

普通高等教育地震类专业规划教材



地电观测技术

何世根 沈启兴 编



地震出版社

前 言

本书为防灾技术高等专科学校地球物理专业的试用教材。全书共分七章，第一章、第二章主要讲述的是电阻率法的基本原理以及电阻率法的两种重要方法；第三章是自然电场与激发极化效应的原理与应用；第四章是地电观测技术，主要是介绍台站的仪器设备，其中包括台站常见的仪器以及新研制的仪器；第五章、第六章是变化电磁场的内容，主要讲述的是大地电场、电磁辐射、大地电磁测深法等；第七章介绍地电台站观测技术中的干扰以及地震预报实例。

本书是在防灾技术高等专科学校地球物理专业开办近 20 年来所使用讲义的基础上，并参考了有关教材和专业著作编写的。其教学时数约为 90 学时(不含实验)。

其中绪论、第一、二、三、七章由沈启兴编写，第四、五、六章由何世根编写。

本书的大纲和初稿以及修改稿均征求了有关专家(中国地震局地球物理所研究员钱复业、中国地震局分析预报中心研究员桂燮泰、北京大学高级工程师孙正江等先生)的意见，并由他们审定。在编写过程中也得到了兰州地震研究所陈有发、河北省地震局傅德川、山东省地震局苏鸾声、中国地震局分析预报中心赵家骧等先生的悉心帮助，在此向他们一并表示致谢。由于我们的业务水平、工作条件有限，书中还难免存在某些不足和不妥之处，敬请读者批评纠正。

编 者

1999. 1. 14

目 录

绪 论	(1)
第一章 电阻率法的基本原理	(7)
第一节 岩石的电阻率	(7)
第二节 稳定电流场的基本知识	(9)
第三节 均匀各向同性介质中点电源电场	(12)
第四节 地中介质不均匀对电场分布的影响	(15)
第五节 地中介质的视电阻率的概念	(21)
第六节 影响岩石电阻率的因素	(23)
第二章 常用电阻率方法	(30)
第一节 电阻率剖面测量	(30)
第二节 电阻率测深	(34)
第三节 电阻率测深的量板及 ρ_s 实测曲线的定量解释	(38)
第四节 电测深的应用及其他测深方法	(43)
第三章 自然电场及激发极化效应	(51)
第一节 自然电场	(51)
第二节 压电效应和震电效应	(56)
第三节 激发极化效应	(60)
第四节 自然电场、激发极化效应的应用	(63)
第五节 不极化电极	(66)
第四章 地电观测常用仪器	(68)
第一节 观测误差及其特性	(68)
第二节 DDC-2B 电子自动补偿仪	(72)
第三节 数字化地电仪的基本原理	(83)
第四节 ZD8B 地电仪	(113)
第五节 ZD9A 地电场仪	(134)
第六节 地电观测系统的供电设备	(151)
第五章 大地电磁测深观测及资料解释	(157)
第一节 大地电磁测深基本理论	(157)
第二节 仪器简介	(167)
第三节 野外工作方法	(170)
第四节 资料的整理及解释	(177)

第五节 大地电磁测深法的应用.....	(186)
第六章 电磁辐射观测技术.....	(189)
第一节 地震与电磁辐射现象.....	(189)
第二节 地震电磁辐射观测技术.....	(190)
第三节 地震电磁辐射前兆信号的识别与地震短临预报.....	(192)
第四节 电磁辐射观测系统.....	(197)
第七章 地电观测技术与地震预报.....	(203)
第一节 地电台址的选择.....	(203)
第二节 台站布极方位与极距选择.....	(205)
第三节 地电观测中的干扰.....	(205)
第四节 地电阻率预报地震实例.....	(207)
参考文献.....	(217)
附 录.....	(218)

绪 论

地震地电观测技术无论是在理论上还是应用与具体方法上都是在物探电法的基础上发展起来的。从广义上说,无论是电法勘探还是地电观测技术都应属于地电学的范畴。那么,什么是地电学呢?地电学是研究大气、海洋和固体地球内部介质电性及电场分布的一门科学。地电学又是一门新兴的学科,至今它所研究的范围仍在不断地扩大。什么是电法勘探呢?它是以地壳中岩石的电、磁学性质的差异为主要的物质基础,利用人工或天然的电磁场在空间和时间的分布规律,来研究地质构造或寻找有用矿产的一种地球物理方法,简称为电法。当今世界随着科学技术的发展,人们对电磁现象和规律的认识逐步深入,对电也越来越熟悉,电成了人们日常生活须臾不可离开的物质。因此人们用电来查明地质构造、探索研究地震的奥秘也就顺理成章了。

第一节 地电观测技术的由来与发展

早在19世纪初,人们就在地球的表面观测到了有电流流动,之后又观测到大气和海洋中也有电流流动。但是这些观测都是零星的,它附属于地磁学,电法勘探、大气物理和海洋物理。随着科学技术的发展,有必要像地磁学、重力学和地震学那样,把上述分散的内容集中成为专门研究地电问题的学科,并加以深入系统地研究。1940年查普曼(S. Chapman)和巴特尔斯(J. Bartels)在他们的著作《地磁学》中,把地电学部分集中成为一章,命名为地电流,主要内容包括大地电场、自然电场、电法勘探和海洋中的电流等内容。50年代初苏联学者克拉耶夫(А. И. Краев)把上述内容编成《地电原理》一书,其中主要内容包括大气电场、海水电性、岩石电性、大地电场、自然电场、有源直流电场和电法勘探等。

19世纪中叶,地电工作的主要目的是解释地球变化磁场的成因。到20世纪初,随着世界工业的发展,许多国家对资源的需求越来越迫切,同时也促进了电法勘探的迅速发展,此时的地电学工作重点开始转向电法勘探。

20世纪50年代,吉洪诺夫(А. Н. Тихонов)和卡尼尔(L. Caniard)奠定了大地电磁测深的基础,该法很快在石油勘探部门得到了应用。这种方法勘探深度大,不受高电阻层的屏蔽,所以在探索地球内部电阻率分布和温度变化等方面也得到充分利用。目前还利用这种方法研究地壳和上地幔中的低电阻率的隆起与地震活动带之间的关系,从而开辟了地震预报研究的新途径。

我国的地震地电观测技术始于1966年邢台地震之后,1967年,中国科学院兰州地球物理研究所等,首先在河北省的河间和邢台余震区开展了地壳浅层电阻率观测研究。1967年4月,我国第一个地电台(河间黎民居)开始投入观测。地电观测技术目的主要是研究、探索与地震有关的地球介质的电性参数,如岩石的电阻率(ρ)、大地局部自然电位差(V_n)、大地电场(E)等。

我国的地电观测以进行岩石电阻率的测量为主,这种方法采用物探电法中的直流4极对称装置,在固定台上定期观测地壳岩石的电阻率,以取得探测体积内岩层电性变化有关的地电阻率随时间变化的连续资料。地电阻率测量着重研究电阻率随时间的变化以及这种变化的

空间分布规律,同时寻求地壳岩石的电性变化与可能发生的地震孕育过程之间的内在联系。大量的地震实例表明,地震在孕育、发生过程中,将伴随有地下介质电阻率、大地电流、自然电场的变化。通过观测与研究这些地电变化,提取地震前的电信息,从而探讨地电与地震的内在联系;当然能为地震预报提供可靠的依据,也就成了地电观测的主要任务。除此之外,地电观测技术还可以用于活断层及构造活动性的研究;在工程勘探及环境物探中地电技术也得到广泛应用。另外,1966年邢台地震、1975年海城地震、1976年唐山和松潘地震前还发现了电磁波(即电磁辐射)异常。这一电磁现象引起了人们的广泛关注,近年来我国的地震科研人员在地震电磁辐射方面也进行了深入细致的研究。

第二节 地电观测技术基础

我国开展最为普遍的地电观测方法是地电阻率法(在地震地电观测中把物探电法中的视电阻率统称为地电阻率),下面以地电阻率测量为例,来讨论地电观测技术的基础。

一、地电观测技术的实验基础

实验和微观机理研究表明,地球介质所处的压力、温度、湿度和水质等环境条件发生变化时,其导电性能也会随之产生变化。当孕震过程导致地电观测系统探测范围内介质环境改变时,地表布设的固定装置系统所观测的地电阻率值也将发生变化,其变化的方式和程度与介质内各部分电阻率的变化分布有关,两者有确定的函数关系。孕震过程的影响随时间进程而不同,因此,导致地电阻率随时间的变化。根据目前的认识,地震的发生主要是岩石受压变形到破裂的过程。在这个过程中地球介质的电性结构也由此发生改变,因此,受载岩石电阻率变化的实验研究就成为地球电磁学方法研究、预报地震的重要内容之一。目前地电观测的实验资料,国内外已经积累了很多。如若分类,按加载方式,可分为单轴加压、纯围压、恒定围压和孔隙压力下的轴向加压、三轴不等加压、剪切加载、慢慢破裂实验等。其中加载的具体过程还可有线性加载、分级加载、循环加载、缓慢加载实验等等;按样品的饱和水程度,可分为干燥岩石、饱和岩石和半饱和岩石实验等;按样品尺度,有小、中、大尺度标本实验等;按样品材料性质,有天然材料(岩石、土体)和人造材料实验之分。此外也有天然条件下现场实验,如在矿山巷道的实验、室外土体实验等。所有这些实验资料极大地丰富了人们对电磁学方法预报地震的认识。

二、地电观测技术的观测基础

多年来国内外地电阻率观测实践表明,在中强地震前,特别是我国的一系列7级以上的强震前,均观测到了电阻率有较为明显的异常变化,譬如1976年唐山7.8级地震前,有一组多台的区域台网,观测到了一致性的地电阻率趋势性前兆变化;1976年松潘地震前也观测到与唐山地震前相当一致的短期前兆异常,这表明地电阻率法已经积累了一些可信度较高的观测结果,这些都是地电阻率方法预报地震的重要的观测基础。如图0.2.1是唐山地震地电阻率趋势异常图。

由于位于地面上的地电装置能探测到地下一定深度以内的一个较大的探测体,它对于保持地球介质原始应力状态,减少局部干扰效应的影响有其一定的优越性。地电观测作为地震前兆方法得到了相应的加强,在全国重要地震活跃区和重点监视区相继开展了这一工作,逐步形成了我国的观测系统。重点监视区内已在已有的地电台站中选取大致能监测到6~7级以上

强震的控制性台站,作为基本台网的台站,建立了基本地电台网;目前全国已有地电台站 80 多个,主要集中在我国东部华北地震带和南北地震带,如图 0.2.2。为了满足需要,测点一般选在活动构造带附近,并要求地形尽量平坦开阔,并避开工矿、电台、电气铁路等工业散电流大的地区。根据我国现有装备的能力,供电极距的大小一般为 1km 左右,探测深度大于 200m。测区内一般布设南北、东西、北东(或北西)三个方向的测线,或与地质构造带平行、垂直或斜交的测线。80 年初,还用大偶极距电测法进行了试验研究。由于这种方法的探测深度可达 2~3km,有利于观测震前地壳深部介质电阻率的变化,且其变化幅度比 4 极对称方法大,已显示出其较强的优越性。更深乃至震源附近(10~25km)岩层电阻率的变化是通过大地电磁测深法观测的。总之,在我国已初步形成了从浅部(200~700m)到 2~3km 乃至深部 10 几公里的地电观测系统。

三、地电观测技术的理论基础

地电阻率法以研究孕震过程中介质电性前兆时空变化为目标(《地震电磁观测技术》,1995),而前兆信息量又比较微弱,因此,不仅必须提高观测系统准确度和长期稳定性,还必须在理论上加以发展。一方面要研究

孕震过程中介质电性变化的微观机制;另一方面,要结合观测点下方电性结构条件,研究这些变化与地表布设的观测系统测得的地电阻率变化之间的关系,也就是地电阻率的正反演问题。

国内外的大量实验研究表明,受压过程中岩石孔隙体积的改变,孔隙结构中固、液、汽三种不同材料导电体积含量,以及岩石结构中导电通路等效截面的改变,是电阻率变化的基本原因。它们之间的关系可通过石油电法中半理论、半经验的阿契定律加以扩展,来进行定量的分析和研究。根据美国、前苏联和中国学者的研究,扩展的阿契定律已成为地电阻率法的重要理论支柱之一,是地电前兆微观机制研究的主要理论工具。另一方面,随着非均匀介质电法理论及现代计算技术的发展,多层介质和复杂剖面下的地电阻率变化的数值模拟方法,在地电研究中得到了越来越广泛的应用,成为地电阻率法的另一重要理论支柱,它们是研究各种结构和装置下介质内的电阻率变化与地表测得的地电阻率变化关系的主要理论工具。这里需要指出的是,微观机制所确立的是地下介质电阻率变化与孕震过程状态参数变化之间的物理关系,但地下介质的变化一般并不等于地表测得的地电阻率变化,因此需要对地电阻率变化进行反演研究,用电性数值模拟的方法去了解地下介质中电阻率变化,只有这样才能有可能探索孕震过程状态参数的变化规律。由于电性参数只是介质多种物理参数中的一种,因此只有使用地电阻率观测求得电性参数变化与其他物理参数变化相协调,孕震过程的研究才能深入。

多年以来,地电阻率法的观测与研究在我国和世界其他国家取得了一些进展,但就其整体而言,这些进展与建立一个令人满意的、与其他物理效应相协调的地震预报理论还相距甚

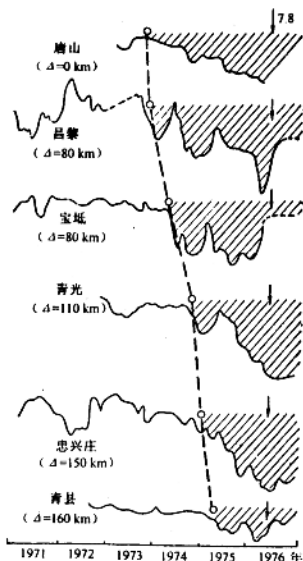


图 0.2.1 唐山地震地电阻率趋势异常图

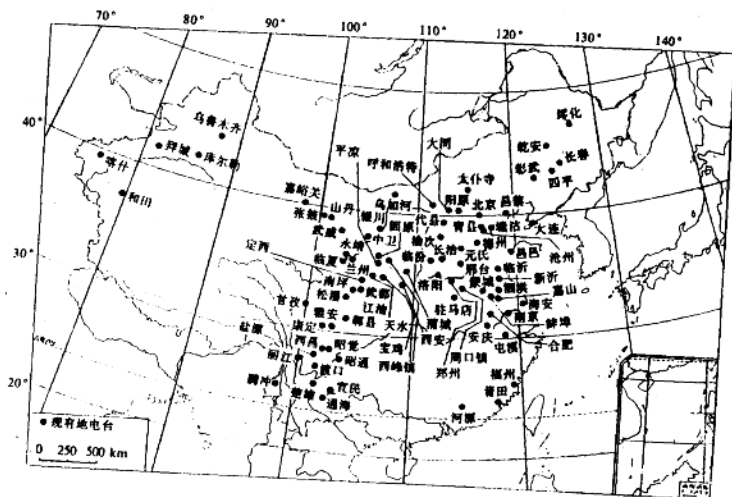


图 0.2.2 中国地震地震台分布图

远；无论从观测现象到其物理机制，期间许多环节认识还很不清晰，地电阻率观测中一些干扰影响尚不能得到有效的识别和定量的排除。因此就地电阻率法与孕震关系的研究来讲，还需要一个长期的探索过程。惟其如此，我们还是可以从世界各国的研究中，汲取有益的经验，结合我国长期研究和观测实践中形成的地电阻率法研究的科学思路，运用理论和技术上的进步所创造的有利条件，在已有的基础上脚踏实地、深入实际攻克难关，把我国的地电预测预报工作向前推进。

第三节 地电观测仪器发展史

我国的地电观测仪器，已由原来的指针式 DDC-2 系列仪器发展到了现在的自动化观测系统；80 年初，微型电子计算机的应用为地电观测仪器的更新开拓了新的前景。WD-A、ZD8 和 C-ATS 等微机控制的数字地电仪器由兰州、广州等地震局研制成功并投入使用。这类仪器的最大特点是引进了大规模集成电路、单板机、单片机；实现了由程序控制自动观测；具有数字化、自动化、高精度、高抗干扰及高分辨能力等优点；克服了 DDC-2 系列指针式仪器需人工读数及抗干扰能力低等缺点。数字化的仪器，将成为我国地震地电测量的更新换代的仪器。

我国地电专用仪器的研制工作大体上经历了三个发展阶段。

一、初期阶段

1966 年邢台地震时，地电方法进入我国地震预报研究工作的领域。当时的中国科学院兰州地球所科技工作者用 DDC-2A 电法仪、大地电场仪等物探电法仪器在邢台地震区开展地电

观测,采用对称4极装置,AB供电极距大约为1km,观测大地电阻率及电场的变化,监视震区强余震活动,在几年的连续观测中积累了一批早期中强地震的实际观测资料。随着我国地震活动高潮的到来,地电方法开始推向全国。60年代末到70年代初,在许多地区架设了地电台站,主要装备与邢台余震区使用的大致相同。

DDC-2电子自动补偿仪,主要用于野外电法勘探,操作方便,体积小,重量轻,便于野外携带以及在准确度范围内有着比较好的稳定性,在当时的电法勘探中是较为普及和先进的仪器之一。但作为地震监测的仪器,其准确度过低,特别是指针式仪器由人工读数,在长期定点的观测中很难避免人为的干扰因素。实际上这种仪器应用在地震观测中,抗干扰能力也比较低,因此它不能满足地震观测与研究的需要。到了70年代初数字电压表开始在国内广泛使用,原兰州地震大队(即现在的兰州地震研究所)等单位在一些台站用PZ-5、PZ-8、PZ-26及DS-13高精度数字电压表进行地电观测试验。同时原昆明地震大队(现云南地震局)、原兰州地震大队也分别着手研制以数字电压表为基础的地电仪,在台站进行试验观测。观测方式分为人工记录和打印机记录两种结果。数字电压表与DDC-2人工读数方式相比,准确度要高出两个数量级,这确实是前进了一步。自动控制系统与打印机的综合使用,也使地电观测向自动化方向迈进了一步。但问题并不那么简单,实验室使用的高精度数字化仪表在用于地电测量时,地电观测的被测信号均以不同方式和大地相通,会产生两种干扰,即共模干扰和串模干扰,会使实际观测结果的精度大大降低,甚至有时不能正常工作,这就向人们提出了一个新的课题——研制地电专用仪器。

二、地电专用仪器的试验阶段

1976年唐山地震后按照国家地震局768工程的要求,兰州地震研究所地电仪器专业技术人员与上海电表厂的技术人员合作,研制了PZ-40全自动的专用数字地电仪,并于80年代初开始装备台站。这种仪器在设计上考虑了对串模干扰和共模干扰的抑制能力;串模抑制比为40dB,共模干扰抑制比为120dB以上;仪器中采用了中规模集成逻辑电路及时序电路,从此地电工作开始走向自动化观测,同时也设置了在无人值守的情况下数据的传输接口。PZ-40仪器的成功研制,开创了我国地震地电专用仪器的先例,为后来地电观测技术的发展奠定了坚实的基础。

三、地电专用仪器的定型及全面推广应用阶段

PZ-40地电仪提高了抗干扰能力,而自动化观测大大节省了人力,使台站工作实现了每天24小时的24个测点(1个测点/小时)的连续测量,增加了地电观测的前兆信息量,设备的打印系统增强了资料产出的客观性。地电专业仪器的研制基本上经历了借鉴、改造、消化、吸收、完善的全过程,基本完成了由人工读数的指针式仪器向数字化、自动化仪器过渡的任务。但PZ-40地电仪仍有一定的缺陷,主要是在部分台站实地观测精度不够理想、单纯硬件管理的控制部分灵活性差、缺乏数据处理及判别功能等。这些问题在当时的国内技术条件下是难以解决的。80年代初微处理技术在我国开始普及,从此地电观测仪器向智能化迈进有了可能。1984年黑龙江省地震局研制出了微机控制的WD-4地电仪,并在首都圈的一些台站试用。1985年兰州地震研究所在总结了多年地电观测经验的基础上,研制出微机控制的ZD-8地电仪。ZD-8地电仪在设计上注重利用微处理技术,提高了地电的观测精度。1986年以后,ZD-8地电仪陆续装备到地电台站。在台站推广使用地电自动化仪器的过程中,地电观测技术的研究也有了长足的进步和发展,台站观测人员的技术水平也得到了提高,ZD-8地电仪也在逐步地完善,成为了一种功能和性能都较好的地电观测仪器。1986年广东省地震局研制出了自动观测系统ATS。该系统采用国际通用的标准并行接口IEEE488,将具有接口的通用测量和控

制仪器组成一个地电自动测量系统。ATS曾在台站试观测过一段时间,由于该系统成本太高,难以推广,广东省地震局又研制了C-ATS地电仪,采用通用微机作为控制器运行管理地电测量。该机具有汉字功能,自身有磁介质存储器,曾在京、津、冀华北地区试用。1996年以后,兰州地震研究所在ZD-8的基础上又研制出了ZD8A、ZD8B,这两种仪器都比原来的ZD-8有较强的抗干扰能力,尤其是ZD8B的串模抑制比已大于80dB,共模抑制比大于120dB;整机由微处理器控制,具有准确度高、动态范围大、抗干扰能力强、长期稳定性好、观测程序改动方便等优点。从1999年开始,ZD8B将陆续装备到地震地电台站。此外,新研制出的ZD9大地电场仪,数字化电磁辐射仪也将投入使用,它将给地电观测增添新的信息量。

四、供电电源

供电电源是地电观测的重要设备。20多年中供电电源的研制工作也取得了很大的进展。1970年兰州地球所天水地震台和天水长城低压开关厂合作研制出我国第一台地电观测稳流电源,1971年兰州地震大队研制出2A稳流电源,并小批量推广到部分台站使用。1977年国家地震局组织生产了一批2A稳流电源推广到全国地电台站使用,从而结束了地电台使用蓄电池组供电的历史。

后来兰州地震研究所又针对一些地电台站的特殊需要研制了WL-3(5A)、WL-4(10A)大功率稳流电源,并在1989年研制出WL-5(2.5A)稳流电源作为原2A稳流电源的换代新产品。地电观测所用的专用供电电源已经获得基本解决。

五、地电观测系统的检定和检查

如果一个测量系统不和某种规范化的“标准”联系起来,就不能判别其测量的准确度。地震地电观测的早期,曾用准确度1级以上的电流表加0.1级的电阻箱对测量仪器DDC-2进行准确度检查。“七五”期间制定的地电观测规范规定台站配备0.05级的UJ33a电位差计或由0.01级UJ-25电位差计和0.01级标准电池(BC3)组成的电压标准,该标准每年送国家计量部门检定,再用这些标准对台站测量仪器每月标定一次。这样就地电测量的准确度和国家标准联系起来,保证了观测的准确度。目前地电观测技术是我国地震前兆观测的诸方法中唯一在台站建立国家标准的学科。

现在全国已经有许多地震地电台站在使用ZD8系列仪器,大多数台站的视电阻率日均值的相对误差已小于0.3%,有的台站已达到0.1%。数字化的地电仪,优越的技术性能还使得它在多次国内外地电物理实验中得到应用。我国地电观测的仪器设备的研制,可以说已经初战告捷。现在地震地电台站正处在新旧仪器的更新阶段,新一代仪器的推广使用将受到实践的检验,它将伴随着我国的科学技术进步和国民经济的发展而发展。

复习与思考

1. 解释下列概念:

地电学、电法勘探、地电观测技术、电阻率方法、地电阻率。

2. 阐述地电观测技术的基础?

3. 概述我国地电观测仪器的发展过程?

4. 试论地电观测技术在地震预报中的作用?

5. 比较ZD8B地电仪与其他地电仪器的异同点?

6. 略论数字化地电仪的使用对改善地电观测的实际意义?

第一章 电阻率法的基本原理

本章主要介绍岩石导电的特性,影响岩石电阻率的诸因素,稳定电流场的基本知识,点电源的电场。这一章是地电观测技术的重要方法——电阻率法的理论基础。电阻率法是以地壳中岩石的导电性差异为基础,通过观测与研究人工建立的地中电流场的分布规律,来探讨电阻率随时间发生的变化,以及这种变化在空间上与地震孕育过程中的内在联系。实践表明,电阻率法不但有它的理论基础,而且有它的试验基础和大量的观测基础,人们期待着地电观测技术的电阻率方法能在未来的地震预测预防中发挥应有的作用。

第一节 岩石的电阻率

一、电阻率的概述

在地质地电观测技术中,用来表征岩石导电性质的物理量为电阻率(用符号 ρ 表示),或者电阻率的倒数电导率(用符号 σ 表示, $\sigma=1/\rho$)。

本书主要用电阻率 ρ 来讨论物质的导电性。

测量圆柱形岩石标本(岩心)的电阻率由图1.1.1所示,它的截面积为 S ,经过A、B两电极对其供电,其电流强度为 I ,并在相距为 L 的环形电极M、N处测量MN之间的电位差 ΔV 时,可由下列公式计算电阻率。

$$\rho = \frac{RS}{L} = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{S}{L} \quad (1.1.1)$$

由物理学中可知:某物质的电阻率,在数值上等于该物质组成的截面积为 1m^2 ,长度为 1m 的导体所具有的电阻值。其单位为欧姆·米,用符号记作 $\Omega \cdot \text{m}$ 。物质的电阻率愈高,其导电性就愈差;反之,电阻率愈低,导电性就愈好。

电阻率与电阻是两个有区别的概念。电阻率是描写导体本身的导电性质的,它只取决于导体的材料及温度;电阻则是描写一段导体性质的,它除了与导体的材料、温度有关外还与该段导体的形状、长短、粗细有关。对于由不均匀的物质组成的导体,其内部各点的电阻率可以是不同的,即电阻率可以是点函数。

二、岩石的电阻率

岩石的电阻率不固定是它的一个很显著的特点,这是因为岩石是由矿物所组成的。矿物本身的电阻率是在一定的范围内变化的,即同类矿物的电阻率值是在一定的范围内变化的,它们的电阻率可能有着明显的差异,不同类型的矿物其电阻率值也可能是相同的。因此,岩石的电阻率值也有一定的变化范围。电阻率表示着在物质中的电荷移动的难易程度,电荷是由

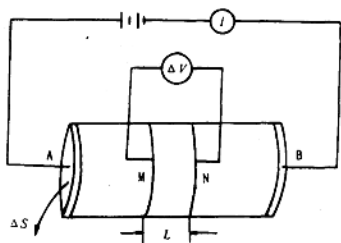


图 1.1.1 测量岩石标本电阻率装置

离子或电子所携带,其迁移率在各种物质中不同,这就造成各种物质有不同的电阻率值,如从极低电阻率的某些纯金属直到完全不导电的绝缘体。在岩石中又根据电荷的运载是依赖于离子或电子,而可分为离子导体或电子导体。自然界中除了少数金属矿物及非金属的石墨等为电子导体外,通常遇到的岩石均为离子导体,在其中电流一般通过含有盐类溶液的孔隙传导,而不是通过近于绝缘的岩石颗粒。岩石的孔隙及孔隙中溶液的含盐度越高,离子越多,则在同样电压下,传导的电流就越多,此时电阻率也就越低。

在物探电法中,把岩石中的矿物按照导电机制定义为三种情况:

1. 金属导体

这类物质的电阻率的值大约都在 $10^{-6}\Omega \cdot m$ 以下。在地壳中属于这类的物质有自然金、自然铜;另外还有非金属石墨也属于这类(电子类)导体。

2. 半导体

在地壳中这类矿物的电阻率,大约在 $(10^{-6} \sim 10^6)\Omega \cdot m$ 之间。大多数金属矿物属于这类半导体。譬如:表 1.1.1 中的磁铁矿、斑铜矿等等。

3. 固体电解质

固体电解质属于离子晶体。地壳中这类矿物的电阻率大约在 $10^6\Omega \cdot m$ 以上。绝大多数的造岩矿物属于这类矿物,譬如石英、云母、长石、方解石、角闪石等等。在极度干燥的情况下,这类矿物就变成了绝缘体。

部分岩石与矿物的电阻率和水的电阻率,如表 1.1.1、1.1.2 所示。

表 1.1.1 常见岩石矿物电阻率

名 称		电阻率/ $\Omega \cdot m$	名 称		电阻率/ $\Omega \cdot m$
矿	斑铜矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	沉积岩	粘土	$10^{-1} \sim 10^1$
	磁铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$		泥岩	$10^1 \sim 10^2$
	方铅矿	$10^{-3} \sim 10^0$		粉砂岩	$10^1 \sim 10^2$
	赤铁矿	$10^{-3} \sim 10^0$		砂岩	$10^1 \sim 10^3$
	铬铁矿	$10^0 \sim 10^6$		砾岩	$10^1 \sim 10^4$
	角闪石	$>10^6$		岩石、灰岩	$10^2 \sim 10^4$
	石膏	$>10^6$	岩浆岩	泥质页岩	$10^2 \sim 10^3$
	石英	$>10^6$		花岗岩、辉绿岩	$10^4 \sim 10^5$
	云母	$>10^6$		正长岩、辉长岩	$10^2 \sim 10^5$
				闪长岩	$10^2 \sim 10^3$
物			变质岩	玄武岩	$10^2 \sim 10^5$
				泥质板岩	$10^1 \sim 10^3$
				结晶岩	$10^1 \sim 10^4$
				大理岩	$10^2 \sim 10^3$
				片麻岩	$10^2 \sim 10^4$
				石英岩	$10^3 \sim 10^5$

表 1.1.2 水的电阻率

名 称	电阻率/ $\Omega \cdot m$	名 称	电阻率/ $\Omega \cdot m$
雨水	>1000	河水	$0.1 \sim 100$
地下水	<100	矿井水	$1 \sim 10$
海水	$0.1 \sim 10$		

第二节 稳定电流场的基本知识

一、电流密度矢量

从物理学中可知:电流强度是一个标量,当电流沿均匀导体流动时,电流在导体同一截面上各点的分布是均匀的,此种情况下电流强度描述的是导体中通过任一截面电流的整体特征。但是,当电流在不均匀导体或者在大块导体中流动时,各点的电流分布就将不同了。因此,仅有电流强度的概念是不够的,还必须引入能够细致描述电流分布的物理量——电流密度。

电流密度是一个矢量,这矢量在导体中各点的方向代表该点电流的方向,其数值等于通过该点单位垂直截面的电流强度,设想在导体中某点取一个与电流方向垂直的截面元 dS , (图 1.2.1a) 则通过 dS 的电流强度 dI 与该点电流密度 j 的关系是

$$dI = j dS \quad (1.2.1)$$

如果截面元 dS 的法线 n 与电流方向成倾斜角 θ , 则对通过任意有限曲面的电流强度有

$$dI = j dS \cos \theta$$

或写成矢量形式

$$dI = j \cdot dS \quad (1.2.2)$$

有了电流密度矢量 j 的概念,就可以描述大块导体中的电流分布了。在大块导体中各点 j 有不同的数值和方向,这就构成了一个矢量场,即电流场。

像电场分布可以用电力线来形象地描绘一样,电流场也可以用电流线来描绘。所谓电流线,就是这样一些曲线,其上每点的切线方向都和该点的电流密度方向一致。通过导体中任意截面 S 的电流强度 I 与电流密度矢量的关系为

$$I = \oint_{(S)} j \cdot dS \quad (1.2.3)$$

由此可见,电流 j 和电流强度 I 的关系,就是一个矢量场和它的通量的关系。从电流密度的定义可以看出,电流密度的单位为 A/m^2 (安培/米²)。

二、电流的连续方程稳定条件

设想在导体内取任一闭合曲面 S , 见图 1.2.2。

根据电荷守恒定律,单位时间内由 S 面流出的电荷量等于单位时间里 S 面内电荷的减少量。由电流密度 j 的定义,单位时间里由 S 面流出的电荷是 $\oint_{(S)} j \cdot dS$ 。单位时间里 S 面内电荷的减少量是 $-dq/dt$ 。因此:

$$\oint_{(S)} j \cdot dS = -\frac{dq}{dt} \quad (1.2.4)$$

上式即为电流连续性方程的积分形式。

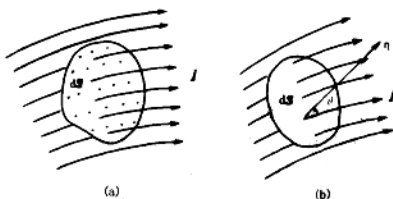


图 1.2.1 电流密度矢量图

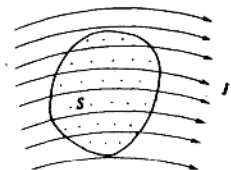


图 1.2.2 电流连续原理

如果电流不随时间变化, 这种电流称为稳定电流, 或称直流电流。对于稳定电流, 任意闭合面内的电量将不随时间改变 $dq/dt=0$, 那么式 (1.2.4) 即为:

$$\oint_{(S)} \mathbf{j} \cdot d\mathbf{S} = 0 \quad (1.2.5)$$

上式称为电流的稳定条件, 它表明, 通过 S 面一侧流入的电量等于从另一侧流出的电量, 也就是, 电流线连续地穿过闭合曲面所包围的体积。因此稳定电流线不可能在任何地方中断, 它们永远是闭合曲线。

三、稳定电流场的势场性质

在稳定电流场中, 电流在空间的分布始终是稳定的, 是不随时间改变的。因此, 稳定电流场同静电场一样, 满足电场的环路定律。

$$\oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{L} = 0 \quad (1.2.6)$$

上式表示, 静电场中场强沿任意闭合路径的积分恒等于 0, 和“静电力做功与路径无关”等价。(1.2.6)式在稳定电流场中完全适用。任何做功与路径无关的力场, 叫做保守力场, 或势场。由此可知, 稳定电流场中任一点 M 的电位 V , 等于将单位正电荷从 M 点移到无穷远点, 电场力所做的功

$$V = \int_M^\infty \mathbf{E} \cdot d\mathbf{L} \quad (1.2.7)$$

由此可得电场强度与电位关系

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (1.2.8)$$

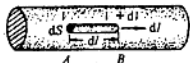
四、欧姆定律的微分形式

欧姆定律可以写成微分形式, 在导体中沿电流方向取一极小的圆柱体 AB , 设其长度为 dL , 截面积为 dS , A 、 B 两端的电势分别为 V 和 $V+dV$, 如图 1.2.3, 根据欧姆定律, 由 A 向 B 通过截面 dS 的电流为

$$dI = \frac{V_A - V_B}{R} = -\frac{dV}{R}$$

又根据电阻的定义, 有 $R = \rho \frac{dL}{dS}$, 代入上式, 得

$$dI = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dL} dS$$



所以

$$\frac{dI}{dS} = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dL}$$

因为 $\frac{dI}{dS} = j$, 又根据场强与电势的关系 $-\frac{dV}{dL} = E$, 故有:

$$j = \frac{E}{\rho}$$

图 1.2.3 欧姆定律的微分形式推导

由于电流密度和场强都是矢量, 并且它们的方向相同, 上式可写成矢量形式:

$$j = \frac{1}{\rho} E \quad (1.2.9)$$

欧姆定律的微分形式表明,通过导体中任一点的电流密度 j ,等于该点的场强 E 与导体的电阻率 ρ 之比值。可见,电流密度和导体材料的性质有关,而与导体的形状和大小无关。 $R=V/I$ 中的 V 、 I 都是积分量,故可叫欧姆定律的积分形式。欧姆定律的积分形式描述的是一段有限长度、有限截面导线的导电规律,而欧姆定律的微分形式则给出了 j 和 E 的点对点对应关系,所以比积分形式更为细致地描述导体的导电规律。

这里需要说明的是,欧姆定律的微分形式虽然是在稳恒条件下推导出来的,但它对非稳恒情况也适用。在这一点上它比欧姆定律的积分形式更有普遍意义。

五、稳定电流场的边界条件

在具有不同电阻率 ρ_1 和 ρ_2 两种导体的分界面上,电位 V , 电流密度 j , 电场强度 E 所服从的关系称为分界面上的边界条件。

1. 电位连续

如图 1.2.4 所示,在 ρ_1 和 ρ_2 的界面上取无限靠近的两点,他们与界面的距离分别为 Δr_1 、 Δr_2 , 电场强度分别为 E_1 、 E_2 。对紧靠界面两侧的点 Δr_1 、 $\Delta r_2 \rightarrow 0$ 。

$$V_1 - V_2 = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \Delta V = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} E_{1r} \cdot \Delta r_1 + E_{2r} \cdot \Delta r_2 = 0$$

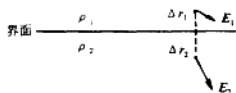


图 1.2.4 电位边界条件

$$\text{即} \quad V_1 = V_2 \quad (1.2.10)$$

2. 电流密度法线分量连续

在分界面上取一个小的柱形闭合面,其上下两底面分别处于两导体中,且与分界面平行,高 h 为无限小量,如图 1.2.5。则从闭合面流出的电流等于从上、下两底面流出的电流的代数和。根据电流连续性原理,此电流为零。

$$\oint_S j \cdot dS = 0$$

可得到

$$J_{1n} = j_{2n} \quad (1.2.11)$$

即在分界面上电流密度的法线分量是连续的。

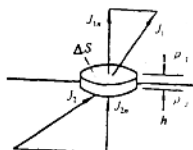


图 1.2.5 j_n 的边界条件

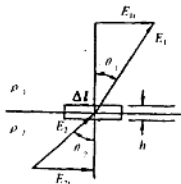


图 1.2.6 E_n 的边界条件

3. 电场强度切线分量连续

在分界面上取一矩形闭合回路,其两个边分别处于两导体中,且与分界面平行,高 h 为

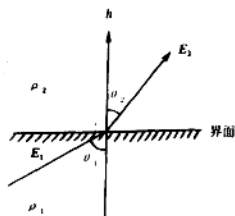


图 1.2.7 两种岩石接触面附近点电源场的电流线分布图

无限小量，见图 1.2.6，则沿此闭合路径的线积分等于

$$\oint_L E \cdot dL = 0$$

得到

$$E_{1t} = E_{2t} \quad (1.2.12)$$

即在分界面上电场强度的切线分量是连续的。

由分界面上的边界条件(1.2.11)和(1.2.12)，可以导出分界面上的折射关系

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \tan \frac{\theta_2}{\theta_1} \quad (1.2.13)$$

式中 θ_1 、 θ_2 为电流在介质 ρ_1 、 ρ_2 中与界面法线方向的夹角。

第三节 均匀各向同性介质中点电源电场

一、地表一个点电源的电场

地电观测的电阻率方法，是通过 A、B 两个电极向大地供入直流电，在大地介质中形成一个稳定的电流场，这样就把大地看成为一个导体，但它和通常所说的金属导体在导电机制上有很大的差别。不同的岩石或者土壤的导电性是有很大差异的，只要不是绝对的绝缘体，就适用于导电介质的理论。本节所研究的“点电源”：是指当供电 A 极的入土深度(h)相对观测点 M 到 A 极的距离(R)很小，且 B 极放置在很远的地方，观测 A 极所产生的电场时，B 极电场可以忽略不计，这样可近似地认为 A 极是一个点电流源，见图 1.3.1。

设地面为无限大平面，地下充满均匀、各向同性的导电介质，当点电流源 A 在地表向地下供入电流 I 时，地中电流线的分布便以 A 为中心向周围呈辐射状，如图 1.3.1 所示。按照定义，可计算任意点 M 的电流密度的大小，即以 A 极为球心，取 M 点到 A 极（正电极）的距离 R 为半径作一个半球面，则总电流强度(I)均匀地流经整个半球面，即半球面上各点（含 M 点）的电流密度值均等于

$$j = \frac{I}{2\pi R^2} \quad (1.3.1)$$

电流密度的方向都沿球半径向外，此处 $2\pi R^2$ 为通过 M 点的半球面（等位面）的面积。根据微分形式的欧姆定律，可得任一点 M 的电场强度：

$$E = j\rho = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{R^2} \quad (1.3.2)$$

其中 ρ 为介质的电阻率。再考虑到 $E = -\frac{dV}{dR}$ 应有：

$$-dV = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{R^2} dR$$

对上式积分，可得：

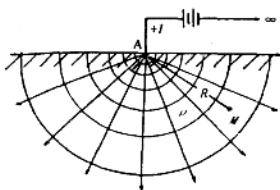


图 1.3.1 一个点电源的电场

$$V = -\frac{I\rho}{2\pi} \int \frac{1}{R^2} dR + C$$

其中 C 为积分常数。因 $R \rightarrow \infty$ 时, $V=0$, 代入上式可得 $C=0$ 。所以我们最后得到计算任意点电位的公式为:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{R} \quad (1.3.3)$$

如果点电源为负极 B , 则上式中 I 应以 $-I$ 代替, 即

$$V = \frac{(-1)\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{R} = \frac{1\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{R} \quad (1.3.4)$$

可见, 点电源电流场的电位, 电流密度和电场强度均与供电电流强度 I 成正比, 而电位与距离 R 成反比, 电场强度及电流密度与距离 R 的平方成反比。

二、地表正负两个点电源的电流场

讨论两个点电源时可以应用叠加原理。

由叠加原理可知: 当多个点电源同时存在时, 任意点 M 的电位等于各个点电源单独存在时在该点的电位的叠加(代数和), 任意点的电场强度(或电流密度)等于各个点电源单独在该点产生的电场强度(或电流密度)的矢量和。

如图 1.3.2 所示, 点电源 $A(+I)$ 和 $B(-I)$ 相距 $2l$, 由前述的电场叠加原理, 及 (1.3.3) 式, 可写出 A 、 B 两电极在地表 M 点的

$$\text{电 位:} \quad V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (1.3.5)$$

$$\text{电场强度:} \quad E = E_M^A + E_M^B \quad (1.3.6)$$

$$\text{电流密度:} \quad j = j_M^A + j_M^B \quad (1.3.7)$$

图 1.3.2 表示地面 A 、 B 连线上电位及电场强度的变化曲线。由图可见:

在供电极 A 、 B 附近 E , j , V 分布极不均匀, 变化很快。当距离为零时, 从数学意义上讲, 它们的量值趋于无限大, 但实际趋于某一有限值, V 趋于电源电压。

在 A 、 B 中间部分即 $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{3}$ 的地段内, j , E 变化都比较平缓, 可近似地看均匀水平场, V 的变化近于线性, 在 A 、 B 的中点电位 V 为零。

现讨论电场在地下的分布情况。为此研究 A 、 B 连线的中垂面上电流密度的变化。在地表 A 、 B 连线的中点 O 处 (A 、 B 两电极供电) 的电流密度为:

$$j_0 = j_0^A + j_0^B = 2j_0^A = \frac{I}{\pi L^2} \quad (1.3.8)$$

而在深为 h 的 H 点上的电流密度为:

$$j_h = 2j_0^A \cos \alpha = \frac{I}{\pi} \cdot \frac{L}{(L^2 + h^2)^{3/2}} \quad (1.3.9)$$

因此

$$j_h = j_0 \frac{1}{(1 + \frac{h^2}{L^2})^{3/2}} \quad (1.3.10)$$

图 1.3.3(b) 是当深度 h 一定时, 电流密度随供电电极距的变化规律; 当 L 等于 0 和 ∞ 时, j_h 均为零, 而当