

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——

土屋 義人*・山下 隆男**・岡 扶樹***

1. 緒 言

従来、高潮の数値計算には Navier-Stokes の方程式を水深方向に積分平均化した基礎方程式に基づく、いわゆる単層モデルが用いられてきたが、大阪湾のように水深の浅い海域での高潮では、吹き寄せの効果が卓越するため、その数値計算を行う場合には、これに伴う吹送流の影響を考慮しなければならないと考えられる。すなわち、単層モデル（ここでは 1 レベルモデルと呼ぶ）は、潮汐や津波のように長波性の強い流体運動をシミュレートする場合には適用されようが、せん断流的特性を有する吹送流の影響が強い湾内の高潮の場合には、この効果を導入してモデル化を行うべきであろう。さらに、従来の高潮の数値計算、特に追算の場合には、海上風の風速分布をより的確にシミュレートする必要があることが指摘されてはいたが、それに対する検討を行った例は無いようである。本研究では、これら 2 つの問題点に焦点をしばり、前者については、上位層に吹送流の影響を導入した 2 レベルモデルを適用することとし、後者については、外力モデルとして藤田の式を用いる場合と山口ら¹⁾ にならって陸上風の観測データから海上風の内そうを行った場合とについて、台風 7916 号による大阪湾の高潮の追算を行うとともに、実測高潮偏差と比較して、高潮の数値計算法について考察する。

2. 2 レベルモデル

水深の浅い海域に強風が作用すれば、水面近くでは風の方向にいわゆる吹送流が生じ、2 次元の閉じた湾のような場であれば、無次元水深が 0.2~0.4 の付近に流速の転向点をもつ流速分布が生じることは周知のとおりである²⁾。このことは、基礎式における海底摩擦の表示、とくにその作用方向に対する矛盾を生じることになり、高潮の数値計算を行う場合、この点を考慮することが必要であると考え、ここでは、流速の転向点を近似的に結んで得られる面を境界とする 2 レベルモデルを以下のよ

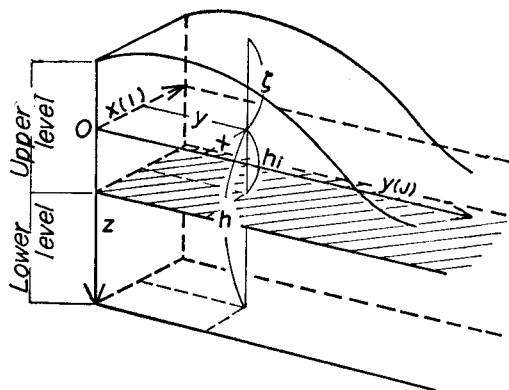


図-1 座標系と記号

うに誘導する。まず、図-1 に示すような座標系を用い、上、下位層について、Navier-Stokes の方程式を水深方向に積分平均化した運動方程式を用いる。それは次式で表される。

(i) 上位層における運動方程式

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial M_1}{\partial t} + NL_{1x} + (uw)_i &= -fN_1 - gH_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_w} - \frac{\tau_{ix}}{\rho_w} + HM_{1x} \\ \frac{\partial N_1}{\partial t} + NL_{1y} + (vw)_i &= fM_1 - gH_1 \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_w} - \frac{\tau_{iy}}{\rho_w} + HM_{1y} \end{aligned} \right\} \dots (1)$$

(ii) 下位層における運動方程式

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial M_2}{\partial t} + NL_{2x} - (uw)_i &= -fN_2 - gH_2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\tau_{ix}}{\rho_w} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} + HM_{2x} \\ \frac{\partial N_2}{\partial t} + NL_{2y} - (vw)_i &= fM_2 - gH_2 \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\tau_{iy}}{\rho_w} - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} + HM_{2y} \end{aligned} \right\} \dots (2)$$

ここに、 h および h_i はそれぞれ、静水面からの全水深および境界面までの水深、 ζ : 水位変化、 $H_1 = \zeta + h_i$ 、 $H_2 = h - h_i$ 、 NL : 慣性項、 HM : 水平混合項、 $(uw)_i$ および $(vw)_i$ は境界面における運動量流束項、 f : コリオリパラメータ、 τ_s 、 τ_i および τ_b はそれぞれ海面、境界面

* 正会員 工博 京都大学防災研究所 教授

** 正会員 工修 京都大学防災研究所 助手

*** 正会員 工修 新日本製鉄株式会社

および底面に作用するせん断応力で、その表示法は後述される。また、サフィックス 1 および 2 はそれぞれ上位層および下位層を示し、 x および y は座標系の方角成分を示す。さらに、質量流束 M および N は、次式のようなである。

$$\left. \begin{aligned} M_1 &= \int_{-h_1}^{\zeta} u dz, & N_1 &= \int_{-h_1}^{\zeta} v dz \\ M_2 &= \int_{h_1}^{\eta} u dz, & N_2 &= \int_{h_1}^{\eta} v dz \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 u および v はそれぞれ、 x および y 方向の流速成分である。

次に、連続式は上、下位層の鉛直成分を消去した形で次式のようになる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (M_1 + M_2) + \frac{\partial}{\partial y} (N_1 + N_2) = 0 \dots\dots\dots (4)$$

さらに、せん断応力の表示法としては次式を用いる。

$$\left. \begin{aligned} \tau_{sx} &= \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\ \tau_{sy} &= \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\ \tau_{ix} &= -2A\rho_w \nu_v (U_1 - U_2)/h \\ \tau_{iy} &= -2C_i \rho_w \nu_v (V_1 - V_2)/h \\ \tau_{bx} &= C_f \rho_w U_2 \sqrt{U_2^2 + V_2^2}/H_2 \\ \tau_{by} &= C_f \rho_w V_2 \sqrt{U_2^2 + V_2^2}/H_2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 $U_1 = M_1/H_1$, $U_2 = M_2/H_2$, $V_1 = N_1/H_1$, $V_2 = N_2/H_2$, ρ_a および ρ_w ; それぞれ空気および海水の密度, C_D ; 海面の抵抗係数, C_f ; 海底の抵抗係数で、両者とも 2.6×10^{-3} とし、境界面での抵抗係数 C_i は 2 次元の閉じた場での等流状態において得られる値を用い $C_i = 1.5$ とした。また、 ν_v は鉛直方向の渦粘性係数で、この値を変化させることにより、 C_i の値の修正を行うことにした。

3. 台風 7916 号による大阪湾内の高潮

この台風は、京阪神地方に既往最大規模の被害をもたらした台風に匹敵する大型の台風であり、その経路も類似のものであったにもかかわらず、大阪湾内では、図-2 に示すように、湾の長軸より約 20 km 東側にずれていたため、最大実測偏差は大阪港において 139 cm と小さく、その変動特性も極めて希れなものであった⁹⁾。すなわち、図-3 に示す湾内 9 点での実測潮位と推算天文潮位から明らかなように、湾奥における大阪、堺および尼崎において最大偏差の出現直後に急激な水位低下が観測されている。著者ら⁹⁾ は、湾内海上風の分布特性と高潮の発生機構から、この現象について考察し、中島ら⁴⁾の指摘した台風の後方に生じた dip に起因する吹き戻しによるものであらうと推定し、本台風のように海上風の風域場が急激に変化するような場合には、その数値計算においても、これに伴う吹送流の影響を考慮すべきであることを指摘している。

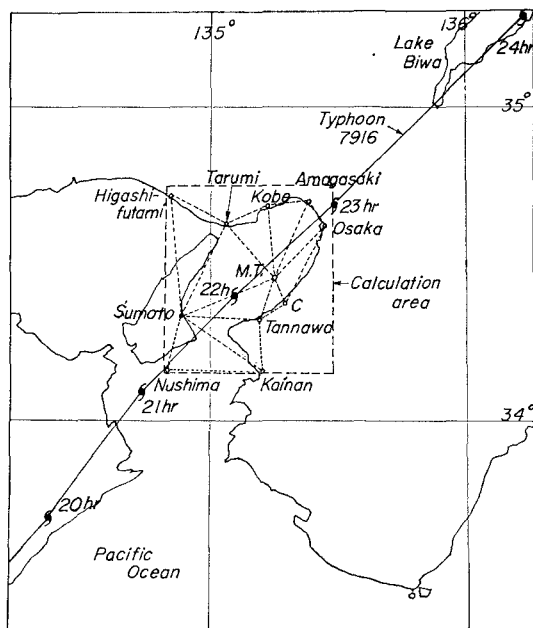


図-2 台風 7916 号の経路および実測風の内そうに用いた三角形要素

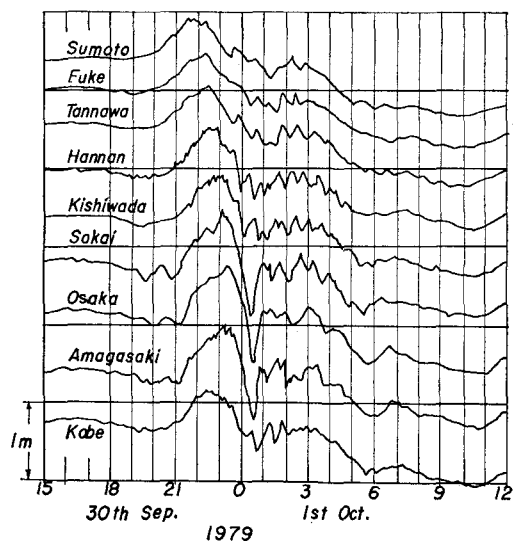


図-3 大阪湾内の実測潮位変化

4. 高潮の追算方法

(1) 計算方法

対象とする海域は、いわゆる大阪湾の高潮計算における狭領域で、沼島-海南間を南端の境界とし、東二見-江井間を西端の境界とする範囲で、これをきざみ幅 $\Delta S = 1.5$ km の正方形格子に分割した。以上のような空間の離散化の後、式 (1), (2) および (4) を差分法によって解くわけである。このような発展系の微分方程式の差分法においては、特に時間差分のとり方がその計算時間、精度および安定性に大きな影響を与えることは周知

のとおりであり、従来より種々の差分法が提案されてきた。それらによると、潮汐、高潮計算モデルにおいては、leap-frog 法、Adams-Bashforth 法および A.D.I. 法が適していることから、ここでは leap-frog 法を用いることとし、安定条件を考慮して、時間きざみで時間 $\Delta t = 20$ sec 差分を与えた。

(2) 潮汐計算

瀬戸内海、特に播磨灘における潮汐波は、東は備讃瀬戸を通り、西は明石海峡を経て伝播する 2 成分の交わる領域であり、その M_2 分潮は定常波的特性を有しており、潮汐計算が容易な場ではないことは従来指摘されている⁹⁾ ところではあるが、ここでは次の仮定のもとに計算を行った。(i) 対象とする分潮は M_2 および S_2 分潮として、その他の分潮は考えない。(ii) 両分潮の位相が一致する大潮時について行い、その周期は 12 時間とする。(iii) 開境界条件として 表-1 に示す潮汐定数を境

表-1 使用した潮汐定数

地 点 名	半振幅 ($M_2 + S_2$)	遅 角
沼 島	0.629 m	179.80°
海 南	0.661 m	188.2°
東 二 見	0.285 m	294.6°
江 井	0.334 m	327.7°

界 4 点で与え、その間は線形補間する。(iv) 1 レベルモデルで(潮汐波が安定する) 4 周期分のくり返し計算を行い、これを高潮計算の初期条件として与える。

(3) 台風モデル

高潮の数値的な追算を行う場合、台風のモデル化、特に風速分布をいかに的確に与えるかということが重要になる。そこで、ここでは藤田の式を用いた場合と、山口ら¹⁾によって提案された後述するような実測風から内そうした外力を用いた場合について追算を行った。

(i) 藤田の式による外力

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x} &= \frac{ax}{r_0^2} \left(\frac{r_0}{\sqrt{r^2 + r_0^2}} \right)^3 \times 10^3 \\ \frac{\partial P}{\partial y} &= \frac{ay}{r_0^2} \left(\frac{r_0}{\sqrt{r^2 + r_0^2}} \right)^3 \times 10^3 \\ W_x &= C_1 V_{0x} \exp \left(-\frac{r\pi}{5 \times 10^7} \right) \\ &\quad - \left\{ C_2 \sqrt{\frac{10^3}{\rho a}} \frac{1}{r_0} \left(\frac{r_0}{\sqrt{r^2 + r_0^2}} \right)^{3/2} \right. \\ &\quad \left. - C_2 \frac{f}{2\sqrt{a}} \right\} \sqrt{a} (0.5x - 0.866y) \\ W_y &= C_1 V_{0y} \exp \left(-\frac{r\pi}{5 \times 10^7} \right) \\ &\quad - \left\{ C_2 \sqrt{\frac{10^3}{\rho a}} \frac{1}{r_0} \left(\frac{r_0}{\sqrt{r^2 + r_0^2}} \right)^{3/2} \right. \\ &\quad \left. - C_2 \frac{f}{2\sqrt{a}} \right\} \sqrt{a} (0.866x - 0.5y) \end{aligned} \right\} \dots (6)$$

ここに、 P : 台風中心からの距離 $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ における気圧 (mb), a : 台風中心気圧の台風圏外気圧からの低下分 (mb), r_0 : 台風の規模に関する定数, および C_1, C_2 : 移動風および傾度風の係数であり, $C_1 = C_2 = 0.6$, $r_0 = 60$ km とした。

(ii) 実測風から内そうした外力

これは 図-3 に示した 11 観測点での風向、風速を節点量とし図のようなシンプレックス三角形要素内に内そうして、海上風の風速分布を与える方法がある。ただし、気圧傾度 $\partial P / \partial x$ および $\partial P / \partial y$ には前述の藤田の式を用いた。なお、陸上での観測風の風速は、MT 局(海上風)と C 局(陸上風)との関係から、陸上風速の 1.4 倍として海上風速に変換し、風向は陸上および海上とも観測値を 16 方位で与えた。また、風のデータは 1~3 時間毎のものであるため、時間きざみ $\Delta t = 20$ sec ごとに線形内そうした。

図-4 および 5 は、それぞれ (i) および (ii) の方法で求めた風速の平面的分布を、台風が大阪湾に上陸した直後の 9 月 30 日 23 時と、dip の影響により風向が西ないし西南西に変化したと考えられる 10 月 1 日 1 時について示したものである。図からわかるように、両者の方法で与えられる風域場はかなり異なり、特に本台風のように、風域場に特異性を有している場合には、それによる高潮の数値計算においても、外力としての風の場の表示法を的確に行う必要があろう。また、ここで示した外力においても、(i) の方法では風域場の特異性を考慮することができないこと、および (ii) では、陸上上風の海風への変換方法や台風の中心近くの風域場の表示法および実測風を与える時間間隔等については、さらに検討すべきであろう。また、毎正時の風域場の分布を示す図から、藤田の式による台風モデルは、全般的に実

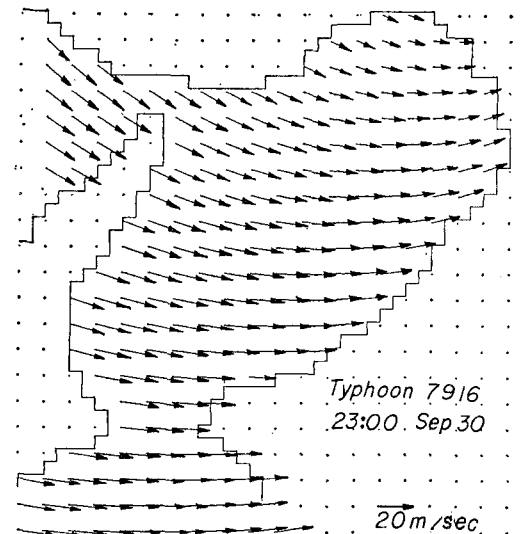


図-4 藤田の式による風の特異性

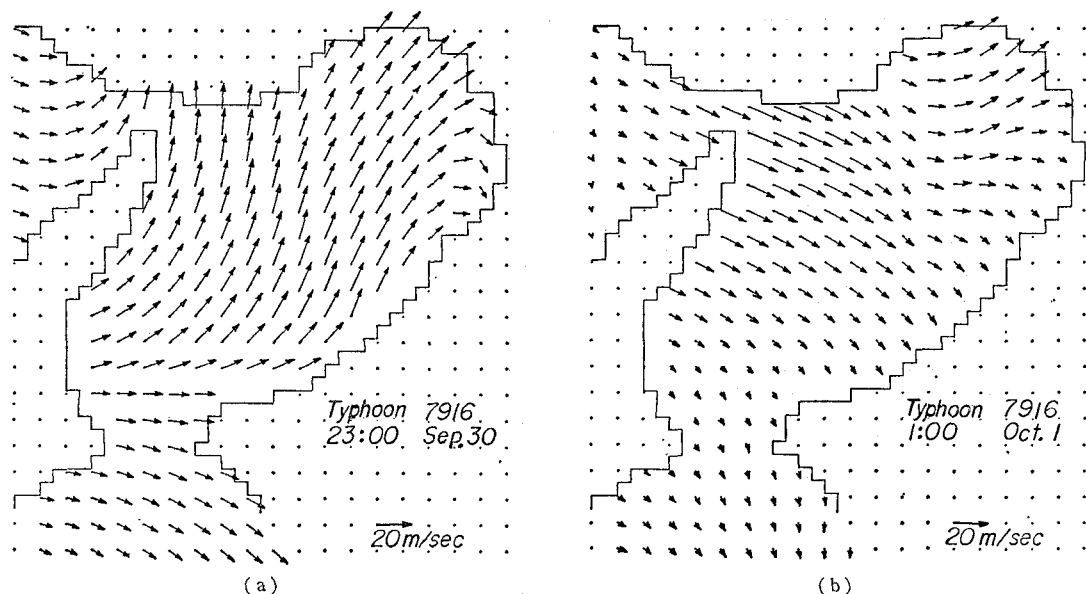


図-5 実測風内そうによる風の特徴

測風から内そうした場合より大きな風速の場を与える結果になっている。

5. 追算結果および考察

前述した方法によって、1 レベルおよび 2 レベルモデルによって追算された大阪、堺および洲本における偏差を 図-6 に示す。図中、実線および一点さ線は、それぞ

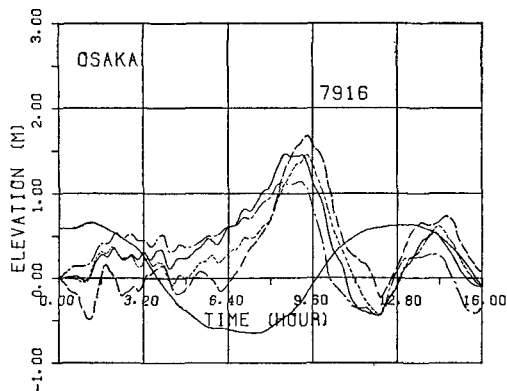


図-6 高潮の追算結果

れ 2 レベルモデルに実測風を内そうした外力および藤田の式による外力を適用したもので、実線および破線は 1 レベルモデルの場合である。また、図-7 はそれらを、大阪および洲本における潮位記録と比較したものである。これらの図から、次のことがわかる。

(i) 洲本においては、すべての計算方法において、顕著な差異は認められず、実測値より小さくなっている。

(ii) 実測風を内そうした外力を与えた場合（実線と点線には、両レベルモデルにおける最大偏差はほぼ一致するが、藤田の式による場合一点さ線と破線）にはモデ

ルによる最大偏差はかなり異なっている。特に、1 レベルモデルの結果は実測値との差異が大きく、2 レベルモデルでは湾奥の水位点で、forerunner 時に顕著な水位上昇が生じている。

(iii) 大阪および堺の実測潮位にみられるような最大偏差が発生した直後の短時間で急激な水位の低下は、どの計算方法でもシミュレートできていないが、実測風を内そうした外力モデルの場合には resurgence の振幅は大きくなっている。

さらに、図-8 は MT 局における潮流の観測値と、実測風を内そうした外力を用いた場合の計算結果との比較を示したものである。ただし、この場合の潮汐変化が小さいことと、計算には大潮時の潮汐を入れていたことから、計算結果としては天文潮の成分を除いてある。この図から、次のようなことがいえよう。

(iv) 10 月 1 日 0 時の観測値から、強い西南西方向（真北から時計回りに 239° ）の流速成分が存在していたことがわかる。これは、図-2 に示した阪南および岸和田における 0 時の潮位記録に水位低下がみられること、さらに 30 分後に大阪、堺および尼崎で急激な水位低下が観測されていることに対応するもので、洲本の実測潮位が計算値より大きいこととも対応していると考えられる。

(v) 2 レベルモデルの計算結果には、前述の流速成分がみられるが、観測値よりは小さく、両モデルの結果とも東向きの流速成分が支配的である。

以上の結果から、計算結果およびモデルの特性は、次のように考察されよう。

(i) 従来指摘されているように、この種の計算には開境界条件および外力条件の影響が大きく、計算の精度

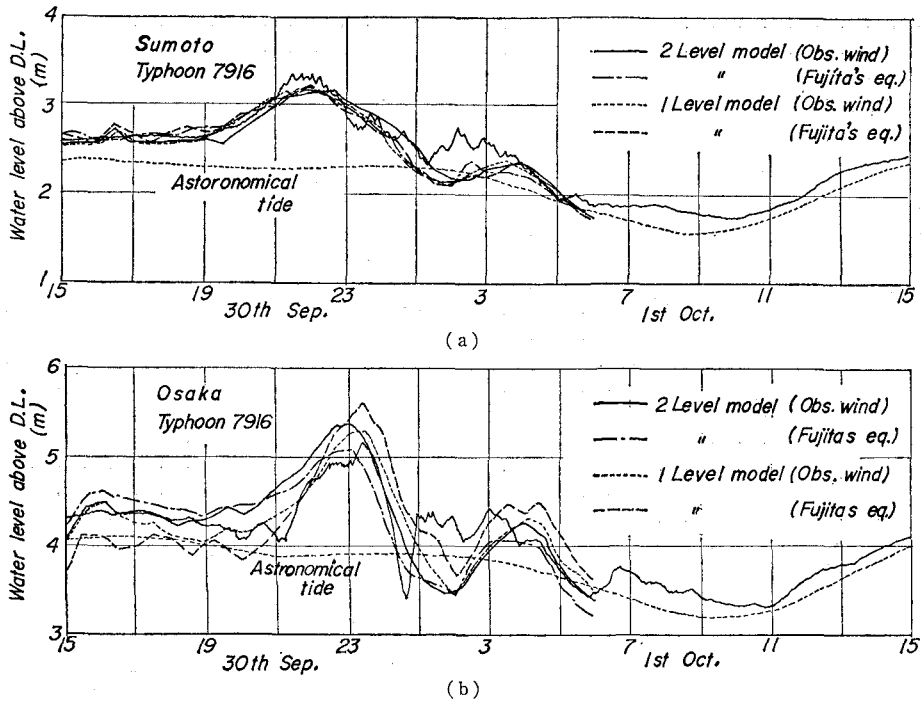


図-7 実測潮位と追算結果との比較

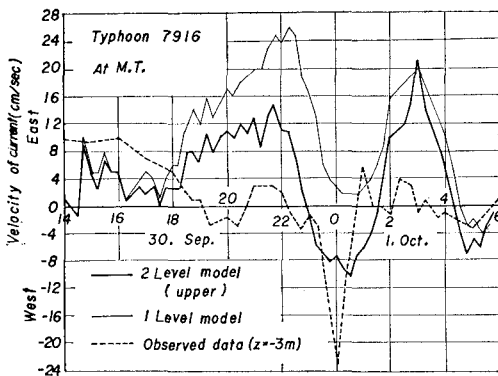


図-8 MT 局における流速の実測値と計算結果との比較

を向上させるためには、これらの与え方を十分検討すべきであろう。

(ii) 本台風のように風域場が急変する場合、それに伴う吹送流の影響を考慮した計算をすべきであり、ここで示した2レベルモデルのように、流れの場においても潮流の実測値により近い計算方法の適用が必要であろうが、さらに短時間間隔で実測風を内そうした外力を用いて、この点を明らかにする必要がある。

(iii) 藤田の式を用いて外力を与えた場合には、両レベルモデルの相違が顕著である。1レベルモデルの場合には吹送流の分布を考えていないために、モデル台風のように一様で大きな風速の場に対しては水位変化を過大に評価する傾向があるが、2レベルモデルの場合には、上、下位層での流動を過大に評価するため、逆に小さな

水位変化を表わすことになる。

6. 結 語

以上、浅海域での高潮の数値計算を行う場合には、吹送流の流速分布を考慮する必要があるという観点から、この効果を導入した2レベルモデルを提案した。この場合、海上風の風速分布をできるだけ確に与えるという立場から、山口らの実測風から内そうして外力を求める方法で、大阪湾における台風7916号による高潮の追算を行い、従来用いられてきた1レベルモデルと比較して、高潮の数値計算上の問題点およびモデルの特性について考察した。

最後に、本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究計画研究(研究代表者 土屋義人, No. 302027)の補助金を受けて行われた研究の一部であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・渡辺 健・畑田佳男: 大阪湾における海上風の平面分布特性について, 第28回海岸工学講演会論文集, 1981(印刷中)。
- 2) Bains, W. D. and D. J. Knapp: Wind driven water current, Proc., A.S.C.E., HY2, March, pp. 205~221, 1965.
- 3) 土屋義人・中村重久・山下隆男・岡 扶樹: 台風7916号による大阪湾・紀伊水道の高潮, 京都大学防災研究所年報, 第24号, 1981(印刷中)。
- 4) 中島暢太郎 他: 台風7916号について, 京都大学防災研究所年報, 第23号, pp. 87~112, 1980.
- 5) 上野鉄夫: 数値計算による大阪湾周辺の潮汐・潮流および高潮の研究, 神戸海洋気象台集報, 第187号, p. 88, 1971.