

宋乐慧, 韩喜彬, 李家彪, 等. 罗斯海西部末次冰盛期以来沉积环境重建: 有机碳与生物标志化合物分析[J]. 海洋学报, 2019, 41(9): 52–64, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.09.005

Song Lehui, Han Xibin, Li Jiabiao, et al. Western Ross Sea sedimentary environment reconstruction since the Last Glacial Maximum based on organic carbon and biomarker analyses[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(9): 52–64, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.09.005

## 罗斯海西部末次冰盛期以来沉积环境重建： 有机碳与生物标志化合物分析

宋乐慧<sup>1</sup>, 韩喜彬<sup>2,3\*</sup>, 李家彪<sup>2,3</sup>, 高抒<sup>1</sup>, 刘庚<sup>2,3</sup>, 龙盼盼<sup>2,3</sup>

(1. 南京大学 海岸与海岛开发教育部重点实验室, 江苏 南京 210023; 2. 国家海洋局海底科学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 3. 自然资源部第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

**摘要:** 本研究采自位于南极罗斯海西部的 ANT32-RB16C 柱状沉积物, 根据粒度、有机碳和生物标志化合物数据探讨末次冰盛期 (24.8 ~ 20 ka BP) 以来该地区有机质来源及沉积环境特征。该柱状样记录了冰架下沉积、冰架前沉积、开阔海域沉积的沉积环境。指示有机质来源的生物标志化合物指标表明该柱状样中所含有机质主要为浮游植物、细菌等海源输入, 同时伴有少量陆源物质混合输入。末次冰盛期, 由于冰架的影响有机质含量较低, 环流影响使得有机质受低等浮游藻类生物等海源影响较大。末次冰消期 (20 ~ 11.7 ka BP), 罗斯冰架消退, 冰川溶解释放的有机质在此沉积, 使得陆源有机质输入增多, 有机质含量升高。进入全新世, 有机质含量较末次冰盛期和末次冰消期明显升高, 海源输入比例增大, 同时细菌等原核生物增多, 导致短链正构烷烃降解程度较大。研究区的氧化还原环境主要受冰架与海冰限制作用的影响, 与有机质含量和高氧的南极底层水关系不大。总体来说, 从末次冰盛期到末次冰消期, 研究区沉积环境受罗斯冰架进退影响, 全新世以来受气候变化影响。

**关键词:** 有机质; 生物标志化合物; 沉积环境; 末次冰盛期; 罗斯海

中图分类号: P736.4

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2019)09-0052-13

### 1 引言

罗斯海是南大洋第二大边缘海, 区域内罗斯冰架是世界上最大的冰架, 其进退过程影响着南极底层水的形成<sup>[1-2]</sup>, 进而对南极地区乃至全球气候产生影响。末次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM) 以来, 罗斯冰架随着末次冰消期、全新世大暖期等一系列气候事件发生了不同程度的进退, 在此过程中, 大约 25% 的南极冰盖 (包括来自西南极和东南极冰盖) 排入罗斯海<sup>[3]</sup>, 使该区域成为监测过去冰盖活动的重要

焦点<sup>[4-5]</sup>。从沉积记录中可以提取沉积环境信息, 从而推断罗斯冰架的进退过程, Licht 等<sup>[6]</sup> 根据沉积物中不同沉积岩相代表的沉积环境发现 LGM 期间冰架接地线在罗斯海西部并未超过 74°S; Salvi 等<sup>[7]</sup> 利用黏土矿物研究 Pennell 海槽在末次冰期和冰后期沉积环境和过程的差异, 认为 LGM 期间罗斯冰架只在海槽侧翼接地; 黄梦雪等<sup>[8]</sup> 对罗斯海西部岩芯进行粒度及其端元模拟分析重建了末次冰期以来罗斯冰架的消退过程, 表明 LGM 期间罗斯冰架在 ANT31-JB06 岩芯 (74°28'22"S, 173°54'24"E) 位置没有触底, 且在

收稿日期: 2018-11-12; 修订日期: 2019-03-30。

**基金项目:** “全球变化与海气相互作用”专项 (GASI-GEOGE-03, GASI-04-01-02); 国家自然科学基金 (41476047, 41476069); 极地考察业务化与科研; 国家南极观测监测网运维与管理; 极地考察业务化与科研; 南北极环境综合考察评估与管理。

**作者简介:** 宋乐慧 (1994—), 女, 山东省枣庄市人, 主要从事海洋沉积环境研究。E-mail: songlshong@163.com

\* **通信作者:** 韩喜彬, 男, 博士, 副研究员, 主要从事海洋地质研究工作。E-mail: hanxibin@sio.org.cn

21 ka BP 开始后退。罗斯冰架受不同地区沉积环境影响表现出复杂的进退变化, 需要更多的沉积记录来完整地重建罗斯冰架演变过程。沉积物中的有机质作为沉积记录的重要载体之一, 指示沉积物来源, 反映环流特征和沉积环境<sup>[9-10]</sup>。探讨 LGM 以来罗斯海地区沉积物中有机质的来源, 分析该地区的沉积环境变化, 可为揭示罗斯冰架进退过程提供重要参考, 对南大洋气候和演变历史研究具有重要意义。

生物标志化合物也叫分子化石, 是岩石和沉积物等地质体中来源于生物有机体的有机化合物, 在有机质演化过程中, 这些分子经历了成岩、成土等地质作用形成基本保存原始生物组分的稳定结构, 记录了原始生物母质及其环境的相关信息<sup>[11]</sup>。由于生物标志化合物与其母源有一定的结构联系和相关性, 从而可以用于指示环境和物质来源<sup>[12-13]</sup>。目前, 对于南极地区生物标志化合物的研究日益广泛, 如 Matsumoto 等<sup>[14]</sup>通过研究麦克默多干谷地区土壤样品中的烃类, 发现长链正构烷烃主要来源于苔藓和维管植物残体; 汪建君等<sup>[15]</sup>利用粪便甾醇和脂肪醇研究南极阿德雷岛 2 400 年以来企鹅数量和不同植被丰度的变化, 恢复南极生态发展历史; 于培松等<sup>[16]</sup>利用甲藻甾醇、菜籽甾醇和长链烯酮作为重建浮游植物(甲藻、硅藻和颗石藻)的指标, 对普里兹湾浮游植物群落结构的变化进行研究; Wisniewski 等<sup>[17]</sup>将乔治王岛地区

沉积物中正链烷醇和甾醇用于指示有机质来源。然而目前尚缺乏借助生物标志化合物对罗斯海沉积物中有机质来源以及沉积环境的研究。本研究采用南极罗斯海西部的柱状沉积物样品, 运用粒度, 有机碳、氮, 碳、氮同位素和生物标志化合物研究 LGM 以来该地区有机质的来源及其变化特征, 重建罗斯海西部 LGM 以来的沉积环境。

## 2 研究区域和样品采集

罗斯海是南大洋延伸至南极洲形成的大型的深水海湾。如图 1 所示, 罗斯海两侧是维多利亚地和爱德华七世地, 南部大部分地区被世界上最大的冰架——罗斯冰架所覆盖。罗斯冰架面积约 45 000 km<sup>2</sup>, 中部和东部主要由西南极冰盖(West Antarctica Ice Sheet, WAIS)供给, 西部主要由东南极冰盖(East Antarctica Ice Sheet, EAIS)供给<sup>[5]</sup>。罗斯海陆架平均水深 530 m, 存在早期罗斯冰架扩张产生的一系列南北走向的浅滩和海槽<sup>[19]</sup>。罗斯海地区营养物质充足, 生物多样性丰富, 拥有庞大的浮游植物群落, 以及企鹅、鲸鱼、海豹、南极磷虾等大型生物<sup>[21]</sup>。

罗斯海区域内的主要水团有南极表层水(Antarctic Surface Water, AASW)、南极底层水(Antarctic Bottom Water, AABW)、绕极深层水(Circumpolar Deep Water, CDW)、变性绕极深层水(Modified Circum-

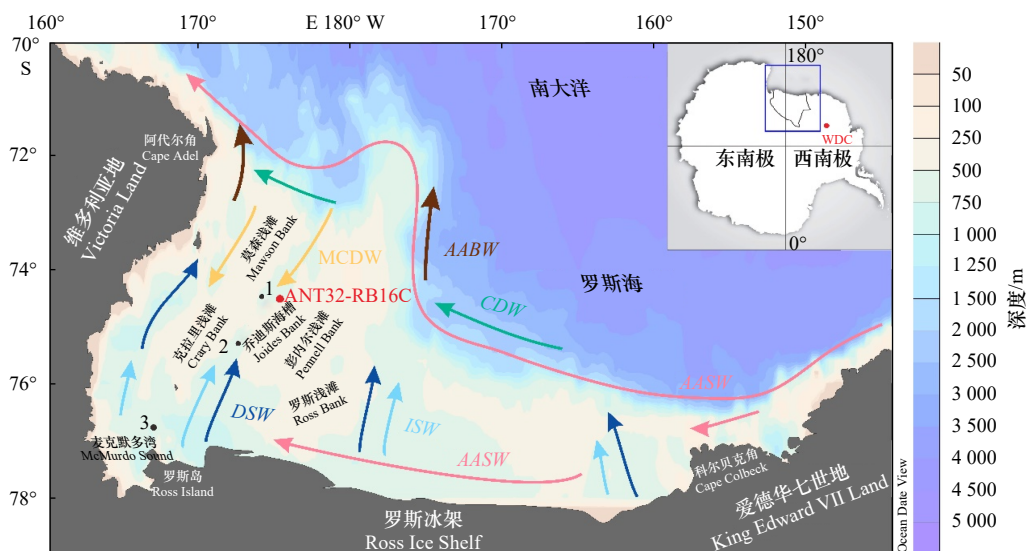


图 1 南极罗斯海 ANT32-RB16C、其他岩芯和 WDC 冰芯<sup>[18]</sup>位置及区域环流

Fig. 1 Locations of Core ANT32-RB16C, other cores and WDC ice core<sup>[18]</sup> and circulation patterns of the Ross Sea

1. ANT32-JB06 岩芯<sup>[8]</sup>; 2. ANT32-JB04 岩芯<sup>[19]</sup>; 3. GC1606 岩芯<sup>[20]</sup>; AASW. 南极表层水; AABW. 南极底层水; CDW. 绕极深层水; MCDW. 变性绕极深层水; DSW. 高密度陆架重水; ISW. 冰架水
1. Core ANT32-JB06<sup>[8]</sup>; 2. Core ANT32-JB04<sup>[19]</sup>; 3. Core GC1606<sup>[20]</sup>; AASW. Antarctic Surface Water; AABW. Antarctic Bottom Water; CDW. Circumpolar Deep Water; MCDW. Modified Circumpolar Deep Water; DSW. Dense Shelf Water; ISW. Ice Shelf Water

polar Deep Water, MCDW)、高密度陆架重水(Dense Shelf Water, DSW)、冰架水(Ice Shelf Water, ISW)。AASW 是位于水体表层的低盐冰融水,沿着陆架边缘向西流,另一部分沿着东海岸经过科尔贝克角(Cape Colbeck)向南流,DSW 是表层水结冰析出的低温高盐水,沿陆坡下沉,由于科氏力的影响左偏加入 AABW<sup>[22-23]</sup>, ISW 是在冰架穴中产生相对低温低盐的水体,位于 DSW 之上<sup>[24]</sup>, CDW 是南大洋分布最广的水团,在罗斯海地区上涌与其他水团混合转变成高温低盐的 MCDW 流入陆架<sup>[25-26]</sup>。

本文的研究材料是中国第 32 次南极科学考察于罗斯海西北部陆架上 ANT32-RB16C 站位所取柱状样,站位坐标为 74°31'06"S, 175°07'15"E,水深 471 m (图 1)。该柱状样总长 232 cm,本研究对该柱状样沉积物分别进行了 AMS<sup>14</sup>C 测年,<sup>210</sup>Pb 测年,粒度分析,有机碳、氮及碳、氮同位素测试和生物标志化合物测试分析。

### 3 实验方法

#### 3.1 年代框架

<sup>210</sup>Pb 测年:实验依据中华人民共和国国家标准《海洋沉积物中放射性核素的测定  $\gamma$  能谱法(GB/T 30738-2014)》<sup>[27]</sup>进行,取 10 g 左右的干沉积物研磨,过 100 目孔筛去除植物根茎,然后装入样品管中密封,放置 20 d。然后使用 ORTEC 高纯锗井型探头(GWL-120-15N)进行放射性同位素测量。每个样品测量时间一般为 1~3 d,总<sup>210</sup>Pb 比活度为 46.5 keV (<sup>210</sup>Pb)能量处的峰面积,本底<sup>210</sup>Pb 比活度为 351 keV (<sup>214</sup>Pb, <sup>226</sup>Ra 的子体)能量处的峰面积计算,过剩<sup>210</sup>Pb 的比活度为二者之差。实验在自然资源部第二海洋研究所海底科学实验室完成,测试仪器为美国 ORTEC 公司生产的 GWL-120-15N 型高纯锗  $\gamma$  谱仪,该仪器的主要指标为:对<sup>60</sup>Co 在 1.33 MeV 处的能量分辨率(FWHM)  $\leq 2.4$  keV;对<sup>57</sup>Co 在 122 keV 处的能量分辨率(FWHM)  $\leq 1.4$  keV。按 1 cm 间隔取样共分析 10 个样品。

AMS<sup>14</sup>C 测年:以沉积柱状样 13 个层位中的全碳样品为材料,在美国 Beta 实验室完成 AMS<sup>14</sup>C 测试分析,年代控制点之间和控制点之外采用 Bacon2.3.3 程序校正拟合来建立年代框架。Bacon 程序是一种运用贝叶斯统计构建年龄-深度模型的方法<sup>[28]</sup>。将<sup>14</sup>C 年龄数据和先验信息相结合,通过马尔可夫链蒙特卡罗(Markov Chain Monte Carlo, MCMC)迭代估算积累速率,从而构建年龄-深度模型。具体操作在

R 软件界面下进行,校正过程中,日历年校正模式选择海洋模式(cc=2)Marine13 校正曲线<sup>[29]</sup>,将步长设定为 5 cm,共计算 47 个长度单位。

#### 3.2 粒度

实验依据中华人民共和国国家标准《海洋调查规范 第 8 部分:海洋地质地球物理调查(GB12763.8-2007)》<sup>[30]</sup>进行,取 0.2 g 冷冻干燥后的样品,分别加入 30% 的 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 溶液和 0.25 mol/L 的盐酸去除有机质和碳酸盐,直至没有气泡产生,再加入 20 mL 1 mol/L 的 Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 溶液在 85℃ 的水浴锅中连续加热 4 h,去除生物硅。将处理过的样品用去离子水洗至中性后加入 8 mL 0.5 mol/L 的 (NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub> 溶液超声波搅拌,使样品充分分散,采用自然资源部第二海洋研究所 Malvern 2000 型激光粒度分析仪(测量范围为 0.02~2 000  $\mu$ m)进行分析测试,重复性测试偏差小于 2%。按 2 cm 间隔取样共分析 116 个样品。

#### 3.3 有机碳

实验依据中华人民共和国国家标准《地质样品有机地球化学分析方法 第 2 部分:有机质稳定碳同位素测定 同位素质谱法(GB/T 18340.2-2010)》<sup>[31]</sup>进行,称取部分研磨后的沉积物样品,加入 1 mol/L 的盐酸至过量,反应 24 h 去除碳酸盐。用去离子水洗酸至中性后烘干。准确称取 2.5~3 mg 的样品,用锡杯包样,用元素分析仪-稳定同位素质谱仪联机(Flash EA 1112 HT-Delta V Advantages, Thermo 公司)测定沉积物中 TOC 值,测试精度为 0.2%,实验在自然资源部第二海洋研究所海底科学实验室完成。1 cm 间隔取样共分析 232 个样品。

#### 3.4 生物标志化合物

实验依据中华人民共和国国家标准《气相色谱-质谱法测定沉淀物和原油中生物标志物(GB/T 18606-2001)》<sup>[32]</sup>进行,将样品冷冻干燥、粉碎至 80 目岩样进行抽提 78 h,用石油醚沉淀沥青质,族组分分离用硅胶、氧化铝色层柱分离,正己烷、二氯甲烷和氯仿/乙醇混合溶剂洗脱饱和烃、芳烃和非烃。样品经前处理后由气相色谱-质谱仪(Agilent 7890A GC/5975C MSD)进行测试分析,由中国石化股份胜利油田分公司地质科学研究院石油地质测试中心完成。色谱分析条件为色谱柱:DB5-MS 50 m $\times$ 0.25 mm $\times$ 0.25  $\mu$ m;气室温度:300℃,传输管线温度:300℃;升温程序:柱始温 80℃,升温速率 4℃/min,柱终温 300℃,恒温时 30 min;分流比 10:1;载气:氦气(99.999%);流速:1 mL/min;采集方式:选择离子检测(SIM);扫描速率:1 循环/s;离子源温度:250℃;离化方式:电子轰击

(EI)。2 cm 间隔取样共分析 116 个样品。

## 4 分析结果

### 4.1 岩性及年代序列

ANT32-RB16C 柱状沉积物岩性较均一, 整体以砂质粉砂为主, 0~6 cm, 沉积物颜色为黄绿色, 含有硅藻残体; 6~66 cm, 颜色为灰绿色, 质地较软, 含有砂状黏土硬核; 66~133 cm, 颜色为黑灰色, 质地较软, 个别层位含有砾石; 133~232 cm, 颜色为黑灰色, 结构较为致密, 砾石较少。

根据 $^{210}\text{Pb}$ 测年结果所得 ANT32-RB16C 沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度与柱样深度的分布规律(图 2)可以发现, 表层至 4 cm 深度 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度随柱样深度呈指数衰减, 4 cm 以下为本底值范围内的波动, 因此认为表层为现代沉积, 即岩芯顶部年龄为 0 a BP。

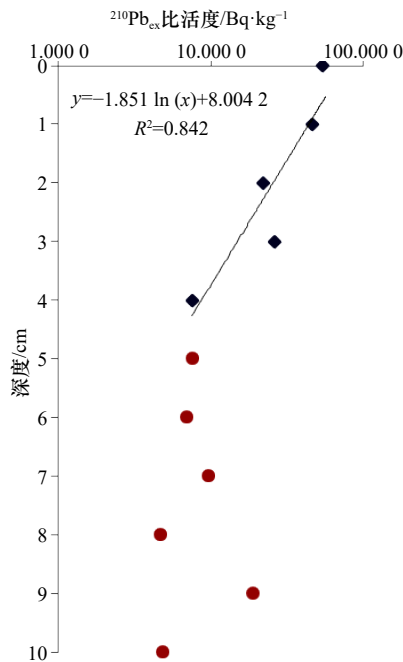


图 2 ANT32-RB16C 沉积柱状样 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 垂直剖面  
Fig. 2  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  profile in sediment of Core ANT32-RB16C

AMS $^{14}\text{C}$ 测年按照沉积柱状样岩性变化和 XRF 扫描数据选择了 13 个层位的全碳样品为材料, 结果如表 1 所示。其中 0~2 cm、42~44 cm、136~138 cm、154~156 cm、206~208 cm 有年龄倒转现象, 可能是由老碳污染引起。将剩余 8 个层位的有效年龄控制点数经 Bacon 2.3.3 程序校正拟合, 得到岩芯顶部年龄为 5 008 a BP、底部年龄为 29 712 a BP 的年龄模式(图 3)。图中蓝色点为年龄控制点, 灰色虚线内是 95% 置信区间内的年代值, 颜色深浅表示概率大小, 红色虚线为加权平均年龄, 即为本文所采用的年代

表 1 ANT32-RB16C 沉积柱状样 AMS $^{14}\text{C}$ 测年数据及日历年龄

Tab. 1 AMS $^{14}\text{C}$  data and calendar age of Core ANT32-RB16C

层位/cm	测试材料	测量值/a BP	(碳库年龄+老碳年龄)/a	日历年龄/a BP
0~2	有机碳	6 000±30	5 008	
4~6	有机碳	5 150±30	5 008	521
6~8	有机碳	5 440±30	5 008	778
42~44	有机碳	9 620±40	5 008	
44~46	有机碳	8 960±30	5 008	4 627
72~74	有机碳	16 400±50	5 008	13 988
74~76	有机碳	17 520±50	5 008	15 143
136~138	有机碳	25 610±100	5 008	
138~140	有机碳	24 910±90	5 008	20 385
154~156	有机碳	26 390±110	5 008	
204~206	有机碳	25 040±100	5 008	23 755
206~208	有机碳	27 410±130	5 008	
230~232	有机碳	25 420±100	5 008	24 762

注: 日历年龄由 Bacon 2.3.3 程序拟合后的年龄减去碳库年龄与老碳年龄之和 5 008 a 所得。

值。图 3a 至图 3c 依次为邻近点迭代次数、沉积速率  $\gamma$  分布和  $R$  记忆  $\beta$  分布。迭代次数超过 1 000 表示年代可靠, 本文年代迭代次数超过 4 000, 因此年代计算是可靠的。但有机碳中的 $^{14}\text{C}$ 年龄受碳库年龄和老碳年龄的影响而偏老, $^{210}\text{Pb}$ 测年结果表明表层为现代沉积, 岩芯顶部年龄为 0 a BP, 因此可以把碳库年龄与老碳年龄之和设为 5 008 a, 这与前人研究结果中的碳库年龄和老碳年龄之和接近<sup>[5, 19, 33]</sup>, 由此可得岩芯底部年龄为 24 762 a BP。

### 4.2 粒度和有机碳

如图 4 所示, ANT32-RB16C 沉积物中砂含量在 24.8~20 ka BP 期间高于平均值 15.46%, 无明显升高或降低趋势, 但在 23.5~22.3 ka BP 期间有小幅降低; 20~11.7 ka BP 期间含量较高, 在平均值以上, 波动较大且有降低的趋势, 20~18.7 ka BP 期间含量升高达到峰值, 振荡 I (18.5~17 ka BP) 期间有较大波动, 在南极冷反转 (Antarctica Cold Reversal, ACR) (14~12 ka BP) 事件期间有小幅升高; 11.7~0 ka BP 期间持续降低。而粉砂含量变化与砂相反, 在 24.8~20 ka BP 期间较低, 23.5~22.3 ka BP 期间相应升高, 其余期间基本在平均值 57.46% 以下; 20~11.7 ka BP 期间, 含量仍较低, 在平均值以下, 但有增高的趋势, ACR 期

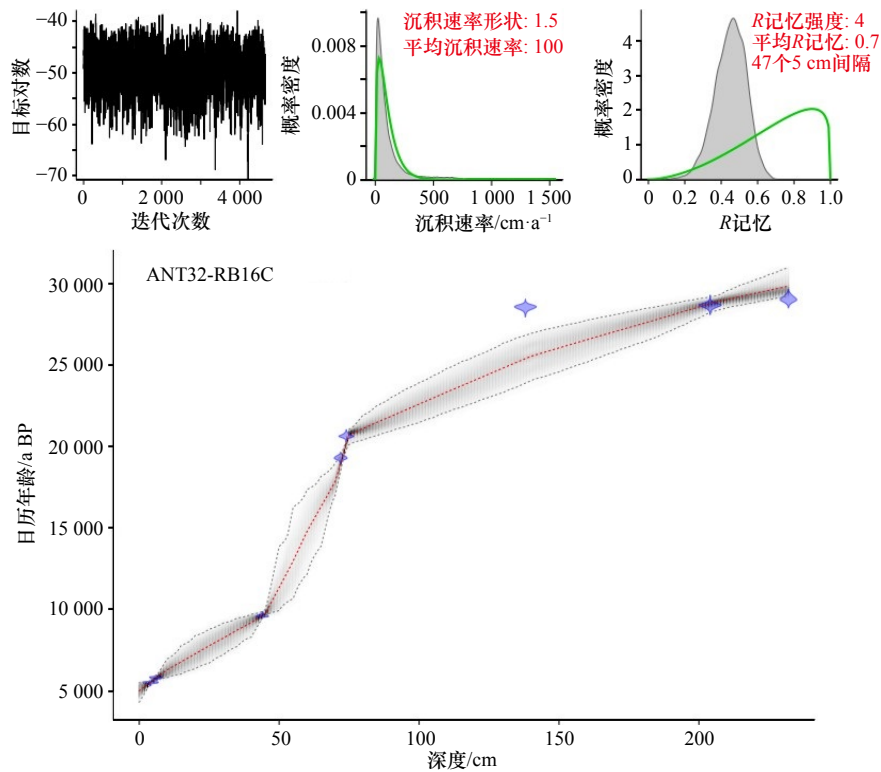


图3 ANT32-RB16C 沉积柱状样基于 Bacon 程序的年龄深度模型  
Fig. 3 Age-depth models of Core ANT32-RB16C based on Bacon program

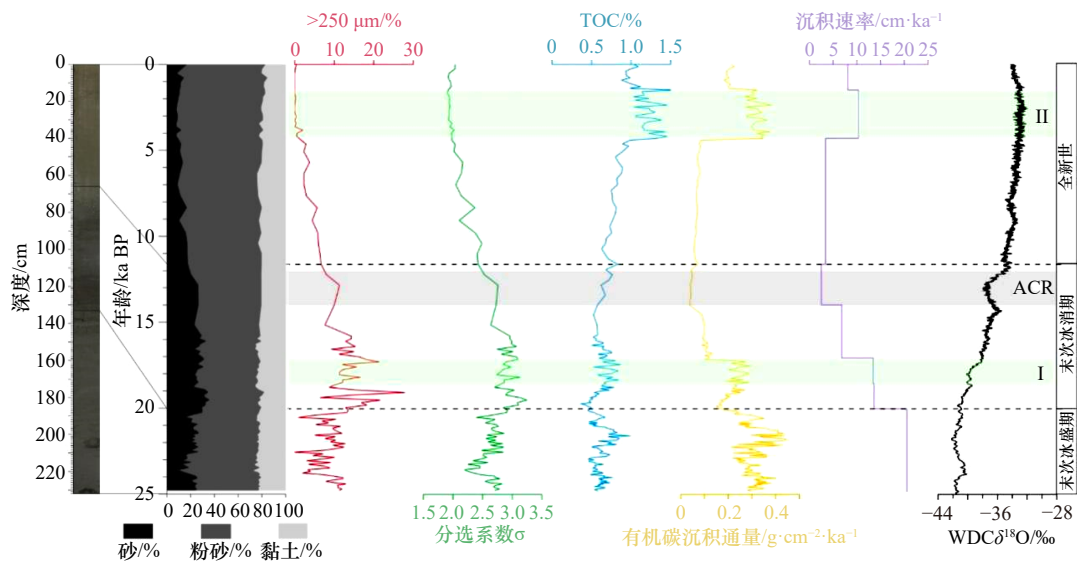


图4 ANT32-RB16C 沉积柱状样岩性、粒度组分、TOC 变化和 WDC  $\delta^{18}O$  记录<sup>[18]</sup>  
Fig. 4 Grain size variation of Core ANT32-RB16C and WDC  $\delta^{18}O$  record<sup>[18]</sup>

ACR. 南极冷反转事件; I. 末次冰消期沉积记录振荡时期 (粒度组分出现明显变化, 而有机碳及生物标志物指标均无明显变化); II. 晚全新世沉积记录振荡时期 (有机碳及生物标志物指标均出现明显变化, 而粒度组分无明显变化)  
ACR. Antarctica Cold Reversal; I. oscillation period of sedimentary records in the Last Deglaciation; II. oscillation period of sedimentary records in Late Holocene

间有小幅降低; 11.7~0 ka BP 期间, 粉砂含量明显增高。黏土含量变化相对较小, 基本稳定在 20% 左右, 无明显升高或降低的趋势。

粒径大于 250  $\mu m$  的粗颗粒含量变化特征与砂的

含量变化类似, 在 24.8~20 ka BP 期间无明显升高或降低趋势; 20~11.7 ka BP 期间含量在高值范围内波动, 18.7 ka BP 开始有降低的趋势, 振荡 I (18.5~17 ka BP) 期间快速降低, 在 ACR (14~12 ka BP) 事件

期间有小幅升高; 11.7~0 ka BP 期间持续降低。

分选系数也呈现与砂的含量相似的变化, 24.8~20 ka BP 期间, 除 23.5~22.3 ka BP 期间, 其余时期都大于平均值 2.54, 分选性较差; 20~11.7 ka BP 期间, 分选系数仍大于平均值, 20 ka BP 以后明显变大, 且波动较大但有减小的趋势, 分选变好, 振荡 I 期间波动较大, 而在 ACR 期间小幅增大, 分选变差; 在 11.7~0 ka BP 期间, 分选系数持续减小, 且无较大波动, 分选性较好。

沉积物中 TOC 含量变化范围为 0.40%~1.56%, 平均值为 0.73%, 从岩芯底层到表层整体上呈现先在低值区波动后大幅升高的变化趋势, 与南极冰芯 WDC 中  $\delta^{18}\text{O}$ <sup>[18]</sup> 记录变化趋势相似。在 24.8~20 ka BP 期间, TOC 含量较低, 无明显升高或降低的趋势, 20 ka BP 后有缓慢升高的趋势, 11.7 ka BP 后开始大幅增加。但在 18.5~17 ka BP、4.2~1 ka BP 时间段内较相邻时期有小幅升高, 特别是 4.2~1 ka BP 期间 TOC 含量大幅升高。有机碳沉积通量(计算时干密度取 2.55 g/cm<sup>3</sup><sup>[33]</sup>)的变化则与沉积速率的变化基本一致, 24.8~20 ka BP 期间处于高值, 随后开始降低, ACR 期间(14~12 ka BP)降至最低, 但在 4.2~1 ka BP 期间出现明显的增高。

### 4.3 生物标志化合物

#### 4.3.1 正构烷烃和类异戊二烯烃

正构烷烃的碳数分布特征及主峰碳( $C_{\text{max}}$ )对于指示其来源具有重要意义。一般认为, 碳链较短的正构烷烃( $nC_{13}$ ~ $nC_{21}$ )主要来源于海洋细菌藻类等低等生物, 且以  $C_{17}$ 、 $C_{18}$  和  $C_{19}$  为主峰碳; 碳链较长的正构烷烃( $nC_{23}$ ~ $nC_{36}$ )主要由陆源高等植物的输入, 且以  $C_{27}$ 、 $C_{29}$  和  $C_{31}$  为主峰碳, 具有明显的奇偶优势; 而双峰群则是海陆生物的混合来源<sup>[34-36]</sup>。总体上 ANT32-RB16C 沉积物中饱和烃的碳数分布范围为  $C_{12}$ ~ $C_{36}$ , 主峰碳为  $C_{16}$ 、 $C_{19}$ 、 $C_{18}$ , 表明沉积物中有机质主要来源于海洋藻类浮游生物和细菌。从图 5 中也可以看出, 指示海源的短链正构烷烃  $\Sigma C_{15-21}$  基本上占总正构烷烃含量的 50% 以上, 而指示陆源的长链正构烷烃  $\Sigma C_{25-35}$  占比不到 40%, 沉积物中的有机质以海洋藻类和细菌为主。沉积物中虽含有较少的陆源有机质, 但在不同时期陆源有机质的含量有所变化。长链正构烷烃含量与短链正构烷烃含量之比  $\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$  可以反映陆源有机质相对于海源输入的情况<sup>[37]</sup>, 比值越大代表陆源有机质输入越高。平均链长 ACL(Average Chain Length) =  $(\Sigma[C_i] \times i)/(\Sigma C_i)$ , 其中碳数  $i=12\sim 36$ , 指一定碳数范围内的正构烷烃含量分布集

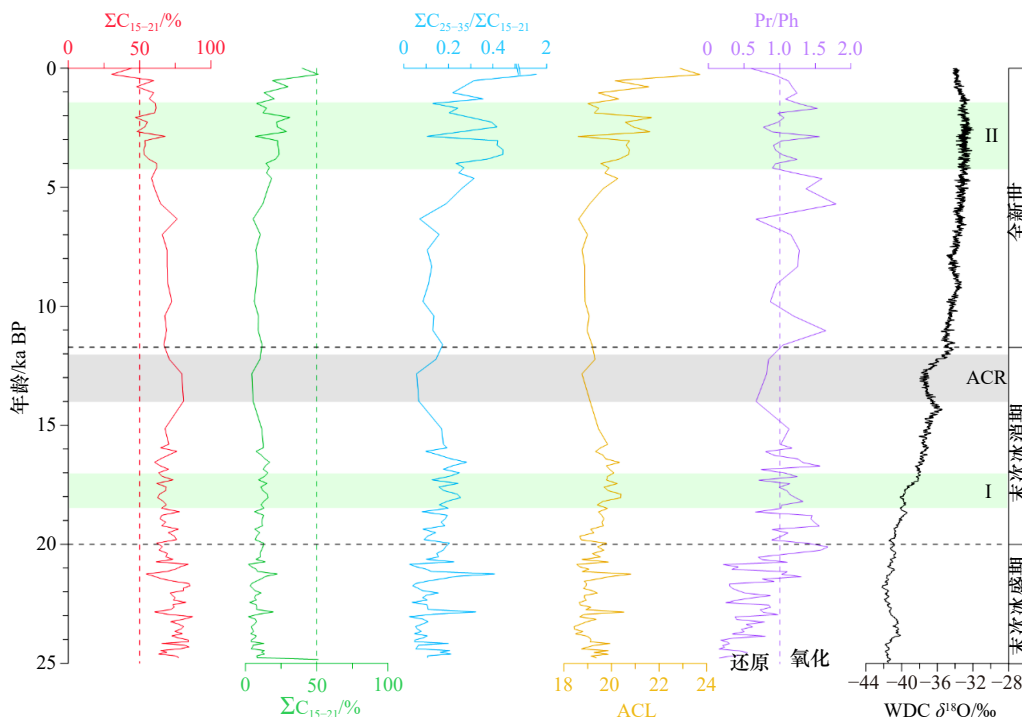


图 5 ANT32-RB16C 柱状沉积物正构烷烃及姥鲛烷 (Pr)、植烷 (Ph) 指标

Fig. 5 The n-alkanes, pristane and phytane parameters of Core ANT32-RB16C

ACR. 南极冷反转事件; I. 末次冰消期沉积记录振荡时期; II. 晚全新世沉积记录振荡时期

ACR. Antarctica Cold Reversal; I. oscillation period of sedimentary records in Last Deglaciation; II. oscillation period of sedimentary records in Late Holocene

中的链长碳数,也可用于指示陆源有机质相对于海源有机质输入的情况<sup>[38]</sup>。ACL越大表示陆源有机质输入相对越多,反之表示陆源有机质输入相对越少,而海源输入相对越多。如图5所示, $\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$ 和ACL曲线变化一致,在24.8~20 ka BP期间除个别层位突然增大外无明显增大或减小趋势;20~11.7 ka BP期间有所增大,陆源输入比例增加,但在ACR时期又有所减小,随后处于低值,直至4.2~1 ka BP期间突然增大,陆源有机质增多。

ANT32-RB16C沉积物中姥鲛烷/植烷(Pr/Ph)值在24.8~20 ka BP期间虽有小范围周期性波动,但都小于1;在20~0 ka BP期间,Pr/Ph值较上一时期有所增大,在0.8~1.6范围内变化,波动较大。ACR时期有所降低。

### 4.3.2 萜烷

萜烷实际上是一种环状的异戊二烯类化合物,其碳骨架是由两个或多个异戊二烯结构单元以头尾相连的形式组成的,其分布特征也可指示有机质来源。三环萜烷类主要来源于原生生物和藻类<sup>[39]</sup>,且稳定性较高不易被微生物降解。如图6所示,ANT32-RB16C沉积物三环萜烷碳数分布范围为C<sub>19</sub>-C<sub>29</sub>,其中C<sub>23</sub>占优势,缺少C<sub>27</sub>,C<sub>21</sub><C<sub>23</sub>>C<sub>24</sub>的分布特征(图6),表明沉积物中三环萜烷以菌藻低等生物为主<sup>[40-41]</sup>。

常见的五环三萜烷是由6个异戊二烯结构单元组成的环烷烃,可分为藿烷系列和非藿烷系列两类。五环三萜类以17 $\alpha$ ,21 $\beta$ -C<sub>33</sub>-三升藿烷(22S)和17 $\alpha$ ,21 $\beta$ -C<sub>32</sub>-二升藿烷(22S)丰度最高。非藿烷系列常见的有伽马蜡烷、奥利烷、羽扇烷等,伽马蜡烷主要来源于原生生物和光合作用细菌,奥利烷则为高等植物成因<sup>[42]</sup>。ANT32-RB16C沉积物中含有一定的伽马蜡烷和奥利烷,伽马蜡烷/C<sub>30</sub>藿烷比值波动较大,24.8~11.7 ka BP期间比值较小,沉积物细菌等原核生物的有机质贡献较小,振荡I(18.5~17 ka BP)期间波动较大,11.7~0 ka BP期间比值变大,演化程度较高,同时细菌等原核生物的有机质贡献增多,但在振荡II(4.2~1 ka BP)期间有较大波动。奥利烷/C<sub>30</sub>藿烷变化范围在0.03~0.07,比值较小,说明有一定的陆源物质存在。因藿烷为高等植物成因,三环萜烷/藿烷比值可以判断有机质的来源,比值越大表示海源输入越多。ANT32-RB16C沉积物中三环萜烷/藿烷比值在24.8~20 ka BP期间较小,20~11.7 ka BP期间有小幅度的减小,11.7~0 ka BP期间呈现明显增大的趋势,指示海源有机质输入明显增多。

## 5 讨论

### 5.1 水动力条件

罗斯冰架在LGM时期处于扩张阶段,冰架接地

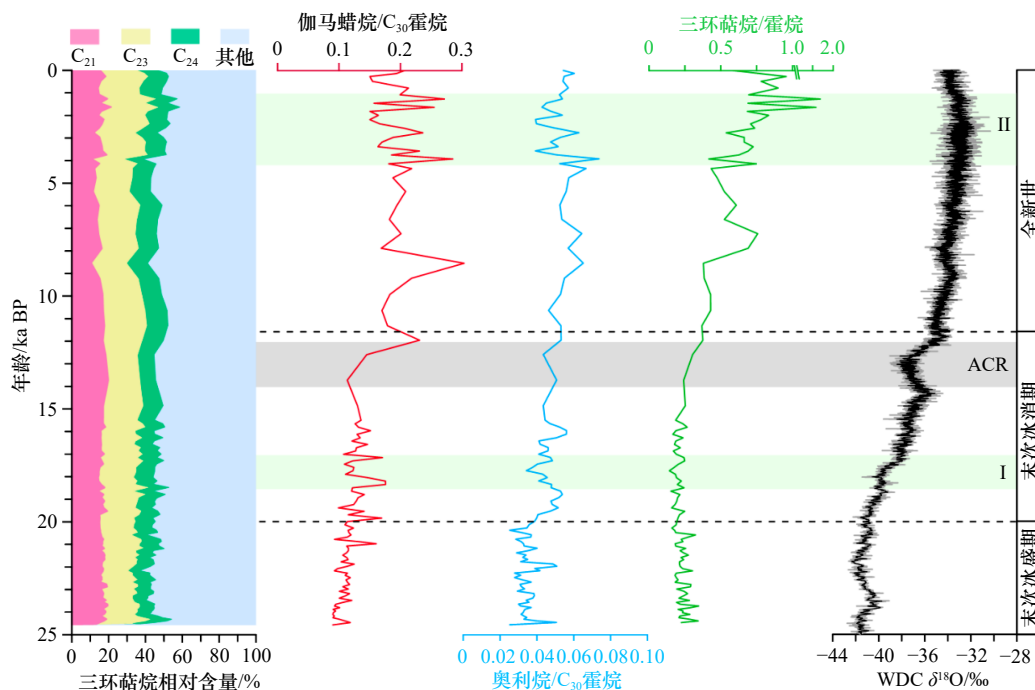


图6 ANT32-RB16C柱状沉积物三环萜烷相对组成及其他萜烷指标

Fig. 6 The tricyclic terpane constitute and other terpane parameters of Core ANT32-RB16C

ACR. 南极冷反转事件; I. 末次冰消期沉积记录振荡时期; II. 晚全新世沉积记录振荡时期

ACR. Antarctica Cold Reversal; I. oscillation period of sedimentary records in Last Deglaciation; II. oscillation period of sedimentary records in Late Holocene

线可到达陆架边缘<sup>[4, 43-44]</sup>, 而在西罗斯海 JOIDES 海槽冰架接地线未达到陆架边缘<sup>[44]</sup>, 其冰架接地线最北位置位于 74°S 以南<sup>[4, 6]</sup>。前人<sup>[6, 19, 43, 45]</sup>通过研究罗斯海西部多个站位的岩芯样品得到典型的沉积序列, 自下而上分别为冰盖下混杂沉积、冰海沉积和开放海洋环境沉积, 其显著的变化特征是硅藻丰度的增加, 沉积物由致密变松散, 有机碳含量增多; 冰架下沉积时由低能水环境从底部碎屑层带来的沉积物, 陆源物质较少; 冰架消退, 处于冰架前缘沉积时粗颗粒增多, 分选变差。24.8~20 ka BP 期间, 位于 JOIDES 海槽的 ANT32-RB16C 岩芯具有连续的沉积记录, 粉砂和黏土含量较高, 砾石较少, 分选较好, 且有机质各指标有所波动但均无明显升高或降低趋势。这与 Domack 等<sup>[45]</sup>得到的典型序列中粒径较大、分选较好的冰架下沉积层特征类似, 而不同于由于触底扰动再沉积形成的分选差、有机质含量低且均质的冰盖下混合沉积层。因此推测此阶段为冰架下沉积, 罗斯冰架已经增长至该岩芯所在位置, 且在该位置没有触底。所以, 研究区冰架接地线最北位置应在该站位(74.5°S)以南, 黄梦雪等<sup>[8]</sup>对同样位于 JOIDES 北部海槽南侧边缘的 JB06 岩芯(74°28'22"S, 173°54'24"E)(图 1 中 1)研究也表明罗斯冰架在 27~21 ka BP 扩张到该岩芯所在位置, 但并没有触底。受到地形和环流的共同影响, 冰架接地线达到 JOIDES 海槽中部台地后未能扩张到北部海槽<sup>[19]</sup>。由于冰架覆盖的影响, 这一阶段研究区环流较弱, 但罗斯冰架扩张过程中, 冰流携带的物质在此沉积, 因此这一时期沉积速率较高; 同时结冰析盐过程中形成低温高盐的 DSW 可深达陆架底层<sup>[46]</sup>, 垂向对流促进了上下水体交换, 导致沉积物颗粒相对较粗。

ANT32-RB16C 沉积物中粒度指标在 20 ka BP 前后出现明显变化, 20~11.7 ka BP 期间, 砾石增多, 大于 250 μm 的粗颗粒沉积物明显增多, 砂的含量明显升高达到峰值, 粉砂含量降低, 分选明显变差, 有机质含量开始增多, 这与 JB04 岩芯(75°18'04"S, 172°22'21"E)(图 1 中 2)中所记录的冰架前缘沉积地层特征类似<sup>[19]</sup>, 因此推测此时沉积环境为冰架前沉积, 罗斯冰架在 20 ka BP 开始退离 ANT32-RB16C 所在位置。南极冰芯 WDC 中记录的 δ<sup>18</sup>O 在 21 ka BP 前后开始升高<sup>[18]</sup>, 气候变暖进入末次冰消期, 罗斯冰架消退首先发生在西部 JOIDES 海槽<sup>[4, 45]</sup>, 在 21 ka BP 前后可能已退至 74°S 以南<sup>[45]</sup>。黄梦雪等<sup>[8]</sup>认为罗斯冰架在 21 ka BP 已经退离 JB06 岩芯所在位置。ANT32-RB16C 相比 JB06 位置更靠近罗斯冰架, 因此退离时间较晚。罗

斯冰架消退过程中, 冰山溶解释放冰筏碎屑物并在此沉积, 导致粗颗粒物增多, 分选变差, 沉积速率较高。振荡 I (18.5~17 ka BP) 期间, 砂的含量和大于 250 μm 的粗颗粒沉积物明显减少, 对应南极冰芯 WDC 在同一时期的 δ<sup>18</sup>O 记录较相邻时期偏负<sup>[18]</sup>, 指示这期间温度短暂降低, 罗斯冰架消退减缓甚至停滞, 形成低能的水动力环境。而 ACR 期间(14~12 ka BP), ANT32-RB16C 沉积物中砂的含量及大于 250 μm 的粗颗粒物有所升高, 显示较强的水动力环境, 对应南极冰芯 WDC δ<sup>18</sup>O 记录 ACR 冷事件<sup>[18]</sup>, 罗斯冰架消退减缓, 海冰面积增加, 结冰过程中析出的 DSW 下沉促进了上下水体交换, 也使得水动力条件增强。

进入全新世, 南极冰芯 WDC δ<sup>18</sup>O 记录指示气候变暖<sup>[18]</sup>, ANT32-RB16C 沉积物颜色由黑灰色过渡到灰绿色, 趋向于砂质泥, 砂的含量呈现明显减少的趋势, 而粉砂的含量升高, 分选性趋于良好, 水动力条件减弱, 推测此阶段为开阔海域沉积, 这与 Domack 等<sup>[45]</sup>得出的 JOIDES 海槽在 10~8 ka BP 由冰架沉积环境过渡到开阔海域环境的结论基本对应。全新世以来, 气候变暖罗斯冰架持续消退, 尽管罗斯冰架接地线在 7 ka BP 之后才基本消退到现在的位置<sup>[47]</sup>, 但由于地理位置及地形的因素, 研究区的沉积环境受罗斯冰架的影响较小。

## 5.2 有机质来源

总体来说, 生物标志物正构烷烃和萜烷指标指示 ANT32-RB16C 岩芯中的有机质主要为浮游植物、细菌等海源, 同时伴有少量陆源混合输入, 在不同时期陆源输入比例有所不同。

24.8~20 ka BP 期间, ANT32-RB16C 岩芯处于冰架下, 由于冰架的影响有机质输入较少, 因此 TOC 处于低值, 有机质含量较低。ΣC<sub>25-35</sub>/ΣC<sub>15-21</sub>、ACL 和三环萜烷/霍烷都指示有机质中陆源输入较少, 有机质受低等藻类生物等海源影响较大。位于罗斯岛南部更靠近陆地的 GC1606 岩芯(76°46'14"S, 166°52'36"E)(图 1 中 3)中也记录冰架下沉积时陆源沉积物较少<sup>[20]</sup>, 冰架覆盖隔绝陆源碎屑物质的输入, DSW 下沉促进了上下水体交换, 因此有机质主要为海洋来源。

20~11.7 ka BP 期间, ANT32-RB16C 岩芯位于冰架前缘, TOC 含量在 20 ka BP 开始呈现升高的趋势, 可能由于罗斯冰架消退冰川溶解释放的有机质在此沉积。ΣC<sub>25-35</sub>/ΣC<sub>15-21</sub> 和 ACL 有所增大指示陆源有机质输入增多, 这些陆源有机质来源于罗斯冰架消退冰山溶解释放的冰筏碎屑物。ACR 期间(14~12 ka BP),

$\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$  和 ACL 小幅降低, 指示陆源有机质输入减少, 这是罗斯冰架消退减缓导致其释放的有机质减少所致。

进入全新世, 有机质含量呈现升高的趋势, 这是由于气候变暖, 且水动力条件较弱, 有利于生物的生长和繁殖。 $\Sigma C_{15-21}$  和  $\Sigma C_{25-35}$  结果指示海源有机质仍占主要部分,  $\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$  和 ACL 表现出逐渐增大的趋势, 指示陆源有机质增多, 这与三环萜烷/藿烷指示全新世以来海源有机质增多的结果相反。伽马蜡烷/ $C_{30}$  藿烷比值在全新世以来增幅较大, 说明细菌等原核生物增多。因此可以推测较易降解的短链正构烷烃受到细菌作用, 降解程度增大<sup>[48]</sup>, 导致  $\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$  和 ACL 增大, 而萜烷相对稳定不易降解, 三环萜烷/藿烷指示的全新世以来海源有机质增多的结果也与前人研究结果一致, 全新世以来气候变暖使得硅藻等海洋生物增多。振荡 II (4.2~1 ka BP) 期间, TOC 含量大幅升高且波动较大, 生物标志物指标均有较大波动,  $\Sigma C_{25-35}/\Sigma C_{15-21}$ 、ACL 指示陆源有机质输入增多, 有机碳沉积通量随沉积速率的增高而明显增大, 但粒度指标无明显变化, 说明研究区域水动力环境并未发生较大变化。而这一时期全球气候经历了 3 次强烈的气候突变事件, 导致古代几大人文明先后衰落。进入全新世, 古老的农业文明相继兴起, 人类从旧石器时代进入新时期时代<sup>[49]</sup>。大量古环境资料证明 4.2 ka BP 前后持续 200 年左右的寒冷干旱期, 是历史时期以来最具影响力的一次小冰期<sup>[50]</sup>, 导致广域性古代文明衰落<sup>[51]</sup>, 包括两河流域美索不达米亚阿卡德文明、尼罗河流域古埃及文明、印度河流域古印度文明以及中国的良渚文化、龙山文化等新石器文化<sup>[52-54]</sup>。此后至 1 ka BP, 全球气候又经历了两次冷事件<sup>[55]</sup>, 地中海文明的灭亡、中国春秋战国时期的“百家争鸣”、欧洲民族大迁徙、罗马帝国的兴衰、中国南北朝时期的社会混乱、中世纪暖期欧洲人口的增加、中国唐宋时期的繁荣等人类文明的兴衰在各地不断上演<sup>[56]</sup>。由此推测, 4.2~1 ka BP 期间有机碳和生物标志物指标的大幅波动与受气候突变影响的人类文明的兴衰更迭有关, 由于采集狩猎、农业生产、土地开垦等人类活动产生并进入海洋环境中的有机质也处于大幅增减振荡频繁的状态, 大量的陆源有机质随着大洋环流进入南极海域由南极表层水输送到研究区。同时南极冰芯 WDC  $\delta^{18}O$  记录指示 4.2~1 ka BP 期间南极气候较暖<sup>[18]</sup>, 使得海洋初级生产力增加, 且高沉积速率提高了有机质的保存效率, 有利于有机质的埋藏。因此振荡 II 期间有机质含

量较高且波动较大。

### 5.3 氧化还原环境

沉积环境的氧化还原性与生产力和环流状况密切相关<sup>[57-58]</sup>, 高生产力区域的沉积物中有机质降解耗氧增多容易造成缺氧的沉积环境, 水体中的氧浓度及深部水体的流通性也会导致氧化还原性发生变化。生物标志物中姥鲛烷 (Pr) 和植烷 (Ph) 可作为判断沉积环境氧化还原性的指标, Pr/Ph < 1 时, 表现植烷优势, 指示还原-强还原环境; Pr/Ph > 1 时, 表现姥鲛烷优势, 指示弱氧化-氧化环境<sup>[11, 59]</sup>。

ANT32-RB16C 沉积物中 Pr/Ph 值为 0.15~1.79, 在 24.8~20 ka BP 期间虽有小范围周期性波动, 但都小于 1; 在 20~0 ka BP 期间, Pr/Ph 值较上一时期有所增大, 在 0.8~1.6 范围内变化, 波动较大, 指示研究区由还原到氧化的沉积环境。但 Pr/Ph 值与 TOC、烷烃总含量无相关性 ( $R^2$  分别为 0.065 9 和 0.003 8), 因此, 沉积物中有机质的保存和降解与氧化还原环境的关系不大。该站位于陆架上, 水深 (471 m) 较浅, 低温高氧的南极底层水是由混合水体运移并下沉到深海中形成<sup>[1]</sup>, 对研究区沉积环境的氧化还原性影响不大。而研究区在 24.8~21 ka BP 期间呈现还原性的沉积环境可能是由于冰架覆盖导致该区域环流减弱, 氧气补给不足而形成。20 ka BP 冰架开始后退, 该站沉积环境不再受冰架覆盖的限制, 氧化性增强, 因而 Pr/Ph 值有所增大, 基本上大于 1。振荡 I (18.5~17 ka BP) 期间, Pr/Ph 值波动较大, 可能是由于气候变化频繁, 水动力环境波动较大所致。ACR (14~12 ka BP) 期间, Pr/Ph 值明显变小且低于 1, 由于这一时期气候变冷导致海冰面积增加、厚度增大<sup>[60]</sup>, 环流减弱使得沉积环境处于缺氧的状态。全新世以来气候变暖, 研究区处于开阔海域环境, Pr/Ph 值基本上大于 1, 指示氧化性的沉积环境。

## 6 结论

(1) 末次冰盛期 (24.8~20 ka BP), 罗斯冰架已经增长至 ANT32-RB16C 岩芯所在位置, 但由于地形和环流影响在该位置没有触底, 推测此阶段为冰架下沉积。末次冰消期 (20~11.7 ka BP), ANT32-RB16C 岩芯位于冰架前缘, 罗斯冰架在 20 ka BP 脱离 ANT32-RB16C 所在位置, 沉积环境为冰架前沉积。全新世以来, 为开阔海域沉积。

(2) ANT32-RB16C 沉积物中的有机质主要为海源输入, 同时伴有少量陆源混合输入, 在不同时期陆源输入比例有所不同。LGM 时期, 由于冰架影响, 有

机质含量较低, 环流影响使得有机质受低等浮游藻类生物等海源影响较大。末次冰消期(20~11.7 ka BP), 罗斯冰架消退使得有机质含量升高, 陆源有机质输入增多。进入全新世气候适宜期, 有机质含量明显升高, 海源输入比例增高, 同时细菌等原核生物增多, 导致短链正构烷烃降解程度较大。

(3) 研究区的氧化还原环境主要受冰架与海冰限制作用的影响。LGM时期, 受罗斯冰架覆盖的限制, 研究区为还原性的沉积环境。末次冰消期以来, 冰架消退, 因而沉积环境氧化性增强。

#### 参考文献:

- 致谢: 本文样品由中国第32次南极科学考察队获取, 衷心感谢全体科考人员特别是海洋地质工作组和地球物理工作组的老师、同学和“雪龙”号上的全体船员为沉积物样品的采集所付出的艰辛努力。衷心感谢国家海洋局极地考察办公室和中国极地研究中心为本研究提供的大力帮助。感谢王忠老师、于晓果老师、姚旭莹老师和章伟艳老师对实验的指导和帮助, 感谢审稿老师的建议和帮助!
- [1] Iii T W, Orsi A H. Antarctic Bottom Water production and export by tides in the Ross Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(12): 285–293.
  - [2] Budillon G, Castagno P, Aliani S, et al. Thermohaline variability and Antarctic bottom water formation at the Ross Sea shelf break[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2011, 58(10): 1002–1018.
  - [3] Denton G H, Bockheim J G, Wilson S C, et al. Late Wisconsin and early Holocene glacial history, inner Ross Embayment, Antarctica[J]. *Quaternary Research*, 1989, 31(2): 151–182.
  - [4] Ship S, Anderson J, Domack E. Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1-Geophysical results[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1999, 111(10): 1486–1516.
  - [5] Anderson J B, Shipp S S, Lowe A L, et al. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(1): 49–70.
  - [6] Licht K J, Dunbar N W, Andrews J T, et al. Distinguishing subglacial till and glacial marine diamictos in the western Ross Sea, Antarctica: Implications for a last glacial maximum grounding line[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1999, 111(1): 91–103.
  - [7] Salvi C, Busetti M, Marinoni L, et al. Late Quaternary glacial marine to marine sedimentation in the Pennell Trough (Ross Sea, Antarctica)[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2006, 231(1): 199–214.
  - [8] 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.  
Huang Mengxue, Wang Rujian, Xiao Wenshen, et al. Retreat process of Ross Ice Shelf and hydrodynamic changes on northwestern Ross continental shelf since the last glacial[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2016, 36(5): 97–108.
  - [9] Müller A, Voss M. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, II.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  ratios of organic matter-sources and sediments[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1999, 145(1/3): 17–32.
  - [10] Meyers P A, Lallier-Vergés E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates[J]. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(3): 345–372.
  - [11] 傅家谟, 盛国英. 分子有机地球化学与古气候、古环境研究[J]. *第四纪研究*, 1992, 12(4): 306–320.  
Fu Jiamo, Sheng Guoying. Molecular organic geochemistry and its application to the study of paleoclimate and paleoenvironments[J]. *Quaternary Sciences*, 1992, 12(4): 306–320.
  - [12] Poynter J, Eglinton G. The biomarker concept-strengths and weaknesses[J]. *Fresenius Journal of Analytical Chemistry*, 1991, 339(10): 725–731.
  - [13] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34(2): 261–289.
  - [14] Matsumoto G I, Akiyama M, Watanuki K, et al. Unusual distributions of long-chain n-alkanes and n-alkenes in Antarctic soil[J]. *Organic Geochemistry*, 1990, 15(4): 403–412.
  - [15] 汪建君, 孙立广, 胡建芳, 等. 南极阿德雷岛企鹅粪土沉积物分子地球化学特征[J]. *极地研究*, 2006, 18(4): 245–253.  
Wang Jianjun, Sun Liguang, Hu Jianfang, et al. Organic geochemistry of penguin ornithogenic sediment from Ardley Island, West Antarctica[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2006, 18(4): 245–253.
  - [16] 于培松, 张海生, 扈传昱, 等. 南极普里兹湾沉积生物标志物记录及浮游植物群落结构变化[J]. *极地研究*, 2012, 24(2): 143–150.  
Yu Peisong, Zhang Haisheng, Hu Chuanyu, et al. Using biomarkers in sediments as indicators to rebuild the phytoplankton community in Prydz Bay, Antarctica[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2012, 24(2): 143–150.
  - [17] Wisniewski E, Bicego M C, Montone R C, et al. Characterization of sources and temporal variation in the organic matter input indicated by n-alkanols and sterols in sediment cores from Admiralty Bay, King George Island, Antarctica[J]. *Polar Biology*, 2014, 37(4): 483–496.
  - [18] Members W D P. Precise inter-polar phasing of abrupt climate change during the last ice age[J]. *Nature*, 2015, 520(7549): 661.

- [19] 赵仁杰, 陈志华, 刘合林, 等. 15 ka以来罗斯海陆架岩心沉积学记录及古海洋学意义[J]. *海洋学报*, 2017, 39(5): 78–88.  
Zhao Renjie, Chen Zhihua, Liu Helin, et al. Sedimentary record and paleoceanographic implications of the core on the continental shelf off the Ross Sea since 15 ka[J]. *Haiyang Xuebao*, 2017, 39(5): 78–88.
- [20] Nishimura A, Nakasone I T, Hiramatsu C, et al. Late Quaternary paleoenvironment of the Ross Sea continental shelf, Antarctica[J]. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 275–280.
- [21] 聂亚光. 南极罗斯海地区粪土沉积物的元素同位素地球化学与企鹅古生态研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2014.  
Nie Yaguang. Geochemical and paleo-ecological research on ornithogenic sediments from the Ross Sea region[D]. Hefei: University of Science and Technology of China, 2014.
- [22] Orsi A H, Wiederwohl C L. A recount of Ross Sea waters[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(13/14): 778–795.
- [23] 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.
- [24] Foldvik A, Gammelsrød T. Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1988, 67(1): 3–17.
- [25] Yokoyama Y, Anderson J B, Yamane M, et al. Widespread collapse of the Ross Ice Shelf during the late Holocene[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113(9): 2354–2359.
- [26] Dinniman M S, Klinck J M, Smith Jr W O. A model study of Circumpolar Deep Water on the West Antarctic Peninsula and Ross Sea continental shelves[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2011, 58(13/16): 1508–1523.
- [27] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 海洋沉积物中放射性核素的测定 $\gamma$ 能谱法: GB/T 30738-2014[S]. 北京: 中国标准出版社, 2014.  
General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration. Determination of radionuclide in marine sediment Gamma spectrometry: GB/T 30738-2014[S]. Beijing: China Standards Press, 2014.
- [28] Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process[J]. *Bayesian Analysis*, 2011, 6(6): 457–474.
- [29] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869–1887.
- [30] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 海洋调查规范第8部分: 海洋地质地球物理调查: GB/T 12763.8-2007[S]. 北京: 中国标准出版社, 2007.  
General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration. Specifications for oceanographic survey Part 8: Marine geology and geophysics survey: GB/T 12763.8-2007[S]. Beijing: China Standards Press, 2007.
- [31] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 地质样品有机地球化学分析方法第2部分: 有机质稳定碳同位素测定同位素质谱法: GB/T 18340.2-2010[S]. 北京: 中国标准出版社, 2010.  
General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration. Organic geochemical chemical analysis method for geological samples Part 2: Determination of organic carbon stable isotopic component isotopic mass spectrometry: GB/T 18340.2-2010[S]. Beijing: China Standards Press, 2010.
- [32] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 气相色谱-质谱法测定沉积物和原油中生物标志物: GB/T 18606-2001[S]. 北京: 中国标准出版社, 2001.  
General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration. The standard test method for biomarker in sediment and crude oil by GC-MS: GB/T 18606-2001[S]. Beijing: China Standards Press, 2001.
- [33] Frignani M, Giglio F, Langone L, et al. Late Pleistocene-Holocene sedimentary fluxes of organic carbon and biogenic silica in the north-western Ross Sea, Antarctica[J]. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 697–703.
- [34] Blumer M, Guillard R R L, Chase T. Hydrocarbons of marine phytoplankton[J]. *Marine Biology*, 1971, 8(3): 183–189.
- [35] Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments—II[J]. *Organic Geochemistry*, 1987, 11(6): 513–527.
- [36] 卢鸿, 孙永革, 彭平安. 单甲基支链烷烃的单体碳同位素研究[J]. *沉积学报*, 2003, 21(2): 360–365.  
Lu Hong, Sun Yongge, Peng Ping'an. Molecular stable carbon isotopic compositions of mono-methyl branched alkanes[J]. *Acta Sedi-mentologica Sinica*, 2003, 21(2): 360–365.
- [37] Kuhn T K, Krull E S, Bowater A, et al. The occurrence of short chain-alkanes with an even over odd predominance in higher plants and soils[J]. *Organic Geochemistry*, 2010, 41(2): 88–952008.
- [38] 郑邦, 周斌, 王可, 等. 晚全新世东海泥质区物源输入、源区植被变化及其影响因素: 来自MD06-3039A孔的正构烷烃记录[J]. *第四纪研究*, 2018, 38(5): 1293–1303.  
Zheng Bang, Zhou Bin, Wang Ke, et al. Changes of provenance input and source vegetation changes and their impact factors since late

- Holocene based on N-alkanes records from core MD06-3039A in the muddy area of the East China Sea[J]. *Quaternary Sciences*, 2018, 38(5): 1293–1303.
- [39] Ourisson G, Rohmer M, Poralla K. Prokaryotic hopanoids and other polyterpenoid sterol surrogates[J]. *Annual Review of Microbiology*, 1987, 41: 301–333.
- [40] Smith A B, Littlewood D T J. Paleontological data and molecular phylogenetic analysis[J]. *Paleobiology*, 1994, 20(3): 259–273.
- [41] 许玩宏, 张忠英, 沈平, 等. 贵州三都早奥陶世同高组下燕高页岩段的生物标志化合物[J]. *沉积学报*, 1997, 15(3): 72–77.  
Xu Wanhong, Zhang Zhongying, Shen Ping, et al. Biomarkers from the Xiayangao member of the early ordovician Tonggao formation in the Sandu area, Guizhou Province[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1997, 15(3): 72–77.
- [42] 卢双舫, 张敏. 油气地球化学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2008: 174–199.  
Lu Shuangfang, Zhang Min. *Geochemistry of Oil and Gas*[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2008: 174–199.
- [43] Anderson J B, Conway H, Bart P J, et al. Ross Sea paleo-ice sheet drainage and deglacial history during and since the LGM[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 100(17): 31–54.
- [44] Halberstadt A R W, Simkins L M, Greenwood S L, et al. Past ice-sheet behaviour: retreat scenarios and changing controls in the Ross Sea, Antarctica[J]. *The Cryosphere*, 2016, 10(3): 1–36.
- [45] Domack E W, Jacobson E A, Shipp S, et al. Late Pleistocene–Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 2—sedimentologic and stratigraphic signature[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1999, 111(10): 1517–1536.
- [46] 史久新. 南极冰架-海洋相互作用研究综述[J]. *极地研究*, 2018, 30(3): 287–302.  
Shi Jiuxin. A review of ice shelf-ocean interaction in Antarctica[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2018, 30(3): 287–302.
- [47] Conway H, Hall B L, Denton G H, et al. Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet[J]. *Science*, 1999, 286(5438): 280–283.
- [48] Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes[J]. *Organic Geochemistry*, 1997, 27(5/6): 213–250.
- [49] 王绍武, 黄建斌, 闻新宇. 古气候的启示[J]. *气象*, 2012, 38(3): 257–265.  
Wang Shaowu, Huang Jianbin, Wen Xinyu. Implications of paleoclimate[J]. *Meteorological Monthly*, 2012, 38(3): 257–265.
- [50] 吴文祥, 葛全胜. 全新世气候事件及其对古文化发展的影响[J]. *华夏考古*, 2005, 21(3): 60–67.  
Wu Wenxiang, Ge Quansheng. Climate events of the recent epoch and their influence upon the development of ancient culture[J]. *Huaxia Archaeology*, 2005, 21(3): 60–67.
- [51] Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*, 1988, 16(9): 811.
- [52] Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. The genesis and collapse of third millennium north mesopotamian civilization[J]. *Science*, 1993, 261(5124): 995–1004.
- [53] 吴文祥, 刘东生. 4000a.B.P.前后降温事件与中华文明的诞生[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(5): 443–451.  
Wu Wenxiang, Liu Dongsheng. 4000a.B.P. event and its implications for the origin of ancient Chinese civilization[J]. *Quaternary Sciences*, 2001, 21(5): 443–451.
- [54] 葛倩, 刘敬圃, 初凤友, 等. 全新世事件3与古文化变迁[J]. *地质科技情报*, 2010, 29(3): 15–22.  
Ge Qian, Liu Jingpu, Chu Fengyou, et al. Holocene Event 3 and ancient cultural transition[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2010, 29(3): 15–22.
- [55] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and Glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278(5341): 1257–1266.
- [56] 田家康. 气候文明史[M]. 范春彪, 译. 北京: 东方出版社, 2012: 84–186.  
Tian Jiakang. *History of Climate and Civilization*[M]. Fan Chunbiao, trans. Beijing: Oriental Press, 2012: 84–186.
- [57] Calvert S E. Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 1987, 26(1): 137–151.
- [58] Jaccard S L, Galbraith E D. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation[J]. *Nature Geoscience*, 2011(5): 151–156.
- [59] ten Haven H L, de Leeuw J W, Rullkötter J, et al. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator[J]. *Nature*, 1987, 330(6149): 641–643.
- [60] Putnam A E, Denton G H, Schaefer J M, et al. Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(10): 700–704.

## Western Ross Sea sedimentary environment reconstruction since the Last Glacial Maximum based on organic carbon and biomarker analyses

Song Lehui<sup>1</sup>, Han Xibin<sup>2,3</sup>, Li Jiabiao<sup>2,3</sup>, Gao Shu<sup>1</sup>, Liu Geng<sup>2,3</sup>, Long Panpan<sup>2,3</sup>

(1. Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210023, China; 2. Key Laboratory of Submarine Geosciences, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China; 3. Second Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China)

**Abstract:** Analyses of grain size, organic carbon and biomarker have been carried out for the core ANT32-RB16C, in order to identify the source of organic matter and reconstruct the sedimentary environment since the Last Glacial Maximum in the western Ross Sea. From the bottom to the top within the core, sub-ice-shelf, pre-ice-shelf and open-marine sedimentary environments can be differentiated. The combined parameters of biomarker indicate that organic matter is mainly a mixed input of terrigenous and marine origin. During the Last Glacial Maximum (24.8–20 ka BP), under the influence of ice sheet and the current condition, the organic matter content was low and its source was associated mainly with a marine origin, with a relatively low plankton productivity. During the Last Deglaciation (20–11.7 ka BP), the organic matter released by the dissolution of the glaciers in the retreat process of the Ross Ice Shelf, caused the increase of terrestrial organic matter. During the Holocene, the content of organic matter increased significantly, together with the proportion of marine origin input. The number of prokaryotes such as bacteria increased, resulting in a greater degree of degradation of short-chain n-alkanes. The redox condition in the study area is mainly affected by the ice shelf and sea ice limitation, and has little relationship with the organic matter content and the high-oxygen Antarctic Bottom Water. In general, from the Last Glacial Maximum to the Last Deglaciation, the study area sedimentary environment was affected by the Ross Ice Shelf, and by the climate since the Holocene.

**Key words:** organic matter; biomarker; sedimentary environment; Last Glacial Maximum; Ross Sea