



应用地球物理学

[英]W.M.特尔福德 L.P.吉尔达特 R.E.谢里夫 D.A.基斯 著 吴荣祥 译

地质出版社

应用地球物理学

[英] W.M.特尔福德 L.P.吉尔达特 著
R.E.谢里夫 D.A.基 斯

吴 荣 祥 译

地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书于1976年由英国剑桥大学出版社出版。全书共十一章，包括重力法、磁法、地震法、岩石的电性、利用天然电场源的方法、电磁法、电阻率法、激发极化法、放射性法、地球物理测井和综合地球物理问题等。在每一种方法中，作者除论述方法的基本原理、仪器设备及解释方法外，还介绍了应用范围及近期发展状况，最后并附有适于课堂教学的习题。全书总结了欧美各国地球物理探矿的实践经验，基本上反映了这些国家七十年代中期地球物理探矿的水平。

本书由武汉地质学院吴荣祥同志翻译；重力法由肖敬涌同志校对，磁法由余钦范、王家林、阎桂林、管志宁同志校对，电法由傅良魁、王恕铭、李金铭同志校对，地震法由陈乐寿、黄绪德同志校对，放射性法、综合物探问题由陈乐寿同志校对，测井由蔡柏林同志校对。

Applied Geophysics

W. M. TELFORD

Professor of Applied Geophysics, McGill University

L. P. GELDART

*Project Director, Canadian International Development
Agency, Salvador, Brazil*

R. E. SHERIFF

*Senior Vice President, Seiscom Delta Inc.; Lecturer,
University of Houston*

D. A. KEYS

*formerly, Vice President (Scientific) National Research
Council of Canada*

CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 1976

应用地球物理学

[英] W. M. 特尔福德 L. P. 吉尔达特 著
R. E. 谢里夫 D. A. 基 斯
吴 荣 祥 译

地质部书刊编辑室编辑

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：43¹/₄ 字数：1,023,000

1982年4月北京第一版·1982年4月北京第一次印刷

印数1—2,780册·定价6.50元

统一书号：15038·新583

序 言

本书是以伊夫 (Eve) 和基斯 (Keys) 合著的一本传统教科书《金属矿普查中的应用地球物理学》的修订本问世的。但是，转眼间明显地感到，勘探地球物理学近二十年来的巨大进展，不仅使野外仪器装备和实际工作发生了很大的变化，而且也使解释方法发生了很大的变化，从而使修订本不切合实际，亟需一本崭新的教科书。

虽然许多年以前出版过几本很好的有关勘探地球物理学的英文版的教科书，但是最近十五年间问世的却寥寥无几。因此现在 (1974) 还没有一本书来全面地叙述过去十年左右的主要进展，尤其是在地震勘探和电磁法勘探方面的进展。于是，迫切需要一本综述最新技术状况的英语版教科书。

应用地球物理学教科书的读者们，往往不是在物理学方面，就是在地质学方面具有坚实的基础，但并非在这两方面均为擅长。本书编写时考虑到这种情况。因而物理工作者可能对简单物理概念 (如能量密度) 的详细解释和一步一步的数学推导感到厌烦，但另一方面，地质工作者可能对十分简化的地质实例和基本概念的详细描述感到兴趣。

伊夫和基斯合著的教科书的独特之处是，其中有一些可供选择的适用于课堂教学的习题。这一特点在本书中仍得以保留。

由于编写本书的工作量不可能在我们四位作者之间平均分配，因而应当具体地说明，年长的作者特尔福德 (W. M. Telford) 主要负责第 2、5—9 章；第 4 章由吉尔达特 (L. P. Geldart) 和谢里夫 (R. E. Sheriff) 负责；而第 3 章和第 10 章则由特尔福德和基斯合写；第 11 章是由特尔福德和谢里夫合写的。全书由吉尔达特进行修正、编辑和校对。

本书作者愿借此机会向在本书编写过程中给予帮助的所有的人表示感谢，尤其愿向此过程中提供资料和图表的公司、机构和其中的一些个人深表谢意。在此，我们要专门提到以下一些给予过很大帮助的个人和单位：W. 阿西斯 (Waldemar Assis)、A. 贝克尔 (Alex Becker)、A. 布朗 (A. Brown)、A. 罗伊 (Amalendu Roy)、A. E. 辛格尔顿 (A. E. Singleton)、切夫伦石油公司 (Chevron Oil Company)、地球物理学部门 (Geophysical Division)、Petrobras 等。

W. M. 特尔福德 L. P. 吉尔达特
R. E. 谢里夫 D. A. 基斯

一九七四年十二月

目 录

第一章 绪论	1
参考文献	4
第二章 重力法	5
§ 2.1 引言	5
§ 2.2 原理和基本理论	5
§ 2.2.1 牛顿万有引力定律 (5)	
§ 2.2.2 重力加速度 (6)	
§ 2.2.3 重力位 (6)	
§ 2.2.4 位场方程式 (8)	
§ 2.2.5 位的微商 (9)	
§ 2.3 地球的重力	11
§ 2.3.1 地球的形状 (11)	
§ 2.3.2 重力换算 (12)	
§ 2.3.3 岩石和矿物的密度 (18)	
§ 2.3.4 根据野外结果估算密度 (22)	
§ 2.4 重力测量仪器	23
§ 2.4.1 概述 (23)	
§ 2.4.2 重力的绝对测定 (24)	
§ 2.4.3 重力的相对测定 (24)	
§ 2.4.4 重力仪的校准 (33)	
§ 2.5 野外操作	33
§ 2.5.1 概述 (33)	
§ 2.5.2 扭秤测量 (34)	
§ 2.5.3 重力仪测量 (34)	
§ 2.5.4 海上测量 (37)	
§ 2.5.5 航空重力 (38)	
§ 2.6 解释	39
§ 2.6.1 概述 (39)	
§ 2.6.2 区域性异常和剩余异常 (39)	
§ 2.6.3 简单形体的重力效应 (44)	
§ 2.6.4 复杂的形状 (61)	
§ 2.6.5 特征曲线 (63)	
§ 2.6.6 向上和向下延拓 (66)	
§ 2.6.7 盈余质量 (67)	
§ 2.6.8 覆盖层的影响 (69)	
§ 2.6.9 最大深度法则 (70)	
§ 2.7 野外实例	70
§ 2.8 习题	74
参考文献	84
第三章 磁法	86
§ 3.1 引言	86
§ 3.2 原理和基本理论	86
§ 3.2.1 定义 (86)	
§ 3.2.2 基本理论 (89)	
§ 3.3 地球的磁性	92
§ 3.3.1 地磁场的性质 (92)	
§ 3.3.2 基本磁场 (92)	
§ 3.3.3 外磁场 (94)	
§ 3.3.4 局部磁异常 (95)	
§ 3.3.5 岩石和矿物的磁性 (95)	
§ 3.3.6 剩余磁性 (96)	
§ 3.3.7 岩石和矿物的磁化率 (96)	
§ 3.3.8 磁化率测定 (98)	
§ 3.4 野外磁测的仪器	99
§ 3.4.1 概述 (99)	
§ 3.4.2 磁变仪 (99)	
§ 3.4.3 磁通门磁力仪 (104)	
§ 3.4.4 总磁场测量仪 (106)	
§ 3.4.5 磁力仪的校准 (111)	
§ 3.5 野外操作	111

§ 3.5.1 概述 (111)	§ 3.5.2 航空磁测(112)	§ 3.5.3 船上磁测(116)	§ 3.5.4 地面磁测 (116)
§ 3.6 解释	117		
§ 3.6.1 概述(117)	§ 3.6.2 通过向上延拓平滑异常(117)	§ 3.6.3 初步解释(120)	§ 3.6.4 简单形状的磁效应 (121)
§ 3.6.5 梯度测量,异常的区分(143)	§ 3.6.6 延深大的脉状体,典型曲线(144)	§ 3.6.7 最大深度估算,史密斯规则(148)	§ 3.6.8 航空磁异常的解解释 (149)
§ 3.7 野外实例	156		
§ 3.7.1 地面测量(156)	§ 3.7.2 航空磁测 (158)		
§ 3.8 习题	164		
参考文献	178		
第四章 地震法	180		
§ 4.1 引言	180		
§ 4.1.1 地震工作的重要性(180)	§ 4.1.2 地震勘探的历史(181)	§ 4.1.3 地震反射法概述 (182)	
§ 4.2 地震法理论	183		
§ 4.2.1 弹性理论(183)	§ 4.2.2 波动(187)	§ 4.2.3 地震波速度 (209)	
§ 4.3 地震波路程的几何学	212		
§ 4.3.1 反射波路程的几何学(212)	§ 4.3.2 速度梯度和射线路径曲率 (219)	§ 4.3.3 折射波路程的几何学 (224)	
§ 4.4 地震波至的特征	230		
§ 4.4.1 地震波至的辨认特征(230)	§ 4.4.2 反射波、折射波(230)	§ 4.4.3 绕射波(232)	§ 4.4.4 多次反射波(233)
§ 4.4.5 面波(235)	§ 4.4.6 反射层曲率效应(235)	§ 4.4.7 地震干扰的类型(236)	§ 4.4.8 干扰的衰减 (237)
§ 4.5 反射波法野外方法和仪器设备	238		
§ 4.5.1 野外队组织(238)	§ 4.5.2 地面测量的野外方法(240)	§ 4.5.3 野外观测系统(242)	§ 4.5.4 陆地测量的野外装备 (248)
§ 4.5.5 海洋地震的设备和方法(263)	§ 4.5.6 速度的测量(277)	§ 4.5.7 数据整理 (282)	
§ 4.6 折射法的野外方法和装备	289		
§ 4.6.1 折射法和反射法的比较(289)	§ 4.6.2 折射剖面(289)	§ 4.6.3 陆地上的工程测量(292)	§ 4.6.4 海上折射法工作(293)
§ 4.6.5 折射资料的整理 (293)			
§ 4.7 数据处理	295		
§ 4.7.1 引言(295)	§ 4.7.2 傅里叶变换(295)	§ 4.7.3 褶积(297)	§ 4.7.4 相关(304)
§ 4.7.5 相位考虑(306)	§ 4.7.6 频率滤波(309)	§ 4.7.7 多道处理 (310)	
§ 4.8 地震解释	315		
§ 4.8.1 基本地质概念(315)	§ 4.8.2 反射波法解释(319)	§ 4.8.3 折射波法解释(331)	
§ 4.9 习题	339		
参考文献	346		
第五章 岩石的电性	354		

§ 5.1 电法的分类	354
§ 5.2 岩石和矿物的电性	354
§ 5.2.1 电位(354) § 5.2.2 电导率(356) § 5.2.3 磁导率(358) § 5.2.4 极化电位(358)	
§ 5.3 岩石和矿物电性的测量	359
§ 5.3.1 电阻率的实验室测量(359) § 5.3.2 介电常数的测量(359)	
§ 5.4 岩石和矿物电性常数的典型值	360
§ 5.4.1 岩石和矿物的电阻率(360) § 5.4.2 岩石和矿物的介电常数(365) § 5.4.3 矿物的磁导率(366)	
参考文献	367
第六章 利用天然电场源的方法	368
§ 6.1 自然电位法	368
§ 6.1.1 电位的成因(368) § 6.1.2 自然电位法的野外装备(370) § 6.1.3 野 外工作方法(371) § 6.1.4 自然电位法的资料解释(372)	
§ 6.2 大地电流法和大地电磁法	376
§ 6.2.1 大地电磁场和大地电流的成因及特征(376) § 6.2.2 基本电磁理论 (377) § 6.2.3 电磁场的衰减(379) § 6.2.4 边界条件(382) § 6.2.5 大 地电磁场(382) § 6.2.6 野外仪器装备和操作(384) § 6.2.7 解释(385)	
§ 6.3 野外实例	392
§ 6.3.1 自然电位法(392) § 6.3.2 大地电流法(394) § 6.3.3 大地电磁法(395)	
§ 6.4 习题	396
参考文献	401
第七章 电磁法	403
§ 7.1 引言	403
§ 7.2 电磁理论	403
§ 7.2.1 磁矢量位(403) § 7.2.2 电磁场的描述(404)	
§ 7.3 电磁场的组合	411
§ 7.3.1 概述(411) § 7.3.2 振幅和相位关系(411) § 7.3.3 椭圆极化(413) § 7.3.4 互感(414) § 7.3.5 导体的响应(418)	
§ 7.4 电磁法的仪器设备	419
§ 7.4.1 概述(419) § 7.4.2 电源(419) § 7.4.3 发射迴线(419) § 7.4.4 接收线圈(420) § 7.4.5 接收机放大器(420) § 7.4.6 指示器(420) § 7.4.7 补偿电路(421)	
§ 7.5 供地面测量用的电磁野外系统	422
§ 7.5.1 概述(422) § 7.5.2 极化椭圆的测量(423) § 7.5.3 强度的测定(424) § 7.5.4 倾角测量(426) § 7.5.5 相位分量的测量(432) § 7.5.6 地面电磁 法的评价(435)	
§ 7.6 航空电磁系统	436
§ 7.6.1 概述(436) § 7.6.2 正交法(436) § 7.6.3 长导线系统(437) § 7.6.4 航空声频磁场法、甚低频法(437) § 7.6.5 相位分量测量(438) § 7.6.6 旋转场 (两架飞机)法(440) § 7.6.7 瞬变(因普特)法(441) § 7.6.8 对航空电磁 法的评价(443)	

§ 7.7 电磁测量的野外方法	443
§ 7.8 解释	444
§ 7.8.1 引言(444) § 7.8.2 模型系统(444) § 7.8.3 解释的一般步骤(446)	
§ 7.8.4 半无限直立薄板(446) § 7.8.5 下延深度有限的倾斜板(462) § 7.	
8.6 薄板导体——多方面的考虑(466) § 7.8.7 薄板导体——特征曲线(471)	
§ 7.8.8 三度导体——球体(475) § 7.8.9 航空电磁法结果的解释(475)	
§ 7.9 野外实例	479
§ 7.10 习题	495
参考文献	511
第八章 电阻率法	513
§ 8.1 引言	513
§ 8.2 基本理论	513
§ 8.2.1 均匀介质中的电位(513) § 8.2.2 深处单个供电电极(514) § 8.2.3	
地面上单个供电电极(515) § 8.2.4 地面上两个供电电极(516) § 8.2.5 地面	
上的线电极(517) § 8.2.6 电流分布(519)	
§ 8.3 非均匀大地的作用	521
§ 8.3.1 引言(521) § 8.3.2 电流在平面分界面上的畸变(521) § 8.3.3 电	
位在平面分界面上的畸变(522) § 8.3.4 由水平层引起的地面电位(524) § 8.3.5	
由埋藏球体引起的电位(525) § 8.3.6 大地各向异性的作用(527) § 8.3.7 地	
形影响(529)	
§ 8.4 电阻率法野外工作的装备	529
§ 8.4.1 电源(529) § 8.4.2 仪表(530) § 8.4.3 电极和导线(531)	
§ 8.5 电极布置和野外工作程序	531
§ 8.5.1 概述(531) § 8.5.2 视电阻率(531) § 8.5.3 电极排列(532) § 8.5.4	
电阻率法的野外工作方法(536)	
§ 8.6 解释	539
§ 8.6.1 引言(539) § 8.6.2 电阻率模型(539) § 8.6.3 二层水平层的电	
测深法(539) § 8.6.4 多层水平层电测深法(546) § 8.6.5 垂直接触的侧向	
探测(551) § 8.6.6 垂直岩脉(554) § 8.6.7 三度异常填图(557) § 8.6.8 测	
定覆盖层的深度和其电阻率(558)	
§ 8.7 野外实例	561
§ 8.8 习题	564
参考文献	569
第九章 激发极化法	571
§ 9.1 引言	571
§ 9.2 激发极化效应的起因	572
§ 9.2.1 概述(572) § 9.2.2 薄膜极化(572) § 9.2.3 电极极化(573) § 9.2.4	
等效电路(574)	
§ 9.3 激发极化的测量	575
§ 9.3.1 概述(575) § 9.3.2 时间域测量(575) § 9.3.3 频率域测量(576)	
§ 9.3.4 时间域和频率域激发极化测量间的关系(576) § 9.3.5 实验室研究	
(577) § 9.3.6 激发极化响应的实例(579)	

§ 9.4 激发极化的野外操作	580
§ 9.4.1 概述(580) § 9.4.2 野外装备(581) § 9.4.3 野外工作方法(582)	
§ 9.4.4 干扰源(583)	
§ 9.5 解释	584
§ 9.5.1 图示法(584) § 9.5.2 理论工作和模型工作(585) § 9.5.3 一般解	
释(586)	
§ 9.6 野外实例	588
§ 9.7 习题	591
参考文献	596
第十章 放射性法	597
§ 10.1 引言	597
§ 10.2 放射性原理	597
§ 10.2.1 原子核的组成(597) § 10.2.2 核蜕变(599) § 10.2.3 放射性蜕变	
过程(600) § 10.2.4 放射平衡(601) § 10.2.5 单位(605) § 10.2.6 岩石和	
矿物的放射性(605)	
§ 10.3 仪器	606
§ 10.3.1 引言(606) § 10.3.2 电离室(606) § 10.3.3 盖革弥勒计数器(607)	
§ 10.3.4 闪烁计数器(608) § 10.3.5 伽玛射线能谱仪(609) § 10.3.6 其他	
仪器(612) § 10.3.7 仪器的校准(614)	
§ 10.4 野外操作和解释	614
§ 10.5 野外实例	616
§ 10.6 习题	619
参考文献	625
第十一章 地球物理测井	626
§ 11.1 引言	626
§ 11.1.1 测井的使用(626) § 11.1.2 待评价的性质(626) § 11.1.3 流体的侵	
入(627)	
§ 11.2 电法	628
§ 11.2.1 引言(628) § 11.2.2 电阻率测井(629) § 11.2.3 自然电位测	
井(634) § 11.2.4 地层倾角测井(637) § 11.2.5 电磁法(639) § 11.2.6	
激发极化测井(640)	
§ 11.3 放射性法	640
§ 11.3.1 放射性作用(640) § 11.3.2 伽玛射线测井(642) § 11.3.3 密度测	
井(643) § 11.3.4 中子测井(644)	
§ 11.4 弹性波传播法	646
§ 11.4.1 概述(646) § 11.4.2 声波测井(646) § 11.4.3 声波幅度测井(647)	
§ 11.4.4 微地震(变密度)测井(648)	
§ 11.5 磁法	649
§ 11.5.1 引言(649) § 11.5.2 磁场强度测井(649) § 11.5.3 磁化率测井	
(649) § 11.5.4 核磁共振测井(649)	
§ 11.6 热测量	650
§ 11.7 井中重力测量	650

§ 11.8 测井解释	651
§ 11.9 野外实例	651
§ 11.10 习题	659
参考文献	662
第十二章 综合地球物理问题	664
§ 12.1 引言	664
§ 12.2 实例和习题	665

第一章 绪 论

顾名思义，地球物理学一定和地球的物理现象及其周围的大气圈有关：吉尔伯特关于地球象一个巨大的极不规则磁铁的发现以及牛顿万有引力理论，可以说都是地球物理学的开端。采矿业和寻找金属矿始于古代，但是科学的记录是在1556年G.阿格里科拉（Georgius Agricola）的著名论文《关于金属矿》（1965）发表之后开始的。这篇论文在许多年内一直是采矿方面有权威性的著作。地球物理学用于寻找金属矿大约在1843年迈开了最早的一步，当时范雷特（Van Wrede）指出，拉蒙特（Lamont）用来测量地磁场变化的磁经纬仪还可用来发现磁性矿体。可是，这个想法一直到1879年R.泰朗（Robert Thalèn）教授的题为《磁法对铁矿床的调查》一书问世后才实现。在瑞典制成的泰朗-铁贝尔（Thalèn-Tiberg）磁力仪以及后来汤姆森-泰朗（Thomson Thalèn）仪器均提供了确定磁性岩脉走向、倾角和地表以下埋藏深度的手段。

在过去五十年间，由于对各种各样金属的需要量不断增长，石油和天然气的用途日益广泛，使灵敏度不断提高的不少地球物理方法得到发展，探测见不着的矿床和构造，并对它们进行填图。在过去十年左右时间内，由于作为野外仪器的新型电子设备的发展，以及在地球物理资料的解释中广泛采用数字计算机，使应用地球物理学的进展尤为迅速。

因为大多数矿床埋藏于地下，找矿是以矿床不同于周围介质的那些特性为依据的。以岩石弹性变化为基础的方法已经发展起来，确定与石油和天然气有关的构造，如断层、背斜和向斜等，即使这些构造通常埋于地表以下几千英尺的深处。地下电导率和自然电流的变化、输入地下电流的人为电位差的衰减率，重力、磁性和放射性等的局部变化，所有这一切都给地球物理探矿工作者提供有关地表以下构造特征的资料，从而使他们能确定寻找矿床最为有利的地段。

现在地球物理探矿工作者所使用的几种仪器，都是从两次世界大战期间用于探找火炮、潜艇和飞机的方法发展起来的。第一次世界大战期间，在法国通过测量火炮后座力在地下引起的弹性波的到达时间确定了火炮的炮位。这就直接产生了地震勘探的折射法。通过在水下发射声脉冲，测量脉冲发射和返回之间的时间间隔便能发现潜艇的位置；已知在水中的声速，便能确定到反射目标的距离。在第二次世界大战期间发展起来的雷达同样地使用无线电脉冲。雷达的一种变型肖兰系统已经在海洋和航空地球物理测量中广泛用于导航。舰只、潜艇和地雷在两次大战中是根据其磁性来发现的。在地球物理找矿中我们有一个很大的优点，即有待去发现的构造或矿床是固定的，而在战争期间潜艇、舰只或飞机是处于运动状态之中。还应指出，地球物理找矿方法只能发现那些性质上的不连续性，即一个地段在某种性质上与另一地段有足够差异的地方。可是这是一种普遍的局限性，因为人们不能辨认自然界中无区别的东西，只能辨认在时间和空间上有某种变化的东西。

地球物理学与地球的各种物理现象、大气和空间（今日我们还可补充这一点）有关。地球物理学在空间的应用现在已经发展到了如此的地步，即人已经能够登上月球，并且能够利用无人驾驶的宇宙飞船获得的资料对其他行星的大气圈和表面进行研究。可能有人

说，地球物理学包括有不少已知的内容，如地质学、冰川学和天文学等。但由于这些古老的科学在很久以前就已经按不同的研究领域建立起来，所以争议就没有必要了。现将地球物理学各分支的部分目录列举如下，其中许多领域出于纯学术的兴趣已经研究多年，以增加对我们生活的世界的了解。

地震学

地球的热学性质

地磁学

大地测量学和重力学

地球的放射性，海洋和大气圈，宇宙射线等

大气电学

气象学

其中不少分支是人为的，彼此间有相当联系的。这一点同样适用于应用地球物理学的研究；正由于这一点，可采用几种不同的方法较准确地确定构造或矿床的准确位置。对于有些课题的纯学术研究，如湖泊中水蒸发的速度、不同岩石和溪流及池塘中水的化学组份、天然大地电流、大气层中电位变化和杂质等等，应用地球物理工作者发现，这一切都对寻找矿床时使用的方法产生一定的影响。例如，空气或溪流中氢的浓度可能和铀矿床有联系。由远处雷雨引起的电磁波已经用来确定埋藏在地表下很深的导电矿体。

寻找金属矿和油气的应用地球物理学可以分为以下几种一般的探测方法：

重力法

磁法

电法

电磁法

地震法

放射性法

测井法

化学的、热学的和其他方法

显然，某些地质条件一般说来与金属矿有联系，另一些条件则和油气藏有联系。金属矿通常是在火成岩活动发育的地区里可以找到，这些岩石也可能发生变质作用，最后该地区受到相当强烈的侵蚀作用，使矿床在地表附近形成，有待人们去发现和开发。另一方面，煤是滨海或滨湖地区生长茂密的植物快速掩埋的结果，而油气藏通常是由于海洋生物体沉积，以后又被掩埋而形成的。

因此，在适合于所寻找的金属矿产出的地区进行金属矿普查是理所当然的。金属矿普查一般集中于火成岩和变质岩发育的已知地区，如加拿大地盾、许多大山脉地区，例如落矶山脉、安第斯山脉、阿尔卑斯山脉和乌拉尔山脉等地区。可是有一些重要的例外情况，因为(1)矿物能被搬运到离其原来形成地点很远的地方，如通常那样，砂金通过机械搬运几乎都在溶液中搬走；(2)盐和石膏等某些矿物从水溶液中沉淀下来，从而在沉积地区产出。煤和油气集中在沉积盆地内，但也有少数实例，即油气能运移到布满裂隙的火成岩和变质岩中。

选择一种或几种方法来发现某一种金属矿，取决于该矿和其围岩的性质。有时一种方

法可以直接指出要找的这种金属矿是否存在，例如用磁法寻找铁矿或镍矿就是如此；在其他场合下，磁法只能表明地质条件是否有利于产出要找的金属矿，如磁法通常在石油普查中作为普查工具，以求出火成岩基底的埋藏深度，从而确定何处沉积物有足够的厚度，作为提供勘探油藏的依据。

利用飞机进行磁测和电磁测量以及利用其他仪器的测量，是发现地球物理异常最为迅速的一种方法。这种面积性的测量也是在大面积上覆盖的最为经济的方法，从而经常用于普查。接着，对那些有意义的异常再用更详细的面积性测量和/或地面测量进行研究。地震勘探法是在大面积上勘查的另一种方法，它既可用于陆地上，又可用于海上，但是花费时间长得多，耗费资金也多得多。

表 1.1 说明在 1972 年内为获得地球物理探矿资料支出经费的情况。全部经费将近九亿美元，在石油勘探（93%）、金属找矿（3.5%）和工程等方面（3.5%）进行分配。石油勘探的经费大部分用于地震测量（97%），而金属找矿的经费主要用于除地震法以外的那些方法。为获得地球物理资料，每年几乎要花费 9 亿美元。这个事实证明了人们对地球物理勘探法的信任。说明地球物理勘探价值的另一个事实，就是石油公司主要根据地球物理结果为石油特许权每英亩支付 36800 美元（佛罗里达滨海区，1973 年）。

表 1.1 为获得和处理地球物理资料而支出的经费。数字指的是 1972 年的经费，以百万美元作单位

	美元（百万）	百分比
石油勘探		
地震法—陆上	603	67.4
地震法—海上	199	22.3
地面重力法/磁法	17	1.9
航空磁法	6	0.7
声波测井	3	0.3
石油共计	828	92.6
金属勘探		
航空测量法	19	2.1
地面方法	13	1.5
金属矿共计	32	3.6
其他各方面		
工程建筑和地下水	20	2.2
海洋学	14	1.6
各方面共计	34	3.8
总计	894	100

注：以“地球物理学”杂志（“Geophysics”）第39期（1974年2月）第97页图1上的数字为基础。

应用地球物理学这个学科是一门较为新型的学科，仪器设计、野外方法和资料的解释正在飞速发展。下面各章将给读者介绍目前为获得和解释地球物理资料而应用的各种方法的测量，以便勘查金属矿和石油，以及设计大型建筑工程。

参 考 文 献

下面的简要书目主要是应用地球物理学和大地物理学方面有历史意义的书。这说明这门学科是一门比较年轻的学科，并且正在飞速地成长。

- Agricola, Georgius (1965). *De re metallica*. New York, Dover.
- Ambronn, R. (1928). *Elements of geophysics* (tr. by M. C. Cobb). New York, McGraw-Hill.
- Broughton Edge, A. B. and Laby, T. H. (1931). *Principles of geophysical prospecting*. London, Cambridge.
- Dix, C. H. (1952). *Seismic prospecting for oil*. New York, Harper.
- Eve, A. S. and Keys, D. A. (1956). *Applied geophysics*. London, Cambridge.
- Gutenberg, B. (1929). *Lehrbuch der Geophysik*. Berlin, Gebruder Borntraeger.
- Gutenberg, B. (1951). *Physics of the earth*. New York, Dover.
- Heiland, C. A. (1940). *Geophysical exploration*. New York, Prentice-Hall.
- Jakosky, J. J. (1950). *Exploration geophysics*. Los Angeles, Trija.
- Jeffreys, H. (1970). *The earth*. London, Cambridge.
- Landsberg, H. E. (1952). *Advances in geophysics*. New York, Academic.
- Nettleton, L. L. (1940). *Geophysical prospecting for oil*. New York, McGraw-Hill.
- Rayleigh, J. W. S. (1945). *The theory of sound*, vols. I and II. New York, Dover.
- Rothe, E. (1930). *Les methodes de prospection du sous-sol*: Paris, Gauthier-Villars.
- Shaw, H. (1931). *Applied geophysics*: London, H.M. Stationery Office.
- Wien, W. and Harms, F. (eds.) (1930). *Handbueher. Experimental-physic, 25, Geophysik*: Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft.

许多书目用作全书总的参考文献，在许多情况下引用。除了以上列举的较老的书，如海兰德 (Heiland)、内特尔顿 (Nettleton)、伊夫和基斯等人的著作以外，还引用了不少新近出版的著作，列举如下。凡是对学习本书某一章特别有用的地方，均在参考文献的末尾注明。

- Dobrin, M. (1960). *Geophysical prospecting*. New York, McGraw-Hill. (Chapters 2, 3.)
- Grant, F. S. and West, G. F. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics*. New York, McGraw-Hill. (Chapters 2, 3, 4, 7, 8.)
- Keller, G. V. and Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. London, Pergamon. (Chapters 5, 7, 8, 9.)
- Parasnis, D. S. (1962). *Principles of applied geophysics*. London, Methuen.
- Parasnis, D. S. (1966). *Mining geophysics*. Amsterdam, Elsevier. (Chapters 2, 3, 5, 7, 8, 9.)
- Russell, W. L. (1951). *Principles of petroleum geology*. New York, McGraw-Hill.
- Seguin, Maurice K. (1971). *La geophysique et les proprietes physiques des roches*. Quebec, Les Presses de l'Universite Laval.
- Society of Exploration Geophysicists (1966). *Mining geophysics*, vols. I and II. Tulsa, Soc. of Explor. Geophys. (Chapters 3, 5, 7, 9.)
- Society of Exploration Geophysicists (1967). *Seismic refraction prospecting*. Tulsa, Soc. of Explor. Geophys. (Chapter 4.)

第二章 重力法

§ 2.1 引言

重力勘探意味着测量地球重力场的变化。观测通常是在地面或船上相隔几英尺进行的，有时还作航空重力测量的试验和地下重力测量。和磁法、放射性法以及一些次要的电法一样，这是一种天然场源的方法，地表附近岩石密度的局部变化在总的重力场中引起微弱的重力变化。

重力法和磁法在某些方面是相似的。二者均试图测量力场中力的微小差异，而力场本身是比较强的。总的场在两种情况下发生变化，即随位置的不同而变化，而随时间有更小的变化。在这两种方法中均能测定绝对场。

然而，重力勘探和磁法勘探之间有几个明显的基本差别。因为密度的变化与磁化率的变化相比既小而又均匀，故重力异常也较磁异常为小而且平滑得多。用于重力法的仪器远比磁法的灵敏（ 10^{-8} 与 10^{-4} 之比）。磁场随时间的变化比重力场随时间的变化远为复杂和迅速。对观测读数的校正，在重力工作中比在磁法工作中，实际上比在任何一种其他地球物理方法中都要复杂得多。在磁法中异常场的测量精确度是很高的，而且同一台仪器既用来测量总的场，又能用来测量其微小的变化；在重力工作中情况则不是这样。此外，重力仪器和野外操作在成本上比磁法的昂贵，而且野外工作进展较为缓慢，并需要技术较熟练的人员。

重力勘探作为石油普查中的一种踏勘工具来使用。尽管这种方法成本高昂，但与地震法相比，仍然要便宜得多。在金属矿普查中，重力勘探通常作为一种辅助的方法来使用，尽管最近在综合金属矿测量过程中重力法较为普遍地用来对磁异常和电磁异常作详细的补充测量。

§ 2.2 原理和基本理论

§ 2.2.1 牛顿万有引力定律

万有引力表达式是根据作为重力工作基础的牛顿定律给出的。这一定律指出，质量分别为 m_1 和 m_2 的两个质点之间的引力，与质量的乘积成正比，与质量中心间的距离平方成反比。这个力由等式

$$F = -\gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad (2.1)$$

给出，式中 F 是作用在 m_2 上的力， \mathbf{r}_1 是从 m_1 指向 m_2 的单位矢量， r 是 m_1 和 m_2 之间的距离

离, γ 是万有引力常数。负号来源于这个力始终是吸引力〔参阅 § 3.2.1 a 中式 (3.1) 的讨论〕。在厘米克秒单位制中, F 以达因计, m_1 和 m_2 以克计, r 以厘米计。于是, γ 的值便是 6.67×10^{-8} 达因·厘米²/克², 即质量各为 1 克、中心相距 1 厘米的两个均匀小球之间以达因为单位的力。

显然, 重力是自然界中存在的一种所谓的微作用力。近来有人提出, γ 不是常数, 而是随时间在缓慢地减小。这种变化可能产生许多种后果, 其中之一或许是地球半径随时间增大。这一点又会对地球的地球物理史产生深远的影响。可是, γ 的这个假定的变化率如果确实存在, 也是如此之小 (在地球寿命的几十亿年中约为 1%), 以致它在重力勘探中毫无意义。

§ 2.2.2 重力加速度

现在回到等式 (2.1) 上来, 由于 m_1 的存在, m_2 的加速度可以通过 F 除以 m_2 求得。特别是, 如果 m_1 是地球的质量 M_e , 则质量 m_2 在地面上的加速度为

$$g = \frac{F}{m_2} = -\gamma \frac{M_e}{R_e^2} r_1 \quad (2.2)$$

R_e 是地球的半径, r_1 从地心沿半径向外延伸。这个加速度我们称为重力加速度, 是由伽利略在比萨斜塔顶上所作的下抛物体的著名试验中第一次测定的。地面上重力加速度的值约为 980 厘米/秒²。为了纪念伽利略, 将重力加速度的单位 1 厘米/秒² 称为伽。

测量重力加速度极其微小变化的现代重力仪, 其灵敏度约为 10^{-5} 伽或 0.01 毫伽。因而这种重力仪能以 10^{-8} 的精确度来区分绝对重力值 g 的变化。

§ 2.2.3 重力位

(a) 概述 重力场是保守力场, 这就是说, 在重力场中移动质量所作的功与路径无关, 只与端点有关。实际上, 如果这个质量最后回到原来的位置上, 则净能量消耗为零, 不管所经过的路程如何。表达这种情况的另一种途径, 是说在一个封闭系统中动能和位 (位置) 能的总和是恒定不变的。

重力是一个矢量, 其方向沿着两个质量中心的连线。产生保守力场的力可以由一个标量的位函数导出

$$\nabla U(\mathbf{r}) = \frac{\mathbf{F}(\mathbf{r})}{m_2} = \mathbf{g}(\mathbf{r}) \quad (2.3 a)$$

另一方面, 我们能够解这个方程式, 得到重力位, 其形式如下:

$$U(\mathbf{r}) = \int_{\infty}^R \mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} = -\gamma M \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = \frac{\gamma M}{R} \quad (2.3 b)$$

此式表示将一个单位质量从非常远的点 (数学上从无穷远) 沿任何路径移到离 M 的重心距离为 R 的一点所作的功。

通过计算标量的位 U 而不是矢量 \mathbf{g} 来解决重力问题, 常常是比较简单的。从而, 根据等式 (2.3 a) 来求 \mathbf{g} 较为容易。

(b) 牛顿位或三度位 一个如图2.1所示的任意形状的三度体，在离它某一距离的点上所产生的引力位（以及引力加速度），可以利用将该物体分成许多小的质量元并以积分求总效应的办法来计算。显然，如果这个问题确能解决，则利用重力位较为容易。根据式(2.3b)，由离 P 的距离为 r 的一个质量元 dm 产生的引力位是

$$dU = \frac{\gamma dm}{r} = \frac{\gamma \sigma dx dy dz}{r}$$

式中 σ 是密度， $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$ 。于是，整个质量 m 的引力位便是

$$U = \gamma \sigma \int_x \int_y \int_z \frac{1}{r} dx dy dz \quad (2.4a)$$

有时用柱坐标较为方便。由于 $dx dy dz = r dr d\phi dz$ ，则上式变为

$$U = \gamma \sigma \int_r \int_\phi \int_z dr d\phi dz \quad (2.4b)$$

在球坐标中， $dx dy dz = r^2 \sin\theta dr d\phi d\theta$ 。于是，我们得到

$$U = \gamma \sigma \int_r \int_\phi \int_\theta r \sin\theta dr d\phi d\theta \quad (2.4c)$$

沿 z 轴方向（即铅垂方向，沿此方向可直接测出 g ）的加速度由下式给出：

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial z} = -\gamma \sigma \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dx dy dz \quad (2.5a)$$

在其他坐标系中

$$g_z = -\gamma \sigma \int_r \int_\phi \int_z \frac{z}{r^2} dr d\phi dz \quad (\text{柱坐标系}) \quad (2.5b)$$

$$g_z = -\gamma \sigma \int_r \int_\phi \int_\theta \frac{z}{r} \sin\theta dr d\phi d\theta = -\gamma \sigma \int_r \int_\phi \int_\theta \sin\theta \cos\theta dr d\phi d\theta \quad (\text{球坐标系}) \quad (2.5c)$$

(c) 对数位或二度位 如果物体沿 y 方向延伸十分长，并且在 xz 平面内具有任意形状的相同截面，则其引力由对数位，而不是由牛顿位导出。于是，式(2.4a)便变为

$$U = \gamma \sigma \int_x \int_z dx dz \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{r}$$

为了使最后一个积分成为有限积分，我们用 $\pm L$ 代替积分限 $\pm\infty$ ，在这里 L 是有限的。以后我们将使 L 趋于无穷。现在我们用 U_L 来表示这个积分的值，便得到

$$U_L = \int_{-L}^L \frac{dy}{r} = \int_{-L}^L \frac{dy}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \int_{-L}^L \frac{dy}{\sqrt{a^2 + y^2}}$$

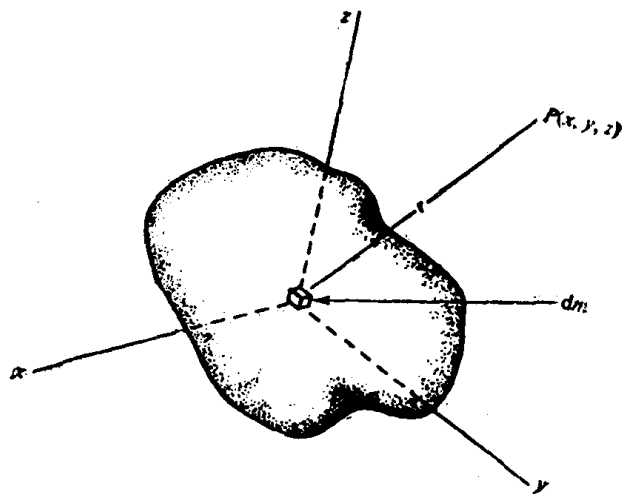


图 2.1 三度体的位