近7ka来南黄海中部冷水团演化的底栖有孔虫记录

钟福昌^{1,2}, 向荣^{1*}, 杨艺萍¹, 赵美训³

1. 中国科学院南海海洋研究所, 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室, 广州 510301;

2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100039;

3. 中国海洋大学, 海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100

* 通讯作者, E-mail: rxiang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2017-09-21; 收修改稿日期: 2018-01-02; 接受日期: 2018-03-21; 网络版发表日期: 2018-05-08

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB428901)、国家自然科学基金项目(批准号: 41476040、91228207)和中国科学院战略先导专项项目(编号: XDA11030104)资助

摘要 黄海中部冷水团与现代黄海环流体系密切相关, 对区域海洋环境变化有着重要的影响, 研究黄海冷水团的变迁对理解区域环境变化机制有重要意义. 底栖有孔虫群落对底层水体环境变化响应敏感, 是底层水团重建的重要指标. 对南黄海中部泥质区N02柱样中沉积物样品进行底栖有孔虫群落分析, 重建了南黄海中部冷水团全新世期间的演化. 底栖有孔虫的群落结构特征及Q型因子分析结果显示全新世沉积环境可以划分为3个阶段: 6.9~5.0ka期间, 底栖有孔虫以*Ammonia ketienziensis*为主, 指示南黄海中部冷水团为全新世最强盛期, 黄海沿岸流对研究区域底层水体的影响较小; 5.0~2.9ka期间, *Ammonia ketienziensis*含量显著减少, 而*Hanzawaia nipponica*显著增加, 表明南黄海中部冷水团较前一阶段有所减弱, 其影响范围有减小趋势, 相应的黄海沿岸流对研究区域底层水体的影响略有加强但影响依然较小; 2.9ka以来, 指示黄海沿岸流的低温、低盐属种*Protelphidium tuberculatum*和*Buccella*属分子开始较多出现, 反映了黄海沿岸流对研究区域底层水体的影响显著增强, 而南黄海中部冷水团则为7ka来最弱阶段. 整体上, 全新世南黄海中部冷水团和沿岸流对研究区底层水体的影响呈此消彼长的关系. 南黄海中部冷水团在全新世期间的波动演化可能是区域气候因素(ENSO、东亚冬季风及北半球太阳辐射量变化等)在不同时期以不同的配置综合作用于南黄海区域的结果.

关键词 底栖有孔虫, 南黄海中部冷水团, 中晚全新世, ENSO, 东亚冬季风

1 引言

南黄海中部冷水团是中国近海水文中最突出且重要的海洋现象之一(Guan, 1994; Su和Weng, 1994; 苏纪兰, 2005; 乔方利, 2012; Mei等, 2016). 作为黄海现代环流体系重要的组成部分, 黄海冷水团横跨近4个经度,

纵跨近5个纬度, 其范围在夏季约占据了1/3的黄海深层区域(Su和Weng, 1994), 几乎可以影响到黄海整个海域(李昂, 2016), 对区域物质输运沉积(杨子赓等, 1998; Mei等, 2016; 李铁刚等, 2000)、底栖生物分布(Wang等, 2014; Xu等, 2016)、水体环境变化(Li等, 2015; Park等, 2011)以及渔业资源(Cho, 1982; 夏长水,

中文引用格式: 钟福昌, 向荣, 杨艺萍, 赵美训. 2018. 近7ka来南黄海中部冷水团演化的底栖有孔虫记录. 中国科学: 地球科学, 48: 1377–1390, doi: 10.1360/N072017-00315

英文引用格式: Zhong F C, Xiang R, Yang Y P, Zhao M X. 2018. Evolution of the Southern Yellow Sea Cold Water Mass during the last 7 kyr from benthic foraminiferal evidence. Science China Earth Sciences, 61: 1406–1418, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9193-6>

2014)等都有深远影响。自20世纪30年代Uda(1934)发现黄海冷水团的存在以来, 现代黄海冷水团的形成机制、环流结构以及季节和年际变化一直受到国内外海洋学者的广泛关注(赫崇本等, 1959; 管秉贤, 1963; Su和Weng, 1994; 袁业立和李惠卿, 1993; 于非等, 2006; Park等, 2011)。

同时, 作为中国东部陆架海重要的古海洋现象之一, 地质历史时期黄海冷水团的形成与演化规律对理解黄海古海洋环境变化机制具有重要意义, 因此黄海冷水团在长时间尺度上的演化历史、环境效应及其控制因素一直是中国东部陆架海区域古海洋环境研究的重点(梅西等, 2013; 李绍全等, 1997; 杨子庚等, 1998; Kim和Kucera, 2000; 李铁刚等, 2000; Mei等, 2016; 王昊寅等, 2013)。杨子庚等(1998)通过对南黄海QC₂孔中微体古生物群落的研究探讨了末次间冰期(128~75ka BP)南黄海古冷水团沉积特征。Liu等(2010)通过对南黄海的SYS0701、SYS0702和SYS0803钻孔沉积物中的微体古生物进行分析认为, 底栖有孔虫冷水种以及介形虫冷水种在MIS5期早期高海平面时的出现可能指示了黄海古冷水团在这一时期已经存在。Mei等(2016)通过对南黄海北部DLC70-3孔的研究, 进一步利用底栖有孔虫、长链不饱和烯酮、总有机质含量、总硫含量以及Mo元素等指标重建了中更新世至全新世早期黄海古冷水团的演化历史, 并指出地质历史时期黄海古冷水团间歇性的演化模式主要受到海平面变化以及区域构造沉降等因素的控制。然而, 对于中全新世黄海现代环流体系建立以来黄海冷水团的相关研究目前仅初步探讨了其形成时间(刘健等, 1999; 李铁刚等, 2000; Kim和Kucera, 2000), 对现代黄海冷水团形成后的演化规律及影响机制不甚了解, 相关研究亟待加强。

南黄海中部存在一个巨厚的泥质沉积区, 它的形成与黄海现代环流体系, 尤其是黄海冷水团的存在有着密切的关系(Zhao等, 1990; Park和Khim, 1992; 李铁刚等, 2000)。同时, 作为高沉积速率的稳定沉积体, 它详细地记录了黄海暖流、黄海冷水团与黄海沿岸流等黄海环流体系以及东亚冬季风、ENSO等气候因素在全新世期间的波动演化及其对南黄海区域环境演化的影响, 是研究过去海洋环境和气候变化的绝佳档案库(Moreno和Canals, 2004), 同时也是研究全新世黄海冷水团历史变迁的理想材料。

底栖有孔虫作为生活在海底沉积物表层中的环境敏感型生物体, 其群落组合及分布特征主要是受其赖以生存的底层水体环境的控制(向荣等, 2003a), 不同属种对底层水团中温度、盐度等环境要素的适应性不同。因此, 底栖有孔虫群落结构特征的变化可以较好地反映底层水体环境变化, 是底层水团重建的重要指标(向荣等, 2003b)。因此, 利用南黄海中部泥质沉积区内沉积物中的底栖有孔虫的群落结构特征可以重建全新世期间黄海底层水团, 即黄海冷水团的演化历史, 进而探讨其对区域气候因素的响应。

本文选取的研究材料是取自南黄海中部泥质区西北侧的N02孔(图1), 该孔位于黄海中部冷水团范围的边缘(苏纪兰, 2005; 乔方利, 2012), 且沉积记录连续, 是探讨千年尺度上黄海冷水团变迁的理想站位。我们拟通过对该沉积物柱样中底栖有孔虫进行AMS¹⁴C测年、群落特征分析, 重建中全新世黄海现代环流体系建立以来黄海冷水团的演化历史, 探讨其演化过程对不同区域气候因素变化的响应, 并初步探讨全新世期间控制黄海冷水团演变的影响机制, 为南黄海古海洋环境研究提供基础性资料, 进一步推进全新世黄海沉积环境变化研究。

2 水文环境

南黄海是半封闭的浅陆架海, 位于中国大陆和朝

图1 取样站位、南黄海中部泥质区、中国东部海域环流示意图、南黄海中部冷水团范围

分别改自Li等(2014)、苏纪兰(2005)、Kim和Kennett(1998)

鲜半岛之间,水深大多小于100m.在长江、黄河每年大量的径流输入的影响下,南黄海的盐度总体较低($<32\text{‰}$),其海水具有半咸水的特征(秦蕴珊等, 1989),但盐度季节变化较大,冬春盐度较高,夏秋盐度较低.其盐度还受南黄海海水与开放大洋水体的交换程度,即黄海暖流的影响(Kim和Kennett, 1998; Kim和Kucera, 2000; Kong等, 2006).现代南黄海的环流体系主要包括黄海暖流和沿岸流系,基本流向常年较为稳定,流速强度上有夏弱冬强的特征.黄海暖流沿南黄海东部边缘北上,与南下的江苏沿岸流、黄海沿岸流共同形成南黄海逆时针(气旋)环流(Beardsley等, 1985; Liu等, 2004).冬季,在强烈的东亚冬季风的作用下,水体垂直混合作用强烈;夏季,在表面热辐射、潮汐混合以及冲淡水的作用下,使得水体层化明显(Naimie等, 2001).夏秋季节,在南黄海中部,存在一个低温($<10^{\circ}\text{C}$)、高盐($32.0\sim 33.0\text{‰}$)的水团,被称为南黄海底层冷水团(the southern Yellow Sea cold bottom water, YSCBW; 于非等, 2006; 图1).南黄海冷水团作为季节性的水团,春季它伴随着温跃层的出现而产生,而到了秋季它伴随着温跃层的消亡而消失(于非等, 2006).

现代物理海洋学研究表明,黄海中部冷水团的强弱变化则主要受到东亚冬季风及夏季太阳辐射量的影响,同时与ENSO也密切相关(李昂, 2016; 薛玉虎, 2014; Li等, 2015; 宋新等, 2009).强的冬季风一方面导致冬季海水垂向混合更充分彻底,另一方面为南黄海西部区域带来了更多的冷水,两方面共同促使来年春夏季残留的底层冷水水温较低(宋新等, 2009; 李昂, 2016); ENSO则通过夏季热通量或夏季风压场来调节黄海中部冷水团的强弱变化(Li等, 2015),当厄尔尼诺事件发生频次高时,黄海冷水团的分布范围一般较小,频次低时,分布范围一般较大(宋新等, 2009).此外,全新世长时间尺度的北半球夏季太阳辐射量的变化对黄海中部冷水团也有影响,北半球夏季太阳辐射量增加会使海水表层温度上升,温跃层上界深度变浅,海水层化现象加强,进而强化了黄海中部冷水团,使冷水团的范围增大;反之亦然(薛玉虎, 2014; 郭东琳, 2014).

3 材料与方法

N02柱样于2011年4月搭载中国海洋大学“东方红2号”科学考察船利用重力取样取自南黄海中部泥质区

($122^{\circ}39.0'\text{E}$, $36^{\circ}3.6'\text{N}$,水深64m; 图1).岩芯全长298cm.岩芯按照约4cm的间隔取样,共获得65个样品.样品首先在 60°C 恒温烘箱中烘干,然后称取约50g干重,再将样品放入清水浸泡大约24h,使得样品充分分散.而后将样品置于 $63\mu\text{m}$ 的铜筛上冲洗,将大于 $63\mu\text{m}$ 的部分收集、烘干,再次称重以计算 $>63\mu\text{m}$ 的粗组分含量.底栖有孔虫只从大于 $150\mu\text{m}$ 的粗组分中选出、鉴定并全部计数,然后利用Q型因子分析对底栖有孔虫相对丰度的数据进行数理统计分析(Klovan和Imbrie, 1971).底栖有孔虫的属种鉴定主要参考中国东陆架海区相关的文献资料(Wang等, 1985; 汪品先等, 1988; Lei和Li, 2016).

N02孔沉积物岩性上下均一,主要为灰色或深灰色黏土质粉砂,全柱 $>63\mu\text{m}$ 的粗组分含量均在0.5%以下(图2).为了获取精确的年代标尺,从N02孔的9个层位中挑选出混合底栖有孔虫进行AMS ^{14}C 测年的,挑选的样品选送至北京大学进行测定(表1),测年计算使用的 ^{14}C 半衰期为5568年. AMS ^{14}C 测年数据利用CALIB6.1.1程序和最新的校正曲线进行校正(Stuiver等, 1998),得到日历年龄,区域碳储库采用青岛和朝鲜半岛的3个区域校正数据的平均值(Southon等, 2002; Kong和Lee, 2005)进行校正($\Delta R=(-128\pm 35)\text{a}$).其中部分测年数据已经发表(Hao等, 2017).本文中使用的年代均为日历年龄,并用ka来代表cal.ka BP.

4 结果

4.1 底栖有孔虫群落总体特征

N02孔的样品中含有丰富的有孔虫,我们从65个样品中,共挑出有孔虫个体48468个,平均每个样品中有745个壳体.柱样中以底栖有孔虫为主,总共鉴定出35种底栖有孔虫,分属于32个属;而浮游有孔虫数量极少,仅在零星层位鉴定出十几个个体.群落中以玻璃质壳占绝对优势,在样品中的平均丰度达91.42%,砂质壳和瓷质壳数量较少,其平均丰度分别为4.38%和4.05%(图3).底栖有孔虫的绝对丰度在早期(6.9~4.0ka)较低,最小出现在241cm处,为128个/50g; 4.0ka以来绝对丰度不断上升,绝对丰度最大值出现在29cm处,为2586个/50g. N02柱样平均沉积速率为 42cm ka^{-1} ,其中,6.9~4.4ka期间沉积率较高($50\sim 60\text{cm ka}^{-1}$); 4.4~3.9ka左右沉积速率达到最大(82cm ka^{-1});随后沉积速率不断

图2 N02孔>63μm粗组分百分含量、年代框架和沉积速率

降低, 至1.5ka以来, 沉积速率仅23cm ka⁻¹. 底栖有孔虫丰度变化与N02柱样沉积速率的变化呈显现明显相反(图3). 当沉积速率高的时候, 底栖有孔虫绝对丰度较低; 当沉积速率低的时候, 底栖有孔虫绝对丰度较高, 这可能是由于当底栖有孔虫产率一定时, 较高的沉积速率对底栖有孔虫的堆积速率有稀释作用.

图4中展示了N02柱样中主要的底栖有孔虫属种

的相对丰度, 从总的平均相对丰度来看, N02柱样中, 以*Ammonia ketienziensis*和*Hanzawaia nipponica*最为丰富, 平均相对丰度分别为28.83%和20.93%. *A.ketienziensis*和*H.nipponica*都是南黄海中部泥质区的主要分子(Wang等, 1985; 汪品先等, 1988; Lei和Li, 2016). 其他属种以相对丰度由高到低依次是*Astrononion italicum*(6.77%)、*Bulimina marginata*(6.27%)、*Elphidium advenum*(4.92%)、*Protelphidium tuberculatum*(4.86%)、*Gaudrynia* spp.(4.31%)、*Ammonia maruhasii*(4.2%)、*Triloculina* spp.(3.0%)、*Buccella inusitata*(2.3%)、*Lagena* spp.(2.1%)和*Elphidium magellanicum*(2.1%)等.

4.2 Q型因子分析结果

在不同的时期或阶段, 底栖有孔虫属种常以优势种或特征种的形式出现, 这里通过对至少在3个样品中相对百分含量大于2%的20个属种进行Q型因子分析, 并做方差最大化旋转处理, 提取了3个主因子, 这3个主因子的累积方差贡献为92.5%. 每个主因子在不同时期或阶段出现较高的正载荷或负载荷(图5; 表2), 反映了3个主要的底栖有孔虫群落结构及其指示的沉积环境特征. 其中主因子1解释了总方差的39.38%, 主要以*H.nipponica*、*A.italicum*、*Gaudrynia* spp.和*A.maruhasii*组合为主; 主因子2解释了总方差的40.07%, 主要以*A.ketienziensis*、*B.marginata*组合为主; 主因子3解释了总方差的13.05%, 主要为*P.tuberculatum*、*E.advenum*、*B.inusitata*和*E.magellanicum*组合为主. 根据3个主因子变化特征可以将南黄海中部泥质区6.9ka以

表1 N02柱样AMS¹⁴C测年数据^{a)}

样品号	深度(cm)	材料	AMS ¹⁴ C年龄 (a BP)	日历年龄 (a BP)	2σ范围 (a BP)
QAS0787	0~4(0)	混合底栖有孔虫	305±25	0	
QAS0788	34~36(35)	混合底栖有孔虫	1855±40	1542	1400~1683
QAS0789	70~74(72)	混合底栖有孔虫	2705±30	2590	2428~2719
QAS0790	90~94(92)	混合底栖有孔虫	3215±35	3206	3056~3340
QAS0791	116~122(119)	混合底栖有孔虫	3795±35	3907	3760~4068
QAS0792	162~166(164)	混合底栖有孔虫	4195±30	4456	4308~4594
QAS0793	216~222(219)	混合底栖有孔虫	5130±30	5620	5519~5731
QAS0794	256~260(258)	混合底栖有孔虫	5720±40	6267	6166~6389
QAS0795	292~298(295)	混合底栖有孔虫	6325±35	6946	6799~7110

a) 部分测年数据已发表(Hao等, 2017)

图 3 N02孔玻璃质壳、瓷质壳及胶结壳相对百分含量、底栖有孔虫绝对丰度及N02孔沉积速率

来的古环境演化分为6.9~5.0、5.0~2.9和2.9~0ka的3个阶段(图5)。

阶段 I (200~290cm; 5.0~6.9ka): 这一阶段以主因子2最高的载荷为主要特征, 其中*A.ketienziensis*显示了最高的负得分。这一阶段的底栖有孔虫属种以南黄海中部泥质区的主要分子*A.ketienziensis*为主, 相对百分含量达到50~70%; 其次是*B.marginata*, 相对百分含量为15~25%。这一时期的个别层位出现了一定量的*Uvigerina semitrigona*、*Pullenia quinqueloba*及*Bulimina gibba*等属种。这一阶段的底栖有孔虫丰度相对较低。

阶段 II (88~200cm; 2.9~5.0ka): 这一阶段的主要特

征为主因子1得分快速上升、主因子2得分快速下降并各自伴随着波动变化。*H.nipponica*的含量在这一阶段早期有明显的上升, 而*A.ketienziensis*的含量在这一阶段的早期快速下降, 相对丰度为30~40%; *E.advenum*、*A.italicum*的含量增加, 相对丰度分别为5~8%、8~14%。这一阶段的底栖有孔虫丰度缓慢增加。

阶段 III (0~88cm; 0.0~2.9ka): 在这一阶段中, 主因子3的得分波动上升, 而主因子1的得分波动下降并伴随主因子2的得分呈现稳定低值的特征。*A.ketienziensis*的含量在这一阶段较为稳定, *H.nipponica*的含量在这一阶段波动下降, 而代表低温低盐属种*P.tuberculatum*、*E.advenum*、*B.inusitata*和*E.magellanicum*的相对

图4 N02柱样中底栖有孔虫主要属种的相对丰度(%)

百分含量在这一阶段达到最高, 这些属种的总含量为20~40%。底栖有孔虫的丰度在这一阶段含量较高, 平均丰度大于1200个/50g。

5 分析与讨论

5.1 黄海中部冷水团演化的现状与指标

尽管在黄海区域开展了许多关于南黄海全新世古环境演化的研究, 但是大多集中于早中全新世的环境变化研究, 尤其是对现代环流体系的重要组成部分黄海暖流及黄海中部冷水团形成时间的研究, 而对于现代环流体系形成后南黄海环流体系的波动演化研究较少, 有研究还认为高海平面形成以来黄海沉积环境较为稳定(Kim等, 1999)。但是, 从底栖有孔虫群落组合上的变化(图4)可以看出高海平面形成以后, 黄海环流体系是存在阶段性的波动和演化的。底栖有孔虫群落分布主要受到底层水体的影响并且对环境响应敏感,

底栖有孔虫的群落组合演变与底层水团的演化密切相关。这里, 我们主要基于对南黄海现代底栖有孔虫群落特征的认识来建立黄海中部冷水团和黄海沿岸流的相关替代性指标。

现代黄海中部冷水团区域内底栖有孔虫群落以*A. ketienziensis*和*H. nipponica*占绝对主导优势为主要特征(Wang等, 1985; Xiang等, 2008), 我们可以通过分析这两个属种的群落特征变化来追踪冷水团演化(Fang等, 2013)。其中, *A. ketienziensis*生存于水深大于50m中陆架海区, 生存的盐度范围较高(32~33‰), 而生活的温度与*Ammonia compressiuscula*、*H. nipponica*相比相对较低(Fang等, 2013; Lei和Li, 2016), 其相对丰度在黄海中部冷水团中心位置可达到80%(Xiang等, 2008), 越往边缘位置其相对丰度越低(Wang等, 1985)。在本研究中, 我们将其相对丰度作为黄海中部冷水团强弱变化的指标, 指示黄海中部冷水团范围的扩大或缩小。当黄海中部冷水团较为强盛时, 黄海中部冷水团范围较大, N02

图 5 N02柱样中底栖有孔虫3个主因子方差最大化因子载荷随年代变化曲线

站位受黄海中部冷水团中心影响较大, *A.ketienziensis* 的相对丰度高; 反之亦然. *H.nipponica* 生存于水深大于 50m 中陆架海区, 生存的盐度范围较高 (32~33‰), 也是现今南黄海中部泥质区的主要分子 (Wang 等, 1985; Fang 等, 2013; Lei 和 Li, 2016). 但是相对于 *A.ketienziensis* 来说, *H.nipponica* 生活的水温可能略高一些 (Fang 等, 2013; Lei 和 Li, 2016; 方力, 2013), 其相对百分含量的增加可能反映了该站位受黄海中部冷水团的影响减弱导致该站位附近海域底层水略有升温. 除了这两个黄海中部冷水团的典型属种以外, 一些低温低盐属种的变化也可以间接指示黄海中部冷水团的变化. *E.advenum* 生存的水深范围较广, 但在近岸低盐海域的含量最高 (Wang 等, 1985; 汪品先等, 1988), 其相对丰度的增加可以反映水团中盐度的减小; *P.tuberculatum* 是黄海沿岸流分布区的主要分子, 其在南黄海西北部的生态分布主要受到低温低盐的黄海沿岸流的影响 (汪品先等, 1988), *B.frigida*、*B.inusitata* 和 *E.magellanicum* 也是典型的低温低盐属种 (汪品先等, 1988; Kang

等, 2010). 本研究中, 利用这一低温低盐属种的群落组合 (*P.tuberculatum*、*E.advenum*、*B.frigida*、*B.inusitata* 和 *E.magellanicum*) 指示该位置受黄海沿岸流影响的程度, 黄海沿岸流影响的程度越大, 低温低盐属种的含量越高.

5.2 近 7ka 来黄海中部冷水团演化

根据替代性指标重建的近 7ka 来黄海冷水团的演化可以分为以下三个阶段:

6.9~5.0ka 期间 (阶段 I) 底栖有孔虫群落组合以较高的 *A.ketienziensis* 含量伴随着较低丰度的低温低盐属种为主要特征 (图 4), 表明该位置附近的海域受黄海中部冷水团的影响较大, 而受黄海沿岸流的影响较小, 指示中全新世晚期黄海中部冷水团较为强盛, 其中心范围可能大于现今冷水团的中心范围.

5.0~2.9ka 期间 (阶段 II), 从 Q 型因子分析的结果中看到主因子 1 与主因子 2 的变化趋势出现快速替换 (图 5), 相对应的底栖有孔虫的组合也发生了明显的变化

表 2 N02柱样中20种底栖有孔虫在3个主因子上的方差最大化因子得分^{a)}

属种	主因子1	主因子2	主因子3
<i>Ammonia ketienziensis</i>	1.063	-4.094	0.725
<i>Hanzawaia nipponica</i>	4.148	1.219	0.171
<i>Elphidium advenum</i>	0.091	0.279	1.863
<i>Ammonia maruhasii</i>	0.353	-0.138	0.502
<i>Bulimina marginata</i>	0.233	-1.023	-0.122
<i>Buccella frigida</i>	0.051	0.14	0.651
<i>Buccella inusitata</i>	-0.162	0.236	1.186
<i>Astrononion italicum</i>	0.8	0.153	0.814
<i>Elphidium magellanicum</i>	-0.204	0.139	1.172
<i>Protelphidium tuberculatum</i>	-0.679	0.461	3.318
<i>Cribrononion subincertum</i>	0.018	0.008	0.111
<i>Bulimina gibba</i>	-0.139	-0.147	0.279
<i>Nonionella stella</i>	-0.023	0	0.092
<i>Gaudrynia</i> spp.	0.393	-0.368	0.087
<i>Fissurina</i> spp.	0.15	-0.148	0.13
<i>Lagena</i> spp.	0.19	-0.175	0.074
<i>Lenticulina</i> spp.	0.176	-0.219	-0.039
<i>Sigmoilopsis</i> spp.	0.049	-0.05	0.179
<i>Triloculina</i> spp.	0.205	0.124	0.819
<i>Uvigerina</i> spp.	-0.024	-0.04	0.003
Variance(%)	39.38	40.07	13.05
Cumulative variance(%)	39.38	79.45	92.50

a) 每个主因子中主要属种的方差因子得分用加粗字体表示

(图4), 反映出这一时期发生了较大的环境转换. 这一时期*H.nipponica*含量突然增大而后波动上升伴随着*A.ketienziensis*含量突然减少而后缓慢的波动下降, 可能反映了这一时期该位置附近受到黄海中部冷水团的影响减弱, 从年均的角度来看温度略有上升的趋势, 表明这一时期黄海中部冷水团减弱, 黄海中部冷水团中心范围开始减小. 此外, 近岸低盐种*E.advenum*开始出现但含量较低, 表明黄海沿岸流开始影响该区域, 但强度较小.

2.9ka以来(阶段III)以*P.tuberculatum*、*B.frigida*、*E.advenum*、*B.inusitata*和*E.magellanicum*低温低盐属种含量增加, 同时伴随着*A.ketienziensis*含量较为稳定且前一阶段低以及*H.nipponica*含量波动下降为特征(图4), 表明该时期黄海沿岸流对研究区域的影响增强, 黄海中部冷水团强度减弱, 冷水团中心范围进一步缩小, 其对研究区的影响显著减弱.

总的来说, 近7ka以来, 黄海冷水团强度及其对研究区域的影响呈现不断减弱的趋势, 而黄海沿岸流对研究区域的影响逐渐增强. 黄海冷水团与黄海沿岸流对研究区底层水体影响呈现出此消彼长的作用. 前人研究发现黄海冷水团的强度主要受到东亚冬季风变化的影响, 东亚冬季风在中全新世期间较为强盛, 而后便呈现不断减弱的趋势(胡邦琦等, 2012; Wang等, 2012; Jia等, 2015). 我们认为全新世期间南黄海底层水体的演化并不是简单受单一水团如黄海沿岸流控制的, 而是受到黄海冷水团与黄海沿岸流的共同作用. 这也就解释了为何黄海沿岸流对南黄海底层水体的影响逐渐增强与黄海沿岸流自身呈现不断减弱的变化趋势不一致.

全新世黄海冷水团或者说现代黄海环流体系的形成时间也是全新世黄海冷水团演化研究的关注的重点之一. 前人针对此问题开展了大量的研究, 提出了不同

的观点. 刘健等(1999)根据YDSP102孔中冷水种*Buccella frigida*的含量在6ka开始增加, 认为南黄海东南侧的冷水团形成于6ka左右. Kim和Kucera(2000)根据8.47~6.63ka期间CC02和CC04孔中底栖有孔虫优势属种由*Ammonia beccarii*替换为由*A. ketienziensis*认为现代黄海环流体系建立于8.47~6.63ka期间; Kong等(2006)通过对南黄海东南侧的YDSP103孔中底栖有孔虫群落特征及*Cibicides lobarulus*的氧同位素数据分析认为现代黄海环流体系形成于4.3ka左右; Xiang等(2008)根据南黄海中部泥质区中部的YE-2孔在6~5ka期间, 底栖有孔虫优势属种由*A. aomoriensis*替换为*A. ketienziensis*, 并伴随着粒度和同位素数值的较大变化, 认为现代黄海环流体系建立于6~5ka期间; 而Fang等(2013)根据C02孔中底栖有孔虫优势属种在7.7~6.2ka期间由*A. compressiuscula*替换为*A. ketienziensis*, 认为现代黄海环流体系的建立开始于7.7~6.2ka期间, 黄海暖流与黄海冷水团最终形成于6.2ka左右. 在本研究中, 由于N02孔取样深度有限, 并未打穿泥质沉积体, 因此无法确定该区域全新世泥质沉积形成时间, 也无法确定黄海冷水团及与其密切相关的黄海暖流形成并影响到该区域的时间. 但是, 根据N02孔底部的底栖有孔虫群落组合以*A. ketienziensis*占绝对优势为主要特征, 结合前人的关于底栖有孔虫优势属种由*A. compressiuscula*替换为*A. ketienziensis*指示黄海中部冷水团形成的认识(Kim和Kennett, 1998; Kim和Kucera, 2000; Xiang等, 2008; Fang等, 2013), 推测研究区域受到黄海中部冷水团影响的时间可能早于6.9ka, 这一推测与前人的认识略有不同. 我们初步分析认为产生这一差异的原因可能有两个: 第一, 来自不同研究者的岩芯在年代测试方面可能存在差异; 第二, 全新世期间黄海古海洋环境演化可能存在区域差异. 具体原因还需要更多具有高精度年代框架的资料来证实.

5.3 近7ka来黄海中部冷水团演化的驱动因素

近7ka来黄海中部冷水团演化与黄海现代环流体系的发展演化密切相关. 而全新世期间南黄海环流体系的波动演化可能是区域气候因素(ENSO、东亚冬季风及北半球太阳辐射)在不同时期以不同的配置综合影响黄海环流体系进而作用于南黄海区域的结果.

6.9~5.0ka期间, 南黄海中部泥质区粒度指标(胡邦琦等, 2012; 图6a)、耀县黄土粒度指标(Xia等, 2014;

图6b)和中国南部湖光岩玛珥湖的硅藻记录(Wang等, 2012; 图6c)共同指示东亚冬季风较为强盛, 同时北半球夏季太阳辐射量在这一时期达到最大(Berger和Loutre, 1991; 图6d), 与黄海冷水团在这一时期较为强盛相对应(图6f). 强劲冬季风一方面使得沿岸流加强(乔方利, 2012), 为南黄海西部区域带来了更多的冷水(李昂, 2016); 另一方面使南黄海区域冬季海水垂向混合更充分彻底, 为底层水体带去更多冷水(Hur等, 1999), 而黄海冷水团主要是来源于冬季底层水体的残留水(赫崇本等, 1959; Guan, 1994), 因此由强冬季风造成的强混合过程会使黄海中部冷水团势力较为强盛(翁学传等, 1989; Hur等, 1999; 宋新等, 2009; 李昂, 2016). 而北半球夏季太阳辐射量达到最大值使得夏季南黄海水体层化现象得到加强, 使冷水团的范围增大, 进一步强化了黄海中部冷水团(薛玉虎, 2014; 郭东琳, 2014). 以上两个因素共同叠加导致这一时期N02孔附近海域底层水受黄海中部冷水团影响明显加强. 虽然冬季风的加强导致沿岸流在这一时期最强劲, 但由于冷水团与沿岸流对研究区底层水体的影响为此消彼长的关系, 这一时期黄海沿岸流对研究区底层水体的影响较小, 在N02孔中体现为低温高盐属种*A. ketienziensis*成为占绝对优势的主要属种, 而低温低盐属种含量很低.

大约5ka期间, 热带辐合带南移, 北半球夏季太阳辐射量的逐渐减少(Berger和Loutre, 1991; 图6d). 同时, 根据全新世ENSO的相关记录(Rodbell等, 1999; Moy等, 2002; Conroy等, 2008; Wang等, 2012), 厄尔尼诺活动的发生频次在5.0ka左右明显增加(Wang等, 2012; 图6e). 此外, 耀县黄土粒度指标和中国南部湖光岩玛珥湖的硅藻和总有机碳等记录表明, 在这一时期冬季风出现了由强变弱的转换(Xia等, 2014; Wang等, 2012). 这些记录与N02孔底栖有孔虫群落组合的快速变化有很好的对应(图6), 反映出这一时期在区域气候因素配置模式方面发生了较大的转换, 同时也表明南黄海中部泥质区的环境变化对区域气候因素配置的调整有良好的响应.

5.0~2.9ka期间, 厄尔尼诺活动频次增多(Moy等, 2002)、东亚冬季风逐渐减弱(胡邦琦等, 2012; Wang等, 2012; Jia等, 2015; 王琳森, 2014)、北半球夏季太阳辐射量的逐渐减少(Berger和Loutre, 1991), 与黄海冷水团逐渐减弱有较好的对应(图6f). 厄尔尼诺活动通过夏季热通量和风压场的方式影响黄海中部冷水团(Li

图6 N02孔底栖有孔虫特征属种的相对丰度与东亚冬风记录、厄尔尼诺活动频率及北半球夏季太阳辐射量对比图

(a) 利用南黄海中部泥质区ZY2和ZY3孔中敏感粒级组分重建的东亚季风变化(胡邦琦等, 2012); (b) 耀县黄土粒度组分中 $>30\mu\text{m}$ 的百分含量 (Xia等, 2014); (c) 湖光岩玛珉湖硅藻 *Aulacoseira granulata* 和 *Cyclotella stelligera* 比值(Wang等, 2012); (d) 20°N 的夏季太阳辐射量变化(Berger和 Loutre, 1991); (e) 每100年的厄尔尼诺活动频率(Moy等, 2002); (f) N02孔中 *A. ketienziensis* 的相对丰度; (g) N02孔中 *H. nipponica* 的相对丰度; (h) N02孔中低温低盐种(*P. tuberculatum*、*E. advenum*、*B. frigida*、*B. inusitata*和*E. magellanicum*)的相对丰度之和

等, 2015). 当厄尔尼诺活动频次增加时, 南黄海区域从大气进入海洋的热通量增加, 导致黄海中部冷水团范围减小、温度上升, 进而使黄海中部冷水团减弱(Li等, 2015; 宋新等, 2009). 而冬季风的减弱使南下的冷水减少, 同时冬季海水垂向混合过程减弱, 导致黄海中部冷水团减弱(宋新等, 2009; 李昂, 2016). 北半球夏季太阳辐射量的减少弱化了南黄海表层水体夏季层化现象, 也导致黄海中部冷水团减弱(薛玉虎, 2014; 郭东琳, 2014). 这三个因素共同叠加使得黄海中部冷水团范围减小, 进而对研究区底层水体的影响减小, 而黄海沿岸流对研究区域的影响虽然有所增加但影响依然较小. 这一阶段研究区附近海域底层水温度略有上升, 促使生存温度相对较高的*H. nipponica*大量爆发, 而相对低温属种*A. ketienziensis*的含量快速下降. 此外, ENSO活动频次存在周期性变化, 当厄尔尼诺活动频次较低(高)时, 黄海中部冷水团得到加强(减弱), 导致中部冷水团对研究区的影响增强(减弱), 使得*A. ketienziensis*与*H. nipponica*的相对丰度也呈显出波动变化(图6f和6g).

2.9ka以来, 厄尔尼诺活动进一步加强(图6e; Moy等, 2002); 冬季风相对前一阶段略有增强, 但总体上相对较弱(图6a~c; Wang等, 2012; Xia等, 2014; 胡邦琦等, 2012; 王琳淼, 2014); 北半球夏季太阳辐射量的较低(图6d; Berger和Loutre, 1991), 与黄海冷水团进一步减弱、黄海沿岸流显著加强相对应(图6f~h). 厄尔尼诺活动频次的进一步增加, 使得南黄海区域从大气进入海洋的热通量进一步增加, 导致黄海中部冷水团范围进一步减小、温度进一步上升(Li等, 2015; 宋新等, 2009), 进而使得黄海中部冷水团进一步减弱(薛玉虎, 2014; 郭东琳, 2014). 同时, 较低的北半球夏季太阳辐射量也使得黄海中部冷水团进一步较弱. 虽然在这一时期冬季风略有增强使得黄海沿岸流和黄海中部冷水团略有加强, 但是厄尔尼诺活动频次增加对黄海中部冷水团的减弱作用大于冬季风的影响. 这些因素的共同叠加导致黄海中部冷水团显著减弱. 同时, 受冷水团与沿岸流对研究区底层水体影响此消彼长的作用, 黄海沿岸流对研究区底层水体的影响明显增强, 使低温高盐属种*A. ketienziensis*含量降低且高盐暖水种*H. nipponica*的相对丰度波动下降, 而低温低盐的群落组合的相对丰度显著上升(图6f~h).

综上所述, 中晚全新世期间南黄海中部冷水团的

演化主要受到东亚冬季风和ENSO的控制, 同时还受到北半球太阳辐射量的影响. 在早期, 强劲的冬季风可导致沿岸流和冷水团都较强, 但由于冷水团较强, 沿岸低温低盐水团对底栖群落的影响较小; 到了2.9ka以来, 随着ENSO的增强和北半球夏季太阳辐射量的减小, 导致冷水团范围收缩, 虽然此时冬季风相对弱, 但是由于冷水团变弱, 故此阶段沿岸水团对底栖群落的影响明显增强. 南黄海中部泥质区西北侧底栖有孔虫群落特征阶段性变化及其所反映的南黄海沉积环境演化, 对这些区域气候因素不同时期的不同配置有较好的响应. 但是关于黄海冷水团形成、扩张、收缩方面的研究, 还需要大范围多岩芯、多断面资料的研究对比, 以及冷水团温度、盐度方面的指标来进一步的研究证实.

6 结论与展望

黄海中部冷水团与现代黄海环流体系密切相关, 对区域海洋环境变化有着重要的影响, 研究黄海冷水团的变迁对理解区域环境变化机制有重要意义. 生活在表层沉积物中的底栖有孔虫的群落特征主要受到底层水体环境变化的影响. 根据N02孔沉积物中底栖有孔虫的群落结构特征以及Q型因子分析结果, 利用底栖有孔虫冷水团替代指标首次重建了7ka来南黄海中部冷水团的阶段性演化序列: 6.9~5.0ka期间, 黄海中部冷水团较为强盛, 其范围可能大于现今黄海中部冷水团的范围, 对研究区域底层水体影响较大, 黄海沿岸流对研究区域底层水体的影响小; 5.0~2.9ka期间, 黄海中部冷水团减弱, 其范围有减小的趋势, 且可能存在一定的周期变化, 对研究区域底层水体影响减弱, 而黄海沿岸流对研究区域的影响虽然有所增加但依然较小; 2.9ka以来, 黄海中部冷水团对研究区的影响显著减弱, 而黄海沿岸流对研究区域底层水体的影响显著增强. 总之, 全新世黄海中部冷水团和沿岸流对研究区底层水体的影响呈现此消彼长的关系.

南黄海中部泥质区全新世高海平面以来的海洋环境演化与黄海现代环流体系的发展演化密切相关. 全新世期间南黄海沉积环境的波动演化可能是区域气候因素(ENSO、东亚冬季风及北半球太阳辐射)在不同时期以不同的配置综合影响黄海环流体系进而作用于南黄海区域的结果. 南黄海中部泥质区西北侧底栖有

孔虫群落特征阶段性变化及其所反映的南黄海沉积环境演化, 对这些区域气候因素不同时期的不同配置有较好的响应。然而, 区域气候因素的配置在中国陆架海不同区域的响应仍有待进一步的研究。同时, 关于全新世期间南黄海沉积环境阶段性演化方面的研究, 还需要大范围多岩芯、多断面资料的研究对比, 以及温度、盐度方面的指标来进一步的研究证实。

致谢 衷心感谢国家重点基础研究发展计划“我国陆架海生态环境演变过程、机制及未来变化趋势预测”春季航次为本研究提供的样品。

参考文献

- 方力. 2013. 南黄海全新世古海洋环境演化的底栖有孔虫记录. 硕士学位论文. 广州: 中国科学院大学(中国科学院南海海洋研究所). 70
- 管秉贤. 1963. 黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步分析. 海洋与湖沼, 4: 255–284
- 郭东琳. 2014. 黄海冷水团季节性变化的数值模拟. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 68
- 赫崇本, 汪园祥, 雷宗友, 徐斯. 1959. 黄海冷水团的形成及其性质的初步探讨. 海洋与湖沼, 1: 11–15
- 胡邦琦, 杨作升, 赵美训, Satio Y, 范德江, 王利波. 2012. 南黄海中部泥质区7200年以来东亚冬季风变化的沉积记录. 中国科学: 地球科学, 42: 1568–1581
- 李昂. 2016. 黄海冷水团年际变化研究. 博士学位论文. 青岛: 中国科学院大学(中国科学院海洋研究所). 98
- 李绍全, 刘健, 王圣洁, 杨子庚. 1997. 南黄海东侧陆架冰消期以来的海侵沉积特征. 海洋地质与第四纪地质, 17: 1–12
- 李铁刚, 李绍全, 苍树溪, 刘健, Chang J H. 2000. YSDP102钻孔有孔虫动物群与南黄海东南部古水文重建. 海洋与湖沼, 31: 588–595
- 刘健, 李绍全, 王圣洁, 杨子庚, 葛宗诗. 1999. 末次冰消期以来黄海海平面变化与黄海暖流的形成. 海洋地质与第四纪地质, 19: 19–30
- 梅西, 张训华, 李日辉. 2013. 南黄湖北部晚第四纪底栖有孔虫群落分布特征及对古冷水团的指示. 地质论评, 59: 1024–1034
- 乔方利. 2012. 中国区域海洋学, 物理海洋学. 北京: 海洋出版社. 481
- 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 赵松龄. 1989. 黄海地质. 北京: 海洋出版社. 289
- 宋新, 林霄沛, 王悦. 2009. 夏季黄海冷水团的多年际变化及原因浅析. 广东海洋大学学报, 29: 59–63
- 苏纪兰. 2005. 中国近海水文. 北京: 海洋出版社. 367
- 汪品先. 1988. 东海底质中的有孔虫和介形虫. 北京: 海洋出版社. 438

- 王昊寅, 刘东生, 龙海燕. 2013. 南黄海泥质区YS01A孔有孔虫及其环境意义. 海洋湖沼通报, 2: 127–134
- 王琳淼. 2014. 南黄海中部泥质区全新世以来古环境沉积记录及其对东亚季风的响应. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 80
- 翁学传, 张以悬, 王从敏, 张启龙. 1989. 黄海冷水团的变化特征. 中国海洋大学学报(自然科学版), S1: 119–131
- 夏长水. 2014. 黄海环流变异对主要渔场形成和变迁的影响研究. 北京: 海洋出版社. 101
- 向荣, 李铁刚, 杨作升, 阎军. 2003a. 冲绳海槽北部表层沉积物中底栖有孔虫分布及其与海洋环境的关系. 海洋与湖沼, 34: 671–682
- 向荣, 李铁刚, 杨作升, 阎军, 曹奇原. 2003b. 冲绳海槽南部表层沉积物中底栖有孔虫分布: 水团和食物供应的共同制约. 海洋学报, 25: 141–148
- 薛玉虎. 2014. 中全新世黄海水动力环境特征研究. 硕士学位论文. 天津: 天津科技大学. 61
- 杨子庚, 林和茂, 王圣洁, 李绍全. 1998. 对末次间冰期南黄海古冷水团沉积的探讨. 海洋地质与第四纪地质, 18: 48–55, 57–59
- 于非, 张志欣, 刁新源, 郭景松, 汤毓祥. 2006. 黄海冷水团演变过程及其与邻近水团关系的分析. 海洋学报, 28: 26–34
- 袁业立, 李惠卿. 1993. 黄海冷水团环流结构及生成机制研究——I. 0阶段及冷水团的环流结构. 中国科学B辑: 化学 生命科学 地学, 23: 93–103
- Beardsley R C, Limeburner R, Yu H, Cannon G A. 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont Shelf Res*, 4: 57–76
- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 10: 297–317
- Cho K D. 1982. On the influence of the Yellow Sea bottom cold water on the demersal fishing grounds. *Bull Korean Soc Fish Tech*, 1: 25–33
- Conroy J L, Overpeck J T, Cole J E, Shanahan T M, Steinitz-Kannan M. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quat Sci Rev*, 27: 1166–1180
- Fang L, Xiang R, Zhao M X, Zhou L P, Liu J G, Zhang L L. 2013. Phase evolution of Holocene paleoenvironmental changes in the southern Yellow Sea: Benthic foraminiferal evidence from core C02. *J Ocean Univ China*, 12: 629–638
- Guan B X. 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai and East China Seas. In: Zhou D, Liang Y B, Zeng C K, eds. *Oceanology of China Seas*. Dordrecht: Springer. 17–26
- Hao T, Liu X J, Ogg J, Liang Z, Xiang R, Zhang X D, Zhang D H, Zhang C, Liu Q L, Li X G. 2017. Intensified episodes of East Asian Winter Monsoon during the middle through late Holocene driven by North Atlantic cooling events: High-resolution lignin records from the South Yellow Sea, China. *Earth Planet Sci Lett*, 479: 144–155

- Hur H B, Jacobs G A, Teague W J. 1999. Monthly variations of water masses in the Yellow and East China Seas, November 6, 1998. *J Oceanogr*, 55: 171–184
- Jia G D, Bai Y, Yang X Q, Xie L, Wei G J, Ouyang T P, Chu G Q, Liu Z H, Peng P A. 2015. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China. *Quat Sci Rev*, 111: 51–61
- Kang S, Lim D, Kim S Y. 2010. Benthic foraminiferal assemblage of Seogwipo Formation in Jeju Island, South Sea of Korea: Implication for late Pliocene to early Pleistocene cold episode in the north-western Pacific margin. *Quat Int*, 225: 138–146
- Kim D, Park B K, Shin I C. 1999. Paleoenvironmental changes of the Yellow Sea during the late Quaternary. *Geo-Mar Lett*, 18: 189–194
- Kim J M, Kennett J P. 1998. Paleoenvironmental changes associated with the Holocene marine transgression, Yellow Sea (Hwanghae). *Mar Micropaleontol*, 34: 71–89
- Kim J M, Kucera M. 2000. Benthic foraminifer record of environmental changes in the Yellow Sea (Hwanghae) during the last 15000 years. *Quat Sci Rev*, 19: 1067–1085
- Klovan J E, Imbrie J. 1971. An algorithm and Fortran-iv program for large-scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores. *Math Geol*, 3: 61–77
- Kong G S, Lee C W. 2005. Marine reservoir corrections (ΔR) for southern coastal waters of Korea. *J Korean Soc Oceanol*, 2: 124–128
- Kong G S, Park S C, Han H C, Chang J H, Mackensen A. 2006. Late Quaternary paleoenvironmental changes in the southeastern Yellow Sea, Korea. *Quat Int*, 144: 38–52
- Lei Y L, Li T G. 2016. Atlas of Benthic Foraminifera from China Seas. Beijing: Springer Berlin Heidelberg. 399
- Li G, Li P, Liu Y, Qiao L, Ma Y, Xu J, Yang Z. 2014. Sedimentary system response to the global sea level change in the East China Seas since the last glacial maximum. *Earth-Sci Rev*, 139: 390–405
- Li X W, Wang X D, Chu P C, Zhao D L. 2015. Low-frequency variability of the Yellow Sea cold water mass identified from the China coastal waters and adjacent seas reanalysis. *Adv Meteor*, 2015: 1–14
- Liu J, Saito Y, Kong X H, Wang H, Wen C, Yang Z G, Nakashima R. 2010. Delta development and channel incision during marine isotope stages 3 and 2 in the western South Yellow Sea. *Mar Geol*, 278: 54–76
- Liu J P, Milliman J D, Gao S, Cheng P. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar Geol*, 209: 45–67
- Mei X, Li R H, Zhang X H, Liu Q S, Liu J X, Wang Z B, Lan X H, Liu J, Sun R T. 2016. Evolution of the Yellow Sea warm current and the Yellow Sea cold water mass since the Middle Pleistocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 442: 48–60
- Moreno A, Canals M. 2004. The role of dust in abrupt climate change: Insights from offshore Northwest Africa and Alboran Sea sediment records. *Contrib Sci*, 4: 485–497
- Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, Anderson D M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165
- Naimie C E, Blain C A, Lynch D R. 2001. Seasonal mean circulation in the Yellow Sea—A model-generated climatology. *Cont Shelf Res*, 21: 667–695
- Park S, Chu P C, Lee J H. 2011. Interannual-to-interdecadal variability of the Yellow Sea Cold Water Mass in 1967–2008: Characteristics and seasonal forcings. *J Mar Syst*, 87: 177–193
- Park Y A, Khim B K. 1992. Origin and dispersal of recent clay minerals in the Yellow Sea. *Mar Geol*, 104: 205–213
- Rodbell D T, Seltzer G O, Anderson D M, Abbott M B, Enfield D B, Newman J H. 1999. An 15000-year record of El Niño-driven alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, 283: 516–520
- Southon J, Kashgarian M, Fontugne M, Metivier B, Yim W W S. 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon*, 44: 167–180
- Stuiver M, Reimer P J, Bard E, Beck J W, Burr G S, Hughen K A, Kromer B, McCormac G, Van Der Plicht J, Spurk M. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000–0 cal BP. *Radiocarbon*, 40: 1041–1083
- Su Y S, Weng X C. 1994. Water masses in China seas. In: Zhou D, Liang Y B, Zeng C K, eds. *Oceanology of China Seas*. Dordrecht: Springer. 3–16
- Uda M. 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *J Imp Fish Exp Sta*, 57–190
- Wang D, Huang B Q, Liu X, Liu G M, Wang H. 2014. Seasonal variations of phytoplankton phosphorus stress in the Yellow Sea cold water mass. *Acta Oceanol Sin*, 33: 124–135
- Wang L, Li J J, Lu H Y, Gu Z Y, Rioual P, Hao Q Z, Mackay A W, Jiang W Y, Cai B G, Xu B, Han J T, Chu G Q. 2012. The East Asian winter monsoon over the last 15000 years: Its links to high-latitudes and tropical climate systems and complex correlation to the summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 32: 131–142
- Wang P X, Min Q B, Bian Y H. 1985. Distributions of foraminifera and ostracoda in bottom sediments of the northwestern part of the South Huanghai (Yellow) Sea and its geological significance. In: Wang P X, ed. *Micropaleontology of China*. Beijing: China Ocean Press. 93–114
- Xia D S, Jia J, Li G H, Zhao S, Wei H T, Chen F H. 2014. Out-of-phase evolution between summer and winter East Asian monsoons during

- the Holocene as recorded by Chinese loess deposits. [Quat Res](#), 81: 500–507
- Xiang R, Yang Z S, Saito Y, Fan D J, Chen M H, Guo Z G, Chen Z. 2008. Paleoenvironmental changes during the last 8400 years in the southern Yellow Sea: Benthic foraminiferal and stable isotopic evidence. [Mar Micropaleontol](#), 67: 104–119
- Xu M, Liu Q, Zhang Z, Liu X. 2016. Response of free-living marine nematodes to the southern Yellow Sea Cold Water Mass. [Mar Pollut Bull](#), 105: 58–64
- Zhao Y Y, Yang Q Z, Li F Y, Chen Y W. 1990. On the source and genesis of the mud in the central area of the South Yellow Sea. [Chin J Ocean Limnol](#), 8: 66–73

(责任编辑: 焦念志)