

高等学校试用教材

磁法勘探

长春地质学院磁法教研室 编

地质出版社

高等学校试用教材

磁 法 勘 探

长春地质学院磁法教研室 编

地 质 出 版 社

磁 法 勘 探

长春地质学院磁法教研室 编

*

国家地质总局教育组教材室编辑

地 质 出 版 社 出 版

地 质 印 刷 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行 • 各地新华书店经售

*

1979年2月北京第一版 • 1979年2月北京第一次印刷

印数1—11,220册 • 定价3.20元

统一书号: 15038 • 新353

前 言

在社会主义革命和社会主义建设新的历史时期中，以华主席为首的党中央，提出了“抓纲治国”的战略决策，领导着全国人民为实现新时期的总任务进行新的长征。教育战线开展了对“四人帮”炮制的反动的“两个估计”的批判，形势大好。在此形势下于一九七七年十月我们接受了编写本书的任务。

本书是地质院校大学四年制金属与非金属地球物理勘探专业使用的磁法勘探通用教材（试用本）。全书共分八章，包括了地磁场，仪器，工作方法，磁性理论与研究方法，正问题，反问题，磁异常数据处理及实际应用等内容。书中除了对地面磁法的有关内容有详细论述以外，对航空磁测及井中磁测的有关内容也略有叙述。

磁法勘探是找矿效果比较好的、最古典的地球物理勘探方法之一。然而近代基础科学及应用科学如数学、物理学、地学、电子技术及电子计算技术等学科的发展，又赋予了磁法勘探现代化的新特色。国内外不论在新仪器、地磁场与磁性理论、磁异常解释及数据处理方法等方面都有很多新的成就。对这些新成就，在教材中作了适当的归纳和充实。

由于我们的政治思想水平和业务水平有限，加之编写的时间紧迫，书中难免有不足和错误，请读者提出批评和指正。

在本书编写过程中得到了有关兄弟院校、科研和生产单位的同志们的关心和支持，他们为本书提供了资料，提出了修改意见，在此表示衷心的感谢。

长春地质学院 磁法教研室

一九七八年六月十五日

目 录

绪 论	1
第一章：地球的磁场	3
§ 1. 地磁要素及其分布规律	3
§ 2. 地磁场的解析表示	9
§ 3. 地磁场的组成及起源	12
§ 4. 变化磁场	17
第二章：磁法勘探仪器	22
§ 1. 机械式磁力仪	22
§ 2. 磁通门磁力仪（磁饱和式磁力仪）	41
§ 3. 质子旋进式磁力仪	48
§ 4. 光泵磁力仪	51
§ 5. 超导磁力仪	61
第三章：磁法勘探的工作方法	68
§ 1. 磁测任务、测区、测网和比例尺	68
§ 2. 磁测精度及其确定	72
§ 3. 磁异常的野外观测	75
§ 4. 磁测数据的整理计算	80
§ 5. 磁异常图的绘制	84
§ 6. 磁测结果的质量检查	87
§ 7. 水平磁测	90
§ 8. 航空磁测工作方法	94
第四章：岩石和矿石的磁性	99
§ 1. 物质的磁性	99
§ 2. 铁磁性物质	101
§ 3. 岩石和矿石的磁性	104
§ 4. 剩磁形成的原因及其研究的意义	108
§ 5. 岩石和矿石磁性 (χ 和 $\vec{J}_r$) 的测定方法	113
§ 6. 物体磁化的退磁作用	120
§ 7. 岩矿石磁性测定数据的统计	129
§ 8. 矿体磁化强度大小与方向的计算	143
第五章：规则形状磁性体磁场的分析	145
§ 1. 计算磁性体磁场的基本原理	145
§ 2. 走向无限长的薄板与水平圆柱体的磁场	150
§ 3. 走向无限长的其它类型板状体的磁场	163
§ 4. 几种三度磁性体的磁场	182
§ 5. ΔT 总磁场异常的计算及解释	197
§ 6. 规则形状磁性体磁场空间分布特点	205

§ 7. 规则形体 Z_a-H_a 参量图	214
§ 8. 磁性体与磁异常关系的一些问题	218
§ 9. 井中磁测资料的解释与应用	228
第六章: 磁异常定量解释方法	239
§ 1. 特征点法	239
§ 2. 切线法	240
§ 3. 积分法	244
§ 4. 复变函数求奇点的方法	248
§ 5. 总异常向量法	256
§ 6. 磁场空间分布法	265
§ 7. 选择法	270
§ 8. 异常频谱方法	287
§ 9. 特征曲线法	295
§ 10. 磁异常导数在定量解释中的应用	304
§ 11. 关于磁化强度的推断问题	308
第七章: 磁异常数据处理方法	313
§ 1. 光滑、插值和相关函数法	313
§ 2. 位场的向上延拓	323
§ 3. 磁异常的向下延拓	338
§ 4. 由实测的 Z_a 计算 H_a	348
§ 5. 不同磁化方向的二度异常之间的换算	357
§ 6. 三度异常化到地磁极及 ΔT 求 Z_a	360
§ 7. 磁异常的导数计算	375
§ 8. 磁异常的数字滤波及频率或换算原理	381
§ 9. 二度异常的起伏地形化直方法	395
§ 10. 三度异常化为二度异常	408
第八章: 磁法勘探的应用	410
§ 1. 磁异常与地质规律的关系	410
§ 2. 关于分辨矿与非矿异常问题	418
§ 3. 两个实例	432
§ 4. 磁法勘探的应用	441
结束语:	453
参考文献:	454

绪 论

早在十七世纪就有人发现,罗盘在强磁性的大型铁矿体附近会偏离南北方向,因此人们试图利用这种现象来寻找铁矿。该现象表明铁矿床周围的空间存在着强大的磁场。实际上,各种地质体都能产生强弱不同的磁场,这种磁场叠加在地球的正常磁场之上,称为磁异常。磁法勘探就是利用磁力仪测定这种磁异常、掌握其分布规律并对异常作出解释,从而达到找矿和解决地质问题的目的。故就磁法勘探工作的目的而言,它是一种地质找矿方法。而就其内容而言,它研究的是地球物理场(地磁场)的变化规律,因而磁法勘探是利用地球物理的理论和方法进行地质找矿的一种手段,它和重力,电法等都属于地球物理勘探方法,属于地球物理学的一个分支。而磁法勘探是应用最早的一种,它具有轻便、快速,效率高、效果明显的特点。且其方法技术和解释理论也比较完整、系统和成熟。尤其在寻找磁性铁矿床中具有独特的效果。解放以来,在我国几个大型铁矿区的普查找矿与矿区勘探过程中,磁法勘探工作都起到了重大的作用。

磁法勘探工作大致包括以下几个主要环节:用精确的磁力仪测定不同点的磁异常值,将异常值整理和绘制成磁异常图;测定和整理出各种岩、矿石的磁性,总结其磁性规律,对全区的磁异常作数理及地质解释,得出地质结论。

由此看来,磁法勘探是一门应用科学,它不仅包括对磁场的观测方法和技术,还涉及到地球磁场、岩石磁学、磁化物体与其磁场及地质基础等方面的理论。故需要应用广泛的物理学、位场理论,数学,电算技术及地质基础等多方面的知识。

磁法勘探工作可分为地面磁测,航空磁测(海洋)和井中磁测。

航空磁测在我国,目前系用小于1:25000比例尺作普查,它具有速度快,效率高的特点,在短期内能获得大面积的磁测数据。因此,在研究地质构造,普查含油构造、进行地质填图、普查远景成矿带及普查大型铁矿体等方面,是一种有效的方法。

地面磁测一般在航空磁测的基础上作更大比例尺的详查工作,并推断引起磁异常的地质原因,分布范围、形状、位置等。并据此布置验证工程。

井中磁测用于地质勘探过程中,通过测定钻孔中磁场的三个分量,能准确地确定矿体的位置,进一步发现井旁或井底的盲矿体,它是铁矿勘探中不可缺少的方法。

在科学技术高度发展的今天,自然科学领域正酝酿着新的突破。磁法勘探的技术方法和基础理论也在飞快地发展。仪器方面除了继续使用机械式磁力仪外,还研制了建立在现代磁学理论基础上的磁通门磁力仪;建立在原子结构、量子力学等理论基础上的高精度、高稳定性的质子旋进磁力仪,光泵磁力仪及超导磁力仪等。这些仪器的运用,大大提高了磁测的精度和效率,并且还可用于测定磁场梯度和变化磁场,使磁法勘探跃出了观测静磁场的范围,进入对天然变化磁场的观测,从而扩大了研究范围。

近年来由于电子计算技术的高速发展,使磁测结果的数据处理、成图及异常解释逐步实现自动化,大大提高了解释速度和效果。同时又发展了与电子计算技术紧密结合的模拟和拟合各种复杂异常的数学模型;建立了场的转换和解释的新方法。使人们跳出了认识简

单异常的传统概念，进入解释复杂异常的新阶段。

目前我国正处在承前启后，继往开来的新的历史时期——全国人民在党中央、华主席率领下为实现新时期的总任务，开始了新的长征。我们应积极响应华主席的号召，树雄心，立壮志向科学技术现代化进军，努力赶超当代先进水平，把磁法勘探提高到一个新的高度，为实现四个现代化作出贡献。

第一章 地球的磁场^{[1.1]~[1.9]}

§ 1 地磁要素及其分布规律

一、地磁场的发现

能自由转动的罗盘磁针,总是静止在近南北的方向,这表明地球周围空间存在着磁场,称地磁场。

我国劳动人民在世界上最早发现并应用地磁现象。指南针被誉为我国古代三大发明之一。早在战国时代就应用天然磁铁磨成指南针,称为“司南”。公元 200 多年韩非在其《韩非子》(有度)篇曾写有:“故先王立司南以端朝夕”。宋代学者沈括(公元 1031—1095 年)在《梦溪笔谈》中记有:“方家以磁石磨针锋,则能指南,然常微偏东,不全南也”。在同一时期的《武经纪要》中,记载了用铁片在地磁场中淬火获得强磁性以作指南仪器的方法。

这些记载说明我国最先发明磁性指南仪器,并且表示当时已能精确地定出地理子午线的方向。由于指南仪器进步到细长的针形,因而才能发现地磁子午线与地理子午线间的不一致,这是世界上最早关于地磁偏角的记载。

指南针用于航海,也是我国最早,朱或著的《萍州可谈》中记公元 1099—1102 年间的事说:“舟师识地理,夜则观星,昼则观日,阴晦则观指南针”。公元 1123 年出使朝鲜的徐兢也记载说:“是夜洋中不可住,维视星斗前迈,若晦冥则用指南浮针,以揆南北”。

外国关于指南针的记载,最早是十二世纪末到十三世纪初。关于磁的特征等知识是在十四世纪时由欧州的游历家马可勃罗从中国传去的。公元 1492 年哥伦布由欧洲航行到新大陆的途中,才发现有地磁偏角,并发现地磁偏角是因地而异的。

磁针指示的方向与正北有偏差及磁偏角因地而异的发现,大大推动了对地球磁场的研究工作,因为航海需要知道全球各地,特别是海洋及海岸上磁偏角的可靠数据。从此地磁学开始了蓬勃地发展。16 世纪时欧洲威廉·吉伯特(1540—1603)在《磁体》一书上指出地球的磁场相当于永久磁铁的磁场,它位于地球中心,磁轴靠近地球自转轴。从那时起许多人对地磁场(包括大陆磁场)又进行了长期的考察研究,如高斯在 1840 年与韦伯共同作了一张世界地磁图,并对地磁场作了周密的数学分析。19 世纪时开始应用地磁场在局部地区的变化现象来寻找磁铁矿,如 1879 年泰良曾写有“用磁测量对铁矿床的考察”。

本世纪以来利用地磁测量寻找铁矿,无论在仪器还是在测定结果解释等方面都有高速的发展,随着测量地磁场精度的提高及研究程度的深入发现了许多磁异常——局部地区的地磁场的复杂变化,并证明它们与地壳的地质构造、矿产分布有密切关系。因而出现了地磁学的一个新的分支—磁法勘探。

人类对于地球磁场的研究既已有悠久的历史,加上本世纪来科学技术的迅猛发展,人造资源卫星上附有精密测定地球磁场的仪器,获取了大量的有关地磁场的的数据,与其它地球物理方法相比,所收集的地磁场的信息是相当丰富的。

二、地磁要素

描述地球磁场的特征，也同研究其他磁场一样，利用磁场强度 $\vec{T}$ 和它的分量。通常采取直角坐标系， x 轴沿地理子午线的方向（即正北方向）， y 轴沿纬度圈的方向（即正东方向）， z 轴为垂直方向，以向下为正。

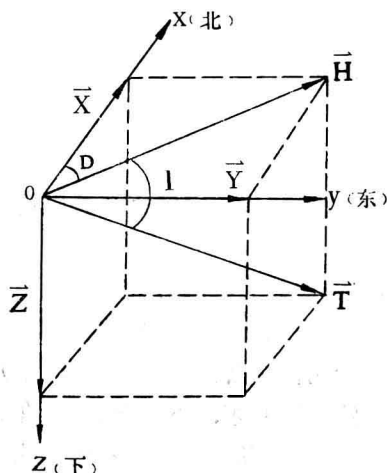


图 (1.1.1) 地磁要素图

取观测点作为坐标原点，则该点地磁场矢量 $\vec{T}$ 的大小和方位如图 (1.1.1) 中的 $\vec{OT}$ ， $\vec{T}$ 在 x 轴上的投影叫北向强度，以 X 表示，在 y 轴上的投影叫东向强度 Y ，在 z 轴上的强度叫垂直强度 z 。 $\vec{T}$ 在水平面 xoy 上的投影叫水平强度 $\vec{H}$ 。矢量 $\vec{T}$ 所在的垂直平面 Hoz 名为磁子平面， $\vec{H}$ 与 x 轴的夹角，就是磁偏角，以 D 表示。水平面与矢量 $\vec{T}$ 的夹角 $\angle HOT$ 叫磁倾角 I 。在这种坐标系中，不难看出矢量 $\vec{H}$ 由北向东偏的偏角为正，向西则是负偏角。

矢量 $\vec{T}$ ，在北半球是指向地水平线之下的，倾角 I 为正，在南半球， $\vec{T}$ 是向上的，倾角为负。

磁偏角 D ，磁倾角 I ，水平强度 $\vec{H}$ 及各种分强度 X 、 Y 、 Z ，统称为地磁要素。从图中可以看出，由各要素可以计算出地磁场的总强度矢量，并可以看出各要素之间也具有一定关系，例如：

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}; \quad T = \sqrt{H^2 + Z^2}; \quad \operatorname{tg} I = \frac{Z}{H}; \quad \operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}.$$

$$Z = H \operatorname{tg} I; \quad Y = H \sin D; \quad X = H \cos D;$$

$$T = Z \operatorname{csc} I = H \sec I.$$

以上的关系说明，可以将各要素分成三组，即 (X, Y, Z) ； (H, Z, D) 及 (H, D, I) 。只要测定出每一组中的三个要素就可以求出其他的要素。这三组地磁要素分别对应于三种坐标系，即直角坐标系，柱坐标系和球坐标系。

为了解地球磁场的分布规律及随时间变化的特点，在地球表面许多地方设立地磁观测台，用精密仪器长期连续地测定各地磁要素的数值（任一独立组）。根据测定结果绘制地磁要素分布图或随时间变化的图件以分析研究地球磁场。

三、地磁图

为了清晰地表现地球磁场的分布规律，一般将地磁要素测定结果绘成等值线图，也就是在地图上将某种地磁要素具有相同数值的各点连成的曲线所成的图。例如将磁偏角数值相同各点连起来的曲线就是等偏线，倾角数值相同的曲线为等倾线，水平强度相同的曲线为水平等力线或 H 等值线以及垂直等力线或 z 等值线等等。这种地磁图可以把整个地球或个别区域的地磁场情况从数量上以及从特征上清晰地显示出来。

因为地磁各要素在时间上不是恒定的，就要使地磁图的描绘适合于某一个特定的时期，一般采用一年的中期，例如绘制 1970 年的地磁图，应该把要素的数值都化成为 1970 年 7 月 1 日零时零分的数值。现时地磁图的绘制通常按五年一次，编成如 1960、1965、1970 等年代的地磁图。再根据各地测得的地磁要素值随时间的变化求出的年变化平均值（称年变率）构组该地磁要素在该年代中的年变率等值线图。将此图与地磁图合用，就可求出五

年中某一年代的某地的地磁要素值。例如在我国 1970 年地磁要素 Z 等值线图上, 某地的地磁场 Z 分量值为 0.4720 奥斯特, 等年变率曲线图上, 该地的 Z 值年变率为 -31 伽玛/年, 则 1973 年时该地的 Z 值应为 0.4711 奥斯特。(1 伽玛 $= 10^{-5}$ 奥斯特)。

地磁图的绘制可分为某一地区的, 全国的和全球的, 后者即世界地磁图。显然, 图的比例尺愈小, 描绘等值线的准确性就愈差, 故世界地磁图及各国地磁图实际是地磁各要素

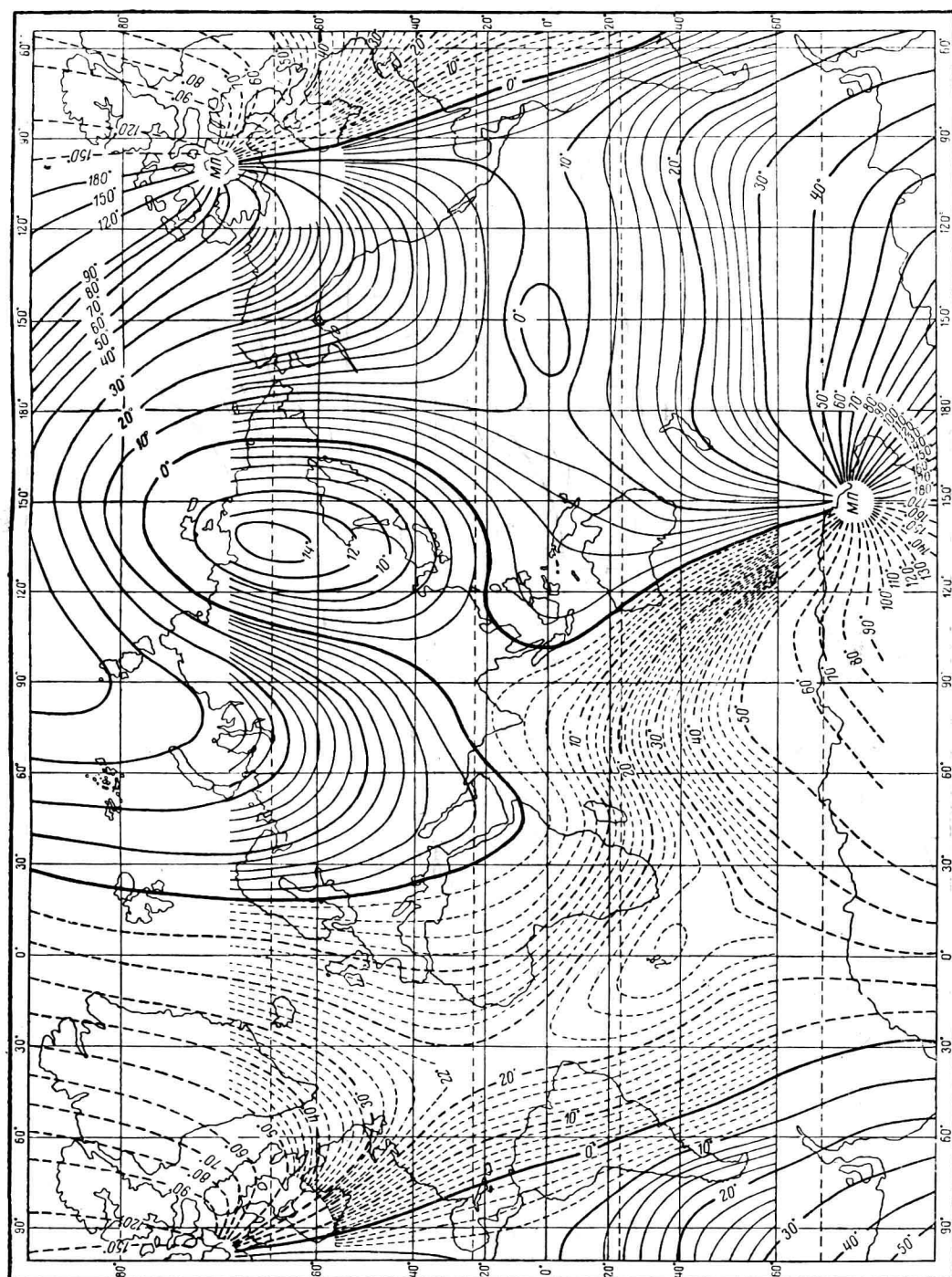


图 (1.1.2) 世界地磁等偏线图

世界地磁图表现了地球表面各地磁要素分布的一般形态。如图 (1·1·2), (1·1·3), 1·4) 为世界地磁等偏线图、水平等力线图及垂直等力线图。



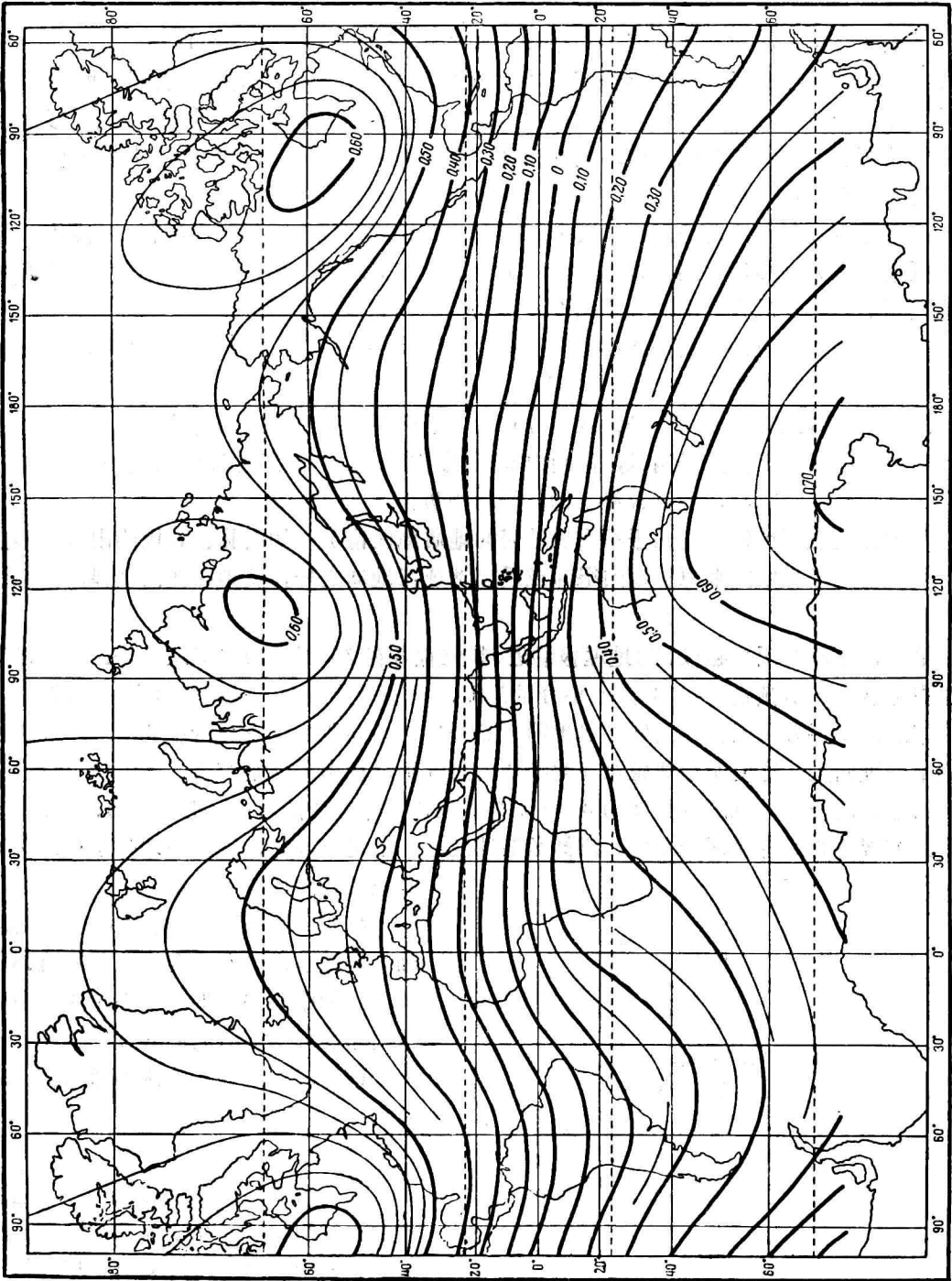


图 (1.1.4) 世界地磁 Z 等值线图

由图可知等偏线是从一点出发汇聚于另一点的曲线族，它有两条 $D=0^\circ$ 的等偏线，把 D 分为正负两个区域，图中负等值线表示 $D<0$ （磁针西偏），正等值线表示 $D>0$ （磁针东偏）。

等偏线在南北两半球上汇聚于四个点，两个是磁极（图中以（MIT）表示），两个是地极。因为在南北磁极处，水平强度为0，倾角为 90° ，在水平面内能自由转动的磁针在此处可停在任意位置，水平强度 $\vec{H}$ 的指向（即磁子午线的方向）在此处就失去了意义，所以磁偏角可有 $0^\circ-\pm 180^\circ$ 的数值。同样在地理两极处，地理子午线的概念亦失去了意义，磁偏角也可有 $0-\pm 180^\circ$ 的数值。

水平等力线图大致是沿地理纬度方向排列的曲线族，从北磁极到南磁极，其数值先由零逐渐增到最大，然后再逐渐减小到零，最大值在赤道附近。但最大值在不同的子午线上是有差别的，其中最大者磁场强度为0.4奥斯特，在巽他群岛附近。

垂直等力线图也是大致沿纬度方向排列的曲线族，它在南北两磁极处为最大，约0.6~0.7奥斯特，而在赤道附近为零。

此外，等倾线图也是大致沿纬度圈分布的一系列平行曲线，更为均称和规则。零值等倾线称为磁赤道。由赤道至两极，倾角由 0° 逐渐增到 90° 。磁赤道以北，磁针 N 极下倾，倾角为正；磁赤道以南，磁针 N 极上仰，倾角为负。

从世界地磁图可知，它几乎不反映地壳的地质地理情况，如山脉、隐伏的山脊及地震带等。说明地球磁场的来源在地内很深或远离地球在地球之外。从地磁图的规律，可总结为：

第一，地球有两个磁极，与地理极靠近，其位置各在 $75^\circ N, 101^\circ W$ 及 $67^\circ S, 143^\circ E$ 附近。在磁极上，磁倾角为 $\pm 90^\circ$ ，水平分量为零，垂直分量最大，磁偏角没有一定值。

第二，水平分量无论在何处（极地附近除外）都指向北，垂直分量在北半球指向下，在南半球则向上，这说明地球磁极在北半球的是 S 极，在南半球是 N 极。

第三，两极处的总磁场强度为0.6~0.7奥斯特，赤道处的总磁场强度为0.3~0.4奥斯特，前者约为后者的两倍左右。磁倾角随纬度按一定规律变化，这和一均匀磁化球体或偶极子的磁场分布相似。

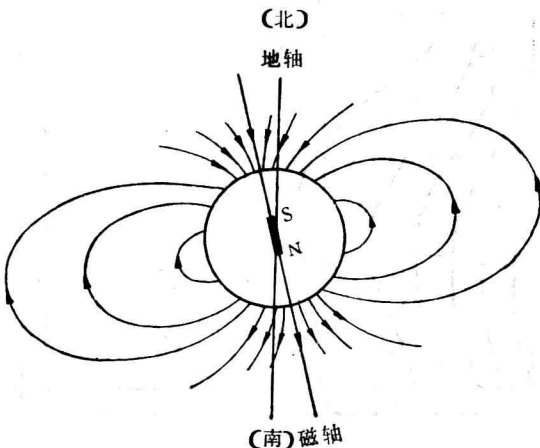
第四，地球的磁化是不对称的，其磁轴与地球自转轴不重合，交角约 11.5° 。偶极子的中心偏离地球中心约400公里（向印度尼西亚方向偏移）。

地球磁力线分布大体如图（1.1.5）所示。

（二）我国地磁图

我国解放后，在党的领导下，重视科学技术的发展。在全国各地设立了足够数量的地磁观测台，编出了相应年代的地磁图。

资料表明，我国的各地磁要素分布情况为：



图（1.1.5）地球磁力线分布示意图

Z : 由南至北 Z 值由 -0.10 奥斯特增至 0.56 奥斯特

H : 由南至北 H 值由 0.40 奥斯特降至 0.21 奥斯特

I : 由南至北 I 值由 -10° 增至 $+70^\circ$

D : 零偏线 ($D=0^\circ$ 的等值线) 在我国中部偏西由北向南通过, 经过甘肃的安西及西藏的得荣。零偏线以东偏角变化由 $0^\circ \rightarrow -11^\circ$ ($\vec{H}$ 的方向由正北偏向西), 零偏线以西偏角变化为 $0^\circ \rightarrow +5^\circ$ 。

我国幅员广大, 地磁要素值变化范围也很大。了解地磁场在我国各处变化的规律及磁场数值, 对磁法勘探工作都是十分重要的。例如在测定磁场时对仪器的设计制造、常数调节、野外工作时对地区的岩石磁性的大小和磁化方向的计算、大面积磁测工作尤其是航空磁测时根据地磁要素值作区域性的校正 (正常磁场梯度改正) 以及对磁测结果分析时结合地磁要素值来判断地壳中各种地质构造及矿产特征等方面, 地磁图都有重要的作用。

§ 2 地磁场的解析表示

一、均匀磁化球体的磁场

研究地磁场的工作首先是试图把地磁各要素与经纬度的关系用数学形式表达出来, 假如产生磁场的原因已知, 数学形式就比较容易找到。但地球磁场的起因至今还不很清楚, 只能从观测到的地磁分布情况去寻找适合的数学表达式。上节曾指出, 地磁测量结果表明地磁场和一个地心磁偶极子的磁场近似。从物理学知道一个均匀磁化球体的磁场和一个磁偶极子的磁场是等同的。现在来分析均匀磁化球体磁场的数学形式。

设地球为均匀磁化的球体, 则相当于在地心处存在一磁偶极子, 它在地表任一点 P 所产生磁位可用下式表示: 见图 (1.2.1)

$$U = -\frac{M}{R^2} \sin \varphi$$

式中 φ 是磁纬度角即 P 点向径与磁赤道平面之夹角, M 是地球总磁矩, R 为球中心 O 到 P 点的距离。

假定地磁轴与地球自转轴重合, 则 φ 就是 P 点的地理纬度角。由于磁场是磁位的梯度, 有

$$\vec{T} = -\text{grad } U \quad (1.2.1)$$

其中 $\vec{T}$ 是 P 点的地磁场总强度。

在地面以 P 为原点建立一个直角坐标系, 取 x 轴向北, y 轴向东, z 轴向下, 则可求出 $\vec{T}$ 的三个分量;

$$X = -\frac{\partial U}{\partial x}, \quad Y = -\frac{\partial U}{\partial y}, \quad Z = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad (1.2.2)$$

X 、 Y 、 Z 分别是 $\vec{T}$ 的北向分量、东向分量和垂直分量。由图 (1.2.1) 可知, $\widehat{NP}$ 是过 P 点及地理北极 N 的大圆弧即过 P 点的地理子午线的一段弧长。故 $\vec{T}$ 在 $\widehat{NP}$ 切线方向的分量即北向分量 X ; $\widehat{QP}$ 为过 P 点的纬度圈, 故 $\vec{T}$ 在 $\widehat{QP}$ 切线方向的分量即东向分量 Y ; $\vec{T}$

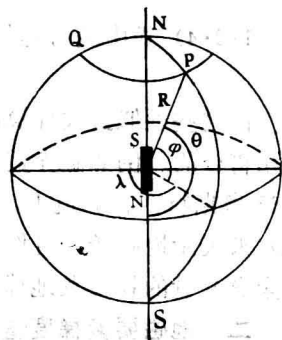


图 (1.2.1) 地球表面 P 点位置的球坐标示意图

在向径 $\vec{r}$ 上的分量即为垂直分量 Z ，但 Z 与 r 的方向相反，即 Z 增加的方向为 r 减少的方向。因此，直角坐标系的坐标变量与球坐标系的坐标变量有如下关系：

$$dx = r d\varphi; \quad dy = r \cos \varphi d\lambda; \quad dz = -dr \quad (1.2.3)$$

其中 λ 为 P 点的经度角。由于设地磁轴与地球自转轴重合，偶极子在 P 点产生的磁位与经度角 λ 无关，将 (1.2.3) 式代入 (1.2.2) 式有 $Y=0$ 。其它分量为：

$$\left. \begin{aligned} X = H &= -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} = \frac{M}{R^3} \cos \varphi \\ Z &= \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{2M}{R^3} \sin \varphi \end{aligned} \right\} \quad (1.2.4)$$

其中 $R = r$ 即地球半径。由上式得总磁场强度 T ：

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2} = \frac{M}{R^3} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2} \quad (1.2.5)$$

由 (1.2.4) 式

在赤道处， $\varphi = 0^\circ$ ，

$$H = \frac{M}{R^3} = T; \quad Z = 0$$

在两极处 $\varphi = 90^\circ$

$$H = 0; \quad Z = \frac{2M}{R^3} = T$$

由此可见，赤道处的地磁场强度只有两极处的地磁场强度的一半。

又因

$$\frac{Z}{H} = \operatorname{tg} I$$

将 (1.2.4) 式中两方程相除得

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi$$

由这些近似公式计算的结果与实际观测值相比较，个别地方虽有较大差别，但大体上是相符合的。例如磁赤道处的磁场强度就差不多是磁极的磁场强度的一半（在两极处 $Z = 0.65$ 奥斯特，在赤道上， $H = 0.35$ 奥斯特）等。用均匀磁化球体的磁场（亦即偶极子磁场）来表示地磁场，可作为一级近似值。这种近似可以解决一些实际问题，例如计算地磁要素各分量的梯度及地球的磁矩。

二、地磁要素梯度值的计算

在地面上向垂直或水平方向移动一个单位距离时地磁要素的变化值称为这项要素的梯度值。

现计算 Z 、 H 、 T 沿地磁子午线（近似设其即为地理子午线）方向及沿高度的梯度值：

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial x} &= \frac{\partial Z}{R \partial \varphi} = \frac{2M}{R^4} \cos \varphi = \frac{Z}{R} \operatorname{ctg} \varphi = \frac{2H}{R} \\ \frac{\partial H}{\partial x} &= \frac{\partial H}{R \partial \varphi} = -\frac{M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{H}{R} \operatorname{tg} \varphi = -\frac{Z}{2R} \\ \frac{\partial T}{\partial x} &= \frac{\partial T}{R \partial \varphi} = \frac{3 \sin \varphi \cos \varphi}{(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}} \frac{M}{R^4} = \left(2 \sin I \frac{H}{R} - \cos I \frac{Z}{2R} \right) \end{aligned} \right\} \quad (1.2.6)$$

其中 $\sin I = \frac{Z}{T} = \frac{2 \sin \varphi}{(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}}$, $\cos I = \frac{H}{T} = \frac{\cos \varphi}{(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}}$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial R} &= \frac{-6M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{3Z}{R} \\ \frac{\partial H}{\partial R} &= \frac{-3M}{R^4} \cos \varphi = -\frac{3H}{R} \\ \frac{\partial T}{\partial R} &= \frac{-3M}{R^4} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2} = -\frac{3T}{R} \end{aligned} \right\} (1 \cdot 2 \cdot 6)$$

例如设某地的垂直强度与水平强度分别为:

$$Z = 46200 \gamma \text{ (伽玛)}, H = 29900 \gamma \text{ (伽玛)}$$

若取 $R = 6370$ 公里, 则各种梯度为:

$$\frac{\partial Z}{\partial x} \doteq 9.4 \gamma / \text{公里}$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} \doteq -3.6 \gamma / \text{公里}$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} \doteq 2.0 \gamma / \text{公里}$$

即该地每向北移动 1 公里, Z 值增加 9.47, H 值减少 3.6 γ , T 值增加 2 γ 。

$$\frac{\partial Z}{\partial R} = -21.7 \gamma / \text{公里}$$

$$\frac{\partial H}{\partial R} = (-4.1 \gamma / \text{公里}) \doteq -14.1 \gamma / \text{公里}$$

$$\frac{\partial T}{\partial R} = -24.5 \gamma / \text{公里}$$

即该地每向上升高 1 公里, Z 、 H 、 T 各减少 21.7 γ , 4.1 γ 及 24.5 γ 。

三、计算地球磁矩

将各地测出的地磁要素值及已知的地球半径值和纬度角值代入 (1·2·4) 式, 即可求出地球的磁矩 M 。根据我国科研单位 1965 年的计算结果, 地球磁矩为:

$$M = 8.01 \times 10^{25} \text{ CGSM 单位 (厘米克秒制电磁单位)}.$$

地球的平均磁化强度为:

$$J = \frac{M}{V} = \frac{3M}{4\pi R^3} \doteq 0.074 \text{ CGSM 单位}$$

(其中 V 为地球体积) 这是铁磁性物质在天然状态下磁化时应有的数值。

如果认为地球的磁化是集中在半径为地球半径的 $1/2$ 的同心球里, 则磁化强度约增加七倍

$$J = 0.58 \text{ CGSM 单位}$$

已知用软铁构成的球体的磁化强度为 0.5 CGSM 单位, 因此, 如果上述假设成立, 则地球内核应为软铁一类的物质构成。