

油气田 重磁勘探

吴蓉元 编著 • 中国地质大学出版社

绪 论

地球物理勘探简称“物探”，它是以地球的各种物理现象为直接观测对象，从而查明地质构造和矿产的分布情况。因此，就其解决的问题而言，物探属于地质学的一个分支，但就方法的理论基础和历史渊源而论，则大部分导自地球物理学。由于这个原因，物探又称为勘探地球物理或应用地球物理。

物探方法与一般地质方法在理论基础和工作方法上都是完全不同的。后者是直接观测地质体本身，而物探是以各种地球物理场的理论为基础，使用精密的仪器测量场的空间变化以及岩石和矿石的物理性质，对测量结果进行推断解释，最后作出地质结论。因此，物探是一种间接的地质手段。众所周知，地球物理场存在的空间比场源分布的空间大很多，正因为如此，物探可以在远离场源的地方探测一般方法不可能直接达到的深度范围内场源的分布及特征，从而达到研究地下深部地质构造及寻找矿床的地质目的。

根据所利用的岩、矿石物理性质的差异和所测量的地球物理场的不同，物探方法有多种，但在石油勘探中常用的有四种方法。现简述如下：

1. 重力勘探

由于岩、矿石存在着密度差异，如果地质构造或矿产等研究对象与周围的岩石存在密度差异，就会引起地面上重力场的微小变化，通过测量重力场的微小变化可以推断地质构造和矿产的分布情况。

2. 磁法勘探

不同的岩、矿石存在着磁性差异，磁性岩石分布的变化导致磁场的微小变化，通过测量磁场的这种微小变化可以推断地质构造和矿产分布的情况。

3. 电法勘探

不同的岩、矿石存在着电性差异，地质构造和矿产的分布情况决定着地下的电性特征。通过观测天然大地电磁场的变化情况或地下人工电流场的分布情况，可以推断地下地质构造或矿产的分布。

4. 地震勘探

地震勘探是以岩、矿石的弹性差异为基础，通过研究弹性波传播情况达到勘探地下地质构造的目的。在地面附近由爆炸或其它方法激发的弹性波，从震源向四面八方传播。在某些方向地震波受到反射或折射后又返回地面。在地面上离震源不同距离安置一系列接收器，可以接收到反射波和折射波。根据所接收到的波到达地面的时间，可以推算反射界面的形态及上覆介质的传播速度；对于折射波来说，除了界面形态以外，还可以得到波在高速折射层中传播的界面速度。通过地质解释可以确定界面的地质层位。

物探方法的初次应用是在1640年，当时瑞典人用罗盘寻找磁铁矿；石油勘探中使用各种物探方法大约起始于1923年，当时在墨西哥湾沿岸勘探石油。目前物探已成为石油勘探的重要方法之一。由于各国对能源的迫切需要，石油物探的发展速度达到了惊人的地步。物探方法就其探测地球物理场空间位置的不同而言，可分为：沿地面进行观测的地面物探；在海洋上进行观测的海洋物探；在飞机上进行观测的航空物探以及在钻孔中或坑道内进行观测的地下物探。

按照探测对象的不同,又可将物探方法分为金属物探、石油物探、煤田物探、以及水文、工程物探等。

重力和磁法有许多共同之处,它们研究问题的方法和施工方法很相似。都是研究位场,测量的是某种力,而这个力的变化遵循与场源的距离的平方成反比衰减的规律。由于不同范围场源的场叠加在一起,给场的解释带来了困难,而相对来说,地震勘探可以得到地下的详细分层的结构,最有利于研究储油构造。然而任何一种物探成果仅仅是从岩、矿石物理性质的一个方面反映地质构造和矿产分布特征。为了得到可靠的地质结论,需要综合利用各种物探方法和对物探资料进行综合解释。

通常磁法、重力和地震勘探完成相同工作量的费用保持在1:10:100的比值;从勘探速度上地震勘探的工作速度也远不及重力和磁法。表1列出了西方世界(1985年)和中国石油部(1986年)各种物探方法的平均时效与成本。

表1

物探方法		平均工效(公里/队月或测点/队月)		平均成本	
		西方	中国	西方(美元/公里或测点)	中国(元/公里或测点)
地震		113*	76*	1625*	6863*
重力	平均	~313*	~450*	55.7	63.7*
	震/重 比	~0.36	0.17	~29	108
磁法	平均		>15000*	24.9*	35*
	震/磁 比	0.01	0.005	65	196
电法	平均		~157*	~1277*	263.1
	震/电 比	~2.9	0.48	1.3	26

•:表示用于对比计算的代表性数值;

~:表示折算后的近似值,工效率数出自“公里/队年”数值折算(÷6)而得;测点与公里的折算比例是:重力3.5:1,磁法2.5:1,电法1:1。

由表1可见合理使用各种物探方法的必要性。在大规模勘探中,不同物探方法担负着不同的地质任务。一般区域性普查以重力、磁法为主,结合少量地震、电法测线,发现储油气最有利的地区,再用耗资多但常能获得比较肯定的结果的地震法勘探构造,最后建议钻井验证。

一般来说,重、磁以研究区域构造为主。近年来,由于仪器观测精度大大提高和方法技术的不断改进,重、磁方法特别是重力法也常用于研究储油气构造;在直接寻找油气藏方面,应用重、磁也取得了可喜的成果。

过去一段时间,由于对重、磁方法的用途缺乏应有的理解,使它们的应用受到了限制,曾发生过在那些不必要使用昂贵的地震方法的地方大面积使用它,造成勘探成本的大幅度增长。近年来,随着重、磁方法的技术更新,国内外重新呈现重视重、磁方法综合应用的新趋势。其主要原因是:(1)勘探难度上升,油气勘探的目标正从背斜构造型转为隐蔽型;重点探区也正转向地震法难度大的地区,如碳酸岩区、火山岩区、半山区、沙漠和沼泽等。世界上已被发现的2200个非背斜油气藏类别繁多,目前单靠地震法勘探见油率甚低,仅3~4%。(2)经济效益明显,据西方统计,重、磁成本合计约为地震法的5%。我国差异更大,80年代中期,

航磁：35~50元/km；重力：170元/km；地震7000元/km，差异达200倍。随着工作难度加大，地震法成本还有上升趋势，80年与70年比成本提高了近10倍。(3)勘探成效好，苏联在第十个五年计划期间推行综合物探程序的地区，钻井成功率已由原来的30~35%提高到64%。其中：肯定性正预报成功率是60%，否定性负预报成功率是90%。我国应用综合物探效果也很显著，在复杂断层带油气藏区，如东营凹陷的中央隆起带应用综合物探方法于1982—1985年新增储量约占25年来所获总储量的52%。(4)新理论的应用，大量试验成果已得到理论上证明：在多数油气藏上方皆存在一特有的物理化学异常带，即“烟筒效应”产生的“还原柱”，能显示出电阻抗、磁化率和地球化学异常。由于上述原因，西方世界油气勘探中，1985年与1981年相比，地震法总采集投资下降了33%，而非地震法平均上升了31%。

我国作为一个社会主义国家，更有条件科学合理的组织好综合物探队伍，充分发挥各种方法在油气勘探中的独特作用，提高经济效益。可以预料，在努力发展生产力，提高经济效益的新的历史时期，重、磁勘探也必将为实现祖国的四个现代化作出更大的贡献。

目 录

第一篇 重力勘探

第一章 重力勘探的理论基础	(2)
第一节 重力场	(2)
第二节 重力位	(6)
第三节 正常重力和重力异常	(10)
第二章 重力仪及重力勘探工作方法	(14)
第一节 重力仪	(14)
第二节 重力仪观测数据的初步整理	(22)
第三节 重力勘探工作方法	(23)
第四节 重力观测结果的校正和重力异常的计算	(25)
第三章 重力异常的推断解释	(33)
第一节 概述	(33)
第二节 重力正、反演问题的解法	(34)
第三节 区域异常与局部异常的划分	(48)
第四章 重力资料的地质解释和应用	(58)
第一节 岩石密度	(58)
第二节 重力资料在地壳深部构造研究中的应用	(61)
第三节 重力勘探在地质构造研究中的应用	(70)
第四节 应用重力勘探直接寻找油气藏	(75)

第二篇 磁法勘探

第一章 磁法勘探的理论基础	(89)
第一节 磁学知识简介	(89)
第二节 地球的磁场	(94)
第三节 岩石磁性	(101)
第二章 磁场的测定及测定结果的整理	(104)
第一节 磁法勘探的仪器	(104)
第二节 磁测工作方法	(110)
第三章 磁异常解释的基本理论	(114)
第一节 概述	(114)
第二节 一些简单形体的磁异常	(116)
第三节 总磁场异常 ΔT 的特征及磁测结果的处理	(127)
第四节 磁性体顶面埋藏深度的计算	(132)
第四章 磁测资料的地质解释和应用	(137)
第一节 各类岩石和典型大地构造单元的磁场特征	(137)
第二节 磁测资料在研究含油气区区域构造和寻找局部构造中的应用	(145)
第三节 利用磁测资料直接寻找油气藏	(154)

第一篇 重力勘探

重力勘探是通过观测地球重力场的变化,查明地质构造和矿产分布的一种物探方法。组成地壳的各种岩(矿)石之间具有密度差异,这种差异会使地球的重力场发生局部变化,即引起重力异常。当我们在一个地区进行重力观测并得到重力异常时,通过对异常的分析计算及解释,就能推断引起重力异常的地下场源的分布情况,从而达到地质勘探的目的。

重力勘探的应用范围十分广泛。重力资料可以用来了解上地幔的密度变化,还可以用来研究地壳深部构造及其地壳活动性;划分大地构造和区域构造单元;圈定具有找油气远景的沉积岩内部构造、盐丘及煤盆地;在地震预报工作中,重力勘探可用于天然地震的中、长期预报,初步预测发震时间、震级和震源位置等。近年来,由于科学技术的发展,特别是电子计算机技术的应用,重力勘探在金属矿区的应用也得到了新的发展,与其它物探方法配合,重力勘探在寻找无磁性铁矿、铬铁矿、有色金属矿以及钾盐等矿产方面也都取得了良好的地质效果。

当然,重力资料的应用不仅仅局限于地质方面。历史上重力资料最先用于大地测量,根据重力场的分布来研究地球的形状。现在它的用途更加广泛了。例如,对远程火箭、导弹、人造卫星和宇宙飞船运行轨道的精确推算,重力资料都是不可缺少的。

重力勘探虽仅有80多年的历史,但其迅速发展是最近20多年里的事,重力测量技术实现了三个突破,第一个突破是60年代初实现了海洋重力测量,给占地球表面70%的海洋的地球研究工作增添了新的手段,这对板块构造学说的进一步完善和论证起了重要作用;第二个突破是实现了井中重力测量,使常规重力勘探推广到三维空间,它在固体矿产勘探、工程地质以及探明并评价碳氢化合物储集层、监测油田开发中有很重要作用;第三个突破是70年代末实现了工业性航空重力测量,它预示着石油勘探的一个新纪元。它不仅方便在陆地勘探,还可以在那些通常不易到达的地区,例如极地和荒漠等进行重力测量。

在我国东部地区一些盆地的区域重力测量已基本完成;全国性重力普查和海洋重力测量也在普遍开展工作,利用重力勘探寻找非构造油田乃至直接找油的试验工作也取得了可喜的成果。可以预料,在实现四个现代化的进程中,我国重力测量无论在基础理论还是方法技术上,都必将得到蓬勃的发展。

第一章 重力勘探的理论基础

第一节 重力场

一、重力

地球上任何物体都要受到重力的作用。物体具有重量及我们常见的自由落体运动，都是重力作用的表现。

重力 $\vec{P}$ 主要由两个分力组成：一个是整个地球质量对物体的引力 $\vec{F}$ ，另一个是物体在自转的地球上所受的惯性离心力 $\vec{C}$ (图1.1.1)，即

$$\vec{P} = \vec{F} + \vec{C} \quad (1.1.1)$$

地球对物体作用的引力遵循万有引力定律。根据这个定律，相距为 ρ 、质量分别为 m_1 和 m_2 的两个质点之间的引力 $\vec{F}$ 的大小可用下式表示：

$$F = G \frac{m_1 m_2}{\rho^2} \quad (1.1.2)$$

式中 G 是万有引力常数，在国际单位制 (SI 单位) 中 $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{N} \cdot \text{m}^2 / \text{kg}^2$ ，引力 F 的单位是牛顿 (N)。 $\vec{F}$ 的方向沿着两个质点的连线。

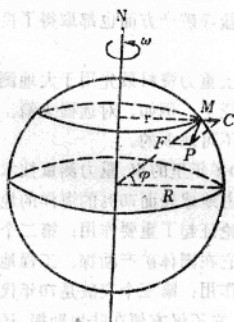


图1.1.1 重力的组成

整个地球对某一质点的引力就等于地球所有质点对该质点所作用的引力的合力。如果知道了地球的形状、大小和密度分布，这个合力原则上可以用积分的方法计算出来。其方向指向地球的质量中心 (简称地心)。

在自转的地球上，质量为 m 的质点所受到的离心力 $\vec{C}$ 的大小与地球自转的角速度 ω 的平方及物体到自转轴的垂直距离 r 成正比，即

$$C = m\omega^2 r \quad (1.1.3)$$

$\vec{C}$ 的方向垂直于地球的自转轴并沿着 r 指向球外。由于在赤道处 r 最大，两极 r 等于零，故惯性离心力是从赤道 (最大) 向两极 (等于零) 逐渐减小的。

离心力的大小和地球的引力相比是相当小的，最大不超过引力的 $1/288$ 。因此，重力的大小基本上由地球的引力 F 所决定，其方向仍大致指向地心 (图1.1.1中的 $\vec{C}$ 的长度是被夸大了)。

二、重力场

地球周围到处具有重力作用的空间，这个重力作用空间称为重力场。我们可以用重力场的场强度来描述重力场的性质，重力场中某点的重力场强度，等于单位质量的质点在该点所受的重力。

当物体除受重力作用外而不受其它力的作用时，如果作用在质量为 m_0 的质点上的重力为 $\vec{P}$ ，则根据牛顿第二定律

$$P = m_0 g$$

式中 g 表示重力加速度。用 m_0 除上式两边，便得到

$$\frac{P}{m_0} = g$$

按照定义，这个式子的左端表示单位质量所受的重力，即重力场强度。由此可见，重力场中某点的重力场强度，在数值上和量纲上都等于该点的重力加速度，且二者的方向一致。在重力勘探中，常把重力加速度或重力场强度简称“重力”。以后，若无特别说明，凡提到重力，都是指重力加速度。

在国际单位制（SI制）中，重力加速度的单位是 m/s^2 （米/秒²）；规定以 $1m/s^2$ 的 10^{-8} 为国际通用重力单位（gravity unit），以 $g.u.$ 表示，即

$$1m/s^2 = 10^8 g.u.$$

在以往出版的教材、文献资料中，均使用厘米·克·秒制（C·G·S制），重力加速度的单位是 cm/s^2 （厘米/秒²）。为了纪念第一个测定重力加速度的意大利学者伽里略，在大地测量领域及重力测量工作中，常将Gal作为重力加速度的单位， $1Gal = 1cm/s^2$ 。但实际应用时Gal这个单位太大了，因此以它的千分之一为单位，叫做mGal（毫伽）

$$1mGal = 10^{-3} Gal = 10g.u.$$

在高精度重力测量中，往往用mGal的千分之一作为重力单位，叫做 μGal （微伽）。即

$$1\mu Gal = 10^{-3} mGal = 10^{-2} g.u.$$

三、重力场的数学表达式

地球的重力场是一个矢量场，地面各点的重力分布不但表现为它的大小的变化，而且方向也随地而异。由于任何一个矢量的大小和方向都可以由其在已知坐标系的三个坐标轴上的投影来确定，为此，我们建立一个直角坐标系，使原点位于地心， z 轴与地球自转轴相重合， x 、 y 轴在赤道平面内（图1.1.2）。设地球的质量单元为 dm ，其坐标为 (ξ, η, ζ) ，其计算点 P 的坐标为 (x, y, z) ，则 dm 到 P 点的距离为：

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

根据万有引力定律， dm 对 P 点的引力为

$$dF = G \frac{dm}{\rho^2}$$

dF 在 X 坐标方向的分量 dF_x 为

$$dF_x = dF \cos(\rho, x)$$

式中 $\cos(\rho, x) = \frac{\xi - x}{\rho}$ ，所以

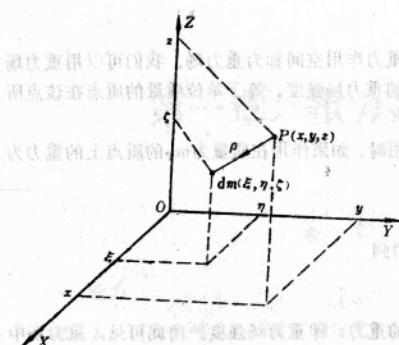


图1.1.2 计算重力场的坐标系

$$dF_x = G \frac{dm}{\rho^2} \cdot \frac{\xi - x}{\rho} = G \frac{\xi - x}{\rho^3} dm$$

同理可得

$$dF_y = G \frac{\eta - y}{\rho^3} dm, \quad dF_z = G \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm$$

于是, 地球的全部质量 M 在 P 点产生的引力分量为

$$\left. \begin{aligned} F_x &= G \int_M \frac{\xi - x}{\rho^3} dm \\ F_y &= G \int_M \frac{\eta - y}{\rho^3} dm \\ F_z &= G \int_M \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm \end{aligned} \right\} \quad (1.1.4)$$

积分号下的 M 表示积分遍及地球全部质量。

下面讨论离心力。设地球自转角速度为 ω , P 点到地球自转轴的距离为 r , 则离心力 C 在 X 、 Y 、 Z 三个坐标轴方向的分量为

$$\left. \begin{aligned} C_x &= \omega^2 r \cos(r, x) = \omega^2 r \frac{x}{r} = \omega^2 x \\ C_y &= \omega^2 r \cos(r, y) = \omega^2 r \frac{y}{r} = \omega^2 y \\ C_z &= \omega^2 r \cos(r, z) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (1.1.5)$$

将(1.1.4)式和(1.1.5)式的相应分量相加, 便得到 P 点的重力在三个坐标方向的分量:

$$\left. \begin{aligned} g_x &= G \int_M \frac{\xi - x}{\rho^3} dm + \omega^2 x \\ g_y &= G \int_M \frac{\eta - y}{\rho^3} dm + \omega^2 y \\ g_z &= G \int_M \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm \end{aligned} \right\} \quad (1.1.6)$$

故总的重力为

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2} \quad (1.1.7)$$

四、地球表面重力的分布和变化

理论计算和实际观测结果都证明地球表面的重力并不到处相同, 而是随着地点和观测时间的不同而变化。根据地面重力的变化研究地质构造和矿产分布情况, 是重力勘探的主要内容。如何根据地面上重力变化情况去研究地质构造和达到找矿勘探的目的, 首先要知道重力在地面上变化的原因和基本规律。其原因主要有以下几点:

1. 地球并不是一个理想的球体, 而是一个两极压缩的扁球体, 其赤道半径比极半径大 21 公里左右, 致使两极处的重力比赤道增大 $6.63 \times 10^{-4} g.u.$; 由于地球扁球体接近赤道突起部分的质量——形状因素, 使地球赤道上的重力比两极大 $4.85 \times 10^{-4} g.u.$ 。以上两种原因使两极重力比赤道大 $1.78 \times 10^{-4} g.u.$ 。

地球绕自转轴旋转, 地面各点的旋转半径随纬度而异, 在赤道上存在向外的离心加速度, 而两极则无, 由此使赤道上的重力比两极小 $3.39 \times 10^{-4} g.u.$ 。

以上效应之和, 致使地球表面的重力从赤道向两极随纬度的增加而增大, 其值达 $5.17 \times 10^{-4} \text{g.u.}$ 。

2. 地面各点的地形地势情况也不相同, 如图1.1.3所示A、B两点由于B点周围地形起伏, 测点平面以上所有的多余质量(或在测点平面以下所有的亏损质量)的引力效应必然引起B点相对于A点的重力变化。

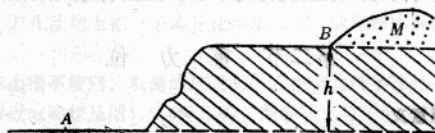


图1.1.3 地形地势引起重力变化

由于B点高于A点, 使得离地心的距离相对于A点远了一些, 因而比A点的重力小。另一方面, 地势较高的B点相对A点而言又增加了通过B点的平面与通过A点平面之间的物质质量的引力作用, 使B点重力相对于A点增大。上述两种作用总是相反的。

3. 地球内部(特别是地表附近及地壳)密度分布不均匀。这种不均匀是复杂地质作用造成的, 它与地质构造和矿产的分布有着密切的关系。

例如, 在中新生界砂泥岩形成的盆地周围出露着结晶基岩, 由于结晶基岩密度比砂泥岩大, 其相对于砂泥岩的过剩的质量产生的附加引力作用, 造成结晶基岩出露地区的重力值将比砂泥岩覆盖区的重力值大。

4. 在地面上, 重力还随时间而变。重力随时间的变化可分为短周期和长周期变化两种。短周期变化主要是地面上任一点相对于太阳和月亮的相对位置随时间不断变化, 日、月对该点的引力也不断发生变化, 从而造成重力的变化。另一方面, 引力的变化不仅造成海洋潮汐, 也可以引起地壳变形, 即所谓“固体潮”。固体潮使大地水准面发生位移, 这种位移也造成重力变化。上述两种变化总称为重力日变。

对于一个确定的地区, 某一时刻的日变值, 可根据该点的经纬度、地球、太阳、月亮的运动规律以及它们的质量等参数精确地计算出来。图1.1.4(a)是计算出的某地950小时的重力日变; 图1.1.4(b)是北京地区1976年7月9日至7月10日所观测到的重力日变曲线。可

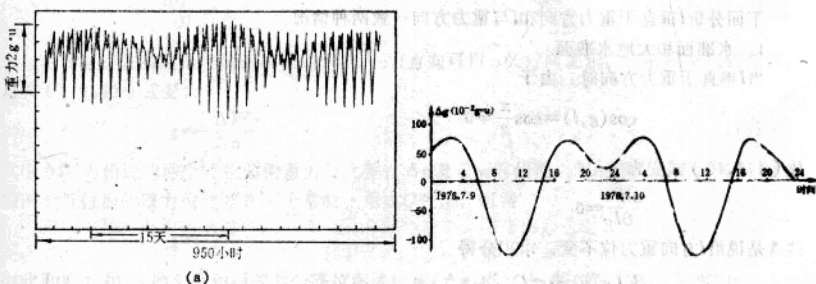


图1.1.4 重力日变

(a) 某地950小时重力日变 (b) 1976年7月9日—10日北京重力日变

见日变具有一定的周期性，其幅度一般在 $0.2 \sim 0.3 \text{ mGal}$ 左右。在高精度重力测量中这个值是
不可忽略的，必须进行相应的日变改正。

长周期的变化与地壳内部物质的运移及构造运动有关。例如，斯堪底那维亚半岛的重力
值在逐渐增大；在某些大地震前后可以观测到 $100 \sim 200 \mu\text{Gal}$ 的重力变化。一般来说，这种变
化是十分缓慢的，在短时间内，其变化值很小，因而在重力勘探中可以不予考虑。

第二节 重力位

一、重力位的物理意义

用重力场强度矢量描述重力场远不如用标量方便。我们可以找到一个标量函数，使其在
已选定的坐标系内对 x 、 y 、 z 的偏导数分别等于重力在相应坐标轴上的分量。设这个函数为
 W ，即满足

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x, \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g_y, \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z.$$

这个函数就是

$$W = G \int_M \frac{dm}{\rho} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1.1.8)$$

W 称为重力位。重力位是从场力做功的角度来描述重力场这个物理量，重力场中某点 P 的
重力位等于单位质量的质点从某个参考点移至 P 点，引力和离心力所做的功。对于引力，参
考点为引力等于零的无穷远点；对于离心力，参考点为 P 点在自转轴的投影，那里的离心力等
于零。

重力位函数中的第一项与地球在 P 点的引力有关，称为引力位，习惯用 V 表示；第二项
仅与离心力有关，称为离心力位，习惯用 U 表示，即

$$W = V + U \quad (1.1.9)$$

二、重力位与重力的关系

根据重力位的定义，重力位沿任一方向的偏导数等于重力在该方向的分量，即

$$\frac{\partial W}{\partial l} = g \cos(g, l) = g_l \quad (1.1.10)$$

下面分析 l 垂直于重力方向和 l 与重力方向一致两种情况。

1. 水准面和大地水准面

当 l 垂直于重力方向时，由于

$$\cos(g, l) = \cos \frac{\pi}{2} = 0$$

故(1.1.10)式变为

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

这就是说沿 l 方向重力位不变，求积分得

$$W(x, y, z) = C \quad (1.1.11)$$

式中 C 为常数。 W 是关于坐标 (x, y, z) 的函数，它代表一个空间曲面，即重力场中重力位等
于常数 C 的一切点所构成的曲面，称为重力等位面。重力等位面处处与重力方向正交，即沿

等位面方向上重力的分量为零，形象地说，如果在等位面上布满水的话，水是不会流动的，故称其为水准面。赋予 C 不同的值，可得到一族水准面(图1.1.5)，而每个水准面对应于一个特定的 W 值。平静的海平面处处与重力方向垂直，它是重力位为一个特定值的水准面，称为大地水准面。

大地水准面是地球表面实际存在的面，在海洋上它与平静的海平面相重合；在陆地上，它是海平面的延伸。若在陆地上挖一条沟并让海水流入，这里海水面的形状就是此地区大地水准面的形状。

大地水准面实际上很不规则。观测结果表明，它在南北两半球并不对称，北极略为突出，南极略平，它的一级近似形状呈图1.1.6所示的“梨形”，与一个两极略扁的旋转椭球面(称为参考椭球面)十分接近，最大偏差不超过30m。在重力勘探中一般把大地水准面的形状作为地球的形状。

2. 重力等位面的性质

当 l 方向与重力方向一致时，有

$$\cos(g, l) = \cos 0^\circ = 1$$

于是(1.1.10)式变为

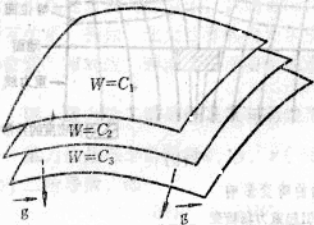


图1.1.5 水准面族

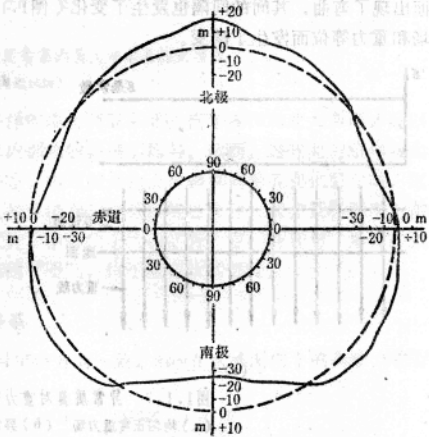


图1.1.6 大地水准面与旋转着球面
(图中比例尺是夸大了的)

$$\frac{\partial W}{\partial l} = g \quad (1.1.12)$$

由于 g 的方向就是等位面的法线方向，故 l 方向可用 $\vec{n}$ 的方向表示，以有限量代替微商，可将(1.1.12)式变为

$$g = \frac{\Delta W}{\Delta n} \quad (1.1.13)$$

式中 ΔW 为相近的两个等位面的重力位之差， Δn 表示两等位面之间的垂直距离。又因相邻的两个等位面的重力位之差 ΔW 为常数，用 ΔC 表示，可得

$$g = \frac{\Delta C}{\Delta n}$$

由此可见，重力 g 的大小和相邻两个等位面的距离(Δn)成反比。等位面上各点的重力 g 值不一定相等，等位面并非等重力面，表征重力大小的是相邻等位面之间的疏密程度，等位面越密集的地方重力值越大。由于重力 g 值处处有变化，所以相邻两等位面间的距离并不处处相等。

但重力 g 是一个不为零的有限量，所以 Δn 必然是有限值，即相邻的两个等位面不会相切，也不会相交。

三、异常质量对重力等位面的畸变影响

我们假设地下密度是均匀的，即没有剩余质量存在。很容易理解，此时重力的大小和方向处处相同，其重力等位面是一些相互平行且为等间隔的平面，重力线（处处与重力方向相切的曲线）是一些平行等间隔的直线（图1.1.7(a)）。在有剩余质量的情况下，如存在一个密度比围岩大的高密度的异常体，过剩的质量必然在地面各点产生附加引力作用，附加引力指向场源（异常体）并随远离场源而减小，以至消失。这时重力场的情况就和图1.1.7(a)所示的情形不同：不仅重力的大小随接近场源而增大，而且重力线的方向也相互不平行，等位面出现了弯曲，其间的间隔也发生了变化（图1.1.7.(b)）。可以说，剩余质量的存在使重力场和重力等位面发生了畸变。

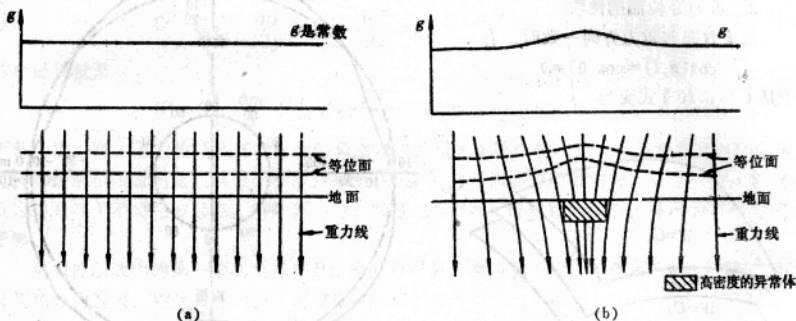


图1.1.7 异常质量对重力等位面的畸变影响
(a) 均匀正常重力场 (b) 异常质量引起重力场畸变

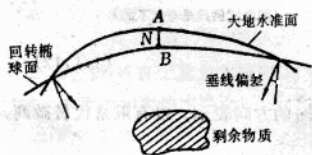


图1.1.8 由异常质量引起的大地水准面波动(N)及垂线偏差

地球内部的密度不均匀和地球表面的地形不规则，将引起大地水准面相对于参考椭球面的局部畸变。地球上各点的重力方向，亦即铅垂线方向，就是该点的大地水准面的垂线方向。在大地水准面与参考椭球面不一致的情况下，某点参考椭球面的法线一般与重力方向并不一致。此大地水准面的垂线（亦即铅垂线）与参考椭球面垂线（亦即法线）间的夹角称为垂线偏差（图1.1.8）。当测定出地面各点的垂线偏差，就能求出大地水准面的形状。

早在1749年，法国的大地测量学家布格在南美洲安第斯山脉脚下测量垂线偏差，发现其观测值比山脉海平面以上物质总质量的引力引起的垂线偏差要小得多。由此奠定了地壳均衡说的基础，也标志着重力勘探的开始。

通过精确观测人造卫星的轨道，可以提供大地水准面波动更详细的结果。图1.1.9是由卫星观测确定的第六阶大地水准面的高程。图中引人注目的大地水准面的“洼”出现在印度南

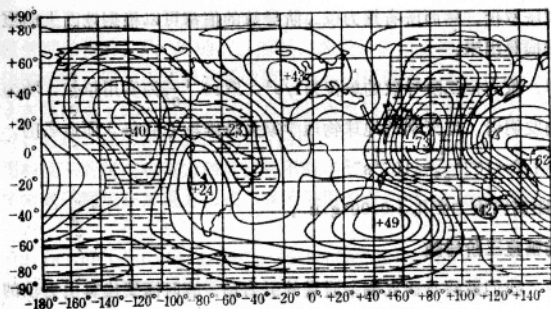


图 1.1.9 由卫星观测确定的第六阶大地水准面高程图
(等高线间距10m)

面靠近赤道附近和墨西哥以西；而西南太平洋的澳大利亚东北、南印度洋和北大西洋冰岛以南出现大地水准面的“脊”。它反映了地球内部物质普遍不均匀。然而，这些大的差异与大陆和海洋确定的表面物质分布没有明显的关系，很可能是由上地幔横向密度变化引起的，这正是引起地质活动的原因。我们可以看到大地水准面与新近的构造活动之间在某种程度上的相互关系。例如，北大西洋的大地水准面“脊”中心位于大西洋脊上空，恰好与“地壳扩张的位置”相对应。西南太平洋的大地水准面的“脊”，位于地壳收缩之处。

四、重力位二阶导数及其与等位面的关系

重力位是三个自变量 x 、 y 、 z （设 z 轴与铅垂方向一致， xoy 在水准面内）的函数，它有六个二阶导数，即

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}$$

通常分别以符号 W_{xx} 、 W_{yy} 、 W_{zz} 、 W_{xy} 、 W_{xz} 、 W_{yz} 表示。 W_{xz} 、 W_{yz} 两个重力位二阶导数与相邻两等位面的平行性有关，当重力等位面互相平行时， W_{xz} 、 W_{yz} 两个二阶导数等于零。若变换一下表示方法：

$$W_{xz} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right) = \frac{\partial g}{\partial x}$$

$$\text{同理, } W_{yz} = \frac{\partial g}{\partial y}$$

则 W_{xx} 、 W_{yy} 分别等于重力水平梯度 $\frac{\partial g}{\partial n}$ （ n 为垂直等重力线方向）在 X 和 Y 坐标的投影，故这两个二阶导数常称为重力水平梯度。

从梯度值与重力场的关系来说，梯度总是指向重力增加的方向，即指向场源（高密度）区。

通常以 W_{Δ} 表示 $W_{yy} - W_{xx}$ ，它与 W_{xy} 与等位面的弯曲形状有关，称为曲率值。

利用扭秤可以测量 W_{xx} 、 W_{yy} 、 W_{Δ} 和 W_{xy} 的值，而 W_{zz} 可借助于同一地点不同高度两点的重力观测值间接地测得它的近似值，则称为重力垂直梯度。

扭秤是最早用于重力勘探的仪器，早在1920年就用于石油勘探，但是因工作效率低，已于1940年被重力仪所取代。然而所有重力位二阶导数的值都可以根据地面上的重力观测值通过位场转换的方法换算出来。

在SI单位制中，重力位二阶导数的单位为 $1/s^2$ ，取 $10^{-9} \frac{1}{s^2}$ 为实用单位，称为厄缶(E)，是为了纪念扭秤的发明者、匈牙利的地球物理学家爱特维斯(厄缶)而命名的，即

$$1E = 10^{-9} \frac{1}{s^2} = 10^{-9} s^{-2}$$

1E相当于在1m的距离内重力变化了0.001g.u.。

五、引力位的垂直三阶导数

在重力勘探中，我们最终是研究剩余质量的引力场，有时需要换算引力位的垂直三阶导数，称为 V_{xxx} 。在国际单位制中， V_{xxx} 的单位是 $1/s^2$ ，距离单位是m，故引力位三阶导数的单位是 $\frac{1}{m \cdot s^2}$ ，记作MKS，即 $1MKS = \frac{1}{m \cdot s^2}$

在引力位三阶导数的计算中，常用 $10^{-9} \frac{1}{m \cdot s^2}$ (或 $10^{-12} \frac{1}{m \cdot s^2}$) 为单位，记作nMKS (或pMKS)，1MKS相当于在1m的距离上引力位二阶导数变化了1E (或 $10^{-3}E$)。

第三节 正常重力和重力异常

通过第一节的讨论可以看出，实际存在的地表的重力变化是多种因素变化叠加的结果。在重力勘探中，我们所关心的只是其中的一部分，即地壳物质密度不均匀所引起的重力变化。如何根据在地表实测的重力变化单独地区分出由地壳物质密度不均匀所引起的重力变化，人们提出了正常重力与重力异常的概念。

一、正常重力

要得到单纯由于地壳密度不均匀所引起的重力变化，必须要知道在地壳密度均匀情况下，重力在地面上的分布。假设地球是一个密度分布均匀、表面光滑的扁球体，或者是一个密度成层分布的扁球体，同一层内的密度是均匀的，各层的界面是共焦点的旋转椭球面，则地面上各点的重力值便可以很据地球的大小、质量、扁度、自转的角速度以及各点所在的位置等计算出来。这样计算出来的重力值叫做正常重力值。这种情形下的重力场叫做正常重力场。正常重力值通常以符号 g_0 来表示。显然，正常重力值将只随纬度变化，反映了重力场从赤道向两极逐渐增大的总变化趋势。

计算正常重力值的公式，称为正常重力公式。正常重力值的实际计算通常是是根据与地球重力场有关的一些参数利用理论和重力观测所导出的正常重力公式进行的。根据位场理论，可以导出代表地球形状的参考椭球面上任一点正常重力值 g_0 的基本公式为

$$g_0 = g_e [1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi] \quad (1.1.14)$$

式中 g_e 代表赤道上的重力值； $\beta = \frac{g_p - g_e}{g_e}$ ，为地球的重力扁率(度)， g_p 代表两极的重力值；

$\beta_1 = \frac{1}{8} \alpha^2 + \frac{1}{4} \alpha \beta$ ， α 代表地球的扁度， $\alpha = \frac{a-c}{c}$ ， a 和 c 分别代表地球的赤道半径和极半径； φ 代表计算点的纬度。这个计算式称为正常重力公式。

在式(1.1.14)中, 首先应求出 g_0 、 β 、 β_1 三个参数值。从理论上讲, 只要测得代表地球形状的参考椭球面上(通常以大地水准面作为它的近似)不同纬度的三个点上的重力值, 通过解联立方程便可求得 g_0 、 β 、 β_1 的值。然而, 地表任何点上的重力值都受到地表起伏和地壳密度不均匀的影响, 因而所测得的重力值只是 g_0 的近似值。实际作法是: 在整个地球表面(包括海洋)大量的点上测定出重力值(点的分布愈均匀、愈密愈好), 把所得到的结果用最小二乘法进行处理, 最后求得 g_0 、 β 、 β_1 的值。

随着观测精度不断提高和重力测量资料不断丰富, 则这些参数也不断被修正。因而, 先后提出了很多常数不同的正常重力公式。我国常用的有两个, 一个是1901~1909年的赫尔默特公式

$$g_0 = 9.78030(1 + 0.005302\sin^2\varphi - 0.000007\sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2 \quad (1.1.15)$$

另一个是1930年斯德哥尔摩国际测量会议通过的国际正常重力公式

$$g_0 = 9.78049(1 + 0.0052884\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2 \quad (1.1.16)$$

它最初是由意大利的测量学家卡西尼提出来的, 又称为卡西尼公式。

1979年国际大地测量及地球物理协会又提出了新的正常重力公式

$$g_0 = 9.780327(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2 \quad (1.1.17)$$

根据正常重力公式, 要求得大地水准面上某点的正常重力值, 只须将该点的纬度代入即可。

鉴于1901~1909年赫尔默特公式与最近导出的公式更为接近, 且国际上采用这个公式也比较多, 1982年修定的全国区域重力测量规范规定统一用1901~1909年赫尔默特公式。

二、重力异常

一般地说, 将地面某点观测到的重力值(又称为绝对重力值)减去该点相应纬度的正常重力值所得的差值即可称为重力异常。然而, 从重力勘探的角度, 这个差值中仍然包含着非地壳密度不均匀的影响, 例如观测点周围地形起伏不平的影响; 地球自然表面与大地水准面之间的物质以及观测点与大地水准面间高度差的影响等。顺便指出, 固体潮及日、月引力所引起的重力变化在得到绝对重力值以前已通过相应的改正消除了。在重力勘探中, 从地面上各点的重力观测值中减去相应各点的正常重力值和地形起伏不平的影响所得的差, 叫做重力异常。通常以符号 Δg 表示。显然重力异常是由地壳密度不均匀引起的。

用 $g_{\text{观}}$ 代表观测重力值, $\delta g_{\text{校}}$ 代表各项校正的总和, g_0 代表理论计算的正常重力值, 则计算重力异常的公式为

$$\Delta g = g_{\text{观}} + \delta g_{\text{校}} - g_0 \quad (1.1.18)$$

为了说明重力异常的物理意义, 我们看一个简单的例子。设地下有一个体积为 V , 密度为 σ 的球体(图1.1.10), A 、 B 两点处在同一纬度上, 所在地面与海平面重合, 于是 A 、 B 两点的正常重力值是相同的。假设在相当大的范围内地壳密度是均匀的, 设地壳的密度为 σ_0 , 球体对围岩的密度差 $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0$ 称为剩余密度(当 $\sigma > \sigma_0$ 时, $\Delta\sigma > 0$; $\sigma < \sigma_0$ 时, $\Delta\sigma < 0$)。球体与围岩间的质量差称为剩余质量, 即

$$\Delta M = \Delta\sigma V$$

式中 ΔM 代表剩余质量。

由于剩余质量的存在, 根据万有引力定律, 它必将在原先正常重力场的基础上增加了一个附加引力 ΔF , 这个引力在球体正上方最强, 设为 ΔF_A , 随着远离 A 点而减弱, 设在 B 点

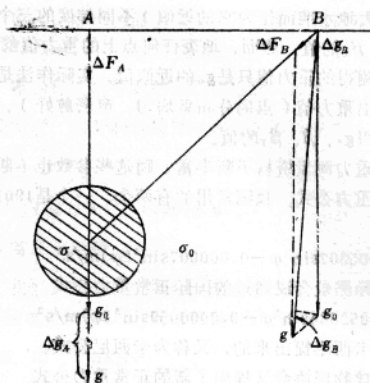


图1.1.10 重力异常的物理意义

为 ΔF_B ，其方向指向球心。B点的重力观测值 g 是 ΔF_B 与 B 点的正常重力值 g_0 的矢量和，由于 ΔF 总是远远小于 g_0 ，故重力异常 $\Delta g = g - g_0$ 等于 ΔF 在 g 方向的投影，而不是 ΔF 本身。这里，认为 Δg 等于 ΔF 在 g 方向的投影或是 Δg 等于 ΔF 在 g_0 方向的投影均可，因为实际上重力 g 对正常重力 g_0 在方向上的偏离是微不足道的。可见，重力异常乃是地质体的剩余质量所产生的附加引力沿重力方向的投影；只有在特殊点上，例如图1.1.8中的A点，附加引力与重力方向相同，重力异常才等于附加引力本身。

重力异常是重力勘探中极为重要的基本概念，可概括为：重力异常是经过校正的重力观测值与相应点上的正常重力值的偏差值，它不包含由于地球扁度和地球自转引起的重力变化，而是单纯反映地壳密度分布的不均匀性，从而间接地反映地壳内的地质构造和矿产的分布。正因为如此，重力异常就成为重力勘探及地球物理学中研究的重要对象；研究重力异常的空间分布不仅能提供地壳表层地质构造资料，同时也能给出地壳深部构造特征的一般结论。

三、计算地质体重力异常的基本公式

为便于计算，建立一直角坐标系，使 x 轴和 y 轴位于水平面内， z 轴铅垂向下(图1.1.11)。根据万有引力定律，地质体的任一剩余质量单元 dm 在空间任一点 P 的引力场强度 dE 为

$$dE = G \frac{dm}{\rho^2}$$

式中 ρ 为 dm 到 P 点的距离。 dm 的坐标为 (ξ, η, ζ) ， P 点的坐标为 (x, y, z) ，因此

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

dm 的重力异常为 dE 的铅垂分量，即

$$d(\Delta g) = G \frac{dm}{\rho^2} \cos \beta$$

式中 β 表示剩余质量单元在 P 点的引力与铅垂方向的夹角。考虑到 $dm = \Delta \sigma \cdot dv$ (剩余密度 $\Delta \sigma$ 与体积单元 dv 的乘积)， $\cos \beta = \frac{\zeta - z}{\rho}$ ，于是整个地质体在 P 点引起的重力异常 Δg 应当是对它