

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

## 东海西湖凹陷新生界主要不整合面 地层剥蚀厚度恢复

王子煜<sup>1,2)</sup>, 张明利<sup>3)</sup>

1) 石油大学油气成藏机理教育部重点实验室, 北京, 102249; 2) 北京大学地球与空间科学学院, 100871

3) 中国石化石油勘探开发研究院, 北京, 100083

**内容提要:**综合地质对比法、声波时差法以及不连续镜质体反射率法得到西湖凹陷新生界  $T_2^0$ 、 $T_2^1$ 、 $T_3^0$  三个重要的不整合面上地层的剥蚀厚度。剥蚀量的宏观分布与主要构造带的走向基本一致, 局部构造的剥蚀与其特定的构造位置有关。 $T_2^0$  反射界面为斜坡-褶皱型地层剥蚀模式, 剥蚀量主要分布在中央背斜构造带, 沿龙井一井—东海一井—花港一井—玉泉二井—残雪一井—线附近的地层剥蚀量最大, 可达2000 m 以上; 西部斜坡区次之。 $T_2^1$  反射界面地层剥蚀模式为过渡型剥蚀模式, 地层剥蚀量在凹陷东部边缘较大, 最大可达800 m 以上; 中央背斜带的东海一井构造带、龙井一井构造带、花港一井构造带、玉泉一井构造带、玉泉二井构造带、残雪一井构造带、春晓构造带等有局部剥蚀, 一般在400~600 m 以内。 $T_3^0$  反射界面为断块-斜坡地层剥蚀模式, 地层剥蚀量以西部斜坡最大, 中央背斜局部构造有剥蚀。西部斜坡带剥蚀量一般在200~800 m 之间, 中央构造带的龙井二井构造带、花港一井构造带、玉泉二井构造带、天外天一井构造带以及东缘构造带有较少剥蚀, 一般在200~400 m 以下。

**关键词:** 西湖凹陷; 不整合面; 剥蚀厚度

东海陆架盆地以新生代沉积为主, 盆地发育的海相第三系地层是西太平洋地层发育最完整的地区之一。西湖凹陷是东海陆架盆地浙东坳陷的一部分, 东邻钓鱼岛隆褶带, 西邻海礁隆起, 向北和向南分别与福江凹陷和基隆凹陷相接, 呈 NE 向长条带状分布, 面积约4.6万 km<sup>2</sup>, 是东海陆架盆地中规模最大的第三系含油气盆地(图1)。西湖凹陷自1974年以来进行了地质、地球物理、地球化学及钻井勘探, 上海海洋石油局及其他单位对西湖凹陷构造演化、地质结构、沉积特征、生油条件和油气富集条件进行了深入研究并取得丰硕成果, 完成探井36口, 发现8个油气田、4个含油气构造(武法东等, 2000)。

西湖凹陷经历过多次构造反转而形成多个区域性不整合面。分隔裂陷和坳陷期充填的  $T_2^0$  界面代表裂后不整合面,  $T_2^1$  界面则代表了与挤压反转有关的区域性角度不整合,  $T_3^0$  界面则反映了古近系和新近系之间的角度不整合(表1)。随着西湖凹陷勘探逐步深入, 在分析盆地的构造演化史的过程中迫切要求对不整合面上的剥蚀厚度有个定量一半定量的恢复

(刘景彦等, 1999)。同时勘探实践中积累了许多相关的地质资料, 为该项研究工作提供了可能。

### 1 西湖凹陷构造特征

以始新世末的玉泉运动和中新世末的龙井运动造成的两个区域性不整合为界, 纵向上将西湖凹陷新生代沉积-构造分为三套, 与裂陷构造阶段、坳陷构造阶段和区域性沉降构造阶段三个区域构造演化阶段对应。

中生代末, 印度板块高速向北推进使欧亚板块大陆边缘向太平洋方向蠕散产生近东西向的引张应力, 西湖凹陷进入裂陷期, 古新世一早、中始新世为裂陷发育的鼎盛期, 在引张应力的作用下发育了一系列 NE-NNE 向为主的正断裂。始新世中晚期, 拉张应力减弱, 断裂活动及其对沉积的控制作用也趋弱。晚始新世末太平洋板块由 NNW 转为 NW 向俯冲, 使欧亚板块大陆边缘向太平洋方向的蠕散减缓或终止, 西湖凹陷进入坳陷沉积阶段。渐新世末, 太平洋板块向 NW 俯冲加强, 冲绳海槽拉开使西湖

注: 本文为中石化科技攻关项目(编号 P00016)资助的成果。

收稿日期: 2004-03-26; 改回日期: 2004-05-17; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 王子煜, 男, 1970年生。1995年毕业于石油大学(北京)获油气地质与勘探专业硕士学位, 现为北京大学博士研究生。主要从事构造地质学的教学和科研工作。通讯地址: 102249, 北京昌平, 石油大学资源与信息学院; Email: wangziyu@sina.com。

凹陷受侧向挤压力,加之钓鱼岛岩浆岩带的不断抬升产生向西推挤力,这两种挤压应力的共同作用下,中新世末发生龙井运动,东部地层不断抬升,凹陷中部地层褶皱强烈,逆断层发育,早期西倾的张性断裂

变为东倾压性断裂。该时期构造样式以挤压型褶皱和逆冲断裂为主。

中新世末,冲绳海槽扩张运动,挤压应力场转变为张剪性应力场,凹陷进入区域沉降阶段,广泛披覆上新世三潭组和第四系东海群海陆过渡相—浅海相砂泥岩沉积。

## 2 西湖凹陷重要不整合面

依据地震、测井及钻井岩心,西湖凹陷古近纪—新近纪地层内可识别出  $T_g$ 、 $T_1^0$ 、 $T_2^0$ 、 $T_2^1$  和  $T_2^2$  反射界面代表的不整合面。其中,  $T_2^0$  是花港组的底界面,与下伏裂陷期沉积的平湖组分开,是坳陷与裂陷期沉积的分界面,在西斜坡带见有明显的角度不整合。

$T_2^1$  反射界面是凹陷裂后坳陷期发育的第一个区域性不整合面,剖面上可观察到  $T_2^1$  反射界面具明显的削顶剥蚀现象,钻井资料测定的镜煤反射率在  $T_2^1$  界面上存在跳跃现象,声波时差也表现为明显间断和突变。

$T_2^0$  是中新统柳浪组与上新统三潭组的分界面,是西湖凹陷坳陷期与区域沉降期之间发育的规模较大的区域性角度不整合面。强烈的构造挤压反转,在凹陷中央形成了沿凹陷走向分布的规模宏大的中央背斜隆起,背斜顶部遭到严重削顶剥蚀,与上覆地层呈

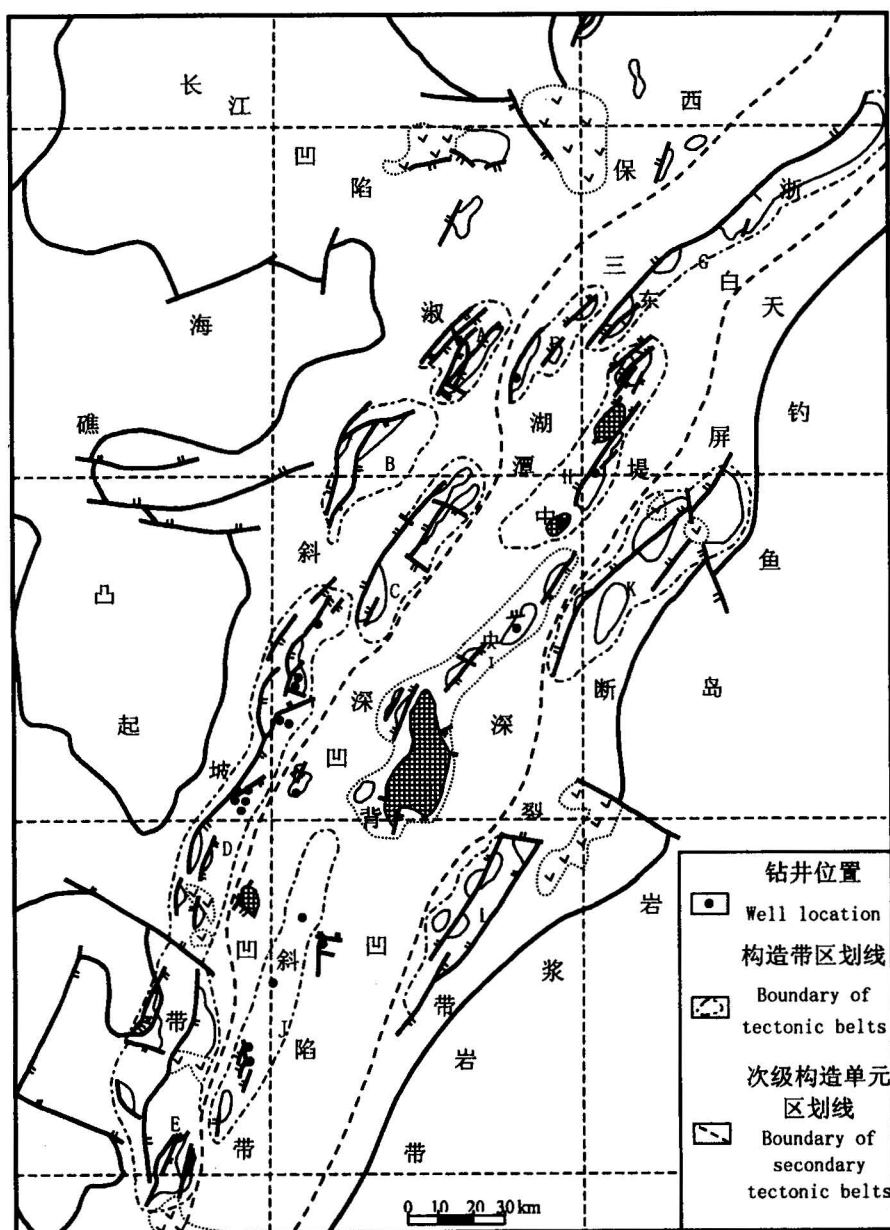


图1 西湖凹陷构造位置及构造单元划分图(据上海海洋石油局,2002)

Fig.1 Location and tectonic units of Xihu Depression (after Shanghai Petroleum Bureau,2002)

A—迎翠轩构造带;B—木香构造带;C—广意亭构造带;D—平湖构造带;E—初阳构造带;F—柳浪构造带;G—玉皇构造带;H—龙井构造带;I—西冷构造带;J—苏堤构造带;K—北高峰构造带;L—灵隐构造带  
A—Yingcuiquan tectonic belt; B—Muxiang tectonic belt; C—Guangyiting tectonic belt; D—Pinghu tectonic belt; E—Chuyang tectonic belt; F—Liulang tectonic belt; G—Yuhuang tectonic belt; H—Longjing tectonic belt; I—Xiling tectonic belt; J—Sudi tectonic belt; K—Beigao Feng tectonic belt; L—Lingyin tectonic belt

表1 西湖凹陷地层层序表(据上海海洋石油局,2002)

Table 1 Stratigraphical Sequence in Xihu Depression (after Shanghai Petroleum Bureau, 2002)

| 统    | 组      | 代号               | 主要岩性                          | 波组                          | 接触关系 | 构造运动 |
|------|--------|------------------|-------------------------------|-----------------------------|------|------|
| 第四系  | 东海群    | Qd               | 灰色粘土、粘土质粉砂                    |                             |      |      |
| 上新统  | 三潭组    | N <sub>3</sub> s | 灰色泥岩、灰白色砂砾岩                   | T <sub>1</sub> <sup>1</sup> | 假整合  | 海槽运动 |
|      | 柳浪组    | N <sub>1</sub> l | 灰白色粉细砂岩、砂质泥岩                  | T <sub>2</sub> <sup>0</sup> | 不整合  | 龙井运动 |
| 中新统  | 玉泉组    | N <sub>1</sub> y | 浅灰色粉砂岩、粉细砂岩、泥质粉砂岩夹泥岩、煤层       | T <sub>2</sub> <sup>2</sup> | 整合   |      |
|      | 龙井组    | N <sub>1</sub> l | 上段粉砂岩、泥岩互层夹煤层, 下段砂砾岩、含砾砂岩夹泥岩  | T <sub>2</sub> <sup>3</sup> | 整合   |      |
|      | 花港组    | E <sub>3</sub> h | 上段杂色、灰色砂泥岩互层夹薄煤层, 下段灰白色粉砂岩、泥岩 | T <sub>2</sub> <sup>4</sup> | 不整合  | 花港运动 |
| 渐新统  | 平湖组    | E <sub>3</sub> p | 灰、深灰色泥岩夹粉细砂岩                  | T <sub>3</sub> <sup>0</sup> | 不整合  | 玉泉运动 |
|      | 宝石组(?) | E <sub>3</sub> b | 灰、深灰色泥岩与灰白色粉砂岩、粉细砂岩互层         | T <sub>3</sub> <sup>1</sup> | 假整合  |      |
| 古新统  |        | E <sub>1</sub>   | 灰、深灰色泥岩、粉砂岩夹玄武安山岩、闪长岩         |                             | 不整合  | 瓯江运动 |
| 前古近系 |        | AnE              | 火山杂岩(中酸性溶岩、凝灰岩夹砂、泥岩)          | T <sub>4</sub>              | 不整合  | 基隆运动 |

明显的角度不整合接触。不整合在西斜坡边缘、中央构造带可见。在反转较弱的部位过渡为平行不整合或整合接触。镜煤反射率资料和声波时差资料在该反射界面上的突变都反映了这一不整合面的存在。

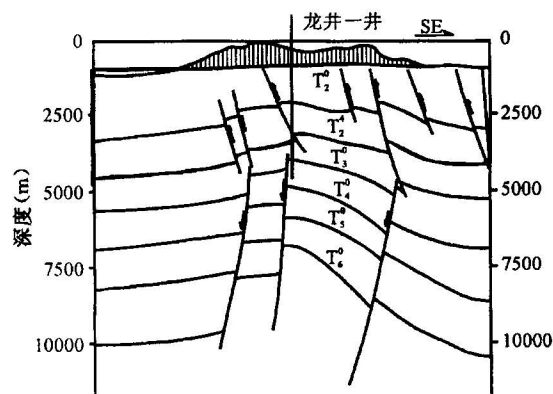
### 3 平衡地质剖面地质对比法恢复地层剥蚀量

西湖凹陷中广泛分布背斜隆起和角度不整合, 反射界面清晰, 同相轴连续, 使用平衡地质剖面法估算地层剥蚀量较为直接和可靠。平衡地质剖面地质对比方法恢复地层剥蚀厚度, 基于地层的厚度在局部构造的范围内是相等的或渐变的这一基本原理, 而且这种渐变是可通过地质分析方法进行研究的(郝石生等, 1988; 周瑶琪等, 2000; 何生等, 1989; 李伟, 1996; 柳益群等, 1997)。

本次研究选取西湖凹陷北部、中部和南部26条主测线剖面进行了地质解释并转化成地质剖面, 这些地质剖面基本控制了整个西湖凹陷的构造面貌。西湖凹陷地质剖面上地层剥蚀厚度的恢复可以使用三种恢复模式: 构造残缺型地层剥蚀量恢复模式、地层残缺型地层剥蚀量恢复模式和渐变地层剥蚀量恢复模式。

(1) 构造残缺型地层剥蚀量恢复模式: 西湖凹陷的 T<sub>2</sub><sup>0</sup> 不整合面在地质剖面上表现明显, 通过对西湖凹陷的构造演化的分析认为, T<sub>2</sub><sup>0</sup> 不整合面上地层剥蚀以前的构造是完整的(尤其是中央背斜构造带), 因此可以通过恢复地层剥蚀以前的古构造面貌来恢复地层剥蚀量(图2)。

(2) 地层残缺型地层剥蚀量恢复模式: D680剖面反映的地层剥蚀量图(图3)上, 要恢复 T<sub>2</sub><sup>0</sup> 不整合

图2 T<sub>2</sub><sup>0</sup>不整合面地层剥蚀厚度Fig. 2 Erosion amount of T<sub>2</sub><sup>0</sup> unconformity strata

面上的地层剥蚀量,可以利用平衡地质剖面的思路将  $T_2^1$  界面以下花港组的地层补齐,通过复原其本来的地层厚度来恢复地层剥蚀量。 $T_2^1$  界面在地质剖面上只在东部边缘和西部斜坡地区有比较明显的表现,其部分剥蚀量可以利用地层残缺型模式来恢复。将地质剖面上的地层剥蚀厚度恢复与直接利用地震剖面进行地层剥蚀厚度相结合。比较明显的地层剥蚀依靠地质剖面进行恢复,较小的剥蚀则通过分析地震层序的尖灭、地层在地震上的削截关系来恢复地层剥蚀厚度。

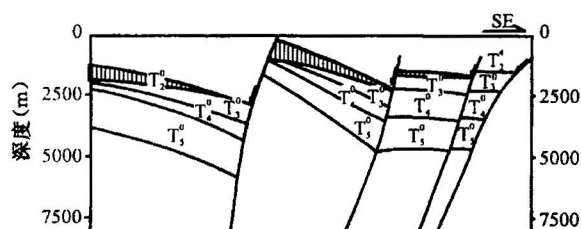


图 3  $T_2^1$  不整合面地层剥蚀厚度

Fig. 3 Erosion amount of  $T_2^1$  unconformity strata

(3) 渐变地层剥蚀量恢复模式: 图4为渐变地层剥蚀量恢复的模式图, 由于斜坡区的持续稳定的抬升, 地层厚度具有相似比例的变化。图中, 理论上  $a'/a = b'/b$ , 由于  $b'$  地层的剥蚀, 在实际的地质剖面上表现为  $b''$ , 而且  $b'' < b'$ , 该处的地层剥蚀厚度  $e = b' - b''$ 。西湖凹陷  $T_2^0$  不整合面在西部斜坡区表现明显, 西部斜坡的抬升相对比较稳定, 该整合界面上的地层剥蚀量的恢复可以使用渐变地层剥蚀量恢复模式。结合  $T_2^0$  界面以下地层厚度的变化趋势来分析斜坡区抬升的速率, 根据这一趋势对剥蚀量进行半定量的分析。

地质对比法的分析结果表明, 西湖凹陷  $T_2^0$  反射

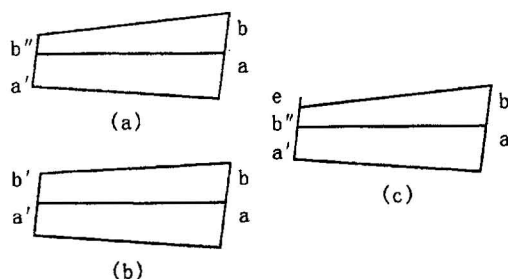


图 4 渐变地层剥蚀量恢复模式图

Fig. 4 Restoration model of erosion amount for gradual change of strata

(a) — 现今剖面; (b) — 复原剖面; (c) — 地层剥蚀厚度  
(a) — Present section; (b) — restoration section;  
(c) — stratigraphical erosion amount

界面的地层剥蚀量主要分布在中央背斜构造带, 大致沿龙井一井—花港一井—残雪一井—线附近的地层剥蚀量最大可达2000 m 以上; 中央背斜带两侧的地层剥蚀量较小, 不足500 m。龙井二井—东海一井所在的北部地区地层剥蚀厚度大于残雪一井、断桥一井所在的南部, 剥蚀厚度差值达1500 m, 相差悬殊。西湖凹陷  $T_2^1$  反射界面的剥蚀量在凹陷东部边缘较大, 最大可达800 m; 西部边缘和中央背斜带剥蚀量在600 m 以内。 $T_2^0$  界面地层剥蚀量主要分布在西湖凹陷的西部斜坡带, 剥蚀量一般在200~800 m 之间; 中央构造带和东缘构造带的地层剥蚀较少, 一般在200~400 m 以下。

#### 4 声波时差法恢复地层剥蚀量

传统观点认为, 当剥蚀面再度下沉至大于剥蚀厚度的深度以下时, 因压实趋势改变而无法计算剥蚀量。然而, 根据周瑶琪等(2000)的研究认为, 判断能否运用压实曲线资料进行地层剥蚀量估算的标准不应该是依据剥蚀掉的地层厚度与后沉积的地层厚度的大小比较, 而应该是判断剥蚀前地层的压实效应是否被后来的沉积地层所改造。只要能确定间断面之下地层的压实效应未被后来沉积物所改造, 就能依据其保留下来的剥蚀前的压实趋势线, 进行地层剥蚀量的估算。

从西湖凹陷12口钻井的30万个声波时差数据出发, 筛选出其中的泥岩段数据用于回归分析。以  $T_2^0$ 、 $T_2^1$ 、 $T_2^2$  三个不整合面为界, 在单对数坐标系(声波时差取对数)中对声波时差与深度的关系进行分段回归, 两者成线性相关关系。不整合面上下拟合线发生突变, 将间断面以下的声波时差拟合曲线向上延伸至  $\Delta t_0$  处相交一点, 交点与不整合面的深度差为剥蚀厚度。如果近地表的声波时差资料不完整导致无法回归出近地表处的  $\Delta t_0$ , 根据有关测定值, 一般取  $189 \mu s/m$  (图5)。部分钻井不整合面上地层剥蚀厚度如表2。通过声波时差法计算出的钻井剥蚀量与地质

表 2 声波时差法计算的地层剥蚀量

Table 2 Erosion amount by acoustic moveout method

| 井名    | 不整合面    | 剥蚀厚度 (m) | 井名    | 不整合面    | 剥蚀厚度 (m) |
|-------|---------|----------|-------|---------|----------|
| 断桥一井  | $T_2^0$ | 450      | 孔雀亭一井 | $T_2^1$ | 250      |
| 断桥一井  | $T_2^1$ | 350      | 来鹤亭一井 | $T_2^1$ | 100      |
| 天外天一井 | $T_2^1$ | 350      | 花港一井  | $T_2^1$ | 300      |
| 秋月一井  | $T_2^1$ | 200      | 春晓三井  | $T_2^1$ | 650      |
| 孤山一井  | $T_2^1$ | 500      | 武云亭一井 | $T_2^1$ | 80       |
| 残雪一井  | $T_2^1$ | 1000     | 宝云亭一井 | $T_2^1$ | 150      |

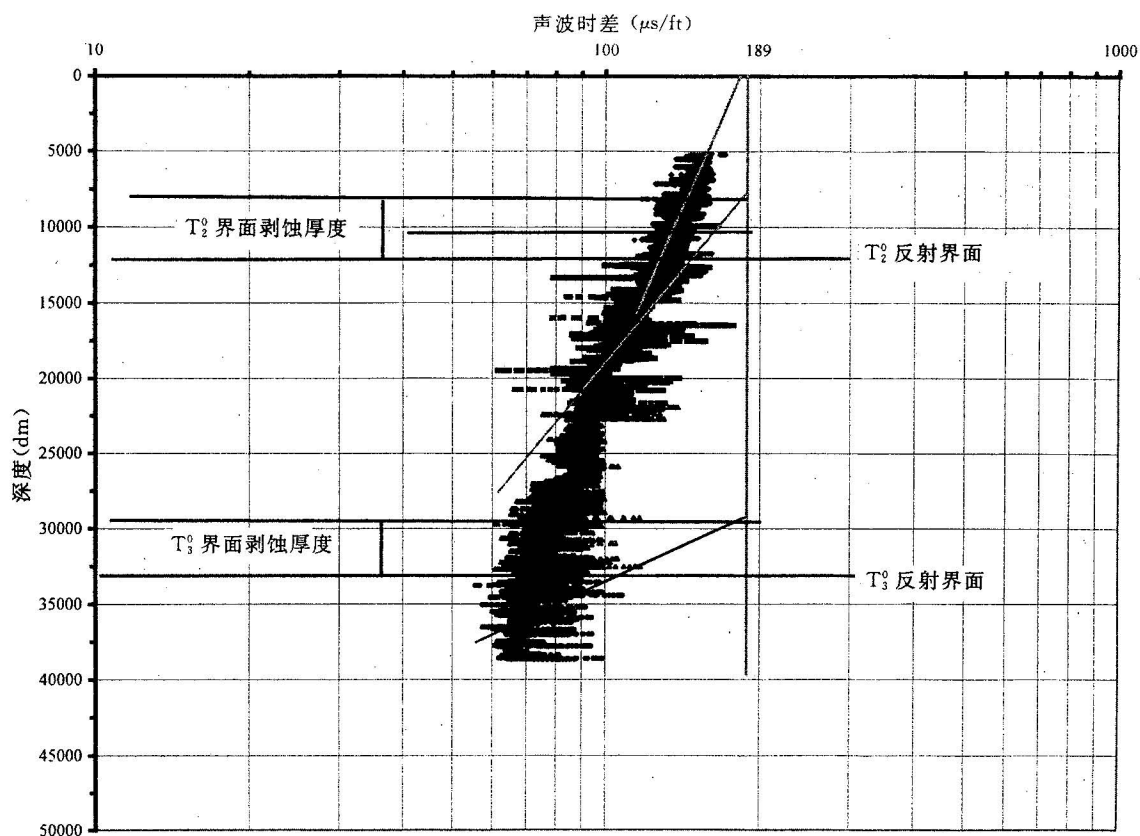


图 5 声波时差法计算地层剥蚀厚度

Fig. 5 Erosion amount computing by acoustic moveout method

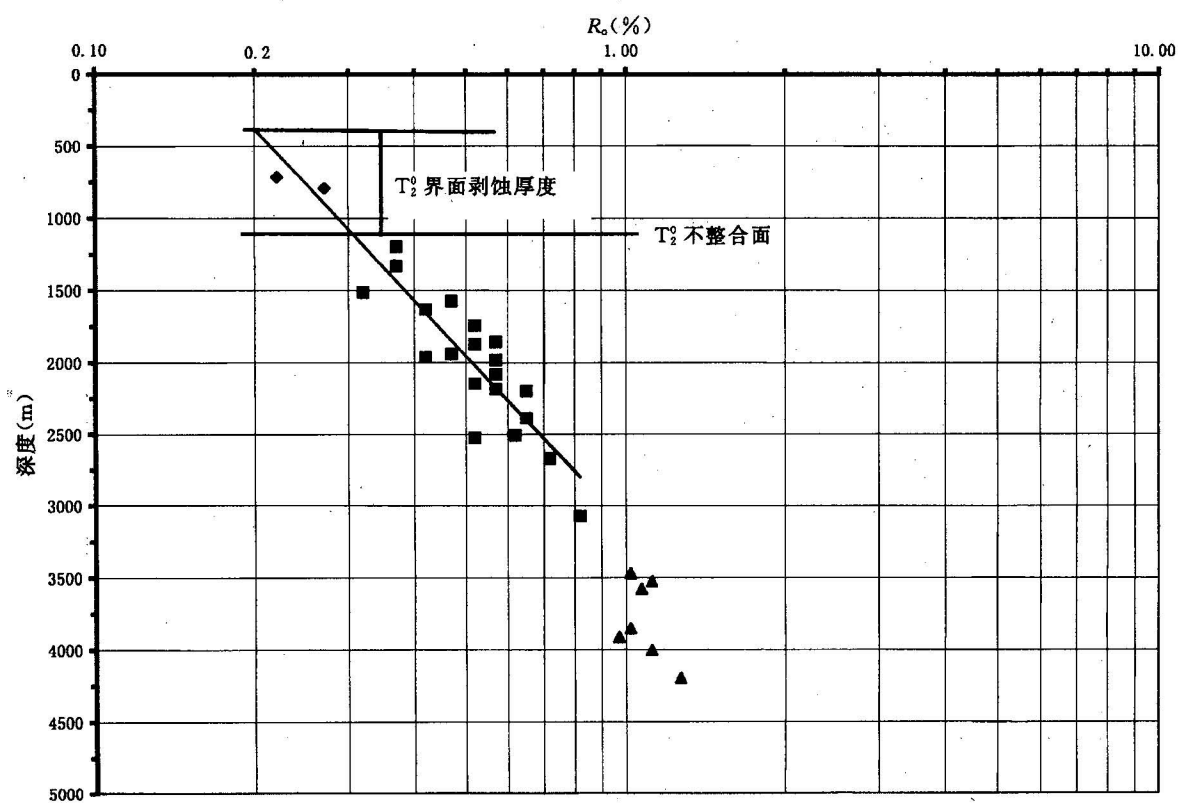


图 6 不连续镜质体反射率法求剥蚀厚度方法

Fig. 6 Erosion amount computing by  $R_o(\%)$  hiatus method

对比法的分析结果基本一致。

图如表3所示。

## 5 镜质体反射率法恢复地层剥蚀量

依据间断面之下地层中保留下来的剥蚀前的成熟度剖面趋势线,将其上延至古地表附近的  $R_0$  最小值处(目前普遍认为地表附近  $R_0$  最小值为0.20%),该点在成熟度剖面中所代表的深度值为剥蚀前古地表相对于现今地表的深度,其与间断面所在深度的差值即为地层剥蚀厚度(图6),部分钻井得到的结果

表 3 镜质体反射率法计算的地层剥蚀量

Table 3 Erosion amount by Ro hiatus method

| 井名    | 不整合面    | 剥蚀厚度(m) | 井名    | 不整合面    | 剥蚀厚度(m) |
|-------|---------|---------|-------|---------|---------|
| 断桥一井  | $T_2^0$ | 500     | 残雪一井  | $T_2^0$ | 600     |
| 天外天一井 | $T_2^0$ | 150     | 来鹤亭一井 | $T_2^0$ | 500     |
| 天外天一井 | $T_2^0$ | 450     | 花港一井  | $T_2^0$ | 750     |
| 净寺一井  | $T_2^0$ | 400     | 玉泉一井  | $T_2^0$ | 1300    |
| 净寺一井  | $T_2^4$ | 750     | 宝云亭二井 | $T_2^4$ | 800     |

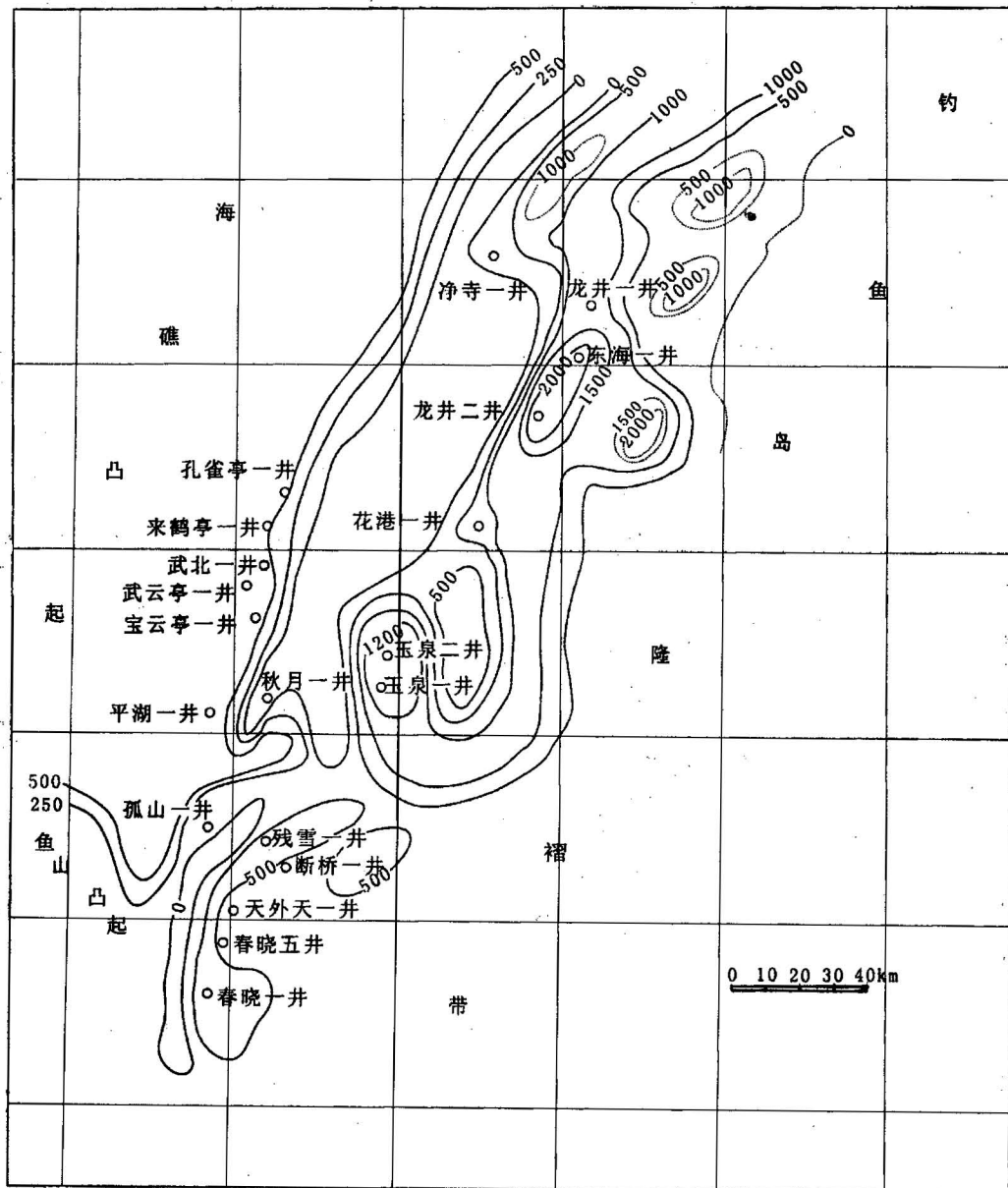


图 7 西湖凹陷  $T_2$  界面剥蚀厚度(m)图

Fig. 7 Erosion thickness(m) of  $T_2$  in Xihu Depression



## 6 不同方法恢复地层剥蚀量的误差分析

### 6.1 地质对比法

地质对比法要求地层或构造在研究区和剥蚀区具有可对比性,邻区存在未剥蚀区,未剥蚀区与剥蚀区存在沉积上或构造上的联系,误差主要来源于长距离或构造不稳定区的地质对比以及不整合不发育区的地质对比。

地层残缺型地层恢复模式在局部构造的恢复中可靠性较高,但不能应用长距离的外推。渐变地层剥

蚀量恢复模式应用于构造稳定的地区,对构造不稳定、地层无渐变规律的地区不适用,西湖凹陷西部斜坡稳定抬升,用该方法可以达到半定量的计算精度。

地质对比法的基础来源于地质剖面或地震剖面,如果不整合面清楚,地震反射同相轴振幅较强、连续性好、削蚀点清楚可靠,地层厚度在横向上有一定的变化趋势,应用该法比较可靠。但在不整合不发育的地区,就需要配合其他方法进行分析。

### 6.2 泥岩声波时差法

泥岩声波时差法计算地层的剥蚀厚度也有其有限

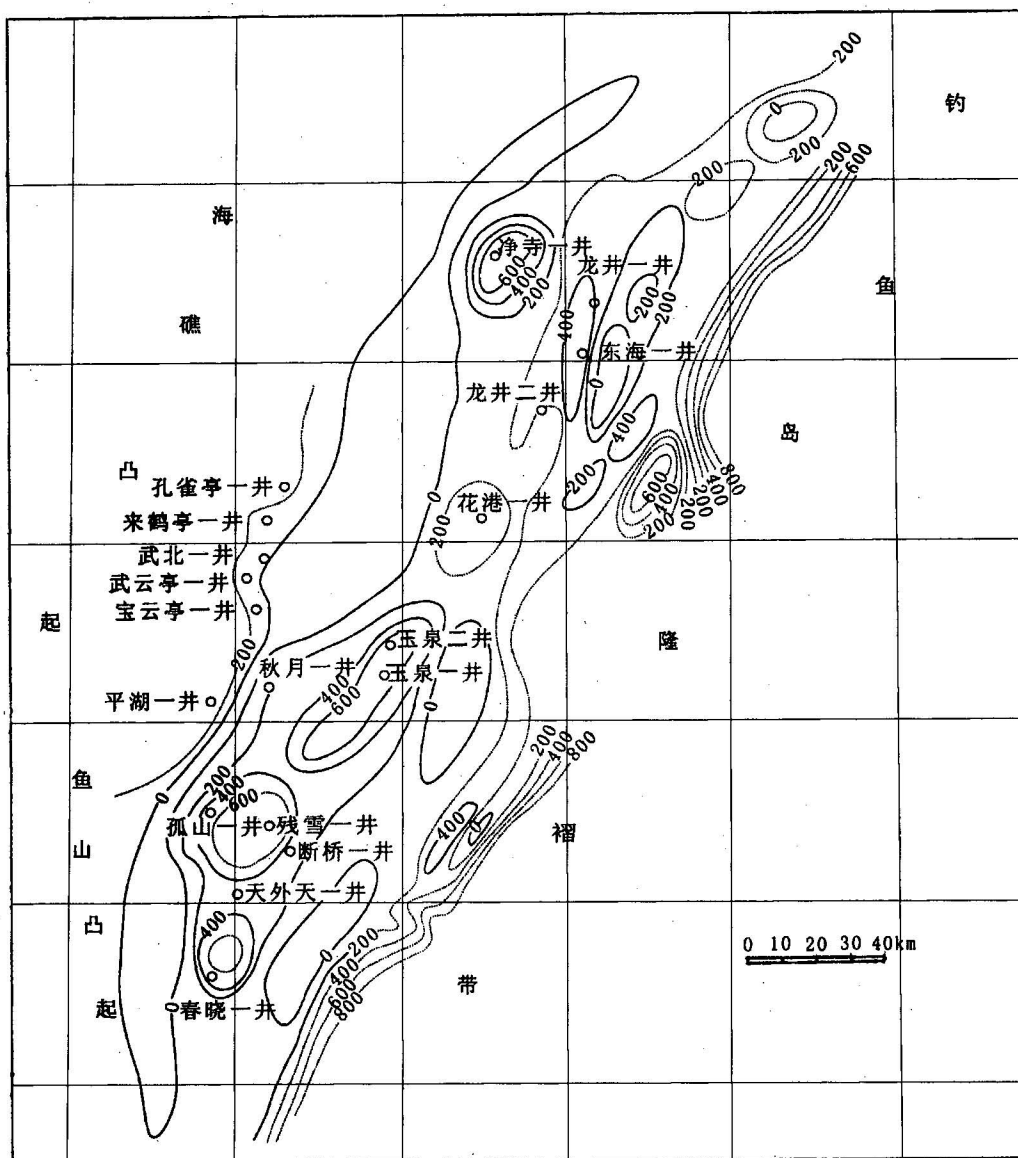


图 8 西湖凹陷  $T_2$  界面剥蚀厚度(m)图

Fig. 8 Erosion thickness(m) of  $T_2$  in Xihu Depression

定条件:泥岩的压实形变为塑性形变;泥岩在地表的原始声波时差值已知;泥岩的压实属正常压实。声波时差法计算地层的剥蚀厚度误差来源于泥岩非正常压实数据以及声波时差数据的分布两个方面。

若泥岩排液不畅,排液量小于孔隙度的减少量,泥岩孔隙压力将大于静水压力,出现异常高压,处于欠压实状态,泥岩声波时差与埋深关系曲线将偏离“正常压实趋势线”,应注意分析和剔除。西湖凹陷声波时差数据每米采集10个点,根据钻井录井图,选择其中大段的泥岩段数据进行回归分析。与镜质体反射率法计算地层剥蚀量相比,声波时差数据较多而

比较适合作回归分析和计算。

### 6.3 镜质体反射率法

镜质体反射率法计算地层剥蚀厚度,误差主要来源于对镜质体反射率法本身认识上的差异、测点分布和数据量、断层和岩浆作用等因素。

Dow(1977)曾提出用间断面之上地层中最底部  $R_0$  值与间断面之下地层最顶部的  $R_0$  值的差值代表地层厚度来计算地层剥蚀厚度,对镜质体反射率法本身认识上的这种差异必然影响计算结果(郝石生等,1988;何生等,1989)。

西湖凹陷的镜质体反射率数据对于剥蚀量的计

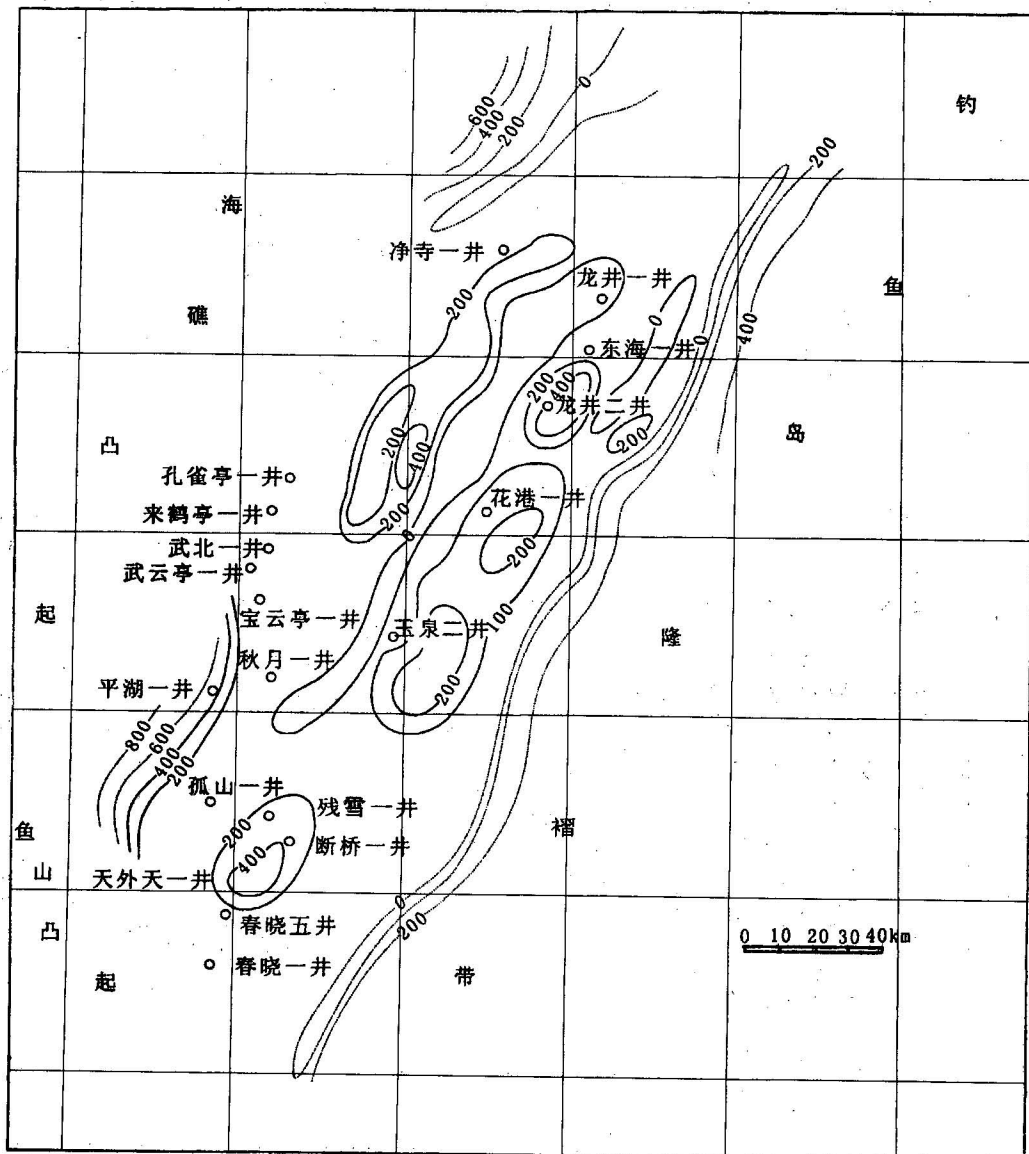


图9 西湖凹陷  $T_3$  界面剥蚀厚度(m)图

Fig. 9 Erosion thickness(m) of  $T_3$  in Xihu Depression



算来讲并不系统,与回归分析要求的数据量相比,比较有限,这是影响地层剥蚀厚度计算结果的重要原因。

西湖凹陷断层发育,岩浆活动频繁且主要分布于南部和东部西湖—基隆大断裂两侧,中部和北部广大地区见一些零星小岩体分布,在对凹陷南部钻井镜质体反射率数据进行分析时要考虑到断层与岩浆的影响。

## 7 结论

综合地质对比法、声波时差法以及不连续镜质体反射率法得到的西湖凹陷  $T_2^0$ 、 $T_2^1$ 、 $T_3^0$  三个重要的不整合面上地层的剥蚀厚度等值线图(图7、8、9)。剥蚀量的宏观分布与主要构造带的走向基本一致,反映了构造对西湖凹陷不整合面剥蚀厚度的控制作用,局部构造的剥蚀与其特定的构造位置有关。根据地层剥蚀量的主控构造因素,可以分为三种剥蚀模式。

(1)  $T_2^0$  反射界面地层剥蚀模式(斜坡-褶皱型地层剥蚀模式):  $T_2^0$  反射界面地层剥蚀量(图7)主要分布在中央背斜构造带,沿龙井一井—东海一井—花港一井—玉泉二井—残雪一井—一线附近的地层剥蚀量最大。东海一井构造带、龙井二井构造带、玉泉二井以及玉泉一井构造带等存在局部高剥蚀区。在龙井二井—花港一井—残雪一井—断桥一井—天外天一井—一线的中央背斜带,龙井二井剥蚀量明显高于其他钻井,  $T_2^0$  反射界面地层剥蚀量南北差异。中央背斜带西侧,净寺一井—秋月一井附近存在北东向无剥蚀区,在该地质历史时期处于构造沉降部位。西湖凹陷的南部残雪一井、断桥一井一带地层剥蚀量在500 m 以上,紧临该区西侧孤山一井一带存在近南北向的无剥蚀区。西部边缘剥蚀厚度在500 m 以内,自东向西增大。孔雀亭一井—来鹤亭一井—武云亭一井—平湖一井一带,  $T_2^0$  反射界面的地层剥蚀量均在500~600 m 左右,沿该线往北,在西部边缘存在狭长条带状的剥蚀区。  $T_2^0$  界面地层剥蚀模式为斜坡-褶皱型地层剥蚀模式,具有5个显著特点:①地层剥蚀以中央背斜带为主,西部斜坡区次之,该时期的构造反转主要集中在中央背斜带;②中央背斜带在  $T_2^0$  不整合面形成前为完整的挤压背斜,地层剥蚀量沿中央背斜的带状分布;③中央背斜带挤压变形北强南弱导致地层剥蚀量的南北差异;④西湖凹陷西部斜坡的抬升是导致地层剥蚀量在西斜坡表现为东弱西强的重要原因;⑤中央背斜带北部剥蚀量大而不

利成藏,南部剥蚀量小而有利成藏。

(2)  $T_2^1$  反射界面地层剥蚀模式(过渡型剥蚀模式):  $T_2^1$  反射界面上的地层剥蚀量(图8)在凹陷东部边缘较大,最大可达800m 以上;中央背斜带的东海一井构造带、龙井一井构造带、花港一井构造带、玉泉一井构造带、玉泉二井构造带、残雪一井构造带、春晓构造带等有局部剥蚀,一般在400~600m 以内。该时期的构造反转活动主要集中在东部边缘区;在构造演化上为挤压作用非最强烈期的产物;处于  $T_3^0$  的断块-斜坡型地层剥蚀模式向  $T_2^0$  反射界面的斜坡-褶皱型剥蚀模式的过渡过程中;凹陷东部边缘剥蚀明显,与  $T_2^0$  剥蚀量的分析结果相比较,引起西湖凹陷构造反转的动力主要来自东部,在早期影响东部边缘构造带,晚期影响到中央背斜构造带,西湖凹陷该时期的挤压变形序次由东向西;地层剥蚀对西湖凹陷东部的圈闭和油气成藏影响最大。

(3)  $T_3^0$  反射界面地层剥蚀模式(断块-斜坡剥蚀模式):地层剥蚀量以西部斜坡最大,中央背斜局部构造有剥蚀(图9),西部斜坡带剥蚀量一般在200~800 m 之间,中央构造带的龙井二井构造带、花港一井构造带、玉泉二井构造带、天外天一井构造带以及东缘构造带有较少剥蚀,一般在200~400 m 以下。西部斜坡区地层的剥蚀量分布特征表明,该时期西部斜坡区的抬升是影响地层剥蚀的关键因素,中央背斜带  $T_3^0$  反射界面上地层的剥蚀表现为局部的断块剥蚀。中央背斜带  $T_2^0$  反射界面上地层的剥蚀量影响古新统、始新统的圈闭与油气成藏。

致谢:参加研究工作的还有王林生和王震同学。

## 参 考 文 献

- 郝石生,贺志勇,等. 1988. 恢复地层剥蚀厚度的最优化方法. 沉积学报,6(4): 93~99.
- 何生,王青玲. 1989. 关于用镜质体反射率恢复地层剥蚀厚度的问题讨论. 地质论评,35(2): 119~125.
- 刘景彦,林畅松,等. 1999. 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. 现代地质,13(4): 422~438.
- 李伟. 1996. 恢复地层剥蚀厚度方法综述. 中国海上油气,16(1): 1~5.
- 柳益群,周立发. 1997. 关于地层剥蚀厚度求取方法的讨论——以吐哈盆地为例. 西北大学学报,27(4): 337~339.
- 武法东,周平,等. 2000. 东海陆架盆地西湖凹陷第三系层序地层与沉积体系分析. 北京:地质出版社.
- 周瑶琪,吴智平. 2000. 地层间断面的时间结构研究. 北京:地质出版社.

## References

- Dow W G. 1977. Kerogen studies and geological interpretation.

- Journal of Geochemical Exploration, 7(2):79~99.
- Hao Shisheng, He Zhiyong, etc. 1988. Optimistic method to restore stratigraphical erosional thickness. Journal of Sedimentology, 6(4): 93~99 (in Chinese with English abstract).
- He Sheng, Wang Qingling. 1989. Discussion about the problems in restoring stratigraphical erosional thickness using the vitrinite reflectance. Geological Review, 35(2): 119~125 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jingyan, Lin Changsong. 1999. Characteristics, erosion distribution and importance of major Tertiary unconformities in Xihu Depression, East China Sea. Modern Geology, 13(4): 422~438 (in Chinese with English abstract).
- Li Wei. 1996. Summary of methods to restore the stratigraphical erosion thickness. Oil and Gas in Chinese Seas. 16(1): 1~5 (in Chinese with English abstract).
- Liu Yiqun, Zhou Lifa. 1997. Discussion on a method about eroded strata thickness references with Turpan and Hami Basin. Journal of Northwest University, 27(4): 337~339 (in Chinese with English abstract).
- Miall A D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. New York: Springer-Verlag, 369~372.
- Wu Fadong, Zhou Ping. 2000. Tertiary stratigraphical sequence and sedimentary system analysis. Beijing: Geological Publishing House.
- Zhou Yaoqi, Wu Zhiping. 1988. Study on Time structure of unconformities. Beijing: Geological Publishing House.

## Erosion Restoration of the Major Cenozoic Unconformities in the Xihu Depression of the East China Sea

WANG Ziyu<sup>1,2)</sup>, ZHANG Mingli<sup>3)</sup>

1) Key Laboratory for Hydrocarbon Accumulation Mechanism, Ministry of Education, Beijing, 102249

2) School of the Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871

3) Institute of Petroleum Exploration and Development, China Petroleum Chemistry Corporation, Beijing, 100083

### Abstract

The erosion amounts of  $T_0^2$ ,  $T_2^4$  and  $T_3^0$ , three major Cenozoic regional unconformities in the Xihu Depression of the East China Sea, have been calculated by a number of approaches such as comprehensive stratigraphical correlation of balanced cross sections, acoustic moveout and hiatus of Ro methods. The erosion amounts of the three surfaces are generally distributed along the major tectonic belts of the Xihu Depression and local erosions are distributed in certain tectonic locations. The erosion model of  $T_2^0$  has been identified as the slope-fold type and the erosion amount is mainly distributed along the central tectonic belt. The maximum erosion amount, more than 2000 m, lies along Wells Longjing 1, East Sea 1, Huagang 1, Yuquan 2 and Canxue 1. The erosion model of  $T_2^4$  has been identified as the interim type and the erosion amount is mainly distributed on the eastern edge of the Xihu Depression. The Maximum erosion amount is more than 800 m. Local erosion is along such tectonic belts as East Sea 1, Longjing 1, Huagang 1, Yuquan 1, Yuquan 2, Canxue 1 and Chunxiao, and the average amount is 400~600 m. The erosion model of  $T_3^0$  has been identified as the type of fault block-slope and the erosion amount is mainly distributed on the western slope, ranging from 200 to 800 m, and the local erosion is in the central tectonic belt, which is along the Longjing 2, Huagang 1, Yuquan 2, Tianwaitian 1 and the eastern tectonic belts, the average amount of which is less than 200~400 m.

**Key words:** Xihu depression; unconformity; erosion amount