

2010 年国家精品课程
普通高等教育“十一五”国家级规划教材
中国地质大学“十一五”教材建设项目资助



“互联网 + 地球科学”教材系列

地球物理勘探概论

DIQIU WULI KANTAN GAILUN

(修订本)

刘天佑 编著



张外信



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

2010 年国家精品课程

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

中国地质大学“十一五”教材建设项目资助

“互联网+地球科学”教材系列

地球物理勘探概论

(修订本)

DIQIU WULI KANTAN GAILUN

刘天佑 编著



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

内 容 提 要

本书面向高等学校地学专业中非物探学生,较系统全面地介绍地球物理勘探专业的内容。第一章简要叙述岩(矿)石的物性与各类矿床的地球物理特征,第二章—第五章介绍重力勘探、磁法勘探、电法勘探和地震勘探的基本原理及其在资源勘查中的应用,第六章简要介绍地球物理方法的综合运用,第七章介绍地球物理勘探方法找矿案例。与以往教科书相比,本书增加了近年来应用较多的地球物理勘探新方法新技术。

本书是《地球物理勘探概论》(地质出版社,2007)的修订版。采用二维码阅读方式,可以扩展学习地球物理勘探及综合找矿的原理与应用、地球物理勘探野外工作方法方法与找矿案例等多媒体、视频资料。

图书在版编目(CIP)数据

地球物理勘探概论/刘天佑编著. —修订本. —武汉:中国地质大学出版社,2017. 12
(“互联网+地球科学”教材系列)

ISBN 978-7-5625-4071-7

I. ①地…

II. ①刘…

III. ①地球物理勘探-教材

IV. ①P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2017)第 326554 号

地球物理勘探概论(修订本)

刘天佑 编著

责任编辑:王 敏

选题策划:毕克成 唐然坤

责任校对:徐蕾蕾

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电 话:(027)67883511

传 真:67883580

E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店

<http://cugp.cug.edu.cn>

开本:787 毫米×1092 毫米 1/16

字数:522 千字 印张:20.375

版次:2017 年 12 月第 1 版

印次:2017 年 12 月第 1 次印刷

印刷:武汉市籍缘印刷厂

印数:1—2000 册

ISBN 978-7-5625-4071-7

定价:62.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前 言

本书是为普通高等学校中的“地质资源与地质工程专业”学生学习地球物理勘探方法编写的通用教材,也可作为其他地质专业学生和从事矿产普查与勘探的工程技术人员学习地球物理勘探方法的参考书。本教材是“普通高等教育‘十一五’国家级规划教材”,也是国家精品课程“地球物理勘探概论”的配套教材。

20世纪80~90年代,原地矿部课程教学指导委员会曾组织编写出版了《勘查地球物理概论》通用教材(于汇津,邓一谦,1991),全国各高等地质院校大多采用此教材作为非地球物理专业学生学习地球物理勘探方法的教学用书。2007年,我们根据教育部专业目录与课程体系设置的调整,以及教育理念和教材内容更新的需要,编写了《地球物理勘探概论》教材(地质出版社,2007)。从2007年至今十年的教学实践,我们发现教材有必要进一步更新完善,特别是互联网技术的广泛应用,教材也必须与时俱进,必须充分利用互联网与云计算技术,将地球物理勘探方法原理、发展趋势、应用及近年我国找矿勘探的新成果反映在教材中。

2007年出版的《地球物理勘探概论》教材与以往的教材不同之处有如下几个方面。

(1)以矿产资源为主线。以往教材大多开门见山地介绍重力、磁法、电法、地震等地球物理方法,而不引导学习者首先认识矿产资源类型与特征。本书首先介绍不同矿产资源(外生矿床、内生矿床和变质矿床)的成矿模式与地球物理特征,再详细介绍各种地球物理勘探方法的原理,最后介绍如何综合应用各种地球物理方法来寻找矿产资源。这样做的目的是使学习者从接触本课程开始,就牢固掌握不同类别矿产资源的地球物理性质与特征,认识到必须用综合地球物理方法去处理与解决普查勘探中的问题。这符合人们认知的过程,即首先是认识矿床类型,再根据它们的特征去选择方法技术。

(2)注重综合地球物理方法及地球物理与地质、地球化学等方法的综合。以往教材大多以单一方法为主线,列举的实例也多为单一方法的找矿效果。这不利于培养学习者的综合分析能力和解决问题的能力,也与实际不尽符合。本书除了列举单一方法的找矿效果外,还注意列举综合方法的找矿效果,并介绍一些综合地质地球物理方法技术,如在第六章介绍模糊数学、灰色系统和人工神经网络方法等。

(3)删去了较陈旧的内容,增加了一些近年来得到较多应用的地球物理原理、采集处理与解释的方法技术内容。如第四章电法勘探压缩直流电法部分,增加了大量电磁法和新的直流电法等内容(高密度电法、频率电磁剖面法、瞬变电磁法、大地电磁测深法、可控源音频大地电磁法、甚低频法、探地雷达法等)。为了使培养的学生有更坚实的理论基础,在内容上适当地增加了新方法技术的原理,如重力勘探、磁法勘探中,位场转换增加了频率域重磁场的转换处理、维纳滤波与匹配滤波、分离区域与局部重磁场、解析延拓、高次导数、归一化总梯度等方法,正反演中增加密度界面反演、线性回归法反演、频率域反演、沃纳(Werner)反褶积、欧拉齐次方程、3D可视化反演法等,地震勘探部分增加了地震勘探数据处理的一般流程,较系统与

简要地介绍地震资料处理的解编、抽道集等预处理,静校正、动校正、水平叠加,修饰处理、偏移处理,滤波与反滤波等各种方法,以及地震地质解释的一般方法,使地震勘探部分与旧教材相比有一个较完整的知识体系,学习者容易掌握地震勘探的原理与应用。目的是想尝试改变以往的教材由于受学时限制,只讲方法的具体应用,不讲方法的原理,学习者只知其然,不知其所以然的状况。但是,地质资源与地质工程专业的学生毕竟不是应用地球物理专业的学生,没有必要把对地球物理专业学生要求的标准搬到地质资源与地质工程专业。因此,这些涉及较多数学物理原理的新方法技术可以适当介绍,或作为阅读材料(用*号标出)。

(4)附有多媒体光盘。由于纸介质教材篇幅有限,表达形式也受限制,本书附有多媒体光盘。多媒体光盘充分利用了现代计算机和多媒体技术的优势,内容与形式比纸介质教材丰富且形象,同时还增加了一些野外实习视频、实验、图书资料等内容,有利于学习者获取更多的信息。

2017 年对《地球物理勘探概论》在如下几个方面作了更新完善。

(1)删去了教材中一些旧的、生产实际中已经不用的方法、仪器等内容,补充增加了新的内容。删去了磁法勘探的特征点法、沃纳(Werner)反褶积,在电法勘探中删去频率电磁剖面法、甚低频法,补充完善目前常用的可控源音频大地电磁法(CSAMT)和音频大地电磁法(AMT)。增加了目前常用的 CG-5 重力仪、ZSM-6 国产重力仪。将第六章综合地质地球物理方法中的第三节实例分析单独列为第七章,增加了《资源危机矿山接替资源勘查物探找矿百例》(刘士毅,颜廷杰,2013)中的部分案例。

(2)运用互联网与云技术,扩展教材的阅读内容,删去第一版教材所附的多媒体光盘。延伸了对知识点解读分析,补充野外实践、实验教学视频与地球物理勘探文献资料。读者可以以二维码方式阅读这些丰富的内容。

矿产资源包括固体矿产资源和石油天然气。固体矿产资源是以固体形式产于地壳中的有用矿产资源的总称,矿产资源的勘探开发已由近地表矿产向深部转移,必须采用地球物理、地球化学和地质多种勘探方法综合找矿。

地球物理是物理学与地质结合的边缘科学,与传统地质学不同,它们根据物理学的原理来研究各种地质现象和勘探矿产资源,在基础地质研究和资源勘探中发挥了重要作用。

地球物理勘探方法(或称应用地球物理,简称“物探”)是以岩矿石等介质物理性质差异为物质基础,利用物理学原理,通过观测和研究地球物理场的空间与时间分布规律以实现地质、环境工程勘察和找矿的一门应用科学。在地球物理勘探中,广泛应用各种岩矿石等介质物理性质或物性参数:密度、磁性(磁导率、磁化率、剩余磁性)、电性(电导率、极化率、介电常数)、放射性、导热性及弹性(弹性波速度)。相应的地球物理勘探方法为:①重力勘探;②磁法勘探;③电法勘探;④地震勘探;⑤放射性勘探;⑥地热勘探。其中前 4 种勘探方法是地球物理勘探的主干方法。

各种地球物理勘探方法有不同的实质和不同的应用。

(1)重力勘探。它是以地壳中岩矿石等介质密度差异为基础,通过观测与研究天然重力场的变化规律以查明地质构造、寻找矿产、解决工程环境问题的一种物探方法。它主要用于



探查含油气远景区的地质构造、研究深部构造和区域地质构造;与其他物探方法配合,也可以寻找金属矿。近年来重力勘探方法在城市工程环境方面也得到应用。

(2)磁法勘探。它是以地壳中岩矿石等介质磁性差异为基础,通过观测和研究天然磁场及人工磁场的变化规律以探查地质构造、寻找矿产的一种物探方法。它主要用于各种比例尺的地质填图、研究区域地质构造、寻找磁铁矿、勘探含油气构造、预测成矿远景区以及寻找含磁性矿物的各种金属非金属矿床等。近年来,磁法勘探在开发区工程勘察、核电站选址、大坝选址,寻找沉船、炸弹等金属废弃物、地下管道,考古等方面得到较多应用。

(3)电法勘探。它是以地壳中岩矿石间的电性差异为基础,通过观测和研究天然电磁场和人工电磁场的空间与时间分布规律进行地质勘探、找矿的一种物探方法。电法勘探利用的参数较多,其应用范围较广。主要用于探查区域与深部地质构造、寻找油气田、寻找金属与非金属矿产,解决水文地质(寻找地下水资源等)和工程地质(探查喀斯特溶洞、断裂破碎等)中有关问题,以及工程建设中的路基、桥基和环境勘察中的一些问题。近年来应用电法勘探原理的新方法技术,如探地雷达、管线探测及核磁共振找水等,在工程环境中得到广泛应用,成为解决城市工程问题的重要物探方法。

(4)地震勘探。它是以地壳中岩矿石的弹性差异为基础,通过观测和研究地震波在地下岩石或介质中的传播特性,以实现地质勘查目标的一种物探方法。它主要应用于探查油气田地质构造,地壳测深及工程地质勘察。在资源勘查中,地震勘探的投入费用最多,占有地球物理方法投入的90%以上,是油气勘探的最有效方法。近年来,地震勘探在解决城市工程问题方面,如浅层地震勘探、测桩等得到广泛应用,成为解决城市工程问题的重要物探方法。

本书共分为七章,第一章为岩(矿)石与各类矿床的地球物理特征,叙述外生矿床、内生矿床和变质矿床的成矿模式和地球物理特征,岩矿石及地层的密度、磁性、电性和波速;第二章—第五章为重力勘探、磁法勘探、电法勘探和地震勘探,介绍这些地球物理方法的理论基础、野外数据采集、资料处理与反演解释,以及在基础地质研究、固体矿产勘探及其他方面的应用;第六章是综合地质地球物理方法,介绍不同勘探阶段综合地球物理方法的运用,综合地质地球物理评价的数学方法;第七章为找矿案例,分析安徽罗河铁矿等实例与危机矿山接替资源勘查物探找矿案例。

本课程是为非地球物理专业的学生开设的,教材的编写注重基本原理及应用,避免烦琐的数学推导,内容力求精练,强调各种地球物理勘探技术方法的综合运用。通过本课程的学习,学生应当了解和掌握各种地球物理勘探方法的基本原理,了解这些勘探方法在基础地质研究、矿产资源勘查、城市工程环境评价中的应用,学会在自己的专业中运用地球物理勘探方法;学会利用地球物理资料去分析和解决各种地质问题;通过多学科的交叉拓宽自己的知识面和提高自己的应用多学科知识的能力和综合素质。具备了高等数学、大学物理等基础知识的大学生完全能掌握这些地球物理勘探方法,并且利用它们为自己从事的专业服务。

本书参考与引用了于汇津、邓一谦《勘查地球物理概论》(地质出版社,1993),曾华霖《重力场与重力勘探》(地质出版社,2005),管志宁《地磁场与磁法勘探》(地质出版社,2005),李金铭《地电场与电法勘探》(地质出版社,2005),张胜业、潘玉玲《应用地球物理原理》(中国地质大学出版社,2004),刘天佑、罗孝宽、张玉芬等《应用地球物理数据采集与处理》(中国地质大学出版社,2004),姚姚、陈超、昌彦君等《地球物理反演基本理论与应用方法》(中国地质大学出版社,2003),李大心、顾汉明、潘和平等《地球物理方法综合应用与解释》(中国地质大学出

版社,2003)等教材中的部分内容及部分作者发表的论文,在此表示衷心的感谢。

感谢中国地质调查局孙文珂先生,是他把尚未公开发表的《重要矿床(田)综合信息剖析图集》的书稿提供给作者,使得本书第一章二维码阅读材料增色不少。本书前言二维码阅读材料还引用了袁学诚先生主编的《中国地球物理图集》(地质出版社,1996)及国家地震局地震、地质研究所主编的《中国活动构造典型卫星影象集》(地震出版社,1982)中的部分图片、中国百科全书、百度等网站上的一些图片、文字及 avi 资料,在此表示衷心的感谢。

本书的编写和多媒体的制作得到教育部“地球物理勘探概论”精品课程建设项目、中国地质大学“十一五”教材建设项目和“地球物理学”品牌专业建设项目的资助,得到中国地质大学教务处、中国地质大学出版社的支持和帮助,在此表示衷心的感谢。

感谢潘玉玲教授、张胜业教授、王传雷教授、张玉芬教授和胡祥云教授百忙之中审阅了本书并提出了宝贵意见。

感谢张世晖副教授、杨宇山副教授在本次重新修订的《地球物理勘探概论》教材中帮助整理、编辑二维码阅读资料。

感谢参加文字录入和多媒体制作的历届博士、硕士研究生,本科生,他们是徐天吉、崔德海、李媛媛、乔计花、陈爱萍、冯杰、刘大为、李曼、吴小羊、张恒磊、李曙光、曾琴琴、习宇飞、刘小龙、宋双、朱丹、刘诚、甄慧祥、徐航宇、秦熠等同学。

笔 者

2017 年 9 月

目 录

第一章 岩(矿)石物性与各类矿床的地球物理特征	(1)
第一节 岩(矿)石的密度	(1)
第二节 岩(矿)石的磁性	(3)
第三节 岩(矿)石的电性	(11)
第四节 岩石层的地震波速度	(19)
第五节 各类矿床的地球物理特征	(20)
第二章 重力勘探	(28)
第一节 重力勘探的理论基础	(28)
第二节 重力仪	(32)
第三节 重力勘探工作方法	(37)
第四节 重力资料的整理及图示	(38)
第五节 重力异常的地质-地球物理含义	(41)
第六节 重力异常正演	(46)
第七节 重力异常反演	(58)
第八节 重力异常的转换处理	(66)
第九节 重力异常的地质解释及应用	(81)
第三章 磁法勘探	(97)
第一节 地球的磁场	(98)
第二节 地磁场的解析表示	(104)
第三节 磁力仪	(108)
第四节 磁测的野外工作方法	(113)
第五节 磁异常的正演	(117)
第六节 磁异常的反演	(126)
第七节 磁异常的转换处理	(135)
第八节 磁异常的地质解释及应用	(153)
第四章 电法勘探	(171)
第一节 电阻率法	(171)
第二节 充电法和自然电场法	(190)
第三节 激发极化法	(197)
第四节 电磁法	(207)

* 第五节	瞬变电磁法	(209)
* 第六节	大地电磁测深法	(221)
第七节	可控源音频大地电磁法	(224)
第八节	音频大地电磁法	(233)
* 第九节	探地雷达法	(237)
* 第十节	地面核磁共振找水方法	(241)
第五章	地震勘探	(246)
第一节	地震勘探理论基础	(247)
* 第二节	地震波理论时距曲线	(249)
第三节	地震仪和地震勘探工作方法	(253)
* 第四节	地震资料的处理	(255)
第五节	地震资料的解释	(263)
第六节	固体矿产地震勘探的应用实例	(277)
第六章	综合地质地球物理方法	(281)
第一节	不同勘探阶段的综合地质地球物理方法	(281)
* 第二节	综合地质地球物理评价的数学方法	(287)
第七章	找矿案例	(299)
第一节	罗河铁矿	(299)
第二节	村前多金属矿	(301)
第三节	小南山铜镍矿区	(302)
第四节	小热泉子铜矿床	(306)
第五节	危机矿山接替资源勘查物探找矿案例	(312)
主要参考文献		(316)



第一章 岩(矿)石物性与各类矿床的地球物理特征

○○○○○○○○

固体矿产资源是以固体形式产于地壳内的有用矿产资源的总称,是人们最早发现和利用的矿产资源,目前仍然是国民经济建设最需要的和寻找的主要对象之一。我国国民经济的高速发展,对矿产资源的需求日益增大。固体矿产的勘探开发已由寻找近地表矿产向深部隐伏矿产发展,加之固体矿产矿种繁多,矿床类型复杂,地质情况千变万化;因此寻找固体矿产必须采取地质、地球物理等方法联合综合找矿。实际上,一个地质异常体,本身产生的地球物理场和地球化学场异常,可以也必须用综合勘探方法来寻找。

第一节 岩(矿)石的密度

地壳内不同地质体之间存在的密度差异,是进行重力勘探地质-地球物理的前提条件,有关的密度资料是对重力观测资料进行一些校正和对重力异常做出合理解释的极为重要的参数。根据长期研究的结果得出,影响岩石、矿石密度的主要因素为:组成岩石的各种矿物成分及其含量;岩石中孔隙大小及孔隙中的充填物成分;岩石所承受的压力等。

一、火成岩的密度

它主要取决于矿物成分及其含量的数值大小,由酸性→中性→基性→超基性岩,随着密度大的铁镁暗色矿物含量的增多,密度逐渐增大(图1-1-1)。此外,成岩过程中的冷凝、结晶分异作用也会造成不同岩相带的密度差异;不同成岩环境(如侵入与喷发)也会造成同一岩类的密度有较大差异。

二、沉积岩的密度

沉积岩一般具有较大的孔隙度,如灰岩、页岩、砂岩等,孔隙度可达30%~40%。这类岩石密度值主要取决于孔隙度大小,干燥的岩石随孔隙度减少而密度呈线性增大;孔隙中如有充填物,则充填物的成分(如水、油、气等)及充填孔隙占全部孔隙的比例也明显地影响着密度值。此外,随着成岩时代的久远及埋深的加大,上覆岩层对下伏

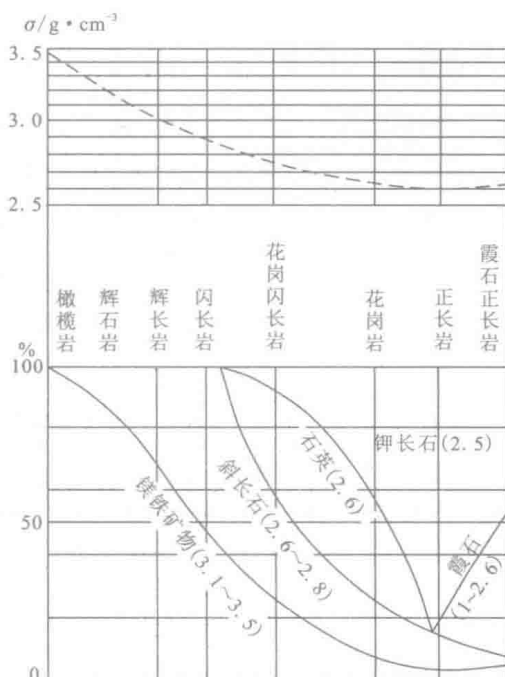


图1-1-1 火成岩成分与密度关系

岩层的压力加大,这种压实作用也会使密度值变大。

三、变质岩的密度

对这类岩石来说,其密度与矿物成分、矿物含量和孔隙度均有关,这主要由变质的性质和变质程度来决定。通常区域变质作用的结果是使变质岩比原岩密度值加大,如变质程度较深的片麻岩、麻粒岩等要比变质程度较浅的千枚岩、片岩等密度值大些。经过变质的沉积岩,如大理岩、板岩和石英岩比其原岩石灰岩、页岩和砂岩更致密些。如果是受动力变质作用,则会因原岩结构遭受破坏,矿物被压碎而使密度值下降;但若同时使原岩硅化、碳酸盐化以及重结晶等,又会使密度值比原岩增大。由于变质作用的复杂性,所以这类岩石的密度变化显得很不稳定,要具体情况具体分析。

对于各类固体矿产来说,矿体的密度主要由其成分和含量决定。表 1-1-1 列出了常见岩石、矿石的密度值。

表 1-1-1 常见岩石、矿石密度值表

名称	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	名称	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	名称	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$
纯橄榄岩	2.5~3.3	大理岩	2.6~2.9	钛铁矿	4.5~5.0
橄榄岩	2.6~3.6	白云岩	2.4~2.9	磁黄铁矿	4.3~4.8
玄武岩	2.6~3.3	石灰岩	2.3~3.0	铬铁矿	3.2~4.4
辉长岩	2.7~3.4	页岩	2.1~2.8	黄铜矿	4.1~4.3
安山岩	2.5~2.8	砂岩	1.8~2.8	重晶石	4.4~4.7
辉绿岩	2.9~3.2	白垩	1.8~2.6	刚玉	3.9~4.0
玢岩	2.6~2.9	干砂	1.4~1.7	岩盐	3.1~3.2
花岗岩	2.4~3.1	黏土	1.5~2.2	硬石膏	2.7~3.0
石英岩	2.6~2.9	表土	1.1~2.0	石膏	2.2~2.4
流纹岩	2.3~2.7	锰矿	3.4~6.0	铝矾土	2.4~2.5
片麻岩	2.4~2.9	钨酸钙矿	5.9~6.2	钾盐	1.9~2.0
云母片岩	2.5~3.0	赤铁矿	4.5~5.2	煤	1.2~1.7
千枚岩	2.7~2.8	磁铁矿	4.8~5.2	褐煤	1.1~1.3
蛇纹岩	2.6~3.2	黄铁矿	4.9~5.2		

第二节 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、构造划分等。

一、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 1-2-1 所示。抗磁性物质没有固有原子磁矩,受外磁场作用后,电子受到洛伦兹力的作用,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。

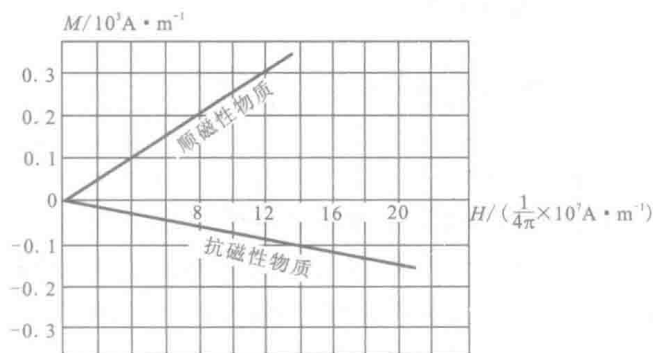


图 1-2-1 抗磁性与顺磁性物质的磁化

可以推导证明,抗磁性物质的磁化率为

$$\kappa = -\frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{Ne^2}{6m_e} \sum_{i=1}^Z \overline{r_i^2} \quad (1-2-1)$$

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 1-2-1 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

$$\kappa = \frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{N \cdot \mu_a^2}{3kT} = \frac{C}{T} \quad (1-2-2)$$

式中: μ_a 为原子磁矩; N 为单位体积物质的原子数; κ 为玻耳兹曼常数; T 为热力学温度。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, 亦即居里定律。通过这层关系, 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。

(1) 磁化强度与磁化场呈非线性关系。如图 1-2-2 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 H_s , 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。

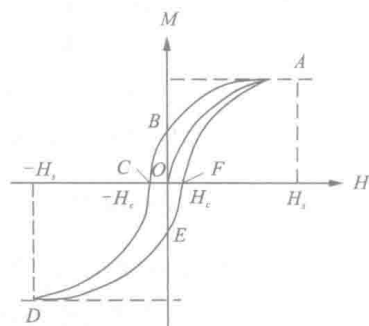


图 1-2-2 铁磁性物质的磁滞回线

(2) 磁化率与温度的关系, 服从居里—魏斯定律。即

$$\kappa = \frac{C}{T - T_c} \quad (1-2-3)$$

式中: C 为居里常数; T 为热力学温度; T_c 为居里温度。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 1043K, 钴为 1388K。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)、铥(Tm), 其 T_c 均为 20K。

(3) 实验结果说明, 铁磁性物质的基本磁矩为电子自旋磁矩, 而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, 叫作磁畴。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 3 种类型, 如图 1-2-3 所示。

铁磁性: 磁畴内原子磁矩排列在同一方向, 例如铁、

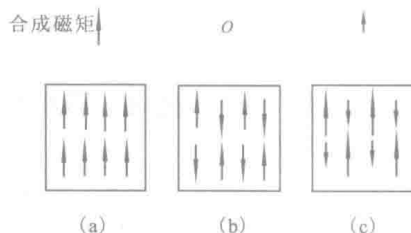


图 1-2-3 各种铁磁性原子磁矩的排列示意图

(a) 铁磁性; (b) 反铁磁性; (c) 亚铁磁性

镍、钴即属于此。

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。

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。

二、岩(矿)石的磁性特征

(一)表征磁性的物理量

1. 磁化强度和磁化率

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

$$M = \kappa H \quad (1-2-4)$$

式中: κ 是物质的磁化率,它表征物质受磁化的难易程度,是一个量纲为 1 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 $1\text{SI}(\kappa) = \frac{1}{4\pi}\text{CGSM}(\kappa)$ 。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 $1\text{A/m} = 10^{-3}\text{CGSM(M)}$ 。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)。

2. 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 H 在该点产生的磁感应强度(磁通密度)为

$$B = \mu H \quad (1-2-5)$$

式中: B 以 T[特(斯拉)]为单位; μ 为介质的磁导率,单位为 H/m[亨(利)/米]; H 以 A/m[安(培)/米]为单位。

若介质为真空,则有:

$$B = \mu_0 H \quad (1-2-6)$$

式中: μ_0 为真空的磁导率, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{H} \cdot \text{m}^{-1}$ 。令 $\mu_r = \mu/\mu_0$ (相对磁导率),由式(1-2-5)得:

$$B = \mu_0 \mu_r H = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1) H = \mu_0 (1 + \kappa) H = \mu_0 (H + M) \quad (\kappa = \mu_r - 1) \quad (1-2-7)$$

式(1-2-7)为物质磁性与外磁场的关系。显然,在同一外磁场 H 作用下,空间为磁介质充填与空间为真空相比, B 增加了 κH 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

$$\mu = \mu_0 (1 + \kappa) \quad (1-2-8)$$

3. 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 $0.5 \times 10^{-4} \text{T}$ 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(M_i),它表示为

$$M_i = \kappa (T/\mu_0) \quad (1-2-9)$$

式中: T 为地磁场总强度(感应磁化强度); κ 为岩(矿)石的磁化率,它取决于岩(矿)石的性质。

岩(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 M 由两部分组成,即

$$M = M_i + M_r = \kappa(T/\mu_0) + M_r \quad (1-2-10)$$

磁法勘探中,表征岩石磁性的物理量是 $\kappa(M_i)$ 、 M_r 及 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。

1. 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 1-2-1。

表 1-2-1 常见矿物的磁化率

抗磁性物质				顺磁性物质			
名称	$\kappa_{\text{平均}}/10^{-5} \text{SI}(\kappa)$	名称	$\kappa_{\text{平均}}/10^{-5} \text{SI}(\kappa)$	名称	$\kappa_{\text{平均}}/10^{-5} \text{SI}(\kappa)$	名称	$\kappa_{\text{平均}}/10^{-5} \text{SI}(\kappa)$
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
岩盐	-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。

2. 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 1-2-4 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,见表 1-2-2。

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 $(0.002 \sim 0.2) \text{SI}(\kappa)$,其剩余磁化强度一般为 $2.2 \sim 2325 \text{A} \cdot \text{m}^{-1}$ 。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 1-2-2 列出了一些铁磁性矿物的磁化率。

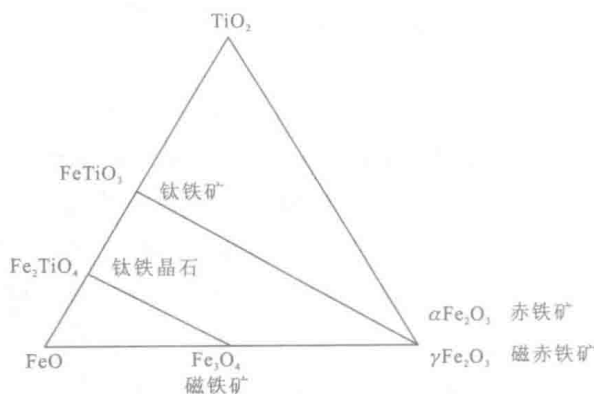


图 1-2-4 铁-钛氧化物的三元系统

表 1-2-2 铁磁性矿物磁化率

矿物	分子式	$\kappa/\text{SI}(\kappa)$
磁铁矿	Fe_3O_4	$0.07\sim 0.2$
钛磁铁矿	$x\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot (1-x)\text{TiFe}_2\text{O}_4$	$10^{-7}\sim 10^{-2}$
磁赤铁矿	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	$0.03\sim 0.2$
赤铁矿	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	$10^{-6}\sim 10^{-5}$
磁黄铁矿	FeS_{1+x}	$10^{-3}\sim 10^{-4}$
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	$(0.02\sim 80)\times 10^{-4}$
纤铁矿	γFeOOH	$(0.9\sim 2.5)\times 10^{-4}$
菱铁矿	FeCO_3	$(20\sim 60)\times 10^{-4}$

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。

1. 沉积岩的磁性

一般来说,沉积岩的磁性较弱,见表 1-2-3。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 1-2-3 地壳岩石的磁化率和天然剩余磁化强度

岩石类型	$\kappa/10^{-6}\text{SI}(\kappa)$	$M_r/\text{A}\cdot\text{m}^{-1}$	岩石类型	$\kappa/10^{-6}\text{SI}(\kappa)$	$M_r/\text{A}\cdot\text{m}^{-1}$
超基性岩	$10^1\sim 10^3$	$10^{-1}\sim 10^1$	变质岩	$10^{-1}\sim 10^2$	$10^{-3}\sim 10^{-1}$
基性岩	$10^0\sim 10^3$	$10^{-3}\sim 10^1$	沉积岩	$10^{-1}\sim 10^1$	$10^{-3}\sim 10^{-1}$
酸性岩	$10^0\sim 10^2$	$10^{-3}\sim 10^1$			

注:表中数字表示数量级。

2. 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 $\kappa_{\text{平均}}$ 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地冷却,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 $Q = M_r/M_i$ 称为柯尼希斯贝格比。不同岩石组成的 Q 值范围,可在 $0 \sim 10$ 或更大范围内变化。

3. 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,称副变质岩,其磁性特征一般具有铁磁-顺磁性;由岩浆岩变质生成的,称正变质岩,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 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:

$$\lambda_k = \frac{\kappa_{\text{最大}} - \kappa_{\text{最小}}}{\kappa_{\text{平均}}} \quad (1-2-11)$$

式中: λ_k 为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 $1.0 \sim 1.5$ 。

(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。

1. 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。

2. 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 $H = \frac{1.35}{4\pi} \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$ 作用下,铁磁性矿物的相对含量不变,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 ,与铁磁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。

3. 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。前者磁化率随温度的增高而增大,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