

葛淑兰, LØVLIE Reidar, 石学法等. 菲律宾海西北部岩芯记录的 125 ka 以来的地磁场强度及其影响因素. 地球物理学报, 2013, 56(2): 542-557, doi:10. 6038/cjg20130218.

Ge S L, Løvlie R, Shi X F, et al. Relative paleointensity recorded in the core of northwestern Philippine Sea for the last 125 ka and its influencing factors. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(2): 542-557, doi:10. 6038/cjg20130218.

菲律宾海西北部岩芯记录的 125 ka 以来的地磁场强度及其影响因素

葛淑兰¹, LØVLIE Reidar², 石学法¹, 方习生¹, 陈志华¹, 吴永华¹

1 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061

2 挪威卑尔根大学地球科学系, 卑尔根

摘 要 沉积物记录的地磁场强度首先提供了模拟地磁场演化的数据约束, 其次提供了沉积物的年龄信息. 本文报道了菲律宾海西北部岩芯记录的地磁场相对强度, 并结合岩石磁学和沉积学性质探讨了影响强度的各个因素. 除底部红粘土层的局部磁偏角偏转可能揭示了沉积后改造以外, 磁化率各向异性和地磁场方向特征表明沉积物为原状沉积. 岩石磁学性质表明沉积物符合磁性均一性, 可以记录可靠的地磁场强度. 由于红粘土层及其下部的磁偏角异常, 本文讨论其上部约 125 ka 的结果. 常规归一方法获得的两个地磁场强度参数 NRM/ARM(特征剩磁和非磁滞剩磁比值)和 NRM/ κ (特征剩磁和磁化率比值)与其它记录对比得到时间-深度对比点, 对比点之间的年龄为线性内推或者外推. 地磁场强度时间模型上的岩芯氧同位素与全球氧同位素综合曲线一致证明强度结果的有效性和对比的正确性. 磁化率为归一参数的强度大多低于以非磁滞剩磁为归一参数的强度, 频谱和相关分析证明 NRM/ARM 不与 ARM 和磁性矿物粒度(ARM/ κ)相关, 也没有轨道周期性, 而 NRM/ κ 却与 κ 和 ARM/ κ 相关, 而且有 13~12 ka 的周期. 由此我们认为 NRM/ARM 记录的地磁场强度比 NRM/ κ 更好地消除了气候印记. 进一步探讨了超顺磁含量、碳酸钙含量、磁性矿物组成以及磁性矿物粒度变化与地磁场强度差值的关系, 发现末次间冰期较高的超顺磁含量和磁性矿物粒度的较大范围变化造成了地磁场强度差值, 后者至少造成了 90% 差异. 中等含量的碳酸钙和较小的磁性矿物组成变化不是磁场强度差值产生的原因. 如何校正磁性矿物粒度变化的影响将是下一步工作的重点.

关键词 菲律宾海西北部, 地磁场相对强度, 低温和室温磁化率比值, 磁性矿物粒度

doi:10. 6038/cjg20130218

中图分类号 P318

收稿日期 2012-02-22, 2012-05-16 收修定稿

Relative paleointensity recorded in the core of northwestern Philippine Sea for the last 125 ka and its influencing factors

GE Shu-Lan¹, LØVLIE Reidar², SHI Xue-Fa¹, FANG Xi-Sheng¹,
CHEN Zhi-Hua¹, WU Yong-Hua¹

1 *First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*

2 *Department of Earth Sciences, Bergen University, Bergen, Norway*

Abstract Relative paleointensity from sediments provides constraints for geomagnetic field modeling and also the age information of the deposit. The relative paleointensity in a core of the northwestern Philippine Sea was reported and its possible influencing factors including rock magnetic and sedimentological property are examined. Except for the rotation of declination in the

brown clay at lower part of the core, both directions of anisotropy of magnetic susceptibility and of geomagnetic field indicate original sedimentary nature. The magnetically uniform sediment conforms to the requirement for relative paleointensity study and the correlation of relative paleointensity proxies NRM/ARM and NRM/ κ with PISO1500 and SINT800 produce depth-age tie points. The sparse oxygen isotopes on paleointensity chronology in this core agree with global stack LR04, confirming the correlation of paleointensity. NRM/ κ is usually lower than NRM/ARM, and the latter has no correlation with ARM and ARM/ κ and also no astronomical period, but the former is correlated with ARM/ κ and κ and a period of 13 ~ 12 ka by spectrum and coherence analysis. Therefore NRM/ARM is regarded to shun off imprint of climate. Further investigations between the intensity difference and its affecting elements find that difference between NRM/ARM and NRM/ κ covaries with super-paramagnetic content and magnetic size variation, and the latter contributing 90% of the difference. Other elements like carbonate percentage and mineralogy change are not responsible for the difference. How to adjust the effect of magnetic size on paleointensity estimation is the focus of further work.

Keywords Northwest Philippine Sea, Relative paleointensity, Low temperature and room temperature susceptibility, Magnetic grain size

1 引言

西北太平洋深海海域是一个研究程度较低的地区,原因之一是由于水体中较高的 CO₂ 含量导致该地区碳酸盐补偿深度较浅,在 3000 ~ 3500 m 时碳酸盐就遭受强烈的溶解¹⁾(例如图 1 钻孔 123,水深 3000 ~ 3500 m,钻孔 161,水深 3250 m)。观察世界大洋的水深分布可以知道,该地区水深小于 4000 m 的区域只出现在很局限的海岭或者海台。所以,以有孔虫的 AMS¹⁴C 和氧同位素地层为主要测年手段的沉积物研究受到限制,少量的研究局限于面积很小的海岭上^[1]。因此,缺乏合适的测年材料是制约该地区研究的主要问题。沉积物记录的地磁场相对强度则为这些沉积物的定年提供了另一种可能性。

近年来,太平洋及其边缘海中沉积物地磁场相对强度的报道也日渐增加,比如在南海沉积中, Yang 等(2009)^[2]在中沙群岛岩芯中获得了 130 ka 以来的地磁场强度,与 AMS¹⁴C 测年结果吻合,提供了南海沉积物定年的另一条途径。在菲律宾海中南部的深海沉积中,地磁场相对强度作为唯一连续的定年方法确立了沉积物的年龄模型^[3],并且被随后相同区域的氧、碳同位素地层和地磁场强度结果佐证^[4]。也在该海区,最长 2.14 Ma 来的地磁场强度结果出现在 MD972143 钻孔中^[5]。除了上述热带边

缘海,在亚北极地带的鄂霍次克海中南部,地磁场强度也记录了非常可靠的时间标尺^[6-7](及葛淑兰等未发表资料)。这些研究表明,在条件合适的情况下地磁场强度可以成为全新的连续定年方法,在氧同位素地层和放射性碳同位素测年难以获得的情况下为沉积物提供年龄信息。

尽管地磁场相对强度的成果在不断积累中,但是由于沉积物剩磁获得机理复杂和难以在实验室内仿真模拟,所以目前获得地磁场强度的常规归一方法被一些科学工作者称为“万金油”^[8],似乎可以在任何沉积物中应用。为了尽可能消除非地磁场强度因素的影响,一些新方法,如假-Thellier 方法^[9]和主向量分析^[10]等被相继发展和采用。但是,这些方法上的改善并没有彻底去除岩性对地磁场强度的干扰。沉积物本身岩石磁学和非岩石磁学参数的详细研究成为校正环境因素对于地磁场强度干扰的前提和关键^[10]。针对琉球海沟东侧研究区域沉积物钙质生物壳体少、有孔虫溶解强烈,较难进行连续氧同位素和 AMS¹⁴C 测年的情况,本文首先构建了地磁场相对强度,其次在年龄标尺上分析了沉积物岩石磁学和沉积学因素可能对地磁场强度结果造成的影响,着重讨论了可能引起地磁场强度差异的因素,比如超顺磁颗粒的存在,碳酸钙含量对磁化率的稀释,磁性矿物粒度变化的影响,以及高矫顽力矿物的输入等。另外,在讨论地磁场强度之前,我们也给出本孔沉积物的磁化率各向异性性质,以期引起对原状沉积这个地磁场强度研究基本前提的重视。

1) 国家海洋局第一海洋研究所,西北太平洋调查报告,2008。

2 研究区域地质背景

西北菲律宾海是一个地形复杂的地区,其西北侧被琉球海沟和南开海槽与西侧的大陆和日本岛屿隔开,东北侧为纵贯菲律宾海的九州一帛琉海岭围绕. 研究区域内海山和海岭纵横交错,自北而南分别为奄美隆起、大东隆起和冲大东隆起(图 1). 在靠近琉球岛弧的海域内为富含细碎火山灰的半深海粘土沉积,往东南的外海方向,沉积物逐渐变成中深海粘土和纯深海粘土. 由于整个菲律宾海都被深海沟与陆地隔开,所以其总体的沉积速率比较低,从半深海粘土大于 10 mm/ka 到纯深海粘土小于 1 mm/ka. 但是在九州一帛琉海岭北端、奄美隆起、大东和冲大东隆起之间的盆地中陆源沉积层较厚,这些物质大概与东海潮流所携带的陆源泥质悬浮体有关^[11]. 我们的研究区域正好属于这个陆源沉积较厚的区域,所以沉积速率可能较高. 由于这些区域内的地形不平坦,隆起和盆地相间排列,导致不同地质体的局部沉积环境发生分异,沉积过程复杂多变. 另外

在海沟的两侧还可能有滑塌、浊流等发生,比如我们在琉球海沟东侧陆坡的 EY-2 孔下部发现了磁偏角的连续偏转,可能是滑塌等的反映¹⁾.

另外,西北太平洋地区的海流分布情况比较复杂,我们还所知不多. 一个大概的框架是在北太平洋亚热带开阔海区存在一个顺时针的环流系统,由发源于太平洋暖池地区向北移动的北太平洋赤道流和它的重要分支黑潮延伸流(Kuroshio extension)以及黑潮逆流组成^[12]. 再向北,黑潮携带大量的热量和水汽从台湾海峡进入黄东海,然后穿过吐噶喇海峡从本文研究区北部经过. 在这里,冰期和间冰期时黑潮分别发育直流和曲流^[1],从而可能影响该区域的沉积动力分布和沉积物运移强度和方向. 本文钻孔正好位于黑潮影响区(图 1).

3 研究材料、取样和测试方法

本文重力岩芯 37(29.46406°N,132.8324°E,水深 3580 m,长度 3.26 m)取自九州一帛琉海岭北端西南坡. 钻孔西侧是一个深 5500 m 的凹陷,更西部

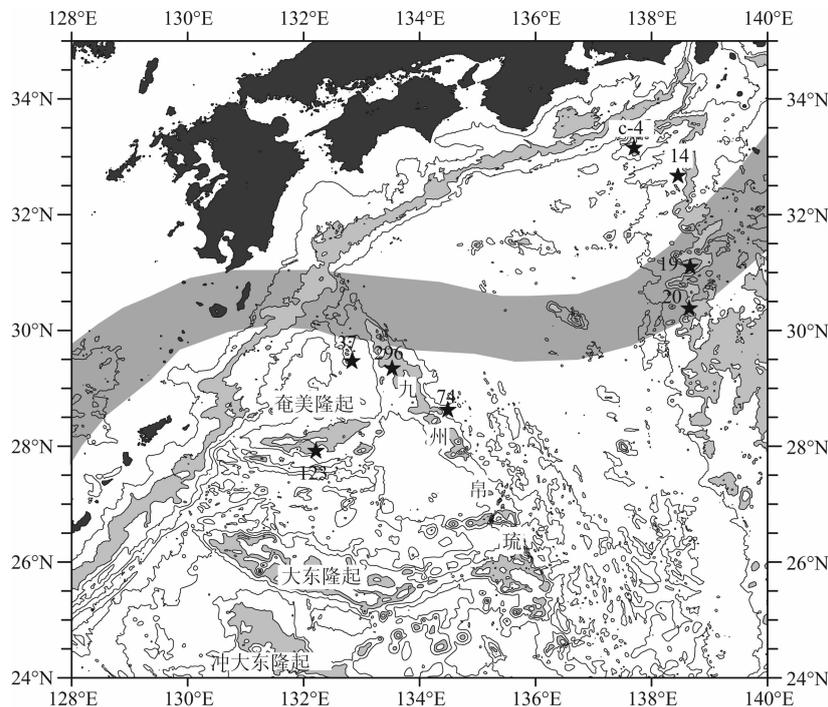


图 1 菲律宾海本文岩芯 37 和其它岩芯位置图(水深数据引自 etopo5ew)

水深的间隔是 1000 m. 2000~3000 m 用灰色充填以显示相对高地;奄美隆起,大东隆起,冲大东隆起,九州一帛琉海岭. 296 为 DSDP 钻孔, c-4, 14, 19, 20 为 Sawada & Handa(1998)^[1] 钻孔. 自东海经九州南部向东的灰色条带是黑潮的流径.

Fig. 1 Locations of core 37 and other cores in Philippine Sea (contour data from etopo5ew)

Water depth interval is 1000 m. 2000~3000 m is filled with gray to show relative highs; Amanmi Plateau, Daito Ridge, Oki-Daito Ridge, Kyushu-Palau Ridge. 296 is DSDP core, c-4, 14, 19, 20 from Sawada & Handa (1998)^[1]. The gray band passing East China Sea and south Kyushu is Kuroshio path.

是琉球海沟,南边是奄美高原隆起,钻孔自身则取自高于 4000 m 的一个小的局部高地(图 1),因此浊流或者滑坡出现的可能性比较小. 岩芯描述中也没有发现浊流的混杂堆积,基本是平行层理为主. 浮岩砾石普遍出现,在 1.09 m 可见一个滚圆状、大小 $8\text{ mm} \times 5\text{ mm} \times 4\text{ mm}$ 的浮岩砾石. 在岩芯的下部出现一层棕红色粘土层,深度是 2.80~2.92 m,该红粘土层在我们研究的本区域其它两个钻孔中也有出现(图 1, 74 和 123),应为一个区域性等时地层单元.

用 U-channel 取样管(横截面 $2\text{ cm} \times 2\text{ cm}$, 长度 1.5 m)采取古地磁样品,同时以 10 cm 间隔采取定向离散小盒子样品(边长 2 cm 的立方体无磁性塑料盒)和少量粉末样品. U-channel 样品的逐步退磁和剩磁测量在 2G760 超导磁力仪上完成,用来获得连续的特征剩磁大小和方向,非磁滞剩磁也在该仪器上获得(80/0.05 mT). 超导磁力仪的探头测量范围是 $\sim 4.5\text{ cm}^{[13]}$,所以采用 5 cm 的测量间隔获得无卷积的独立剩磁结果. 磁化率是用整合在超导磁力仪上的 Bartington 磁力仪测得. 用小盒子样品获得磁化率各向异性,用粉末样品进行岩石磁学实验. 磁化率各向异性和磁化率-温度连续变化监测(室温到 $700\text{ }^{\circ}\text{C}$) 在 Agico 卡帕桥 KLY-3s 上完成. 粉末样品的磁滞回线在 Micromag2900 磁力仪(最高场 1 T,北京)和 coercivity meter(最高场 0.5 T,挪威)上测得,在后者上还测量了 100 s 的剩磁降低量以指示超顺磁(SP)含量. 离散样品的液氮和室温磁化率比值测定在卑尔根大学古地磁实验室卡帕桥磁力仪上完成,样品在液氮中浸泡 5 min.

氧同位素有孔虫挑选和实验是在同济大学海洋地质国家重点实验室完成的,前期处理方法同 Tian 等(2002)^[14]. 所挑选的属种是底栖有孔虫 *Cibicidoides wullerstorfi*,在 1.62 m 处未挑出足够数量有孔虫,取代有孔虫的是白色浮岩碎屑. 碳酸钙和粒度在海洋一所地质室实验室完成,碳酸钙是直接滴定法测得,粒度分析在 Malvern2000 激光粒度仪上完成,样品的前期处理方法是:在 $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ 恒温下烘干,加入 5 mL 30% 的 H_2O_2 溶液,在 $85\text{ }^{\circ}\text{C}$ 水浴中加热 1 h 溶解有机质. 然后再加入 5 mL 10% 的盐酸,在 $85\text{ }^{\circ}\text{C}$ 水浴中加热 1 h 溶解生物碳酸盐和自生铁的氧化物、氢氧化物,然后将样品移入离心管,加去离子水离心清洗 3 次上机测试. 采用 Folk-Ward 方法获得平均粒径.

4 结果和讨论

4.1 沉积物的古地磁和岩石磁学性质

4.1.1 沉积物记录的天然剩磁、地磁场相对磁偏角和磁倾角

沉积物的天然剩磁在 10~60 mT 退磁过程中均匀降低,且所有样品的中值退磁场均小于 25 mT (图 2a—2b),说明载磁矿物是低矫顽力的(钛)磁铁矿. 天然剩磁除了在 1.62~2.4 m 之间有一个比较大的峰值外,其它段落变化幅度较小. 在整个交变退磁过程中,剩磁方向稳定,与主向量分析得到的剩磁方向一致(图 2c—2d). 整个岩芯的磁倾角均为正值,一般比钻孔位置处地心轴向偶极子场纬度(EGAD)稍大(图 2c),其它两个岩芯也是如此(74, 123,未显示),暗示该区域内沉积物处于欠压实状态. 相对磁偏角在 2.87~2.92 m 处产生超过 180° 偏转(图 2d),与岩芯描述的红粘土层位相当,因此推测该偏转与沉积后的化学剩磁改造有关,另外在粘土层下部的磁偏角也有小幅度偏转. 红粘土层除了表现为磁偏角偏转外,还显示了与其它层位的平滑变化不同的局部尖锐剩磁峰值和 MDF 的增加. 剩磁、磁偏角和 MDF 的变化表明 2.82 m 以上的沉积物应为未受到扰动的原状沉积,而之下的磁信号则可能受到沉积后的改造作用.

4.1.2 磁化率各向异性特征

磁化率各向异性是描述磁化率椭球体三个主轴大小和方向的参数. 这些参数包括三个主轴的偏角和倾角,磁面理($F=K_1/K_2$),磁线理($L=K_2/K_3$),校正的磁各向异性度(P')等,其中 K_1, K_2, K_3 分别为磁化率椭球体长、中、短轴磁化率. 本岩芯三个主轴在赤平投影图上的分布如图 3 所示. 0~170 cm 磁化率椭球体长轴一般(11/16)分布在近沉积面 30° 以内,没有优势的分布方向. 五个样品偏离沉积面超过 30° (1#, 11#, 13#, 15#, 17#, 图 3a). 多数短轴倾向于沿着 NE—SW 面分布,两个样品的短轴平行于沉积面分别分布在 NW(11#)和 SE(13#)方向上. 中轴在整个投影面内都有分布,也无优势的方向. 而 180~320 cm 的磁化率椭球体方向具有明显规律性,短轴一般(14/16)位于垂直沉积面倾角大于 60° 范围内(图 3b),长轴和中轴均分布在近沉积面内. 只有两个样品不服从上述规律,27~28# (270~280 cm)的长轴依然位于近沉积面,但中轴和短轴在垂直于长轴的面上发生旋转,28# 的中轴近

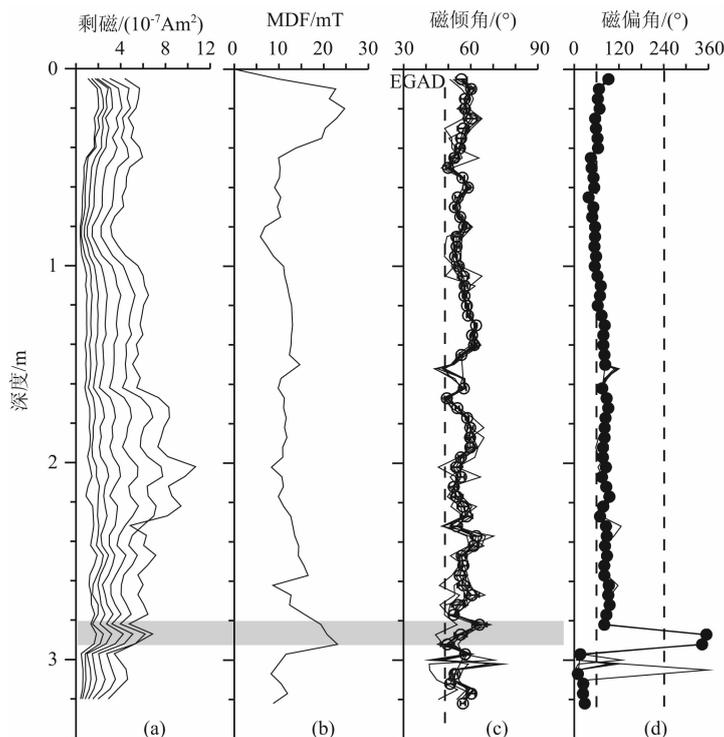


图2 岩芯 37 的天然剩磁在交变退磁过程中的大小和方向

(a) 天然剩磁在 10~60 mT 交变磁场退磁过程中的剩磁变化;(b) 中值退磁场 MDF;(c) 磁倾角,点线为主向量分析结果(误差棒),虚线是理论上轴向偶极子纬度 48.5° ;(d) 相对磁偏角,虚线为上部岩芯的平均磁偏角(60°)及其对趾磁偏角位置.图(2c—2d)中有点线是主向量分析结果,其它为 10~60 mT 退磁后的结果.灰色阴影为红粘土层.

Fig. 2 Direction and amplitude of natural remanence during alternate field demagnetization in core 37

(a) Variation of remanence during 10~60 mT AFD; (b) Median demagnetization field (MDF); (c) Inclination and error, dot line is the result from principal component analysis; (d) Relative declination, dash line is the average declination of upper part (60°) and its antipodal position. Gray zone is red clay.

垂直而短轴近平行沉积面(图 3b). 29# 红粘土层沉积显示为正常的磁组构特征(图 3b).

磁各向异性度和磁线理、磁面理均为线性相关,其线性相关系数分别为 $R^2 = 0.60$ 和 $R^2 = 0.68$ ($n = 32$)(图 3c, 3d). 除了红粘土层外,磁线理和磁面理都小于 1.05,绝大部分层位小于 1.03(图 3e),两者在 Flynn 图上没有明显的优势分布,说明磁化率椭球体既有扁圆形也有扁长形.

在取样过程中,鱼线切割和样品盒下压过程对盒内样品产生人为的扰动,使得磁化率椭球体短轴和长轴的磁偏角产生沿着 X 轴和 Y 轴的分布^[15]. 本文钻孔的长轴和短轴磁偏角均未有上述的分布特征(图 3f, 3g),因此整个钻孔沉积物的磁化率椭球体属于自然的沉积组构特征.

4.1.3 磁性均一性

现有的地磁场相对强度研究显示,沉积物首先需要符合一定的前提条件才可以得到可靠的地磁场强度结果. 这些条件包括沉积物的原状性、记录地磁场方向的稳定性以及磁性均一性. 磁化率各向异

性的结果证明沉积物为原状沉积,且记录了稳定的地磁场方向. 而磁性均一性包括磁性矿物粒度为准单畴(或者单畴)、含量不超过一个数量级以及主要载磁矿物为低矫顽力(钛)磁铁矿^[17-18]等三个方面的内容,下面逐一检查这些岩石磁学性质.

沉积物的磁化率-温度曲线表明,最主要的居里温度是接近 580°C 的磁铁矿,没有揭示 680°C 赤铁矿的居里温度,但是在三个样品中均可以发现多个阶梯性磁化率下降,最显著的小峰值分别出现在 220°C 、 340°C 、 420°C 和 300°C (图 4a). 红粘土层样品(37-29)与正常样品的差别不大. 而 500 mT 强磁场下的磁化强度从室温到 350°C 的首次加热和冷却过程是可逆的(图 4b),未揭示磁黄铁矿或胶黄铁矿的居里温度,前者为 320°C ^[19],后者 330°C ($200\sim 400^\circ\text{C}$ 较大的温度范围)^[20-21]. 由此推测在 $200\sim 420^\circ\text{C}$ 之间的磁化率阶梯降低极可能反映了不同的钛含量对居里温度的影响(钛含量与居里温度成反比^[20]). 在二次加热过程中,强度一直匀速降低,在 600°C 之前失去绝大部分强度,在 $600\sim$

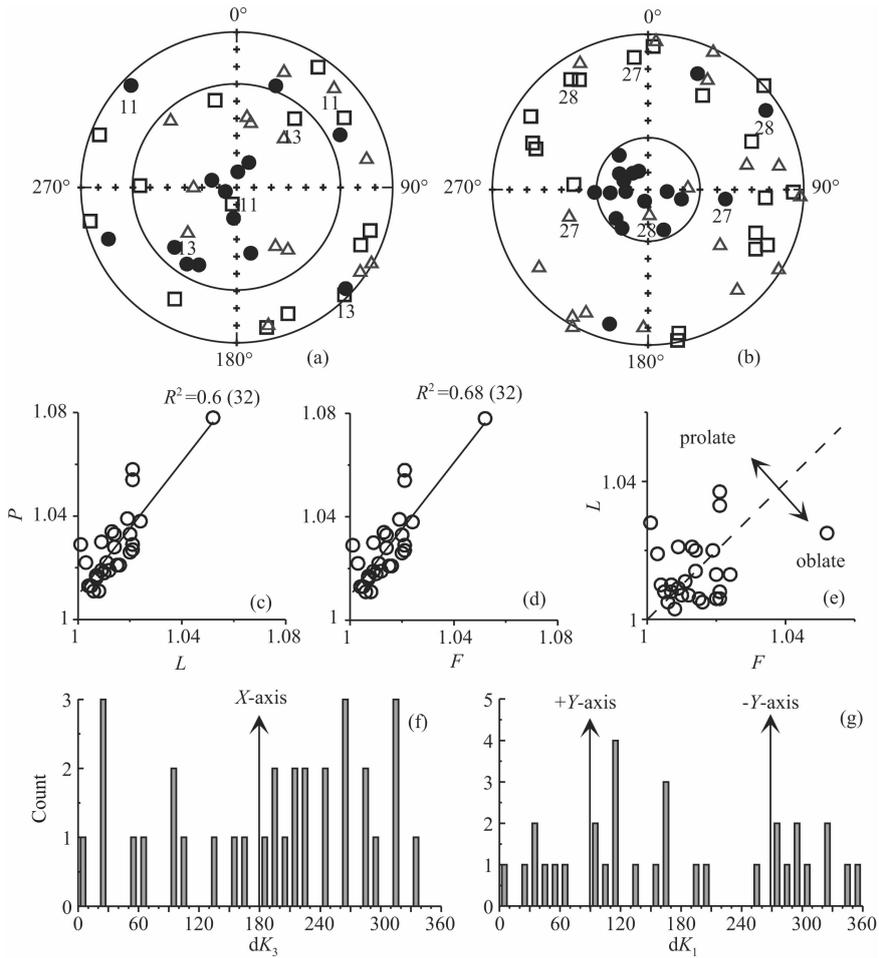


图 3 钻孔 37 磁化率各向异性方向和各参数之间的相关性

(a) 0~170 cm 磁化率椭球体主轴分布. (b) 180~320 cm 磁化率椭球体主轴分布. 长中短轴分别用方形、三角和圆形表示. 方向未做绝对校正. (c) 磁线理和校正磁各向异性度 ($P' = \exp\{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]\}^{1/2}$, $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$, $\eta_m = (\eta_1 \eta_2 \eta_3)^{1/3}$)^[16] 的线性相关. (d) 磁面理和磁各向异性度的线性相关. (e) 磁线理和磁面理指示的颗粒总体排列分布状况, 扁长 (prolate) 或者扁圆 (oblate) 同时存在. 红粘土层在图 3e 右下角. (f) 未校正绝对方向的短轴偏角. (g) 未校正绝对方向的长轴偏角.

Fig. 3 Direction of anisotropy of magnetic susceptibility and correlation among other AMS parameters

(a) Principal axes of AMS of 0~170 cm. (b) Principal axes of AMS of 180~320 cm. Long-intermediate-short axes are indicated by square, triangle and circle. Direction is not adjusted. (c) Linear relationship between linearity and corrected AMS degree. (d) Linear relationship between foliation and corrected AMS degree. (e) Relationship of linearity and foliation to indicate grain alignment. Prolate and oblate coexist. Sample of red clay is at the lower right. (f) Short axis distribution (uncorrected). (g) Long axis distribution (uncorrected).

700 °C 之间仍然有强度存在, 该强度在 700 °C 完全消失, 证明赤铁矿的存在 (图 4b). 样品磁滞回线显示在 0.3 T 时没有闭合, 在 1 T 磁场仍未完全饱和 (图 4b), 也说明高矫顽力赤铁矿的贡献^[22]. 尽管如此, 磁化强度在 0.3 T 时达到饱和等温剩磁的 90% 以上, 说明沉积物的主要载磁矿物仍然为低矫顽力磁铁矿. 磁滞回线并没有产生明显的蜂腰形状, 也暗示高矫顽力的含量不多^[22].

磁性颗粒大小从细 PSD 到粗 PSD, 基本沿着 SD+MD 模型 3 曲线分布^[23-24], 22# 和 27# 样品则一直延伸到 MD 区域内 (图 4c). 最高场 0.5 T 下获

得 Day 图数值比 1.5 T 下的数值系统向右上方偏离 (图 4c). 磁性矿物的粒度分布范围在模型曲线 3 上对应的 MD 含量为 60%~90%. 17 个样品中剩磁矫顽力 H_{cr} 的变化范围在 22~45 mT 之间.

综合 4.1.1—4.1.3 节的数据资料, 岩芯上部 2.80 m 为未受到扰动的原始沉积, 其主要载磁矿物是 (钛) 磁铁矿, 还有少量赤铁矿, 其粒度分布在 PSD 的较大范围内并一直延伸到 MD, 而且其磁性矿物含量 (磁化率和非磁滞剩磁) 的最高值与最低值变化基本保持在 20 倍范围以内 (见后). 其特征剩磁方向稳定, 基本受到理论上的地心轴向偶极子场

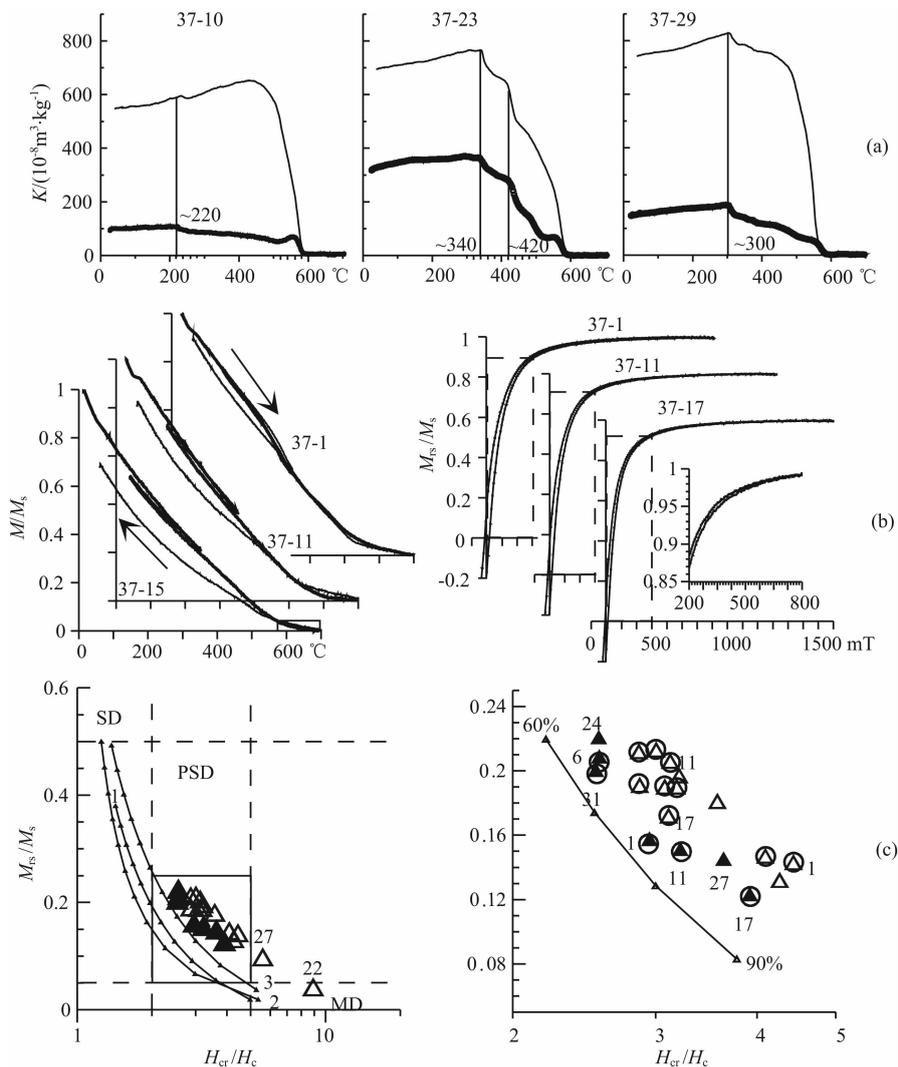


图4 岩芯37的岩石磁学和交变退磁性质

(a) 磁化率-温度曲线,粗/细线是加热/冷却过程. (b) 磁化强度-温度/磁场曲线(右侧内嵌小图显示在0.3 T回线未闭合). (c) 剩磁比值和矫顽力比值(Day图),实心/空心三角是最高场1.5 T/0.5 T的结果,曲线1,2,3是SD+MD模型,其中曲线3是根据Parry (1980)^[25]的细长单畴颗粒和15 μm MD颗粒的模拟结果.右侧图形为左侧方框区域的放大图,冰期样品外加圆形(样品所对应的时间见后面).百分数是MD颗粒的含量.样品深度是样品编号 $\times 10$ cm.

Fig. 4 Rock magnetic and AFD properties of core 37

(a) Magnetic susceptibility-temperature curve. Thick/thin is heating/cooling process. (b) Magnetization-temperature/field curve (inlet figure shows the loop is not closed at 0.3 T). (c) Distribution of remanence ratio and coercivity ratio. Solid/open triangles are results of 1.5 T/0.5 T highest field, curve 1-3 is SD+MD models, curve 3 is according to Parry (1980)^[25] with elongate SD and 15 μm MD. Right figure is enlarged zone in the left figure. Triangles with circle are glacial samples. Percentage is the MD content. The depth of sample is number multiply 10 (cm).

控制,所以适宜进行地磁场相对强度的构建.

4.2 不同归一参数产生的地磁场强度以及与区域和全球地磁场强度综合曲线的对比

4.2.1 地磁场强度构建

采用常规归一方法获得了岩芯的地磁场相对强度,归一参数为磁化率和非磁滞剩磁.地磁场强度参数($\text{NRM}_{15\text{mT}}/\text{ARM}$)和($\text{NRM}_{15\text{mT}}/\kappa$)的结果在2 m以上基本一致,而在2~3.2 m之间峰谷值存在

幅度上的差异(图5a)(此部分的讨论仍然包括红粘土层,因为下部的数据资料包含MIS6和MIS5的界限).两个强度参数自上而下揭示了四个明显的强度低值,分别在0.85 m,1.62 m,2.37 m和2.97 m可以与PISO1500^[26]以及SINT800^[27]上的特征强度低值对应(图5a-5c).在此基础上,与分辨率稍高的PISO1500对比又确定了两个特征低值对比点(图5a-5b),其它的为线性内推和外推获得年龄标尺.

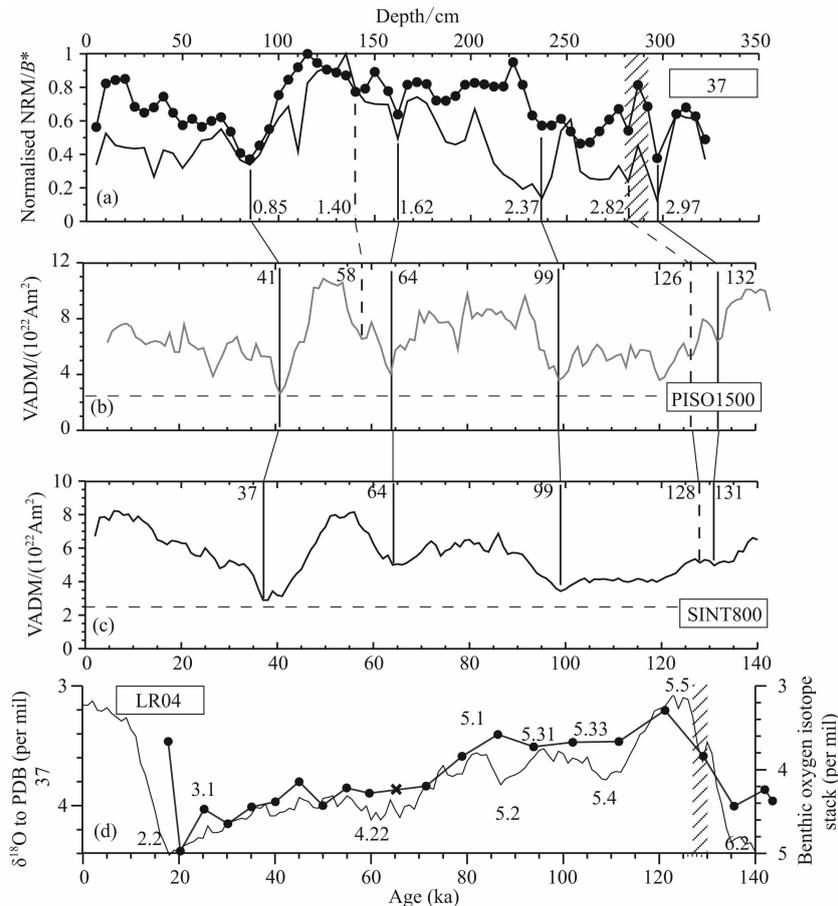


图 5 菲律宾海钻孔 37 的地磁场相对强度与标准曲线的对比以及强度年龄标尺上的氧同位素

(a) 钻孔 37 的两个地磁场相对强度参数,点画线为非磁滞剩磁归一的地磁场强度,无点线为磁化率归一的地磁场强度。(b) PISO1500 全球综合地磁场强度曲线^[26]。(c) SINT800 全球综合地磁场强度曲线,上部 40 ka 已经校正到火山岩的绝对强度数值^[27]。(d) 在上面强度年龄模式下钻孔 37 的氧同位素和 LR04 氧同位素综合曲线^[28]对比。图(a)和(d)中的阴影为红粘土层。

Fig. 5 Relative paleointensity and correlation with standard curves of paleointensity and oxygen isotope on paleointensity chronology in core 37

(a) Two proxies of relative paleointensity in core 37. Dot line is ARM normalized result, blank line is magnetic susceptibility normalized result. (b) PISO1500 global synthetic curve^[26]. (c) SINT800 global curve, upper 40 ka is adjusted to absolute values of volcanics^[27].

(d) The sparse oxygen isotope in core 37 on paleointensity age and comparison with oxygen isotope stack LR04^[28]. The gray zone is the red clay layer.

钻孔 37 氧同位素地层的分析间隔比较大 (16 cm),有孔虫挑选十分困难,浮游和底栖种溶解现象均非常严重,有些层位用作氧碳同位素分析的有孔虫也有溶解迹象,甚至在 1.62 m 没能发现足够做氧同位素的 *C. wullerstorfi* (含有很多浮岩碎屑)(图 5d)。在上述的强度年龄上,除了表层的年龄偏老以外,37 孔的氧同位素与全球综合氧同位素曲线 LR04^[28] 基本一致,表明整个岩芯沉积于 MIS6 末期直到全新世初期(图 5d)。整个 37 孔的氧同位素数值变化幅度小于 LR04,体现在 MIS1 和 MIS5.5 的数值偏重,而 MIS6 数值偏轻,冰期和间冰期的变化幅度小(图 5d)。37 钻孔表层沉积物的氧同位素明显变轻,表明其为全新世沉积。末次盛冰期的最

重值为 4.4‰,为全孔最高值。在氧同位素曲线上没有发现 MIS4 的重值,此处正好是有孔虫缺失层位,但是在 1.46~1.62 m 氧同位素似乎有变重的趋势,而且 $\delta^{13}\text{C}$ (未显示)和碳酸钙在此处出现低值。依靠上述的强度对比点该段无有孔虫段正好与 LR04 曲线上 MIS4 吻合。1.94~2.82 m 为氧同位素低值区段,与表层的数值相当,因此为 MIS5 期沉积。2.80~2.92 m 的特征红粘土层出现在 MIS6 与 MIS5.5 的过渡区,对应了氧同位素的轻值。底部氧同位素明显变重,表明已到 MIS6 期。岩芯 37 的顶部氧同位素曲线与 LR04 的对比表明,其年龄应该稍微上调(年轻)。由于 41 ka 以上的年龄均为线性外推,所以我们把两个曲线人为地重叠,则表层的第

一个氧同位素点(2 cm)年龄大约为 11 ka,而第二个氧同位素(18 cm)处的最重值正好是 LR04 上最重值的 18 ka(图 5d). 由此得到全新世沉积速率要稍微大于 41~64 ka B. P. 之间的沉积速率. 把氧同位素的两个对比点添加到强度对比点内,得到本孔最终的年龄模型. 因为粘土层及其以下层位似乎受到沉积后改造,所以下面的讨论不包括红粘土层及其以下沉积物.

4.2.2 菲律宾海西北部岩芯地磁场强度与其它记录的对比

假如岩芯记录的地磁场相对强度反映了地磁场偶极子的特征,那么地磁场强度在 $10^4 \sim 10^5$ a 尺度上应该与其它地区以及全球的综合曲线具有可比性. 由于西北太平洋地区碳酸盐补偿深度较浅,大多数地区的水深不具备进行氧同位素分析条件,因此地磁场强度的研究比大西洋地区要少,多集中在远西北太平洋开阔海区及其边缘海. Yamamoto 等(2007)^[29]采取最严格的数据筛选方法,去除了 S(低矫顽力组分含量)比值降低和饱和等温剩磁异常高值的段落,给出了西北太平洋中从日本列岛东部直至 Shatsky 海岭的 10 个钻孔 250 ka 以来的地磁场强度及其综合曲线 NOPAPIS-250. Horng 等(2003)^[5]和孟庆勇等(2009)^[4]分别报道了赤道菲律宾海吕宋高原地区氧同位素地层标尺下 2.14 Ma 和 200 ka 以来的地磁场强度,以及直接以地磁场强度作为定年标尺的研究^[3]. Tauxe 和 Shackleton(1994)^[30]也在氧同位素地层年龄标尺上获得了翁通爪哇海台(OJP)上 3 个钻孔 700 ka 来的叠加地磁场强度. 西北太平洋底特律海山上 ODP883/884 钻孔中获得的 NRM/ARM 和 NRM/ κ 与其它地区强度低值的一致性说明其主要反映了地磁场偶极子的变化^[31]. 此外,我们也给出了西北太平洋亚北极地区边缘海——鄂霍次克海地磁场强度记录作为对比(葛淑兰等未发表资料). 两个全球综合曲线 PISO1500^[26]和 SINT800^[27]用来作为全球地磁场强度性质的代表曲线(图 6).

本文钻孔地磁场强度 NRM/ARM 及其它太平洋海区及其边缘海地磁场强度记录和全球综合曲线的最显著特征是 40 ka 和 100 ka 的低值,其次是 40~100 ka 之间的强度峰值,大约在 100~120 ka 之间的低值,以及 40 ka 以来强度的逐渐升高(图 6). 由于各个记录依据的年龄标尺明显不同(图 6 下说明),所以造成上述特征低值在时间上的差异. 尽管如此,除了上述的共同特征外,本文钻孔与邻近

的鄂霍次克海和西北太平洋等记录在更多的低值上具有一致性,比如~22 ka,60 ka,64 ka(图 6a—6c). 在上述的对比中不难发现,本孔的另一个强度参数 NRM/ κ 与其它记录的相似程度降低. 首先是在 80~100 ka, NRM/ κ 为局部低值,而所有其它记录,包括本孔的 NRM/ARM,均为强度峰值. 其次 40 ka 以来 NRM/ κ 没有增加的趋势,这与其它钻孔均不同. 另外,在 105~110 ka 之间 NRM/ κ 为显著峰值,这在其它记录上仅仅表现为一个极小的峰值,在 SINT800 上甚至没有体现(图 6). 所有这些都表明从简单对比的角度讲,本孔以 ARM 为归一参数的强度好于 κ 归一的强度.

除了曲线形态上的相似性外,地磁场强度的可靠性还可以通过分析它与各自归一参数的功率谱和互相关关系来判断. 地磁场强度 NRM/ARM 在功率谱上有 125~100 ka,36 ka 和 18 ka 的峰值,归一参数 ARM 在 125 ka 有峰值,它们的互相关系数都小于 95% 置信水平(图 7a). 与此相对的是, NRM/ κ 只有 100 ka 的功率谱峰值, κ 的功率谱增加了 33 ka 峰值. 它们的互相关系数仅仅在 100 ka 周期上大于 95% 置信水平(图 7b),显然对于本孔 125 ka 的记录来讲这个长周期是不可信的. 另外,两个地磁场强度参数与磁性矿物粒度参数 (ARM/ κ) 的相关性存在显著差别. NRM/ARM 与 ARM/ κ 没有显著相关性(图 7c),而 NRM/ κ 和 ARM/ κ 在 17~15 ka, 13~10 ka 具有显著周期性(图 7d, 频次 0.06, 0.08~1). 这说明 NRM/ κ 中仍然有未经消除的气候印记.

4.3 不同归一参数的地磁场强度差异及其来源

在直观上, NRM/ARM 比 NRM/ κ 与其它地磁场强度记录更相似,在频谱分析中 NRM/ARM 没有显著轨道周期,并且与归一参数和磁性矿物粒度没有显著相关性(图 7a, 7c),所以符合地磁场强度应该独立于轨道调谐之外的认识^[33]. 所有上述证据都表明非磁滞剩磁归一的地磁场强度有效去除了磁性矿物的含量、粒度和组成等的影响,记录了可靠的地磁场强度. 那么是什么原因导致不同归一参数地磁场强度之间的差异? 针对这个问题,我们研究了可能影响强度的岩石磁学和沉积学指标,包括低温和室温磁化率比值反映的超顺磁(SP)颗粒含量,沉积物剩磁中值退磁场反映的磁性矿物组成,磁性矿物粒度以及碳酸钙含量和沉积物粒度变化等. 在下面的章节中将详细讨论这些参数对地磁场强度的影响,在此之前首先需要 4.1.2 节中几个磁组构异常是否代表了扰动做出判断.

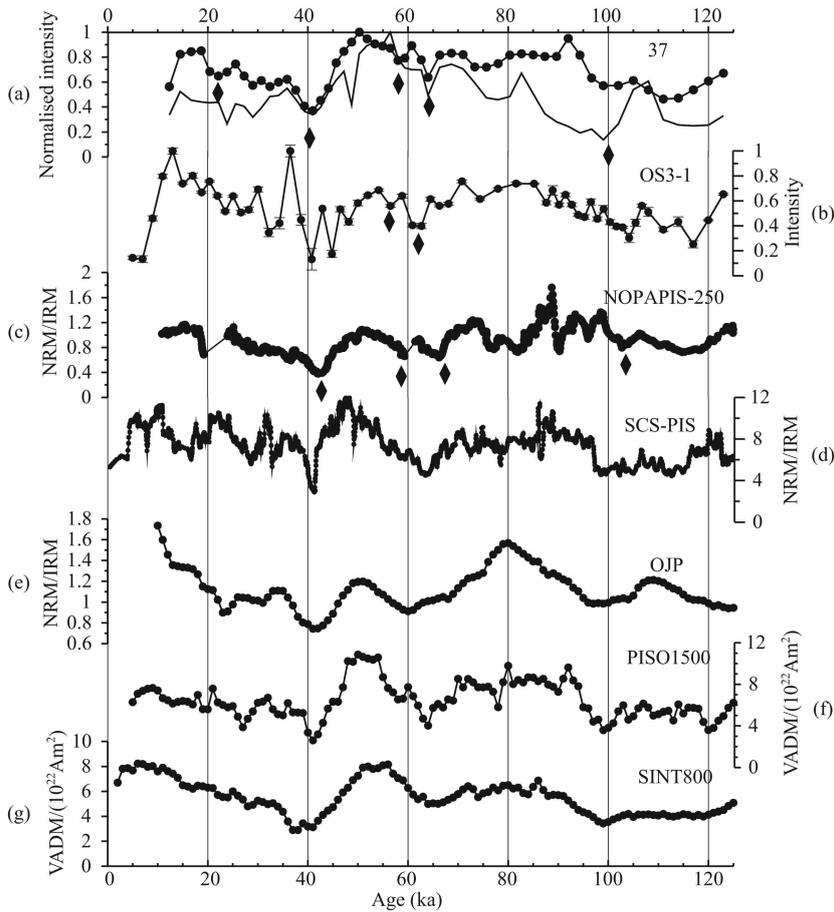


图 6 菲律宾海西北部钻孔 37、西北太平洋及其边缘海以及全球综合的地磁场强度对比

(a) 钻孔 37 的 NRM/ARM 和 NRM/ κ 。(b) 鄂霍次克海 OS3-1 钻孔在氧同位素地层上的地磁场强度(NRM 与 ARM 相同退磁段斜率 a^*)。(c) 西北太平洋 10 个钻孔的综合强度 NOPAPIS-250^[29], 年龄模型是根据 NGC102 的氧同位素地层, 并且通过岩石磁学参数的对比把年龄带入其它岩芯。(d) 南海两个钻孔的强度 SCS-PIS^[2], 年龄模型是依据强度对比、AMS¹⁴C 测年和磁化率对比综合得到的。(e) 翁通爪哇海台上 3 个岩芯的地磁场强度叠加^[30], 年龄是钻孔氧同位素地层与 Imbrie(1984)^[32] 氧同位素地层的对比。(f) 全球叠加曲线 PISO1500^[26], 年龄模型均依据各钻孔氧同位素地层, 包括 9 个大西洋、2 个西太平洋和 1 个印度洋记录。(g) 全球综合曲线 SINT800。

Fig. 6 Relative paleointensity in core 37 and comparison with paleointensity records in the northwest Pacific and its marginal seas

(a) NRM/ARM 和 NRM/ κ in core 37. (b) Relative paleointensity in Okhotsk sea core OS3-1 (Slope a^* of NRM and ARM demagnetization in the same field intervals). (c) Stack of paleointensity of ten cores in northwest Pacific, NOPAPIS-250^[29], age model is according to oxygen isotope in core NGC102 and transferred by rock magnetic parameters to other cores. (d) Relative paleointensity in two cores in South China Sea^[2]. Age model is according to paleointensity, AMS¹⁴C dating and magnetic susceptibility correlation. (e) Stack of three cores on Ontong-Java Plateau^[30], age is according to oxygen isotope with comparison with Imbrie (1984)^[32]. (f) Global stack of last 1500 ka PISO1500^[26], age model is according to oxygen isotope, including nine cores in North Atlantic, two core in west Pacific, and one core in Indian Ocean. (g) Global stack of last 800 ka SINT800.

4.3.1 磁各向异性揭示的正常沉积组构是地磁场相对强度构建的首要前提

海洋沉积的磁化率椭球体三个主轴方向可以用来指示底流流向^[34]或者相对流速^[35]的变化, 最重要的是可以识别出沉积物的扰动^[36]。在日本海南部钻孔中, 岩芯 7.3 m 以下杂乱分布的 K_1 和 K_3 磁偏角和磁倾角揭示了浊流等扰动沉积^[37]。日本海北部钻孔的研究中也把形状因子 $Q(= (K_1 -$

$K_2)/[(K_1 + K_2)/2 - K_3])$ 大于 0.67 和 K_3 磁倾角小于 65° 作为扰动沉积加以剔除^[38]。但是对于非固结的沉积物来说, Q 更合理的解释是代表了椭球体是扁圆还是扁长(小于 0.69 为扁圆状, 而大于 0.69 为扁长状)^[39]。

钻孔在 125 ka 以来的磁组构显示, L 、 F 、 iK_1 、 iK_3 和 Q 似乎具有与氧同位素揭示的气候变化对应的关系(图8)。在末次冰期冰阶沉积中(MIS4), L 和

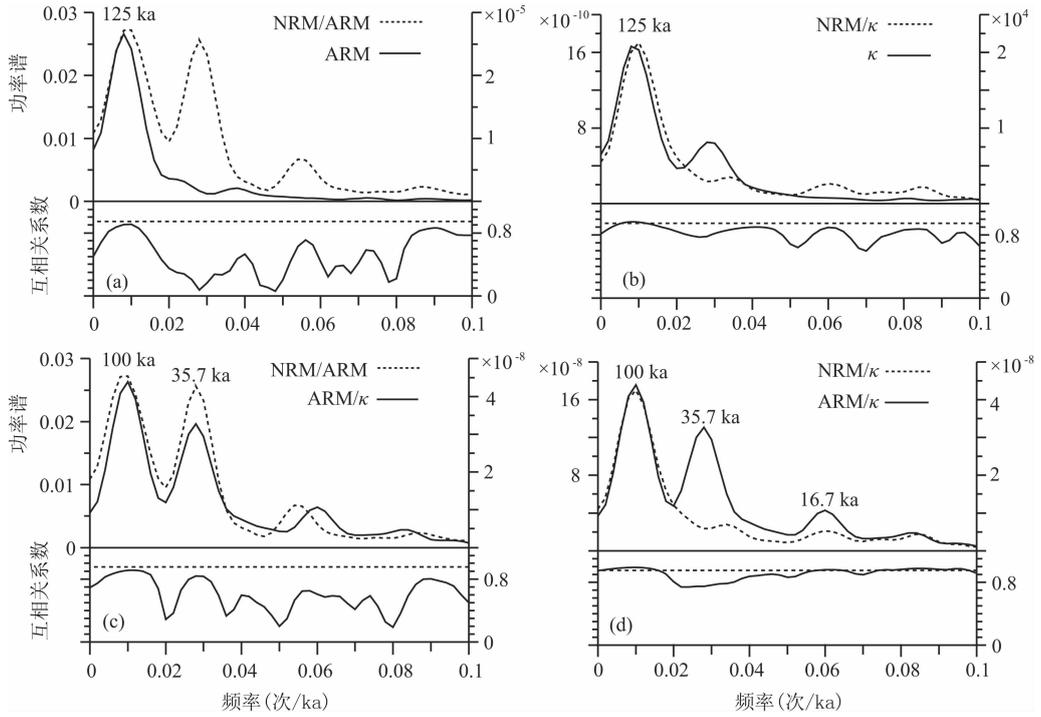


图 7 岩芯 37 地磁场强度与归一参数以及磁性矿物粒度参数的功率谱和互相关关系

(a)地磁场强度 NRM/ARM 与归一参数 ARM 功率谱和互相关系数. (b)地磁场强度 NRM/κ 与 κ 的功率谱和互相关系数,左侧坐标为强度的功率谱,右侧坐标为岩石磁学参数的功率谱. (c)NRM/ARM 与磁性粒度参数 ARM/κ 的功率谱和互相关系数. (d)NRM/κ 与磁性粒度参数 ARM/κ 的功率谱和互相关系数(虚线是 95%置信度水平线).

Fig. 7 Power spectrum and coherence of paleointensity with normalizers and magnetic grain size in core 37

(a) Power spectrum and coherence of NRM/ARM with normalizer ARM. (b) Power spectrum and coherence of NRM/κ with normalizer κ. Left coordinate is paleointensity power, right coordinate is power of rock magnetic proxies. (c) Power spectrum and coherence between NRM/ARM and ARM/κ. (d) Power spectrum and coherence between NRM/κ and ARM/κ (dash line is the 95 % confidence level).

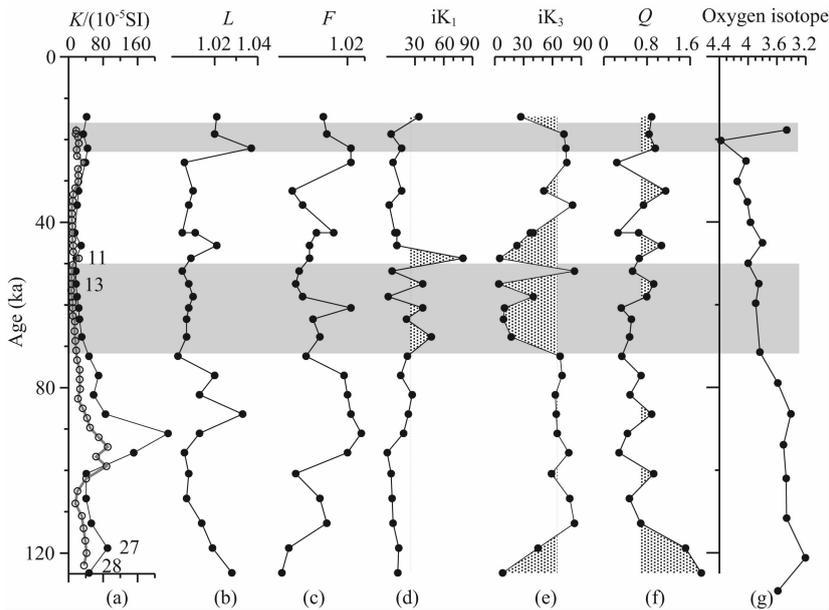


图 8 PISO1500 年龄标尺下的岩芯 37 的磁组构参数演变与氧同位素的对比

(a)体积磁化率(空心为 U-channel 样品 Bartington 连续扫描的结果,实心为 Kappabridge 上独立样品的磁化率. (b)磁线性 L(K₁/K₂). (c)磁面理 F(K₂/K₃). (d)长轴倾角,阴影为 iK₁ 大于 25°. (e)短轴倾角,阴影为 iK₃ 小于 65°. (f) 氧同位素. 阴影为 MIS2 和 MIS4.

Fig. 8 Magnetic fabric and oxygen isotope on paleointensity assisted chronology in core 37

(a) Volume susceptibility (open circle is from U-channel, solid is from Kappabridge. (b) Linearity (L). (c) Foliation (F). (d) Inclination of long axis, gray zone is inclination larger than 25°. (e) Inclination of short axis, gray zone is inclination smaller than 65°. (f) Oxygen isotope of core 37 (shadow is MIS2 and MIS4).

F 均不发育, Q 揭示磁化率椭球体有扁圆也有扁长状(图 8b, 8c, 8f), 不仅长轴有不同程度的倾斜, 而且短轴大多近平行面分布. 另外, Q 值一般在间冰期内间冰阶大于 0.69, 表示在温暖时有利于扁长磁组构的发育, 比如在 MIS5.5, 5.3, 5.1 以及 MIS3.3 内(图 8f, 8g). 磁组构与气候的对应变化表明, 这些看似异常的磁组构应该是由沉积物性质的不同, 而非扰动的表现^[40]. 短轴近平行且 $L > F$ 的磁组构被称之为垂直磁线理^[41], 其成因尚不清楚. 但是该段沉积物记录的地磁场强度与其它记录的一致性为沉积物的原状性提供了证据.

到目前为止, 在沉积物地磁场强度讨论中鲜有关于磁化率各向异性的报道, 尤其是海洋沉积物中^[41]. 这主要是因为相比于陆地沉积或者火成岩石, 海洋环境的物源或者沉积动力比较复杂, 其磁组构受到很多因素的制约^[40]. 本文钻孔磁化率椭球体在 MIS5 期内(图 3b)长轴没有明显的优势方向, 短轴也没有明显的倾斜, 可能说明钻孔所在位置的底流比较弱; 而在末次冰期内, 磁化率椭球体方向分布杂乱, 可能说明其时底流发育和变化频繁(图 3a). 尽管本文钻孔的磁组构参数各向异性不发育, 长短轴磁倾角、形状因子等与不同气候期的对应关系仍然反映出沉积物为原始沉积状态^[40].

4.3.2 超顺磁颗粒(SP)

液氮温度磁化率和室温磁化率比值 $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}}$ 在 125 ka 以来有明显的变化. 末次间冰期的 $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}} \leq 1$, 末次冰期(MIS2-4)则大于 1 小于 2(图 9a). $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}}$ 的低值区域主要在末次间冰期的特征与两个地磁场强度的最大差值区相当(图 9c), 差值大于 0.2 的区域主要位于末次间冰期和末次盛冰期.

通常情况下, 当温度从室温下降到液氮温度时, 有两个因素使磁化率降低, 一个因素使磁化率升高^[42]. 磁铁矿在 120 K 向下发生磁晶形态的轻微转变(称为 Verwey 转换), 从立方体变成单斜晶系, 电子活动性降低^[20], 所以磁化率会降低. 室温下的具有超高磁化率的超顺磁行为会变成单畴行为, 使得磁化率降低. 这是低温磁化率降低的两个因素. 如果是顺磁性物质, 其磁化率在冷却后会升高, 并且服从居里定律 $\kappa = 1/T$ (T 为开氏温度), 即纯顺磁性物质其液氮(77 K)磁化率是室温(293 K)磁化率的 3.81 倍^[43]. 如果没有顺磁性物质使得磁化率增加的话, 单畴颗粒的液氮磁化率和室温磁化率相同, 准单畴和多畴则由于 Verwey 转换磁化率降低使得

$\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}}$ 低于 1^[42]. 我们的结果显示, 在末次间冰期 $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}}$ 小于 1, 证明可能有 SP 颗粒存在(Verwey 转换相同的话). SP 颗粒使得磁化率升高, 而这些颗粒没有剩磁, 所以 NRM/ κ 比 NRM/ARM 要低.

为了确定 $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}} < 1$ 反映的确实是超顺磁颗粒贡献而非 Verwey 转换的贡献, 我们计算了部分样品的超顺磁颗粒剩磁, 采用的方法是测量 100 s 内失去的剩磁量^[43]. 得到的结果显示(图 9b), 虽然在整个岩芯中都有 SP 存在, 但是在末次间冰期 SP 含量要明显高于其它时段. 高 SP 段与上述的 $\kappa_{77\text{K}}/\kappa_{293\text{K}}$ 小于 1 以及强度最大差值段可以很好对比. 这就证实了 SP 引起磁化率升高从而导致以磁化率作为归一参数的强度结果变低. 我们也给出了 0.5 T 下的高场下顺磁颗粒含量的估计(图 9b 空心点), 最大的变化也是出现在末次间冰期, 它与 SP 的变化同步, 所以顺磁性物质的存在只会强化上述 SP 存在的证据.

4.3.3 碳酸盐含量

沉积物中的碳酸钙是逆磁性物质, 其磁化率是负值^[20], 所以当碳酸钙含量高时, 会降低磁化率数值, 也即稀释了磁化率信号^[44]. 所以碳酸盐也可能影响地磁场强度. 本孔碳酸钙含量为 8.55%~31.12%, 在 MIS5 末期(MIS5.1)、MIS4 后半期和 MIS3 大部分时期大于 20%, 在末次盛冰期和 MIS4 前半期为低值(图 9d).

为了定量估算碳酸钙含量对磁化率的稀释作用, 我们计算了去除碳酸盐影响的磁化率数值, 其计算公式是 $\kappa_{\text{nc}} = \kappa / (1 - \text{carbonate}\%)$. 虽然由于磁化率(2 cm)和碳酸钙(16 cm)的测量间隔不一致, 得到的 κ_{nc} 点不多(图 9e 空心点), 但是我们仍然可以看到, 经过校正后的磁化率只有很小幅度的升高, 即使在碳酸钙含量最高的层位, κ_{nc} 比 κ 增加了 47%, 由于其磁化率数值较低, 校正前后的差别不大. 这说明碳酸盐的稀释作用在本孔较小. 而且经过校正的磁化率更大, 所产生的地磁场强度更低, 与 NRM/ARM 以及标准地磁场曲线的偏离更大. 所以碳酸钙含量不是产生本孔地磁场强度差异的主要因素. 但是, 当碳酸钙含量较大时, 比如 50%~60%时, 它可以很大程度上稀释磁信号, 造成磁信号的平滑^[44], 在这种情况下, 碳酸钙的校正应该是必要的. 磁化率和非磁滞剩磁揭示了磁性矿物含量在 125~60 ka B. P. 增加(图 9e, 9f), 而碳酸钙代表的生物生产率在这段时间以低值为主(图 9d), 平均沉积速

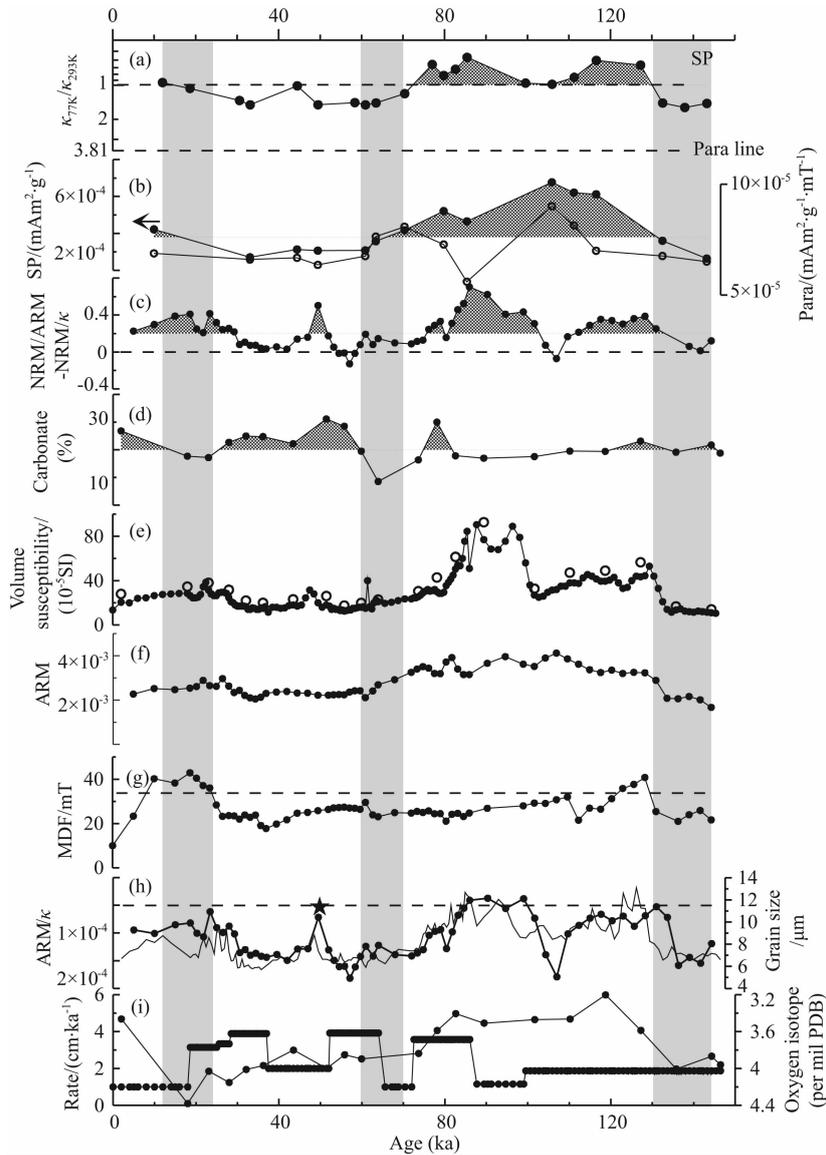


图9 岩芯37岩石磁学和沉积学参数演变

(a) 低温和室温磁化率比值 $\kappa_{77K}/\kappa_{293K}$ 。(b) 100 s 内丢失的剩磁(实心)和高场获得的顺磁性矿物含量(空心)。(c) 两个强度指标的归一差值,阴影区为大于0.2。(d) 碳酸钙含量。(e) 体积磁化率(实心点)、去除碳酸钙磁化率(空心点)。(f) 非磁滞剩磁。(g) 天然剩磁的中值退磁场。

(h) 磁性矿物粒度 ARM/κ (点线)和沉积物粒度(无点线)。(i) 砂百分含量。阴影区表示 MIS2(12~24 ka), MIS4(60~69 ka)。

Fig. 9 Rock magnetic and sedimentological variations in core 37

(a) Ratio of liquid nitrogen and room temperature susceptibility. (b) Remanence loss within 100 s (solid) and paramagnetic content calculated from slope of high field. (c) Difference of NRM/ARM and NRM/κ, gray zone is larger than 0.2. (d) Carbonate content. (e) Volume susceptibility (solid circle), carbonate free susceptibility (open circle) and mass susceptibility (triangle). (f) ARM. (g) Median demagnetization field. (h) Magnetic grain size ARM/κ (dot line) and bulk sample grain size (line). (i) Sand content. Gray zone is MIS2 (12~24 ka), MIS4(60~69 ka).

率在 125~90 ka B. P. 的低值似乎与生物生产力降低一致(图 9i)。

4.3.4 磁性矿物组成的变化

沉积物天然剩磁交变场的中值退磁场(MDF)一方面可以由磁铁矿的粒度变细使其升高,另一方面高矫顽力矿物的微量加入也使其显著增加。在本文钻孔中,MDF 大于 30 mT 仅出现在三个段落。第

一个是在 MIS2 中(~40 mT),第二个是在 110 ka 附近,第三个在红粘土中,后两个增加不大(图 8g)。疑似 SD 颗粒的加入仅使 MDF 稍有增加,比如在 110 ka 的 MDF 仅稍大于 30 mT。而 MIS2 和红粘土层中的 MDF 显著升高到 40 mT 则无疑是高矫顽力赤铁矿的贡献。在 MIS2 中,岩芯描述发现其深度(0.1~0.35 m)沉积物颜色为棕黄和灰黄色,与下部

的灰色沉积物界线明显。太平洋中部的研究表明,在冰期时加强的冬季风可以把更多的风尘沉积带到太平洋中,这些风尘沉积中有更多量的赤铁矿^[45]。末次盛冰期段内的红色调和增加的 MDF 与赤铁矿增加的推测相符。系统的粒度分析发现,红粘土层表现为粘土粒级(小于 $4 \mu\text{m}$)少,粉砂粒级($4 \sim 63 \mu\text{m}$)也少,而砂粒级(大于 $63 \mu\text{m}$)明显增加。太平洋中的红粘土层通常认为是通过粉尘来自东亚物质的输入^[46]。如果此言不谬,则表明在末次间冰期初期和末次盛冰期时到达西北菲律宾海地区的风尘物质要多一些。

4.3.5 磁性矿物粒度

当磁铁矿大于 SP 和 SD 的边界粒度($0.01 \sim 0.03 \mu\text{m}$)而小于 $100 \mu\text{m}$ (MD)时,由于非磁滞剩磁和磁化率与颗粒度均成近线性关系,前者随着粒度增加而迅速降低^[20](原文 Fig12.2),而后者则随着粒度增大缓慢增加^[47];前者降低的速率远远大于后者增加的速率,因此这二者的比值大小可以敏感反映磁性矿物粒度大小变化:该比值越大则粒度越细。因为本文钻孔的粒度是处于 PSD($1 \sim 15 \mu\text{m}$)范围,所以可以通过 ARM/κ 比值了解磁铁矿粒度的变化。

磁性矿物粒度指标 ARM/κ 在 $125 \sim 10 \text{ ka}$ 期间发生了极大的变化。除了在 $100 \sim 110 \text{ ka}$ 之间的两个高值点外,末次间冰期均是低值,表明磁性矿物粒度粗。在末次冰期绝大部分时间内,磁性矿物粒度都较细, $\sim 50 \text{ ka}$ 的粗粒度应为火山物质的体现。但是在 MIS3 的末期和 MIS2,磁性矿物粒度稍有增加(图 9h),而与这个粒度变粗同时发生的是磁性矿物含量和 MDF 的增加(图 9e, 9f, 9g)。沉积物常规粒度分析基本与 ARM/κ 呈现一致的变化规律(图 9h 无点线)。一个差异段是在 110 ka 附近, ARM/κ 表明磁性粒度很细(对应于沉积物平均粒径 $5 \mu\text{m}$),而沉积物全样粒度较粗。在图 4c 中样品 37-24 处于最细端,也说明此处的颗粒比较细。不难发现在粒度变化与地磁场差异之间存在极强的线性相关性($R^2 = 0.88$, $n = 62$);磁性矿物粒度越粗差值向正方向增加,越细差异向负方向增加(图 10a),因此大于 90% 的强度差异是磁性矿物粒度差异造成的。超顺磁颗粒与该差值也存在一定关系,但是对比点较少(图 10b),目前得不到确定的结论。Hofmann & Fabian(2009)也发现在众多因素中,磁性矿物粒度对强度的影响最大。磁性矿物在 PSD 范围对于高质量的地磁场强度来说可能过于宽泛。

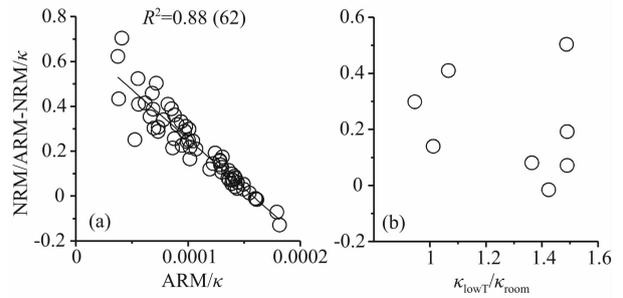


图 10 磁性矿物粒度变化和超顺磁含量与地磁场相对强度差值的关系

2~2.4 m 之间的磁化率峰值位于该图的左上侧位置,此时的超顺磁和顺磁颗粒含量增加导致两个强度参数差异增加,同时磁性矿物也处于最粗一端。

Fig. 10 The relationship between magnetic grain size and super-paramagnetic content with paleointensity difference. Samples at 2~2.4 m with high magnetic susceptibility lie on the upper left of the figure where the increases in super-paramagnetic and paramagnetic contents and coarsest grain size result in large difference of the two paleointensities.

5 结 论

之前未见 SP 颗粒可能影响地磁场强度的报道。在本文钻孔中,末次间冰期 SP 含量比末次冰期明显富集表明物源输入的变化。显然 NRM/κ 受到了这个因素的影响。剩磁参数的比值 NRM/ARM 则避免了 SP 的影响,因此获得了比较好的地磁场强度结果。最高 30% 的碳酸钙含量没有显著影响磁化率数值,但是在含量更高的沉积物中可以考虑用去除了碳酸钙的磁化率来作为归一参数获得地磁场强度。虽然主要位于 PSD 范围内,本文钻孔磁性矿物粒度的较大变化仍然是产生不同强度参数差值的最主要因素,由于粉尘通量变化造成的磁性矿物组成变化对强度的影响不大。本文的主要结论是:

(1) 磁化率各向异性可以用来判断菲律宾海北部沉积物的原状与否,但是一定要结合各种参数来做综合判断。尤其当各向异性度很低时,可能会出现长轴或者短轴倾角与正常状态的偏离。

(2) 非磁滞剩磁是钻孔 37 较好的归一参数,其产生的地磁场强度具有与邻近和全球综合曲线一致的变化规律。频谱分析未发现该强度参数中的轨道周期,这与前人地磁场强度不应受轨道调谐的结论吻合。本文钻孔记录的地磁场强度可以作为时间标尺使用,与氧同位素地层一致。

(3) 在超顺磁含量和顺磁性含量被气候所调控

的沉积物中,用磁化率作为归一参数的地磁场强度仍然具有气候信号的影响,因为超顺磁的较大含量并不能反映到天然剩磁上,因此其信号仍然保留在强度中。用频谱分析可以发现这些未经消除的气候信号。

(4)磁性矿物粒度在假单畴内大范围的变动是产生地磁场强度差值的最主要原因。不能载有剩磁的超顺磁和顺磁性粘土矿物的富集以及磁性矿物粒度较粗共同形成了最大的地磁场强度差值。因此如何有效消除磁性矿物粒度大小对强度估算的影响是下一步工作要解决的问题。

致谢 本工作样品由中国大洋样品馆提供。作者感谢吕连清博士(原中国科学院地质与地球物理研究所博士后)在古地磁样品测量、赵泉鸿老师和成鑫荣老师(同济大学)在有孔虫挑选和测量上的支持。感谢田军教授(同济大学)在谱分析和相关系数分析中的帮助和中山大学杨小强教授提供数据。感谢朱日祥老师引导作者开始了地磁场相对强度研究。感谢国家留学基金委和挪威研究委员会在作者访挪期间的资助。由于本次研究是首次进行地磁场强度研究,所以在样品采取和测量过程中出现很多遗憾,比如由于采用长条样品管取样,未能获得饱和等温剩磁作为第三个归一参数。由于样品磁性弱和仪器不稳定,0.1 档的高频磁化率测量未能获得。各项参数的测量间隔不统一也给数据的对比分析带来很多障碍。

参考文献 (References)

[1] Sawada K, Handa N. Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25000 years. *Nature*, 1998, 392 (6676): 592-595.

[2] Yang X Q, Heller F, Wu N, et al. Geomagnetic paleointensity dating of South China Sea sediments for the last 130kyr. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, 284 (1-2): 258-266.

[3] 葛淑兰, 石学法, 杨刚等. 西菲律宾海 780ka 以来气候变化的岩石磁学记录: 基于地磁场相对强度指示的年龄框架. 第四纪研究, 2007, 27(6): 1040-1052.

Ge S L, Shi X F, Yang G, et al. Rock magnetic response to climatic changes in west Philippine Sea for the last 780ka: based on relative paleointensity assisted chronology. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2007, 27(6): 1040-1052.

[4] 孟庆勇, 李安春, 李铁刚等. 西菲律宾海沉积物 200ka 以来的地球磁场相对强度记录及其年代学意义. 中国科学 (D 辑: 地球科学), 2009, 39(1): 24-34.

Meng Q Y, Li A C, Li T G, et al. Relative paleointensity of the geomagnetic field during the past 200ka from the West

Philippine Sea and its chronological significance. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2009, 52(8): 1115-1126.

[5] Horng C S, Roberts A P, Liang W T. A 2.14-Myr astronomically tuned record of relative geomagnetic paleointensity from the western Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B1): 2059, doi: 10.1029/2001JB001698.

[6] Inoue S, Yamazaki T. Geomagnetic relative paleointensity chronostratigraphy of sediment cores from the Okhotsk Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 291(3-4): 253-266.

[7] Chou Y M, Lee T Q, Song S R, et al. Magnetostratigraphy of marine sediment core MD01-2414 from Okhotsk Sea and its paleoenvironmental implications. *Marine Geology*, 2011, 284 (1-4): 149-157.

[8] Hofmann D I, Fabian K. Rock magnetic properties and relative paleointensity stack for the last 300ka based on a stratigraphic network from the subtropical and subantarctic South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, 260(1-2): 297-312.

[9] Tauxe L, Pick T, Kok Y S. Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, 22(21): 2885-2888.

[10] Hofmann D I, Fabian K. Correcting relative paleointensity records for variations in sediment composition: Results from a South Atlantic stratigraphic network. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, 284(1-2): 34-43.

[11] 佩维·A·B. 菲律宾海底地质. 刘昭蜀, 于珏译. 北京: 海洋出版社, 1989.

Peiwei A B. Philippine Seafloor Geology (in Chinese). Translated by Liu Z S, Yu Y. Beijing: Ocean Press, 1989.

[12] Qiu B. Kuroshio and Oyashio currents. // Steele J H, Turekian K K eds. Encyclopedia of Ocean Sciences. Volume 3. New York: Elsevier Ltd, 2001: 1413-1425.

[13] Weeks R, Lai C, Endidnoux L, et al. Improvements in long-core measurement techniques: applications in palaeomagnetism and palaeoceanography. *Geophys. J. Int.*, 1993, 114(3): 651-662.

[14] Tian J, Wang P X, Cheng X R, et al. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}O$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 203(3-4): 1015-1029.

[15] Copons R, Parés J M, Dinarés-Turell J, et al. Sampling induced AMS in soft sediments: a case study in Holocene glaciolacustrine rhythmites from Lake Barrancs (Central Pyrenees, Spain). *Phys. Chem. Earth*, 1997, 22(1-2): 137-141.

[16] Joseph L H, Rea D K, van der Pluijm B A. Use of grain size and magnetic fabric analyses to distinguish among depositional environments. *Paleoceanography*, 1998, 13(5): 491-501.

[17] Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.*, 1993, 31(3): 319-354.

[18] Valet J P. Time variations in geomagnetic intensity. *Rev. Geophys.*, 2003, 41(1), doi: 10.1029/2001RG000104.

[19] 李海燕, 张世红. 黄铁矿加热过程中的矿相变化研究——基

- 于磁化率随温度变化特征分析. 地球物理学报, 2005, 48 (6): 1384-1391.
- Li H Y, Zhang S H. Detection of mineralogical changes in pyrite using measurements of temperature-dependence susceptibilities. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48 (6): 1384-1391.
- [20] Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.
- [21] 胡守云, Appel E, Hoffmann V 等. 湖泊沉积物中胶黄铁矿的鉴定及其磁学意义. 中国科学(D辑: 地球科学), 2002, 32(3): 234-238.
- Hu S Y, Appel E, Hoffmann V, et al. Identification of greigite in lake sediments and its magnetic significance. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2002, 45(1): 81-87.
- [22] Roberts A P, Cui Y L, Verosub K L. Wasp-waisted hysteresis loops; Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(B9): 17909-17924.
- [23] Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 2002, 107(B3): EMP4-1-EMP4-22.
- [24] Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.*, 2002, 107(B3): EMP5-1-EMP5-15.
- [25] Parry L G. Shape-related factors in the magnetization of immobilized magnetite particles. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1980, 22(2): 144-154.
- [26] Channell J E T, Xuan C, Hodell D A. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, 283(1-4): 14-23.
- [27] Guyodo Y, Valet J P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 1999, 399(6733): 249-252.
- [28] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20(1): PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- [29] Yamamoto Y, Yamazaki T, Kanamatsu T, et al. Relative paleointensity stack during the last 250 kyr in the northwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112(B1): B01104, doi: 10.1029/2006JB004477.
- [30] Tauxe L, Shackleton N J. Relative paleointensity records from the Ontong-Java Plateau. *Geophys. J. Int.*, 1994, 117 (3): 769-782.
- [31] Roberts A P, Lehman B, Weeks R J, et al. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 200000 years from ODP Sites 883 and 884, North Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, 152(1-4): 11-23.
- [32] Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. // Berger A L, Lmbrie J, Hays H eds. *Milankovitch and Climate*. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 1984: 269-305.
- [33] Guyodo Y, Gaillot P, Channell J E T. Wavelet analysis of relative geomagnetic paleointensity at ODP site 983. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, 184(1): 109-123.
- [34] Ellwood B B, Ledbetter M T. Paleocurrent indicators in deep-sea sediment. *Science*, 1979, 203(4387): 1335-1337.
- [35] Liu B Z, Saito Y, Yamazaki T, et al. Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene-Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 2001, 176(1-4): 175-189.
- [36] Rosenbaum J, Richard R, Smoot J, et al. Anisotropy of magnetic susceptibility as a tool for recognizing core deformation: reevaluation of the paleomagnetic record of Pleistocene sediments from drill hole OL-92, Owens Lake, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, 178(3-4): 415-424.
- [37] Ge S L, Shi X F, Liu Y G, et al. Turbidite and bottom-current evolution revealed by anisotropy of magnetic susceptibility of redox sediments in the Ulleung Basin, Sea of Japan. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(6): 660-672.
- [38] Yamazaki T, Abdeldayem A L, Ikehara K. Rock-magnetic changes with reduction diagenesis in Japan Sea sediments and preservation of geomagnetic secular variation in inclination during the last 30,000 years. *Earth, Planets and Space*, 2003, 55(6): 327-340.
- [39] Tarling D H, Hrouda F. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman & Hall, 1993.
- [40] Kissel C, Laj C, Mazaud A, et al. Magnetic anisotropy and environmental changes in two sedimentary cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, 164(3-4): 617-626.
- [41] Thouveny N, Carcaillet J, Moreno E, et al. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, 219(3-4): 377-396.
- [42] Wang R H, Løvlie R. SP-grain production during thermal demagnetization of some Chinese loess/palaeosol. *Geophys. J. Int.*, 2008, 172(2): 504-512.
- [43] Butler R F. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston, Oxford: Blackwell Science, 1992.
- [44] Lean C M B, McCave I N. Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Chatham Rise, SW Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, 163(1-4): 247-260.
- [45] Yamazaki T, Ioka N. Environmental rock-magnetism of pelagic clay: Implications for Asian eolian input to the North Pacific since the Pliocene. *Paleoceanography*, 1997, 12(1): 111-124.
- [46] Glasby G P. Mineralogy, geochemistry, and origin of Pacific red clays: a review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1991, 34(2): 167-176.
- [47] Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*. New South Wales: Allen and Unwin, 1986.