

北部湾台风风海流三维数值后报*

于克俊 方国洪 王新怡
(中国科学院海洋研究所)

石 建 基
(中国海洋石油总公司南海西部石油公司)

本文采用 Liu and Leendertse (1978) 的三维有限差分格式, 对在 1949—1987 年期间对北部湾海区有较大影响的 41 场热带气旋作了风海流数值后报, 后报的风暴潮与实测符合良好。为满足海洋工程的需要, 本文还对涠洲岛西南海域某站的后报海流结果进行了分析, 将该站各次台风的最大流速与极值分布拟合, 给出各重现期海流值, 同时对 8303 号台风的流场分布也作了分析。

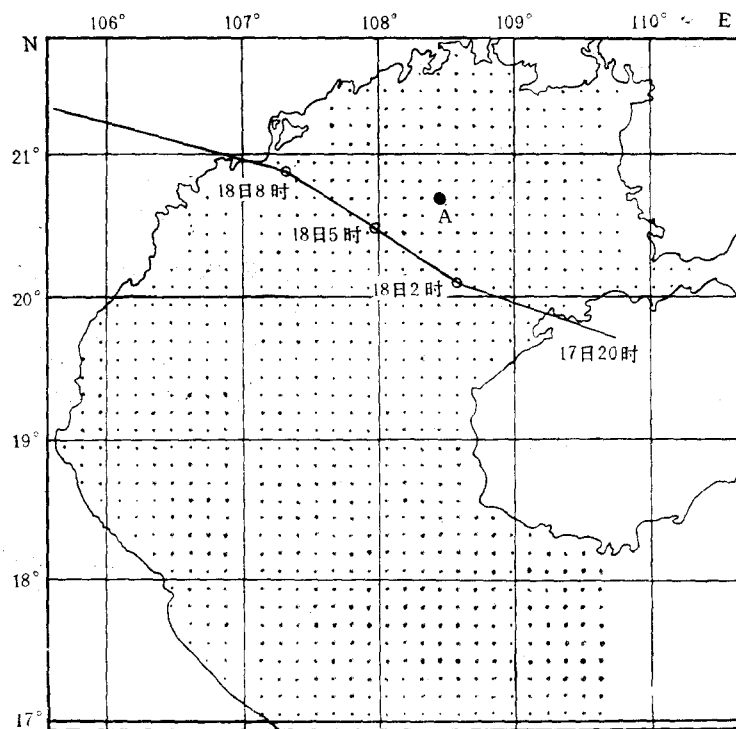


图 1 计算网格和 8303 号台风路径

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2412 号。
收稿日期: 1994 年 4 月 27 日。

要获得由台风引起的风海流及对应各重现期的极值作出推断,目前只能采取对台风风海流的数值后报方法,本模式计算范围西面以越南东岸为界,东面到雷州半岛、海南岛的西岸及 $109^{\circ}30'E$ 子午线,南至 $17^{\circ}N$ (图1)。网格点的水平距离为 13.8375km ,垂直方向从海平面起算分为3层(0—10m, 10—30m, 30m—海底)。本文重点研究的站位位于涠洲岛西南(图1中A点所示),其水深为42m、所给出的风海流可代表5m、20m、36m处的数值。

一、计算方法

1. 支配方程

水平运动方程取

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

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

连续方程取

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

式中 t 为时间, x, y, z 为坐标轴, z 轴自海面向上, u, v, w 分别为流速的 x, y, z 方向分量, f 为 Coriolis 参量, g 为重力加速度, ρ 为海水密度(假定为常量), p_s 为海面大气压力, E, A 分别为垂直和水平涡动粘性系数, ζ 为海面高度。

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,本文采用 Fang and Ichiye (1983) 的混合长度理论,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

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

其中, $k=0.4$, 是 von Karman 常数, h 为水深。

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

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

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

γ 为海底拖曳系数。

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 (1965) 的模式

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

($r > R$)

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

($r \leq R$)

由式 (11)、(12) 可进一步算得风应力

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

气压场采用 Fujita (1952) 的公式

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

液体边界采用静压和辐射边界条件

$$\zeta = \frac{p_\infty - p_a}{\rho g (1 - V/\sqrt{gh})} + \left(\frac{h}{g} \right)^{1/2} \bar{u}_n \quad (15)$$

其中, R 为台风半径, r 为台风中心到计算点之间的距离, V 为台风移速, W_R 为台风最大风速, φ 为台风入流角, θ 为台风前进方向与 x 轴的夹角, p_∞ 为台风场外围气压, p_a 为计算点气压, p_0 为台风中心气压, ρ_a 为空气密度, C_D 为拖曳系数, $\bar{u}_n$ 为开边界处海流垂直平均值的法向分量。

拖曳系数采用 Hsu (1986) 提出的关系式

$$C_D = \left(\frac{0.4}{14.56 - 2 \ln W} \right)^2 \quad (16)$$

其中 W 为风速 (m/s)。

与方程(1)–(2)相应的差分方程可参见于克俊和方国洪(1990)的(20)–(21)式,本文计算的参数如下:

$$\begin{aligned} \Delta t &= 120\text{s} & \rho_s &= 1.26 \times 10^{-3}\text{g/cm}^3 & \rho_s &= 1.025\text{g/cm}^3 \\ p &= 1010\text{hPa} & A &= 10^8\text{cm}^2/\text{s} & r &= 0.0025 \end{aligned}$$

二、计算结果

1. 模式后报个例与实测的比较

在北部湾迄今尚无台风时的海流观测资料,故我们无法直接对海流进行模式检验。

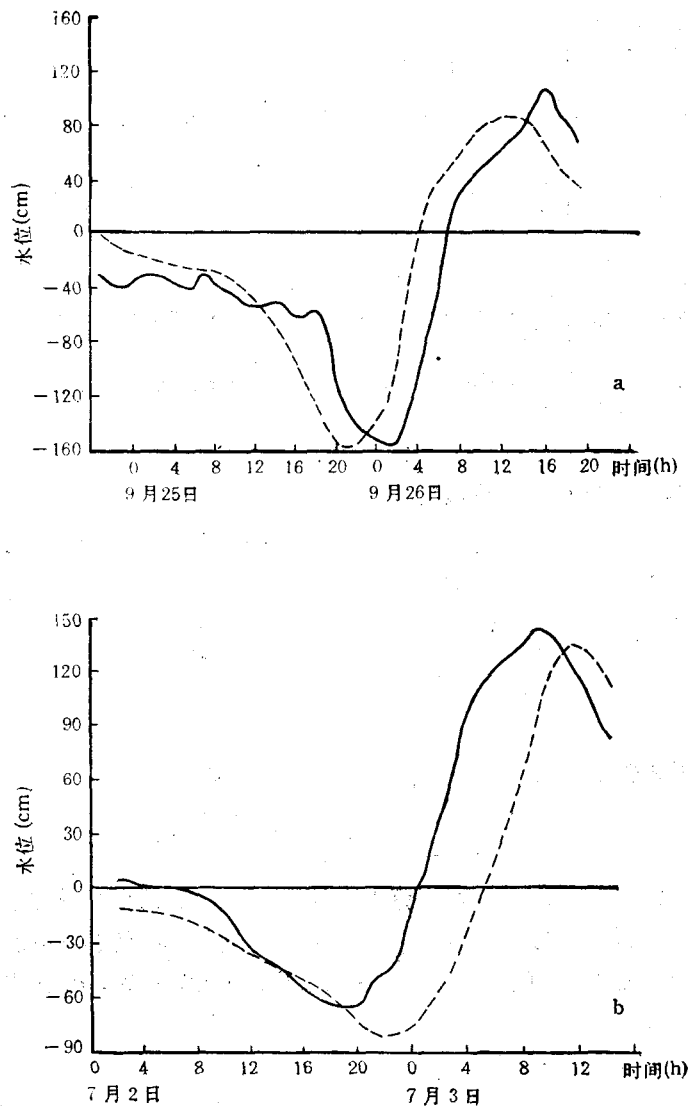


图2 台风增减水的后报结果(虚线)与实测结果(实线)的比较

a. 5525 号台风,北海; b. 6403 号台风,涠洲

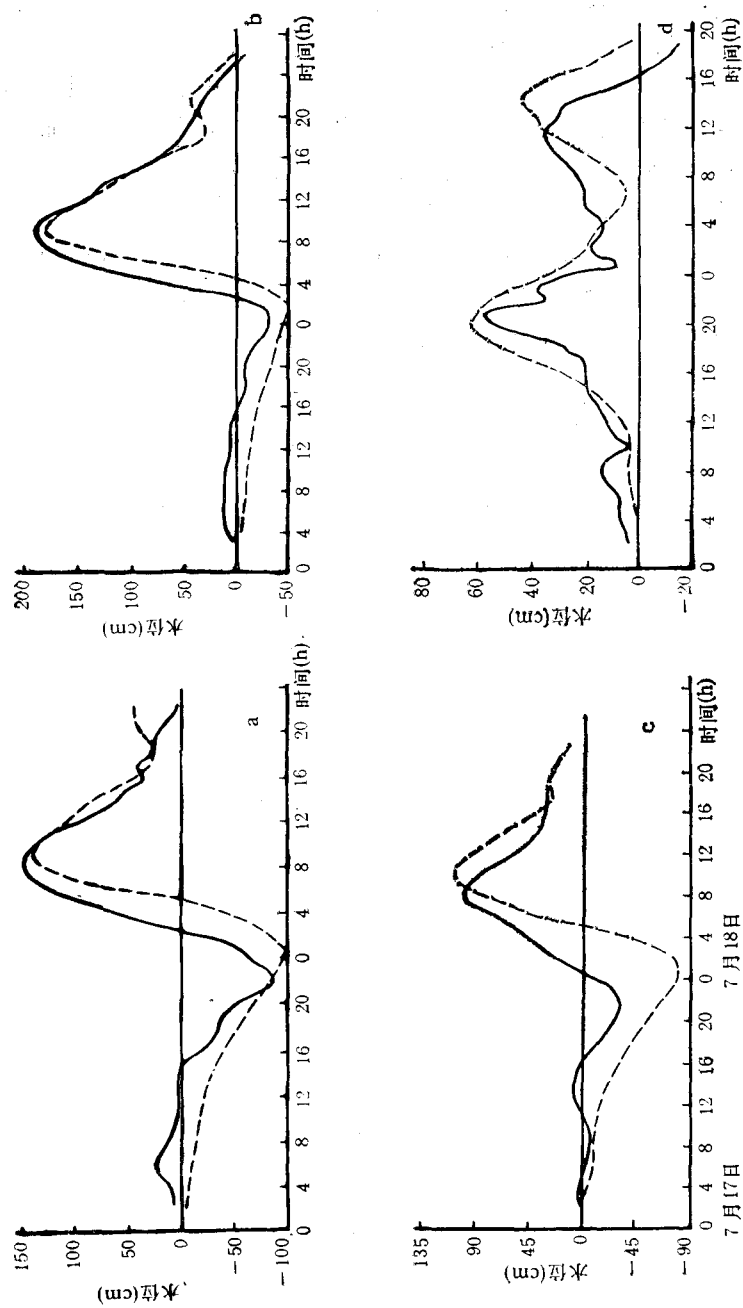


图 3 8303 号台风增减水的后报结果(虚线)与实测结果(实线)的比较

a. 北海; b. 白龙尾; c. 涠洲; d. 东方(时间相同)

由于海流与水位的变化是密切相关的,故我们对引起特别增减水的台风采用验潮站的水位作为验证资料。

本文选取了引起显著增减水和风海流的 5526, 6403 和 8303 三次台风作为后报结果与实测比较。前两次台风增减水资料不够完整(只有北海和涠洲岛),第三次比较完整(北海、白龙尾、涠洲岛和东方均有资料)。

后报所得结果与实测增水(实测潮位减去潮汐预报值)的比较示于图 2 和图 3。由图可以看出后报结果与实测值非常一致,不但增减水数值接近,而且增减水随时间的变化率也很一致,这表明海流的后报值也应当是可靠的。

2. 台风风海流计算结果

为了求出图 1 中 A 站的风海流极值,现将对 A 站有较大影响的 20 场台风所产生的最大风海流数值及对应的流向的计算结果列出(表 1)。从表 1 可以看出,20 场台风中在 A 站引起最大风海流流速值在 36m 处,相当于 5m 处流速的 3/5。

表 1 A 站后报的最大台风流及相应流向

台风号	水深 5m		水深 20m		水深 36m	
	流速 (cm/s)	流向 (°)	流速 (cm/s)	流向 (°)	流速 (cm/s)	流向 (°)
5215	59	338	44	338	33	338
5217	92	323	71	327	54	328
5413	62	347	50	308	37	311
5526	125	335	101	339	79	341
6309	67	323	50	342	37	324
6311	53	335	39	339	31	341
6403	123	324	98	325	78	325
6800	70	306	51	304	39	336
7210	74	327	55	329	42	329
7311	83	337	62	340	47	311
7313	87	323	65	308	50	324
7314	76	337	56	324	46	341
7318	100	338	76	338	58	338
7406	70	328	52	327	41	328
7703	87	295	65	324	48	329
8007	80	327	62	329	46	328
8014	74	337	53	340	42	341
8217	74	295	56	324	43	309
8303	87	306	66	304	50	336
8616	90	347	67	342	52	309

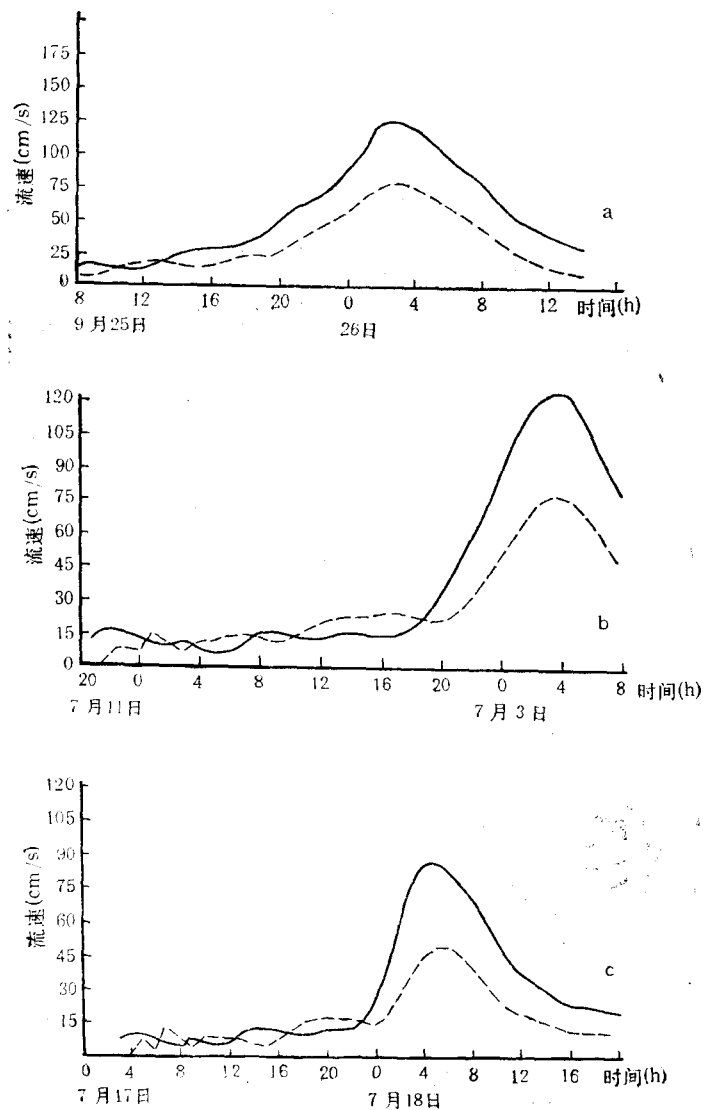


图4 A站台风引起海流的后报过程曲线

实线为水深5m处流速; 虚线为水深36m处流速

a. 5526号台风; b. 6403号台风; c. 8303号台风

为了分析风海流的垂直变化, 本文选了前面进行实测比较的3场台风。在A站引起台风风海流的第一层和第三层后报过程曲线绘于图4。从图4可看出, 对A站这样水深不足50m的海域, 下层最大流的发生时间没有明显滞后。

本文以8303台风在3个时刻引起0—10m层的风海流为例分析台风风海流的大面积分布, 3个时刻的流场分布绘于图5。图5的流场分布表明, 由于8303台风路径(图1)是从海南岛北部向西北方向移动, 流场总的趋势是强流从琼州海峡流入本海区。7月17日23时台风中心在陆地上, 所以只在琼州海峡附近出现小范围强流区。7月18日2时, 台风中心进入本海域中, 这时在台风中心附近出现了一个逆时针方向的较强的环流区, A

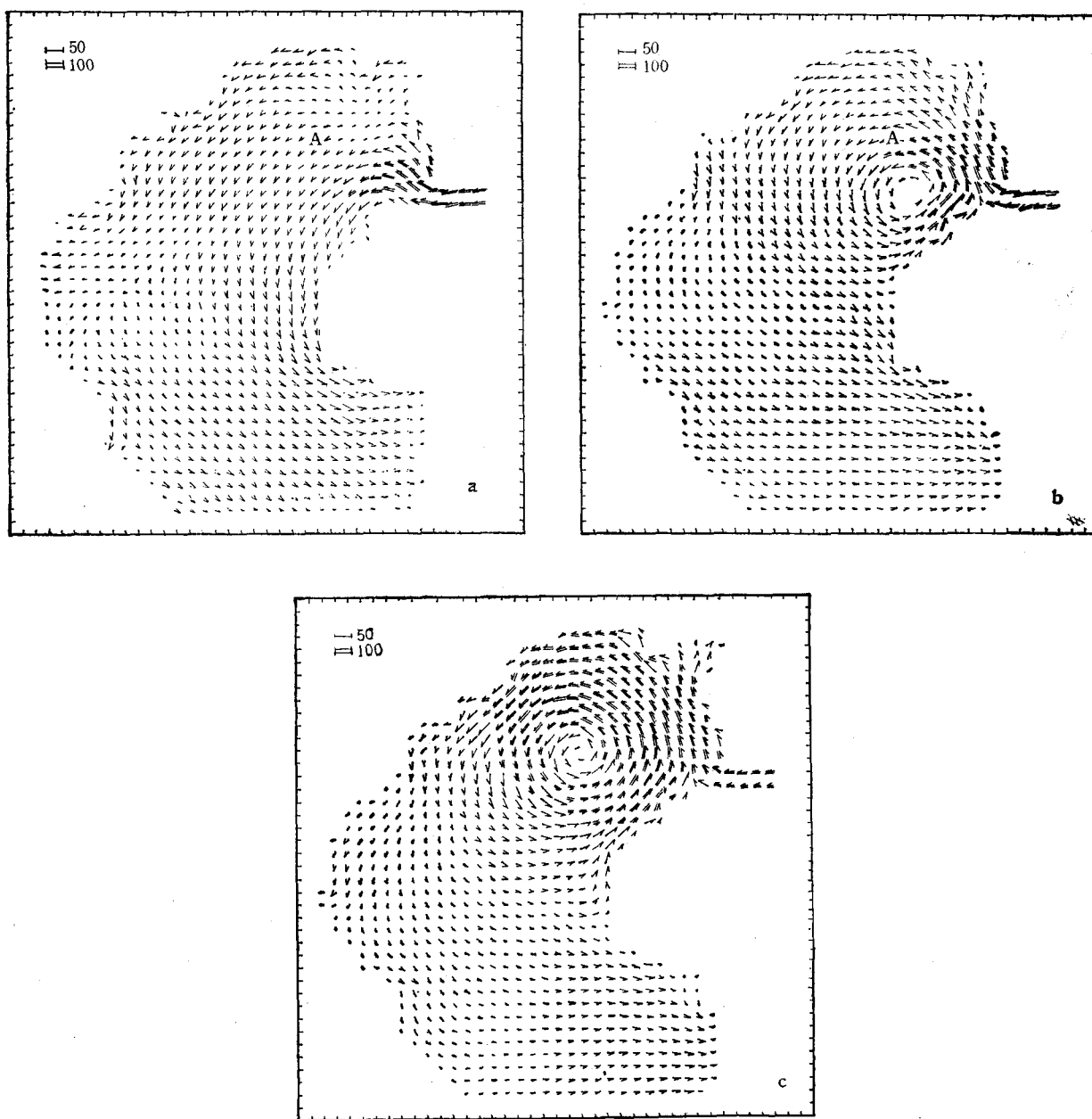


图5 8303台风风海流场分布(cm/s)

a. 1983年7月17日23时; b. 1983年7月18日2时; c. 1983年7月18日5时

站的流速虽然增大但没有达最大值。7月18日5时,逆时针方向的环流区随着台风中心的移动而移动,流速强度和范围都增大了,由于这个时刻A站离台风最大风速圈的距离最近,所以流速最大。

3. 风海流的极值分布

对于图1上的A站各层,本文采用Weibull分布,拟合20个最大后报风海流数值,

可得该层风海流的极值分布,公式如下:

$$P(X \leq x) = \begin{cases} 0 \\ 1 - \exp[-(x/b)^A] \end{cases} \quad (17)$$

令

$$Q(X > x) = 1 - P(X \leq x) \quad (18)$$

故可得

$$\ln(-\ln Q) = A \ln x + B, \quad B = -A \ln b \quad (19)$$

上式确定了 $\ln x$ 和 $\ln(-\ln Q)$ 之间的线性关系。将表 1 中所列的 20 个极值从大到小排成一个数列, 由于它们是从 39 年的资料中挑选出来的, 所对应的值分别为 $1/40, 2/40, \dots, 20/40$ 。根据式 (19) 用最小二乘法得出回归直线, 从而可得各重现期所对应的流速值。A 站的各层风海流极值绘于图 6, 其中纵坐标为重现期, 即 $1/Q$ 。

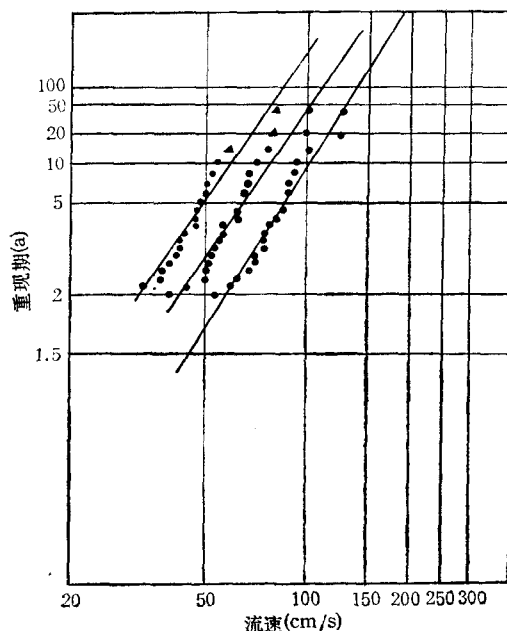


图 6 A 站风海流极值分布

参 考 文 献

- 于克俊, 万国洪, 1990, 8309 号台风风暴潮和风海流的三维数值模拟, *海洋与湖沼*, **21**(5): 433—441。
 Fang Guohong and Ichiye, T., 1983, On the vertical structure of tidal currents in homogeneous sea, *Geophy. J. Roy. Astronomical Soc.*, **73**: 65—82。
 Fujita, T., 1952, Pressure distribution in typhoon, *Geophy. Mag.*, **23**: 437—452。
 Hsu, S.A., 1986, A mechanism for the increase of wind stress (drag) coefficient with speed over water surface: a parametric model, *Journal of Physical Oceanography*, **16**: 14—150。
 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。
 Liu, S. and J. J. Leendertse, 1978, Multidimensional numerical modeling of estuaries and coastal seas, *Advances in Hydroscience*, **11**: 95—164。

THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL HINDCASTS OF THE TYPHOON-GENERATED CURRENTS IN BEIBU GULF*

Yu Kejun, Fang Guohong and Wang Xinyi

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences)

Shi Jianji

(China Offshore Oil Nanhai West Corp)

ABSTRACT

The tropical-cyclone-generated currents for the severest 41 events in the Gulf of Tonkin (Beibu Gulf) during 1949—1987 were numerically hindcasted by using Liu and Leendertse's (1978) finite-difference model. The hindcasted storm surges agreed satisfactorily with the observed values. To meet the need of engineering design an extreme value analysis was carried out to obtain extreme current speeds corresponding to various return periods. An analysis of the current field generated by the typhoon No. 8303 (Vera, 1983) is also reported in the present paper.

* Contribution No. 2412 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences