

067678



普通高等教育地质矿产类规划教材

勘查地球物理概论

于汇津 邓一谦 编

5426109



200407470



地质出版社

前 言

本书是《金属物探简明教程》的修订版，是为高等地质院校（系）地质矿产、地球化学等专业学生学习物探课程编写的通用教材，也可作为其它地质专业学生和从事矿产地质调查的工程技术人员学习物探的参考书。

《金属物探简明教程》自1980年出版以来，在全国各高等地质院校（系）得到了广泛应用，多次再版，深受广大师生的欢迎。鉴于该教材对稳定教学秩序，提高教学质量作出的重大贡献，1987年被地质矿产部授予优秀教材二等奖。

十一年后，在重新修订该书时，我们注意到，地质矿产工作的形势和任务已经发生了很大变化，地球物理的理论和勘查方法也取得了重大进展。在这种情况下，原教程的内容有些已经陈旧，有些需要充实，而一些新理论新方法还有待补充，因此，修订版对原书内容作了较大幅度的调整、改编、甚至重编，书名也作了相应的更改。

修订版在内容编排上具有如下特点：（1）按方法大类编排章节，各章自成体系；（2）考虑到地震勘探和地热勘探在矿产地质调查中的应用前景，增加了“地震勘探和地热勘探”一章；（3）各方法的应用实例以固体矿产勘查为重点，又适当列举了它们在其它地质工作中的应用；（4）全书采用国际单位制，因此各章的有关内容都做了不同程度的修改，尤其是磁法勘探基础知识部分改动最大；（5）鉴于地质矿产类专业学生的特点，本书着重阐明各类方法的基本概念、基本原理、以及资料的解释和应用。讲述力求深入浅出，详略得当，突出物理实质，避免繁难的数学推导；（6）为便于学生复习和巩固已学过的知识，各章都配备了适当的习题和思考题；（7）按照“少而精”的原则精选内容，对全书的篇幅做了严格的控制。

全书可按70~80学时讲授，各章学时数（按80学时）大致安排如下：绪论2，第一章12，第二章15，第三章20，第四章8，第五章9，第六章10，第七章4。若学时数较少，可在章、节和讲授内容上酌情取舍。

本书由于汇津主编，于汇津（第三章，第五章§2）、邓一谦（其余各章节）编著，王义宽、张桂青主审。

本书经地矿部《地球物理基础及勘探方法》课程教学指导委员会于1990年西安会议讨论通过修订大纲，于1991年桂林会议评审通过全部修编书稿，各位委员对本书的修编提出了极为宝贵的意见和建议。成都地质学院绘图室和地质出版社教材编辑室绘制和修改了全书的图件，重庆地质仪器厂和北京地质仪器厂提供了全书的仪器照片。在此，一并对给予本书编写和出版以热诚帮助的单位 and 同志表示由衷的感谢！

由于编著者水平有限，书中疏漏、不当、甚至错误之处在所难免，恳请广大读者提出批评指正。

编

991

目 录

绪 论	1
第一章 重力勘探	4
§ 1 重力勘探的理论基础	4
一、重力场	4
二、重力位	5
三、地球的重力场	6
(一) 正常重力场	6
(二) 重力场随时间的变化	7
(三) 重力异常	7
四、岩、矿石的密度	8
§ 2 重力仪及重力勘探工作方法	9
一、重力仪	9
二、重力勘探工作方法	10
§ 3 重力资料的整理及图示	11
一、重力资料的整理	11
(一) 地形校正	11
(二) 中间层校正	12
(三) 高度校正	12
(四) 正常场校正	13
二、重力测量所观测的重力异常	13
三、重力异常图	13
§ 4 重力异常的推断解释	14
一、重力异常的识别和处理	15
(一) 重力异常的识别	15
(二) 重力异常的划分	16
(三) 位场转换	16
二、重力正、反问题的解法	20
(一) 规则形体的正、反问题	20
(二) 任意形体的正、反问题	25
(三) 一个密度分界面的反问题	27
§ 5 重力勘探的应用	27
一、在地壳深部构造研究中的应用	27
二、在区域地质构造研究中的应用	28
三、在矿产资源勘查中的应用	30
及思考题	32
参考文献	34

§ 1 磁法勘探理论基础	34
一、有关的磁学知识	34
(一) 磁场	34
(二) 磁化	36
(三) 物质的磁性	37
二、地球的磁场	38
(一) 主磁场	38
(二) 变化磁场	41
(三) 磁异常	42
(四) 磁法勘探所观测的磁异常	42
三、岩、矿石的磁性	43
(一) 岩、矿石磁性的构成	43
(二) 岩、矿石的磁化率	43
(三) 岩、矿石的天然剩余磁化强度	44
(四) 影响岩、矿石磁性的因素	44
(五) 研究岩、矿石磁性的意义	45
§ 2 磁力仪及磁测工作方法	46
一、磁力仪	46
(一) 电子式磁力仪	46
(二) 机械式磁力仪	47
二、磁测工作方法	48
§ 3 磁性体的磁场	49
一、规则形体的 Z_a 磁场	50
(一) 柱体的 Z_a 磁场	50
(二) 球体的 Z_a 磁场	53
(三) 薄板状体的 Z_a 磁场	54
(四) 水平圆柱体的 Z_a 磁场	56
(五) 板状体的 Z_a 磁场	56
二、总磁场强度异常的基本性质	60
§ 4 磁异常的推断解释	61
一、实测磁异常的处理	62
(一) 磁异常的地形校正	62
(二) 化向地磁极	63
(三) 磁异常的导数换算	64
(四) 磁异常各分量间的换算	65
二、磁异常的定性解释	65
(一) 地面磁异常的定性解释	65
(二) 航空磁异常的定性解释	67
三、磁异常的定量解释	71
(一) 特征点法	71
(二) 切线法	72
(三) 剩余异常法	73

§ 5 磁法勘探的应用	74
一、在全球地质构造研究中的应用	74
二、在区域地质调查中的应用	75
三、在矿产资源勘查中的应用	76
习题及思考题	79
第三章 电法勘探	82
§ 1 电阻率法	82
一、电阻率法的理论基础	82
(一) 岩、矿石的电阻率	82
(二) 均匀各向同性半空间中点电源的电场	84
(三) 地下电流沿深度的分布规律	86
(四) 电阻率公式及视电阻率	88
二、电阻率法的仪器及装备	89
三、电剖面法	90
(一) 联合剖面法	91
(二) 中间梯度法	96
(三) 对称剖面法	97
四、电测深法	99
(一) 概述	99
(二) 电测深曲线类型	101
(三) 电测深的工作方法及资料整理	103
(四) 电测深资料的解释	104
(五) 电测深法的应用及实例	111
§ 2 充电法和自然电场法	111
一、充电法	111
(一) 充电法的基本原理	112
(二) 充电法的装备及工作方法	113
(三) 充电法资料的解释	114
(四) 充电法的应用及实例	114
二、自然电场法	115
(一) 自然电场的成因	116
(二) 自然电场法的装备及工作方法	117
(三) 自然电场法资料的解释	118
(四) 自然电场法的应用及实例	119
§ 3 激发极化法	120
一、激发极化法的理论基础	120
(一) 岩、矿石激发极化效应的成因	120
(二) 岩、矿石激发极化的时间和频率特性	122
(三) 激发极化法测定的参数	124
二、激发极化法的仪器装备及工作方法	125
(一) 激发极化法的仪器装备	125
(二) 激发极化法的工作方法	125

三、极化体的激电异常	126
(一) 中间梯度装置的激电异常	126
(二) 联合剖面装置的激电异常	129
(三) 偶极剖面装置的激电异常	131
(四) 测深装置的激电异常	131
四、激发极化法的应用及实例	134
§ 4 电磁法	136
一、电磁法的理论基础	137
(一) 电磁法涉及的岩、矿石物性参数	137
(二) 交变电磁场的特性	138
(三) 电磁波在地下的传播	140
二、不接地回线法	140
(一) 不接地回线法的一次场	140
(二) 不接地回线法的二次场	141
(三) 野外工作方法及实例	142
三、电磁偶极剖面法	143
(一) 概述	143
(二) 电磁偶极剖面法的一次场	144
(三) 电磁偶极剖面法的总场	145
(四) 野外工作方法及实例	146
四、航空电磁法	146
(一) 连续波翼夹硬架系统	147
(二) 脉冲瞬变吊舱系统	148
(三) 航空电磁法的应用及实例	149
五、频率电磁测深法	149
(一) 频率电磁测深法的基本原理	149
(二) 视电阻率公式及频率电磁测深理论曲线	150
(三) 频率电磁测深的应用及实例	150
六、甚低频电磁法	151
习题及思考题	153
第四章 核地球物理勘探	155
§ 1 核地球物理勘探理论基础	155
一、放射性核素及其衰变规律	155
(一) 放射性核素	155
(二) 放射性衰变的类型	156
(三) 放射性核素的衰变规律	157
二、放射性系列及放射平衡	157
(一) 放射性系列	157
(二) 放射平衡	159
三、射线与物质的相互作用	159
(一) α 射线与物质的相互作用	159
(二) β 射线与物质的相互作用	160

(三) γ 射线与物质的相互作用	161
四、原子核反应	161
五、核辐射测量常用的量及单位	162
六、放射性核素在自然界的分布	163
(一) 岩石中放射性核素的含量	163
(二) 天然水中放射性核素的含量	164
§ 2 γ 测量方法	164
一、地面 γ 测量	164
(一) 辐射仪	164
(二) 野外工作方法	165
(三) 测量成果的解释评价	166
(四) 地面 γ 测量的应用及实例	167
二、 γ 能谱测量	167
(一) γ 能谱测量的基本原理	167
(二) γ 能谱仪和仪器谱	169
(三) 野外工作方法	170
(四) γ 能谱测量的应用及实例	170
§ 3 α 测量方法	172
一、射气测量	172
(一) 射气测量的基本原理	172
(二) 仪器和野外工作方法	173
(三) 射气测量的应用及实例	174
二、 α 径迹测量	174
(一) α 径迹测量的基本原理	174
(二) 工作方法	175
(三) α 径迹测量的应用及实例	175
三、 α 卡法	175
§ 4 人工核辐射测量方法	177
一、X射线荧光法	177
二、中子活化法	178
习题及思考题	180
第五章 地震勘探和地热勘探	181
§ 1 地震勘探	181
一、地震勘探理论基础	182
(一) 地震波的类型	182
(二) 地震波的反射和折射	182
(三) 有效波和干扰波	183
(四) 地震波在岩石中的传播速度	183
二、地震波理论时距曲线	184
(一) 直达波时距曲线	184
(二) 反射波时距曲线	184
(三) 折射波时距曲线	186

三、地震仪和地震勘探工作方法	187
四、地震资料的处理及解释	189
(一) 地震资料的处理	189
(二) 地震图件的绘制及解释	191
§ 2 地热勘探	194
一、地热勘探的理论基础	194
(一) 温度	194
(二) 热量	195
(三) 岩石的热物理性质	195
(四) 岩石的传热机制	196
二、地球的热场	198
(一) 地球内部的热状态	199
(二) 大地热流的分布	200
三、地热异常	202
四、地热勘探方法	202
(一) 地热勘探仪器	202
(二) 地热勘探的工作方法	204
(三) 地热勘探资料的整理及图示	204
五、地热勘探的应用	204
(一) 寻找地热资源	204
(二) 评价油气田远景区	206
(三) 勘探金属及非金属矿床	207
习题及思考题	207
第六章 地下地球物理勘探	209
§ 1 井中三分量磁测	210
一、井中三分量磁测原理	210
二、井中磁测资料的整理和图示	210
三、规则形体的井中磁场	212
(一) 柱体的井中磁场	212
(二) 球体的井中磁场	213
(三) 板状体的井中磁场	215
四、井中磁测资料的推断解释	216
(一) 区分矿与非矿异常	216
(二) 判断矿体与钻孔的相对位置	217
(三) 井中磁异常的定量计算	220
§ 2 电测井	221
一、视电阻率测井	221
(一) 视电阻率公式	221
(二) 电极系	222
(三) 视电阻率测井曲线	223
(四) 视电阻率测井的应用及实例	224
二、自然电位测井	225

§ 3 井中激发极化法	226
一、地-井方式	226
(一) 概述	226
(二) 极化体的异常场	227
二、井-地方式	229
(一) 井-地剖面测量	229
(二) 井-地激电测深	230
三、井-井方式	230
(一) 单井井-井方式	231
(二) 双井井-井方式	231
§ 4 井中电磁波法	232
§ 5 核测井	234
一、自然伽玛测井	234
二、伽玛-伽玛测井	235
习题及思考题	236
第七章 地球物理方法的综合应用	238
§ 1 综合应用物探方法的有关问题	238
一、综合应用物探方法的必要性	238
二、综合应用物探方法应注意的问题	238
三、物探资料综合解释的基本原则	239
§ 2 综合应用物探方法的实例	240
一、罗河铁矿	240
二、村前多金属矿	241
三、淮南盐田	245
四、荆门石膏矿	248
习题及思考题	250
结束语	251
主要符号表	253
主要参考书刊	257

绪 论^{〔1〕〔3〕〔11〕〔44〕〔48〕}

地球物理勘探（或称为勘查地球物理、应用地球物理）简称“物探”，它是地球物理学应用于探测地下地质构造和寻找有用矿产方面的一个分支，是综合性地质调查的重要组成部分。

物探是通过对地球物理场和岩石物理性质的研究来解决地质问题的。所谓地球物理场，是指存在于地球内部及其周围的、具有物理作用的空间。例如，地球内部及其周围具有重力作用的空间，称为重力场；具有磁力作用的空间，称为地磁场；具有放射性作用的空间，称为辐射场；具有电（磁）力作用的空间，称为地电（电磁）场；具有热力作用的空间，称为地热场；质点振动传播的空间，称为弹性波场，等等。组成地球的各种岩（矿）石之间，总是在磁性、密度、放射性、温度、电（介电）性、弹性等物理性质方面存在差异。例如，一般来说，岩层埋藏越深，密度就越大，弹性波在其中传播的速度就越快；与周围的岩石相比，磁铁矿的磁性较强、铜矿的密度较大、石墨的导电性能好、金属硫化矿体的电化学反应性强等。这些差异会引起相应的地球物理场在空间（或时间）上的局部变化，与地下岩、矿体（层）相联系的地球物理场的这些变化称为地球物理异常。用专门的仪器观测这些异常，取得与它们的分布情况及形态特征有关的地球物理资料，利用一些已知的规律，并综合地质及其它物、化探资料，进行分析研究，就可以推断地下地质构造或岩、矿体的赋存状况，达到地质调查的目的。

由此可见，物探方法与地质方法在工作原理上是截然不同的。地质方法是以岩石学、构造地质学、矿床学等理论为基础，对岩、矿石露头或岩芯标本直接进行观察；物探方法则是以各种地球物理场的理论为基础，凭借仪器对地质体引起的地球物理异常进行观测，而不是直接观测地质体本身，因此物探是一种间接的地质手段。物探方法的主要特点是可以透过覆盖层寻找隐伏的地质构造或盲矿体。由于用仪器观测地球物理场比直接揭露岩、矿体简便易行，因此物探能大大提高工作效率，加快施工进度，降低生产成本，迅速地为国家找到急需的矿产资源，或及时地解决国民经济建设中出现的各种地质问题。

随着现代科学技术的蓬勃发展，物探工作所利用的岩、矿石的物理性质也不断增多，因而有各种各样的物探方法。当前常用的物探方法主要有六类：（1）以岩（矿）石磁性差异为基础，研究磁性地质体引起的磁异常的磁法勘探；（2）以岩（矿）石密度差异为基础，研究密度不均匀地质体引起的重力异常的重力勘探；（3）以岩（矿）石电（介电、磁）性差异为基础，研究导电（介电、导磁）地质体引起的地电（电磁）异常的电法勘探；（4）以岩（矿）石弹性差异为基础，研究弹性波在岩石中传播规律的地震勘探；（5）以岩（矿）石中放射性元素含量及种类的差异为基础，研究天然的或人工激发的辐射异常的核地球物理勘探；以及（6）以岩（矿）石温度差异为基础，研究储热地质体引起的地热异常的地热勘探。

地球物理场的探测范围十分广阔，就工作的环境而言，又可以将物探分为：在地面上进行观测的地面物探；在飞机上进行观测的航空物探；在舰船上进行观测的海洋物探；以

及在钻孔中进行观测的地下物探（广义地讲，地下物探还包括在坑道中进行观测的物探工作）。近年来物探工作已发展到利用人造地球卫星对全球地质构造及矿产资源进行研究，这就是遥感物探。

按照探测对象及探测目的的不同，人们习惯于将物探方法归类为：与探测金属矿（及非金属矿）有关的金属（及非金属）物探；与探测储油（气）构造有关的石油（及天然气）物探；与探测含煤构造有关的煤田物探；与解决水文、工程、环境地质问题有关的水文工程（环境）物探；与探测地壳深部及上地幔地质构造有关的深部物探；以及为城市建设服务的城市物探，等等。

上述三种分类法中的后两种都是以第一种分类法中的某几种方法为主的组合。例如，航空物探主要包括磁法、电法和核物探；石油物探以地震法为主，其次是重力法、磁法和电法。

物探在地质工作的各个阶段都起着重要的作用。在小比例尺地质填图中，可以探测结晶基底的起伏及内部构造，划分大地构造单元，研究沉积岩构造，追索大断裂带；在大比例尺地质填图中，可以确定岩层接触带和浮土厚度，圈定岩体、构造破碎带和断层，指示成矿远景区；在普查找矿中，可以圈定成矿带、矿化带，寻找有工业意义的矿体；在勘探阶段，可以进一步确定矿体的位置及产状，划分矿层；即使在矿产开采中，物探也可以在指导矿山生产，增加矿产储量方面作出贡献。例如指示矿体走向，确定矿体形态，寻找盲矿体等。

物探对地学理论的建立和发展具有举足轻重的作用。许多地质现象，例如火山、地震、断裂及地下资源的分布等，都需要从地壳深部或上地幔去找原因，为此，国际地球物理学界曾先后组织了地球物理年（1957年～1958年）、上地幔计划（1960年～1969年）、地球动力学计划（1970年～1979年）、以及岩石圈计划等多项国际性协作项目，世界上数十个国家在全球范围内进行了大规模的地球物理测量，为板块构造学说的建立和发展提供了大量地球物理依据。

由此可见，物探是一种成效卓著的现代化探测手段，在地质工作中占有重要地位。但是，物探的应用总要受到一定的地质及地球物理条件的限制，这主要是指：（1）探测对象与周围岩石间必须具有明显的，可以探测到的物理性质上的差异，或物质分布的不均匀；

（2）探测对象要有一定的规模，且埋藏不太深，足以产生仪器可以发现和圈定的地球物理异常；（3）各种干扰因素产生的干扰场相对于异常应足够微弱，或具有不同的特征，以便能够予以分辨或消除。若不具备上述条件，则很难通过观测发现探测对象的存在。

对同一个地球物理异常的解释可以有互不相同甚至截然相反的结论，这叫做物探异常的多解性。造成多解性的原因很多，有数学解的不稳定性、观测误差、干扰因素等。但最根本的原因还是地球深部的不可入性所带来的观测数据中“信息量”的不足，这些问题目前还没有找到切实有效的解决办法。

综上所述，由于各种自然的或人为的因素所限，物探取得的成果实质上都是一定条件下的某种推论，推论和实际总是不可避免地存在着某些差异。为了对复杂的地质现象作出合理的解释，物探和地质的紧密合作是十分重要的。事实上，当前传统地质学与地球物理学的概念正在变得“模糊”起来，地球物理方法和大量地球物理资料已经引入地质学研究中，这预示着地学理论必将在一个新的高度上得到进一步的发展和完善。

根据现有资料，初次应用物探方法找矿是在1640年，当时瑞典人曾利用罗盘探测磁铁矿。1879年以后，广泛开展了勘查铁矿的地球物理工作。1815年开始用电法中的自然电场法探测某些金属硫化物矿床。二十世纪初期到二十年代，随着石油工业的迅猛发展，物探在勘查石油、天然气方面发挥了重要的作用，相继发展了重力勘探和地震勘探的方法技术。直到现在，世界范围内大量的物探工作还是用于勘查石油和天然气资源。至于用物探方法普查和勘探各种金属和非金属矿床，在二十世纪四十年代以后也逐渐引起重视，发展很快。除建立了核物探方法、航空物探方法和一些新的电法勘探方法外，还制成了一些高精度、高效率的新型仪器。与此同时，物探方法还扩大到解决某些水文地质和工程地质问题方面，为铁路、水坝、电站、桥梁、港口、厂房及国防设施等提供可靠的资料。某些物探方法，例如磁法、重力法、地震法、大地电磁测深法等，探测深度可以达到地壳深部、上地幔乃至地球内部，已成为研究地球内部构造必不可少的基本手段。现代物探在灾害预测，环境监测，城市建设及考古等方面也发挥着积极的作用。

新中国成立四十多年来，我国物探工作同全国其它建设战线一样，取得了巨大的成就。已为国家找到了大量的煤、铁、石油及各种金属、非金属矿产资源，解决了国民经济建设中提出的大量地质问题。在新的历史时期，我国物探事业必将得到进一步发展，物探工作水平必将更上一个台阶，为四化建设作出新的贡献。

第一章 重力勘探

重力勘探是利用地壳内部各种岩（矿）石间因密度差异而引起的重力场变化来查明地质构造和寻找有用矿产的一种地球物理勘探方法。

重力测量的应用范围十分广泛。利用重力资料可以圈定具有油气远景的沉积岩内部构造、盐丘及煤田盆地；划分大地构造和区域构造单元；研究地壳深部构造，评价其活动性等。由于电子计算技术的飞速发展，重力方法在寻找磁铁矿、铬铁矿、有色金属矿、以及钾盐等矿产方面都取得了良好的地质效果。此外，在研究地球形状，推算导弹、火箭、人造卫星及宇宙飞船的运行轨道等方面，重力数据也是不可缺少的重要资料。

当前重力观测的范围主要是陆地和海洋，航空重力和井中重力测量还处于试验阶段，而卫星重力测量则属于遥感物探的范畴。

§1 重力勘探的理论基础^{[1][2][3][12][14][47]}

一、重力场

地球上任何物体都要受到重力作用，物体的重量和自由落体运动都是重力作用的表现。

地面上一切物体都要受到两种力的作用，其一是地球的全部质量对物体的引力 F ，其二是物体在自转的地球上受到的惯性离心力 C ，重力 P 就是它们的矢量和（图1.1—1）^①。

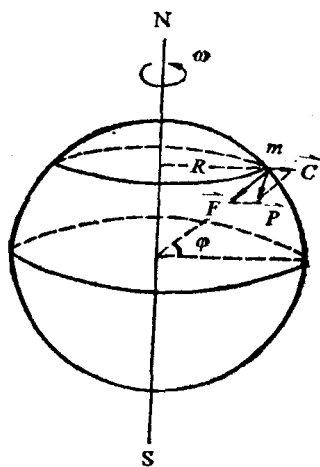


图 1.1—1 重力的组成
(φ 为纬度， C 的长度
夸大了近百倍)

地球对物体的引力遵从万有引力定律。按照这个定律，质量分别为 m_1 和 m_2 的两个质点间的引力 F ，与它们质量的乘积成正比，与它们之间的距离 r 的平方成反比，其模量为

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1.1-1)$$

式中 G 为万有引力常数，在SI制（国际单位制）中， $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$ （米³/（千克·秒²））。 F 的方向沿着两质点的连线，单位为N（牛顿）。

地球对某一质点的引力，就是地球内所有质点对该质点引力的合成。如果知道地球的形状、大小和密度分布，原则上可以通过积分算出这个合力，它的方向近似地指向地心。

质量为 m 的质点在自转的地球上要受到惯性离心力 C 的作用， C 的大小与地球自转角速度 ω 的平方和该质点到自转轴的距离 R 成正比，其模量为

$$C = m\omega^2 R \quad (1.1-2)$$

① 忽略了日、月及其它天体对物体的微弱引力。

$\mathbf{C}$ 的方向垂直于地球自转轴，并沿着 R 指向球外。显然，惯性离心力是由赤道向两极逐渐减小的。

事实上，惯性离心力是相当小的，其最大值也仅为平均重力值的三百万分之一，因此重力基本上是由地球的引力确定，其方向大致指向地心。

地球周围具有重力作用的空间称为重力场。根据牛顿第二定律，作用于质量为 m_0 的质点上的重力 $\mathbf{P}$ 的模值可表示为

$$P = m_0 g$$

式中 g 为重力加速度。显然

$$g = P/m_0 \quad (1.1-3)$$

上式左端表示单位质量所受的重力，即重力场强度。由此可见，空间某点的重力场强度，无论在数值或量纲上都等于该点的重力加速度，且二者的方向也一致。为叙述方便，今后如无特殊说明，我们提到的重力即是指重力加速度或重力场强度。

SI制中重力的单位为 m/s^2 ，它的百万分之一称为重力单位 (gravity unit)，简写为 g.u. ，即

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

在CGS制 (厘米·克·秒制) 中，重力的单位为Gal (伽)，它的千分之一为mGal (毫伽)，百万分之一称为 μGal (微伽)，即

$$1\text{Gal} = 10^3\text{mGal} = 10^6\mu\text{Gal} = 1\text{cm/s}^2$$

两种单位的换算关系为

$$1\text{g.u.} = 10^{-1}\text{mGal}$$

二、重力位

从场力作功的观点出发，重力场的特性还可用重力位这一标量函数表示。重力位等于引力位和离心力位之和。若忽略离心力位 (因其值比引力位小得多)，则场中某点的重力位 W 应等于单位质量的质点由无穷远移至该点时场力所作的功。

理论上可以证明，重力位沿任一方向 s 的偏导数等于重力 g 在该方向上的投影，即

$$\frac{\partial W}{\partial s} = g \cos(\mathbf{g} \cdot \mathbf{s}) = g_s \quad (1.1-4)$$

式中 $\cos(\mathbf{g} \cdot \mathbf{s})$ 为 g 和 s 之间的夹角的方向余弦， g_s 为重力 g 在 s 方向上的投影。

当 s 与 g 的方向垂直时，由(1.1-4)式有

$$\frac{\partial W}{\partial s} = 0$$

故

$$W(x, y, z) = C \quad (\text{常数}) \quad (1.1-5)$$

这表明在垂直于重力 g 的方向上重力位没有变化。由于 W 是 x 、 y 、 z 坐标的函数，故(1.1-5)式为一个曲面方程。这个曲面就是由重力位等于 C 的一切点所构成的等重力位面，其上任一点的重力方向皆与过该点的曲面的法线方向重合。换言之，重力方向处处与等重力位面垂直，因此等重力位面又称为水准面。赋予 C 不同的值，便可得到一族水准面 (图1.1-2)，其中当 C 为某一定值时的水准面与平均海平面重合，这个面又称为大地水准面。

大地水准面是地球表面实际存在的面，在海洋上它与平均海平面重合，在大陆上它是平均海平面向陆地的延伸。在重力测量中，通常把大地水准面围绕全球形成的封闭曲面当作地球的基本形状。

若 s 与 g 平行，则 (1.1—4) 式变为

$$\frac{\partial W}{\partial s} = \frac{\partial W}{\partial n} = g \quad (1.1-6)$$

式中 n 表示等位面的内法线。上式表明，空间某点的重力值，等于过此点等位面的内法线方向上重力位的最大变化率（即重力位梯度）。

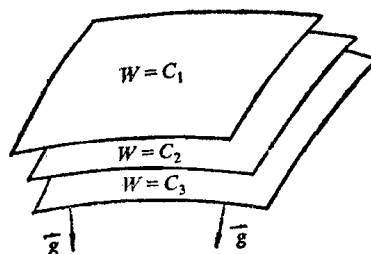


图 1.1—2 水准面簇

三、地球的重力场

地球的重力场可分为正常重力场、重力场随时间的变化及重力异常三部分。

(一) 正常重力场

大地测量和人造卫星轨道测量的成果都表明，地球的形状实际上并不规则，其北极略为突出，南极略平，呈梨状。

为便于计算正常重力值，我们选择一个内部物质呈均匀同心层分布、且与大地水准面偏差最小的旋转椭球体作为地球的形状，这个椭球体称为参考椭球体。其赤道半径约 6378.160 km，两极半径约 6356.755 km。

我国地质系统计算正常重力值的公式为1909年的赫尔默公式

$$g_n = 9780300(1 + 0.005302\sin^2\varphi - 0.000007\sin^2 2\varphi) \quad (\text{g.u.}) \quad (1.1-7)$$

式中 φ 为地理纬度。上式表明，地球的正常重力是由赤道向两极逐渐增加的。赤道处为 9780300 g.u.，两极处为 9832087 g.u.，相差 51787 g.u.。

计算正常重力值时是将参考椭球面作为大地水准面看待的，因此，可以认为，由(1.1—7)式求得的正常重力值就是大地水准面上的重力值。但是应当指出，参考椭球面和大地水准面是有差别的，前者是形状规则的虚构曲面，后者是形状复杂的实际曲面。只要地下存在物质密度的不均匀分布，就会引起大地水准面的畸变（图 1.1—3(b)）。在山区，由于上部物质的吸引，大地水准面稍高于参考椭球面；在海洋，由于海水密度较岩石密度小，大地水准面略低于参考椭球面（图 1.1—3(a)）。不过这种偏差很小（仅 $\pm 50\text{m}$ 左右），实际工作中一般不予考虑。

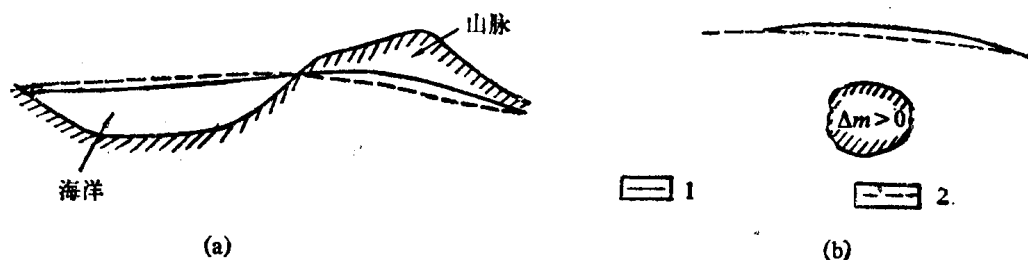


图 1.1—3 大地水准面与参考椭球面的比较（二者的差别已夸大）

1—大地水准面；2—参考椭球面

尽管大地水准面上的重力位处处相等，但各点重力值却有差别。可以证明，所有的等

重力位面都不是等重力面。

计算重力值时，我们选择的空間直角坐标系总是以铅直向下作为 z 轴的正向，这时等重力位面（水准面）的内法线方向正好与 z 轴的正向一致。故由（1.1—6）式，有

$$g_z = -\frac{\partial W}{\partial z} \quad (1.1-8)$$

即正常重力 g_z 等于正常重力位 W 沿铅垂方向上的偏导数，其方向与 z 轴的正向一致。

（二）重力场随时间的变化

重力场随时间的变化包括长期变化和短期变化两类。

长期变化主要与地壳内部的物质变动，如岩浆活动、构造运动、板块运动等有关。重力的长期变化是地球物理研究的重要内容。

短期变化是指重力的日变，它与太阳、月亮和地球之间的相互位置有关。由于地球的自转，地表各点与日、月的相对位置不断发生变化，使得日、月对这些点的引力也不断改变，从而造成了重力的变化。地球并非刚体，引力的变化除形成海潮外，还引起地球固体部分周期性的变形，这种变形称为“固体潮”。固体潮可引起大地水准面的位移，从而造成重力的变化。日变即是这两种重力变化的总效应。图 1.1—4 是北京地区的一条日变曲线。重力日变的幅度约为 2 至 3 g.u.，这在高精度重力测量中是不可忽略的。

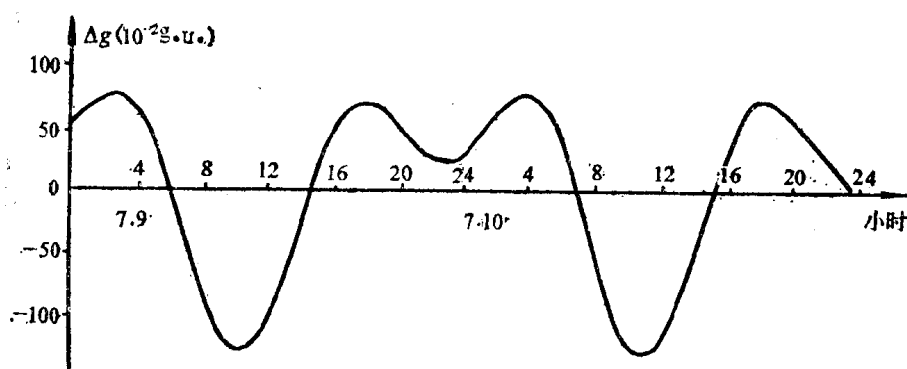


图 1.1—4 1976年7月9日—10日北京重力日变曲线

（三）重力异常

将地面上某点的重力观测值与该点的正常重力值比较，我们会发现二者之间总是存在一些偏差。造成这些偏差的原因有以下几个方面：

第一，重力观测是在地球自然表面而不是在水准面（大地水准面或人为选定的某一水准面）上进行的，自然表面与水准面间的物质及观测点与水准面间的高差会引起重力的变化。

第二，地壳内部物质并不是呈同心层分布的，地壳内物质密度的不均匀分布，会造成实测值与正常值的差异。

第三，地球内部物质的变动及重力日变也会引起重力场的变化。

对于重力勘探而言，第一种因素属于干扰，应予消除。第三种因素的影响很小，除高精度重力测量外，一般都可以忽略。只有第二种因素引起的重力变化才是我们需要的重力异常。

为了说明重力异常的实质，我们举一个简单的实例。如图1.1—5所示，设地下有一个体积为 V 、密度为 σ 的地质体，围岩的密度为 σ_0 ，两者的密度差 $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0$ 称为剩余密度，地质体与同体积围岩间的质量差 $\Delta m = \Delta\sigma \cdot V$ 称为剩余质量。当 $\Delta\sigma < 0$ 时， $\Delta m < 0$ ； $\Delta\sigma > 0$ 时， $\Delta m > 0$ 。图1.1—5属于后一种情况，由于质量盈余，就在地面某点 P 产生了一个指向地质体质量中心的附加引力（场强度） ΔE ，根据（1.1—3）式，该引力的模值为

$$\Delta E = \frac{\Delta F}{m_0} = G \frac{\Delta m}{r^2} \quad (1.1-9)$$

式中 m_0 是置于 P 点处的质点的质量。该附加引力在正常重力方向（铅垂方向）上的投影，

即为重力异常。按照（1.1—8）式，重力异常 Δg 就是剩余质量 Δm 产生的附加引力位 W 在该点沿铅垂方向的偏导数值，即

$$\Delta g = -\frac{\partial W}{\partial z} \quad (1.1-10)$$

最后应当指出，引起重力异常的必要条件是岩层密度必须在横向上有变化，即岩层要有一定的构造形态，或岩层内要有密度不同的地质体赋存。对于一组横向上密度均匀分布的岩层，则无论它们在纵向上密度变化有多大，也不能引起重力异常。

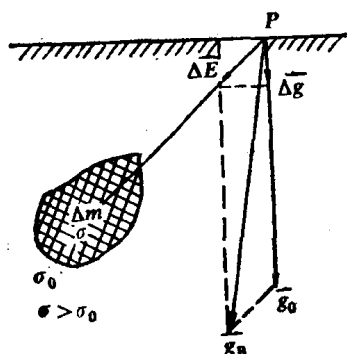


图 1.1—5 重力异常的实质

四、岩、矿石的密度

表1.1—1列出了常见岩、矿石的密度值。由表可见，岩浆岩和变质岩的密度都大于沉积岩，而沉积岩自身的密度也变化很大。例如灰岩和砂岩的密度变化可达 1 g/cm^3 ，白云岩和页岩的密度分布较均匀，但变化仍可达 0.6 g/cm^3 。

沉积岩的密度主要取决于岩石的孔隙度，且二者之间成反比关系。密度还与沉积岩的生成年代和埋藏深度有关。长期沉重的负荷可使多孔岩石变得致密，一般来说，岩石年代越老，埋藏越深，密度就越大。这种作用对粘土和页岩比对砂岩和灰岩更显著。

岩浆岩的密度取决于所含矿物的成分。当岩石由酸性过渡到基性、超基性时，随着铁镁质矿物含量的增多，岩石的密度也要增大。岩浆岩的密度还与其生成环境有关，侵入岩一般具有较大的密度，而火山岩（尤其是熔岩）则密度较小。

变质岩的密度与原岩密度有关。变质作用有助于岩石孔隙的充填，并使其以更致密的形式再结晶，因此，变质岩的密度往往随变质程度的加深而增大。由沉积岩变质的岩石，如大理岩、板岩和石英岩，一般都比原生的灰岩、页岩和砂岩致密；由岩浆岩变质的岩石，如片麻岩、角闪岩，也比原生的花岗岩、玄武岩致密。变质岩的密度也象岩浆岩一样，随酸性的减弱而增大，但由于结晶变质的历史较复杂，这种密度变化大多不够稳定。

岩石的密度还与其湿度有关，湿度愈高则密度愈大。对沉积岩来说，这种影响可达10%左右。

非金属矿除少数例外，一般都比岩石的平均密度低，金属矿的密度则高于这个平均值。

岩石密度通常是在实验室用天平或密度计测定的。重力测井资料或地震勘探的层速度资料也可用于估计岩层的密度值。