第二章 岩（矿）石的磁性

位于地壳中的岩石和矿体处在地球磁场中，从它们形成时起，就受地球磁场磁化而具有不同程度的磁性，其磁性差异在地表引起磁异常。研究岩石磁性，其目的在于掌握岩石和矿物受磁化的原理，了解矿物与岩石的磁性特征及其影响因素。有关岩石磁性的研究成果，亦可直接用来解决某些基础地质问题，如区域地层对比、构造划分、古环境古气候研究等。

第一节　物质的磁性

任何物质的磁性都是带电粒子运动的结果。原子是组成物质的基本单元，它由带正电的原子核及其核外电子壳层组成。电子绕核沿轨道运动，具有轨道磁矩。电子还有自旋运动，具有自旋磁矩。这些磁矩的大小，与各自的动量矩成正比。

原子核带正电，呈自旋转动，亦具有磁矩，但数值很小。

因此，原子总磁矩是电子轨道磁矩、自旋磁矩及原子核自旋磁矩三者的矢量和。

各类物质，由于原子结构不同，它们在外磁场作用下，呈现不同的宏观磁性。

一、抗磁性（逆磁性）

在外磁场 H 作用下，这类物质的磁化率为负值，且数值很小，如图 2-1-1 所示。抗磁性物质没有固有原子磁矩，受外磁场作用后，电子受到洛仑兹力的作用，其运动轨道绕外磁场作旋进（拉莫尔旋进），此旋进产生附加磁矩，其方向与外磁场相反，形成抗磁性。

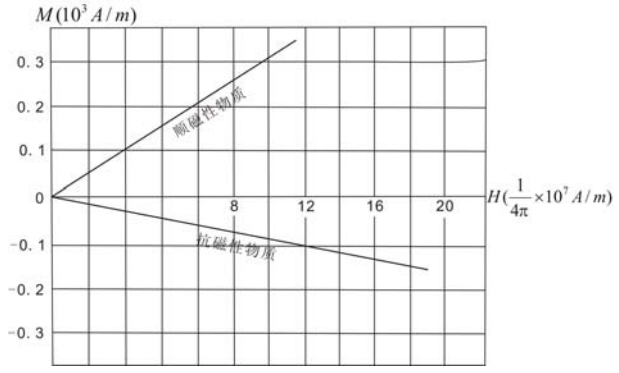


图 2-1-1 抗磁性与顺磁性物质的磁化

可以推导证明，抗磁性物质的磁化率为：

$$k=-\frac{\mu_0}{4\pi}\frac{Ne^2}{6m_e}\sum_{i=1}^{z}\overline{r_i^2} \qquad (2\text{-}1\text{-}1)$$

式中 μ_0 为真空磁导率，N 为单位体积物质的原子数，e 为元电荷，m_e 为电子静质量，z 为每个原子中的电子数，$\overline{r_i^2}$ 为电子轨道半径的均方值。抗磁性磁化率很小，约为 10^{-5} 数量级。

二、顺磁性

如图 2-1-1 所示，顺磁性物质受外磁场作用，其磁化率为不大的正值，这类物质中原子具有固有磁矩，当无外磁场作用时，热骚动使原子磁矩取向混乱。有外磁场作用，原子磁矩（电子自旋磁矩所作的贡献）顺着外磁场方向排列，显示顺磁性。

理论上可以证明，顺磁性物质的磁化率为

$$k=\frac{\mu_0}{4\pi}\cdot\frac{N\cdot\mu_a^{\,2}}{3kT}=\frac{C}{T} \qquad (2\text{-}1\text{-}2)$$

式中 μ_a 是原子磁矩，N 是单位体积物质的原子数，k 是玻耳兹曼常数，T 是热力学温度。上述关系最初是由居里从实验结果中确定的，C 为居里常数，表明顺磁性物质其磁化率与绝对温度成反比，称为居里定律。通过这个关系，发展了通过磁化率测量、确定原子磁矩的重要实验方法。

三、铁磁性

在弱外磁场的作用下，铁磁性物质即可达到磁化饱和，其磁化率要比抗磁性、顺磁性物质的磁化率大很多。它具有下述磁性特征：

（一）磁化强度与磁化场呈非线性关系

如图 2-1-2 所示，对未磁化样品施加磁场 H 作用，随 H 值由零增至 H_s，而后减至零，反向由零减至－H_s，再由－H_s 增至 Hs，变化一周，样品的磁化强度 M 沿 O、A、B、C、D、E、F、A 变化，诸点所围之曲线，称磁滞回线，表明铁磁性物质磁化强度随磁化场的变化呈不可逆性。其中 H_c 称为矫顽磁力，不同铁磁性物质它的变化范围较大。

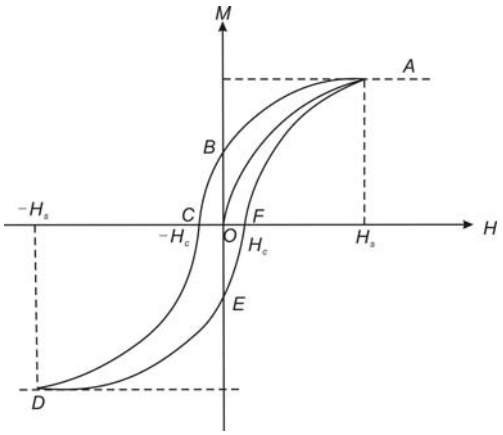


图 2-1-2 铁磁性物质的磁滞回线

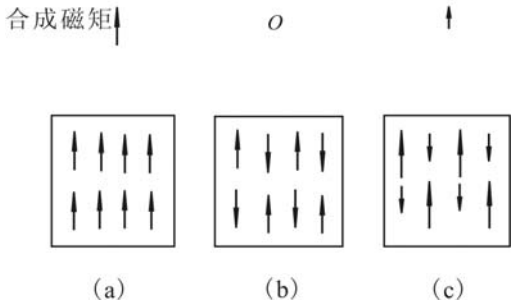


图 2-1-3 各种铁磁性原子磁矩的排列示意图
(a)铁磁性; (b)反铁磁性; (c)亚铁磁性

（二）磁化率与温度的关系

磁化率与温度服从居里—魏斯定律，即

$$k=\frac{C}{T-T_c} \qquad (2\text{-}1\text{-}3)$$

式中是C居里常数，T 是热力学温度，T_c 是居里温度，当$T>T_c$，铁磁性消失，转变为顺磁性。一般铁磁性的T_c很高，例如铁为 1 043K，钴为 1 388K。但是，随着低温测量技术的发展，又发现了一些稀土元素低温下会转变为铁磁性，如铒（Er）、钬（Ho），其T_c均为 20K。

（三）铁磁性物质的基本磁矩为电子自旋磁矩，轨道磁矩基本无贡献

实验证明，铁磁性物质内，包含着很多个自发磁化区域，它叫做磁畴。在无外磁场作用时，各磁畴的磁化强度矢量取向混乱，不呈磁性。当施加外磁场时，磁畴结构将发生变化，随外磁场增加。通过畴壁移动和磁畴转动的过程，显示出宏观磁性。

由于磁畴内原子间相互作用的不同，原子磁矩排列情况有别，铁磁性又分为三种类型。如图 2-1-3 所示。

1、铁磁性：磁畴内原子磁矩排列在同一方向，例如铁、镍、钴即属于此。

2、反铁磁性：磁畴内原子磁矩排列相反，故磁化率很小，但具有很大的矫顽力。

3、亚铁磁性：或称铁淦氧磁性，磁畴内原子磁矩反平行排列，磁矩互不相等，故仍具有自发磁矩。此类物质具有较大的磁化率和剩余磁化强度。

第二节 岩石、矿石的磁性特征

一、表征磁性的物理量

（一）磁化强度和磁化率

均匀无限磁介质，受到外部磁场 $\boldsymbol{H}$ 的作用，衡量物质被磁化的程度，以磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 表示，它与磁化场强度之间的关系为

$$\boldsymbol{M}=\kappa\boldsymbol{H} \tag{2-2-1}$$

式中，κ 是物质的磁化率，它表征物质受磁化的难易程度，是一个无量纲的物理量。实际工作中，磁化率仍注以单位。SI 单位制用 SI（κ）标明，CGSM 单位制用 CGSM（κ）标明，两者的关系是 $1\ \mathrm{SI}(\kappa)=\dfrac{1}{4\pi}\mathrm{CGSM}(\kappa)$。在两种单位制中，磁化强度的单位，分别是 A/m 及 CGSM（m），二者的关系是 1A/m=10^{-3} CGSM（m）。在国际单位制中，磁化强度和磁场强度量纲相同，都为安（培）/米（A/m），在 CGSM 制中，磁化强度用高斯（Gs），磁场强度用奥斯特（Oe），两种单位的关系是 1A/m=10^{-3} CGSM（m）。

（二）磁感应强度和磁导率

在各向同性磁介质内部任意点上，磁化场 $\boldsymbol{H}$ 在该点产生的磁感应强度（磁通密度）为

$$\boldsymbol{B}=\mu\boldsymbol{H} \tag{2-2-2}$$

式中 $\boldsymbol{B}$ 以特斯拉（T）为单位，μ 是介质的磁导率，单位为 H/m（亨（利）/米）。

若介质为真空，则有

$$\boldsymbol{B}=\mu_0\boldsymbol{H} \tag{2-2-3}$$

式中 μ_0 是真空的磁导率（$\mu_0=4\pi\times10^{-7}\,\mathrm{H/m}$）。令 $\mu_r=\mu/\mu_0$（相对磁导率），由式（2-2-2）得

$$\boldsymbol{B}=\mu_0\mu_r\boldsymbol{H}=\mu_0\boldsymbol{H}+\mu_0(\mu_r-1)\boldsymbol{H}=\mu_0(1+\kappa)\boldsymbol{H}$$

$$=\mu_0(\boldsymbol{H}+\boldsymbol{M})\qquad(\kappa=\mu_r-1) \tag{2-2-4}$$

上式为物质磁性与外磁场的关系。显然，在同一外磁场 $\boldsymbol{H}$ 作用下，空间为磁介质充填与空间为真空相比，$\boldsymbol{B}$ 增加了 $\kappa\boldsymbol{H}$ 项，即介质受磁化后所生产的附加场，其大小与介质的磁

化率成正比。磁介质的 $\mu_r = 1 + \kappa$ 是一个纯量。μ 与 μ_0 二者之间的关系为

$$\mu = \mu_0(1+\kappa) \qquad (2\text{-}2\text{-}5)$$

（三）感应磁化强度和剩余磁化强度

位于岩石圈中的地质体，处在约为 0.5×10^{-4} T 的地球磁场作用下，它们受现代地磁场的磁化，而具有的磁化强度，叫感应磁化强度，它表示为

$$\boldsymbol{M}_i = \kappa \boldsymbol{T} \qquad (2\text{-}2\text{-}6)$$

式中 $\boldsymbol{T}$ 是地磁场总强度，κ 是岩石、矿石的磁化率，它取决于岩石、矿石的性质。

岩石、矿石在生成时，处于一定条件下，受当时的地磁场磁化，成岩后经历漫长的地质年代，所保留下来的磁化强度，称作天然剩余磁化强度，它与现代地磁场无关。

岩石的总磁化强度 $\boldsymbol{M}$，是由两部分组成，即

$$\boldsymbol{M} = \boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r = \kappa \boldsymbol{T} + \boldsymbol{M}_r \qquad (2\text{-}2\text{-}7)$$

磁法勘探中，表征岩石磁性的物理量是 $\kappa\left(\boldsymbol{M}_i\right)$、$\boldsymbol{M}_r$ 及 $\boldsymbol{M}$。

二、矿物的磁性

矿物组合成岩石，岩石的磁性强弱与矿物的磁性强弱有直接的关系。

（一）抗磁性矿物与顺磁性矿物

自然界中，绝大多数矿物属顺磁性与抗磁性。其中几种常见矿物的磁化率，见表 2-2-1。

表 2-2-1 矿物磁化率

抗磁性物质				顺磁性物质			
名　称	$\kappa_{平均}\cdot10^{-5}$(SI) (κ)	名　称	$\kappa_{平均}\cdot10^{-5}$(SI) (κ)	名　称	$\kappa_{平均}\cdot10^{-5}$(SI) (κ)	名　称	$\kappa_{平均}\cdot10^{-5}$(SI) (κ)
石　英	-1.3	方铅矿	-2.6	橄榄石	2	绿泥石	20～90
正长石	-0.5	闪锌矿	-4.8	角闪石	10～80	金云母	50
锆　石	-0.8	石　墨	-0.4	黑云母	15～65	斜长石	1
方解石	-1.0	磷灰石	-8.1	辉　石	40～90	尖晶石	3
盐　岩	-1.0	重晶石	-1.4	铁黑云母	750	白云母	4～20

由此可见：

（1）抗磁性矿物，其磁化率都很小，在磁法勘探中通常视为无磁性。

（2）顺磁性矿物，其磁化率要比抗磁性矿物大得多，约两个数量级。

（二）铁磁性矿物

自然界中不存在纯铁磁性矿物，最重要的磁性矿物当推铁—钛氧化物，它的三元系统如图 2-2-1 所示。由 FeO、Fe_2O_3 和 TiO_2 组合成的固熔体的主要矿物及其他磁性矿物如表 2.2.2 所示。

地壳中纯磁铁矿少见，大多是由不同比例的铁、钛、氧组成复杂的固熔体，它是典型的亚铁磁性。在我国鲁、冀、鄂、苏、皖等省的铁矿区，磁铁矿的磁化率一般为$(0.002\sim0.2)\cdot\mathrm{SI}(\kappa)$，其剩余磁化强度一般为$(2.2\sim2325)\,\mathrm{A/m}$。可见，磁铁矿不仅有较强的磁化率，且具有较强的剩余磁性，其变化范围较大。表 2-2-2 列出了一些铁磁性矿物的磁化率。

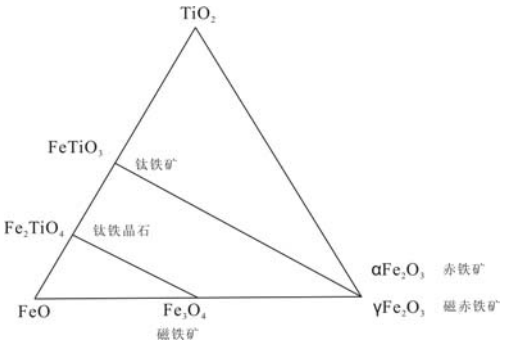


图 2-2-1 铁—钛氧化物的三元系统

表 2-2-2　铁磁性矿物磁化率

矿物	分子式	$\kappa\cdot1/4\pi\cdot\mathrm{CGSM}(\kappa)$
磁铁矿	Fe_3O_4	0.07～0.2
钛磁铁矿	$xFe_3O_4\cdot(1-x)TiFe_2O_4$	10^{-7}～10^{-2}
磁赤铁矿	γFe_2O_3	0.03～0.2
赤铁矿	αFe_2O_3	10^{-6}～10^{-5}
磁黄铁矿	FeS_{1+x}	10^{-3}～10^{-4}
铁镍矿	$NiFe_2O_4$	0.05
锰尖晶石	$MnFe_2O_3$	2.0
镁铁矿	$MgFe_2O_4$	0.8
针铁矿	αFeOOH	(0.02～80)×10^{-4}
纤铁矿	γFeOOH	(0.9～2.5)×10^{-4}
菱铁矿	$FeCO_3$	(20～60)×10^{-4}

磁黄铁矿属铁—硫二元系，它常见于汞、砷、锑层控矿床。当$0<\kappa<0.1$时，它是反铁磁性，当$0.1<\kappa<0.25$时，它是亚铁磁性，它亦分为α型和γ型，后者磁化率较大。

三、各类岩石的一般磁性特征

地壳岩石可分为沉积岩、火成岩及变质岩三大类。

（一）沉积岩的磁性

一般说来，沉积岩的磁性较弱，如表 2-2-3 所示。沉积岩的磁化率主要决定于副矿物的含量和成分，它们是磁铁矿、磁赤铁矿、赤铁矿，以及铁的氢氧化物。造岩矿物如石英、长石、方解石等，对磁化率无贡献。沉积岩的天然剩余磁性，与由母岩剥蚀下来的磁性颗粒有关，其数值不大。

表 2-2-3　地壳岩石的磁化率和天然剩余磁化强度

岩石类型	κ [10^{-6}SI(κ)]	M_r(A/m)	岩石类型	κ [10^{-6}SI(κ)]	M_r(A/m)
超基性岩	10^1～10^3	10^{-1}～10^1	变质岩	10^{-1}～10^2	10^{-3}～10^{-1}
基性岩	10^0～10^3	10^{-3}～10^1	沉积岩	10^{-1}～10^1	10^{-3}～10^{-1}
酸性岩	10^0～10^2	10^{-3}～10^1			

（注：表中数字表示数量级）

（二）火成岩的磁性

依据产出状态，火成岩又可分为侵入岩和喷出岩。

（1）不同类型的侵入岩（花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩、超基性岩等），其 $\kappa_{平均}$ 值随着岩石的基性增强而增大。它们的磁化率均具有数值分布范围宽的相同特征。

（2）超基性岩是火成岩中磁性最强的。超基性岩体系在经受蛇纹石化时，辉石被蚀变分解形成蛇纹石和磁铁矿，使磁化率急剧增大，可达到几个 SI（ κ ）单位。

（3）基性、中性岩，一般来说其磁性较超基性岩要低。

（4）花岗岩建造的侵入岩，普遍是铁磁—顺磁性的，磁化率不高。

（5）喷出岩在化学和矿物成分上与同类侵入岩相近，其磁化率的一般特征相同。由于喷出岩迅速且不均匀的冷却，结晶速度快，因而其磁化率离散性大。

（6）火成岩具有明显的天然剩余磁性，其 $\boldsymbol{Q}=\boldsymbol{M}_r/\boldsymbol{M}_i$ 称为柯尼希斯贝格比。不同岩石组成的 Q 值范围，可在 0～10 或更大范围内变化。

（三）变质岩的磁性

变质岩的磁化率和天然剩余磁化强度的变化范围很大。按磁性，变质岩可分为铁磁—顺磁性和铁磁性两类，与原来的基质有关，也与其形成条件有关。由沉积岩变质生成的，称水成变质岩，其磁性特征一般具有铁磁—顺磁性；由岩浆岩变质生成的，称火成变质岩，其磁性有铁磁—顺磁性与铁磁性两种。这和原岩的矿物成分，以及变质作用的外来性或原生性有关。

具有层状结构的变质岩，表现有磁各向异性。其 $\boldsymbol{M}_r$ 方向往往近于片理方向。磁化率各向异性可用下式来评价：

$$\lambda_k=\frac{\kappa_{最大}-\kappa_{最小}}{\kappa_{平均}} \qquad (2\text{-}2\text{-}8)$$

式中，λ_k 是磁化率各向异性系数。在强变质沉积岩石中，λ_k 值最大可达 1.0～1. 5。

四、影响岩石磁性的主要因素

岩石的磁性是由所含磁性矿物的类型、含量、颗粒大小与结构，以及温度、压力等因素决定的。

（一）岩石磁性与铁磁性矿物含量的关系

根据实验资料和理论计算，侵入岩的磁化率与铁磁性矿物含量之间存在统计相关关系。一般来说，岩石中铁磁性矿物含量愈多，磁性愈强。

（二）岩石磁性与磁性矿物颗粒大小、结构的关系

实验结果表明，在给定的外磁场 $H=\frac{1.35}{4\pi}\times10^3$ A/m 作用下，铁磁性矿物的相对含量不变，其颗粒粗的较之颗粒细的磁化率大。可用于衡量剩磁大小的矫顽力 H_c，与铁矿性矿物颗粒大小的关系恰好相反，H_c 随铁磁性矿物颗粒的增大而减小。喷出岩的剩磁常较同一成分侵入岩的剩磁大。

此外，铁磁性矿物在岩石中的结构对岩石的磁化率也有影响。当磁性矿物相对含量、颗粒大小都相同，颗粒相互胶结的比颗粒呈分散状者磁性强。

（三）岩石磁性与温度、压力的关系

高温与高压，对矿物和岩石的磁性会产生影响。顺磁体磁化率与温度的关系，已由居里

定律确定。

铁磁性矿物的磁化率与温度的关系，有可逆及不可逆两种。前者磁化率随温度增高而增大，接近居里点则陡然下降趋于零，加热和冷却的过程，在一定条件下磁化率都有同一个数值。后者其加热和冷却曲线不相吻合，即不可逆。它是温度增高后不稳定的那类铁磁性矿物的特征。此外，温度增高还能引起矿物矫顽磁力 H_c 的减小。

岩石磁化率与温度的相互关系比单纯矿物的复杂，岩石的磁化率－温度曲线与铁磁性矿物的成分有关，岩石的居里温度 T_c 分布仅与铁磁性矿物成分有关，而与矿物的数量、大小及形状无关。因此，热磁曲线（磁化率－温度曲线）可用于分析确定岩石中的铁磁性矿物类型。

温度增高，还导致岩石剩余磁化强度退磁。

铁磁体磁化，同时发生机械变形，其形变与晶体大小变化有关。铁磁体变化时，其形状和体积的改变称为磁致伸缩。

岩石在机械应力作用下，由于铁磁体的磁致伸缩，其磁性大小会有变化。比如在弱磁场中，当磁铁矿受到 40MPa 的单向压力时，其磁化率减小，且其减小与磁化场强度还有关系。同样，岩石磁化率随着所受机械压力的增加而减小。垂直于受压方向所测得的磁化率，与压力的相依关系较弱。

岩石的剩余磁化强度，亦随着岩石受压的增大而减小。

第三节　岩石的剩余磁性

岩石在成岩过程中获得天然剩余磁化强度，它是岩石磁性的重要组成部分，不论是磁法勘探，还是古地磁学研究，都要十分注意研究岩石的剩余磁性。

一、岩石剩余磁性的类型及特点

由于形成剩余磁性的磁化历史（如磁化场、矿物成分、温度及化学反应等）的不同，因而岩石剩余磁性的类型、特点各不相同。

（一）热剩余磁性（TRM）

在恒定磁场作用下，岩石从居里点以上的温度，逐渐冷却到居里点以下，在通过居里温度时受磁化所获得的剩磁，称热剩余磁性（简称热剩磁）。

应当注意，热剩磁并非全都是在居里温度时产生的。如将岩石自居里点逐渐冷却至室温，且只在某一温度区间施加外磁场，由此得到的热剩余磁性，称部分热剩磁。

热剩磁具有如下的特点：

（1）强度大。在弱磁场中，其热剩磁强度大致正比于外磁场强度，并同外磁场方向一致。因此，火成岩的天然剩余磁化强度方向，一般代表了成岩时的地磁场方向。

（2）具有很高的稳定性。剩磁随时间衰减的现象，叫做磁性弛豫。热剩磁的稳定，表现为其弛豫时间很长。实验表明，外磁场的变化，温度在 200～300℃内的热作用，很难影响热磁的变化。

（3）实验证明，总热剩磁是居里温度至室温，各个温度区间的部分热剩磁之和。即热剩磁服从叠加定律（特里埃第一定律），见图 2-3-1。

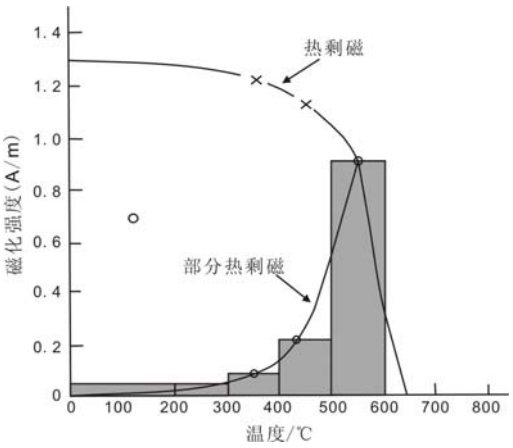


图 2-3-1 热剩磁和部分热剩磁

（4）若将已具有热剩磁 M_{rt} 的标本，在零磁场空间内，从室温加热到某一个温度 t_1，然后再冷却至室温，则标本中温度以下的部分热剩磁全部被清洗掉，称部分热退磁（或热清洗）。此过程可能通过不断提高加热温度来重复进行，最终得到一个热剩余磁化强度。说明热退磁过程也服从叠加定律（特里埃第二定律）。因此，岩石的热剩磁是古地磁研究的重要对象之一。

（二）碎屑剩余磁性（DRM）

沉积岩中含有从母岩风化剥蚀带来的许多碎屑颗粒，其中磁性颗粒（磁铁矿等）在水中沉积时，受当时的地磁场作用，会沿地磁场方向定向排列，或者是这些磁性颗粒在沉积物的含水孔隙中转向地磁场方向。沉积物固结成岩石，按其碎屑的磁化方向保存下来的磁性，称为碎屑剩余磁性（沉积剩余磁性，简称碎屑剩磁）。

碎屑剩磁具有如下的特点：

（1）它的强度正比于定向排列的磁性颗粒数目，其强度比热剩磁小得多。

（2）形成碎屑剩磁的磁性颗粒大都来自火成岩，这些颗粒的原生磁性来自热剩磁，因此，碎屑剩磁比较稳定。

（3）等轴状颗粒，其碎屑剩余方向和外磁场（地磁场）方向一致。

（三）化学剩余磁性（CRM）

在一定磁场中，某些磁性物质在低于居里温度的条件下，经过相变过程（重结晶）或化学过程（氧化还原）所获得的剩磁，称化学剩余磁性（简称化学剩磁）。

化学剩磁具有如下的特点：

（1）在弱磁场中，其强度正比于外磁场的强度。

（2）有较高的稳定性。

（3）在相同磁场中，化学剩磁强度只有热剩磁强度的几十分之一，但大于碎屑剩磁强度。

上述三种剩余磁性，统称为原生剩磁。

（四）粘滞剩余磁性（VRM）

岩石生成之后，长期处在地球磁场作用下，随时间的推移，其中原来定向排列的磁畴，逐渐地弛豫到作用磁场的方向，这一过程中所形成的剩磁称粘滞剩余磁性。

粘滞剩余磁性具有如下的特点：

（1）强度与时间的对数成正比。

（2）随温度增高，粘滞剩磁增大。裸露于地表的岩石，受昼夜及季节温差变化的热骚动影响，随时间增长，会形成较强的粘滞剩磁。具有较大粘滞剩磁的岩石样品，不宜用于古地磁研究。

（五）等温剩余磁性（IRM）

在常温没有加热情况下，岩石因受外部磁场的作用（比如闪电作用），获得的剩磁称等温剩余磁性。

等温剩磁是不稳定的，其大小和方向随外磁场变化。

上述第 4、5 两种剩磁，是在岩石生成之后，因受某些外部因素的作用而获得的，因此称它们为次生剩磁。

地壳岩石具有的原生剩磁，既是磁法勘探，也是古地磁学研究的对象。但是，次生剩磁

不能作为古地磁研究的“化石”。

二、各类岩石剩余磁性的成因

岩石的天然剩磁，其形成的因素是复杂的。由成岩至今，经历各种地质作用，物理和化学的变化过程，这些都会影响剩余磁性。岩石的原生剩磁，不同类型的岩石，其形成的原因不同。

（一）火成岩剩磁的成因

大量实际资料与实验资料表明，热剩磁是形成火成岩原生剩磁的原因。熔融岩浆由高温冷却，通常当温度降至 1 073K 时开始凝固，形成各种固熔体。铁磁性矿物的居里点一般在673～853K 以下。当火成岩由高于居里点温度，下降到铁磁性组分的居里点以下，受地磁场的磁化作用，磁性矿物磁畴排列到地磁场方向上，而获得强的磁性。随着温度继续下降，磁畴热扰动能量减少，不够使磁畴体积变化和使磁畴转向，从而保留下来剩余磁性，即热剩磁。

（二）沉积岩剩磁的成因

沉积岩的生成与火成岩完全不同，没有高温冷却过程。沉积岩的剩余磁性，是通过沉积作用和成岩作用两个过程形成的。前者形成碎屑剩磁，后者成岩作用经氧化和脱水过程，获得化学剩磁。因此，沉积岩的剩磁系碎屑与化学剩磁。

（三）变质岩剩磁的成因

变质岩的剩余磁性与其原岩有关。由火成岩变质生成的正变质岩，它可能有热剩磁。由沉积变质生成的副变质岩，它可能有碎屑剩磁与化学剩磁。

第四节　地质体磁化的消磁作用

前述公式（2-2-1）或（2-2-6）通用于均匀无限磁介质。地壳内岩体、矿体一般都是有限体。有限物体在地磁场中受磁化，其磁化强度与它的形状有关。为了讨论这种关系，引入消磁作用概念。

一、消磁作用和视磁化率

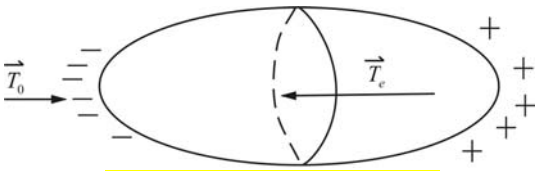


图 2-4-1 有限物体消磁场示意图

如图 2-4-1 所示，设均匀有限磁介质，受外部磁场（地磁场）$\boldsymbol{T}_0$ 磁化，则其两端表面将有面磁荷分布，它在其内部产生与磁化场 $\boldsymbol{H}_0$ 方向相反的磁场 $\boldsymbol{H}_e$，称为消磁场（退磁场）。则有限体内部的磁场为

$$\boldsymbol{H} = \boldsymbol{H}_0 + \boldsymbol{H}_e \tag{2-4-1}$$

对于均匀磁化磁性体，可证明其退磁场为

$$\boldsymbol{H}_e = -N\boldsymbol{M} \tag{2-4-2}$$

式中，N 为消磁系数（退磁系数），它是与磁性体形状有关的常数。负号表示 $\boldsymbol{H}_e$ 与 $\boldsymbol{M}$ 方向相反。

由式（2-2-7），它可改写成

$$\boldsymbol{H}_e = -N(\boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r)$$

则在消磁作用下，有限体受磁化后其感应磁化强度应为

$$\boldsymbol{M}_i = \kappa \boldsymbol{T} = \kappa(\boldsymbol{H}_0 + \boldsymbol{T}_e) = \kappa[\boldsymbol{T}_0/\mu_0 - N(\boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r)]$$

经移项整理可得

$$\boldsymbol{M}_i = \frac{\kappa}{1+N\kappa}\boldsymbol{T}_0/\mu_0 - \frac{\kappa}{1+N\kappa}N\boldsymbol{M}_r \qquad (2\text{-}4\text{-}3)$$

令 $$\kappa' = \frac{\kappa}{1+N\kappa} \text{ 或 } \kappa = \frac{\kappa'}{1-N\kappa'} \qquad (2\text{-}4\text{-}4)$$

则 $$\boldsymbol{M}_i = \kappa'\boldsymbol{T}_0/\mu_0 - \kappa' N\boldsymbol{M}_r \qquad (2\text{-}4\text{-}5)$$

若是不考虑剩磁，$\boldsymbol{M}_r = 0$，则有

$$\boldsymbol{M}_i = \kappa'\boldsymbol{T}_0/\mu_0 \qquad (2\text{-}4\text{-}6)$$

它表示均匀有限磁介质，其感应磁化强度与磁化场的关系。κ'称视磁化率，它是一个与形状有关的物理量。与之对应，κ 称真磁化率。

由式（2-4-4）知，当 $N\kappa \le 1$时，才有 $\kappa' = \kappa$。考虑到 N 值的大小在 0 至 1 之间，若取 $N = 0.8(SI)$，让 $N\kappa < 0.01$，那么只要 $\kappa < 0.001 \times 4\pi(SI)$，视磁化率与真磁化率就可以看成是相等的，其误差小于 1%，消磁作用可忽略不计。

二、均匀磁化物体的消磁系数（谭先生 40 页）

（一）均匀磁化物体的消磁系数 N 的计算

在均匀磁化条件下，$div\boldsymbol{M} = 0$，物体内部无体磁荷而只有表面磁荷分布，因此磁性体内部的磁场仍满足拉普拉斯方程，可通过泊松公式来计算磁性体内部的消磁场 $\boldsymbol{H}_e$。

已知 $\boldsymbol{H}_e = -gradU_e$，应用泊松公式于磁性体内部有 $U_e = -\frac{1}{4\pi}\mathbf{M}\cdot gradV$，则

$$\boldsymbol{H}_e = \frac{1}{4\pi} grad\left(\boldsymbol{M}\cdot gradV\right) \qquad (2\text{-}4\text{-}7)$$

式中 V 为内部引力位。由于 $\boldsymbol{M}_i = \kappa\left(\boldsymbol{H}_0 + \boldsymbol{H}_e\right)$，将式（2-4-7）代入后则有

$$\boldsymbol{M} = \kappa\left[\boldsymbol{H}_0 + \frac{1}{4\pi} grad\left(\boldsymbol{M}\cdot gradV\right)\right] \qquad (2\text{-}4\text{-}8)$$

$\boldsymbol{M}$ 沿坐标轴的分量为：

$$M_k = \kappa[H_{0k} + \frac{1}{4\pi}\sum_{j=x,y,z} N_{kj}M_j] \qquad (2\text{-}4\text{-}9)$$

式中k，j代表x，y，z坐标数，而N_{kj}则由式（2-4-8）可知代表V按相应坐标数向二次偏微商。

因为$\boldsymbol{M}\cdot gradV = M_xV_x + M_yV_y + M_zV_z$

当$k=x$时，$grad_x\left(\boldsymbol{M}\cdot gradV\right) = M_xV_{xx} + M_yV_{xy} + M_zV_{xz}$

将上式代入式（2-4-9）可得：

$$M_x = \kappa\left[H_{0x} + \frac{1}{4\pi}\left(M_xV_{xx} + M_yV_{xy} + M_zV_{xz}\right)\right] = \kappa\left[H_{0x} + \frac{1}{4\pi}\sum_{j=x,y,z} N_{xj}M_j\right] \qquad (2\text{-}4\text{-}10)$$

对比可得：

$$N_{xx} = V_{xx};\quad N_{xy} = V_{xy};\quad N_{xz} = V_{xz}$$

由此可见，在均匀磁化条件下，物体的消磁系数等于体内引力位对坐标变量的二次偏微商。

那么什么情况下才能满足均匀磁化的条件呢？均匀磁化必须要求均匀物体的表面是一个二次曲面。这是因为均匀磁化时，磁化场必须均匀，而磁化场包括两部分：一是磁化外场，二是物体磁化后自身所产生的磁场。要求均匀磁化，也就是除外磁场均匀，还必须自身磁场均匀，即内部消磁场均匀。前已指出消磁场等于$-gradU_e$，为使U_e的梯度是常量，则U_e必须是坐标的线性函数。按照泊松公式U_e和$gradV$成比例，所以体内的引力位必须是坐标的二次函数。只有当物体的表面是二次曲面时，它的引力位才能满足这个条件。二次曲面中只有球体、椭球体等是有限体。所以，一个有限体要在均匀外磁场中被均匀磁化，必须是球体、椭球体等形体。而无限长椭圆柱体、圆柱体及无限延伸薄板状体可视作椭球体的一些特例。对于这些形体的消磁系数，原则上均可由体内引力位的二次偏微商求得。

（二）几种规则形体的消磁系数

一些有限体的消磁系数N值见表2-4-1所示。

表2-4-1

形体	磁化方向	N	
		SI	CGSM
球体	沿半径方向	$\frac{1}{3}$	$\frac{4}{3}\pi$
无限长圆柱体	平行(走向)轴向方向	0	0
	垂直(走向)轴向方向	$\frac{1}{2}$	2π
无限长椭圆柱体	平行(走向)轴向方向	0	
	沿横截面椭圆短半轴(a)方向	$\frac{b}{a+b}$	$4\pi\cdot\frac{b}{a+b}$
	沿横截面椭圆长半轴(b)方向	$\frac{a}{a+b}$	$4\pi\cdot\frac{a}{a+b}$

无限延伸薄板状体	平行板面方向 垂直板面方向	0 1	0 4π

对于非二次曲面所限定的物体，它们不满足均匀磁化条件。通过采用物理模拟，实验测定的方法来求它们的退磁系数。比如有限长圆柱、半圆柱等通用于岩芯标本的特殊形体，其退磁系数 N 可在有关的书籍文献中查阅。

三、消磁作用对 $\boldsymbol{M}_i$ 方向的影响

由上表可见，除球体外，对于其它形体，不同的磁化方向，其退磁系数不同。因此消磁作用不仅会影响 $\boldsymbol{M}_i$ 的量值，而且会影响它的方向。如图 2-4-2 所示，一个很长的水平圆柱体，受地磁场 $\boldsymbol{T}_0$ 磁化，设 $\boldsymbol{T}_0$ 的倾角为 45°，圆柱体的 $\kappa = 0.1\times 4\pi SI(\kappa)$，则由图可知，$\boldsymbol{M}_i$ 沿 x, z 轴分量为

$$M_{ix} = \frac{\kappa}{1+N_x\kappa}T_{0x} = \kappa T_0\cos 45^\circ$$

$$M_{iz} = \frac{\kappa}{1+N_x\kappa}T_{0x} = \frac{\kappa}{1+\frac{1}{2}\kappa}T_0\sin 45^\circ$$

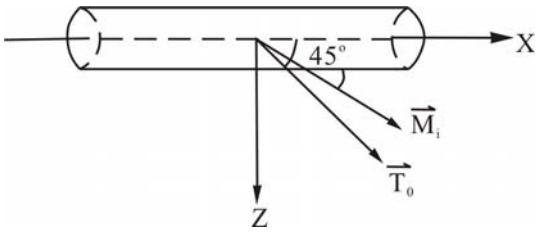


图 2-4-2 消磁对 M_i 的影响

则 $\boldsymbol{M}_i$ 的倾角 α

$$tg\alpha = \frac{Miz}{M_{ix}} = \frac{1}{1+\frac{1}{2}\kappa} = 0.61$$

得 $\alpha = 31.6^\circ$。可见，消磁作用使 $\boldsymbol{M}_i$ 偏离磁化场 $\boldsymbol{T}_0$ 的方向。一般来说，κ 愈大，$\boldsymbol{M}_i$ 偏离 $\boldsymbol{T}_0$ 的方向愈大，且总是偏向磁性体的长轴方向。

四、消磁与剩磁的关系（谭先生 46 页）

在以上讨论中，均未考虑剩余磁性。实际上岩、矿石的剩余磁性是存在的。剩余磁化强度与现代地磁场无关，因此谈不上现代地磁场对它的磁化而引起 $\boldsymbol{M}_r$ 本身的消磁问题，但是当 $\boldsymbol{M}_r$ 存在时，物体的磁化强度为 $\boldsymbol{M} = \boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r$，因而改变了消磁场的大小，也将影响感应磁化强度和总磁化强度。此时，

$$\boldsymbol{H}_e = -N\boldsymbol{M} = -N\left(\boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r\right) \qquad (2\text{-}4\text{-}10)$$

所以

$$\boldsymbol{H} = \boldsymbol{H}_0 - N\left(\boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r\right) = \boldsymbol{H}_0 - N\left(\kappa\boldsymbol{H} + \boldsymbol{M}_r\right) \qquad (2\text{-}4\text{-}11)$$

$$\boldsymbol{M}_i = \kappa \boldsymbol{H} = \kappa\left[\boldsymbol{H}_0 - N\left(\kappa \boldsymbol{H} + \boldsymbol{M}_r\right)\right] \qquad (2\text{-}4\text{-}12)$$

由上式可得：

$$\boldsymbol{M}_i = \frac{\kappa \boldsymbol{H}_0 - \kappa N \boldsymbol{M}_r}{1 + N\kappa} = \frac{\kappa}{1 + N\kappa}\boldsymbol{H}_0 - \frac{\kappa}{1 + N\kappa} N\boldsymbol{M}_r \qquad (2\text{-}4\text{-}13)$$

由此可见，当有剩磁 $\boldsymbol{M}_r$ 存在时，$\boldsymbol{M}_i$ 中又增加了一项：$\frac{\kappa}{1 + N\kappa} N\boldsymbol{M}_r$，称此项为剩磁改正项。

物体的总磁化强度为：

$$\begin{aligned} \boldsymbol{M} = \boldsymbol{M}_i + \boldsymbol{M}_r &= \left(\frac{\kappa \boldsymbol{H}_0}{1 + N\kappa} - \frac{N\kappa \boldsymbol{M}_r}{1 + N\kappa}\right) + \boldsymbol{M}_r \\ &= \frac{1}{1 + N\kappa}(\kappa \boldsymbol{H}_0) + \frac{1}{1 + N\kappa}\boldsymbol{M}_r \\ &= \frac{1}{1 + N\kappa}(\kappa \boldsymbol{H}_0 + \boldsymbol{M}_r) \end{aligned} \qquad (2\text{-}4\text{-}14)$$

若令 $\boldsymbol{M}_i' = \frac{1}{1 + N\kappa}\boldsymbol{M}_i$，$\boldsymbol{M}_r' = \frac{1}{1 + N\kappa}\boldsymbol{M}_r$ （2-4-15）

则仍有 $\boldsymbol{M} = \boldsymbol{M}_i' + \boldsymbol{M}_r'$ （2-4-16）

由式（2-4-16）可以看出，当有剩磁 $\boldsymbol{M}_r$ 存在时，消磁作用既影响 $\boldsymbol{M}_i$，也影响了 $\boldsymbol{M}_r$ 及总磁化强度 $\boldsymbol{M}$。$\boldsymbol{M}_i'$ 和 $\boldsymbol{M}_r'$，按习惯可看作是经过消磁改正后的感应磁化强度和剩余磁化强度。但它只是一种形式，物理实质上并不存在现代磁场对物体 $\boldsymbol{M}_r$ 的消磁作用。

习　题

1. 铁磁性的类型和特点有哪些？
2. 如果某种岩、矿石中不含任何磁性矿物，是否会引起磁异常，为什么？
3. 感应磁化强度 $\boldsymbol{M}_i$ 和剩余磁化强度 $\boldsymbol{M}_r$ 在成因方面有何不同？
4. 剩余磁化强度的类型及其实际意义？
5. 影响岩石磁性的因素有哪些？各起何作用？
6. 如何理解磁性差异是磁法工作的地球物理前提？

发展趋势与本章参考文献

Thompson 等（1980），Oldfield 等（1985）提出了应用岩石矿物磁学的基本原理和分析测量方法，阐述不同来源大气尘埃的磁性特征及其在环境评价中的应用。1986 年 Thompson 和 Oldfield 出版了第一部环境磁学专著 Environmental Magnetism。此后 20 多年来，国际同行在世界许多城市对河流湖泊海洋沉积物、土壤、道路尘埃、大气悬浮物及植物茎叶等环境物质载体进行了大量磁性测量，探讨污染物质磁性变异特征在环境评价和监测中的应用。

近年，人们也研究沉积物磁性与气候变迁的关系。

1979 年，Donovan 等发现 Oklahoma 州 Cement 油田上方近地空间存在高频低幅度的磁异常，并推断油气藏渗漏引起的次生磁铁矿是这种异常的源，即所谓“烟囱效应”。此后大

量研究证明，油气藏附近磁学-地球化学-矿物学异常与烃类微渗漏作用之间具有直接联系。

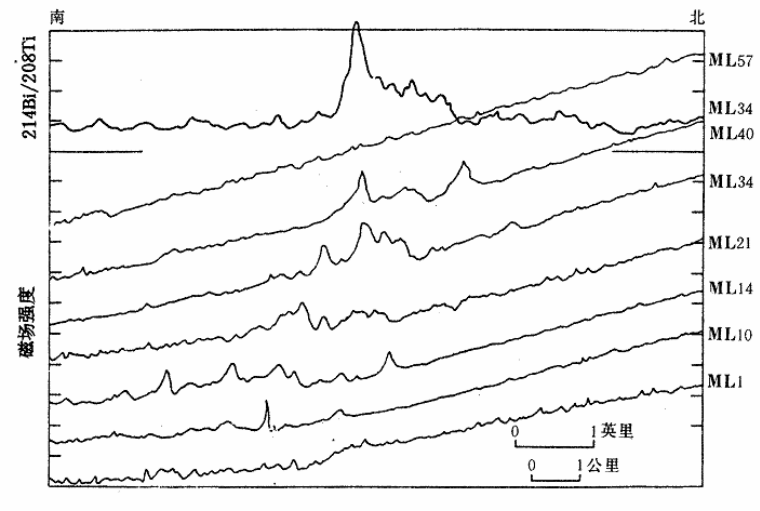


图 2-5-1 . Oklahoma 州 Cement 油田上方部分航磁异常图（Donovan,1979）

参考文献

1. 谭承泽，郭绍雍等：磁法勘探教程，地质出版社，1984
2. 管志宁 地磁场与磁力勘探，地质出版社，2005
3. 罗孝宽，郭绍雍等：应用地球物理教程—重力 磁法，地质出版社，1991
4. 武汉地质学院、成都地质学院、河北地质学院、合肥工大合编：应用地球物理学—磁法教程，地质出版社，1980
5. 张胜业，潘玉玲 应用地球物理原理，中国地质大学出版社，2004
6. 长春地质学院磁法教研室：磁法勘探，地质出版社，1979
7. 董焕成 磁法勘探教程，地质出版社，1993

8. Thompson R , Oldfeild F. Environmental magnetism[M] . London : Allen & Unwin , 1986. 15.

9. Donovan T J , Forgey R L , Roberts A A. Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields [J] . American Association of Pet roleum Geologists Bulletin ,1979 , 63 : 245 - 248.

10. 刘庆生.微磁方法寻找油气藏的基本原理与应用[M] .武汉:中国地质大学出版社 ,1996.

11. Elmore R D , Cranvfor L. Remanence in authigenic mag2 netite : testing the hydrocarbon2magnetite hypothesis [J] . Journal of Geophysical Research , 1990 , 95 (B5) : 4539 -4549.

12. Foote R S. Use of magnetic field aids oil search [J] . Oil &Gas Journal , 1994 , 90 : 137 - 140.

13. Reynolds R L , Fishman N S , Hudson M R. Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma) ,Simpson oil field (Alasks) and the Wyoming2Idaho2Utah thrust belt [J] . Geophysics , 1991 , 56 : 606 - 617.