



高等院校石油天然气类规划教材

重磁勘探

袁炳强 张春灌 © 编著

石油工业出版社
Petroleum Industry Press

高等院校石油天然气类规划教材

重磁勘探

袁炳强 张春灌 编著



石油工业出版社

内 容 提 要

本书分重力勘探和磁法勘探两篇,系统介绍了重力勘探和磁法勘探的基本原理、仪器、野外工作方法与资料整理、岩(矿)石密度与磁性特征及测定、异常的正演与反演、异常的数据处理、异常的解释及应用等。

本书可作为石油高校资源勘查工程、勘查技术与工程专业本科生的教材,也可供相关院校学生及地球物理工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

重磁勘探/袁炳强,张春灌编著.

北京:石油工业出版社,2015.8

(高等院校石油天然气类规划教材)

ISBN 978-7-5183-0795-1

I. 重…

II. ①袁…②张…

III. 重磁勘探-高等学校-教材

IV. P631

中国版本图书馆 CIP 数据字(2015)第 156445 号

出版发行:石油工业出版社

(北京朝阳区安华里 2 区 1 号楼 100011)

网 址:www. petropub. com

编辑部:(010)64523579 图书营销中心:(010)64523633

经 销:全国新华书店

排 版:北京苏冀博达科技有限公司

印 刷:北京中石油彩色印刷有限责任公司

2015 年 8 月第 1 版 2015 年 8 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本:1/16 印张:20.25

字数:516 千字

定价:40.00 元

(如出现印装质量问题,我社图书营销中心负责调换)

版权所有,翻印必究

前 言

本书主要是针对资源勘查工程、勘查技术与工程专业本科教学需要而编写的教材。在编写过程中,笔者在参考以往重力勘探、磁法勘探类多部教材的基础上,推陈出新,既注重基本原理的阐述和实际应用,也注重石油高校的特点和知识体系的系统性及完整性,同时跟踪学科前沿,力求内容新颖、文字精练。具体来说,全书各部分突出了以下几点。

一、重力勘探部分:

- (1)加强了对地球内部结构、重力场以及重力异常反演概念的介绍;
- (2)突出了对重力测量野外工作方法技术的介绍;
- (3)突出了重力异常向上延拓基本原理的论述;
- (4)突出了重力勘探所能解决的地质问题及重力异常地质解释时应注意的问题的介绍。

二、磁力勘探部分:

- (1)加强了对磁力测量野外工作方法技术的介绍;
- (2)磁异常的处理与转换中增加了不同纬度化磁极、磁源重力异常换算等方法的介绍;
- (3)磁异常反演中突出了磁性层层面埋深反演方法的论述;
- (4)磁测资料解释中突出了石油及天然气勘查方面应用实例的介绍。

本书授课参考学时为 64 学时。

本书由西安石油大学袁炳强、张春灌共同编写,具体分工如下:绪论、第一篇由袁炳强编写,第二篇由张春灌编写,最后由袁炳强统编定稿。教材编写过程中得到中国地质大学(北京)安玉林教授的热心指导。研究生张波、安少乐、马杰、强洋洋、孙建英、许文强、马小雷、李光祥等参加了部分文字录入、校对及部分插图清绘工作。在此,向对本书编写和出版给予支持和帮助的所有人员及机构表示衷心的感谢!

由于编者水平所限,书中缺点和错误之处在所难免,敬请读者批评指正。

编著者

2015 年 4 月

目 录

绪 论	1
-----	---

第一篇 重力勘探

第一章 地球重力场	4
第一节 地球的形状及其内部结构	4
第二节 重力和重力加速度	6
第三节 重力场	8
第四节 重力位及其偏导数	13
第五节 重力位二阶导数与重力等位面的关系	17
第六节 正常重力公式及重力异常	20
习题	24
第二章 重力仪	25
第一节 重力仪概述	25
第二节 绝对重力仪	26
第三节 相对重力仪	28
第四节 海洋重力仪、航空重力仪及井中重力仪	35
习题	39
第三章 重力测量野外工作方法和技术	41
第一节 重力测量的地质任务与技术设计	41
第二节 仪器的检查与标定	44
第三节 重力基点、测点与检查点	46
第四节 重力野外资料的整理	47
第五节 各项改正误差的来源及其对异常形态的影响	58
习题	60
第四章 岩(矿)石密度测定	62
第一节 决定岩(矿)石密度的主要因素	62
第二节 岩(矿)石标本密度的测定	65
第三节 地层平均密度的确定	68
习题	72

第五章 重力异常正、反问题的解法	74
第一节 简单规则几何模型体正、反问题的解法.....	74
第二节 不规则复杂形体重力异常的正演计算	93
第三节 重力异常的反演	99
习题.....	113
第六章 重力异常的数据处理	115
第一节 重力异常的复杂性.....	115
第二节 异常数据的圆滑.....	119
第三节 重力异常的解析延拓.....	124
第四节 重力高阶导数的换算.....	136
第五节 趋势分析法.....	144
第六节 频率域滤波法.....	147
习题.....	152
第七章 重力异常的地质解释及重力资料的应用	153
第一节 地质解释应注意的问题.....	153
第二节 异常的识别.....	154
第三节 地壳深部结构构造研究.....	156
第四节 区域地质研究.....	159
第五节 石油及天然气勘探.....	172
第六节 金属矿勘探.....	173
第七节 盐矿勘探.....	175
第八节 水文地质调查及工程勘察.....	179
习题.....	182

第二篇 磁法勘探

第一章 地球的磁场	184
第一节 地磁场的构成.....	184
第二节 地磁要素及其分布特征.....	186
第三节 地磁场的解析表示.....	191
第四节 变化磁场.....	195
习题.....	198
第二章 岩(矿)石的磁性	199
第一节 物质的磁性.....	199
第二节 岩(矿)石的磁性.....	202
第三节 岩(矿)石的剩余磁性.....	207
习题.....	210

第三章 磁力仪	211
第一节 概述	211
第二节 机械式磁力仪	212
第三节 电子式磁力仪	214
习题	219
第四章 野外工作方法及资料整理	220
第一节 地面磁测	220
第二节 其他磁测方法	226
第三节 磁性参数的测定和统计	230
习题	236
第五章 磁性体的磁场	237
第一节 基本计算公式	237
第二节 简单条件下规则形体的磁场	241
第三节 磁性界面与磁性层的磁场	255
习题	259
第六章 磁异常的处理与转换	260
第一节 分量转换	260
第二节 化磁极	264
第三节 磁源重力异常换算	268
第四节 重磁异常的对应分析	269
习题	271
第七章 磁异常的反演	272
第一节 简单规则形体磁异常的反演方法	272
第二节 磁性层层面埋深反演	277
第三节 其他反演方法	279
习题	282
第八章 资料解释及应用实例	283
第一节 区域及深部结构研究	283
第二节 石油及天然气勘查	292
第三节 固体矿产勘查	300
第四节 其他方面	306
习题	310
参考文献	311
附录 高斯(CGSM)制和国际(SI)制中磁法勘探常用物理量单位对照表	316

绪 论

地球重力与地球磁场磁力与人类生活、生存息息相关,伴随人类文明活动的进程,人们从未停止过对它们的观察、研究和利用。作为应用地球物理学的两个重要分支,重力勘探和磁法勘探通过测量地质体的重力场和磁力场来研究其密度、磁性差异,进而达到研究地质构造与资源勘查等的目的。

人类对于重力现象的研究有记录的历史可以追溯到公元前古希腊的伟大学者亚里士多德(Aristotel,公元前 384—公元前 322 年)的早期描述:运动物体的下落时间与其重量成比例。他的这个看法直到 16 世纪才被意大利物理学家伽利略(G. Galileo, 1564—1642)所否定。大约在 1589 年,伽利略利用轻的和重的物体从比萨(Pisa)斜塔的降落来确定重量对物体降落速度的影响。他从大量的实验中总结出:物体坠落的路径长度与它经历的时间的平方成正比,而与物体自身的重量无关。同时,他用自己发现的自由落体定律测定了重力加速度大约为 980cm/s^2 。这是人类第一次对重力现象有了科学的认识。

最先知道摆具有一定摆动周期的人是伽利略。随后,荷兰物理学家惠更斯(C. Huygens, 1629—1695)确定了摆的摆动周期 T 与摆长 l 及重力加速度 g 之间的关系为

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{l}{g}}$$

并据此在 1655 年制造了钟。

法国天文学家里歇(J. Richer, 1630—1690)在 1672 年利用摆钟从巴黎到南美进行天文观测时发现重力加速度在世界各地并非恒值。这一消息被牛顿(I. Newton, 1642—1727)和惠更斯得知后,两人不谋而合地指出:这种现象与他们认为地球是旋转的扁球体的推论相符。这在理论上阐明了地球重力场变化的基本规律,使人类对重力现象实质的认识上升到一个新的高度,同时也为至今用重力测量研究地球形状奠定了基础。

开普勒(J. Kepler, 1571—1630)提出了行星运动定律,他的研究为牛顿能够发现万有引力定律打下了基础。牛顿在 1685—1687 年提出了万有引力定律,这一定律是重力测量及重力勘探最重要的基本定律。1735—1745 年,法国科学院在 Lapland 和 Peru 的考察,使布格(P. Bouguer, 1698—1758)能够建立许多基本的引力关系,包括重力随高度和纬度的变化规律,并计算出水平引力及地球的密度等。

重力勘探大约起始于 20 世纪初。匈牙利物理学家厄缶(Baron Loránd Eötvös, 1848—1919 年)在 1890 年制造出了第一台测量重力变化率的扭秤。1901 年,他使用扭秤在 Balaton 湖进行了第一次重力测量,后来用它在捷克、德国、埃及和美国的石油勘探中寻找盐丘等储油构造获得了成功。1922 年厄缶扭秤由 Shell 和 Amerada 公司进口到美国。1922 年 12 月,横过 Spindletop 油田的试验性测量清楚地表明,构造能够被扭秤发现,从而开创了石油地球物理勘探的历史。1924 年末,在美国得克萨斯州 Brazoria 县 Nash 盐丘的一口试验井验证了重力解释,根据这一结果在世界上首次用地球物理方法发现了石油。1923 年,韦宁·曼涅兹(F. A. Vening Meinesz)在荷兰的潜水艇上用摆仪测量重力,发现了重力在不同海洋地区的变化,特别是发现了在印度尼西亚海沟附近的巨大重力效应。

20 世纪上半叶的重力测量及重力勘探中,扭秤得到了广泛的应用。1929 年,出现了轻便的摆仪。但是,由于这类仪器相对比较笨重,而且工作效率很低,到 20 世纪的五六十年代,扭秤基本被现代重力仪代替。

1934 年,拉科斯特(LaCoste)提出了零长弹簧的原理,并在 1939 年制造出第一台可以工作的 LaCoste Romberg 重力仪。至今,LaCoste Romberg 重力仪已经成为世界上使用最广泛的重力仪。重力仪的精度已经得到很大的提高。在 20 世纪 50 年代,重力仪的精度只达到毫伽(10^{-5} m/s^2)级,一般为零点几个毫伽,而在 70 年代已达到微伽(10^{-8} m/s^2)级。例如,LaCoste Romberg 重力仪的精度已经达到几个微伽,即千分之几个毫伽。现在正在研制和使用的重力仪有很多种。除陆地外,重力仪已经在海洋、航空、井中甚至在卫星上开始得到应用。

我国的重力测量在新中国成立前近于空白。1938 年,方俊在上海同济大学首次讲授了“重力测量学”课程。1940 年,翁文波在重庆中央大学首次讲授了“地球物理勘探”课程。1945 年由翁文波领导的我国第一个物理探矿队就是一支重力队,这个重力队在玉门油田进行了试验性测量。1949 年新中国成立后,随着国民经济的迅速发展,重力勘探与其他物探工作一起,几乎是从无到有地得到了极大的发展。

重力勘探是地球物理勘探中一种快速、轻便而有效的方法,在我国广阔的国土上已用于圈定油气远景区和含油气盆地。重力勘探在石油普查中起到了先锋作用,迄今为止我国发现的所有油气田几乎都离不开重力勘探的基础工作。近些年来,随着重力仪精度的提高以及重力解释方法的发展,重力勘探已经在局部储油构造的研究中发挥作用,而且在油气藏探测上有应用前景。除了石油勘探外,在 20 世纪 60 年代的铬铁矿普查,以及 20 世纪 70 年代的富铁矿普查中,重力勘探都是一种主要的方法。随着重力测量在全国的普遍开展,大区域和全国重力图的不断问世,特别是 20 世纪 80 年代以来在全国范围内的区域重力调查工作,除少数高山边远地区外,重力测量已覆盖了全国的绝大部分国土。20 世纪 80 年代以来,重力勘探还配合了地壳地震测深的地学大断面工作,在工程、地震预报等方面得到了应用。

人类对地磁现象的发现和應用最早出现在我国。早在两千多年以前,我国就认识并利用了天然磁石的吸铁性和指极性。如《三辅黄图》一书中有:“阿房前殿,以木兰为梁,磁石为门,怀刃者止之。”《晋书·马隆传》中有:“夹道累磁石,贼负铁铠者,不得前。”天然磁石是否有如此大的吸引力虽值得怀疑,但磁石之吸铁性已被利用则无可置疑。磁偏角的发现也很早,北宋沈括(1031—1095)的《梦溪笔谈》中指出:“方家以磁石磨针峰,则能指南,然常微偏东,不全南也。”北宋宣和元年(1119 年),朱彧著的《萍洲可谈》中指出:“舟师识地理,夜则观星,昼则观日,隐晦观指南针。”由此可见,北宋时已将指南针用于航海。

我国古代关于磁铁性质的知识传入欧洲后,1600 年,英国人威廉·吉尔伯特(William Gilbert),把一个均匀磁化的铁球看作地球,用一个小磁针在其周围进行试验测量后指出,磁针能指南北,是由于地球本身仿佛一个稍不规则的大磁铁,地球的北磁极吸引磁针的 N 极,南磁极吸引磁针的 S 极。他的结论是:地球的磁场与一个置于地心并接近于地球旋转轴方向放置的永久磁铁的磁场是等效的。从这时起,人们就开始了地磁现象的理论研究。

早在 17 世纪人们已注意到磁铁矿附近的地磁场特别强,当时用简易的罗盘观测磁场来探寻铁矿。1870 年,瑞典的泰朗(Thalen)和铁贝尔(Tiberg)制成了可观测地表不同地点的地磁场相对变化值的磁力仪(亦称万能磁力仪),之后,运用这种磁力仪开展了较广泛的磁法找矿工作。有人认为这是应用地球物理学开始发展的一个重要标志。1915 年德国人阿道夫·施密特(Adolf Schmidt)制成刃口式垂直磁秤后,磁法不仅在寻找磁铁矿中得到应用,而且在圈定

磁性岩体、地质构造以及与油田有关的盐丘中得到应用。20 世纪 30 年代,苏联 A. A. 罗加乔夫试验成功了感应式航空磁力仪,大大提高了磁测速度和磁测范围,使磁法工作进入了一个新的阶段。20 世纪 50 年代末和 60 年代初,苏联、美国又相继把质子旋进式磁力仪装到船上,开展了海洋磁测。在海洋磁测和古地磁研究成果支持下,大陆漂移学说“复活”了,海底扩张和板块构造学说得到了发展,从而推动了地学理论的大变革和大发展。

我国的地面磁测工作始于 1939 年。当年顾功叙(1908—1992)在云南易门铁矿上,李善邦(1902—1980)、秦馨菱(1915—2003)在四川綦江铁矿上用磁称进行了找矿工作。20 世纪 50 年代,我国先后在山东金岭镇、辽宁鞍山和本溪、湖北大冶、内蒙古白云鄂博、山东莱芜、河北邯郸和邢台、四川攀西等地区开展了磁法找矿工作,取得了丰硕成果。1954 年开始,我国航磁投入应用,并得到了迅速发展。据统计,我国 80% 以上的磁性铁矿是通过磁测提供线索发现或扩大的。寻找有色金属矿产也是磁力勘探应用最早、成效显著的领域之一。如安徽铜陵、湖北铜绿山的矽卡岩型铜矿,吉林红旗岭、甘肃白家嘴子、新疆喀拉通克的硫化铜镍矿床等,磁测在找矿过程中起了关键作用。在内蒙古、新疆、西藏等地发现和圈定与铬及其他某些矿产有关的超基性、基性岩体方面,磁测作用突出。20 世纪 80 年代开始,我国加强了与烃类有关的土壤磁性及微磁异常的研究工作;大范围开展中、大比例尺航空磁测工作,详细划分局部构造和断裂,查明有关岩浆岩分布范围,发现与圈定与烃类运移有关的高频航磁异常;在有关煤田开展地面磁测和圈定地下煤层火烧区范围等。

重力勘探与磁法勘探作为不同的勘探方法,各自都有漫长的应用发展历史。由于它们的场源机制不同,测量仪器原理、数据整理过程以及测量结果所反映的地质现象均不相同。只有在详细了解和掌握重力勘探与磁法勘探基本概念与技术要求的基础上,才能够更有效地发挥它们不同的作用。

重力场与地磁场具有共同的位场基础,无论在模型异常的计算、测量结果的相关处理还是波数域位场转化等多种理论分析和应用方面有很多共同之处,有的可以互相借鉴,有的则可直接引用。特别在重、磁资料的综合解释中,利用重、磁异常识别场源不同的物理性质,既可限制位场反演计算的多解性,又可提高工作效率。在重、磁场理论与应用研究中,不少学者在重力与磁法综合技术方面做了很多有意义的工作,在阐明重、磁场理论关系的基础上,同时推导出重力与磁场的正演或反演结果,减少了两种方法理论上的重复计算。鉴于这两种勘探方法在基本理论以及实际应用中的相互关系,国内外许多从事重力与磁法勘探的专业人员习惯上把两种方法统称为“重磁勘探”(Gravimagnetic Exploration)。

目前,随着数字技术及计算机技术的发展与应用,重力与磁力的仪器测量结果更加准确,应用更加方便,而且重磁资料的数据处理、成图及异常解释逐步实现了自动化,大大提高了解释速度和效果,同时又推动了复杂重磁异常解释理论的应用和发展。这两种技术无论在金属与非金属矿产勘探、石油与天然气勘探、岩土与军事工程、文化考古勘探以及地壳结构与深部构造研究方面发挥着越来越重要的作用。总之,重磁勘探在国民经济和人们生活中占有十分重要的位置。在 21 世纪,更广泛的社会需求将引导人们更多地认识、扶持并发展重磁勘探。伴随着新的测量设备、更完善的解释理论的不断出现,重磁勘探的发展和应用将达到新的水平,也将更多地造福于人类。

第一篇 重力勘探

第一章 地球重力场

第一节 地球的形状及其内部结构

一、地球的形状

地球自然表面的形状比较复杂,但它的表面大部分被海水覆盖,陆地上的地形起伏与地球的大小相比其值甚微。所以,在研究地球形状时,人们把平均海水面的趋势延伸到大陆之下所形成的封闭曲面即大地水准面的形状,作为地球的基本形状。这个形状的一级近似,可视为平均半径为 6376km 的正球面;二级近似是一个两极半径略小于赤道半径的旋转椭球面,赤道半径比两极半径略长;三级近似是一近似梨形体面。与椭球面相比,在北极地区,大地水准面要高出椭球面逾 10m,在南极地区凹进 20 余米,而赤道的膨胀超过了 20km。

实际上大地水准面的形状远比梨形体面复杂,在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。地球扁率是描述地球形状的主要参数之一,根据 1971 年国际大地测量和地球物理协会的决议,参考椭球体参数采用:赤道半径(长轴) $a=6378137\text{m}$,极半径(短轴) $c=6356755\text{m}$,椭球体扁率 $e=(a-c)/a=1/298.294$ 。

地面上某点的高度并不是从大地水准面起算,而是从某一个参考椭球面起算。大地水准面到参考椭球面法线方向的距离,称为大地水准面的高程异常(图 1-1-1)。大地水准面的起伏,宏观地反映了地球的形状及地球内部物质密度分布的不均匀性,高程异常也可用来研究地球内部物质密度分布。

二、地球的内部结构

地球的内部结构是指地球内部的分层结构。根据地震波在地下不同深度传播速度的变化,两个主要地震速度间断面,即莫霍面和古登堡面,将地球内部依次分为三个同心球层:地壳、地幔和地核(图 1-1-2)。

(一)地壳

地壳是地球的表面层,也是人类生存和从事各种生产活动的场所。地壳实际上是由很多大小不等的块体组成的,它的外部呈现出高低起伏的形态,因而地壳的厚度并不均匀。

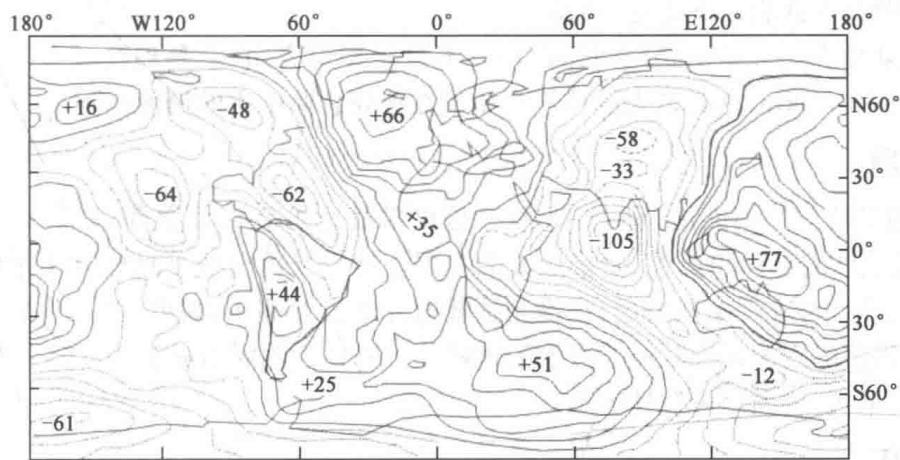


图 1-1-1 全球大地水准面高度(单位:m)图(据 Bott,1982)
等值线距 10m

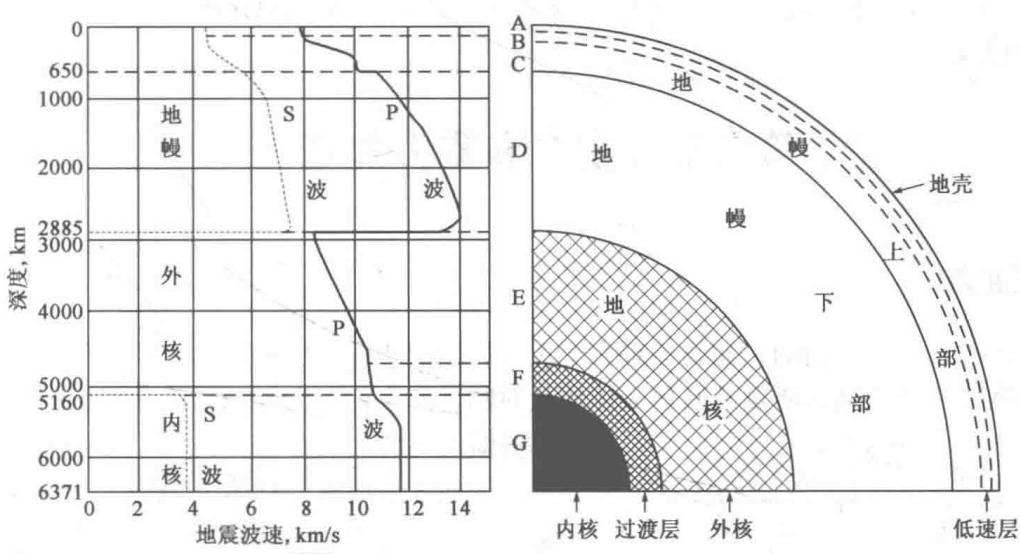


图 1-1-2 地球内部结构及 P 波和 S 波的速度分布

组成地壳的物质成分主要是硅、铝、镁等。地壳内部还存在着一个主要速度间断面,把地壳分为上地壳和下地壳,这个间断面称康拉德界面。上地壳为花岗岩层(岩浆岩),主要由硅铝氧化物构成,平均密度为 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;下地壳为玄武岩层(岩浆岩),主要由硅镁氧化物构成,平均密度为 $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;上地壳与下地壳间的密度差约为 $0.2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。

地壳按物质组成、结构、构造及形成演化的特征,主要可分为大陆地壳与大洋地壳两种类型。大陆地壳主要分布于大陆及其毗邻的大陆架、大陆坡地区;大洋地壳主要分布在大陆坡以外的海水较深的大洋地区。大陆地壳结构较复杂,上地壳岩石的主要类型是花岗岩和花岗闪长岩,下地壳的物质是闪长岩、石榴子石等类型的矿物。大陆地壳的厚度在平原区一般为30~50km,山地与高原更厚,我国青藏高原的地壳厚度达65km以上,全球大陆地壳平均厚度约39~41km。大洋地壳厚度则稍薄,一般为8~10km,最薄处仅1.6km,在一些洋隆或海山地区可达10km以上。一般而言,大洋地壳在洋中脊地区较薄,远离洋中脊地区有增厚趋势。大洋地壳的结构和岩石类型比较简单,主体为厚5~8km的玄武质岩石,上覆厚约0.5~2km未固

结的深海沉积物,玄武岩以下为变质橄榄岩。

此外,大陆地壳和大洋地壳之间还存在一类过渡型地壳,它们是岛弧和大陆边缘区的地壳,一般厚度 15~30km,这类地壳的体积和质量在地壳总体中占的份额很小。

(二)地幔

地壳下面是地球的中间层,称为“地幔”,是莫霍面至古登堡面之间的地球物质,厚度约 2865km,这是地球内部体积最大、质量最大的一层。地幔又可分成上地幔和下地幔两层。一般认为上地幔顶部存在一个软流层,据推测是放射元素大量集中、蜕变放热,将岩石熔融后造成的,可能是岩浆的发源地。软流层以上的地幔部分和地壳共同组成了岩石圈。下地幔温度、压力和密度均增大,物质呈可塑性固态。

(三)地核

地幔下面是地核,为古登堡面至地心之间的地球物质,其平均厚度约 3400km。地核还可分为外地核、过渡层和内地核三层,外地核厚度约 2080km,物质大致成液态,可流动;过渡层的厚度约 140km;内地核是一个半径约为 1250km 的球心,物质大概是固态的,主要由铁、镍等金属元素构成。

第二节 重力和重力加速度

一、重力

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。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物体产生的引力和该物体随着地球自转而引起的惯性离心力的合力。

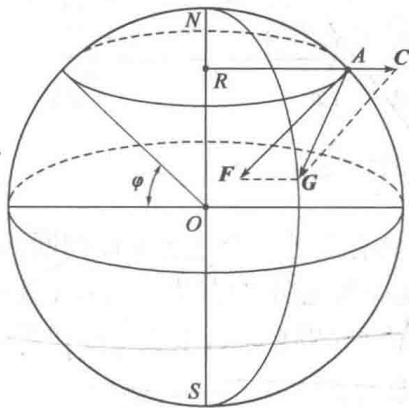


图 1-1-3 地球重力示意图
R—地球半径;φ—纬度

设地球表面有一物体 A(图 1-1-3),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,暂可忽略不计。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 垂直而向外,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。上述几个力用公式表示为

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

二、重力加速度

当物体只受到重力的作用而不受其他力作用时,就会自由下落;物体自由下落的加速度就称为重力加速度,它与重力之间的关系为

$$G=mg \tag{1-1-2}$$

式中 G ——物体受到的重力;

m ——物体的质量;

g ——重力加速度。

在重力测量中,人们并不直接测量重力 G ,因为它的大小和实验用的质量 m 的大小有关,因此,当以不同的质量 m 进行测定时,即使在同一个点上也会得到不同的结果。为了便于比较,在重力测量中规定,以单位质量在重力场中所受的重力作用的大小为标准,即

$$G/m=g \quad (1-1-3)$$

由式(1-1-3)可以看出,单位质量所受重力作用的大小,恰好等于重力加速度 g 。根据场论中关于场强的定义,又把 g 称为重力场强度。从物理概念来说,重力场强度和重力加速度是两种不同的含义,前者是力,后者是加速度。从力的概念出发,称为重力场强度测量;而从加速度的概念出发,称为重力加速度测量。重力勘探中常把重力加速度即重力场强度称为“重力”。在法定计量单位制中,重力的单位是 N,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),简写成“g. u.”,即

$$1m/s^2=10^6 \text{ g. u.}$$

为了纪念第一位测定重力加速度的意大利物理学家伽利略,重力加速度的 CGS 单位制(克、厘米、秒单位制)称为“伽”,用“Gal”表示,即

$$1cm/s^2=1Gal(\text{伽}) \quad \text{或} \quad 1mGal(\text{毫伽})=10^{-3}Gal$$

并有下列关系

$$1Gal(\text{伽})=10^4 \text{ g. u.}=10^{-2}m/s^2$$

$$1mGal(\text{毫伽})=10^{-3}Gal=10g. u.=10^{-5}m/s^2$$

$$1\mu Gal(\text{微伽})=10^{-3}mGal=10^{-2}g. u.=10^{-8}m/s^2$$

目前国际上最常用的单位还是 mGal(毫伽)。

三、重力场的数学解析式

(一)引力

取直角坐标系,以地心作为坐标原点, z 轴与地球的自转轴重合, x 、 y 轴在赤道面内,如图 1-1-4 所示。

设研究点 A 的坐标为 (x, y, z) ,地球内部某一单元质量 dm 坐标为 (ξ, η, ζ) 。根据万有引力, dm 对 A 点单位质量的引力为

$$dF=G\rho dm/\rho^3 \quad (1-1-4)$$

其中 $\rho=[(\xi-x)^2+(\eta-y)^2+(\zeta-z)^2]^{1/2}$

式中 G ——万有引力常数,根据实验测定,其数值为

$$6.67 \times 10^{-11} m^3/(kg \cdot s^2);$$

ρ/ρ —— A 到 dm 方向的单位矢量;

ρ —— A 点到 dm 的距离。

由图 1-1-4 可以看出, ρ 对 x 、 y 、 z 三个坐标轴夹角的方向余弦分别为 $(\xi-x)/\rho$ 、 $(\eta-y)/\rho$ 、 $(\zeta-z)/\rho$,故 dF 在 x 、 y 、 z 三个坐标方向的引力分量为

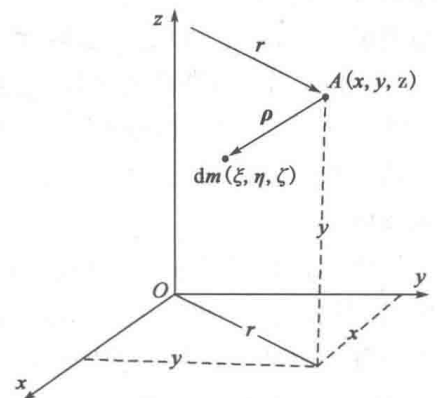


图 1-1-4 计算地球重力坐标示意图

$$dF(x)=G(\xi-x)dm/\rho^3, dF(y)=G(\eta-y)dm/\rho^3, dF(z)=G(\zeta-z)dm/\rho^3 \quad (1-1-5)$$

地球全部质量 M 对 A 点产生的引力分量为

$$F(x) = G \int_M \frac{\xi-x}{\rho^3} dm, F(y) = G \int_M \frac{\eta-y}{\rho^3} dm, F(z) = G \int_M \frac{\zeta-z}{\rho^3} dm \quad (1-1-6)$$

(二)离心力

设地球自转的角速度为 ω , 由 A 点到地球自转轴的垂直距离为 r , 则离心力为

$$C = \omega^2 r \quad (1-1-7)$$

r 的方向向外, 其大小为

$$r = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

r 对 x, y, z 三个坐标方向的方向余弦为 $x/r, y/r, z/r$, 故离心力 C 在 x, y, z 三个坐标方向的分量为

$$C(x) = \omega^2 r x/r = \omega^2 x, C(y) = \omega^2 r y/r = \omega^2 y, C(z) = 0 \quad (1-1-8)$$

(三)重力

把式(1-1-6)和式(1-1-8)的对应分量相加, 得到 g 在 x, y, z 三个坐标方向的分量为

$$g(x) = G \int_M \frac{\xi-x}{\rho^3} dm + \omega^2 x, g(y) = G \int_M \frac{\eta-y}{\rho^3} dm + \omega^2 y, g(z) = G \int_M \frac{\zeta-z}{\rho^3} dm \quad (1-1-9)$$

故重力 g 的大小为

$$g = [g^2(x) + g^2(y) + g^2(z)]^{1/2} \quad (1-1-10)$$

第三节 重 力 场

一、物理场、引力场、重力场的概念

(一)场及物理场

如果区域 V 中的每个点 a 对应一个作用或效应 F , 则在这个区域中存在一个场 F 。一般区域 V 中的不同点 a 对应不同的 F 值, 即这个场值是点位的函数。观测到一个场值的 a 点, 即场值被确定的点, 称为场的观测点, 即 $F = F(a)$ 。当场值 $F(a)$ 描述空间域(或时间域)的一个物理现象时, 场 $F(a)$ 是一个物理场。物理场包括标量场 $T(a)$ 及矢量场 $M(a)$ 。如果 $M(a)$ 是 a 点处的一个力, 则称为力场。力场的例子如重力场、地磁场及电场等。

物理场是空间中各点存在的一种物理作用、现象或效应, 分布于引起它的场源体周围, 与场源体共存。物理场所在的空间称为“场域”。物理场不能脱离空间而存在, 空间是物理场存在的场所。

物理场是客观存在的某种物质客体, 是物质的一种形态。物理场具有实物的共同特性。例如, 物理场具有各种不同的形式, 如引力场、电磁场等; 物理场具有质量、能量和动量; 物理场能由一种形态转换成另一种形态。物理场与实物之间也具有差异, 例如一切实物所占有的空间, 不能同时又是另一实物所占有的空间; 与此相反, 同一空间内可以同时存在许多不同的物理场, 而未发现其相互影响。

(二)引力场

引力场是空间中存在的一种引力作用或效应。当物体存在时,其周围空间中就有与它共存的引力场。两者紧密联系,不可分离。引力场的空间分布决定于物体的质量分布,一定的质量分布对应一定的引力场分布。引力场可以定量地描述为:任意一点 P 处的单位质量所受到的质量 m_1 的力,定义为质量 m_1 的引力场。例如,如果观测点 P 的一个单元质量 $m(P)$ 受到单元质量 $m_1(Q)$ 施加的力 $d\mathbf{F}(P)$,其比值 $d\mathbf{g}(P)=d\mathbf{F}(P)/m(P)$ 称为单元质量 $m_1(Q)$ 在 P 点引起的引力场。

大量实验表明,具有质量 m_1 、 m_2 的两个物体之间存在着相互作用力,质量 m_1 周围存在由它引起的引力场,质量 m_2 受质量 m_1 的作用就是通过这个引力场给予的,反之亦然。当质量 m_1 的物体进入 m_2 的引力场内时,由于与该引力场接触,就要受到 m_2 的引力场对它的作用力;与此同时,在 m_1 周围的空间也存在着引力场,物体 m_2 在 m_1 的引力场内,也要接触 m_1 的引力场而对它作用,所以 m_2 与 m_1 的相互作用,是通过它们周围的引力场来实现的。

(三)重力场

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到的重力,数值上等于重力加速度。重力场是空间中的一种力或力场,分布于地球表面及其邻近的空间,空间中任一质点都受到重力的作用。重力场是引力场和惯性离心力场的合成场。重力场不是重力或其效应存在的区域或空间。重力场的测量应当是在重力场所在的空间区域或场域中进行的,而不是在重力场中进行的。

二、引力场

(一)引力场强度

1. 点质量的场强度

由牛顿万有引力定律可知

$$f_{12} = -Gm_1m_2\rho_{12}/\rho_{12}^3 \quad (1-1-11)$$

式中 m_1, m_2 ——两个质点的质量;

f_{12} —— m_1 作用在 m_2 上的力;

ρ_{12} ——由 m_1 到 m_2 的矢径;

G ——万有引力常数,其值为 $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$ 。

式(1-1-11)中的负号表示引力,与 ρ_{12} 方向相反。

某一场源质量 m 在 P 点激发的场强度(即 $m_1=m, m_2=1$)为
(图 1-1-5)

$$\begin{aligned} \mathbf{F} &= -G\mathbf{p}m/\rho^3 \\ \mathbf{p} &= QP \end{aligned} \quad (1-1-12)$$

式中 m ——场源的质量;

$\mathbf{p}$ ——由场源点 Q 至观察点 P 的矢径。

式(1-1-12)中的负号表示引力,与 $\mathbf{p}$ 的方向相反。

式(1-1-12)表明,场中任意点的场强度与场源质量成正比,与观察点至场源间的距离的平方成反比。场强度的这种距离平方反比性质的空间变化规律是引力场最基本的特征,引力场的所

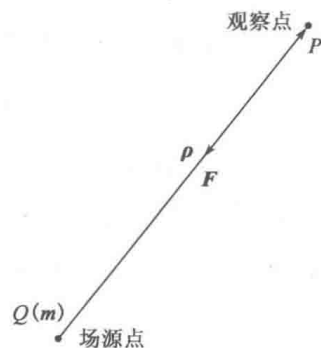


图 1-1-5 点质量的场强度

有性质都可以由这一特征导出。

2. 体质量分布的场强度

若空间中有两个以上的点质量,由场的叠加原理可知,场中任意点 P 的场强度等于每一质点单独存在时 P 点的场强度的矢量和,即有

$$\mathbf{F} = -G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{\rho_i^3} \boldsymbol{\rho}_i \tag{1-1-13}$$

式中 $\boldsymbol{\rho}_i$ ——由质点 m_i 到 P 点的矢径。

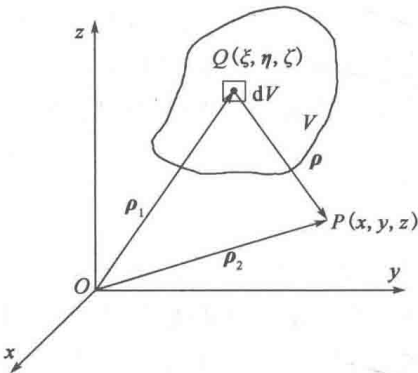


图 1-1-6 体质量分布的场强度

如果质量连续以体密度 $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ 分布在空间——体积 V 中(图 1-1-6),每个体积元中的质量 $dm = \sigma dV$ 。如果观察点 $P(x, y, z)$ 在质量分布区之外(也不在其边缘),那么场源中任一点 Q 处的质量 dm 满足点质量的条件。根据点质量的场强度公式, Q 点的质量为 dm 时产生的场在 P 点的场强度为

$$d\mathbf{F} = -\frac{G\boldsymbol{\rho} dm}{\rho^3} = -\frac{G\sigma\boldsymbol{\rho} dV}{\rho^3} \tag{1-1-14}$$

$$\boldsymbol{\rho} = \mathbf{QP} = \boldsymbol{\rho}_2 - \boldsymbol{\rho}_1$$

式中 $\boldsymbol{\rho}_1, \boldsymbol{\rho}_2$ ——由原点 O 至场源点 Q 和观察点 P 的矢径。

根据场的叠加原理,整个体质量所激发的场在 P 点的场强度为

$$\mathbf{F} = -G \int_V \frac{\sigma\boldsymbol{\rho}}{\rho^3} dV \tag{1-1-15}$$

式中, $\boldsymbol{\rho} = \mathbf{QP} = \boldsymbol{\rho}_2 - \boldsymbol{\rho}_1 = i(x-\xi) + j(y-\eta) + k(z-\zeta)$, 其大小为

$$\rho = |\boldsymbol{\rho}| = \sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2} \tag{1-1-16}$$

在实际运算中,常常用场强度矢量 $\mathbf{F}$ 沿坐标轴 x, y, z 的三个分量 $F(x), F(y), F(z)$ 。由式(1-1-15)有

$$F(x) = -G \int_V \frac{\sigma(x-\xi)}{\rho^3} dV, F(y) = -G \int_V \frac{\sigma(y-\eta)}{\rho^3} dV, F(z) = -G \int_V \frac{\sigma(z-\zeta)}{\rho^3} dV \tag{1-1-17}$$

(二)引力场的第一基本定律——高斯定律

1. 一个质点的场强通量

由场论知,场强度 $\mathbf{F}$ 的通量 N 等于场强度的法线分量的面积分

$$N = \int_S \mathbf{F} \cdot \mathbf{n} dS \tag{1-1-18}$$

式中 $\mathbf{n}$ ——沿着 dS 面正法线方向的单位矢量。

将点质量场强度公式(1-1-12)代入式(1-1-18),得

$$N = \int_S \mathbf{F} \cdot \mathbf{n} dS = -Gm \int_S \frac{\boldsymbol{\rho} \cdot \mathbf{n}}{\rho^3} dS = -Gm \int_S \frac{\cos(\mathbf{n}, \boldsymbol{\rho})}{\rho^2} dS \tag{1-1-19}$$

式中 $\cos(\mathbf{n}, \boldsymbol{\rho})$ —— dS 面的法线 $\mathbf{n}$ 与自场源点 Q 到 dS 的矢径 $\boldsymbol{\rho}$ 间的夹角的余弦;

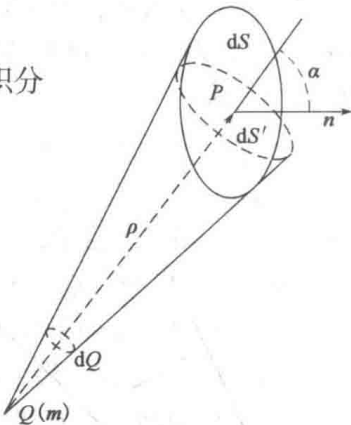


图 1-1-7 质点的场强通量