

鲁北平原晚第四纪地层结构及沉积演化

王海峰¹ 杨剑萍² 庞效林^{2,3} 陈飞¹ 梁旭¹ 贾军涛²

(1.中海油研究总院 北京 100028;2.中国石油大学(华东)地球科学与技术学院 山东青岛 266580;

3.山东正元地球物理信息技术有限公司 济南 250101)

摘要 以54个浅层新钻孔和多个野外露头为研究对象,综合沉积物粒度、薄片、微体古生物、孢粉、¹⁴C测年及静力触探等资料,分析了鲁北平原晚第四纪的地层结构和沉积类型,总结了晚更新世晚期以来的沉积演化。研究表明,末次冰期盛冰期到冰后期,受地势、气候条件控制的黄河河道迁移和海水进退是影响地层结构和沉积特征的主要因素,南北地层结构差异明显,发育古河道、湖沼、黄土、三角洲、潮坪和滨浅海等沉积类型,其中古河道分布面积最广,自下而上可划分为三期。晚更新世晚期至早全新世早期,受干冷气候影响,发育第Ⅰ期古河道,小清河以南沉积黄土层;早全新世晚期至中全新世,气候转暖导致海平面升高,沿海地区形成海侵层和三角洲,内陆地区继承性发育第Ⅱ期古河道和湖沼沉积;中全新世末期或晚全新世以来,受黄河泛滥影响,沉积第Ⅲ期古河道和现代黄河三角洲。地层结构和沉积物分布的研究对于分析地下水位的变化规律,以及选择合适的地震激发层等均有重要的指导意义。

关键词 鲁北平原 晚更新世 地层结构 沉积演化

第一作者简介 王海峰 男 1987年出生 硕士 沉积岩石学及岩相古地理 E-mail: whfupe@sina.cn

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

0 引言

晚第四纪以来,鲁北平原地区构造活动较弱,整体处于沉降并接受沉积状态^[1]。受冰期与间冰期交替、冰期向冰后期转化等影响,晚第四纪中国东部气候出现多次冷暖变化,海平面随之升降^[2-3],鲁北平原成为河流、海洋、风和湖泊等地质外力共同作用的场所,经历了频繁的河道迁移、海水进退、黄土沉积、湖泊消亡等过程^[4-17]。在多种外动力地质作用下,该区沉积物类型丰富,地层结构及沉积特征复杂。

国内对鲁北平原晚第四纪地质研究程度较高,有记录的钻孔达百余个,涉及黄河河道迁移、古河道分布、三角洲形成^[4-8],数次海水进退、海岸线变迁、海陆交替的地层格架^[9-12],滨海和鲁中山前黄土分布、粒度特征、成因机理^[13-16],以及小清河流域湖泊的繁盛与消亡等^[17],而对整个鲁北平原晚第四纪的地层特征和沉积演化的研究成果却鲜有报道。本文以54个浅层新钻孔和多个野外露头为研究对象,综合沉积物粒度、薄片、微体古生物、孢粉、¹⁴C测年及静力触探等资料的研究,全面揭示鲁北平原晚第四纪的地层结构和沉积演化。

1 鲁北平原地质概况

鲁北平原位于鲁中山地以北,西邻河南、北接河北,向东为渤海,大致呈北东向的长方形(图1),属华北平原的一部分,行政区划上覆盖山东省济南、淄博、东营、滨州、德州、聊城等地,超过全省面积的四分之一,构造位置含渤海湾盆地济阳拗陷,地下油气资源丰富。区内地势自南西向北东逐渐降低,海拔由30 m下降到0 m,现今有黄河和小清河两条大型河流穿过,北东流向。

晚更新世晚期以来,黄河在北到天津、南至苏北的范围内多次迁移,形成面积广阔的黄河古三角洲和多期古河道,对鲁北平原晚第四纪沉积贡献巨大。鲁北平原古河道自南西向北东呈带状分布,大致可分为北、中、南三支,单条河道带宽度7~20 km,底面埋深30~60 m之间,自南西向北东,埋深逐渐变浅,厚度逐渐变薄,垂向上整体可见三个正韵律^[5-6]。利用贝壳堤等恢复海侵时的古岸线,可准确恢复出7 ka B.P.以来的利津、黄骅、歧口、垦利、苏北等9个黄河古三角洲^[12]。

末次冰期是距今最近的一次冰期,先后经历三个

收稿日期:2015-03-16; 收修改稿日期:2015-05-08

基金项目: 国家油气重大专项(2011ZX05006-002); 国家自然科学基金项目(41202126); 山东省自然科学基金项目(ZR2012DQ014); 中央高校基本科研业务费专项基金项目(12CX04013A, 13CX02039A) [Foundation: National Oil and Gas Major Project, No.2011ZX05006-002; National Natural Science Foundation of China, No.41202126; Natural Science Foundation of Shandong Province, No.ZR2012DQ014; Fundamental Research Funds for the Central Universities, No.12CX04013A, 13CX02039A]

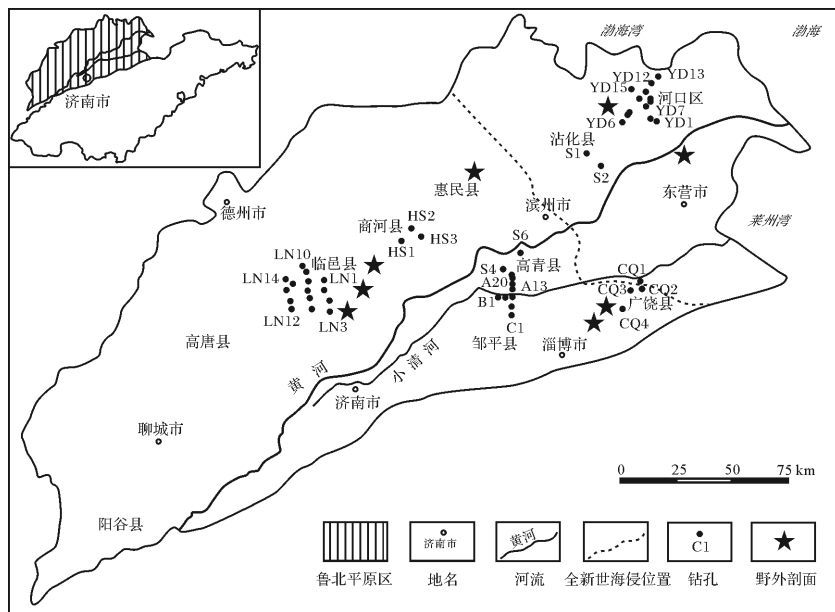


图1 鲁北平原地理位置

Fig.1 Position of Lubei Plain

亚冰期和两个间冰期,在晚更新世晚期的 25~15 ka B.P.进入盛冰期,大约 10 ka B.P.冰期结束。鲁北平原东临渤海,受冰期气候影响,晚第四纪沿海地区经历了频繁的海水进退,影响较大的海侵有三次,分别是全新世 8~3.5 ka B.P.的垦利海侵(也称黄骅海侵),以及晚更新世 40~25 ka B.P.的广饶海侵(也称献县海侵)和 125~70 ka B.P.的沾化海侵(也称沧州海侵),其中垦利海侵在黄河三角洲地区平均沉积厚度 12 m,海岸线到达天津—黄骅—沾化—寿光一带^[7,11]。受海进海退影响,鲁北平原沿海地区浅层呈现海陆交替的地层格局。

2 鲁北平原浅层地层结构及沉积类型

鲁北平原地势较低,晚第四纪河流、海洋、风等地质作用将大量沉积物搬运至此,沉积物类型多样,沉积相类型丰富,沉积速率不一,致使鲁北平原区地层结构复杂。本次研究布置深度 24~50 m 的钻孔 54 个,深度 24~30 m 的静力触探点千余个,考察野外露头多处(图 1),获取了详尽的样品资料(图 2)。钻孔和野外露头特征典型,具有良好的代表性,以此分析鲁北平原浅层地层结构及沉积特征。

2.1 临邑—商河—惠民地区

该区位于鲁北平原的内陆地区,分布 30~36 m 深的钻孔 18 个,沉积物粒度普遍较粗,以黄褐色和灰色的粉砂和细砂为主(图 2A),最粗达中砂,自下而

上粒度整体呈现由粗变细的趋势,泥质层集中在钻孔中上部(图 2B),沉积物中含有 *Ilyocypris* sp.、*Candona* sp.、*Candoniella* sp.等介形类化石和双壳类、腹足类化石,均为陆相淡水种属。野外露头出露较少,离地表 5~10 m,沉积物以黄褐色粉砂层和泥质层交互出现为特征,粉砂中发育平行层理和槽状交错层理。

砂质沉积物粒度概率累积曲线多呈两段式,悬浮次总体与跳跃次总体发育,跳跃次总体占 50%~70%,斜率在 65°~80°,悬浮次总体占 30%~50%,倾斜度较低,两者交截点在 2.5~3.7 ϕ 之间;沉积物 C-M 图呈“S”形,其中 QR 段平行于 C=M 基线,且 QR、RS 段发育,而 N-O-P 段发育较差,与华北平原黄河、漳河及清河等典型古河道沉积物 C-M 图有很好的一致性,是典型的曲流河沉积^[18]。

总体上该区浅层沉积物以中细砂、粉砂和泥质的交替发育为特征,旋回性明显,表现为三个下粗上细的河流沉积正韵律,单个韵律均具有曲流河的二元结构。以此为基础,利用粒度、孢粉、¹⁴C 测年等资料,并与禹城、沾化等地的钻孔资料对比,可以将该区浅层的古河道自下而上划分为三期(图 3)。下部第 I 期古河道粒度最粗,以中细砂为主,平均粒径 $Mz = 2.41 \phi$,颗粒以推移质和跃移质为主,泥质含量较少,孢粉中草本植物以早生蒿属、藜科和麻黄属为主,湿生的莎草科和香蒲属较少,属针叶林—草原植被,钻孔未钻穿该期古河道;中部第 II 期古河道以细砂和粉

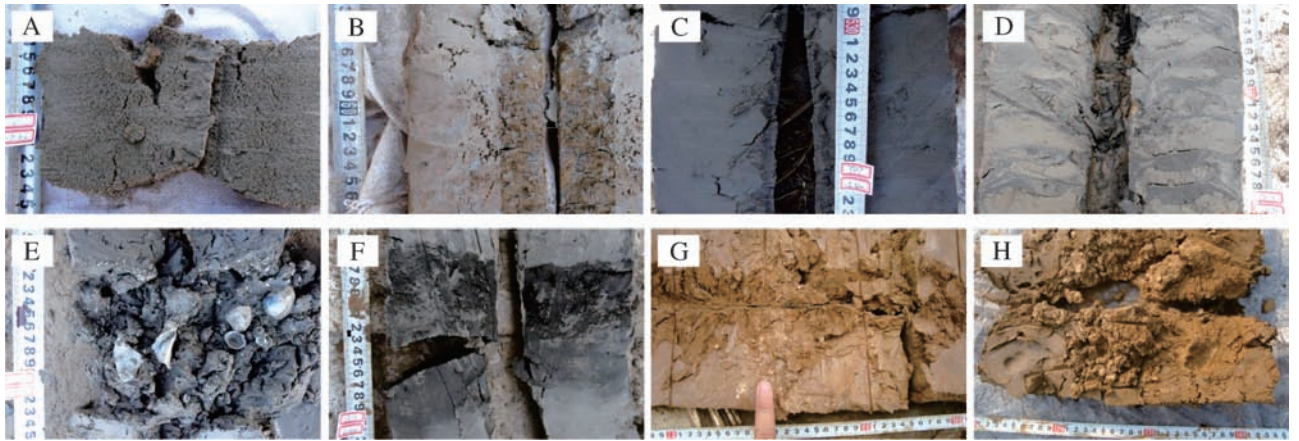


图2 鲁北平原浅层沉积物类型(钻孔直径 10 cm)

A.褐色中细砂, LN1孔, 17.9 m; B.棕红色泥, LN3孔, 10.6 m; C.灰黑色泥质粉砂, YD7孔, 15.4 m; D.深灰色砂泥互层, YD12孔, 14.7 m; E.贝壳层, YD6孔, 18.0 m; F.泥炭层, YD13孔, 21.2 m; G.黄色泥质粉砂(黄土), C1孔, 24.0 m; H.钙质结核, C1孔, 25.3 m。

Fig.2 Sediment types of shallow layer in Lubei Plain(The borehole diameter is 10 cm)

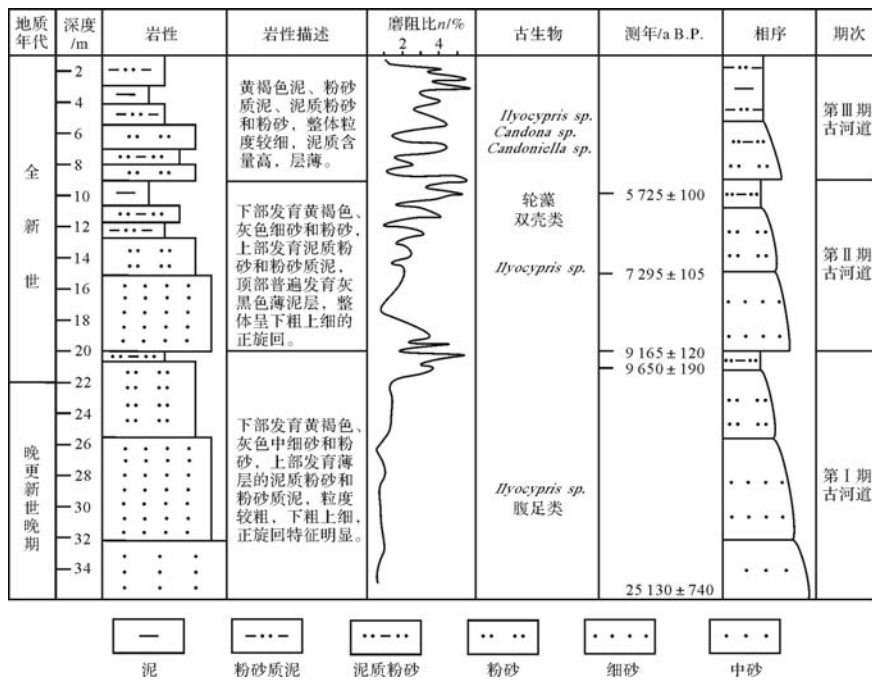


图3 临邑—商河—惠民地区浅层综合柱状图(测年资料据文献[5])

Fig.3 Comprehensive stratigraphic column of shallow layer in Linyi-Shanghe-Huimin area (dating from reference[5])

砂为主, $M_z = 3.50 \phi$, 颗粒中跃移质占优, 孢粉中有较多的香蒲、莎草科湿生草本植物, 木本植物仍以松属为主, 但云杉、冷杉属大大减少, 属针、阔叶林—草原植被, 与下部第Ⅰ期古河道大致以 18~25 m 深度为界; 上部第Ⅲ期古河道接近地表, 以粉砂和泥质粉砂等为主, 粒度最细, 悬移质含量增多, 孢粉中针叶树多于阔叶树, 且以松属为主, 草本植物大大超过木本, 大部分为旱生蒿属, 该期受地表植被和人类活动影响较

大, 与中部第Ⅱ期古河道大致以 7~11 m 深度为界。

三期古河道的划分与前人对鲁北平原古河道的认识基本一致, 第Ⅰ期和第Ⅱ期称为浅埋古河道, 第Ⅲ期称为地面古河道^[5]。根据商河和惠民地区钻孔的¹⁴C 测年资料判断, 第Ⅰ期古河道底界年代约 25~24 ka B.P., 向上与第Ⅱ期古河道的年代界线约 10~9 ka B.P., 第Ⅱ期与第Ⅲ期的界线约 5~4 ka B.P., 即三期古河道分别形成于晚更新世晚期至早全新世早期、

早全新世至中全新世、晚全新世^[6]。

结合古气候和粒度资料可以推断,晚更新世晚期至早全新世早期,正值末次冰期盛冰期,气候寒冷干燥,海平面大幅下降,海水退出黄渤海陆架,河流侵蚀基准面下降,河流侵蚀下切作用强烈,水动力条件较强,该时期河流沉积物以中细砂为主,沉积厚度大,河道相对较稳定;早全新世至中全新世,冰期气候结束并逐渐过渡为冰后期,气候温暖湿润,海平面上升,形成全新世海侵,海岸线到达现今的天津—黄骅—沾化—寿光一带,该期河道继承性发育,由于海平面上升导致河流走水不畅,水动力条件较弱,河道沉积物粒度变细,受湿润气候下的丰富降水等影响,在河漫滩较低洼地带,形成大规模的湖沼沉积,该特点在小清河流域尤为明显^[17];中全新世末期或晚全新世以来,气候和海平面逐渐过渡到现今水平,黄土高原为黄河下游提供大量的物源供应,黄河持续泛滥、频繁改道,难以发育固定河道,该期古河道沉积物与现代黄河相似,整体粒度较细,以粉砂和泥质为主。三期古河道之间发育泥质层,为湖沼沉积,分布较广泛。

古河道沉积是鲁北平原浅层分布最广的沉积类型,河道带呈网状遍布全区,整体呈南西—北东方向展布,是晚更新世晚期至今,黄河河道不断迁移、沉积的结果。

2.2 沾化—河口地区

沾化—河口地区处于鲁北平原沿海地带,地表发育现今的黄河三角洲,地势较低,地质历史时期受海侵影响较大。区内分布24~30m深的钻孔17个,沉积物粒度较细,以黄褐色、灰黑色的粉砂、泥质粉砂和粉砂质泥为主,细砂主要分布在19m以下深度,黄褐色,中砂只在沾化地区较深层位局部可见。灰黑色较细粒沉积物多集中在钻孔中部(图2C、D),含有大量海相有孔虫和介形虫等微体古生物化石,如 *Ammonia* sp.、*Spiroloculina* sp.、*Elphidium* sp.、*Quinqueloculina* sp.、*Sinocytheridea* sp.等,丰度高,分异度大。河口地区发育两个贝壳层(图2E),深度约5~7m和18~20m,多为双壳类和腹足类,贝壳层多形成于潮坪相或滨岸相,是海陆状态稳定时的产物,可指示海进和海退时期的岸线位置。

受全新世海侵和黄河河道迁移影响,该区浅层沉积物自下而上颜色呈现黄—灰(灰黑)—黄、粒度呈现粗—细—较粗的变化,反映晚更新世晚期以来沉积环境的陆—海—陆的交替过程。全新世海侵层在沾化地区厚5~8m,河口地区平均厚12m,从沾化到河

口方向海侵层厚度变大,沉积物粒度变细,泥质含量明显增加。

根据河口地区15个钻孔中沉积物类型、微体古生物组合、生物扰动强度、贝壳层发育程度和沉积构造等因素,将浅部地层划分为五个单元,基本对应黄河三角洲地区的上更新统+垦利组、五号桩组一段、二段、三段、钓口组。五号桩组地层厚度大、粒度细、颜色深,海相微体古生物丰度高、分异度大,是全新世的海侵层,构成黄河三角洲地区晚第四纪地层的主体;底部垦利组和上更新统地层粒度最粗,主要为细砂,见丽蚌等淡水种属双壳类化石,陆相特征明显;顶部钓口组地层沉积物与现今黄河泥沙无异,是海退后黄河河道迁移至此形成。

结合¹⁴C测年、孢粉和古气候等资料,分析认为,与五个地层单元相对应,河口地区晚更新世末期以来的沉积经历五个阶段(图4)。

晚更新世末期至早全新世早期,约12.0~9.0 ka B.P.,末次冰期基本结束,气候温凉偏干,海平面较低,发育河流,垂向上见明显的正韵律特征,沉积物主要为黄褐色细砂和粉砂,粒度最粗,粒径集中在3.0~4.0 ϕ 。根据沉积物特征、沉积相类型和发育的地质历史时期判断,该沉积阶段为鲁北平原晚第四纪浅层第I期古河道的上部在北东方向的延伸。

进入冰后期,气候转暖,海平面升高并越过河口地区,形成全新世海侵层。早全新世晚期,约9.0~8.0 ka B.P.,发育潮坪相,沉积物粒度细,贝壳层和泥炭层常见(图2E、F),可见明显的生物钻孔和脉状层理(图2D)等沉积构造;中全新世,约8.0~3.0 ka B.P.,海平面较现今高约4~5m,海岸线到达沾化一带,河口地区发育浅海相,沉积物较复杂,颜色以灰黑色、黑色为主,粉砂、泥质粉砂、粉砂质泥和泥均有发育,粒度较细,海相微体古生物丰度高、分异度大,由于小规模海退影响,部分钻孔的该期地层中可见海陆过渡相特征;晚全新世早期,约3.0~1.3 ka B.P.,海平面逐渐降低,又形成一期潮坪相,沉积物以灰黑色、黑色的粉砂、泥质粉砂为主,出现贝壳层,受黄河河道迁移至此的影响,粒度较早全新世晚期的潮坪相粗,集中在3.0~5.0 ϕ 。

晚全新世后期,海水全部退出河口地区,退至现今的海岸线,1855年黄河自苏北改道鲁北至今,现代黄河三角洲逐渐发育形成,由于分流河道的不断迁移摆动,至今已形成10个朵叶,整个三角洲以2~3 km/a的速度向渤海推进^[8]。

临邑—商河—惠民地区和沾化—河口地区的晚第四纪地层结构和沉积物分布主要受黄河河道迁移和全新世海侵影响,具有明显的继承性,发育古河道、海侵和三角洲等沉积类型,其沉积特征在鲁北平原黄河以北地区具有代表性(图5)。古河道是主要的沉

积类型,自临邑,经商河和惠民,到沾化,地表地势逐渐降低,古河道沉积厚度逐渐变薄,沉积物粒度逐渐变细,以底部第I期古河道砂层为例,商河地区平均粒径 $Mz=2.18 \phi$,沾化地区 $Mz=3.15 \phi$,自南西到北东方向,推移质含量降低,悬移质含量升高,体现单向

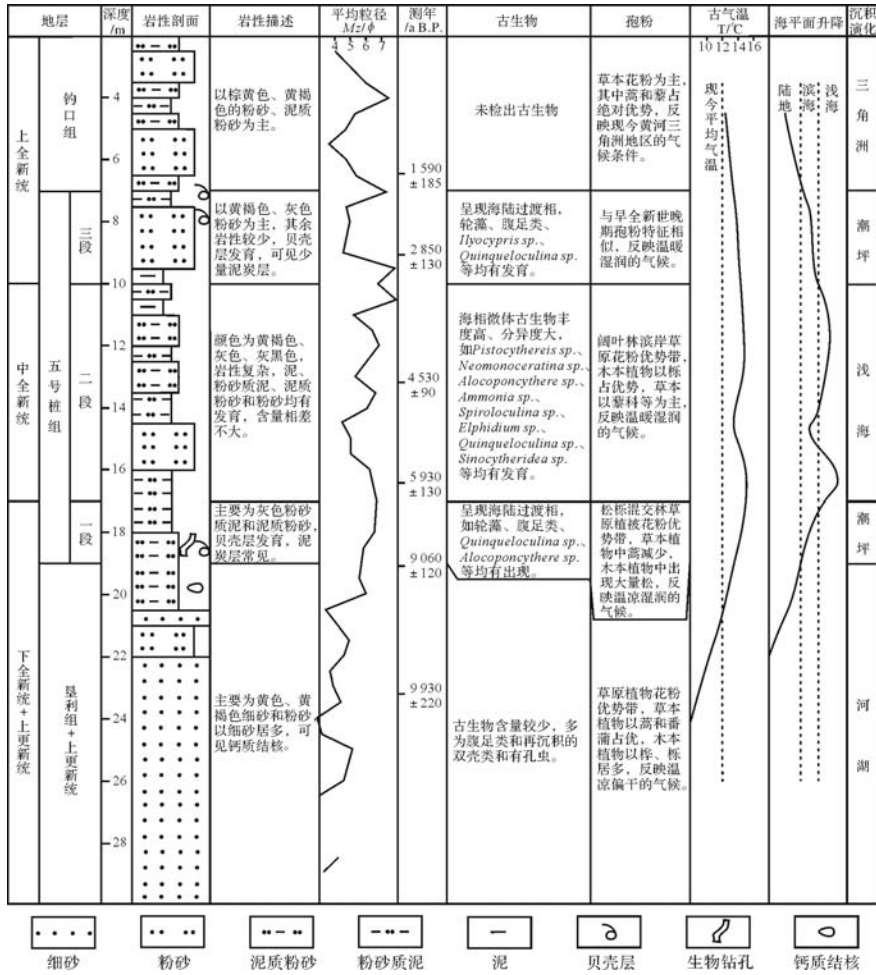


图4 河口地区浅层综合柱状图(测年及古气温资料据文献[9])

Fig.4 Comprehensive stratigraphic column of shallow layer in Hekou area(dating and ancient temperature from reference[9])

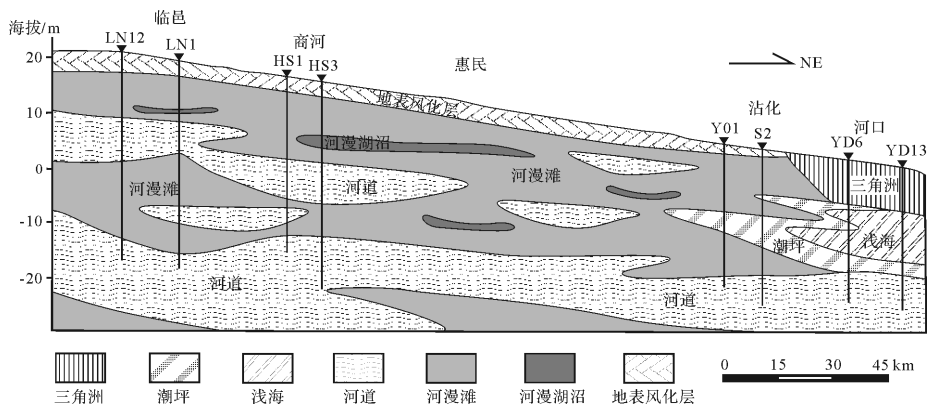


图5 鲁北平原SW—NE方向浅层沉积相图

Fig.5 Shallow sedimentary facies diagram of SW-NE direction in Lubei Plain

水流特征。

2.3 邹平—高青地区

该地区位于鲁北平原南部的小清河流域,地势南高北低,南部是鲁中山地北侧山前的倾斜平原,北部与黄河流域相接。区内小清河两岸分布深 36~50 m 的钻孔 15 个,沉积物较复杂,泥、粉砂质泥、泥质粉砂、粉砂和细砂等均有发育,小清河以南和以北地区的沉积物岩石学特征差异明显,自南向北粒度逐渐变粗,细砂只有最北部的 S4 和 S6 孔底部发育。

小清河以南的邹平地区有钻孔 8 个,沉积物主要为黄色的泥质粉砂、粉砂质泥和泥,钻孔和剖面中可见明显的沉积旋回,表现为深褐色的粉砂质泥和黄色的泥质粉砂交替出现(图 2G、图 6),褐色泥质层可见明显的古土壤结构,含丰富的钙质结核(图 2H),而黄色泥质粉砂层质地均一,无成层性,渗水性强,该旋回是黄土特有的黄土—古土壤沉积旋回,在黄土高原的洛川和山东青州等地的黄土剖面中都有发育^[19-20]。钙质结核呈浅黄色,多发育在古土壤层中,同时可见蜗牛化石,两者均是风成黄土中的标志物^[21]。

前人对山东地区黄土的研究多集中在青州、张夏、平阴等鲁中山前地带以及莱州湾南岸、庙岛群岛等滨海和岛屿区^[13,16],而对邹平地区黄土研究较少。以 C1 孔为例,其沉积物平均粒径在 16~23 μm ,标准

偏差 1.6~1.9,偏度 0.3~0.7;粒度频率累计曲线平滑,呈两段式,拐点均在 10 μm 附近,粒度大于拐点的为悬浮颗粒组,约 70%,占绝对优势,小于拐点的为次要组分,为夹带颗粒组,约 30%;粒度频率曲线呈双峰形态,粒度分布在 0~100 μm 之间,主峰分布在 30~50 μm ,以此为众数中心向粗粒和细粒方向减小,呈典型的负偏态非对称分布,次峰在 1 μm 左右,大于 100 μm 的颗粒极少,具有中国黄土粒度的双峰特征(图 6)。整体而言,该孔沉积物粒度特征与青州黄土非常相似,平均粒径稍大,具有典型的风成黄土粒度特征^[16]。

小清河以北的高青地区有钻孔 7 个,其中 A13、A20 等 5 个钻孔中沉积物特征与 C1 孔相似,粒度较之稍粗,钙质结核数量减少,具备黄土的特征,同时也发育粉砂等河流相的较粗粒沉积物。最北部的 S4 和 S6 孔沉积物粒度最粗,发育大量粉砂和细砂,不含钙质结核,自下而上发育三个下粗上细的正韵律,具有典型的河流相特征,即遍布于整个鲁北平原的三期古河道沉积。

据钻孔沉积物特征判断,邹平地区发育风成黄土,向北到高青地区逐渐过渡为古河道沉积,小清河以北 A13 等 5 个钻孔的位置,即黄土与古河道的过渡带(图 7)。该区自南向北由黄土向古河道的演变,

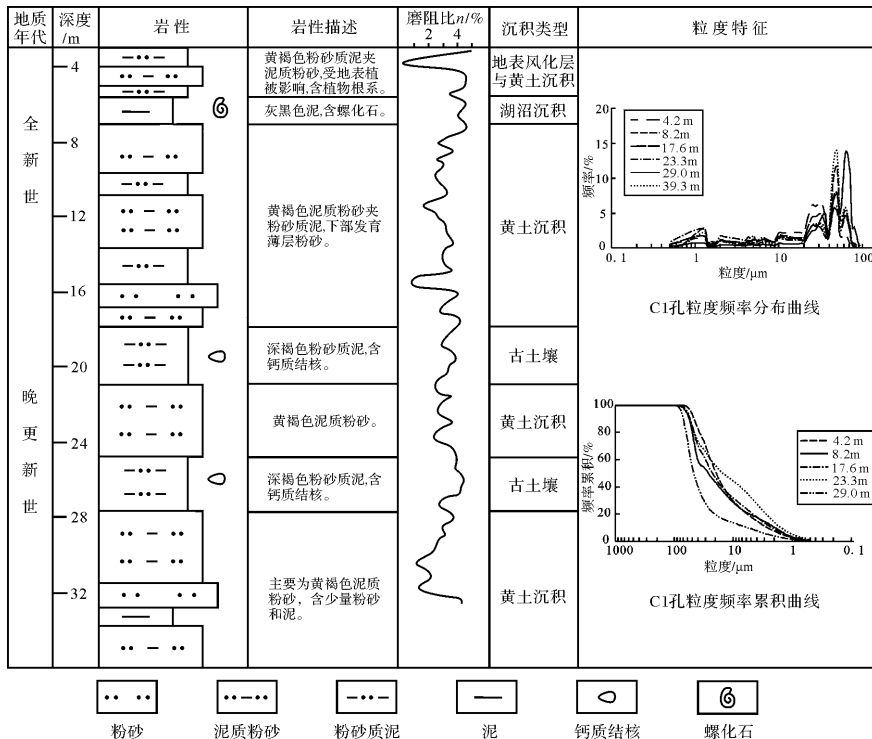


图 6 邹平地区浅层综合柱状图

Fig.6 Comprehensive stratigraphic column of shallow layer in Zouping area

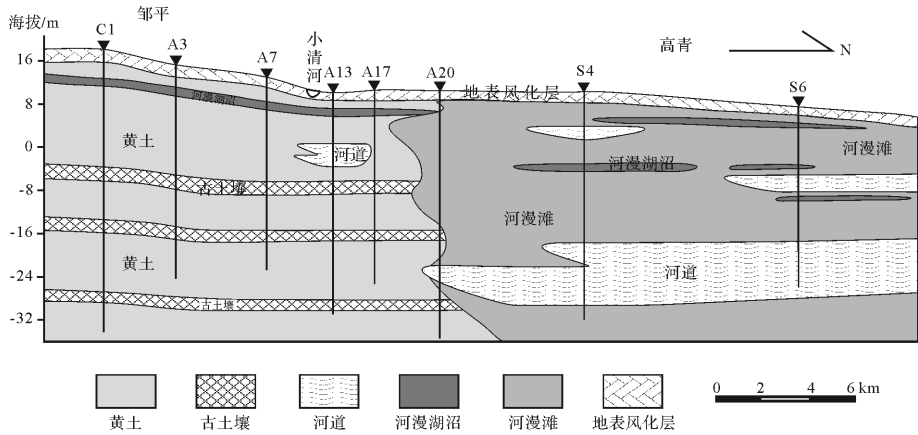


图7 邹平—高青地区浅层沉积相图

Fig.7 Shallow sedimentary facies of Zouping-Gaoqing area

与其南高北低的地势有密切关系。

山东地区黄土的物源具有多样性,滨渤海黄土带物源主要为末次冰期出露的渤海陆架物质,西北气流携带的内陆远源物质占次要地位;潍坊、青州等地黄土受末次冰期时冬季风影响,物源主要来自北部出露的渤海湾,向西过渡至淄博、济南等地黄土则主要物源为西北内陆的风尘物质^[13,22]。

晚更新世以来,渤海湾和莱州湾沿岸地区经历了数次大规模的海侵,沉积大量的海相细粒沉积物,冰期时海退后陆架发生风化并遭受剥蚀,为山东地区风成黄土的沉积提供了充足的物源。邹平地区位于青州以北,地理位置介于青州黄土和其物源区之间,以中国北方常年盛行的西北风和东北风为搬运动力,物源区为青州等地提供沉积物的同时,也为距离物源区更近的邹平地区提供物源,这一认识与邹平地区黄土的粒度略粗于青州黄土、具有近物源性的事实相符合。风成沉积物在搬运过程中,遇到山脉等的阻挡时,风速减弱,搬运能力降低,大量的沉积物就会在山前堆积,邹平地区矗立着一系列山脉,如玉皇山、龙山、孤山、印台山、会仙山、猫头山、原山、盘顶山、方山、黑山等,海拔均在500 m以上,季风携带的渤海陆架松散沉积物以及高空气流携带的少量西北内陆细颗粒物能够在山前沉积下来,形成黄土堆积。

小清河流域邹平地区黄土沉积之上普遍发育1~2 m的灰黑色泥质层,埋深约5~7 m,¹⁴C测年(4 518 ± 110) a B.P.^[17],微体古生物资料显示为湖沼沉积,该泥质层在小清河以南广饶地区的野外剖面连续出现,并向西延伸至寿光、博兴等地,在小清河以北即第Ⅱ期、第Ⅲ期古河道之间的河漫湖沼泥质层。结合第

Ⅰ期、第Ⅱ期古河道之间河漫湖沼泥质层的测年约10~9 ka B.P.,认为小清河流域的湖泊大致开始形成于全新世早期,主要发育时期为中全新世^[5,17]。

2.4 广饶地区

广饶地区位于莱州湾南岸平原的西侧,是鲁中山前的丘陵冲积平原向滨岸海积平原过渡的地带,地质历史时期数次黄河改道均未波及此处,受黄河影响较小。该区分布30 m深的钻孔4个。

沉积物粒度较细,以粉砂、泥质粉砂等为主,细砂较少,在底部零星发育。沉积物特征在该区南北差异较大,北部CQ1孔主要发育黄褐色粉砂、泥质粉砂和泥,见下粗上细的河流二元结构及黄土—古土壤旋回,6~7 m和17~24 m发育黄褐色、灰黑色粉砂等细粒沉积物,含大量双壳类、腹足类贝壳碎片,海相微体古生物化石大量出现,即河流沉积和黄土沉积中夹两个海相层(图8);南部CQ3和CQ4孔整体发育黄褐色粉砂、粉砂质泥等,泥质层含钙质结核,发育古土壤结构,黄土特征明显,不发育海相层,底部见棕黄色粉细砂,属河道沉积;中部CQ2孔特征介于两者之间,以黄土沉积为主,在19~20 m处发育一个海相层。

通过对钻孔沉积物分析,广饶地区浅层自北向南呈现由海向陆的地层特征(图9),北部为海陆交互作用带,受海侵影响大,见两个海侵层;中部为海向陆过渡区,黄土层变厚,上部海侵层尖灭,只发育下部海侵层;南部为陆相的黄土沉积区,海相层完全尖灭。

晚更新世以来的数次海侵对莱州湾南岸平原产生了较大影响,尤其是晚更新世晚期的献县海侵和全新世的黄骅海侵,最大海侵面时分别到达广饶、博兴地区,前人在莱州湾南岸平原的黄金寨9孔、乔家庄

10 孔等钻孔以及牛庄、王家岗等处做了大量有益的工作,对两次海侵的年代、埋深、地层特征等形成了较一致的认识^[23-24]。广饶地区北部浅层发育两个海相层,上部海相层埋深 6~7 m, CQ1 孔钻遇,沉积物为灰黑色粉砂、粉砂质泥,含大量贝壳碎片,微体古生物以 *Ammonia tepida* Cushman、*Ammonia annectens* Parker and Jones、*Ammonia flevensis* Hofker、*Quinqueloculina akneriana rotunda*、*Cribrononion incertum* Williamson 等有孔虫群为主,表明该期海侵的沉积环境是水深小于 15 m 的潮间带—浅海;下部海相层埋深 17~24 m, CQ1 和 CQ2 孔均钻遇,粒度较粗,沉积物主要是黄褐色、灰黑色粉砂,贝壳层极发育,微体古生物以 *Ammonia tepida* Cushman、*Cribrononion incertum* Williamson、*Elphidium mangellanisum* Heron-Allen and Earland、*Quinqueloculina bellatula* Bandy、*Elphidium advenum* Cushman 等浅海有孔虫群为主,表明该期海侵比上部海侵水体深,影响范围大。通过¹⁴C 测年分析,并与莱州湾南岸平原已有钻孔中海相层的期次、埋深、厚度等对比,认为上部海侵层即 10~4 ka B.P. 的全新世黄骠海侵,下部海侵层即 40~28 ka B.P. 的晚更新世晚期献县海侵^[25-26]。

山东地区黄土主要划分为羊栏河组和大站组,其

中羊栏河组年代较老,以多个黄土—古土壤旋回为特征,底部见砾石层,在青州地区厚 24.3 m,热释光年龄显示形成时间大致为 793~227 ka B.P.,即中更新世,羊栏河组由鲁中山前延伸到沿海蓬莱一带;大站组以土黄色、灰黄色的粉砂、泥质粉砂为特征,古土壤层较少,厚度较小,形成时间大致为 110~10 ka B.P.,即晚更新世。广饶南部地区黄土属于山东滨海及岛屿区黄土带,将其与周边青州、临淄、蓬莱等地的黄土对比分析认为,该区 17 m 以下黄土粒度较粗,夹几期河道沉积,发育棕红色古土壤,测年资料显示为中更新世,符合羊栏河组特征,故将广饶南部黄土层以 17 m 为界划分为两部分:5~17 m 为大站组,黄土层发育;17~30 m 为羊栏河组,以黄土—古土壤旋回为特征,未见底。

广饶地区和沾化—河口地区的黄土层、海侵层和古河道砂层构成了鲁北平原东部自南向北方向的地层格架(图 9),地势南高北低,主要的地质外力从南向北逐渐由风过渡为河流和海,沉积物搬运介质的不同导致沉积类型和沉积速率的差异,黄土层沉积速率远小于海侵层和古河道。南部广饶地区属于莱州湾南岸平原,以黄土和海侵沉积为主,黄土层主要是中更新世以来数次冰期时裸露的渤海陆架沉积物经冬

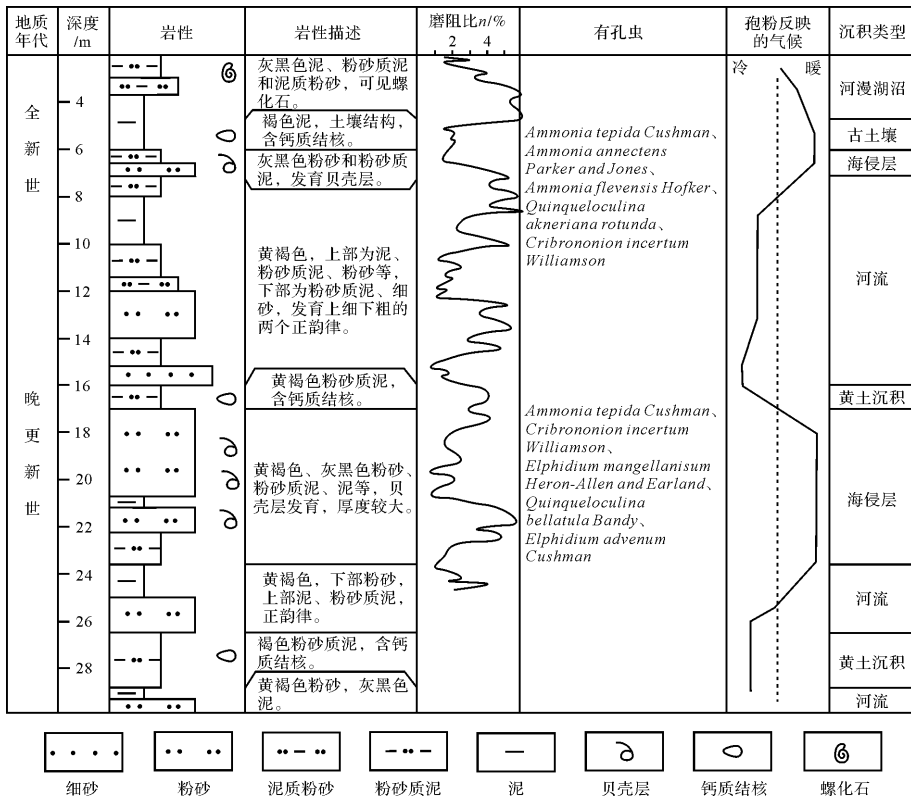


图 8 广饶地区 CQ1 孔综合柱状图

Fig.8 Comprehensive stratigraphic column of Borehole CQ1 in Guangrao area

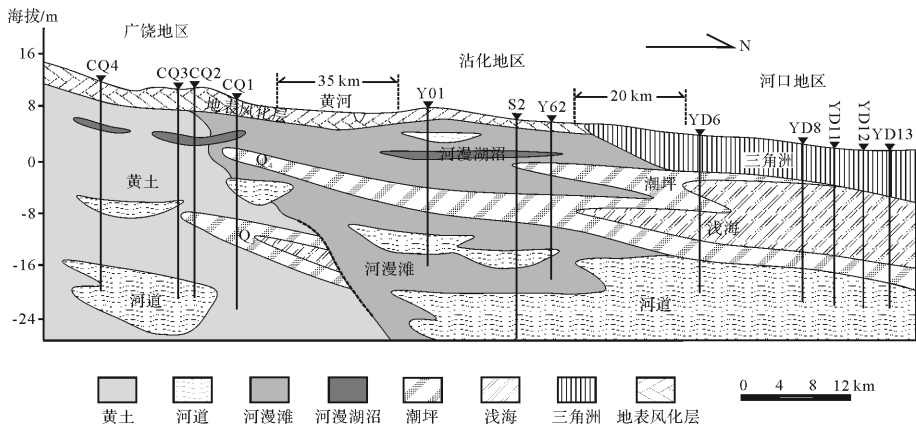


图9 鲁北平原S—N方向浅层沉积相图

Fig.9 Shallow sedimentary facies of S-N direction in Lubei Plain

季的东北和西北季风搬运至此形成,30 m 深的钻孔钻遇全新世和晚更新世晚期两个海侵层,海侵层超覆于南部黄土层中,与黄土层呈不等时接触;沾化—河口地区属于渤海湾西岸黄河三角洲地区,地势相对较低,黄河携带大量沉积物在此处卸载,沉积速率较快,浅部地层形成于晚更新世末期和全新世,30 m 深的地层发育全新世一个海侵层,自下而上发育陆相河流—海侵层—过渡相三角洲。

3 鲁北平原晚第四纪沉积演化

鲁北平原南靠鲁中山地,东临渤海,黄河从中穿过,受地形和古气候条件影响,晚更新世以来该区成为河流、海洋、湖泊、风等多种地质外力共同作用的场所,发育了古河道、湖沼、黄土、三角洲、湖坪和滨浅海等多种沉积类型。

末次冰期持续时间约为 110~10 ka B.P.,在晚更新世晚期的 25~15 ka B.P.进入盛冰期,最低温度出现于 18 ka B.P.,中国东部海平面约为-130 m,海水退出黄渤海陆架,海岸线到达黄海中部,渤海全部裸露;进入全新世冰期结束并向冰后期转化,气候转暖,中全新世鲁北平原平均气温 14.83℃~15.03℃,较现今高 2℃~3℃^[9,27],海平面在 6.5 ka 达到最高,高于现今海平面 4~5 m,形成全新世海侵。黄河最晚在晚更新世贯通三门峡并东流入海,此后黄河携带大量泥沙在相当长的地质历史时期内在鲁北平原,乃至华北平原频繁改道、迁移,该区也成为世界上河道迁移和三角洲活动、废弃最为复杂的地区^[12,28]。末次冰期盛冰期到冰后期,受地势、气候条件控制的黄河河道迁移和海平面升降是影响鲁北平原地层结构和沉积演化的主要因素。

晚更新世晚期至早全新世早期,正值末次冰期盛冰期,气候寒冷干燥,海平面降低,黄渤海陆架裸露,同时冬季风强盛,在整个鲁北平原北部发育了大范围的古河道沉积,即第 I 期古河道,河道一直延伸至渤海陆架;同时大量的陆架沉积物风化,在强劲的冬季风的搬运下,沉积到地势较高的小清河南岸山前倾斜平原以及黄河影响较小的莱州湾南岸平原,形成风成黄土沉积(图 10A)。

早全新世晚期至中全新世,气候由末次冰期进入冰后期,逐渐转暖,海岸线一度到达天津—无棣—垦利—利津—寿光一带,跨过鲁北平原的河口、沾化、广饶等地区,形成了大面积的海侵地层;小清河以北的大片平原区由于地势较低,古河道继承性发育,形成第 II 期古河道;小清河以南地区地势较高,海平面升高导致内陆河流走水不畅,淤积形成湖沼沉积;在海陆交界处,黄河携带的泥沙堆积,形成一部分三角洲沉积(图 10B)。

中全新世末期或晚全新世以来,气候又转为温凉偏干,逐渐过渡到现今水平,海岸线随之退后到现今岸线水平,黄河在鲁北平原频繁改道、泛滥,形成遍布全区的河流以及三角洲沉积,即第 III 期古河道和现代黄河三角洲(图 10C)。

4 地质意义

鲁北平原浅层沉积类型多样,其沉积物的矿物成分、孔隙结构、分布规律等对地下水的赋存、地震波能量的传播等有较大影响,研究地层结构和沉积特征对于分析地下水位的变化规律,以及选择陆上油气勘探的地震激发层等,均有重要意义。

鲁北平原浅层地下水主要是赋存在冲积、海积层

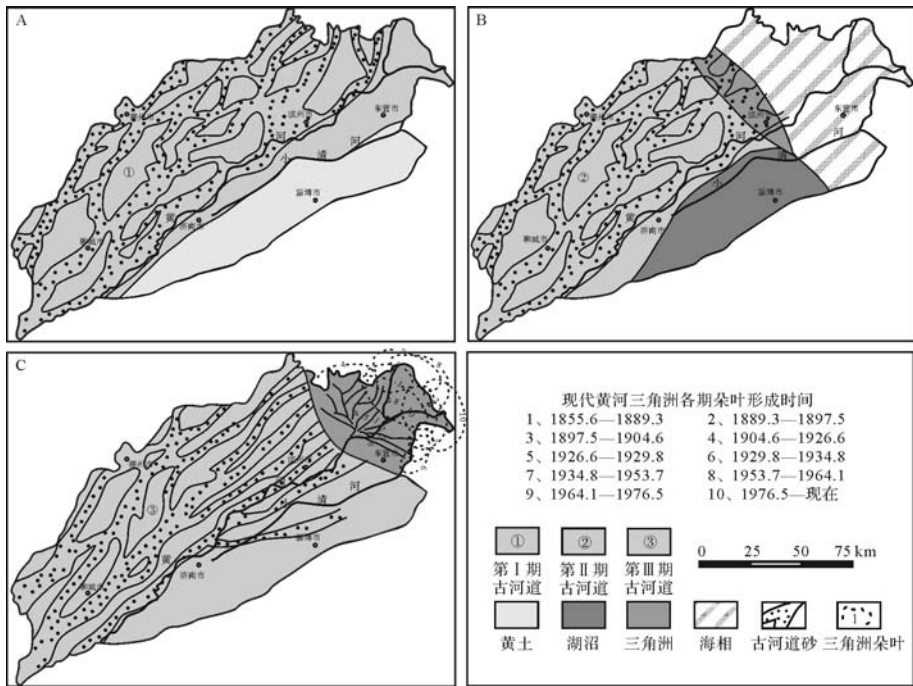


图 10 鲁北平原晚第四纪沉积演化(古河道据[5])

A.晚更新世晚期至早全新世早期;B.早全新世晚期至中全新世;C.晚全新世

Fig.10 Sedimentary evolution during Late Quaternary in Lubei Plain (paleochannels from reference[5])

中的松散盐类孔隙水,古河道砂层、海侵层是主要赋存介质。不同类型沉积物的地下水赋存能力差异明显,小清河以北地区地势较低且平坦,古河道大面积分布,河道砂的孔隙度大且渗透性好,对地下水的赋存能力强,大量地下水赋存于其中,自内陆向沿海地下水由浅到深呈现全淡、淡—咸—淡、咸—淡的递变规律,淡水埋深逐渐增加^[29];小清河以南的黄土具有多孔性且垂直节理极发育,透水性强,对地下水的赋存能力差,地下水主要局限在黄土中的古河道砂层,水位较深,其中广饶及沿海地区的黄土层中古河道相对发育,含水层较厚且浅层地下水丰富,而内陆邹平等地的地势较高,黄土层中古河道稀少,浅层地下水相对缺乏。整体而言,鲁北平原的小清河以南和以北地区地下水存量和水位存在明显差异。

地震勘探是目前最有效的陆上油气资源勘探方法,长期实践表明,在基底岩性、构造特征等相同的情况下,地震激发效果明显受浅部激发层质量的影响,理想的激发层应具备在潜水面以下、沉积物分布稳定、粒度较细、泥质含量高且胶结程度好等几个条件^[30-31]。鲁北平原构造位置属渤海湾盆地济阳拗陷,油气资源储量丰富,但地下构造特征极其复杂,分析该区浅层的沉积物分布规律对于获得高分辨率的

地震资料具有重要的指导意义。小清河以北地下潜水面较高,在黄河三角洲地区据地表仅 2 m,内陆地区埋深 18~25 m 的第 I、II 期古河道界限以及黄河三角洲地区埋深 12~18 m 的全新世海侵层均以泥质层为主,黏土矿物含量高,是良好的地震激发层;而小清河以南地区相同深度地层以黄土层为主,地下潜水面较低,黄土中的柱状节理和钙质结核都能导致地震波能量的快速散失,不具备作为激发层的条件,湖沼层沉积物粒度较细且含水量相对较高,但由于深度太浅,也不适合作为激发层。

5 结论

(1) 受地势、气候条件控制的黄河河道迁移和海水进退是影响鲁北平原晚第四纪地层结构和沉积特征的主要因素,以小清河为界,南北地层结构差异明显,发育古河道、湖沼、黄土、三角洲、潮坪和滨浅海等沉积类型,其中古河道分布面积最广,自下而上可划分为三期。

(2) 晚更新世晚期至早全新世早期,鲁北平原发育第 I 期古河道,小清河以南沉积黄土层;早全新世晚期至中全新世,受海平面升高影响,沿海地区形成海侵层和三角洲,内陆地区继承性发育第 II 期古河道

和湖沼沉积;中全新世末期或晚全新世以来,黄河频繁改道、泛滥,沉积第Ⅲ期古河道和现代黄河三角洲。

(3) 研究鲁北平原浅层的地层结构和沉积物分布对于分析地下水位的变化规律,以及选择合适的地震激发层等均有重要意义。

参考文献(References)

- 1 陈清华,刘池阳,鹿洪友,等. 黄河三角洲地区浅层沉积序列及构造沉降特征[J]. 大地构造与成矿学, 2002, 26(4): 386-389. [Chen Qinghua, Liu Chiyang, Lu Hongyou, et al. Character of sedimentary sequence and structural settlement of shallow layers in the Yellow River delta[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2002, 26(4): 386-389.]
- 2 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239[J]. *Quaternary Research*, 1973(3): 36-55.]
- 3 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): 300-310. [Wang Jingtai, Wang Pinxian. Relationship between sea-level changes and climatic fluctuations in East China since Late Pleistocene[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1980, 35(4): 300-310.]
- 4 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 Huanghe River course and delta from end of Late Pleistocene to the 7th century BC[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 26(1): 48-61.]
- 5 张祖陆. 鲁北平原黄河古河道初步研究[J]. 地理学报, 1990, 45(4): 457-466. [Zhang Zulu. A preliminary study of the Yellow River's paleo-channels in North Shandong Plain[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1990, 45(4): 457-466.]
- 6 张祖陆. 鲁北平原浅埋古河道带基本特征[J]. 地理科学, 1990, 10(4): 372-378. [Zhang Zulu. Elementary characteristics of shallow-buried paleochannels in Lubei Plain[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1990, 10(4): 372-378.]
- 7 高善明,李元芳,安凤桐,等. 黄河三角洲形成和沉积环境[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 1-227. [Gao Shanming, Li Yuanfang, An Fengtong, et al. Formation and Sedimentary Environment of Yellow River Delta[M]. Beijing: Science Press, 1989: 1-227.]
- 8 成国栋,任于灿,李绍全,等. 现代黄河三角洲河道演变及垂向序列[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1986, 6(2): 1-15. [Cheng Guodong, Ren Yucan, Li Shaoquan, et al. Channel evolution and sedimentary sequence of modern Huanghe River delta[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1986, 6(2): 1-15.]
- 9 鲜本忠,姜在兴. 黄河三角洲地区全新世环境演化及海平面变化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2005, 25(3): 1-7. [Xian Benzong, Jiang Zaixing. Environment evolution and eustatic change of Holocene in the Yellow River delta[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2005, 25(3): 1-7.]
- 10 徐家声,孟毅,张效龙,等. 晚更新世末期以来黄河口古地理环境的演变[J]. 第四纪研究, 2006, 26(3): 327-333. [Xu Jiasheng, Meng Yi, Zhang Xiaolong, et al. Palaeogeographic environmental evolution in the Huanghe River estuary since Late Pleistocene[J]. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(3): 327-333.]
- 11 杨怀仁,王建. 黄河三角洲地区第四纪海进与岸线变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1990, 10(3): 1-14. [Yang Huairan, Wang Jian. Quaternary transgressions and coastline changes in Huanghe River (Yellow River) delta[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1990, 10(3): 1-14.]
- 12 薛春汀. 7000年来渤海西岸、南岸海岸线变迁[J]. 地理科学, 2009, 29(2): 217-222. [Xue Chunting. Historical changes of coastlines on west and south coasts of Bohai Sea since 7000 a. B. P. [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2009, 29(2): 217-222.]
- 13 张祖陆,辛良杰,聂晓红. 山东地区黄土研究综述[J]. 地理科学, 2004, 24(6): 746-752. [Zhang Zulu, Xin Liangjie, Nie Xiaohong. A summary of loessial researches in Shandong[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2004, 24(6): 746-752.]
- 14 郑洪汉,朱照宇,黄宝林,等. 山东半岛及苏皖北部黄土地层年代学研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1994, 14(1): 63-68. [Zheng Honghan, Zhu Zhaoyu, Huang Baolin, et al. A study on loess geochronology of Shandong Peninsula and northern part of Jiangsu and Anhui province[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 1994, 14(1): 63-68.]
- 15 于洪军. 中国东部陆架黄土成因的新探索[J]. 第四纪研究, 1999, 7(4): 366-372. [Yu Hongjun. A new exploration on the origin of loess in the shelf area of the eastern China seas[J]. *Quaternary Sciences*, 1999, 7(4): 366-372.]
- 16 彭淑贞,高志东,吴秀平,等. 山东青州地区黄土的粒度组成及成因分析[J]. 地质力学学报, 2007, 13(4): 315-321. [Peng Shuzhen, Gao Zhidong, Wu Xiuping, et al. Grain-size distribution and genesis of loess in the Qingzhou area, Shandong[J]. *Journal of Geomechanics*, 2007, 13(4): 315-321.]
- 17 张祖陆,聂晓红,卞学昌. 山东小清河流域湖泊的环境变迁[J]. 古地理学报, 2004, 6(2): 226-233. [Zhang Zulu, Nie Xiaohong, Bian Xuechang. Environmental change of lakes in Xiaqinghe River drainage, Shandong province[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2004, 6(2): 226-233.]
- 18 吴忱,许清海,阳小兰. 论华北平原的黄河古水系[J]. 地质力学学报, 2000, 6(4): 1-9. [Wu Chen, Xu Qinghai, Yang Xiaolan. Ancient drainage system of the Yellow River on North China Plain[J]. *Journal of Geomechanics*, 2000, 6(4): 1-9.]
- 19 唐克丽,贺秀斌. 黄土高原全新世黄土—古土壤演变及气候演变的再研讨[J]. 第四纪研究, 2004, 24(2): 129-139. [Tang Keli, He Xiubin. Re-discussion on loess-paleosol evolution and climatic change on the loess plateau during the Holocene[J]. *Quaternary Sciences*, 2004, 24(2): 129-139.]
- 20 乔彦松,郭正堂,郝青振,等. 中新世黄土—古土壤序列的粒度特征及其对成因的指示意义[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2006, 36(7): 646-653. [Qiao Yansong, Guo Zhengtang, Hao Qingzhen, et al. Grain size and indication of loess-paleosol sequence in Miocene[J]. *Science China (Seri. D): Earth Sciences*, 2006, 36(7): 646-653.]
- 21 滕志宏,刘荣漠,陈苓,等. 中国黄土地层中的钙质结核研究[J].

- 科学通报, 1990(13): 1008-1011. [Teng Zhihong, Liu Rongmo, Chen Ling, et al. A study on calcareous concretions of loess in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1990(13): 1008-1011.]
- 22 张祖陆, 辛良杰, 姜鲁光, 等. 山东济南张夏黄土堆积及成因分析 [J]. 古地理学报, 2005, 7(1): 98-106. [Zhang Zulu, Xin Liangjie, Jiang Luguang, et al. Sedimentary characteristics and genetic analysis of Zhangxia loess in Jinan, Shandong province [J]. Journal of Palaeogeography, 2005, 7(1): 98-106.]
- 23 王绍鸿. 莱州湾西岸晚第四纪海相地层及其沉积环境的初步研究 [J]. 海洋与湖沼, 1979, 10(1): 9-23. [Wang Shaohong. A preliminary study of marine bed and its depositional conditions in Late Quaternary off the West Cost of Laizhou Bay [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1979, 10(1): 9-23.]
- 24 韩有松, 孟广兰, 王少青. 渤海莱州湾滨海平原晚第四纪地质事件与古环境 [J]. 海洋科学集刊, 1994, 35: 87-96. [Han Yousong, Meng Guanglan, Wang Shaoqing. The geological events and paleoenvironment of the coastal plain of Laizhou Bay in Bohai Sea during Late Quaternary [J]. Studia Marina Sinica, 1994, 35: 87-96.]
- 25 汪品先, 闵秋宝, 卞云华, 等. 我国东部第四纪海侵地层的初步研究 [J]. 地质学报, 1981(1): 1-13. [Wang Pinxian, Min Qiubao, Bian Yunhua, et al. Strata of Quaternary transgressions in East China: A preliminary study [J]. Acta Geologica Sinica, 1981(1): 1-13.]
- 26 徐海. 中国全新世气候变化研究进展 [J]. 地质地球化学, 2001, 29(2): 9-16. [Xu Hai. Advance in research on the Holocene climate fluctuations [J]. Geology-Geochemistry, 2001, 29(2): 9-16.]
- 27 秦蕴珊, 李铁刚, 苍树溪. 末次间冰期以来地球气候系统的突变 [J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 243-250. [Qin Yunshan, Li Tiegang, Cang Shuxi. Abrupt changes in earth's climate system since last interglacial [J]. Advances in Earth Science, 2000, 15(3): 243-350.]
- 28 Xue C T. Historical changes in the Yellow River delta, China [J]. Marine Geology, 1993, 113(3/4): 321-330.
- 29 马震, 段永侯. 山东鲁北平原地下水资源与可持续利用 [J]. 水文地质工程地质, 2005, 32(2): 1-10. [Ma Zhen, Duan Yonghou. Sustainable utilization of groundwater resource in the Lubei Plain of Shandong province [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2005, 32(2): 1-10.]
- 30 姚江, 徐钰, 荣毅, 等. 潍北地区特殊近地表结构对地震激发的影响分析 [J]. 石油物探, 2013, 52(2): 177-183. [Yao Jiang, Xu Yu, Rong Yi, et al. Influence analysis of the special near-surface structure on seismic shooting in Weibei area [J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2013, 52(2): 177-183.]
- 31 王正良, 程顺有, 罗军锁, 等. 鄂尔多斯盆地苏里格南黄土山地地震采集技术 [J]. 地球物理学进展, 2013, 28(1): 354-364. [Wang Zhengliang, Cheng Shunyou, Luo Junsuo, et al. Seismic acquisition techniques and their application for loess hills, in southern Sulige of Ordos Basin [J]. Progress in Geophysics, 2013, 28(1): 354-364.]

Stratigraphic Structure and Sedimentary Evolution during Late Quaternary in Lubei Plain

WANG HaiFeng¹ YANG JianPing² PANG XiaoLin^{2,3} CHEN Fei¹ LIANG Xu¹ JIA JunTao²

(1. CNOOC Research Institute, Beijing 100028, China;

2. School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao, Shandong 266580, China;

3. Shandong Zhengyuan Geophysical Information Technology Limited Company, Jinan 250101, China)

Abstract: Based on 54 new drilled holes in shallow layer and a plurality of outcrops, combined with grain size of sediments, thin sections, microfossils, plant pollen, ¹⁴C dating, and static cone penetration test, stratigraphic structures and sedimentary types during late Quaternary in Lubei Plain was studied, and sedimentary evolution after terminal late Pleistocene was summarized. The results showed that, from pleniglacial of the last glacial period to the post glacial period, sea transgression and regression and channel migration of the Yellow River affected by topography and climate change were the main factors influencing shallow stratigraphic structures and sedimentary characters. Differences between the southern and northern stratum structure were obviously. Paleochannels, lakes and marshes, loess, deltas, tidal flats, and littoral-neritic sea developed. The distribution area of paleochannels was largest among them, which were divided into three layers. From terminal late Pleistocene to the early stage of early Holocene, influenced by the dry and cold climate, the first period paleochannels developed, and loess deposited to the south of Xiaoqing River. From the late stage of early Holocene to the middle Holocene, transgression layer and deltas developed in the coastal area, while lakes and marshes and the second period paleochannels developed successively in the inland area. After the last stage of middle Holocene or the late Holocene, influenced by flood of Yellow River, the third period paleochannels and the modern Yellow River delta deposited. The studies of stratigraphic structures and sediments distribution have important guide significance to the analysis on the changes of underground water level and selecting the appropriate seismic excitation layer.

Key words: Lubei plain; Late Pleistocene; stratigraphic structure; sedimentary evolution