

文章编号: 1009-3850(2010)02-0001-10

苏北盆地高邮凹陷深凹带东部古近系戴南组二段 沉积相及沉积演化

姚玉来¹, 林春明¹, 高丽坤¹, 刘玉瑞², 马英俊², 李艳丽¹, 张霞¹, 张志萍^{1,3}

(1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093;

2. 中石化江苏油田分公司地质科学研究院, 江苏 扬州 225009; 3. 中石化华东分公司规划设计研究院,

江苏 南京 210036)

摘要: 通过岩心观察描述和测井、录井、分析化验资料等综合分析, 结合区域地质背景, 对高邮凹陷深凹带东部古近系戴南组二段的沉积相类型及其分布、演化特征进行了系统研究。结果表明, 戴二段发育扇三角洲、三角洲和湖泊三种沉积相类型, 扇三角洲分布在南部陡坡区, 三角洲分布在北部缓坡区, 湖泊分布在扇三角洲、三角洲侧翼及深凹带中央地带, 这种沉积格局受凹陷周边断层和古地形控制。平面上从凹陷边缘至中心, 沉积相由扇三角洲相或三角洲相渐变为滨浅湖相; 垂向上自下而上, 沉积物粒度呈现粗—细—粗的变化规律。戴二段沉积演化可划分为初、早、中、晚和末期五个阶段。各时期的沉积特征、沉积相展布表现各异, 总体表现出水体由浅变深, 再次变浅, 扇三角洲和三角洲先退积后进积的特点。末期湖盆整体抬升, 戴二段地层顶部遭受剥蚀, 与上覆地层呈不整合接触。

关键词: 高邮凹陷; 戴南组二段; 扇三角洲; 三角洲; 沉积相; 沉积演化

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

高邮凹陷位于苏北盆地东台坳陷中部, 东西长约 100 km, 南北宽约 25 ~ 35 km, 面积约 2670 km²。它是在晚白垩世—新生代喜马拉雅期吴堡运动作用下, 由于断块差异升降而形成的一个南断北超、南深北浅的箕状断陷^[1-4]。凹陷内北东东向断裂发育, 其中真 1 号断裂、真 2 号断裂及汉留断裂将凹陷切割成次一级构造单元, 自南向北依次为南部断阶带、中央深凹带和北部斜坡带 (图 1)。

高邮凹陷中、新生界沉积厚度达 7000 m, 是苏北盆地沉降最大、油气最富集的一个凹陷。目前已发现的含油层系主要有上白垩统泰州组 (K₂)、古近系阜宁组 (E₁)、戴南组 (E₂) 和三垛组 (E₃)。戴南组沉积时期, 区域性拉张作用进一步增强, 凹陷处于强烈断陷阶段, 最大沉积厚度近 2000 m, 主要

为一套三角洲、湖泊相沉积地层。

关于高邮凹陷戴南组的研究, 前人主要集中在油气藏、地震、古生物和层序地层方面^[1, 3-8], 对沉积特征、沉积相方面也做过一些研究^[7, 9], 然而对深凹带东部戴南组二段的沉积相及沉积演化的研究很少。本文综合利用岩心、录测井和分析化验资料, 结合区域地质背景, 运用沉积学基本原理和方法, 对高邮凹陷深凹带东部戴二段的沉积特征、沉积相类型进行了研究, 并总结了各时期沉积相的演化规律, 期望对该区油田评价及勘探开发工作具有的指导作用。

1 沉积地层

高邮凹陷古近系自下而上分为阜宁组、戴南组

收稿日期: 2009-09-01 改回日期: 2009-12-04

作者简介: 姚玉来 (1985—), 男, 硕士研究生, 主要从事沉积学与石油地质学研究。E-mail: yaoyu@163.com

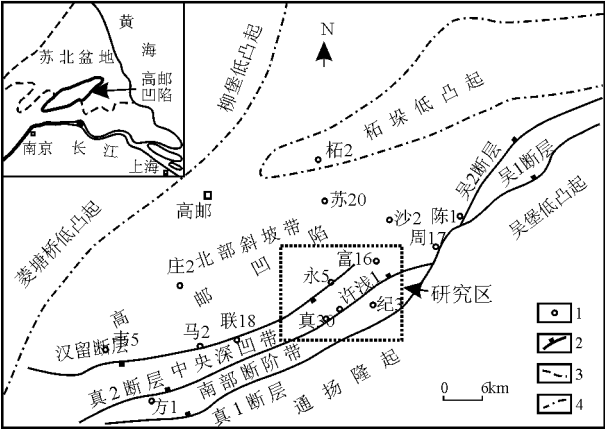


图 1 高邮凹陷地理位置及构造略图

1 井位; 2 断层; 3 盆地边界; 4 低凸起界线
Fig 1 Tectonic setting of the Gao You depression
1= well site 2= fault 3= basin boundary 4= low-relief boundary

和三垛组,戴南组与阜宁组、三垛组均呈不整合接触。根据其沉积旋回和岩性特征,将戴南组分为戴一段(E_2d_1)和戴二段(E_2d_2)两个层段。戴二段地层厚度一般为 150 ~ 400 m,分为五个亚段,自下而上分别为戴二段五亚段($E_2d_2^5$)、戴二段四亚段($E_2d_2^4$)、戴二段三亚段($E_2d_2^3$)、戴二段二亚段($E_2d_2^2$)和戴二段一亚段($E_2d_2^1$) (图 2)。

戴二段地层纵向上具有三分性,下部为灰色粉砂岩、细砂岩、砂砾岩夹棕色泥岩,中部为棕色、紫色泥岩夹灰色粉砂岩薄层,上部较厚,为紫色、棕色泥岩与灰色、棕色粉砂岩、细砂岩、砂砾岩不等厚互层,具有粗 细 粗 的沉积旋回特征,反映水体整体变浅。该段古生物化石种类丰富,见有介形虫类、轮藻类、孢粉和腹足类^[3],滨浅湖沉积中还可可见多种遗迹化石^[6]。古生物组合整体反映出戴二段沉积时期高邮凹陷处于亚热带气候区,气候温热潮湿,早期为淡水环境,中晚期水体渐变成^[3]。

2 沉积相类型

戴二段沉积时期,高邮凹陷断陷活动开始减弱,加上戴一段时期沉积物对湖盆的充填,水体相对较浅,沉积范围扩大。依据岩心观察、录测井资料,以及研究区所处的地理位置、形成机制、流动机制等因素,对高邮凹陷东部深凹带戴二段的沉积相进行分析,划分出扇三角洲、三角洲和湖泊三种沉积相类型 (表 1)。

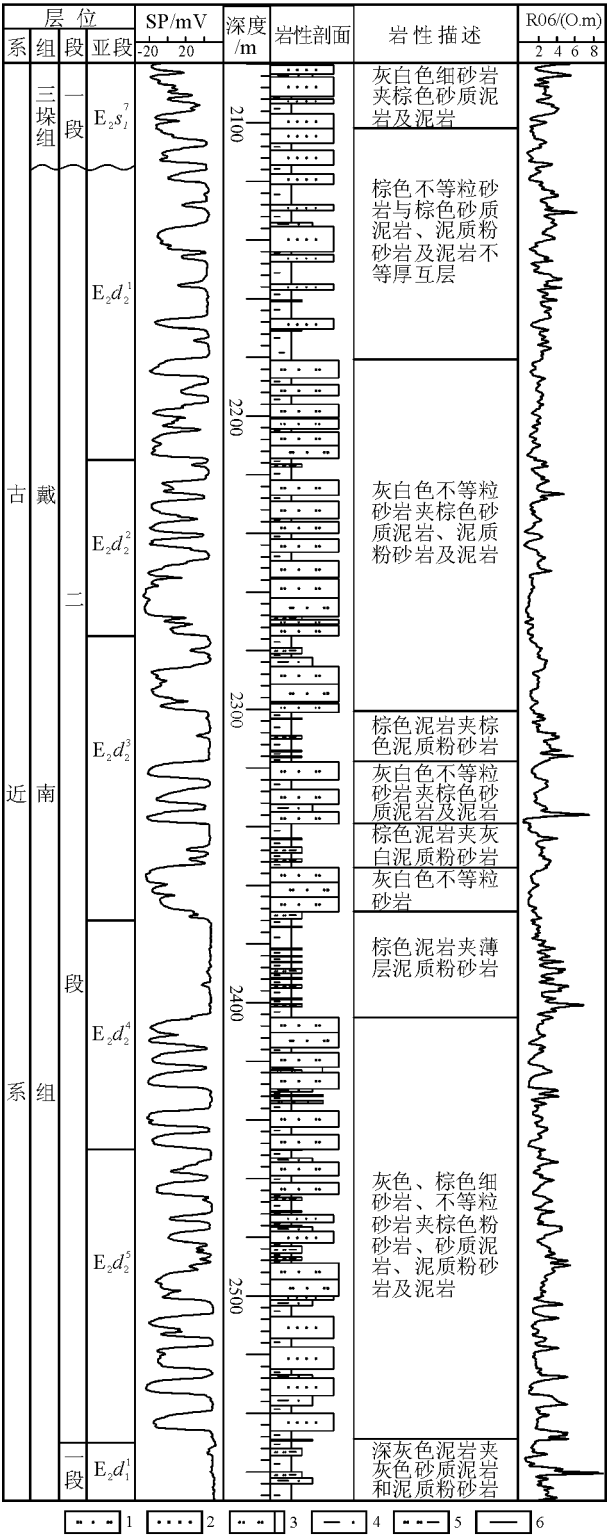


图 2 高邮凹陷深凹带东部永 16 井戴二段柱状图

1 不等粒砂岩; 2 细砂岩; 3 灰质粉砂岩; 4 砂质泥岩; 5 泥质粉砂岩; 6 泥岩
Fig2 Stratigraphic column of the second member of the Dainan Formation through the Yong 16 well
1 = sandstone 2 = fine-grained sandstone 3 = limy siltstone 4 = sandy mudstone 5 = muddy siltstone 6= mudstone

表 1 高邮凹陷深凹带东部戴二段沉积相类型
Table 1 Sedimentary facies types in the second member of the Dainan Formation

沉积相	亚相	微相或岩性	典型钻井及层位
扇三角洲	扇三角洲平原	分流河道	E ₂ d ₂ ⁵ : 肖 1井、肖 3井
		分流河道间	
	扇三角洲前缘	水下分流河道	E ₂ d ₂ ² : 真 42井; E ₂ d ₂ ⁵ : 曹 20井
		水下分流河道间	
		河口坝	E ₂ d ₂ ² : 曹 12井
		席状砂	E ₂ d ₂ ⁵ : 曹 20井、曹 23井
	前扇三角洲	前扇三角洲泥	E ₂ d ₂ ⁵ : 曹 23井
三角洲	三角洲前缘	水下分支河道	E ₂ d ₂ ⁵ : 永 25井; E ₂ d ₂ ¹ : 永 2—2井
		水下分支河道间	
		分支河口坝	E ₂ d ₂ ⁵ : 永 25井
		席状砂	E ₂ d ₂ ⁵ : 永 29井
	前三角洲	前三角洲泥	E ₂ d ₂ ⁴ : 永 30井
湖泊	滨湖	泥岩、砂岩	E ₂ d ₂ ² : 真 42井
	浅湖	暗色泥岩夹薄层粉砂	E ₂ d ₂ ⁵ : 曹 23井

2 1 扇三角洲相

扇三角洲属成因类型名词, 最早对其沉积特征进行研究的是 Gilbert^[9]。其后, Holmes首先于 1965年提出扇三角洲这一名词^[11], 并定义为与断陷湖盆陡岸有关, 从临近高地进积到安静水体中的冲积扇。扇三角洲主要形成于构造活动较强烈的地区, 如断陷湖盆边缘^[12]。属于陆地形、近物源背景下快速沉积的低成熟度粗碎屑岩。

研究区戴二段扇三角洲分布于深凹带南部陡坡带, 即真武、曹庄、肖刘庄和富民地区。根据沉积环境和沉积特征, 可将该区扇三角洲相划分为扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲三种亚相。

1. 扇三角洲平原

系扇三角洲的水上部分。研究区扇三角洲平原亚相特征不很明显, 相带展布较窄, 分布面积较小, 根据岩心观察和录测井资料, 本区扇三角洲平原发育分流河道和分流河道间沉积。如肖 3井 E₂ d₂的 2930 ~ 3030 m井段(图 3), 岩性为深灰色、灰色砾状砂岩、含砾不等粒砂岩与紫色泥岩互层, 砾石砾径一般为 5 ~ 30 mm, 次棱角—次圆状, 分选差, 砂质胶结。砾石成分有砂砾、泥砾、火成岩等。自然电位 (SP)曲线呈低值齿状, 电阻率 R₆呈高值锯齿状。

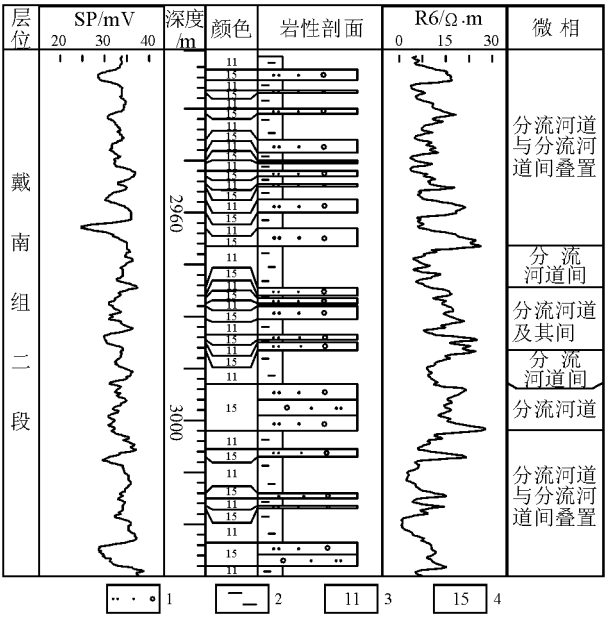


图 3 高邮凹陷深凹带东部肖 3井戴二段扇三角洲平原岩电特征

1. 含砾不等粒砂岩; 2 泥岩; 3 紫色; 4 杂色
Fig 3 Lithological and electrical properties of the fan delta plain in the second member of the Dainan Formation through the Xao 3 well
1= gravel-bearing sandstone; 2= mudstone; 3= purple; 4= mottled

2 扇三角洲前缘

为扇三角洲入湖后的水下部分,靠近扇三角洲平原部分有时可能露出水面,是扇三角洲沉积的主体,平面展布面积大,纵向厚度大。该相带在研究区主要由水下分流河道、水下分流河道间组成,见河口坝和席状砂沉积。岩性为浅灰、灰色含砾砂岩,灰白色粗砂岩,浅棕色、浅灰色细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩及暗棕色、深灰色泥岩,总体粒度较其平原亚相要细一些。岩层中交错层理、平行层理、韵律层理、冲刷构造等沉积构造发育,并可见植物碎片。

水下分流河道为扇三角洲平原分流河道入湖后,由于河流与湖泊相互作用,分流河道流速减缓,下切作用变弱,侧向侵蚀作用变强,水道加宽、变浅,分叉增多,沉积物堆积速度加快,沉积物颗粒相对变细,分选变好^[13]。水下分流河道沉积物以砂、粉砂为主,各种沉积构造发育,自然电位曲线多呈顶底突变的箱形及钟形。

本区水下分流河道砂体厚度一般为 1 ~ 5 m,由含砾砂岩、粗砂岩、细砂岩及粉砂岩组成,颜色多为浅棕色、浅灰色及灰白色。垂向上具下粗上细的正韵律结构,发育块状层理、交错层理、平行层理、变形构造及冲刷构造等多种沉积构造,常见泥砾和炭屑沿层分布,部分井中含大量白云母。自然电位曲线呈中—高幅箱形、钟形负异常,如真 42 井 E₂d₂ 的 2154.0 ~ 2162.0 m 井段(图 4)。砂岩的粒度概率累积曲线多为二段式,偶见三段式,以典型牵引流的跳跃搬运为主,悬浮搬运次之,滚动组分很少(图 5)。粒度以 0.5 ~ 4 Φ 为主,跳跃组分斜率为 60° ~ 70°,跳跃段与悬浮段截点 Φ 值为 3 ~ 3.5。

水下分流河道间位于水下分流河道的两侧,在本区其沉积以暗棕色、深灰色泥岩为主,夹灰色薄层粉砂质泥岩、粉砂岩,水平层理、透镜状层理发育,层理面上常含较多云母。由于水下分流河道冲刷力强,水下分流河道间泥岩往往被冲刷减薄,以至完全被冲刷掉,因此,水下分流河道间泥岩一般较薄,多以夹层形式出现。自然电位曲线为平直或微齿状(图 4)。河口坝位于水下分流河道的前端,其沉积范围和规模较小。含砂量高,以粉砂岩和细砂岩为主,分选一般较好。垂向上具下细上粗的反韵律结构,自然电位曲线为漏斗状,如曹 12 井 2710 ~ 2722 m 处。

席状砂位于河口砂坝的侧方或前方,紧邻前扇三角洲。为河口坝及水下分流河道砂体受湖浪和沿

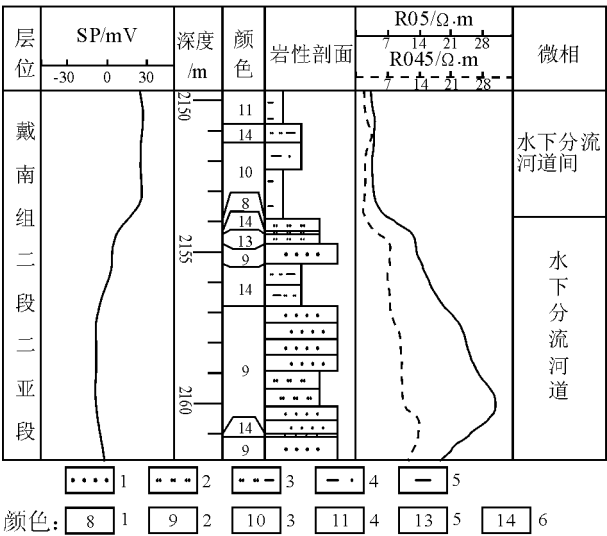


图 4 高邮凹陷深凹带东部真 42 井戴二段扇三角洲前缘岩电特征

1 细砂岩; 2 粉砂岩; 3 泥质粉砂岩; 4 砂质泥岩; 5 泥岩。
颜色: 1 浅灰绿色; 2 浅褐色; 3 浅棕色; 4 紫色; 5 浅褐灰色; 6 棕灰色
Fig 4 Lithological and electrical properties of the fan delta front in the second member of the Dainan Formation through the Zhen42 well
1 = fine grained sandstone 2 = siltstone 3 = muddy siltstone 4 = sandy mudstone 5 = mudstone Colours: 1 = light greenish 2 = beige 3 = light brown 4 = purple 5 = light taupe 6 = beige grey

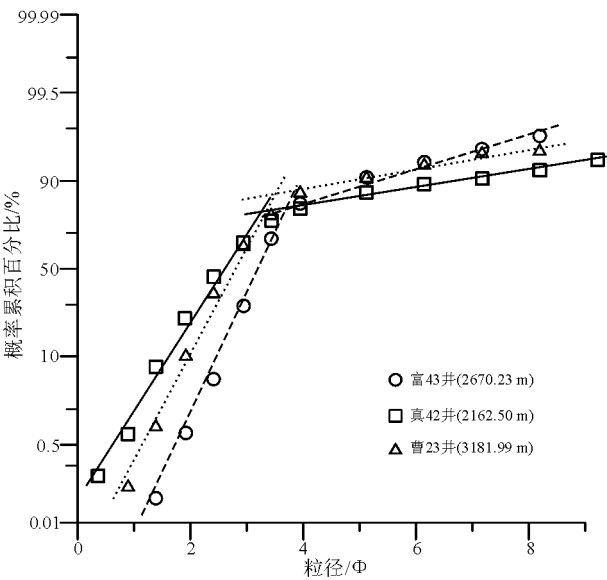


图 5 高邮凹陷深凹带东部戴二段扇三角洲粒度概率累积曲线特征

Fig 5 Grain size probability accumulation curves for the sandstones from the fan delta facies in the second member of the Dainan Formation

岸流的改造,发生侧向迁移而在扇三角洲前缘远端形成的分布广、厚度薄的席状砂体。其岩性较细,成熟度较高,多为砂泥岩薄互层,如曹 20 井 3240 ~ 3270 m 段。

3 前扇三角洲

位于扇三角洲前缘向湖方向一侧,主要为泥岩,夹少量薄层粉砂岩,在扇三角洲远端与滨浅湖相相接。如曹 23 井 3193 ~ 3198 m 井段,为浅棕色、深灰色泥岩,夹灰色粉砂岩、泥质粉砂岩薄层,见植物炭屑和虫孔构造,表明其为弱水动力环境。自然电位曲线呈低幅平直状,电阻率值较高。

2 2 三角洲相

对三角洲沉积序列的研究始于 Gilbert。早在 1885 ~ 1890 年,他就指出三角洲具有三褶构造。其后,Barrell 在 Gilbert 研究的基础上提出了顶积层、前积层、底积层等术语来描述三角洲沉积,并将其定义为河流在一个稳定水体中或紧靠水体处形成的、部分露出水面的一种沉积物^[14]。三角洲沉积包括陆上和水下两部分,平面上大致为三角形。三角洲砂体的粒度概率累积曲线多为二段式,偶有三段式,以典型牵引流的跳跃搬运为主,悬浮搬运次之,一般缺乏滚动组分。粒度以 1.5 ~ 4 Φ 为主,跳跃段与悬浮段截点 Φ 值为 3.5 ~ 4,跳跃组分斜率为 70° 左右。由此看出,三角洲的水动力条件较扇三角洲弱,沉积物粒度总体要细,分选较好(图 6)。

研究区三角洲沉积分布在深凹带北部的缓坡区,可识别出三角洲前缘和前三角洲两个亚相。

1 三角洲前缘

位于三角洲平原外侧向湖方向,沉积作用活跃,平面展布面积较大,是三角洲沉积的主体,垂向砂体发育,多与滨湖交互沉积。本区岩性以细砂岩、粉砂岩为主,其次为中砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩及泥岩,砂岩颜色以灰色为主,泥岩以棕色为主,深灰色次之。沉积构造发育,见交错层理、平行层理、冲刷面,偶见泥砾、云母、炭屑及植物根茎等,泥砾有定向排列。

水下分支河道是三角洲平原亚相分支河道向湖盆水体延伸的部分。受湖平面升降的控制,分支河道向湖延伸或向岸退缩,垂向叠加^[5]。在湖面频繁波动过程中,波浪、沿岸流等的冲刷作用对沉积物分布起到改造作用,导致水下分支河道砂体不同程度的席状化^[6]。本区水下分支河道砂体厚度多为 1 ~ 5 m,粒度较平原分支河道沉积物细、分选性要好。岩性以棕色、灰白色、浅灰色粉砂岩和细砂岩为

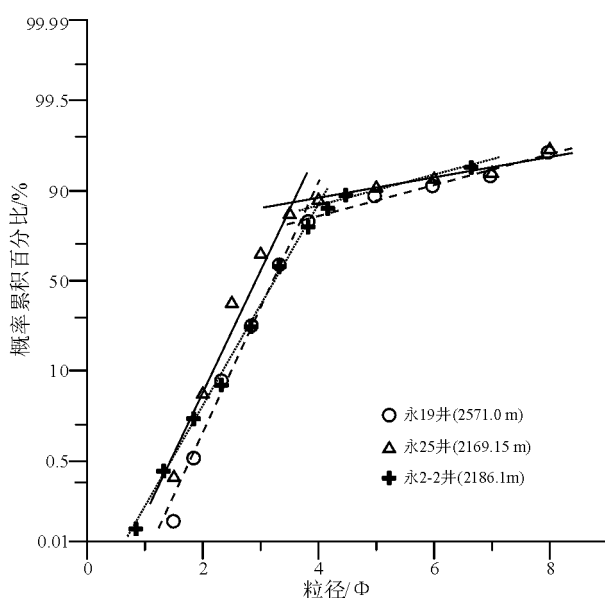


图 6 高邮凹陷深凹带东部戴二段三角洲粒度概率累积曲线特征

Fig 6 Grain size probability accumulation curves for the sandstones from the delta facies in the second member of the Daian Formation

主,发育块状层理、平行层理、冲刷面和变形构造等,局部见包卷层理,常见泥砾和炭屑沿层分布。自然电位曲线多为钟形、微齿的箱形或箱—钟形,齿中线内收敛,底部有突变和渐变两种,如永 25 井 $E_2 d_5$ 的 2161.0 ~ 2171.0 m 井段(图 7)。水下分支河道间为水下分支河道之间相对低洼地区。岩石粒度较细,主要由灰色、棕色泥岩组成,常夹有薄层粉砂岩、粉砂质泥岩,水平层理、缓波状层理较发育,层理面上常含较多的云母,偶见炭屑。自然电位曲线平直或微齿状(图 7),电阻率曲线为低值微齿状。

分支河口坝位于三角洲前缘分支河道末端,是水流能量突然减弱而形成的。沉积物分选好,质纯,内部具向上变粗的反韵律沉积,发育斜层理、交错层理。如永 25 井 2161 ~ 2163 m 处,下部为灰黄色粉砂岩,上部为细砂岩,自然电位曲线呈漏斗状(图 7)。

席状砂由水下分支河道沉积物经湖水改造,在三角洲前缘地带散开而形成。平面上呈片状或带状分布,本区多为粉砂岩、泥质粉砂岩与泥岩薄互层,单层砂岩厚度一般小于 2 m,如永 29 井 2290 ~ 2330 m 井段。

2 前三角洲

位于三角洲前缘末端前方,波基面以下,水体较深处^[7],前端与滨—浅湖泥岩相接。主要由暗色泥

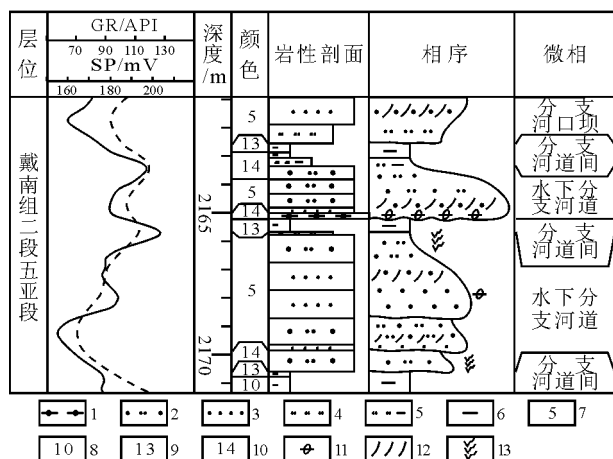


图 7 高邮凹陷深凹带东部永 25 井戴二段三角洲前缘岩电特征

1. 泥砾层; 2. 粉细砂岩; 3. 细砂岩; 4. 粉砂岩; 5. 泥质粉砂岩; 6. 泥岩; 7. 灰黄色; 8. 棕色; 9. 深灰色; 10. 绿灰色; 11. 泥砾; 12. 斜层理; 13. 炭屑

Fig 7 Lithological and electrical properties of the delta front through the Yong 25 well in the second member of the Dainan Formation

1= clay boulder bed 2= silt to fine grained sandstone 3= fine grained sandstone 4= siltstone 5= muddy siltstone 6= mudstone 7= clay boulder 8= carbon dust 9= oblique bedding 10= greyish yellow 11= brown 12= dark grey 13= greenish grey

岩、粉砂质泥岩组成, 常夹薄层的粉砂、细砂。常具水平层理、块状层理, 自然电位曲线平直、微齿化。

2.3 湖泊相

湖泊相在戴二段均有发育, 尤其在 $E_2 d^4$ 、 $E_2 d^3$ 沉积时期, 湖泊沉积范围最大。它分布于扇三角洲、三角洲的外侧和远端及凹陷中央地带, 由湖岸向湖心方向沉积物由粗变细。根据岩心观察、录测井资料及地理位置等分析, 研究区仅发育滨湖和浅湖亚相, 因水体总体较浅, 半深湖—深湖亚相不发育。

1. 滨湖亚相

位于湖盆边缘洪水线与枯水线之间, 受湖水进退的影响较大, 击岸浪和回流对沉积物的改造作用强烈, 水位较浅, 时而被湖水淹没时而暴露遭受氧化。在开阔湖岸区, 若粗碎屑物供应充分, 可形成砾质、砂质湖滩沉积^[13], 如许 1 井泥岩中夹有砾质沉积。若湖泊地形平缓, 滨湖相带更宽一些, 其水动力较弱, 波浪作用不能波及岸边, 物质供应以泥质为主, 可形成泥滩沉积。如真 42 井 $E_2 d^2$ 的 2177 ~ 2210 m 井段, 为大套紫红色泥岩, 夹薄层棕色含石膏泥质粉砂岩、浅棕灰色粉砂岩, SP 曲线呈低幅平

直状。

2. 浅湖亚相

位于滨湖亚相内侧至波基面之间的开阔水体区, 水体比滨湖亚相略深, 沉积物受波浪和湖流作用影响较大。如曹 23 井 3192 ~ 3203 m 井段, 岩性主要为灰色、深灰色泥岩, 夹灰色泥质粉砂岩、粉砂岩, 砂岩结构成熟度高, 多为钙质胶结, 显水平、波状层理, 也见小型交错层理和透镜状层理, 泥质粉砂岩中见虫孔构造, 层面见少量炭化植物碎屑。自然电位曲线平直, 偶有小的负异常。

3 戴二段沉积相分布与演化

根据戴二段残留地层的分布特征, 戴二段沉积时期凹陷深凹带东部的演化过程可划分为初期、早期、中期、晚期和末期五个阶段。不同阶段的沉积特征表现各异, 但总体表现出水体由浅变深后再次变浅, 沉积物粒度由粗变细再变粗的特点。

3.1 戴二段沉积初期

沉积了 $E_2 d^5$ 地层。该时期凹陷内构造活动较戴一段时相对减弱, 南部陡坡带由于戴一段时期物源区剥蚀和凹陷充填, 地形高差减小, 凹陷中水体也变浅(图 8), 从南部物源区来的沉积物已不能直接入湖, 而是一部分在水上, 一部分在水下滨浅湖区域, 形成扇三角洲沉积。地层厚度变化可反映湖泊沉降幅度和古地形的基本轮廓^[13], 整体上, 研究区地层厚度由边缘至中心逐渐增大, 地层厚度较大区域沿真武北端真 85 真 86 井方向及永安南端的永 14 永 19 井区分布, 厚度大于 170 m, 最厚的真 85 井达 265 m 为该区的沉降中心。砂岩厚度在 0 ~ 81.5 m 之间变化, 总体上西薄东厚, 以富民地区南部为最厚, 在 60 m 以上。砂岩百分含量变化方向与物源方向基本一致, 近物源地区含量高, 远物源地区含量相对小, 表现为从凹陷边缘至中心含量由大变小。永安地区北部和富民地区的南北两端含量较高, 在 50% 以上, 其余地区均在 50% 以下。富民地区与其它地区不同, 表现在其南北两端砂岩百分含量较高, 在 50% ~ 70% 之间, 而偏北部的富 37—富 36 井区含量相对低, 在 30% ~ 50% 之间。由南北两端向偏北部, 砂岩百分含量由大变小, 故富民地区应存在南北两个物源, 富 37—富 36 井区为两物源交叉叠置区。曹 27 真 1 井暗色泥岩厚度分别为 20 m 和 18 m, 较其它地区发育, 为研究区的两个沉积中心。可以看出该时期沉降中心与沉积中心不一致。

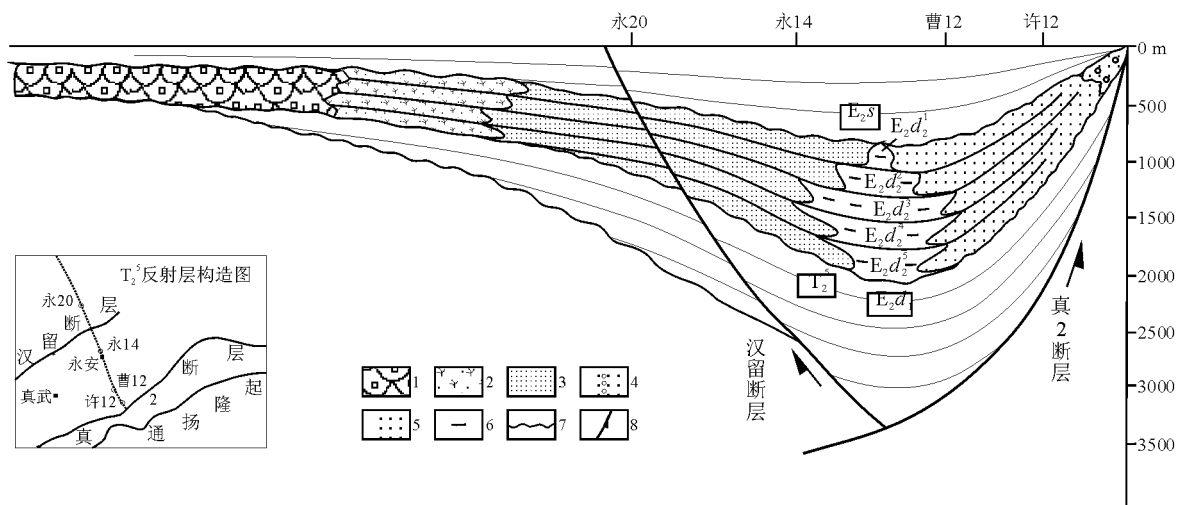


图 8 高邮凹陷深凹带东部戴二段沉积模式图

1 河流; 2 三角洲平原; 3 三角洲前缘; 4 扇三角洲平原; 5 扇三角洲前缘; 6 前三角洲—滨浅湖; 7. 不整合面; 8 断层

Fig 8 Sedimentary model for the second member of the Dainan Formation

1= river; 2= delta plain; 3= delta front; 4= fan delta plain; 5= fan delta front; 6= Prodelta to littoral shallow lacustrine facies; 7= unconformity; 8= fault

此时研究区水体较浅, 周边物源供应充分, 扇三角洲和三角洲发育, 且均向湖盆进积。南部陡坡地区发育大小不一的扇三角洲, 北部永安地区发育三角洲, 且该三角洲已推进至富民地区, 与该区的扇三角洲交叉叠置沉积。深凹带中心及扇三角洲和三角洲外侧发育滨浅湖沉积, 沉积范围较小, 约占研究区总面积的 1/3(图 9 a)。

3.2 戴二段沉积早期

沉积了 E₂d⁴ 地层, 地层厚度总体比 E₂d⁵ 略小, 真武北端和永安南端地层仍然较厚, 在 150 m 以上, 真 2 井最厚, 达 199 m, 为该区的沉降中心。与戴二段沉积初期相比, 沉降中心向东迁移。真 2 井砂岩的厚度为 39 m, 砂岩百分含量为 19.6%, 但无暗色泥岩沉积, 因此真 2 井虽然为沉降中心, 但不是—个沉积中心。真 7、真 3 井的砂岩沉积厚度分别为 15.5 m 和 9 m, 砂岩含量分别为 13.4% 和 7.2%, 暗色泥岩相对最厚, 分别为 20 m 和 18 m, 因此两口井所在的区域构成该区的沉积中心。该时期研究区的沉降中心和沉积中心仍不一致。

与初期相比, 扇三角洲、三角洲和滨浅湖相均向凹陷边部有所迁移。真武、曹庄地区统一的扇三角洲此时已变为两个独立的扇三角洲, 且沉积范围缩小, 位置向西迁移(图 9 b)。富民地区扇三角洲仍在其北部和三角洲交汇叠置沉积, 但交汇位置向北迁移。垂向上沉积物粒度向上变细, 细粒组分逐渐增加, 如真 35 井 E₂d⁵ 岩性为灰色粉砂岩夹棕色泥

岩, 至 E₂d⁴ 变为棕色泥岩夹薄层粉砂岩。

上述特征表明, E₂d⁴ 时期湖水加深, 由于水体的顶托作用, 扇体退缩, 但幅度较小, 沉积厚度也有所降低。但其沉积格局、物源方向则与前期大致相同(图 9 b)。

3.3 戴二段沉积中期

接受了 E₂d³ 沉积。与早期相比, 富民地区的地层厚度增大, 其余地区略有减小, 真 2 井地层厚度已减至 124.2 m, 曹 21 井地层最厚, 为 150 m, 暗色泥岩厚度为 0 m, 表明其附近为研究区沉降幅度最大区, 却不是沉积中心。砂岩厚度也有所减小, 多在 50 m 以下, 最大为 70.5 m, 砂岩百分含量也相对减小, 基本在 50% 以下。真 7 井地层厚度仅为 60 m, 但暗色泥岩发育, 为 37 m, 应为研究区的沉积中心。该时期研究区的沉降中心和沉积中心分离的格局较为明显。

此时, 扇三角洲和三角洲继续向湖岸退积, 分布范围达到最小(图 9 c), 以富民地区最为显著, 此时该地区只发育南部物源形成的扇三角洲, 北部三角洲沉积物已推进不到此区, 二者以滨湖相隔。真武和曹庄地区的扇三角洲沉积范围不但缩小, 且向东迁移; 滨、浅湖分布范围也相继扩大。沉积物粒度进一步变细, 泥岩颜色逐渐加深, 如真 35 井 E₂d⁴ 地层为棕色泥岩, 至 E₂d³ 为棕色、深灰色泥岩。总之, 戴二段沉积中期构造稳定, 湖平面持续上升, 达

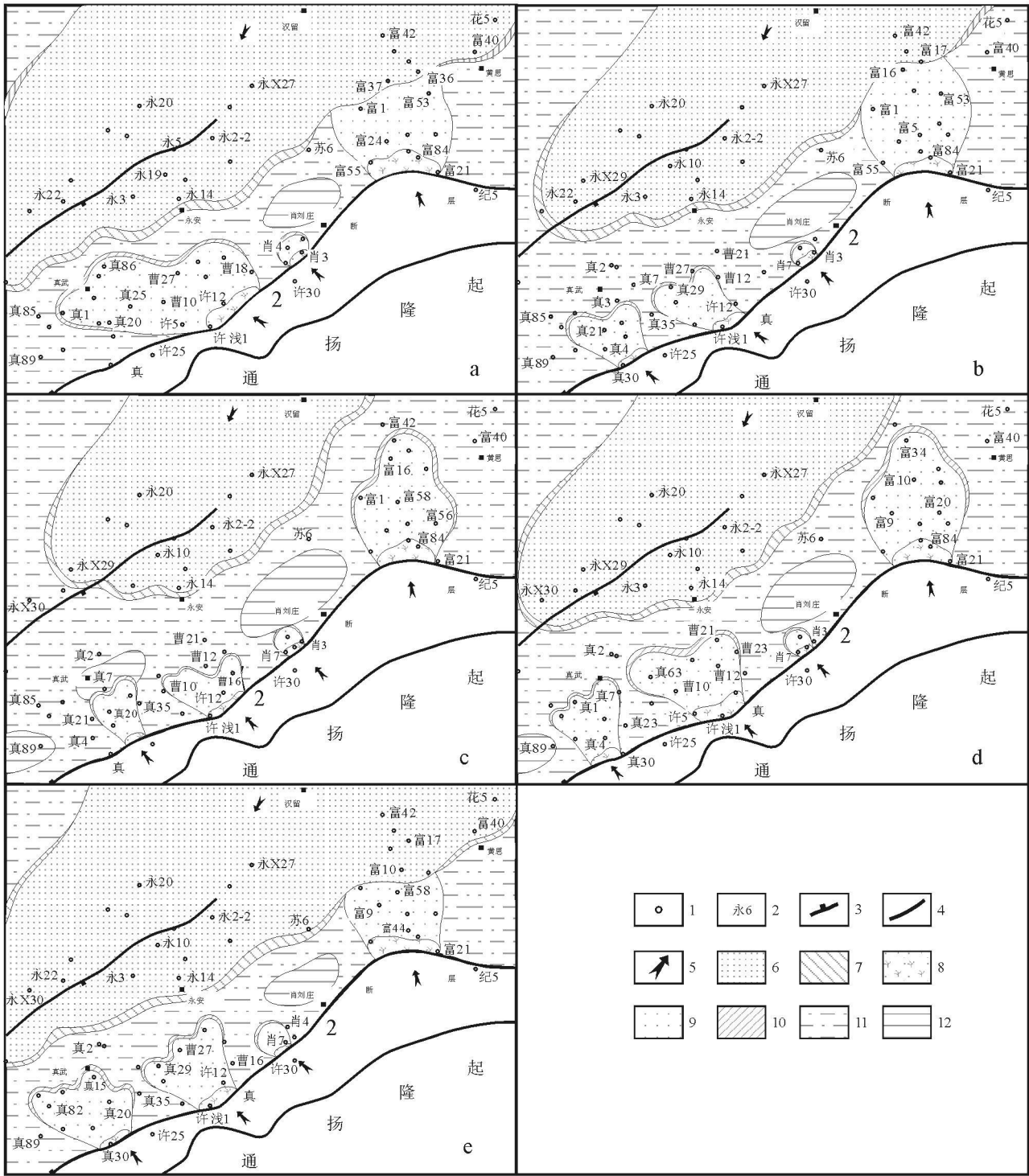


图 9 高邮凹陷深凹带东部戴二段各期岩相古地理图

1 井位; 2 井名; 3 主断层; 4 盆地边界; 5 物源; 6 三角洲前缘; 7 前三三角洲; 8 扇三角洲平原; 9 扇三角洲前缘; 10 前扇三角洲; 11 滨湖; 12 浅湖

Fig 9 Sedimentary facies and Palaeogeography during individual stages (a to e) in the second member of the Dainan Formation
1= well site 2= well name 3= major fault 4= basin boundary 5= Provenance 6= delta front 7= Prodeltā 8= fan delta plain 9= fan delta front 10= Profan delta 11= littoral lacustrine facies 12= shallow lacustrine facies

到最大水深。物源供应有所减少, 扇三角洲和三角洲均向岸退积。其沉积格局与前期也有所不同。
3.4 戴二段沉积晚期

为 $E_2 d^2$ 沉积时期。沉积厚度较中期普遍增大, 真 2 井为 162.8 m; 曹 21 井为 173 m; 富 9 井最大, 为 205 m, 表明此时沉降中心已转移到富 9 井附

近地区。砂岩厚度和砂岩百分含量也较中期明显增大,分别为3.5~122.5 m和3.6%~74.6%。真7和真89井的暗色泥岩厚度相对较大,分别为39 m和13 m;其余地区均较低,其所在区域构成暗色泥岩发育区。此时研究区沉降中心和沉积中心仍不一致,分离的格局更为明显。

$E_2 d^2$ 时期湖平面开始下降,但幅度不大。湖盆周缘高地物源供应充足,扇三角洲和三角洲均向湖盆进积(图9 d),沉积体面积又开始增大。富民地区北部仍为湖相沉积,三角洲沉积此时尚未推进到此;真武和曹庄地区的扇三角洲均向西迁移。垂向上,沉积物粒度开始变粗,泥岩颜色开始变浅,以棕色为主;横向上,从凹陷边缘到中心,沉积物粒度多由粗变细。

3.5 戴二段沉积末期

沉积了 $E_2 d^1$ 地层。残留地层厚度较晚期明显减薄,真2井为82 m;曹21井为80 m;富9井为122 m;而永3井最厚,为154 m;所在区域成为该时期的沉降中心。砂岩厚度也相应减小,在3.5~87 m间变化,富民地区相对较厚。砂岩百分含量变化不大,在6.4%~74.9%。真29井地层厚度为49.1 m;暗色泥岩厚度为19 m;为研究区的沉积中心。此时研究区沉降幅度最大的区域和暗色泥岩发育区仍不一致。

扇三角洲、三角洲继续向湖推进和侧向延展,北部斜坡带的三角洲已推进到富民地区,与该区的扇三角洲在富民中部交汇沉积(图9 g)。真武和曹庄地区的扇三角洲范围略有扩大,其基本位置未变。末期水体范围与晚期相比变化不大,但经过 $E_2 d^2$ 时期的沉积充填,水体变得更浅,湖盆收缩。沉积物粒度变粗,为暗棕色泥岩、砂质泥岩、泥质粉砂岩与棕色、浅灰色粉砂岩、细砂岩互层沉积。 $E_2 d^1$ 晚期受真武事件的影响,盆地整体抬升,地层遭受剥蚀减薄,与上覆一段呈不整合接触(图8)。

4 结论

(1)高邮凹陷为一南断北超,南深北浅的箕状凹陷,其深凹带东部戴二段发育大量碎屑岩沉积,沉积相类型为扇三角洲相、三角洲相和湖泊相。

(2)扇三角洲相分布在深凹带南部陡坡区,岩性粗、厚度大;三角洲相分布在深凹带北部缓坡区,岩性较细、厚度相对较小;湖泊相分布在扇三角洲、三角洲的外侧和远端及深凹带中央地带,以泥质沉积为主。

(3)戴二段沉积时期,高邮凹陷深凹带东部自下而上可划分出初、早、中、晚和末期五个演化阶段。不同阶段的沉积特征表现各异,总体表现为水体由浅变深后再次变浅,扇三角洲和三角洲先退积后进积的特点。末期湖盆整体抬升,戴二段顶部地层遭受剥蚀,与上覆地层呈不整合接触。

本文得到江苏油田地质科学研究院有关人员大力支持,在此致以衷心的感谢!

参考文献:

- [1] 翟光明. 中国石油地质志(卷八)[M]. 北京:石油工业出版社, 1992 97—338
- [2] 陈安定. 苏北箕状断陷形成的动力学机制[J]. 高校地质学报, 2001, 7(4): 409—418
- [3] 董荣鑫. 高邮凹陷戴南—三垛组古生物与沉积环境演变[J]. 同济大学学报, 1999, 27(3): 366—370
- [4] 陆红梅. 苏北盆地高邮凹陷陆相层序地层研究[J]. 断块油气田, 2000, 7(1): 18—22
- [5] 庞金梅, 曹冰. 高邮凹陷戴南组隐蔽油气藏的成因及勘探实践[J]. 海洋石油, 2005 25(3): 7—13
- [6] 张喜林, 朱筱敏, 郭长敏, 等. 苏北盆地高邮凹陷古近系戴南组滨浅湖沉积中的遗迹化石[J]. 沉积学报, 2006, 24(1): 81—89
- [7] 张喜林, 朱筱敏, 钟大康, 等. 苏北盆地高邮凹陷古近系戴南组沉积相及其对隐蔽油气藏的控制[J]. 古地理学报, 2005 5(2): 207—218
- [8] 李玉城. 苏北盆地高邮凹陷戴南组隐蔽油气藏研究[J]. 中国石油勘探, 2008, 13(1): 21—27
- [9] 陈泽润, 吴建耀. 高邮凹陷西部戴南组早期沉积特征与油气关系[J]. 小型油气藏, 2006, 6(2): 11—14
- [10] FALK P D, DORSEY R J. Rapid development of gravely high-density turbidity currents in marine Gilbert type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico[J]. Sedimentology, 1998, 45(2): 331—349
- [11] 王寿庆. 扇三角洲模式[M]. 北京:石油工业出版社, 1993 6—68
- [12] 赵澄林, 朱筱敏. 沉积岩石学[M]. 北京:石油工业出版社, 2001 67.
- [13] 林春明, 宋宁, 牟荣, 等. 江苏盐阜拗陷晚白垩世浦口组沉积相与沉积演化[J]. 沉积学报, 2003, 19(4): 553—559.
- [14] 于兴河. 碎屑岩系油气储层沉积学[M]. 北京:石油工业出版社, 2002 223.
- [15] 于建国, 林春明, 杨云岭, 等. 分流河道特征及其识别方法: 以东营凹陷东部地区为例[J]. 高校地质学报, 2002, 8(2): 152—159.
- [16] 楼章华, 卢庆梅, 蔡希源, 等. 湖平面升降对浅水三角洲前缘砂体形态的影响[J]. 沉积学报, 1998, 16(4): 27—31.
- [17] 冯增昭. 沉积岩石学[M]. 北京:石油工业出版社, 1993 148—149

Sedimentary facies and evolution of the second member of the Palaeogene Dainan Formation in the deep area of eastern Gaoyou depression, North Jiangsu Basin

YAO Yu-lai¹, LIN Chun-ming¹, GAO Li-kun¹, LU Yu-rui², MA Ying-jun², LI Yan-li³, ZHANG Xid¹, ZHANG Zhi-Ping³

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2. Research Institute of Geological Sciences, Jiangsu Oil Field Company, SINOPEC, Yangzhou 225009, Jiangsu, China; 3. Research Institute of Planning and Designing, East China Branch, SINOPEC, Nanjing, 210036, Jiangsu, China)

Abstract: The present paper gives a detailed description, on the basis of cores, well logs and regional geological background, of the sedimentary facies and evolution of the second member of the Palaeogene Dainan Formation in the deep area of eastern Gaoyou depression, North Jiangsu Basin. The second member of the Dainan Formation consists of the fan delta facies, delta facies and lacustrine facies. The fan delta facies appears in the southern steep slope zone, the delta facies develops in the northern ramp zone, and the lacustrine facies is organized around the fan delta and delta facies and in the central zone of the deep area. The sedimentary framework is generally controlled by the faults and palaeotopography. From the margin to the centre of the depression, the sedimentary facies pass from the fan delta or delta facies to the littoral-shallow lacustrine facies. Vertically, there are coarse-fine-coarse gradations in the grain sizes of the sediments from bottom to top. Five stages can be distinguished for the sedimentary evolution during the deposition of the second member of the Dainan Formation. On the whole, the water bodies displayed the shallow-deep-shallow variations during these periods. The retrogradation occurred first in the fan delta and delta facies, followed by the progradation. At the latest stage, the lake basin was subjected to the uplift and erosion, which resulted in the unconformable contact with the overlying strata.

Key words: Gaoyou depression, second member of the Dainan Formation, fan delta, delta, sedimentary facies, sedimentary evolution