

岩石和矿石物理性质 测定方法指南

(苏联)H.Б.多尔特曼等著

中国工业出版社

岩石和矿石物理性质 测定方法指南

[苏联]H. B. 多尔特曼等著

徐世浙等译

中国工业出版社

本书共分两部分。第一部分討論測定岩石和矿石物理性质的方法，主要是常用的和有发展远景的方法，还介绍了現用的各种仪器。第二部分討論物理性质的研究方法和物性資料的綜合及整理方法，在最后一章中列举了利用物性資料直接解决某些地质問題的一些实例。

本书第四、五、六章系由高协堂同志翻譯，其余各章由徐世浙同志譯出，全书經閻殿輝同志校对。可供从事地球物理勘探的生产和研究人員以及有关院校物探专业师生参考。

Министерство геологии и охраны недр СССР
Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (всеген)
всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических
Методов разведки (Внигеофизика)
МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
Под Редакцией
Н.Б.Дортман и М.Л.Озерской
Госгеолтехиздат
Москва 1962

* * *

岩石和矿石物理性质

測定方法指南

徐世浙 等譯

*
地质部地质书刊編輯部編輯（北京西四羊市大街地质部院內）

中国工业出版社出版（北京佟麟閣路丙10号）

北京市书刊出版业营业許可証出字第110号

中国工业出版社第四印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店經售

*
开本787×1092¹/₁₆·印张18³/₈·插頁4·字数382,000

1966年4月北京第一版·1966年4月北京第一次印刷

印数0001—2,370·定价(科五)2.20元

*
統一书号：15165·4320(地质-371)

前 言

岩石和矿石的物理性质乃是其組成、結構、形成条件和地质历史的客观的数量反映。在岩石未遭破坏的天然状态下确定一組特定的物理性质，就可能根据这些性质用地球物理方法研究地壳的构造，而尤其重要的是可以普查和勘探矿床。属于这組的应首推密度、弹性波传播速度、磁性、电性和放射性。这些物性参数也可用来直接阐明各种各样的地质問題。最近数十年来，由于各种地球物理方法的普遍发展以及地球物理調查所能解决的地质問題范围的不断扩大，因而有必要对岩石和矿石的物性加以系統而全面的研究；毫無疑問，这样做必将提高地球物理調查的地质效果。

岩石和矿石的物理性质的研究既可用于地球物理調查，也可用以直接解决种种地质問題。

現在，絕大部分物性研究工作是为地球物理調查而进行的，其中包括：确定綜合地质勘探工作中物探方法所能解决的問題；选择解决这些問題所必需的物探方法；确定具体的工作方法以及进行物探資料的地质解释。

为直接解决各种地质問題而进行的工作有：研究石油和天然气的儲集性质；对比鈣孔断面；說明岩石的变质程度；确定沉积岩的时代；查明物质迁移的方向；鉴定岩石和矿石等等。

研究岩石和矿石物性的方法有下列几种：

1. 从露头、山地工程和鈣孔中采集标本，測定标本的物性；
2. 在鈣孔中測量物理場；
3. 利用地面和空中測量的物理場。

每一种研究岩石和矿石物性的方法都有它自己的特点、自己的条件及应用范围。

从鈣孔、坑探工程等場所采集的岩石和矿石标本可以用来詳細研究它的矿物成分和結構的特点，此外还可以改变标本孔隙中的含水性、温度和压力，在不同条件下进行測量。用这种方法測定物性的缺点是破坏了岩石的自然状态，改变了岩石的湿度和强度，以及由于岩石所受的重力和来自围岩的其他类型的压力的撤除和温度的改变而引起种种其他变化。除此以外，从鈣孔中采集岩石和矿石的标本也不总是都能查明被研究断面的全部情况的。

利用在鈣孔中連續研究物理場的方法可以观察被研究参数在天然条件下沿垂向分布的最完整的情况。不过，实测的参数反映的是某种总的影響，并带有各种因素：井径、泥餅、岩层或矿体的厚度与井径之比、測量装置的大小及測量条件等等引起的干扰的痕跡。

在根据地面和航空測量的物理場确定物性时，通常得到的也是总的影響，然而这种总的影響很有用；因为在物探工作的布置和解释中，我們所要研究的正是这种总的影響。但是在這種情況下，分別研究各种因素对物性变化的影响是很困难的，或者一般來說是不可

能的。

查明各种物性的标本測量結果、这些物性在鈔孔中的垂向变化与根据有关物理場得到的物性空間分布之間的相互关系，将有助于确定被测参数与地质-地球物理条件間的联系，使我們能够最全面、最正确地应用各种研究方法。

就目前应用最广的几种地球物理勘探方法來說，需要研究的物性有：密度、比重、孔隙度、弹性波传播速度、磁性（磁化率和剩余磁化强度）、电性和放射性。随着地球物理勘探新方向的发展，在这些参数中，还要加上岩石的热、发光等等性质。

岩石和矿石物性的研究方法的选择（即所要研究的物性种类和研究所用的工作方法的选择）根据下列因素确定：

1. 研究物性的任务；
2. 测区的地质构造；
3. 各种物性本身所固有的特点。

沉积岩的物性研究方法是目前最成熟的，这种研究是为了在油田和煤田的普查勘探中布置和解释物探工作而进行的。对于主要产于出露的褶皱地区的金属和非金属矿床以及这些地区的岩石來說，物性研究方法都很不成熟。

在覆盖地区，研究物性的基本目的是获得地质断面的物性特征、查明物性的垂向变化规律和面积性变化规律。在出露地区研究物性的目的应当是确定組成、結構和成因不同的各种围岩和矿石的物性特征，确定构造条件不同的各种地区的物性在构造破碎带、接触带和蝕变带上的变化规律。

在物探工作的一切阶段：从区域調查开始直到矿床的詳細勘探为止，都应当研究物性。这时所研究的物性組合可以不同。

本指南的第一部分討論岩石和矿石的物性的測定方法。在这一部分并没有講述現有的方法，而是講述最常用和最有发展远景的方法。这一部分还介紹了現有的仪器，并且尽可能地提出如何根据具体条件采用不同方法的建議。虽然現有的某些方法已不再反映現代地球物理的要求，极需进一步改进，但是新方法的研究不是本指南的目的。

本指南的第二部分討論物性的研究方法和适用于物探工作的布置及解释的物性資料整理和綜合的方法。

在这部分的最后一章，列举了用物性直接解决个别地质問題的例子。

本指南由全苏地质科学研究所和全苏地球物理科学研究所的同事們編写而成，其中某些問題由其他研究所和生产单位的专家参加編写。

在編写本指南时，曾利用了許多文献資料和档案資料，同时还参考了許多物性實驗室、苏联地质保矿部的地质局和地球物理托拉斯的专题队和方法試驗队的工作經驗。在編写过程中，作者們还采納了 A.C. 謝苗諾夫教授、A. A. 洛加乔夫教授、B. A. 安德雷耶夫教授、Д. Г. 烏斯平斯基副教授、A. И. 久柯夫副教授、T. H. 西蒙年柯数学-物理学博士、Г. М. 阿夫强地质矿物学副博士等人的意見。

目 录

前 言

第 一 部 分

测定岩石和矿石物理性质的技术及方法

第一章 测定岩石和矿石磁性的方法 (A. K. 魏英伯格)	2
§ 1 测定标本磁性的实验室方法	5
测量 χ 和 I_n 的磁力仪法	6
测量 χ 的磁感应法	19
§ 2 根据地质体上实测磁场确定地质体的磁性	23
出露地区岩石磁性的确定	23
埋藏较深的干扰体平均磁化强度的确定	25
层状物体磁化强度矢量倾角的确定	33
根据强磁干扰体上实测的磁场变异估计比值 $\frac{I_n}{I_t}$	34
§ 3 根据磁测井资料确定磁性	35
第二章 测定岩石和矿石的密度、比重、孔隙度及湿度的方法	42
§ 1 测定标本的密度、比重、湿度和孔隙度的实验室方法 (H. B. 多尔特曼, P. B. 卡利宁娜)	44
密度的测定	44
比重 (矿物密度) 的测定	47
湿度的测定	48
孔隙度的测定	49
泥质岩石密度和孔隙度的测定	50
§ 2 根据测井资料确定岩层的密度和孔隙度 (H. B. 多尔特曼, A. A. 库哈连柯, И. М. 马尔莫尔什坦, A. П. 奥奇库尔)	51
岩层密度的确定	51
根据电测井资料确定岩层孔隙度 根据电阻率确定岩层孔隙度	53
根据自然极化电位法确定孔隙度	56
根据放射性测井资料确定岩层孔隙度	58
§ 3 用散射 γ 射线法在露头上测定岩石密度 (E. M. 费利波夫, A. Г. 赫里亚平)	62
§ 4 根据重力观测资料确定地质断面的密度 (A. K. 魏英伯格, B. Э. 戈洛姆勃, H. B. 萨日娜)	63
地表岩层平均密度的确定	63
在山地工程中确定断面的密度	67
根据重力测量资料确定地质体的平均剩余密度	68
第三章 测定岩石弹性波传播速度的方法	70
§ 1 测定弹性波传播速度的实验室方法 (P. B. 卡利宁娜)	71

用地震計測定縱波和橫波的傳播速度	71
縱波傳播速度的測定	73
橫波傳播速度的測定	74
用回跳硬度計測定彈性	75
§ 2 根據地震測井資料確定彈性波傳播速度	75
根據地震測井資料確定平均速度和層速度 (H. П. 塔拉科)	75
超聲波地震測井 (УЗК) (E. B. 卡魯斯)	81
§ 3 根據野外觀測資料確定彈性波傳播速度 (H. M. 塞齊娜)	86
根據直達波和透過波的時距曲線確定真速度	87
根據折射波時距曲線確定界面速度	93
根據反射波時距曲線確定有效速度和層速度	99
第四章 測定岩石和礦物電學性質的方法	108
§ 1 測定標本電學性質的實驗室方法 (H. B. 多爾特曼)	110
電阻率的測定	110
研究表述自然電場性質的參數	118
§ 2 根據電測井資料確定電阻率 (Л. Г. 彼特羅囊)	120
根據視電阻率曲線 (標準電極系曲線) 估計岩層電阻率	120
根據橫向測井 (БКЗ) 資料確定岩層電阻率	121
§ 3 根據電測井和地面電法資料確定不均勻水平層狀斷面的電阻率 (E. H. 卡列諾夫)	126
根據測井結果確定電性參數	126
根據井旁電測深曲線確定斷面的電阻率參數	132
在岩石露頭上測定電阻率參數	134
第五章 測定岩石天然放射性的方法	135
§ 1 測定岩石放射性的實驗室方法和技术 (A. И. 尼科諾夫, Б. Я. 尤法)	137
§ 2 根據 γ -測井資料確定岩石和礦物的放射性	150
§ 3 在天然岩層上測定岩石的放射性 (A. И. 尼科諾夫, Б. Я. 尤法)	152
第六章 測定其他物理性質的方法	157
§ 1 岩石和礦物熱性的測定 (A. A. 戈盧別夫, H. B. 多爾特曼)	157
§ 2 岩石和礦物的螢光分析 (З. М. 斯維爾德洛夫)	164

第二部分

研究岩石和礦物物理性質的方法

第七章 在覆盖地区解决构造地球物理问题时研究岩石和矿物物理性质的方法	172
§ 1 研究岩石物理性质的垂向变化以表述地质断面的方法 (H. B. 波多芭)	172
§ 2 研究物性参数的面积性变化 (H. B. 波多芭)	181
§ 3 查明所测物性参数变化的一般原因 (H. B. 波多芭)	184
§ 4 研究地台局部构造的沉积岩的物理性质的沿层分带现象 (C. B. 克雷洛夫)	185
第八章 研究出露地区岩石和矿物物理性质的方法 (H. B. 多爾特曼)	189
§ 1 研究岩石的物理性质	189
§ 2 研究岩石物理性质的区域变化和局部变化	206

§ 3 研究矿石的物理性质	211
第九章 物理性质研究资料的统计整理	219
§ 1 统计特征的计算和分布曲线的绘制 (Л. К. 魏英伯尔格, М. Л. 奥泽尔斯卡娅)	219
§ 2 各参数间统计关系的相关分析 (Н.И. 鲍罗夫克斯, Б.В. 维希列夫)	228
§ 3 物理性质测定资料的质量评价 (Н.Б. 多尔特曼, Б.Я. 尤法)	236
第十章 岩石和矿石物理性质研究资料的综合和进一步工作方向 (Н.Б. 波多芭, Н.Б. 多尔特曼, М.Л. 奥泽尔斯卡娅)	247
岩石物理性质研究程度的表述	247
物性参数变化规律的研究	249
典型地质-地球物理断面的编制	251
按岩石物理性质的分区	252
岩石和矿石物理性质的进一步研究工作	253
第十一章 在不同地质领域中利用岩石物理性质的实例	256
§ 1 利用岩石物理性质解决各种地质问题的可能性 (Н.Б. 波多芭)	256
§ 2 沉积岩密度的区域变化和局部变化 (Н. А. 图耶佐娃)	261
§ 3 在沉积地层的岩相分析中利用物理性质 (Ю. В. 貝卢金)	264
§ 4 对比岩石时代的古地磁方法 (В. В. 科契古拉)	266
§ 5 研究地台区沉积岩的磁化率以对比岩层时代和确定物质迁移方向 (Н.А. 图耶佐娃)	269
§ 6 在地质填图中利用金属量测量样品的磁化率测量资料 (А. П. 索洛夫夫)	271
§ 7 根据剩余磁化强度的测量确定含铁石英岩的倾角 (З. А. 克鲁齐霍夫斯卡娅)	274
参考文献	277

第一 部 分

測定岩石和礦石物理性質的 技術及方法

第一章 測定岩石和矿石磁性的方法

在地球物理和地质实际工作中，岩石和矿石的某些磁参数，如地磁場中的磁化强度 I 、磁化率 κ 和天然剩余磁化强度 I_n 具有最重要的意义。

岩石和矿石的这些参数是根据地质构造上实测的磁場、磁测井的資料和标本測量来确定的。这些参数在磁测資料的地质解释中广泛利用。此外，在許多情况下，借助于 κ 和 I_n 的研究可以解决这样一些地质問題：对比火成岩和沉积岩的时代^[78,186]，对比沉积地层，确定物质迁移的方向，确定分散流和分散暈的位移以及确定鈷孔岩芯的方向^[86]。

磁化强度 I 是个矢量，它等于物体单位体积的磁矩。岩石和矿石的磁化强度是岩石内部磁場 H （所謂“真”磁場）作用产生的感应磁化强度 I_i 和天然剩余磁化强度 I_n （和磁場 H 的大小无关）的矢量和：

$$I = I_i + I_n. \quad (1)$$

在磁法勘探采用的CGSM单位制中， I 、 I_i 和 I_n 的測量单位是高斯 (oc)，同时也用更小的单位——微高斯 (mkoc)，它等于 10^{-6}oc 。

感应磁化强度 I_i 和“真”磁場 H 成正比：

$$I_i = \kappa H. \quad (2)$$

比例系数 κ 叫做物质（岩石）的磁化率或者叫做真磁化率^①。在CGSM制中，磁化率是无因次的量。在表示 κ 时，一般都标明它的单位制。例如：0.8CGSM、 $55 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ 。

岩石和矿石的磁化率从 0 变到 2 CGSM。Л.Л. 別尔苏德斯基根据 κ 的大小将岩石分成以下几类：

实际上无磁性的	30×10^{-6} CGSM
磁性很弱的	30— 100×10^{-6} CGSM
弱磁性的	100— 1000×10^{-6} CGSM
磁性的	1000— 5000×10^{-6} CGSM
强磁性的	大于 5000×10^{-6} CGSM

岩石和矿石中的大部分矿物是順磁性或者反磁性的，即 κ 很小（基本上小于 10×10^{-6} CGSM），有正有負。許多含三氧化鉄的矿物是鉄磁性的。其中，磁鉄矿、鈦磁鉄矿、磁赤鉄矿和磁黄鉄矿的磁化率最大。大部分岩石的磁化率取决于上述矿物在其中的含量、化学組成的特点、鉄磁性矿物顆粒的大小以及岩石結構和构造的特点^[29,42,81,109]。

从图 1 可以看到，同种岩类的 κ 值变化范围很大。各种沉积岩的磁化率最低。石膏、岩盐、硬石膏、灰岩和白云岩的 κ 大約为 $10 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ 。在大多数情况下，粘土、泥岩、

① 在許多情况下，也用比重磁化率 χ 的概念，它与 κ 的关系是 $\chi = \frac{\kappa}{\sigma}$ ，式中 σ —岩石的容重。

泥质頁岩、粉砂岩和砂岩的磁性也是很弱的，其 κ 等于 $10-30 \times 10^{-6}$ CGSM。在許多情況下，尤其在物质破碎并开始迁移的地区附近，由于鉄磁性矿物夹杂进来，砂頁岩的磁化率可以高达 $200-400 \times 10^{-6}$ CGSM。

通常，火成岩的 κ 值大，它的变化范围比沉积岩大很多。随着岩石向基性过渡， κ 有增加的趋势。无论是区域变质还是局部变质，对火成岩的 κ 值都有很大影响。

在变质岩中，有磁性很弱的岩石——石英岩、片麻岩；有强磁性的岩石——含鉄石英岩；也有 κ 值变化多端的岩石（角頁岩、片岩、角閃岩）。

岩石和矿石的 κ 值是磁化磁場 H 的函数。随着磁場 H 的增加，磁化率逐渐增大；在經過极大后，磁化率很平緩地减少。根据 H.И. 斯皮里多維奇的研究^[163]，岩石和矿石的 κ 达到极大的磁場是几十或几百奧斯特。在沒有剩余磁化强度时， H 趋近零的极限 κ 值叫做起始磁化率。实际研究工作表明，大多数岩石在 $H=0.5\vartheta$ 的磁場中測得的 κ 值与起始磁化率的差别是不大的^[109]。除此以外，还知道有这种情况， $H=0.5\vartheta$ 的 κ 值比起始磁化率大很多。为了避免 κ 和 H 之間关系变化的影响，岩石标本始終应该在 0.5ϑ 左右（即地磁場的級次）的外部磁化磁場中測量^[93]。

矢量 I_n 的模数象 κ 一样，变化范围也很大。对于不同时代和不同成分的岩石，其比值 $Q = \frac{I_n}{\kappa H}$ （式中 $H=0.5\vartheta$ ）从零变到 $50-100$ 个单位。火成岩的 Q 值随着火成岩年代的变老而有减少的趋势^[78]。在很多情況下，同时代的沉积岩組以及火成岩組和变质岩組的矢量 I_n 的方向是稳定的，接近不变。

在測定岩石和矿石的 κ 和 I_n 时应考虑到：“真”磁場 H [公式 (2)] 可能与我們已知的外（地）磁場 H_0 有很大差别。这是由于有限的磁体在磁化强度 I 的作用下，其两端产生了所謂的磁极而引起的。在岩石內部，除了已有的磁場 H_0 外，这些磁場也形成了自己的磁場 H_p ，其方向与矢量 I 相反。退磁磁場 H_p 的各个分量近似地与磁化强度 I 的相应分量成正比，而符号相反^[35]：

$$H_{pk} = -N_k I_k; \quad \kappa = x, y, z, \quad (3)$$

式中 N_k ——物体在 k 軸方向的退磁系数，与磁性体的几何形状有关。

对于橢球形的均匀物体來說，在三个主軸方向的退磁系数之和等于 4π ^[21]。在橢球的最長軸 N_x 最小，在最短軸 N_z 最大。

按照公式 (3)，在均匀磁体內部的合成磁場 H 的分量由下式确定：

$$H_k = H_{0k} + H_{pk} = H_{0k} - N_k I_k; \quad \kappa = x, y, z. \quad (4)$$

从等式 (1)、(2)、(3)、(4) 可以得出：由于退磁磁場的作用，与外部磁化磁場 H_0 有函数关系的有限物体磁化强度矢量的分量可用下式表示

$$I_k = \kappa'_k \cdot H_{0k} + I'_{nk}; \quad \kappa = x, y, z. \quad (5)$$

式中 κ'_k ——視磁化率或者物体（标本）的磁化率

$$\kappa'_k = \frac{\kappa_k}{1 + \kappa_k N_k}. \quad (6)$$

当 κ 值小时（小于 $5-10 \times 10^{-3}$ CGSM），岩石和矿石的視磁化率和真磁化率实际上沒

有什么差别。

在许多情况下，在岩矿标本的不同方向上有不同的 κ' 值，这种现象叫做磁性各向异性。根据M.A.格拉波夫斯基的研究^[42]，岩石的磁性各向异性有三种基本形式：晶体的各向异性、形状的各向异性和构造的各向异性。

晶体的磁性各向异性与铁磁性矿物晶格的构造特点有关。由于这种特点，从晶体中切出的球体在不同方向上有不同的 κ' 值。这种形式的磁性各向异性只在单晶体中出现。岩石和矿石通常没有这种形式的各向异性，因为它们是由许许多多方向杂乱的铁磁性晶体组成，所以总的来看好象是各向同性的（假各向同性）介质。

当强磁性岩石和矿石被作成长形或扁形的标本来研究时，常常出现形状的磁性各向异性。在这种情况下，标本最长轴的 κ' 值最大，最短轴的 κ' 值最小。

构造的磁性各向异性是由岩石和矿石的构造特点引起的。在强磁性物质和非磁性夹层组成互层的层状岩石中（在含铁石英岩、磁铁矿片和层状磁铁矿体中）可以见到它。这种各向异性是由强磁性薄层在垂直层理方向有很大退磁作用而引起的。因此，沿层理方向的 κ' 值常常比垂直层理方向的 κ' 值大好几倍。

矢量 I'_n 叫作岩石(物质)的视天然剩余磁化强度，或者叫作物体的天然剩余磁化强度^①。矢量 I_n 和 I'_n 的分量的关系如下：

$$I'_{nk} = \frac{I_{nk}}{1 + \kappa_{nk} N_k}; \quad k = x, y, z. \quad (7)$$

公式(7)的 κ_{nk} 相当于磁场从 $-NI_{nk}$ 到0时磁化率的平均值。对于岩石和矿石来说，可以一级近似地取 κ'_{nk} 等于公式(6)中的 κ_k 。在这种情况下，剩余磁化强度的真值和视值与磁化率的真值和视值有比例关系，可以用这个关系来近似计算 I_n ：

$$\frac{I_{nk}}{I'_{nk}} = \frac{\kappa_k}{\kappa'_k}. \quad (8)$$

对于 κ 小于 $5-10 \times 10^{-3}$ CGSM的岩石和矿石来说， I'_n 和 I_n 实际上没有什么差别。对于强磁性的岩石和矿石来说，矢量 I'_n 可能比矢量 I_n 小很多，并且偏离 I_n ，靠向标本最长轴的方向。在磁性各向异性的层状岩石中（含铁石英岩，磁铁矿片岩等），退磁效应使向量 I'_n 和造岩的磁铁矿颗粒的剩余磁化强度的平均方向有很大偏离；所以在大多数情况下，强磁性层状岩石的向量 I'_n 偏向层面方向。

§ 1. 测定标本磁性的实验室方法

在实验室条件下，可用标本测定岩石和矿石的磁性。

在测量之前，要将标本预先加工，使它的形状最便于测量。预先加工标本的基本方法有三种：

1. 用地质锤粗略地敲打标本，使它基本上成等轴状；
2. 将标本碾成粉末，装在某种形状的玻璃盒中；

① 引入 κ' 和 I'_n 的概念是由于在强磁性的岩石和矿石中这些量和 κ 、 I_n 不同，它们与物体形状有很大关系。

3. 将标本切成立方体或棒状。

A.A.洛加乔夫从理論出发,并根据大量标本的磁性測定的經驗曾指出:用第一种方法加工标本来测量 κ 和 I_n ,对地质勘探來說完全够了。所以下面所述的测量各种磁性的方法是针对实际工作中常見的、形状不規則的标本而言的。

将岩石碾成粉末后,它的构造特点、鉄磁性顆粒的大小和装填密度都发生变化。由于这些原因,粉末的 κ 可能与岩石的 κ 有很大不同。此外,碾成粉末后,岩石就失去象 I_n 这样一种重要的磁参数。所以,这种加工标本的方法只在专门研究中使用(如单矿物粒級的研究等等)。

把标本切成立方体是一件不必要的繁重劳动。由于岩石中鉄磁性組份分布不均匀,立方形标本的测量精度比形状不規則的标本的测量精度高不了多少。細长棒状标本的退磁效应很小,用这种标本研究可以大大提高强磁性岩石和矿石真磁化率的测量精度。

研究岩石和矿石标本磁性的主要方法是磁力仪法和磁感应法。

测量 κ 和 I_n 的磁力仪法

测量磁性的磁力仪法就是在标本相对磁化磁場和测量仪器——指示器的几个不同方向上时,测量标本的磁場。

形状任意的标本,在离标本磁中心足够远的地方产生的磁場和磁偶极子的磁場相似。根据这一点,标本的磁場矢量在标本中心到观测点的矢径 R 上的投影(H_p)和在矢径的垂直方向上的投影(H_φ)是:

$$H_p = \frac{2M \cos \varphi}{R^3}; \quad (9)$$

$$H_\varphi = \frac{M \sin \varphi}{R^3}; \quad (10)$$

式中 M ——标本磁矩;

R ——标本磁中心到观测点的距离;

φ ——磁矩方向与矢径 R 的夹角(图2)。

对近似等軸状的标本来說,使等式(9)、(10)有足够精度的距离 R 与标本长度相比是不大的。对长形标本来說,如果 R 大于标本最大长度的两倍,則应用等式(9)的誤差不超过5%^[93]。

根据公式(5),标本磁矩矢量的分量与被研究的岩石的磁性及标本形状有关,可用下式表示:

$$M_k = (I'_{nk} + \kappa'_k T_{ok})V; \quad k = x, y, z, \quad (11)$$

式中 T_{ok} ——磁化(外)磁場的分量;

V ——标本体积。

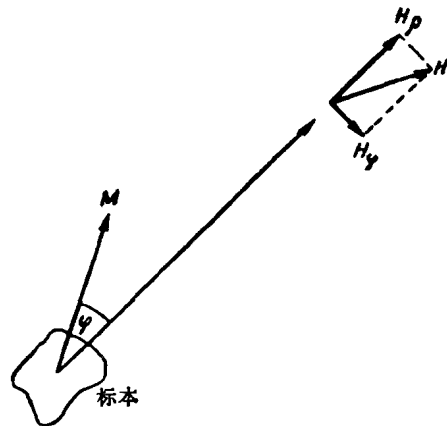


图2 标本的磁場

測定標本磁性的磁力儀法有許多種，這些方法的磁場指示器的型式和標本同指示器的相對位置是不同的。

按照磁場指示器的類型，把測量岩石標本 κ 和 I_n 的儀器分為下列幾種：野外Z磁秤（指示器是一個磁針）、無定向磁力儀（指示器是兩個磁針組成的磁系）和岩石發電機（指示器是固定的感應線圈）。

野外 Z 磁秤

M-2和M-14野外Z磁秤是測量岩石 κ 和 I_n 的最簡單的儀器。使用這種儀器的優點是運輸方便、安裝迅速、調節和測量簡便。野外磁秤的缺點是變化迅速的磁場（干擾）對它有很大影響。當干擾水平很大時，這種影響使零點不穩定，從而使測量過程發生困難並限制測量磁性的精度。所以野外Z磁秤主要在遠離工業建築、電氣化鐵路和輸電線等干擾的野外實驗室中使用。

M-2磁秤是最常用來測定標本的磁性的儀器。它的靈敏度比較低，因而主要在研究強磁性物體時使用它。

M-2磁秤在均勻場中的格值 ϵ 由磁系的磁矩 M_c 、重力臂在磁系磁軸的垂直方向上的投影 l_z 、磁系重量 P 和地磁場水平分量在磁系磁軸上的投影決定：

$$\epsilon = \frac{Pl_z}{lM_c} - \frac{H_0 \cos A}{l} = \epsilon_0 - \frac{H_0 \cos A}{l}, \quad (12)$$

式中 l —— 望筒中光臂的長度，以標尺上的分格為單位。在M-2磁秤中，長度大約等於每弧度1700分格；

A —— 磁系磁軸的磁方位角；

$\epsilon_0 = \frac{Pl_z}{lM_c}$ —— 當M-2磁秤的磁系指在磁法勘探所用的方向時（ $A=90^\circ$ ）的格值。

在測量標本磁性時，M-2磁秤應該這樣定向：使磁系的磁軸位於磁子午面內，磁系的北極指向南（ $A=0^\circ$ ）。同時，根據欲測標本的 κ 和 I_n 的大小，把儀器在該位置上的格值 ϵ_0 調到5至15r/格。 ϵ_0 用靈敏度螺絲來調節。靈敏度再高（5r/格）是不合適的，因為 ϵ 再減少，磁系的擺動周期增長，讀數太慢。應該指出：根據公式（12），儀器在上述位置（ $A=0^\circ$ ）的格值 ϵ 比通常磁法勘探中儀器定向（ $A=90^\circ$ ）時的格值小8—10r/格。

ϵ 值用一塊直立的標準磁鐵來測量，磁鐵放在儀器側面（在磁系中心的水平面上）或者下面（在磁系中心之下）。 ϵ 值用下式求得：

$$\epsilon = \frac{2qM_0}{R_0^3(n_1 - n_2)}, \quad (13)$$

式中 M_0 —— 標準磁鐵的磁矩；

R_0 —— 磁鐵中心到磁系中心的距離；

$n_1 - n_2$ —— 標準磁鐵的北極向下和向上時的讀數差。

q —— 常數，標準磁鐵放在側面時 $q=1$ ，放在下面時 $q=2$ 。

標本體積為100—500厘米³。用腊泥把它固定在標本架中（用有機玻璃做成的三面小盒

子), 然后放在位于 M-2 磁系中心水平面的水平小桌或木板上, 沿着磁系旋轉軸的延長線方向(图3)。安装磁秤时, 要使磁系的旋轉軸与小桌上的标本架中点在同一水平面。在桌面上, 离磁系中心不同距离 $R=10, 12, 15, 20$ 和 25 厘米处, 用铅笔划几条线, 标本架中心就放在这些线上。

由于标本中鉄磁性矿物分布不均以及在操作时标本在标本架中没有放准, 因而标本的磁中心(即磁偶极子的中心)相对标本架的中心会沿 x 、 y 和 z 軸位移某一未知距离 Δx 、 Δy 和 Δz 。在大多数情况下, 完全有理由认为, 这一位移比标本架中心到磁系中心的距离小很多, 即,

$$\frac{\Delta x}{R}; \frac{\Delta y}{R}; \frac{\Delta z}{R} \ll 1. \quad (14)$$

因而, 标本磁場在仪器磁系中心的垂直分量, 用公式(9), (10), (11) 求出并展成

$\frac{\Delta x}{R}, \frac{\Delta y}{R}, \frac{\Delta z}{R}$ 的幂級数, 将等于:

$$\Delta Z'_1 = \frac{V(I'_{n_x} + \kappa'_z Z_0)}{R^3} \left(1 - \frac{3\Delta x}{R} \right) + \frac{VI'_{n_x}}{R^3} \cdot \frac{3\Delta z}{R} + \delta'_1, \quad (15)$$

式中 Z_0 ——地磁場垂直分量;

V ——标本体积;

$\delta'_1 = \delta'_1 \left(\frac{\Delta x^2}{R^2}; \frac{\Delta y^2}{R^2}; \frac{\Delta z^2}{R^2} \right)$ ——展开式的余項, 与标本中心相对位移的平方成正比

例。根据不等式(14), 它是二阶无穷小。

为了部分地消除标本磁中心相对标本架中心位移的影响, 将标本架連同标本繞垂直軸旋轉 180° 。当标本处在这一位置时, 被测的磁場 $\Delta z''_1$ 等于:

$$\Delta Z''_1 = \frac{V(I'_{n_x} + \kappa'_z Z_0)}{R^3} \left(1 + \frac{3\Delta x}{R} \right) - \frac{VI'_{n_x}}{R^3} \cdot \frac{3\Delta z}{R} + \delta''_1. \quad (16)$$

$\Delta Z'_1$ 和 $\Delta Z''_1$ 的算术平均值以二阶无穷小的精度与标本磁化强度的垂直分量成正比

$$\frac{\Delta Z'_1 + \Delta Z''_1}{2} = \frac{V(I'_{n_x} + \kappa'_z Z_0)}{R^3} + \frac{\delta'_1 + \delta''_1}{2}. \quad (17)$$

为了得到計算 κ'_z 和 I'_{n_x} 所需的方程組, 把标本連同标本架繞水平軸倒轉 180° , 用同样方法测量标本的磁場 $\Delta Z'_2$ 和 $\Delta Z''_2$ 。这时被测的磁場平均值与公式(17)相似, 等于:

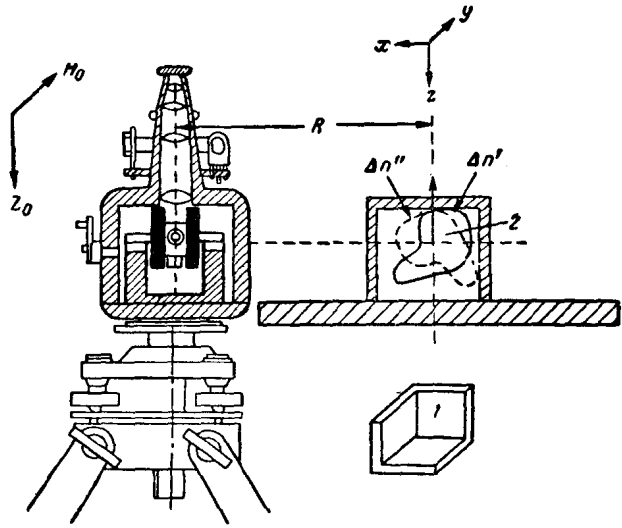


图3 用M-2磁秤测量剩余和感应磁化强度的示意图

1—标本架; 2—标本; 箭头表示被测分量

$$\frac{\Delta Z'_2 + \Delta Z''_2}{2} = \frac{V(-I'_{n_x} + \kappa'_2 Z_0)}{R^3} + \frac{\delta'_2 + \delta''_2}{2}. \quad (18)$$

实测磁场 ΔZ 的大小与 M-2 磁秤标尺上的读数的关系如下：

$$\Delta Z = k\varepsilon(n - n_0) = k\varepsilon\Delta n, \quad (19)$$

式中 n_0 和 n ——没有标本和有标本时标尺的读数；

k ——校正系数，由于 M-2 磁系较长，标本磁场不均匀而引入的；

ε ——格值。

用实验方法求得系数 k 与 R 的关系如下。

R (厘米)	10	12	15	20	25
k	1.15	1.09	1.04	1.01	1.00

把实测磁场 ΔZ_0 [公式 (15), (16), (18)] 的符号记在读数 Δn 上，并略去展开式的余项 $\delta'_1, \delta'_2, \delta''_1, \delta''_2$ ，我们就得到计算 κ'_2 和 I'_{n_x} 的公式：

$$\kappa'_2 = 10 \cdot \frac{k\varepsilon(\Delta n'_1 + \Delta n''_1 + \Delta n'_2 + \Delta n''_2)R^3}{4VZ_0} \times 10^{-6} \text{CGSM}; \quad (20)$$

$$I'_{n_x} = 10 \cdot \frac{k\varepsilon(\Delta n'_1 + \Delta n''_1 - \Delta n'_2 - \Delta n''_2)R^3}{4V} \text{微高斯}. \quad (21) \text{ ①}$$

在公式 (21) 中， ε 以 r/格， R 以厘米， V 以厘米³，而 Z_0 以奥斯特表示。

标本体积 V 用静水称量法求得。磁场 Z_0 通常取为 0.5 ϑ 或者从正常场图查得。在测量强磁性岩石和矿石的 κ' 时，磁场 Z_0 应该求得更准确些，例如可用已知磁化率的标准样品来求。由软铁或退火钢制成的小球或立方块可以作为这种标准样品。它们的磁矩大约是 0.23 VZ_0 CGSM，式中 V ——标准样品的体积。

在标本的三个相互垂直的轴上都用上述方法测量和计算，每一次都是把标本连同标本架一起转动，使其中某一个轴转到测量磁化强度垂直分量的方向。

κ'_2 和 I'_{n_x} 有测量误差，它是由于公式 (20) 和 (21) 不够严格以及读数的误差引起的。

标本的磁场和磁偶极子的磁场愈符合（即标本愈接近球形），标本磁中心和标本架中心愈符合（即磁场展开式的余项 $\delta'_1, \delta'_2, \delta''_1$ 和 δ''_2 愈小），则由计算公式 (20), (21) 不够严格而引起的误差就愈小。

由这种原因产生的 κ' 和 I'_n 的测量误差随距离 R 的增大而减少。根据强磁性标本在各种不同距离 R 上多次重复的测量与用其他更灵敏仪器测量结果比较，证明在本方法中由公式 (20), (21) 不准而引起的 κ' 和 I'_n 的测量误差是相对误差，基本上不超过 5%。

读数的误差引起了测量的绝对误差，它对弱磁性标本的 κ' 和 I'_n 的测量精度影响特别严重。在理论上，绝对均方误差可从公式 (20), (21) 求得，为：

$$\sigma_{\kappa'_2 Z_0} = \sigma_{I'_{n_x}} = \frac{10kR^3\varepsilon\sigma\Delta n}{\sqrt{3}V} \times 10^{-6} \text{CGSM},$$

① 原文在等式右面的分母上有 Z_0 。——译者注