

济阳坳陷惠民凹陷新生代沉积-沉降中心迁移规律及其机制

林玉祥,赵承锦,朱传真,吴玉琛,李 佳,李秀芹

(山东科技大学 地球科学与工程学院,山东 青岛 266590)

摘要:通过对区域地质、地层厚度、沉积特征以及断裂活动强度等资料进行分析,研究了济阳坳陷惠民凹陷不同时期的构造活动特征与沉积中心迁移规律,阐明了其动力学机制,并对沉积中心进行了重新厘定,提出了圈定沉积中心的具体方法。研究结果表明:惠民凹陷新生代存在东、西两个动态变化的沉降中心和沉积中心,除 Es^4 期外沉积中心与沉降中心基本吻合, Es^4 期沉积中心已迁移到临邑西南,而沉降中心仍在滋镇西; Es^4-Es^3 期是沉降中心迁移的重要转折期,主要发生南北向迁移, $Ek-Es^4$ 和 Es^3-Ed 时期以东西向迁移为主;西区沉积中心的迁移轨迹呈“S”形,东区为逆时针迁移。控凹断裂主要在 Ek 和 Es^4 期活跃, Es^3-Ed 期则是控洼断层占据主导。无论是控凹断裂还是控洼断裂均受 NNW 向伸展构造以及兰聊、郯庐断裂右行走滑作用控制,这与太平洋板块向欧亚板块俯冲速度和角度变化引起的地幔对流及印度板块的远源效应有关。

关键词:迁移机制;沉积中心;沉降中心;断裂活动;新生代;惠民凹陷;渤海湾盆地

中图分类号:TE121.2

文献标识码:A

Migration pattern and geodynamic mechanism of Cenozoic depocenter and subsidence center in Huimin Sag, Bohai Bay Basin

Lin Yuxiang, Zhao Chengjin, Zhu Chuazhen, Wu Yuchen, Li Jia, Li Xiuqin

(College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, Shandong 266590, China)

Abstract: Based on analysis on regional geology, strata thickness, sedimentary characteristics and faulting intensity of Huimin sag, this paper studied the characteristics of structural activities and the depocenter migration patterns in different evolutionary periods of Huimin sag and explained their geodynamic mechanisms. New methods were proposed for delineation of depocenters. There were two dynamic depocenters or subsidence centers in Huimin sag in the Cenozoic era. The depocenters and subsidence centers basically coincided with each other except for Es^4 period. The depocenters had migrated to the southwest of Linyi, while the subsidence centers were still in the west of Zizhen during the Es^4 period. The Es^4-Es^3 period was an important transition period for the migration of subsidence centers which migrated mainly along the N-S direction. In contrast, the migration was mainly along the E-W direction during $Ek-Es^4$ period and Es^3-Ed period. In the western part of the sag, the depocenters migrated in “S”-shaped trajectory, while in the eastern part, they migrated anticlockwise. Sag-controlling faults were mainly active during Ek and Es^4 period, while subsag-controlling faults were predominant in Es^3-Ed period. Both the sag-controlling and subsag-controlling faults were controlled by the NNW-trending extension structure and the right lateral strike-slip of Lanliao fault and Tanlu fault. And it was related to mantle convection caused by the velocity and angle changes of the Pacific plate subducting to the Eurasian plate and the collision of India-Eurasia plate.

Key words: migration mechanism, depocenter, subsidence center, fault activity, Cenozoic, Huimin Sag, Bohai Bay Basin

惠民凹陷位于渤海湾盆地济阳坳陷西南部,西与临清坳陷莘县凹陷相邻,东邻济阳坳陷东营凹陷,北与埕宁隆起以宁南断裂、无南断裂为界,南以齐广断裂与鲁西隆起相隔,是济阳坳陷中最大的一个凹陷(图1)。惠民凹陷在古近纪是典型的断陷湖盆,沉积了厚达数千米的古近纪地层。惠民凹陷包括临南、滋镇、阳信和

里则镇4个洼陷以及中央隆起带和南部斜坡带^[1],形成了“四洼一隆一斜坡”的构造格局。其中,中央隆起带是主要的油气富集区^[2]。

沉积中心、堆积中心与沉降中心在成因上密切相关,在位置上互有联系,但其概念、地质意义和主控因素仍有区别,不能简单替代^[3]。目前对堆积中心和沉

收稿日期:2014-11-23;修订日期:2016-07-05。

第一作者简介:林玉祥(1963—),男,教授、博士,油气地质勘探。E-mail:sdkdlyx@126.com。

基金项目:国家自然科学基金项目(41172108);国家大型油气田与煤层气开发项目(2011ZX05033-04,2011ZX05004-01)。

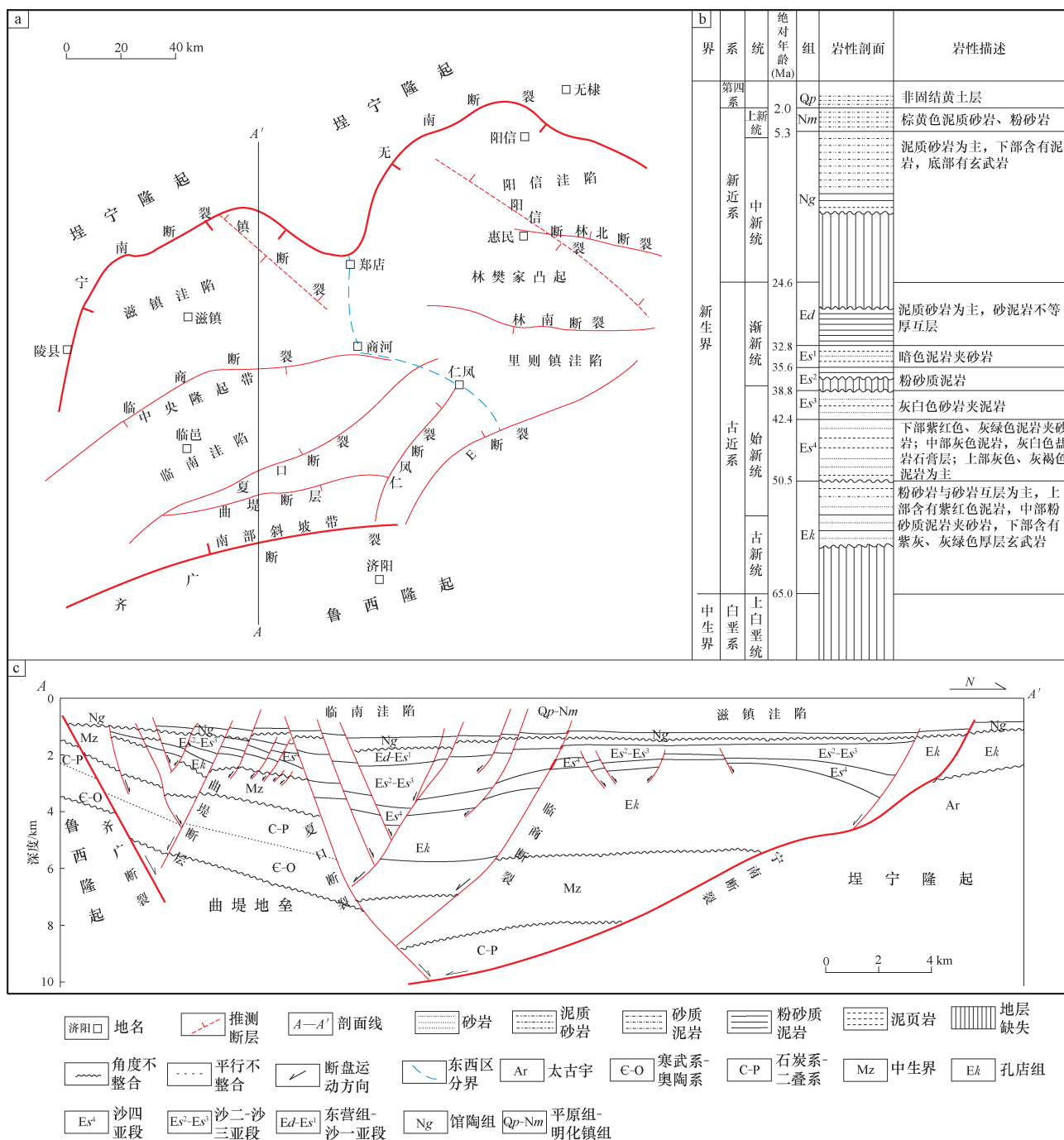


图1 惠民凹陷新生界地质特征简图

Fig. 1 Simplified geological map of the Cenozoic in Huimin sag

a. 构造纲要; b. 地层沉积柱状图; c. 构造剖面

降中心的认识比较一致。沉降中心是盆地内沉积过程中下伏岩层或基底顶面沉陷最深的地区, 主要受沉降作用控制^[4-5]。堆积中心是盆地中某一时期内地层厚度最大的区域。惠民凹陷是古近纪的伸展断陷(裂谷)^[6], 具有“双断控凹”不对称断陷特点, 沉降中心大致与堆积中心一致, 地层最厚的区域既是凹陷的堆积中心, 也是沉降中心。而沉积中心受构造沉降、物源补给、水深、水动力条件等多因素影响, 形成稳定沉积的环境条件较为苛刻, 沉积中心的分布范围也较为局限

且随时空变化而不断迁移。目前关于沉积中心的内涵众说纷纭。刘池洋从沉积相角度出发^[4], 认为沉积中心是盆地或坳陷细粒沉积物分布区, 为中心相发育区; 曹红霞侧重沉积速率和沉积厚度分析^[7], 认为沉积中心是沉积速率最大部位, 表现为该处有最大的沉积厚度; 朱筱敏综合考虑沉积速率、沉积厚度和粒度3个因素给出如下的解释^[8]: 一个沉积盆地中, 沉积物最细、沉积厚度最大、沉积速率最慢的地区, 也可指盆地中同一地层单元中沉积厚度最大的部分。

本文通过对惠民凹陷新生代地层及沉积特征进行研究后,对沉积中心这一概念进行了重新厘定,并提出了圈定沉积中心的具体方法。本文认为沉积中心是一个相对概念,是相对于非中心区域而言的。沉积中心是在一定的沉积环境下发育的、由沉积速率和沉降速率所控制的、具有沉积粒度较细、水深较深、厚度相对较大、发育相对稳定沉积相特点的沉积区。当沉积速率大于沉降速率,此时的“饱盆”主要发育水上和浅水沉积,沉积中心位于厚度较大、粒度较细的浅水沉积相区;当沉积速率小于沉降速率,此时的“饥盆”主要发育浅水和较深水沉积,沉积中心位于细粒、厚度较大的深水相区。本文通过编制地层厚度图、沉积相展布图并结合沉积环境综合圈定沉积中心,较为合理地确定了惠民凹陷古近系沉积中心分布范围,为分析总结沉积中心迁移规律奠定了基础。

1 沉积-沉降中心及其展布

1.1 古近系

1.1.1 孔店组沉积期

孔店期(E_k 期)主要沉降中心位于惠民以北(图2a),最大厚度可达5 000 m,沉降中心长轴的延伸方向为NEE向;另一较大沉降中心位于滋镇东,沉降长轴为NE向延伸。孔店期的主要物源来自于北侧的埕宁隆起,其次为南侧的鲁西隆起。北部地层厚度变化较大,古地貌格局为北陡南缓。从南北两侧向凹陷中部分别发育了以混杂砾岩为主的扇根亚相、以砂砾岩为主的扇中亚相和以砂岩、粉砂岩为主的扇端亚相。沉积中心与沉降中心基本吻合,沉积中心主要发育在厚度大、粒度较细的扇末亚相区,面积较为局限。

1.1.2 沙河街组沉积期

与孔店期相比,沙四亚期(Es^4 期)的沉积格局发生了明显的变化(图2b)。主要沉降中心在惠民西北的阳信洼陷中部,沉降长轴的方向呈NEE向延伸。另一规模较小的沉降中心在滋镇-陵县之间,其沉降长轴为NNE向。南侧的鲁西隆起和北侧的埕宁隆起仍是主要物源,此时的林樊家低凸起开始发育,向其北的阳信洼陷贡献了部分物源。以郑店、商河、仁凤一线为界可分为东、西两区(图1a)^[9]。西区临近物源的南北两侧主要发育三角洲相,中部洼陷带以滨浅湖相占优,临邑附近发育了深湖-半深湖相沉积,是沙四亚期的沉积中心,与沉降中心位置相距甚远。东区控凹断裂处发育扇三角洲,沉积物粒度向南呈现出粗-细-较

粗-细的规律,依次发育了扇三角洲相、滨浅湖相、河控三角洲相、滨浅湖相,沉积厚度较大的细粒滨浅湖相是东区的沉积中心。

沙三亚期(Es^3 期),主要沉降中心位于临邑以南、夏口断层以北(图2c),NEE向延伸,最大厚度大于1 000 m。次级沉积中心有两个,位于惠民以北的阳信洼陷沉积中心形态似鞍状,相比沙四亚期向北移动,最大厚度达800 m以上,东区和西区沉积中心长轴延伸方向分别为NEE向和EW向。与沙四亚期相比,西区的沉降中心向南迁移至临邑以南地区,东区却继承了沙四亚期的迁移规律继续向北迁移,更加靠近无南断裂。该时期湖盆范围较广,主要发育了深湖-半深湖相和滨浅湖相,西区还发育了河控三角洲相和辫状河三角洲相。

沙二亚期(Es^2 期),西区沉降中心的最大沉积厚度400 m(图2d),分布在夏口断裂中西段附近,其长轴方向呈NE-NEE向延伸。相比沙三亚期,西区湖盆整体萎缩,缺失深湖-半深湖相沉积,同时滨浅湖相沿夏口断裂呈细条带展布,滋镇洼陷的河控三角洲向东扩展至洼陷中心,成为西区的主要沉积相。东区最大沉积厚度达200 m,沉降中心长轴NE延伸,东区主要的沉积相是滨浅湖相。

沙一亚期(Es^1 期),西区沉降中心位于夏口断裂中西段一线(图2e),呈NEE向延伸,主要沉积区在临南洼陷及南部斜坡带,地层最大厚度达400 m。东区次要沉降中心在阳信以西,沉降中心长轴NEE向展布。该时期滨浅湖相占据主导地位,滨浅湖相的范围比沙三亚期更广,深湖-半深湖相仅在夏口断裂南、北两侧发育。水体较浅,地层厚度普遍较小,滋镇洼陷和里则镇洼陷的广大地区地层厚度普遍小于50 m。

1.1.3 东营组沉积期

东营期(Ed 期),湖盆萎缩(图2f),水深进一步变浅,主要沉积区域分布在临南洼陷与南部缓坡带,地层最大厚度在临邑以南,夏口断裂以北,沉降中心长轴仍呈NEE向延伸,与沙一亚期相比整体向北有所偏移。冲积平原相广布,滨浅湖相主要分布在临南洼陷,由埕宁隆起作为物源区局部发育了扇三角洲相。此时的滋镇洼陷沉积薄,阳信洼陷稍厚,但也不过百米。

1.2 新近纪

1.2.1 馆陶组沉积期

馆陶期(Ng 期),湖盆继续萎缩(图3a),全区遍布浅水沉积,地层厚度变化不大,沿凹陷NEE轴部近对称分布。馆陶期主要发育泛滥平原相,其次在南部斜坡带发育湖成沼泽相。

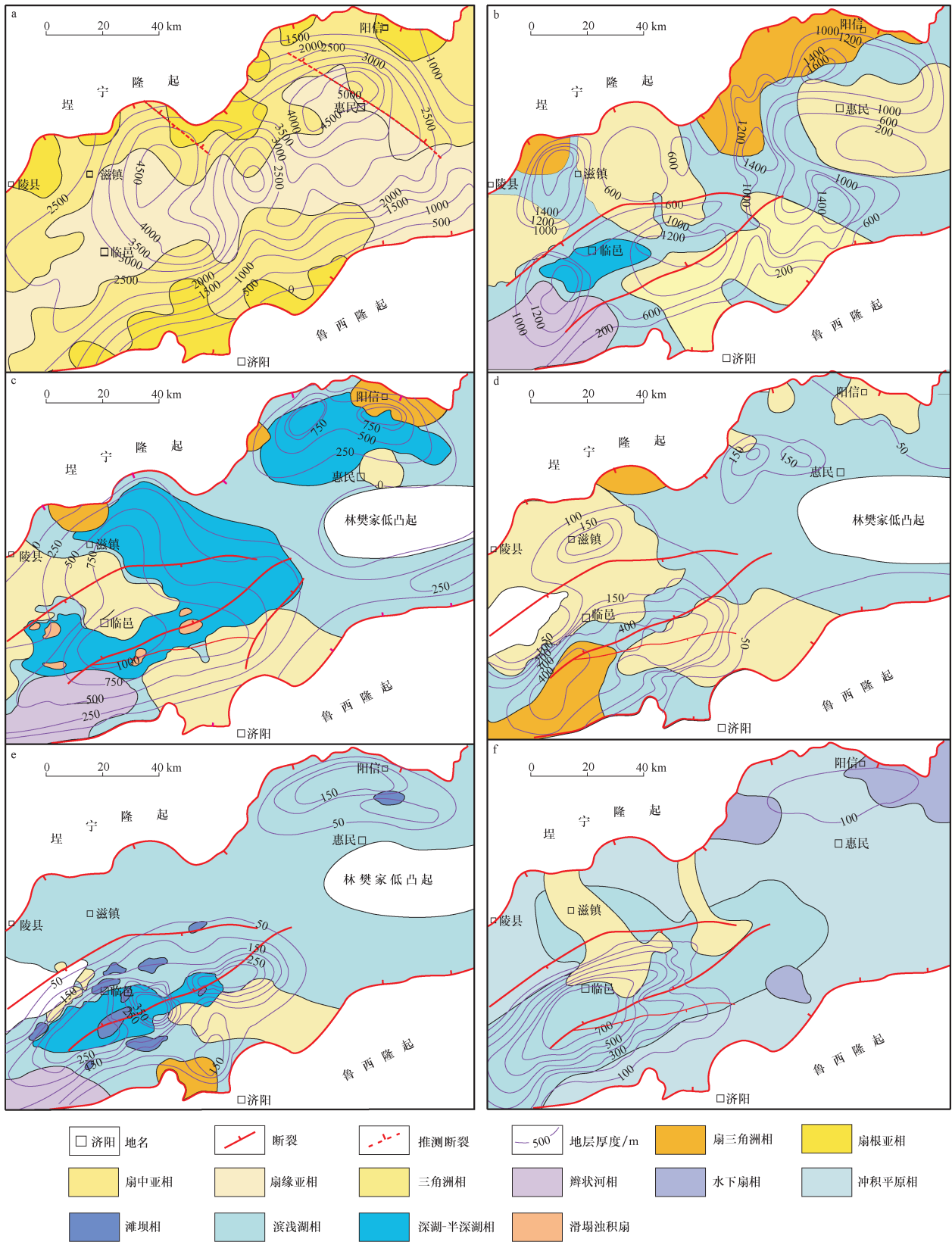


图 2 惠民凹陷古近系沉积特征^[10-11]

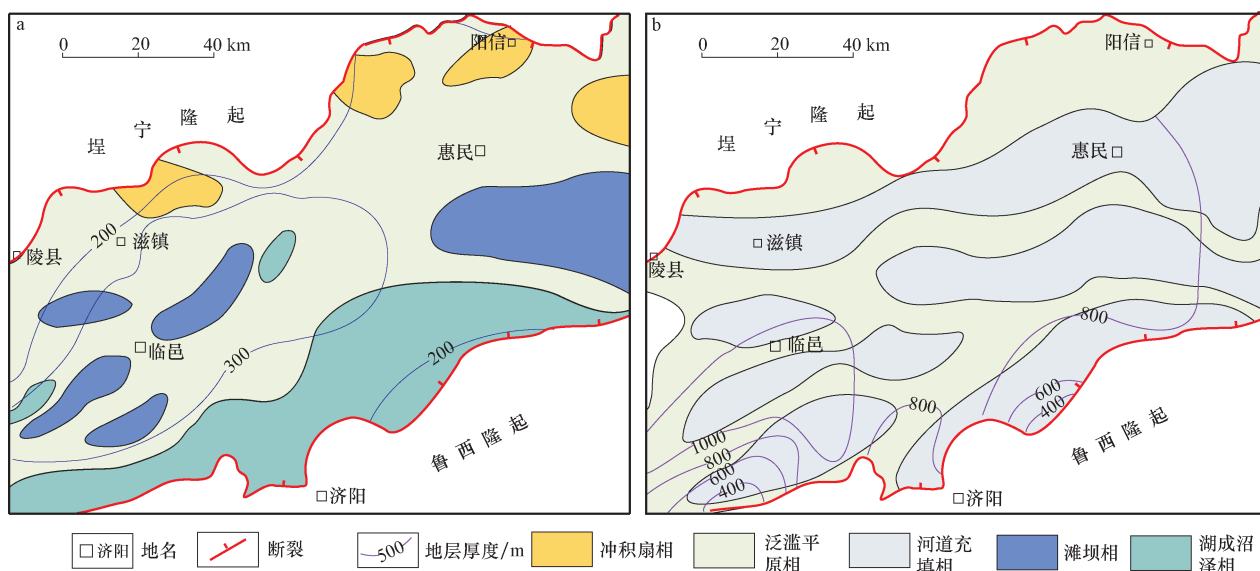
Fig. 2 Sedimentary characteristics of the Paleogene in Huimin Sag^[10-11]

a. 孔店期; b. 沙四期; c. 沙三期; d. 沙二期; e. 沙一期; f. 东营期

1.2.2 明化镇组沉积期

明化镇期(Nm 期),湖盆趋于消亡(图 3b),河道

充填相和泛滥平原相交错分布,滋镇洼陷、阳信洼陷和里则镇洼陷地层厚度在 800 m 左右,主要沉降中心在过临邑及其南部邻近地区,呈 NEE 向延伸。

图3 惠民凹陷新近系沉积特征^[10-11]Fig. 3 Sedimentary characteristics of the Neogene in Huimin Sag^[10-11]

a. 馆陶期; b. 明化镇期

2 断裂及其活动

惠民凹陷在古近纪构造格局整体上表现出“东西分区,南北成带”的特点,相邻构造带之间均是以一级或者二级断裂作为分界线。惠民凹陷发育了多期次、多方向的各类断裂,主要走向为NW、NE(NEE)和近EW三个方向。NW向和EW向断层控制惠民凹陷中生代盆地^[12],大部分于古近纪沙四亚期停止了活动。NE(NEE)向断裂于孔店期开始活动,控制了惠民凹陷新生代尤其是古近纪地层的展布及其沉积特征,是惠民凹陷新生代最主要的断裂体系。其中NE(NEE)向的宁南断裂、无南断裂和齐广断裂等为重要的一级断裂,控制了惠民凹陷新生代的基本沉积格局和宏观构造演化。

2.1 主要控凹断裂特征

宁南断裂位于惠民凹陷的北部(图1a,c),总体形态呈一向南凹进的弧形,依据断裂走向大致可以分为东西两段,其中西段走向为 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$,倾角为 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$;东段走向为 $75^{\circ} \sim 80^{\circ}$,断裂倾角与西段相同。

无南断裂亦为一弧形断层,东、西两段走向差别较大,西段走向为 $70^{\circ} \sim 75^{\circ}$,向南南东倾,东段走向 $115^{\circ} \sim 120^{\circ}$,向南南西倾。无南断裂倾角较宁南断裂小,一般在 $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。在主断裂的下降盘派生出一系列的次级断层,有些与主断裂斜交,有些与主断裂平行排列。东段派生断层多,西段派生断层少^[13]。

齐广断裂是惠民凹陷南部的边界断裂(图1a,c),也是济阳拗陷与鲁西隆起的分界。齐广断裂西段走向

为 $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$,东段走向为 $80^{\circ} \sim 85^{\circ}$,倾角约为 60° ,总体北东倾,断裂的剖面形态为板式断裂。

上述3条控凹断裂均在孔店期开始活动,宁南断裂和无南断裂在馆陶期停止活动,齐广断裂一直延续到第四纪。南北向剖面上控凹断裂凹陷一侧为断层的下降盘,南北两侧断层同时活动使惠民凹陷成为济阳拗陷内唯一具有双断特征的凹陷^[14]。

2.2 断裂活动强度分析

利用断裂落差法^[15-16]对惠民凹陷新生代控凹断裂的活动性进行了分析(图4a)。宁南断裂落差折线图呈现出双峰形态,落差主要形成期是在孔店期、沙四亚期、沙三亚期以及沙一亚期,其中沙四亚期为巅峰期,断距可达850 m,次峰在沙一亚期形成,落差400多米。无南断裂落差主要形成于孔店期、沙四亚期和沙三亚期,沙三亚期落差达到最大值,近600 m,到沙二亚期落差迅速减少,后期逐渐趋缓,直到明化镇期彻底停止活动。南部齐广断裂主要活动期与宁南断裂类似,但总体有逐渐减弱的趋势。就落差规模来看,宁南最大,无南次之,齐广最小。总体来看,边界断裂落差主要形成于古近纪,尤其是在孔店期和沙四亚期。

断层活动速率^[17-18]反映了控凹断裂的平均活动强度(图4b)。宁南断裂主要活动时期是沙四亚期—沙一亚期,持续时间长,活动速率均在80 m/Ma以上,直到东营期活动速率逐渐减弱到30 m/Ma以下。虽然孔店期断层落差大,但是由于其断层活动时间最长,可达8.2 Ma,断层活动速率明显小于沙四亚期。虽然沙二亚期和沙一亚期断距较孔店期小,但断层活动时间仅分别为3.9 Ma和1.5 Ma,断裂活动速率大于

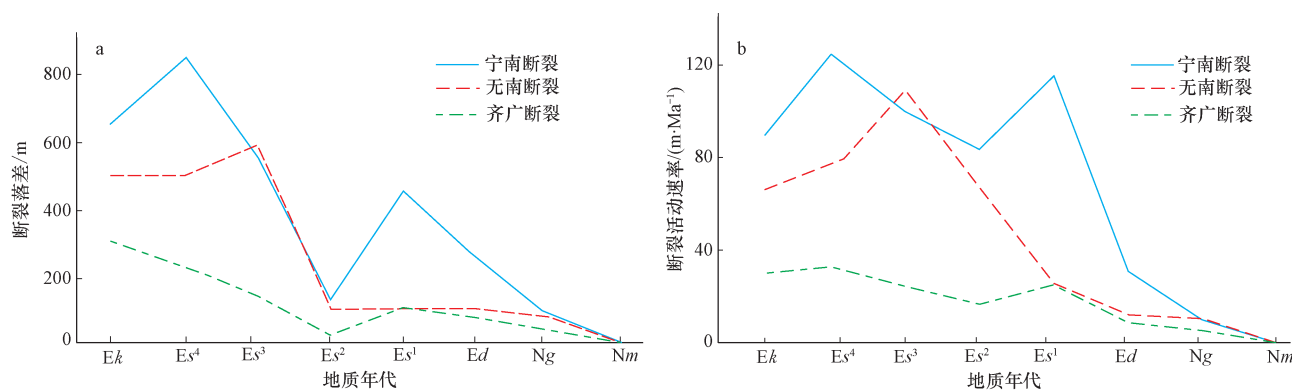


图4 惠民凹陷控凹断裂的落差和活动速率折线图

Fig. 4 Line chart showing fault throw and creep rate of the sag-controlling faults in Huimin Sag

a. 断裂落差; b. 断裂活动速率

80 m/Ma。无南断裂的主要活动时期在孔店期—沙二亚期,沙三亚期活动性最强,自沙一亚期开始断层活动性与齐广断裂趋于一致。齐广断裂在古近系活动速率20 m/Ma上下波动,东营期开始逐渐减弱,至明化镇期停止活动。对比宁南和无南断裂的活动速率,在沙三亚期构造活动中心有向东移动的趋势,但沙一亚期又重新回到西部,且向南移动。

临商断裂自沙三亚期—东营期一直处于活跃状态(图5),绝大部分时期内活动速率大于100 m/Ma,是控制临南洼陷沉积体发育的最重要断裂。沙三亚期的早、中期,主要的控洼断裂均较活跃,虽然沙二亚期晚期—沙一亚期和东营期晚期活动性稍有增强,但沙三亚期晚期以后,断裂(除临商断裂之外)活动性相对较弱。

3 沉积—沉降中心迁移规律及其控制因素

3.1 沉降中心的时空演化及其与断裂的匹配关系

惠民凹陷西区宁南断裂在孔店期—沙四亚期断距大、持续活动时间长,在断裂附近形成了较大的沉降空间,导致沉降中心靠近宁南断裂(图6)。自沙三亚期开始,宁南断裂无论是断距还是活动速率都有所减弱,而沙三亚期早期仁凤断裂活动速率最大,夏口断裂次之,沉降中心由临商断裂以北大幅度迁移至夏口断裂附近;沙三亚期中期,曲堤断层活动加剧,仁凤断裂仍然活跃,此时的沉降中心位于曲堤断层、仁凤断裂和夏口断裂之间。沙三亚期晚期—沙二亚期早期临商断裂开始活跃,沉降中心相比沙三亚期中期,沿北西向迁移至夏口断裂南侧。由于沙二亚期晚期—沙一亚期临商断裂继承性持续活跃,并达到最大活动速率,此时滋镇洼陷和临南洼陷已经被分割成两个洼陷带。临商断裂和宁南断裂虽然活动速率较大,但是由于先存的沉降中心距其较远,对于原来的沉降中心的改造较弱,因此

沉降中心还是主要受夏口断裂控制。该时期的夏口断裂东段活动速率要大于西段,因此沉降中心向东移动。东营期,临商断裂、夏口断裂和曲堤断层活动速率增大,以临商断裂活动强度最大,控制着沉降中心转移到夏口断裂以北。在东部阳信洼陷沉降中心以NE—SW向移动为主,仅在沙四亚期—沙三亚期沉降中心向北移动,这与沙三亚期无南断裂活动性增强,林北断裂活动性减弱相吻合。林南断裂从沙四亚期中晚期开始持续活动,随着断裂活动的加剧,林樊家及阳信南部地区地层全面暴露于地表,孔一段以上地层遭受风化剥蚀,直接被馆陶组覆盖,形成了在基底古构造背景上继承性发育的孔店组—沙四段的秃顶背斜构造^[9]。

新近纪,依旧是临商断裂控制了沉降中心,沉降中心西向迁移反映了该断裂活动性西强东弱。凹陷东部的沉降中心主要在阳信洼陷内,沉降中心主要以东西向迁移为主,这可能与断裂的不同位置在不同时代的活性差异有关。

惠民凹陷新生代演化历史可分为控凹断陷期、控洼断陷期和拗陷期3个沉降阶段。依据不同级别断裂活动的先后顺序,惠民凹陷具有控凹断裂活动早于控洼断裂的特点,分别控制了不同时期沉降中心的迁移(图6)。

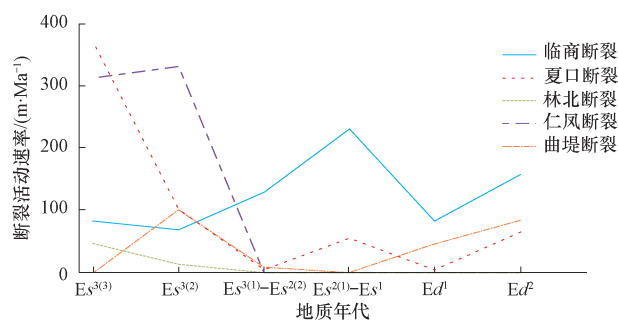


图5 惠民凹陷控洼断裂的活动速率折线图

Fig. 5 Line chart showing fault throw and creep rate of the subsag-controlling faults in Huimin Sag

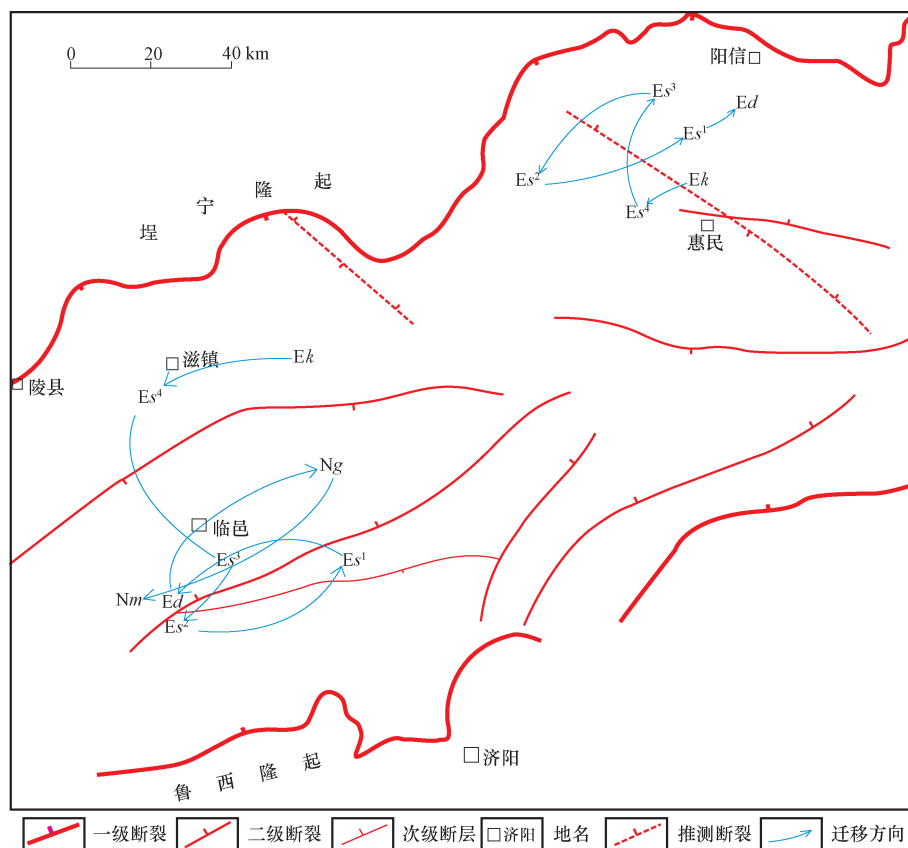


图6 惠民凹陷新生代沉降中心迁移规律

Fig. 6 Migration pattern of subsidence centers in Huimin Sag during the Cenozoic

1) 控凹断陷期

孔店期早期受 NW 向逆断裂的影响,沉积体由 NNW 和 SN 向逐渐向 NNE 向过渡。孔店期晚期,北部宁南断裂和无南断裂等边界断裂活动逐渐加强,落差达到峰值,沉积体长轴方向开始转向 NNE 向。沙四亚期虽然沉积厚度大,断裂活动速率增大但是沉降幅度远不及孔店期,该期沉降中心主要在滋镇洼陷内发生小规模迁移。基底在较短的时间内快速沉降,沉积厚度巨大,为凹陷的主发育期。

2) 控洼断陷期

沙河街期是控洼断裂的主要活跃期,夏口、仁凤和临商断裂依次活跃,沉降中心受 NEE 向控洼断裂控制。在沙三亚期早期沉降中心由滋镇洼陷大幅度迁移至夏口断裂附近,是沉降中心由控凹断裂控制转为控洼断裂控制的主要标志。自沙三亚期开始,不同的控洼断裂此消彼长交替控制沉降中心的迁移,但沉降中心总在临南洼陷内,这主要归因于惠民凹陷早期形成的“双断式”不对称断陷盆地构造格局。

3) 拗陷期

东营期末,发生了区域升降运动,是整个渤海湾盆地由断陷转为拗陷的标志^[19]。新近系,构造沉降史曲线斜率趋于平缓,其基底下降的速率也由快速逐渐趋缓^[20],全区整体下沉,地层厚度差异较小,盆缘和盆内

断裂基本上停止了活动,只有少部分的断层在活动。

研究发现,无论是东区还是西区,沉降中心的时空迁移有如下规律:沙四亚期—沙三亚期的南北迁移和其他时期的东西向迁移。沙四亚期—沙三亚期西区发生南西向迁移,东区向北迁移,这分别与宁南断裂活动强度减弱,无南断裂活动强度增强相匹配,同时也与兰聊断裂及郯庐断裂的右行走滑的大地构造背景有关。其他时期东西向与控凹(洼)断裂大致平行的迁移主要与 NEE 向断裂不同部位活动强度的差异以及伸展过程中伴随的走滑拉分有关,其中可能发生走滑的主要断层有宁南断裂、无南断裂、夏口断裂和临商断裂等。

3.2 沉积中心迁移规律

沉积中心主要位于稳定沉积(与快速堆积相比)的区域,通常为细粒、深水的发育中心沉积相的区域。但是如何从沉积相的角度确定稳定沉积的区域?就惠民凹陷来说,沉积中心一般发育了深湖—半深湖相,其次为滨浅湖相,仅在孔店期沉积中心为扇端亚相。但是往往中心沉积相的范围较大(图 2c),仅靠沉积相确定沉积中心范围就失去了意义。本文采用地层厚度与沉积相相结合,并依据沉积速率和沉降速率的关系来圈定沉积中心,从而可以更好的找出沉积中心的迁移规律(图 7)。孔店期沉积速率大于沉降速率,发育水

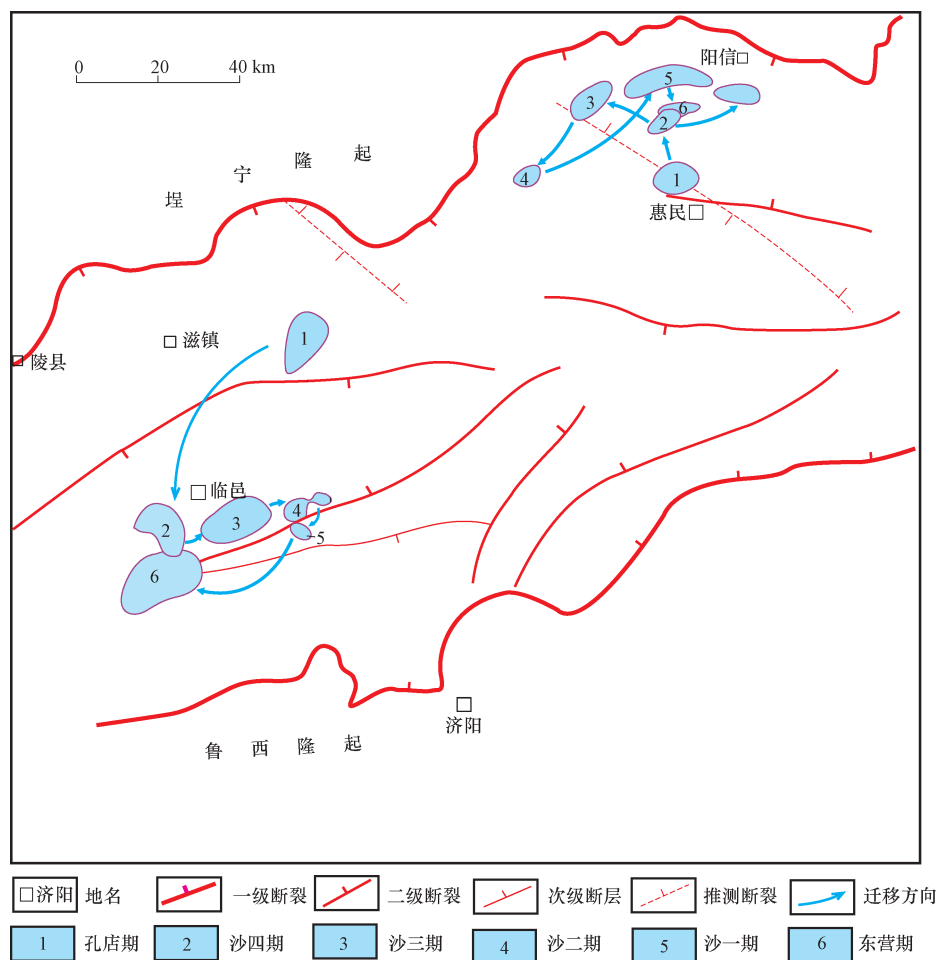


图7 惠民凹陷新生代沉积中心迁移规律

Fig. 7 Migration pattern of depocenters in Huimin Sag during the Cenozoic

上和浅水沉积,沉积中心位于厚度最大、粒度较细的浅水沉积相区。随后水位上涨,整个凹陷进入湖盆演化阶段。 E_s^4 — E_d 期沉积速率小于沉降速率,主要发育浅水和较深水沉积,沉积中心位于细粒、厚度较大的深水相区。水深和粒度有时会遭受重力流和物源的干扰,进而影响沉积中心的圈定。沉积中心一般远离物源区,经历了长距离的搬运,具有较高的成分成熟度和结构成熟度。本区重力流沉积以风暴成因为主,与半深湖—深湖相泥页岩不同的是,其岩性以分选性较好、磨圆度较高的细—粉砂岩为主且分布范围非常局限,仅从沉积物的粒度可排除风暴重力流的干扰。同时,重力流属于事件沉积,需要一定的触发机制,不属于稳定沉积的范畴。

孔店期宁南断裂和无南断裂活动强烈,靠近断裂一侧沉降剧烈从而提供了充裕的沉积空间。沉积中心主要分布在粒度较细、堆积厚度最大的扇末亚相区。沙四亚期,水深逐渐变深,主要发育了滨浅湖相、大型河控三角洲相,西区沉积中心向南西 220° (相对于前一时期的迁移角度)迁移至临邑西南,东区沉积中心向北西 345° 迁移。沙三亚期,水深进一步加深,主要发育了滨浅湖相、深湖—半深湖相和三角洲相,河控三角

洲相不如沙四亚期发育。西区沉积中心向北东 85° 迁移,东部向北西 290° 迁移。沙二亚期,湖盆变浅,西区滨浅湖相萎缩,长条状分布在夏口断裂以北;东区滨浅湖相沉积广布,林樊家低凸起沉积缺失。与沙三亚期相比,西区的沉积中心略向南东 110° 迁移,东区向南西 220° 迁移。沙一亚期,主要发育了滨浅湖相,在临南洼陷湖盆中心发育了深部—半深湖相,沉积中心向北东 45° 迁移,迁移距离较短;东区沉积中心向北东 55° 迁移。东营期,湖盆水位整体下降,滨浅湖相局限在临南洼陷,沉积中心也分布在洼陷中心,其余大部分地区以冲积平原相为主导。新近纪,渤海湾盆地的沉降中心已经转移到渤中凹陷,而惠民凹陷断裂活动趋于平缓,以整体性沉降运动为主,水体深度普遍浅,沉积物粒度和厚度区域性差异较小。总体看来,沉降中心与沉积中心在不同时期具有较好的匹配性,沉积中心范围较小。但是沙四亚期例外,沉积中心与沉降中心一个在临邑西南、一个在滋镇西,相距较远,说明沙四亚期是凹陷发育的重要转折期,这一时期的沉降中心迁移滞后于沉积中心。

依据构造在沉积上的响应,惠民凹陷可以分为东、西两个动态变化的沉积中心,其中西区沉积中心迁移

频繁而且迁移距离较东区大。西区孔店期—沙三亚期沉积中心逆时针迁移,沙三亚期—东营期沉积中心顺时针迁移,整个迁移轨迹表现为一个“S”形。从迁移距离上看,除了孔店期—沙四亚期、沙一亚期—东营期迁移距离较大外,其余时期均为在临南洼陷南部短距离迁移。古近纪,东区沉积中心迁移范围较小,仅仅局限在林北断裂和无南断裂之间,迁移轨迹为逆时针,除了沙二亚期—沙一亚期迁移距离较大之外,其他时期迁移距离均较短。沉积中心的形成除了需要沉降中心提供必要的沉积空间条件外,一般还需经历远离物源的长距离的搬运,在相对稳定的环境下沉积下来。

综上所述,研究区主要有阳信洼陷和临南洼陷两个沉积中心,其中孔店期受边界断层控制,整体为“北断南超”箕状凹陷,鲁西隆起和埕宁隆起为两大物源区,但是北部断裂引起的沉降较为剧烈,沉积厚度巨大,依次向南超覆于鲁西隆起之上,在沉积剖面图呈“北厚南薄”楔形沉积体(图 1c)。受物源和快速沉降等多因素影响,孔店期—沙四亚期西区沉积中心大幅南移,东区沉积中心向北小幅迁移。沙四亚期至东营期沉积格局发生了变化,湖盆水体没过凹陷的大部分(林樊家低凸起除外)。西区由于南北控洼断裂的活动,湖盆深水区位于临南洼陷的中心位置,因而沉积中心转移到沉降幅度最大的临南洼陷,在洼陷内平面上发生顺时针迁移。沉积厚度在临南洼陷最厚,向南北两侧依次减薄,在沉积剖面图上为透镜状沉积体。东区沉积中心始终在阳信洼陷内逆时针迁移,沉积体向南超覆于林樊家低凸起之上。新近纪馆陶期和明化镇期构造活动趋于弱化,各地沉积厚度差异较小,沉积中心分布在临南洼陷。

4 沉降中心迁移的动力学机制

惠民凹陷沉降体长轴的主导方向是 NEE 向,其次为 NE 向,偶有近 EW 和 NW 向(表 1)。由于盆地总体的延伸方向也是 NEE 向,所以惠民凹陷在新生代总体受到 NNW 向的伸展作用的控制。通常当区域应力的方向与走滑断层的夹角小于 45° 时,走滑断层附近产生了与其大致垂直的拉伸作用,同时伴随着平行于走滑断层走向的正断层。因此研究区存在走滑引起的拉伸,同时走滑作用促进了区域性的伸展。尽管研究区为兰聊—沧东断裂和郯庐断裂山东段所夹持,但是其走滑作用对沉降控制可能不占主导作用,仅无南断裂中段(EW 向)或东段(NW 向)在 E_s^3 期发生了较程度的走滑拉分,沉降长轴(沉降长轴方位角 100°)的方向大致与走滑运动的方向平行,由阳信洼陷东部沉降长轴呈 EW 向或者 NW 向可以推断发生走滑的大致部位。

表 1 惠民凹陷东、西区不同时代沉降长轴优势方位
Table. 1 Dominant direction of subsidence macroaxis in Huimin Sag in different periods

沉积时期	沉降长轴方位角/ $(^\circ)$	
	西区	东区
E_k	23	79
E_s^4	15 ~ 45	56
E_s^3	57	45/98
E_s^2	36 ~ 65	45
E_s^1	70	66
E_d	47	80
N_g	59	—
N_m	60	—

早期的宁南断裂、无南断裂和夏口断裂是雁列式平行排列的断层组成的,走滑与伸展的双重影响使该区早先 NE, NEE 向延伸的雁列状断裂系在其近叠置部位相互连通,形成 EW 向或近 EW 向张性断裂^[21]。尤其在无南断裂的东西向走滑作用持续发展影响了沙一亚期和沙三亚期沉降中心的发育与迁移。因此惠民凹陷古近系受到了伸展和走滑双重因素的影响,以伸展作用为主导,同时在惠民凹陷东区沙河街期和东营期叠加了走滑作用的影响。

惠民凹陷古近系的伸展运动是在太平洋板块向欧亚板块俯冲的速度和方向发生变化以及印度板块的远源效应的大地构造背景下产生的。太平洋板块向欧亚板块的俯冲方向及速度自 68.5 Ma 以来发生改变,孔二亚期沉降期间的汇聚速度由晚白垩世的 130 mm/a 下降为 78 mm/a,在孔一亚期—沙四亚期沉降期间进一步下降为 38 mm/a^[22]。同时太平洋板块向欧亚板块的俯冲方向也发生了变化,俯冲方向有原来的 NNW 向变为 NW 向^[23-24],俯冲角度由 10° 变为 80° ,太平洋板块转为向欧亚板块的正向俯冲^[25-27]。进入古近纪之后由于太平洋板块的汇聚速度减缓,挤压应力松弛,引发地幔对流。凹陷内部表现为与伸展作用有关的地堑、半地堑以及滚动背斜等构造样式。库拉板块的消失以及太平洋板块俯冲方向的改变使得日本群岛开始从东亚大陆裂离,使郯庐断裂带转为右旋走滑运动^[28]。同时由于印度板块对欧亚板块的俯冲,对华北板块施加北东向的挤压应力,华北板块向东逃逸^[29-30],惠民凹陷处于右旋剪切应力场,主要受兰聊断裂走滑影响。

伸展运动的深部动力学来源,可以用地幔柱理论来解释,这是因为深部地幔热力作用是盆地构造演化的动力^[31]。Maruyama 在地幔对流研究的基础上^[32],认为地幔柱只是俯冲板块进入地幔后地幔物质调整所引发的上升流,引发物质对流,地壳隆升,岩石圈受热拉伸减薄发生岩石圈的拆沉作用,最终引发岩石圈的

破裂。由于地幔流的上升,地壳表层拉张,在上升区域(如鲁西隆起、埕宁隆起等)的两侧出现深大断裂(如宁南断裂、无南断裂、齐广断裂),惠民凹陷内部发育正断层,在地质历史上(如孔店期)会出现非常陡峭的地堑,引发沉积物的快速沉降^[33],孔店期靠近边界断层巨厚的山前冲积扇沉积体印证了这一认识。而在凹陷内,位于岩石圈内的控洼张性断裂是对深部对流的浅部响应。

5 结论

1) 在 E_k-Es^4 沉积期,惠民凹陷北部受边界断层控制,东西区的沉降中心分别位于滋镇洼陷、阳信洼陷; Es^3 期宁南断裂活动性减弱,西区沉降中心南移至临南洼陷内,无南断裂活动加剧,东区沉降中心北移。其他时期沉降中心以东西向迁移主导。 E_k-Es^4 期控凹断层控制了沉降中心,断层断距大,因此沉积物厚度也较大; Es^3-Ed 期控洼断层控制了沉降中心,而且沉降中心以东西向迁移为主。依据断层活动的先后顺序可划分为控凹断陷期、控洼断陷期和拗陷期 3 个沉降阶段。

2) 沉积中心是在一定的沉积环境下发育的,由沉积速率和沉降速率所控制的,具有深水、细粒、沉积厚度较大、发育相对稳定相区特点的沉积区。当沉积速率大于沉降速率,主要发育水上和浅水沉积,沉积中心(例如 E_k 期)位于厚度最大、粒度较细的浅水沉积相区;当沉积速率小于沉降速率,发育了浅水和较深水沉积,沉积中心(例如 Es^4-Ed 期)位于细粒、厚度较大的深水相区。

3) 惠民凹陷新生代沉积中心与沉降中心吻合度较高(沙四亚期除外),但受沉积中心发育于中心相区的局限,其范围要小于沉降中心。沙四亚期是沉积中心的重要转折期,沉积中心和沉降中心相距甚远,此时沉降中心的迁移滞后于沉积中心。

4) 惠民凹陷处于兰聊断裂和郯庐断裂所组成的右行走滑断裂系统之间,同时受到地幔对流引起的 NNW 伸展作用的长期控制,伸展作用开始时间早于走滑开始的时间,伸展作用对于走滑拉分具有促进作用,走滑断裂系的拉张分量也反过来促进了盆地的伸展,两者相互作用共同造就了惠民凹陷现今构造格局,进一步控制了惠民凹陷沉积中心的迁移以及沉积体的展布。

参 考 文 献

- [1] 刘苏,王伟峰.惠民凹陷沙三期—东营期断裂活动性研究[J].西安石油大学学报(自然科学版),2007,22(3):38-46.
Liu Su, Wang Weifeng. Study on fault activities in Shahejie—Dongying period in Huimin sag[J]. Journal of Xi'an Shiyu University (Natural Science Edition), 2007, 22(3): 38-46.
- [2] 王克,查明.惠民凹陷中央隆起带油气事件成藏规律[J].石油天然气学报,2008,30(3):5-9.
Wang Ke, Zha Ming. Rules of event accumulation of hydrocarbon in central uplift belt in Huimin sag[J]. Journal of Oil and Gas Technology, 2008, 30(3): 5-9.
- [3] 赵俊峰,刘池洋,喻林,等.鄂尔多斯盆地中生代沉降和堆积中心迁移及其地质意义[J].地质学报,2008,82(4):540-552.
Zhao Junfeng, Liu Chiyang, Yu Lin, et al. The transfer of depocenters and accumulation centers of Ordos Basin in Mesozoic and its meaning[J]. Acta Geologica Sinica, 2008, 82(4): 540-552.
- [4] 刘池洋.沉降盆地动力学与盆地成藏(矿)系统[J].地球科学与环境学报,2008,30(1):1-23.
Liu Chiyang. Dynamics of sedimentary basin and basin reservoir(ore) forming system[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2008, 30(1): 1-23.
- [5] 赵俊峰,刘池洋,喻林,等.鄂尔多斯盆地中侏罗世直罗—安定期沉积构造特征[J].石油与天然气地质,2006,27(2):159-166.
Zhao Junfeng, Liu Chiyang, Yu Lin, et al. Sedimentary tectonic features of Ordos basin in Middle Jurassic Zhiluo-Anding stages[J]. Oil & Gas Geology, 2006, 27(2): 159-166.
- [6] 王纪祥,陈发景,李趁义.山东惠民凹陷伸展构造及调节带特征[J].现代地质,2003,17(2):203-209.
Wang Jixiang, Chen Fajing, Li Chenyi. Character of the extensional structures and accommodation zones in the Huimin sag, Shandong province[J]. Geoscience, 2003, 17(2): 203-209.
- [7] 曹红霞,李文厚,陈全红,等.鄂尔多斯盆地南部晚三叠世沉降与沉积中心研究[J].大地构造与成矿学,2008,32(2):159-164.
Cao Hongxia, Li Wenhui, Chen Quanhong, et al. Center of late Triassic subsidence and depocenter for the southern Ordos Basin[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2008, 32(2): 159-164.
- [8] 刘宝和.中国石油勘探开发百科全书(勘探卷)[M].北京:石油工业出版社.2008:135.
Liu Baohe. The encyclopedia of Chinese petroleum exploring and developing (the volume of exploring)[M]. Beijing: Petroleum Industry Press. 2008: 135.
- [9] 崔世凌,杨泽蓉,李鑫,等.惠民凹陷构造样式及分布规律研究[J].石油物探,2010,49(2):187-197.
Cui Shiling, Yang Zerong, Li Xin, et al. Study on structural styles and its distribution rules of Huimin sag[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2010, 49(2): 187-197.
- [10] 张金亮,李德勇,司学强.惠民凹陷孔店组末端扇沉积及其储层特征[J].沉积学报,2011,29(1):1-13.
Zhang Jinliang, Li Deyong, Si Xueqiang. Deposition and reservoir characteristics of terminal fan of Kongdian formation in Huimin sag[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2011, 29(1): 1-13.
- [11] 徐秋晨.济阳坳陷古近系—新近系沉积沉降与断裂关系研究[D].西安:西北大学,2013:28-52.
Xun Qiuchen. Research on relationship between fault and sedimentation and subsidence during the Paleogene-Neogene in Jiyang Depression[D]. Xi'an: Northwest University, 2013: 28-52.
- [12] 郑德顺,吴智平,李凌,等.惠民凹陷中生代和新生代断层发育特征及其对沉降的控制作用[J].石油大学学报(自然科学版),2004,28(5):6-12.

- Zheng Deshun, Wu Zhiping, Li Ling, et al. Development characteristic of faults in Mesozoic and Cenozoic of Huimin Sag and its control to subsidence [J]. *Journal of the University of Petroleum, China*, 2004, 28(5): 6-12.
- [13] 曹美灵. 东营—惠民凹陷断裂特征与油气成藏关系研究[D]. 长沙: 中南大学, 2007.
- Cao Meiling. The research of relationship between fault features and reservoir forming mechanism in Dongying-Huimin depression [D]. Changsha: Central South University, 2007.
- [14] 赵勇, 戴俊生. 应用落差分析研究生长断层[J]. *石油勘探与开发*, 2003, 30(3): 13-15.
- Zhao Yong, Dai Junsheng. Identification of growth fault by fault fall analysis [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2003, 30(3): 13-15.
- [15] 于俊峰. 济阳坳陷中生代断层活动及油气意义[D]. 广州: 中国科学院研究生院(广州地球化学研究所), 2007.
- Yu Junfeng. Mesozoic fault activity and its oil and gas senses in Jiyang depression [D]. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, 2007.
- [16] 雷宝华. 生长断层活动强度定量研究的主要方法评述[J]. *地球科学展*, 2012, 27(9): 947-956.
- Lei Baohua. Review of methods with quantitative studies of activity intensity of the growth fault [J]. *Advances in Earth Science*, 2012, 27(9): 947-956.
- [17] 王燮培, 费琪, 张家骅. 石油勘探构造分析[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991.
- Wang Xiepei, Fei Qi, Zhang Jiahua. Structural analysis in petroleum exploration [M]. Wu Han: China University of Geosciences Press, 1991.
- [18] 刘建国, 刘延峰, 黎有炎, 等. 惠民凹陷西部断层活动性研究[J]. *石油天然气学报*, 2009, 31(4): 195-199.
- Liu Jianguo, Liu Yanfeng, Li Youyan, et al. Research on fault activity in the west of Huimin sag [J]. *Journal of Oil and Gas Technology*, 2009, 31(4): 195-199.
- [19] 韩天佑, 漆家福, 林会喜. 惠民凹陷西南缓坡带新生代构造演化与油气成藏特征[J]. *石油与天然气地质*, 2003, 24(3): 245-248.
- Han Tianyou, Qi Jiafu, Lin Huixi. Study of Cenozoic tectonic evolution and hydrocarbon accumulation in southwest gentle slope belt, Huimin sag [J]. *Oil & Gas Geology*, 2003, 24(3): 245-248.
- [20] 姜素华, 许新明, 康恒茂, 等. 惠民凹陷新生代构造沉降史及波动旋回性分析[J]. *石油天然气学报*, 2007, 29(5): 1-7.
- Jiang Suhua, Xu Xinming, Kang Hengmao, et al. Analysis of Cenozoic tectonic subsidence history and wave cycle in Huimin sag [J]. *Journal of Oil and Gas Technology*, 2007, 29(5): 1-7.
- [21] 倪金龙, 刘俊来, 林玉祥, 等. 惠民凹陷西部深层断裂样式与古近纪盆地原型的性质[J]. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 2011, 35(1): 20-27.
- Ni Jinlong, Liu Junlai, Lin Yuxiang, et al. Style of deep faulting and its control on the Paleogene basin prototype evolved into the western Huimin sag [J]. *Journal of China University of Petroleum*, 2011, 35(1): 20-27.
- [22] Northrup C J, Royden L H, Burchfiel B C. Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia [J]. *Geology*, 1995, 23(8): 719-722.
- [23] 衣学磊, 侯贵廷. 济阳坳陷中、新生代断裂活动强度研究[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2002, 38(4): 504-509.
- Yi Xuelei, Hou Guiting. A study of intensity of the faults activity in Jiyang depression in Mesozoic and Cenozoic [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2002, 38(4): 504-509.
- [24] 陈书平, 戴俊生, 李理. 惠民-东营盆地构造特征及控油作用[J]. *石油与天然气地质*, 1999, 20(4): 344-348.
- Chen Shuping, Dai Junsheng, Li Li. Tectonic features of Huimin-Dongying basin and its control on oil [J]. *Oil & Gas Geology*, 1999, 20(4): 344-348.
- [25] 李三忠, 余珊, 赵淑娟, 等. 东亚大陆边缘的板块重建与构造转换[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, 33(3): 65-94.
- Li Sanzhong, Yu Shan, Zhao Shujuan, et al. Tectonic transition and plate reconstructions of the east Asian continental margin [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2013, 33(3): 65-94.
- [26] 徐纪人, 赵志新. 中国岩石圈应力场与构造运动区域特征[J]. *中国地质*, 2006, 33(4): 782-792.
- Xu Jiren, Zhao Zhixin. Regional characteristics of the lithospheric stress field and tectonic motions in China and its adjacent areas [J]. *Geology in China*, 2006, 33(4): 782-792.
- [27] 袁学诚. 西太平洋洋陆板块碰撞[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2014, 34(6): 41-48.
- Yuan Xuecheng. Ocean-continent collision in the west Pacific [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2014, 34(6): 41-48.
- [28] Montgomery C W. Physical Geology [M]. Dubuque: W C Brown Publishers, 1990. 555.
- [29] 侯贵廷, 钱祥麟, 蔡东升. 渤海湾盆地中、新生代构造演化研究[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2001, 37(6): 845-851.
- Hou Guiting, Qian Xianglin, Cai Dongsheng. The tectonic evolution of Bohai Bay Basin in Mesozoic and Cenozoic time [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2001, 37(6): 845-851.
- [30] 刘寅, 陈清华, 胡凯, 等. 渤海湾盆地与苏北-南黄海盆地构造特征和成因对比[J]. *大地构造与成矿学*, 2014, 38(1): 38-51.
- Liu Yan, Chen Qinghua, Hu Kai, et al. Comparison of the Bohai Bay Basin and Subei-South Yellow Sea Basin in the structural characteristics and forming mechanism [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2014, 38(1): 38-51.
- [31] 李军, 王燮培. 渤海湾盆地构造格架及演化[J]. *石油与天然气地质*, 1998, 19(1): 65-69.
- Li Jun, Wang Xiepei. Structural framework and evolution of Bohai Bay Basin [J]. *Oil & Gas Geology*, 1998, 19(1): 65-69.
- [32] Maruyama S. Plume tectonics [J]. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 1994, 100(1): 24-49.
- [33] 陆现彩, 胡文瑄, 顾连兴. 地幔对流及其对地壳表层拉张盆地的影响[J]. *地学前缘*, 1998, 5(增刊): 187-193.
- Lu Xiancai, Hu Wenxuan, Gu Lianxing. Mantle convection and its impact on the extending basins [J]. *Earth Science Frontiers*, 1998, 5(Suppl): 187-193.

(编辑 张玉银)