

潮汐作用下北黄海跃层波动的数值研究

周小兵¹, 张延廷², 黄嘉佑¹, 李建平³

(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,
青岛 266003; 3. 中国科学院 大气物理研究所, 大气科学和地球流体
力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029)

摘要: 跃层除有季节性的变化外, 还时刻受到潮汐、风、降水等诸多因素扰动而引起波动与起伏。文章研究潮汐(4 大分潮 M_2, S_2, K_1, O_1 同时输入)作用下渤海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), 揭示了整个海区跃层上下界面处跃层起伏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。跃层波动既与潮汐运动有关, 又与潮汐有很大区别。从波动位相、波高来看, 两者均不相同, 甚至周期有时也不同。跃层上下界面的波动周期、位相、波高在很多地区也不一致。中下层余流大小和方向几乎一致。大振幅的跃层波动均发生在近海地形突变之处。海水运动的激发与地形相互作用以及海岸海底摩擦可能是跃层波动与起伏的重要因素。

关键词: 潮汐; 余流; 跃层; 起伏与波动

中图分类号: P731.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-2321(2000)S0-0209-10

跃层现象一直是国内外学者重要的研究课题, 并已取得很大的进展^[1~9], 但一般只是着重于定常风的混合作用和温跃层季节变化的研究。关于温跃层瞬时波动变化, 国内外研究甚少, 仅仅局限于线性小振幅界面内波的研究。本文是在二维二层非线性模式基础之上^[10~12], 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, 北黄海跃层上下界面起伏与波动, 得出一些有意义的结论。

1 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)为界分为三层, 对原始方程进行垂直积分和各层平均, 化为三层模式。

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、浮力作用及跃层深度梯度项。则控制方程为如下形式:

上层控制方程:

收稿日期: 2000-05-10; 修訂日期: 2000-06-19

作者简介: 周小兵(1968—), 男, 博士后, 现主要从事物理海洋数值模拟和四维同化研究。

基金项目: 国家重点基础研究发展计划资助项目(G1998040900); 国家自然科学基金资助项目(49905007)

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} - fv_1 = -g \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{1}{1} \frac{ax - x}{h_1 + 1 - 2} + \frac{1}{1} A_x \frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2} + \frac{1}{1} A_y \frac{\partial^2 u_1}{\partial y^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_1}{\partial y} + fu_1 = -g \frac{\partial v_1}{\partial y} + \frac{1}{1} \frac{ay - y}{h_1 + 1 - 2} + \frac{1}{1} A_x \frac{\partial^2 v_1}{\partial x^2} + \frac{1}{1} A_y \frac{\partial^2 v_1}{\partial y^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} - \frac{\partial u_2}{\partial t} + \frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_1 + 1 - 2) u_1] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_1 + 1 - 2) v_1] = 0 \quad (3)$$

中层控制方程：

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} - fv_2 = -\frac{1}{2} g \frac{\partial u_2}{\partial x} - \left(\frac{2 - 1}{2} \right) g \frac{\partial u_2}{\partial x} + \left(\frac{2 - 1}{2} \right) g \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{x - x}{h_2 + 2 - 3} + \frac{1}{2} A_x \frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2} + \frac{1}{2} A_y \frac{\partial^2 u_2}{\partial y^2} \quad (4)$$

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial v_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial v_2}{\partial y} + fu_2 = -\frac{1}{2} g \frac{\partial v_2}{\partial y} - \left(\frac{2 - 1}{2} \right) g \frac{\partial v_2}{\partial y} + \left(\frac{2 - 1}{2} \right) g \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{1}{2} \frac{y - y}{h_2 + 2 - 3} + \frac{1}{2} A_x \frac{\partial^2 v_2}{\partial x^2} + \frac{1}{2} A_y \frac{\partial^2 v_2}{\partial y^2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} - \frac{\partial u_3}{\partial t} + \frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_2 + 2 - 3) u_2] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_2 + 2 - 3) v_1] = 0 \quad (6)$$

中层垂直流速：

$$w_2 = \frac{d(h_b + h_2 + h_3 + 2)}{dt}$$

经过一系列运算变换得到

$$w_2 = -\frac{\partial}{\partial x} [(h_3 + 3) u_3] - \frac{\partial}{\partial y} [(h_3 + 3) v_3] - \frac{\partial}{\partial x} [(h_3 2 + 2 - 3) u_3] - \frac{\partial}{\partial y} [(h_2 + 2 - 3) v_3] + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} - u_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} - v_1 \frac{\partial h_1}{\partial y}$$

下层控制方程：

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial u_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial u_3}{\partial y} - fv_3 = -\frac{1}{3} g \frac{\partial u_3}{\partial x} - \left(\frac{2 - 1}{3} \right) g \frac{\partial u_3}{\partial x} + \left(\frac{3 - 2}{3} \right) g \frac{\partial u_3}{\partial x} + \frac{1}{3} \frac{x - bx}{h_3 + 3} + \frac{1}{3} A_x \frac{\partial^2 u_3}{\partial x^2} + \frac{1}{3} A_y \frac{\partial^2 u_3}{\partial y^2} \quad (7)$$

$$\frac{\partial v_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial v_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial v_3}{\partial y} + fu_3 = -\frac{1}{3} g \frac{\partial v_3}{\partial y} - \left(\frac{2 - 1}{3} \right) g \frac{\partial v_3}{\partial y} + \left(\frac{3 - 2}{3} \right) g \frac{\partial v_3}{\partial y} + \frac{1}{3} \frac{y - by}{h_3 + 3} + \frac{1}{3} A_x \frac{\partial^2 v_3}{\partial x^2} + \frac{1}{3} A_y \frac{\partial^2 v_3}{\partial y^2} \quad (8)$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + \frac{\partial h_3}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h_3 + 3) u_3] + \frac{\partial}{\partial y} [(h_3 + 3) v_3] = 0 \quad (9)$$

h_b 为海底地形高度； $1, u_1, v_1, h_1, 1$ 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； $2, u_2, v_2, h_2, 2$ 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； $3, u_3, v_3, h_3, 3$ 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; a_x , a_y 为表面风应力,本文取 $a_x = a_y = 0$; τ_x , τ_y 为上混合层与温跃层界面之间的切应力; τ_x , τ_y 为温跃层及下混合层界面之间的切应力。

$$\begin{aligned} &= \frac{1+2}{2} k(\vec{u}_1 - \vec{u}_2) \sqrt{(u_1 - u_2)^2 + (v_1 - v_2)^2} \\ &= \frac{2+3}{2} k(\vec{u}_2 - \vec{u}_3) \sqrt{(u_2 - u_3)^2 + (v_2 - v_3)^2} \end{aligned}$$

其中 k 为界面摩擦系数, $k = 3.7 \times 10^{-4}$; b_x , b_y 为底摩擦力。

$$b = \tau_3 c_d / \vec{v}_3 / \vec{v}_3$$

$c_d = g/c^2$, c 为 Chezy 系数, $c = (h_3 + \tau_3)^{1/6}/\tau_3$, 为 Manning 系数, 其值为 0.0036; f 为科氏参数; g 为重力加速度; A_x , A_y 为侧向涡动粘性系数, $A_x = A_y = 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$; $\tau_1 = 1.0210 \text{ g/cm}^3$, $\tau_2 = 1.0240 \text{ g/cm}^3$, $\tau_3 = 1.0247 \text{ g/cm}^3$ 。

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

2 数值计算及初边界条件

对上述方程(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 $x = y = 20 \text{ km}$,时间步长 $t = 1200 \text{ s}$ 。

初始条件及边界条件:

$$t = 0, \tau_1 = 0, u_1 = v_1 = 0; \tau_2 = 0, u_2 = v_2 = 0; \tau_3 = 0, u_3 = v_3 = 0$$

闭边界,法向流速为零。

在开边界假设只有潮波传入,无其它干扰。

$$\text{上混合层: } \tau_1(x, y, t) = \sum_{i=1}^4 f H_i(x, y) \cos[\omega_i t + (\nu_0 + u_0)_i - g_i(x, y)]$$

在下层边界上,仍有潮汐(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:

$$\text{跃层上界面: } \tau_2 = \frac{H - h_1}{H} \tau_1$$

$$\text{据此可推定下层边界为: } \tau_3 = \frac{H - (h_1 + h_2)}{H} \tau_1$$

其中 H 为总水深,即 $H = h_1 + h_2 + h_3$

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, ω 是角速率, $(\nu_0 + u_0)_i$ 是天文相角。

3 计算值与实测值比较

在成山头东北 70 km 海区,于 1980 年 7 月 8~17 日获得了跃层连续观测资料。本文以此为依据,对此时期内出现的跃层起伏及波动进行了数值模拟。计算结果基本反映出北黄海海区跃层起伏与波动的时空变化。在测站点上计算的波动周期、位相、波峰及波谷出现时

刻、振幅大小均与实测值基本一致(图 1)。在此采用四个分潮按实际天文要素及所计算时刻的初位相来计算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

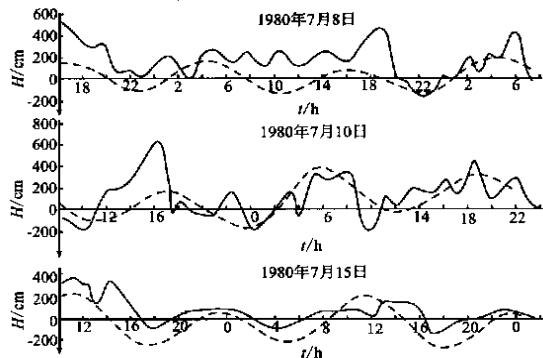


图 1 潮汐、潮流作用下跃层上界面波动的比较(站位:38°N, 123°E)

Fig. 1 Comparison between the results of calculation by our model and observations of undulation of upper surface of thermocline under the effect of tide(Station:38°N, 123°E)

实线为实测值;虚线为计算值。横轴为时间 t , h;纵轴为波高 H , cm

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,由此诸因素构成统一体,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。

4 跃层波动与起伏的特征分析

4.1 跃层波动与潮汐的联系与区别

本文在北黄海选择了 10 个有代表性的海区(图 2)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。下面将逐个进行分析。

图 3a(对应于图 2 中的第一点,图 3b 对应于图 2 中的第 2 点,依次类推,图 3j 对应于图 2 中的第 10 点)在北黄海中部,潮汐为日不等的半日潮,最大波高为 150 cm。跃层上下界面波动位相与潮波几乎一致,也呈现日不等现象。跃层上界面波高比潮波波高略大,为 200 cm 左右,下界面为 180 cm。在威海以北(图 3b)外海,潮波与跃层上界面位相差别不

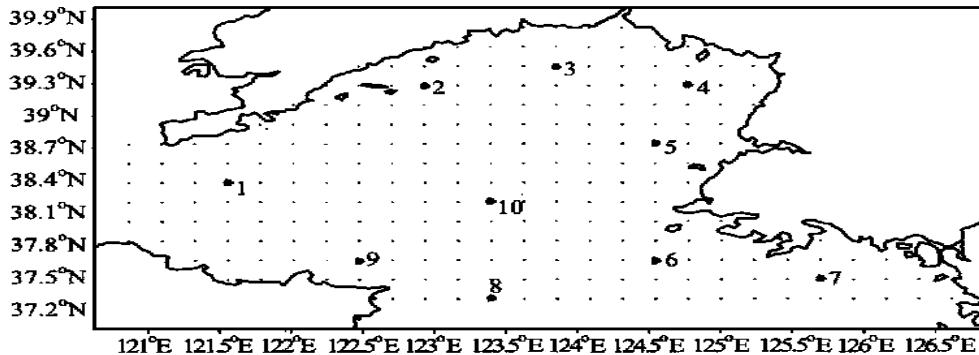


图 2 北黄海计算的区域及网格

Fig. 2 Computational domain and grids of North Yellow Sea
小黑点表示表层潮汐计算的水位点。_{1,2,3,...,10} 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

大,但是它们与跃层下界面位相几乎相反。潮波波峰对应下界面波的波谷,潮波波谷对应着下界面波的波峰。并且下界面跃层的波动的平衡位置有较大抬升。三者最大波高差不多,都为 130 cm 左右。在烟台以北的海区(图 3c),潮汐为半日潮,但是跃层上下界面波动

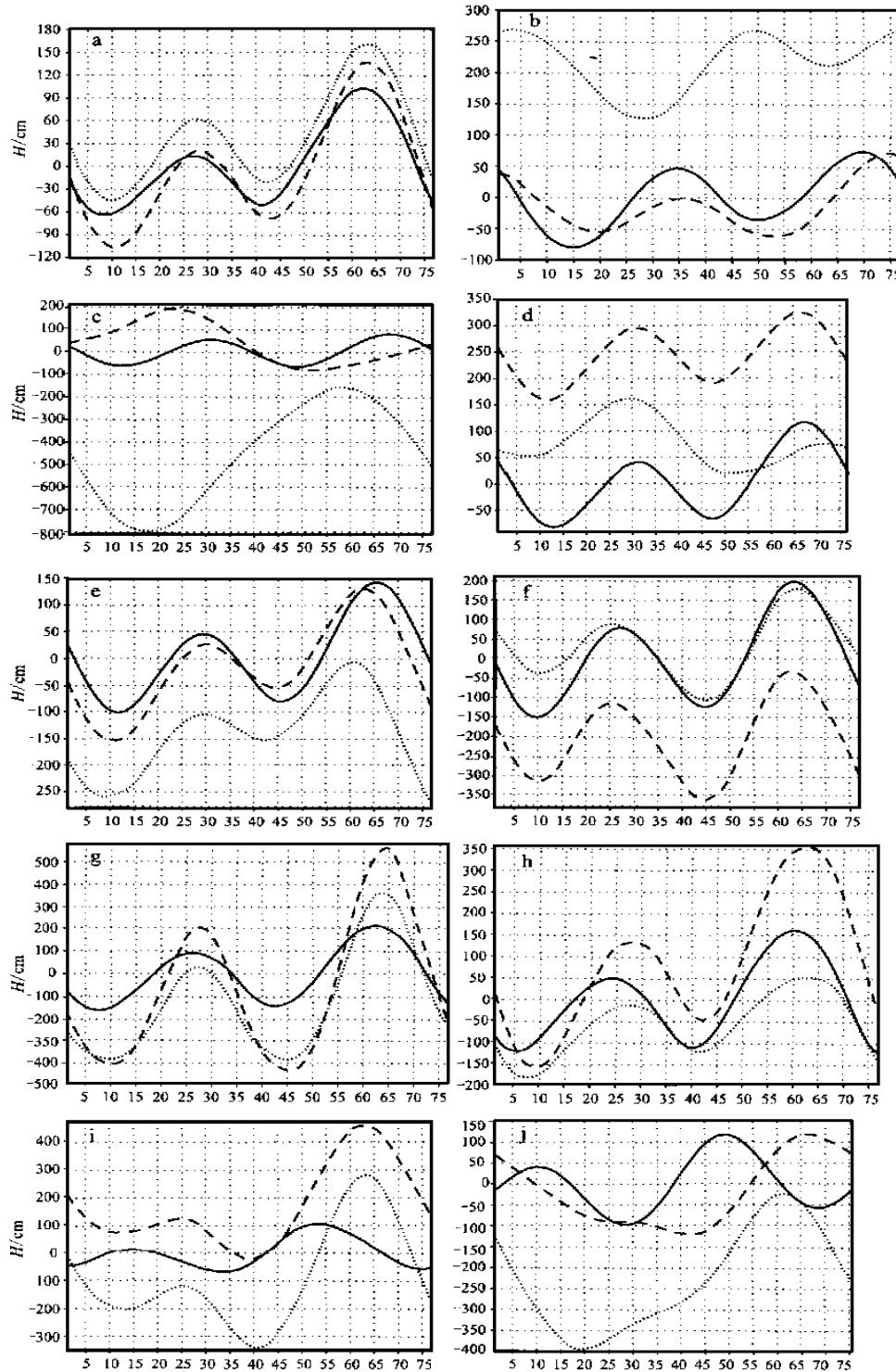


图 3 北黄海海区跃层上下界面波动的特征

Fig. 3 Characteristics of waves in the upper and lower surface of thermocline in North Yellow Sea region
 实线表示潮波,长虚线表示跃层上界面波动,短虚线表示跃层下界面波动,横轴表示点数,每点间隔 20 min,纵轴表示波高,单位为 cm。a—北黄海中部;b—威海以北;c—烟台以北;d—外长山列岛以南;e—海洋岛东南;f—鸭绿江以南;g—西朝鲜湾;h—椒岛东北;i—白翎岛以西;j—成山角以东 140 km

却为日周期。下界面波动显著,其波高超过 600 cm。上界面波高接近 300 cm,潮波最大波高大约为 190 cm。在外长山列岛以南(图 3d),海洋岛东南(图 3e),鸭绿江西南(图 3f)等海

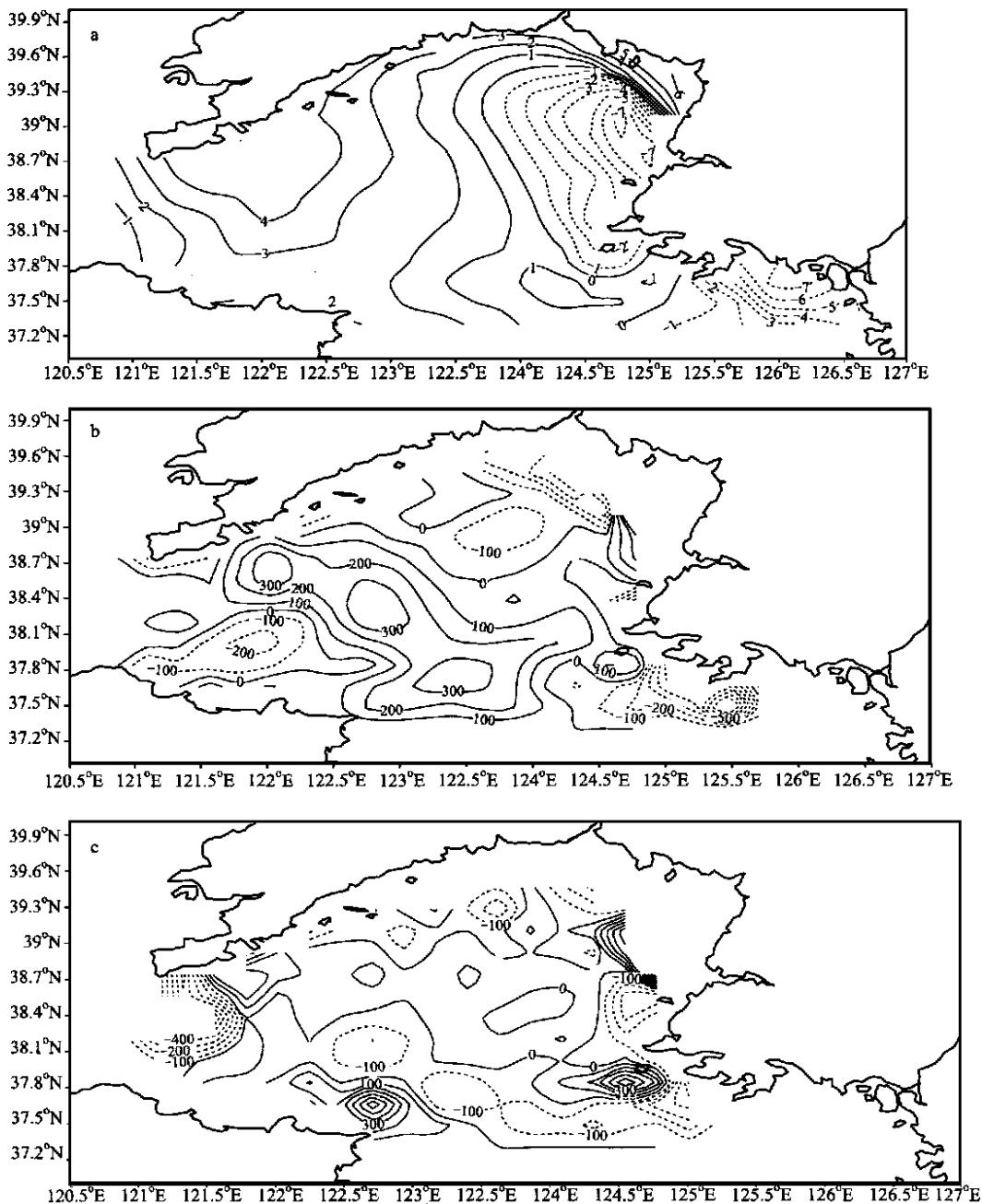


图 4 波动波高的周期平均值

Fig. 4 Periodic mean values of different undulation

a—表层潮汐余水位,单位为 cm;b—中层波高的周期平均值,单位为 cm;c—下层波高的周期平均值,单位为 cm

域,跃层上下界面波动位相与潮波均几乎一致,都为半日周期而且日不等。其中外长山列岛以南海区跃层上下界面与潮波波高几乎差不多,都为 150 cm 左右。在海洋岛东南,跃层上

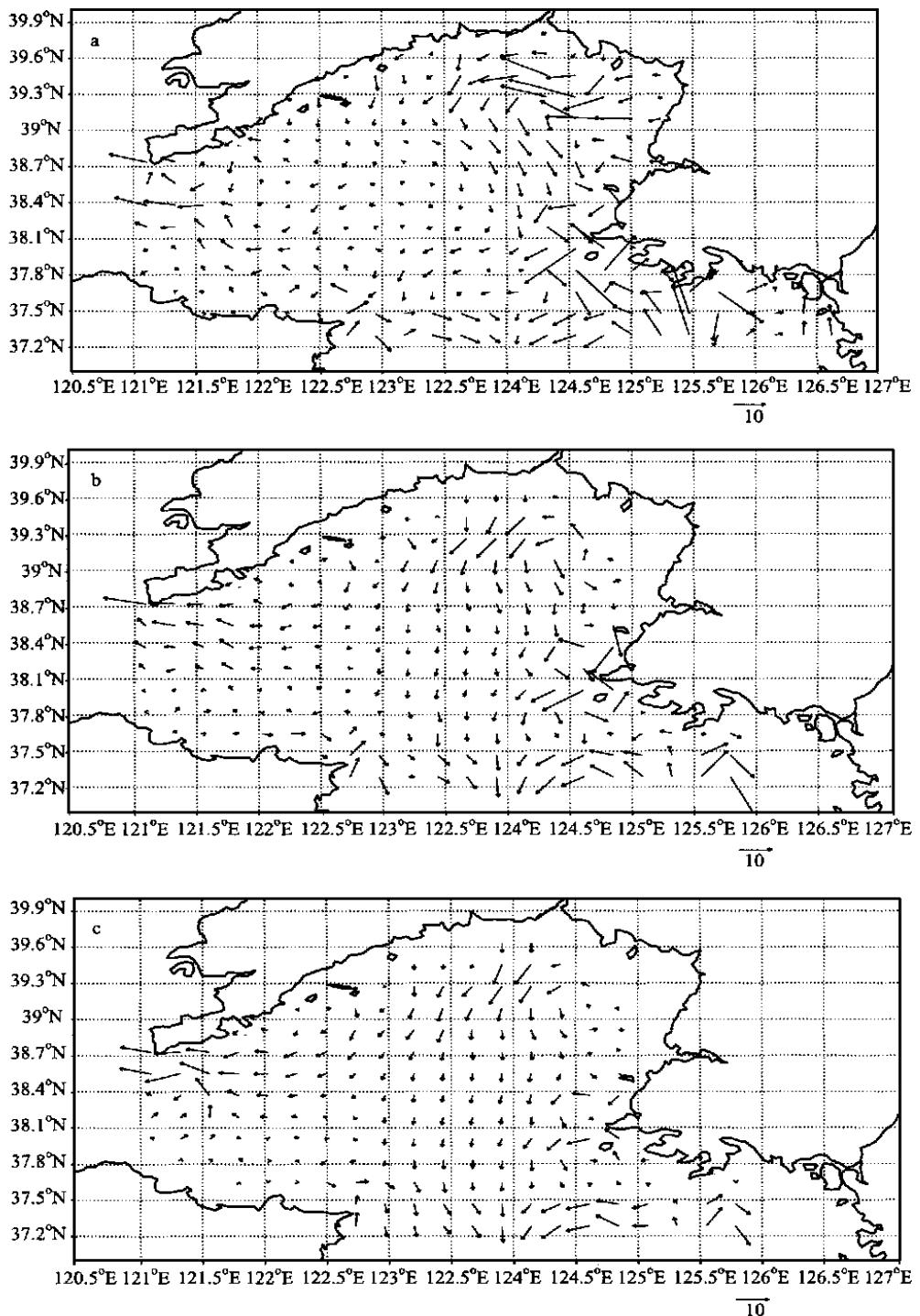


图 5 不同层的余流

Fig. 5 Mean current in different layer

a—表层潮汐余流,单位为 cm/s; b—中层余流,单位为 cm/s; c—下层余流,单位为 cm/s

界面波高(180 cm)略小于潮波(220 cm)。不过,其下界面波高达到270 cm。在鸭绿江西南海区的潮汐比较大,其最大波高达到320 cm。该地区的跃层上界面波高与潮波差不多。下界面波高略小,也有280 cm。西朝鲜湾(图3g)跃层波动非常剧烈,上界面最大波高接近1 000 cm,是该地区潮波波高(330 cm)的3倍左右。下界面也很大,达到720 cm。跃层上下界面的位相与潮汐几乎一致。而且都为半日周期。在西朝鲜湾南边,椒岛的东北(图3h)跃层上界面波动也比较剧烈,大约为400 cm,潮波(260 cm)比它小得多,跃层下界面波高更小,只有160 cm。三者位相几乎一致。白翎岛以西(图3i)跃层上下界面位相一致,但是它们与潮汐位相差别很大。该地区潮波不大,只有170 cm左右,但是,跃层波动比较剧烈,上下界面都达到600 cm。在成山角以东140 km地方(图3j),潮汐为半日周期,但是界面波动却表现为日周期。跃层上界面波高与潮波大小差不多,都为230 cm左右。但其下界面波高达到360 cm。

综上所述,成层海洋在潮汐潮流作用下,跃层出现明显的潮周期波动,但又与潮汐有所区别。大部分区域的跃层波动,不仅振幅、位相不同于潮波,甚至周期也与同位置的表层潮波不同。跃层上下界面波动的振幅和位相相互之间也不相同,但是,一般来说,它们周期一致。由此说明,除去原动力外,海岸、海底、地貌的影响必然是重要因素。

4.2 跃层上下界面起伏及余流特征分析

本文起伏的概念是指波动(潮波或界面波)的每个时刻波高的周期平均值。对表面潮波来说,就是所谓的余水位。相对应的概念是余流,即波动的每个时刻流速的周期平均值。

潮汐表层的余水位比较小(图4a),只有几个cm。相比之下,跃层界面起伏却大得多。我们首先来看跃层中层起伏(图4b)。在北黄海主要有三个区域跃层下降。它们分别是北纬39°以北、烟台东北以及白翎岛东南海区。其他地方跃层一般是抬升或者起伏较小。尤其是沿着大连到成山角以东100 km连线周围海区,跃层抬升较大。其幅度在100到300 cm之间。在白翎岛东南海区,跃层下降较大,最大值达到500 cm左右。其他两个地方下降幅度在100到300 cm之间。跃层下层起伏(图4c)主要集中在北黄海四周地形复杂的浅水区或海峡处。在其中部几乎没有抬升或下降。跃层抬升主要分布在三个地方,它们分别是成山角以北、椒岛附近以及西朝鲜湾。其特点是幅度较大(400 cm左右),而且区域比较集中。跃层下降最大在渤海海峡处(400 cm多),其次在椒岛以西,有100~300 cm下降。沿着38.1°N,12.5°E和37.6°N,24.5°E两地的连线周围海区,跃层有100 cm的下降。

有关跃层起伏的原因,目前还不清楚。可能与复杂的地形、岸界、跃层深度梯度项有关。其机制有待进一步研究。尤其是下层起伏可能与海底地形海底摩擦密切相关。

跃层起伏与余流有一定的关系,余流的辐聚(散)与跃层抬升(下降)是相辅相成的。从图5a,5b,5c可看出,表层潮汐余流和中下层余流大小差不多,一般小于10 cm/s。而且三者流向也差不多,尤其是中层与下层余流几乎一致。在渤海海峡都是北出南进,北黄海中部中下层余流基本上是由北向南。所以在北黄海北部中下层跃层都下降。烟台东北以及白翎岛东南海区中层跃层下降对应着该地区的余流辐散。

5 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,并为今后深入研究和预测创造了条件。

(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。海水运动的激发与地形相互作用以及海岸海底摩擦可能是跃层波动与起伏的重要因素。

(3) 跃层波动既与潮汐运动有关,又与潮汐有很大区别。从波动位相、波高来看,两者均不相同,甚至周期有时也不同。跃层上下界面的波动周期、位相、波高在很多地区也不一致。

(4) 跃层余流与下混和层余流大小和方向几乎一致。

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,1980,10:1439~1454.
- [9] Stigebrandt A. A model for the seasonal pycnocline in the rotating systems with application to the Baltic proper[J]. J Phys,1985,15:1392~1404.
- [10] 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.
- [11] 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.
- [12] 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.

NUMERICAL SIMULATION OF THE THERMOCLINE UNDULATION IN THE NORTH YELLOW SEA UNDER THE EFFECT OF TIDE

ZHOU Xiao-bing¹, ZHANG Yan-ting², HUANG Jia-you¹, LI Jian-ping³

(1. Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871, China; 2. First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266003, China; 3. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract :Besides the seasonal variation , the instantaneous wave of thermocline may occur under the effects of tide , wind mixing and rainfall ,etc. In this paper , the numerical simulation has been carried out for the fluctuation and the undulation of thermal layer under the influence of tide (simultaneous input 4 principal tidal components , such as M_2 , S_2 , K_1 , O_1) by using three-dimensional nonlinear model (in the vertical direction ,the sea is separated into three layers ,such as the upper mixed layer ,the thermal layer and the lower mixed layer) . The result shows that the wave of the thermocline is consistent with the observations. The distribution of undulation of the thermal layer is given and the temporal spatial variation characteristics of the thermocline undulation are also analyzed. Although the wave of the thermal layer and tide are related to each other in a certain degree ,but they are different in the phase , amplitude and even period. Meanwhile , the waves in the upper and lower surface of thermocline are also different in the phase , amplitude and period in many positions. In the middle and lower layer ,the mean current possesses almost the same direction and magnitude. The waves of large amplitude always occur in the sea areas with a convex coastline and complex variation of depth. It may be possible that the causes are the bottom friction and complex geography.

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