

研究论文

末次冰期内威德尔海的冰筏碎屑增多事件与底流增强事件的耦合性

颜彬^{1,3} 谢敬谦^{1,3} 武力^{2,5} 黄博⁴

¹自然资源部南海调查中心, 广东 广州 510300;

²广东海洋大学海洋与气象学院海岸带变化与灾害预报实验室, 广东 湛江 524000;

³自然资源部海洋环境探测技术与应用重点实验室, 广东 广州 510300;

⁴山东省海洋科学研究院, 山东 青岛 266000;

⁵同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要 晚第四纪的气候变化控制了南极地区的冰架进退。冰架崩塌形成的冰山在其破碎、漂流、融化过程中把冰筏碎屑(IRD)搬运到海洋中。同时,大量的冰川融水促进了海洋垂直剖面结构和动力的改变,从而影响冰筏碎屑的沉积过程。此前对于揭示极地海域冰筏碎屑与底流活动变化之间关系的研究尚不充分。因此,本文分析了南极威德尔海西北部柱状沉积物的沉积记录,在对比沉积物粒度数据特征、分析沉积物端元模型的基础上,发现4次明显的沉积物粒度变化事件和底流增强事件同时发生。这种同步性说明冰架系统与海洋环境之间存在内在的调节机制。两次较强的冲刷事件证明岩心形成过程中存在着两次沉积间断,同时也合理地解释了古地磁数据和 AMS¹⁴C 数据存在的显著年龄差异。此外,鉴于 D4-9 岩心样品蛋白石、有机碳等指标均指示了极低的输出生产力情况,且与冰期的生产力水平相当,推断该岩心主要形成于末次冰期期间。综合分析, D4-9 岩心所记录的事件反映出南极地区千年尺度的气温变化诱发了冰架的后退,导致了明显的冰筏碎屑事件和底流增强事件,解释了威德尔海区冰架-海洋过程的内在耦合关系。

关键词 粒度 冰筏碎屑 生产力 沉积物 威德尔海

doi: 10.13679/j.jdyj.20220437

0 引言

威德尔海位于南大洋的太平洋扇区,是仅次于罗斯海的南极第二大海湾,面积达 $2.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。其南部发育巨大的冰架,名为龙尼-菲尔希纳冰架,面积为 $2.6 \times 10^5 \text{ km}^2$,南极洲约20%的冰盖物质由此处随冰川汇入南大洋^[1]。威德尔海冰架-冰川体系随气候的变化控制着南极底层水(AABW)

的生消^[2]。现代约40%的 AABW 形成于威德尔海冰架体系之下^[3]。这些水团充满了南大洋的深处,并向北扩散,最终进入大西洋、印度洋和太平洋的深海盆地,从而对全球大洋体系的化学组成和通风状态产生深刻影响^[3]。

在晚第四纪,威德尔海区经历了多次的环境和气候更替。冰期时,该海区拥有相较于间冰期更大的冰架和海冰覆盖范围以及与之相对应的低生产力,AABW 形成速率相对减弱^[4-5]。而在间冰

[收稿日期] 2022 年 11 月收到来稿,2023 年 2 月收到修改稿

[基金项目] 国家自然科学基金面上基金(42276077)、海洋地质国家重点实验室开放基金(MGK202207)和国家海洋局南海分局海洋科学技术局长基金重点项目(180107)资助

[作者简介] 颜彬,女,1983 年生。博士,工程师,主要从事海洋地质与地球化学研究。E-mail: 1184030190@qq.com

[通信作者] 武力, E-mail: wuli_ocean@qq.com

期, 冰架和海冰后退, 生产力增加, AABW 形成速率恢复^[4-5]。威德尔海区沉积序列中的冰筏碎屑(iceberg rafted debris, IRD)记录到间冰期/冰消期剧烈的冰山崩塌事件, 反映了南极增温背景下, 威德尔海及其附近区域冰川/冰架体系的不稳定性^[6]。现代卫星航拍资料显示, 威德尔海区拥有南极地区最高的冰山密度^[7]。冰山是南大洋重要的淡水来源, 冰山向海排泄通量的变化必然引起海洋结构的改变, 进而对气候和环境产生一系列影响^[8-9]。因此, 研究地质历史上威德尔海区的冰架-海洋过程及其相互关系具有重要意义。

本文使用中国第28次南极科学考察期间在威德尔海西北部采集的 ANT28/D4-9 岩心作为研究材料。对其进行高分辨率连续采样(2 cm·个⁻¹), 测试样品的粒度组成、蛋白石(opal)和总有机碳(TOC)含量以及全岩有机质 AMS¹⁴C 测年, 结合前人对该岩心的古地磁工作^[10], 对该岩心的地层时代及其所记录的冰山崩塌事件和底流变化等信息展开研究。

1 研究区背景

研究区位于威德尔海西北部。岩心位于南极半岛和南奥克尼群岛之间(图1), 其西北部靠近德雷克海峡。附近海洋锋面密集, 自北向南依次包括亚南极锋(SAF)、极峰(PF)、南极绕极流南风锋面(SACCF)及其南部边界(SB)^[9]。在现代, 这些锋面都位于南极半岛和南奥克尼群岛以北, 最南不超过 50°S。该区洋流主要分为两支, 一是北部的南极绕极流(ACC), 其经由德雷克海峡在南半球西风带作用下自西向东流过, 将南太平洋水团注入南大西洋。二是顺时针绕流的威德尔海环流。该环流将南部经冰架/冰川冷而淡的陆架/冰架水带向北方汇入 ACC^[11]。威德尔海环流南部与自东向西的南极陆坡流/沿岸流相接, 将威德尔海及其东侧的冰山带入威德尔海环流, 最终输入更北的南大洋区域, 这条冰山输运路线被称为冰山走廊^[6]。冰山走廊是南大洋周边冰山密集度最高的

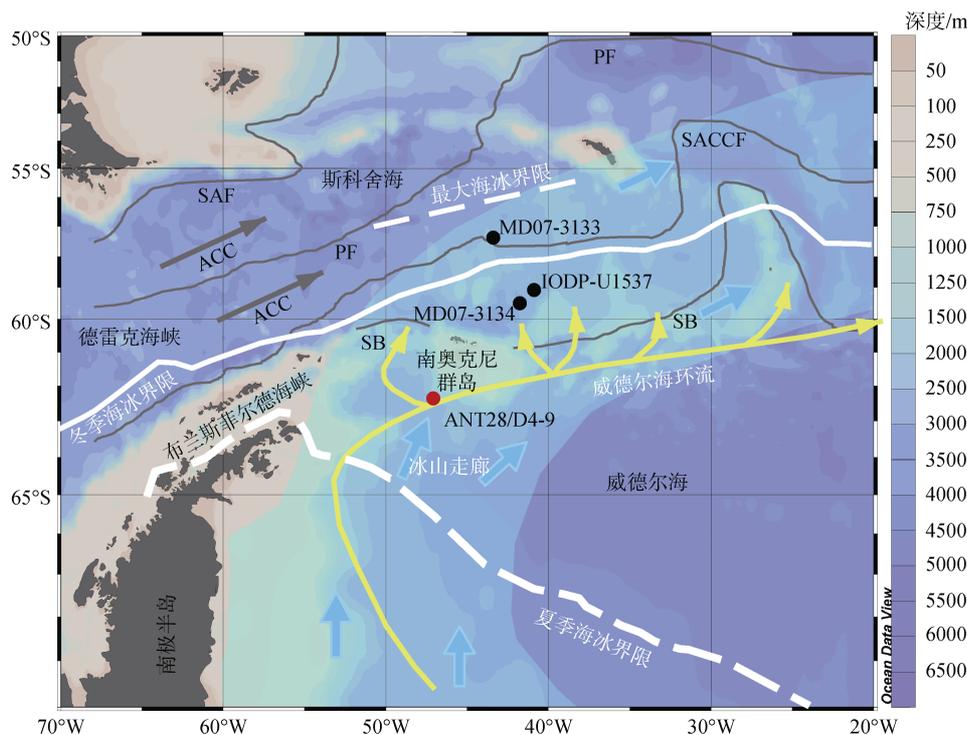


图1 研究区地图及研究站位。图中 MD07-3133/3134 站位引自 Weber 等^[6]; IODP-U1537 站位引自 Lu 等^[13]; 冬季海冰界限(WSI)、夏季海冰界限(SI)、末次盛冰期时最大海冰界限、冰山走廊(IA)和洋流(ACC, 威德尔海环流)及海洋锋面(SAF, PF, SACCF, SB)等信息引自 Weber 等^[14]

Fig. 1. Map of the study area and site of sample. Sites MD07-3133/3134 are from Weber et al.^[6]; site IODP-U1537 is from Lu et al.^[13]; summer sea ice (SSI), winter sea ice (WSI), SSI during last glacial maximum (LGM), iceberg alley (IA), ocean currents (ACC, Weddell Gyre) and frontal systems (SAF, PF, SACCF, SB) are from Weber et al.^[14]

区域^[7]。威德尔海夏季海冰位于 63°S 以南,而冬季海冰最北可达 54°S。但在末次盛冰期,该区的夏季海冰界限位于 54°S—58°S 之间^[6]。研究区的现代生产力较高,以硅藻为主,生产力在春季随海冰消融而勃发,秋冬季随海冰扩张而降低,表现出明显的季节性变化^[12]。

2 材料和方法

2.1 材料

研究样品来自中国第 28 次南极科学考察在威德尔海西北部采集的重力岩心 ANT28/D4-9 (D4-9), 样品站位位于南极半岛东北侧和南奥克尼群岛(South Orkney Islands)西南部之间海域, 采样经纬度为 47°6.519'W, 62°24.493'S, 水深 3401 m(图 1)。该岩心位于威德尔海环流外缘, 威德尔海形成的 AABW 有一部分由此向北汇入 ACC。同时, 该岩心也位于威德尔海冰山走廊上, 所以能够记录威德尔海及其附近海区的冰川/冰架动力学过程。

D4-9 柱样总长度 298 cm, 按照 2 cm 间隔取样, 共获得 149 个样品。样品沉积物以黄灰色-灰黄色(含砂)粉砂质黏土为主, 总体呈灰黄色, 各层颜色略有不同, 层内含灰色条带、斑块。部分层段颗粒较粗, 如 126~129 cm 为砂砾层, 含较多小砾石(>2 mm), 呈次圆状-次棱角状。137 cm、187~234 cm 层有次棱角状砾石。112~115 cm、192~194 cm 有大块砾石的凹坑。各层样品无肉眼可见的明显生物碎屑。

2.2 方法

生物硅(蛋白石)含量测定方法为硅钼蓝比色法^[15], 该方法的误差小于 3%。取 60℃ 以下烘干的样品 0.15 g, 以过氧化氢(H₂O₂)除去有机质后, 用盐酸除去碳酸钙(CaCO₃)。将剩余样品烘干后加入碳酸钠溶液。经水浴、震荡摇匀、离心后取上层清液置于比色管中, 加入 50 mL 的盐酸溶液(0.25 N), pH 值控制在 0.8~1.5 之间, 加入 7 mL 乙醇和 3 mL 钼酸铵溶液(5%)静置 1 h 生成硅钼黄; 加入 20 mL 盐酸溶液(1:1), pH 值控制在 0.8~1.3, 加入 3 mL 抗坏血酸溶液(2%), 加水使溶液体积达到 100 mL(必需精确), 摇匀后静置 4~12 h 产生硅钼蓝。将比色管摇匀, 采用紫外线可见分光光

度计进行比色即可得样品的吸光度。

粒度分析采用激光粒度分析仪测定。采用约 1 g 全样, 以 30%的 H₂O₂ 除去有机质, 以 1 mol·L⁻¹ 盐酸除去碳酸盐, 洗盐后, 加入 0.5 mol·L⁻¹ 的六偏磷酸钠分散 24 h, 倒入样品槽中, 经超声震动、加速离心使样品再次分散后进行测试。测试采用 Mastersizer2000 激光粒度仪, 测量范围为 0.02~2000 μm。每个样品测试 3 次, 分析误差小于 3%。此外, 考虑到蛋白石含量介于 0.82%~2.73%之间, 且根据硅质生物放射虫和海绵骨针的统计数量(未发表数据), 认为硅质生物的含量极低, 故本文的粒度处理过程未进行硅质生物组分的消除。

TOC 测试选取 50~100 mg 样品于陶瓷坩埚中, 记录样品重量。然后将陶瓷坩埚置于瓷盘中, 逐渐往陶瓷坩埚中滴加 5%的稀盐酸, 以去除样品碳酸盐。以蒸馏水洗净盐酸至样品呈中性, 在烘箱中低温(40℃ 以下)烘干样品。干燥后的样品在型号为 CM250 的 TOC 测定仪上测定。样品快速燃烧裂解, 其中 TOC 转化成 CO₂。生成的 CO₂ 被送入 CM5014 型 CO₂ 分析仪, 将检测得到的峰面积与标样对比, 得到样品的 TOC 绝对含量, 再与前处理之前的样品重量对比, 即可计算得到最终的样品 TOC 值。测试误差优于 5%。

AMS¹⁴C 测年采用全岩样品, 选取 4 处样品进行低温干燥后, 寄往美国 Beta 实验室进行测试。

3 地层年龄框架约束

本研究所挑选的 4 个样品的 AMS¹⁴C 测年结果分别为 25.48 ka(41 cm)、26.96 ka(89 cm)、20.73 ka(119 cm)和 25.80 ka(149 cm)。4 个层位年龄相似, 甚至出现部分倒转。总体而言, 这些未校正的年龄位于末次冰期旋回的时期之内。

与大多数南大洋沉积物岩心类似, D4-9 岩心的生物 CaCO₃ 含量极低且记录不连续, 使其无法采用基于有孔虫的氧同位素地层学方法和 AMS¹⁴C 测年方法来建立该岩心的地层-年龄模式^[16]。在南极周边某些海域(如罗斯海陆架), 基于全岩有机质的 AMS¹⁴C 测年也被成功应用于沉积物岩心定年, 不过这需要对当地碳库效应和老碳污染情况有充分了解^[17]。由于 D4-9 岩心站位附近缺乏老碳污染数据, 因此本研究所提供的全岩有机质

AMS¹⁴C 数据无法给出测年地层的精确年龄,这也是本文未对这些 AMS¹⁴C 年龄数据进行年龄校正的主要原因。实际上,由于老碳污染的存在,这些 AMS¹⁴C 年龄仅可看作是测年地层的上限年龄,而测年地层的实际年龄应该小于这些年龄。这些年龄说明岩心 150 cm 以上的沉积物形成时代最老为末次冰期(MIS 3)末期以来。

陈亮等^[10]对 D4-9 岩心进行了古地磁研究,发现在该岩心深度~270 cm 以上主要记录到地磁负极性,而在该界面之下记录到地磁正极性。他们认为该界面的地磁倒转反映了布容/松山磁极倒转事件,从而将该界面年龄定为 0.78 Ma^[10],并基于此年龄控制点建立了 D4-9 岩心初步的地层-年龄框架,进一步计算得到该岩心的平均沉积速率为 0.37 cm·ka⁻¹。但是该沉积速率与研究区相邻其他站位沉积速率不符,也与本研究提供的新的年龄约束证据不一致,所以需要重新评估该岩心的形成时代,具体如下。

在现代, D4-9 岩心位于当地夏季海冰界限以北,冬季海冰界限以南,即季节性海冰区。而在末次盛冰期,该岩心位于夏季海冰界限以南,表明其常年位于海冰覆盖之下^[6]。理论上,这种冰期-间冰期环境变化能够敏感地反映在季节性海冰区沉积物序列的输出生产力记录中,如普里兹湾的 P1-2 岩心、P1-3 岩心^[18-19]、阿蒙森海的 PS25/254 岩心^[20]以及 D4-9 岩心邻近的 MD07-3133/3134 岩心^[14]等均记录到当地冰期-间冰期旋回中生产力随海冰生消而增减。但是整个 D4-9 岩心记录到的海表输出生产力都十分低(见 5.1 节),说明该岩心为冰期沉积。结合有机质测年,认为该岩心沉积形成于末次冰期旋回。由于岩心顶部生产力并未明显提升,因此推断岩心顶部,即全新世和大部分冰消期记录缺失。而在岩心 280~270 cm 处,可分选粉砂平均粒径(SSM)和粒度端元(EM4)记录到极强的底流(见 5.3 节)。相应地,该处黏土组分骤降到 10%以下(见 4.1 节),故而推断此界面可能存在因强水流冲刷形成的沉积间断,即~270 cm 附近的磁性倒转界面为不整合面,无法确认该处年龄为 0.78 Ma。相似的情况也可能发生在岩心上部~25 cm 处。这可以解释古地磁数据和本文提供的有机质 AMS¹⁴C 测年数据之间的矛盾,也刚好与 Liu 等^[21]的研究成果相符合,他们认为 70

万年前研究区附近存在完全不同的洋流系统^[21]。基于以上认识,并参考相邻站位的冰期沉积速率(平均~10 cm·ka⁻¹),本文认为 D4-9 岩心~270 cm 以上的部分形成于末次冰期。但由于缺乏进一步的年龄数据佐证,尚无法精确确定该岩心的深度-年龄模式,因此之后的讨论仅针对 D4-9 岩心 270 cm 以上的部分。

4 结果

4.1 蛋白石、TOC 和粒度特征的深度分布趋势

D4-9 岩心 TOC 含量变化在 0.01%~0.73%之间,平均为 0.17%。除个别异常值外,其随岩心深度变化曲线上主要存在两个高值区域,分别位于 300~280 cm 和 210~150 cm 处,最低值出现在 130~110 cm 处(图 2a)。蛋白石含量变化在 0.82%~2.73%之间,平均为 1.37%。其随深度的变化趋势与 TOC 相似,也存在两个明显的高值区域,其高值区总体上和 TOC 高值区域重叠(图 2b)。

D4-9 岩心沉积物粒度测试结果显示,样品黏土含量约为 10.75%~52.33%,平均 35.30%;粉砂含量约为 34.30%~64.23%,平均 50.49%;砂含量约为 0~45.68%,平均 14.21%。总体而言,沉积物以黏土和粉砂为主,两者之和占沉积物粒度组成的 54.32%~100%(平均 85.79%)(图 2h)。

岩心沉积物中粒径>125 μm 组分的含量约在 0~31.03 %之间,平均为 5.46%。该含量随深度变化的曲线上存在 4 个峰值,分别位于 125 cm、199 cm、233 cm 和 264 cm 处(图 2e)。粒径>63 μm 组分含量(即砂组分)随深度变化趋势(图 2f)和>125 μm 组分含量的趋势极为相似,不过在岩心深度~275 cm 处,粒度>63 μm 组分含量曲线上存在 1 个尖锐的峰,而粒径>125 μm 组分含量在相同深度却不存在峰值。岩心沉积物粒度分选系数变化在 1.50~2.87 之间,平均为 2.30(图 2g)。其随深度变化趋势与粒径>125 μm 组分和>63 μm 组分的趋势相似,也存在 4 个峰,与粒径>125 μm 组分和>63 μm 组分曲线上岩心深度 270 cm 之前的峰值一一对应。值得注意的是,在岩心深度~275 cm 处,分选系数并不存在峰值。

D4-9 岩心沉积物中的可分选粉砂百分含量(SS%)变化范围在 12.43~75.61 之间,平均为

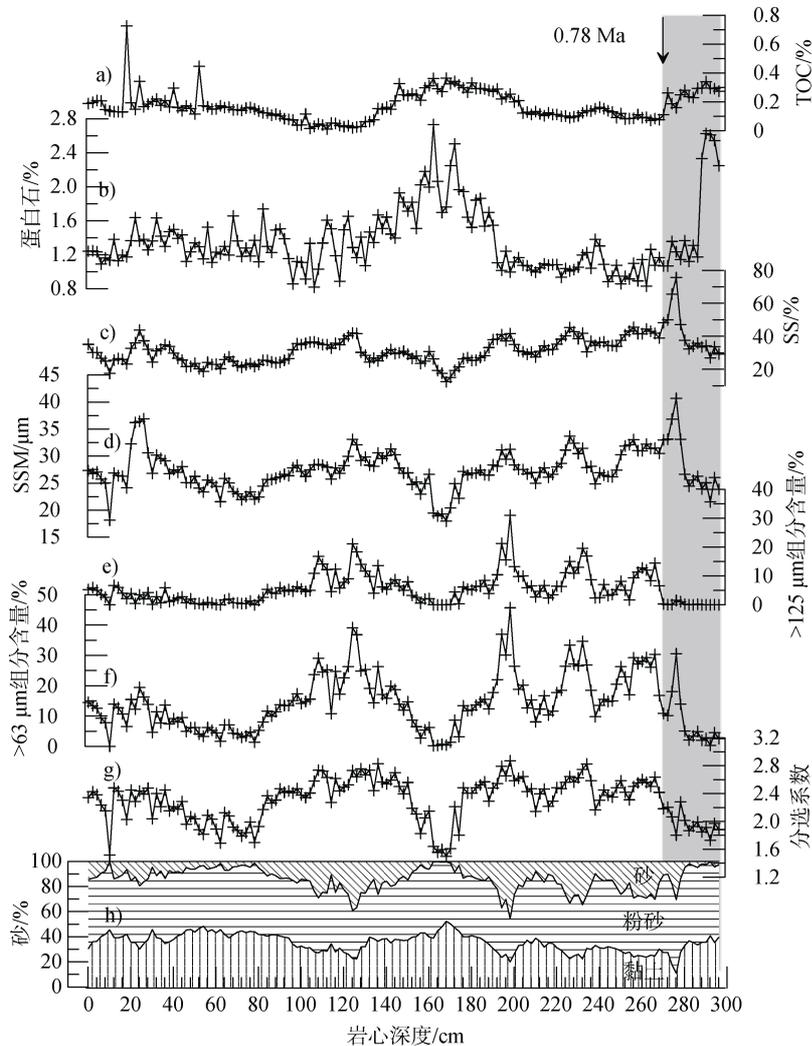


图 2 蛋白石、TOC 和粒度指标随岩心深度分布趋势(灰色阴影表示古地磁松山负极性区间, 上部箭头表示识别出的布容/松山界面的位置^[10])。a)TOC; b)蛋白石; c)可分选粉砂(SS)相对百分含量; d)可分选粉砂平均粒径(SSM); e)>125 μm 组分含量; f)>63 μm 组分含量; g)分选系数; h)砂含量

Fig.2. Down-core distributions of opal, TOC and grain-size parameters (the grey shade indicates the Matsuyama epoch, the arrow in the upper-right indicates the Brunhes/Matsuyama Boundary^[10]). a) TOC; b) opal; c) the relative percent of sortable silt(SS); d) the mean grain-size of the sortable silt(SSM); e) the >125 μm gradients; f) the >63 μm gradients; g) the sorting coefficient; h) sand components

31.70(图 2c)。可分选粉砂平均粒径 SSM 变化在 17.96~40.69 μm 之间, 平均为 27.40 μm (图 2d)。两者随深度变化趋势相似, 且显著正相关 ($R^2=0.68$), 这表明 SSM 可以作为底流强度的代用指标^[22]。此外, SSM 在岩心深度~275 cm 处也存在 1 个峰值。

4.2 粒度端元分析

D4-9 岩心沉积物的粒度分布如图 3a 所示。其中, 最大粒度分布总体上表现出双模态特征,

一个模态位于粒径 2~10 μm 之间, 另一个模态位于 30~100 μm 之间。最小粒度分布则仅包含 2~10 μm 之间的模态。平均粒度分布的形态间于最大和最小分布之间, 也存在两个模态, 但是在粒径 2~10 μm 之间的模态更加明显, 而在 30~100 μm 之间的模态相对低平。

本文采用端元模型(End Member Modeling Analyses, EMMA)计算了 D4-9 岩心沉积物粒度分布的 2—10 端元模型, 发现这些端元模型对数

据的解释能力随着端元数的增加而增加(图 3c)。其中, 2—5 端元模型分别能解释 71%、84%、89% 和 92% 的粒度方差变化(图 3c)。二端元和三端元模型对各粒径方差变化的解释能力相似(图 3b), 即对 2~10 μm 和 20~100 μm 两个粒径区间的方差变化解释较好。但是对粒径 <2 μm 、10~20 μm 和 >100 μm 部分都缺乏解释能力。当引入第 4 个端元后, 四端元模型对于粒径 10~20 μm 部分的

解释能力明显提升(图 3b)。而随着端元数的继续增加, 新端元的引入对数据解释能力不再有明显提升(图 3b)。这意味着继续引入新端元带来的误差将超过其对数据方差的解释。虽然四端元模型在粒径 <1 μm 和 >400 μm 区间解释能力稍弱, 但是考虑到这部分颗粒物质仅占粒度分布的 <2%, 可以忽略, 所以我们选择四端元模型作为 D4-9 岩心粒度分布端元模型的最优解。

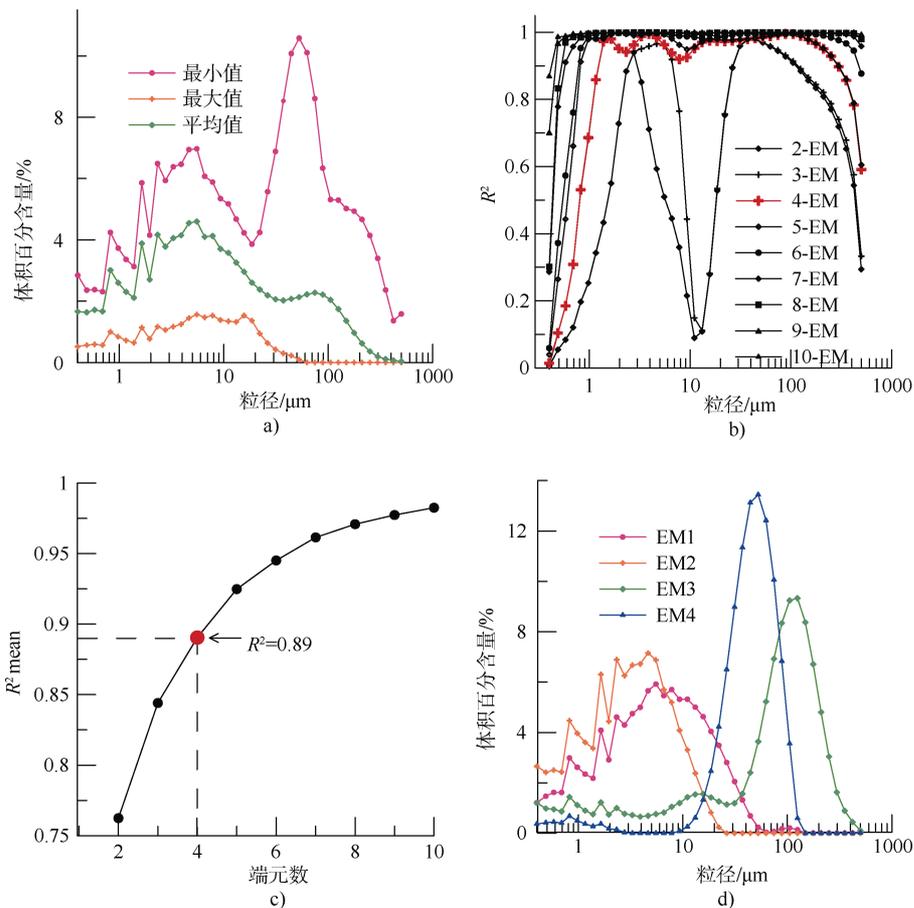


图 3 D4-9 岩心粒度分布数据 EMMA 分析。a) 粒度分布的最大值、平均值和最小值; b) 2—10 端元模型对各粒级的方差解释(R^2); c) 平均方差解释(R^2_{mean})随端元数量变化图, 其中本文所选用的四端元模型用红色表示; d) 四端元模型中 4 个端元的粒度分布

Fig.3. EMMA on the grain-size distribution data of core ANT28/D4-9. a) the max, mean and min distributions of the grain-size data of Core D4-9; b) coefficient of determination (R^2) for each size class of models with 2–10 End Members; c) mean coefficient of determination (R^2_{mean}) of all size classes for each end-member model, the selected 4-end member model is colored red; d) distributions of grain-size End Members 1–4 in the 4-End Member model

4 个端元(EM1、EM2、EM3、EM4)的粒度分布如图 3d 所示, 其主要粒度参数见表 1。总体上 4 个端元皆为单峰分布。其中 EM1 最细, 其粒径主要为黏土和细粉砂, 集中在 2~10 μm 之间, 平均粒径和中值粒径分别为 4.6 μm 和 3.35 μm , 分

选系数为 1.46。

EM2 与 EM1 粒径范围大部分重叠, 但是 EM2 包含更多中粉砂(10~22 μm), 其粒度分布形态相对扁平, 分选相对 EM1 变差, 为 1.68。EM3 为最粗的端元, 其粒径范围主要集中在 63~

表 1 粒度端元分布的主要参数特征

Table 1. Characteristics of major grain-size parameters of the End Members

端元	平均粒径 / μm	中值粒径 / μm	峰值粒径区间 / μm	分选系数 (σ)	峰度 (K)
EM1	4.6	3.35	2~10	1.46	0.94
EM2	10.2	5.99	2~22	1.68	0.92
EM3	104	94.2	63~210	2.35	1.11
EM4	53.6	50.6	26~88	0.80	1.32

210 μm 之间, 但是粒径 < 63 μm 的颗粒所占体积分数依然高达 35%, 该端元的分选系数在 4 个端元中最大, 为 2.35。EM4 的主要粒径范围在 26~88 μm 之间, 粒度集中, 分选最好。

4 个端元随深度的变化趋势如图 4 所示。EM1 含量变化在 20%~86% 之间, 平均为 41%。明显的峰值出现在 289 cm 处 (86%), 其次为 163 cm (83%), 明显的谷值出现在 23 cm (2%)、137 cm (2%)、169 cm (4%)、277 cm (7%) 处 (图 4a)。EM2 含量变化在 0~55% 之间, 平均为 18%。明显的峰值出现在 27 cm (55%)、169 cm (54%) 处, 明显的谷值出现在 103 cm (20%)、121 cm (1%)、199 cm (1%)、

275 cm (0%) 处 (图 4b)。

EM3 含量变化在 0~65% 之间, 平均为 29%。明显的峰值出现在 125 cm (63%)、199 cm (65%) 处, 明显的谷值出现在 27 cm (60%)、163 cm (70%)、275 cm (0%)、289 cm (2%) 处 (图 4c)。

EM4 含量变化在 0~70% 之间, 平均为 12%。明显的峰值出现在 277 cm (70%) 处, 明显的谷值出现在 11 cm (20%)、163 cm (0%)、199 cm (0%)、235 cm (2%)、293 cm (5%) 处 (图 4d)。

5 讨论

5.1 生产力指标

沉积物的生产力记录同时受到海表输出生产力、生产力指标保存效率以及非生物组分稀释效应的三重影响^[18]。要评估海表输出生产力的相对变化, 首先要排除生产力指标保存效率以及稀释效应的干扰。前人研究^[23]表明, 影响蛋白石和有机质保存效率的主控因素不同。具体而言, 蛋白石的保存效率主要受到蛋白石通量的影响, 通量越大保存越好, 相反地, 通量小则不易于保存。而

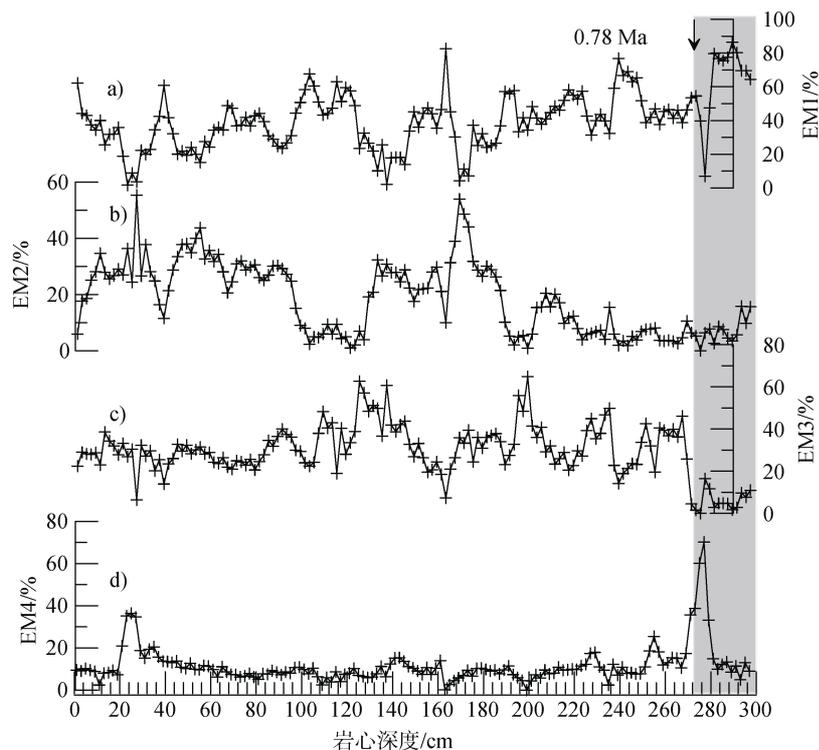


图 4 D4-9 岩心粒度数据端元模拟得到的 4 个端元百分含量随深度分布的变化趋势。a) EM1; b) EM2; c) EM3; d) EM4
Fig. 4. Downcore distributions of the grain-size End Members 1-4 in Core D4-9. a) EM1; b) EM2; c) EM3; d) EM4

有机质的保存效率主要与沉积环境的氧化还原性质有关, 沉积环境越趋于氧化则有机质保存越差^[24]。因此, 如果 D4-9 岩心的蛋白石和 TOC 随深度变化的趋势主要受指标保存效率的影响, 那么他们应该表现出不同的变化趋势。而事实上这两者随深度变化趋势一致(图 2a、2b)且显著正相关(图 5a)。所以可以断定, 岩心记录的蛋白石和 TOC 保存效率没有发生显著变化, 即两者随深度变化趋势不受保存效率变化的影响, 而是联合表征了海表输出生产力 and/或沉积物稀释的相对变化。虽然, 因 TOC 和蛋白石与粒径 >125 μm 组分之间存在显著

负相关关系(图 5b、5c)而无法排除稀释效应对生产力指标变化趋势的影响, 但是 D4-9 岩心中蛋白石的含量都十分低, 与研究区其他站位(受到相同稀释效应)的生产力记录相比, D4-9 岩心中蛋白石平均含量不足 1.5%, 远低于邻近其他站位在间冰期的蛋白石含量, 而与其他站位冰期的蛋白石含量相似^[14]。此外, 前人研究^[14]显示研究区附近大多数岩心沉积物在间冰期的蛋白石沉积速率远高于冰期的蛋白石沉积速率。所以, 本文推断整个 D4-9 岩心沉积记录形成于冰期, 常年受海冰覆盖导致岩心沉积物记录到极低的生产力。

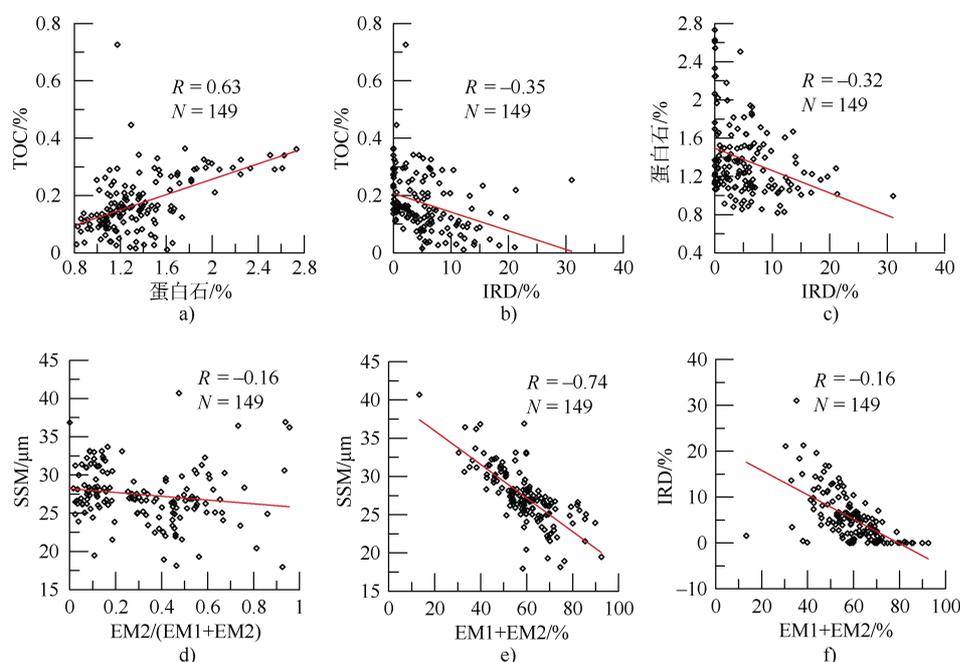


图 5 D4-9 岩心沉积物中各指标之间的线性相关性(N 表示样品数, 红色直线代表线性回归直线)。a) 蛋白石与 TOC; b) IRD 与 TOC; c) IRD 与蛋白石; d) $\text{EM2}/(\text{EM1}+\text{EM2})$ 与 SSM; e) $\text{EM1}+\text{EM2}$ 与 SSM; f) $\text{EM1}+\text{EM2}$ 与 IRD

Fig.5. Linear correlation between some proxy pairs from Core D4-9 (N represents the number of samples, the red straight lines are the linear regression lines). a) opal and TOC; b) IRD and TOC; c) IRD and opal; d) $\text{EM2}/(\text{EM1}+\text{EM2})$ and SSM; e) $\text{EM1}+\text{EM2}$ and SSM; f) $\text{EM1}+\text{EM2}$ and IRD

5.2 IRD 指标分析

在极地周边海洋中, 沉积物中的粗组分往往被解释为 IRD 沉积。不同学者所使用的粗组分粒径阈值不同, 包括 >63 μm 、>125 μm 、>250 μm 和 <2 mm 等^[25-26]。尽管极地海洋中的粗组分与 IRD 有密切联系, 但是在底流水动力强的海域, 底流冲刷也可能形成粗颗粒物质的相对富集^[27]。两种粗组分所代表的古环境意义完全不同, 需要明确区分。Passchier^[26]认为, IRD 最大的特征是分选差,

而底流冲刷形成的粗组分经过扬选, 细颗粒物丢失, 分选好, 所以可以使用分选系数来对两种粗组分进行区分。具体而言, 当粗组分的峰值对应分选系数的峰值, 即分选相对差时, 表明该粗组分峰值更可能代表 IRD 事件, 而当粗组分峰值对应分选系数低值, 即分选相对好时, 该粗组分峰值则更可能是底流冲刷产物^[26]。

本研究中对比了激光粒度仪测试所得粒径 >63 μm 组分和 >125 μm 组分随深度的变化趋势

(图 2f、2e)。在 D4-9 岩心中, 粒径 $>63\ \mu\text{m}$ 组分和 $>125\ \mu\text{m}$ 组分随深度变化曲线在岩心深度 270~80 cm 之间的 4 个峰值所对应的分选系数都明显变大, 即分选变差, 故推断这 4 个峰值代表了 4 次 IRD 事件。而在粒径 $>63\ \mu\text{m}$ 组分随深度变化曲线上, 岩心深度 280 cm 和 30 cm 处的两个峰值

对应分选系数较小, 即分选相对好, 推断其是底流冲刷所致。所以本文最终选择粒径 $>125\ \mu\text{m}$ 组分为 IRD 沉积的更优指标, 该指标反映 D4-9 岩心记录了 4 次明显的 IRD 事件, 分别记作 IRD1、IRD2、IRD3、IRD4(图 6), 而 $>63\ \mu\text{m}$ 组分反映了 IRD 沉积和底流改造的叠加影响。

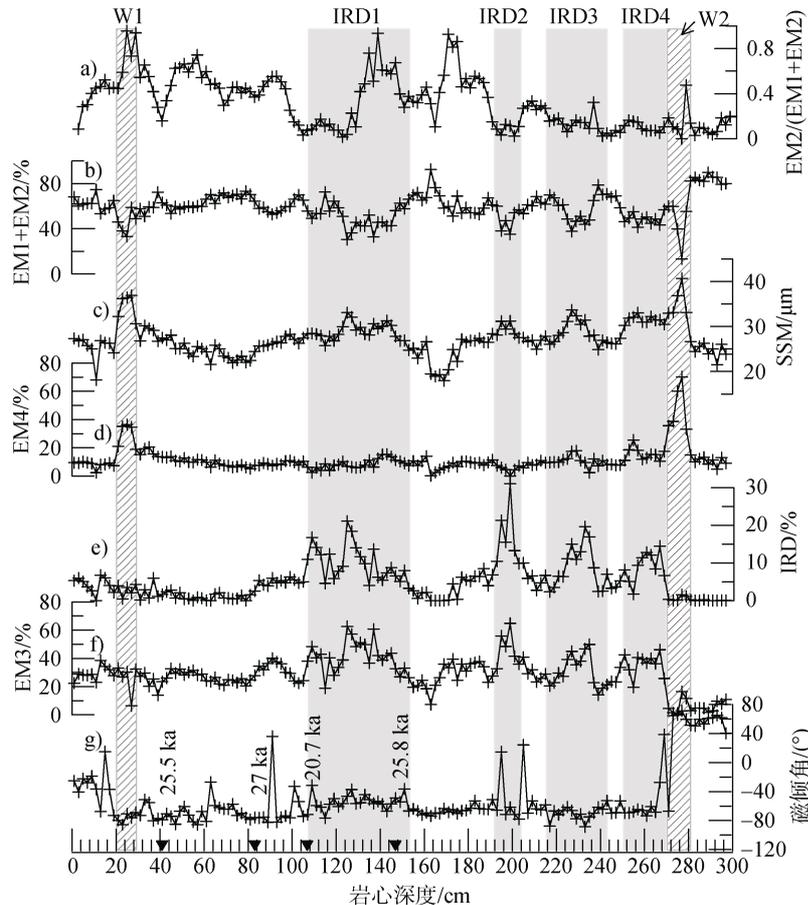


图 6 D4-9 岩心沉积物中各指标的随深度变化趋势(灰色阴影区代表识别出的 4 次 IRD 事件, 记作 IRD1、IRD2、IRD3、IRD4, 网状阴影区代表底流冲刷事件, 记作 W1、W2; 底部黑色下三角形及其对应的数值代表全岩有机质 AMS¹⁴C 年龄。a)EM2/(EM1+EM2); b)EM1+EM2 端元百分含量; c)SSM; d)EM4 端元百分含量; e)IRD 百分含量; f)EM3 端元百分含量; g)磁倾角

Fig.6. Down-core distribution of the proxies of Core D4-9(the gray shades indicate the identified four-IRD events noted as IRD1, IRD2, IRD3 and IRD4; the reticular shades indicate the 2 identified layers with strong bottom current washing noted as W1 and W2; the black triangles with numbers above in the lower panel represent AMS¹⁴C ages of the bulk sediments). a) EM2/(EM1+EM2); b) EM1+EM2 contents; c) SSM; d) EM4 contents; e) IRD contents; f) EM3 contents; g) magnetic inclination

5.3 粒度端元的物理意义

前人研究^[28-29]表明, 海洋沉积物的粒度端元可以解释为沉积物来源或者搬运动力。在本研究区, SSM 显示底流强盛(图 2d), 是沉积物搬运的潜在主要动力之一。D4-9 岩心位于威德尔海

冰山走廊之上, IRD 记录(图 2e)显示, 冰山搬运的碎屑物质也是岩心沉积物的主要来源之一。此外, 研究区靠近南美洲南端, 数值模拟表明, 岩心位于南美洲 Patagonia 风尘源区的影响范围之内, 风尘物质也是该研究区沉积物直接或间接

的重要来源^[30]。虽然研究区海冰发育,但是由于陆架水深较深(>500 m),海冰形成于海表,很少夹带陆架沉积物,所以可以忽略海冰对深海沉积的贡献^[5,28]。综上,洋流搬运物质、冰山搬运物质和风尘物质是 D4-9 岩心沉积物潜在的主要来源。

EM1和EM2分别表示较弱和较强底流搬运物质,EM2/(EM1+EM2)可用来表示底流的相对强弱变化,即该比值越大底流越强。但是,在D4-9中EM1和EM2分选都较差,且较粗的端元EM2分选系数差于较细的端元EM1(表1),这意味着EM2不太可能是较强底流搬运的产物(否则其分选应该至少好于EM1)。实际上,EM2/(EM1+EM2)比值随深度变化趋势(图6a)与反映底流强弱的指标SSM随深度变化趋势(图6c)并不一致,两者之间相关性弱(图5d),这更加说明EM2和EM1含量的相对变化与底流强度无关。然而,我们发现EM1+EM2随深度变化趋势(图6b)与SSM和IRD指标(图6c、6e)随深度变化趋势相反,且与这两者都存在显著负相关性(图5e、5f),这说明EM1+EM2是在相对弱的底流水动力条件下沉积,且可能同时受到IRD沉积的稀释。因此,本文认为EM2和EM1更可能反映的是沉积物来源的不同。其中,EM1的粒度分布特征与南大洋其他海区背景沉积的粒度分布特征相似^[28-29],可能代表了南极大陆来源的细颗粒悬浮物质;而EM2的粒度分布特征与南大洋ODP 1090站位记录的Patagonia风尘物质的粒度分布吻合^[31],可能代表了直接或者间接来自Patagonia的风尘物质。由此本文认为EM2/(EM1+EM2)实际反映了风尘相对于研究区背景沉积的相对比例,该推论有待将来工作的进一步验证。

EM3随深度分布趋势(图6f)与该岩心IRD含量随岩心分布趋势(图6e)一致。该端元拥有最粗的平均粒径和最差的分选,其粒度分布和南极罗斯海JB06岩心粒度端元模拟得到的IRD端元十分相似,说明EM3代表了IRD输入^[29]。值得注意的是,EM3与普里兹湾的P1-2岩心的IRD粒度端元的分布特征有所区别,P1-2岩心IRD粒度端元具有更平坦的分布特征^[28]。本文认为,由于研究区洋流强盛,洋流的分选作用从冰山消融时IRD被释放到水柱中便开始,细颗粒物被大量带走,

留下相对较粗颗粒作为IRD沉积下来,从而造成EM3粗颗粒物更富集的粒度分布特征。由于罗斯海JB06岩心粒度特征记录的当地水动力也较强盛,该岩心IRD端元可能也受到了强水动力的分选影响,所以EM3与JB06记录到的IRD端元的粒径分布形式相似。而普里兹湾P1-2岩心所记录的底流相对较弱,所以IRD在水柱沉降过程中并未遭受显著分选而移除细颗粒物,导致其相对平坦的粒度分布特征。不过也存在另一种解释,即IRD的粒度分布特征可能反映了IRD源区沉积物的粒度分布特征,也就是说IRD源区沉积物本身具有分选好的特征,如海滩砂,那么来自这些源区的IRD也会继承分选好的特征,而源区沉积物分选差的特性也可以被继承下来^[32]。

EM4是最值得注意的端元,其平均粒径大于EM1和EM2而小于EM3(表1),该端元随深度分布在275 cm和25 cm附近的两个峰值分别对应着SSM上的第1和第2高数值(图6c、6d),加之该端元分选是所有端元中最好的,所以将该端元解释为强底流水动力条件下沉积,该端元比例越高代表底流越强。

5.4 IRD事件的成因

冰山崩塌事件可以发生在不同的气候背景下,代表不同的冰川动力学行为,比如北大西洋的Heinrich事件发生在末次冰期内的冰阶,代表北极冰川在千年时间尺度上的扩张^[33]。在南极普里兹湾外,冰期-间冰期时间尺度上,IRD事件主要发生在间冰期向冰期过渡时期,同样代表当地冰川向北扩张^[34]。而在南极威尔克斯地外附近,晚第四纪冰山崩塌主要发生在冰消期,代表冰川消融,冰盖后退^[35]。威德尔海的情况和威尔克斯地外的情况类似,大量岩心记录表明,该海区IRD事件也主要发生在暖期或者冰消期^[36],其中,位于冰山走廊上的MD3033/3034站位的高分辨率记录进一步揭示了末次冰消期的IRD沉积以千年级事件形式发生,说明这些IRD事件也反映了气候转暖,冰盖收缩,冰川后退所导致的冰山崩塌^[6]。其中部分IRD事件在时间上与融冰水事件MWP-A相关,暗示南极冰盖消融对冰消期全球海平面快速上升的显著贡献。而在MIS 3内,这两个岩心也记录到众多IRD脉冲事件,指示在末次冰期威德尔海冰山走廊沿途,冰川在千年时间

尺度上也发生过显著的冰山崩塌事件,它们大多与生产力的相对高值相对应^[14]。由于在极锋以南生产力升高发生在南极相对变暖时期^[37],所以本文认为,虽然缺乏精确的定年,但是 D4-9 岩心所记录的 IRD 事件可能也反映了末次冰期内(多)千年时间尺度上南极增温事件所引起的冰川小规模后退。该推论与 Weber 等^[6]的数值模拟研究一致,他们发现末次冰期内,南极增温事件伴随着南极冰盖规模的同步减小^[38]。

5.5 IRD 和 SSM 指标的耦合性

本文发现, D4-9 岩心记录的 IRD 事件和 SSM 记录的底流增强事件同时发生,这表明两者之间可能存在密切联系,从而揭示了不同作用之间的复杂联系。对此,分析如下:前人对南极冰芯的相关研究揭示了南极气温在末次冰期发生过反复的千年时间尺度上的起伏^[39]。这种气温的变化特征与北极格陵兰冰芯记录的气温变化相位相反,呈“跷跷板”模式^[40],但是与大气 CO₂ 浓度消长相位一致,即南极温度升高同时伴随着大气 CO₂ 浓度升高,同理,温度降低也伴随大气 CO₂ 浓度降低^[41]。大量研究^[42]表明,南大洋深部是冰期时大气 CO₂ 重要的储库,当南半球西风带南北向迁移或强度变化时,大气和南大洋之间 CO₂ 交换状态会发生变化,从而影响大气 CO₂ 浓度。具体而言,南极温度降低时,南半球西风带将北移或减弱,南大洋上层海水层状结构趋于稳定,有利于 CO₂ 被隔绝在南大洋深部;相反,南极温度升高时,南半球西风带将南移或强度增加,这将导致南大洋风驱上升流增强。

南大洋上升流增强对气候和环境的影响至少包括以下 4 个方面:(1)上升流增强使得海水的层状结构遭到破坏,海水跨密度混合增强,从而使被扣留在南大洋深部的 CO₂ 向大气释放,增加大气 CO₂ 的浓度^[42];(2)增强的上升流将南大洋深部的营养盐带到上层海洋,使得南大洋南极区(Antarctic Zone)生产力增加^[42];(3)增强的上升流将南大洋深部的热量带到上层海洋,使得冰川发生消融,诱发显著的冰山排泄事件^[43];(4)增强的上升流将南大洋深部高盐海水带到冰架之下,与冰架下的水团混合,增加冰架水的盐度和密度,从而有利于南极底层水的形成^[44]。

最近, Lu 等^[13]研究了斯科舍海 IODP U1537 站位的高分辨率生产力记录,发现末次冰期内千年级时间尺度上的南极增温事件总是伴随着输出生产力的升高,从而证明在南大洋太平洋扇区,这些千年级增温事件引发了南大洋上升流强度的提升。而 Huang 等^[4]研究则发现在过去的两个冰期旋回里,威德尔海底层水形成速率随着气候转冷而降低,在冰盛期甚至发生停滞,而随着气候转暖,威德尔海底层水形成速率又迅速增加^[4]。本文认为, D4-9 岩心中 IRD 和 SSM 将以上冰川和海洋过程有机联系起来,具体而言,末次冰期的南极增温事件导致南大洋太平洋扇区西风带短暂南移,南大洋上升流增强,带来更多的热量,进而导致冰川/冰架后退,冰山崩塌加剧。同时,增强的上升流也将更多的高盐绕极深层水(CDW)带入陆架,促使该海区 AABW 的形成通量增加。

综上, D4-9 岩心 IRD 和 SSM 记录的同相位关系实际揭示了在末次冰期内千年时间尺度上,南极地区区域气候变化驱动下的威德尔海附近冰架-海洋过程的耦合模式。建议将来工作应进一步聚焦于岩心沉积物序列精确年代框架的建立和 IRD 来源的判别,以期获得关于研究区冰川演化更具体的时间和空间信息。

6 结论

本研究选取取自南极威德尔海西北部的 D4-9 岩心沉积物,通过测定其蛋白石、TOC 含量,非生物组分的激光粒度分布数据以及全岩有机质的 AMS¹⁴C 测年数据,得到以下主要结论。

1. D4-9 岩心蛋白石和 TOC 含量随深度变化趋势一致,与 IRD 含量呈负相关,反映了海表输出生产力和 IRD 稀释的共同影响。两者共同记录到极低的输出生产力,结合 AMS¹⁴C 测年数据和粒度数据提供的底流冲刷证据,为岩心形成时代提供了新的约束。这些证据表明岩心沉积物为末次冰期产物。

2. D4-9 岩心粒度数据可用四端元 EMMA 模型解释。所获得的 4 个端元分别代表海洋背景沉积、风尘、冰山搬运物质和极强底流冲刷富集的粗组分。其中海洋背景沉积和风尘沉积为相对弱的底流水动力条件下沉积。

3. D4-9 岩心记录到 4 次 IRD 事件和同时发生的 4 次底流增强事件。这些事件反映了南大洋太平洋扇区在末次冰期内千年级时间尺度上南极增温事件诱发的冰架-海洋耦合性变化。

致谢 感谢中国第 28 次南极科学考察队各位工作人员的辛勤劳动和细致的采样工作, 感谢为本文样品进行测试工作的各位老师和同学。样品由中国极地研究中心极地样品标本馆提供。

参考文献

- 1 JOUGHIN I, BAMBER J L, SCAMBOS T, et al. Integrating satellite observations with modelling: Basal shear stress of the Filcher-Ronne ice streams, Antarctica[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2006, 364(1844): 1795-1814.
- 2 HILLENBRAND C D, BENTLEY M J, STOLLDORF T D, et al. Reconstruction of changes in the Weddell Sea sector of the Antarctic ice sheet since the last glacial maximum[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 100: 111-136.
- 3 MEREDITH M P. Replenishing the abyss[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(3): 166-167.
- 4 HUANG H, GUTJAHR M, EISENHAUER A, et al. No detectable Weddell Sea Antarctic bottom water export during the last and penultimate glacial maximum[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 424.
- 5 PUDSEY C J. Late Quaternary changes in Antarctic bottom water velocity inferred from sediment grain size in the northern Weddell Sea[J]. *Marine Geology*, 1992, 107(1/2): 9-33.
- 6 WEBER M E, CLARK P U, KUHN G, et al. Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation[J]. *Nature*, 2014, 510(7503): 134-138.
- 7 STUART K, LONG D G. Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2011, 58(11/12): 1285-1300.
- 8 EDWARDS T L, BRANDON M A, DURAND G, et al. Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability[J]. *Nature*, 2019, 566(7742): 58-64.
- 9 ORSI A H, WHITWORTH T, NOWLIN W D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic circumpolar current[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1995, 42(5): 641-673.
- 10 陈亮, 张玉芬, 张志强, 等. 南极半岛鲍威尔海盆 D4-9 柱样古地磁及磁组构特征[J]. *极地研究*, 2014, 26(1): 111-119.
- 11 NICHOLLS K W, PUDSEY C J, MORRIS P. Summertime water masses off the northern Larsen C ice shelf, Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(9).
- 12 FLYNN R F, BORNMAN T G, BURGER J M, et al. Summertime productivity and carbon export potential in the Weddell Sea, with a focus on the waters adjacent to Larsen C ice shelf[J]. *Biogeosciences*, 2021, 18(22): 6031-6059.
- 13 LU L J, ZHENG X F, CHEN Z, et al. One-to-one coupling between Southern Ocean productivity and Antarctica climate[J]. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(13).
- 14 WEBER M E, KUHN G, SPRENK D, et al. Dust transport from Patagonia to Antarctica-A new stratigraphic approach from the Scotia Sea and its implications for the last glacial cycle[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2012, 36: 177-188.
- 15 MORTLOCK R A, FROELICH P N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments[J]. *Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers*, 1989, 36(9): 1415-1426.
- 16 XIAO W, FREDERICHS T, GERSONDE R, et al. Constraining the dating of late Quaternary marine sediment records from the Scotia Sea (Southern Ocean)[J]. *Quaternary Geochronology*, 2016, 31: 97-118.
- 17 PROTHRO L O, MAJEWSKI W, YOKOYAMA Y, et al. Timing and pathways of East Antarctic ice sheet retreat[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 230: 106166.
- 18 WU L, WANG R, XIAO W, et al. Productivity-climate coupling recorded in Pleistocene sediments off Prydz Bay (East Antarctica)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 485: 260-270.
- 19 TANG Z, SHI X, ZHANG G X, et al. Deglacial biogenic opal peaks revealing enhanced Southern Ocean upwelling during the last 513 ka[J]. *Quaternary International*, 2016, 425: 445-452.
- 20 HILLENBRAND C D, KUHN G, FREDERICHS T. Record of a Mid-Pleistocene depositional anomaly in West Antarctic continental margin sediments: An indicator for ice-sheet collapse?[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(13/14): 1147-1159.
- 21 LIU S, HERNÁNDEZ-MOLINA F J, YANG C P, et al. Oceanographic consequences of the Bransfield Strait (Antarctica) opening[J].

- Geology, 2022, 50(12): 1403-1408.
- 22 MCCAIVE I N. Chapter 8 Size sorting during transport and deposition of fine sediments: Sortable silt and flow speed Contourites[M]//Developments in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 2008, 60: 121-142.
- 23 SAYLES F, MARTIN W, CHASE Z, et al. Benthic remineralization and burial of biogenic SiO₂, CaCO₃, organic carbon, and detrital material in the Southern Ocean along a transect at 170° west[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2001,48(19/20): 4323-4383.
- 24 WU L, WANG R J, KRIJGSMAN W, et al. Deciphering color reflectance data of a 520-kyr sediment core from the Southern Ocean: Method application and paleoenvironmental implications[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2019, 20(6): 2808-2826.
- 25 WU L, WILSON D J, WANG R J, et al. Evaluating Zr/Rb ratio from XRF scanning as an indicator of grain-size variations of glaciomarine sediments in the Southern Ocean[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2020, 21(11): e2020GC009350.
- 26 PASSCHIER S. Linkages between East Antarctic Ice Sheet extent and Southern Ocean temperatures based on a Pliocene high-resolution record of ice-rafted debris off Prydz Bay, East Antarctica[J]. Paleoceanography, 2011, 26(4): 2010PA002061.
- 27 PATTERSON M O, MCKAY R, NAISH T, et al. Orbital forcing of the East Antarctic ice sheet during the Pliocene and Early Pleistocene[J]. Nature Geoscience, 2014, 7(11): 841-847.
- 28 WU L, WANG R J, XIAO W S, et al. Late Quaternary deep stratification-climate coupling in the Southern Ocean: Implications for changes in abyssal carbon storage[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2018, 19(2): 379-395.
- 29 黄梦雪, 王汝建, 肖文申, 等. 罗斯海西北陆架(JOIDES 海槽)末次冰期以来冰架消融过程及水动力变化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2016, 36(5): 97-108.
- 30 LI F Y, GINOUX P, RAMASWAMY V. Distribution, transport, and deposition of mineral dust in the Southern Ocean and Antarctica: Contribution of major sources[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113(D10): D10207.
- 31 van der DOES M, WENGLER M, LAMY F, et al. Opposite dust grain-size patterns in the Pacific and Atlantic sectors of the Southern Ocean during the last 260,000 years[J]. Quaternary Science Reviews, 2021, 263: 106978.
- 32 PRINS M A, BOUWER L M, BEETS C J, et al. Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: Inferences from unmixing of sediment size distributions[J]. Geology, 2002, 30(6): 555-558.
- 33 HULBE C L, MACAYEAL D R, DENTON G H, et al. Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs[J]. Paleoceanography, 2004, 19(1): PA1004.
- 34 WU L, WILSON D J, WANG R, et al. Late Quaternary dynamics of the Lambert Glacier-Amery ice shelf system, east Antarctica[J]. Quaternary Science Reviews, 2021, 252: 106738.
- 35 WILSON D J, BERTRAM R A, NEEDHAM E F, et al. Ice loss from the East Antarctic Ice Sheet during late Pleistocene interglacials[J]. Nature, 2018, 561(7723): 383-386.
- 36 COFAIGH C O, DOWDESWELL J A, PUDSEY C J. Late Quaternary iceberg rafting along the Antarctic peninsula continental rise and in the Weddell and Scotia Seas[J]. Quaternary Research, 2001, 56(3): 308-321.
- 37 JACCARD S L, HAYES C T, MARTÍNEZ-GARCÍA A, et al. Two modes of change in Southern Ocean productivity over the past million years[J]. Science, 2013, 339(6126): 1419-1423.
- 38 PATTYN F, FAVIER L, SUN S N, et al. Progress in numerical modeling of Antarctic ice-sheet dynamics[J]. Current Climate Change Reports, 2017, 3(3): 174-184.
- 39 DELMONTE B, PETIT J, MAGGI V. Glacial to Holocene implications of the new 27000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core[J]. Climate Dynamics, 2002, 18(8): 647-660.
- 40 BROECKER W S. Paleoocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw?[J]. Paleoceanography, 1998, 13(2): 119-121.
- 41 PARRENIN F, BARNOLA J M, BEER J, et al. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core[J]. Climate of the Past, 2007, 3(3): 485-497.
- 42 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.
- 43 HILLENBRAND C D, SMITH J A, HODELL D A, et al. West Antarctic ice sheet retreat driven by Holocene warm water incursions[J]. Nature, 2017, 547(7661): 43-48.
- 44 WILLIAMS G D, BINDOFF N L, MARSLAND S J, et al. Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica[J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113(C4): C04039.

Coupling between iceberg rafted debris events and bottom current activities in the northwestern Weddell Sea during the last glacial period

Yan Bin^{1,3}, Xie Jingqian^{1,3}, Wu Li^{2,5}, Huang Bo⁴

(¹South China Sea Marine Survey Center, MNR, Guangzhou 510300, China;

²Laboratory for Coastal Ocean Variation and Disaster Prediction, College of Ocean and Meteorology, Guangdong Ocean University, Zhanjiang, 524000, China;

³Key Laboratory of Marine Environmental Survey Technology and Application, Ministry of Natural Resources, Guangzhou 510300, China;

⁴Marine Science Research Institute of Shandong Province (National Oceanographic Center, Qingdao), Qingdao 266000, China;

⁵State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract

During the late Quaternary, climate changes drove the advance and retreat of ice shelves in and around the Antarctic. Icebergs carried iceberg rafted debris (IRD) by calving, floating, and melting into the ocean. The large amount of melt water altered the structure of ocean water profiles and activities, which also affected the deposition of IRD. The association between IRD events and bottom current activities is not yet fully understood. Here, we present a sediment record retrieved from the northwestern Weddell Sea. Obvious peaks of four-IRD events were observed parallel with four bottom water enhancement events, based on a precise comparison of grain size data and End Member Model Analysis. These synchronous events revealed a coupling mechanism between the ocean and glacial systems. Two strong washing events supported the existence of two discontinuities of sedimentation, which explained the age difference between the paleomagnetism reverse and the AMS¹⁴C data. As the very low export productivity was similar to that at a glacial level, we deduced that most of this core was deposited in the last glacial period. The millennial temperature increases in the Antarctic triggered ice shelf retreats and led to obvious IRD events and bottom current activities.

Keywords grain size, ice rafted debris, productivity, sediment, Weddell Sea