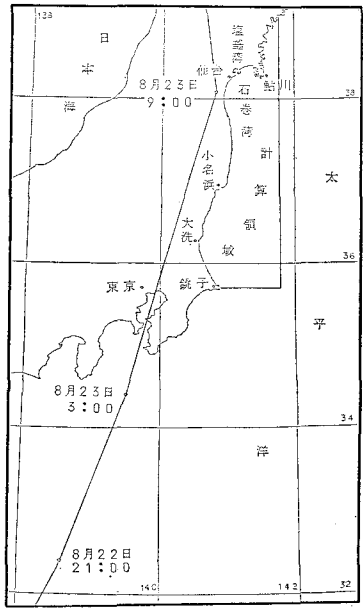


高潮による陸上浸水に関する数値計算

張 君 倫*・首 藤 伸 夫**

1. ま え が き

台風常襲地帯に位置する東京湾、伊勢湾、大阪湾など南向きの遠浅な湾の高潮の発生機構及びその数値シミュレーションはこれまで数多く発表されているが、高潮防災の点からすれば、非常襲地帯に位置する、例えば東北地方石巻湾、塩釜湾などで高潮による異常潮位がどうなるかも無視することのできない問題である。対象海域の形状として半閉鎖的な海湾は数多く扱われているが、開放型の海域の例は少ない。したがって、このような開放型海域に対して異常水理現象を解明することは高潮の災害ポテンシャルの評価に有益である。



図一1 1981年15号台風経路と外海計算領域

図一1に示す1981年15号台風はここ十数年間の仙台での最大異常潮位及び塩釜地区での30~40cm(仙台潮位記録からの推定値)の越流浸水を生じた台風である。

本論文はこの台風モデルに対して、数値計算時の気象要素の扱い方、Leap-frog法による外海計算、越流浸水を生じる近海計算とその結果の考察を行なったものである。

2. 支配方程式と気圧分布パラメーターの決め方

高潮のような長波運動を表わす方程式は1レベルモデルと2レベルモデルがあるが、それぞれ適用性を持つと考えられる。簡単のために、今回の計算は1レベルモデル方程式を使う。静止平均海面上に原点をとり、鉛直上向きに軸をとると、支配方程式は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{h+\eta} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{h+\eta} \right) &= -g(h+\eta) \frac{\partial(\eta-\eta_0)}{\partial x} + \frac{\tau_s(x)}{\rho_w} - \frac{\tau_b(y)}{\rho_w} - fN \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{h+\eta} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{h+\eta} \right) &= -g(h+\eta) \frac{\partial(\eta-\eta_0)}{\partial y} + \frac{\tau_s(y)}{\rho_w} - \frac{\tau_b(x)}{\rho_w} - fM \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

式(1)において、海面せん断力 τ_s 、海底せん断力 τ_b 、海面の気圧による低下量 η_0 は

$$\tau_s \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \rho_a \gamma^2 \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \begin{pmatrix} W_x \\ W_y \end{pmatrix} \dots\dots\dots (2)$$

$$\tau_b \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \rho_a \gamma^2 \sqrt{\frac{M^2 + N^2}{D^2}} \begin{pmatrix} M \\ N \end{pmatrix} - \beta \tau_s \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \dots\dots\dots (3)$$

$$\eta_0 = 0.00991 \frac{\Delta P}{\sqrt{1 + (R/R_0)^2}} \dots\dots\dots (4)$$

であり、 $\gamma^2 = 2.6 \times 10^{-8}$ 、 $\beta = 0.5$ で、風速 W_x 、 W_y は台風中心の移動速度と台風域での気圧分布による傾度風から決まるが、いずれも R と R_0 によって与えられる。 R は台風中心からの距離、 R_0 は台風気圧分布式の藤田式

$$P = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1 + (R/R_0)^2}} \dots\dots\dots (5)$$

の中にパラメーターとして使われている定数である。式

* 正会員 中国南京 華東水利学院講師 水港系
** 正会員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科

(5)において、 P_0 は台風中心気圧、 P_∞ は台風圏外の正常気圧である。

パラメーター R_0 を含む式(5)は線形に変えられない非線形モデルで、最小自乗法が直接には使えない。いままでの数値計算の際には各地の気圧データから試算法で、あるいはただ一つの観測点の気圧データと天気図から決められていた。しかし、 R_0 は台風の運動、発展に伴って変化する筈のものである。本計算ではテラー展開を用い反復法を通じて最小自乗法の利用を可能とした。各地の気圧データさえあれば時間ごとの R_0 が求まる。ただし、気圧の分布は円形と仮定している。

非線形モデルを $y=f(x, R_0)$ とし、 R_0 は式(5)に応じる未知のパラメーターで、その真の値は任意の初期値 $R_0^{(0)}$ と修正値 A の和とする。すなわち

$$R_0=R_0^{(0)}+A \cdots \cdots (6)$$

初期値 $R_0^{(0)}$ としては任意の数字を与える。言うまでもなく、反復計算の回数が少ないためには真値に近い数字を与える方がいい。次の問題は修正値を求めることになる。関数 $f(x, R_0)$ を $R_0^{(0)}$ におけるテラー級数に展開する。

$$y=f(x, R_0)=f(x, R_0^{(0)})+\frac{\partial f(x, R_0^{(0)})}{\partial R_0}A+\cdots \cdots (7)$$

もし実測データが N 対あれば、すなわち $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \cdots, (x_N, y_N)$ として、それぞれ式(7)に代入してその残差は

$$q_i=y_i-\left[f(x_i, R_0^{(0)})+\frac{\partial f(x_i, R_0^{(0)})}{\partial R_0}A\right] \quad i=1, 2, \cdots, N \cdots \cdots (8)$$

である。残差の自乗和は最小になる筈である。修正値 A は式(9)のように

$$A=\frac{\sum_{i=1}^N\left[(y_i-f(x_i, R_0^{(0)}))\frac{\partial f(x_i, R_0^{(0)})}{\partial R_0}\right]}{\sum_{i=1}^N\left(\frac{\partial f(x_i, R_0^{(0)})}{\partial R_0}\right)^2} \cdots \cdots (9)$$

得られる。

つぎに、修正値を式(6)に代入して得られた真値 R_0 を新しい初期値 $R_0^{(1)}$ にして、もう一度くりかえして計算する。このように数回(本計算では三、四回)反復計算すれば、真値 R_0 が得られる。

藤田式(5)の R_0 に対する偏微分を式(9)に代入して、台風圏内における56ヶ所の観測点の気圧データから計算した今回の台風モデルのパラメーターを図-2に黒丸で示す。その平均的な大きさは20日の80 km から230 km と変化した。また、図-2 から、 R_0 が1日程度

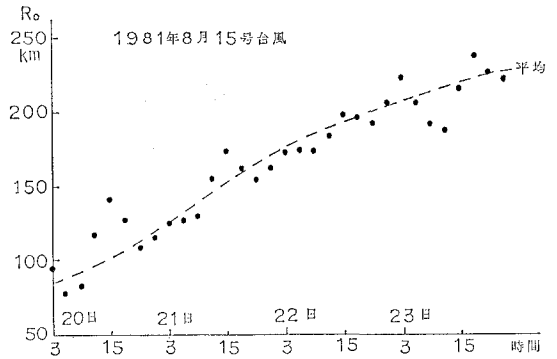


図-2 R_0 の経時変化図

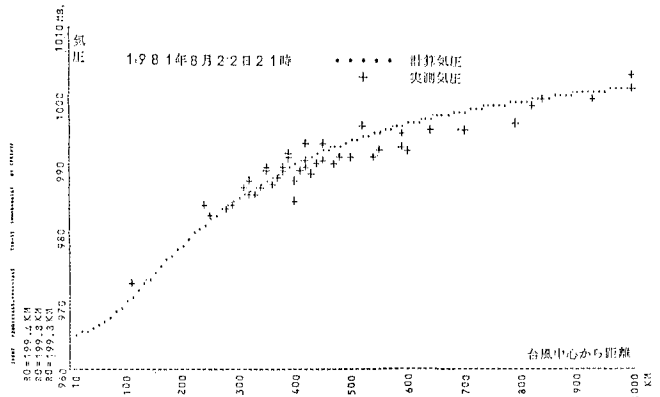


図-3 台風の気圧分布図

の周期で変化することが見られる。その変化の幅は30 km ないし100 km に達している。これはあるいは気圧の昼夜変化を反映しているのかもしれない。この方法によって求めたある時刻の気圧分布を図-3に示す。図の左側に3行の R_0 という数字が出ているが、これは反復計算の回数が3回であったことを意味している。

風速の表現については、これは高潮の数値シミュレーションの精度を向上させる上で、きわめて重要であると考えられる。今回の計算では、一般に用いられる台風中心移動による場の風

$$F\left(\frac{x}{y}\right)\exp\left(-\frac{R}{500}\pi\right) \cdots \cdots (10)$$

と等圧線に対して 30° 内側に吹き込んでいる傾度風

$$G_x=-C_2\frac{f}{2}\left(\sqrt{1+\frac{4}{\rho_a}\frac{z^3}{f^2}\frac{AP}{R_0^2}\times 10^{-7}}-1\right) \times (0.500x+0.866y)\times 10^3 \cdots \cdots (11.a)$$

$$G_y=C_2\frac{f}{2}\left(\sqrt{1+\frac{4}{\rho_a}\frac{z^3}{f^2}\frac{AP}{R_0^2}\times 10^{-7}}-1\right) \times (0.866x-0.500y)\times 10^3 \cdots \cdots (11.b)$$

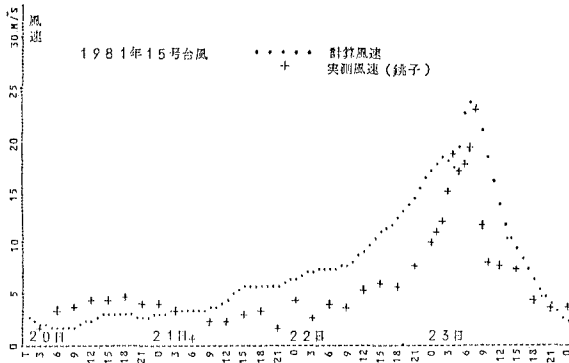


図-4 銚子の風速の経時変化

とを合成する。ここで、 $V\left(\begin{smallmatrix} x \\ y \end{smallmatrix}\right)$ は台風中心の移動速度、 x, y は台風中心からの距離 (km)、 $f=2\pi\Omega \sin \phi$ 、また

$$z=[1+(R/R_0)^2]^{-1/2} \dots\dots\dots (12)$$

である。実数 C_1, C_2 がそれぞれ 0.57 と 0.7 のとき、ある地点 (銚子) での風速の経時変化を図-4 に示す。

3. 石巻湾の外海計算

外海計算の目的は石巻湾における高潮による気象潮偏差値の時空間分布を求め、塩釜湾の近海計算に必要な境界値を提供することである。南から北へ動く台風経路を配慮して計算領域を図-1 に示すように定めた。石巻湾での差分格子幅は外洋 (領域 A) の 5.4 km に対してその 1/3 の 1.8 km にとり (領域 B)、地形をよりよく表現できるようにした。支配方程式は移流項を省略した線形計算とした。計算安定条件から、領域 A, B とも $\Delta t=20$ 秒とした。初期水位と領域 A の沖側の境界水位には式 (4) による気圧低下量に対応する水位を与えた。初期流量 $M, N=0$ とする。鮎川、仙台及び境界にあたる銚子での気象偏差の計算結果と実測値との比較を図-5 に示す。図中、実線は実測偏差、破線は計算値である。石巻湾の東側に位置する鮎川と仙台の計算結果から見ると、計算の気象偏差のピークは実測値にほぼ一致すると考えられる。したがって、開放性海域における高潮数値シミュレーションの際には、開境界を充分遠いところに設置すれば良好な計算結果となることが分かる。

ちなみに、図-6 に示すのはある時刻 (2 時) の気象偏差の等値線の空間分布図である。本計算では差分方程式を解く時、陽解法、陰解法とも、図-6 のような滑らかでない分布曲線がえられた。おそらく台風中心移動速度が大きい (40~70 km/hour) ことにより振動が生じたのであろう。次の Smoothing を行なった。既ち、計算が進む 45 Δt step (15 分間にあたる) ごとに、次の式

$$\eta'_{i,j} = \frac{1}{8}(4\eta_{i,j} + \eta_{i+1,j} + \eta_{i-1,j} + \eta_{i,j+1} + \eta_{i,j-1}) \dots\dots\dots (13)$$

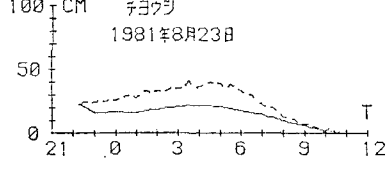
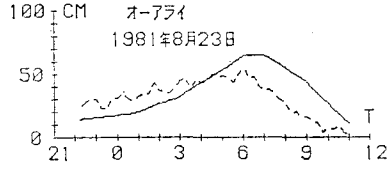
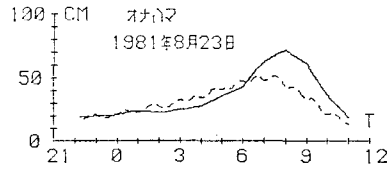
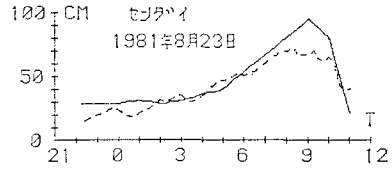
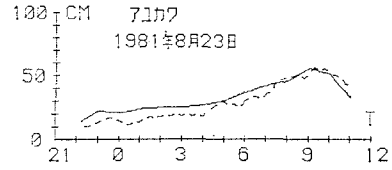


図-5 気象偏差の計算値と実測値

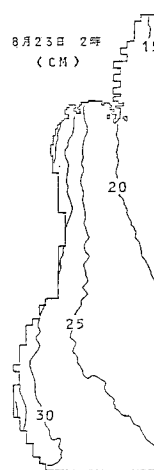


図-6 等偏差線

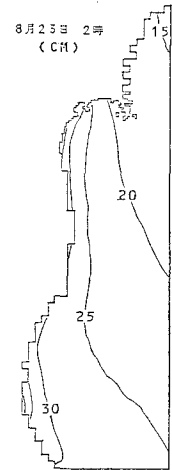


図-7 等偏差線 (Smoothing)

で平滑化する。結果は図-7 をうることになる。しかしながら、この Smoothing は図-5 の各地の偏差値の変化の凹凸現象を除去することにはあまり役立たなかった。

4. 塩釜湾の近海計算

近海計算の領域は図-8に示すような三つの領域からなる。図中、点線は塩釜湾港区の地盤が低く越流浸水の可能な範囲を示す。各領域の水深データは海図から、地盤高は地図(1/2,500)から読み取った。領域Cの東側、南側の境界は前述した外洋計算の結果から反射成分を取り除いて設定した。湾奥へ行く程、差分格子を細かくした。C, D, E領域の Δt はそれぞれ9秒, 9秒, 3秒とした。計算期間は最大偏差の生じた8月23日, 8時30分から一時間にわたる。

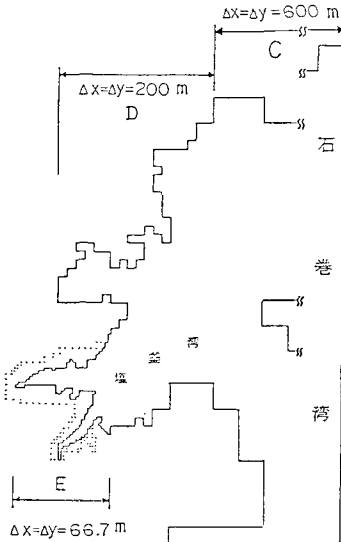


図-8 近海計算の対象領域

4.1 浸水位と浸水域

仙台港潮位記録によると、この台風は8月23日, 9時10分に、仙台湾の最高潮位 3.20 m をもたらした。その潮位基準面は平均海面から -1.930 m である。この最高潮位によって、図-10の塩釜港区で地盤高が +1.0 m である一番低い P1, P2, P3 のところでは 0.27 m の越流浸水が生じたはずである。月齢から見ると、8月23日は満月後7日目であり、ちょうど小潮にあたる。また、潮時からは天文潮の満潮に合うため、本計算では潮位についてはまず小潮満潮位を設定した。陸地部での摩擦項の取り扱いには海部と同じく、式(2)、式(3)の表現とした。P1, P2, P3の近くの海上部の水位変化の計算結果を図-9に示す。最大偏差発生時における湾奥部の偏差及び越流を生じた陸地での浸水の深さは図-10である。図-9, 10から明らかに、越流浸水深の計算値は前述の推定値とよく合うと考えられる。

もし、この台風が大潮時に発生すれば、浸水範囲は広くなるに違いない。潮位としては大潮満潮位を設定した時の結果を図-9に示す。この場合には P1, P2, P3 点

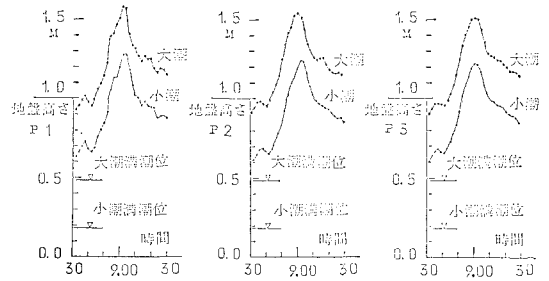


図-9 P1, P2, P3 点付近の水位変化

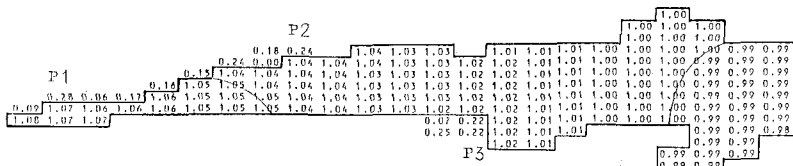


図-10 小潮満潮時の偏差水位と陸上浸水深 ($\Delta x = \Delta y = 66.7$ m)

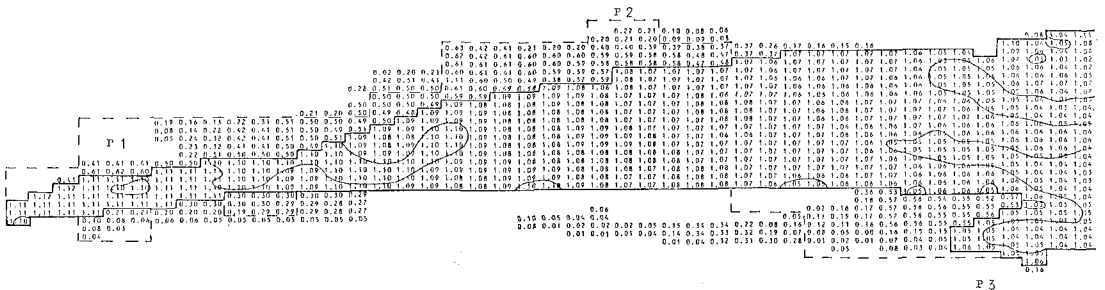


図-11 大潮満潮時の偏差水位と陸上浸水深 ($\Delta x = \Delta y = 22.2$ m)

表-1 差分格子の寸法の違いによる各地域の浸水面積と最大浸水深

ΔX m	P 1		P 2		P 3		P 1 の対岸	
	浸水面積	最大浸水深	浸水面積	最大浸水深	浸水面積	最大浸水深	浸水面積	最大浸水深
	m ²	m	m ²	m	m ²	m	m ²	m
22.2	25100	0.62	45800	0.58	41400	0.52	19700	0.21
66.7	26700	0.58	48900	0.52	44500	0.52	8900	0.25
200.0	80000	0.27	160000	0.41	80000	0.60	なし	なし

での浸水深はそれぞれ 0.58, 0.55, 0.52 m に達する。

差分格子の寸法が計算結果にどう影響するかを調べるため、領域 E の一部分の幅を 1/3 に縮小したもの、E の全領域の格子寸法を 3 倍に拡大したものについて計算し、その結果を表-1 に示す。表-1 からわかるように、浸水面積と浸水深は P1, P2, P3 点で比べると、幅 22.2 m の結果は幅 66.7 m と良く一致するが、幅が 200 m の場合とは一致しない。図-11 は 22.2 m 格子による大潮満潮面からの海上部での偏差水位と陸上浸水分布に関する計算結果である。同図の破線は 66.7 m 格子の浸水範囲を示しており、22.2 m 格子の方が多少詳しいものとなるが、その差はあまり大きくない。従って、66.7 m 格子の計算に比べ演算時間 cpu が 25% 程ふえたが、工学的見地からすると、陸地への浸水計算の最小差分格子長は 50~60 m 以下にして宜しいと考えられる。

4.2 潮位の効果

図-9 から、大潮小潮の満潮は湾奥での水深で 30 cm 程異なるが、これに対応する最大偏差の値、偏差の変化曲線はほぼ同じである。例えば、P3 点で、大潮時小潮時に最大偏差はそれぞれ 1.018 m と 1.020 m である。水深が違くと偏差値がどの位異なるかを調べるため、潮位をかえて計算を行なった。このとき、領域 E の低い地域は越流させない条件とした。P1, P2, P3 の最大偏差値と潮位との関係を 図-12 に示す。なお、平均海面下の水深はそれぞれ 2.9 m (P1), 4.5 m (P2), 5.9 m (P3) である。

図-12 から、潮位が小さくなるに伴って、グリーンの法則からも推測されるように最大偏差はふえるが、水深がさらに小さくなれば、また減ることになる。これは底面摩擦項が大きくなるからである。例えば、P3 点において最大偏差発生直前時刻の C3 (平均海面の上 3.0 m), B3 の左 (平均海面), A3 (平均海面の下 -1.5 m) に対する底面せん断力項と圧力項との比、既ち

$$\frac{\tau_b(x, y)}{\rho_w D} \left/ g \frac{\partial \eta}{\partial (x, y)} \right.$$

が 0.093, 0.115, 0.247 のようにふえ、最大偏差の値

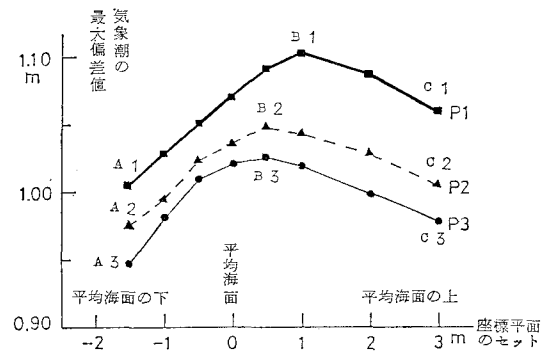


図-12 最大偏差値と水深との関係

を減少させるものと思われる。しかしながら、塩釜湾において、潮位の変化によって高潮の偏差に与える影響はわずか数 cm ないし 10 cm 程度でしかない。実用的には天文潮と気象偏差値を線形的に加えて大きな誤差を生じることはほとんどない。

5. おわりに

以上、主な結果をまとめると次の通りである。

(1) テーラー級数と反復法とにより非線形モデルの気圧分布パラメーターを決める比較的簡単な手法を示した。これによって求めたパラメーターは台風気圧場の 1 日を周期とする変化をも表わしうる。

(2) 開放性海域での高潮の数値シミュレーションの際には、沖側の境界を充分遠いところに設置すれば良好な計算結果となる。

(3) 床下浸水あるいは床上浸水を生じる程度の陸地部分では格子寸法は細かい程良いが、50 m 前後でも良好な結果がえられる。より詳しい結果を与えるためには、差分格子長は 50~60 m 以下にした方が宜いと考えられる。

(4) 塩釜湾においては潮位変化の高潮変化の高潮偏差に対する影響はあまり大きくないと言える。

最後に、本研究を行なうにあたり有益な御助言を賜った東北大学工学部後藤智明博士に感謝の意を表する。