

东海陆架盆地西湖凹陷 新生代断—拗转换面的厘定

杨彩虹¹, 王英民², 曾广东¹, 张兰²,
万丽芬¹, 李昆², 周兴海¹, 郭颖², 吴嘉鹏²

(1 中国石化上海海洋油气分公司研究院; 2 中国石油大学(北京)地球科学学院)

摘要 以近年来东海盆地西湖凹陷新增加的钻井资料和区域连片三维地震资料为基础, 通过对区域二维地震大剖面进行重新解释, 对主要控凹的同沉积断裂活动史进行了定量分析, 并对 T_3^0 (平湖组顶界面)、 T_3^4 (宝石组顶界面)和 T_2^4 (花港组顶界面)三个地震不整合面的规模、不整合面上下断层发育程度和地层厚度横向的变化、以及不整合面上下沉积旋回和沉积相转换的强度进行了比较。指出只有 T_3^0 界面才是西湖凹陷从伸展断陷盆地转换为拗陷盆地的转换面, 此不整合面的规模最大, 界面上下的构造样式、沉积相和断层活动指数的转变强度最大; 而 T_3^4 界面仅为两个断陷幕之间的次级不整合面, T_2^4 界面仅为两个拗陷幕之间的次级不整合面。

关键词 东海盆地; 西湖凹陷; 新生代; 不整合面; 构造转换面; 构造演化

中图分类号: TE121.2; P631.4⁺4 **文献标识码**: A

1 引言

西湖凹陷是东海陆架盆地中规模最大、油气资源最丰富的凹陷, 它呈北北东向展布, 面积约 $5.9 \times 10^4 \text{ km}^2$, 西临虎皮礁凸起、长江凹陷、海礁凸起、钱塘凹陷及渔山凸起等 5 个构造单元, 东邻钓鱼岛隆褶带(图 1)。在西湖凹陷内部, 新生界具有东西分带的格局, 自西向东可以划分为 3 个构造带, 即西部斜坡带、中央洼陷反转构造带和东缘陡坡断隆带(图 1), 在古地形上具有东陡西缓的特征^[1]。

根据钻井揭示, 西湖凹陷的新生代沉积主要为一套碎屑岩, 最大厚度可达到 15 000 m, 经历了多次区域性和局部性构造运动。新生代地层自下而上为古新统($T_g-T_4^0$), 始新统宝石组($T_4^0-T_3^4$)和平湖组($T_3^4-T_3^0$), 渐新统花港组($T_3^0-T_2^4$), 中新统(包括龙井组、玉泉组、柳浪组)($T_2^4-T_2^0$), T_2^0 以上为上新统三潭组和第四系更新统东海群^[2](表 1)。除古新统外, 其余各地层均有钻井揭示。

研究者普遍认为西湖凹陷在新生代的盆地演化经历了伸展断陷、拗陷和区域沉降三个阶段。但迄今为止, 对于西湖凹陷断陷阶段与拗陷阶段之间转换面的层位仍存在较大的争议, 主要存在有 T_3^0 (平湖组与花港组之间界面)^[3-9]、 T_3^4 (宝石组与平湖组之间界面)^[10-12]和 T_2^4 (花港组与龙井组之间界面)^[13]三种不同的观点(表 1)。

最早形成于国家“七五”科技攻关期间的观点, 认为西湖凹陷的古新统、始新统为断陷期沉积, 渐新统和中新统为拗陷期沉积, 始新统顶界 T_3^0 对应断—拗转换面^[1-2](表 1)。其中武法东等^[2]以 T_3^0 为界划分出裂陷和拗陷两大阶段, 认为 T_3^4 为最大裂陷期和裂陷萎缩期的分界面, 平湖组总体为一套裂陷晚期水退背景下的半封闭海湾沉积。到目前为止, 认为 T_3^0 对应断—拗转换面的观点仍然最为普遍^[3-9]。

在国家“八五”科技攻关之后, 有人提出平湖组为拗陷沉积, T_3^4 才是断—拗转换面^[10-12](表 1)。其中何将启等^[11]指出: 西湖凹陷由 $T_3^4-T_3^0$ 所构成的平

收稿日期: 2014-03-12; 改回日期: 2014-05-21

本文受中国石化 2012 年重大勘探先导项目“东海盆地西湖凹陷深层勘探潜力与区带评价”资助

杨彩虹: 女, 1969 年生, 高级工程师。1991 年毕业于江汉石油学院石油地质勘查专业, 现从事东海盆地的油气勘探研究。通讯地址: 200120 上海市浦东新区商城路 1225 号; 电话: (021)20896912; E-mail: yangcaihong.shhy@sinopec.com

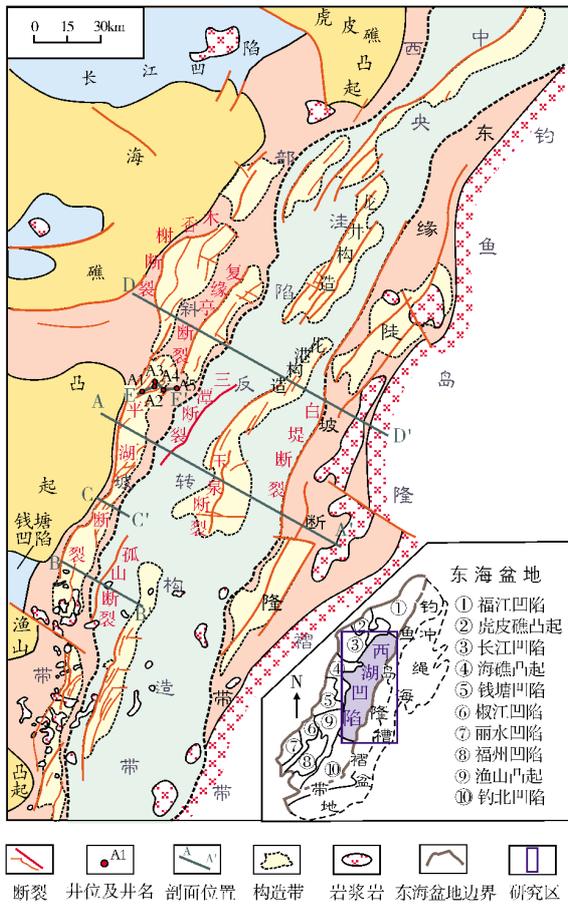


图 1 西湖凹陷构造区划示意图(据文献[1],有修改)

湖组不受主断裂控制,地层整体向东区域性增厚,不反映断陷结构,与其上的渐新统花港组同具拗陷性质;而 T_3^4 上下存在削蚀、上超地震层序波组特征,界面之下为断陷结构,因此 T_3^4 应为西湖凹陷新生界的断—拗转换面。

近些年来,张远兴等^[13]基于构造沉降、拉伸因子模拟计算结果,并结合区域地质对比及前人相关认识,提出西湖凹陷古新世—渐新世发育左行拉伸裂谷,并可细分为古新世初始裂谷阶段、始新世平稳裂谷阶段和渐新世活化裂谷阶段,断—拗转换面应为花港组顶界面 T_2^4 (表 1)。

2 本次研究的资料基础和研究方法

笔者认为,出现前述认识分歧的一个最重要的原因是,由于对西湖凹陷区域地震剖面的解释方案不同,导致了对主要断裂活动强度的认识不同,从而造成了对地质结构的认识各异。西湖凹陷的主要区域二维地震剖面是上世纪 80 年代采集处理的,地震资料品质较差,钻井资料少,且原有的井多集中在斜坡带,中央注陷反构造带内揭示始新统平湖组地层的井很少,对 T_3^0 以下的始新统地震层位的约束不足,导致了不同解释者的地震解释方案分歧很大。近些年来,在西部斜坡带和中央注陷反构造带新增加了数十口深钻井的资料,尤其是新增了数千平

表 1 西湖凹陷地层简表

地 层				地震界面	不同时期对断—拗转换面的认识			
系	统	组	段		“七五”期间	“八五”期间	张远兴 ^[13] (2009)	本文(2014)
第四系	更新统	东海群		T^0	区域沉降	区域沉降		区域沉降
	上新统	三潭组		T_2^0	T_2^0	T_2^0	晚期裂谷阶段	T_2^0
新近系	中新统	柳浪组	上段	T_2^1	拗陷 沉积	拗陷 沉积	热沉降阶段	拗陷 沉积
			下段	T_2^2				
		玉泉组	上段	T_2^3				
			下段	T_2^4				
	渐新统	花港组	上段	T_2^5				
			下段	T_3^0				
古近系	始新统	平湖组	上段	T_3^1	断陷 沉积	T_3^0	平稳裂谷阶段	断—拗转换
			中段	T_3^2				
			下段	T_3^3				
		宝石组	上部	T_3^4				强烈断陷 II 幕
	下部		T_3^5					
	古新统	(未揭露)		T_3^6	裂陷 沉积	T_3^4	初始裂谷阶段	强烈断陷 I 幕
			T_4^0	初始沉降				
前新生界		基底		T_9				

方千米的三维地震资料并进行了连片处理,形成了上万平方千米的区域连片三维地震数据体,覆盖了西湖凹陷的主体部位,该数据体的成像质量和信噪比都有了很大提高,使得深部断层以及地震反射界面特征和波组特征更加清楚(图2,图3),特别是可以采用全三维地震解释的手段从三维空间上认识该区的复杂断裂构造特征,这为深入揭示西湖凹陷的地质结构奠定了坚实基础。

针对前述对断—拗转换面的认识分歧,本次研究对区域连片三维资料进行了系统解释,并利用近年来新增加的钻井资料进行了层位标定,使得深部断层解释方案和地层对比方案得到很大改进;同时参照三维地震解释成果,对横跨盆地的区域二维地震大剖面重新进行了解释(图2,图3),从中,新、老解释方案的差异可见一斑。

如图2所示,在西部斜坡带,新、老方案基本一致,但在中央洼陷反转构造带和东缘陡坡断隆带则差别很大,主要体现在新方案中将 T_3^0 以下各个层位普遍解释得更深,这使得 T_3^0 至 T_3^4 之间的同沉积断裂活动表现得更为强烈。按新的解释方案看,平湖组明显具有断陷期沉积的特征(图2a,图3a);而按老解释方案看,平湖组则更表现出拗陷期沉积的特点(图2b,图3b)。通过比较两条区域地震解释剖面A—A'和B—B'(图2,图3)中各地层单元波组、波系的一致性以及断层两盘波组、波系的可对比性,则不难对这两种方案的相对合理性作出判断。

基于以上地震解释成果,本次研究首先对西湖凹陷古近纪的断层活动史开展定量分析。众所周知,断陷与拗陷之间在同沉积断裂的活动强度上有着截然的区别,故对主要控凹同沉积断裂的活动史开展

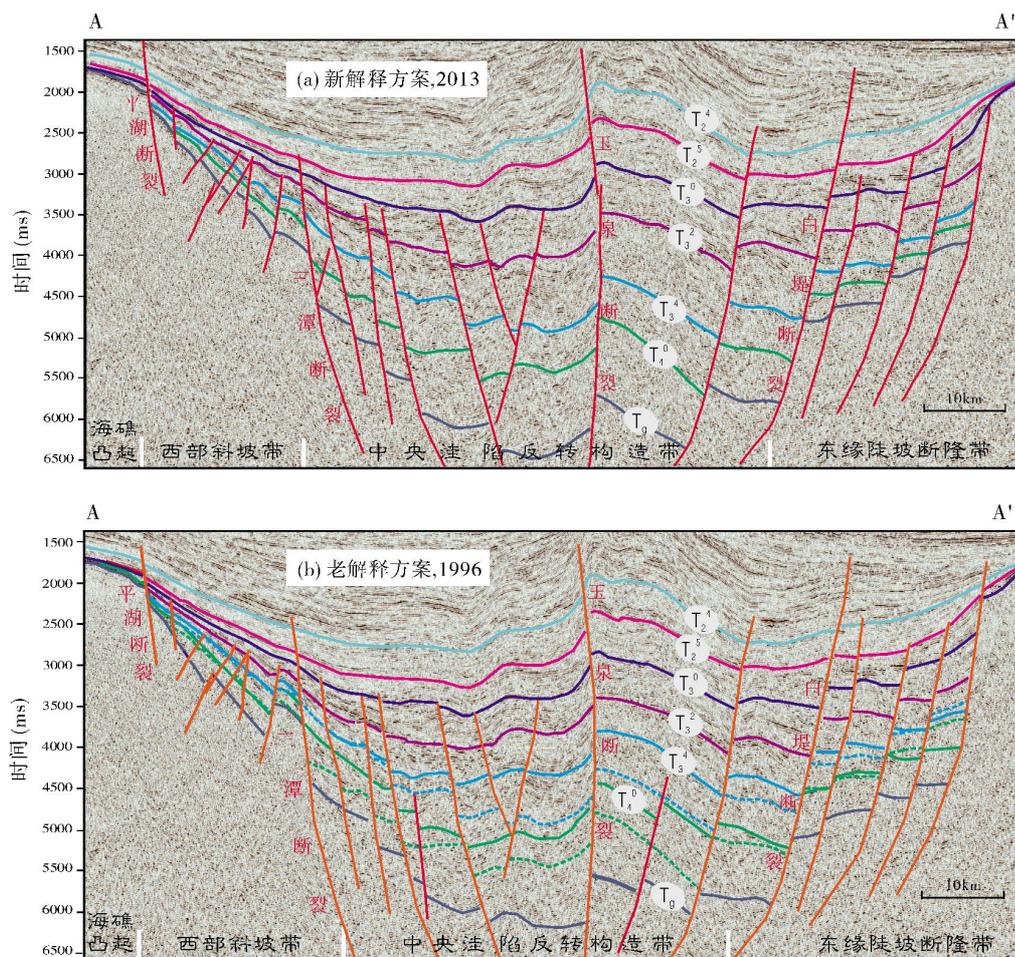


图2 西湖凹陷A—A'地震剖面解释方案对比

为便于与(a)新解释方案对比,已将(a)中的 T_3^4 、 T_4^0 分别用蓝色虚线和绿色虚线标示在(b)中

A—A'剖面位置见图1

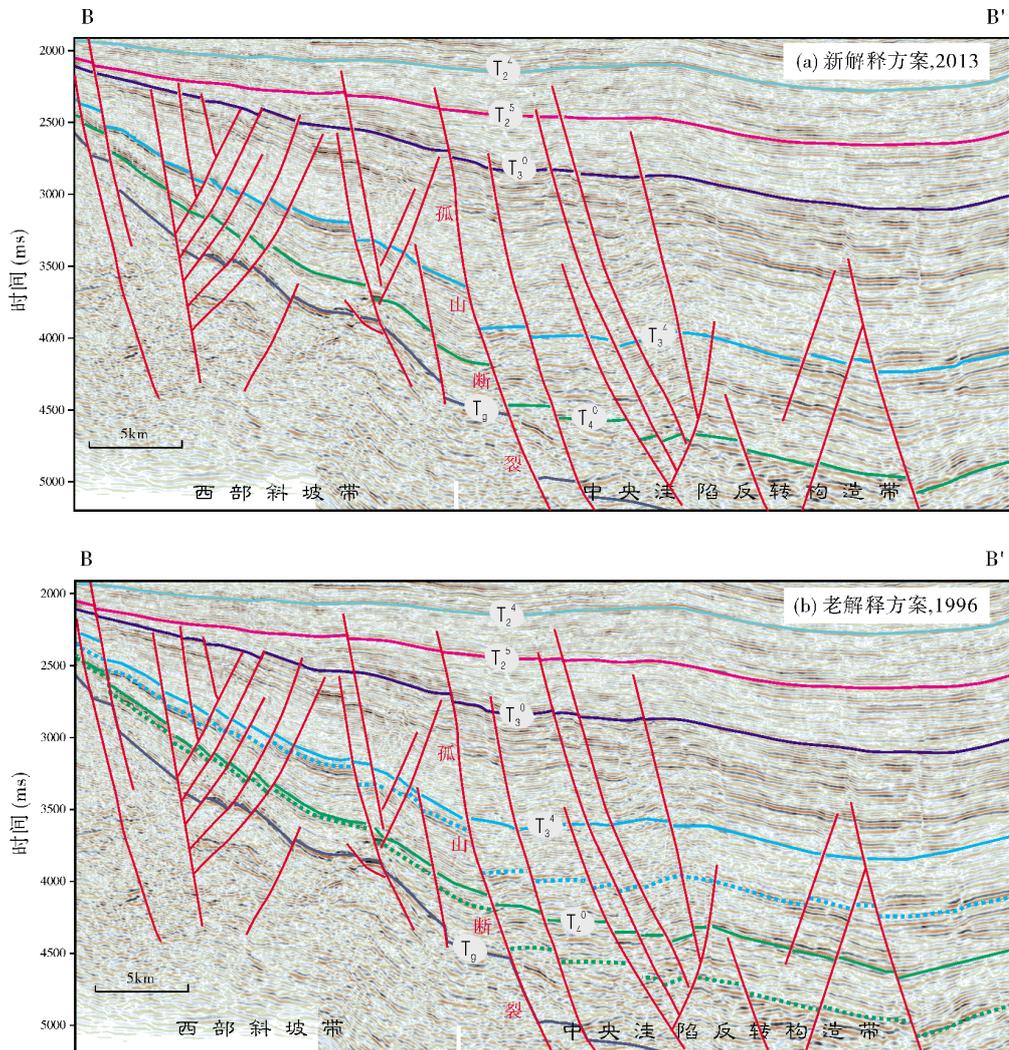


图3 西湖凹陷 B—B'地震剖面解释方案对比

为便于与(a)新解释方案对比,已将(a)中的 T_3^4 、 T_4^0 分别用蓝色虚线和绿色虚线标示在(b)中 B—B'剖面位置见图1

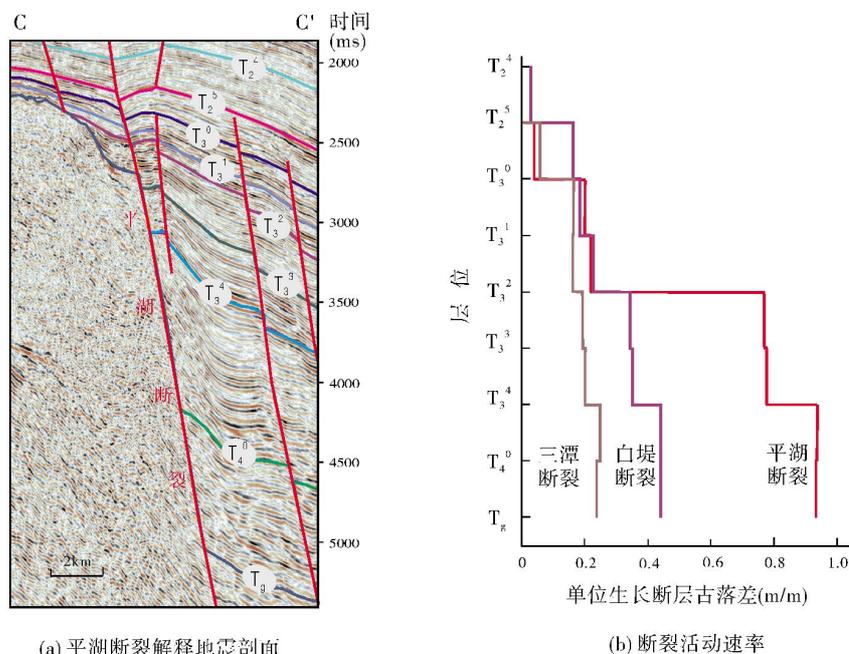
定量分析,揭示同沉积断裂对沉积控制作用的强弱,可以最客观地厘定出真正的断—拗转换面——这也是区分断陷期与拗陷期最有效的标志。

目前研究断层活动史中最常用的参数有断层生长指数和断层活动速率。对控盆、控凹的大断裂而言,由于上升盘剥蚀量难以算准,甚至于出现上升盘地层厚度为零的情况,因此断层生长指数并不适用。断层活动速率可以不受沉积速率和上升盘剥蚀等因素的限制,它能较准确地反映断层在每个时期的活动强度^[14],但是该方法要求地层定年足够准确,特别是当层段的持续时间比较短时,细微的定年误差就会使断层活动速率的计算产生很大差异。由于本地

区缺乏精确的古生物定年资料,因此各界面的时代争议较大,故断层活动速率法也不适用。为了解决这一问题,有人提出用“生长断层古落差”来刻画同沉积断层的活动史^[15]。所谓“生长断层古落差”就是指两盘地层厚度的差值,这样,即使上升盘地层厚度为零也不受影响。但这种方法的结果与所计算层段的厚度有关,当断层活动速率相同时,层段越厚,则生长断层古落差越大,如果划分出的地层单元厚度差别很大,则得到的结果会有很大的畸变,以致得出错误的结论。为此,本文提出了改进方法:将生长断层古落差除以上盘对应层段的厚度,从而得到“单位生长断层古落差”,其意义为上盘每沉积1m所对应的

断层古落差。这样可以最大程度地减少层段持续时间长短、厚度不同所造成的影响,从而更好地刻画同沉积断裂的活动史。

在 A—A' 剖面(图 2)上选取中央洼陷反转构造带两侧的控凹断裂——三潭断裂和白堤断裂进行断层活动史定量分析。考虑到该剖面上的西部盆缘断裂只是平湖主断裂向北帚状散开的一个分支断裂(图 1),并不能代表西湖凹陷西部盆缘断裂,因此在 A—A' 剖面以南的平湖地区选择了另一条 C—C' 剖面(图 4a),并对此剖面上的平湖断裂进行了断层活动史的定量分析(图 4b)。盆地东部的边界断裂,因考虑到钓鱼岛岩浆弧后期改造强烈、变形过于严重而未进行分析。



(a) 平湖断裂解释地震剖面

(b) 断裂活动速率

图 4 西湖凹陷主要控凹断层的地震反射特征及活动速率

C—C'剖面位置见图 1

在 T_3^4 之后,三条断层的活动强度都有所减弱,但仍很强烈,即使活动最弱的三潭断裂也仍然保持有 0.2 m/m 的单位生长断层古落差,这说明 T_3^4 只是两个主断陷幕之间的转换面。

在 T_3^0 之后,西部的平湖断裂和三潭断裂的断层活动强度都急剧减弱,单位生长断层古落差小于 0.05 m/m ,基本上不再活动。而东侧的白堤断裂仍然还具有 0.2 m/m 的单位生长断层古落差。因此从西部的控凹断层看, T_3^0 应该是断—拗转换面,但在东部构造转换的时间则应该更晚些。白堤断裂的活动

从图 4b 可以看出:三条断裂中,以作为控凹断裂的平湖断裂的断层活动强度最大;在凹陷内的断裂中,东部白堤断裂的断层活动强度大于西部的三潭断裂。最东部的大断裂(基隆大断裂)在重力基底图上呈现为突变的梯度带,故认为它是西湖凹陷与钓鱼岛隆褶带之间先存的基底大断裂,但在始新世后成为了岩浆活动的通道而将该断裂吞没,成了目前的钓鱼岛岩浆岩带边界,在地震剖面上已难以辨认先存盆缘断裂的几何形态,故无法进行断层活动史定量分析。但根据西湖凹陷古新统的地层厚度总体上呈现东厚西薄的趋势,仍可以推断其断层活动强度应大于平湖断裂。因此,总体上西湖凹陷的断层活动具有东强西弱的特点。

强度在 T_2^5 时有一次显著的减弱,但直到 T_2^4 以后才完全停止,这显示了断裂活动期西边结束早、东边结束晚的构造迁移现象。在这种情况下,仅根据主要控凹断层的断层活动史来确定断—拗转换面的形成时期仍存在着多解性,因此还需要从区域上分析其它地质标志。

3 T_3^0 是断—拗转换面的区域地质证据

本次研究利用西湖凹陷的区域地震资料,从 T_3^0 、 T_3^4 和 T_2^4 三个不整合面的规模、不整合面上下的

断层发育程度和地层厚度发育特征、以及沉积旋回和沉积相转换的强度等进行了比较(图5)。通过综

合分析,对西湖凹陷的断—拗转换面进行了厘定,并最终认为 T_3^0 是西湖凹陷新生代的断—拗转换面。

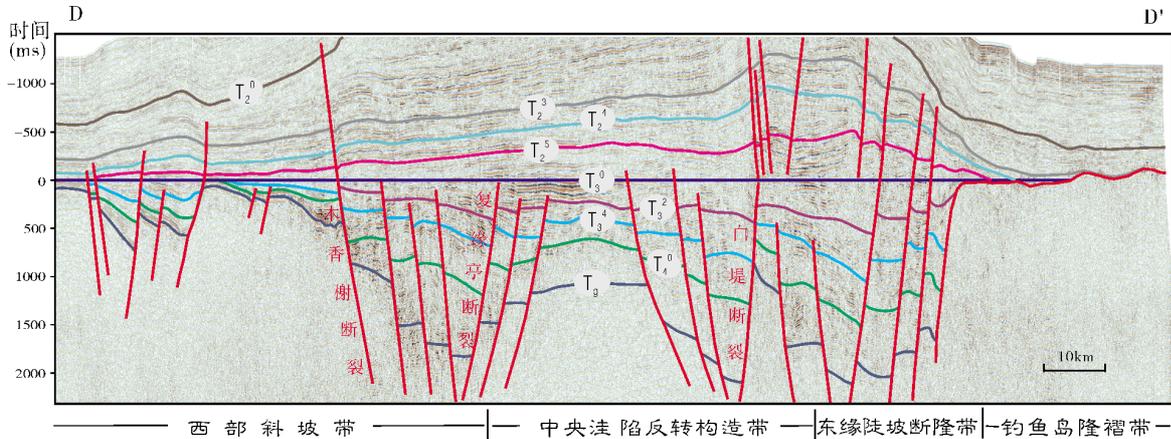


图5 西湖凹陷 T_3^0 界面层拉平后上下地层分布范围对比

D—D'剖面位置见图1

3.1 T_3^0 的不整合规模最大,上下地层分布范围差别最大

从盆地动力学机制上看,断—拗转换的不整合面是从断陷转换为拗陷的重大变革的产物^[8,13,16-17],因此其规模应当比其上下邻近的断陷期内部或拗陷期内部的不整合面要大^[18-19]。通过对横切西湖凹陷的A—A'主干地震剖面的分析(图2)可以看出, T_3^0 为始新统平湖组与渐新统花港组的分界面,它与下伏反射波组呈截断关系,界面之上普遍存在上超现象,这也是一个在整个东海陆架盆地都广泛发育的区域性角度不整合面^[8]。在西部斜坡带,超削现象最为明显;在东部陡坡带乃至洼陷内部也都表现出低角度的超削关系。尤其值得一提的是, T_3^0 以上的花港组向西越过西湖凹陷的西部边界断层,还广泛超覆到了海礁凸起上,表现出断陷期地层局限、拗陷期地层广布的特点(图5)。

T_3^4 为始新统宝石组与平湖组间的分界面,它虽然也是不整合面,但其上超下削的特征只见于西部斜坡带,在其它地区不整合现象则不很明显。尤其是该界面上下的地层都受盆地边界大断层的限制,分布范围几乎一致,不具备断陷期地层局限、拗陷期地层广布的特点。

虽然渐新统花港组的分布也远远超出了西湖凹陷的范围而在东海陆架盆地广泛分布,但其顶面 T_2^4 仅在盆地边缘表现出低角度不整合面的特征,在凹陷内部则多见整合—接触关系,之上的中新统龙井组

分布也同样远远超出了西湖凹陷的范围,很显然, T_2^4 只是拗陷期内部的一个次级不整合面^[9]。

3.2 T_3^0 上下的断层发育特征差别最大

断陷盆地与拗陷盆地的最大区别在于沉积是否受同沉积断层的显著控制。因此在断—拗转换面的上下,同沉积断裂的发育程度和地层厚度的横向稳定性应有显著差别。在主干地震剖面A—A'(图2)和D—D'(图5)上可以看出 T_3^0 界面上下的断层发育特征差别最大。

在西部斜坡带和中央洼陷反转构造带,绝大多数断层都向上终止于 T_3^0 界面处,界面之下古新世—始新世形成的同生正断层数量多、密度大。其中:西部斜坡带发育多组较小的地堑式断裂组合,地层厚度最薄;中央洼陷反转构造带则由一个巨大的地堑式断裂组合构成,总体上形成了一个反转花状构造,在渐新世之前为负花状构造,到中新世晚期发生反转而成为正花状构造,该构造带 T_3^0 之下地层厚度最大,且因同沉积断层活动强烈,地层厚度变化也最大,体现了断陷期盆地构造活动强烈、地层快速沉积的特征。在 T_3^0 界面之上,几乎没有大型断层发育,地层厚度不受同沉积断层的控制,横向上变化缓慢,由中央向西部逐渐减薄,盆地从多凹陷沉降格局变为整体沉降。以上特征非常显著地展示在 T_3^0 界面上上下下从断陷到拗陷的转换。

在东缘陡坡断隆带的情况有很大不同,主要发

育了向西倾斜的同向伴生断阶。多数断层向上终止于 T_2^5 界面处,个别断层则终止于 T_2^4 界面处,反映出该构造带伸展断层的活动持续时间特别长。若仅从这个区域来看,似乎可以将断—拗转换面定为 T_2^4 或 T_2^5 而晚于 T_3^0 ,这也是前人认为应将断—拗转换面上移的重要证据之一^[13]。但从图 2 也不难看出,该构造带毕竟范围很窄,它并不代表整个西湖凹陷。东海陆架盆地在古近纪普遍存在断裂活动逐渐向东迁移的现象^[9],故东缘陡坡断隆带的断裂活动只是盆地裂陷活动最后消亡的时隐时现的余音而已。需要指出的是,在 T_3^0 之后,西湖凹陷东侧主要经受了压扭褶皱抬升作用,在凹陷东北部龙井、花港等构造带主要表现为构造反转活动,断层性质转为逆断层,地层主要遭受抬升剥蚀。在凹陷中部的东侧所表现出的伸展作用只是扭动构造活动中因走滑断裂出现弯

曲而产生的局部拉伸应力场所形成的局部现象。

在整个西湖凹陷内, T_3^4 界面上下的地层发育都明显受同沉积断裂的控制,地层厚度横向变化剧烈,且地层分布都受边界断裂的控制,分布范围局限,表明它们都为断陷期的产物。

3.3 T_3^0 是最大的沉积旋回和沉积相转换面

断陷盆地与拗陷盆地分别对应了两个大的沉积旋回,此外,断陷盆地与拗陷盆地在沉降速率和古地貌特征上也都有显著差别,因此,在不整合面的上下是否具有大的沉积旋回和沉积相的转换,也是厘定断—拗转换面的重要依据。

目前西湖凹陷已有 40 多口井钻穿了 T_3^0 , 井的分布也较广泛。 T_3^0 界面上下的测井曲线特征差异显著,出现明显的坎值,反映出岩性组合发生了突变(图6)。

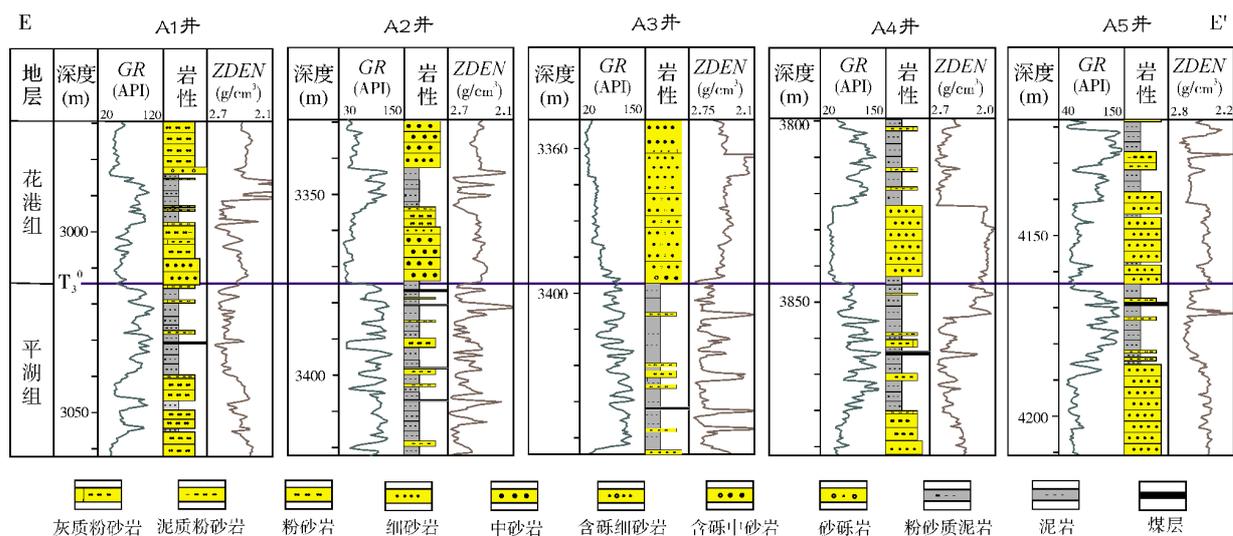


图 6 西湖凹陷 T_3^0 界面上下的岩电特征

井自左至右,平行物源方向。E—E'剖面位置见图 1

从图 6 可以看出,在 T_3^0 界面之下的平湖组,测井曲线为高伽马、高密度,以中—低幅钟形、漏斗形和指状为主,并且锯齿化严重,反映了平湖组砂岩含量相对少、砂岩厚度较薄、局部夹有的厚层砂往往横向尖灭快。岩性主要为灰色中细砂岩、粉砂岩和深灰色泥岩,砂泥频繁互层,局部夹有煤层。所含化石以有孔虫、沟鞭藻居多^[18]。岩心上发育清晰的羽状交错层理、潮汐复合层理,反映出受潮汐作用明显,主要发育有海湾—潮坪相以及受潮汐影响的三角洲相,整体属半封闭海湾—浅海沉积背景(图 7)。沉积具有断陷期的

近物源、快速沉降、岩性横向变化快的特点。

在 T_3^0 界面之上的花港组,测井曲线为低伽马、低密度,以中—高幅、厚层箱形、钟形或微齿化箱状为主,岩性主要为大套的块状砂砾岩、含砾砂岩(图 6),砂岩含量高、厚度大,整体呈正旋回,板状交错层理发育。砂体横向连续性大大增强,可对比性好,古生物中罕见海相化石,见少量淡水轮藻化石,孢粉含量高,主要为三瓣粉—栎粉—松粉组合,反映了较湿润的古气候和淡水陆相沉积环境^[20],指示当时主要为大面积分布的河流和湖泊相、三角洲相沉积背景(图 7)。

西湖凹陷钻穿 T_3^4 的井比较少,且主要位于西部斜坡带。相比之下, T_3^4 虽然也是重要的不整合界面,但是该界面上下的平湖组和宝石组的岩性组合差异不大,都以砂泥频繁互层为特征,沉积相也都是受潮汐影响的三角洲相、半封闭海湾—浅海沉积相(图7),不存在重大的沉积相的转变。

同样, T_2^4 上下的中新统龙井组与渐新统花港组也

都是以湖泊—三角洲相为特征,其间不存在重大的沉积相转变(图7)。

显然,只有 T_3^0 不整合面上下才具有沉积旋回和沉积相的重大转变,沉积主体从始新统的海湾—潮坪相、潮控三角洲相等海陆交互沉积转变为渐新统的河流—湖泊相等陆相沉积,且 T_3^0 界面具有古生物、古气候^[20] 变化等多重地质意义,这也为 T_3^0 是断—拗转换面的观点提供了佐证。

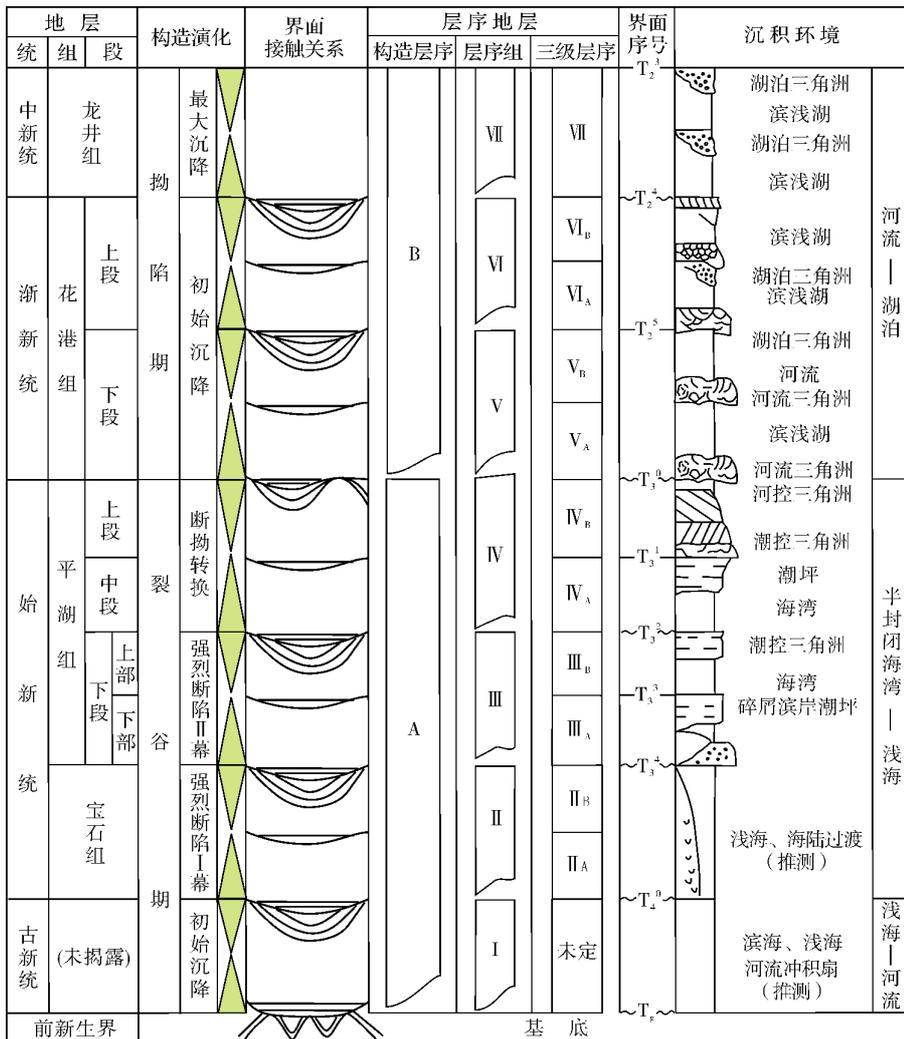


图7 西湖凹陷新生代沉积体系演化

4 结论

(1) 在东海盆地西湖凹陷,始新统平湖组与渐新统花港组之间的 T_3^0 界面的上超下削现象普遍,在西部斜坡带和中央洼陷反转构造带,界面上下的断层发育特征差别大。从区域地质特征上看, T_3^0 的不整合规

模大,其下部地层分布局限,地层厚度变化大,上部地层分布广泛,地层厚度变化缓慢。 T_3^0 界面上下的测井曲线特征差异显著,岩性组合发生突变。从始新统到渐新统,沉积环境由海陆交互的海湾—潮坪相、潮控三角洲相转变为陆相的河流—湖泊相。综合研究后认为, T_3^0 是西湖凹陷新生代的断—拗转换面。

(2) T_3^4 界面上超下削的特征主要见于西部斜坡带,其它地区不明显。该界面上下的地层都受盆地边界大断层的限制,分布范围几乎一致。界面上下的平湖组和宝石组的岩性组合差异不大,也不存在重大的沉积相的转变。 T_3^4 只是两个断陷幕之间的转换面。

(3) T_2^4 界面仅在盆地边缘表现出低角度不整合面的特征,其上下的地层分布广泛,不受边界断层控制,并且都以湖泊—三角洲相为特征,不存在重大的沉积相转变。 T_2^4 只是拗陷期内部的一个次级不整合面。

参考文献

- [1] 陶瑞明. 从西太平洋板块构造探讨东海陆架盆地形成机制和类型划分[J]. 中国海上油气(地质), 1994, 8(1):16-22.
- [2] 武法东, 张燕梅, 周平, 等. 东海陆架盆地第三系沉积—构造动力背景分析[J]. 现代地质, 1999, 13(2):37-41.
- [3] 李上卿. 东海西湖凹陷新生代地质构造特征与演化[J]. 海洋石油, 2000, 20(2):8-14.
- [4] 冯晓杰, 蔡东升. 东海陆架盆地中新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.
- [5] 赵金海. 东海中、新生代盆地成因机制和演化(上)[J]. 海洋石油, 2004, 24(4):6-14.
- [6] 孙肇才. 从东海石油地质工作的重要进展看西太平洋大陆边缘新生代盆地的构造演化——一种海沟向洋后退的残余弧后盆地的演化模式[J]. 海相油气地质, 2004, 9(1):1-17.
- [7] 郑求根, 周祖翼, 蔡立国, 等. 东海陆架盆地中新生代构造背景及演化[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2):197-201.
- [8] 宋小勇, 储呈林, 芮志峰. 东海盆地西湖凹陷构造样式及其演化[J]. 高校地质学报, 2010, 16(1):86-93.
- [9] 徐发. 东海陆架盆地新生界结构特征及迁移规律[J]. 石油天然气学报, 2012, 34(6):1-7.
- [10] 陈琳琳. 东海西湖凹陷平湖组沉积环境演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(4):70-79.
- [11] 何将启, 杨凤丽. 东海西湖凹陷新生代盆地原型分析[J]. 海洋石油, 2003, 23(增刊 1):13-20.
- [12] 熊斌辉, 王春红, 张锦伟, 等. 西湖凹陷古近系平湖组煤层分布及油气意义[J]. 海洋石油, 2007, 27(3):27-33, 40.
- [13] 张远兴, 叶加仁, 苏克露, 等. 东海西湖凹陷沉降史与构造演化[J]. 大地构造与成矿学, 2009, 33(2):215-223.
- [14] 赵孟为. 断层生长指数探讨[J]. 石油实验地质, 1989, 11(3):250-254.
- [15] 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.
- [16] 戴黎明. 东海陆架盆地成因的动力学机制及其数值模拟[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2010:25-28.
- [17] 王鹏, 赵志刚, 张功成, 等. 东海盆地钓鱼岛隆褶带构造演化分析及对西湖凹陷油气勘探的意义[J]. 地质科技情报, 2011, 30(4):68-71.
- [18] LISTER G S, ETHERIDGE M A, SYMONDS P A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins[J]. Geology, 1986, 14(3):246-250.
- [19] LISTER G S, ETHERIDGE M A, SYMONDS P A. Detachment models for the formation of passive continental margins[J]. Tectonics, 1991, 10(5): 1038-1064.
- [20] 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.

编辑:黄革萍

Delimitation of Cenozoic Rift-Depression Transitional Unconformity in Xihu Depression, East China Sea Shelf Basin

Yang Caihong, Wang Yingmin, Zhang Lan, Wan Lifen, Li Kun, Zhou Xinghai, Guo Ying, Wu Jiapeng

Abstract: On the basis of the recently available drilling data and 3D seismic data from Xihu Depression and the reinterpretation results of 2D regional seismic profiles, the activity history of the major boundary-faults are quantitatively analyzed. In vertical, there are three major seismic unconformities including T_3^0 (the top of Pinghu Fm.), T_3^4 (the top of Baoshi Fm.) and T_2^4 (the top of Huagang Fm.). The scale, the fault development density, and the lateral strata thickness variation of the three unconformities are carefully investigated. The faulting activities and lateral change of strata thickness below and above the three unconformities, the depositional cycles and the intensity of sedimentary facies transition are compared. It is concluded that only the unconformity T_3^0 can serve as the transitional unconformity between the syn-rift and the post-rift depressions. This unconformity T_3^0 is the largest in scale, and demonstrates the largest transitional intensity in structural style, sedimentary facies and fault growth indices below and above the unconformity. By contrast, it is considered that the interface T_3^4 is only a second-order unconformity between two rifting episodes and the interface T_2^4 is only a secondary-order unconformity between two depression episodes in the basin.

Key words: Cenozoic; Unconformity; Tectonic transformation interface; Tectonic evolution; Xihu Depression; East China Sea Basin

Yang Caihong; female, Senior Geology Engineer. Add: Research Institute of Shanghai Offshore Oil & Gas Company, SINOPEC, 1225 Shangcheng Rd., Pudong, Shanghai, 200120, China