

# 黄河三角洲滨海湿地演化及其对碳 与营养成分的扣留\*

丁喜桂 叶思源<sup>①</sup> 赵广明 袁红明 王 锦

(中国地质调查局滨海湿地生物地质重点实验室 国土资源部海洋油气资源与环境地质  
重点实验室 青岛海洋地质研究所 青岛 266071)

**提要** 2007 年在黄河三角洲布设了一口 24.6m 的浅钻 ZK1, 对获取的岩芯样品进行了详细的沉积学观测及含水量、有机碳、总碳和营养成分的实验室分析测试。通过 ZK1 孔的地层分析, 将其划分为 7 种沉积环境, 揭示了滨海湿地地质演化过程。并利用 AMS <sup>14</sup>C 测年方法, 结合黄河改道的历史记录, 运用历史地理学和沉积地质学综合分析的方法对黄河三角洲沉积环境进行了年代划分, 并计算了黄河三角洲不同沉积环境沉积物的沉积速率和碳的加积速率。结果表明: 总碳和有机碳与除硫和磷元素以外的各营养成分都呈良好的线性相关( $R^2 > 0.7$ ,  $P < 0.05$ ); 碳、氮、磷的加积速率与沉积物的沉积速率呈极显著正相关关系( $R^2 > 0.95$ ,  $P < 0.01$ ), 沉积物的沉积速率是碳、氮、磷的加积速率的主导因素; 虽然现代黄河三角洲沉积物有机碳浓度较低( $< 1\%$ ), 但由于沉积物的高沉积速率, 现代黄河三角洲沉积物有机碳的平均加积速率达到  $648.1\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , 远高于世界其它高有机碳浓度的湿地, 因此是很好的碳汇地质体。

**关键词** 黄河三角洲; 滨海湿地; 沉积环境; 有机碳; 加积速率

**中图分类号** P95 **doi:** 10.11693/hyhz20130116002

沉积物对碳的加积和埋藏是全球碳收支平衡预算以及在地质历史时期内碳循环研究的重要内容, 并引起了全球科学家的广泛关注(范德江等, 2000; Brevik *et al.*, 2004; Smith, 2004; Duan *et al.*, 2008; Ye *et al.*, 2010, 2011; Zhang *et al.*, 2011; 丁玉蓉等, 2012)。由于沉积物中碳形态与碳总量受早期成岩作用的控制(Berner, 1970), 无水时期的湿地表面, 大部分新沉积的有机物质会被分解, 营养成分会发生矿化作用, 并向沉积物中的孔隙水中释放, 最终释放到上覆地表水中(Ye *et al.*, 2010, 2011), 剩下的有机物质和营养成分与沉积物颗粒相结合并一起被埋藏。埋藏在较深沉积物中的有机碳及营养成分多以较稳定的矿物形态存在, 不易转化迁移。受人类活动的影响, 河口地区

聚集了大量来自陆地的有机物质及营养成分, 因此, 河口湿地沉积物中有机碳和其它营养成分的加积速率研究是非常重要的。研究沉积物有机碳加积速率, 首先要弄清沉积物的沉积环境和年代。

对于较老历史时期形成的滨海湿地的年代确定, 可以采用现代 AMS <sup>14</sup>C 方法。然而, 现代黄河三角洲形成于 1855 年以后, 至今只有一百多年的历史(庞家珍等, 1979), 这已经不在 <sup>14</sup>C 测年的有效范围之内, 而 <sup>210</sup>Pb 测年法基于两个最基本的假设, 即具有稳定的 <sup>210</sup>Pb 供给速率和沉积后处于封闭系统中。实际应用中要求具有稳定的沉积环境(稳定的物源、稳定的沉积速率)及沉积后未受改造(范德江等, 2000)。黄河三角洲分流河道频繁改动, 沉积与侵蚀交替运行, 常

\* 国土资源部公益性行业科研专项基金, 201111023 号; 海洋地质保障工程项目, GZH201200503 号; 国家自然科学基金项目, 41240022 号; 科技部支撑项目, 2012BAC07B01 号; 地质大调查项目, 1212010611402 号; 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室基金, MRE200920 号。丁喜桂, E-mail: xigui\_ding@126.com

通讯作者: 叶思源, 研究员, E-mail: siyuanye@hotmail.com

收稿日期: 2013-01-16, 收修改稿日期: 2013-03-15

常出现沉积间断, 沉积年代也不连续, 无法满足上述条件, 然而黄河分流河道摆动有清楚的历史记录, 1934 年以来的记录尤其清楚, 三角洲的沉积物空间分布有明显的规律可循。为此, 薛春汀等(2009)提出应用历史地理学和沉积地质学综合分析确定年代的科学研究方法。本文采用该方法对黄河三角洲 ZK1 钻孔 1855 年后的沉积年代进行了划分, 并以此为时间标, 研究黄河三角洲滨海湿地沉积物中有机碳及营养成分的垂向加积速率; 对于公元 11 年以前形成的湿地沉积物采用现代 AMS  $^{14}\text{C}$  测年方法。

## 1 材料和方法

### 1.1 样品采集

2007 年 8 月在东营市孤岛镇军马七分场进行钻探取样, 获取 ZK1 孔岩心样品 21.29m, ZK1 钻孔地理坐标:  $37^{\circ}53'48.29''\text{N}$ ,  $118^{\circ}40'53.32''\text{E}$ (图 1), 孔深 24.6m, 孔口高程 4.93m。在室内对该岩芯进行了详细描述和 30cm 间距的取样, 在部分岩性明显无变化、质地均匀处放宽至 50cm, 对人为扰动强烈的岩心不取样, 共获取沉积物样品 34 个。

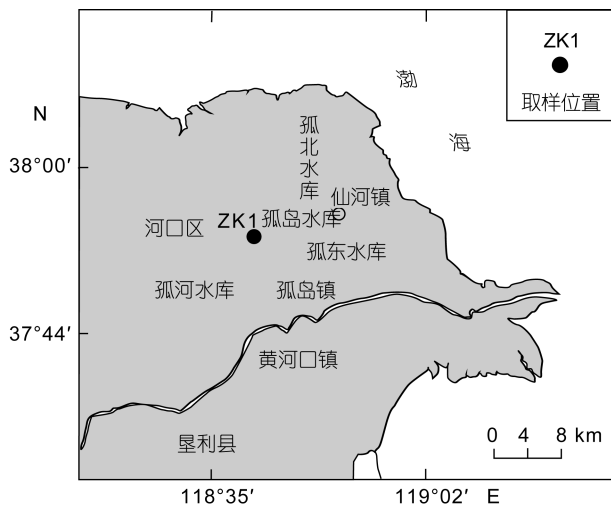


图 1 ZK1 钻孔位置图

Fig.1 The location of Core ZK1

### 1.2 样品处理与测试

样品经自然风干, 研磨, 过筛后, 分析总碳(TC)、有机碳( $C_{\text{org}}$ )、总氮(N)及 P、CaO、MgO、 $K_2\text{O}$ 、Zn、Cu、Mn、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  等元素及组分的含量。样品分析测试由河北省中化地质矿山总局地质研究院完成。采用粉末压片 X 射线荧光光谱法测定样品中 P、Ca、Mg、K、Zn、Cu、Mn、Fe 等元素的

含量; 用电感耦合等离子体质谱法测定 Mo 元素含量; 用非水容量法测定土壤样品中 TC 量; 测试土壤样品中的有机碳( $C_{\text{org}}$ )含量时, 先对样品进行预处理, 除去样品中的无机碳, 然后用非水容量法测定; 用凯氏氮法测定 N 含量; 用电位法测定地球化学调查土壤样品的 pH 值; 采用环刀法测定土壤原位密度; 有孔虫鉴定前处理依照标准处理方法(汪品先等, 1985), 筛选出粒径  $>63\mu\text{m}$  的沉积物置于镜下鉴定, 有孔虫种类和丰度换算为每 50g 干重的量成。

### 1.3 加速器质谱(Accelerator Mass Spectrometry, AMS) $^{14}\text{C}$ 测年方法

使用全样进行  $^{14}\text{C}$  年龄测定。样品前处理步骤如下: 加入 2mol/L HCl 煮沸, 除去无机碳酸盐, 弃去溶液。加入 2% 的 NaOH 溶液对沉淀物进行碱洗, 去除腐殖酸, 再加入 2mol/L 的 HCl 对不溶部分进行酸洗, 然后将沉淀物洗至中性, 即获得胡敏酸。为将分离出的胡敏酸转化为可供 AMS 测量用的石墨样品, 先将其置于真空系统中燃烧并收集  $\text{CO}_2$  气体。石墨合成采用氢法, 将纯化的  $\text{CO}_2$  气体送入合成装置中, 用氢气为还原剂, 铁粉为催化剂, 使  $\text{CO}_2$  还原为碳, 即石墨, 最后压制成 AMS 测量用的靶物质, 在北京大学加速器质谱实验室的加速器质谱计上进行  $^{14}\text{C}$  测量。

### 1.4 沉积环境划分和与湿地形成年代分析

对于没有  $^{14}\text{C}$  测年的湿地或水生系统沉积的年代确定, 应用历史地理学和沉积地质学综合分析确定沉积年代(薛春汀等, 2009)。根据沉积物的性质、厚度、高程来判断沉积环境, 追踪其物质来源, 判断沉积物是从哪一条分流河道输送来的, 那么这一条分流河道的活动年代就是这层沉积物形成的年代。分流河道改道后, 新河口沉积物位于老河口的侧部或两个老河口之间, 年轻的三角洲前缘粉砂覆盖在老三角洲侧缘(或分流间湾)粘土质粉砂之上, 年轻的三角洲侧缘(或分流间湾)粘土质粉砂覆盖在老三角洲前缘粉砂之上, 这是在黄河三角洲常见的沉积层序, 然后利用分流河道变迁图、不同年代的地形图和海区水深图, 应用历史地理学和沉积地质学综合分析就可以准确地确定沉积年代。

### 1.5 数据处理与制图

碳和营养成分的加积速率采用如下公式计算:

$$A = BD \times C \times DR,$$

式中, DR 表示沉积物的沉积速率; BD 表示土壤原位密度; C 表示浓度; A 表示加积速率。

数据的相关性分析采用 Person 相关系数评价。

图件采用 CorelDraw 12.0 和 Graph1.2 等绘图软件完成。

### 2 结果和讨论

#### 2.1 ZK1 孔沉积环境分析、沉积年代确定

ZK1 孔整个岩芯以灰、黑、深灰、褐色土黄色粉砂、粘土质粉砂为主，局部夹薄层极细砂和黑色有机质，部分层位见大量贝壳碎屑和生物扰动构造，其层序自下而上可分为 U1、U2、U3、U4、U5、U6 和 U7 等 7 个沉积单元(图 2):

U1 位于孔深 21.6—24.6m，高程-16.67—-19.67m，厚 3m，21.6—22m 为灰黑色粉砂，含水量大，

在 21.66—21.7m 处有大量贝壳碎片；22—22.45m 为均匀、松散的灰色细砂；22.45—22.62m 为灰褐色粘土质粉砂，致密，夹少量粉砂透镜体和生物扰动构造；22.62—23.25m 为灰黄色细砂，均匀，在 22.67m 处见贝壳碎片；23.25—24.6m 为黄灰色极细砂，含水量多，均匀，松散，下端见极少量黑色有机质；根据 <sup>14</sup>C 测年，该层为距今约 8140a 的潮坪沉积。此外，末次冰期后，海平面上升的平均速率为 0.96cm/a(Hanebuth *et al*, 2011)，而渤海西部的平均潮差大约为 2m 左右，因此海侵过程中形成的这层潮坪沉积物形成年限=平均潮差/海平面上升平均速率，即 200cm÷

0.96cm/a=208a~200a，即该潮坪湿地演化的时间大约为距今 8140a 至距今 8340a。而该层的沉积厚度为 3m，其沉积速率应该为 300cm/200a=1.5cm/a。

U2 位于孔深 18.75—21.6m，高程-13.82—-16.67m，厚 2.85m，以粉砂、细砂、极细砂等粗颗粒沉积物为主，中部有两段粘土质粉砂层，含大量贝壳碎片和生物扰动构造；有孔虫属种也表现为接近正常盐度的环境，即滨海至浅海的过渡环境，受黄河淡水的影响较小，有孔虫的种数和丰度均较其它层位高，指示水动力条件较为稳定、沉积速率低的陆架环境，属滨海湿地的邻近区域；另外，<sup>14</sup>C 年龄也指示该层为距今约 6753—2208a 期间的陆架沉积，从钻孔中获得此时期沉积的厚度约为 202cm，其沉积速率应该为 202cm/4545a=0.04cm/a。可见当时的陆架沉积非常缓慢。应该指出的是，本层 19.75m 处出现 <sup>14</sup>C 年龄倒置现象，可能是因为本层生物扰动比较强烈，依据有孔虫得到的 AMS <sup>14</sup>C 数据出现倒置现象，该数据在确定沉积年代时不予采用。

U3 位于孔深 16.34—18.75m，高程-11.41—-13.82m，厚 2.41m，以土黄色、黄褐色粘土质粉砂为主，粘土含量较高，土质均匀、致密夹少量灰色粉砂，见大量粉砂透镜体、生物扰动构造及贝壳碎片；该层中部为灰色粉砂与粘土质粉砂互层，夹大量粉砂透镜体和生物扰动构造，在 17.81m 处见一完整螺化石

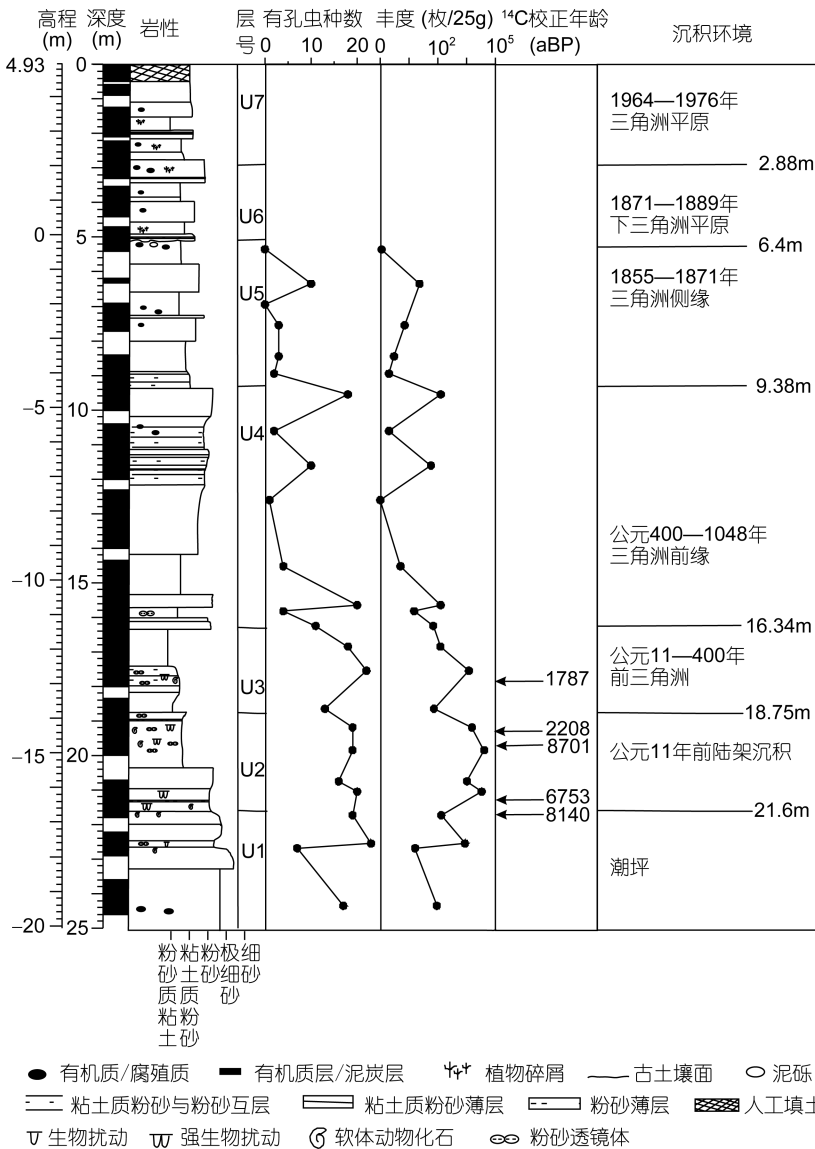


图 2 黄河三角洲 ZK1 孔沉积环境及形成年代

Fig.2 Depositional environment and the age of sediment in Core ZK1 from the Yellow River Delta

图中所用的 <sup>14</sup>C 年龄为 Calib501 软件校正后的日历年龄

(可能是红带织纹螺)及大量贝壳碎片;该层显示出环境的较大变化,有孔虫的数量较第2层少。该层有孔虫中 *Quinqueloculina akneriana rotunda* (Gerke) 是主要优势种之一,其数量占 19.8%,该种是现代黄河水下三角洲、前三角洲和三角洲侧缘表层沉积物中最主要的种。水下三角洲的形成成为滨海湿地的形成准备了空间。该沉积单元年代的确定是根据在该层 17.81m 处取贝壳碎片做了  $^{14}\text{C}$  测年分析,结果显示,该处贝壳形成时间约为 1787aBP,即公元 163 年,该段沉积物厚度为 94cm,其沉积的时间为公元 11—163 年,因此该段沉积速率为  $94\text{cm}/(163-11)\text{a}=0.62\text{cm/a}$ 。亦即是公元 11 年时期前三角洲的沉积速率仍然较低,比现代活动河口的前三角洲沉积速率  $17\text{cm/a}$ (赵广明等,未发表数据)低 27 倍。由此推测当时的黄河悬沙量比现在低得多,人类活动造成的水土流失现象十分显著。

U4 位于孔深 9.38—16.34m,高程 -4.45—-11.41m,厚 6.96m,以致密、均一的土黄色或土红色粉砂为主,其中 11.4—12m 处为粘土质粉砂与粉砂韵律互层,夹黑色有机质层,14.4—15.32m 为灰黄色粘土质粉砂,混杂少量粉砂;15.32—16.34m 为粉砂与粉砂质粘土的交互沉积层,见粉砂透镜体;据该孔附近 228 钻孔(薛春汀,2008)揭露的现代三角洲的底界高程为 -3.8m,推测 -4.45m(亦即是孔深 9.38m 处)为 ZK1 孔的现代黄河三角洲沉积物底界,亦即是老黄河三角洲的顶界。此外,根据钻孔岩芯观察以及有孔虫丰度的变化,在孔深 16.34m 处为老黄河三角洲的前三角洲沉积与三角洲前缘沉积的分界线,其时间可计算为  $(1875\text{cm}-16.34\text{cm})/0.62\text{cm/a}+11\text{a}=400\text{a}$ 。虽然该沉积单元的上界是现代黄河三角洲 1855a 的界线,下界是公元 400a,但由于黄河于 1048—1128 年由天津入海,而于 1128—1855 年在苏北入海,因此,该单元的沉积时间是  $1048\text{a}-400\text{a}=648\text{a}$ ,其相应的沉积速率计算为  $(1634\text{cm}-938\text{cm})/648\text{a}=1.1\text{cm/a}$ 。该沉积单元上部(水深在 6m 之内)已进入滨海湿地演化初期,又称浅海湿地,会有较高的初级生产力。

U5 位于孔深 6.4—9.38m,高程 -1.47—-4.45m,厚 2.97m,该沉积单元主要为土黄色粘土质粉砂,局部夹粉砂层和黑色有机质,下部为土黄色粘土质粉砂与灰色粉砂互层结合该单元所处的高程、有少量的有孔虫分布及当时黄河河道所在位置,该单元为 1855 年以来的现代黄河三角洲侧缘沉积,为浅海湿地。

U6 位于孔深 2.88—6.4m,高程 2.05—

-1.47m,厚 3.52m,该层为灰褐色粉砂,有机质含量高,3.26m 处有 5cm 厚的黑色腐殖质层,多见土黄色、灰色粉砂,致密,见粉砂薄夹层。在 3.23m 处见有芦苇根分布。该单元沉积物中未见有孔虫分布。根据这个高程数据,推测是潮滩沉积(下三角洲平原沉积),亦即是潮坪湿地的形成,可有低矮盐沼植物(如赤碱蓬)的分布。该沉积单元的顶界应该是 1889 年前,因为从当时河道的分布图与该孔的位置比较,确定该孔所处的位置已经成陆。

据 U5 和 U6 顶底界沉积时间以及相应的沉积厚度,其沉积速率为  $(938\text{cm}-288\text{cm})/(1889\text{a}-1855\text{a})=19.1\text{cm/a}$ ,以该沉积速率及其相应的沉积厚度可计算出沉积单元 U5 的顶界时间为  $(938\text{cm}-640\text{cm})/19.1\text{cm/a}+1855\text{a}=1871\text{a}$ 。

U7 位于孔深 0—2.88m,高程 4.93—2.05m,厚 2.88m,该层上部以黑、褐、灰色粉砂为主,表层含大量黑色有机质和腐殖质,见土红色粘土团砾,可能是古土壤层;下部以土黄色粉砂为主,其间多处夹杂土黄色粘土质粉砂层,局部见黑色有机质及植物碎屑。根据黄河河道历史变迁记录,该沉积单元是 1964a 至 1976a 之间形成的上三角洲平原,其沉积速率为  $288\text{cm}/(1976\text{a}-1964\text{a})=24\text{cm/a}$ 。在所有沉积单元中,该层的沉积速率居首位,可见当时河流泛滥形成的沉积层是很可观的。该沉积时期是滨海湿地发育期。上述有机质的大量分布也指示着滨海湿地的较高生物量的形成。

## 2.2 沉积物有机碳及营养成分的总体特征及相关性分析

### 2.2.1 总体特征

黄河三角洲 ZK1 孔沉积物的有机碳( $\text{C}_{\text{org}}$ )、营养成分及 Al 元素的浓度见表 1。 $\text{C}_{\text{org}}$ 、总氮(N)浓度较低,分别为 0.7—5.5mg/g、149.29—788.26 $\mu\text{g/g}$ ,远低于美国佛罗里达中部湿地沉积物中同名组分含量(Nair *et al.*, 2001); S 浓度为 215.58—991.62 $\mu\text{g/g}$ ,远低于美国南部 Everglades 国家野生生物保护区沉积物的同名组分(Craft *et al.*, 1998)。沉积物中其它营养成分中的常量元素 K、Ca 和 Mg 的浓度范围分别为 16.0—24.1mg/g、34.0—71.4mg/g、9.9—17.9mg/g;营养成分中的微量元素 P、Fe 和 Mn 浓度范围依次为 426.82—635.97 $\mu\text{g/g}$ 、17.9—46.6mg/g、337.56—1066.14  $\mu\text{g/g}$ ;营养成分中的痕量元素 Cu 和 Zn 的浓度范围分别为: 6.29—41.47 $\mu\text{g/g}$ 、30.78—102.74 $\mu\text{g/g}$ 。这些营养成分中除 P 的浓度与美国佛罗里达中部湿地同名组分相当(Nair *et al.*, 2001),其它

表 1 黄河三角洲 ZK1 孔岩芯沉积物特征表

Tab.1 Chemical element composition of the sediments in Core ZK1 from the Yellow River Delta

参数	Cu	N	Mn	P	S	Zn	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	TC	C <sub>org</sub>	pH
	μg/g						mg/g								
最大值	41.47	788.26	1066.14	635.97	991.62	102.74	78.8	46.6	17.9	71.4	22.5	24.1	24.5	5.5	8.77
最小值	6.29	149.29	337.56	426.82	131.07	30.78	51.4	17.9	9.9	34.0	10.2	16.0	8.0	0.7	8.17
平均值	20.86	371.75	578.34	574.13	394.04	58.98	64.5	28.9	13.7	46.3	15.7	19.5	14.4	2.6	8.49
标准偏差	8.09	160.58	173.49	43.27	264.58	17.30	6.8	6.8	2.0	8.3	2.5	2.0	4.0	1.2	0.14
变异系数	0.39	0.432	0.30	0.08	0.67	0.29	0.11	0.24	0.15	0.18	0.16	0.10	0.28	0.48	0.02

浓度均远高于美国佛罗里达中部湿地和路易斯安那滨海湿地的同名组分的 Mehlich 提取分量(Nair *et al*, 2001; Hatton *et al*, 1982)。Al 的浓度高于其他元素的浓度, 其值域分布范围为 51.4—78.8mg/g, 研究区 Al 值比美国密西西比三角洲沉积物的同名组分浓度值(均值为 20mg/g)高。

**2.2.2 相关性分析** 对沉积物中碳、Al 及营养成分浓度的相关性进行了分析, 如表 2 所示, C<sub>org</sub> 与 N 的浓度呈良好的线性相关( $R^2 = 0.827$ ,  $P < 0.01$ ), 证实了有机质对改善土壤结构和营养成分状况方面具有重要作用(Nair *et al*, 2001)。营养成分中除了元素 S 以外, 其它各元素与 C<sub>org</sub> 和 Al 的浓度呈显著线性相关性( $R^2 > 0.7$ ,  $P < 0.05$ )。这也证实了高有机质土壤具有较高的营养成分吸附能力(Azevedo *et al*, 2001)。营养成分 P 与各元素的相关性一般, 这说明该区沉积物 P 含量主要受沉积物母质决定, 沉积物发育程度差。

### 2.3 原位密度(BD)、碳、氮、磷和硫的垂向分布

ZK1 孔沉积物中营养成分含量的垂向分布如图 3

所示。BD(原位密度)的分布范围为 1.1—1.8g/cm<sup>3</sup> 总体变动幅度较小, 16.34m 以上随深度变化呈略递减趋势, 16.34m 以下随深度变化呈递增趋势。TC、C<sub>org</sub>、N、P 的分布规律极为相似, 且与沉积物粒度变化一致, 以 16.34m 为界, 以上层位无明显变化, 以下层位呈递减趋势, 其峰值均出现在沉积物粒度较细的前三角洲, 次峰值出现在上三角洲平原, 这是由于细颗粒沉积物所占表面积大, 可以吸附大量的有机质, 同时粗颗粒沉积物往往在高能水动力环境下沉积, 而颗粒较小的有机物密度较小, 在高能环境下容易遭受侵蚀再搬运而迁移, 在低能环境下则与细粒沉积物一起沉淀。S 的含量在垂向上呈递增的变化趋势, 其峰值出现在陆架与潮坪的分界。在下三角洲平原和三角洲前缘 TC、C<sub>org</sub>、N、P 的含量略呈上升趋势, 但均无较大变动幅度。在其它层位呈递减的变化趋势。S 元素与 TC、C<sub>org</sub> 不同, 总体随深度增加呈递增的变动趋势, 在底部 21.6m 以下的潮坪环境中达到峰值。C<sub>org</sub>/N 的峰值也出现在 21.6—24.6m 的潮坪环境中。

表 2 沉积物碳、Al 及营养成分浓度的相关系数

Tab.2 Correlations between carbons, Al and nutrients in the sediments

	Cu	N	Mn	P	S	Zn	Al	Fe	Mg	Ca	K	TC	C <sub>org</sub>
Cu	1	0.865**	0.961**	0.549**	0.179	0.981**	0.902**	0.980**	0.938**	0.946**	0.791**	0.973**	0.844**
N		1	0.872**	0.499**	0.238	0.876**	0.809**	0.872**	0.811**	0.842**	0.759**	0.887**	0.827**
Mn			1	0.493**	0.126	0.976**	0.879**	0.978**	0.897**	0.978**	0.779**	0.972**	0.788**
P				1	0.213	0.525**	0.369*	0.515**	0.494**	0.494**	0.237	0.564**	0.469**
S					1	0.236	0.408*	0.254	0.408*	0.060	0.601**	0.236	0.601**
Zn						1	0.931**	0.997**	0.952**	0.940**	0.838**	0.976**	0.869**
Al							1	0.938**	0.982**	0.821**	0.943**	0.901**	0.915**
Fe								1	0.958**	0.948**	0.855**	0.979**	0.875**
Mg									1	0.858**	0.908**	0.937**	0.925**
Ca										1	0.717**	0.962**	0.735**
K											1	0.811**	0.927**
TC												1	0.849**
C <sub>org</sub>													1

\*\*表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关; \*表示在 0.05 水平(双侧)上显著相关

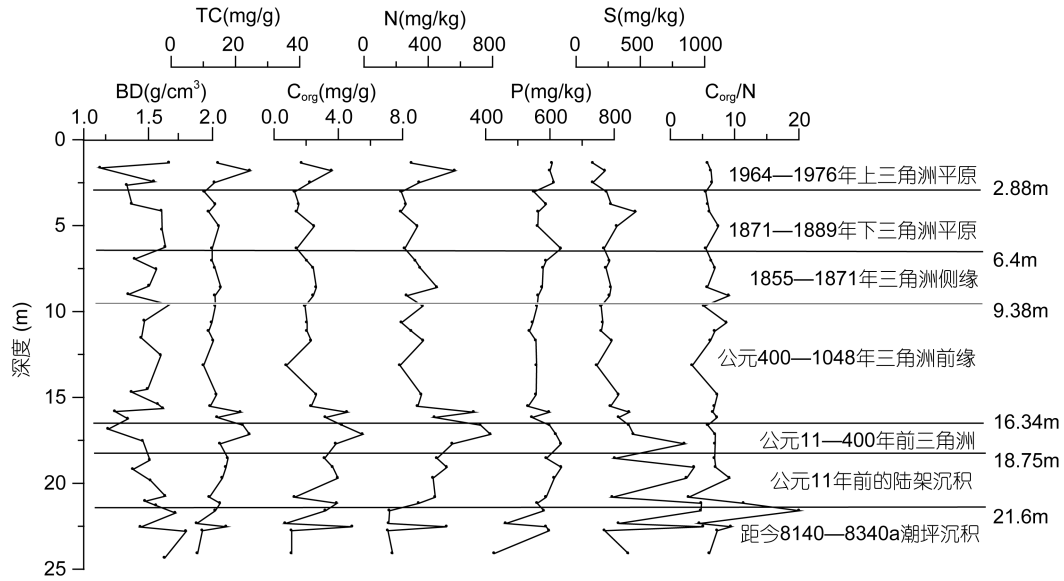


图3 碳、氮及磷、硫含量垂向分布图

Fig.3 Vertical distribution in C, N, P and S concentration

$C_{org}/N$  比值被广泛用于区分沉积物有机质来源于海洋藻类还是来源于陆地(Prahl, 1994; Thornton *et al.*, 1994; Meyers, 1994, 1997; Ruttenberg *et al.*, 1997; Andrews *et al.*, 1998; Muller *et al.*, 1999)。Bordovsky (1965)认为  $C_{org}/N$  比值 $<8$  是典型的海洋物质; Prahl 等(1980)给出了比值大于 12 代表沉积物陆源有机质的值。 $C_{org}/N$  比值在 ZK1 孔沉积物中的变化, 符合该孔沉积环境由陆相向海相的过渡, 海侵过程中, 沉积物中有机质主要来源于黄河流域, 当地植被的贡献较小, 进入陆架、前三角洲的海相沉积环境中, 海洋物质对沉积物中有机质贡献较大,  $C_{org}/N$  比值 $<8$ 。

#### 2.4 碳、氮、磷的加积速率

Zk1 孔的平均沉积速率为 7.7cm/a, 上三角洲平原的沉积速率最大, 为 24cm/a, 陆架的沉积速率最小, 为 0.04cm/a。总碳的加积速率范围为 7.8—6639.9  $g/(m^2 \cdot a)$ , 平均加积速率为 1633.5 $g/(m^2 \cdot a)$ ; 有机碳的加积速率范围为 0.8—972.9 $g/(m^2 \cdot a)$ , 平均加积速率为 244.6 $g/(m^2 \cdot a)$ ; 氮的加积速率范围为 0.2—153.4  $g/(m^2 \cdot a)$ , 平均加积速率为 37.6 $g/(m^2 \cdot a)$ ; 磷的加积速率范围为 0.3—242.5 $g/(m^2 \cdot a)$ , 平均加积速率为 67.4 $g/(m^2 \cdot a)$ 。总碳、有机碳、氮和磷的加积速率都是在上三角洲平原沉积环境中最大, 在陆架沉积环境中最小。总碳、有机碳和磷的加积速率在不同沉积环境中的大小顺序均为: 上三角洲平原>三角洲侧缘>下三角洲平原>潮坪>三角洲前缘>前三角洲>陆架, 氮的加积速率在不同沉积环境中的大小顺序为: 上三角洲平原>三角洲侧缘

>下三角洲平原>三角洲前缘>潮坪>前三角洲>陆架。

碳的加积速率是湿地生态系统碳循环研究的一个重要内容(叶思源等, 2011), 碳、氮、磷的加积速率主要取决于沉积速率、沉积物的 BD 以及碳、氮、磷在沉积物中的含量。相关分析结果发现(表 4), 碳、氮、磷的加积速率与其在沉积物中的含量相关性并不显著, 而与沉积物的沉积速率呈极显著正相关关系( $R^2>0.95$ ,  $P<0.01$ ), 因此, 沉积物的沉积速率是碳、氮、磷加积速率的主控因素。

由表 3 可知, 黄河三角洲  $C_{org}$  的平均加积速率为 244.6 $g/(m^2 \cdot a)$ , 而 1855 年以来的现代黄河三角洲  $C_{org}$  的平均加积速率高达 648.1 $g/(m^2 \cdot a)$ , 远高于美国的佛罗里达湿地的 320 $g/(m^2 \cdot a)$  和路易斯安娜湿地的 300 $g/(m^2 \cdot a)$ , 更高于其它文献报道的  $C_{org}$  的累积速率 100—200 $g/(m^2 \cdot a)$ (Turner *et al.*, 2000; Chmura *et al.*, 2003; Bridgham *et al.*, 2006; Craft, 2007), 从而表明: 虽然黄河三角洲沉积物中  $C_{org}$  浓度低, 但由于较高的沉积速率, 使  $C_{org}$  的加积速率较高, 具有很好的固碳能力。

### 3 结论

(1) ZK1 孔岩芯的沉积环境自下而上可分为 7 个沉积单元, 分别是距今约 8140 年以前海进时的潮坪湿地、公元 11 年以前的湿地边界陆架沉积、公元 11—400 年前三角洲沉积、公元 400—1048 年湿地形成的初期的三角洲前缘沉积、1855—1871 年湿地形成

表 3 黄河三角洲不同沉积环境垂向沉积速率与 C 的加积速率计算

Tab.3 Vertical sedimentation and accumulation rates of carbon in different sedimentary environments in the Yellow River Delta

沉积层位	沉积速率 (cm/a)	原位密度 (g/cm <sup>3</sup> )	TC 含量 (mg/g)	C <sub>org</sub> 含量 (mg/g)	N 含量 (mg/g)	P 含量 (mg/g)	TC 加积速率 g/(m <sup>2</sup> ·a)	C <sub>org</sub> 加积速率 g/(m <sup>2</sup> ·a)	N 加积速率 g/(m <sup>2</sup> ·a)	P 加积速率 g/(m <sup>2</sup> ·a)	沉积环境
U7	24	1.45	17.5	2.5	0.40	0.61	5825.9	833.0	133.5	210.9	上三角洲平原
U6	19.1	1.5	12.6	1.7	0.26	0.57	3654.3	490.5	76.5	162.9	下三角洲平原
U5	19.1	1.5	13.6	2.2	0.33	0.59	3883.5	620.9	94.0	167.9	三角洲侧缘
U4	1.1	1.48	13.7	2.4	0.37	0.55	220.6	38.5	5.9	9.0	三角洲前缘
U3	0.62	1.37	19.9	4.2	0.63	0.61	167.2	35.2	5.3	5.2	前三角洲
U2	0.04	1.50	15.0	3.2	0.43	0.60	9.0	1.9	0.3	0.4	陆架
U1	1.5	1.58	11.4	2.2	0.23	0.53	267.4	51.3	5.3	12.6	潮坪

表 4 加积速率与其他参数的相关性分析

Tab.4 Correlations among carbon accumulation rate, sedimentation rate, BD, TC, and C<sub>org</sub> in the sediments

	DR	BD	TC	C <sub>org</sub>	A <sub>TC</sub>	A <sub>C<sub>org</sub></sub>	C <sub>P</sub>	C <sub>N</sub>	A <sub>P</sub>	A <sub>N</sub>
DR	1	-0.019	-0.008	-0.283	0.978**	0.952**	0.200	-0.205	0.987**	0.960**
BD		1	-0.665**	-0.553**	-0.032	-0.066	-0.240	-0.639**	0.082	-0.055
TC			1	0.849**	0.099	0.127	0.564**	0.887**	-0.045	0.122
C <sub>org</sub>				1	-0.210	-0.140	0.469**	0.827**	-0.303	-0.170
A <sub>TC</sub>					1	0.977**	0.234	-0.126	0.966**	0.986**
A <sub>C<sub>org</sub></sub>						1	0.215	-0.079	0.931**	0.988**
C <sub>P</sub>							1	0.499**	0.229	0.230
C <sub>N</sub>								1	-0.227	-0.073
A <sub>P</sub>									1	0.945**
A <sub>N</sub>										1

\*\*表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关; DR 为沉积物的沉积速率; BD 表示原位密度; C 表示元素浓度; A 表示加积速率

的初期的三角洲侧缘沉积、1871—1889 年形成的湿地下三角洲平原以及 1964—1976 年形成的的湿地上三角洲平原沉积等。

(2) 湿地在地质演化历史过程中, 其沉积物总碳和有机碳与除 S 和 P 元素外的各营养成分都呈很好的线性相关( $R^2 > 0.7$ ,  $P < 0.05$ )。

(3) 总碳、有机碳、氮和磷的加积速率都是在上三角洲平原沉积环境的湿地中最大, 在陆架沉积环境中最小, 且碳、氮、磷的加积速率与沉积物的沉积速率呈极显著正相关关系( $R^2 > 0.95$ ,  $P < 0.01$ ), 说明沉积物的沉积速率是碳、氮、磷的加积速率的主控因素。

(4) 虽然现代黄河三角洲湿地, 由于其气候干燥、降水少, C<sub>org</sub> 浓度相对较低, 但由于沉积物的高沉积速率, 使现代黄河三角洲 C<sub>org</sub> 的平均加积速率达到 648.1g/(m<sup>2</sup>·a), 远高于世界其它高 C<sub>org</sub> 浓度的湿地, 使该地质体保存了巨大的碳库。

致谢 本文在钻孔分样和论文写作过程中得到了薛春汀教授的大力指导和帮助, 在此诚致谢意!

## 参 考 文 献

- 丁玉蓉, 叶思源, 赵全升, 2012. 黄河三角洲新生湿地土壤对营养成分和碳的扣留. 地质论评, 58(1): 183—189
- 叶思源, 丁喜桂, 袁红明等, 2011. 我国滨海湿地保护的地质问题与研究任务. 海洋地质前沿, 27(2): 1—7
- 汪品先, 闵秋定, 卞云华, 1985. 南黄海西北部底质中有孔虫、介形虫分布规律及其地质意义. 见: 汪品先. 微体古生物论文集. 北京: 海洋出版社, 61—83
- 范德江, 杨作升, 郭志刚, 2000. 中国陆架 <sup>210</sup>Pb 测年应用现状与思考. 地球科学进展, 15(3): 297—302
- 庞家珍, 司书亨, 1979. 黄河河口演变: I. 近代历史变迁. 海洋与湖沼, 10(2): 136—141
- 薛春汀, 叶思源, 高茂生等, 2009. 现代黄河三角洲沉积物沉积年代的确定. 海洋学报, 31(1): 117—124
- 薛春汀, 李绍全, 周永青, 2008. 西汉末—北宋黄河三角洲(公元 11—1099 年)的沉积记录. 沉积学报, 26(5): 804—812
- Andrews J E, Greenaway A M, Dennis P F, 1998. Combined carbon isotope and C/N ratios as indicators of source and fate of organic matter in a poorly flushed, tropical estuary: Hunts Bay, Kingston Harbour, Jamaica. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 46(5): 743—756
- Azevedo W R, Faquin V, Fernandes L A, 2001. Boron absorption

- in lowland soils flux southern of the state of Minas Gerais, Brazil. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, 36(7): 957—964
- Berner R A, 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, 268(1): 1—23
- Bordovsky O K, 1965. Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. *Marine Geology*, 3(1—2): 3—114
- Brevik E C, Homburg J A, 2004. A 5000 year record of carbon sequestration from a coastal lagoon and wetland complex. Southern California, USA. *Catena*, 57(3): 221—232
- Bridgman S D, Megonigal J P, Keller J K *et al*, 2006. The carbon balance of North American wetlands. *Wetlands*, 26(4): 889—916
- Chmura G L, Anisfeld S C, Cahoon D R *et al*, 2003. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemistry*, 17(4): 1111—1121
- Craft C B, 2007. Freshwater input structures soil properties, vertical accretion, and nutrient accumulation of Georgia and U.S. tidal marshes. *Limnol Oceanogr*, 52(3): 1220—1230
- Craft C B, Richardson C J, 1998. Recent and long-term organic soil accretion and nutrient accumulation in the Everglades. *Soil Science Society of American Journal*, 62(3): 834—843
- Duan X N, Wang X K, Lu F *et al*, 2008. Primary evaluation of carbon sequestration potential of wetlands in China. *Acta Ecologica Sinica*, 28(2): 463—469
- Hanebuth T J J, Voris H K, Yokoyama Y *et al*, 2011. Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. *Earth-Science Reviews*, 104(1—3): 92—110
- Hatton R S, Patrick W H, DeLaune R D, 1982. Sedimentation, nutrient accumulation, and early diagenesis in Louisiana Barataria Basin coastal marshes. In: Kennedy V S ed. *Estuarine Comparisons*. Academic Press, New York, USA: 255—267
- Meyers P A, 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3—4): 289—302
- Meyers P A, 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27(5—6): 213—250
- Muller A, Mathesius U, 1999. The paleoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary  $C_{org}/N$  ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 145(1): 1—16
- Nair V D, Graetz D A, Reddy K R *et al*, 2001. Soil development in phosphate-mined created wetlands of Florida, USA. *The Society of Wetland Scientists, Wetlands*, 21(2): 232—239
- Smith P, 2004. Carbon sequestration in croplands: the potential in Europe and the global context. *Agronomy*, 20 (3): 229—236
- Prahl F G, Bennett J T, Carpenter R, 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(12): 1967—1976
- Prahl F G, Ertel J R, Goni M A *et al*, 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(14): 3035—3048
- Ruttenberg K C, Goni M A, 1997. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and  $\delta^{13}C_{org}$  in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: Tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Marine Geology*, 139(1): 123—145
- Zhang S P, Wang L, Hu J J *et al*, 2011. Organic carbon accumulation capability of two typical tidal wetland soils in Chongming Dongtan, China. *Journal of Environmental Sciences*, 23(1): 87—94
- Thornton S F, McManus J, 1994. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38(3): 219—233
- Turner R E, Swenson E M, Milan C S, 2000. Organic and inorganic contributions to vertical accretion in salt marsh sediments. In: Weinstein M, Kreeger D A eds. *Concepts and Controversies in Tidal Marsh Ecology*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands: 583—595
- Ye S Y, Law E A, Wu Q *et al*, 2010. Pyritization of trace metals in estuarine sediments and the controlling factors: a case in Jiaojiang Estuary of Zhejiang Province, China. *Environmental Earth Sciences*, 61(5): 973—982
- Ye S Y, Law E A, Zhong S *et al*, 2011. Sequestration of metals through association with pyrite in subtidal sediments of the Nanpaishui estuary on the western bank of the Bohai Sea, China. *Marine Pollution Bulletin*, 62(5): 934—941



## ACCUMULATION OF CARBON AND NUTRIENTS IN COASTAL WETLAND IN THE YELLOW RIVER DELTA

DING Xi-Gui, YE Si-Yuan, ZHAO Guang-Ming, YUAN Hong-Ming, WANG Jin  
(*Key Laboratory of Coastal Wetland Biogeosciences, China Geologic Survey; Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources; Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China*)

**Abstract** Core ZK1 in a shallow depth of 24.6m was drilled in the Yellow River Delta in 2007, from which sediments were sampled for detailed sedimentological observations and analyses for water content, organic carbon ( $C_{org}$ ), total carbon (TC), and nutrient compositions. Stratigraphic analysis recognized seven sedimentary environments, and the evolution of coastal wetland was revealed by chronological dating by AMS  $^{14}C$ . Sedimentation rate and carbon accumulation rate were calculated, and historic records of the Yellow River diversions was established. Results show that TC,  $C_{org}$ , and nutrients (except for element S) are in good linear correlations ( $R^2 > 0.7$ ,  $P < 0.05$ ); the accumulation rates of  $C_{org}$ , TC, N, and P have very significant positive correlations with sedimentation rates ( $R^2 > 0.95$ ,  $P < 0.01$ ). The sedimentation rates were the main factor controlling the accumulations of  $C_{org}$ , TC, N, and P. Although the  $C_{org}$  concentration is low (<1%) in modern Yellow River Delta sediments, the average accumulation rate of  $C_{org}$  in the core sediment is very high at 648.1g/(m<sup>2</sup>·a) due to high sedimentation rate, which is much higher than those in other high- $C_{org}$  wetlands in the world. Thus, the modern Yellow River Delta is a large carbon sink due to its high sedimentation rates.

**Key words** coastal wetland; sedimentary environment; organic carbon; accumulation rate; the Yellow River Delta