{2}yT_r \quad \text{和} \quad zM_r = \frac{r^3}{2}zT_r$$

而总磁矩， $M_r = (xM_r^2 + yM_r^2 + zM_r^2)^{1/2}$

剩余磁矩的方向则由方向余弦  $\cos \alpha$ 、 $\cos \beta$  和  $\cos \gamma$  给定。这里

$$\frac{xM_r}{M_r} = \cos \alpha, \quad \frac{yM_r}{M_r} = \cos \beta \quad \text{而} \quad \frac{zM_r}{M_r} = \cos \gamma$$

剩余磁化强度  $xI_r$ 、 $yI_r$  和  $zI_r$  也定义为单位体积的偶极矩，它们与其对应的磁矩取相同的方向，并由下式给定：

$$xI_r = \frac{xM_r}{V}, \quad yI_r = \frac{yM_r}{V} \quad \text{和} \quad zI_r = \frac{zM_r}{V}$$

因此

$$I_r = (xI_r^2 + yI_r^2 + zI_r^2)^{1/2}$$

对于非球形的其他形状，由于几何因子的影响。因此要使用别的公式。例如，假使磁化强度大于  $0.1\text{cgs}$ ，就应该考虑祛磁系数。祛磁系数通常可依据长度/直径比和磁化方向由表中得到。祛磁作用是由于感应磁场对抗着物体周围的外界磁场（就磁场的方向而论）。感应磁场如此之小，以至于如果不考虑这种祛磁影响，磁化强度的大小则难以预测。

## 地磁场里的偶极子

对于并非严格地沿着“参考线”或垂直于“参考线”的测量来说，检验偶极子的特性，检验位于总场强磁力仪附近的永磁偶极子或感应偶极子的特性可能会有指导意义（见第五章）。

磁偶极子的场也可用其切向的和径向的分量  $T_\theta$  和  $T_r$  来表示。这里

$$T_\theta = \frac{M}{r^3} \sin \theta$$

而

$$T_r = \frac{2M}{r^3} \cos \theta$$

其中  $\theta$  是这个偶极子的轴和  $r$  之间的夹角，而  $r$  则是该偶极子与测量点之间的连线，如图 40 所示。因此偶极子磁场强度的大小可由下式表示：

$$T = (T_\theta^2 + T_r^2)^{1/2}$$

$$= \frac{M}{r^3} (1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}$$

同地磁场成  $\beta$  角的磁偶极子造成的总的磁场扰动  $T_F$  (如图 41 所示) 只是偶极子磁场在总磁场方向上的分量，或者可表示成：

$$T_F = T_{F \text{分量}} = T \cos(\phi + \theta + \beta)$$

而且根据上面偶极子的几何图形

$$T_F = \frac{M}{r^3} (1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2} \cos \left[ \tan^{-1} \left( \frac{\tan \theta}{2} \right) + \theta + \beta \right]$$

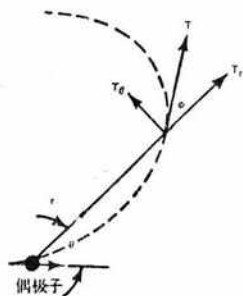


图 40 用于计算偶极子在地磁场里效应的关系图

## 非球状物体的转动

当物体并非三度相等而且具有很大的长度/直径比时，例如对又长又细的圆柱体，情况则完全不同。在这种情况下，对于铁磁性物体，若其长度方向与周围磁场的方向成  $+90^\circ$  或小于  $90^\circ$  的角，感应磁场就趋向于把它自己与物体的长度方向排成一行。这样的物体，如果在包含外界磁场的某个平面内掉着头转动（即围绕垂直长度方向的某个轴转动），就将产生一个几乎与物体的轴平行的偶极矩。这个磁矩总是正的，而且其幅度在平行于该磁场时的最大值到与磁场成直角时的最小值之间变化。在同时具有永磁矩和感应磁矩并且具有大的长度/直径比的物体中，磁矩的作用是代数相加的。然而在任一方向上，作为偶极子出现的该物体，其方向为感应偶极矩与永久偶极矩的矢量和。

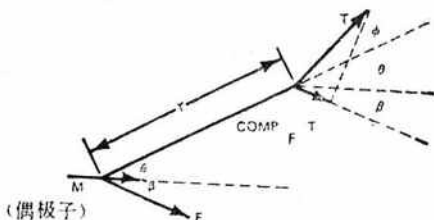


图 41 估计偶极子在地磁场平面内的作用的参考简图

与所描述的转动有关的场强变化的实质，会随着感应磁化强度与永久磁化强度的相对幅度，以及样品形状的不同而有显著差别，典型的一些情况已在图 42 中表示出来。如果所有的转动都围绕包括地磁场参考线上的一点进行，那么，除了在上例中提到过的以外，这些转动的表现形式都已在图中给出。

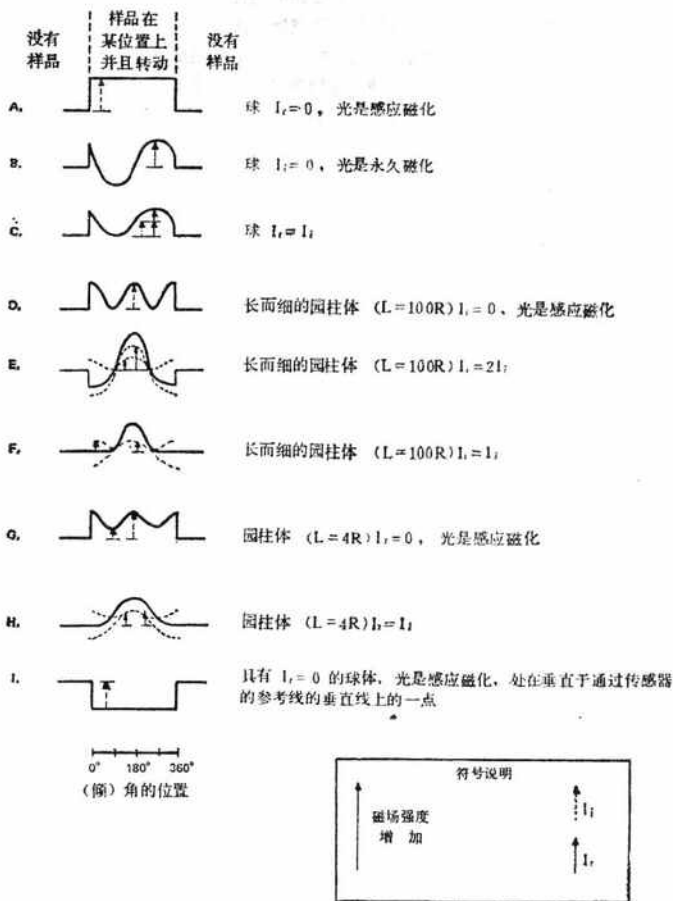


图 42 靠近传感器转动样品而引起的总磁场的变化

在上述测量磁矩的步骤中，读者可能注意到，所有的测量都是在沿着包含地磁场的一条线上进行的。这样的测量也可能沿着传感器所在位置的东西方向的水平线进行（见图 38）。然而根据偶极子的表达式和第五章概述的偶极子的性质，可以看出，总的磁场扰动将仅仅是按照上面的建议在通过样品、传感器和地磁场的一条线上测量的一半。而且，在传感器的东边或西边转动的样品引起的正向的磁化强度或者磁化强度的增加，会产生相反的效果，或者说，会使传感器处磁场减弱，通过垂直于感生偶极子或永磁偶极子轴的直线上某一点的磁力线的方向可以看到这一点。

## 第七章 磁性物质探测

### 引言

便携式磁力仪广泛应用于寻找地下、水下或其它人眼看不见的物体。当一个物体本身具有磁性或者它能代替其它类型的均匀磁性物质时，这个物体就可以直接被探测到。在有些情况下，如果一个物体被埋入地下或放置在某个地方时会引起磁异常，那么这个物体就有可能被间接地探测到。探测的对象包括铁或钢制品，具有考古意义的物质，诸如砖石、陶器、坟墓等，或故意埋起来作为再定位标记的磁铁。实际上，可以用磁力仪探测到的埋在地下或沉在水中的众多物品中有：下水道、管道系统、埋入地下的磁铁、巡测用的基准标记、船只、运载工具、武器、船与飞机的发动机、飞行记录器、雪橇、被埋没的带有磁铁的滑雪者、铁轨、井栏、机床、铁链和锚、隧道以及在下述“考古发掘”一节中所列出的大量项目。不管是上述哪种情况，物体都能被探测到并能估计出它们的质量和埋藏的深度——但是这只有在适合于用磁探测方法的几项条件具备的情况下才能实现。

除非有说明，否则这里所概述的探测技术主要用于便携式磁力仪在陆地上的探测。海探测技术有它自己专用的方法、适用于水下的磁力仪传感器和电缆，以及连续读数显示器。

### 物体磁性的确定

在评估某项探测中磁力仪是否有效时，首先必须确定被探测（直接或间接）的物体是否真具有磁性。在我们的讨论中，铁和钢是仅有的铁磁金属，并且其中的不锈钢（300 系列）通常被认为是非磁物质。由于自然界铁磁矿石的存在，所有自然界的岩石和土壤都带有微弱的磁性。而这些物质被加热后，再从高温冷却时可获得高得多的磁性。自然火成岩以及人工培烧的粘土制品就属于这种情况。磁铁或通有电流的线圈也可以用磁力仪探测。对于埋在地下的房间、坟墓、某些洞穴、熔岩孔道以及其它地表下的空洞，如果它们埋得不深且位于其它的均匀磁性物质之中时，也都可以被探测到。

### 探测能力

影响磁力仪探测能力的最重要的因素是磁力仪与被测物之间的距离，因为就磁探测来说，大多数的磁异常大小与此距离的立方成反比，也就是  $T = M/r^3$ 。因而只要设法使距离减小就会大大增加寻找到被探测物体的可能性。其次所要考虑的是被探测物体所带有的铁磁物质的含量与其周围物质中的含量之比。被探测物体的有效磁质量（磁矩）

可认为是物质的磁化程度乘以该物质的体积（也就是一个小的磁铁所具有的磁力可以与一辆汽车或一个很大的洞穴相比）。

判断探测能力的最后一个重要标准是存在的背景磁噪声，它由诸如地质情况或人造物质以及电流等引起。一般来说，火山形成的或黑色的熔融岩以及由这些熔融岩转变而成的土壤磁性相当强，因而使得小的、微弱的磁异常很难探测到。一般的人为噪声源有：电源线、直流电缆、火车、铁与钢的碎片，以及包括建筑物、马路、篱笆、管道、混凝土中的钢筋等在内的人造设施。大多数沉积岩（砂石岩、油页岩、石灰岩、燧石）以及由它们生成的同类物质、盐、淡水或空气一般都不会以任何方式来改变磁异常。简言之，当物体存在于这样一些物质中时，重要的仅仅是该物体与探测器之间的距离。

## 磁异常图

要探测的典型物体的尺度与它和磁力仪之间的距离相比是小的。这样，不管物体的

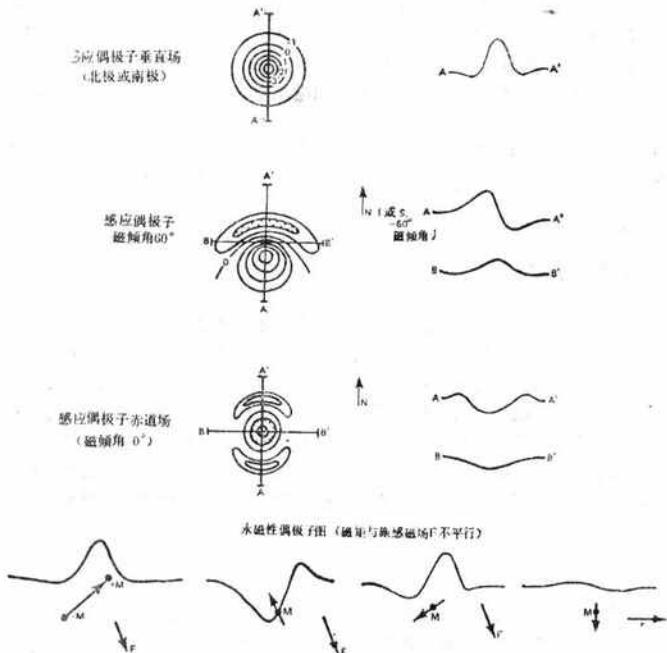


图 43 在地磁场的不同倾角处感应磁矩或永磁矩的总强度图

形状如何，它就象一个偶极子，具有第五和第六章所描述的所有特性。图 43 是典型的偶极子磁异常图，它绘出了在该物体磁矩的不同方向以及地磁场的不同倾斜角处的分布曲线与磁力线等场强图。图 43 给出的异常的形状基本上是磁纬度和永（剩）磁矩方向的函数。例如，已知任意偶极子的一个磁力分布曲线或磁力线图，并且对总磁场有所了解，就应当能够辨认出地磁场的倾斜角，也还可能知道该物体作为一个偶极子来考虑时的方向。

## 深度/幅度特性

正如第五章所描述的那样，当物体加深或远离时，磁异常将成比例地加宽（注：被测物体并不总是正好在某条给定的测量线的正下方，而更多地可能是在这条测量线的某一边的一定距离处。这里称之为深度的物体与磁力仪间的距离实际上可能仅仅是“最接近的近似值”，因而大概要求另一条测量线来真正“复盖”这个物体）。代表磁异常特征的磁异常宽度/深度特性是用来确定引起磁异常的物体深度的一种方法，这种方法在探测时使用起来是方便的（见第五章）。已知磁异常的幅度也将按距离的立方成反比例地减小。图 44 是磁异常深度与幅度特性的一个例子，可以用外推法将图 44 应用于图 43 所列的其它图形。



图 44 偶极子磁异常的深度/幅度特性

## 探测步骤

### 磁矩的确定/探测坐标网格/分辨率

进行探测时首先考虑的是尽可能地确定被测物体中或与被测物体有关的物体中什么是磁性物质（如果有磁性物质的话）。通常，用上一章所述方法，把磁力仪放在不同的距离和不同的方向，能够得到一个近似的物体并对它进行测量。记住，这仅仅指的是铁磁物质部分的质量而不是整个物体的质量，这一点在磁性物质的探测中是很重要的。一旦估计出了铁磁物的质量，就有可能用下面给出的简化公式来确定在不同距离处可能出现的最大磁异常。估计最大磁异常对于决定该物体是否能在地表上即可探测到这一点是十分重要的。如果可以在地表探测到，那么在一条测量线上读数的间距应是多少；如果考虑的是一个平面，那么相邻的测量线之间的距离应该是多少（即坐标网格的间距）。理想地来说，人们应当安排一个规范化的坐标网复盖整个面积以使在任意两条相邻测量线之间的异常容易探测到。也就是，在可探测的距离内有一部分是重叠的。确实存在这



样一些情况：在那儿有关被测物知道得很少，甚至不知道究竟是否可用磁探测法探测，以及由于种种原因被测物所在区域不可能用合适的坐标网间隔来复盖。

为了识别磁异常，很重要的一点是这异常必须比磁力仪的灵敏度（分辨率）以及测量线上的有效“噪声水平”大几倍。例如，有一台灵敏度为 0.25 伽马的磁力仪，由于表面土壤影响产生的磁异常为 0.5 伽马，那么一个物体要容易被探测到它就必须产生 1 伽马或更大的异常。当物体埋藏得很深时这一点尤为重要。因为这时的磁异常很宽，可能会与由更深的地质情况或更远距离的异常源所引起的很宽范围的背景变化相混淆。因而，一个埋在 3 英尺深的物体可能会引起 5 到 10 英尺宽的异常，异常的幅度只要达到 2 或 3 伽马，物体便可探测到。另外一个埋在 30 英尺深处的物体相应应有 50 至 100 英尺宽度的异常，它可能必须引起幅度为 10 伽马的异常才能在正常背景磁力梯度中将该物体区分出来。

## 测量线

设计了几种根据理论推导出的探测方法，它们采用螺旋路径、统计确定坐标网和探测顺序，以复盖一个给定的探测区域。这里所建议的方法仅仅是一组简单的、带有所读数的测量线，加上用一个正方形的读数坐标网就能复盖探测区。

如果没有其它限制来限定主要测量线的走向，这些测量线就将取南—北方向，因为在任一纬度处在南—北方向上将会有更大的半——半磁异常。正如从图43的等场强图中可观察到的那样，磁异常的最大值和最小值在一条南—北线上是邻接的，因而产生了更大的有效半——半异常以及最大的变化率或称斜率，二者均增强了探测能力。对于长的水平管道，测量线应垂直于管道的可能方向（除了在磁赤道的南—北方向管道以外。在磁赤道处，只有在管道的断面连接处可能有很小的永久磁异常，管道的中部不产生磁异常）。

探测器应该放在离地面几英尺以内探测埋在浅处的小物体。然而有这样一些情况，如存在表面磁噪声而磁异常深度大于 15—20 英尺。这时探测器要装在更高的地方，约 6 英尺或更高。用这种方法，表面噪声磁异常可能减小 20 或 30 倍，而物体引起的磁异常可能只减小了三分之一，从而大大改进了磁异常的能见度。如果条件允许，总是推荐建立一规范的坐标网，然后按照当地的参考点，可能沿着一长条路径行走，这条路径经过每一条测量线。也可能采用推算测定和步测相结合的移动法。沿着已经经过的路线在地上撒上可见的粉末，如石灰或其它粉末。

全部复盖要探测的区域并知道哪些地方人们已经绘了图，哪些地方还需要绘图是十分重要的。如果有一个大的地区需要复盖，那么在返回到可能有磁异常的地方进行更加详细的测量之前最好不要妨碍对整个坐标网点测量的完成。如果在初步测得了存在磁异常的指示值后没有立即进行深入详细的探测，而最后的结果却是：所做的测量没有全部复盖整个坐标网、遗漏了地区、没有时间完成对整个坐标网的测量以及在发现测量了错误对象之后感到失望，那么对这一探测所做的测量确实就都白费了。在面积大，有相当重要的探测目标的地方，在重要的时刻，应该用两个或更多个磁力仪。一个磁力仪只用

来确认并继续深入测定每一个磁异常的位置和深度,另一个则继续对所探测的地区绘图。

## 正确定位的详细测绘

确定了一已知异常在某测量线上的位置后应照样在测量线上标出此异常的位置。如上面指出的那样,不管坐标网格的大小如何,所探测的物体很可能并不正好在原来的测量线下面,而是偏向一边。所以,下一条线应该通过原来线上水平变化率(梯度)最大的那一点并垂直于原来的线。在第二条线或者说垂直线上,磁异常通常有大得多的幅度,其随距离的变化率也大得多。这当然表明了人们更加接近所要寻找的物体。如果希望得到物体的确切位置,可能要作第三条线,它垂直于第二条线而平行于第一条线。由这样的三条线组成的系列得到的典型的分布曲线示于图 45(确定的水平位置通常不能精确到好于到偶极子中心处深度的 10%)。

然后人们可以把观察到的图形与图 43 里的那些图形定性地进行比较,以确定被测物体在平面图上的位置。或者根据经验采用这样一个判断准则,即在地球的磁极或赤道地区被测物体大概位于异常的最大值或最小值处;而对于其它地区,被测物体最靠近异常的这样一点,在这一点处水平梯度或者说变化率最大。通常未知的永久磁矩其方向不确定,再加上任意一个大的或散布状的物体就会在物体的“近场”处形成复杂的异常。(注意:磁力仪的信号可能消失,而这本身就表明是高梯度,因而也就表明附近存在一个物体。)

在为某项探测绘制详图阶段,是否能够很快识别所关心的异常是十分重要的。这样就可在局部重新绘制那些现在看来是有意义的,但后来的事实确证明这是个太小、太深或太浅的异常(尽管人们能认出某些异常特征)时,花的力气最小。根据下面叙述的数量级法,近似估计的深度值在估计被测物的大小时也是有用的(参见第八章用两个传感器位置处的读数来精确确定深度)。

## 专门的探测项目

### 铁与钢

用第五章和第六章给出的公式由各种物体的最大异常的幅度能够估计出物体的尺寸、重量和性质。对于典型的铁或钢制品,其磁矩  $M$  为每吨(1000 公斤或 2000 磅)  $10^5 \sim 10^6$  cgs 单位。这里

$T = \frac{M}{r^3}$  (纬度大于  $60^\circ$  时,用  $T = \frac{2M}{r^3}$ ),  $T$  是以高斯表示的磁异常,  $M$  是以 cgs 单位表示的偶极子磁矩,  $r$  是以厘米表示的距离。这样,对于在 1000 厘米远处 0.1 吨的铁的最大异常应当在

$$T = \frac{10^5}{(10^3)^3} \times 0.1 = 10^{-5} \text{ 高斯}$$

和 
$$T = \frac{10^9 \times 0.1}{(10^3)^3} = 10^{-4} \text{ 高斯}$$

之间。

或 
$$1 \text{ 伽马} < T < 10 \text{ 伽马}$$

如果愿意，磁异常可以直接用伽马、磅和英尺来表示

$$1.75 \times 10^2 < M_{\text{磅}} < 1.75 \times 10^3$$

和

$$T = \frac{M_{\text{磅}}}{r^3}$$

式中  $T$  是异常，单位为伽马， $M$  是每磅铁的磁矩， $r$  是被测物与磁力仪之间的距离，单位为英尺。因而 1 吨铁在 100 英尺处的异常为 0.35 到 3.5 伽马之间，或者根据经验，最容易记住的是 1 吨铁在 100 英尺处的异常是 1 伽马。图 46 是一种诺谟图，用来估算由普通铁或钢构成的磁偶极子的磁异常幅度。

## 永久/感应磁异常源

通常铁物体表现出永久和感应两种磁性，在用磁力仪测量时，它们最后给出一个磁化强度，在地磁场中产生单一的磁异常。这里采用的所有规定都是为了简化，即磁异常仅仅由感应磁矩引起。然而，钢越硬，它所具有的永久磁化就越强，它常常可能 10 倍

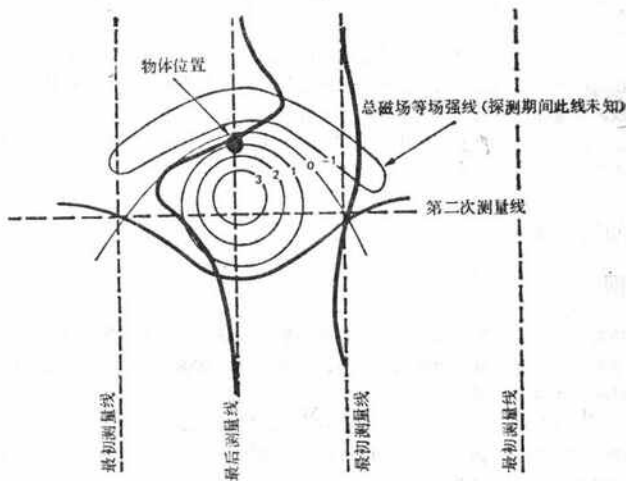


图 45 探测过程中典型的测量线顺序  
(画在相应测量线上的磁异常分布图)

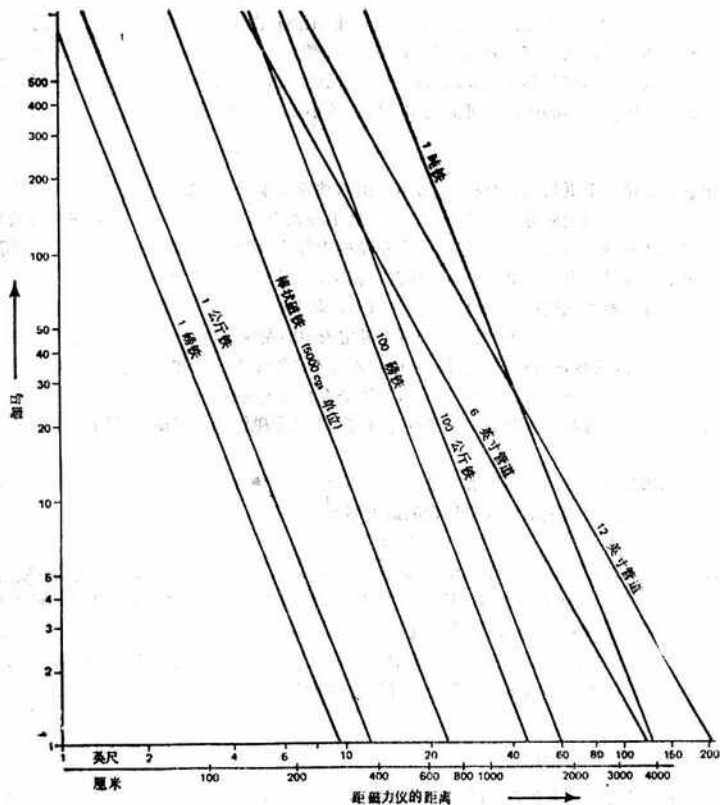


图 46 估计典型物体磁异常常用的诺谟图 (设典型物体为偶极子, 磁矩  $M=5 \times 10^8 \text{cgs/吨}$ , 即  $k=8 \text{cgs}$ 。估计值仅仅有效到数量级。)

#### 使用指南:

为了使用这张诺谟图, 要从有标记的斜线中选取某给定重量或类型的物体。然后在图的底线(横坐标)上选择一个距离, 从这个距离点处往上画垂直线直到与代表所选物体的斜线相交为止。在这一交点处, 水平地向左移动到图的垂直轴(纵坐标)上得到一个值, 读出这个用伽马表示的强度值。

在给定距离处, 强度正比于物体的重量。因而对于一个重量不完全等于斜线所标数值的物体来说, 只要简单地用我们在图上得到的伽马值乘以我们所希望的重量与图上该

斜线所标注的 weights 的比值即可。如果所需要的距离在图上没有，那么请记住，对于一个典型物体来说，其强度与磁力仪和物体之间距离的立方成反比，而对于一个长的管道来说，强度与磁力仪和物体之间距离的平方成反比。由于这里所描述的很多不定因素，由这张诺谟图推导出的估计值可能比实际值大或小 2 到 5 倍，甚至更多。

\* \* \* \* \*

于感应磁化甚至更强。虽然我们通常不能预知被埋物体所具有的永久磁矩的方向，但可以假定永久磁矩越大磁异常也越大，并假定这里公式中所用的磁化率  $k$  是真正有效  $k$ ，它包括了由永久磁矩增加的磁化。一个单个的大部件，例如单个的管道或发动机等可能主要由于永久磁矩而表现出单一的磁异常。相反，一个物体所包含的部件越多，那么这些部件各自的永久磁矩互相抵销的可能性越大，剩下的只是感应磁化了。当永久磁矩与感应磁矩具有同样的数量级（例如第 59 页上异常表中的左轮手枪），且永磁矩正好与地磁场方向相反时，观察到的异常就会很小，但却永远不会等于 0。除非在解释可能观察到的异常与图 43 所示的异常图相比不一样时，物体是否具有大的或小的永久磁矩并不重要。（注意：300 型不锈钢，特别是 310 型不锈钢实际上是非磁性的。同样，锰钢只有微弱的磁性。）

如果用第六章的方法能够测量出磁化系数、透磁率或磁矩，那么用下面的表达式（第六章也有）就能够估计出异常的最大幅度

$$M = k F V$$

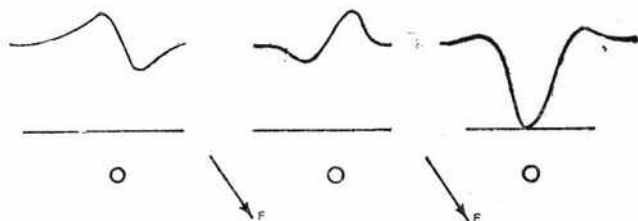
式中  $M$  是偶极子磁矩，用 cgs 单位表示， $k$  是磁化率，对于大多数的铁和钢制品来说， $k$  在 1—10cgs 单位之间， $F$  是本底场，用高斯做单位， $V$  是体积，以立方厘米为单果打算用透磁率  $\mu$ ，那么记住其数值为  $\mu = 1 + 4\pi k$ 。应当注意去磁效应（参见第六章中位。如“规则转动对幅度和方向的影响”这一节），去磁效应表示这样一个事实，即近似球状的铁体所引起的异常可能没有仅仅考虑  $\mu$  或  $k$  时所预计的那么大。

## 管道（水平方向）

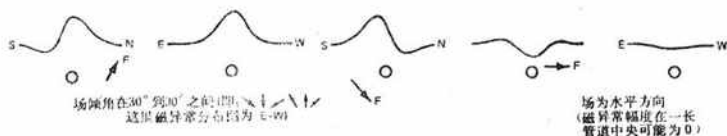
大多数管道具有很高的磁化，并且每一节管道长度有其各自的异常，也就是在每个接头处由于它们各自不同的热处理和机械加工过程而有不同的异常。阀门以及其它管道附件也显示各自不同的异常。在陡磁倾场中的、或者在赤道处 E—W 方向上的水平管道其异常随其中心与磁力仪间的距离的平方成反比变化，就象第五章所描述的偶极子线源。因而，由于管道引起的最大磁异常幅度可用下式来估计：

$$T = \frac{M}{r^2} = \frac{kFA}{r^2} = \frac{kF\pi Dt}{r^2}$$

式中  $A$  是铁的横截面积的近似值， $D$  和  $t$  分别是管的直径和壁厚。它们与距离  $r$  的单位相同，其它因子的含义同前。大多数管道的钢是“硬”的，因而其  $k$ （有效）值大概也是高的，大约为 10—50cgs 或更高。例如，一直径为 6 英尺的水平管道，壁厚为 1/4 英寸，位于 50,000 伽马的本底场中，埋在磁力仪下 20 英尺处，

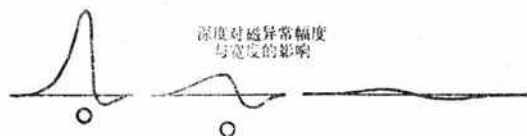


上面是一给定管道处于同一地点同一深度时其不同断面之上的典型磁异常分布图(呈现相当强的永久磁化)



场倾角在 $30^\circ$ 到 $60^\circ$ 之间(即:  $\times$  和  $\cdot$  交替)  
这里磁异常分点即为  $\epsilon=0$

场为水平方向  
(磁异常幅度在一长管道中央可能为 0)



深度对磁异常幅度  
与宽度的影响

图 47 管道磁异常图

$$T = \frac{10 \times 5 \times 10^4 \times \pi \times 6 \times \frac{1}{4}}{(20 \times 12)^2} = 40 \text{ 伽马}$$

表达式  $\pi D l$  代表该管道薄壁处的横截面积的近似值。这一面积的更加精确然而也更加复杂的表达式是  $(\pi R_0^2 - \pi R_1^2)$ 。其中  $R_0$  和  $R_1$  分别是管的外径和内径。

对于实心管、棒材或钢电缆,采用类似的表达式:

$$T = \frac{k F A}{r^2} = \frac{k F \pi R^2}{r^2}$$

式中  $R$  是棒的半径。

管道在不同方向与不同场倾斜角中的异常图示于图 47。(注意在赤道地区探测南北向管道是困难的,这一点在上面“测量线”一节和第五章中已经叙述过。)通常在管道中永磁矩是主要的,一般可能显示的图形如图 47 所示,其最大值和最小值极性相反且幅度很大。一般说来,管道是容易探测到的,因为它很长,人们通常总能经过它。而且,管道的磁异常与距离的平方成反比而不是象偶极子那样与距离的立方成反比(管道相当于几排偶极子),这样磁异常幅度就较大。如果人们可以到达埋藏管道的两端,那么

也就有可能在该管道中通以大的直流电流，因而可以通过在空间或时间上有选择地增大埋藏管道的磁场来帮助对它的探测。例如，为了在很多可能引起干扰的管道中找出我们所需要的管道，就可在该管道通过电流得到一读数，然后再将此电流反向得到第二个读数，在每个点读取两个这样的读数。那么异常的位置就可用这种办法来作图确定，因为是越接近该管道，两个读数之间的差值就越大。（在一无穷长的管道上通过 1 安培电流，那么在距其 60 英尺处可产生 10 伽马的异常，所产生的峰——峰异常为 20 伽马，并随离管道的距离成反比变化。但是，要遵守第四章提出的几何条件。）

## 磁标记

人们常常对经过相当长一段时间后再对他自身或某个物体重新定位感到兴趣。其目的可以是确定巡测时的标高、管道中的重要结点或浅海水域中的某个点。可以埋一块磁铁来取代无线电发送器或其它有功源，这块磁铁会保持其大部分磁矩很多年或更长，并可埋得足够深以免受到干扰。有些时候，可以埋藏几个定向排列的磁铁以产生最大值或最小值，或者以某种方式排列以保证容易重新定位或将某个磁标记物与另一个区分开来。如果给定一特长要求，那么也可以用一螺线管或单根长导线通以直流电来进行再定位。

一种尺寸合适的、用铝镍钴 V 合金做成的、拇指大小的“奶牛磁棒”（COW-MAGNET）用来作标记是很合适的。所谓“奶牛磁棒”就是直径为 1/2 英寸，长度为 3/4 英寸的圆柱体，它能产生 5000cgs 单位磁矩或在 10 英尺处产生大约 20 伽马的异常（这样的磁铁可以在几个大的邮购公司的“畜牧用品”（“Farm”）样本上查到）。类似地，直径 2 英寸，长度 10 英寸的圆柱形铝镍钴 V 磁铁在 100 英尺处将产生 1 伽马的异常。这两种异常都将随距离的立方成反比，并与所埋入的、按照相反极性端与端相连接的磁铁数目成正比变化。从上面有关计算磁矩的章、节得知，这类磁铁通常应该具有的磁化强度或单位体积的磁矩  $I \approx 500$  高斯/厘米<sup>3</sup>。

下表是磁异常幅度的示例，这些磁异常可以由几种普通的物体生成。表中的数据只是一些典型数据，并且很可能会大 5 倍或小 10 倍，这与物体的实际尺寸、冶炼方法、取

* * * * *		
普通物体的典型磁异常最大磁异常表		
物体	近距离	远距离
汽车（1 吨）	30 英尺 40 伽马	100 英尺 1 伽马
船（1000 吨）	100 英尺 300—700 伽马	1000 英尺 0.3—0.7 伽马
轻型飞机	20 英尺 10—30 伽马	50 英尺 0.5—2 伽马
锉刀（10 英寸）	5 英尺 50—100 伽马	10 英尺 5—10 伽马
螺丝刀（5 英寸）	5 英尺 5—10 伽马	10 英尺 0.5—1 伽马

左轮手枪 (38 专用, 45 自动) (感应磁矩近似等于永久 磁矩, 见正文)	5 英尺 10—20 伽马	10 英尺 1—2 伽马
步枪	5 英尺 10—50 伽马	10 呎 2—10 伽马
滚珠轴承 (2 毫米)	3 英寸 4 伽马	6 英寸 (0.5 英尺) 0.5 伽马
铁丝网	10 英尺 15 伽马	25 英尺 1—2 伽马
管道 (直径 12 英寸)	25 英尺 50—200 伽马	50 英尺 12—50 伽马
DC 火车	500 英尺 5—200 伽马	1000 英尺 1—50 伽马
奶牛磁棒 ( $\frac{1}{2}$ 英寸宽, 3 英寸长)	10 英尺 20 伽马	20 英尺 2 伽马
井筒与井口	50 英尺 200—500 伽马	500 英尺 2—5 伽马

(注: 磁异常只是代表性的, 它们可能变化 5 倍甚至 10 倍, 这与书中描述的很多因素有关)

\* \* \* \* \*

向、永久磁化、另部件的数目和相对尺寸、磁力仪相对于物体、相对于地磁场的位置以及在第五章和第六章中讨论过的其它参量有关。

## 考古发掘

### 简介

在世界范围内对大量考古遗址进行的发掘中, 磁力仪被用来探测诸如被埋在地下的墙壁与建筑结构、陶器、砖石、屋瓦、火坑、地下通道、墓穴、地下入口、界碑、居住场所等文物以及大量浸在水下的物体, 如船只、重石、铁块、大砲、油罐、各种陶瓷碎片等。这些物体中的大多数由于具有比围绕它们或复盖它们的物质更强的磁性而被探测到, 并可绘出测绘图。某些埋在地下的墙和坟墓本身并不具有磁性, 但是却取代了现在复盖它们的具有均匀磁性的土地。其它还有些既有历史意义又有考古意义的遗址具有铁质物体, 它们很容易根据上节所述的方法探测到。

### 考古地区的磁异常

在考古地区存在磁异常是由于我们感兴趣的文物与周围介质的磁特性存在差异的结果。二者通常都是天然物质如岩石、泥土甚至空旷的空间所组成。这种磁性上的差异存在于文物中或掩埋文物的介质中的铁矿物的密集度及其经历过的热过程与机械过程不同而不同。正如在第三章中描述的那样, 对各种地形和各种自然物质而言, 铁矿物的含量决定了磁化率大小, 因而也决定了感应磁化的大小。永久磁化 (通常存在于加过热的物体中) 是文物产生磁异常的最主要的因素 (除铁以外)。



## 剩磁

考古发掘的物体中存在的剩磁特别重要，这不仅是因为它们的相对强度大，而且还因为它与古代居民所用的很多种耐用物品，也就是焙烧的粘土制品诸如砖、瓦、陶器、砖（瓦）窑、火炉以及类似的物品密切相关。这种永久磁化又称作热顽磁（见第三章）。这种热顽磁是含有铁磁物质的粘土加热到相对来说是很高的温度后在地球磁场中冷却而形成的。每个铁磁晶体中的磁畴开始时是随机排列的，加热时就在附近运动。而在冷却时，很多磁畴自己就按照周围的环境磁场或地磁场排列，于是就彼此平行而使物体具有固定的磁化且平行于冷却时地球的总磁场。

## 考古磁

在考古现场这类被测物体不仅比大多数其它物体容易发现，而且在某些情况下，在那些能知道物体焙烧时相对于垂直方向的位置的场合，这类物体还可以用来确定物体的年代。通过测量在烧制该物品时出现的剩磁的倾角可以确定年代（方法见第六章）。然后拿这个测出的磁倾角与历史记载的地球磁倾角的变化史相比较，和已经用其它方法确定年代的其它焙烧成的粘土制品相比较。

## 土壤的磁化与磁化系数

一般来说，土壤的磁化系数与生成该土壤的岩石的磁化系数有关，即由火山岩石或其它火成岩石转化成的土壤的磁化系数要比由砂页岩、石灰岩或油页岩风化而成的土壤高。然而，在大多数难溶性矿藏中存在的磁铁矿在土壤中所含的比例看来是要比其它的比较容易溶解的矿藏在土壤中所含的比例要高。此外，有机物特别是在高腐殖质土壤中的有机物的作用被认为是将其它非磁性形态的氧化铁转变为磁性矿藏、磁赤铁矿的主要原因——在绘制与居住有关的文物的测绘图时，这是一种值得重视的现象。因而，土壤可能会比它的前身的岩石具有稍微高一点的磁化系数。 $10^{-6}$  cgs 的土壤是常见的。如果由于表面水或重力的作用这些表面磁铁矿渗入到沙积磁铁矿的矿眼中，那么在十分靠近地表面的地方进行精确的磁巡回采测时，这些表面磁铁矿也就是一种磁噪声源。而这种矿眼十分普遍，在地表的微地形图中几乎处处可见。

## 土壤的剩磁

在考古勘测中还有值得考虑的是表面土壤中存在的剩磁往往是感应磁场强度的两倍。这种剩磁有时候是由于加热引起的，而更多的则是就在原地慢慢得到的粘滞磁性（几十年到几千年期间）以及由于上述的有机化进程而就地生成的磁赤铁矿引起的。剩磁在土壤的上层是很普遍的，而且如果由于耕种、挖坟、人类或动物的踩踏以及其它种种物理作用使整块的土地破裂等原因扰乱了剩磁就会生成局部性的反向磁异常，它通常可以用便携式磁力仪来测绘、作图。

## 磁异常的复杂性

在考古现场观察到的磁异常由于多种因素而在大多数情况下都是很复杂的。磁异常的产生源相对来说是在浅的地方因而靠近磁力仪，这就使得任何一个磁性物体“近场”的十分复杂的性质变得很突出。此外，由土壤、近表岩石、古代杂物或现代人类的住所，包括我们最感兴趣的物体在内的各种磁异常源通常都是很明显的。在考古勘探中人们进行测量的特点（测量点间距小并靠近地表面）使测得数据似乎比一般的矿藏巡回勘探中得到的数据的噪声要大。然而一项很好地进行了引导、规划并加以解释了的考古巡测常能使人们了解其复杂性，并可由个别的可分辨的磁性考古地貌来进行有意义的解释。

## 考古巡测规划与可行性

磁力仪在考古勘探中的成功应用可以用几种方式来帮助考古规划的实施。最明显的是确定那些不可见的特定场所及文物的位置，估计其深度，这样就可使挖掘工作比完全没有把握知道这些位置时更有效、快速、经济。在某些情况下，例如古物抢修工程，要扩大已知的遗址等，如果可以通过磁力巡测方法测绘出其建筑的边界、遗址的范围等，那么就不需要，至少在开始时不需要进行挖掘。

虽然磁巡测方法在绘制和探测某一已知遗址的特征时可能有用这一假设是相当有吸引力的，但是应该指出，直观地来说大多数遗址并不适合于采用这种方法。因为被测文物可能没有可探测到的磁比度，背景磁场噪声可能过大，或者可以用不太复杂的方法，如用可见的方法或其它正在试验或已成功的技术来绘图更好。

应该首先用第六章中概述的技术来考虑或测量已知的特征以确定实际上是否真正存在可测量到的磁比度（按第五章的方法估算）。应该特别注意对能代表掩埋特征和掩埋物质的样品进行这样一些测量：拳头大小的构件样品、用火烧制的大物件、土壤、完整的土壤（为了保留剩磁）、腐殖质丰富的物质、相当大数量的栽培物、被认为是在遗址下面的岩石（它可能产生难以消除的噪声，如同火山岩石或铁矾土产生的那样）以及可能以任何有意义的方式存在于遗址处的其它物质。

人们在测量了感应磁化与剩磁（对测量方向来说不重要），估计了磁异常的幅度以及确定了背景磁噪声以后，就可预计某个磁巡是否有意义。实际上，在进行磁巡测以前，人们决不可能完全肯定它的可行性。

深度和幅度能用来作为确定坐标网格或各次测量间间隔的依据。通常，把待测的地区分成合适的方形，大约每边长为 100 到 200 英尺。将一根由不同颜色交替在格点处作标记的绳子沿着一条测量线放置（或者说用绳子构成格栅网）。在绳子的每个点上进行测量，并使绳子从它的第一个位置移动整个一个方格的距离，依次下去。有时候在方形的边界处按已知的坐标网点一点一点的仔细测量已足够了。把一个绕着弹簧的卷筒固定在方形的一个边的地上，再把一根标有距离的绳子固定在磁力仪的支架上，就可以

很快地测量距离。必须注意确实弄清楚当操作员面向另一个方向，即沿来回交替的测量线往返时不会弄错磁力方向。但是，测得的或根据经验确定的偏差能用来校正测量时出现的偏差。如果勘查到的磁异常小而深，那末时间引起的偏差就可以用第四章所描述的方法来消除，即采用设一记录总站，一些联系线（两根或更多，横穿测量线）或采用一些复用测试站。

然后把所测得的数据画成等场强图（见第四章）并根据那些有关遗址的资料来加以说明。在挖掘以后或挖掘期间，在移去某些源后，如果能使对应于所关心特征的深度明显减小的话（进入到深而大的洞里而且土壤磁性不太强或者说不大受磁干扰），那么沿着由测绘选择的区域再作一次巡测可能会有好处。

## 考古中磁异常的幅度和图形

为了估计一个古代物体引起的最大磁异常，我们来考虑由一个单立方体岩石产生的磁异常，它在大多数情况下可以代表一个埋在地下古物。

$$T = \frac{kFD^3}{r^3}$$

式中  $T$  是磁异常，单位是伽马， $k$  是单位体积的磁化率对比度， $F$  是地磁场强度，单位是伽马， $D$  是此立方体一边的尺寸，单位与  $r$  相同， $r$  是磁力仪与立方体岩石中心之间的距离，可用任何长度单位作单位。作为一个例子，我们来看火山岩石形成的古物，其  $k = 10^{-2}$ ，埋在  $k = 10^{-4}$  的土壤中，地磁场强度为 50,000 伽马，正方体每边长 2 英尺，其中心距磁力仪距离为 5 英尺。 $k = 10^{-4}$ ，与  $10^{-2}$  相比很小，可忽略不计，因而磁化率对比度是  $10^{-2}$ 。这样

$$T = 10^{-2} \times 5 \times 10^4 \times \left(\frac{2}{5}\right)^3 = 32 \text{ 伽马}$$

另一方面，同样几何形状、尺寸的一个空洞或墓穴在同样的土壤中会引起负的磁异常为：

$$T = -10^{-4} \times 5 \times 10^4 \times \left(\frac{2}{5}\right)^3 = -0.32 \text{ 伽马}$$

注意，空洞的幅度是负的，因为它与磁化物质引起的磁异常符号相反，原因是空洞就相当于没有物质存在。一般来说磁力仪的探头与空洞的中心之间的距离比空洞的直径大得多时，要想探测到这个空洞是不容易的。这一点是由这样一个事实得出的，即为了探测空洞，周围的土壤或岩石本身必须能够探测得到的磁化强度，对比越强，磁异常越大。然而大的磁化与非均匀磁化紧密相连。后者是值得引起注意的磁噪声源，会使得空洞的细微的磁异常特征在用上述的经验法确定的边界处变得不明显。

其它的磁异常可以用第五章描述的方法和第三章给出的磁化系数进行计算。图 48 画出了在不同纬度处多种可能的考古地貌情况的几种磁异常类型图。

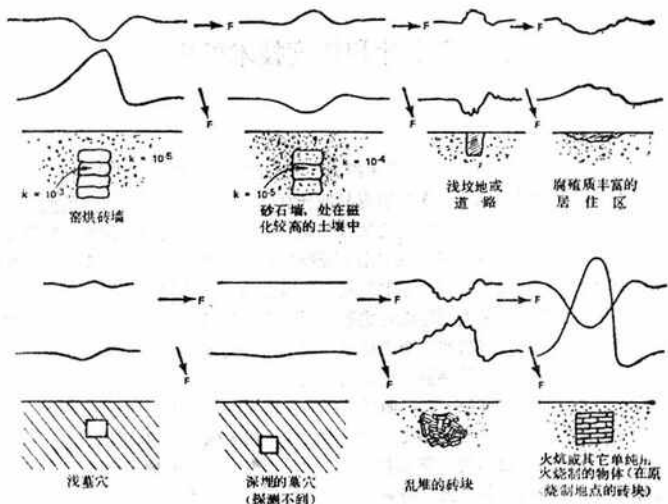


图 48 几种普通考古地貌的典型磁异常

## 第八章 梯度计和梯度技术的应用

### 引言

测量各种磁场的梯度,特别是用便携式磁力仪测垂直梯度是勘探工作中很重要的事。沿测量线的平均水平梯度能由其分布图很容易地计算出,而垂直梯度却不能由典型的宽间隔的地面测量线准确地算出。梯度计之所以如此命名,是因为它测量地磁场的梯度,在本手册中是指总场的梯度。为了满足本章中提出的所有要求和应用,“梯度计”在此处定义为一个“微分磁力仪”,其传感器的间距是固定的,而且与到被测梯度源的距离相比,这间距是很小的。其强度差除以传感器间距即为在此间距的中点处测出之梯度。一种用单个仪表借助一个传感器在二个或更多位置上进行连续测量的“准微分磁力仪”,对于大多数使用来说,比两个传感器的结构更为实用。

一般说,用高灵敏度,譬如 0.25 伽马量级的仪器来测量梯度是比较理想的,其理由是很明显的。但是当磁异常和其梯度相当大的时候,用 1 伽马灵敏度就足够了。另一个补充条件是:在任何地磁梯度的应用中,重要的是不能有严重的地表磁噪声,因为梯度异常会大大增强这些浅表噪声源,将对多数测量目标十分有害。

### 梯度计的应用

说到垂直梯度或是任何梯度,在勘测中还有一些有益的性质。首先,梯度异常有助于将复杂的或复合的磁异常分解成为它们单个的构成,而且在同样的条件下自动地消除其地区的磁场梯度,以便能更好地确定感兴趣的表层异常。其次,能有效地消除磁场随时间的变化,包括磁暴的影响。因为组成梯度的那些测量,与产生磁暴影响的源的距离相比,以及相对地磁的昼夜变化而言,几乎是同时并且在非常接近的间距内进行的,因此这样的影响在两个读数上基本相同,在微分时就被消去了。梯度测量的第三个有用的性质是:在确定磁异常的深度、磁矩、及其形状和位置时,可以非常定量地利用它们,或者说,正是它们的向量性质(标量的梯度是一个向量)。这些向量性质还使得人们可以利用向量图的技术,而这在以前是需要麻烦得多的水平和垂直分量的磁力仪或者改进过的磁倾计。

用便携式磁力仪作为梯度计,较之用此仪器作为简单的单读数磁力仪而言,会有若干困难。有些应用,要求在每一检测站不止取两个而是三个甚至四个独立的读数,而这些会带来附加的数据整理工作量。以质子磁力仪为代表的对取向不灵敏的标量仪器,其通常的优点不能适用于有方向要求的测量,而这正是梯度计的两个读数所固有的性质,尽管其数量级只有正负几度。最后,采集数据时,应该更加仔细(例如:操作人员的磁净化,传感器的位置安排等等),因为梯度计意味着,而且就是利用着较高分辨率的总场

强测量。虽然如此，在许多地质的、勘查的和其它的工作中，适当应用本章概述的梯度计技术，可以很容易地证明这些额外努力是很值得花的。

## 梯度测量的条件

正如在上面所定义的，一个梯度计首先是一个微分磁力仪，也就是测量的是差值  $\Delta T$ ，或是由不同位置的两个读数计算得到的。对于许多（虽然不是绝大多数）应用来说，在这些位置的任一位置处的常规总场还是要利用的。定义中“固定的”这词，是表示此处所用的梯度计和微分磁力仪之间的区别，后者有一个传感器是固定的，另一个传感器是可以旋转的，连接在一起是为了消除磁场随时间的变化。

表示在定义中最重要的条件是：传感器的间距（亦即它们的测量位置  $\Delta r$ ）相对于所研究的异常源的距离  $r$  应是很小的。例如，假定异常源是一个偶极子，一个在  $r$  处的传感器测量的异常为  $T$ ，则在  $2r$  处的第二个传感器测得值将仅为  $\frac{1}{8}T$ ，亦即第二个传感器基本上没有感觉到这个异常，和在无穷远的情况一样。在这种情况下，微分测量对所有实际任务就和通常单传感器的总场测量一样。更具体地说，梯度可表示为：

$$\frac{\Delta T}{\Delta r} \approx \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{T_r - T_{r+\Delta r}}{\Delta r} = \frac{dT}{dr}$$

此处  $\Delta T = T_r - T_{r+\Delta r}$  是位置间隔为  $\Delta r$  的两个传感器之间总场的差， $\frac{dT}{dr}$  是在  $r$  方向  $T$  的导数或称为梯度。 $\Delta r \rightarrow 0$  表示  $\Delta r$  较之  $r$  是很小这一数学条件（理论上  $\Delta r$  将为零）。如果  $\Delta r$  小于  $\frac{1}{10}r$  或甚至  $\frac{1}{5}r$ ，此条件就能很好地满足在本文中提出的所有应用。通常没有必要让  $\Delta r$  小于  $\frac{1}{10}r$ ，因为此时梯度计的灵敏度将不合理地下降。（见下节）。实际考虑是同时对  $\Delta r$  的最大值和最小值给以限制。

（注意：在第二章已阐明，一个总场磁力仪仅仅测量任何局部异常在未受干扰的场方向上的向量分量。因此，对于局部异常  $T$ ，磁力仪测得的是如前所述的  $F$  方向上的分量  $T_F$ 。梯度计将有效地测得  $\frac{dT_F}{dr}$ ，亦即异常  $T$  在总场方向上的分量在  $r$  方向上的梯度。）

## 梯度计灵敏度

表达式  $\frac{\Delta T}{\Delta r}$  或  $\frac{dT}{dr}$  是用梯度计测量得到的（经过适当的数据整理后）。因此，梯度计测量的是以伽马/英尺或伽马/米等表示的沿  $r$  方向的梯度（或在  $z$  方向的垂直梯度  $\frac{dT}{dz}$ ）。这个测量可以和对  $T$ （准确地说是总场  $F$ ）基本磁力仪测量相对比，基本磁力仪测得的是一个标量，本质上不表示方向。（注意：此处用总场异常  $T$  代替总场  $F$ ，是为了简化和在表达这些异常本身时更为一致。）

梯度计能测量的  $\frac{\Delta T}{\Delta r}$  值愈小，则此梯度计就愈灵敏。通过使  $\Delta T$  尽量小或使  $\Delta r$  尽量大，都能使  $\frac{\Delta T}{\Delta r}$  减小。因而，对于一个灵敏度为 1 伽马的磁力仪，传感器位置间的距

离为 3 英尺, 则梯度的灵敏度为  $1/3 = 0.3$  伽马/英尺。对于一个灵敏度为 0.25 伽马的磁力仪, 传感器相隔 3 英尺, 梯度灵敏度为  $\frac{0.25}{3} = 0.08$  伽马/英尺。增大传感器的间距至 8 英尺, 仍用 0.25 伽马的磁力仪, 则灵敏度可达到  $\frac{0.25}{8} = 0.03$  伽马/英尺, 这样的灵敏度对于许多石油勘探的应用来说是足够了。

## 梯度计在磁场中的读数

在一些应用中, 梯度计测量包括垂直梯度  $\frac{dT}{dz}$  和两个水平梯度  $\frac{dT}{dx}$  和  $\frac{dT}{dy}$ ,  $z$  是垂直坐标,  $x$  是沿其纵剖面而  $y$  则垂直于此纵剖面。当同时利用这三个梯度时, 将使用偏导数符号  $\frac{\partial T}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial y}$  和  $\frac{\partial T}{\partial z}$ , 然而它们和上面各对应的表达式数值是相同的。

利用单个磁力仪, 先将传感器放在测量线上某一标高处, 然后另一次放在同一地点的上面, 这样可以得到一个垂直的微分读数。当梯度很大时, 典型的标高是 4 英尺和 8 英尺 (矿体勘探或探测), 对于较小的梯度则是 4 英尺和 12 英尺。标高相距愈大则梯度愈灵敏。在垂直的梯度计观察中, 重要的是当进行每次测量时, 传感器应处于同一水平位置。一个可能的方案是将传感器放在一根长棒上, 并在靠近传感器和垂直于主棒处安放一根附加的支柱或棒。这样, 就能在这些棒的每一处读数, 只要在那些方位上能得到足够的信号。(见图 49)

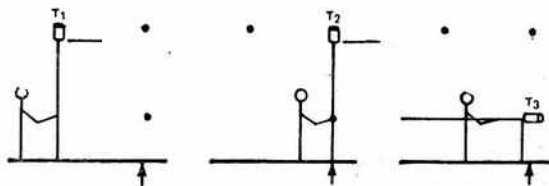
在任一感兴趣地点的水平梯度, 可以作为总场分布图的斜率而由总场数据计算出。这也是不仅只需垂直梯度, 而且还需要总场的一个例证。当异常非常宽广, 也就是异常源相对于测点的分布密度而言很深时, 合适的水平梯度只能用此法计算。许多石油勘测中的情况就属于这一类。至于异常源很浅, 如在矿物勘探的情况下, 总场变化很快, 它们的梯度既大变化又快, 各次总场测量可能间距太远, 致使在测量垂直梯度各点处不能得到其准确的斜率。在这种勘测中, 可以用增加准确度的一些方法来测量其水平梯度, 然而这也就增加了时间和化费了精力。

理论上说, 梯度计测量的是在传感器间距的中点处的梯度。因而理想情况是希望用 P 点上面和下面的两次测量来得到 P 点处的垂直梯度, 而水平梯度是由这同一点的前、后两次补充测量而得到, 共测量四次。严谨的人还可能要提出测量总场的要求, 那就要在 P 点进行第五次测量。假如同时要得到另一个方向的水平梯度, 将包含两次补充的观测, 总共达到七个读数。

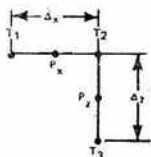
然而实际上, 尤其是源的深度超过 100 英尺时, 建议采用简单的三次读数。二个是在较高的标高 12 英尺处, 相隔假定为 8 英尺, 另一个在前两个位置之一的下方标高为 4 英尺处。像上述的理想情况一样, 假设所有的测量都是以同一点为中心的。(见图 49)

由于微地貌、矿床磁场等表面噪声可能造成的影响, 任何垂直梯度计成对的测量读数中, 较低位置处的读数, 很少在离地表几英尺以内进行的。另一方面, 最好使传感器间有最大的间距, 以增大梯度计的灵敏度, 但也要使较高的传感器高到不实用和难以操作的程度。进行向量 (角相关) 测量时, 在任何结构中, 这两个传感器通常尽可能不要偏离垂直或水平线超过 5—10 度。

梯度测量时  
传感器的  
位置



实际测量时  
的几何条件

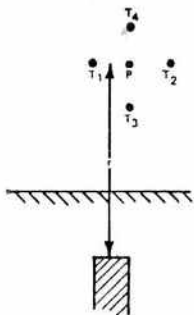


$$\frac{T_1 - T_2}{\Delta x} = \left. \frac{dT}{dx} \right|_{P_1} \quad \cdot \text{在 } P_1 \text{ 点测得之水平梯度}$$

$$\frac{T_1 - T_2}{\Delta z} = \left. \frac{dT}{dz} \right|_{P_2} \quad \cdot \text{在 } P_2 \text{ 点测得之垂直梯度}$$



理论上测量  
的几何条件



$$\frac{dT}{dx} \Big|_P = \text{在 } P \text{ 点测得之水平梯度}$$

$$\frac{dT}{dz} \Big|_P = \text{在 } P \text{ 点测得之垂直梯度}$$

图 49 梯度计的测量过程

## 梯度计如同一个滤波器

根据后面详述的理由，梯度计能自动地消除区域性的梯度，提高平坦局部异常的分辨率（见图 50）。每一种异常均被描绘成较为解体的异常，例如，把产生于一个源的不同边缘的异常，分解成为两个或更多个分立的异常（见图 51）。这种分辨率的提高，同样也体现在水平或垂直梯度计上。然而，这一性能却妨碍了梯度计在表面噪声（亦即很局部的异常源）地区的有效应用。





图 50 梯度计作为滤波器以消除区域异常

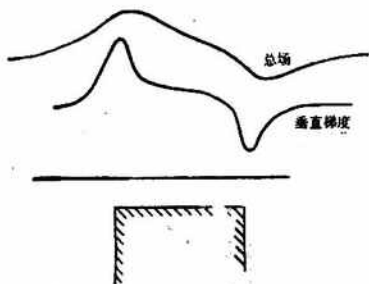


图 51 梯度计分辨局部异常

## 垂直梯度的计算

对于偶极子，其垂直梯度是由简化的偶极子表达式  $T = \frac{M}{z^3}$  取导数而得到（见第五章关于偶极子的其它方位的论述）。

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{3M}{z^4} = -\frac{3}{z} \cdot \frac{M}{z^3} = -\frac{3T}{z}$$

注意，偶极子造成的梯度计异常按  $\frac{1}{z^4}$  变化，这说明了为什么梯度计能自动消除诸如区域性的梯度之类的非局部性的异常。换句话说，梯度随距离的变化比随总场的变化要大得多。或用另一种说法，由于远方的源在两靠近的传感器间的强度差，比之邻近源的强度差是如此地小，以致可以忽略不计。上式  $-\frac{3T}{z}$  是很方便的形式，对于仅给出其总场异常和该源距离的偶极子，可以迅速地估计出它的梯度。例如，地磁场本身在赤道和在极地处垂直梯度分别为 0.004 和 0.008 伽马/英尺。

对于单极子源

$$T = \frac{M}{z^2}$$

$$z = \frac{-2T}{\frac{dT}{dz}}$$

对于水平圆柱体:

$$z = \frac{-2T}{\frac{dT}{dz}}$$

对于窄的垂直岩脉的边缘:

$$z = \frac{-T}{\frac{dT}{dz}}$$

对于任何一般的异常:

$$z = \frac{-nT}{\frac{dT}{dz}}$$

(注意: 对于下降因子  $n$  的概述, 参见第五章)

另一方面, 可用分别测量的两个总场来计算深度, 当传感器间距超过源距离的五分之一而无法测量梯度时, 尤其可用它来代替梯度计算。再来研究偶极子的例子: 在标高为  $z$  处:

$$T_z = \frac{M}{z^3}$$

而在标高为  $z + \Delta z$  处:

$$T_{z+\Delta z} = \frac{M}{(z + \Delta z)^3}$$

然后将两式相除可得:

$$\frac{T_z}{T_{z+\Delta z}} = \left( \frac{z + \Delta z}{z} \right)^3$$

$$z = \frac{\Delta z}{\left( \frac{T_z}{T_{z+\Delta z}} \right)^{1/3} - 1}$$

## 包括梯度和坐标的普遍表达式

上述估算深度的表达式, 包括了垂直梯度和  $z$ , 它只是下面的普遍表达式 (通称齐次方程的欧拉公式) 的一个特殊情况:

$$x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} = -nT$$

此处  $n$  是下降因子 (对偶极子  $n=3$ , 对单极子  $n=2$  等, 见第五章)。因此, 在异常的上部时,  $x=0, y=0, z = \frac{-nT}{\partial z}$ , 和前面的结果相同。

这样的公式仅能用于  $n$  具有单一有效值 (即数学上的  $n$  次齐次) 的简化源。可能利用在分布图上不同地点测量的梯度值来求出深度  $z$  (以及下降因子  $n$ )。例如, 若此分布图处在异常源的上部, 并在磁北极方向 ( $x$  方向),  $\frac{\partial T}{\partial y}$  和  $y$  将很小, 项  $y \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \approx 0$ 。式中水平梯度为零,  $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$ , 于是

$$z = \frac{-nT}{\frac{\partial T}{\partial z}}$$

同样, 当式中  $x=0$ , 也得出

$$z = \frac{-nT}{\frac{\partial T}{\partial z}}$$

因此,  $z$  和  $n$  在分布图上这样两处有同样的相对值或比值, 其中一处由  $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$  表明, 它是处在异常的一个峰值上 (极大值或极小值); 另一点在  $x=0$  处, 亦即此地点直接在异常源的上部。于是, 可以定出  $x=0$  这一点。将  $z$  的值作为  $n$  的函数, 按不同的  $\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial z}$  和  $x$  值作图, 可得到一组直线, 相交在  $z$  和  $n$  的解上, 如图 52 所示。

可以推导出一个类似于欧拉方程的公式, 它不包含异常本身的幅度, 只有异常的梯度, 能用它来解得异常的位置和深度。在沿分布图的任意点上, 矢径  $\vec{r}$  和梯度向量  $\nabla T$  的代数标量积 (或称点积) 为:

$$x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} = |\nabla T| \cdot |\vec{r}| \cos \theta$$

式中  $|\nabla T| = \left[ \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$ ,  $|\vec{r}| = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ ,

$\theta$  是这些向量之间的夹角。当指向有效源的射线平行于地磁场时 (对于某些感应源), 角  $\theta$  通常为  $0^\circ$ 。用坐标和梯度来表示  $\theta$  后, 这个公式就可单独使用, 或用等式:

$$|\Delta T| |\vec{r}| \cos \theta = -nT$$

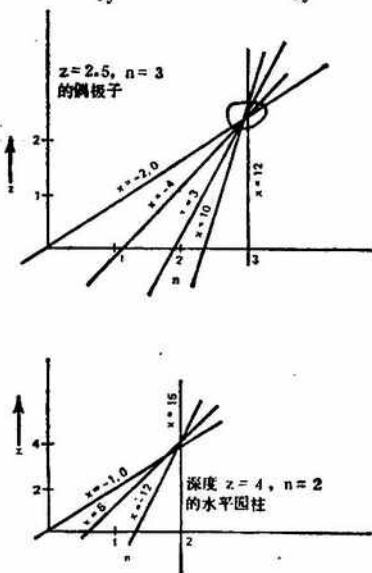


图 52 用图解法解欧拉方程求深度和下降率的典型情况

像前面所述的那样去求出  $x$ ,  $z$  和  $n$ 。

## 梯度向量图和由总场得到的向量信息

对于那些对图解法表示磁分布图数据更感兴趣的人们,可进一步研究上面的公式,但仅就其幅度而言。假如是一个二维(无限长)的异常,或是在三维源上面的一条测量线,这时在任一情况下都是  $\frac{\partial T}{\partial y} = 0$  和/或  $y = 0$ , 关于  $\frac{\partial T}{\partial z}$  和  $\frac{\partial T}{\partial x}$  的分布图将如图 53 所示。将  $\frac{\partial T}{\partial z}$  取倒数,并在它们各自的方向上画出每个梯度的相对幅度(直接从每条曲线上得到),可得到一组梯度向量和它们的向量和,它们与通常用垂直磁力仪和水平磁力仪或磁倾仪得到的异常的分量场很相似,但并不相等。然而就总场磁力仪而言,基本的测量是一个标量,它本身是很容易和迅速地推导出来。梯度计的方向要求或向量要求,如同具有方位要求仅为几度的标量的梯度一样可以推导出来。相反,任何分量磁力仪的基本测量,涉及慢速的准确到分弧度量级的仔细测量。这样的向量图,在近三十年间的文献中是经常见到,能很有效地作图(包括文字和图形)以描述许多常见的地质构造,如图 54 所示,很多勘探人员感到非常有用。

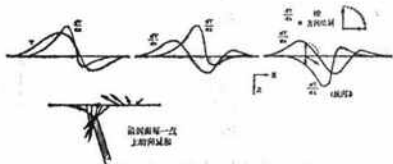


图 53 梯度向量图的绘制示意

由原有的标量总场磁化系数得到向量或方向信息的一种有趣的可采用的方法已在第六章中作为决定磁场方向的方法叙述过了。此方法简单地运用传感器,测棒和一个小的磁针(硬钢经过轻度磁化),全部做成刚性连接。这个设备安放在不同方向,在当地的地磁场方向上精确地观测到一个极大值或极小值。在局部异常附近,尤其是较大的异常附近,在观测和绘制地磁场磁倾角的很小变化时会感到困难,可附加一个水准泡到这样的装置上。更完善的改进方案,将要求音响讯号来指示读数,以便快速地决定最大或最小读数;或用一个线圈系统在平行或垂直方向上调制磁场。

由原有的标量总场磁化系数得到向量或方向信息的一种有趣的可采用的方法已在第六章中作为决定磁场方向的方法叙述过了。此方法简单地运用传感器,测棒和一个小的磁针(硬钢经过轻度磁化),全部做成刚性连接。这个设备安放在不同方向,在当地的地磁场方向上精确地观测到一个极大值或极小值。在局部异常附近,尤其是较大的异常附近,在观测和绘制地磁场磁倾角的很小变化时会感到困难,可附加一个水准泡到这样的装置上。更完善的改进方案,将要求音响讯号来指示读数,以便快速地决定最大或最小读数;或用一个线圈系统在平行或垂直方向上调制磁场。

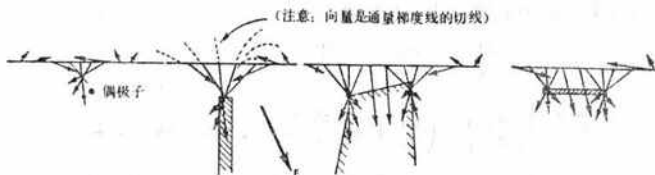


图 54 梯度向量图

## 第九章 电流分布的磁量测

### 引言

在第一章至第八章中所述及的磁量测，一般说来是和各种磁铁矿的分布引起的磁异常有关。这些异常的主要例外是某些噪声源，包括：地磁场的随时间变化，电气列车，交流和直流输电线等。因此，电流产生了磁场的扰动，可以用便携式磁力仪来量测。当在鉴定可能的噪声源，确定某些磁偏场，用有源电流进行矿体定位，以及一些其它应用时，必须很好地考虑这些影响。

对于这些应用，研究过的电流源是这样一些：长导线，平行的导线对，导电薄层，螺旋管（或环）和亥姆霍兹线圈。在本章的所有情况下，仅讨论能够产生可用磁力仪量测的磁场的直流电流（DC）。交流电流（AC）源是不易被普通的便携式磁力仪所测出，只能从它们的质子进动信号的衰减效应来考察。

### 应用

估算一对载流平行导线所产生的磁场的方法，可以用来处理：直流电气火车，电车，地下铁道或新兴的超高压输电线等设施附近或较远处的影响。单根载流导线源可用来找寻埋设的管线或其它导体，只要在这些管线露出地面端通入电流，并遵照第七章中所建议的方法处理。载流薄层及其磁场，可作为勘查矿物的有源方法。螺旋管或其它不同程度上集中安置的环形绕组，通常用来在螺旋管内部造成一个均匀的磁场（例如，以螺旋管或末端闭合的环形螺旋管的形式，用在质子磁力仪中）。然而，一个单螺旋线圈产生的外磁场和同时产生的偶极子磁矩，如同一个磁铁所造成的，所不同的是螺旋管的磁场可以随意地改变其强度，方向乃至有无。这样的螺旋管像前面所叙述的那样，能用来在土壤下，岩石或浅水下面进行定位。类似的使用，螺旋管还可放置在竖井，水平坑道或炮眼中进行检测而不管其导磁性如何，以便使毗邻孔道能得到所希望的与原有孔道相近的方向、距离和位置。在通风竖井，矿井连接部，矿井作业点通道，岩洞，隧道或在解决其它更深奥的问题时，都会碰到这样的定位问题。

能建立各种各样配置的线圈，以便在地磁观测站，材料磁性量测，抵消或改变地磁场的方向，或为各种其它的目的中使用，产生一个均匀的磁场。这样的线圈常常做成一个很大的球面体，或各种同轴和正交的配置形式。最简单的就是所谓亥姆霍兹线圈。它是由两个相同的同轴线圈，放置在其公共轴线上相互间距等于其半径。在这个装置的中央部分是比较均匀的磁场，其磁场强度是由线圈中的电流所决定。

亥姆霍兹线圈可以和总场磁力仪一起使用来测得地磁场准确的分量。例如，若调整使线圈的轴和地面垂直，在线圈中地磁场的垂直分量可以用产生一个相等且方向相反的

的垂直场来抵消，剩下的只是地磁场的水平分量了。因此放在线圈中的总场传感器测得的只是其总场（现在是水平方向的），以及沿该方向的变化，即测得地磁场的水平分量。按同一方法也可测垂直分量，只要适当地转换这两个线圈和其电流。

作为电流对地磁场影响的另外应用，我们来考虑地表下电导率的测量，这是地质勘探中十分感兴趣的问题。在很多探矿的电学方法中，使用相隔数百英尺的不同排列的电极，在磁力仪测量的期间，向地下通以直流电流。电流分布产生的磁场可以用一个便携式总场磁力仪测得和绘出。这作为绘制地表下电导率（电阻率）的一个间接方法。因此，具有高灵敏度的磁力仪（比方说 0.25 伽马），能用来进行快速、没有方向限制，而且不要求和地表面接触的电导率勘查。（注意：在一个位置上连续读数期间，应将电流的极性反向，用其读数的差来测量电流密度。电极的排列要考虑到地磁场的方向，当不通电流时，磁力仪就和平常测磁场一样使用。）

## 电流源产生的磁场的形状

如前面所假设的，任何电流源产生的磁场比环境的场要小得多（上述的亥姆霍兹偏场的情况除外）。因而总场磁力仪仅测出电流产生的场在环境场方向上的分量。一根载流长导线的磁场形状是围绕导线的同心圆，（表示在图 55 上），磁场的方向按“右手定则”来确定，亦即当电流是按大拇指方向时，磁场是按右手其余手指弯曲的方向。应注意到：例如一个总场磁力仪将看不出平行于地磁场的一根载流导线上的电流对磁场的影响。两根长而直的平行导线，通以相反方向的电流（这是最通常的情况），在距离比两导线间隔为大的地方，两导线产生的磁场几乎互相抵消了（但不完全抵消）。虽然其磁场非常弱，但其形状仍表现如一个线状的偶极子，它的中心面垂直于两导线形成的平面。（见图 55）

螺线管产生的外磁场，其形状如同在同方向上一个小的棒状磁铁所产生的磁场。螺线管的磁力线和亥姆霍兹偏磁线圈的近似磁场如图 55 所示。〔译者注：原图 55 中没有亥姆霍兹线圈的磁场〕

## 电流源磁场的幅度：

单根长导线的场由下式给出：

$$T = \frac{0.2i}{r}$$

此处  $T$  是在地磁场方向上的磁异常，单位为高斯（ $10^5$  伽马 = 1 高斯 = 1 奥斯特）； $i$  是导线中的电流，单位为安培； $r$  为测点至导线的距离，单位为厘米。若用总场磁力仪测量此磁异常  $T$ ，量测到的又是  $T$  在总场  $F$  方向上的分量，还应特别注意导线磁场的方位。

一对无限长并通以相反方向电流的导线，在从两导线间隔的中点作出的联线上某处的磁场为：

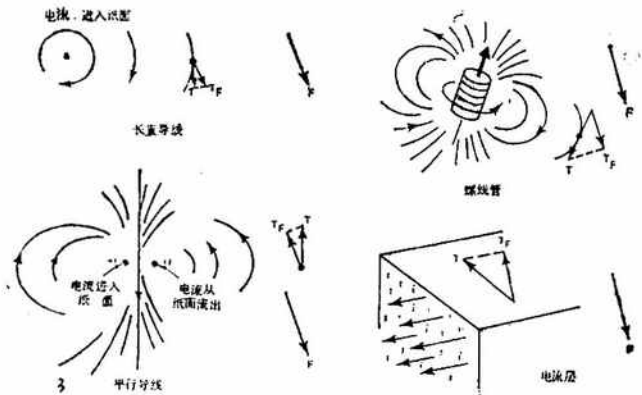


图 55 不同电流源产生的磁场的形状

$$T_a = \frac{0.8di}{4r^2 + d^2}$$

此处  $T_a$  是磁异常，单位为高斯； $d$  是导线的间距，单位为厘米； $r$  是至两导线中点的距离； $i$  是电流。在包含两导线的平面上某处的磁场为：

$$T_\theta = \frac{0.2di}{r^2 + rd}$$

在  $r \gg d$  的情况下，离导线距离为  $r$  的任何方向处，其磁场皆相同，其表现如同一个线状的偶极子，幅度为：

$$T = \frac{0.2di}{r^2}$$

作为例子，我们讨论在地磁赤道上在轨道的东西路段中的电气列车，有几个机车从线路中支取总共为 2000 安培的电流，架空线到地面铁轨的距离  $d$  为 500 厘米，用磁力仪在一公里外量测可得：

$$T_F = T = \frac{0.2 \times 500 \times 2000}{(10^5)^2} = 2 \times 10^{-5} \text{ 高斯} = 2 \text{ 伽马}$$

根据如图 55 所示的这种场的形状，在地磁赤道处轨道南北方向的列车或在北磁极处任意方向上的列车，所造成的影响将为  $T_F = 0$ ，亦即在总场磁力仪上将不造成影响。

对于一个导电薄层，若传输的电流密度为每厘米  $i$  安培，在薄层上方垂直于电流处产生的磁场  $T$ ，其方向可由右手定则决定，其幅度为：

$$T = 0.2\pi i$$

此处其强度不随至薄层的距离而变化。

螺线管的外磁场可表示为：

$$T = \frac{0.2\pi a^2 Ni}{r^3}$$

此处  $T$  是用高斯表示的沿螺线管轴向的磁场（在垂直于螺线管轴线相同距离处只有此值的一半）， $a$  为螺线管的半径； $N$  为螺线管的匝数；其它符号的意义如前所述。这个磁场相当于一个偶极子，它具有第五章中所述的全部几何特征。对于一个平均半径为 2 厘米，500 匝绕组，并通以 0.1 安培电流的螺线管，其轴方向平行于地磁场放置时，在螺线管的东或西 50 厘米处的磁场为：

$$T = \left(\frac{1}{2}\right) \frac{0.2 \times \pi \times 2^2 \times 500 \times 0.1}{(50)^3} = 5 \times 10^{-4} \text{ 高斯} = 50 \text{ 伽马}$$

其方向与螺线管自身内部场的方向相反。

亥姆霍兹线圈在其中央产生的磁场为：

$$T = \frac{0.899Ni}{a}$$

此处  $T$  为线圈所产生的磁场，与地磁场方向无关， $a$  是线圈的半径；其它符号的意义同前。关于线圈系统的磁场，它们的均匀度等更详细的知识，可由各地磁观测所的刊物中得到。



## 参 考 文 献

- Aitken, M.J., *Physics and Archaeology*: Interscience, London, 1961.  
*Archaeometry*, a quarterly journal of The Research Laboratory  
for Archaeology and the History of Art, p.103x0 University:  
Cambridge University Press, London.
- Bossolasco, M., Editor, *Pure and Applied Geophysics*, a quarterly journal:  
Birkhauser Verlag, Basel.
- Bozorth, R. *Ferromagnetism*: Van Nostrand, New York, 1951.
- Chapman, S., and Bartels, J., *Geomagnetism*, Vol. I and II: Oxford University  
Press, London, 1940.
- Dobrin, M.B., *Introduction to Geophysical Prospecting*: McGraw-Hill, New  
York, 1960.  
*Geoexploration*, a quarterly journal: Elsevier, Amsterdam.  
*Geomagnetism and Geoelectricity*, a monthly journal: University  
of Tokyo.  
*Geophysical Case Histories*, Vol. I and II: Society of Exploration  
Geophysicists, Tulsa, 1948, 1956.  
*Geophysical Prospecting*, a quarterly journal: European Associa-  
tion of Exploration  
Geophysicists, The Hague.  
*Geophysics*, a bi-monthly journal: Society of Exploration Geo-  
physicists, Tulsa.
- Grant, F.S. and West, G.F., *Interpretation Theory in Applied Geophysics*:  
McGraw-Hill, New York, 1965.
- Haalck, H., *Lehrbuch der Angewandten Geophysik*: Berlin, 1934.
- Heiland, C.A., *Geophysical Exploration*, Hafner, New York, 1940.  
*Izvestia, Series Geophysics*, a monthly journal: Academy of  
Sciences of the USSR, Moscow.
- Jakosky, J.J., *Exploration Geophysics*: Trija, Los Angeles, 1957.  
*Mining Geophysics*, Vol. I and II: Society of Exploration Geo-  
physicists, Tulsa, 1967.
- Landsberg, H.E., editor, *Advances in Geophysics*, Vol. 1-15: Academic Press,  
New York.
- Morley, L.W., editor, *Mining and Ground Water Geophysics*, Economic Geology

- Report No. 26: Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1970.
- Nagata, T., *Rock Magnetism*: Maruzen, Tokyo, 1961.
- Nettleton, L.L., *Geophysical Prospecting for Oil*: McGraw-Hill, New York, 1940.
- Parasnis, D.S., *Principles of Applied Geophysics*: John Wiley and Sons, New York, 1962.
- Prospezioni Archeologiche*, an annual journal: Lerici Fondazioni, Rome.
- Runcorn, S.K., editor, *Methods and Techniques in Geophysics*: Interscience, N.Y., 1960.
- Transactions, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, Geophysics, a journal: AIME, New York.
- Vacquier, V., Steenland, N.C., and Henderson, R.G., *Interpretation of Aeromagnetic Maps*, Geological Society of America, Memoir No. 47: Geological Society of America, New York, 1951.