

岩石磁学方法在海洋样品研究中的多解性讨论

摘要 岩石磁学是研究自然以及人工合成磁性矿物性质变化的应用型学科。海底岩石和海洋沉积物等海洋样品中含有不同成因及来源的磁性矿物。这些磁性矿物蕴含了全球气候变化、微生物矿化、地球动力学演化等关键地质信息。岩石磁学可以快速解析这些海洋样品中磁性矿物种类、含量、磁畴等特征的变化,为提取相关地质演化信息提供丰富的指标记录。然而,由于磁性矿物循环和海洋内部过程的固有复杂性,岩石磁学参数解译在海洋样品研究中存在多解性,在一定程度上制约了相关地质信息的深入解读。解决这一问题的关键在于对样品中载磁矿物的准确识别和量化。为此,本文首先简述了海洋样品中主要的磁性矿物类型,随后系统论述了应用岩石磁学方法评估海洋样品磁性矿物种类、含量以及磁畴状态等方面的多解性和注意事项。本文同时对岩石磁学的局限性、新兴技术和未来研究思路进行了展望。

关键词 岩石磁学; 磁性矿物; 海洋地质; 海洋科学; 参数多解性

Evaluations of the multi-solution for applications of rock magnetism methods on marine samples

Abstract As an applied subject, the rock magnetism involves analyses of changes in magnetic properties of natural and synthetic minerals. Marine rocks and sediments contain magnetic minerals with different origins. Some key geological information, such as global climate changes, biomineralization, and earth dynamic evolution are preserved in these magnetic minerals. The variations of category, content, and domain state of magnetic minerals within marine samples can

be resolved by rock magnetism, which provides abundant proxies for extracting related geological information. However, there are multi-solutions in the interpretation of rock magnetic parameters for marine samples due to the inherent complexities in magnetic mineral circulations and ocean internal processes, which prevents the well understanding of relevant geological information. The key to solving this problem is to better identify and quantify the magnetic minerals in samples. For this purpose, the main types of magnetic minerals in marine samples are described briefly, then this paper reviews the multi-solutions and matters needing attention for applications of rock magnetism in studies of category, content, and domain state of magnetic minerals in marine samples. At the same time, this paper looks forward to the prospects of limitations, emerging technologies, and future research strategy of rock magnetism.

Keywords Rock magnetism; Magnetic mineral; Marine geology; Marine science; Multi-solutions of parameters

0 引言

岩石磁学(rock magnetism)诞生于 20 世纪 50 年代初期(Néel, 1955),其核心原理是通过测量矿物在人工磁场中的磁性响应来研究物质的磁学性质(Dunlop and Özdemir, 1997). Néel 理论、磁畴理论和磁滞理论等构成了岩石磁学的主要理论体系. Néel 理论基于样品的弛豫时间、磁能和热能的相互关系,描述了矿物的磁学性质随温度的变化规律,定义了一系列可以识别磁性矿物种类(包括:铁磁性、亚铁磁性、反铁磁性等)的磁学参数,例如居里温度(T_C)和尼尔温度(T_N)等(Néel, 1955; Tauxe, 2010). 磁畴(magnetic domain)理论从微观角度阐述了单畴(single domain, SD)、多畴(multiple domain, MD)、假单畴(pseudo single domain, PSD)或称为涡旋状态(vortex state, Roberts et al., 2017)、超顺磁(superparamagnetic, SP)等不同磁畴状态颗粒的磁学性质,为评估磁性矿物剩磁记录能力提供了理论依据(Dunlop and Özdemir, 1997). 磁滞(magnetic hysteresis)理论描述了样品感应磁化强度随外加磁场的变化规律,并且派生了饱和磁化强度(saturation magnetization, M_s)、饱和等温剩磁(saturation isothermal remanent magnetization, SIRM or M_{rs})、矫顽力(coercivity, B_c)等衡量矿物磁学性质的基本磁滞参数. 地质样品中磁性矿物的种类、含量、磁畴状态等特征的变化所引发的磁学性质的改变是岩石磁学的核心研究问题(Liu et al., 2012). 岩石磁学可以为检测样品中磁性矿物的形成和转化提供快速的测量方法,同时还能提供多样化和定量化的指标参数. 因此,岩石磁学成为开展古地磁学、

环境磁学和生物磁学等领域研究的支柱性学科.

磁性矿物的形成与转化过程是岩石磁学的主要研究内容之一. 从全球尺度看,大洋岩石圈是记录磁性矿物全球循环的重要场所. 例如:在洋中脊地区,地幔物质上涌的同时将地球深部的磁性矿物带出,在喷发后的冷却过程中逐渐获得热剩磁(thermoremanence, TRM)(Gee and Kent, 2007),并实时记录了地球磁场的强度和方向等信息. 随着洋壳的增生、扩张和运移,其中的磁性矿物不断记录着地磁场的变化特征,形成了沿洋中脊对称分布的海底磁异常条带(Bukry and Bramlette, 1970; Frisch et al., 2011). 在大陆边缘随着洋壳的俯冲,磁性矿物又重新回到了地球深部. 在洋壳增生、扩张和俯冲的整个循环过程中,海底岩石与海洋持续发生着重要的相互作用,并导致磁性矿物的不断演变,这些变化记录了洋壳结构和地球深部动力学过程等重要地质信息(Tarduno and Cottrell, 2005; Gee and Kent, 2007; Tauxe et al., 2013; Wang et al., 2021). 此外,海洋是全球“源-汇”体系中最大的沉积汇,陆源物质裹挟着各种类型的磁性矿物通过河流、风、冰川等媒介的搬运输送至海洋,在大陆架、半深海和深海地区发生沉积. 这些陆源输入磁性矿物的种类、含量和磁畴的变化蕴含了多重全球变化信息,例如:近海和深海地区的沉积环境变化(氧化还原状态波动)(Chang et al., 2018; 李海燕等, 2006; 张卫国等, 2007)、沉积物物质来源(Bloemendal et al., 1988; 王永红等, 2004; 刘健等, 2007; 汪卫国等, 2014; 刘庚等, 2021)、沉积动力学环境变化(Wang L S et al., 2015; 葛淑兰等, 2012; 唐怀能等, 2021)、海洋水团演化(Li et al., 2019; Shi et al., 2022; 林震等, 2019)、海洋风尘循环与大气动力学波动(Doh et al., 1988; Balsam et al., 1995;

Larrasoana et al., 2008; Maher, 2011; Zhang et al., 2018; Zhong et al., 2024; 姜兆霞和刘青松, 2011; 谢一璇等, 2019)、海洋古生产力变化(Bailey et al., 2011; Zhang et al., 2021)、海平面变化(Ouyang et al., 2014; Liu J X et al., 2021)以及极地冰盖变化(Ge et al., 2022)等. 除陆源输入外, 趋磁细菌的生物控制矿化过程(biologically controlled mineralization, BCM) (Pan et al., 2004; Li et al., 2013; Uebe and Schüler, 2016)和其他铁细菌的生物诱导矿化过程(biologically induced mineralization, BIM) (Lowenstam, 1981; Lovley, 1991; Moskowicz et al., 1993)会分别在细胞内和细胞外形成纳米尺寸磁铁矿颗粒. 与生物诱导和碎屑来源磁铁矿不同, 生物控制矿化形成的磁铁矿(即磁小体)通常结晶程度和化学纯度高、尺寸分布窄, 晶型完好且多具链状结构, 磁性较强且易于识别(Li et al., 2013). 地质记录中的磁小体化石不仅是古地磁信息的理想载体(Paterson et al., 2013), 而且磁小体的种类和形态变化还可以敏感地反映古海洋环境要素的变化特征(Hesse, 1994; Lean and McCave, 1998; Yamazaki and Kawahata, 1998; Roberts et al., 2011; Chang et al., 2018; He and Pan, 2020; Zhang et al., 2021; Xue et al., 2022). 由此可见, 无论是在深部的固体圈层, 还是在表层的沉积体系, 大洋岩石圈都记录了磁性矿物多种类型的循环过程. 以磁性矿物循环为线索, 针对大洋岩石圈中各地质载体(海洋沉积物和海底岩石)开展系统的岩石磁学研究有助于更加深入探索地球动力学过程、全球气候变化、微生物矿化等关键科学问题.

自然环境下磁性矿物的形成与转化等过程受到温度、湿度、压力、酸碱度、阳离子浓度、含氧量等诸多非生物因素和生物因素的多重影响(Liu et al., 2012). 多因素叠加往往会导致矿物磁学性质变化的不确定性, 进而导致传统岩石磁学参数的解释存在多解性(Franke et al., 2007). 这一问题在环境要素多变的海洋内部过程尤为明显, 这在一定程度上限制了岩石磁学在海洋科学领域的推广和应用. 解决该问题的关键在于系统准确把握各类型岩石磁学参数的多解性. 为此, 本文首先简述了海洋样品中磁性矿物的主要类型, 随后系统梳理了常用岩石磁学方法在针对海洋样品磁性矿物的种类、含量和磁畴状态等特征研究时的多解性以及参数解读的注意事项, 最后一部分是岩石磁学方法的局限性、新兴技术以及对未来研究思路的展望.

1 海洋样品中磁性矿物类型简述

1.1 海底岩石中磁性矿物

海底岩石中的磁性矿物类型主要与洋壳结构有关. 洋壳结构自上而下可以分为: 熔岩、席状岩墙、辉长岩层和橄榄岩层(Frisch et al., 2011). 最上部熔岩里的磁性矿物以钛磁铁矿($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$)为主(图 1a). 其中 x 值约为 0.6, 因此该矿物也称为 TM60 (Petersen et al., 1979). 由于海底普遍存在的低温氧化作用, TM60 晶格中的 Fe^{2+} 会氧化为 Fe^{3+} 导致晶格空位和阳离子重排(Petersen et al., 1979; Xu et al., 1997), 原有的热剩磁会部分被化学剩磁所替代(Özdemir and Dunlop, 1985). 此外, 在高温热液的充分作用下, 玄武岩中的 TM60 还会转化为绿泥石和楣石等顺磁性矿物(图 1b), 产生明显的负磁异常(Oliva-Urcia et al., 2011; Wang et al., 2020). 在席状岩墙中, 较浅的岩墙中以钛磁铁矿为主, 主要携带原始的热剩磁(Krása et al., 2011). 随着深度的加深, 岩墙中一些化学成因的磁铁矿逐渐增多(Worm and Bach, 1996), 化学剩磁贡献也逐渐增大(Gee and Kent, 2007). 席状岩墙之下是辉长岩层, 这一层位中主要磁性矿物是贫钛磁铁矿(居里温度在 $580\text{ }^\circ\text{C}$ 左右). 辉长岩一般具有较为稳定的剩磁(Gee and Kent, 2007). 最底部的橄榄岩层本身不携带剩磁, 但在热液作用下的蛇纹石化过程会形成磁铁矿(图 1c), 导致明显的正磁异常. 蛇纹岩广泛分布于慢速-超慢速扩张洋脊(Cannat et al., 1995; Bach et al., 2002). Oufi 等(2002)发现橄榄岩在蛇纹岩化过程中磁化率与蛇纹岩化程度不是简单的线性关系, 蛇纹岩化程度低于 75% 的样品具有相对稳定的磁化率, 大于 75% 的样品磁化率快速提升, 表明磁性矿物是阶段性产出的. Bach 等(2006)发现在蛇纹岩化初期, 橄榄石会部分转化为蛇纹石和含铁水镁石, 只有在反应后期含铁水镁石才会分解形成大量磁铁矿. 蛇纹岩中以低钛磁铁矿为主, 后期蚀变过程会形成部分磁赤铁矿(Dunlop and Prévot, 1982; Zhao et al., 2006). 部分研究者认为蛇纹岩携带的天然剩磁是磁铁矿形成过程中的化学剩磁(Dunlop and Prévot, 1982). 也有研究认为原岩会携带热剩磁, 在后期蛇纹岩化过程中会叠加新的化学剩磁(Zhao, 2001). 蛇纹岩具有较高的磁化强度, 其对全球海底磁异常具有重要贡献(Zhao et al., 1998; Sauter et al., 2004; Wang and Chang, 2022). 由于洋

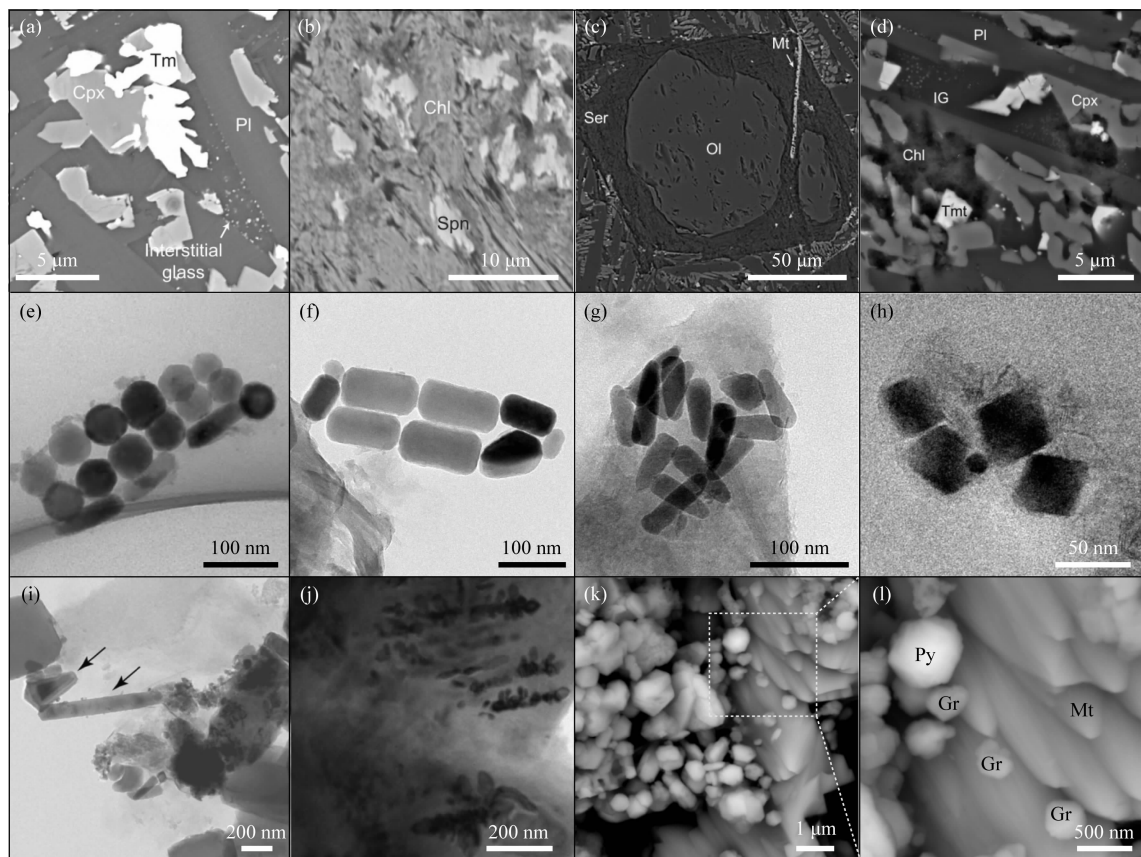


图1 海洋样品中磁性矿物电镜图片

(a) 西南印度洋新鲜洋中脊玄武岩(Wang et al., 2020); (b) 完全绿泥石化的玄武岩(Wang et al., 2020); (c—d) 北大西洋大洋钻探957 站位底部玄武岩段岩石样品(Wang and Chang, 2022); (e) 日本海沉积物中等轴状磁小体(Yamazaki et al., 2019); (f) 北太平洋深海沉积物中棱柱状磁小体(Zhang et al., 2021); (g) 北太平洋深海沉积物中子弹头状磁小体(Zhang et al., 2021); (h) 西太平洋锰结核中立方八面体磁小体(Jiang et al., 2020); (i) 南大洋沉积物中针型巨型生物磁铁矿(Chang et al., 2012); (j) 日本岛东岸沉积物中树突状包体磁铁矿(Chang et al., 2016a); (k—l) 中国东海陆架沉积物中铁硫化物(Liu J X et al., 2021). Py:黄铁矿;Gr:胶黄铁矿;Mt:磁铁矿;Tm/Tmt:钛磁铁矿;Cpx:单斜辉石;Pl:斜长石;Chl:绿泥石;Spn:榍石;Ser:蛇纹石;Ol:橄榄石;IG:玻璃质。

Fig. 1 Electron microscope images for magnetic minerals in marine samples

(a) Fresh basalts in the southwest Indian Ocean ridge (Wang et al., 2020); (b) Fully chloritized basalt (Wang et al., 2020); (c—d) Basalt zone at ODP Site 957 in the North Atlantic Ocean (Wang and Chang, 2022); (e) Equant magnetofossils in Japan sea sediments (Yamazaki et al., 2019); (f) Hexagonal prismatic magnetofossils in North Pacific Sediments (Zhang et al., 2021); (g) Bullet-shaped magnetofossils in North Pacific Ocean sediments (Zhang et al., 2021); (h) Cubo-octahedral magnetofossils from western Pacific manganese nodules (Jiang et al., 2020); (i) Needle-shaped giant biogenic magnetite in Southern Ocean sediments (Chang et al., 2012); (j) Dendritic magnetic inclusions in sediments off the east coast of Japan island (Chang et al., 2016a); (k—l) Iron sulfides in East China Sea continental shelf sediments (Liu J X et al., 2021). Py: pyrite; Gr: greigite; Mt: magnetite; Tm/Tmt: titanomagnetite; Cpx: clinopyroxene; Pl: plagioclase; Chl: chlorite; Spn: sphene; Ser: serpentine; Ol: olivine; IG: interstitial glass.

中脊环境的复杂性,玄武岩或橄榄岩等洋壳岩石通常会经历多类型和多期的热液蚀变和低温氧化过程,其中磁性矿物的种类、含量、磁畴状态等会发生一系列复杂变化,这些变化将直接导致海底磁异常解释的复杂性。

1.2 海洋沉积物中磁性矿物

海洋沉积物中的磁性矿物种类相对复杂,按照来源不同可以大致归为碎屑成因、生物成因和化学成因三种类型。

碎屑成因磁性矿物包括磁铁矿、磁赤铁矿、钛磁铁矿、赤铁矿和针铁矿等(图2)。部分亚铁磁性矿物的粒径在亚微米至微米级别,形状不规则,常以单体形式出现,矿物晶格中往往含有其他杂质阳离子替代。部分细颗粒磁铁矿会以包体形式存在于宿主硅酸盐矿物内(Chang et al., 2016a; Zhang et al., 2018)。碎屑磁性矿物来源于陆地岩浆岩、变质岩、沉积岩以及海底岩浆岩的风化剥蚀,通过河流、风、冰川、洋流等搬运至边缘海和大洋地区(Evans and

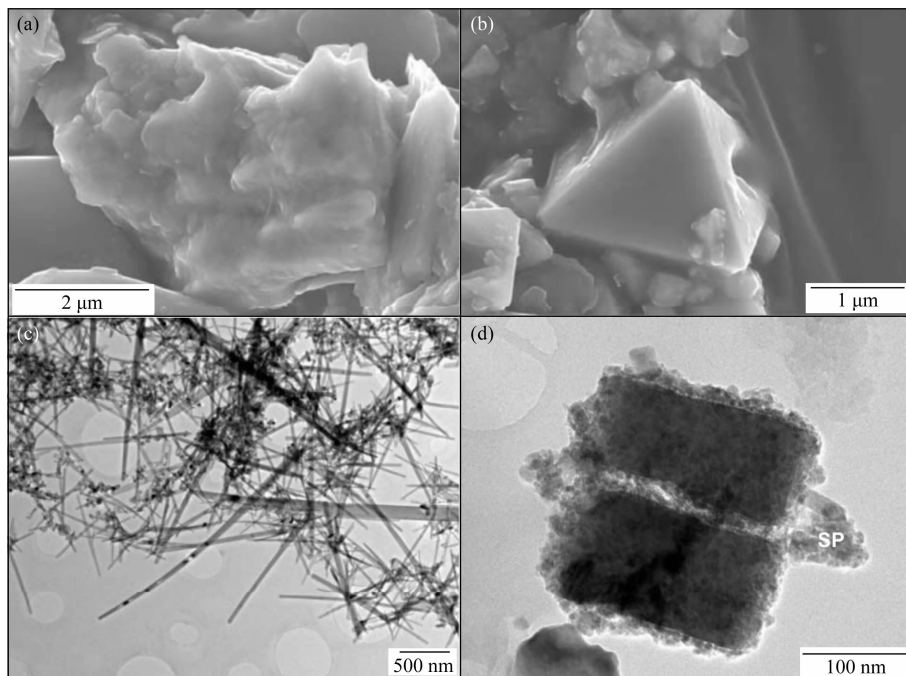


图 2 赤道大西洋沉积物样品中磁性矿物电镜图片

(a) 碎屑磁铁矿; (b) 钛磁铁矿; (c) 针状针铁矿; (d) 钛磁铁矿及其周边聚集的 SP 颗粒。上述图片来自 Franke 等(2007)。

Fig. 2 Electron microscope images for the magnetic minerals in equatorial Atlantic Ocean sediments

(a) Detrital magnetite; (b) Titanomagnetite; (c) Needle-shaped goethite; (d) Titanomagnetite surrounded by SP particles. All figures are from Franke et al. (2007).

Heller, 2003).

生物成因磁性矿物主要通过生物控制矿化和生物诱导矿化两类方式形成。前者以趋磁细菌为代表。趋磁细菌是一类能在细胞内合成纳米晶体颗粒(磁小体,化学成分为磁铁矿或胶黄铁矿)的原核生物(Pan et al., 2004, 2005; Kopp and Kirschvink, 2008; Uebe and Schüler, 2016)。趋磁细菌种类和磁小体类型多样,但同种趋磁细菌通常在细胞内只能形成一种类型的磁小体(Liu P Y et al., 2021)。自然界中多数磁小体为磁铁矿颗粒,主要晶型有立方八面体、六角棱柱状和子弹头状(图 1e—1h)(Kopp and Kirschvink, 2008)。除此之外,在古新世-始新世的大洋沉积物中还发现了微米级的巨型生物磁铁矿颗粒(图 1i),以矛头型、纺锤型、针型和大于子弹头型为主(Schumann et al., 2008; Chang et al., 2012; Wagner et al., 2021; Xue et al., 2022)。除了磁铁矿外,在富硫的还原性条件下,个别种属的趋磁细菌还可以合成胶黄铁矿的磁小体链(Reinholdsson et al., 2013)。与磁小体的细胞内矿化不同,铁细菌(主要是铁还原细菌和铁氧化细菌)能在细胞外诱导合成磁铁矿(Moskowitz et al., 1993; Li et al., 2013; Miot et al., 2014)。由于缺乏像磁小体合成的严格胞内调控和基因控制,诱导矿化容易受到环境因素

的影响,因而其尺寸分布不均匀(SP 粒级),化学纯度和形态差异较大(Sparks et al., 1990; Miot et al., 2014; Han et al., 2020)。

海洋沉积物中化学成因磁性矿物的形成过程较为复杂,在此主要以低温氧化、成土作用和硫酸盐还原成岩作用三个过程为例,简要介绍化学成因磁性矿物类型。在强氧化环境,原始碎屑磁铁矿(钛磁铁矿)往往会经历低温氧化作用,形成磁赤铁矿(钛磁赤铁矿),导致磁化强度和剩磁记录能力有所降低(Johnson and Merrill, 1974)。这一过程在沉积速率较低的中北太平洋大洋红黏土(red clay)沉积物中尤为明显(Kent and Lowrie, 1974)。当磁铁矿晶格中钛元素含量较高时,低温氧化作用形成的部分钛磁赤铁矿所携带的化学剩磁方向会与原始剩磁方向相反,即“自反转”(self-reversal)现象(Doubrovine and Tarduno, 2004)。成土作用形成的细颗粒磁赤铁矿和赤铁矿一般通过河流输送至边缘海地区,是边缘海地区沉积物中重要的磁性组分(Li et al., 2019)。内陆风尘源区成土作用形成的磁性矿物也会随风力搬运至深海大洋地区(Zhang et al., 2018)。在高速沉积和有机质供应相对充足的海区,由于硫酸盐还原成岩作用的影响,沉积物中原始磁性矿物(主要为磁铁矿和少量赤铁矿)会被不同程度地改

造,在此过程中形成一系列的自生铁硫化物,例如常见的四方硫铁矿(FeS) \rightarrow 胶黄铁矿(Fe_3S_4) \rightarrow 黄铁矿(FeS_2)系列(Berner, 1984; Bloemendal et al., 1993). 胶黄铁矿具有与磁铁矿相似的反尖晶石结构,属于亚铁磁性矿物,具有较强的剩磁记录能力. 沉积物中胶黄铁矿所携带的化学剩磁往往与其对应地层沉积时的地磁场不一致,很难确定其化学剩磁滞后于同沉积的地磁场信号的时间,甚至还会出现与对应地层沉积时代相反的极性(Roberts and Weaver, 2005; Sagnotti et al., 2010). 因此,胶黄铁矿的存在为海相沉积的磁性地层数据解释带来了挑战. 例如,我国科研人员对南黄海中部钻孔岩心的研究发现,岩心中部层位胶黄铁矿对应的负极性很容易造成对年龄框架的错误评估. 为此,研究人员通过系统的岩石磁学和矿物学分析有效识别出胶黄铁矿,并利用热退磁方法去除其影响后,从而得到了更加合理可信的磁性地层年代框架(Liu et al., 2014a, b, 2016). 最近 Chang 等(2023)对匈牙利潘诺尼亚盆地的含胶黄铁矿的泥岩研究发现,胶黄铁矿本身存在蚀变现象,蚀变的胶黄铁矿会形成磁铁矿(或磁黄铁矿)的外壳,其会获得一个与核部原始化学剩磁方向相反的化学剩磁,这一新的胶黄铁矿自反转模型对于沉积剩磁数据解释具有重要意义. 胶黄铁矿的形成和保存需要特定的环境条件,需要高浓度的活性铁、低的硫化物供应、海平面的快速升降以及构造活动等特殊地质条件阻断黄铁矿化的进程(Kao et al., 2004; Oda and Torii, 2004; Roberts and Weaver, 2005). 胶黄铁矿的富集也因此具有极为特殊的环境指示意义. Liu J X 等(2021)在对中国东部陆架海域沉积物长岩心的岩石磁学和古地磁学研究中发现了规模发育的胶黄铁矿(图 1k, l),对其所记录的古环境信息进行了深入研究,并将其形成和保存与研究区环流和海平面的演化联系在一起,进一步深化了对胶黄铁矿形成机制的理解. Yang 等(2022)还在苏门答腊岛近海发现了大颗粒(最大可到 $75\ \mu\text{m}$)的胶黄铁矿颗粒,这些粗颗粒胶黄铁矿主要存在于强烈生物扰动的浊积层中,这一地区胶黄铁矿的发现对于理解海洋铁-碳-硫(Fe-C-S)体系具有指导意义.

2 岩石磁学方法简述

岩石磁学的方法学体系可以概括为磁性矿物的种类及变化过程识别、含量表征、磁畴状态评估等几

方面内容. 磁性矿物识别方法主要包括高低温测试,例如:磁化率-温度曲线(χ - T)、三轴等温剩磁退磁曲线(three-axis thermal demagnetization)、低温热退磁曲线(zero-field cooling/field cooling, ZFC/FC)、低温剩磁循环曲线(SIRM-cycle),上述方法根据磁性矿物居里点(T_C)、尼尔温度点(T_N)或者低温转换点(例如,磁铁矿 Verwey 转换点(约 120 K)(Verwey, 1939)、赤铁矿 Morin 转换点(约 250 K)(Morin, 1950)、磁黄铁矿低温转换点(约 34 K)(Dekkers et al., 1989))来识别磁性矿物. 此外,还可以利用数学模型分离等温剩磁获得曲线(isothermal remanent magnetization unmixing, IRM-unmixing)、非磁滞剩磁获得曲线(anhyseretic remanent magnetization unmixing, ARM-unmixing)、退磁曲线(demagnetization curve unmixing)以及磁滞回线(hysteresis loop unmixing),经过数学分离可以获得每个磁性组分的矫顽力信息,对磁性矿物鉴别具有重要参考意义. 磁性矿物含量表征主要基于相关磁学参数的变化间接推测矿物含量变化,例如:饱和等温剩磁(SIRM or M_{rs})、饱和磁化强度(M_s)以及非磁滞剩磁(anhyseretic remanent magnetization, ARM)、硬剩磁(hard isothermal remanent magnetization, HIRM)等. 上述指标主要评估磁性矿物的绝对含量变化. 此外还有磁学参数可以指示磁性矿物的相对含量变化. 例如,在矫顽力分布相对均一的前提下(Liu et al., 2007), S-ratio 还可以评估软磁性组分相对比例. 磁性矿物磁畴状态评估主要基于矫顽力相关指标,例如单一指标:矫顽力(B_c)和剩磁矫顽力(remanence coercivity, B_{cr}), 比值类指标: M_{rs}/M_s 、 B_{cr}/B_c 、ARM/SIRM、ARM/ χ_{lf} 、SIRM/ χ_{lf} 等, 图谱类: King 图(χ_{ARM} vs. χ_{ferri} , King et al., 1982)、Day 图(M_{rs}/M_s vs. B_{cr}/B_c , Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, b)、Egli 图(χ_{ARM}/IRM vs. MDF_{ARM} , Egli, 2004)、Borradaile 图(M_{rs}/M_s - B_c - B_{cr} , Borradaile and Lagroix, 2000)、Lascu 图(M_{rs}/M_s vs. χ_{ARM}/M_{rs} , Lascu et al., 2010)、一阶反转曲线图(first-order reversal curve, FORC)(Pike et al., 1999; Roberts et al., 2000)等. 国内外学者已对上述岩石磁学参数的理论基础、测试流程以及应用实例进行过详细综述(Thompson and Oldfield, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997; Evans and Heller, 2003; Liu et al., 2012; Roberts et al., 2019; 朱日祥等, 2003; 张春霞和黄宝春, 2005; 敖红和邓成龙, 2007), 本文对相似内容不再赘述, 下面重点论述岩石磁学方法在海洋样品研究中的多解

性以及需要注意的问题。

3 岩石磁学参数多解性讨论

3.1 磁性矿物种类识别

3.1.1 温度实验

在对海洋沉积物或海底岩石开展岩石磁学研究的第一步就是要确定其所含磁性矿物的种类。海洋中磁性矿物来源的多样性以及后期改造作用的复杂性增加了磁性矿物的识别难度。以磁化率-温度曲线(或剩磁-温度曲线)为例,其在陆相和河湖相沉积物磁性矿物鉴别方面使用较为广泛(Deng et al., 2001; Liu et al., 2005; Yang X Q et al., 2012; Yang T S et al., 2015; Wang et al., 2016)。但在海洋沉积物中,磁化率-温度曲线的应用往往受到限制。主要有以下几方面原因:首先,由于磁化率-温度曲线测试是有损测试,研究者所能获得的海洋沉积物样品相比于陆相样品更加困难,尤其针对大洋科考而言,所能获得的可供研究样品量更加稀少,加热等破坏性实验对样品的耗损较大。相比之下低温实验(ZFC、FC、SIRM-cycle)对样品没有破坏性,更加适合海洋样品研究。但低温实验在海洋样品研究中具有局限性。例如在一些低沉积速率、低有机质输入、以及细颗粒主导的海洋沉积物中(例如:大洋黏土),由于氧化作用和粒径效应的双重影响(Dunlop and Özdemir, 1997; Özdemir et al., 1993),磁铁矿的 Verwey 转换往往被抑制(Yamazaki and Ioka, 1997; Zhang et al., 2018),难以单独利用低温实验直接判断磁铁矿的存在。相比之下,在一些近海和半深海沉积物中,沉积速率相对较快、有机质和陆源粗颗粒物输入较高,低温实验更适于鉴定磁铁矿的存在(Chang et al., 2016b; Li et al., 2019)。

三轴等温剩磁热退磁曲线(Lowrie, 1990)也是常用的磁性矿物鉴别方法,而且在以下几个方面具有明显优势:一方面,由于剩磁测量过程在零磁空间内完成,即便加热过程有新的磁性矿物形成,也不会获得新的剩磁,可以有效克服加热过程中新矿物形成与转化对原始磁性组分鉴别的影响;另一方面,由于将不同矫顽力磁性组分沿三轴方向独立磁化,在鉴别不同磁性矿物时更加直观,避免强磁性矿物对弱磁性矿物的信号压制;此外,三轴热退磁实验要将样品在强磁场条件下饱和,为了避免剩磁测量过程中超导磁力仪超限,所使用的样品量往往较少,尤其是针对细颗粒富集的大洋沉积物样品而言。尽管加

热过程会损耗样品,但相比于磁化率-温度曲线(感磁)测量,三轴热退磁过程中样品损耗显著降低。在测试效率方面,相比于磁化率-温度曲线测试,三轴热退磁可以在一个热退磁周期测试多个样品,也大大降低了实验分析的时间成本。上述优势使得三轴等温剩磁热退磁方法更适合海洋样品磁性矿物的识别分析(Yang et al., 2008; Zheng et al., 2010; Tauxe et al., 2015; Kissel et al., 2018; Oda et al., 2018; Channell et al., 2019; Liu et al., 2019)。例如,在我国东海大陆架沉积物中,部分层位样品的中矫顽力退磁曲线在 240~360 °C 之间存在明显的剩磁下降,同时结合其他磁性特征可以推断胶黄铁矿在这些层位中占有相当优势(图 3)(Liu J X et al., 2021)。值得一提的是,为了避免经验主义,在划分强中弱三个磁场范围时,可以尝试用磁分离技术(例如:等温剩磁获得曲线分解等)初步获得样品的矫顽力分布情况,并在此基础上设定三轴磁场范围进行磁化,这样可以在最大程度上发挥三轴热退磁鉴别磁性矿物的能力和优势。

3.1.2 磁性组分分离

常规岩石磁学测试所获得的参数或者曲线只能反映样品中所有磁性矿物的综合信息,不同磁性组分之间的相互影响会直接干扰磁性矿物的准确鉴定。为了精确识别每一种磁性矿物,有必要对全岩样品磁信号进行分离。数学方法可以通过模型计算对磁学测量曲线进行组分分解,可以在不破坏样品的前提下快速获得各个组分的磁性特征。相比之下,数学方法比物理分离(溶解磁选)(Hesse, 1994)和化学分离(Hunt et al., 1995)更加适合开展海洋样品的高分辨率研究。对于海洋沉积物或者岩石样品而言,其 IRM 获得曲线可以理解为样品中所有磁性矿物 IRM 获得曲线的叠加。Robertson 和 France(1994)首次提出 IRM 获得曲线可以用外加磁场的累积对数高斯曲线进行拟合,并定义了三个参数,即获得饱和等温剩磁外场的一半($B_{1/2}$)、单一组分饱和等温剩磁(SIRM)、分散度(dispersion parameter, DP),用来约束每个磁性组分特征。通过这样的表示和限定,各种组分对数高斯曲线相互叠加起来的累积高斯分布曲线就对应整个样品的 IRM 获得曲线。Kruiver 等(2001)在此原理基础上提供了一套完整的循环算法流程(Excel 算法文件)。随后, Heslop 等(2002)基于最大期望算法(expectation-maximization algorithm)开发了自动化程度更高的组分分离软件(IRMUNMIX),可以自动拟合得出各个组分的矫顽力和剩磁等指

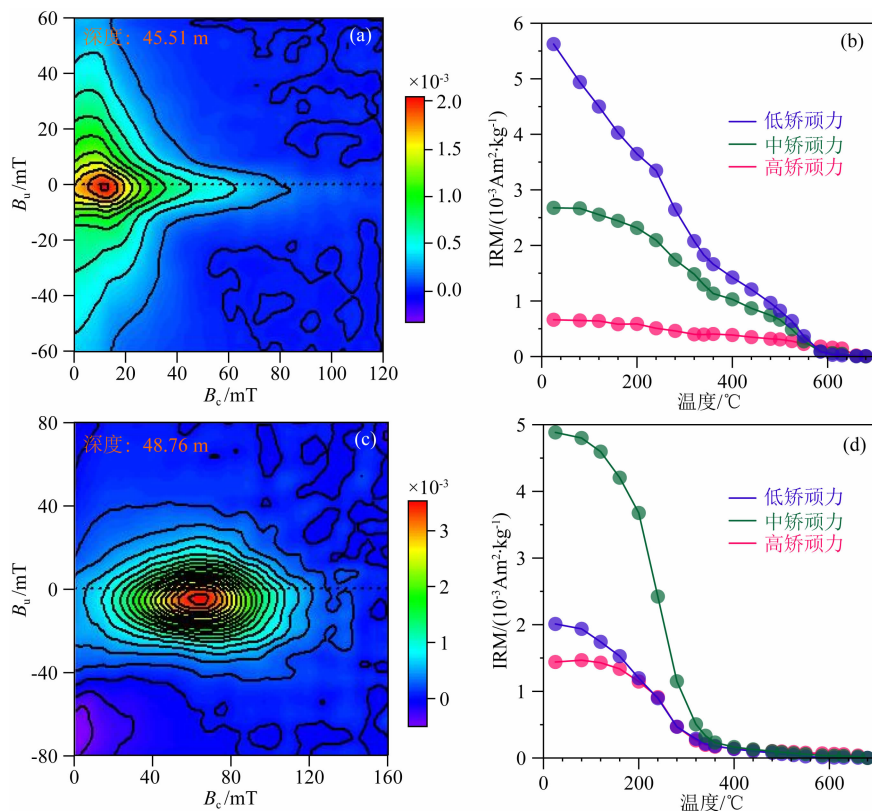


图3 中国东海陆架 DH03 岩心沉积物 FORC 图和三轴热退磁图

(a)和(c)为对应层位样品的一阶反转曲线图(FORC);(b)和(d)为对应样品的三轴热退磁曲线。45.51 m 层位以典型碎屑磁铁矿为主要载磁矿物。48.76 m 样品的中矫顽力组分在 240~360 °C 区间剩磁大幅度降低(d),同时结合 FORC 特征(等值线同心环状分布,中心矫顽力接近 60 mT 左右,环状中心偏下方,且具有较宽的纵向展布)(c),推测含有大量胶黄铁矿。上述磁学图谱以及解释来自于 Liu J X 等(2021)。

Fig. 3 FORC diagrams and thermal demagnetization of three-axis IRMs for samples in Hole DH03 from China East Sea continental shelf

(a) and (c) FORC diagrams; (b) and (d) Thermal demagnetization of three-axis IRMs. These figures show that the sample at 45.51 m is dominated by detrital magnetite. The significant remanence drop between 240 and 360 °C for medium coercivity component (d) and FORC features (The contour lines are concentric and annular distribution, the B_c is close to 60 mT, the ring center is lower, and the longitudinal distribution is wider) (c) reveal that the samples contain abundant greigite at 48.76 m. The above figures and interpretations are from Liu J X et al. (2021).

标。Egli (2003, 2004) 在原有三参数 ($B_{1/2}$, SIRM, DP) 的基础上追加补充了偏态 (skewness) 和峰态 (kurtosis) 两个参数,同时编写了基于 Mathematica 软件平台的矫顽力分布计算 (Coercivity Distribution Calculator, CODICA) 和矫顽力分析 (Generalized Coercivity Analyzer, GECA) 两个算法程序。由于同时采用五个参数对组分进行限定,分离结果的可靠性得到进一步提升。Heslop 和 Dillon (2007) 提出了非负矩阵分解算法 (non-negative matrix factorization), 该算法得到的组分形状及其相对贡献仅基于测量数据集的变化,不需要数学函数来表示单个组分特征。Maxbauer 等 (2016) 开发了 MAX UnMix 网页应用,采用了平均矫顽力、分散度、相对含量和偏态四

个参数约束磁性组分,该应用进一步提高了剩磁曲线分离的交互性和可操作性。研究人员可以根据自身需要选择合适的算法程序进行 IRM 获得曲线分解工作。凭借分析速度快、可操作性强、灵敏度高等优势,IRM 获得曲线分离技术在海洋沉积物和海底岩石磁性矿物识别方面得到了广泛应用 (Egli, 2004; Roberts et al., 2011; Yamazaki, 2012; Yi et al., 2015; Chang et al., 2018; Li Q et al., 2019; He and Pan, 2020; Jiang et al., 2020; Li J H et al., 2020; Zhang et al., 2018, 2021; Ge et al., 2022; Wang et al., 2021; Xue et al., 2022)。

在深海沉积物中,研究人员基于 IRM 获得曲线分离技术提取了磁小体信号。磁小体主要包含矫顽

力不同的两个组分:低矫顽力的软磁生物组分(biogenic soft, BS)和高矫顽力的硬磁生物组分(biogenic hard, BH). 河湖相沉积物中所发现的两类磁小体矫顽力区间分别在大约 40~60 mT 和 60~80 mT 之间,相比之下海洋样品中两类磁小体的矫顽力都明显偏低(约 30%左右)(Yamazaki, 2012; He and Pan, 2020; Jiang et al., 2020; Yuan et al., 2020; Zhang et al., 2021),这可能与海洋环境和淡水环境下趋磁细菌的菌株类型不同有关(Egli, 2004). 软磁组分以等轴状(立方八面体)磁小体为主;硬磁组分以非等轴状(六角棱柱状和子弹头状)为主. 由于各向异性的差异,软磁组分比硬磁组分的分散度(DP)相对偏高,前者一般在 0.2 左右,后者一般在 0.15 左右(Egli, 2004; Yamazaki et al., 2019). 两类磁小体具有明显的环境指示意义,等轴状和非等轴状磁小体的富集可以分别指示相对氧化和相对还原的沉积环境(Hesse, 1994; Yamazaki and Kawahata, 1998). 因此,基于 IRM 分离获得不同生物组分相对贡献可以提供岩心记录的海洋相对氧化还原状态信息(Yamazaki, 2012; Chang et al., 2018; He and Pan, 2020; Zhang et al., 2021). 除环境指示意义外,化石磁小体还稳定记录了地磁场变化信息,是海洋沉积物中天然剩磁的重要载体. 以北冰洋沉积物为例,沉积物中钛磁铁矿氧化为钛磁赤铁矿过程中,化学剩磁的“自反转”现象给磁性地层的数据解释带来争议(Channell and Xuan, 2009; Xuan and Channell, 2010; Liu et al., 2019),制约了这一地区长时间尺度岩心沉积物年龄框架的建立. 作者近来首次在北冰洋高纬极地海区第四纪沉积物中发现了丰富的磁小体化石颗粒(Zhang et al., 2022),通过系统的岩石磁学分析发现磁小体化石颗粒的剩磁贡献高于碎屑组分的剩磁贡献. 能谱分析显示磁小体化石为成分纯净的磁铁矿(Fe_3O_4)颗粒,不含钛元素,即使磁小体有一定程度的氧化,也不会出现钛磁铁矿的“自反转”情况,而且单畴磁小体记录剩磁的能力显著强于涡旋态(或多畴)的碎屑亚铁磁性矿物. 该研究结果也进一步支持 Liu 等(2019)一文对该岩心磁性地层的数据解释. 在今后北极地区磁性地层研究中,利用岩石磁学组分分析获取生物和碎屑磁性组分的相对贡献,将为评估“自反转”的影响程度提供重要依据. 除生物组分外,IRM 分离技术还可获得碎屑磁性组分信息. 一般海洋沉积物样品的 IRM 分离普遍会拟合得到一个低矫顽力(约 10~20 mT)和高分散度(约 0.3~0.35)的磁性组分,而且这一组分的相对剩

磁贡献往往不可忽视. 大多数研究将这一组分归为粗颗粒碎屑磁性矿物,然而部分生物诱导矿化形成的细颗粒膜外磁铁矿矫顽力一般与粗颗粒碎屑磁铁矿矫顽力重叠(Sparks et al., 1990; Moskowicz et al., 1993; Egli, 2004; Miot et al., 2014). 此外,由于测量时间小于热弛豫时间,部分化学成因介于约 20~25 nm 边界的超顺磁颗粒的矫顽力也会有所提升(Heslop et al., 2004). 因此,对于低矫顽力组分不能简单概括为碎屑矿物. 通常情况下,在海洋沉积物中一般将矫顽力在 100 mT 左右的磁性组分视为碎屑成因磁性矿物的代表,这一组分主要包括磁赤铁矿、成土赤铁矿等陆源碎屑矿物(Yamazaki, 2008, 2009; Zhang et al., 2018). IRM 曲线分离也会得到部分反铁磁性矿物(主要为赤铁矿)信息,但由于强磁性矿物的影响,反铁磁性矿物的拟合信息往往具有较大误差,不建议直接使用. 除沉积物研究以外,IRM 分离技术在海底岩石蚀变过程(例如:绿泥石化和蛇纹岩化)追踪磁性矿物转化也发挥了关键作用,可以快速评估不同蚀变程度岩石中原始钛磁铁矿和新形成磁性矿物的磁性特征变化情况(Wang et al., 2021; Wang and Chang, 2022).

与 IRM 获得曲线相似,磁滞回线也反映了全岩样品各个磁性组分的综合磁滞信息. Heslop 和 Roberts(2012)基于线性混合模型提出了磁滞回线分离的详细算法. 该算法要求磁滞回线的测量时间和加场步长保持一致,去掉顺磁性和抗磁性物质贡献,同时要对曲线进行原点和漂移矫正. Heslop 和 Roberts(2012)测量了南大洋 ODP 689、690 和 738 站位沉积物样品的 38 个磁滞回线,利用磁滞回线分离技术获得了低矫顽力的碎屑磁铁矿、中矫顽力的生物磁铁矿以及高矫顽力的反铁磁性矿物三个磁性组分,并且评估了各个站位沉积物中每个磁性组分的相对贡献. 磁滞回线测量比一般 IRM 曲线测量更加节省时间,适用于高分辨率研究,在今后海洋样品研究中非常值得进一步推广使用.

在针对天然样品开展组分分离(包括剩磁分离和磁滞回线分离)研究时要特别注意,分离技术得到的各个磁性组分是通过数学模型拟合得到的,而不是直接的矿物识别. 通常情况下,模拟出的组分越多,拟合曲线与原始曲线会越接近,但并不意味每一个模拟得出的组分都具有实际意义. 此外,由于磁畴状态、离子替代以及后期成岩作用等多重因素的影响,部分磁性矿物的矫顽力可能存在重叠,因此单一矫顽力组分可能代表了多种磁性矿物的集合体.

单纯的基于数学方法的分离技术只能间接推测样品的磁性矿物组成. 显微学(例如:透射电镜或扫描电镜分析)和矿物学(例如:X射线衍射分析)等证据可以在一定程度上为磁性组分分析提供辅助说明(Li et al., 2020; 唐旭和李金华, 2021).

3.2 磁性矿物含量表征

岩石磁学方法可以提供一系列指标间接表征磁性矿物含量变化,但在海洋样品研究中需要注意以下几个关键问题.

3.2.1 磁化率的局限性

在海洋沉积物研究中普遍会发现样品的磁化率变化与其 M_s 或 SIRM(M_{rs})变化表现为较强正相关关系,由于 M_s 和 SIRM(M_{rs})都是稳定的含量控制参数,因此往往会形成磁化率也是反映含量变化的惯性思维,实则不然. 磁化率是岩石磁学中最基础也是解释最复杂的参数,其变化受到磁性矿物种类、磁畴状态、温度、观测频率和外加磁场等多重因素影响(刘青松和邓成龙, 2009). 尽管磁化率在海洋冰筏碎屑层位识别(Robinson, 1986; Eldrett et al., 2007; Bailey et al., 2011)、陆源风尘输入追踪(Rohling et al., 2008)以及河流物质输入评估(Weber et al., 2003)等方面已有研究实例,但其指示意义往往具有局限性和多解性. 因为对于任何一块样品而言,其磁化率都是一个综合参数,不能准确表征单一矿物性质(Hounslow and Maher, 1999). 以钙质沉积为例,一般大洋钙质沉积的磁化率非常低,常规低频磁化率测量往往有负值出现,这是由于碳酸钙作为抗磁性物质的稀释效应导致的,但这并不意味着样品中亚铁磁性矿物本身含量低. 实际上,在保存条件良好的深海钙质沉积物中往往含有大量的生物成因磁性矿物(Hesse, 1994; Lean and McCave, 1998; Tarduno et al., 1998; Egli, 2004; Roberts et al., 2011; He and Pan, 2020). 如果想获得钙质沉积中亚铁磁性组分的真实信息,需要利用化学方法溶解去除钙质成分(Hounslow and Maher, 1999)或者其他数学方法进行组分分离. 高场磁化率在海洋沉积物研究中常常被忽略,高场磁化率可以在一定程度上衡量顺磁性矿物含量,在海洋风尘沉积研究中是一个非常关键的参考指标(Zhang et al., 2018, 2021). 总之,磁化率是一个非常基础的参数,其指示意义存在复杂的多解性,尤其是对组分复杂的海洋样品而言. 磁化率仅仅是了解样品磁学性质的一个初步窗口,还需要更加深入和全面的参数去约束样品的磁性特征. M_s 和 SIRM(M_{rs})都是衡量亚铁磁性矿物含量变化的

理想参数(Liu et al., 2012). 实验室获取上述参数过程中需要格外注意几个细节,以 SIRM 为例,常规长岩心脉冲磁力仪的加场范围比较有限,边缘区域磁场有不同程度的衰减,尽量选择在中段进行加场;二是传统脉冲磁力仪的加场精确度问题,前后两次设置同一磁场值进行加场,获得的剩磁往往存在一定的误差. 相比脉冲磁力仪,振动样品磁力仪对磁场控制一般较为精准,不同大小和方向的加场也较为方便,因此更加适合 SIRM 测量. 在用振动样品磁力仪测量 SIRM 时,磁滞回线获得的 SIRM 是根据曲线与纵轴截距拟合得到的,拟合过程存在一定误差,推荐使用剩磁获得曲线测量过程中获得的 SIRM,或者直接在操作面板上施加磁场并记录相应剩磁.

3.2.2 非磁滞剩磁的指示意义

非磁滞剩磁(ARM)是在实验室人工磁场作用下获得的一个非常重要的岩石磁学参数(Dunlop and Özdemir, 1997). 由于 ARM 对单畴颗粒的高度敏感性(Maher, 1988; Li Y S et al., 2020),前人研究普遍发现海洋沉积物中 ARM 变化明显受控于磁小体含量波动(Vali et al., 1989; Tarduno et al., 1998; Egli, 2004; Qian et al., 2020; Zhang et al., 2021). 因此,对于生物成因磁性矿物主导的海洋沉积物,其样品 ARM 被视为衡量磁小体丰度变化的理想参数. 但要注意的是不同链状结构(例如:单链、多链、折叠-坍塌链)的磁小体获得 ARM 的能力有较大差别. 对于单链,在一个逐渐衰减的交变场中,ARM 表示两个对称单畴之间的室温热力学平衡(Egli and Lowrie, 2002),其 χ_{ARM}/IRM 值取决于单畴之间热能跃迁的能量位垒. 对于多链(或折叠-坍塌链),磁通封闭态(flux-closure)由于能量较小而被选择,对应的 ARM 与磁通封闭态去核的能量位垒相关联(Amor et al., 2022). 由于磁通封闭态的磁矩很小,所以多链(或折叠-坍塌链)的 χ_{ARM}/IRM 一般较小. 因此,单链结构磁小体往往比多链(或折叠-坍塌链)结构磁小体可以获得更高的 ARM(Moskowitz et al., 1993; Pan et al., 2005; Li et al., 2012; Amor et al., 2022). 对于碎屑成因磁性矿物主导的沉积物,其 ARM 变化主要受控于磁性矿物的磁畴状态变化(King et al., 1982; Thompson and Oldfield, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997). 此外,还需要考虑到磁相互作用的影响,强烈的磁相互作用会显著降低样品的 ARM(Sugiura, 1979). 海洋沉积物中有一类纳米级细颗粒磁铁矿,它们

常以包体形式存在于宿主硅酸盐矿物内(magnetic inclusions)(图 1j)(Chang et al., 2016a; Zhang et al., 2018; Hong et al., 2019),这一类磁性矿物往往具有较强的磁相互作用,在 ARM 相关数据解释时要特别注意.针对海洋沉积物 ARM 的数据解释,推荐使用多方法磁分离技术(例如:IRM-unmixing、ARM-unmixing 和 FORC-PCA 等),多方法联合使用可以显著提高 ARM 解释的可靠性(Zhang et al., 2022).

3.2.3 “含量”与“通量”辨析

在利用磁学参数间接衡量相关磁性矿物含量变化时,研究人员习惯将磁力仪获得的磁矩转化为磁化强度(剩磁),比如:将“Am²”或“emu”转化为“Am²·kg⁻¹”和“emu·g⁻¹”.在单纯描述相关矿物含量变化时,上述归一化参数的确可以直接使用.但如果仅凭单一矿物含量变化推测矿物输入所携带的环境和气候意义,往往会因为其他干扰组分的“稀释”(dilution)效应导致多解性(Rea, 1994; Heslop et al., 2013).此时,更应该考虑使用“通量”(flux)指标反映矿物输入的地质意义.通量是指单位时间内流经某单位面积内某物质的量,具体表征了某物质的输送强度.在海洋沉积物中某物质 A 的通量(或称为质量堆积速率, mass accumulation rate, MAR)计算公式可以概括为: $Flux_A = Content_A \times LSR \times DBD$, 其中 $Content_A$ 为物质 A 的含量(一般为百分含量或者质量归一化后参数), LSR 为岩心沉积序列的线性沉积速率(linear sedimentation rate), DBD 为样品的干密度(dry bulk density).下面以海洋风尘和磁小体研究为例具体阐述“通量”指标的应用.

在海洋风尘的“源-汇”过程研究中,源区产生的风尘颗粒中含有石英、硅酸盐矿物以及各种磁性矿物,在西风和季风等介质搬运下,这些风成矿物就会被输送至海洋并沉积保存下来.当源区环境发生剧烈变化时,风尘生成量大幅度提升,此时向海洋输送的风尘颗粒明显增多.因此,海洋沉积物中风尘组分蕴含了丰富的源区古环境变化信息(Maher et al., 2010; Wan et al., 2012; Shen et al., 2017).研究人员普遍采用海洋沉积物中的风尘通量(eolian dust flux)来间接推测源区环境变化(Doh et al., 1988; Arnold et al., 1995; Rea et al., 1998; Zhang et al., 2020),而不是单纯使用含量指标,其中原因可以用下述特例来理解.以钙质和硅质沉积为例,这些类型沉积物中钙质和硅质等生物壳体是主导组分,在地

质历史时期的某一时段,由于陆地源区的剧烈环境变化导致风尘向海洋输送明显增多,单位时间和单位面积内沉积的风尘组分明显提升,如果恰好此时海洋初级生产力也快速上升,有孔虫和硅藻等微体生物快速繁殖,导致沉积物中钙质和硅质组分含量短期内快速上升.在这种特殊情况下,由于钙质和硅质组分的稀释效应,风尘组分的相对含量会显著下降,相应的陆源磁性矿物信号也会被明显压制,如果单纯利用风尘含量和磁学含量指标推测源区环境变化,很显然会得到与事实完全相反的结论.上述问题在海洋磁小体研究中也需格外注意.作为趋磁细菌的产物,磁小体近年来成为探索海洋深部生产力和含氧量变化的重要研究对象(Chang et al., 2018; He and Pan, 2020; Zhang et al., 2021).为了避免碎屑和其他自生组分的影响,在评估磁小体丰度变化所携带的古海洋环境要素变化信息时也推荐使用磁学参数的通量指标(Lean and McCave, 1998; He and Pan, 2020; Zhang et al., 2021).

3.3 磁性矿物磁畴评估

3.3.1 “磁畴”与“粒径”的关系

磁畴是磁性矿物的重要属性之一,往往会与磁性矿物的粒径指标相混淆.在概念上磁畴与粒径有本质的不同,磁畴是磁性矿物在自发磁化的过程中为降低磁能而产生的小型磁化区域,磁畴是一个微观概念;而粒径是指颗粒的宏观大小.如图 4 所示,在一般温度条件下,磁铁矿的粒径与磁畴状态之间

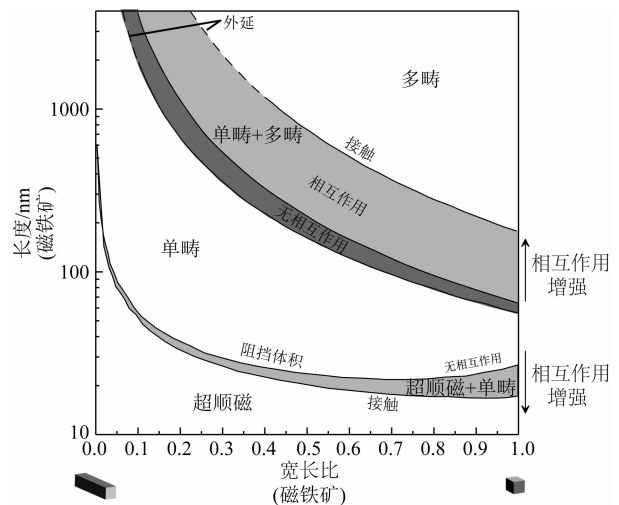


图 4 基于生物成因磁铁矿的颗粒粒径与磁畴状态关系图(改绘自 Muxworthy 和 Williams(2009))

Fig. 4 The relationship between grain size and domain state based on biogenic magnetite (modified from Muxworthy and Williams (2009))

以上内容仅为本文档的试下载部分，为可阅读页数的一半内容。如要下载或阅读全文，请访问：<https://d.book118.com/968001077020006105>