



东海西湖凹陷孔雀亭地区平湖组沉积相演变及其主控因素分析

吴 峰, 任培翌, 谈明轩, 张福榕, 马皓然

Facies evolution and its controlling factors of the Pinghu Formation in the Kongqueting area of Xihu Depression, the East China Sea

WU Feng, REN Peigang, TAN Mingxuan, ZHANG Furong, and MA Haoran

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021052401>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

吴峰, 任培罡, 谈明轩, 等. 东海西湖凹陷孔雀亭地区平湖组沉积相演变及其主控因素分析 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2022, 42(2): 119-130.
WU Feng, REN Peigang, TAN Mingxuan, et al. Facies evolution and its controlling factors of the Pinghu Formation in the Kongqueting area of Xihu Depression, the East China Sea[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2022, 42(2): 119-130.

东海西湖凹陷孔雀亭地区平湖组沉积相演变及其主控因素分析

吴峰¹, 任培罡², 谈明轩¹, 张福榕², 马皓然¹

1. 东海大学海洋学院, 南京 210098

2. 中石化华东石油工程有限公司科技发展分公司, 南京 210098

摘要: 东海陆架盆地西湖凹陷含有巨量的石油天然气资源, 具有极佳的勘探潜力, 其中平湖组沉积作为重要的含油气层, 已成为近期油气勘探的聚焦点。孔雀亭地区为西湖凹陷研究程度较低的区块, 对于该区域沉积相及其控制因素方面的研究仍然较少。基于钻井资料与三维地震资料对孔雀亭平湖组沉积微相进行精细刻画, 并系统分析了全球海平面、区域构造、古气候、古地貌对研究区沉积微相演变的控制作用。研究表明, 平湖组下段 (包括平下下段、平下上段) 以潮坪沉积为主, 辫状河三角洲沉积只发育在源区附近, 而平中段与平上段以辫状河三角洲沉积为主, 潮坪沉积分布面积迅速降低。由平下段至平中段, 随着相对海平面 (全球海平面与区域构造综合效应) 下降, 辫状河三角洲向海方向发生进积。同时, 平中段与平上段时期极高的 CO₂ 浓度使得大陆源区剥蚀量快速增加, 大量沉积物随着河流输入至西湖凹陷, 从而进一步加剧了辫状河三角洲的向海推进。平下段与平中段早期的古地貌断陷发育较多, 对辫状河三角洲的扩张存在限制作用, 而经历了平中段大量沉积物充填之后, 早期的洼陷逐渐被填平, 从而平上段的辫状河三角洲可以大范围地向海方向发生推进, 形成规模庞大的三角洲砂体沉积。

关键词: 沉积相; 三角洲; 潮坪; 古地貌; 西湖凹陷

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021052401

Facies evolution and its controlling factors of the Pinghu Formation in the Kongqueting area of Xihu Depression, the East China Sea

WU Feng¹, REN Peigang², TAN Mingxuan¹, ZHANG Furong², MA Haoran¹

1. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China

2. SINOPEC Huadong Petroleum Engineering Limited Company, Nanjing 210098, China

Abstract: The East China Sea Shelf Basin contains a huge amount of petroleum resources and the Pinghu Formation is one of the major exploration targets. However, the Kongqueting area has rarely been researched, and few studies have been made to sedimentary facies evolution and its controlling factors. Based on drilling and 3D seismic data, microfacies of the Pinghu Formation are carefully described in this paper and the controls of global sea level fluctuation, regional tectonics, paleoclimate, and paleogeography over the facies distribution patterns discussed. The Lower Pinghu Formation is dominated by tidal flat facies, and the braided river delta facies only appeared in some places near uplifts. By contrast, the Middle and Upper Pinghu Formations are dominated by deltaic deposits of braided rivers. Relative sea level falling, as a joint result of global sea level change and regional tectonics, resulted in the progradation of braided river delta towards offshore. Meanwhile, the high concentration of CO₂ in the atmosphere during the Middle and Later Pinghu periods caused a sharp increase of erosion. Enormous sediments provided by the source areas were transported into the Xihu Depression, which accelerated the progradation of braided river delta into the sea. In addition, the paleogeographic framework during the Middle to Lower Pinghu Periods were characterized by many fault-controlled sags, which limited the expansion of braided river delta. These sags were filled by sediments in Middle Pinghu Period, and turned to tidal flat in Later Pinghu Period, which also helped the expansion of deltaic deposits of the Upper Pinghu Formation.

Key words: sedimentary facies; delta; tidal flat; paleogeography; Xihu Depression

资助项目: 中央高校基本科研业务费 (2019B07814)

作者简介: 吴峰 (1990—), 男, 博士, 讲师, 主要从事海洋沉积学研究, E-mail: finncug@hotmail.com

收稿日期: 2021-05-24; 改回日期: 2021-07-03. 周立君编辑

西湖凹陷是东海陆架盆地中最大的富烃凹陷,凹陷内部充填新生代地层,最大厚度可达 17 km 左右,已成为中国近海重要的富含油气单元^[1-3]。自勘探以来,西湖凹陷已有 8 个油气田与 4 个含油气构造发现,主要分布于西部斜坡带与中央反转构造带。孔雀亭地区位于西湖凹陷西部斜坡带中部,该区域 7 口探井中,有 6 口可见工业性油流,其中天然气探明储量约为 82 亿 m^3 ,凝析油探明储量约 247 万 m^3 ,多种迹象表明,孔雀亭地区为西湖凹陷内部具有巨大油气勘探潜力的区块。

经过近 50 年的勘探,前人已通过地震资料、测井资料、岩屑录井资料、取芯资料等对西湖凹陷的沉积环境进行了诸多解释,认为始新统宝石组、平湖组为三角洲—半封闭海湾环境,渐新统花港组与中新统龙井组为河流—湖泊环境。目前关于西湖凹陷的沉积相刻画多集中于凹陷西南部与南部^[4-7],然而针对孔雀亭地区的沉积相解释与控制因素的相关研究仍然很少。与此同时,对西湖凹陷已开展的古地貌研究主要是基于地层印模法,尚未进行去压实、古水深校正,因此西湖凹陷古地貌研究也不够深入。基于上述背景,本文以西湖凹陷孔雀亭地区平湖组沉积为研究对象,精细解剖平湖组沉积微相,并系统分析全球海平面、区域构造活动、古气候、古地貌对沉积微相的控制作用,其中古地貌重建过程考虑了去压实与古水深校正。

1 区域地质概况

东海陆架盆地为我国近海重要的弧后扩张型盆地,主要受始新世—渐新世时期菲律宾板块向欧亚板块俯冲过程影响(图 1)。古新世时期,弧后裂陷作用使得东海陆架盆地内产生了隆洼相间的地形格局,而西湖凹陷则是最大的负地形单元,所占面积约为 45 000 km^2 ^[7]。自始新世以来,西湖凹陷经历了裂陷期、断拗转换期、构造反转期、区域热沉降期^[8]。平面上,西湖凹陷以西为海礁隆起与渔山东低隆起,以东为陆架外缘。西湖凹陷内部具有“东西分带、南北分块”的构造格局,沿着东西方向可以将西湖凹陷划分出西侧斜坡带、中部反转构造带、东部断阶带^[9-12]。平湖斜坡带位于西湖凹陷西侧,是极富油气的构造单元之一^[13-14]。

西湖凹陷内部充填了巨厚古近系、新近系、第四系沉积,包括古新统、始新统(宝石组、平湖组)、渐新统(花港组)、中新统(龙井组、玉泉组、柳浪组)、上新统(三潭组)、更新统(东海组),沉积环境

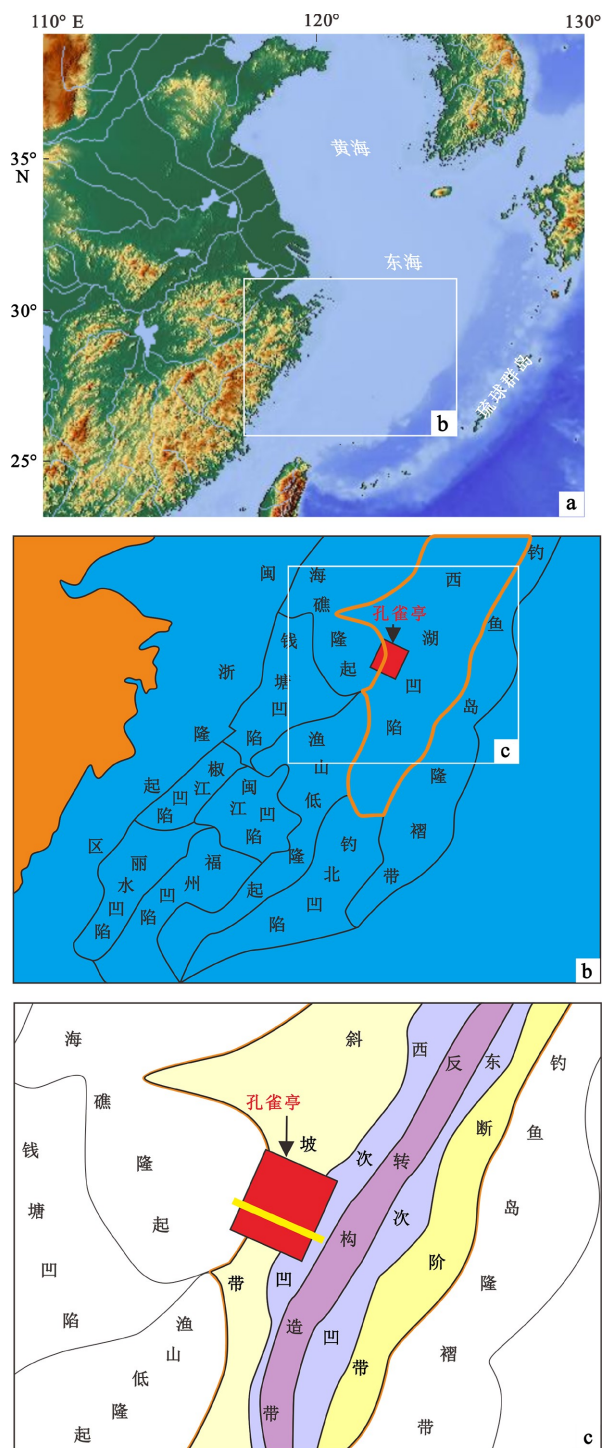


图 1 西湖凹陷孔雀亭地区平面位置

C 图中黄线为图 3 地震剖面位置。

Fig.1 Location of Kongqueting area in the Xihu Depression

The yellow line in Fig.1C represents the position of seismic profile in Fig.3.

由早期的滨浅海,经历半封闭海湾、三角洲-潮坪、河流、海陆过渡,最终演变为现今的浅海环境^[11]。针对平湖组地层,多数学者认为西湖凹陷为受东侧钓鱼岛隆起带所影响的半封闭海湾^[4,15-16]。然而,对西湖凹陷不同位置平湖组地层开展的研究结果表明,半封闭海湾内的潮坪与三角洲沉积在不同区域

发育的规模与期次存在显著差异性^[2, 7, 15, 17-19], 这也反映了西湖凹陷内复杂的构造演变史与古地貌特征对局部的沉积相发育及其展布特征具有明显的影响。

2 平湖组沉积相类型

综合岩芯观察、测井相分析, 对孔雀亭地区平湖组沉积相进行了精细刻画与解释, 识别出辫状河三角洲相与潮坪相, 其中辫状河三角洲相主要包含辫状河三角洲前缘亚相(水下分流河道、分流间湾、河口坝、水下天然堤、席状砂), 潮坪相主要包含潮间坪亚相(沙坪、泥坪、混合坪), 详细信息见表 1。

2.1 辫状河三角洲相

孔雀亭地区平湖组发育的辫状河三角洲相主要包括辫状河三角洲前缘亚相, 其可进一步细分为水下分流河道、分流间湾、天然堤、河口坝、席状砂等微相。

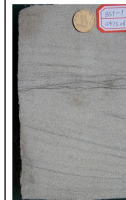
(1)水下分流河道微相。岩芯上常见底部冲刷面, 其上发育含砾滞留沉积, 向上发育含砂砾岩、细

砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩以及泥质粉砂岩, 整体呈现出向上变细的正韵律特征。楔状交错层理、板状交错层理常见。测井曲线上, 伽马曲线与电阻率曲线呈现出钟形特征或者箱型特征。钟形特征体现了河道内沉积物粒度逐渐变小的规律, 而箱型特征则体现了河道内以相对较粗的沉积物为主, 其为晚期河道切割早期水道从而产生多期水道叠置的结果。该微相主要发育于平中段与平上段, 单个水道厚度范围为 10~30 m, 多期水道厚度累计可达 85 m。

(2)分流间湾微相。是发育于分流河道之间以及三角洲体之间的沉积微相。岩芯上表现为灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩, 水平层理常见。此外, 可见生物钻孔构造。测井曲线上, 自然电位曲线整体很低, 而自然伽马整体很高。该微相主要发育于平中段与平上段。

(3)水下天然堤微相。是发育于水下分流河道两侧的微相类型。岩芯上可见典型的爬升层理, 主要由粉砂岩组成。自然伽马值整体较高, 电阻率曲线较为平直。该微相主要与水下分流河道伴生, 岩芯内常常位于河道沉积之上, 代表河道侧向迁移后晚期天然堤覆盖早期河道砂体。岩芯上该微相厚度常为 3~5 m。

表 1 研究区不同沉积微相在岩心与测井曲线上的特征显示
Table 1 Core and log characteristics of various microfacies

沉积微相	水下分流河道	分流间湾	水下天然堤	河口坝	席状砂	沙坪	混合坪	泥坪																																																																																						
颜色	灰白	灰色	灰白-灰色	灰白	灰白-灰色	灰色	灰白-灰色	深灰色																																																																																						
岩性	含砾砂岩 砂岩 粉砂岩	泥质粉砂岩 粉砂质泥岩	粉砂岩	细砂岩 粉砂岩	粉砂岩 泥质粉砂岩	细砂岩 粉砂岩	粉砂岩 泥岩	泥岩 粉砂质泥岩																																																																																						
沉积构造	正韵律粒序层	生物钻孔	爬升层理	反韵律粒序层	-	脉状层理	波状层理	透镜状层理																																																																																						
岩芯																																																																																														
岩电特征	水下分流河道与天然堤 <table><tr><th>段</th><th>Gr</th><th>深度</th><th>岩性</th><th>RT</th><th>微相</th></tr><tr><td rowspan="3">平上段</td><td>40 120</td><td>4240</td><td></td><td>70 100</td><td>天然堤</td></tr><tr><td></td><td>4250</td><td></td><td></td><td>分流河道</td></tr><tr><td></td><td>4260</td><td></td><td></td><td></td></tr></table> 混合坪 <table><tr><th>段</th><th>Gr</th><th>深度</th><th>岩性</th><th>RT</th></tr><tr><td rowspan="3">平下下段</td><td>60 130</td><td>4880</td><td></td><td>10 70</td></tr><tr><td></td><td>4890</td><td></td><td></td></tr><tr><td></td><td>4900</td><td></td><td></td></tr></table> 河口坝 <table><tr><th>段</th><th>Gr</th><th>深度</th><th>岩性</th><th>RT</th></tr><tr><td rowspan="3">平上段</td><td>40 110</td><td>4295</td><td></td><td>70 100</td></tr><tr><td></td><td>4300</td><td></td><td></td></tr><tr><td></td><td>4305</td><td></td><td></td></tr></table> 沙坪 <table><tr><th>段</th><th>Gr</th><th>深度</th><th>岩性</th><th>SP</th></tr><tr><td rowspan="3">平下上段</td><td>30 140</td><td>4410</td><td></td><td>0 80</td></tr><tr><td></td><td>4420</td><td></td><td></td></tr></table> 泥坪 <table><tr><th>段</th><th>Gr</th><th>深度</th><th>岩性</th><th>SP</th></tr><tr><td rowspan="3">平下下段</td><td>80 140</td><td>4420</td><td></td><td>0 30</td></tr><tr><td></td><td>4450</td><td></td><td></td></tr></table>								段	Gr	深度	岩性	RT	微相	平上段	40 120	4240		70 100	天然堤		4250			分流河道		4260				段	Gr	深度	岩性	RT	平下下段	60 130	4880		10 70		4890				4900			段	Gr	深度	岩性	RT	平上段	40 110	4295		70 100		4300				4305			段	Gr	深度	岩性	SP	平下上段	30 140	4410		0 80		4420			段	Gr	深度	岩性	SP	平下下段	80 140	4420		0 30		4450		
段	Gr	深度	岩性	RT	微相																																																																																									
平上段	40 120	4240		70 100	天然堤																																																																																									
		4250			分流河道																																																																																									
		4260																																																																																												
段	Gr	深度	岩性	RT																																																																																										
平下下段	60 130	4880		10 70																																																																																										
		4890																																																																																												
		4900																																																																																												
段	Gr	深度	岩性	RT																																																																																										
平上段	40 110	4295		70 100																																																																																										
		4300																																																																																												
		4305																																																																																												
段	Gr	深度	岩性	SP																																																																																										
平下上段	30 140	4410		0 80																																																																																										
		4420																																																																																												
	段	Gr	深度	岩性	SP																																																																																									
平下下段	80 140	4420		0 30																																																																																										
		4450																																																																																												

泥岩

泥质粉砂岩

粉砂岩

泥质砂岩

细砂岩

--- 泥岩 ---- 泥质粉砂岩 -.-.- 粉砂岩 泥质砂岩 细砂岩

(4)河口坝微相。岩芯上主要以灰色细砂岩、粉砂岩为主,分选较好,重要的特征为下细上粗的反韵律特征。交错层理与平行层理常见。自然伽马曲线与电阻率曲线均表现为漏斗形特征,同样反映了向上变粗的沉积递变序列。该微相发育于平中段与平上段,砂体厚度常在10 m左右。

(5)席状砂微相。该微相是由河口坝经过海水波浪作用改造后再次发生的沉积。研究区岩芯中席状砂主要由粉砂岩与泥质粉砂岩组成,其厚度较薄,为3~5 m。沉积构造可见浪成交错层理。自然伽马曲线与电阻率曲线表现为尖峰凸起形态。该微相发育于平中段与平上段研究区靠近东部区域。

2.2 潮坪相

孔雀亭地区发育的潮坪相主要包括潮间坪亚相,其可进一步细分为沙坪、泥坪、混合坪等微相。

(1)沙坪。岩性主要以粉砂岩与细砂岩为主。沉积构造常见交错层理、脉状层理。粒度分析显示,跳跃部分包括两个次总体,反映了沉积物经历了冲刷回流过程。自然伽马曲线整体呈现中间低、两端高的特征,自然电位曲线则呈现中间高、两端低的特征。该微相主要发育于平下下段与平下上段研究区向海一侧。

(2)泥坪。岩性主要为泥岩或者粉砂质泥岩。可见透镜状层理。自然伽马呈现高值,电阻率呈现低值。该微相发育相较于沙坪微相更少,分布面积更小。

(3)混合坪。岩性上主要为薄层粉砂岩与薄层泥岩频繁互层。沉积构造可见波状层理、双黏土层构造。自然伽马与电阻率曲线上呈现出剧烈变化的锯齿状特征。混合坪是潮坪中发育最广泛的一种类型,是平下下段与平下上段常见的沉积微相。

3 平湖组沉积相空间展布特征

根据研究区内各单井沉积微相精细划分结果建立连井剖面,从而观察沉积微相在井间的变化样式。顺着物源方向的连井剖面(即北西-南东方向,图2a)显示,辫状河三角洲在隆起周缘最为发育,在C井附近的整个平湖组均为辫状河三角洲沉积。向海方向(即B井与E井附近),平下下段与平下上段的辫状河三角洲沉积快速减薄,呈现出潮坪沉积特征,以混合坪沉积为主。平中段与平上段在B井与E井均显示为厚层三角洲沉积,显示出该阶段的辫状河三角洲顺着物源向前快速进积。此外,B井与

E井位置的辫状河三角洲沉积比C井位置的辫状河三角洲沉积更厚,反映了洼陷区比隆起区具有更大的可容纳空间,能够堆积更多的三角洲沉积物。垂直于物源方向的连井剖面(即南西-北东向,图2b)显示,平下下段与平下上段发育厚层潮坪沉积,主要为混合坪微相(岩性上表现为薄层粉砂岩与泥岩互层),沙坪微相次之,泥坪微相最少。平中段与平上段发育厚层辫状河三角洲沉积。三角洲前缘的水下分流河道频繁出现,局部可见多期水道垂向叠置。席状砂沉积在不同钻井之上均发育较多。相比之下,河口坝沉积相对较少,可能反映了平中段与平上段时期波浪作用对河口坝沉积体具有明显的改造作用,对其砂体进行进一步淘洗,发生再沉积作用,形成了席状砂。此外,平上段水下分流河道所占比例比平中段比例更大,反映了三角洲向前进积、发育规模逐渐增大的趋势。综上,顺物源方向的剖面与垂直于物源方向的剖面均显示,平湖组由早期的“以潮坪为主”的沉积相向上演变为“以辫状河三角洲为主”的沉积相。

根据地震资料的分析,可以更加全面地识别出沉积相在剖面以及平面上的展布特征(图3)。经过井震资料对比以及地震轴连续追踪,识别出研究区平湖组重要的层段界面,包括T34、T33、T32、T31、T30,其中T34与T33之间为平下下段,T33与T32之间为平下上段,T32与T31之间为平湖组中段,T31与T30之间为平湖组上段。通过分析地震同相轴的终止关系,识别出平湖组发育朝着东南方向的低角度“S”型前积结构与高角度斜交型前积结构,其中以低角度“S”型前积结构为主,地震同相轴下超于地层界面之上,其反映的是在水体相对较浅、沉积物供给充足的情况下发育的三角洲进积作用。结合钻井岩芯与测井资料分析,认为在研究区西北侧发育大规模的辫状河三角洲沉积(图3)。向海方向,地震反射同相轴开始表现为平行结构、亚平行结构,与此同时,地震同相轴的连续性有所增强。结合钻井岩芯与测井资料分析,认为研究区东南侧发育的是潮坪沉积(图3)。在平下下段时期,前积结构主要出现在隆起单元附近,向海方向推进距离有限,反映了该阶段辫状河三角洲沉积主要在距离源区不远的范围内有所发育,而潮坪沉积才是该时期主要的沉积相类型。进入平下上段时期后,前积结构向研究区东南方向有一定程度扩张,反映了辫状河三角洲沉积面积向海方向发生一定程度的增大。在平中段与平上段,前积结构向海方向快速推进,反映了该阶段辫状河三角洲沉积向海推进

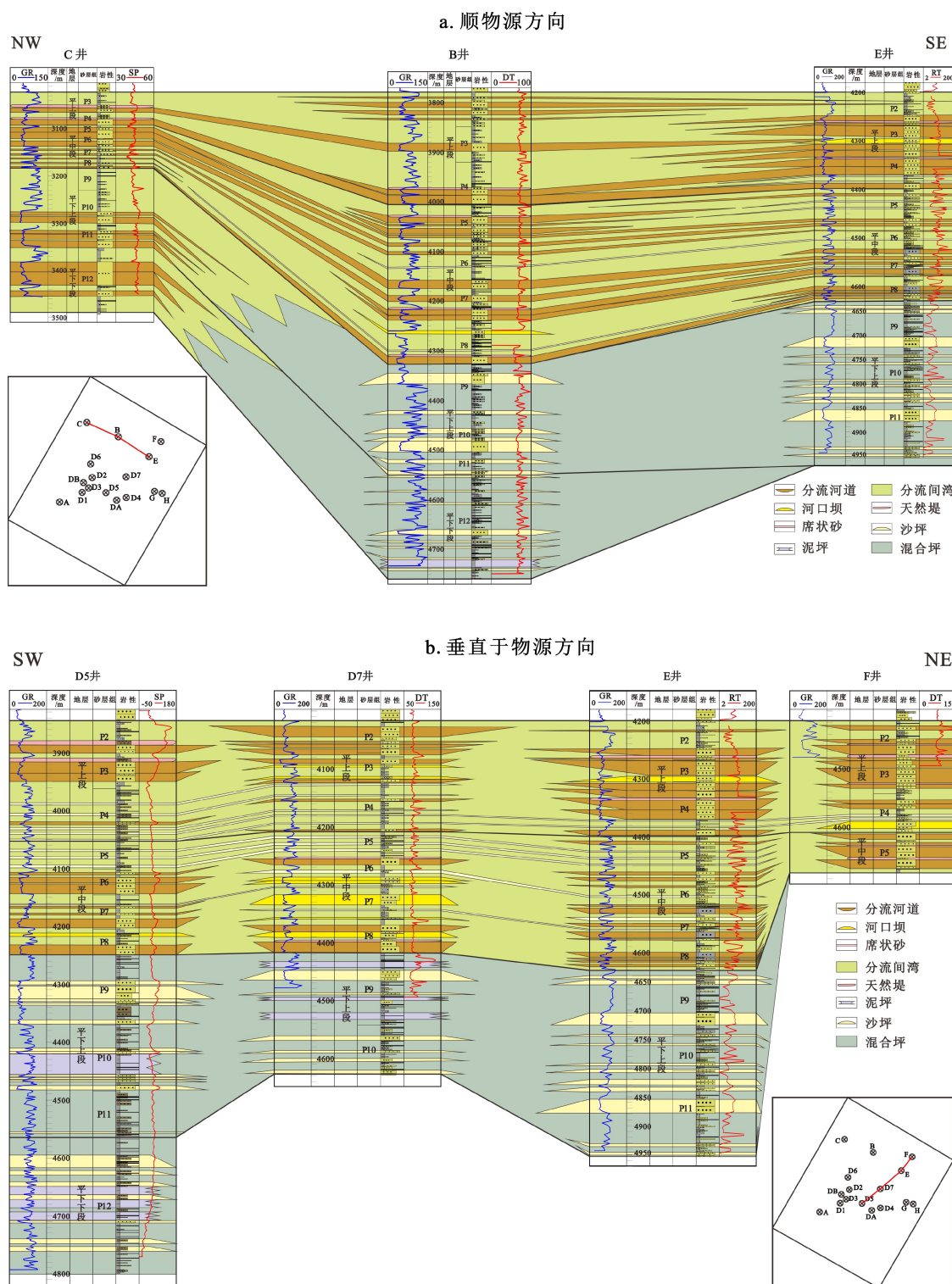


图 2 研究区顺物源方向 (a) 与垂直物源方向 (b) 沉积相连井剖面

Fig.2 Well-to-well profiles of sedimentary facies distribution along (a) and vertical to (b) the directions of sediment transportation

较远, 占据研究区大部分范围, 而潮坪沉积则是向海方向大范围退缩。因此, 地震剖面也显示出研究区内由平下下段、平下上段至平中段与平上段辫状河三角洲沉积规模逐渐增大, 而潮坪沉积规模逐渐减小(图 3b)。

为了查明沉积微相在研究区平面上的展布特

征, 本文采用层间均方根振幅进行属性提取(图 4)。平下下段在靠近隆起单元西部与中部的区域呈现出高振幅区, 结合位于相同区域的钻井资料(A 井、D3 井、D2 井), 认为该区主要发育辫状河三角洲沉积。远离隆起单元往东南方向, 振幅呈现出中-低值, 结合位于同一区域的钻井资料(如 D4 井、

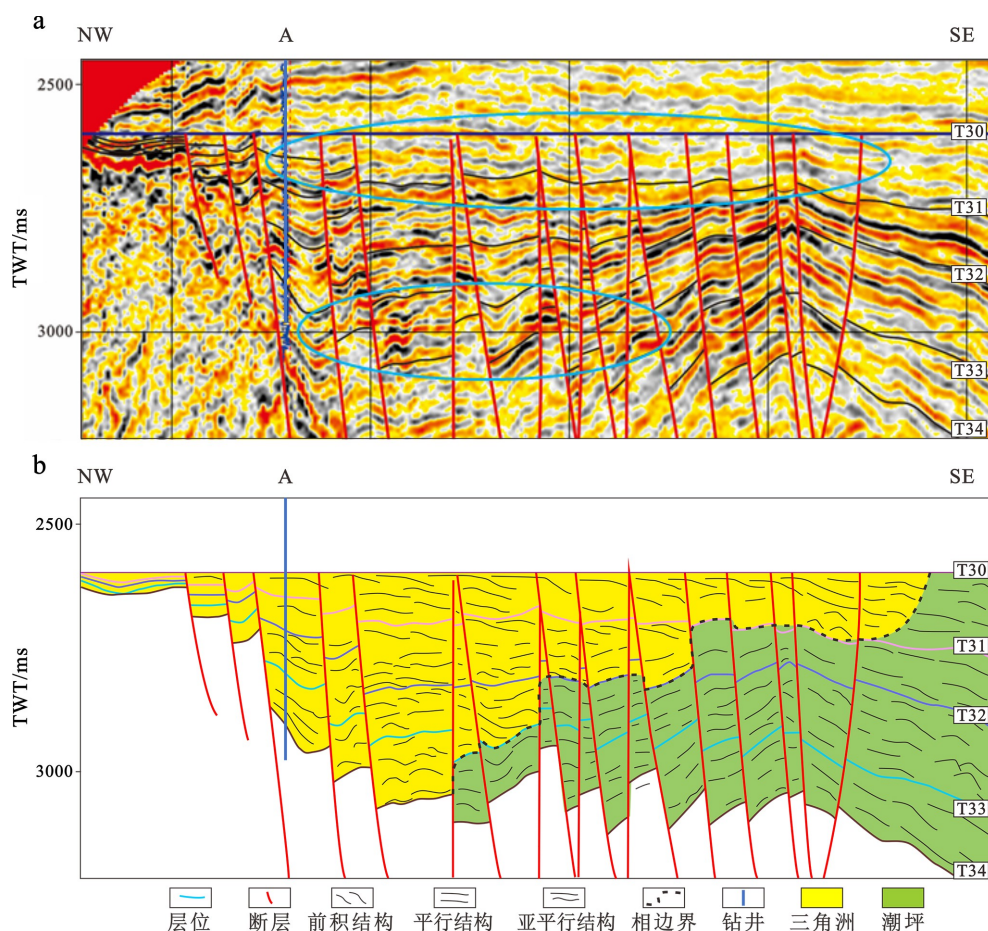


图3 顺物源方向具有前积结构的地震剖面
剖面位置见图1c。

Fig.3 Seismic profile showing the progradation feature

Profile location is marked on Fig. 1c

G井), 认为靠近海洋一侧主要发育潮坪沉积, 其中振幅相对较高值区(亮点区域)为沙坪沉积, 振幅相对较低值区为泥坪沉积, 介于两者之间则为混合坪沉积。在研究区东侧与南侧, 振幅属性呈现出最低值, 其反映了泥坪沉积。与平下下段相比, 平下上段中高振幅区具有更大的分布范围, 反映了辫状河三角洲沉积具有更大的展布面积。与此同时, 研究区南部出现条带状中等振幅, 从而反映了平下上段研究区南部出现了较多的沙坪沉积。该段弱振幅比平下下段区域更小, 反映了泥坪沉积的减少。平中段时期, 均方根振幅高值区进一步南移, 代表富砂的辫状河三角洲沉积进一步扩大, 潮坪相有所退却。研究区正南部存在中等—强振幅, 代表沙坪沉积, 而在东部存在弱振幅, 代表泥坪沉积。进入平上段之后, 研究区的均方根振幅值有所降低。该层段的钻井资料显示发育厚层砂质沉积, 是由于砂质沉积之间的非均质性降低导致了均方根振幅有所下降。结合地震属性与钻井资料, 平上段三角洲比

平中段三角洲沉积厚度更大, 面积更广, 特别是研究区西侧辫状河三角洲具有比平中段更大的朵体面积。

综合分析钻井岩心、测井曲线、地震剖面、地震属性, 获得不同层段沉积相类型分布图(图5)。平下下段辫状河三角洲沉积局限于研究区西北部, 面积较小, 水下分流河道向前推进程度有限。该阶段研究区中部及东部发育大片潮坪沉积, 以混合坪沉积为主, 沙坪沉积分布在研究区南部与中部, 而泥坪沉积在研究区东部、北部、南部均有发育。平下上段辫状河三角洲沉积范围有所增大, 水下分流河道向前推进程度增加。混合坪沉积仍然是主要的潮坪沉积类型, 沙坪沉积相对集中分布于研究区南部, 而泥坪沉积分布范围有所减小。平中段时期辫状河水下分流河道进一步向东南方向延展, 三角洲分布面积进一步扩大。混合坪、沙坪、泥坪沉积均有所较少。平上段时期, 辫状河三角洲分布面积达到最大, 而潮坪沉积只在研究区东南侧有所发

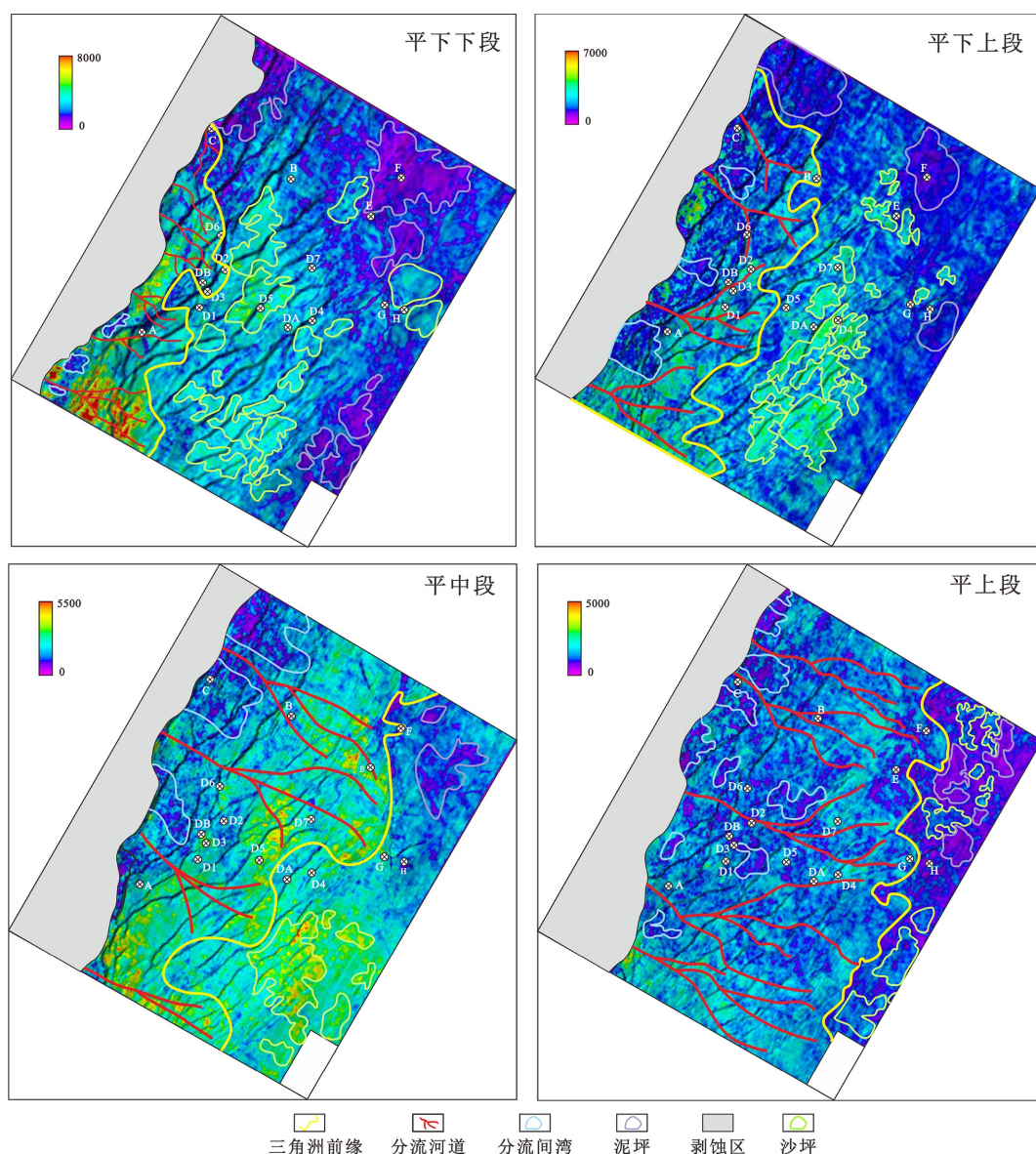


图 4 平湖组不同亚段振幅属性分布特征

Fig.4 RMS attribute features of four subsections in the Pinghu Formation

育。沙坪沉积分布于南部与东部, 而泥坪沉积主要分布于东部。

4 沉积相控制因素

西湖凹陷孔雀亭地区平湖组沉积相在平下下段时期以潮坪为主、辫状河三角洲为辅, 随着时间的推移, 潮坪沉积分布面积逐渐降低, 而辫状河三角洲沉积分布面积逐渐增高。沉积相的迁移往往和全球海平面与区域构造、古气候、古地貌有关^[20-29]。

4.1 全球海平面与区域构造

全球海平面上升和区域构造沉降均会使得相对海平面上升, 从而造成滨线向陆方向迁移, 影响

沉积相带的分布与发育^[30-32]。根据前人已有的年代框架, 认为平湖组发育在始新世, 其中平湖组下段的底界面为 41 Ma, 平湖组中段的底界面为 39 Ma, 平湖组上段的底界面为 37.2 Ma, 平湖组的顶为 33.9 Ma^[19, 33]。根据 Miller 重建的全球海平面变化曲线, 全球海平面在 41~40 Ma 间逐渐升高, 40~37 Ma 全球海平面逐渐降低, 37~33.9 Ma 全球海平面重新出现上升趋势^[34](图 6)。区域构造方面, 由于平湖组时期西湖凹陷处于断陷沉降阶段, 因而可以通过计算、统计研究区的沉降速率, 来评价区域内构造下沉快慢程度。通过计算研究区内 391 条断层活动速率, 获得了平下段、平中段、平上段各时期内沉降速率值。平下段时期, 区域沉降速率最大值为 100.5 m/Ma, 平均值为 19 m/Ma; 平中段时期,

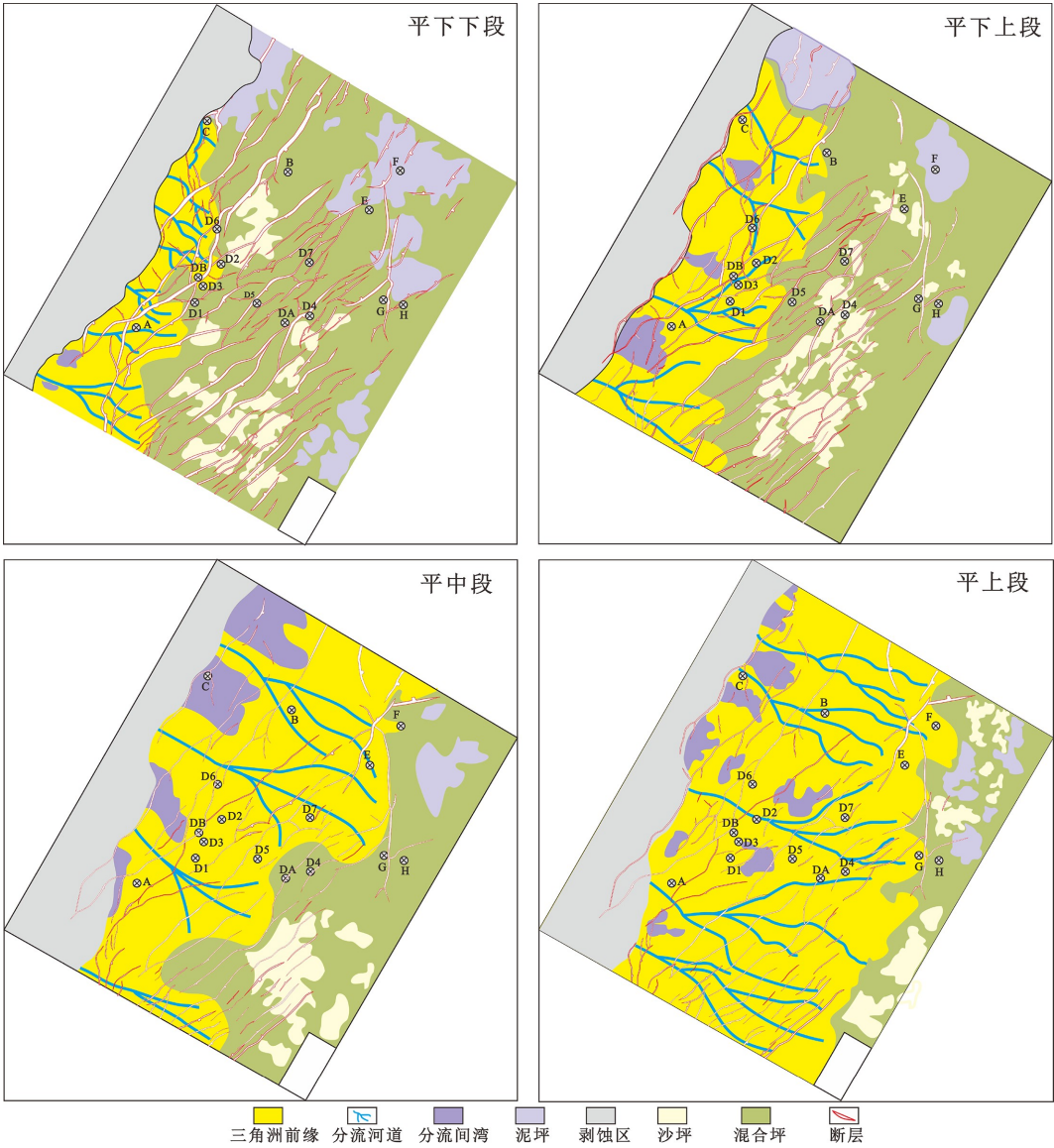


图 5 平湖组不同亚段沉积相分布特征

Fig.5 Distribution patterns of sedimentary facies in four subsections of Pinghu Formation

区域沉降速率最大值为 66.7 m/Ma, 平均值为 7.5 m/Ma; 平上段时期, 区域沉降速率最大值为 42.7 m/Ma, 平均值为 3.7 m/Ma(图 6)。因此, 由平下段-平中段至平上段, 构造沉降速率快速降低, 这也符合西湖凹陷在平湖组时期处于断陷期至断陷晚期的背景^[1]。由于目前尚未对平下下段与平下上段界面进行定年工作, 因而无法对平下段内部构造沉降历史进行进一步细分, 但根据区域背景演化趋势, 有理由认为平下下段时期的沉降速率大于平下上段的沉降速率。结合全球海平面与区域构造信息, 研究区内的相对海平面在平下段时期最高, 在平中段时期有所下降, 至平上段时期再次出现上升。研究区内, 平下段辫状河三角洲只出现在隆起单元附近, 潮坪沉积呈现主体地位, 反映了相对海平面对沉积相发育过程的控制。高的相对海平面

使得辫状河三角洲只在入水口附近有所发育, 向海方向推进程度有限, 而在该环境背景下, 潮坪环境可大量发育。平下段内部, 由平下下段至平下上段, 辫状河三角洲出现轻度扩张, 而潮坪沉积存在轻微向海方向退却, 反映了从平下下段过渡至平下上段时期, 构造沉降速率逐渐减小, 导致相对海平面缓慢下降。在平中段时期, 由于相对海平面快速下降, 为辫状河三角洲的向海推进提供了极佳条件, 因此平中段时期的辫状河三角洲比平下段时期的辫状河三角洲存在明显的扩张。由平中段至平上段, 相对海平面再次上升, 在该背景下, 理应出现辫状河三角洲向陆方向退积, 而事实上, 平上段的辫状河三角洲比平中段的辫状河三角洲有所扩张, 而潮坪沉积向海方向退却, 因此, 这反映了除全球海平面与区域构造之外, 还存在其他因素对平湖组

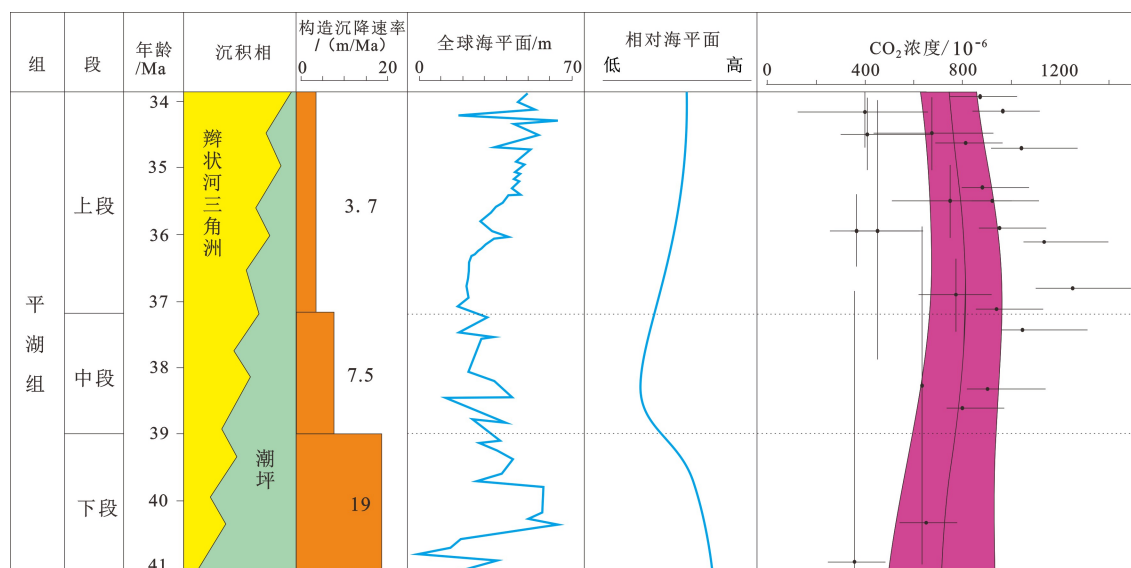


图 6 平湖组时期全球海平面、区域构造、相对海平面与二氧化碳含量变化

Fig.6 Changes in global sea level, tectonic movement, relative sea level, and CO₂ concentration during the deposition of Pinghu Formation

的沉积相存在控制作用。

4.2 古气候

古代气候条件可以通过温度、降雨以及其带来的风化作用来对大陆沉积进行改造,进而通过河流搬运输入海洋^[35-36]。新生代 CO₂ 浓度指标重建结果显示, 37 Ma 左右是新生代 CO₂ 浓度最高的时间^[34](图 6)。前人已有的研究显示, 高的 CO₂ 浓度会使得气候温度升高, 降雨增多, 从而加速大陆隆起区的物理风化, 产生大量的硅质陆源碎屑, 并在河流输送量充足的条件下, 将大量陆源碎屑沉积物搬运至海洋沉积下来。因此, 平中段与平上段时期, 正是处于 CO₂ 浓度最高值范围, 从而当时高的温度、降雨过程使得物源区范围增大, 剥蚀强度增大, 大量的沉积物经河流搬运作用输入至西湖凹陷, 使得平中段与平上段时期的辫状河三角洲得到大范围扩张, 向海推进, 而潮坪沉积则向海方向发生退却。

4.3 古地貌

古地貌(即古代沉积环境中的隆起与洼陷格局)对沉积相的发育与分布具有重要的控制作用^[37-39]。本文利用 BacKang 软件, 基于逐层回剥的思想, 通过输入层位深度、地层物性组成、原始孔隙度、水体密度、沉积物密度、压实系数等参数, 进行去压实处理与古水深校正, 进而获取研究区高精度的微地貌特征(图 7)。由于研究区钻井较少, 不足以完成古地貌重建, 因此本文首先将三维地震数据体从时间域转化为深度域, 进而将三维数据设为多口虚

拟井, 对每口虚拟井进行一系列的数据处理。文章中共使用约 170 万口虚拟井进行了计算, 时间-深度转换公式采用的是平北地区构建的三维速度模型。

古地貌重建结果表明, 平下下段古地貌以断陷与低凸起间互出现为特征。研究区西北部呈现带状隆起单元。中部主要为小型断陷带, 呈东西方向分布, 断陷中间出现局部低凸起, 将两侧断陷分隔开。东南部主要为水下低凸起, 正南部与正东部为深洼带。平下下段的隆起带周缘为辫状河三角洲分布区, 反映了在水体较浅的环境中, 河流输入的砂体由于卸载作用而逐渐沉积。在三角洲朵体之间, 可见块状分布出现的分流间湾沉积。值得注意的是, 该阶段的辫状河三角洲分布面积较小, 反映了隆凹相间的古地貌特征限制了辫状河三角洲向海迁移。在平下下段时期的研究区中部以及东南部, 由于水深较大以及距离西北部源区较远, 潮坪沉积广泛发育, 以混合坪沉积为主, 沙坪与泥坪沉积相对较少。

平下上段古地貌与平下下段古地貌相比, 隆起单元附近的浅水区更加平缓, 反映了在经历平下下段辫状河三角洲充填之后, 该区域坡度缓、延伸远, 为平下上段辫状河三角洲沉积的扩张提供了优势条件。深洼带位于研究区正中央与正南方。沙坪沉积主要出现于 DA 井南部, 从洼陷带至低凸起斜坡之上均有发育。

平中段时期, 地貌低势区主要位于研究区东部, 而西部区域除了部分断陷出现, 大部分以较平缓的斜坡带为特征。平中段时期平缓的地势非常

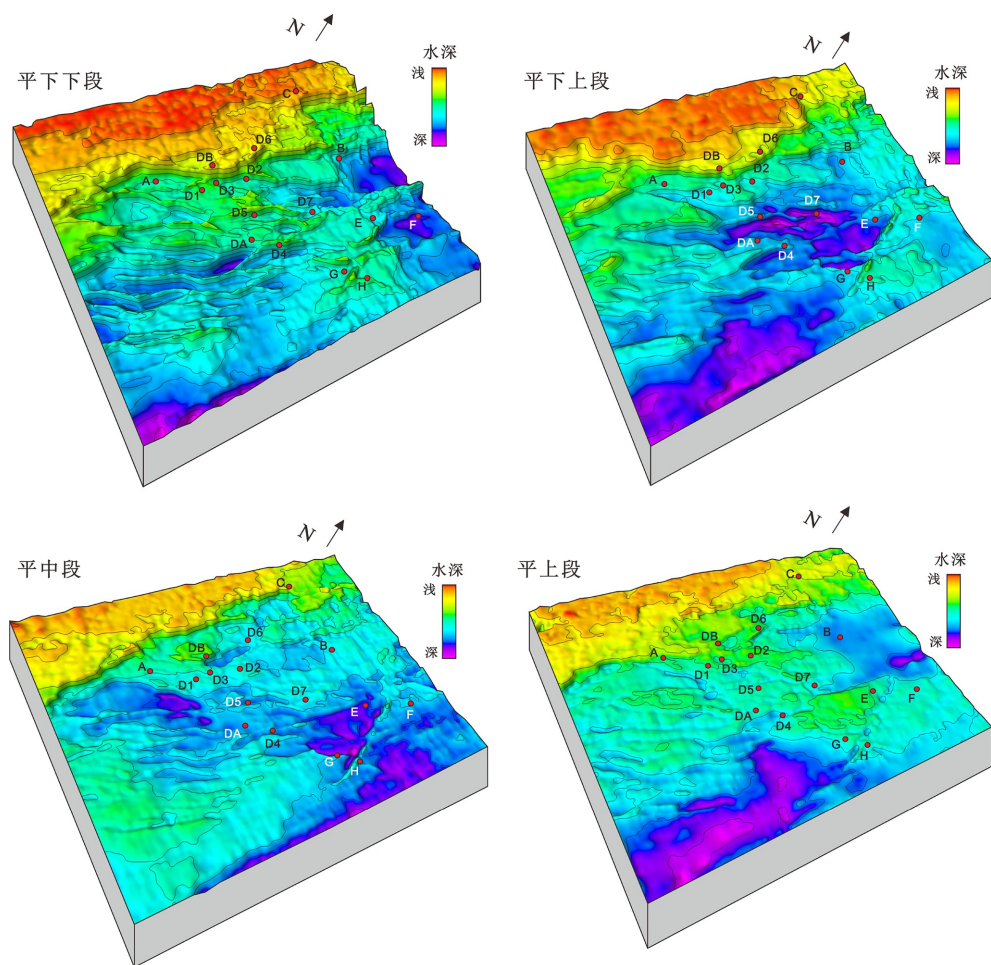


图7 平湖组时期研究区古地貌特征

Fig.7 Paleogeography of the Kongqueting area during the Pinghu Period

有利于辫状河三角洲的发育,结合该时期有所增强的大陆风化后输入的大量沉积物,辫状河三角洲分布面积快速增加。与此同时,局部洼陷带对砂体具有阻挡作用。DA井西南侧的断层阻碍了辫状河三角洲进一步向南扩张。G井东部的断裂使得其周围出现深洼带,该深洼带的出现有效捕获了大量沉积砂体,也使得三角洲沉积不再往东南方向推进。远离西北部隆起单元的低凸起区之上主要分布潮坪沉积,以混合坪与沙坪沉积为主。

平上段时期,研究区地势进一步变得平缓,主要是由于平中段时期大量辫状河沉积物的输入,填充了平中段时期的洼陷带。平上段时期平缓的地势与充足的沉积物供给使得辫状河三角洲进一步向前推进,分布面积比平中段时期的辫状河三角洲更大,潮坪沉积只在研究区东南侧小范围发育。

5 结论

(1) 西湖凹陷孔雀亭地区平湖组主要发育辫状

河三角洲沉积与潮坪沉积,其中辫状河沉积主要发育辫状河前缘亚相,包括水下分流河道、水下天然堤、河口坝、席状砂、分流间湾等微相,潮坪沉积主要发育潮间坪亚相,主要包括混合坪、沙坪、泥坪等微相。

(2) 由平下下段、平下上段至平中段、平上段,辫状河三角洲沉积规模逐渐增大,往东南方向有所扩张,而潮坪沉积规模逐渐减小,往海洋方向退却收缩。

(3) 平湖组沉积受相对海平面(全球海平面与区域构造)、古气候、古地貌的联合控制。由平下段至平中段相对海平面下降,使得辫状河三角洲沉积向前进积,潮坪沉积向海后退。在平中段、平上段时期,由于 CO_2 浓度极高,使得大陆风化快速增强,大量的沉积物由河流输送至海洋发生堆积。平下段时期古地貌断陷发育较多,对辫状河三角洲的发育存在限制作用,而在经历了平中段大量沉积物填平补齐后,研究区在平上段时期已经较为平缓,从而有利于三角洲往海方向推进。

参考文献 (References)

- [1] 张绍亮, 蒋一鸣. 西湖凹陷平湖斜坡带始新统平湖组层序地层[J]. 海洋地质前沿, 2013, 29(10): 8-13, 64. [ZHANG Shaoliang, JIANG Yiming. High resolution sequence stratigraphy of the Eocene Pinghu Formation, Pinghu Slope, Xihu Sag [J]. Marine Geology Frontiers, 2013, 29(10): 8-13, 64.]
- [2] 杨彩虹, 高兆红, 蒋一鸣, 等. 西湖凹陷平湖斜坡带始新统平湖组碎屑沉积体系再认识[J]. 石油天然气学报(江汉石油学院学报), 2013, 35(9): 11-14. [YANG Caihong, GAO Zhaozhong, JIANG Yiming, et al. Reunderstanding of Clastic Rock Sedimentary Facies of Eocene Pinghu Formation in Pinghu Slope of Xihu Sag [J]. Journal of Oil and Gas Technology (Journal of Jiangnan Petroleum Institute), 2013, 35(9): 11-14.]
- [3] 李昆, 周兴海, 吴嘉鹏, 等. 西湖凹陷中下始新统宝石组沉积相研究[J]. 海洋石油, 2017, 37(1): 16-20, 79. [LI Kun, ZHOU Xinghai, Wu Jiapeng, et al. Sedimentary facies of Middle-Lower Eocene Baoshi Formation in Xihu Sag, East China Sea Shelf Basin [J]. Offshore Oil, 2017, 37(1): 16-20, 79.]
- [4] 王果寿, 周卓明, 肖朝辉, 等. 西湖凹陷春晓区带下第三系平湖组、花港组沉积特征[J]. 石油与天然气地质, 2002, 23(3): 257-261, 265. [WANG Guoshou, ZHOU Zhuoming, XIAO Chaohui, et al. Sedimentary Characteristics of Eocene Pinghu Formation and Huaguang Formation in Chunxiao zone of Xihu Lake Depression [J]. Oil & Gas Geology, 2002, 23(3): 257-261, 265.]
- [5] 葛海波. 东海陆架盆地西湖凹陷天外天—黄岩地区平湖—花港组层序地层及沉积相研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2014: 1-73. [GE Haibo. The study of Pinghu and Huagang Formation sequence stratigraphy and sedimentation facies feature in Tianwaitian and Huangyan region of Xihu Sag, East China Sea [D]. Chengdu: Chengdu University of technology, 2014: 1-73.]
- [6] 薛丹, 胡明毅, 邓猛. 西湖凹陷Y气田平湖组上段沉积相特征及有利砂体预测[J]. 科学技术与工程, 2014, 14(24): 40-47. [XUE Dan, HU Mingyi, DENG Meng. Sedimentary Facies Characteristics and Sandstone Body Prediction of the Upper Part of Pinghu Formation, Y Gas Field [J]. Science Technology and Engineering, 2014, 14(24): 40-47.]
- [7] Li S L, Yu X H, Steel R, et al. Change from tide-influenced deltas in a regression-dominated set of sequences to tide-dominated estuaries in a transgression-dominated sequence set, East China Sea Shelf Basin [J]. Sedimentology, 2018, 65(7): 2312-2338.
- [8] 王超, 唐贤君, 蒋一鸣, 等. 西湖凹陷天台斜坡带北部构造变换带特征及油气地质意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(6): 93-105. [WANG Chao, TANG Xianjun, JIANG Yiming, et al. Characteristics of the structural transfer zone of northern Tiantai slope in Xihu Sag of the East China Sea Basin and their petroleum geological significances [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2020, 40(6): 93-105.]
- [9] 余朝丰, 陈建文, 杜远生, 等. 东海西湖凹陷平湖组层序地层划分[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(5): 85-90. [YU Chaofeng, CHEN Jianwen, DU Yuansheng, et al. Division of sequence stratigraphy of Pinghu Formation in Xihu Sag in East China Sea [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2007, 27(5): 85-90.]
- [10] 张建培, 徐发, 钟韬, 等. 东海陆架盆地西湖凹陷平湖组-花港组层序地层模式及沉积演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32(1): 35-41. [ZHANG Jianpei, XU Fa, ZHONG Tao, et al. Sequence stratigraphic models and sedimentary evolution of Pinghu and Huaguang Formations in Xihu Trough [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2012, 32(1): 35-41.]
- [11] 蔡华, 秦兰芝, 刘英辉. 西湖凹陷平北斜坡带海陆过渡相源-汇系统差异性及其耦合模式[J]. 地球科学, 2019, 44(3): 880-897. [CAI Hua, QIN Lanzhi, LIU Yinghui. Differentiation and coupling model of source-to-sink systems with transitional facies in Pingbei slope of Xihu Sag [J]. Earth Science, 2019, 44(3): 880-897.]
- [12] 刘亚茹, 高顺莉, 周平, 等. 西湖凹陷转换断裂发育特征及其油气地质意义[J]. 海洋地质前沿, 2020, 36(10): 42-49. [LIU Yaru, GAO Shunli, ZHOU Ping, et al. Characteristics of transform faults in the Xihu Sag and their significance to hydrocarbon accumulation [J]. Marine Geology Frontiers, 2020, 36(10): 42-49.]
- [13] 付振群. 东海陆架盆地西湖凹陷平湖组层序地层及沉积特征研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2014: 1-66. [FU Zhenqun. The study of sequence stratigraphy and sedimentary characteristics of Pinghu Formation in Xihu sag of East China Sea Basin [D]. Chengdu: Chengdu University of technology, 2014: 1-66.]
- [14] 于水. 西湖凹陷西斜坡平湖组烃源岩沉积成因分析[J]. 地球科学, 2020, 45(5): 1722-1736. [YU Shui. Depositional Genesis Analysis of Source Rock in Pinghu Formation of Western Slope, Xihu Depression [J]. Earth Science, 2020, 45(5): 1722-1736.]
- [15] 赵丽娜, 陈建文, 张银国, 等. 东海西湖凹陷平湖构造带平湖组沉积特征[J]. 世界地质, 2008, 27(1): 42-47. [ZHAO Lina, CHEN Jianwen, ZHANG Yinguo, et al. Sedimentary characteristics of Pinghu Formation in Pinghu structural belt of Xihu depression, East China Sea [J]. Global Geology, 2008, 27(1): 42-47.]
- [16] 刘成鑫. 东海平湖油气田平湖组沉积相研究[J]. 海洋石油, 2010, 30(2): 9-13. [LIU Chengxin. Study on sedimentary facies for Pinghu Formation in Pinghu oil and gas field in East China Sea Basin [J]. Offshore Oil, 2010, 30(2): 9-13.]
- [17] 蒋海军, 胡明毅, 胡忠贵, 等. 西湖凹陷古近系沉积环境分析: 以微体古生物化石为主要依据[J]. 岩性油气藏, 2011, 23(1): 74-78. [JIANG Haijun, HU Mingyi, Hu Zhonggui, et al. Sedimentary environment of Paleogene in Xihu Sag: Microfossil as the main foundation [J]. Lithologic Reservoirs, 2011, 23(1): 74-78.]
- [18] 蒋一鸣, 周倩羽, 李帅, 等. 西湖凹陷西部斜坡带平湖组含煤岩系沉积环境再思考[J]. 中国煤炭地质, 2016, 28(8): 18-25. [JIANG Yiming, ZHOU Qianyu, LI Shuai, et al. Reconsideration of Pinghu Formation coal-bearing rock series sedimentary environment in western slope of Xihu Depression [J]. Coal Geology of China, 2016, 28(8): 18-25.]
- [19] 周瑞琦, 傅恒, 徐国盛, 等. 东海陆架盆地西湖凹陷平湖组-花港组沉积层序[J]. 沉积学报, 2018, 36(1): 132-141. [ZHOU Ruiqi, FU Heng, XU Guosheng, et al. Eocene Pinghu Formation-Oligocene Huagang Formation Sequence Stratigraphy and Depositional Model of Xihu Sag in East China Sea Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2018, 36(1): 132-141.]

- [20] Fielding C R, Allen J P, Alexander J, et al. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics [J]. *Geology*, 2009, 37(7): 623-626.
- [21] Gould K M, Piper D J W, Pe-Piper G, et al. Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 57: 445-454.
- [22] Mehrabi H, Rahimpour-Bonab H, Hajikazemi E, et al. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran [J]. *Facies*, 2015, 61(4): 23.
- [23] Ghandour I M, Haredy R A. Facies Analysis and Sequence Stratigraphy of Al-Kharrar Lagoon Coastal Sediments, Rabigh Area, Saudi Arabia: Impact of Sea-Level and Climate Changes on Coastal Evolution [J]. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 2019, 44(1): 505-520.
- [24] Geyman E C, Maloof A C, Dyer B. How is sea level change encoded in carbonate stratigraphy? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021, 560: 116790.
- [25] Wu F, Xie X N, Zhu Y H, et al. Sequence stratigraphy of the Late Oligocene carbonate system on the Xisha Islands in the South China Sea [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2021, 110(5): 1611-1629.
- [26] Assal E M, Abdel-Fattah Z A, El-Asmar H M. Facies architecture and controlling factors induced depositional model of the Quaternary carbonate eolianites in the northwestern Mediterranean coast of Egypt [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2020, 109(5): 1659-1682.
- [27] 熊萍南海西北部陆缘晚更新世以来古地貌重建及沉积响应研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2019, 1-112. [XIONG Ping. Paleogeographic reconstructions and sedimentary response since Late Pleistocene in the northwestern margin of South China Sea [D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2019, 1-112.]
- [28] 张建国, 姜在兴, 刘立安, 等. 渤海湾盆地沾化凹陷沙河街组三段下亚段细粒沉积岩岩相特征与沉积演化[J]. 石油学报, 2021, 42(3): 293-306. [ZHANG Jianguo, JIANG Zaixing, LIU Li'an, et al. Lithofacies and depositional evolution of fine-grained sedimentary rocks in the lower submember of the Member 3 of Shahejie Formation in Zhanhua sag, Bohai Bay Basin [J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2021, 42(3): 293-306.]
- [29] 姜衍, 张向涛, 龙祖烈, 等. 南海北部珠江口盆地烃源岩成因: 阳江凹陷的资源潜力[J]. 大地构造与成矿学, 2021, 45(1): 90-107. [JIANG Yan, ZHANG Xiangtao, Long Zulie, et al. Formation of Source Rocks in the Pearl River Mouth Basin, Northern South China Sea: Resource Potential of the Yangjiang Sag [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2021, 45(1): 90-107.]
- [30] Bridges R A, Castle J W. Local and regional tectonic control on sedimentology and stratigraphy in a strike-slip basin: Miocene Temblor Formation of the Coalinga area, California, USA [J]. *Sedimentary Geology*, 2003, 158(3-4): 271-297.
- [31] Tamura T, Masuda F. Inner shelf to shoreface depositional sequence in the Sendai coastal prism, Pacific coast of northeastern Japan: spatial and temporal growth patterns in relation to Holocene relative sea-level change [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(4): 567-576.
- [32] Lin W, Bhattacharya J P. Depositional facies and the sequence stratigraphic control of a mixed-process influenced clastic wedge in the Cretaceous Western Interior Seaway: The Gallup System, New Mexico, USA [J]. *Sedimentology*, 2020, 67(2): 920-950.
- [33] Zhu W L, Zhong K, Fu X W, et al. The formation and evolution of the East China Sea Shelf Basin: A new view [J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 190: 89-111.
- [34] Miller G K, Browning V J, Schmelz W J, et al. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records [J]. *Science Advances*, 2020, 6(20): eaaz 1346.
- [35] Clift P D. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241(3-4): 571-580.
- [36] Clift P D, Wan S M, Blusztajn J. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies [J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 130: 86-102.
- [37] 陈树光, 任建业, 吴峰, 等. 渤海中坳陷沙北地区古地貌恢复及其应用[J]. 特种油气藏, 2015, 22(2): 52-55. [CHEN Shuguang, REN Jianye, WU Feng, et al. Palaeogeomorphic Recovery and Its Application in Shabei Area, Central Bohai Depression [J]. *Special Oil & Gas Reservoirs*, 2015, 22(2): 52-55.]
- [38] 林畅松, 夏庆龙, 施和生, 等. 地貌演化、源-汇过程与盆地分析[J]. 地学前缘, 2015, 22(1): 9-20. [LIN Changsong, XIA Qinglong, SHI Hesheng, et al. Geomorphological evolution, source to sink system and basin analysis [J]. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(1): 9-20.]
- [39] 金民东, 谭秀成, 童明胜, 等. 四川盆地高石梯—磨溪地区灯四段岩溶古地貌恢复及地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2017, 44(1): 58-68. [JIN Mindong, TAN Xiucheng, TONG Mingsheng, et al. Karst paleogeomorphology of the fourth Member of Sinian Dengying Formation in Gaoshiti-Moxi area, Sichuan Basin, SW China: Restoration and geological significance [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2017, 44(1): 58-68.]