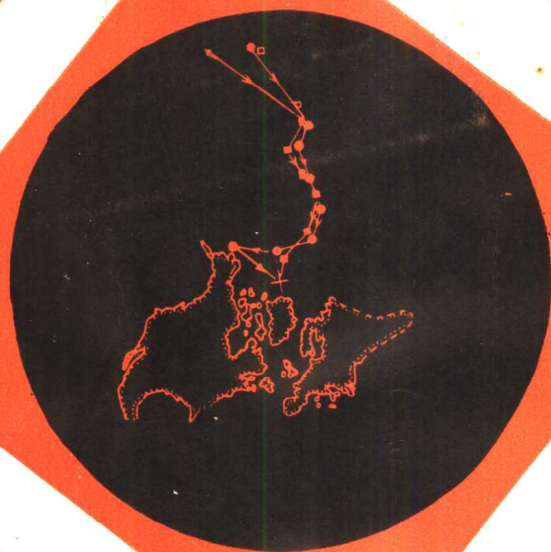


高等学校教材

古地磁学原理及其应用

袁学诚 等编



地质出版社

高等学校教材

古地磁学原理及其应用

袁学诚 等编

地质出版社

高等学校教材
古地磁学原理及其应用
袁学诚 等编

责任编辑：曹玉
地质出版社出版
(北京和平里)
地质出版社印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)
新华书店总店科技发行所发行

开本：787×1092¹/₁₆印张：15 字数：350000
1991年3月北京第一版·1991年3月北京第一次印刷
印数：1—805册 定价：3.90元
ISBN 7-116-00782-2/P·666

前 言

近年来，古地磁学工作在我国发展十分迅速，应用范围日益扩大。它已被广泛用于探讨地壳演化、构造运动、区域地质和矿产资源预测、研究矿床成因、成矿区、工程和水文地质、考古和环境保护等方面。

目前，国内古地磁实验室总数已达30个左右，每年进行数以万计的样品测量。在这迅猛发展情况下，相应出现了许多急待解决的问题。例如，如何尽可能地提高测试精度、统一工作方法、加强应用研究、扩大应用范围、交流资料、避免过多重复等等。

本书是在我国古地磁学迅速发展基础上，针对存在的问题，全面介绍古地磁工作的原理、方法和实际应用，集中介绍近年来国内外古地磁工作取得的成果、工作方法经验、以及磁性地层学成果等。

本书又是应用性很强的一本古地磁学原理与方法的教材。但是，由于古地磁研究工作发展很快，资料十分丰富而又极其分散，所以虽经努力收集，仍难免遗漏。

本书的目的是反映古地磁的一些基本问题，抛砖引玉，供研究参考。对于不同观点和不同测试结果，本书尽量予以保留。

本书初稿由下列同志编写：李普（第一篇），张文治、王寅生、葛同铭（第二篇），庄忠海、李素珍（第三篇），姜枚（第四篇）。初稿完成后，李普、姜枚、李民达进行了压缩删节，文字加工，统一编排。贾秀敏做了图件清绘工作。最后由袁学诚审阅定稿。

中国地质大学谭承泽教授对本书的编写进行了指导，并审查了原稿，提出了宝贵意见。

本书还得到了王民忠、叶祥华、张南海、马之平等同志大力协助，提供了有关资料，谨此致谢。

编 者

1990年9月5日

目 录

第一篇 基础知识

第一章 地球的磁场	(1)
第一节 现代地磁场	(1)
一、地磁极、磁极	(1)
二、地磁要素	(4)
三、地磁场的构成	(4)
四、地磁场的模式	(5)
五、基本磁场的长期变化	(5)
六、外源磁场	(6)
第二节 近代地磁场	(8)
一、考古地磁学的结果	(8)
二、近代湖泊沉积的分析	(9)
三、地磁极偏移	(11)
第三节 地磁场翻转	(12)
一、地磁场反向的证据	(12)
二、翻转序列的分析	(12)
三、极性过渡	(13)
第四节 时均古地磁场	(13)
一、轴向地心偶极子假说	(13)
二、二次项	(14)
三、地球偶极子磁矩及其变化	(15)
四、古地磁场的长时期变化	(17)
第五节 地磁场的理论简介	(18)
一、地磁场起源的发电机假说	(18)
二、长期变化解释	(21)
三、地磁场翻转解释	(23)
第二章 岩石磁学	(25)
第一节 岩石磁学的物理基础	(25)
一、铁磁物质的磁化	(25)
二、磁化曲线和磁滞回线	(26)
三、磁畴结构	(26)
四、单磁畴颗粒的磁化特征	(28)
五、磁性弛豫	(29)
六、磁畴结构效应	(30)
第二节 岩石的磁参数	(31)
一、铁磁性矿物	(31)

二、磁化率	(32)
三、矫顽磁力 (H_c)	(34)
四、饱和磁化强度 (M_s)	(34)
五、居里温度	(34)
第三节 岩石剩磁	(34)
一、热剩磁 (TRM)	(34)
二、沉积剩磁 (DRM)	(36)
三、化学剩磁 (CRM)	(38)
四、剪切剩磁 (SRM)	(39)
五、粘滞剩磁 (VRM)	(40)
六、等温剩磁 (IRM)	(41)
七、非滞后剩磁 (ARM)	(41)
八、压磁效应与各向异性	(42)
第四节 岩石磁性的鉴定	(42)
一、鉴定磁性矿物和天然剩磁的载体	(43)
二、确定岩石中磁性矿物的成分、浓度和微观构造	(44)
三、鉴定磁畴构造的方法	(49)

第二篇 古地磁学工作方法

第一章 古地磁标本的采集方法	(51)
第一节 准备工作	(51)
一、选择采标本区, 确定所采集标本的地质构造部位	(51)
二、采标本方案和注意事项	(52)
第二节 采取工作	(53)
一、硬岩石标本的采取	(53)
二、湖相沉积物的采取	(53)
三、对软的沉积物或淤泥等的采取	(53)
四、样品制备	(54)
第三节 标本的定向和定向方法	(55)
一、标本定向的自然方位法和产状要素法	(55)
二、定向方法	(56)
三、样品的定向误差	(57)
第二章 岩石天然剩余磁性的测量	(59)
第一节 岩石样品的磁性	(59)
一、磁偶极子场	(59)
二、非球形标本的磁场	(59)
三、岩石磁性不均匀性和对测量的影响	(63)
第二节 测量岩石剩余磁性的仪器	(64)
一、无定向磁力仪	(65)
二、旋转磁力仪	(67)
第三节 起始磁化率	(77)
一、起始磁化率的测量	(77)

二、磁化率各向异性测量	(81)
第三章 岩石剩余磁性的稳定性和年龄	(88)
第一节 实验技术	(88)
一、交变磁场退磁技术	(88)
二、热退磁技术	(92)
第二节 退磁设计和数据处理	(94)
一、退磁方式的选择	(94)
二、分离多磁成分(稳定性谱)	(95)
第三节 剩磁的年龄	(105)
一、一致性法	(105)
二、大圆弧法	(106)
三、褶皱法	(106)
四、砾岩法	(107)
五、焙烧接触法	(107)
六、鉴定剩磁载体	(107)
七、利用放射性年龄	(109)
八、利用表观极移曲线	(110)
第四章 数据的统计整理	(111)
第一节 磁化方向的统计	(111)
一、磁化方向的表示方法	(111)
二、平均磁化方向	(111)
三、费歇尔分布	(114)
四、准确性和离散度估计	(114)
五、宾汉姆分布	(115)
第二节 统计水平的估计	(115)
第三节 其它方法	(117)
一、岩层平均方向的估计	(117)
二、褶皱检验显著性的统计	(118)
三、磁倾角数据的统计计算	(120)
第四节 磁极位置的计算	(121)
一、古纬度和古地磁极位置	(121)
二、古纬度和古地磁极位置的计算	(122)
三、古地磁极性的判别	(124)
四、绘制古地磁极曲线	(124)
五、绘制古纬度图	(126)
第五节 古地磁场强度测量技术	(127)
一、概述	(127)
二、逐步加热法	(128)
三、交变场退磁法	(131)
四、古地磁场强度测定值的可信度	(133)
第六节 近代湖泊沉积物的统计分析	(135)

第三篇 磁性地层学

第一章 概况	(140)
第二章 磁性地层学中的术语	(142)
第三章 地磁极性翻转与极性偏移	(145)
一、极性偏移和极性间隔	(145)
二、放射性测定的年表	(146)
三、海洋磁异常中极性时的名称和号数	(146)
四、显生宙的极性偏置(超时)	(147)
第四章 地磁极性年表	(150)
一、极性时的界限	(150)
二、极性亚时	(150)
三、修正的极性年表	(152)
四、极性年表的延伸	(153)
五、地质时期内地磁极性的倒转图案	(156)
六、应用地磁极性年表时应该注意的几个问题	(161)
第五章 第四纪磁性地层学	(163)
一、第四纪地层研究	(163)
二、黄土磁性地层的研究	(163)
三、含人类化石磁性地层研究 ^①	(163)
四、几个实例	(164)

第四篇 古地磁学在地质和地球物理中的应用

第一章 古地磁学与新的全球构造	(171)
第一节 古地磁学与大陆漂移	(171)
第二节 海底扩张的古地磁证据	(181)
一、海底扩张假说	(181)
二、海洋条带状磁异常的解释	(182)
三、洋底等时线	(185)
第二章 研究区域和深部地质构造	(188)
第一节 确定褶皱带形变的原理	(188)
第二节 确定和计算局部旋转	(190)
第三节 绘制早白垩世和早第三纪塔吉克洼地的复原图	(192)
一、早白垩世复原图	(192)
二、早第三纪沉积盆地的再造	(193)
第四节 中亚早二叠世的复原图	(195)
第五节 阿尔卑斯—喜马拉雅褶皱构造变形特征	(196)
第六节 西伯利亚地台边缘和北美大陆西侧的构造特征	(198)
第三章 古地磁学在地质、古地理、古生物方面的应用	(203)
第一节 利用古地磁资料对比岩层	(203)
一、利用周期为几千年的长期变化	(203)

二、利用原生剩磁平均方向对比岩层时代	(203)
三、利用表观极移曲线确定岩层时代	(203)
四、前寒武纪的古地磁研究	(205)
五、北太平洋中部沉积物岩心的古地磁研究	(205)
第二节 古地磁学在古生物和古地理方面的应用	(207)
一、在生物学和古生物学中的应用	(207)
二、在研究古气候中的应用	(208)
三、古生物和古纬度、古地理	(208)
第四章 古地磁学在矿产预测中的应用	(210)
第一节 地壳形变的古纬度依从性	(210)
第二节 矿产的古纬度分布	(212)
第三节 古地磁方法在矿床勘探、钻探中的应用	(220)
一、在钻探中的应用	(220)
二、探讨矿床的成因	(220)
三、硫化矿床的古地磁研究	(224)

第一篇 基础知识

第一章 地球的磁场

引言 地磁场是地球本体及其周围空间的电磁场。根据标本来源、研究方法和认识程度的不同,把地磁场分为三个历史时期来描述。1.现代地磁场:是地磁学研究的成果,即用仪器观测,有严密的球谐分析等数学基础。这个时期约从十六世纪开始至今。2.近代地磁场:是考古地磁学和湖泊沉积物地磁学研究的成果,即用古代文物或湖泊中连续的沉积物为标本,虽用古地磁学方法和地磁学方法,但有自己的特殊方法如时间序列分析方法。这个时期可从十多万年前算起。3.地质时期地磁场:是古地磁学研究的成果,即用分散的岩石标本,用古地磁学方法,以用数理统计为特点。这个时期同地质历史相当。近代地磁场和地质时期地磁场合起来叫做古地磁场。从认识过程上说,近代地磁场是现代地磁场同地质时期地磁场的结合点。这种划分史期的方法同人类历史分期法有原则上的不同。

第一节 现代地磁场

一、地磁极、磁极

根据在地面和地球周围对磁场所作的大量测定的结果,可以一级近似地认为,地球的磁场近似于一个均匀磁化球体的磁场,这个均匀磁化球体的磁场等效于放在地心的一个磁偶极子的磁场,磁偶极子的磁轴与地球旋转轴的夹角约为 11.5° 。根据1980年资料所计算的地球磁矩 M 为 $7.905 \times 10^{22} \text{A} \cdot \text{m}$,在地面上的平均磁场强度约为 40A/m (0.05mT) (见图1.1.1) 这个偶极子的磁轴延长线与地面相交于两点,叫地磁极,南北两地磁极是对称的。离地磁极 90° ,在地球表面的大圆轨迹叫做磁赤道。

在磁倾角等值线图(图1.1.2)上,磁倾角为零的那条等值线和地理赤道很相近。由此线往北或往南,磁倾角都渐渐加大。倾角为 90° 的地方是两个小区域叫做磁极,北半球上的叫做北磁极,南半球上的叫做南磁极。但从物体磁极性来说,北磁极是S极,南磁极是N极。有时把这种磁极叫做倾角极,北磁极和南磁极并不正好在对称的位置上。又因为N可

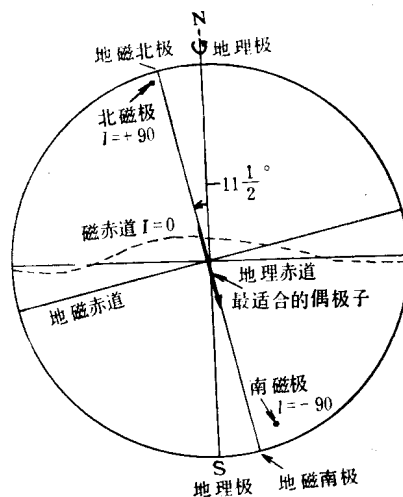
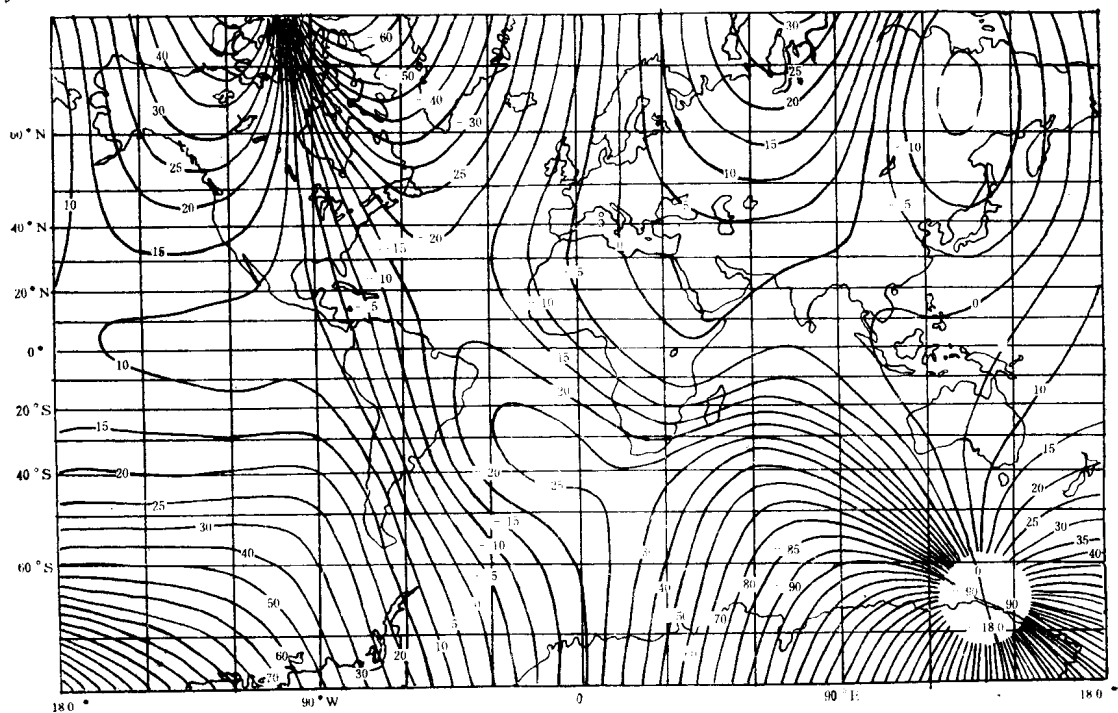
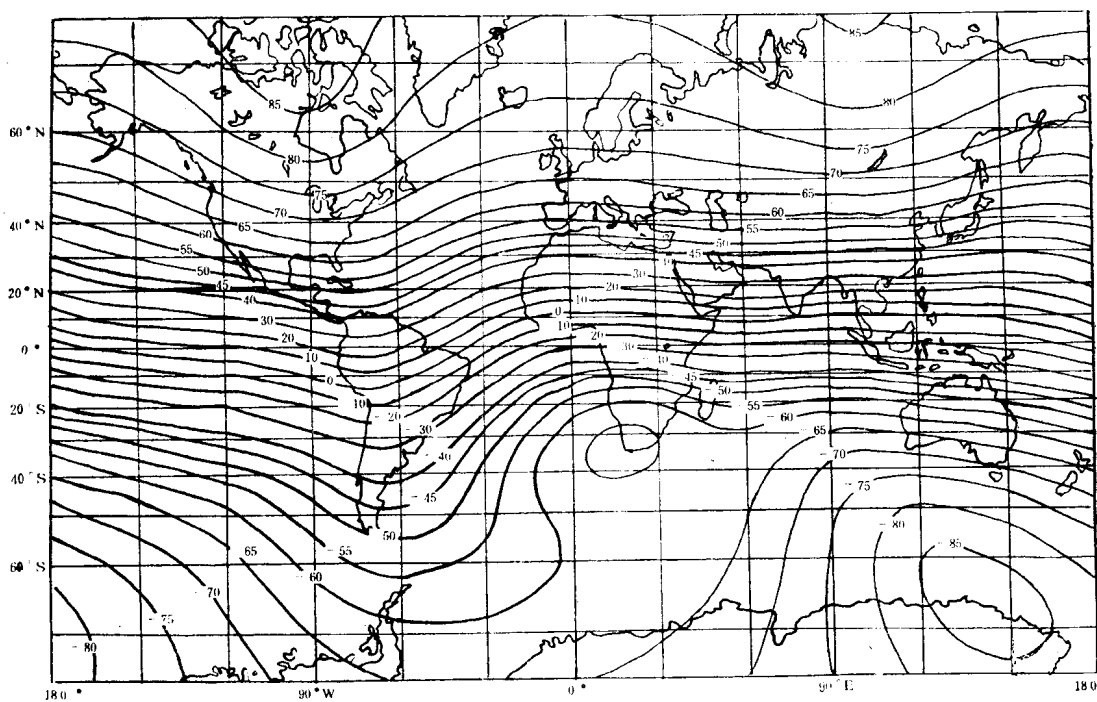


图 1.1.1 地理极、地磁极、磁极及地理赤道、地磁赤道、磁赤道



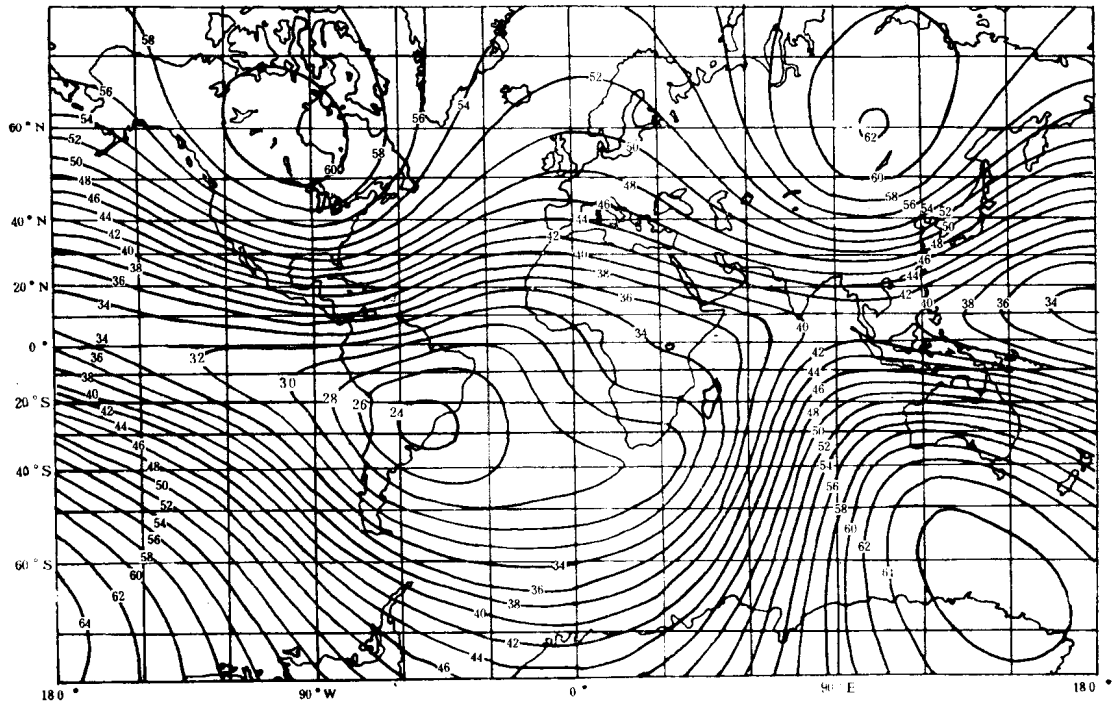
(a)



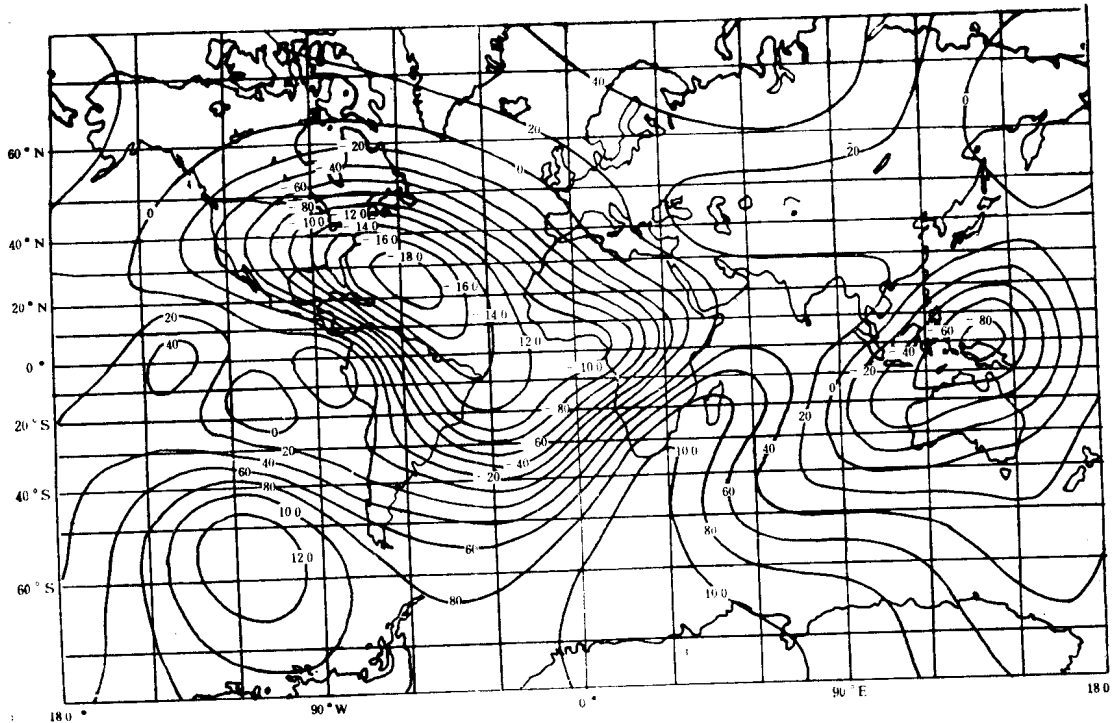
(b)

图 1.1.2

(a) 1980年代磁倾角等值线图 (单位: 度) (b) 1980年代磁偏角等值线图 (单位: 度) (c) 1980年代地磁总强
(图1.1.2的地磁图是英国爱丁堡地质科学研究所)



(c)



(d)

度等值线图 (单位: 1000nT) (d) 1980年代地磁垂直强度长期变化率的等值线图 (单位: nT/a)
的资料, 转引自Merrill和McElhinny, 1983)

作北方的代号，S可作南方的代号，为了避免混淆，可把N极叫做正极(+)，S极叫做负极(-)。

二、地磁要素

为了进行地球磁场的研究，我们取直角坐标系：(图1.1.3)。其 x 轴为水平，并指向地理北； y 轴亦水平，指向正东； z 轴垂直向下。在此坐标内地磁场强度矢量 T 可分解成三个分量，即沿 x 轴和 y 轴上的北向分量 X 和东向分量 Y ；沿 z 轴的垂直分量 Z 。 T 矢量在 xy 水平面上的水平分量为 H 。这里 $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ ， H 分量与 x 轴的夹角称作磁偏角，以 D 表示，矢量 T 与矢量 H 间的夹角叫做磁倾角，以 I 表示。

上述七个量 X, Y, H, Z, D, I, T 通常称之为地磁要素，并规定 X, Y, Z 的方向与坐标轴方向一致时为正，反之为负； H 由北向东偏离时，偏角 D 为正；地磁场总强度 T 由 XOY 面向下时磁倾角 I 为正。

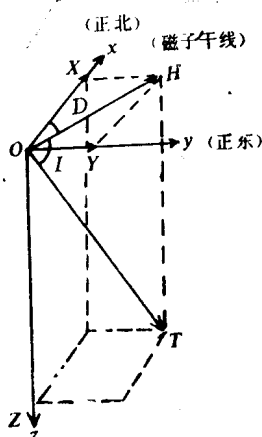


图 1.1.3 地磁要素

由图1.1.3可以看出， T, H, X, Y, Z, I, D 七个量之间存在下述关系：

$$X = H \cos D, \quad Y = H \sin D, \quad Z = H \tan I$$

$$T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2, \quad H = T \cos I \quad (1.1.1)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H}, \quad \tan D = \frac{Y}{X}, \quad Z = T \sin I$$

由这些公式可以看出，只要知道 X, Y, Z 或 H, D, I 三个量，就能确定其它4个量。因此，在实际观测中往往只测地磁场的几个要素，算出另外几个，而不需全部测量。

三、地磁场的构成

地球的磁场仅仅在一级近似的情况下被当作偶极子的场，这是地磁场的主要部分。然而，在地球的各个地方所观测到的磁场，并不完全符合磁偶极子的场，而是存在许多不规则的部分。实际上，地磁场包括许多其它的成分。一般地讲，可以划分成性质不同的两部分，一是地球的稳定磁场，以 T' 表示；一是地球的变化磁场，以 δT 表示，于是地磁场 T 可写成：

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

无论是 T' 还是 δT ，都包含着由地球内部因素引起的内源磁场 T_i ， δT_i 和起源于地球外部磁场 T_e ， δT_e ，即：

$$T' = T_i + T_e$$

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

式中 T_i 约占地磁场的99%以上， T_e 的强度约占地磁场的1%以下。可见，地球的稳定磁场 T' ，主要来自地球内部，因此，通常所谓的地球稳定磁场是指起源于地球内部，且变化非常缓慢的磁场。

δT_i 是变化磁场的内源场部分，约占变化磁场的1/3；外源的变化磁场约占2/3。而且，从本质上讲，内源变化磁场也是起源于地球外部， δT_i 不具有独立的起因，它只是外源变化磁场在地球内产生的感应磁场，例如，地磁场的日变化就是起源于高度约为100km的大气电离层中的电流体系，由于地球亦有导电性，这种外部电流体系变化，对地球内部将产

生电磁感应作用, 从而形成地球内部的电流体系, 这正是产生地球内源变化磁场的原因。

由此, 可把地磁场划分成三个基本部分:

$$T = T_i + T_m + \delta T$$

式中的 T_i 是磁偶极子的场 T'_i , 大陆磁场 T_m 以及磁异常场 T_a 之和, 即

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

大陆磁场 T_m 实际上是出现在较大范围内的磁异常场, 可由磁测数据中减去地心磁偶极子磁场来取得。大陆磁场可能起因于地球内部构造的不均匀性, 一般认为是由地核分界附近的涡流电流引起的。

磁异常场 T_a 是指在较小范围内出现的异常磁场, 通常称之为磁异常, 它是由于地壳磁性不均匀, 磁性地质体在地磁场中被磁化而产生的。在实际工作中, 往往把磁异常又分成两类, 一类是与地壳较深部地质体有关的区域异常, 另一类是与地壳浅部地质体有关的局部异常。归纳起来, 地磁场的构成部分, 可用下式表示:

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

由于磁偶极子的场和大陆磁场是构成地磁场主要部分的稳定磁场, 而二者的起因很可能与地球的起源有密切关系, 所以地磁学中把两者之和称为基本磁场, 即

$$T_n = T'_i + T_m$$

相对于基本磁场 T_n 而言, 外源磁场 T_e 是很弱的, 而且, 在一般情况下磁异常 T_a 也很弱, 所以, 在地磁学中把变化磁场当作起源于地球外部而叠加在基本磁场之上的各种短期变化的磁场。

通常, 还把基本地磁场 T_n 与外源磁场 T_e 之和称之为正常地磁场, 因为 T_e 很弱, 所以基本地磁场和正常地磁场实际上是相差不大的。世界地磁图上所表示的磁场就是正常地磁场。

但应注意, 正常地磁场与异常磁场又是两个相对概念, 二者的划分也可由所研究的对象来确定。

四、地磁场的模式

表示地磁场及其长期变化的分布有三种方法。一般地说, 球谐分析方法, 是最常使用的方法。但是, 它不能反应地磁场场源的实际情况。用放在地核内的若干偶极子来表示地磁场的分布和场源情况, 也只是初级近似。用电流环表示地磁场的场源, 就比较接近实际。由以上方法建立起来的模式就叫做地磁场的模式。

放在地球球心的并与地轴斜交的中心偶极子在地面上产生的磁场, 能近似地表示地磁场的分布, 中心偶极子场占整个地磁场的80%以上。假如偶极子的磁轴与地轴重合, 就叫做轴向地心偶极子。在这个模式中, 地面某点的磁倾角 I 与纬度 λ 有如下关系:

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \lambda \quad (1.1.2)$$

五、基本磁场的长期变化

地球基本磁场随时间的缓慢变化叫做地磁场的长期变化, 亦称世纪变化, 以 nT/a 表示。定义为任何一种要素的年均值在一年期间的变化称为长期变化率^[2]。地磁场长期变化的时空规律是探索地球内部物质运动的重要线索, 是固体地球物理中的一个重要课题。地磁长期变化的全球主要特征是偶极子磁矩的衰减, 非偶极子磁场的西向漂移和长期变化场自身的西向漂移。关于地磁变化的来源, 虽然依据变化周期来区分内外源或许讨论不清楚,

但几乎所有地磁学家都同意几十年或更长的周期是来自内源，而周期小于一年左右的是来自外源^[4]。

自1835年以来，地球磁偶极矩一直是单调衰减，其衰减速率100a可达5%。但是，作为由北地磁极位置所表示的偶极轴却几乎没有变化。在过去的150a内，方位角以 $0.05^\circ/\text{a}$ 左右的速度缓慢变化，但极角没有向前的运动。

早在17世纪英国天文学家哈利在分析地磁偏角的变化时就曾指出，地磁场的分布图形有缓慢向西移动的事实。但西向漂移比较系统的研究却是在本世纪50年代开始的。有两种主要类型的非偶极场异常，一些是明显的西向漂移（如非洲中部异常），而另一些位置保持不变，只是增减其强度（如蒙古异常）。一般文献上给的漂移速度都接近 $0.2^\circ/\text{a}$ ，但不同纬度分散较大，且没有显示任何明显的规律性。还有人指出地磁场的西向漂移不是围绕地理轴旋转，而是围绕另外的轴旋转，这个轴在地面上的极位置也在移动^[3]。甚至有人认为西向漂移没有什么实际意义。总之，利用西向漂移的速度，估计绕地球一整圈需要2000年，但我们不能把2000年作为长期变化的平均周期。从不同年代长期变化地磁图的比较还发现长期变化中心有缓慢向西移动的趋势，其平均移动速度约为 $0.3^\circ/\text{a}$ 。

除上述主要特征外，魏斯汀还发现偏心偶极子的西向漂移速度约为 $0.29^\circ/\text{a}$ ，北向速度约为 $0.2^\circ/\text{a}$ ^[4]。

六、外源磁场

1. 磁层 地磁场近似于一个地心偶极子的磁场，磁力线应按偶极子场的分布形式伸展到行星际空间去。可是在地球与太阳之间，还存在着太阳和行星际空间的磁场。此外，太阳还连续不断地射出等离子体，这叫做太阳风，太阳风是电导体。它沿着太阳磁力线方向吹向地球时，和地磁场相互作用产生磁层（图1.1.4）。由图可见，地磁场的磁力线被太阳风吹向背日方向，并且延伸很远，形成了很长的磁尾。

磁层的边界叫做层顶。太阳风相对于地球的速度约400km/s，但这个等离子体内部扰动的传播速度（见图1.1.4）只有25至90km/s。如同物体在空气中以超音速运动时在它前

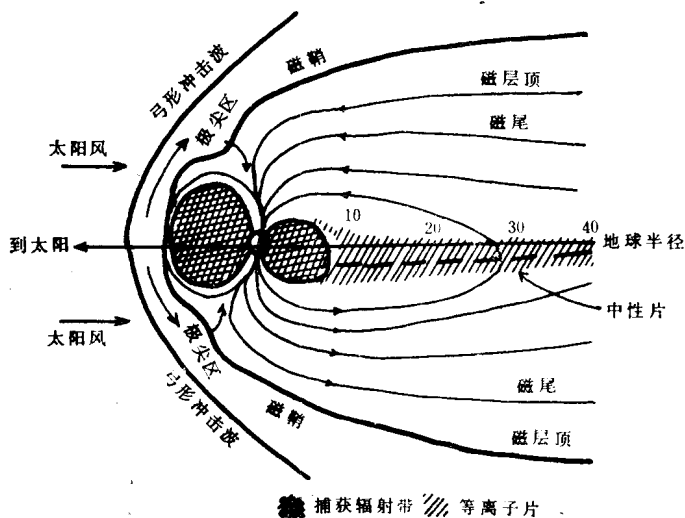


图 1.1.4 在中午—子夜子午面中的磁层分区（这是过地磁轴和地理轴以及日地连线所做的剖面图，其中的数字是距离地心的矢径 r 和地球半径 R 的比值）

面产生冲击波一样，磁顶在太阳风中运动时也在它前面产生一种类似于冲击波的波阵面，叫做弓形冲击波。弓形冲击波和磁层顶之间的区域叫做磁鞘。一般认为弓形冲击波是磁层的边界。太阳风的等离子体可从磁尾两边进入磁层，形成等离子片。在高纬的地球磁力线，太阳风把磁力线向太阳一边的压缩，把背太阳一边的拉开，形成会切区（裂缝）。会切区就是磁力线能经过地球前方又走向磁尾的最后地区，这里是太阳风粒子最容易进入地球电离层的地区之一。

地球的磁层是“封闭”的还是“开放”的虽有争论，但多数学者认为是开放的。所谓“开放”，指的是地球磁力线与行星际磁力线连接。图 1.1.5 给出开放式磁层示意图。在图上 A 和 B 处，地磁场强度为零，所以有时叫做中性点。过了中性点，磁力线又张开，这个过程叫做磁合并（重新联接）。在 A 点处，从太阳发射来的带电粒子可以进入磁层。 B 点处于磁尾的等离子片中，因为这里磁场很微弱，有时叫做中性片。

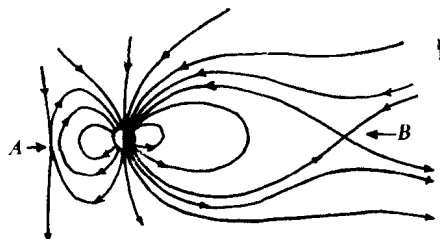


图 1.1.5 长尾开放式磁层示意图
 A 和 B 是中性点（转引自 Merrill 和 McElhinny, 1983）

地球附近是地磁场捕获带电粒子的捕获区，这就是辐射带。

2. 电离层 大约在 50km 高度以上，大气开始发生光电离，就是形成了电离层。从大的尺度看来，电离层仍然是中和的，电子和离子碰撞后仍可以还原成原子。电离层分成不同的区，区内又可分层。每层因电离的成分不同和电离的过程不同而有所区别。

大约从 50km 到 90km 高度之间叫做 D 区。它的性质昼夜变化很大，夜间的电子密度非常小，白天也只不过是 $10^3-10^4/\text{cm}^3$ 。由于它对电磁波的吸收很大，因而这一层不易观测。从 D 区往上升到 120km 高度叫做 E 区，这一区比较薄，并且只在白天才容易观测到。它的电子密度约为 10^3 个 $/\text{cm}^3$ ，到了夜间，它的密度还要降低约 100 倍。从 120 到 500km 叫做 F 区，这是昼夜都存在的，白天分成两层，一层叫做 F_1 层，另一层叫做 F_2 层。 F_1 层很薄， F_2 层的电子密度达到一个最大值后随着高度递减，但越往高处递减越慢。

3. 地球磁场的瞬时变化

地球的变化磁场是叠加在地球基本磁场之上的各种短期的地磁变化，起源于固体地球外部的各种电流体系。这种短期变化的形态是复杂的，但大致可分为平静变化和干扰变化两大类。平静变化是经常出现的，比较有规律并有确定的周期。一般分为太阳静日变化 S_q （变化周期 24h）和太阳日变化 L （变化周期 25h）。这些变化与观测站的经度关系不大，但与纬度极有关系。它们都是空间电流系统变化的结果。由于地球的导电性，电流系统的变化将在地球内部产生感应电流，而这个电流又在地面产生磁场。实际观测的地磁短期变化是这种直接和间接影响的总和。可以证明，在 S_q 和 L 中，直接部分约为间接部分的二、三倍。磁扰变化要复杂的多，通常小的磁扰变化较多，大的平均每年约 10 次左右，取决于太阳活动情况。小磁扰大都是区域性的，大磁扰是全球性的，变化幅度可达几千 mA/m（几千 nT），这种磁扰叫磁暴。磁扰变化 D 由“太阳干扰日变化” S_D 和“磁暴时变化” D_i 组成，还可能有不规则的变化 D_r （仅在高纬度地区比较明显）。磁暴是磁层暴在地面观测到的现象，与太阳风速度的大小和指向行星际磁场的方向有关。

此外，有磁层亚暴，可以认为是最小的磁层暴，表示磁扰动；电离层亚暴，表示电离

层的扰动；极盖区亚暴，在磁照图（各地磁要素连续记录图）形状象个海湾，所以也叫海湾扰；磁脉动亚暴，粒子亚暴，等等。这些亚暴是某种一般扰动的区域现象。要了解磁暴的起因，首先必须了解磁层亚暴的源，在亚暴期间，环电流粒子射入磁层内部，引起小环电流。当这种强烈粒子频繁入射时，可以引起大环电流，磁暴就是大环电流的磁性表现。

表1.1.1列出一些地磁现象的周期和幅度^[4]。

表 1.1.1 地磁现象的周期和平均幅度
(中纬度观测值, 引自 Merrill 和 McElhinny, 1983)

现 象	周 期	(幅度: nT)
地磁脉动	1ms—3min	(≤ 1)
磁层亚暴和湾扰	1—2h	(~ 10)
太阳静日变化, S_q	24h	(~ 20)
太阳扰日变化, S_D	24h	($\sim 5-20$)
太阴日变化, L	25h	(~ 1)
磁暴时变化, D_{st}		
(a) 初相	$\sim 4h$	(~ 15)
(b) 主相	$\sim 8h$	(~ 35)
(c) 恢复相	$\sim 60h$	(~ 35)
外源磁场	$\leq 4a$	
内源磁场	$\geq 4a$	
太阳黑子周期变化	11和22a	
西向漂移	2000a	

第二节 近代地磁场

一、考古地磁学的结果

1. 西向漂移的证据 利用古陶器、古砖和古炉灶的热剩余磁性，可研究几千年来的地磁场变化。图1.1.6是东南欧和日本西南的磁倾角变化图，曲线是由50年的平均值绘出的，这两地区在北纬 $35^\circ-40^\circ$ 之间，经度相差 110° 。大约从公元600年到现代，在磁倾角曲线上有两个极大和两个极小，但日本的极大或极小比欧洲的提前350—400a出现，相当于

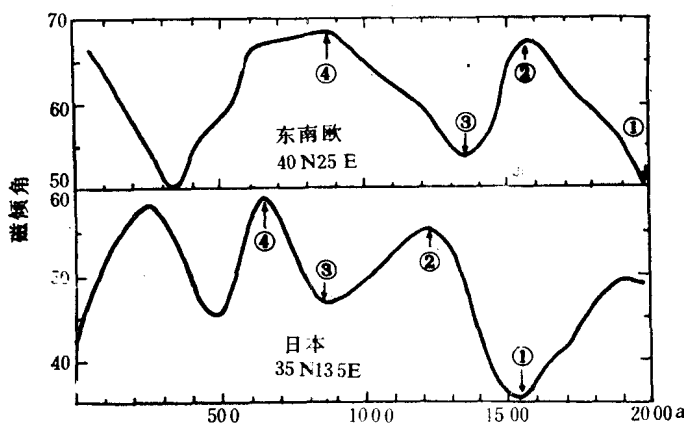


图 1.1.6 近1400年以来东南欧和日本的磁倾角变化 (引自 Merrill 和 McElhinny, 1983)