

范维佳, 韩喜球, 邱中炎, 等. 上新世/更新世之交太平洋经向翻转流演化——海山结壳 Nd 同位素记录[J]. 海洋学报, 2021, 43(12): 50–59, doi:10.12284/hyxb2021003

Fan Weijia, Han Xiqiu, Qiu Zhongyan, et al. Evolution of the Pacific meridional overturning circulation during the Plio-Pleistocene transition: Nd isotope records from the Fe-Mn crust[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(12): 50–59, doi:10.12284/hyxb2021003

上新世/更新世之交太平洋经向翻转流演化 ——海山结壳 Nd 同位素记录

范维佳^{1,2}, 韩喜球^{1,2*}, 邱中炎^{1,2}, 叶黎明^{1,2}, 郭栋山^{1,2}

(1. 自然资源部海底科学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 2. 自然资源部第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要: 随着北半球冰盖的发育, 全球气候环境发生了显著变化。太平洋经向翻转流 (PMOC) 对全球海洋热量分配和大气 CO₂ 在深海的封存起举足轻重的作用, 但是关于 PMOC 与北半球冰盖的形成之间的关系还欠缺研究。本文收集了太平洋海山富钴结壳的 Nd 同位素记录, 通过对比不同区域 Nd 同位素记录的演化特征, 分析风尘输入、水团演化等因素对 Nd 同位素记录的影响, 探讨了太平洋经向翻转流演化及其与全球气候变化之间的关系, 认为北太平洋深层水下沉的停滞和亚洲风尘输入增加可能是导致深层水 Nd 同位素从距今 3~4 Ma 开始降低的原因。同时, 因北太平洋深层水下沉停滞, PMOC 改组, 使得更多的 CO₂ 在深水封存, 从而对全球气候变冷和北半球冰盖形成产生了积极的贡献。

关键词: 太平洋经向翻转流; 北半球冰川化; Nd 同位素; 铁锰结壳; 风尘

中图分类号: P736.22²; P736.4⁴

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)12-0050-10

1 引言

在上新世/更新世之交, 北半球大陆冰盖开始发育, 地球气候系统由单极有冰进入两极有冰的演化阶段, 随之引起水循环、碳循环、大陆风化和元素循环等一系列重要变化^[1-5]。前人对北半球冰盖形成的原因提出了多种假说, 比如大气 CO₂ 浓度下降^[6-7]、地球斜率变化幅度的减小^[8-9]、由巴拿马海道关闭引起的格陵兰岛和欧洲大陆降雪、降水量上升等^[9-10]。大洋环流对全球气候具有反馈放大机制^[11], 前人对北大西洋经向翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 在这一时期的变化有较为深入的研究^[10, 12], 但对太平洋经向翻转流 (Pacific Meridional Overturning Circulation, PMOC) 在该时期如何演化, 以及在北

半球冰川化进程中扮演何种角色尚缺乏系统性认识。

海山铁锰结壳忠实记录了其生长过程中海水的 Nd 同位素组成^[13], 是重建古洋流演化的重要研究对象。相比溶解无机碳 δ¹³C 和 Cd/Ca 等指标, 海水的 Nd 同位素组成基本不受生物过程影响, 可以指示水团的来源及其演化^[14-16]。相比鱼牙和有孔虫壳体等自生矿物, 海山铁锰结壳有其独特的优势, 一块数厘米厚的结壳就可能记录了数千万年的古海水演化历史, 如果用沉积物来研究的话, 则需要数百米长的岩心, 只有通过大洋钻探才能获得^[17-21], 特别在沉积速率非常低的深海, 很难在远洋沉积物样品中挑选到足够数量的有孔虫供定年和 Nd 同位素分析。也正是因为沉积记录获取上存在一定的困难, 过去关于长尺度古洋流演化包括古 PMOC 的研究尚比较欠缺。

收稿日期: 2020-09-24; 修订日期: 2020-12-03。

基金项目: 国家自然科学基金 (91951201, 41606061); 中国博士后科学基金 (161690); 自然资源部第二海洋研究所基本科研业务费专项资金 (JB1504, JZ1901, JG1521)。

作者简介: 范维佳 (1983—), 男, 山西省神池县人, 主要从事古海洋研究。E-mail: fwj1983@163.com

* 通信作者: 韩喜球 (1969—), 女, 研究员, 主要从事海底资源与成矿系统研究。E-mail: xqhan@sio.org.cn

本文收集了过去 30 a 来已发表的太平洋富钴结壳的 Nd 同位素记录, 通过研究不同海域不同水深结壳 Nd 同位素记录的演化特征, 深入探讨距今 3.5 Ma 前后 PMOC 的演化特征及其与北半球冰川化的联系, 并对未来重建长尺度和高分辨率的古 PMOC 演化过程的研究提出建议。

2 海水 Nd 同位素对洋流的示踪

海水中 Nd 的主要输入源有河水、陆源颗粒物的溶解、海底热液、地下水交换以及海底沉积物孔隙水的扩散等。其中, 河流输入占主要贡献, 热液贡献甚微^[22]。陆源颗粒物输入包括河流输入和风尘输入。在火山岛屿分布较多的海区, 河流输入的颗粒物约有 0.25%~0.38% 的 Nd 会溶解进入海水^[23]。在河口区, 由于季节性悬浮沉积物的输入和扩散, 海水 Nd 同位素呈现出季节性变化特征^[24]。风尘颗粒溶解对海水中 Nd 的贡献取决于风尘通量和风尘颗粒中 Nd 的溶解能力。有关风尘颗粒中 Nd 的溶解程度的估算还存在争议, Greaves 等^[25]认为风尘颗粒中的 Nd 只有 1%~3% 溶解, 而 Tachikawa 等^[26-27]则认为溶解比例可达 20%。大西洋的风尘通量较高, 风尘溶解来源的 Nd 是表层海水 Nd 的重要来源, 保守估计可以达到河流输入 Nd 的 95%^[25]。Greaves 等^[28]研究发现, 北太平洋表层海水 Nd 含量在中部最低, 越靠近东亚大陆边缘越高, 且稀土配分模式也越接近代表风尘特征的上地壳稀土配分特征, 认为亚洲风尘对西北太平洋 Nd 通量的贡献显著。不过, 从深层水的 Nd 同位素特征来看, 风尘输入的贡献似乎不是很重要^[29]。

海水中的 Nd 可以通过颗粒物的吸附清除作用移除, 其在水中平均滞留时间为 600~1 000 a^[27]。因此, Nd 在表层海水中含量很低, 而在深层水体, 随着颗粒物的矿化和溶解作用, 海水中 Nd 含量随水深增大而升高, 其浓度可达到 4 pg/g 左右。同样, 海水中 Nd 含量会随着水团年龄的增大而升高, 例如北太平洋深层水的 Nd 含量要高于补充它的下层绕极深层水^[30]。

海水 Nd 同位素组成与盐度、硅酸盐浓度等保守性水团指标具有协同变化的特征, 可作为水团的“准保守性”指标^[31], 能够用来示踪水团和洋流。(1)不同来源的水团具有特征的 Nd 同位素组成。因为洋盆周围的陆块具有特定的岩性和 Nd 同位素特征, 海水的 Nd 同位素组成主要受控于陆源风化产物的输入, 使得不同海域水体的 Nd 同位素组成具有较大的差异和梯度。比如说北大西洋周围的岩石主要为形成于太古代或更早期的沉积岩, 其 ϵ_{Nd} 低至 -40, 导致现代北

大西洋水团的 ϵ_{Nd} 约为 -13; 太平洋的主动大陆边缘火山活动活跃, 分布有大量的基性岩, 通过风化作用向太平洋输入了大量放射成因的 Nd 同位素, 所以表层海水 ϵ_{Nd} 可高达 0~4; 南大洋和印度洋水团的 Nd 同位素值则介于上述两者之间, 为 -7~-8。(2)Nd 在海水中的平均滞留时间接近或略小于大洋水体的平均混合时间, 所以水团的 Nd 同位素信号可以随水团迁移足够远的距离且不会被彻底均一化。(3)水团的 Nd 同位素组成基本不受生物作用的影响, 而且在吸附/解吸附过程中也不发生分馏。

3 太平洋洋流结构及水团 Nd 同位素特征

3.1 北太平洋洋流结构

北太平洋的表层水团(深度小于 200 m 的水团)的分布和运动主要受控于表层风场^[32]。一方面热带表层海水在东南信风的强迫下向西运动, 形成北赤道流, 抵达太平洋西边界后形成西边界流(黑潮)向北运动; 另一方面, 在极地东风的驱动下, 亚极地表层水也在西边界汇聚向南运动, 形成亲潮; 两支海流在 35°~40°N 辐聚混合, 在西风的驱动下向东运动, 形成副热带环流圈^[32]。

北太平洋中层水主要分布于 20°N 以北, 水深在 300~800 m, 以低盐(34~34.3)、低密度($\sigma_\theta=26.6\sim 27.4$)和低氧(50~150 $\mu\text{mol}/\text{kg}$)为典型特征^[33-35], 其运动路径的南界在中、东太平洋到 20°N, 而在西太平洋可一直南下进入苏拉威西海^[36-37]。赤道以北至 20°N 的中层水团为赤道太平洋中层水, 以较高的盐度(34.5~34.6)和最低含氧为特征, 一般认为赤道太平洋中层水是由亚南极模态水向赤道海区下沉、再循环形成^[38](图 1)。受河流淡水输入、亚洲季风降水、大西洋向太平洋水汽输送以及蒸发量相对较低等多种因素的共同影响, 北太平洋表层水盐度明显偏低, 从而限制了北太平洋中层水的形成^[37]。但是, 在中高纬的鄂霍茨克海, 因海冰形成产生的盐析作用可产生高密的陆架水团, 该水团下沉构成北太平洋中层水的先驱水团^[37]。类似地, 阿拉斯加湾中层水对北太平洋中层水也有少量贡献^[34]。这些先驱水团与黑潮水混合后, 沿亚北极环流圈和副热带环流圈的边界(约 40°N)向东流入东太平洋, 并逐渐变重下沉, 再从东太平洋向西南流回西太平洋^[38](图 1)。

现代北太平洋深层水主要由南源的下层绕极深层水补充^[32](图 1)。下层绕极深层水沿西边界进入北太平洋后在阿留申群岛以南上升缓慢扩散混合, 形成

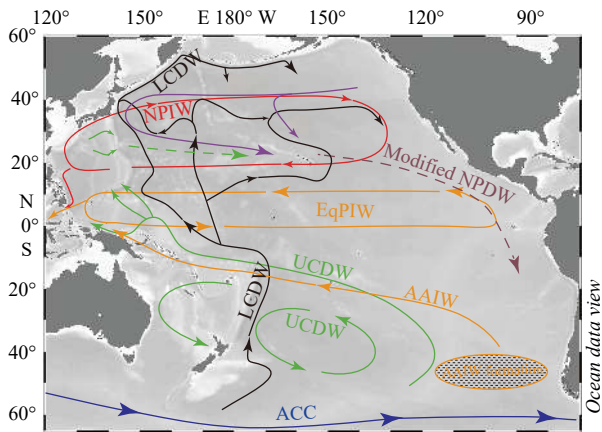


图 1 太平洋中、深层洋流路径示意图(根据文献 [38])

Fig. 1 The circulation of intermediate and deep water masses in the Pacific (after reference [38])

ACC: 南极绕极流; LCDW: 下层绕极深层水; UCDW: 上层绕极深层水; AAIW: 南极中层水; EqPIW: 赤道太平洋中层水; NPIW: 北太平洋中层水; NPDPW: 北太平洋深层水
ACC: Antarctic circumpolar current; LCDW: lower circumpolar deep water; UCDW: upper circumpolar deep water; AAIW: Antarctic intermediate water; EqPIW: equatorial Pacific intermediate water; NPIW: North Pacific intermediate water; NPDPW: North Pacific deep water

通风较弱的老龄的北太平洋深层水。北太平洋深层水沿着与北太平洋中层水相反的方向由东北太平洋向西南运动,在 25°N 的区域与来自南大洋的上层绕极深层水相遇混合,含氧量有所升高,然后继续向南运动进入南太平洋(图 1)。下层绕极深层水向北太平洋侵入后混合上升再以北太平洋深层水的形式折返流向南太平洋,即构成了太平洋深水经向翻转流。

3.2 太平洋水团 Nd 同位素特征

北太平洋表层水 Nd 同位素值分布较为离散 ($\epsilon\text{Nd}=-5.4\sim 1.8$),与距离大陆边缘远近、受河流的影响程度、风尘沉降以及季节有较为密切的关系 [39-41]。起源于北赤道流的黑潮在流经东亚大陆边缘时,通过“边界交换”作用获得了贫放射成因的 Nd 同位素特征 ($\epsilon\text{Nd}=-5.6\sim -3.9$) [42-43],因此在北赤道流和黑潮等水团的影响区域,表层海水继承了这种 Nd 同位素特征;而在中太平洋火山岛屿周边,基性火山物质风化的输入对表层海水 Nd 同位素造成明显影响,比如在夏威夷岛周边,表层海水更加富放射成因 Nd 同位素 ($\epsilon\text{Nd}=-1.4\sim 0.8$) [44]。北太平洋次表层水 (>180~350 m) 的 ϵNd 值明显负偏,源于低 ϵNd 的黑潮影响 [42]。北太平洋中层水主要由黑潮和亲潮混合后下沉形成,亦有来自阿拉斯加湾的富放射性 Nd 同位素水体的贡献,其 ϵNd 稳定在 $-3.3\sim -3.8$ [41,44] (表 1)。但在盐度最小

表 1 太平洋中、深层水团的 ϵNd 特征值

Table 1 The ϵNd values of the intermediate and deep water masses in the Pacific

水团	ϵNd 特征值		参考文献
	源区	改性后	
LCDW	-8	-5.2 ^① , -4.8 ^②	[30,46]及其中引用数据
UCDW	-8	-3.7~-0.7	[44-46]
AAIW	-6.6~-8.2	-2.8	[27,47]
EqPIW	-2.1~-3.4	—	[44,46,48]
NPIW	-3~-3.8	—	[45-46]
NPDPW	-3.9	-3.5	[39-40,44,48]

注: ①赤道海区下层绕极深层水的 ϵNd 值; ②24°N 附近下层绕极深层水的 ϵNd 值。

值带以下,北太平洋中层水的 Nd 同位素值持续增高,在 750 m~1 500 m 达到最大值 $-2.3\sim -2.8$,而水体 Nd 浓度变化较小 (17.7~22 pmol/kg),推测流经太平洋西边界的上层绕极深层水 ($\epsilon\text{Nd}_{\text{max}}=-0.7$) 可能是形成中北太平洋中等深度 ϵNd 极大值的重要端元水团 [44-45]。起源于绕极流的下层绕极深层水的源区 ϵNd 为 -8 左右 [45-46]。其在向北入侵的过程中,受沿途放射成因 Nd 同位素输入的影响而逐渐升高,最终进入北太平洋的 ϵNd 一般为 -4.8 [39]。改性后的下层绕极深层水在阿留申岛弧区上升,并与 ϵNd 为 -2 左右的当地深层水混合,形成 ϵNd 为 -3.9 ± 0.7 的北太平洋深层水 [39],翻转重新流入北太平洋洋盆。北太平洋深层水在夏威夷岛附近与上层绕极深层水混合后形成改性北太平洋深层水, ϵNd 升高为 -3.5 ± 0.5 [39,44] (表 1)。

4 PMOC 的演化及其与北半球冰川化的联系

4.1 Nd 同位素记录的变化特征与 PMOC 的演化

我们收集了太平洋不同海域不同水深的 Nd 同位素记录 (图 2, 图 3)。从图 3 可以看出, ϵNd 记录呈现明显的经向差异。从南到北, ϵNd 值逐渐升高。具体特征如下: 位于南太平洋的 U1370 孔 [49] 和 D137-01 结壳 [50] 的 Nd 同位素记录反映了下层绕极深层水的演化,其中 U1370 孔位于 40°S, 离南极绕极深层水形成区较近,其 ϵNd 记录相较于其他海域有更大的波动,可能指示该海域 AABW 和北大西洋深层水之间混合不均匀,所形成的南极绕极深层水尚不稳定。D137-01 结壳站位于赤道附近,其 ϵNd 值变化较平缓,可

能反映该海域绕极深层水团较为稳定。VA13/2 结壳^[51]位于中北太平洋, 记录了进入北太平洋的下层绕极深层水的演化, 其 ϵNd 记录似乎在约距今 4.5 Ma 时达到最大随后开始逐渐降低, 不过, 由于该样品取样分辨率为 2 Ma, ϵNd 转折的时间尚不能准确约束。13D-27A 和 D4-13A 结壳位于北太平洋亚极地海域^[52], 近

大洋环流末端位置, 其 ϵNd 记录也呈现出与中北太平洋 VA13/2 结壳相似的变化趋势。中北太平洋 CD29-2、D11-1 和东太平洋 Yaloc D22-3 结壳样品记录了北太平洋深层水的演化^[51, 53], 与中北太平洋 VA13/2 结壳和亚极地海域的 13D-27A 和 D4-13A 结壳记录相比, 其 ϵNd 转折时间相对较晚, 发生在距今 3.5 Ma 前后。

纬向上, 太平洋西边界的 ϵNd 记录与中太平洋也存在明显差异。ODP807 孔取自赤道西太平洋翁通—爪哇海台^[54], 其 ϵNd 的演化趋势与中北太平洋结壳样品总体一致, 同样也在距今约 3.5 Ma 快速降低, 不过, 该孔在距今 3.5~5.5 Ma 期间的 ϵNd 值要明显高于结壳样品, 可能与该时期岛弧火山作用增强贡献了较多的放射成因 Nd 同位素有关。MKD13 结壳采集自西北太平洋水深约 1530 m 的海山, 大致记录了北太平洋中层水的演化特征, 其 ϵNd 值整体上低于中北太平洋, 而且在距今 3.5 Ma 前后未见明显变化^[55]。同样位于西北太平洋深层水 (2700 m) 的 MDD53 结壳样品的 ϵNd 值在距今 3 Ma 前低至 -4.5 左右^[55], 与中北太平洋 VA13/2 的 ϵNd 相近, 但在距今 2.5 Ma 时快速升高至 -3.2, 又在距今 2 Ma 后快速降低约 0.5 ϵ , 可能表明太平洋西边界水团变化较为复杂。

从以上所有的 Nd 记录来看, 距今 12 Ma 以来, ϵNd 总体上呈现先升后降的演化趋势。中太平洋深层水结壳 ϵNd 在距今 3~4 Ma 前后发生了明显的转

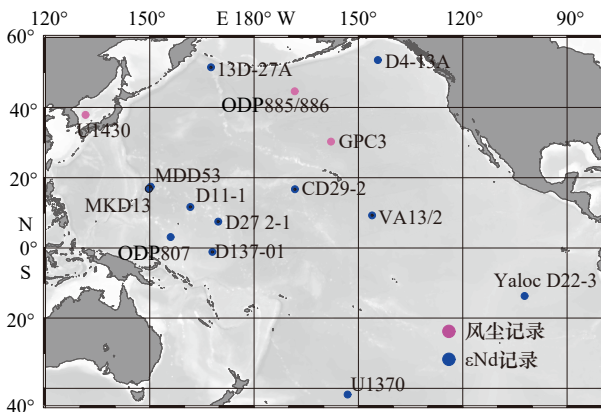


图2 太平洋 Nd 同位素记录站位分布

Fig. 2 Map showing the distribution of Nd isotopes records from Pacific

Nd 同位素记录站位信息来自于文献 [49-55], 风尘记录 U1430、GPC3 和 ODP885/886 分别来自于文献 [56], [57] 和 [58] The distribution of Nd isotopes records is from reference [49-55], reference [56], [57] and [58] also shown here the locations of U1430, GPC3 and ODP885/886 which are aeolian dust records

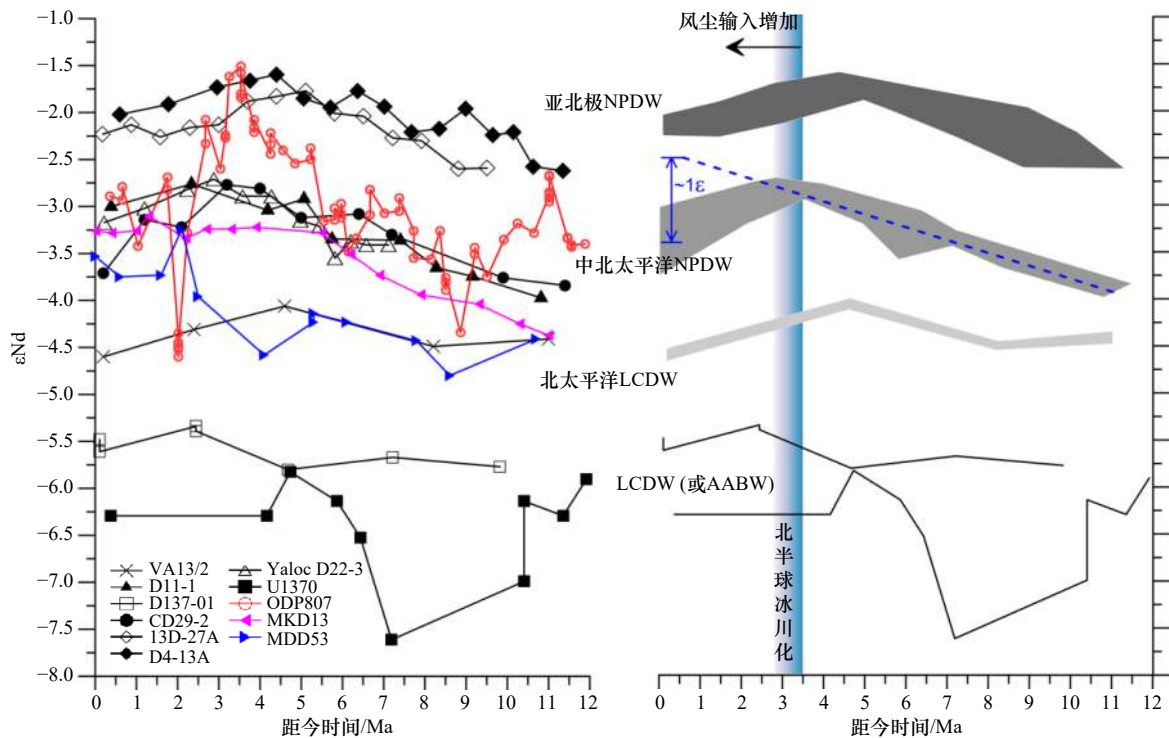


图3 太平洋 Nd 同位素记录及其代表的水团 ϵNd 演化

Fig. 3 Nd isotope records from the Pacific and ϵNd variation of variety water masses

折。ODP 807孔的 ϵNd 同位素也在距今约 3.5 Ma 出现峰值, 在距今 3.2 Ma 和距今 2.67 Ma 发生了大幅度的降低^[54], 前者对应于南极冰盖在晚上新世扩张的时间, 后者完美对应北半球冰盖形成的时间^[2]。

关于北半球冰盖形成前后北太平洋深层水的 ϵNd 由上升转为降低的原因不外乎以下两种:(1)PMOC 发生了变化, 南源水团中北大西洋深层水的贡献增加, 南源水团输入通量增加和北太平洋深层水下沉的停滞, 均可引起北太平洋深层水的 ϵNd 负偏;(2)风尘输入发生了变化, 距今 3~4 Ma 前后, 伴随着全球气候变冷, 亚洲内陆干旱化程度加重, 太平洋风尘输入增加, 也能导致非放射成因 Nd 同位素对深层水的输入通量增加。

Ling 等^[51] 通过研究中太平洋富钴结壳, 注意到了 Nd 同位素记录在距今约 3.5 Ma 存在转折, 他们推测, 距今约 3.5 Ma 以来, 由于北大西洋深层水的增强, 经温盐环流传送, 使其对太平洋绕极深层水的贡献加大。北半球冰盖形成之后, 中、南大西洋深水沉积物粒度增大, 也为北大西洋深层水的增强提供了佐证^[59]。此外, 距今 3.1~2.7 Ma 期间, 东南极冰盖发生增长, 太平洋和印度洋一侧的南极底层水 (Antarctic Bottom Water, AABW) 的形成区由罗斯海为主逐渐转变为以威德尔海为主, 进一步增进了洋盆间深层水的物质和热量交换^[2], 使得绕极水团中有更多北大西洋深层水的成分。不过, 更多的证据表明在晚上新世至早更新世期间, 北大西洋深层水较强^[60-61], 而在过去 3 Ma 期间总体是减弱的^[62-63]。Frank 等^[64] 也报道西北大西洋 ϵNd 在过去 3 Ma 持续下降, 但南大洋的 ϵNd 则保持稳定, 表明北大西洋持续下降的 ϵNd 特征没有传输到南大洋。所以, 北太平洋 ϵNd 记录转折不太可能是北大西洋深层水贡献增加导致。那么太平洋南源水团输入是否增强呢? 东北太平洋沉积物岩心底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录研究表明, 早上新世中、深层水通风较好, 而在北半球冰盖形成之后通风变差, 认为南源下层绕极深层水团增强, 导致通风最差的东北太平洋深层水团南移^[65-66]。然而, 西北太平洋的 ODP 882 孔的记录显示, 在距今 2.7 Ma 之前可能存在下沉形成的北太平洋深层水, 数值模拟表明这支下沉形成的北太平洋深层水可以影响到 1 000~2 000 m 水深, 并沿着北太平洋西边界向南扩散^[67], 既很好的解释了北太平洋中、深层水 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征的变化^[62-63], 也能解释 NPDW 的温度和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化^[2]。位于太平洋西边界的 MDD53 站的 ϵNd 在距今 5~2 Ma 间快速升高^[55], 可能也捕捉到下沉形成的北太平洋深层水的信号。因此,

距今 3.5 Ma 以来太平洋南源水团输入增强的证据并不充分, 相反, 北太平洋深层水形成的停滞得到了支持。

尘源 Nd 输入增加同样有引起北太平洋深部水体 ϵNd 负偏的可能。风尘进入海洋后会发生部分溶解, 是海水 Nd 收支的重要组成, 尘源 Nd 对全球海洋 Nd 收支的贡献量大约为 400 Mg/a^[27]。van De Flierdt 等^[52] 根据简单箱式模型, 估算了尘源 Nd 对北太平洋深层水 Nd 同位素特征的影响。假设端元水团 Nd 同位素特征和通量不变, 那么只要尘源 Nd ($[\text{Nd}]=30\times 10^{-6}$, $\epsilon\text{Nd}=-10.3$) 的贡献达到全部收支的 13%, 即可造成北太平洋 Nd 同位素降低 1 ϵ 。距今 3.5 Ma 之后, 风尘输入陡增, 日本海风尘通量约为 3 g/(m²·ka)^[56], 中北太平洋 LL44-GPC3 站位为约 200 mg/(m²·ka)^[57], 均达到距今 3.5 Ma 之前的 10 倍, 那么只需要风尘中 Nd 的溶解率达到 3.4%, 便可造成上述变化。在纬度更高的 ODP 885/886 站, 距今 3.5 Ma 之后风尘通量可达到 140 mg/(m²·ka), 是之前的 4 倍左右, 尘源 Nd 的溶解率只要达到 4.3% 即可^[58]。实际上, 风尘颗粒的溶解率最大可达 20%^[27], 因此尘源 Nd 的贡献可能不止这些。我们注意到, 在距今 3.5 Ma 之前, 北太平洋深层水的 ϵNd 记录一直呈上升趋势, 也就是可能发生着放射性 Nd 的不断累加, 如果没有 Nd 的收支条件的改变, 这个趋势可能会一直持续下去 (图 3 虚线), 尘源 Nd 输入的增加不仅抵消了 ϵNd 的上升趋势, 还造成进一步负偏。因此, 距今 3.5 Ma 之后亚洲内陆风尘输入的陡然上升, 可能对北太平洋深层水 Nd 同位素特征转折性变化有较大的贡献。

4.2 PMOC 演化与全球变化的关系

海洋与大气碳储库之间的相互作用是大气 CO₂ 浓度变化的重要原因^[68-69], 也是海洋过程影响全球气候的重要方式。尽管大气 CO₂ 进入海洋并被保存在海水中的机制多种多样, 比如有机碳泵、碱度泵、微型生物碳泵等, 但究其物理本质, 是海水层化或者说深海通风减弱为碳的储存提供了条件^[16, 68, 70-72], 也就是说, 深层水通风的强弱是决定海洋碳库变化的重要因素, 而经向翻转流的变化在此过程中起了重要作用。

在冰期, 太平洋深层水通风减弱, 碱度增大, 碳存储能力增加, 是冰期大气 CO₂ 浓度降低的重要因素。在太平洋和南大西洋沉积记录中均发现冰期存在作为 CO₂ 储库的老龄水团^[69-74]。Wan 等^[75] 发现冰期时南海与太平洋之间深层水的 [CO₃²⁻] 差增大, 为太平洋深层水通风减弱, 碳存储能力增加提供了证据。Basak 等^[45] 提供的南太平洋 Nd 同位素记录表明, 太平

洋冰期底层水主要来自于罗斯海陆架区, 与上覆深层水之间因密度差较大而层结, 其 ϵNd 较间冰期高约 2ϵ , 同样反映了深层水的层化现象。在冰消期, 洋盆之间深层水交换增强, 太平洋深层水通风增强, 深层水的层化遭破坏, 海洋碳库在冰期封存的 CO_2 得到释放, 导致大气 CO_2 增加。Ronge 等^[76] 通过对西南太平洋不同水深水团 $\Delta^{14}\text{C}$ 的重建认为冰消期早期绕极流通风增强, 对大气 CO_2 浓度上升具有潜在的贡献。在亚极地东北太平洋 (阿拉斯加湾), 末次冰消期 ϵNd 负偏 (图 4a) 与大气 CO_2 浓度升高几乎同步 (图 4b), 表明南源水团影响增强, 北太平洋深层水的更新速率加快^[16]。值得指出的是, Hu 和 Piotrowski^[77] 研究认为末次冰期太平洋的深水经向循环较现代快, 而冰消期深水经向循环减弱 (图 4c)。冰期太平洋作为碳汇并不是因为深层水滞缓, 而是由于生物有机碳泵增强或高纬海冰形成引起的通风减弱造成^[77]。但我们认为, 南太平洋冰期 Nd 同位素较间冰期偏高, 很可能是由于冰期北大西洋深层水的贡献减弱, 非放射成因 Nd 同位素输入减少^[78]。而赤道东太平洋深层水团的 Nd 同位素的变化, 可能是由于冰消期 PMOC 增强, 北源水团对东太平洋 ϵNd 的贡献增大^[16]。

上述冰期旋回尺度上 PMOC 与大气 CO_2 浓度的关系, 为上新世/更新世气候转型期大洋环流与大气 CO_2 浓度可能的耦合变化提供了可能的机制。在上新世末, 由于全球变冷, 亚洲内陆干旱化增强, 对太平洋的风尘输入大幅增加, 风尘 Fe 的输入刺激北太平洋有机碳泵增强, 对大气 CO_2 浓度的下降有重要贡献^[4-5, 58, 79]; 同时, 北大西洋深层水形成减弱^[62-63]、北太平洋深层水通风减弱^[67] 以及绕极深层水形成区发生变化^[2] 等要素, 造成全球洋盆尺度上深层水通风减弱, 有利于 CO_2 在深海的封存, 是有机碳泵机制的重要补充。因此, 在上新世/更新世之交, 北太平洋深层水下沉停滞导致的通风减弱, 使得更多 CO_2 在深水封存, 从而对全球气候变冷和北半球冰盖形成产生积极的贡献。

5 结论与展望

本文对比分析了太平洋不同海域不同水深的海山结壳的 Nd 同位素记录, 通过分析水团演化、风尘输入等因素对 Nd 同位素记录的影响, 探讨了 PMOC 的演化及其与全球气候变化之间的关系, 得出以下几点认识: (1) 距今 12 Ma 以来, 太平洋水体的 Nd 同位素组成呈现先升后降的现象, 转折时间发生在距今 3~4 Ma 期间, 与北半球冰盖形成时间基本一致; (2)

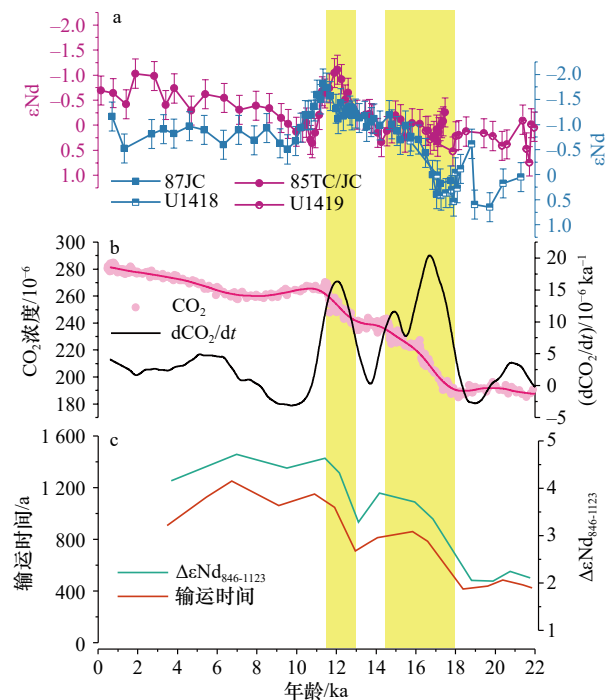


图 4 末次冰盛期以来亚极地北太平洋中、深层水钕同位素、东南太平洋深层水运输时间和大气 CO_2 浓度的变化

Fig. 4 The variation of ϵNd of the intermediate and the deep water from the sub-arctic north Pacific, deep circulation transit time and atmospheric CO_2 concentration since the Last Glacial Maximum

a. 阿拉斯加湾中层水 (紫色) 和深层水 (蓝色) ϵNd 值变化^[16]; b. 冰芯中大气 CO_2 浓度记录及其变化速率^[80-81]; c. 东赤道太平洋 ODP 846 孔和东南太平洋 ODP 1123 孔 Nd 同位素差值 (绿色线) 反映的深层水输送速率 (红色线) 的变化^[77]。黄色阴影指示几乎同时发生的冰消期大气 CO_2 浓度上升和全球海洋平均温度上升的两个阶段

a. Authigenic ϵNd of the intermediate (record in purple) and the deep water (records in blue) from the Alaska Bay^[16]; b. ice-core CO_2 and its rate of change^[80-81]; c. calculated transit time of the Pacific deep water (red line) according to the $\Delta\epsilon\text{Nd}$ between ODP 846 site and ODP1233 site (green line)^[77]. The yellow-shaded intervals denoted the synchronous increase of atmospheric CO_2 and rise of global ocean mean temperature

北太平洋深层水下沉的停滞和亚洲风尘输入增加可能是导致深层水 Nd 同位素从距今 3~4 Ma 开始降低的原因; (3) 在上新世/更新世之交, 因北太平洋深层通风减弱引起的大洋碳储库对 CO_2 封存的增加可能是全球气候变冷和北半球冰盖形成的重要机制。

值得指出的是, 尽管海山结壳在重建古洋流演化方面具有独特的优势, 但是受取样和测试分析精度的制约, Nd 同位素记录的时间和空间分辨率普遍很低, 在空间上难以实现微米尺度取样和测试分辨率, 难以

重建千至万年分辨率的古洋流演化。为了能够更精细刻画 PMOC 的时空演化特征与全球气候变化之间的联系,未来需要突破结壳高分辨率定年和原位 Nd 同位素的高空间分辨率分析技术。

参考文献:

- [1] Raymo M E. The initiation of Northern Hemisphere glaciation[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1994, 22: 353–383.
- [2] Woodard S C, Rosenthal Y, Miller K G, et al. Antarctic role in Northern Hemisphere glaciation[J]. *Science*, 2014, 346(6211): 847–851.
- [3] Meyers S R, Hinnov L A. Northern Hemisphere glaciation and the evolution of Plio-Pleistocene climate noise[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2010, 25(3): PA3207.
- [4] 鹿化煜, 王珣. 触发和驱动第四纪冰期的机制是什么?[J]. *科学通报*, 2016, 61(11): 1164–1172.
Lu Huayu, Wang Yao. What causes the ice ages in the late Pliocene and Pleistocene?[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2016, 61(11): 1164–1172.
- [5] 张文防, 李高军, 陈骏. 北半球大冰期(约2.73 Ma)前后北太平洋风尘沉积突变[J]. *第四纪研究*, 2019, 39(3): 525–534.
Zhang Wenfang, Li Gaojun, Chen Jun. The abrupt change of aeolian dust in north Pacific sediments during major Northern Hemisphere Glaciations at CA. 2.73 Ma[J]. *Quaternary Sciences*, 2019, 39(3): 525–534.
- [6] Willeit M, Ganopolski A, Calov R, et al. The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 119: 22–34.
- [7] Bartoli G, Hönisch B, Zeebe R E. Atmospheric CO₂ decline during the Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciations[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2011, 26(4): PA4213.
- [8] Maslin M A, Li X S, Loutre M F, et al. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17(4/5): 411–426.
- [9] Haug G H, Tiedemann R. Effect of the formation of the isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation[J]. *Nature*, 1998, 393(6686): 673–676.
- [10] Bartoli G, Sarnthein M, Weinelt M, et al. Final closure of Panama and the onset of Northern Hemisphere glaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 237(1/2): 33–44.
- [11] Ruggieri E, Herbert T, Lawrence K T, et al. Change point method for detecting regime shifts in paleoclimatic time series: Application to $\delta^{18}\text{O}$ time series of the Plio-Pleistocene[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2009, 24(1): PA1204.
- [12] Hayashi T, Yamanaka T, Hikasa Y, et al. Latest Pliocene Northern Hemisphere glaciation amplified by intensified Atlantic meridional overturning circulation[J]. *Communications Earth & Environment*, 2020, 1: 25.
- [13] Amakawa H, Usui A, Iijima K, et al. Surface layer Nd isotopic composition of ferromanganese crusts collected from the Takuyo-Daigo Seamount reflects ambient seawater[J]. *Geochemical Journal*, 2017, 51(1): e1–e7.
- [14] Frank M, Van De Flierdt T, Halliday A N, et al. Evolution of deepwater mixing and weathering inputs in the central Atlantic Ocean over the past 33 Myr[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2003, 18(4): 1091.
- [15] Wu Qiong, Colin C, Liu Zhifei, et al. Foraminiferal ϵNd in the deep north-western subtropical Pacific Ocean: Tracing changes in weathering input over the last 30, 000 years[J]. *Chemical Geology*, 2017, 470: 55–66.
- [16] Du Jianghui, Haley B A, Mix A C, et al. Flushing of the deep Pacific Ocean and the deglacial rise of atmospheric CO₂ concentrations[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(10): 749–755.
- [17] Han Xiqiu, Jin Xianglong, Yang Shufeng, et al. Rhythmic growth of Pacific ferromanganese nodules and their Milankovitch climatic origin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211(1/2): 143–157.
- [18] 韩喜球. 大洋多金属结核的生长韵律与全球变化[M]. 北京: 地质出版社, 2009.
Han Xiqiu. Growth Rhythm of Pelagic Polymetallic Nodules and the Global Changes[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009.
- [19] Han Xiqiu, Qiu Zhongyan, Ma Weilin, et al. High-resolution dating of Co-rich crusts: A comparative study using the methods of orbital pacing and $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$ dating[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2009, 52(4): 484–488.
- [20] 韩喜球, 邱中炎. 中太平洋铁锰结壳灰度序列中米兰柯维奇周期的识别及结壳生长速率的演化[J]. *沉积学报*, 2010, 28(5): 1006–1011.
Han Xiqiu, Qiu Zhongyan. The identification of Milankovitch cycles in the gray-level series of Fe-Mn crust from the central Pacific Ocean and its growth rate evolution[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2010, 28(5): 1006–1011.
- [21] 韩喜球, 邱中炎, 马维林. 海山富钴结壳: 高分辨率年代框架与古环境记录研究[M]. 北京: 地质出版社, 2014.
Han Xiqiu, Qiu Zhongyan, Ma Weilin. Seamount Cobalt-rich Crusts: High Resolution Age Framework and Paleo-environment Records[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2014.
- [22] German C R, Elderfield H. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1990, 5(5): 823–833.
- [23] Pearce C R, Jones M T, Oelkers E H, et al. The effect of particulate dissolution on the neodymium (Nd) isotope and Rare Earth Element (REE) composition of seawater[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 369–370: 138–147.
- [24] Yu Zhaojie, Colin C, Meynadier L, et al. Seasonal variations in dissolved neodymium isotope composition in the Bay of Bengal[J]. *Earth*

- and *Planetary Science Letters*, 2017, 479: 310–321.
- [25] Greaves M J, Statham P J, Elderfield H. Rare earth element mobilization from marine atmospheric dust into seawater[J]. *Marine Chemistry*, 1994, 46(3): 255–260.
- [26] Tachikawa K, Handel C, Dupré B. Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in settling particulate material of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site)[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1997, 44(11): 1769–1792.
- [27] Tachikawa K, Athias V, Jeandel C. Neodymium budget in the modern ocean and paleoceanographic implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C8): 3254.
- [28] Greaves M J, Elderfield H, Sholkovitz E R. Aeolian sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean[J]. *Marine Chemistry*, 1999, 68(1/2): 31–38.
- [29] Jones C E, Halliday A N, Rea D K, et al. Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 127(1/4): 55–66.
- [30] Horikawa K, Martin E E, Asahara Y, et al. Limits on conservative behavior of Nd isotopes in seawater assessed from analysis of fish teeth from Pacific core tops[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 310(1/2): 119–130.
- [31] Goldstein S L, Hemming S R. Long-lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography, and ice-sheet dynamics[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2003, 6: 453–489.
- [32] Talley L D, Pickard G L, Emery W J, et al. Chapter 10-Pacific Ocean[M]//Talley L D, Pickard G L, Emery W J, et al. *Descriptive Physical Oceanography*. 6th ed. Boston: Academic Press, 2011: 303–362.
- [33] Talley L D, Sprintall J. Deep expression of the Indonesian Throughflow: Indonesian intermediate water in the south equatorial current[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C10): C10009.
- [34] You Yuzhu. The pathway and circulation of North Pacific intermediate water[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(24): 2291.
- [35] Miyao T, Ishikawa K. Formation, distribution and volume transport of the North Pacific intermediate water studied by repeat hydrographic observations[J]. *Journal of Oceanography*, 2003, 59(6): 905–919.
- [36] Bingham F M, Lukas R. The southward intrusion of North Pacific intermediate water along the Mindanao coast[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24(1): 141–154.
- [37] Talley L D. Distribution and formation of North Pacific intermediate water[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(3): 517–537.
- [38] Kawabe M, Fujio S. Pacific Ocean circulation based on observation[J]. *Journal of Oceanography*, 2010, 66(3): 389–403.
- [39] Amakawa H, Sasaki K, Ebihara M. Nd isotopic composition in the central North Pacific[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(16): 4705–4719.
- [40] Pahnke K, Van De Flierdt T, Jones K M, et al. Geotraces intercalibration of neodymium isotopes and rare earth element concentrations in seawater and suspended particles. Part 2: Systematic tests and baseline profiles[J]. *Limnology and Oceanography: Methods*, 2012, 10(4): 252–269.
- [41] Piegras D J, Jacobsen S B. The isotopic composition of neodymium in the North Pacific[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(6): 1373–1381.
- [42] Amakawa H, Alibo D I A, Nozaki Y. Nd concentration and isotopic composition distributions in surface waters of Northwest Pacific Ocean and its adjacent seas[J]. *Geochemical Journal*, 2004, 38(6): 493–504.
- [43] Amakawa H, Nozaki Y, Alibo D S, et al. Neodymium isotopic variations in Northwest Pacific waters[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(4): 715–727.
- [44] Fröllje H, Pahnke K, Schnetger B, et al. Hawaiian imprint on dissolved Nd and Ra isotopes and rare earth elements in the central North Pacific: Local survey and seasonal variability[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016, 189: 110–131.
- [45] Basak C, Pahnke K, Frank M, et al. Neodymium isotopic characterization of Ross Sea bottom water and its advection through the southern South Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 419: 211–221.
- [46] Grenier M, Jeandel C, Lacan F, et al. From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean: Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2013, 118(2): 592–618.
- [47] Lacan F, Tachikawa K, Jeandel C. Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data[J]. *Chemical Geology*, 2012, 300–301: 177–184.
- [48] Molina-Kescher M, Frank M, Hathorne E. South Pacific dissolved Nd isotope compositions and rare earth element distributions: Water mass mixing versus biogeochemical cycling[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 127: 171–189.
- [49] McKinley C C, Thomas D J, LeVay L J, et al. Nd isotopic structure of the Pacific Ocean 40–10 Ma, and evidence for the reorganization of deep North Pacific Ocean circulation between 36 and 25 Ma[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 521: 139–149.
- [50] van de Flierdt T, Frank M, Halliday A N, et al. Deep and bottom water export from the Southern Ocean to the Pacific over the past 38 million years[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2004, 19(1): PA1020.
- [51] Ling H F, Burton K W, O’Nions R K, et al. Evolution of Nd and Pb isotopes in Central Pacific seawater from ferromanganese crusts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146(1/2): 1–12.
- [52] van de Flierdt T, Frank M, Lee D C, et al. New constraints on the sources and behavior of neodymium and hafnium in seawater from Pacific Ocean ferromanganese crusts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(19): 3827–3843.

- [53] van de Fliert T, Frank M, Halliday A N, et al. Tracing the history of submarine hydrothermal inputs and the significance of hydrothermal hafnium for the seawater budget—a combined Pb-Hf-Nd isotope approach[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 222(1): 259–273.
- [54] Le Houedec S, Meynadier L, Allègre C J. Seawater Nd isotope variation in the Western Pacific Ocean since 80 Ma (ODP 807, Ontong Java Plateau)[J]. *Marine Geology*, 2016, 380: 138–147.
- [55] Hu Rong, Chen Tianyu, Ling Hongfei. Late Cenozoic history of deep water circulation in the western North Pacific: Evidence from Nd isotopes of ferromanganese crusts[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(31): 4077–4086.
- [56] Anderson C H, Murray R W, Dunlea A G, et al. Aeolian delivery to Ulleung Basin, Korea (Japan Sea), during development of the East Asian monsoon through the last 12 Ma[J]. *Geological Magazine*, 2019, 157(5): 806–817.
- [57] Pettke T, Halliday A N, Rea D K. Cenozoic evolution of Asian climate and sources of Pacific seawater Pb and Nd derived from eolian dust of sediment core LL44-GPC3[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2002, 17(3): 3-1–3-13.
- [58] Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(2): 159–195.
- [59] Turnau R, Ledbetter M T. Deep circulation changes in the south Atlantic Ocean: Response to initiation of Northern Hemisphere glaciation[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1989, 4(5): 565–583.
- [60] Bell D B, Jung S J A, Kroon D. The Plio-Pleistocene development of Atlantic deep-water circulation and its influence on climate trends[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 123: 265–282.
- [61] Burton K W, Ling Hongfei, O’Nions R K. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic[J]. *Nature*, 1997, 386(6623): 382–385.
- [62] Raymo M E, Oppo D W, Curry W. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1997, 12(4): 546–559.
- [63] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359(6391): 117–122.
- [64] Frank M, Whiteley N, Kasten S, et al. North Atlantic deep water export to the Southern Ocean over the past 14 Myr: Evidence from Nd and Pb isotopes in ferromanganese crusts[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2002, 17(2): 12-11–12-19.
- [65] Kwiek P B, Ravelo A C. Pacific Ocean intermediate and deep water circulation during the Pliocene[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 154(3): 191–217.
- [66] Ravelo A C, Andreasen D H. Enhanced circulation during a warm period[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(7): 1001–1004.
- [67] Burls N J, Fedorov A V, Sigman D M, et al. Active Pacific meridional overturning circulation (PMOC) during the warm Pliocene[J]. *Science Advances*, 2017, 3(9): e1700156.
- [68] Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120, 000 years[J]. *Nature*, 2002, 419(6903): 207–214.
- [69] Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide[J]. *Nature*, 2000, 407(6806): 859–869.
- [70] Basak C, Fröllje H, Lamy F, et al. Breakup of last glacial deep stratification in the South Pacific[J]. *Science*, 2018, 359(6378): 900–904.
- [71] Martínez-García A, Sigman D M, Ren Haojia, et al. Iron fertilization of the Subantarctic ocean during the last ice age[J]. *Science*, 2014, 343(6177): 1347–1350.
- [72] Anderson R F, Ali S, Bradtmiller L I, et al. Wind-driven upwelling in the southern ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂[J]. *Science*, 2009, 323(5920): 1443–1448.
- [73] Chen T Y, Robinson L F, Burke A, et al. Synchronous centennial abrupt events in the ocean and atmosphere during the last deglaciation[J]. *Science*, 2015, 349(6255): 1537–1541.
- [74] Sarnthein M, Schneider B, Grootes P M. Peak glacial ¹⁴C ventilation ages suggest major draw-down of carbon into the abyssal ocean[J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(6): 2595–2614.
- [75] Wan Sui, Jian Zhimin, Gong Xun, et al. Deep water [CO₃²⁻] and circulation in the South China Sea over the last glacial cycle[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 243: 106499.
- [76] Ronge T A, Tiedemann R, Lamy F, et al. Radiocarbon constraints on the extent and evolution of the South Pacific glacial carbon pool[J]. *Nature Communications*, 2016, 7: 11487.
- [77] Hu Rong, Piotrowski A M. Neodymium isotope evidence for glacial-interglacial variability of deepwater transit time in the Pacific Ocean[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 4709.
- [78] Pöppelmeier F, Blaser P, Gutjahr M, et al. Northern-sourced water dominated the Atlantic Ocean during the Last Glacial Maximum[J]. *Geology*, 2020, 48(8): 826–829.
- [79] Liu Ruolin, Wang Maoyu, Li Weiqiang, et al. Dissolved thorium isotope evidence for export productivity in the subtropical North Pacific during the late Quaternary[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(11): e2019GL085995.
- [80] Bereiter B, Eggelston S, Schmitt J, et al. Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(2): 542–549.
- [81] Marcott S, Bauska T, Buizert C, et al. Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation[J]. *Nature*, 2014, 514(7524): 616–619.

Evolution of the Pacific meridional overturning circulation during the Pliocene-Pleistocene transition: Nd isotope records from the Fe-Mn crust

Fan Weijia^{1,2}, Han Xiqiu^{1,2}, Qiu Zhongyan^{1,2}, Ye Liming^{1,2}, Guo Dongshan^{1,2}

(1. Key Laboratory of Submarine Geosciences, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China; 2. Second Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China)

Abstract: The global climate and environment have changed significantly upon the development of the Northern Hemisphere glaciation (NHG) during the Pliocene/Pleistocene. The Pacific meridional overturning circulation (PMOC) plays an important role on the distribution of heat in the global ocean and atmospheric CO₂ sequestration in the deep ocean, however, the relationship between PMOC and the formation of NHG is poorly studied. In this paper, we collected the available Nd isotope data of seamount Fe-Mn crusts from the Pacific. By comparing the Nd isotopic records from different water depths and different regions of the Pacific, considering the influences of water mass evolution and dust input on the Nd isotope records, we discuss the evolution of the PMOC and its relationship with the global climate change. It is suggested that the stagnation of the deep water formation in the North Pacific and the increase of the Asian dust input may be the reasons for the decline of the ϵ_{Nd} of the North Pacific deep water since 3~4 Ma, and the increase of CO₂ sequestration in the deep ocean caused by the weakening of the deep water ventilation in the North Pacific contribute to the global cooling and the formation of NHG.

Key words: Pacific meridional overturning; Northern Hemisphere glaciation; Nd isotopes; ferromanganese crust; aeolian dust