

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020073102

# 北大西洋 45°N 区氧同位素 3 期以来上层水体性质的变化

叶孝贤, Harunur Rashid

上海海洋大学海洋科学学院, 上海 201306

**摘要:**北大西洋 45°N 区是北大西洋冰筏碎屑 (IRD) 带的中心区,其海洋沉积物包含高分辨率沉积环境和气候变化信息,对 45°N 区沉积记录的研究有利于反演末次冰期以来古海洋环境的变化。通过对岩心 Hu71-377 中 IRD 含量的统计、浮游有孔虫组合及氧和碳同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$ ) 分析,重建了北大西洋 45°N 上层水体水团性质演化历史。结合 AMS<sup>14</sup>C 数据和氧同位素地层学,在氧同位素 3 期 (MIS3) 和 2 期 (MIS2) 中识别出 5 个 Heinrich 层,其中 Heinrich 1、2 和 4 层具有明显 IRD 峰值、*Neogloboquadrina pachyderma* 高丰度和轻  $\delta^{18}\text{O}$  值特征,而 Heinrich 3 和 5 层的  $\delta^{18}\text{O}$  值未明显变轻。Heinrich 3 和 5 层与 Heinrich 1、2 和 4 层的  $\delta^{18}\text{O}$  差异可能反映了上层水体受融水输入的影响不同。 $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值也反映了 Heinrich 事件期间混合层和温跃层的变化,它们的  $\delta^{13}\text{C}$  差值在 Heinrich 1 和 2 期间接近零,归因于强风驱动的海水垂向混合。而  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值在 Heinrich 4 和 5 期间增大,反映了季节性温跃层变浅,推测与北大西洋暖流增强有关。浮游有孔虫组合进一步反映了海洋上层水团性质,特别是 *N. pachyderma* 和 *Neogloboquadrina incompta* 的相对丰度反映了 MIS3 期以来海表温度 (SST) 变化。

**关键词:**Heinrich 事件;浮游有孔虫组合;碳氧同位素;上层水团变化;北大西洋

中图分类号:P736.4

文献标识码:A

## Changes of the upper water column at the 45°N North Atlantic since marine isotope stage 3

YE Xiaoxian, Harunur Rashid

College of Marine Sciences, Shanghai Ocean University, Shanghai, CHINA 201306

**Abstract:** The 45°N of North Atlantic is located at the central zone of the ice-rafted detritus (IRD) belt of the North Atlantic, where the marine sediments contain rich environmental and climatic information of high-resolution. The sedimentary records there are used for reconstruction of the pale-oceanic environment since the last glacial in this study. IRD contents, planktonic foraminiferal assemblages and their oxygen and carbon isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) from the core Hu71-377, are used as major tools. Combined with AMS<sup>14</sup>C dating and oxygen isotope stratigraphy, five Heinrich layers are identified in the MIS3 and MIS2, in which the Heinrich layer 1, 2 and 4 have obvious IRD peaks, high relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* and light  $\delta^{18}\text{O}$  values, but no obvious light  $\delta^{18}\text{O}$  are observed in the Heinrich layer 3 and 5. The difference in  $\delta^{18}\text{O}$  between the Heinrich layers 3 and 5 and the Heinrich layers 1, 2 and 4 may suggest the impacts of melt water on the upper water column. Further, the offsets between  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  may also reflect the changes in the mixed layer and thermocline during the Heinrich events. The  $\delta^{13}\text{C}$  offsets were close to zero during Heinrich 1 and Heinrich 2, attributing to the vertical mixing of seawater driven by strong winds. And the  $\delta^{13}\text{C}$  offsets became larger during Heinrich 4 and Heinrich 5, indicating that the seasonal thermocline became shallower, which supports the inference of the penetration of the North Atlantic Current. What's more, the planktonic foraminiferal assemblages may reflect the properties of the water masses in the upper water column, especially the relative abundance of *N. pachyderma* and *Neogloboquadrina incompta* may indicate the sea surface temperature (SST) changes during MIS3.

**Key words:** Heinrich events; planktonic foraminifera assemblages; carbon and oxygen isotopes; upper water masses variations; North Atlantic

北大西洋中纬度海域 (40°~55°N) 是北大西洋亚极地环流圈和亚热带环流圈相互作用的地带,是

低温低盐的亚极地水和高温高盐的北大西洋暖流这两种不同性质水团的汇集地<sup>[1]</sup>。夏季北大西洋暖

**资助项目:**国家自然科学基金项目“浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  和 Mg/Ca 比值示踪过去 45 万年以来西北大西洋混合层和温跃层的温度和密度梯度在千年尺度上的变化”(41776064)

**作者简介:**叶孝贤 (1996—), 女, 硕士研究生, 主要从事海洋地质学及古海洋环境研究, E-mail: m180200489@st.shou.edu.cn

**通讯作者:**Harunur Rashid (1969—), 男, 教授, 主要从事海洋地质学、古海洋学、低温地球化学研究, E-mail: rashid@shou.edu.cn

**收稿日期:**2020-07-31; **改回日期:**2021-01-03. 文凤英编辑

流向北增强,上层水体被亚热带温暖和贫营养水团所覆盖,导致水体分层和混合层变薄<sup>[2]</sup>。研究表明,冰期极地冷水从现代位置扩张至中纬度海域,洋流体系向南和向东移动,亚极地环流圈增强<sup>[3]</sup>。该现象归因于北大西洋周围冰盖的反复崩塌,产生大量融水,最终削弱北大西洋深层水的形成<sup>[4-5]</sup>。但是,目前对这些变化在北大西洋冰筏碎屑 (Ice-rafted detritus, IRD) 带内的影响程度仍不太清楚,有必要进行更深入的研究。

冷暖气候突变的 Dansgaard-Oeschger 事件 (D-O 事件) 引发了末次冰期以来千年尺度气候变化的研究热潮<sup>[6-7]</sup>。格陵兰冰芯的研究最先报道了 D-O 事件,该事件还出现在许多全球气候记录中,如湖泊、洞穴、海洋沉积物<sup>[8-9]</sup>。Heinrich 事件和 D-O 事件并不是两个孤立的气候演变过程,Heinrich 事件发生在 D-O 事件的最冷格陵兰冰阶 (Greenland Stadial), 期间释放大量的融水和碎屑,这些碎屑大多来自更新世晚期的北美劳伦泰冰盖<sup>[8,10-11]</sup>。通过北大西洋的 IRD 异常增加可以识别出 Heinrich 层,证实了冰盖的不稳定性和深层环流的减弱,导致北大西洋周围的气候极为寒冷<sup>[12-13]</sup>。

了解过去海洋表层温度 (sea-surface temperature, SST) 的变化对理解现代和过去海洋表层环流起着至关重要的作用。浮游有孔虫作为水体环境信息的载体,其分布受 SST、盐度、营养盐等影响<sup>[2,14-15]</sup>。人们一直对使用浮游有孔虫的分布、相对丰度和稳定同位素 ( $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$ ) 等方法探究上层水团变化十分感兴趣。CLIMAP (Climate Long-Range Investigation, Mapping and Prediction) 首先利用浮游有孔虫转换函数评估了北大西洋末次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM) 的 SST<sup>[16-17]</sup>。Ruddiman 和 McIntyre<sup>[18-19]</sup> 结合  $\delta^{18}\text{O}$  和有孔虫组合,重建了末次冰期上层水团性质特征和表层环流变化。Pflaumann 等<sup>[20]</sup> 改进了浮游有孔虫组合数据库,使有孔虫组合与 SST 具有更好的相关性,后被用于 LGM 表层水团和环流的评估<sup>[21]</sup>。Rashid 和 Boyle<sup>[22]</sup> 研究 IRD 带南缘代表不同栖息深度的 3 种浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ , 评估了 Heinrich 事件期间上层水体的混合程度。然而,他们并未将有孔虫组合与  $\delta^{18}\text{O}$  结合在一起,对上层水团变化的了解并不充分<sup>[22-23]</sup>。此外,尚不清楚两种主要浮游有孔虫 *Neoglobobulimina incompta* (*N. incompta*) 和 *Neoglobobulimina pachyderma* (*N. pachyderma*) 的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  之间的关系受上层水团变化的影响程度<sup>[24-25]</sup>。

本研究以 Hu71022 航次在北大西洋中脊 45°N 区采集的岩心 Hu71-377 为研究对象,旨在通过 IRD、

浮游有孔虫组合、 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  来探讨氧同位素 3 期 (marine isotope stage, MIS3) 以来北大西洋 45°N 区的上层水文环境变化。本研究还结合大洋钻探计划 DSDP609<sup>[8]</sup> 站位 (Deep Sea Drilling Project) 和格陵兰冰芯 NGRIP<sup>[7]</sup> (North Greenland Ice Core Project) 的古海洋学记录,建立了 Hu71-377 年龄模型,为重建 45°N 区古海洋环境提供重要依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 材料

本次研究样品来自 Hu71022 航次获取的岩心 Hu71-377 (45.3181°N、27.2561°W, 长 11.5 m, 水深 2631 m)。该岩心位于 IRD 带内 (图 1)<sup>[26]</sup>, 保存完好且不存在沉积间断。Scott 等<sup>[27]</sup> 曾对该岩心进行间隔 10 cm 取样的分辨率研究, 获得 117 个样品。后来, 又在几个深度间隔补采了 30 个新样品以提高分辨率, 共计 147 个样品。研究主要集中在岩心 0 ~ 650 cm 深度区间, 仅使用 83 个样品进行分析。

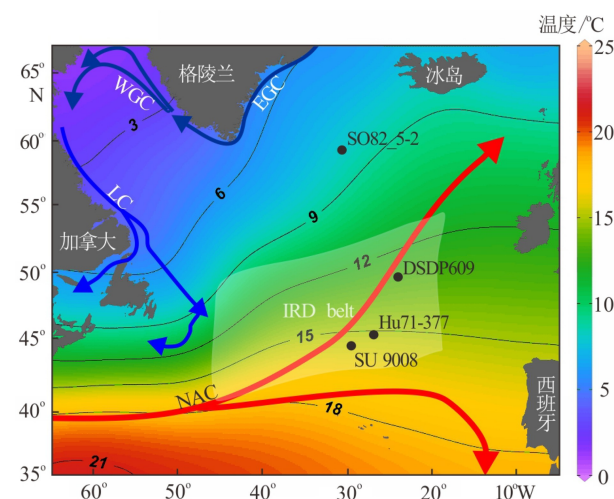


图 1 北大西洋 Hu71-377 与相关岩心<sup>[8,28-29]</sup>的位置以及洋流和 SST 分布

NAC—北大西洋暖流, LC—拉布拉多寒流, EGC—东格陵兰流, WGC—西格陵兰流, 白色阴影表示 IRD 带。数据来源于 World Ocean Atlas 18, 由 Ocean Data View 绘制。

Fig.1 Location map for Core Hu71-377 and related cores<sup>[8,28-29]</sup> and the distribution of currents and SST in the North Atlantic

NAC—North Atlantic Current, LC—Labrador Current, EGC—East Greenland Current, WGC—West Greenland Current, white shade indicates the IRD belt. Data were download from World Ocean Atlas 18 and plotted by Ocean Data View.

1.2 方法

采集的样品首先在室温下浸泡 24 h, 直至样品在水中完全分散, 再采用 63 μm 的筛子进行湿筛。用滤纸收集筛网中大于 63 μm 粒径的样品, 放入 60 ℃ 的烘箱中干燥 24 h 备用。

IRD 鉴别及其含量: IRD 是由浮冰携带的粗碎屑颗粒, 当浮冰融化时, 粗碎屑颗粒被释放到海水中并沿水柱沉降海底; IRD 含量可用来提供冰山数量、分布、冰川侵蚀和水温等信息。本研究 IRD 鉴别采用最常见和最直接的方法: 对 >150 μm 粗碎屑颗粒(表面有尖锐棱角)进行计数<sup>[30]</sup>。

浮游有孔虫鉴定与相对丰度统计: 筛出 >150 μm 粒径样品, 并在分样器上进行缩分。7 ~ 8 次缩分后将样品均匀洒在 9×9 网格的黑底托盘上, 放在双目显微镜下观察并统计完整壳壁的有孔虫总数, 当确定有孔虫总数超过 300 且小于 600 个时, 进行浮游有孔虫鉴定和统计; 若有孔虫总数不足 300 个或超过 600 个, 则减少或增加 1 次缩分。此计数手段在海洋沉积学和古海洋学研究中是一种常用方法<sup>[8,22,31]</sup>, 本研究中浮游有孔虫鉴定参考 Tolderlund 和 Bé<sup>[14]</sup>以及 Schiebel 和 Hemleben<sup>[15]</sup>的方法。

δ<sup>18</sup>O、δ<sup>13</sup>C 测试和壳体质量: 从 150 ~ 250 μm 样品中分别挑选出 20 个表面无杂质的 *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 完整壳体。用 Metler Toledo 微量天平称取这 20 个壳体总质量, 最后计算出单个壳体质量。δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C 测试在美国南佛罗里达大学地质实验室进行, 使用配备 Kiel III 碳酸盐前处理装置的 Finnigan-MAT 252 同位素质谱仪来测定。δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C 测试的标准偏差分别是 0.07‰ 和 0.04‰<sup>[32]</sup>。

AMS<sup>14</sup>C 测年: 进行 AMS<sup>14</sup>C 测试的有孔虫包括 *N. pachyderma*、*Globigerina bulloides* (*G. bulloides*) 和 *Globorotalia inflata* (*G. inflata*)。分别在岩心 0 ~ 2 cm、68.5 ~ 69.5 cm、115 ~ 116 cm、256 ~ 257 cm 和 389 ~ 390 cm 的样品中挑出壳体粒径为 150 ~ 250 μm 的完整有孔虫壳体。每个样品需 400 ~ 500 个有孔虫壳体进行 AMS<sup>14</sup>C 测年, 重 6 ~ 8 mg。AMS<sup>14</sup>C 测试在美国加利福尼亚大学欧文分校的 W M Keck AMS 实验室完成。

2 结果

2.1 年龄模型

将表 1 中 5 个 <sup>14</sup>C 数据在 MATLAB 中运行 Unda-

table<sup>[33]</sup>, 并采用 Marine20 校正曲线<sup>[34]</sup>, 将年龄模型控制在 1.3 至 40.9 ka, 即岩心 0 至 390 cm。Undatable 中执行“100 000”仿真, 得到的年龄-深度关系模型如图 2a 所示, 取平均值计算沉积速率(图 2b)。沉积速率在 28.9 ~ 40.9 ka 最高(13.2 cm/ka), 随后逐渐降低并在 1.3 ~ 12.9 ka 降至最低(5.9 cm/ka)(图 2b)。

通过与格陵兰冰芯 NGRIP 年代框架<sup>[7,35]</sup>和北大西洋深海沉积物中 Heinrich 层<sup>[36-37]</sup>对比, 获得 40 ka 以上的年龄且校正 Hu71-377 近 50 ka 以来的年龄模型<sup>[38-39]</sup>。综合 IRD、*N. pachyderma* 丰度和 δ<sup>18</sup>O 值识别 Hu71-377 主要的 Heinrich 层(表 2, 图 3), Heinrich 层

表 1 岩心 Hu71-377 <sup>14</sup>C 年龄及日历年龄  
Table 1 <sup>14</sup>C Age and Calendar Age of the core Hu71-377

| 深度/cm       | 实验ID        | <sup>14</sup> C 年龄/a | 测试材料                 | 日历年龄/ka |
|-------------|-------------|----------------------|----------------------|---------|
| 0 ~ 2       | UCI-212 015 | 1930±15              | <i>G. inflata</i>    | 1.333   |
| 68.5 ~ 69.5 | UCI-214 037 | 11 545±25            | <i>G. inflata</i>    | 12.860  |
| 115 ~ 116   | UCI-23 843  | 15 840±60            | <i>N. pachyderma</i> | 18.174  |
| 256 ~ 257   | UCI-212 021 | 25 610±80            | <i>G. inflata</i>    | 28.887  |
| 389 ~ 390   | UCI-214 039 | 37 120±230           | <i>G. bulloides</i>  | 40.920  |

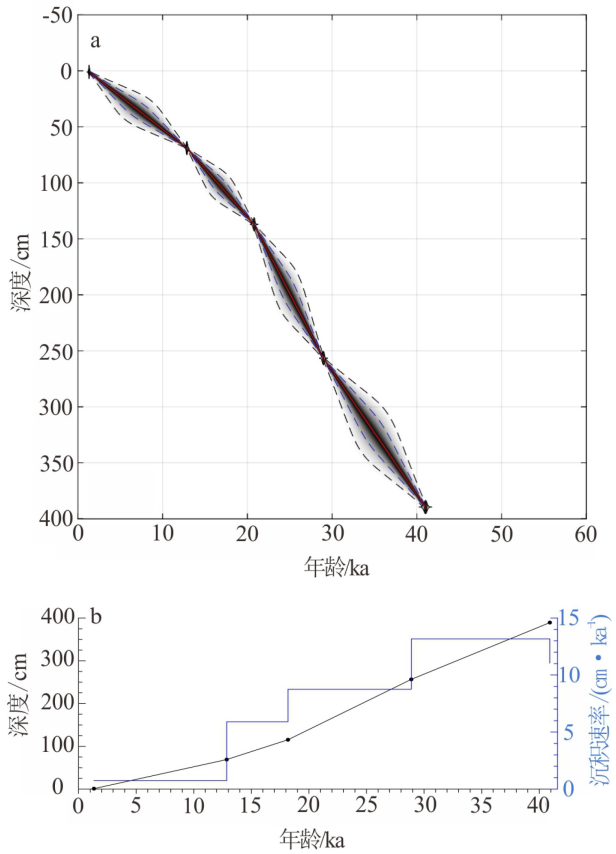


图 2 岩心 Hu71-377 深度-年龄模型 (a) 和沉积速率 (b)  
Fig.2 The depth-age model(a)and sedimentation rates of core Hu71-377(b)

表 2 NGRIP 冰芯、DSDP609 岩心和 Hu71-377 岩心的 Heinrich 事件相关控制点  
Table 2 Heinrich events in the ice core NGRIP, core DSDP609 and core Hu71-377

| 控制点        | NGRIP <sup>[36]</sup> |                                | DSDP609 <sup>[35]</sup> |                                | Hu71-377 <sup>[27]</sup> |                                |
|------------|-----------------------|--------------------------------|-------------------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------------|
|            | 年龄/ka                 | $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ | 深度/cm                   | $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ | 深度/cm                    | $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ |
| Heinrich 1 | 15.58                 | -44.56                         | 88                      | 4.25                           | 110.5                    | 4.30                           |
| Heinrich 2 | 23.72                 | -45.29                         | 120                     | 3.89                           | 178                      | 4.14                           |
| Heinrich 3 | 29.70                 | -46.45                         | 158                     | 3.93                           | 273.5                    | 3.54                           |
| Heinrich 4 | 38.72                 | -44.41                         | 248                     | 3.88                           | 405.5                    | 3.34                           |
| Heinrich 5 | 48.16                 | -45.08                         | 305                     | 3.67                           | 562.5                    | 3.46                           |

有以下特征: (1)有丰富的碎屑碳酸盐(IRD 含量较高); (2)*N. pachyderma* 丰度增加和 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻<sup>[8,22]</sup>。据此标志特征, 岩心 Hu71-377 和 DSDP609 中 Heinrich 1、2 和 4 沉积层具有相似的 IRD、*N. pachyderma* 丰度和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征。

综上, Hu71-377 的年龄模型如图 4 所示, 时间序列大致分为: 0~90 cm 为 MIS1(14.3 ka 至现代, 包括全新世 10 ka 至今<sup>[40]</sup>, 对应 0~50 cm); 91 本文针对滨海地区地下咸水的来源和演化问题, 以江苏盐城为研究区, 通过水化学, 同位素的方法, 对研究区的地下水做了大量现场调查和分析研究工作, 具有一定的理论意义和应用价值。本次修改在之前的提出的问题上做了较多改正, 文章质量具有提高, 可刊用。256 cm 为 MIS2, 对应时间序列 14.3~28.9 ka (LGM 发生在 19~26.5 ka<sup>[41]</sup>, 对应 126~219 cm); MIS3 期(28.9~51.3 ka)位于岩心 257~650 cm。参考 Griem 等<sup>[38]</sup>对 MIS3 期的划分, 本研究中 MIS3 期可划分为暖期(本研究中为 40~51.3 ka)和冷期(28.9~40 ka)。

2.2 IRD 和浮游有孔虫组合变化

Hu71-377 的 IRD 含量变化很大, 范围为 128~43552 枚(图 4a)。MIS3 期 IRD 含量最低, IRD 峰值(>10000 枚)出现在 Heinrich 5、Heinrich 4、37.6 ka、35.9 ka 和 Heinrich 3。MIS2 期 IRD 含量最高, IRD 最大值出现在 Heinrich 2。14.8 ka IRD 峰值对应 Heinrich 1。MIS1 以来 IRD 含量减少, 无明显峰值。

浮游有孔虫主要由 *N. pachyderma*、*N. incompta*、*G. bulloides*、*G. inflata*、*Turborotalita quinqueloba*(*T. quinqueloba*) 组成, 其中 *N. pachyderma* 最丰富(图 4b、4d-g)。全新世还有少量粉色和白色 *Globigerinoides ruber*(*G. ruber*)。MIS3 期 *N. incompta*、*G. bulloides* 和 *G. inflata* 丰度最高, 在 31~35 ka 出现最大值 35.84%、

18.24% 和 27.53%; 而 *N. pachyderma* 相对丰度较低, 仅在 Heinrich 4 出现极大值。*N. pachyderma* 在 MIS2 期逐渐增加, 而 *N. incompta*、*G. bulloides* 和 *G. inflata* 相对丰度偏低。MIS1 以来 *N. pachyderma* 和 *T. quinqueloba* 减少, *N. incompta*、*G. bulloides* 和 *G. inflata* 相对丰度增加。

2.3 *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$

Hu71-377 中 *N. pachyderma* 的  $\delta^{18}\text{O}$  为 2.67‰~4.30‰, 平均 3.39‰(图 4h)。MIS3 期  $\delta^{18}\text{O}$  偏轻, 在 Heinrich 4 明显变轻(2.80‰)。Heinrich 4 后  $\delta^{18}\text{O}$  逐渐变重, 至 Heinrich 1 前  $\delta^{18}\text{O}$  达到最大值(4.30‰), 期间 Heinrich 2 有极小值(3.41‰)。Heinrich 1 期间  $\delta^{18}\text{O}$  显著变轻。在 MIS1 期  $\delta^{18}\text{O}$  偏轻, 平均 3.23‰。*N. pachyderma* 和 *N. incompta* 的  $\delta^{13}\text{C}$ (分别用  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  表示)分别在 -1.76~0.27‰和 -0.89~0.57‰变化(图 4i、4j)。MIS3 期  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  比  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  重, 平均为 0.18‰和 -0.32‰。除 17 ka 有 2 个  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  异常低值外, MIS2 和 MIS1 期  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  相似。所有 Heinrich 事件中, Heinrich 4 和 5 期间显示较大的  $\delta^{13}\text{C}$  差值, 为 0.65‰和 0.80‰, 而 Heinrich 1 和 2 期间  $\delta^{13}\text{C}$  差值接近零。

2.4 *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 壳体质量

Hu71-377 中 *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 壳体质量分别为 5.47~12.70 μg/个和 5.06~10.65 μg/个, 平均值为 8.89 μg/个和 7.65 μg/个(图 4k、4l)。35~51.3 ka 和 Heinrich 1 期间 *N. incompta* 与 *N. pachyderma* 壳体质量相同, 其中 *N. pachyderma* 质量在 Heinrich 1 期间增加 34.6%。LGM 和全新世 *N. incompta* 壳体质量偏轻, *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 间的质量差为 3 μg/个(图 4k、4l)。

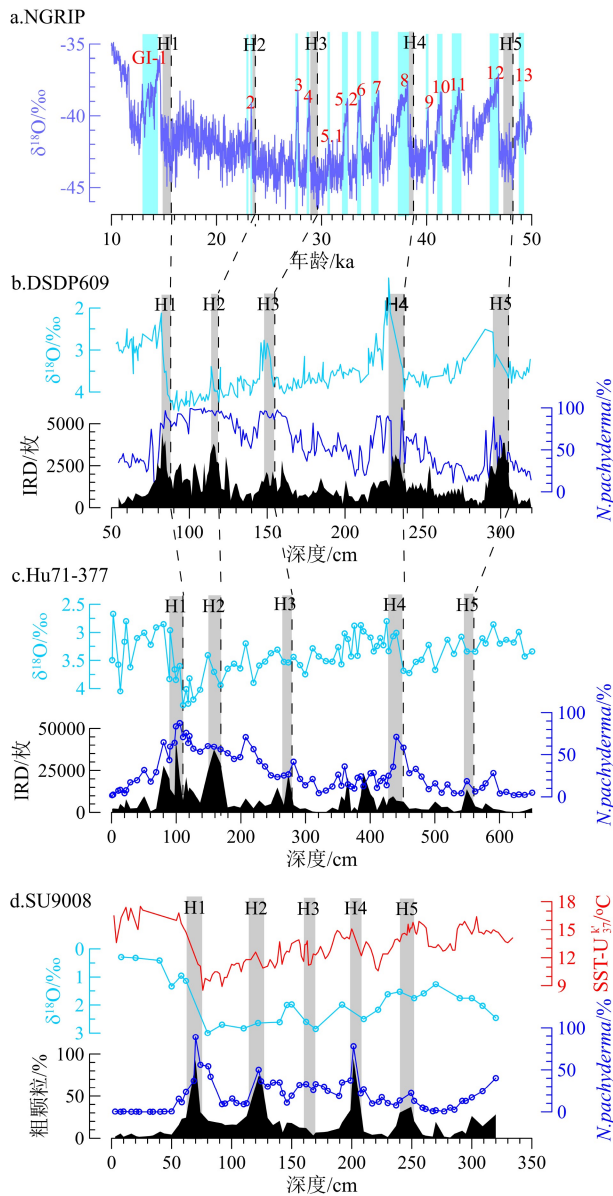


图3 北大西洋 Hu71-377 岩心 IRD、*N. pachyderma* 相对丰度和  $\delta^{18}\text{O}$  指标与 DSDP609 岩心<sup>[36]</sup> 和 NGRIP 冰芯<sup>[35]</sup> 地层学对比以及 SU9008 岩心<sup>[28]</sup> 相关指标

Fig.3 IRD, relative abundance of *N. pachyderma* and  $\delta^{18}\text{O}$  in core Hu71-377 and their correlation with core DSDP609<sup>[36]</sup>, ice core NGRIP<sup>[35]</sup> and core SU9008<sup>[28]</sup>

### 3 讨论

#### 3.1 Heinrich 事件

与北大西洋岩心 DSDP609 和 SU9008 数据对比, Hu71-377 中 IRD 分布模式与北大西洋中纬度 (40°~55°N) 岩心<sup>[10,28,36]</sup> 记录相符 (图3)。岩心 Hu71-377 中识别了 5 个位于 MIS3 至 MIS2 期的 Heinrich

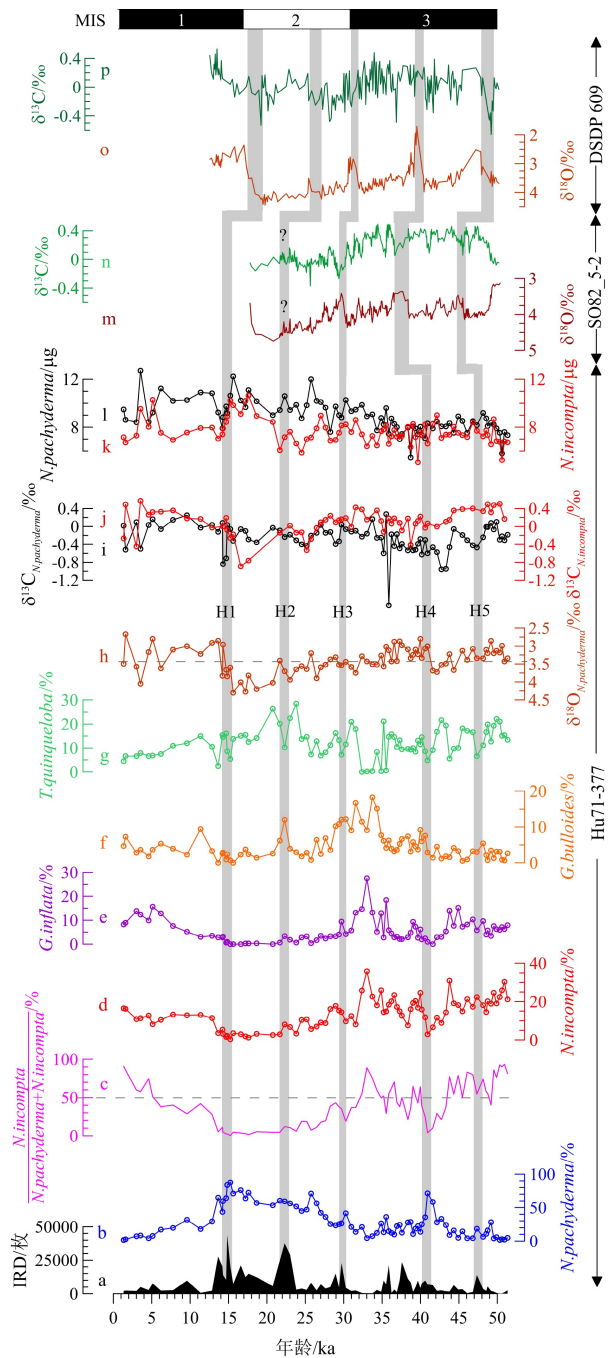


图4 北大西洋 Hu71-377 岩心 IRD、有孔虫相对丰度、 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$ 、壳体质量等指标与岩心 SO82\_5-2<sup>[29]</sup> 和 DSDP609<sup>[37]</sup> 的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  指标

“?”表示岩心 SO82\_5-2 中 Heinrich 2 的年龄模型存在不确定性, 因为 van Kreveld 等<sup>[29]</sup> 未对 Heinrich 2 有详细定义, 并且与其他 Heinrich 层相比, Heinrich 2 中  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  特征不明显。

Fig.4 IRD, relative abundance of foraminifera,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ , and weights of foraminifera in core Hu71-377 and their correlation with  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  from core SO82\_5-2<sup>[29]</sup> and core DSDP609<sup>[37]</sup> “?” represents an uncertain age model of Heinrich 2 in core SO82\_5-2, since van Kreveld et al. (2000)<sup>[29]</sup> did not provide detailed definition for Heinrich 2 and the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in Heinrich 2 in SO82\_5-2 are not well correlated with other Heinrich layers

层, 其中 Heinrich 1、2 和 4 层都具有与 IRD 带内 Heinrich 层相一致的高 IRD 含量、高 *N. pachyderma* 丰度及轻  $\delta^{18}\text{O}$  特征。值得注意的是, Hu71-377 中 Heinrich 4 期间  $\delta^{18}\text{O}$  减少了 1.0‰, 与北大西洋 43°~50°N 岩心中  $\delta^{18}\text{O}$  减少 0.5‰ ~ 1.7‰ 相符<sup>[42]</sup>; 但是 Hu71-377 中 Heinrich 4 层没有与其他岩心一样出现异常的 IRD 值, 尚不清楚其具体原因。

研究表明, 北大西洋东部岩心 Heinrich 3 层中缺少碎屑碳酸盐记录 (IRD 含量较低)<sup>[43]</sup>, 而其他 Heinrich 层中都有明显的 IRD 峰值特征, 这与 Hudson Strait 释放的冰山有关<sup>[10-11]</sup>。但是, 在 Hu71-377 和 DSDP609 的 IRD 记录中 Heinrich 3 层都有一个狭窄的 IRD 高峰, 反映了 Heinrich 3 期间研究区发生短时间的冰盖扩张。此外, 与岩心 SU9008<sup>[28]</sup> 记录相似, 岩心 Hu71-377 中 Heinrich 3 层也没有较高的 *N. pachyderma* 丰度特征, 可能反映了 Heinrich 3 期间极地锋在短时间内南移至 45°N。

Heinrich 事件期间融水释放使得  $\delta^{18}\text{O}$  变轻<sup>[22,44]</sup>, 但 Hu71-377 中 Heinrich 3 和 5 层未观察到与 Heinrich 1、2 和 4 层一样的  $\delta^{18}\text{O}$  变化特征, 一方面可能是低分辨率采样所致 (间隔 5 ~ 10 cm); 另一方面, 与 DSDP609 相比, 位于 IRD 带西南位置的 Hu71-377 易受到亚热带环流圈和亚极地环流圈的交替影响。因为冰期亚热带环流圈和亚极地环流圈的南缘以及最大冰山融化带<sup>[26]</sup> 是变动的, 它们在 Heinrich 期间没有固定位置<sup>[31]</sup>。在 Heinrich 1、2 和 4 期间, Hu71-377 站位受冰山融水的影响更强烈, 而 Heinrich 3 和 5 期间可能有更多的暖水流入, 从而减弱了冰山融水的影响, 这是  $\delta^{18}\text{O}$  在 Heinrich 3 和 5 期间与 Heinrich 1、2 和 4 期间变化不同的原因之一。在附近岩心 SU9008 中发现了相似的  $\delta^{18}\text{O}$  差异, Missiaen 等使用浮游有孔虫组合报道了近 45 ka 以来 SU9008 站位的 SST 变化<sup>[45]</sup>, 发现 Heinrich 2 和 4 开始时 SST 下降, 随后 SST 逐渐升高, 表明北大西洋暖水在 Heinrich 2 和 4 后输入 SU9008 站位。而 Heinrich 3 期间没有明显的 SST 变化, 这意味着 Heinrich 3 期间北大西洋暖水盛行。因此, SU9008 站位 Heinrich 3、5 期间不同于 Heinrich 2、4 期间 SST 的变化可以归因于 Heinrich 3、5 期间北大西洋暖流输入, 海表热量增加, 该现象可能同样发生在 Hu71-377 站位。此外, 通过比较岩心 CH69-K09 和 CHN82-20 中 3 种浮游有孔虫 *G. bulloides* (0 ~ 30 m)、*N. incompta* (30 ~ 100 m) 和 *N. pachyderma* (100 ~ 250 m) 的  $\delta^{18}\text{O}$  值, Rashid 和 Boyle 认为 Heinrich 事件期间上层水体混合深度不同, 从而导致  $\delta^{18}\text{O}$  的变化不同<sup>[22]</sup>。本研

究中仅记录了温跃层栖息的 *N. pachyderma* (100 ~ 250 m) 在 Heinrich 3 和 5 期间无明显  $\delta^{18}\text{O}$  轻值, 因此不能排除海水混合影响了最上层水体 (温跃层以上) 的可能性。

### 3.2 有孔虫组合及其古海洋学意义

在极地至亚极地海区, *N. pachyderma* 常见于温跃层, 其较高的通量和相对丰度与低 SST 相对应<sup>[14,46]</sup>。Govin 等将 40°N 以北的 *N. pachyderma* 相对丰度与 SST 相关联: *N. pachyderma* 相对丰度为 80% 相当于 ~4 °C<sup>[46]</sup>, 且 *N. pachyderma* 丰度随 SST 增加而减少, 这与 Pflaumann 等的转换函数结果一致<sup>[20]</sup>。*N. incompta* 是常见于过渡带至亚极地的混合层种, 并且在研究区其相对丰度变化是北大西洋暖流流入的指标之一<sup>[47-48]</sup>。由此可知, *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 均受 SST 影响, 表现出截然不同的生态意义: *N. pachyderma* 代表较冷的水文环境 (<9 °C)<sup>[47]</sup>; 而 *N. incompta* 代表相对温暖的水文环境 (10 ~ 18 °C)<sup>[14,49]</sup>。研究 50°N ~ 65°S 海域浮游有孔虫对 SST 的敏感性时, Zaric 等<sup>[47]</sup> 提出 *N. incompta* 在约 9 °C 超过 *N. pachyderma* 的相对丰度, 这与 Govin 等<sup>[46]</sup> 的研究相符。岩心 Hu71-377 的数据显示, *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 占优势, 它们的相对丰度呈镜像关系, *N. incompta* 与 *N. pachyderma* 丰度的比值<sup>[50]</sup> 可能反映与水团变迁有关的 SST 变化 (图 4c), 该结果与附近岩心 SU9008<sup>[51]</sup> (图 3d) 和 T88-9p<sup>[52]</sup> 中利用  $U_{37}^*$  温度指标得到的 SST 变化趋势一致。当它们的比值高于 50% 时, SST 高于 9 °C, 反之则相反。MIS2 期 *N. incompta* 与 *N. pachyderma* 丰度的比值低于 50%, 反映了极地水团侵入导致 SST 降低 (<9 °C), 这主要与极地锋南移<sup>[53]</sup> 有关。此外, *T. quinqueloba* 相对丰度随 *N. pachyderma* 同步增加, SU9003 站位记录了相同的浮游有孔虫组合变化<sup>[31]</sup>, 反映了极地锋在 MIS2 期至少南移至 40°N 区, 因此北大西洋 40°N 以北上层水体被极地冷水覆盖, 有利于 *N. pachyderma* 和 *T. quinqueloba* 生长。相反, 它们的比值在 MIS3 期暖期高于 50%, 还在全新世逐渐增加至 85%, 都暗示了相对温暖的海洋环境, 反映北大西洋暖流流入, 导致 SST 较高。

值得注意的是, *N. incompta* 丰度最大值出现在 31 ~ 35 ka, *G. bulloides* 和 *G. inflata* 丰度也相应增大 (图 4d-f)。由于北大西洋 45°N 区 *N. incompta*、*G. bulloides* 和 *G. inflata* 的相对丰度大小反映与北大西洋暖流流入<sup>[48]</sup> 有关的上层水体变化, 因此该期间上层水体变化可能具有强烈的季节性特征。Jonkers

等<sup>[30]</sup>报道了北大西洋暖流流入和有孔虫季节性生长,可能导致 Heinrich 4 后 SST 升高。由此,我们推测研究区北大西洋暖流在 31 ~ 35 ka 并未减弱,且在夏季增强,导致这些浮游有孔虫在温暖季节勃发,因此其相对丰度增加。

### 3.3 浮游有孔虫碳氧同位素记录与上层水体性质

岩心 Hu71-377 在全新世、MIS3 期暖期的 D-O 事件以及 Heinrich 期间的  $\delta^{18}\text{O}$  值轻于其平均值,反映上层水体扰动,相似的  $\delta^{18}\text{O}$  特征也在北大西洋沉积记录中发现。浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  主要受 SST 和盐度影响,因此 SST 升高和冰融水导致的盐度降低,都将导致 *N. pachyderma* 的  $\delta^{18}\text{O}$  变轻<sup>[22,44]</sup>。结合岩心 Hu71-377 的浮游有孔虫组合显示,*N. pachyderma* 和 *N. incompta* 的相对丰度比值在全新世和 MIS3 期暖期(主要为 D-O 事件)较高,反映 SST 较高,这与较轻的  $\delta^{18}\text{O}$  值一致。甚至有孔虫壳体  $\delta^{18}\text{O}$  与 SST 的相关性表明,当 SST 升高 1 °C 时,*N. pachyderma* 的  $\delta^{18}\text{O}$  降低 0.25 ‰<sup>[54]</sup>。盐度也是影响  $\delta^{18}\text{O}$  的重要因素,在研究区可以排除河流淡水注入的可能性,但是 D-O 事件和 Heinrich 事件期间不同来源的淡水注入也会使得  $\delta^{18}\text{O}$  变轻<sup>[4,42]</sup>。特别是 Heinrich 事件大量冰融水注入研究区,导致海水盐度显著降低,同时 *N. pachyderma* 栖息在较深的水体中<sup>[14]</sup>,受盐跃层的影响,其  $\delta^{18}\text{O}$  变轻。但是, Hu71-377 站位的  $\delta^{18}\text{O}$ 、IRD 和 *N. pachyderma* 相对丰度的多变(图 3),说明了并非所有的 Heinrich 事件期间冰融水同等程度的影响上层水体结构。

底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  常被用来示踪深水团演化和重建过去海洋环流<sup>[55-56]</sup>,如底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  在 LGM 变轻,反映北大西洋深层水输入减弱。浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  和底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  反映了不同性质的水团和海洋环境。浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  是海水中总溶解无机碳( $\Sigma\text{CO}_2$ )  $\delta^{13}\text{C}$  的函数<sup>[57]</sup>,海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  主要受控于:(1)有机质形成和降解所引起的  $\delta^{13}\text{C}$  变化<sup>[57-58]</sup>,如光合作用、营养盐等;(2)海气交换引起的  $\delta^{13}\text{C}$  变化,如风的扰动引起强烈的海气交换<sup>[59]</sup>。此外,大量冰融水注入也可以解释  $\delta^{13}\text{C}$  变轻<sup>[44,60]</sup>,如北大西洋岩心(包括 DSDP609 和 SO82\_5-2,图 4m-p)中 *N. pachyderma* 的  $\delta^{13}\text{C}$  在 Heinrich 期间明显变轻<sup>[29,37]</sup>。尽管  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  也显示  $\delta^{13}\text{C}$  轻值,但是在 Hu71-377 站位冰融水可能对  $\delta^{13}\text{C}$  的影响不大。综合  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  以及浮游有孔虫组合变化,发现 Heinrich 事件期间 *G. bulloides*、*G. inflata* 和 *T. quinqueloba* 等浮游有孔虫的相对丰度较低,

而 *N. incompta* 和 *N. pachyderma* 仍占主导地位,因此 *N. incompta* 和 *N. pachyderma* 代表了这些浮游有孔虫生长的上层水体环境,它们的  $\delta^{13}\text{C}$  主要反映该期间海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  变化,即  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  直接反映了 Heinrich 事件期间研究区的上层水体环境。

由于表层海水的光合作用优先吸收较轻的  $^{12}\text{C}$ ,导致表层海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  变重。有机质在沉降过程中(生物泵效应)被降解,使海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  随水深加大而变轻<sup>[55]</sup>,这样导致混合层种 *N. incompta* 的  $\delta^{13}\text{C}$  重于温跃层种 *N. pachyderma*。因此,在本研究中  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值被用来反映 Heinrich 事件期间温跃层的深浅。Heinrich 1 和 2 期间  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值减小,说明温跃层变深。除冰融水注入导致混合层变深外,该现象还可能是由于 MIS2 冷期强风驱动引起的海水垂向混合<sup>[22,59]</sup>,使得  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  随混合层加深而变轻,所以  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值减小。但是,Heinrich 4 和 5 期间  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值增大,表明季节性温跃层变浅,推测是由于夏季北大西洋暖流增强导致的。该结果与 Keigwin 和 Boyle 的发现一致:当温跃层变浅或夏季水体分层时,*N. incompta* 和 *N. pachyderma* 的  $\delta^{13}\text{C}$  差值较大<sup>[56]</sup>。

在西北太平洋有一项研究,李铁刚等<sup>[61]</sup>分析了西北太平洋过去 40 ka 以来混合层种 *G. ruber* 和温跃层种 *Neogloboquadrina dutertrei* 的  $\delta^{13}\text{C}$ ,通过  $\delta^{13}\text{C}$  差值反映的营养盐梯度,探讨了与黑潮有关的对马暖流的演化和变动。如黑潮的存在和陆源淡水输入引起营养盐梯度的变化,使  $\delta^{13}\text{C}$  差值增大。混合层和温跃层的营养盐梯度是否可以用来反映贫营养的北大西洋暖流的强弱尚不清楚。倘若这一假设能够应用于北大西洋暖流的演化,那么 Heinrich 4 和 5 期间北大西洋暖流夏季增强时,引起研究区混合层和温跃层的营养盐梯度增大,此时  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值增大也可能是温暖而贫营养的水团在近表层聚集, $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  变重所致。

此外,研究表明同一种内有孔虫壳体质量和壳体大小的差异会引起  $\delta^{13}\text{C}$  不同程度的差异<sup>[56,62-63]</sup>。Hu71-377 中 *N. pachyderma* 壳体质量在 Heinrich 1 期间增加 34.6%,而  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  不变(图 4i、4l),这与 Kohfeld 等研究结果相符<sup>[24]</sup>。*N. incompta* 壳体质量与  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  在 LGM 呈正相关而在全新世呈负相关(图 4j、4k),说明了壳体质量可能会引起壳体  $\delta^{13}\text{C}$  与海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  偏移。因此,在讨论上述  $\delta^{13}\text{C}$  差值反映上层水体环境时,不排除 Heinrich 期

间壳体质量增加可能导致  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  变重。然而, 我们尚不知晓此类偏移程度具体与哪些因素有关, 该结论还有待商榷。

## 4 结论

(1) 北大西洋中纬海域岩心 Hu71-377 识别了 5 个位于 MIS3—MIS2 的 Heinrich 层。其中 Heinrich 1、2 和 4 层都具有 IRD 峰值、*N. pachyderma* 高丰度及  $\delta^{18}\text{O}$  轻值特征, 这与 IRD 带内 Heinrich 层的特征一致, 但是 Heinrich 3 和 5 层中  $\delta^{18}\text{O}$  值没有明显变轻, 该期间可能有更多的暖水输入, 从而减弱了冰山融水的影响。

(2) 浮游有孔虫以 *N. pachyderma* 和 *N. incompta* 为主, 其相对丰度的比值与 SST 相关, 可能反映与极地锋扩张有关的冷水团输入和与北大西洋暖流增强有关的暖水团输入。*N. incompta*、*G. bulloides* 和 *G. inflata* 相对丰度最大值出现在 31 ~ 35 ka, 该现象具有较强的季节性特征, 可能反映夏季北大西洋暖流增强。

(3) 浮游有孔虫组合和  $\delta^{13}\text{C}$  结果表明, Heinrich 事件期间 *N. incompta* 和 *N. pachyderma* 占主导地位, 通过  $\delta^{13}\text{C}_{N.incompta}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{N.pachyderma}$  差值主要反演研究区上层水体环境。Heinrich 1 和 2 期间差值减小, 可能受温跃层变深或强风驱动的海水垂向混合控制, 而 Heinrich 4 和 5 期间差值增大, 说明季节性温跃层变浅, 推测与北大西洋暖流增强和夏季水体分层有关。

**致谢:** 本研究的样品是加拿大自然科学与工程研究委员会 (Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, NSERC) 资助采集, 由 David Scott (Scott 教授隶属于加拿大哈利法斯特戴尔豪西大学) 提供岩心 Hu71-377 样品, 对此深表谢意。感谢国家自然科学基金 (41776064) 资助, 感谢加拿大大西洋沿岸地区机署 (Atlantic Canada Opportunities Agency, ACOA) 以及加拿大纽芬兰和拉布拉多地方政府的支持。感谢中国科学院南海海洋研究所黎刚老师、上海海洋大学罗敏老师对文章进行指点和润色。

## 参考文献 (References)

- [1] Lozier M S, Li F, Bacon S, et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic [J]. *Science*, 2019, 363 (6426): 516-521.
- [2] Cléroux C, Cortijo E, Anand P, et al. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2008, 23 (3): PA3214.
- [3] Holliday N P, Bersch M, Berx B, et al. Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic [J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 585.
- [4] Bagniewski W, Meissner K J, Menviel L. Exploring the oxygen isotope fingerprint of Dansgaard-Oeschger variability and Heinrich events [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 159: 1-14.
- [5] Zhang X, Prange M. Stability of the Atlantic overturning circulation under intermediate (MIS3) and full glacial (LGM) conditions and its relationship with Dansgaard-Oeschger climate variability [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 242: 106443.
- [6] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record [J]. *Nature*, 1993, 364 (6434): 218-220.
- [7] Rasmussen S O, Bigler M, Blockley S P, et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 106: 14-28.
- [8] Bond G C, Heinrich H, Broecker W S, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period [J]. *Nature*, 1992, 360 (6401): 245-249.
- [9] Voelker A H L. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21 (10): 1185-1212.
- [10] Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130, 000 years [J]. *Quaternary Research*, 1988, 29 (2): 142-152.
- [11] Hemming S R. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint [J]. *Reviews of Geophysics*, 2004, 42 (1): RG1005.
- [12] Broecker W. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change [J]. *Nature*, 1994, 372 (6505): 421-424.
- [13] Guo C C, Nisancioglu K H, Bentsen M, et al. Equilibrium simulations of Marine Isotope Stage 3 climate [J]. *Climate of the Past*, 2019, 15 (3): 1133-1151.
- [14] Tolderlund D S, Be A W H. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic [J]. *Micropaleontology*, 1971, 17 (3): 297-329.
- [15] Schiebel R, Hemleben C. Classification and taxonomy of extant planktic foraminifera [C]//Planktic Foraminifera in the Modern Ocean. Berlin: Springer, 2017: 11-110.
- [16] McIntyre A, Kipp N G, Bé A W H, et al. Glacial North Atlantic 18, 000 years ago: A CLIMAP reconstruction [M]//Cline R M, Hays D J. Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1976: 43-76.
- [17] CLIMAP Project Members. The surface of the ice-age earth [J]. *Science*, 1976, 191 (4232): 1131-1137.

[1] Lozier M S, Li F, Bacon S, et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic [J]. *Science*, 2019,

- [18] Ruddiman W F, McIntyre A. The mode and mechanism of the last deglaciation: Oceanic evidence [J]. *Quaternary Research*, 1981, 16(2): 125-134.
- [19] Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1989, 4(4): 353-412.
- [20] Pflaumann U, Duprat J, Pujol C, et al. SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1996, 11(1): 15-35.
- [21] Sarnthein M, Pflaumann U, Weinelt M. Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2003, 18(2): 1047.
- [22] Rashid H, Boyle E A. Mixed-layer deepening during Heinrich events: a multi-planktonic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  approach [J]. *Science*, 2007, 318(5849): 439-441.
- [23] Rashid H, Boyle E A. Response to comment on "Mixed-layer deepening during Heinrich events: a multi-planktonic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  approach" [J]. *Science*, 2008, 320(5880): 1161.
- [24] Kohfeld K E, Fairbanks R G, Smith S L, et al. *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: evidence from northeast water polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediments [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1996, 11(6): 679-699.
- [25] Brummer G J A, Metcalfe B, Feldmeijer W, et al. Modal shift in North Atlantic seasonality during the last deglaciation [J]. *Climate of the Past*, 2020, 16(1): 265-282.
- [26] Ruddiman W F. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N) [J]. *GSA Bulletin*, 1977, 88(12): 1813-1827.
- [27] Scott D B, Baki V, Younger C D, et al. Empirical method for measuring seasonality in deep-sea cores [J]. *Geology*, 1986, 14(8): 643-646.
- [28] Grousset F E, Labeyrie L, Sinko J A, et al. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial north Atlantic (40-55°N) [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1993, 8(2): 175-192.
- [29] Van Kreveld S, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2000, 15(4): 425-442.
- [30] Jonkers L, Moros M, Prins M A, et al. A reconstruction of sea surface warming in the northern North Atlantic during MIS 3 ice-rafting events [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(15-16): 1791-1800.
- [31] Chapman M R, Shackleton N J, Duplessy J C. Sea surface temperature variability during the last glacial-interglacial cycle: assessing the magnitude and pattern of climate change in the North Atlantic [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 157(1-2): 1-25.
- [32] Rashid H, Piper D J W, Drapeau J, et al. Sedimentology and history of sediment sources to the NW Labrador Sea during the past glacial cycle [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 221: 105880.
- [33] Loughheed B C, Obrochta S P. A rapid, deterministic age-depth modeling routine for geological sequences with inherent depth uncertainty [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2009, 34(1): 122-133.
- [34] Heaton T J, Köhler P, Butzin M, et al. Marine20-the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP) [J]. *Radiocarbon*, 2020, 62(4): 779-820.
- [35] Seierstad I K, Abbott P M, Bigler M, et al. Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale  $\delta^{18}\text{O}$  gradients with possible Heinrich event imprint [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 106: 29-46.
- [36] Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice [J]. *Nature*, 1993, 365(6442): 143-147.
- [37] Obrochta S P, Miyahara H, Yokoyama Y, et al. A re-examination of evidence for the North Atlantic "1500-year cycle" at site 609 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2012, 55: 23-33.
- [38] Griem L, Voelker A H L, Berben S M P, et al. Insolation and glacial meltwater influence on sea-ice and circulation variability in the northeastern Labrador Sea during the last glacial period [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2019, 34(11): 1689-1709.
- [39] Lisiecki L E, Stern J V. Regional and global benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stacks for the last glacial cycle [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2016, 31(10): 1368-1394.
- [40] Came R E, Oppo D W, McManus J F. Amplitude and timing of temperature and salinity variability in the subpolar North Atlantic over the past 10 k.y. [J]. *Geology*, 2007, 35(4): 315-318.
- [41] Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, et al. The last glacial maximum [J]. *Science*, 2009, 325(5941): 710-714.
- [42] Cortijo E, Labeyrie L, Vidal L, et al. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146(1-2): 29-45.
- [43] Bond G C, Lotti R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation [J]. *Science*, 1995, 267(5200): 1005-1010.
- [44] Xiao W S, Wang R J, Polyak L, et al. Stable oxygen and carbon isotopes in planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* in the Arctic Ocean: an overview of published and new surface-sediment data [J]. *Marine Geology*, 2014, 352: 397-408.
- [45] Missiaen L, Pichat S, Waelbroeck C, et al. Downcore variations of sedimentary detrital ( $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ ) ratio: implications on the use of  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  and  $^{231}\text{Pa}_{\text{xs}}$  to reconstruct sediment flux and ocean circulation [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19(8): 2560-2573.
- [46] Govin A, Braconnot P, Capron E, et al. Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial [J]. *Climate of the Past*, 2012, 8(2): 483-507.
- [47] Zaric S, Donner B, Fischer G, et al. Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from

- sediment trap data [J]. *Marine Micropaleontology*, 2005, 55 (1-2): 75-105.
- [48] Ottens J J. Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators [J]. *Oceanologica Acta*, 1991, 14 (2): 123-140.
- [49] Morley A, Babila T L, Wright J, et al. Environmental controls on Mg/Ca in *Neogloboquadrina incompta*: A core-top study from the subpolar North Atlantic [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2017, 18 (12): 4276-4298.
- [50] Irvali N, Galaasen E V, Ninnemann U S, et al. A low climate threshold for south Greenland Ice Sheet demise during the Late Pleistocene [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2020, 117 (1): 190-195.
- [51] Villanueva J, Grimalt J O, Cortijo E, et al. Assessment of sea surface temperature variations in the central North Atlantic using the alkenone unsaturation index ( $U_{37}^F$ ) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62 (14): 2421-2427.
- [52] Madureira L A S, Van Krevelend S A, Eglinton G, et al. Late Quaternary high-resolution biomarker and other sedimentary climate proxies in a Northeast Atlantic Core [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1997, 12 (2): 255-269.
- [53] Eynaud F, De Abreu L, Voelker A, et al. Position of the polar front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10 (7): Q07U05.
- [54] Marchitto T M, Curry W B, Lynch-Stieglitz J, et al. Improved oxygen isotope temperature calibrations for cosmopolitan benthic foraminifera [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 130: 1-11.
- [55] Curry W B, Oppo D W. Glacial water mass geometry and the distribution of  $\delta^{13}C$  of  $\Sigma CO_2$  in the western Atlantic ocean [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2005, 20 (1): PA1017.
- [56] Keigwin L D, Boyle E A. Late quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 73 (1-2): 85-106.
- [57] Mook W G, Bommerson J C, Staverman W H. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1974, 22 (2): 169-176.
- [58] Zhan R, Winn K, Samthein M. Benthic foraminiferal  $\delta^{13}C$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina Peregrina* group and *Cibicidoides Wuellerstorfi* [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1986, 1 (1): 27-42.
- [59] Lynch-Stieglitz J, Fairbanks R G, Charles C D. Glacial-interglacial history of Antarctic intermediate water: relative strengths of Antarctic versus Indian Ocean sources [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1994, 9 (1): 7-29.
- [60] Polyak L, Curry W B, Darby D A, et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 203 (1-2): 73-93.
- [61] 李铁刚, 孙荣涛, 张德玉, 等. 晚第四纪对马暖流的演化和变动: 浮游有孔虫和氧碳同位素证据 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 50 (5): 725-735. [LI Tiegang, SUN Rongtao, ZHANG Deyu, et al. Evolution and variation of the Tsushima warm current during the late quaternary: Evidence from planktonic foraminifera, oxygen and carbon isotopes [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2007, 50 (5): 725-735.]
- [62] Elderfield H, Vautravers M, Cooper M. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}O$ , and  $\delta^{13}C$  of species of planktonic foraminifera [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3 (8): 1-13.
- [63] Donner B, Wefer G. Flux and stable isotope composition of *Neogloboquadrina pachyderma* and other planktonic foraminifera in the southern ocean (Atlantic sector) [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1994, 41 (11-12): 1733-1743.