

普通高等教育  
勘查技术类教材

# 电法勘探原理与方法

DIANFA KANTAN YUANLI YU FANGFA

● 刘国兴 主编



地质出版社

普通高等教育勘查技术类教材

# 电法勘探原理与方法

刘国兴 主编

地质出版社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

按照吉林大学建设“百门精品课程教材规划”和地球探测科学与技术学院“应用地球物理课程基本要求”编写了《电法勘探原理与方法》这部教材。本教材侧重于当前电法勘探方法的基本原理和基本知识,并根据近年来新的发展趋势,充实了一些新内容。教材共分四章,适于60~70学时使用。本教材作为勘查技术与工程专业应用地球物理方向的本科电法勘探教材,也可供从事勘查地球物理及其他地质人员参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

电法勘探原理与方法/刘国兴主编. —北京:地质出版社, 2005. 1

普通高等教育勘查技术类教材

ISBN 7-116-04296-2

I. 电... II. 刘... III. ①电法勘探—理论—高等学校—教材②电法勘探—方法—高等学校—教材

IV. P631.3

中国版本图书馆CIP数据核字(2004)第127683号

---

责任编辑:陈磊 刘凤仁

责任校对:李 玫

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路31号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324565(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京中科印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

印 张:14

字 数:341千字

印 数:1—2000册

版 次:2005年1月北京第一版·第一次印刷

定 价:17.20元

ISBN 7-116-04296-2/P·2539

---

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

# 前 言

本书以吉林大学现行本科教育计划和“百门精品课”教材建设规划为基础，根据地球探测科学与技术学院多年来的教学改革经验，为地球探测科学与技术学院应用地球物理专业方向编写的电法勘探教材。

本教材按地球探测科学与技术学院本科课程设置的课时要求，定名为《电法勘探原理与方法》。在内容上，侧重于方法原理和基本知识、基本概念方面。对较繁杂的数值计算问题、电磁测深层状大地的正演计算问题没有涉及。对各种方法的仪器、装备也做了简要的介绍。根据电法勘探近年来新的发展趋势和新的应用技术，将“高密度电阻率法”“充电法在探测动态导体中的应用”“近区磁源瞬变电磁法”和“可控源音频大地电磁测深法”编入教材，使教材内容更充实，更具活力和时代性。全书共分为四章，第一章为电阻率法；第二章为充电法和自然电场法；第三章为激发极化法；第四章为电磁感应法。总时数约为 60~70 学时。

本书是在 1983 年由傅良魁主编的《电法勘探教程》和 1991 年《应用地球物理教程——电法放射性地热》两本教材的基础上重新编写的。在此，谨向参加以上教材编写、为应用地球物理学科——电法勘探作出突出贡献的先生们致以诚挚的敬意。

把较全面的电法勘探内容及新方法、新技术写入教材是时代的需要，同时也是编者的责任。要想写的内容实在太多，但是由于学时的限制，只能将较成熟的、有发展前景的内容有选择地编入教材。出于以上原因，在篇幅上要比计划学时偏多。任课教师可根据具体情况进行适当的取舍。

为了加深对教材内容的理解和巩固教学内容的记忆，在本书每章之后均列有若干习题。内容较灵活，有思考、讨论、计算、构图分析等。为了启发学生学习的主动性和独立思考能力，在习题之后未列“标准答案”，以免对学生的活跃思想形成约束。

参加本书编写工作的有刘国兴、翁爱华和王喜臣。由刘国兴负责主编。

由于编者水平及工作经验所限，书中不当及疏漏之处，恳请读者批评指正。

编 者

2003. 12

# 目 录

前 言	
引 言	(1)
第一章 电阻率法	(3)
第一节 电阻率法基础	(3)
一、岩(矿)石的电阻率	(3)
二、均匀大地中的稳定电流场	(7)
三、均匀大地电阻率的测定	(12)
四、非均匀介质中的稳定电流场及视电阻率概念	(13)
五、电流密度随深度的变化(勘探深度的概念)	(16)
第二节 电阻率法的仪器及装备	(18)
一、电阻率法的仪器	(18)
二、电阻率法的装备	(20)
第三节 电阻率剖面法	(20)
一、电阻率剖面法概述	(20)
二、三极剖面法、联合三极剖面法和对称四极剖面法	(24)
三、中间梯度法	(36)
四、偶极剖面法	(43)
第四节 电阻率测深法	(48)
一、多层水平地层点电流源的电场及 $\rho_s$ 表达式	(48)
二、水平地层上的电测深曲线	(51)
三、电测深曲线的定量解释	(57)
四、非水平层上的电测深曲线	(58)
五、电阻率测深法的应用	(60)
第五节 高密度电阻率法	(63)
一、高密度电阻率法概述	(63)
二、高密度电阻率法的系统组构	(63)
三、高密度电阻率法采用的装置及特点	(65)
四、高密度电阻率法的应用	(69)
习题	(74)
第二章 充电法和自然电场法	(77)
第一节 充电法	(77)
一、充电法的基本理论	(77)
二、充电法的应用	(81)
第二节 自然电场法	(85)

一、岩(矿)石的自然极化	(86)
二、自然极化球体的电场	(88)
三、自然电场法的仪器设备及工作方法	(90)
四、自然电场法的应用	(91)
习题	(93)
<b>第三章 激发极化法</b>	(95)
第一节 激发极化法理论基础	(95)
一、岩石和矿石的激发极化机理	(95)
二、稳定电流场中岩石和矿石的激发极化特性	(97)
三、交变电流场中岩石和矿石的激发极化性质	(101)
四、激发极化场的计算和模拟方法	(105)
第二节 激发极化法的仪器设备	(111)
一、时间域激发极化法仪器	(112)
二、频率域激发极化仪	(114)
第三节 激发极化常用装置及激电异常	(115)
一、中间梯度装置	(116)
二、联合剖面装置	(118)
三、偶极装置的激电异常	(120)
四、对称四极测深装置的激电异常	(122)
第四节 激发极化法的应用	(125)
一、激发极化法的应用范围	(125)
二、方法的选择	(127)
三、装置类型的选择	(128)
四、激发极化法的应用实例	(129)
习题	(133)
<b>第四章 电磁感应法</b>	(135)
第一节 电磁感应法理论基础	(135)
一、岩石和矿石在交变电磁场中的电学性质	(135)
二、交变电磁场在导电介质中的传播特点及变化规律	(137)
三、导电地质体的电磁感应	(142)
四、交变电磁场的物理模拟原理	(146)
第二节 频率域电磁剖面法	(147)
一、定源回线法	(147)
二、电磁偶极剖面法	(156)
三、航空电磁法	(159)
四、甚低频法	(162)
第三节 大地电磁测深法	(164)
一、天然电磁场特点	(164)
二、水平层状介质的正演理论	(166)
三、水平层状介质理论曲线及特点	(169)
四、大地电磁测深的资料解释	(172)
五、大地电磁测深法的应用	(172)

第四节 人工场源频率域电磁测深 .....	(172)
一、人工场源频率域电磁测深的基础理论 .....	(172)
二、频率测深 .....	(173)
三、可控源音频大地电磁测深 .....	(185)
第五节 瞬变电磁法 .....	(192)
一、瞬变电磁法的基础理论 .....	(192)
二、近区磁源瞬变电磁法 .....	(194)
三、瞬变电磁测深 .....	(200)
习题 .....	(211)
附录 I .....	(212)
附录 II .....	(215)
参考文献 .....	(218)

# 引 言

电法勘探是勘探地球物理学中的一个重要分支，是电学、电磁学、电子学及电化学在解决地质找矿及地质学问题中发展起来的一门应用科学。电法勘探（人们常称电法或电探）的地球物理学基础是地壳中多数岩矿石之间存在的电学性质的差异，它是通过观测和研究由电性差异引起的人工或天然电磁场的空间和时间分布规律及其变化特点，从而达到查明地下地质构造或矿产分布的一组勘探方法的总称。

在电法勘探的实践中已被利用的电学性质有：描述岩、矿石导电性的电阻率（ $\rho$ ）；反映岩、矿石磁性强弱的导磁率（ $\mu$ ）；表示岩、矿石电化学反应性的极化率（ $\eta$ ）和岩、矿石的介电常数（ $\epsilon$ ）等。电法勘探的找矿原理是基于不同岩石和矿石间的电学性质的改变，而引起电磁场（人工的和天然的）空间分布状态发生相应的变化。由此，人们便可利用不同性能的仪器，通过对场的空间和时间分布状态的观测与研究，来勘查矿产资源或查明地质目标在地壳中的存在状态，从而实现电法勘探的地质目标。人们常观测和研究的场源包括：人工施加的直流电场、交变电磁场和过渡场；天然存在于地下的稳定电场、变化电场和变化的电磁场等。具体观测和研究上述各种场时可采用不同的方法，而且观测内容可以多种多样，观测场地亦可是地面上、天空中、海洋里、坑道内或矿井和钻井中。由于可利用的电学参数多，除不同的天然场源外，人工场源又具有可控性，加上对不同地质目的或不同地质条件又可采用不同的观测方式及测量不同的要素等，电法勘探较其他地球物理勘探方法（如磁法勘探、重力勘探、地震勘探及放射性勘探方法等）具有方法多样性及应用广泛性等突出的特点。生产实践中已用过的电法勘探方法种类繁多，仅目前较常用的方法也不下 20 种。人们为了实际应用、科学研究和学习方便常采用不同的分类方式，但不论哪种方式，都是将具有共同性的方法归纳在一起。现简要分述如下。

以场的来源划分为：天然场法和人工场法。前者研究、观测的是天然存在于地下的电场、电磁场，而后者则是对人工建立于地下的电场或电磁场进行观测和研究。相比之下，前者不需人工建立电场或电磁场，故既经济又具有较高的工作效率，便于开展普查性的工作；而后者，由于人工建立电场或电磁场，场源的形式、功率大小等都可以人为控制，这些灵活性使得这类方法能适用于不同的地质矿产条件或不同的地质目的。

以场源的性质可划分为：直流电法、交流电法、过渡场法和电化类方法。直流电法以观测和研究稳定电流场空间分布规律的变化为主，也常称为时间域电法。交流电法以研究似稳状态的电磁场或电磁波的空间分布或随频率的变化特点为主，也常称为频率域电法。过渡场法以观测和研究人工电磁场的建立或衰减过程的变化规律为主，常称建场法或瞬变场法。而电化类方法则是观测和研究天然或人工的电化学作用而形成的场的分布变化规律。

以地质目的不同可分为：金属及非金属电法勘探、石油及煤田电法勘探、水文及工程地质电法勘探、地壳及上地幔电法勘探等。



以勘探工作的施工场地划分为：地面电法、航空电法、井中电法和海洋电法等。

除以上分类方法外，还有其他分类方法，这里就不一一介绍了。电法勘探与其他物探方法一样，也是一门新兴的边缘学科。大约在 20 世纪初期，首先是利用自然电场法正规地投入找矿工作。由于当时许多国家工业发展得十分迅速，对矿产资源的需求也越来越迫切，于是其他电法分支如电阻率法、激发极化法及电磁感应法等也相继得到较快的发展。

我国电法勘探工作在解放前仅有极少数科学家在个别金属矿区做过为数不多的试验研究工作。中华人民共和国成立后，电法勘探工作与其他行业一样，才得到较全面的发展。目前电法勘探的应用已相当普遍，而且在各地质领域中做了大量工作，发挥了其重要而独特的作用，为国家的地质找矿事业和经济建设做出了应有的贡献。

近年来，由于现代物理学、工程数学、电子学及计算机的飞速发展，电法勘探也相继出现了一些新方法、新技术。在电法仪器方面，也迅速向小型轻便化、数字自动化方向发展。今后电法勘探也必将同其他勘探地球物理分支方法一样，得到更快的发展，为国家四化建设做出更大的贡献。

# 第一章 电阻率法

电阻率法是以不同岩（矿）石之间导电性差异为基础，通过观测和研究人工电场的地下分布规律和特点，实现解决各类地质问题的一组勘探方法。这组方法是电法勘探中的一个重要分支。方法的实质是通过接地电极在地下建立电场，以电测仪器观测因不同导电地质体存在时地表电场的变化，从而推断和解释地下地质体的分布或产状，达到解决地质问题的目的。多年实践表明，电阻率法无论是在金属、非金属矿产地质普查或构造研究方面，还是在水文地质及工程地质调查、能源地质勘测方面，均取得了良好的地质效果。

## 第一节 电阻率法基础

### 一、岩（矿）石的电阻率

大家知道，电阻率 $\rho$ 是描述物质导电性优、劣的一个电性参数。从物理学中已知，当电流垂直接过单位长度、单位截面积的体积时，该体积中物质所呈现的电阻值即为该物质的电阻率。并用下式计算其数值的大小：

$$\rho = R \times S / L = (\Delta U / I) \times (S / L) \quad (\Omega \cdot m)$$

电阻率单位是欧姆·米，记作 $\Omega \cdot m$ 。有时也用电导率 $\sigma$ 表示物质的导电性，其单位为西门子每米，记作 $s/m$ 。电导率和电阻率互为倒数。显然，物质电阻率越低，电导率越大，其导电性越好；反之，其导电性就越差。

#### （一）天然岩（矿）石的电阻率

天然岩（矿）石都是由矿物组成的，为了解岩（矿）石电阻率的特点和变化规律，首先应当研究各类矿物的电阻率。按导电机理而论，固体矿物可分为3类，即金属导电类矿物、半导体类导电矿物、固体离子类导电矿物。金属类导电矿物包含各种天然金属，如自然金、银、铜、镍、铁等，它们的电阻率值很低，一般都在 $n \times 10^{-7} \sim n \times 10^{-2} \Omega \cdot m$ 范围内。半导体类导电矿物几乎包括所有的金属硫化矿物和金属氧化矿物，它们的电阻率变化范围较大，其中电阻率在 $n \times 10^{-6} \sim n \times 10^0 \Omega \cdot m$ 范围内的常被称为良导电性矿物，如黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、方铅矿等；电阻率值在 $n \times 10^0 \sim n \times 10^6 \Omega \cdot m$ 范围内的闪锌矿、辉锑矿、铬铁矿、赤铁矿等，常被称为中等导电性矿物。固体离子类导电矿物包括绝大多数造岩矿物，如石英、长石、云母、方解石、辉石等，这类矿物都属固体电解质，它们的电阻率值都很高，一般都大于 $10^6 \Omega \cdot m$ ，常有劣导电性矿物之称，在干燥的情况下它们几乎是绝缘体。表1-1列出的是常见矿物的电阻率。

由上述可知，矿物电阻率值是在一定范围内变化的，同种矿物可有不同的电阻率值，不同矿物也可有相同的电阻率值。因此，由矿物组成的岩石和矿石的电阻率也必然有较大

表 1-1 常见矿物的电阻率

矿物名称	电阻率值/ $\Omega \cdot m$	矿物名称	电阻率值/ $\Omega \cdot m$
斑铜矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	赤铁矿	$10^{-3} \sim 10^6$
磁铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	锡石	$10^{-3} \sim 10^6$
磁黄铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	辉铋矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	软锰矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铁矿	$10^{-3} \sim 10^0$	菱铁矿	$10^0 \sim 10^3$
方铅矿	$10^{-3} \sim 10^0$	铬铁矿	$10^0 \sim 10^6$
辉铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	闪锌矿	$10^3 \sim 10^6$
辉钼矿	$10^{-3} \sim 10^0$	钛铁矿	$10^3 \sim 10^6$

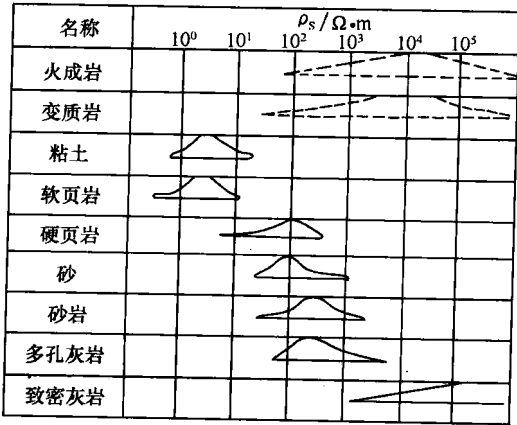


图 1-1 几种岩石电阻率的分布范围曲线

的变化范围。图 1-1 为几种常见岩石电阻率值的分布范围曲线。由图可见，火成岩与变质岩的电阻率值较高，通常在  $10^2 \sim 10^5 \Omega \cdot m$  范围内变化，沉积岩电阻率值一般较低，如粘土电阻率约为  $10^0 \sim 10^1 \Omega \cdot m$ ，砂岩的电阻率约为  $10^2 \sim 10^3 \Omega \cdot m$ ，而灰岩的电阻率则较高些。

以上 3 种岩类电阻率的变化固然与其矿物成分有关，但在很大程度上却取决于它们的孔隙度或裂隙度及其中所含水分的多少。

对矿石电阻率而言，也有类似的情况。其电阻率值除与组成矿石的矿物成分、含量有关外，更主要地乃由矿物颗粒的结构构造

所决定。这些我们将在下面进行讨论。

## (二) 影响岩、矿石电阻率的因素

影响岩、矿石电阻率的因素很多，除与导电矿物含量有关外，岩、矿石的结构、构造、孔隙度、含水量及含水矿化度、温度、压力等都或多或少地影响着岩、矿石的电阻率。下面主要讨论成分、结构、所含水分以及温度对它们的影响作用。

### 1. 岩、矿石电阻率与成分和结构的关系

当岩石中含有导电矿物时，这些岩石的电阻率将与其中导电矿物的含量有关。导电矿物含量相当大 ( $\geq 80\%$ ) 时，对岩石电阻率才有明显作用。这也说明，对岩、矿石整体电阻率影响的大小，主要决定于它们的连通情况，连通者起的作用大，孤立者起的作用小。另一方面，在导电金属矿物含量相同的情况下，浸染状结构矿石的电阻率将高于细脉状结构矿石的电阻率。其原因是前者的导电矿物彼此不连通，而后者的导电矿物却是互相连通的 (图 1-2)。

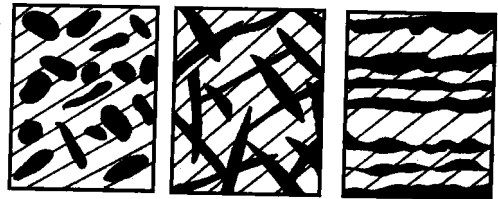


图 1-2 岩矿石不同结构示意图

图中黑体部分代表良导电矿物

在自然界中，对于大多数沉积岩和一部分变质岩，沉积旋回和构造挤压作用往往使两种或多种不同电性的薄层交替成层，形成层状构

$Z = \frac{\sqrt{\rho_1 + \rho_2}}{\rho_1 + \rho_2}$

造。在一般情况下，层状岩石的电阻率也具有明显的方向性。

$Z = \dots$

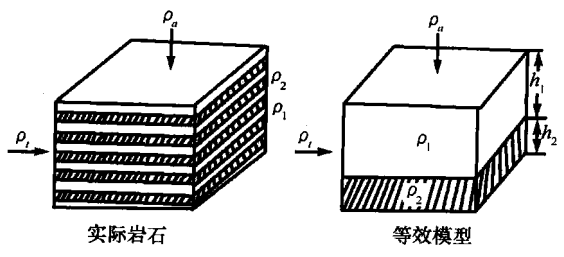


图 1-3 层状结构岩石模型

如图 1-3 所示，若两种电阻率分别为  $\rho_1$  和  $\rho_2$  的薄层岩石交替成层，它们的总厚度分别为  $h_1$  和  $h_2$ ，则可按电阻并联和串联的关系，不难得到沿层理方向和垂直层理方向的电阻率表达式：

$$\rho_t = \frac{h_1 + h_2}{h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2} \quad (1-1)$$

$$\rho_n = \frac{h_1\rho_1 + h_2\rho_2}{h_1 + h_2} \quad (1-2)$$

由以上两式可以看出，由不同电阻率 ( $\rho_1 \neq \rho_2$ ) 薄层岩石交替形成的层状岩石，不论  $\rho_1$  和  $\rho_2$  的相对大小，亦不论  $h_1$  和  $h_2$  的大小 (除零而外)，其电阻率具有非各向同性的特点，并且总是沿层理方向的电阻率  $\rho_t$  小于垂直于层理方向的电阻率  $\rho_n$ 。为了表征层状岩石的非各向同性程度和平均的导电性，定义其非各向同性系数和平均电阻率分别为

$$\lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_t} \text{ 和 } \rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t} \quad (1-3)$$

表 1-2 中列出了几种常见岩石的非各向同性系数  $\lambda$  和  $\rho_n/\rho_t$  值。由表可见，某些岩石 (如石墨化炭质页岩、泥质页岩等) 在垂直和平行层理两个方向的电阻率相差竟达 4~7 倍以上，这在电法勘探资料的推断解释中应引起充分重视。

表 1-2 几种常见岩石的非各向同性系数

岩石名称	$\lambda$	$\rho_n/\rho_t$	岩石名称	$\lambda$	$\rho_n/\rho_t$
层状粘土	1.02 ~ 1.05	1.04 ~ 1.00	泥质页岩	1.41 ~ 2.25	2.2 ~ 5.6
层状砂岩	1.1 ~ 1.6	1.20 ~ 2.56	无烟煤	2.0 ~ 2.55	4.0 ~ 6.5
泥质板岩	1.1 ~ 1.59	1.20 ~ 2.5	石墨炭质岩	2.0 ~ 2.8	4.0 ~ 7.84

### 2. 岩、矿石电阻率与所含水分的关系

地下水及其他天然水的电阻率均较低，通常小于  $100\Omega \cdot m$  (表 1-3)，并且含盐分越多，电阻率值越低。岩、矿石中所含水分的多少 (或湿度大小) 对其电阻率值有较大影响。

表 1-3 几种常见天然水的电阻率

名称	电阻率/ ( $\Omega \cdot m$ )	名称	电阻率/ ( $\Omega \cdot m$ )
雨水	> 1000	地下水	< 100
河水	0.1 ~ 100	矿井水	1 ~ 10
海水	0.1 ~ 10	深成盐渍水	0.1 ~ 1

一般含水量大的岩石电阻率较低，而含水量小或干燥岩石的电阻率较高。岩石含水量大小，主要决定于岩石本身的孔隙度及当地的水文地质条件。在潜水面以下，岩石孔隙通常被地下水所充满，此时，岩石的湿度便等于其孔隙度。表 1-4 给出了几种常见岩石孔隙度的测定结果，可作为估计潜水面以下岩石含水量的参考资料。

表 1-4 几种常见岩石的孔隙度

分类	岩石名称	孔隙度/%	分类	岩石名称	孔隙度/%
沉积岩	土壤	20.0~69.4	火成岩	玄武岩	18.7~
	砂	15.0~63.2		安山岩	6.0~
	粘土	10.1~62.9		辉长岩	0.4~1.9
	砾石	20.2~37.7		花岗岩	0.4~4.1
	页岩	1.5~44.8		辉绿岩	0.5~5.1
	砂岩	2.0~18.4		闪长岩	0.4~4.0
	灰岩	0.7~10		正长岩	0.9~2.9
变质岩	结晶石灰岩	0.9~8.6	注：带有喀斯特溶洞的灰岩孔隙度可达 $n \times 10\%$		
	片麻岩	0.4~7.5			
	大理岩	0.1~2.1			

处于潜水面以上的岩石，因大气中的水分通过降雨、雪可渗入地下，也并非完全干燥。在渗透过程中，由于岩石颗粒对水的吸附作用，岩石孔隙中能保存一部分水分。一般孔隙直径越小，吸水性越强，岩石的含水量便越大，故粘土电阻率较低。由表 1-4 可见，火成岩较其他岩类的孔隙度为小。但是，由于风化或构造破坏作用可使其裂隙或节理较发育，所以在自然界中，火成岩的电阻率往往较低。变质岩孔隙度则与变质程度有关，通常是变质程度越高、岩石越致密，孔隙度越小，其电阻率越大。

由前述不难理解，岩石的电阻率不仅与岩石孔隙度的大小有关，而且还取决于孔隙的结构。通常当孔隙连通较好时，其中水分对岩石电阻率影响大，否则影响小。节理或裂隙式孔隙具有明显的方向性，沿节理或裂隙方向岩石电阻率较低，而垂直节理或裂隙方向电阻率则较高。

### 3. 岩、矿石电阻率与温度的关系

大量实验表明，电子导电矿物或矿石的电阻率随温度增高而变大，但离子导电岩石的电阻率却随温度的增高而变小。地壳中岩、矿石的温度升高和降低与两种因素有关，即它们距地表深浅和季节气候的变化。其中太阳辐射引起的季节变化，只能影响地壳上层约 15m 深度内的温度，而处在常温带（自地表面下约 20~25m 地段）的岩、矿石的温度不受季节影响，维持当地年平均温度水平。在常温带以下，地温随深度的增大而升高。地温每升高一度所下延的深度称为地温增加率，其值因地而异。在我国平均约 40m 增高 1℃。这样，在地下 1600m 深处的地温将比地面约高 40℃。在那里，金属矿物的电阻率大约增高 20%，而含水岩石的电阻率约降低一半。通过对深部岩石电阻率的观测，可给出某地区地下温度场的变化特征，以用于寻找地热、油气资源或研究地质构造。

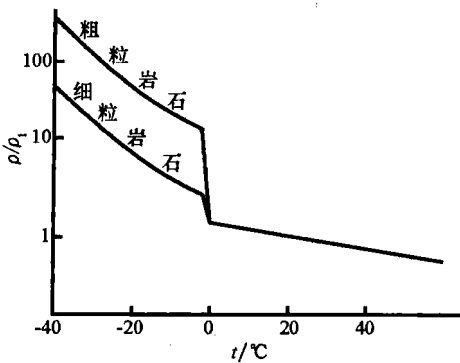


图 1-4 岩石电阻率与温度的关系  
( $\rho_1$  为 18℃ 时所测)

图 1-4 为一块砂岩标本电阻率随温度变化的实验观测曲线。由图可见，在 0℃ 以上的正温区，电阻率值随温度的升高而缓慢减小，变化不明

显。可见，在常温条件下，温度变化对岩石电阻率的影响不大。但是，在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下的负温区内，含水岩石的电阻率随着温度的降低而明显增高。当温度降到 $-16^{\circ}\text{C}$ 时，含水砂岩的电阻率高达 $10^6\Omega\cdot\text{m}$ 以上，较冰点以上的电阻率值大3个级次。冰冻岩石电阻率显著增高是由于岩石中孔隙水结冰后失去了导电性水溶液的缘故。

寒冷地区或冰冻季节地表岩石或土壤电阻率显著增高，对需要通过接地电极向地下供电和测量的传导类电法而言，会导致接地电阻增大，造成施工困难。但是，对于不需要接地的感应类电法而言，表层电阻率增高不仅不会影响工作，反而会减小其他干扰。

综上所述，影响岩、矿石电阻率的因素是多方面的，在金属矿产普查和勘探中，岩、矿石中良导电矿物的含量及结构是主要影响因素。在水文、工程地质调查和沉积区构造普查、勘探中，岩石的孔隙度、含水饱和度及矿化度等成了决定性因素。而在地热研究、地震地质及深部地质构造研究中，温度及地应力变化却成了应考虑的主要因素。

## 二、均匀大地中的稳定电流场

电阻率方法是利用人工在地下建立稳定电流场的方法来揭示地下不同导电性岩、矿石分布的方法。在前面的讨论中，我们已经了解到不同岩、矿石之间存在着导电性差异的事实，这里将研究在地下半空间中稳定电流场的建立和规律。

由场论中知道，稳定电流场遵循欧姆定律和克希霍夫第一定律。稳定电流场与静电场一样，也是势场，用公式表达为

$$E = j\rho \quad (1-4)$$

$$\text{div}j = 0 \quad (1-5)$$

$$E = -\text{grad}U \quad (1-6)$$

式(1-4)为欧姆定律的微分形式，该式对任一点都是成立的，故适用于任何形状的不均匀导电介质和电流密度不均匀分布的条件。(1-5)式为克希霍夫定律的微分形式。该式表达了导电介质中，稳定电流场除场源外任何一点的电流密度的散度恒等于零。其物理意义为：外源头任何处不会有电荷堆积，电流线总是连续的，不会在场中无源处消失，也不会无源而生。

将(1-4)代入(1-5)式便得

$$\text{div} \frac{1}{\rho} \text{grad}U = 0 \quad (1-7)$$

在均匀介质中， $\rho$ 为常数，故应满足

$$\text{divgrad}U = \nabla^2 U = 0 \quad (1-8)$$

此式即为著名的拉普拉斯方程，是均匀导电介质中求解稳定电流场的基本公式，也就是稳定电流场在任一点的电位方程。

为在地面下建立稳定电流场，通常是用两个接地电极将电源两端接地，从而使电流通过导电的大地与电源构成回路。当接地电极入土深度较其到观测点的距离很小时，我们可视接地供电电极 $A$ 和 $B$ 是两个点接触的电极。于是可在地下形成两个点电流源的电场。若 $AB$ 间距离较大，我们仅在其中一个电极附近观测时，可忽略另一电极的影响，认为另一电极在无穷远处。这样，我们就得到了一个点电流源的电场。当 $AB$ 距离较小时，观测点

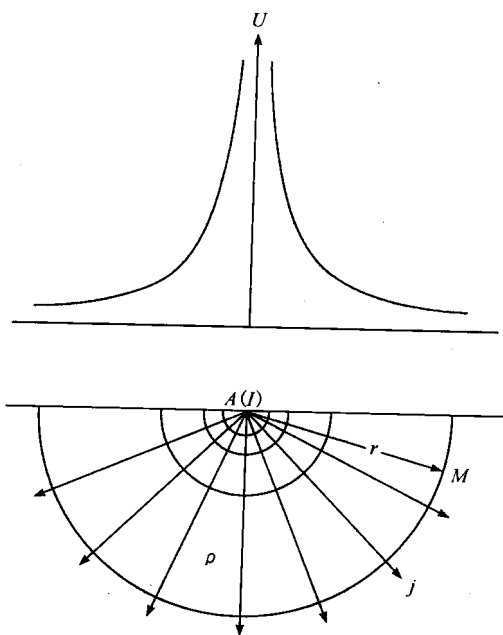


图 1-5 均匀各向同性半空间一个点电流源的电场  
(图中下半部分的实线为等电位线, 虚线为电流线)

离开  $AB$  电极的距离远大于  $AB$  时, 可视  $AB$  所形成的是偶极子电场。下面我们分别讨论各类场源地下电流场的分布规律。

### (一) 一个点电流源的电场

如图 1-5 所示, 地下半空间充满电阻率为  $\rho$  的均匀各向同性介质。在水平的地表面  $A$  点处有一点电流源  $I$ 。求距  $A$  为  $r$  的任一点  $M$  处的电位表达式及电场强度表达式。

由于点电源电位分布有球对称性, 故对 1-8 式采用球坐标形式, 并令  $A$  点为原点, 则因电位  $U$  与方位角  $\varphi$ 、极角  $\theta$  都无关, 球坐标拉普拉斯方程简化为

$$\frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) = 0 \quad (1-9)$$

对 (1-9) 式用两次积分得

$$U = -C_1 \frac{1}{r} + C_2 \quad (1-10)$$

由于  $r \rightarrow \infty$  时  $U = 0$ , 必有  $C_2 = 0$ , 另据  $M$  点电流密度

$$j = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (1-11)$$

及欧姆定律

$$j = \frac{1}{\rho} E = \frac{1}{\rho} \left( -\frac{\partial U}{\partial r} \right) = \frac{1}{\rho} \left( \frac{C_1}{r^2} \right)$$

从而知  $C_1 = -\frac{I\rho}{2\pi}$ , 将  $C_1$ 、 $C_2$  代入 (1-11) 式中得

$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (1-12)$$

$$E = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{r^2} \quad (1-13)$$

可见一个点电流源电场在任一点电位  $U$ 、电流密度  $j$  和电场强度  $E$  都正比于点源的电流  $I$ 。其中电位与距离  $r$  成反比, 而电流密度和电场强度则与  $r$  的平方成反比。一个点电流源电位分布见图 1-5。在地下半空间中等位面为一系列以点源为中心的同心半球面。 $j$  的方向与矢量  $r$  的方向一致, 处处与等位面正交。在点源附近电位衰减较快, 随着远离源点衰减变慢。

### (二) 地表两个异性点电流源的电场

如图 1-6 所示, 对于两个异性点电流源的场, 按叠加原理, 任一点的场强应为  $A$  点 ( $+I$ ) 和  $B$  点 ( $-I$ ) 在该点电场强度的矢量和, 其电位应是 ( $+I$ ) 和 ( $-I$ ) 在该点电位的标量和。利用 (1-12) 式和 (1-13) 式, 很容易求得任一点  $M$  的电位及电场强度:

$$U_M^A = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{AM}$$

$$U_M^B = -\frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{BM}$$

$$U_M^{AB} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (1-14)$$

式中  $AM$ 、 $BM$  分别为  $M$  点到  $A$  和  $B$  的距离。

$$E = E^A + E^B = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM^2} \cdot \frac{AM}{AM} + \frac{1}{BM^2} \cdot \frac{BM}{BM} \right) \quad (1-15)$$

图 1-6 即为根据 (1-14) 和 (1-15) 式计算的 2 个异性点电流源电位及电场强度的分布图。从图可见，靠近电极处电位变化快，向着  $A$  极方向迅速增加，而向着  $B$  极方向电位则迅速下降。在  $AB$  中段  $1/2 \sim 1/3$  区间内电位变化较慢，并在  $AB$  中间出现零电位。在电极近处电位梯度大的地方电场强度的绝对值也大。 $AB$  中部电位梯度变化不大，场强值变化也不大，电流线基本平行于地表，呈现均匀场特点。

### (三) 电偶极源的电流场

#### 1. 偶极源在地面

如图 1-7 所示，当偶极源在地面时，地中任一点电位为

$$U = \frac{I\rho}{2\pi R_A} - \frac{I\rho}{2\pi R_B} = m \frac{\cos\theta}{R^2} \quad (1-16)$$

式中  $m = \frac{I\rho}{2\pi} a$  为偶极源的偶极矩； $a$  为  $AB$  间的距离。

$M$  点的电场强度可分解为沿向径  $OM$  的  $E_R$  和垂直向径方向的  $E_\theta$ ：

$$E_R = -\frac{\partial U}{\partial R} = \frac{2m}{R^3} \cos\theta \quad (1-17)$$

$$E_\theta = -\frac{1}{R} \frac{\partial U}{\partial \theta} = \frac{m}{R^3} \sin\theta \quad (1-18)$$

于是 
$$E = \sqrt{E_R^2 + E_\theta^2} = \frac{m}{R^3} \sqrt{3\cos^2\theta + 1} \quad (1-19)$$

为了解电场在地中分布的方向变化，设  $E$  和  $E_R$  的夹角为  $\beta$ ， $E$  和地面夹角为  $\alpha (= \beta + \theta)$ ，便可写出

$$\text{tg}\beta = \frac{E_\theta}{E_R} = \frac{1}{2} \text{tg}\theta$$

$$\text{tg}\alpha = \text{tg}(\beta + \theta) = \frac{3\text{tg}\theta}{2 - \text{tg}^2\theta}$$

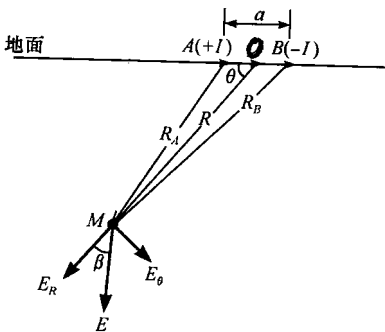


图 1-7 地面偶极源的地下电场计算图

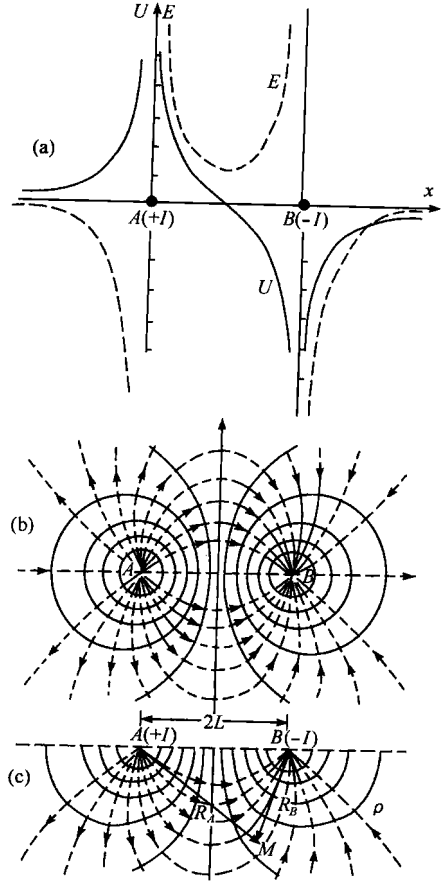


图 1-6 两个异性点电流源的电场图 (b) 和 (c) 中实线为等位线，虚线为电流线



分析上式可见：当  $2 - \operatorname{tg}^2 \theta = 0$ ，即  $\theta_0 = \pm \operatorname{tg}^{-1} \sqrt{2} \approx \pm 54^\circ 44'$  时， $\alpha = \frac{\pi}{2}$ ；若将该  $\theta$  角记作  $\theta_0$ ，

则当  $\theta < \theta_0$  时， $\alpha < \frac{\pi}{2}$ ；当  $\theta > \theta_0$  时， $\alpha > \frac{\pi}{2}$ ；当  $\theta = \frac{\pi}{2}$  时， $\alpha = 0$  和  $\pi$ 。故称  $\theta_0$  为变向角。

根据电流密度与电场强度的关系可得

$$j_R = \frac{2m}{\rho R^3} \cos \theta \quad (1-20)$$

$$j_0 = \frac{m}{\rho R^3} \sin \theta \quad (1-21)$$

$$j = \frac{m}{\rho R^3} \sqrt{3 \cos^2 \theta + 1} \quad (1-22)$$

可见，电流密度在地中的分布特征与上述电场强度相同。于是，便可作出如图 1-8 (a) 所示的地中电流分布。当测点  $M$  位于地面时，则有

$$U = m \frac{1}{x^2} \quad (1-23)$$

$$E = m \frac{1}{x^3} \quad (1-24)$$

$$j = \frac{m}{\rho} \frac{1}{x^3} \quad (1-25)$$

其中坐标原点选在  $AB$  的中点。

由图 1-8 (b) 看出，电场强度（电流密度也一样）随测点远离偶极源时衰减很快（与  $x$  三次方成反比），而电位则衰减较慢（与  $x$  平方成反比）。但均较一个点电源的电场衰减快。

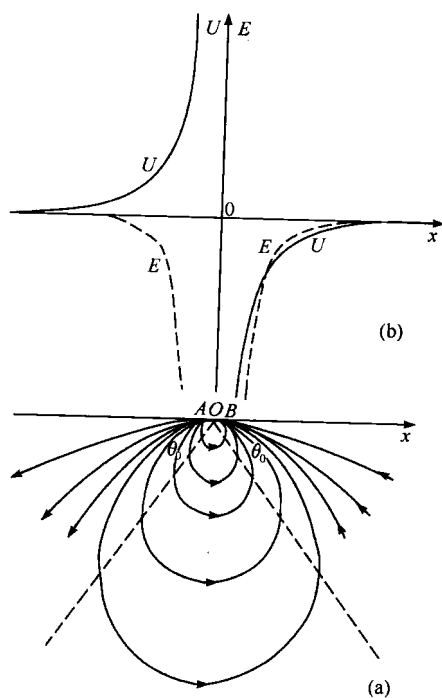


图 1-8 地面偶极源的地下电流及地面电场分布图

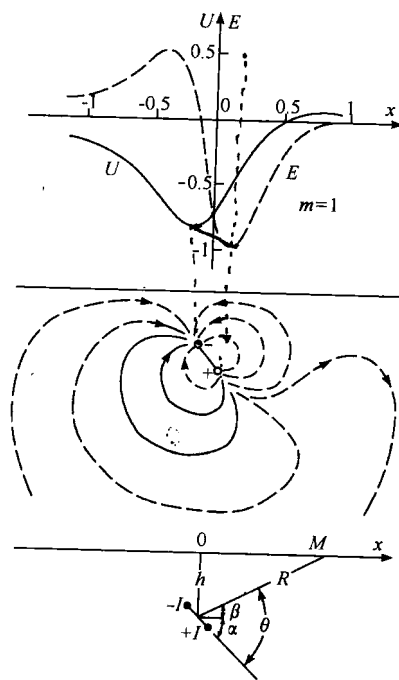


图 1-9 地下倾斜电流偶极子的电流场分布图 ( $h=1$ )