

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2017.02.013

南海北部神狐海域晚末次冰期以来有孔虫特征 及其对古海洋环境的指示

潘梦迪^{1,2}, 邬黛黛¹, 吴能友^{3,4}, 刘丽华¹

(1. 中国科学院天然气水合物重点实验室, 中国科学院广州能源研究所, 广州 510640;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 国土资源部天然气水合物重点实验室, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;

4. 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071)

摘要:南海北部陆坡有大量高分辨率沉积记录, 对研究全球变化响应及驱动机制有着举足轻重的作用。本研究选取南海北部神狐海域 2007 年水合物钻探区 Site 6A 站位柱状沉积物, 开展有孔虫群落、稳定同位素及 AMS¹⁴C 分析研究, 试图了解该区域晚末次冰期以来古海洋和古气候演化历史。结果显示, Site 6A 站位柱状沉积物中底栖有孔虫连续分布, 优势属种突出, 丰度、分异度波动明显。沉积物底界为 MIS3 期约 50 kaBP, 全新世沉积速率最高, 为 13.37 cm/ka, 在 MIS2 期可能存在由水合物分解导致的地层缺失。有孔虫氧碳同位素特征恢复了冰期/间冰期气候旋回变化及冰盖体积变化, 也指示该海域沉积环境氧化还原状况基本不变。通过对具有特殊生态意义的底栖有孔虫 *Uvigerina*、*Cibicides*、*Bulimina* 的相对丰度分析, 结合似瓷质壳体百分含量及浮游有孔虫碳同位素, 得出在末次冰期 40 kaBP 东亚夏季风增强带来大量降雨, 陆径流量增大导致古生产力增加。12~17 ka 的古生产力高值可能与增强的冬季风携带大量陆源碎屑沉积有关, 并使得北大西洋低温、低氧、高营养盐的水团对该站位影响更大。

关键词:有孔虫组合; 稳定同位素; 古生产力; 气候变化; 神狐海域

文献标识码: P736.22

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2017)02-0127-12

南海是我国最深、最大的海, 也是典型的边缘海, 其沉积物记录了地质历史时期发生的多次海平面的升降过程及古海洋演化信息, 对于全球环境变化具有“放大效应”^[1]; 同时它的气候和环境变化受东亚季风的影响显著^[2]。神狐海域位于南海北部陆缘, 是南海深水油气、水合物的主要勘探区^[3], 同时是天然气水合物勘探的最有利区块之一^[4]。前人通过对多种古环境替代指标(如粒度、稳定同位素、生物化石、自生矿物等)研究揭示了神狐海域大尺度冰期-间冰期旋回变化特征^[5]以及东亚季风的演化^[6], 同时通过多种地球化学及地球物理手段识别其中天然气水合物藏的分布特征及相应地质条件^[7-9]。

在海洋地质记录中, 各个地质时期的有孔虫, 其壳体成分、形态特征、生活习性等受到当时洋流、水

团、古水温、古盐度和古气候等环境条件的影响, 常被用作确定地质年代和恢复古沉积环境, 特别是被用于恢复新生代的古气候、古海洋环境等^[10,11]。影响有孔虫壳体氧同位素的最主要因素是海水 $\delta^{18}\text{O}$ 背景值, 同时受到海水温盐条件、极地冰川体积等的影响; 而其碳同位素组成多用来指示氧化还原环境、碳库中的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化及生产力高低。有孔虫对环境有良好适应性, 其组合及群落特征在不同环境条件下呈现不同面貌, 能够很好地反映它们生活水团的温度、盐度、营养含量等变化^[12]。某些具有环境指示意义的特殊有孔虫属种, 可以用来指示其特殊的生存环境, 如 *Uvigerina* spp. 是中国南海中层水活动的标志属, 通常生存在水深 1 000 m 以下, 为兼型厌氧型底栖有孔虫^[13]; *C. wuellerstorfi* 为深海-半深海喜氧表生属种, 同时也可出现在甲烷通量较高的地区, 这是由于冷泉区总是存在化能自养生物群落, *C. wuellerstorfi* 可以逃离底部冷泉区恶劣环境, 而在管状蠕虫壁上得以大量赋存^[14]。

本文选取位于南海北部神狐海域 2007 年水合物钻探区的 Site 6A 站位柱状沉积物为研究对象, 通过对其中有孔虫群落组合和稳定碳氧同位素分析, 结合 AMS¹⁴C 定年数据来追溯 50 ka 以来神狐

基金项目:国家自然科学基金项目(41273022); 中国石油-中科院科技合作项目(2015A-4813); 中国科学院广州能源研究所所长创新基金培育专项(y307p51001)

作者简介:潘梦迪(1991—), 女, 硕士研究生, 主要从事海洋地质学和微体古生物研究, E-mail: panmd@ms.giec.ac.cn

通讯作者:邬黛黛(1981—), 女, 副研究员, 主要从事海洋地质、地球化学研究, E-mail: wudd@ms.giec.ac.cn

收稿日期:2016-06-29; **改回日期:**2016-10-16. 文凤英编辑

海域深海环境和古生产力的变化历史。对于水合物钻探区沉积物的研究能够更直观地反映该区域古海洋环境的演化,为了解天然气水合物的分解及冷泉活动提供地质依据。

1 地质背景

神狐海域位于南海北部陆坡中段,神狐暗沙附近,北侧为珠江口盆地珠Ⅱ坳陷。该海域地质构造复杂,海底地形总体呈东北高、西南低的形态,在地史上经历了多次地壳运动和构造演化,整体来看为早始新世—晚渐新世的裂陷阶段、晚渐新世—中中新世拗陷阶段和晚中新世以后的块断升降阶段^[15]。晚中新世以来,该海域接受大量沉积物的供给,发育有海底峡谷、深水水道、深水浊积扇等多类型的深水沉积体,为水合物的形成提供了储集空间。同时广泛发育断裂-褶皱构造,大部分断层切穿了中新世—上新世以来地层^[4]。天然气水合物流体的运移主要依靠分散其中的高角度断层及微裂隙。此外,由于受等深流和海底滑塌双重作用,在神狐海域的坡折带或陡峭的陆坡上还大量发育与 BSR 相伴生的海底滑塌构造^[15]。由此可见,神狐海域为水合物的形成和聚集提供了理想的地质条件。2007 年及 2015 年,我国两次在神狐海域多个站位成功钻获水合物实物样品,进一步表明神狐海域有着良好的天然气水合物资源前景。

2007 年,神狐海域 GMGS01 站位钻探结果显示:含水合物层位于海底之下 170~220 m 的范围之内,水合物为离散型、低通量水合物,虽然难以用肉眼分辨,但放入水中可见气泡的产生。吴能友等^[8]计算了神狐海域 5 个水合物钻孔的 SMI(硫酸根甲烷界面)深度,结果如表 1 所示,SMI 分布在 17.0~27.0 m 之间,其中钻获天然气水合物实物样品的 SH2、SH3、SH7 站位的 SMI 深度分别为 26.0、27.0 和 17.0 mbsf。SMI 的深浅可用于识别甲烷浓度异常、判断水合物赋存。这是因为孔隙水中的硫酸盐会与甲烷发生反应而被消耗,因此甲烷通量的大小可影响硫酸根离子浓度。甲烷通量较高时需要更多的硫酸盐与之反应,因此 SMI 界面较浅,反之则相反^[16]。虽然神狐海域水合物钻探的 SIM 深度与国际上已证实的存在天然气水合物海区的 SMI 深度小于 50 mbsf 的论断完全符合^[15],但是总体而言,神狐海域天然气水合物 SMI 深度较深,甲烷通量较小,水合物埋藏较深,下伏甲烷流体并未对当地的浅表层(<15 m)沉积物及其微生物

产生影响。

表 1 根据沉积物孔隙水 SO_4^{2-} 浓度和 CH_4 变化趋势推测的神狐海域部分站位 SMI 深度(据文献^[13])

Table 1 Depths of SMI at some sites of Shenhu Area according to the sedimentary pore water SO_4^{2-} concentration and the CH_4 variation tendency (after reference^[13])

站位	水深/m	SMI 深度/m
SH1	1 262	27.0
SH2	1 230	26.0
SH3	1 245	27.0
SH5	1 423	21.0
SH7	1 105	17.0

2 材料与方法

Site 6A 岩心来自南海北部神狐海域 2007 年水合物钻探区,由广州海洋地质调查局“海洋四号”考察船利用大型重力活塞取样器采集。站位位于神狐海域东北部陆坡($19^{\circ}51.6794' \text{N}$ 、 $115^{\circ}13.4766' \text{E}$)(图 1)(离 SH5 站位最近),水深约 1 400 m。Site 6A 岩心全长 7.69 m,基本判断位于神狐海域 SMI 界面以上,未受冷泉活动及水合物的直接影响。表层为灰黄色淤泥,向下为深灰及黑色粉砂层,含水量高,个别层位有钙化斑。整个沉积柱在取样现场以 2~3 cm 为间距连续取样,共采集样品 253 个。

所有样品经过冷冻干燥后,以 20 cm 为间隔,共挑选其中 25 个样品用于本次研究。样品按照标准的微体古生物分析方法进行处理,用去离子水浸泡 24 h 使其分散,用 250 目(孔径 $63 \mu\text{m}$)的标准铜筛在流动的水流下冲洗并振荡至壳体无泥沙残留为止;冲洗后的筛上物质放置在风干箱 40°C 环境下干燥 4 h 并装袋。实验过程中用 80 目(孔径 $125 \mu\text{m}$)的铜筛筛取 $>125 \mu\text{m}$ 的组分,对其中所有的底栖有孔虫进行鉴定和统计,鉴定标准参考 Loeblich 和 Tapan^[17]等的属种描述,并计算绝对丰度、分异度等参数。

稳定同位素分析主要从 $>150 \mu\text{m}$ 的组分中挑选出壳体完整、无黑点的浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* 2-3 枚,底栖有孔虫优势种 *Uvigerina peregrina*、*Cibicidoides wuellerstorfi*、*Bulimina aculeata* 7-8 枚。将有孔虫壳体放置在干燥洁净的色谱螺口瓶中,注入纯度为 99.99% 的无水乙醇,用 40 kHz 的超声波(KH5200E)清洗 5~10 s,用针筒吸去浊液,然后再用去离子水清洗 2—3 次,最后

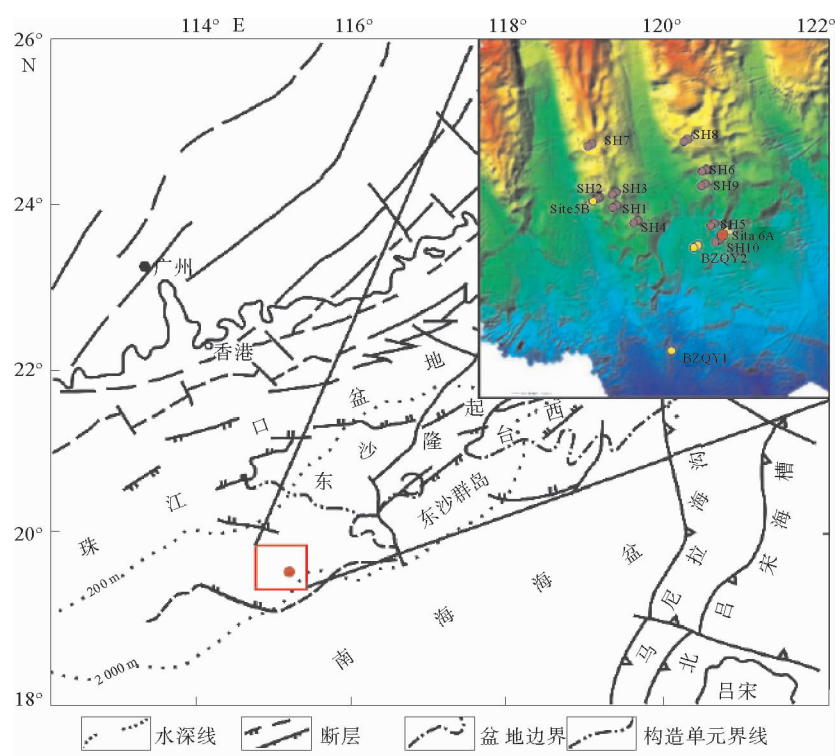


图 1 Site 6A 采样位置及构造背景图

Fig. 1 Map showing the geographic location of Site 6A and its tectonic backgrounds

在风干箱 60 °C 环境下干燥约 5 h。以上工作在中国科学院广州能源研究所天然气水合物重点实验室完成。有孔虫碳氧稳定同位素在中国科学院南京地质古生物研究所现代古生物学和地层学国家重点实验室 Finnigan MAT253 同位素质谱仪完成测试。使用实验室标样 IVAL 与国际标样 NBS-19 相衔接,测试结果以相对于 VPDB 的 δ 值表示,测试精度碳同位素为 0.04‰,氧同位素为 0.08‰。

Site 6A 站位运用加速器质谱仪 (Accelerator Mass Spectra, 简称 AMS) 碳 14 建立地层年龄。一共选定了不同深度样品,每个样品挑选了至少 10 mg 完整未污染的单种浮游有孔虫 *Neoglobaquadrina dutertrei* 送往 BETATM 实验室,前处理方法与碳氧同位素测试相同。参考 Reimer 等^[18] 的 Marine13 数据库、Talma 和 Vogel^[19] 的背景值数学修正,并用 OxCal 4.2 进行树轮日历年校正。

3 结果

3.1 年代地层框架及沉积速率

本文基于浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloc-*

ulata 的氧同位素曲线和 *Neoglobaquadrina dutertrei* 的 AMS¹⁴C 测年结果 (表 2),采用线性内插法建立了 Site 6A 岩心年代地层框架 (图 2)。将 Site 6A 钻孔的浮游有孔虫氧同位素曲线与格陵兰冰心氧同位素曲线 GISP2^[20] 相对比,参照 3 个 AMS¹⁴C 年代数据控制点 (表 2),划分出 3 个深海氧同位素阶段 (Marine Isotope Stages, MIS)。从 MIS1—MIS3 期,其中 MIS1—MIS2 期氧同位素曲线特征明显,易于识别,MIS3 期由于缺乏地层更深处数据,缺乏对其底部界限的有效识别,内插法得到其底部界限年龄约为 56.3 kaBP,因此 MIS3 期未见底。以柱深 342 cm 为 MIS2/3 期界限,上部为 MIS2,下部为 MIS3;以柱深 200 cm 为 MIS1/2 期界限,即全新世/末次冰期界限。

根据岩心年代地层框架及对应沉积厚度可计算出各阶段的沉积速率 (图 2)。Site 6A 站位记录的全新世沉积速率约为 16.60 cm/ka, MIS2 期为 11.88 cm/ka,自 MIS2/3 界限至岩心 579 cm 处为 12.23 cm/ka,柱状样平均沉积速率为 13.37 cm/ka。可见不同氧同位素期次沉积速率略有差别但整体变化不大,其中全新世最高,MIS2 期最低。

表 2 Site 6A 站位浮游有孔虫 AMS¹⁴C 测试结果

Table 2 AMS¹⁴C dating results of planktonic foraminifera of core Site 6A

采样编号	深度/cm	样品性质	测试年龄/aBP	传统年龄/aBP	日历年龄/cal. aBP
Site6A43	126~129	<i>N. dutertrei</i>	7 110±30	7 540±30	7 780~8 000
Site6A123	367~370	<i>N. dutertrei</i>	21 590±70	22 010±70	25 680~25 930
Site6A193	579~582	<i>N. dutertrei</i>	39 590±460	40 010±460	42 585~44 035

注：0 cal. aBP=1950AD。

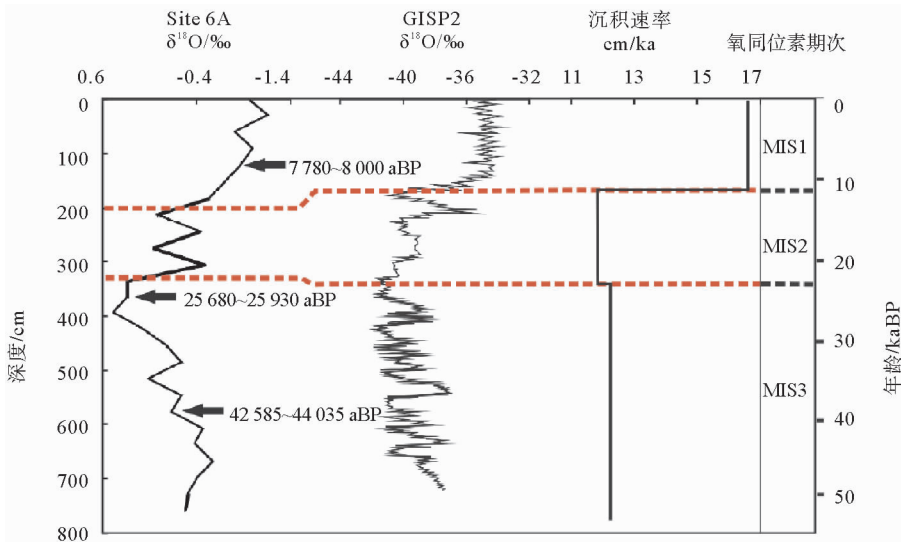


图 2 依据浮游有孔虫氧同位素曲线建立的 Site 6A 年代地层框架及其沉积速率(MIS1-3;氧同位素 1-3 期)

Fig. 2 Chronostratigraphic framework of core Site 6A according to the oxygen isotopes of planktonic foraminifera and deposition rate

3.2 有孔虫碳氧同位素

Site 6A 岩心浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* 和底栖有孔虫 *Uvigerina peregrina*、*Cibicidoides wuellerstorfi*、*Bulimina aculeate* 的氧碳同位素变化如图 3 所示。

P. obliquiloculata 为生活在高盐的亚热带表层水体中的浮游有孔虫^[21]，它的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 0.470‰ $\sim$ -1.161‰之间分布，全柱平均值为-0.323‰。总体上， $\delta^{18}\text{O}$ 在 5 万年来呈现明显先变重后变轻的趋势。其中 14 kaBP 之前即 MIS2 期及 MIS3 期多数重于全柱的均值，平均达到-0.144‰，在 MIS2 期 $\delta^{18}\text{O}$ 相较 MIS3 期更是有明显变重，在约 28 cal. kaBP(柱深 400 cm)时达到最重值 0.470‰；14 kaBP 之后即 MIS1 期多在全柱均值之下，逐渐变轻，平均为-0.892‰。浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围从 0.500‰到 1.303‰不等，自下而上变化较明显，185、246.5、519 及 670 cm 位置出现 4 次低值但不偏负，最低值出现在 185 cm 处。整体来看，MIS1 期及 MIS3 期 $\delta^{13}\text{C}$ 较重，MIS2 期较轻。

底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi*、*Uvigerina peregrina*、*Bulimina aculeate* 分别代表表生种、浅层内生种和深层内生种，氧同位素平均值分别为 3.436‰、3.779‰和 4.038‰。可见随生境深度增加， $\delta^{18}\text{O}$ 平均值逐渐偏重。同时 3 个属种的 $\delta^{18}\text{O}$ 有相似变化趋势，在 MIS1 期， $\delta^{18}\text{O}$ 较轻且低于岩心均值，MIS2 期至底部的 $\delta^{18}\text{O}$ 高于均值，在 MIS2 期时均达到最大值。表生种 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 波动范围为 2.48‰ $\sim$ 4.29‰；MIS1 期平均值为 2.863‰，MIS2 期为 3.890‰，MIS3 期为 3.520‰。浅层内生种 *U. peregrina* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 波动范围为 1.88‰ $\sim$ 4.79‰；全新世平均值为 2.860‰，MIS2 期为 4.352‰，MIS3 期为 3.968‰。深层内生种 *B. aculeata* 在 0~215 cm 处几乎没有，仅在 63 cm 位置找到少量，因此只有一个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据，为 2.951‰，MIS2 期平均值为 4.058‰，MIS3 期为 4.146‰。639 cm 处由于仪器出现故障，缺少有效数据。底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 与浮游有孔虫变化趋势一致，在各阶段呈现明显差异。

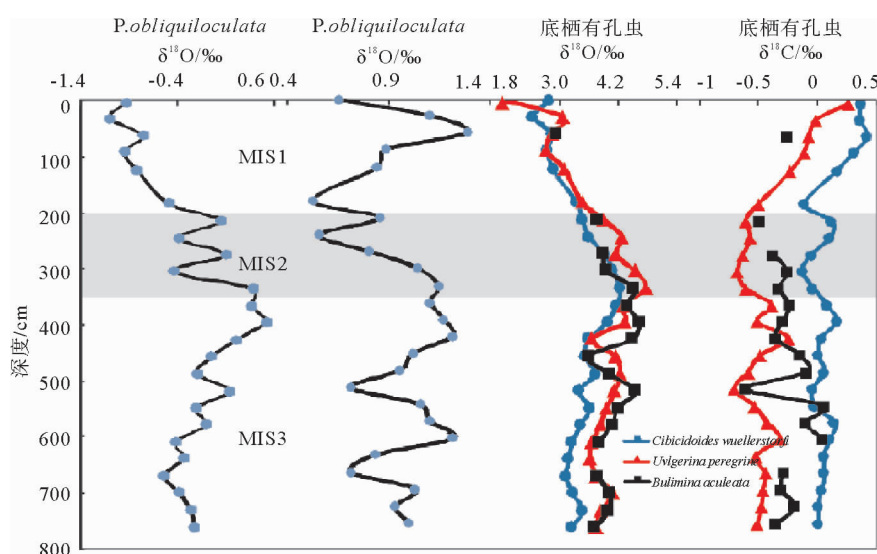


图 3 Site 6A 浮游有孔虫氧碳同位素及底栖有孔虫碳氧同位素曲线

Fig. 3 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of planktonic and benthic foraminifera at core Site 6A

Cibicoides wuellerstorfi 适于在富氧环境的沉积物上生存,它们的壳体对于水体的温度变化和光合作用有机碳分解导致的孔隙水同位素组成变化极为敏感^[22]。*Uvigerina* spp. 生活在水岩界面以下,其壳体不易受到光合作用有机物碳分解影响。Site 6A 柱状样中的 *Uvigerina* spp. 的碳同位素值为 $-0.20\text{‰} \sim -0.761\text{‰}$,平均值为 -0.459‰ ,柱状样底层到 342 cm 层位这一段底栖有孔虫的碳同位素值整体偏负、略有波动但变化较小;342 cm 层位之上沉积物的底栖有孔虫碳同位素有逐渐增大的趋势,直至表层 4.5 cm 位置附近 $\delta^{13}\text{C}$ 达到正值。*C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 整体趋势与 *Uvigerina* spp. 一致,变化范围为 $-0.155\text{‰} \sim 0.424\text{‰}$,平均为 0.072‰ 。

3.3 底栖有孔虫群落特征

Site 6A 柱状样品中底栖有孔虫壳体丰富。从 25 个样品中共获得底栖有孔虫 11 100 枚,经鉴定分别属于 59 属 149 种及未定种;此外,样品中含有大量浮游有孔虫及少量介形虫个体,但未对其进行鉴定计数。柱中底栖有孔虫优势种为 *Uvigerina peregrina* (7.9%)、*Chilostomella ovoidea* (7.4%)、*Globocassidulina subglobosa* (7.3%)、*Nonionina affinis* (7.1%)、*Bulimina aculeata* (4.6%)、*Cibicoides wuellerstorfi* (4.4%)、*Eggerella bradyi* (4.1%)、*Epistomella naraensis* (4.1%)、*Pyrgo*

amphiconica (3.6%)、*Bolivina robusta* (3.5%)、*Simogilopsis asperula* (3.3%),以上 11 个优势种平均百分含量均超过 3%,共占全群的 57.1%,它们随深度变化的相对丰度曲线如下图 4 所示。

底栖有孔虫分布较为连续,绝对丰度(枚/g)值自下而上变化明显,最高达 55 枚/g,最低 14 枚/g(图 5);沉积物底部 600~700 cm 处,有孔虫丰度显著降低,平均值仅 19 枚/g,之后随深度减小逐渐增大,在取样深度 367 cm 处丰度最高。MIS2 期丰度值再一次减小;随后的全新世丰度维持在 20 枚/g 左右。

简单分异度(S)与绝对丰度变化相似,最高值 60,最低值为 41;下部较老沉积物分异度高,波动性强;397 cm 开始线性减小,呈现明显下降趋势,末次冰期阶段为分异度最低阶段,185 cm 后期分异度略有增加并逐渐稳定。复杂分异度($H(S)$)即 Shannon-Weiner 指数变化范围为 3.05~3.55,平均值 3.325,最低值出现在 306 cm 处。总体来看,该柱状样底栖有孔虫属种分布均匀性变化不大(图 5)。

底栖有孔虫壳质分为玻璃质壳、似瓷质壳及胶结壳 3 种类型。研究发现岩心中有孔虫以玻璃质壳为主,其平均含量达到 82.5%,胶结壳次之,平均含量为 10.5%。MIS3 期玻璃质壳百分含量较 MIS1 期更高,达 84%。MIS2 期胶结壳及似瓷质壳类型的有孔虫含量达到最高值;但二者并非同时达到最大值。

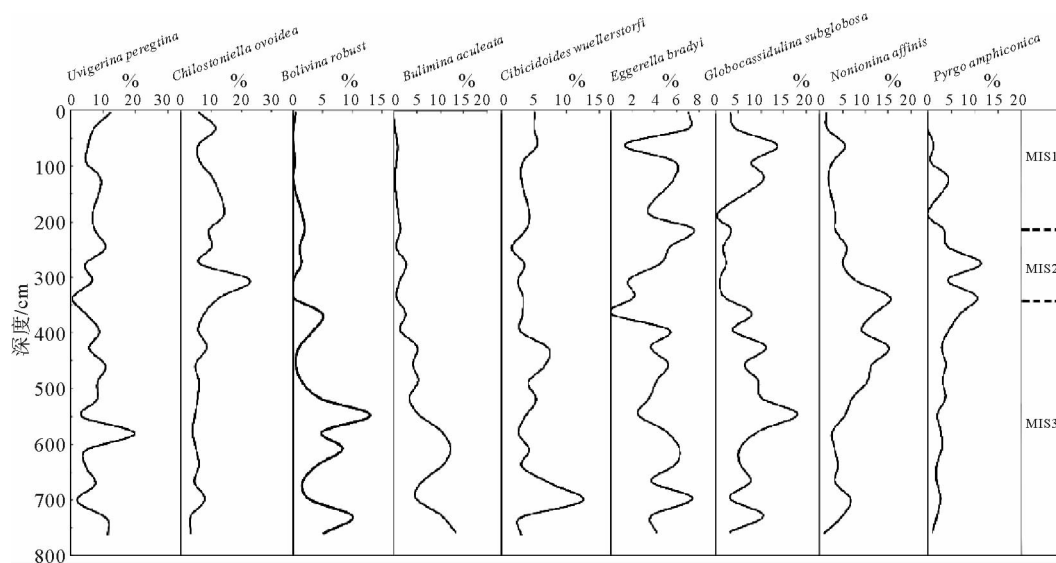


图 4 Site 6A 岩心底栖有孔虫常见属种相对丰度及其分布

Fig. 4 Vertical distributions of dominant benthic foraminiferal species at core Site 6A

3.4 底栖有孔虫氧指数

底栖有孔虫按其生存在海底沉积物中不同位置可以分为内生种和表生种(外生种),前者生活在海洋沉积物内,生存范围为几厘米至几十厘米,后者生存在海洋沉积物表面。本文将 Site 6A 柱状样中诸如 *Uvigerina* spp.、*Bulimina aculeata*、*Chilostomella ovoidea* 等的内生种在每个样品中的相对含量分布情况进行统计,结果如图 5 所示。Kaiho^[23]研究表明,底栖有孔虫外生种对含氧量需求更高,适宜生活在氧化环境;而内生种有孔虫个体较小,壳体较薄,对于低氧条件有更好的适应性。

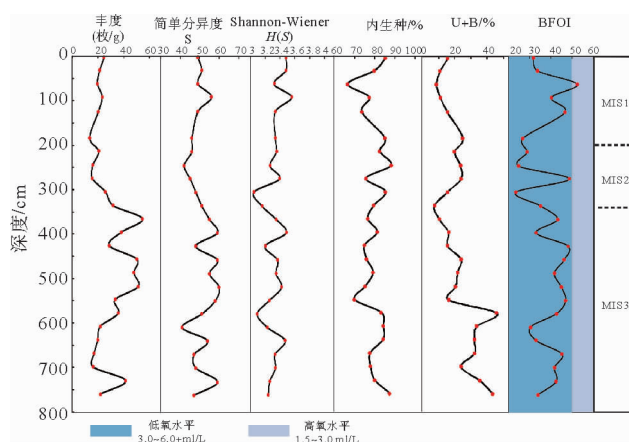


图 5 Site 6A 站位底栖有孔虫绝对丰度、分异度、氧指数及内生种百分含量

Fig. 5 General characteristics of benthic foraminiferal assemblages at Site 6A

为更好地表征底栖有孔虫环境氧浓度, Kaiho^[23]首次提出底栖有孔虫氧指数(Benthic Foraminiferal Oxygen Index,简称 BFOI)概念,将深海-半深海全新世底栖有孔虫属种与其上覆水体溶解氧水平很好地联系起来,将钙质底栖有孔虫分为好氧指标(oxic indicators)、低氧指标(suboxic indicators)和贫氧指标(dysoxic indicators)(表 3、4),用以指示底栖有孔虫生存的氧化还原环境(如图 5)。以下公式 1a、1b 用于计算 BFOI:

$$\text{BFOI} = \frac{O}{O+D} \times 100 (O \text{ 不等于零}) \quad (1a);$$

$$\text{BFOI} = \left(\frac{I}{I+D} - I \right) \times 50 (O \text{ 等于零且 } D + I > 0) \quad (1b)$$

式中 O 表示好氧指标的数量, D 表示贫氧指标的数量, I 表示低氧指标数量。

Site 6A 站位柱状样除了 63~66 cm 层段是高氧环境外,其他所有层位均为低氧环境,含氧量基本为 1.5~3.0 mL/L。虽然 BFOI 数值在曲线上显示为较大起伏,但整体氧化还原条件在近五万年来没有显示出较大改变。

3.5 古生产力估计

深海环境中生存的底栖有孔虫所需的物质和能量多来源于海洋表层生产力。一些底栖有孔虫的特殊属种、组合可以用来指示古海洋生产力的变化。例如 $U+B$ (*Bulimina* spp. + *Uvigerina* spp.) (包括 *Bulimina aculeata*、*Bulimina marginata*、*Bulimina subla*、*Bulimina striata*、*Bulimina costata*、

表 3 钙质底栖有孔虫群落特征及其氧指数(修改自文献[23])

Table 3 Dissolved oxygen conditions recognized by calcareous benthic foraminifera and their characteristics (Modified from Kaiho, 1994)

氧化还原条件	氧含量(mL/L)	氧指数	群落特征
高氧(High Oxie)	3.0 ~ 6.0+	50 ~ 100	有贫氧指标、次氧指标,多富氧指标
低氧(Low Oxie)	1.5 ~ 3.0	0 ~ 50	有贫氧指标、次氧指标,少富氧指标
次氧(Suboxic)	0.3 ~ 1.5	-40 ~ 0	有贫氧指标,多次氧指标
贫氧(Dysoxic)	0.1 ~ 0.3	-50 ~ -40	有贫氧指标,少次氧指标
缺氧(Anoxic)	0.0 ~ 0.1	-50	极少钙质有孔虫

表 4 底栖有孔虫分类(修改自文献[23])

Table 4 Classification of benthic foraminifera according to oxygen levels (Modified from Kaiho, 1994)

富氧指标	<i>Cibicides</i> spp., <i>Cibicidoides havanensis</i> , <i>Cibicidoides kullenbergi</i> , <i>Cibicidoides mundulus</i> , <i>Cibicidoides robertsonianus</i> , <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> , <i>Cibicidoides</i> spp., <i>Globocassidulina subglobosa</i> , <i>Laticarinina pauperata</i> , <i>Pyrgo murrhina</i> , <i>Quinqueloculina</i> spp., <i>Triloculina</i> spp.
次氧指标	A 型:粒径小于 350 μm 的个体 B 型: <i>Alabamina</i> spp., <i>Astrononion pusillum</i> , <i>Bolivinita quadrilatera</i> , <i>Bulimina striata</i> , <i>Cancris inaequalis</i> , <i>Cassidulina</i> spp., <i>Ceratobulimina pacifica</i> , <i>Dentalina</i> spp., <i>Ehrenbergina pacifica</i> , <i>Eilohedra nipponica</i> , <i>Favocassidulina favus</i> , <i>Fissurina</i> spp., <i>Gyroidina</i> spp., <i>Gyroidinoides</i> spp., <i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Lagena</i> spp., <i>Lenticulina</i> spp., <i>Melonis</i> spp., <i>Nonion</i> spp., <i>Oridorsalis</i> spp., <i>Pullenia</i> spp., <i>Rosalina columbiensis</i> , <i>Sphaeroidina bulloides</i> , <i>Stainforthia apertura</i> , <i>Tosaia hanzawai</i> , <i>Trifarina</i> spp., <i>Uvigerina</i> spp., <i>Valvulineria</i> spp. C 型: <i>Bulimina aculeata</i> , <i>Elphidium excavatum</i> , <i>Nonionella</i> spp.
缺氧指标	<i>Bolivina decussata</i> , <i>Bolivina interjuncta</i> , <i>Bolivina pacifica</i> , <i>Bolivina pusilla</i> , <i>Bolivina robusta</i> , <i>Bolivina seminuda</i> , <i>Bolivina spissa</i> , <i>Bolivina</i> spp., <i>Bulimina exilis</i> , <i>Cassidulina tumida</i> , <i>Chilostomella oolina</i> , <i>Chilostomella ovoidea</i> , <i>Dentalina</i> spp., <i>Fursenkoina complanata</i> , <i>Fursenkoina rotundata</i> , <i>Globobulimina affinis</i> , <i>Globobulimina auriculata</i> , <i>Globobulimina pyrula</i> , <i>Gyroidina multilocula</i> , <i>Rutherfordia</i> spp., <i>Suggrunda eckisi</i>

Bulimina mexicana、*Uvigerina vadescens*、*Uvigerina canariensis*、*Uvigerina auberiana*、*Uvigerina aculeata*、*Uvigerina gallowyi*、*Uvigerina spinulosa*) 高丰度通常指示高有机碳通量和底层水低含氧量^[23]。研究表明,在南海底栖有孔虫群落的变化明显受到有机碳通量的影响,当有机碳通量增加时, *Bulimina* spp. 和 *Uvigerina* spp. 在底栖有孔虫群落分布中占主导地位^[24,25]。表生种 *C. wuellerstorfi* 的高含量被广泛用来指示低有机碳通量、低生产力或较高的含氧量^[26]。

在本次研究中,U+B 含量之和最高为柱深 579 cm 处的 46.1%,平均值为 22.2%(图 6)。U+B 百分含量所反映的古生产力走向总体呈现 5 个阶段,40 kaBP 前后及 12~17 kaBP 前后为高值,其余时间段为生产力低值。食悬浮质的底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的相对丰度与 U+B 的结果基本相反,但二者的变化并不完全一致,这可能是因为底栖有孔虫除了受食物控制外,其他的环境因素也会影响它们的生存,且不同的属种对于营养的需求也会

有差异。

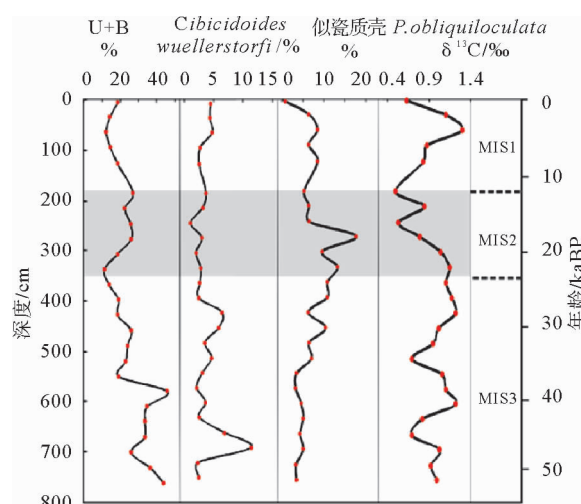


图 6 Site 6A 岩心 U+B 百分含量及“机会种”*C. wuellerstorfi* 百分含量变化曲线

Fig. 6 Vertical distributions of U+B as well as opportunistic species *C. wuellerstorfi* at Site 6A

4 讨论

4.1 沉积序列

研究发现,不同壳质的底栖有孔虫适应于不同的生态环境。以胶结壳为主的有孔虫一般分布于碳酸盐补偿深度以下的深海环境或潮上带等海陆过渡相环境,或者是高纬度的冷水海区;以似瓷质壳为主的有孔虫主要出现于盐度较高的海洋环境中;一般正常的浅海沉积中的底栖有孔虫则均以玻璃质壳为主^[27]。Site 6A 沉积物中大量玻璃质壳有孔虫的出现说明该地区沉积环境未发生改变,以浅海沉积为主。在正常沉积情况下南海冰期的沉积速率相对间冰期要更高。由于 MIS1 期和 MIS2 期持续时间相同,一般来说 MIS2 期的沉积厚度是 MIS1 期的 2 倍^[28,29]。而依据 Site 6A 岩心氧同位素年代地层计算的不同阶次沉积速率与上述结果相反,MIS1 期(柱深 0~220 cm)约是 MIS2 期(柱深 220~342 cm)的 1.8 倍。由此推测 MIS2 期可能存在沉积间断或有部分地层缺失,使得计算的沉积速率较小。与 Site 6A 相邻的岩心柱 SH1B 及 SH5C 的沉积速率结果也同样支持了这个猜想。考虑到研究钻孔位于水合物区,其下伏地层赋存丰富的水合物资源,研究人员推断上述沉积缺失可能由水合物分解释放造成^[30]。水合物是一种半稳定性的笼型晶格固体物质,对温压条件要求较高,一旦温度升高或压强减小,水合物便分解气化。冰期-间冰期的气候旋回波动造成该海域海平面升降,有可能改变水合物上覆压力,造成水合物失稳分解。气体溢出到沉积物孔隙中减弱沉积物强度及致密性,可能由此产生海底滑塌和滑坡,造成地层沉积的不连续性或地层缺失。前人研究表明南海海平面在 MIS2 期比当前海平面低了大约 120 m,为末次冰期以来最低值^[31],可见站位所处海域水合物的上覆压力明显减小,可能由于水合物分解而对海底地形产生不可逆影响,如滑塌、滑坡浊流等,导致地层缺失。

4.2 有孔虫记录的环境意义

大洋和深海有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 与海水温度和海水 $\delta^{18}\text{O}$ 背景值相关。Site 6A 站位浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 数据揭示了晚末次冰期到全新世的气候变化过程。该岩心沉积物与格陵兰 GISP2 冰心的氧同位素曲线做比较发现两者在 MIS3 期—全新世的总体框架上具有一致性(图 2)。在 Site 6A 站位,可根据 $\delta^{18}\text{O}$

的变化识别冰期/间冰期气候变化及多次冷暖波动。冰期最重要的标志是全球性大幅度气温变冷,中高纬度(包括极地)及高山区广泛形成大面积的冰盖和山岳冰川。有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 在深度 225 cm 即全新世开端(冰后期)逐渐偏负,代表气候逐渐转暖,而在 225 cm 下部即末次冰期阶段氧同位素值偏正。沉积物深度 300~400 cm 处为 $\delta^{18}\text{O}$ 的最高值,对应沉积年代约为 19~27 kaBP,恰好涵盖末次冰盛期(LGM)所对应的时间。因此沉积物完整记录了晚末次冰期以来,该海域气候从冰期至冰后期转暖的过程。自进入全新世以来,浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐减小,代表海水温度以及降水量的逐渐升高,多个指标均展现全新世气候适宜期(Holocene optimum)的气候面貌。全新世 Site 6A 岩心在 $\delta^{18}\text{O}$ 有一次明显的变重记录,与 Bond 等^[32]提出的 4.2 ka 左右的冷事件有很好的对应关系,且这个事件在南海北部相邻位置 ZHS-176 岩心中也同样存在记录^[33]。

底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录通常被用来指示极地冰盖体积变化,相比浮游有孔虫,受到表层海水温度和盐度变化的影响极小^[34]。MIS3 期以来, $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐变重,表明极地冰盖体积逐渐扩大,在 24 kaBP 左右达到最大值,即末次冰盛期。此后 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐减小,显示冰盖体积有所减小。底栖有孔虫 *Uvigerina peregrina* 及 *Bulimina aculeate* 大致趋势与 *C. wuellerstorfi* 相同。但内生种相较于表生属种,其 $\delta^{18}\text{O}$ 有变重的趋势,可能与温暖的太平洋中层水影响有关,底栖有孔虫表生种由于更接近水底,因此受到的影响较大。

底栖有孔虫由于受生境范围的限制,仅海底面很小范围内的无机碳池可对其碳同位素产生较大影响^[2]。表层底栖有孔虫通常生活的沉积物表层,其碳同位素组成通常被认为与底层水体中溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 达到或接近分馏平衡^[35]。为更好地了解本岩心记录的近 5 万年来南海水层中沉积环境变化情况,特将南海正常沉积区底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值作为参照对比依据,数据来自 Cheng 等^[36],对比结果如图 7,南海不同水深 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 在浅水区相对较高,随水深增加逐渐变轻,在 800 m 以下水体, $\delta^{13}\text{C}$ 基本在 0~0.4‰ 之间相对稳定。在大致相当于本研究站位所处水深的 1 000~1 500 m 水深间, $\delta^{13}\text{C}$ 在 -0.05‰~0.31‰ 之间变化。对比发现,Site 6A 岩心中底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 大致在上述范围内,没有明显碳同位素偏负现象。内生属种的 $\delta^{13}\text{C}$ 较表生属种有明显的偏差(图 3),这可能是由于沉积物中的孔隙水 $\delta^{13}\text{C}$ 有明显的梯度变化所致。有

孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 、底栖有孔虫 BFOI 及内生种百分含量均指示在该沉积环境中以低氧水平波动,表明岩心所记录的近 5 万年以来沉积环境中氧化还原状况没有发生较大改变。

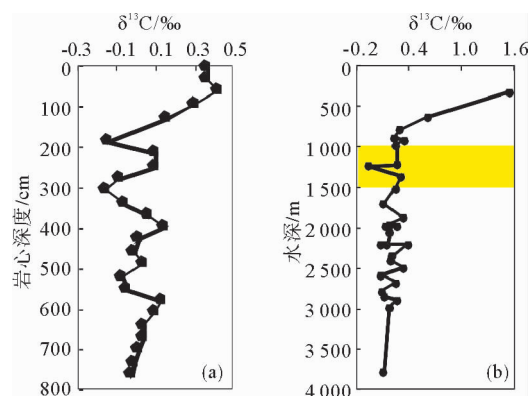


图 7 Site 6A 站位底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 碳同位素(a)与南海表层沉积物中 *C. wuellerstorfi* 碳同位素随水深变化曲线

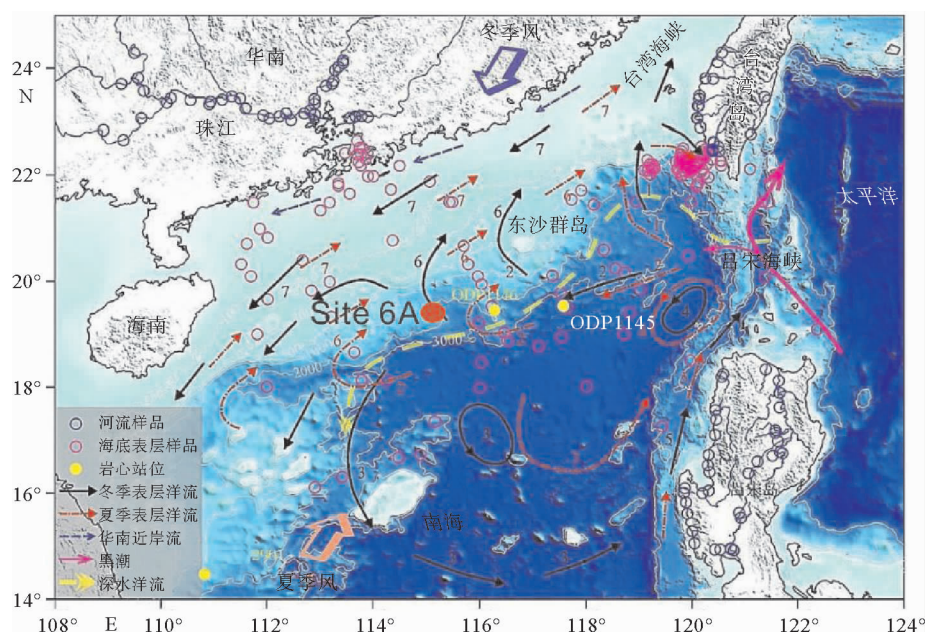
(黄色阴影部分相当于本研究样品所处水深范围)(据文献[36])

Fig. 7 Carbon isotopic values of *C. wuellerstorfi* at core Site 6A and in surface sediments of South China Sea (The yellow shaded area is equivalent to water depth in this research)(Cheng et al, 2005)

4.3 底栖有孔虫与古生产力

底栖有孔虫的古生产力指标往往同时受到多种环境因素的影响,对环境变化的响应也会有差异,因此文中综合了内生种百分含量、U+B 百分含量、*C. wuellerstorfi* 相对丰度进行对比分析,探讨古生产力变化对底栖有孔虫的影响。Site 6A 岩心中 U+B 的百分含量与内生种百分含量变化相近;与 *C. wuellerstorfi* 指标变化趋势相反,三种指标均未表现出明显的冰期/间冰期旋回特征,指示古生产力的影响因素不单纯为冰期/间冰期气候旋回变化驱动,可能为多种因素综合作用的结果。

南海位于典型的东亚季风区,季节性的季风风场形成了独特的表层洋流格局(图 8)。冬季盛行东北冬季风并驱动逆时针的气旋式环流,强盛的冬季风有利于陆源碎屑的搬运及沉降。夏季在西南风驱动下形成西南向表层洋流及南海西部强烈的边界流,并带来丰富的降水及陆表径流。此外南海作为西太平洋最大的边缘海,其深层海水通过巴士海峡与西太平洋相沟通^[37]。入侵南海的北太平洋深层水的特点是低盐、低氧、高营养盐^[38]。根据前人研究,南海北部的陆源碎屑沉积物主要来自华南的珠江、台湾西南部河流以及吕宋岛河流^[39]。从图 8



南海表层洋流的编号分别代表: 1. 回路洋流; 2. 黑潮南海分支; 3. 西北吕宋涡流; 4. 西北吕宋旋涡; 5. 吕宋沿岸流; 6. 南海暖流; 7. 广东沿岸流

图 8 南海北部东亚季风和洋流系统示意图(修改自文献[39])

Fig. 8 East Asian monsoon and oceanic current systems in the northern South China Sea (Modified from [39])

Numbers for surface currents: 1. Loop Current; 2. SCS Branch of Kuroshio; 3. NW Luzon cyclonic gyre; 4. NW Luzon cyclonic eddy; 5. NW Luzon current; 6. SCS warm current; 7. Guangdong coastal current.

可知,岩心所在位置主要受到冬季风表层洋流的影响、夏季风表层洋流及侵入南海的北太平洋水团也可能对此造成影响。

岩心柱中显示的高生产力时间段 40 ka 对应末次冰期。此时底栖有孔虫丰度较低,浮游有孔虫氧同位素较轻,似瓷质壳个体百分含量低(图 6),指示当时高温低盐环境。推测当时为末次冰期间冰阶,夏季风增强带来大量降水,增加陆表径流量以提高生产力,同时陆源淡水的输入对该站位海水盐度有冲淡作用,形成低盐环境。12~17 ka 为末次冰期到全新世的过渡,涵盖 Henrich 事件 1(17.5~14.5 ka)及新仙女木事件。南海海平面在末次冰期时降低 120 m 左右,这些气候突变事件同样会造成海平面的降低,因此冬季风驱动的陆源碎屑物质更容易搬运到研究站位,造成较高的生产力输入。此次高生产力事件同样对应浮游有孔虫碳同位素的明显低值(图 6),推测冬季风增强带来的影响更大。季风加强驱动的逆时针气旋式环流可能促进北太平洋水团对这一站位的影响,带来更多富营养盐水体,同时对底栖有孔虫的丰度起到“稀释”作用。

5 结论

南海北部神狐海域 Site 6A 岩心沉积物中保存的有孔虫具有较好连续性,通过对壳体的鉴定、统计以及分布特征分析,有效地识别了该海域自 MIS3 期约 50 kaBP 以来的古环境信息。

(1) Site 6A 岩心 MIS1 期沉积速率最高,即间冰期速率高于冰期,与通常结论相悖。推测在 MIS2 期即冰期发生地层缺失现象,因为 MIS2 期为低海平面时期,下伏天然气水合物可能由于上覆沉积物压力的减小发生分解并诱发海底滑塌等现象。

(2) 有孔虫氧碳稳定同位素还原了冰期/间冰期气候旋回变化。冰期浮游有孔虫氧同位素整体较重,间冰期则偏轻。底栖有孔虫氧同位素较好地恢复了冰盖体积变化情况,在末次冰盛期出现最高值;碳同位素特征显示,虽然岩心位于水合物钻探区,但并未出现碳同位素偏负现象。结合其他地化指标特征推测该海域海底沉积环境氧化还原状况未发生大幅度改变。

(3) 用于指示古生产力的 U+B 百分含量及表生种 *C. wuellerstorfi* 相对丰度在末次冰期 40 kaBP 及 12~17 kaBP 前后显示高生产力值,相伴生的现象还有有孔虫丰度及指示低溶解氧属种丰度低值,推测前者与东亚夏季风增强有关,后者与冬季风

增强有关。夏季风的增强带来大量降水及陆表径流量,并形成局部低盐环境。冬季风的增强使更多的陆源物质沉积于研究站位,带来高生产力。同时冬季风驱动的逆时针气旋式环流可能驱动洋流的运动,将更多的低氧、低温、高营养盐的北太平洋水团从巴士海峡携带至此并影响该站位底栖有孔虫群落特征。

致谢: 本次研究样品由广州海洋地质调查局“海洋四号”考察船获取,感谢该航次科学家们为研究样品的采集付出的辛勤劳动;感谢中国科学院南京地质古生物研究所现代古生物学和地层学国家重点实验室完成有孔虫氧碳同位素测试。美国 BETATM 实验室完成有孔虫壳体 AMS¹⁴C 测年,在此一并表示感谢。

参考文献 (References)

- [1] 汪品先,闵秋宝,卞云华,等. 十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义[J]. 地质学报,1986, 60(3): 215-225. [WANG Pinxian, MIN Qiubao, BIAN Yunhua, et al. Planktonic foraminifera in the continental slope of the northern South China Sea during the last 130 000 years and their paleo-oceanographic implications[J]. Acta Geologica Sinica, 1986, 60(3): 215-225.]
- [2] 葛知潜,王律江, Kienast M. 南海晚第四纪表层古生产力与东亚季风变迁[J]. 第四纪研究, 1999, 19(1): 32-40. [JIAN Zhimin, WANG Lüjiang, Kienast M. Late Quaternary surface paleoproductivity and variations of the east Asian monsoon in the South China Sea[J]. Quaternary Sciences, 1999, 19(1): 32-40.]
- [3] 陈芳,周洋,苏新,等. 南海神狐海域含水合物层底栖有孔虫群落结构与同位素组成[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(2): 1-8. [CHEN Fang, ZHOU Yang, SU Xin, et al. Benthic foraminifera and stable isotopic composition of gas hydrate-bearing sediments from Shenhu area in the northern South China Sea[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2010, 30(2): 1-8.]
- [4] 曹超,雷怀彦. 南海北部有孔虫碳氧同位素特征与晚第四纪水合物分解的响应关系[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2012, 42: 162-171. [CAO Chao, LEI Huaiyan. Response between carbon and oxygen isotopic characteristics of foraminifera from the northern South China Sea and late Quaternary hydrate released[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2012, 42: 162-171.]
- [5] 陈芳,苏新,周洋. 南海神狐海域水合物钻探区钙质超微化石生物地层与沉积速率[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2013, 38(1): 1-9. [CHEN Fang, SU Xin, ZHOU Yang. Late Miocene-Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy of Shenhu gas hydrate drilling area in the South China Sea and

- variations in sedimentation rates[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geoscience*, 2013, 38(1):1-9.]
- [6] Jian Zhimin, Huang Baoqi, Kuhnt W, et al. Late Quaternary upwelling intensity and east Asian monsoon forcing in the South China Sea[J]. *Quaternary Research*, 2001, 55(3):363-370.
- [7] ZHENG Guodong, WANG Xu, Danielle Fortin, et al. Sulfur speciation in marine sediments impacted by gas emissions in the northern part of the South China Sea[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2016, 73:181-187.
- [8] 吴能友, 张海啟, 杨胜雄, 等. 南海神狐海域天然气水合物成藏系统初探[J]. *天然气工业*, 2007, 27(9): 1-7. [WU Nengyou, ZHANG Haiqi, YANG Shengxiong, et al. Preliminary discussion on natural gas hydrate (NGH) reservoir system of Shenhu area, north slope of South China Sea[J]. *Natural Gas Industry*, 2007, 27(9): 1-7.]
- [9] 陈芳, 苏新, 陆红锋, 等. 南海神狐海域有孔虫与高饱和度水合物的储存关系[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2013, 38(5):907-915. [CHEN Fang, SU Xin, LU Hongfeng, et al. Relations between biogenic component (foraminifera) and highly saturated gas hydrates distribution from Shenhu area, northern South China Sea[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2013, 38(5):907-915.]
- [10] Den Dulk M, Reichert G J, van Heyst S, et al. Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 2000, 161: 337-359.
- [11] Emiliani C. Pleistocene Temperatures[J]. *J Geol*, 1955, 63: 538-578.
- [12] Eynaud F. Planktonic foraminifera in the Arctic: Potentials and issues regarding modern and quaternary populations, *Earth and Environmental Science* [M]. IODP Publishing Ltd., London, 2011.
- [13] 郝治纯, 裴松余, 林甲兴, 等. 有孔虫[M]. 北京: 科学出版社, 1980. [HAO Yichun, QIU Songyu, LIN Jiaying, et al. *Foraminifera*[M]. Science Press, Beijing, 1980.]
- [14] Bornmalm L. Taxonomy and paleoecology of late Neogene benthic foraminifera from the Caribbean Sea and eastern equatorial Pacific Ocean[J]. *Fossil Strata*, 1997, 41: 11-80.
- [15] 吴庐山, 杨胜雄, 梁金强, 等. 南海北部神狐海域沉积物中孔隙水硫酸盐梯度变化特征及其对天然气水合物的指示意义[J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(3): 339-350. [WU Lushan, YANG Shengxiang, LIANG Jinjiang, et al. Geochemical characteristics of hydrocarbon gases in sediments in Shenhu area, the northern South China Sea[J]. *Science China (Series D)*, 2013, 43(3): 339-350.]
- [16] 郭黛黛, 吴能友, 张美, 等. 东沙海域 SMI 与甲烷通量的关系及对水合物的指示[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2013, 38(6): 1309-1320. [WU Daidai, WU Nengyou, ZHANG Mei, et al. Relationship of sulfate-methane interface (SMI), methane flux and the underlying gas hydrate in Dongsha area, northern South China Sea[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2013, 38(6): 1309-1320.]
- [17] Loeblich A R, Tapan J H. *Foraminiferal genera and their classification*[M]. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1988:970.
- [18] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine 13 radiocarbon age calibration curve 0-50 000 years cal BP [J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(4):1869-1887.
- [19] Talma A S, Vogel J C. A simplified approach to calibrating C14 dates[J]. *Radiocarbon*, 1993, 35(2):317-322.
- [20] Grootes P M, Stulver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores[J]. *Nature*, 1999, 366:552-554.
- [21] Shackleton N J, Vincent E. Oxygen and carbon isotope studies in recent foraminifera from the Southern Indian Ocean[J]. *Marine Micropaleontology*, 1978, 3:1-13.
- [22] Wefer G, Heinze P M, Berger W H. Clues to ancient methane release[J]. *Nature*, 1994, 369(6478): 282.
- [23] Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean[J]. *Geology*, 1994, 22:719-722.
- [24] Jian Z, Wang P, Kienast M, et al. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South Sea over the last 40 000 years [J]. *Marine Geology*, 1999, 156(1): 159-186.
- [25] Li Tiegang, Xiang Rong, Sun Rongtao, et al. Benthic foraminifera and bottom water evolution in the middle-Southern Okinawa Trough during the last 18ka[J]. *Science in China (Series D)*, 2005, 48(6):805-814.
- [26] Miao Q, Thunell R C. Late Pleistocene-Holocene distribution of deep-sea benthic foraminifera in the South China Sea and Sulu Sea: Paleoceanography implications[J]. *Journal of Foraminifera Research*, 1996, 26(1):9-23.
- [27] 汪品先. 东海底质中的有孔虫和介形虫[M]. 海洋出版社, 1988. [WANG Pinxian. *Foraminifera and Ostracoda in the Sea Bottom of East China Sea*[M]. The Ocean Press, 1988.]
- [28] 李学杰, 刘坚, 陈芳, 等. 南海北部晚更新世以来的碳酸盐旋回[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(3):431-436. [LI Xuejie, LIU Jian, CHEN Fang, et al. Carbonate cycles since late Pleistocene in the northern South China Sea[J]. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(3):431-436.]
- [29] 黄维, 汪品先. 南海深水区末次冰期和冰后期沉积物堆积速率的特征[J]. *海洋学报*, 2007, 29(15):69-73. [HUANG Wei, WANG Pinxian. Accumulation rate characteristics of deep water sedimentation in the South China Sea during the last glaciation and the Holocene[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2007, 29(15):69-73.]
- [30] 陈芳, 庄畅, 周洋, 等. 南海神狐海域 MIS12 期以来的碳酸盐旋回与水合物分解[J]. *现代地质*, 2015, 29(1):145-154. [CHEN Fang, ZHUANG Chang, ZHOU Yang, et al. Carbonate cycles and gas hydrate dissociation in Shenhu area of the South China Sea since MIS12 stage[J]. *Geoscience*, 2015, 29(1):145-154.]
- [31] Liu J P, Milliman J D, Gao S, Cheng P. Holocene development of the Yellow River subaqueous delta, North Yellow

- Sea[J]. *Marine Geology*, 2004, 209(1-4):45-67.
- [32] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278:1257-1266.
- [33] 葛倩. 晚末次冰期以来南海古环境和古气候记录[D]. 中国地质大学博士学位论文, 2010. [GE Qian. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from the South China Sea since the late last glacial period[D]. China University of Geosciences, Doctor Dissertation, 2010.]
- [34] 翦知潜, 王博士, 乔培军. 南海南部晚第四纪表层海水温度的变化及其与极地冰芯古气候记录的比较[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(3):391-398. [JIAN Zhimin, WANG Boshi, QIAO Peijun. Late Quaternary changes of sea surface temperature in the southern South China Sea and their comparison with the paleoclimatic records of polar ice cores[J]. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(3):391-398.]
- [35] Grossman E L. Stable isotopes in modern benthic foraminifera; A study of vital effect[J]. *Journal of Foraminiferal Research*, 1987, 17: 48-51.
- [36] Cheng Xinrong, Huang Baoqi, Jian Zhimin, et al. Foraminiferal isotopic evidence for monsoonal activity in the South China Sea: a present-LGM comparison[J]. *Marine Micropaleontology*, 2005, 54:125-139.
- [37] Wang P X, Li Q Y. The South China Sea Paleoceanography and Sedimentology[M]. Springer, 2009.
- [38] Sokolov S, Rintoul S. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE Section P11, Papua New Guinea to Tasmania [J]. *Journal of Marine Research*, 2000, 58(2): 223-268.
- [39] 刘志飞. 南海沉积物中的黏土矿物: 指示东亚季风演化历史[J]. *沉积学报*, 2010, 5(28):1012-1019. [LIU Zhifei. Clay mineral assemblages in sediments of the South China Sea: east Asian monsoon evolution proxies? [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2010, 5(28):1012-1019.]

CHARACTERISTICS OF FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES SINCE LAST GLACIAL FROM SHENHU AREA OF NORTHERN SOUTH CHINA SEA AND IMPLICATIONS FOR PALEOCEANOGRAPHIC ENVIRONMENTAL CHANGES

PAN Mengdi^{1, 2}, WU Daidai¹, WU Nengyou^{3, 4}, LIU Lihua¹

(1 Key Laboratory of Gas Hydrate, Guangzhou Institute of Energy Conversion, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3 Key Laboratory of Gas Hydrate, Ministry of Land and Resources, Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China;

4 Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China)

Abstract: The northern slope of South China Sea (SCS), as the area rich in high-resolution depositional records, is critical to the study of regional response and driving mechanism of global change in the South China Sea. For a better understanding of the evolution of the paleoclimate and paleoenvironment since the late last glacial period in SCS, foraminiferal records at Site 6A from the Shenhu hydrate drilling area 2007 on the northern slope are selected as the target to study the foraminifera assemblages with the support of stable isotopes and AMS¹⁴C dating data. Information on sedimentary events since MIS3 of the last 50 000 years has been recorded in the core, and the highest Holocene sedimentation rate is as high as 13.37 cm/ka. In MIS2, there may be lack of deposition due to decomposition of gas hydrate. Benthic foraminifera are present throughout the core. It is easy to distinguish dominant species. The abundance as well as the diversity of the assemblage fluctuates significantly with time. Two stages of high surface productivity in about 40 kaBP and 12~17 kaBP respectively are identified through the analysis of some species with specific ecological significance, such as *Uvigerina*, *Bulimina*, *Cibicidoides*, combined with the proportion of porcellaneous shells and variations in planktonic foraminiferal carbon isotopes. The strengthening of summer monsoon in 40 ka was supposed to have brought in a large amount of rainfall, and thus increased the land surface runoff and paleo-productivity. The increase in terrigenous input contributed to the high paleo-productivity 12~17 ka. Furthermore, the North Pacific Deep Water with low temperature, low oxygen content and high nutrient content, may render stronger influence on the core as the winter monsoon enhanced.

Key words: foraminiferal assemblages; stable isotopes; paleo-productivity; paleo-environmental changes; Shenhu Area