



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

● 高等学校测绘工程系列教材

现代海洋测绘

Modern Marine Surveying and Charting

下册

赵建虎 主编



WUHAN UNIVERSITY PRESS

武汉大学出版社



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

高等学校测绘工程系列教材

现代海洋测绘

下册

赵建虎 主编

编委 沈文周 吴永亭 周丰年
杨 鲲 陈义兰 田 淳



WUHAN UNIVERSITY PRESS

武汉大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

现代海洋测绘·下册/赵建虎主编. —武汉:武汉大学出版社, 2008. 1
普通高等教育“十一五”国家级规划教材
高等学校测绘工程系列教材
ISBN 978-7-307-05994-8

I. 现… II. 赵… III. 海洋测量—高等学校—教材 IV. P71

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 169601 号

责任编辑:任翔 责任校对:王建 版式设计:支笛

出版发行:武汉大学出版社 (430072 武昌 珞珈山)

(电子邮件:wdp4@whu.edu.cn 网址:www.wdp.whu.edu.cn)

印刷:湖北新华印务有限公司

开本:787×1092 1/16 印张:13 字数:328 千字

版次:2008 年 1 月第 1 版 2008 年 1 月第 1 次印刷

ISBN 978-7-307-05994-8/P·131 定价:20.00 元

版权所有,不得翻印;凡购买我社的图书,如有缺页、倒页、脱页等质量问题,请与当地图书销售部门联系调换。

前 言

海洋约占整个地球面积的 71%,蕴藏着丰富的自然资源。随着陆地资源的逐渐匮乏,人类已将资源开发和利用的重点转向了海洋,世界各国对此均给予了高度的重视,21 世纪是海洋世纪已成为不争的事实。我国已制定了 21 世纪海洋强国战略,其总目标是将我国建设成为世界级的海洋强国。在这一世纪性战略中,海洋测量作为人类一切海洋活动的基础,必将发挥十分重要的作用。

海洋测绘是海洋测量和海图绘制的总称,其任务是对海洋及其邻近陆地和江河湖泊进行测量和调查,获取海洋基础地理信息,编制各种海图和航海资料,为航海、国防建设、海洋开发、管理和海洋研究服务。海洋测绘的主要内容有海洋大地测量、水深测量、海洋工程测量、海底地形测量、障碍物探测、水文要素调查、海洋重磁力测量、各种海洋专题测量和海区资料调查,以及各种海图、海图集、海洋资料的编制和出版,海洋地理信息的分析、处理及应用。从信息的角度出发,囊括了海洋基础信息的获取、管理和应用。近 20 年来,随着科学技术的发展,海洋测绘在仪器、技术和理论方面均取得了飞速的发展。尤其是现代高精度卫星定位技术和水下 GPS 定位技术、船载扫测技术(如多波束、高精度高分辨率测深侧扫声呐)、海洋遥感技术、AD-CP 技术和目前的研究热点水下自治机器人(AUV)集成海洋测绘系统、电子海图技术和海洋 GIS 技术,这些现代海洋测控技术极大地推进了海洋测绘的发展,使现代海洋测绘呈现空间立体信息获取、信息自动存储和快速准确应用的态势,基本满足了海洋调查、开发和研究的需求。

《现代海洋测绘》为普通高等教育“十一五”国家级规划教材。为推广现代高新技术在海洋测绘中的应用,使高等院校的本科生、研究生以及与海洋测绘相关的专业人员能够了解和掌握这些新技术,本书在现代海洋测绘定义框架内,介绍了海洋测绘各内容的历史和现代实施手段,其中对历史手段和方法做了简单的回顾;重点介绍了目前正在应用的技术和方法,尤其是一些比较成熟的现代海洋测绘方法和手段;对于一些具有巨大应用潜力而目前尚未推广应用的技术方法,本书也给予了简单的介绍,以作为研究导引。

本书共分 15 章,涵盖了民用海洋测量、图形绘制和海洋信息管理三大部分,其中,海洋测量部分主要包括海洋大地测量、海洋水文要素观测、海洋声速及声线跟踪、潮汐调和分析及海洋垂直基准面、GPS 定位与海底声学定位、测深手段及海底地形测量、海底地貌及海底底质探测、海洋重力测量、海洋磁力测量和卫星海洋遥感等测量手段、方法及理论;在此基础上,介绍了海洋测量在海域划界、海洋工程测量方面的应用;基于实测的海洋信息,在第 14 章、第 15 章,介绍了海洋图形绘制、海洋信息管理的理论、方法及应用。

本书内容由作者集体讨论,分工编写完成。其中第 1 章由赵建虎和沈文周编写;第 2 章由赵建虎、吴永亨编写;第 3 章由田淳、赵建虎编写;第 4 章由周丰年编写;第 5 章由赵建虎、田淳编写;第 6 章由吴永亨、赵建虎编写;第 7 章由周丰年、赵建虎编写;第 8 章由陈义兰、赵建虎编写;第 9 章由杨鲲、赵建虎编写;第 10 章由赵建虎、吴永亨编写;第 11 章由赵建虎编写;第 12 章由沈文周编写;第 13 章由吴永亨、杨鲲和赵建虎编写;第 14 章由赵建虎编写;第 15 章由赵

建虎、陈义兰、杨鲲编写。

本书在编写过程中,得到了徐德宝教授的大力支持,并提出了许多宝贵的意见,在此表示衷心感谢。

由于现代海洋测绘涉及的范围比较广泛,加之作者水平有限,书中有不妥之处,敬请读者批评指正。

编 者

2007 年 7 月于武汉

目 录

第 10 章 海洋磁力测量	1
10.1 地磁要素及其分布特征	1
10.2 地磁场的表示	3
10.3 地磁场的结构及其变化	7
10.4 海洋磁力测量采用的仪器	11
10.5 海洋磁力测量的设计和实施	15
10.6 海洋磁力测量数据处理及其应用	21
思考题	28
第 11 章 卫星海洋遥感	29
11.1 概述	29
11.2 海表温度遥感	35
11.3 海色卫星遥感	38
11.4 微波高度计	42
11.5 微波散射计	47
11.6 星载合成孔径雷达	51
11.7 相干雷达	55
11.8 水深遥感	57
思考题	61
第 12 章 国际海域划界测量技术方法	62
12.1 相关术语	62
12.2 适用的国际法原则	64
12.3 国内外划界技术的发展现状	66
12.4 海域划界的关键技术	70
12.5 常用的划界方法	77
12.6 海域划界中的主要测量任务	79
12.7 等距离线及其构成方法	81
12.8 海域划界的技术支撑	83
12.9 划界方法与分析	84
思考题	99
第 13 章 海洋工程测量	100

13.1 港口工程测量..... 100

13.2 地球物理测量..... 110

13.3 水下工程测量..... 118

思考题..... 128

第 14 章 海图绘制 129

14.1 绪论..... 129

14.2 海图的内容和形式..... 132

14.3 海图的类别划分..... 134

14.4 海图的数学基础..... 137

14.5 海图坐标系及分幅..... 148

14.6 海图符号及要素表示..... 151

14.7 制图综合..... 157

14.8 海图制作与生产..... 159

思考题..... 161

第 15 章 海洋基础地理信息系统 162

15.1 MGIS 研究的主要内容 163

15.2 时空过程..... 166

15.3 海洋 GIS 框架..... 170

15.4 海洋现象特征及其栅格化..... 173

15.5 海洋时空数据模型..... 177

15.6 海洋 GIS 分析方法..... 181

15.7 海洋 GIS 集成环境与模式集成..... 191

思考题 197

参考文献 198

第 10 章 海洋磁力测量

海洋磁力测量是测定海上地磁要素的工作。海底下的地层由不同岩性的地层组成,不同的岩性,以及岩石中蕴藏着的不同的矿床都具有不同的导磁率和磁化率,因而产生不同的磁场,以致在正常的磁场背景下,出现磁场异常现象。海洋磁力测量主要采用海洋磁力仪或磁力梯度仪探测海底磁场分布特征,发现由构造或矿产引起的磁力异常。海洋磁力测量的主要目的是寻找与石油、天然气有关的地质构造和研究海底的大地构造。此外,在海洋工程测量中,为查明施工障碍物和危险物体,如沉船、管线、水雷等,也常进行磁力测量以发现磁性体。

20 世纪初,海洋磁力测量是用陆地上所用的磁测仪器和方法在非磁性的木帆船上进行的,由于速度慢、精度低,未大规模地应用。1956 年制造出用于海上测量的质子旋进磁力仪,其测量方法简便、精度高,传感器不用定向,从而奠定了海上磁测的基础。自 50 年代末期以来,海上磁力测量蓬勃发展,目前航迹已遍布各大洋,尤其是在大陆架区,为发现和圈定大型含油气盆地做出了贡献。在各大洋区所发现的条带状磁异常十分壮观,为海底扩张说提供了依据。中国已完成浅海地区中比例尺的海上磁测。

10.1 地磁要素及其分布特征

地球表面任何一点的地磁场均可用图 10-1 表示。取 x 轴沿地理子午线的方向, y 轴沿纬圈方向,并规定 x 轴向北、 y 轴向东的方向为正, z 轴的方向是从上向下,向下为正。图中, T 为地球磁场总强度; H 为水平强度; Z 为垂直强度; X 为 H 的北向分量; Y 为 H 的东向分量; D 表示地理子午面与磁子午面之间的夹角,称为磁偏角; I 为磁倾角,向下为正,向上为负。 T 、 H 、 Z 、 X 、 Y 、 D 、 I 七个物理量称为地磁要素。地磁要素中只有三个是独立的,用三个独立地磁要素可以推求出其他的地磁要素。由图知:

$$\begin{aligned} X &= H \cos D & Y &= H \sin D & Z &= H \tan I \\ H^2 &= X^2 + Y^2 & T^2 &= H^2 + Z^2 \\ T &= H \sec I = Z \csc I & \tan D &= \frac{Y}{X} \end{aligned} \quad (10-1)$$

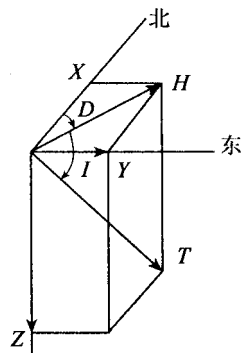


图 10-1 地磁场的表示

在理论计算中,最常用又最适用的是地磁要素 X 、 Y 、 Z 。但在实际观测中,目前只有 I 、 D 、 H 、 Z 及 T 的绝对值能够直接测量。

用于表示各地地磁要素分布情况的地图称为地磁图,如等磁差图、等磁倾角图及专门用于描绘等水平分力和等垂直分力的等磁力图。由于地磁极并不与地极重合,磁极的位置不断地按椭圆轨道绕地极作缓慢的移动。据推测,地磁极大约 650 万年绕地极一周。故地磁要素的数值在逐年逐时不断地变化,当出现磁暴时便会发生剧烈的波动。

在水平或垂线方向移动一个单位,地磁要素的变化值称为地磁要素梯度。各地磁要素梯

度值可以由各要素关系式理论计算得出,也可由磁力梯度仪直接观测得到。

为了了解地球磁场在地面上的分布规律及随时间变化的特点,世界上许多地方都设立了地磁观测台。这些观测台利用各种专门磁力仪进行测定,从而绘出地磁要素的分布图。为便于清晰地反映出地磁各要素在地面上的分布图像,多采用绘制等值线图的方法。由于地磁各要素在时间上不是恒定的,所以需要将在不同时间在各个观测点上的观测值归化到某一特定时刻。通常采用1年的中期,即7月1日零时零分。编制地磁图一般是5年1次。同时还要根据各地测得的地磁要素随时间变化的年变化平均值,绘出年变化等值线图,两图联合使用。

图 10-2 至图 10-5 所展示的世界地磁图,给出了地球表面地磁各要素分布的总概貌。在这些图上,等值线基本上都是具有某种规律性的曲线簇。图 10-2 为等偏角线图(单位为度)。图中,等偏角线就是从一点出发汇聚于另一点的曲线簇。它有条零值线。假如绘出地理两极地区的等偏角线(见图 10-6),那么可以看到,等偏角线在南北两个极区域上汇聚于四个点,其中两个是地理极,另外两个是磁极。接近地理北极的称北磁极,接近地理南极的称南磁极。两

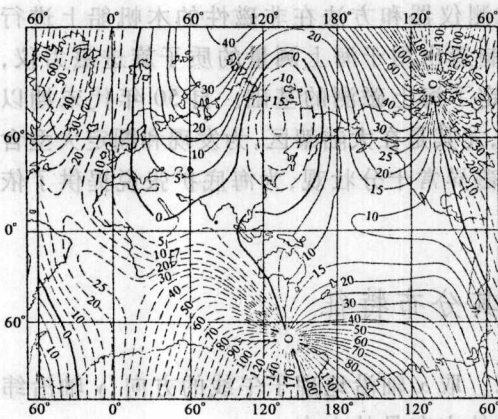
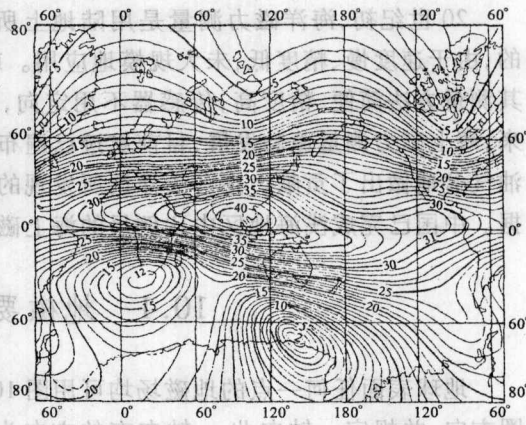


图 10-2 世界地磁等偏角线图



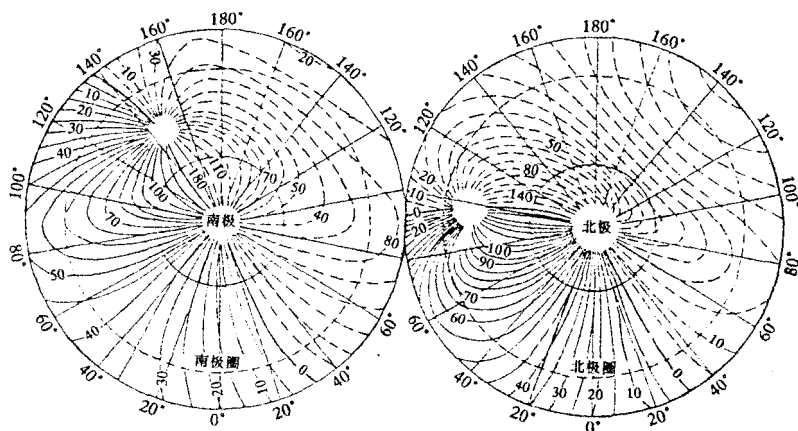


图 10-6 世界地磁地理两极地区的等偏角线图

了它的意义。等偏角线之所以汇集于地理两极和地磁两极处,是因为在这些点上,磁偏角的数值不能确定,而在它的周围,磁偏角值又可以从 0° 变到 360° 。图 10-3 为水平分量等值线图。图中曲线上的数字以 $10^{-3}\gamma$ (伽马,现为废除单位,其国际单位为特斯拉, $1\gamma = 10^{-9}\text{T}$) 为单位,在由北磁极到南磁极的过渡中,其数值开始从零增加到一极大值,随后又减小到零。其极大值在不同的子午线上是有差异的,最大值为 0.4 Oe (奥斯特,现为废除单位, $1\text{Oe} \triangleq (1000/4\pi) \text{ A/m}$,下同)。图 10-4 与图 10-5 分别为垂直分量等值线图和总强度模量等值线图。图中数字均以 $10^{-3}\gamma$ 为单位。在两磁极附近,垂直分量具有最大值,约为 0.6 Oe (奥斯特),在磁赤道上其数值等于零。另外,世界等倾线图的走向与垂直分量的等值线相似。等倾线呈一系列沿纬度圈方向拉长的平行曲线。零值等倾线环绕地球一周并从赤道附近通过。从零值等倾线向它的南北两侧一直过渡到两磁极,磁倾角值从 0° 增大到 90° 。零值等倾线称为磁赤道。

综上所述,地球磁场具有如下特征:

(1) 地球有两个磁极,且与地理极靠近。在磁极上磁倾角等于 $\pm 90^\circ$,水平分量为零,垂直分量达最大值,磁偏角无一定值。

(2) 在磁子午线上,水平分量达最大值,垂直分量等于零,磁倾角等于零。

(3) 水平分量除极地附近外,均指向北。垂直分量在北半球指向下,在南半球朝上。

(4) 磁倾角是随纬度变化的,两极处的磁场强度为赤道处的两倍左右。

上述特征,如将某些不规则部分略去,地球磁场同一个均匀磁化球体的磁场或一个中心磁偶极子的磁场十分相似(见图 10-7),其磁化是不对称的,磁轴与地球自转轴不重合,交角 $\theta = 11.5^\circ$ 。

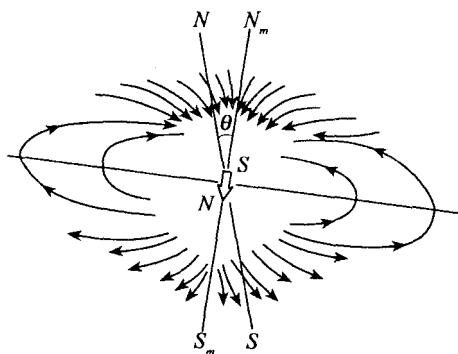


图 10-7 均匀磁化球体磁场分布

10.2 地磁场的表示

地球磁场的表示即是建立地磁场各分量强度与地面点坐标(经度、纬度)之间的关系。根据 N. 西蒙诺夫 1835 年提出的理论,我们可以假设地球磁场是一个其磁轴通过地球中心的均

匀磁化球体的磁场。基于该理论,下面介绍地磁场表述的推导过程。

根据重力位理论,若 V 为球体的体积,则球体的重力位 G 在距球外 r 处可表示为:

$$G = \frac{V}{r} \quad (10-2)$$

依磁位公式 $U = -(J \cdot \text{grad}G)$, 则有

$$U = \frac{V}{r^3}(J \cdot r) = \frac{M \cdot r}{r^3} \quad (10-3)$$

式中: M 为磁矩, r 为球心至外部点 P 的矢量。

与磁偶极子的位公式 $dU = \frac{m dl}{r^2} \cos \theta = \frac{dM \cdot r}{r^3}$ 比较可知,均匀磁化球体在外部空间的磁位等效于一个磁偶极子的磁位,即表明假设地球磁场是均匀球体磁场和假设是磁偶极子磁场是一致的(见图 10-8),因此, U 可写为:

$$U = \frac{M}{r^2} \cos \theta \quad (10-4)$$

式中: M 为 M 的模,即磁矩; θ 为磁轴 OQ 与矢径 $OP = r$ 的方向之间的夹角,如图 10-8 所示。

地球旋转轴 ON 与磁轴 OQ 组成的夹角为 $90^\circ - \varphi_0$, 用大圆弧连接 P 、 Q 和 N 三点,由球面三角形 PQN 可得 $\cos \theta = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)$ 。

式中: φ 、 λ 为 P 点的纬度和经度; φ_0 、 λ_0 为 Q 点的纬度和经度。

则式(10-4)可变换为:

$$U = \left(\frac{M}{r^2} \right) [\sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)] \quad (10-5)$$

磁矩 M 为

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 J \quad (10-6)$$

式中: J 为磁化强度, R 为地球半径。

定义:

$$\left. \begin{aligned} g_1^0 &= \frac{4}{3} \pi J \sin \varphi_0 = \frac{M}{R^3} \sin \varphi_0 \\ g_1^1 &= \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \cos \lambda_0 = \frac{M}{R^3} \cos \varphi_0 \cos \lambda_0 \\ h_1^1 &= \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \sin \lambda_0 = \frac{M}{R^3} \cos \varphi_0 \sin \lambda_0 \end{aligned} \right\} \quad (10-7)$$

则(10-5)式可改写为:

$$U = \frac{R^3}{r^2} [g_1^0 \sin \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \cos \varphi] \quad (10-8)$$

NP 是过 P 点的子午线,在 PN 方向的分量是北向分量 X ,在小圆弧 SP 方向上的分量是东向分量 Y ,在矢径 r 方向的分量是垂直分量 Z 。

利用弧微分关系 $dx = r d\varphi$, $dy = r \cos \varphi d\lambda$, $dz = dr$, 则有

$$X = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \quad Y = -\frac{1}{r \cos \varphi} \frac{\partial U}{\partial \lambda} \quad Z = -\frac{\partial U}{\partial r} \quad (10-9)$$

对 U 进行 φ 、 λ 和 r 微分。由于 P 点位于地球表面, 有 $r=R$, 则地磁场各分量为:

$$\left. \begin{aligned} X &= -g_1^0 \cos \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \sin \varphi \\ Y &= g_1^1 \sin \lambda - h_1^1 \cos \lambda \\ Z &= 2[g_1^0 \sin \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \cos \varphi] \end{aligned} \right\} \quad (10-10)$$

式中: g_1^0 、 g_1^1 、 h_1^1 是一组与 P 点位置无关的常数。为了获得 g_1^0 、 g_1^1 、 h_1^1 , 需首先知道地面上几个观测点的 X 、 Y 和 Z 值, 并利用最小二乘原理解算。

若通过磁极点的地理子午线为起始子午线, 则 $\lambda_0 = 0$, 同时认为地球沿着旋转轴方向被磁化, 磁轴与旋转轴重合, 即 $\varphi_0 = 90^\circ$, 则

$$g_1^0 = \frac{4}{3} \pi J = \frac{M}{R^3} \quad g_1^1 = 0 \quad h_1^1 = 0$$

$$\left. \begin{aligned} X &= H = \frac{M}{R^3} \cos \varphi \\ Y &= 0 \\ \text{则地磁分量为: } Z &= \frac{2M}{R^3} \sin \varphi \\ T &= \sqrt{H^2 + Z^2} = \frac{M}{R^3} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \right\} \quad (10-11)$$

$$\text{对于磁赤道处 } \varphi = 0^\circ \text{ 的情况有: } \quad Z = 0 \quad H = T = \frac{M}{R^3}$$

$$\text{对于磁两极处 } \varphi = \pm 90^\circ \text{ 有: } \quad Z = T = \pm 2 \frac{M}{R^3} \quad H = 0$$

根据上式可以看出 $T_{\text{极}} = 2T_{\text{赤}}$ 。此外, 对于倾角 I 有 $\tan I = Z/H = 2 \tan \varphi$ 。即说明磁倾角 I 的正切是磁纬度 φ 的正切的两倍。

上述特点与地磁图分析得出的结论基本上是一致的。利用上述得出的地磁要素可以计算地磁要素的梯度和磁距。对式 (10-11) 进行微分, 则可获得地磁要素的梯度表达式:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial X} &= \frac{1}{R} \frac{\partial Z}{\partial \varphi} = \frac{2M}{R^4} \cos \varphi = \frac{2H}{R} \\ \frac{\partial H}{\partial X} &= \frac{1}{R} \frac{\partial H}{\partial \varphi} = -\frac{M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{Z}{2R} \\ \frac{\partial T}{\partial X} &= \frac{1}{R} \frac{\partial T}{\partial \varphi} = \frac{M}{R^4} \frac{3 \sin \varphi \cos \varphi}{(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}} = \frac{3HZ}{RT} \end{aligned} \right\} \quad (10-12)$$

及:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial R} &= -\frac{6M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{3Z}{R} \\ \frac{\partial H}{\partial R} &= -\frac{3M}{R^4} \cos \varphi = -\frac{3H}{R} \\ \frac{\partial T}{\partial R} &= -\frac{3M}{R^4} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2} = -\frac{3T}{R} \end{aligned} \right\} \quad (10-13)$$

若取 $R = 6370 \text{ km}$, 垂直分量和水平分量分别为 $Z = 46200 \gamma$ 和 $H = 29900 \gamma$, 则根据上式可得

各要素的梯度为 $\frac{\partial Z}{\partial X} = 9.1\gamma/\text{km}$, $\frac{\partial H}{\partial X} = -3.6\gamma/\text{km}$, $\frac{\partial T}{\partial X} = 1.6\gamma/\text{km}$, 表明每向北移动 1km, Z 值增加 9.1 γ , H 值减少 3.6 γ , T 值增加 1.6 γ 。类似地, 可以计算得到 $\frac{\partial Z}{\partial R} = -21.8\gamma/\text{km}$, $\frac{\partial H}{\partial R} = -14.1\gamma/\text{km}$, $\frac{\partial T}{\partial R} = -25.9\gamma/\text{km}$, 表明每升高 1km, Z 、 H 、 T 各减少 21.8 γ 、14.1 γ 、25.9 γ 。利用式(10-6)、式(10-7)计算可以得到地磁距 M 及平均磁化强度 J :

$$M = R^3 [(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2}$$

$$J = \frac{3}{4\pi} [(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2}$$

高斯在 1838 年提出了地磁场理论。该理论认为地磁场是位置的函数, 而不考虑磁场的物理成因。高斯认为地球磁场由地球内部源引起, 具有磁位的特征。假定地球具有磁化强度 J , 在地球上任意一点的大小和方向是随意的, 则用体磁位来表达磁位 U 为:

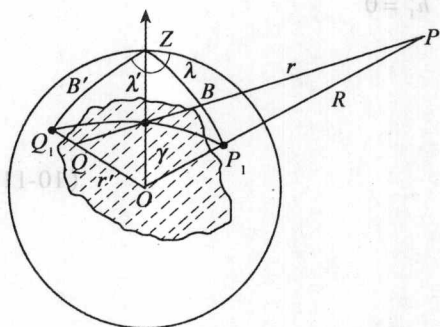


图 10-9 高斯地磁场理论

$$U = \iiint \frac{1}{r} dm \quad (10-14)$$

如图 10-9 所示, 若 R 表示 P 点到坐标原点 O 的距离, 用 r 表示 P 点到物体内部体元 Q 点的距离, r' 表示 Q 点至原点 O 的距离, 则有

$$r^2 = R^2 + r'^2 - 2Rr' \cos \gamma$$

式中: γ 为 R 与 r' 之间的球心夹角。

因 $R > r'$, $\frac{1}{r}$ 可写成:

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{R} \left[1 + \left(\frac{r'}{R} \right)^2 - \frac{2r'}{R} \cos \gamma \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (10-15)$$

其级数为:

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r'^n}{R^{n+1}} \right) P_n(\cos \gamma) \quad (R > r) \quad (10-16)$$

将上式代入式(10-14), 则有

$$U = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n}{R^{n+1}} \quad (10-17)$$

$$A_n = \iiint r'^n P_n(\cos \gamma) dm$$

根据图 10-9, 将 P 、 Q 点和 Z 坐标轴投影到球面上, 形成球面三角形 ZP_1Q_1 , 根据球面三角函数的关系可以得出:

$$\cos \gamma = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda - \lambda') \quad (10-18)$$

式中: θ 、 λ 为 P 点的角坐标。 θ' 、 λ' 为 Q 点的角坐标。

应用球函数加法定理有:

$$P_n(\cos \gamma) = \sum_{k=0}^n \frac{(n-k)!}{(n+k)!} e_n P_n^k(\cos \theta') \cos k(\lambda - \lambda') P_n^k(\cos \theta)$$

当 $k=0$ 时有 $e_n=1$, 当 $k < 0$ 时有 $e_n=2$, 则有

$$\begin{aligned}
A_n &= \sum_{k=0}^n (a_n^k \cos k\lambda + b_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta) \\
a_n^k &= \frac{(n-k)!}{(n+k)!} e_n \iiint r'^n P_n^k(\cos\theta') \cos k\lambda' dm \\
b_n^k &= \frac{(n-k)!}{(n+k)!} e_n \iiint r'^n P_n^k(\cos\theta') \sin k\lambda' dm
\end{aligned} \tag{10-19}$$

磁位为:

$$U = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n \frac{1}{R^{n+1}} (a_n^k \cos k\lambda + b_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta) \tag{10-20}$$

$A_0 = \iiint dm = 0$ 为磁位第一项 ($n=0$)。对于球面上的点,若定义 $R = R_E$, 则有:

$$U = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n \frac{1}{R_E^{n+1}} (a_n^k \cos k\lambda + b_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta)$$

定义 $g_n^k = \frac{a_n^k}{R_E^{n+2}}$ 和 $h_n^k = \frac{b_n^k}{R_E^{n+2}}$, 则常用的地球表面磁位表达式为:

$$U = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n (g_n^k \cos k\lambda + h_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta) \tag{10-21}$$

用 r 替换式(10-20)中的 R , 结合符号 g_n^k, h_n^k 的定义, 磁位级数为:

$$U = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} (g_n^k \cos k\lambda + h_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta) \tag{10-22}$$

将上式对相应坐标微分, 可得地球表面的磁场分量。

$$\left. \begin{aligned}
Z &= -\frac{\partial U}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n (n+1) \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+2} (g_n^k \cos k\lambda + h_n^k \sin k\lambda) P_n^k(\cos\theta) \\
X &= -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n (g_n^k \cos k\lambda + h_n^k \sin k\lambda) \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+2} \frac{dP_n^k(\cos\theta)}{d\theta} \\
Y &= -\frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial U}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=0}^n k (g_n^k \sin k\lambda - h_n^k \cos k\lambda) \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+2} \frac{P_n^k(\cos\theta)}{\sin\theta}
\end{aligned} \right\} \tag{10-23}$$

上述这种把磁位展成球函数级数的方法一般称为球谐分析。高斯只做到四阶项, 之后, 随着数据资料的积累, 许多学者计算了级数的系数。其阶数不断增高, G. 凡泽劳 1964 年计算到 15 阶, 而 B. 科列索娃等在 1965 年已计算到 23 阶。从这些分析计算得出这样一个基本事实: 6~8 阶的全部系数是急剧减小的, 之后就变为缓慢地减小并出现一些振荡, 但是一直到 23 阶为止, 没有一个系数是明显增大的。因此绝大多数的现代球谐分析, 都是把级数限制在 8~10 阶 (即 80~120 个系数)。另外, 前述的级数展开仅考虑了地磁场作为内源场的情况, 实际分析时, 还应考虑外源场的影响。并且随着航天卫星磁测的快速发展, 需要直接分析总磁场强度 T , 这种球谐分析称为模量分析。

10.3 地磁场的结构及其变化

地球总磁场 T 由两种性质不同的磁场组成, 即稳定磁场 T_w 和变化磁场 δT :

$$T = T_w + \delta T \tag{10-24}$$

稳定磁场是地磁场的主要成分, 变化磁场很小, 最大的变化磁场是磁暴, 只有地磁场总强

度的2%~4%。稳定磁场又可为:

$$T_{\omega} = T_i + T_e \quad \delta T = \delta T_i + \delta T_e \quad (10-25)$$

式中: T_i 是地球内源场,占地磁场的94%; T_e 是外源场引起的地磁场,约占地磁场的百分之几,且场源不清楚。因此,地球的稳定磁场主要起源于内部磁源。变化磁场 δT 也由内源和外源两部分组成。但内源部分 δT_i 只占变化磁场的1/3,外源部分 δT_e 约占2/3。

若设 T_0 为均匀磁化球体的磁场, T_m 为大陆磁场, T_a 为异常磁场,则内源磁场可表示为:

$$T_i = T_0 + T_m + T_a \quad (10-26)$$

1. 均匀磁化球体磁场 T_0

其又称地心偶极子磁场。其表达式已在前面介绍。需要注意的是它的起源问题目前还不清楚,目前最流行的一种假设认为均匀磁化球体磁场是由地核中物质对流运动所形成的涡流产生的。

2. 大陆磁场 T_m

其又称大陆异常或剩余磁场,通常由磁测数据中减去均匀磁化磁场 T_0 得到。同均匀磁化球体磁场一样,其成因目前也没有定论。随着近些年人造地球卫星的高空磁测技术的发展,大量资料表明,大陆磁场随高度增加,衰减很慢,从而说明大陆磁场场源位于地球内深处,一般认为它是由于地核和地幔的边缘部分存在着物质的对流运动,形成涡流电流产生的。

3. 异常磁场 T_a

其又称磁异常,是大陆磁场偏离地球均匀磁化球体磁场正常状态的一种异常。如前所述,稳定磁场由 T_0 、 T_m 、 T_e 、 T_a 组成。在地磁学中将 $T_0 + T_m$ 称为地球的基本磁场。由于 T_e 很小,故一般又认为:

$$T_0 + T_m \approx T_0 + T_m + T_e$$

在绘制地磁图时常不加区别。在磁力测量中,地球的基本磁场定义为正常磁场 T_n ,即

$$T_n = T_0 + T_m \quad (10-27)$$

异常磁场 T_a 是由从磁测数据中减去正常磁场得到的。其存在的主要标志是地磁场的正常梯度发生显著的变化。这种变化不仅沿水平面某方向发生,而且沿水平面的不同方向上也不一致。

异常磁场是地区性的。在实际工作中,常把异常磁场划分成区域异常 T'_a 和局部异常 T''_a 。区域异常是由埋藏较深的磁性地质体产生的磁场,其特点是分布范围大,一般可达数千平方公里以上,磁场的强度和梯度都较小;局部异常是由浅处地质体产生的磁场,由于地质体埋藏较浅,因而局部异常具有分布面积比较小、磁场强度和梯度都比较大等特点。

$$T_a = T'_a + T''_a \quad (10-28)$$

地磁场是变化的,绘制各地磁要素的等变线图是表示各地磁要素长期变化全球性分布的常用方法。等变线就是画在地图上的某年世界各地某个地磁要素年变率相等的等值线。某地某个地磁要素的年变率就是这个地磁要素年平均值的逐年变化,其单位分别为 γ/a 和角分/年。在地磁台上,利用相邻两年的年均值之差可求出这两年内的年变率,或者利用某两年的年均值之差除以两者相隔的年数,可以求出这几年的平均年变率。全球地磁台站的数目是有限的,不能直接用观测数据来表示全球地磁场长期变化的区域性分布特征,因此,通常在地面上建立许多地磁测点,一般每隔5年左右在这些测点上重复进行一次地磁测量。在这些地磁测点上,利用相隔几年某两个日期的地磁观测值之差,除以由相隔的天数所换算的年数,也可以求出相应的平均年变率。把某年各个地磁台站和各个地磁测点的某个地磁要素的平均年变率

标注在地图上,并且画出一系列的等值线,这种年变率等值线图就称为某年世界某地的地磁要素等变线图或长期变化图。世界地磁场等变线图一般每隔 5 年绘制一次。第一张即 1942.5 (即 1942 年 7 月 1 日零点起算) 年世界地磁场等变线图是维斯廷(E. H. Vestine)于 1947 年绘制的。世界地磁场等变线图可把一个时期的地磁场长期变化的全球性分布特征清楚地显示出来(见图 10-10)。等变线图的一个显著特点是等变线围绕着几个中心分布,地面被划分为几个区域,其长期变化值有的为正,有的为负。这些中心称为地磁场长期变化中心或焦点。各个地磁要素的等变线图是不同的,不过彼此之间具有一定的关系。不同年代的各地磁要素的等变线图均会发生一些变化,不仅等变线的形状、各个地点(包括长期变化中心)的年变率都发生变化,而且长期变化中心的数目和位置也发生一些变化。其中最引人注目的一个特点是,某些长期变化中心的位置在一定时期之后或多或少地向西移动。这种现象称为地磁场长期变化的西向漂移。不同年代、不同地磁要素的各个长期变化中心的西向漂移速度均不相同。平均起来,地磁场长期变化的西向漂移速度约为每年 0.3° 。

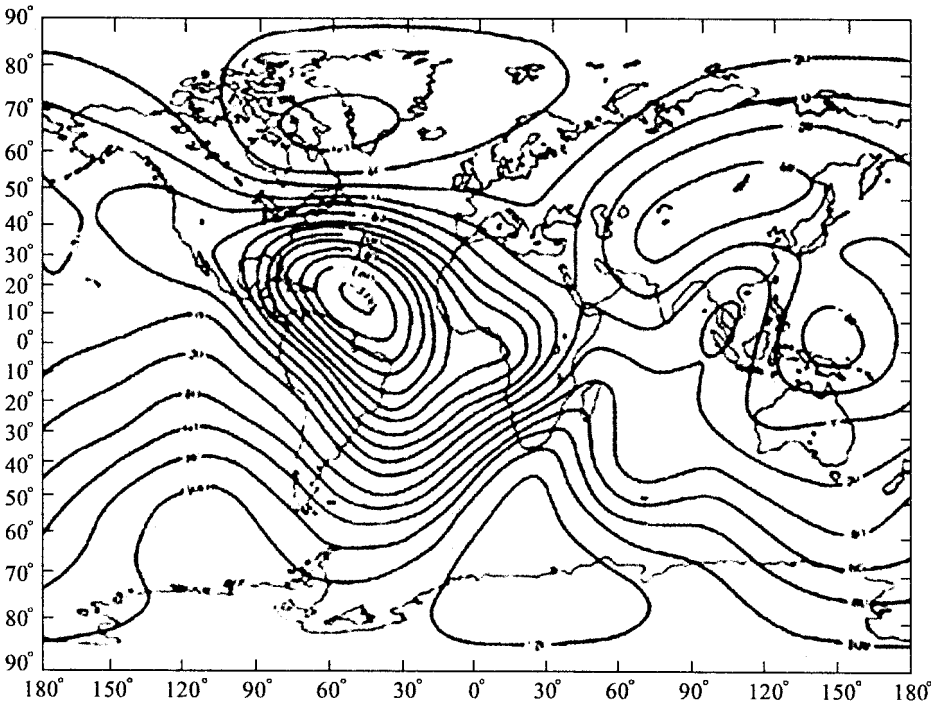


图 10-10 1975 年世界地磁场垂直强度等值线图

利用高斯系数把地磁场分解为偶极子磁场和非偶极子磁场两个部分。由于地磁场存在着长期变化,不同年代的高斯系数具有不同的数值,因此,利用不同年代的高斯系数可以研究偶极子磁场和非偶极子磁场的长期变化。研究表明,对于近代地磁场,偶极子磁场的长期变化主要表现为偶极子的磁矩约以每年减小 0.05% 的速率衰减(见图 10-11),偶极子的磁极位置每年约以 0.05° 的速度沿纬度圈向西移动;非偶极子磁场的长期变化主要表现为每年约以 0.2° 的速度沿纬度圈向西漂移,同时每年约以 10γ 量级的速率增强或减弱。因此,偶极子磁矩的衰减和非偶极子磁场的西向漂移成为近代地磁场长期变化的两个基本特征。根据 1829 ~

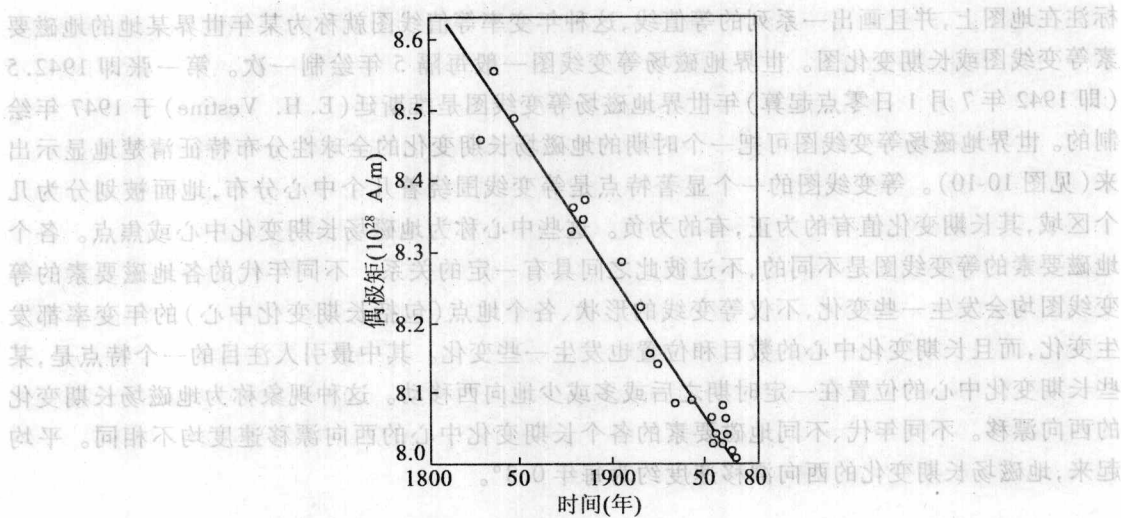


图 10-11 地磁偶极矩的变化

1965 年的统计资料,偶极子磁矩 M 在近百年来是逐渐衰减的。这种衰减是直线性的,衰减速率约为每年减少 0.05%。按此速率衰减下去,2000 年以后地球磁矩将变为零。但是,考古地磁学的研究表明,地球磁矩可能具有周期性变化,不可能永远单调地衰减下去。过去 4000 年期间地球磁矩的变化显示出周期性(见图 10-12),2000 年前地球磁矩是逐渐增加的。

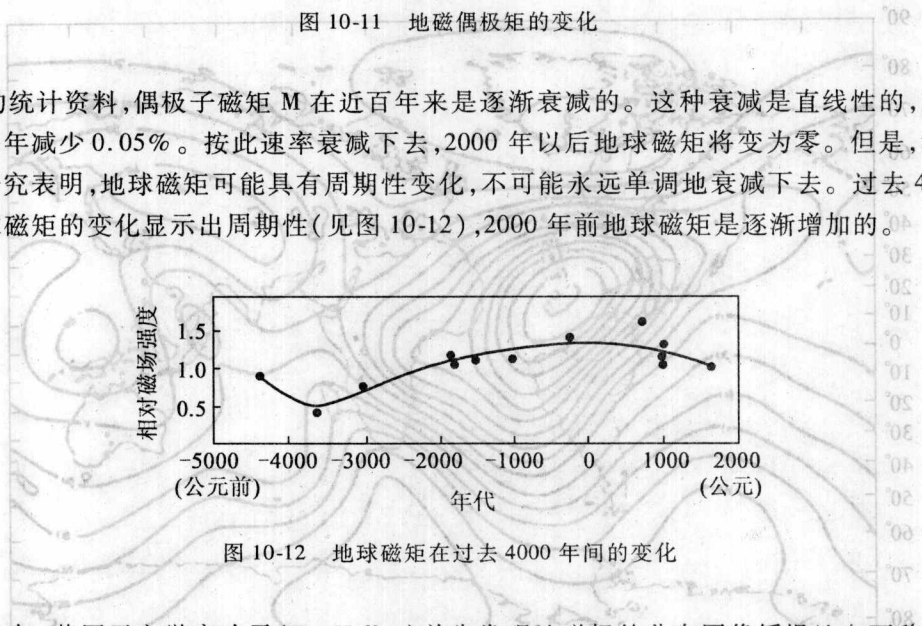


图 10-12 地球磁矩在过去 4000 年间的变化

1693 年,英国天文学家哈雷(E. Halley)首先发现地磁场的分布图像缓慢地向西移动。20 世纪,尤其是 50 年代以来,对地磁场西向漂移进行系统研究的结果表明,西向漂移主要是非偶极子磁场的特征,并且非偶极子磁场的西向漂移是相当复杂的地磁现象。首先,各个地区的非偶极子磁场的西向漂移速度不一,有的漂移较快,有的漂移较慢,有的甚至不漂移。例如非洲磁异常漂移最快,而北美洲磁异常基本不漂移。其次,不同年代非偶极子磁场的西向漂移速度也不一致。西向漂移速度约为每年 0.2° ,只是一种平均结果。为了解释西向漂移速度的分散性,日本行武毅等人把非偶极子磁场分为两类:一类称为漂移磁场,磁场强度不变,而具有稳定的西向漂移;另一类称为停滞磁场,磁场强度和位置都是稳定的。由于这两类磁场叠加的结果,才把某些地区的西向漂移的规律性掩盖了。关于非偶极子磁场的西向漂移问题目前也有争议,有些人对其真实性表示怀疑,原因不仅在于西向漂移速度的分散性,而且在于某些地区出现相反的东向漂移。

目前认为,非偶极子磁场的场源是由于地球的液态外核边界的湍流所产生的自激发电机