

8309号台风风暴潮和风海流的 三维数值模拟*

于克俊 方国洪

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提要 本文采用 Liu and Leendertse^[5]的三维有限差分格式, 模拟了8309号台风在南海北部引起的风暴潮和风海流。垂直涡动粘性系数采用混合长度理论。计算与实测的台风风暴潮的增水曲线形状趋势和峰值均符合良好。本文着重分析了台风风海流的水平和垂直变化。

台风条件下的海流观测是困难的, 尤其多年一遇的风海流必须借助于数值模拟来估计。目前在台风风海流的数值计算中大多采用二维模式^[1]。二维模式较简单, 计算量小,

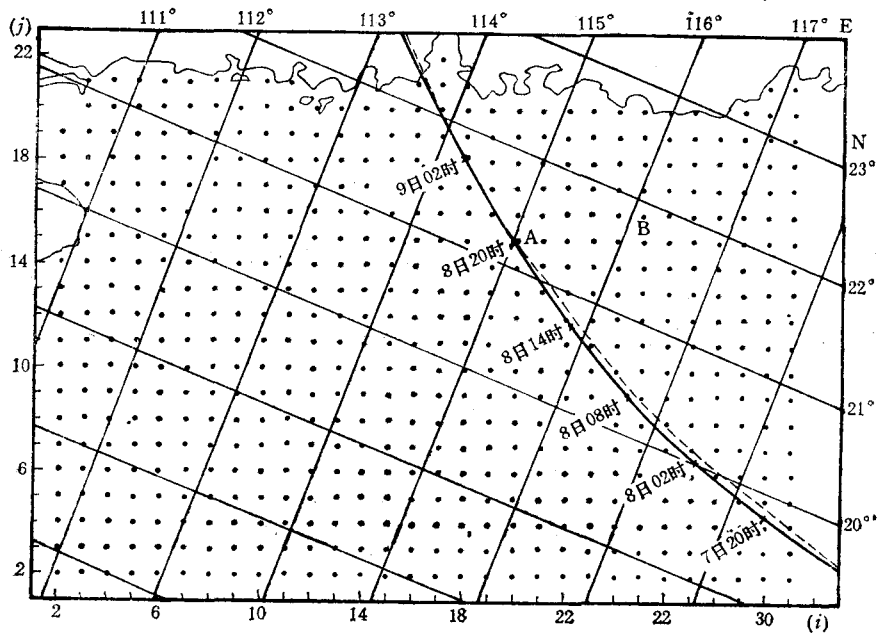


图1 计算网格和8309号台风路径

Fig. 1 Computational grid in horizontal plane and the track of the typhoon 8309 (Ellen, 1983)

实线: 台风实际路径; 虚线: 本文计算路径。

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1575号。本工作得到中国科学院资源环境局和前合同局的支持和帮助。
收稿日期: 1988年11月28日。

但不能给出风海流的垂直结构。与潮流不一样,风海流的垂直变化是比较大的。故为了得出风海流的垂直结构,应采用三维模式。在三维流体动力学方程中,垂直涡动系数对海流垂直结构起到关键作用,方国洪和市荣誉^[2]曾将混合长度理论应用于潮流垂直结构的研究,获得良好的效果。本文采用了类似的处理方法。我们采用 Liu and Leendertse^[3]的差分格式对三维动力学方程进行离散化,建立了以珠江口为中心的南海北部数值网格。该网格覆盖了 $808 \times 547 \text{ km}^2$ 的海域,垂直方向分为 4 层(0—20m, 20—40m, 40—60m, 60m—海底),网格点间的水平距离为 26.05km。作为实际计算个例,本研究模拟了 8309 号台风引起的风暴潮和风海流。计算海区的平面网格和台风路径如图 1 所示。

一、计算方法

1. 支配方程

水平运动方程取

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} - fv + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} \\ - \frac{\partial}{\partial z} \left(E \frac{\partial u}{\partial z} \right) - A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial(vu)}{\partial x} + \frac{\partial(vv)}{\partial y} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} + fu + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} \\ - \frac{\partial}{\partial z} \left(E \frac{\partial v}{\partial z} \right) - A \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

连续方程取

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

其中, t ——时间; x, y, z ——坐标轴, z 轴自海面向上; u, v, w ——流速的 x, y, z 方向分量; f ——coriolis 参量; g ——重力加速度; ρ ——海水密度, 假定为常量; p_a ——海面大气压力; E, A ——垂直和水平涡动粘性系数; ζ ——海面高度。

水平涡动项要比主要项小得多,但可以起到对计算值进行平滑的作用,故在方程中考虑此项,但系数 A 取为常量。垂直涡动粘性系数对于风海流的垂直结构至关重要。在本模式中仿照 Fang and Ichiye^[2],采用混合长度理论,取

$$E = l^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} + E_0 \quad (4)$$

式中, E_0 是一个任意的小量,目的在于避免出现等于零的 E 值; l 是混合长度,可取

$$l = -kz(h+z)/h \quad (5)$$

其中, $k = 0.4$ 是 Von Karman 常数; h 是水深。

2. 边界条件

在海面,运动学和动力学边界条件分别为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w = 0 \quad (6)$$

$$E \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = (\tau_x, \tau_y) \quad (7)$$

式中, τ_x, τ_y 是风应力的 x, y 分量除以海水密度。

海底边界条件为

$$u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + w = 0 \quad (8)$$

$$E \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = \gamma(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}(u, v) \quad (9)$$

这里 γ 是海底拖曳系数。

由式(3),(6)和(8)可得关于 ζ 的方程

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \int_h^{\zeta} u dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v dz \quad (10)$$

3. 台风风场和气压场

风场采用 Jelesnianski^[4] 模式:

$$\left. \begin{aligned} W_x &= \frac{-R}{R+r} V \cos \theta - W_R \left(\frac{R}{r} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{1}{r} (y \cos \varphi + x \sin \varphi) \\ W_y &= \frac{R}{R+r} V \sin \theta + W_R \left(\frac{R}{r} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{1}{r} (x \cos \varphi - y \sin \varphi) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

($r > R$)

$$\left. \begin{aligned} W_x &= \frac{-r}{R+r} V \cos \theta - W_R \left(\frac{r}{R} \right)^{3/2} \frac{1}{r} (y \cos \varphi + x \sin \varphi) \\ W_y &= \frac{r}{R+r} V \sin \theta + W_R \left(\frac{r}{R} \right)^{3/2} \frac{1}{r} (x \cos \varphi - y \sin \varphi) \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

($r \leq R$)

由式(11),(12)进一步可算得风应力:

$$\left. \begin{aligned} \tau_x &= \rho_a C_D W_x (W_x^2 + W_y^2)^{\frac{1}{2}} \\ \tau_y &= \rho_a C_D W_y (W_x^2 + W_y^2)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

气压场采用 Fujita^[5] 公式:

$$p_a = p_\infty - \frac{p_\infty - p_0}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{R} \right)^2}} \quad (14)$$

液体边界条件采用静压公式给出水位值:

$$\zeta = \frac{p_\infty - p_a}{\rho g (1 - v/\sqrt{gh})} \quad (15)$$

其中, R ——台风半径; r ——台风中心到计算点之间的距离; V ——台风移速; W_R ——台风最大风速; φ ——台风入流角; θ ——台风前进方向与 x 轴的夹角; p_∞ ——台风场外围气压; p_a ——计算点气压; p_0 ——台风中心气压; ρ_a ——空气密度; C_D ——拖曳系数。

二、有限差分方程

整个海深可以用若干个平面划分为许多层。对每一层(例如第 k 层的厚度为 h_k , 下面省去下标 k), 该层垂直平均的运动方程可写为:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(huu)}{\partial x} + \frac{\partial(hvu)}{\partial y} + (uw)_{k-\frac{1}{2}} - (uw)_{k+\frac{1}{2}} - fhv \\ & + \frac{h}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \left(E \frac{\partial u}{\partial z}\right)_{k+\frac{1}{2}} - \left(E \frac{\partial u}{\partial z}\right)_{k-\frac{1}{2}} \\ & - A \left[\frac{\partial(h \partial u / \partial x)}{\partial x} + \frac{\partial(h \partial u / \partial y)}{\partial y} \right] = 0 \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(hvu)}{\partial x} + \frac{\partial(hvv)}{\partial y} + (vw)_{k-\frac{1}{2}} - (vw)_{k+\frac{1}{2}} \\ & + fhu + \frac{h}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \left(E \frac{\partial v}{\partial z}\right)_{k+\frac{1}{2}} \\ & - \left(E \frac{\partial v}{\partial z}\right)_{k-\frac{1}{2}} - A \left[\frac{\partial(h \partial v / \partial x)}{\partial x} + \frac{\partial(h \partial v / \partial y)}{\partial y} \right] = 0 \end{aligned} \quad (17)$$

假如计算共分为 B 层, 由连续方程可得:

$$w_{k-\frac{1}{2}} = - \sum_{l=k}^B \left[\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} \right]_l \quad (18)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \sum_{l=1}^B \left[\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} \right]_l \quad (19)$$

根据图 2 有限差分近似如下:

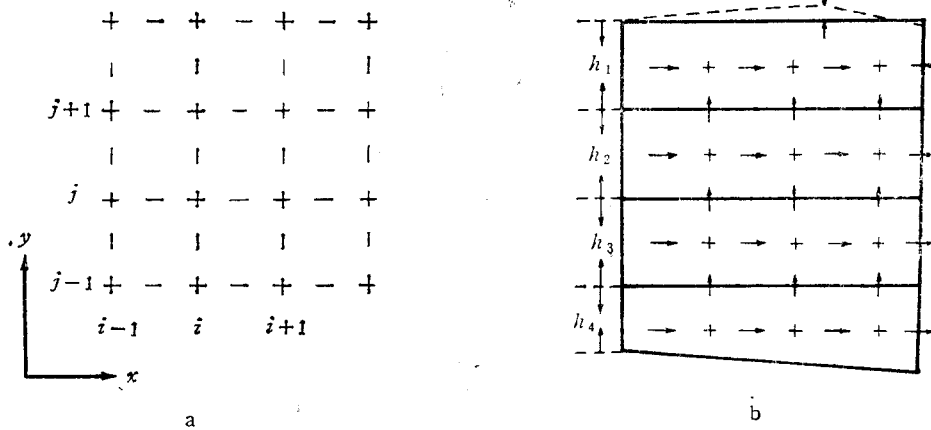


图 2 各变量网格点的配置图

Fig. 2 Layout of the grid points of various variables

a. (x, y) 平面图 (+: ζ, h, p_a ; -: u, τ_x ; : v, τ_y);

b. (x, z) 平面图 (\rightarrow : u ; \uparrow : w).

$$\begin{aligned} \overline{\delta_t(\bar{h}^x u)}^t &= -\delta_x(\bar{h}^x u^x) - \delta_y(\bar{h}^y v^x) - \bar{h}^x \delta_z(\bar{u}^x \bar{w}^x) + f \bar{h}^x \bar{v}^x y \\ &\quad - \frac{1}{\rho} \bar{h}^x \delta_x p_a - g \bar{h}^x \delta_x \zeta + h \delta_z(E \delta_z \bar{u}^{2t}) + A \delta_x(h \delta_x u)_- \\ &\quad + A \delta_y(\bar{h}^x y \delta_y u)_- \quad \left(i + \frac{1}{2}, j, k, n\right) \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \overline{\delta_t(\bar{h}^y v)}^t &= -\delta_x(\bar{h}^x u^y) - \delta_y(\bar{h}^y v^y) - \bar{h}^y \delta_z(\bar{v}^y \bar{w}^y) - f \bar{h}^y \bar{u}^x y \\ &\quad - \frac{1}{\rho} \bar{h}^y \delta_y p_a - g \bar{h}^y \delta_y \zeta + h \delta_z(E \delta_z \bar{v}^{2t}) \\ &\quad + A \delta_x(\bar{h}^x y \delta_x v)_- + A \delta_y(h \delta_y v)_- \quad \left(i, j + \frac{1}{2}, k, n\right) \end{aligned} \quad (21)$$

式(20),(21)中, $k = 2, \dots, B - 1$ 。当在海表($k = 1$)层时垂直涡动项为:

$$\begin{aligned} h \delta_z(E \delta_z \bar{u}^{2t}) &= \tau_x - (E \delta_z \bar{u}^{2t})_{k=\frac{1}{2}} \\ h \delta_z(E \delta_z \bar{v}^{2t}) &= \tau_y - (E \delta_z \bar{v}^{2t})_{k=\frac{1}{2}} \end{aligned}$$

当在海底($k = B$)层时,垂直涡动项为:

$$\begin{aligned} h \delta_z(E \delta_z \bar{u}^{2t}) &= (E \delta_z \bar{u}^{2t})_{k=B-\frac{1}{2}} - \gamma u_- [u^2 + (\bar{v}^x y)^2]^{\frac{1}{2}} \\ h \delta_z(E \delta_z \bar{v}^{2t}) &= (E \delta_z \bar{v}^{2t})_{k=B-\frac{1}{2}} - \gamma v_- [(\bar{u}^x y)^2 + v^2]^{\frac{1}{2}} \end{aligned}$$

另外由连续方程可得:

$$\delta_x w = -\delta_x(\bar{h}^x u) - \delta_y(\bar{h}^y v) \quad (i, j, k, n)$$

$$\overline{\delta_t \zeta}^t = - \sum_{k=1}^B \{ \delta_x(\bar{h}^x u) + \delta_y(\bar{h}^y v) \} \quad (i, j, n)$$

上面各式中,采用下列记法:

$$\begin{aligned} \bar{F}^x &= \frac{1}{2} \left\{ F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, n \Delta t \right] \right. \\ &\quad \left. + F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, n \Delta t \right] \right\} \\ \delta_x F &= \frac{1}{\Delta x} \left\{ F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, n \Delta t \right] \right. \\ &\quad \left. - F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, n \Delta t \right] \right\} \\ F_+ &= F[i \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, (n + 1) \Delta t] \\ F_- &= F[i \Delta x, j \Delta y, k \Delta z, (n - 1) \Delta t] \end{aligned}$$

如果根据以上符号将各差分方程展开即可得到用于计算的公式。本计算公式在水平运动方程中,差分方程在 z 方向上是隐式的,这就使得计算的稳定性不受 E 值大小的影响。有关差分方程具有三对角系数矩阵,很容易求解。

本文中计算海区和 8309 号台风的有关参数如下:

$$\begin{aligned} \text{xoy 平面上网格节点的距离 } \Delta x &= \Delta y = 26.05 \text{ km;} \\ \Delta t &= 50 \text{ s;} \rho_a = 1.226 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3; \rho = 1.0225 \text{ g/cm}^3; \\ R &= 35 \text{ km;} p_\infty = 1010 \text{ hPa;} A = 10^8 \text{ cm}^2/\text{s;} \gamma = 0.0025. \end{aligned}$$

三、计算结果

8309 号台风约于 9 月 7 日 18 时进入本计算区域,于 9 日 10 时左右在珠江口西岸登陆。风暴潮的最大增水值出现在珠江口东岸。本文模拟了 9 月 7 日 9 时至 9 日 20 时的

风暴潮和风海流。从图 3 沿岸各测站实测增水和计算水位时间过程线可以看出本文计算结果与实际情况符合良好,因此计算结果是可信的。

1. 水位大面分布

8309 台风在 8 日 02 时以后开始对本区域有较大影响。从这时起台风控制了计算海区,致使全域普遍增水。由图 4a 可以看出这时在台风中心附近形成一个较高水位的闭合等值线。这种现象在 9 日 02 时由于受岸边效应的影响消失了(见图 4b)而在台风过后形成一个低水区域。

珠江口东岸增水值最大,主要是受向岸风的影响。从图 5 可以看出,随着台风中心向西北方向移动,珠江口东岸的向岸风的增强,因而岸边增水值增大。而珠江口西岸的离岸风增强,出现减水现象。当台风登陆后区域大部分出现减水现象,而珠江口西岸减水值达最大。

值得注意的是,在珠江口外东侧,即香港附近,在台风登陆之前水位等值线相当密集。表明珠江口内及珠江口西侧的水位与珠江口东侧的水位相差较大。在前者区域内最大增水发生时间显著落后于后者区域。这从图 3 中亦可看到。从计算其它台风的结果

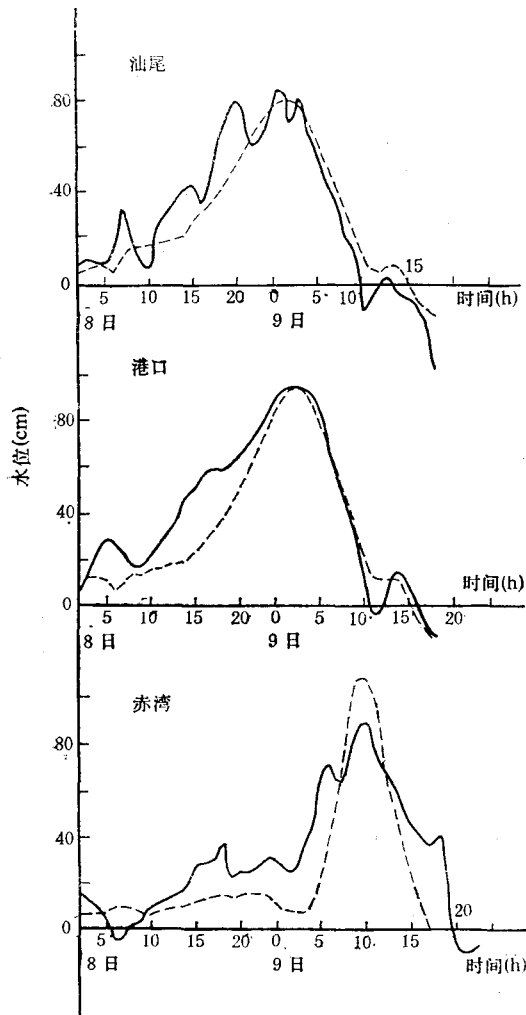


图 3 沿岸各测站实测增水(实线)和计算(虚线)时间过程线

Fig. 3 Time series curves of the storm surges

来看,凡是在珠江口附近登陆的台风都可能类似现象。

2. 台风风海流分布

为了分析风海流的垂直结构及风海流流速与当地风的关系,我们选图 1 中的 A, B 点为例进行分析,其中 A 点正处于台风中心经过的地点,而 B 点相距最近台风中心距离约为 78km,处于台风最大风速半径之外。从图 6a 可以看出, A 点的风应力和流速曲线均有两个峰值。这是由于台风最大风速圈有两次经过 A 点,这样风应力曲线就出现两次峰值,相

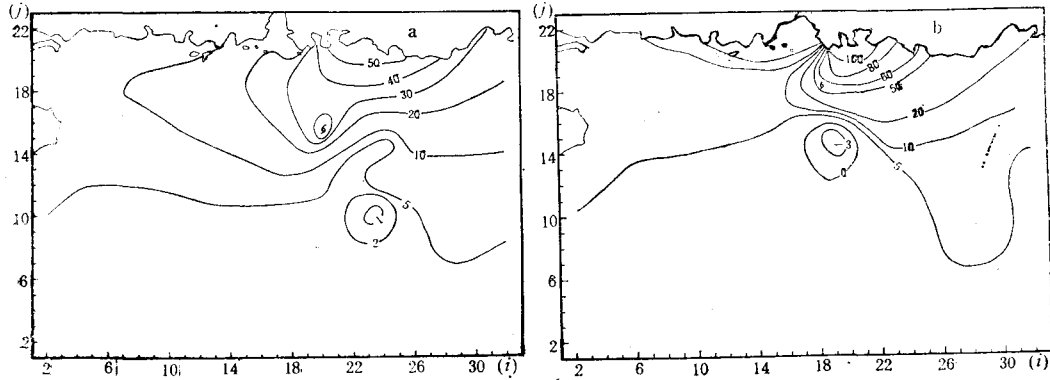


图4 8309 号台风增水分布图(单位: cm)

Fig.4 Distributions of storm surge heights generated by typhoon 8309

a. 1983 年 9 月 8 日 20 时; b. 1983 年 9 月 9 日 2 时。

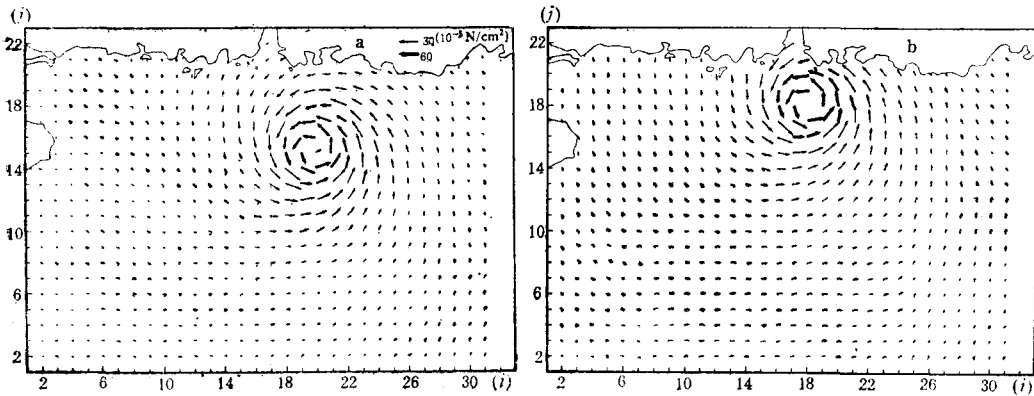


图5 8309 号台风风应力场

Fig. 5 Wind stress fields produced by typhoon 8309

a. 1983 年 9 月 8 日 20 时; b. 1983 年 9 月 9 日 2 时。

应流速曲线也出现两次峰值。B 点离台风中心的距离总是大于台风半径，它离台风最大风速圈的距离只能有一次达最近，所以风应力和流速各只能出现一个极值。从图 6 还可以明显看出流速曲线峰值较风应力曲线峰值迟后 1—4 小时，且下层流速峰出现的时间较上层为迟，这显然是由于动能传输需要一个时间过程。

从图 6 还可以看出，台风引起的风海流可以到达相当深的水层：在 60m 以深的水层上，最大风海流仍可达到表层的 2/3 左右。

为了分析台风风海流的大面分布，图 7 给出了 1983 年 9 月 8 日 20 时 4 层流场分布。

从图 5a 与图 7 明显可以看出，台风风海流在台风中心附近有一个与风场相应的逆时针方向很强的环流区，这个环流区直达到 60m 以深的水层上。从流场分布亦可看出环流区的中心迟后于台风中心的位置。台风中心周围 150km 的风海流都比较强。总的分布是台风中心右方的风海流强于左方的风海流。垂直变化随着水深的加深而加大。

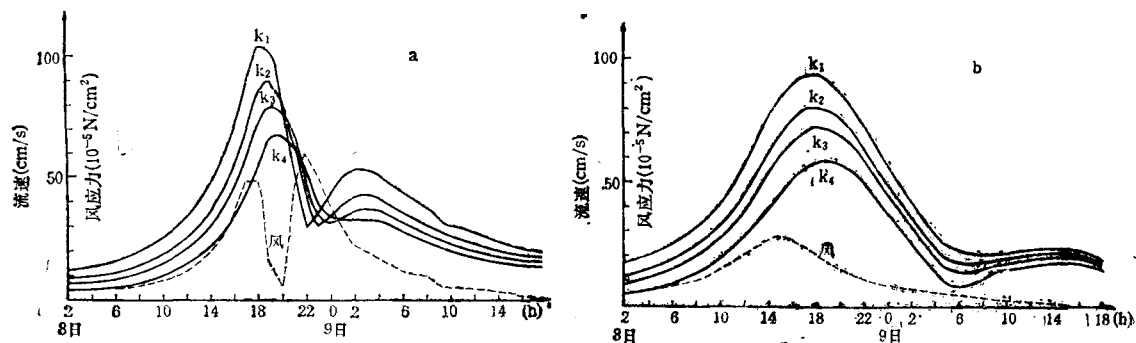


图6 风应力和风海流流速历时曲线

Fig. 6 Time series curves of wind stress and typhoon-generated current

a. A点; b. B点。实线: 流速; 虚线: 风应力。

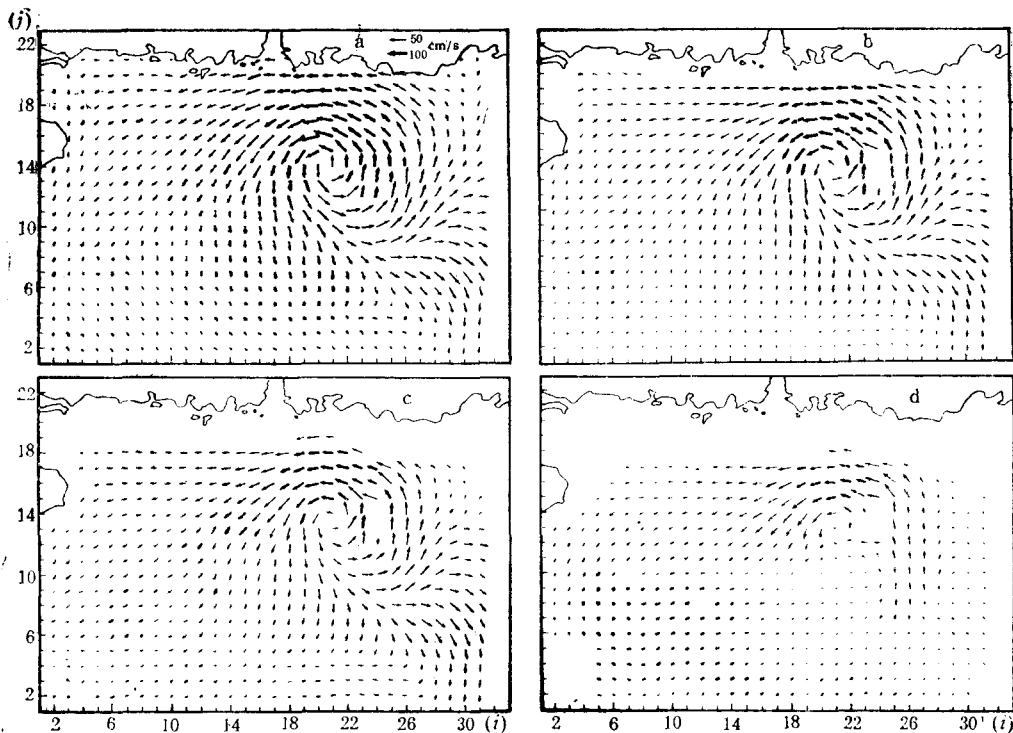


图7 1983年9月8日20时海流流场分布

Fig. 7 Current fields at 20:00, Sept. 8, 1983, generated by typhoon 8309

a. 0—20m层; b. 20—40m层; c. 40—60m层; d. 60m—海底。

四、结 语

从 8309 号台风模拟结果可以归纳以下几点。

1. 当台风在珠江口附近登陆时,最大增水发生在珠江口外东侧一线上,计算结果与实测值一致。

2. 台风中心区域的低气压能够引起一个跟随其移行的高水位区, 该高水位区在接近岸边时, 由于海岸的影响而消失。而在台风过后可以形成一个低水位区。

3. 最大风海流发生在当地风最大风速之后 1—4 小时, 强台风能够引起陆架海区整个水层的强烈风海流, 计算表明, 在 60m 以深的水层上, 最大风海流仍可达表层的 2/3 左右。

4. 在台风中心附近有一个与风场相应的逆时针方向的海流环流区。这个环流区随着台风向前移行, 但相对于台风环流有一个位置落后。

参 考 文 献

- [1] 吴培木、黄美芳、何洪钜等, 1983。8007 号强台风风暴潮物理机制数值分析。风暴潮 2: 56—68。
- [2] Fang Guohong and Ichiye, T., 1983. On the vertical structure of tidal currents in homogeneous Sea. *Geophy. J. Roy. Astronomical Soc.* 73: 65—82.
- [3] Fujita, T., 1952. Pressure distribution in typhoon. *Geophy. Mag.* 23: 437—452.
- [4] Jelesnianski, C. P., 1965. A numerical computation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf. *Mon. Weath. Rev.* 93(16): 343—358.
- [5] Liu, S. K. and J. J. Leendertse, 1978. Multidimensional numerical modeling of estuaries and coastal Seas. *Advances in Hydroscience* 11: 95—164.

THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL SIMULATION OF STORM SURGE AND CURRENT GENERATED BY TYPHOON 8309 (ELLEN, 1983)*

Yu Kejun and Fang Guohong

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

ABSTRACT

The three-dimensional finite-difference Scheme proposed by Liu and Leendertse (1978) is employed to simulate the storm surge and current by the typhoon 8309 (Ellen, 1983) in the north-eastern part of the South China Sea. The vertical eddy viscosity is derived based on the mixing-length theory. The model-produced storm surge heights are in good agreement with the observed ones. The computation shows that the maximum speed of the typhoon-generated current occurs at a time 1—4 hours after the time of the local maximum wind speed and the maximum speed at lowest layer (60 m below surface to the bottom) for the locations with depths of about 100 m can still reach as large as 2/3 of the maximum speed at the surface layer.

* Contribution No. 1575 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.