

闽粤沿海台风潮的初步研究*

王喜年

(国家海洋局海洋环境预报中心)

刘凤树

(中国科学院海洋研究所)

西太平洋生成的热带气旋个数居世界首位(占全球总数的 36%)^[4],多出现在夏秋两季,以 8,9 月份出现的频率最高,分别占全年总数的 21.4% 和 18.9%。台风于闽粤(以及台湾省)沿海登陆的次数约占我国登陆台风总数的 86%^[1]。因此,该地区倍受台风及其诱发的风暴潮袭击,甚至造成严重的潮灾。

本文分析了 30 多次(1952—1974 年),发生在闽粤沿海的台风潮的全过程,阐明了不同类型台风引起的风暴潮的特点,讨论了单站气象因子对风暴潮的效应,介绍了所建立的经验预报公式。

纵观沿岸各测站风暴潮的逐时变化曲线,不论哪一类台风(登陆型或平行于海岸型),沿岸各测站的风暴潮形态,其全过程均可大致分为三个阶段:“先兆波”、“主振”和“余振”。“先兆波”是先于风暴到达之前的水位缓慢升高。随着风暴移至大陆架并向测站接近时水位急剧升高,在登陆时刻前后达到最大值(“主振”)。之后,在惯性力的作用下,水位残留着“余振”,随着时间的推移,在湍摩的作用下,水位逐渐恢复常态。就研究地区而言,风暴潮的变化随风暴路径、中心气压示度、风暴尺度和移行速度等参数的变化而变化。单站风暴潮位的变化与台风域中风暴潮位场的变化紧密相关,并非孤立的事件。台湾海峡的存在使该区海面变化极其复杂。因此,分区分析风暴潮特征是十分必要的。本文从以下几个方面对本海区的风暴潮进行了分析。

一、台风路径的影响

该区风暴潮灾主要是由自东向西移行于闽粤沿海登陆的台风所引起,而平行于海岸移行的台风,若离岸远、强度弱、移速快,则对岸边水位变化影响小。

1. 登陆型台风

A 型——经菲律宾西进,于珠江口附近登陆:台风在西北太平洋生成后,自东向西移行,穿过菲律宾进入南海海域,在珠江口附近登陆。这种类型的台风引起的风暴潮比较显著。6411 号台风是这类台风的典型例子(图 1)。该台风于 8 月 9 日 1 时在澳门登陆,位于台风登陆点附近的黄埔港的风暴潮位最高,其值超过 2m,次之为汕尾港,风暴潮位超过 1m,汕尾以北测站的风暴潮位依次递减(图 2)。各站最大风暴潮位的发生时间是由北向南滞后,亦即汕尾以北测站的最大风暴潮位出现在台风登陆之前,黄埔港则出现于登陆之后,滞后 8 小时之久(图 3)。不难想象,当台风移行至南海中部附近时,其前进方向的

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1213 号。

右侧处于偏东风的控制下,而左侧则处于偏西风的控制下。正是这种风场,驱使海水向登陆点以北海岸堆积,致使登陆点以北各站先后出现最大风暴潮位,其出现时间大致与台风位于该站所处的同一条经线的时间相吻合。随着台风西移登陆,珠江口以外海域的风由离岸风转变为向岸风,海水在偏南风驱使下,由珠江河口涌进并与前期降雨引起的洪峰相遇,使黄埔港水位暴涨,出现了罕见的高潮位。

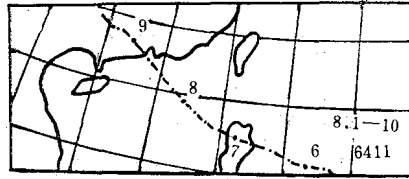


图1 1964年第11号台风(8月9日1时于澳门登陆)路径

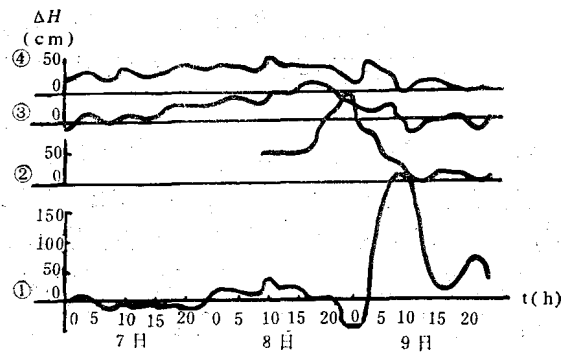


图2 1964年第11号台风期间沿岸测站风暴潮位曲线

圆括号中的数字代表下列潮位站(以下各图同):

- ①黄埔, ②汕尾, ③汕头, ④东山, ⑤厦门, ⑥崇武,
⑦平潭, ⑧梅花, ⑨马尾, ⑩三沙, ⑪沙埕, ⑫坎门

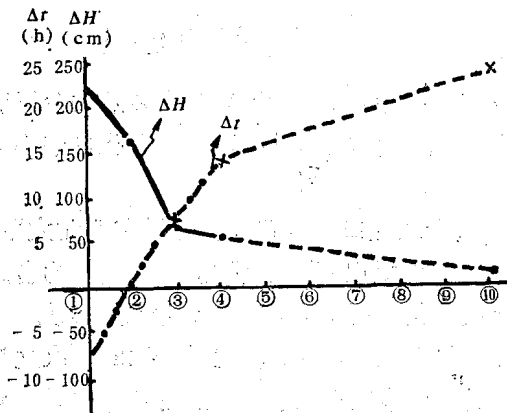


图3 1964年第11号台风期间各站最大风暴潮位(ΔH)和时差(Δt)剖面图

+登陆前; -登陆后(以下各图同)

B型——经巴士海峡于粤东登陆: 此类台风一般强度大, 极易引起风暴潮灾。6903

号台风是这类台风的典型例子(图4)。这次强台风引起汕头地区水位暴涨,汕头站最高风暴潮位超过3m(图5),潮灾损失十分惨重。仅仅十年之后,1979年第8号强台风于8月2日13时30分在粤东深圳市的大鹏公社登陆,又造成了极其严重的风暴潮灾。

6903号台风所引起的沿岸测站的最大风暴潮位剖面在形状上与A型类似,也非常简单。若观测者位于海上面向陆地(下同),可以看到剖面图的峰值出现在登陆点稍偏右方的汕头附近,距登陆点的距离约等于最大风速半径的长度。当然,这是对在开阔海正面登陆的风暴而言。最大风暴潮位剖面有一定程度的倾斜,在图6中可以看出,由汕头到黄埔更迅速地减小(在南半球则向右侧更迅速地减小)。各站最大风暴潮位的发生时间也与A型类似,由北向南滞后。

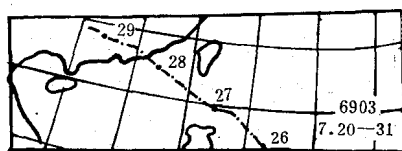


图4 1969年第3号台风(28日11时于广东惠来登陆)路径

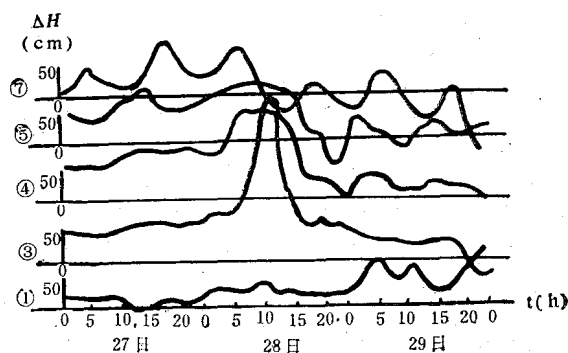


图5 1969年第3号台风期间沿岸测站风暴潮位曲线

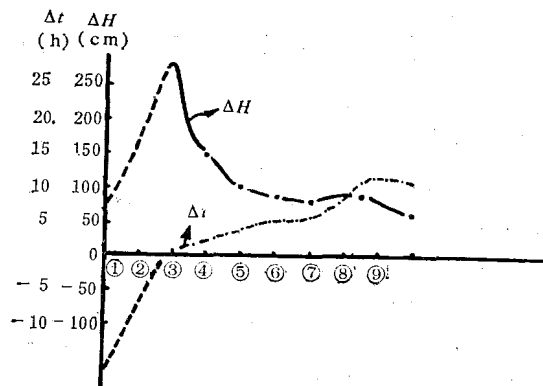


图6 1969年第3号台风期间各测站最大风暴潮位与时差剖面图

C型——经台湾省穿过台湾海峡于福建登陆：台风于福建晋江附近登陆时，其沿岸测站最大风暴潮位剖面的峰值距登陆点的距离较 A, B 型远。7115 号、7122 号和 6911 号台风都属于这种类型。这三次台风的最大风暴潮位剖面向左右两侧倾斜的程度差别不大；各站最大风暴潮位的发生时间是，剖面图的峰值以北各站基本是由北向南滞后，其南各站基本是由南向北滞后。这可能是由于海峡的影响。本文只给出 7115 号台风的实例，见图 7, 8, 9。只要观察 7115 号台风的风场结构（图 10），即可理解为何平潭站出现异常尖陡的风暴潮最高记录。当这次台风中心处于台湾海峡中部附近时，除平潭站外，南北各站均已出现风暴潮位最大值。当台风于晋江登陆时，台风前进方向的右部海域仍处于台风危险半圆中，强烈的东北大风驱使海水由海峡北口涌进，这时，台风的左部仍处于较弱的偏西风作用下，海峡内形成了逆时针的风暴潮流环流，平潭附近正是环流的辐合点，因

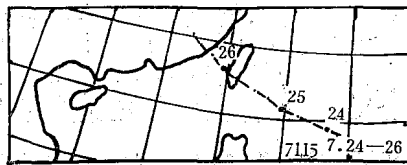


图 7 1971 年第 15 号台风 (7 月 26 日 16 时于晋江登陆) 路径

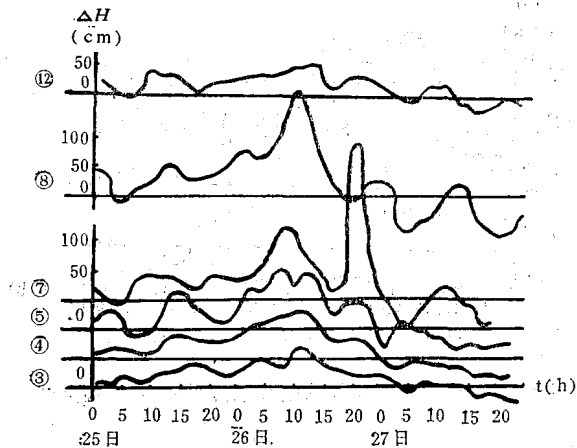


图 8 1971 年第 15 号台风期间沿岸测站风暴潮位曲线

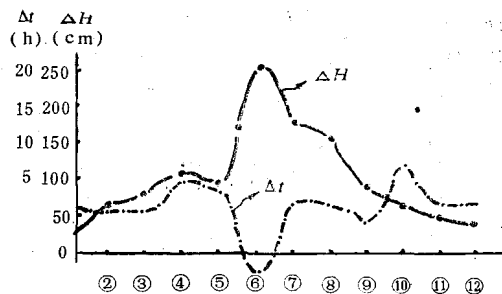


图 9 1971 年第 15 号台风期间各站最大风暴潮位与时差剖面图

而平潭出现的风暴潮位最高。7122 号和 7123 号台风的风场结构(图略)与 7115 号台风类似,唯移行路径略偏北,相应的逆时针风暴潮流环流的幅合点也略偏北,所以异常尖陡的风暴潮位最大值出现在平潭以北的梅花站。

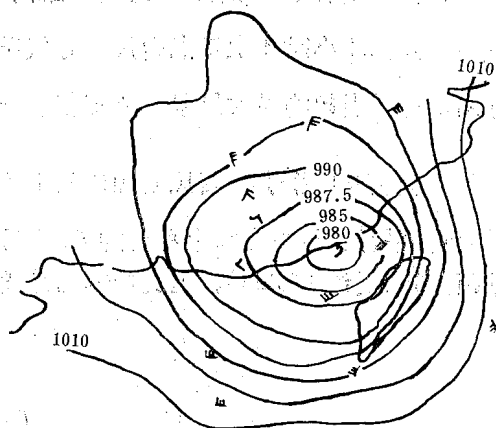


图 10 1971 年第 15 号台风地面天气图(7 月 26 日 14 时)

D 型——经东海于福建登陆：这类台风经过琉球群岛西行，穿过东海海域于闽北登陆。其沿岸测站最大风暴潮位剖面 and 发生时间的变化趋势与 C 型类似,唯变化比较平缓,最大风暴潮位剖面的峰值也不大。这可能与台湾海峡的影响比 C 型弱有关。6906 号台风就是 D 型的一例(图略)。

2. 平行海岸移行的台风

这种类型的台风大都在南海海域生成,或在珠江口附近登陆后沿岸北上,或在海上沿岸北上。例如 7304 号台风(图 11), 在汕尾南登陆,后平行于海岸向北移行。沿海各测站位于台风移行路径的右方,各测站在偏南风场的控制下,可能形成一股向东北的沿岸流。一般而言,这类台风所导致的风暴潮是不大的,各站出现的最大风暴潮位大体相当。此例各测站最大风暴潮位约为 50—70cm, 出现的时间约在台风到达本站所在的同一纬度前 7—8 小时。

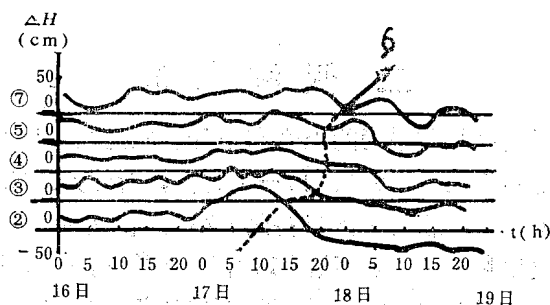


图 11 1973 年第 4 号台风期间沿岸测站风暴潮位曲线

-----→ 为台风到达本站时刻

3. 台风于测站不同位置通过时的风暴潮

对不同类型台风所引起的风暴潮作进一步的分析,可以看出,台风在某测站不同位置经过,将导致这一测站产生不同的风暴潮形态。以汕头港为例,6814号台风由汕头左方通过,1957年9月6—15日的一次台风由该站右方通过。这两次台风的中心气压示度相同, $\overline{\Delta P_0} = 30\text{mb}$ ($\overline{\Delta P_0}$ 取登陆前 24 小时 4 次正点台风中心气压示度的平均值), 且离汕头站距离大体相当,而这两次台风引起的最大风暴潮位却相差一倍 ($\frac{\Delta H_{左}}{\overline{\Delta P_0}} = 4.2$, $\frac{\Delta H_{右}}{\overline{\Delta P_0}} = 2.1$)。7304 号台风平行于海岸由陆上通过, 其风暴潮位与 1957 年 9 月 6—15 日的台风引起的风暴潮位值大致相当。平行于海岸在海上移行的 6603 号台风,由于台风尺度比较小,尽管台风中心离本站距离较近(约 160km),但其影响已经微不足道。(图 12, 13。)

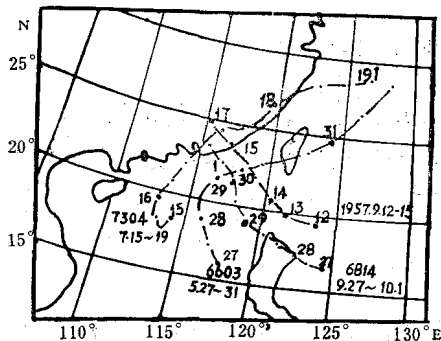


图 12 由汕头不同位置经过的台风路径

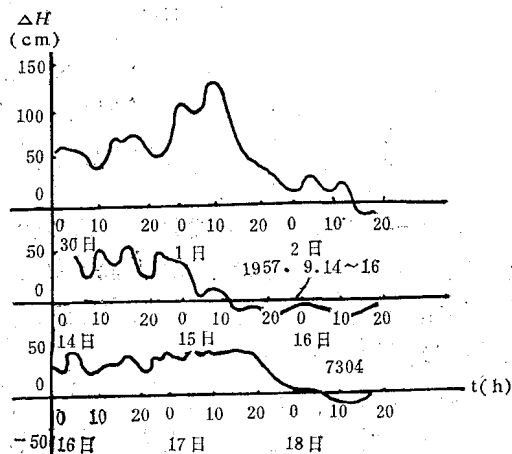


图 13 由汕头不同位置经过的台风所引起的风暴潮位曲线

综上所述,沿岸各测站的风暴潮形态随台风路径的变化而变化。当然,相同的路径,其形态主要随风暴强度、尺度及移行速度而变化。其共同特点是:当沿岸各测站处于台风移行方向的右侧时,在偏东风的作用下,各测站最大风暴潮位发生时间是由北向南滞后;而此时位于台风移行方向左侧的各站,在偏南风作用下,一般最大风暴潮位的发生时间是由南向北滞后。

二、假潮与波

各测站风暴潮过程曲线并非平稳的上升和下降,而是在过程曲线上附加周期为数小时的副振动。这种振动的原因是很复杂的,一般而言,若外力周期与陆架假潮周期接近,则有可能发生较强的副振动。若将实测资料以 3 小时或 4 小时滑动平均,可得到一条平滑过的风暴潮过程曲线和剩余曲线。从图 14 中可以看出,2—3 小时周期的振动是很显著的,而且它随台风移近海岸而增强,致使风暴潮伴随假潮急剧升高,假潮振幅可达 30cm 左右。

对坎门站 10 次风暴潮全过程的统计结果表明,8 小时以下周期的副振动均有出现,

其中 2—4 小时周期的副振动出现次数最多。(图 15)

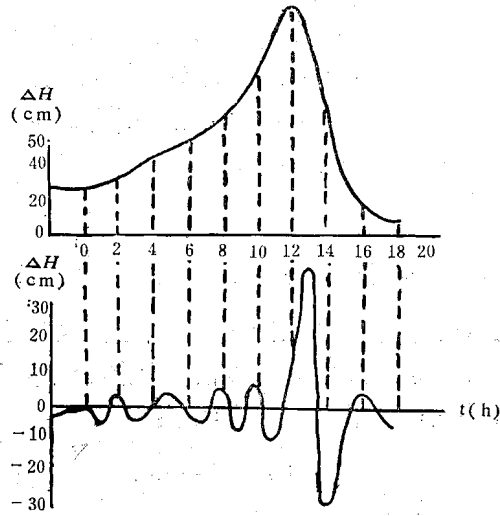


图 14 以 3 小时进行平滑的平滑曲线和剩余曲线
(汕头站, 1967 年 6 月 29 日—30 日)

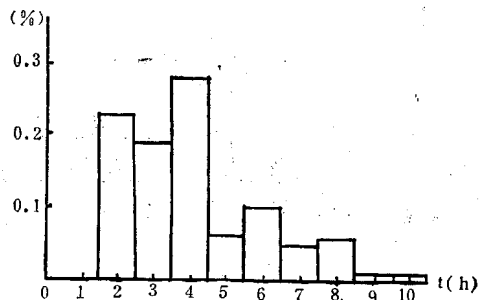


图 15 坎门站副振动的频率分布

假定汕头外海大陆架边缘终止于 200m 水深处, 那么垂直于汕头的法向长度 $L = 166.7\text{km}$, 平均水深 $h = 70\text{m}$ 。按开阔海梅立恩公式 ($T_n = 4L/(2n - 1)\sqrt{gh}$) 计算出的假潮周期是:

$$T_1 = 7.1h, T_2 = 2.4h, T_3 = 1.4h。$$

用同样方法计算浙江坎门站外海的假潮周期是 ($L = 255.3\text{km}$, $h = 70\text{m}$):

$$T_1 = 10.8h, T_2 = 3.6h, T_3 = 2.2h。$$

按封闭海梅立恩公式 ($T_n = 2L/(2n - 1)\sqrt{gh}$) 计算的台湾海峡海域的横振假潮周期 ($L = 211\text{km}$, $h = 70\text{m}$) 是:

$$T_1 = 4.5h, T_2 = 1.5h。$$

以上计算结果与实测大致吻合。由此可见, 在实际风暴潮中, 假潮具有一定的影响。

在台湾海峡中, 风暴潮主波由北向南传播时, 其形态与潮波传播相似, 是长波传播。例

如,海峡西岸的平潭站至厦门站的直线距离为 167km, 不论台风在福建何处登陆,两站最大风暴潮位的发生时间均约相差 2 小时,而海峡中长波传播速度 $C = 94.3\text{km/h}$, 2 小时的传播距离 (188.6km) 与两站之间的距离相当。但在海峡以外传播的风暴潮波可能是一系列惯性重力波。特别指出的是,梅花和平潭等站的风暴潮过程曲线具有显著的半日潮周期振动。这种振动的原因是复杂的,不能将其完全归结为潮汐预报的精度,它可能与潮汐和风暴潮的相互作用有关,是潮差大的浅水区非线性效应的贡献。这是浅海一个重要的动力学现象,应进一步研究。

三、台风移行速度对风暴潮的影响

台风移行速度对风暴潮的影响,在理论上已有许多人进行了讨论。当低气压以速度 V 由外海向海岸移动(低气压稳定不变形,海域相当于常深度半无限)时,仅考虑气压异常引起的水位随时间和空间(一维)变化的表达式如下:

$$\zeta = -\frac{1}{1-\sigma^2} \left[\sigma P \left(t + \frac{x}{C} \right) + P \left(t - \frac{x}{V} \right) \right] \quad (1)$$

式中, $\sigma = \frac{V}{C}$, V 是低气压移行速度, $C = \sqrt{gh}$ 是长波传播速度, P 是用水柱高度表示的气压增加量(低气压时为负值)^[2]。

在海岸处 ($x = 0$) 可得:

$$\zeta = -\frac{P(t)}{1-\sigma} \quad (2)$$

公式(2)清楚表明,当 $V < C$ 时,风暴潮随台风移速的增加而增大;当 $V = C$ 时,风暴潮出现共振;当 $V > C$ 时,风暴潮出现负相。我国南海长波传播速度约为 3.4 纬距/时,台风移速总是小于长波速度,故风暴潮随台风移行速度的增加而增大,随风暴离测站距离的增大而减小。(图 16)

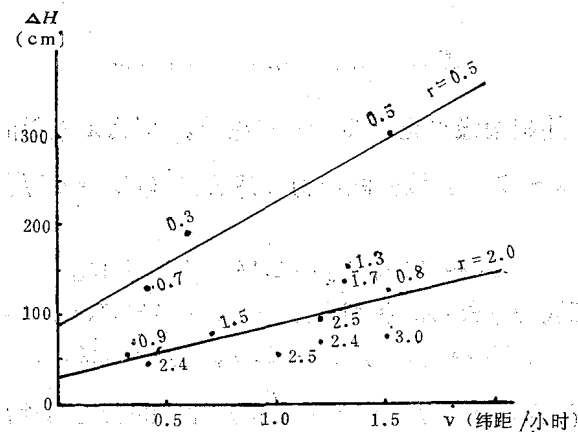


图 16 台风移行速度与风暴潮的关系

由此可见,台风移行速度对风暴潮的影响是明显的。当然这是对开阔海而言,在水域尺度远小于台风尺度的海湾,情况就要复杂得多了^[5]。

四、单站气象因子对风暴潮的效应

1. 单站风 在大陆架浅水区, 风应力是引起风暴潮的主要强迫力。经统计分析, 建立了汕头、坎门两站风暴潮位与单站风的逐时预报经验公式:

$$\text{汕头} \quad \Delta H = 0.63 W^2 \cos \theta \quad (3)$$

$$\text{坎门} \quad \Delta H = 0.26 W^2 \cos \theta \quad (4)$$

式中, ΔH 为风暴潮位, W 为风速, θ 为风向与海岸法向的交角。

通过验证, 其误差在 $\pm 20\text{cm}$ 之内, 这里取有效风向为东北东 (ENE), 最大风速 (W) 以 m/s 为单位。所有台风均在测站左方通过。应指出的是, 若本站位于台风移行路径的右侧, 则所记录到的逐时风资料代表性好; 当本站位于台风移行路径左侧时, 其资料代表性差, 或根本无代表性。

2. 单站气压和风 既考虑本站气压变化又考虑本站风对风暴潮的效应的常用公式如下:

$$\Delta H = a \Delta P + b W^2 \cos \theta \quad (5)$$

此式既可做单站极值风暴潮预报, 也可以做单站风暴潮过程预报。 $\Delta P = P - P_0$, P 、 P_0 分别表示本站多年月平均气压和最低气压, 单位 mb 。据(5)式计算的汕头、坎门站的回归系数如下:

系 数 \ 测 站	汕 头	坎 门
a	1.284	0.473
b	0.501	0.216

图 17 是按(5)式做风暴潮后报检验之一例。(5)式对预报湾顶及其附近地点的风暴潮比较有效, 但对任意地点不能一概适用^[3], 这是因为本站的风和气压有时没有代表性。

3. 单站气压 下式表示单站最大风暴潮位与气压变化量的单相关关系:

$$\zeta = A \Delta P_0 (1 - e^{-r_0/r}) + C \quad (6)$$

式中, $\Delta P_0 = P_\infty - P_0$, P_∞ 为台风外围不受台风影响处的气压或正常气压, P_0 为台风中心气压; r_0 是台风最大风速半径; r 表示某站出现最大风暴潮时, 台风中心离该站的距离。(6)式的气压变化是采用了 Myers 的台风域中气压场模式, 只要台风路径预报准确并了解最大风暴潮位出现时的台风中心位置, 可望有较长的预报时效。该方法可以认为是对应于山田彦兒^[2]的理论模型[参看(2)式]。

用(6)式按台风路径分型计算了许多验潮站的 A 、 C 值, 获得了满意的结果。下面列出了部分站的计算结果:

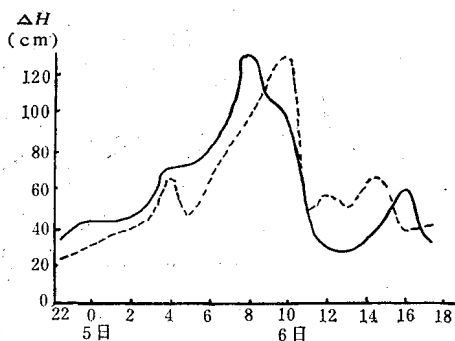


图 17 坎门站实测风暴潮与计算值的比较
(台风于测站左方通过, 1962 年 8 月 5—6 日)
——实测值; ——计算值

系 数 \ 测 站	厦 门	东 山	汕 头	闸 坡	湛 江
A	3.35	4.40	3.95	4.80	3.60
C	30	0	10	45	80

注：台风经巴士海峡和菲律宾于各站左方登陆

另外, 如果将台风移行速度 (V) 和台风登陆点离本站的距离 (r) 考虑在内, 则可以得到(6)式表示的最大风暴潮位发生时间 (t) 与台风移速和距离的相关图。图 18 是反映汕头站的情况。从图中可以看出, 对于同样距离 (r), 如果台风移速慢, 一般说来最大风暴潮位发生在登陆前, 反之最大风暴潮位发生在登陆后。测站离台风登陆点愈远, 且台风移速愈慢, 则超前时间越长。这与 Jelesnianski 的数值计算结果类似。当然也可以把袭击和影响某测站的台风分类统计, 找出各类台风引起测站最大风暴潮位时的台风中心位置, 以此作为预报最大风暴潮位发生时间的依据。

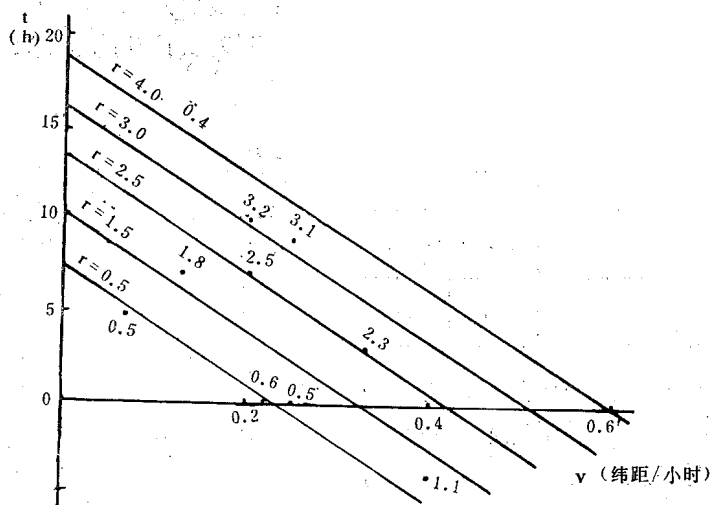


图 18 汕头站最大增水发生时间与台风移速 (V) 和距离 (r) 的相关图
(台风经巴士海峡和菲律宾于汕头左方登陆)

五、结 语

综上所述, 闽粤沿海的台风潮因台风路径不同, 其变化亦有差异。潮灾主要是由登陆型台风引起, 平行于海岸或远离海岸移行的台风一般不会引起岸边强风暴潮。在台风潮的过程曲线上叠加了一些周期不同的副振动, 其中有些与大陆架上的固有振动周期有关, 它伴随着强制波而急剧发展。一次风暴潮全过程一般可达 3—5 天。当然, 台风尺度越大, 移速越慢, 持续时间越长。

就登陆型台风而言, 其前进方向右侧各站最大风暴潮位的发生时间均有由北向南滞

后的特点。在海峡中,风暴潮主波的传播具有 Kelvin 波的性质;在海峡外,可能是一系列惯性重力波。应指出的是,梅花、平潭等站风暴潮具有明显的潮振动周期,它可能是风暴潮与天文潮相互作用的结果,但不排除含有潮汐预报误差。

该区风暴潮随台风移速的增加而增大,最大风暴潮位发生时间与台风移速和离测站的距离有关。

参 考 文 献

- [1] 中央气象局,1971。西北太平洋台风路径图。
- [2] 山田彦兒,1936。進行低気圧に依り高潮(一)。海と空 16(11): 1—14。
- [3] 官崎正衛,1977。高潮预报について。海の気象 23(4,5): 1—6。
- [4] Gray, W. M., 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storm. *Mon. Wea. Rev.* 96: 669—700。
- [5] Ichiro Isozaki, 1970. An Investigation on the variations of sea level due to meteorological Disturbances on the coast of the Japanese Islands (V). 気象研究所研究報告 21(1): 1—32。

PRELIMINARY STUDY ON TYPHOON SURGES ALONG THE FUJIAN AND GUANDONG COASTAL AREAS*

Wang Xinian

(*Marine Environmental Forecasting Centre, National Bureau of Oceanography*)

Liu Fengshu

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

Abstract

Based on the analysis of 30 storm surge processes (1952—1974) along the Fujian and Guangdong coastal area, it can be seen that there are differences among the typhoon surges owing to the various tracks of typhoon. The landfalling typhoon is the main track bringing about disasters. The typhoon, moving parallel to the coast or in the distance, generally may not produce heavy surge. A typhoon surge by no means rises or falls steadily in the entire process, some associated oscillations with various periods superimpose on the surge and drastically develops with the forced wave. An entire process of a typhoon surge may last 3—5 days, the larger the scale of typhoon and the lower its speed, the longer the duration of the surge.

As concerns the landfalling typhoon, the occurrence time of peak surge of each station which lies on the right side of the moving direction of typhoon lags from the north to the south, like a wave traveling from the north to the south. According to the preliminary analysis, the main wave of the typhoon surge in the Strait has some characteristics of tidal wave, however, a serial inertio-gravitational waves may be generated out off the Strait, particularly under the topographic effect of the East China Sea, the typhoon moving northward along the coastline may lead to the generation of the "edge wave".

Due to the interaction between surge and astronomical tide, the surge curves shows an evident tidal oscillation. Here, the relationship between the speed of typhoon and surges as well as the correlation diagram between the occurrence time of peak surge and speed of typhoon and distance are given.

Finally, the effect of the meteorological factors of single station on the typhoon surges are discussed, the empirical forecasting equations are presented. In addition, the feasible range and practical results of the equations are analyzed.

* Contribution No. 1213 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.