

高等学校试用教材

重力勘探

长春地质学院重力教研室 编

地质出版社

高等学校试用教材

重 力 勘 探

长春地质学院重力教研室 编

地质出版社

重 力 勘 探
长春地质学院重力教研室 编

地质部教育司教材室编辑

地质出版社出版

(北京西四)

地质印刷厂印刷

(北京安德路47号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ · 印张: $20^{3/8}$ · 插页: 1个 · 字数: 483,000

1980年12月北京第一版·1980年12月北京第一次印刷

印数1—4,640册·定价3.20元

统一书号: 15038 · 教98

前 言

这本书是根据地质部教育司教材出版计划的要求，作为地质院、校地球物理勘探专业用的重力勘探教材编写的。全书约五十万字，共分十章。

在编写过程中，主要参考建国以来，特别是最近几年国内各地质院校所编的重力勘探讲义，在理论基础方面作了必要的补充，在技术方法方面，结合我国野外实际作了精选，参阅了国内外一些重力勘探的书籍和文献，补充了一些必要的新内容。但是，取材的基本出发点，仍然是以充分阐明重力勘探的基本原理、仪器、野外工作方法和异常解释为主。

在内容的论述方面，在讲清基本概念的前提下，力求简明易懂，便于自学。

本书适用范围的重点是金属地球物理勘探专业，但也考虑了石油地球物理勘探专业的需要，同时，注意到便于野外重力勘探技术人员参考。因此，在内容的安排上，除了考虑全书的系统和前后的联系外，也考虑了一些章、节的独立性，便于在教学中根据不同专业的需要和学时数的多少进行取舍。

由于编写的时间比较仓促，资料收集得不够全面，特别是因为编者水平所限，在内容的选择、次序的编排和问题的论述等方面，肯定会有很多缺点和错误，请读者提出批评指正。

在编写过程中，得到武汉地质学院重力教研组同志们的大力支持，在此，谨致诚挚的谢意。

长春地质学院重力教研室

《重力勘探编写组》

1979.10.15

目 录

绪论	1
一、重力勘探课程的主要内容	1
二、重力勘探发展简史、现状和展望	1
第一章 重力勘探的理论基础	5
§ 1.1 有关地球的某些基本知识	5
一、地球的形状	5
二、地球的内部结构	5
§ 1.2 地球的重力和重力场	7
§ 1.3 重力场的数学解析式	7
一、引力	8
二、离心力	9
三、重力	9
§ 1.4 重力位函数及其各阶偏导数	9
§ 1.5 重力等位面及其与重力位一阶导数的关系	14
§ 1.6 重力位二阶导数和重力等位面形状的关系	15
§ 1.7 正常重力公式和重力位二阶导数的正常值	20
一、正常重力公式	21
二、重力位二阶导数的正常值	22
§ 1.8 重力测量方法和原理	24
§ 1.9 实测重力值的组成因素和重力异常	25
§ 1.10 重力勘探的一般概念	28
第二章 重力仪	31
§ 2.1 重力仪概论	31
一、重力仪的基本构造和要求	31
二、重力仪的测读机构和测读方法	33
三、重力仪的基本平衡方程式和灵敏度	34
四、影响重力仪精度的主要因素和误差的消除方法	38
§ 2.2 阿斯卡尼亚 GS 型金属弹簧重力仪	44
一、构造	44
二、平衡方程式和灵敏度	45
三、读数方法	46
四、关于光电池“钝点”的概念	46
五、格值测定	48
§ 2.3 石英弹簧重力仪	48
一、ZSM型石英弹簧重力仪	49
二、涅登 (Workden) 石英弹簧重力仪	50

三、CG型石英弹簧重力仪	51
四、石英弹簧重力仪的平衡方程式和灵敏度	53
五、石英弹簧重力仪的温度补偿原理	56
六、重力仪读数和重力变化的关系	56
§ 2.4 石英弹簧重力仪的检查、调节和常数测定	57
一、重力仪的调节	57
二、重力仪格值的测定	60
三、重力仪混合零点位移规律的试验	61
四、重力仪一致性的试验	62
第三章 重力勘探的野外工作方法和技术	63
§ 3.1 不同地质勘探阶段的重力测量方法和技术要求	63
一、重力予查	63
二、重力普查	63
三、重力详查	64
四、重力细测	64
§ 3.2 重力基点网	65
§ 3.3 重力仪的野外观测方法及零点改正	66
一、单次观测	66
二、重复观测	67
§ 3.4 检查观测和补充观测	69
§ 3.5 重力勘探中的测地工作	69
第四章 重力观测数据的整理	72
§ 4.1 基点网观测数据的整理	72
一、基点网的闭合差	72
二、基点网平差	72
三、求出各基点相对总基点重力差	75
§ 4.2 重力仪观测结果的外部改正	76
一、正常场改正(纬度改正)	76
二、地形改正	76
三、中间层引力改正	84
四、高度改正	84
§ 4.3 各项改正误差的来源及其对异常形态的影响	86
一、布格改正	86
二、地形改正	87
三、正常场改正(纬度改正)	87
§ 4.4 重力异常的图示	88
一、布格重力异常平面图	88
二、布格重力异常剖面图	88
三、重力异常平面剖面图	89
第五章 海洋及航空重力测量	104
§ 5.1 海洋及航空重力测量的基本方法	104

§ 5.2 ZD1-70 型海底重力仪简介	105
§ 5.3 GSS-2 海洋重力仪简介	105
§ 5.4 海洋弦线重力仪	107
§ 5.5 海洋重力测量的各项改正	108
一、二次项改正 (布朗改正)	108
二、厄缶改正	108
三、高度改正	109
四、中间层改正	109
五、潮汐改正	110
§ 5.6 航空重力测量简介	110
第六章 扭秤测量	112
§ 6.1 扭秤的构造和工作原理	112
§ 6.2 几种常用扭秤的平衡方程式	114
一、Z-40 型扭秤	114
二、E-54 型扭秤	116
§ 6.3 扭秤的记录方式	116
§ 6.4 扭秤记录的整理方法	117
一、三方位记录的整理	117
二、五方位记录的整理	118
§ 6.5 扭秤观测结果的改正	119
一、地形改正	119
二、扭秤观测结果的正常改正	123
§ 6.6 重力位二阶导数异常的图示	125
一、水平梯度异常矢量平面图的作法	125
二、曲率异常矢量平面图的作法	125
三、 V_{xx} 和 V_{yy} 剖面图的绘制	126
§ 6.7 重力异常和重力位二阶导数异常的换算	126
一、利用重力异常计算 V_{xx} 和 V_{yy}	127
二、利用二阶导数 V_{xx} 和 V_{yy} 求 Δg	127
三、用高精度重力仪测量重力位垂向二阶导数 V_{zz} 的方法	128
§ 6.8 扭秤测量的野外工作	129
第七章 岩石密度测定	131
§ 7.1 岩石与矿石的密度	131
§ 7.2 岩石和矿石标本的密度测定	133
一、对密度测定的要求	133
二、采集岩石标本时应注意的问题	134
三、常用的密度测定方法	134
§ 7.3 利用重力测量确定中间层平均密度	136
一、重力剖面法	136
二、用最小二乘法确定中间层密度	136
三、用统计方法求中间层密度	139

四、重力测井	139
§ 7.4 密度资料的整理和表示方法	140
第八章 重力异常正、反问题的解法	142
§ 8.1 解正问题的基本公式	142
§ 8.2 几种规则几何形状地质体正、反问题的解法	144
一、均匀球体	144
二、水平圆柱体	151
三、倾斜台阶（倾斜断层）	157
四、垂直台阶（垂直断层）	163
五、半无限大水平物质面	167
六、倾斜脉	169
七、底部向下无限延深的垂直脉	174
八、垂直物质线	174
§ 8.3 复杂形体重力异常的正演计算	176
一、莱克 Δg 二度体量板的制作和使用	176
二、甘布尔采夫 Δg 二度体量板的制作和使用	178
三、莱克 V_{xz} 和 V_{zz} 二度体量板	180
四、三度体 Δg 量板	181
五、带系数的似二度体 Δg 量板	183
§ 8.4 解反问题的选择法	191
§ 8.5 解反问题的直接法	194
一、三度体剩余质量的求法	194
二、三度体质心坐标的求法	195
三、二度体横截面积的求法	196
§ 8.6 解反问题的切线法	196
§ 8.7 单一密度界面深度的求法	199
一、单一密度界面深度的一、二级近似解法	199
二、逐次逼近法——迭代法	202
§ 8.8 重力异常的复杂性及反问题解释的非单一性	202
一、重力异常的复杂性	202
二、重力场的等值原则及反问题解的非单一性	205
§ 8.9 解释的基本方法和步骤	206
第九章 重力异常资料的数据处理	209
§ 9.1 引言	209
§ 9.2 异常数据的圆滑	209
一、最小二乘圆滑法	209
二、徒手圆滑	214
三、多次线性内插圆滑	215
§ 9.3 重力异常的解析延拓	215
一、向上延拓公式的推导	216
二、三度体异常的向上延拓	217

三、三度体异常的向下延拓	223
四、二度体异常的向上延拓	225
五、二度体异常的向下延拓	226
§ 9.4 重力高阶导数的换算	228
一、重力垂向一阶导数 K_z 的换算	228
二、重力垂向二阶导数 K_{zz} 的换算	230
§ 9.5 重力异常的区域校正	239
一、图解法	239
二、数学解析法	241
第十章 重力勘探资料的实际应用	244
§ 10.1 重力资料在研究地壳深部构造及地壳均衡作用中的应用	244
一、关于地壳均衡补偿的几种假说	245
二、均衡异常的分布特征与地壳运动的关系	248
三、我国布格重力异常的基本特征及其与深部构造和天然地震分布规律的关系	252
四、重力异常与构造成矿的关系	256
§ 10.2 重力资料在区域地质研究中的应用	257
一、重力资料应用于划分大地构造单元	257
二、重力资料在区域地质研究中所能解决的某些地质问题	260
三、利用重力资料进行区域地质构造单元的划分	265
四、利用重力资料进行地质填图	267
§ 10.3 重力勘探应用于寻找金属矿和非金属矿床的实例	272
一、重力勘探在寻找含铜硫铁矿方面的应用	272
二、重力勘探在寻找富铁矿方面的应用	283
三、重力勘探在寻找铬铁矿矿床方面的应用	292
四、重力勘探在沉积凹陷区详查与石油、天然气有关的局部构造方面的应用	298
五、重力勘探在寻找盐矿方面的应用	299
附录一 正常重力公式的推导	305
附录二 固体潮	313

绪 论

一、重力勘探课程的主要内容

重力勘探是在重力测量学的基础上发展起来的一门应用学科，是现在常用的重要地球物理勘探方法之一。

地球的重力现象，是人们天天接触到的一种自然现象，例如：在地球附近，一切物体都有重量，抛出的物体，一般仍要落回地面，自由摆动的物体，具有一定的摆动周期，……等等。但是，人们对重力现象本质的认识，并用之为人类的生产和生活服务，却是经过了漫长的岁月和很多卓越科学家的努力，才不断深入和逐步实现的。

地球可以近似地视为两极半径略小于赤道半径的旋转椭球体。在这个椭球体的附近，一切物体都将同时受到两种主要力的作用——地球全部质量对它所产生的引力和地球自转而引起的惯性离心力。所以，地球重力现象的实质，就是地球全部质量的引力和地球自转而引起的惯性离心力同时作用于某一物体上的具体体现。

具有重力作用的空间，称为重力场。在重力场中，单位质量的质点所受重力的大小，称为该点重力场的强度。

地球重力场强度的平均值约为 980 厘米/秒^2 ，但是，由于地球的形状及其内部质量分布的不均匀，地面上各点重力场强度有着微小的变化。

大家知道，地球，特别是地壳，是由各种不同的岩石和矿石所组成，在它长期发展的过程中，由于地球内部和外部各种因素的相互作用，形成了各种不同形式的地质构造，富集了各种各样的有用矿产。当这些地质构造或矿产的密度和周围岩石的密度不同时，相对而言，在它们所占据的空间，就会出现质量的剩余或亏损。因此，根据万有引力定律，在这样的地区就会出现引力的增大或减小，从而造成局部地区重力场强度的差异——引起重力异常。

重力异常的大小、分布范围和变化规律与引起异常物体的大小、形状、空间位置、以及它和围岩密度差的大小有关。重力勘探就是应用重力测量的方法，获得因地壳内部某些密度不均匀体所引起的重力异常，进而研究异常的分布和变化规律与地质因素之间的关系，说明引起重力异常的地质原因，从而为普查找矿和研究某些地质构造提供地球物理依据。

根据以上所述则不难理解：万有引力定律是重力勘探方法的理论基础；勘探对象与围岩之间有无明显的密度差别是应用该方法的地球物理条件。地质资料是布置重力勘探工作和异常解释的重要基础。因此，重力勘探课程与数学、物理学、地质学等学科有着密切的联系，它们是重力勘探课程的基础课程。

重力勘探课程的主要内容，除了研究重力场的某些基本理论之外，还要研究重力测量的仪器和方法，研究测量结果的各项改正和异常的解释。

二、重力勘探发展简史、现状和展望

对地球重力现象的研究工作，早在 16 世纪的中叶就已经开始。在这方面，意大利物

理学家伽利略 (G. Galileo, 1564~1642) 首先作出了重要的贡献。他第一个发现了自由落体定律; 第一个测得了重力加速度的粗略值为 980 厘米/秒²。

第一个知道摆具有一定摆动周期的人也是伽利略。随后, 荷兰物理学家惠更斯 (C. Huygens, 1629~1695) 确定了数学摆的摆动周期 T 与摆长 l 以及重力加速 g 之间的关系为:

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{l}{g}} \quad (1)$$

并据此在 1655 年制造了钟, 为以后精确的测定重力加速度奠定了计时基础。

地球上的重力大小随地而异的现象, 是法国天文学家里舍 (J. Richer) 于 1672 年发现的。当时, 他受法国科学院的派遣, 到南美洲赤道附近的卡晏 (Cayenne) 观测火星, 带了一台在法国巴黎走的十分准确的天文钟, 到卡晏之后, 发现这台钟每天慢了 2.5 分钟。两年之后, 他又回到了巴黎, 这台钟又恢复了正常。由此, 他得出了一个结论: 赤道的重力加速度小于巴黎。

里舍的发现, 不久被牛顿 (I. Newton, 1643~1727) 的力学理论所证明, 他在 1687 年发表的“自然哲学的数学原理”一书中, 根据力学原理指出: 由于地球的离心力从赤道向两极逐渐减小, 地球不可能是一个正圆形, 而应该是赤道处外突、两极略扁的扁球。这个推理的正确性, 不久被法国科学院派往秘鲁和北欧拉普兰 (Lapland) 去的两个测量队所证实。从这时起, 便把地面重力的变化与研究地球形状联系起来, 逐渐形成了一个专门的学科——《重力测量与地球形状学》。

在重力的理论研究方面, 继伽利略和牛顿之后, 不少科学家相继作出了很多重要的贡献。如克雷若 (M. Clairaut) 1743 年发表的关于利用重力资料确定地球扁度的论文中, 从牛顿的引力理论出发导出了被称为克雷若定理的公式。根据这个公式, 只要知道了赤道及两极的重力值, 就可以近似的计算出地面上任意点的重力值及地球扁度。

几乎在克雷若论文发表的同一个时期, 俄国科学家罗蒙诺索夫 (M. В. Ломоносов) 提出了重力随时间变化的概念, 并为此设计和制造了用静力平衡原理测定相对重力变化的仪器——重力仪。这个仪器虽然因为测量的精度低而没有得到应用, 然而, 他用静力平衡原理测定重力变化的思想却为后世所采用。

在克雷若的论文发表一百年以后, 1849 年间, 斯托克斯 (G. Stokes) 在理论上又证明了: 如果地面上的重力值为已知, 则可根据它的分布及变化规律确定大地水准面 (平静的海洋面延伸到各个大陆之下而形成的封闭曲面) 的形状, 求出大地水准面与标准椭球面的偏差。

1854~1855 年, 普拉特 (J. H. Pratt) 和爱里 (G. B. Airy) 第一次把重力变化与地壳内部物质结构联系起来, 提出了地壳均衡假说, 指出通过重力测量可以研究地质构造。但当时也只是作为一种假说而没有被人们所重视。

重力测量方法真正比较广泛地应用于地质勘探领域, 主要还是从第一次世界大战以后才开始的。

最初用于重力测量的仪器是前面提到的数学摆。这种摆是以一条细丝悬挂着一个金属球, 使它在垂直平面内作小幅度的自由摆动, 准确地测定摆动周期 T 和摆长 l , 则可以根据 (1) 式求出重力 g :

$$g = \frac{4\pi^2}{T^2} l \quad (2)$$

但是，由于摆长和周期不易测准，再加上其它因素（如温度变化等）的干扰，重力测量的精度较低。1818年英国物理学家卡德尔（H. Kater）发明了可倒摆，1826年左右贝塞尔（F. W. Bessel）进一步充实了可倒摆的理论，并对很多干扰影响进行了改正，为当时比较精确的测定重力 g 创造了条件。

1887年，匈牙利科学家斯坦尔涅克（R. V. Sterneck）发明了测量相对重力值的仪器——振摆仪。这种仪器是采用固定长度的摆先后在重力已知点和未知点上进行测量的，若其重力值分别为 g_0 和 g_i ，那么，根据（2）式有：

$$g_0 = \frac{4\pi^2}{T_0^2} l$$

$$g_i = \frac{4\pi^2}{T_i^2} l$$

将上面二式相比消去 l ，并解出 g_i 便得：

$$g_i = \left(\frac{T_0}{T_i}\right)^2 g_0 \quad (3)$$

可见，这种摆无需测定摆长，只要准确的测定了 T_0 和 T_i 就可以准确地求得 g_i 。这种测量仪器和方法曾被当时欧洲各国所采用。

1896年，匈牙利物理学家厄缶（V. Eötvös）抛开了摆的原理和方法，发明了一种测定重力位某些二阶导数的仪器——扭秤。到1908年他又从理论和实践方面进一步说明了应用扭秤测量研究地壳上层地质构造的可能性和效果，扭秤也就成了以后一段时间的重力勘探的主要仪器。但是，由于此类仪器比较笨重，而且工作效率很低（测一个点至少需要1.5小时），以及其他方面的缺点，到20世纪的50—60年代，扭秤基本被现代重力仪所代替。

重力仪是利用静力平衡原理进行相对重力测量的仪器，18世纪的中叶已经有了雏形。但是，它的发展并得到广泛的应用，则是本世纪30年代开始的。由于这类仪器具有很多优点，因而，它的发展速度很快。现在不仅有了陆地、海洋和井中使用的各种类型的重力仪，航空重力仪也已研制成功，并开始用于地质勘探。

陆地用的重力仪种类繁多，40年代以后，仪器制造的工艺水平不断提高，轻便、坚固、精度高的仪器不断出现。例如最近几年美国制造的D-6重力仪，相对重力测量精度已经达到 g 的 10^{-9} 的量级，比40年代的最好重力仪提高将近100倍。

重力仪制造工艺水平的提高，在重力勘探的发展史上一直起着积极的作用，它不仅推动了重力勘探方法的发展，扩大了方法的应用范围，而且带动了理论研究的提高。在本世纪40年代以前，人们对位场的理论研究作了大量的工作，取得了很大成绩。对重力勘探正、反问题的解法，提出了不少新方法，这些方法虽然都有它们的局限性，然而，在重力异常的解释工作中，却发挥着重要的作用。

一切科学的发展，都互相联系，互相促进。当历史进入60年代，也就是说当科学进入电子计算机，并直接用于重力勘探领域的时候，重力勘探方法又有了相应的发展。这不仅因为它减轻了人们对重力测量结果的各项改正和异常解释中的一些复杂的数学计算，而且促进了异常信息处理方法的应用和理论研究工作的提高。过去很多无法测定的重力位场

值，通过位场的换算方法都可以得到了。对多种地质因素产生的迭加异常，通过电子计算机的运算可以很方便地进行筛选，从而提高了解释人员对有效异常的识别能力和异常解释的地质效果。

重力勘探的发展也同其他科学一样，也是在客观生产发展的基础上提出，又在生产实践中不断得到充实和提高。它的发展历史，也是人们同自然进行斗争历史的一部分，这个历史永远也不会完结。

重力勘探方法的应用虽然已经有了将近一个世纪的历史，从方法到理论都比较成熟，但还有很多问题有待进一步研究和解决。

重力勘探方法在我国应用得较晚，严格地说，比较广泛的应用还是从解放以后才开始的。从建国初期一直到60年代，重力勘探方法主要用于区域地质调查和石油天然气的勘查方面，对全国大地构造的分区和油气构造的普查等发挥了重要的作用，就是今天，如果对过去的重力资料进行重新再认识，有些仍然可以发挥积极的作用。

今后，重力勘探方法除了在研究区域地质构造、勘探石油及天然气、煤田、金属与非金属等矿产方面继续发挥作用，而且要求它解决问题的深入程度越来越高外，在研究地壳深部构造方面，也将发挥重要的作用。

我国的海岸线很长，海域宽阔，在陆地上有大面积的人迹难以到达的山脉、湖泊和沙漠，开展海洋和航空重力勘探具有重要意义。最近十几年来，海洋重力勘探工作虽然有了很快的发展，但是和我国的辽阔的海域相比，工作极为有限。在世界上，航空重力仪已经研制成功，并开始用于地质勘探。因此，展望未来，重力勘探方法具有广阔的应用范围和发展远景。

随着重力勘探方法应用范围的扩大，研究问题深入程度的提高，在理论研究方面将提出很多新课题。可以预见，在新的历史条件下，无论在技术方法还是某些重要理论方面，都将得到蓬勃的发展。

第一章 重力勘探的理论基础

§ 1.1. 有关地球的某些基本知识

一、地球的形状

地球自然表面的形状比较复杂，但它的70%以上的面积皆被海水所覆盖，陆地部分的地形起伏与地球的大小相比甚微，因而，宏观的地球仍然可以当成表面光滑的形体来看待。所以，大地测量学规定，以平静海洋面的趋势延伸到各个大陆之下所形成的封闭曲面的形状，即所说的大地水准面的形状，作为地球的基本形状。见图(1.1-1)。根据最近几年人造地球卫星测得地球的最新参数为：

赤道半径	$a = 6378.16$ 公里
极半径	$c = 6356.76$ 公里
椭球体扁度	$e = \frac{a-c}{a} = \frac{1}{298.25}$

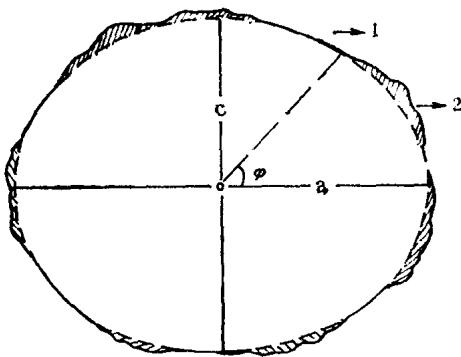


图 1.1-1

1—大地水准面；2—地球自然表面
a—赤道半径，c—极半径，φ—纬度

二、地球的内部结构

按照组成地球的物质成分，其主要构造可以分为三层，最外面的一层称为地壳，中间的叫做地幔，内部称为地核。见图(1.1-2)。

地壳的厚度各地不一，大陆上的平原区一般为30—40公里，山地与高原更厚，如西藏高原，地壳的厚度可达60公里以上，天山可达80—90公里。大洋之下则稍薄，如大西洋、印度洋只有10—15公里，太平洋则只有5公里左右。

组成地壳的物质成分主要是硅、铝、镁等。按照硅、铝、镁含量的多少，又可分为两

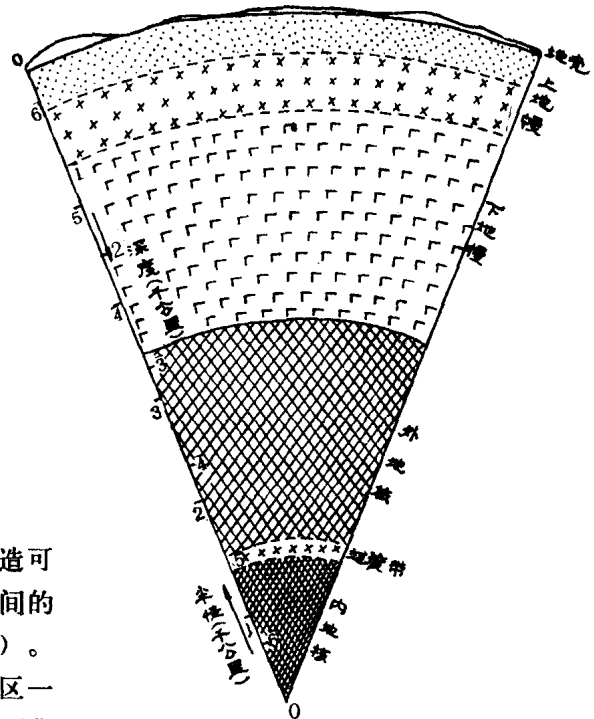


图 1.1-2

层。上层主要由密度较小的富含硅、铝的花岗岩组成，叫做花岗岩层或硅铝层，平均密度为 2.7克/厘米^3 。下层是由富含硅镁的玄武岩组成，称玄武岩层或硅镁层，平均密度约 3.1克/厘米^3 。花岗岩与玄武岩层的分界面，称康拉德界面，简称康氏面。康氏面上下岩层之间存在 0.4克/厘米^3 左右的密度差，是地壳中主要密度分界面之一。

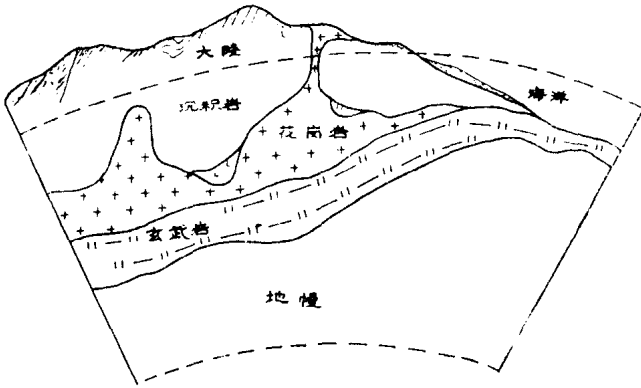


图 1.1—3

地壳的最上部，有一层厚度不大、然而密度极不均匀的沉积岩和风化土。见图(1.1—3)。

根据大陆与海洋区组成地壳物质的差别，分为大陆型地壳和海洋型地壳。大陆型地壳是由花岗岩和玄武岩组成的双重结构，而海洋型地壳花岗岩很薄，有的地方甚至缺失，主要由玄武岩组成的单层结构。

目前，各种地质勘探方法所能直接观察和研究的范围还只限于地壳的表层，然而，就是这一层，由于地球内部和外部各种因素的相互影响，在它长期发展的过程中，却形成了各种各样的地质构造，富集了各种有用矿产。当这些地质构造或矿产的物理性质（如磁性，电性，密度……等等）与围岩有着明显的差别时，在它们的周围就会形成各种物理场，从而为应用地球物理勘探方法寻找和研究它们提供了条件。

从地壳向下到2900公里左右深的部分称为地幔，由于它介于地壳与地核之间，故也称中间层。组成地幔的物质成分与地壳有显著的差别，硅酸物质显著减少，铁镁质金属元素相对增多。按照组成地幔物质成分的差别，又可分为上地幔和下地幔。上地幔主要为基性和超基性岩，而下地幔则主要为铁镍等金属氧化物。组成地幔物质的密度在 $3.4\text{—}5.0\text{克/厘米}^3$ 之间，随着深度的增加而增大。地幔与地壳的分界面，称为莫霍洛维奇面，简称莫氏面。莫氏面是地壳内部的一个主要密度分界面，上下层之间的密度差约 0.3克/厘米^3 左右。

从2900公里以下一直到地心称为地核，分外核、过渡带和内核三部分。组成地核的物质成分还不甚清楚，但根据陨石成分的推测，主要为铁镍，故称铁镍核。

根据重力测量和地震测深资料，地球内部物质的密度随深度的变化情况大致如下：

1. 外壳 2.7克/厘米^3
2. 壳下层（从33公里到900公里）密度随深度迅速增加，大约从 3.32克/厘米^3 增加到 4.49克/厘米^3 。
3. 中间层（从900—2900公里）密度从 4.60克/厘米^3 增加到 5.68克/厘米^3 。
4. 地核（从2900公里到地心）。在地核面上密度跃变到 9.69克/厘米^3 ，以后渐增到 12.17克/厘米^3 。

地球的质量

$$M = 5.976 \times 10^{27} \text{ 克}$$

§ 1.2. 地球的重力和重力场

正如前节所述，地球是一个具有一定质量、两极半径略小于赤道半径的旋转椭球体。在这个椭球体的表面或附近空间，一切静止的物体都要同时受到两种力的作用，一是地球全部质量对它所产生的引力；一是地球自转而引起的惯性离心力(以后简称离心力)，这两种力同时作用在某一物体上的矢量和就称为重力。

在重力的作用下，当物体自由下落时，将产生加速度，这个加速度，称为重力加速度。如果用 m 表示物体的质量，用 g 表示重力加速度，则重力为：

$$P = m \cdot g \quad (1.2-1)$$

重力 P 和重力加速度 g 都是矢量，它们的方向都与铅垂线方向一致。但是，在重力测量中，人们并不直接测定重力 P ，因为它的大小和实验用的质量 m 的大小有关，因此，当人们以不同的质量 m 进行测定时，即使在同一个点上也会得到不同的结果，这样一来，在人们谈到某一点重力大小的时候，就没有一个统一标准。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重力作用的大小为标准。即：

$$\frac{P}{m} = g \quad (1.2-2)$$

比较 (1.2-1) 式可以看出，单位质量所受重力作用的大小，恰好等于重力加速度 g ，因此，根据场论中关于场强的定义，又把 g 称为重力场强度。但是从物理概念来说，重力场强度和重力加速度却是两种不同的含义，前者是力，而后者是加速度。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。

在厘米、克、秒单位制中， g 的因次是厘米/秒²。为了纪念第一个研究重力的意大利科学家伽利略，人们就把厘米/秒²这个单位称为“伽”。在实际应用中， g 的单位是按以下规定进行变换的：

$$1 \text{ 厘米/秒}^2 = 1 \text{ 伽 (gal)}$$

$$1 \text{ 伽} \times 10^{-3} = 1 \text{ 毫伽 (mgl)}$$

$$1 \text{ 毫伽} \times 10^{-3} = 1 \text{ 微伽 } (\mu\text{gl})$$

毫伽是重力测量的常用单位。

§ 1.3. 重力场的数学解析式

如果以 F 代表地球的引力场强度，用 C 代表离心力场强度，则任意点重力场强度的矢量式可表示如下：

$$g = F + C \quad (1.3-1)$$

三者的空间分布如图 (1.3-1) 所示，其中椭圆为通过研究点 A 处大地水准面的子午圈， SN 为地球的自转轴， O 为地心， φ 为地心纬度。

引力场强度 F 大致指向地心，离心力场强度 C 与地球自转轴 SN 垂直，方向向外。 g 与 A 点水准面的内法线方向一致。

地球表面重力场强度的平均值约 980 伽，而离心力的最大值也只有 3.39 伽，仅相当

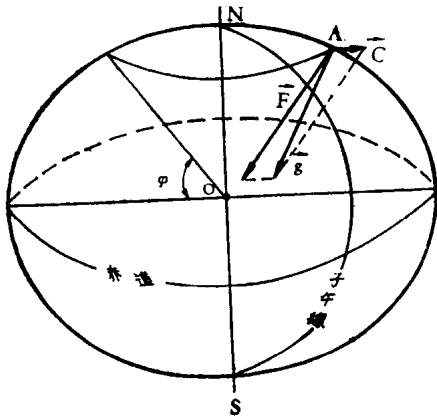


图 1.3-1

于 g 的 $\frac{1}{300}$ 左右, 所以, 引力是组成地球重力的主要因素, 引力的变化是引起重力变化的主要原因。

重力场强度的矢量表达式, 只能定性的给出 g 、 F 、 C 三者的空间分布, 而表达不出它们数量的概念, 为了以后的实际应用, 下面我们讨论它们的数学解析式。

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。见图 (1.3-2)。

设研究点 A 的坐标为 (x, y, z) , 地球内部某一单元质量为 dm , 其坐标为 (ξ, η, ζ) A 点到 dm 的距离为 ρ 。根据万有引力定律, dm 对 A 点单位质量的引力为:

$$dF = G \frac{dm}{\rho^2} \cdot \frac{\rho}{\rho} \quad (1.3-2)$$

式中 G 为万有引力常数, 根据实验, 其数值为 6.67×10^{-8} 厘米³/克·秒² $\approx \frac{20}{3} \times 10^{-8}$ 厘米³/克·秒²。 $\frac{\rho}{\rho}$ 为 A 到 dm 方向的单位矢量, 在研究 dm 对 A 点的引力时, 其方向是从 A 到 dm 。 $\rho = [(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}$ 。

由图 (1.3-2) 知, ρ 对 x 、 y 、 z 三个坐标方向的方向余弦分别为: $\frac{\xi - x}{\rho}$, $\frac{\eta - y}{\rho}$,

$\frac{\zeta - z}{\rho}$, 故 dF 在 x 、 y 、 z 三个坐标方向的引力分量为:

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

$$dF(y) = G \frac{\eta - y}{\rho^3} dm$$

$$dF(z) = G \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm$$

地球全部质量 M 对 A 点所产生的引力分量为:

$$\left. \begin{aligned} F(x) &= G \int_M \frac{\xi - x}{\rho^3} dm \\ F(y) &= G \int_M \frac{\eta - y}{\rho^3} dm \\ F(z) &= G \int_M \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm \end{aligned} \right\} (1.3-3)$$

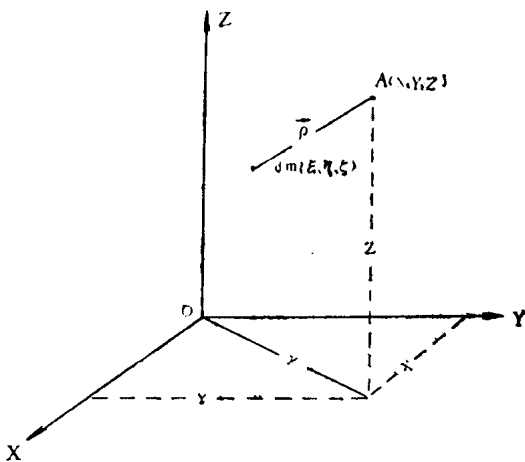


图 1.3-2