

福建沿海精细化台风风暴潮集合数值预报技术研究及应用

王培涛, 于福江, 刘秋兴, 董剑希

(国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘 要:该文首先基于高级环流模型(ADCIRC)建立了一个适合台湾海峡及福建沿海区域的精细化台风风暴潮数值预报模式。利用所建立的精细化数值预报模式对影响台湾海峡及福建沿海的8次台风风暴潮个例进行了模拟,对模拟的24个站次的风暴潮增水峰值与实测值进行了对比,平均绝对误差小于15 cm;其次,为了尽可能减小由于台风路径预报误差而造成的风暴潮增减水误差,本文采用了集合数值预报技术,试报证明此方法可以在一定程度上减小风暴潮增减水误差。

关键词:台风风暴潮;非结构网格;集合数值预报技术

中图分类号:P732 **文献标识码:**A **文章编号:**1003-0239(2010)05-0007-09

1 引言

风暴潮灾害居我国海洋灾害之首,从南到北均有发生,几乎遍及我国沿海,其中尤以福建沿海为重。福建省位于我国东南沿海,台湾海峡西岸,其海岸线基本呈NE-SW向延伸,台湾岛和福建省内山脉主要走向与台湾海峡大致平行^[1]。福建省海岸线漫长,沿途分布13个海湾及众多岛屿,也是岸形最复杂的沿海省份。由于福建所处的特殊地理位置,经台湾岛北上的或南下进入南海的台风首先都影响福建;同时由于台湾海峡的狭管效应,登陆台湾后经过台湾海峡的台风风速减弱并不多,同时还增加了台风路径的不确定性,这也进一步加大了福建的风暴潮防灾减灾工作的难度。

现阶段风暴潮预报方法主要有经验统计预报和数值预报两种^[2]。其中,风暴潮数值预报结果已经成为风暴潮预报中主要的参考依据,在风暴潮预报过程中发挥着重要的作用。然而,现有的风暴潮数值预报模型的分辨率普遍较低,大都采用矩形网格和曲线正交网格,很难刻画福建沿海

复杂的岸线特征;而台风风暴潮数值模式的模拟精度很大程度上依赖于台风路径及强度预报,致使数值模式的结果可能出现误报和漏报,与沿海防灾减灾的迫切需求不相适应。基于此,本文应用精细化台风风暴潮集合数值预报技术,建立了一套适合台湾海峡及福建沿海的精细化台风风暴潮集合数值预报系统,旨在改进和提高风暴潮数值预报的精度。

2 精细化数值预报模型

考虑到要实现精细化风暴潮数值预报,这就对数值模型的适用性提出了更高的要求。一方面选取的数学物理模型必须能够很好的刻画岸形及底形的变化对增减水的影响,能够解决任意形状和任意连通区域的网格剖分的问题;另一方面还要解决高分辨率与预报时效之间的矛盾。基于上述业务需求,我们选取基于非结构三角形网格技术,采用有限元数值计算方法的ADCIRC-2DDI模型作为精细化风暴潮集合数值预报系统的核心模型,进行系统开发。此模型可以对远海区域使用比较粗的网格刻画,以节省计算时间;对近岸

收稿日期:2010-03-25

基金项目:“十一五”国家科技攻关项目“近海重大海洋灾害预警关键技术研究”(2006BAC03B01)

作者简介:王培涛(1981-),男,硕士,助理研究员,主要从事风暴潮、海啸预警报技术研究。E-mail: wpt@nmefc.gov.cn

区域使用更高的分辨率以提高计算精度。

ADCIRC 模型即 An Advanced Circulation Model for Oceanic, Coastal and Estuarine Waters, 是由北卡罗来纳大学海洋科学研究所的 R.A. Luettich 教授和 Notre Dame 大学的 Westerink 博士联合研发的, 可应用于海洋、海岸、河口跨尺度区域的水动力计算的数学模型^[3-5]。此模型运用有限元法(空间)和有限差分(时间)法进行数值计算。其中 ADCIRC-2DDI 模型是用来计算深度积分的二维模型, 模型中保留了所有非线性项; 同时为了减小伽留金有限元离散出现的数值问题, 如震荡、不守恒性等, 模型将原来的连续性方程进行了一些处理, 采用通用波动连续性方程(GWCE), 这样在没有对流加速度的情况下, 它可以对波长相当于两倍空间步长的短波产生阻尼作用, 使得对长波的计算更加精确^[6]。

2.1 模型的控制方程

ADCIRC 模型控制方程的原始形式是二维浅水方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV \\ &= -\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] \\ &+ \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0 H} + T_x + D_x - B_x \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU \\ &= -\frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] \\ &+ \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0 H} + T_y + D_y - B_y \end{aligned} \quad (3)$$

式中, x 和 y 分别表示横轴和纵轴坐标; t 为时间; U 和 V 分别为沿 x 和 y 方向的深度平均流速; ζ 为平均水面之上的高度; H 为总水深; f 为科氏力系数; p_s 为表面大气压; ρ_0 为海水密度; τ_{sx} 与 τ_{sy} 为表面切应力; τ_{bx} 与 τ_{by} 为底摩擦力; T_x 与 T_y 为辐射应力项; D_x 与 D_y 为扩散项; B_x 与 B_y 为斜压梯度项; $(\eta + \gamma)$ 表示牛顿潮势、地

球潮等作用; g 为重力加速度。

相关项具体表达式如下:

$$B_x = \frac{g}{H} \int_{-h}^{\zeta} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\zeta} \left(\frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \right) dz \right\} dz \quad (4)$$

$$B_y = \frac{g}{H} \int_{-h}^{\zeta} \left\{ \frac{\partial}{\partial y} \int_z^{\zeta} \left(\frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \right) dz \right\} dz$$

$$\begin{aligned} D_x &= \frac{E_h}{H} \left[\frac{\partial^2 UH}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 UH}{\partial y^2} \right] \\ D_y &= \frac{E_h}{H} \left[\frac{\partial^2 VH}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 VH}{\partial y^2} \right] \end{aligned} \quad (5)$$

$$\tau_{bx} = U\tau_*; \tau_{by} = V\tau_*; \tau_* = \frac{C_f(U^2 + V^2)^{1/2}}{H} \quad (6)$$

为了避免和减小伽留金有限元离散出现的数值问题, ADCIRC 模型将原来的连续性方程进行了一些处理, 即对式(1)取时间导数便得到通用波动连续性方程 GWCE, 形式如下:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} - UH \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - VH \frac{\partial \tau_0}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

式中:

$$\begin{aligned} A_x &= U \frac{\partial H}{\partial t} + H \left\{ -U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} + fV \right. \\ &\quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} \right. \end{aligned} \quad (8)$$

$$\left. - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0 H} + \tau_0 U + D_x - B_x \right\}$$

$$\begin{aligned} A_y &= V \frac{\partial H}{\partial t} + H \left\{ -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - fU \right. \\ &\quad \left. - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] \right. \\ &\quad \left. + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0 H} + \tau_0 V + D_y - B_y \right\} \end{aligned} \quad (9)$$

2.2 模式的初始和边界条件

2.2.1 初始条件:

当 $t=0$ 时, $\zeta=u=v=0$, 边界水位初值取为: $\zeta = \frac{10}{\rho_w}(p_\infty - p_a)$, 这里 ζ 是以海平面起算的水位高度, ρ_w 是海水密度, $p_\infty=1008$ hPa 是外围气压。

2.2.2 边界条件:

海岸边界条件取: $V_n=0$, 这里 V_n 为岸边界的

法向深度平均流流速。开边界取为辐射边界条件。

2.3 海面强迫场

模型气压场和风场均采用 Holland 模型^[7]

模型气压场采用如下公式计算:

$$p = p_c + (p_n - p_c) \exp(-A/r^B) \quad (10)$$

式中, p_c 为台风中心最低气压, p_n 台风场外围气压, A, B 为调整系数。

$B = \rho_a * e^{spd^2/(p_n - p_c)}$, $A = r^B \ln[(p_n - p_c)/(p - p_c)]$, 这里 spd 为中心最大风速, r 为网格点到台风中心

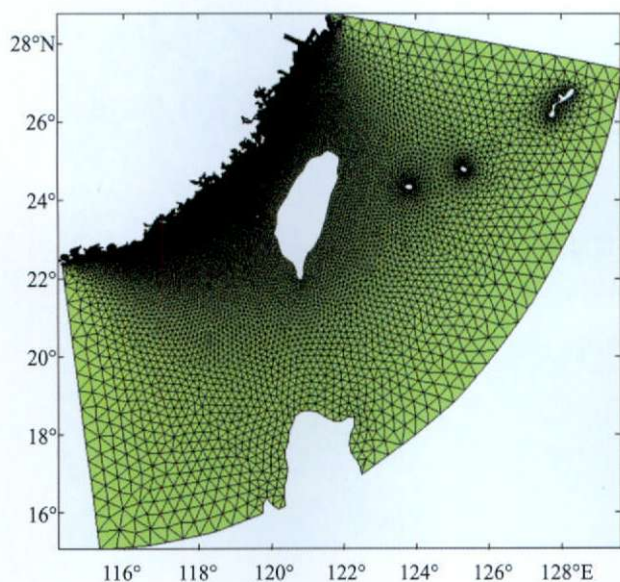
的半径。模型风场由下述经验公式给出:

$$V_c = [AB(p_n - p_c) \exp(-A/r^B) / \rho r^B]^{1/2} \quad (11)$$

2.4 台湾海峡区域典型风暴潮过程模拟及参数率定

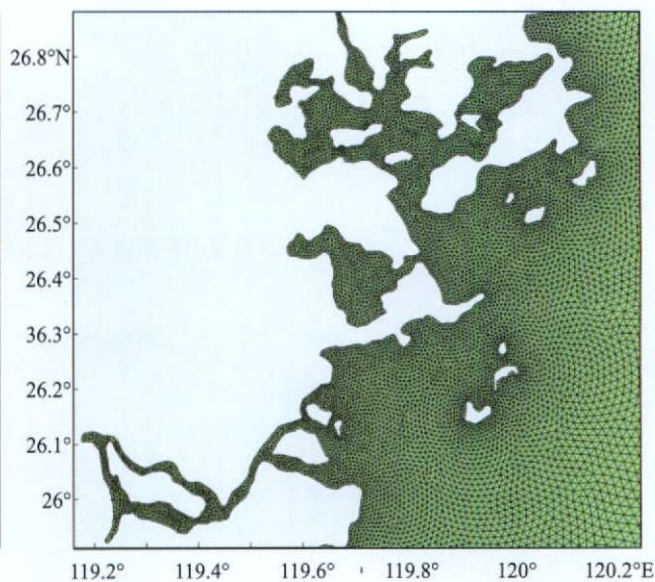
2.4.1 研究区域计算网格设计和水深处理

本文利用 SMS (Surface-water Modeling System) 网格剖分软件, 并结合 1:1000000 标准岸线数据来建立研究区域的计算网格(见图1~2)。模型的计算域为 $14^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, $114^\circ \sim 130^\circ \text{E}$, 区域覆盖了台湾海峡和整个福建沿海(见图2), 网格最高



研究区域计算网格

图1 非结构网格设计



研究区域局部精细网格

图2 研究区域局部精细网格设计

分辨率达到 300 m, 计算单元共约 14 万个。计算格点的水深采用国家海洋环境预报中心业务化模型使用的水深资料, 通过距离倒数加权插值方法得到计算格点上水深。此水深数据已经经过严格质量控制, 分辨精度远远高于 NGDC 网站的公开水深资料, 这将进一步减小由于基础地理数据的误差对风暴潮增减水误差的积累, 同时为了提高计算效率, 将超过 100 m 的水深设定为 100 m^[8](见图3, 水深 ≥ 100 m 不显示)。

2.4.2 典型过程的模拟

应用上述建立的福建沿海高分辨率风暴潮数值预报模型, 对影响研究区域的 8 次典型风暴潮历史过程进行了数值模拟(见图4), 藉此对模型的适应能力以及应力参数进行率定。由于篇幅所限本文只给出过程增水极值与实测极值对比(见表1)。

通过以上典型历史过程的模拟, 可以看出本文所建立的福建沿海区域精细化风暴潮模型具有较高的精度, 可以作为集合预报系统的核心模型。

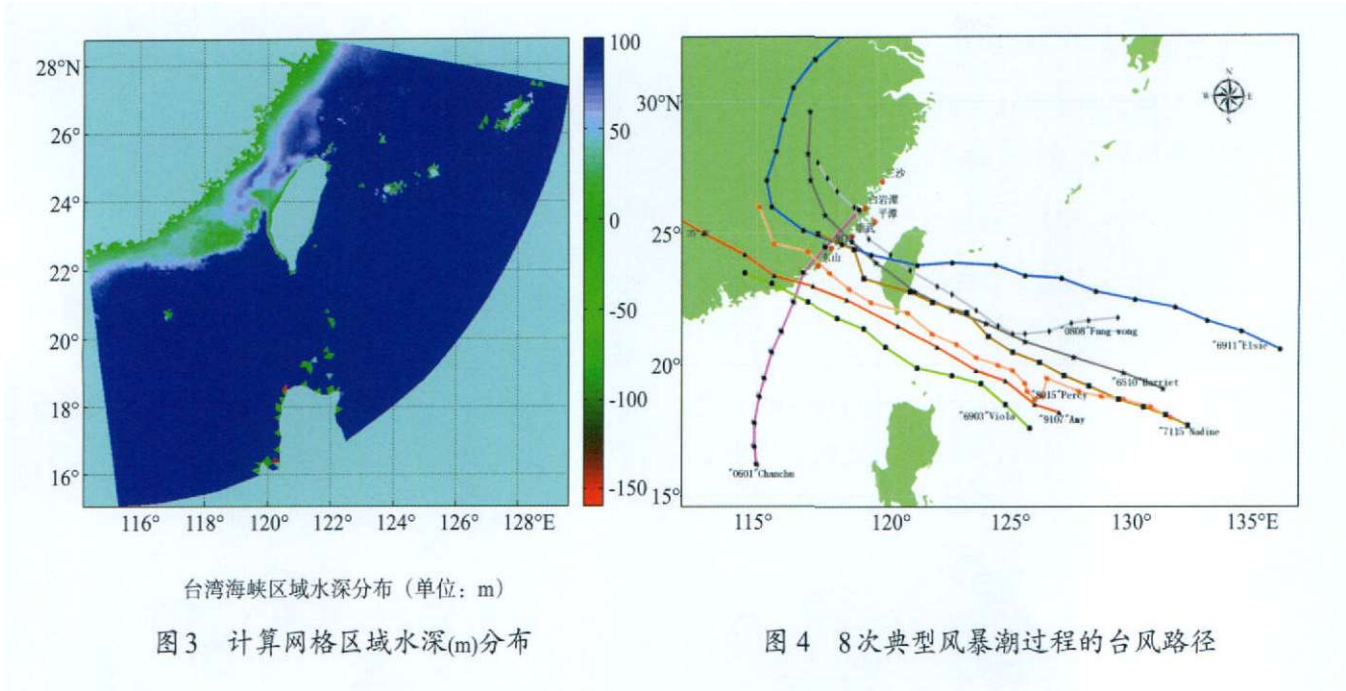


表1 8次典型风暴潮历史过程数值模拟及增水极值对比(单位:cm)

| 典型过程 | 站名 | 模拟过程极值 (cm) | 实测过程极值 (cm) | 绝对误差 (cm) |
|-----------------|-----|-------------|-------------|----------------|
| 6903(Viola) | 厦门 | 147 | 131 | 16 |
| | 东山 | 175 | 151 | 24 |
| | 汕头 | 252 | 300 | 48 |
| 6911(Elsie) | 崇武 | 145 | 140 | 5 |
| | 厦门 | 98 | 109 | 11 |
| | 梅花 | 159 | 201 | 42 |
| 9107(Amy) | 崇武 | 70 | 87 | 17 |
| | 厦门 | 105 | 119 | 14 |
| | 东山 | 150 | 149 | 1 |
| 8015(Sperry) | 崇武 | 120 | 108 | 12 |
| | 厦门 | 125 | 109 | 16 |
| | 东山 | 86 | 97 | 11 |
| 0601(Chanchu) | 崇武 | 57 | 70 | 13 |
| | 厦门 | 98 | 106 | 8 |
| | 东山 | 118 | 134 | 16 |
| 6510(Harriet) | 琯头 | 105 | 116 | 11 |
| | 白岩潭 | 78 | 94 | 16 |
| | 梅花 | 105 | 122 | 17 |
| 7155(Harriet) | 梅花 | 148 | 157 | 9 |
| | 白岩潭 | 125 | 139 | 14 |
| | 平潭 | 86 | 92 | 6 |
| 0808(Fung-wong) | 三沙 | 89 | 103 | 14 |
| | 白岩潭 | 130 | 133 | 3 |
| | 平潭 | 105 | 112 | 7 |
| | | | | 平均误差 (cm) < 15 |

3 集合预报技术

3.1 集合预报技术的发展

集合预报技术是在气象领域首先提出,并于20世纪90年代初投入业务运行的天气预报新技术。它首先由Epstein从大气运动的随机性角度提出的,其理论基础是蒙特卡罗统计试验法。集合预报方法是把数个由少许不同的初值或者边值计算得到的数值预报加以平均,作为预报。其基本思想是通过平均,减少由上述的误差源产生的各自决定论的预报误差部分,而保留有意义的信息,从而使预报的均方根误差与各自预报的均方根误差相等或更小^[9]。它突破了传统的数值预报观念,开创了数值预报发展的新纪元。

风暴潮集合预报不同于气象领域的初值集合,属于边值集合。

3.2 风暴潮集合预报技术

众所周知,台风风暴潮预报的准确性在很大程度上取决于台风预报路径的精度,但目前国际上24 h台风路径预报的误差约为120 km左右,位相误差6 h左右;对于一些走向异常的台风可能误差更大。这一误差对于风暴潮数值预报来说是不能接受的。特别是根据单一的台风路径并不能保证我们获得可靠的风暴潮预报结果,这时考虑引入台风路径预报“概率圆”这一思路,通过输入参考路径及事先设定的误差“概率圆”再衍生出4条极端路径,分别为偏左、偏右、偏快和偏慢4条(见图5),当然在计算条件允许时可以衍生更多条集合样本;由参考路径和4条衍生路径作为边

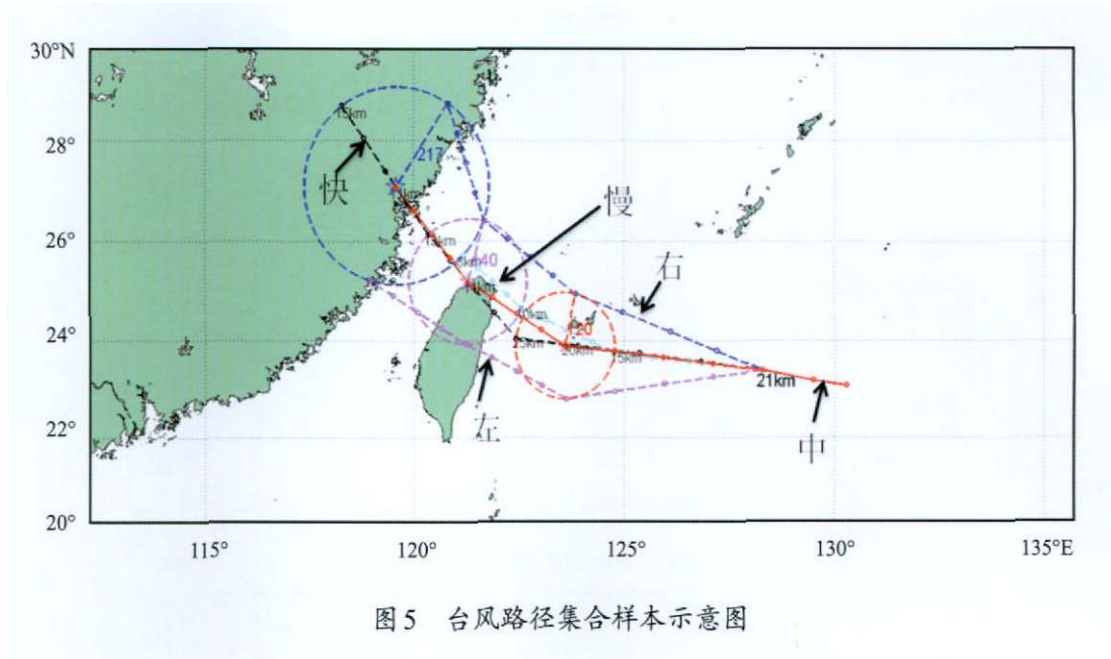


图5 台风路径集合样本示意图

值强迫样本参数进行风暴潮数值计算,除得到每条路径的确定论结果,还可以利用加权平均得到集合预报结果,这样就避免了风暴潮预报中漏报的可能性。集合预报技术是当今解决由于台风路径预报误差引起的风暴潮预报误差最有效的方法。

4 模型试报应用

本文将所建立的精细化风暴潮数值模式和集合预报技术相结合,建立了福建沿海区域精细化

台风风暴潮集合数值预报系统;该系统除可以同时计算5条台风样本路径的台风风暴潮和给出相应的集合预警产品外,还可以对每次预报效果进行检验。下面我们将应用此系统对2009年影响台湾海峡的0903(Linfa)以及0908(Morakot)两次风暴潮过程进行试报应用。

4.1 0903号强热带风暴潮过程试报应用

0903号强热带风暴“莲花”(Linfa)于2009年6月18日14时在我国南海北部海面生成,中心气压

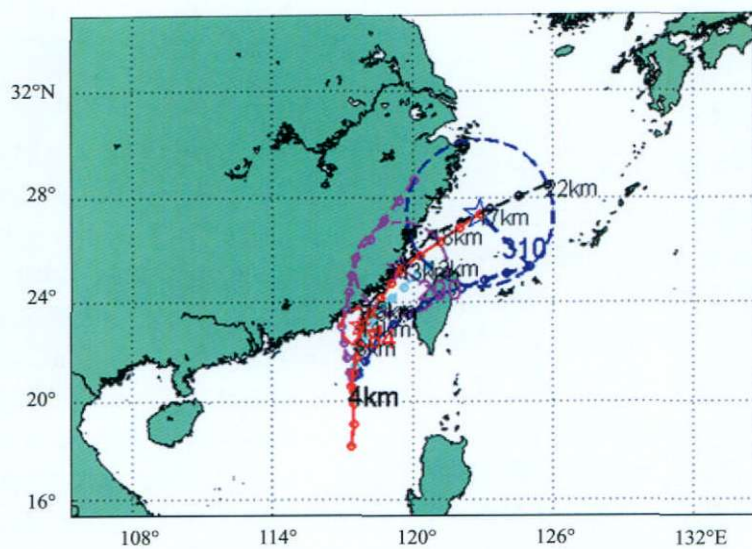
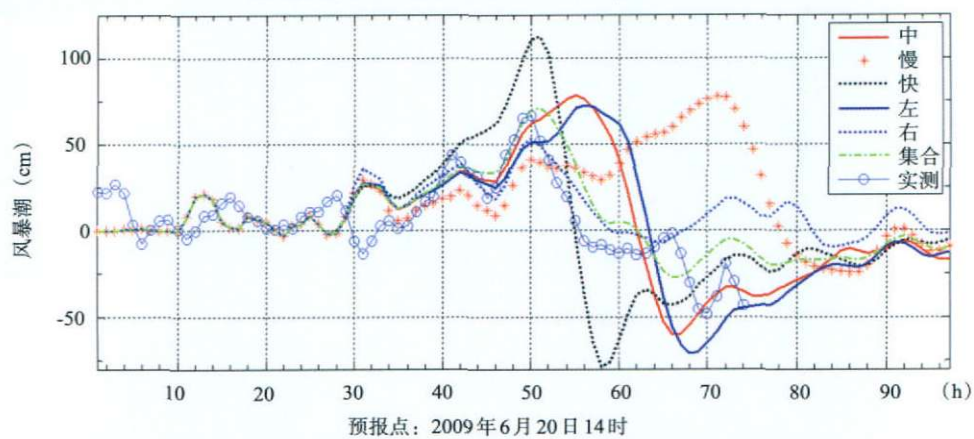


图6 0903(Linfa)集合预报路径

厦门站增水过程，起算时间：2009年06月19日14时



东电站增水过程，起算时间：2009年06月19日14时

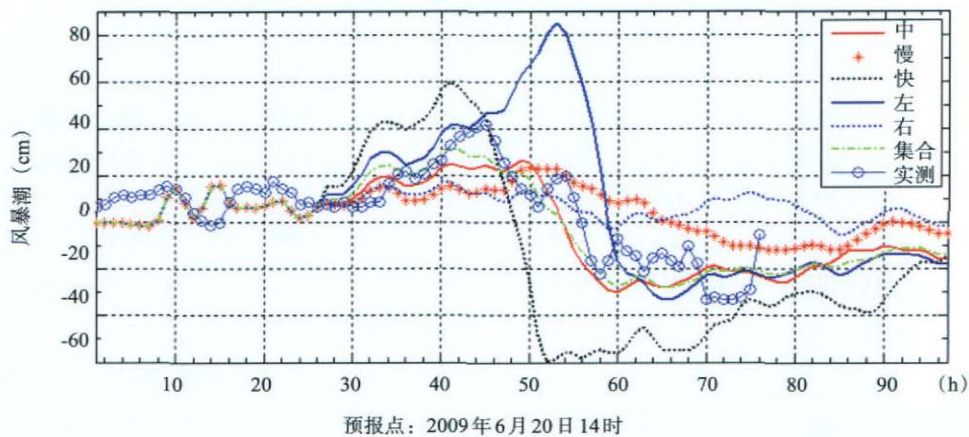


图7 预报结果与实测资料对比(单位:cm)

表2 0903 风暴潮过程计算值与实测值比较(单位:cm)

| 类别 | 站名 | 实测最大增水值 | 时间 (月, 日, 时) | 计算最大增水值 | 时间 (月, 日, 时) |
|----------|----|---------|--------------|---------|--------------|
| 集合 单一 | 厦门 | 67 | 06, 21, 15 | 71 | 06, 21, 16 |
| | | | | 78 | 06, 21, 20 |
| 集合 单一 | 东山 | 42 | 06, 21, 10 | 32 | 06, 21, 06 |
| | | | | 26 | 06, 21, 14 |

998 hPa, 近中心最大风力8级, 风速18 m/s; “莲花”生成后一路北上, 于20日11时达到强热带风暴级别, 中心气压985 hPa, 近中心最大风力10级, 风速25 m/s; 此次过程影响了我国广东、福建、浙江部分地区。我们应用本文建立的精细化集合预报系统对此次过程进行了追踪预报, 篇幅所限这里给出了2009年6月20日14时为起始预报点72 h的预报情况。预报路径(强度)以中央气象台发布的路径为参考路径(强度)即中间一条路径(见红色, 图6)。下面给出了受此次过程影响比较显著的厦门、东山两个站预报和实测对比情况(见图7, 表2)。

从以上预报结果可以看出, 采用集合预报技术后, 集合预报结果对过程极值和极值位相的刻画要比用单一的预报路径(中间路径)进行预报有一定的改善。最重要的是我们还可以给出5种保守路径所造成的风暴潮增水过程, 可供预报人员参考; 预报人员再根据自己对此过程的认识加以主观订正后再给出预报意见, 这就避免了风暴潮预报过程中漏报和误报的可能性。

4.2 0908号台风过程试报应用

0908号台风“莫拉克”(Morakot)于2009年8月4日02时在西太平洋洋面生成, 中心气压994 hPa, 近中心最大风力8级, 风速18 m/s; “莫拉克”生成后一路西行, 于7日23时45分在台湾花莲登陆, 登陆时中心气压960 hPa, 近中心最大风力13级, 风速40 m/s; 9日16时20分台风中心在福建省霞浦县北壁乡再次登陆, 登陆时台风中心最大风力为12级, 受此次过程的影响我国福建、浙江受影响地区损失严重。我们应用本文建立的精细化集合预报系统对此次过程进行了追踪预报, 篇幅所限这里只给出了2009年8月8日05时为起始预报点, 未来48 h的预报情况。预报路径(强度)以中央气象台发布的路径为参考路径(强度)即中间一

条路径(见红色, 图8)。并给出了受此次过程影响比较显著的北郊、琯头、白岩潭和三沙4个站的预报和实测对比情况(见图7、表3)。

同样, 从以上预报结果可以看出, 采用集合预报技术后, 集合预报结果对过程极值和极值位相的刻画要比用单一的预报路径(中间路径)进行预报有一定的改善。但是由于模型的强迫场是由模型风场给出, 没有考虑地形对台风结构的影响, 对大气背景场的刻画以及台风实际形状的描述方面都有所欠缺, 特别对横穿台湾岛类型台风风场刻画能力更是不足^[10]。因此对风暴潮到来前夕的先兆波的模拟效果不是太理想。目前, 对台湾海峡台风风场的刻画也未见较有效的方法。考虑在以后的业务应用中前期台风实况风场采用同化风场与后期预报采用模型风场相结合的方法弥补这方面的不足。

5 结论

本文将基于非结构网格的ADCIRC模型和集合预报技术相结合, 针对台湾海峡这一特殊地形建立了该区域精细化台风风暴潮集合数值预报系统, 该系统实现了计算网格对物理区域的精确刻画和对重点区域的精细化预报; 弥补了以往风暴潮数值预报模式单一路径而导致的漏报和误报情况; 从试报应用情况来看, 集合预报技术对过程极值和极值位相的预报效果比单一路径预报效果有一定的改善; 同时该方法还可以给出每次台风风暴潮预报过程最保守的5种路径产生的风暴潮情况, 可为风暴潮预报人员和风暴潮灾害应急管理提供更加全面的辅助决策意见。对人们关心的近岸区域, 所建立的精细化模型能够更细致的刻画风暴潮过程增减水的时空分布特征。但是由于系统的大气强迫场是由模型风场提供, 没有考虑地形的作用, 所以对风暴潮前期先兆波的预报

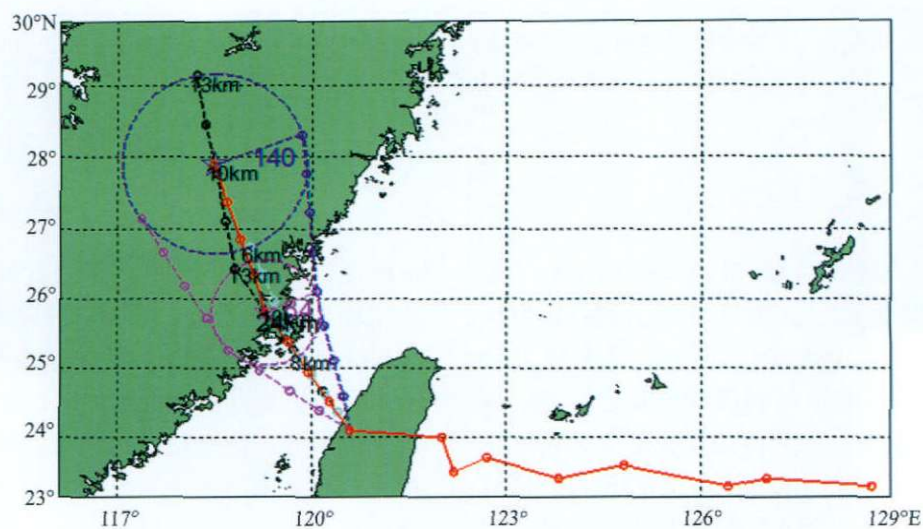


图8 0908(Morakot)集合预报路径

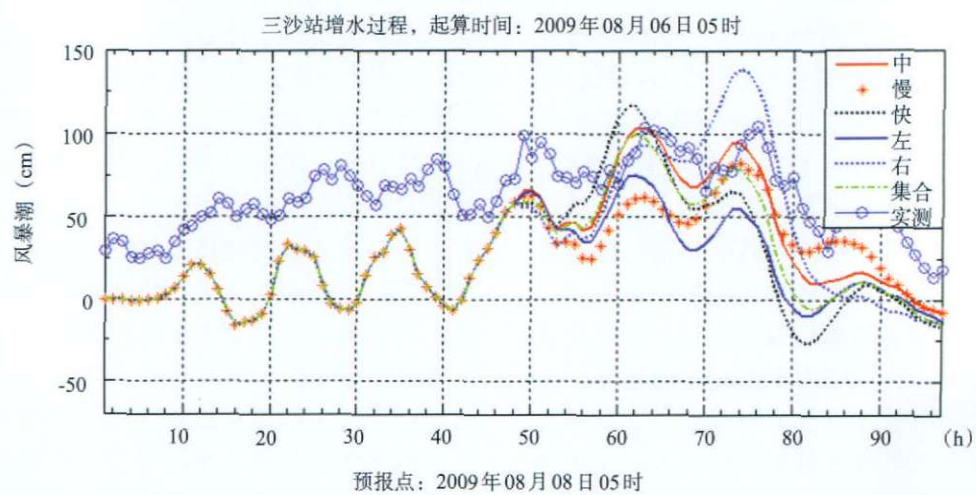
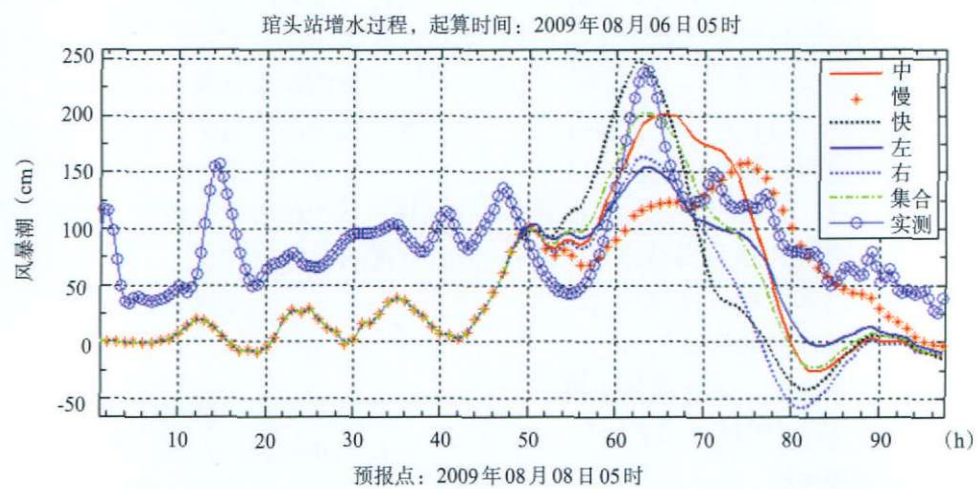


图9 预报结果与实测资料对比(单位:cm)

表3 0908风暴潮过程计算值与实测值比较(单位:cm)

| 类别 | 站名 | 实测最大增水 | 时间(月,日,时) | 计算最大增水值 | 时间(月,日,时) | 峰值绝对误差 | 峰值位相误差 |
|------|-----|--------|------------|---------|------------|--------|--------|
| 集合单一 | 琯头 | 232 | 08, 08, 20 | 204 | 08, 08, 20 | 28 | 0 |
| | | | | 200 | 08, 08, 22 | 32 | 2 |
| 集合单一 | 三沙 | 104 | 08, 08, 19 | 98 | 08, 08, 17 | 6 | 2 |
| | | | | 103 | 08, 08, 18 | 1 | 1 |
| 集合单一 | 白岩潭 | 209 | 08, 08, 22 | 215 | 08, 09, 00 | 6 | 2 |
| | | | | 245 | 08, 09, 07 | 36 | 9 |
| 集合单一 | 北茭 | 143 | 08, 08, 16 | 127 | 08, 08, 18 | 16 | 2 |
| | | | | 126 | 08, 08, 19 | 17 | 3 |

还存在不足之处,期望在今后的研究中对台风模型风场进行进一步的改善、同时着重考虑台风强度预报误差对风暴潮增、减水的影响。

参考文献:

- [1] 张文舟,胡建宇,商少平等.福建沿海风暴潮特征的分析[J].海洋通报,2004,23(3):12-19.
- [2] 王喜年.风暴潮预报知识讲座[J].海洋预报,2001,18(2):70-77.
- [3] Blain C A, Westerink J J. The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(9): 18467-18479.
- [4] Blain C A, Westerink J J, Luettich J R. Grid convergence studies for the prediction of hurricane storm surge[J]. International Journal For Numerical Methods In Fluids, 1998, 26: 369-401.
- [5] Bunya S, Westerink J J, Yoshimura S. Discontinuous boundary implementation for the shallow water equations[J]. Int J Numer-Meth Fluids, 2005, 47: 1451-1468.
- [6] 王现方,谢宇锋,黄胜伟.珠江河口水沙治理应用研究[M].武汉:长江出版社, 2006: 1-219.
- [7] Holland G J. An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes[J]. Monthly Weather Review, 1980, 108: 1212-1218.
- [8] 李杰,于福江,钟中等.背景流场对台风风暴潮数值预报的影响研究[J].海洋通报, 2009, 28(5): 48-53.
- [9] 刘东贤,张庆阳.集合预报及其发展趋势[J].中国科技信息, 2007, 20(1): 268.
- [10] 陈德文,商少平,商少凌等.台风期间台湾岛周边海域海风风场特征的卫星遥感研究[J].厦门大学学报, 2007, 46(1): 141-145.
- [11] 李末,张长宽,王如山.基于无结构网格有限体积法的风暴潮数值预报模式[J].热带海洋学报, 2007, 26(2): 9-14.
- [12] 端义宏,朱建荣,秦曾灏等.一个高分辨率的长江口台风风暴潮数值预报模式极其应用[J].海洋学报, 2005, 27(3): 11-19.
- [13] 李希茜,林丽如,赵雪等.南海区高分辨率非线性耦合作用台风风暴潮数值预报实验与研究[J].海洋预报, 2008, 25(4): 53-62.
- [14] 于福江,王喜年,戴明瑞.影响连云港的几次显著温带风暴潮过程分析及其数值模拟[J].海洋预报, 2002, 19(1): 113-122.
- [15] 于福江,王喜年,宋珊等.渤海“9216”特大风暴潮过程的数值模拟[J].海洋预报, 2000, 17(4): 9-15.