

珠江口风暴潮的初步研究*

刘凤树 房德凤

(中国科学院海洋研究所)

珠江是我国三条最大的河流之一,由三大支流——东江、北江和西江组成。珠江口是三角洲网河区型的河口,无数水道彼此交织,方向各异,大小不一,地形十分复杂。每当台风侵袭本区时,强制波夹带盛潮进入河口向内推移,与洪水相遇时,则相互拥高,水位暴涨,严重威胁着珠江三角洲地区人民的生命财产。

统计表明(见图 1),1949—1970 年间,侵袭广东沿岸地区的台风共有 149 次,平均每年 7 次,八、九月份出现最多,约占 58%,五月和十一月份最少,占 8%。可以认为,珠江河口区是我国风暴潮的多发区。

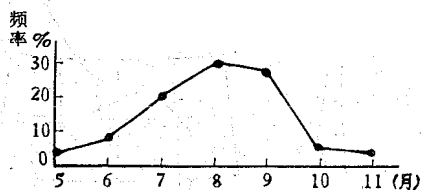


图 1 台风频率月变化

近几年来,关于珠江河口区台风风暴潮的研究和预报已有论述^[1],获得了一些有益的成果。本文仅对珠江口(伶仃洋)台风风暴潮的一些特性从理论和实践相结合的角度予以讨论。

一、珠江口台风风暴潮的一些特性

分析表明,由于台风路径、强度、移行速度、登陆地点、入射角(与海岸交角)以及大陆架形态等的不同,台风对水位的影响亦有所差异。特别是河口地形和陆地径流等,无疑对增水都有一定的影响。下面拟对珠江口内各测站(赤湾、横门、南沙、泗盛和黄浦)的一些显著现象作一概括分析。

1. 台风路径的影响

资料分析表明,影响珠江河口区水位变化的台风路径有在河口区附近沿岸登陆和在河口外海西行这两大类型(见图 2)。

(1) 登陆型

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1080 号。

收稿日期: 1983 年 12 月 15 日。

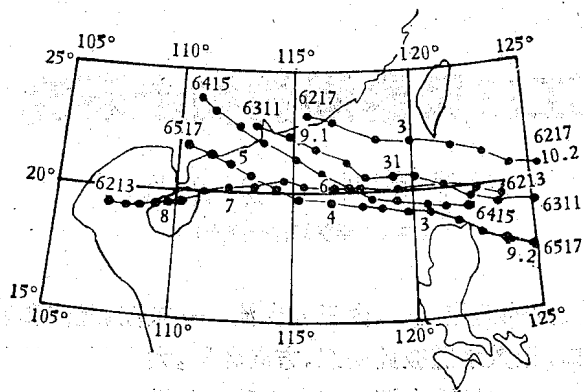


图2 台风路径

登陆型台风可分为由珠江口以西和以东登陆两种情况。

A. 珠江口以西登陆：当台风通过菲律宾或巴林塘海峡进入南海，在珠江口西岸登陆时，由它导致的珠江口内各测站的风暴潮有强迫振动的特点，水位呈现剧烈的变化（见图

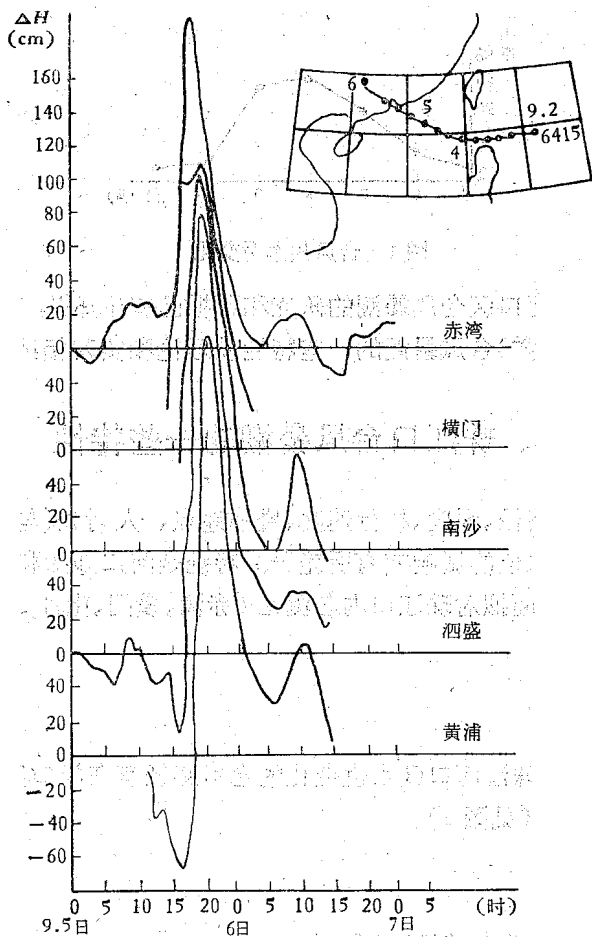


图3a 6415号台风风暴潮过程曲线图

3a, b)。现以 6415 号台风为例(图 3a), 台风于 9 月 5 日 15 时在广东珠海登陆, 珠江口内各测站的水位突然急剧暴涨, 约在 4 小时内达到极值水位, 泗盛的极值水位达到 2.62 m, 黄浦亦近 2.50m。幸而它恰处于天文低潮附近, 否则将有成灾的危险。台风过境后, 水位迅速下降, 随后海面残留余振, 且呈阻尼振动而衰减。

对资料的进一步分析表明, 如果将台风登陆时最大增水峰值 (ΔH) 与中心气压强度 (ΔP_0) 之比值 ($\frac{\Delta H}{\Delta P_0}$) 与台风登陆点离珠江口的不同距离 (r) 作相关图(见图 4), 可以

看出, 相对潮高随离河口距离之增大而线性递减, 它表明离台风中心愈近影响愈大, 愈远影响愈小。另外也说明, 台风强度的变化对珠江口内各测站的水位变化起主导作用。

统观各测站的水位逐时变化, 其变化形态很相似, 但其极值水位发生时间则从河口向内滞后, 一般从赤湾至黄浦约有 3—4 小时的滞后时间。这意味着它作为一个波的形式由河口向内传播, 且由于河口地形的影响, 水位有由河口向内递增的趋势。

B. 珠江口以东登陆: 这类台风所导致的珠江口内各测站的水位变化不大, 最大值约为 50—60cm。现以 6416 号台风为例(见图 5), 从图中可以看出, 它具有两个明显的峰值。前一个峰值是台风尚处在外海时, 其前端吹刮偏东风, 向西运移的水体进入河口, 使水位略有升高。台风接近登陆时, 由于珠江口处于偏北大风的控制下, 促使珠江口海面水位下降, 出现减水现象; 台风登陆后, 珠江口处在台风尾部的西南风场作用下, 从而导致第二个增水峰值。总之, 这种类型的台风所诱发的风暴潮较平缓且量值不大; 其极值水位发生时间仍有由河口向内滞后现象。

(2) 西行型

这种类型的台风大都是在北太平洋西南部形成, 穿过巴林塘海峡或非律宾经珠江口外海西行。珠江口处于其右方, 且在偏东风场控制下, 在地转的作用下沿岸可能形成一股偏西的沿岸流, 这股流由珠江口向内传播而导致了水位的变化。其最大增水发生时间大都在台风过境之后, 亦即此时台风位于珠江口西部, 这说明最大增水是台风尾部的西南风场所造成的。其极值水位约 1m 左右(见图 6)。一般而言, 这类台风尚构不成灾害性的风暴潮。另外还可看出, 这类台风所引起的风暴潮的形态与前种类型有所不同, 其水位升降较平缓, 且副振动也得到了发展。

2. 入射角的影响

虽然珠江口各测站的水位变化的形态与台风登陆点有着极密切的关系, 但仍可看出, 它亦受台风入射角(台风路径与海岸的交角)的影响。这一点 Jeleznianski 在计算标准海域不同入射角风暴潮中所获得的诺模图已经证明。它指出风暴大约以 70° 入射角穿过海岸时发生最大增水。由此可见, 台风入射角是不可忽视的一个因素。下面对此现象作一讨论。鉴于珠江口内各测站的水位变化大致相同, 故仅以泗盛站的水位变化为代表进行分析。

(1) 登陆点相同, 入射角不等

从 6415 号和 7514 号台风路径的入射角来看, (见图 7), 两者离珠江口的距离大致相同, 但入射角不等(前者 $\angle\alpha=50^\circ$, 后者 $\angle\alpha=20^\circ$), 所导致的风暴潮有所不同。可以

台 风 号	入射角 (α)	离河口距离(纬距)	最大增减水值 (m)
6415	50°	0	2.60
7514	20°	0.2	-1.00

看出,在台风登陆前,两者水位均出现减水,登陆后水位急剧上涨,但后者的最大增水值(0.58m) 仅是减水值的一半左右,故前者以增水为主,后者以减水为主。这种现象可能与风区的长度和风场的分布有关。

(2) 登陆点不同,入射角相同

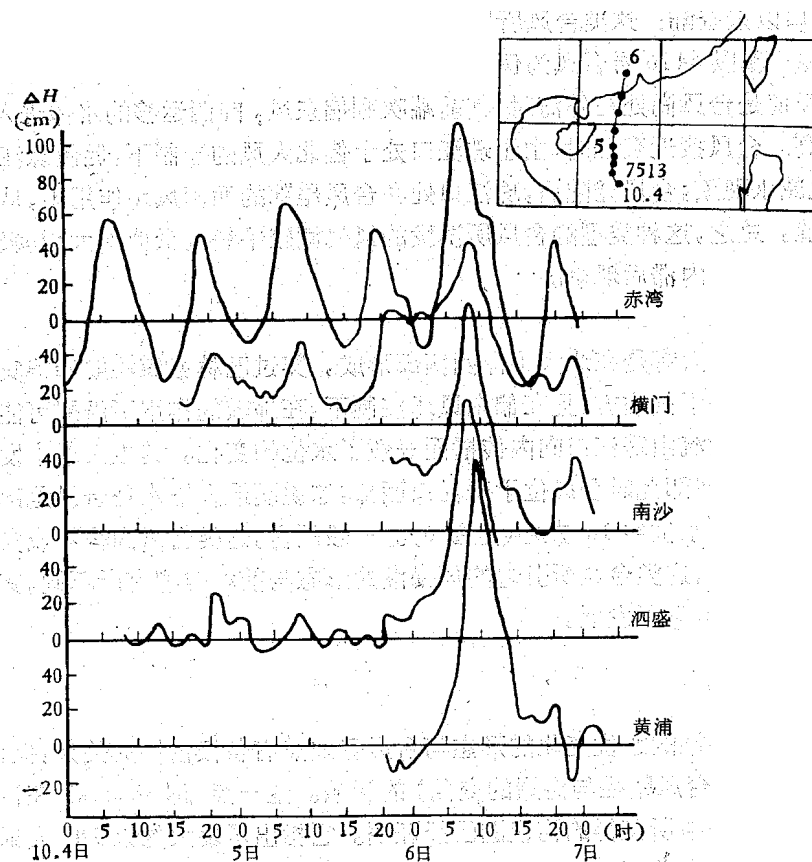


图 3b 7513 号台风暴潮过程曲线图

从 7220 和 7513 号台风路径的入射角来看(见图 8),两者离河口的距离不同,入射角大致相等 ($\angle \alpha \approx 105^\circ$),所引起的水位变化趋势相似,但最大增水值不相等(见下页表)。

总之,入射角对水位的变化具有一定的影响,与 Jelesnianski 的计算结果相符。

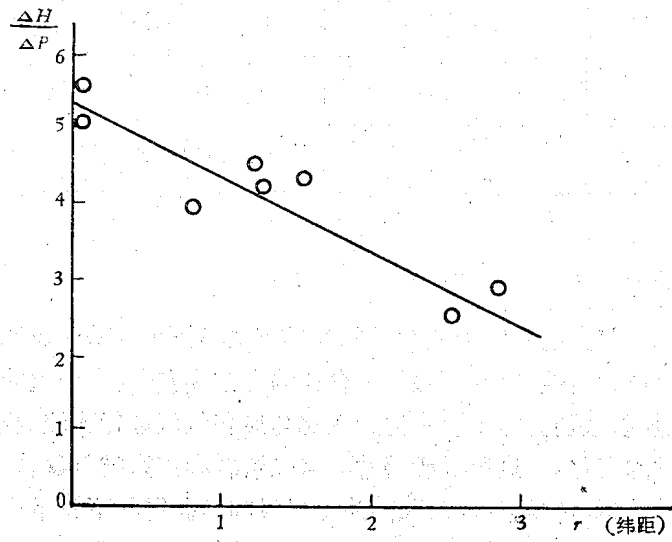


图4 相对潮高 $\left(\frac{\Delta H}{\Delta P}\right)$ 与距离 (r) 相关图

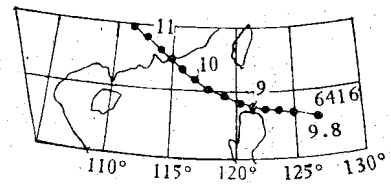
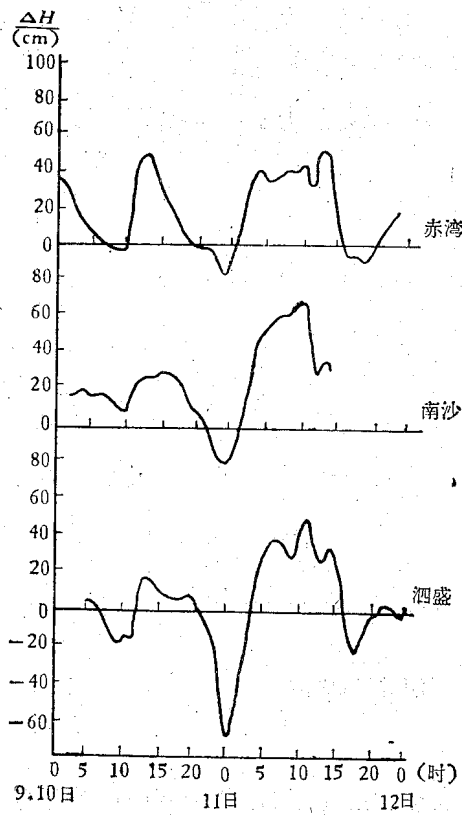


图5 6416号台风暴潮过程曲线图

台 风 号	入射角 (α)	离河口距离(纬距)	最大增水值 (m)
7220	105°	2.5	93
7513	105°	1.2	130

3. 风和气压的影响

分析表明, 风和气压的强度变化对风暴潮具有主导作用。珠江口风暴潮的演化亦是如此。由于台风风场的特性, 使某测站处于台风的右方或左方, 所引起的增水现象就有差别, 统计相关时应加以区别。为了使水位的变化与风和气压进行比较, 我们将水位加以平滑处理消去副振动的变化。这里以泗盛站的水文资料和广东省气象台 10 次台风的风和气压资料进行统计分析(风是以 SW 风向为主导风向), 获得如下关系式:

$$\Delta H = 1.3\Delta P + 0.26W^2 \cos \theta \quad (\text{本站右方登陆})$$

$$\Delta H = 8.1\Delta P + 0.13W^2 \cos \theta \quad (\text{本站左方登陆})$$

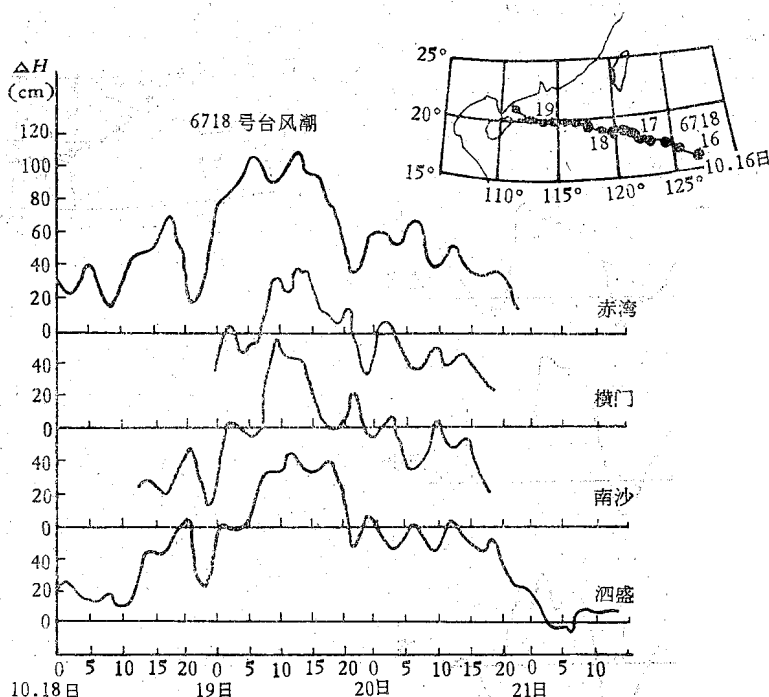


图 6 6718 号台风风暴潮过程曲线图

上述公式计算结果见图 9, 误差在 10cm 左右。由此可见, 风和气压均是珠江口增水的主要因素。

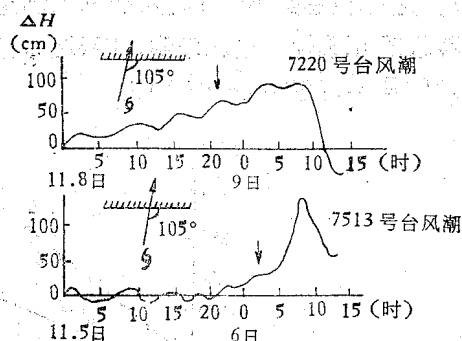
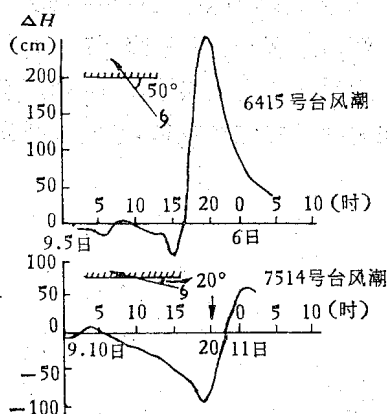


图7 泗盛站 6415 和 7514 号台风增水过程曲线 图8 泗盛站 7220 和 7513 号台风增水过程曲线

4. 台风移行速度的影响

关于台风移行速度对风暴潮的影响,不论在理论上还是在统计上^[1,5],都获得了相同的结论,即风暴移行速度对最大增水峰值有很大的贡献。为了获得珠江口区在这方面的情况,根据泗盛和南沙两测站为数不多的资料,对最大增水值与台风移行速度作了统计相关(图10)。

从图10中明显地看出,最大增水值随台风移行速度的增加而增加,随离测站距离的增大而减小。就理论而言^[3],当台风移行速度(V)与长波传播速度(c)之比在小于1的范围内($\frac{V}{c} < 1$)时,将出现如图10所示的特性。南海大陆架平均水深 $h = 55\text{m}$,因

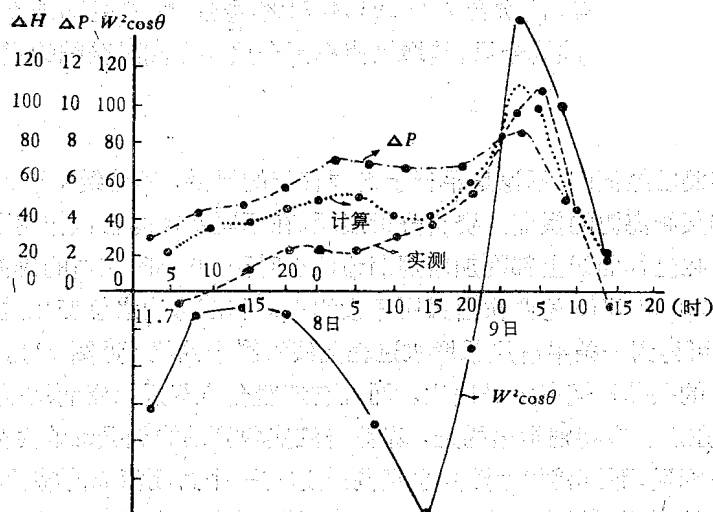


图9 泗盛站 1972 年 11 月 7 日—9 日风、气压及实测和计算水位逐时变化图 (7220 号台风)

而长波传播速度 $c=83.5 \times 10^3 \text{ m/h}$ 。查阅《西北太平洋台风路径图》(1949—1969), 台风在南海的移速一般不超过 $30 \times 10^3 \text{ m/h}$ 。可见, 在珠江口地区, 台风移速 (V) 与长波速度 (c) 之比值总是小于 1。从而不仅满足了理论上的要求, 也证实了图 10 中所反映出来的现象的正确性。这就表明, 在我国东南沿海明显地存在着这种规律, 它对风暴潮的生成和发展是不容忽视的一个因素。

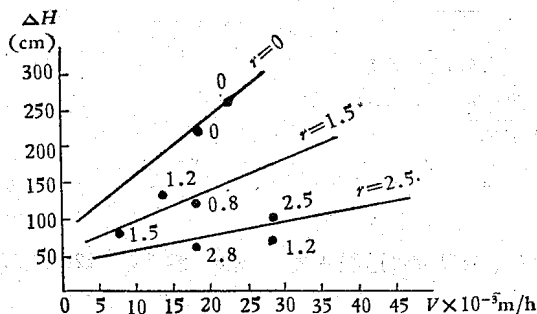


图 10 泗盛站极值水位 (ΔH) 与台风移速 (V) 和距离 (r) 的相关图

5. 潮波的影响

珠江河口内的潮波特性大致与外海相同, 具有前进波的性质, 台风在登陆时珠江口处于涨潮还是落潮将对水位变化有一定的影响。例如 6415 号和 7513 号台风所导致的水位变化, 属于台风登陆时珠江口处于落潮时的情况; 6711 号台风所导致的水位变化即为涨潮时的情况 (见图 11)。这两种情况下的水位变化有所不同, 前者变化陡度很大, 后者尚较平缓。这种现象产生的原因可能是台风登陆时强制波从河口向河内推移, 由于落潮流和径流与风暴潮流方向相反, 因而相互拥高, 使水位急剧暴涨。反之, 则风暴潮波顺流而上, 使水位变化较前者平缓。

就最大增水高度而言, 两次台风 (6605 和 7108 号台风) 的登陆地点和登陆时的风力虽都相同, 但在落潮时登陆的台风, 其增水值小于台风在涨潮时登陆的增水值^[4]。

6. 假潮的效应

理论和实测已经证明, 不论是平行于海岸移行的风暴, 还是缓慢移行的登陆风暴, 均可能激发起陆架和海湾的假潮。资料分析表明, 在不同路径的台风作用下, 珠江口内各测站的风暴潮变化过程曲线上都附加着周期为数小时至 10 小时左右的副振动 (见图 6)。

如果将 7220 和 6718 号两次台风所导致的赤湾和泗盛的水位变化过程曲线, 以 7 小时移动平均, 可得到一条平滑风暴增水过程曲线和剩余曲线 (见图 12)。从图 12 可以看出, 4—7 小时的振动周期占主导地位, 而且它随着台风移近海岸而增强, 其最大振幅可达 20—30cm 左右。应特别指出的是, 赤湾与泗盛两测站的副振动的变化趋势完全一致, 但其位相几乎相反, 而泗盛和南沙几乎相同。这与一个封闭海湾的特性极为类似。这一点从珠江口的地形可以得到一些解释。珠江口外有大濠岛的阻挡, 且大西水道又有万山列岛布于河口, 这就可能导致珠江口具有一个含有封闭海湾特点的纵向自由振荡, 它随着外力的消失而逐渐消亡。

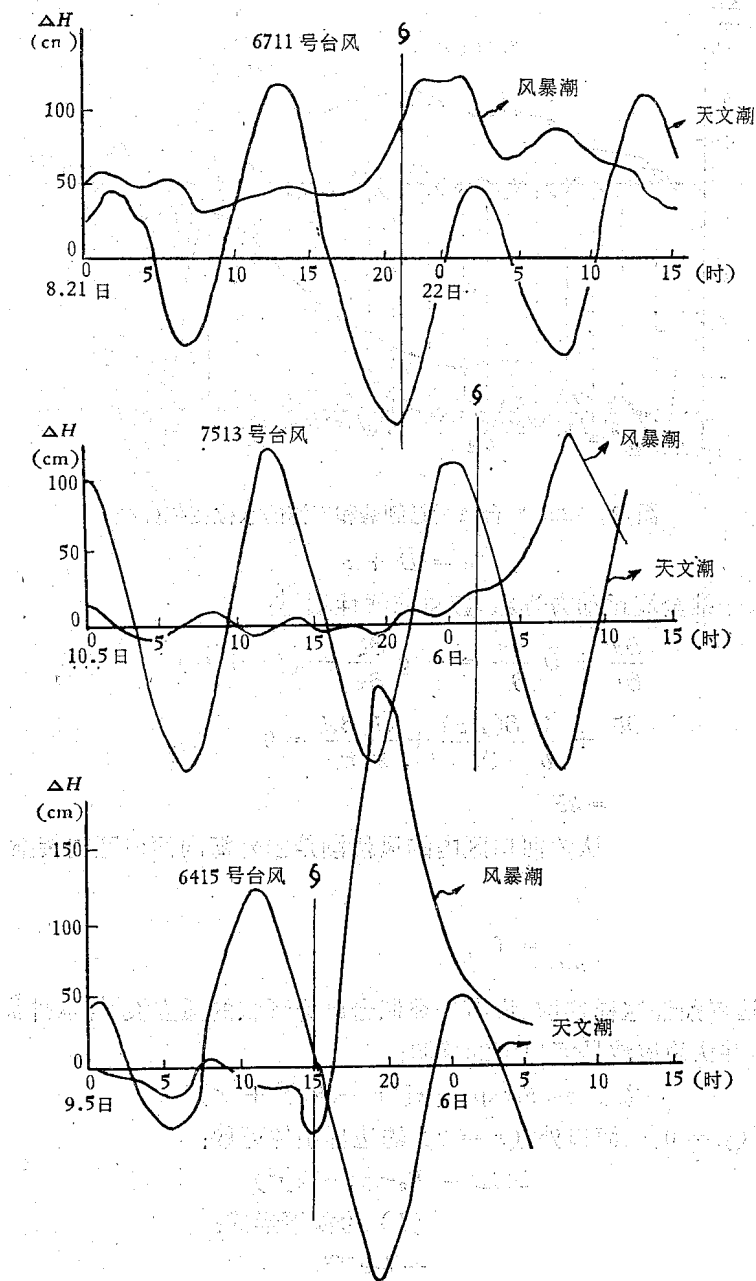


图 11 天文潮与风暴潮过程曲线以及台风登陆时刻

二、珠江口风暴潮某些特性的动力学解释

在河口区,陆地径流和地形无疑对风暴潮具有一定的影响,在建立运动方程时应将这些因素考虑进去。假定河口区等深变宽,并以河口为坐标原点。在风暴潮期,河口区的总体流动是风暴潮流和常定径流之和:

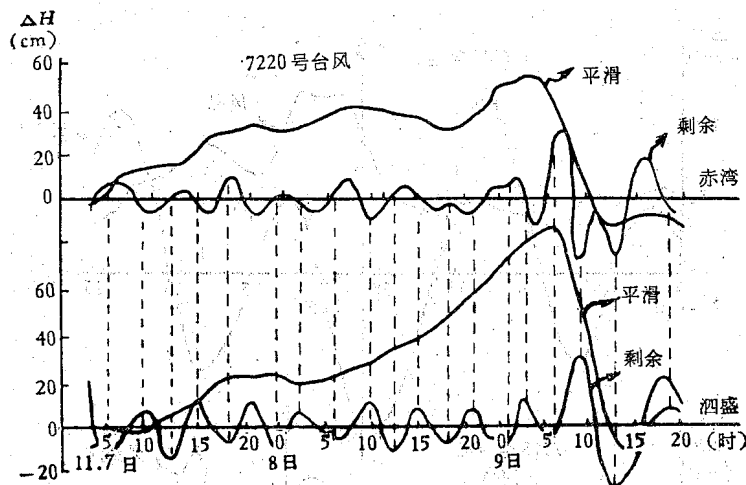


图12 7220 号台风引起西盛和赤湾的水位变化曲线

$$u = \bar{U} + v \quad (1)$$

将(1)代入一维全流运动方程组,忽略非线性项得:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial v}{\partial x} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - k(v + \bar{U}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial(Av)}{\partial x} + \frac{\bar{U}}{b} \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$A = hb$$

这一方程组的意义是,认为河口区内的风暴潮是由外海向河口区内传播而致,因此选取下述边界条件。

在河口区顶部: $\left. \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right|_{x=l} = 0 \quad (4)$

河口处的边界条件这样选取,设有一类似台风场形状的孤立波^[2],从外海以常速(V)移近珠江河口,并认为该波是河口区的扰源:

$$\zeta|_{\text{外海}} = F_0 \exp(-\kappa[(x - Vt)^2 + y^2])$$

在一维情况下($y = 0$),河口处($x = 0$)的边界条件可取:

$$\zeta|_{x=0} = F_0 \exp(-\kappa_1 t^2) \quad (5)$$

假定河口区呈喇叭状,近似取其宽度(b)为如下形式:

$$b = b_0 e^{-\alpha x} \quad (6)$$

由(2),(3),(6)得风暴潮位方程:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + k \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x \partial t} + c^2 \alpha \frac{\partial \zeta}{\partial x} - c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0 \quad (7)$$

求方程式(7)满足边界条件(4),(5)的解。

对 t 取 Laplace 变换: $\bar{\zeta} = \int_0^\infty \zeta e^{-st} dt$

$$\frac{d^2 \bar{\zeta}}{dx^2} - \left(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2} s \right) \frac{d \bar{\zeta}}{dx} - \frac{s}{c^2} (s + k) \bar{\zeta} = 0 \quad (8)$$

$$\bar{\zeta} = e^{\frac{1}{2}(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2}s)x} (Ae^{\delta\sqrt{s^2 + \beta_1 s + \beta_2}x} + Be^{-\delta\sqrt{s^2 + \beta_1 s + \beta_2}x}) \quad (9)$$

上式满足边界条件

$$\left. \frac{d\bar{\zeta}}{dx} \right|_{x=l} = 0 \quad \bar{\zeta}|_{x=0} = F(s) \quad (10)$$

的解为:

$$\bar{\zeta} = e^{\frac{1}{2}(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2}s)x} \left\{ \frac{\frac{1}{2} \left(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2}s \right) \text{sh}\lambda(l-x) + \lambda \text{ch}\lambda(l-x)}{\frac{1}{2} \left(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2}s \right) \text{sh}\lambda l + \lambda \text{ch}\lambda l} \right\} F(s) \quad (11)$$

当 $|\lambda(l-x)| < 1$ 时, 可取

$$\text{sh}\lambda(l-x) \doteq \lambda(l-x) + \frac{1}{6} \lambda^3(l-x)^3 \quad (12)$$

$$\text{ch}\lambda(l-x) \doteq 1 + \frac{1}{2} \lambda^2(l-x)^2$$

$$\bar{\zeta} \doteq e^{\frac{1}{2}(\alpha + \frac{\bar{U}}{c^2}s)x} \frac{(l-x)^3}{l^3} \left\{ \frac{s^3 + \lambda_1 s^2 + \lambda_2 s + \lambda_3}{s^3 + \sigma_1 s + \sigma_2 s + \sigma_3} \right\} F(s) \quad (13)$$

对(13)进行 Laplace 反演得:

$$\zeta = \frac{(l-x)^3}{l^3} e^{\frac{1}{2}ax} F(t) * \{D_1 e^{-c_0 t} + D_2 e^{-c_1 t} + D_3 e^{-c_2 t}\} \quad (14)$$

这里, ζ ——风暴潮高; $\bar{U}$ ——河口区内径流平均值; v ——风暴潮流速; α ——河口区收缩系数; $c = \sqrt{gh}$; g ——重力加速度; k ——摩阻系数; h ——河口区内平均水深; κ ——风应力参量。

$$D_1 = \frac{c_0^3 + \lambda_1 c_0^2 + \lambda_2 c_0 - \lambda_3}{(c_0 - c_1)(c_2 - c_0)}; \quad D_2 = \frac{c_1^3 - \lambda_1 c_1^2 + \lambda_2 c_1 - \lambda_3}{(c_1 - c_0)(c_2 - c_1)};$$

$$D_3 = \frac{c_2^3 - \lambda_1 c_2^2 + \lambda_2 c_2 - \lambda_3}{(c_2 - c_0)(c_1 - c_2)}$$

$$c_0 = -(a_1 + a_2) + \frac{1}{3} \sigma_1;$$

$$c_1 = \frac{1}{2}(a_1 + a_2) - i \frac{\sqrt{3}}{2}(a_1 - a_2) - \frac{1}{3} \sigma_1$$

$$c_2 = \frac{1}{2}(a_1 + a_2) + i \frac{\sqrt{3}}{2}(a_1 - a_2) - \frac{1}{3} \sigma_1$$

$$a_1 = \sqrt[3]{-q + \sqrt{q^2 + p^3}}; \quad a_2 = \sqrt[3]{-q - \sqrt{q^2 + p^3}}$$

$$2q = \frac{2\sigma_1^3}{27} - \frac{\sigma_1 \sigma_2}{3} + \sigma_3; \quad 3p = \sigma_2 - \frac{\sigma_1^2}{3}$$

$$\lambda_1 = \beta_1 + \frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}(l-x)}; \quad \lambda_2 = \beta_2 + \left(\frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}(l-x)} \right) \beta_1;$$

$$\lambda_3 = \left(\frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}(l-x)} \right) \beta_2 + \frac{12c^2}{\delta^2 \bar{U}(l-x)^3} \left[\frac{1}{2} \alpha(l-x) + 1 \right]$$

$$\sigma_1 = \beta_1 + \frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}l}; \quad \sigma_2 = \beta_2 + \left(\frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}l} \right) \beta_1;$$

$$\sigma_3 = \left(\frac{c^2 \alpha}{\bar{U}} + \frac{6c^2}{\bar{U}l} \right) \beta_2 + \frac{12c^2}{\sigma^2 l^2 \bar{U}} \left(\frac{1}{2} \alpha l + 1 \right)$$

$$\beta_1 = \frac{2\alpha \bar{U} + k}{1 + \frac{1}{4} \frac{\bar{U}^2}{c^2}}; \quad \beta_2 = \frac{\frac{1}{4} \alpha^2 c^2}{1 + \frac{1}{4} \frac{\bar{U}^2}{c^2}};$$

$$\delta^2 = \frac{1}{c^2} + \frac{1}{4} \left(\frac{\bar{U}}{c^2} \right)^2$$

公式(14)给出如下一些意义,当孤立波由河口向区内传播时,将由其派生的假潮波叠置其上。这是因为:

$$f(t) * e^{-\alpha t} \doteq F_0 \left(\frac{e^{-\kappa_1 t^2}}{c_1 - 2\kappa_1 t} - \frac{e^{-\alpha t}}{c_1} \right)$$

前一项为风暴本身引起的孤立波,第二项为其导致的假潮波。但是由这一振动的频率可知,其周期受到河口收缩系数和径流的影响。

$$\omega = \frac{\sqrt{3}}{2} \left\{ \sqrt[3]{-q + \sqrt{q^2 + p^3}} - \sqrt[3]{-q - \sqrt{q^2 + p^3}} \right\}$$

假定从珠江口到南沙的距离 $l = 5.9 \times 10^4 \text{m}$, $\alpha \doteq 0.18 \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$, $h \doteq 5 \text{m}$, $c = \sqrt{gh} \doteq 7 \text{m/s}$ $\frac{\bar{U}}{c} = 0.2, 0.4, 0.6$ 。

可以看出:

(1) $\alpha = \bar{U} = 0$ 时,则基本周期

$$T_0 \doteq 10 \text{ 小时}。$$

(2) 没有径流 ($\alpha \doteq 0$, $\bar{U} = 0$) 的影响时,

$$T_0 \doteq 8 \text{ 小时}。$$

(3) 在 α 和不同径流量值 ($\alpha \doteq 0$, $\bar{U} \neq 0$) 影响下

$$T_1 \doteq 8.1 \text{ 小时} \quad \left(\frac{\bar{U}}{c} = 0.2 \right);$$

$$T_2 \doteq 8.3 \text{ 小时} \quad \left(\frac{\bar{U}}{c} = 0.4 \right);$$

$$T_3 \doteq 9.0 \text{ 小时} \quad \left(\frac{\bar{U}}{c} = 0.6 \right)。$$

这一情况表明,周期随着径流速度的增加而增加,与基本周期比较,其影响约在 10%—20% 之间。这一周期与实测尚较一致。

同时还可以看出,径流方向如果同风暴潮流方向相反,则其振幅将随时间的增加而增大。另外,由于河口收缩系数的效应,风暴潮高将沿河口向内增加,湾口与南沙的振幅比约为 1.3。

由此可见,珠江口区风暴潮的某些特性可以从动力学的分析中得到一些解释。

参 考 文 献

- [1] 刘凤树, 1980. 台风暴潮某些特性的分析. 海洋学报 **3**(2): 14—23.
- [2] 刘凤树, 1981. 垂直海岸移行低气压所引起的强制波. 山东海洋学院学报 **11**(3): 14—23.
- [3] The General Hydrological Station of Guangdong Province, 1982. The scheme to forecast the typhoon tidal-surges at the mouth of Pearl River. *Collected Oceanic Works* **5**(2): 171—190.
- [4] Jelesnianski, C. P., 1965. Numerical computations of storm surges with bottom stress. *Mon. Wea. Rev.* **95**(1): 740—756.
- [5] Wang Xinian, Liu Fengshu, 1982. Preliminary study on typhoon surges along the Fujian and Guangdong coastal areas. *Collected Oceanic Works* **5**(2): 62—77.

A PRELIMINARY STUDY ON THE STORM SURGE AT THE MOUTH OF THE ZHUJIANG RIVER*

Liu Fengshu and Fang Defeng

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The general characteristics of typhoon surges at the mouth of the Zhujiang River (Pearl River) are analyzed in this paper. The fundamental mechanisms of storm surge such as 1) the change of storm surge in relation to the typhoon track and wind; 2) the relations between surges and velocity of the river flows; 3) the seiche and wave are also discussed according to theoretical model.

* Contribution No. 1080 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.