

黄、东海海洋对于台风过程的响应*

黄立文^{1, 2, 3} 邓健^{1, 3}

(1. 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 北京 100029;
2. 中国气象局武汉暴雨研究所 武汉 430074; 3. 武汉理工大学 武汉 430063)

提要 强天气过程下海洋的响应是海洋环境预报的重要内容, 它的研究对于防灾减灾、远洋运输、水产养殖等有积极的意义。本文中作者运用一个改进后具有模拟和预报能力的河口海洋模式 ECOM-si, 引入全强迫条件, 对一个真实的强台风下的海洋响应进行了研究。模拟结果表明, 海洋对台风过程有强烈的响应, 强台风引起 SST 出现大幅降低, 最大达 5 , 其中大风抽吸和大风夹卷影响最大; 大风引起的平流输送在实际情况中对海水温度、盐度的水平分布有重要影响; 台风诱导海水上翻, 会使得海洋的混合层明显加深, 最大达 20—30m; 海洋在台风作用下, 在上层海洋产生明显的气旋式流场, 海面产生的明显下陷可达 30cm, 台风中心、气旋式流场中心和海面下陷中心三个位并不重合。同时在台风登陆位置附近产生风暴潮, 最大增水可达 0.8—1.0m, 但沿海各地最大增水时间不相同。

关键词 黄、东海, 响应, 数值模拟, 台风
中图分类号 P731

渤海、黄海、东海三个海区由北向南紧靠我国大陆, 黄海向南开口, 构成一个浅的向东海敞开的海湾, 并与东海陆架连成一片形成宽广的陆缘浅海。夏季是近海台风的多发季节, 在台风影响下海洋的温度、海流和混合层等都会发生变化, 还常在沿海引起强烈的风暴潮。研究我国近海对于台风过程的响应, 可提供强天气过程下的海洋环境预报, 这对于远洋运输、海洋勘探、水产养殖以及防灾减灾等有积极意义。海洋对于台风的响应的研究属于中尺度海-气相互作用的范畴, 国外早已开展, Adamec 等(1985)利用一个非线性模式指出风应力引起的混合对于海洋上混合层的时间变化很大。国内这方面的研究相对较少, 朱建荣等(1995c)发展了一个描述海洋对热带气旋响应的改进模式, 并对于静止和匀速移动两种理想状态下的台风进行了模拟; 郭冬建等(1997, 1998)对理想海域中台风引起的潮、流、波进行了分析。但对于考虑海洋背景流场下的真实台风进行研究

的个例较少。本文作者在一个改进后的、引入了全强迫条件(即综合考虑海洋温度盐度、开边界输送、径流输送、海面风、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和吸收的太阳短波辐射通量)的、具有模拟和预报功能的河口海洋模式 ECOM-si 的基础上, 得到了一个较为真实的海洋初始场, 而后考虑了一个真实的强台风(1997年 WINNIE 台风)过程, 模拟了一个较为实际的海洋对台风响应的过程。

1 海洋模式与台风实例选取

1.1 模式介绍

本文中采用了 Blumberg and Mellor 发展的目前在国际上广泛应用的 ECOM-si 模式, 它是一个采用垂直 σ 坐标, 有自由表面的三维斜压原始方程的近岸河口海洋模式。作者在原模式基础上作了一些改进, 使得改进后的海洋模式具备完整的多因子联合强迫模型, 对黄、东海区域海洋过程具有较好模拟/预报能力。

在数值模拟中, 计算区域为整个渤海、黄海

*国家自然科学基金项目, 40275015 号; 中国科学院大气物理研究所 LASG 2005 年开放项目联合资助。
黄立文, 教授, E-mail: lw Huang@whut.edu.cn
收稿日期: 2005-07-22, 收修改稿日期: 2006-12-19

及东海区域(116°—130.65°E, 23°—41.07°N)。水平方向上为 164 × 202 的等距均匀网格, 格距为 10km × 10km, 垂直方向 σ 坐标下依指数分层: $\sigma_m = \frac{\exp(2\eta_m) - 1}{e^2 - 1}, \eta_m = 0.1m, (m = 0, 1, \dots, 10)$ (孙文心等, 2001), 共分为 11 个不等距的 sigma 层。采用了黄、东海海域 1 × 1 高分辨的真实海底地形资料, 取最大水深为 1500m, 最小水深 3m, 积分时间步长 450s。

1.2 侧边界条件

根据黄、东海海区的实际情况, 整个模式区域共选取 5 个开边界, 分别对应图 1 中的 A、B、C、D、E。在开边界处流量的确定上, 根据观测统计资料, 在保证各水边界总的流量进出平衡的条件下, 规定如下:

A 边界为台湾海峡, 给定入流, 流量为 2.0Sv, 流速在水平和垂直方向上均匀分布; B 边界为台湾东岸深的海沟, 对应于黑潮流入, 流量为 29.91 Sv, 流速在水平方向上为抛物线分布, 垂直方向上为均匀分布, 并规定 600m 以下无流入流出; C 边界为大隅-吐噶喇海峡, 黑潮水从此流出东海进入太平洋, 流量为 29.0 Sv, 流速在水平方向为抛物线分布, 垂直方向为均匀分布, 600m 以下无流入流出; D 边界为对马海峡, 对应于对马暖流, 流出量为 3.0 Sv, 流速在垂直和水平方向上均匀分布;

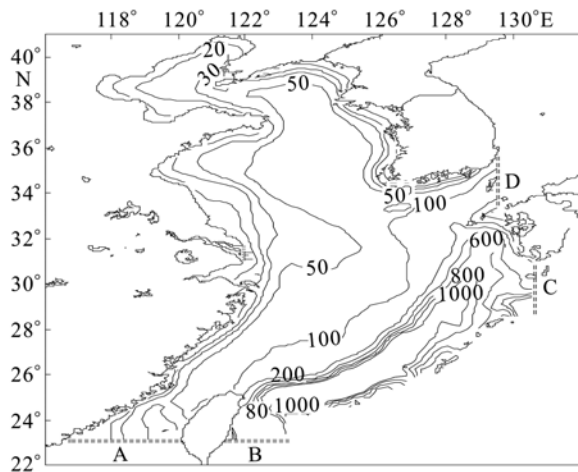


图 1 黄、东海区域地形等深线(m)及开边界分布
Fig.1 The isobaths (m) and open boundary of Yellow and East China Seas

温盐边界条件: 在入流处温度、盐度的开边界值由《渤海、黄海、东海海洋气候图集(水文)》中观测的月平均值给定, 内插到计算的每一时步; 出流处的温度、盐度开边界值取相邻的内区点的温、盐度值

E 边界为长江口, 对应于长江径流, 流出量为 0.09Sv, 流速在垂直和水平方向上为均匀分布。

水位边界条件: 不考虑天文潮强迫时, 开边界水位 η_B 由公式 $\eta_B = \eta_{B-1}$ 确定, η_{B-1} 为紧邻边界点的内区点上的水位。考虑天文潮强迫时, 开边界处的水位 η_B 按下式计算:

$$\eta_B = \bar{\eta} + \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos[\sigma_i t + (V_{0i} + u_i) - g_i]$$

其中, $\bar{\eta}$ 为边界点的余水位, f_i 和 u_i 是 i 分潮的交点因子和交点订正角, σ_i , H_i , g_i 分别为 i 分潮的角速度、平均振幅和迟角, 本文中取 6 个主要分潮: $M_2, S_2, N_2, K_1, P_1, O_1$ 。

1.3 台风个例

本文中作者选取 9711-WINNIE 台风。台风于 1997 年 8 月 8 日凌晨(UTC)在琉球群岛东南方 158.9°E, 11.2°N 附近海面形成, 形成后大致沿西北方向移动(图 2), 整个台风过程从生成到消亡持续时间达 12 天。台风最大风速可达到 60m/s, 中心气压最低为 920hPa。台风中心于 8 月 16 日 12 点左右开始进入模式研究区域, 中心气压 960hPa, 强度不变并缓慢向西北方向移动。8 月 17 日 12 点台风中心位置位于黑潮附近, 进入东海海域, 8 月 18 日 14 点左右在我国浙江温岭地区登陆。登陆后, 强度减弱, 穿过我国东部广大地区后, 到达东北演变为一个温带气旋。以台风发展成熟并维持稳定的时刻 8 月 16 日 12 时(位置 130.2°E, 24.1°N)为模拟开始时刻, 8 月 19 日 12 时为模拟结束时刻, 共计 72h, 以集中考查海洋对台风从进入模式区到登陆响应的全过程。

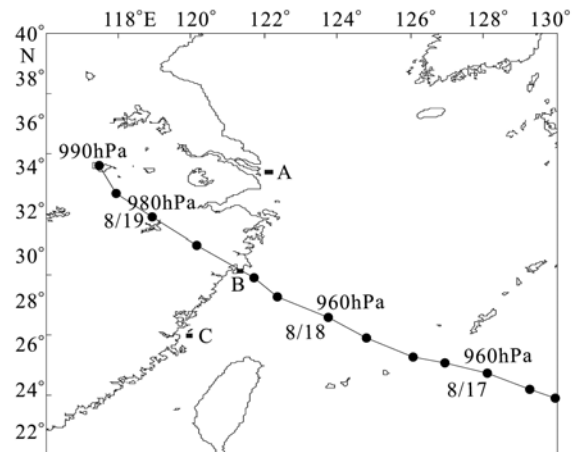


图 2 Winnie 台风的路径图
Fig.2 Track of typhoon Winnie

2 初始化方案及试验设计

本文中所以采用的大气的资料是 NCEP17 年气候平均再分析资料($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), 海洋资料采用 1991 版的《渤海、黄海、东海海洋图集》中高分辨温盐观测等值线资料。以 7 月份温、盐资料代表海洋模式 Spinning-up Run 开始时的初值, 再通过下面二步先诊断后预报的方法取得耦合积分开始时刻即 1997 年 8 月 16 日 12 时的初值:

第一步, 从静止海洋开始, 在考虑了 7 月份海面风应力、黑潮输送、长江口径流及温、盐斜压效应的强迫作用下, 先保持 7 月份平均温、盐分布不变对海洋模式 ECOM-si 作 3 个模式月(90 天)诊断运行, 使上层海洋 Spinning-up 和模式域水位达到平衡。以此作为 7 月 16 日 12 时海洋状态的近似。诊断得到 7 月份平均水位并取与边界相邻的内区点平均水位作为相应边界点的余水位。

第二步, 在边界加入 7 月 16 日 12 时实时天文潮, 再在时变的(每 6h 一次)NCEP 再分析数据逐日地面资料(高斯网格 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$)——海面风、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和吸收的太阳短波辐射通量——强迫下, 考虑黑潮输送、长江口径流及温、盐开边界强迫等综合作用, 作 31 天的海洋预报, 得到 8 月 16 日 12 时的海洋状态。作者比较了预报场和 8 月平均温度分布场, 除了预报场没有观测场光滑外, 两者总体分布比较接近。

以 8 月 16 日 12 时作为耦合试验开始时刻, 再积分 72h。对 WINNIE 台风模拟作了以下四组试验, 分别称为 EXP1、EXP2、EXP3、EXP4。

试验 1: 类似第二步, 作 72h 的海洋预报, 称为大气全强迫试验;

试验 2: 类似第二步, 但不考虑大气的强迫, 作 72h 的海洋预报, 称为大气无强迫试验;

试验 3: 类似第二步, 但大气仅考虑风的强迫, 作 72h 的海洋预报, 称为动力强迫试验;

试验 4: 类似第二步, 但大气仅考虑热通量的强迫, 作 72h 的海洋预报, 称为热力强迫试验。

3 模拟结果分析

为了分析台风对海洋短期变化的影响程度, 对全强迫与无强迫模拟试验中相应物理量对应时刻之差, 记为 EXP1-EXP2; 考查大气风应力影响程度, 用动力强迫试验减去无强迫试验, 记为 EXP3-EXP2; 考查大气热力作用影响程度, 用热

力试验减去无强迫试验, 记为 EXP4-EXP2。

3.1 对海表温度和盐度的影响

王赐震等(1998)曾指出台风侵袭是夏季异常低温形成的主要原因, Ekman 抽吸是低温形成的首要因子, 其次是夹卷和蒸发, 且异常低温形成是急促的。这里给出 EXP1 模拟的 WINNIE 台风过程引起 SST 及盐度变化的分布(图 3)。从图 3a 中可以看出, 在台风进入模式域到沿海登陆约 48h 内, 已引起了较大面积海域的 SST 下降。且可以看到, 台风导致海温的变化也有明显右偏性, 在台风路径右边的降温的区域和降温的幅度都较左边的大。在台湾岛东北部海面、长江口外海、黑潮主流偏西北洋面都有较大降温, SST 下降最大约 4° 。相反的是, 在黄、渤海的小面积海域 SST 增加了 $1-2^{\circ}$ 。进一步的结果显示(图略), 在台风移动方向的右侧区域降温较大, 这是由于台风的最大风速位于台风移动方向右侧, 而大风引起的垂直混合导致了 SST 的下降, 因此 SST 下降的右偏性同台风大风的分布是相对应的。讨论动力作用引起的海温变化, 一般多认为垂直速度是主要原因, 但本文结果表明, 台风引起的海流的变化而导致的平流作用对于海水温度和盐度的水平分布也是不可忽视的。从图 3b 中可以看出, 在具有较大淡水通量长江口附近, 台风引起的外海的海水平流输送到长江口使表层盐度急剧增加, 最大达到 12。

作者又考察了 48h 后风应力和大气热通量分别对于海表温度 SST 的影响(图略)。从中看到风的作用是夏季降温的主要因子, 最大可达 4° , 而全强迫下降温为 5° 。风作用引起的降温的区域与全强迫时降温的区域是基本一致的, 最大下降并且其影响可深入到海表以下 100m。大气热通量对于海表面温度的变化是次要因子, 在长江口和黑潮主干流西北方向引起温度下降(约 1°), 而在黄、渤海区域引起温度的升高, 前者的降温是海洋净的热通量损失的结果, 而后者的增温是吸收大量太阳短波辐射的结果。台风侵袭过程中台风影响区域的感热通量、潜热通量、长波辐射、短波辐射随时间变化的对比发现: 热通量中潜热通量的作用大, 这是因为一方面由于海面降温, 大气底层比湿与海面饱和比湿之差增大, 而最主要是大风的作用使得潜热通量变大。

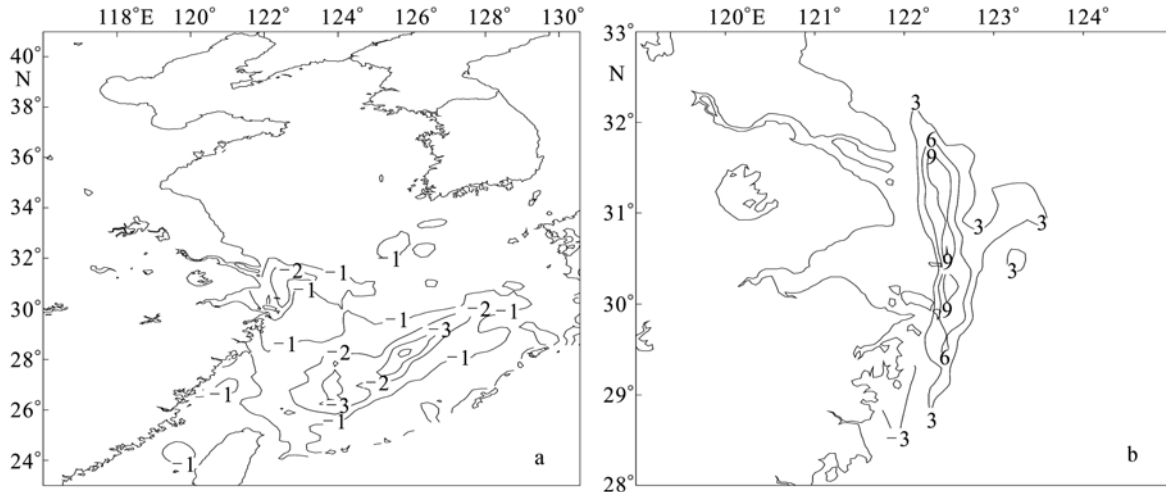


图3 SST变化量() (EXP1—EXP2)(a)、表层盐度变化量(EXP1—EXP2) $t=48h$ (b)
 Fig.3 The variations in SST() (a) and sea surface salinity(b) induced by the typhoon (EXP1-EXP2) $t=48h$

3.2 对混合层、温跃层及温度垂直分布的影响

台风过程还通过风应力引起垂直混合影响到次表层、混合层以至温跃层。对于这种陆架浅海,混合层受影响尤为大。台风作用使得混合层深度显著加深。图4给出的混合层深度的变化,进一步证明了上述结果(图中对于混合层深度小于10m的未标出)。混合层深度按相对于表层温度变化不超过0.5的判据来定义(Levitus *et al*, 1982)。可以看到,夏季的黄东海区域层结比较显著,混合层较浅,初始时刻混合层深度约在10—30m之间,东海的混合层深度较黄海、渤海的大。48h后,台风作用引起强烈的垂直混合,下层较冷的水被抽吸上来,一方面引起上层海温下降,另一方面混合层深度明显增加,一般可达20—30m。国外曾对湾流观测的估计是,热力作用使混合层平均加

深35m(Bane *et al*, 1989)。本文结果在量级上同国外观测接近,但机制不同。比较图4和图3a还发现,混合层加深的区域同表层海水的降温区是相关联的。一般而言,较大的海面冷却对应了较大的混合层加深,这是由于SST下降主要是由大风产生的动量混合引起的。另外从图5可以看到,在台风作用下大量的海水被平流输送到沿岸,沿岸的层结被打破,混合层加深。因此,动力作用是台风过程中海洋混合层加深的主要原因,其中包括垂直混合和平流输送。

3.3 对海洋流场的影响

台风对表层海洋流场的影响是直接的,最明显的特征是与台风相对应,海表面上产生了一个气旋式流场(图6)。台风对于海洋流场的影响是深厚的,在50m深处仍可见明显的气旋式流场,

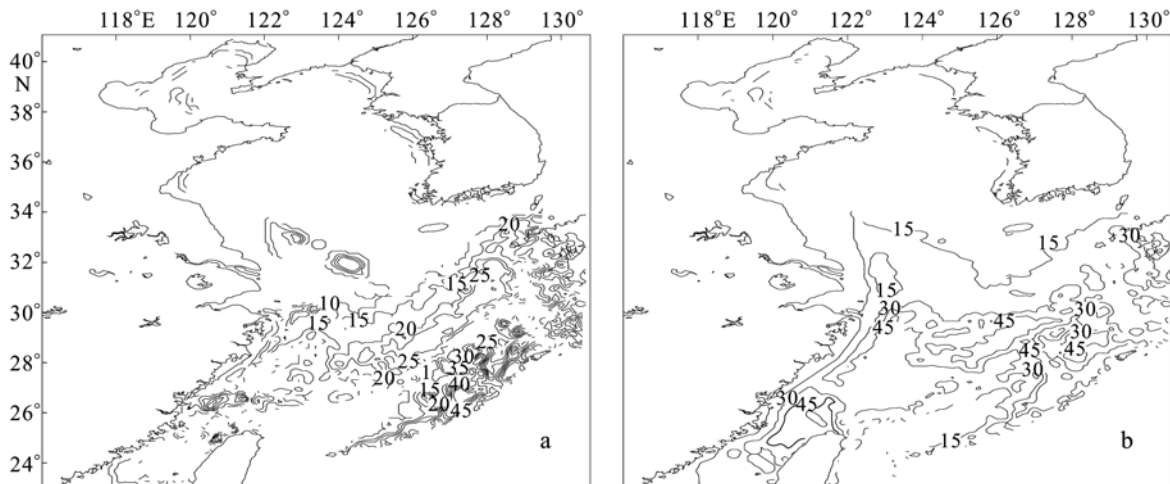


图4 初始时刻混合层深度分布(a)(单位:m)、48h后混合层深度分布(b)(单位:m)
 Fig. 4 The simulated depths of mixed layer (m) at $t=0$ (a) and $t=48h$ (b)

100m深处也有影响的痕迹,当深度超过100m后,底层流场基本不受台风影响。对于主要流系的影响,从图6中可以看到各主要流系均在台风作用下有大幅度的改变:黑潮主流轴的位置明显向东偏移,流速增大;黑潮高温高盐的暖水在台风的作下大量入侵陆架,在台风中心的东侧和北侧的开阔海域流速增大,呈气旋状;福建浙江沿海的台湾暖流的近岸分支基本不存在,取而代之的是强烈的南向的风生沿岸流。这种对主要流系的影响随着深度的变大而减弱。台风中心北侧产生的向岸风生流比台风中心南侧产生的离岸风生流要强盛得多。由此可见台风中心下的海洋主要是强烈的垂直上升运动,水平速度很小,而中心外围则主要是由大风引起的水平平流,垂直方向上是强烈的下沉运动。

由于台风中心的移动,该表层流场中心也是移动的,模拟结果显示,两个中心位置上并不一致。仔细分析后发现,这种现象的出现可能有两方面原因:其一是海洋是个慢体,对台风的响应有一个滞后的过程;其二,台风诱导的气旋式流场受到海洋背景流的影响,主要是黑潮和潮流。当然,其具体方位可能还受到岸形、水深和地形的影响。从台风中心的经向和纬向的深度剖面图(图略)可以看到,在台风影响的区域基本上全部是强烈的上升运动,在台风中心处速度很小,这证明了台风过程中冷水抽吸对于SST的降温是很显著的。

3.4 对风暴潮的影响

台风的低压结构将使得海面升高,它基本符合“静压效应”,这样产生的正压流场非常小,且它是一个快过程(郭冬建等,1998);台风的风应力

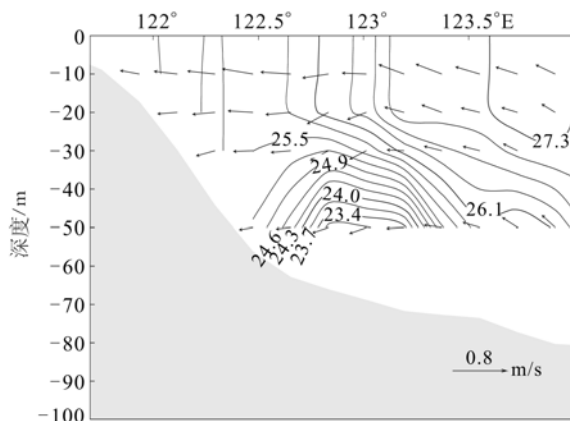


图5 温度()、速度剖面图(lat=28.5°N)t=45h
Fig.5 Temperature () and velocity(m/s) distribution at a section along 28.5°N, t=45h

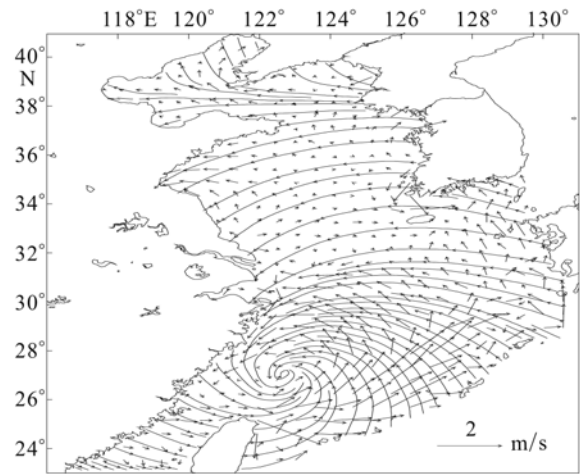


图6 表层流场(t=45h)和海面风场
Fig.6 The simulated sea surface current (t=45h) and the wind field shown by stream lines

将产生海面下降,而且幅度较大,从图7看到,台风诱导的气旋式流场产生了一个明显的海面下陷区,文献(郭冬建等,1997,1998)认为,在开阔海面台风风应力场下海洋的响应基本满足地转关系。从本文的结果看来,由于背景场的复杂情况(特别是潮汐作用),海面的下陷中心与气旋式流场中心并不是严格对应,而是有一段距离。

台风在沿海即将登陆时会造成沿海较大的增减水现象,谓之风暴潮。本文作者模拟的实际水位是实时天文潮与风暴潮的叠加并通过非线性相互作用的结果。将模拟的实际水位中扣除实时天文潮的影响可通过 EXP1-EXP2 近似得到,这可近似认为是风暴潮。图7给出了8月18日9时台风即将登陆时台风-海洋相互作用产生的风暴潮的分布。可以清楚看到,台风诱导了一个明显的海面下陷区,最大下凹深度约为0.3m。从前面已经知道,台风涡旋眼区同海洋气旋式流场中心并不一致,同样也与最大下凹处不一致,一般水位的变化都较气旋移动有滞后,因此,在台湾北部沿海附近出现了三个明显的低值中心。同样,只有将潮汐因素、背景水位及岸形地形考虑进来,才能确定实际的海面下凹处的位置。并且从结果看到在台风登陆以后,这一水位的深陷区并不是马上消失,而是在浙江沿海较长时间地存在一个涡。

在长江口沿岩,杭州湾一带,风暴潮引起海面升高,长江口北岸最大可达0.9m,杭州湾最大可达1.0m。图8给出的是登陆点及登陆点南北各

一个点(A、B、C 三点, 见图 2)的风暴潮引起的水位随时间变化的情况, 可以看到登陆点(B 点)和登陆点以南海岸(C 点)的增水最大的时刻出现在台风登陆时刻之前 0—6h, 而登陆点以北的海岸(A 点)增水最大的时刻出现在台风登陆以后, 这是因为在台风登陆之前台风诱导大量海水向岸边堆积, 水位开始升高, 而当台风靠近登陆点、登陆和登陆以后, 在登陆点以南引导的是离岸的风生流, 水位降低, 而在登陆点以北引导的仍是向岸的风生流, 水位继续升高, 所以导致沿海各地由于风暴潮引起的最大增水不尽相同。在风暴潮叠加了天文潮以后, 会使得沿海各地出现总的最大增水的时间有更多区别。当然实际的最大的风暴增水的时间受台风路径、移动速度、背景场影响较大。

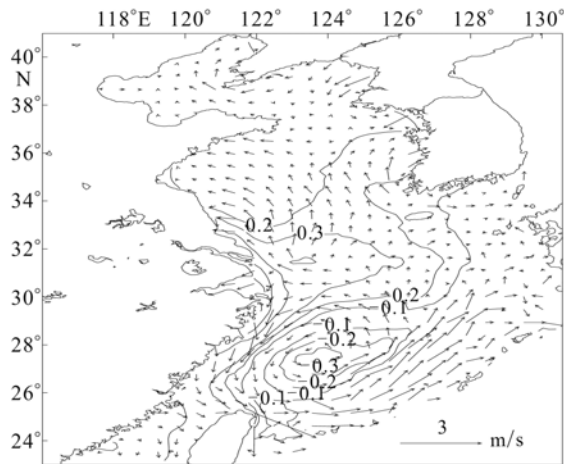


图 7 水位(m)及流场分布($t=45\text{h}$)

Fig.7 The simulated sea surface elevation(m) and current field ($t = 45 \text{ h}$)

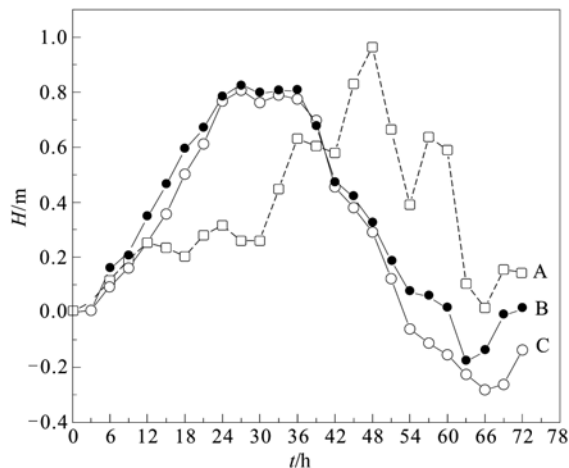


图 8 东海沿岸水位变化时间曲线

Fig.8 The temporal variation in sea surface elevation of at 3 sites along the East China Sea coastal areas

图中: A. 122.2, 31.5; B. 121.5, 28.0; C. 120.0, 26.0

4 结语

本文中作者用一个改进的河口海岸模式 ECOM-si 得出了较为真实的海洋初值场, 在此基础上对一个典型登陆型台风的海洋响应进行了模拟, 通过对比试验研究发现:

(1) 台风过程中海洋的响应由于考虑了真实的海洋情况(地形、流系、潮汐)和真实的台风过程, 与理想情况的结论有一定区别;

(2) 台风过程将引起海表面的大面积降温, 起主要作用的有垂直混合、平流输送和蒸发潜热, 其中垂直混合的作用可深入到下层;

(3) 台风过程将引起海洋混合层的剧烈变化, 动力作用(垂直混合和平流输送)可使得混合层加深 20—30m;

(4) 强台风过程在海面上引起海洋流场的剧烈变化, 整体上形成了一个与台风向对应的气旋式流场, 涡旋在水平位置上并不重合, 在台风中心下的海洋出现强烈的上升运动;

(5) 台风可引起沿海强烈的风暴潮, 导致的沿岸最大增水时刻不尽相同, 登陆点以南的最大增水出现在登陆前 6h 内, 而登陆点以北最大增水出现在台风登陆以后。实际的总增水受风暴潮和天文潮的综合影响。

准确地描述海-气之间的相互作用无论对于研究台风的演变和发展还是海洋在台风强迫下的响应都有积极的意义, 作者利用一个耦合中尺度海-气耦合模式 MCM(大气模式为 MM5v3, 海洋模式为 ECOM-si)对这一台风过程中的海洋响应进行研究, 将在后续的工作中作进一步讨论。

参 考 文 献

- 王赐震, 李许花, 戚建华等, 1998. 中国近海异常海温预报模式研究. 因子分析和试预报. 海洋学报, 20(3): 19—25
- 孙文心, 刘桂梅, 雷 坤等, 2001. 黄、东海环流的数值模拟研究. 潮及潮致环流数值模拟. 青岛海洋大学学报, 31(3): 297—304
- 朱建荣, 沈焯庭, 秦曾灏, 1995a. 海洋对热带气旋响应的一种改进模式. 热带海洋, 14(3): 44—50
- 朱建荣, 秦曾灏, 1995b. 海洋对热带气旋响应的研究. 海洋对静止、移速不同的热带气旋响应. 海洋与湖沼, 26(2): 146—153
- 朱建荣, 秦曾灏, 1995c. 海洋对热带气旋响应的研究.

- 不同海洋热力结构下的情形. 海洋与湖沼, 26(5): 455—457
- 郭冬建, 曾庆存, 1997. 理想海域中台风引起的潮、流及波的分析. 开阔海域的情况. 气候与环境研究, 2(4): 323—332
- 郭冬建, 曾庆存, 1998. 理想海域中台风引起的潮、流及波的分析. 海岸及陆架的影响. 气候与环境研究, 3(1): 15—26
- Adamec D, Elsberry R L, 1985. Numerical simulations of the response of intense ocean currents to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr*, 15: 273—287
- Bane J M Jr, Osgood K E, 1989. Wintertime air-sea interaction processes across the Gulf Stream. *J Geophys Res (Oceans)*, 94: 10755—10772
- Levitus S, 1982. Climatological atlas of the world ocean. Washington D C, US Government Printing Office, National Oceanic and Atmospheric Administration Professional Paper, 173

RESPONSE OF YELLOW AND EAST CHINA SEAS TO A TYPHOON PROCESS

HUANG Li-Wen^{1, 2, 3}, DENG Jian^{1, 3}

(1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysics Fluid Dynamics, Beijing, 100029*;
2. *Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan, 430074*; 3. *Wuhan University of Technology, Wuhan, 430063*)

Abstract The ocean response to a severe weather process is an important issue in forecasting ocean weather change, preventing natural disaster, and minimizing losses in marine shipping and aquaculture activities. We proposed an updated 3-D ECOM-si, an dynamic forecast model in coast—ocean region, to simulate the response to a real and fully-forcing typhoon case in the Yellow Sea and East China Sea. Results indicate that the response was intensive. Sea surface temperature (SST) decreased up to 5 in a large area, which was mostly resulted from the entrainment and pumping. Meanwhile, wind-driven horizontal transport contributed largely to the distributions of realtime temperature and salinity. The typhoon also deepened the oceanic mixed layer by 20—30 m. After the typhoon passed by, a cyclonic circulation resulted in ocean surface sink for about 0.3 m with the typhoon movement. In addition, the typhoon generated storm surge up by 0.8—1.0 m in maximum increment along the coast nearby landing places; however, the moment of reaching the maximum storm surge elevation were different place to place.

Key words The Yellow and East China Seas, Response, Numerical modeling, Typhoon