

河川遡上を考慮した高潮の数値計算

村上和男*・森川雅行**

1. まえがき

高潮の河川遡上の問題は、河川工学の立場からも、また海岸工学の立場からも重要な問題である。しかしながら、河口部においては、海からの高潮の遡上と川からの洪水波の伝播とが相互に関連しあう領域であるので、現象は複雑である。従来は、台風による高潮と大雨による洪水とは時間のずれがあることから、別々に議論されることが多かった。しかし、近年の都市化に伴う洪水流出の早期化などから、これらの現象が必ずしも一致しないとは限らないことが指摘されている¹⁾。高潮の河川遡上に関する研究は、岩垣らの研究²⁾、小西らの研究³⁾などがあるが、まだ未解決な部分も多いようである。

本研究は、河口域を含む沿岸域での高潮の検討を、大阪湾を例にして数値計算により行ったものである。

2. 高潮の数値モデル

(1) 高潮の基本方程式

2次元単層での高潮の基本方程式は、次のように表わすことができる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_0}{\partial x} + \frac{\tau_x^b - \tau_x^s}{\rho_w(\zeta + h)} - A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \dots (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_0}{\partial y} + \frac{\tau_y^b - \tau_y^s}{\rho_w(\zeta + h)} - A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \dots (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial[(\zeta + h)u]}{\partial x} + \frac{\partial[(\zeta + h)v]}{\partial y} = 0 \quad \dots (3)$$

ここに、 u 、 v はそれぞれ x 、 y 方向の平均流速、 ζ は水位、 h は水深、 f はコリオリのパラメータ、 ρ_w は水の密度、 τ^b は海底摩擦応力、 τ^s は海面せん断応力、 P_0 は大気圧、 A_h は水平混合係数、 g は重力加速度である。

海底摩擦応力と海面せん断力は次式で与えられる。

$$\tau_x^s = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad \dots (4)$$

$$\tau_x^b = \rho_w g \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{C^2} - k \tau_x^s \quad \dots (5)$$

y 方向についても同様に表される。ここに、 ρ_a は空気の密度、 C_D は海面の抵抗係数、 W_x 、 W_y はそれぞれ x 、 y 方向の風速、 C はシェーの粗度係数 ($=h^{1/6}/n$)、 n はマンニングの粗度係数、 k は定数である。

(2) 台風モデル

基本方程式 (1)、(2) の高潮に関する項として、気圧分布と風速分布を見積る必要がある。本モデルでは、気圧分布式としては Myers のモデルを用い、風速分布式としては、気圧分布より生じる傾度風と、台風の移動に伴う場の風の和として、次式で与えた。

$$P_0 = P_c + \Delta P \exp\{-r_0/r\} \quad \dots (6)$$

$$W_x = C_1 V_x \exp\left(-\frac{r\pi}{5 \times 10^5}\right) - \left(\frac{0.5x + 0.866y}{r}\right) \times \left\{ C_2 \sqrt{0.1 \frac{\Delta P}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - C_2 \frac{fr}{2} \right\} \quad \dots (7)$$

$$W_y = C_1 V_y \exp\left(-\frac{r\pi}{5 \times 10^5}\right) + \left(\frac{0.866x - 0.5y}{r}\right) \times \left\{ C_2 \sqrt{0.1 \frac{\Delta P}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - C_2 \frac{fr}{2} \right\} \quad \dots (8)$$

ここに、 P_0 は台風中心の気圧、 ΔP は台風中心の気圧深度、 r_0 は台風の規模、 r は台風中心から (x, y) までの距離、 V_x 、 V_y は台風中心の移動速度、 C_1 、 C_2 は比例定数である。

(3) 大格子から小格子への接続

計算モデルとしては、差分法で最も一般的に用いられている ADI 法を用いた⁴⁾。高潮の計算を実施するに際し、開境界での高潮偏差の与え方が結果に大きな影響を与える。したがって、境界条件の影響を小さくするためには、開境界を出来るだけ遠くに設定することが望ましい。このような要望と、計算時間の節約とから、大きな格子から小さな格子への接続がスムーズにできるようにプログラムを改良した。図-1に、接続点での各変数の

* 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所海洋水理部海水汚染水理研究室長

** 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所海洋水理部海水汚染水理研究室

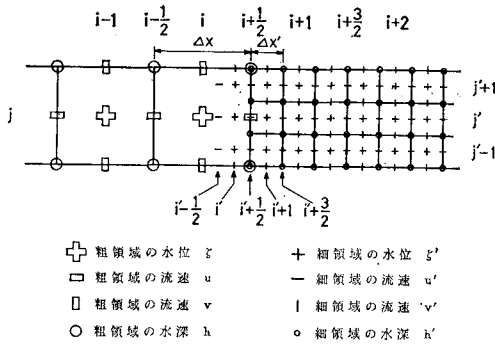


図-1 粗メッシュから細メッシュへの接続

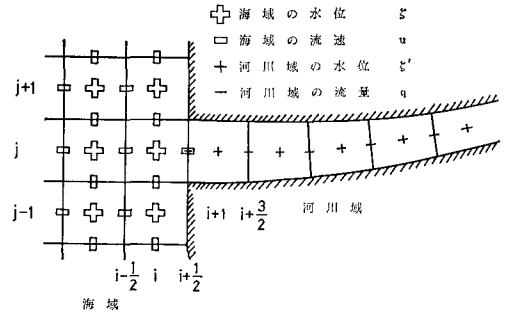


図-2 海域から河川域への接続

配置を示す。ADI法においては、前半のタイムステップでは y 方向に関する変数を既知として与えることにより、以下のような循環式を得る。

$$\zeta_{i,j}^{(n+1/2)} = -P_{i,j} u_{i+1/2,j}^{(n+1/2)} + Q_{i,j} \quad (9)$$

$$u_{i-1/2,j}^{(n+1/2)} = -R_{i-1,j} \zeta_{i,j}^{(n+1/2)} + S_{i,j} \quad (10)$$

ここに、

$$P_{i,j} = \frac{r_{i+1/2,j}}{1 + r_{i-1/2,j} \cdot R_{i-1,j}} \quad (11)$$

$$Q_{i,j} = \frac{A_{i,j}^{(n)} + r_{i-1/2,j} \cdot S_{i-1,j}}{1 + r_{i-1/2,j} \cdot R_{i-1,j}} \quad (12)$$

$$S_{i,j} = \frac{B_{i+1/2,j}^{(n)} + r_{i,j} Q_{i,j}}{r'_{i+1/2,j} + r_{i,j} P_{i,j}} \quad (13)$$

$$R_{i,j} = \frac{r_{i+1,j}}{r'_{i+1/2,j} + r_{i,j} P_{i,j}} \quad (14)$$

$$r_{i-1/2,j} = \frac{1}{2} \frac{dt}{dx} [\bar{h} y + \zeta^{(n)}]_{i-1/2,j} \quad (15)$$

$$r_{i,j} = r_{i+1,j} = \frac{1}{2} \frac{dt}{dx} q \quad (16)$$

$$r'_{i+1/2,j} = 1 + \frac{1}{2} \frac{dt}{dx} \left\langle \frac{\partial u^{(n)}}{\partial x} \right\rangle_{i+1/2,j} \quad (17)$$

である。また、 $A_{i,j}^{(n)}$ 、 $B_{i+1/2,j}^{(n)}$ は既知項である。いま、大格子から小格子へ接続する際に、 i' 列の水位を便宜上 i 列の水位で表わし、 $i+1/2$ 列の流速を $i'+1/2$ 列の流速の平均値を用いることにより、大格子と小格子の領域の水位 $\zeta^{(n+1/2)}$ 、 $\zeta'^{(n+1/2)}$ と流速 $u^{(n+1/2)}$ 、 $u'^{(n+1/2)}$ を式(9)、式(10)の循環式を用いてImplicitの形で求めることができる。同様な手順を後半のタイムステップについても適用する。

(4) 海域から河川域への接続

河川での流れの基本方程式は以下のようである⁵⁾。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (18)$$

$$\frac{1}{gA} \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{2q}{gA^2} \frac{\partial q}{\partial x} - \frac{q^2}{gA^3} \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + \frac{|q|q}{A^2 C^2 R} = 0 \quad (19)$$

ここに、 A は河川の断面積、 q は流量、 R は径深、 ζ'

は水位である。図-2に海域と河川域の接続点での各変数の配置を示す。河川域についても前と同様に、次のような循環式を得ることができる。

$$\zeta'_{i+1/2} = -c_i q_{i+1/2}^{(n+1/2)} + d_i \quad (20)$$

$$q_{i-1/2}^{(n+1/2)} = -a_i \zeta'_{i+1/2} + b_i \quad (21)$$

河川域についても、海域での水位 $\zeta_{i,j}$ を $\zeta'_{i,j}$ で置き換え、また河口での流量 $q_{i+1/2}$ を $u_{i+1/2} A_{i+1/2}$ で表すことにより、河川域での水位と流量、および海域での水位と流速をImplicitの形で求めることができる。

3. 高潮計算結果

(1) 計算手順および計算条件

高潮の計算は、潮流場に気圧分布と風速分布を与えることによって行う。また、開境界では天文潮位に加えて高潮偏差を与える必要がある。第2室戸台風の追算の場合には、当時の潮位記録を境界条件として用いればよいが、伊勢湾台風規模の非常に大きな台風が室戸台風コースを通るようなモデル台風の推算の場合には、いかに境界条件を与えるかが問題になる。

本計算においては、まず開境界を遠くに設定した大領域の計算を行い、この結果を狭領域の開境界条件とする手順をとった。また、大領域の開境界における高潮偏差は、気圧降下による水位上昇を与えた。なお、大領域の

表-1 高潮計算の計算条件

	大 領 域	狭 領 域
計 算 範 囲	図-3の実線部	図-3の破線部
格 子 間 隔	6000 m, 2000 m	1500 m, 500 m
タイムステップ	60 秒	40 秒
水平混合係数	250 m ² /s	40 m ² /s
マニングの粗度係数	0.026	同左
境界の高潮偏差	気圧降下分	天文潮+実測偏差(又は計算結果)
初 期 条 件	水位=0, 流速=0	潮流計算結果
河 川 遡 上	無視	考慮
諸 定 数	$C_1=0.6$, $C_2=0.6$ $k=0.25$, $C_D=0.0026$	同左

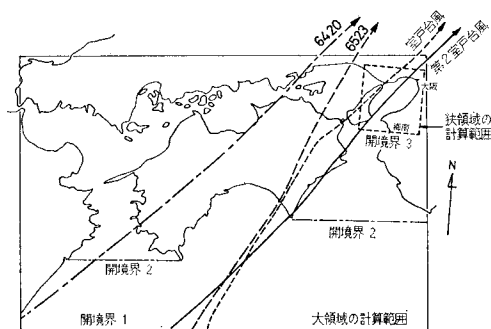
計算には天文潮の影響は無視している。

表—1 に今回実施した高潮計算の計算条件を示す。

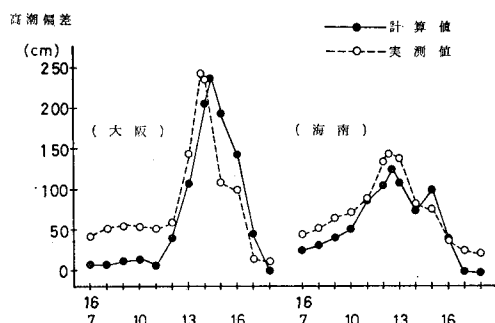
(2) 大領域の計算結果

大阪湾は過去に何度かの高潮被害を受けている。これは、大阪湾の形状が台風のコースに一致しているためである。図—3 に、大阪湾に高潮をもたらした台風のコースを示す。この中の、第2室戸台風を取り上げて、実線で示す領域で高潮の計算を行った。開境界付近は水深が非常に深い、便宜上 400 m を最大としている。

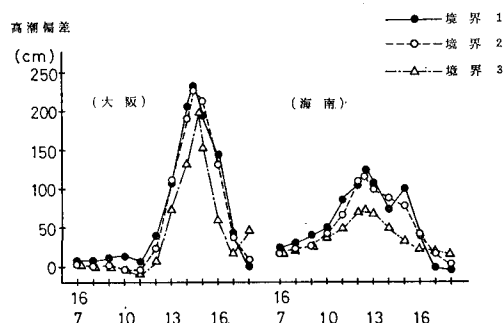
図—4 に示すのは、大阪と海南での高潮偏差の結果である。実測偏差に比べて、計算結果の方が若干小さく、



図—3 台風のコースと高潮計算の範囲



図—4 計算結果（大領域）と実測偏差との比較

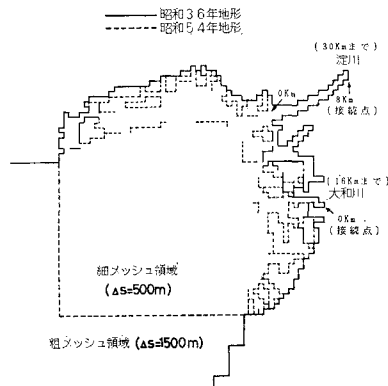


図—5 境界の位置による高潮偏差の比較

またピーク時刻も若干遅れているが、その差は小さく、ほぼ、第2室戸台風の高潮を再現できたものと考えられる。また、図—5 に示すのは、境界偏差を気圧降下分にして、開境界の位置を図—3 に示す境界 1、境界 2、および境界 3 に設定した場合の比較結果である。開境界を遠くにもっていく程、高潮が発達している様子がわかる。したがって、狭い範囲の計算を行う場合には、境界偏差としては気圧効果のみならず、風による吹き寄せ効果も考慮に入れる必要があると思われる。

(3) 狭領域の計算結果

図—3 の破線で示す範囲を、外側 1500 m、内側 500 m のメッシュで分割して高潮の計算を実施した。その計算領域の一部を図—6 に示す。なお、淀川と大和川については、図—6 に示す計算範囲より、更に 22 km、および 16 km 上流まで、一次元のメッシュで接続して連続的に計算を行っている。



図—6 狭領域の計算地形（大格子の領域は省略）

計算手順としては、まず開境界で $M_2 + S_2$ 潮の潮位振動を与えて潮流計算を実施した。次に、第2室戸台風時の潮汐にあうように初期値を設定し、高潮計算を行った。この時の境界条件は、天文潮と実測偏差の和、あるいは大領域の計算結果を用いた。狭領域の計算結果は、大領域の結果とほぼ同じ結果が得られている。

次に、高潮偏差に及ぼす天文潮の影響について 表—2

表—2 高潮偏差に及ぼす天文潮の影響

	ケース a (cm)	ケース b (cm)	ケース c (cm)
大 阪	242.3	233.1	248.7
神 戸	166.7	156.6	172.6
西 宮	202.6	194.4	208.3
淀川河口	228.4	219.0	234.2
大和川河口	228.0	217.8	234.4
堺	232.5	221.2	235.5

に示す。ケースaは天文潮を無視した場合、ケースbは天文潮を当時の推算潮位にあわせた場合(引潮時)、ケースcは、天文潮を3時間遅らせて、満潮と高潮のピークを一致させた場合である。この表より、天文潮の満潮と高潮のピークが重なると、これらを別々に考慮したものよりも若干高く、また引潮時には逆に小さくなっている。これから、高潮偏差を推定するには天文潮を考慮に入れた算定を行うことが望ましいことを示している。

5. 高潮の河川遡上

大阪湾奥部に位置する淀川と大和川について、一次元の不等流計算の方程式をたて、高潮の河川遡上の計算を行った。ただし、今回の計算は沿岸部の防災を主に考慮して行っているため、河川形状は単純な矩形断面を仮定している。なお、淀川の場合は河口から8 kmまでは、河幅がメッシュサイズよりも広いので従来の二次元表示を用いている。また、河川部の風の影響は、河口から8 kmまでは考慮しているが、それより上流については無視している。

淀川への河川遡上の様子を、洪水時 ($Q=7200 \text{ m}^3/\text{s}$) と平水時 ($Q=284.6 \text{ m}^3/\text{s}$) について図-7に示す。この図より、河川への高潮の遡上は平水時にはかなり大きいですが、洪水時には急激に減衰することがわかる。このような河川高潮の最大偏差と河口からの距離の関係を図-8に示す。また図-8には、潮汐の遡上による河川内での潮位振幅の結果もあわせて示す。これより、平水時においては、淀川で20 km、大和川で3 km上流まで、かなりの大きさで高潮が遡上していることがわかる。そし

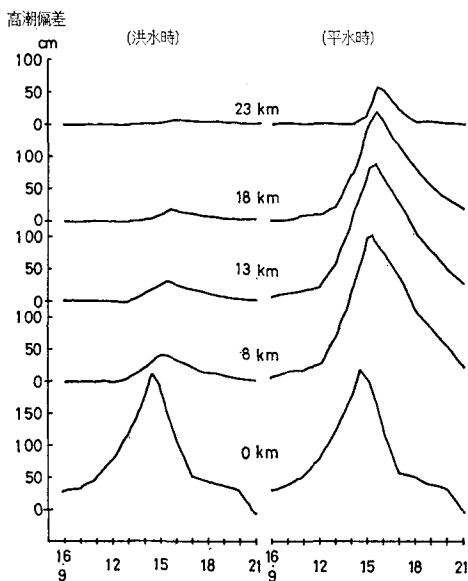


図-7 高潮の河川遡上 (高潮偏差の経時変化)

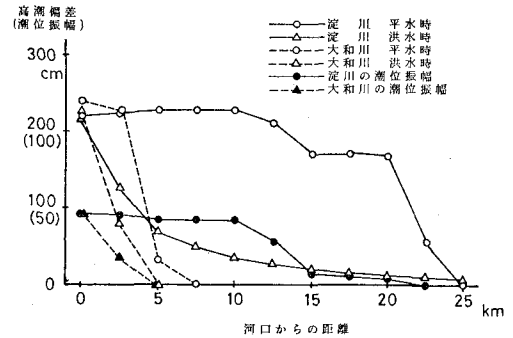


図-8 高潮偏差 (潮位振幅) と河口からの距離の関係

て、高潮遡上の距離が、ほぼ感潮区域に相当していることを示している。これに対し、洪水時には、河口から数 km の地点で半以下に減衰しており、高潮の河川遡上の大きさは、流量に関係することを示している。実際の台風時には、洪水流出のハイドログラフ、高潮の来襲と洪水流出など複雑であり、ここで述べる程簡単ではないと思われる。

次に、高潮の河川遡上を無視した場合について考える。図-9に示すのは、淀川を河口から8 kmまでにし、それより上流を無視した場合と、そこから更に22 km上流まで考慮した場合の河口から8 km地点での高潮偏差の比較である。河川遡上を無視した場合の方が、かなり高潮偏差が大きくなる。この現象は、河川遡上によって上流へ向かう流れをせき止めたことによって生じるものと思われる。このような現象は、海域に対して閉鎖的であるか、開放的であるかという地形形状によって大きく異なるものと考えられる。本試算は、川の途中に水門などを建設した場合に相当するものと思われる。このように、湾奥部の閉鎖水域での高潮を考慮する場合には、河川遡上による影響を考慮した検討が必要

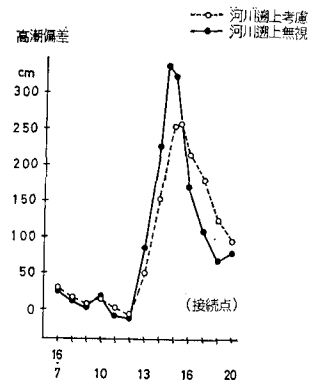


図-9 河川遡上を考慮した場合と考慮しない場合の高潮偏差の比較

であるものと考えられる。

6. 結 語

以上、第2室戸台風をモデル台風として種々の高潮計算を実施した。ここで明らかになった点を示すと、以下のようなになる。

① 大領域の計算においては、開境界を遠くに設定することにより、境界での高潮偏差は気圧降下による吸上げ効果を考慮すれば、ほぼ満足できる結果が得られる。

② 狭領域の計算のように開境界が近い場合には、境界での高潮偏差は気圧降下分のみでなく、風による吹き寄せ効果も考慮に入れる必要がある。

③ 高潮偏差に及ぼす天文潮の影響は 10~20 cm 程度あり、満潮と高潮のピークが重なると高潮偏差は増大する。

④ 淀川においては、平水時にはかなり上流まで高潮は遡上する。その距離は、ほぼ感潮区域に相当する。しかし、洪水時には、河口においては平水時とほぼ同じであるが、上流に行くにつれて急激に減衰する。

⑤ 河川遡上を無視して途中でせき止めると、高潮偏差を過大評価することになる。

⑥ 大格子から小格子への接続、および海域から河川域への接続がスムーズに行なわれるようになり、潮流高潮計算において詳細な地形での検討が可能となった。

ここでは、あるモデル台風に限定して高潮の検討を行ってきた。しかし、高潮の推算にはまだ未解決な点が多

い。たとえば、本モデルで用いた比例定数などの妥当性、およびその感度特性、あるいは実測風とモデル台風による風速分布の差、吹送流の鉛直分布の問題⁹⁾などについても検討する必要があるであろう。また河川内での水位の詳細な検討を行うためには、河川の断面を単純な矩形でなく、実際の河川にそった断面形状、途中に設けられたせきや閘門の影響、支川からの流入、洪水の流出曲線などを考慮した不定流計算が必要であろう。これらの点に関しては、今後の課題として取り上げていくつもりである。

最後に、本研究を進めるにあたって御協力いただいた運輸省第三港湾建設局、および日本気象協会関西本部の関係諸氏に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 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，pp. 1~10, 1983.
- 2) 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，pp. 104~113, 1967.
- 3) 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報告，第31巻，pp. 67~87, 1983.
- 4) たとえば，金子安雄・堀江 毅・村上和男：ADI法による潮流と汚染拡散の数値計算，港湾技術研究所報告，第14巻1号，pp. 3~61, 1975.
- 5) 河川における不定流の計算法—陰形式差分法—，建設省土木研究所，河川研究室，土研資料 1569号，112 p., 昭和55年3月.
- 6) 土屋義人・山下隆男・岡 扶樹：2レベルモデルによる高潮の追算—台風7916号による大阪湾の高潮—，第28回海岸工学講演会論文集，pp. 54~58, 1981.