

断陷湖盆萎缩期浅水三角洲沉积演化与沉积模式

——以东营凹陷牛庄洼陷古近系沙三段上亚段和沙二段为例

赵伟¹⁾, 邱隆伟²⁾, 姜在兴¹⁾, 陈妍³⁾

1) 中国地质大学(北京)能源学院, 北京, 100083;

2) 中国石油大学(华东)地球资源与信息学院, 山东青岛, 266555;

3) 中国石化胜利油田有限公司物探研究院, 山东东营, 257022

内容提要:通过对东营凹陷牛庄洼陷沙三段上亚段和沙二段地层沉积体系的划分以及沉积体系与层序格架之间关系的研究,发现在断陷湖盆的萎缩期也可以发育大型浅水三角洲,与坳陷型湖盆浅水三角洲不同的是,它的主要的沉积微相类型、平面形态和砂体展布特征等具有明显阶段性的变化,并且该变化与湖盆体系域的演化有着密切联系。在低位和湖退体系域,三角洲主要发育水下分流河道微相,平面上形态与曲流河类似,有水下决口扇,单砂体厚度较大,但横向连续性差;而在湖进和高位体系域,三角洲主要发育分流河口砂坝微相,平面呈朵页状或舌状,单砂体厚度薄,但横向连续性好。浅水三角洲的形成主要受古物源、古地形、古水深和古水动力强度的共同影响,而构造运动引起的体系域和水深变化是造成三角洲阶段性发育的关键因素。

关键词:浅水三角洲;断陷湖盆;牛庄洼陷;沉积模式

Fisk(1961)通过对密西西比鸟足状三角洲的研究将河控三角洲分为深水型及浅水型两种类型,Postma(1990)进一步将这两种三角洲分为12种原型三角洲。近年来国内外对浅水三角洲的形成动力学、微相构成、内部结构、储层特征以及与大型油气藏的关系等多个方面的研究逐步深入(李增学等,1995;楼章华等,1998;Lemons et al., 1999; Plint, 2000; 何义中等, 2002; Hoy et al., 2003; Ganil et al., 2007; Keumsuk et al., 2007; 邹才能等, 2008; 朱伟林等, 2008)。在松辽、四川、鄂尔多斯等大型坳陷湖盆内均发现有典型的河控型浅水三角洲,已成为近年来研究的一个热点领域和岩性油气藏勘探的重要目标(韩晓东等, 2000; 邹才能等, 2006, 2008; 韩永林等, 2009; 刘柳红等, 2009)。根据浅水三角洲的定义和分类可以看出:浅水三角洲是河控三角洲的一种类型,主要发育在地势平缓的浅海区、浅水湖盆或湖盆的浅水区。这也是目前我们在陆相地层中发现的浅水三角洲主要集中在坳陷型湖盆内的主要原因之一。

断陷湖盆在我国分布广泛,其构造和沉积类型

多样,地质现象丰富,是我国含油气盆地的重要组成部分,但目前对于断陷湖盆发育的浅水三角洲还未见针对性的报道,也没有对断陷湖盆浅水三角洲的形成条件、沉积演化和沉积模式进行系统研究和总结。大型浅水三角洲的形成首先需要一个大面积的浅水区,这需要满足缓慢的基底沉降、平缓的地形坡度、微弱的构造活动等几个条件,另外还需要有快速的沉积物供给(邹才能等, 2008)。大多数断陷湖盆在主要的演化阶段很难满足上述基本条件,但到了断陷湖盆的萎缩期,构造运动减弱,地形平缓,总体水体较浅,可容空间减小,尤其是在缓坡地带,也能形成大面积的宽缓浅水背景的沉积盆地,在物源供应充足的情况下也能够符合浅水三角洲形成的基本条件。

笔者在对东营凹陷牛庄洼陷沙三段上亚段和沙二段沉积地层研究时,就发现了典型的浅水三角洲沉积,其沉积与坳陷型湖盆浅水三角洲有相似的特征,但也有其自身的特点。本文便以此为例对断陷湖盆萎缩期的浅水三角洲的沉积特征进行深入研

注:本文为国家科技重大专项(编号 2009ZX05009-002)资助成果。

收稿日期:2010-03-30;改回日期:2011-01-17;责任编辑:周健。

作者简介:赵伟,男,1982年生。在读博士,主要从事层序地层学和沉积学方面的学习和研究。通讯地址:100083,北京市海淀区学院路29号,中国地质大学(北京)能源学院博08;Email: upc_wee@163.com。

DOI:CNKI:11-1951/P. 20110517. 1012. 010 网络出版时间:2011-5-17 10:12

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110517.1012.010.html>

究,结合在层序格架内三角洲的演化特点,建立断陷湖盆萎缩期浅水三角洲的沉积模式。

1 牛庄洼陷构造演化特征

东营凹陷是我国最具代表性的陆相断陷湖盆之一,是中国东部渤海湾盆地中的一个次级构造单元,属于中、新生代陆相断陷盆地,油气资源丰富(刘庆等,2004)。盆地以箕状断陷为主,北陡南缓(李阳等,2002)。经历了裂陷初期(始新世孔店期)、裂陷中期(始新世沙河街早、中期)、裂陷晚期(渐新世沙河街末期至东营期)以及后裂谷期(新近纪)4个地质发展阶段(朱光有等,2003)。沙三段上亚段和沙二段沉积时期正处于断陷湖盆的萎缩期,且整个盆

地沉积相对完整,具有一定的沉积厚度,沉积类型比较丰富,可以作为典型的地层进行研究(图1)。

沙三段沉积时期,东营凹陷的断裂走向主要为北东向延伸,盆地沉降中心、沉积中心基本上呈北东向延伸。沉积盆地西北部发育的北东向断层如高青断层、滨南断层、陈南断层西段等为该时期的主控边界断层,倾向基本上为南东向。在盆地中部发育北东向延伸的调节断层,断层倾向基本上为北西向,南部边缘斜坡上也零星发育了北东向延伸的调节断层。沙二段沉积时期虽然断层特征、构造应力场基本上继承了沙河街组三段沉积时期的特点,但控盆断层的形态已开始由早期铲式向坡坪式转化(盛文波等,2008)。

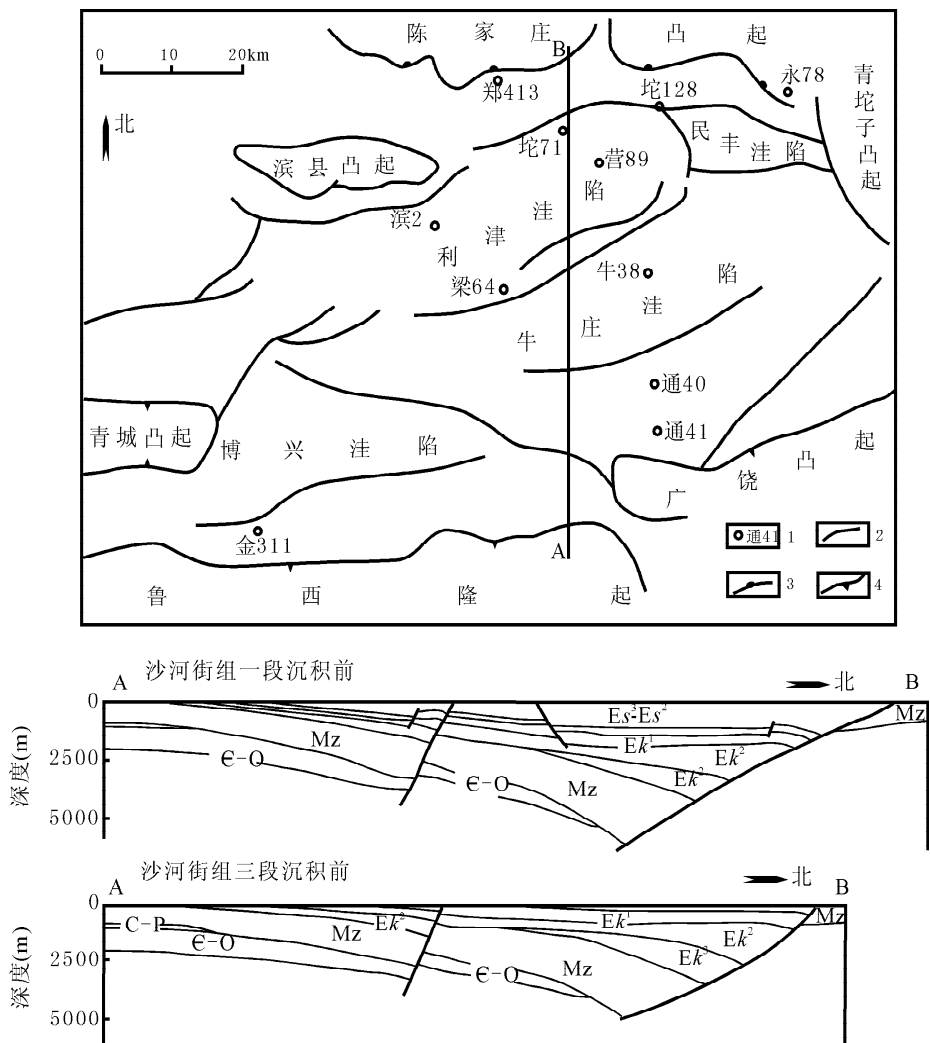


图1 东营凹陷构造格局及沙三段和沙二段沉积时期构造演化(据盛文波等,2008 修改)
Fig.1 Tectonic framework of Dongying sag and evolution of the third and second Members of Shahejie Formation (modified after Sheng Wenbo et al. ,2008)

1—井号;2—断层;3—超覆带;4—剥蚀带
1—Well name; 2—fault; 3—overlap zone; 4—denudation zone

牛庄洼陷是东营凹陷的一个次级洼陷,位于东营凹陷东南部,中央隆起带以南的缓坡地带。从整个东营凹陷的构造演化剖面上可以看出,在沙三段和沙二段地层沉积时期,该洼陷地形已非常平缓,构造运动较弱,呈现出比较典型的宽缓湖盆的构造格局。从沉积背景上看,这一时期东营三角洲的物源供给仍然十分充分,盆地处于均衡补偿到过补偿的状态。

2 层序地层格架

建立完整的精细层序地层格架,对沉积地层进行精确的等时划分是正确开展沉积学研究的基础。

根据前人研究成果,从地震、测井、岩性、古气候和古生物、地球化学和古地磁等多个方面识别出的层序界面标志,采用小波分析、Fischer 图解、泥岩声波时差等多种方法相结合,可以将牛庄洼陷沙三段上亚段—沙二段地层划分出两个层序:分别为 S1 和 S2。层序 S1 对应于沙三段上亚段和沙二段下亚段地层,是一个二分层序,包含湖进和湖退两个体系域,分为 3 个准层序组及 9 个准层序。层序 S2 对应沙二段上亚段地层,是一个三分层序,包含低位、湖侵和高位 3 个体系域。进一步可以划分为 3 个准层序组和 12 个准层序。层序内部的划分方案如图 2 所示。S2-1 准层序组对应于层序 S2 的低位体系域,S2-2 和 S2-3 准层序组对应于湖侵体系域,缺失高位体系域(姜在兴等,2002;刘惠民,2008;赵伟等,2009)。具体划分方法及划分依据已在另文详述,本文不再赘述。

3 三角洲沉积微相划分及相标志

通过对研究区 20 余口取芯井的岩芯观察和 200 多口探井的测井相分析,结合粒度分析、地震相分析等其他资料的研究,认为牛庄洼陷沙三段上亚段—沙二段主要发育三角洲前缘亚相沉积,其中又以水下分流河道和分流河口砂坝微相为主,三角洲滑塌浊积扇出现较少。

(1)水下分流河道:水下分流河道是三角洲平原辫状水道向湖的延伸,具有受湖水改造的特征。岩性以砂岩、粗砂岩、砾质砂岩为主,具有板状、槽状交错层理,反映了高能、强水流及快速沉积的特点。粒度概率累积曲线以两段式为主,即由悬浮次总体和跳跃次总体两部分组成,粒度分布相对集中,悬浮次总体含量较大,此外三段式也相对较常见,但是滚动次总体一般发育较差;在测井曲线上水下分流河道常表现为钟形、箱形或钟形与漏斗形的复合型的钟

组	段	亚段	准层序	体系域	准层序组	层序
沙河街组	沙二段	上	1~6	湖侵	S2-3	S2
			7~9		S2-2	
			10~12	低位	S2-1	
	沙三段	下	13~15	湖退	S1-3	S1
		上	16~19		S1-2	
			20~21	湖进	S1-1	

图 2 牛庄洼陷沙三段上亚段—沙二段层序地层格架(据赵伟等,2009)

Fig. 2 Sequence stratigraphic framework of upper submember of the third Member and the second Member of Shahejie Formation in Niuzhuang subsag (after Zhao Wei et al.,2009)

形部分,分别对应于水下分流河道与下伏支流间湾沉积的侵蚀接触或者由分流河口砂坝沉积往上向水下分流河道沉积的过渡,有时也可以具有指状特征。水下分流河道粒度较粗、砂体厚度也相对较厚。

(2)分流河口砂坝:由河流带来的砂泥物质在河口处因流速降低而迅速堆积而成,其岩性主要由灰色细砂岩、粉砂岩、灰色或灰绿色泥岩组成,含碳屑;层理类型多为槽状交错层理、楔状交错层理、波状以及变形层理,也有时出现平行层理;粒度概率曲线上滚动次总体一般不发育,跳跃次总体倾角中等,并且多出现冲刷-回流点,悬浮次总体含量变化较大等特点,也可以是跳跃次总体倾角较大的二段式。本区河口坝沉积的砂体单层砂层厚度大,分选好,主要矿物成分为石英和长石,颗粒支撑,杂基含量一般相对较少。自然电位测井曲线呈漏斗-箱形组合及箱形或微齿化箱形。此外由于分流河口砂坝是水道入湖处形成的坝状浅滩,在三角洲向湖推进的过程中,它在垂向上也具有粒度变粗、单砂层厚度逐渐增大的趋势,呈现若干个典型的反序序列,向下过渡为正常湖泊沉积。

(3)远砂坝:位于河口坝前较远的部位,沉积物主要由灰色粉砂岩、泥质粉砂岩和深灰色泥岩、粉砂质泥岩组成,或呈现砂泥岩薄互层的特征,沉积构造以水平、波状层理为主,沿层面富含碳屑、虫孔、潜穴、印模、生物扰动作用较强,自然电位曲线呈低幅指状或齿形。

(4)支流间湾:位于水下分流河道之间的位置,一般处于水下环境,但是水深较小,沉积物以泥质沉积为主,也可以出现少量薄层状或透镜状泥质粉砂岩夹层,植物碎片可能含量较高,生物扰动也较强,有时出现富生物化石的泥岩;由于该沉积环境具有浅水的特征,波浪作用也较弱,因此在岩芯上常见碳质波状纹层。测井曲线上一一般表现为泥岩段的特征。

(5)水下决口扇:水下决口扇的存在在我国含油气盆地的研究(侯加根,2000;张英志等,2006;黄金柱,2008)和物理模拟实验(刘忠保等,2000)中已经多次被证实。在本地区部分准层序中也出现了比较典型的水下决口扇沉积,一般分布在水下分流河道两侧,沉积物主要为粉砂岩和泥质粉砂岩,具有小型的交错层理或块状层理。砂体单层厚度较小,与上下泥岩多呈突变接触,具体表现为底部冲刷顶部截切的沉积构造。测井曲线上表现为低缓的钟形或指状。

4 典型单井沉积剖面

通过对取芯井段的岩芯观察和测井相分析,可

以识别出两种比较典型的沉积剖面。一种是以水下分流河道沉积为特征,包括水下分流河道和水下决口扇沉积微相(图 3)。水下分流河道表现为多期河道的叠置,每期河道从岩性上都表现为典型的正序特征,底部有明显的冲刷面,含少量砾石及泥砾。内部以槽状交错层理和平行层理为主,有少量波状层理。多期河道连续叠加的总厚度较大,可以达到 10 m 左右。测井曲线上表现为箱型和复合箱型特征。水下决口扇沉积,砂体厚度薄,沉积构造以块状为主。泥岩及粉砂质泥岩颜色主要为灰色和灰绿色。另一种是以分流河口砂坝为主的沉积剖面,包含分流河口砂坝和远砂坝沉积微相(图 4)。每期砂体纵向上均表现为反序特征,岩性以粉砂岩和粉细砂岩为主。多发育波状层理、浪成交错层理和平行层理。单砂体厚度不大,多在 2~5 m 之间,砂体之间有泥岩夹层分隔。测井曲线形态多为漏斗形。

上述两种单井沉积剖面在整个研究区是最常见、最典型的,代表了两个沉积阶段。其中水下分流河道微相为主的沉积剖面主要出现在 10~15 准层序,而分流河口砂坝微相为主的沉积剖面主要出现

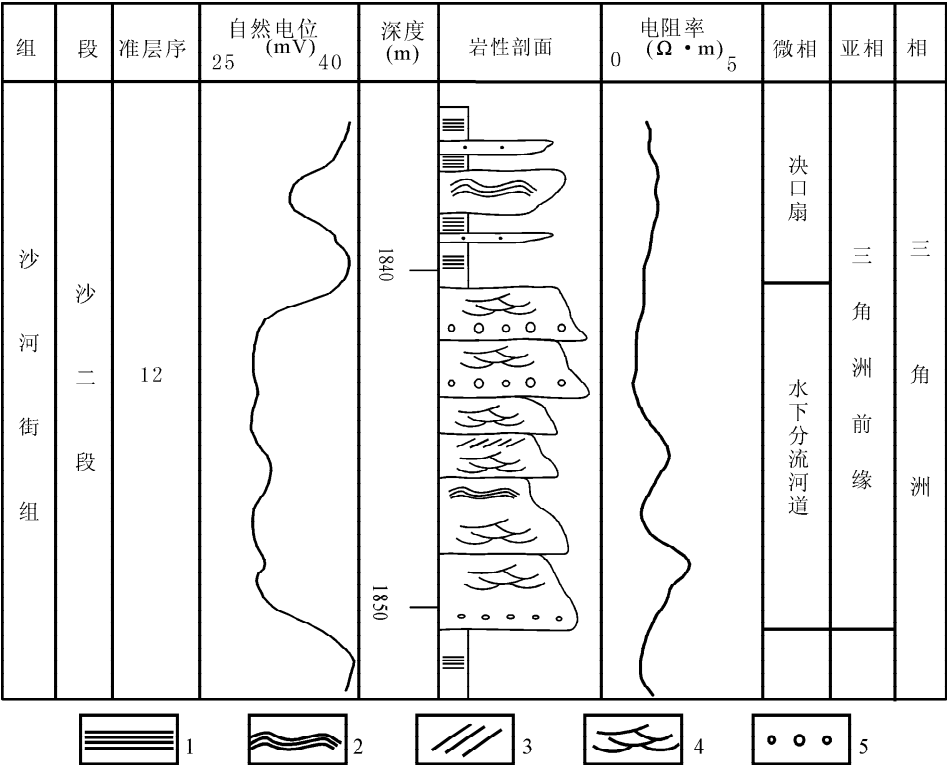


图 3 典型水下分流河道沉积剖面(王 5 井)

Fig. 3 Classic subaqueous distributary channel depositional profile (well W5)

1—水平层理;2—波状层理;3—平行层理;4—槽状交错层理;5—滞留底砾沉积

1—Horizontal bedding; 2—wavy bedding; 3—parallel bedding; 4—trough cross-bedding; 5—basal conglomerate

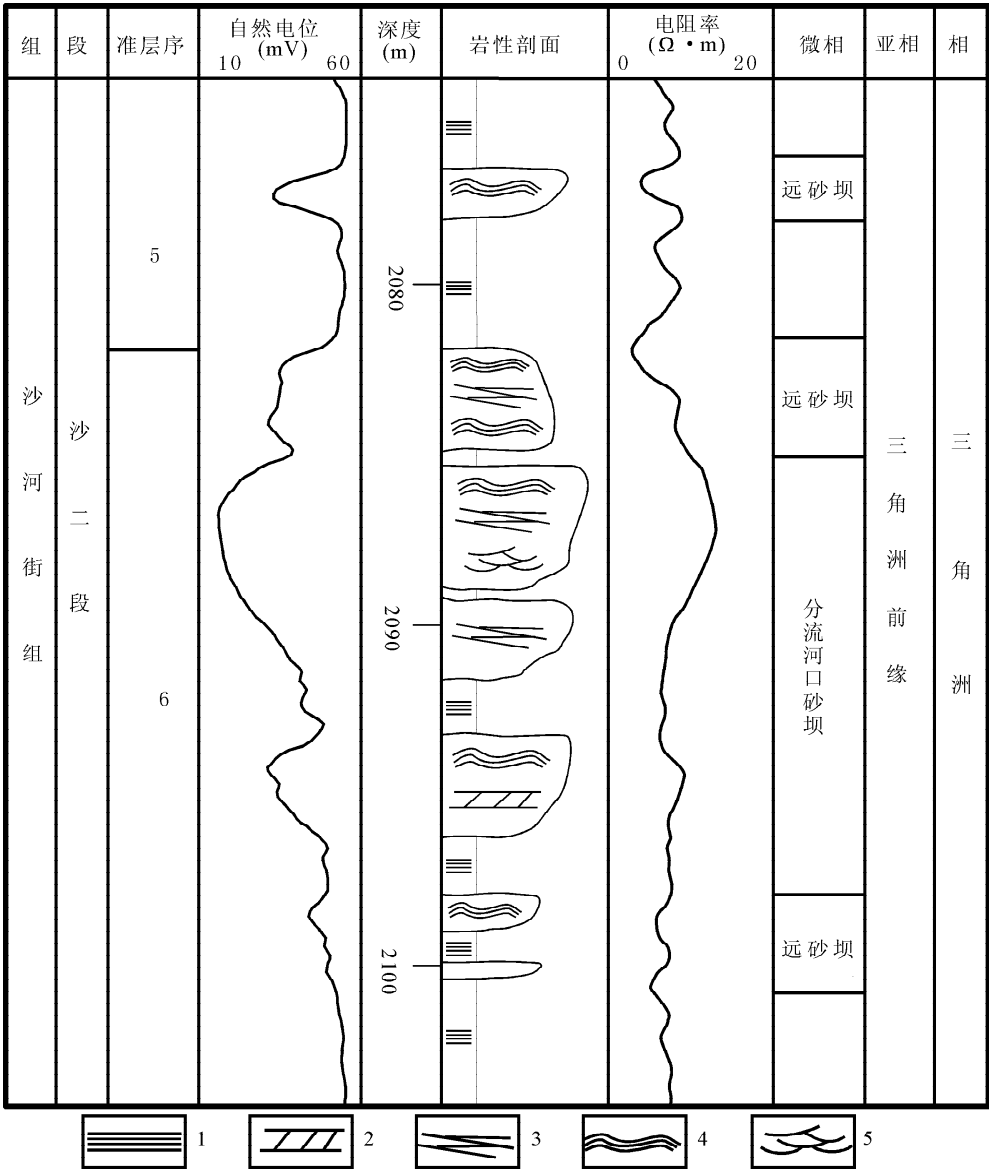


图 4 典型分流河口砂坝沉积剖面(官 7 井)

Fig. 4 Classic distributary mouth bar channel depositional profile (well G7)

1—水平层理;2—板状交错层理;3—冲洗交错层理;4—波状层理;5—槽状交错层理

1—Horizontal bedding; 2—tabular cross-bedding; 3—swash cross-bedding; 4—wavy bedding; 5—trough cross-bedding

在其它的准层序内。

5 三角洲沉积体系展布与演化

通过对全区各种沉积相标志的识别和纵向横向沉积相的匹配关系,采用当前比较成熟的沉积体系展布研究方法,点、线、面相结合,多种因素综合分析,划分出了研究区各准层序三角洲沉积体系的平面展布范围,可以看出三角洲沉积体系是各个准层序沉积的主体,沉积的范围可以覆盖大部分洼陷区。

牛庄洼陷沙三段上亚段到沙二段沉积的三角洲以建设性三角洲为主,在整个沉积过程中,三角洲的

形态变化较大,主要有两种类型:第一种是三角洲入湖后迅速散开,分流河道不发育,三角洲前缘砂体横向变化不明显,总体上呈扇形、伞形或舌状;第二种是三角洲分流河道快速进入湖盆并在湖盆内延伸较远,河道分支较少且较短,三角洲前缘砂坝、席状砂等不发育,砂体横向变化快,具有曲流河的部分特征,并有可能最终演化为曲流河沉积体系,平面形态上呈丝带状或鸟足状。

将沉积体系展布的变化与层序格架进行对应,发现三角洲沉积体系平面展布特征上的这种变化与层序的演化(即水深的变化)有着密切的联系。在层

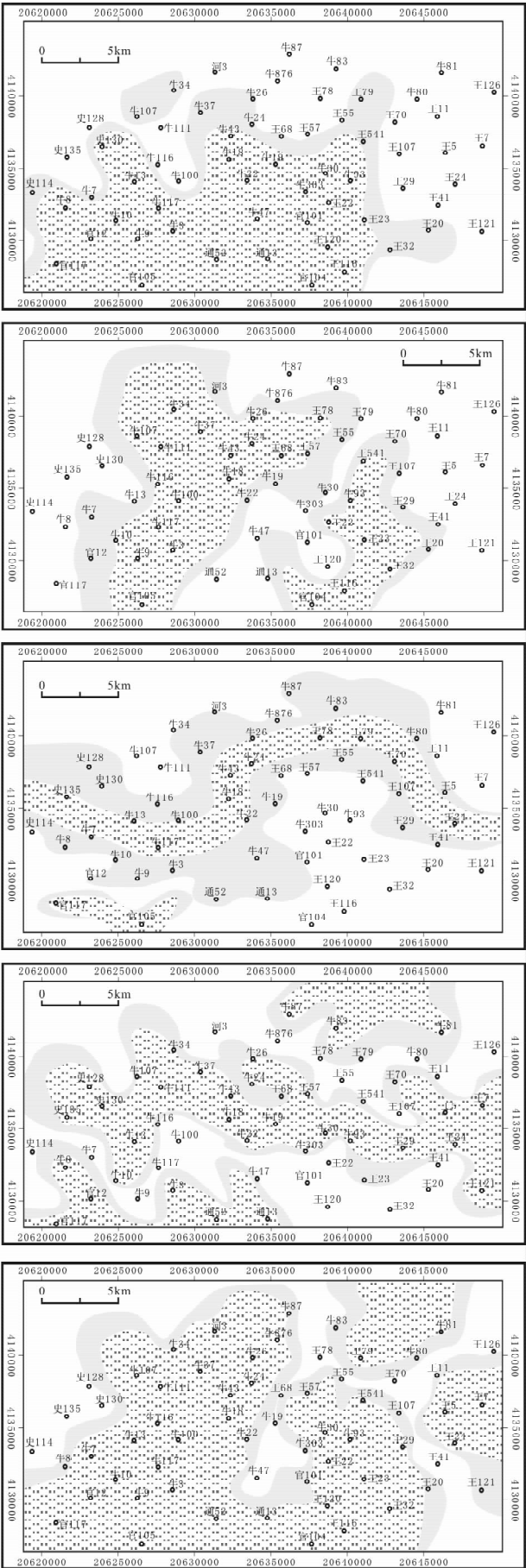
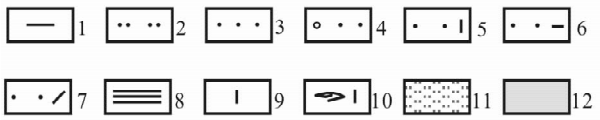
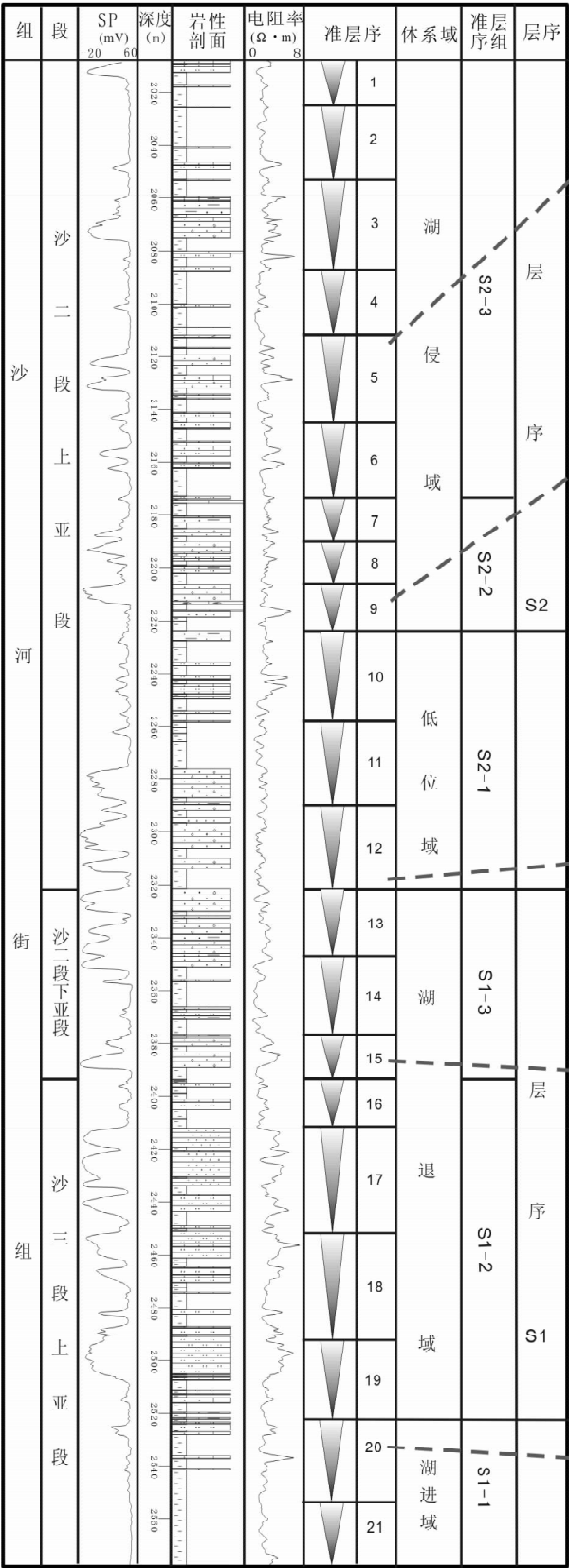


图 5 牛庄洼陷层序格架与三角洲沉积体系演化对比

Fig. 5 A comparison of the sedimentary systems with sequence stratigraphy framework in Niuzhuang subsag

- 1—泥岩;2—粉砂岩;3—细砂岩;4—含砾砂岩;5—灰质砂岩;6—泥质砂岩;7—云质砂岩;
8—页岩;9—灰岩;10—螺灰岩;11—三角洲前缘砂体;12—远砂坝砂体
- 1—Mudstone; 2—siltstone; 3—packsand; 4—pebbly sandstone; 5—calcareous sandstone; 6—argillaceous sandstone;
7—dolomite sandstone; 8—shale; 9—limestone; 10—shell limestone; 11—delta front; 12—distal bar

序 S1 湖进体系域,三角洲前缘的主要沉积微相为河口坝,砂体分布面积大。到了湖退体系域以及层序 S2 的低位体系域,湖盆水体较浅,三角洲开始逐渐演化为以水下分流河道为主的沉积特征,水下分流河道呈弯曲状延伸,延伸距离远,且有水下决口扇的出现。到层序 S2 的湖侵体系域,水体再次加深,波浪作用开始增强,三角洲再次呈现出河口坝砂体为主的连片分布特征(图 5)。

这种典型沉积特征的出现主要取决于当时的沉积古环境,包括物源、地形以及水动力等几个方面。首先从物源上看,牛庄洼陷在沙三段上亚段一沙二段沉积时期受东营三角洲的沉积控制,东营三角洲是陆相湖盆典型的大型建设性三角洲(范代读等, 2000;邱桂强等, 2001;王居峰, 2005),物源供应十分充足,因此能够形成河控为主的三角洲,推进距离远,沉积砂体丰富。其次,这一时期,东营凹陷进入了断陷湖盆的萎缩期,构造运动减弱,湖盆基底高差减小,而且牛庄洼陷位于东营凹陷的缓坡区,地形更加平缓,可以使三角洲推进到湖盆内部,甚至占满整个洼陷。第三,在以上两个条件的基础上,水动力的强弱是控制三角洲形态的重要因素。波浪作用的强弱与水深有关:水体太浅的情况下风力大多被基底与水体的摩擦所消耗,水动力弱;而水体太深的情况下,沉积物多位于浪基面以下,很少受到波浪作用的影响。因此,只有在一个合适的水深范围内,波浪作用才能对湖盆沉积物产生明显的影响。在湖退体系域的末期和低位体系域,水体很浅,整个湖盆的波浪作用非常微弱,三角洲携带的沉积物会沿着一条或几条相对较窄的优势通道快速向前推进,形成狭长的水下分流河道,形态上与曲流河类似,且在河道弯曲的地方会出现决口扇。在构造运动和沉降作用的影响下,在层序的湖进和高位体系域,湖盆水体深度可以达到一个相对的高位,这种深度的水体非常适合波浪的产生,波浪作用变得比较强烈。但三角洲的推进仍然能起到主要的作用,三角洲的展布方向与河流的前进基本一致,三角洲推进距离也比较远。因此这个时期形成的三角洲具有了河控为主且波浪改造作用比较强烈的特殊形态,也就是大量的河口

坝砂体在整个洼陷内广泛分布。

6 三角洲沉积模式

根据对牛庄洼陷沙三段上亚段到沙二段三角洲沉积体系演化的分析,可以建立起断陷湖盆萎缩期的三角洲沉积模式(图 6)。总体来看,到了断陷湖盆萎缩期湖盆水体较浅,物源供应充足,三角洲以河控三角洲为主,不同阶段的三角洲平面展布形态会发生明显的变化,这种变化跟体系域的演化密切相关。在低位或湖退体系域等水体较浅或快速变浅的沉积环境中发育的三角洲平面上呈丝带状或鸟足状,由一支或少量几支水下分流河道快速推进到湖盆内部,并发育有水下决口扇沉积微相,而分流河口砂坝、席状砂等不发育,砂体横向变化快,单砂体厚度较大。在湖进或高位体系域等水体较深或水体快速加深的沉积环境中发育的三角洲平面上多呈扇形、舌形或伞状,水下分流河道不发育,河口砂坝和席状砂成片出现,三角洲砂体横向比较稳定,单砂体厚度不大。

断陷湖盆萎缩期形成的浅水三角洲与坳陷型湖盆发育的浅水三角洲相比,既有一定的相似性,也有其自身的特点。最主要的区别就是断陷湖盆萎缩期浅水三角洲的发育具有明显的阶段性,在湖退和低位体系域水体更浅,与坳陷型湖盆沉积比较类似,而在湖进和高位体系域又表现为另一种特征。这是因为,断陷湖盆到了萎缩期以后构造运动虽然明显减弱,但边界断层及内部主要断层仍然有阶段性的活动,断陷湖盆内的体系域变化主要受构造运动的影响。构造活动期水深增大明显,湖盆沉积背景发生了较大改变,形成了与坳陷型湖盆不同的沉积特征。

7 结论

- (1)在物源条件具备的情况下,断陷湖盆的萎缩期也会出现大面积分布的浅水三角洲,但其沉积特征与坳陷型湖盆浅水三角洲并不完全相同,而是表现出与体系域演化密切相关的明显的阶段性。
- (2)在低位和湖退体系域,三角洲以水下分流河道砂体沉积为特征,推进速度快,延伸距离远,砂体

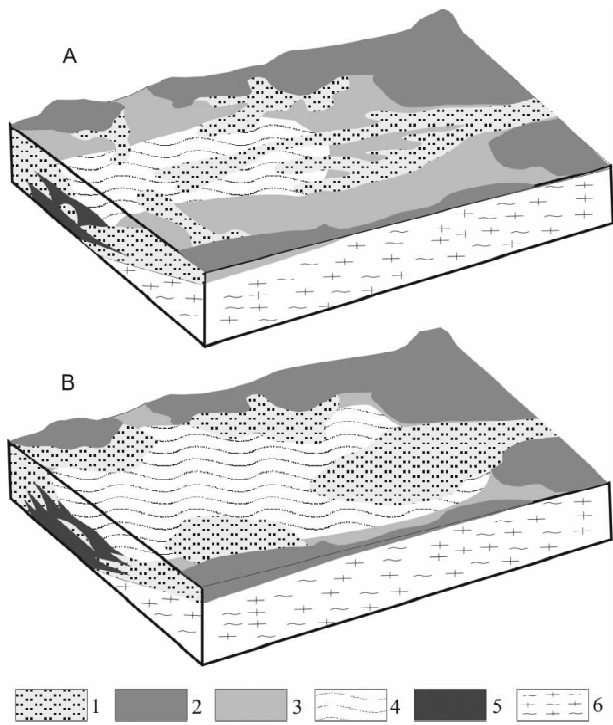


图 6 断陷湖盆萎缩期浅水三角洲沉积模式
Fig.6 Depositional models of shallow-water delta
in the rift lacustrine basins during the shrinking stage
1—三角洲前缘砂体;2—隆起;3—滨浅湖;
4—半深湖;5—前三角洲泥;6—基底
1—Delta front; 2—rift; 3—shore-shallow lacustrine;
4—semideep lacustrine; 5—prodelta mud; 6—basin basement

厚度较大,可以达到 10 m 左右,但横向连续性差。在湖进和高位体系域,三角洲呈现大片连续分布的分流河口砂坝沉积,可以覆盖洼陷的大部分地区,砂体厚度薄,多在 2~5 m 之间,但横向连续性好。

(3)三角洲不同阶段出现的截然不同的特征是由于水动力特征的差异造成的:低位和湖退体系域地形平缓,水体浅,波浪作用微弱,三角洲以分流河道的形式出现;湖进和高位体系域由于构造运动和沉降作用的影响,水体变深,波浪作用强烈,三角洲具有河控为主且波浪改造作用比较强烈的特殊形态。

参 考 文 献

范代读,邱桂强,李从先. 2000. 东营三角洲的古流向研究. 石油学报,21(1):29~33.
韩晓东,楼章华,姚炎明,杨卫东,蔡希源. 2000. 松辽盆地湖泊浅水三角洲沉积动力学研究. 矿物学报,20(3):305~310.
韩永林,王成玉,王海红,等. 2009. 姬塬地区长 8 油层组浅水三角洲沉积特征. 沉积学报,27(6):1057~1064.
何义中,陈洪德,张锦泉. 2002. 鄂尔多斯盆地中部石炭—二叠系两

类三角洲沉积机理探讨. 石油与天然气地质,22(1):68~71.
侯加根. 2000. 文南油田文 79 断块区沙二下亚段沉积微相与开发效果分析. 石油勘探与开发,27(6):65~67.
黄金柱. 2008. 济阳坳陷高青油田水下决口水道沉积模式及其砂体内剩余油形成与富集. 天然气地球科学,19(1):116~119.
姜在兴,杨伟利,操应长. 2002. 东营凹陷沙河街组三段—二段下亚段沉积层序及成因. 石油与天然气地质,23(2):127~129,253.
李阳,蔡进功,刘建民. 2002. 东营凹陷下第三系高分辨率层序地层研究. 沉积学报,20(2):210~216.
李增学,魏久传,李守春. 1995. 鲁西河控浅水三角洲沉积体系及煤聚集规律. 煤田地质与勘探,23(2):7~12.
刘惠民. 2008. 牛庄洼陷沙三段上亚段—沙二段高精度层序地层学. 油气地质与采收率,15(5):49~52.
刘柳红,朱如凯,罗平,等. 2009. 川中地区须五段—须六段浅水三角洲沉积特征与模式. 现代地质,23(4):667~675.
刘庆,张林晔,沈忠民,等. 2004. 东营凹陷湖相盆地类型演化与烃源岩发育. 石油学报,25(4):42~45.
刘忠保 施冬 谢锐杰. 2000. 三角洲分流河道形成及演变模拟研究. 矿物岩石,20(3):53~58.
楼章华,兰翔,卢庆梅,等. 1999. 地形、气候与湖面波动对浅水三角洲沉积环境的控制作用——以松辽盆地北部东区葡萄花油层为例. 地质学报,73(1):83~92.
邱桂强,王居峰,李从先. 2001. 东营凹陷沙三中东营三角洲地层格架与油气勘探. 同济大学学报,29(10):1195~1199.
盛文波,操应长,刘晖,等. 2008. 东营凹陷古近纪控盆断层演化特征及盆地结构类型. 石油与天然气地质,29(3):290~296.
王居峰. 2005. 济阳坳陷东营凹陷古近系沙河街组沉积相. 古地理学报,7(1):45~58.
赵伟,邱隆伟,姜在兴,等. 2009. 小波分析在高精度层序单元划分中的应用. 中国石油大学学报(自然科学版),33(2):18~22.
张英志,林畅松,马利民,等. 2006. 大庆油田葡一油层组高精度层序格架内储集砂体的沉积构成及其对油田开发的意义. 现代地质,20(2):225~231.
朱光有,金强,周建林,等. 2003. 渤海湾盆地东营断陷湖盆充填模式研究. 石油实验地质,25(2):143~148,152.
朱伟林,李建平,周心怀,等. 2008. 渤海新近系浅水三角洲沉积体系与大型油气田勘探. 沉积学报,26(4):575~582.
邹才能,陶士振,谷志东. 2006. 中国低丰度大型岩性油气田形成条件和分布规律. 地质学报,80(11):1739~1751.
邹才能,赵文智,张兴阳,等. 2008. 大型敞流坳陷湖盆浅水三角洲与湖盆中心砂体的形成与分布. 地质学报,82(6):813~825.
Fisk H N. 1961. Bar-finger sands of the Mississippi delta, in Geometry of sandstone bodies. Proceedings of the Symposium at the 45th annual meeting of the American Association of Petroleum Geologists,29~52.
Ganil M R, Bhattacharya J P. 2007. Basic building blocks and process variability of a Cretaceous delta; internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. Journal of Sedimentary Research,77(4):284~302.
Hoy R G, Ridgway K D. 2003. Sedimentology and sequence

- stratigraphy of fan-delta and river-delta deposystems, Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado. AAPG Bulletin, 87:1169~1191.
- Keumsuk L L, McMechan G A, Gani M R. 2007. 3-D architecture and sequence stratigraphic evolution of a forced regressive top-truncated mixed-influenced delta, Cretaceous Wall Creek sandstone, Wyoming, U. S. A. Journal of Sedimentary Research, 77(4):303~323.
- Lemons D R, Chan M A. 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy of fine-grained lacustrine deltas along the eastern margin of late Pleistocene Lake Bonneville, northern Utah and southern Idaho. AAPG Bulletin, 83: 635~665.
- Plint A G. 2000. Sequence stratigraphy and paleogeography of a Cenomanian deltaic complex: the Dunvegan and lower Kaskapau formations in subsurface and outcrop, Alberta and British Columbia, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 48(1):43~79.
- Postma G. 1990. An analysis of the variation in delta architecture. Terra Nova, 2(2):124~130.

Depositional Evolution and Model of Shallow-Water Delta in the Rifting Lacustrine Basins during the Shrinking Stage: A Case Study of the Third Member and Second Member of Paleogene Shahejie Formation in the Niuzhuang Subsag, Dongying Sag

ZHAO Wei¹⁾, QIU Longwei²⁾, JIANG Zaixing¹⁾, CHEN Yan³⁾

1) School of Energy Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083;

2) College of Earth Resources and Information, China University of Petroleum (East China), Qingdao, Shandong, 266555;

3) Institute of Geophysical Exploration, Shengli Oilfield Company Ltd., China Petroleum and Chemical Corp., Dongying, Shandong, 257022

Abstract

A large shallow-water delta was found in the rifting lacustrine basins based on the study of depositional systems, sedimentary characters and sedimentary model of Upper of the 3rd and the 2nd Member of Shahejie Formation, Paleogene in the Niuzhuang subsag, Dongying sag. Different from the shallow-water deltas formed in rifting lacustrine basins, it has its own major depositional microfacies type, plane features, and distribution pattern, which all display distinct phase changes closely related to the evolution of lacustrine basin system. In the low stand systems tract and regressive systems tract, the subaqueous distributary channel is the most common microfacies and the delta's figure is similar to that of meandering river; submarine crevasse splay and thick sandbody with poor horizontal continuity. However, in the transgressive systems tract and highstand systems tract, the most common microfacies is distributary-mouth bar and the figure looks like the leaf or the tongue: tongue-shape in plane and thick sandbody with good horizontal continuity. The forming of the shallow-water delta is affected mainly by paleoprovenance, paleotopography, paleobathymetry and palaeohydrodynamic. The change of system tract and water depth resulted from tectonic movement is the key factor of the delta's phase development.

Key words: shallow-water delta; rift lacustrine basins; Niuzhuang subsag; depositional model