

56-227

001396

高等学校试用教材

应用地球物理学 —磁法教程

成都地质学院 武汉地质学院 编
河北地质学院 合肥工业大学



地质出版社

高等学校试用教材

应用地球物理学 —磁法教程

成都地质学院 武汉地质学院 编
河北地质学院 合肥工业大学

地质出版社

内 容 摘 要

本书包括四部分内容：一、磁异常的物理基础；二、测量磁异常的仪器和工作方法；三、磁异常解释的基本理论和方法；四、磁异常的地质解释。

本书可作为高等地质院校地球物理探矿专业试用教材，亦可供从事地球物理探矿工作者、科研人员、研究生、中等地质学校教师的参考。

应用地球物理学—磁法教程

成都地质学院 武汉地质学院 编
河北地质学院 合肥工业大学

地质部教育司教材室编辑

地质出版社出版
(北京西四)

地质印刷厂印刷
(北京安德路47号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本 $787 \times 1092^{1/16}$ ·印张29·字数705,000

1980年7月北京第一版·1980年7月北京第一次印刷

印数 1—4,150册·定价 3.90 元

统一书号：15038·教72

前 言

本书是为了适应各院校地质类金属地球物理探矿专业课程的需要而编写的教材。

书中包括四部分内容：一、磁异常的物理基础；二、测量磁异常的仪器和方法；三、磁异常解释的基本理论和方法；四、磁异常的地质解释。

本书较过去的教材有以下不同点：一、加强了磁法的物理基础，对地球磁场和岩、矿磁性的内容均有所补充；二、加强了磁场转换的理论基础，将磁场及其转换的理论基础集中写于一章，进行了新的尝试，并增写了频率域解释的理论与方法；三、在磁异常的解释推断中，纳入了教师们近年来的部分科研成果；四、对我国磁测的实际应用进行了较系统的总结，并提出了一些初步的看法；五、努力反映国内外一些新的磁力仪，先进的技术和工作方法。

书中打星号（*）的内容，是为学生毕业后参考的，一般可不进行讲授。讲完本书需150学时左右，若学时不足，可根据情况选讲。

本书由成都地质学院、武汉地质学院、河北地质学院的地球物理探矿系和合肥工业大学地质系的有关教师共同编写而成的。由吴功建、管志宁、郭绍雍主编，主要参加编写的教师还有王义宽、王邦华、余钦范、王家林、范师美和班润砚，参加部分编写和改写的教师有朱文孝、叶祥华、李家福、葛志煜、朱克平及黄沅同志。图件的清绘工作由成都地质学院绘图室、合肥工业大学绘图室、河北地质学院物探系绘图室及首钢地质勘探公司绘图室承担。由长春地质学院申宁华同志主审。在编写的过程中，谭承泽同志提了宝贵的意见，并曾得到有关兄弟院校、科研单位、物探队、地质队和地质仪器厂同志们的关心和支持，他们为本书提供了有关资料和图件，提出了修改意见，在此表示衷心的感谢。

由于我们首次进行合编，经验不足，加上我们编写人员的业务水平有限，编写和统编的时间短促，书中的缺点和错误在所难免，欢迎读者批评指正。

编者 1979年5月

目 录

绪论	1
第一章 地球的磁场	3
第一节 地磁场的基本特征及其构成	3
第二节 基本磁场	5
第三节 变化磁场	14
第四节 磁异常	20
第二章 岩、矿石的磁性	21
第一节 物质磁性及其物理量	21
第二节 矿物的磁性	24
第三节 岩、矿石磁性的一般规律	26
第四节 剩余磁性	27
第五节 影响岩石磁性的因素	31
第六节 物体磁化的消磁作用	34
第七节 引起磁异常的物理条件分析	40
第三章 磁力仪	44
第一节 机械式磁力仪	44
第二节 磁通门磁力仪	52
第三节 核子旋进式磁力仪	58
第四节 光泵磁力仪和超导磁力仪	62
第五节 测定岩石磁性参数 (K 和 I_s) 的磁力仪	65
第四章 磁测工作方法	72
第一节 地面磁测	72
第二节 航空磁力测量	88
第三节 海洋磁测	91
第四节 梯度测量	92
第五节 岩、矿石磁性的测定和统计整理方法	93
第五章 磁场及其转换的理论基础	99
第一节 磁位、磁场及泊松公式	99
第二节 磁性体磁场的积分表达式	102
第三节 计算上半空间磁场的基本公式	110
第四节 磁场各量间的互算关系式	115
第五节 不同磁化方向的磁异常之间的转换	120
第六节 二度磁异常的规格化公式	125
第七节 频率域中磁场的基本表达式	130
第八节 频率域的延拓公式及泊松公式	139
第九节 磁异常频谱的基本规律	143

第六章 磁性体的磁场	151
第一节 计算磁性体磁场的假设条件	151
第二节 顺轴磁化柱体及顺层磁化有限薄板的磁场	151
第三节 球体和水平圆柱体的磁场	163
第四节 二度板状体的磁场	184
第五节 均匀磁化多面体的磁场	199
第六节 复杂条件下的磁异常	223
第七章 磁异常的转换及处理	235
第一节 磁异常转换及处理的目的及内容	235
第二节 空间域中的磁异常转换	236
第三节 频率域中的磁异常转换	268
第四节 迭加异常的其它处理方法	280
第五节 把三度体异常转换到二度体异常	292
第六节 磁异常的地形影响改正	296
第八章 磁异常的解释推断	308
第一节 解释推断的目的和内容	308
第二节 磁异常的定性解释	308
第三节 空间域定量解释的一般方法	323
第四节 某些复杂条件下的几种定量解释方法	340
第五节 选择法与剩余磁异常解释	370
第六节 磁异常的频谱及其解释	385
第七节 一个重磁异常解释推断实例	404
第九章 磁法的地质应用	410
第一节 在区域地质测量中的应用	410
第二节 成矿区的圈定与划分	424
第三节 寻找金属与非金属矿	430
第四节 地磁学的应用促进地质学理论的新发展	448
主要参考文献	456

绪 论^[1,2,50]

在遥远的古代,人类就认识了磁的现象。两千多年前,我国就知道并利用天然磁石的吸铁性和指极性。如《三辅皇图》一书中有:“阿房前殿,以木兰为梁,磁石为门,怀刃者止之”。《晋书》中有:“夹道累磁石,贼负铁铠者,不得前”。天然磁石能否有如此大的吸力,本可怀疑,然磁石之吸铁性已被利用,则无可置疑。在东汉时,已知用磁石指南北,如《论衡》中有:“司南之杓,投之于地,其抵指南”。大约在838年至1099年,中国人已将指南针用于航海。世界上出现了指南针的装置之后,磁的现象得到了重要的实际应用。

中国古代四大发明之一的指南针,传入欧洲之后,促使英国人威廉·吉尔伯特[William Gilbert]去研究地磁现象的起因。他于1600年通过实验提出,地球类似一个大磁铁。之后,曾有过许多关于地球基本磁场成因的假说,但都不能经受时间的考验。近期,由于现代磁学的发展,又提出了地磁场的自发电机假说,目前虽被公认为最合理的一个,但因计算过于复杂,还有待进一步完善。

1640年前后,瑞典人开始用罗盘寻找磁铁矿。1870年,泰朗[Thalen]和铁贝尔[Tiberg]制成了找磁铁矿用的万能磁力仪,有人认为这是应用地球物理学开始发展的一个重要标志。

由于人类对各种矿产资源需要的日益增长,发展了用物理学原理和有关技术去找矿的应用地球物理方法。在大量找矿实践的基础上,一门年青的,介于地球物理学,物理学和地质学之间的边缘学科,应用地球物理学问世了,磁法是其中的一种方法,其发展和应用都最早,用磁法找磁铁矿是卓有成效的,为举世所公认。

磁法是以有关地质学和岩、矿磁性的理论,地磁场理论和地质体磁化理论,磁化体磁场的数学理论为基础的。它主要是通过测量不同磁化强度的各种岩、矿石在地磁场中所引起的磁场变化(即磁异常),并研究这些磁异常的空间分布特征、分布规律,及与地质体间的关系,从而做出地质解释。但它有不受地表覆盖物限制的优点,并且在地球上的任一点均可用仪器观测出该点磁场的数值,具有量的概念,这是与地质学方法不相同的。由于它研究的是场而不是实体,在磁异常的解释中就出现了多解性和不肯定性。因此,在实际工作中,常将磁法与地质学方法和其它地球物理探矿方法以及地球化学探矿方法综合使用,互补长短。

通过国内外大量的实践,已令人信服地将磁法用于各种比例尺的地质测量之中,取得了成效。可用来圈定侵入岩体、研究各种构造、进行大地构造分区、编制各种推断地质图以及进行成矿区的划分等。除用磁法成功地寻找磁铁矿外,还可利用与磁性矿物共生的关系,来寻找其它金属矿和非金属矿。根据大比例尺磁测的结果和磁法精测剖面,在条件有利时,可以推断磁性体的埋深,形状和产状;估算磁性矿体的体积及其远景储量等。在勘探中,研究剩余磁异常和钻孔中的磁异常,可以发现钻孔附近,钻孔与钻孔间,及其深部的磁性盲矿体。在水文地质与工程地质调查中,磁法主要是配合地质测量进行工作。

对岩石天然剩余磁化强度的大小和方向研究,人们发现地球磁极曾发生倒转和变化;

利用这种研究结果,能定量地获得以往时期的地磁极座标位置与标本形成时期取样产地的古纬度;还能测定出一些有关岩石的磁学特征参量,应用于地质和考古的年代鉴定以及地层对比和古纬度的研究。通过古地磁极的迁移、热剩磁以及海洋中的线性磁异常的研究,复活了大陆漂移学说,发展了海底扩张和板块构造学说,从而推动了地质学理论的大变革和大发展。

随着现代科学技术的发展,可将磁力测量装置放在人造卫星中,进行遥测;开展了航空磁测、海洋磁测和井中磁测。我国的磁力仪已由机械式的发展成电子式的,各式各样的磁力仪均向小型、轻便、高精度、自动化方向发展。对复杂形态的磁异常、研究出了一些解释方法,可以进行各种转换,也可利用磁异常的频谱特性,使用高速度计算机对数据进行处理,使定量解释自动化。

现代科学技术的发展虽快,可是我国的磁法工作还存在问题,在磁法的理论研究和岩、矿磁性实验研究上还比较薄弱,使用的仪器设备还不够先进,我们应加强对地磁现象本质的研究,大力开展岩、矿磁性的实验研究工作,才能对于复杂的物质世界的各种各样的地磁现象有进一步的认识,也才能运用这些地磁现象去寻找更多更好的矿产资源,结合我国的实际情况,扩大其应用范围,为人类作出更大的贡献。

单 位

虽然我国也准备采用国际单位制〔SI〕。但本书仍保留了目前通用的厘米、克、秒制〔C. G. S 制〕里的磁场、磁性等单位,而未采用SI制。

为与国际单位对比,将一些常用量的换算式分列如下:

磁场强度(H) 1 奥斯特 = $10^3/4\pi$ 安培·米⁻¹

磁感应强度(B) 1 高斯 = 10^{-4} 韦伯·米⁻²
= 10^{-4} 特 (特斯拉)

1 伽伐 = 1 纳特 = 10^{-9} 特

磁矩: 1 电磁单位 = $4\pi \times 10^{-10}$ 韦伯·米
或者 = 10^3 安培·米²

第一章 地球的磁场^[1,3-6,50]

在地球的周围存在着磁场，这个磁场称为地磁场。在地磁场的作用下，地壳中的岩层、岩体和矿体，都不同程度地被磁化而具有磁性。具有磁性的地质体（岩层、岩体或矿体），在其周围空间又形成它们自己的磁场，它们迭加在正常地磁场上，使地磁场正常分布规律发生变化，这种变化的磁场称为磁异常。

由于地磁场是变化的，如果要研究磁异常，就须先讨论地磁场的特点，掌握其变化规律，以便于我们利用其规律，去认识和研究磁异常。

第一节 地磁场的基本特征及其构成

由于行军、航海、航空、矿产的普查与勘探、地震预报以及科学研究的需要，人们对地磁场进行了大量测量与研究，发现了各种地磁现象，为我们认识地磁场的特征及其构成提供了丰富的资料。

一、地磁场的基本特征

大家都知道，罗盘的磁针一般总是大致地指向地理南北，它帮助人们识别和确定方向。磁针的正极（N）指向北，而负极（S）指向南。如果我们通过重心悬挂一个磁针，使其能自由转动，将发现磁针会停在既不水平、也不在地理子午线的方向上（见图1.1—1和图1.1—2）。在北半球磁针N极向下倾（磁针的黑端代表N极），在南半球N极向上倾，随着纬度的增加，磁针倾角有规律的增大，而在靠近地理南北两极的磁极区，磁针将垂直指向下，在磁赤道，磁针水平。

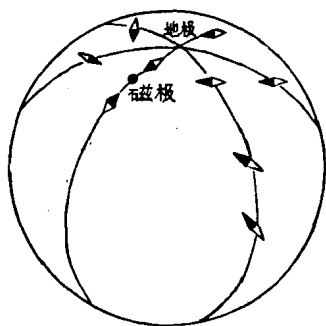


图 1.1—1 不同子午线上磁针指向示意图

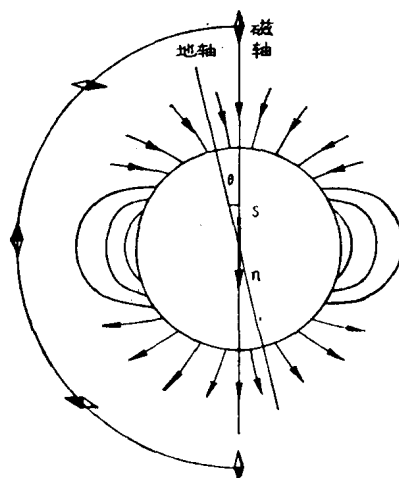


图 1.1—2 地球偶极磁场磁力线分布示意图

上述现象表明，地球有两个磁极。在地理北极附近的磁极叫北磁极（具有S极性），

在地理南极附近的磁极叫南磁极（具有 N 极性）。大量地磁测量资料说明，地磁场近似于放在地心的一个磁偶极子的磁场，这是地磁场的一个最基本的特征。图 1.1—2 是地心处一个磁偶极子磁场的图象。磁偶极子的磁轴与地球旋转轴不重合，交角为 11.5° 。

地磁场是一个很弱的磁场，其平均强度约为 0.5 奥斯特。

把地磁场看作是偶极场，只是一种粗略的近似。在许多地区，地磁场的分布并不符合偶极场的分布规律，二者之间存在较为明显的差异。在广大地域内出现的这种差异，称为大陆磁场（或大陆异常）。大陆磁场可由磁测数据中减去由地心磁偶极算出的磁场值而求得。在较小的范围内，由磁性地质体所产生的磁场称为磁异常，也会改变偶极场的分布规律。

偶极场，大陆磁场和磁异常，它们的基本特征是较为稳定的。

地磁场的长期观测表明，它是随时间变化的。这种变化，可分为长期的和短期的。长期变化来源于地球内部的物质运动，在每年的平均值中显示出来；短期变化来源于地球的外部，其中最明显的是每天连续出现的，周期为 24 小时的周日变化，称之为地磁日变化。

由此可以看出，地磁场基本上是一个强度较弱的偶极场，在这个偶极场上还存在不规则部分。地磁场基本上是一个稳定场，但在相对稳定（包括长期变化）场上迭加着复杂的短期变化场。

二、地磁场的构成

由以上所述的各种地磁现象，首先可把地磁场分为性质不同的两部分：即地球的稳定磁场和地球的变化磁场。现以 T 表示总磁场，以 T' 表示稳定磁场，以 δT 表示变化磁场，则有

$$T = T' + \delta T$$

T' 和 δT 又都可分成为起源于地球内部场和外部场两部分：

$$T' = T_i + T_e$$

$$\delta T = \delta T_i + \delta T_e$$

其中 T_i 是地磁场的内源磁场，其场强约为地磁场的 94%。 T_e 是地磁场的外源磁场，其场强为地磁场的 6%。地球的稳定磁场主要起源于地球内部。故通常所指的地球稳定磁场，是指起源于地球内部而其变化很缓慢的磁场。

δT_i 是变化磁场的内源磁场，约占变化磁场的 $\frac{1}{3}$ ； δT_e 是变化磁场的外源磁场，约占变化磁场的 $\frac{2}{3}$ 。变化磁场起源于地球外部的各种电流体系。空间电流体系的变化产生 δT_e 。由于地球的导电性，外部电流系的变化，还会对地球内部产生感应电流，这个电流又在地面产生磁场 δT_i 。故变化磁场的内源磁场只是外源磁场所产生的感应磁场。因此，变化磁场就是起源于地球外部而又迭加在地球稳定磁场之上的各种短期变化场。

我们进一步可将地磁场区分为三个基本部分：

$$T = T_i + T_e + \delta T$$

式中的内源磁场 T_i 是偶极子磁场 T'_0 ，大陆磁场 T_m ，磁异常场 T_a 之和，即

$$T_i = T'_0 + T_m + T_a$$

归纳起来, 地磁场的构成部分, 可用下式表示:

$$T = T'_0 + T_m + T_e + T_a + \delta T$$

由于磁偶极子磁场和大陆磁场是地磁场的主要成分, 二者的起源很可能和地球的起源有密切关系, 所以在地磁学中把二者之和称为基本磁场, 即

$$T_a = T'_0 + T_m$$

T_a 为基本磁场。而把 T'_0 , T_m , T_e 之和称为正常地磁场, 即

$$T_0 = T'_0 + T_m + T_e$$

T_0 为正常地磁场。世界地磁图上所表示的磁场就是这种正常地磁场。

由此可见, 在地面任一点所测定之磁场 T , 若除去变化磁场 δT , 可表示为正常磁场和异常磁场之和, 即

$$T = T_0 + T_a \quad (1.1-1)$$

在以后的讨论中, 我们将以 T 表示正常地磁场或基本地磁场。关于磁异常 T_a 的概念, 在后面将专门讨论。

第二节 基本磁场

一、地磁要素

地面一点的地磁场总强度 T 是一个空间矢量, 将 T 分解为直角坐标的三个分量时, 假设直角坐标系的 x 轴沿地理子午线方向, 指向正北; y 轴向东; z 轴垂直指向地下。 xOy 平面取为地平面或水平面, 观测点取为坐标原点。

T 在水平面上的分量, 叫水平分量, 以 H 表示, 在 z 轴上的分量叫垂直分量, 以 Z 表示; H 在 x 轴上的投影叫北向分量, 以 X 表示, 在 y 轴上的投影叫东向分量, 以 Y 表示; T 与水平面的夹角叫磁倾角, 以 I 表示; H 与地理北的夹角叫磁偏角, 以 D 表示, 如图 1.2—1 所示。

现规定: 各分量的方向与坐标轴的方向一致为正, 反之为负; H 由北向东偏时, 偏角 D 为正; 矢量 T 由地面指向地平线之下时, 磁倾角 I 为正。无论根据 X 、 Y 、 Z 或是 H 、 D 、 I 都可以确定 T 的大小和方向, 所以把上述六个量称为地磁要素。

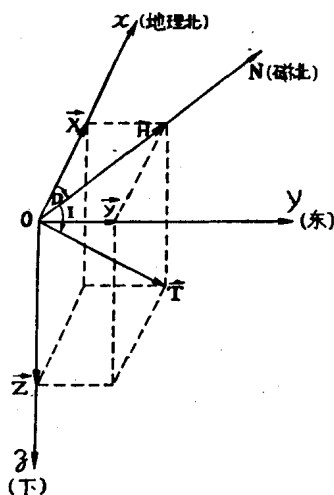


图 1.2—1 地磁要素

T 、 X 、 Y 、 Z 、 H 、 I 、 D 七个量之间, 由图 1.2—1 可看出存在以下关系:

$$\begin{aligned} X &= H \cos D & Y &= H \sin D & Z &= H \tan I \\ T^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 & H &= T \cos I & (1.2-1) \\ \tan I &= \frac{Z}{H} & \tan D &= \frac{Y}{X} & Z &= T \sin I \end{aligned}$$

由 (1.2—1) 式可看出, 只要知道 X 、 Y 、 Z 或是 H 、 D 、 I 任意三个量, 其它四个量都可以算出来, 在一般的地磁台上, 直接由仪器记录的要素通常是 H 、 D 、 I , 然后算出

Z 。而在磁法勘探中，一般是观测 Z 、 H 、 T 的相对变化值。

二、基本磁场的地理分布

(一) 地磁图

为了对各地的地磁测量结果进行全面的分析研究，了解正常地磁场在全球范围内或某一国家范围内的分布特征，将各测点所测地磁要素值标在地图上，把数据相同的点连成光滑的等值线，这种等值线图叫地磁图。通常等值线图包括 Z 、 H 、 I 、 D 等值线图，它们分别叫做：地磁垂直分量(Z)等值线图，水平分量(H)等值线图，等倾线图和等偏线图。近年来也编制出了地磁总强度(T)等值线图。

由于地磁要素是随时间变化的，因而必须把不同时间的观测值，按时间变化规律都化到某一特定日期。世界地磁图通常每五年编一次，日期一般选在一年的七月一日。目前我国是十年编一次图。图1.2—2，1.2—3，1.2—4，1.2—5，1.2—6是世界地磁图。

地磁图是磁测工作中不可缺少的资料，它可以帮助我们了解某一地区正常磁场的分布规律，查找地磁数据，并提供正常场改正值。

(二) 基本磁场的地理分布

由世界地磁图可知，垂直等值线是大致沿地理纬度方向排列的封闭等值线簇。在南北两个磁极区场值最大约为0.6—0.7奥斯特，而在赤道附近为零，零等值线称为磁赤道。由赤道向两极， $|Z|$ 值逐渐增大。

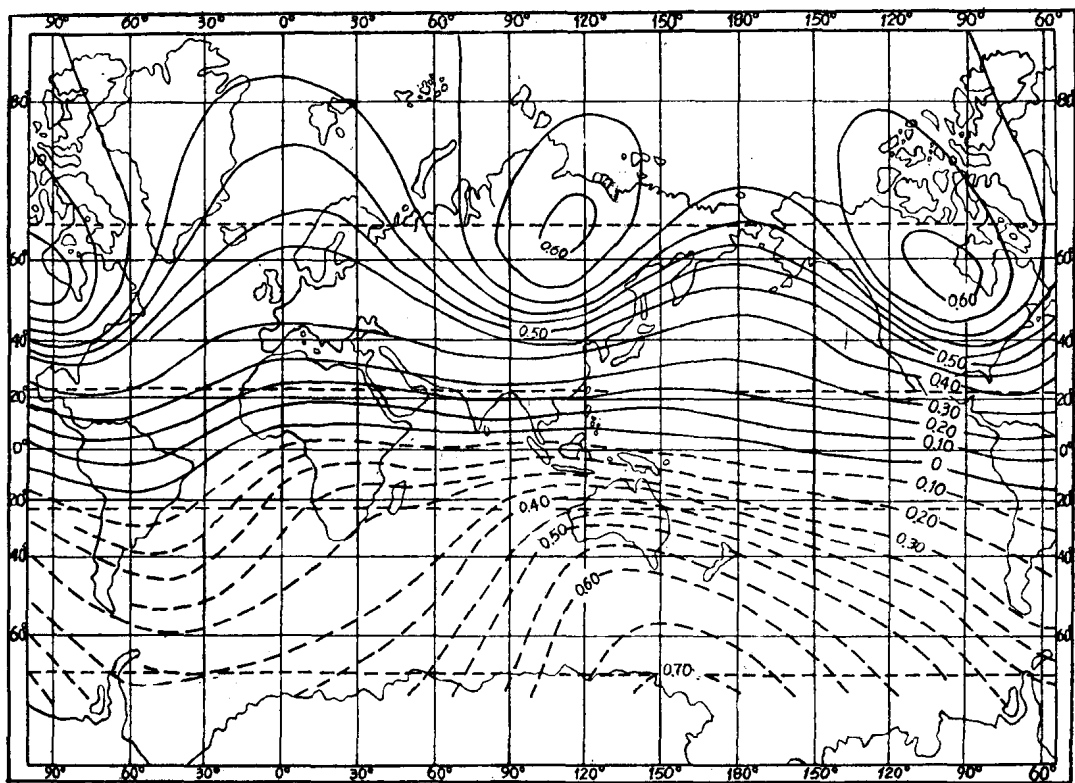


图 1.2—2 世界地磁垂直强度 (Z) 等值线图

单位为奥斯特

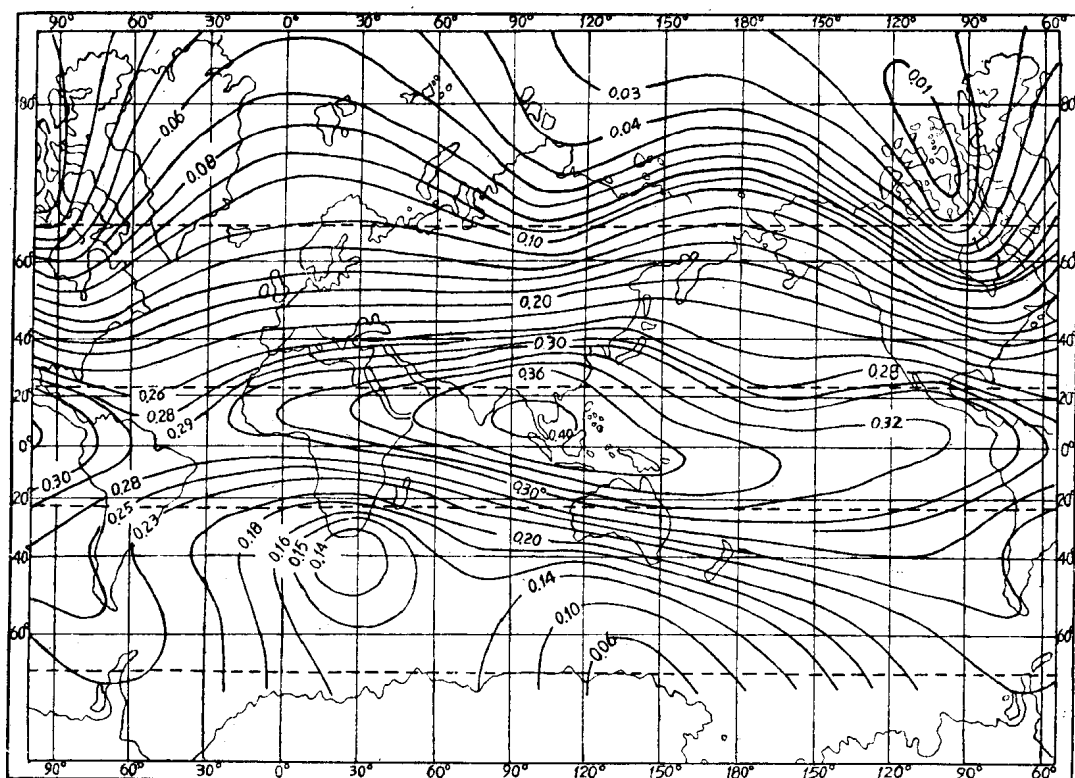


图 1.2—3 世界地磁水平强度 (H) 等值线图
单位为奥斯特

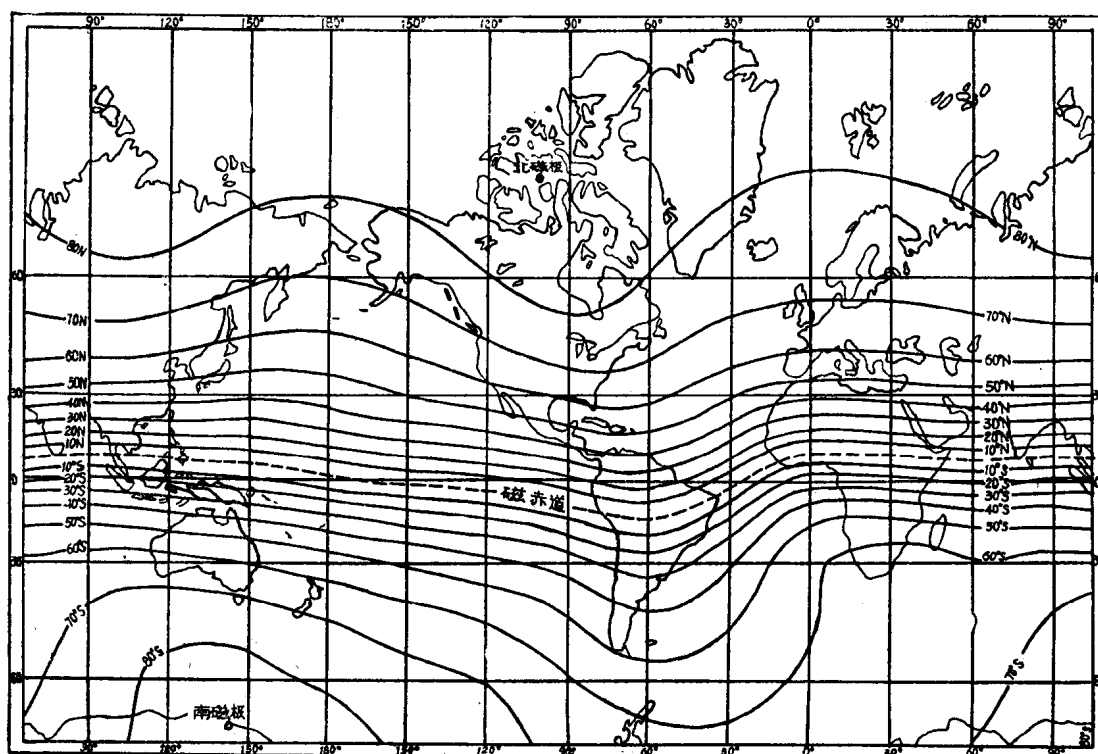
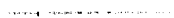


图 1.2—4 世界地磁等倾 (I) 线图



〔选自《日》海底物理〕 单位为奥斯特



〔选自《日》海底物理〕 单位为奥斯特

H 等值线图也表现为沿地理纬度方向排列的封闭等值线簇。其值在两个磁极区为零，在赤道附近为最大，约为0.4奥斯特，由赤道向两极 H 值逐渐减小。

I 等值线图比较规则，等值线大致与地理纬度平行，其零等值线即为磁赤道。由赤道向两极， I 角由零逐渐增至 $\pm 90^\circ$ ，在磁赤道以北磁针向下倾， I 角为正，赤道以南磁针向上仰， I 角为负。

D 等值线形状略为复杂。表现为由一极点出发汇集于另一极点的曲线簇。它由两条零等偏线把 D 分为两个正负区域。图中标出了西偏和东偏。按定义， D 是 H 和地理北的夹角。在磁极区， H 的方向是不确定的，它可指向任何方向；在地理两极的地方，南北向是不确定的。因此，在极点 D 可有 $0^\circ-360^\circ$ 的角。

另外，在北半球 Z 为正值，在南半球为负值；而 H 总是正值。磁偏角的数值在赤道附近一般在 10° 左右，在两极数值不定。地磁图中的一些不规则变化是大陆磁场的表现。

(三) 我国境内地磁要素的分布

我国境内的地磁要素的分布与世界地磁分布规律是一致的。由科学院地球物理研究所编制的国家地磁图表明，我国境内 Z 的最大变化值在0.6奥斯特以上（ $-9000\gamma \sim 56000\gamma$ ）， H 最大变化在0.13奥斯特以上， I 角最大变化在 80° 以上（ $-13^\circ \sim 70^\circ$ ）。因我国国土广大，地磁要素由南到北变化范围较大。在不同地区，地磁场对地下岩矿体的磁化特点是很不相同的。为使读者对我国地磁分布有一大致了解，表1.2—1中列举了部分地区的 Z 、 H 、 I 、 D 值，表中数据由七十年代地磁图查得的。

表 1.2—1

地 名	地磁要素 数 值				地 名	地磁要素 数 值			
	H	Z	I	D		H	Z	I	D
北 京	0.2962	0.4575	$57^\circ 15'$	$5^\circ 50'$ 西	广 州	0.3813	0.2350	$31^\circ 50'$	$1^\circ 09'$ 西
石 家 庄	0.3040	0.4374	$55^\circ 10'$	$4^\circ 43'$ 西	南 宁	0.3854	0.2305	$30^\circ 52'$	$0^\circ 50'$ 西
太 原	0.3061	0.4391	$55^\circ 07'$	$4^\circ 11'$ 西	哈 尔 滨	0.2562	0.4868	$62^\circ 15'$	$9^\circ 39'$ 西
呼和浩特	0.3865	0.4753	$58^\circ 54'$	$4^\circ 37'$ 西	长 春	0.2670	0.4724	$60^\circ 33'$	$8^\circ 53'$ 西
西 安	0.3295	0.3980	$50^\circ 24'$	$2^\circ 29'$ 西	沈 阳	0.2806	0.4550	$58^\circ 37'$	$7^\circ 43'$ 西
兰 州	0.3192	0.4230	$53^\circ 00'$	$1^\circ 45'$ 西	济 南	0.3130	0.4150	$53^\circ 05'$	$5^\circ 02'$ 西
西 宁	0.3146	0.4310	$53^\circ 55'$	$1^\circ 22'$ 西	合 肥	0.3396	0.3550	$46^\circ 16'$	$3^\circ 52'$ 西
乌鲁木齐	0.2550	0.5020	$63^\circ 00'$	$2^\circ 44'$ 东	上 海	0.3404	0.3405	$46^\circ 09'$	$4^\circ 25'$ 西
银 川	0.3020	0.4513	$56^\circ 15'$	$2^\circ 30'$ 西	南 京	0.3400	0.3600	$46^\circ 35'$	$3^\circ 59'$ 西
成 都	0.3518	0.3520	$45^\circ 00'$	$1^\circ 16'$ 西	南 昌	0.3562	0.3190	$41^\circ 25'$	$2^\circ 47'$ 西
昆 明	0.3807	0.2655	$34^\circ 52'$	$0^\circ 59'$ 西	杭 州	0.3440	0.3290	$42^\circ 42'$	$3^\circ 50'$ 西
贵 阳	0.3725	0.2900	$37^\circ 54'$	$1^\circ 16'$ 西	福 州	0.3636	0.2730	$37^\circ 00'$	$2^\circ 33'$ 西
拉 萨	0.3508	0.3390	$43^\circ 25'$	$0^\circ 23'$ 西	漠 河	0.1990	0.5600	$70^\circ 15'$	$11^\circ 01'$ 西
郑 州	0.3255	0.4010	$50^\circ 54'$	$3^\circ 51'$ 西	台 北	0.3640	0.2573	$35^\circ 12'$	$2^\circ 31'$ 西
武 汉	0.3480	0.3435	$44^\circ 33'$	$2^\circ 54'$ 西	曾母暗沙	0.3255	-0.0900	$-13^\circ 00'$	$0^\circ 23'$ 东
长 沙	0.3605	0.3110	$40^\circ 40'$	$2^\circ 14'$ 西					

三、基本磁场的变化

由于基本磁场变化的周期较长，对人的一生来讲是认识不到的，我们把同一地点逐年观测的地磁要素年平均值进行对比，可发现其因年而异。从岩石剩磁磁化强度方向的研

究, 可知磁场的极性已多次的改变过。从表 1.2—2 中, 我们可以看出, 地球两磁极的位置也是在不断变化的。由 1922 年至 1972 年的五十年间, 磁北极的位置, 纬度变化 2° , 而磁南极的位置纬度变化达 $4^\circ 25'$ 。

表 1.2—2

年 代		1600	1700	1829	1900	1922	1950	1960	1972
北 磁 极	北纬	$78^\circ 42'$	$75^\circ 51'$	$73^\circ 21'$	$69^\circ 18'$	$71^\circ 00'$	$72^\circ 00'$	$74^\circ 54'$	$73^\circ 00'$
	西经	$59^\circ 00'$	$68^\circ 48'$	$93^\circ 56'$	$96^\circ 37'$	$96^\circ 00'$	$96^\circ 00'$	$101^\circ 00'$	$100^\circ 00'$
南 磁 极	南纬	$81^\circ 16'$	$77^\circ 12'$	$72^\circ 40'$	—	$72^\circ 25'$	$70^\circ 00'$	$67^\circ 06'$	$68^\circ 00'$
	东经	$169^\circ 30'$	$155^\circ 45'$	$150^\circ 45'$	—	$154^\circ 00'$	$150^\circ 00'$	$142^\circ 42'$	$143^\circ 00'$

图 1.2—7 是伦敦, 巴黎, 罗马几个世纪以来, 磁偏角和磁倾角的变化图。曲线上每一点代表一定年代磁偏角和磁倾角的平均值。

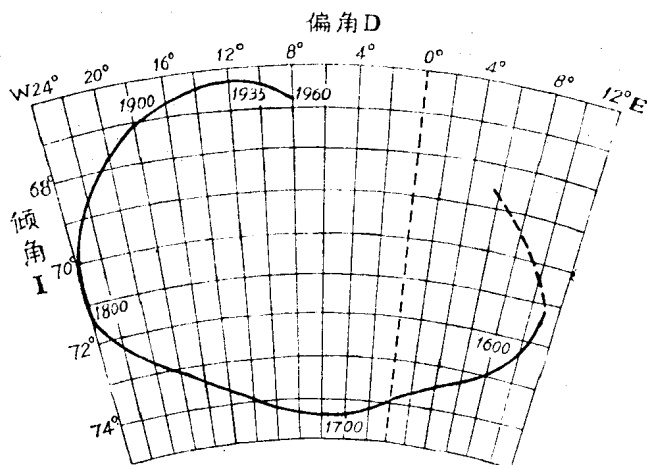


图 1.2—7 磁偏角 (D) 的长期变化

长期变化的一个最重要的现象是“西向漂移”, 即大陆磁场的中心 (或非偶极场部分) 在向西漂移。向西漂移的速度约为每年 0.18° 。以这个速度, 围绕地球一周大约要两千年。现认为大陆异常及其向西漂移是地球内部原因引起的, 但具体是什么原因, 还未搞清楚。长期变化的起源, 目前仍无定论。

由于长期变化的周期长, 幅度小, 对磁力测量影响不大。在应用

地磁图时, 应注意引入年变值的校正。

四、基本磁场的解析表达式

研究地磁场时, 一个首要任务是地把地磁场要素与地面经纬度的关系用数学解析形式表达出来。

1838 年德国数学家高斯, 假定地磁场是由地球的内部原因引起的 (这是符合实际情况的), 又是稳定磁场因而在地球外部它具有标量磁位。他把球面上的任一点的磁位表示为经纬度的函数, 把这个函数展为收敛级数, 若取其首项, 其磁位与一个均匀磁化球体的磁位相同。而整个多项式较好地反映了地磁场的分布。设地磁位 U , 由高斯理论所得之磁位表达式为:

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta)$$

由地磁位 U 求得磁场分量表达式为:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \cdot \frac{d}{d\theta} P_n^m(\cos \theta)$$

$$Y = \frac{-1}{r \sin \theta} \frac{\partial U}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} [g_n^m \sin m\lambda - h_n^m \cos m\lambda] \cdot \frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta)$$

$$Z = -\frac{\partial U}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n -(n+1) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \cdot \frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta)$$

上式中 R 代表地球 (参考球) 半径 (6371.2km); r 代表由球心起算的径向距离 (若为圆球, 则 $R=r$); θ 代表余纬度即 $\theta=90^\circ-\beta$, β 是纬度; λ 是从格林威治算起的东经; $P_n^m(\cos \theta)$ 是 n 阶 m 次勒让德函数; g_n^m 和 h_n^m 是球谐系数。

当 $n=1-3$, $m=1-3$ 时, $P_n^m(\cos \theta)$ 的值为:

$$P_1^1(\cos \theta) = \sin \theta, \quad P_2^1(\cos \theta) = 3 \cos \theta \sin \theta$$

$$P_2^2(\cos \theta) = 3 \sin^2 \theta, \quad P_3^1(\cos \theta) = \frac{3}{2} \sin \theta (5 \cos^2 \theta - 1)$$

$$P_3^2(\cos \theta) = 15 \sin^2 \theta \cos \theta, \quad P_3^3(\cos \theta) = 15 \sin^3 \theta$$

g_n^m 和 h_n^m 系数由地面上若干点的地磁要素的观测结果求出。系数已知后, 则可计算地面上任意一点的地磁要素理论值。国际地磁和高空物理学会 (IAGA) 给出了 1975 年的系数, 现将 $n=1-3$, $m=1-3$ 的值列表如下。

表 1.2-3

n		1	1	2	2	2	3	3	3	3
m		0	1	0	1	2	0	1	2	3
基本场	g	-30186	-2036	-1898	2997	1551	1299	-2144	1296	805
nT	h		5735		-2124	-37		-361	-249	-253

可以证明, 若取高斯级数的首项 ($n=1$), 就相当于一个偶极子磁场。现在我们仅研究均匀磁化球体的磁场。一个均匀磁化球体的磁场与一个位于球心的同磁矩的磁偶极子的磁场相同。

(一) 磁偶极子

磁极强度相等, 符号相反, 相距无限小的一对磁极叫磁偶极子。当磁极强度 (或叫磁量) 为 $+m$ 和 $-m$, 相距为 l 时, 它具有磁矩 M , 表示为:

$$M = m l$$

M 是一个由 $-m$ 到 $+m$ 的矢量, 图 1.2-8 a。

由物理学可知, 一个磁偶极子的磁矩和一个圆电流的磁矩是等效的。圆电流的等效磁矩为: