

连云港温带风暴潮及可能最大 温带风暴潮的计算

吴少华¹, 王喜年¹, 于福江¹, 戴明瑞¹, 叶琳¹, 陈祥福¹, 殷建辉¹

(1. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要: 用 46 a 资料首次对连云港温带风暴潮进行了统计分析, 计算了不同重现期的温带风暴潮(增、减水)值, 并划分引起温带风暴潮的天气类型; 进而首次构造引起连云港可能最大温带风暴潮(增、减水)的天气系统; 最后, 采用经过典型温带风暴潮过程数值模拟检验的风暴潮数学模型, 计算了连云港可能最大温带风暴潮, 计算结果已被江苏田湾(连云港)核电站厂址设计部门采用。

关键词: 温带风暴潮; 天气系统; 可能最大温带风暴潮

中图分类号: P731. 23 文献标识码: A 文章编号: 0253- 4193(2002)05- 0008- 11

1 引言

笔者曾为江苏田湾(连云港)核电站计算了可能最大台风风暴潮(增、减水), 专家组在评审通过计算结果的同时, 又提出连云港位于海州湾畔, 地处中纬度, 冬季和春、秋季经常受强温带天气系统的影响, 由此引起的温带风暴潮的情况值得深入了解, 有必要对连云港可能最大温带风暴潮(增、减水)进行计算。受核电站的委托, 作者对连云港温带风暴潮进行了系统统计分析和天气系统类型的划分, 并依据核安全导则可能最大台风的确定准则^[1]和国家核安全局的有关规定(即统计法计算的当地 1 000 a 一遇台风中心气压值作为可能最大台风的中心气压), 构造了可能最大温带风暴潮(增、减水)天气系统, 计算了可能最大温带风暴潮。所做的工作在我国核电建设中属首次, 计算结果已用于江苏田湾(连云港)核电站厂址设计。

本文概要介绍笔者所做的上述工作, 以期对连云港温带风暴潮的预报和对黄海、渤海沿岸其他地点进行类似的计算有所裨益。

2 连云港温带风暴潮概况

我国渤海的温带风暴潮从 20 世纪 70 年代初期就先后引起了海洋预报部门、大学和海洋

收稿日期: 2000- 10- 15; 修订日期: 2001- 11- 28.

基金项目: 田湾核电公司资助项目; 国家“十五”攻关项目(2001BA603B- 02); 国家重点航天工程资助项目。

作者简介: 吴少华(1964-), 男, 浙江省东阳市人, 副研究员, 硕士, 从事风暴潮理论与预报研究。

研究所的重视^[2~6]. 近几年来江苏防汛部门曾呼吁要重视发生在该省沿海温带风暴潮灾害^[7], 但这一带沿海的温带风暴潮研究几乎是空白. 为了进行连云港可能最大温带风暴潮的计算, 首先对连云港温带风暴潮进行了系统的分析和研究.

笔者搜集了 46 a(1951~1996 年)连云港潮位资料, 采用前一年实测潮位资料分析潮汐调和常数(170 个分潮), 进而预报下一年天文潮, 以此类推, 并采用逐时实测资料减去相应的潮汐预报获得剩余(增减水)值, 据此计算 46 a 逐时增、减水值, 并对连云港增、减水进行统计分析. 结果表明: 46 a 间, 连云港共出现 664(d)次(如一天中出现减水超过 50 cm 的, 这一天就算一次, 以下增水也同样计数) 50 cm 以上温带天气系统减水, 平均每年发生 14.4 次, 100 cm 以上减水出现在 10 月至 4 月, 5~9 月份出现的减水均在 100 cm 以下; 连云港冬季减水出现频数最高, 占总数的 41.9%, 依次是秋季(25.6%)、春季(24.4%)和夏季(8.1%); 采用 Gumbel 方法计算的连云港温带风暴减水 10 000 a 一遇为 297 cm. 46 a 间, 连云港共出现 942 次 50 cm 以上温带天气系统增水, 平均每年发生 20.5 次, 100 cm 以上增水全年每个月份均有发生, 其中秋季频数最高, 占总数的 40.8%, 2 次 150 cm 以上增水均发生在 11 月份; 采用 Gumbel 方法计算的连云港温带风暴增水 10 000 a 一遇为 267 cm.

笔者依据分离出的温带天气系统增(减)水值和所建立的年极值增(减)水序列, 通过查阅 46 a 东亚地面天气图和分析研究, 对引起连云港增(减)水的天气系统进行了分析, 结果表明: 引起连云港显著减水的均是西高(压)东低(压)天气型(见图 1), 而引起连云港显著增水的天气类型是北高南低、孤立气旋和横向高压, 其中北高南低(见图 5)最严重.

分析研究与比较表明, 海州湾是我国仅次于渤海莱州湾和渤海湾的温带风暴潮频发区.

3 温带风暴潮模式

3.1 数值模型简介

在球坐标系下, 控制风暴潮运动的深度平均流方程可以写成如下形式:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial(Du)}{\partial \theta} + \frac{\partial(Dv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \frac{uv \tan \varphi}{R} - f v = - \frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - \frac{1}{\rho R \cos \varphi} \frac{\partial p_a}{\partial \theta} + \frac{1}{\rho D} (F_s - F_b), \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{u^2 \tan \varphi}{R} + f u = - \frac{g}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p_a}{\partial \varphi} + \frac{1}{\rho D} (G_s - G_b). \quad (3)$$

海底摩擦力 τ_b 与深度平均流 V 的关系, 采用二次平方律. 海面风应力 τ_s 与海面风 W 的关系, 也采用二次平方律.

模式采用有限差分方法求解风暴潮方程组, 网格为 Arakawa C 型网格, 网格的分辨率为 $(1/30)^\circ$. 采用前差-后差(一种半稳式差分格式)差分格式求解方程(1)~(3), 为了使模式的稳定性增强, 摩擦项采用隐式.

3.2 温带天气系统气压场和风场的计算

风暴潮模式计算必须给出格点的气压值和风应力值. 风暴潮模式结果的精度, 在很大程度上依赖于气压场和风场模式的质量.

3.2.1 温带天气系统气压场的计算

用数字化仪将地面天气图数字化, 得到不规则分布的地面气压值. 用客观分析方法(多项

式法和逐步订正法), 将数字化后的不规则分布的地面气压值计算到格点上. 由每天 4 个标准时次格点化的气压场, 在时间方向插值, 得到逐个计算时步的气压场. 设计的程序可将气压场计算到任何所需要分辨率的网格上.

3.2.2 标准时次温带天气系统风场的计算

由上述客观分析后的每天 4 个标准时次格点化的地面气压值, 用地转风公式

$$G_x = - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (4)$$

$$G_y = - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (5)$$

计算各格点上的地转风.

根据 Monin-Obukhov 假设, 适用于近地面层和埃克曼层的风速垂直分布为

$$U_z = \frac{U_*}{k} [\ln(z/z_0) - \varphi_m], \quad (6)$$

式中, U_z 为高度 z 处的风速; U_* 为摩擦速度; k 为卡曼常数, 通常取值范围为 0.35~0.42; φ_m 为通用函数, 是理查逊数的函数.

$$\varphi_m = F(z/L), \quad (7)$$

z/L 为理查逊数, L 为 Monin-Obukhov 长度.

在这里, 我们选用 Businger 的经验表达式:

$$\begin{aligned} \varphi_m &= -\beta z/L, && \text{稳定状态;} \\ \varphi_m &= \ln 0.5(1 + \varepsilon^2) + 2 \ln 0.5(1 + \varepsilon) - 2 \operatorname{tg}^{-1} \varepsilon + 0.5\pi, && \text{不稳定状态;} \\ \varphi_m &= 0, && \text{中性状态;} \end{aligned}$$

式中, $\varepsilon = (1 - r_m z/L)^{1/4}$; $r_m = 15$.

Monin-Obukhov 长度可表示为

$$L = \frac{u_*^2 T_a [\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_m(z/L)]}{k^2 g (T_a - T_w)}, \quad (8)$$

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, 取 Cardone 的经验公式, 表示为

$$z_0 = 6.84 \times 10^{-5} / U_* + 4.28 \times 10^{-3} U_*^2 - 4.43 \times 10^{-4}. \quad (9)$$

罗斯贝数相似原理为

$$\ln R = A - \ln(U_* / G) + [(k^2 G^2 / U_*^2) - B^2]^{1/2}, \quad (10)$$

$$\sin \alpha = - (B/k)(U_* / G), \quad (11)$$

式中, $R = G/fz_0$ 为海面罗斯贝数; f 为科氏参数; U_* 为摩擦速度; G 为地转风速; α 为表面应力与地转风之间的夹角; $A = 1.7$; $B = 4.7$.

利用式(8)~(10)迭代计算 U_* , L 和 z_0 . 用式(6)计算 $z = 10$ m 处的风速. 利用式(11)得到风向.

3.2.3 温带天气系统风场在时间序列上的计算

为解决温带天气系统风场变化较快,用风场直接内插会引起与实际风场误差很大的问题,我们采用由每天4个标准时次的风场,将 U 和 V 分量视为一复数的实部和虚部,经快速傅里叶变换(FFT)变换成傅氏系数,再在时间方向插值傅氏系数,最后用FFT逆变换,得到逐个计算时步的风场。

3.3 温带风暴潮的数值模拟

采用建立的数学模型,对连云港5次显著温带风暴增减水过程进行了模拟计算。资料统计分析表明:引起连云港显著减水的均是西高东低天气型,而引起连云港显著增水的天气型是北高南低,尽管孤立气旋、横向高压也是引起连云港增水的天气类型,但其增水值远较北高南低型小。模拟的5次过程中有3次是由西高东低天气型,引起连云港显著的减水,1次是北高南低型引起连云港显著增水的过程,还有1次是由孤立气旋引起的连云港增水的过程。现将模拟计算结果分述如下:

1968年1月13~15日,渤海、黄海发生了一次严重的温带风暴减水过程。位于渤海湾顶的塘沽港出现了1949年以来的最大减水(284 cm),发生在1月14日03:00。1月15日04:00,连云港最大减水151 cm(在1951~1996年的年极值减水序列中居第四位)。图1给出了1968年1月14日20:00地面气压场。从图中容易看出,此时大陆冷高压(靴型高压)已南压到长江流域,1030 hPa的高压脊线最东已达到长江口和杭州湾一带,日本海及其以东洋面为强气旋所控制。在这样的西高东低型气压场的控制下,渤海、黄海吹刮西北大风(图2)。此次严重的风暴减水过程,就是在这样的气压场和风场作用下产生的。我们采用已建立的“风暴潮模式”,对这次过程进行了模拟。过程的模拟是相当成功的。图3和图4分别给出了连云港和石臼所两个站风暴减水计算值与实测值的比较。

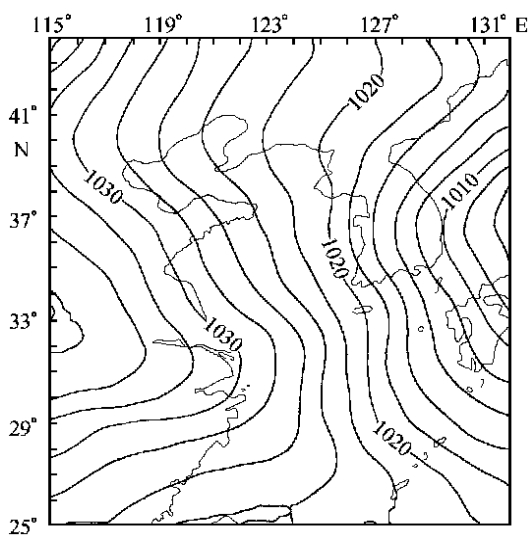


图1 1968-01-14-20:00地面气压场(单位:hPa)

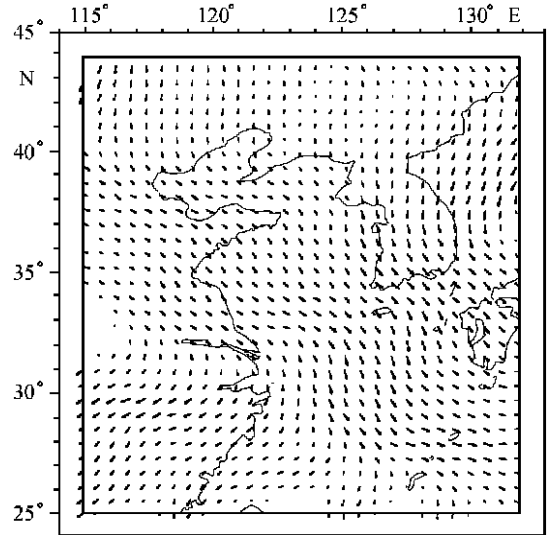


图2 1968-01-14-20:00时地面风场

本研究还对另外两次温带风暴潮减水过程进行了模拟:一次为1977年4月18~19日的温带风暴减水过程,4月19日05:00,连云港最大减水131 cm,在46 a(1951~1996年)年极值

减水序列中居第九位; 另一次为 1981 年 10 月 22~ 24 日的温带风暴减水过程, 10 月 24 日 02: 00, 连云港最大减水 158 cm, 在 46 a (1951~ 1996) 年极值减水序列中居第二位. 由于篇幅关系, 本文没有给出图形结果, 模拟结果见表 1.

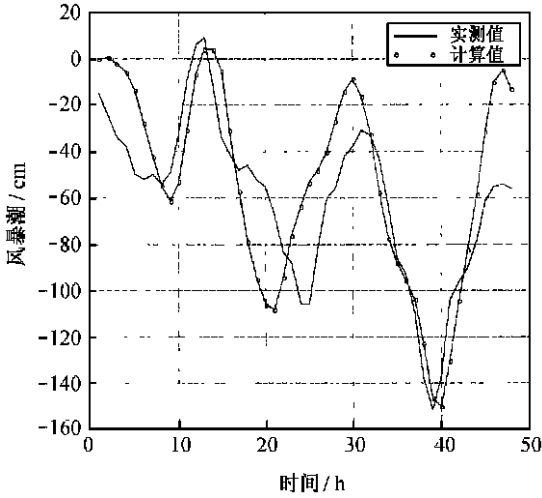


图 3 1968- 01- 13- 14:00 至 15- 14:00 连云港温带风暴减水计算值与实测值比较

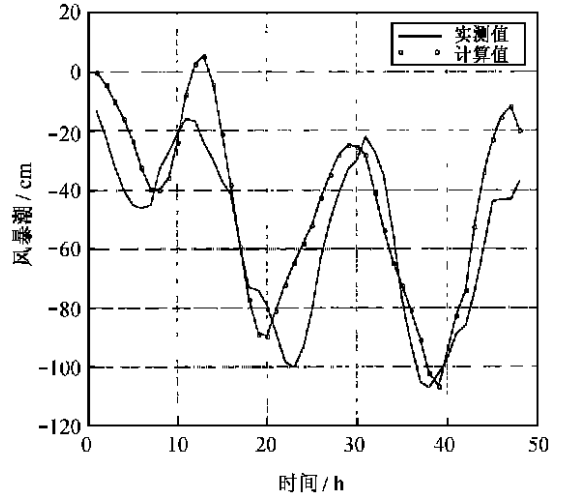


图 4 1968- 01- 13- 14:00 至 15- 14:00 石臼所温带风暴减水计算值与实测值比较

表 1 显著温带风暴潮过程计算值与实测值的比较

年份	站名	最大增水(减水)		计算最大增水(减水)		绝对误差/cm
		值/cm	时间	值/cm	时间	
1977	连云港	- 131	4 月 19 日 05: 00	- 132	4 月 19 日 07: 00	1
	石臼所	- 102	4 月 19 日 06: 00	- 101	4 月 19 日 06: 00	1
1968	连云港	- 151	1 月 15 日 04: 00	- 150	1 月 15 日 05: 00	1
	石臼所	- 107	1 月 15 日 03: 00	- 106	1 月 15 日 04: 00	1
1981	连云港	- 158	10 月 24 日 02: 00	- 155	10 月 24 日 00: 00	3
	石臼所	- 113	10 月 23 日 01: 00	- 112	10 月 23 日 04: 00	1
1988	连云港	146	5 月 7 日 06: 00	145	5 月 7 日 06: 00	1
	石臼所	84	5 月 7 日 05: 00	84	5 月 7 日 05: 00	0
	燕尾	199	5 月 7 日 07: 00	199	5 月 7 日 07: 00	0
1989	连云港	97	5 月 11 日 02: 00	97	5 月 11 日 03: 00	0
平均误差/cm						0. 9

1988 年 5 月 6~ 7 日, 连云港发生了一次严重的温带风暴增水过程. 5 月 7 日 06: 00 连云港(34° 45' N, 119° 25' E) 最大增水 146 cm, 在 46 a (1951~ 1996 年) 年极值增水序列中居第三位. 在此次过程中, 燕尾站(34° 29' N, 119° 47' E), 5 月 7 日 07: 00 最大增水 199 cm, 石臼所站

($35^{\circ}22'N$, $119^{\circ}33'E$), 5月7日 05:00 最大增水 84 cm, 3个站最大增水发生时间依次由北向南滞后, 其最大增水值由北向南依次增大. 图5给出了1988年5月7日02时地面天气图, 图6给出了同一时刻以矢量表示的风场分布. 从图中不难看出, 这是一次典型的北高南低天气过程. 其北方高压中心位于内蒙古境内, 其前沿(1014 hPa等压线)位于渤海西岸, 南方低压中心位于 $33.7^{\circ}N$, $122^{\circ}E$ 附近, 其中心气压低于 992 hPa. 在这样气压场、风场(向岸风)作用下, 驱使大量海水涌入海州湾沿岸及其以南沿海. 数值模拟成功地再现了这次过程(图7和图8).

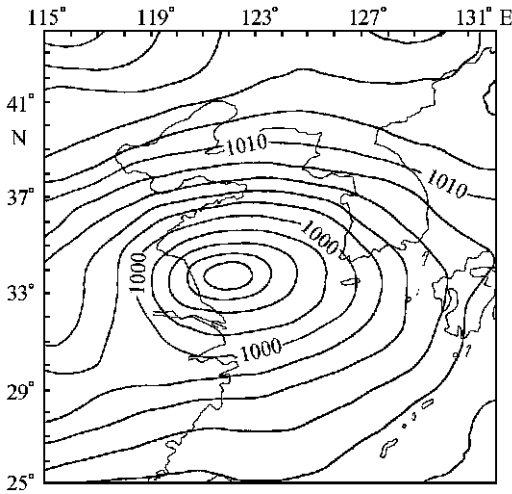


图5 1988-05-07-02:00 地面气压场分布
(单位: hPa)

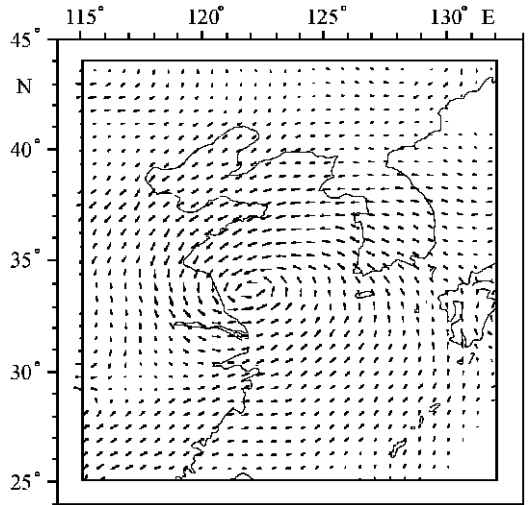


图6 1988-05-07-02:00 地面风场分布

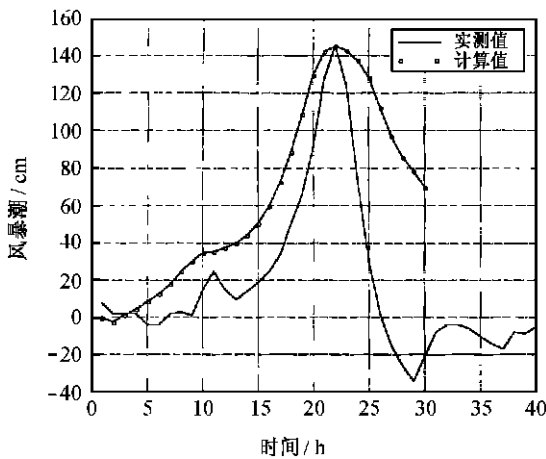


图7 1988-05-06-08:00至07-14:00
连云港温带风暴增水计算值与实测值比较

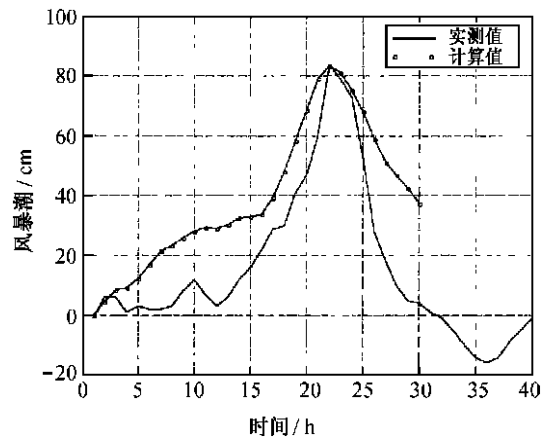


图8 1988-05-06-08:00至07-14:00
石臼所温带风暴增水计算值与实测值比较

1989年5月10~11日, 连云港发生了一次显著的孤立温带气旋引起的增水过程. 所谓孤

立温带气旋,是指与外围天气系统配合不紧密的那类气旋.其增水值取决于气旋的强度、路径(含移速).孤立气旋引起的连云港增水远较北高南低型引起的增水低.此例 5 月 11 日 02:00 连云港最大增水 97 cm,模拟结果见表 1.

表 1 给出了以上 5 次显著的温带风暴增、减水过程计算值与实测值的全部比较结果.从上述图中和表中可以看出,尽管模拟的全过程与实况比较不全尽如人意,但就过程最大增减水值而言,不论从两者位相差和量值差来考察,都表明:所建立的风暴潮模式,以及计算气压场的客观分析方法、计算风场的“海上风的边界层数值模式”及首次采用的傅里叶(FFT)变换在时间方向上对风场进行插值的方法,均满足计算连云港可能最大温带风暴增、减水的要求.

4 连云港可能最大温带风暴潮天气系统的确定

4.1 连云港可能最大负温带风暴潮(减水)天气系统的确定

依据分离出的温带天气系统减水值和所建立的年极值减水序列,通过分析温带天气系统减水值和所对应的东亚地面天气图,确定了可能最大负温带风暴潮天气类型为“西高(压)东低(压)”型,并通过对显著温带风暴减水过程的分析研究,掌握了此类天气系统的配置规律.为了确定最严重的“西高东低”天气型,从东亚地面天气图读出每年此类最大减水过程中对应的赣榆(站号 58040,地处连云港以北,位于 $34^{\circ}45'N$, $119^{\circ}08'E$)、平壤(站号 47058,位于 $39^{\circ}02'N$, $125^{\circ}47'E$)两站气压差,进而建立气压差年极值序列(1960~1996年),并采用 Gumbel 方法计算了不同重现期气压差,其结果列于表 2.

表 2 赣榆和平壤两站气压差年极值重现期 Gumbel 计算结果

重现期/a	1 000	500	200	100	50	20
气压值/hPa	38.1	35.7	32.6	30.2	27.8	24.6

从表 2 可知,1 000 a 一遇两站气压差为 38.1 hPa(相当于统计法计算的 1 000 a 一遇台风中心气压值与台风外围气压之差),采用此气压差值,设计了连云港最大负温带风暴潮(减水)天气型(西高东低)的地面气压场分布.具体做法如下:经大量实际温带减水个例的研究发现,所有西高东低型减水过程均是由西北风造成的,其风速的变化是由小到大,再由大到小.据此确定了 8 个时次(6 h 为间隔)的赣榆和平壤两站的气压差(表 3),并设计了 8 个时次的地面气压场分布.

表 3 8 个时次的地面气压场分布中赣榆和平壤两站的气压差

时次	1	2	3	4	5	6	7	8
气压差/hPa	24	30	34	35	38	32	25	16

根据以上的地面气压场分布,采用客观分析方法和海上风的边界层模式(在第 5 部分介绍)分别计算了风暴潮模式计算所需的气压场和风场,图 9 和图 10 分别给出了第 5 个时次(最严重时刻)的气压场和风场分布.

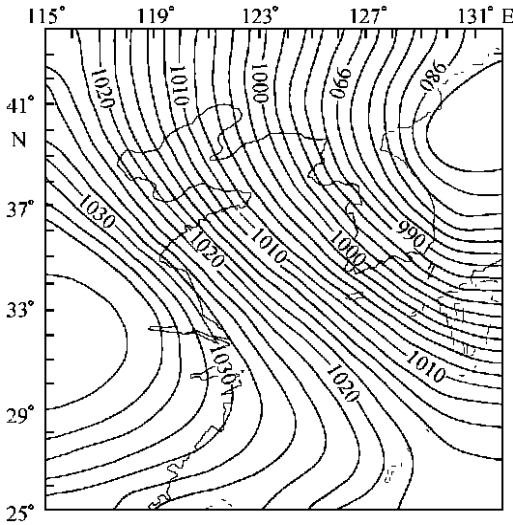


图9 最大负温带风暴潮天气型的地面气压场分布(第5个时次)(单位: hPa)

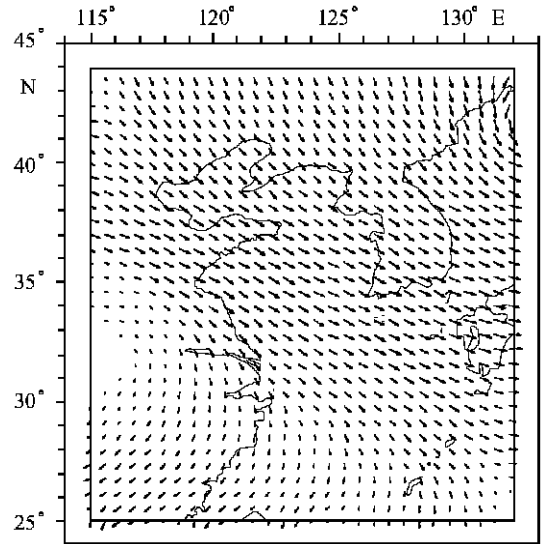


图10 最大负温带风暴潮天气型的10 m高度风场分布(第5个时次)

4.2 连云港可能最大温带风暴潮(增水)天气系统的确定

依据分离出的温带天气系统增水值和所建立的年极值增水序列,通过查阅东亚地面天气图和分析研究,确定了可能最大温带风暴潮天气型为“北高(压)南低(压)”型,并通过对显著温带风暴增水过程的分析研究,掌握了此类天气系统的配置规律.为了确定最严重的北高南低天气型,从东亚地面天气图读出每年此类最大增水过程中位于渤海西岸的乐亭(站号54539,位于 $39^{\circ}25'N$, $118^{\circ}54'E$)和锦州(站号54337,位于 $41^{\circ}08'N$, $121^{\circ}07'E$)两站的气压,取其平均值(P_n)代表造成渤海、黄海“东北偏东”大风的北方高压的强度,取位于东海北部和黄海南部的低压(或气旋)中心气压(P_s),以反映“南低”的强度, P_n 与 P_s 之差代表渤海、黄海向岸风强度.进而建立 P_n 与 P_s 差的年极值序列(1967~1996年),并采用Gumbel方法计算了不同重现期气压差,其结果列于表4.

表4 1967~1996年北高南低型气压差年极值重现期 Gumbel 计算结果
(乐亭与锦州两站气压平均值与对应的南方低压中心气压之差)

重现期/a	1 000	500	200	100	50	20
气压差/hPa	41.0	38.3	34.7	32.0	29.3	25.7

从表4可知,1 000 a一遇气压差为41.0 hPa(相当于统计法计算的1 000 a一遇台风中心气压值与台风外围气压之差).采用此气压差值,设计连云港可能最大温带风暴潮(增水)天气(北高南低型)的地面气压场分布.

据对48次(1967~1996年,19个引起显著温带风暴潮过程的气旋)发生在 $28^{\circ}\sim 36.9^{\circ}N$, $114.0^{\circ}\sim 126.5^{\circ}E$ 的气旋中心移速的统计,最大移速135 km/h,最小移速12 km/h,平均移速

53 km/h, 移向均是由陆上入海向偏东方向移动. 由于篇幅限制, 气旋的时间、位置、移速、参数略.

经大量实际温带风暴增水个例的研究发现: 所有北高南低型增水过程均是由偏东风造成的, 其风速的变化是由小到大, 再由大到小. 参考已出现的北高南低型引起连云港显著风暴过程中气旋的路径、强度和上述气旋移速统计结果, 确定了 5 个时次(6 h 为间隔)的乐亭和锦州两站的气压平均值与对应的南方低压中心气压之差和最大温带风暴增水天气型(北高南低)的气旋参数(表 5), 表 5 气旋中心移速取 30 km/h, 低于平均移速, 大于最慢气旋移速. 这是因为对孤立气旋而言, 连云港的风暴潮随东移气旋移速的增大而减小. 最后设计了 5 个时次的地面气压场分布.

表 5 连云港最大温带风暴增水天气型(北高南低)的气旋路径参数

假定时间	北纬	东经	气旋中心气压/hPa	气压差/hPa
11月11日 02:00	32.380°	118.216°	995	33
11月11日 08:00	33.000°	121.000°	990	38
11月11日 14:00	33.620°	122.784°	985	41
11月11日 20:00	34.240°	124.582°	985	41
11月12日 02:00	34.860°	126.392°	990	37

根据以上的地面气压场分布, 采用客观分析方法和海上风的边界层模式分别计算了风暴潮模式计算所需的气压场和风场, 图 11 和图 12 分别给出了第 3 个时次的气压场和风场分布.

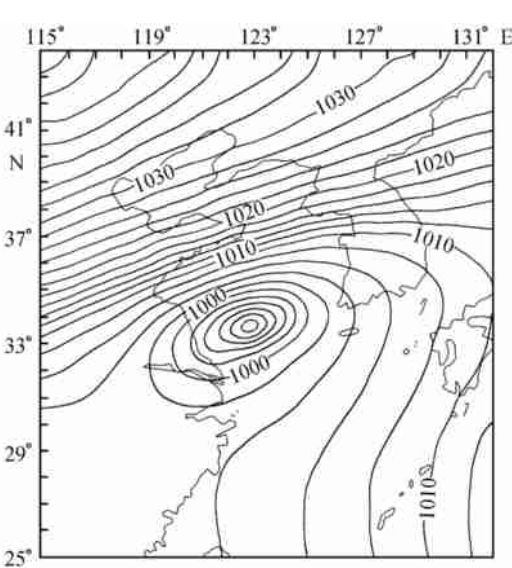


图 11 最大温带风暴潮天气型的地面气压场分布(11月11日 14:00)(单位: hPa)

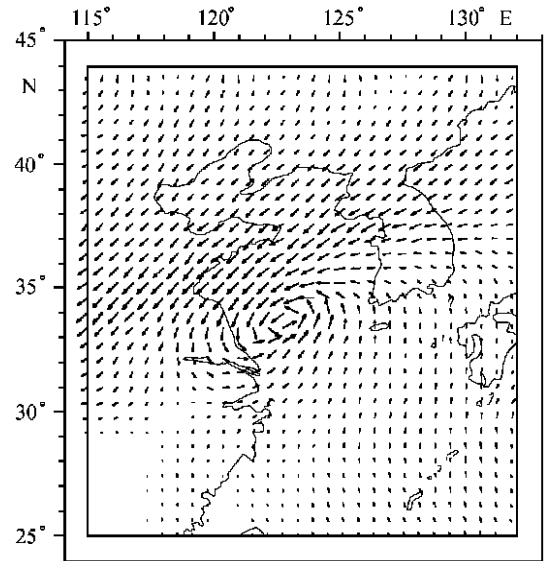


图 12 最大温带风暴潮天气型的 10 m 高度风场分布(11月11日 14:00)

5 可能最大温带风暴潮计算结果

5.1 可能最大温带风暴减水

采用所建立的风暴潮数值模型, 将所计算的可能最大温带风暴减水气压场和风场输入风暴潮数值模型, 最终计算出连云港可能最大温带风暴减水为 -309 cm , 比可能最大台风减水 (-252 cm) 大, 其随时间变化曲线见图 13.

5.2 可能最大温带风暴增水

采用所建立的风暴潮数值模型, 将所计算的可能最大温带风暴增水气压场和风场输入风暴潮数值模型, 最终计算出连云港可能最大温带风暴增水为 336 cm , 比可能最大台风增水 (445 cm) 小, 其随时间变化曲线见图 14.

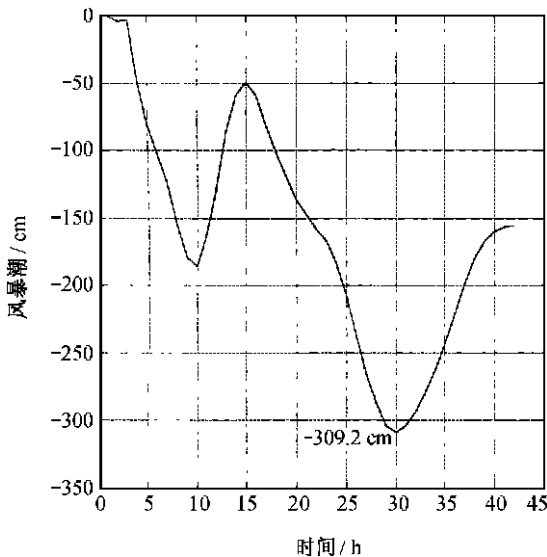


图 13 可能最大温带风暴减水过程

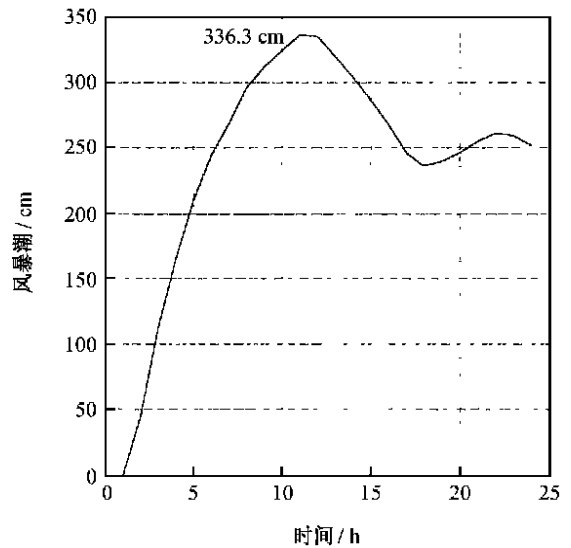


图 14 可能最大温带风暴增水过程

6 结论

(1) 对 46 a 资料的分析研究和比较表明, 海州湾是我国仅次于渤海莱州湾和渤海湾的温带风暴潮频发区.

(2) 划分了海州湾温带风暴潮天气类型, 指出西高东低型是最大温带风暴减水天气类型, 而北高南低型是最大温带风暴增水天气类型.

(3) 首次构造了可能最大温带风暴增、减水天气系统, 计算了气压场和风场.

(4) 采用经过典型温带风暴潮过程数值模拟检验的风暴潮数学模型, 成功地计算了可能最大温带风暴增、减水, 可能最大减水结果已被核电站设计部门采用.

本文所介绍的工作对海州湾温带风暴潮预报以及渤海、黄海沿岸其他地点进行类似的计算不无裨益.

参考文献:

- [1] 国家核安全局政策法规处. 核安全导则汇编[S]. 北京: 中国法制出版社, 1992.
- [2] GUO Hong-shou, SHI Ping, WU Dexing, et al. Preliminary study on the Yangjiaoguo extratropical storm surge process forecasting [J]. *Collected Oceanic Works*, 1982, 5(2): 139—150.
- [3] ZHANG Yan-ting, WANG Yi-jiao. The numerical calculation of the surge of the Bohai Sea [J]. *Collected Oceanic Works*, 1982, 5(2): 89—97.
- [4] 刘凤树, 王喜年. 渤海风暴潮的初步探讨[J]. *海洋科学集刊*, 1984, (23): 1—17
- [5] 施平, 郭洪寿. 塘沽温带风暴潮及其研究[J]. *海洋预报*, 1998, 4, (01): 33—42.
- [6] 王喜年. 海洋灾害及预报[M]. 北京: 海洋出版社, 1991. 43—88.
- [7] 曹海峰. 寒潮型风暴潮和寒潮巨浪的影响不容忽视[J]. *海洋预报*, 1998, 15(2): 43—46.
- [8] 吴辉碇, 杨春成, 季晓阳. 海上风边界层数值模式[J]. *海洋学报*, 1979, 1(1): 39—51.
- [9] YANG Chun-cheng, DAI Ming-rui, GAO Zhi-hua, et al. A method to predict typhoon waves [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1995, 14(2): 137—150.

Extratropical storm surge and calculation of probable maximum extratropical storm surge in Lianyungang

WU Shao-hua¹, WANG Xi-nian¹, YU Fu-jiang¹, DAI Ming-rui¹,
Ye Lin¹, CHEN Xiang-fu¹, YIN Jian-hui¹

(1. *National Marine Environment Forecasting Center, Beijing 100081, China*)

Abstract: The statistics and analyses of extratropical storm surge (ESS) have been done for the first time by using the observed tides of Lianyungang for 46 a. The extratropical storm surges of return periods are calculated. The synoptic patterns of ESS are divided. The synoptic systems of the PMESS (probable maximum extratropical storm surge) are constructed originally. The PMESS are calculated by using the numerical model of storm surge which is verified by the cases of remarkable extratropical storm surges. The PMESS has been used to decide the design tidal level of the nuclear power station.

Key words: extratropical storm surge; synoptic pattern; probable maximum extratropical storm surge