

西北太平洋台风浪数值模拟

杨 洋, 朱志夏, 周 科

(上海交通大学 船舶海洋与建筑工程学院, 上海 200240)

摘要: 台风浪的研究对于船舶航行、港口、海洋和近岸建筑物的安全有着重要的现实意义。应用经验公式(MEF)和大风风圈反推(MGCR)两种方法计算最大风速半径, 并基于 Jelesnianski2 型风场模式、藤田气压模式导出的风场模式、藤田气压场和第三代深海波浪模型(WAVEWATCH III)进行了台风 Winnie 引起的台风浪的后报, 将后报值与实测值进行了详细的比较和分析。结果表明: 台风期间, MEF 模拟出的西北太平洋海域风浪场变化合理, 数值模拟结果与实测资料吻合良好, 3 个波浪测站的有效波高对比误差约为 10%, 而 MGCR 模拟结果误差偏大。因此, MEF 的模拟结果能够为船舶、海洋与海岸工程的设计提供科学的依据。

关键词: 最大风速半径; 台风 9711; 数值模型; 台风浪; 后报; WAVEWATCH III

中图分类号: P731.23

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2010)02-0062-06

中国处于太平洋西岸, 拥有广阔的领海和漫长的海岸线。因而在台风多发的西太平洋海域, 每年中国所受台风的灾害都非常严重。研究表明, 台风引起的巨大波浪的破坏力远远比台风本身大, 每年由海浪造成的直接经济损失就达数亿元。如 2004 年中国近海海域共发生 4 m 以上海浪过程 35 次, 造成直接经济损失折合人民币 2.07 亿元。目前美国国家海洋大气管理局(NOAA)运用 WAVEWATCH 分别建立了全球(分辨率为 1.25°经度 × 1°纬度)和阿拉斯加海域、西北大西洋、东北太平洋、北大西洋飓风(区域模式的分辨率都为 0.25°经度 × 0.25°纬度)等海浪业务预报系统, 并取得了很好的效果^[1]。

相对来说, 国内在这方面的的工作做得还很不充分, 研究还局限在某个局部、小范围海域, 大范围的、通用的、可行的模型还不多。目前, 国内应用 WAVEWATCH 海浪模式模拟海浪场的研究还处于探索阶段。齐义泉^[2]等将第三代海浪模式 WAVEWATCH 移植到南海海域, 模拟了 1996 年南海海域的海浪场, 根据模式的输出结果与卫星高度计的对比分析, 模式对冬季风期间的模拟结果要好于夏季风的结果, 误差最大的模拟结果一般出现在夏季的极小值风速附近, 因为在夏季南海的风场不如冬季风期间的风场稳定, 风向具有多变性, 这说明该模式对风向多变的低风速风场的适应性可能具有一定的局限性。澳门地球物理暨气象局^[3]于 2002 年引进 WAVEWATCH 对本澳沿岸海域作海浪预

报, 从模式的输出结果来看, 以第四季的输出结果较好, 与此阶段的风场较稳定及与全年相比风速较强有关, 模式的预报结果还显示出高值时高估而低值时低估的情况, 这种情况是由于对风场的反应较为敏感造成的。另外还有其他类似成果, 如, 郭衍游利用最优插值法建立了基于 WAVEWATCH 的东中国海区域海浪同化系统, 它可以同化卫星高度计观测的有效波高。该系统对 T/P 高度计测得的有效波高的同化试验表明, 海浪数据的同化能够改善整个区域的海浪预报效果^[4]; 陈庆丰^[5]在其硕士论文中利用 WAVEWATCH 模拟了西北太平洋 2000 年 10 月至 12 月共 3 个月的海浪特征量分布特征和 2004 年一次强台风过程-蒲公英(Mindulle), 模拟结果与实测资料比较符合较好; 为使 WAVEWATCH 和 SWAN 两种海浪预报模式能够有效地嵌套运行, 高山^[6]等将 WAVEWATCH 模式从 UNIX 移植到 Windows 系统下运行, 同时对 SWAN 模式与 WAVEWATCH 模式的嵌套接口格点坐标读取精度进行修改, 使其能够应用于不规则边界的曲线网格和

收稿日期: 2008-10-28; 修回日期: 2009-10-14

基金项目: 国家重大科技专项“船舶数字化智能设计系统”; 教育部留学回国人员科研启动基金; 河口海岸动力沉积和动力地貌综合国家重点实验室基金资助项目

作者简介: 杨洋(1985-), 男, 湖北石首人, 工学硕士, 主要研究海洋动力环境, E-mail: yangyang00000250@163.com; 朱志夏, 通信作者, 男, 副教授, 电话: 021-62933361, E-mail: zhixia.zhu@gmail.com

小间距规则网格的嵌套取得了不错的效果;李明悝等^[7]将国际上比较成熟的海浪模式 WAVEWATCH 移植到东中国海,采用 QuikSCAT 卫星遥感资料与 NCEP 数据混合风场作为强迫项,对该海区 2000 年 1 月 23 日至 31 日的一个大风天气过程下的风浪场进行了模拟计算。

因此,建立一个合理的西北太平洋海域台风浪数值模型,对研究中国海域风浪情况及海洋开发是非常必要的。作者选用一个对西北太平洋海域造成较大影响的 9711 号台风 Winnie 为研究对象,应用 Jelesnianski2 型风场模式、藤田气压模式导出的风场及相应气压场模式,并应用第三代海浪模型 WAVEWATCH 进行台风浪的数值模拟试验研究。数值模拟结果表明,9711 台风期间,3 个波浪测站有效波高的计算值与实测资料吻合良好,误差约为 10%。

1 海浪预报模式

1.1 模式简介

WAVEWATCH 海浪模式是美国国家环境预报中心(NCEP)的 MMAB(Marine Modeling and Analysis Branch)发展的全谱空间的第三代海浪模式,是以荷兰 Delft 理工大学发展的 WAVEWATCH 和美国航空航天局(NASA)Goddard 空间飞行中心发展的 WAVEWATCH 为基础,现已被美国国家环境预报中心(NCEP)用于业务化的全球和区域海浪预报。

1.2 控制方程

对于随机海浪来说,海面的不规则变化可以用谱密度 F 描述,这种海浪谱通常称作能量谱,可以表示为相参数的函数 $F(k, \sigma, \omega)$,再考虑时间和空间的变化,就可以写成 $F(k, \sigma, \omega; x, t)$ 。其中 k 为波数矢量(波数 k 和方向 θ); σ, ω 分别为固有频率和绝对频率; x, t 分别代表地理空间和时间。参数 k, σ, ω 不是相互独立的,它们通过波动的频散关系和多普勒方程建立联系。以前的海浪模式基本都是以频率和方向为参数,建立控制方程。WAVEWATCH 模式选择以波数 k 和方向 θ 为基本的参数组成谱 $F(k, \theta)$,但模式的输出仍然采用以往模式的频率和方向谱作为基本输出。这两种谱的转换可以通过雅可比向前变换来实现^[8]。

在不考虑流的影响时,一个波包的能量是守恒的,而考虑了流对波浪平均动量传输所做的功时,这种能量就不再守恒^[9],但一般认为,波作用量

$A \equiv E/\sigma$ ^[10,11]是守恒的,因此,在 WAVEWATCH 模式的控制方程中使用了波作用量密度谱,即 $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)/\sigma$ 。这样,波浪的传播方程就可以表示为

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

S 代表与海浪谱有关的源和汇的总和。在球坐标下方程(1)的欧拉形式的平衡方程可写为^[12]

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} N \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} N) + \frac{\partial}{\partial k} (\dot{k} N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta}_g N) = \frac{S}{\sigma} \quad (2)$$

$$\dot{\phi} = \frac{c_g \cos \theta + U_\phi}{R_g} \quad (3)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{c_g \sin \theta + U_\lambda}{R_g \cos \phi} \quad (4)$$

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{c_g \tan \phi \cos \theta}{R_e} \quad (5)$$

式中: λ, ϕ 分别为经、纬度; σ 为固有频率; c_g 为群速度; R_e 是地球半径; U_λ 和 U_ϕ 分别是平均海流在经向和纬向的分量,即

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \quad (6)$$

式中: S_{in} 为风浪相互作用项; S_{nl} 是非线性波-波相互作用项; S_{ds} 是能量耗散项(白浪破碎); S_{bot} 是底摩擦作用项。

2 台风风场及气压场数值模式

2.1 台风风场和气压场

在台风浪模拟中,一般采用模型风场,模型风场的合理性也就决定了模拟结果的可信程度。台风风场有两种计算类型,一种是采用模型气压场计算风场,另一种是直接采用模式台风风场。台风资料一般给出了台风路径、中心气压、最大风速和大风风圈半径等参数,为了得出尽可能接近实际的风场,尽量利用已有资料是必要的。采用模式气压场计算台风风场时,最大风速这一重要的台风参数没有利用到。故采用 Jelesnianski2 型风场模式与藤田气压模式导出风场^[13],并应用藤田气压场计算台风浪。Jelesnianski2 型风场模式为

$$v = w_m \frac{2r/R}{1+(r/R)^2} \quad (7)$$

式中: w_m 是最大风速, R 为最大风速半径, r 为距台风

中心的距离。与之相应的气压场为:

$$P_a = P_\infty - \frac{P_\infty - P_0}{1 + (r/R)^2} \quad (8)$$

式中: P_0 是台风中心气压。台风移动风场也采用 Jelesnianski 公式:

$$V = \begin{cases} v_c \frac{r}{R+r}, & 0 \leq r \leq R \\ v_c \frac{R}{R+r}, & r \geq R \end{cases} \quad (9)$$

式中: v_c 为台风中心移动速度。那么, 考虑台风风向与地转风的偏角后, 风场^[14]可描述为:

$$\begin{cases} w_x = \frac{r}{r+R} v_{cx} - w_m \frac{2r/R}{1+(r/R)^2} \\ \quad [(x-x_0)\sin\phi + (y-y_0)\cos\phi]/r, & 0 \leq r \leq R \\ w_y = \frac{r}{r+R} v_{cy} + w_m \frac{2r/R}{1+(r/R)^2} \\ \quad [(x-x_0)\cos\phi - (y-y_0)\sin\phi]/r \\ w_x = \frac{R}{r+R} v_{cx} - w_m \frac{2r/R}{1+(r/R)^2} \\ \quad [(x-x_0)\sin\phi + (y-y_0)\cos\phi]/r, & r \geq R \\ w_y = \frac{R}{r+R} v_{cy} + w_m \frac{2r/R}{1+(r/R)^2} \\ \quad [(x-x_0)\cos\phi - (y-y_0)\sin\phi]/r \end{cases} \quad (10)$$

式中: (x_0, y_0) 是台风中心位置, ϕ 是台风风向与地转风的偏角, 取 $\phi=20^\circ$ 。

2.2 最大风速半径

在模型风场中, 台风的最大风速半径是一个重要而复杂的参数, 它对模型风场的影响起着至关重要的作用。早在 20 世纪 90 年代, 美国等发达国家就利用战斗机穿越等方法获得最大风速半径的资料。随着科技的发展, 现在通过卫星技术也可以测量最大风速半径。但是在中国由于各方面的原因, 一般的气象台站台风参数实况分析并不包括最大风速半径 R , 而代之以近中心最大风速和某一风速的风圈半径, 因此需要寻求最大风速半径与已知变量之间的关系。目前比较通用的有两种计算最大风速半径的方法。

MEF: 目前研究人员总结出台风最大风速半径的经验公式^[15]

$$R_1 = 28.52 \text{th}[0.0873(\phi - 28)] + 12.22 \exp\left(\frac{p_0 - 1013.2}{33.86}\right) + 0.2V + 37.2 \quad (11)$$

式中: ϕ 为台风中心所在纬度; p_0 为台风中心气压; V 为中心台风移速。

MGCR: 台风的最大风速半径根据大风(10 级、8 级、6 级大风或者 10 级、7 级大风)风圈半径^[16], 利用 Jelesnianski2 型风场式(7)进行反推。在最大风速半径的选取中, 如果台风三级风圈反推出的最大风速半径有两级反推出的结果接近, 则最大风速半径定为这相近两级的值, 如果反推出的最大风速半径互不相同且差别明显, 则取它们的平均值即为最大风速半径 R_2 。

2.3 台风外围背景风场与模型风场的合成

对于台风引起的许多问题的计算, 有时需要关心的风场不仅仅是台风过境的时刻, 而是台风临近目标前的几天。则可采用如下步骤: 对于历史台风的模拟, NCAR 资料尽管分辨率比较低, 不能精确地描述台风中心附近的风场, 但是对于离台风比较远的区域, 还是可以采用的。NCAR 资料和台风风场模型提供的风场合成方法为^[17]:

$$\begin{cases} W_{\text{合}} = W_{\text{台}}, & r < R_1 \\ W_{\text{合}} = (1-\alpha)W_{\text{台}} + \alpha W_{\text{NCAR}}, & R_2 \geq r \geq R_1 \\ W_{\text{合}} = W_{\text{NCAR}}, & r > R_2 \end{cases} \quad (12)$$

式中: $\alpha = (r - R_1)/(R_2 - R_1)$, R_1 和 R_2 在模拟中作调整。

3 台风浪数值模拟基本资料

3.1 9711 台风资料

该台风于 1997 年 8 月 10 日在关岛洋而生成。经过 8 d 稳定地向西北偏西方向移动, 逐渐向浙江省沿海逼近, 于 18 日 21:30 在浙东温岭登陆。登陆后继续朝西北方向横穿浙江中部。整个台风过程中心最低气压 920 hPa, 最大风速超过 60 m/s。台风路径见图 1。

3.2 模拟海域

考虑到台风过程是一个大尺度的大气系统模拟范围的南边界取在北纬 20° 一线, 北边界北纬 45° 一线, 西边界取在东经 105° , 东边界取在东经 145° 。其中, x 方向从东经 105° 到 145° , 取 $x=0.2^\circ$ 经距, 约 19.4 km, 共 201 个网格点; y 方向从北纬 20° 到 45° , 取 $y=0.2^\circ$ 纬距, 约 22 km, 共 126 个网格点。

3.3 海底地形

地形资料采用从中国海图出版社购置的 15 张中

国近海海图, 进行数字化输入。并且与美国全球水下地形资料西北太平洋海域进行差值整合。模拟区域的地形如图 1 所示。

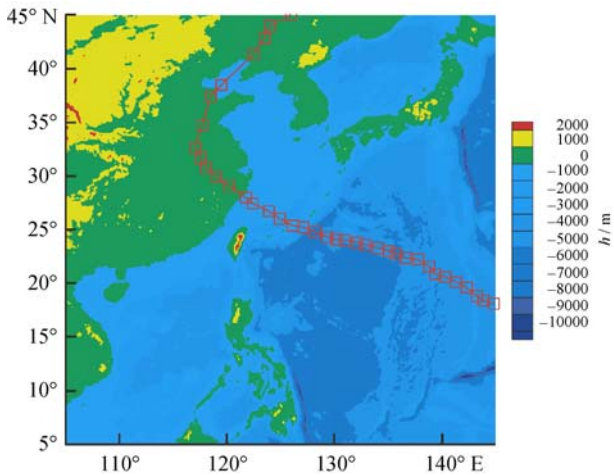


图 1 模拟区域的地形及台风 9711 路径图
Fig. 1 Sea topography and Typhoon 9711 road

4 结果分析

4.1 模型的验证

在台风 9711 过程中, 选取距离台风中心比较近的 3 个波浪测站的实测值用作模型的验证。其中大陈和南麂为海岛波浪测站。两站离大陆直线距离约为 30 km 处于 30 m 水深处。苍南县琵琶门为岸边波浪站。此处水深为 3~4 m, 波高易受到水深影响而破碎^[17]。利用上文提到的两种方法求得的最大风速半径 R_1 和 R_2 , 计算得出的台风期间计算值与实测值的有效波高变化过程如图 2 所示。

有效波高过程变化的对比取自 15 日零点起连续 170 h 的计算值及部分实测值。通过 MEF 得出的有效波高值与实测值的比较, 说明波浪从台风 9711 期间波浪演变过程来看, 大陈站和南麂站吻合较好, 误差都在 10% 之内。而琵琶门站在波浪增大过程中, 模拟值明显偏小, 估计是因为此站水深较浅、波浪易破碎及 WAVEWATCH 未能准确模拟浅水波浪变化所致; 当然风场模式对计算结果会产生一定的影响。总的说来在深水情况下利用 WAVEWATCH 能够较好的模拟西北太平洋的台风浪过程。

而通过 MGCR 得出的有效波高值与实测值的比较, 说明在以上 3 个站点计算值与实测值误差较大, 特别是在南麂站和琵琶门站误差更是达到 100%。

因此可以说明通过 MEF 与实际值更加吻合, 而 MGCR 相对来说模拟结果较差。

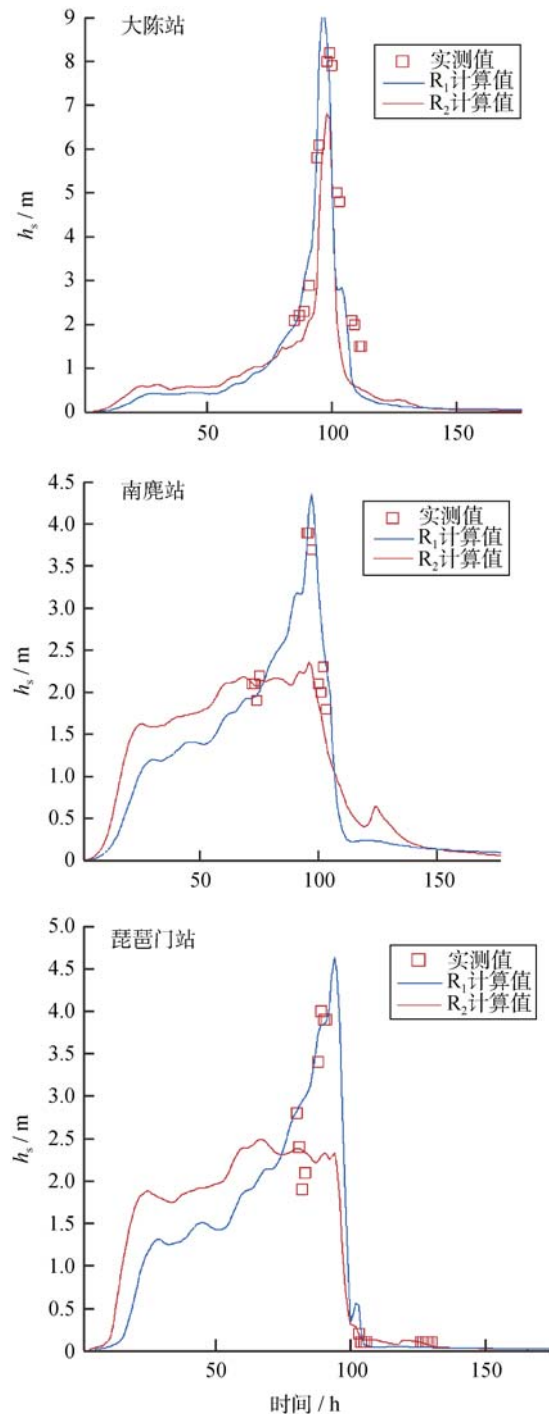


图 2 3 测站有效波高变化过程图
Fig. 2 The change process of significant wave heights in three stations

4.2 台风浪分布特点

图 3 显示了通过 MEF 计算出的台风 9711 登陆前后中国东海海面的台风浪的演变过程。台风在登

陆前两天中心气压稳定在 960 mPa, 近中心最大风速约 40 m/s, 台风浪在向岸传播时同样出现减弱的现象。8 月 18 日 8 时, 台风浪中心距岸约 200 km, 最大有效波高达 14 m 以上。登陆时, 减为 9 m。

由图 3 可知, 1997 年 8 月 18 日 08:00 点左右, 台风沿西北方向移动。由台风引起的波浪范围达几百公里。其中 4 m 有效波高范围为 200 km, 6 m 为 150 km, 8 m 为 80 km, 台风中心附近最大有效波高达到 12 m 以上; 经过 6 h 的移动, 台风中心到达中国浙东

海面并且继续向西北方向移动, 浙东沿海附近的有效波高已经达到 4 m, 局部地区已经达到 6~8 m, 台风中心附近有效波高依然在 12 m 以上, 达到 14 m 左右, 相较 6 h 之前有所加强。台风在中国浙东沿海登陆, 由于浙东沿海岛屿和底部摩擦造成的能量损失, 登陆时台风浪最大有效波高为 10 m 左右, 较之前有所减小; 台风登陆后, 由于台风强度的减弱, 风速减小, 台风浪随之衰减很快, 此时台风浪最大有效波高为 6 m, 且台风浪影响范围大大减小。

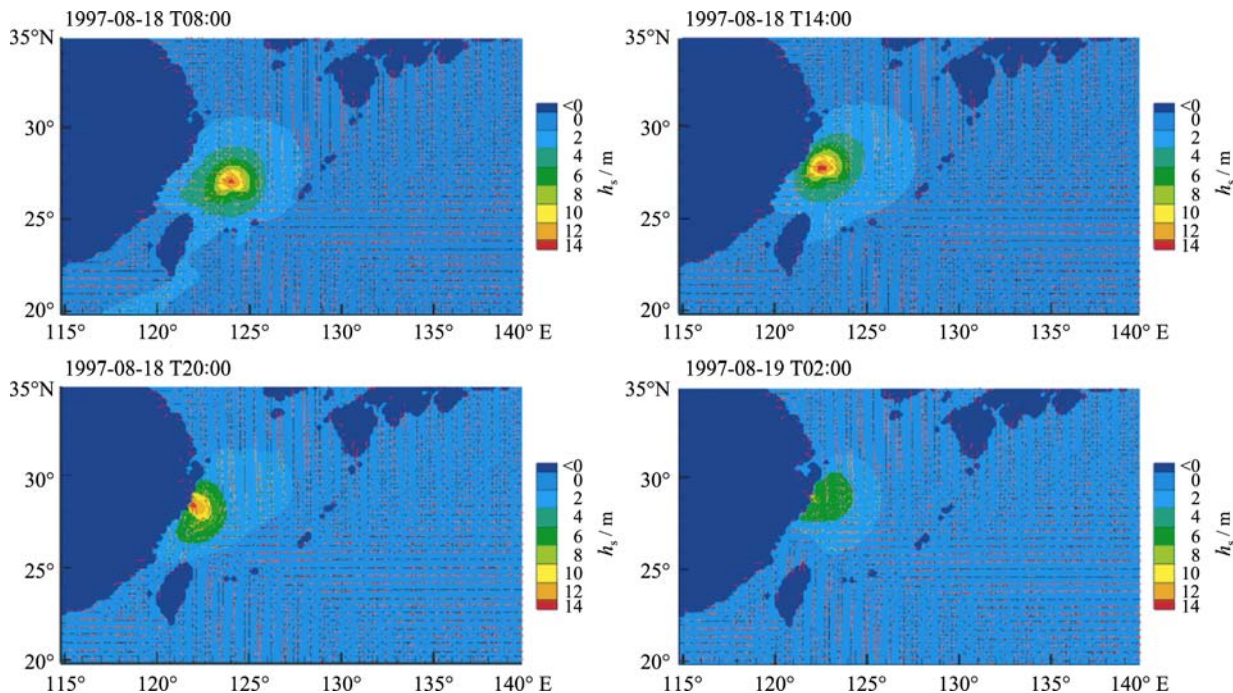


图 3 9711 台风浪分布图
Fig. 3 distribution of 9711 typhoon wave

5 结论

基于较高分辨率的海底模型 ($1' \times 1'$), 采用 Jelesnianski2 型风场模式与藤田气压模式导出风场, 并应用藤田气压场和第三代海浪模型 WAVEWATCH, 利用两种方法对在中国浙江东部沿海登陆的台风 9711 的台风浪进行了数值模拟。

从模拟结果看来, 通过 MEF 得出的 3 个波浪测站的计算值和实测值吻合较好, 误差在 10% 左右。其中琵琶门站, 在波浪增大的过程中会有较大的误差, 估计与台风模型的选择和 WAVEWATCH 未能准确模拟浅水波浪变化有关。文章采用的是对称风场, 与实际风场存在一定的误差。此外 WAVEWATCH 适用于大范围、深水区域波浪数值

模拟, 而浙东沿海岛屿众多、地形复杂且水深较浅, 因此计算值与实测值会出现一定的误差。但是总的来说很好地模拟了整个台风浪的分布。真实地再现了台风期间台风浪的变化过程, 计算值与实测值吻合良好, 说明文中方法可以比较准确地模拟台风浪演变。

而通过 MGCR 得出的有效波高值与实测值的比较, 说明在以上 3 个站点计算值与实测值误差较大, 特别是在南麂站和琵琶门站误差更是达到 100%。说明大风圈反推得出的最大风速半径值, 模拟出的本次台风浪不具有合理性。

总之, 从对这次台风的模拟结果来看, 利用经验公式计算出的最大风速半径更接近实际情况, 并且 WAVEWATCH 模型能够较好地模拟西太平洋

的台风浪的演变过程。

参考文献:

- [1] 闻斌, 于福江. 全球海浪数值预报业务化试验[J]. 海洋预报, 2007, 8: 6-14.
- [2] 齐义泉, 朱伯承, 施平, 等. WWATCH 模式模拟南海海浪场的结果分析[J]. 海洋学报, 2003, 25(4): 1-9.
- [3] 袁奕妆, 劳美明, 冯瑞权, 等. 海浪模式运行概况[M]. 澳门: 澳门地球物理暨气象局, 2002.
- [4] 郭衍游, 侯一筠. 利用 WAVEWATCH 建立东中国海区域海浪同化系统[J]. 高技术通讯, 2006, 16: 1092-1096.
- [5] 陈庆丰. 海浪模式 WAVEWATCH 的比较检验与应用[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2005.
- [6] 高山, 丁平兴, 朱首贤, 等. WAVEWATCH 的操作系统移植及其与 SWAN 嵌套借口的改进[J]. 海洋科学进展, 2006, 24(2): 228-237.
- [7] 李明悝, 侯一筠. 利用 QuikSCAT\NCEP 混合风场及 WAVEWATCH 模拟东中国海风浪场[J]. 海洋科学, 2005, 29(6): 9-12.
- [8] Tolman H L, Booij N. Modeling wind waves using wavenumber-direction spectra and a variable wavenumber grid [J]. *Global Atmosphere and Ocean System*, 1998, 6: 295-309.
- [9] Longuet-Higgins M S, Stewart R W. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents[J]. *J Fluid Mech*, 1961, 10: 529-549.
- [10] Whitham G B. A General approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian [J]. *J Fluid Mech*, 1965, 22: 273-283.
- [11] Bretherton F P, Garrett C J R. Wave trains in inhomogeneous moving media [J]. *Proc Roy Soc London*, 1968, A302: 529-554.
- [12] Ortiz-Royero J C, Mercado-Irizarry A. An intercomparison of swan and WAVEWATCH— models with data from ndbc- noaa buoys at oceanic scales[J]. *Coastal Engineering Journal*, 2008, 1: 47-73.
- [13] 夏华永, 詹华平. 潮流风暴潮耦合模型推算珠江口海域极值流速[J]. 海洋工程, 2005, 5: 32-41.
- [14] 胡邦辉, 谭言科. 热带气旋海面最大风速半径的计算[J]. 应用气象学报, 2004, 8: 427-435.
- [15] 李茜, 段忠东. Shapiro 台风风场模型及其数值模拟[J]. 自然灾害学报, 2005, 2: 45-52.
- [16] 赵鑫, 黄世昌. 浙东沿海“9711”台风波浪场数值模拟研究[J]. 浙江水利科技, 2006, 3: 24-27.
- [17] 蒋国荣, 吴咏明, 朱首贤, 等. 影响湛江的台风风场数值模拟[J]. 海洋预报, 2003, 5: 41-48.

Numerical simulation of typhoon waves in Northwest Pacific Ocean

YANG Yang, ZHU Zhi-xia, ZHOU Ke

(School of Naval Architecture, Ocean and Civil Engineering, Shanghai Jiao Tong University, Shanghai 200240, China)

Received: Oct. ,28, 2008

Key words: radius of maximum winds; Typhoon 9711; numerical simulation; typhoon waves; hindcast; WAVEWATCH

Abstract: The research of stormy waves caused by typhoon has significant impact on navigation, harbor, offshore and nearshore engineering. The radius of maximum winds is calculated by method of experiential formula(MEF) or method of gale cycle retrieval (MGCR), and the parameter typhoon wind model(PTWM), which is derived from Jelesnianski2 wind formula and Fujita pressure formula(FPF), FPF and the third-generation deep-sea wave model(WAVEWATCH) are applied to the storm wave hindcast induced by the typhoon Winnie. The comparisons between the simulation results and observation data indicate that: during the typhoon Winnie, the distribution of modeled storm-waves in Northwest Pacific Ocean, which is simulated by MEF, is more reasonable. Comparing the significant wave heights calculated and measured in three offshore stations, the error is about 10%, and it was shown that MEF is better than MGCR. So the modeled results, which are derived from the compound wind field and WAVEWATCH , can serve for scientific reference of naval architecture, ocean engineering, and coastal engineering.

(本文编辑: 刘珊珊)