

台風による降雨と高潮の同時生起性について

Characteristics of concurrence of rainfall and storm surge associated with typhoon

徳島大学工学部 正 員 端 野 道 夫
神戸大学工学部 正 員 神 田 徹

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、台風来襲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、最大潮位偏差が発生した時刻での台風位置分布、最大潮位偏差とピーク雨量の発生時差分布、最大潮位偏差発生時の3時間雨量をもたらした台風位置分布等の実態を大阪を対象に示す。また、最大潮位偏差発生時の台風位置から、台風を大阪湾長軸方向を基準に、東・西通過別に分け、最大潮位偏差、そのときの3時間雨量、毎時潮位偏差、3時間移動平均雨量のそれぞれについて変数増減法による回帰分析を行う。さらに、降雨と高潮が短い時差で生起しうる事実をもとに、境界条件として河道上流端で洪水流量、最下流端で高潮潮位を与えた開水路1次元不定流の数値実験を行い、河口部付近での洪水流と遡上高潮の一般特性を検討する。

2. 大阪における台風時の潮位偏差と降雨の関連性

2.1 基礎資料とその概要

大阪湾をほぼ中央とする長方形領域（北緯28-40°，東経128-140°）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資料、大阪での降雨、気圧、風向・風速等の基礎資料および主な既往の高潮調査報告書等の多くの文献を収集した。¹⁻¹¹⁾

最大潮位偏差 η_{max} 、総雨量 R_T の頻度を、 $\eta_{max}=26\text{ cm}$ 、 $R_T=20\text{ mm}$ で分類すれば、表-1 のようである。 η_{max} 26 cm 以上の高潮をもたらした台風は、1900-1949年間で35個、1950-1980年間で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。とくに、1900-1930年間は比較的大きな η_{max} のもの7個しかない。最大潮位偏差 η_{max} の発生時における台風中心位置を大阪湾長軸方向を基準として東・西別に分類すれば、

表-2 のようであり、1 m 以上の η_{max} をもたらす台風はほとんど西別通過であることが判る。

大阪管区气象台での台風時降雨としては、無降雨継続時間が7時間以上のものや台風接近時でない、いわゆる先行降雨は除外し、主に台風自体の構造から生ずる降雨と思われるものに限定した。表-1 の1950-1980年間の総台風数236個のうち、約半数は $R_T<20\text{ mm}$ かつ $\eta_{max}<26\text{ cm}$ であり、その他の組合せの頻度はいずれも40個前後である。

表-1 高潮と雨量の頻度

(上段：1900-1949,下段：1950-1980)

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

表-2 東・西別 η_{max} の頻度

(1900-1980)

$\eta_{max}\text{ (cm)}$	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

2.2 最大潮位偏差が発生したときの台風位置

最大潮位偏差 η_{max} が 1 m 以上の主な台風の経路を示せば、図-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。とくに、過去に災害をもたらした顕著な高潮のすべては、台風が大阪湾を通過した後あるいは直後に η_{max} が発生している。 η_{max} (≥ 0.5 m) 発生時の台風位置分布を η_{max} をパラメータとして図-2 に示す。 η_{max} がそれぞれ、1, 1.5, 2 m 以上になる領域の概略は図-2 中の長円形で示される領域のようであり、 η_{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、上記 3 種の長円形の長軸は大阪湾の長軸とほぼ直角に接していることが大高潮をもたらす西側通過台風の η_{max} 発生場を特徴付けしているといえる。このことは、また、後述の回帰分析からも明らかのように、西側通過台風では大阪湾長軸方向(南南西)の風の吹き寄せ効果と密接な関係があることを示唆するものである。

2.3 最大潮位偏差とピーク雨量の関係

関係

最大潮位偏差 η_{max} とピーク雨量 r_p の発生時差のヒストグラムを示せば、図-3 のようであり、全体的に左右対称形に近いが、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・西通過別に分ければ、分布の様相はかなり異なる。しかし、総標本数 101 個(図-3 では時差 ± 9 時間以上は除いた)中発生時差 ± 2 時間以内の相対頻度は 41% である。とくに η_{max} 1 m 以上のほとんどの台風はこの範囲に含まれることが判った。

さらに、発生時差をパラメータとして、 r_p と η_{max} の量的関係を見れば図-4 のようであり、 η_{max} が大きいほど、発生時差が小さい、すなわち同時生起性が高くなることが判る。また、 η_{max} に対する r_p の上限値は発生時差 ± 1 時間以内の台風によるものであることは注目に値する。すなわち、 $\eta_{max} > 1.2$ m では r_p の上限値は約 20 mm/hr 程度で、 $\eta_{max} < 1.2$ m での r_p のそれは 70 mm/hr 近くになっている。

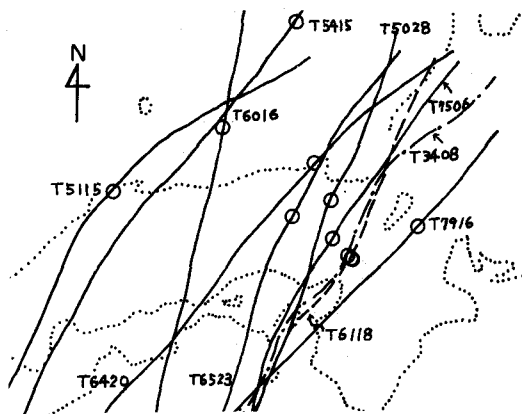


図-1 $\eta_{max} > 1$ m の主な台風の経路

(○印は η_{max} 発生時の位置)

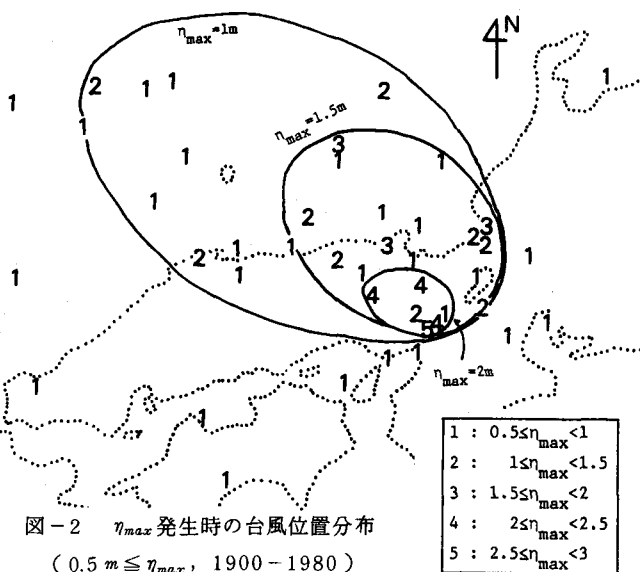


図-2 η_{max} 発生時の台風位置分布

($0.5 \text{ m} \leq \eta_{max}$, 1900-1980)

1	: $0.5 \leq \eta_{max} < 1$
2	: $1 \leq \eta_{max} < 1.5$
3	: $1.5 \leq \eta_{max} < 2$
4	: $2 \leq \eta_{max} < 2.5$
5	: $2.5 \leq \eta_{max} < 3$

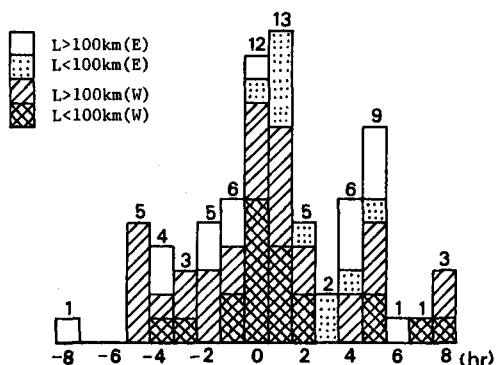


図-3 η_{max} と r_p の発生時差分布

(r_p の発生時刻が η_{max} のそれより早いとき正とする)

2.4 最大潮位偏差発生時における 3時間雨量と台風位置

降雨として η_{max} 発生時の前後1時間を含めた3時間雨量 R_3 を考え、そのときの台風位置を図-5に示す。 $R_3=10, 30, 50\text{ mm}$ 以上になりうる発生領域の概略を破線の長円形で示す。また、比較のため、図-2の η_{max} についての同様な長円形を実線で再記入した。この図より、 R_3 と η_{max} のそれぞれの長円が重なり合う領域が明確に現われ、これらの重複発生領域を台風が通過した場合には、 η_{max} 、 R_3 の両者とも大きい可能性が高いことが明らかとなる。とくに、大阪湾長軸延長線沿いで大阪より琵琶湖を結ぶ長方形内では、 $\eta_{max} > 1.5\text{ m}$ でかつ $R_3 > 50\text{ mm/hr}$ となる可能性がかなり高いものと思われる。

2.5 最大潮位偏差と総雨量の関係

台風位置から大阪湾長軸までの垂直距離 L をパラメータとして、最大潮位偏差 η_{max} と総雨量 R_T の関係を図-6に示す。この図によれば、 η_{max} が大きくなるほど、 R_T の上限値は小さくなるような傾向が見られる。また、 R_T の上限値は $\eta_{max} > 1.1\text{ m}$ では西側通過台風、 $\eta_{max} < 1.1\text{ m}$ では東側通過台風によってもたらされたものであり、いずれの場合にも大阪湾長軸までの距離 L が東西100km以内を通過した台風によるものであることが判る。

2.6 対象地点の気圧、風向・風速の推定法

一般に、潮位偏差には対象地点の気圧、風向・風速が関係するが、対象地点のそれらが台風の位置、中心気圧、進行方向、進行速度より推定することができれば便利である。そこで、光田・藤井らの一連の研究¹²⁾を参考に、ここでは次のような方法で対象地点の気圧、風向・風速を推定することにする。

まず、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。

$$P_X = P_T + \Delta P_T \exp(-y_M/y) \quad (1)$$

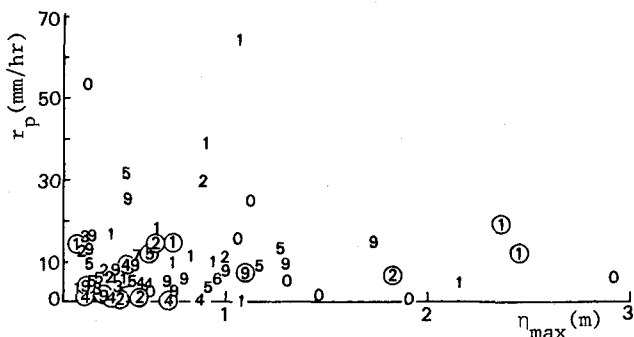


図-4 r_p と η_{max} の関係

(数字は発生時差 (hr), ○印は負の時差を示す)

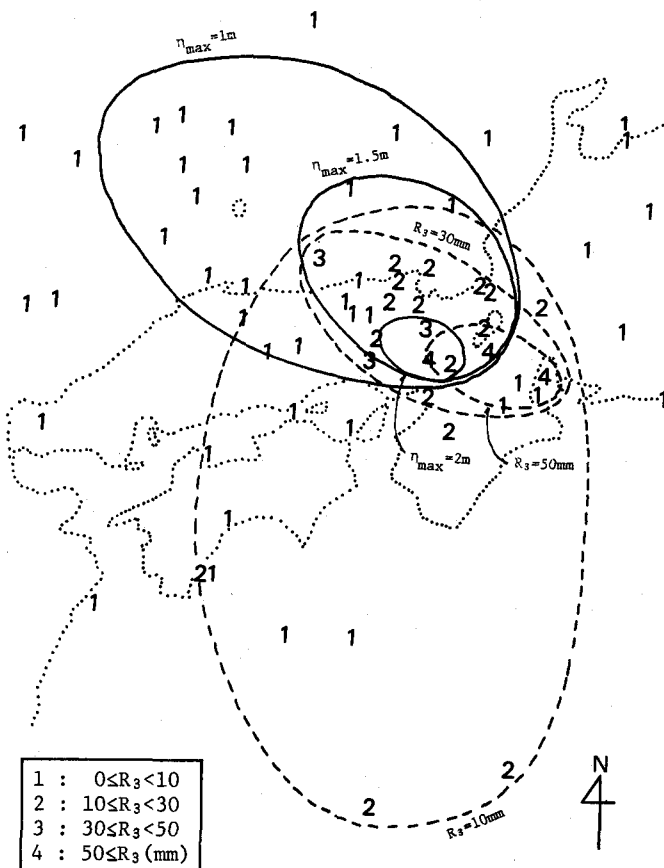


図-5 最大潮位偏差発生時の3時間雨量をパラメータとした
台風位置分布 ($\eta_{max} > 0.26\text{ m}$, 1900-1980)

台風の位置、中心気圧、進行方向、進行速度より推定すること
ができれば便利である。そこで、光田・藤井らの一連の研究¹²⁾を参考に、ここでは次のような方法で対象地点の気圧、風向・風速を推定することにする。

まず、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。

$$P_X = P_T + \Delta P_T \exp(-y_M/y) \quad (1)$$

ここに、 P_T 、 ΔP_T ：それぞれ、台風中心気圧、中心気圧低下量、 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

次に、傾度風の風速 V_G を次式により求める。

$$V_G = \sqrt{(yF/2)^2 + \frac{y dP_X}{\rho_a dx} - \frac{F}{2}y} \quad (2)$$

ここに、 F ：コリオリ係数、 ρ_a ：空気の密度、であり、傾度風の風向 θ_G は等圧線に接し、反時計回りを向いている。この傾度風速ベクトルと台風中心

の進行速度ベクトル（速度 V_T 、方向 θ_T ）を合成し、FFW（friction free wind）の風速 V_F 、風向 θ_F を得る。最後に、対象地点 X の観測風速 V_X 、観測風向 θ_X のそれぞれについて、FFWの風速 V_F 、風向 θ_F および台風中心の ΔP_T 、 V_T 、 θ_T 等を説明変数とする回帰分析（変数増減法）により、経験式を得る。

40 cm以上の潮位偏差が発生しているときの大阪での風向・風速資料（ $N=183$ ）より次式のような回帰式を得た。

$$\begin{aligned} \theta_X = & 3.44 \theta_F + 1.78 \cos \theta_F + 0.07 V_F + 0.30 \theta_T - 0.56 \theta_{TX} - 4.20 Z - 0.44 \theta_F^2 - 0.001 V_F^2 \\ & - 0.063 \theta_T^2 + 0.079 \theta_{TX}^2 + 3.11 Z^2 - 2.46 \quad (R=0.90) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} V_X = & V_F \{ 0.06 \cos \theta_F - 0.036 V_F + 0.01 \Delta P_T - 0.16 \theta_{TX} + 0.58 Z + 0.0004 V_F^2 - 0.0001 \Delta P_T^2 \\ & - 0.003 \theta_T^2 + 0.022 \theta_{TX}^2 - 0.45 Z^2 + 0.81 \} \quad (R=0.81) \end{aligned} \quad (4)$$

ここに、 θ_{TX} ：台風中心と対象地点を結ぶ線分の方角、 $Z = y_M/y$ （ $y_M < y$ ）、 $Z = y/y_M$ （ $y_M > y$ ）で角度、風速、気圧の単位はそれぞれ、 $rad.$ 、 m/sec 、 mb である。方位角 θ_T 、 θ_{TX} は真北を基準に時計回りを正にとり、風向 θ_F 、 θ_X とまったく同じ慣例によった。たとえばNE方向に進行する台風の方位角 θ_T はSWとする。また y_M は80 km、 ΔP_T に対する外気圧は1013 mbとした。

なお、この解析過程で、 V_X の風向は台風の等圧線に対し、ほぼ 30° （平均的に）内側に向いていることが判明し、従来の知見を確認することができた。

3. 潮位偏差と雨量に関する回帰分析

前章で明らかとなったように、大阪湾長軸を基準として、東側通過台風と西側通過台風では潮位偏差、降雨ともその特性がかなり異なるので、ここでの回帰分析では、東・西通過別に行う。大阪および大阪湾央での気圧、風向・風速は式(1)～(4)より推定したものをを用いた。

3.1 最大潮位偏差に関する回帰式

最大潮位偏差 η_{max} に対し、説明変数として、 η_{max} 発生時の台風中心気圧 ΔP_T 、進行方向 θ_T 、台風中心と大阪を結ぶ線分 y の方位角 θ_{T0} および y_M/y 、台風から大阪湾長軸までの距離 L 、大阪および大阪湾央における気圧低下量、風速二乗値の湾軸平行成分； P_0 、 P_C 、 $V_0^2 \cos \phi_0$ 、 $V_C^2 \cos \phi_C$ なる9変数を採用し、（変数増減法）回帰分析によって次式を得た。

$$\begin{aligned} \text{西側：} \quad \eta_{max} = & 2.77 \Delta P_0 + 0.50 V_0^2 \cos \phi_0 + 6.38 \theta_{T0} + 8.53 \theta_T + 0.54 \Delta P_T - 7.11 (y_M/y) - 47.2 \\ & (N=71, R=0.91) \end{aligned} \quad (5)$$

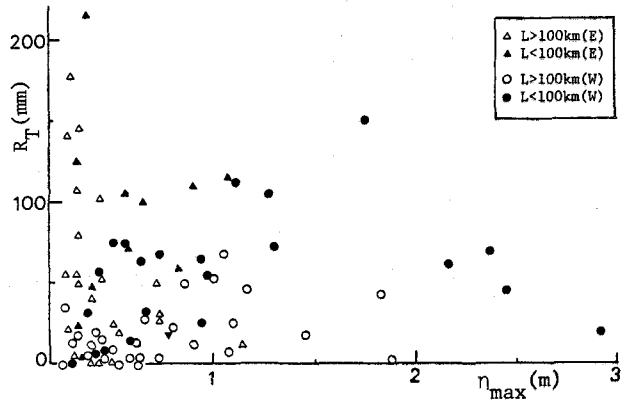


図-6 R_T と η_{max} の関係

$$\text{東側: } \eta_{max} = 9.65 \Delta P_O - 9.77 \theta_T - 9.86 \Delta P_C + 77.5$$

$$(N=38, R=0.64) \quad (6)$$

ここに、右辺に現われていない変数は統計的に有意でない。また、 η_{max} の単位はcm、他は式(3)、(4)と同じ。

西側通過台風については式(5)より明らかなように重相関係数($R=0.91$)は高く、同時刻の ΔP_O 、 $V_O^2 \cos \phi_O$ なる2変数だけでも全分散の72%が説明されることが判った。東側通過台風についての重相関係数はあまり高くない、他の有意な説明変数を見落しているのかあるいはランダム成分の割合が大きいのかをさらに検討する必要がある。

3.2 η_{max} 発生時の3時間雨量に関する回帰式

最大潮位偏差発生時の3時間雨量 R_3 に対し、説明変数として前項での η_{max} に関する9変数と η_{max} の10変数を採用した結果を次式に示す。

$$\text{西側: } R_3 = 0.02 V_C^2 \cos \phi_C - 0.22 \Delta P_T + 0.68 \Delta P_C$$

$$- 0.08 \eta_{max} + 0.03 \theta_{T0} + 0.2 \quad (7)$$

$$(N=71, R=0.74)$$

$$\text{東側: } R_3 = 0.40 \eta_{max} + 5.58 \theta_T - 30.8 \quad (8)$$

$$(N=38, R=0.51)$$

式(7)、(8)より明らかなように、西側通過台風の場合の重相関係数が東側通過台風のそれに比べ若干大きいものの、前項での η_{max} の場合に比べ低くなっている。このことは η_{max} よりも R_3 の方がよりランダム成分が大きいことを示している。なお、東・西通過台風とも R_3 に対して η_{max} が有意な説明変数であることが式(7)、(8)より明らかであるが、 R_3 と η_{max} の相関は東側で正(偏相関係数0.49)、西側で負(偏相関係数-0.29)であることが判った。

3.3 毎時潮位偏差と3時間移動平均雨量に関する回帰式

前項3.1、3.2では同時刻の台風情報をもとに解析したが、ここでは、さらに時系列的情報を追加する。すなわち、潮位偏差と3時間移動平均雨量のそれぞれについて5個の基本変数を設定し、その1時間前、2時間前の変数(添字-1、-2を付ける)を追加する。潮位偏差に関する基本変数として、潮位偏差 η 、大阪での気圧低下量 ΔP_O 、大阪での風速成分 $V_O^2 \cos \phi_O$ 、大阪湾央での風速成分 $V_C \cos \phi_C$ 、 $V_C^2 \cos \phi_C$ を採用し、3時間移動平均雨量に関する基本変数として、3時間移動平均雨量 r 、台風中心気圧低下量 ΔP_T 、大阪での気圧低下量 ΔP_O 、台風進行方向 θ_T 、潮位偏差 η を採用した。

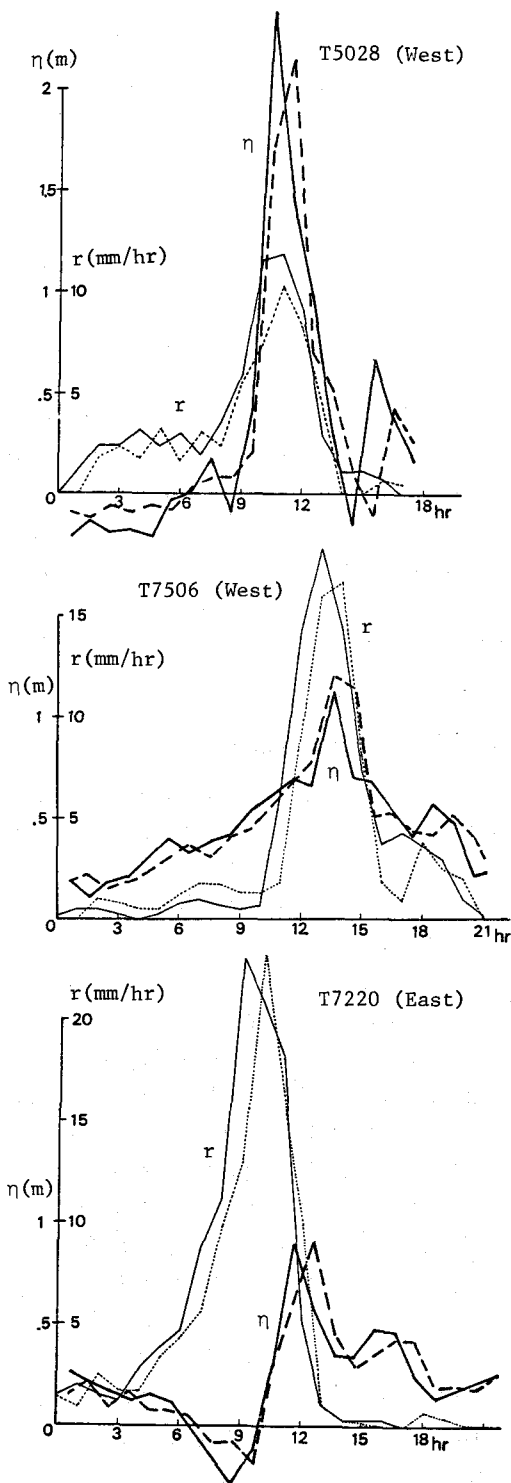


図-7 η と r の適合度 (実線:実測値)

η_{max} が 50 cm 以上の台風 (28 個) の時系列資料 (1 台風で 9 ~ 25 時間) を用い、東・西通過別に変数増減法による回帰分析を行い、得られた回帰式を式 (9) ~ (12) に示す。

$$\begin{aligned} \text{西側;} \quad \eta = & 0.86 \eta_{-1} - 0.10 \eta_{-2} - 2.15 \Delta P_0 + 6.07 \Delta P_{0-1} - 3.38 \Delta P_{0-2} - 0.22 V_0^2 \cos \phi_0 + 0.06 (V_0^2 \cos \phi_0)_{-1} \\ & + 0.14 V_C^2 \cos \phi_C + 2.5 \end{aligned} \quad (N=389, R=0.89) \quad (9)$$

$$\begin{aligned} r = & 1.28 r_{-1} - 0.55 r_{-2} + 0.09 \Delta P_0 - 0.07 \Delta P_{0-2} - 0.09 \Delta P_T + 0.07 \Delta P_{T-1} + 0.01 \eta - 0.01 \eta_{-1} + 0.5 \\ & (N=389, R=0.92) \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \text{東側;} \quad \eta = & 1.10 \eta_{-1} - 0.28 \eta_{-2} + 0.36 \Delta P_{0-1} - 0.29 V_0^2 \cos \phi_0 + 1.18 V_C \cos \phi_C + 0.19 V_C^2 \cos \phi_C - 0.8 \\ & (N=133, R=0.90) \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} r = & 1.04 r_{-1} - 0.24 r_{-2} + 0.17 \Delta P_0 - 0.14 \Delta P_{0-1} + 0.02 \eta - 0.07 \eta_{-1} + 0.04 \eta_{-2} + 0.02 \\ & (N=133, R=0.92) \end{aligned} \quad (12)$$

これらの回帰式の適合度は図-7に見るように、いずれの場合もほぼ良好である。潮位偏差 η および 3 時間移動平均雨量 r の時系列の自己相関係数がいずれも 0.8 ~ 0.85 と高く、気圧、風速などの他の変数の寄与率 (全分散に対する) は低くなっている点が同時刻の台風情報のみを用いた前項での η_{max} , R_3 の結果と顕著に異なる。したがって、時系列情報を用いた簡便なモデルとして、 η , r それぞれについての 2 次ないし 3 次程度の自己回帰モデルでも良いと思われる。

1 時間前、2 時間前の降雨、潮位偏差が台風位置、中心気圧、進行方向・速度についての台風情報をもとに、式 (1) ~ (8) より推定されれば、式 (9) ~ (12) より現時点の降雨、潮位偏差が予測できることになる。今後、台風移動 (中心気圧、進行方向・速度) のモデル化を含めた降雨、潮位偏差のシミュレーションモデルを構築する予定である。

4. 洪水・高潮の同時生起時の河川水位

前述の通り、台風に伴う降雨と高潮はかなり短い時差で生起する場合がある。したがって、降雨による出水が大規模であれば、河道を流下する洪水流と高潮による河口水位の上昇によって、河川下流部では高い水位が生ずるおそれがある。以下では、このような洪水流と高潮が同時に生起した場合の河道内の流れの特性、とくに両者の時差と水位上昇の関係について検討した結果を示す。

4.1 洪水および高潮生起時の河川水位の上昇

一様断面、一様水深の河道を流下する洪水は、ある減衰率で波高 (定常状態の水面を基準とした最大水位上昇量) が低減するとされているが¹³⁾、感潮部では一般に河口水位が高いほど洪水波高の減衰は大きい。一方、河川を遡上する高潮の波高は、河川流量が多いほど減衰が大きい¹⁴⁾。このことから、洪水と高潮が同時に生起した場合の河道内水位の上昇量は、洪水あるいは高潮が単独に生起した場合の水位上昇量 (波高) の算術和よりも大きくはならないと予想される。これを模式的に示せば図-8 のようである。 $\Delta H_{f, max}$ は河口水位を一定としたときの河道に沿う洪水波高であり、 $\Delta H_{s, max}$ は河道上流端流量を一定としたときの河道に沿う高潮波高である。また、 $\Delta H_{fs, max}$ は両者がある時差で生起した場合の水位上昇量であり、これは $\Delta H_{f, max}$ または $\Delta H_{s, max}$ より大きく、両者の和よりも一般に小さい。そこで図に示す h^* によって、洪水・高潮の同時生起の影響を評価する。ここに、

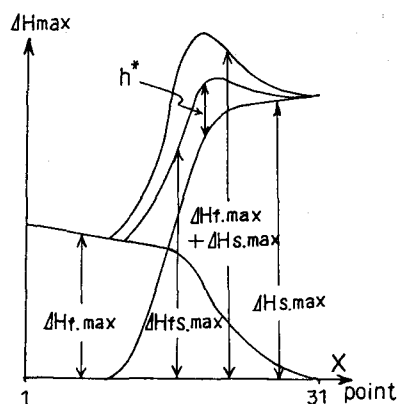


図-8 h^* の説明図

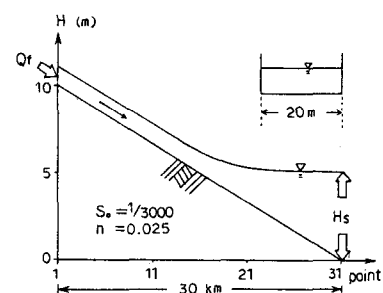


図-9 河道モデル

$$h^* = \Delta H_{fs, \max} - \max(\Delta H_{f, \max}, \Delta H_{s, \max}) \quad (13)$$

h^* は地点 x と時差 τ の関数である。ただし、 τ 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、以下では洪水ピーク流量が高潮ピーク水位より前の時刻に生起する場合に、 τ は正の時差とする。

4.2 水位上昇量と洪水・高潮の時差との関係

式(13)の h^* が時差 τ によってどのように異なるかを数値実験によってしらべた。用いた河道モデルは図-9に示す様な長方形断面の河道であり、上流端(Point 1)で洪水流量ハイドログラフを与え、下流端(Point 31)で高潮による上昇水位を与える。

開水路1次元不定流の基礎方程式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_o \right) = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (15)$$

ここに、 A : 流水断面積、 Q : 流量、 h : 水深、 S_o : 水路床勾配、 $S_f = (n^2 Q |Q|) / (R^{4/3} A^2)$ 、 R : 径深
上式を4点陰形式法で差分表示すれば、次式ようになる。⁽¹⁵⁾

$$\begin{aligned} & Q_{i+1}^{n+1} + Q_i^{n+1} - Q_{i+1}^n - Q_i^n + 2\theta \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \left(\frac{Q_{i+1}^n}{A} \right)^{n+1} - \left(\frac{Q_i^n}{A} \right)^{n+1} \right\} + 2(1-\theta) \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \left(\frac{Q_{i+1}^n}{A} \right)^n - \left(\frac{Q_i^n}{A} \right)^n \right\} \\ & + g \Delta t \{ \theta (A_{i+1}^{n+1} + A_i^{n+1}) + (1-\theta) (A_{i+1}^n + A_i^n) \} \left[\frac{\theta}{\Delta x} (h_{i+1}^{n+1} - h_i^{n+1}) + \frac{(1-\theta)}{\Delta x} (h_{i+1}^n - h_i^n) \right. \\ & \left. + \frac{1}{2} \{ \theta (S_{f, i+1}^{n+1} + S_{f, i}^{n+1}) + (1-\theta) (S_{f, i+1}^n + S_{f, i}^n) \} - S_o \right] = 0 \quad (16) \\ & A_{i+1}^{n+1} + A_i^{n+1} - A_{i+1}^n - A_i^n + 2\theta \frac{\Delta t}{\Delta x} (Q_{i+1}^{n+1} - Q_i^{n+1}) \\ & + 2(1-\theta) \frac{\Delta t}{\Delta x} (Q_{i+1}^n - Q_i^n) = 0 \quad (17) \end{aligned}$$

ここに、 Δx : 計算断面間隔 (1 km)、 Δt : 時間間隔 (60 sec)、 θ : 重みづけパラメータ ($\theta = 0.6$)

境界条件として、上流端(Point 1)で式(16)の洪水流量 Q_f を、河口(Point 31)で式(17)の水位 H_s を与える。

$$Q_f = \begin{cases} a_f \sin \{ (t - c_f) \pi / b_f \} + d_f, & (t_f^i \leq t \leq t_f^e) \\ d_f - a_f, & (t < t_f^i, t > t_f^e) \end{cases} \quad (18)$$

$$H_s = \begin{cases} a_s \sin \{ (t - c_s) \pi / b_s \} + d_s, & (t_s^i \leq t \leq t_s^e) \\ d_s - a_s, & (t < t_s^i, t > t_s^e) \end{cases} \quad (19)$$

ここに、 a_j, b_j, c_j, d_j ($j = f, s$): 定数、 t : 時間 (hr)、 t^i : 洪水流量あるいは河口水位の上昇開始時刻、 t^e : 下降終了時刻 (図-13 参照)

まず、河口水位を一定 ($H_s = 5m$) とし、上流端流量を式(18)で与えた場合 ($a_f = 35, b_f = 3, c_f = 10.5, d_f = 45, t_f^i = 9, t_f^e = 15$, 図-13の洪水)の水面形は図-10のようである。図-8の $\Delta H_{f, \max}$ で示した通り、洪水波高の減衰率はPoint 18~19付近 (初期定常状態における水面形の勾配急変点、以下では水面勾配急変点とよぶ)を境として上流側と下流側では大きな差がある。

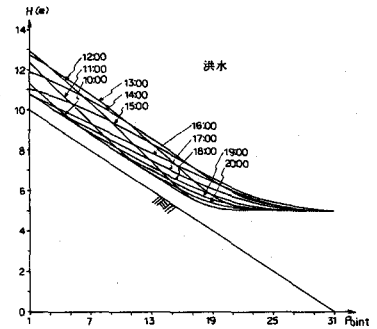


図-10 洪水時の水面形

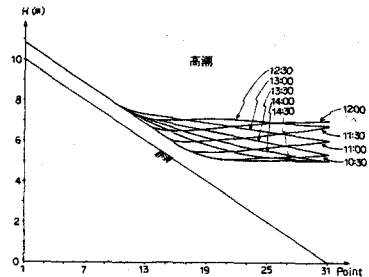


図-11 高潮時の河川の水面形

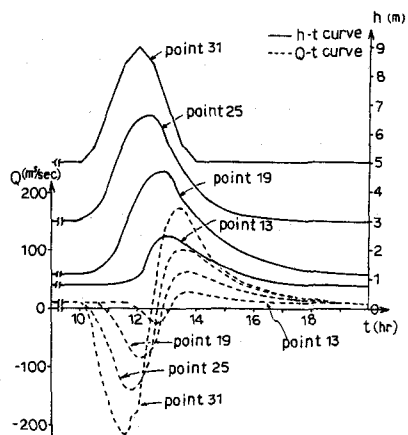


図-12 高潮発生時の河道内の水深と流量

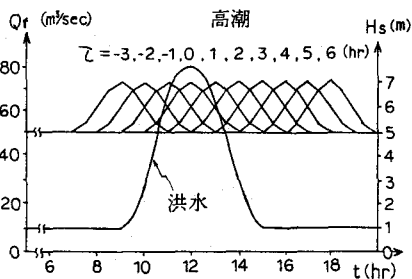


図-13 洪水と高潮の組合せ

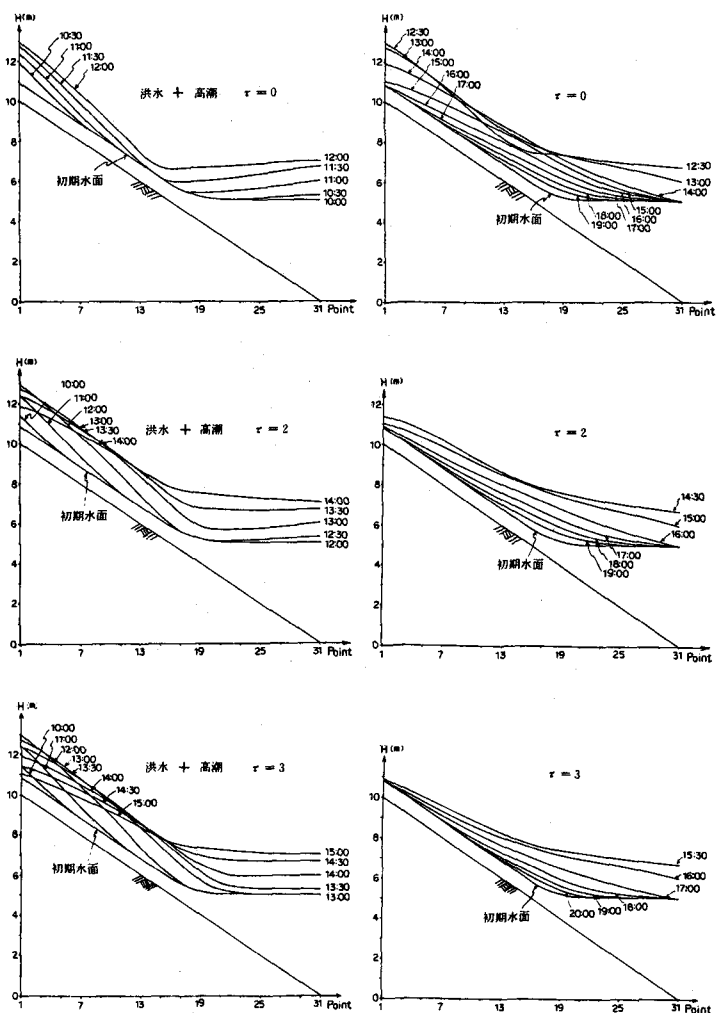


図-14 洪水・高潮生起時の水面形

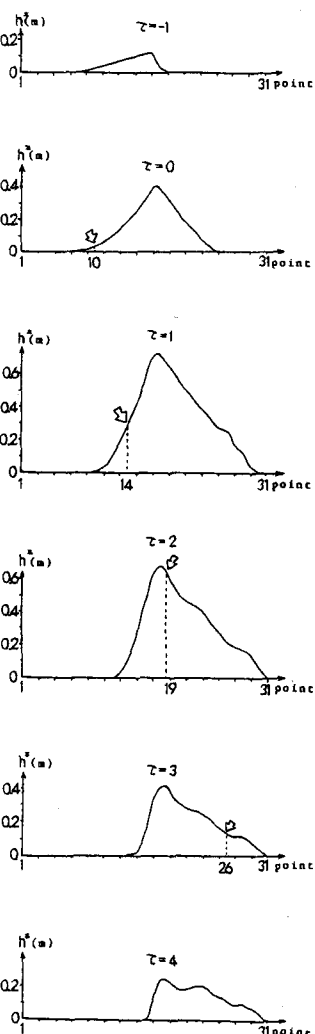


図-15 河道に沿う h^* の変化

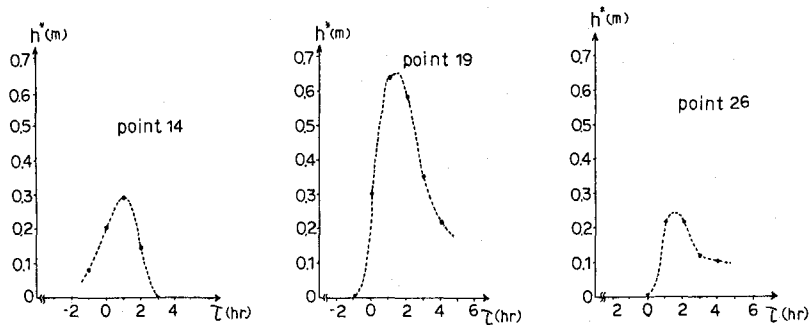


図-16 τ による h^* の変化

一方、上流端流量を一定 ($Q_f = 10 \text{ m}^3/\text{sec}$) とし、河口水位を式(9)で与えた場合 ($a_s = 1, b_s = 2, c_s = 11, d_s = 6, t_s^i = 10, t_s^o = 14$, 図-13の高潮, $\tau = 0$) の水面形は図-11 のようである。図-8 の $\Delta H_{s \cdot \max}$ で示した通り、高潮波高は水面勾配急変点付近から上流側で急激に減衰し、洪水波高とは逆になっている。また、このときの水深および流量の時間的変化は図-12 に示すようであり、水位上昇時には大規模な逆流が生じて、海側から大量の水が河道内へ流入する^{16~18)}

次に、上流端・下流端でそれぞれ洪水流量・高潮潮位を図-13のように時差 τ だけずらせて与えて、河道内の不定流計算を行った。流量のピークと水位のピークの時差は、 $\tau = -3 \sim 6 \text{ (hr)}$ の10通りである。 $\tau = 0, 2, 3 \text{ (hr)}$ に対して各時刻の水面形を示せば図-14 のようである。また、河道に沿う h^* の変化を示したものが図-15 である。図中の矢印は、流下する洪水のピーク水位と遡上する高潮のピーク水位が出会う地点（それぞれ前述の単独に生じた場合の計算結果による）を示す。この結果をもとにして、河道の代表地点について h^* と τ の関係を示せば図-16 のようである。一般にどの地点についても、そ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場合に h^* は最大になると予想される。たとえば、Point 14 では $\tau = 1 \text{ (hr)}$ 、Point 19 では $\tau = 2 \text{ (hr)}$ のとき h^* は最大になっているが、この時差は図-15 に示す通り洪水・高潮の両ピーク水位が各地点で出会うような時差と一致している。しかし、水面勾配急変点より下流側の Point 26 では、その地点で両ピークが出会うような時差 $\tau = 3 \text{ (hr)}$ のときに h^* は最大とならず、 $\tau = 2 \text{ (hr)}$ 、すなわち水面勾配急変点で両ピーク水位が出会うような時差の場合に h^* は最大となっている。

下流地点の水位のこのような特性は、前述の高潮に伴う河道内の流動現象から説明できよう。すなわち、高潮の遡上とともに河道内に海水が流入し、さらに上流から流下してくる洪水流のために水位は上昇する。水面勾配急変点で両ピーク水位が出会うような洪水と高潮の場合に、下流部におけるこの貯留作用が卓越するものと考えられる。

5. ま と め

(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。最大潮位偏差とピーク雨量の発生時差が ± 2 時間以内の頻度が高く、とくに 1 m 以上の $\eta_{\max}$ をもたらした台風のほとんどはこの時間内にある。また $\eta_{\max}$ に対する r_p の上限値は発生時差 ± 1 時間以内のものによって支配されている。最大潮位偏差 $\eta_{\max}$ およびその発生時刻前後の3時間雨量 R_3 の台風位置分布（図-5）より $\eta_{\max}$ と R_3 の両者がともに大となる同時生起領域が存在することが明らかとなった。

(2) 大阪湾長軸の東側通過台風と西側通過台風では潮位偏差および降雨の特性がかなり異なり、東・西通別に変数増減法による回帰分析を行った。ほぼ同時刻の台風情報（位置、中心気圧、進行方向・速度、対象地点での推算風向・風速）を用いた最大潮位偏差 $\eta_{\max}$ に対する回帰分析では、西側通過台風（大高潮多い）

で重相関係数が高く、東側通過台風のそれは低い。 η_{max} 発生時の3時間雨量 R_3 については、東・西とも高い重相関係数は得られず、降雨現象自体のランダム成分が強いためと考えられる。

同時刻の台風情報の外に、1時間前、2時間前の時系列的資料を用いた毎時潮位偏差 η 、3時間移動平均雨量 r に対する回帰分析によれば、東・西通過台風とも η 、 r それぞれの自己相関性が顕著に現われ、重相関係数はいずれの場合も0.9程度となる。これらの知見をもとに、治水システムに対する外力としての豪雨・高潮のシミュレーションモデルを構築する予定である。

(3)台風性降雨による流域からの出水と高潮が、ある時差で生起する場合の河川水位を数値実験によって検討した。式(4)で定義される各地点の水位上昇量 h^* は時差に関係するが、上流地点では両者のピーク水位がその地点で出会うような時差のときに最大となり、一方、下流部では両者のピーク水位が水面勾配急変点で出会うような時差のときの方が h^* は大きくなる。これは洪水流量および高潮に伴う逆流水の貯留作用によるものと考えられるが、感潮域における洪水流および高潮の河川遡上の特性・実態については不明な点が残されており、今後実験や実測に基づく解析を加えて、その水理特性を解明する必要がある。

本研究は、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1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。また、計算・資料整理に御助力を得た神戸大学大学院生 横山真至君に御礼申し上げます。最後に、多くの資料を頂戴した神戸海洋气象台、大阪管区气象台、徳島气象台、大阪市港湾局、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:大阪市における高潮資料—大阪管区气象台—, 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) 神戸海洋气象台: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木工計画上の諸問題, 京大学位论文, 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) 光田・藤井他:自然災害科学総合シンポジウム講演集, 1978, 1979, 1980, 1981, 1982.
- 13) 矢野勝正:洪水特論, 理工図書, 1958.
- 14) 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.
- 15) Kanda, T. and T. Kitada: An Implicit Method for Unsteady Flows with Lateral Inflows in Urban Rivers, Proc. of 17th Congress of IAHR, 1977.
- 16) 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回海岸工学講演会講演集, 1967.
- 17) 宇野木早苗・上嶋英機・山下皓一:河川潮汐の研究(第3報), 第20回海岸工学講演会論文集, 1973.
- 18) 山口高志・三浦一字・吉川勝秀:水面勾配計による感潮河川の流量観測, 土木学会年次学術講演会講演概要集(II), 1982.