

东海陆架盆地南部剥蚀厚度恢复及构造演化特征

李德勇^{1,2}, 郭太宇¹, 姜效典^{1,2}, 赵汗青³, 王海平³

(1. 中国海洋大学 海洋地球科学学院 山东 青岛 266100; 2. 海底科学与探测技术教育部重点实验室 山东 青岛 266100; 3. 中海油田服务股份有限公司, 天津 300451)

摘要:针对钻井少、勘探程度低的东海陆架盆地南部,利用丰富的地震资料,综合地层趋势对比法、泥岩声波时差法及沉积波动分析法,对其关键不整合面剥蚀厚度进行了计算,并在区域构造背景分析及平衡剖面恢复的基础上,探讨了盆地充填结构及构造演化过程,结果显示:古新世末—早始新世时期剥蚀作用强,形成 T_4^0 不整合面,椒江—丽水凹陷斜坡带和凸起带剥蚀量最高,达800~1 000 m,福州凹陷较小,主要在200~400 m,而钓北凹陷则介于200~600 m;渐新世末—早中新世形成的 T_2^0 不整合面剥蚀趋势变化较为平缓,钓北凹陷西斜坡、福州凹陷北部、雁荡低凸起以及椒江—丽水凹陷西斜坡南段剥蚀量较大,在500~600 m,其它区域分布较均匀;古新世,裂陷首先在西部拗陷带发育,形成“东断西超”的箕状结构。始新世,裂陷中心跃迁至东部拗陷带,钓北凹陷形成“双断结构”,西带则开始进入拗陷—反转阶段,随后的渐新世东带也进入拗陷—反转期,但反转作用均并不明显,钓北凹陷逐渐变为西向超覆的箕状盆地。中新世之后,东海陆架盆地自西向东逐步进入区域沉降阶段。

关键词:声波时差;沉积波动;剥蚀厚度;构造演化;东海陆架盆地

中图分类号:TE121.2

文献标识码:A

Erosion thickness recovery and tectonic evolution characterization of southern East China Sea Shelf Basin

Li Deyong^{1,2}, Guo Taiyu¹, Jiang Xiaodian^{1,2}, Zhao Hanqing³, Wang Haiping³

(1. Department of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, Shandong 266100, China;

2. Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ministry of Education, Qingdao, Shandong 266100, China;

3. China Oilfield Services Ltd., CNOOC, Tianjin 300451, China)

Abstract: Considering the fact that only a few exploratory wells in southern East China Sea Basin were drilled, we resorted to sufficient seismic data here to restore the critical unconformity erosion thickness and study the basin infilling and tectonic evolution by employing approaches including stratigraphic trends contrast, acoustic travel time, and sedimentary fluctuation analyses. The results show that the denudation of the basin was the most intensive during the Late Paleocene and Early Eocene, leading to the formation of the T_4^0 unconformity with the largest erosion thickness of 800–1 000 m in the slope and uplift zones of Jiaojiang-Lishui Sag, and the least erosion thickness of 200–400 m in Fuzhou Sag as well as the medium erosion thickness of 200~600 m in Diaobei Sag. During the Late Oligocene and Early Miocene when the denudation was less intensive, the unconformity T_2^0 was formed with mostly 500 to 600 m erosion thickness in the western slope of Diaobei Sag, the northern part of Fuzhou Sag, Yandang Low Bulge, and southern segment of the western slope of Jiaojiang-Lishui Sag. In the Paleocene, rifting and faulting activities initiated in the western depression, forming a dustpan-shaped “eastern faulted and western overlapping” structure; then shifted to east depression (leaving the west part to enter the stage of depression-inversion in the Eocene), forming a “bidirectional faulted” structure in Diaobei Sag. The Oligocene saw the east part also entered the depression-inversion stage but less intensive with the depression gradually turning into the westward overlapping dustpan structure. After the Miocene, the East China Sea Shelf Basin slowly entered the regional subsiding stage from west to east.

Key words: acoustic travel time, sedimentary fluctuation, erosion thickness, tectonic evolution, East China Sea Shelf Basin

收稿日期:2014-10-30;修订日期:2015-10-30。

第一作者简介:李德勇(1984—),男,博士、讲师,沉积学与油气储层地质学。E-mail:ldyc411@ouc.edu.cn。

基金项目:国家自然科学基金重点项目(41530963);国家科技重大专项(2016ZX05027-002-005);中央高校基本科研业务费项目(201413005, 201564006)。

剥蚀是沉积盆地中普遍存在的地质现象,地层隆升剥蚀改变了盆地埋藏历史、有效圈闭改造及烃源岩热成熟过程,从而使油气的生成、运移和保存条件复杂化,因此,关于剥蚀量恢复及盆地构造演化的研究成为含油气盆地油气资源评价的重要内容之一^[1]。东海陆架盆地是我国近海面积最大的含油气盆地,蕴藏着丰富的油气资源,其发育过程中经历多期构造运动的改造和抬升,形成了多个区域性不整合面^[2-5]。前人使用地层趋势对比法、泥岩声波时差法、镜质体反射率(R_o)法及流体包裹体法对东海盆地进行过剥蚀量计算等方面的研究,并简要分析了构造剥蚀对油气聚集的影响,但主要集中在西湖凹陷^[6-9]。本文则针对钻井少、勘探程度低的东海盆地南部(包括椒江—丽水凹陷、福州凹陷、钓北凹陷以及渔山东低隆起),综合利用沉积波动分析法、泥岩声波时差法及地层趋势对比法对其关键不整合面的剥蚀量进行了恢复,并在区域构造背景基础上探讨了盆地充填结构及阶段演化特征,以期对有利油气成藏区带优选提供依据。

1 区域地质背景

东海陆架盆地位于欧亚板块东南缘,处于华南陆块之上,基底是华夏地块在东海陆架的延伸,是西太平洋边缘构造域的重要组成部分。其西为浙闽隆起区,东为钓鱼岛隆褶带,北与对马盆地隔海相望,南与台西盆地接壤,走向 NNE—NE,长约 1 400 km,宽 80~370 km,总面积达 $26.7 \times 10^4 \text{ km}^2$,以新生代充填地层为主,最大沉积厚度超过 14 km,系中生代盆地之上叠合了新生代复合盆地的多旋回构造单元^[4,10-11],可划分为西部拗陷带(椒江—丽水凹陷、福州凹陷、钱塘凹陷、长江拗陷)、中央隆起带(虎皮礁隆起、海礁隆起及渔山东低隆起)及东部拗陷带(福江凹陷、西湖凹陷及钓北凹陷)3个次级构造单元(图1)。

晚侏罗世—早白垩世,新特提斯洋洋壳开始快速消减至欧亚板块之下,大陆地壳因强烈褶皱、逆冲、叠覆而发生增厚。期间太平洋板块由推动库拉板块向北快速移动逐渐变为对欧亚板块的 NNW 向俯冲^[12],导致太平洋构造域不断向东后撤跃迁,由此对东海陆架产生了差异升降和宽缓褶皱作用^[13-15],刚性地块破裂,形成了中生界 NE 向的宽缓褶曲和半地堑。进入新生代,随特提斯洋消亡,至渐新世末印度板块与欧亚板块开始陆—陆碰撞,青藏高原开始隆升^[16-17],华南陆块向东挤出^[18-19],引起地幔流向东蠕动,东海陆架盆地也随之发育成形^[20]。古新世早期,盆地裂陷中心位于西带,东部拗陷带为陆上隆起。始新世,太平洋俯冲板块因菲律宾海板块的生长而逐渐后撤,裂陷中心

自西向东跃迁至东部拗陷带,而西部拗陷带则逐渐抬升为陆上削蚀环境,导致渐新统缺失,中上始新统被剥蚀^[4,21-22]。始新世末期—渐新世,太平洋板块俯冲则由 NNW 向转为 NWW 向^[23],控盆断裂由左旋变为右旋,东海盆地进入拗陷—区域沉降阶段,超覆层叠置于箕状断陷之上,形成断拗叠合的双层盆地结构。

2 不整合面剥蚀厚度计算

根据井—震标定及骨干地震剖面的追踪对比,东海陆架盆地新生界可识别出 5 个区域性不整合面(地震反射界面),即分别由反射界面 $T_5^0, T_4^0, T_3^0, T_2^0$ 及 T_1^0 代表的不整合面(图2)。由于其“东西分带”的特殊构造格局,西部拗陷带主要发育 T_5^0, T_4^0, T_2^0 及 T_1^0 不整合面, T_3^0 界面大部分缺失。东部拗陷带则主要发育 T_3^0, T_2^0 及 T_1^0 不整合面,深部 T_5^0 和 T_4^0 界面反射往往杂乱模糊,难以有效追踪。 T_5^0 反射界面代表的不整合面为上覆于白垩系之上的角度不整合,下削明显,代表盆地初始断陷的开始。 T_4^0 界面表现为强振幅、中频、高连续的地震反射波组特征,系裂陷中心向东迁移的构造跃迁面,主要为低角度不整合或平行不整合,局部可见角度不整合。 T_3^0 为东部拗陷带断陷向拗陷的构造反转面,与裂后的构造格局差异调整和拉伸末期的热隆起有关,多为微角度不整合或平行不整合。 T_2^0 界面为拗陷期发育的第一个贯穿东海盆地的区域性角度不整合面,地层强烈抬升翘倾,与上覆地层呈高角度不整合接触,具明显的削顶剥蚀现象。 T_1^0 反射界面为盆地裂后拗陷期发育的规模较大的区域性不整合面,表现为强振幅、高连续的地震反射,与陆架盆地北部(西湖凹陷)不同的是未发现高角度地层不整合接触现象,故认为 T_1^0 不整合面主要是拗陷盆地在中新世末掀斜抬升继而剥蚀所形成,未发生明显的构造挤压反转。

目前,地层剥蚀厚度恢复的方法有很多,例如地层对比法^[24]、声波时差法^[7,25-28]、古地温法^[29-30]及沉积速率法^[31-32]等,每种方法都有对资料的特殊要求和应用方面的局限性。鉴于东海陆架盆地南部钻井稀少且主要集中在椒江—丽水凹陷的现实条件,本文充分利用丰富的全覆盖地震资料,综合采用地层趋势对比法并以声波时差法、沉积波动分析法为约束,对研究区的地层剥蚀厚度进行了恢复。

2.1 地层趋势对比法剥蚀量恢复

根据地震剖面上反射波振幅、连续性等特征,分析沉积地层厚度变化规律,采用地层厚度对比或厚度变化趋势追踪来计算剥蚀厚度。该方法仅适用于倾斜地

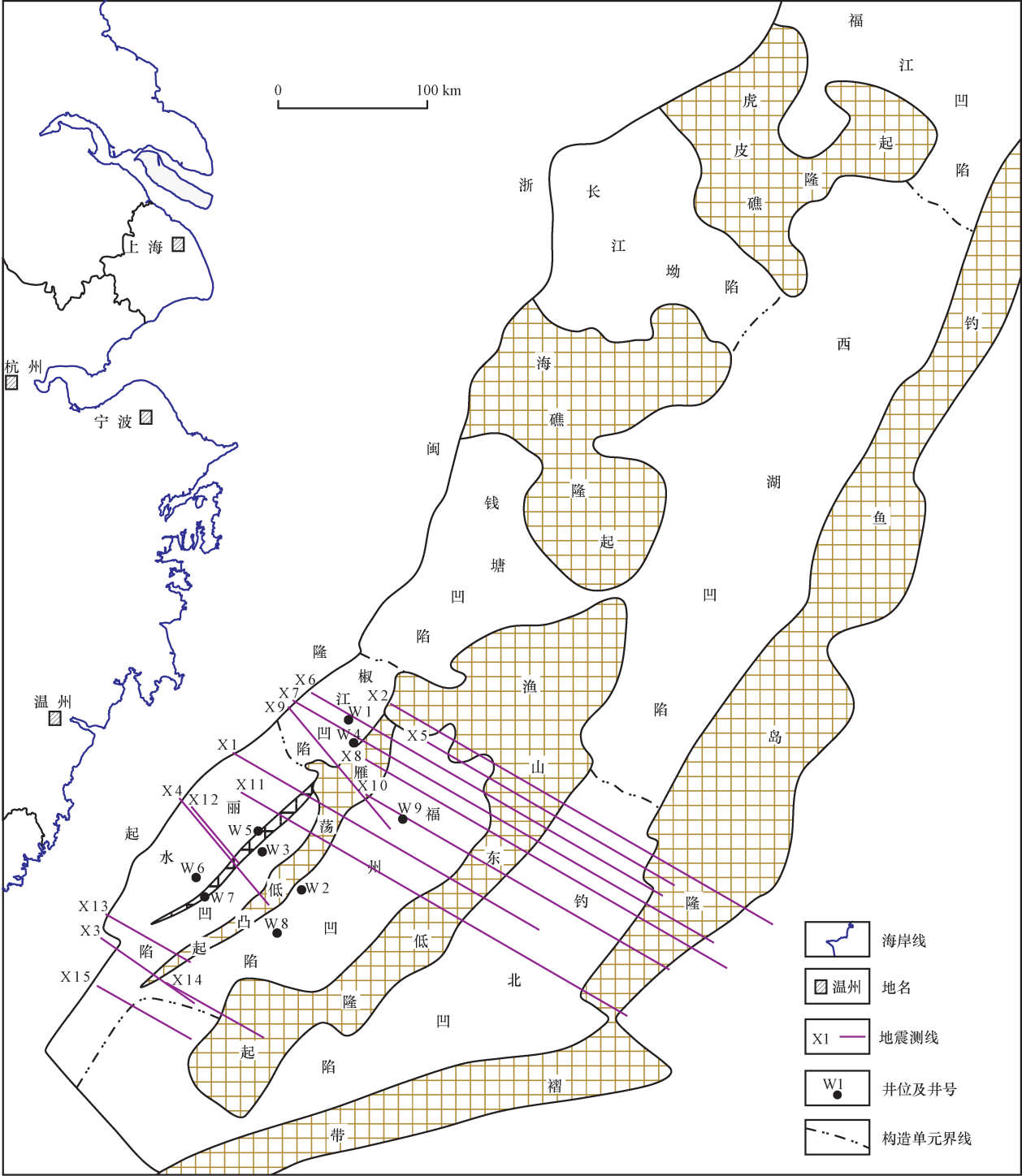


图 1 东海陆架盆地区域位置与构造单元

Fig. 1 Regional location and tectonic units of the East China Sea Shelf Basin

层,即角度不整合接触地层,如何准确确定起剥点是关键,当地层厚度横向变化较大时,误差较大,甚至无法使用。东海盆地南部地震资料丰富,使用该方法恢复剥蚀量控制点多、可信度高,研究中选取自盆内向盆外可以识别的第一个削截点为起剥点。

研究区 T_5^0 界面为裂陷期前的基底角度不整合, T_4^0 剥蚀面为断陷期内次级裂陷幕间发生构造调整和跃迁而形成的角度—平行不整合,系掀斜断块或低隆起部位遭受削蚀所形成。在椒江—丽水凹陷斜坡带呈高角

度削截不整合,福州凹陷呈低角度不整合接触,钓北凹陷难以追踪,凹陷内部则多为假整合接触,经计算 X1 测线 T_4^0 不整合最大剥蚀厚度达 352 m。 T_3^0 剥蚀面仅在钓北凹陷发育,为盆地自断陷向坳陷转换期间形成的区域性角度不整合,与岩石圈拉伸导致的热隆起冷却向拗陷沉降转换有关,局部呈低角度削截不整合,计算知 X2 测线 T_3^0 剥蚀面剥蚀厚度在 0~673 m。 T_2^0 剥蚀面全区可追踪,为拗陷后挤压抬升的高角度构造不整合,X3 测线 T_2^0 发育时期剥蚀厚度在 0~472 m(图 3)。

地层系统			地质年代/Ma	地震反 射界面	构造运动	盆地演化	
系	统	组				西带	东带
第四系	更新统	东海群 Q_{4h}	2.6	T_1^0	冲绳海槽运动	区域 沉降	区域 沉降
新近系	上新统	三潭组 N_{2s}	5.3		龙井运动		拗陷
	中新统	柳浪组 N_{1l}					
		玉泉组 N_{1y}					
		龙井组 N_{1l}					
古近系	渐新统	花港组 E_3h	25.2	T_2^0	花港运动	抬升 剥蚀	拗陷 反转
	始新统	平湖组 E_2p	36	T_3^0	玉泉运动		断陷
		温州组 E_{2w}					
		瓯江组 E_{2o}					
	古新统	明月峰组 E_{1m}	51	T_4^0	瓯江运动	断陷	
		灵峰组 E_{1l}					
		月桂峰组 E_{1y}					
	白垩系	上白垩统		66.5	T_5^0	雁荡运动	

图 2 东海陆架盆地主要地质界面与构造演化简况

Fig. 2 Main geological interfaces and tectonic evolution processes in the Southern East China Sea Shelf Basin

2.2 声波时差法剥蚀量恢复

由于泥岩声波时差随压实(深度)变化的标准指数关系并不因剥蚀而发生改变,同时受后期埋藏成岩作用改造较弱,属定量的地球物理方法且计算精度高,因此被广泛应用于钻井剥蚀量的求取,但该方法要求不整合面上覆沉积层未改变老地层的压实规律^[27]。

本文在充分考虑剥蚀面上覆新地层和被剥蚀地层分别对老地层所施加压力大小的基础上,应用声波时差与埋深的改进型指数关系模型进行了剥蚀厚度恢复。改进型指数关系模型兼顾了对深部和浅部地层的适用性^[7,26],更加符合实际地质特征:

$$\Delta t = (\Delta t_0 - c)e^{-kD} + c \tag{1}$$

式中: Δt 为泥岩声波时差, $\mu s/m$; Δt_0 为声波在地表的传播时间, s ; D 为埋深, m ; c 为偏移常量,约等于声波在岩石基质中的传播时间。

为方便程序计算,研究中首先对改进指数模型公式(1)进行线性化,两边取对数得:

$$\ln(\Delta t - c) = \ln(\Delta t_0 - c) - kD \tag{2}$$

其次,利用所求剥蚀面深度 D_1 及相应剥蚀量 h 将声波资料中提供的现今埋深 D_0 校正为地层未剥蚀前的古埋深,进而得下式:

$$\ln(\Delta t - c) = \ln(\Delta t_0 - c) - k(D_0 - D_1 + h) \tag{3}$$

据此,可直接拟合声波时差对数与深度的线性趋

势线,并计算相应的地层剥蚀厚度。研究中 Δt_0 值由盆地中心未受剥蚀影响的钻井声波时差上延至地表获得, c 取值范围在 $128 \sim 223 \mu s/m$ ^[7,25],给定一个 c 可确定对应的 k ,利用均方根 RMSE 方法可求得误差量最小的一组 c 和 k ,即为有效输入参数。同时提取厚度大于 2 m 的稳定泥岩层声波时差资料,经去噪后作为程序输入数据,在式(3)基础上采用最小二乘法拟合趋势线,再将拟合趋势线上延至横坐标为 $\ln(\Delta t_0 - c)$ 处,则趋势线顶点与剥蚀面的纵坐标差值即为所求不整合面的剥蚀量。经计算,椒江—丽水凹陷 W1 井 T_4^0 界面形成时期剥蚀厚度为 587 m, T_3^0 不整合面形成时期剥蚀厚度为 527 m。福州凹陷 W2 井 T_4^0 不整合剥蚀厚度为 55 m, T_2^0 不整合剥蚀厚度为 295 m(图 4)。

2.3 沉积波动方程法剥蚀量恢复

沉积波动分析法是建立在地壳波状运动理论基础之上的,认为盆地似周期及非周期的地质现象,均是若干个有严格周期、振幅的波动过程的叠加,因此,沉积盆地的发育过程可由不同周期波动过程叠加的波动方程来描述^[31],进而达到定量恢复盆地完整沉积、剥蚀演化历史过程的目的。沉积波动分析法计算剥蚀量的理论依据是盆地沉积速率的变化系由不同周期波叠加而成。

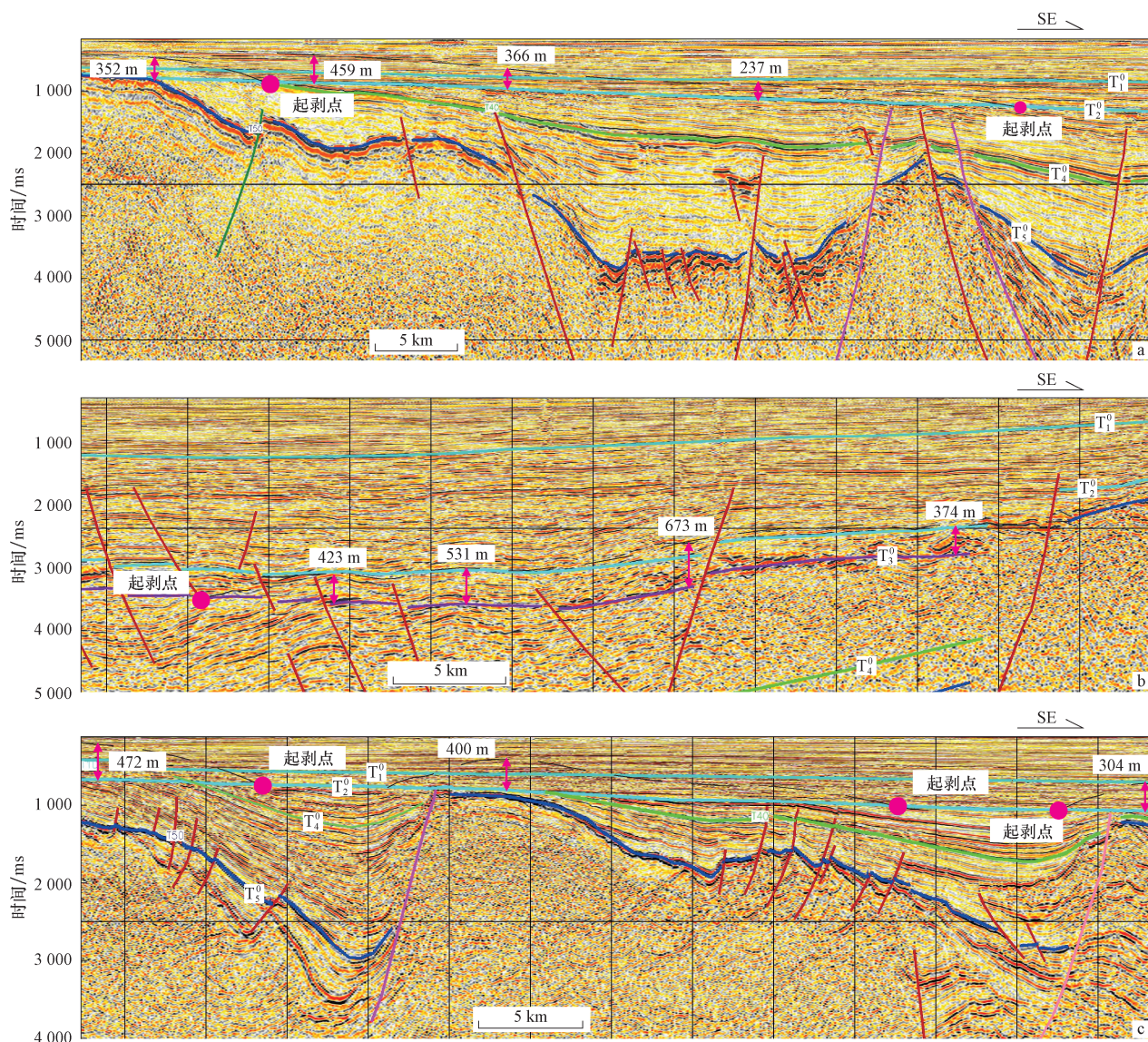


图3 地层趋势法不整合面剥蚀厚度恢复

Fig. 3 Restoration of erosion thickness by stratigraphic trends contrast method

a. X1 测线; b. X2 测线; c. X3 测线

本次研究为确保计算精度,以单一钻井为对象进行剥蚀厚度恢复。首先,根据取心和测录井资料建立岩性-厚度(深度)剖面,统计各层段岩层厚度。其次,利用微体古生物及测年资料将岩层深度剖面转化为时间剖面。再次,对砂、泥岩地层进行压实校正以消除压实作用影响,进而计算其沉积速率,建立时间-沉积速率直方图剖面。最后,采用滑动平均法在时间-沉积速率剖面上分解出不同周期的严格周期波^[31-32],进而叠加建立描述盆地沉积-剥蚀过程的波动方程 $F(t)$,利用公式:

$$h = \int_{t_1}^{t_2} F(t) dt \quad (4)$$

积分即可得到地层剥蚀期间($t_1 - t_2$)的剥蚀量 h 。

分析结果显示(图5),W3井所在的丽水凹陷沉积波动周期包括44 Ma(G波)、19 Ma(B波)及12 Ma(F

波)3种,波动方程分别为:

$$G = 5 \sin[2\pi(t - 340)/440] \quad (5)$$

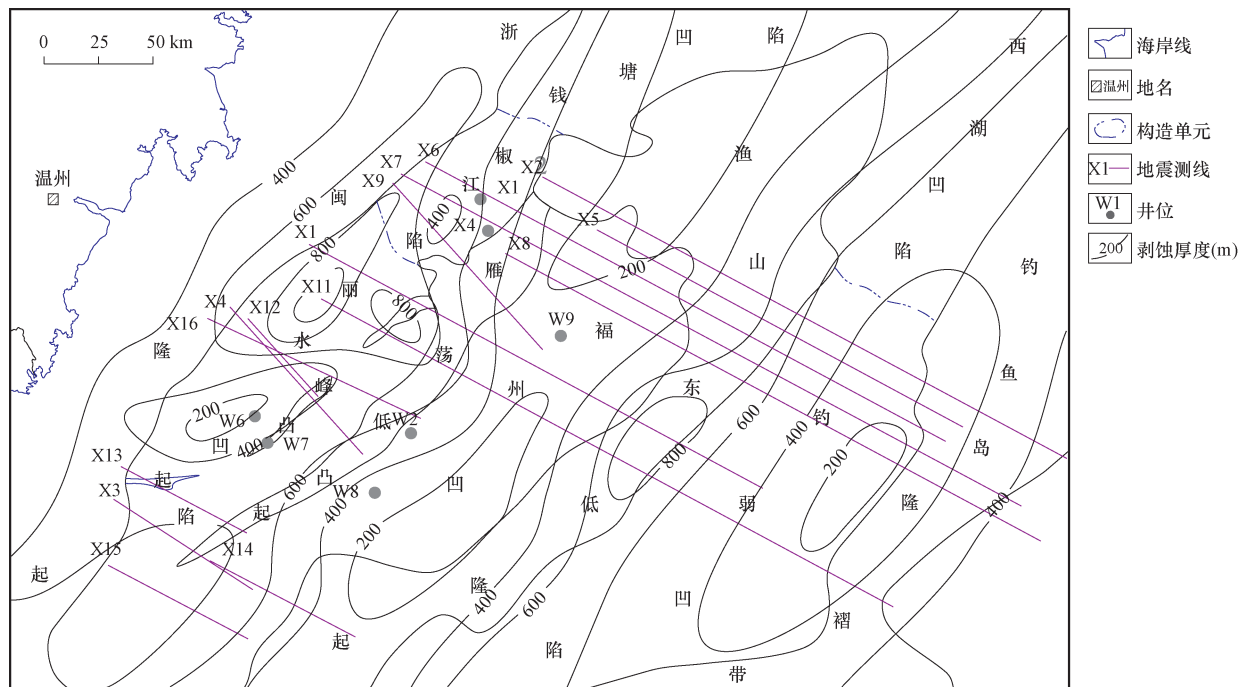
$$B = G + (-2 + 0.015t) \sin[2\pi(t - 325)/190] \quad (6)$$

$$F = B + (0.015t) \sin[2\pi(t - 275)/120] \quad (7)$$

G波和B波控制了丽水凹陷古新世以来的区域沉降演化趋势,F波则控制了凹陷主要的沉积期和剥蚀期,共经历4个完整周期旋回,对沉积速率负值求积分得 T_4^0 不整合剥蚀量为250.4 m, T_2^0 不整合面剥蚀量为735.1 m。

2.4 主要不整合面剥蚀量分布

受资料限制,本文主要对东海陆架盆地南部 T_4^0 和 T_2^0 不整合面进行了剥蚀量恢复,剥蚀量网格数据主要由声波时差法、沉积波动分析法及地层趋势对比法并

图6 东海陆架盆地南部不整合面(T_4^0)剥蚀厚度Fig. 6 Erosion thickness of T_4^0 unconformity in the Southern East China Sea Shelf Basin

通过数学插值得到。对于应用不同方法计算所得剥蚀量存在差异时,本文是在地层趋势厚度约束下,取平均作为最终的地层剥蚀厚度。剥蚀带呈长条带状分布,与盆地构造走向一致,反映了构造作用对盆地剥蚀的控制。

如 T_4^0 剥蚀量分布图所示(图6),该时期盆地遭受风化剥蚀作用强,剥蚀厚度大,整体以盆缘斜坡带最高。钓北凹陷剥蚀量自盆地中心至两侧斜坡带由200 m增大至600 m,最高可达800 m。福州凹陷地层原始沉积厚度薄,导致剥蚀量偏小,主要在200~400 m。椒江—丽水凹陷剥蚀量明显增大,西部斜坡带某井区已超过1000 m,一般分布在600~800 m,灵峰凸起带剥蚀量最高可达800 m,其它区域则多在200~400 m。椒江—丽水凹陷 T_4^0 剥蚀量明显高于福州、钓北凹陷,说明古新世末—始新世初瓯江运动主要导致了西部拗陷带的反转抬升和剥蚀,对东带影响较小。

从 T_2^0 不整合面剥蚀量分布图中可以看出(图7), T_2^0 剥蚀量变化较为平缓,整体为200~500 m。钓北凹陷西部斜坡与渔山隆起的过渡地区、福州凹陷北部、雁荡低凸起以及椒江—丽水凹陷西斜坡南段剥蚀量较大,在500~600 m,其它区域分布较为均匀。由于 T_2^0 形成于渐新世末—中新世初的花港运动期间,此时东海陆架盆地已进入区域沉降阶段,因此其剥蚀量并未表现出明显的“东西分带”现象,反映其构造反转作用趋于缓和,主要的地壳应力释放点已跃迁至盆地东侧的冲绳海槽盆地^[33]。

3 盆地结构及构造演化特征

本文在剥蚀厚度恢复的基础上,通过平衡剖面的制作分析了不同地史时期盆地的充填结构,并结合区域背景资料,探讨了东海陆架盆地的构造演化特征。本次研究按层长守恒法则,即假定地层厚度不变,岩层在变形前后的长度是相同的^[34],运用复原法并融入地层剥蚀厚度补偿进行了平衡剖面恢复。

晚侏罗世之前,东海陆架盆地属古亚洲克拉通大陆边缘拗陷,之后,西太平洋构造域受库拉—太平洋板块侧向俯冲控制^[12,35],发生岩石圈减薄、软流圈上涌,多幕次、大规模的酸性岩浆活动形成火山弧,导致东海盆地转变为弧前拗陷盆地^[1]。晚白垩世—早古新世,太平洋板块持续俯冲引起地幔上拱,地幔上升流在地壳表层诱发引张作用,使地壳表层在热隆背景下形成小型裂陷盆地,东海陆架盆地进入弧后扩展期,形成裂谷型断陷盆地雏形。

平衡剖面结果显示(图8),西部拗陷带在晚白垩世末形成雏形,于古新世进入断陷阶段,发育一系列NE向、书斜式正断层,逐步接受古新统月桂峰组、灵峰组和明月峰组巨厚地层充填,沉积地层厚度最高达6000 m,形成具有“东断西超”的箕状断陷,是西部拗陷带的主要发育期。始新世后,由于莫霍面停止上拱,西部拗陷带在热冷却驱动下进入拗陷一反转期,但反转作用并不明显,沉积速率快速减小,期间发育了中下始新统瓯江组和温州组。之后,受地幔流蠕散影响,沉

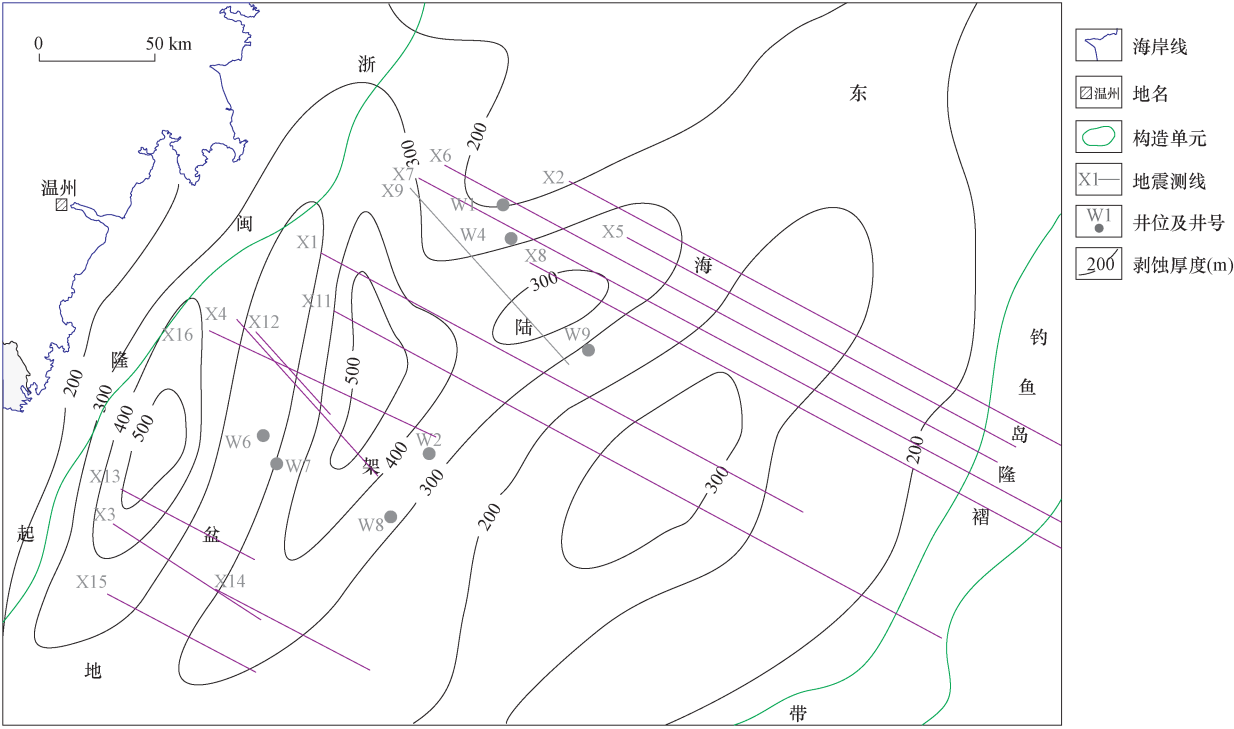


图7 东海陆架盆地南部不整合面(T_2^0)剥蚀厚度

Fig.7 Erosion thickness of T_2^0 unconformity in the Southern East China Sea Shelf Basin

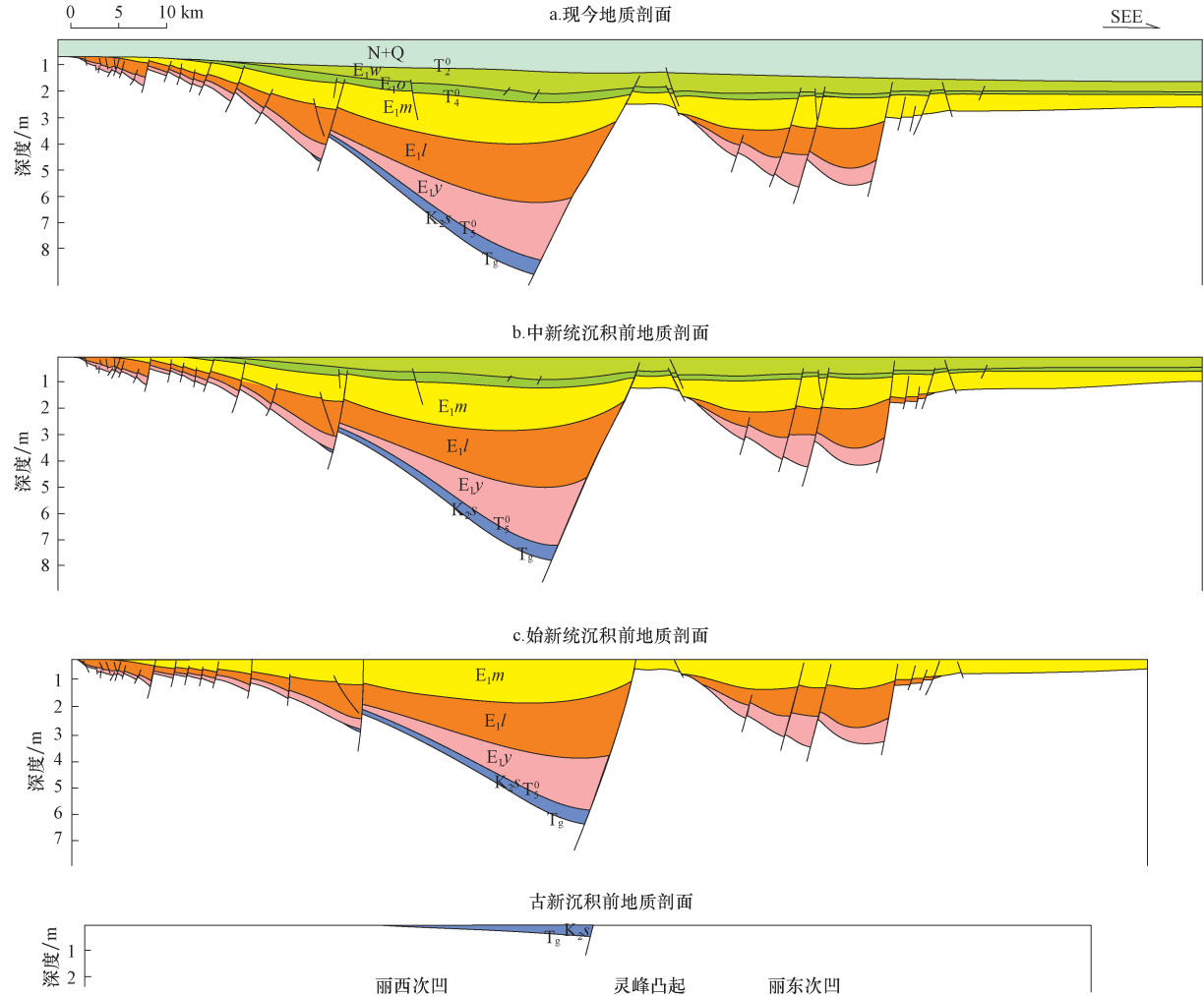


图8 西部坳陷带 X4 测线平衡剖面恢复

Fig.8 Balanced section recovery of seismic line X4 in the western depression belt

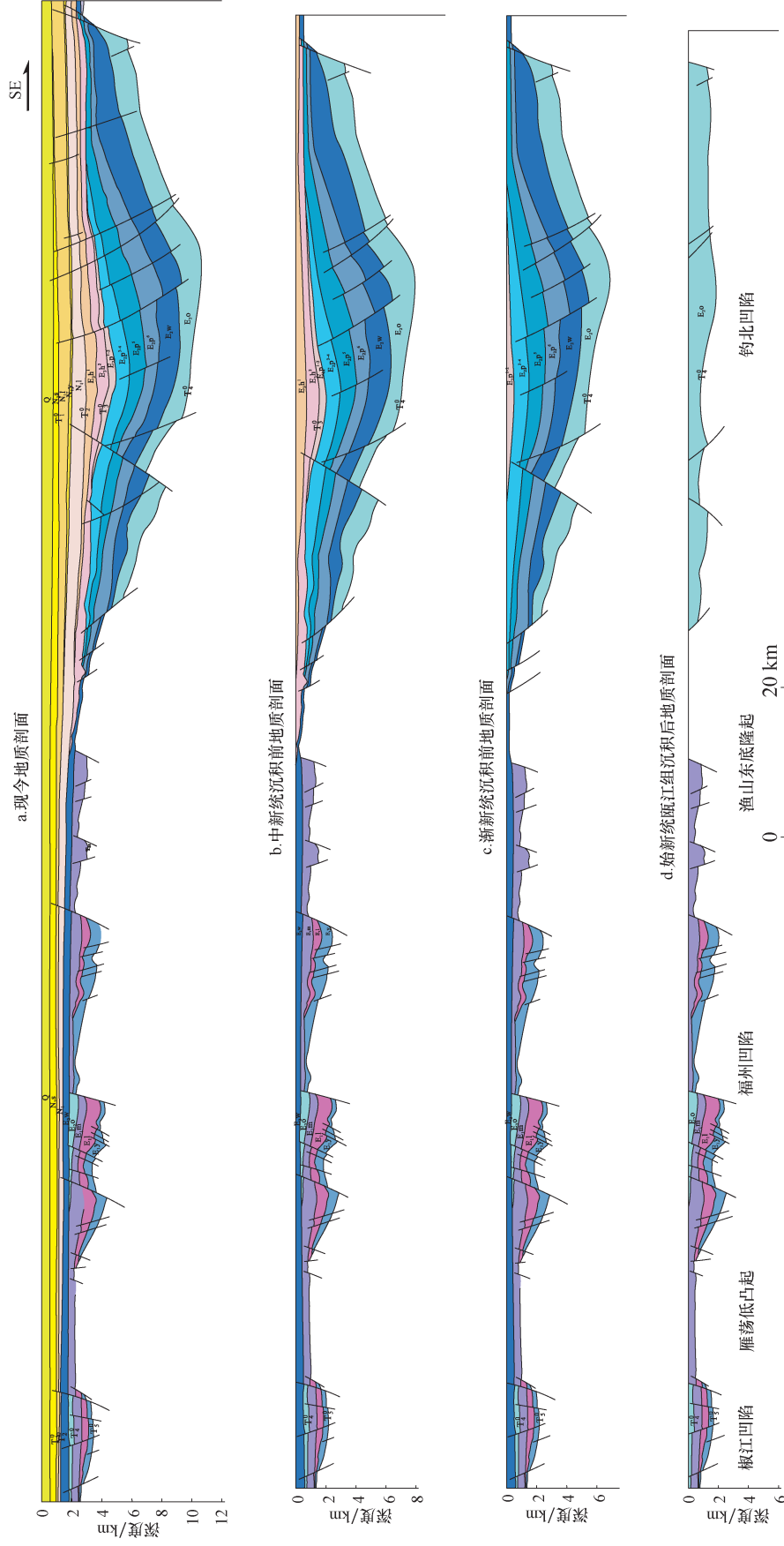


图9 东海陆架盆地南部X7测线平衡剖面恢复
Fig.9 Balanced section recovery of seismic line X7 in the southern East China Sea Shelf Basin

降中心逐渐向东迁移,西部坳陷带发生掀斜、抬升,进入中晚始新世—渐新世抬升剥蚀期,导致渐新统缺失,始新统部分被剥蚀。渐新世后,西部坳陷带首先进入区域沉降期,接受中新统龙井组、玉泉组和柳浪组及上新统三潭组沉积,形成断坳叠加的双层盆地结构。

受沉降中心自西向东迁移的影响,东部坳陷带始新世后才开始进入强烈断陷期,盆地呈“地堑式双断”结构(图9),逐步接受了厚达万米的始新统瓯江组、温州组和平湖组充填。进入渐新统,受玉泉运动控制,东海盆地发生构造反转,开始进入坳陷—反转阶段,但钓北凹陷仅局部发生微弱反转,远不如西湖凹陷中央背斜带典型,并接受了渐新统花港组沉积,此时盆地结构也由双断地堑转化为西向超覆的箕状盆地,进而叠加形成了双层结构。中新世,东部坳陷带持续、快速坳陷,先后接受了龙井组、玉泉组及柳浪组沉积;上新世及之后,随着菲律宾海板块死亡、太平洋俯冲板块带持续向东后撤,弧后扩张区也向东迁移至冲绳海槽,东海陆架盆地整体进入区域沉降期。

4 结论

1) 东海陆架盆地西部坳陷带主要发育由地震反射界面 T_3^0 , T_4^0 , T_2^0 及 T_1^0 代表的不整合面,东部坳陷带则主要发育 T_3^0 , T_2^0 及 T_1^0 不整合面。 T_3^0 为盆地裂陷前的基底高角度不整合, T_4^0 为断陷期内次级裂陷幕间发生构造调整和跃迁而形成的角度—平行不整合, T_3^0 为自断陷向坳陷转换形成的角度不整合, T_2^0 为坳陷后挤压抬升的高角度构造不整合, T_1^0 为区域性的平行不整合。

2) 剥蚀量恢复结果知, T_4^0 不整合发育时期剥蚀作用强,椒江—丽水凹陷斜坡带和凸起带剥蚀量最高,达 800~1 000 m,福州凹陷较小,主要在 200~400 m,钓北凹陷则主要在 200~600 m,说明古新世末—始新世初瓯江运动主要控制了西部坳陷带的反转抬升和剥蚀。 T_2^0 不整合形成时期剥蚀趋势变化较为平缓,钓北凹陷西斜坡、福州凹陷北部、雁荡低凸起以及椒江—丽水凹陷西斜坡南段剥蚀量较大,在 500~600 m,其它区域分布较均匀,反映区域构造作用平缓。

3) 东海陆架盆地具有“东西分带”的构造格局,古新世,裂陷首先在西带发育,西部坳陷带形成“东断西超”的箕状结构;始新世,裂陷中心迁移至东部坳陷带,钓北凹陷形成“双断结构”,而此时因莫霍面停止上拱,西部坳陷带在热冷却驱动下首先进入坳陷—反转阶段;渐新世,东带也进入坳陷—反转阶段,但构造反转非常微弱,强度明显低于西带,钓北凹陷逐渐变为西向超覆的箕状盆地;中新世之后,东海陆架盆地自西向东逐步进入区域沉降阶段。

参 考 文 献

- [1] 张渝昌,张荷,孙肇才,等. 中国含油气盆地原型分析[M]. 南京: 南京大学出版社,1997:3-5.
Zhang Yuchang, Zhang He, Sun Zhaocai, et al. Prototype analysis of petroliferous basins in China[M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1997:3-5.
- [2] 王国纯. 东海陆架盆地的形成与演化[J]. 石油学报,1987,8(4): 18-25.
Wang Guochun. The formation and evolution of the East China Sea Shelf Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 1987, 8(4): 18-25.
- [3] 许红,马慧福,蒲庆南,等. 东海陆架盆地新生代地层特征及其含油气性[J]. 海洋地质动态,2003,19(4): 22-25.
Xu Hong, Ma Huifu, Pu Qingnan, et al. Stratigraphic features and hydrocarbon potential of Cenozoic in the Southern East China Sea Shelf Basin[J]. Marine Geology Letters, 2003, 19(4): 22-25.
- [4] 冯晓杰,蔡东升,王春修,等. 东海陆架盆地中生代构造演化特征[J]. 中国海上油气(地质),2003,17(1): 33-37.
Feng Xiaojie, Cai Dongsheng, Wang Chunxiu, et al. The Meso-Cenozoic tectonic evolution in East China Sea Shelf Basin[J]. China Offshore Oil and Gas(Geology), 2003, 17(1): 33-37.
- [5] 冯晓杰,蔡东升. 东海陆架盆地中生代构造演化对烃源岩分布的控制作用[J]. 中国海上油气,2006,18(6): 372-375.
Feng Xiaojie, Cai Dongsheng. Controls of Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution on source rock distribution in East China Sea Shelf Basin[J]. China Offshore Oil and Gas, 2006, 18(6): 372-375.
- [6] 刘景彦,林畅松,肖建新,等. 东海西湖凹陷第三系主要不整合面的特征、剥蚀量的分布及其意义[J]. 现代地质,1999,13(4): 432-438.
Liu Jingyan, Lin Changsong, Xiao Jianxin, et al. Characteristics and erosion of the major unconformities and their significance to petroleum exploration in the Xihu Trough, the East China Sea[J]. Geoscience, 1999, 13(4): 432-438.
- [7] 刘景彦,林畅松,喻岳钰,等. 用声波测井资料计算剥蚀量的方法改进[J]. 石油实验地质,2000,22(4): 302-306.
Liu Jingyan, Lin Changsong, Yu Yueyu, et al. An improved method to calculate denuded amount by sonic well logs[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2000, 22(4): 302-306.
- [8] 刘斌. 利用流体包裹体计算地层剥蚀厚度——以东海盆地3个凹陷为例[J]. 石油实验地质,2002,24(2): 172-180.
Liu Bin. Calculation of denuded strata thickness by fluid inclusion data—a case study of three depressions in the East China Sea Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2002, 24(2): 172-180.
- [9] 王子煜,张明利. 东海西湖凹陷新生界主要不整合面地层剥蚀厚度恢复[J]. 地质论评,2005,51(3): 309-318.
Wang Ziyu, Zhang Mingli. Erosion restoration of the major Cenozoic unconformities in the Xihu Depression of the East China Sea[J]. Geological Review, 2005, 51(3): 309-318.
- [10] 周志武,赵金海,殷培龄. 东海陆架盆地构造特征及含油气性[C]. 见:朱夏编. 中国中生代沉积盆地. 北京:石油工业出版社,1990:226-242.
Zhou Zhiwu, Zhao Jinhai, Yin Peiling. Structural characteristics and hydrocarbon potential of East China Sea Shelf Basin[C]. In: Zhu Xia (ed.), Sedimentary basins of Cenozoic in China. Beijing: Petroleum Industry Press, 1990:226-242.

- [11] 刘光鼎. 中国海区及邻域地质地球物理特征[M]. 北京: 科学出版社, 1992: 289–301.
Liu Guangding. Geological and geophysical characteristics of China Sea and neighborhood[M]. Beijing: Science Press, 1992: 289–301.
- [12] Hilde T W C, Uyda S, Kroenke L. Evolution of the western Pacific and its margin[J]. *Tectonophysics*, 1977, 38(1–2): 145–165.
- [13] Yu H S, Chow J. Cenozoic basins in northern Taiwan and tectonic implications for the development of the eastern Asian continental margin[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997, 131(1–2): 133–144.
- [14] 臧绍先, 宁杰远. 菲律宾海板块与欧亚板块的相互作用及其对东亚构造运动的影响[J]. *地球物理学报*, 2002, 45(2): 188–197.
Zang Shaoxian, Ning Jieyuan. Interaction between Philippine Sea Plate and Eurasia Plate and its influence on the movement Eastern Asia[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2002, 45(2): 188–197.
- [15] Liu M, Cui X J, Liu F T. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? [J]. *Tectonophysics*, 2004, 393: 29–42.
- [16] 葛肖虹, 马文璞, 刘俊来, 等. 对中国大陆构造格架的讨论[J]. *中国地质*, 2009, 36(5): 949–965.
Ge Xiaohong, Ma Wenpu, Liu Junlai, et al. A discussion on the tectonic framework of Chinese mainland[J]. *Geology in China*, 2009, 36(5): 949–965.
- [17] Whittaker J M, Mueller R D, Leitchenkov G, et al. Major Australian-Antarctic Plate reorganization at Hawaiian-Emperor Bend time[J]. *Science*, 2007, 318: 83–86.
- [18] 陈尚平, 孙德忠. 特提斯洋壳在青藏隆升中所起的作用[J]. *地球学报—中国地质科学院院报*, 1999, 20(1): 24–29.
Chen Shangping, Sun Dezhong. Effects of the Tethyan Oceanic Crust on the Qinghai-Tibet Uplift[J]. *Acta Geoscientia Sinica-Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 1999, 20(1): 24–29.
- [19] 周征宇, 廖宗廷. 印度板块向欧亚板块俯冲碰撞的新模式及其对青藏高原构造演化的影响[J]. *沉积与特提斯地质*, 2005, 25(4): 29–30.
Zhou Zhengyu, Liao Zongting. The model for the subduction and collision of the Indian plate with the Eurasian plate and its implications for the tectonic evolution of the Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2005, 25(4): 29–30.
- [20] 李三忠, 索艳慧, 戴黎明, 等. 渤海湾盆地形成与华北克拉通破坏[J]. *地学前缘*, 2010, 17(4): 64–89.
Li Sanzhong, Suo Yanhui, Dai Liming, et al. Development of the Bohai Bay Basin and destruction of the North China Craton[J]. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(4): 64–89.
- [21] 许凌远, 张凌云. 西北太平洋边缘新生代盆地成因(上): 成盆机制述评[J]. *石油与天然气地质*, 2000, 21(2): 94–98.
Xu Junyuan, Zhang Lingyun. Genesis of Cenozoic basins in Northwest Pacific Ocean margin (1): comments on basin-forming mechanism[J]. *Oil & Gas Geology*, 2000, 21(2): 94–98.
- [22] 郑培根, 周祖翼, 蔡立国, 等. 东海陆架盆地中新世代构造背景及演化[J]. *石油天然气地质*, 2005, 26(2): 197–201.
Zheng Qiugen, Zhou Zuyi, Cai Liguang, et al. Meso-Cenozoic tectonic setting and evolution of East China Sea Shelf Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 2005, 26(2): 197–201.
- [23] Kopper A A P, Staudigel H. Asynchronous bends in Pacific seamount trails: a case for extensional volcanism[J]. *Science*, 2005, 307(5711): 904–907.
- [24] 牟中海, 唐勇, 崔炳富, 等. 塔西南地区地层剥蚀厚度恢复研究[J]. *石油学报*, 2002, 23(1): 40–44.
Mu Zhonghai, Tang Yong, Cui Bingfu, et al. Erosion thickness restoration in Southwest Tarim Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2002, 23(1): 40–44.
- [25] Magara K. Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature, south western part of Western Canada basin[J]. *AAPG Bulletin*, 1976, 60: 554–566.
- [26] Henry P H. Analysis of sonic well logs applied to erosion estimates in the Bighorn basin, Wyoming[J]. *AAPG Bulletin*, 1996, 80: 630–647.
- [27] 牟中海, 陈志勇, 陆廷清, 等. 柴达木盆地北缘中生界剥蚀厚度恢复[J]. *石油勘探与开发*, 2000, 27(1): 35–37.
Mu Zhonghai, Chen Zhiyong, Lu Tingqing, et al. The recovery of Mesozoic formation erosion thickness in the north margin of Qaidam Basin[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2000, 27(1): 35–37.
- [28] 何将启, 王宜芳. 计算剥蚀厚度的优化孔隙度方法: 程序及应用[J]. *高校地质学报*, 2002, 8(2): 207–213.
He Jiangqi, Wang Yifang. Optimum estimation of the thickness of erosion by porosity data: program and a case[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2002, 8(2): 207–213.
- [29] Dow W G. Kerogen studies and geological interpretations[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1977, 7: 79–99.
- [30] 何生, 王青玲. 关于镜质体反射率恢复地层剥蚀厚度的问题讨论[J]. *地质论评*, 1989, 35(2): 119–126.
He Sheng, Wang Qingling. The Eroded thickness reconstructed by vitrinite reflectance[J]. *Geological Review*, 1989, 35(2): 119–126.
- [31] 刘国臣, 金之钧, 李京昌. 沉积盆地沉积—剥蚀过程定量研究的一种新力达盆地波动分析应用之一[J]. *沉积学报*, 1995, 13(3): 23–30.
Liu Guochen, Jin Zhijun, Li Jingchang. New method on the quantitative study of depositional and erosional processes of sedimentary basins—an application of wave process analysis during basin evolution[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1995, 13(3): 23–30.
- [32] 张一伟, 李京昌, 金之钧, 等. 原型盆地剥蚀量计算的新方法波动分析法[J]. *石油与天然气地质*, 2000, 21(1): 88–91.
Zhang Yiwei, Li Jingchang, Jin Zhijun, et al. A new calculating method of denuded amount for prototype basin-wave analysis[J]. *Oil & Gas geology*, 2000, 21(1): 88–91.
- [33] 金翔龙, 喻普之. 冲绳海槽的构造特征与演化[J]. *中国科学*, 1987, B(2): 196–203.
Jin Xianglong, Yu Puzhi. Structural characteristics and evolution of the Okinawa Trough[J]. *Science China*, 1987, B(2): 196–203.
- [34] Dahlstrom C. Balanced cross sections[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1969, 6(4): 743–757.
- [35] Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, et al. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(4): Q04006.