

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2011.01077

东海陆架盆地长江拗陷新生代原型盆地分析

周均太^{1,2}, 李三忠^{1,2}, 索艳慧^{1,2}, 焦倩^{1,2}, 戴黎明^{1,2},
赵峰梅^{1,2}, 吴奇^{1,2}, 徐磊^{1,2}, 金宠^{1,2}, 葛和平³

(1 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100; 2 中国海洋大学 海洋地球科学学院, 青岛 266100;
3 中国海洋石油(上海)有限公司, 上海 200030)

摘要:利用地震剖面对东海陆架盆地长江拗陷新生代构造进行解析, 认为长江拗陷新生代经历多次构造运动, 尤其古新世末的瓯江运动对该区构造定型尤为突出, 其中, 该拗陷中的挤压反转、地垒等构造对油气的圈闭、运移和保存具有重要意义。主要利用平衡剖面技术, 对东海陆架盆地长江拗陷进行盆地原型的恢复。最后, 结合长江拗陷的构造演化的特点, 得出长江拗陷古新世原型盆地类型为拉分盆地, 原型盆地的长轴方向为EW向, 但主要受NE向断裂控制, 且盆地基本定型于T12之后。

关键词:长江拗陷; 原型盆地; 构造演化; 新生代; 东海陆架

中图分类号: P736.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 0256-1492(2011)01-0077-08

东海陆架盆地长江拗陷先后经历了多次构造运动, 历次构造运动对原型盆地均有不同程度的影响^[1]。前人对东海陆架盆地的类型归属也从沉积学角度进行了很多探讨, 随着对整个东海陆架盆地研究的不断深入, 对各拗陷均有了新的认识, 先后提出过东海陆架盆地是箕状断陷盆地^[2]、裂谷^[3]等观点。本文拟从构造地质学角度, 选择东海陆架盆地长江拗陷开展研究, 探讨其盆地原型。

1 区域地质背景

长江拗陷位于东海陆架盆地西部拗陷带的北部。长江拗陷西北与闽浙隆起区相邻, 东北与虎皮礁隆起相接, 东与西湖凹陷相贯通, 南抵海礁隆起, 总面积达 16 000 km², 最大新生界沉积厚度 8 800 m, 且是以古近系沉积为主的拗陷^[4]。根据长江拗陷的构造发育特点, 对其进行了新的构造单元的划分: 昆山凹陷、常熟凸起、金山北凹陷、莘秀堂低凸起、金山南凹陷 5 个次级构造单元(图 1)。

长江拗陷新生界地层发育不全, 缺失始新统平湖组、渐新统花港组及早中新统地层。根据地震剖面解释, 长江拗陷至少经历了 4 次构造运动^[5,6]: 上

白垩纪—早古近纪间的雁荡运动、古新世—始新世间的瓯江运动、渐新世—中新世间的花港运动及中新世末期的龙井运动(表 1), 对长江拗陷烃源岩的生

表 1 东海陆架盆地长江拗陷构造演化阶段

Table 1 Tectonic evolution of the Changjiang Depression in the East China Sea Shelf Basin

统	组	年龄 /Ma	地震界面	长江拗陷		
				构造运动	演化阶段	
更新统Q	东海群 Qpdh	2.6	T0	龙井运动	区域沉降	
上新统N ₁	三潭组 N _{1s}	5.3	T10			
中新统N ₁	柳浪组 N _{1l}	11.2	T12			
	玉泉组 N _{1y}	16	T16	花港运动	沉积间断	
	龙井组 N _{1j}	23.3	T20			
渐新统E ₁	花港组 E _{1h}	34	T30	玉泉运动		
始新统E ₁	平湖组	一二段 E _{1p} ^{1,2}		T32		拗陷
		三四段 E _{1p} ^{3,4}		T34		
		五段 E _{1p} ⁵		T35		
		六段 E _{1p} ⁶	41.2	T40		
	长江组	温州组 E _{1w}	49	T50	瓯江运动	
瓯江组 E _{1o}	56.5	T80				
古新统E ₁	美人峰组	明月峰组 E _{1m}		T85	反转	
		灵峰组 E _{1l}	61	T90	雁荡运动	断陷
		月桂峰组 E _{1y}	65	T100		
白垩系K	上白垩系 K ₁					

基金项目: 国家“863”项目(2009AA093401); 国家自然科学基金项目(90814011, 40776038); 中国海洋石油(中国)有限公司项目(CT08-INS-019)

作者简介: 周均太(1980-), 男, 硕士研究生, 构造地质学, E-mail: zhoujuntai@126.com

收稿日期: 2010-09-20; **改回日期:** 2010-10-11. 张光威编辑

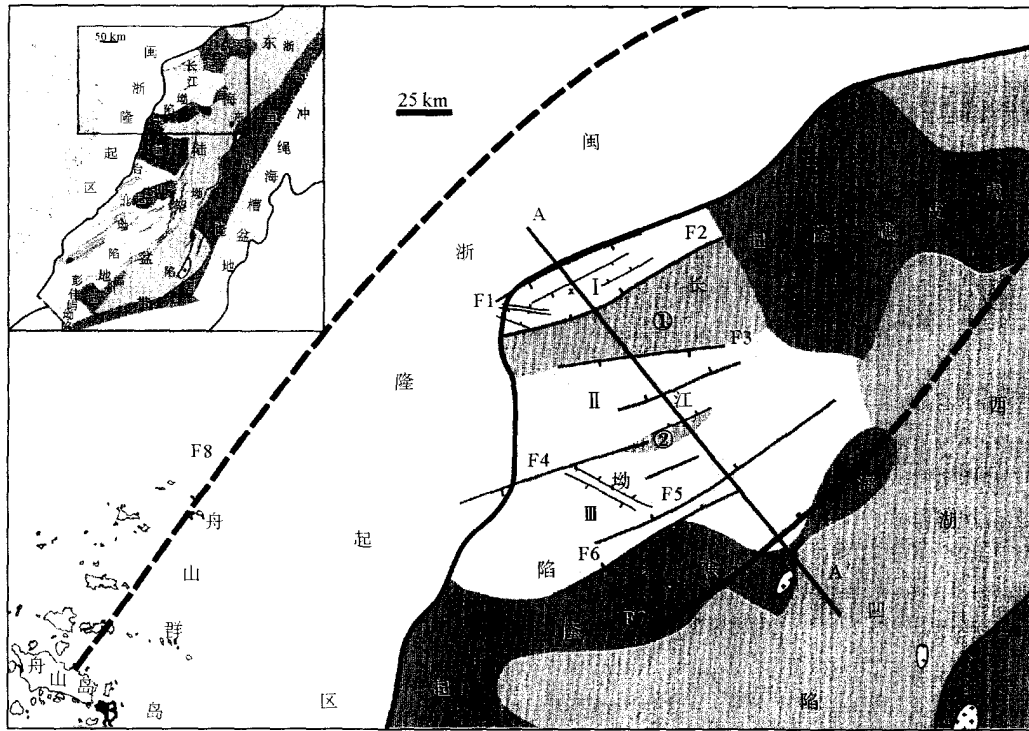


图1 东海陆架盆地构造单元划分及剖面位置

Ⅰ—昆山凹陷；Ⅱ—金山北凹陷；Ⅲ—金山南凹陷；①—常熟凸起；②—萃秀堂低凸起；

F1—宝山断裂；F2—南通断裂；F3—长江断裂；F4—吴淞断裂；F5—奉贤北断裂；F6—奉贤断裂；F7—虎皮礁—海礁东断裂；F8—东引—海礁断裂

Fig. 1 Simplified structural map showing the division of tectonic units and the location of cross-sections

成与破坏影响最大的主要为古新世—始新世间的瓯江运动和中新世末期的龙井运动，长江拗陷在 T12 以后基本定型，没有大的改变。而 T12 之前对东海陆架盆地长江拗陷影响较大的构造运动是古新世—始新世间的瓯江运动。该构造运动对东海陆架盆地长江拗陷的反转背斜构造，地垒构造的形成有直接影响。

古新统作为长江拗陷的主要的烃源岩其原始沉积厚度超过 4 000 m。根据前人对长江拗陷的钻井资料研究表明：长江拗陷始新统、古新统泥岩厚度分别占地层总厚度的 40%、51%，生油岩有机碳丰度在始新统、古新统中分别为 0.69% 和 1.51%^[3]。根据始新统温州组、瓯江组地层与古新统地层的沉积深度(超过 2 500 m 生烃临界值)和埋藏时间分析认为，这两个组的泥岩是长江拗陷主要烃源岩分布层段。因此，本文侧重恢复东海陆架盆地长江拗陷古新世原型盆地，进而探讨其构造特征，有利于有效评价烃源岩及油气运移等。

2 原型盆地恢复

原型盆地^[1,7,8]是相对残留盆地而言，是指一定

地质历史时期形成且形成后未经构造改造或改造轻微的盆地，但依然能可识别其原始盆地性质及分布范围。长江拗陷经历了断陷—反转—拗陷—沉积间断—区域沉降 5 个演化阶段(表 1)，由于始新统平湖组、渐新统花港组和早中新统地层的缺失，因此，对古新世地层的原始分布范围由于剥蚀而产生了变化，为此，要有效评价烃源岩分布，必须恢复原型盆地，特别确定其原始边界分布具有重要意义。

2.1 原始边界确认

通过长江拗陷的布格重力异常和磁力异常(图 2)看出，布格重力异常和磁力异常均表现为串珠状，局部重力高异常呈 NNE—NE 向弧形排列，弧形串珠状异常带，结合刘光鼎等^[9]对东海重力和磁力异常特征分析，长江拗陷 NW 和 SE 两侧存在两条 NE 向断裂，即为 F7 虎皮礁—海礁东断裂和 F8 东引—海礁断裂。

通过研究横穿整个长江拗陷的主干剖面(图 3)。从西往东可以看出，长江拗陷昆山凹陷古新世地层与西部的闽浙隆起区之间虽然存在 F1 宝山断裂，但其为一晚古新世断裂，其早期西北部边界类型实际为超覆型接触边界；昆山凹陷与常熟凸起之间

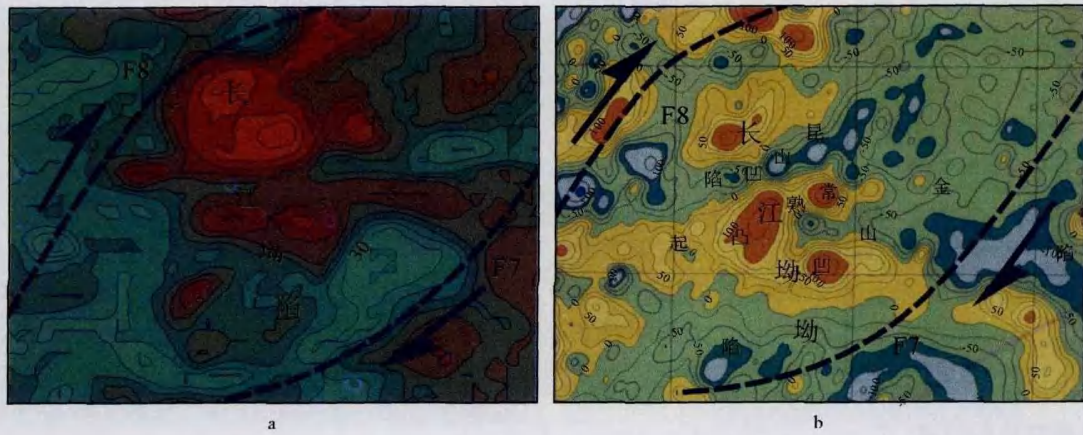


图 2 长江拗陷布格重力异常(a)与磁力异常图(b)

F7—虎皮礁—海礁东断裂;F8—东引—海礁断裂

Fig. 2 Bouguer gravity anomaly (a) and magnetic anomaly (b) in the Changjiang Depression

存在正断层 F2 南通断裂,断层明显控制上盘地层的沉积厚度,所以,该凹陷南东边界为断裂边界;常熟凸起与金山北凹陷、金山北凹陷与萃秀堂凸起之间均为正断层;金山南凹陷与海礁隆之间有一大断裂 F7 虎皮礁—海礁东断裂^[9],呈断裂接触。另外,从图 3 还可以看出 F2、F3、F5、F6 和 F7 均为早古新世断裂,具有同沉积断层性质,控制着凹陷的快速的沉积速率与地层沉积范围,其中 F2、F6 和 F7 断裂控制沉积尤为明显。总体上,长江拗陷的昆山凹陷早期为一个南南东断北北西超的箕状拗陷,后期边界断裂表现为花状构造特征;该拗陷东侧直到海礁

隆起实际都存在巨厚的 T50 之前的地层,但现在被反转剥蚀,去除后期剥蚀效应,它明显表现为和西侧相同的盆地结构,后期边界断裂同样转变为花状特征。结合右阶排列的重、磁异常资料,发现长江拗陷东西两侧应当分别存在一条 NE 走向的控盆断裂,即 F7 虎皮礁—海礁东断裂和 F8 东引—海礁断裂(图 2),地震剖面后期的花状特征指示其为走滑断裂(图 3),结合图 1 中次级断裂和主断裂之间的锐夹角判断,这两条主断裂为右行走滑。由于玉泉组合龙井组有少量剥蚀,故龙井运动也影响到了本区,然而, T12 之后,这些断裂基本没有活动(图 3)。

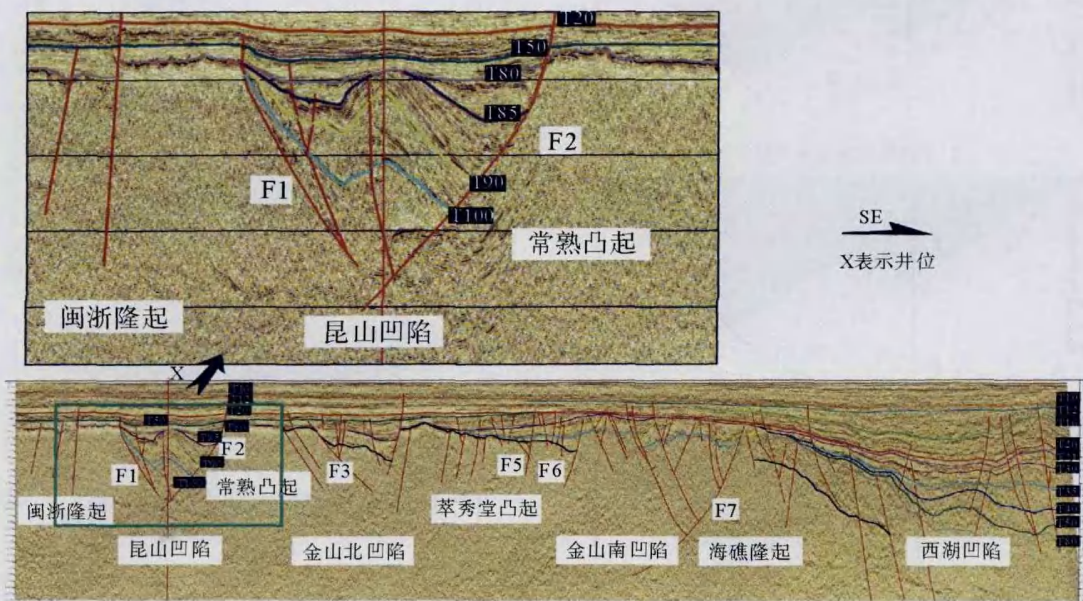


图 3 长江拗陷 A—A'测线地震剖面(位置见图 1)

Fig. 3 Seismic profile A—A' across the Changjiang Depression(seismic line shown in Fig. 1)

长江拗陷南北均为隆起,北部与西南部与虎皮礁隆起、海礁隆起局部为超覆接触,北部和西南部边界主体分别为南倾断层、北倾断层控制;东南部以一断层 F6 奉贤断裂与海礁隆起分开, F6 奉贤断裂倾向 NW 且为古新世断裂,控制沉积十分明显。从图 1 可以看出长江拗陷四周由闽浙隆起区、虎皮礁隆起与海礁隆起所环绕,平面上呈菱形。古新世末的瓯江运动使隆起区古新统及下伏地层剥蚀殆尽,在海礁隆起上表现更为明显,这也为长江拗陷的沉积提供了充足的物源。

2.2 原型盆地的恢复

本文选取昆山凹陷的经典剖面,它记录了瓯江运动造成的不整合面。其中对 A—A' 测线予以平衡剖面恢复(图 4),进而得出长江拗陷古新世原始沉积厚度和剥蚀厚度(图 5)。对长江拗陷古新世进行盆地原始沉积厚度的恢复以后可知,在古新世末期未发生瓯江运动之前盆地长江拗陷并非是一盆地,而是由两个分割的盆地组成:即昆山凹陷和金山凹陷(包括现今的金山南、北凹陷和萃秀堂凸起)。

根据地震剖面(图 3)和恢复的原始沉积与剥蚀厚度图(图 5),可以明显看出:昆山凹陷 T100-T85

之间的地层东侧明显较厚,向西逐层尖灭超覆,故其原型盆地首先为一箕状断陷,南南东侧断陷,北北西侧超覆,但古新世原始地层沉积分布,介于 F1、F2 两个断裂之间。F1 显然是 T85 之后形成的,在 T85 之前不控制沉积分布,又切割 T85 层面。昆山凹陷原型盆地古新世原始沉积地层厚度超过 4 000 m。原型盆地长轴走向 EW 向,断裂控制沉积中心的形成。瓯江运动使得昆山凹陷挤压反转遭受剥蚀,并造成部分地层的缺失,因此,昆山凹陷原型盆地剥蚀严重,特别是在 X 井剥蚀厚度达 800 m,而在 X 井东南附近的一正断层处上升盘剥蚀厚度达到 1 000 m。瓯江运动之后昆山凹陷盆地范围没有发生变化,仍然介于 F1、F2 两个断裂之间。由于瓯江运动挤压反转,致使在 X 处地层剥蚀,在 F2 南通断裂的下降盘原始沉积厚度大,瓯江运动剥蚀量少,残余厚度依然很大,古新世地层残余沉积厚度依然超过 4 000 m;但是,盆地长轴走向由 EW 向转变为 NE 向,盆地长轴走向趋于与断裂走向一致。

金山凹陷古新世原型盆地与古新世残余盆地有较大差别。首先表现在盆地的分布范围。金山凹陷原型盆地东部边界由 F6 奉贤断裂和其东部的 3 条断裂所控制。金山凹陷原型盆地古新世原始沉积地

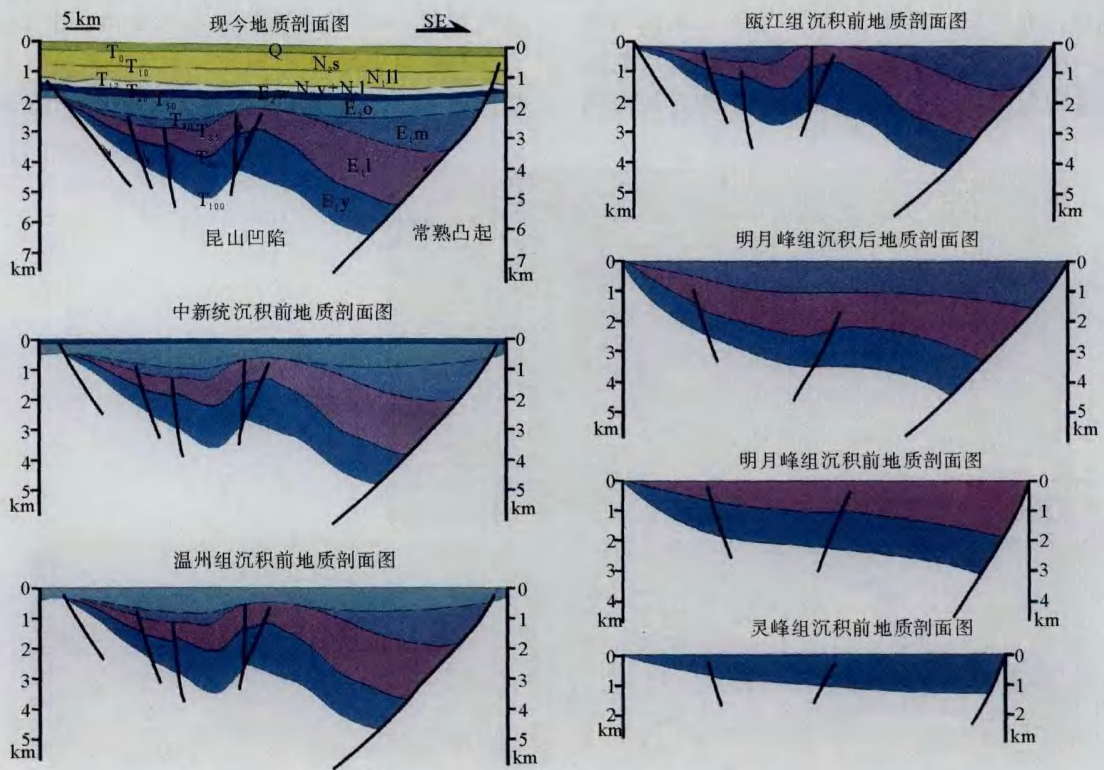


图 4 长江拗陷昆山凹陷 A—A' 测线平衡剖面(据[11]修改)

Fig. 4 Balanced geological section along A—A' across the Kunshan Sag in the Changjiang Depression

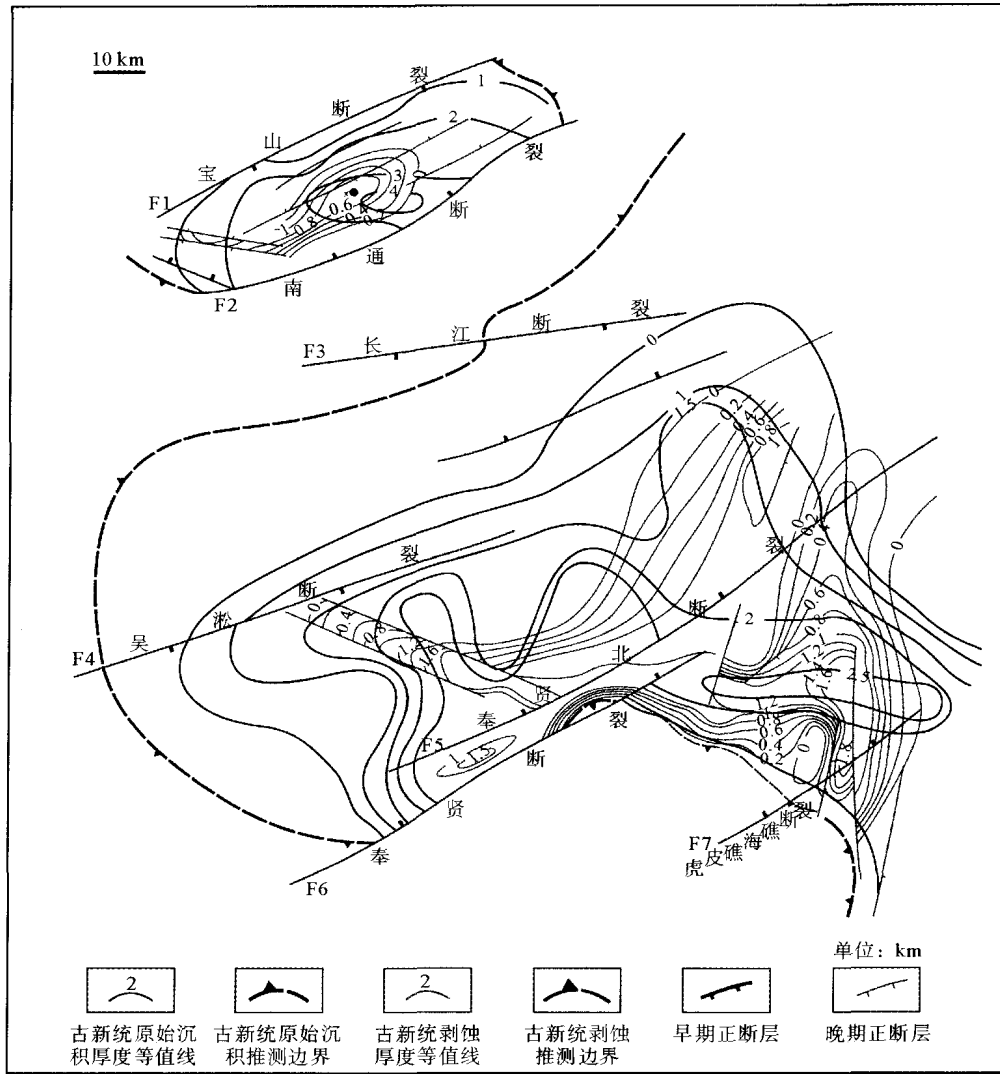


图 5 长江拗陷古新世原始沉积厚度和剥蚀厚度

Fig. 5 Original thickness and the eroded thickness of the Paleocene in the Changjiang Depression

层厚度超过 2 500 m。原型盆地长轴总体走向呈 EW 向,断裂控制沉积明显,特别表现在 F5 奉贤北断裂、F6 奉贤断裂和 F7 虎皮礁-海礁断裂三断裂处。金山凹陷古新世原型盆地存在东西两个沉积中心,沉积厚度达到 2 500 m。其中西部的沉积中心受到断裂控制,盆地的几何形态受到地垒结构的影响,东部的沉积中心的形成则与断裂无关。瓯江运动使盆地受到强烈的挤压剥蚀,在两个沉积中心处剥蚀厚度也相应的较大,西部沉积中心的地垒构造剥蚀厚度变化明显,东部沉积中心剥蚀尤为严重。从金山凹陷古新世原型盆地剥蚀等值线可以看出,剥蚀厚度最大处位于 F4 吴淞断裂与 F5 奉贤北断裂之间的地垒构造,F5 奉贤北断裂与 F6 奉贤北断裂之间以及东部沉积中心位置剥蚀厚度最大处达 1 600 m,特别在东部沉积中心位置剥蚀厚度达到 1 800 m,可以看出断裂控制着剥蚀等值线的长轴走向。

2.3 原型盆地的特点

古新世时期的长江拗陷的原型盆地为被常熟凸起分割的两个平行分布的、近东西走向的箕状断陷,内部近东西向的边界断裂控制了二个凹陷的沉积沉降中心,盆地长轴呈 EW 向;但它们都是受 NE 向的 F7 和 F8 两条边界断裂控制的大的拉分盆地内部的次级小断陷。盆地内 NE 向断裂对原始地层厚度没有控制作用,但对地层的剥蚀厚度有明显控制作用。沉积物源可能来自西部闽浙隆起区、北部的虎皮礁隆起及南部的海礁隆起。古新统下部为深灰色、灰黑色泥岩夹砂岩的湖相沉积,向上岩性变粗,上部为河流相沉积,具有典型的“南南东断裂、北北西超覆”的箕状断陷结构,且古新统地层受在 T85 之后发生挤压褶皱变形,形成背斜构造。始新统瓯江组地层不整合于其上,T80 开始长江拗陷沉积结构表现为

碟状形态,表明进入拗陷期。

3 构造演化及其大地构造背景讨论

通过前述研究揭示,东海陆架盆地长江拗陷新生代依次经历了断陷—反转—拗陷—沉积间断—区域沉降5个演化阶段(表1)。

3.1 上白垩世—古新世断陷阶段:右行拉分

晚白垩世之前的晚侏罗世—早白垩世,古太平洋向亚洲大陆的俯冲是一种低角度、快俯冲,这种俯冲作用在东亚陆缘形成宽约600 km的火山岩带和小型断陷盆地^[10]。

自晚白垩世开始,太平洋板块向亚洲大陆的俯冲转变为高角度、慢俯冲^[11],使亚洲大陆东缘处于弧后伸展区,在这种背景下长江拗陷开始新生代盆地演化阶段的沉积,太平洋板块的运动方向是NNW向,引起古新世末的瓯江运动,产生一系列NE向张扭性断裂,形成一系列NE向箕状断陷。这些箕状断陷表现为东断西超、东陡西缓的箕状特征(图2,图3),长轴方向与区域断裂基本一致。同时,此时由于印度板块与欧亚板块也开始陆-陆碰撞,使亚洲大陆东南缘处在右旋应力场控制下,所以,其总体表现为右行右阶边界断裂控制的拉分作用之下产生的多个分割的箕状断陷盆地组合。

3.2 古新世末期—始新世早期:挤压反转阶段

太平洋板块俯冲后退,弧后扩张停止,此时板缘挤压的远程效应可能占主导地位,使亚洲大陆东南缘仍处在区域右旋应力场控制下,进一步引起古新世末的长江拗陷的瓯江运动,由于NE向边界断裂是左阶组合,在左阶右行作用下产生一系列右旋压扭性反转断裂和褶皱构造,使古新统地层在T80界面遭受剥蚀。

3.3 始新世前期:拗陷阶段

早始新世,印度板块和欧亚板块强烈陆-陆碰撞,其向北运移速率大大高于太平洋板块向NNW向俯冲运动的速率,导致东海陆架盆地全区、乃至整个东亚地区处于右行走滑构造发育的背景,在走滑拉分作用下,东海陆架盆地箕状断陷结构弱化,但仍处于急剧的扩张状态,断裂剧烈平移活动,东海陆架盆地分布范围随之进一步扩大。同时,向东的地幔流可能导致整个东海的沉积向东海陆架盆地的东部拗陷带跃迁,西部拗陷带开始进入拗陷阶段,断层控

制沉积、沉降作用已不再明显,最终,盆地由断陷向拗陷转化,形成鲜明的双层垂向结构^[12]。

3.4 始新世后期:沉积间断阶段

太平洋运动方向由NNW向转为NWW向,太平洋板块对亚洲板块东南缘的斜向俯冲改为垂向俯冲,使本区盆地内部左阶的NE或NEE走向断裂组合处于NWW向右旋的挤压应力状态下,发生具有挤压反转性质的玉泉—花港—龙井运动(T30-T20-T12)。由于构造运动挤压引起长江拗陷的构造抬升,造成长江拗陷始新世平湖组、渐新世花港组和早中新统地层的普遍缺失,形成沉积间断。

3.5 中新世末以来:区域沉降阶段

玉泉运动(T30)之后,构造、沉积、沉降中心以及断裂活动性,均已从东海陆架盆地的西部拗陷带迁移到东海陆架盆地的东部拗陷带,而东海陆架盆地西部拗陷带的长江拗陷盆地在经历了龙井运动(T12)以后格架基本已经定型,此后,只接受垂向区域沉积,盆地没有发生大的变化。

4 结论

(1)长江拗陷古新世原型盆地整体表现为两个南南东断裂、北北西超覆的箕状断陷,沉积中心随时间也发生改变,沉积中心有3个:现今昆山凹陷X井位置、现今金山南凹陷南部位置和现今金山南凹陷正东向海礁隆起内凹处。原型盆地的长轴走向呈EW向,原型盆地分布范围与残余分布范围基本相当,平面上近菱形。

(2)现今NNE向东引—海礁与虎皮礁—海礁东两条大断裂是长江拗陷古新世原型盆地的主控因素之一。内部次级NE向断裂是在一定程度上控制着原型盆地的沉积中心和地层剥蚀强度的断裂,这些断裂反转时间在T85和T80之间。

(3)长江拗陷从T12之后原型盆地的改造基本定型,中新世末期以来地层仅表现沉积垂向上变化,后未经冲绳海槽运动的改造或改造甚微,基本保持了盆地原有性质和分布范围。

参考文献(References)

- [1] 谭明友. 渤海湾盆地东营-惠民凹陷孔店期原型盆地分析[J]. 石油实验地质, 2003, 25(4): 348-352. [TAN Mingyou. Analysis of the early Tertiary prototype basin in the Dongying-

- Huimin sag of the Bohaiwan basin[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 2003, 25(4): 348-352.]
- [2] 王国纯. 东海盆地第三纪海陆分布与油气关系探讨[J]. *东海海洋*, 1990, 8(2): 22-28. [WANG Guochun. Relation of the distribution of Sea and continent with oil and gas for the East China Sea basin in Tertiary[J]. *Donghai Marine Science*, 1990, 8(2): 22-28.]
- [3] 郑洪波, 汪品先, 刘志飞, 等. 东亚东倾地形格局的形成与季风系统演化历史寻踪—综合大洋钻探计划 683 号航次建议书简介[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(11): 1150-1160. [ZHENG Hongbo, WANG Pinxian, LIU Zhifei, et al. Carving the history of East Asia's east tilting topography and East Asian Monsoon—An introduction to IODP Proposal 683. [J]. *Advance In Earth Science*, 2008, 23(11): 1150-1160.]
- [4] 赵艳秋. 东海陆架盆地长江凹陷生油岩研究[J]. *海洋石油*, 2003(增刊): 40-44. [ZHAO Yanqiu. The Study on Source Rock of Changjiang Sag of the East China Sea Shelf Basin[J]. *Offshore Oil*, 2003(supplement): 40-44.]
- [5] 许薇龄, 乐俊英. 东海的构造运动及演化. *海洋地质与第四纪地质*[J]. 1988, 8(1): 9-21. [XU Weiling, LE Junying. Tectonic movement and evolution of the East China Sea[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 1988, 8(1): 9-21.]
- [6] 肖国林, 周才凡. 论东海陆架盆地玉泉运动[J]. *青岛海洋大学学报*, 1995, 25(4): 488-494. [XIAO Guolin, ZHOU Caifan. Discussion on the Yuquan movements in the East China Sea shelf basin[J]. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 1995, 24(4): 488-494.]
- [7] 赵俊青, 夏斌, 纪友亮, 等. 临清拗陷西部侏罗纪—晚白垩世原型盆地恢复[J]. *石油勘探与开发*, 2005, 32(3): 15-21. [ZHAO Junqing, XIA Bin, JI Youliang, et al. Restoration of Jurassic-Late Cretaceous basin prototype in West Linqing Depression, Bohai Bay Basin[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2005, 32(3): 15-21.]
- [8] 杜旭东, 李洪革, 陆克政, 等. 华北地台东部及邻区中生代(J-K)原型盆地分布及成盆模式探讨[J]. *石油勘探与开发*, 1999, 26(4): 5-9. [DU Xudong, LI Hongge, LU Kezheng, et al. The distribution of the Mesozoic (J-K) Prototype basin and the discussion of the formation of the basin in North China Platform and its adjacent areas[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 1999, 26(4): 5-9.]
- [9] 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. [LIU Guangding. *Geologic-Geophysic Features Of China Seas and Adjacent Regions*[M]. Beijing: Science Press, 1992.]
- [10] 舒良树, 周新民. 中国东南部晚中生代构造作用[J]. *地质论评*, 2002, 48(3): 249-260. [SHU Liangshu, ZHOU Xinming. Late Mesozoic tectonism of southeastern China[J]. *Geological Review*, 2002, 48(3): 249-260.]
- [11] Uyeda S. Comparative subductology[J]. *Episodes*, 1983, 2: 19-34.
- [12] 王锋, 朱文斌, 胡德昭. 东海盆地长江拗陷新生代反转构造研究[J]. *大地构造与成矿学*, 2005, 29(2): 176-181. [WANG Feng, ZHU Wenbin, HU Dezhao. Cenozoic inversion tectonics in Changjiang Depression of East China Sea Basin[J]. *Tectonics and metallogeny*, 2005, 29(2): 176-181.]

BASIN PROTOTYPE OF THE CENOZOIC CHANGJIANG DEPRESSION IN THE EAST CHINA SEA SHELF BASIN

ZHOU Juntai^{1,2}, LI Sanzhong^{1,2}, SUO Yanhui^{1,2}, JIAO Qian^{1,2}, DAI Lingming^{1,2},
ZHAO Fengmei^{1,2}, WU Qi^{1,2}, XU Lei^{1,2}, JIN Chong^{1,2}, GE Heping³

(1 Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Technique, Ministry of Education, Qingdao 266100, China;

2 College of Marine Geoscience, Ocean University of China, Qingdao, 266100, China;

3 CNOOC (China) Co. Ltd. Shanghai 200030, China)

Abstract: The interpretation of seismic profiles for Cenozoic structures of the Changjiang Depression in the East China Sea Shelf Basin was carried out. It suggests that many Cenozoic tectonic movements occur in this depression. The Oujiang movement happened in late Paleocene is especially important to the formation of the present geometry of the depression. Data show that inversed anticlines and horsts are very significant for trapping, migration and preservation of oil and gas in the Changjiang Depression, and T30 is a critical time for the formation of the present geometry. The technique of balanced sections is used for reconstruction of the prototype basin. It is concluded that the Changjiang Depression was a pull-apart basin in Paleocene with the long axis in EW direction. The faults in NE direction played most important role in the formation of the basin after the time of T12.

Key words: Changjiang Depression; prototype basin; tectonic evolution; Cenozoic; East China Sea Shelf Basin