

一种台风浪的数值预报方法

杨春成 戴明瑞 高志华 程展 许富祥
刘煜 李凤金 李洁 苏东南

(国家海洋环境预报中心, 北京)

张大错 徐启春

(青岛海洋大学物理海洋研究所)

摘要 本文介绍由台风实时预报气压场资料、海上风的数值模式和台风浪数值模式三者构成的一种台风浪数值预报方法。在西北太平洋-中国近海20m以上深水区采用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格“新型混合型海浪数值模式”^[1,2],而在南海和东海近海台风浪多发区内(含浅水区),分成若干小区块,采用 $(1/4)^{\circ} \times (1/4)^{\circ}$ 细网格,分别嵌套浅水WAM模式^[3]。小区域的边界条件由大区域得到的计算结果提供。该方法经过1990、1991、1992年的试报^[4]、改进和完善后,于1993年6月开始进入国家海洋预报台的海浪预报业务。已对22个台风过程的台风浪进行模式跟踪预报,即准业务化预报。该方法运行稳定、预报结果也令人满意。1994年7月10日该方法的数值预报产品已在中央电视台午间新闻播出。

关键词 台风浪 海上风数值模式 海浪数值模式 电视业务预报

前言

“七五”期间我国已研制和组装多套海浪数值预报模式,但台风浪的预报能力都较弱。然而,台风浪是我国的主要海洋灾害之一,每年仅台风向岸浪对我国海岸防护工程的破坏、对近岸海域船舶和海水养殖业的危害,经济损失就超过7亿元。台风浪预报又是我国海浪预报的重要业务。为此,我们提出由实时预报气压场资料、“海上风边界层模式”^[5]和“新型混合型海浪数值模式”三者构成的一种台风浪数值预报方法。经1990、1991和1992年的试报检验,24、48h和72h台风浪(中心最大浪区)的预报误差(含风的预报误差)均不大于25%。在此基础上,(1)采用天气学、统计学和数值预报相结合的方法;(2)在“海上风边界层模式”中,采用阻尼定律,试图使之与浪模式耦合,改进海上风和浪的数值预报效果;(3)充分利用国内“新型混合型海浪数值模式”和国外浅水WAM模式的优点;(4)在近海采用细网格嵌套技术^[6]完

善台风浪数值模式；(5)开发了资料输入、数值预报产品输出动态图形和电视图像自动显示^[7]等与之配套软件；(6)将系统软件由 Cyber-840大型机向微机和工作站的程序移植和连网计算,使之业务化. 于1993年6月投入准业务运转,经13个台风过程的中心最大浪区的预报检验,24、48h 和72h 的预报误差(也含风的预报误差)分别为19.4%、22.6%和23% (表1).

表1 预报值与实测值对比

台风 编号	月 日	位 置		实况 (m)	24h 预报			48h 预报		
		N	E		预报(m)	相对误差(%)	精度(%)	预报(m)	相对误差(%)	精度(%)
9302	06-24	13°	131°	10.0	9.6	4	96			
	06-25	15°	126°	12.0	10.9	12	88	8.5	29	71
	06-26	18°	123°	8.0	8.5	6	94	8.2	3	97
	06-27	19°	116°	8.0	9.4	18	82	6.0	25	75
	06-28	21°	113°	6.0				5.0	17	83
9303	07-10	18°	114°	5.0	3.5	30	70			
	07-11	19°	108°	5.0	4.5	10	90	3.0	40	60
9304	07-22	21°	141°	5.0	7.0	40	60			
	07-23	23°	140°	6.0	9.0	50	50	8.6	43	57
	07-24	27°	139°	7.0	2.5	64	46	8.5	21	79
9305	07-25	46°	133°	4.0	3.0	25	75			
	07-27	29°	133°	6.0	4.0	33	67			
9306	07-29	28°	130°	7.0	6.0	14	86			
9307	08-05	13°	141°	7.0	8.5	21	79			
	08-06	16°	137°	8.0	8.5	6	94	9.0	13	87
9308	08-07	19°	133°	10.0	8.5	15	85	9.5	5	95
	08-08	23°	131°	12.0	10.4	13	87	8.0	33	67
	08-11	41°	137°	6.0	7.0	17	83	5.0	17	83
9309	08-19	20°	117°	8.0	6.0	25	75			
	08-20	21°	115°	8.0	8.8	10	90	5.0	37	63
	08-21	22°	114°	7.0	7.5	7	93	4.4	37	63
	08-22	22°	113°	4.0				3.0	25	75
9313	09-03	30°	129°	12.0	10.4	13	87			
	09-04	33°	136°	6.0	5.8	3	97	8.0	33	67
	09-05	41°	137°	4.0				3.0	25	75
9315	09-12	21°	122°	6.0	6.5	8	92			
	09-13	22°	119°	8.0	7.0	13	87	6.0	25	75
	09-14	23°	117°	6.0	8.0	33	67	5.0	17	83
9316	09-17	22°	114°	6.0	7.0	17	83			
9323	11-01	16°	124°	9.0	9.7	8	92			
	11-02	17°	120°	7.0	9.0	29	71	8.0	14	86
	11-03	18°	115°	6.0	8.0	33	67	8.0	33	67
	11-04	20°	113°	6.0	7.0	17	83	7.5	7	93
	11-05	21°	112°	4.0	3.5	13	87			
9325	11-21	32°	123°	5.0	4.3	14	86			
	11-22	13°	117°	5.0				6.5	30	70
平均						19.4	80.6		22.6	77.4

续表

台风编号	月 日	位 置		实 况 (m)	72h 预报		
		N	E		预报(m)	相对误差(%)	精度(%)
9302	06-26	18°	123°	8.0	6.0	25	75
	06-27	19°	116°	8.0	7.0	13	87
	06-28	21°	113°	6.0	5.0	17	83
9303	07-10	18°	114°	5.0	3.8	24	76
	07-11	19°	108°	5.0	3.5	30	70
9306	07-31	41°	138°	4.0	4.5	13	87
9307	08-07	19°	133°	10.0	9.5	5	88
	08-08	23°	131°	12.0	7.0	33	67
9308	08-09	28°	129°	12.0	5.0	58	42
	08-10	32°	133°	10.0	11.0	10	78
9325	11-23	14°	113°	8.0	9.6	20	80
平均						23.0	77

1 西北太平洋-中国近海海浪数值模式

选用“七五”期间青岛海洋大学文圣常等研制的“新型混合型海浪数值模式”作为西北太平洋-中国近海深水海浪数值模式。模式中风浪是以有效波方法建立能量平衡方程,特点是将风浪能量计算中所有无法避免的经验成分集中于一项,并通过较可靠的风浪成长经验关系予以确定,从而使整个模式的精度得到基本保证,而且计算手续简便;涌浪部分采用谱分量方法,着重改进源函数的确定和风浪与涌浪相互转换的计算方法。

1.1 风浪能量平衡方程

风浪的时空变化由下面能量平衡方程确定:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(C_g E \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(C_g E \sin \theta) = R, \quad (1)$$

其中, E 为有效波波动能量, C_g 为有效波群速度, R 为由于风输入的能量、各种能量消耗、波-波间非线性相互作用等综合导致的净能量增长率。在模式中,利用经验的风浪成长关系计算式左侧各项,从而得到右侧的 R , R 是风速和风浪尺寸(此处使用有效波高 H 和有效波周期 T)的函数。

在风浪预报中根据经验的风浪成长关系式得到如下一组预报方程。

1.1.1 对深水波

采用 $\theta=0$ 推导 R 的手续得到有效波高的预报方程:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + 8.576 U^{1.5} H^{2.5} (\cos \theta \frac{\partial H}{\partial x} + \sin \theta \frac{\partial H}{\partial y}) = 2.526 \times 10^{-8} U^{3.1} H^{-1.2}, \quad (2)$$

其中, U 为海面上方10m处风速,长度和时间的单位分别为 m 和 s (以下相同),数值常数是有因次的,重力加速度 ($g=9.8\text{m/s}^2$) 已并入其中。

式(2)右侧代表各种能量输入和消耗的净结果,它是根据关于有效波高和周期的经验公式

$$\frac{gH}{U^2} = 5.5 \times 10^{-3} \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{0.35}, \quad (3)$$

$$\frac{gT}{U} = 0.55 \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{0.233} \quad (4)$$

计算得到的,此处 X 同时代表一个点的坐标和它的风区长度. 风时和风速的关系由

$$\frac{gX}{U^2} = 0.01196 \left(\frac{gt}{U} \right)^{1.3} \quad (5)$$

换算.

由于式(3)~(5)计算的结果仅适用于风时或风区的成长,而式(2)适用于同时相对两者的成长,故应用式(2)时应将右侧乘以小于1的系数(模式取0.42).

1.1.2 对于有限深度

推导浅水海浪方程在概念和手续上与深水情形类似,对应的关系式为

$$\tilde{H} = 5.5 \times 10^{-3} \tilde{X}^{0.35} \text{th} \left(30 \frac{\tilde{d}^{0.8}}{\tilde{X}^{0.35}} \right), \quad (6)$$

$$\tilde{T} = 0.55 \tilde{X}^{0.233} \text{th}^{2/3} \left(30 \frac{\tilde{d}^{0.8}}{\tilde{X}^{0.35}} \right), \quad (7)$$

$$\tilde{X} = 0.01196 \text{th}^{1.3} (1.4kd) \bar{t}^{1.3}, \quad (8)$$

其中,

$$\tilde{H} = gH/U^2, \quad \tilde{T} = gT/U, \quad \tilde{d} = gd/U^2, \quad \tilde{X} = gX/U^2, \quad \bar{t} = gt/U, \quad (9)$$

k 为波数($k=2\pi/L$, L 为有效波波长), d 为水深.

1.1.3 海浪谱

在计算风浪和涌浪互相转换时必须通过海浪谱才能得以实现. 谱中包括的参数为零阶距 m_0 , 谱峰频率 ω_0 , $P[P=\omega_0 S(\omega_0)/m_0, S_0$ 为谱峰值] 及比值 $n=h/d$ (h, d 分别为平均波高和水深). 谱的高频部分正比于 ω^{-4} . 在海浪预报中, 风浪的方向谱通常可表示为

$$F(\omega, \theta) = (2/\pi) S(\omega) \cos^2 \theta, \quad (10)$$

其中, $S(\omega)$ 为风浪的频率谱.

1.2 涌浪能量平衡方程

我们通过下面能量平衡方程来计算涌浪

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{C}_r F) + \frac{\partial}{\partial \theta} [(\vec{C}_r \cdot \nabla \theta) F] = S, \quad (11)$$

其中, $F(\omega, \theta, x, t)$ 是依赖于频率($\omega=2\pi f$, f 为频率)和传播方向 θ 的二维波谱,它是位置和时间的函数; C_r 为群速度; S 为源函数,它代表 S_{in} 与 S_{ab} 的和,即涌浪逆风传播时空气阻力造成的能量损失及底摩擦引起的能量损失. 当涌浪顺风传播时, S_{in} 为正值,我们采用常用的形式

$$S_{in} = \max \left\{ 0, \beta \omega \left[\frac{U \cos(\varphi - \phi)}{C} - 1 \right] F(\omega, \theta) \right\}, \quad (12)$$

其中, U 是海面上方10m处风速; φ 和 ϕ 分别为风向和浪向,有 $\theta = \varphi - \phi$; C 为波相速度; β 为

一常数. 对于逆风传播的涌浪, 能量损失为

$$S_m = \beta \omega U \cos(\varphi - \phi) F(\omega, \theta) / C, \quad (13)$$

其中 $\beta = 3 \times 10^{-4}$.

对于底摩擦造成的能量损失, 采用 Collins 提供的方法进行计算:

$$S_{ab} = \frac{C_d g k^2 C_g \langle U \rangle}{(\omega c h k d)^2}, \quad (14)$$

其中, $\langle U \rangle$ 是水质点的平均速度; C_d 是摩擦系数, 在中国近海海域的合适值为 0.015.

至此, 源函数可写成

$$S = S_m - S_{ab}, \quad (15)$$

将所得的 S 代入式(11)即得涌浪数值预报的控制方程.

该模式中通过适当判据将逆风产生的能量消耗引入涌浪的源函数中, 以取代波峰破碎消耗的能量, 这样的处理更为合理. 但该模式未包括波-波间相互作用.

1.3 风浪与涌浪的转换

由于风速与风向因时间和地点的变化而改变, 某处的浪可以是风浪, 也可以是涌浪或混合浪, 并且这三者之间是可以互相转换的. 在该模式中把新的风速下的充分成长的风浪谱与计算得到的谱相比较, 把计算谱中大于充分成长谱的部分看成涌浪谱, 它的传播和变化通过涌浪模式来计算. 而把计算得到的涌浪谱中未达到新的风速下充分成长谱的部分看作风浪谱, 用风浪模式进行计算. 这里风浪与涌浪的分类是根据谱值是否达到饱和, 而不是采用频率截断的方法进行的.

2 近海台风浪数值模式

在东海和南海近海的台风浪多发区内(含浅水区), 采用细网格, 分区块嵌套浅水 WAM 模式. 该模式是西欧各国从 1985 年起开发研制成的一个所谓第 3 代海浪数值模式, 它建立在一个合理、完整的波谱能量平衡方程的基础上, 较全面地考虑能量平衡方程中源函数的各项; 海浪在传播的过程中, 考虑海浪绕纬圈传播所产生的折射, 海浪进入浅水所产生的折射等. 它的特点是采用参数化的方法直接计算波-波间非线性能量转换, 在波能的摄入、消耗、非线性交换和传播的过程中, 不受任何谱形的约束, 从而更合理地描写出波浪成长、传播和衰减的物理过程. 该模式的形式为

$$\frac{dF}{dt} + \frac{\partial}{\partial \theta} (F \dot{\theta}) = S, \quad (16)$$

在球极坐标中

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + (\cos \varphi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F \dot{\varphi} \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (F \dot{\lambda}), \quad (17)$$

$$\dot{\varphi} = \frac{C_g}{R} \cos \theta, \quad (18)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{C_g}{R \cos \varphi} \sin \theta, \quad (19)$$

$\dot{\theta}$ 在深水为一项, 在浅水为 $\dot{\theta}_1$ 和 $\dot{\theta}_2$ 两项的组合.

$\dot{\theta}_1$ 为海浪绕纬圈时产生的折射:

$$\dot{\theta}_1 = \frac{C_g}{R} \sin\theta \operatorname{tg}\varphi, \quad (20)$$

$\dot{\theta}_2$ 为海浪进入浅水时产生的折射:

$$\dot{\theta}_2 = \frac{\omega}{Rsh2kd} \left(\sin\theta \frac{\partial d}{\partial \varphi} - \frac{\cos\theta}{\cos\varphi} \frac{\partial d}{\partial \lambda} \right). \quad (21)$$

上述各式中, $F=F(f, \dot{\theta}; \varphi, \lambda, t)$ 是依赖于频率 f 和传播方向 $\dot{\theta}$ 的二维波谱; φ 和 λ 分别为纬度和经度; t 为时间; C_g 为波的群速度; k 为波数; d 为水深; R 为地球半径. 源函数项 $S=S_m+S_{nl}+S_{dk}+S_{br}$ 分别代表风输入源函数项、波-波间非线性相互作用源函数项、白帽引起的耗散项以及海底摩擦项. 对方程积分时, 源函数项采用 Hasselmann(1985)的二阶中央差隐式积分, 传播项的时间积分采用一阶欧拉后差格式, 具体方案参见文献[3, 9].

3 海上风的数值预报模式

台风风场预报是台风浪数值预报的重要组成部分, 并迫切需要提高风场的预报精度. 为此, 采用天气学、统计学和数值预报相结合的方法, 改进海上台风风场的数值预报效果.

3.1 台风外围风场的数值预报模式

选用“海上风边界层模式”作为台风外围风场预报的数值模式, 它把大气边界层分为两层, 即地表层和埃克曼层. 根据 Monin-Obukhov 假设, 在地表层中采用 Businger 等提出的通用风剖面函数, 该函数考虑了大气的垂直结构. 为了便于与天气数值预报以及浪模式耦合, 在埃克曼层中, 采用阻尼定律. 以海面气压、海表面气温、10d 平均海表面水温来计算海表面10m 高处风速. 本文中海面气压场直接选用日本气象厅在00GMT 和12GMT 发布的24、48、72h 海面气压预报图.

根据 Monin-Obukhov 假设, 适用范围更广的风速垂直分布公式:

$$U_z = U_* / \kappa \times [\ln(Z/Z_0) - \varphi_m], \quad (22)$$

其中, κ 为卡曼常数($\kappa=0.35$); φ_m 为通用函数, 其中的自变量为无量纲参数 Z/L . 我们选用 Businger 的经验表达式.

在稳定状态下, 即 $Z/L > 0$,

$$\varphi_m = -\beta Z/L. \quad (23)$$

在不稳定状态下, 即 $Z/L < 0$,

$$\varphi_m = \ln 0.5(1 + \epsilon^2) + 2 \ln 0.5(1 + \epsilon) - 2 \operatorname{tg}^{-1} \epsilon + 0.5\pi, \quad (24)$$

其中, $\epsilon = (1 - \gamma_m Z/L)^{1/4}$, $\gamma_m = 15$.

在中性状态下, $\varphi_m = 0$.

稳定性参数可以表示为

$$L = \frac{U_*^2 T_a [\ln(Z/Z_0) - \varphi_m(Z/L)]}{\kappa^2 g (T_a - T_w)}, \quad (25)$$

式中, T_a 和 T_w 分别为海面平均气温和海面平均水温; Z_0 为海面粗糙度参数, 可表示为

$$Z_0 = 6.8 \times 10^{-5} / U_* + 4.28 \times 10^{-3} U_*^2 - 4.43 \times 10^{-1}. \quad (26)$$

在埃克曼层中, 同时考虑了摩擦力、气压梯度力和科氏力. 根据边界层相似原理把地表层风速和埃克曼层风速廓线拟合得到阻尼定律

$$\ln R = A - \ln(U_* / G) + [(\kappa^2 G^2 / U_*^2) - B^2]^{1/2}, \quad (27)$$

$$\sin \alpha = - (B / \kappa)(U_* / G), \quad (28)$$

其中, G 是地转风速; α 是表面应力与地转风之间的夹角; U_* 是摩擦速度; A 和 B 是两个通用常数. 其中 $A = 1.7$, $B = 4.7$; $R = G / (fZ_0)$ 是海表面 Rossby 数; f 是科氏参数. 利用式(27)、(25)和(26)迭代计算 U_* 、 L 和 Z_0 , 利用式(22)得到 $Z = 10\text{m}$ 处风速, 最后利用式(28)得到风向; 或直接向浪模式输入摩擦速度 U_* .

在试验过程中, 发现海浪模式的源函数项 S_m 输入海面 10m 高处风速 U_{10} 的效果不理想. 我们采用与前人不同的作法, 直接向 S_m 项输入摩擦速度 U_* , 而且效果好于前者. 这表明风浪的成长主要要考虑风的湍流特征, 是通过雷诺应力 $\tau = U_*^2 \times \rho_a$ 向下传递能量; 当一种流体(如空气)的平流流过另一种流体(如水)的表面时, 界面上波动的成长取 Komen(1985)根据 Snyder1 等(1981)试验结果的修正形式^[3]: $\beta = \max\left[0, 0.25 \frac{\rho_w}{\rho_a} \left(28 \frac{U_*}{c} \cos \theta - 1\right)\right] \omega$ (以波动能量成长率 $\beta = \frac{1}{E} \frac{dE}{dt}$ 表示, 式中 $\omega = 2\pi f$, ρ_a 和 ρ_w 分别为空气和水密度, c 为波速, U_* 为摩擦速度). 以 U_* 代替 U_{10} 体现了风与浪的耦合关系, 改进了海上风和浪的预报效果.

3.2 台风域风场的数值预报模型

由于使用日本气象厅发布的地面气压预报图数值化时采用了切比雪夫多数项式插值及逐步订正法多次平滑处理, 使得计算的台风的大风区范围大于实际台风的大风区的范围, 造成计算的波高误差较大; 在接近赤道的低纬度地区, 科氏参数 $|f| \rightarrow 0$, 上述阻尼定律不适用, 到目前为止往往只得依靠经验公式^[9]; 同时在低纬度地区, 日本气象厅发布的台风地面气压预报场的准确度较低. 为了避免这三问题, 在台风区内, 根据我们的台风路径和强度的综合预报, 加进用经验统计关系建立的台风模型计算台风风场.

3.2.1 台风模型风场 A

台风域内的气压分布采用日本藤田公式:

$$P_r = P_\infty - \frac{P_\infty - P_0}{\sqrt{(r/r_0)^2 + 1}}, \quad (29)$$

式中, P_r 为距台风中心 r 处的气压; r 为离台风中心的距离; $r_0 = R/\sqrt{2}$, R 为最大风速半径.

台风模型风场形式为

$$V_x = C_1 V_{x0} \exp\left(\frac{-r\pi}{500}\right) - C_2 (x \sin \varphi + y \cos \varphi) [\sqrt{(f/2)^2 + DZ^3} - f/2], \quad (30)$$

$$V_y = C_1 V_{y0} \exp\left(\frac{-r\pi}{500}\right) - C_2 (x \cos \varphi - y \sin \varphi) [\sqrt{(f/2)^2 + DZ^3} - f/2], \quad (31)$$

其中, $D = 10^3 \times (P_\infty - P_0) / (r_0^2 \rho_a)$; $Z = [1 + (r/r_0)^2]^{-1/2}$; C_1 、 C_2 为比例系数; V_{x0} 、 V_{y0} 为台风移行速度分量; φ 是梯度风与等压线相交, 偏向台风中心的夹角, 根据尹庆江的数值试验结

果^[8], 取 $\varphi=20^\circ$.

3.2.2 台风模型风场 B

上述台风模型风场 A 是对称型风场, 对于不对称型风场, 我们采用如下经验关系:

$$U = 660.0 - 0.648 \times P, \quad (32)$$

式中, U 为海面10m 高处风速, P 为海面气压预报值(单位为 hPa).

台风区域风场与外围风场之间通过一加权函数连接, 其形式为

$$V = \Gamma V_T + (1 - \Gamma)V_0, \quad (33)$$

式中, V_T 为计算的台风风速, V_0 为外围风速. 台风风场加权函数 Γ 取为

$$\Gamma = \frac{1}{[1 + (r/mr_0)^n]^{1/2}}, \quad (34)$$

该加权函数能较好地连接两个风场, 并保证两者之间平滑过渡.

4 台风浪数值预报检验

在该预报方法中, 西北太平洋-中国近海深水区 ($10^\circ \sim 45^\circ \text{N}$, $105^\circ \sim 155^\circ \text{E}$ 范围), 采用“新型混合型海浪数值模式”(图1), 取 $1^\circ \times 1^\circ$ 的计算网格, 以预报远离海岸的深水波浪; 而在东海和南海近海, 则嵌套浅水 WAM 模式, 采用 $(1/4)^\circ \times (1/4)^\circ$ 细网格, 以预报近岸浪. 从而, 充分利用两种模式的优点. 将两者结合起来, 使之在日常业务预报中得以实现.

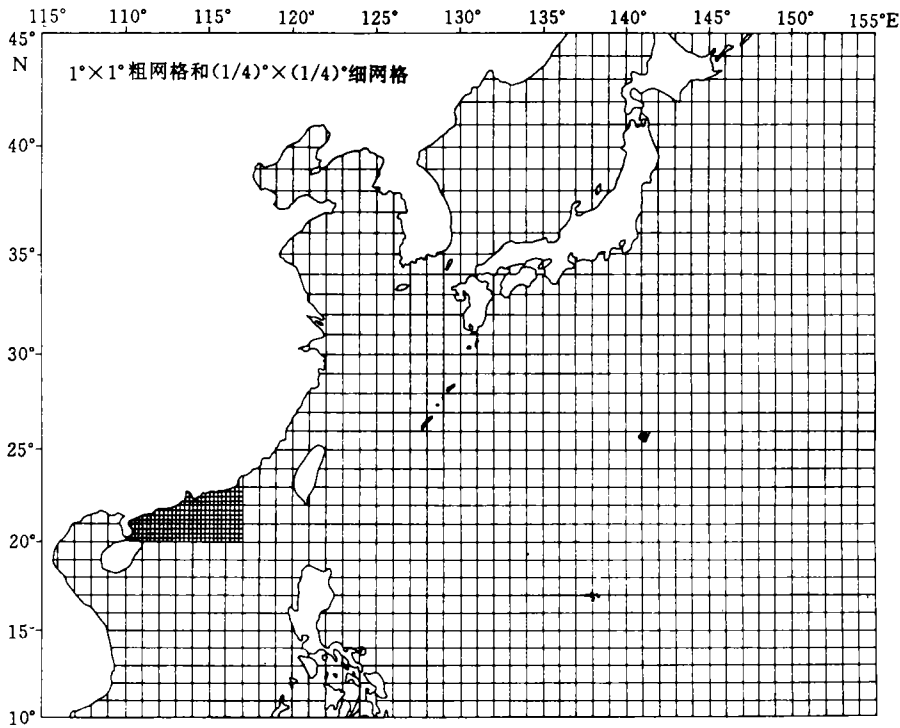


图1 计算海区及网格设置

计算过程如下：(1)将日本气象厅(JMH)每日无线传真播发的0h和24、48、72h预报的海面气压场，数值化转算成 $10^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 区域内 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 网格点上的值；在低纬度地区，将台风路径和强度的综合预报结果，采用人机对话的方法作适当修改。(2)由第3部分所述方法计算网格点上逐时的预报风场；(3)经“新型混合型海浪数值模式”的计算程序，得到上述网格上72h内2h时步的台风浪的数值预报；(4)在预报时效内，若台风进入近海 $20^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\sim 117^{\circ}\text{E}$ 的小区块(图1)，同时给出小区域上海浪的边界条件，用线性插值算出 $(1/4)^{\circ}\times (1/4)^{\circ}$ 细网格上每20min的风场，并用浅水WAM模式进行海浪计算，或采用风-浪耦合模式进行计算。在Indigo和Unixb工作站上进行72h预报所需的CPU时间(2)和(3)为6.5min，(4)为90min。

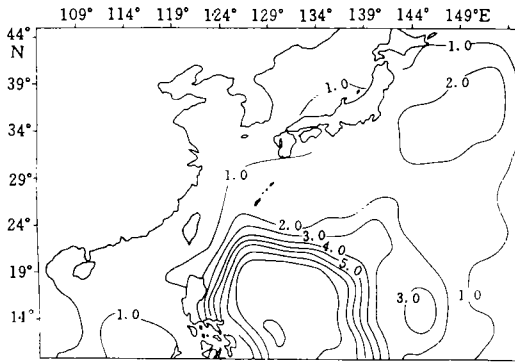


图2 1993-06-23-00(世界时)18h
预报图(最大波高9.7m)

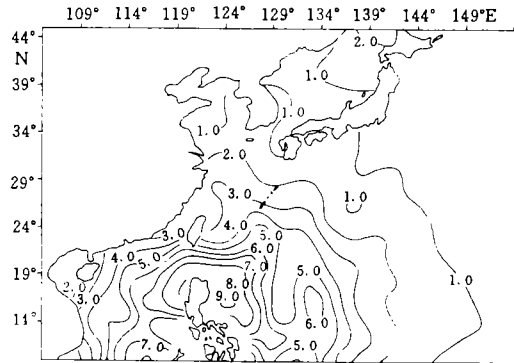


图3 1993-06-25-00(世界时)24h
预报图(最大波高10.8m)

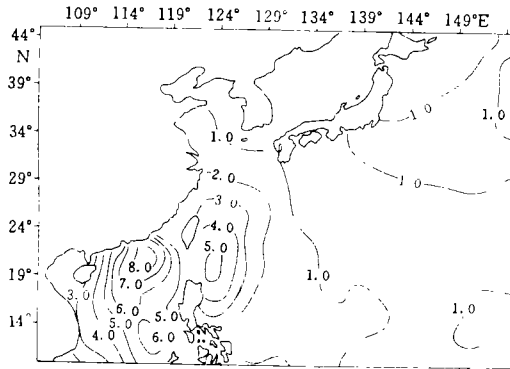


图4 1993-06-26-00(世界时)36h
预报图(最大波高9.4m)

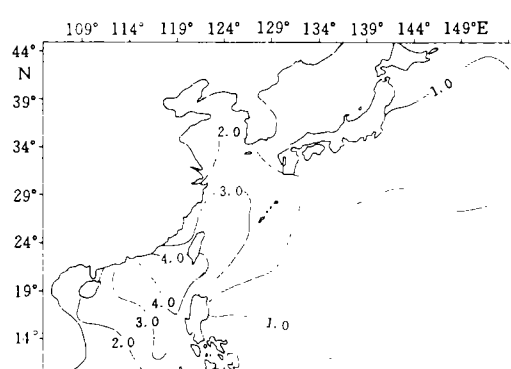


图5 1993-06-26-00(世界时)60h
预报图(最大波高5.3m)

为了检验该预报方法的有效性，本文选用1993年第2和第25号台风引起的台风浪作为实例，进行数值预报检验。9302号台风于6月25日08时(北京时)最大风力达12级以上(60m/s)，最大波高 12m (预报值 9.7m ，图2)；26日穿越吕宋岛进入南海东北部，此时，珠江口附近海域开始出现 3m 左右的向岸浪(图3)，随着台风向广东沿海逼近，向岸浪越来越大(图3、图4)，27日23时至24时(北京时)在广东省台山市至阳江市之间沿海地区登陆，登陆时中心最大风力仍

达12级(40m/s)、最大波高8~9m(预报值9.4m,图4)。此时,虽然这一带沿海正逢小潮,但受风浪加暴雨的影响,江门、阳江、茂名和珠海等市的直接经济损失达12.68亿元,其中受台风向岸浪袭击致使岸防护工程的直接经济损失达1.1亿元。图2~5是台风浪数值预报方法进行12~72h跟踪预报结果,与实况(图6)相比较,可以看出该方法对台风浪的发生、成长、传播和消衰的全过程都有预报能力,尤其是对向岸浪的预报结果更令人满意。

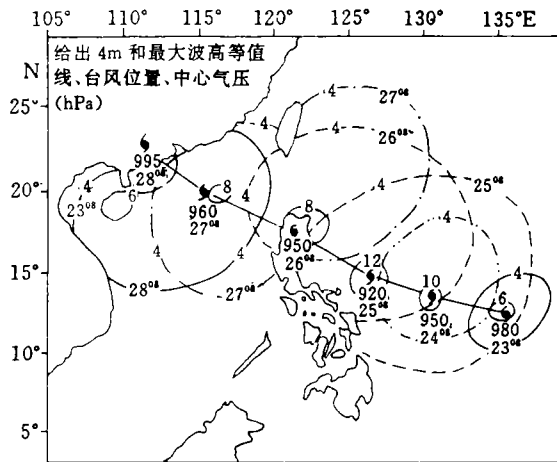


图6 1993-06-23-08~28 9302号台风实况演变过程

17次检验,除1次不正确外(即9307号台风进入东海前,8月9日08时(北京时)的预报波高5m,实况值12m),其余预报结果相当正确。在9307号台风进入东海前的72h预报中,即8月9日08时(北京时)的台风中心要素的预报(位置在26°N、132°E,强度960hPa,计算最大波高10.2m)与实况(位置在27.2°N、129.9°E,强度955hPa,最大波高12m)相比较,由于中心位置的预报误差近4个纬距约450km,该值恰与该台风8级大风半径400km相接近,距台风中心400~450km的外围波高约为5m。从而,表2中在28°N、129°E(台风中心附近)的实况波高为12m,预报波高为5m,预报误差达7m。因而,此次预报误差偏大主要是由预报台风中心位置偏差造成的,与风场模式和浪场模式无关。

表2 $H_{1/2} \geq 9m$ 预报值与实测值对比

台风编号	月 日	位 置		实况 (m)	24h 预报 (m)	48预报 (m)	72预报 (m)
		N	E				
9302	06-24	13°	131°	10.0	9.6		
	06-25	15°	126°	12.0	10.9	8.5	
	06-27	19°	116°	8.0	9.4	6.0	
9307	08-06	16°	137°	8.0	8.5	9.0	
	08-07	19°	133°	10.0	8.5	9.5	9.5
9308	08-08	23°	131°	12.0	10.4	8.0	7.0
	08-09	28°	129°	12.0			5.0
	08-10	32°	133°	10.0			11.0
9313	09-03	30°	129°	12.0	10.4		
9323	11-01	16°	124°	9.0	9.7		
	11-02	17°	120°	7.0	9.0	8.0	
9325	11-23	14°	113°	8.0			

我们还对登陆或影响我国沿海的9303、9309、9315、9316以及9306、9307、9308、9309、9313号台风过程进行了台风浪数值模式的准业务化跟踪预报。台风浪(中心最大浪区)预报值与实况值相比较,24、48h和72h的预报误差(含风的预报误差)分别为19.4%、22.6%和23%,即预报保证率分别为80.6%、77.4%和77%,这些预报结果是相当令人满意的。它们的检验结果见表1。特别是波高大于等于9m(狂涛)的预报结果更令人满意,表2. 经

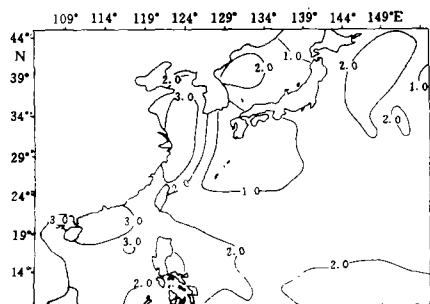


图7 1993-11-20-00(世界时)24h
预报图(最大波高4.3m)

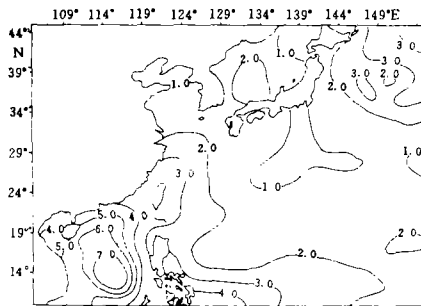


图8 1993-11-20-00(世界时)48h
预报图(最大波高9.2m)

该预报方法是专门针对台风浪而实施的. 但是, 它不仅能预报台风浪, 还可以预报近海其他巨浪场的成长、传播和消衰的物理过程. 为了检验该预报方法的适应性, 还跟踪了1993年入冬后第1次强冷空气入海, 恰与9325号台风配合形成的一次大范围灾害性浪场演变过程. 即当强冷气于11月20日入海后, 21日首先在渤海和黄海形成3m的大浪区(图7), 22日冷空气继续南下与穿越吕宋岛进入南海的9325号台风相配合, 巨浪区向东海、台湾海峡、巴士海峡及其以东洋面扩展和迅速发展, 在南海形成9m以上的狂涛区(图8、图9), 其预报浪区的范围和强度与实况都相当一致(图10).

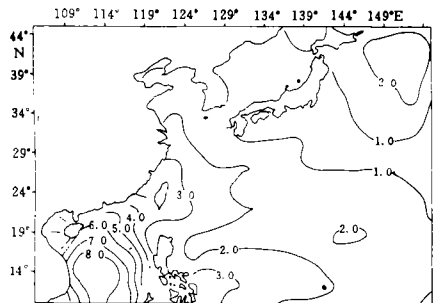


图9 1993-11-20-00(世界时)72h
预报图(最大波高9.6m)

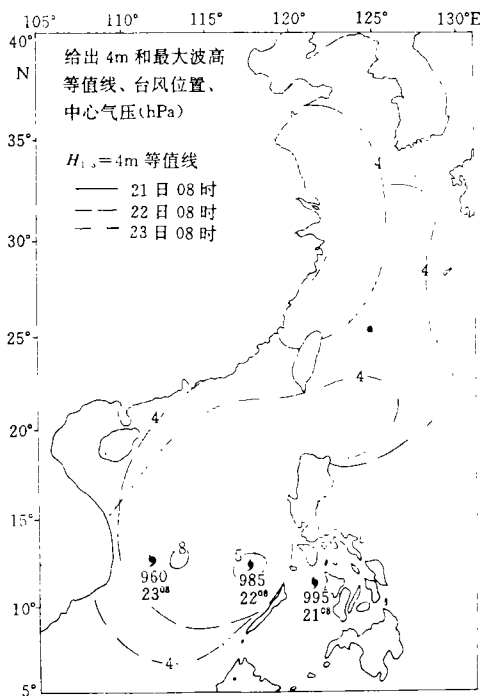


图10 1993-11-21-08~23-08冷空气与
9325号台风浪实况演变过程

参考文献

- 1 Wen Shengchang *et al.* A hybrid model for numerical wave forecasting and its implementation— 1. The wind wave model. *Acta Oceanologica Sinica*, 1989, **8** (1): 1~14
- 2 Zhang Dacuo *et al.* A hybrid model for numerical wave forecasting and its implementation— 1. The discrete part and implementation of the model. *Acta Oceanologica Sinica*, 1992, **11**(2): 157~178
- 3 The W AMDI Group. The WAM model—a third generation ocean wave prediction model. *J. Phy. Oceanography*, 1988, **18**, 1775~1810
- 4 Yang C, M Dai and D Zhang. A system for typhoon wave prediction. In: *International Symposium on Tropical Cyclone Disasters*, October 12-16, 1992, Beijing, 404~409
- 5 Wu Huiding, Ji Xiaoyang and Yang Chuencheng. An experiment on numerical prediction of marine winds. *Collected Oceanic Works*, 1982, **5**(2): 209~235
- 6 程展, 戴明瑞, 杨春成. 近海台风浪的嵌套数值模式. *海洋预报*, 1994, **11**(4): 6~12
- 7 李英, 翟自强. 海洋数值预报产品的电视节目播出系统. *海洋预报*, 1995, **12**(1): 74~76
- 8 尹庆江. 渤海7203号强台风潮数值模拟和台风潮某些特性的研究. *海洋学报*, 1985, **7**(3): 367~373
- 9 包澄澜等. *海洋灾害及预报*. 北京: 海洋出版社, 1991, 118~122
- 10 张玉玲, 吴辉碇, 王晓林. *数值天气预报*. 北京: 科学出版社, 1986, 301~312