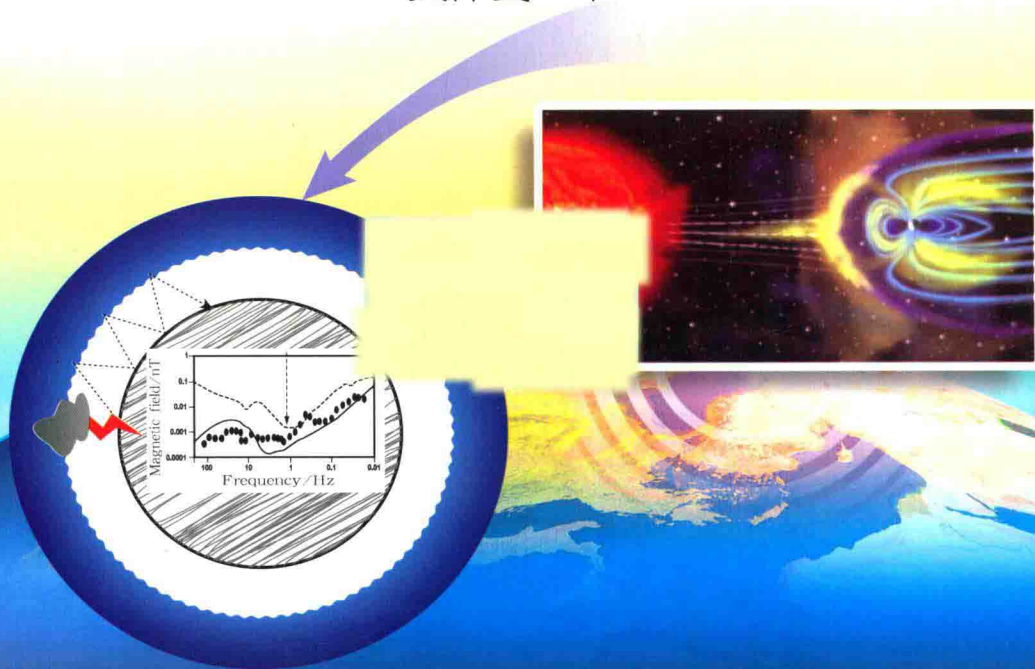


高等学校教材

普通物探教程

——重、磁、电勘探方法

沈金松 编
黄仲良 审



石油工业出版社
Petroleum Industry Press

高等学校教材

普通物探教程

——重、磁、电勘探方法

沈金松 编

黄仲良 审

石油工业出版社

内 容 提 要

本教程涵盖了重力勘探、磁法勘探和电法勘探三类地球物理勘探方法的理论基础、仪器基本原理、测量方法与技术、实测数据的处理解释与分析的基础知识,以实例分析的形式介绍了这三类地球物理勘探方法的实际应用。本教材侧重于重、磁、电勘探方法的基本原理和基础知识,并根据近年来的发展趋势,充实了一些新的内容。

本教程可作为石油类高等院校地球物理学专业、勘查技术与工程专业物探方向的重、磁、电勘探课程的教材,也可供从事重、磁、电勘探工作的有关工程技术和研究人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

普通物探教程——重、磁、电勘探方法/沈金松编.

北京:石油工业出版社,2014.9

(高等学校教材)

ISBN 978-7-5183-0286-4

I. 普…

II. 沈…

III. 地球物理勘探-高等学校-教材

IV. P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 148267 号

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址:<http://pip.cnpc.com.cn>

编辑部:(010)64523574 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

印 刷:北京晨旭印刷厂

2014 年 9 月第 1 版 2014 年 9 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本:1/16 印张:24

字数:613 千字

定价:45.00 元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

主审的话

目前国内油田都处在深化开发、通过扩边和寻找新区以扩大油气储量的阶段,因此,国内大油气田也逐渐启动了新一轮的高精度重、磁、电勘探工作。今后,各油田不仅有旧资料,而且还会不断增加新的重、磁、电勘探资料,需要未来从事油气勘探的新生力量学习和掌握新的处理、解释和应用技术与方法,这就是开设本课程的目的和必要性。

鉴于重、磁、电勘探与地震勘探方法的数学、物理基础存在某些差异性,若安排不顺,会给初学者的学习带来很多困难。因此,根据本人长期的教学实践,提出如下几点建议:

(1)本课程应安排在地震勘探原理、仪器及资料解释课程之后的第三学年的第二学期。学生对地震勘探有完整的了解之后,学习重、磁、电勘探方法会更便于理解;否则,在目前这么短的时间内学好三门勘探方法负担太重,部分学生可能会产生厌学情绪。

(2)本课程要求同学们主要掌握三种方法的原理和资料应用,公式推导只作一般了解,教学时不是重点,重点是使学生理解最终计算公式及各个符号的物理意义,据此测得或计算得到相应结果,并对其作出正确的地质解释。

(3)希望在教学过程中或方法学习结束后能有适当学时的教学实习过程,使学生对重、磁、电勘探方法和实际测量过程有一个全面的认识。对于任课教师,也希望开展一些相应的科研和生产实践,使某些讲课内容更接“地气”,以促进教学质量的提高。

谨此共勉!

黄仲良

2014年3月

前 言

地球物理勘探简称“物探”,包括重力、磁法、电法、地震、测井、放射性和地热等勘探方法。重力勘探、磁法勘探、电法勘探是地球物理勘探中的三个重要分支,广泛应用于矿产资源、能源、水文工程和环境调查等领域。近年来,由于现代物理学、工程数学、电子学及计算机科学的飞速发展,重力勘探、磁法勘探和电法勘探也相继发展了一系列新方法、新技术,重、磁、电勘探仪器也迅速向小型化、轻便化、数字化和自动化方向发展。为了适应石油类高等院校勘查技术与工程专业物探方向和地球物理学专业学生的教学需要,按照现行的教学计划和教学大纲,以及“十二五”高等学校规划教材的出版要求,笔者在多年教学改革实践的基础上编写了本教程。

本教程作为石油类高等院校地球物理学专业、勘查技术与工程专业物探方向的重、磁、电勘探课程的教材,授课参考学时约为96学时。全书依据重力勘探、磁法勘探和电法勘探共分为三篇十五章。

重力勘探篇包括四章:第一章主要介绍重力勘探的基础知识;第二章讲述重力测量基本原理和常用仪器的结构;第三章简单介绍重力测量野外工作方法、观测数据的整理、重力异常的计算方法和物理意义;第四章举例说明典型地质体重力异常的计算方法和异常特征,介绍重力异常的地质解释和重力勘探资料的初步应用。

磁法勘探篇包括五章:第五章主要介绍磁法勘探的基本概念和理论基础;第六章简单介绍岩石的磁性、剩余磁性和古地磁;第七章叙述磁法勘探常用测量仪器的结构和工作原理,以及磁法勘探的野外工作方法和数据整理;第八章主要介绍规则形体磁异常的计算分析和磁法勘探资料的初步应用;第九章主要介绍重磁勘探数据空间域和频谱域处理方法、资料地质解释和综合应用。

电法勘探篇包括六章:第十章主要阐述岩石的电磁性质和相关的描述参数;第十一章讨论稳定电流场和视电阻率法的基础理论、装置、响应特征和数据处理解释方法;第十二章简单介绍充电法、自然电场法和激发极化法的测量原理和初步应用;第十三章主要介绍大地电磁测深的基础理论、测量方法、数据处理与解释应用;第十四章简要介绍可控源海洋电磁法的基本原理、方法和初步应用;第十五章简单介绍探地雷达的测量原理、仪器结构、数据处理解释和不同领域的初步应用。

本教程由中国石油大学(北京)沈金松编写,中国石油大学(华东)黄仲良教授、刘展教授和中国石油天然气集团公司勘探开发研究院杨辉高级工程师提供了部分素材。教材尽管几经修改,由于编者水平所限,不完善之处敬请读者批评指正。

教材的编写和顺利出版是多方面持续支持和努力的结果。我们首先要感谢中国石油大学(北京)教务处及地球物理与信息工程学院的领导,他们对该教材的出版给予了大力的支持。在此,还要感谢中国石油大学(华东)的黄仲良教授和中国石油天然气集团公司勘探开发研究院杨辉高级工程师,他们对本教程做了精心的审查工作,并提出了许多宝贵意见。中国石油大学(北京)地球物理与信息工程学院教师马继涛博士、博士生马超、硕士生何家寅等在图件清绘和校对等方面给予了帮助。本教程在编写过程中,还得到了国土资源部北京航空物探遥感中心于长春教授的帮助,在此一并表示衷心感谢。

编 者

Email:shenjinsongcup@163.com

2014 年 3 月

目 录

第一篇 重力勘探

第一章 重力勘探基础	(1)
第一节 地球的重力场	(1)
第二节 岩矿石的密度	(6)
第三节 正常重力和重力异常	(8)
复习思考题一	(13)
第二章 重力测量仪	(14)
第一节 重力测量仪器概述	(14)
第二节 绝对重力测量仪器	(15)
第三节 地面相对重力测量仪器	(18)
第四节 海洋、航空及井中重力仪	(29)
复习思考题二	(32)
第三章 野外重力测量工作方法和资料整理	(34)
第一节 野外重力测量的工作流程	(34)
第二节 仪器的准备、重力基点网联测与测点观测	(36)
第三节 重力观测资料的整理	(38)
第四节 重力异常计算	(44)
第五节 均衡现象和均衡重力异常	(51)
第六节 重力异常的图形显示	(55)
复习思考题三	(56)
第四章 重力异常特征分析与正反演问题	(57)
第一节 重力勘探正反演问题的基本概念	(57)
第二节 重力勘探正演计算的基本关系	(58)
第三节 重力异常特征分析和反演问题	(71)
第四节 重力数据的地质解释和应用	(78)
复习思考题四	(84)

第二篇 磁法勘探

第五章 磁法勘探基础	(86)
第一节 物质的磁性	(86)
第二节 地球磁场的基本特征	(90)

第三节 地磁场的数学表示	(96)
第四节 地球磁场的变化	(100)
第五节 磁异常及其表示	(102)
复习思考题五	(105)
第六章 岩石的磁性、剩余磁性和古地磁简介	(106)
第一节 岩石和矿石的磁性特征	(106)
第二节 岩石的剩余磁性	(110)
第三节 古地磁场及应用简介	(112)
复习思考题六	(116)
第七章 磁法勘探仪器和测量方法	(118)
第一节 磁力测量仪概述	(118)
第二节 机械式磁力仪	(119)
第三节 电子式磁力仪	(121)
第四节 野外磁测工作方法	(129)
第五节 磁测数据的整理和图示	(131)
复习思考题七	(133)
第八章 磁性体磁场的计算和特征分析	(134)
第一节 磁法勘探的正反演问题	(134)
第二节 磁位的定义及其与磁场的关系	(134)
第三节 磁性体磁异常的计算	(137)
第四节 规则几何形体的磁场计算	(144)
第五节 磁异常数据的特征分析与综合应用	(155)
复习思考题八	(166)
第九章 重磁勘探数据处理解释方法和综合应用	(168)
第一节 重磁异常数据的预处理	(168)
第二节 重磁异常数据的导数计算	(171)
第三节 重磁异常数据的解析延拓	(175)
第四节 重磁异常数据的区域校正	(183)
第五节 空间域磁异常数据的数值规律分析和相互转换理论	(185)
第六节 重磁异常数据处理的频谱分析法	(187)
第七节 重磁资料的地质解释和综合应用	(197)
复习思考题九	(201)

第三篇 电法勘探

第十章 岩石的电磁性质	(203)
第一节 岩石的导电性	(203)
第二节 岩石的介电性	(212)
第三节 岩石的导磁性	(213)

第四节 岩矿石的自然极化	(214)
第五节 岩矿石的激发极化性	(216)
复习思考题十	(223)
第十一章 稳定电流场和视电阻率法	(224)
第一节 大地中的稳定电流场和视电阻率定义	(224)
第二节 电阻率剖面法及应用	(232)
第三节 电阻率测深法及应用	(242)
第四节 水平地层纵向电导、横向电阻和测深曲线的等值现象	(253)
复习思考题十一	(256)
第十二章 充电法、自然电场法和激发极化法	(258)
第一节 充电法	(258)
第二节 自然电场法	(266)
第三节 激发极化法	(274)
复习思考题十二	(281)
第十三章 大地电磁测深法	(282)
第一节 大地电磁场概述	(282)
第二节 均匀介质中的大地电磁场	(288)
第三节 层状介质中的大地电磁场及波阻抗关系	(292)
第四节 多层大地电磁测深曲线及替代层概念	(301)
第五节 大地电磁测深法的实际应用	(308)
复习思考题十三	(315)
第十四章 可控源海洋电磁勘探方法	(316)
第一节 可控源海洋电磁勘探方法原理	(316)
第二节 可控源海洋电磁勘探测量设备	(321)
第三节 可控源海洋电磁勘探数据处理方法	(325)
第四节 可控源海洋电磁勘探应用实例	(331)
复习思考题十四	(336)
第十五章 探地雷达	(337)
第一节 探地雷达简介	(337)
第二节 探地雷达原理	(339)
第三节 探地雷达数据处理和解释	(344)
第四节 探地雷达应用实例	(351)
复习思考题十五	(353)
参考文献	(354)
附录 综合地球物理资料在油气勘探中的应用实例	(359)
实例一 浅气藏勘探	(359)
实例二 火山岩油气藏的预测和评价	(369)

第一篇 重力勘探

本篇包括四章,第一章主要介绍重力勘探的基础知识;第二章讲述重力测量基本原理和常用仪器的结构;第三章简单介绍重力测量野外工作方法、观测数据的整理、重力异常的计算方法和物理意义;第四章举例说明典型地质体重力异常的计算方法和异常特征,介绍重力异常的地质解释和重力勘探资料的初步应用。

第一章 重力勘探基础

重力勘探是测量与围岩有密度差异的地质体在其周围引起的重力异常,以确定这些地质体存在的空间位置、大小和形状,从而对工作地区的地质构造和矿产分布状况作出判断的一种地球物理勘探方法。在油气勘探中,重力勘探主要用于普查;在深部地质结构研究中,重力勘探资料还经常用于约束地震解释结果。重力勘探是一种天然源勘探方法,成本相对较低,其主要研究对象是重力场在空间的分布,特别是由地质构造及矿产资源的密度(质量)分布不均匀引起的重力变化,即重力异常。重力勘探解决地质问题所依据的基本要素并非某个点的重力场值,而是重力场的空间分布。与所有其他地球物理勘探方法一样,其基础是物理定律,重力勘探的基础就是牛顿万有引力定律。重力勘探定义中所提到的重力异常是相对于正常重力场而言的。那么,在具体分析重力异常之前,必须了解地球的正常重力场具有什么样的特征,重力场与其场源有何种关系,如何由观测到的重力场求取它的场源参数,这些问题均是重力勘探的基础。因此,本章主要介绍重力勘探中的基础知识,包括重力和重力加速度、正常重力和重力异常、引起重力场和重力异常的场源,即岩矿石的密度与密度差等重力勘探中的基本概念。

第一节 地球的重力场

地球是一个南北方向稍扁的旋转椭球体,在地球内部、地球表面和地球附近空间的物体都会受到多种力的作用,包括地球和其他天体的引力、地球自转产生的惯性离心力等。人们熟知在地球表面及附近空间的一切物体都有重量,这是物体受重力作用的结果。具有一定质量的物体受重力的作用表现出一定的重量,但重量与质量是相互联系又有区别的。物体所受的重力是除该物体之外的地球质量及其他天体质量对该物体产生的引力,以及该物体随着地球自转而引起的惯性离心力的合力。

一、重力的定义和计算关系

如图 1-1 所示,设地球表面有一物体 A,地球质量对它产生的引力为 F ,方向大致指向地心。太阳、月亮等天体质量对它产生的引力很微小,假设可忽略不计。若物体 A 随地球自转而引起的惯性离心力为 C ,它的方向与地球自转轴 NS 垂直且向外,则引力与惯性离心力的合

力 G 就是重力。它的方向随在地表位置的不同而发生变化,但大致都指向地心。在地面上物体 A 受重力作用的方向,即为该处的(铅)垂线方向。上述几个力可表示为

$$G = F + C \tag{1-1}$$

取直角坐标系,原点选在地心, Z 轴与地球的自转轴重合, X 和 Y 轴在赤道平面内(图 1-2)。根据牛顿万有引力定律,若以源点到场点的矢径方向为正,地球质量对其外部任一点 $A(x,y,z)$ 处的单位质量所产生的引力 F 为

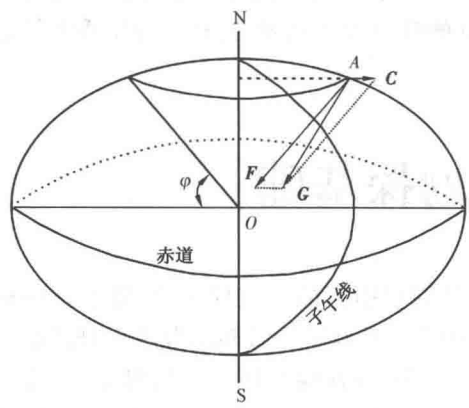


图 1-1 重力

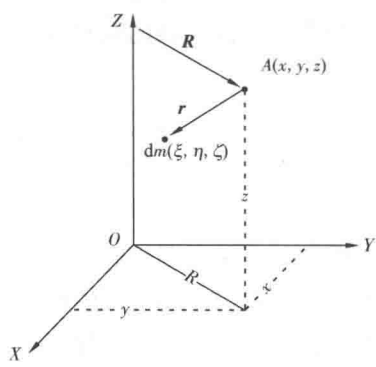


图 1-2 计算重力的坐标系

$$F = - G \int_M \frac{dm}{r^3} r \tag{1-2}$$

$$r^2 = (x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2 \tag{1-3}$$

式中,负号表示引力沿矢径的反方向; G 为万有引力常数,根据实验测定,其值为 $6.667 \times 10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$; dm 为地球内部坐标为 (ξ, η, ζ) 的质量元; r 为 A 点到 dm 的距离; r 为 A 点到 dm 方向的单位矢量。

计算地球的重力时,式(1-2)的积分应遍及地球的所有质量 M 。实际上,式(1-2)中的万有引力常数 G 目前还不能由天文观测数据确定,通常通过实验计算得到,不同的应用领域所取值不同。普遍采用的 G 值为 $6.667 \times 10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$,而 1973 年科学协会国际委员会(ICSU)推荐的 G 值是 $6.72 \times 10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$ 。

随地球自转而引起的单位质量的惯性离心力 C 为

$$C = \omega^2 R \tag{1-4}$$

式中, ω 为地球自转角速度; R 为自转轴到 A 点的矢径,其大小为 $R = (x^2 + y^2)^{1/2}$,方向由自转轴过 A 点向外。

为便于计算,需把引力和惯性离心力改写为沿 X 、 Y 、 Z 三个坐标轴方向的分量。由图 1-2 知道,引力 F 与 X 、 Y 、 Z 三个坐标轴夹角的方向余弦分别为

$$\cos(F, X) = \frac{x - \xi}{r}, \cos(F, Y) = \frac{y - \eta}{r}, \cos(F, Z) = \frac{z - \zeta}{r} \tag{1-5}$$

惯性离心力 C 的方向余弦为

$$\cos(\mathbf{C}, X) = \frac{x}{r}, \cos(\mathbf{C}, Y) = \frac{y}{r}, \cos(\mathbf{C}, Z) = 0 \quad (1-6)$$

则引力和惯性离心力在 X, Y, Z 三个坐标轴方向的分量分别为

$$\begin{cases} F_x = \mathbf{F} \cdot \cos(\mathbf{F}, X) = -G \int_M \frac{x - \xi}{r^3} dm \\ F_y = \mathbf{F} \cdot \cos(\mathbf{F}, Y) = -G \int_M \frac{y - \eta}{r^3} dm \\ F_z = \mathbf{F} \cdot \cos(\mathbf{F}, Z) = -G \int_M \frac{z - \zeta}{r^3} dm \end{cases} \quad (1-7)$$

$$\begin{cases} C_x = \mathbf{C} \cdot \cos(\mathbf{C}, X) = \omega^2 x \\ C_y = \mathbf{C} \cdot \cos(\mathbf{C}, Y) = \omega^2 y \\ C_z = \mathbf{C} \cdot \cos(\mathbf{C}, Z) = 0 \end{cases} \quad (1-8)$$

由式(1-2)便得到重力 $\mathbf{G}$ 在 X, Y, Z 三个坐标轴方向的分量为

$$\begin{cases} G_x = -G \int_M \frac{x - \xi}{r^3} dm + \omega^2 x \\ G_y = -G \int_M \frac{y - \eta}{r^3} dm + \omega^2 y \\ G_z = -G \int_M \frac{z - \zeta}{r^3} dm \end{cases} \quad (1-9)$$

因此,重力 $\mathbf{G}$ 的大小为 $(G_x^2 + G_y^2 + G_z^2)^{1/2}$, 其方向与过该点的水平面内法线方向一致,即一般所说的铅垂线方向。若取地球为质量 $M = 5.976 \times 10^{24} \text{ kg}$ 、半径 $R = 6371 \text{ km}$ 的正球体,可以估算其引力值约为 9.8 m/s^2 。在赤道上,惯性离心力最大约为 0.0339 m/s^2 ,惯性离心力最大值约为引力的 $1/300$ 。所以,地球质量的引力是重力的主要部分。

二、重力场和重力加速度

(一) 重力场

空间中任一质点都受到重力的作用,地球的重力场是地球周围空间任何一点存在的一种重力作用或重力效应,或为地球表面或其附近一点处单位质量所受的重力,数值上等于重力加速度。重力场是空间中的一种力场,分布于地球表面及其附近的空间。重力场不是重力或其效应存在的区域或空间,对它的测试应当是在重力场所在的区域或场域中进行,而不是在重力场中进行。前人对重力场的认识,可以归纳为下列几点:

- (1) 重力场是空间一个区域内的矢量场;
- (2) 重力场是空间坐标 (x, y, z) 的函数;
- (3) 重力场作用于空间中任何点处;
- (4) 重力测量是测量重力场的变化;
- (5) 重力场是一种位场,由重力位确定和导出。

(二) 重力加速度

物体受到重力作用的大小还与其本身的质量有关。单位质量的物体在重力场存在的区域中所受的重力称为重力场强度。当物体只受到重力的作用而不受其他力的作用时,会自由下落,物体自由下落的加速度称为重力加速度。它与重力之间的关系为

$$\mathbf{G} = m\mathbf{g} \quad (1-10)$$

式中, m 是物体的质量; $\mathbf{g}$ 是重力加速度。

若令式(1-10)中的 m 为 1, 则 $\mathbf{G} = \mathbf{g}$; 或者以 m 除该式两端, 则得

$$\mathbf{g} = \frac{\mathbf{G}}{m} \quad (1-11)$$

由此可知, 重力加速度在数值上等于单位质量所受的重力, 其方向也与重力相同。由于重力 $\mathbf{G}$ 与试探质量 m 有关, 难以客观反映重力的变化, 在重力测量学及重力勘探中, 总是研究重力场强度或重力加速度 $\mathbf{g}$ 。因而, 以后若不特别注明, 所提到的重力概念都是指重力加速度或重力场强度。

在法定计量单位制中, 重力的单位是牛顿, 用 N 表示, 重力加速度的单位是 m/s^2 。规定 10^{-6}m/s^2 为国际通用重力单位 (gravity unit), 简称为“g. u.”, 即 $1\text{m/s}^2 = 10^6\text{g. u.}$ 。

为纪念第一位测定重力加速度的物理学家伽利略, 重力加速度的 CGS 单位 (Centimeter - Gram - Second 单位制) 称为“伽”, 用“Gal”表示, 即 $1\text{cm/s}^2 = 1\text{Gal}$ (伽), 1mGal (毫伽) $= 10^{-3}\text{Gal}$, 并有换算关系: $1\text{Gal} = 10^4\text{g. u.} = 10^{-2}\text{m/s}^2$, $1\text{mGal} = 10\text{g. u.} = 10^{-5}\text{m/s}^2$, $1\mu\text{Gal} = 10^{-2}\text{g. u.} = 10^{-8}\text{m/s}^2$ 。在美国等一些国家, 最常用的单位还是 mGal 。

三、重力位、重力变化和地球的形状

(一) 引力位、离心力位和重力位

1. 引力位

由上文的分析知道, 地球内部或周围空间的重力由地球及其他天体的引力和地球自转引起的惯性离心力组成。因此, 讨论重力位可通过讨论引力位和离心力位来实现。引力场是保守力场, 可以引入标量位函数 V , 使

$$\mathbf{F} = \nabla V \quad (1-12)$$

对于质量为 m 的质点所产生的引力场, 其引力位可定义为: 将单位质量的质点从无穷远处移至某点 P 所做的功, 即

$$V = \int_{-\infty}^{r_P} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{l} = G \int_{-\infty}^{r_P} \frac{m}{r^3} \mathbf{r} \cdot d\mathbf{l} \quad (1-13)$$

由于矢径 $\mathbf{r}$ 方向与移动质点的位移 $d\mathbf{l}$ 方向相反, 式(1-13)的积分变为

$$V = G \int_{\infty}^{r_P} \frac{m}{r^3} \mathbf{r} \cdot d\mathbf{l} = -G \int_{\infty}^{r_P} \frac{m}{r^2} dr = G \frac{m}{r_P} \quad (1-14)$$

对于密度非均匀分布的物体,在某点 P 的引力位应为

$$V = G \iiint_V \frac{dm}{r} = G \iiint_V \frac{\sigma dV}{r} = G \iiint_V \frac{\sigma d\xi d\eta d\zeta}{r} \quad (1-15)$$

式中, σ 为密度; r 为场源点 dm 到计算场点的距离; (ξ, η, ζ) 为 dm 的位置。

2. 离心力位

离心力位定义为

$$U = \int_0^R C \cdot dr = \int_0^R \omega^2 r \cdot dr = \frac{1}{2} \omega^2 R^2 = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1-16)$$

式中, R 为场点到地球垂直轴的距离, m ; ω 为地球自转角速度, rad 。

3. 重力位

它是引力位和离心力位之和,即

$$W = V + U = G \iiint_V \frac{\sigma d\xi d\eta d\zeta}{r} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1-17)$$

若重力位在空间为一个常数,即 $W(x, y, z) = C$ (常数), 方程(1-17)表示了一个曲面;当常数 C 取不同值时,表示一系列曲面,称为重力等位面。若某一个重力等位面与平静的海平面一致,则称该重力等位面为大地水准面。很明显,重力等位面上各点的重力方向与等位面垂直。

(二) 重力变化和地球的形状

1. 重力变化

三百年前,法国学者里歇发现地面上不同位置的重力加速度是变化的。此后的重力测量学的发展也主要是围绕测量重力的变化开展的。后来,人们利用这种变化来研究地球的形状及内部结构。实际上,重力的变化包括随不同测点位置的空间变化以及同一测点重力随时间的变化。重力的这种空间变化源自地球形状和地下介质密度分布的变化。地球是一个近似于两极压缩的扁椭球体,地表面又是起伏不平的。地面起伏引起的重力变化约为 $6 \times 10^4 g \cdot u$ ($6000mGal$);地球绕一定的轴旋转引起的重力变化约 $3.4 \times 10^4 g \cdot u$ ($3400mGal$);地下物质密度分布不均匀引起的重力变化约几千 $g \cdot u$ (几百 $mGal$)。

重力勘探方法正是利用地下物质密度分布不均匀这一因素引起的重力变化,研究地质构造和寻找有用矿产的。重力在时间上的变化主要表现为太阳、月亮等天体引力引起的重力变化,它表现出一定的周期性,也称为潮汐变化,其大小可达 $3g \cdot u$ 。

地球形状的变化和地下物质运动等引起的重力变化表现为非周期的,也称非潮汐变化,其变化大小一般不超过 $1g \cdot u$ 。由于重力在时间上的变化要比在空间上的变化小很多,而且需要很高的测量精度才能发现,因此研究起来很困难。1968年美国制成测量灵敏度达到 $0.1g \cdot u$ 的超导重力仪后,重力学才从静力学阶段向动力学阶段过渡,地球重力场的研究开始从三维空间向四维空间过渡。因此,不仅可以利用不同地点重力的变化来研究地质构造,还可以利用相同地点不同时间的重力变化来研究地质构造的运动。

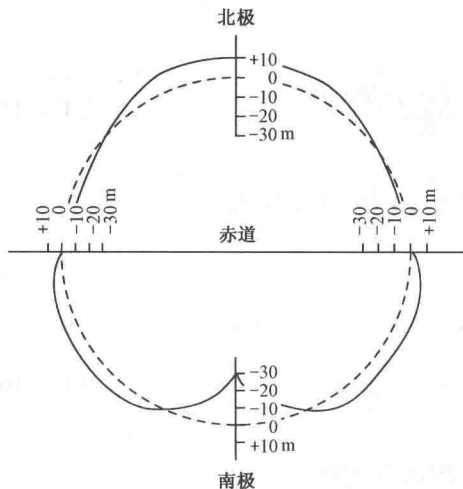


图 1-3 地球形状和大地水准面示意图

2. 地球的形状

地球的自然表面十分复杂,人们将平均海水面顺势延伸到陆地以下所构成的封闭曲面视为地球的基本形状,并称之为大地水准面。大地水准面形状的一级近似可视为半径等于地球平均半径(6376km)的球面;二级近似是一个旋转椭球面,赤道半径比两极半径略长;三级近似是梨形体面,与椭球面相比,在北极高出十余米,而在南极凹进二十余米,南北两半球也不对称,如图 1-3 所示。需要注意,为了醒目,图中南北两极凹进和高出的距离有较大的夸张。实际上,地球的形状比梨形体面复杂得多。在大地测量中,把与大地水准面拟合最佳的椭球面称为参考椭球面。

第二节 岩矿石的密度

重力勘探所研究的重力异常是由地下岩石密度分布不均匀引起的。因此,地壳内不同地质体之间存在的密度差异是进行重力勘探的前提,岩矿石的密度资料是对重力观测资料进行校正和对重力异常作出合理解释的重要参数。岩石密度是指岩石在地下自然蕴藏条件下单位体积的质量。根据岩石物理和地球物理测井的测量结果知道,不同的岩石,其密度表现出较大差异;同种岩石,在不同的地质条件下也会有不同的密度。

一、岩矿石密度概述

根据长期研究的结果,认为决定岩矿石密度的主要因素为:组成岩石的各种矿物成分及其含量、岩石孔隙度大小及孔隙中充填物的成分、岩石所承受的压力等。

(一) 火成岩的密度

火成岩的密度主要取决于矿物成分及其含量。通常这类岩石的孔隙度很小(1%~2%),对密度的影响极小。在火成岩中,由酸性→中性→基性→超基性岩变化,随着密度大的铁镁暗色矿物含量的增多,密度逐渐增大。此外,成岩过程中的冷凝、结晶分异作用也会造成不同岩相带的密度差异;不同成岩环境(如侵入与喷发)也会造成同一岩类的密度有较大差异。

(二) 沉积岩的密度

沉积岩一般具有较大的孔隙度,如石灰岩、页岩、砂岩等,孔隙度最高可达 30%~40%。因此,这类岩石密度值主要取决于孔隙度大小。干燥的岩石随孔隙度减小密度值呈线性增大。孔隙中如有充填物,则充填物的成分(如水、油、气等)及其充填孔隙占总孔隙的比例也明显地影响着密度值。此外,随着成岩时代的久远及埋深的加大,上覆岩层对下伏岩层的压力加大,压实作用也会使密度值变大。

(三) 变质岩的密度

对这类岩石来说,其密度与矿物成分、矿物含量、孔隙度及孔隙中填充介质均有关,这主要

由变质的性质和变质程度决定。通常区域变质作用使变质岩比原岩密度值加大,如变质程度较深的片麻岩、麻粒岩等要比变质程度较浅的千枚岩、片岩等密度值大些。经过变质的沉积岩,如大理岩、板岩和石英岩比其原岩石灰岩、页岩和砂岩更致密些;而如果受动力变质作用,则会因原岩结构遭受破坏,矿物被压碎而使密度值下降,但若同时使原岩硅化、碳酸盐化以及重结晶等,又会使密度值比原岩增大。由于变质作用的复杂性,所以这类岩石的密度变化显得很不稳定,要具体情况具体分析。

对于各类固体矿产来说,矿体的密度主要由其成分和含量决定。表 1-1 列出了常见岩矿石的密度值。

表 1-1 常见岩矿石密度值表

名称	密度 g/cm ³	名称	密度 g/cm ³	名称	密度 g/cm ³
纯橄榄岩	2.5~3.3	大理岩	2.6~2.9	钛铁矿	4.5~5.0
橄榄岩	2.6~3.6	白云岩	2.4~2.9	磁黄铁矿	4.3~4.8
玄武岩	2.6~3.3	石灰岩	2.3~3.0	铬铁矿	3.2~4.4
辉长岩	2.7~3.4	页岩	2.1~2.8	黄铜矿	4.1~4.3
安山岩	2.5~2.8	砂岩	1.8~2.8	重晶石	4.4~4.7
辉绿岩	2.9~3.2	白垩	1.8~2.6	刚玉	3.9~4.0
玢岩	2.6~2.9	干砂	1.4~1.7	盐岩	3.1~3.2
花岗岩	2.4~3.1	黏土	1.5~2.2	硬石膏	2.7~3.0
石英岩	2.6~2.9	表土	1.1~2.0	石膏	2.2~2.4
流纹岩	2.3~2.7	锰矿	3.4~6.0	铝矾土	2.4~2.5
片麻岩	2.4~2.9	钨酸钙矿	5.9~6.2	钾盐	1.9~2.0
云母片岩	2.5~3.0	赤铁矿	4.5~5.2	煤	1.2~1.7
千枚岩	2.7~2.8	磁铁矿	4.8~5.2	褐煤	1.1~1.3
蛇纹岩	2.6~3.2	黄铁矿	4.9~5.2		

(四) 油气层的密度

油气层的密度是指储油气岩层中岩石和流体的平均密度,岩石的密度与其组成矿物的种类和孔隙度关系密切。由于油气层孔隙度的变化范围较大,孔隙中充填的固相、液相和气相的密度差别相当大,储油气层的密度变化较大。通常,石油和天然气的密度小于水的密度,所以,含油气层比储层其余部分的密度低。一般含气地层的密度变化范围为 0.1~0.25g/cm³ 甚至更大,而含油地层的密度变化范围则为 0.1~0.15g/cm³ 左右。

二、岩石密度的变化规律和影响因素

从宏观看,地球内部地壳、地幔和地核三个层的密度存在差异。地壳主要由长石、石英和一些含结晶水的矿物(如角闪石、黑云母等)组成,其平均密度为 2.67g/cm³ 左右。地壳内部的上地壳和下地壳存在密度差异。上地壳的平均密度为 2.7g/cm³,主要由富含硅铝的花岗岩类构成;而下地壳的平均密度为 2.9g/cm³,主要由富含硅镁的玄武岩类组成,两者的密度差约为 0.2g/cm³。

地幔各处的密度相对较大,一般均大于 3.3g/cm^3 ,且随深度加大而增大。地幔内部的上地幔和下地幔存在密度差异。上地幔的平均密度为 3.5g/cm^3 ,主要由辉长岩—玄武岩—苦橄岩类组成;而下地幔的平均密度为 5.1g/cm^3 ,主要由铁镍等金属氧化物构成。

地核的成分主要是铁、镍或铁镍合金,又称铁镍核。外核的平均密度在 $9.9 \sim 12.17\text{g/cm}^3$,内核的密度在 $12.76 \sim 13.09\text{g/cm}^3$ 。

除岩层界面上由于岩性变化引起密度跃变外,岩石物性还随垂向深度渐变。尤其在中生代—新生代砂泥岩地层中这一规律比较明显。压实最明显的是泥质岩石,其次是粉砂质岩石;具有刚性的砂质岩压实对孔隙度影响程度最小,所以常成为储层。根据不完全统计,不同岩石的孔隙度随深度变化具有如下趋势:

深度变化点:	0m	8m	10m	1200m	6000m
黏土(泥岩):	66%	40%	20%	21%	7% ~ 8%
砂岩和粉砂岩:	56%	40%	20%	21%	10% 以内

快速沉降和泥岩占优势的地层,压实时其中的有效渗透通道减少,体积水排出难,孔隙压力大。在这种高压区,当地层下降到 $5 \sim 6\text{km}$ 时,碎屑岩的密度也不超过 $2.3 \sim 2.5\text{g/cm}^3$,孔隙度可达 $10\% \sim 20\%$ 。碳酸盐岩和火成岩物性随深度变化缓慢。

大量测定研究结果认为,决定岩石密度大小的主要因素有岩石的矿物成分及含量、岩石的孔隙度与孔隙中流体含量及性质、岩石的埋藏深度。对于某种岩石而言,这三类因素的作用存在差异。通常,在含油气储层中,主要是前两类因素占主导地位。

第三节 正常重力和重力异常

一、正常重力

当已知地球的形状及其内部物质密度分布时,理论上,可以求出地面上任一点的重力位。然而,地球表面的形状十分复杂,而地球内部的密度分布也并不清楚,因此,到目前为止,仍难以准确求取地球表面任意点的重力场,现有的结果大多是通过实际测量或模型的近似计算得到的。为近似计算地球表面的重力场,引入一个与大地水准面十分接近的正常椭球体来代替实际地球。假定正常椭球体的表面是光滑的,内部的密度分布是均匀的,或者成层分布且各层的密度是均匀的,各层界面都是共焦点的旋转椭球面,这样这个椭球面表面上各点的重力位便可根据其形状、大小、密度、自转的角速度及各点所在位置等计算出来。在这种条件下得到的重力位就称为正常重力位,由此求得的重力值称为正常重力值。图 1-4 给出了假想地球为球体时的正常重力场方向和大致分布示意图。

确定正常重力位的方法很多,目前主要采用以下两种方法。

(1) Laplacian 方法,即将地球的引力位按球谐函数展开,取偶阶球谐函数的前几项之和,再加上惯性离心力位而得到。这时的正常椭球面是一个旋转的扁球体。

(2) 斯托克斯方法,即根据地球总质量 M 、地球旋转角速度 ω 、地球椭球的长半轴 a 和地球扁率 α 确定椭球面上及其外部任意一点的重力位。这时假设正常椭球面是一个严格的旋转椭球面。