

中国东海北部晚全新世表层海水温度变化

李广雪^{①②}, 孙晓燕^③, 刘勇^{①②}, T. Bickert^④, 马妍妍^①

① 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100;

② 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100;

③ 国家海洋信息中心, 天津 300171;

④ Department of Geoscience, University of Bremen, Bremen, 28359, Germany

E-mail: estuary@ouc.edu.cn

2008-11-05 收稿, 2009-02-26 接受

国家重点基础研究发展计划资助项目(编号: 2005CB422304)

摘要 采用长链烯酮不饱和度法(U_{37}^k)构建了中国东海北部涡流泥质区距今 3600 年以来海水表层温度(SST)高分辨率变化曲线, 结合对季风波动敏感的粒度组分变化曲线, 探讨了东海北部古海洋环境变化. 距今 3600 年来的环境演化可以划分为 5 个阶段: I 期降温阶段, 距今 850 年以来, 冬季风较强, 存在“小冰期”, 温度最大降幅 2℃; II 期波动升温阶段, 距今 1900~850 年, 平均升温幅度 0.8℃, 存在隋唐温暖期, 响应的时间在距今 850~1350 年间, 距今 1400 年的降温事件比较明显; III 期降温阶段, 距今 2550~1900 年, 处于南极冰芯记录曲线上一个缓慢降温到快速升温的完整周期, 降温幅度达 0.9℃; IV 期相对平稳略有升温阶段, 距今 3200~2550 年, 处于南极冰芯记录气温波动升温期, 升温幅度仅有 0.3℃; V 期相对平稳略有降温阶段, 距今 3600~3200 年, 对应南极冰芯记录的波动降温阶段. 5 个周期性阶段与南极冰芯记录的气候周期比较吻合, 全球降温一般比较缓慢, 陆架海 SST 基本上能够同步调整.

关键词

东海北部
泥质区

U_{37}^k
表层水温
全球变化

中国东海北部泥质区是在东亚冬季风控制下的黄海沿岸流和黑潮衍生的黄海暖流相互作用下形成的涡流沉积区, 进入末次高水位期(距今7000年)涡流形成后, 沉积连续^[1], 是一个对环境响应十分敏感的区域, 细颗粒沉积物记录了末次冰消期以来丰富的海洋环境变化信息, 研究泥质区高分辨率沉积记录对揭示古环境变化有重要的意义. 海水表层古水温(SST)能够为海洋流系演变以及径向热量传递所反映的气候变化提供直接的证据. 沉积物粒度变化一直被用来作为指示流体动力强度的指标, 在黄土、湖泊等研究中已经被广泛应用^[2], 敏感粒度组分在陆架边缘海地区也得到应用^[3,4], 证明粒度变化是东亚季风形成的沿岸流强度变化的替代指标.

本文采用长链烯酮不饱和度法(U_{37}^k)重建了中国东海北部泥质区晚全新世以来的 SST 变化, 同时结

合敏感粒度组分变化探讨晚全新世以来的环境演化. 长链不饱和烯酮不受有机质溶解与成岩作用的影响, 不受盐度、上升流等因素的影响, 能比较完好地保存在海洋沉积物中, 所以, 利用长链烯酮不饱和度与温度的关系来恢复古 SST 没有多解性, 已经在全海域海洋沉积物以及湖泊沉积物中得到了广泛应用^[5~8], 但在中国东海陆架区尚未有相关的文献发表.

长链烯酮不饱和度指沉积物中含 37 个碳原子、2~4 个不饱和键数的 3 种甲基和乙基酮的丰度比. 定义为 $U_{37}^k = (C_{37:2} - C_{37:4}) / (C_{37:2} + C_{37:3} + C_{37:4})$. 在开阔的边缘海, 长链不饱和烯酮化合物的母源主要是 *Emiliania huxleyi*^[9]. *Emiliania huxleyi* 从低纬度到极地海洋都有广泛分布. 然而 $C_{37:4}$ 在中低纬度海洋沉积物中很少见, 只在温度非常低的情况下(<4℃)才大量出现, 在湖泊沉积物^[5]、高纬度大洋以及局限性海

引用格式: 李广雪, 孙晓燕, 刘勇, 等. 中国东海北部晚全新世表层海水温度变化. 科学通报, 2009, 54: 3374~3379

Li G X, Sun X Y, Liu Y, et al. Sea surface temperature record from the north of the East China Sea since late Holocene. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0231-2

洋沉积物中才较为常见。因此,长链烯酮不饱和度可简化定义为 $U_{37}^K = C_{37:2}/(C_{37:2} + C_{37:3})$ 。

1 样品采集与测试

1.1 采样

本文的研究材料是柱状沉积物 FJ04 孔,由中国海洋大学“东方红 2 号”考察船于 2006 年 7 月籍国家重点基础研究发展计划“中国东部陆架边缘海海洋物理环境演变及其环境效应”夏季航次获取,采样使用重力管,现场及时封装样品并确保不流失表样, FJ04 (图 1, 位置 31.68°N, 125.81°E)水深 67 m, 柱长 167 cm。在实验室内按 2 cm 间隔连续分割采样,共获得 83 块样品,对 63 个样品进行长链不饱和和烯酮浓度测试。

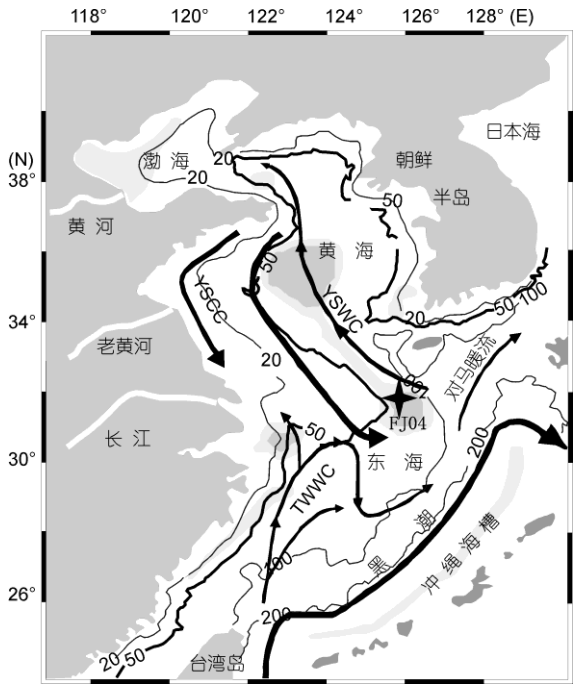


图 1 FJ04 柱状岩芯的位置及中国东部海域流系
TWWC, 台湾暖流; YSWC, 黄海暖流; YSCC, 黄海沿岸流。
据 Yuan 等人 [10] 修改

1.2 长链不饱和烯酮的分析测试

长链不饱和和烯酮浓度的测试是在德国不来梅大学海洋地质组的有机萃取和色谱分析实验室中完成,进行 U_{37}^K 测试的有 63 个样品,样品分析过程及其所使用的仪器等在相关文献中都有详细的介绍 [11]。主要分 3 步: 第一步主要完成有机质的萃取,样品冷冻干燥后研磨均匀。根据沉积物中有机碳的含量取大约 3 g 样品,分别用 CH_2OH , $CH_2OH:CH_2Cl_2=1:1$ 及 CH_2Cl_2

3 种溶剂进行 3 次超声波萃取。然后离心,把得到的上浮清液混合物,去盐后用 Na_2SO_4 除水,之后用 N_2 流蒸干;第二步主要完成烯酮的分离提纯,加入 0.1 N 的 KOH 进行皂化,保持在 80℃ 条件下 2 h 后,用 *n*-Hexane 把含有烯酮组分的非极性组分与其他极性组分分离。然后通过柱层析法,进步提纯,得到不饱和和烯酮溶液;最后一步为上机测试,把得到的含有不饱和和烯酮的溶液放在型号为 HP 5890 series II 的气相色谱仪上进行测试。色谱柱的规格为 50 m×0.32 mm 的熔融石英柱,柱温以 30℃/min 的速度从 50℃ 升温至 150℃,以 8℃/min 速度从 150℃ 升温至 230℃,以 6℃/min 的速度从 230℃ 升温至 320℃ 后,维持 45 min。运载气为氦气,检测器使用火焰电离检测(FID)。

1.3 年代的确定

柱状样 FJ04 孔的年代测试是由中国科学院广州地球化学研究所 AMS ^{14}C 制样实验室和北京大学核物理与核技术国家重点实验室完成,测试材料为粒径大于 63 μm 的单一种的底栖有孔虫 *A. compressuscula*, 3 个测年数据利用国际通用的 Calib 5.02 软件校正到日历年 [12], 通过分段插值可获得不同深度的年龄序列、沉积速率及分辨率(表 1)。可以看出,该孔的沉积速率变化较大,1~1.54 cal ka BP 沉积速率快,早期和晚期沉积速率明显变慢。样品的最高分辨率可达 8.7 a/cm。

表 1 FJ04 孔 AMS ^{14}C 年代与样品分辨率

深度/cm	AMS ^{14}C 年龄/a BP	校正年龄 /cal a BP	沉积速率 /cm·ka $^{-1}$	样品分辨率 /a·cm $^{-1}$
38~40	1279±32	997	39.1	25.5
100~102	1857±34	1540	114.2	8.7
153~155	3261±32	3242	37.75	26.5

1.4 粒度分析

粒度分析在海底科学与探测技术教育部重点实验室进行,使用英国 Malvern2000 型激光粒度仪完成,测量范围为 0.02~2000 μm , 粒径分辨率为 0.01 ϕ , 重复测量的相对误差<3%。每个样品取 0.5 g 左右,加入 10%的 H_2O_2 溶液静置 24 h 以除去有机质后,上机完成测试。由于该区沉积物生源组分(主要为有孔虫颗粒)含量很低,柱状样 150 cm 以上沉积物样品中 >63 μm 组分(有孔虫主要分布粒级)的平均含量只有约 0.3%,而且泥质区的主要物源之一黄河物质中含

有较多的细粒碳酸盐颗粒, 因此样品未加入稀盐酸除去碳酸盐.

2 结果讨论

由于 U_{37}^k 与 SST 在不同的研究区域有不同的换算关系式^[13~15]. 到目前为止, 在中国东部陆架边缘海还未有运用 U_{37}^k 来恢复 SST 的关系式的报道. 因此首先选择可能适用本区的 3 种转化方程, 对表层沉积物的 U_{37}^k 进行 SST 换算, 再与现代表层温度进行对比(表 2), 分析得到适合该区的温度转化公式. 通过 3 个公式计算得到的该区温度都与现代多年年平均 SST (19.78℃)^[16] 相接近(图 2(a)). ① Prahl 等人^[15] 基于 *E.huxleyi* 的室内培育得到的校正公式, 换算的表层水温比研究区年平均水温低 0.57℃. ② Pelejero 等人^[14] 公式是基于南海岩芯顶部沉积物与 0~30 m 海水温度对应的校正公式, 得到的 SST 比实际数据低 0.43℃. ③ Müller 等人^[13] 公式是基于 60°S~60°N 共 370 个站位的大洋表层沉积物得到, 俗称全球性校正公式, 由

此计算得到的海水表层温度比实际温度低 0.14℃. 由此可见, 3 个公式计算误差都少于 3%, 而全球性校正公式^[13]得到的结果更为接近, 误差少于 0.7%.

表 2 不同 U_{37}^k 公式计算与实测现代 SST 的比较

计算公式	FJ04 孔表层温度换算结果($U_{37}^k = 0.69$)
$U_{37}^k = 0.039 + 0.034 \times \text{SST}$ ^[15]	19.21℃ 比现代平均温度低 0.57℃
$U_{37}^k = 0.092 + 0.031 \times \text{SST}$ ^[14]	19.35℃ 比现代平均温度低 0.43℃
$U_{37}^k = 0.044 + 0.033 \times \text{SST}$ ^[13]	19.64℃ 比现代平均温度低 0.14℃

运用 $U_{37}^k = 0.044 + 0.033 \times \text{SST}$ 转换公式得到了 FJ04 孔所记录的 3.6 cal ka BP 以来年均 SST 变化(图 3(a)), 变化范围在 19.5~22.7℃, 变化幅度可达 3.2℃. SST 最高温度为 22.7℃, 发生在约 1.01 cal ka BP, 最低温度为 19.5℃, 发生在 0.3 cal ka BP 左右. 从海洋水体环境的特征看, 引起研究区 3.6 cal ka BP 以来 SST 变化的因素主要有: ① 地球轨道参数变化引起的太阳辐射量的变化; ② 气象因素, 冬半年研究区处于强的北向冬季季风的控制下, 冷气流造成海面

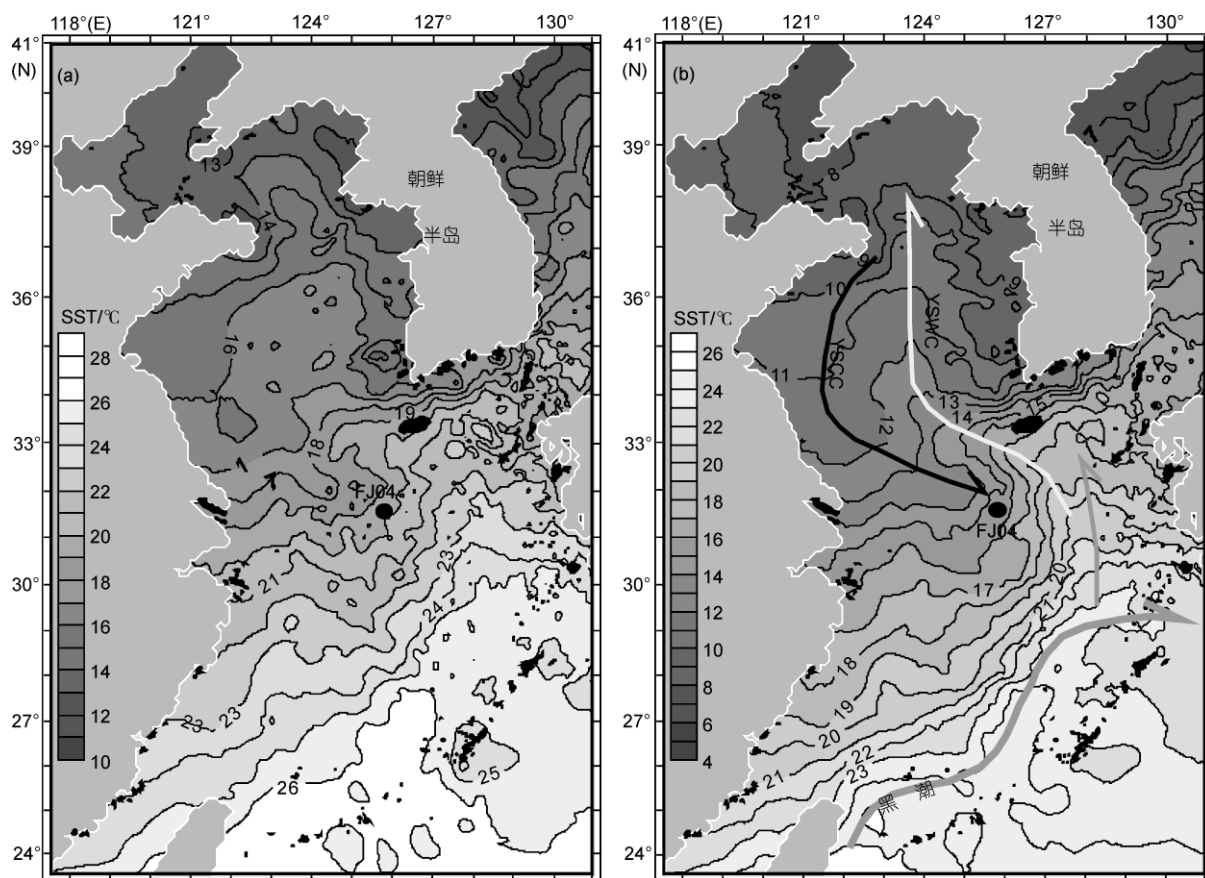


图 2 中国东部海域年平均 SST(a)和冬半年平均 SST(b)分布

数据来自 Li 等人^[16], 大约 50 a 来表层水温实测数据, 冬半年平均指东亚北向季风主要活动月份, 每年 10 月到第二年 5 月的平均

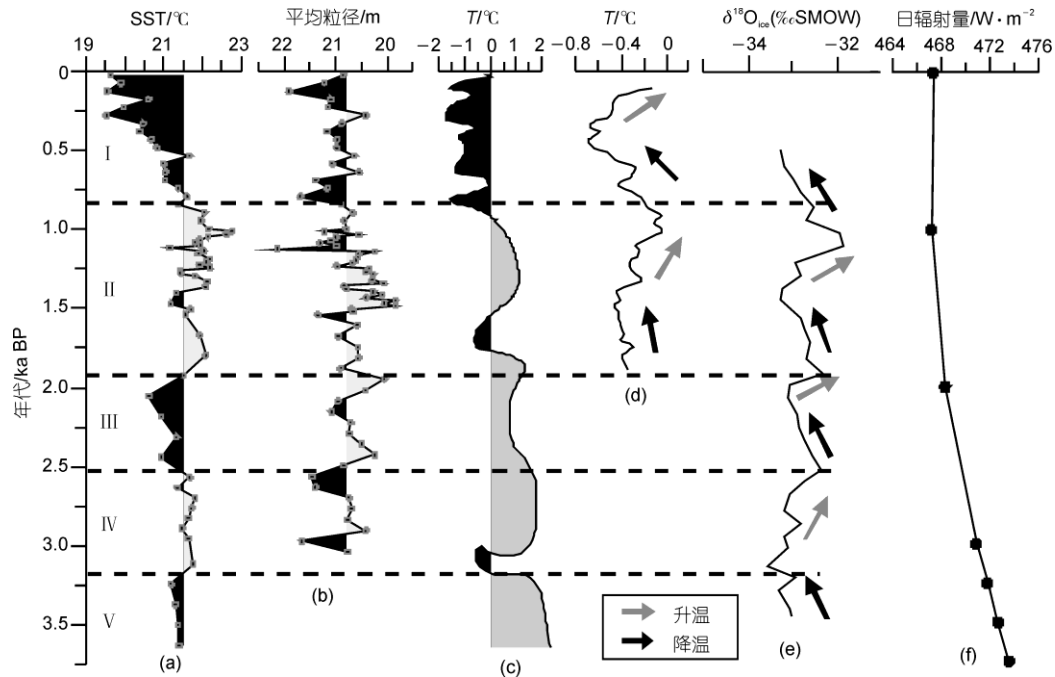


图 3

FJ04 孔 3.6 ka 以来基于 U_{50}^k 获得的 SST(a)和敏感粒度组分(11~63 μm)平均粒径记录^[18](b), 竺可桢气温变差^[19](c), Moberg 等人^[20]北半球海洋表层水温变差(d), Koutavas 等人^[21]南极冰芯氧同位素(e)以及 32°N 的夏季日照量的变化^[17](f)

急剧降温, 并通过蒸发耗散热量, 这种变化从机理上看, 与沿岸流影响耦合在一起; ③ 黄海沿岸流、黄海暖流冷暖水的消长关系。

图 3 对比了 3.6 cal ka BP 以来研究区 SST 变化曲线、32°N 夏季太阳辐射量的变化^[17]、FJ04 孔 146 cm 以上的敏感粒度组分平均粒径变化^[18]和根据竺可桢^[19]气温变迁修改的曲线。太阳辐射的变化是海面温度变化的背景, 轨道参数计算的日辐射率表明, 本研究时段进入到末次间冰期的后期, 期间在距今 2 ka BP 处于低辐射状态, 近期略有升高, 曲线显示的多次降温说明 SST 整体受到影响, 距今 1000 年以来是该纬度夏季太阳辐射量的低值阶段, 基本与长链烯酮恢复的年平均 SST、北半球海洋 SST(图 3(d))^[20]、南极冰芯记录(图 3(e))^[21]和竺可桢曲线的最低值阶段反映的降温阶段相对应, 说明地球轨道还是控制长时间尺度全球变化的基本分量。

FJ04 孔处在沿岸流冷水系与外海暖流水系混合控制的海域, 北黄海温度比研究区低 5°C(图 2(b)), 北向季风强盛时, 黄海沿岸流携带的低温水体对该区影响就大, 因此, SST 阶段性的波动变化反映东亚北向季风控制的沿岸流和黄海暖流之间的消长关系。Li 等人^[16]基于中国东部陆架海特殊的海水温盐结构关

系建立了水团强度指数, 得到了东海水团年内的月变化。研究表明, 东亚北向季风由每年 9 月末开始显现, 10 月开始逐渐增强, 次年 4 月开始减弱, 6 月消失, 黄海沿岸流每年约 8 个月受到北向季风控制, 随冬季季风的增强, 其主轴越向东延伸(图 2(b)), 沿岸流冷水团对 FJ04 站位的影响也相应增强, 沿岸流冷水团的加强和强烈的冬季风都使得研究区站位 SST 降低。由此可以推论, 研究区在历史上的年均 SST 短周期波动的驱动力可归因于东亚冬季风造成的沿岸流消长的影响。由长链烯酮不饱和度得到的年均 SST 低值阶段指示冬季风和黄海沿岸流加强, 而 SST 的升温阶段可指示冬季风和黄海沿岸流减弱。冬季风强盛, 作为陆架颗粒物主要携带者沿岸流也强盛, 搬运的颗粒物粗, 获得的敏感粒度组分平均粒径变化^[18]可以反映冬季风控制下的沿岸流强弱。

详细的对比可以看出, 研究区 SST 与北半球海水 SST(图 3(d))和南极冰芯记录(图 3(e))有较好的对应关系, 将 FJ04 位置的 SST 变化曲线划分为 5 个阶段, 下面分别讨论。

I 期——降温阶段: 0.85 cal ka BP~现代, SST 明显的波动状大幅度降低, 最大降温幅度达 2°C, 敏感粒度组分的平均粒径也显示为高值阶段, 指示出非

常明显的冬季风加强^[18], 黄海沿岸流对研究区影响加剧. 此阶段, 竺可桢^[19]恢复的中国东部气温变迁曲线也显示为非常明显的降温阶段. Moberg 等人^[20]综合研究了北半球海水表层温度变化, 明显指示距今 850 年以来, 水温下降, 最低值在距今 450 年左右, FJ04 岩芯记录有相似表现, 但最低值在距今 300 年左右. Koutavas 等人^[21]对南极冰芯的研究结果也有同样反映. 另外, 0.5~0.1 cal ka BP SST 的低温阶段记录了明显的“小冰期”, 两次冷峰分别出现在距今约 150 和 300 年, 温度最大降幅 2℃, 与 Watanabe 等人^[22]根据 Mg/Ca 比值研究加勒比海在公元 1699~1703 年小冰期冷峰降温幅度相同.

II 期——波动升温阶段: 1.90~0.85 cal ka BP, SST 曲线整体表现为高值, 存在 4 个变化周期, 升温幅度为 0.5~1℃, 平均 0.8℃, 同时存在 3 次短期(约 50 a)降温事件, 敏感粒度组分曲线发生快速波动, 指示东亚冬季风和黄海沿岸流在短期降温事件的作用. 竺可桢^[19]首次提出了“隋唐温暖期”的概念, 隋唐温暖期(公元 600~1000 年)和欧洲中世纪温暖期(公元 900~1300 年)这两段时期为中国全新世气候研究者争论的焦点之一. 根据 FJ04 孔的 SST 记录, 特别是与南极冰芯记录^[21]对照, 可以看出“隋唐温暖期”在东海记录中比较清楚, 但是响应的时间是 0.85~1.35 cal ka BP(约为公元 650~1150 年), 中间有两次短暂降温, 温暖期峰值在 1.01 cal ka BP, 同时, 北半球水温也表现为升温状态, 但中世纪暖期在 FJ04 孔的 SST 中没有明显的记录. 在 1.4 cal ka BP 存在一个比较明显的降温事件, 与南极冰芯记录的低温相对应, 北半球海洋温度也有反映, 在中国西南地区 3 个洞穴石笋也揭示了这次降温^[23], 竺可桢曲线有降温事件, 但时间差异较大. 在 1.6~1.9 cal ka BP 存在一个升温过程, 可能与南极冰芯记录在 1.9 cal ka BP 峰值影响有关.

III 期——降温阶段: 2.55~1.9 cal ka BP, 正好处于南极冰芯记录曲线上一个缓慢降温到快速升温的完整周期, 东海北部 SST 出现降温, 降温幅度达 0.9℃, 在 2.1 和 2.4 cal ka BP 有两次相对强的降温. 尽管竺可桢曲线前后一段时期整体表现为高温状态, 但在这个时期温度还是相对略有降低, 敏感粒度组分对 2.1 cal ka BP 降温有所响应.

IV 期——相对平稳略有升温阶段: 3.2~2.55 cal ka BP, 这一阶段处于南极冰芯记录气温波动升温期, 研究区 SST 也呈现出波动升温的趋势, 升温幅度仅有

0.3℃. 敏感粒度组分在小的温度波动中有比较强的反应, 这可能与季风强度的响应机制有关, 有待今后深入研究. 竺可桢曲线在 3.2 cal ka BP 左右有较大幅度的降温事件, 在陆地其他环境记录中都有明显的反映^[24,25], 但研究区没有响应.

V 期——相对平稳略有降温阶段: 3.6~3.2 cal ka BP, 对应南极冰芯记录的波动降温阶段, 研究区 SST 降温幅度不大, 约 0.3℃. 与竺可桢曲线正好相反, 而冬季风控制下的青海湖记录表明^[26], 4 cal ka BP 以来处于冷干气候状态.

通过中国东海北部 SST 与南极冰芯记录和北半球海温记录的对比, 揭示了陆架区海洋水温演变对全球气候变化有很好的响应关系, 也说明海洋水体对大气的变化响应是比较敏感的, 表现出较好的规律性. ① 5 个周期性阶段与南极冰芯记录的气候周期比较吻合; ② 全球气候降温期一般相对比较平稳、缓慢的下降, SST 基本上能够同步调整, 如在南极冰芯在 I, II, III 阶段的降温期, 研究区 SST 都基本同步响应; ③ 全球升温期一般比较快或呈振动上升状态. 另外, 工业革命以来, 温室效应造成气温快速上升, 研究区 SST 继续处于降温阶段, 而北半球海洋 SST 对温室效应有明显的响应, 说明半封闭的陆架海与开阔大洋是有差别的. 仔细对比可以看出, 研究区 SST 与南极冰芯记录变化峰值之间有一定的时间差异. 造成这种差异的原因可能是测年的不确定性造成, 目前尚未搞清东海碳库对 ^{14}C 年龄的影响, 另外, 本次测年使用的是底栖有孔虫, 记载的 ^{14}C 年龄一般比浮游有孔虫测定的水体年龄滞后.

3 结论

本文将长链烯酮不饱和度换算古海面温度的方法应用于中国东海北部泥质区的古环境的重建, 对比表明 Müller 等人^[13]的全球温度公式适合于东海海域的古表层水温计算, 计算结果表明该指标适用于陆架区的海水表层温度的恢复, 其变化阶段与南极冰芯记录和北半球水温有较好的对应关系.

海面温度总体变化趋势受地球轨道变化的大背景影响, 而东亚冬季风驱动下的黄海沿岸流冷水对本研究区影响较大, 结合南极冰芯记录和北半球水温变化, 参考敏感粒度组分平均粒径变化、竺可桢曲线和陆地湖泊、石笋等研究, 将 3.6 cal ka BP 以来东海陆架涡流区 SST 记录划分为 5 个演变阶段. I 期——降

温阶段, 0.85 cal ka BP~现代, 冬季风较强. 较好地记录了“小冰期”的存在, 两次冷峰分别在距今约 150 年和 300 年, 温度最大降幅 2℃, 与加勒比海小冰期降温幅度相同. II 期——波动升温阶段, 1.90~0.85 cal ka BP, 降温幅度为 0.5~1℃, 平均 0.8℃, 存在隋唐温暖期, 响应的时间是 0.85~1.35 cal ka BP. 在 1.4 cal ka BP 存在一个比较明显的降温事件, 在中国西南地区 3 个洞穴石笋也揭示了这次降温. III 期——降温阶段, 2.55~1.9 cal ka BP, 处于南极冰芯记录曲线上一个缓慢降温到快速升温的完整周期, 东海北部 SST 出现降温, 降温幅度达 0.9℃. IV 期——相对平稳略有升温阶段, 3.2~2.55 cal ka BP, 处于南极冰芯记录气温波

动升温期, 升温幅度仅有 0.3℃. V 期——相对平稳略有降温阶段, 3.6~3.2 cal ka BP, 对应南极冰芯记录的波动降温阶段, 研究区 SST 降温幅度不大, 约 0.3℃.

颗粒物大小对水动力强度很敏感, 但是有些时段粒度组分变化与温度曲线不一致, 说明该区域不但受冬季风控制, 南方来的信号(如台风)也有影响. 综合考虑有助于气候信号的识别, 今后需要加强研究.

仔细地对比可以发现, 陆架海对全球气候的响应表现出较好的规律性, 五个周期性阶段与南极冰芯记录的气候周期比较吻合. 全球降温相对比较平稳、缓慢的下降, SST 基本上能够同步调整; 全球升温期一般比较快或呈振动上升状态.

参考文献

- 1 李广雪, 杨子廉, 刘勇. 中国东部海域海底沉积环境成因研究. 北京: 科学出版社, 2005. 1—80
- 2 Peng Y J, Xiao J L, Toshio N T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 467—479[doi]
- 3 孙有斌, 高抒, 李军. 边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析. *科学通报*, 2003, 48: 83—87
- 4 肖尚斌, 李安春, 蒋富清, 等. 近 2 ka 来东海内陆架的泥质沉积记录及其气候意义. *科学通报*, 2004, 49: 2233—2238
- 5 Cranwell P A. Long-chain unsaturated ketone in recent lacustrine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, 49: 1545—1551[doi]
- 6 Cacho I, Pelejero C, Grimalt J O. C_{37} alkenone measurements of sea surface temperature in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Org Geochem*, 1999, 33: 557—566[doi]
- 7 Sikes E L, Volkman J K, Robertson L G, et al. Alkenones and alkenes in surface waters and sediments of the southern ocean: Implications for paleotemperature estimation in Polar Regions. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 61: 1495—1505[doi]
- 8 Eva C, Joan G, Eystein J. High resolution U_{37}^k sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 1385—1394[doi]
- 9 Volkman J K, Eglinton G, Corner E D S, et al. Novel Unsaturated Straight-chain C_{37} — C_{39} methyl and Ethyl Ketones in Marine Sediments and a Coccolithophore *Emiliania Huxleyi* In Douglas. *Adv Org Geochem*. Oxford: Pergamon Press, 1980. 219—228
- 10 Yuan D L, Zhu J R, Li C Y, et al. Cross-shelf circulation in the Yellow and East China Seas indicated by MODIS satellite observations. *J Mar Syst*, 2008, 70: 134—149[doi]
- 11 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24000—0 cal a BP. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041—1083
- 12 Villanueva J, Pelejero C, Grimalt J O, et al. Clean-up procedures for the unbiased estimation of C_{37} — C_{39} alkenones sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography. *J Chromatogr*, 1997, 757: 145—151[doi]
- 13 Müller P J, Kirst G, Ruhland G, et al. Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^k based on core-tops from the Eastern South Atlantic and the global ocean (60°N—60°S). *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 1757—1772[doi]
- 14 Pelejero C, Grimalt J O. The correlation between the U_{37}^k index and sea surface temperatures in the warm boundary: The South China Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 4789—4797[doi]
- 15 Prah F G, Wakeham S G. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature*, 1987, 330: 367—369[doi]
- 16 Li G X, Han X B, Yue S H, et al. Monthly variations of water masses in the East China Seas. *Cont Shelf Res*, 2006, 26: 1954—1970[doi]
- 17 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297—317[doi]
- 18 孙晓燕, 李广雪, 刘勇, 等. 东海北部泥质区敏感粒度组分对东亚季风演变的响应. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28: 11—17
- 19 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, 2: 168—189
- 20 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 2005, 433: 613—617[doi]
- 21 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto T M Jr, et al. El Niño-like pattern in Ice Age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 2002, 297: 226—230[doi]
- 22 Watanabe T, Winter A, Oba T. Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}O/^{16}O$ ratios in coral. *Mar Geol*, 2001, 173: 21—35[doi]
- 23 杨琰, 袁道先, 程海, 等. 洞穴石笋初始 $^{234}U/^{238}U$ 值变化的古气候记录意义. *地质学报*, 2008, 82: 692—701
- 24 徐海, 洪业汤, 林庆华, 等. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6 ka 温度变化. *科学通报*, 2002, 47: 1181—1186
- 25 烧檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5 ka 温度变化. *中国科学 B 辑*, 1992, 10: 1089—1093
- 26 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 16 ka 以来青海湖湖相自生碳酸盐沉积记录的古气候. *高校地质学报*, 2003, 9: 38—46