科学通报 2010 年 第 55 卷 第 14 期：1387 ~ 1396
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

中全新世以来东亚冬季风的东海内陆架泥质沉积记录

刘升发[①②③], 石学法[②*], 刘焱光[②], 乔淑卿[②], 杨刚[②], 方习生[②], 吴永华[②], 李朝新[②], 李小艳[②], 朱爱美[②], 高晶晶[②]

① 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;
② 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: xfshi@fio.org.cn

2009-09-17 收稿, 2009-12-22 接受
我国近海海洋综合调查与评价专项(908-ZC-I-05 和 908-02-02-05)、海洋公益性行业专项(200805063)和国家自然科学基金重点项目(40431002)资助

摘要 对东海内陆架泥质区南部的 MZ01 孔进行了 AMS^{14}C 定年, 粒度、常量元素和黏土矿物分析, 以敏感粒级、黏土矿物组合、元素组合为替代性指标揭示了中全新世以来泥质区的古环境演变过程. 结果表明, >9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数(CIA)、蒙皂石/高岭石比值三者的变化趋势较为相似, 可以识别出 10 次极值, 可能主要由东亚冬季风的增强引起, 分别对应于中全新世以来的同期降温事件, 与格陵兰冰芯和敦德冰芯氧同位素记录有较好的对应关系, 且在其他区域不同的材料中也能找到相应的降温证据, 揭示了全球气候变化的区域性响应. 由 3 种替代性指标进一步推测出中全新世以来研究区东亚冬季风演化过程大致可以分为 4 个阶段: 8400~6300 a BP 为较强且波动期、6300~3800 a BP 为较弱且稳定期、3800~1400 a BP 为高波动期、1400 a BP 以来为稳定增强期.

关键词
中全新世
东海内陆架
泥质区
黏土矿物
东亚冬季风

陆架泥质沉积体主要是全新世中晚期高海面以来逐步发展形成的[1], 它沉积速率高、沉积体连续性好、记录的环境信息丰富, 是研究全球变化的区域性响应最佳区域之一. 东海陆架表层沉积物分布的基本格局是在砂质沉积区的背景上发育两大斑块状泥质区, 即济州岛西南泥质区和东海内陆架泥质区(图 1). 济州岛西南泥质区位于济州岛西南部, 是东海陆架北部的沉积中心; 而东海内陆架泥质区分布在长江入海口以南、水深 90 m 以浅的闽浙沿岸一带, 该泥质区呈东北-西南向条带状分布, 厚度在 0~40 m 不等[1], 被认为主要是长江入海物质由冬季闽浙沿岸流向南输运沉积而成[1~3]. 作为古环境、古气候演变的良好载体, 东海内陆架泥质区不仅记录了长江等大河流域源区的环境信息, 同时蕴含了丰富的古海洋环境信息. 前人对东海内陆架泥质区形成、演化过程进行了大量的研究工作, 肖尚斌等人[4,5]利用敏感粒级恢复了泥质区近 8 ka 以来东亚冬季风的演化过程; 张晓东等人[6]利用粒度端元模型提取了近百年来东海内陆架沉积气候信息; Liu 等人[1]从层序地层学角度论证了泥质区的形成模式. 目前在该区域古环境替代性指标的选取上基本局限于粒度参数, 对其他替代性指标涉及极少. 黏土矿物、元素地球化学等作为古环境、古气候替代性指标在中国南海等区域得到了广泛的应用[7,8], 取得了较好结果, 但是在东海内陆架泥质区却很少应用. 为此, 本文通过研究东海内陆架泥质区南部 MZ01 孔的粒度、常量元素、黏土矿物, 结合 AMS^{14}C 年代学资料, 首次利用多种替代性指标对中全新世以来东海内陆架泥质区沉积作用过程进行恢复, 揭示其中所包含的古环境信息.

英文版见: Liu S F, Shi X F, Liu Y G, et al. Records of the East Asian winter monsoon from the mud area on the inner shelf of the East China Sea since the mid-Holocene. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-3215-3

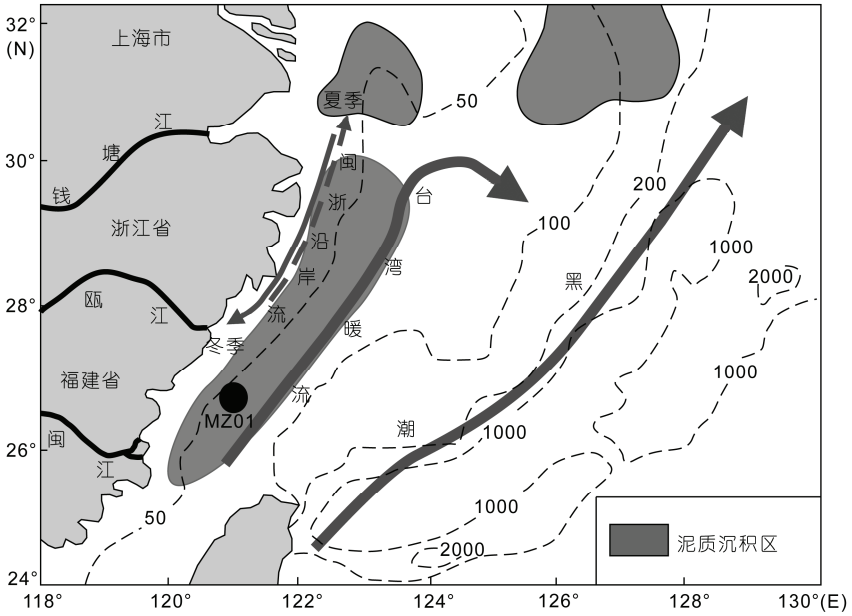


图 1 东海海流与内陆架泥质沉积物分布概图

据秦蕴珊等人[9], 胡敦欣等人[10], Su 等人[11]的文献修改

1 材料与方法

研究所用 MZ01 孔沉积柱样, 系国家海洋局第一海洋研究所 2007 年执行“我国近海海洋综合调查与评价”专项课题过程中在东海内陆架泥质区用重力取样器获得, 样长 2.96 m. 该孔位于泥质区南部(120°50.94′E, 26°32.82′N)(图 1), 水深 64.7 m. 对柱状样进行磁化率测试后从中间剖开, 进行颜色反射率测定和详细描述后, 2 cm 等间隔取样, 共分析了 148 个粒度、黏土矿物和常量元素样品.

粒度分析取适量样品置于烧杯中, 加入 15 mL 30%的双氧水浸泡 24 h, 去除有机质, 然后加入 5 mL 3 $mol \cdot L^{-1}$ 的稀盐酸浸泡 24 h 去除沉积物中的钙质胶结物及生物贝壳, 其后将样品进行反复离心、洗盐直至溶液呈中性, 经超声波振荡分散后上机测试. 所用仪器为英国 Malvern 公司生产的 Master sizer 2000 型激光粒度仪, 测量范围为 0.02 ~ 2000 μm, 粒级分辨率为 0.01Φ, 重复测量的相对误差<3%. 分析工作在海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室测试中心进行.

常量元素分析精确称量 0.05 g 样品, 加 1.5 mL HNO_3 和 1.5 mL HF, 在 190~200℃分解 48 h, 定容至 50 g, 上机测试. 常量元素测试所用仪器为美国 Thermo Fisher Scientific 公司生产的 iCAP6300 型全谱直读电感耦合等离子体发射光谱仪, 随机选取 10%平行样进行测试, 并采用 GSD-9 国际标准样进行校正, 相对误差小于 0.5%. 分析工作在海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室测试中心进行.

黏土矿物分析应用 X 射线衍射方法(XRD)对黏土粒级矿物(<2 μm)的定向薄片进行测试. 样品用 30%的 H_2O_2 除去有机质, 用 0.5%稀盐酸除去碳酸盐后, 用去离子水反复清洗, 直到具有抗絮凝作用发生. 根据 Stokes 沉降原理所确定的沉淀时间, 将小于 2 μm 的颗粒吸出, 离心, 采用刮片方法制成样品定向薄片. 黏土矿物测试所用仪器为日本理学的 D/max 2500 型转靶 X 射线衍射仪. 分析工作在海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室测试中心进行.

AMS^{14}C 年代测试样品根据现场磁化率测试结果及现场岩性变化选取 5 个层位, 每层厚 2 cm, 选取底栖混合种有孔虫 15 mg, 测试工作在美国 Woods Hole 海洋研究所 AMS^{14}C 年代测试中心完成, 原始测年数据利用 CALIB5.10 软件进行日历年龄校正, ΔR 值取东海陆架平均值(121±25) a[12].

2 结果

2.1 岩性特征

MZ01 孔岩性较为均一, 以黄褐色、青灰色黏土

质粉砂为主, 局部夹薄层粉砂. 其中上部 0~73 cm 为黄褐色黏土质粉砂, 强黏性, 质软, 分选差, 含水量较高, 偶见贝壳碎屑和有孔虫, 有机质含量较高. 73~74 cm 出现一灰褐色粉砂与黏土质粉砂夹层. 中部 74~130 cm 为黄褐色-青灰色逐渐过渡的黏土质粉砂, 强黏性, 质软, 分选差, 含水量中等, 偶见贝壳碎屑和粉砂小团块. 130~135 cm 为浅黄色粉砂斜夹层, 含大量贝壳碎屑和有孔虫. 底部 135~296 cm 为青灰色黏土质粉砂, 弱黏性, 质软, 分选差, 含水量中等, 偶见贝壳碎屑和小海螺, 以及不连续的粉砂、贝壳碎屑、有孔虫的混杂层. MZ01 孔岩性特征表明研究区沉积环境较为稳定, 粗颗粒沉积物及贝壳夹层可能为风暴潮等极端事件所致, 但持续时间极为短暂, 因此认为 MZ01 孔为连续沉积层序.

2.2 年代学

MZ01 孔 AMS^{14}C 测年数据如表 1 所示, 校正后日历年龄与深度的关系图(图 2)显示, 直线的斜率变化很小, 表明 8.3 ka 以来 MZ01 孔沉积速率稳定, 平均值为 36 cm/ka. 本文取样间隔 2 cm, 根据该剖面图, MZ01 孔平均分辨率约为 55 a.

2.3 粒度

图 2 为 MZ01 孔沉积物的平均粒径, 分选系数, 偏态和峰态 4 项粒度参数的垂向变化趋势. 平均粒径的垂向变化不大, 指示了研究区较为稳定的沉积环境, 粒径范围在 6.58~14.25 μm 之间, 平均值为 8.87 μm, 在 27 和 137 cm 两处出现高值, 分别为 12.24 和 14.25 μm; 分选系数表明沉积物的分选程度与沉积环境的水动力条件之间的关系, MZ01 孔的分选系数垂向分布变化不大, 平均值为 1.6, 属于分选差; 偏态在 275 cm 以上部分分布稳定, 均为正偏态, 即细偏, 其值在 1 左右, 而在 275 cm 以下部分则波动较大, 部分出现了负偏态, 即粗偏, 表明该段沉积物粒度组成粗细混杂现象比较突出; 峰态很窄, 垂向分布非常稳定, 基本在 2.0 上下波动.

表 1 MZ01 孔 AMS^{14}C 年代数据

深度/cm	实验室编号	测试材料	^{14}C 年龄/ a BP	日历年龄 / a BP
66~68	OS-69125	混合种底栖有孔虫	1780 ± 35	1221
130~132	OS-69126	混合种底栖有孔虫	3810 ± 35	3609
186~188	OS-69402	混合种底栖有孔虫	4940 ± 30	5121
232~234	OS-69127	混合种底栖有孔虫	6190 ± 45	6489
292~294	OS-69403	混合种底栖有孔虫	7930 ± 35	8279

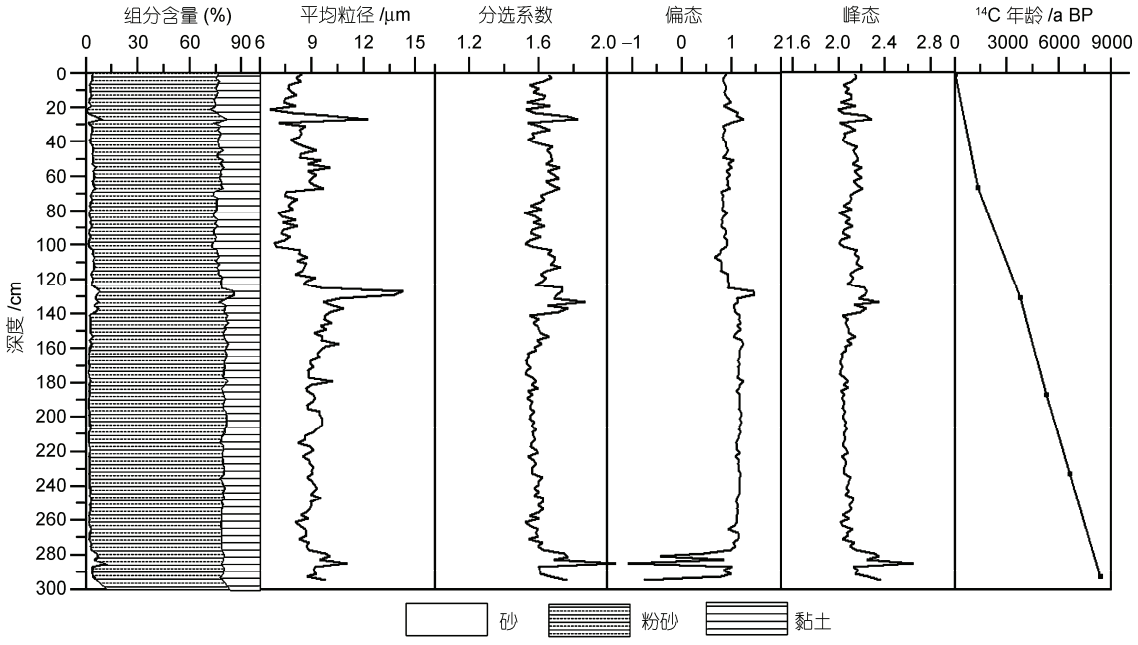


图 2 MZ01 孔沉积物粒度参数垂向分布图

2.4 黏土矿物

MZ01 孔的黏土矿物主要由蒙皂石、伊利石、高岭石和绿泥石 4 类矿物组成, 相对百分含量伊利石最高, 其次是绿泥石, 而蒙皂石和高岭石的含量极低, 垂向分布特征如图 3 所示, 4 类矿物组分含量变化较大, 根据其相对含量大致可以将 0~296 cm 之间分为 3 段: (1) 底部的 220~296 cm 段, 4 类矿物垂向变化趋势明显, 其中蒙皂石、高岭石和绿泥石 3 种矿物含量均表现为逐渐减小, 而伊利石相对含量则逐渐增大, 表现出其对另外 3 种矿物含量的控制作用; (2) 140~220 cm 段, 4 类矿物组分相对含量均表现为较稳定, 百分含量分别为 1%, 64%, 3%和 32%(平均值); (3) 140 cm 以上段, 4 类矿物相对含量的垂向分布较为复杂, 没有明显的规律性, 蒙皂石在 138 cm 处出现最大值后, 其以上层位含量变化不大, 基本在 1%左右小幅度波动, 伊利石表现为先减小后增大的趋势, 高岭石含量波动最大, 在 1.8%~7.2%范围内变化, 绿泥石变化规律与伊利石相反, 表现为先增大后减小的趋势.

2.5 元素

MZ01 孔沉积物中常量元素主要由 SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5 和 MnO 等组成, 前 7 种组分含量之和约占沉积物总量的 90.19% (平均值). 其中 SiO_2 和 Al_2O_3 含量最高, 平均值分别为 57.98%和 15.18%, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O 和 K_2O 的平均含量分别为 5.95%, 2.65%, 3.48%, 2.00%和 2.95%, 而 TiO_2, P_2O_5 和 MnO 含量最低, 其平均值只有 0.78%, 0.13%和 0.08%. MZ01 孔常量元素含量的垂向变化趋势如图 4 所示, 所测元素含量较为稳定, 最为明显的特征为 SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, K_2O, TiO_2 和 P_2O_5 等 7 种组分在 132~136 cm 层位出现极值, 而 MgO, MnO 和 Na_2O 等 3 种组分则表现为以 132~136 cm 为界, 下层含量稳定, 上层含量则呈逐渐增大的趋势.

3 讨论

东海内陆架泥质区呈平行于海岸的条带状分布(图 1), 其成为沉积中心的主要原因是河流入海沉积物进入沿岸流体系并随之被搬运, 在此过程中沿岸流受到台湾暖流的顶托而降低流速, 导致沉积物在东海内陆架大量堆积, 台湾暖流还起着阻挡沿岸流及其携带的沉积物向外海扩散的作用[13]. 东海悬浮体输运的时空变化规律及沉积动力过程的季节性变化研究表明研究区悬浮体具有明显的“夏储冬输”输运格局[14,15], 亦即冬季沿岸流系统强化, 能量强, 促进了细颗粒沉积物向外海或远处搬运, 是东海内陆

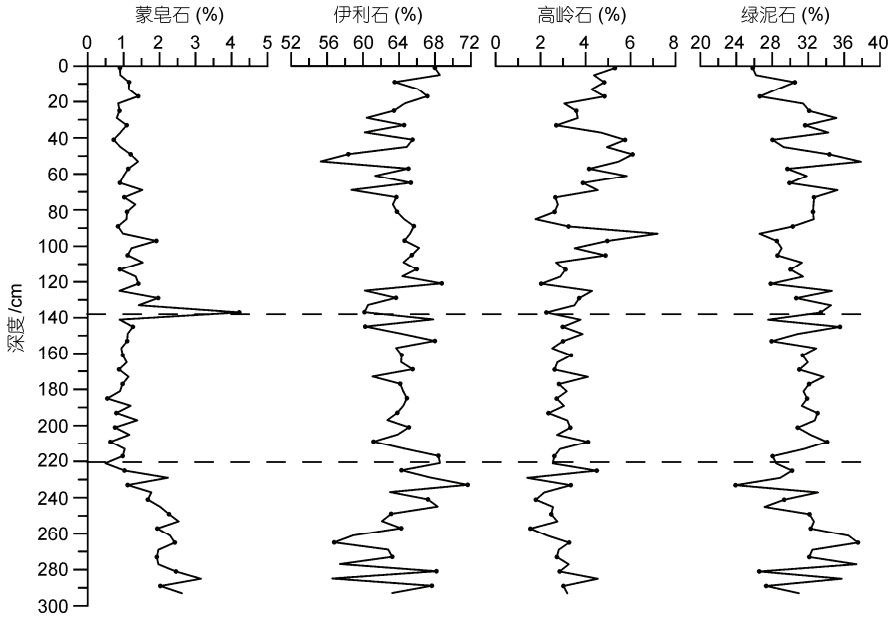


图 3 MZ01 孔沉积物黏土矿物垂向分布

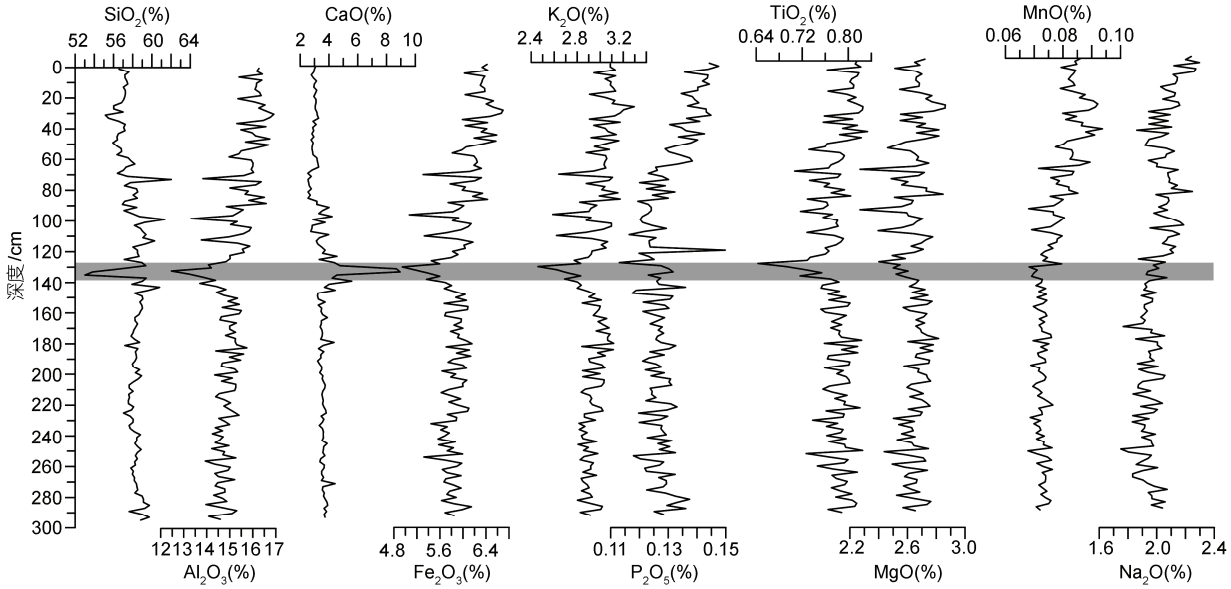


图 4　MZ01 孔常量元素垂向分布图

架泥质区沉积作用的关键季节(对东南区域的沉积来说尤为重要); 而夏季沿岸流体系弱化乃至流向改变, 能量降低, 使得大量细颗粒沉积物得以在河流入口的海域沉积、保存[13~15]. 一般认为该区沉积物绝大部分源自长江, 只有很少部分来自闽浙沿岸的钱塘江、闽江、瓯江等小型河流[2,3,16].

3.1　替代性指标的选取

本文主要以粒度、常量元素、黏土矿物作为研究内容, 结合东海内陆架泥质区流系格局及河流源区气候状况, 选取适当的替代性指标, 对东海内陆架泥质区沉积物中所蕴含的古环境信息进行探讨.

(ⅰ) 粒度指标. 在利用粒度数据进行海洋古环境研究时, 需要进行子体粒度组分的分离和环境敏感组分的提取, 从复杂的粒度数据中分离出有效的粒度组分特征, 研究沉积环境的不同组分构成及其各组分所指示的沉积学含义. 目前对沉积物粒度分布进行多组分分离的数学方法包括以 Weibull 分布为拟合函数[17]、利用端元粒度模型[18~21]和粒径-标准偏差变化[22,23]来计算粒度组分的个数和分布范围. 本文主要应用粒级-标准偏差法, 从 MZ01 孔沉积物的粒度组分中提取出陆源碎屑的敏感粒度组分. 粒级-标准偏差变化曲线主要反映不同样品的粒度含量在各粒径范围内的差异性, 高的标准偏差值反映了不同样品的粒度含量在某一粒径范围内差异较大, 低的标准偏差值则反映了粒度含量在某一粒径范围内差异较小, 据此可以反映出在一系列样品中粒度变化存在明显差异粒度组分的个数和范围, 这些粒度组分与沉积动力环境的变化密切相关[24], 本文对 148 个沉积物粒度数据进行分析后得出标准偏差随粒级组分变化的规律(图 5), 曲线呈现出典型的“双峰分布”特征, 表示中全新世以来 MZ01 孔沉积物有两个对环境敏感的粒度组分, 分布范围分别在 4.46~6.32 μm 和 29.96~42.36 μm, 其峰值分别为 5.30 和 36.52 μm. 两个敏感组分的分界线约为 9.71 μm. 粒径范围在 4.46~6.32 μm 的组分属于细粉砂粒级, 而粒径范围在 29.96~42.36 μm 的组分属于粗粉砂粒级, 已有研究表明东海泥质体沉积物细粒组分(<65.5 μm)主要是沿岸流携带的悬浮体沉降的结果[4~6,24,25], 据此本文所提取出的两个对环境敏感的粒度组分均由闽浙沿岸流搬运, 而考虑到冬、夏季闽浙沿岸流强度和流向的季节性变化[10,12], 我们认为粒径范围在 29.96~42.36 μm 的组分主要由水动力条件较强的冬季闽浙沿岸流搬运, 而粒径范围在 4.46~6.32 μm 的组分主要由水动力条件较弱的夏季闽浙沿岸流搬运. 为探讨中全新世以来东亚冬季风的演化过程, 本文选取>9.71 μm 沉积物平均粒径作为替代性指标进行研究.

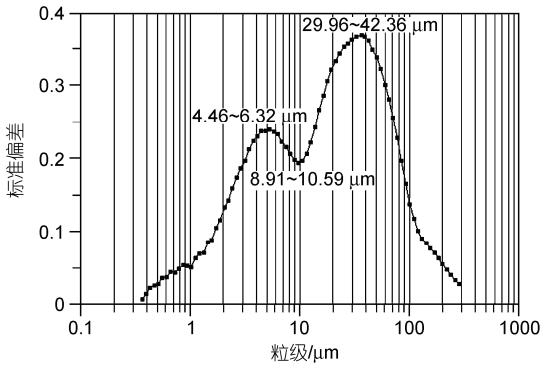


图 5 MZ01 孔粒级-标准偏差曲线

(ⅱ) 常量元素指标. 元素地球化学是研究沉积物物质组成的重要指标之一, 它与沉积物的物质来源、粒度特征及沉积时的水动力条件等有着密切的关系, 而气候和环境的变迁也影响着地球化学元素的富集、迁移和沉积状态, 不同的元素及其组合(比值)特征反映不同的环境条件和变迁, 是气候地质事件内在成因和环境信息的综合体现和良好标志[26,27].

东海内陆架泥质区内常量元素组成 R 型因子分析结果表明研究区主要以陆源碎屑沉积为主, 海洋自生等其他沉积作用基本可以忽略不计[28]. 对于陆源碎屑物质, 一般认为主要是来自长江携带的入海物质[1~3], 而闽浙沿岸的钱塘江、瓯江、闽江等短程入海河流, 也向东海陆架输送较多的陆源物质[16], 对泥质体的形成具有一定影响, 另外也不能完全排除台湾暖流带来的物质. 由于河流的物源区均属于东亚季风控制区, 气候的冷暖波动必然会对沉积物中元素的含量及其组合特征产生同步影响, 而沉积物的化学风化程度可以比较直观反映出元素含量对气候变化的响应. Nesbitt 等人[29]提出以化学蚀变指数(CIA)判别源区化学风化的强度, 其值表示为 $CIA=Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+K_2O+Na_2O)\times100$, 式中氧化物均为摩尔比, CaO^*指硅酸盐中 CaO, 参照 Honda 和 Shimizu[30]提出的公式进行校正[$CaO^*=0.35\times2(Na_2O\%)/62$]. CIA 值与风化强度成正比, CIA 值越大, 风化强度越大[29]. 因此本文选取沉积物中的 CIA 值来反映沉积物源区气候波动情况, 进而恢复东亚冬季风的演变过程.

(ⅲ) 黏土矿物指标. 海洋沉积的黏土矿物不仅可以指示物源区同时期的气候状况[31,32], 其垂向分布还可以示踪洋流的变化[33]. 风化土壤中的黏土矿物含量主要受当时陆地上的气候控制, 而陆源黏土经搬运后, 可输送到较远距离, 使得黏土矿物在海洋沉积物中广泛分布, 特别在埋藏深度小于 2000~3000 m 的海底沉积中, 黏土矿物很少或不受成岩作用改造, 受火山-热液影响也很小, 因此, 它对相应时期源区的古气候有很好的指示作用[34], 且其结果与有孔虫、孢粉等微体古生物组合反映的气候特征曲线极为相似[35~37]. MZ01 孔的黏土矿物主要由蒙皂石、伊利石、高岭石和绿泥石 4 类矿物组成, 其中高岭石多发育于热带土壤中, 指示暖湿气候条件下强烈的水解作用, 高岭石含量越高, 表明当时的气候越温暖湿润; 而蒙皂石则相反, 它形成于干冷的气候环境中, 蒙皂石含量越高, 说明当时的气候比较寒冷干燥[8,38~40]. 从图 3 可以看出 MZ01 孔黏土矿物含量垂向分布波动较大, 表明东海内陆架泥质区物质来源区(包括长江及其他小河流源区)中全新世存在着较为明显的气候波动. 考虑到不同物源区和黏土矿物之间的稀释效应, 一般不采用单个黏土矿物含量指示古气候变化, 而使用几种矿物含量的比值[8]. 本文采用蒙皂石/高岭石比值作为古气候的矿物学标志, 蒙皂石/高岭石比值越大, 指示气候越干旱、寒冷, 反之亦然.

3.2 东亚冬季风在东海内陆架泥质沉积中的记录

MZ01 孔沉积物中>9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数(CIA)、蒙皂石/高岭石比值变化曲线如图 6 所示, 中全新世以来三者发生不同程度的波动, 对比分析至少可以识别出 10 次较为明显的极值, 分别为 8100 a BP(C1), 7200 a BP(C2), 6350 a BP(C3), 3650 a BP(C4), 2800 a BP(C5), 2350 a BP(C6), 1950 a BP(C7), 1050 a BP(C8), 550 a BP(C9)和 250 a BP(C10), 反映了中全新世以来东亚冬季风增强导致的 10 次降温事件. 整体上, MZ01 孔指示的中全新世以来东亚冬季风演化过程可以大致分为 4 个阶段: (Ⅰ) 8300~6300 a BP 期间较强且波动较大; (Ⅱ) 6300~3850 a BP 期间较弱且稳定; (Ⅲ) 3850~1400 a BP 为高波动期; (Ⅳ) 1400 a BP 以来进入稳定增强期.

(ⅰ) 第Ⅰ阶段(8300~6300 a BP). 此期间东亚冬季风较强, >9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数(CIA)、蒙皂石/高岭石比值共同记录了 3 次冬季风较强期, 即 8100, 7200 和 6350 a BP, 这在格陵兰冰芯[42]中均有相应的降温指示, 而敦德冰芯[41]虽然也有指示, 但氧同位素峰值不是很显著(图 6). 其中 8100 a BP 冬季风较强期与北半球普遍发生的降温事件时间一

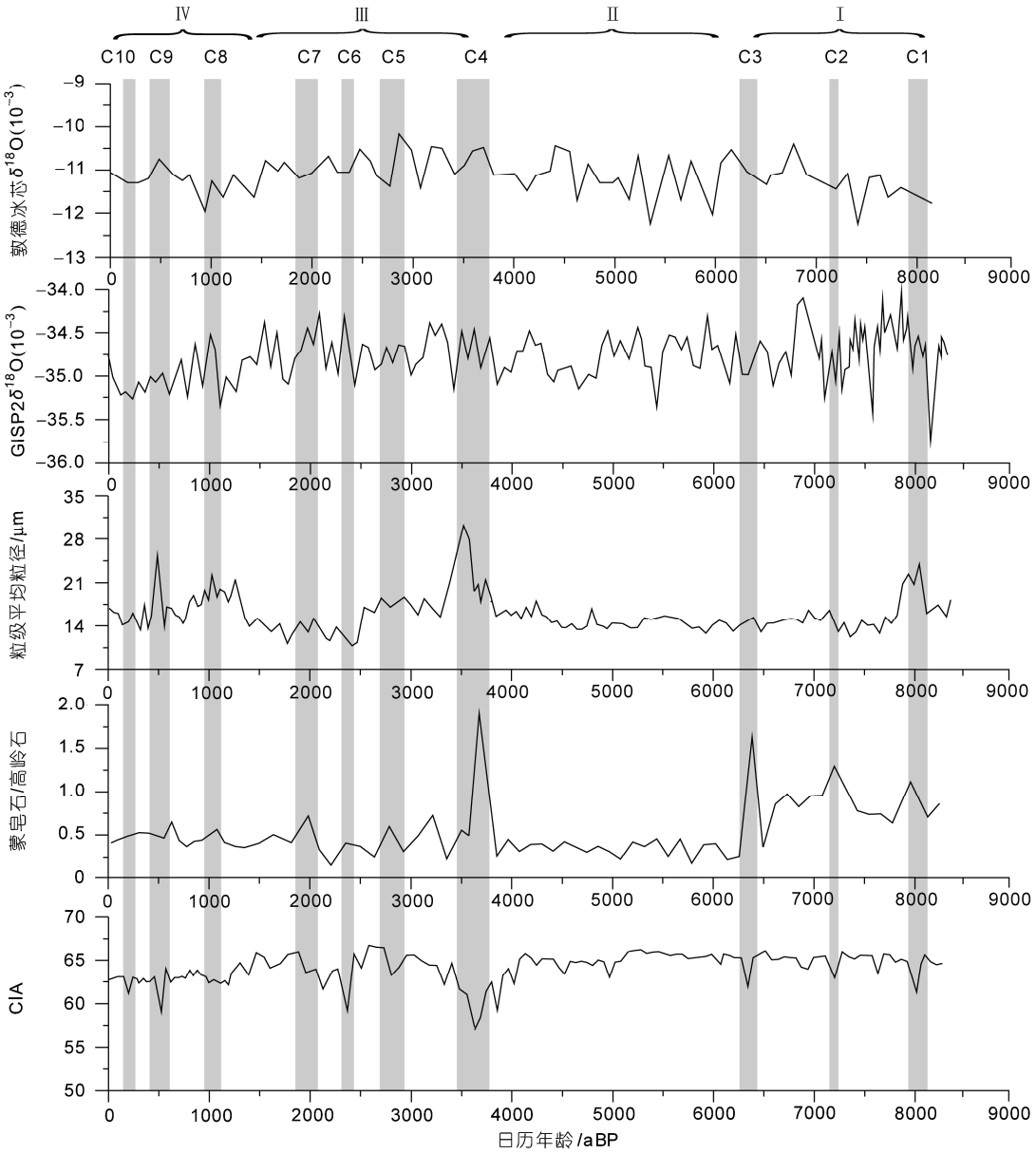


图 6　东海内陆架泥质区 MZ01 孔沉积物中>9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数(CIA)、蒙皂石/高岭石比值与敦德冰芯[41]、格陵兰冰芯[42]氧同位素的对比

致, 8200 a BP 发生的这次降温事件早在 1983 年就已由 Beget 提出[43], 随后在北半球各地相继发现了这次气候突变事件, 如在格陵兰冰芯[42]、贵州董哥洞石笋[44]、北大西洋浮冰碎屑[45]、北欧孢粉[46]、青藏高原红原泥炭纤维[47]等中均能找到相应记录, 反映了气候变化的区域性响应效果.

7200 a BP 冬季风较强期可能是对 7.8 ka BP 发生的全球新冰期Ⅰ的响应[48]. 另外, 如图 6 所示, 7600~7200 a BP 期间格陵兰冰芯氧同位素曲线发生了大幅度变化, 指示了明显的降温事件.

6350 a BP 冬季风较强期, 格陵兰冰芯氧同位素含量较低[42]. 西藏松西湖沉积物有机质[49]、贵州七星洞石笋[50]和红原泥炭[51]氧同位素在 6 ka BP 左右也有一次明显下降. 世界范围内, 阿拉伯海沉积物氧同位素[52]和北大西洋浮冰碎屑记录[45]在 6 ka BP 前后记录了相应的降温事件.

(ⅱ) 第Ⅱ阶段(6300~3800 a BP). 此期间 MZ01 孔沉积物中>9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数

(CIA)、蒙皂石/高岭石比值稳定性较好, 指示了该段时期为全新世季风气候适宜期. 只有化学蚀变指数(CIA)在 5050 a BP 出现低值, 记录了 1 次冬季风强盛期, 而另外两者均没有明显指示, 5050 a BP 冬季风强盛期大致与全球新冰期Ⅱ相对应[48], 这次降温事件在格陵兰冰芯[42]、敦德冰芯[41]和金川泥炭[53]氧同位素中均有体现. 另外, 该时期青海茶卡盐湖沉积物中不同类型矿物及有机质含量也记录了一次明显的湖水淡化期, 对应于低温期[54].

(ⅲ) 第Ⅲ阶段(3800~1400 a BP). 此期间冬季风总体强度较低, 但波动较为明显, 表明了季风气候的不稳定性和剧烈变化的特征, 该阶段记录了 3650, 2800, 2350 和 1950 a BP 等 4 次较为明显的冬季风强盛期. 其中, 3650 a BP 降温事件可能与 3.8 ka BP 的全球新冰期Ⅲ相对应[48], 反映了东海内陆架泥质区与全球气候变化的同步性. 葛全胜等人[55]重建了过去 5000 年中国气温变化序列, 最寒冷期也出现在 3800 a BP 左右.

2800 a BP 冬季风强盛期与格陵兰冰芯[42]、敦德冰芯[41]氧同位素曲线对应性较好. 我国冰川/冰缘活动和古土壤资料表明 3.1~2.7 ka BP 冰川/冰缘事件集中出现, 而古土壤基本不发育, 指示气候为寒冷期[56].

2350 a BP 的降温事件在中国其他的一些区域并没有记录, 金川泥炭和红原泥炭氧同位素指示该时期为温暖期, 另外, 格陵兰和敦德冰芯对这次降温事件记录也不显著. 这些记录表明气候变化具有明显的区域差异.

1950 a BP 出现的冬季风强盛期在竺可桢建立的中国近 5000 年以来的温度变化序列中也有记录[57], 且与东海济州岛泥质沉积物中粒度序列突然变粗事件较为一致[24].

(ⅳ) 第Ⅳ阶段(1400 a BP 以来). 1400 a BP 以来 3 种替代性指标发生数次较小幅度波动, 其中记录的较为明显的 3 次冬季风强盛期分别发生在 1050, 550 和 250 a BP, 可能对应于小冰期, 550 a BP 为小冰期最盛期, 是中国 2000 a BP 以来最寒冷期[24]. 根据历史记载, 冰芯及树木年轮资料重建的近 1000 a 来 10 a 平均气温序列[58]、古里雅和敦德冰芯记录[59~61]、金川泥炭植物纤维素氧同位素序列[62]以及内蒙古岱海湖泊沉积物 Sr 同位素记录[63]等均表明, 我国大陆 1000 a BP 以来普遍存在小冰期. 海洋方面的证据有, 东海济州岛泥质区沉积物[24]记录了 780~219 a BP 期间发生了 3 次明显的冷事件, 指示小冰期内气候波动剧烈. 这些证据与上述 MZ01 孔记录的小冰期时间较为接近, 表明东海内陆架泥质区对全球变化具有较好的区域响应.

另外, 张丕远等人[64]汇总历史资料总结了 2000 年来我国旱涝气候演化过程, 结果同样表明 1230~280 a BP 期间气候发生数次突变和渐变, 可能也是小冰期作用的结果.

4 结语

本文以沉积物中>9.71 μm 粒级平均粒径、化学蚀变指数(CIA)、蒙皂石/高岭石比值为替代性指标尝试应用多参数恢复中全新世以来东海内陆架泥质区东亚冬季风演变过程, 结果表明三者具有较为相似的变化趋势, 可以共同记录不同历史时期的多次降温事件, 且能够在其他区域多种材料中找到相应证据, 表明沉积学、地球化学和矿物学综合研究对于恢复海洋古环境的有效性, 这在一定程度上弥补了单一指标的局限性. 但不同替代性指标之间也存在一定的差异, 这可能主要是由于它们与古环境、古气候之间的内在联系不尽相同, 且存在较多干扰因素, 如物源的变化、海平面的波动、风暴潮事件导致的沉积间断等均可能影响沉积物中不同替代性指标对环境变化的响应. 因此, 建立高精度的年代学框架, 明确全新世以来该区沉积物物源及水动力条件的变化, 有效提取沉积物中古气候、古环境信息是进一步研究的关键.

致谢 上海石油局第一海洋调查大队"勘 407"船全体船员协助海上取样工作, 在美国 Woods Hole 海洋研究所 AMS ^{14}C 实验室进行了年龄测试, 中国海洋大学范德江教授提出了建设性的建议, 在此一并表示感谢.

参考文献

1 Liu J P, Xu K H, Li A C, et al. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. Geomorphology, 2007, 85: 208—224

2 肖尚斌, 李安春, 蒋富清, 等. 近 2 ka 闽浙沿岸泥质沉积物物源分析. 沉积学报, 2005, 23: 268—274
3 肖尚斌, 李安春, 刘卫国, 等. 闽浙沿岸泥质沉积的物源分析. 自然科学进展, 2009, 19: 185—191
4 肖尚斌, 李安春, 陈木宏, 等. 近 8 ka 东亚冬季风变化的东海内陆架泥质沉积记录. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30: 573—581
5 Xiao S B, Li A C, Liu J P, et al. Coherence between solar activity and the East China Asian winter monsoon variability in the past 8000 years from Yangtze River-derived mud in the East China Sea. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2006, 237: 293—304
6 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. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26: 25—32
7 韦刚健, 李献华, 陈毓蔚, 等. NS93-5 钻孔沉积物高分辨率过渡金属元素变化及其古海洋记录. 地球化学, 2001, 30: 450—458
8 刘志飞, Colin C, Trentesaux A, 等. 南海南部晚第四纪东亚季风演化的黏土矿物记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 272—279
9 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 等. 东海地质. 北京: 科学出版社, 1987. 1—286
10 胡敦欣, 杨作升. 东海海洋通量关键过程. 北京: 海洋出版社, 2001. 3—13
11 苏纪兰. 中国近海的环流动力机制研究. 海洋学报, 2001, 23: 1—16
12 Yoneda M, Uno H, Shibata Y, et al. Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells. Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms, 2007, 259: 432—437
13 郭志刚, 杨作升, 张东奇, 等. 冬、夏季东海北部悬浮体分布及海流对悬浮体输运的阻隔作用. 海洋学报, 2002, 24: 71—80
14 杨作升, 郭志刚, 王兆祥, 等. 黄东海陆架悬浮体及其向东部深海区输送的宏观格局. 海洋学报, 1992, 14: 81—90
15 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. 海洋与湖沼, 2000, 31: 581—587
16 金元欢. 我国入海河口的基本特点. 东海海洋, 1988, 6: 1—11
17 Sun D, Bloemendal J, Rea D K, et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. Sediment Geol, 2002, 152: 263—277
18 Prins M A, Postma G, Cleveringa J, et al. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: The Indus Fan. Mar Geol, 2000, 169: 327—349
19 Prins M A, Bouwer L M, Beets C J, et al. Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: Inferences from unmixing of sediment size distributions. J Geol, 2002, 30: 555—558
20 Prins M A, Vriend M, Nugteren G, et al. Late Quaternary Aeolian dust input variability on the Chinese Loess Plateau: Inferences from unmixing of loess grain-size records. Quat Sci Rev, 2007, 26: 230—242
21 Stuut J B W, Prins M A, Ralph R S, et al. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: Inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. Mar Geol, 2002, 180: 221—233
22 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—86
23 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediments on the South China Sea (ODP Site 1144). Proc ODP, Sci Res, 2003, 184: 1—21
24 向荣, 杨作升, Satio Y, 等. 济州岛西南泥质区近 2300a 来环境敏感粒度组分记录的东亚冬季风变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 654—662
25 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
26 颜文, 古森昌, 陈列忠, 等. 南海 97-37 柱样的主元素特征及其潜在的古环境指示作用. 热带海洋学报, 2002, 21: 75—83
27 赵宏樵, 韩喜彬, 陈荣华, 等. 南海北部 191 柱状沉积物主元素特征及其古环境意义. 海洋学报, 2008, 30: 85—93
28 刘升发, 石学法, 刘焱光, 等. 东海内陆架泥质区表层沉积物常量元素地球化学及其地质意义. 海洋科学进展, 2010, 28: 80—86
29 Nesbitt H W, Yong G M. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 1982, 299: 715—717
30 Honda M, Shimizu H. Geochemical mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands. Sedimentology, 1998, 45: 1125—1143
31 Petschick R, Kuhn G, Gingele F. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. Mar Geol, 1996, 130: 203—229
32 Liu Z, 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. Mar Geol, 2003, 201: 133—146
33 Colin C, Turpin L, Bertaux J, et al. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. Earth Planet Sci Lett, 1999, 171: 647—660
34 唐松, 邵磊, 赵泉鸿. 南海渐新世以来黏土矿物的演变特征及意义. 沉积学报, 2004, 22: 337—341
35 朱凤冠. 东海陆架区全新世地层中黏土矿物. 东海海洋, 1985, 3: 32—40
36 蓝先洪, 马道修, 徐明广, 等. 珠江口晚第四纪沉积物中黏土矿物及其指相意义. 台湾海峡, 1988, 7: 127—134

37 何良彪, 刘秦玉. 黄海与长江沉积物中黏土矿物的化学特征. 科学通报, 1997, 42: 730—734
38 蓝先洪. 黏土矿物作为古气候指标矿物的探讨. 地质科技情报, 1990, 9: 31—35
39 程捷, 唐德翔, 张绪教, 等. 黏土矿物在黄河源区古气候研究中的应用. 现代地质, 2003, 17: 47—50
40 吴月英, 陈中原, 王张华. 长江三角洲平原黏土矿物分布特征及其环境意义. 华东师范大学学报(自然科学版), 2005, 2005: 92—98
41 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学 B 辑, 1992, 22: 1300—1308
42 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 δ^{18}O climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quat Res, 1995, 44: 341—354
43 Beget J E. Radiocarbon-dated evidence of worldwide early Holocene climate change. Geology, 1983, 11: 389—393
44 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854—857
45 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 1997, 278: 1257—1266
46 Seppä H, Blrks H J B, Glesecke T, et al. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in Northern Europe. Clim Past Discuss, 2007, 3: 165—195
47 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. Earth Planet Sci Lett, 2003, 211: 371—380
48 杨怀仁. 第四纪地质. 北京: 高等教育出版社, 1987. 1—428
49 Gasse, F, Arnold, M, Fontes, J C, et al. A 13000 year climate record from western Tibet. Nature, 1991, 353: 742—745
50 蔡演军, 彭子成, 安芷生, 等. 贵州七星洞全新世石笋的氧同位素记录及其指示的季风气候变化. 科学通报, 2001, 46: 1398—1401
51 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
52 Sirocko F, Sarnthein P, Erlenkeuser H. Century scale enents in monsoonal climate over the past 24000 years. Nature, 1993, 364: 322—324
53 洪业汤, 姜洪波, 陶发祥, 等. 近 5 ka 温度的金川泥炭 δ^{18}O 记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 525—530
54 刘兴起, 王永波, 沈吉, 等. 16000a 以来青海茶卡盐湖的演化过程极其对气候的响应. 地质学报, 2007, 81: 843—849
55 葛全胜, 王顺兵, 郑景云. 过去 5000 年中国气温变化序列重建. 自然科学进展, 2006, 16: 689—696
56 葛全胜, 方修琦, 郑景云. 中国过去 3 ka 冷暖千年周期变化的自然证据及其集成分析. 地球科学进展, 2002, 17: 96—103
57 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学 A 辑, 1973, 16: 168—189
58 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. 第四纪研究, 1998, 18: 54—64
59 姚檀栋, 谢自楚, 武筱舲, 等. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. 中国科学 B 辑, 1990, 20: 1196—1201
60 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 近 2000 a 古里雅冰芯 10a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(增刊): 79—86
61 刘纯平, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 敦德冰芯中微粒含量与沙尘暴及气候的关系. 冰川冻土, 1999, 21: 9—14
62 洪业汤, 刘东升, 姜洪波, 等. 太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 527—531
63 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 湖泊沉积物 Sr 同位素记录的小冰期. 科学通报, 2002, 47: 1512—1516
64 张丕远, 葛全胜, 张时煌, 等. 2000 年来我国旱涝气候演化的阶段性和突变. 第四纪研究, 1997, 17: 12—20