

西菲律宾海沉积物 200 ka 以来的地球磁场相对强度记录及其年代学意义

孟庆勇^{①②}, 李安春^{①*}, 李铁刚^①, 蒋富清^①, 周晓静^{①②}

① 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: acli@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2008-04-25; 接受日期: 2008-09-18

国家自然科学基金重点项目(批准号: 90411014)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCXZ-YW-211)资助

摘要 对西菲律宾海本哈姆高原的 Ph05 重力柱样沉积物进行了系统的岩石磁学和古地磁研究, 结果表明载磁矿物主要为单畴磁铁矿, 磁性矿物的含量变化不大, 表明该孔适合于古地磁场相对强度(RPI)重建. 应用磁化率、非磁滞剩磁(ARM)和饱和等温剩磁(SIRM)归一化天然剩磁, 从而得到 RPI. 为了进一步确定由 3 种方法得到的 RPI 的可靠性, 运用 $P-T$ 方法和交叉谱分析进行检验, 发现应用 ARM 归一化得到的 RPI 与相关的气候参数相关性最小, 因此认为应用 ARM 作为归一化参数得到的 RPI 最为可靠. 基于 RPI 建立的年代模型与基于 AMS¹⁴C 测年数据以及通过有孔虫氧同位素曲线而建立的年代模型较为一致. 文中得到的过去 200 ka 以来的 RPI 与全球其他地区得到的相应曲线非常相似, 其强度低值可以和 Sint-200 的谷值相对应, 这种相似性证实了地球磁场强度变化的全球一致性.

关键词

西菲律宾海
相对强度
地磁场

最近十多年来, 沉积物记录的地磁场相对强度(RPI)受到了越来越多的关注^[1-8]. 火山岩记录的古地磁场绝对强度只能提供间断的资料, 而沉积物的优点在于能够提供连续的记录. 由于深海沉积时间尺度大, 受环境因素影响小, 可以通过海洋氧同位素记录获得可靠的时间序列, 并可进一步进行全球对比, 故更受到青睐^[9]. 随着研究的深入, 迄今为止存在着几种所谓的标准 RPI 曲线, 包括 Sint-200^[10], Sint-800^[11], Sint-2000^[12], NAPIS-75^[13], SAPIS^[14]等. 这些 RPI 记录在全球范围内的对比具有一致性, 而且与海洋磁异常记录^[15]以及与宇宙核素 ¹⁰Be 及 ³⁶Cl 等的生产率之间也有趋同关系^[16]. 目前 RPI 记录越来越多地在布容极性期内作为千年尺度高精度的地层对比手段^[2,4,17]. 另外, RPI 在年代学以及探讨地球深部物质

的传送机制及核幔边界的演化等方面也有了一定的应用^[12,18,19]. 尽管如此, 由于构建 RPI 所需的岩石磁学标准较高, 总体来说, RPI 数据还相对缺乏, 尤其是太平洋地区连续的 RPI 记录更是相对较少.

菲律宾海是西太平洋最大的边缘海, 它处在东海、南海和太平洋之间, 本文的研究区域处在黑潮源区, 同时在“西太平洋暖池”范围内, 还是东亚季风影响区, 沉积物中包含了大量的古海洋学演化信息^[20]. 本文以西菲律宾海深海区的柱状沉积物为研究对象, 进行了古地磁和岩石磁学方面等多个参数的综合测量, 通过归一化天然剩磁得到了地磁场相对强度变化曲线, 为 RPI 研究提供了新的记录, 为该区的测年提供了新的手段, 并有助于更好的解决研究区的地层对比及古海洋学问题.

1 材料与方法

本文研究的Ph05 重力柱样取自西菲律宾海盆西端的本哈姆高原西坡, 位于吕宋岛的东面, 水深 3382 m, 地理坐标为 16.0493°N, 124.3448°E. 柱长 440 cm, 沉积物以褐黄色和青灰色粉砂质黏土为主, 间杂有孔虫质黏土和褐灰色黏土质粉砂. Ph05 孔靠近菲律宾群岛的构造活动带, 第四纪火山活动频繁, 在 108~110, 156~158, 272~274, 292~294 和 356~366 cm 之间为火山灰层^[20]. 岩芯顶部 0~8 cm、底部 434~440 cm 及中间 112~120 cm 等层位受到扰动未取样, 其余间隔 2 cm 取样, 无磁性立方盒封装, 共取得样品 97 个.

首先测量所有样品的天然剩磁NRM和磁化率 χ , 样品天然剩磁测量由 2G-755R 岩石超导磁力仪完成, 磁化率测量采用Bartington MS2 型磁化率仪, 随后对全部样品进行交变退磁, 选择 0, 5, 10, 15, ..., 60 mT 的退磁步骤进行, 在 30 mT 以上的交变退磁中, 以每次增加 10 mT 的步骤进行. 然后应用 2G-760 超导磁力仪(80 mT 的交变场叠置 0.05 mT 的直流场), 按与 NRM 退磁相同的步骤进行交变退磁测定样品的非滞剩磁ARM; 应用IM10-30 冲磁仪, 将待测样品在 1 T 的磁场中磁化, 测得等温剩磁 IRM_{1T} , 视为饱和等温剩磁SIRM, 再将样品在 300 mT 的反向磁场中磁化, 测得等温剩磁 $IRM_{-300\text{ mT}}$, 定义比值 $(IRM_{-300\text{ mT}}/IRM_{1T})$ 为S-ratio^[21]. 选择部分样品的平行样品, 利用VFTB 居里称测量磁化强度 J 随温度 T (从室温至 700 °C)的变化曲线(J - T)和室温磁滞回线, 以确定样品中的磁性矿物种类及粒径. 磁性测量在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁学与地质年代学实验室完成.

孙荣涛^[20]已对该孔进行了AMS¹⁴C测年及氧同位素的研究. 样品的 4 个AMS¹⁴C年代在美国Woods Hole海洋研究所AMS测试中心测定, 测试材料为粒径大于 150 μm 的单种浮游有孔虫壳体, 重量不少于 15 mg. 氧同位素的分析是在显微镜下挑取粒径在 150~250 μm 之间洁净的底栖有孔虫C.wullerstorfi的壳体 20~30 枚, 用 5%双氧水溶液浸泡 1 h 以去除有机杂质, 然后利用丙酮溶液洗去壳体表面粘附的油脂, 低温烘干后在稳定同位素质谱仪上进行测试, 测试

在中国科学院海洋研究所的 Isoprime 质谱仪上完成, 实验室分析精度优于 $\pm 0.06\%$, 氧同位素数据校正为 PDB 标准.

2 实验结果

2.1 氧碳同位素年代模型

据前人工作成果^[20], 基于 4 个AMS¹⁴C测年数据和底栖有孔虫C.wullerstorfi的氧同位素记录与SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线对比确定的几个氧同位素事件控制点, 建立Ph05 孔的初始年代模型(图 1). 控制点之间的年代序列采用线性内插法, 控制点以外采用线性外推. 该孔氧同位素曲线在大的冰期-间冰期尺度上反映了可与SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线对比的冰期-间冰期旋回过程, 可识别出氧同位素 1~7 期, 表明岩芯记录了氧同位素 7 期以来约 250 ka 的沉积记录. 平均沉积速率为 2.44 cm/ka, 可能提供较高分辨率的地磁场相对强度记录.

2.2 古地磁结果

样品采自相对平静的远洋环境, 从剖面上看无明显沉积间断, 认为可以获得连续的地磁场变化序列. 对样品进行交变退磁, 多数样品在 20~25 mT 时可获得可靠稳定的特征剩磁, 从退磁投影图(图 2)上看, 数据点基本上呈线性并趋向原点. 从强度衰减图上看, 大多数 NRM 被破坏到其一半所要加的退磁场在 30~40 mT 之间.

选 20 mT 后的数据, 应用主成分分析法^[22]计算特征倾角(INC), 并得到最大角度偏差(MAD), 大多数样品的MAD小于 5°, 表明了数据的可靠性. 除了受到火山物质影响的层位, MAD高于 10°的值可能与地磁场的倒转或漂移有关. 由于在取样时未定向, 磁偏角没有意义. 在 32~34, 36~38 以及 108~110 cm 发现 3 个负倾角, 前两者大约发生在距今 10 ka 左右, 可能为哥德堡极性漂移事件^[23]的反映, 108~110 cm 的负倾角发生在距今约 34 ka(据氧碳同位素年代模型推算)左右, 可能为Laschamp 或Mono Lake极性漂移事件的反映, 还需要进一步确定.

2.3 岩石磁学结果

2.3.1 磁性矿物的含量和种类

沉积物中磁性载体的性质是古地磁信息可靠性

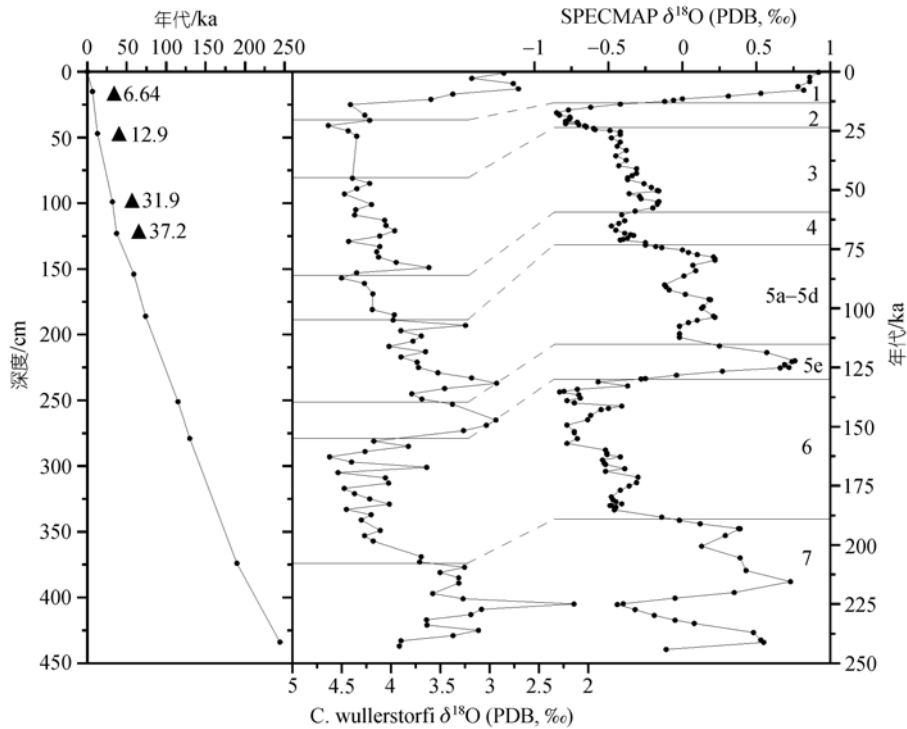


图 1 Ph05 孔的氧碳同位素年代框架^[20]

▲为 AMS¹⁴C 年代控制点

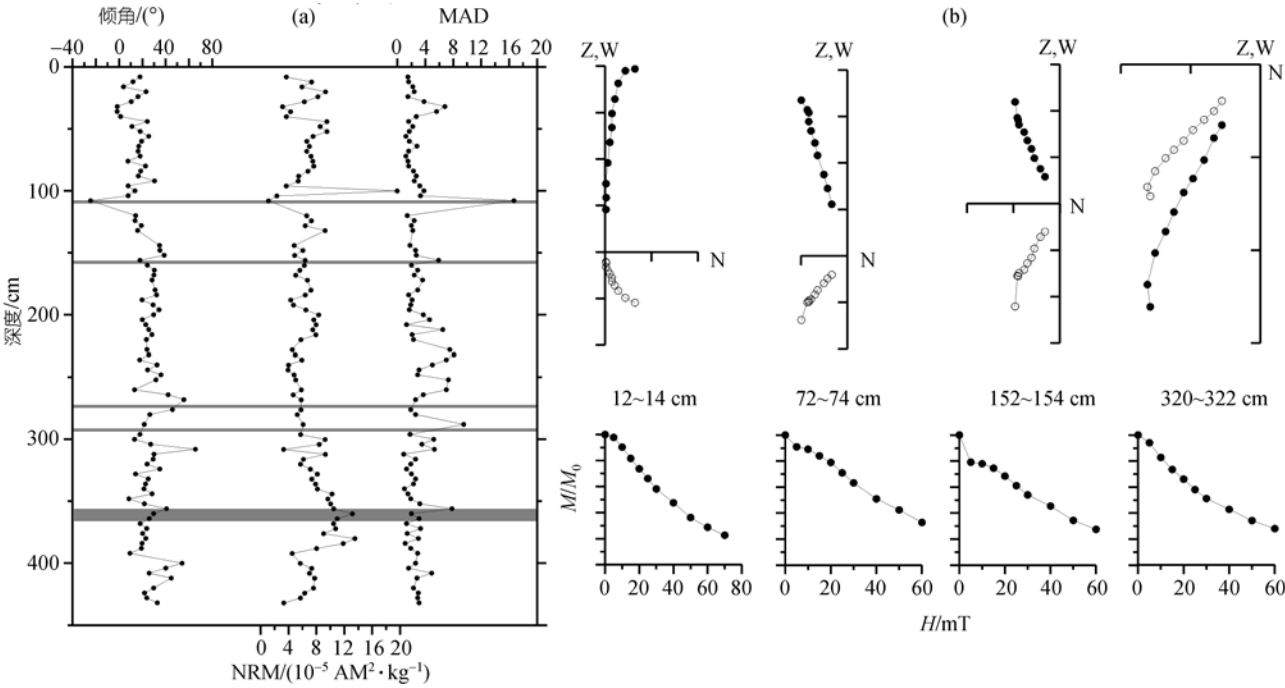


图 2 磁极性地层与典型样品退磁图

(a) 中灰色条带为火山灰层, 下同; (b) 中实心为水平面投影, 空心为垂直面投影

的基础. Tauxe^[24]提出可以进行RPI研究的沉积物岩芯的磁性矿物应为碎屑来源的磁铁矿(即携带碎屑剩磁), 特征剩磁成分单一, 特征剩磁方向稳定, 且粒度较细且均一; 以 χ 和ARM等衡量的磁性矿物浓度的变化不超过 10 倍; 此外, 用各种不同的归一化方法处理后的RPI结果应比较一致.

磁化率 χ 、非磁滞剩磁 ARM、等温剩磁 IRM 等参数都与磁性矿物的含量有关, 各参数随深度的变化如图 3 所示, 表现出相似的变化特征, 磁性矿物含量的波动不大, 一些异常的层位多是受到火山物质的影响. 在去处掉火山层位后, 样品的磁化率最小值为 $11.73 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, 最大值为 $24.34 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, 仅相差约 2 倍, 平均值为 $18.86 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$.

S-ratio 的高值可指示亚铁磁性矿物的相对重要性, Ph05 孔大多样品的 S-ratio 值接近于 1, 其平均值为 0.967, 说明亚铁磁性矿物主导了样品的磁性特征. 在 144~152 cm 间的 S-ratio 值较小, 指示出该段某些高矫顽力磁性矿物的存在. 与 χ 相比, SIRM 容易受到磁性颗粒形状、大小的影响, 而且易受到斜交反铁磁

性矿物(如赤铁矿)的干扰, 在 144~152 cm 段, χ 表现为较低的值而SIRM则较高, 也表明该段可能存在一定量的赤铁矿. SIRM/ χ 可用于区分磁性矿物的类型^[25], 如磁黄铁矿的值很高, 多集中于 100 kA/m 左右, 而(钛)磁铁矿的值很低, 低于 30 kA/m, 多集中于 10 kA/m. 全部样品的SIRM/ χ 平均值为 23.51 kA/m, 指示出岩芯的载磁矿物以(钛)磁铁矿为主.

热磁分析是鉴定磁性矿物成分的主要方法之一^[26]. 图 4 给出了典型样品的磁化强度随温度变化的曲线, 可以看出, 随着温度的升高, 样品的磁化强度稳步降低, 在 585℃左右降到最低, 接近于零, 这与磁铁矿的居里温度一致. 在冷却的过程中, 冷却曲线低于加热曲线, 可能由于加热过程中某些磁铁矿被氧化造成. J - T 曲线表明样品中的磁性矿物比较单一, 载磁矿物主要为磁铁矿.

2.3.2 磁性矿物的粒度

磁滞回线参数及其比值经常被用来确定磁性矿物的磁畴状态. 在以剩余磁化强度与饱和磁化强度

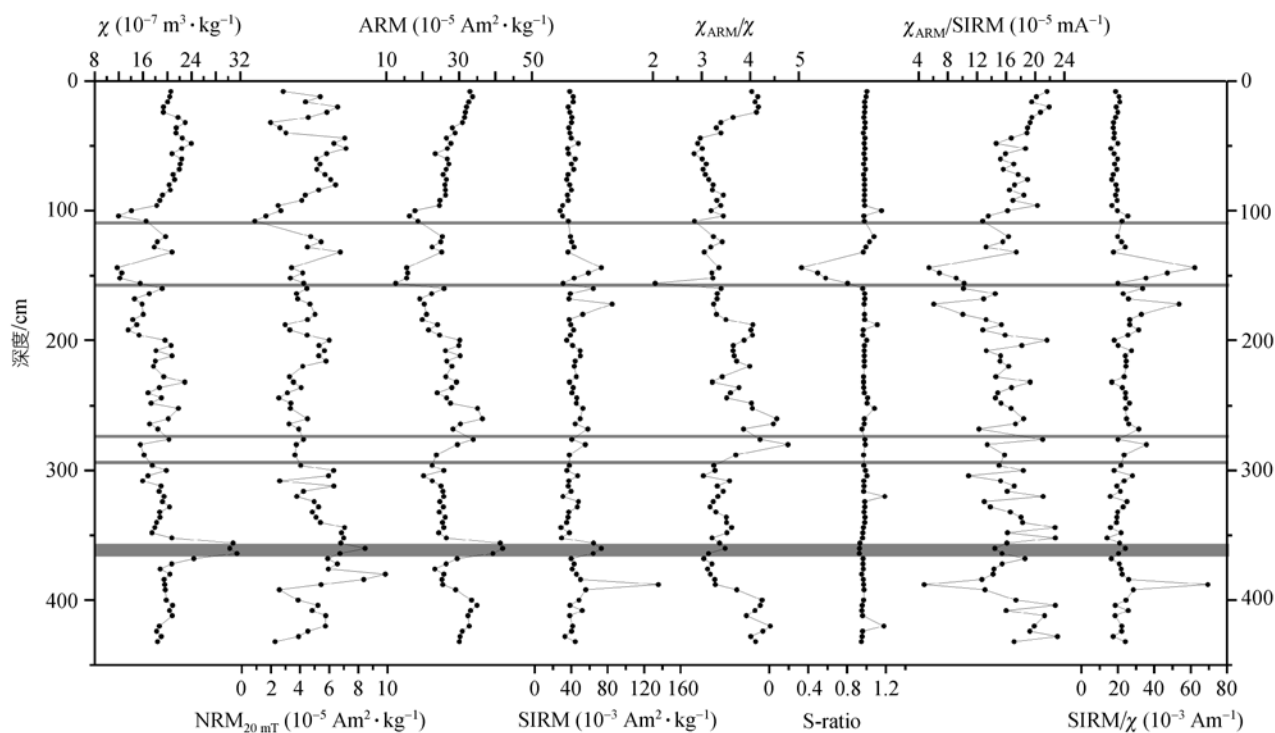


图 3 岩石磁学参数 χ , $\text{NRM}_{20\text{mT}}$ (经 20 mT 退磁后的天然剩磁), ARM, SIRM, χ_{ARM}/χ , S-ratio, $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 及 SIRM/χ 随深度的变化曲线

的比值(M_{rs}/M_s)为纵坐标、剩磁矫顽力与矫顽力的比值(H_{cr}/H_c)为横坐标的Day氏图^[27]上(图 4), 典型样品均落在了准单畴(PSD)区内, 表明样品中的磁性矿物粒度较小, 为较细的准单畴。

SIRM/ χ , $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ 常用来分析磁性矿物颗粒大小的变化^[21]。从SIRM, ARM和 χ 的相关关系来看(图 5), χ 和ARM的相关性较好, 其相关系数为 0.77, 表明两者的载体比较一致, 而 χ 和SIRM的相关性稍差, 其相关系数为 0.14, 可能是由于SIRM更易受到斜交反铁磁性矿物影响的缘故。三者的相关性表明岩芯中磁性矿物粒径的变化总体来说不大, 而磁性矿物含量的变化主导了这几种参数的变化。对于亚铁磁性为主的样品, SD比MD明显易于获得ARM, SD颗粒含量的增多将导致 χ_{ARM}/χ 比值的明显

增大, 我们选择 χ_{ARM}/χ 作为岩芯中磁性矿物粒度的指示参数(图 3), 可以看出其变化具有明显的轨道周期。

2.3.3 基于 χ_{ARM}/χ 的岩石磁性地层学年代

因为Ph05 孔位于本哈姆高原之上, 地势较高, 而与菲律宾群岛之间又有菲律宾海沟相隔, 河流输入大量陆源物质或者浊流沉积出现的可能性都很小, 其沉积物源可能是西部的菲律宾群岛和东亚大陆的碎屑物质, 通过风力或海流搬运而来。影响本区的东亚季风和北赤道暖流受到太阳辐射变化的驱动, 使岩芯的粒度和矿物组成呈现出一定的冰期-间冰期旋回变化^[20], 而磁性矿物粒度的变化, 也能敏感地反映气候变化的影响。在南海的MD972143 孔^[28]、本哈姆高原以东的 89 及 146 孔^[29]记录的磁性矿物粒度都表

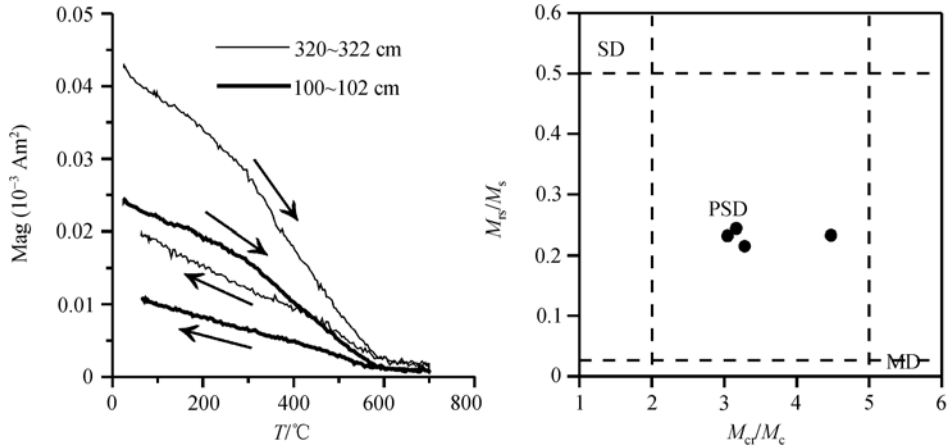


图 4 典型样品的热磁 $J-T$ 曲线和 Day 氏图

SD 单畴, PSD 准单畴, MD 多畴

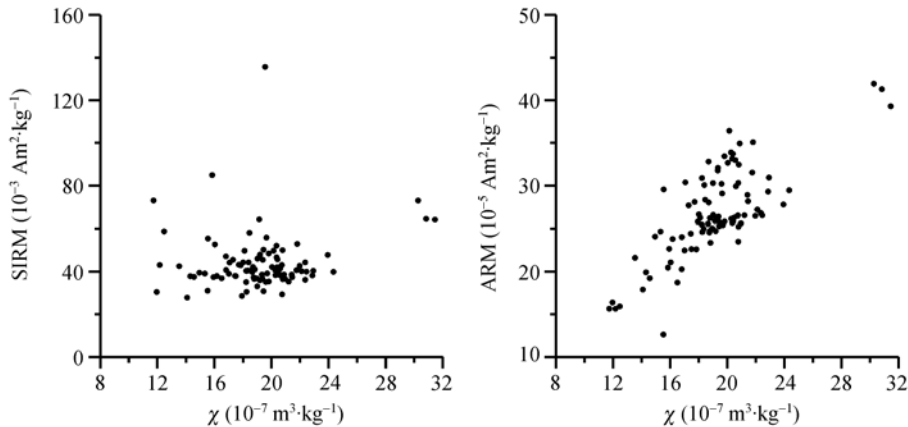


图 5 SIRM, ARM 和 χ 的散点图

现了与氧同位素周期一致的冰期-间冰期旋回的变化. 通过和氧同位素曲线的对比(图 6), 可以在 χ_{ARM}/χ 随深度变化曲线上清晰的分辨出 MIS1/2, 4/5, 6/7 的边界. 仔细对比后据 χ_{ARM}/χ 曲线得到 7 个独立的年代控制点, 按氧同位素阶段分别计算沉积速率, 然后在每个阶段进行深度-时间的转换, 建立基于 χ_{ARM}/χ 的磁性地层年代, 得到的平均沉积速率为 2.29 cm/ka, 略低于由氧碳同位素年代模型计算的值. 推算得出 108~110 cm 负磁倾角发生的年代约为 37 ka, 更接近 Laschamp 极性漂移发生的年代. Ph05 孔磁性矿物粒度参数 χ_{ARM}/χ 与氧同位素曲线对应较好, 在气候温暖的间冰期, χ_{ARM}/χ 值较高, 指示出磁性矿物的粒度较细, 而在冰期则相反, 磁性矿物的粒度较粗, 这种变化特征与南海^[28]、孟加拉湾^[30]等海区沉积物的记录相一致.

3 地磁场相对强度

3.1 NRM 归一化

从以上关于载磁矿物、含量及粒度变化的分析结果可知, 岩芯磁性矿物比较均一, 适宜记录地球磁场的相对强度, 可以通过归一化天然剩磁来构建 RPI. 关于归一化参数有很多讨论, 由于缺乏获得沉积剩磁的理论基础, 到目前还没有一种简单的方法来确定适当的归一化参数, 绝大多数研究采用 ARM, IRM 和 χ 归一化 NRM 以反映地磁场相对强度的变化^[9,24,31].

Channell 等^[32]在大西洋沉积物研究中认为与 NRM 比较, IRM 的矫顽力谱比 ARM 更匹配. Brachfield 等^[33]认为 ARM 在沉积物主要为 SD 或者小的 PSD 时是合适的归一化参数, 当有黏滞剩磁时用 ARM 归一更好. 从退磁结果上看(图 2), 20~25 mT 的退磁场基本上可以清洗掉样品中的次生剩磁, 我们用 ARM, SIRM 和 χ 分别对 $\text{NRM}_{25 \text{ mT}}$ (经 25 mT 退磁后的天然剩磁) 进行归一化, 其变化曲线如图 7 所示, 用不同的归一化参数处理的结果是比较一致的.

3.2 P-T 检验

Tauxe 等^[34]认为许多记录受到黏滞剩磁的影响, 提议 P-T 方法, 比较退磁过程中 NRM 和 ARM 的损失量, 将在相同磁场条件下剩余的 NRM 与 ARM 作图, 数据点在图中呈直线时显示黏滞剩磁已经去掉, 选取能够至少最佳拟合连续 4 个点直线斜率作为相对强度的估算值. 图 8 给出了典型样品的 pARM 检验图, 可以看出, 在 15 mT 的时候黏滞剩磁基本已被清除. 选择 15~40 mT 的数据点作线性拟合, 得到拟合直线的斜率($-B$)以估算相对强度. pARM 方法得到的结果与 NRM 归一化后的相对强度进行比较(图 7), 发现具有很好的一致性, 表明记录已经去除黏滞剩磁的影响, 用归一后的 NRM 表征地磁场相对强度是可靠的.

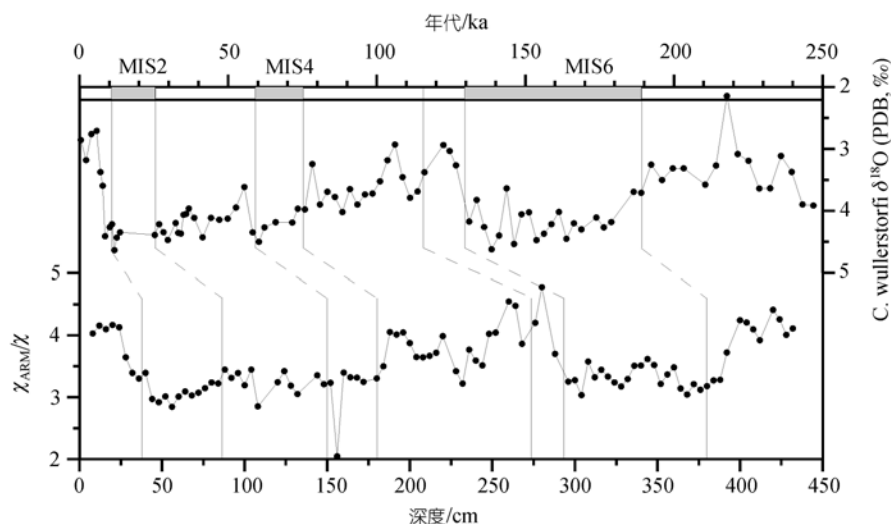


图 6 χ_{ARM}/χ 和氧同位素曲线的对比

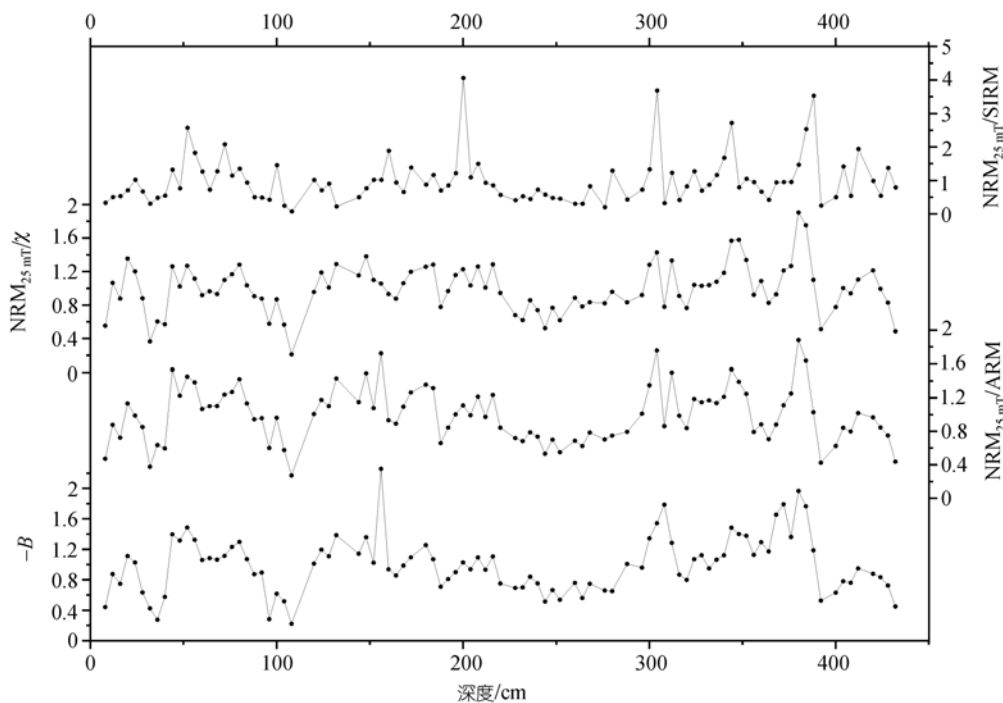


图 7 相对强度图

各比值都由其平均值归一

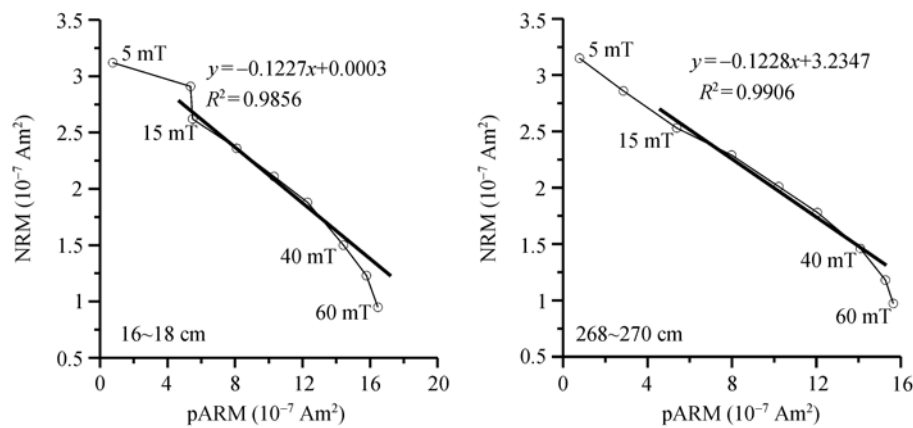


图 8 P-T 检验图

3.3 谱分析检验

谱分析可以对归一化的相对强度与归一化参数之间的相关程度作定量的估计，这种检验已作为一种评价相对强度数据质量的手段，在相对强度的研究中被广泛采用^[35]。为检验相对强度结果的独立性，选择基于Blackman-Tukey方法的SPECTRUM谱分析程序^[36]，分别对不同归一化的RPI和各自的归一化参数进行功率谱分析，并进行一致性检验，其结果如图

9(a)~(c)所示。从图 9 看，归一化后的 $NRM_{25\text{ mT}}$ 和归一化参数各自的功率谱具有较好的独立性，在 95% 的置信水平上，其互相关系数都比较低。除去低频区的干扰信号，在 ARM, SIRM 和 χ 三个归一化参数之中，ARM 与归一化的 RPI 最不相关，因此最后选择 ARM 作为归一天然剩磁的参数。而对表征亚铁磁性矿物颗粒大小的参数 χ_{ARM}/χ 以及 $-B$ 表征的 RPI 估算值做功率谱分析，发现两者不存在相似的周期，互相

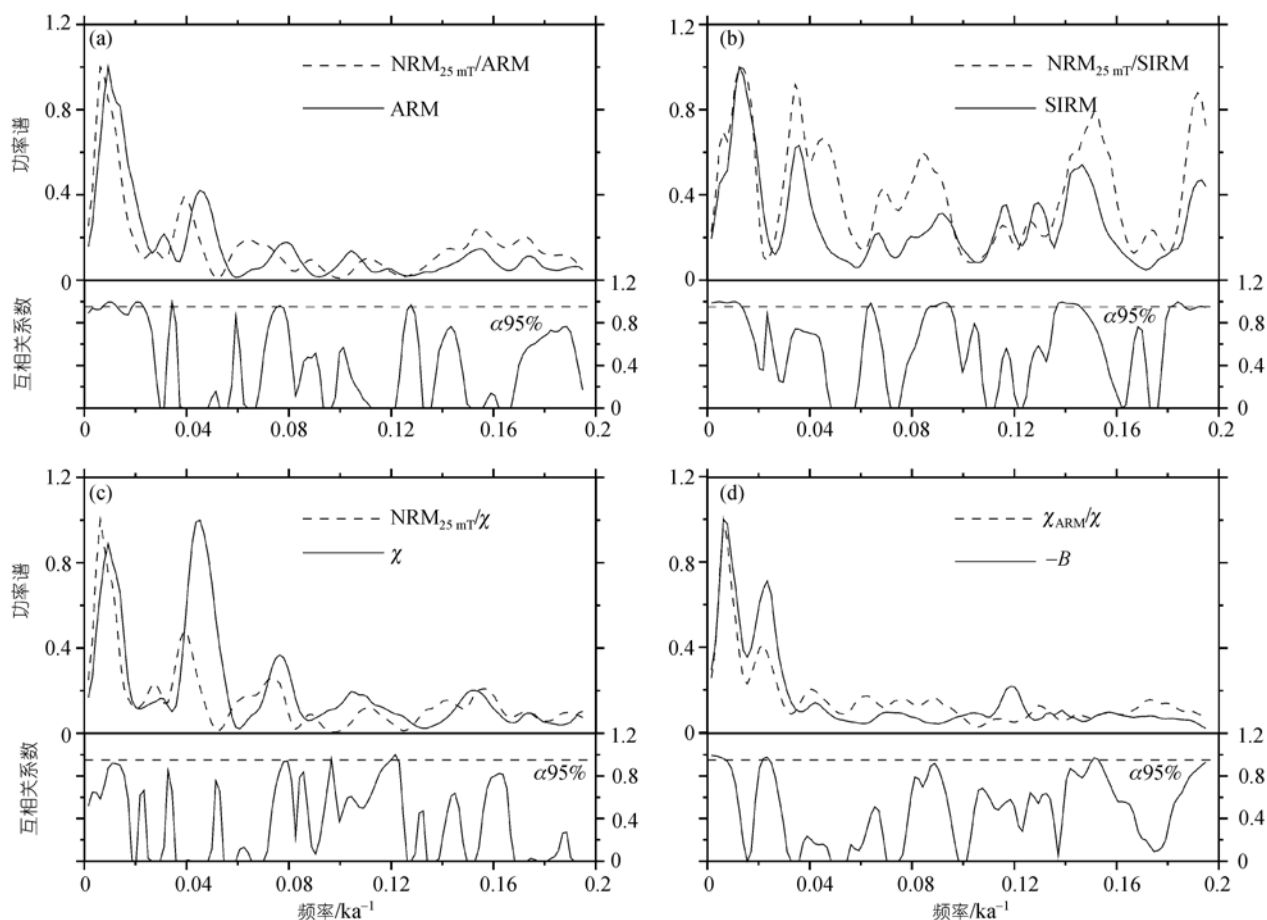


图 9 归一化参数与归一化 $NRM_{25\text{ mT}}$ 之间的谱分析结果(a), (b), (c)、相对强度及 χ_{ARM}/χ 的功率谱(d)
 $\alpha 95\%$ 为 95% 置信水平线

关系数基本处于 95% 置信水平线以下(图 9(d)), 这表明岩性变化对于相对强度的影响已经基本去掉。

3.4 基于 RPI 的地层年代

Guyodo 等^[10]将太平洋、大西洋、印度洋、地中海和苏禄海等地的 18 条 RPI 记录进行了对比叠加, 得到了全球 200 ka 以来的综合强度曲线 Sint-200, Ph05 孔的 RPI 记录与 Sint-200 有良好的对比(图 10), 其变化趋势和大幅度峰、谷能基本吻合。尤其在距今 200~40 ka 间, 其强度低值可以和 Sint-200 的 191, 172, 163, 154, 135, 99, 65 和 41 ka 等谷值相对应。通过 RPI 与 Sint-200 的对比, 获得 8 个年代控制点, 据此建立基于 RPI 的地层年代。由 RPI 年代计算得到的岩芯平均沉积速率比由氧碳同位素和基于 χ_{ARM}/χ 的磁性地层年代模型计算的值略低, 为 2.17 cm/ka。在 108~

110 cm 发生的负磁倾角 RPI 年代约为 41 ka 左右, 与大多数记录中 Laschamp 极性漂移发生的年代相一致。

4 讨论

4.1 西菲律宾海的地磁场相对强度记录

以往的研究表明, 地磁场减弱的主要时段与地磁场倒转和(或)漂移有关, 地磁场的强度与方向变化有内在的联系^[35,37,38]。Ph05 孔的 RPI 记录中, 32~38 cm 的强度低值对应着天然剩磁特征倾角的变负, 可能为哥德堡漂移事件的反映, 108~110 cm 的负倾角则对应着 Laschamp 事件。其余几个强度低值的发生也都伴随着倾角的变浅, 但在大多数记录中地磁场极性漂移持续时间较长的 Blake 事件在 RPI 中并没有表现为显著的低值, 并且倾角也没有变负, 这可能是因

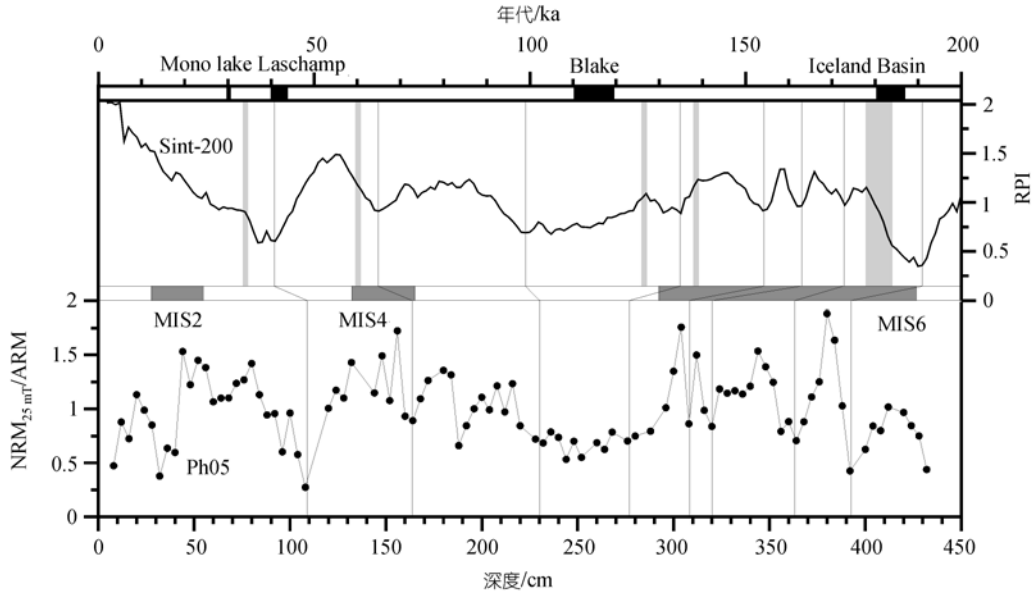


图 10 Ph05 孔RPI曲线与Sint-200^[10]的对比

为强度记录主要受控于轴向偶极子场的作用, 而方向数据不仅决定于沉积记录的忠实性, 而且还与非偶极子场的影响有关, 因此在记录地磁场漂移事件时方向记录经常缺失^[39]。

Ph05 孔的RPI记录与Sint-200 基本一致, 但在一些高低值上有出入, 可能是由于未修正的环境因素、非偶极子地磁场的作用以及不同的磁性锁定深度等原因造成。研究表明, NRM不仅与地磁场强度、磁性矿物含量有关, 还与沉积物的流体学特征有关^[40]。在自然条件下, 磁性矿物、水化学、有机质含量的变化会影响沉积物的流体学特征并进而影响磁化强度, 这也造成了不同区域通过归一化NRM得到的RPI记录与综合曲线有所差别。另外, 在表征岩性变化的参数 χ_{ARM}/χ 剧烈改变的区间, 比如 186~196, 280~300 cm等处, RPI记录与Sint-200 表现出较大的偏离, 表明这些区间岩性变化的影响在NRM归一化过程中尚未完全去除。在过去的 25 ka至今的段落中, Sint-200 表现为稳定的上升, 但是这一趋势在北大西洋 NAPIS-75^[13]及南极近岸的SEDANO孔^[41]中并没有发现, 而在 60~70 cm(约 20 ka)处, Ph05 孔的RPI记录表现为相对强度低值, 这在SEDNAO、地中海^[42]、索马里海^[43]和Ontong-Java Plateau^[44]中都有所发现。由于深海沉积物岩芯顶端会受到取样变形或者氧化的影

响, 10 ka以来的RPI数据经常缺失, 我们的RPI记录对此也不能提供好的支持, 10 ka以来的RPI记录还需从箱式样品中获得。总体来看, Ph05 孔记录的地磁场相对强度变化反映了全球性的信号, 可以用于全球对比。

4.2 RPI 的年代学意义

位于菲律宾吕宋岛以东的黑潮流区地理位置十分特殊, 该区沉积物不仅包含了黑潮流系本身演化的信息, 而且蕴含了东亚季风以及西太平洋暖池的演化信息, 但是在以往由于水深大, 碳酸盐溶解作用强烈, 有孔虫壳体难以保存而很少进行古海洋学方面的研究^[20]。Ph05 孔由于取自地势较高的本哈姆高原, 碳酸盐保存程度较高, 可以提供氧碳同位素年代框架, 从而为本区的古海洋研究提供了契机。本文通过氧同位素与SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线的对比、 χ_{ARM}/χ 与氧同位素曲线的对比、RPI记录与Sint-200 的对比分别获得了Ph05 孔的年代控制点并进行了深度-时间的转换, 发现三者所建立的时间模型大致相同, 表明根据 χ_{ARM}/χ 或RPI均可获得独立的可靠的年代。Laschamp 极性漂移事件几乎在所有的海洋记录中都有印记, 其强度和持续时间都大于Mono Lake事件, Ph05 孔 108~110 cm发生的负磁倾角(伴随着强度低值)可以认为是Laschamp事件的反映, 而据 3 个年代模型推算的时间, 以基于RPI的年代(41 ka左右)与

该事件的公认年龄(约 40~41 ka)^[45]最为接近. RPI 虽然受到非偶极子场、环境因素等方面的影响,但还是主要反映了地球轴向偶极子场的变化,由于地磁场变化的全球一致性,标准 RPI 曲线的建立使得 RPI 成为独立于氧同位素年代学的定年手段. 而对磁性矿物的粒度参数 χ_{ARM}/χ 而言,其响应气候变化的模式还有待进一步探讨. 在东亚地区,磁性矿物粒度大小具有间冰期-冰期旋回的对应关系,间冰期粒度细而冰期粒度粗^[29],这种区域特征是否具有全球性还有待验证,故粒度参数目前更多的用于相邻岩芯之间的对比和调谐,尚不能进行独立的年代控制.

5 结论

对采自西菲律宾海的 Ph05 孔沉积物的岩石磁学和古地磁研究表明,岩芯中的载磁矿物比较单一,以

低矫顽力的磁铁矿为主, χ_{ARM} 及 SIRM 等参数指示的磁性矿物的含量变化不大. 磁性矿物的颗粒以准单畴为主,粒度指示参数 χ_{ARM}/χ 具有冰期-间冰期旋回变化. 通过交变退磁可得到稳定的特征剩磁, 32~38 及 108~110 cm 处发现负倾角,并伴随着 RPI 的低值. 通过 ARM, SIRM 和 χ 三个归一化参数对天然剩磁进行归一的结果比较一致,谱分析检验后选择 ARM 作为归一化参数. 通过 ARM 归一化天然剩磁获得了 200 ka 以来的地磁场相对强度记录, $P-T$ 方法验证证实了 RPI 记录的可靠性. 重建的 RPI 记录与综合曲线 Sint-200 有良好对比,可以反映全球性的信号. 基于 RPI 建立的年代模型与氧碳同位素年代模型相似,可以作为独立的定年手段.

致谢 样品由“科学一号”全体船队员采集,在样品测试过程中得到了青岛海洋地质研究所刘健研究员的指导和中国科学院地质与地球物理研究所周灿芬老师及秦华锋博士的热情帮助,刘青松博士和另一名匿名审稿人提出了修改建议,在此一并致谢.

参考文献

- Guyodo Y, Valet J P. A comparison of relative paleointensity records of the Matuyama Chron for the period 0.75~1.25 Ma. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 156: 205—212 [\[DOI\]](#)
- Guyodo Y, Gaillot P, Channell J E T. Wavelet analysis of relative geomagnetic paleointensity at ODP Site 983. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 184: 109—123 [\[DOI\]](#)
- Willmott V, Domack E W, Canals M, et al. A high resolution relative paleointensity record from the Gerlache-Boyd paleo-ice stream region, northern Antarctic Peninsula. *Quat Res*, 2006, 66: 1—11 [\[DOI\]](#)
- Macri P, Sagnotti L, Lucchi R G, et al. A stacked record of relative geomagnetic paleointensity for the past 270 kyr from the western continental rise of the Antarctic Peninsula. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 252: 162—179 [\[DOI\]](#)
- Jaume D T, Sagnotti L, Roberts A P. Relative geomagnetic paleointensity from the Jaramillo Subchron to the Matuyama/Brunhes boundary as recorded in a Mediterranean piston core. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 194: 327—341 [\[DOI\]](#)
- 王永, 迟振卿, 李德贵, 等. 泥河湾盆地 0.8 Ma 以来的地磁场相对强度记录. *科学通报*, 2004, 49(9): 879—882
- 杨小强, 张贻男, 高芳蕾, 等. 近 130ka 以来地球磁场相对强度变化: 南海南部 NS93-5 钻孔记录. *热带地理*, 2006, 26(1): 1—5
- Pan Y X, Zhu R X, Shaw J, et al. Can relative paleointensities be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China? *J Geophys Res*, 2001, 106(B9): 19221—19232 [\[DOI\]](#)
- Lund S, Stoner J S, Channell J E T, et al. A Summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 156: 194—204 [\[DOI\]](#)
- Guyodo Y, Valet J P. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 143: 23—36 [\[DOI\]](#)
- Guyodo Y, Valet J P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 1999, 399: 249—252 [\[DOI\]](#)
- Valet J P, Meynadier L, Guyodo Y. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*, 2005, 435: 802—805 [\[DOI\]](#)
- Laj C, Kissel C, Mazaud A, et al. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 2000, 358: 1009—1025 [\[DOI\]](#)

- 14 Stoner J S, Laj C, Channell J E T, et al. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks(0-80ka): implications for inter-hemispheric correlation. *Quat Sci Res*, 2002, 21: 1141—1151 [\[DOI\]](#)
- 15 Bowles J, Tauxe L, Gee J, et al. Source of tiny wiggles in Chron C5: a comparison of sedimentary relative intensity and marine magnetic anomalies. *Geochem Geophys Geosys*, 2003, 4(6): 1049—1059 [\[DOI\]](#)
- 16 Leduc G, Thouveny N, Bourles D L, et al. Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: a tool for global synchronisation of paleoclimatic archives. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 245: 19—28 [\[DOI\]](#)
- 17 韩家懋, 姜文英. 地磁场长期变化研究新动向: 海洋沉积的相对古强度记录. *自然科学进展*, 2002, 12(1): 45—50
- 18 Yongjae Y. How accurately can NRM/SIRM determine the ancient planetary magnetic field intensity? *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 250: 27—37 [\[DOI\]](#)
- 19 Baker R, McMillan D, Lumb I, et al. Chronology errors and their effects on the recovery of characteristic time scales of the geodynamo from relative paleointensity. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 159: 267—275 [\[DOI\]](#)
- 20 孙荣涛. 黑潮流系与暖池区晚更新世以来的古环境研究. 博士学位论文. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2006
- 21 Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics*. California: Academic Press, 2003
- 22 Kirschvink J L. The least-squares line and planed analysis of paleomagnetic data. *Geophys J R Astr Soc*, 1980, 62: 699—718
- 23 朱日祥, 赵希涛, 魏新富, 等. 约 12000 年前地球磁场极性漂移的一个证据. *科学通报*, 1992, 37(17): 1596—1598
- 24 Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev Geophys*, 1993, 31: 319—354 [\[DOI\]](#)
- 25 Peters C, Dekkers M J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys Chem Earth*, 2003, 28: 659—667
- 26 朱岗崑. 古地磁学: 基础、原理、方法、成果与应用. 北京: 科学出版社, 2005
- 27 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c)1. Theoretical curves and test using titanomagnetite data. *J Geophys Res*, 2002, 107(B3) [\[DOI\]](#)
- 28 Horng C S, Roberts A P, Liang W Z. A 2.14-Myr astronomically tuned record of relative geomagnetic paleointensity from the western Philippine Sea. *J Geophys Res*, 2003, 108(B1): 2059 [\[DOI\]](#)
- 29 葛淑兰, 石学法, 杨刚, 等. 西菲律宾海 780 ka 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
- 30 李海燕, 张世红, 方念乔, 等. 孟加拉湾 MD77-181 岩芯磁学记录及其古环境意义. *科学通报*, 2006, 51(18): 2166—2174
- 31 Yongjae Y, Dunlop D J, Ozdemir O. Are ARM and TRM analogs? Thellier analysis of ARM and pseudo-Thellier analysis of TRM. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 205: 325—336 [\[DOI\]](#)
- 32 Channell J E T, Stoner J S, Hodell D A, et al. Geomagnetic paleointensity for the last 100 kyr from the sub-antarctic South Atlantic: a tool for inter-hemispheric correlation. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 175: 145—160 [\[DOI\]](#)
- 33 Brachfield S A, Banerjee S K. A new high-resolution geomagnetic relative paleointensity record for the North American Holocene: a comparison of sedimentary and absolute intensity data. *J Geophys Res*, 2000, 105(B1): 821—834 [\[DOI\]](#)
- 34 Tauxe L, Pick T, Kok Y S. Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 2885—2888
- 35 Valet J P. Time variations in geomagnetic intensity. *Rev Geophys*, 2003, 41(1): 1—44
- 36 Schulz M, Stattegger K. Spectrum: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput Geosci*, 1997, 23(9): 929—945 [\[DOI\]](#)
- 37 Valet J P, Meynadier L. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature*, 1993, 366: 91—95 [\[DOI\]](#)
- 38 朱日祥, 郭斌, 丁仲礼. Gauss-Matuyama 极性转换期间地球磁场方向和强度变化特征. *地球物理学报*, 2000, 43(5): 621—634
- 39 Thouveny N, Carcaillet J, Moreno E, et al. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219: 377—396 [\[DOI\]](#)
- 40 Katari K, Tauxe L. Effects of pH and salinity on the intensity of magnetization in redeposited sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 181: 489—496 [\[DOI\]](#)
- 41 Sagnotti L, Macri P, Camerlenghi A, et al. Environmental magnetism of Antarctic Late Pleistocene sediments and interhemispheric correlation of climatic events. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 192: 65—80 [\[DOI\]](#)
- 42 Tric E, Valet J P, Tucholka P, et al. Paleointensity of the geomagnetic field during the last eighty thousand years. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 97: 9337—9351
- 43 Meynadier L, Valet J P, Weeks R, et al. Relative geomagnetic intensity of the field during the last 140ka. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 114: 39—57 [\[DOI\]](#)
- 44 Tauxe L, Shackleton N J. Relative paleointensity records from the Ontong-Java Plateau. *Geophys J Int*, 1994, 117: 769—782 [\[DOI\]](#)
- 45 Lund S P, Schwartz M, Keigwin L, et al. Deep-sea sediment records of the Laschamp geomagnetic field excursion (~41,000 calendar years before present). *J Geophys Res*, 2005, 110: B04101 [\[DOI\]](#)