长江三角洲良渚文化衰亡的多指标环境证据

贺可洋^{1*}, 吕厚远^{1,2,3,4†}, 孙国平⁵, 姬翔⁵, 王永磊⁵, 闫凯凯⁵, 左昕昕⁶, 张健平^{1,2,3}, 刘斌⁵, 王宁远⁵

1. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

4. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

5. 浙江省文物考古研究所, 杭州 310014;

6. 福建师范大学湿润亚热带山地生态国家重点实验室培育基地, 福州 350007

* 通讯作者, E-mail: hekeyang1991@163.com

† 通讯作者, E-mail: hoyuanlu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2020-11-17; 收修改稿日期: 2021-02-17; 接受日期: 2021-04-01; 网络版发表日期: 2021-05-17

国家自然科学基金项目(批准号: 41830322、41902187)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB26000000)和中国博士后科学基金项目(编号: 2020M670444)资助

摘要 良渚文化(5300~4300cal a BP)是长江三角洲地区新石器文化发展的巅峰, 其社会发展水平已进入古国文明时期. 然而, 对于良渚文化衰亡的原因, 目前仍然存有较大争议. 部分学者将其归因于社会矛盾或外族入侵, 但也有观点认为是寒冷、洪水或台风等极端环境恶化事件造成了文明的间断. 解决这些争议的重要线索之一, 就在于广泛叠压在良渚遗址文化层上的黄色粉砂土沉积, 有关其形成的过程和原因, 是深入理解良渚文化衰亡原因的关键. 本研究选择了良渚古城遗址内包含良渚文化层和黄色粉砂土沉积的两处典型剖面, 通过碳十四、光释光测年和孢粉、植硅体及硅藻等微体化石分析, 结合不同沉积物地球化学证据, 重建区域生态环境和人类活动演变过程, 并讨论其与良渚文化衰亡的联系. 研究显示, 区域生态环境在4800~4400cal a BP期间为典型的淡水湿地, 促进了稻作农业的发展和良渚古城大规模工程建设. 黄色粉砂土沉积的测年和微体化石证据显示, 良渚古城遗址在废弃后的4300~3400cal a BP期间受到海水的显著影响. 微量元素和Sr-Nd同位素的证据进一步揭示, 黄色粉砂土的物源可能是来自钱塘江、东海、长江和黄河的沉积混合物, 经由黄海沿岸流和海水入侵搬运到良渚古城遗址. 综合长江三角洲地区考古遗址和数值模拟结果, 推测约4400cal a BP相对海平面短期快速上升造成环太湖地区海水入侵, 形成大范围黄色粉砂土沉积, 破坏了稻作农业生产, 最终导致了良渚文化的衰亡.

关键词 良渚文化衰亡, 长江三角洲, 黄色粉砂土, 微体化石, 地球化学

中文引用格式: 贺可洋, 吕厚远, 孙国平, 姬翔, 王永磊, 闫凯凯, 左昕昕, 张健平, 刘斌, 王宁远. 2021. 长江三角洲良渚文化衰亡的多指标环境证据. 中国科学: 地球科学, 51(7): 1107–1122, doi: [10.1360/SSTe-2020-0327](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0327)

英文引用格式: He K, Lu H, Sun G, Ji X, Wang Y, Yan K, Zuo X, Zhang J, Liu B, Wang N. 2021. Multi-proxy evidence of environmental change related to collapse of the Liangzhu Culture in the Yangtze Delta, China. Science China Earth Sciences, 64(6): 890–905, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9767-5>

1 引言

4.2ka事件(4.2~3.9cal ka BP), 是发生在全新世中期的一次全球范围的冷干气候事件(Weiss, 2016; Railsback等, 2018), 并且可能导致了旧大陆两河流域(Weiss等, 1993; Cullen等, 2000)、尼罗河流域(Krom等, 2002; Stanley等, 2003)和印度河流域(Staubwasser等, 2003; Dixit等, 2014)诸多古代文明的崩溃。在中国, 4.2ka事件也表现出干旱、洪水等剧烈的气候、水文异常现象(An等, 2005; Huang等, 2011; Wu等, 2017; Xiao等, 2019), 并且与4000cal a BP前后各主要新石器文化区的文化崩溃几乎同步发生(Wu和Liu, 2004; Wang等, 2005; Liu和Feng, 2012; Sun等, 2019)。特别是长江三角洲地区的良渚文化(5300~4300cal a BP), 在约4300cal a BP前后突然衰亡, 被钱山漾-广富林文化所取代, 文化面貌呈现倒退现象, 多数遗址被黄色粉砂土沉积覆盖。良渚文化的衰亡是学界关注的热点话题, 其背后的原因也仍处于争议之中。

长期以来, 对于良渚文化衰亡原因的推测, 主要集中在两个方面。一方面是社会文化因素, 例如过度消耗社会人力、财力用于玉器生产和大型墓葬, 或者是来自海岱龙山文化的外族入侵(赵辉, 1999; 宋健, 2004)。另一方面是环境事件因素, 例如突然的冷事件(Kajita等, 2018)、洪水泛滥(Stanley等, 1999; Chen等, 2005)、古台风和海侵等(Wang等, 2018)。针对良渚文化衰亡的外部环境原因, 目前主流的观点为洪水说, 马桥(Yu等, 2000)、广富林(张玉兰, 2007)、良渚(史辰羲等, 2011; Long等, 2014)等遗址及平望钻孔(Zong等, 2011; Innes等, 2014)的研究记录显示, 冷湿气候、地下水位上升和太湖扩张等因素相叠加引发了洪水泛滥。广泛叠压在良渚遗址文化层上的黄色粉砂土沉积, 也一般被认为是洪水层。然而, 这些研究多是基于周边遗址或外围沉积的孢粉分析, 目前仍然缺乏良渚文化核心区域, 尤其是黄色粉砂土沉积的多指标综合分析。

良渚文化, 拥有城墙环绕的大规模城市中心、复杂玉器陪葬的贵族墓地, 以及由堤坝、河道等组成的大型水利工程, 代表长江三角洲地区新石器时代的巅峰, 也标志着中国早期复杂国家社会的出现(Liu等, 2017; Renfrew和Liu, 2018)。迄今为止, 在太湖流域共计发现500余处良渚文化遗址(图1a), 其中约130处集中分布在杭嘉湖平原西南的良渚遗址群(浙江省文物

图1 良渚古城遗址及采样剖面位置

(a) 良渚古城遗址位置及良渚文化、钱山漾-广富林文化遗址分布图; (b) 良渚古城结构及本研究采样剖面位置; (c), (d) 钟家港河道遗址南区(LZ-SZ)和南城墙遗址(LZ-SC)照片

考古研究所, 2005)。在良渚文化的核心分布区, 即良渚古城遗址群和临平遗址群, 多数遗址文化层上部都叠压着厚薄不一的黄色粉砂土沉积(史辰羲等, 2011; 宋晓燕, 2012), 暗示这些遗址曾经经历过剧烈的环境变化, 其形成和来源也就成为探究良渚文化衰亡的关键线索。然而, 关于其成因与良渚文化衰亡的关系一直缺少深入研究。

本研究选择了良渚古城遗址内包含良渚文化层和黄色粉砂土沉积的两处典型剖面(图1b), 通过孢粉、植硅体和硅藻等多指标分析, 结合碳十四和光释光测年方法, 试图重建良渚文化时期及之后的生态环境和人类活动演变过程。此外, 综合微体化石和地球化学证据, 探究叠压在良渚文化层之上黄色粉砂土沉积的物源和成因, 从而揭示良渚文化衰亡的原因。

2 材料与方法

2.1 研究区域概况

良渚古城遗址位于浙江省杭州市余杭区瓶窑镇(图1a), 在良渚遗址群西侧, 杭嘉湖平原西南部. 天目山支脉环绕古城的北面、西面和南面, 东苕溪流经古城西北角(图1b), 呈C形盆地, 平均海拔约为3m. 区域气候处于东亚季风控制之下, 年均温度和年均降水分别为 $\sim 16^{\circ}\text{C}$ 和 $\sim 1100\text{mm}$. 地带性植被类型为亚热带常绿、落叶阔叶混交林, 典型植被为青冈属(*Cyclobalanopsis*)、栎属(*Quercus*)、枫香属(*Liquidambar*)、栗属(*Castanea*)和朴属(*Celtis*)等.

良渚古城遗址是长江下游地区首次发现的这一时期城址, 也是同时代面积最大的古城. 良渚古城布局呈圆角长方形, 南北长1910m, 东西宽1770m, 总面积约300万平方米(浙江省文物考古研究所, 2019). 良渚古城的兴建有着统一的规划, 城内建设有宫殿区、建筑基址和贵族墓地, 城外则分布着居民区、稻田及水利系统. 良渚古城之上普遍叠压着一层黄色粉砂土沉积, 多在相对低洼位置堆积, 厚度从几十厘米到一米. 2016年我们在良渚古城遗址采集了两个黄粉土沉积和良渚文化层呈直接叠压关系的剖面, 分别是古城东南的钟

家港河道遗址南区(LZ-SZ)和古城南侧的南城墙遗址(LZ-SC)(图1b).

2.2 沉积剖面与样品采集

LZ-SZ剖面($30^{\circ}23'30''\text{N}$, $119^{\circ}59'27''\text{E}$)位于钟家港河道遗址南区(图1c). 钟家港河道呈西北-东南走向, 是古城“工”字形水系的主要河道之一, 河道两侧台地上分布着手工业作坊区. LZ-SZ剖面采集自T2533的西壁和北壁, 剖面深约3.4m, 地表海拔约4m. 依据沉积相和出土陶片, 剖面可以分为7层. 剖面上部0.9m包含第①~③层, 由现代和历史时期沉积组成, 未采样; 下部2.5m包含西壁的第④~⑥层和北壁的第⑦层, 由史前文化层和自然沉积组成, 其中第⑤a和④层为黄色粉砂土沉积, 以10cm间距进行采样, 共计采集24个样品.

自下而上, LZ-SZ剖面下部2.5m可分为4层(图2a、2b). 第⑦层(3.4~3.0m)为青灰色淤泥, 出土少量陶片. 第⑥层(3.0~2.0m)为青黑色、灰黑色淤泥, 多见植物残体、炭屑及破碎陶片, 属于良渚文化晚期. 第⑤b层(2.0~1.8m)为青灰色黏土质粉砂, 含较多红烧土颗粒及炭屑, 为良渚文化晚期晚段. 第⑤a层(1.8~1.3m)为深黄褐色粉砂, 含大量黄褐色水锈和红烧土颗粒, 出土极少

图2 良渚古城遗址LZ-SZ和LZ-SC剖面图

(a) LZ-SZ剖面第①~⑥层, 采自T2533西壁; (b) LZ-SZ剖面第⑦层, 采自T2533北壁; (c) LZ-SC剖面, 采自南城墙. 岩性柱内分别用红色方格和蓝色圆圈标记碳十四($\text{AMS } ^{14}\text{C}$)测年和光释光(OSL)测年样品位置

量钱山漾文化陶片。第④层(1.3~0.9m)为黄褐色粉砂, 较纯净疏松, 含大量深黄褐色水锈, 近底部板结严重, 未见炭屑及遗物出土。

LZ-SC剖面(30°23'6"N, 119°59'3"E)位于良渚古城南城墙(图1d), 城墙宽约20~150m, 依据地形夯筑而成, 目前采样位置已被破坏殆尽。LZ-SC剖面深约1.9m, 地表海拔约4m。LZ-SC剖面可以划分为4层, 上部0.15m为第①层, 为现代沉积, 未采样; 下部1.75m包含第②~④层, 由史前文化层和自然沉积组成, 其中第③层和②层为黄色粉砂土沉积, 以10cm间距进行采样, 共计采集18个样品。

自下而上, LZ-SC剖面下部1.75m可分为3层(图2c)。第④层(1.9~1.5m)为灰黑色含砂淤泥, 包含大量陶片、木炭、植物有机质和石块, 属良渚文化晚期。第③层(1.5~0.4m)为深棕黄色粉砂, 包含大量黄褐色水锈, 质地均一, 无明显层理结构, 未见碳屑和植物残体及文化遗迹。第②层(0.4~0.15m)也为纯净的棕黄色粉砂。

2.3 微体化石分析

每个样品分别称取5g用于孢粉、植硅体和硅藻分析。孢粉样品的实验处理采用氢氟酸-筛选法的标准流程(Moore等, 1991), 鉴定主要参照现代和第四纪孢粉图版(王伏雄等, 1995; 唐领余等, 2016)。植硅体提取采用传统的湿式氧化法, 分类则是依据Lu等(2006)提出的分类和命名系统。硅藻与植硅体同步提取和鉴定, 鉴定主要参照本区域现代和考古学研究(刘琪, 2011; 郑云飞等, 2011)。通常每个样品至少统计400粒孢粉、

500粒植硅体和300粒硅藻, 采用Tilia和C2软件(Grimm, 1991; Juggins, 2007)进行数据计算和绘图。

2.4 碳十四和光释光测年

在两个剖面文化层共采集5个放射性碳十四(AMS ¹⁴C)测年样品, 分两批送往美国Beta实验室和佐治亚大学应用同位素研究中心进行年代测定。测年结果采用OxCal v4.4程序和InCal20校正曲线进行年代校正(Bronk Ramsey, 2009; Reimer等, 2020)。5个AMS ¹⁴C年代校正结果范围为4800~4400cal a BP, 对应良渚文化晚期。

在叠压在良渚文化之上的黄色粉砂土沉积采集3个光释光(OSL)样品, 送往北京大学地表过程分析与模拟教育部重点实验室进行年代测定。3个OSL的年代范围在4300~3400cal a BP。尽管LZ-SC剖面的2个OSL年代存在倒转现象, 但仍然晚于文化层的AMS ¹⁴C测年结果, 这可能是由于OSL年代存在较大误差所造成, 或者指示是一次快速的沉积事件。本研究8个测年结果的详细资料见表1。

3 结果

3.1 LZ-SZ剖面微体化石组合

共鉴定出66个孢粉类型, 包括35种木本、23种草本和7种蕨类。除最上部2个样品统计不足10粒外, 其余每个样品平均鉴定约500粒。共鉴定出31种植硅体类型, 包括25种禾本科和4种阔叶木本类型, 平均每个样品鉴定510粒。共鉴定出29种硅藻类型, 包括9种海水

表1 良渚古城遗址剖面AMS ¹⁴C和OSL测年^{a)}

样品编号	深度(cm)	测年材料	层位	传统 ¹⁴ C年代(a BP)	校准 ¹⁴ C年代 2σ(cal a BP)	中值及误差(cal a BP)
LZ-SZ1*	161	炭屑	5a	4090±25	4801~4449	4585±92
LZ-SZ2*	217	炭屑	6	4140±30	4824~4533	4684±79
LZ-SZ3*	281	炭屑	6	4120±20	4812~4529	4645±84
LZ-SZ4*	320	竹子	7	4130±30	4820~4530	4675±83
LZ-SC1*	155	炭屑	4	4080±20	4795~4446	4562±83
LZ-SZ5**	120	块状样	4	N/A	N/A	4000±300
LZ-SC2**	70	块状样	3b	N/A	N/A	3900±200
LZ-SC3**	130	块状样	3b	N/A	N/A	3600±200

a) *, AMS ¹⁴C测年; **, OSL测年

种、2种半咸水种和18种淡水种. 下部文化层硅藻含量丰富, 平均统计约380粒; 最上部自然层硅藻含量相对较低, 一般统计不足50粒. 典型的微体化石类型见网络版附图1(<http://earthcn.scichina.com>).

依据微体化石组合和沉积相, LZ-SZ剖面孢粉(图3a)、植硅体(图3b)和硅藻(图3c)的地层百分比含量图可以划分为3个带. 带 I (3.4~2.0m)对应第⑦和⑥层, 指示约4800~4400cal a BP的良渚文化晚期. 带 II (2.0~1.4m)对应第⑤a和⑤b层, 指示良渚文化末期或钱山漾文化. 然而, 考虑到带 II 主要由青灰-棕黄色粉砂土组成, 仅出土极少量陶片, 因此推测为约4400cal a BP文化层和自然层的混合沉积. 带 III (1.4~0.9m)对应第④层, 指示约4300~3400cal a BP没有人类活动的黄色粉砂土自然沉积.

3.1.1 孢粉组合

带 I 主要特征为草本花粉含量较高, 尤其是Poaceae(<35 μ m, 14%; 35~40 μ m, 17%; >40 μ m, 20%). 木本花粉主要由Quercus E & D(14%和4%)和Pinus(4%)组成. 水生Typha(4%)和Azolla(5%)的比例较高.

带 II 的草本花粉含量从峰值72%迅速降低至52%. Poaceae($\geq$ 35 μ m)的比例也从35%迅速降低至15%, 而Chenopodiaceae递增至峰值6%. 木本Quercus E & D(17%和5%)比例均迅速升高. 从带 II 开始, 孢粉浓度也迅速降低.

带 III 转变为木本花粉占据主导, 包括Quercus E & D(42%和10%)和Liquidambar(5%). Poaceae($\geq$ 35 μ m)(4%)的比例继续降低并趋近消失. 水生Typha(2%)也开始减少. 本带孢粉浓度进一步降低, 在顶部几乎消失.

3.1.2 植硅体组合

带 I 的主要植硅体类型为哑铃型(20%)、光滑棒型(21%)和刺棒型(10%), 而方型(7%)和扇型(4%)含量较低. 水稻扇型和双峰型均出现两个峰值, 分别为0.8%、1.2%和3.6%、2.7%, 并排哑铃型也发现较多.

带 II 的哑铃型(14%)和刺棒型(5%)呈递减趋势, 而方型(12%)、长方型(4%)和扇型(7%)则均呈递增趋势. 水稻扇型和双峰型的比例略有回升至1.3%和2.6%, 并排哑铃型则已经消失.

带 III 的主要植硅体类型转变为方型(23%)和光滑棒型(19%). 长方型(6%)和扇型(11%)占比继续递增, 而

哑铃型(7%)和刺棒型(3%)则进一步降低. 水稻植硅体基本消失, 仅零星出现.

3.1.3 硅藻组合

带 I 以淡水种硅藻为主, 包括Eunotia spp(11%)、Cymbella spp(7%)、Fragilaria spp(10%)、Gomphonema augur(15%)、Hantzschia amphioxys(13%)和Epithemia adnata(8%)等. 另见零星少量海水种Coscinodiscus spp和Campylodiscus spp.

带 II 硅藻组合中海水种Coscinodiscus spp(34%)和Campylodiscus spp(36%)占比快速升高, 半咸水种Navicula yarrensensis(3%)也出现较多. 除Pinnularia major(14%)外, 各类淡水种硅藻急剧减少. 带 II 硅藻含量迅速降低, 平均每个样品统计不足50粒.

带 III 硅藻含量较低, 平均每个样品统计仅约10粒. 本带可见少量海水种Coscinodiscus spp、Diploncis smithii, 以及淡水种P. major和H. amphioxys.

3.2 LZ-SC剖面微体化石组合

LZ-SC剖面孢粉保存条件较差, 仅间隔分析部分样品. 共鉴定出33种孢粉类型, 包括13种木本、12种草本和8种蕨类. 底部2个样品孢粉含量较为丰富, 平均每个样品鉴定约360粒; 其余上部样品孢粉含量稀少, 平均鉴定不足10粒. 共鉴定出30种植硅体类型, 包含24种禾本科和4种阔叶木本类型, 平均每个样品鉴定约550粒. 共鉴定出29种硅藻类型, 包括9种海水种、2种半咸水种和18种淡水种. 除最上部3个样品硅藻统计不足50粒, 其余样品均平均鉴定约220粒. 典型的微体化石类型见网络版附图1.

依据微体化石组合和沉积相, LZ-SC剖面孢粉(图4a)、植硅体(图4b)和硅藻(图4c)的地层百分比含量图可以划分为3个带. 带 I (1.9~1.5m)对应第④层, 指示约4800~4400cal a BP的良渚文化晚期. 带 II (1.5~0.4m)和带 III (0.4~0.15m)分别对应第③层和②层, 指示约4100~3400cal a BP没有人类活动的黄色粉砂土沉积.

3.2.1 孢粉组合

带 I 孢粉含量较高, 以草本花粉为主, 主要由Poaceae(74%)组成, 尤其是Poaceae(35~40 μ m)和Poaceae(>40 μ m)占比分别达到24%和32%. 木本花粉含量较低, 主要为Quercus E(10%)和Pinus(2%).

图 3 LZ-SZ剖面典型孢粉(a)、植硅体(b)和硅藻(c)百分比图谱
图谱左侧为校正年代(cal a BP), 右侧为三个主要组合带

图 4 LZ-SC剖面典型孢粉(a)、植硅体(b)和硅藻(c)百分比图谱
图谱左侧为校正年代(cal a BP), 右侧为三个主要组合带

带II迅速转变为以木本花粉为主, 主要包括*Quercus* E & D(35%和7%)和*Liquidambar*(9%)。Poaceae(17%)含量迅速降低, 尤其是Poaceae($\geq 35\mu\text{m}$)趋近消失。带II整体孢粉含量较低, 仅最下部样品孢粉含量较为丰富。

带III孢粉含量极低, 每个样品统计不足10粒, 仅见到零星的*Pinus*和*Microlepidia*。

3.2.2 植硅体组合

带I的主要特征为光滑棒型(23%)和哑铃型(13%)含量较高, 而方型(15%)和扇型(9%)的含量相对较低。水稻扇型和双峰型含量较高, 分别达到峰值为3%和5%。

带II的光滑棒型(14%)和哑铃型(5%)含量呈递减趋势, 而方型(31%)、长方型(7%)和扇型(16%)的含量逐渐升高并达到峰值。水稻植硅体含量迅速降低, 仅有零星发现。

带III的方型(20%)、长方型(4%)和扇型(15%)的含量均呈下降趋势, 而长鞍型则大量出现, 占比从9%递增至19%。水稻扇型零星出现。

3.2.3 硅藻组合

带I以淡水种硅藻为主, 主要由*P. major*(23%)和*Fragilaria* spp(37%)组成, *P. major*呈递增趋势, 而*Fragilaria* spp则呈递减趋势。另有少量海水种*Coscinodiscus* spp(8%)和*Campylodiscus* spp(13%)。

带II转变为以海水种硅藻为主, 主要由*Coscinodiscus* spp(71%)组成, 另有*Campylodiscus* spp(4%)、*Cyclotella* spp(9%)和*Triceratium favus*(5%)等。淡水种硅藻含量迅速降低, 趋近消失, 仅见少量*P. major*(2%)和*H. amphioxys*(4%)。

带III硅藻含量极低, 平均每个样品统计不足10粒。仅见少量海水种*Coscinodiscus* spp和*Campylodiscus* spp, 以及淡水种*P. major*和*H. amphioxys*。

4 讨论

4.1 良渚古城遗址生态和水文环境的演化过程

良渚古城的兴建、繁荣和衰落都与区域生态、地貌和水文环境演变密切相关。良渚古城遗址外围钻孔的沉积相、粒度、有孔虫和孢粉综合分析显示,

5200cal a BP以来海岸线快速向海推进, 区域环境从潮滩转变为三角洲和湿地, 良渚古城随即开始兴建(Liu等, 2015; 张立等, 2014)。良渚古城遗址内部剖面的孢粉、植硅体和炭屑证据显示, 良渚文化时期农业的强化导致原始森林被破坏, 4300cal a BP良渚文化崩溃之后, 森林植被又得以快速恢复(Li等, 2010)。

本研究中LZ-SZ和LZ-SC剖面的微体化石组合展现出相似的特征(图5)。带I指示4800~4400cal a BP良渚文化晚期的灰黑色文化层。孢粉组合中Poaceae含量较高, 尤其是可判定为驯化水稻的Poaceae($\geq 35\mu\text{m}$)(Yang等, 2012), 同时水稻的植硅体含量也很高, 指示稻作农业生产的确立(Zhao, 2010)。硅藻组合以淡水种为主, 包括*Fragilaria* spp、*G. augur*和*H. amphioxys*, 同时水生孢粉*Typha*和*Azolla*的含量也比较高, 指示稳定的淡水湿地环境(Chen等, 2018)。因此, 综合孢粉、植硅体和硅藻的证据显示, 淡水湿地环境的形成促进了良渚古城稻作农业的发展和大型工程的兴建。

带II和带III为4300~3400cal a BP直接叠压在良渚文化之上的黄色粉砂土沉积。孢粉和硅藻的含量迅速降低, 并在顶部趋近于消失。Poaceae($\geq 35\mu\text{m}$)花粉和水稻植硅体的也逐渐降低并趋近消失, 指示良渚古城废弃后稻作农业的中断。孢粉组合*Quercus* E和*Liquidambar*的比例升高, 显示亚热带常绿、落叶阔叶混交林的快速恢复(Li等, 2010)。主要的植硅体类型转变为风化严重的方型、长方型和扇型, 指示暖湿气候环境(Lu等, 2006)。硅藻组合以海水种*Coscinodiscus* spp和*Campylodiscus* spp为主, 水生孢粉*Typha*和*Azolla*也呈下降趋势, 显示区域水环境受到海水的深刻影响(郑云飞等, 2011; He等, 2018), 由此可能导致良渚文化的衰亡。

本次研究中, 两处剖面文化层AMS ^{14}C 测年均集中在4800~4400cal BP, 钟家港河道遗址南区2015和2017年发掘过程中采集的34个系列AMS ^{14}C 年代, 校正结果也大多数在4900~4300cal a BP(网络版附表1)(秦岭, 2019)。叠压在良渚文化之上的黄色粉砂土沉积, OSL代范围为4300~3400cal a BP, 与文化层AMS ^{14}C 年代匹配度较好。鉴于滨海相粉砂类水成沉积物, 经过较长时间的搬运和沉积过程, 释光信号光晒退程度较好(Nian等, 2021), 因此, 两处剖面的OSL年代仍然是可靠的。综合以上测年结果, 证实良渚文化在约4300cal a BP就已经衰落, 早于4.2ka事件(4.2~3.9cal

图 5 LZ-SZ(a)和LZ-SC(b)剖面的微体化石综合分析

黄色阴影指示黄色粉砂土沉积, 右侧蓝色箭头指示海水的影响

ka BP) 发生时间(Railsback等, 2018).

4.2 杭嘉湖平原黄色粉砂土沉积的分布和成因

调查研究显示, 黄色粉砂土沉积厚度一般在90~300cm, 广泛分布在杭嘉湖平原地区, 尤其是余杭区的两个良渚遗址群(图6a). 一处是靠近东苕溪的良渚古城遗址群, 分布有130余处遗址, 是最具规模和档次的遗址聚落群, 被认为是良渚文化的城市中心; 另一处是临平山周围的临平遗址群, 共发现20余处遗址, 在规模和等级上是次级的文化中心(赵晔, 2002, 2012). 两处遗址群普遍发现黄色粉砂土沉积与良渚文化层的叠压关系(图6b), 在茅山等遗址还发现两者之间存在泥炭层(Jin等, 2018)或青灰色黏土质粉砂层等过渡层. 基于不同的研究指标, 目前对于黄色粉砂土沉积的成因和过程依然存在争议.

传统观点认为, 黄色粉砂土沉积为洪水沉积. 基于良渚古城西城墙和北城墙剖面的粒度和孢粉分析, 部分学者认为黄色粉砂土沉积为弱氧化环境下的河流泛滥相沉积物(史辰羲等, 2011; 莫多闻等, 2019). 相似的是, 玉架山和茅山遗址多处剖面的粒度、黏土矿物和元素地球化学分析也显示, 黄色粉砂土沉积为弱水动力条件下的河流相古洪水沉积(李聪, 2013). 此外, 良渚古城以外LZ1钻孔的孢粉、有孔虫和粒度综合分析显示, 黄色粉砂土沉积是地下水上升和太湖扩张所造成的下垫面沼泽化条件下形成的(刘演等, 2014).

然而, 本研究中LZ-SZ和LZ-SC剖面黄色粉砂土沉积的孢粉、硅藻综合分析结果却揭示出海水的影响, 其中硅藻组合以海水种*Coscinodiscus* spp和*Campylo-discus* spp为主, 同时, 指示潮间带碱蓬的*Chenopodiaceae*花粉含量也达到峰值. 茅山遗址的硅藻证据也显示, 4000~3200cal a BP遗址废弃后, 区域相对海平面的上升导致遗址受到咸水的强烈影响(Jin等, 2018). 此外, 宁绍地区鱼山和田螺山遗址的硅藻和地球化学元素分析也显示, 黄褐色粉砂地层是风暴潮或古台风引发的洪水事件形成的(Wang等, 2018; 黄宪荣等, 2019). 相较于孢粉、有孔虫等其他指标, 硅藻对各种水文环境变化更加敏感, 也更容易在沿海地区保存下来(Zong和Horton, 1998). 因此, 与良渚文化衰亡相关的黄色粉砂土沉积, 是海水影响下形成, 而非是陆地洪水.

本次研究中, 黄色粉砂土沉积厚度为90~130cm, 呈棕黄色至黄褐色, 质地均一, 较为疏松, 无明显层理

结构, 含大量深黄褐色水锈, 未见炭屑、植物残体和文化遗物. LZ-SZ剖面黄色粉砂土沉积与良渚文化层之间, 存在不连续青灰色黏土质粉砂层作为过渡, 而LZ-SC剖面黄色粉砂土沉积则是直接叠压在良渚文化层之上. 研究显示, 黄色粉砂土沉积的粒度组成, 以粉砂为主, 占80~89%, 平均粒径(M_z)为5.0~5.7 Φ (史辰羲等, 2011), 中值粒径(M_d)为21~38 μm , 分选系数(S_0)介于1.8~2.1, 分选性差(李聪, 2013). 综合沉积相和粒度分析的结果, 黄色粉砂土沉积反映出较强的水动力条件, 结合沉积物内硅藻多数较为破碎的特点, 因此, 推测其成因可能是短期海水入侵事件所带来的大量泥沙, 而非长期洪水泛滥沉积.

4.3 黄色粉砂土沉积的物源与良渚文化的衰亡

尽管大多数学者都认为, 良渚文化的衰亡与黄色粉砂土沉积中记录的剧烈环境变化有关, 然而关于这些沉积的物源, 目前仍然存在争议. 综合黏土矿物、元素地球化学等地质和环境指标, 有学者认为黄色粉砂土沉积主要源自东苕溪流域(宋晓燕, 2012). 然而, 本研究对良渚古城遗址、东苕溪、钱塘江、长江、黄河和东海沉积物的微量元素和Sr-Nd同位素综合对比分析, 却为探究黄色粉砂土沉积的物源提供了新的认识.

微量元素比值在沉积后的化学风化过程中保持不变(Taylor和McLennan, 1985; McLennan等, 1993), 因此可以作为碎屑沉积物物源的潜在指标, 并被广泛用于不同地区风成沉积的物源示踪(Sun, 2002; Hao等, 2010). 良渚古城黄色粉砂土的La/Nb(1.81~3.20)值明显高于东苕溪沉积物(0.97~1.71)(姬翔, 2016), 指示两者物源并不相同(图7a). 与之相对, 良渚古城黄色粉砂土的La/Nb和Th/Nb(1.81~3.20; 0.66~0.85)值与钱塘江沉积物重叠在一起(1.71~2.49; 0.60~0.69), 并且介于古黄河(2.38~2.52; 0.86~0.88)(Zhang等, 2016)和长江(1.67~1.74; 0.56~0.60)(Han等, 2019)沉积物之间(图7a), 指示黄色粉砂土沉积与钱塘江沉积更为接近, 并且可能是古黄河与长江的混合沉积.

由于沉积物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值受控于其物质来源和地质年代, 在搬运、沉积和风化过程中在很大程度上保持不变(Gallet等, 1998; Grousset和Biscaye, 2005), 因此Sr-Nd同位素组成也是粉尘物源的良好示踪剂. 良渚古城黄色粉砂土的 ϵ_{Nd} 值在-11.7~-10.7, 与钱塘江沉积(-11.5~-10.9)相近, 显著低于东苕溪沉积(-8.5~

图 6 杭嘉湖平原良渚遗址群黄色粉砂土沉积的地层对比

(a) 良渚文化两个主要遗址群的位置和地貌; (b) 黄色粉砂土沉积的代表性地层对比, 包括LZ-SZ、LZ-SC剖面(本次研究), LZ-N、LZ-W剖面(史辰羲等, 2011; Wang等, 2017), LZ1钻孔(刘演等, 2014), 玉架山遗址(李聪, 2013)和茅山遗址(Jin等, 2018)。剖面/钻孔左侧均为距离地表深度标尺(cm), 右侧为校正年代(cal a BP), 钻孔/剖面沉积相示意图中灰黑色部分指示文化层, 红色虚线连接的黄褐色部分为黄色粉砂土沉积

图7 良渚古城黄色粉砂土及潜在物源的微量元素和Sr-Nd同位素分布图

(a) Th/Nb vs. La/Nb比值分布图, 黄色粉砂土、东苕溪、钱塘江(姬翔, 2016)、长江(Han等, 2019)、古黄河(Zhang等, 2016); (b) ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分布图, 黄色粉砂土、东苕溪、钱塘江(姬翔, 2016)、长江(杨守业等, 2007)、黄河(郑力, 2017)、东海(孟宪伟等, 2001)

-6.4)(姬翔等, 2016)(图7b)。此外, 黄色粉砂土 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的均值为0.7179, 介于长江(0.7230)(杨守业等, 2007)、黄河(0.7157)(郑力, 2017)和东海(0.7150)(孟宪伟等, 2001)沉积物的范围之间(图7b)。

因此, 微量元素和Sr-Nd同位素组成的综合分析, 均显示黄色粉砂土沉积的原始物源可能并不是邻近良渚古城的东苕溪流域, 而是钱塘江、东海、长江和黄河的混合沉积。最近环境磁学和地球化学证据, 也证实了过去千年从古黄河向长江三角洲的泥沙搬运现象

(Liu等, 2010; Wang F等, 2020), 本次研究则进一步说明, 中国东部沿海南向泥沙搬运现象可能早在晚全新世就已存在。沉积物的搬运路径, 与河流沉积物注入、海洋环流变化和海平面波动密切相关(Yang等, 2014)。约7000cal a BP相对海平面上升速度减缓以来(Lambeck等, 2014; 郑洪波等, 2018), 源自黄河和长江的沉积物, 经黄海沿岸流向南搬运至杭州湾(Dou等, 2015), 与钱塘江注入沉积物发生混合(图8a), 随后被海水搬运沉积到良渚古城遗址(图8b)。

综合以上微体化石和地球化学的证据, 都显示黄色粉砂土沉积的形成受到了海水的显著影响, 那么究竟是潮汐、台风还是相对海平面上升造成的呢? 太湖平原南部DTX4&10钻孔的硅藻和有机碳氮同位素分析显示, 由于古太湖湾的封闭成陆, 自5600cal a BP以来杭州湾喇叭口就已形成, 对潮汐的放大作用远早于良渚文化的衰亡(Chen等, 2018)。中全新世潮间带和风暴潮的模拟结果进一步揭示, 受7600~4500cal a BP古地形变化的影响, 尽管杭州湾顶部的大潮高潮位从1.6m增大到2.2m, 但是台风所引发的洪水仅能影响到太湖平原沿海地区(Wang S等, 2020)。因此, 潮汐和台风均不足以造成环太湖地区被大规模海水入侵。

宁绍地区鱼山遗址的研究显示, 4500cal a BP前后长江口-杭州湾的相对海平面快速上升(0.95 ± 0.52)m(Wang等, 2018)。此外, 巽他陆架珊瑚礁重建的高分辨率相对海平面记录显示, 中全新世西太平洋海岸带发生过百年尺度的、0.6m高的周期性海平面波动(Meltzner等, 2017)。这些区域性海平面波动可能与气候变化存在密切关联, 董哥洞石笋氧同位素记录指示, 在4550~4400cal a BP亚洲夏季风活动出现过一个小峰值期, 是一个百年尺度的气候变暖事件(Wang等, 2005), 良渚文化晚期海平面快速上升可能正是气候变暖背景下的产物。据此推测, 杭嘉湖平原大范围黄色粉砂土沉积的形成, 可能是7000cal a BP相对海平面上升速度减缓以来的、一次短期快速上升事件。持续数百年经洋流和海水搬运的黄色粉砂土沉积, 土壤贫瘠且高盐碱, 破坏了稻作农业生产基础, 最终导致了良渚古城的废弃和良渚文化的衰亡。

5 结论

本研究基于良渚古城遗址内包含良渚文化层和黄

图 8 约4400cal a BP长江三角洲黄色粉砂土沉积过程模拟 (a) 黄色粉砂土沉积搬运路径示意图, 古海岸线和贝壳堤修改自朱诚和卢春成(1996), 黄海沿岸流修改自Dou等(2015), 彩色圆点、方格和菱形等符号均指示图7中分析样品的位

置; (b) 约4400cal a BP古海岸线位置和海水入侵路径模拟

色粉砂土沉积的两处剖面, 系统开展了孢粉、植硅体和硅藻等多指标微体化石分析, 同时综合了中国东部地区不同沉积物的微量元素和Sr-Nd同位素等地球化学数据, 重建了良渚古城遗址的生态环境和人类活动, 揭示出良渚文化衰亡背后的原因。区域生态环境在4800~4400cal a BP期间为典型的淡水湿地, 促进了稻作农业的发展和大规模良渚古城建设。叠压在良渚文化层之上黄色粉砂土沉积的微体化石证据显示, 良渚

古城遗址在废弃后的4300~3400cal a BP期间受到海水的显著影响。微量元素和Sr-Nd同位素的地球化学证据进一步揭示, 杭嘉湖平原上黄色粉砂土沉积的物源可能是来自钱塘江、东海、长江和黄河的混合沉积, 并经由黄海沿岸流和海水入侵被搬运到良渚古城遗址。最后, 综合长江三角洲地区考古遗址和数值模拟结果, 推测约4400cal a BP相对海平面短期快速上升造成环太湖地区海水入侵, 形成的大范围黄色粉砂土沉积, 破坏了稻作农业生产, 最终导致了良渚古城的废弃和良渚文化的衰亡。

致谢 感谢周力平教授在OSL定年方面的大力帮助, 感谢两位评审专家提出的宝贵意见。

参考文献

- 黄宪荣, 郑洪波, 胡竹君, 杨青, 孙国平, 凌光久, 周友胜, 成玥, 曹叶婷, 王平. 2019. 浙江田螺山遗址剖面记录的水文环境变化. 科学通报, 64: 963-976
- 姬翔. 2016. 杭州良渚遗址沉积物地球化学特征物源及其对良渚古文明消亡研究的意义. 硕士学位论文. 南京: 南京大学. 1-59
- 姬翔, 吴卫华, 陈明辉, 王宁远, 刘斌, 徐士进, 杨杰东. 2016. 良渚遗址物质的Sr-Nd同位素特征、物源及其对古文化消亡的指示意义. 高校地质学报, 22: 631-637
- 李聪. 2013. 杭嘉湖平原良渚文化玉架山遗址环境考古研究. 硕士学位论文. 上海: 华东师范大学. 1-60
- 刘琪. 2011. 崇明东滩硅藻植物研究. 硕士学位论文. 上海: 上海师范大学. 1-161
- 刘演, 李茂田, 孙千里, 陈中原. 2014. 中全新世以来杭州湾古气候、环境变迁及对良渚文化的可能影响. 湖泊科学, 26: 322-330
- 孟宪伟, 杜德文, 吴金龙. 2001. 冲绳海槽中段表层沉积物物质来源的定量分离: Sr-Nd同位素方法. 海洋与湖沼, 32: 319-326
- 莫多闻, 金羽翔, 史辰羲. 2019. 良渚遗址及区域环境考古研究报告. 见: 浙江省文物考古研究所, 主编. 良渚遗址群考古报告之七: 良渚古城综合研究报告. 北京: 文物出版社. 378-396
- 秦岭. 2019. 良渚遗址(古城)的形成——年代学初步研究. 见: 浙江省文物考古研究所, 主编. 良渚遗址群考古报告之七: 良渚古城综合研究报告. 北京: 文物出版社. 335-377
- 史辰羲, 莫多闻, 李春海, 刘斌, 毛龙江, 李明霖. 2011. 浙江良渚遗址群环境演变与人类活动的关系. 地学前缘, 18: 347-356
- 宋健. 2004. 从广富林遗存看环太湖地区早期文明的衰变. 见: 上海博物馆, 主编. 长江下游地区文明进程学术讨论论文集. 上海: 上海书画出版社. 160-173
- 宋晓燕. 2012. 杭嘉湖平原良渚文化末期黄粉土研究. 硕士学位论文. 上海: 华东师范大学. 1-92

- 唐颂余, 毛礼米, 舒军武, 李春海, 沈才明, 周忠泽. 2016. 中国第四纪孢粉图鉴. 北京: 科学出版社. 601
- 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 杨惠秋. 1995. 中国植物花粉形态(第二版). 北京: 科学出版社. 461
- 杨守业, 蒋少涌, 凌洪飞, 夏小平, 孙敏, 王德杰. 2007. 长江河流沉积物Sr-Nd同位素组成与物源示踪. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 682–690
- 张立, 陈中原, 刘演, 吴健平. 2014. 长江三角洲良渚古城、大型水利工程的兴起和环境地学的意义. 中国科学: 地球科学, 44: 957–966
- 张玉兰. 2007. 从微体古生物研究探讨良渚文化突然消亡原因. 地理科学, 27: 376–379
- 赵辉. 1999. 良渚文化的若干特殊性——论一处中国史前文明的衰落原因. 见: 浙江省文物考古研究所, 主编. 良渚文化研究——纪念良渚文化发现六十周年国际学术讨论会文集. 北京: 科学出版社. 104–119
- 赵晔. 2002. 余杭良渚遗址群调查简报. 文物, 10: 47–56
- 赵晔. 2012. 浙江余杭临平遗址群的聚落考察. 东南文化, 3: 31–39
- 浙江省文物考古研究所. 2005. 良渚遗址群考古报告之三: 良渚遗址群. 北京: 文物出版社. 441
- 浙江省文物考古研究所. 2019. 良渚遗址群考古报告之七: 良渚古城综合研究报告. 北京: 文物出版社. 482
- 郑洪波, 周友胜, 杨青, 胡竹君, 凌光久, 张居中, 顾纯光, 王颖颖, 曹叶婷, 黄宪荣, 成玥, 张笑宇, 吴文祥. 2018. 中国东部滨海平原新石器遗址的时空分布格局——海平面变化控制下的地貌演化与人地关系. 中国科学: 地球科学, 48: 127–137
- 郑力. 2017. 中国东部黄土物源的同位素地球化学示踪研究. 硕士学位论文. 南京: 南京大学. 1–38
- 郑云飞, 孙国平, 陈旭高. 2011. 全新世中期海平面波动对稻作生产的影响. 科学通报, 56: 2888–2896
- 朱诚, 卢春成. 1996. 长江三角洲及苏北沿海地区7000年以来海岸线演变规律分析. 地理科学, 16: 207–213
- An C B, Tang L Y, Barton L, Chen F H. 2005. Climate change and cultural response around 4000 cal yr B.P. in the western part of Chinese Loess Plateau. *Quat Res*, 63: 347–352
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51: 337–360
- Chen T, Ryves D B, Wang Z H, Lewis J P, Yu X N. 2018. Mid- to late Holocene geomorphological and hydrological changes in the south Taihu area of the Yangtze delta plain, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 498: 127–142
- Chen Z Y, Wang Z H, Schneiderman J, Tao J, Cai Y L. 2005. Holocene climate fluctuations in the Yangtze delta of eastern China and the Neolithic response. *Holocene*, 15: 915–924
- Cullen H M, deMenocal P B, Hemming S, Hemming G, Brown F H, Guilderson T, Sirocko F. 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, 28: 379–382
- Dixit Y, Hodell D A, Petrie C A. 2014. Abrupt weakening of the summer monsoon in northwest India 4100 yr ago. *Geology*, 42: 339–342
- Dou Y G, Yang S Y, Lim D I, Jung H S. 2015. Provenance discrimination of last deglacial and Holocene sediments in the southwest of Cheju Island, East China Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 422: 25–35
- Gallet S, Jahn B, Van Vliet Lanoë B, Dia A, Rossello E. 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet Sci Lett*, 156: 157–172
- Grimm E C. 1991. *Tilia and Tiliagraph*. Springfield: Illinois State Museum
- Grousset F E, Biscaye P E. 2005. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chem Geol*, 222: 149–167
- Han L, Hao Q Z, Qiao Y S, Wang L, Peng S Z, Li N, Gao X B, Fu Y, Xu B, Gu Z Y. 2019. Geochemical evidence for provenance diversity of loess in southern China and its implications for glacial aridification of the northern subtropical region. *Quat Sci Rev*, 212: 149–163
- Hao Q Z, Guo Z T, Qiao Y S, Xu B, Oldfield F. 2010. Geochemical evidence for the provenance of middle Pleistocene loess deposits in southern China. *Quat Sci Rev*, 29: 3317–3326
- He K Y, Lu H Y, Zheng Y F, Zhang J P, Xu D K, Huan X J, Wang J H, Lei S. 2018. Middle-Holocene sea-level fluctuations interrupted the developing Hemudu culture in the lower Yangtze River, China. *Quat Sci Rev*, 188: 90–103
- Huang C C, Pang J, Zha X, Su H, Jia Y. 2011. Extraordinary floods related to the climatic event at 4200 a BP on the Qishuihe River, middle reaches of the Yellow River, China. *Quat Sci Rev*, 30: 460–468
- Innes J B, Zong Y Q, Wang Z H, Chen Z Y. 2014. Climatic and palaeoecological changes during the mid- to Late Holocene transition in eastern China: High-resolution pollen and non-pollen palynomorph analysis at Pingwang, Yangtze coastal lowlands. *Quat Sci Rev*, 99: 164–175
- Jin Y X, Mo D W, Li Y Y, Ding P, Zong Y Q, Zhuang Y J. 2018. Ecology and hydrology of early rice farming: Geoarchaeological and palaeo-ecological evidence from the Late Holocene paddy field site at Maoshan, the Lower Yangtze. *Archaeol Anthropol Sci*, 11: 1851–1863
- Juggins S. 2007. C2: Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation (User Guide Version 1.5). Newcastle upon Tyne: Newcastle University. 1–77

- Kajita H, Kawahata H, Wang K, Zheng H, Yang S, Ohkouchi N, Utsunomiya M, Zhou B, Zheng B. 2018. Extraordinary cold episodes during the mid-Holocene in the Yangtze delta: Interruption of the earliest rice cultivating civilization. *Quat Sci Rev*, 201: 418–428
- Krom M D, Stanley J D, Cliff R A, Woodward J C. 2002. Nile River sediment fluctuations over the past 7000 yr and their key role in sapropel development. *Geology*, 30: 71–74
- Lambeck K, Rouby H, Purcell A, Sun Y, Sambridge M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 15296–15303
- Li Y Y, Wu J, Hou S F, Shi C X, Mo D W, Liu B, Zhou L P. 2010. Palaeoecological records of environmental change and cultural development from the Liangzhu and Qujialing archaeological sites in the middle and lower reaches of the Yangtze River. *Quat Int*, 227: 29–37
- Liu B, Wang N Y, Chen M H, Wu X H, Mo D W, Liu J G, Xu S J, Zhuang Y J. 2017. Earliest hydraulic enterprise in China, 5100 years ago. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 13637–13642
- Liu F G, Feng Z D. 2012. A dramatic climatic transition at ~4000 cal. yr BP and its cultural responses in Chinese cultural domains. *Holocene*, 22: 1181–1197
- Liu J, Saito Y, Kong X H, Wang H, Xiang L H, Wen C, Nakashima R. 2010. Sedimentary record of environmental evolution off the Yangtze River estuary, East China Sea, during the last ~13000 years, with special reference to the influence of the Yellow River on the Yangtze River delta during the last 600 years. *Quat Sci Rev*, 29: 2424–2438
- Liu Y, Sun Q L, Thomas I, Zhang L, Finlayson B, Zhang W G, Chen J, Chen Z Y. 2015. Middle Holocene coastal environment and the rise of the Liangzhu City complex on the Yangtze delta, China. *Quat Res*, 84: 326–334
- Long T W, Qin J G, Atahan P, Mooney S, Taylor D. 2014. Rising waters: New geoarchaeological evidence of inundation and early agriculture from former settlement sites on the southern Yangtze Delta, China. *Holocene*, 24: 546–558
- Lu H Y, Wu N Q, Yang X D, Jiang H, Liu K, Liu T S. 2006. Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China I: Phytolith-based transfer functions. *Quat Sci Rev*, 25: 945–959
- McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, Hanson G N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson M J, Basu A, eds. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Colorado: Boulder. 21–40
- Meltzner A J, Switzer A D, Horton B P, Ashe E, Qiu Q, Hill D F, Bradley S L, Kopp R E, Hill E M, Majewski J M, Natawidjaja D H, Suwargadi B W. 2017. Half-metre sea-level fluctuations on centennial timescales from mid-Holocene corals of Southeast Asia. *Nat Commun*, 8: 14387
- Moore P D, Webb J A, Collison M E. 1991. *Pollen Analysis*. Oxford, U. K: Blackwell Scientific Publications
- Nian X M, Zhang W G, Wang Z H, Sun Q L, Chen Z Y. 2021. Inter-comparison of optically stimulated luminescence (OSL) ages between different fractions of Holocene deposits from the Yangtze delta and its environmental implications. *Mar Geol*, 432: 106401
- Railsback L B, Liang F, Brook G A, Voarintsoa N R G, Sletten H R, Marais E, Hardt B, Cheng H, Edwards R L. 2018. The timing, two-pulsed nature, and variable climatic expression of the 4.2 ka event: A review and new high-resolution stalagmite data from Namibia. *Quat Sci Rev*, 186: 78–90
- Reimer P J, Austin W E N, Bard E, Bayliss A, Blackwell P G, Bronk Ramsey C, Butzin M, Cheng H, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Hajdas I, Heaton T J, Hogg A G, Hughen K A, Kromer B, Manning S W, Muscheler R, Palmer J G, Pearson C, van der Plicht J, Reimer R W, Richards D A, Scott E M, Southon J R, Turney C S M, Wacker L, Adolphi F, Büntgen U, Capano M, Fahrni S M, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Köhler P, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal ka BP). *Radiocarbon*, 62: 725–757
- Renfrew C, Liu B. 2018. The emergence of complex society in China: The case of Liangzhu. *Antiquity*, 92: 975–990
- Stanley D J, Chen Z Y, Song J. 1999. Inundation, sea-level rise and transition from Neolithic to Bronze Age cultures, Yangtze Delta, China. *Geoarchaeology*, 14: 15–26
- Stanley J D, Krom M D, Cliff R A, Woodward J C. 2003. Short contribution: Nile flow failure at the end of the Old Kingdom, Egypt: Strontium isotopic and petrologic evidence. *Geoarchaeology*, 18: 395–402
- Staubwasser M, Sirocko F, Grootes P M, Segl M. 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophys Res Lett*, 30: 1425
- Sun J M. 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 203: 845–859
- Sun Q L, Liu Y, Wünnemann B, Peng Y J, Jiang X Z, Deng L J, Chen J, Li M T, Chen Z Y. 2019. Climate as a factor for Neolithic cultural collapses approximately 4000 years BP in China. *Earth-Sci Rev*, 197: 102915
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its*

- Composition and Evolution. Oxford: Blackwell
- Wang F, Zhang W G, Nian X M, Roberts A P, Zhao X, Shang Y, Ge C, Dong Y. 2020. Magnetic evidence for Yellow River sediment in the late Holocene deposit of the Yangtze River Delta, China. *Mar Geol*, 427: 106274
- Wang S, Ge J Z, Kilbourne K H, Wang Z H. 2020. Numerical simulation of mid-Holocene tidal regime and storm-tide inundation in the south Yangtze coastal plain, East China. *Mar Geol*, 423: 106134
- Wang X C, Mo D W, Li C H, Yu S Y, Xue B, Liu B, Wang H, Shi C X. 2017. Environmental changes and human activities at a fortified site of the Liangzhu culture in eastern China: Evidence from pollen and charcoal records. *Quat Int*, 438: 189–197
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wang Z H, Ryves D B, Lei S, Nian X M, Lv Y, Tang L, Wang L, Wang J H, Chen J. 2018. Middle Holocene marine flooding and human response in the south Yangtze coastal plain, East China. *Quat Sci Rev*, 187: 80–93
- Weiss H. 2016. Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2–3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia. *PAGES Mag*, 24: 62–63
- Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, Guichard F, Senior L, Meadow R, Curnow A. 1993. The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization. *Science*, 261: 995–1004
- Wu L, Zhu C, Ma C M, Li F, Meng H P, Liu H, Li L Y, Wang X C, Sun W, Song Y G. 2017. Mid-Holocene palaeoflood events recorded at the Zhongqiao Neolithic cultural site in the Jiangnan Plain, middle Yangtze River Valley, China. *Quat Sci Rev*, 173: 145–160
- Wu W X, Liu T S. 2004. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China. *Quat Int*, 117: 153–166
- Xiao J L, Zhang S R, Fan J W, Wen R L, Xu Q H, Inouchi Y, Nakamura T. 2019. The 4.2 ka event and its resulting cultural interruption in the Daihai Lake basin at the East Asian summer monsoon margin. *Quat Int*, 527: 87–93
- Yang S X, Zheng Z, Huang K Y, Zong Y Q, Wang J H, Xu Q H, Rolett B V, Li J. 2012. Modern pollen assemblages from cultivated rice fields and rice pollen morphology: Application to a study of ancient land use and agriculture in the Pearl River Delta, China. *Holocene*, 22: 1393–1404
- Yang S Y, Wang Z B, Dou Y G, Shi X F. 2014. A review of sedimentation since the Last Glacial Maximum on the continental shelf of eastern China. In: Chiocci F L, Chivas A R, eds. *Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle*. London: Geological Society. 293–303
- Yu S Y, Zhu C, Song J, Qu W Z. 2000. Role of climate in the rise and fall of Neolithic cultures on the Yangtze Delta. *Boreas*, 29: 157–165
- Zhang L, Qin X G, Liu J Q, Sun C Q, Mu Y, Gao J L, Guo W F, An S K, Lu C H. 2016. Geochemistry of sediments from the Huaibei Plain (east China): Implications for provenance, weathering, and invasion of the Yellow River into the Huaihe River. *J Asian Earth Sci*, 121: 72–83
- Zhao Z J. 2010. New data and new issues for the study of origin of rice agriculture in China. *Archaeol Anthropol Sci*, 2: 99–105
- Zong Y Q, Horton B P. 1998. Diatom zones across intertidal flats and coastal saltmarshes in Britain. *Diatom Res*, 13: 375–394
- Zong Y Q, Innes J B, Wang Z H, Chen Z Y. 2011. Mid-Holocene coastal hydrology and salinity changes in the east Taihu area of the lower Yangtze wetlands, China. *Quat Res*, 76: 69–82

(责任编辑: 李小明)