

水工学シリーズ02-B-6

高潮推算法の現状と今後の課題

京都大学防災研究所 教授

高 山 知 司

土木学会
海岸工学委員会・水理委員会
2002 年 9 月

高潮推算法の現状と今後の課題

Present Numerical Simulations of Storm Surge and Their Problems to Solve

高山 知 司

Tomotsuka TAKAYAMA

1. はじめに

高潮とは、台風のような強風を伴う低気圧によって引き起こされる異常な海面上昇のことである。この海面上昇は、吸い上げと吹き寄せの2つの要因が重なって起きる。吸い上げとは、低気圧による気圧低下で海面が上昇する現象である。この現象は水深に関係なく生じ、気圧が1hPa低下すると海面は約1cm上昇する。また、吹き寄せとは、強風によって海面に生じるせん断力で海面が風の吹く方向に上り傾斜することによって起こる海面上昇である。海面の傾斜は水深が浅くなるほど急になるために、水深の浅い海域が広大なほど、吹き寄せによる海面上昇は増大する。

高潮は、実際の水位から推定天文潮を差し引いた潮位偏差で示される。潮位偏差は、図-1に示すように台風が比較的遠方にあるときから水位の上昇（前駆波）が始まり、近づくにしたがって高くなり始め、数時間で最大になる。そして、台風が遠ざかるにしたがって、上昇した海面を支える力が消滅するので、水位は急激に低下し、その後は、湾内の固有周期で小さく振動しながら消滅する。前駆波の現象についてはまだ不明の部分が多い。高潮は、図-1に示すように主要な1波だけで成り立っていると考えることができる。この波の峰が満潮と重なると、実際の水位は非常に高くなり、大きな災害が生じる。

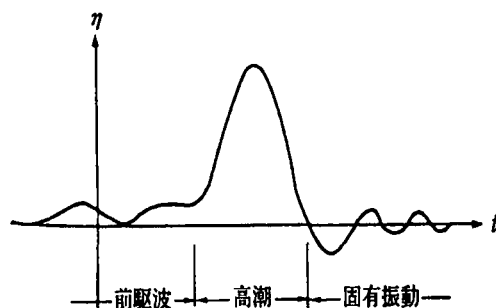


図-1 一般的高潮の経時変化

主要な1波目に続く、2波目が満潮位に重なると、2波目が比較的大きくなる場合も生じる。

940hPaの巨大台風でも、吸い上げによる海面上昇は約70cmであるから、吹き寄せの効果が強くなければ大きな高潮にはならない。吹き寄せの効果が大きくなるためには、広大な浅海が必要である。このような条件を満足する海域としては、わが国では東京湾や伊勢湾、大阪湾、有明海等の湾がある。実際、過去においてこのような湾で大きな高潮が生じている。戦前においては、1934年に大阪湾に発生した室戸台風による高潮で数千人の市民が犠牲となった。東京湾では1917年(大正6年)の台風によって高潮が生じ、大きな災害が発生した。戦後においては、1959年に伊勢湾において台風5915号によって巨大な高潮が発生し、伊勢湾奥では未曾有の高潮災害が起きた。この高潮によって、5,000人以上が犠牲になり、広大な地域が浸水したため、名古屋経済圏の発展が一時遅れた。台風5915号は、わが国に上陸した台風の中で記録史上最大の台風であった。このことから、台風5915号は伊勢湾台風と呼ばれ、高潮対策事業に用いる基本の台風となった。

伊勢湾における高潮災害を契機として、過去に高潮による災害を蒙った経験のある東京湾や大阪湾でも、高潮対策事業が推進された。伊勢湾台風がわが国既往の最大の台風であることもあって、この台風を仮想台風として、各湾に大きな高潮を発生させた台風の経路にこの仮想台風を走らせて、それによって生じた高潮を設計高潮として用いることが行われてきた。そして、この設計高潮を防御する防潮堤の建設が行われた。また、伊勢湾では周辺の防潮堤計画に加え、名古屋港においては高潮防波堤がわが国で初めて港口部に建設

された。円滑な物流に支障をきたすために、港内では天端の高い防潮堤を建設することが困難であった。そこで、港内に来襲する高潮と高波を予め低減するために、高潮防波堤が建設された。このように高潮対策事業が整備されてきたこともあって、伊勢湾台風以降、40年近く高潮によって直接死者が出ることはなかった。

1999年9月23日～24日に九州・山口地域を横断して、日本海に抜けた台風9918号は、大きな高潮と高波を伴い、沿岸の港湾・海岸の施設に甚大な災害をもたらした。その上、八代海沿岸の不知火町松合地区では高潮の直接的な影響で12名の犠牲者が出た。これは、前述の伊勢湾台風以来のことである。台風9918号による高潮災害に対して現地調査を行うとともに、高潮や高波の再現を数値計算によって再現し、災害の原因を究明する試みが行われた。

本報告は、現行の高潮推算法の概要を述べるとともに、現行の高潮推算法がどのような計算精度を有するのか、さらにどの程度まで高潮現象が解明されてきているのか、既往の研究成果に基づいて述べる。そして、高潮推算法の今後の課題についても記述している。

2. 高潮の推算法

2.1 基礎式

既に述べたように高潮を引き起こす要因は気圧低下と暴風で、これらが強制力となって海水の流動と海面の変化を引き起こす。このとき、地球の自転に伴うコリオリ力と海底摩擦力が2次的な力として作用する。移動性低気圧による気象擾乱は水深に比較して非常に広く、長波近似ができるので、鉛直方向の水圧分布を静水圧分布として近似する。その結果、高潮計算のための基礎式は、次式ようになる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) + gd \frac{\partial}{\partial x} (\eta - \eta_0) = fN + \frac{\tau_s^{(x)}}{\rho_w} - \frac{\tau_b^{(x)}}{\rho_w} + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + gd \frac{\partial}{\partial y} (\eta - \eta_0) = -fM + \frac{\tau_s^{(y)}}{\rho_w} - \frac{\tau_b^{(y)}}{\rho_w} + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

ここに、 t は時間、 x と y は東向と北向を軸とする平面直交座標、 η と η_0 、 d 、 A_h はそれぞれ海面上昇量と気圧低下による海面上昇量、全水深 ($d = \eta + h$)、水平渦動粘性係数、 g と f 、 ρ_w は重力加速度とコリオリ係数、海水の密度、 $\tau_s^{(x)}$ と $\tau_s^{(y)}$ は暴風による海面せん断応力の x と y 方向成分、 $\tau_b^{(x)}$ と $\tau_b^{(y)}$ は海底面におけるせん断応力の x と y 方向成分、 M と N は流量フラックスで、次式で与えられる。

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz \quad (4)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (5)$$

ここに、 u と v はそれぞれ x と y 軸方向の流速である。

暴風による海面せん断応力は、風速 ($w = \sqrt{w_x^2 + w_y^2}$) の2乗に比例すると考えられており、次式で与えられる。

$$\tau_s^{(x)} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (6)$$

$$\tau_s^{(y)} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (7)$$

ここに、 ρ_a と C_D は空気密度と海面の抵抗係数、 W_x と W_y は x と y 方向の風速で、海面上10mでの風速として定義される。抵抗係数 C_D は風速の関数として次式 (本多・光易, 1980) が用いられている。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024W) \times 10^{-3} & (W \leq 8 \text{ m/s}) \\ (0.58 + 0.063W) \times 10^{-3} & (W > 8 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (8)$$

また、底面せん断応力は、自由水面上に大きなせん断応力が作用するような流れでは、海面上でのせん断応力を考慮した次式が適用できる。

$$\tau_b^{(x)} = \rho g n^2 \frac{M \sqrt{M^2 + N^2}}{d^{7/3}} - k \tau_s^{(x)} \quad (9)$$

$$\tau_b^{(y)} = \rho g n^2 \frac{N \sqrt{M^2 + N^2}}{d^{7/3}} - k \tau_s^{(y)} \quad (10)$$

ここに、 n はマンニングの粗度係数、 k は定数である。

気圧低下による海面上昇量 η_0 (cm) は、気圧低下量を Δp (hPa) とすると、次式で与えられる。

$$\eta_0 = 0.991 \Delta p \quad (11)$$

また、コリオリの係数は

$$f = 2\omega \sin \varphi \quad (12)$$

である。ここに、 ω は地球自転の角速度で、 $7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ であり、 φ は計算する地点の緯度である。

式 (1) から (3) でわかるように、気圧低下は静的な外力として、また、風による海面せん断力は動的な外力として高潮に影響を与える。海面せん断力は、式 (6) と (7) に示すように風速の二乗に比例するため、風速の正確な推定が必要である。次節では台風による風速の算定モデルについて述べる。

2. 2 台風モデル

(1) 台風域内の風

台風中心を座標原点にとり、図-2に示すように台風中心からの距離が r で、台風の進行方向となす角度が β である点 P における風速 W は、台風の移動速度に伴う風 V_c と気圧勾配から生じる傾度風 V_{gr} (gradient wind) とのベクトル和として求めることができる。傾度風 V_{gr} は圧力勾配と遠心力、コリオリ力との釣り合い式で与えられる。

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (13)$$

式 (13) から傾度風は次式で求まる。

$$V_{gr} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{1}{\rho_a r} \frac{\partial p}{\partial r}} - \frac{f}{2} \right) \quad (14)$$

海面や地表においては、傾度風は摩擦によって風速が式 (14) の値より小さくなると共に、風向も等気圧線に対して約 30° の角度で台風中心に向かって吹き込むように偏る。結局、地表摩擦を考慮した傾度風 (W_{gr}) の風速の x , y 成分は次式ようになる。

$$W_{gr}^x = -C_2 \frac{X + \sqrt{3}Y}{2r} V_{gr} \quad (15)$$

$$W_{gr}^y = C_2 \frac{\sqrt{3}X + Y}{2r} V_{gr} \quad (16)$$

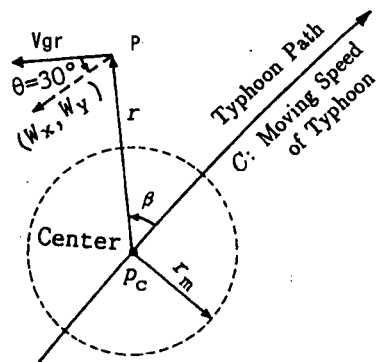


図-2 台風モデルのパラメーター

ここに、係数 C_2 は海面や陸上表面の摩擦によって生じる風速の低減係数で、平均的に0.7の値が用いられている。

台風の移動速度 V に伴う場の風は、海面や陸上表面の摩擦によって生じる風速の低減係数 C_1 を用いて、台風中心では低減係数 C_1 に移動速度 V を乗じた値になり、台風中心から離れるに従って急激に減衰するように、次式で表されている。

$$V_t = C_1 V \exp\left(-\frac{\pi r}{l}\right) \quad (17)$$

ここに、 V_t は場の風の速度、 l は式(17)において r が500kmのときに $V_t = \exp(-\pi)$ となるように設定した値で、 r をm単位で表すと、 $l = 500,000m$ となる。また、風速の低減係数 C_1 は一般に係数 C_2 と同じ値が用いられる。

x 軸の正方向から半時計回りに測ったときの台風の移動方向角を θ_t とすると、 x 、 y 軸方向の場の風は次式のようになる。

$$V_x = V_t \cos \theta_t \quad (18)$$

$$V_y = V_t \sin \theta_t \quad (19)$$

実際の風は、場の風と地表摩擦を考慮した傾度風の和として、 x, y 軸方向の風速は、それぞれ次式のようになる。

$$W_x = C_1 V \exp\left(-\frac{\pi r}{l}\right) \cos \theta_t - C_2 V_{gr} \frac{X + \sqrt{3}Y}{2r} \quad (20)$$

$$W_y = C_1 V \exp\left(-\frac{\pi r}{l}\right) \sin \theta_t + C_2 V_{gr} \frac{\sqrt{3}X - Y}{2r} \quad (21)$$

(2) 藤田のモデル

台風域内の気圧分布は、台風中心に対して対象であると仮定して、次式で与えている。

$$p = p_\infty - \frac{\Delta p}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \quad (22)$$

ここに、 p と p_∞ は台風中心から距離 r の地点における気圧と台風域外の周辺気圧、 r_0 は台風内の最大風速地点の台風中心からの距離である。

気圧傾度 $\frac{\partial p}{\partial r}$ は式(22)から次式で与えられる。

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \frac{r \Delta p}{r_0^2} \left\{ 1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right\}^{-3/2} \quad (23)$$

この式(23)を式(14)に代入して、次式で傾度風を求めることができる。

$$V_{gr} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\Delta p}{\rho_a r_0^2} \left\{ 1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right\}^{-3/2}} - \frac{f}{2} \right) \quad (24)$$

この傾度風の式(24)を用いて、式(15)以下と同じように行くと、式(20)と(21)の風速を求めることができ、これが藤田のモデルである。

(3) マイヤーズ (Myers) のモデル (シュレーマー (Schloemer) モデル)

マイヤーズモデルでは、台風による気圧分布を次式で与えている。

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (25)$$

この式から気圧勾配を求めると、

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \frac{r_0}{r^2} \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (26)$$

となる。式(26)を式(14)に代入して、傾度風を求めると次式ようになる。

$$V_{gr} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{r_0 \Delta p}{\rho_a r^3} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} - \frac{f}{2} \right) \quad (27)$$

藤田のモデルと同様に行うと、式(20)と(21)の風速を求めることができる。

(4) 光田・藤井のモデル

光田・藤井のモデルでは、式(25)と同じ気圧分布式を用いているが、圧力勾配と遠心力、コリオリ力との釣り合い式 (13)における流跡線の曲率半径 r が次式の Balton の式で求まる r_t で与えられるとしている。

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left(1 + \frac{V}{V_{gr}} \sin \beta \right) \quad (28)$$

ここで、 β は台風中心から風を推算する地点へ向く動径ベクトルが気圧場の進行方向となす角で、台風の進行方向から反時計回りに測った角度である。式 (28) からわかるように台風の移動速度は流跡線の曲率半径への影響として表されている。

その結果、式(13)は次式ようになる。

$$\frac{V_{gr}^2}{r_t} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (29)$$

この式から傾度風は

$$V_{gr} = r_t \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{r_0 \Delta p}{\rho_a r^2 r_t} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} - \frac{f}{2} \right) \quad (30)$$

地表風 W と傾度風 V_{gr} との比は藤田モデルやマイヤーズモデルのように一定ではなく、台風中心で大きくなり、最大風速半径の少し内側では 1 以上になるという特徴を有することが実測結果から示されている (光田他, 1978)。そこで、光田・藤井モデル (1985, 1986) では、地表風と傾度風の風速比は $\xi = r/r_0$ とともに変化すると、この比を次式の $G(\xi)$ で表している。

$$\frac{W}{V_{gr}} = G(\xi) = G(\infty) + \left\{ G(\xi_p) - G(\infty) \right\} \left(\frac{\xi}{\xi_p} \right)^{\kappa-1} \exp \left[\left(1 - \frac{1}{\kappa} \right) \left\{ 1 - \left(\frac{\xi}{\xi_p} \right)^{\kappa} \right\} \right] \quad (31)$$

風速比 $G(\xi)$ は、台風中心から外に向かうに従って、つまり ξ が大きくなるに従って増大し、そして、 $\xi = \xi_p$ で最大の値 $G(\xi_p)$ になり、さらに ξ が大きくなると減少し、 $G(\infty)$ に漸近するようになる。これらのパラメータの値として、光田・藤井は次の値を用いている。

$$\kappa = 2.5, \xi_p = 0.5, G(\xi_p) = 1.2, G(\infty) = 2/3 \quad (32)$$

$G(\infty)$ の値は、式 (15) や (16) における係数 C_2 の値に対応していることがわかる。

地表風は傾度風に対して約 30 度台風中心を向くとして, x, y 軸方向の風速は, それぞれ次式ようになる.

$$W_x = -G(\xi)V_{gr} \frac{X + \sqrt{3}Y}{2r} \quad (33)$$

$$W_y = G(\xi)V_{gr} \frac{\sqrt{3}X + Y}{2r} \quad (34)$$

(5) 台風モデルによる風速分布の相違

計算条件を統一して, 藤田モデルとマイヤーズモデル, 光田・藤井モデルの流速分布を比較した. 計算条件は以下のようになっている.

$$\begin{aligned} r_0 &= 65 \text{ km} & V &= 40 \text{ km/h} & \Delta p &= 60 \text{ hPa} & \varphi &= 35^\circ \\ \theta_i &= 60^\circ & C_1 &= C_2 = 0.6 & \rho_a &= 1.06 \times 10^{-2} \text{ kg/m}^3 \end{aligned}$$

3つのモデルに関して風速分布を比較したのが, 図-3 である. この図は X 軸の正方向に対する分布図である. この図で分かるように, 藤田の風速が一番大きく, 次にマイヤーズモデルで, 一番小さいのが光田・藤井モデルとなっているが, 3つのモデルともに大きな差はなく, どのモデルを用いても高潮に大きな差は出ないと考えられる.

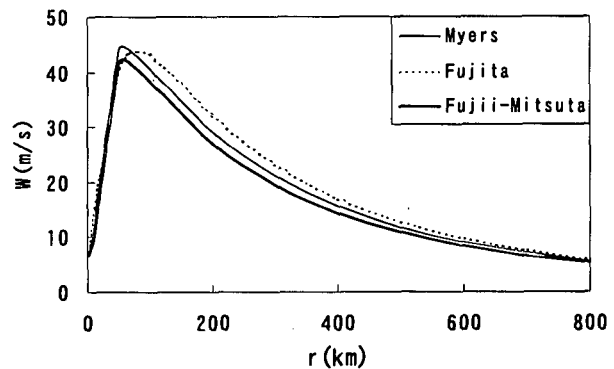


図-3 3つのモデルによる風速分布の比較

2. 3 数値計算の条件

2. 2で示した台風モデルを用いて, 台風による地表風を求め, これを外力として2. 1に示した流体運動の基礎式を差分法で数値的に解くことが行われる. 数値計算法としては, 陽解法であるリープフロッグ法と陰解法である ADI (Alternating Direction Implicit Method) 法が一般的に用いられる. 後藤 (1988) は, 両者による差は非常に少ないが, 急激に変化する外力への対応は, 平滑化がかかる ADI 法がよく, 高潮の計算では ADI 法を用いるのがよいだろうと述べている.

高潮の計算では, 外洋を含めた非常に広い領域で計算される. 高潮の計算対象になる領域では細かい地形を再現しなければならないために, 計算格子を大から小へとネステイングを掛けることが行われる. 計算のタイムステップは, 計算格子の大きさと水深に依存し, 次式のクーランの条件を満足しなければならない.

$$\Delta t < \Delta S / \sqrt{gh_{\max}} \quad (35)$$

ここに, Δt は計算のタイムステップ, ΔS は計算格子間隔, $h_{\max}$ は最大水深である. 全域が同じ格子間隔である場合には最大水深のところでタイムステップが規定されるが, ネステイングを掛けると, 各格子間隔と水深で決まるタイムステップの中で最小のものを用いることになる.

計算の初期条件における水位の条件は, 気圧低下による吸い上げを式 (11) で計算して与えられる. また, 潮汐や潮流については, 格子間隔の大きな大領域の計算では狭領域の境界条件を計算するものであるとの条件で潮汐や潮流は無視することが多いが, 狭領域に関しては潮汐や潮流を考慮する. その場合, 高潮が最大になるときに満潮にするとといった調整が必要である.

開境界条件としては、高潮計算においては水位制御が一般的に用いられる。開境界での水位は、天文潮と潮位偏差との和として与えられる。潮位偏差は、気圧低下に伴う吸い上げ効果と風による吹き寄せ効果との和であると考えられる。吸い上げ効果は容易に計算できるが、吹き寄せ効果を推定することは容易でない。そこで、境界での水面勾配を次式で与える方法を Happer & Sobey (1983) は提案している。

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_w g (h + \eta)} \quad (36)$$

この条件は、水深が深い境界においては吸い上げだけの効果になることを示している。

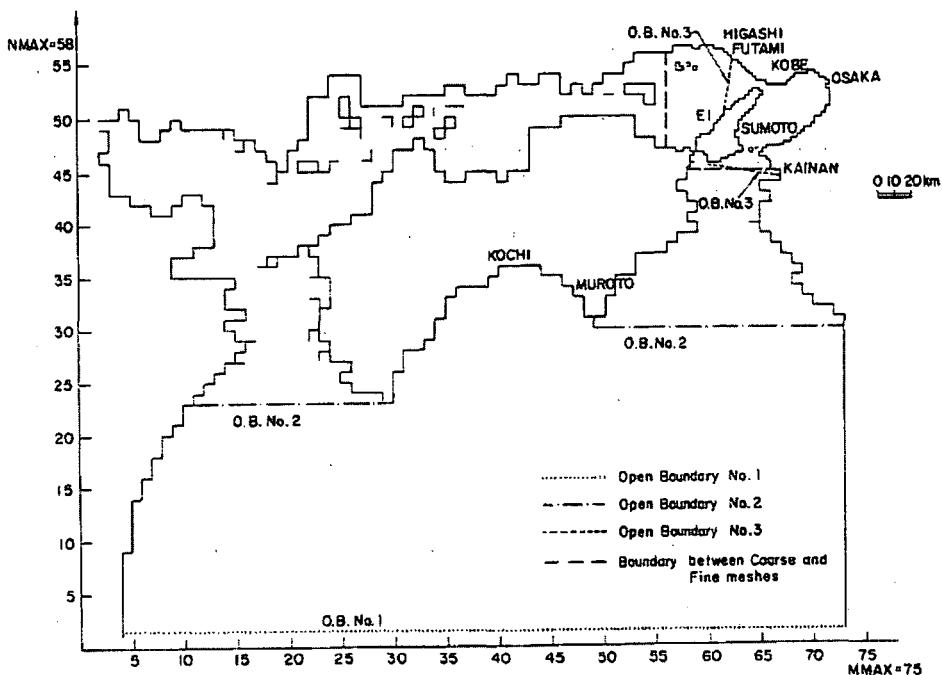
陸上境界条件としては、越流しない場合には、陸上境界に垂直な流速が0になる条件にし、越流する場合には堰の公式を用いて流量を抜く方法が一般に採用されている。

3. 既往の数値計算

1959年の伊勢湾台風以降、高潮の数値シミュレーションが行われるようになって、数値シミュレーションの妥当性が検証されている。ここでは、過去において行われた数値計算の概要について示す。

3. 1 平面2次元の単層モデルによる数値計算

村上ら (1985) は、平面2次元の単層モデルを用いて、第2室戸台風による大阪湾内の高潮の数値シミュレーションを行っている。差分法はADI法である。計算領域を大領域と狭領域にわけ、それぞれの領域を図一4 (a) と(b)に示す。大領域は紀伊水道から四国の沖合いを含む領域で、格子間隔は6kmの大格子と格子間隔が1/3に縮小された小格子からなっている。狭領域は、大阪湾入りの友が島の沖合いから大阪湾内の領域で、大格子が1.5kmで、小格子がその1/3の0.5kmである。小格子は大阪港を含む沖合いにとっている。



図一4 (a) 大領域の計算範囲と開境界の位置

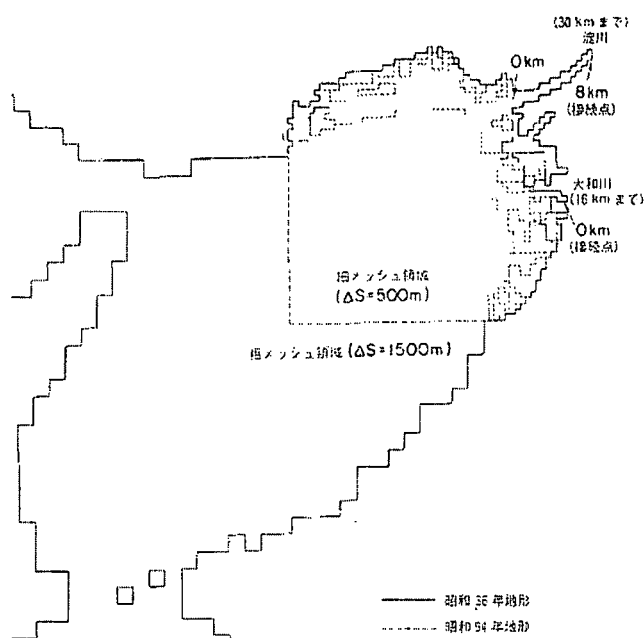


図-4 (b) 狭領域の計算格子

大阪湾沿岸部は、過去にしばしば高潮災害を被っており、1900年以降で高潮による潮位偏差が2mを越えた台風の経路を図-5に示す。これらの台風のうち、潮位偏差が大きく、比較的事実データが豊富な第2室戸台風を取り上げて、高潮追算を行い、観測値と比較している。計算に当たって、気圧分布はマイヤーズのモデルを採用し、図-6に示す気圧偏差の分布から、これに最も適合する式(25)中の r_0 の値を3時間毎に求めて、この値を用いて風を計算している。この結果によると、 r_0 の値は台風中心の気圧深度が深くなるほど、小さくなる傾向がある。そして、計算風速と実測風速との比較では台風接近時に計算値が観測値より大きくなる傾向がある。室戸での観測値は計算値の2倍以上の値になっており、必ずしもよい一致は示していない。このような差の原因としては、気圧分布の相違や台風定数の不適切性もあるが、陸上地形による風の変化や陸上風と海上風の差など、観測地点の問題も大きいとしている。

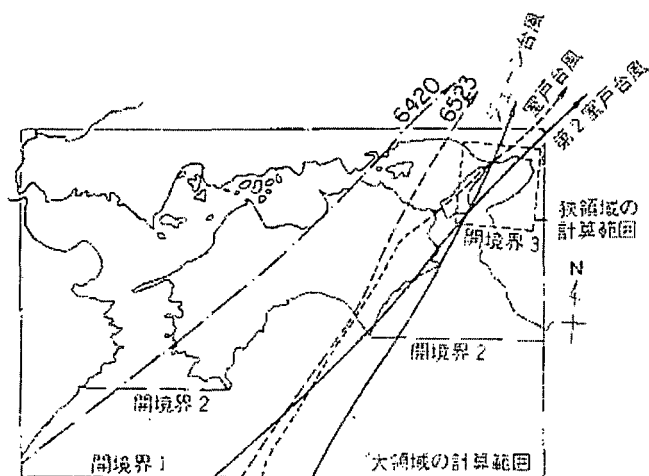


図-5 台風の通過経路

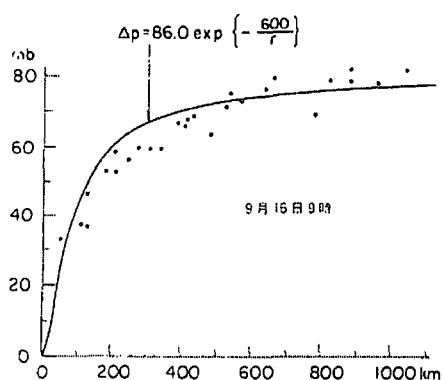
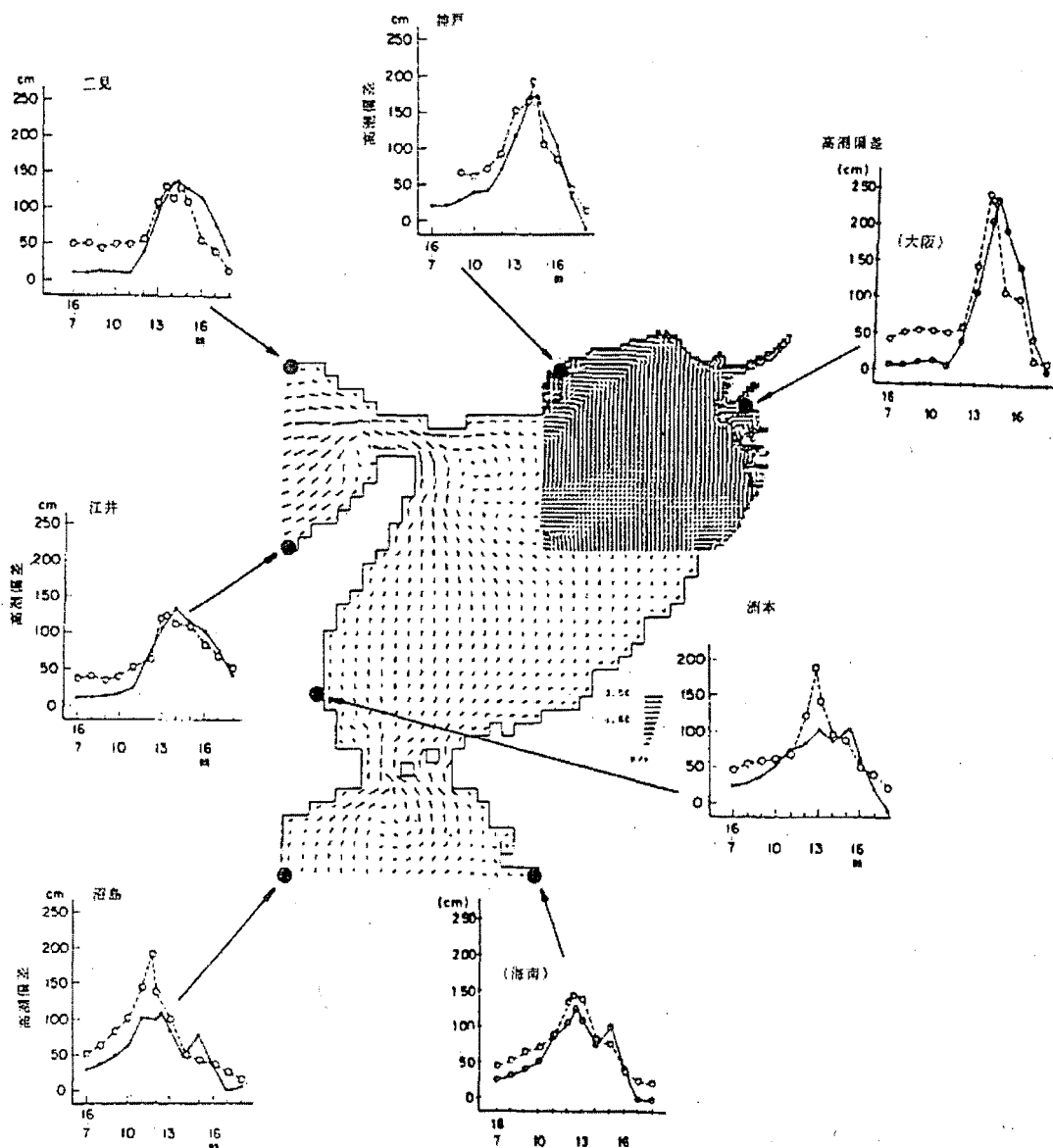


図-6 気圧偏差と台風中心からの距離

図一七は各地点の高潮による潮位偏差と上潮最高時における潮流図を描いたものである。高潮に関する実測値と計算値を比較すると、実測値には、高潮によって急激に水位が上昇する前に既に 50cm ばかり水位が高くなる前駆波現象が現れているが、計算値にはこの現象が現れていない。また、実測値と計算値の間で高潮のピークの時刻が少しずれる場合がある。このような差が表れるものの潮位偏差の大きさやその経時変化の傾向はよく一致しているといえる。しかしながら、この前駆波の原因についてはよくわかっていない。

以上のように、平面 2 次元の単層モデルによる計算であっても比較的良好に実測値と一致することがわかる。特に、特定の場所で計算風速が実測値と大きく異なっても、高潮は空間的に、また時間的に積分した値として現れるので、平均的に一致していれば、計算値と実測地の間に大きな差は現れないと考えられる。



図一七 高潮潮位偏差（白丸と点線：実測値，黒丸と実線：計算値）と上げ潮最高時の潮流図

3. 2 多層モデルによる数値計算

3. 1 では単層モデルによる計算結果を示したが、高潮時には海面と海底に作用するせん断力が卓越するために、流速の鉛直分布は必ずしも一様と仮定することはできない。土屋・山下・岡（1981）は2層レベルモデルを用いて高潮の追算を行っているが、それによると流速分布が上下一様でないことが表される反面、上・下層における流速を過大に評価し、水位変化が過小に表される。武田・井上・中川・松村（1995）は、高潮現象を詳細に把握するために、多層レベルモデルによる高潮計算を行い、平面2次元モデルと比較を行っている。ここでは、武田らの計算を参照しながら、高潮計算における多層モデルの影響について述べる。

武田らは、式（1）から（3）の基礎式を用いて、水深方向を多層に切り、層間においては上下方向の鉛直流速とせん断力が連続するとの仮定の下に各層における連続式と運動方程式を立てた。海面に作用する風抗力を計算する風速は、2. 2（4）で述べた光田・藤井のモデルから求めた風と実測風速の2つを用いている。開境界条件としては、境界の横断上で一様な潮位を非定常的に与えるとして、9分潮を合成した潮汐値に吸い上げと吹き寄せによる水位上昇を加えた値を用いる場合と、東二見および和歌山の検潮所で得られた実測値を用いる場合の2つの異なる境界条件で計算している。計算した台風は7916号である。

図-8は、開境界と風は実測値を用いたケースで、明石と洲本、大阪の3地点について、1層から5層に分けて計算した水位と実測水位とを比較している。この図から、水位に関しては、1層から5層に分けて計算しても、それぞれの計算値はほとんど変化せず、層数に分けて計算する必要性はないことがわかる。ただし、今回の計算格子はすべて約1,000mであり、沿岸付近の鉛直流が強く平滑された可能性がある。実測値との比較では、明石や洲本では比較的によく一致するのに対して大阪では計算値が実測値より大きくなっている。この原因としては、格子間隔が1,000mと比較的大きかったことによる影響が考えられるが、今のところ原因は不明である。

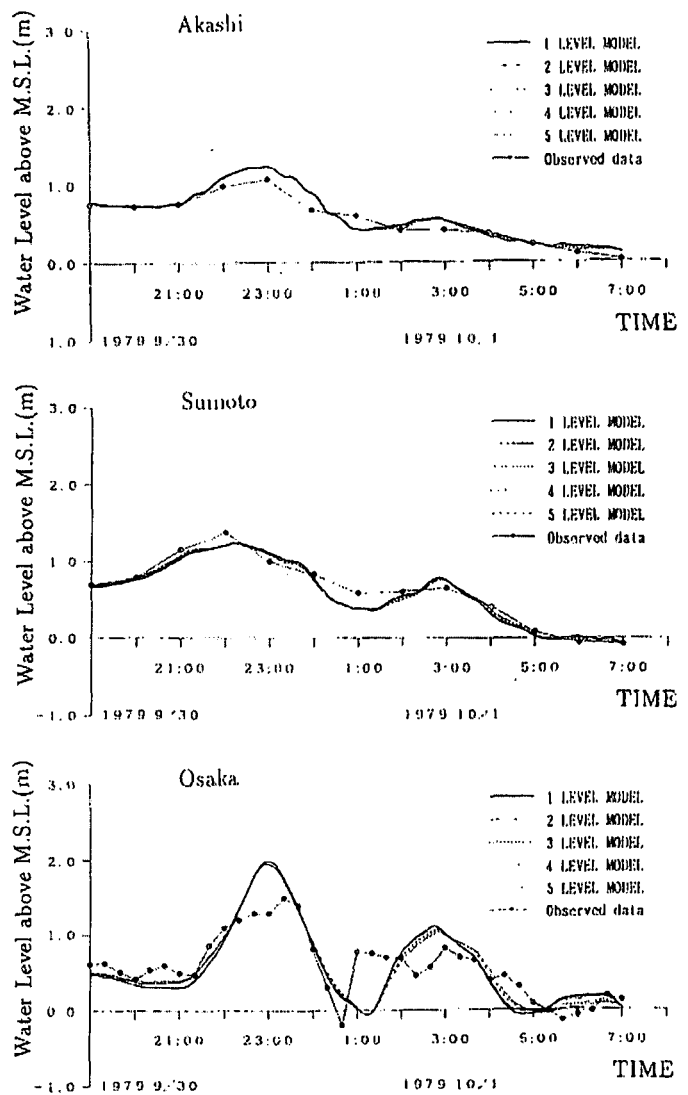
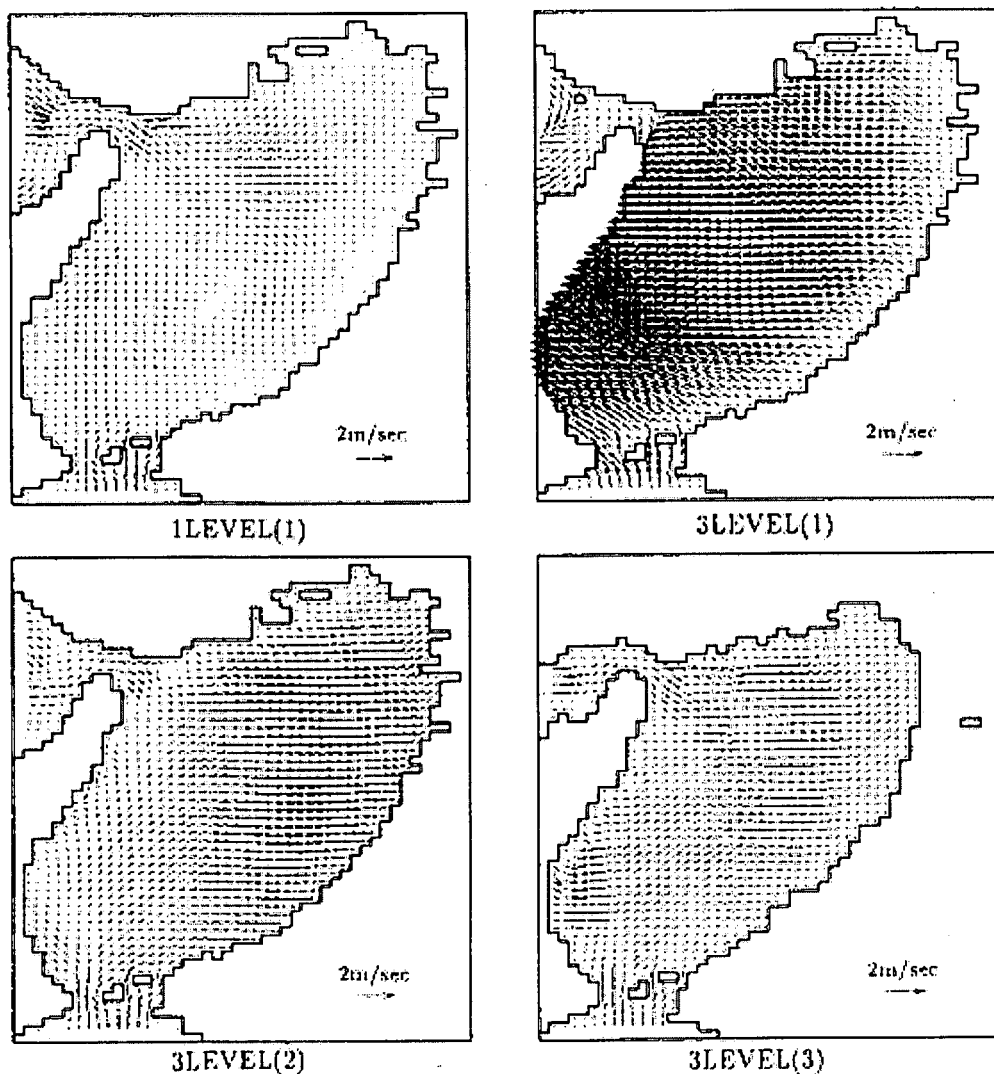


図-8 多層モデルによる高潮推算結果

図一9は、鉛直方向を3層に分けて計算したときの平面流速の大きさを示している。図一9の左上の図は、1層モデルのときの平面流速を示しており、右上の図は3層モデルの上層、左下と右下の図はそれぞれ3層モデルの中層と下層における平面流速を示している。1層と3層モデルとの間の平面流速の違いは顕著であり、3層モデルでは鉛直方向の循環流の発生が認められる。

以上のように、高潮の水位の計算には鉛直方向の層数の影響は小さいが、平面流速では1層モデルと多層モデルとでは大きく異なる。そのため、漂流物の運動や移動軌跡等の計算では、多層モデルを用いた計算が必要となることがわかる。



図一9 単層および3層モデルによって計算された潮流の水平分布

左上：単層モデル， 右上：3層モデルの上層，
 左下：3層モデルの中層， 右下：3層モデルの下層

3. 2 波浪による set-up の効果の導入

高潮は、既に述べたように水深が浅い領域が広く広がっているような内湾で大きくなり、外洋に面したわが国沿岸は海底勾配が比較的きつく、そのため大きな高潮は起きていない。しかしながら、四国南岸に來襲した台風 7010 号は、図-10 に示すように外洋に面する土佐湾一帯に異常な高潮をもたらし、桂浜で記録した最大の潮位偏差は 225cm にも達した。そのため、宮崎・岡田 (1975) や Ueno (1981)、山下・別宮 (1996) は、この異常な高潮の発生機構を解明するために、数値シミュレーションによってこの高潮の再現を試みた。しかしながら、2m を超えるような潮位偏差を再現することはできなかった。従来の高潮推算では、気圧低下による吸い上げと吹き寄せによる水位上昇のみが考慮されているけれども、それ以外の要素として密度成層、河川流入、wave set-up が考えられる。そこで、柴木・加藤・山田(2001)はこれらの要素を新たに取り込んだ計算を行っており、以下にその概要を示す。

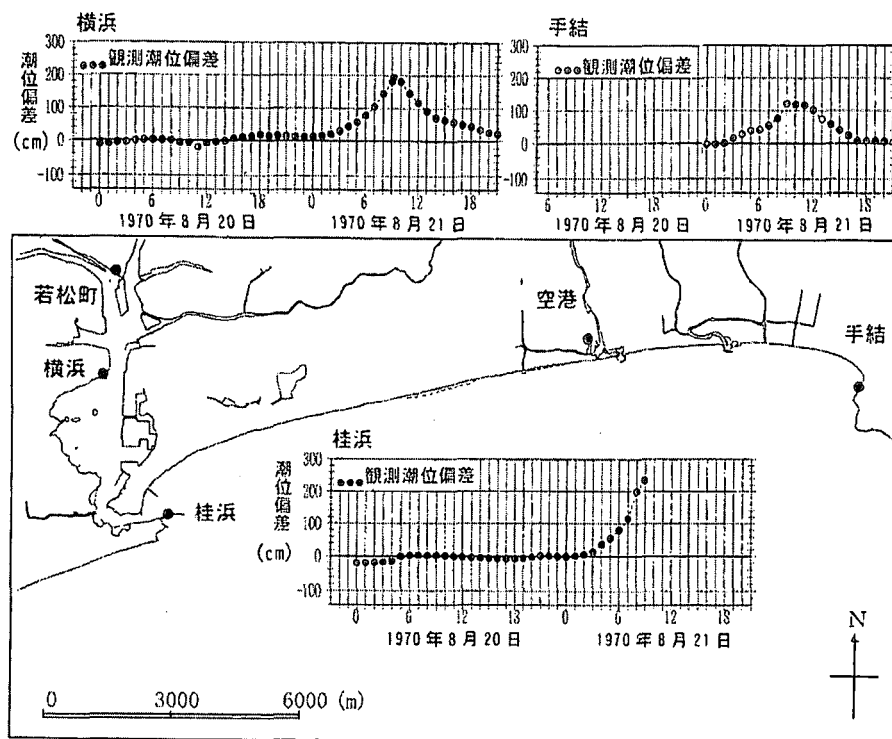


図-10 台風 7010 号による土佐湾沿岸の高潮記録

密度成層や河川からの流入量については、水深を 3 層に区切り、各層で密度差を与えることによって表している。Wave set-up 量は、3 層の運動方程式に層別のラディエーション応力勾配項を加え、気圧勾配項と表面せん断項を同時に計算して求めている。波の発達・減衰・変形を考慮した浅海波浪推算法 (柴木ら, 1995) によって平面波浪場を計算し、求まった波浪スペクトルから多方向不規則波のラディエーション応力を計算する。波浪変形計算における碎波波高は、合田 (1975) の碎波限界波高式を用いている。図-11 は、高潮の計算値と実測値とを各地点で比較したものである。図中の実線が計算値であり、黒丸が実験値である。図中の下の図は最大の潮位偏差の分布を示している。各観測点における実験値と計算値の時系列は非常によく一致していることがわかる。また、最大潮位偏差は海岸線近傍で急激に増大しており、ラディエーション応力の影響が強いことがわかる。

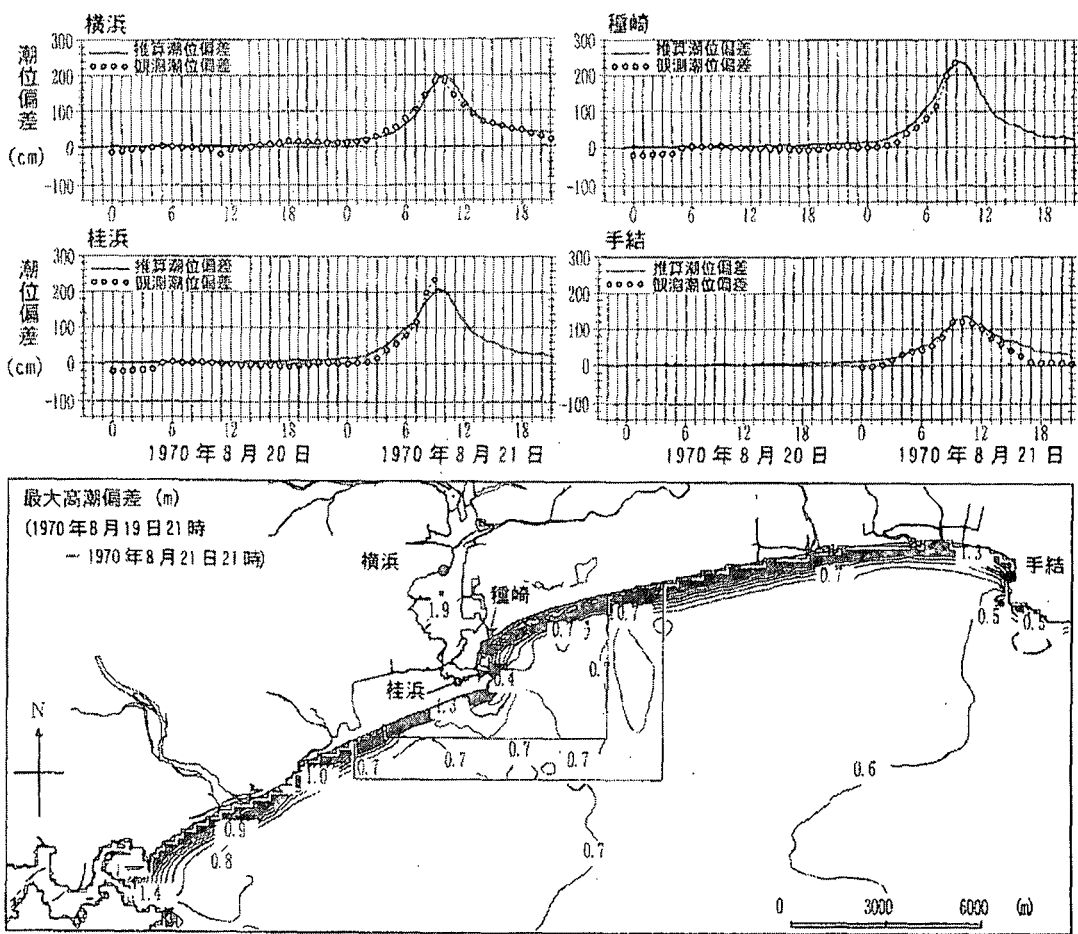


図-11 Wave-Setup を考慮した3層モデルによる最大潮位偏差の分布と観測値との比較

新たに加えた要素である密度成層、河川流入、wave set-up がそれぞれの程度潮位偏差に影響しているのか桂浜での観測点で調べたのが図-12 である。河川流入量の影響はほとんどないことがわかった。これは、河川が最大流量になる時刻と高潮が最大になる時刻とが数時間ずれているためだと考えられる。密度成層の影響は高々10cm と非常に僅かである。Wave set-up の効果は単層モデルにおける高潮と同程度である。このことから、外洋に面した沿岸部での高潮には波浪による set-up が大きな影響を与えることがわかる。

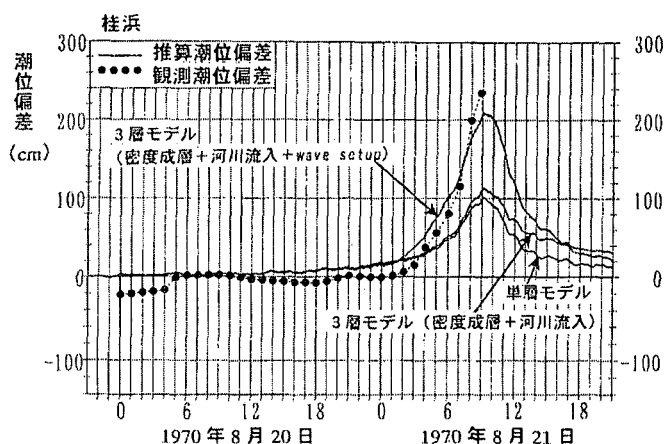


図-12 桂浜における観測潮位偏差の再現性の比較

4. 数値計算上の問題点

4. 1 確率高潮推定における問題

台風や高潮の正確な資料がよく残されている期間は第二次世界大戦以降のせいぜい 50 年間である。しかしながら、1959 年の伊勢湾台風以降、東京湾や伊勢湾、大阪湾などの高潮対策には、対象とする湾に最も大きな高潮を発生させた過去の台風のコースに伊勢湾台風を走らせて、高潮のシミュレーションを行い、これによって生じた高潮に台風期の朔望平均満潮位を加えた水位を高潮対策の基準にしている。これに基づいた防潮対策が大阪湾や東京湾、伊勢湾ではほぼ完了してきているが、このような設定に基づいた高潮対策事業が再現期間何年の高潮を対象にしたことになるのか明確になっていない。既往の高潮の潮位偏差から伊勢湾台風の再現期間は 300~400 年ともいわれているが、高潮資料の数が少なく、精度が低い。このように、問題は高潮対策に用いる高潮の再現期間が明確にできないことである。過去の台風の確率特性からモデル台風を数 100 から数 1000 年間にわたってシミュレートして、高潮の再現期間を決めようとする試みがなされている。

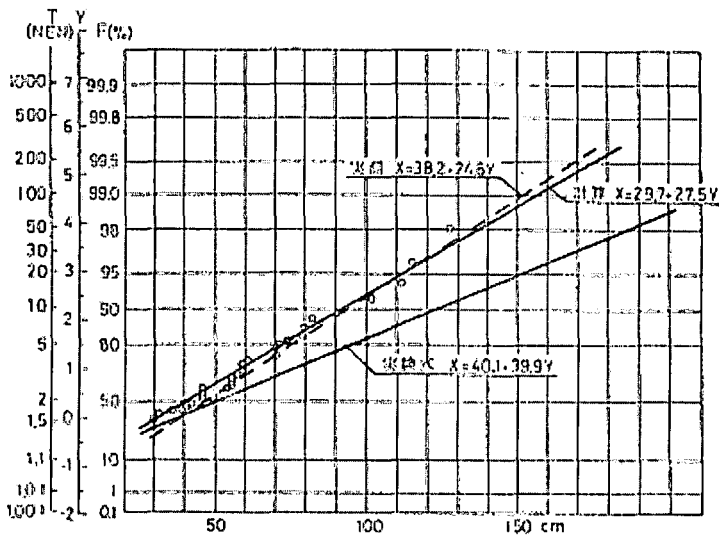


図-13 確率年最大偏差の実測値と推算値 (三角)

長友ら(1980)は、九州地域の有明海や鹿児島湾、西瀬戸地区を対象にして、高潮を計算している。東経 130.5 度を中心にして、東西 500km の範囲を定めて、この区間を通過した台風を昭和 15~51 年について調べ、来襲度数、台風の経路、進行方向、進行速度、中心示度の出現確率を求めている。そして、モンテ・カルロ法を用いて、50 年間にわたるモデル台風を設定している。図-13 は、有明海の三角においてモデル台風によって求めた 50 年間の確率高潮と実測値から求めた確率高潮とを比較したものである。実測値と推算値は比較的よく一致しており、再現期間 100 年まではほぼ同じであるが、それ以上になると、計算値が小さくなる傾向がある。

端野・桑田(1987)は、台風属性の中心気圧や進行方向、進行速度の 3 要素を台風位置の関数としてこれら 3 要素の空間的平均場を二次元 B スプライン関数で表現し、さらにこれら 3 要素の 1 時間当たりの変化量についても空間平均場を二次元 B スプライン関数で表現した。このようにして、40 年間における台風 15 組を発生させて、実測の台風の条件と比較すると、中心気圧の低い、いわゆる強い台風が若干多く出現することがわかった。

山口・畑田・花山（1994）は、長友らや端野らの対象海域が九州地方と大阪湾などに限定していることから一般性がないとの判断のもとに、過去約 40 年間に取得された台風別最大高潮偏差観測資料に対する極値統計解析に基づいて、太平洋沿岸と東シナ海沿岸、瀬戸内海沿岸における既往最大偏差や 50～1000 年確率潮位偏差の地域特性を検討するとともに、確率台風モデルを用いて、1000 年間に 100 回のシミュレーションを行い、その結果から得られた高潮の潮位偏差記録に極値統計解析を行って、長期間にわたる確率潮位偏差とその変動を推定している。図-14 は、1000 年間の台風シミュレーションより求めた潮位偏差に対して Weibull 分布を当てはめた結果と上位 3 位の潮位偏差を起こした台風経路を示している。Weibull 分布の適合度はよく、台風は対象点の左側近傍を通過する経路を通り、期間最大観測値をもたらした台風経路と一致している。

また、図-15 は、確率偏差とその変動幅を示している。名古屋では、100 年確率偏差の平均値は 243cm、変動幅は 64cm であるが、1000 年では平均値は 327cm、変動幅は 150cm に達する。一方、大阪では 100 年確率偏差の平均値は 268cm、変動幅は 24cm、1000 年確率偏差は 307cm、変動幅は 43 cm となる。これから判断すると、大きな高潮は名古屋地区で起き易いことになる。

このようにしてモデル台風から得られた高潮の再現期待値を推定する手法について研究はされてきているが、このようなモデルは開発途上であり、まだ十分にその精度が確認されたわけではない。今後は、精度の高いモデルを開発が望まれる。また、地球温暖化やその他の長期的な気候変動の影響をどのように取り入れてゆくかも大きな課題である。

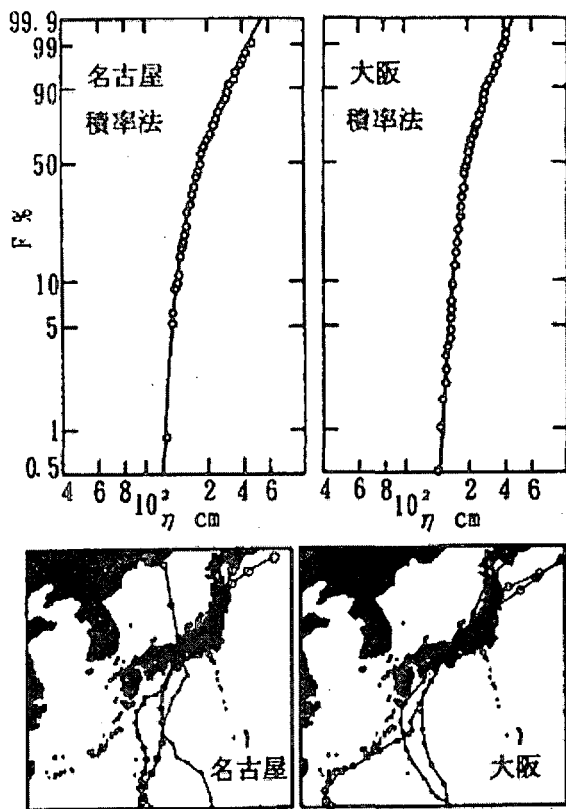


図-14 Weibull 分布のあてはめと台風経路

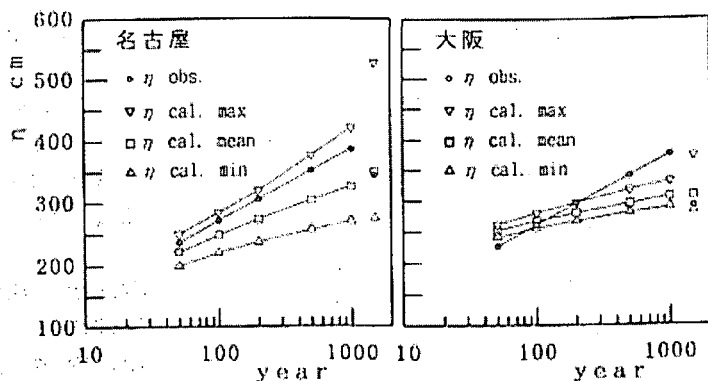


図-15 期間最大偏差および確率偏差の平均値と変動幅

4. 2 陸上地形に対する風の修正

1999年9月24日、台風9918号は図-16に示すような経路で、九州を横断し、八代海や周防灘など西日本の沿岸に多大な高潮災害をもたらした。この台風による高潮の追算が河合ら（2000）によって行われている。風はマイヤーズの式を用い、風速の低減係数 C_1 と C_2 の値としては0.7の一定値を用いて計算を行っている。現地観測されている潮位偏差と比較すると、八代海内の観測点では比較的良好に一致するけれども、周防灘沿岸では一致する地点と一致しない地点とが明確に分かれた。

図-17は潮位偏差の最大値について現地観測値や現地痕跡高と計算値とを比較したものである。点線が計算値である。この図でわかるように、宇部東部から右側では計算値は現地観測値や現地痕跡高と比較的良好に一致しているのにも拘らず、左側では計算値は小さくなっている。宇部東部より左側の地域は台風中心より西側の地域に対応している。計算値と実測値が合わない原因として、周防灘は周りを高い山で囲まれており、また、湾奥に行くほど幅が狭まる地形になっていることに注目した。台風の風域に比較して海域の規模が小さいために、この陸上地形の影響が海上風に現れたためだと考えられる。

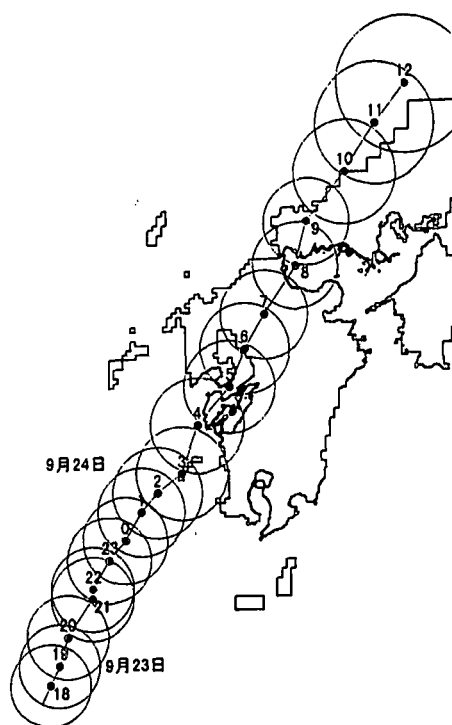


図-16 台風9918号の移動経路

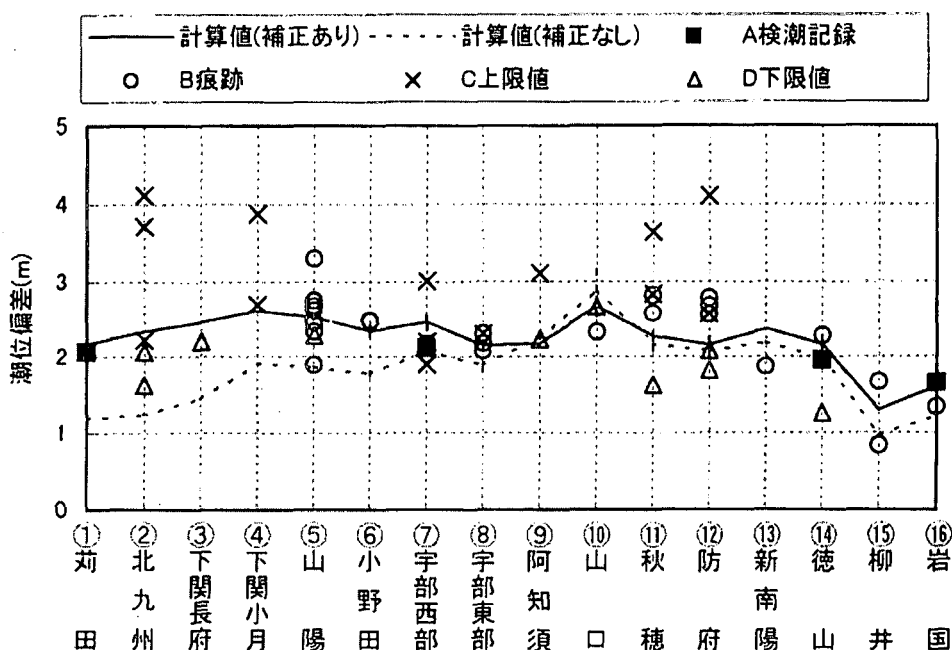


図-17 高潮推算結果と検潮記録

そこで、風速の低減係数を図-18 のように経時的に変化させて、計算を行っている。風速の低減係数は、9月24日0時から3時までの間に0.7から1.0まで直線的に増大させ、それ以降7時30分まで1.0の一定値で、8時には再度0.7に落としている。その結果、図-16の実線で示すように、宇部東部から右側では高潮の計算値に大きな変化はなかったが、左側では計算値は大きくなり、観測値によく一致するようになった。

図-19は苅田での潮位偏差記録と計算値を比較したものである。丸印が実測値で、細い実線が補正なし、太い実線が補正した場合の計算値を示している。補正することによって潮位偏差のピークまでの変化は実測値とよく一致しているが、水位の低下は実測値より計算値が速い。この部分に関しては、改善がなされていない。

風速の低減係数を操作することで、過去の高潮のピーク値を実測値と合わせることができるが、台風の来襲が予測される場合に、低減係数をどのように変化させるか、その方法は不明のままである。風速の低減係数を変化させる場合には、変化させる条件を明確にすることが必要となる。風速の変化が陸上地形の影響であるなら、陸上の地形を入れることができるマスコンモデル（橋本ら、2000）を導入するなどの検討が今後必要であろう。

5. おわりに

高潮推算の理論と数値計算法の概要を示すとともに、現状で行われている高潮推算の精度について、単層モデルと多層モデルについて比較を行い、高潮の水位の推定では単層モデルでよく、漂流物の移動軌跡を推定するような、流速が問題になる場合には多層モデルを行う必要があることを示した。また、外洋に面した沿岸では、吸い上げや吹き寄せに加え、高波によるset-upが水位上昇に大きく影響することを明らかにした。

さらに、現行の高潮推算の問題点として2つの問題を取り上げた。一つは確率高潮の問題である。特定の海域を考えると、高潮が発生するような台風は、年に1回か2回であり、0回の場合もある。そのため、台風のデータ数は非常に限られており、そのような限られたデータから高潮対策に用いる高潮を推定すると大きな誤差を含む。そこで、モデル台風を過去の台風情報に基づいて数1000年にわたって発生させる手法について説明したが、この種の研究は新しく、さらに改良が必要であることを示した。もう一つの問題は、9918号台風による周防灘における高潮推算で明らかになった地形影響の問題である。周防灘の高潮推算では既往の台風モデルでは十分に対応できず、風速の低減係数を無理やり修正して合わせており、今後は、適切に地形の影響を取り入れることができる手法の開発が望まれる。

ここで示した以外にも、風抗力係数や開境界条件など高潮推算にはいくつか課題が残っているが、高潮推算技術は大きく進歩してきた。今後は確率高潮や設計高潮を求めるために、また、高潮を予測するために、この推算技術を適切に活用することである。

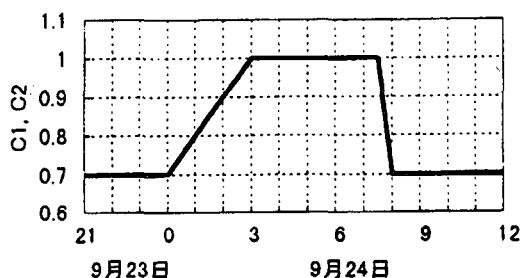


図-18 風速の低減係数

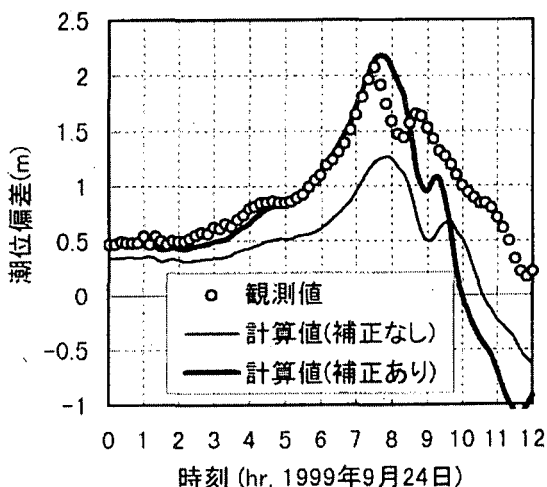


図-19 苅田港における潮位偏差

最後に、本報告を作成するに当たって、京都大学 防災研究所 水災害研究部門 海岸・海域災害分野の吉岡 洋助手や大学院学生には多大なご協力をいただいた。ここに記して深く感謝する次第である、

参考文献

- 河合弘泰・平石哲也・丸山晴広・田中良男 (2000) : 台風 9918 号による高潮の現地調査と追算, 港湾技研資料, No.971, 43p.
- 後藤智明 (1988) : 波浪・津波・高潮の数値シミュレーション手法について, 港湾技術研究所講演会講演集, pp.86.
- 武田 誠・井上和也・中川 一・松村貴義 (1995) : レベルモデルを用いた高潮解析 —2 次元モデルとの比較—, 京都大防災研究所年報, 第 38 号 B-2, pp.1-15.
- 土屋義人・山下隆男・岡 扶樹 (1981) : 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 回海岸工学論文集, pp.54-58.
- 長友文昭・鶴谷広一・副島 毅・菅原誠一 (1980) : 確率を考慮した高潮の推算手法について, 第 27 回海岸工学講演会論文集, pp.557-561.
- 端野道夫・桑田康雄 (1987) : 確率的台風モデルによる降雨・高潮の同時生起性評価, 土木学会論文集, 第 367 号/Ⅱ - 8, pp.237-246.
- 橋本典明・真期俊行・吉松みゆき (2000) : 波浪推算法による台風 9918 号の以上波浪の再現計算, 港湾技研資料, No.970, 33p.
- 本多忠夫・光易 恒 (1980) : 水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究, 第 27 回海岸工学講演会論文集, pp.90-93.
- 光田 寧・文字信貴・塚本 修・浅井東洋 (1978) : 八重山群島を襲った台風 5 号 (7705) の気象学的特性について, 京都大防災研究所年報, 第 21 号 B-1, pp.405-415.
- 光田 寧・藤井 健 (1985) : 日本本土に襲撃する台風の統計的性質について, 京都大防災研究所年報, 第 28 号 B-1, pp.463-473.
- 光田 寧・藤井 健 (1986) : 台風の確率モデルの作成とそれによる強風の, 京都大防災研究所年報, 第 28 号 B-1, pp.229-239.
- 宮崎正衛・岡田正美 (1975) : 土佐湾高潮の数値計算, 気象研究所報告, 第 26 巻, 第 2 号, pp.55-62.
- 村上和男・森川雅行・堀江 毅 (1985) : ADI 法による高潮の数値計算法, 港湾技研資料, 35p.
- 山口正隆・畑田佳男・花山格章 (1994) : わが国太平洋岸における高潮の極値の推定, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.281-285.
- 山下隆男・別宮 功 (1996) : 台風 7010 号の土佐湾における高潮の追算, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp.261-265.
- Happer, B.A. and R.J. Sobey (1983): Open boundary conditions for open-coast Hurricane storm surge, Coastal Engineering, Vol.7, pp.75-84.
- Ueno, T. (1981): Numerical computations of the storm surge in Tosa Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol.37, pp.61-73.