



## 渤海湾西岸晚更新世以来的沉积环境演化及碳埋藏评价

雷雁翔, 何磊, 王玉敏, 张朋朋, 张斌, 胡蕾, 吴治国, 叶思源

### Environmental evolution and carbon burial assessment of the west coast of Bohai Bay since Late Pleistocene

LEI Yanxiang, HE Lei, WANG Yumin, ZHANG Pengpeng, ZHANG Bin, HU Lei, WU Zhiguo, and YE Siyuan

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021020101>

## 您可能感兴趣的其他文章

### Articles you may be interested in

#### [全新世中国大河三角洲沉积演化模式转化及其对人类活动的响应](#)

Changes of evolution models of China's large river deltas since Holocene and their responses to anthropogenic activities

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 77

#### [南黄海中部隆起晚新近纪—第四纪沉积序列的地层划分与沉积演化](#)

Stratigraphic classification and sedimentary evolution of the late Neogene to Quaternary sequence on the Central Uplift of the South Yellow Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 25

#### [江苏中部海岸晚第四纪沉积物的粒度与磁化率特征及其古环境意义](#)

Characteristics of grain size and magnetic susceptibility of the Late Quaternary sediments from core 07SR01 in the middle Jiangsu coast and their paleoenvironmental significances

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 210

#### [珠江口内伶仃洋晚第四纪黏土矿物组成特征及对源区气候变化的指示](#)

Late Quaternary clay minerals in the inner Lingdingyang of the Pearl River Estuary, southern China: Implications for paleoclimate changes at the provenance

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 202

#### [南海南部浅表层柱状沉积物孔隙水地球化学特征对甲烷渗漏活动的指示](#)

Pore water geochemistry of shallow surface sediments in the southern South China Sea and its implications for methane seepage activities

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 112



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021020101

# 渤海湾西岸晚更新世以来的沉积环境演化及碳埋藏评价

雷雁翔<sup>1,2,3</sup>, 何磊<sup>2,3</sup>, 王玉敏<sup>1</sup>, 张朋朋<sup>1</sup>, 张斌<sup>1</sup>, 胡蕾<sup>1</sup>, 吴治国<sup>1</sup>, 叶思源<sup>2,3</sup>

1. 山东省物化探勘查院, 济南 250013

2. 中国地质调查局滨海湿地生物地质重点实验室, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266237

3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237

**摘要:**对海岸带滨海湿地土壤或沉积物中碳通量的定量评估是国内外碳循环研究的热点,但目前对碳通量评估涉及地面以下的土壤或沉积物深度大多不超过1 m(最多3 m),少有对更深更长时间尺度(如千年尺度)的沉积物中碳通量进行评估研究。对2016年在渤海湾西岸老黄河三角洲沉积区获取的BHZK13钻孔(长32.68 m)开展AMS<sup>14</sup>C测年和光释光(OSL)测年、粒度、有孔虫、总碳(TC)和有机碳(OC)浓度、主量元素(含营养元素)和原位密度等参数进行分析测试。结果显示,渤海湾西岸老黄河三角洲沉积区自晚更新世晚期以来,沉积环境自下而上可划分出7个沉积单元,分别对应MIS5期的潮坪相(U1)、泛滥平原相(U2)、河道相(U3)、全新世的潮坪—浅海相(U4)、一期黄河三角洲(5500~3600 cal.aBP)(U5)、改造层(3600 cal.aBP~700 BC)(U6)、二期黄河三角洲(700 BC—11 AD)(U7)。沉积速率在U5前缘相中最大(1.99 cm/a),在U1沉积环境中最小(0.014 cm/a)。相应地,有机碳埋藏通量在U5前缘相最大(134.56 g/(m<sup>2</sup>·a)),而最小值(0.16 g/(m<sup>2</sup>·a))出现在U3环境中。沉积速率是有机碳埋藏通量的主控因素,TC和OC与各营养元素都呈极显著的相关性。虽然老黄河三角洲沉积物中有机碳含量较低,但由于沉积速率相对较快,使得老黄河三角洲沉积体也是较好的有机碳贮库。

**关键词:**有机碳;沉积速率;埋藏通量;黄河三角洲

中图分类号:P736.21

文献标识码:A

## Environmental evolution and carbon burial assessment of the west coast of Bohai Bay since Late Pleistocene

LEI Yanxiang<sup>1,2,3</sup>, HE Lei<sup>2,3</sup>, WANG Yumin<sup>1</sup>, ZHANG Pengpeng<sup>1</sup>, ZHANG Bin<sup>1</sup>, HU Lei<sup>1</sup>, WU Zhiguo<sup>1</sup>, YE Siyuan<sup>2,3</sup>

1. Shandong Geophysical and Geochemical Exploration Institute, Jinan, 250013, China

2. Key Laboratory of Coastal Wetland Biogeography, China Geological Survey, Qingdao Institute of Marine Geology-QIMG, Qingdao 266237, China

3. Qingdao National Laboratory of Marine Science and Technology, Marine Geological Process and Environmental Function Laboratory, Qingdao 266237, China

**Abstract:** The quantitative assessment of carbon flux in soil or sediments of coastal wetlands has recently become a hotspot in carbon cycle research both at home and abroad. However, most of the depth of the sediment samples studied is less than 1 m (or a maximum no more than 3 meters), and there are few studies on carbon fluxes in deeper sediments or longer time scales, such as the millennium scale available. In order to reveal the carbon fluxes in deeper layers, a hole of 32.68 m deep (BHZK13) was drilled in the old Yellow River Delta on the west bank of Bohai Bay in 2016. Core samples are carefully described and tested for AMS<sup>14</sup>C and OSL dating, grain size analysis, foraminifera identification, and analysis of total carbon(TC), organic carbon(OC), and major elements (including nutrient elements) in addition to in-situ densities. The results show that since Late Pleistocene, the sedimentary environment of the old Yellow River Delta on the west coast of Bohai Bay can be subdivided into seven sub-environments, namely, the tidal flat in MIS5 (U1), floodplain (U2), river channel (U3), Holocene tidal flat (U4), Yellow River Delta phase one (U5, 5500~3600 cal.aBP), reconstruction layer (U6) and Yellow River Delta phase two (U7). The highest sedimentation rate is found in the deltaic front of the delta phase one (1.99 cm/a), while the lowest found in the tidal flat (0.014 cm/a). Correspondingly, the highest burial rate of organic carbon is found in the deltaic front of the Yellow River Delta phase one (134.56 g/(m<sup>2</sup>·a)),

**资助项目:**科技部政府间科技创新合作重点专项“滨海湿地固碳效率精准评价与加强碳汇对策”(2016YFE0109600);中国地质调查局大地调项目“渤海西岸等重点海岸带综合地质调查”,“江苏滨海湿地多圈层交互带综合地质调查”(DD20160144, DD20189503);国家自然科学基金“辽河三角洲海岸带全新世沉积演化时空差异的研究”(41706057)

**作者简介:**雷雁翔(1994—),男,工程师,主要从事海洋地质、海洋地球化学方面的研究, E-mail: 479536119@qq.com

**通讯作者:**叶思源(1963—),女,研究员,主要从事海洋地质、生物地球化学等方面的研究, E-mail: siyuanye@hotmail.com

**收稿日期:**2021-02-01; **改回日期:**2021-05-08. 文凤英编辑

with the lowest found in river channel deposits. Correlation analysis suggests that the sedimentation rate is the main controlling factor on the burial rate of organic carbon in various sedimentary environments. TC and OC has a very significant correlation with each nutrient element. Although the content of organic carbon in the sediments of the Old Yellow River Delta is relatively low due to the high sedimentation rate of the Delta, the modern Yellow River Delta can still be considered as an excellent carbon sink also due to its high sedimentation rate.

**Key words:** organic carbon; deposition rate; buried flux; Yellow River Delta

河口沉积物是海岸带重要碳贮之一, 是全球碳循环的重要子单元<sup>[1-5]</sup>。由于人类活动的影响, 河流每年向海岸带地区输送大量的营养物质, 在河口沉积物中聚集了大量的有机碳和其他营养成分, 成为了重要的碳汇体<sup>[6]</sup>, 因此研究河口沉积物中有机碳埋藏过程及影响因素, 对碳库变化及其对人类活动响应具有重要意义<sup>[7-10]</sup>。

现代黄河三角洲河口地是研究碳扣留和埋藏的热点区域。除了河口地区表层沉积物碳埋藏外<sup>[11-12]</sup>, 对地质历史时期沉积物中碳埋藏通量的估算和评价也具有重要价值<sup>[6-7, 13-15]</sup>。研究发现, 现代黄河三角洲碳埋藏通量尤其无机碳埋藏通量较高, 推测黄河三角洲沉积体可能是一个巨大的碳库<sup>[7, 13-14]</sup>。然而, 现代黄河三角洲主要是 1855 年后的沉积产物, 对 1855 年至晚更新世晚期黄河三角洲沉积物碳埋藏通量如何, 以及是否也有高的碳埋藏通量仍不清楚。为此, 笔者于 2016 年在渤海湾西岸老黄河三角洲沉积区获取了 32.68 m 深的全取芯钻孔样品 (图 1), 通过沉积环境分析和对样品相关参数测试, 对老黄河三角洲沉积物碳通量进行了估算, 并探讨黄河三角洲地区晚更新世晚期以来各沉积环境中碳埋藏通量的变化及控制因素。

## 1 地质背景

研究区位于渤海湾西南岸, 地势平坦, 自北向南主要分布漳卫新河、颍河和黄河 (图 1)。研究区域整体位于华北盆地东南部, 是新生代至第四纪的沉降区, 区域内有济阳拗陷和埕宁隆起两个次一级地质构造。古近纪沉积了厚约 1300~4800 m 的滨海和河湖相砂岩、生物碎屑岩、泥岩和油页岩, 新近纪沉积了 750~1700 m 厚的陆相粉砂岩和油页岩<sup>[16-17, 24]</sup>。

晚更新世以来, 研究区整体缓慢沉降, 表现出继承性的差异沉降, 沉降厚度 300~450 m 不等。由于海平面的多次波动和岸线频繁迁移, 渤海湾沿岸低地经历了 3 次海陆交替, 分别为沧州海侵 (100~70 cal.kaBP), 沉积厚度大于 20 m; 献县海侵 (39~23 cal.kaBP), 沉积厚度 10 m 左右; 黄骅海侵 (6 cal.kaBP 至今), 沉积厚度 3.5~5 m<sup>[16-17]</sup>。其中全新统底部为海侵前陆相河流和泛滥平原沉积, 上部为冲海积层, 底部主要是全新世海侵后形成的海相层和三角洲沉积层<sup>[16]</sup>。由于全新世黄河在渤海湾沿岸摆动频繁, 在沉积物中发现多期次的黄河三角

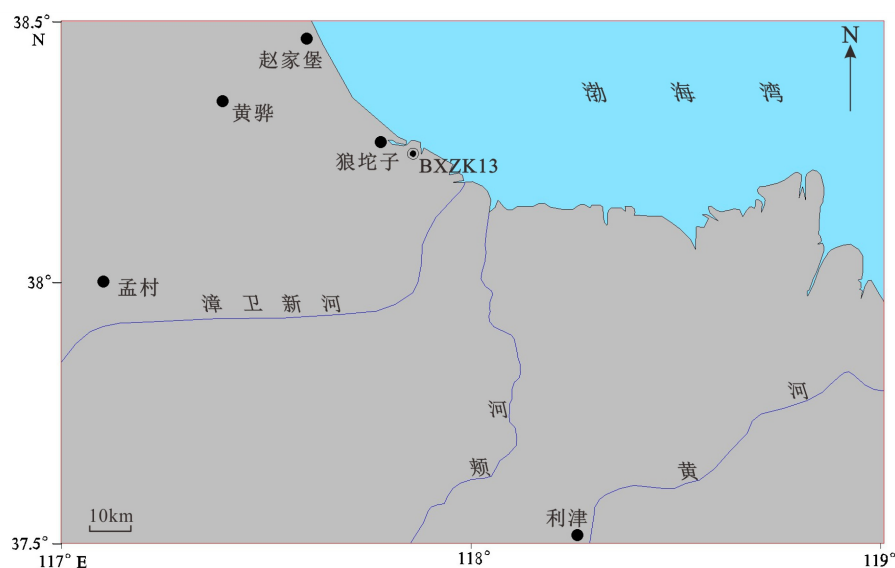


图 1 BXZK13 钻孔位置图

Fig.1 Location of the drill hole BXZK13

洲叶瓣<sup>[18-25]</sup>。对黄河三角洲叶瓣进行厘定,依次为利津叶瓣(7000~5500 cal.aBP)、黄骅叶瓣(5500~3600 cal.aBP)、泥沽叶瓣(3600~2600 cal.aBP)、歧口叶瓣(700 BC—11 AD)、垦利叶瓣(11—1099 AD)、塘沽叶瓣(1048—1128 AD)、江苏北部叶瓣(1128—1855 AD)和现代黄河三角洲超级叶瓣(1855 AD至今),其中在本研究区存在两期次的叶瓣,分别是黄骅叶瓣(5500~3600 cal.aBP)和歧口叶瓣(700 BC—11 AD)<sup>[26-28]</sup>。

## 2 材料和方法

### 2.1 样品采集

BXZK13孔(38°14'40.29"N、117°51'28.97"E)位于渤海湾南岸无棣古贝壳堤自然保护区内侧,临近黄骅港,于2016年7月钻探获得(图1),孔深32.68 m,取芯率>90%,孔口高程4.02 m。在室内将岩心剖开后,对沉积物岩性进行描述,采集软体动物贝壳,选取保存较完整且磨损程度较低的贝壳和少部分泥炭或植物根茎样品进行AMS<sup>14</sup>C测年。同时,对所取样品开展有机碳浓度、主量元素、含水量、原位密度、粒度、有孔虫、光释光(OSL)测年等测试分析。

### 2.2 总碳(TC)、有机碳(OC)和主量元素测定

总碳和有机碳共测试126个样品,样品间距10~30 cm,样品的处理与测试由青岛斯八达分析测试有限公司完成。首先将沉积物样品烘干至200目,然后用Perkin-Elmer model 2400元素分析仪直接测定TC。用4 mol/L的HCL去除无机碳后再测定OC,无机碳(IC)浓度为TC浓度减去OC浓度。总氮(N)浓度测定126个样品,样品间距23 cm,采用凯氏定氮法;CaO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O、MgO、MnO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>等样品在自然资源部海洋地质实验检测中心由电感耦合等离子体发射光谱法测定,通过元素分子量可以计算出元素的量。测试过程中利用海洋沉积物标准样CBW07315对测试结果进行标定,元素含量的相对标准偏差的差值<5%。

### 2.3 微体古生物鉴定

微体古生物样品共77件,样品间距20~50 cm,样品的处理与测试由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成。流程为将样品放置于50 ml的烧杯中50℃恒温加热,用天平称

取干样品,加10%的双氧水浸泡使沉积物充分化开,然后用0.063 mm的铜筛过滤,过滤到铜筛下方液体干净透明无明显杂质。微古样品放置于烘箱中50℃恒温干燥,然后在显微镜下鉴定,有虫孔种类和丰度换算成每50 g干重的量。

### 2.4 粒度和年代测试

粒度样品共计264个,样品间距10~20 cm,由自然资源部海洋地质实验检测中心完成测试。前处理主要包括3个步骤:去除有机质、去除钙质物质和洗盐,然后使用Mastersizer 2000型激光粒度分析仪进行分析。

年代分析采用AMS<sup>14</sup>C和光释光(OSL)测年技术,共获得AMS<sup>14</sup>C测年数据8个,OSL测年数据3个。AMS<sup>14</sup>C测试在美国迈阿密Beta实验室完成。渤海湾地区校正值为 $\Delta R = -178 \pm 50 \text{ a}$ <sup>[29]</sup>,校正版本为CALIB 7.0.2<sup>[30]</sup>。OSL每件样品由同一层位两个直径3.5 cm、长6 cm的黑色圆筒胶卷盒密封、防震保存,最终由自然资源部海洋地质实验样品检测中心进行测试,测试具体方法见Wintle<sup>[31]</sup>和Qiu<sup>[32]</sup>。

### 2.5 沉积物含水量与原位密度分析

BXZK13孔岩心间隔10 cm取30 g左右的沉积物放置在小瓶中烘干(60℃),称出其质量,计算出含水量。

根据126个钻孔样品的含水量( $W$ ,%)与原位密度( $BD$ ,g/cm<sup>3</sup>)做出拟合方程: $BD = 2.3111 - 0.0353W$ , $R^2 < 0.01$ , $n = 70$ ,由此计算出所需的原位密度。

### 2.6 碳埋藏通量计算

总碳或总有机碳的埋藏通量是指每年每单位面积土壤中埋藏的总碳量或总有机碳量。碳的埋藏通量按照如下公式计算<sup>[14-15, 33-34]</sup>:

$$A = DR \times BD \times C \times 10 \quad (1)$$

式中 $A$ 表示沉积物埋藏通量,单位为g/(m<sup>2</sup>·a); $BD$ 表示土壤密度,即原位密度,单位g/cm<sup>3</sup>;  $C$ 表示沉积物中碳浓度,单位mg/g;  $DR$ 表示沉积物的沉积速率,单位为cm/a。

## 3 结果

### 3.1 测年数据

钻孔BXZK13中8件AMS<sup>14</sup>C年龄和3件沉积物OSL年龄见表1和表2所示。

表 1 BXZK13 孔 AMS<sup>14</sup>C 测年数据Table 1 AMS<sup>14</sup>C data of Core BXZK13

样品编号	深度/m	测试材料	校正后年龄/cal.aBP(1 $\sigma$ )	校正后年龄中值/cal.aBP
BXZK13S1	6.1	<i>Potamocorbula laevis</i>	3 047~3 222	3 135
BXZK13S7	6.8	<i>Terebra koreana</i>	2 568~2 730	2 640
BXZK13S8	7	<i>Potamocorbula laevis</i>	2 595~2 738	2 655
BXZK13S2	14.07	<i>Venus</i> sp.	3 851~4 042	3 940
BXZK13S3	15.77	<i>Venus</i> sp.	5 316~5 457	5 400
BXZK13S4	17.46	有机质	8 602~8 704	8 670
BXZK13S5	23.25	<i>Potamocorbula laevis</i>	>43 500	
BXZK13S6	24.63	<i>Scapharca kagoshimensis</i>	45 494~46 816	46 195

表 2 BXZK13 孔 OSL 测年数据

Table 2 OSL data of Core BXZK13

样品编号	样品深度/m	实验编号	U/( $\mu$ g/g)	Th/( $\mu$ g/g)	K/%	等效剂量/Gy	年龄/aBP	误差/aBP
OSL-8	23.4	2017A008	1.22	5.95	1.95	174.8	56 400	$\pm$ 5 600
OSL-9	24.7	2017A009	1.46	7.25	2.15	184.7	53 300	$\pm$ 5 300
OSL-10	27.33	2017A010	1.34	6.48	1.91	225.6	71 600	$\pm$ 7 200

### 3.2 BXZK13 孔沉积环境、沉积年代和沉积速率分析

根据沉积物特征、测年数据、有孔虫丰度与分异度及粒度等数据,自下而上可分为 7 个沉积层(图 2)。

U1 层深 29~32.68 m,厚 3.68 m,为灰色—浅灰色粉砂质黏土夹灰色—灰黑色粉砂薄层或透镜体,虫孔发育,30.3~30.45 m 发育生物扰动构造(图 2)。沉积物平均粒径为 6.76~7.85 $\Phi$ ,标准偏差 1.64~1.99 $\Phi$ ,颗粒较细,分选性差。未见贝壳碎屑,但有孔虫含量较多,丰度平均为 867,简单分异度平均为 11,优势组合为 *Ammonia beccarii* vars.(15.6%)和 *Protelphidium tuberculatum*(10.3%),推断 U1 层为 MIS5 期海侵时所形成的潮坪沉积。

U2 层深 24.6~29 m,厚 4.2 m,为灰黄色粉砂质黏土夹土黄色粉砂薄层或透镜体,局部含灰黄色—灰色细砂,虫孔发育,偶见贝壳碎屑,本层与上部为侵蚀接触关系(图 2)。沉积物平均粒径为 4.68~8.11 $\Phi$ ,标准偏差 1.51~2.28 $\Phi$ ,颗粒整体较细,分选性差。有孔虫较多,丰度平均为 42,简单分异度平均为 8,*A.beccarii* vars.在该层位中占优势。在 24.7 和 27.33 m 处测年结果分别为 53.3 和 71.6 kaBP,属于 MIS5 期的泛滥平原沉积,平均沉积速率为 0.014 cm/a。

U3 层深 18.2~24.6 m,厚 6.4 m,以灰色—灰黄色—浅灰绿色细砂和极细砂为主,局部夹薄层黏土质粉砂(图 2)。沉积物平均粒径为 3.05~6.92 $\Phi$ ,标准偏差 0.85~2.52 $\Phi$ ,粒度较粗,分选性好—中等。局部见贝壳碎屑,破碎和磨损严重,为搬运再沉积,少见有孔虫,仅在 22.4 m 处发现广盐种有孔虫,可能经后期搬运,主要是 *P. tuberculatum*、*A.beccarii* vars.和 *A. tepida*。推测该层为陆相河流相沉积,沉积速率为 0.015 cm/a。

U4 层深 15.98~18.2 m,厚 2.22 m,分为两段:15.98~16.2 m 沉积物主要为灰色黏土—粉砂,含丰富贝壳碎屑,偶见透镜体(图 2),平均粒径为 4.46~7.8 $\Phi$ ,标准偏差 1.58~2.4 $\Phi$ ,分选性差;16.2~18.2 m 沉积物为灰黄色粉砂质黏土夹灰色、深灰色粉砂薄层,见少量贝壳,有孔虫数量较多,但自上而下丰度和分异度逐渐降低,多为广盐种有孔虫,有孔虫含量较为丰富,丰度平均为 73,简单分异度平均为 7,主要为 *P.tuberculatum* 和 *A.beccarii* vars.。该层为潮坪—浅海相沉积,沉积速率约为 0.052 cm/a。

U5 层分为 U5-1 和 U5-2 亚层,U5-1 层深 13.4~15.98 m,厚 2.58 m,为灰色粉砂质黏土夹灰色粉砂薄层或透镜体,见丰富贝壳碎屑(图 2)。沉积物平均粒径为 4.46~7.44 $\Phi$ ,标准偏差 1.7~2.52 $\Phi$ ,粒度较细,分选性整体差。有孔虫数量较多,丰度和分异度迅速升高至最高值,有孔虫含量较为丰富,平

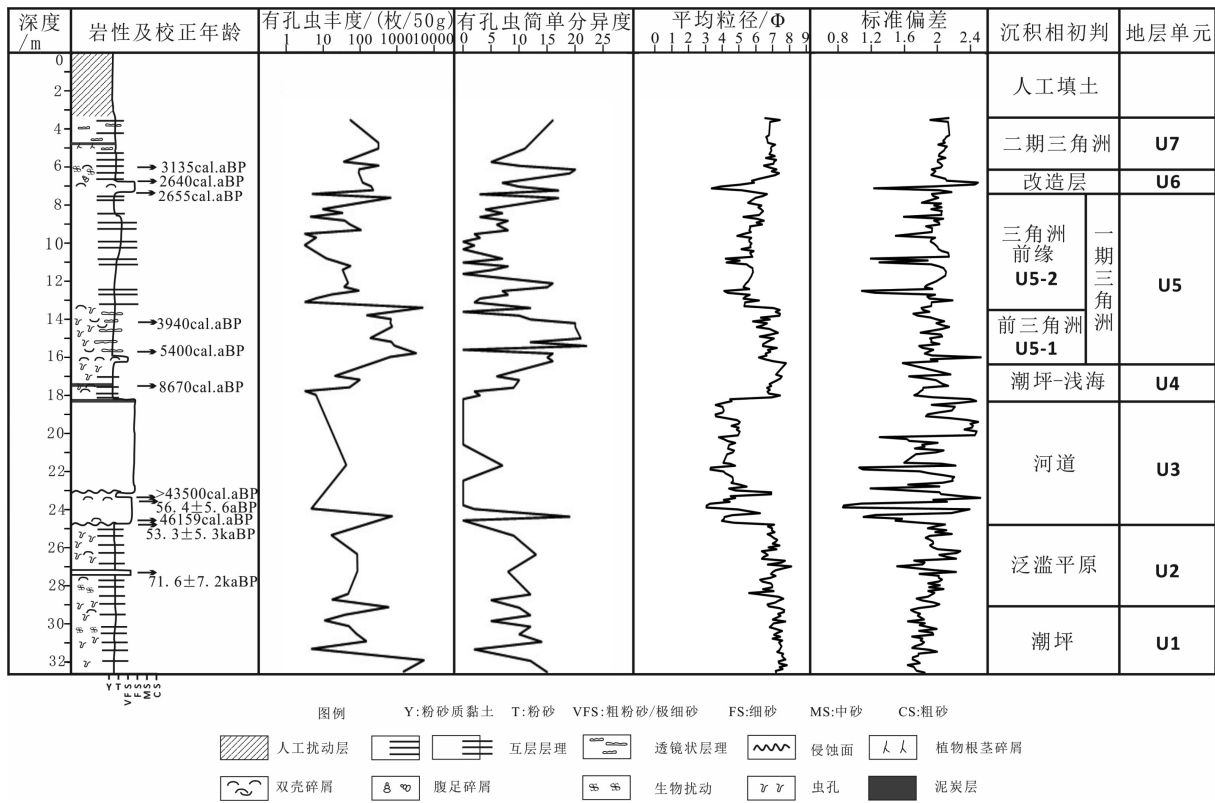


图2 BXZK13综合地层划分图

Fig.2 Integrated stratigraphic column of Core BXZK13

均丰度为 727, 简单分异度平均为 13, 其中 *A. beccarii* vars.、*Quinqueloculina seminula* 和 *Q. subungeriana* 占 85% 以上。根据黄河河道变迁历史<sup>[19, 22-23]</sup>, 推测为 5500~3600 cal.aBP 形成的一期黄河三角洲中前三角洲沉积, 本单元沉积速率约为 0.12 cm/a。

U5-2 层深 7.3~13.4 m, 厚 6.1 m。7.3~8.6 m 沉积物为灰色粉砂质黏土夹灰色粉砂薄层(图 2), 平均粒径为 4.11~7.05 $\Phi$ , 标准偏差 1.08~2.18 $\Phi$ , 粒度较细, 分选性整体较差。8.6~10.6 m 沉积物为灰黑色粉砂夹浅灰色极细砂, 局部发育虫孔, 偶见贝壳碎屑。10.6~13.4 m 沉积物主要为灰色黏土质粉砂夹浅灰色极细砂, 有孔虫数量较前三角洲沉积有所下降, 有孔虫含量较为丰富, 丰度平均为 258, 简单分异度平均为 6, 主要为 *A. beccarii* vars.、*A. aomoriensi*。推测该层为 5500~3600 cal.aBP 期间所形成的一期黄河三角洲前缘沉积, 沉积速率约为 1.99 cm/a。

U6 层深 6~7.3 m, 厚 1.3 m。以浅灰色细砂为主, 顶部富含贝壳碎屑(图 2), 沉积物平均粒径为 3.36~7.39 $\Phi$ , 标准偏差 1.23~2.49, 粒度较粗, 分选性整体差。有孔虫含量较为丰富, 丰度平均为 128, 简单分异度平均为 11, 主要以 *A. beccarii* vars.、*A. aomoriensi* 和 *A. tepida* 为主。推断该层为 5500~3600 cal.aBP 与 700 BC—11 AD 两期三角洲之间的

改造层沉积, 沉积速率约为 0.14 cm/a。

U7 层深 3.35~6 m, 厚 2.65 m。为黄褐色—灰黑色粉砂质黏土夹灰色—深灰色粉砂薄层或透镜体, 局部含泥炭薄层, 见根茎碎屑(图 2)。沉积物平均粒径为 6.47~7.43 $\Phi$ , 标准偏差 1.91~2.14, 粒度较细, 分选性整体较差。有孔虫含量较高, 丰度平均为 188, 简单分异度平均为 12, 主要为 *A. beccarii* vars.、*A. aomoriensi* 和 *Q. seminula.*, 代表了由海向陆过度的沉积环境。推测为 700 BC 以来的沉积, 包括 700 BC—11 AD 的三角洲(侧缘)沉积和 11 AD 之后的泛滥平原和潮滩沉积。该层沉积速率大约为 0.1 cm/a。0~3.35 m 为人工填土层, 高程为 4.02~0.67 m。

### 3.3 元素变化特征和碳浓度变化

#### 3.3.1 地球化学特征

常量元素 K、Ca 和 Mg 的浓度范围分别为 18.28~25.84、29.38~67.66 和 8~22.06 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 的浓度范围分别为 11.5~102  $\mu$ g/g、277.4~693.4  $\mu$ g/g、18.08~49.99 mg/g 和 511.3~1316.9  $\mu$ g/g, Cu 和 Zn 的浓度范围分别为 11~65.8  $\mu$ g/g 和 15.7~37 mg/g。N、P、Zn、Fe、Cu、Mn、Ca、K 和 Mg 在整个钻孔中总体变化趋势类

似, 自下而上呈现出高-低-高-低-高的变化趋势(图 3), 而 Na 浓度呈相反趋势, 具体变化如下:

U1 层中各元素浓度无明显变化趋势(图 3), 常量元素 K、Ca 和 Mg 浓度平均值分别为 24.58、56.36 和 21.2 mg/g, Mg 达到最大值, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 的浓度平均值分别为 58.75  $\mu\text{g/g}$ 、540.46  $\mu\text{g/g}$ 、44.89 mg/g 和 1036.09  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 的浓度平均值分别为 39.59  $\mu\text{g/g}$  和 31.97 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 17.45 mg/g。

U2 层中各元素浓度自下而上逐渐变小, 常量元素 K、Ca 和 Mg 平均值分别为 23.34、52.96 和 19.26 mg/g, 营养成分中的微量元素 N 平均值为 34.9  $\mu\text{g/g}$ , Mn 平均值为 810.43  $\mu\text{g/g}$ , P 平均值为 582.71  $\mu\text{g/g}$ , 且在该层位达到钻孔的最大值, Fe 平均值(40.94 mg/g)在该层位达到钻孔的最大值, 营养成分中的微量元素 Zn 浓度平均值为 28.46 mg/g, Cu 平均值(34.65  $\mu\text{g/g}$ )在该层位达到钻孔的最大值; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 22.46 mg/g。

U3 层中各元素浓度自下而上逐渐变小, 并且多个元素浓度降到最小值, 其中 23.2 m 处迅速升高又

迅速回落, 但无明显变化趋势(图 3)。常量元素 K、Ca 和 Mg 平均值分别为 20.66、38.6 和 11.19 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 平均值分别为 17.04  $\mu\text{g/g}$ 、400.32  $\mu\text{g/g}$ 、23.08 mg/g 和 657.34  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 浓度平均值分别为 17.31  $\mu\text{g/g}$  和 19.71 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 33.65 mg/g。

U4 层中各元素浓度相比于 U3 层增加, 并且大部分元素浓度达到最大值, 但趋势无明显变化(图 3), 常量元素 Mg 浓度平均值为 19.7 mg/g, K 和 Ca 浓度平均值(24.46 mg/g 和 59.4 mg/g)在该层位达到钻孔的最大值, 营养成分中的微量元素 P 和 Fe 的浓度平均值分别为 600.19  $\mu\text{g/g}$  和 45.19 mg/g, N 和 Mn 浓度平均值分别为 72.71  $\mu\text{g/g}$  和 1061.27  $\mu\text{g/g}$ , 在该层位达到钻孔的最大值, 营养成分中微量元素 Cu 的浓度平均值为 38.7  $\mu\text{g/g}$ , Zn 浓度平均值(33.61 mg/g)在该层位达到钻孔的最大值; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 23.11 mg/g。

U5-1 层中各元素浓度无明显变化趋势, 元素浓度略低于 U4 层(图 3), 常量元素 K、Ca 和 Mg 浓度

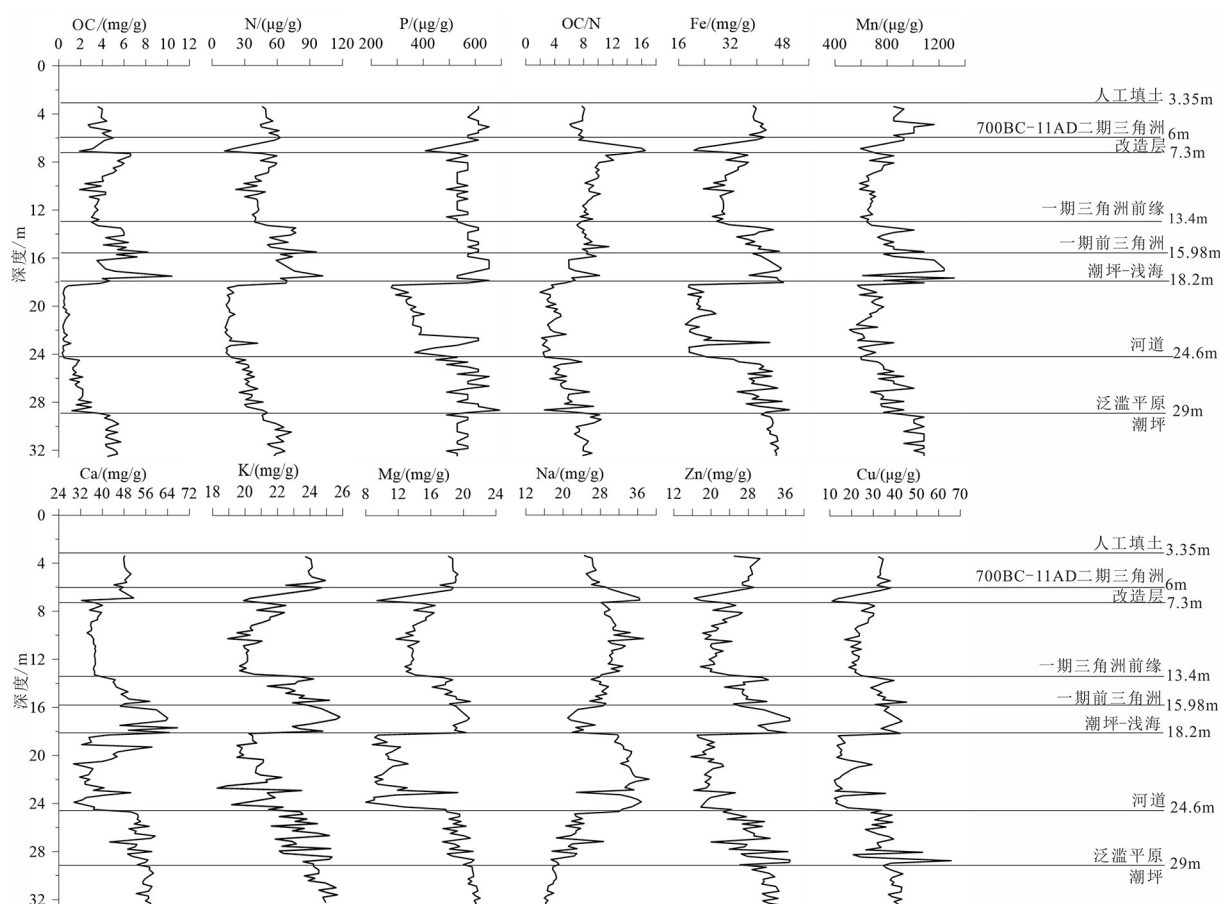


图 3 BXZK13 孔岩心沉积物地球化学特征

Fig.3 Element geochemistry of the sediments core BXZK13

平均值分别为 23.26、47.19 和 13.36 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 的平均值分别为 68.46  $\mu\text{g/g}$ 、589.87  $\mu\text{g/g}$ 、40.11 mg/g 和 848.57  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 的平均值分别为 34.47  $\mu\text{g/g}$  和 27.67 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 28.08 mg/g。

U5-2 层中各元素浓度无明显变化趋势, 各元素浓度相比于 U5-1 层骤减 (图 3), 常量元素 K、Ca 和 Mg 浓度平均值分别为 20.55、37.11 和 14.09 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 浓度平均值分别为 43.57  $\mu\text{g/g}$ 、541.91  $\mu\text{g/g}$ 、30.84 mg/g 和 688.33  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 浓度平均值分别为 23.71  $\mu\text{g/g}$  和 21.55 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 30.82 mg/g。

U6 层中各元素浓度自下而上逐渐变大 (图 3), 常量元素 K、Ca 和 Mg 平均值分别为 22.24、44.47 和 14.5 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 平均值分别为 37.7  $\mu\text{g/g}$ 、509.87  $\mu\text{g/g}$ 、31.39 mg/g 和 778.52  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 平均值分别为 23.93  $\mu\text{g/g}$  和 22.5 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 33.01 mg/g。

U7 层中 N 和 P 等元素浓度无明显变化趋势 (图 3), 常量元素 K、Ca 和 Mg 浓度平均值分别为 23.95、48.32 和 18.65 mg/g, 营养成分中的微量元素 N、P、Fe 和 Mn 的浓度平均值分别为 51.76  $\mu\text{g/g}$ 、607.31  $\mu\text{g/g}$ 、40.2 mg/g 和 946.8  $\mu\text{g/g}$ , 营养成分中的微量元素 Cu 和 Zn 的浓度平均值分别为 33.51  $\mu\text{g/g}$  和 27.9 mg/g; 而 Na 呈相反趋势, 平均值为 26.11 mg/g。

### 3.3.2 沉积物碳浓度和埋藏通量特征

BD、TC、OC 和 TIC 浓度在整个钻孔中总体变化趋势相符, 且与各元素变化趋势极其相似, 自底

到顶呈现出高-低-高-低-高的变化趋势 (图 4): 原位密度值从自 MIS5 期的潮坪相 (U1) 开始至晚更新世晚期的河道相 (U3) 逐渐升高, 在 U1 层中为 1.26~1.4 g/cm<sup>3</sup>, 平均值 1.32 g/cm<sup>3</sup>, 而在 U3 中为 1.49~1.89 g/cm<sup>3</sup>, 平均值 1.73 g/cm<sup>3</sup>, 为本钻孔中最高值; 之上的潮坪和浅海相 (U4) 中急剧降低, 平均值 1.46 g/cm<sup>3</sup>, 该值至一期三角洲 (U5) 和改造层 (U6) 为阶段性升高的趋势, 为 1.15~1.75 g/cm<sup>3</sup>, 平均值 1.58 g/cm<sup>3</sup>; 在该孔最上部的二期三角洲 (U7) 中 BD 值逐渐降低, 平均值为 1.54 g/cm<sup>3</sup>。

TC、OC 以及 TIC 的浓度在整个钻孔中总体变化趋势相符 (图 4), TC、OC 以及 TIC 浓度从 MIS5 期的潮坪相 (U1) 开始至晚更新世晚期的河道相 (U3) 中逐渐降低, 在 U1 层中平均值分别为 21、4.8 和 16.2 mg/g, 而在 U3 中平均值分别为 11.2、0.6 和 10.7 mg/g, 为本钻孔中最低值; 之上的潮坪和浅海相 (U4) 中急剧增加, 平均值分别为 23.8、5.4 和 19.1 mg/g, 该值至一期三角洲 (U5) 为阶段性减小的趋势, 平均值分别为 16、4.9 和 12.2 mg/g; 在该孔改造层 (U6) 和最上部的二期三角洲 (U7) 中 BD 值逐渐增加, 平均值为 15.8、3.7 和 10.9 mg/g。

TC 埋藏通量与 OC 和 TIC 埋藏通量变化趋势相类似 (图 4), TC、OC 和 TIC 埋藏通量自泛滥平原相 (U2) 至河道相 (U3) 无明显变化, 平均值分别为 3.14、0.22 和 2.91 g/(m<sup>2</sup>·a), 为本钻孔中最低值, 之上的潮坪和浅海相 (U4) 及一期三角洲前三角洲相 (U5-1) 中缓慢增加, 平均值分别为 18.41、3.81 和 14.6 g/(m<sup>2</sup>·a), 在 U5-1 中平均值分别为 33.42、9.82 和 23.95 g/(m<sup>2</sup>·a), 至一期三角洲前缘相 (U5-2) 急剧增加, 平均值分别为 467.48、134.56 和 336.61 g/(m<sup>2</sup>·a), 为本钻孔中最高值, 之后到改造层 (U6) 和最上部的

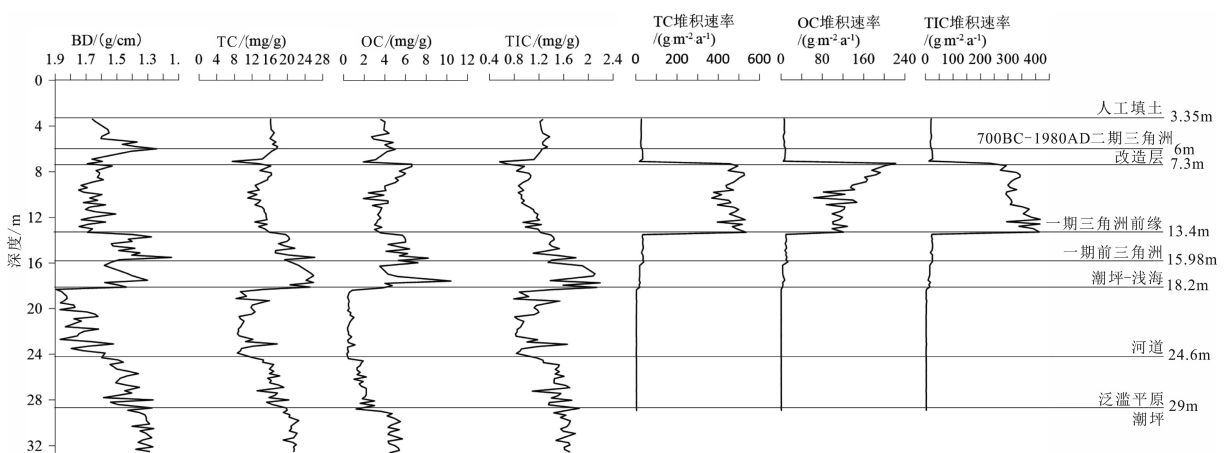


图 4 BHZK13 孔沉积物碳浓度和埋藏通量变化

Fig.4 The evolution of carbon in the geological history



表 3 黄河三角洲不同沉积环境垂向沉积速率与碳的埋藏通量

Table 3 Vertical sedimentation rate and accretion rate of carbon of different sediment 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浓度/ (mg/g)	OC浓度/ (mg/g)	TIC浓度/ (mg/g)	TC堆积速率/ (g/(m <sup>2</sup> ·a))	OC堆积速率/ (g/(m <sup>2</sup> ·a))	TIC堆积速率/ (g/(m <sup>2</sup> ·a))	沉积环境
U7	0.1	1.54	16.7	3.9	12.8	25.54	5.88	19.86	二期三角洲沉积
U6	0.14	1.48	13.9	3.6	9	28.18	7.09	73.99	改造层沉积
U5-2	1.99	1.65	14.2	4.1	10.2	467.48	134.56	336.61	一期黄河三角洲前缘沉积
U5-1	0.12	1.41	19.9	5.7	14.2	33.42	9.82	23.95	一期黄河三角洲前三角洲沉积
U4	0.052	1.46	23.8	5.4	19.1	18.41	3.81	14.6	潮坪-浅海相
U3	0.015	1.73	11.2	0.6	10.7	2.92	0.16	2.76	河流相
U2	0.014	1.45	16.9	1.9	15.1	3.45	0.39	3.06	泛滥平原
U1		1.38	21	4.8	16.2				

二期三角洲(U7)急剧下降, U7平均值分别为28.18、5.88和19.86 g/(m<sup>2</sup>·a)。

## 4 讨论

### 4.1 沉积物碳和营养成分相关性分析及 OC/N 分析

对沉积物中碳、主量元素和营养成分浓度进行了相关性分析(表4), OC与N的浓度呈现良好的线性相关( $r=0.912$ ), 且OC和N浓度在U4环境中较高, 与前人研究结果相符<sup>[35]</sup>, 然而在浅海和潮坪湿地中碳的埋藏通量并非最高。各营养成分与

OC、Al的浓度呈显著线性相关, 表明高有机质沉积物具有较高的营养成分吸附能力<sup>[36]</sup>。

不同沉积层中TC、Corg与其他营养成分浓度相关性存在差异(图3、表4)。在U1、U2和U4沉积环境中, TC与Ca浓度呈显著线性相关( $r>0.862$ ), 而OC与Ca相关性不显著, 说明此时贝壳碎屑为主的无机碳是TC的主要组成; 在U5环境中与OC和Ca浓度显著线性相关( $r=0.513$ )(表4), 此时OC和TIC均是TC的重要组成部分。其中OC在U2、U3、U4、U5和U7环境中与N的相关性显著((表4), 推测由于这些沉积阶段初级生产力高, 光合作用产生的OC较高, 同时该沉积阶段波浪和潮水影响较小,

表 4 BHZK13 沉积物碳及营养成分浓度的相关系数

Table 4 Correlations between carbons and nutrients of the sediments

	Cu	N	Mn	P	Zn	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	TC	OC
Cu	1	0.742	0.764	0.639	0.907	0.879	0.937	0.923	0.734	-0.84	0.875	0.834	0.558
N		1	0.635	0.638	0.721	0.813	0.775	0.731	0.485	-0.57	0.665	0.861	0.912
Mn			1	0.495	0.842	0.728	0.825	0.788	0.815	-0.78	0.818	0.808	0.441
P				1	0.604	0.768	0.76	0.728	0.457	-0.54	0.523	0.613	0.52
Zn					1	0.847	0.919	0.897	0.803	-0.88	0.922	0.858	0.506
Al						1	0.949	0.944	0.686	-0.82	0.823	0.826	0.68
Fe							1	0.979	0.801	-0.89	0.877	0.885	0.592
Mg								1	0.825	-0.9	0.868	0.872	0.561
Ca									1	-0.82	0.766	0.833	0.267
Na										1	-0.823	-0.788	-0.392
K											1	0.781	0.471
TC												1	0.683
OC													1

注: 表中所列相关系数显著性均小于0.01。

OC 被留在原地<sup>[7, 13]</sup>, 形成了在该沉积阶段较高的 OC 浓度, TC 浓度也相应较高。由于细颗粒沉积物所占表面积较大, 可以吸附大量有机质, 颗粒较小的有机物密度较小, 在低能环境下容易遭受侵蚀再搬运, 在低能环境下则与细颗粒沉积物一起沉淀<sup>[14-15]</sup>。

OC/N 比值被广泛应用于区分沉积物中有机质来源于海洋藻类或者陆源沉积<sup>[37-43]</sup>, OC/N 比值 < 8 为典型的海洋物质, OC/N 比值 > 12 为沉积物陆源有机质的值<sup>[44-45]</sup>。本研究中 OC/N 比值的峰值出现 U5 与 U7 中间过渡的 U6 之间(图 3), 指示该沉积时期陆源物质的大量供给, 若有较快的沉积速率, 可形成良好的碳贮。从图 3 中可看出在 U5 环境中, 其碳的埋藏通量是最高的。

#### 4.2 碳埋藏通量的控制因素相关性分析

碳是湿地生态系统碳循环的重要研究内容, 而碳埋藏通量是评价固碳和贮碳的最重要的参数之一, 碳埋藏通量的大小主要由沉积速率、原位密度和营养成分在沉积物中的浓度决定。

有机碳(OC)埋藏通量是通过公式(1)由沉积物中 OC 浓度、原位密度和沉积物沉积速率计算得出。在 BHZK13 孔中, OC 浓度平均值为 3.2 mg, 比现代海岸带和湿地的平均值低 10 至 100 倍<sup>[3-4]</sup>。由表 5 可以看出, OC 浓度和 OC 埋藏通量之间存在显著的相关性( $r=0.42, P<0.01$ ); 同样, OC 埋藏通量可能与原位密度(BD)也呈显著的相关性( $r=0.234, P<0.05$ ), 由于原位密度(BD)在钻孔中范围为 1.15~1.89 g/cm<sup>3</sup>, 整体变化范围不大, 尽管 BD 和 OC 埋藏通量存在显著关系, 但 BD 并不是控制 OC 埋藏通量大小的主要因素。另外, 在不同沉积系统中沉积速率比 OC 浓度和 BD 值变化更明显, 且

OC 浓度和 OC 埋藏通量之间存在极显著的相关性( $r=0.95, P<0.01$ ), 例如在一期黄河三角洲前缘沉积(U5-2)中达到最高值 1.99 cm/a, 在泛滥平原相沉积(U2)中达到最小值 0.014 cm/a。因此, OC 沉积速率可能主导了研究区内 OC 埋藏通量的变化。

但是, 严格来说, OC 埋藏通量与 OC 浓度、BD 和 OC 沉积速率的相关系数在统计上可能是没有意义的, 由公式(1)可知, OC 埋藏通量是 OC 浓度、BD 和沉积速率 DR 的乘积。为了确定上述 3 个参数对 OC 埋藏通量的方差有多大影响, 我们把公式(1)两侧同时换成自然对数:

$$\text{Log}(A) = \text{Log}(C) + \text{Log}(BD) + \text{Log}(DR) + 1 \quad (2)$$

Log(OC 埋藏通量)的方差计算如公式(3)所示:

$$\begin{aligned} V[\text{Log}(A)] = & V[\text{Log}(C)] + V[\text{Log}(DR)] + \\ & V[\text{Log}(BD)] + 2\text{COV}[\text{Log}(DR), \text{Log}(C)] + \\ & 2\text{COV}[\text{Log}(C), \text{Log}(BD)] + \\ & 2\text{COV}[\text{Log}(DR), \text{Log}(BD)] \end{aligned} \quad (3)$$

表 6 显示了计算这些项的结果。由表 6 可知, OC 埋藏通量主要控制因素为沉积速率的方差埋藏通量, 其次是沉积速率与 OC 浓度的协方差, 而原位密度和 OC 浓度影响较小。根据每个影响因素的结果分析, 沉积速率是控制碳汇聚于黄河三角洲的主要因素, 即快速的沉积有助于 OC 的保存(表 5, 6), 因此形成较高的碳埋藏通量, 这一机制可从我们的数据中得到证实。根据钻孔 BHZK13 中不同的沉积单元, 沉积速率顺序为: U5-2 > U5-1 > U6 > U7 > U4 > U2 > U3(表 3)。而 OC 埋藏通量也显示出相同的顺序: U5-2 > U5-1 > U6 > U7 > U4 > U2 > U3(图 4, 表 3)。由此可见, 在 BHZK13 孔中, OC 埋藏

表 5 沉积物 TC、OC 埋藏通量的相关系数  
Table 5 Correlations between TC、OC accretion rates in the sediments

	沉积速率	原为密度	TC浓度	TC堆积速率	OC浓度	OC堆积速率	TIC浓度	TIC堆积速率
沉积速率	1	0.262**	-0.161	0.993**	0.337**	0.950**	-0.425**	0.987**
原为密度		1	-0.704**	0.258**	-0.506**	0.234*	-0.580**	0.262**
TC浓度			1	-0.13	0.647**	-0.116	0.869**	-0.132
TC堆积速率				1	0.357**	0.959**	-0.399**	0.993**
OC浓度					1	0.420**	0.184	0.321**
OC堆积速率						1	-0.423**	0.919**
TIC浓度							1	-0.379**
TIC堆积速率								1

注: \*\*为在0.01水平(双侧)上显著相关; \*为在0.05水平(双侧)上显著相关

表6 沉积速率、BD和OC浓度与碳埋藏通量协方差分析  
Table 6 C, DR, and BD contributions to the variance of carbon burial rate.

$V(\text{DR})$	$V(\text{BD})$	$V(\text{C})$	$2\text{COV}(\text{DR}, \text{BD})$	$2\text{COV}(\text{BD}, \text{C})$	$2\text{COV}(\text{DR}, \text{C})$
0.75	0.00	0.16	0.01	-0.01	0.45

注:  $V$ 代表方差,  $\text{COV}$ 代表协方差,  $\text{DR}$ 代表沉积速率

通量的平均值为  $36.51 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , 如果仅仅考虑 U5-2, OC埋藏通量的平均值高达  $134.56 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , 比现代三角洲中  $500 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$  的 OC埋藏通量低<sup>[6, 33, 46-49]</sup>, 但高于我国辽河三角洲的  $17.87 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ <sup>[34]</sup>。推测可能是由于地质历史时期黄河泥沙浓度较少, 导致老黄河三角洲沉积速率较低, 从而影响了沉积通量。尽管如此, 老黄河三角洲沉积物中 OC浓度较低, 但由于较高的沉积速率, 从而 OC的埋藏通量也较高, 也具有一定的碳贮能力。

## 5 结论

(1) BXZK13孔岩心的沉积环境自下而上可以分为7个沉积层, 分别为潮坪相沉积(U1)、泛滥平原相沉积(U2)、河道相沉积(U3)、潮坪—浅海相沉积(U4)、5500~3600 cal.aBP一期黄河三角洲中前三角洲相沉积(U5-1)、5500~3600 cal.aBP一期黄河三角洲中三角洲前缘相沉积(U5-2)、改造层沉积(U6)、700 BC—11 AD二期三角洲沉积(U7)。

(2) OC的埋藏通量在 U5-2 沉积环境中最大, 为  $134.56 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , 在 U3 沉积环境中最小, 为  $0.16 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , OC沉积速率的方差对 OC埋藏通量的贡献最大, 说明沉积速率是 OC的埋藏通量的主控因素。

(3) 黄河三角洲 OC浓度相对较低, 但由于其较高的沉积速率, 使得黄河三角洲 OC的平均埋藏通量达到  $72.19 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ , 虽然低于世界其他高 OC浓度的湿地, 但比大部分没有泥沙供应的淡水湿地高, 即老黄河三角洲地质体保存了较大的碳贮。

## 参考文献 (References)

- [1] 范德江, 杨作升, 郭志刚. 中国陆架 $^{210}\text{Pb}$ 测年应用现状与思考[J]. *地球科学进展*, 2000, 15(3): 297-302. [FAN Dejiang, YANG Zuosheng, GUO Zhigang. Review of  $^{210}\text{Pb}$  dating in the continental shelf of China [J]. *Advance In Earth Sciences*, 2000, 15(3): 297-302.]
- [2] Brevik E C, Homburg J A, 20 04. A 5000 year record of carbon sequestration from a coastal lagoon and wetland complex [J]. *Southern California, USA. Catena*, 2000, 57(3): 221-232.
- [3] Smith P. Carbon sequestration in croplands: the potential in Europe and the global context [J]. *Agronomy*, 2004, 20(3): 229-236.
- [4] Duan X N, Wang X K, Lu F, et al. Primary evaluation of carbon sequestration potential of wetlands in China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28(2): 463-469.
- [5] Zhang S P, Wang L, Hu J J, et al. Organic carbon accumulation capability of two typical tidal wetland soils in Chongming Dongtan, China [J]. *Journal of Environmental Sciences*, 2011, 23(1): 87-94.
- [6] 赵广明, 叶思源, 丁喜桂, 袁红明, 王锦. 黄河三角洲全新世以来沉积环境的划分及各环境中碳埋藏速率的评价[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2014(4): 80-90. [ZHAO Guangming, YE Siyuan, DING Xigui, et al. Sedimentary Environmental Partitioning of Holocene Strata and Assessment of Carbon Burial Rate of Various Paleoenvironments in the Yellow River Delta [J]. *Earth Science*, 2014(4): 80-90.]
- [7] 欧莉华, 伊海生, 王刚, 等. 桂西地区乐平统合山组底部海绵骨针硅质岩的发现及古环境意义[J]. *中国地质*, 2012, 39(5): 1280-1289. [OU Lihua, YI Haisheng, WANG Gang, et al. The discovery of sponge chert on the bottom of the Lopingian Heshan Formation in western Guangxi and its palaeoenvironment [J]. *Geology in China*, 2012, 39(5): 1280-1289.]
- [8] Ye Siyuan, Laws E A, Wu Qiang, Zhong Shaojun, Ding Xigui, Zhao Guangming, Gong Shaojun. Pyritization of trace metals in estuarine sediments and the controlling factors: a case in Jiaojiang Estuary of Zhejiang Province, China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2020, 61(5): 973-982.
- [9] Ye Siyuan, Laws E A, Zhong Shaojun, Ding Xigui, Pang Shouji. Sequestration of metals through association with pyrite in subtidal sediments of the Nanpaishui Estuary on the Western Bank of the Bohai Sea, China [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2011, 62(5): 934-941.
- [10] 丁玉蓉, 叶思源, 赵全升. 黄河三角洲新生湿地土壤对营养成分和碳的扣留[J]. *地质论评*, 2012, 58(1): 183-189. [DING Yurong, YE Siyuan, ZHAO Quansheng. Nutrient sand carbon sequestration the newly created wetland of Yellow River Delta [J]. *Geological Review*, 2012, 58(1): 183-189.]
- [11] Smith T M, Cramer W P, Dixon R K, et al. The global terrestrial carbon cycle [J]. *Water Air and Soil Pollution*, 1993, 70(1-4): 19-37.
- [12] Muller-Karger, Frank E. The importance of continental margins in the global carbon cycle [J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 32(1): L01602.
- [13] Zhao Guangming, Ye Siyuan, Li Guangxue, et al. Late Quaternary Strata and Carbon Burial Records in the Yellow River Delta, China [J]. *Journal of Ocean University of China*, 2015, 03: 446-456.
- [14] 丁喜桂, 叶思源, 赵广明, 袁红明, 王锦. 黄河三角洲滨海湿地演化及其对碳与营养成分的扣留[J]. *海洋与湖沼*, 2014(1): 96-104. [DING Xigui, YE Siyuan, ZHAO Guangming, et al. Accumulation of

- Carbon and Nutrients in Coastal Wetland in the Yellow River Delta [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2014(1): 96-104.]
- [15] 丁喜桂, 王吉松, 赵广明, 袁红明, 王锦, 叶思源. 黄河三角洲滨海湿地演化过程中的碳埋藏效率及其控制因素[J]. *中国地质*, 2016(1): 319-328. [DING Xigui, WANG Jisong, ZHAO Guangming, et al. Accretion rate and controlling factors of carbon and nutrients during coastal wetland evolution in Yellow River Delta [J]. *China Geology*, 2016(1): 319-328.]
- [16] 成国栋, 薛春汀. 黄河三角洲沉积地质学[M]. 地质出版社: 1997, 1-8. [CHENG Guodong, XUE Chunting. *Sedimentary Geology of Yellow River Delta*[M]. Geological Publishing House: 1997, 1-8.]
- [17] 赵松龄, 杨光复, 苍树溪, 等. 关于渤海湾西岸海相地层与海岸线问题[J]. *海洋与湖沼*, 1978, 9: 15-25. [ZHAO Songling, YANG Guangfu, CANG Shuxi, et al. On the Marine stratigraphy and coastlines of the western coast of the gulf of Bohai [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1978, 9: 15-25.]
- [18] 薛春汀, 成国栋. 渤海西岸贝壳堤及全新世黄河三角洲体系//杨子庚, 林和茂. 中国沿海及近海地区第四纪进程与事件[M]. 海洋出版社: 1989, 117-125. [XUE Chunting, CHENG Guodong. Shelly ridges in west coast of Bohai Sea and Holocene Yellow River delta system//Yang Zigeng, Lin Hemao. *Quaternary Processes and Events in China Offshore and Onshore Areas*[M]. ChinaOcean Press: 1989, 117-125.]
- [19] 薛春汀, 周永青, 王桂玲. 古黄河三角洲若干问题的思考[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23(3): 23-29. [XUE Chunting, ZHOU Yongqing, WANG Guiling. Reviews of the Yellow River delta superlobes since 700BC [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2003, 23(3): 23-29.]
- [20] 薛春汀, 周永青, 朱雄华. 晚更新世末至公元前7世纪的黄河流向和黄河三角洲[J]. *海洋学报*, 2004, 26(1): 48-61. [XUE Chunting, ZHOU Yongqing, ZHU Xionghua. The Yellow River course and delta from end of Late Pleistocene to the 7th century BC [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 26(1): 48-61.]
- [21] Xue Chunting. Historical changes in the Yellow River delta, China [J]. *Marine Geology*, 1993, 113: 321-330.
- [22] Xue Chunting, Zhu Xionghua, Lin Hemao. Holocene sedimentary sequence, foraminifera and ostracodain westcoastal lowland of BohaiSea, China [J]. *Quaternary Science Review*, 1995, 14: 521-530.
- [23] He Lei, Xue Chunting, Ye Siyuan, Alessandro Amorosi, Yuan Hongming, Yang Shixiong, Edward A. Laws New evidence on the spatial-temporal distribution of superlobes in the Yellow River Delta Complex [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 214: 117-138.
- [24] 何磊, 叶思源, 袁红明, 薛春汀. 黄河三角洲利津超级叶瓣时空范围的再认识[J]. *地理学报*, 2019, 74(1): 146-616. [HE Lei, YE Siyuan, YUAN Hongming, XUE Chunting. Rethinking the spatio-temporal distribution of Lijin superlobe in the Yellow River Delta [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2019, 74(1): 146-616.]
- [25] 雷雁翔, 何磊, 叶思源, 等. 渤海湾晚更新世晚期以来古河道分布和三角洲发育[J]. *中国地质*, 2021特刊. [LEI Yanxiang, HE Lei, YE Siyuan, et al. Paleochannel distribution and delta development since the Late Pleistocene in the Bohai Bay[J]. *Geology in China*, 2021 to be published.]
- [26] 中国科学院海洋研究所. 渤海地质[M]. 北京: 科学出版社, 1985. [Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences. *Bohai Sea Geology*[M]. Beijing: Science Press, 1985.]
- [27] 董礼先, 苏纪兰, 王康培. 黄渤海潮流场及其与沉积物搬运的关系[J]. *海洋学报*, 1989, 11: 102-114. [DONG Lixian, SU Jilan, WANG Kangshan. Tide current in the Yellow Sea and its relationship with sediment transport [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1989, 11: 102-114.]
- [28] 赵保仁, 庄国文, 曹德明, 雷方辉. 渤海的环流、潮流及其对沉积物分布的影响[J]. *海洋与湖沼*, 1995, 26(5): 466-473. [ZHAO Baoren, ZHUANG Guoqiang, CAO Deming, LEI Fanghui. The circulation and tidal residual current of Bohai Sea and their influence on sediment distribution [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1995, 26(5): 466-473.]
- [29] Southon John, Kashgarian Michaele, Fontugne Michel, Merivier Bernard, Yim Wyss. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia [J]. *Radiocarbon*, 2002, 44: 167-180.
- [30] Reimer Paula J, Bard Edouard, Bayliss Alex, Beck J Warren, Blackwell Paul G, Ramsey Christopher Bronk, Buck Caitlin E, Cheng Hai, Edwards R Lawrence, Friedrich Michael, Grootes Pieter M, Guilderson Thomas P, Hafliason Hafliidi, Hajdas Irka, Hatte Christine, Heaton Timothy J, Hoffmann Dirk L, Hogg Alan G, Hughen Konrad A, Kaiser K Felix, Kromer Bernd, Manning Sturt M, Niu Mu, Reimer Ron W, Richards David A, Scott E Marian, Southon John R, Staff Richard A, Turney Christian S M, Plicht Johannes van der. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50000 Years cal BP [J]. *Radiocarbon*, 2013, 55: 1869-1887.
- [31] Wintle Ann G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols [J]. *Radiat. Meas*, 1997, 27: 769-817.
- [32] Qiu Jiandong, Liu Jian, Saito Yoshiki, Wang Hong, Yang Zigeng, Nakashima Rei. Sedimentary evolution of the Holocene subaqueous clinoform off the Southern Shandong Peninsula in the Western South Yellow Sea [J]. *Ocean Univ. China*, 2014, 13(5): 747-760.
- [33] Liu Jin, Ye Siyuan, Allen Laws E, Lu Qingyuan. Sedimentary environment evolution and biogenic silica records over 33, 000 years in the Liaohe delta, China [J]. *Limnology and Oceanography*, 2017, 62(2): 474-489.
- [34] 王雪飞, 叶思源, 韩宗珠, 等. 近33 ka以来辽河口沉积环境演变与生物硅记录[J]. *中国地质*, 2015, 42(4): 1092-1102. [WANG Xuefei, YE Siyuan, HAN Zongzhu, et al. The sedimentary environment evolution and biogenic silica records of the Liaohe Estuary since 33 ka BP [J]. *Geology in China*, 2015, 42(4): 1092-1102.]
- [35] Nair V D, Graetz D A, Reddy K R, Olila O G. Soil development in phosphatemed created wetlands of Florida, USA [J]. *Wetlands*, 2001, 21(2): 232-239.
- [36] Azevedo W R, Faquin V, Fernandes L A. Boron absorption in lowland soils flux southern of the state of Minas Gerais, Brazil [J]. *Pesquisa AgTopecuaria Brasileira*, 2001, 36(7): 957-964.
- [37] Meyers P A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter [J]. *Chemical Geology*, 1994, 114(3-4): 289-302.
- [38] Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes [J]. *Organic*

- Geochemistry*, 1997, 27(5-6): 213-250.
- [39] PrahI F G, Ertel J R, Goni M A, et al. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(14): 3035-3048.
- [40] Thornton S F, McManus J. 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 [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1994, 38(3): 219-233.
- [41] Ruttnerberg K C, Goni M A. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: Tools for characterizing bulk sedimentary organic matter [J]. *Marine Geology*, 1997, 139(1): 123-145.
- [42] Andrews J E, Greenaway A M, Dennis P F. 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 [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998, 46(5): 743-756.
- [43] Muller A, Mathesius U. The paleoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1999, 145(1): 1-16.
- [44] Bordovsky O K. Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments [J]. *Marine Geology*, 1965, 3(1-2): 3-114.
- [45] PrahI F G, Bennett J T, Carpenter R. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1980, 44(12): 1967-1976.
- [46] Hatton R S, Patrick W H, DeLaune R D. Sedimentation, nutrient accumulation, and early diagenesis in Louisiana Barataria Basin coastal marshes. In: Kennedy V S ed. *Estuarine Comparisons*. Academic Press, New York, USA: 1982, 255—267.
- [47] Jia Jianjun, Gao Jianhua, Liu Yifei, Gao Shu, Yang Yang. Environmental changes in Shamei Lagoon, Hainan Island, China: Interactions between natural processes and human activities [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 52(30): 158-168.
- [48] Chmura G L, Anisfeld S C, Cahoon D R, et al. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils [J]. *Global Biogeochemistry*, 2003, 17(4): 1111-1121.
- [49] Craft C B. Freshwater input structures soil properties, vertical accretion, and nutrient accumulation of Georgia and U.S. tidal marshes [J]. *Limnol Oceanogr*, 2007, 52(3): 1220-1230.