

# 全新世高海平面以来东海陆架泥质沉积的东亚季风记录

## The records of the East Asian monsoon from mud area on the East China Sea shelf since the Holocene sea-level highstand

葛 倩<sup>1</sup>, 刘敬圃<sup>2</sup>, 初凤友<sup>1</sup>, 薛 佐<sup>2</sup>, 刘春秋<sup>1</sup>

(1. 国家海洋局海底科学重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012; 2. Department of Marine, Earth and Atmospheric Sciences, North Carolina State University, Raleigh, NC 27695, USA)

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2011)07-0101-06

东亚季风作为全球大气环流的重要组成部分, 不仅深刻地影响和控制着中国的气候<sup>[1-2]</sup>, 在全球气候系统中也占有重要的分量, 所以对于东亚季风演化历史的研究具有十分重要的意义。而全新世作为地质时代的最新阶段, 其气候变化与人类社会、经济发展有着非常密切的联系, 因此全新世以来东亚季风的演变历史具有极为重要的研究意义。从大尺度上来看, 相对于末次冰期的大幅度气候波动, 全新世的气候通常被认为是稳定的<sup>[3-5]</sup>。然而, 最近的十多年来, 学者通过研究不同的载体发现, 全新世气候波动幅度远比想象中的要大<sup>[6-8]</sup>。冰芯<sup>[9-12]</sup>、泥炭<sup>[13-14]</sup>、石笋<sup>[15-17]</sup>、湖泊沉积物<sup>[18-21]</sup>等均被用于全新世古气候的研究, 分辨率也越来越高, 有的已经达到十年际或者年际尺度, 甚至更高。目前, 随着取样技术和测年手段的改进, 古海洋学研究取得了长足的进步, 南海陆坡沉积物已达到了 20a 等级的分辨率<sup>[22-23]</sup>, 但是与陆地载体相比仍有一定的差距。因而, 寻找更高分辨率的海洋载体就显得尤为迫切。一些学者将目光转向了东海的浅水陆架区, 以期找到突破口。

东海陆架是世界上最为宽阔的陆架之一, 该陆架在砂质沉积区的背景下分布着呈斑块状出现的近岸泥质沉积区和远端济州岛西南泥质沉积区, 这些泥质区主要形成于全新世高海平面以来(~ 7.0 ka B.P.)<sup>[24]</sup>, 沉积环境相对稳定。其中近岸泥质区是长江入海沉积物的堆积区, 具有很高的沉积速率(最高可达 5.4 cm/a<sup>[25]</sup>, 一般站位也有 1 ~ 3 cm/a<sup>[26-27]</sup>), 而济州岛西南泥质区来源于苏北老黄河口的水下三角洲再悬浮泥沙, 也有较高的沉积速率。东海受东亚季风影响亦

十分明显, 冬季偏北风盛行, 夏季西南季风盛行, 冬季风驱动东海沿岸流形成重要的环流体系, 为高分辨率全新世东亚季风演变的研究提供了很好的载体。以往对海洋沉积物的研究认为, 泥质沉积物主要来自河流输入, 河流输入强度在某种程度上可以直接指示夏季风的强度。强盛的夏季风带来的暖湿气流有利于降雨的形成和土壤的发育, 致使河流携带大量陆源碎屑入海<sup>[28]</sup>。但是前人<sup>[29-31]</sup>对于东海陆架泥质沉积区的研究却发现这之间的关系并非如此。东海陆架的泥质沉积物主要来自长江(黄河)的悬浮体, 由冬季沿岸流以悬移方式输运而沉积<sup>[31]</sup>。夏季长江(黄河)携带的物质主要沉积于长江(黄河)口门及其附近区域, 冬季在强烈的冬季风驱动下, 南下的沿岸流将夏季沉积的物质再悬浮, 再搬运, 然后在河口的南部沉降<sup>[32]</sup>。由于东海悬浮体存在着“夏储冬输”的季节性输运格局<sup>[30-33]</sup>, 决定了到达泥质区的沉积物主要由冬季沿岸流的强度控制。本文对近年来发表的东海陆架泥质沉积区的全新世东亚季风演化研究进行综述, 其中包括浙闽陆架泥质区的 PC-6<sup>[31-35]</sup>、DD2<sup>[36-37]</sup>、30<sup>[38]</sup>、EC2005<sup>[39-40]</sup>和 MD06-3040 孔<sup>[41-42]</sup>以及济州岛西南泥质区的 B2<sup>[43]</sup>和 FJ04 孔<sup>[44]</sup>(图 1), 以全新世大暖期、隋唐暖期、中世纪暖期和小冰期等几个重要的气候变化阶段为轴, 整理出全新世高海平面以来东海陆架泥质沉积的东

收稿日期: 2009-11-11; 修回日期: 2011-04-18

基金项目: 国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务费专项(JG0702, JT1102)

作者简介: 葛倩(1983-), 男, 浙江东阳人, 博士, 主要从事古海洋学研究, E-mail: gq980447@hotmail.com

亚季风演化记录。

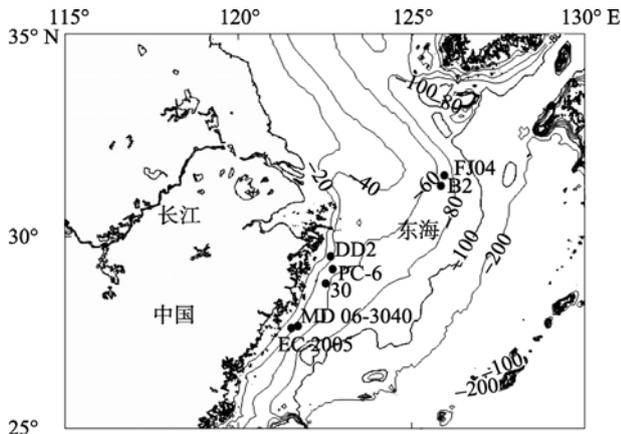


图1 东海陆架泥质沉积区站位图

Fig. 1 Location of cores from mud area on the East China Sea shelf

## 1 全新世大暖期

从末次冰期进入全新世, 气温升高, 东亚季风增强, 降雨增多, 整体基调为温暖湿润, 但是在大约 8.2 ka B.P., 出现了一次非常明显的降温事件<sup>[6]</sup>。而经过 8.2 ka B.P.冷事件的震荡之后, 全新世进入一个总体较为温暖的时期, Hafsten<sup>[45]</sup>将此定义为全新世大暖期(Holocene Megathermal), 并指出它主要发生在 8.2 ~ 3.5 ka B.P.。吴锡浩等<sup>[46]</sup>和 An 等<sup>[47]</sup>将全新世湿度最大值出现的时期称为全新世气候适宜期(Holocene Optimum), 也就是全新世大暖期。而施雅风等<sup>[11]</sup>将中国全新世大暖期限定在 8.5 ~ 3.0 ka B.P.,

并将其分为 4 个阶段: 8.5 ~ 7.3 ka B.P.为温度不稳定, 由暖变冷阶段; 7.2 ~ 6.0 ka B.P.为稳定温热气候, 即全新世大暖期的鼎盛阶段; 6.0 ~ 5.0 ka B.P.为气候波动激烈, 环境较差阶段; 5.0 ~ 3.0 ka B.P.为温度波动缓和气候。

肖尚斌等<sup>[35]</sup>对位于东海内陆架浙闽沿岸泥质沉积区的 PC-6 孔(图 1)进行了 AMS <sup>14</sup>C 年龄测试和粒度分析, 提取出对沉积环境敏感的粒度, 并以此来反映东亚古季风的演化历史(图 2)。根据对 PC-6 孔的研究, Xiao 等<sup>[31]</sup>认为稳定的泥质沉积大约形成于 7.6 ka B.P., 而对于粒径分析发现, 7.6 ~ 5.1 ka B.P.处于一个夏季风相对较强, 而冬季风并不太强盛的时期, 体现的是全新世大暖期的鼎盛阶段<sup>[35]</sup>。但在其中还是记录了 6.0 ka B.P.前后三次较强的冬季风活动期, 即 6 050 a B.P., 5 880 a B.P.和 5 770 a B.P.(图 2)。这些冬季风增强的记录在格陵兰冰芯<sup>[48]</sup>、金川泥炭<sup>[14]</sup>以及红原泥炭<sup>[49]</sup>中有相对应的降温指示。但是需要指出的是, 对于全球第 2 次新冰期(约 5.6 ~ 5.3 ka B.P.), PC-6 孔却呈现出了完全相反的状况, 冬季风强度几乎减至最弱。与其类似, 该时期冲绳海槽北部不但没有降温, 反而为一段温暖期<sup>[50]</sup>。而徐方建等<sup>[40]</sup>对于 EC2005 孔进行高分辨率的粒度分析发现 5.9 ~ 5.2 ka B.P.的 700 a 间存在东亚冬季风的 10 次增强记录, 与 GRIP 氧同位素的揭示的冷期有着良好的对应。而这些中全新世冬季风变化存在着 62, 11, 6 和 5 a 的周期性, 分别对应着太阳活动和 ENSO 周期<sup>[40]</sup>。

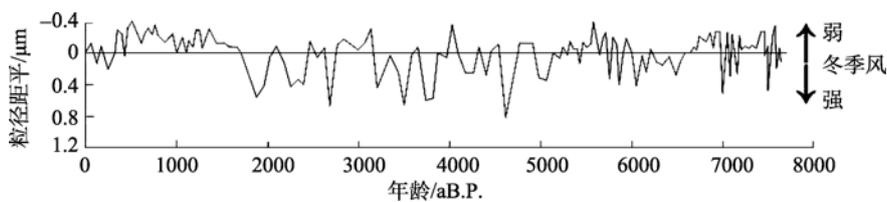


图2 PC-6 孔粒度序列(据肖尚斌等<sup>[35]</sup>)

Fig. 2 Grain-size time series of core PC-6 (after Xiao et al<sup>[35]</sup>)

同时, 肖尚斌等<sup>[35]</sup>还发现从 5.1 ka B.P.开始, 冬季风显著增强, 且持续时间长而稳定。在 4610 a B.P.前后出现了近 7.6 ka 以来最强的冬季风信号, 其后又在 3.5 ka B.P.发现了全球性的东亚冬季风增强记录(图 2), 这与格陵兰冰芯<sup>[48]</sup>、青海湖沉积物<sup>[51]</sup>、红原泥炭<sup>[49]</sup>以及金川泥炭<sup>[13-14]</sup>有着很好的对应关系。总体来看, 5.1 ka B.P.是全新世大暖期衰退的开始,

气候波动非常明显, 沉积速率增大<sup>[31]</sup>, 冬季风强度明显增强, 反映在冬季风百年尺度的变化周期上以 78 a 和 70 a 为主<sup>[31-34]</sup>。而赵泉鸿等<sup>[41-42]</sup>对 MD06-3040 孔的浮游有孔虫丰度进行研究时发现 *Globigerina bulloides* 作为表层海水富氧和低温的指示种在 5.1 ka B.P.丰度明显增加, 作为黑潮暖流体系的标志种 *Globigerinoides ruber* 丰度则明显较低, 表明当时冬

季风明显增强,从而导致了较强的沿岸流,从长江口带来了更多的营养物质,尤其是在 5.1 ~ 2.8 ka B.P. 最为明显。而东海陆架介形虫内生种 *Bolivina cochei* 和 *Bulimina marginata* 在当时也出现高值,验证了这一观点<sup>[41]</sup>。

## 2 隋唐暖期和中世纪温暖期

隋唐暖期和中世纪温暖期这两个阶段是中国全新世研究争论的焦点之一。竺可桢<sup>[52]</sup>将中国近五千

年以来的气候变迁划分为 4 个温暖期和 4 个寒冷期,隋唐暖期即其中第 3 个温暖时期。但是在敦德冰芯和古里雅冰芯中却没有发现隋唐暖期的记录,相反在敦德冰芯中显示此时间段为冷期<sup>[12, 53]</sup>。Yancheva 等<sup>[21]</sup>对于湖光岩玛珥湖的沉积物分析发现了隋唐暖期和中世纪温暖期的记录(图 3)。刘禹等<sup>[54]</sup>对于青藏高原的树轮记录进行了分析,重建了青藏高原第一条具有年际分辨率的温度记录,发现 604 ~ 609 AD、864 ~ 882 AD 和 965 ~ 994 AD 存在温暖阶段(图 3),对应于东部发现的隋唐暖期和中世纪暖期。来自金

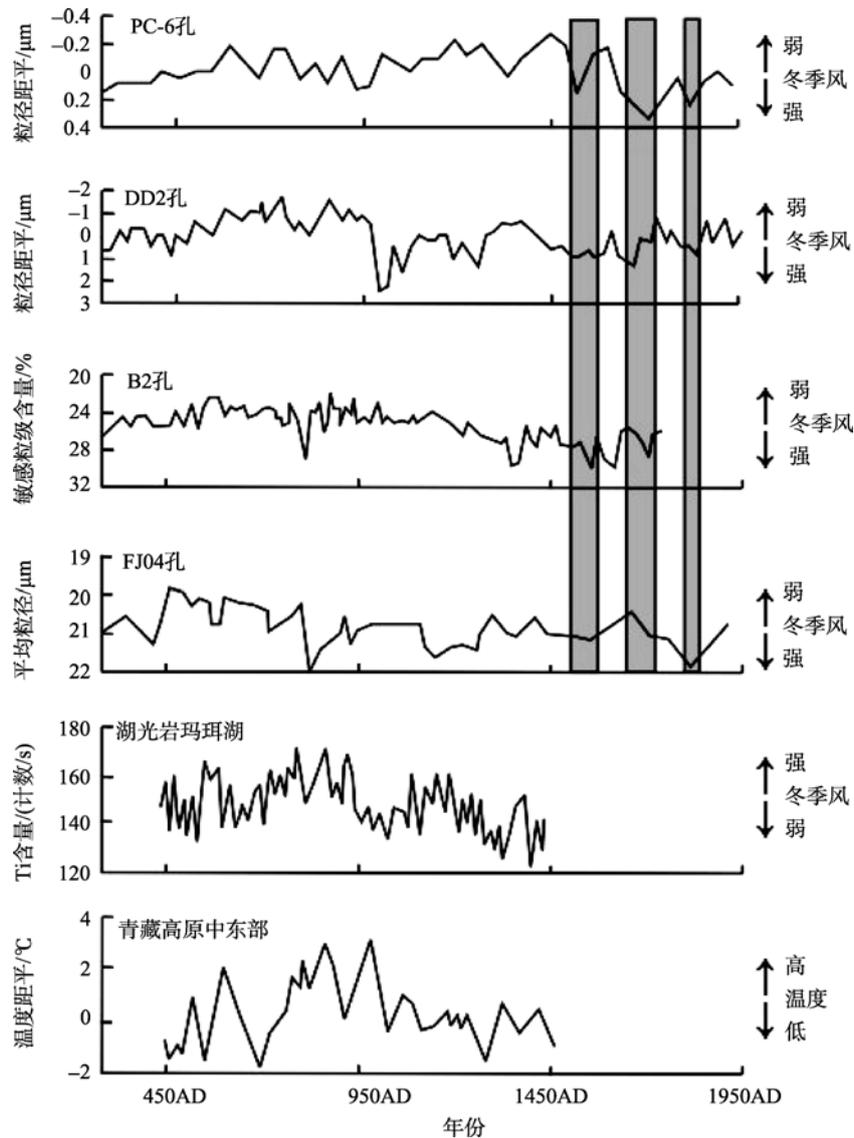


图 3 研究区各孔粒度序列<sup>[35-36, 43-44]</sup>、湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量<sup>[21]</sup>以及青藏高原中东部温度变化<sup>[54]</sup>的对比

阴影部分为东海陆架泥质区小冰期中的三次冷事件

Fig. 3 Comparison among grain-size time series of cores from the study area<sup>[35-36, 43-44]</sup>, Ti content from a sediment core recovered in Lake Huguang Maar<sup>[21]</sup>, and variation of the temperature in the mid-eastern Tibetan Plateau<sup>[54]</sup>

The shadow parts represent the three cold events which happened during the Little Ice Age in mud area on the East China Sea shelf

川<sup>[13]</sup>和红原泥炭<sup>[49]</sup>的记录表明在 1100 ~ 1300 AD 期间气候温暖。葛全胜等<sup>[55]</sup>根据历史文献记载重建的中国东部地区过去 2 000 a 冬半年的温度序列显示, 930 ~ 1310 AD 为中国东部的中世纪暖期。而竺可桢<sup>[52]</sup>却认为 10 ~ 13 世纪之间没有明显的暖期。那么, 中国到底是否存在中世纪暖期呢? 施雅风等<sup>[12]</sup>认为这些气候差异是由于地理因素引起的, 中国中世纪温暖期在东部表现明显而西部表现不足。王绍武等<sup>[56]</sup>分析了 800 a 以来中国东、西部和全国平均温度, 也发现中世纪温暖期东部明显而西部表现不足。

在东海陆架的泥质沉积区, 这两次暖期都有很好的体现。Xiang 等<sup>[43]</sup>对于济州岛西南泥质区的 B2 孔(图 1)进行了粒度分析, 提取了对沉积环境变化敏感的粒度组分, 平均分辨率达到了 13 a, 并发现在 500 ~ 825 AD 为一个冬季风减弱的温暖阶段, 恰好对应了隋唐暖期(图 3)。值得注意的是, 这一温暖时期并不是没有气候波动的, 在 728 ~ 825 AD 时段内出现了明显的降温, 气候寒冷程度堪比小冰期。而这一现象也不是仅在 B2 孔中被发现, 在济州岛西南的 FJ04 孔<sup>[44]</sup>中也有反映(图 1, 3)。但是在浙闽陆架泥质沉积区的 PC-6<sup>[31, 35]</sup>和 DD2 孔<sup>[36-37]</sup>中却并未出现如此强烈的冬季风增加信号(图 1, 3)。这可能是由于此次冬季风增强事件在影响范围上存在地理差异, 在北方尤其是黄河流域比较明显, 而对于长江流域而言则表现得比较轻微, 故仅仅在以黄河源为主的济州岛西南泥质沉积物中有所体现。张晓东等<sup>[38]</sup>应用沉积物粒度端元分析模型对浙闽陆架区 30 孔(图 1)的高分辨率粒度数据序列进行反演, 发现 600~780 AD 为高温期, 对应于隋唐暖期。

根据 B2 孔的研究<sup>[43]</sup>还发现, 825 ~ 1170 AD 期间为此时的第二个温暖期, 粒径和敏感粒级含量指示了这一温暖期内冬季风有明显的高频波动, 由两个温暖阶段和一个较为寒冷阶段组成(图 3)。其中 825 ~ 1010 AD 的温暖程度与隋唐暖期相当, 1110 ~ 1170 AD 为一相对较弱的温暖阶段, 两个温暖阶段之间存在一个相对较为寒冷的阶段, 这与中世纪温暖期的气候特征基本一致。王顺华等<sup>[37]</sup>通过对 DD2 孔的 Rb/Sr 变化进行了分析, 同样发现了类似的气候变化特征, 在 1030 ~ 1180 AD 为中世纪温暖期, 在这期间同样存在一个相对寒冷的阶段。而在 30 孔的记录中仅仅发现了 920 ~ 1100 AD 存在高温记录<sup>[38]</sup>。

### 3 小冰期

小冰期泛指 16 ~ 19 世纪广泛发生的寒冷气候现象, 是由 Lamb<sup>[57]</sup>最先提出的。那时北半球中纬度地区年平均气温的 30 a 平均值约比 20 世纪中后期的暖期低 1.0°C 左右, 北半球高纬度及南极地区可能低 1.5 ~ 2.0°C<sup>[53]</sup>。中国进入小冰期的时间有所差异, 有的认为是 13 世纪, 有的认为是 14 世纪, 甚至 15, 16 世纪。竺可桢<sup>[52]</sup>指出中国小冰期有 3 个寒冷阶段, 出现于 1470~1520 AD, 1620~1720 AD, 1840~1890 AD。施雅风等<sup>[12]</sup>研究得出的小冰期中也包含了 3 个寒冷阶段。

根据 Xiang 等<sup>[43]</sup>对 B2 孔的研究发现, 东海陆架济州岛西南泥质沉积区在此时记录了 3 次明显的冬季风增强的事件, 分别出现在 1350 AD, 1590 AD 和 1700 AD(图 3)。但 Xiao 等<sup>[36]</sup>和王顺华等<sup>[37]</sup>分别对 DD2 孔进行粒度和 Rb, Sr 含量分析发现, 在 1510 ~ 1520 AD, 1670 AD 和 1840 ~ 1850 AD 存在 3 次明显的冬季风增强事件。这与 B2 孔的研究有所不同, 尤其是 1350 AD 的冷事件是否应该归于小冰期笔者认为值得商榷。但综合小冰期东海陆架泥质沉积的研究<sup>[35-36, 43-44]</sup>, 我们可以认为 1510 ~ 1590 AD, 1650 ~ 1710 AD 和 1830 ~ 1850 AD 期间在东海陆架泥质沉积区存在 3 次较为明显的冬季风增强的冷事件(图 3 阴影部分), 这与中国东部其他地区的小冰期记录有比较好的对应关系。

### 4 结语

东海陆架泥质沉积物由于其特殊的地理位置以及较高的沉积速率, 已经成为研究高分辨率全新世东亚季风的良好载体。学者通过对东海陆架泥质沉积中的粒度、有孔虫、介形虫丰度以及 Rb, Sr 含量的分析, 整理出全新世高海平面以来的东亚季风演化记录, 发现 7.6 ~ 5.1 ka B.P. 总体来看夏季风较强, 是全新世大暖期的鼎盛阶段。但对于全球第 2 次新冰期的记录 PC-6 与 EC2005 孔的记录存在差异, 笔者认为主要是柱状样空间分布的原因, EC2005 远离长江河口, 对于冬季风的变化更为敏感; 5.1 ka B.P. 之后冬季风开始强盛, 全新世大暖期进入衰退阶段; 到了 500 ~ 825 AD, 冬季风出现一个明显的减弱过程, 中国东部开始进入隋唐暖期, 期间在 728~825 AD 也出现了短暂的降温, 幅度堪比小冰期。但此次降温

事件仅仅出现在北部的济州岛西南泥质沉积记录中,而在浙闽陆架泥质区却没有发现,笔者认为主要是由于此次冬季风增强的影响范围存在着地理位置上的差异,在北方尤其是黄河流域表现的比较明显,而在长江流域则较为轻微。825~1170 AD 期间中国东部进入了中世纪暖期阶段,而 1010~1110 AD 是该温暖期当中的寒冷阶段。小冰期的记录比较明显,在泥质区的大部分沉积物中都有很好的体现。1510~1590 AD, 1650~1710 AD 和 1830~1850 AD 为小冰期 3 个显著的冬季风增强的阶段。

以上这些记录与中国东部地区历史记录及其他研究载体反映的气候冷暖变化有着较好的对应关系,但与西北部和青藏高原的冰芯、树轮、泥炭等记录相比却存在一定的差异。比如说,隋唐暖期在东海陆架泥质区表现明显,但在西部的记录中基本不存在,或者存在的时间较短(如青藏高原树轮的记录),甚至反映出的是一个较为寒冷的阶段。这种区域差异普遍存在,其原因一方面可能是由于气候系统内部的响应和传输机制有明显的地域差异,其次可能是用于气候重建的代用指标存在明显的指示差异。同时,这些区域与东海陆架泥质沉积区可能受不同的气候系统影响,反映了不同的古气候信息,学者需要从这些气候变化的机制上去分析,才能获得相对准确的结论。但总体来说,东海陆架的泥质沉积物对于指示中国东部东亚季风的演化历史是一个良好的指标。另外,除了泥质沉积物中陆源碎屑组分的粒度指标、有孔虫、介形虫丰度和 Rb/Sr 之外,有机质含量、黏土矿物以及沉积物其他的元素地球化学指标等都蕴含着丰富的古气候信息,这也将是下一步东海陆架泥质沉积古气候研究的发展方向。

#### 参考文献:

- [1] 张家诚, 林之光. 中国气候[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1985.
- [2] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风[M]. 北京: 气象出版社, 1991.
- [3] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record [J]. *Nature*, 1993, 364: 218-220.
- [4] Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores [J]. *Nature*, 1993, 366: 552-554.
- [5] Schulz H D, Vonrab U, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillation of the past 110,000 years [J]. *Nature*, 1998, 393: 54-57.
- [6] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive Millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climate [J]. *Science*, 1997, 278: 1257-1266.
- [7] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Science*, 2001, 294: 2130-2136.
- [8] DeMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, et al. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period [J]. *Science*, 2000, 288: 2198-2202.
- [9] Yao Tandong, Thompson L G, Qin Dahe, et al. Variations in temperature and precipitation in the past 2000a on the Xizang (Tibet) Plateau-Guliya ice core record [J]. *Science in China, Series D*, 1996, 4: 425-433.
- [10] 姚檀栋, 杨志红, 焦克勤, 等. 近 2000 年来气候环境变化的冰芯记录研究[J]. *地学前缘*, 1997, 4(1-2): 95-100.
- [11] 施雅风, 王昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. *中国科学(B 辑)*, 1992, 22(12): 1300-1307.
- [12] 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 近 2000 a 古里雅冰芯 10 a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较[J]. *中国科学(D 辑)*, 1999, 29(增刊 1): 79-86.
- [13] 洪业汤, 姜洪波, 陶发祥, 等. 近 5 ka 温度的金川泥炭  $\delta^{18}\text{O}$  记录[J]. *中国科学(D 辑)*, 1997, 27(6): 525-530.
- [14] Hong Yetang, Jiang Hongbo, Liu Tungsheng, et al. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000 year  $\delta^{18}\text{O}$  time-series of Chinese peat cellulose [J]. *The Holocene*, 2000, 10(1): 1-7.
- [15] Tan Ming, Liu Tungsheng, Hou Juzhi, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30: 617-620.
- [16] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng Hai, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233: 71-86.
- [17] Hu Chaoyong, Henderson G M, Huang Junhua, et al. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 266: 221-232.
- [18] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. *科学通报*, 1999, 44(6): 579-587.
- [19] Chen Jing'an, Wan Guojia, Tang Degui. Recent climatic changes recorded by sediment grain sizes and isotopes in Erhai Lake [J]. *Progress in Natural Science*, 2000, 10(1): 54-61.
- [20] 郑卓, 王建华, 王斌, 等. 海南岛双池玛珉湖全新世高分辨率环境记录[J]. *科学通报*, 2003, 48(3): 282-286.
- [21] Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon [J]. *Nature*, 2007, 445: 74-77.
- [22] Wang Luejiang, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. Holocene variations in Asian monsoon moisture: A bidecadal

- sediment record from the South China Sea [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(18): 2889-2892.
- [23] 王律江, Sarnthein M. 南海北部陆坡近四万年的高分辨率古海洋学记录[J]. *第四纪研究*, 1999, 1: 27-31.
- [24] Liu Jingpu, Xu Kehui, Li Anchun, et al. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea[J]. *Geomorphology*, 2007, 85: 208-224.
- [25] DeMaster D J, Mckee B A. Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the East China Sea [J]. *Continental Shelf Research*, 1985, 4: 143-158.
- [26] 金翔龙. 东海海洋地质[M]. 北京: 海洋出版社, 1992: 196-215.
- [27] Huh C A, Su C C. Sedimentation dynamics in the East China Sea elucidated from  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{239,240}\text{Pu}$  [J]. *Marine Geology*, 1999, 160: 183-196.
- [28] Liu Zhifei, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years [J]. *Marine Geology*, 2003, 201: 133-146.
- [29] 杨作升, 郭志刚, 王兆祥, 等. 黄东海陆架悬浮体向其东部深海区输送的宏观格局[J]. *海洋学报*, 1992, 14(2): 81-90.
- [30] 孙效功, 方明, 黄伟. 黄东海陆架区悬浮体输运的时空变化规律[J]. *海洋与湖沼*, 2000, 31(6): 581-587.
- [31] Xiao Shangbin, Li Anchun, Liu Jingpu, et al. Coherence between solar activity and the East Asian winter monsoon variability in the past 8000 years from Yangtze River-derived mud in the East China Sea [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 237: 293-304.
- [32] 胡敦欣, 韩舞鹰, 章申, 等. 长江、珠江口及邻近海域陆海相互作用[M]. 北京: 海洋出版社, 2001.
- [33] 胡敦欣, 杨作升. 东海海洋通量关键过程[M]. 北京: 海洋出版社, 2001: 3-13.
- [34] 肖尚斌, 李安春, 陈木宏, 等. 全新世东亚季风变化的百年尺度周期[J]. *科技导报*, 2006, 24(4): 40-43.
- [35] 肖尚斌, 李安春, 陈木宏, 等. 近 8ka 东亚冬季风变化的东海内陆架泥质沉积记录[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, 2005, 30(5): 573-581.
- [36] Xiao Shangbin, Li Anchun, Jiang Fuqing, et al. Recent 2000-year geological records of mud in the inner shelf of the East China Sea and their climatic implications [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(5): 466-471.
- [37] 王顺华, 张国栋, 张纪双, 等. 东海内陆架泥质沉积 Rb 和 Sr 的地球化学及其古气候意义[J]. *科技导报*, 2007, 25(3): 22-27.
- [38] 张晓东, 许淑梅, 翟世奎, 等. 东海内陆架沉积气候信息的端元分析模型反演[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(2): 25-32.
- [39] 徐方建, 李安春, 肖尚斌, 等. 末次冰消期以来东海内陆架古环境演化[J]. *沉积学报*, 2009, 27(1): 118-127.
- [40] 徐方建, 李安春, 万世明, 等. 东海内陆架泥质区中全新世环境敏感粒度组分的地质意义[J]. *海洋学报*, 2009, 31(3): 95-102.
- [41] 赵泉鸿, 翦知潜, 张在秀, 等. 东海陆架泥质沉积区全新世有孔虫和介形虫及其古环境应用[J]. *微体古生物学报*, 2009, 26(2): 117-128.
- [42] 赵泉鸿, 翦知潜, 张在秀, 等. 东海内陆架泥质沉积区全新世古环境变迁: 有孔虫证据[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29(4): 75-82.
- [43] Xiang Rong, Yang Zuosheng, Saito Y, et al. East Asia winter monsoon changes inferred from environmentally sensitive grain-size component records during the last 2300 years in mud area southwest off Cheju Island, ESC [J]. *Science in China, Series D*, 2006, 49(6): 604-614.
- [44] 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[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28(4): 11-17.
- [45] Hafsten U. A sub-division of the Late Pleistocene period on a synchronous basis, intended for global and universal usage [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1970, 7(4): 279-296.
- [46] 吴锡浩, 安芷生, 王苏民, 等. 中国全新世气候适宜期东亚季风时空变迁[J]. *第四纪研究*, 1994, 1: 24-37.
- [47] An Zhisheng, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Review*, 2000, 19: 743-762.
- [48] Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes [J]. *Quaternary Research*, 1995, 44: 341-354.
- [49] 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 6ka 温度变化[J]. *科学通报*, 2002, 47(15): 1181-1186.
- [50] Jian Zhimin, Wang Pinxian, Saito Y, et al. Holocene variability of the Kuroshio current trough, northwestern Pacific Ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 305-319.
- [51] 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R, 等. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化[J]. *中国科学(D 辑)*, 2004, 34(6): 582-589.
- [52] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. *中国科学*, 1973, 2: 168-189.
- [53] 徐海. 中国全新世气候变化研究进展[J]. *地质地球化学*, 2001, 29(2): 9-16.
- [54] 刘禹, 安芷生, Linderholm H W, 等. 青藏高原中东部过去 2485 年以来温度变化的树轮记录[J]. *中国科学(D 辑)*, 2009, 39(2): 166-176.
- [55] 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000a 中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析[J]. *地学前缘*, 2002, 9(1): 169-181.
- [56] 王绍武. 小冰期气候的研究[J]. *第四纪研究*, 1995, 3: 202-212.
- [57] Lamb H H. *Climate: Present, Past and Future* [M]. London: Methuen, 1977, 1: 1-613.

(本文编辑: 刘珊珊)