

高潮解析における台風モデルのパラメータの評価

武田 誠*, 松尾 直規*

Parametric Evaluation of a Typhoon Model for Storm Surge Analysis

Makoto TAKEDA* and Naoki MATSUO*

(Received June 30, 1999)

The aim of this study was to evaluate the characteristics of the parameters (r_m for pressure analysis, C_1 , C_2 and β for wind analysis) used in a typhoon model for storm surge analysis.

The influence of these parameters on the computed pressure and wind were demonstrated by sensitivity analysis. It was revealed that r_m and C_2 are important parameters for typhoon model, but C_1 and β have no effect on the analysis of wind when a typhoon is still far away.

Next, the unsteady values of these parameters were computed using the observed data around Ise Bay. From these results, it was found that the parameter r_m increases and the parameter C_2 decreases as a typhoon approaches the land. However, the characteristics of C_1 and β could not be evaluated.

Water surface levels obtained by storm surge analysis using the computed unsteady values of the parameters correspond with the observed values more than the water surface level obtained by the usual analysis model.

Keywords : storm surge analysis, characteristics of parameter for typhoon model, numerical analysis

1. はじめに

従来の高潮対策では、市街地の浸水を防ぐことに主眼がおかれている。つまり、設計論的には計画台風によって発生する高潮に対し、防潮堤などの天端高がある基準に従って定められてきたが、その設計を超過した高潮が発生し、浸水・氾濫が生じる場合はあまり考えてこなかった。そのような超過高潮のすべてに対し、構造的対策を講ずることは、財政や生活質などの面か

*土木工学科 (Department of Civil Engineering)

らみて適切とはいえず、したがって、構造的(ハード的)対策と併せて避難などの非構造的(ソフト的)対策を充実させておくことが今日的な課題である。避難を行う場合には、避難情報発令時刻の設定が重要となるため、その資料となる高潮の予測、すなわち高潮解析法の構築が急務の課題として挙げられる。

従来の高潮解析法は台風モデルを適用して気圧場、風速場を求めている。台風モデルは、気圧分布を同心円分布と仮定し、風速場を台風の移動効果と気圧傾度

力およびコリオリ力と遠心力の関係を用いて求める方法が一般的であり、台風モデルの係数には一定値が用いられている。しかし、台風には上陸に伴う減衰があり、また、地形による風(風向、風速)の変化も考えられることから、上記のモデル化では地形の効果が十分に考慮できない。また、台風モデルに用いられるパラメータに地形の効果を含ませているとも考えられるが、そうであるならば、従来の定常値を与える方法では問題があろう。そこで、本研究では、高潮解析の精度向上を目的に、台風モデルに用いられるパラメータを観測値から算出することで、その特性について考察する。

2. 数値解析モデル

高潮解析の支配方程式には以下の浅水方程式を用いる。

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

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial uM}{\partial x} + \frac{\partial vM}{\partial y} = & -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial M}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial M}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{xx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial uN}{\partial x} + \frac{\partial vN}{\partial y} = & -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial N}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial N}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{yy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 H は水位、 u 、 v はそれぞれ x 、 y 方向の断面平均流速、 h は水深、 M 、 N はそれぞれ x 、 y 方向の流量フラックス($M=uh$ 、 $N=vh$)、 P は気圧、 τ_{xx} 、 τ_{yy} はそれぞれ x 、 y 方向における水表面のせん断応力、 τ_{bx} 、 τ_{by} はそれぞれ x 、 y 方向における底面のせん断応力、 ε_x 、 ε_y はそれぞれ x 、 y 方向の渦動粘性係数、 ρ は海水の密度、 f はコリオリのパラメータ、 g は重力加速度、 t は時間、 x 、 y はそれぞれ平面の座標(x は東方を正、 y は北方を正)である。

水表面のせん断応力には、一般に用いられている次式を使用する。

$$\tau_{ix} = \rho_a \gamma^2 W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4)$$

$$\tau_{iy} = \rho_a \gamma^2 W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (5)$$

ここで、 ρ_a は空気の密度、 γ^2 は水表面における抵抗係数、 W_x 、 W_y はそれぞれ水表面上10mの x 、 y 方向の風速である。水底面のせん断応力は高潮のように自由水面上に大きなせん断応力が作用する場合、次式が用いられる。

$$\tau_{bx} = \frac{\rho g n^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} - k \tau_{xx} \quad (6)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho g n^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} - k \tau_{yy} \quad (7)$$

ここで、 n はマンニングの粗度係数、 k は定数であり平面二次元モデルの場合 $k=0.25^{1)}$ の値が用いられる。

高潮計算で重要となる気圧場、風速場および開境界の条件は以下のように取り扱う。

気圧分布には次式で示される Schloemer の式を用いる。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-r_m/r) \quad (8)$$

ここで、 r は台風の中心からの距離、 P は距離 r における気圧、 P_c は中心気圧、 ΔP は中心気圧低下量($\Delta P = P_\infty - P_c$ で P_∞ は初期気圧)、 r_m は最大風速半径である。

風速(W)は図1のように、台風の移動に伴って発生する風(V_P)と、気圧傾度による傾度風(V_{gr})から換算される海上10mの風(V_S)とのベクトル和として次式より決定する。

$$V_P = C_1 V_t \exp(-\beta r) \quad (9)$$

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (10)$$

$$V_S = C_2 V_{gr} \quad (11)$$

ここで、 V_t は台風の移動速度、 C_1 、 C_2 、 β はいずれも定数であり、 V_S は V_{gr} に比べて 30° 内側に傾くものとする。

開境界の設定には、物理的にみてより自然な境界条件を与え、開境界部における数値的な振動を抑える高潮解析手順²⁾を用いる。高潮解析手順とは図2に示すように、まず、台風の影響に着目し、日野・仲座による無反射境界条件³⁾を用いて陸境界からの反射波(η_r)を考慮し、入射波として気圧低下による吸い上げ

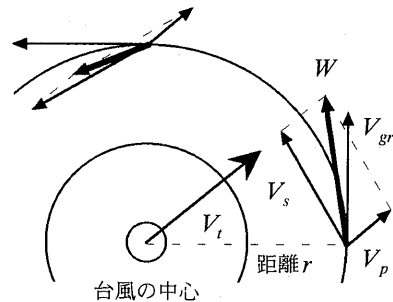


図1 風速のモデル化

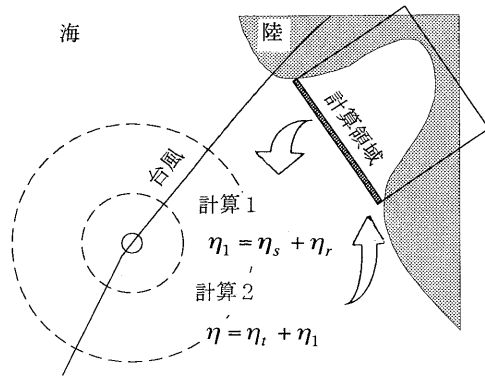


図2 高潮解析手順

量(η_s)を与え解析を行う(計算1)。つぎに、開境界部で計算された水位上昇量($\eta_1 = \eta_s + \eta_r$)と推算天文潮(η_t)を合算して新しく開境界値(η)を求め、これを開境界条件として最終的な高潮計算を行うものである(計算2)。ただし、ここで用いた気圧低下による吸い上げ量は次式で表される。

$$\Delta h_P = 0.991 \Delta P_r \quad (12)$$

ここで、 Δh_P は吸い上げによる水位上昇量(cm)、 ΔP_r は初期気圧からの気圧低下量(hPa)である。ただし、本研究では潮位偏差のみを対象としているため、計算1のみを実施する。

これらの方程式に差分法を適用して数値計算を行う。運動量保存則の差分化は、時間項に前進差分、移流項にDonorスキーム、圧力項に中央差分、底面摩擦項にVasilievの不安定を避けるためImplicitな取り扱いを用いる。また、連続式の差分化は、時間項に前進差分、空間項に中央差分を用いる。なお、上記のパラメータについて、 $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 100 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $\rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3$ 、 $f = 8.26 \times 10^{-5}$ 、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ 、 $r_m = 60 \text{ km}$ 、 $C_1 = 4/7$ 、 $C_2 = 0.6$ 、 $\beta = \pi / (400 \times 1000)^{4/3}$ を用いる。

台風モデルの係数の値は、それぞれの台風によって異なると考えられるが、広く上記の r_m 、 C_1 、 C_2 、 β の値が用いられている。しかし、上記の台風モデルは台風経路の違いによる地形の影響が考慮されていない。また、複雑な台風の場合を考えると、このような台風モデルの仮定がどこまで有効であるかは不明である。したがって、本研究では実際の風と気圧の場を再現するように台風モデルの係数を算出し、得られた結果から係数の特性を検討する。

3. 計算領域と観測地点

本研究で対象とする計算領域は、伊勢湾を囲む図3の領域であり、数値解析には、 x の正を東方向、 y の

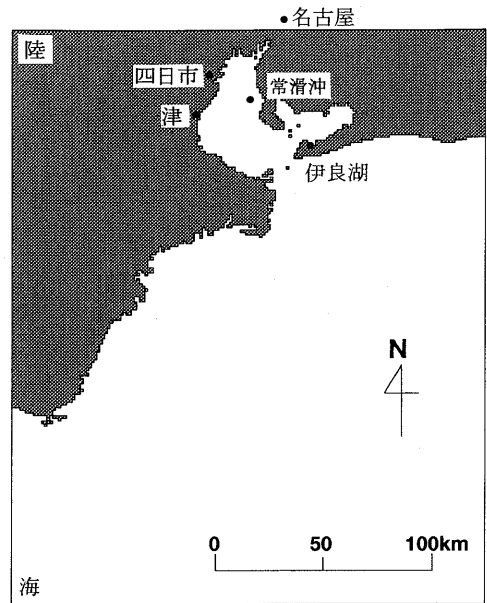


図3 計算領域

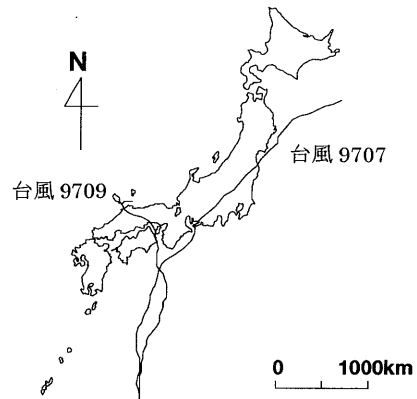


図4 台風の経路

正を北方向としたデカルト座標の格子(格子幅は x 方向、 y 方向共に1250m)を用いる。さらに、観測データとして、伊勢湾を囲む伊良湖、名古屋、四日市、津と、常滑沖の中部新国際空港建設予定地(以下、常滑沖とする)で観測されている海面気圧と風向、風速データを用いる。なお、本研究では、図4に示す台風9707号(計算期間は1997年6月19日0時から同年6月21日2時)および台風9709号(計算期間は1997年7月25日0時から同年7月27日7時)を対象とする。

4. 台風モデルのパラメータの感度分析

台風モデルに用いられる係数について検討するため、まず、その係数の計算結果（気圧、風速の絶対値）に与える感度分析を行う。取り扱った係数は r_m 、 C_1 、 C_2 、 β であり、それぞれ第2章で示した一般的な値を基準とし、注目する係数を以下のように変化させて感度分析を行う。なお、台風9707号を対象とし、それぞれの係数による常滑沖の計算値について検討する。

まず、気圧分布を求めるときに使用する r_m について、一般に用いられている値は60kmであるので、最小値20kmと最大値200kmを仮定し、その間を20kmずつ変化させて感度分析を行う。図5に台風の中心から常滑沖までの距離（来襲前を負、来襲後を正）と気圧の分布の一例を示す。図5から r_m の違いにより、得られる気圧の値が大きく異なることが分かる。台風が観測地点から遠く離れている場合でも r_m による気圧の差は表れており、近づいた場合にはその差は明瞭にみられる。 r_m は最大風速半径を示し、台風の面的な大きさを表す重要な係数である。図5に示すように r_m の違いによって得られる気圧の結果が大きく異なることから、 r_m の値はより正確に決める必要があろう。

つぎに、風速のモデル化における係数 C_1 、 C_2 、 β について検討する。 C_1 の値は台風中心における台風の移動に伴う風と台風の移動速度との比であるため、0.0から1.0の値である。そこで、一般に用いられる値4/7を考慮して、1/7から7/7まで1/7ずつ変化させる。また、 C_2 の値は地形の影響がない上空の傾度風と水表面上10mの傾度風との比であり、0.0から1.0の値である（ただし、実際には複雑な地形の効果により1.0以上の場合も考えられるが、ここでは無視する）。一般に用いられる値は0.6であり、その値を0.1から1.0まで0.1ずつ変化させる。 β の場合、一般に用いられる値は $\beta = \pi / (\beta_2 \times 1000)$ とした場合の $\beta_2 = 400$ の値であり、 β_2 を100から1000まで100ずつ変化させる。図6に台風の中心から常滑沖までの距離と風速の絶対値との分布の一例を示す。本図から、 C_1 と β_2 は同様

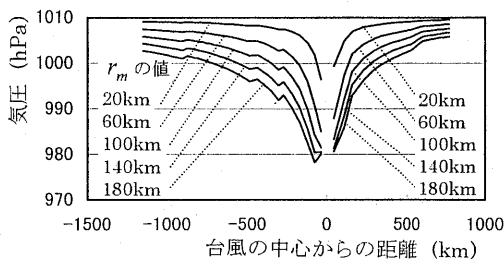
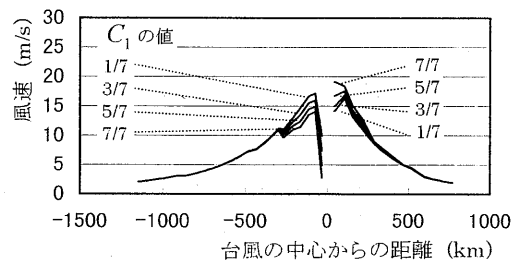
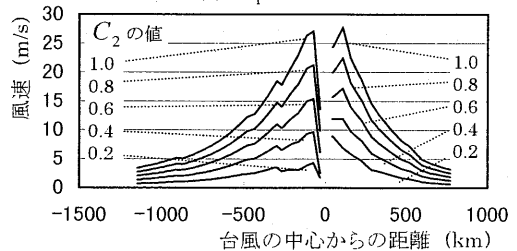


図5 r_m の感度分析

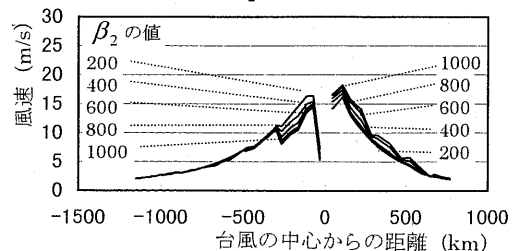
の傾向を示していることが分かる。 C_1 と β_2 は台風の移動に伴う風 V_P を算出する場合に使用し、 β_2 は V_P の距離による分布形状を表すパラメータであり、 C_1 はその大きさを表すパラメータである。したがって、 V_P が式(7)の分布形で表されていることから、風速 W に与える V_P の影響は、台風が遠く離れた場合非常に小さくなり、図6(a)(c)の結果が得られたと考えられる。また、台風来襲前の場合、 C_1 と β_2 の値が小さくなるにつれて、風速値が大きくなる傾向にあったが、来週後の場合、逆に C_1 と β_2 の値が大きくなるにつれて、風速値が大きくなる傾向がみられる。これは、傾度風の風向と台風の移動方向の関係に依存していると考えられる。つぎに、 C_2 による風速の絶対値は、台風が観測地点から遠く離れている場合でも差が生じ、台風が近づくとさらにその差が大きくなっている。 C_2 は傾度風を地表風に変換するときの係数である。傾度風は気圧傾度力がコリオリ力および遠心力とつりあう条件から求められ、台風が遠く離れている場合でも気圧差は存在するので、図6(b)の結果が得られたと考えられる。



(a) C_1 の場合



(b) C_2 の場合



(c) β_2 の場合

図6 C_1 、 C_2 、 β_2 の感度分析

これから、台風が遠く離れている場合は、 C_1 と β (β_2)よりも C_2 が支配的であるといえる。また、台風が観測地点に近づいたときは、 C_1 が1/7、 β_2 が100変化するに従い、最大で風速約1m/sの変化しかみられないが、 C_2 が0.1変化するに従い、風速約3m/sの大きな変化がみられる。このことから、 C_2 の値は台風が接近した場合でも重要となることが分かる。

このように、台風モデルに対する係数の感度が明らかとなり、特に r_m と C_2 の重要性が示された。つぎに、観測値からそれぞれの係数を算出することを試みる。

5. 気圧分布式的パラメータ r_m の検討

台風の中心位置と気圧低下量および観測地点の位置と海面気圧が分かれば、式(8)を式(13)のように展開して r_m が算出できる。

$$r_m = r(\log \Delta P - \log(P - P_c)) \quad (13)$$

ここで、 P_c は観測地点の初期気圧の平均値(台風9707号の場合1014.1hPa、台風9709号の場合1011.3hPa)である。

4地点(伊良湖、名古屋、四日市、津)の観測値を用いて解析を行った。台風9707号における r_m の時間変化を図7に示す。本図から台風が接近するに従い r_m が増加し、全体的に右上がりのグラフとなっていることが分かる。台風は陸へ接近するにつれて勢力が弱まり、台風の中心気圧と周囲の気圧との差が小さくなる。このとき、台風の気圧の谷は浅く広くなり、 r_m の値は大きくなることが考えられる。常滑沖来襲後の台風は上陸するので、この現象は更に促進される。以上のことから、 r_m の値は陸域に進行するにつれて増加する特性があると考えられる。また、最も台風が常滑沖に近づいたときの r_m の平均値は72kmであり、一般的な r_m の値(60km)と同程度であることは興味深い。さらに、初期の r_m の値はゼロに近くなっている。これは、台風が存在しないことを意味し、台風を表現する立場からは不適当である。しかし、計算領域の気圧場を近似す

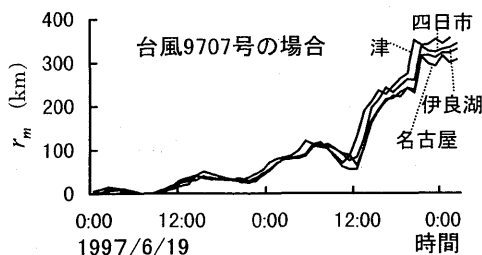


図7 r_m の計算結果

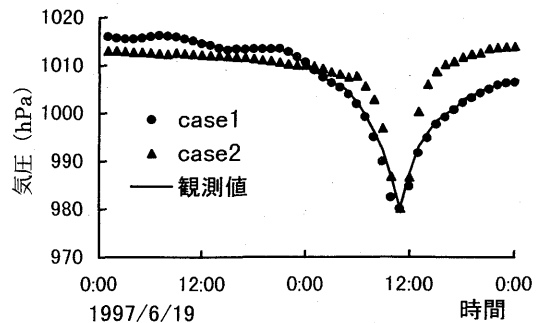


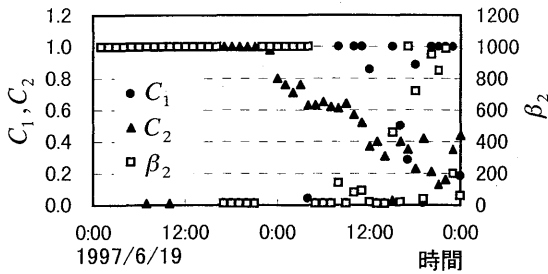
図8 気圧の時間変化

るという観点からは妥当と考える。

つぎに、 r_m に時間毎の平均値を与えた場合をcase 1、また、60kmを与えた場合をcase 2として常滑沖の気圧の計算を行った。解析結果を図8に示す。本図から、case 1の場合、計算値と観測値が非常によく一致していることが分かる。また、case 2の場合、最低下時の気圧は観測値と一致するがそれ以外はあまり一致せず、特に台風が通過した後は大きな差がみられる。このことから、 r_m に一定値を与えた場合には実際の気圧と差が生じることが分かる。

6. 風速分布式的パラメータ C_1 、 C_2 、 β の特性

ここでは、常滑沖の風速と海上風とみなせる伊良湖および津の風速を用いる。しかし、それぞれ計測されている標高が異なるため、対数則を用いて標高10mの風速に変換している。ここで使用した粗度係数は、武田・井上の研究⁵⁾に準じ0.035を用いる。解析では、前述した一般的な C_1 、 C_2 、 β の値を考慮し、 C_1 を1/70から70/70まで1/70ずつ、 C_2 を0.01から1.00まで0.01ずつ、 $\beta = \pi / (\beta_2 \times 1000)$ とし β_2 を10から1000まで10ずつ変化させ風速場の解析を行い、3つの観測地点における計算値の絶対値と観測値のそれとが最も近づく場合の C_1 、 C_2 、 β (β_2)を算出した。図9に台風9707号における C_1 、 C_2 、 β_2 の時間的な分布を示す。本図から C_2 は台風が近づくに従い減少する傾向にあるが、 C_1 と β_2 には定性的な特徴は見られなかった。第4章の検討でも明らかのように、台風の中心から離れた場所では、傾度風から換算される風が支配的であるから、 C_2 の値の傾向は信頼性が高いと考えられる。しかし、本研究で用いた観測地点は3点と少ないため、風速の面的な分布を十分に表さず、局所的な地形や気象擾乱の影響が計算結果に影響を与え、それゆえ、 C_1 と β の特性が明確に現れなかったと考えられる。この局所的な気象擾乱を表現できないことは台風

図9 C_1 , C_2 , β_2 の計算結果

モデルの限界であり、その局所性が高潮現象に大きく影響を与える場合には、台風モデルの考えそのものを見直す必要があろう。

つぎに、得られた係数を用いて計算された台風 9707 号の風速値を図 10 に示す。本図から風速の東西方向成分は精度が良く、風速の南北方向成分は精度が悪いことが分かる。ただし、台風 9709 号の場合は風速の南北方向成分も比較的観測値と一致していた。この計算で

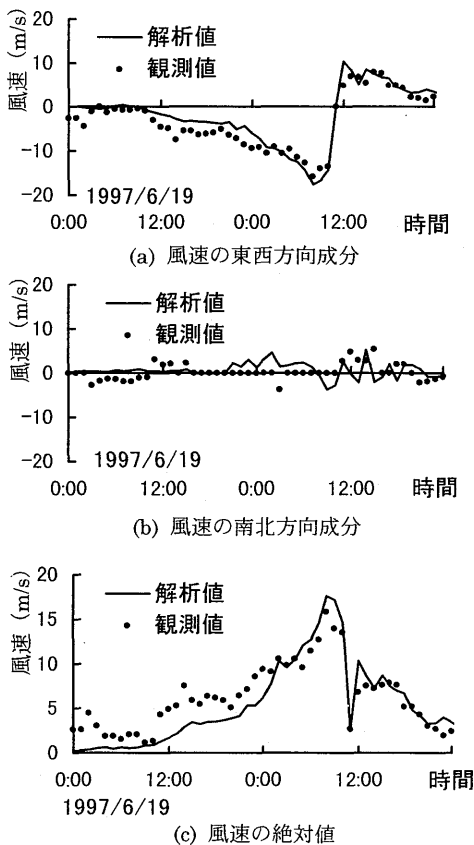


図10 風速の時間変化

は、傾度風と地表風の偏角を 30° としており、地形が風向に与える影響は考慮していないため、台風 9707 号のように伊勢湾に近づく台風の場合、計算値と観測値の風向の不一致が明瞭に現れたものと考えられる。一方、台風 9709 号の場合は伊勢湾よりも離れて台風が進行し、台風近傍の複雑な風の影響は現れないため、大まかな風向は一致したものと考えられる。このように、台風によってモデルの適合度が違うことが示された。しかし、実際は台風 9707 号のような対象となる地域（本研究の場合、伊勢湾）に近づく台風が重要となるため、風向に関しても十分に検討する必要がある。

7. 潮位偏差におけ台風モデルのパラメータの影響

図 3 に示す計算領域を用いて潮位偏差の解析を行う。台風モデルの係数に一般的な値を用いた場合を「case A」、本研究で得られた値を用いた場合を「case B」とする。図 11 に名古屋港における潮位偏差の時間的変化を示す。本図から、case A よりも case B の計算値の方が観測値に近いことが分かる。この特徴は、特に台風 9709 号の場合に顕著である。しかし、case B は台風 9707 号の場合揺れ戻し部の水位変動が激しく、高潮部よりも大きな水位を示している。この要因として、第 6 章で示した風向の不一致と数値振動が考えられる。従来の台風モデルでは係数を定常値として与えているため、風速は滑らかに変化する。しかし、台風モデルの係数が非定常値である場合、風速は滑らかに変化せず、数値振動が発生した可能性はある。この問題は風向の不一致と共に今後の課題として残った。

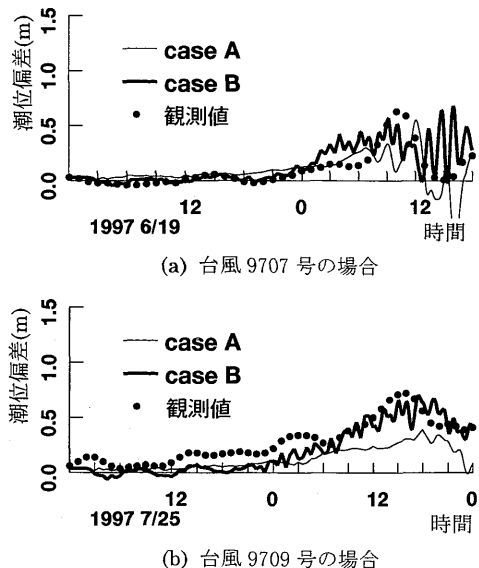


図11 潮位偏差の時間変化

8. おわりに

本研究により得られた成果をまとめると以下のようである。

気圧の観測値に合うように r_m を算出した結果、 r_m は台風が近づくにつれて増加する傾向にあった。また、風速の絶対値が観測値に近くなるように C_1 , C_2 , β (β_2) を算出した結果、 C_2 に関しては台風が近づくにつれて減少する傾向が見られたが、 C_1 と β (β_2) については特徴的な傾向は認められなかった。

また、得られたパラメータの値を用いて気圧および風速の計算を行った。計算された風速場は比較的よい精度を示したが、風向については、さらに検討すべき点が残った。また、得られた風速場を用いた潮位偏差の解析結果は、従来の方法と比べて非常によく観測値と一致した。しかし、揺れ戻し部では水位変動が大きくなる傾向を示した。これは風向の不一致によるものと考えられる。

このような解析は、高潮追算を行う場合は有効であるが、高潮予測を行う場合は係数値を予測する必要があるため、さらなる検討が必要であろう。したがって、今後の課題としては、以下のことが挙げられる。

台風モデルのパラメータである β は中心気圧と最大風速半径のような台風の規模を表すパラメータの関数と考えられるため、今後は β の定式化を行い C_1 と C_2 の値に着目して検討を進める必要がある。また、本研究は二つの台風を用いて行ったが、今後はより多くの台風を対象に、それぞれの係数の特性を検討し r_m ,

C_1 , C_2 の定式化を行い、高潮予測手法の構築を進めたいと考えている。

最後に、本研究を行うにあたり、快く観測データを提供していただいた名古屋地方気象台および愛知県の方々、図面の作成などに協力していただいた中部大学工学部土木工学科4年生の今泉智昭君と村瀬大輔君に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 岩垣雄一・榎木亨：海岸工学，共立出版，p. 224，1982.
- 2) 武田 誠・井上和也・上塚哲彦・松村貴義：高潮解析における数値解析モデルおよびその境界条件に関する検討，水工学論文集 第40巻，pp. 1089-1094，1996.
- 3) 日野幹雄・仲座栄三：水理計算における新しい“無反射境界”の数値的検討，東京工業大学土木工学科研究報告 No. 38，pp. 39-50，1987.
- 4) 宇多高明・前原隆生・牧野一正：伊勢湾高潮の実用的予測モデル，第41回海岸工学論文集，pp. 261-265，1994.
- 5) 武田 誠・井上和也・中川 一・松村貴義：レベルモデルを用いた高潮解析－2次元モデルとの比較－，京都大学防災研究所年報第38号B-2，pp. 501-515，1995.
- 6) 気象庁：大阪湾高潮の総合調査報告，気象庁技術報告，第11号，pp. 9-15，1961.