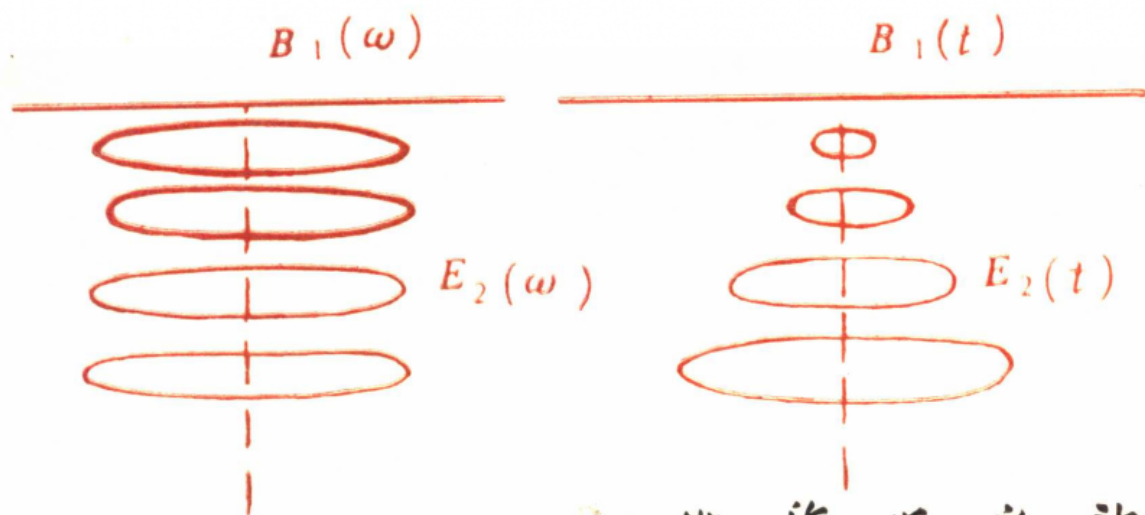


高等学校教学参考书

# 电磁测深法原理

朴化荣 编著



地质出版社



数据加载失败，请稍后重试！

高等学校教学参考书

# 电磁测深法原理

朴化荣 编著

地质出版社

## 内 容 简 介

本书系统阐述了各种电磁测深方法的数学物理原理、一维水平层状地电断面上电磁场的数理推导及数值计算方法、野外工作方法与技术、成果解释方法，以及国内外的应用实例分析。并附有五份正演问题的源程序，可用以计算频率测深及瞬变测深的多层理论曲线。此外还适当地介绍了磁大地电流测深，以使读者对电磁测深有系统、全面的了解。

本书可作为应用地球物理专业高年级学生及研究生的教学参考书，亦可供从事电法勘探的科研人员和实际工作者参考。

### 高等学校教学参考书 电 磁 测 深 法 原 理

朴化荣 编著

\*

责任编辑：袁方

地质出版社出版

（北京和平里）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店总店科技发行所发行

\*

开本：787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 印张：18.125 字数：428000  
1990年5月北京第一版·1990年5月北京第一次印刷

印数：1—1170册 定价：3.90元

ISBN 7-116-00583-8/P·495

# 前 言

电磁测深方法作为综合地质和地球物理研究手段之一在我国已有近二十年的发展历史。这一方法是根据电磁感应原理研究天然或人工（可控）场源在大地中激励的电磁场分布，并由观测到的电磁场值来研究地电断面。目前常用的电磁测深方法，有天然场源磁大地电流测深方法（或称大地电磁测深法）、人工源频率电磁测深方法（简称频率测深法）及人工源瞬变电磁测深方法（简称瞬变测深法）。前二者属于频率域方法，后者为时间域方法。

在我国，频率域电磁测深方法在探测地壳和上地幔的物质结构，在普查石油天然气、煤田、地热田以及在寻找地下水和金属矿产过程中已成为不可缺少的地球物理勘探方法之一，并取得了明显的地质效果。时间域电磁测深方法虽然刚起步发展，但是，从国外的实践经验来看，不少人认识到这种方法所具有的独特优点。国内的部分实践结果也收到了初步成效。

为使电磁测深方法在地质勘探中进一步发展，就必须对电磁测深方法的原理有比较透彻的了解。但是，由于电磁测深理论比较复杂、资料比较零乱，且国内还缺少有关这方面的比较系统的参考书，这给从事电磁测深的地球物理工作者带来了较大的困难。为此，作者把几年来给研究生和本科高年级学生讲授的电磁测深原理讲义经过修改补充出版，以供对该方法有兴趣的读者参考。

全书共分五部分。第一部分是与电磁测深方法有关的基础知识。其中包括岩石的电磁学性质，电磁场基本方程和电磁场源及其分布特点等。第二部分全面介绍了一维层状大地上的电磁测深正演理论。主要推导了平面波和电、磁偶极子场在层状介质上的电磁响应表达式。详细给出了各种视电阻率的定义。二维和三维地电断面电磁测深理论尚不成熟，故本书基本没有涉及这些复杂问题。第三部分是从快速汉克尔变换出发，给出了电、磁偶极子在水平层状介质中产生频率域和时间域电磁响应的数值计算方法。这些数值计算程序不一定是最佳的，读者根据需要可进一步优化是完全必要的。第四部分较详细地讨论了电磁测深理论曲线特征及反演方法。没有给出众所共知的最小二乘自动反演方法。着重地讨论了简单可行的图解解释法及量板选择法。作者认为，电磁测深反演解释问题是一个复杂的需要深入探讨的领域。第五部分是电磁测深方法的应用实例。

对本书初稿，地质矿产部勘查地球物理课程指导委员会组织了专家评审。傅良魁、何继善、周熙襄、李金铭、罗延钟等教授参加了评审工作，提出许多修改和补充意见，并建议将本书作为参考教材出版。袁方同志系统地审阅了本书初稿，也提出了许多宝贵意见。在编写过程中，刘洪、殷长春完成了程序编制及计算理论曲线的工作；贾美芝等承担了图件清绘。在此，作者对上述各同志表示诚挚的感谢。

由于电磁测深方法在我国的实际应用不多，缺乏实践经验，加之作者水平有限，本书的错误和不足之处在所难免，恳请读者批评指正。

朴化荣

1988年10月

# 目 录

<b>第一章 电磁测深法的基础知识</b> .....	1
§ 1.1 岩(矿)石的电磁学性质 .....	1
一、岩石的电学模型 .....	1
二、电阻率 .....	2
三、岩石的介电极化及介电常数 .....	5
四、岩石的电学性质与频率的关系 .....	7
五、磁导率 .....	8
§ 1.2 层状介质的电学性质及地电断面 .....	9
一、层状介质的电学性质 .....	9
二、地电断面 .....	11
三、地壳和上地幔的地电模型 .....	12
§ 1.3 交变电磁场基本方程及物理模拟 .....	14
一、麦克斯威尔方程组 .....	14
二、电磁场的矢量位和时间域波动方程 .....	15
三、谐变电磁场的波动方程 .....	18
四、边界条件 .....	20
五、物理模拟 .....	22
§ 1.4 电磁场源的分布特点及观测方式 .....	23
一、人工源谐变电磁场 .....	23
二、瞬变电磁场 .....	27
三、磁大地电流场 .....	33
四、野外观测装置 .....	37
§ 1.5 电法勘探的正、反演问题 .....	41
一、电法勘探的正演问题 .....	41
二、电法勘探的反演问题 .....	41
三、关于不适定问题及其解法的概念 .....	42
<b>第二章 电磁测深法的正演理论</b> .....	45
§ 2.1 无限均匀大地中的平面波 .....	45
一、电磁场的解 .....	45
二、波阻抗 .....	48
§ 2.2 水平层状大地中的平面电磁波 .....	48
一、电磁场的解及频率特性函数 .....	48
二、复视电阻率及其振幅相位 .....	51
§ 2.3 无限均匀大地中的偶极子 .....	53
一、无限均匀大地中偶极场源的矢量位 .....	53
二、无限均匀大地中电偶极子的电磁场 .....	55

三、无限均匀大地中磁偶极子的电磁场 .....	58
§ 2.4 均匀大地表面上垂直磁偶极子的电磁场 .....	58
一、谐变电磁场矢量位的解 .....	58
二、谐变电磁场的表达式 .....	61
三、视电阻率公式 .....	62
四、瞬变电磁场及其视电阻率公式 .....	64
§ 2.5 均匀大地表面上水平磁偶极子的电磁场 .....	70
一、谐变电磁场矢量位的解 .....	70
二、谐变电磁场的表达式 .....	73
§ 2.6 虚分量法直接测量大地电导率的原理 .....	77
一、测量大地电导率的原理 .....	77
二、积累响应函数和相对响应函数 .....	78
三、虚分量测深法 .....	80
§ 2.7 均匀大地表面上交变电偶极子的电磁场 .....	83
一、矢量位表达式 .....	83
二、地面电磁场表达式 .....	87
三、特殊情况 .....	89
四、瞬变电磁场及视电阻率公式 .....	93
§ 2.8 各向同性水平层状大地上偶极子的电磁场 .....	95
一、水平电偶极子场源 .....	95
二、垂直磁偶极子场源 .....	101
三、频率测深法的波区电磁场 .....	102
四、水平层状大地上的瞬变电磁场 .....	106
五、良导板状体的瞬变电磁场 .....	107
<b>第三章 电磁测深正演公式的数值计算方法 .....</b>	<b>112</b>
§ 3.1 快速汉克尔变换正演理论 .....	112
一、连续函数积分化为褶积形式 .....	112
二、离散信号与连续信号的关系 .....	112
三、连续函数的积分转化为离散褶积形式 .....	113
四、快速汉克尔变换滤波系数的计算方法 .....	114
五、关于编制程序的有关问题 .....	124
六、程序框图及程序 .....	126
§ 3.2 电偶极子发射源频率测深视电阻率曲线的数值计算 .....	126
一、离散化的电磁场公式 .....	126
二、离散化的视电阻率公式 .....	129
三、程序框图及程序 .....	129
§ 3.3 视电阻率振幅与相位的关系 .....	131
一、视电阻率振幅与相位的数学关系 .....	131
二、相位机理探讨 .....	135
三、视电阻率振幅转换为相位的方法 .....	135
§ 3.4 电偶极子源瞬变测深曲线的数值计算 .....	139
一、Gaver-Stehfest 逆拉普拉斯变换理论 .....	139



二、G-S方法在瞬变测深正演问题中的应用 .....	147
三、全区定义的瞬变测深视电阻率 .....	149
附录一 计算快速汉克尔变换滤波系数的源程序及滤波系数 $H_0$ 、 $H_1$ .....	152
附录二 频率测深 $\rho_s^E$ 曲线的实用计算程序 .....	161
附录三 频率测深 $\rho_s^H$ 曲线的实用计算程序 .....	166
附录四 频率测深 $\rho_s^V$ 曲线的实用计算程序 .....	170
附录五 瞬变测深近区视电阻率 $\rho_s^E$ 曲线的实用计算程序 .....	175
附录六 瞬变测深远区视电阻率 $\rho_s^H$ 曲线的实用计算程序 .....	179
<b>第四章 电磁测深理论曲线特征及反演方法</b> .....	<b>183</b>
§ 4.1 电磁测深波区理论曲线特征 .....	183
一、频率域水平二层介质波区理论曲线 .....	183
二、频率域水平三层介质波区理论曲线 .....	186
三、波区电磁测深曲线的对称性 .....	189
四、瞬变电磁测深波区理论曲线 .....	190
§ 4.2 电磁测深曲线的等值原理 .....	192
一、S等值原理 .....	192
二、H等值原理 .....	194
三、T等值原理 .....	195
§ 4.3 有限发-收距电磁测深视电阻率理论曲线特征 .....	196
一、均匀半空间(大地)的频率测深曲线 .....	197
二、水平二层断面频率测深曲线 .....	198
三、水平三层断面频率测深曲线 .....	200
四、频率测深装置的最佳状态参数选择 .....	208
五、相位曲线特征 .....	211
六、瞬变测深曲线 .....	214
§ 4.4 频率测深曲线解释 .....	220
一、定性解释 .....	220
二、定量解释——选择法 .....	223
三、定量解释——图解法 .....	224
四、定量解释——解析法 .....	228
五、不完整曲线的解释 .....	231
六、复杂曲线的解释例子 .....	233
§ 4.5 瞬变电磁测深曲线解释 .....	234
一、视纵向电导解释方法 .....	234
二、瞬变场运动学解释方法 .....	236
§ 4.6 磁大地电流测深资料解释 .....	238
一、磁大地电流测深资料的处理 .....	238
二、磁大地电流测深曲线的快速解释 .....	242
§ 4.7 可控源音频磁大地电流法(CSAMT) .....	247
§ 4.8 电磁测深曲线畸变的识别 .....	252
一、水平不均匀产生畸变的物理原因 .....	252



二、模型实验结果 .....	254
三、地形影响问题 .....	256
<b>第五章 电磁测深方法的应用</b> .....	<b>260</b>
§ 5.1 磁大地电流测深法的应用 .....	260
一、西藏洛扎一羊八井剖面磁大地电流测深结果 .....	260
二、松辽平原某地二号剖面成果 .....	262
三、库页岛北部地区磁大地电流测深成果 .....	263
§ 5.2 频率电磁测深方法的应用 .....	265
一、长白山地区频率测深方法的应用效果 .....	265
二、煤田地质普查中的应用 .....	268
三、寻找地下水中的应用 .....	271
四、研究结晶基底的内部构造 .....	272
§ 5.3 瞬变电磁测深方法的应用 .....	273
一、在苏联伏尔加地区油气田上的应用 .....	274
二、我国瞬变电磁测深法的应用效果 .....	277
<b>参考文献</b> .....	<b>281</b>

# 第一章 电磁测深法的基础知识

## § 1.1 岩（矿）石的电磁学性质

### 一、岩石的电学模型

自然状态的岩石是电法勘探研究的对象。实际状态下的岩石组成具有相当复杂的结构。组成中有固体矿物、空隙、由地下水充填的裂隙、石油、天然气或重新沉积的物质。这些成分的定量关系依赖于许多因素：岩石形成的条件、埋藏条件、孔隙度和裂隙度、温度、压力等等。在电法勘探中可一级近似地将岩石模型认为是两相介质，即由矿物骨架（固相）和水（液相）组成。其中固相可以是电流的良好导体，如金属硫化矿物、石墨、无烟煤；也可以是不良导体，如石英、石灰岩、硬石膏、冰等。而液相为含有电解质的溶液。

在电法勘探中起重要作用的两相介质的特点是，在固相和液相中，载流子及其流动机制的不同。在具有有限电导率的固相介质中，电流是电子的有规律的运动。这一运动所产生的电流强度将取决于电场强度、自由电子的数量、温度及其它因素。由于自由电子的质量可忽略不计，所以在固体中不会出现任何物质的运动。

在液相中电流的形成与离子的定向移动有关，所以发生电解质物质的迁移。由于离子迁移速度很慢，所以迁移过程将依赖于单向通电时间的长短。在某种情况下，离子的重新分布导致扩散和二次极化电动势的产生，它反作用于外电场。这一现象形式上可认为介质电阻率增加，可以用等效电阻率来表征，二次电动势的形成过程紧密地与扩散联系着，具有惰性，所以介质电阻率依赖于一次场的变化速度。也就是说，这种电阻率在正弦规律变化的电流场中具有复数性质。同样，在高频电场中由于惰性的原因，扩散和极化现象将不会出现。

在自然状态下，矿物骨架和裂隙孔隙中电解质溶液的两相界面上由于形成双电层而出现电势差。若固相一侧为电子导电矿物，则形成自由电子层；然而，若固相一侧为介电矿物，则形成束缚电荷层。双电层的固相一侧可认为是无穷薄的面电荷。双电层的液相一侧是相反极性的离子层，包括紧密层和扩散区。跨越扩散区的电位降落称为 $\zeta$ 电位；而紧密层与固相间则存在电位跳跃。电极电位是指液相和固相间的总电势差。这种双电层电位的分布对不同岩矿石颗粒不同，表明了它们各自的电化学活动性特征。液相的扩散区以外过渡到正常溶液。

在电流流动过程中，溶液中的离子进入边界区或离开它。位于紧密层中的部分离子将电子传递给固相物质或从那里取得电子，这样电荷从一相转到另一相。除此之外，在两相介质中始终存在着分布电容。通过它高频电流以位移电流形式由一相传递到另一相。这很类似于电路中的电容器的作用。在交变电流场中介质的导磁率也具有很重要的作用。

对于勘探者来说，两相介质的重要性质是电导率与一次场变化速度的依赖关系。如果

一次场为正弦规律变化的场，则介质电导率具有复数性质，且被测量的场在相位上滞后于一次场。在超低频场中，场的复数性质是由扩散过程的惰性及与它有关的极化现象所决定。在相对高频情况下，场的复数性质是在岩石的分布电容和电感性质作用下由电动过程的惰性现象所决定。

以上所说的双电层和扩散过程现象主要是在微米~毫米级尺寸的两相岩石单元上产生的。然而，电法勘探研究对象的尺度为几米到几百米。因此，两相介质宏观现象的性质是由充满研究空间的微观单元效应的总和来决定。由此可见，在电法勘探中研究岩石的电磁学性质可归结到单位体积的两相介质的等效积分特性。在实用单位中这一单位体积取为 $1\text{m}^3$ 。

## 二、电阻率

岩石电性，是指其导电性和介电性。根据导电性和介电性所占的比例，物质大致分为良导体和绝缘体。电法勘探实际常遇到的地质体是介于二者之间的导电介质。广义地说，岩石是涉及到这三个领域所有方面的物质。岩石导电性以电阻率来度量。电阻率在数值上等于电流由体积为 $1\text{m}^3$ 的一个面流到对应面时遇到的电阻，单位为欧姆·米 ( $\Omega\cdot\text{m}$ )。

岩石电阻率的变化范围很宽，从 $10^{-3}\Omega\cdot\text{m}$ 到 $10^{14}\Omega\cdot\text{m}$ 。岩石电阻率的大小主要取决于下面各因素：矿物成分、孔隙度和裂隙度、孔隙通道的形状、湿度、孔隙水的矿化度、温度和压力、构造和结构以及电场的频率。

与其它物质一样，岩石可分为电子导体（第一类导体）和离子导体（第二类导体）。固相介质为良导矿物的岩石属于第一类。在这里，电流主要沿矿物骨架流过，且其电阻率值决定于良导矿物的定性、定量含量。根据电阻率值将矿物分为如下五种：

1) 极低电阻率 ( $<10^{-5}\Omega\cdot\text{m}$ )。属于这一类的主要是自然金属，如金、铜、锡、铂汞及银等。

2) 低电阻率 ( $10^{-5}\sim 1\Omega\cdot\text{m}$ )。属于这一类的主要矿物，首先是绝大部分的硫化物，如黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、斑铜矿、黄铜矿、方铅矿等；其次是部分氧化物，如磁铁矿、白铁矿、锡石等。石墨和无烟煤也属于这一类。

3) 中等电阻率 ( $1\sim 10^4\Omega\cdot\text{m}$ )。属于这一类的主要矿物有赤铁矿、铝土矿、辰砂、硬石膏、白钨矿、粘土矿物等。地下水也属于这一类。

4) 高电阻率 ( $10^4\sim 10^8\Omega\cdot\text{m}$ )。硅酸盐和绝大部分氧化物属于这一类。

5) 极高电阻率 ( $>10^8\Omega\cdot\text{m}$ )。在这类矿物中包括绝大部分造岩矿物，如石英、方解石、长石、云母等。

前两类矿物属于电子导电，即第一类导体。由于它们的结晶具有金属键、共价金属键、离子-金属键，故很容易解放出自由电子，从而形成电流。第三种类型属于电子和离子的混合导电性。这一类矿物的导电性是以离子-金属键为特征。所以电流是由自由电子和由于结晶水的存在而产生的离子的运动共同形成。第四类矿物属于含有电子和空穴导电性的半导体。在晶体中元素以共价和离子键的形式存在，且其结晶格子足够紧密，故电子的移动能力较差。第五类矿物是在结晶格子中具有共价或离子键结构的介电体。其主要特点是在电场的作用下带电粒子（电子和离子）极化，但不能自由移动。

岩石的导电性主要取决于上述五种导电性矿物的相对含量。在矿石中电子导电矿物占主要地位。

绝大部分沉积岩、岩浆岩及变质岩，其固体骨架实质上由不导电矿物如石英、长石、云母等组成，故在干燥状态下属于绝缘体。但在实际情况下由于岩石孔隙、裂隙含水，故属于第二类导体，其导电性主要取决于孔隙和裂隙中的水以及矿化度和温度。

天然水的电阻率一般处在 $10^{-2} \sim 10^2 \Omega \cdot m$ 范围，其高低主要取决于总矿化度。因为不同盐的离子迁移率大体相同，因此电解质化学成分对电阻率的影响较小。在图 1.1.1 上绘出食盐溶液电阻率变化与浓度的关系曲线，呈反比关系<sup>[5]</sup>。对于某一地区，按地下水分析资料绘出的实测曲线大体上也具有上述特征。

随着岩石的湿度或者水饱和度的增加，电阻率急剧下降。岩石的湿度是孔隙（裂隙）水的体积对岩石总体积的比值。它依赖于其埋藏条件（地下水面上或下）。由理论和实验方法已经确定，泥质成分很少的砂、砂岩、石灰岩、白云岩的电阻率正比于孔隙水的电阻率 $\rho_n$ ，即 $\rho = p\rho_n$ ，式中 $p$ 是孔隙度参数。它依赖于孔隙度 $K$ 和孔隙空间的结构，见图 1.1.2。

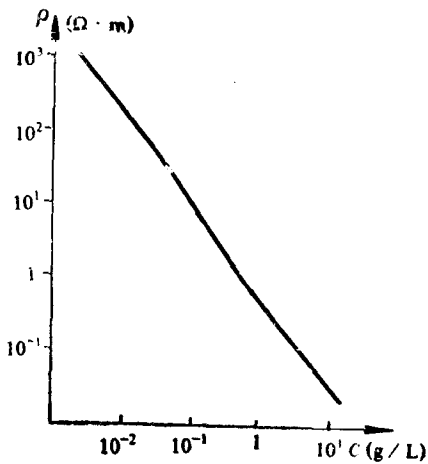


图 1.1.1 食盐溶液电阻率与浓度的关系

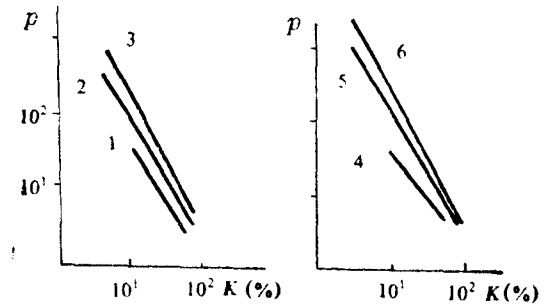


图 1.1.2 孔隙度参数  $p$  与孔隙度  $K$  的关系

1—松散砂岩；2—弱胶结砂岩；3—中胶结砂岩；  
4—介壳石灰岩和松散石灰岩；5—中硬度石灰岩和白云岩；6—坚硬石灰岩和白云岩

在泥质岩石中，由于孔隙通道尺寸很小，故离子迁移变慢，岩石导电性依赖于孔隙水电阻率的关系变得很复杂。在沉积岩中粘土导电性很好，海相粘土的电阻率为 $1 \sim 10 \Omega \cdot m$ 。粘土电阻率随着砂质成分含量和地质年代的增加而增加。陆相粘土的电阻率为 $5 \sim 20 \Omega \cdot m$ 。亚粘土为 $15 \sim 40 \Omega \cdot m$ ，亚砂土为 $25 \sim 60 \Omega \cdot m$ 。总体来说，疏松沉积岩的电阻率随着颗粒度的增加而增加。由粘土向亚粘土、亚砂土、砂和砾过渡时电阻率增加两个级次。

煤的电阻率主要取决于决定碳化的变质作用程度<sup>[18]</sup>。图 1.1.3 给出各种煤最常见的电阻率变化范围。由图给出的统计资料表明，瓦斯煤和肥煤的电阻率最高。必须指出，不同产地的煤，由于其地质、地球物理条件的不同而电阻率值有很大变化。

总的来说，煤的电阻率变化范围为从中等导体到介电体的电阻率范围内。

在处于地下水面以上的沉积地层中含石油天然气的地层中，一般来说仅仅是一部分孔隙被矿化水充填。如果在孔隙中含有空气、天然气或石油，则这种岩石的电阻率急剧上升。理论上讲，干燥的岩石、石油和空气的电阻率为无穷大。故在岩石孔隙中石油天然气

含量越多，即水分越少，岩石电阻率越高。然而，水分含量相同的不同岩石的电阻率可能有很大差别。其原因在于水分有不同的矿化度，且岩石骨架的构造及其中水分的分布状态也大不相同。水分在岩石中的分布状态与矿物颗粒的润湿性有关。如果，矿物颗粒被石油包住，则这种矿物表面是疏水的。在这种情况下水分以相互隔离的水滴形式存在。这就导致虽然含水程度相同，但疏水含油层的电阻率高于亲水含油层的电阻率。图1.1.4<sup>[18]</sup>给出某些岩石的空隙“饱和度参数” $P_H$ 与“水饱和度系数” $k_*$ 之间的关系曲线。

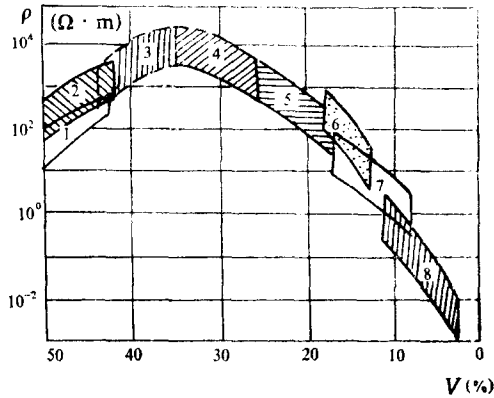


图 1.1.3 煤的电阻率与挥发物质体积含量之间的关系

1—褐煤；2—长焰煤；3—瓦斯煤；4—肥煤；  
5—焦煤；6—瘦煤；7—劣质煤；8—无烟煤

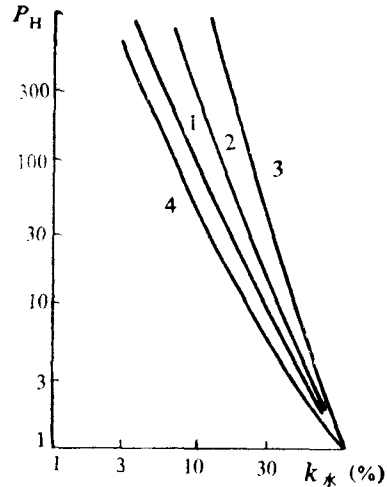


图 1.1.4 饱和度参数 $P_H$ 与水饱和度系数 $k_*$ 的关系

1、2和3是砂-粘土质岩石，相应地1是亲水的，  
2是弱水的，3是疏水的；4是碳酸盐岩石

所谓饱和度参数指的是部分孔隙被石油充填时电阻率 $\rho_{油}$ 与全部孔隙被水充填的电阻率 $\rho_*$ 的比值，即 $P_H = \rho_{油} / \rho_*$ 。水饱和度系数 $k_*$ 指的是，当全部孔隙被水和石油充填时水所占的百分数。

由图可见，在相同含油量情况下，疏水岩层的饱和度参数比亲水性的大体高一个级次，即在电阻率上也相应地差一个级次。

岩浆岩的特点是孔隙度和湿度较小，因此，其电阻率相对较高（ $10^2 \sim 10^4 \Omega \cdot m$ ）。对这一组岩石的电阻率主要取决于介质的裂隙度和其中充填物质的导电性，裂隙度大的电阻率低。

裂隙性溶洞岩石（石灰岩）如果位于潜水面以上，则具有很高的电阻率；如果处在潜水面以下，在水饱和条件下，具有低电阻率。

温度是影响电阻率大小的重要因素。温度升高溶解度和离子迁移率都增加，导致天然溶液电阻率的下降。这直接影响岩石的电阻率。水溶液电阻率的变化规律以下面公式表示

$$\rho_t = \rho_{20} [1 + \alpha \Delta t + \alpha' (\Delta t)^2]^{-1}$$

式中 $\rho_t$ 是温度为 $t$ 时的电阻率； $\rho_{20}$ 为 $20^\circ\text{C}$ 条件下的电阻率； $\alpha = 0.023^\circ\text{C}^{-1}$ ， $\alpha' = 0.00009^\circ\text{C}^{-1}$ 为导电性的温度系数； $\Delta t = t - 20^\circ\text{C}$ 。

除温度之外，对沉积岩来说，上覆岩层的压力及层中的静水压也是很重要的。在地层

压力作用下岩石的孔隙度减少,从而导致电阻率的增加。实际上,同时增加压力和温度时,孔隙小的紧密岩石的电阻率增加,而孔隙大、水的矿化度很高的岩石电阻率减少,见图1.1.5。

在研究冻土岩石时,温度因素起着决定性作用。永久冻土岩石的导电性属于离子导电,若在0℃以上温度条件下离子导电性是由空隙中的自由溶液所形成,而在冻土状态下其导电性是由未冻结的弱结合水双电层的扩散部分决定。与空隙的自由溶液相比较,这些离子的迁移率较弱。在冻结岩石中冰的分离改变着孔隙通道的构造,整体来说使冻土岩石的电阻率急剧增加。当继续降低温度时,由于弱结合水的冻结,岩石导电性仅靠双电层紧密结合着的水。研究表明,这样的紧密结合的水甚至在-70℃时还不冻结。由此可见,对于绝大部分岩石,电阻率在冻结过程中开始跳跃增大,而后随着温度的继续下降其值达到某一极限值,见图1.1.6。电阻率值的高低取决于岩性特征和冻土结构。

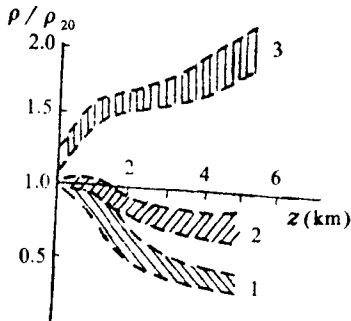


图 1.1.5 压力和温度同时作用时,被5~20%NaCl溶液饱和的沉积岩电阻率随深度(压力与温度)的变化

1—砂岩; 2石灰岩、白云岩、泥灰岩;  
3—硬石膏;  $\rho_{20}$ 为1大气压和20℃条件下的电阻率,斜线部分为电阻率变化范围

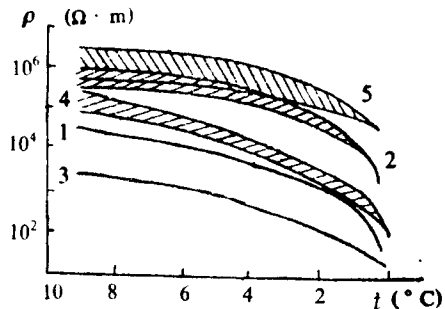


图 1.1.6 冻土岩石电阻率 $\rho$ 与温度 $t$ 的关系

1—含有块冰结构的砂; 2—条纹构造的砂;  
3、4—亚砂土和亚粘土; 5—斜线部分为电阻率变化范围

### 三、岩石的介电极化及介电常数

对于具有高电阻率的岩石来说,介电极化是重要的电学参数。一般岩石都是电中性的。但是,在外电场作用下岩石内总在不同程度上出现正、负电荷两极分化。这种纯粹由物理作用所形成的极化称为介电极化。

从现代物理学观点看物质极化,可以考虑两种基本的极化方式——位移极化和张弛极化。

**位移极化:**在介电体中的介质粒子(原子或分子)的偶极矩原等于零,在电场作用下,因电子相对原子核或正离子相对负离子发生位移而出现的极化。这样的介电极化分别称为电子位移极化和离子位移极化。位移极化的建立是迅速的,电子位移极化的建立时间可与光振动周期相比较,达 $10^{-14} \sim 10^{-15}$  s。离子位移极化建立时间可与平衡状况中离子的固有振动周期比较,达 $10^{-12} \sim 10^{-13}$  s。由此可见,对于电法勘探来说,位移极化不会产生频散效应。

**张弛极化:**它与介电体中的极性分子、作无规律热运动的弱结合离子、以及由晶格缺陷引起的剩余电子或空穴的热运动相联系。根据在电场作用下出现极化的原因,分别称

为偶极张弛、热离子张弛及电子张弛极化。

另外，当电流流过电阻率不同的导体的分界面时，由于载流子迁移速度的变化出现缓慢的电荷积累。在电流由低阻体流入高阻体时，在界面上形成正的“积累电荷”，而在由高阻体到低阻体的界面上形成负的“积累电荷”。因此，在低频区出现高电压极化现象。随着频率的增高这一现象很快消失。称这一极化为构造张弛极化。

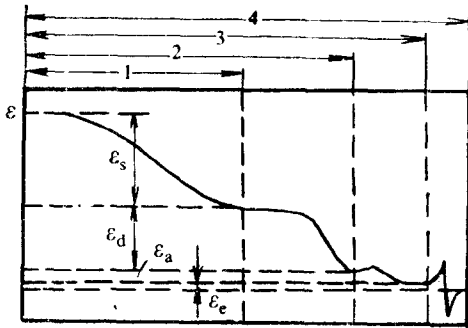


图 1.1.7 介电常数和频率的关系示意图  
1—构造极化 ( $\epsilon_s$ )；2—偶极极化 ( $\epsilon_d$ )；3—原子极化 ( $\epsilon_a$ )；4—电子极化 ( $\epsilon_e$ )

在实际的介电体中，介电极化是上述所有极化的综合效应。出现这种或那种极化的原因主要取决于物质的化学-物理性质以及所施加的电场频率。在图 1.1.7 上绘出理想化的各种极化与频率的关系示意图<sup>[18]</sup>。由图可见，随着频率的增加介电常数减小。

在国际单位中，介电常数可表示为

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$$

式中  $\epsilon_0 = 1/36\pi \times 10^{-9} \text{F/m}$ ，是为真空（或空气）的介电常数； $\epsilon_r$  为相对介电常数，它指出介电体的介电常数比空气的大几倍。

对于绝大多数的造岩矿物，包括硅质类，相对介电常数  $\epsilon_r = 6 \sim 8$ 。较高的相对介电常数可达几十，属于这一级次的矿物有硫化物，如黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿、钛铁矿、铬铁矿、金红石、锡石等。与此同时，一些硫化物，如闪锌矿、辰砂、雌黄等的介电常数不超过 10。一些氧化物，如玉髓、赤铜矿、尖晶石等也不超过 10。水分子的张弛极化是形成介电极化的主要原因。它与几乎瞬时出现的位移极化不同，形成稳定过程需要一定的时间。所以，沉积岩的  $\epsilon_r$  值在很大程度上依赖于岩石湿度和场的变化速度。在图 1.1.8 上表示了石英砂的  $\epsilon_r$  随湿度和电场频率的变化关系。一开始  $\epsilon_r$  值随湿度的增加迅速增加，而后趋向于极限值  $\epsilon_r = 100$ 。在低频场中，当湿度很小时（到 1%） $\epsilon_r$  急剧上升。然而，对于高

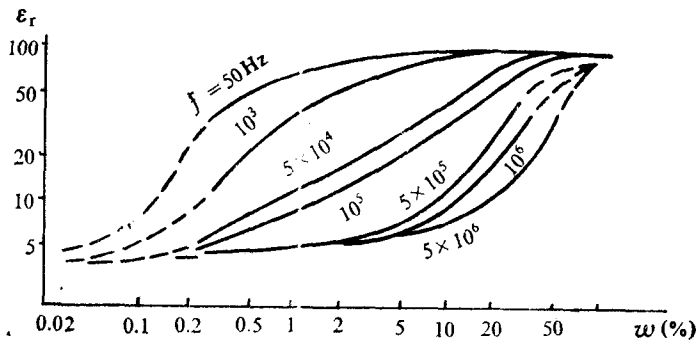


图 1.1.8 石英砂的  $\epsilon_r$  与湿度  $\omega$  (%) 和电场频率  $f$  的关系曲线  
(虚线表示假设曲线)

频场，湿度大于 10~30% 时才出现  $\epsilon_r$  值的急剧上升。沉积岩的  $\epsilon_r$  值一般在 2.5~40 范围内变化。对于坚硬的干燥岩石，矿物成分起主导作用，且越是坚硬其  $\epsilon_r$  值越高。在岩浆岩中， $\epsilon_r$  值的变化范围为 6~10，超基性岩和基性岩的值偏高，酸性岩偏低。变质岩的  $\epsilon_r$  值在 4~



17范围内变化。总的来说，干燥多孔岩石的 $\epsilon_r$ 值较低，坚硬水饱和岩石的 $\epsilon_r$ 值较高。

岩石的温度对 $\epsilon_r$ 值的影响很大。随着温度的增高，潮湿岩石的相对介电常数减小，而对于干燥岩石其值增大。在冻土岩石中观察到随温度和频率的分散现象。但是，随着温度的降低（自由水的冻结） $\epsilon_r$ 值变小，其值可达到岩石的矿物骨架和冰的 $\epsilon_r$ 值。

#### 四、岩石的电学性质与频率的关系

我们已经知道，实际岩石或地质介质的电学性质是导电性质和介电性质共存的现象。从麦克斯威方程组中可以知道这一导电介质中的总电流密度为

$$\mathbf{j} = (i\omega\epsilon + \sigma)\mathbf{E} \quad (1.1.1)$$

$i\omega\epsilon\mathbf{E}$ 项为位移电流密度， $\sigma\mathbf{E}$ 为传导电流密度。这两种电流密度相加的性质正好提供岩石的并联等效电路。由式(1.1.1)可以引入，或者是由 $\mathbf{j} = \sigma^*\mathbf{E}$ 定义复电导率 $\sigma^*$  ( $\sigma^* = 1/\rho^*$ )，

$$\text{即} \quad \sigma^* = i\omega\epsilon + \sigma \quad (1.1.2)$$

$$\rho^* = \frac{1}{i\omega\epsilon + \frac{1}{\rho}} \quad (1.1.3)$$

或者是由 $\mathbf{j} = i\omega\epsilon^*\mathbf{E}$ 定义复介电常数 $\epsilon^*$

$$\epsilon^* = \frac{\sigma^*}{i\omega} = \epsilon - \frac{i}{\omega\rho} \quad (1.1.4)$$

(1.1.2)式的实部对虚部的比，或(1.1.4)式的虚部对实部的比都给出了称之为介质的“电磁系数 $D$ ”或“损耗角正切（损耗因子）”的新物理量

$$\text{tg}\delta = D = \frac{1}{\omega\epsilon\rho} \quad (1.1.5)$$

式(1.1.3)的实、虚部及幅值分别为

$$\left. \begin{aligned} \text{Re}\rho^* = \rho' &= \frac{\rho}{1 + (1/D)^2} \\ \text{Im}\rho^* = \rho'' &= \frac{-\omega\epsilon\rho^2}{1 + (1/D)^2} = -\rho'/D \\ |\rho^*| &= \frac{\rho\sqrt{1 - (\omega\epsilon\rho)^2}}{1 + (\omega\epsilon\rho)^2} \end{aligned} \right\} \quad (1.1.6)$$

损耗角 $\delta$ 是介电体在交变电场中的重要参数。实际上任何介电体都在不同程度上具有导电性和缓慢建立的极化过程，这就导致部分电磁能量转变为热。在图1.1.9上给出岩石电学模型( $RC$ 并联等效电路)的复电阻率( $\rho^*$ )、损耗因子( $D$ )及复介电常数随频率变化曲线。由图可见， $D > 1$ 的频率范围是岩石类似于导电体的范围，而 $D < 1$ 是介电体的范围。 $D = 1$ 对应的频率很重要，它区分了导电体和介电体，故称这个频率为临界频率。从式(1.1.6)看出，当 $D \geq 10$ 时， $\rho^*$ 不随频率变化，即

$$|\rho^*| = \rho$$

当 $D \leq 0.1$ 时， $\rho^*$ 反比于频率，即

$$|\rho^*| = \frac{1}{\omega\epsilon_0\epsilon_r}$$

此式表明了完全介电体的导电性，在双对数坐标系中斜率为-1的直线，即相当于完全干燥的岩石标本情况。在临界频率之前，复电阻率为一水平线，是欧姆导电性的特征，在岩

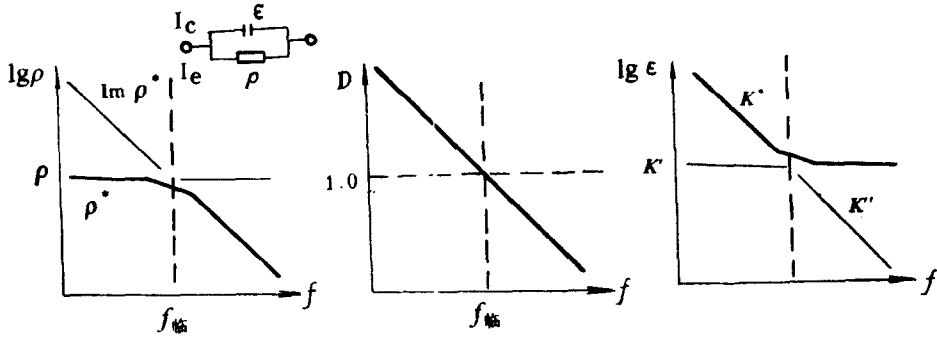


图 1.1.9 岩石电模型的复电阻率( $\rho^*$ )、损耗因子( $D$ )及相对复介电常数( $\epsilon_r^* = \epsilon_r' - i\epsilon_r''$ )的理论曲线

石中含有水分时离子导电就是这一情况。对于复介电常数也可以作类似讨论。

图1.1.10是五种岩石标本复电阻率频谱实测曲线<sup>[19]</sup>。干的石英岩石标本在双对数座标系中以45°线下降。在 $10^5 \sim 10^6$  Hz之前所有湿的岩石电阻率变化一直很小，经过临界频率后出现45°下降。在电法勘探的实践中，这一现象极为重要，即，在频率为 $10^5 \sim 10^6$  Hz以内可近似认为岩石电阻率是没有频散的；然而，当岩石中含有金属矿物(第一类导体)，则由于激发极化效应，在低频范围内复电阻率值升高，即出现频散性。由于黑色矿物的欧姆导电性，干的和湿的橄榄岩电阻率曲线差别不很明显。图1.1.11是在辉长岩上所测得的相对介电常数和损耗因子曲线。干辉长岩的介电常数随频率增高基本不变，但湿辉长岩的

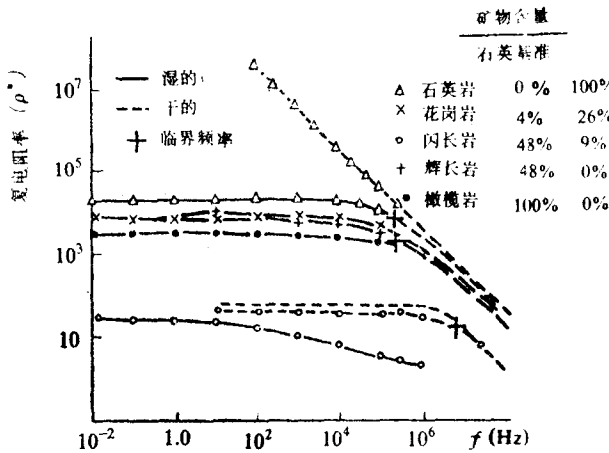


图 1.1.10 五种岩石标本的复电阻率频谱

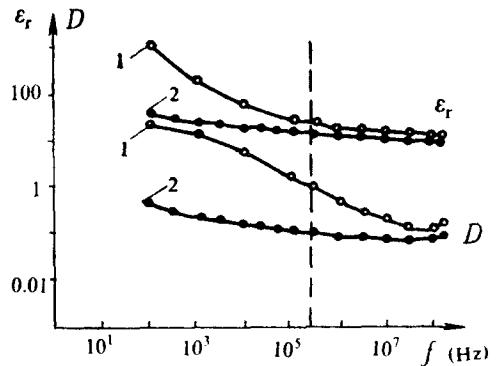


图 1.1.11 湿态和干态辉长岩介电常数( $\epsilon_r$ )和损耗因子( $D$ )的频谱

1—湿的；2—干的

介电常数由于来不及张弛极化而下降。应注意，在低频段相对介电常数 $\epsilon_r$ 可超过 $10^3$ 。损耗正切 $D$ 的斜率与图1.1.9比较差别较大。这就意味着，必须用分布类型的等效电路来模拟地质物质——岩石的复电阻率或复介电常数。

### 五、磁导率

在介质中，磁感应强度 $B$ 与磁场强度 $H$ 的比值称为磁导率 $\mu$ ，即