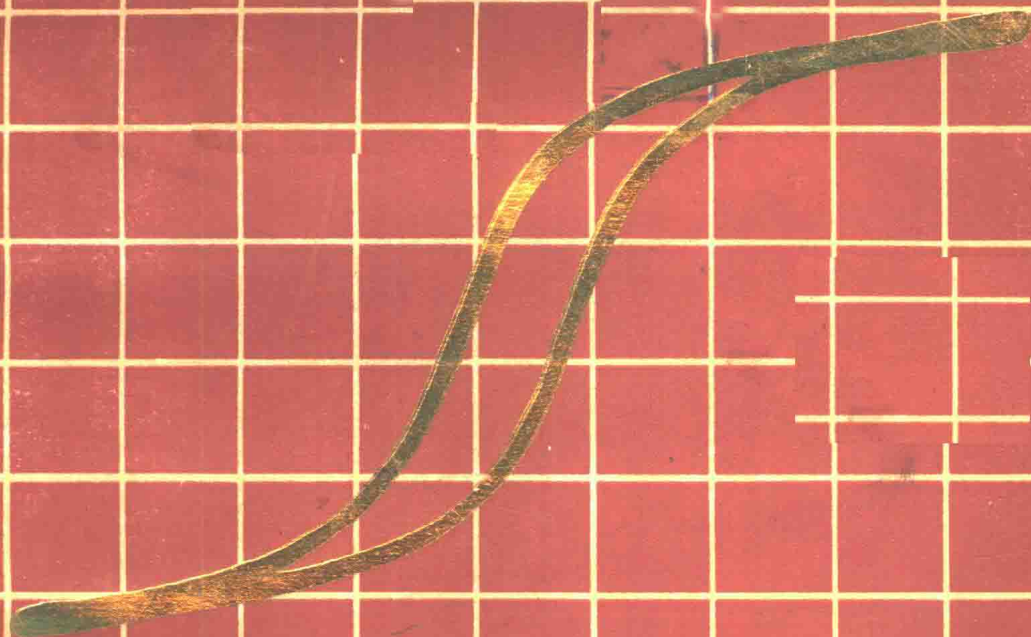


680028

岩石磁学与 古地磁学方法

[英] D. W. 柯林森 著

阚济生 蒋邦本 译
陈养炎 郝锦绮



地震出版社

岩石磁学与古地磁学方法 ——技术与仪器

〔英〕D.W.柯林森 著

阙济生 蒋邦本 译
陈养炎 郝锦绮

地震出版社

1989

内 容 简 介

本书全面系统地介绍了研究岩石磁性与古地磁学的仪器设备、测量技术与研究方法。全书共分十四章。前六章介绍岩石磁性、磁化率以及各种状态下的测量技术；后八章讲述古地磁学与有关的标本采集、仪器设备、退磁与测量技术以及资料处理方法等。

本书不仅是地球物理学与地质学等有关专业研究生与大学生的参考教材，而且是古地磁工作者的极有价值的参考书。

D. W. Collinson

Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism

Techniques and Instrumentation

London New York, Chapman and Hall, 1983

岩石磁学与古地磁学方法

——技术与仪器——

〔英〕D. W. 柯林森

阎济生 蒋邦本 译

陈养炎 郝锦琦

责任编辑：李俊

地质出版社 出版

北京复兴路63号

北京朝阳展望印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售



787×1092 1/16 21.75印张 560千字

1989年2月第一版 1989年2月第一次印刷

印数 0001—1000

ISBN 7-5028-0093-X/P·62

(495) 定价：9.45元

译 者 的 话

古地磁学在海底扩张、大陆漂移、板块构造、极移与地磁场起源等方面作出了重大贡献，也在地质构造研究、地层对比与寻找矿产资源等方面发挥了重要作用。

古地磁学的发展同各种有关的技术的进步是分不开的。近年来，各种测量微弱磁性的高灵敏度仪器、测量技术与设备以及研究方法等都得到了很快的发展，促使古地磁学研究工作日臻完善并取得了许多重要成果。但这些发展的详细资料均分散在各种文献与书籍中。本书作者把这些资料收集起来进行系统整理，并结合自己的丰富实践经验撰写成书。这本书不仅内容丰富，而且实用性很强，对各种仪器设备和测量技术以及其中一些细节与问题都有详尽论述，对岩石磁性参数测量方法也作了细致介绍。相信这个译本能够成为我国从事古地磁学教学与研究的极有价值的参考书。

本书第一、七、八、十一、十二章及附录由阚济生翻译，第二、三、十三及十四章由蒋邦本翻译，第四、五及六章由郝锦绮翻译，第九与第十章由陈养炎翻译。限于译者水平，译文难免有不当之处，敬请读者不吝指正。

译者

1987.12

序 言

30年来岩石与矿物磁性的研究已对若干科学领域作出了重要贡献。通过对各大陆不同年代的岩石所观测到的剩余磁性方向的解释,古地磁学已为大陆漂移与极移学说提供了定量的证据。通过磁化倒转的观察,古长期变化及古磁场强度的观察,古地磁学也提供了与地磁场起源有关的资料,而其他研究结果对于大范围的与局部的地质研究,确定考古事件与考古人造物品的年龄以及近来月球与陨石的研究亦有重大意义。岩石磁学与矿物磁学,除了有助于了解岩石中的剩余磁性与磁化过程外,通过在钛-铁氧化物与铁的硫化矿物中所观察到的复杂磁性相互影响证明其本身也是一项极有意义的研究工作。

在这些研究工作不断发展的同时,为了进行更广泛的观测所需要的仪器与技术也已得到了改进和提高。

为可靠地测量微弱磁化岩石的剩余磁化强度,导致了灵敏磁力仪的改进以及消除无用磁化强度的技术的改进。在改进从地球及地球以外的岩石中求出古磁场强度的方法上,在设计鉴别磁性矿物并表征其特性的仪器与技术上,已经做了大量的工作。与此同时,为更可靠地估计古地磁场方向与磁极位置所需要的表示古地磁资料的新方法及有关的新技术也得到了发展。

这些仪器与技术的详细介绍分散在各类文献中,且其他未发表的文章也是很值得广泛地了解的。本书的目的是使大家能够容易地了解现在正在使用的仪器与技术,同时也介绍一些过去使用过而现在很少使用的仪器与技术,它们在某些特殊研究中可能仍然是有意义和有用的。希望本书既能对已在这方面进行工作的人有所帮助,也能对拟在岩石磁学的任何一个方面从事工作且具有地质和物理基础知识的人有所裨益。

虽然常规的古地磁学与岩石磁学研究所用的设备可在市场买到,但本书仍为在实验室制造这些设备,同时也为一些特殊研究所需要的特殊设备提供详细资料。本书重点是各种仪器与技术的基本原理,信号处理以及计算机和微处理机的使用未作详细介绍,因为这些方面的知识可从其他著作中得到。

多数古地磁学与岩石磁学的研究者不大愿意采用SI单位制,不过现在采用它的人已逐渐增多。作者认为,现在已无理由继续采用cgs单位制,故本书采用SI单位制。cgs单位制与SI单位制的换算表见附录1,那里也指出了在本书中应用SI单位制的一些注意之点。

感谢国内与国外的同事们对各种课题进行的讨论与提供的资料。这里特别要感谢 M.J. Gross, F.J. Lowes, L. Molyheux, J.H. Parry, W. O'Reilly, J.S. Rathore, P.V. Sharma, A. desa, A. Stephenson, M. Stupavsky 与 D.H. Tarling。还要感谢 L. Boon 夫人, S. Bell 小姐, A. Codling 与 L. Whiteford 夫人为本书打印手稿,感谢 D. Cooper 夫人为本书绘制图表。

D. W. Collinson

英格兰 纽卡斯大学

目 录

序言	(Ⅺ)
第一章 岩石磁性和磁性矿物	(1)
1.1 引言	(1)
1.2 磁性矿物	(2)
1.2.1 铁与镍-铁	(2)
1.2.2 钛磁铁矿系列	(4)
1.2.3 钛赤铁矿系列	(6)
1.2.4 磁赤铁矿 $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	(8)
1.2.5 磁黄铁矿	(8)
1.2.6 针铁矿 ($\alpha\text{-FeOOH}$)	(9)
第二章 初始磁化率	(10)
2.1 引言	(10)
2.2 反磁性和顺磁性	(10)
2.3 铁磁性磁化率	(12)
2.4 超顺磁性	(13)
2.5 Hopkinson效应	(13)
2.6 初始磁化率的测量	(14)
2.6.1 定向磁场测量法	(14)
2.6.2 交变磁场测量法	(15)
2.6.3 冲击法	(21)
2.6.4 标定	(21)
2.6.5 磁化率与频率的关系	(22)
2.7 岩石的初始磁化率	(23)
2.8 各向异性磁化率	(25)
2.8.1 引言	(25)
2.8.2 各向异性磁化率的测量	(26)
2.8.3 综述	(36)
第三章 强磁场测量法	(39)
3.1 前言	(39)
3.2 IRM和 B_0 测量	(40)
3.2.1 线圈	(40)
3.2.2 电磁铁	(41)
3.2.3 无铁芯的螺线管	(45)
3.2.4 单颗粒的IRM测量	(46)
3.3 J_s 的测量, 强磁场磁化率和磁滞曲线	(46)

3.3.1	磁天平	(47)
3.3.2	样品振动式磁力仪 (VSM)	(52)
3.3.3	扭力磁力仪和旋转磁滞的测量	(59)
3.3.4	磁滞测量与回线显示	(64)
第四章	高温及低温测量法	(68)
4.1	高温测量法	(68)
4.1.1	设备	(68)
4.1.2	初始磁化率	(68)
4.1.3	Curie点和 J_i - T 曲线	(69)
4.1.4	综述	(72)
4.2	低温测量法	(73)
4.2.1	概述	(73)
4.2.2	NRM的低温变化	(74)
4.2.3	其他测量方法	(74)
第五章	可控磁场和零磁场空间	(76)
5.1	线圈系统	(76)
5.1.1	螺线管和单线圈	(76)
5.1.2	Helmholtz线圈	(78)
5.1.3	组合线圈系统	(83)
5.1.4	线圈控制系统	(85)
5.2	磁屏蔽	(87)
5.2.1	电磁屏蔽 (抵消交变场)	(88)
5.2.2	抵消静磁场的磁屏蔽	(89)
5.2.3	超导屏蔽	(97)
第六章	各种技术	(98)
6.1	分离方法	(98)
6.1.1	非磁法	(98)
6.1.2	磁法	(100)
6.2	胶体技术	(103)
6.3	压磁效应和冲击磁效应	(105)
6.4	粘滞剩余磁化强度 (VRM)	(108)
6.5	无磁滞剩余磁化强度 (ARM)	(111)
6.6	沉积剩余磁化强度 (DRM)	(113)
第七章	古地磁学简述	(116)
7.1	原生磁化强度	(116)
7.2	次生磁化强度	(117)
7.3	古地磁测量与解释	(118)
7.4	古地磁学的其他方面	(119)
第八章	古地磁学的岩石标本采集	(120)
8.1	概述	(120)

8.2 采样技术.....	(122)
8.2.1 岩石采样	(122)
8.2.2 湖泊沉积物	(123)
8.2.3 考古地磁采样	(124)
8.2.4 软沉积物、泥土等物质.....	(126)
8.2.5 实验室中的样品制备	(126)
8.3 定向方法.....	(127)
8.3.1 手采标本	(127)
8.3.2 野外钻取岩芯	(129)
8.3.3 太阳罗盘	(129)
第九章 岩石天然剩余磁化强度(NRM)的测量	(131)
9.1 岩石样品的磁化	(131)
9.1.1 引言	(131)
9.1.2 非球形样品的磁场	(132)
9.1.3 磁化的非均匀性	(137)
9.1.4 其他研究	(138)
9.1.5 岩石磁力仪发展史	(139)
9.2 静磁式仪器.....	(141)
9.2.1 无定向磁力仪	(141)
9.2.2 准无定向系统	(147)
9.2.3 反馈的应用	(149)
9.2.4 标定及NRM的测量.....	(151)
9.2.5 磁通门传感器的应用	(156)
9.3 旋转式磁力仪.....	(156)
9.3.1 一般设计特点	(156)
9.3.2 旋转式磁力仪的发展	(161)
9.3.3 标定与测量	(164)
9.4 超导磁力仪.....	(167)
9.4.1 工作原理	(167)
9.4.2 SCT和CCL超导磁力仪	(169)
9.4.3 其他超导磁力仪	(171)
9.4.4 弱NRM测量的可靠性.....	(173)
9.5 其他磁力仪.....	(173)
9.5.1 考古地磁仪器	(173)
9.5.2 长岩芯的测量	(174)
9.5.3 冲击式磁力仪	(177)
9.5.4 试验性磁力仪	(179)
9.6 小尺度磁力仪	(182)
9.7 野外NRM的测量	(185)
第十章 野外和实验室的稳定性检验	(187)
10.1 野外检验	(187)

10.1.1	观测资料.....	(187)
10.1.2	褶皱检验.....	(187)
10.1.3	砾岩检验.....	(188)
10.1.4	烘烤接触.....	(190)
10.1.5	磁性剖面.....	(190)
10.2	实验室稳定性检验.....	(191)
第十一章	磁清洗技术	(193)
11.1	交变磁场清洗	(193)
11.1.1	引言.....	(193)
11.1.2	实际考虑.....	(194)
11.1.3	交变场退磁设备.....	(202)
11.1.4	交变场退磁的其他方面.....	(206)
11.2	热退磁	(210)
11.2.1	引言.....	(210)
11.2.2	零场清洗.....	(211)
11.2.3	分段热退磁.....	(212)
11.2.4	连续退磁.....	(216)
11.2.5	简要评述.....	(219)
11.3	其他清洗技术.....	(220)
11.3.1	化学退磁.....	(220)
11.3.2	低温退磁.....	(223)
11.3.3	压力退磁.....	(224)
第十二章	资料的处理与表示法	(225)
12.1	NRM方向的图示.....	(225)
12.2	退磁资料及其解释.....	(226)
12.2.1	退磁资料的分析.....	(230)
12.2.2	稳定性指标.....	(237)
12.3	统计学	(242)
12.3.1	平均NRM方向, 精度与置信圆	(242)
12.3.2	“拟合优度”检验.....	(244)
12.3.3	随机性检验.....	(245)
12.3.4	同一岩石单元观测的综述.....	(245)
12.3.5	褶皱检验的统计意义.....	(246)
12.3.6	磁极位置的计算.....	(246)
第十三章	磁性矿物和NRM载体的鉴定	(250)
13.1	引言.....	(250)
13.2	热学分析	(250)
13.3	化学方法	(252)
13.4	沉积磁化方法.....	(253)
13.5	磁性矿物的辅助性资料.....	(255)
13.6	磁性矿物的磁性状态.....	(260)

第十四章 天然剩余磁化强度	(263)
14.1 引言	(263)
14.2 沉积物	(263)
14.3 火成岩	(266)
14.4 古强度技术	(266)
14.4.1 引言	(266)
14.4.2 Thellier-Thellier方法	(268)
14.4.3 单向加热法	(272)
14.4.4 矿物的转变	(274)
14.4.5 无磁滞的剩余磁化法	(276)
14.4.6 资料处理	(280)
附录1 SI与c·g·S单位制之间的转换因子	(282)
附录2 椭球体的退磁因子	(282)
附录3 铜导线资料	(283)
附录4 胶质磁铁矿的制备	(284)
附录5 NRM方向的野外参考系改正	(284)
附录6 线圈磁场的测量	(286)
附录7 无定向磁力仪的偏心测量法——圆桂形样品及上磁体的校正项	(287)
附录8 电力源非对称性的检测(Hailwood and Molyneux, 1974)	(288)
参考文献	(289)
索引	(327)

第一章 岩石磁性与磁性矿物

1.1 引言

岩石磁性这一术语，通常在岩石与矿物磁性质的研究中使用，此外，也在研究这些磁性质是如何依赖岩石颗粒的大小与形状、温度与压力时使用它，还用于岩石与磁性矿物所能获得的不同类型剩余磁化强度的起源与特征的研究中。虽然所有的矿物都具有某些磁性，即使只是顺磁性或反磁性，但这里采用的“磁性矿物”这一术语只指能带有剩余磁化强度的那些矿物。

岩石磁性的研究及研究工作中所采用的技术基本上是对某些岩石与矿物研究的扩展，这些岩石与矿物都含有经典磁性物质，即铁和其他过渡元素以及它们的合金。然而在地球岩石中金属铁是极少遇到的（虽然在月球标本及某些陨石中它是主要的磁性矿物），通常是铁磁性和反磁性的铁-钛氧化矿物，这些矿物在岩石磁性中起着主要作用且增加了岩石磁性的重要性与复杂性。此外，磁性质随组成成分连续变化或不连续变化的钛磁铁矿与钛赤铁矿系列的复合矿物，以及同超顺磁性、单磁畴和双磁畴状态有关的各种大小颗粒的存在，则是影响许多重要现象的另外一些因素。

虽然岩石磁性本身是重要而有用的研究内容，但这一研究工作往往被用来鉴别含有岩石天然剩余磁性（NRM）的矿物，以及用来更好地了解NRM的起源和研究它作为古地磁学基础的可靠性。

岩石中磁性矿物的含量按重量仅占（1—5）%，不容易分离出供研究工作所需要的纯度，特别是当它们成细颗粒状态时更是如此。一些研究人员所从事的另一方面的工作是对实验室制备的矿物（主要是钛磁铁矿系列与赤铁矿）的研究。这一工作的一个结果是必须强调磁性质与存在少量杂质及非化学计量的关系，特别是在赤铁矿情况下与矿物形成过程的关系。

岩石的磁性质，包括它们的NRM，通常能提供它们的形成与历史以及其矿物组成和物理状态的情况。例如在邻近的岩脉或岩床侵入期间母岩温度升高达到的数值能从所获得的部分热剩磁（PTRM）的阻挡温度估计出来，岩石中的磁铁矿也能由磁性测量检测出来，这种方法测得的含量（0.01—0.001%）比用诸如X射线绕射或光学反射这样的常用方法所检测出的含量要低得多。包括古地磁强度测量在内的各种应用将在本书后面各章加以介绍。

岩石磁性可能的实际用途之一是作为地震预报的指示器的压磁效应。其原理是在地面会观测到下面岩石中应力积累引起的磁异常形态的变化（Stacey, 1964）。根据与岩石Königsberger比的关系（10.2节），其初始磁化率或剩余磁性的变化可能是磁异常形态变化的原因。类似地也已有人提出，由于岩浆运动导致压力与温度的变化，由此引起的地壳岩石感应磁化或永久磁性变化可以作为火山爆发的前兆器（Stacey, Barr and Robson, 1965）。

虽然陨石磁性的研究主要与它们的NRM及其起源有关。但由于铁和铁-镍（与磁铁矿一样）在陨石磁性中的作用，故这一研究对岩石磁性也有一些意义。对上述两种矿物磁性质及

其随温度变化状况的了解显然对进一步了解陨石NRM及其本质是很必要的。

近年来岩石磁性研究的进展是对月球岩石与灰尘的磁性质的研究,这些岩石与灰尘是1969—1972年期间根据Apollo飞行器与苏联无人驾驶的Luna号飞船登陆与标本采集计划取回的。由于铁(或少量的镍-铁)在各种大小的颗粒中作为主要磁性矿物存在着,因此在某些岩石中铁的起源的未知性,某些岩石本身(如角砾岩)起源的未知性以及对工作有用的某些物质起源的未知性都使得月球岩石磁性成为极具吸引力且迫切需要的研究课题。对于这一方面的概况读者可参看Fuller(1974)撰写的述评,更详细的说明可参看地球化学与宇宙化学学报(Geochimica et Cosmochimica Acta)补充出版的月球科学讨论年会论文集。

应用于岩石磁性测量中的仪器与技术已由经典磁学研究所使用的仪器发展起来,而有些专为岩石磁性研究所使用的仪器被特别地发展了。前一范围的仪器是为测量感应磁化强度,强场磁化率与Curie点而使用的各种Faraday平衡与振动磁测计,而旋转磁滞与压磁效应主要是在岩石与矿物中进行研究,为使研究能有成果要求发展新的仪器。这种要求部分地是由于测量岩石样品比之磁性矿物常需要较高的灵敏度,原因是许多岩石的磁性很弱或只含有少量的矿物颗粒。

1.2 磁性矿物

本节给出对地球及地球外物质的岩石磁学与古地磁学研究有重要意义的一些矿物的简要叙述。这里不打算对这些矿物及其性质作广泛的描述,相反只是作为了解岩石中有意义的磁性或其他矿物存在与否,并作为它们最重要的磁性质及与磁性研究有关的其他性质的指南。给出的参考书目可指导读者阅读文献,其中有与研究有关的其他更详细的资料说明。对岩石磁性矿物学有用的一般的参考书见Nicholls(1955),永田(Nagata)(1967),与O'Reilly(1976)的著作。

对不熟悉这些概念的人,描述磁性质所用的术语见3.1节中的定义。

1.2.1 铁与镍-铁

(a) 铁

地球岩石中的天然铁是稀少的,但在许多陨石和所有的月球岩石中它都是最重要的磁性成分。在这些物质中铁或是以不含杂质的纯铁或是带一些含量不等的镍的形式存在着。Deufsch, Rao, Laurent 与 Seguin (1972) 根据其磁性质的研究报告了铁在某些组芬兰蛇绿石里的存在。

铁至少有两种同素异性体的形式,其中之一是体心立方结构(α -铁),在室温直至 910°C 时都是稳定的。铁的Curie点是 778°C ,在此温度之上它是顺磁体。在 778°C — 910°C 之间已知为 β -铁,这与 α 形式没有结构上的差异。 910°C 之上结构是面心立方晶格(γ -铁)(Adcock and Bristow, 1935)。它的相对密度是7.85,电导率是 $1.0 \times 10^8 \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$ 。

铁是典型的铁磁性物质,其中相邻的原子磁矩由于强交换力而彼此平行排列。它自发(饱和)磁化强度是 $218 \text{Am}^2\text{kg}^{-1}$ 。其固有磁化率是很高的(约 $10^{-2} \text{m}^3\text{kg}^{-1}$),但颗粒之间无相互作用的集合体的有效初始磁化率(如在月球表面或大陨石中发现的)为其退磁因子所支配且一般约为 $5 \times 10^{-4} \text{m}^3\text{kg}^{-1}$ (见2.3节)。

铁是磁各向异性的,沿(100)(立方体边缘)为易磁化方向,沿(111)(立方体对角线)为

难磁化方向。大的多畴颗粒的矫顽力是很低的(1—5mT),但在单畴和小的多畴粒子中则是很高的。Neel(1949)导出了球形颗粒中超顺磁性单畴粒子(0.016 μ m)与单畴-多畴边界粒子(0.032 μ m)的理论值,但Butler与Banerjer(1975a)以及Wasilewski(1981)提出,球形颗粒中单畴颗粒的大小没有一个稳定的范围,而在长形颗粒中则有。

Bozorth(1951)已广泛地提供了有关铁及其合金以及它们的许多工业应用的资料,这些在电工文献,特别是电子与电子工程师学会(磁学)会刊中已被证实。基于近年对美国Apollo号及苏联Luna号飞船带回的月球岩石与尘土磁性的兴趣而使细碎的铁的磁性质的研究得到了促进。这些物质含有直径可达1mm的铁颗粒,这通常包括了超顺磁性到多畴体的范围,其剩磁的稳定性也在很大范围内变化。月球尘土中铁的颗粒大小的分布情况已由Stephenson(1971b),Dunlop等人(1973)以及Gose与Carnes(1973)通过对磁性的研究作了调查。

实验室制备的月球铁的模拟研究已为Pearce,Hoye,Starngway,Walker与Taylor(1976)介绍过。读者也可参考从1970年开始出版的月球科学参考资料汇编,那里报告了月球磁性研究的结果,是Fuller(1974)评介的。

(b) 镍-铁

地球上天然的镍-铁合金极为罕见,但它却是某些陨石的重要成分且对决定其磁性常起主要的作用。镍是饱和磁化度为57Am²kg⁻¹,Curie点为357℃的铁磁性物质。 α 铁晶格中可容纳直至20%的镍(它有面心立方结构),而陨石中的镍-铁形式一般带有5—10%的镍,称之为铁镍陨石。含高比例成分的镍的镍-铁称之为镍铁陨石(铁纹石),它有 γ 铁的面心立方结构。辉砷镍矿(镍纹石)是铁镍陨石与镍铁陨石晶体的紧密混合,它也在某些陨石中出现。

陨石的镍-铁含量在铁陨石中一般约为100%,在石质铁陨石中约为50%,在球粒状陨石中为5—25%,在无球粒陨石中为1%或更少。铁陨石中镍含量平均为8%的八面体铁陨石里,含有铁镍陨石与次要成分的镍铁陨石,在酸洗的光滑表面上显示出特有的三角形Widmannstätten图案(铁镍陨石的横断面上带有镍铁陨石的边缘);一般镍含量为5%的六面体式陨石则只含有铁镍陨石且在蚀面上显示一个线系(Nenmann线)。陨石金属中钴含量通常只为镍含量的5—15%。在有关陨石的综合性课本与评述以及Wasson(1974)的著作里有关于它们磁性质的摘要。

镍-铁的磁性质在(原子)镍含量约27%时显示出明显的不连续性,在这种组成时,合金基本上失去了铁磁性。合金的视Curie点也随镍含量而以复杂的方式变化,但在真Curie点与 $\alpha \rightarrow \gamma$ 转换温度之间会形成一个差异,在这转换温度之上含27%镍的合金是顺磁质。铁中镍含量增加的影响是不断地降低转换温度(纯铁是910℃)。直到镍含量在4—5%时转换温度刚刚在铁的Curie点(778℃)之下(Pickles and Snchsmith,1940)。因此由于镍含量为5—27%时合金在较低温度下失去其铁磁性(例如Ni含量为9%时是705℃,16%时是625℃),而没有真正的Curie点。另一个特点是,合金中的 $\alpha \rightarrow \gamma$ 转换不具热可逆性,亦即在冷却时 $\gamma \rightarrow \alpha$ 转换发生在较低的温度。镍含量在30—50%情况下 γ 相镍铁陨石有真Curie点(Hoselitz and Sucksmith,1943)。

由于陨石中的上述效应及镍铁颗粒大小的变化范围很大,可以观察到它们的磁性质有相当大的变化。如所预料,铁的剩余磁性有低稳定性,这是因为金属的粗结晶的性质。某些球粒状陨石显示出铁镍陨石所具有的更稳定的剩磁,例如Cook与Farrington陨石(Stacey Love-

ring and Parry, 1961) 以及 Al Rais 陨石 (Watson, Larson, Herndon and Rowe, 1975); 这些球粒状陨石显示了与铁镍陨石中 $\gamma \rightarrow \alpha$ 转换有关的热磁滞。剩磁的稳定性提示了镍铁中很细小的颗粒的存在, 或者也许存在有微观结构。Stacey 等人 (1961) 指出, 如果陨石在外磁场中因冷却而获得剩磁, 那么这剩磁可能是化学剩磁化 (CRM) 的一种而不是热剩磁化 (TRM), 这里假定这种剩磁是在 $\gamma \rightarrow \alpha$ 转换时获得的而不是由于经过真 Curie 点或阻挡温度而获得的。这样的磁化过程也可能与确定陨石获得剩磁时的磁场强度有关。

1.2.2 钛磁铁矿系列

磁性矿物的主要系列是由端点成员磁铁矿 (Fe_3O_4) 与钛尖晶石 (Fe_2TiO_4) 的不同组成的固溶体或共生体构成的。古地磁学中, 在大量的火成岩, 某些沉积岩 (如石灰石) 以及各种成层粘土、湖泊与海底沉积物里, 近似相同分子组成的富磁铁矿是 NRM 载体的重要成分, 磁铁矿也是某些陨石的磁性成分。

(a) 磁铁矿

磁铁矿是反自旋结构的立方晶系矿物, 晶体阳离子占据两种不同的晶格 A 与 B, 在 B 中有 Fe^{2+} 与 Fe^{3+} 离子, 而在 A 中仅有 Fe^{3+} 。在正常自旋结构中, 二价阳离子在一种晶格里, 三价阳离子在另一种晶格中。在磁铁矿里 B 位置有两种阳离子而 A 位置只有一种, 且原子磁矩是反向的。因此单位晶包有净磁矩, 这就是亚铁磁性, 磁铁矿是最典型的亚铁磁性矿物之一。

磁铁矿是深黑色的矿物, 理论上的相对密度为 5.20, 而天然标本则在 5.16—5.22 之间。它的抛光断面是光学各向同性的, 在空气中的反射率约为 21%。天然磁铁矿的电导率变化很大, 但通常在 10^2 — $10^4 \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$ 范围内 (Parkhomenko, 1967)。

除铁外磁铁矿磁性最强, 其饱和磁化度在 90 — $93 \text{Am}^2\text{kg}^{-1}$ 范围内, Curie 点是 578°C 。磁性是各向异性的, 沿 (111) 与 (100) 分别是易磁化与难磁化方向。根据 Néel (1955) 的理论, 对球形颗粒其单畴-多畴分界处大约是在直径 $0.028 \mu\text{m}$ 处: 这接近于有人提出的超顺磁性边界值 (Stacey, 1963; Dunlop, 1973 a), 即在这直径以下的粒子经过热激发磁性会变得不稳定 (2.4 节)。因此在同样大小的磁铁矿颗粒中从多畴体到超顺磁性状态的直接转换看来是可能的, 长形颗粒或准单畴颗粒可以有稳定的 NRM (Stacey, 1963; Butter and Banerjee, 1975 b)。磁铁矿的固有磁化率是很高的 (约 $10^{-2} \text{m}^3\text{kg}^{-1}$), 但颗粒之间无相互作用的集合体 (如同在岩石标本中那样) 其有效初始磁化率与铁一样, 为它们的退磁因子所支配, 一般为 $5.0 \times 10^{-4} \text{m}^3\text{kg}^{-1}$ (2.3 节)。

多畴磁铁矿的矫顽力是低的, 通常在 2 — 20mT 范围内, 而剩磁的矫顽力则在 10 — 50mT 之间。这两种矫顽力与颗粒的大小有关, 随颗粒体积的减小而增加 (Stacey, 1963; Parry, 1965; Dunlop, 1973 b)。在场强为 50 — 150mT 范围内磁铁矿达到饱和磁化, 而饱和剩磁一般为 1 — $20 \text{Am}^2\text{kg}^{-1}$, 也与颗粒大小有关。

大约在 -145°C — -155°C 之间磁铁矿在结构上有一从立方晶到正交晶形式的变化 (Verway 转换), 也发现了力学与电学性质的显著变化 (Verway and Haayman, 1941)。这种转换在同样的温度范围内发生, 在这种情况下当磁铁矿从室温开始冷却时第一磁晶体各向异性常数 K_1 取值将会经过零, 这两种现象可能是相关的 (O'Reilly, 1976)。

(b) 钛尖晶石 (Fe_2TiO_4)

钛尖晶石 (有时称方钛铁矿) 是钛磁铁矿系列的另一端点成员。象磁铁矿那样, 它有反

自旋结构,但在磁铁矿的A与B位置上的 Fe^{3+} 阳离子分别为 Fe^{2+} 与 Ti^{4+} 所代替。因此,由于 Ti^{4+} 对磁矩无贡献,且在每个晶格上 Fe^{2+} 阳离子方向相反,故钛尖晶石是Néel温度为120 K (-153°C)的弱铁磁性物质(在这温度之上原子排列次序被破坏)。根据其二价铁的含量在室温下它有顺磁性,理论磁化率为 $1 \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 。

钛尖晶石在地球岩石中是稀有的,在某些磁铁矿里主要以出溶作用的气孔或薄层出现,在月球岩石里某些磁性证明了它的存在(Runcorn, Collinson, O'Reilly, Stephenson, Battey, Manson and Readman, 1971)。它的名字是从瑞典北部苏底拉乌尔文(Södra Ulvön)而来,在那儿发现一个含有约52%分散的钛尖晶石的磁铁矿(Deer, Howie and Zussman, 1962)。它的相对密度为4.7—4.8,可由紧密混合的 Fe_2O_3 与 TiO_2 烧结而成或由熔融过程产生(Hauptman and Stephenson, 1968)。它是光学各向同性的,反射系数略小于磁铁矿。钛尖晶石会氧化成钛铁矿与磁铁矿;在磁铁矿中钛铁矿薄层平行于(111),而在磁铁矿钛尖晶石薄层则平行于(100)(Ramdohr, 1969)。

(c) 钛磁铁矿 $[\text{xFe}_2\text{TiO}_4 \cdot (1-\text{x})\text{Fe}_3\text{O}_4]$

磁铁矿与钛尖晶石的完全固溶体只发生在 600°C 以上,在这温度之下除去接近 $\text{x} = 0$ 与 $\text{x} = 1.0$ 的有限范围之外,不同程度出溶作用的发生会形成共生薄层结构(Basta, 1960)。

随着组成含量的变化,性质有一均匀的渐变。Curie温度几乎随 x 的增加而线性地减少,从 $\text{x} = 0$ 的 578°C 到钛尖晶石($\text{x} = 1$)的 -153°C 。在 $\text{x} \approx 0.80$ 处Curie点温度是室温。其他磁性表现是类似的,只是线性程度较差,例如饱和磁化度与饱和剩磁。虽然尚未给出测量结果,但可以预料,初始磁化率随 x 会以更复杂的方式变化。磁铁矿含量高时,磁化率将受颗粒退磁因子支配(2.3节),且基本上是常数。当 x 增加时,颗粒的固有磁化率减小而退磁的影响将不那么重要,因而体积磁化率更依赖于固有磁化率和颗粒中磁铁矿所占的比例。在出溶作用中也可能有富磁铁矿与富钛尖晶石薄层的相互作用影响。

关于钛磁铁矿磁性研究的主要部分已在组成已知的人工合成物质中进行过。生产单晶体和多晶体样品的方法在本节引用的几篇文章中已有介绍。Jensen与Shive(1973)描述了他们与其他人关于阳离子分布及其与饱和磁化度联系的研究。Fletcher与O'Reilly(1974)叙述了晶体各向异性及其与温度关系的研究。其他研究包括磁致伸缩(Shive and Butter, 1969),超顺磁性的大小界限的间接研究(O'Donovan, 1975), Day(1977)也讨论过这一问题,还有单畴的结构与大小(Butter and Banerjee, 1975 b; Soffel, 1977)以及磁滞现象(Manson, 1971)。Stephenson(1969, 1972), Lewis(1968), Hauptman(1974), O'Donovan and O'Reilly(1977 b)讨论了热磁曲线(J_r-T), Curie点以及钛磁铁矿的TRM。这决不是一个全面的书单,但可指导感兴趣的读者进一步去参考。

大部分天然钛磁铁矿都或多或少地被氧化,且含有不是 Fe^{2+} , Fe^{3+} 与 Ti^{4+} 的阳离子。镁和铝是晶格中存在的最常见的附加阳离子,它们对磁性都有影响(Richards, O'Donovan, Hauptman, O'Reilly and Creer, 1973)。60年代在有证据表明火山岩的氧化状态与显示标本再次氧化的NRM极性的倒转之间有一定关系时,天然钛磁铁矿的氧化状态引起了相当大的兴趣(Ade-Hall, 1964; Wilson and Watkins, 1967)。一些表面的关系已为其他作者在分析同类资料时提出怀疑,在其他熔岩系列的研究中没有观察到这些相互关系(Watkins and Haggerty, 1968; Ade Hall and Watkins, 1970)。NRM极性与氧化状态之间的关系是难以理解的,这结果仍等待着一个满意的解释。

(d) 钛磁赤铁矿

若使磨碎的钛磁铁矿在空气中经受低温或中等温度 ($<300^{\circ}\text{C}$) 的长期加热, 就会产生磁赤铁矿。这一磁赤化的过程, 由于海底玄武岩中钛磁赤铁矿的发现 (Ryall and Ade-Hall, 1975; Prevot, Lecaille and Mankinen, 1981) 以及这一过程在观察到的海底磁异常中的可能影响, 近来已变得有些意义了。磁赤化最简单的例子是磁铁矿低温氧化成磁赤铁矿 ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), 后者的性质在 1.2.4 节中描述。

加热前把钛磁铁矿置于水中或甲醇中压磨(或球磨)几小时使之成为亚微细粒大小的颗粒, 即可为人工合成磁赤铁矿做准备 (阪本, Ince and O'Reilly, 1968; O'Donovan and O'Reilly, 1977a)。

秋本 (Akimoto) 与久代 (Kushiro) (1960) 报告说钛磁赤铁矿是火成岩 (辉绿岩) 中一种不稳定 NRM 的携带者。人工合成与天然磁赤铁矿在很大范围内显示出与其组成相一致的磁性质。Curie 温度随氧化作用的增强而上升, 它的测定因下述事实而复杂化, 这事实就是钛磁赤铁矿的转换温度约为 350°C , 在这温度之上赤铁矿与其他生成物看来与原始组成有关 (Moskowitz, 1981)。

天然钛磁赤铁矿磁化的自倒转为 Schult (1968a, 1976) 以及西田 (Nishida) 与笹嶋 (Sasajima) (1974) 所提出。Havard 与 Lewis (1965), 小嶋 (Ozima) 与阪本 (Sakamoto) (1971), Readman 与 O'Reilly (1972), O'Donovan 与 O'Reilly (1978), Manson, O'Donovan 与 O'Reilly (1979) 以及 Keefer 与 Shive (1981) 进行了关于一系列磁性质的其他研究以及磁赤化的研究。

1.2.3 钛赤铁矿系列

这一系列矿物由两个端点成员赤铁矿 ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) 与钛铁矿 (FeTiO_3) 的不同比例组成, 通常用 $x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ 表示。它们的性质显著地依赖于其组成, 从赤铁矿的复杂的反铁磁性开始, 经过中间范围组成的亚铁磁性到钛铁矿的顺磁性 (室温)。一定范围的组成显示出 TRM 自倒转的性质。在讨论 NRM 倒转原因时引起了对这一系列矿物的某些注意。

(a) 钛铁矿 (FeTiO_3)

钛铁矿温度高于 60K (-213°C) 时是顺磁性的, 低于这一温度则是反磁性的。在 174°C 时钛铁矿熔化且其相对密度为 4.8。不同人引用的钛铁矿的顺磁性磁化率在 $(1.0-1.2) \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 范围内, 根据氧化亚铁的含量它的理论磁化率是 $0.99 \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 。天然钛铁矿常常含有微量的磁铁矿或赤铁矿, 这可从去掉外加场之后 NRM 的存在检测出。

钛铁矿是浅黑色矿物, 光滑断面显浅灰-白色, 它的反射率 (在空气中约为 18%) 有时小于磁铁矿与赤铁矿, 它是光学各向异性的。钛铁矿通常在地球火成岩中发现, 在月球标本中也有发现。它极耐风蚀, 因而存在于某些沉积岩中。它也和变形产物磁铁矿、赤铁矿及其氧化物金红石 (TiO_2) 一起发现。

(b) 赤铁矿 ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)

赤铁矿在各种沉积岩中作为 NRM 的携带者有重要的意义。它以两种状态出现, 一种是呈分散状态的黑色多晶颗粒 (镜铁矿), 一种是在岩石孔隙中覆盖在其他母体上的颗粒。后一种状态 (色素) 的颜色从黄棕色经过桔红色变到红色与紫红色, 从而给各种“红色”砂岩以特殊的颜色。虽然赤铁矿是在火成岩与变质岩中作为一种变形产物而出现的, 但因为常存在有很强磁性的钛磁铁矿, 故在这些岩石中赤铁矿对其磁性极少产生影响。在许多种考古物质中以及

在某些湖泊沉积物中赤铁矿也带有NRM。假象铁矿是由磁赤铁矿变形并假结晶而形成的赤铁矿的另一种状态。赤铁矿的磁性通常变化很大,这是由于天然矿物中的杂质以及合成标本中因配制方法造成的杂质而产生的,颗粒大小的影响也是重要的。

赤铁矿为菱形对称形的金刚砂结构,这种非晶结构非常硬。它的相对密度约为5.3,在抛光断面上有比磁铁矿与钛铁矿更高的反射率(空气中约21—28%),它是光学各向异性的。它的真正熔点是1750℃,但在空气中它在1400℃时即分解成磁铁矿。

虽然赤铁矿是反铁磁性的,即在A与B亚晶格上的 Fe^{3+} 原子磁矩相等且反平行,但与在弱永久磁性中形成的磁矩的精确反平行(“逆转”)是略有差别的(Dzyaloshinsky, 1978)。饱和磁化度为 $0.2—0.4\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$, Curie点为680℃。剩磁矫顽力是变化的,但在细碎状态下可以很高(0.1—0.8mT)。天然物质的初始质量磁化率在 $(60—600)\times 10^{-8}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ 范围内,强场磁化率为 $25\times 10^{-8}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ 。磁化率在室温下是各向同性的。赤铁矿在颗粒直径直到0.2mm时似乎都具有单畴结构,超顺磁性边界为 $0.2\mu\text{m}$ (Stacey, 1963; Strangway, McMahon, Honea and Larson, 1967)。

赤铁矿的磁性在约-20℃时有一个转变,即Morin转换(Morin, 1950)。低于这一温度,倾斜自旋的铁磁性消失,反铁磁性磁矩的方向从晶体的基面内变到三重轴上。磁化率减小且变成各向异性。剩磁急剧地减小而且表现出“记忆”并在重新加温经过临界温度时部分地恢复。然而剩磁的这种变化在含有赤铁矿的沉积岩中并不总能观察到,若诸如 Mn^{2+} , Ti^{4+} , Al^{3+} 与 Mg^{2+} 等杂质在晶格中存在,转换温度会降低[Haigh, 1957; 石川(Ishikawa)和秋本, 1958]。

在低于Neel温度(725℃)时,在赤铁矿中观察到另一类铁磁性,而在这温度之上它是顺磁性。这是“缺陷”铁磁性,它同杂质离子或(和)晶格缺陷与原始反铁磁性之间的相互作用有关(Dunlop, 1970)。由于这种结构对铁磁性的影响很灵敏,故它能为热效应或机械应力所改变,这一特点导致了与红色沉积物的NRM的稳定性有某种关系。然而现在有证据表明倾斜自旋铁磁性比缺陷剩磁更顽固且在热退磁期间后者先消去。

Urquhart与Goldman(1956)以及Anderson, Birss与Scott(1964)研究过赤铁矿的磁致伸缩。旋转磁滞现象被Vlasov, kovalenko与Fedoseeva(1967b), Day, O'Reilly与Banerjee(1970)以及Cowan与O'Reilly(1972)研究过。Fuller(1970)与Dunlop(1971)给出了赤铁矿磁性的全面解释。

(c) 钛赤铁矿($x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$)

这些矿物也称为赤-钛铁矿(富钛铁矿)或钛-赤铁矿(富赤铁矿)。在1000℃以上对所有的 x 值完全固溶体都是可能的,但在较低温度下,除 $x < 0.1$ 和 $x > 0.9$,其中间组成包含有 FeTiO_3 与 Fe_2O_3 的共生体。钛赤铁矿在大多数火成岩中极少发现,最常见的是在片麻岩以及花岗岩和变质岩中(Balsley, and Buddington, 1958)。它们在某些沉积岩中也有少量发现,但对其NRM通常不起主要作用。

在 $x \approx 0.5$ 时磁性质发生显著变化。在 $0 \leq x \leq 0.5$ 范围内性质类似于端点成员赤铁矿的性质,即叠加上有弱铁磁性的基本反铁磁性。在 $0.5 \leq x \leq 1.0$ 范围内观察到强铁磁性(石川与秋本, 1958),饱和磁化度可达 $20—30\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$ (秋本, 1955)。Curie点一般在-100℃到+200℃范围内。整个系列的Curie点几乎与 x 值有线性依赖关系,即从675℃($x=0$)到-200℃($x=1.0$)。在室温之上是铁磁性,因而在古地磁学中有重要性的那种组成是在0.50