

# 潮汐作用下渤海温跃层波动与起伏的数值研究

周小兵<sup>1</sup>, 张延廷<sup>2</sup>, 曾庆存<sup>3</sup>

(1. 北京大学 地球物理系, 北京 100871; 2. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;  
3. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100080)

**摘要:**研究了潮汐(四大分潮  $M_2, S_2, K_1, O_1$  同时输入)作用下渤海温跃层起伏与波动的三维数值模型(将海洋分为3层,即上混和层、跃层和下混和层),揭示了整个海区温跃层上界面处跃层起伏(在文中指每个时刻跃层波高的周期平均值)的地理分布及叠加在起伏之上的潮周期波动的时空变化,模拟出跃层波动与实测基本一致. 结果发现大振幅的跃层波动均发生在海峡及近海地形突变之处. 一般界面波动的波高大于甚至远远大于同一位置的表层潮波. 从位相以及周期来看,潮波和跃层上下界面波动相互之间,有些海域一致,有些地方则相差甚远. 跃层上界深度及厚度的梯度,对跃层起伏分布有一定的影响. 跃层起伏还可能与海岸海底摩擦有关.

**关键词:** 潮汐; 余流; 跃层; 起伏与波动

**中图分类号:** P722.4; P731.24      **文献标识码:** A      **文章编号:** 0253-4193(2002)02-0020-10

## 1 引言

海洋不仅表面有波动,在其内部也会发生波动现象,即为海洋内波. 海洋内波可分为界面内波和密度连续变化海洋中的内波. 内波的研究,不仅对海洋工程、海水养殖,以及军事有着重要的应用,而且有着重要的学术意义. 海洋中的强跃层是内波产生的必要条件. 一方面不少学者作了温跃层季节变化的机理研究工作<sup>[1-9]</sup>,另一方面不少学者研究跃层在各种扰动下的振荡. Rattray<sup>[10]</sup>在1969年就首先发表了用理想地形和海洋层化的分析模式来研究内潮波的产生和传播. 随后,Prinsenber和Rattray<sup>[11]</sup>,Sandstrom<sup>[12]</sup>,Basines<sup>[13-15]</sup>同样用分析模式作了不少这方面的工作. Chung和Wang<sup>[16]</sup>用线性差分模式模拟任意地形的层化海洋的内潮波. Sherwin和Taylor<sup>[17]</sup>应用他们的模式模拟实际情况,结果与实测一致. Wilmont和

收稿日期: 2000-06-06; 修订日期: 2001-10-08.

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040900)第一部分; 国家自然科学基金资助项目(49905007; 49776283)

作者简介: 周小兵(1968-),男,湖北省黄梅县人,博士,现主要从事物理海洋数值模拟和资料同化研究.

Edwards<sup>[18]</sup>发展了3层非线性模式模拟内潮波. Serpette 和 Maze<sup>[19]</sup>用一个两层非线性模式模拟 Biscay 海湾的内潮波. Yoshiro<sup>[20]</sup>研究在台风移动过程中, 将使深海跃层激发出接近惯性频率( $f_0$ )超惯性频率( $2f_0$  和  $3f_0$ )的两种波. 而超惯性频率的波将是深海小尺度混合的有效能量来源.

本文是在二维二层非线性模式基础之上<sup>[21~23]</sup>, 考虑到温跃层厚度建立了三维非线性模式, 研究在潮汐(流)作用下, 渤海跃层上下界面起伏与波动, 得出一些有意义的结论.

## 2 理论模型

从基本的三维非线性运动方程和连续方程出发, 根据夏季海洋成层现象, 以上均匀层深度( $h_1$ )、跃层厚度( $h_2$ )及下均匀层厚度( $h_3$ )为界分为3层, 对原始方程进行垂直积分, 并各层平均, 而化为3层模式.

当计算仅由潮汐(流)作用时, 设  $h_1$ ,  $h_2$  和  $h_3$  在“旬”尺度内, 不随时间变化, 而取各旬的平均值(此值由统计所得).

由于很多因素都能引起温跃层界面的波动, 如风、潮汐、降水等, 本文仅仅研究在潮的作用下, 温跃层的界面波动, 即在表面风应力取为零, 在开边界输入潮波, 而在跃层界面考虑两层流体的切应力、重力、浮力作用及温跃层深度梯度项. 则控制方程为如下形式:

上层控制方程:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} - f v_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{1}{\rho_1} \frac{\tau_{ax} - \tau_{lx}}{h_1 + \zeta_1 - \zeta_2} + \frac{1}{\rho_1} A_x \frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_1} A_y \frac{\partial^2 u_1}{\partial y^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_1}{\partial y} + f u_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} + \frac{1}{\rho_1} \frac{\tau_{ay} - \tau_{ly}}{h_1 + \zeta_1 - \zeta_2} + \frac{1}{\rho_1} A_x \frac{\partial^2 v_1}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_1} A_y \frac{\partial^2 v_1}{\partial y^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta_1}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_2}{\partial t} + \frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) u_1] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) v_1] = 0. \quad (3)$$

中层控制方程:

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} - f v_2 = -\frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) g \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{1}{\rho_2} \frac{\tau_{lx} - \tau_{\parallel x}}{h_2 + \zeta_2 - \zeta_3} + \frac{1}{\rho_2} A_x \frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_2} A_y \frac{\partial^2 u_2}{\partial y^2}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial v_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial v_2}{\partial y} + f u_2 = -\frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) g \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} + \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) g \frac{\partial h_1}{\partial y} +$$

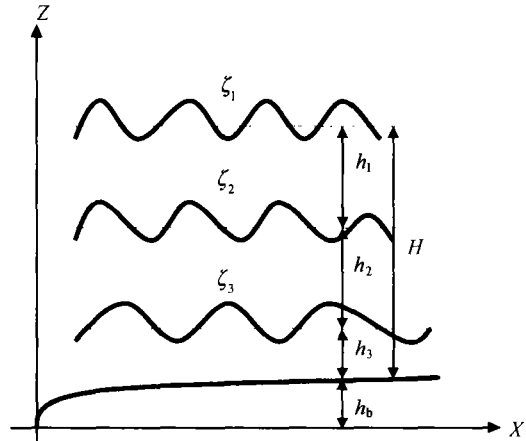


图1 温跃层界面波动示意图

$h_b$  为海底地形高度,  $h_1$ ,  $\zeta_1$  分别表示上混合均匀层的跃层平均上界深度及表面波高;  $h_2$ ,  $\zeta_2$  分别表示温跃层的平均厚度及跃层上界面波高;  $h_3$ ,  $\zeta_3$  分别表示下混合层的平均深度及跃层下界的波高;  $H$  为静止时总水深

$$\frac{1}{\rho_2} \frac{\tau_{ly} - \tau_{ly}}{h_2 + \zeta_2 - \zeta_3} + \frac{1}{\rho_2} A_x \frac{\partial^2 v_2}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_2} A_y \frac{\partial^2 v_2}{\partial y^2}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_3}{\partial t} + \frac{\partial h_2}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3) u_2] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3) v_2] = 0. \quad (6)$$

下层控制方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial u_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial u_3}{\partial y} - f v_3 = & -\frac{\rho_1}{\rho_3} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_3} \right) g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} - \left( \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3} \right) g \frac{\partial \zeta_3}{\partial x} + \\ & \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3} g \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3} g \frac{\partial h_2}{\partial x} + \frac{1}{\rho_3} \frac{\tau_{lx} - \tau_{bx}}{h_3 + \zeta_3} + \frac{1}{\rho_3} A_x \frac{\partial^2 u_3}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_3} A_y \frac{\partial^2 u_3}{\partial y^2}, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial v_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial v_3}{\partial y} + f u_3 = & -\frac{\rho_1}{\rho_3} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_3} \right) g \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - \left( \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3} \right) g \frac{\partial \zeta_3}{\partial y} + \\ & \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3} g \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3} g \frac{\partial h_2}{\partial y} + \frac{1}{\rho_3} \frac{\tau_{ly} - \tau_{by}}{h_3 + \zeta_3} + \frac{1}{\rho_3} A_x \frac{\partial^2 v_3}{\partial x^2} + \frac{1}{\rho_3} A_y \frac{\partial^2 v_3}{\partial y^2}, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \zeta_3}{\partial t} + \frac{\partial h_3}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_3 + \zeta_3) u_3] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_3 + \zeta_3) v_3] = 0. \quad (9)$$

式中,  $h_b$  为海底地形高度;  $\rho_1, u_1, v_1, h_1, \zeta_1$  分别表示上混合均匀层的平均密度、 $x$  方向速度、 $y$  方向速度、跃层平均上界深度及表面波高;  $\rho_2, u_2, v_2, h_2, \zeta_2$  分别表示温跃层的平均密度,  $x$  方向速度、 $y$  方向速度、温跃层的厚度及跃层上界面波高;  $\rho_3, u_3, v_3, h_3, \zeta_3$  分别表示下混合层的平均密度、 $x$  方向速度、 $y$  方向速度、下混合层平均深度及跃层下界面的波高; ( $\tau_{ax}, \tau_{ay}$ ) 为表面风应力, 本文取  $\tau_{ax} = \tau_{ay} = 0$ ; ( $\tau_{lx}, \tau_{ly}$ ) 为上混合层与温跃层界面之间的切应力; ( $\tau_{lx}, \tau_{ly}$ ) 为温跃层及下混合层界面之间的切应力。

$$\tau_I = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \kappa (\vec{u}_1 - \vec{u}_2) \sqrt{(u_1 - u_2)^2 + (v_1 - v_2)^2},$$

$$\tau_{II} = \frac{\rho_2 + \rho_3}{2} \kappa (\vec{u}_2 - \vec{u}_3) \sqrt{(u_2 - u_3)^2 + (v_2 - v_3)^2},$$

其中  $\kappa$  为界面摩擦系数,  $\kappa = 3.7 \times 10^{-4}$ . ( $\tau_{bx}, \tau_{by}$ ) 为底摩擦力。

$$\tau_b = \rho_3 c_d |\vec{v}_3| \vec{v}_3,$$

$c_d = g/c^2$ ,  $c$  为 Chezy 系数  $c = (h_3 + \zeta_3)^{1/6}/\eta$ ,  $\eta$  为 Manning 系数, 其值为 0.003 6;  $f$  为科氏参数;  $g$  为重力加速度;  $A_x, A_y$  为侧向涡动黏性系数,  $A_x = A_y = 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$ ;  $\rho_1 = 1.021 0 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_2 = 1.024 0 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_3 = 1.024 7 \text{ g/cm}^3$ .

### 3 数值计算及初边界条件

为了便于对方程(3)和(9)进行差分计算, 在对运动方程和连续方程差分以前, 先将方程进行变换。

对方程(3)来说, 联立(6), (9)可以求得:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) u_1] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) v_1] + \frac{\partial}{\partial x} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3) u_2] + \\ \frac{\partial}{\partial y} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3) v_2] + \frac{\partial}{\partial x} [(h_3 + \zeta_3) u_3] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_3 + \zeta_3) v_3] = 0. \end{aligned} \quad (10)$$

对方程(6)来说, 联立(9)可以求得:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3)u_2] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_2 + \zeta_2 - \zeta_3)v_2] + \\ & \frac{\partial}{\partial x} [(h_2 + \zeta_3)u_3] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_3 + \zeta_3)v_3] = 0. \end{aligned} \quad (11)$$

对方程(1)~(9)采用交错网格并以隐显示方向交替法进行差分求解, 网格线分别是平行于  $x$  轴和  $y$  轴, 空间步长  $\Delta x = \Delta y = 20$  km, 时间步长  $\Delta t = 1\ 200$  s.

初始条件及边界条件:

$$t = 0, \zeta_1 = 0, u_1 = v_1 = 0, \zeta_2 = 0, u_2 = v_2 = 0; \zeta_3 = 0, u_3 = v_3 = 0.$$

闭边界, 法向流速为零.

在开边界假设只有潮波传入, 无其他干扰.

$$\text{上混合层: } \zeta_1(x, y, t) = \sum_{i=1}^4 f H_i(x, y) \cos[\sigma_i t + (v_0 + u_0)_i - g_i(x, y)].$$

本文取 4 个分潮 ( $M_2, S_2, O_1, K_1$ ),  $H_i(x, y)$ ,  $g_i(x, y)$  是分潮的调和常数,  $f$  是交点因子,  $\sigma$  是角速率,  $(v_0 + u_0)_i$  是天文相角.

在下层边界上, 仍为潮汐(流)的作用及其他振动, 但都是未知量. 假设不考虑其他振动, 只有潮波传入, 则通过界面波动方程, 经过简化分析, 可得到界面波与表面波的关系:

跃层上界面:

$$\zeta_2 = \frac{H - h_1}{H} \zeta_1,$$

据此可推定下层边界为:

$$\zeta_3 = \frac{H - (h_1 + h_2)}{H} \zeta_1.$$

其中  $H$  为总水深, 即  $H = h_1 + h_2 + h_3$ .

开边界输入的正确与否, 是模拟成败的关键之一, 在此采用 4 个分潮按实际天文要素及所计算时刻的初位相来计算  $\zeta_1$ , 并作为边界输入值, 在传播过程中, 分潮之间的相互作用以及地形等影响因素都已体现, 既能模拟出上层潮汐(流)变化, 又可通过流体之间的切应力及跃层界面上的力学变化, 把跃层起伏与波动反映出来, 同时也包含其耦合作用, 由此把诸因素构成统一, 为研究其内在关系创造了条件. 还需指出, 由于考虑了具体位相, 可同步模拟任意时刻(年、月、日、时)的跃层起伏与波动, 这为研究其变化规律提供了方便. 在计算时, 跃层的上界深度与厚度即模拟中  $h_1$  与  $h_2$  之值是通过实测的平均值代入的.

#### 4 计算值与实测值比较

利用上述方程及条件引入潮波, 便得到潮汐、潮流及跃层起伏与波动的同步模拟结果. 文中计算了 1977 年 9 月 15~17 日, 1977 年 9 月 20~24 日以及 1977 年 9 月 27~29 日不同时期渤海海峡跃层变化过程, 揭示出潮汐、潮流作用下共存的两种效应. 跃层界面既出现区域性升降, 在起伏中又叠加着潮周期波动. 由图 2 可见, 在渤海海峡计算出的大振幅波动与实测值基本相符, 其位相周期都相当一致, 振幅也比较接近, 尤其是比较准确地把波峰(谷)出现的具体时刻计算出来.

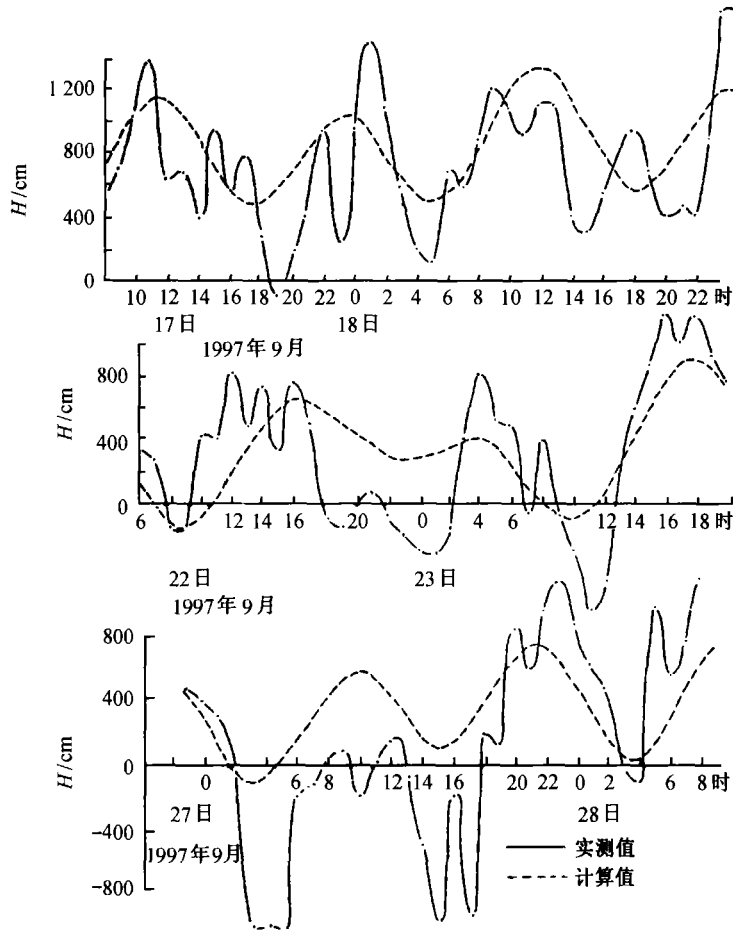


图2 潮汐、潮流作用下跃层上界面波动的比较(渤海海峡)

由此说明,此模式可以计算渤海任何时期潮汐作用下的跃层波动与起伏,且基本可信.

## 5 跃层波动与起伏的诊断分析

为了探讨跃层起伏与波动动力因素及地理因素,在渤海分3种情况进行研究比较.第一,把实际温跃层的深度及其厚度的平均值作为模式中  $h_1$  与  $h_2$  之值,  $h_3$  的值是总水深减去  $h_1$  与  $h_2$  之和.这样既考虑了实际的海底地形,又考虑了实际的温跃层上界深度及厚度的梯度,即  $\frac{\partial h_1}{\partial x}, \frac{\partial h_1}{\partial y}, \frac{\partial h_2}{\partial x}, \frac{\partial h_2}{\partial y}$ ;第二,把温跃层的深度定为 7 m,厚度定为 8 m,下层是总水深减去 15 m,即温跃层的梯度  $\frac{\partial h_1}{\partial x}, \frac{\partial h_1}{\partial y}, \frac{\partial h_2}{\partial x}, \frac{\partial h_2}{\partial y}$  为 0;第三,在月赤纬大小的不同时期进行比较.

### 5.1 跃层波动与潮汐的联系与区别

本文在渤海选择了 5 个有代表性的海区(见图 3)来分析跃层上下界面波动的基本特征.主要在波动的周期、位相及最大波高方面进行分析.注意的是对日不等的上下界面波动和潮波,本文均以最大波高相互比较.下面的表 1 是以上述第一种情况为例,即考虑实际温跃层的

深度及其厚度的平均值已经实际的海底地形。

从表 1 可以看出,成层海洋在潮汐潮流作用下,跃层出现明显的潮周期波动。绝大多数具有半日潮周期,极少数具有全日潮周期。它们的位相甚至周期也与同位置的表层潮波不同。除了由于海底地形平坦的渤海中部跃层波动的波高小于潮波波高以外,其他区域的跃层波动的波高远远大于潮波波高。这是由于跃层界面波的恢复力是重力与浮力的差,它远远小于潮波的恢复力(重力)。对于相同能量的界面波与潮波,界面波的波高远远大于潮波。除了长兴岛以西的海区以外,在同一位置上一般跃层上界面的最大波高大于跃层下界面最大波高,这可能是由于下混合层受到海底摩擦影响较大。在上面所选择的 6 个海区(除了渤海中部以外),均在靠近岸边或者海峡等地形复杂的地方。由此说明,除去原动力外,海岸、海底、地貌的影响也是重要因素。

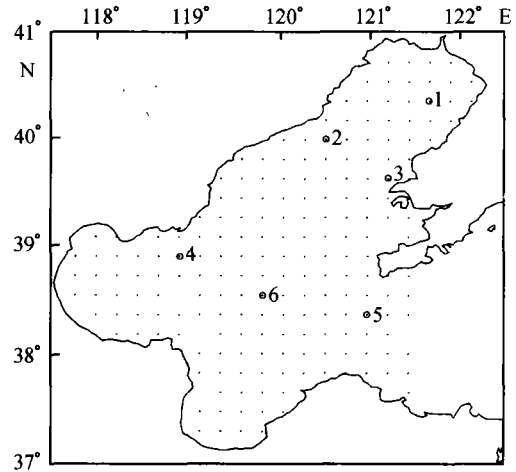


图 3 渤海计算的区域及网格

黑点表示表层潮汐计算的水位点。1, 2, 3, 4, 5, 6 表示将在该地点进行潮波与上下界面波动比较分析,其结果将在下面陈述

表 1 潮波与温跃层上下界面波动的比较

	潮波波高 /cm	跃层上界面 波高/cm	跃层下界面 波高/cm	周期	位相
辽东湾 (图 4a)	220	700	300	潮汐与界面波动均为半日周期,日不等	潮波、上下界面波动几乎一致
秦皇岛以东 (图 4b)	90	270	225	潮波为日周期,上下界面波动为半日周期	上下界面波动几乎一致,但它们与潮波不同
长兴岛以西(图 4c)	110	300	440	均为半日周期,日不等	三者位相几乎一致
渤海湾北部 (图 4d)	140	300	250	均为半日周期,日不等	潮波与跃层上界面波动一致,但下界面波动与它们相差较大
渤海海峡以西 20 km (图 4e)	160	650	330	潮汐与下界面波动为半日周期,上界面波动为日周期	潮波与跃层下界面波动一致,但是界面波动与它们相差较大
渤海中部 (图 4f)	160	80	20	潮汐与上界面波动为半日周期,下界面波动为日周期	三者位相几乎一致

## 5.2 跃层上下界面起伏及余流特征分析

本文起伏是指波动(潮波或界面波)的波高在一个或几个周期内平均值。对表面潮波来说,即所谓的余水位。相对应是余流,即波动的流速在一个或几个周期内的平均值。潮汐表层的余水位比较小,仅几个厘米。相比之下,跃层界面起伏却大得多(见图 4)。

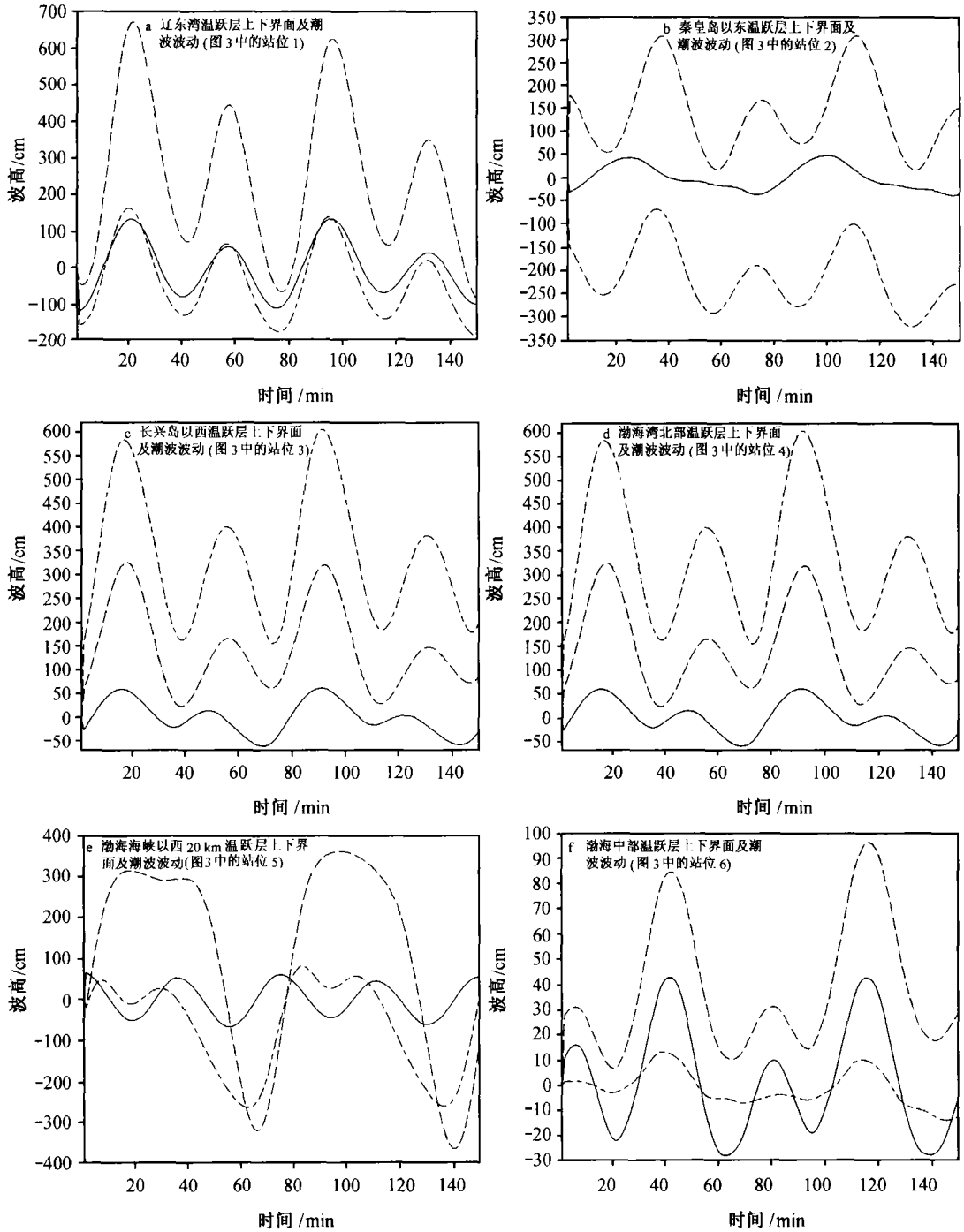


图4 潮波与温跃层上下界面波动

——潮波    - - - 跃层上界面波动    - · - 跃层下界面波动

首先分析考虑实际地形及跃层梯度情况下跃层起伏即所谓上述第一种情况(图5).从图5可以看出,在渤海中部跃层上界面起伏较小,仅下降或者抬升了0.50 m左右,而在地形复杂的近海区域则起伏较大,如在渤海海峡,跃层最大抬升达到3 m,辽东湾则为东升西降之势,起伏均在2 m左右,秦皇岛以东海域跃层下降2 m,塘沽外海跃层最大抬升到2 m,黄河口外东北海域跃层下降2 m左右,从秦皇岛到塘沽之间近海跃层下降了0.50 cm左右.

如果不考虑跃层梯度,即给定跃层深度为7 m,厚度8 m,仅考虑海底地形(上述第二种情况),其结果见图6.把图5与图6两者进行比较就会发现,在秦皇岛以东海域,图5中,该区下降了2 m,而图6中则略有抬升,渤海海峡以南地方,图5中该区下降了0.50 m,而图6中则下降了1.5 m.在渤海中部,图5中该区下降或者抬升了0.50 m,而图6中则没有起伏,在长兴岛以西海域,图6中下降了1 m左右,而图5中则没有起伏或者略有抬升,而在其他几乎所有海域跃层起伏幅度差不多.可见模式中跃层梯度项 $\frac{\partial h_1}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial h_1}{\partial y}$ ,  $\frac{\partial h_2}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial h_2}{\partial y}$ ,对跃层起伏有作用,但不仅仅只有该因素所引起,可能还与海底地形、海底摩擦、岸界形状有关.其机制有待进一步研究.

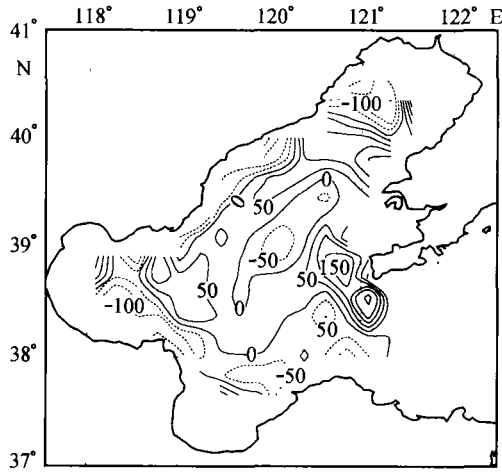


图5 输入温跃层实测平均值及考虑海底地形的跃层上界面起伏(单位:cm)

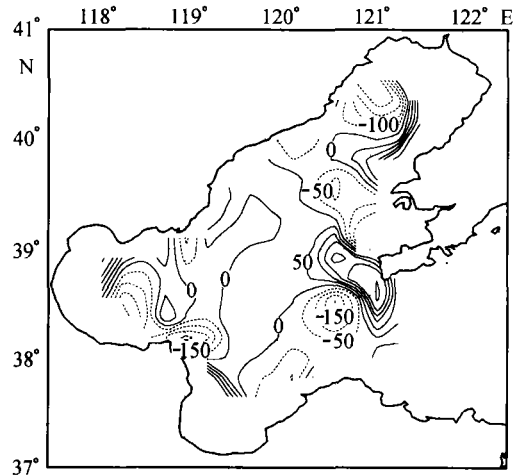


图6 不考虑跃层梯度,仅考虑海底地形的跃层上界面起伏(单位:cm)

为了探讨其动力原因,我们利用同步计算的中层流速值,滤掉其周期部分,而得出余流(见图7),将其与跃层起伏进行相互比较,发现两者有一定的联系.余流的辐聚(散)与跃层抬升(下降)是相辅相成的.在海底地形复杂的海域,余流比较强盛,跃层起伏也显著.在渤海海峡余流流速大,而且形成辐聚状态,其动力作用正好与该区跃层上升相符合.

### 5.3 月球赤纬大小时期跃层起伏与波动的变化

随着月赤纬的不同,潮汐、潮流特性有一定变化,相应的跃层波动也有所不同,如图2,上图为朔(望)期间的跃层波动,而下图为赤纬最大时期的波动.两者有区别,前者具有明显的半日潮周期,而后者半日周期波动相对减弱.



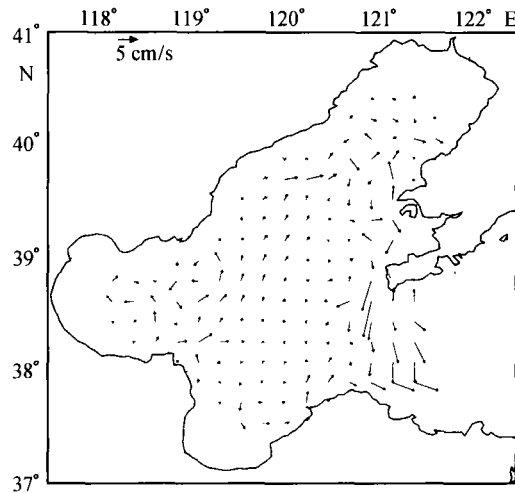


图7 输入温跃层实测平均值及考虑海底地形的中层余流

## 6 结论

(1) 通过上述分析表明,以层化海洋三维非线性模式研究跃层的上下界面的瞬时变化是可行的;并为今后的深入研究创造了条件。

(2) 在潮汐潮流作用下,既能引起跃层上下界面的起伏,又产生大振幅的跃层波动;跃层起伏与跃层深度及厚度的梯度、海底地形、海底摩擦、海岸边界、余流辐聚辐散相关;大振幅的跃层波动均发生在近海地形突变之处。

(3) 表层潮波及跃层上下界面波动,从波动位相、波高、周期来看,有些海域一致,有些地方它们则相差甚远。在海峡及近海区,一般界面波动的波高大于甚至远远大于同一位置的表层潮波。

### 参考文献:

- [1] 万邦君,郭炳火,陈则实. 黄海热结构的三层模式[J]. 海洋学报,1990,12(2):137~148.
- [2] 金梅兵,王宗山,徐伯昌. 黄、渤海温度垂直结果三维数值预报[J]. 海洋学报,1994,16(2):13~20.
- [3] 赵保仁. 渤、黄海及东海北部强温跃层的基本特征及形成机制的研究[J]. 海洋学报,1989,11(4):401~410.
- [4] GILL A E, TURNER J S. A comparison of seasonal thermocline models with observation [J]. Deep-Sea Res, 1976, 23: 391~401.
- [5] STEVENSON T W. On the effect of dissipation on seasonal thermocline models [J]. J Phys Oceanogr, 1979, 9:57~64.
- [6] GILL A E, NILLER P P. The theory of the seasonal variability in the ocean [J]. Deep-Sea Res, 1973,20(9):57~64.
- [7] NILLER P P. Deepening of the wind-mixing layer[J]. J Mar Res, 1975,33:405~422.
- [8] DE SZOEKE R A. On the effect of horizontal variability of wind stress on the dynamics of the ocean mixed layer [J]. J Phys Oceanogr, 1980,10: 1 439~1 454.
- [9] STIGEBRANDT A. A model for the seasonal pycnocline in the rotating systems with application to the Baltic proper [J]. J Phys Oceanogr, 1985,15:1 392~1 404 .
- [10] RATTRAY M, DWORSKI J G, KOVALA P E. Generation of long internal waves at continental slope [J]. Deep-Sea Res, 1969, 16(Suppl.): 179~195.
- [11] PRINSENBERG S J, RATTRAY M. Effects of continental slope and variable Brunt-Väisälä frequency on the coastal

- generation of internal tides [J]. *Deep-Sea Res*, 1975, 22:251~263.
- [12] SANDSTROM H. On topographic generation and coupling of internal waves [J]. *Geophys Fluid Dyn*, 1976, 7: 231~270.
- [13] BAINES P G. The generation of internal tides by flat-bump topography [J]. *Deep-Sea Res*, 1973, 20:179~205.
- [14] BAINES P G. The generation of internal tides over steep continental slopes [J]. *Philos Trans Roy Soc London*, 1974, A277: 27~58.
- [15] BAINES P G. On internal tide generation models [J]. *Deep-Sea Res*, 1982, 29: 307~338.
- [16] CHUNG W, WANG D P. Effects of a density front on the generation and propagation of internal tides [J]. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 1 357~1 374.
- [17] SERPETTE A, TAYLOR N K. Numerical investigations of linear internal tide generation in the Rockall Trough [J]. *Deep-Sea Res*, 1990, (10): 1 595~1 618.
- [18] WILMONT A J, EDWARDS P D. A numerical model for the generation of tidally forced nonlinear internal waves over topography [J]. *Contin Shelf Res*, 1987, (5): 457~484.
- [19] SERPETTE A, MAZE A. Internal tides in the Bay of Biscay: A two-dimensional model [J]. *Contin Shelf Res*, 1989, (9): 795~821.
- [20] YOSHIHIRO Niwa, TOSHIYUKI Hibiya. Nonlinear process of energy transfer from traveling hurricanes to the deep ocean internal wave field [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(C6): 12 469~12 477.
- [21] 张延廷, 王以娇. 渤海潮汐(流)作用下跃层起伏与波动的数值模拟[A]. 中国海洋学文集(1)[C]. 北京:海洋出版社, 1991. 48~55
- [22] 张延廷, 王以娇. 北黄海跃层起伏与波动的数值研究[A]. 中国海洋学文集(1)[C]. 北京:海洋出版社, 1991. 56~65.
- [23] 张延廷, 王以娇. 风扰动下, 渤海跃层深度变化与波动的数值模拟[A]. 中国海洋学文集(1)[C]. 北京:海洋出版社, 1991. 40~47.

## The interface waves of thermocline excited by the principal tidal constituents in the Bohai Sea

ZHOU Xiao-bing<sup>1</sup>, ZHANG Yan-ting<sup>2</sup>, ZENG Qing-cun<sup>3</sup>

(1. *Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871, China*; 2. *First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*; 3. *The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China*)

**fAbstract:** In this study, interface waves of thermocline layer are simulated by the model in the Bohai Sea. The waves are excited by tidal oscillation. The numerical model is three-dimensional nonlinear. In the vertical direction, the sea is separated into three layers, namely, upper mixing layer, thermal layer and lower mixing layer. Four principal tidal components, which are  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ , are considered in the model. So the surface waves are tidal ones. Not only the temporal varied internal waves have been analyzed, but time-mean values of them, which are called undulation in the paper, have been did. The result shows that the wave of the thermocline is consistent with observations. The waves in the upper and lower surface of thermocline are different in the phase, amplitude, even period in many places. The interface waves of large amplitude occur in the areas with a convex coastline and complex variation of depth. Compared with tidal residual elevation, the undulations of thermocline are larger. And higher absolute values also lie in the near coastline and the areas with complex topography. The bottom friction and topography play a major role for the undulation and interface-wave height.

**Key words:** tide; mean current; thermocline; fluctuation and the undulation