



北半球大冰期南大洋南极带生产力演化及其与大气 $p\text{CO}_2$ 的关联

吴一鸣¹, 郭景腾^{1,2}, 赵翔宇^{3,4}, 肖文申⁵, 刘恒¹, 熊志方^{1,2*}, 李铁刚^{1,2*}

1. 自然资源部第一海洋研究所, 海洋地质与成矿作用重点实验室, 青岛 266061;

2. 崂山实验室, 海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237;

3. 上海交通大学海洋学院, 上海 200030;

4. 上海交通大学极地生态与气候变化教育部重点实验室, 上海 200030;

5. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

* 通讯作者, E-mail: zhfxiong@fio.org.cn(熊志方), tgli@fio.org.cn(李铁刚)

收稿日期: 2024-01-22; 收修改稿日期: 2024-05-20; 接受日期: 2024-05-23; 网络版发表日期: 2024-06-12

国家自然科学基金项目(42076232、42006075)、南大洋专项项目(IRASCC2020-2022-No.01-03-02)和泰山学者工程项目(TS20190963、TSQN202211265)资助

摘要 大气 CO_2 分压($p\text{CO}_2$)的降低被认为是启动和发展北半球大冰期(NHG)的先决条件, 然而丢失的 CO_2 以何种机制封存在哪个大洋并不明确. 南大洋通过表层生产力和深部流通状况的调制可以解释0.8Ma以来大气 $p\text{CO}_2$ 的冰期旋回, 但不清楚类似机制是否贡献于NHG大气 $p\text{CO}_2$ 的降低. 利用国际大洋发现计划(IODP)374航次U1524A孔生源蛋白石和有机碳的钛标准化含量和质量堆积速率, 重建了3.3~2.4Ma南极罗斯海的生产力演化. 结果显示, 南大洋南极带生产力呈现明显的阶段性演化特征和长期演化趋势: 生产力在3.3~3.0Ma剧烈波动, 在3.0~2.6Ma逐渐减小, 在2.6~2.4Ma变化不大; 总体呈现长期减小的趋势. 进一步通过生产力与其潜在影响因素的对比, 发现深部流通状况主控了生产力的阶段性演化和长期演化; 海冰通过影响光照可能对3.3~3.0Ma的生产力产生影响, 而风尘对生产力演化的影响甚微. 生产力与大气 $p\text{CO}_2$ 记录的对比, 显示两者之间不存在耦合关联, 表明南大洋南极带生产力不是NHG大气 $p\text{CO}_2$ 降低的主要致因. 该研究不支持南大洋南极带通过生产力对大气 $p\text{CO}_2$ 施加影响, 进而驱动NHG; 为了揭示南大洋在NHG中的作用, 进一步的研究应该聚焦到南极带深部流通状况对大气 $p\text{CO}_2$ 的影响, 并将类似研究拓展到亚南极带.

关键词 罗斯海, 生源蛋白石, 有机碳, 深部流通状况, 海冰, 海洋碳循环

1 引言

上新世-更新世气候转型是一次全球气候由中晚上新世的持续温暖向第四纪周期性冷暖转变的重要过

渡. 在上新世的显著温暖时期(4.5~3Ma), 地球表面平均温度比现在高约 3°C , 大气 $p\text{CO}_2$ 相较于晚第四纪工业革命前的172~300ppmv(1ppmv= $1\mu\text{L L}^{-1}$), 高达约400ppmv, 高低纬经向海表温度梯度较小(Haywood和

中文引用格式: 吴一鸣, 郭景腾, 赵翔宇, 肖文申, 刘恒, 熊志方, 李铁刚. 2024. 北半球大冰期南大洋南极带生产力演化及其与大气 $p\text{CO}_2$ 的关联. 中国科学: 地球科学, 54(7): 2276~2287, doi: 10.1360/SSTe-2024-0026

英文引用格式: Wu Y, Guo J, Zhao X, Xiao W, Liu H, Xiong Z, Li T. 2024. Productivity in the Southern Ocean Antarctic Zone during the Northern Hemisphere Glaciation (NHG) and its link to atmospheric $p\text{CO}_2$. Science China Earth Sciences, 67(7): 2242~2252, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1346-2>

Valdes, 2004; Lüthi等, 2008; Brierley等, 2009; Seki等, 2010). 在此期间, 西南极冰盖部分消退, 北冰洋常年无冰(Naish等, 2009; Ballantyne等, 2010, 2013). 这一缓慢的气候转型在晚上新世(约2.75Ma)突然加剧, 具体表现为北半球冰川作用加剧、冰量显著增加, 北半球高纬地区冰盖周期性扩张和退缩(Mudelsee和Raymo, 2005; Blake-Mizzen等, 2019), 进入受地球轨道参数的周期性变化控制的第四纪, 地球逐渐进入强烈倾角周期控制的“41-ka”循环(Lisiecki和Raymo, 2005), 北半球大冰期(Northern Hemisphere Glaciation, NHG)开启. NHG通过扩张的冰盖与气候系统中其他要素相互作用, 在不同时间尺度上放大、同步甚至驱动全球气候变化(Clark等, 1999).

关于NHG的成因, 纵然青藏高原隆升、白令海峡或格林兰-苏格兰洋脊加深、印尼海道受限和巴拿马海道关闭等构造事件被认为通过改变大洋-大气环流来影响热量和水汽的高低纬分配, 从而触发NHG(Ruddiman等, 1986; Raymo, 1994; Wright和Miller, 1996; Cane和Molnar, 2001; O'Dea等, 2016); 然而, 这些构造活动发生年代和幅度的非精确界定及其与NHG之间存在的年代差表明, 上述构造活动假说不能单独或完美解释NHG(Raymo, 1994; Willeit等, 2015; Jaramillo等, 2017). 大气 $p\text{CO}_2$ 变化被认为可以作为独立因素驱动NHG(Willeit等, 2015), 同时, 大气 $p\text{CO}_2$ 降低被认为是放大NHG气候变化模态的关键因素, 并且 $p\text{CO}_2$ 降低到280ppmv作为启动NHG的阈值条件得到了越来越多模拟结果和古海洋记录的证实(DeConto等, 2008; Seki等, 2010; Martínez-Botí等, 2015; Stap等, 2016). 然而, 现有研究少有从 $p\text{CO}_2$ 变化的“大气桥梁”角度来探究NHG时降低的大气 $p\text{CO}_2$ 以何种形式封存在何处, 而是更多从全球温盐循环的“大洋隧道”角度强调了北半球高纬的热量变化对NHG的作用; 例如McKay等(2012)认为, 3.3~2.5Ma南半球变冷改变了大洋间的水体连通性, 导致北大西洋经向翻转流(AMOC)减弱, 抑制了热量向北大西洋高纬的传输, 最终启动NHG; Woodard等(2014)表明, 3.2~2.7Ma扩张的南极冰盖使得南大洋层化增强, 这改变了深海环流, 使得本该通过AMOC在北大西洋上涌的暖水潜入太平洋深部释放热量, 从而启动NHG. 无论热量通过前述“大洋隧道”的何种机制导致了NHG的启动, 均未涉及大气 $p\text{CO}_2$ 在NHG中作用的探讨. 因此从“大气桥梁”的角度探究 $p\text{CO}_2$ 变化在

NHG中的作用机制成为了亟需解决的问题.

南大洋通过生物-物理-化学过程实现人为排放碳/自然形成碳在其内部的封存与排放, 从而调控近现代和轨道时间尺度上的全球气候变化. 工业革命以来, 近半数人类活动产生的 CO_2 储存在大洋之中, 而南大洋更是储存了其中约40%(Khaliwala等, 2009). 南大洋既能通过表层浮游生物进行光合作用吸收大气 CO_2 , 也能通过深部水体上涌向大气释放储存于大洋内部的“呼吸 CO_2 ”, 前述两个过程的碳收支关系决定了南大洋是否储碳, 从而影响大气 $p\text{CO}_2$ (Watson和Garabato, 2006; Fischer等, 2010; Watson等, 2015). 现有研究表明, 大气 $p\text{CO}_2$ 的冰期旋回可以由南大洋独立驱动, 具体过程为冰期南大洋南极带成层化加强使生产力降低, 但同时流通状况减弱会减少海洋向大气释放 CO_2 的通量, 而亚南极带则通过风生铁刺激浮游植物生产使得更多大气 CO_2 被固定在海洋中, 从而共同贡献大气 $p\text{CO}_2$ 的降低(Jaccard等, 2013; Martínez-García等, 2014). 但此假说仅解释了0.8Ma以来南大洋生产力、深部流通状况与大气 $p\text{CO}_2$ 的耦合关联, 对于更长时间的尺度以及更久远的古海洋记录是否适用尚不得而知. 因此探明NHG南大洋生产力的演化趋势与特征, 厘清其与大气 $p\text{CO}_2$ 的关系是解开NHG成因机制之谜的重要途径.

本文利用国际大洋发现计划(IODP)374航次在南极罗斯海获取的高质量沉积物柱状岩芯, 分析了3.3~2.4Ma生源蛋白石(opal)和有机碳(TOC)含量并重建了生产力; 进一步与相关记录的对比, 查明了生产力演化的受控因素, 评估了南极带生产力演化与大气 $p\text{CO}_2$ 冰期旋回的关联性, 从而为解释NHG的形成机制提供启示.

2 区域概况

罗斯海位于南大洋西南太平洋扇区(170°E~140°W), 东西边界分别为玛丽伯德地和维多利亚地, 南部边界与世界上最大的冰架——罗斯冰架相连, 是南大洋第二大的边缘海(图1a, 1b). 同时, 罗斯海也是南大洋季节性海冰影响强烈的海区, 其冬季海冰覆盖范围最大可至约60°S的外边缘海, 而夏季随着区域内罗斯冰架的消融, 海冰覆盖范围可减至冬季的20%(Massom和Stammerjohn, 2010; 刘帅斌等, 2016). 罗斯海也是南

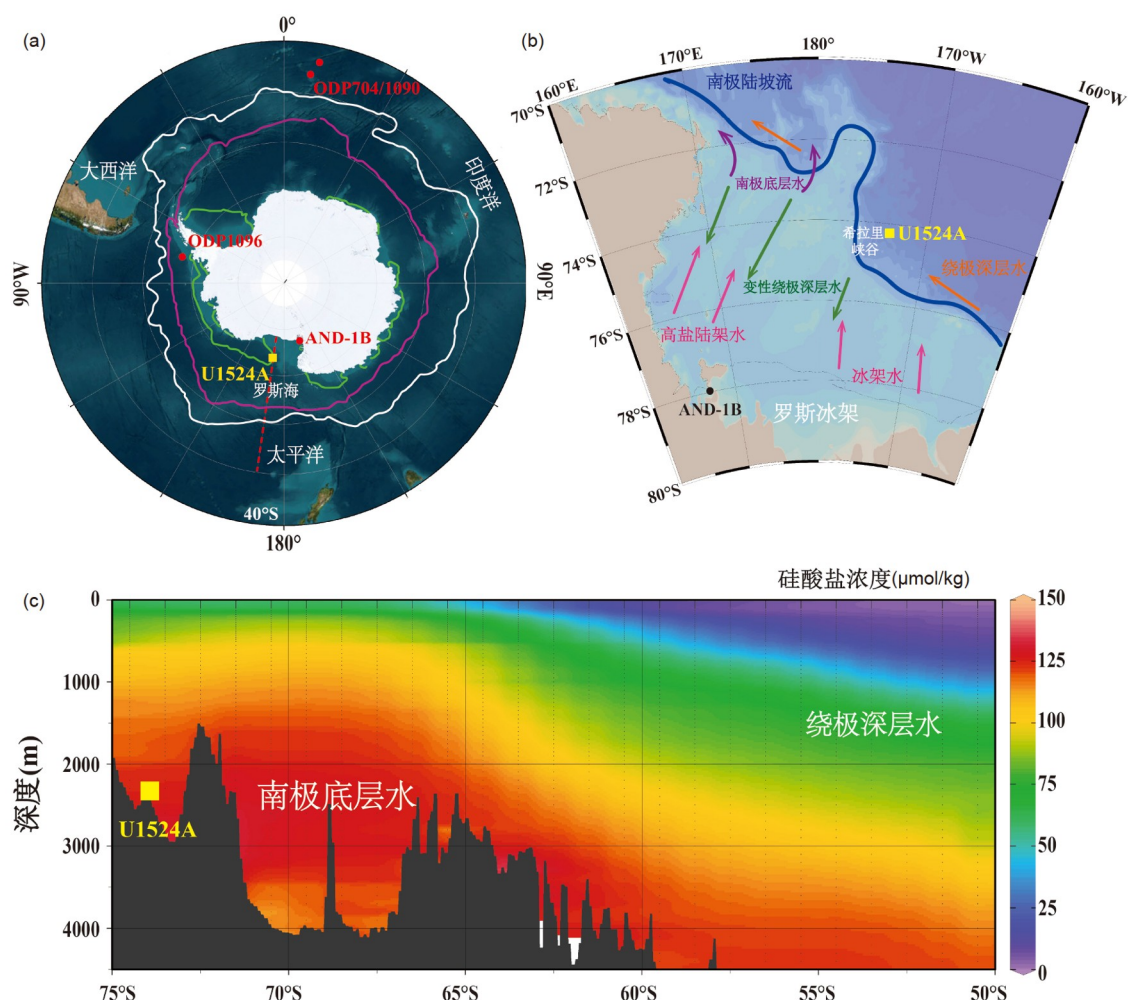


图 1 南极罗斯海岩芯、洋流与营养物分布

(a) 研究站位(U1524A孔, 黄色方块)和讨论中所涉及的其他站位(AND-1B站(McKay等, 2012), ODP 1096站(Hillenbrand和Cortese, 2006), ODP 704站(Hodell和Venz, 1992), ODP 1090站(Venz和Hodell, 2002), 红色圆点), 白色实线为现代南极极峰(Trathan等, 2000), 绿色和蓝色实线分别代表现代夏季和冬季海冰覆盖范围(Fetterer等, 2017), 红色虚线展示(c)中硅酸盐浓度的175°W经向水深剖面位置; (b) 罗斯海主要洋流与水团(高盐陆架水/冰架水, 粉色; 变性绕极深层水, 绿色; 南极底层水, 紫色; 绕极深层水, 橙色; 南极陆坡流, 蓝色); (c) 罗斯海硝酸盐浓度的175°W经向水深剖面。(a)的底图由ArcGIS软件绘制, (b)和(c)的底图由Ocean Data View (ODV)软件绘制

大洋生产力最高的海区之一, 但表层营养盐在生长季节很少耗尽, 因此被称为“高营养盐高叶绿素”海区 (Arrigo等, 2008; Smith等, 2012)。

绕极深层水(CDW)是南大洋分布最广泛的相对温暖的水体, 营养物质丰富, 对海洋生产力起促进作用, 其在外陆架边缘可汇入南极底层水(AABW)(图1b)。CDW在罗斯海上涌后, 与其他水团混合形成变性绕极深层水(MCDW), MCDW盐度较低、较为温暖, 且携带大量营养物质(Smith等, 2012)(图1c), 对罗斯海陆架以及上陆坡生产力起促进作用。当罗斯冰盖扩张或海

冰覆盖范围增大时, 海洋表层产生低温、高盐、高密度的卤水, 即高盐陆架水, 高盐陆架水的形成可导致海洋垂向水体层化加剧。由于高盐陆架水密度较大, 当其向低纬运输时受科氏力的影响, 在陆坡处左旋汇入AABW(Basak等, 2015)(图1b)。冰架水是冰川消融产生的低温、低盐的低密度水体, 在陆架坡折处汇入AABW(图1b)。汇集于外陆架边缘至东南太平洋海盆南部边缘的AABW具有低温、高盐的特点(Gordon等, 2004), 在全球的温盐循环中起着重要的作用。罗斯海作为AABW的主要产区, 贡献着约25%的AABW(Orsi

等, 2002). 环绕着南极大陆的南极陆坡流广泛分布在南大洋次表层, 其在调节CDW上涌至罗斯海陆架中起重要作用(Thompson等, 2018).

3 材料与方法

3.1 U1524A孔

本文选用的研究材料是来自IODP374航次2018年在罗斯海钻取的U1524站的A孔(74°13.04'S、173°38.02'W), 该孔位于罗斯海大陆架边缘以北约120km处, 希拉里峡谷东侧堤坝, 水深2394.39m(图1c). U1524A孔钻探深度299.5m CSF-A, 获取岩芯长度282.35m CSF-A, 取芯率为94.27%. 船基初步研究报告根据硅藻丰度, 将U1524站沉积物岩芯分为3个岩性地层单元, 其中U1524A孔提供了单元I全部(200.55~0m CSF-A)和单元II大部分(290.36~200.55m CSF-A)的岩芯. 单元I特征为含硅藻软泥与富硅藻泥互层, 单元II特征为富硅藻泥与泥质硅藻软泥互层. 单元I可进一步细化分为三个亚单元: 亚单元IA(78.03~0m CSF-A)主要由含硅藻软泥与富硅藻泥组成; 亚单元IB(155.58~78.03m CSF-A)主要由富硅藻泥/砂质泥并夹泥质硅藻软泥层组成; 亚单元IC(200.55~155.58m CSF-A)主要由层状富硅藻泥并夹泥质硅藻软泥层组成. 本文关注该孔270~78m CSF-A的岩芯, 将120~78m CSF-A按间隔0.2m取样, 270~120m CSF-A按间隔0.5m取样, 共取得样品505个.

3.2 地球化学分析

生物硅(BSi)的含量分析在中国海洋大学海底科学与探测技术教育部重点实验室进行. 首先采用湿碱消解法提取BSi, 然后利用钼酸盐蓝光分光光度法进行测定(DeMaster, 1981; Müller和Schneider, 1993). 具体流程如下: 将冻干并研磨至74μm以下的样品, 准确称取130~140mg置于离心管中. 为去除有机质, 向离心管中加入5mL质量分数为10%的H₂O₂溶液, 混匀后静置半小时. 随后, 为去除碳酸盐, 加入5mL体积比为1:9的HCl, 同样混匀后静置半小时. 向前述处理后的样品中加入40mL蒸馏水, 在3000转/分的离心机中离心10分钟后, 移除上清液并干燥过夜. 向干燥后的样品加入40mL 2mol L⁻¹的Na₂CO₃溶液并充分混匀后, 于85℃水浴锅中加热. 水浴2h后, 每小时从水浴锅中取

出样品离心后, 取0.125mL上清液加入3mL钼酸铵溶液, 静置10分钟后加入15mL还原剂使其显色, 3小时后, 测定该提取液的吸光值, 并计算其BSi的质量分数. 以上提取测试过程重复6次. 以提取时间和提取液中BSi质量分数分别作为横纵坐标, 得出BSi质量分数随时间变化的线性回归方程, 其截距即为样品的BSi含量. 沉积物生源蛋白石(SiO₂•0.4H₂O)含量按Mortlock和Froelich(1989)给出的公式(opal%=2.4×BSi%)计算. 该分析方法的长期精度(RSD)优于±3%.

TOC含量的分析测定在中国科学院海洋研究所进行. 准确称取约0.3~0.4g冻干后的样品, 将其放入称重后的洁净玻璃瓶中, 缓慢加入2mL稀盐酸(1mol L⁻¹)以去除碳酸盐, 期间每隔8h晃动一次以充分去除无机碳, 48h后用超纯水冲洗5次以去除化学残留物. 将处理好的样品在冷冻干燥机上干燥并称重、研磨准备上机测试. 用百万分之一的天平准确称取约30mg的样品置于洁净锡杯中, 包裹压实后放入带自动进样器的Thermo EA1112元素分析仪分析. 基于标定的混合土壤标准样品(C_{AR4021}+I_{VA99995}%=1.86%)的重复性测试, 该方法的分析精度(RSD)优于±1.3%.

钛(Ti)等元素含量在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行分析. 准确称取约50mg样品在特氟龙溶样弹中, 按1:1比例将高纯硝酸和氢氟酸(共约3mL)添加到溶样弹中, 放置在190℃烘箱中48h进行高温高压消解, 消解好的溶液蒸干后再次溶解在3mL混合酸(硝酸、高纯水、1ppm In的比例为1:1:1)中, 然后放进190℃烘箱中12h进行二次消解, 最后用硝酸(2%)将消解两次的样品稀释到合适的浓度, 在电感耦合等离子体质谱仪进行测试. 利用美国地质勘探局国际岩石标样(BCR-2、BHVO-2、AGV-2和GSP-2)对样品的前处理和上机测试过程进行监控, 标样推荐值和测定值的相对误差在10%以内. 重复性样品测试显示, 包括Ti在内的绝大多数元素的分析精度(RSD)在±5%之内.

3.3 Ti标准化的生源组分含量和生源组分质量堆积速率计算

罗斯海为环绕南极大陆的边缘海, 陆源物质可能对opal和TOC等生源组分有稀释作用, 为了避免稀释作用对其产生影响, 选用岩石风化时地球化学行为保守、海水含量极低的Ti元素对生源组分进行标准化校

正(图2b, 2c).

由于沉积过程中的压实程度和含水率具有不均一性, 为了扣除压实效应对生源组分含量的影响(Rea和Janecek, 1981), 计算了生源组分的质量堆积速率(MAR):

$$MAR_{\text{opal}} = \omega_{\text{opal}} \times \rho_{\text{dry}} \times v, \quad (1)$$

$$MAR_{\text{TOC}} = \omega_{\text{TOC}} \times \rho_{\text{dry}} \times v, \quad (2)$$

其中, MAR_{opal} 和 MAR_{TOC} 分别代表opal和TOC的MAR, ω_{opal} 和 ω_{TOC} 分别代表opal和TOC的含量, ρ_{dry} 代表干样密度, v 代表线性沉积速率. 为了获得取样层的干样密度, 将航次中采集的高分辨率伽马射线衰减数据线性插值到对应的取样层位, 再利用航次中实测的干样密度和对应层位湿样密度(ρ_{wet})拟合的如下线性关系($R^2=0.97$), 计算取样层位的干样密度(图2g):

$$\rho_{\text{dry}} = 1.436 \times \rho_{\text{wet}} - 1.33. \quad (3)$$

4 结果

4.1 年代模式

U1524A孔位于南大洋高纬海区, 缺乏有孔虫氧同位素等用于建立年代模式的对比记录. 因此, 磁性地层事件和生物地层事件所提供的绝对年龄成为了U1524A孔建立年代模式的直接依据. 船测数据显示, U1524A孔 0~280m CSF-A共识别出12次地层磁性倒转事件(McKay等, 2019), 其中最老的磁性倒转为*Mammoth/Subchrons*界限(C2An.2r, 3.207~3.330Ma), 并统计出20次硅藻、放射虫等生物地层事件. 综合利用船基磁性地层倒转事件、新增岸基磁性地层倒转事件和船基生物地层事件代表的绝对年龄, 通过线性插值的方法建立了U1524A孔的年代模式(赵翔宇, 私人通信). 基于该年代模式, U1524A孔270~78m CSF-A对应的年代跨度为3.3~2.4Ma(图2). 该时段的线性沉积速率除在3.2~3.1Ma短暂明显降低外, 总体变化不大(图2f), 变化范围为12.94~25.30cm kyr⁻¹, 均值为20.80cm kyr⁻¹(赵翔宇, 私人通信).

4.2 生源组分含量

U1524A孔opal含量在3.3~2.4Ma呈现长期降低的趋势(图2a). 具体可划分为三个阶段: 3.3~3.0Ma, opal含量呈现峰值, 变化范围在16.85%~50.17%之间, 均值为32.70%; 3~2.6Ma, opal含量逐渐降低, 变化范围在

7.53%~38.77%, 均值为25.72%; 2.6~2.4Ma, opal含量保持稳定, 变化范围在5.02%~32.23%, 均值为16.75%. TOC与opal呈相同的变化趋势(图2a). 3.3~3.0Ma, TOC的含量变化范围在0.10%~0.78%, 均值为0.52%; 3.0~2.6Ma, TOC含量变化范围在0.10%~0.46%, 均值为0.42%; 2.6~2.4Ma, TOC含量变化范围在0.07%~0.57%, 均值为0.39%. Ti含量在3.3~2.4Ma呈现长期升高的趋势, 也可划分出类似opal和TOC演化的三阶段(图2b).

5 讨论

5.1 南极带生产力演化的特征

南大洋沉积物是全球主要的生源蛋白石的汇, 代表硅藻等浮游植物的生产、输出和沉积. 沉积物中opal含量主要受控于表层水中生物硅的生产以及深部水体和海底生物硅的溶解. 此外, 稀释效应和压实效应可能对opal(相对)含量产生影响. U1524A孔Ti标准化的opal含量(即opal/Ti)与opal含量演化完全一致(图2a、2c), 表明陆源碎屑组分对生源蛋白石的稀释效应较弱. 目前没有南极罗斯海3.3~2.4Ma时段深部硅酸饱和程度(或浓度)的古海洋记录, 因此无法评估沉积物中生物硅的溶解程度. 然而, 南大洋高的生源蛋白石埋藏效率对应于表层海水中较高的生源蛋白石雨率, 表明了沉积物中保存的生源蛋白石含量反映了其生产而非溶解信息(Pondaven等, 2000). 南大洋沉积物中TOC含量主要受控于表层水中硅藻等浮游植物有机碳的生产以及其输出过程中在水体和孔隙水中的降解. 尽管影响TOC降解的因素不同于影响opal溶解的因素, 但二者的含量及其Ti标准化的含量演化模式完全一致(图2c), 进一步支持U1524A孔中opal和TOC含量主要受控于生产力.

除3.2~3.1Ma外, U1524A孔的opal/Ti与 MAR_{opal} , TOC/Ti和 MAR_{TOC} 无论在细节演化过程还是长期演化趋势上表现一致(图2c、2d). 在3.2~3.1Ma, opal/Ti和TOC/Ti呈现峰值, 而 MAR_{opal} 和 MAR_{TOC} 表现为谷值(图2c、2d). 注意到3.2~3.1Ma沉积速率明显降低, 而干样密度变化不大(图2g), 表明Ti标准化的生源组分含量和生源组分的MAR在此时段的差异由显著降低的线性沉积速率所致(图2f), 这反映压实效应对生源蛋白石和有机质的堆积产生了一定的影响. 因此, 考虑到整个记录, 相对于opal/Ti和TOC/Ti, MAR_{opal} 和 MAR_{TOC} 更可靠

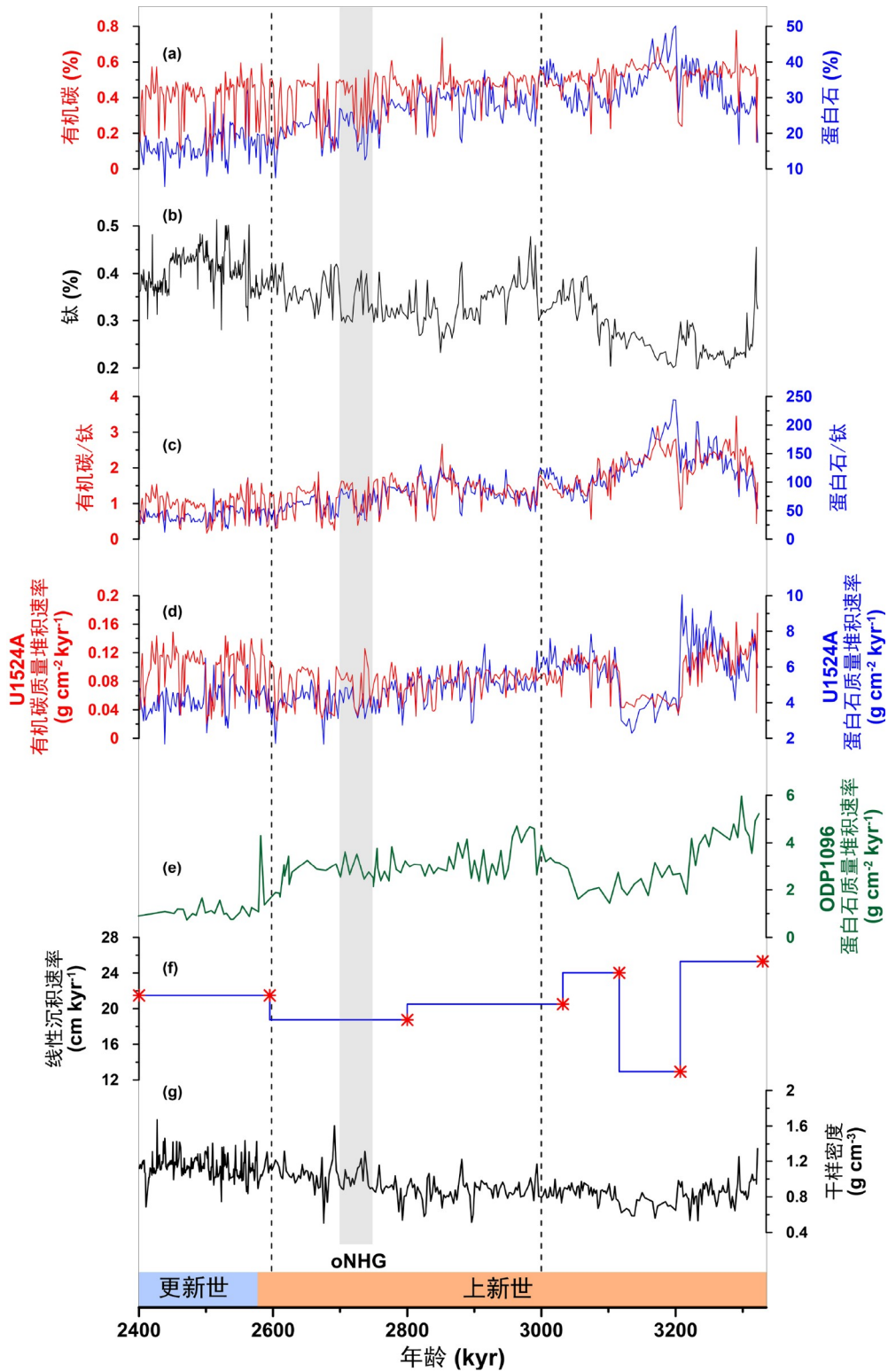


图 2 NHG 南极罗斯海生产力的演化

U1524A 孔: (a) opal 和 TOC 含量; (b) Ti 含量; (c) opal/Ti 和 TOC/Ti; (d) MAR_{opal} 和 MAR_{TOC} ; (e) 沉积速率以及年龄控制点(红色星号)(赵翔宇, 私人通信)和 (g) 干样密度. (f) ODP 1096 站的 MAR_{opal} (Hillenbrand 和 Cortese, 2006). 图中竖虚线标示生产力演化的三阶段, 灰色阴影指示 oNHG

地记录了U15424A孔的生产力演化. 进一步, 同在西南极的ODP 1096孔的 MAR_{opal} 演化(Hillenbrand和Corsette, 2006)总体上与U1524A孔的 MAR_{opal} 协变(图2d、2e), 支持 MAR_{opal} 作为更可靠的生产力替代指标. 基于 MAR_{opal} 和 MAR_{TOC} 记录, U1524A孔记录的南大洋南极带生产力演化呈现长期降低的趋势, 具体可划分为三个演化阶段(图2): 3.3~3.0Ma, 生产力剧烈波动, 呈现出先升高, 然后显著降低, 最后再升高的变化趋势; 3~2.6Ma, 生产力逐渐降低; 2.6~2.4Ma, 生产力保持相对恒定. 特别地, 在2.7Ma附近的NHG启动期(oNHG), 生产力无明显变化.

5.2 南极带生产力演化的影响因素

南大洋生产力直接受控于海表营养物的可利用性和光照条件. 表层水中营养物的可利用性主要取决于水体的流通状况和风尘的输入强度. 南大洋流通状况强的水体可以更多地深部营养物上涌至海表(Haug等, 1999; Sigman等, 2004), 因此高的生产力往往发生在诸如陆架坡折处附近的上升流区域、冰间湖和锋带等流通性良好的海区(Comiso等, 1993; Moore和Abbott, 2000; Arrigo和van Dijken, 2003). 南大洋风尘能够提供营养物硅和营养物限制因子铁, 从而促进或刺激硅藻等浮游植物的生长, 进而对生产力产生影响(Boyd, 2002; Martínez-García等, 2014). 表层水中光照条件主要取决于海冰强度(即海冰覆盖范围和持续时间)和太阳辐射强度, 海冰强度高会降低海表的日照辐射量, 从而降低生产力(Hall, 2004). 下面, 将U1524A孔生产力与上述潜在环境影响因素对比, 分析二者在阶段性演化和长期演化上的关联, 试图查明不同时间尺度上南极带生产力演化的影响因素.

5.2.1 生产力阶段性演化的影响因素

U1524A孔生产力在3.3~3.0Ma呈现升高-降低-升高的剧烈波动模式(图3b). 通过其与潜在影响因子的对比, 只有底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ (或其差值)指示的南大洋深部流通状况(Hodell和Venz, 1992, 2006; Venz和Hodell, 2002; 图3d)与生产力协变. 增强的深部流通状况对应升高的生产力, 这表明罗斯海深部的营养物通过上涌到达表层, 增加营养物的可利用性, 从而促进生产力的提高. 该阶段南大洋风尘输入维持在较低水平, 且轻微减小(Martínez-García等, 2011; 图3d), 这主要是因

为中上新世暖期森林覆盖面积增大, 沙漠持续收缩, 导致风尘通量减小(Salzmann等, 2008). 因此, 风尘输入并未对生产力产生明显影响. 罗斯海AND-1B孔的硅藻组合与冰藻含量记录表明, 罗斯海近岸在3.2Ma开始变冷, 夏季海冰也开始增加且在3.03Ma时爆发并持续存在(McKay等, 2012; Riesselman和Dunbar, 2013). 必须指出的是这些硅藻记录是不连续的, 这粗略地表明, 从3.2Ma开始罗斯海海冰增强, 这似乎与3.2~3.1Ma生产力的谷值对应(图3e). 3.2Ma开始的海冰增强和该阶段强度变化不大的太阳辐射共同导致光照条件减弱(图3e, 3f), 致使浮游植物生产季节缩短, 从而可能降低3.2~3.1Ma的生产力(图3b). 综合表明, 深部流通状况主控了3.3~3.0Ma南极带生产力演化, 但海冰可能也对其产生一定影响.

U1524A孔生产力在3.0~2.6Ma逐渐降低, 且没有表现出类似3.3~3.0Ma那样的剧烈波动(图3b). 该时段深部流通状况逐渐减弱(图3c), 而风尘先保持稳定后缓慢上升(图3d), 这表明深部流通状况而非风尘输入控制了该时段的生产力演化. 在3.3~2.4Ma太阳辐射总体变化不大的背景下(图3f), 光照条件就主要受控于海冰强度. 该时段硅藻指示的海冰强度记录并不完整, 但从现有记录来看, 海冰强度不可能呈现逐渐升高的趋势(图3e; McKay等, 2012), 这表明光照条件不是影响生产力的主要因素. 另外, 在~2.7Ma的oNHG, 生产力没有发生明显的变化, 然而其潜在影响因素如深部流通状况、风尘输入等却显著变化(图3a, 3c, 3d), 这表明生产力并没有对oNHG产生影响与反馈.

U1524A孔生产力在2.6~2.4Ma尽管有些波动, 但总体保持稳定(图3b). 该时段南大洋深部流通状况频繁波动, 但总体也保持稳定(图3c); 而风尘输入强度呈现先缓慢减弱后快速升高(图3d). 该时段尽管太阳辐射保持稳定, 但缺乏海冰强度记录; 考虑到海冰强度和太阳辐射强度共同决定了光照条件, 因此无法评估光照条件对生产力的影响(图3e, 3f). 综合上述潜在影响因素在2.6~2.4Ma的演化规律, 总体来看, 该时段还是深部流通状况控制了生产力的演化.

5.2.2 生产力长期演化的影响因素

从跨越轨道尺度的长期演化来看, 3.3~2.4Ma期间U1524A孔生产力表现出长期降低的趋势(图3b). 南大洋深部流通状况在3.3~2.4Ma也是呈现长期减弱趋势

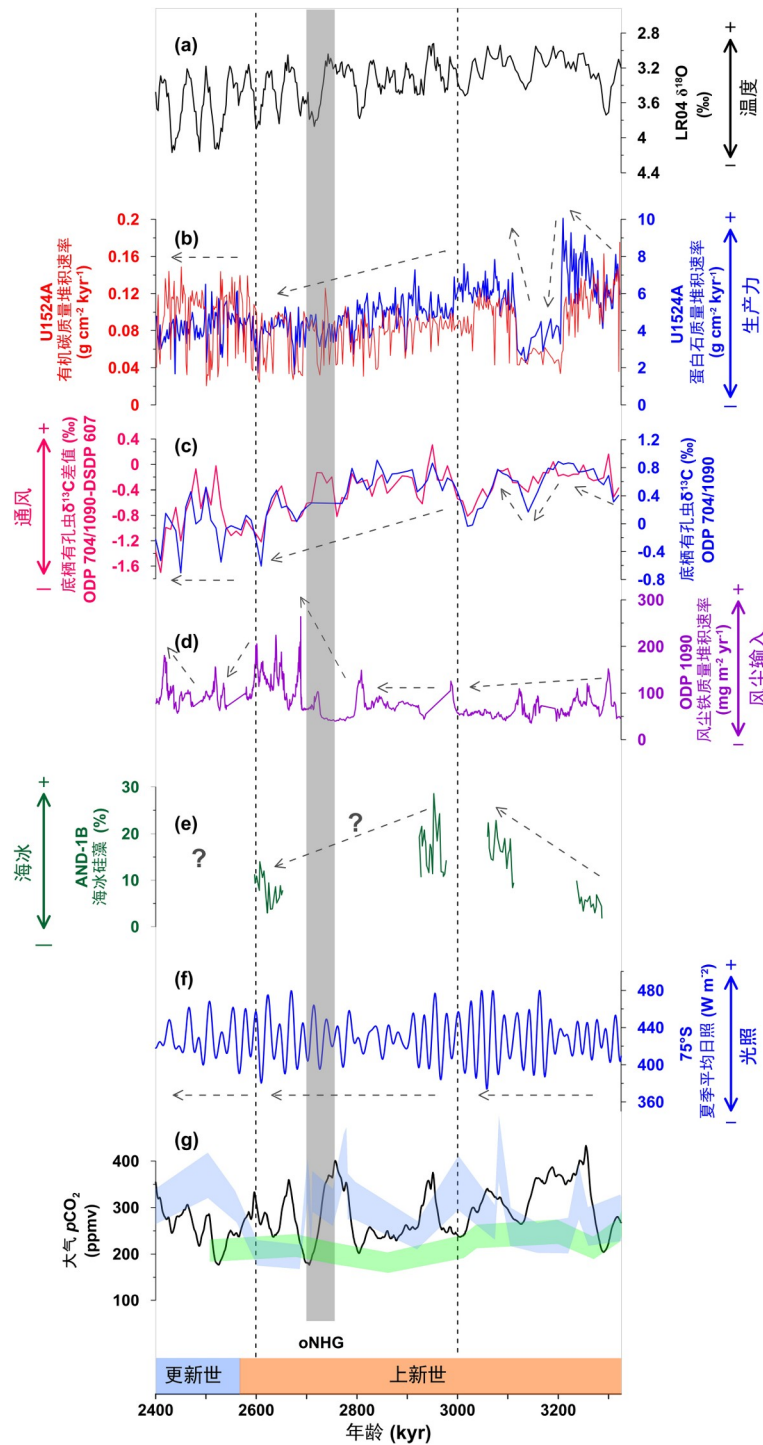


图 3 南极罗斯海生产力演化的影响因素

(a) LR04氧同位素标准曲线(Lisiecki和Raymo, 2005); (b) U1524A孔MAR_{opal}和MAR_{TOC}; (c) ODP 704/1090站与DSDP 607站底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 差值和ODP 704/1090站底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ (Hodell和Venz, 2006); (d) ODP 1090站MAR_{Fe} (Martínez-García等, 2011); (e) AND-1B站海冰硅藻含量 (McKay等, 2012); (f) 75°S夏季平均日照辐射量(Laskar等, 2004); (g) 大气 $p\text{CO}_2$, 黑色实线为高分辨率模拟结果(Stap等, 2016), 蓝色条带为有孔虫 $\delta^{11}\text{B}$ 重建记录(Bartoli等, 2011), 绿色为有孔虫B/Ca重建记录(Tripati等, 2009). 图中竖直线标示生产力演化的三个阶段, 带箭头的虚线指示每个阶段生产力的演化趋势, 灰色阴影指示oNHG

(图3c). 由于目前南大洋缺乏3.3~2.4Ma连续的海冰强度曲线, 我们无法直接将其与南大洋局部太阳辐射强度联合探讨光照对生产力长期演化的影响. 假若光照条件控制了生产力的长期演化, 则海冰强度应该表现出长期增加的趋势; 但从3.3~2.4Ma现有海冰强度数据来看(图3e), 无论缺乏海冰强度数据时段的海冰如何演化, 其不可能展现出长期增加的趋势. 另外, 南大洋风尘输入强度在oNHG之前保持稳定, oNHG之后明显增强(图3d). 基于以上生产力及其潜在影响因素长期演化趋势的对比, 认为深部流通状况控制了3.3~2.4Ma南极带生产力的长期演化. 总之, 不论是轨道尺度上的演化还是长期演化, 南大洋深部流通状况而非风尘和光照控制着生产力. 具体机制为: 增强的深部流通状况能将更多的深部营养物上涌至表层, 从而促进硅藻等浮游植物的勃发, 进而提高生产力.

5.3 生产力演化与大气 $p\text{CO}_2$ 的关联

如前所述, 南大洋的生产力、深部流通状况、温度与大气 $p\text{CO}_2$ 在轨道尺度上具有紧密的协变关系. 下面通过检视NHG罗斯海生产力与大气 $p\text{CO}_2$ 的关联来检验上述轨道尺度上大气 $p\text{CO}_2$ 冰期旋回机制假说是否适用于更长的时间跨度和尺度. 3.3~3.0Ma罗斯海生产力与大气 $p\text{CO}_2$ (高分辨率的模拟结果, 图3g)(Stap等, 2016)协变, 表现为增加的生产力对应于升高的大气 $p\text{CO}_2$. 按照“呼吸 CO_2 假说”(Jaccard等, 2009), 如果生产力控制海表对大气 CO_2 的吸收, 则表现为增加的生产力对应于减小的大气 $p\text{CO}_2$, 即生产力与大气 $p\text{CO}_2$ 呈现反相位关系. 同样地, 3.0~2.6Ma和2.6~2.4Ma生产力与大气 $p\text{CO}_2$ 都没有显著的反相位关系(图3b, 3g). 特别地, oNHG时大气 $p\text{CO}_2$ 明显降低, 但生产力却变化不大. 这些结果表明, 南极带生产力的轨道尺度演化不是造成大气 $p\text{CO}_2$ 变化的主因. 长期趋势上, 3.3~2.4Ma生产力呈现逐渐降低, 然而无论是低分辨率的大气 $p\text{CO}_2$ 重建记录还是高分辨率的大气 $p\text{CO}_2$ 模拟结果都没有展示出长期升高的趋势(图3b, 3g). 因此, 南极带生产力的长期演化也不是造成大气 $p\text{CO}_2$ 变化的主因.

上述发现为南大洋在大气 $p\text{CO}_2$ 演化中的作用以及南大洋通过“大气桥梁”调控NHG提供了启示. 首先, 上述发现表明南大洋南极带生产力不是大气 $p\text{CO}_2$ 演化的主控因素, 这与Jaccard和Martínez-García等轨道尺度上大气 $p\text{CO}_2$ 冰期旋回机制假说一致(Jaccard等,

2013; Martínez-García等, 2014), 即南极带对大气 $p\text{CO}_2$ 冰期旋回的贡献因子是深部流通状况而非表层生产力. 下一步, 应该利用U1524A孔沉积物粒度、Sr-Nd同位素和氧化还原敏感元素综合重建罗斯海深部流通状况, 进而评估南极带深部流通状况对大气 $p\text{CO}_2$ 演化的影响. 其次, 上述发现表明南大洋南极带不可能通过生产力对大气 $p\text{CO}_2$ 的影响来驱动NHG. 为了评估南大洋在NHG中的作用机制, 进一步的研究应该聚焦到南极带深部流通状况对大气 $p\text{CO}_2$ 的影响, 并将类似研究拓展到南大洋亚南极带.

6 结论

基于IODP 374航次U1524A孔生源组分探讨了NHG南大洋南极带生产力演化特征、影响因素及其与大气 $p\text{CO}_2$ 的关联机制. 3.3~2.4Ma南极罗斯海生产力表现出三阶段演化特征, 并呈现长期减小演化趋势. 南大洋深部流通状况主控了上述生产力的阶段性演化和长期演化; 海冰可能对3.3~3.0Ma生产力的演化起作用, 而风尘输入对整个时段的生产力影响甚微. 南大洋南极带生产力不是NHG大气 $p\text{CO}_2$ 降低的主要因素. 从“大气桥梁”视角看, 南大洋通过影响大气 CO_2 驱动NHG的“中间环节”不是南极带的表层生产力. 下一步探究“中间环节”的研究中, 应该聚焦到南极带的深部流通状况, 并将类似研究拓展到南大洋亚南极带.

致谢 感谢IODP 374航次科学家、技术人员和船员为钻取沉积物岩芯所付出的努力, 感谢两位匿名审稿专家提出的建设性意见.

参考文献

- 刘帅斌, 周春霞, 王泽民. 2016. 罗斯海和普里兹湾海域海冰范围变化对比分析. 极地研究, 28: 228–234
- Arrigo K R, van Dijken G L. 2003. Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. *J Geophys Res*, 108: 2002JC001739
- Arrigo K R, van Dijken G L, Bushinsky S. 2008. Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006. *J Geophys Res*, 113: 2007JC004551
- Ballantyne A P, Axford Y, Miller G H, Otto-Bliesner B L, Rosenbloom N, White J W C. 2013. The amplification of Arctic terrestrial surface temperatures by reduced sea-ice extent during the Pliocene.

- [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 386: 59–67
- Ballantyne A P, Greenwood D R, Sinninghe Damsté J S, Csank A Z, Eberle J J, Rybczynski N. 2010. Significantly warmer Arctic surface temperatures during the Pliocene indicated by multiple independent proxies. [Geology](#), 38: 603–606
- Bartoli G, Hönisch B, Zeebe R E. 2011. Atmospheric CO₂ decline during the Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciations. [Paleoceanography](#), 26: 2010PA002055
- Basak C, Pahnke K, Frank M, Lamy F, Gersonde R. 2015. Neodymium isotopic characterization of Ross Sea Bottom Water and its advection through the southern South Pacific. [Earth Planet Sci Lett](#), 419: 211–221
- Blake-Mizen K, Hatfield R G, Stoner J S, Carlson A E, Xuan C, Walczak M, Lawrence K T, Channell J E T, Bailey I. 2019. Southern Greenland glaciation and Western Boundary Undercurrent evolution recorded on Eirik Drift during the late Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciation. [Quat Sci Rev](#), 209: 40–51
- Boyd P W. 2002. Environmental factors controlling phytoplankton processes in the southern ocean. [J Phycol](#), 38: 844–861
- Brierley C M, Fedorov A V, Liu Z, Herbert T D, Lawrence K T, LaRiviere J P. 2009. Greatly expanded tropical warm pool and weakened Hadley circulation in the early Pliocene. [Science](#), 323: 1714–1718
- Cane M A, Molnar P. 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. [Nature](#), 411: 157–162
- Clark P U, Alley R B, Pollard D. 1999. Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. [Science](#), 286: 1104–1111
- Comiso J C, McClain C R, Sullivan C W, Ryan J P, Leonard C L. 1993. Coastal zone color scanner pigment concentrations in the Southern Ocean and relationships to geophysical surface features. [J Geophys Res](#), 98: 2419–2451
- DeConto R M, Pollard D, Wilson P A, Pälike H, Lear C H, Pagani M. 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. [Nature](#), 455: 652–656
- DeMaster D J. 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. [Geochim Cosmochim Acta](#), 45: 1715–1732
- Fetterer F, Knowles K, Meier W N, Savoie M, Windnagel A K. 2017. Sea Ice Index. Version 3. NSIDC: National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA
- Fischer H, Schmitt J, Lüthi D, Stocker T F, Tschumi T, Parekh P, Joos F, Köhler P, Völker C, Gersonde R, Barbante C, Le Floch M, Raynaud D, Wolff E. 2010. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations—A synthesis. [Quat Sci Rev](#), 29: 193–205
- Gordon A L, Zambianchi E, Orsi A, Visbeck M, Giulivi C F, Whitworth Iii T, Spezie G. 2004. Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope. [Geophys Res Lett](#), 31: 2004GL020785
- Hall A. 2004. The role of surface albedo feedback in climate. [J Clim](#), 17: 1550–1568
- Haug G H, Sigman D M, Tiedemann R, Pedersen T F, Sarnthein M. 1999. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. [Nature](#), 401: 779–782
- Haywood A M, Valdes P J. 2004. Modelling Pliocene warmth: contribution of atmosphere, oceans and cryosphere. [Earth Planet Sci Lett](#), 218: 363–377
- Hillenbrand C D, Cortese G. 2006. Polar stratification: A critical view from the Southern Ocean. [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 242: 240–252
- Hodell D A, Venz K A. 1992. Toward A High-Resolution Stable Isotopic Record of the Southern Ocean during the Pliocene-Pleistocene (4.8 to 0.8 Ma). [The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change: Part One](#), 56: 265–310
- Hodell D A, Venz K A. 2006. Late Neogene history of deepwater ventilation in the Southern Ocean. [Geochem Geophys Geosyst](#), 7: 2005GC001211
- Jaccard S L, Galbraith E D, Sigman D M, Haug G H, Francois R, Pedersen T F, Dulski P, Thierstein H R. 2009. Subarctic Pacific evidence for a glacial deepening of the oceanic respired carbon pool. [Earth Planet Sci Lett](#), 277: 156–165
- Jaccard S L, Hayes C T, Martínez-García A, Hodell D A, Anderson R F, Sigman D M, Haug G H. 2013. Two modes of change in Southern Ocean productivity over the past million years. [Science](#), 339: 1419–1423
- Jaramillo C, Montes C, Cardona A, Silvestro D, Antonelli A, Bacon C D. 2017. Comment (1) on “Formation of the Isthmus of Panama” by O’Dea *et al* .. [Sci Adv](#), 3: e1602321
- Khatriwala S, Primeau F, Hall T. 2009. Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. [Nature](#), 462: 346–349
- Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia A C M, Levrard B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. [Astron Astrophys](#), 428: 261–285
- Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. [Paleoceanography](#), 20: 2004PA001071
- Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J M, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K, Stocker T F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. [Nature](#), 453: 379–382
- Martínez-Botí M A, Foster G L, Chalk T B, Rohling E J, Sexton P F,

- Lunt D J, Pancost R D, Badger M P S, Schmidt D N. 2015. Addendum: Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO_2 records. *Nature*, 526: 458
- Martínez-García A, Rosell-Melé A, Jaccard S L, Geibert W, Sigman D M, Haug G H. 2011. Southern Ocean dust-climate coupling over the past four million years. *Nature*, 476: 312–315
- Martínez-García A, Sigman D M, Ren H, Anderson R F, Straub M, Hodell D A, Jaccard S L, Eglinton T I, Haug G H. 2014. Iron fertilization of the subantarctic ocean during the last ice age. *Science*, 343: 1347–1350
- Massom R A, Stammerjohn S E. 2010. Antarctic sea ice change and variability—Physical and ecological implications. *Polar Sci*, 4: 149–186
- McKay R, Naish T, Carter L, Riesselman C, Dunbar R, Sjunneskog C, Winter D, Sangiorgi F, Warren C, Pagani M, Schouten S, Willmott V, Levy R, DeConto R, Powell R D. 2012. Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 6423–6428
- McKay R, De Santis L, Kulhanek D K, Ash J L, Beny F, Browne I M, Cortese G, Cordeiro De Sousa I M, Dodd J P, Esper O M, Gales J A, Harwood D M, Ishino S, Keisling B A, Kim S, Kim S, Laberg J S, Leckie R M, Müller J, Patterson M O, Romans B W, Romero O E, Sangiorgi F, Seki O, Shevenell A E, Singh S M, Sugisaki S T, Van De Fliedrt T, Van Peer T E, Xiao W, Xiong Z. 2019. Ross Sea West Antarctic ice sheet history. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program 374*, doi: 10.14379/iodep.374.106.2019
- Moore J K, Abbott M R. 2000. Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean. *J Geophys Res*, 105: 28709–28722
- Mortlock R A, Froelich P N. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Res Part A Oceanogr Res Papers*, 36: 1415–1426
- Mudelsee M, Raymo M E. 2005. Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 20: 2005PA001153
- Müller P J, Schneider R. 1993. An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. *Deep Sea Res Part I-Oceanogr Res Papers*, 40: 425–444
- Naish T, Powell R, Levy R, Wilson G, Scherer R, Talarico F, Krissek L, Niessen F, Pompilio M, Wilson T, Carter L, DeConto R, Huybers P, McKay R, Pollard D, Ross J, Winter D, Barrett P, Browne G, Cody R, Cowan E, Crampton J, Dunbar G, Dunbar N, Florindo F, Gebhardt C, Graham I, Hannah M, Hansaraj D, Harwood D, Helling D, Henrys S, Hinnov L, Kuhn G, Kyle P, Läufer A, Maffioli P, Magens D, Mandernack K, McIntosh W, Millan C, Morin R, Ohneiser C, Paulsen T, Persico D, Raine I, Reed J, Riesselman C, Sagnotti L, Schmitt D, Sjunneskog C, Strong P, Taviani M, Vogel S, Wilch T, Williams T. 2009. Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations. *Nature*, 458: 322–328
- O'Dea A, Lessios H A, Coates A G, Eytan R I, Restrepo-Moreno S A, Cione A L, Collins L S, de Queiroz A, Farris D W, Norris R D, Stallard R F, Woodburne M O, Aguilera O, Aubry M P, Berggren W A, Budd A F, Cozzuol M A, Coppard S E, Duque-Caro H, Finnegan S, Gasparini G M, Grossman E L, Johnson K G, Keigwin L D, Knowlton N, Leigh E G, Leonard-Pingel J S, Marko P B, Pyenson N D, Rachello-Dolmen P G, Soibelzon E, Soibelzon L, Todd J A, Vermeij G J, Jackson J B C. 2016. Formation of the isthmus of Panama. *Sci Adv*, 2: e1600883
- Orsi A H, Smethie Jr. W M, Bullister J L. 2002. On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J Geophys Res*, 107: 3122
- Pondaven P, Ragueneau O, Tréguer P, Hauvesspre A, Dezileau L, Reyss J L. 2000. Resolving the 'opal paradox' in the Southern Ocean. *Nature*, 405: 168–172
- Raymo M E. 1994. The initiation of northern hemisphere glaciation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 22: 353–383
- Rea D K, Janecek T R. 1981. Late cretaceous history of eolian deposition in the mid-pacific mountains, central North Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 36: 55–67
- Riesselman C R, Dunbar R B. 2013. Diatom evidence for the onset of Pliocene cooling from AND-1B, McMurdo Sound, Antarctica. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 369: 136–153
- Ruddiman W F, Raymo M, McIntyre A. 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet Sci Lett*, 80: 117–129
- Salzmann U, Haywood A M, Lunt D J, Valdes P J, Hill D J. 2008. A new global biome reconstruction and data-model comparison for the Middle Pliocene. *Glob Ecol Biogeogr*, 17: 432–447
- Seki O, Foster G L, Schmidt D N, Mackensen A, Kawamura K, Pancost R D. 2010. Alkenone and boron-based Pliocene $p\text{CO}_2$ records. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 201–211
- Sigman D M, Jaccard S L, Haug G H. 2004. Polar ocean stratification in a cold climate. *Nature*, 428: 59–63
- Smith W, Sedwick P, Arrigo K, Ainley D, Orsi A. 2012. The Ross Sea in a sea of change. *Oceanography*, 25: 90–103
- Stap L B, de Boer B, Ziegler M, Bintanja R, Lourens L J, van de Wal R S W. 2016. CO_2 over the past 5 million years: Continuous simulation and new $\delta^{11}\text{B}$ -based proxy data. *Earth Planet Sci Lett*, 439: 1–10
- Thompson A F, Stewart A L, Spence P, Heywood K J. 2018. The Antarctic slope current in a changing climate. *Rev Geophys*, 56: 741–770
- Trathan P N, Brandon M A, Murphy E J, Thorpe S E. 2000. Transport

- and structure within the Antarctic Circumpolar Current to the north of south Georgia. *Geophys Res Lett*, 27: 1727–1730
- Tripati A K, Roberts C D, Eagle R A. 2009. Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science*, 326: 1394–1397
- Venz K A, Hodel D A. 2002. New evidence for changes in Pliocene deep water circulation from Southern Ocean ODP Leg 177 Site 1090. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 182: 197–220
- Watson A J, Garabato A C N. 2006. The role of Southern Ocean mixing and upwelling in glacial-interglacial atmospheric CO₂ change. *Tellus B-Chem Phys Meteor*, 58: 73–87
- Watson A J, Vallis G K, Nikurashin M. 2015. Southern Ocean buoyancy forcing of ocean ventilation and glacial atmospheric CO₂. *Nat Geosci*, 8: 861–864
- Willeit M, Ganopolski A, Calov R, Robinson A, Maslin M. 2015. The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation. *Quat Sci Rev*, 119: 22–34
- Wright J D, Miller K G. 1996. Control of north atlantic deep water circulation by the Greenland-scotland ridge. *Paleoceanography*, 11: 157–170
- Woodard S C, Rosenthal Y, Miller K G, Wright J D, Chiu B K, Lawrence K T. 2014. Antarctic role in Northern Hemisphere glaciation. *Science*, 346: 847–851

(责任编辑: 杨守业)