

海洋对热带气旋响应的研究*

I. 海洋对静止、移速不同的热带气旋响应

朱建荣

(华东师范大学河口海岸研究所, 上海 200062)

秦曾灏

(上海台风研究所, 上海 200030)

提要 建立一个二层非线性原始方程海洋模式, 用以研究海洋对静止和以不同移速移动的热带气旋 (TC) 的响应。数值试验结果表明, 海洋对静止 TC 的响应, 具有不对称性; 在 TC 中心处, 抽吸使混合层 (ML) 变浅, 在 TC 最大风速半径处, 大风夹卷明显使 ML 加深和海表温 (SST) 下降; 海洋对移动 TC 的响应, 具有右偏性, 且随移速加快而加剧。ML 深度和 SST 的变化对 TC 移速十分敏感, 而海流则不同。

关键词 海洋模式 热带气旋 数值计算

海洋在热带气旋作用下, 海流、海温和混合层深度等会发生重大变化。国外研究海洋对热带气旋响应的早期模式中, 穿过温跃层的垂直湍流夹卷不是被忽略就是用十分简单的方法参数化, 拖曳系数常常被认为是常数 (O'Brien et al., 1967), 所用模式许多仅局限于线性理论 (O'Brien, 1969; Geisler, 1970)。由于在热带气旋中心附近海洋响应的非线性效应是重要的, 一些非线性模式得到了发展 (Chang, et al., 1978, 1979; Price, 1981), 并且在物理过程的处理和数值方法上更趋完善 (Chang, 1985; Cooper, et al., 1989)。国内海洋对热带气旋响应的研究, 主要体现在近岸风暴潮的研究上, 但它们一般不考虑海洋温度和层结。在外海, 尚未有较系统深入的研究。

本文设计了一个二层非线性原始方程海洋模式, 用以研究海洋对静止和以不同移速移动的热带气旋的响应。

1 海洋模式

1.1 基本假设 流体取不可压缩、Boussinesq 和静力近似。海洋对热带气旋的响应, 主要在上混合层, 且混合层底的变化具有决定性作用, 海表面波动相对并不重要, 因此海洋模式分二层, 上层为混合层, 海表面取刚盖近似; 下层看作无限深且不运动, 海温随深度减小, 如图 1 所示。

Z 为垂直向上坐标; X 为水平向东坐标; h, T, ρ 和 v 分别为海洋混合层深度、温度、密度和流矢; T_b, ρ_b 分别为下层温度和密度; T_{b1} 为下层顶温度; v_T 为下层温度垂直递减率。

* 国家“八五”科技攻关 906 项目 07 专题部分资助。朱建荣, 男, 出生于 1964 年 1 月, 博士。

收稿日期: 1993 年 12 月 11 日; 接受日期: 1994 年 5 月 15 日。

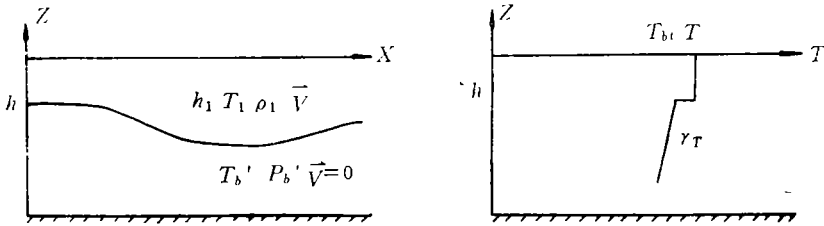


图 1 二层海洋模式垂直结构及理想的温度分布图

Fig. 1 Schematic diagram of the vertical structure of the two-layer ocean model and the idealized sea temperature

1.2 控制方程 利用上面假设, 可得混合层内平均运动方程组:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{2} gh \frac{\partial \epsilon}{\partial x} - \epsilon g \frac{\partial h}{\partial x} + fv$$

$$+ \frac{1}{\rho_m h} (\tau_{ax} - \tau_{bx}) + A_M \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{2} gh \frac{\partial \epsilon}{\partial y} - \epsilon g \frac{\partial h}{\partial y} - fu$$

$$+ \frac{1}{\rho_m h} (\tau_{ay} - \tau_{by}) + A_M \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\epsilon = \frac{\rho_{b1} - \rho}{\rho_{b1}} = \alpha(T - T_{b1}) \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} + k_H \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{Q}{\rho_m C_p h} + \left(\frac{dT}{dt} \right)_m \quad (4)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial uh}{\partial x} - \frac{\partial vh}{\partial y} + \left(\frac{dh}{dt} \right)_m \quad (5)$$

式中, ϵ 为密度距平, 表层结强度; ρ_{b1} 为二层交界处的下层密度; A_M 为水平涡动粘滞系数; $\left(\frac{dT}{dt} \right)_m$ 和 $\left(\frac{dh}{dt} \right)_m$ 分别为上下层间夹卷引起的上层温度和深度变化。下层顶温度由下式诊断给出:

$$T_{b1} = T_{b10} - \left(\frac{dh}{dt} \right)_m \Delta t \nu_T \quad (6)$$

式中, T_{b10}, T_{b1} 分别为夹卷前后下层顶温度; Δt 为夹卷时间。

1.3 物理过程参数化 在热带气旋状态下使用随风速变化的拖曳系数 C_D 计算风应力是合适的 (Miller, 1964; Smith, 1980):

$$\tau_a = \rho_a C_D |\mathbf{V}_a| \mathbf{V}_a \quad (7)$$

$$C_D = (0.73 + 0.069 |\mathbf{V}_a|) \times 10^{-3} \quad (8)$$

(4)式中的海表热通量 Q 包括潜热和感热、降水引起的冷却和辐射加热。通过尺度分析, 在热带气旋天气形势下, 潜热和感热相对其它海表热通量为大量, 但相对夹卷引起的降温仍是小量。本模式海表热通量只考虑感热和潜热, 它们和层间底应力 τ_b 如一般常用方法参数化。

海洋对热带气旋的响应,其中夹卷起了主导性作用。利用湍流动能收支导出由夹卷引起的海温变化关系式和层深变化率 $\left(\frac{dh}{dt}\right)_m$ (Tennekes, 1973):

$$\alpha h(T - T_{bt})\rho_{bt} - \alpha h_0(T - T_{bt0})\rho_{bt0} = \frac{1}{2} v(h^2 - h_0^2) \quad (9)$$

$$\left(\frac{dh}{dt}\right)_m = \frac{Cu_*^3}{\epsilon gh} \quad (10)$$

式中,下标 0 表夹卷前状态,(9)式给出了夹卷前后 SST 的关系式,即由夹卷引起的降温并未直接参数化,而是用层深在夹卷前后的改变计算。 u_* 为摩擦速度; C 为经验系数; $v = v_T \alpha \rho_{bt}$ 为密度随深度变化率。

1.4 边界条件和初始条件 岸边界条件取粘滞、绝热边界条件。水边界条件海流取沿流线方向外延给出,海温和层深取辐射边界条件,即流入定常、流出无梯度 (Camerlengo, et al., 1980)。初始条件海流取为静止,海表温和层深或取水平均一(分别取为 28°C 和 50m),或取多年月平均值。本文取水平均一。

1.5 数值计算 考虑到数值计算方便和计算区域较大,把上面控制方程组改写在 Mercator 地图投影坐标系中。计算区域为西北太平洋,南起 6°N,北至 34°N,西起 119°E,东至 150°E,考虑实际海岸线形状。变量空间配置采用 Arakawa B 交错网格,水平分辨率为 $\Delta X = \Delta Y = 51.365\text{km}$ (标准纬度 22.5°N 上的半个经度)。差分格式采用蛙跃格式。考虑到计算稳定和节省机时,时间步长取为 30min。为消除计算模发展和保证计算稳定,间隔 8 步插入一次欧拉后差,科氏力和层底摩擦力采用半隐格式。

2 模型热带气旋风场

所用热带气旋风场由下面两式给出 (Ueno, 1964):

$$W_x = C_1 V_{cx} e^{-zr/r_1} - C_2 \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho_a}} \frac{1}{r_0} (\sqrt{(1 + \beta^2)^{-1.5} + \alpha^2} - \alpha) \cdot [(x - x_0) \sin \theta + (y - y_0) \cos \theta] \quad (11)$$

$$W_y = C_1 V_{cy} e^{-zr/r_1} + C_2 \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho_a}} \frac{1}{r_0} (\sqrt{(1 + \beta^2)^{-1.5} + \alpha^2} - \alpha) \cdot [(x - x_0) \cos \theta - (y - y_0) \sin \theta] \quad (12)$$

上两式右边第一部分为热带气旋中心移动引起的牵连运动; r_1 为衰减半径; V_{cx}, V_{cy} 为热带气旋中心移速分量。第二部分为相对热带气旋中心作气旋运动的相对速度:

$$\alpha = \frac{1}{2} fr_0 / \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho_a}};$$

$\beta = r/r_0$; r_0 为最大风速半径,表示热带气旋大小; $\Delta P = P_\infty - P_c$ 为气压落差,是环境气压 P_∞ 和热带气旋中心气压 P_c 之差,表热带气旋强度; θ 为流入角;表热带气旋风场辐合程度; C_1, C_2 为经验系数; (x_0, y_0) 为热带气旋中心坐标。表征热带气旋特征的 3 个量 $\Delta P, r_0, \theta$ 分别取为 60hPa, 80km, 30°。

3 海洋对静止热带气旋的响应

静止热带气旋中心位于 136°E, 21.48°N, 海洋对它响应的数值模拟称为数值试验 A,

积分 48h¹⁾。

3.1 海流 从开始积分到 4h 左右, 海洋受热带气旋向内的径向风应力作用, 海流在中心处呈辐合流入状态(图 2a)。受热带气旋强大切向风应力作用, 切向海流发展很快(图 2b)。海流切向所受的科氏力是径向向外的, 随着作用时间增加, 其量值逐渐超过了向内的径向风应力, 4h 后海流由辐合流入转为辐散流出。处在热带气旋东边的流体质点向北运动, 由于科氏参数随纬度变化, 牵连涡度增加, 根据绝对涡度守恒, 相对涡度势必减小, 流体质点作反气旋式转动, 这和流体质点受科氏力作用向右转的方向是相同的。科氏力作用和涡度守恒律都有使 u 分量增加、 v 分量减小的效果; 而在热带气旋中心西边, 过程正好相反, 从而造成了流场的不对称性(图 2c, d), 热带气旋中心东边 u 分量 (48.0cm/s) 比西边 u 分量 (43.5cm/s) 大, 而东边 v 分量 (71.5cm/s) 比西边 v 分量 (108.5cm/s) 小。在热带气旋中心处小范围内, 海流呈强烈辐散, 产生抽吸。在最大风速半径以外较大范围内, 产生辐合, 这从整幅 48h 时刻流场图可见(图略)。

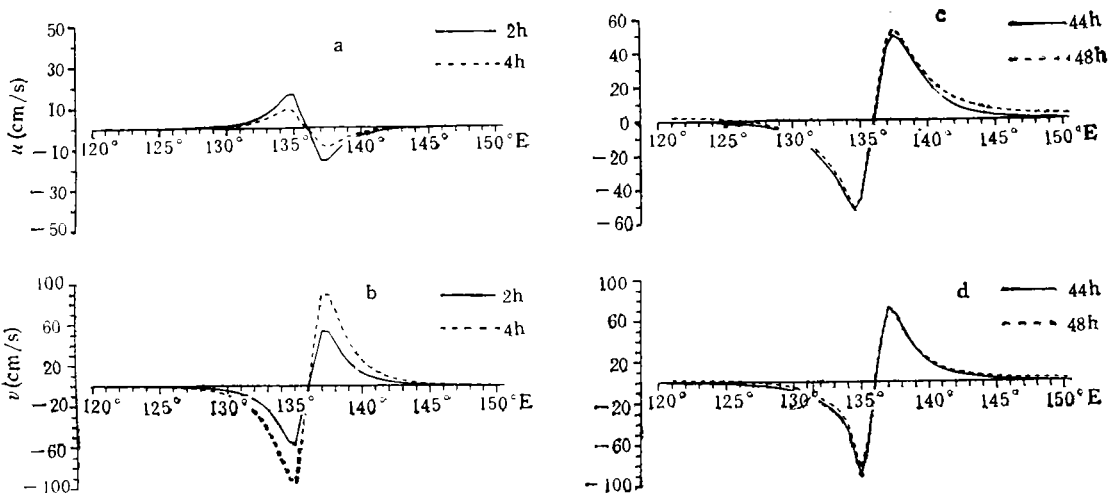


图 2 过热带气旋中心东西方向海流分量的分布

Fig. 2 The east-west distribution of the component of u and v through the TC center
a, b. 2, 4h 时刻 u, v 分量; c, d. 44, 48h 时刻 u, v 分量。

3.2 ML 深度场 ML 深度变化由散度场 $-\left(\frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y}\right)$ 和夹卷率 $\left(\frac{dh}{dt}\right)_m = \frac{Cu_*^3}{\epsilon gh}$

两部分引起。在热带气旋中心处, 风应力很小, ML 深度变化主要由辐散场决定, 辐散产生抽吸使 ML 深度变浅。在热带气旋中心外围, 由于大风夹卷和海流辐合下沉, ML 深度加深(如图 3 示)。在中心处 ML 深度为 30.69m, 减小了 19.31m; 在最大风速半径稍外处, ML 最大值达 67.04m, 加深了 17.04m。由于科氏参数随纬度变化, ML 深度分布具有不对称性。

3.3 SST 场 SST 的变化主要由夹卷引起, 在热带气旋中心处, 尽管 ML 较浅, 但风

1) 文内提到的积分时间均指对方程组(1)–(5)从初始状态开始积分到某个时刻。

应力很小,故海洋降温较小。在热带气旋最大风速半径处,海洋受大风的强烈夹卷,降温最大。在第 48h 时刻,最大降温达 4.9°C。夹卷率与 ML 深度成反比,由于 ML 深度分布的不对称性,造成 SST 分布不对称(图略)。

4 海洋对以不同移速移动的热带气旋的响应

热带气旋以中、快、慢 3 种不同移速(4.756,9.512,2.378m/s)从 137°E, 9.96°N 向北移至 137°E, 30.4°N, 相应的积分时间分别为 132h,66h,264h,各自对应的数值模拟分别称为数值试验 B,C,D。

4.1 流场 海流对移动热带气旋的响应,具有明显的右偏性,路径右侧海流量值远大于左侧,如图 4 所示。这是由于在路径右侧热带气旋中心移动引起的牵连速度和相对中心运动的相对速度方向相同,左侧则相反,右侧海洋所受风应力比左侧大。更主要的是由于路径右侧海洋所受风应力随时间顺时针转向,同海流受科氏力作用顺时针转向一致,风应力对海流作正功,而在路径左侧则相反。在数值试验 B 中,海流的最大值为 140.5cm/s,而在数值试验 C,D

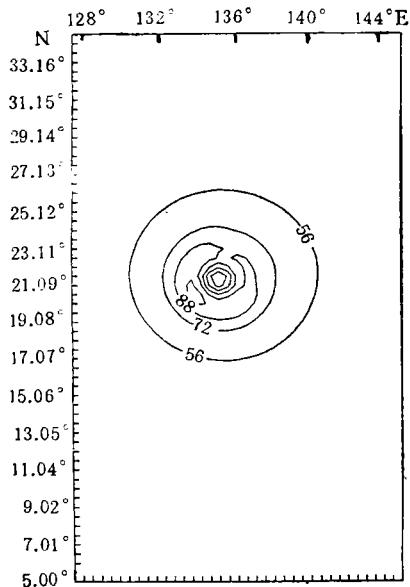


图 3 数值试验 A 中 ML 深度场
Fig. 3 The ML depth field in experiment A

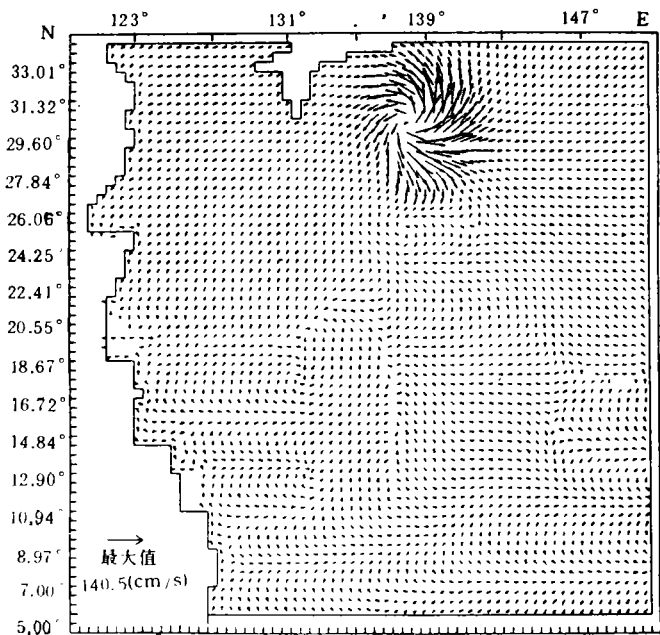


图 4 数值试验 B 中流场
Fig. 4 The current field in experiment B

中,分别为 158.7,118.1cm/s(图略)。可见,热带气旋移速对海流量值影响不太明显。这主要是由于移速间的差别相对最大风速是个小量,并且海流对风应力的响应时间尺度较短。

4.2 ML 深度场 在热带气旋路径上,海洋经历了特殊的作用过程,夹卷—抽吸—再夹卷。在热带气旋中心到达前,受其前沿大风夹卷,ML加深;中心到达时,受海流强烈辐散产生的抽吸作用,ML变浅;中心过后,又受其后沿大风夹卷,ML再次加深。在热带气旋起始和终止位置上,各少了一次前沿和后沿大风夹卷,ML相对较浅(如图5所示)。热带气旋路径两侧的最大风速半径处,受大风夹卷,ML明显加深。由于风场和流场的不对称性,使ML深度产生右偏性,即路径右侧ML深度变化量值比左侧大。热带气旋移动速度的大小决定了海洋受大风作用时间的长短,由于ML深度响应时间尺度大,在快速移动的数值试验C中(图略),ML深度变化量值和范围明显比数值试验B小,但右偏性更明显,而在慢速移动的数值试验D中(图略),ML深度变化量值和范围明显比数值试验B中大,而右偏性显得不明显。

4.3 SST场 SST对风应力响应的的时间尺度较大,热带气旋移速的快慢,决定了引起海洋降温的大风夹卷作用时间的长短,从而引起SST变化量值、范围和右偏性的强弱(图6)。SST变化量值和范围对移速十分敏感。移速越快,

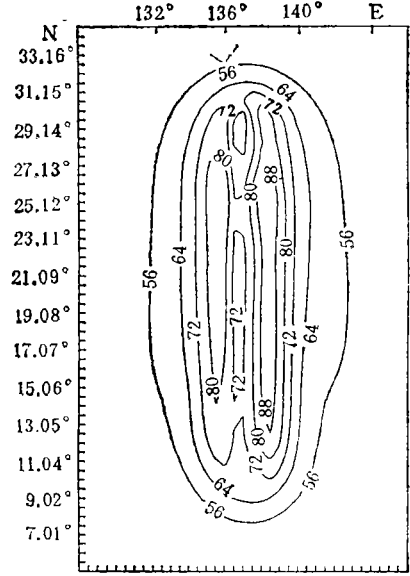


图5 数值试验B中ML深度场
Fig. 5 The ML depth field in experiment B

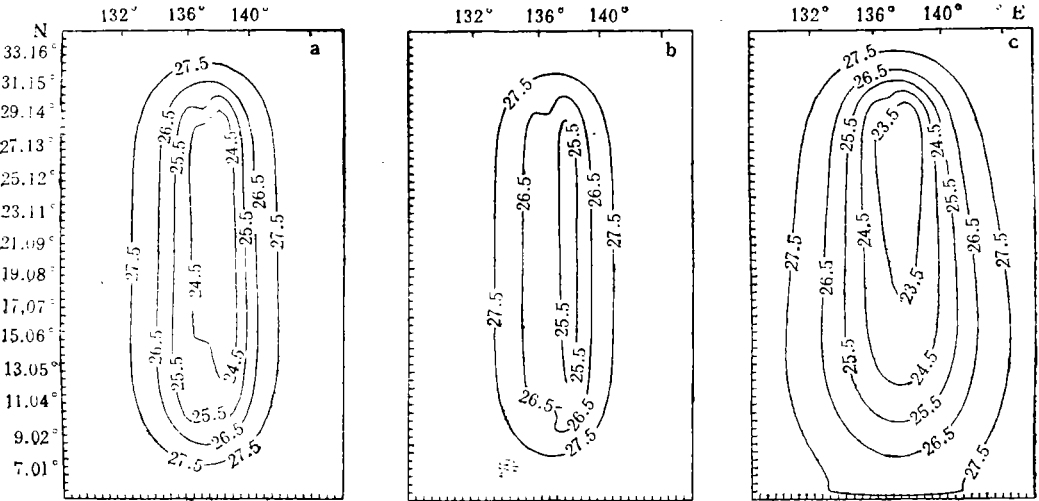


图6 SST场
Fig.6 The SST field
a. 数值试验B; b. 数值试验C; c. 数值试验D。

右偏性越明显。

5 结语

本文设计的二层非线性原始方程海洋模式,利用湍流动能收支参数化风应力产生的垂直混合(夹卷),研究海洋对静止和以不同移速移动的热带气旋的响应。数值试验结果表明,由于科氏参数随纬度变化,海洋对静止热带气旋的响应具有非对称性。在热带气旋中心,流场强烈辐散产生抽吸使 ML 深度变浅,在最大风速半径处,大风夹卷明显使 ML 加深和 SST 下降。海洋对移动热带气旋的响应具有明显的右偏性,并随移速的加快而加剧。海流对风应力的响应时间尺度较短,移速对海流量值的影响不太明显。ML 深度、SST 对风应力的响应时间尺度较长,移速的快慢决定了海洋受风应力作用时间的长短,因而 ML 深度、SST 变化量值和范围对移速十分敏感。

参 考 文 献

- Camerlengo, A. L., O'Brien, J. J., 1980, Open boundary conditions in rotating fluids, *J. Comput. Phys.*, **35**: 12—35.
- Chang, S. W. and Anthes, R. A., 1978, Numerical simulations of the ocean's nonlinear, baroclinic response to translating hurricanes, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**: 468—480.
- Chang, S. W., Anthes, R. A., 1979, The mutual response of the tropical cyclone and the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**: 128—135.
- Chang, S. W., 1985, Deep ocean response to hurricanes as revealed by an ocean model with free surface, Part I. Axisymmetric case, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**: 1847—1858.
- Cooper, C., Thompson, J. D., 1989, Hurricane-generated currents on outer continental shelf, 1. Model formulation and verification, *J. Geophys. Res.*, **94**: c9, 12 513—12 539.
- Geisler, J. E., 1970, Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane. *Geophys. Fluid Dyn.*, **1**: 249—272.
- Miller, B. J., 1964, A study of the filling of hurricane Donna (1960) over land, *Mon. Wea. Rev.*, **92**: 389—406.
- O'Brien, J. J., Reid, R. O., 1967, The nonlinear response to a two-layer baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane, Part I. Upwelling induced by momentum transfer, *J. Atmos. Sci.*, **24**: 179—207.
- O'Brien, J. J., 1969, The response of the ocean to a slowly moving cyclone, *Ann. Meteor.*, **4**: 6065.
- Price, J. F., 1981, Upper ocean response to a hurricane, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 153—175.
- Simth, S. D., 1980, Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**: 709—726.
- Tennekes, H., 1973, A model for the dynamics of the inversion about convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **30**: 558—567.
- Ueno, T., 1964, Nonlinear numerical studies on tides and surges in the central part of sato Inland sea, *Oceanogr. Mag.*, **16**: 53—124.

STUDY ON THE RESPONSE OF OCEAN TO TROPICAL CYCLONES

I. THE RESPONSE OF OCEAN TO STATIONARY AND DIFFERENT SPEED TROPICAL CYCLONES

Zhu Jianrong

(*Institute of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062*)

Qin Zenghao

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030*)

ABSTRACT

A two-layer nonlinear primitive equation model based on the mass continuity, momentum and heat balance is developed to study the response of ocean to a tropical cyclone (TC). A turbulent kinetic energy budget is used to parameterize the wind stress-induced vertical mixing (entrainment). The domain of numerical calculation is the northwest Pacific and the real shape of the coast is considered. Numerical experiments indicate that oceanic response to stationary TC is asymmetric due to the Coriolis parameter's change with latitude. The mixed layer (ML) becomes shallower due to pumping induced by the strong divergency of current at the TC center. Within the maximum wind radius of the TC, the ML becomes obviously deeper and the sea surface temperature (SST) drops mainly due to gale entrainment.

The rightward trend of the current response is obviously related to the moving TC track. This is because the wind speed on the right side of the track is larger than that on the left side; more important, on the right side, the wind stress vector turns clockwise with time which is roughly resonant with the current which also turns clockwise because of the Coriolis force. Whereas this process is just inverse on the left side of the TC track. Because the time scale of current response to wind stress is shorter, the TC moving speed does not greatly affect current velocity. The time scale of response of the ML and SST is longer, thus the moving speed determines how long the ocean is forced by the gale stress. As a result, their value and area changes are very sensitive to the TC moving speed. The response of the ML and SST to the moving TC has a rightward trend, and is more obvious when the TC moves faster.

Key words Ocean model Tropical cyclone Numerical calculation