

鄂霍次克海东南部 180 ka BP 以来底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件

吴永华^{①②*}, 石学法^②, 邹建军^②, 程振波^②, 王昆山^②, 葛淑兰^②, 石丰登^②

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

② 国家海洋局第一海洋研究所, 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 青岛 266061

* 联系人, E-mail: yhwu@fio.org.cn

2013-10-31 收稿, 2014-02-14 接受, 2014-04-02 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2013CB429700)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项(2012G07, 2013G38)、国家自然科学基金(40431002, 4071006900, 40906035)和国家海洋局青年海洋科学基金(2013313)资助

摘要 对鄂霍次克海东南部 OS03-1 岩芯 180 ka BP 以来底栖有孔虫内生种 *Uvigerina* spp. 进行了稳定碳同位素分析, 发现了 112~109 ka BP (VI), 102~90 ka BP (V), 85~76 ka BP (IV), 57~54 ka BP (III), 44~40 ka BP (II) 和 17~10 ka BP (I) 的 6 次 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件, 其中发生于 102~90 ka BP 的轻值事件 V 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 降幅最大, 达到了 2.5‰, 其他事件中均达到 1‰ 以上. 研究认为, 这些 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件可能由表层生产力增高、鄂霍次克海中层水形成减弱、最低含氧带加强等因素共同引起. 古菌生物标志物结果表明, 这些 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件没有受到天然气水合物分解和甲烷气体释放的影响.

关键词

底栖有孔虫
 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件
表层生产力
鄂霍次克海中层水
最低含氧带

一般来说, 底栖有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映了深层和底层水体中溶解总无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值. 大洋深层水在高纬海域形成以后, 沿其流动方向, 由于有机质的降解作用, 营养盐含量逐渐增加, 而海水总溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低^[1], 故常常利用底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 值来研究深层水体的营养盐含量及古洋流演化^[2-6]. 底栖有孔虫分为内生种和表生种, 内生种一般生活于沉积物上部 4~16 cm 中^[7], 而表生种则生活于沉积物表面, 所以内生种壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值更真实地反映了孔隙水中总溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 由于受沉积物中有机质降解作用的影响, 内生种的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般比表生种要轻^[8], 尤其在有机碳沉积速率增高时内生种 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显变轻^[9], 所以可以利用底栖有孔虫内生种的 $\delta^{13}\text{C}$ 值来反映表层水生产力的大小. 在冰期/间冰期旋回中, 冰期时底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比间冰期明显偏轻, Shackleton^[10]认为这是由于冰期时陆

地植被面积减小, 从而使大量的 ^{12}C 进入海洋中所引起的. 近年来大量研究表明, 一些快速的较大幅度的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件常常与海底甲烷气体的释放有关^[11-16].

作为太平洋的边缘海, 鄂霍次克海不仅在西北太平洋水文学方面扮演着重要角色, 而且以具有高的初级生产力和可观的季节性海冰覆盖为特征^[17], 是一个典型的气候驱动和生态高度敏感的边缘海, 是进行多学科综合海洋研究的天然实验场, 已引起不同学科研究者的广泛关注^[18]. 现代鄂霍次克海在冬季有大面积海冰在西部形成, 海冰的形成使水体密度增大而下沉, 之后与进入鄂霍次克海的太平洋水体混合后在 200~800 m (或 1000 m) 形成了相对低温而富氧的鄂霍次克海中层水 (OSIW)^[19,20], 大量研究认为 OSIW 是北太平洋中层水 (NPIW) 的主要来源^[20-23]. 有关晚第四纪以来的 OSIW 研究, 目前主要

引用格式: 吴永华, 石学法, 邹建军, 等. 鄂霍次克海东南部 180 ka BP 以来底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件. 科学通报, 2014, 59: 1468-1476

英文版见: Wu Y H, Shi X F, Zou J J, et al. Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ minimum events in the southeastern Okhotsk Sea over the last 180 ka. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0222-9

利用放射虫等微体古生物属种组合来进行, 不过某些被作为中层水指示种的微体古生物属种, 如放射虫 *Cycladophora davisiana* 等^[24-27], 其丰度变化的受控因素目前还存在争议^[24,25,28-30]. Keigwin^[5]通过对末次盛冰期和全新世的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值的对比发现, 在水深小于 2000 m 的样品中底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值在末次盛冰期较重, 指示了在末次盛冰期中层水的通风性要比全新世强, 而大于 2000 m 的深层水体则与现在相似. 目前为止, 在鄂霍次克海尚缺乏较长时间尺度的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分析研究, 本文选取鄂霍次克海东南部 OS03-1 岩芯为研究对象, 以 AMS¹⁴C 测年及 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素曲线为基础建立了年代框架, 对 180 ka BP 以来底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化进行了研究, 重点分析了表层生产力及 OSIW 强弱变化等因素对 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件的影响.

1 材料与方法

(i) 研究材料. OS03-1 柱样岩芯(150°00'36"E, 49°29'51"N, 水深 975 m, 长 381 cm)位于鄂霍次克海东南部科学院隆起(图 1), 系由我国“雪龙号”考察船在 2003 年 7~9 月执行中国第 2 次北极科学考察航次时用重力取样器获取. 该岩芯以灰色-灰绿色粉砂质黏土和黏土质粉砂为主. 对岩芯以 2 cm 间距取样, 在 80~84, 190~200 和 344~348 cm 见有 3 层火山灰层.

(ii) AMS¹⁴C 测年. 在 16~18, 68~70 和 246~248 cm 这 3 个层位挑取浮游有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) 15 mg 进行了 AMS¹⁴C 测年, 其他层位未挑选到足够的有孔虫, 分析测试在美国伍兹霍尔海洋研究所完成.

(iii) 氧、碳同位素测试. 82 个样品进行了氧、

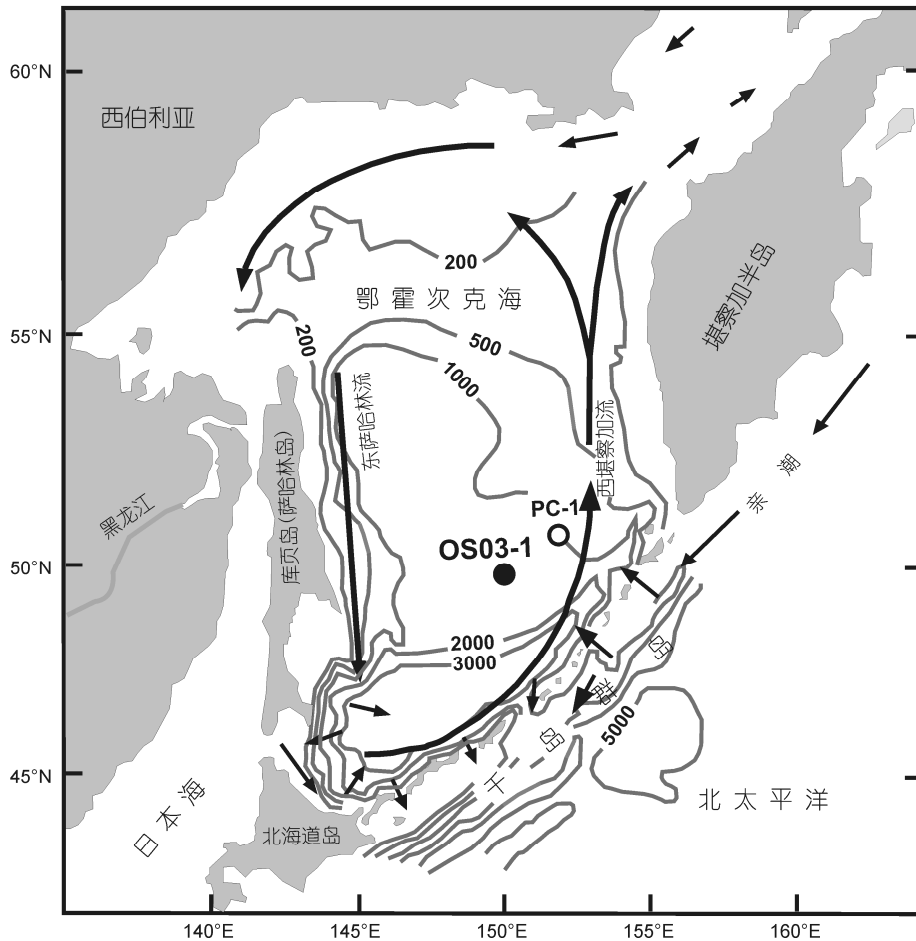


图 1 OS03-1 及相邻岩芯位置
修改自文献[31,32]

碳同位素分析: 样品在<50 的烘箱中干燥、冲洗、干燥后, 在>150 μm 粗组分中挑取底栖有孔虫(*Uvigerina* spp.)2~3 枚, 测试分析在同济大学海洋地质国家重点实验室完成, 分析精度采用中国国家标样 GBW04405 检测, 2005 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的测试精度分别为 0.08‰ 和 0.06‰, 与国际 PDB 尺度的衔接是通过国际标样 NBS19 进行的.

(iv) 古菌生物标志物测试. 对 182~184, 190~192, 194~196 和 290~292 cm 这 4 个样品进行了古菌生物标志物 GDGTs 指标分析. 生物标志物萃取过程如下: 将冷冻干燥的样品研磨后, 称取干样约 5 g, 加入内标 C_{46} -GDGT, 加甲醇:二氯甲烷(1:3, 体积比, 下同)混合溶液萃取 5 次, 再用甲醇溶液萃取 1 次, 收集 6 次萃取的上清液, 用 N_2 吹干. 再用正己烷:异丙醇(99:1)混合液溶解, 通过 0.45 μm 滤膜过滤, 吹干, 再用正己烷:异丙醇(99:1)溶液定容到 150 μL , 最后利用高效液相色谱-质谱联用仪(HPLC-MS)进行定性定量分析, 上机测试方法见 Ge 等人^[33], 该实验在同济大学海洋地质国家重点实验室完成.

(v) 总有机碳和 CaCO_3 分析. 92 个样品进行了总有机碳(TOC)和 CaCO_3 含量分析. 样品经冷冻干燥, 研磨至 200 目, 在 60 烘箱中烘干. 称取约 2 g, 加 4 mL 1 mol/L 的 HCl, 放置在电热板上(60) 12 h. 重复加酸 2 次, 直至不再有气泡出现. 然后洗酸, 烘干, 进行 TOC 测试. 同时, 对不经酸化处理的样品测试得到总碳(TC)含量. CaCO_3 含量用如下公式进行计算: $c(\text{CaCO}_3) = (c\text{TC} - c\text{TOC}) \times 8.33$. 测试过程中用 GSD-9 标样进行质量监控. 重复分析标样 GSD-9 表明, TOC 和 TC 的相对标准偏差分别为 2.6% 和 1.2%. 实验利用 Vario EL III 元素分析仪在海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室完成.

2 结果

2.1 年代框架建立

AMS¹⁴C 年龄先减去海洋与大气碳储库差值

950 a^[5], 然后利用 Fairbanks0107^[34]方法进行日历年校正(表 1). 测年结果显示 68~70 cm 层位的年龄小于 16~18 cm 处的年龄, 通过与 $\delta^{18}\text{O}$ 结果的对比认为, 该层位可能受扰动或取样污染等因素影响. 另外, 246~248 cm 处的年龄 44600 a 由于已经超过了 40000 a, 误差较大, 结合氧同位素数据认为其结果不可靠.

$\delta^{18}\text{O}$ 测试结果与深海 SPECMAP^[35]和 LR04^[36]两个标准曲线进行了对比(图 2), 由于 LR04 曲线综合了全球 57 个大洋岩芯的底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 数据, 结果比前者更具代表性. 从图 2 可以看出, OS03-1 岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 变化总体上与 LR04 曲线比较一致, 不过在 66~68 cm 处 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏轻, 并且已提到下部相邻层位 68~70 cm 的 AMS¹⁴C 测年为 4850 a, 所以可以肯定该层位受到扰动或取样污染等因素影响.

通过对比, 选取了 11 个明显的氧同位素事件所对应的年龄作为本岩芯的年龄控制点, 再加上一个有效的 AMS¹⁴C 年龄, 建立了本岩芯的年龄框架. 年龄控制点之间以线性内插得到相应层位的年龄, 控制点之外则用线性外推得到相应年龄, 这样得到本岩芯底部年龄约为 180 ka BP, 为 MIS6 期早期(图 3). 火山灰层年龄只是作为参照, 没有作为年龄控制点, 由上述方法计算出 3 层火山灰层的相应年代. 其中第一层火山灰层(80~84 cm)为 39~41 ka BP, 这与相邻的 PC-1 岩芯相应层位火山灰层的已知年龄 39.59 ka BP 一致^[32]; 第二层火山灰层(190~200 cm)喷发时间为 98~101 ka BP, 第三层火山灰层(344~348 cm)为 162~164 ka BP. OS03-1 岩芯的沉积速率整体较低, 平均为 2.1 cm/ka, 其中最低沉积速率为 1.2 cm/ka, 最高为 3.2 cm/ka.

2.2 $\delta^{13}\text{C}$ 结果及轻值事件

OS03-1 岩芯 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 120 ka BP 之前变化幅度较小, 先从 180 ka BP 的 -1‰ 逐渐加重到 148 ka BP 的 -0.5‰ 左右, 增幅为 0.5‰, 然后缓慢变轻, 到 117 ka BP 达到 -1.2‰, 降幅为 0.7‰. 117 ka BP 以来 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现了 6 次大幅度快速变轻的轻值事件(即 $\delta^{13}\text{C}$ 轻

表 1 OS03-1 岩芯 AMS¹⁴C 测年和日历年龄校正结果

深度(cm)	¹⁴ C 年龄(a BP)	误差(a)	海洋与大气碳储库校正年龄(a BP)	日历年龄(cal a BP) (Fairbanks0107)	误差(a)
16~18	10150	40	9200	10340	73
68~70	4850	35	3900	4347	63
246~248	44600	600	43650	47882	545

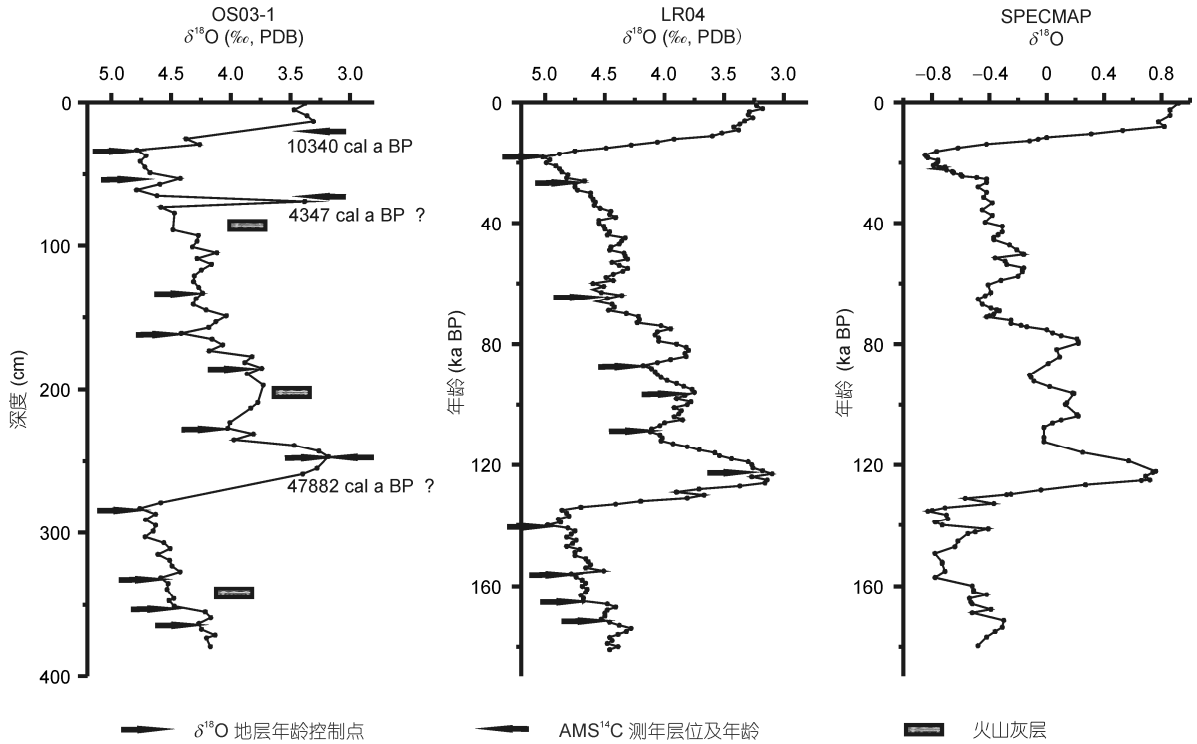


图2 OS03-1岩芯底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ 值与 LR04 和 SPECMAP 曲线对比

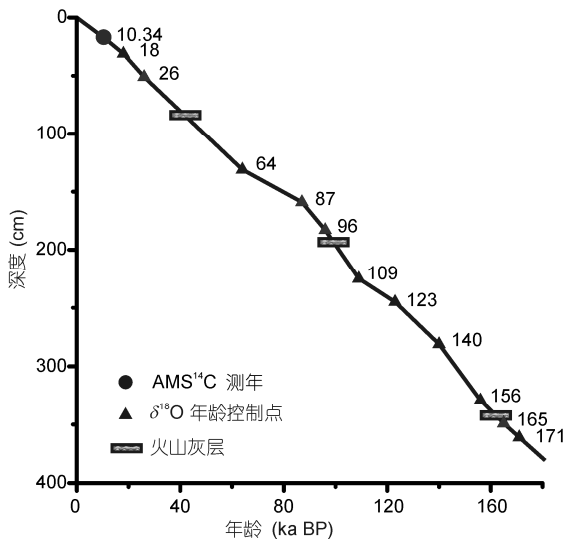


图3 OS03-1岩芯年龄框架

值事件 VI, V, IV, III, II 和 I), 在这些轻值事件中 $\delta^{13}\text{C}$ 都降低了 1‰ 以上, 其最轻值除了在事件 I 中为 -1.46‰ , 其他事件中均小于 -1.9‰ , 尤其在低值事件 V 中 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低到 -3.9‰ , 降幅达 2.5‰ . 在 96 ka BP 之后 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体上逐渐变重, 到最近为 -0.6‰ .

2.3 古菌生物标志物

4 个样品的 GDGTs 测试结果相似, 如图 4 所示的 190~192 cm 样品中, GDGTs 组成以 GDGT-0 和 Crenarchoeol 为主, GDGT-1, GDGT-2 和 GDGT-3 都较低. 根据 Zhang 等人^[37]提出的反映天然气水合物的甲烷指数(Methane Index, MI)计算公式, 得到所分析的 4 个样品的 MI 分别为 0.10, 0.11, 0.10 和 0.07. 这 4 个样品中, 有 3 个样品(182~184, 190~192 和 194~196 cm)取自 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件 V 中, 290~292 cm 处为正常 $\delta^{13}\text{C}$ 阶段. GDGT 结果反映了在 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻幅度最大的事件 V 中, MI 并没有显示出受天然气水合物的影响.

2.4 TOC 和 CaCO_3 含量

TOC 和 CaCO_3 含量变化趋势相似(图 5), 在间冰期 MIS5 早期和 MIS1 期含量最高, 在 128~116 ka BP 阶段 TOC 和 CaCO_3 含量最高值分别达到了 3.4% 和 9.5%, 在 MIS1 期最高含量分别为 1.2% 和 9.6%. 在 MIS6 期 180~172 ka BP, TOC 和 CaCO_3 含量也相对较高, 对应于较轻的 $\delta^{18}\text{O}$ 阶段. 另外, 在 64~68 cm, TOC 和 CaCO_3 含量明显较高, 这可能也是由前已述

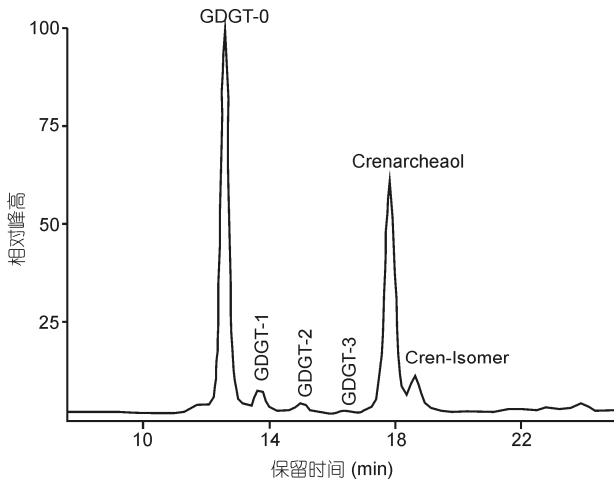


图4 OS03-1岩芯190~192 cm样品中GDGTs液相色谱-质谱示意图

及的扰动或取样污染等因素所引起. 除了上述高值期, 其他阶段 TOC 和 CaCO_3 含量都相对较低, 分别为 0.2%~0.5% 和 0.2%~1.0%, 不过在一些 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻的间冰阶含量有所增加.

3 讨论

本次研究中共发现了 6 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值降幅大于 1‰ 的快速轻值事件, 其发生时间分别为: 112~109 ka BP (VI), 102~90 ka BP (V), 85~76 ka BP (IV), 57~54 ka BP

(III), 44~40 ka BP (II) 和 17~10 ka BP (I). 下面分析引起这些轻值事件的可能因素.

首先, 陆地植被中含有大量的 ^{12}C , 所以在间冰期时由于陆地植被的发育, 海洋水体中 $\delta^{13}\text{C}$ 值要比冰期时重^[10]. 研究表明, 全球大洋水体 $\delta^{13}\text{C}$ 在全新世要比末次盛冰期偏重 0.32‰^[38], 而 OS03-1 岩芯中所记录的 6 次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件中 $\delta^{13}\text{C}$ 变化幅度均大于 1‰, 甚至最高达到了 2.5‰. 所以用陆地植被在冰期间冰期旋回中对海洋 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响无法解释 OS03-1 中发现的一系列 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件.

另一种引起 $\delta^{13}\text{C}$ 值大幅变轻的可能因素是天然气水合物分解产生的甲烷气体的释放. 研究认为, 甲烷气体从沉积物中的大量溢出会降低上覆水体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 从而进一步影响到底栖甚至浮游有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[11,12,14,16,39,40]. 不过, 由天然气水合物分解所引起的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件可能记录了有孔虫壳体形成时孔隙水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 也有可能记录了壳体形成以后的次生成岩作用, 对于这两者的区别目前还存在争议^[41,42]. 然而, 在受天然气水合物影响的沉积物中, 由甲烷氧化古菌产生的 GDGTs 具有相对含量较高的 GDGT-1, GDGT-2 和 GDGT-3 组分^[43,44]. Zhang 等人^[37]通过对墨西哥湾受天然气水合物影响的沉积物研究提出了甲烷指数 MI, 当 MI 小于 0.3~0.5 时指示了正常海洋环境, 当大于 0.3~0.5 时则

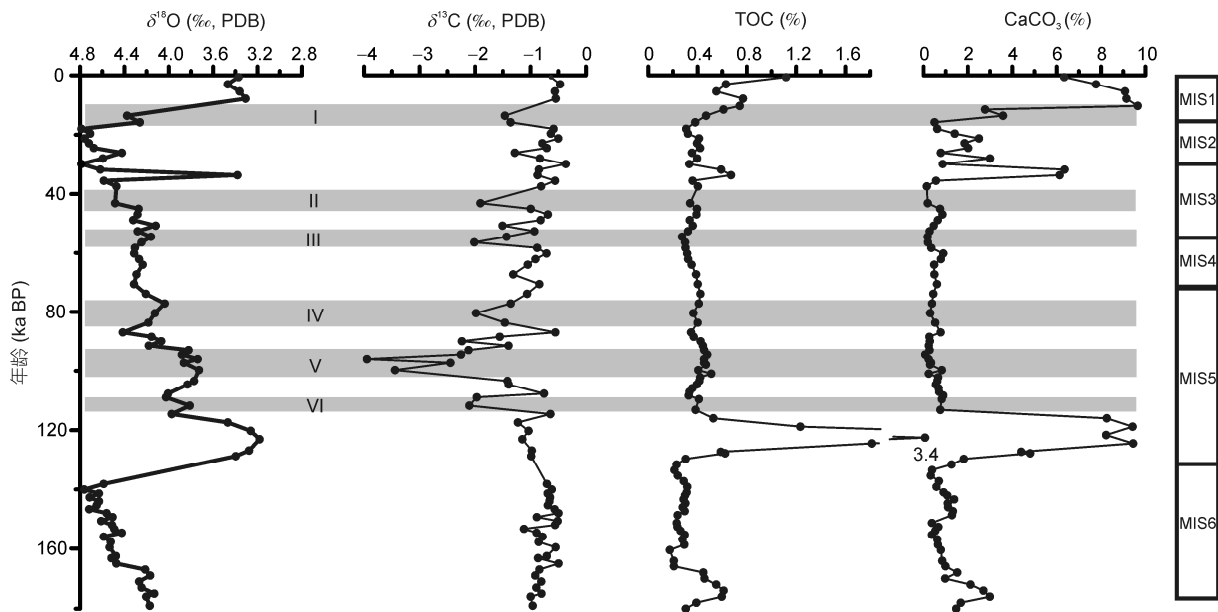


图5 OS03-1岩芯 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$, TOC 和 CaCO_3 的对比图
TOC 的最高峰值为 3.4

说明沉积物明显受天然气水合物分解的影响. 如图 4 所示, 本次研究的 4 个样品, 不管是取自 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 V 期间还是正常 $\delta^{13}\text{C}$ 时期的沉积物, 其 GDGT-1, GDGT-2 和 GDGT-3 组分含量都很低, 计算所得 MI 最大值为 0.11, 远小于 0.3~0.5 的界限, 所以可以确认, 本次研究所发现的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件与天然气水合物的分解及甲烷气体的释放无关.

如前所述, 海洋表层生产力的增高是引起底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻的主要因素之一. 在南大西洋高纬海区, 季节性高生产力使大量植物碎屑沉积到沉积物表面而形成有机质浮浆层(organic fluff layer), 随着有机质的降解, 浮浆层中水体总溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低, 从而使活体表生种有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi* 壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低 0.4‰~0.6‰^[45-47]. 表层高生产力引起底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi* 壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 值变轻的现象在南海也同样存在^[48]. 由于内生种有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映了沉积物孔隙水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 所以内生种 $\delta^{13}\text{C}$ 值更易反映由有机质降解所引起的 $\delta^{13}\text{C}$ 降低过程. 从底层水体与沉积物的界面向下到一定深度范围内, 沉积物中由有机质氧化降解作用所产生的 CO_2 随深度增大而增多, 从而使孔隙水中的总溶解无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值从上到下逐渐降低, 表现为内生有孔虫比近表生有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值更为变轻^[8]. 东大西洋的沉积物岩芯研究表明, 相对于表生种, 内生种有孔虫 *Uvigerina* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在有机碳沉积速率增高时具有显著降低的趋势^[9]. 本研究中挑选了内生种 *Uvigerina* spp. 进行 $\delta^{13}\text{C}$ 测试分析, 据 Bubenshchikova 等人^[49]对鄂霍次克海活体底栖有孔虫的研究结果, 该海域常见的 *Uvigerina* 为 *Uvigerina auberiana* 和 *Uvigerina akitaensis*, 其最大丰度出现在小于 2 cm 的上层沉积物中, 所以表层生产力的增高及有机质在沉积物中的降解作用应该会对 *Uvigerina* spp. 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值产生影响.

如图 5 所示, 最近的一次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 I 正好对应于末次冰消期, 在西北太平洋及鄂霍次克海的大量岩芯中均发现了这一事件^[5,50]. Keigwin^[5]研究发现, 西北太平洋末次冰消期 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件发生时硅质生物及碳酸盐含量同时增加, 指示了较高的表层生产力. 为了进一步研究 OS03-1 岩芯中 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件与表层生产力的关系, 将 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化与 TOC 和 CaCO_3 含量进行了对比(图 5). 在末次冰消期 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 I 中, TOC 和 CaCO_3 含量都快速增高, 指示了

表层生产力的显著增高, 说明了该 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件可能是由表层生产力的增高所引起的. 但在其他几次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件中, TOC 和 CaCO_3 含量略有增加或变化不大, 尤其在事件 V 中, 虽然 $\delta^{13}\text{C}$ 降低到 -4‰ 左右, 但 TOC 仅略有升高. 由于本次研究的样品分辨率不是很高, 所以 TOC 与有机碳堆积速率及表层生产力之间有一定的偏差; 另外, TOC 含量受陆源有机质与海源有机质的综合影响, 同时其在沉积物中的含量还受降解和保存因素的制约. 因此, 本次研究中 TOC 含量可能没有很好地反映表层生产力的变化, 在一些 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件中 TOC 并没有显著增高. 另外, TOC 和 CaCO_3 含量在间冰期 MIS5 早期和 MIS1 期含量最高, 但有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值并没有显著降低, 这可能是因为全球大洋水体 $\delta^{13}\text{C}$ 值在间冰期要比冰期重^[10], 所以部分抵消了高生产力引起的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变轻的幅度, 同时也可能存在其他因素的影响. 综上所述, 本次研究中发现的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件应该在一定程度上受到了表层生产力增高的影响.

另外, OSIW 的减弱可能也会对 OS03-1 岩芯的 $\delta^{13}\text{C}$ 值产生影响. OS03-1 岩芯所处水深 975 m 正好位于现代 OSIW 影响范围的底界, 而 OSIW 是由海冰形成时表层水体密度增大并下沉而形成的^[19-23]. 由于浮游生物的光合作用, 表层海水具有较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[51], OSIW 形成时会把表层具有较重 $\delta^{13}\text{C}$ 值的海水带到研究岩芯 OS03-1 所处深度, 使影响范围内的中层海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大; 相反, 当 OSIW 减弱时则中层海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小. Sakamoto 等人^[32]利用冰筏碎屑(IRD)对鄂霍次克海 100 ka 以来的海冰演化历史进行了研究, 发现在冰期尤其是一些冷期如 Heinrich 事件时期, 沉积物中 IRD 含量显著增高, 显示了海冰形成加强, 范围扩大, 而在其他时期则海冰形成相对较弱. 本文所发现的大部分 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件均发生于 $\delta^{18}\text{O}$ 值变轻的间冰阶或冰消期, 由于海冰形成较弱, 从而使 OSIW 形成减弱, 最终引起研究岩芯所处位置海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体上相对变轻, 随之底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也相应变轻.

同时, 由于现代鄂霍次克海 OSIW 之下为贫氧而富 CO_2 的太平洋深层水^[17,52], 当 OSIW 形成减弱时, 具有富氧和重 $\delta^{13}\text{C}$ 值的表层海水不易下沉, 研究岩芯所处位置的海水通风作用减弱, 富含 CO_2 的太平洋深层水影响相对加强. 上述通风作用的减弱导致了最低含氧带(OMZ)的加强. 现代鄂霍次克海在

750~1500 m 存在 OMZ, 其含氧量为 0.3~1.5 mL/L^[53]. 随着 OMZ 的加强, 水体中溶解的 O₂ 减少, CO₂ 含量增高, 总溶解无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低. Bubenshchikova 等人^[54]通过对鄂霍次克海 3 个沉积物岩芯中底栖有孔虫和地球化学等参数的研究发现, 鄂霍次克海 OMZ 在末次冰消期显著加强, 分析认为其加强与 OSIW 减弱和表层生产力增高等因素有关. 同时, 在 Bubenshchikova 等人的研究结果中, 指示高有机质和低含氧量的有孔虫在 40 ka 左右含量增高^[54], 也记录了 1 次 OMZ 相对加强的阶段, 这与本次研究中的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 II (44~40 ka BP) 发生时间大体一致. 由此, 本次研究中最近 2 次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 I 和 II 也可能与鄂霍次克海 OMZ 的加强有关. 晚第四纪以来, OMZ 加强事件在西北太平洋日本东北部海域^[55]以及东北太平洋边缘海^[56~58]均有发现, 且发生时间可以相互对比. 在东北太平洋 ODP1017 和 ODP893 岩芯中, 都发现了与千年尺度气候变化相对应的 OMZ 强弱变化过程, OMZ 在冷期减弱或消失, 在暖期则显著加强. 上述 OMZ 在北太平洋变化的同时性, 反映了晚第四纪以来, 北太平洋存在大范围的与气候变化相关的中层水通风和表层生产力变化过程^[55]. 尽管 OS03-1 岩芯沉积速率较低, 但 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件 III~VI 均发生于 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻的间冰阶暖期(图 5), 故推测, 与事件 I 和 II 相似, 这 4 次轻值事件也可能都受到鄂霍次克海 OMZ 加强的影响. 所以, 本次所发现的 6 次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件可能都与 OMZ 加强所引起的水体 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低

有关.

总之, 本次研究发现的 6 次 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件可能由以下多个因素综合引起. 首先, 表层生产力升高引起海底有机碳堆积速率升高, 沉积物中大量有机碳的降解使孔隙水 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低; 另外, 在间冰阶或冰消期较暖时期, 海冰形成减少, OSIW 形成减弱, 导致具有较重 $\delta^{13}\text{C}$ 值的表层海水不易下沉, 使中层水体 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏轻; 还有, 随着 OSIW 形成减弱, 富含 CO₂ 的太平洋深层水影响增强, 水体流通减弱, OMZ 加强, 水体 $\delta^{13}\text{C}$ 值进一步变轻. 上述因素的共同作用使沉积物孔隙水中总溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变轻, 而内生种有孔虫 *Uvigerina* spp. 壳体则记录了一系列 $\delta^{13}\text{C}$ 值变轻的事件.

4 结论

鄂霍次克海东南部 OS03-1 岩芯中底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 值记录了 6 次分别发生于 112~109 ka BP (VI), 102~90 ka BP (V), 85~76 ka BP (IV), 57~54 ka BP (III), 44~40 ka BP (II) 和 17~10 ka BP (I) 的轻值事件, 大部分轻值事件发生于间冰阶和末次冰消期. 古菌生物标志物 GDGTs 中 GDGT-1, GDGT-2 和 GDGT-3 含量很低, 反映天然气水合物的 MI 值约为 0.1, 显示为正常的海洋沉积环境, 说明 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值事件没有受到天然气水合物的影响. 研究认为, 在上述事件中, 表层生产力增高、OSIW 形成减弱以及 OMZ 加强等因素共同作用使底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低.

致谢 同济大学翦知潜教授在本文的写作中提出了宝贵的建议, 成鑫荣教授测试了有孔虫稳定氧碳同位素, 张传伦教授为古菌生物标志物测试提供了实验条件; 美国伍兹霍尔海洋研究所 NOSAMS 中心进行了 AMS¹⁴C 年龄测试; 中国地质大学司贺园挑选了所有有孔虫测试样品; 审稿专家提出了非常有意义的修改建议. 特此一并致谢!

参考文献

- 1 Kroopnick P M. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans. *Deep-Sea Res.*, 1985, 32: 57–84
- 2 Duplessy J C, Shackleton N J, Matthews R K, et al. ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat Res.*, 1984, 21: 225–243
- 3 Curry W B, Duplessy J C, Labeyrie L D, et al. Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciations and the Holocene. *Paleoceanography*, 1988, 3: 317–341
- 4 Sarnthein M, Winn K, Jung S J A, et al. Changes in east Atlantic deep water circulation over the last 30000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography*, 1994, 9: 209–267
- 5 Keigwin L D. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 1998, 13: 323–339
- 6 Curry W B, Oppo D W. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1017, doi: 10.1029/2004PA001021

- 7 Grossman E L. Stable isotope fractionation in live benthic foraminifera from the Southern California Borderland. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1984, 47: 301–327
- 8 Berelson W M, Stott L D. Productivity and organic carbon rain to the California margin seafloor: Modern and paleoceanographic perspectives. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1002, doi: 10.1029/2001PA000672
- 9 Zahn R, Winn K, Sarnthein M. Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrine* group and *Cibicides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1986, 1: 27–42
- 10 Shackleton N J. Carbon-13 in *Uvigerina*: Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Andersen N R, Malahoff A, eds. *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*. New York: Plenum Publish Corporation, 1977. 401–427
- 11 Dickens G R, James R O, Rea D K, et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 1995, 10: 965–971
- 12 Kennett J P, Cannariato K G, Hendy I L, et al. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials. *Science*, 2000, 288: 128–133
- 13 Katz M E, Cramer B S, Mountain G S, et al. Uncorking the bottle: What triggered the Paleocene/Eocene thermal maximum methane release? *Paleoceanography*, 2001, 16: 549–562
- 14 Millo C, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. Methane-driven late Pleistocene $\delta^{13}\text{C}$ minima and overflow reversals in the southwestern Greenland Sea. *Geology*, 2005, 30: 873–876
- 15 陈芳, 苏新, 陆红锋, 等. 南海北部浅表层沉积底栖有孔虫碳同位素及其对富甲烷环境的指示. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27: 1–7
- 16 Hill T M, Paull C K, Crister R B. Glacial and deglacial seafloor methane emissions from pockmarks on the northern flank of the Storegga Slide complex. *Geol-Mar Lett*, 2012, doi: 10.1007/s00367-011-0258-7
- 17 Nürnberg D, Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years. *Paleoceanography*, 2004, 19: PA4011, doi: 10.1029/2004PA001023
- 18 石学法, 邹建军, 王昆山. 鄂霍次克海晚第四纪以来古环境演化. *海洋地质与第四纪地质*, 2011, 6: 1–12
- 19 Gladyshev S, Talley L, Kantakov G, et al. Distribution, formation, and seasonal variability of Okhotsk Sea Mode Water. *J Geophys Res*, 2003, 108: 3186, doi: 10.1029/2001JC000877
- 20 Wong C S, Matear R J, Freeland H J, et al. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk: 2. CFCs and the formation rate of intermediate water. *J Geophys Res*, 1998, 103: 15625–15642
- 21 Talley L D. An Okhotsk Sea water anomaly: Implication for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res*, 1991, 38: 171–190
- 22 Freeland H J, Bychkov A S, Whitney F, et al. WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk: 1. Oceanographic data description. *J Geophys Res*, 1998, 103: 15613–15623
- 23 You Y, Sugihara N, Fukasawa M, et al. Roles of the Okhotsk Sea and Gulf of Alaska in forming the North Pacific intermediate water. *J Geophys Res*, 2000, 105: 3253–3280
- 24 Itaki T, Ikehara K. Middle to late Holocene changes of the Okhotsk Sea intermediate water and their relation to atmospheric circulation. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L24309, doi: 10.1029/2004GL021384
- 25 Okazaki Y, Seki O, Nakatsuka T, et al. *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea: A key for reconstructing glacial ocean conditions. *J Oceanogr*, 2006, 62: 639–648
- 26 王汝建, 陈荣华. 白令海晚第四纪的 *Cycladophora davisiana*: 一个地层学工具和冰期亚北极太平洋中层水的替代物. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35: 149–157
- 27 孙焯忱, 王汝建, 陈建芳, 等. 鄂霍次克海南部晚第四纪的古海洋学记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29: 83–90
- 28 Okazaki Y, Takahashi K, Nakatsuka T, et al. The production scheme of *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea and the northwestern North Pacific: Implication for the paleoceanographic conditions during the glacials in the high latitude oceans. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1939, doi: 10.1029/2003GL018070
- 29 Abelmann A, Nimmergut A. Radiolarians in the Sea of Okhotsk and their ecological implication for paleoenvironmental reconstructions. *Deep-Sea Res*, 2005, 52: 2302–2331
- 30 Itaki T, Khim B K, Ikehara K. Last glacial-Holocene water structure in the southwestern Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages. *Mar Micropaleontol*, 2008, 67: 191–215
- 31 Broerse A T C, Ziveri P, Honjo S. Coccolithophore ($-\text{CaCO}_3$) flux in the Sea of Okhotsk: Seasonality, settling and alteration processes. *Mar Micropaleontol*, 2000, 39: 179–200
- 32 Sakamoto T, Ikehara M, Aoki K, et al. Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res II*, 2005, 52: 2275–2301
- 33 Ge H, Zhang C L, Dang H, et al. Distribution of tetraether lipids in surface sediments of the northern South China Sea: Implications for TEX_{86} proxies. *Geosci Front*, 2013, 4: 223–229

- 34 Fairbanks R G, Mortlock R A, Chiu T C, et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1781–1796
- 35 Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy. *Quat Res*, 1987, 27: 1–29
- 36 Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071
- 37 Zhang Y G, Zhang C L, Liu X L, et al. Methane index: A tetraether archaeal lipid biomarker indicator for detecting the instability of marine gas hydrates. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 307: 525–534
- 38 Duplessy J C, Shackleton N J, Fairbanks R G, et al. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 1988, 3: 343–360
- 39 Hill T M, Kennett J P, Valentine D L. Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 4619–4627
- 40 Cook M S, Keigwin L D, Birgel D, et al. Repeated pulses of vertical methane flux recorded in glacial sediments from the southeast Bering Sea. *Paleoceanography*, 2011, 26: PA2210, doi: 10.1029/2010PA001993
- 41 Cannariato K G, Stott L D. Evidence against clathrate-derived methane release to Santa Barbara Basin surface waters? *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5: Q05007, doi: 10.1029/2003GC000600
- 42 向荣, 刘芳, 陈忠, 等. 冷泉区底栖有孔虫研究进展. *地球科学进展*, 2010, 25: 193–202
- 43 Pancost R D, Hopmans E C, Sinnighe D J S, et al. Archaeal lipids in Mediterranean cold seeps: Molecular proxies for anaerobic methane oxidation. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65: 1611–1627
- 44 Blumenberg M, Seifert R, Reitner J, et al. Membrane lipid patterns typify distinct anaerobic methanotrophic consortia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2004, 101: 11111–11116
- 45 Mackensen A, Hubberten H W, Bickert T, et al. The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager) relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in Southern Ocean Deep Water: Implications for glacial ocean circulation models. *Paleoceanography*, 1993, 8: 587–610
- 46 Mackensen A, Bickert T. Stable carbon isotopes in benthic foraminifera: Proxy for deep and bottom water circulation and new production. In: Fischer G, Wefer G, eds. *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Berlin: Springer-Verlag, 1999. 229–254
- 47 Zariess M, Mackensen A. Testing the impact of seasonal phytodetritus deposition on $\delta^{13}\text{C}$ of epibenthic foraminifer *Cibicidoides wuellerstorfi*: A 31000 year high-resolution record from the northwest African continental slope. *Paleoceanography*, 2011, 26: PA2202, doi: 10.1029/2010PA001944
- 48 成鑫荣, 汪品先, 黄宝琦, 等. 南海表层沉积中有孔虫壳体的碳同位素研究及其意义. *科学通报*, 2005, 50: 48–52
- 49 Bubenshchikova N, Nürnberg D, Lembke-Jene L, et al. Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: Faunal composition, standing stocks and microhabitats. *Mar Micropaleontol*, 2008, 69: 314–333
- 50 Gorbarenko S A, Southon J R, Keigwin L D. Late Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: Geochemical, lithological and paleontological evidence. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 209: 281–301
- 51 李铁刚, 刘振夏, Hall M A, 等. 冲绳海槽末次冰消期浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 的宽幅低值事件. *科学通报*, 2002, 27: 298–301
- 52 Kitani K. An oceanographic study of the Okhotsk Sea: Particularly in regard to cold waters. *Bull Far Seas Fish Res Lab*, 1973, 9: 45–77
- 53 Salyuk A, Sosnin V, Obzhirov A, et al. Water column studies. In: Biebow N, Kulinich R, Baranov B, eds. *Cruise Reports: RV “Akademik M. A. Lavrentyev” Cruise 29, GEOMAR Reports 110*, 2003. 110–112
- 54 Bubenshchikova N V, Nürnberg D, Gorbarenko S A, et al. Variations of the oxygen minimum zone of the Okhotsk Sea during the last 50 ka as indicated by benthic foraminiferal and biogeochemical data. *Oceanology*, 2010, 50: 93–106
- 55 Shibahara A, Ohkushi K, Kennett J P, et al. Late Quaternary changes in intermediate water oxygenation and oxygen minimum zone, northern Japan: A benthic foraminiferal perspective. *Paleoceanography*, 2007, 22: PA3213, doi: 10.1029/2005PA001234
- 56 Cannariato K G, Kennett J P, Behl R J. Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*, 1999, 27: 63–66
- 57 Cannariato K G, Kennett J P. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 ky. *Geology*, 1999, 27: 975–978
- 58 McKay J L, Pedersen T F, Southon J. Intensification of the oxygen minimum zone in the northeast Pacific off Vancouver Island during the last deglaciation: Ventilation and/or export production? *Paleoceanography*, 2005, 20: PA4002, doi: 10.1029/2003PA000979