

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2010.02017

现代长江口的形成及末次冰消期以来沉积环境演变

张丹^{1,2}, 王张华¹, 李卫康¹, 李晓³

(1 华东师范大学 地理系, 上海 200062; 2 台湾中山大学 海洋地质化学研究所, 高雄 80424;

3 上海市地质调查研究院, 上海 200072)

摘要: 利用在长江口崇明岛获得的一个第四纪钻孔, 对中更新世末以来的沉积物进行了 OSL、¹⁴C 测年, 在此基础上进行岩性、微体古生物和孢粉分析, 以探讨现代长江口形成的基础以及末次冰消期以来在气候海平面波动控制下河口沉积环境的演变。研究结果显示, 本孔所在地中更新世末处于湖沼环境, 但晚更新世一直以河流环境为主, 且主要发育末次冰期的河道滞留相沉积。在此基础上, 随着末次冰消期海平面的上升, 先后发育了河口湾和三角洲沉积体系。末次冰消期的海平面快速上升在本孔沉积物记录中体现为微体古生物化石较丰富, 潮流作用显著。全新世早期长江口堆积速率明显高于全新世中晚期, 应当反映了温暖湿润的季风气候条件下入海泥沙非常丰富。

关键词: 末次冰期; 末次冰消期; 沉积环境; 长江口

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2010)02-0017-09

前人通过对长江三角洲地区晚新生代以来古地理环境演变的大量工作, 认识到现今的长江河口在新近纪处于苏北沉积盆地边缘, 其时的古水系以西南—东北走向为主^[1-2]; 在新近纪以来的强烈构造沉降作用下, 本区接受了 200~500 m 厚的沉积^[3]; 上新世—第四纪早期以冲积扇—河流湖泊环境为主, 至第四纪中晚期随着古地势降低为滨海平原, 海平面波动对沉积环境影响显著^[1, 4-6]。前人研究还显示, 末次盛冰期长江口形成了一个大型下切古河谷, 并于末次冰消期在古气候—海平面波动控制下由河口湾演变为三角洲^[7-9]。在下切古河谷区, 前人依靠 HQ98、JS98、CM97 三孔的大量 AMS ¹⁴C 数据, 对 13 cal. kaBP 来的沉积环境演变作了细致的工作^[7, 10-11]。但由于年代数据的缺乏, 对于 13 cal. kaBP 之前的沉积环境变迁还缺乏详细研究。

近年来, 在国土资源部和上海市“三维城市地质”项目支持下, 在长江三角洲地区获得了多个晚新生代钻孔, 本文利用该项目在崇明岛获得的 SG6 孔(图 1)的¹⁴C 测年、光释光(OSL)测年及微体古生物、孢粉分析测试结果, 试图揭示长江口下切古河谷的晚第四纪地层和沉积环境变迁。

基金项目: 国家自然科学基金项目(J0730534); 国土资源部和上海市合作项目“上海市三维城市地质调查”(200413000020)

作者简介: 张丹(1980—), 女, 博士生, 主要从事长江口沉积环境及物源演变研究, E-mail: xtamyd@163.com

收稿日期: 2009-10-08; 改回日期: 2009-11-30. 张光威编辑

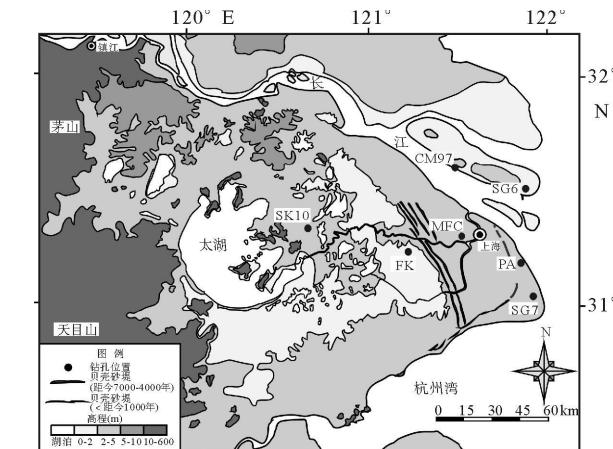


图 1 研究区及 SG6 孔地理位置

Fig. 1 Geographic location of the study area and core SG6

1 钻孔及分析测试

SG6 孔位于长江河口的崇明岛奚家港($31^{\circ}28'25.1''N, 121^{\circ}46'20.6''E$), 孔口标高 2 m, 全孔深 438 m, 钻遇基岩。本文对孔深 126 m 以浅的沉积物进行采样分析, 包括岩性描述、常规¹⁴C 测年、OSL 测年、粒度分析、孢粉、有孔虫和介形虫鉴定。选取 3 个贝壳样品和 1 个富含植物碎屑的样品在中国地质科学院岩溶地质研究所进行了常规¹⁴C 测年; 由于测年过程中没有测试 $\delta^{13}\text{C}$, 所以, 假设 3 个贝壳样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 均为 -2‰ , 植物碎屑样品为 -27‰ , 校正到 -25‰ 后再用 Calib Rev 5.1 beta 程序^[12] 将所有¹⁴C

年龄校正为日历年, 其中校正贝壳样品时使用的 ΔR 取文献[13]、[14]两个数据的平均值即(-96 ± 50), 校正结果采用 1σ 置信度80%以上的范围并取中值(表1)。选取8个沉积物样品在中国地质科学院地下水科学与工程重点开放实验室光释光/热释光实验室进行了OSL测年。由于本孔末次冰消期以来的 ^{14}C 和OSL测年结果和CM97孔有良好的一致性^[7], 因此, 认为测年结果基本可信。粒度分析共53个样品, 取样间隔2.00~2.50 m, 泥质沉积物采用激光粒度仪(LS13320)分析, 砂质及含砾石沉积物采用筛析法, 粒度参数的统计依据《海洋调查规范》^[15]; 孢粉样品共96个, 取样间隔1.0~2.0 m; 有孔虫样品共取样84个, 平均取样间隔为1.0~2.0 m, 但仅在70.25 m以上的45个样品中鉴定到有孔虫化石。介形虫共取样98个, 但仅在27个样品中获得海、陆相介形虫化石。每个有孔虫和介形虫样品均取干样50 g, 其中所鉴定到的微体化石个数即为丰度。

2 结果

2.1 SG6孔岩性和年代地层

根据岩性特征和测年结果, 将本孔126 m以上地层自下而上划分如下(图2)。

中更新世(孔深112.8 m以下, 层I)

灰—灰黄色、蓝灰色粉砂质黏土或黏土质粉砂, 局部夹细砂, 呈可塑—硬塑。

123.60~121.40 m局部贝壳较富集, 122.60~122.40 m见较多钙质结核和湖泊纹沼螺碎片。该段平均粒径和中值粒径各为8.06~35.44和4.75~20.83 μm , 沉积物组分中粉砂和黏土各占54.2%

~70.8%和21%~44.8%。上部孢粉含量丰富, 另外, 在中部发现少量陆相介形虫, 主要为*Ilyocypris subelliptica*。孔深112.8~112.85 m的OSL测年结果显示为(137.51±12.09) kaBP(表1)。判定该段沉积形成于中更新世末期, 以淡水湖沼环境为主。

晚更新世(52~112.8 m)

112.80~74.00 m(层II): 顶部76.00~74.00 m为灰色含砾中粗砂夹灰色粉砂质黏土、细粉砂薄层; 中上部90.00~76.00 m灰色、青灰色细中砂, 其中, 82.90~90 m为含砾中粗砂, 砾石磨圆度差, 88.75~88.65 m处含碳质; 中下部102.00~90.00 m为灰白—灰黄色含砾中粗砂, 其中, 99.60~98.30 m砾石磨圆度较好(次棱角—次圆状), 夹有两层灰—深灰色细中砂层; 下部112.80~102.00 m为青灰色、灰色中细砂, 局部夹粉砂薄层, 砂粒自上而下渐粗, 在107.80 m有较大淡水蚌壳碎块, 并有扁平状钙结石, 107.60~107.10 m夹灰色粉砂质黏土薄层, 与上下层呈突变接触。该段沉积物组分以砂为主, 占50.6%~76.4%, 部分时段砾石含量达27.5%, 平均粒径和中值粒径分别为130.16~617.82和78.64~630.35 μm 。孢粉含量很低, 也未见有孔虫、介形虫化石, 反映了河道相沉积。又由于孔深112.50~112.58 m的OSL测年结果为(107.54±9.83) kaBP, 100.80~100.85 m为(79.35±5.33) kaBP, 99.95~100.00 m为(71.06±6.55) kaBP(表1), 因此, 我们判断该段沉积为形成于深海氧同位素(MIS)5b、5d和4-2期低海面时期的河流相沉积。

74.00~52.00 m(层III): 灰色黏土质粉砂与粉砂互层, 夹粉细砂薄层, 局部黏土含量高并夹有黏土质粉砂或粉砂质黏土薄层, 70.85~70.80 m处植

表1 长江口SG6孔OSL和 ^{14}C 测年结果

Table 1 The OSL and ^{14}C dates of SG6 at the Yangtze estuary

样品埋深 /m	测年结果 /kaBP	测年手段	样品埋深 /m	测年结果 /aBP	测年材料	校正年龄 /cal.aBP	测年手段
15.90~15.95	2.07±0.16	OSL	20.9~20.95	5 920±370	贝壳	6 860	常规 ^{14}C
16.30~16.35	2.11±0.19	OSL	25.35~25.40	8 650±220	贝壳	9 870	常规 ^{14}C
51.95~52.00	11.80±0.71	OSL	35.88~35.92	9 520±400	贝壳	10 915	常规 ^{14}C
52.10~52.13	12.00±1.01	OSL	70.80~70.85	15 780±650	植物碎屑	19 020	常规 ^{14}C
99.95~100.00	71.06±6.55	OSL					
100.80~100.85	79.35±5.33	OSL					
112.50~112.58	107.54±9.83	OSL					
112.80~112.85	137.51±12.09	OSL					

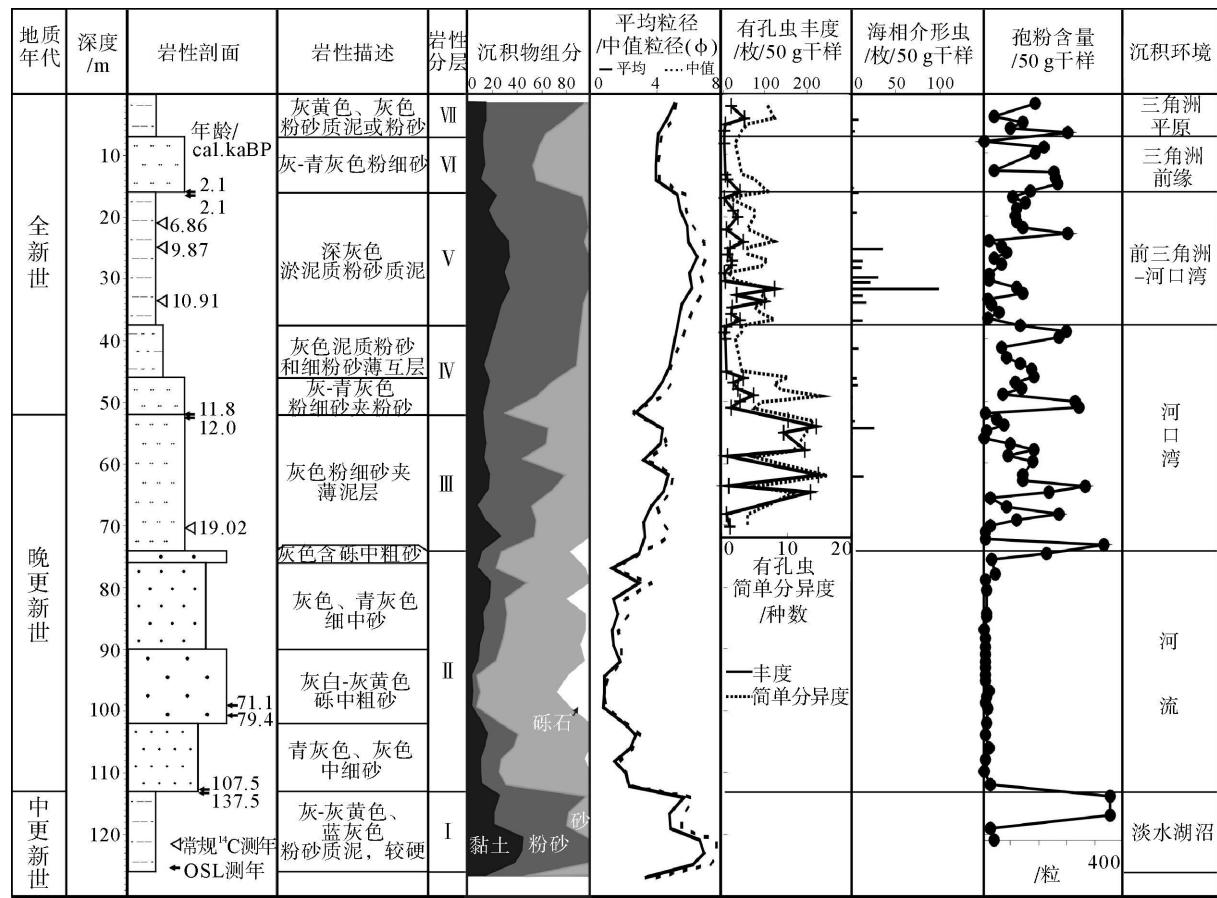


图2 长江口SG6孔综合剖面

Fig. 2 The comprehensive profile of SG6 at the Yangtze estuary

物碎屑富集, 68~50 m 处见微小冲刷面。粒度分析显示本段沉积粉砂和砂组分较高, 各占 17.5%~62% 和 20.8%~70.3%, 平均粒径、中值粒径降为 37.88~150.91 和 30.67~178.24 μm。孢粉浓度较层 II 显著增高, 但波动大; 有孔虫含量丰富, 种数较多, 波动也很剧烈; 值得注意的是孢粉浓度和有孔虫丰度呈明显的反向分布特征; 另外出现少量海相介形虫(图 2)。我们认为上述特征反映了受潮流作用显著的河口湾沉积特征。孔深 52.1 m 的 OSL 测年为 (12.00 ± 1.01) kaBP, 孔深 70.80~70.85 m 的¹⁴C 年龄约为 19.02 cal. kaBP(表 1)。根据测年和上下地层判定本段属于末次冰消期至 11.8 cal. kaBP 沉积。

52.00~37.50 m (层 IV): 上部灰色黏土质粉砂夹细粉砂薄层; 中部二者互层; 下部灰—青灰色粉细砂夹粉砂, 局部云母富集, 含少量贝壳碎屑。该段沉积物颗粒由下往上明显变细, 平均粒径、中值粒径各为 35.31~77.12 和 33.81~54.53 μm。孢粉浓度较高, 有孔虫含量明显下降, 且向上减少, 海相介形虫零星出现(图 2)。根据上下层测年(表 1), 推测

是全新世初期河口湾沉积。

37.50~16.00 m (层 V): 深灰色淤泥质粉砂质黏土, 夹有粉砂和粉细砂薄层, 局部贝壳碎片及小贝壳富集。本段沉积物黏土含量明显上升, 砂含量显著下降, 平均粒径和中值粒径各为 10.81~25.03 和 7.48~17.85 μm。有孔虫含量有所上升, 下部较高, 上部减少; 海相介形虫中下部较丰富, 上部仅零星出现; 孢粉含量下部较低, 上部明显上升(图 2)。结合数个测年结果(表 1), 认为本段属于大约 11~2 cal. kaBP 期间的河口湾—前三角洲相沉积。

16.00~7.00 m (层 VI): 灰—青灰色粉细砂, 12.40~8.90 m 局部与深灰色黏土质粉砂互层, 偶见贝壳碎片。沉积物中砂的组分明显上升, 占 37.2%~46.9%, 平均粒径、中值粒径各为 57.57~64.57 和 49.98~57.58 μm。有孔虫含量明显下降, 仅零星出现; 见个别海相介形虫; 孢粉含量较丰富(图 2)。本段为全新世近 2 cal. kaBP 以来的河口沙坝沉积。

7.00 m 以上(层 VII): 灰黄色、灰色黏土质粉砂或粉砂, 局部含淤泥。沉积物组分中砂含量明显

下降, 以粉砂为主, 平均粒径、中值粒径各为 28.42~42.09 和 26.52~31.88 μm。有孔虫和海相介形类都少量出现, 孢粉较丰富(图 2)。本段为钻孔所处位置成陆后的三角洲平原沉积。

2.2 有孔虫分布

SG6 孔有孔虫总体个体偏小, 丰度偏低, 50 g 干样中全新世(即 11.8 cal. aBP 以来)大多数样品个体不足百枚, 末次冰消期(19.0~11.8 cal. aBP)丰度较高, 但也仅在百枚以上(图 2)。共鉴定有孔虫 62 种(包括未定种及类), 以钙质有孔型为主, 有 55 种, 钙质无孔型 6 种, 胶结类型仅有 1 种。每个样品的有孔虫多者十余种, 少者仅数种, 显示有孔虫的简单分异度偏低(图 2)。以底栖类为主, 有 54 种, 浮游类为 8 种, 全新世沉积中浮游类稀少或全无, 末次冰消期浮游类丰度相对高些, 可达 25% 以上(图 3)。

71~37.5 m, 河口湾相: 有孔虫含量和属种下部较丰富, 上部剧烈减少甚至仅零星出现。底栖有孔虫以毕克卷转虫(*Ammonia beccarii*)和其他轮虫科

(*Rotaliidae*) 最多见, 另外, 见较多九字虫(*Nonion*)。浮游有孔虫以抱球虫为主。反映潮流入侵作用较强烈。

37.5~16 m, 河口湾—前三角洲相: 有孔虫下部较丰富, 上部明显减少, 仅少量出现。以底栖有孔虫为主, 且仍以广盐性的毕克卷转虫为主, 九字虫也较多见, 下部再次出现少量异地希望虫。浮游有孔虫仅零星出现。有孔虫面貌反映以孔深约 24 m 为界, 下部为河口湾环境, 潮流作用较强, 上部为前三角洲环境, 淡水作用显著加强。

16~7 m, 三角洲前缘相: 有孔虫含量进一步减少, 仅在底部出现少量轮虫和九字虫。反映了由淡水主导的沉积环境。

7 m 以上, 三角洲平原相: 有孔虫含量有所增加, 且出现少量浮游有孔虫, 反映了潮滩环境中涨潮流的作用。

2.3 孢粉分布及其气候意义

由于本孔自下而上经历多种沉积环境, 因此, 孢

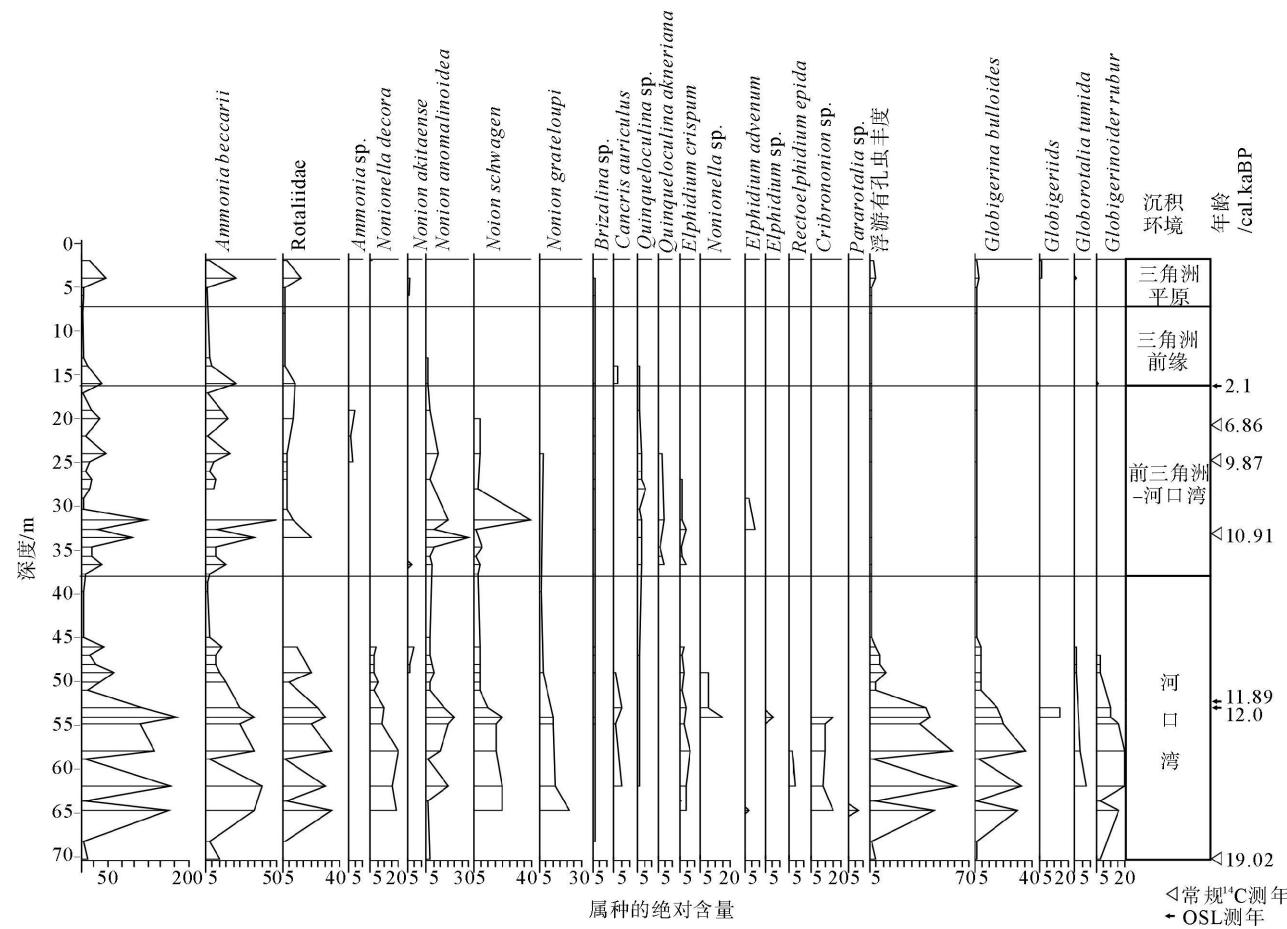


图 3 长江口 SG6 孔有孔虫图谱与沉积环境及年代

Fig. 3 The distribution of foraminifera in various sedimentary facies and ages of SG6 at the Yangtze estuary
(X axis represents absolute abundance of each species)

粉的分布首先随沉积相变化而变化。我们试图在沉积相基础上分析孢粉对气候的指示意义, 从而重点揭示末次冰消期以来的几次主要气候波动事件(图4)。

湖沼环境(126~112.8 m)

此带孢粉浓度为整个剖面的最大值: 每50 g干样(下同)中孢粉数可达457粒。以木本花粉和蕨类孢子占优势, 分别为13%~69%和10%~63%。木本丰富, 且自下而上含量逐渐增多, 尤其见丰富的落叶栎、常绿栎、枫香属、栗属等, 兼具喜暖和广温性树种。草本含量较低, 以香蒲最为多见。蕨类孢子多见凤尾蕨属、水龙骨属, 自下而上明显减少, 反映中更新世末期气候的短暂暖热, 环境由湿向干变化。

河流环境(112.8~74 m)

此带孢粉浓度极低, 仅为11~45粒。可能一方面反映了河流环境中孢粉不易沉积, 另一方面也可能因为形成于气候寒冷期, 孢粉稀少。

河口湾环境(76~52 m)

此带孢粉浓度高低相间, 最高可达431粒, 最低仅为25粒。以木本和草本占优, 分别为33%~77%和6%~50%。木本多见落叶栎和松属, 也常见常绿栎、栗属等喜暖植物。草本以水生的香蒲居

多, 常见蒿属、藜科。蕨类含量仍然较低, 以凤尾蕨属、水龙骨属为主。本段根据图谱以孔深57 m为界可进一步分为上下两层, 下层喜暖湿木本属种较多且含量较高, 松属含量较低, 水生草本和蕨类都比较丰富, 反映了暖湿的气候; 上层喜暖和广温性木本属种大多消失, 草本、蕨类含量也剧烈下降或消失, 仅以松属为主, 反映了气候显著转为冷干。结合年代数据, 我们认为下层应是波令-阿勒鲁德暖期、上层则是新仙女木事件的记录(图4)。

河口湾环境(52~37.5 m)

此带孢粉浓度较高, 但波动大。以木本占优, 次为蕨类, 分别为47%~72%和17%~36%。木本以松属为主, 含量多为40%左右, 落叶栎常见, 有少量喜暖属种。草本以香蒲最多。蕨类仍以凤尾蕨属、水龙骨属为主。反映全新世初较为温凉湿润的气候。

河口湾—前三角洲环境(37.5~16 m)

此带孢粉浓度下低上高, 为31~152粒。以蕨类含量最高, 次为木本, 分别为35%~77%和5%~39%。木本中松属含量大幅度下降, 以落叶栎为主, 另见较多栗属。草本仍以香蒲最多见。蕨类以凤尾蕨属、水龙骨属为主。反映气候总体较为温暖

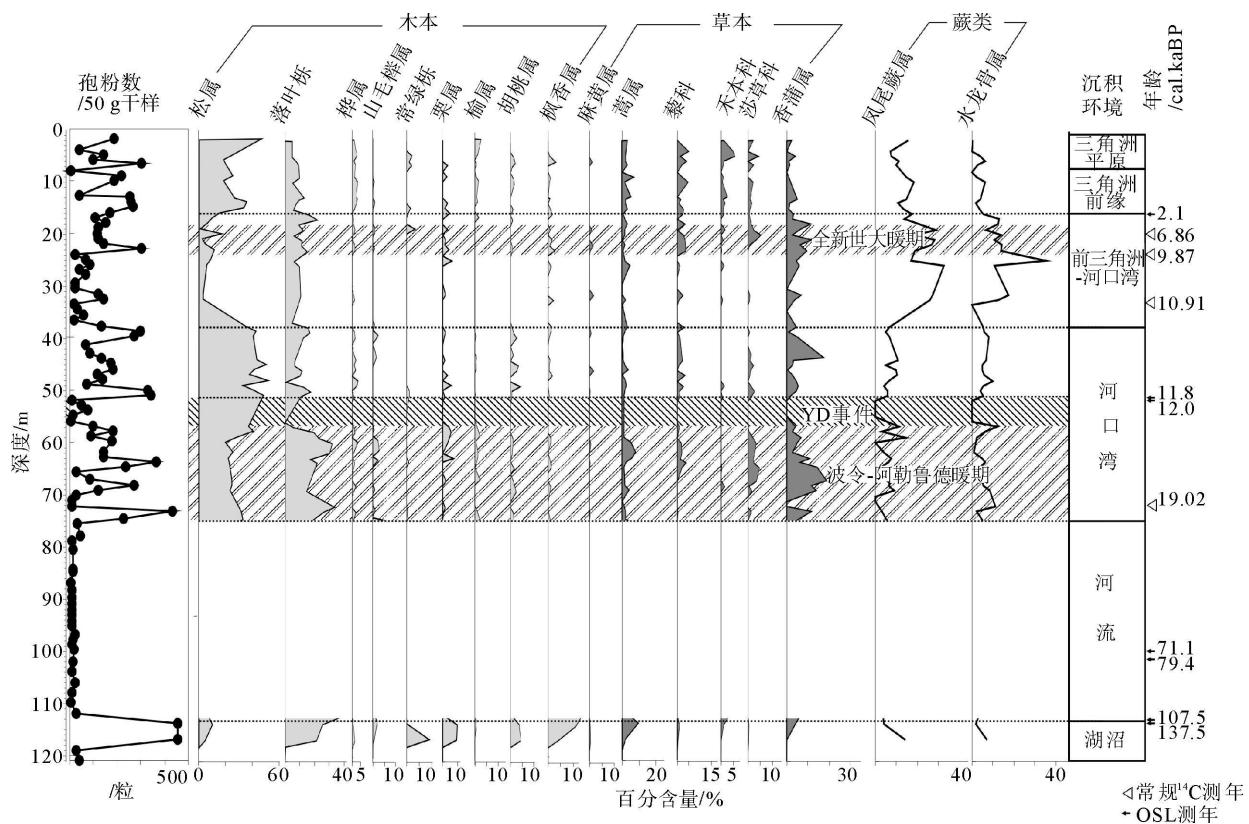


图4 长江口SG6孔孢粉图谱

Fig. 4 Pollen spore spectrum of SG6 at the Yangtze estuary

湿润。其中孔深 18~24 m 泡粉浓度高,且出现常绿栎、栗属和枫香的含量增高,香蒲、藜科、莎草科等湿生草本含量也明显增加,蕨类孢子含量有所下降(图 4),反映了极其暖湿的气候,结合年龄数据,推测是全新世大暖期的记录。

三角洲前缘—平原环境(16 m 以上)

此带孢粉浓度较高,具多次波动。以木本和蕨类占优势,分别为 36%~65% 和 20%~44%。木本中松属含量显著上升,再次成为最高,次为落叶栎,顶部榆属较丰。草本见少量蒿属、藜科、禾本科和香蒲属,顶部禾本科明显上升,应是人类活动的反映。蕨类含量有所下降,以凤尾蕨属为主,见水龙骨科。反映近 2 千年来较为温凉的气候。

3 讨论和结论

3.1 河口发育的基础

SG6 孔显示,中更新世末,本孔为湖沼环境,但进入晚更新世后,该孔所处位置一直以河流环境为主,晚更新世的砂砾层厚度达到近 40 m(图 2),远厚于长江三角洲两翼平原上钻孔所揭示的砂砾层(图

5)^{2,16}。从 OSL 年龄来看,本孔底部缺失 MIS5e 高海面时期沉积,主要为 MIS5d 以后沉积了约 10 m 厚的河流相砂质沉积;孔深 102~74 m 的地层普遍含砾石,反映了河道滞留相沉积特征,且年龄结果显示形成于 MIS4-2 期间。由此可见,末次冰期 SG6 孔一直位于主河道环境,河流下切侵蚀作用显著。因此,至约 19 cal. kaBP 末次冰消期开始时,本孔所在地和长江三角洲平原两翼前缘的高差超过 30 m,与两翼后缘的高差可超过 60 m(图 5)^[17],为一深切古河谷。正是在这样的古地形基础上,本孔所在地末次冰消期以来发育了河口湾和三角洲沉积体系(图 2)。前人在长江口的多个钻孔(如 T16, C4, 见文献[17]; CM97 孔见文献[7]; MZ 孔见文献[18])也显示,今长江口末次冰消期河口湾沉积的下伏地层,即一般埋深约 70 m 以下,普遍发育含砾石的河道相沉积。因此,本孔显示的晚更新世以来沉积环境的演变过程,揭示了全新世长江口得以在此发育的原因。

3.2 河口演变的控制作用

海平面波动控制着河口沉积物可容空间的变化,气候变化又影响着入海泥沙量的变化,因此,末

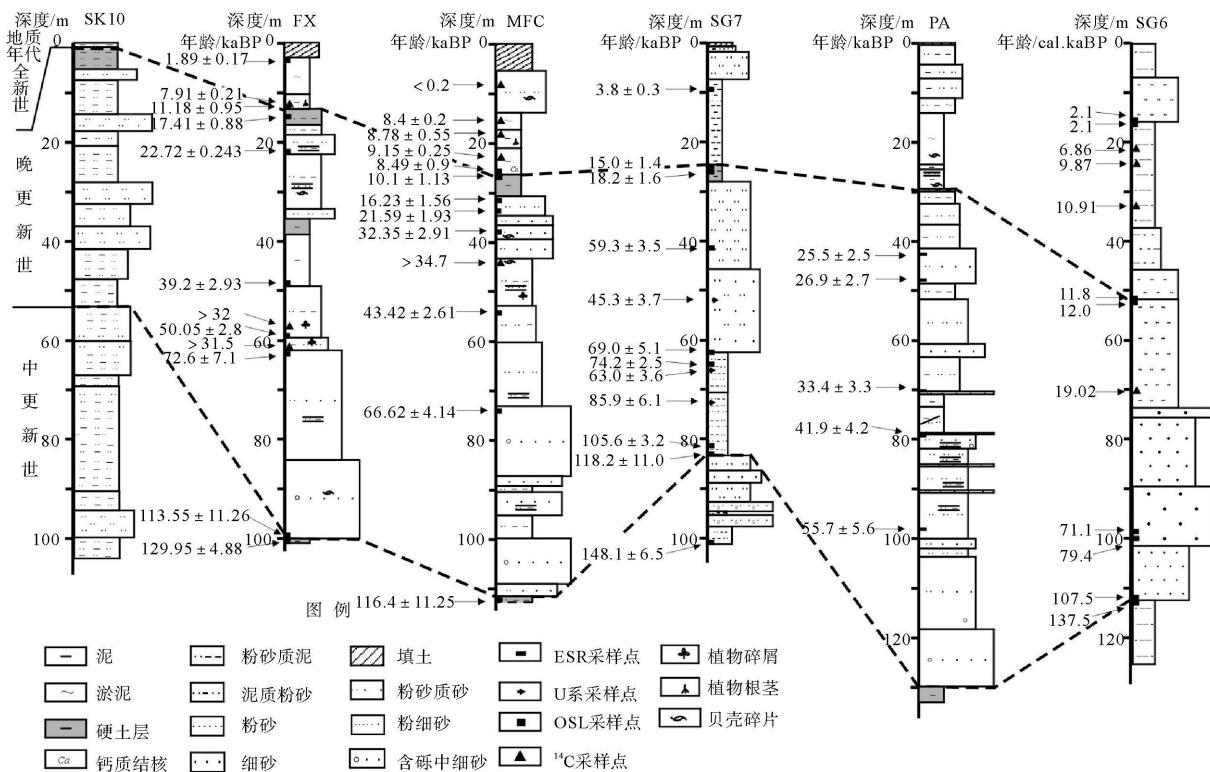


图 5 长江三角洲地区晚第四纪地层对比
显示 SG6 孔的厚层河道沉积以及和三角洲南部平原的古地势高差

Fig. 5 Comparison of late Quaternary stratigraphy in the Yangtze delta area, showing thick river channel deposition in SG6 and topographic difference between SG6 and other cores in the southern delta plain

次冰消期以来长江口沉积环境的演变明显受到两者的控制。从微体古生物化石的分布来看, 孔深 24 m 以下有孔虫及海相介形虫含量及属种明显较上段丰富(图 2、3), 反映了潮流作用强于径流作用的河口湾环境。前人研究显示, 末次冰消期海平面上升很快, 尤其在 19.14.2 和 11.5 cal. kaBP 前后, 发生了 3 次冰川快速融化事件, 导致海平面均在短时间内快速上升 10~20 m^[19-22]。因此, 长江口下切古河谷很快受到海水入侵影响, 本孔所在地在末次冰消期由河流演变为受潮流作用显著的河口湾环境, 主要堆积潮流沙脊沉积(图 2)。11.5 cal. kaBP 以后, 海平面有较长一段时间上升较为缓慢^[22], 因此, 河口湾发生充填作用, 两岸潮滩也向海进积, 期间的沉积速率达到末次冰消期以来最高(图 6), 本孔所在地水深明显变浅。10~8 cal. kaBP 期间, 海平面又发生数次快速上升事件^[11, 22], 全球海平面从约—35 m 上升到与现代相近位置, 所以, 研究区大部分被海水淹没并演变为巨大的河口湾, 本孔所在地很快演变为 20~30 m 水深环境, 因此, 沉积物进一步变细, 以黏土质粉砂为主, 且黏土含量达到全新世最高(图 2)。直到 8 cal. kaBP 前后, 随着海平面的逐渐稳定, 本区开始发育三角洲沉积体系。

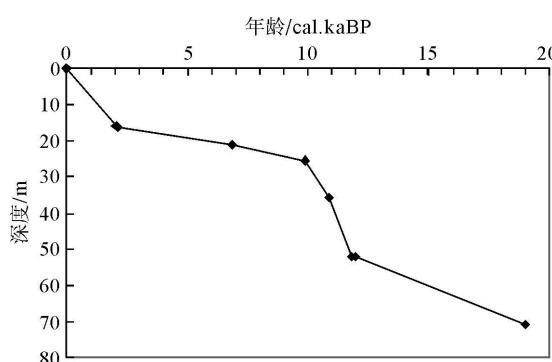


图 6 长江口 SG6 孔末次冰消期以来的沉积速率

Fig. 6 Sedimentation rate since last deglaciation in SG6 at the Yangtze estuary

从本孔的沉积速率来看, 大约 7 cal. kaBP 之前沉积速率普遍较高, 尤其是 10~11.8 cal. kaBP 期间, 沉积速率更是高达约 18 m/ka, 2~7 cal. kaBP 之间沉积速率明显下降, 不到 1 m/ka; 2 cal. kaBP 以来, 沉积速率再次增大(图 6)。前人在长江三角洲的钻孔也显示了大约 9 cal. kaBP 之前的异常高沉积速率^[10, 23], 我们推测高沉积速率可能反映了丰富的泥沙输入。本孔的孢粉记录了末次冰消期的波令-阿勒鲁德暖期, 也记录了全新世早期温凉-温暖

湿润气候。前人对长江三角洲地区钻孔的孢粉分析同样显示全新世初 9~11.7 cal. kaBP 气候由温凉湿润迅速转向温暖湿润^[10, 24]。前人对石笋古气候记录的研究也显示全新世早期丰富的东亚季风降水^[25]。由此可见, 在海平面快速上升的背景下, 长江口地区末次冰消期-全新世早期的快速堆积应该是温湿气候产出大量入海泥沙的反映。

约 7 cal. kaBP 以来的沉积速率一方面固然受影响于季风衰退导致的入海泥沙量减少, 更重要的应是受控于长江三角洲的发育。由于长江三角洲发育的阶段性, 即三角洲前缘沙体由古河口湾顶部逐渐自西向东、东南进积^[26], 因此, 在长江口不同位置同一期间的沉积环境和沉积速率差异很大^[7, 23], 单个钻孔无法客观地反映入海泥沙量的变化。2~7 cal. kaBP 期间的低沉积速率主要因本孔处在前三角洲环境, 2 cal. kaBP 以来沉积速率的加大则和沉积相演变为三角洲前缘有关。

综上所述, 全新世长江口是在末次冰期下切河谷的基础上演变而来的, 末次冰消期以来的沉积环境演变、沉积地层发育和海平面波动密切相关, 也和气候变化联系紧密。

参考文献(References)

- [1] Chen Zhongyuan, Stanley D J. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze Delta Plain, Eastern China [J]. Journal of Coastal Research, 1995, 11(3): 927-945.
- [2] 张华, 赵宝成, 陈静, 等. 长江三角洲地区晚更新世年代地层框架及两次海侵问题的初步探讨[J]. 古地理学报, 2008, 10(1): 99-110. [WANG Zhanghua, ZHAO Baocheng, CHEN Jing, et al. Chronostratigraphy and two transgressions during the Late Quaternary in Changjiang delta area [J]. Journal of Palaeogeography, 2008, 10(1): 99-110.]
- [3] 邱金波, 李晓. 上海市第四纪地层与沉积环境[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 2007. [QIU Jingbo, LI Xiao. Quaternary Strata and Sedimentary Environment in Shanghai [M]. Shanghai: Shanghai Science & Technology Press, 2007.]
- [4] LIN Jingxing, ZHANG Shanlin, QIU Jinbo, et al. Quaternary marine transgressions and paleoclimate in the Yangtze River delta region [J]. Quaternary Research, 1989, 32(3): 296-306.
- [5] 陈静, 王哲, 王张华, 等. 长江三角洲东西部晚新生代地层中的重矿物差异及其物源意义[J]. 第四纪研究, 2007, 27(5): 700-708. [CHEN Jing, WANG Zhe, WANG Zhanghua, et al. Heavy mineral distribution and its provenance implication in late Cenozoic sediments in western and eastern area of the Changjiang River delta [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(5): 700-708.]
- [6] 张丹, 陈中原, 魏子新, 等. 长江口第四纪沉积物中构造与

- 古气候耦合作用的探讨[J]. 科学通报, 2005, 50(14): 1503-1511. [WANG Zhangqiao, CHEN Zhongyan, WEI Zixin, et al. The discussion of coupling effect between tectonics and paleoclimate in Changjiang estuary Quaternary sediments [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50 (14): 1503-1511.]
- [7] Hori K, Saito Y, Zhao Q, et al. Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression [J]. Marine Geology, 2001, 177(3-4): 331-351.
- [8] 李保华, 李从先, 沈焕庭. 冰后期长江三角洲沉积通量的初步研究[J]. 中国科学 D 辑, 2002, 2002, 32 (9): 776-782. [LI Baohua, LI Congxian, SHEN Huanting. A preliminary study on sediment flux in the Changjiang River Delta during the postglacial period [J]. Science in China (Series D), 2002, 32 (9): 776-782.]
- [9] 赵宝成, 王张华, 李晓. 长江三角洲南部平原古河谷充填沉积物特征及古地理意义[J]. 古地理学报, 2007, 9 (2): 217-226. [ZHAO Baocheng, WANG Zhanghua, LI Xiao. Characteristics and palaeogeographic significance of paleo-incised valley sediments in southern Changjiang Delta Plain [J]. Journal of Palaeogeography, 2007, 9 (2): 217-226.]
- [10] Yi S, Saito Y, Zhao Q, et al. Vegetation and climate changes in the Changjiang (Yangtze River) Delta, China, during the past 13 000 years inferred from pollen records [J]. Quaternary Science Reviews, 2003, 22 (14): 1501-1519.
- [11] Hori K, Saito Y. An early Holocene sea-level jump and delta initiation [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34 (18): L18401-1-L18401-5.
- [12] Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0~26 Cal Kyr BP. [J]. Radiocarbon, 2004, 46: 1029-1058.
- [13] Southon J, Kashgarian M, Fontugne M, et al. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia [J]. Radiocarbon, 2002, 44: 167-180.
- [14] Kong G S, Lee C W. Marine reservoir corrections (ΔR) for southern coastal waters of Korea [J]. Journal of the Korean Society of Oceanography, 2005, 10(2): 124-128.
- [15] 国家海洋局. 海洋调查规范(第四分册·海洋地质调查)[M]. 北京: 海洋出版社, 1975: 9-88. [State Oceanic Administration of People's Republic of China. The Specification for Oceanographic Survey (Vol. 4-Marine Geological Survey) [M]. Beijing: China Ocean Press, 1975: 9-88.]
- [16] Zhao B, Wang Z, Chen J, et al. Marine sediment records and relative sea level change during late Pleistocene in the Changjiang delta area and adjacent continental shelf [J]. Quaternary International, 2008, 186(1): 164-172.
- [17] Li C, Chen Q, Zhang J, et al. Stratigraphy and palaeoenvironmental changes in the Yangtze Delta during the Late Quaternary [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 18(4): 453-469.
- [18] 王张华, 邱金波, 冉莉华, 等. 长江三角洲南部地区晚更新世年代地层和海水进退[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24(4): 1-8. [WANG Zhanghua, QIU Jinbo, RAN Lihua, et al. Chronostratigraphy and transgression/regression during late Pleistocene in the southern Changjiang delta plain [J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2004, 24(4): 1-8.]
- [19] Fairbanks R G. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation [J]. Nature, 1989, 342: 637-642.
- [20] Blanchon P, Shaw J. Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse [J]. Geology, 1995, 23 (1): 4-8.
- [21] Yokoyama Y, Lambeck K, Deckker P D, et al. Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima [J]. Nature, 2000, 406: 713-716.
- [22] Liu J, Milliman J D, Gao S, Cheng P. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea [J]. Marine Geology, 2004, 209 (1-4): 45-67.
- [23] 王张华, 刘敬圃, 赵宝成. 全新世长江泥沙堆积的时空分布及通量估算[J]. 古地理学报, 2007, 9 (4): 419-429. [WANG Zhanghua, LIU Jingpu, ZHAO Baocheng. Spatial and temporal distribution of Changjiang sediments and estimation of sediment budget during the Holocene [J]. Journal of Palaeogeography, 2007, 9 (4): 419-429.]
- [24] Yi S, Saito Y. Latest Pleistocene climate variation of the East Asian monsoon from pollen records of two East China regions [J]. Quaternary International, 2004, 121(1): 75-87.
- [25] 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录[J]. 科学通报, 2006, 51(1): 80-86. [SHAO Xiaohua, WANG Yongjin, CHENG Hai, et al. Holocene monsoon climate change and drought events in Hubei Shennongjia from stalagmite records [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(1): 80-86.]
- [26] 许世远, 王靖泰, 李萍. 论长江三角洲发育的阶段性.[C]//长江三角洲现代沉积研究. 上海: 华东师范大学出版社, 1987: 264-277. [XU Shiyuan, WANG Jingtae, LI Ping. Cyclic development of Changjiang (Yangtze) River delta [C]// Recent Yangtze Delta Deposits. Shanghai: East China Normal University Press, 1987: 264-277.]

FORMATION OF MODERN YANGTZE ESTUARY AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTAL EVOLUTION SINCE THE LAST DEGLACIATION

ZHA NG Dan^{1,2}, WANG Zhanghua¹, LI Weikang¹, LI Xiao³

(1 Department of Geography, East China Normal University, Shanghai 200062, China;

2 Institute of Marine Geology and Chemistry of National Sun Yat-sen University, Kaohsiung Taiwan 80424, China;

3 Shanghai Geological Survey, Shanghai 200072, China)

Abstract: The present study measured OSL and ¹⁴C ages for late Quaternary sediments in a borehole drilled in the Chongming Island, Yangtze estuary. Lithology, microfossils, and sporopollen were further analyzed to discuss the formation of the modern Yangtze estuary and sedimentary environmental changes since the last deglaciation. The results indicate a lacustrine and marsh environment at the end of mid-Pleistocene. Fluvial facies dominates during late Pleistocene, especially gravel sediments of the riverbed prevailed during the last glaciation. With the sea level rise during the last deglaciation, estuarine and deltaic sedimentary systems developed successively in the study area. The rapid sea level rise during late deglaciation was demonstrated as rich marine microfossils and strong tidal intrusion in the present borehole sediments. Meanwhile, the high sedimentation rate indicates warm and humid monsoon climate and associated plentiful sediment discharge into the estuary during the early Holocene.

Key words: sedimentary environment; last glaciation; last deglaciation; Yangtze estuary