第 2 章　岩、矿石导电性和导磁性对 MT 的影响

地下岩、矿石的导电性（傅良魁，李金铭，1980；傅良魁，1983，1991；石应骏，1985）通常用电阻率或电导率来描述，表征岩、矿石导磁性的参数为磁导率（μ）（朴化荣，1990；傅良魁，1991；），它们二者都是非常重要的物性参数。本章将在磁化率概念的基础上，介绍沉积岩、岩浆岩和变质岩的电阻率和磁化率值的一些分布概况及其对大地电磁响应的影响计算。

2.1 磁导率和磁化率

2.1.1 磁导率（magnetic permeability）

磁导率（μ）是表示介质磁化性能的一个物理量，为物质中磁感应强度 B 与磁场强度 H 之比：

$$\mu = \frac{B}{H} \qquad (2-1)$$

在高斯制中，由于令真空（或空气）的磁导率 μ（空）＝1，故是一个量纲为 1 的纯数，其单位记为 $CGSM(\mu)$。在国际单位制 (SI) 中称作“亨每米”，也可称作“特安每秒”或“韦每安米”或“牛每二次方安”。根据上式定义的磁导率 μ 也称为磁介质的绝对磁导率，但通常使用磁介质的相对磁导率 μ_r，并常常把 μ_r 简称为磁导率。相对磁导率的定义是磁介质的绝对磁导率 μ 与真空的磁导率 $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ 之比，即

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \qquad (2-2)$$

μ_r 是一个无量纲的纯数。对于顺磁质 μ_r >1，对于抗磁质 μ_r <1，但它们都与 1 相差很小（例如铜的 μ_r 与 1 之差的绝对值是 0.94×10^{-5}）。然而铁磁质的 μ_r 可以大至几万。[4]

研究物质磁性时还常常用到起始磁导率和最大磁导率.起始磁导率是表示 H 趋近于零时的磁导率的极限值，常用符号 μ_i 表示。最大磁导率是指 $\mu - H$ 曲线上的最大值，常用符号 μ_m 表示（见图 2－1）。

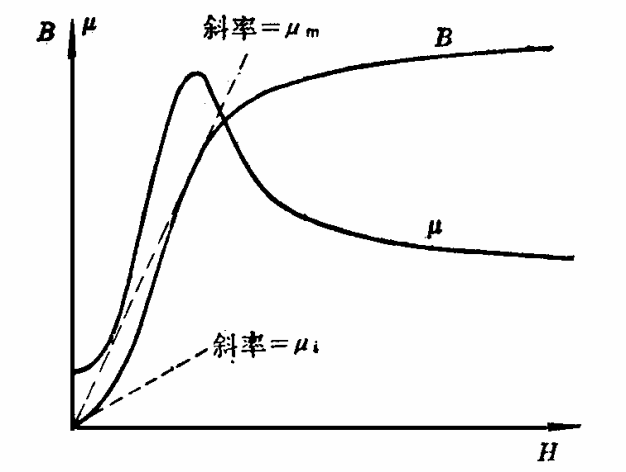


图 2－1 μ_i 和 μ_m 定义的示意图

2.1.2 磁化率（magnetic susceptibility）

描述介质磁特性的一个参数，表示介质对外磁场（磁化场）的反应。它的定义为介质内某点的磁化强度 M 与该点的磁场强度 H 之比。用 κ 表示磁化率，则

$$\kappa = \frac{M}{H} \qquad (2-3)$$

对各向同性介质，κ 为一纯数，对各向异性介质，κ 为一张量。

根据定义磁化率是没有绝对与相对之分的，而磁导率有相对与绝对之分。在国际单位制中，磁化率是无量纲的量，而磁导率当采用亨利每米为单位时，就有绝对磁导率 μ，如果用真空磁导率对其进行约化：$\mu = \mu_0 \cdot \mu_r$，就有相对磁导率 μ_r，是无量纲的量，因为 $\mu_r = 1 + \kappa$ 的关系，所以 $\mu = \mu_0(1+\kappa)$，当 $\kappa = 0$ 时，μ 即为自由空间的磁导率。

铁磁质的磁化率 κ 一般都很大，其数量级为 $10^2 \sim 10^3$，甚至 10^6 以上。对于同一种铁磁质，κ 不是定值，这是因为铁磁质的 M 和 H 不是简单的比例关系，并且 M 的值还与磁化的历史有关。对于顺磁质，$\kappa > 0$，对于抗磁质，$\kappa < 0$。这两类介质的磁性都很弱，它们的 $|\kappa| \ll 1$，而且都是与 H 无关的常数，可以看作它们的特性常数。

2.2 电导率和电阻率

根据物理学的定义，均匀介质中直流电路的电阻（R）和介质的长度（L）成正比，和截面积（S）成反比：

$$R=\rho\frac{L}{S} \qquad (2-4)$$

比例系数称为介质的电阻率，它在数值上等于单位面积（S＝1）单位长度（L=1）介质的电阻，用以表征介质本身的导电特性，单位为欧姆米。

电阻率的倒数称为导电率：

$$\sigma=\frac{1}{\rho}\text{（西门子每米）} \qquad (2-5)$$

2.3 岩、矿石的电阻率和磁化率

地下介质电性的描述通常用电导率、磁导率或介电常数等物性参数来表示。地表浅层环境的温度和压力都不高，岩石中都含有一定的孔隙度，并或多或少由地下水充填。因此，浅部岩石的电阻率主要决定于岩石的孔隙度和含水度，岩石的矿物组分和温度变化只是次要的影响因素。表 2－1 中列出了地表常见岩石的电阻率值范围（为某一地区的测量结果，具体数值仅供参考）。从中可以看出，干燥岩石的电阻率比天然潮湿岩石的电阻率要高的多，前者一般在 10^5～10^6 欧姆米以上，天然潮湿的沉积页岩、砂岩的电阻率一般为 10～10^3 欧姆米。

表 2-1 岩石电阻率表（单位：欧姆米）

分类	岩石名称	天然的	干燥的
沉积岩	粘土	0.5～30	
	泥页岩	1.0×10^3	1.0×10^6
	长石砂岩	6.8×10^2	1.0×10^6
	砂岩	3.5×10^4	3.9×10^5
	石灰石	2.1×10^5	2.3×10^7
变质岩	角岩	8.1×10^3	6.0×10^7
	片麻岩	6.8×10^4	3.2×10^6
	石英岩	4.7×10^6	
火成岩	花岗斑岩	4.5×10^3	1.3×10^6
	花岗岩	1.6×10^6	3.0×10^{13}
	石英闪长岩	2.0×10^4	1.8×10^5
	玄武岩	2.3×10^4	1.7×10^7
	辉绿岩	2.9×10^2	8.0×10^6
	橄榄岩	3.0×10^3	

花岗岩、玄武岩等火成岩类的电阻率一般为 10^4～10^5 欧姆米，角岩、片麻岩等常见的变质岩电阻率约为 10^3～10^4 欧姆米。这些现象都可以用沉积页岩、砂岩具有较高而花岗岩玄武岩等火成岩具有较低的孔隙度和含水度来解释。实验证明，即使岩石中孔隙水的含量只有千分之几，它都可能对岩石的电阻率起支配作用[18]。

表 2-2 列出了部分沉积岩、岩浆岩和变质岩的磁化率数值[49]

名　　称		$\kappa\left(\times10^{-6}SI\right)$		名　　称		$\kappa\left(\times10^{-6}SI\right)$	
		变化范围	最常见值			变化范围	最常见值
沉积岩	白云岩	0～75	10	非金属矿	石墨		-8
	灰岩	2～280	25		石英		-1
	砂岩	0～1660	30		岩盐		-1
	页岩	5～1480	50		石膏		-1
岩浆岩	花岗岩	0～4000	200		方解石		
	流纹岩	20～300			煤	-0.6~ -1	2
	辉绿岩	80～13000	4500		黏土		20
	斑岩	20～16700	5000	金属矿	黄铜矿		32
	玄武岩	20～14500	6000		闪锌矿		60
	闪长岩	50～10000	7000		锡石		90
	辉岩		10500		菱铁矿	100~310	
	橄榄岩	7600～15600	13000		黄铁矿	4~420	130
	安山岩		13500		锡铁矿		220
变质岩	片岩	25～240	120		毒砂		240
	千枚岩		130		赤铁矿	40~3000	550
	片麻岩	10～2000			铬铁矿	240~9400	600
	石英岩		350		磁黄铁矿	10^2~5×10^5	125000
	蛇纹岩	250～1400			钛铁矿	2.5×10^4~3×10^5	1.5×10^5
	板岩	0～3000	500		磁铁矿	10^5~1.6×10^6	5×10^5

矿物按其磁性的不同可分为 3 类：

（1）反磁性矿物,如石英、磷灰石、闪锌矿、方铅矿等。磁化率为恒量，负值，且较小。

（2）顺磁性矿物，大多数纯净矿物都属于此类。磁化率为恒量,正值，也比较小。

（3）铁磁性矿物,如磁铁矿等含铁、钴、镍元素的矿物。磁化率不是恒量，

为正值，且相当大。也可认为这是顺磁性矿物中的一种特殊类型。

岩石的磁性主要决定于组成岩石的矿物的磁性，并受成岩后地质作用过程的影响。一般说，橄榄石、辉长石、玄武岩等基性、超基性岩浆岩的磁性最强；变质岩次之；沉积岩最弱。

岩浆岩的磁性取决于岩石中铁磁性矿物的含量。结构构造相同的岩石，铁磁性矿物含量愈高，磁化率值愈大。铁磁性侵入岩的天然剩余磁化强度，按酸性、中性、基性、超基性的顺序逐渐变大。铁磁性侵入岩的特点是 q 值一般小于 1。由接触交代作用而形成的岩石,q 值可达 1～3，甚至更大。沉积岩的磁性主要也是由铁磁性矿物的含量决定的。分布最广的沉积岩造岩矿物，如石英、方解石、长石、石膏等，为反磁性或弱顺磁性矿物。菱铁矿、钛铁矿、黑云母等矿物之纯净者是顺磁性矿物；含铁磁性矿物杂质者具有强顺磁性。沉积岩的磁化率和天然剩余磁化强度值都比较小。变质岩的磁性是由其原始成分和变质过程决定的。原岩为沉积岩的变质岩，磁性一般比较弱；原岩为岩浆岩的变质岩在变质作用相同时，其磁性一般比原岩为沉积岩的变质岩强。大理岩和结晶灰岩为反磁性变质岩。岩石变质后，磁性也发生变化。蛇纹石化的岩石磁性比原岩强；云英岩化、粘土化、绢云母化和绿泥石化的岩石，磁性比原岩减弱[18][22]。

由表 2－2 可以看出，一般沉积岩和变质岩的磁化率相比于岩浆岩的磁化率要低很多，其相对磁导率一般在 1.0005～1.003 之间，而岩浆岩或接近岩浆岩剥蚀地区的变质岩的磁导率则在 1.0045～1.015 之间，具有较高的磁性。根据托尔福德[10]（W.M.Telford）等人的研究，磁铁矿的相对磁导率平均值为 μ_r ＝ 7SI。如果在沉积岩中含磁铁矿体积百分含量超过 1/1000，其 μ_r 将>1.01。在一些特殊的情况下，变质岩因所含的磁性物质的增多其 μ_r 也会>1.01。根据朴化荣等[10][29]的研究显示，岩石的磁导率随磁铁矿含量的增加而增大，图 2－2 中表示当辉长岩和玄武岩中的磁性体含量超过百分之一时，它们的 $\mu_r \approx$>1.1～1.2。

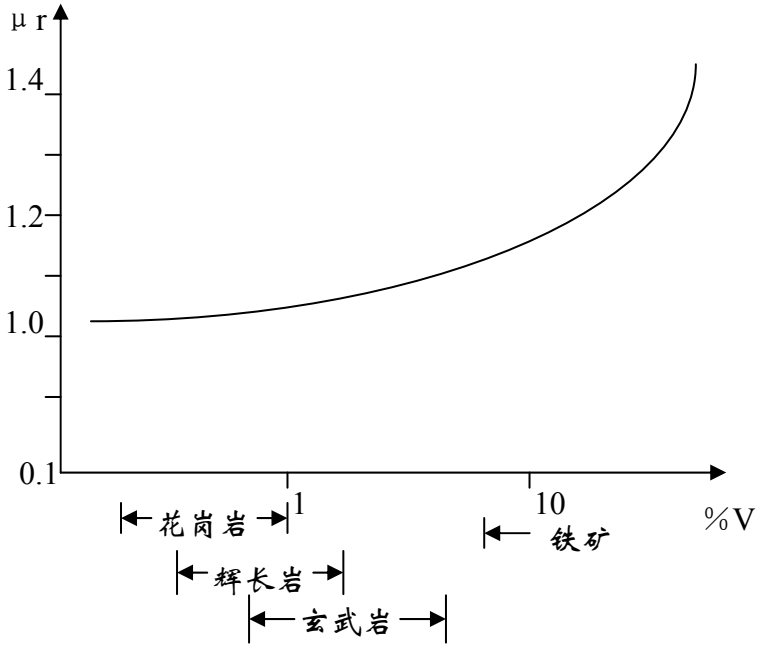


图 2－2 岩矿石相对磁导率与磁铁矿百分比体积含量之间的关系[29]

2.4 大地电磁测深原理

大地电磁测深是在地面上观测具有区域性及全球性分布特征的天然交变电磁场，用以研究地下岩层的电学性质及其分布特征的一种勘探方法。地球磁场是不恒定的，其中的瞬时变化是由于地球外部的原因引起的，大地电磁测深就是观测这种瞬时变化的地磁场及其感应大地电流。现将其中的一些概念简要介绍一下。

2.4.1 传输函数

在大地电磁测深中，地表测得的电场和磁场始终为自由空间中的电流产生的初始场和导电介质中感应产生的二次场的总和，而初始场是未知的，并且随时间而变化。为了消去初始场的作用，引入了传输函数的概念，它是用来联系地表测得的电场和磁场的纽带。在大地电磁测深法的研究中，传输函数包括阻抗张量 Z 和倾子矢量 T 两部分。

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \\ H_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} Z_{xy} \\ Z_{yx} Z_{yy} \\ T_{zx} T_{zy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \qquad (2-6)$$

当介质为水平均匀层状介质时，此时只存在正交的电、磁场，但此时在地表

获得的电磁场包含反射部分：

$$Z_{xx}=Z_{yy}=0\text{；}\quad Z_{xy}=-Z_{yx}=\frac{E_x(0)}{H_y(0)}\text{；}\quad T_{zx}=T_{zy}=0 \tag{2—7}$$

当介质为二维介质时，即介质的电性随深度变化外，在水平方向也是不均匀的。对于二维介质，如果我们在测量时，电场的极化方向与地质体的走向平行或一致，称之为平行极化（TE），相应的Z_{xy}代表了Z_{TE}；反之如果电场的极化方向与地质体的走向方向垂直时，称之为垂直极化（TM），相应的Z_{yx}可作为Z_{TM}。这两种特殊的阻抗张量又称作主阻抗，是大地电磁测深资料解释中的主要参数。

2.4.2 视电阻率和相位

在均匀半空间情况下，由表面阻抗公式$Z_1(0)=\sqrt{-i\omega\mu\rho}$出发，可以求得均匀半空间电阻率的表达式为$\rho=\dfrac{|Z_1(0)|^2}{\omega\mu}$。层状介质时计算的电阻率频率的函数，它综合反映了给定频率下电磁场影响所能涉及范围内岩石的电性，我们称之为视电阻率，通常表示为ρ_a，其一般形式为：

$$\rho_a=\frac{|Z_N(0)|^2}{\omega\mu} \tag{2—8}$$

$Z_N(0)$代替$Z_1(0)$，表示在层状介质情况下计算的表面阻抗。视电阻率仅仅利用的是阻抗的幅值（或模）。大地电磁测深中另一个地球响应函数是阻抗的相位，它是一个复数，代表了地面上一电场水平分量和与之相垂直的磁场水平分量之间的相位差，它也是频率的函数同时也是反映地电断面性质的一个重要物理量，计算阻抗相位的公式为：

$$\phi=\tan^{-1}\frac{\mathrm{Im}\left[Z_N(0)\right]}{\mathrm{Re}\left[Z_N(0)\right]} \tag{2—9}$$

2.4.3 趋肤效应（穿透深度）

我们在 MT 中还定义一个叫穿透深度的量，它的含义是：当电磁波在介质中的振幅衰减到地面处数值的$1/e$时，称这个深度为电磁波的穿透（或趋肤）深度。其中：

$$p=\frac{1}{\alpha}=\frac{\lambda}{2\pi}=\frac{\sqrt{10\rho T}}{2\pi} \qquad (2-10)$$

式中 p －穿透深度，从穿透深度的定义来看，电磁波的传播深度随周期 T 和介质的电阻率 ρ 变化而变化。周期越大，则穿透深度也越大，即低频电磁场更能反映深部的地质信息，而当地表存在显著低阻时，电磁场能量会快速衰减。

2.4.4 MT 测深原理

在探测地下信息的某个观测点上，测量由天然场源或不相关的人工场源产生的电场和磁场的水平分量。容易证明，电场强度与磁场强度之比，是具有电性阻抗单位的一个量，并且在一定条件下，这个阻抗是介质电性的函数。通过在一系列频点上确定阻抗得到的阻抗频谱，

$$Z_{\alpha\beta}=\frac{E_{\alpha}}{H_{\beta}} \qquad (2-11)$$

它提供了地球内部导电率随深度变化的信息。在地球电性与各向同性的条件下，E_{α} 和 H_{β} 是互相垂直的。因为趋肤效应，在较低频段，场的穿透深度增大，因而可以在单个测点上，用大地电磁法进行测深。

由于视电阻率是频率的函数，因为视电阻率是给定频率下电磁场影响所能涉及范围内岩石电性的综合反映，而不同频率时电磁场影响的范围不同，所以视电阻率的值自然也就随频率而变化。根据趋肤效应可知，高频成分主要集中在地电断面的上部，所以与其相应的视电阻率主要是反映深部的地电断面性质。这样，测量和计算出适当频率范围内不同频率上的视电阻率值，构成视电阻率－周期曲线，就可获得沿深度上电性分布的信息，达到测深的目的[20]。

2.5 MT 响应的计算

在笛卡尔坐标系（Cartesian coordinates system）中，对于一个二维地质构造体，以 y 轴为构造走向，x 轴为倾向，z 轴垂直向下，此时沿 y 轴方向的物性参数（μ、σ 等）是稳定的，而沿 x 和 z 方向的物性参数是变化的。在给定地电断面的情况下，有如下公式：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial^2 E_y}{\partial x^2}+\dfrac{\partial^2 E_y}{\partial z^2}=k^2 E_y \\ -\dfrac{\partial E_y}{\partial z}=i\omega\mu H_x \end{cases}$$

式中，k 为传播常数且 $k=\sqrt{-\dfrac{i\omega\mu}{\rho}}$，$H$ 是磁场强度，E 为电场强度，ω 是圆频率，μ 为磁导率且其值不恒等于自由空间中的磁导率值，通过求解上述方程组可获得电磁场的分布，再利用公式：

$$\rho=\frac{i}{\omega\mu}\left(\frac{E_y}{H_x}\right)^2$$

来计算视电阻率。

2.6 小结

本章首先介绍了磁导率和电阻率等物性参数在地球物理中的相关概念，接着列举了一些岩矿石中常见的电阻率和磁化率的数值，并对大地电磁测深中的一些基本概念进行了概括地描述。根据本章的分析表明，尽管在一般的 MT 测量中我们将相对磁导率看成是可以忽略的一个参数量，但是在岩浆岩大量分布的区域或磁性物质富含的沉积岩或变质岩等其它地区，我们还是非常有必要考虑磁化率的增大对观测数据所产生的影响问题。