

济州岛西南泥质区近 2300 a 来环境敏感粒度组分记录的东亚冬季风变化*

向荣** 杨作升 Y. Saito 郭志刚 范德江 李云海
肖尚斌 石学法 陈木宏

(中国科学院南海海洋研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510301; 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266003; Geological Survey of Japan, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan; 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 青岛 266061)

摘要 对位于东海陆架济州岛西南泥质区的 B2 孔进行了沉积物粒度分析, 从中提取出了对沉积环境变化敏感的粒度组分. 研究表明该敏感组分的粒级含量和平均粒径变化主要受东亚冬季风的强弱变化制约. 根据以上粒度指标与 AMS¹⁴C 测年相结合建立了近 2300 a 东亚冬季风高分辨率的时间变化序列. 结果表明近 2300 a 东亚冬季风变化和中国东部气候变化序列有较好的一致性, 可以划分为四个阶段: 1900 aBP (50 AD) 以前和 1450 ~ 780 aBP (500 ~ 1170 AD) 这两个阶段东亚冬季风相对较弱, 与气候变化的暖期相对应; 1900 ~ 1450 aBP (50 ~ 500 AD) 和 780 ~ 219 aBP (1170 ~ 1731 AD) 两个阶段为东亚冬季风强盛期, 与气候变化的冷期对应, 后者为近 2300 a 以来最寒冷的气候阶段, 对应于小冰期. 其中各阶段内部东亚冬季风有明显的次级波动. 在 1900 aBP (50 AD) 和 780 aBP (1130 AD) 前后有两次明显的阶段性的气候由暖转冷突变事件, 后者可能与全球尺度大气环流的改变有关.

关键词 东海陆架 泥质区 环境敏感粒度组分 东亚冬季风 小冰期 晚全新世

最近两千年是全球变化研究 IGBP-PAGES 计划和全球气候研究计划 (WCRP) 核心计划“气候变化及其预测”(CLIVAR) 的一个共同的重要研究时段. 这些

研究计划的主要目标之一是通过获取高分辨率的地质记录, 重建过去气候、环境和生态变化的重要事件, 并努力查明它们的起因, 以此提高对未来气候环境

收稿日期: 2005-10-26; 接受日期: 2005-12-27

* 国家自然科学基金(批准号: 90211022, 40206007)和中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX3-SW-220)资助

** E-mail: rxiang@scsio.ac.cn

变化的可预报性. 在这些计划中, 高分辨率地质记录和气候环境变化代用指标的获取是完成计划目标的首要条件. 目前, 对中国最近两千年以来的气候环境变化的认识主要是通过高分辨率的陆地记录如树轮、冰芯、泥炭、石笋以及历史记录等资料来获得的^[1-11], 深海沉积物由于其分辨率相对较低在这方面的研究工作相对薄弱, 陆架泥质区保存有高分辨率的沉积记录正好可以弥补这方面海洋记录的不足. 本文根据济州岛西南泥质区B2孔的粒度资料分析, 重建了过去 2300 a 东亚冬季风高分辨率的演化历史.

沉积物粒度资料曾广泛用于物质运动方式的判别和沉积环境类型的识别, 然而在海洋中受多种物源和复杂的沉积动力过程所限, 利用全样沉积物粒度很难对古环境进行深入研究. 近年来, 通过对粒度分析的样品进行前处理以及对粒度资料进行各种数学处理, 提取出对沉积环境变化敏感的粒度组分或者端元组分, 据此重建地质历史时期的古气候、古环境已经取得了一系列的研究成果^[12-18], 表明了粒度资料在古环境演化研究中同样有良好的应用前景. 济州岛西南泥质区形成于高海平面以来, 沉积环境相对稳定, 由于其分布在东海陆架涡旋区^[19,20], 水动力条件相对单一, 沉积物主要以陆源悬浮物质为主^[21-23]. 黄东海陆架上的陆源悬浮物质具有明显的“夏储冬输”特征^[22,24,25], 济州岛西南泥质区的沉积物主要来源于冬季陆架悬浮物质, 而冬季悬浮物质粒度与冬季海气相互作用强弱密切相关, 因此通过对该泥质区沉积物粒度敏感组分的提取, 可以很好地重建东亚冬季风的演化历史.

1 材料和方法

本研究所用样品系中国海洋大学“东方红 2 号”考察船于 2003 年 9 月执行“东海陆架水交换调查航次”时所取的振动柱状样. B2 孔(125°45'E, 31°45'N)位于东海陆架济州岛西南泥质区内(图 1), 水深 64 m, 柱长 4.03 m, 整个岩芯以青灰色粘土质粉砂为主, 在 3.27~3.47 m 处为一明显的砂质粉砂层(图 2). 柱状样按 2 cm 的间距进行样品分割, 全柱共获取样品 201 个. 对所有样品进行了粒度分析. 由于该区沉积物生源组分(主要为有孔虫)含量很低, 正常沉积物中 >63 μm

组分(有孔虫的主要分布粒级)的平均含量只有约 0.3%, 并且泥质区的主要物源之一——黄河源物质中含有较多的细粒碳酸盐颗粒^[26], 因此在粒度分析样品的前处理过程中只是加入 10% H₂O₂ 溶液去除有机质, 而对碳酸盐组分予以保留. 粒度分析在中国海洋大学海洋地球科学学院用英国 Malvern 2000 型激光粒度仪进行测试, 仪器测量范围为 0.02~2000 μm, 粒径分辨率为 0.01 φ, 重复测量的相对误差 <3%. 挑选混合底栖有孔虫在美国 Beta Analyses 公司进行 AMS¹⁴C 年代测试, 共测试了 6 个层位(图 2). 对原始测年数据利用 CALIB4.3 程序进行了日历年龄校正^[27], 区域碳储库年龄(400 a)将由程序自动减去. 本文中所用的 B2 孔年代均为日历年龄.

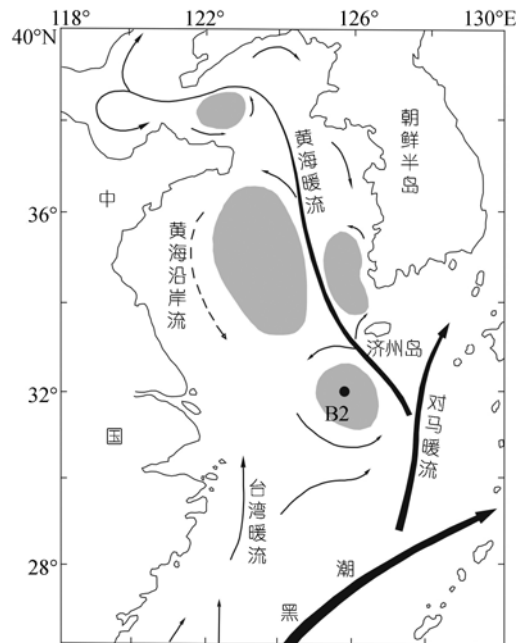


图 1 研究区流系与站位分布(据刘健等^[28])

2 分析结果

沉积物粒度的频率分布曲线直观地反映了其所包含的粒度组分. 从图 2 可以看出, B2 孔 3.27 m 以上为均一的青灰色粘土质粉砂, 无明显的沉积间断, 该段沉积物的粒度频率分布曲线基本类似, 以一明显的单峰为主(图 3(a)), 反映了比较稳定的沉积动力环境. 3.27~3.47 m 处为一砂质粉砂层, 磁化率记录明显

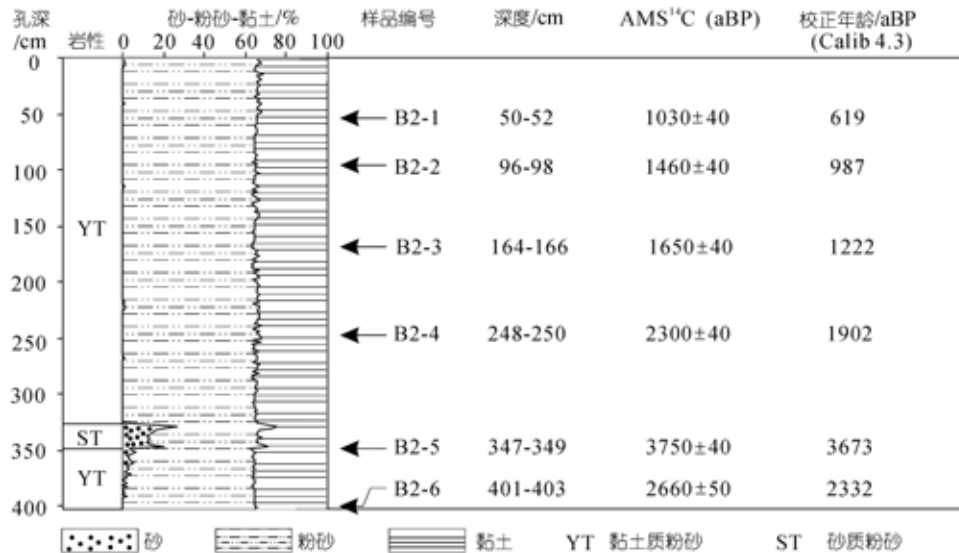


图 2 B2 孔沉积物岩性变化与定年结果

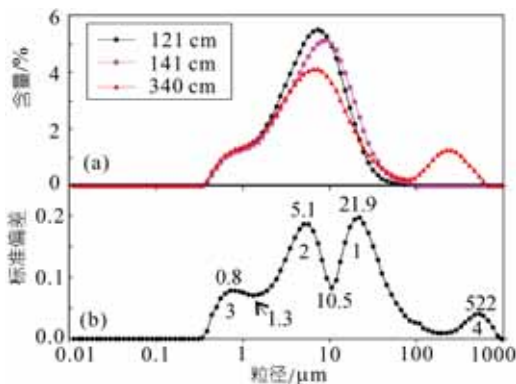


图 3 B2 孔粒度分析结果

(a) 不同深度沉积物粒度频率分布曲线; (b) 标准偏差随粒级组分变化曲线。图中数字 1~4 代表 4 个粒度组分; 斜体数字为各组分粒度众数及其分界

比该孔其他层位要高, 从沉积物粒度频率分布曲线上可以看出有明显的粗、细两个峰(图 3(a)), 我们推测该层可能属风暴沉积或与其类似的灾害性事件沉积, 对于其成因有待于进一步深入研究。3.47~3.91 m 间虽然岩性同为黏土质粉砂, 与 3.27 m 以上层位一致, 但是仍然含有相对较多的砂, 同时位于 3.47~3.49 m 的 AMS¹⁴C 年代比岩芯底部的年代明显偏老, 因此我们推测这段仍然受灾害性事件沉积的影响。3.49~4.03 m 的粒度频率分布曲线与 3.27 m 以上层位基本一致, 属正常的涡旋区沉积物。

本文主要对 3.27 m 以上的沉积物粒度数据进行了粒度组分分析, 该段沉积物为稳定的涡旋区沉积物, 保存了连续的沉积记录。根据 AMS¹⁴C 年代数据建立了该段的年代地层序列。由于震动取样时造成 B2 孔表层浮泥缺失, 该段上部年龄依据下部年代数据进行外插获得。该段底部年龄的确定参考了 B2-4 和 B2-6 两个年代数据, 去除事件沉积层(3.27~3.91 m)的影响, 其余年代依据线性内插获得, 得出 3.27 m 的年龄为 2278 aBP。这样 B2 孔 3.27 m 以上层位就提供了 219~2278 aBP 之间平均分辨率达 13 a 的高分辨率的海洋沉积记录。

依据沉积物所包含的粒度组分的含量和分布范围, 追索沉积物输运过程和沉积环境变化已经在阿拉伯海和中国南海得到了成功应用^[12~14]。在提取对沉积环境变化敏感的粒度组分时, 前者主要通过端元粒度模型计算出沉积物所包含的端元粒度组分数^[12], 后者则通过沉积物的粒级-标准偏差变化来获取粒度组分的个数和分布区间^[14]。利用两种方法反映的粒度组分的个数相同^[17]。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的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. 本文主要依据标准偏差的变化来提取 B2 孔(下文的 B2 孔均特指 3.27 m 以上层位)的敏感粒度组分.

图 3(b)显示了利用粒度-标准偏差变化得出的 B2 孔的 4 个粒度组分, 图中较高标准偏差值所对应的粒度即对沉积环境变化敏感的粒度众数. 4 个明显的标准偏差峰值分别出现在 0.8, 5.1, 21.9 和 522 μm . 根据有孔虫冲样分析得知组分 4 主要为底栖有孔虫组分, 而 $>63 \mu\text{m}$ 的组分平均含量才 0.3%, B2 孔粒度分析结果同样表明 $<65.6 \mu\text{m}$ 组分平均含量达 99.7%, 因此我们只考虑 $<65.6 \mu\text{m}$ 以下组分粒度反映的环境变化, 而不考虑组分 4 的影响. 3 个主要粒度组分分布范围分别为 65.6 ~ 10.5, 10.5 ~ 1.3 和 $<1.3 \mu\text{m}$ (图 3(b)), 据此计算了各粒度组分的粒级含量和平均粒径. 从图 4 可以看出, 组分 1 和组分 2 的粒级含量有非常明显的波动变化, 几乎呈相反的变化趋势(图 4(a)), 而

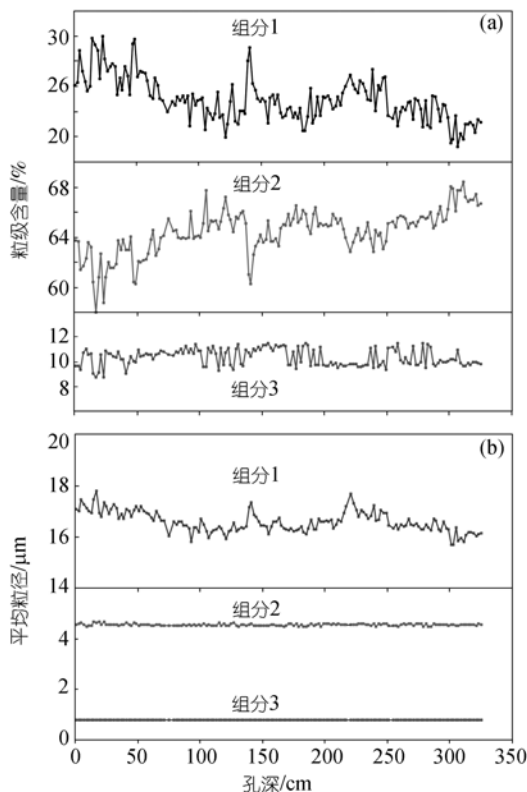


图 4 B2 孔 3 个粒度组分的平均粒径和粒级含量变化
组分 1, 65.6 ~ 10.5 μm ; 组分 2, 10.5 ~ 1.3 μm ; 组分 3, $<1.3 \mu\text{m}$

平均粒径随孔深的变化只显示组分 1 有与粒级含量相似的变化(图 4(b)), 组分 2 和组分 3 的平均粒径无明显变化, 表明组分 2 的粒级含量变化主要是由组分 1 的含量变化而引起的, 因此我们认为组分 1 是 B2 孔的环境敏感粒度组分. 组分 1 的粒度含量波动范围为 21.2%~30.0%, 平均含量 25.0%, 平均粒径波动范围为 15.6~17.8 μm , 平均 16.6 μm (图 5).

3 环境敏感粒度组分记录的东亚冬季风变化

对济州岛西南泥质区的研究表明, 该区是东海细颗粒物质的“汇”^[29-31]. 其沉积物主要来源于黄河扩散系统物质^[23,32], 通过黄海沿岸流输送而来^[23,31]. 黄、东海陆架区的悬浮体呈明显的“夏储冬输”格局^[22,24,25], 在冬季盛行的西北季风影响下, 黄海沿岸流向东扩散明显加强, 同时, 冬季风暴引起的苏北老黄河口水下三角洲海底沉积物发生再悬浮, 使悬浮体含量高出夏季数倍^[33], 也通过黄海沿岸流向东输送, 导致陆架悬浮体冬季向东输送^[22,24], 而这正是济州岛西南泥质区沉积物的主要物质来源. 冬季充沛的物源供应和环流-涡旋动力的“捕获”作用相结合^[25], 悬浮体在济州岛西南泥质区沉积了下来, 形成了高分辨率的泥质沉积记录. 此外, 研究区正好处于亚洲内陆风尘物质向东传输的路径上, 虽然粉尘沉积速率无论在黄土高原还是西北太平洋都大大低于 B2 孔的沉积速率^[34], 但是这些风尘物质也是 B2 孔沉积物质的一个来源之一. 对黄土的研究表明, 冬季风强盛的冰期较间冰期沉积物粒径明显偏粗^[35], 在强盛的冬季风下, 进入研究区的风尘物质粒度会明显偏粗, 这与强冬季风情况下沿岸流加强导致陆架悬浮体运输粒级变粗是一致的. 因此 B2 孔组分 1 的粒度变化主要反映了东亚冬季风的强弱波动, 粗粒度指示了强盛的冬季风, 反之亦然.

从图 5 可知, B2 孔组分 1 的粒级含量和平均粒径变化趋势非常相似, 反映的近 2300 a 以来的东亚冬季风强弱变化可以划分为 4 个阶段: 1900 aBP (50 AD) 以前和 1450~780 aBP (500~1170 AD) 这两个阶段东亚冬季风相对较弱, 与气候变化的暖期相对应; 1900 ~ 1450 aBP (50~500 AD) 和 780~219 aBP (1170~1731

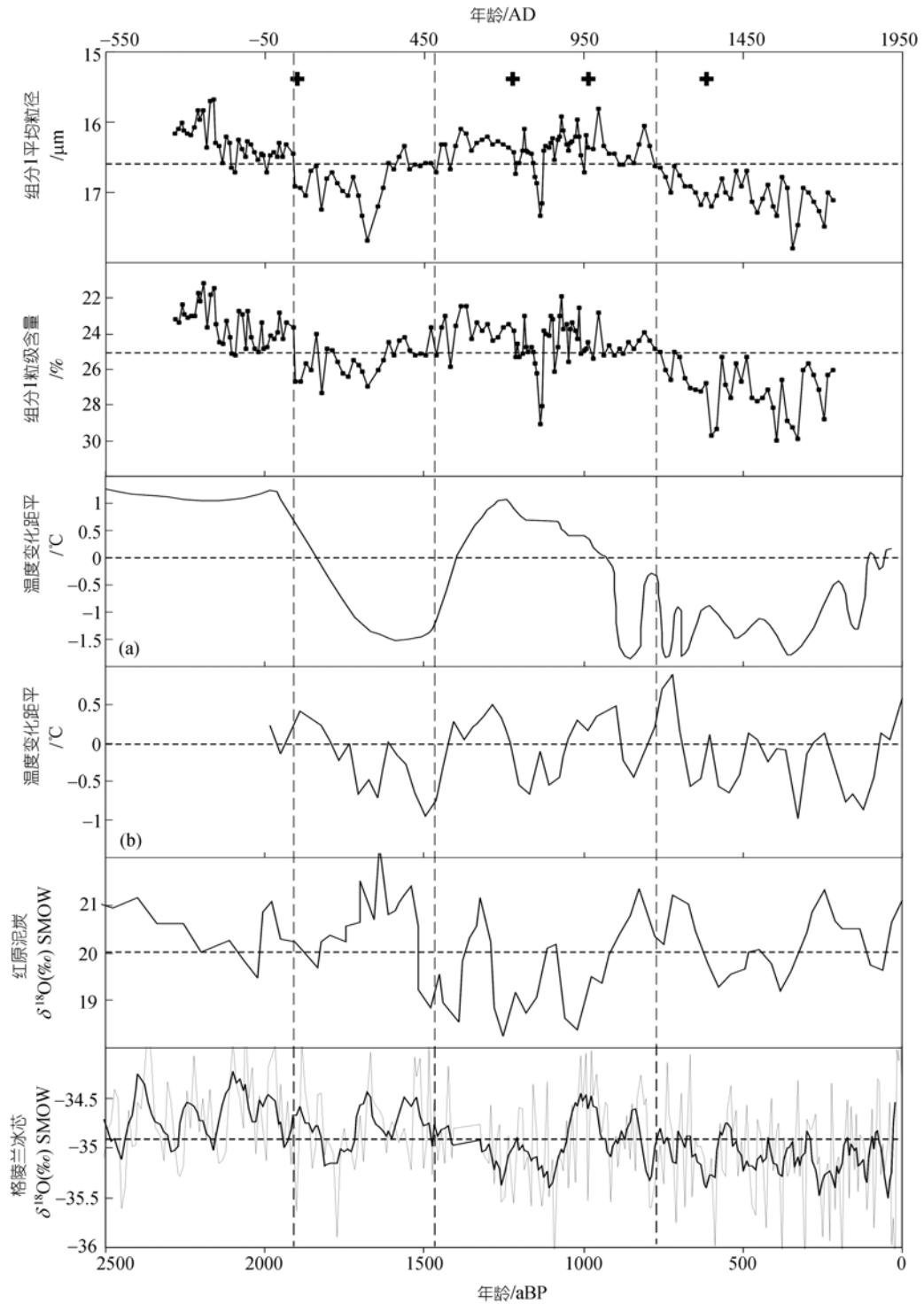


图 5 B2 孔环境敏感粒度组分的含量和平均粒径变化与其他气候变化序列的对比

(a) 竺可桢温度变化序列^[10]; (b) 中国东部冬半年温度变化序列^[40]. 图中粗十字为年代控制点

AD) 两个阶段为东亚冬季风强盛期, 与气候变化的冷期对应, 后者对应于小冰期^[36]. 在各阶段内部, 东亚冬季风也表现出明显的次级波动变化. B2 孔冬季风强弱变化的阶段与中国东部历史记录反映的气候冷暖变化有很好的 consistency (图 5), 其中 1900 (50 AD) 和 780 aBP (1170 AD) 为两个明显的气候变化由暖转冷的转折点.

3.1 1900 aBP 以前, 较弱的冬季风

该阶段 B2 孔组分 1 的粒度含量和平均粒径值相对较低, 都在平均值以下波动, 反映了相对较弱的冬季风, 对应于气候变化的温暖阶段. 这一温暖阶段在其他气候记录中均有广泛反映. 红原和金川泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 记录均反映了该阶段为气候温暖期^[6,7], 敦德冰芯中也有类似的记录^[5]. 格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录同样表明了这是一个温暖时期^[37,38]. 中国的历史文献记录也表明这段时期是一个温暖时期, 对应于汉朝温暖期^[10].

3.2 1900~1450 aBP, 冬季风相对较强盛

该期间 B2 孔两个粒度指标基本上都在平均值以上波动, 粒度粗组分明显增加, 表明了冬季风比前一阶段明显增强, 对应于气候变化的冷期. 这种变化与根据历史文献记录得出气候变化有很好的 consistency, 在年代上与魏晋南北朝冷期大致相当^[11,39]. 竺可桢先生的温度变化序列表明了该阶段为一明显的寒冷时段^[10]. 中国东部冬半年温度距平同样表明 210~560 AD (1740~390 aBP) 气温明显偏低^[40], 并且认为该时期是过去 2000 a 唯一可与小冰期相比拟的寒冷气候阶段^[11]. 然而来自 B2 孔的记录却表明该时期的冬季风比小冰期相对要弱, 小冰期是过去 2300 a 最寒冷的一个时段. B2 孔粒度变化指标表明该期间内冬季风具有明显的波动, 在 1900~1610 aBP (50~340 AD) 期间冬季风相对较强盛, 而在 1610~1450 aBP (340~500 AD) 期间冬季风则相对要弱.

在中国其他一些地区的气候变化序列中, 并没有记录到该冷期的出现. 红原和金川泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明该时期是一个大的气候温暖期的一部分^[6,7], 敦德冰芯中也有类似记录^[5]. 这些记录表明了

中国的气候变化具有明显的地域差异.

3.3 1450~780 aBP, 冬季风较弱, 存在几次明显的强弱波动

在历史文献记录中, 这是过去 2300 a 持续时间较长的一个温暖时期, “隋唐温暖期”和“中世纪暖期”都出现在这一阶段^[11], 竺可桢温度序列反映了这一阶段为一持续的暖期. 从图 4 可以看出, B2 孔粒度指标指示的冬季风变化与历史记录有很好的 consistency, 总体上反映了较弱的冬季风, 与气候变化的暖期相对应. 这一阶段又可以细分为两个暖期和一个寒冷期. 尽管来自冰芯和泥炭的记录表明“隋唐温暖期”和“中世纪暖期”在中国的一些地区并不存在^[5~7], 在济州岛西南泥质区中这两个温暖期却有非常详细的记录.

1450~1222 aBP (500~728 AD) 为第一个温暖期, B2 孔粒度含量和平均粒径值相对较低, 指示弱的冬季风和温暖的气候环境. 中国历史气候年表和北京石花洞石笋记录同样表明该时期气候温暖^[8,39]. 竺可桢认为中国的隋唐时期 587~907 AD (1363~1043 aBP) 气候是以持续温暖为主的^[10], 然而其后的研究却表明该时期内有明显的气候波动, 认为隋唐温暖期的时段应为 570~770 AD (1380~1180 aBP)^[11]. 吴宏歧也认为隋唐时期气候有明显的冷暖波动, 认为第一个温暖期出现在 550~800 AD (1400~1150 aBP)^[41]. 因此, B2 孔记录的这一温暖期与历史上的隋唐温暖期有很好的对应.

在 1222~1125 aBP (728~825 AD) 期间, B2 孔粒度指标反映了这一时期冬季风明显增强, 气候寒冷程度堪与小冰期相比. 在历史记录中, 这一时期对应于隋唐时期中的冷期^[39]. 吴宏歧认为这一寒冷期的年代为 800~950 AD (1150~1000 aBP), 持续时间约 150 a^[41]. 葛全胜等根据中国东部冬半年温度距平变化认为唐后期的寒冷时段为 780~920 AD (1170~1030 aBP), 持续时间约 140 a, 其中的极端寒冷事件可与小冰期间的寒冷事件相比^[40]. 与历史记录相比, B2 孔记录的这一寒冷期持续时间相对较短, 然而出现时间和冷暖特征大体一致. 在北京石花洞石笋和东海内陆架泥质区中这一冷事件也均有明显的反映^[8,18].

1125~780 aBP (825~1170 AD) 期间为第二个温暖

期, 粒度含量和平均粒径值指示了这一温暖期内冬季风有明显的高频波动。吴宏歧把 950~1050 AD (1000~900 aBP) 划分为隋唐时期的第二温暖期^[41], 然而其他一些研究则认为这是欧洲的“中世纪暖期”在中国的反映^[11]。“中世纪暖期”是指 900~1300 AD (1050~650 aBP) 出现在欧洲及北大西洋临近地区的相对气候温暖阶段^[11], B2 孔记录的这一暖期与“中世纪暖期”的气候变化基本一致, 由两个温暖时段和一个较弱寒冷时段组成, 其中 1125~940 aBP (825~1010 AD) 温暖时段的温暖程度与“隋唐温暖期”相当, 840~780 aBP (1110~1170 AD) 为一相对较弱的温暖时段, 期间为一较弱的寒冷时段(图 5)。中国历史气候年表和北京石花洞石笋记录同样表明该期间为一稳定的温暖期^[8,39]。来自金川和红原泥炭的记录也表明在 1100~1300 AD (850~650 aBP) 期间气候温暖^[6,7]。都兰树轮同样记录了 819~1086 AD (1131~864 aBP) 期间为一明显暖期, 与“中世纪暖期”对应^[3]。从图 5 可以看出, 在格陵兰冰芯记录中, 同样记录了“中世纪暖期”的这一气候波动特征^[37]。

3.4 780~219 aBP, 冬季风强盛期, 对应于小冰期

该阶段 B2 孔的粒度指标明显变粗, 粗组分含量为全孔最高(图 5), 表明了这是最近 2300 a 东亚冬季风最强盛的一个阶段, 在年代上与小冰期大体相当^[11,36]。小冰期的气候记录具有明显的全球性, 在欧洲^[42]、北美、格陵兰^[37]、南极、敦德冰芯、石花洞石笋以及红原、金川泥炭等资料中都有广泛详细的记录^[5~8,36]。中国的历史文献中也表明这一时期是 2000 a 以来最寒冷的阶段^[10,11,39,40]。B2 孔的粒度指标显示小冰期内气候波动剧烈, 记录有三次明显的冷事件, 分别出现在 600 (1350 AD), 360 (1590 AD) 和 250 aBP (1700 AD) 前后。

3.5 气候变化的区域差异

B2 孔记录的东亚冬季风强弱变化与中国东部历史记录反映的气候冷暖变化有很好的 consistency, 然而与格陵兰冰芯、中国西部和青藏高原的冰芯、树轮、泥炭等记录相比却存在明显的差异(图 5), 如 1450~1222 aBP 的“隋唐温暖期”在中国东部地区表现明

显^[10,40,41,43], 然而在中国西部、青藏高原和格陵兰却基本不存在^[3~6,37]。此外, 即使在青藏高原的不同部位, 温度变化序列也同样存在明显的区域差异^[44]。因此, 我们认为这种气候变化的区域差异是普遍存在的, 由于 B2 孔所在海区与中国东部区域近, 因此其气候变化也较类似。造成气候区域差异的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区域差异, 其次可能是用于气候重建的各气候代用指标之间也存在明显的指示差异。

4 气候突变事件的探讨

对过去古气候环境的研究发现在地质历史时期存在明显的百年甚至十年尺度的气候环境突变事件, 这些突变证据在陆地、海洋、冰芯中都有记录, 以往许多研究认为这些突变事件主要发生在冰期或冰消期阶段^[45], 近年来则发现在间冰期(如 Eemian 间冰期和全新世)同样存在气候突变现象^[13,37,46,47]。

B2 孔的粒度指标记录了 2300 aBP 以来两次明显的气候冷暖波动旋回, 其中有两处明显的阶段性的气候由暖转冷突变事件。前者发生在 1900 aBP (50 AD), 后者则发生在 780 aBP (1170 AD) 前后, 与中国利用历史文献等记录发现的气候突变有很好的 consistency^[48~50]。旱涝气候类型和温度变化表明 280 AD 和 1230 AD 前后气候有明显突变^[48], 其中后一突变事件是近 2300 a 最重要的一次气候转折, 标志着气候由此前的偏暖偏湿转变为偏冷偏干, 进入了小冰期阶段^[49]。这一转变在其他地区同样有明显记录。Larid 发现 1200 AD 之前的美国北大平原的重大干旱出现频率较之后的明显要高, 他认为可能与大尺度的环流背景异常有关^[51]。此外, 来自格陵兰冰芯和金川泥炭的证据也表明该期间气候出现了明显转变^[6,37]。本研究进一步支持了这一气候突变是全球性事件, 可能与全球尺度大气环流的改变有关。

5 结语

济州岛西南泥质区 B2 孔的环境敏感粒度组分反映了近 2300 a 来东亚冬季风的高分辨率的演化历史, 表明了泥质区环境敏感粒度组分是获取高分辨率气候环境变化记录的良好指标。本文的认识仅仅是一

个开始, 还需要更多的后续研究来支持和验证. 我们的经验表明, 在利用该指标对陆架泥质区的高分辨率地质记录进行古环境研究时, 首先必须充分了解泥质区的物质来源及其形成时的水动力条件, 而且物源和水动力条件要相对单一和稳定, 这样才能获得好的结果.

致谢 中国海洋大学海洋地球科学学院的孙晓霞、潘燕俊、李谷祺等和“东方红 2 号”考察船全体船员协助进行了海上取样工作, 潘燕俊、毕乃双等协助进行了沉积物粒度分析, 海洋沉积与环境地质国家重点实验室的韩贻兵、王昆山在样品分割和磁化率测量时提供了帮助, 谨此致谢. 同时感谢三位匿名审稿人对本文提出的建设性建议.

参 考 文 献

- 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. 中国科学, D辑, 2004, 34(2): 145—153 [摘要]
- 刘晓宏, 秦大河, 邵雪梅, 等. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录. 中国科学, D辑, 2004, 34(1): 89—95 [摘要]
- 康兴成, Graulich L J, Sheppard P R. 青海都兰地区 1835 a 年轮序列的建立和初步分析. 科学通报, 1997, 42(10): 1089—1091
- 姚檀栋, 杨志红, 皇翠兰, 等. 近 2 ka 来高分辨率的连续气候环境变化记录—古里雅冰芯近 2 ka 记录初步研究. 科学通报, 1996, 41(2): 1103—1106
- 姚檀栋, Thompson L G. 敦煌冰芯记录与过去 5 ka 温度变化. 中国科学, B 辑, 1992, (10): 1089—1093
- 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. 中国科学, D辑, 1997, 27(6): 520—524
- 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(15): 1181—1186 [摘要]
- Tan M, Liu T, Hou J, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. Geophys Res Lett, 2003, 30(12): 1617—1620 [DOI]
- 马志邦, 李红春, 夏明, 等. 距今 3 ka 来京东地区的古温度变化: 石笋 Mg/Sr 记录. 科学通报, 2002, 47(23): 1829—1834 [摘要]
- 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
- 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000 年中国温度变化研究的几个问题. 自然科学进展, 2004, 14(4): 449—455
- Prins M A, Postma G, Weltije G. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: The Makran continental slope. Mar Geol, 2000, 169: 351—371 [DOI]
- Wang L, Sarnthein M, Erlenheuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. Mar Geol, 1999, 156: 245—284 [DOI]
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and Sedimentology of Pleistocene Sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). Proceedings of Ocean Program, Scientific Results, 2004, 184, 211: 1—21
- 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 等. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用. 自然科学进展, 2001, 11(3): 269—276
- Stuut J B, Prins M A, Schneider P R, et al. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: Inference from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. Mar Geol, 2002, 180: 221—233
- 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(1): 83—86 [摘要]
- 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(21): 2233—2238 [摘要]
- 胡敦欣, 丁宗信, 熊庆成. 东海岸一个夏季气旋型涡旋的初步分析. 海洋科学集刊, 1984, 21: 87—98
- 申顺喜, 陈丽蓉, 高良, 等. 南海海冷涡沉积和通道沉积的发现. 海洋与湖沼, 1993, 24(6): 563—570
- 杨作升, 郭志刚, 王兆祥, 等. 黄东海及其毗邻海域悬浮体与水团的对应关系及其影响因素. 青岛海洋大学学报, 1991, 25(3): 55—69
- 杨作升, 郭志刚, 王兆祥, 等. 黄东海陆架悬浮体向东部深海区输送的宏观格局. 海洋学报, 1992, 14(2): 81—90
- Milliman J D, Bestdsley K C, Yang Z S, et al. Modern Huanghe derived on the outer shelf of the East China Sea: identification and potential mud-transport mechanisms. Cont Shelf Res, 1985, 4: 175—188 [DOI]
- 孙效功, 方明, 黄伟. 黄东海陆架区悬浮体输送的时空变化规律. 海洋与湖沼, 2000, 31(6): 581—587
- 郭志刚, 杨作升, 雷坤, 等. 东海陆架北部泥质区沉积动力过程的季节性变化. 青岛海洋大学学报, 1999, 29(3): 507—513
- 范德江, 杨作升, 王文正. 长江、黄河沉积物中碳酸盐组成及差异. 自然科学进展, 2002, 12(1): 60—64
- Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000—0 cal aBP. Radiocarbon, 1998, 40: 1041—1083
- 刘健, 李绍全, 王圣洁, 等. 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, 1999, 19(1): 13—24
- Yang Z S, Saito Y, Guo Z G, et al. Distal mud areas as a material sink in the East China Sea. Proceedings of international symposium on global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean atmosphere system. Sapporo: (Japan) Hokkido University, 1994. 1—6
- Saito Y, Yang Z. Historical changes of the Huanghe (Yellow River) and its impact on the sediment budget of the East China Sea. Proceedings of international symposium on global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean atmosphere

- system. Sapporo: (Japan) Hokkido University, 1994. 7—12
- 31 郭志刚, 杨作升, 王兆祥. 黄东海海域水团发育对底质沉积物分布的影响. 青岛海洋大学学报, 1995, 25(1): 75—83
- 32 Demaster D J, Mckee B A, Nitrouer C A, et al. Rates of sediments accumulation and particles reworking based on radiochemical measurements from shelf deposits in the East China Sea. *Cont Shelf Res*, 1985, 4: 143—158[DOI]
- 33 秦蕴珊, 李凡, 徐善民, 等. 南黄海海水中悬浮体的研究. 海洋与湖沼, 1989, 20(2): 101—111
- 34 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱化的历史和变率. 中国科学, D 辑, 2001, 31(9): 769—776[摘要]
- 35 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last Glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308 [DOI]
- 36 王绍武. 小冰期气候的研究. 第四纪研究, 1995, (3): 202—212
- 37 Cross, M. compiler. Greenland summit ice cores. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center in association with the World Data Center for Paleoclimatology at NOAA-NGDC, and the Institute of Arctic and Alpine Research, CD-ROM, 1997
- 38 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat Res*, 1995, 44: 341—354[DOI]
- 39 施雅风, 张丕远主编. 中国历史时期的气候变化. 济南: 山东科技出版社, 1996. 1—80
- 40 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. 地学前缘, 2002, 9(1): 169—181
- 41 吴宏歧, 党安荣. 隋唐时期气候冷暖特征与气候波动. 第四纪研究, 1998, (1): 31—38
- 42 Mann M E. Little Ice Age. In: MacCracken M C, et al. eds. *Encyclopedia of Global Environmental Changes, Volume 1, The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2002. 504—514
- 43 满志敏. 关于唐代气候冷暖问题的讨论. 第四纪研究, 1998, (1): 20—30
- 44 杨保. 青藏高原地区过去 2000 年来的气候变化. 地球科学进展, 2003, 18(2): 285—291
- 45 Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366: 552—554[DOI]
- 46 GRIP members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203—207[DOI]
- 47 涂霞, 郑范, 王吉良, 等. 南海北部末次间冰期早期的突然降温事件. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 823—827[摘要]
- 48 郑景云, 葛全胜, 张丕远. 气候突变: 史实与意义. 地球科学进展, 1999, 14(2): 177—182
- 49 张丕远, 葛全胜. 过去气候演化的阶段性和突变. 地学前缘, 1997, 4(1): 122—126
- 50 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, (1): 12—20
- 51 Larid K R, Fritz S C, Massch K A, et al. Greater drought intensity and frequency before 1200 AD in the Northern Great Plains, USA. *Nature*, 1996, 384: 552—554[DOI]