

文章编号:1671-4814(2010)03-176-09

长江三角洲江都-镇江冰后期古河谷沉积特征 及其沉积中心的变迁*

杨献忠,魏乃颐,马雪,蒋仁,于俊杰,张宗言,赵玲,劳金秀

(南京地质矿产研究所,南京 210016)

摘要:长江三角洲江都-镇江(大港)河段冰后期地层层序可分为早期海侵层序和中、晚期海退层序。早期海侵层序主要包括下部冰消期近源辫状河流相、中部河流相、上部河漫滩相,为一套海进式河床充填层序,在垂向上具有该河段独有的三层结构特点。中、晚期海退层序主要包括前三角洲相、三角洲前缘相和三角洲平原相,在垂向上也具有三层结构特点。冰后期以来,古长江的江面宽度不断变化,沉积中心位置也随之发生多次较大调整:冰消期至全新世早期,中心位置曾不断向南偏移;从全新世中期开始,其中心位置开始北移直至最大海侵结束;最大海侵后,随着三角洲不断进积,其中心位置也开始节节南移直至现今位置;从最大海侵到现在,古长江中心位置可能向南移动大约 15 km。

关键词:冰后期;长江三角洲;地层层序;江都市和镇江市

中图分类号:P534.63

文献标识码:A

关于长江三角洲晚第四纪以来地层的沉积特征,已有较多的研究^[1~12],但多限于长江南翼或江阴以下河段。对于长江三角洲镇(江)-扬(州)河段末次盛冰期以来的沉积特征,报道较少。本文依据中国地质调查局地质大调查项目前期已经完成的钻孔(图1)岩芯材料,结合¹⁴C测年数据(¹⁴C半衰期:5 568 a BP)及微体生物特征,对江都-镇江(大港)河段冰后期古河谷地层的沉积特征进行分析,以探讨该河段冰后期沉积中心的变迁及演化过程。

1 沉积层序及其沉积相组合

江都-镇江(大港)河段在钻孔控制的深度范围内,自下而上可以明显地区分出晚更新世晚期和冰后期(全新世)两类不同时代的地层。

1.1 晚更新世晚期地层层序

晚更新世晚期地层层序从下到上主要由相当海洋氧同位素(MIS)3阶段的下部河流相、末次盛冰期形成的硬粘土层和上部河流相组成^[13]。下部河流相埋深多在 65~70 m 以

* 收稿日期:2010-03-08

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(1212010781020)资助。

第一作者简介:杨献忠(1962~),男,博士,教授级高级工程师。现主要从事长江三角洲区域地质调查与研究。

下,沉积物具有典型的下粗上细的二元沉积结构特征并构成多个沉积韵律。中部硬粘土层主要为还原环境下的灰绿色、暗绿色向下渐变为黄褐色硬粘土层,其为低海面时期长江三角洲地区形成的暴露大气下的河漫滩相粘土经后期改造而成^[14],但由于其上覆盖了隶属晚更新世、可能属于末次盛冰期晚期滞留沉积的上部河流相沉积物(图 1C23 孔),因此该硬粘土层也可能为 MIS3 阶段之前海面下降时形成^[13]。上部河流相沉积特征类似于下部河流相,只是在粒度、砾石的含量上比上部河流相明显要低。

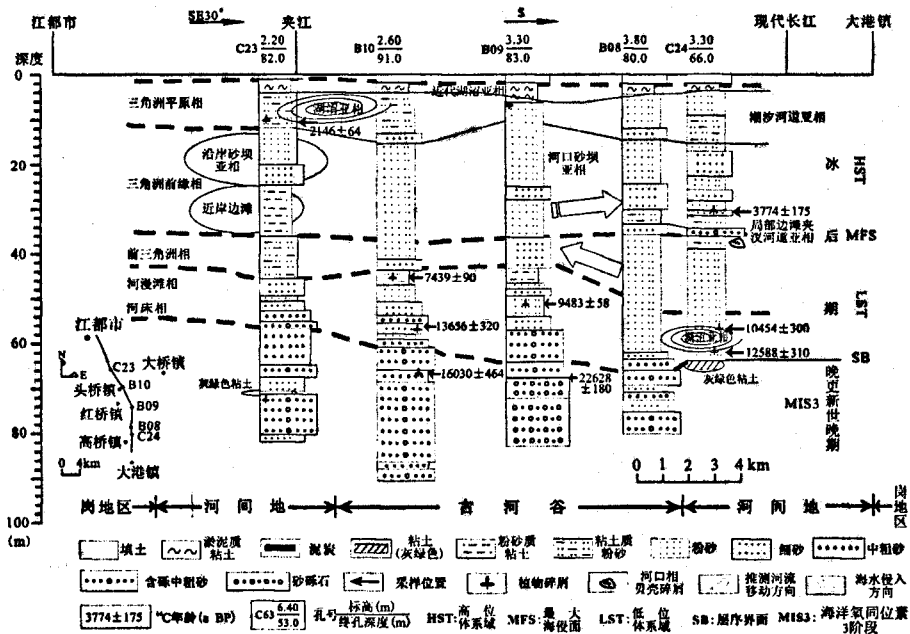


图 1 长江三角洲江都-镇江河段古河谷沉积特征

Fig. 1 Sedimentary characteristics of the ancient valley in Jiangdu-Zhenjiang mouth of Yangtze River Delta

1.2 冰后期(全新世)地层层序

从层序地层学角度分析,末次盛冰期以来,海平面变化经历了半个周期,中国沿海三角洲地区却由海侵、海退形成了一个完整的沉积层序。末次盛冰期的不整合面和现今三角洲的顶面构成了该层序的上、下界面。因此,长江三角洲江都-镇江(大港)河段可以划分出全新世早期海侵序列和全新世中、晚期海退序列^[6],不同时期的沉积特征已略有报道^[13,15]。海退过程中,全新世中、晚期海退序列先后形成六期河口砂坝,本研究区处于红桥期河口砂坝内。

1.2.1 早期海侵层序沉积相

下部冰消期近源辫状河流相:末次盛冰期沉积物主要为灰色调(青灰色、深灰色),冰消期沉积物主要为黄色调(灰黄色、褐黄色)(参见文献^[13]中的图 3),后者为冰后期早期气候转暖、近源辫状河流快速覆盖堆积、未及充分还原所致。该黄色调(含砾)砂层在该河段均有分布(除 C24 孔外),可以作为标志层,其底板可作为划分末次盛冰期与冰后期的分界面^[13](SB)。C24 孔缺失该套沉积层。

中部河流相:以 B10 孔为沉积中心,沉积物由两层组成:下层主要为中粗砂或含细砾中

粗砂层,上层主要为灰色粉细砂、细砂,局部含少量碳化植物碎屑,未见海相微体生物。南侧 C24 孔缺失该河床相沉积物,与之相对应的是一套近岸边滩的湖沼相沉积物,岩性为夹大量碳化植物碎屑层的灰色、深灰色含粘土粉砂。

上部河漫滩相:岩性主要由褐灰色、棕灰色粉砂质粘土夹粉细砂构成,局部夹少量植物碎屑;发育水平层理、微斜层理;未见海相微体生物有孔虫;较均匀分布少量腹足类、双壳类较完整个体残骸,并见非海相介形类小玻璃介未定种 *Candoniella* sp.、隆起土星介 *Ilyocypris gibba* (Ramdohr) 壳体,显示以静水环境为主的漫滩相沉积。南侧 C24 孔继承早期湖沼相,继续沉积夹碳化植物碎屑的灰色、深灰色含粘土粉砂。

上述海侵层序及其沉积特征在距离图 1 剖面下游约 20 km 的泰州市口岸镇仍然存在,其底部有一层厚度不大的含砾砂层(砾石直径约 1 cm),中部为灰色细砂,可见斜层理和交错层理,上部为灰色亚粘土,夹较多的薄砂层;在电测曲线上(图 2),下部视电阻率较高,向上逐渐减小且呈锯齿状,与岩性变化基本吻合;河床层序不整合超覆在黄褐色砂砾层上^[5]。

显然,冰后期(全新世)早期的海侵层序,实际上是一套在海侵背景下的河流充填层序。研究区冰后期(全新世)早期海侵层序,在垂向上具有三层结构特点,从下到上沉积物具有粒度下粗上细、砾石含量下高上低、砾径下大上小、颜色由黄色逐步变为灰色、分选性由差到好、沉积构造由不明显到清晰的水平层理、微斜层理等特征,反映随着海侵,河面逐渐开阔,水动力条件逐步减弱,为一套海进式河床充填层序,相当于正常河流沉积的正旋回。南侧系海侵自东向西发生、自古河谷向两侧逐渐扩展过程中,古土壤被淹没并接受滨海沉积时,在古河间地的低洼处或古冲沟地区,由于排水不畅、积水而形成的淡水湖沼沉积,反映了陆相沉积环境特征^[7-8]。与下游河段对比表明,也许上述三层结构是该河段独有的特征。

1.2.2 中、晚期海退层序沉积相

前三角洲相:以青灰色粉砂夹粉砂质粘土沉积为主,北侧近岸处以粉砂质粘土为主,水平纹层较发育,其厚度多为 1~2 mm,海相淤泥并不发育。B10 孔 37.30~37.35 m 见奇异小玻璃介 *Candoniella mirabilis* Schneider、布氏土星介 *Ilyocypris bradyi* Sars 和隆起土星介壳体。图 1 剖面线东部约 15 km 钻孔相近层位(42 m 左右),见一、二海相介形类陈氏新单角介 *Neomonoceratina chenae* Zhao 幼体,显示极低海相性的同时,也表明海侵到达这里时河流仍

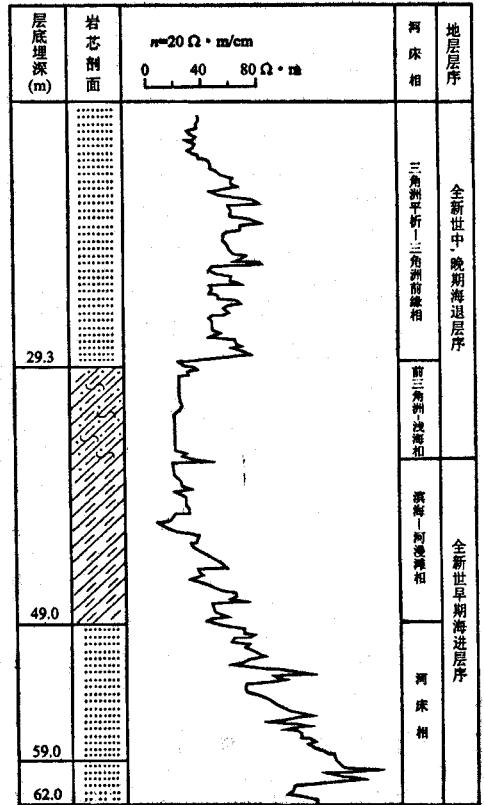


图 2 泰州市口岸镇 9 号钻孔柱状图及电测井曲线(据文献[5]绘制,略有修改)
Fig. 2 Stratigraphic column and electric logging curve of the ninth drilling hole in Kouan town, Taizhou city

具有较强的作用力。从沉积物特征分析,研究区前三三角洲相称之为河口湾相可能更为合理。

三角洲前缘相:由于沉积环境差异和复杂的水动力条件,三角洲前缘相沉积构造类型呈现多样性,波状层理发育局部见交错层理,出现较复杂的亚相:以河口砂坝亚相为主体,夹沿岸砂坝、汉道河流、河口侧翼边滩等亚相,其上覆地层为三角洲平原相。

河口砂坝是三角洲前缘相的主要组成,主要为灰色、青灰色粉砂、粉细砂,颗粒均匀,分选较好,结构松散,粒级向上略有变粗;发育水平纹层、微斜层理、波状层理,局部见小型交错层理,微小或小型侵蚀界面常见,反映了海退期间海陆相互作用的水流周期性波动;见少量生物碎屑且局部较富集,显示浪基面附近的波浪搬运作用。图 1 东部(红桥镇东北)同时施工的钻孔相近层位(15.00~20.00 m 段),见少量广盐性有孔虫毕克卷转虫 *Ammonia beccarii* vars. (Lineé)以及低盐性有孔虫孔缝筛九字虫 *Cribronion polisuturalis* Ho, Hu et Wang 个体,而在下游地区见丰富的海相微体生物^[16],反映下游地区海相性程度较高,而研究区海相性程度较低。

沿岸砂坝主要发育于 C23 孔以北,上部以粉砂为主,下部为粉细砂,走向垂直于图 1 钻孔剖面线。近岸边滩沉积主要发育河谷两侧的侧翼,主要为灰色、青灰色粉砂与棕红色、棕灰色粉砂质粘土互层沉积,局部为粉砂质粘土。B10 孔及 B08 孔、C24 孔明显可见由汉道河流沉积的灰黄色、黄灰色中细砂构成的透镜体以及多期次一级砂质透镜体,其中 C24 孔厚度达到 2 m,与下层呈侵蚀接触,可见明显的冲刷面。在垂直层序上,红桥期汉道河流沉积物下粗上细,电测曲线(图 3)自下而上由高阻变为低阻,沉积构造下部以交错层理为主,向上渐变为斜层理和水平层理,反映水动力条件逐渐减弱^[17]。另外,在研究区的三角洲前缘相内,局部见含少量碳化植物碎屑的短暂性湖相沉积。

三角洲平原相:主要由粉砂质粘土、粉砂、含粉砂淤泥质粘土组成。随着地形地貌的不断改变及其水动力条件的减弱,沉积亚相比较为复杂。研究区三角洲平原相主要包括湖沼亚相、洪泛沉积亚相,局部还存在汉道河流亚相和边滩亚相等。总体上,该套沉积物属于潮汐通道的产物。

早期的湖沼亚相主要见于 C23 孔和 B10 孔,主要为灰色粉砂质粘土夹粉砂,含少量植物碎屑,多碳化-半碳化状,水平纹层发育,含少量河口相双壳类光滑蓝蛤 *Aloides laevis* (A Adams)、腹足类贝壳完整个体或碎片;晚期的湖沼相几乎遍布整个古河谷,主要为深灰色、灰黑色淤泥质粘土夹粉砂,植物碎屑多呈半碳化-未碳化状。江都市南部岗地,地表沉积了厚约 4~6 m 的青灰色粉砂,偶见列式壳有孔虫强壮箭头虫 *Bolivina robusta* Brady 壳体,可能为强潮汐搬运所致;岗地及近岗地周边范围,青灰色粉砂上覆褐黄色~黄褐色粘土质粉砂、粉细砂,系洪泛亚相沉积。B09 孔可能为三角洲前缘相形成的河口砂坝直接出露地表形成的

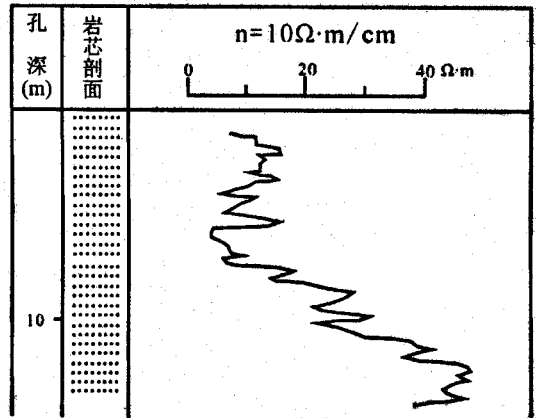


图 3 长江三角洲红桥期汉道河床砂体电测井曲线(据文献[17]绘制)

Fig. 3 Electric logging curve of sand body formed in branch rivers of Yangtze River Delta in Hongqiao stage

天然堤,使得 C23 孔和 B10 孔成为岸后湖沼。B08 孔和 C24 孔为近岸边滩相砂泥互层沉积,底部的细砂可能为局部的汉道河流沉积。

上述前三角洲相、三角洲前缘相和三角洲平原相呈渐变关系,从海到陆相继出现,而在垂向层序上具有十分明显的三层结构^[18]。从下到上具有较明显的规律性,依次表现为:沉积物颗粒度呈现细、粗、细的变化;沉积构造上先后呈现水平层理、波状层理和交错层理、水平层理;沉积物的颜色中间较浅、下部和上部较深;海相性逐渐增加。

2 冰后期沉积的形成过程及沉积中心的变化

晚更新世中晚期 20~40 ka,江都-镇江(大港)河段气候温湿,雨水充沛,物源丰富,沉积速率较大,河谷区快速沉积了一套具有河流二元结构的砂砾层。从砾石含量高并见砾、夹碳化木块以及沉积物结构构造和空间展布形态,并结合古地形、地貌推断,当时研究区长江的沉积环境为山前与港湾间的季节性河流局部夹山前洪流沉积^[9],推测长江的宽度不低于 20 km,其沉积中心可能位于 B10 孔和 B09 孔一线之间。

晚更新世晚期末次盛冰期期间,气候寒冷,全球性海面下降,长江古河间地沉积了厚层漫滩相泥质沉积物并在后期改造成土成壤而变硬成为硬粘土层,其形成时间大约为 20~15 ka BP^[7,14],长江的宽度大约为 14~15 km,其沉积中心变化不大,可能仍位于 B10 孔和 B09 孔之间。末次盛冰期期间,岗地区形成多层粘土层,这已由本研究其它钻孔证实。C23 孔和 C24 孔所见灰绿色粘土层的顶板埋深分别为 70.00 m 和 64.70 m,与长江三角洲南部平原第一硬土层的埋深一般为 15~30 m^[19]可能不是同一层位,因此不具对比意义。

从 15 ka BP 开始进入冰消期,此期间全球海平面呈阶段性迅速上升^[3-4,20]。随着海面上升,降水加大,原来沉积的硬粘土层遭到侵蚀破坏,宽约 14~15 km 长江下切河谷被以下粗(含细砾中粗砂)上细(中细砂层)多个韵律为主的沉积物充填并在北侧曾溢出下切河谷区。对比 B10、B09 和 B08 三个钻孔下切河谷与晚更新世晚期河流相沉积物的特征发现,两者沉积物的特征没有太大差异,只是前者在砾石大小、含量上略低于后者,且两者间具有连续沉积的特点。随着气候相对温暖,海平面上升,河谷区继续发育河流相;在古河间地的低洼处或古冲沟地区排水不畅,积水而成湖沼,以使得整个河谷更为开阔,水域面积扩大,宽度可达 26~28 km 左右。冰消期早期,沉积中心在 B09 孔附近,相对于末次盛冰期,其中心位置向南偏移约 1 km 左右;其后中心位置逐步向南部偏移。

大约从 12 ka BP 开始,水量突然减少,B09 孔以北主要沉积了一套河口湾漫滩相粉砂质粘土,B8 孔以南以湖沼沉积为主。此时段,河流在 B09 以南的狭窄范围内(可能指示了后期大西洋海侵的通道所在),沉积物以粉细砂~细砂为主,河流宽度可能仅有 3~4 km,包括南部的湖沼水域在内也可能只有 7~8 km,因此河道中心位置再次向南部偏移,相对于冰消期,偏移距离大约有 5 km。笔者认为,水量减少、粉、细砂沉积特征并非构造沉降,应该是温度降低所致,是否与“新仙女木事件”(Younger Dryas Event)^[21~22]冷期有关,尚值得进一步研究,因为这涉及到近海内陆区是否对该事件的耦合性以及该事件在东部陆架海周边的时空分布。

大约从 10 ka BP 开始了大西洋期海侵,海面上升,海水入侵,河水迅速上涨,河口退缩,约 9 ka 前后海水达到该地区^[2],最大海侵发生于 6.5~7.0 ka BP 左右^[10]。从大西洋期海侵开始到最大海侵期间,研究区长江最大水域宽度逐步扩大,从 16~20 km 到 30 余千米,沉

积中心随着海侵的逐步增大而从南侧的 B08 孔附近逐渐向北侧的 B09 孔偏移。海侵过程中,海水(涨潮流潮汐或波浪)一方面对岗地区晚更新世粉砂质粘土产生侵蚀作用,另一方面回水(落潮流)作用又将被侵蚀下来的粘土物质向河谷中心附近迁移,并在近岸区适宜位置沉积,表明三角洲在此时已开始发生早期的进积作用。研究区下游黄桥期、金沙期和崇明期河口砂坝沉积相和沉积序列研究及 AMS ^{14}C 测年,清楚地显示于 6~7 ka BP 已发生三角洲进积作用^[20],并形成前三角洲相~三角洲前缘相。C23 孔中上部近岸边滩沉积粉砂质粘土及其下伏的粘土质粉砂,可能为三角洲早期进积作用的产物。海侵最盛时期,长江古河谷转变为以镇江、扬州为顶点的喇叭形河口湾,类似于今日之钱塘江河口湾,而且属于强潮河口湾^[23]。考虑潮差的影响,推断 9 ka BP 左右镇江附近的水位约为 -10~-12 m,6 ka BP 前后在 -2~-3 m 左右^[24]。然而,河口湾存在的时间是短暂的,很快即转化为三角洲,地层中保留下来的多为三角洲相层序^[25]。

大约从 6.5 ka BP 开始,海面上升速度逐渐减缓,长江三角洲沉积率超过海面上升速度,三角洲堆积前展,开始了河口湾向三角洲的沉积演变。长江三角洲经历了六个主要发育阶段,从而形成红桥期、黄桥期、金沙期、海门期、崇明期、长兴期等六期亚三角洲^[1](河口砂坝)。海退过程中,由于科氏力作用,长江泥砂向北部运动,而北部为岗地,近岸的泥、砂只能向南部移动,两者相遇后随着海退水流不断向下游扩散并沉积,使得三角洲相不断进积前展,因此长江水域宽度逐渐减少,沉积中心不断向南侧摆动。大约在 4~5 ka BP 期间,海平面曾一度回落,C24 孔埋深 32.00~40.00 m 段沉积了一套边滩相砂泥互层并夹 2 m 厚、由汉道河流沉积的灰黄色含细砾中细砂层;北侧相邻的 B08 孔也有类似沉积但厚度略小。因此河谷水域宽度曾一度从 30 km 余减少到 20 km 左右,沉积中心位置也略向北偏移。从 5.5 ka 到 4.5 ka,中国海面从海拔 0.2 m 下降到 -3.7 m,千年降幅达 3.9 m^[26],因此中全新世的 5 ka 左右为一次较为明显的海退:芜湖~江阴河段为一薄层陆相沉积并分布古文化遗迹^[27],下游地区造成了大面积土地的裸露并形成相应的良渚时期的文化层^[28],南黄海 QC2 孔中全新世(5 ka)沉积物也显示了该期气候衰退事件^[29]。笔者认为,C24 孔 2 m 厚的灰黄色含细砾中细砂层,可能为该事件在本区的局部响应。4 ka BP 以后,海面又回复到高海面位置,且自那以来的海面变化基本上保持在高海面位置作上下波动^[30]。

三角洲平原形成以后,巨大的沉积空间已不具备,强烈的水动力环境也不复存在,但局部的新构造升降运动及微地形地貌的改变还在影响着河谷的均衡调整^[9]。北岸三角洲平原地势平坦,入江水道密集,使得北岸淤积速度加快,三角洲不断淤积前展;南岸近邻大港低山,在落潮流强大的冲刷力作用下,不断受到冲蚀,加上人类活动不断向南推移,北岸江中心滩逐步与北岸并陆。从 2 ka BP 开始,北岸区河网、湖沼十分发育,早期这些湖盆可能范围较大且为半开放环境;随着流域内人类活动的逐渐增强,滩地日愈拓宽,湖盆也逐渐萎缩。据史料记载,从隋唐时期到宋朝时期的 300 多年时间内,江面水域宽度从 20 余千米迅速锐减到仅为 9 km,沉积中心位置也继续南偏,而且宋朝时期研究区长江走向呈 NEE 向,直冲点向江北,现今的地貌上,北岸区残留牛轭湖的长轴延伸方向大致为 NE75~80°,反映了全新世晚期长江的大致流向并与史料记载基本相符。随着人类活动的加剧,三角洲不断前展,长江水域宽度逐渐变窄,沉积中心位置不断南移直到现今位置。现今,镇江大港上游的长江走向呈 NWW-SEE,在大港转呈 NEE 向,长江江面宽度仅为 2~3 km 左右。

3 结 论

(1)末次盛冰期,由于基面大幅度下降,江都-镇江(大港)河段形成了下切河谷。下切河谷的宽度在14~15 km。

(2)江都-镇江(大港)河段冰后期早期海侵层序主要为下部冰消期近源辫状河流相、中部河流相、上部河漫滩相,在垂向上具有三层结构特点,为一套海进式河床充填层序。从下到上沉积物在砾石含量、砾径及粒度变化、分选性、颜色、沉积构造等方面,表现出明显的规律性。

(3)江都-镇江(大港)河段冰后期中、晚期海退层序包括前三角洲相、三角洲前缘相和三角洲平原相,在垂向上也具有三层结构特点。从下到上沉积物在粒度、沉积构造、颜色、海相程度等方面也呈现较明显的规律。

(4)冰后期以来,江都-镇江(大港)河段古长江的江面宽度不断变化,沉积中心的位置也随之发生多次较大调整(表1):冰消期至全新世早期,中心位置曾不断向南偏移;从全新世中期开始,其中心位置开始北移直至最大海侵结束;最大海侵后,随着三角洲不断进积,其中心位置也开始节节后退南移直至今位置。从最大海侵到现在,古长江中心位置可能向南移动大约15 km。

表1 末次盛冰期以来江都-镇江(大港)河段江面宽度变化及其沉积中心位置的调整

Table 1 Width changes and decenter adjustments in Jiangdu-Zhenjiang mouth of Yangtze River since last glacial maximum

时间范围,ka BP	江面宽度,km	中心位置偏离0线	中心位置相对于上一时段
晚更新世中晚期(20前)	20~22	N,2 km左右	
末次盛冰期(20~15)	14~15	0线	参照位置
冰消期(15~12)	26~28	S,1 km左右	向南偏移
全新世早期(12~10)	7~8	S,6 km左右	向南偏移
全新世中期早时(10~7.5)	16~20	S,2~3 km	向北偏移
最大海侵时(7~6.5)	32~34	N,4 km左右	向北偏移
全新世中期晚时(5~2.5)	32逐步过渡到20	S,2~3 km	向南偏移
全新世晚期(2.5~大约0.2)	20逐步过渡到4	S,2~9 km左右	向南偏移
现在	2~3	S,0.5 km左右	向南偏移

致谢:本文在撰写过程中,曾与天津地质矿产研究所王强先生多次交流;南京地质矿产研究所岳文浙研究员提出宝贵意见;文内 ^{14}C 测年由中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室完成。在此一并致谢。

参考文献

- [1] 同济大学海洋地质系. 全新世长江三角洲的形成和发育[J]. 科学通报, 1978, 23(6): 310-313.
- [2] 李从先, 闵秋宝. 全新世长江三角洲顶部的海进时间和海面位置[J]. 同济大学学报, 1981, (3): 104-108.
- [3] 王靖泰, 郭蓄民, 许世远, 等. 全新世长江三角洲的发育[J]. 地质学报, 1981, (1): 67-80.
- [4] 许世远, 王靖泰, 李萍. 论长江三角洲发育的阶段性[C]. 严钦尚, 许世远. 长江三角洲现代沉积研究[A]. 上海: 华东师范大学出版社, 1987.

- [5] 李从先,王靖泰,许世远,等.全新世长江三角洲地区的海进海退层序[J].地质科学,1980,(4):322-330.
- [6] 吴标云,李从先.长江三角洲第四纪地质[M].北京:海洋出版社,1987.
- [7] 李从先,张桂甲.晚第四纪长江三角洲高分辨率层序地层学的初步研究[J].海洋地质与第四纪地质,1996,16(3):13-24.
- [8] 李萍,陈刚.长江三角洲顶部冰后期地层的沉积特征与划分[J].海洋通报,1983,2(4):66-71.
- [9] 陈希祥.镇江-扬州长江河谷第四系沉积演变特征[J].地层学杂志,2001,25(1):51-54.
- [10] 沈明洁,谢志仁,朱诚.中国东部全新世以来海面波动特征探讨[J].地球科学进展,2002,17(6):886-894.
- [11] 王张华,丘金波,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.
- [12] 王强,李从先.中国东部沿海平原第四系层序类型[J].海洋地质与第四纪地质,2009,29(4):39-51.
- [13] 杨献忠,魏乃颐,王强.长江三角洲镇江~江都河段古河谷沉积特征[J].海洋地质与第四纪地质,2010,30(待刊).
- [14] 陈庆强,李从先.长江三角洲地区晚更新世硬粘土层成因研究[J].地理科学,1998,18(1):53-57.
- [15] 魏乃颐,杨献忠,于俊杰,等.长江三角洲顶部冰后期地层的沉积特征[J].资源调查与环境,2010,31(2):79-86.
- [16] 曹光杰,张学勤,熊万英.冰后期长江河口段古河谷地层层序特征[J].地球科学与环境学报,2006,28(3):1-5.
- [17] 李从先,郭蓄民,许世远,等.全新世长江三角洲地区砂体的特征和分布[J].海洋学报,1979,1(2):252-268.
- [18] 许世远,李萍,王靖泰.长江三角洲沉积模式[J].中国第四纪研究,1985,6(2):55-62.
- [19] 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.
- [20] Horie K, Saito Y, Zhao Quanhong, et al. Sediment facies and progradation rates of the Changjiang (Yangtze) Delta, China[J]. Geomorphology, 2001,41:233-248.
- [21] Sarnthein M, Kennett J P, Allen J, et al. Decadal-to-millennial scale climate variability-chronology and mechanisms; Summary and recommendations [J]. Quaternary Science Reviews, 2002,21:1 121-1 128.
- [22] 韩喜彬,李广雷,杨子庚.中国东部陆架海对“新仙女木”事件的响应[J].海洋地质动态,2005,21(12):1-5.
- [23] 李从先,范代读,杨守业,等.中国河口三角洲地区晚第四纪下切河谷层序特征和形成[J].古地理学报,2008,10(1):87-97.
- [24] 王靖泰,汪品先.中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系[J].地理学报,1980,35(4):299-312.
- [25] Russell R J. Origin of Estuaries[M]. In: Lauff G A (ed.), American Association Advance Science, Washington, D. C., 1967.
- [26] 杨怀仁,谢志仁.气候变化与海面升降的过程和趋势[J].地理学报,1984,39(1):20-32.
- [27] 杨达源,严庠生.全新世海面变化与长江下游近河口段的沉积作用[J].海洋科学,1990,(1):9-13.
- [28] 朱诚,宋健,尤坤元.上海马桥遗址文化断层成因研究[J].科学通报,1996,41(2):148-152.
- [29] 杨子庚,王圣洁,张光威,等.冰消期海侵进程中南海海潮流沙脊的演化模式[J].海洋地质与第四纪

地质, 2001, 21(3): 1-10.

[30] 杨达源. 论中全新世的一次海面下落[J]. 黄渤海海洋, 1988, (1): 24-30.

Postglacial sedimentary characteristics and depocenter changes in Jiangdu-Zhenjiang mouth of Yangtze River Delta

YANG Xian-zhong, WEI Nai-yi, MA Xue, JIANG Ren,
YU Jun-jie, ZHANG Zong-yan, ZHAO Ling, LAO Jin-xiu
(*Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, China*)

Abstract

The postglacial strata in Jiangdu-Zhenjiang (Dagang town) mouth of Yangtze River Delta may be grouped into early transgressive sequence and mid-late regressive sequence. The early transgressive sequence, which is a transgressive channel-filling one, consists of near-fountain pigtailed river channel facies formed in deglacial stage in the bottom, river channel facies in the middle and floodplain facies in the upper. Therefore, the sequence has a feature of three beds structure that may be exclusive in the mouth in vertical distribution. The mid-late regressive sequence is composed respectively of prodeltaic, deltaic-front and deltaic plain facies in ascending order. Consequently, the sequence is also characterized by three beds structure. Since postglacial stage, the width of ancient Yangtze River was constantly changing, and the depocenter location also had several adjustments. From deglacial stage to the early Holocene, the depocenter had southward migration continuously. From the mid-Holocene, the depocenter started to move north until the end of the maximum transgression. After the maximum transgression, the depocenter also began to retreat southward steadily until the present location with the delta continued progradation. From the maximum transgression to now, the depocenter of ancient Yangtze River may be moved toward south about 15 km.

Key words: postglacial stage; Yangtze River Delta; strata sequence; Jiangdu city and Zhenjiang city