

# 台風性降雨と高潮の同時生起性に関する研究\*

## STUDY ON CHARACTERISTICS OF CONCURRENCE OF RAINFALL AND STORM SURGE ASSOCIATED WITH TYPHOON

端野道夫\*\*・神田 徹\*\*\*・北澤聖司\*\*\*\*・横山真至\*\*\*\*

By Michio HASHINO, Tohru KANDA, Masashi KITAZAWA and Shinji YOKOYAMA

The characteristics of concurrence of rainfall and storm surge at Osaka are made clear by analyzing the available data of typhoons for the period 1900-1980; Distributions of typhoon positions when maximum storm surge  $\eta_{\max}$  or peak rainfall intensity  $r_p$  occurred, a histogram of time-lag between  $\eta_{\max}$  and  $r_p$ , and relationships between  $\eta_{\max}$  and  $r_p$ , and between  $\eta_{\max}$  and total rainfall  $R_T$ , are shown. Predictors of rainfall and storm surge are selected by using the stepwise regression analysis, and the probability distributions of the residuals are revealed. It is probable that the flood wave following the rainfall moves downstream in a river and the storm surge invades the river, with a considerably short time-lag. On these occasions, the high water levels along the river change, depending on the length of the time-lag. Such features of high water levels are examined in terms of the behavior of storm surge propagation in the lower reach with mild slope.

### 1. ま え が き

わが国の都市河川の多くは下流部が感潮域であり、台風襲撃時には降雨による出水と高潮の河川遡上という現象が同時に生起する可能性がある。流域の高度利用が進み、多面的な治水システムの構築が必要とされる現在、降雨・洪水と高潮の同時生起性に関する一般的な検討と同時生起時の水害発生の危険度評価を行うことは河川の計画・管理上きわめて重要な課題である。

本論文では、このような観点から、最大潮位偏差  $\eta_{\max}$ 、ピーク雨量  $r_p$ 、発生時の台風位置分布、 $\eta_{\max}$  と  $r_p$  の発生時差分布等の実態を大阪を対象に示し、時々刻々の台風情報(台風中心位置、中心気圧、進行方向、進行速度等)と高潮潮位偏差、台風性降雨の回帰関係を分析する。さらに、降雨と高潮が短い時差で生起し得る事実をもとに、河川が流域からの出水と河口からの高潮侵入を同時に受ける場合の河道に沿う最高水位の特性を示すとともに、

その特性と感潮域の水理現象の関係について数値実験により検討する。

### 2. 大阪における台風性降雨と高潮の諸特性

#### (1) 基礎資料

大阪湾をほぼ中央とする長方形領域(東経  $128^{\circ}$ - $140^{\circ}$ 、北緯  $28^{\circ}$ - $40^{\circ}$ )を通過した、1900-1980年間の約460個の台風について、台風経路図、台風位置表(位置、中心気圧、進行方向、進行速度)、大阪港における検潮記録、大阪管区气象台での降雨、気圧、風向、風速等の基礎資料および既往の高潮調査報告書等の多くの文献を収集した<sup>1)~11)</sup>。

最大潮位偏差  $\eta_{\max}$ 、総雨量  $R_T$  の頻度を  $\eta_{\max}=26$  cm、 $R_T=20$  mm<sup>11)</sup> で分類すれば Table 1 のようである。 $\eta_{\max}=26$  cm 以上の高潮をもたらした台風は1900-1949年間では35個、1950-1980年間では82個であり、後者の期間ではほとんどすべての台風が拾い上げられているが前者の期間では潮汐月表が不明であるか、顕著な高潮や年最大値以外の台風については不明であるため、抽出からはずれたものがかなりあると思われる。最大潮位偏差

\* 本論文は文献14)を発展させ、一部追加したものである。

\*\* 正会員 工博 徳島大学教授 工学部建設工学科  
(〒770 徳島市南常三島町2-1)

\*\*\* 正会員 工博 神戸大学助教授 工学部土木工学科  
(〒657 神戸市灘区六甲台町1-1)

\*\*\*\* 正会員 工修 (株)建設技術研究所 大阪支社  
(〒540 大阪市東区本町1-24-1)

注1)  $\eta_{\max}=26$  cm なる数値採用は高潮資料抽出の便宜性と高潮偏差推算誤差の配慮から、 $R_T=20$  mm なる数値採用には降雨資料抽出の便宜の理由以外の理由はない。

**Table 1** Frequency of  $\eta_{max}$  and  $R_T$  (upper lines : 1900-1949; lower lines : 1950-1980).

	$R_T < 20$ <sub>mm</sub>	$R_T > 20$ <sub>mm</sub>	Total
$\eta_{max} < 26$ <sub>cm</sub>	119 109	74 45	193 154
$\eta_{max} > 26$ <sub>cm</sub>	15 39	20 43	35 82
Total	134 148	94 88	228 236

**Table 2** Frequency of  $\eta_{max}$  at the case where data are divided into two groups : East and West of Osaka Bay (1900-1980).

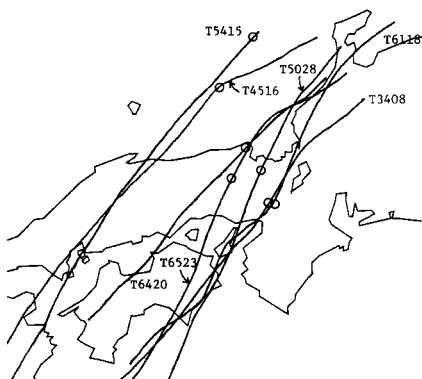
$\eta_{max}$ (cm)	East	West	Total
$150 < \eta_{max}$	0	7	7
$100 < \eta_{max}$	2	17	19
$50 < \eta_{max}$	20	42	62
$26 < \eta_{max}$	42	75	117

$\eta_{max}$  の発生時における台風中心位置を大阪湾長軸方向 (Fig. 2 における点線の方向) を基準として、頻度を東・西別に分類すれば Table 2 のようであり、1 m 以上の  $\eta_{max}$  をもたらす台風はほとんど西側通過であることがわかる。このことは奥山・宇野木<sup>12)</sup>、宇野木<sup>13)</sup>の解析結果とも符合している。

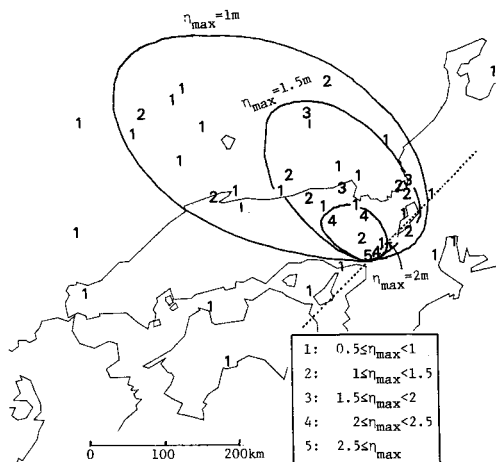
なお、大阪管区気象台での台風時の降雨としては、主に台風自体の構造から生じる降雨と思われるものに限定し、無降雨継続時間が7時間以上のもので台風接近時でない、いわゆる先行降雨は除外した。

(2) 最大潮位偏差が発生したときの台風位置<sup>14)</sup>

最大潮位偏差  $\eta_{max}$  が 1 m 以上の主な台風経路を示すと Fig. 1 のようであり、大阪湾の長軸方向とほぼ平行にかつ西側を通過したときに大きな高潮が生じている。特



**Fig. 1** Observed typhoon tracks causing  $\eta_{max}$  more than 1 m at Osaka (symbol ○ : typhoon position when  $\eta_{max}$  occurred).

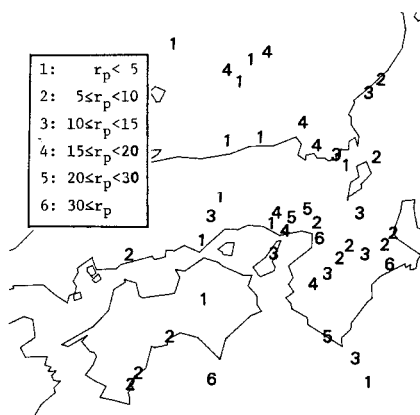


**Fig. 2** Distribution of typhoon positions when  $\eta_{max}$  occurred.

に、過去に大きな災害をもたらした顕著な高潮のすべては、奥山・宇野木<sup>12)</sup>も指摘しているように、台風が大阪湾を通過した後あるいは直後に  $\eta_{max}$  が発生している。次に、 $\eta_{max}$  発生時の台風位分布を、 $\eta_{max}$  をパラメーターとして Fig. 2 に示す。  $\eta_{max}$  がそれぞれ 1, 1.5, 2 m 以上になる領域の概略は Fig. 2 中の長円形のものであり、  $\eta_{max}$  が大きくなるほどその発生領域が小さくなることが明らかである。また、これらの長円形の長軸方向は、大阪湾長軸方向とほぼ直角であることが、大きな高潮をもたらす西側通過台風の  $\eta_{max}$  発生場を特徴付けているといえる。

(3) ピーク雨量が発生したときの台風位置

ピーク雨量  $r_p$  (mm/h) をパラメーターとして  $r_p$  発生時の台風位置分布を Fig. 3 に示す。前述の  $\eta_{max}$  のそれに比べ、  $r_p$  の発生場はかなりランダムであり、  $\eta_{max}$  のように発生場を東・西別に分離できないようである。これは降雨が局地的な地形や気象条件、個々の台風の積乱



**Fig. 3** Distribution of typhoon positions when  $r_p$  occurred.

雲の分布状態や包含水蒸気量など、多くの複雑な要因に支配されていることによるものと思われる。

(4)  $\eta_{max}$  と  $r_p$  の関係

$\eta_{max}$  と  $r_p$  の発生時差  $\tau$  のヒストグラムを示せば Fig. 4 のようであり、全体的に左右対称形に近いが、 $\eta_{max}$  時の台風位置から大阪湾長軸までの垂直距離  $L$  を  $L=100$  km 以下、以上で分け、かつ東・西別に分ければ、分布の様相はかなり異なる。 $\tau = \pm 2$  h 以内の総標本数 101 個 (Fig. 4 では  $\tau = \pm 9$  h 以上は除いた) に対する相対頻度は 41% であるが、特に  $\eta_{max} = 1$  m 以上の大半の台風はこの時差の範囲に含まれていることがわかった。

さらに、 $\tau$  をパラメーターとして、 $r_p$  と  $\eta_{max}$  の量的な関係をみれば Fig. 5 のようであり、 $\eta_{max}$  が大きいほど  $\tau$  が小さく同時生起性が高くなる傾向がみられる。特に、 $\eta_{max}$  に対する  $r_p$  の (観測) 上限値は、 $\eta_{max}$  のほぼ全域で、 $\tau = \pm 1$  h 以内の台風によるものであることは注目に値する。

なお、Marked point process 理論と二変数指数型分布より定式化された (相関を考慮した) 二変量年最大値のリターンピリオド  $T_{xy}$  の推定法<sup>15)</sup> (Fig. 5 のデータに結合二変数指数型分布をあてはめ、得られたパラメーターより両者の相互相関係数を求めれば、 $-0.16$  である) によれば、 $T_{xy}$  の既往最大は台風番号 T7916 ( $r_p = 64.5$  mm/h,  $\eta_{max} = 107$  cm) の 338 年、次いでジェーン台風 ( $r_p = 19.8$ ,  $\eta_{max} = 237$ ) の 240 年、室戸台風 ( $r_p = 6.8$ ,  $\eta_{max} = 292$ ) の 215 年となった。これに対し、 $r_p$  と  $\eta_{max}$  の相関を無視した場合の両者のリターンピリオ

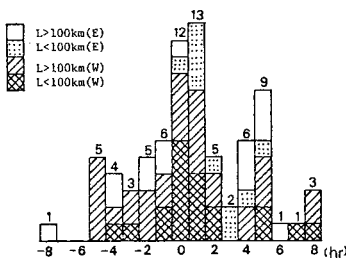


Fig. 4 Histogram of time-lag  $\tau$  (a positive sign is used when  $r_p$  precedes  $\eta_{max}$ ).

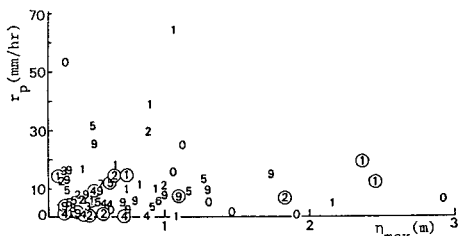


Fig. 5 Relationship between  $r_p$  and  $\eta_{max}$  (figure:  $\tau$ (h), symbol  $\circ$ : negative sign of  $\tau$ ).

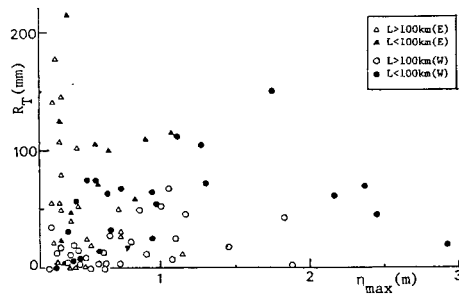


Fig. 6 Relationship between  $R_T$  and  $\eta_{max}$ .

ド ( $T_x \cdot T_y$ ) はそれぞれ、785, 560, 485 年となり、 $T_{xy}$  との差が顕著である。

(5)  $\eta_{max}$  と  $R_T$  の関係

台風位置から大阪湾長軸までの垂直距離  $L$  ( $\geq 100$  km) をパラメーターとして、 $\eta_{max}$  と総雨量  $R_T$  の関係を Fig. 6 に示す。Fig. 5 と同様に、 $\eta_{max}$  が大きくなるほど  $R_T$  の (観測) 上限値は小さくなる傾向がみられる。 $R_T$  の上限値は  $\eta_{max} > 1.1$  m では西側通過台風、 $\eta_{max} < 1.1$  m では東側通過台風によりもたらされたものであり、いずれの場合にも東・西 100 km 以内を通過した台風によるものである。

3. 台風性降雨と高潮に関する回帰分析

時々刻々の台風情報 (台風中心位置, 中心気圧, 進行方向, 進行速度等) を用いて、大阪での高潮潮位偏差と時間雨量に関する回帰分析を行う。回帰分析に用いる対象地点  $X$  の気圧  $P_x$  は次式の Schlomer の気圧分布式より求める。

$$P_x = P_T + \Delta P_T \exp(-y_M/y) \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 $\Delta P_T = 1013 - P_T$ ,  $P_T$ : 台風中心気圧 (mb),  $y$ : 台風中心から対象地点までの距離,  $y_M$ : 最大旋衡風速半径 (=80 km) また、対象地点  $X$  の風速  $V_x$ , 風向  $\theta_x$  は等圧線より  $30^\circ$  内側に向けた傾度風ベクトルと台風の進行速度ベクトルを合成した friction free wind の風速, 風向を用いることにした。

(1) 高潮潮位偏差に関する回帰分析

2. で明らかとなったように、東側通過台風と西側通過台風では、最大潮位偏差  $\eta_{max}$  の特性が大きく異なることから、データを東・西通過別に整理して回帰分析を行う。 $\eta_{max}$ (cm) を従属変数とし、 $\eta_{max}$  発生時の台風中心気圧低下量  $\Delta P_T$ , 進行方向  $\theta_T$ , 台風中心と大阪を結ぶ線分  $y$  の方位角  $\theta_{T0}$ , および  $y_M/y$ ,  $y_M/L_0$  ( $L_0$ : 台風から大阪湾長軸までの距離で  $L_0 = y \sin \phi_0$ , 大阪および湾央における気圧低下量と風速 2 乗値の湾軸平行成分:  $\Delta P_0$ ,  $\Delta P_c$ ,  $V_0^2 \cos \phi_0$ ,  $V_c^2 \cos \phi_c$  ( $\phi_0, \phi_c$ : 大阪, 湾央と台風中心を結ぶ線分と大阪湾長軸とのなす角) の

計9変数を採用し、変数増減法による回帰分析を行った結果、次式を得た。

$$\text{東側：} \eta_{\max} = 13.45(y_m/y) + 0.02 V_c^2 \cos \phi_c + 37.4 \dots \dots \dots (2)$$

$$\text{西側：} \eta_{\max} = 2.02 \Delta P_0 - 0.04 V_c^2 \cos \phi_c + 0.08 V_c^2 \cos \phi_0 + 24.4 \dots \dots \dots (3)$$

ここに、式(2)、(3)に対する重相関係数  $R$  とデータ数  $N$  はそれぞれ、 $R=0.65, N=41; R=0.86, N=83$  である。 $\eta_{\max}$  のほとんどが1m以下である東側通過台風に対する回帰式(2)の重相関係数はあまり高くないが、 $\eta_{\max}$  の大きな台風を含む西側通過台風に対する回帰式(3)の重相関係数は高く、風の吹き寄せ効果と気圧降下による吸い上げ効果が高潮の主たる要因であることがわかる。また、このような結果は Fig. 2 の  $\eta_{\max}$  の発生場ともよく対応しているといえよう。

式(2)または(3)が時々刻々の潮位偏差  $\eta$  についても成り立つものとして、式(2)または(3)による推定値  $\bar{\eta}$  と実測値  $\eta$  との差： $\epsilon_\eta = \eta - \bar{\eta}$ 、すなわち残差  $\epsilon_\eta$  の分布形を調べたところ、東・西通過台風とも、ほぼ正規分布に近い分布形を示した。ちなみに、 $\epsilon_\eta$  の平均  $m_{\epsilon_\eta}$ 、標準偏差  $\sigma_{\epsilon_\eta}$  は、東側： $m_{\epsilon_\eta} = -29.3 \text{ cm}, \sigma_{\epsilon_\eta} = 14.3 \text{ cm}$ ; 西側 ( $\eta < 100 \text{ cm}$ ):  $m_{\epsilon_\eta} = -28.7 \text{ cm}, \sigma_{\epsilon_\eta} = 19.0 \text{ cm}$ ; 西側 ( $\eta > 100 \text{ cm}$ ):  $m_{\epsilon_\eta} = 3.5 \text{ cm}, \sigma_{\epsilon_\eta} = 26.5 \text{ cm}$  であった。

(2) 台風性降雨に関する回帰分析

台風性降雨について流体力学的に解明を試みた正野の理論<sup>16)</sup>によれば、台風域内の降雨強度  $r$  は傾度風  $V_g$  の渦度：

$$\zeta = \frac{1}{y} \cdot \frac{\partial(yV_g)}{\partial y} \dots \dots \dots (4)$$

に比例する。そこで、時間雨量  $r$  (mm/h) に対して、この渦度  $\zeta$  (1/h) を説明変数の1つとして、ほかに  $\Delta P_0, \theta_0, L_0, S_0$  ( $S_0$ : 台風から大阪湾短軸までの距離で  $S_0 = y \cos \phi_0$ ) と、それぞれの1時間前、2時間前の変数(添字-1, -2を付ける)および  $r_{-1}, r_{-2}$  を説明変数とする。

Fig. 3 の  $r_p$  発生時の台風位置分布を参考に、大阪を中心とする同心円形領域(半径  $D$ (km))を設定し、変数増減法による回帰分析の結果、次式を得た。

$$0 \leq D < 100 : r = 0.39 r_{-1} + 2.48 \zeta_{-1} - 1.58 \zeta_{-2} + 1.13 \dots \dots \dots (5)$$

$$100 \leq D < 200 : r = 1.75 \zeta + 0.56 r_{-1} + 0.28 \dots \dots \dots (6)$$

$$200 \leq D < 300 : r = 2.99 \zeta + 0.38 r_{-1} + 0.34 \dots \dots \dots (7)$$

$$300 \leq D : r = 0.12 \Delta P_0 + 0.002 L_0 + 0.37 \dots \dots \dots (8)$$

ここに、式(5)、(6)、(7)、(8)に対する重相関係数  $R$  とデータ数  $N$  はそれぞれ、 $R=0.65, N=108; R=0.63, N=255; R=0.56, N=294; R=0.3, N=292$  であり、ランダム成分の割合が大きいことがわかる。

半径  $D=300 \text{ km}$  以下の円形領域内における台風時の大阪での実測時間雨量  $r$  と式(5)~(7)による推定値  $\bar{r}$  との相対残差： $w_r = (r - \bar{r}) / \bar{r}$  の分布形を調べたところ、 $w_r$  を次式のように、4/5乗変換すれば、

$$W_r = (w_r + 1)^{4/5} \dots \dots \dots (9)$$

$W_r (> 0)$  は Freund の二変数指数型分布<sup>15)</sup>でよく表わされることがわかった。ちなみに、 $W_r$  の平均  $m_w$ 、標準偏差  $\sigma_w$  は  $m_w = 1.10, \sigma_w = 1.07$  で自己相関係数  $\rho_w$  は  $\rho_w = 0.06$  である。

台風属性(中心気圧、進行方向、進行速度)の確率統計的モデルとここで得られた台風性降雨と高潮の回帰モデル<sup>17)</sup>を組み合わせれば、両者の同時性を評価するうえで、さらに有効な標本を、データ・ジェネレーションにより、追加することができよう<sup>18)</sup>。

4. 洪水と高潮の同時生起による河川の水位変動

(1) 河川感潮域における洪水と高潮の同時生起

上述のように、台風に伴う降雨と高潮は短い時差で生起する可能性が十分にあることから、河川においては上流からの洪水流下と河口からの高潮侵入を同時に考慮して治水対策を講ずる必要があろう。特に低平地河川の下流部では、外水氾濫に関する堤防高の安全度評価や水位・流量制御に対する防潮水門・排水ポンプ等の計画・管理、さらに内水処理のために、両者が同時に生起する場合の河道内の水理特性を十分に把握しておくべきである。

河川下流部の、水位が河口潮位の影響を大きく受ける領域を以下では感潮域とよぶことにする。河口水位(潮位)を一定とした場合の感潮域での洪水伝播特性と河川流量が一定の場合の高潮の河川遡上特性、のおのおのについては、関連する研究がすでにある。前者の現象は、堰やダムによって貯水された領域での洪水の伝播<sup>19), 20)</sup>と基本的に同じ現象と考えられる。一方、後者に関しては、高潮を直接対象とした理論的研究<sup>21), 22)</sup>や実験的研究<sup>23), 24)</sup>のほか、潮汐の河川遡上に関する古くからの研究成果がある<sup>25)~28)</sup>。このように、洪水あるいは高潮が単独に生起する場合の資料はかなり存在するが、両者が同時に生起した場合に参考となる研究成果はきわめて少ない<sup>14), 29), 30)</sup>。

以下では、洪水と高潮の同時生起によっていかなる水位上昇特性が現われ、それが感潮域の水理現象とどのように関係しているかについて数値計算をもとに基礎的に考察する。

(2) 同時生起による河川の水位上昇特性

下流部が感潮域である一様断面の河道において、(a) 河口水位を一定として洪水が流下する場合、(b) 上流端(河川)流量を一定として高潮が遡上する場合、(c)

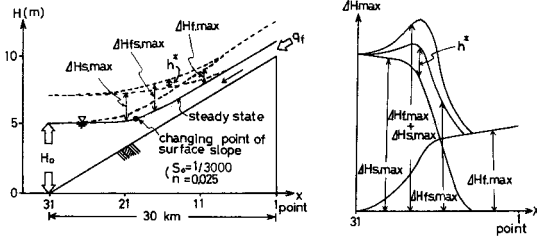


Fig. 7 The highest water level along river channel.

洪水と高潮がある時差で生起する場合、の各ケースについて、河道に沿う最高水位の変化を模式的に示せば Fig. 7 のようである。図における  $\Delta H_{max}$  はいずれも、洪水あるいは高潮が河道内に現われる以前の定常状態の水面を基準とした最高水位（水位上昇量）である（天文潮による水位変動はここでは除外している）。 $\Delta H_{f.s.max}$  は上記 (a) の場合であり、感潮域における最高水位の減衰が著しい。一方、 $\Delta H_{s.max}$  は (b) の場合で、最高水位は水平に近いので、定常水面形の勾配急変点から上流へ行くに従い  $\Delta H_{s.max}$  は減少する。 $\Delta H_{f.s.max}$  は (c) の場合であり、 $h^*$  は洪水と高潮の同時生起（時差  $\tau$ ）の効果を表す水位上昇量である。すなわち、

$$h^* = \Delta H_{f.s.max} - \max(\Delta H_{f.max}, \Delta H_{s.max}) \dots \dots (10)$$

$h^*$  は一般に地点  $x$  と時差  $\tau$  の関数で、特に  $\tau \rightarrow \pm\infty$  のとき  $h^* \rightarrow 0$  である。ここに  $\tau$  は上流端での洪水ピーク流量の時刻と河口での高潮ピーク水位の時刻の時差である。

この  $h^*$  が  $x, \tau$  によりどのように異なるかを数値実験により調べた。用いた河道モデルは、河床勾配 1/3 000 の長方形断面の河道で、境界条件として河口で高潮潮位を与え、河道上流端（河口から 30 km）で洪水流量を与えた。計算は、一次元不定流の基礎方程式に 4 点-陰型式差分スキーム<sup>31), 32)</sup>を適用して数値解を得た。境界で与える洪水ハイドログラフ（単位幅流量  $q_f$ ）と高潮潮位（ $H_a$ ）は Fig. 8 のようであり、時差は  $\tau = -3 \sim 6$  (h) の範囲で変えた。

$\tau = 2$  (h) の場合について各時刻の水面形を示せば Fig. 9 のようである。河道に沿う  $h^*$  の変化を示したものが Fig. 10 である。図中の矢印は、流下する洪水のピー

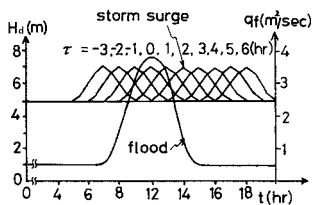


Fig. 8 Flood discharge and water level due to storm surge at the upper and lower boundaries, respectively.

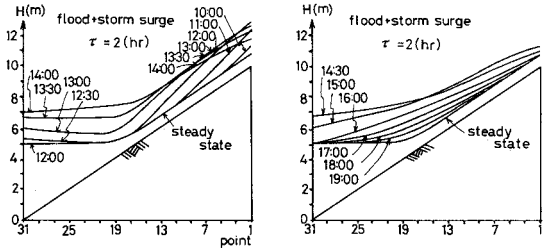


Fig. 9 Water surface profile for  $\tau = 2$  hours.

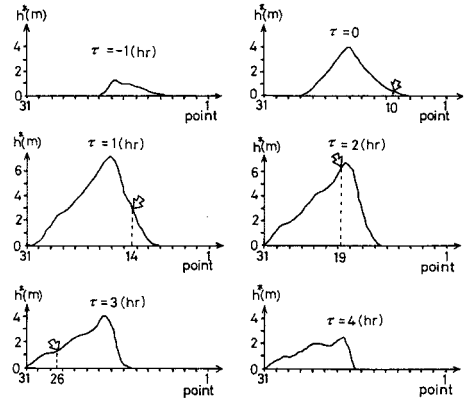


Fig. 10 Magnitudes of  $h^*$  along river channel.

ク水位と遡する高潮のピーク水位が出会う地点（単独に生じた場合の計算結果による）を示す。両者が出会う地点（換言すれば時差）に応じて  $h^* > 0$  である河道区間が移動するが、定常水面形の勾配急変点付近で常に  $h^*$  は最大値をとり、またその勾配急変点付近で両者が出会う時差（ $\tau = 1 \sim 2$  h）のときに  $h^*$  が長い区間にわたって大きな値をとることがわかる。上・中・下流の代表地点、たとえば Point 14, 19, 26 の各地点について時差  $\tau$  による  $h^*$  の相異をみれば、Point 14, 19 ではおのおの地点で洪水と高潮のピーク水位が出会うような時差のときに  $h^*$  は最大となる。しかし、下流側の Point 26 については、その地点で両者が出会うような時差で  $h^*$  は最大とならず、上述のように特定の時差（定常水面勾配急変点付近で両者が出会う時差）のとき下流部全域にわたって水位が最も高くなる場合の方が  $h^*$  の値は大きくなる。

下流部におけるこのような特性は洪水と高潮の相互干渉にほかならず、一方が他方に及ぼす影響を明らかにすることによってこの特性が説明できると思われる。そこで以下では、時差の影響は主に高潮遡上時の河川流量の大きさに関係していると考えて、種々の河川流量（一定）に対する高潮の遡上特性を検討した。

(3) 河川を遡する高潮の基本特性

河川流量（河道上流端の流量）を一定として (2) と

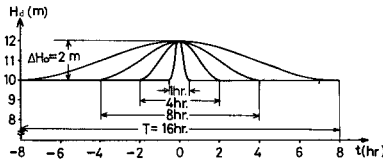


Fig. 11 Water level due to storm surge at river mouth.

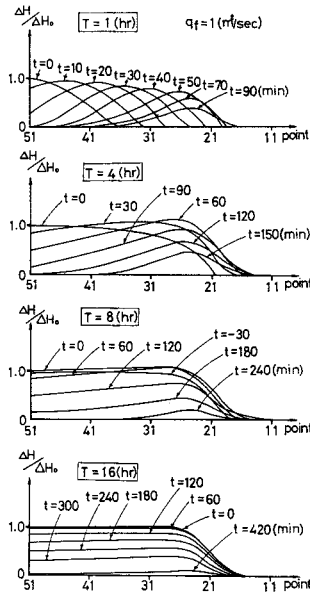


Fig. 12 Running-up behavior of storm surges with different durations.

同様の数値計算を行い、高潮の河川遡上特性を調べた。ただし、(2)の河道モデルとの相異は河道長を50 kmとした点である。また本計算では水面に作用する風の応力は考慮していない。河口で与えた高潮潮位を Fig. 11 に示す。

Fig. 12 は継続時間  $T$  の異なる各高潮の遡上時の水面形を示したものである。 $\Delta H$  は初期・定常水面を基準にした水位で、 $\Delta H_0$  は河口における最大潮位偏差(高潮波高)である。また、河口水位がピークときの時刻を  $t=0$  としている。高潮継続時間が短い場合 ( $T=1, 4$  h) は、ある波高(波のクレスト)をもつ波が感潮域を伝播し、その上流端付近で伝播速度が小さくなるとともに波高も急激に減少していく。高潮継続時間が長くなれば、 $T=8$  (h) にみられるように河口水位のピーク時 ( $t=0$ ) にすでに上流側で河口以上に水位が上昇しており、これは波の伝播とよべる水位変動ではない。さらに継続時間が長くなれば ( $T=16$  h)、水位はほとんど水平に上昇・下降する。このように高潮のような長周期性の波がその波長に比べて十分長くない感潮域を遡上するときには波としての性質は明確に現われず、河口からの侵入ととも

に持ち込まれる水ボリュームによって感潮域水位が全域的に上昇するという水位変動の仕方に特色がある。

次に、Fig. 13 は各地点の最高水位(最大水位上昇量  $\Delta H_{max}$ )と高潮継続時間の関係(河川流量は一定:  $q_r=1$   $m^2/s$ )を、Fig. 14 は最高水位と河川流量の関係(高潮継続時間は一定:  $T=4$  h)を示したものである。Fig. 13 における破線は  $T=1, 4$  (h) の場合の波高変化(Fig. 12 に認められる)を示す。 $T=16$  (h) の最高水位は、河口水位を高潮のピーク水位で与えた場合の定常状態の水位に近い。また  $T=1$  (h) の最高水位より、 $T \rightarrow 0$  に近づけば遡上に伴う水位の減衰が大きくなる。  $T=4, 8$  (h) のとき、 $T=16$  (h) よりも水位は高くなる。すなわち、水位が最も高くなるような高潮継続時間があり、そのとき感潮域の上流部では河口の最大潮位偏差以上の水位上昇が起こる<sup>33), 34)</sup>。Fig. 14 の河川流量との関係についても同様に、河川流量がある値(このケースでは  $q_r=1-4$   $m^2/s$ )のとき、河川流量がゼロの場合 ( $q_r=0.1$   $m^2/s$  の水位とほぼ同じ)よりも高い水位が現われ、さらに流量が増せば ( $q_r=8$   $m^2/s$ ) 減衰が大きくなる。この水位上昇特性と高潮に伴う河道内の流動現象の関係について以下に検討を行った。

Fig. 15 は各地点における水深および流量の経時変化の例を示す。流れが下流へ向かう場合に流量は正としているので、負の流量は高潮侵入によって逆流が生じていることを示している。斜線の部分は、高潮によって各地

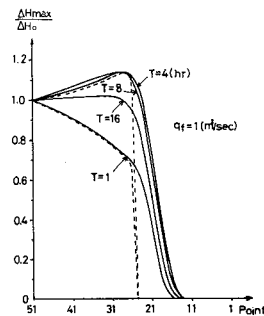


Fig. 13  $\Delta H_{max}$  for different durations of storm surge.

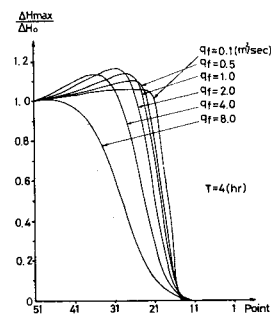


Fig. 14  $\Delta H_{max}$  for different river-discharges.

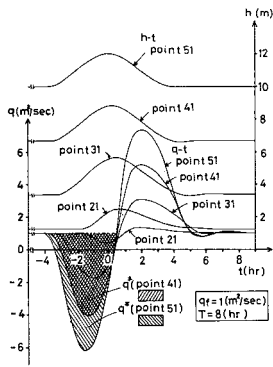


Fig. 15 Water depth and discharge hydrographs at several sections of river channel.

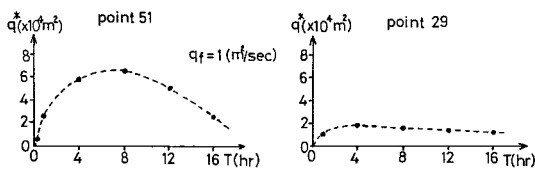


Fig. 16 Relationship between  $q^*$  and duration of storm surge.

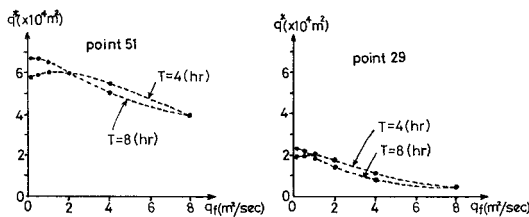


Fig. 17 Relationship between  $q^*$  and river discharge.

点の上流側に溜まる水の体積を表わす。すなわち、この体積を  $q^*$  とすれば

$$q^* = \int_{t_1}^{t_2} |q_r - q(x, t)| dt \dots\dots\dots(11)$$

ここに、 $q_r$ ：河川流量（一定）、 $q(x, t)$ ：高潮侵入時の  $x$  地点の流量、 $t_1$ ：逆流 ( $q_r$  を基準として) 開始時刻、 $t_2$ ：終了時刻

この  $q^*$  と継続時間の関係を Fig. 16 に、 $q^*$  と河川流量の関係を Fig. 17 に示す。図において、 $q^*$  が最大値をとるような継続時間および河川流量が存在することがわかる。これらの関係はそれぞれ、上述の最高水位と継続時間の関係、最高水位と河川流量の関係とよく対応しているときみなすことができよう。この対応関係および Fig. 12 にみられる水位上昇の形態からすれば、高潮に伴う逆流流量が河道内に貯留されることによって感潮域の平均的水位が上昇する、ということが最高水位の現われ方の基本になっていると考えられる。

(2) において、洪水と高潮が特定の時差で河道内に

現われるとき、下流部の全域にわたって水位が上昇することを示した。その機構は厳密には複雑であるが、上述のことからの1つの推論は次のとおりである。ある継続時間の高潮が感潮域を遡上しているとき、河道内の貯留作用を最大にするような流量が河道を流下しているという状況が、その時差の場合に生じる、ということである。少なくとも、河川流量の値および高潮継続時間の長さによって高潮遡上時の最高水位の現われ方が微妙に変化することが、洪水・高潮の生起時差が水位上昇に影響を及ぼすことの基本的な要因であると考えられる。

### 5. 結 語

台風性降雨と高潮の同時生起性の実態を大阪を対象に解析し、時々刻々の台風情報と高潮潮位偏差、台風性降雨の回帰関係を分析した。また、洪水と高潮が短い時差で生起する場合の感潮域の水理特性を数値実験により検討した。得られた結果を要約すると次のとおりである。

(1) 大阪での高潮の最大潮位偏差と降雨の関連性を既往資料より調べた。最大潮位偏差  $\eta_{max}$  とピーク雨量  $r_p$  の発生時差  $\tau$  が  $\pm 2$  h 以内の頻度が高く、特に 1 m 以上の  $\eta_{max}$  をもたらした台風の大半はこの時間内にある。また、 $\eta_{max}$  に対する  $r_p$  の上限値は、 $\eta_{max}$  のほぼ全域で  $\tau = \pm 1$  h 以内の台風によるものであることが明らかとなった。

(2) 最大潮位偏差  $\eta_{max}$  が発生したときの台風位置分布図によれば、大阪湾の東側通過台風と西側通過台風では  $\eta_{max}$  の特性が大きく異なる。一方、ピーク雨量  $r_p$  が発生したときの台風位置分布図によれば、 $r_p$  の発生場所は、 $\eta_{max}$  の場合とは異なり、かなりランダム性が強い。したがって、 $\eta_{max}$  については東・西別、時間雨量については大阪を中心とする同心円形領域を設定し、それぞれについて変数増減法による回帰分析を行い、残差の分布形を解析した。

(3) 台風性降雨による出水と河口からの高潮侵入が短い時差で河川に生起する場合の河道内の水位変動特性を数値実験により調べた。水位上昇量は洪水と高潮の時差によって変化し、定常水面形の勾配急変点付近で洪水と高潮が出会うような時差のときに河川下流部の広い範囲にわたり大きな水位上昇が起こることがわかった。また、一定流量の河川に侵入する高潮では、水位上昇量と逆流水の河道内貯留量がともに、特定の河川流量、高潮継続時間に対して最大となることをもとにして、洪水と高潮の時差が水位上昇に影響する機構を考察した。これらの結果は、限られた範囲の水理条件および河道諸元に対して得られたものであるが、洪水と高潮の同時生起効果が河川下流部の治水対策上、決して無視できないことを示すものであり、したがって洪水流と高潮遡上の干涉

機構解明とともに今後さらに検討が加えられるべきであろう。

本研究は、文部省科研費自然災害特別研究（研究代表者：早大 吉川秀夫教授）の補助を得て行った研究成果の一部であり、記して謝意を表する。本研究を行うにあたって、有益な示唆・助言を賜った阪大 室田 明教授に深謝の意を表します。最後に、多くの資料のご提供をいただいた神戸海洋気象台、大阪管区気象台、徳島地方気象台、大阪市、大阪府、運輸省第三港湾建設局の関係各位ならびに元島根大学教授 大串石蔵氏に深く感謝いたします。

#### 参 考 文 献

- 1) 大阪湾港湾技術調査会第4部会：大阪市内における高潮資料—大阪管区気象台—, 1953.
- 2) 気象庁海洋気象部・第3港湾建設局：大阪湾高潮の総合調査報告, 気象庁技術報告, 第11号, 1961.
- 3) 神戸海洋気象台：西日本における高潮調査図表, 気象庁技術報告, 第12号, 1962.
- 4) 大阪府港湾課：大阪湾の高潮, 1959.
- 5) 大阪市港湾局技術部：大阪港の台風記録, 1963.
- 6) 気象協会：台風災害を防ごう—台風が強くなるために—, 1963.
- 7) 第3港湾建設局：第6420号台風に関する調査, 1965.
- 8) 第3港湾局・神戸調査事務所：大阪湾波浪推算に使用する台風資料（西側, 東側）, 1967.
- 9) 那智俊雄：防潮対策に関連する大阪市内河川の水工計画上の諸問題, 京大学位論文, 1972.
- 10) 気象協会：台風経路図30年集（1940-1970）, 1973.
- 11) 大串石蔵：大阪港の確率高潮位（1873-1979）, 1981.
- 12) 奥山熊一・宇野木早苗：日本沿岸における高潮の概況, 気象庁研究時報, Vol.11, No.6, 1959.
- 13) 宇野木早苗：日本の高潮, 土木学会水理委員会, 水工学シリーズ, 72-B-3, 1972.
- 14) 端野道夫・神田 徹：台風による降雨と高潮の同時生起性について, 第27回水理講演会論文集, 1983.
- 15) 端野道夫：Marked point process に従う水文二変量の同時確率, 第28回水理講演会論文集, 1984.
- 16) 正野重方：対称高低気圧内の下層風に関する近似解とその応用, 気象集誌, 第22巻, 第12号, 1944.
- 17) 端野道夫・北澤聖司：台風性降雨と高潮の同時生起性に関する基礎的研究, 徳島大学工学部研究報告, 第29号, 1984.
- 18) 端野道夫・桑田康雄：確率的台風モデルを用いた台風性降雨と高潮のシミュレーション, 第29回水理講演会論文集, 1985.
- 19) 芦田和男・高橋 保：境界条件による洪水流の変形に関する研究（第2報）, 京大防災研究所年報, 第9号, 1966.
- 20) 秋元 保・丸岡 計：貯水池内における洪水伝播の解析とダム放流操作に関する考察, 第12回水理講演会論文集, 1968.
- 21) Ichiye, T. : On the abnormal high waters in rivers, The Oceanographical Magazine, Vol.5, No.1, 1953.
- 22) 矢野勝正：高潮の河川遡上に関する理論, 京大防災研究所年報, 第4号, 1961.
- 23) Hayami, S., Yano, K., Adachi, S. and Kunishi, H. : Experimental studies on meteorological tsunamis travelling up the rivers and canals in Osaka City, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Bull., No.9, April, 1955.
- 24) 岩垣雄一・中村重久：大阪市内河川の高潮遡上に関する実験, 第14回海岸工学講演会論文集, 1967.
- 25) 岡本元治郎：河川に於ける潮汐, 地球物理, 4-1, 1940.
- 26) 吉川秀夫・松岡昂昭：感潮河川に関する研究—利根川感潮部についての調査研究—, 土木研究所報告, 第85号, 1953.
- 27) 宇野木早苗：河川潮汐の研究（第1報）, 第15回海岸工学講演会論文集, 1968.
- 28) 宇野木早苗：河川潮汐の研究（第2報）, 第16回海岸工学講演会論文集, 1969.
- 29) 矢野勝正・足立昭平・奥田節夫・樋口明生・大同淳之：寝屋川模型実験—鴻池堰操作の基本方式, 京大防災研究所創立5周年記念論文集, 1956.
- 30) 小西達男・木下武雄：高潮の河川遡上に関する研究, 国立防災科学技術センター研究報告, 第31号, 1983.
- 31) Kanda, T. and Kitada, T. : An implicit method for unsteady flows with lateral inflows in urban rivers, Proc. of 17th Congress of IAHR, 1977.
- 32) 神田 徹・辻 貴之：低平地河川網における洪水流の特性とその制御, 建設工学研究所報告, 第21号, 1979.
- 33) 神田 徹・横山真至：河川における高潮遡上の洪水流に及ぼす影響, 土木学会関西支部年次学術講演会, 1982.
- 34) 神田 徹・横山真至：洪水と高潮の同時生起時の河川水位について, 建設工学研究所報告, 第24号, 1982.  
(1984.5.1・受付)