

## 2004年の台風第16号 (Chaba) による瀬戸内海における 高潮の発生メカニズム

高野 洋雄\*・鎌倉 和夫\*\*・峯松 宏明\*\*\*・依岡 幸広\*\*  
久重 和久\*\*・清水 栄一\*\*・佐藤 祐一\*\*・福永 昭史\*\*  
谷脇 由彦\*\*・谷條 薫一\*\*

### 要旨

2004年8月30日、九州から中国地方を進んだ台風第16号により、瀬戸内海沿岸では記録的な高潮が発生した。これにより、高松港や宇野港などでは既往最高潮位を更新した。この高潮事例について、潮位データの解析を行い、高潮モデルを用いて数値実験を行った。

その結果、今回の高潮に最も寄与したのは吹き寄せ効果であり、台風の移動に伴って高潮域が瀬戸内海を東進する状況を再現できた。特に、この過程の中で、高松付近では最大偏差の発生時刻が台風第16号の最接近時より2時間程度遅れて、大潮期間の満潮時刻とほぼ一致したことが既往最高潮位につながったことがわかった。

また、瀬戸内海の形状と台風の移動に伴う風向の変化を考慮することにより、瀬戸内海における吹き寄せ効果を6つの海域に分けて考えることができた。さらに、海域毎で吹き寄せ効果と吸い上げ効果の寄与の比率の違いについても評価した。その結果、それぞれの効果の顕著なタイミングは、台風の位置や風だけでなく、地形などの影響も受けて、海域毎に異なることがわかった。

### 1. はじめに

日本沿岸では、台風の接近に伴ってしばしば高潮の災害が発生してきた。特に1959年の伊勢湾台風の際には、死者・行方不明者数5098人の大半が高潮によるものという大災害となった。この災害を契機として高潮への防災対策は急速に進展した。また、近年は比較的大きな台風の襲来がなかったこともあり、1985年の台風第13号以後は高潮による犠牲者もなく、大きな高潮災害を被らない平穏な日々がしばらく続いた。しかし、1991年には台風第19号により瀬戸内海西部で大きな高潮が発生し(小西, 1995; Konishi and Tsuji, 1995), 1999年の台風第18号では八代海で高潮により13名の死亡者が出たほか、周防灘では高潮により山口

宇部空港が冠水して使用不能になるなど大きな災害が発生した(気象庁, 2000; 高野, 2000)。この2つの台風はほとんど同じコースを通り、八代海に同様の高潮を発生させたが、1999年の時は満潮の1時間ほど前に最大偏差となったのに対し、1991年の時は、最大偏差がちょうど干潮時に起こったために高潮による災害はほとんど発生しなかった。2000年以降も比較的大きな台風が毎年のように日本に襲来して、再び大きな高潮災害が発生するようになってきている。特に2004年には台風が10個も日本列島に上陸し、各地で高潮が発生した。なかでも台風第16号により瀬戸内海では大きな高潮が発生し、折しも大潮期の満潮と重なったために、高松や宇野などで既往最高潮位を観測するに至り、床上浸水が香川県だけでも8300棟を超えるなど被害も甚大なものとなった。

瀬戸内海では過去に何度か大きな高潮が発生しており、上述の周防灘の事例や室戸台風による大阪湾の高潮などのように台風の接近した瀬戸内海の西部と東部における高潮の報告は多いが、今回の事例のように、

\* 気象研究所台風研究部。nkohno@mri-jma.go.jp

\*\* 高松地方気象台観測予報課。

\*\*\* 高松地方気象台観測予報課(現: 気象庁海洋気象課)。  
—2006年5月8日受領—  
—2006年9月11日受理—

瀬戸内海中部における高潮の事例は少ない。また、今回の高潮は、高松などでは台風が最接近した後時間を経てからピークを迎えている、という点でも特徴的である。このため、台風第16号の動きと瀬戸内海全体における高潮の動態、特に台風の位置関係と瀬戸内海の地形特性について、数値モデルを利用して調べた。

次節で台風第16号と瀬戸内海の高潮について概説し、第3節で数値計算のあらましと結果を示す。第4節で結果の考察を行い、第5節に結果をまとめる。

## 2. 台風第16号と高潮の概況

### 2.1 台風第16号の概況

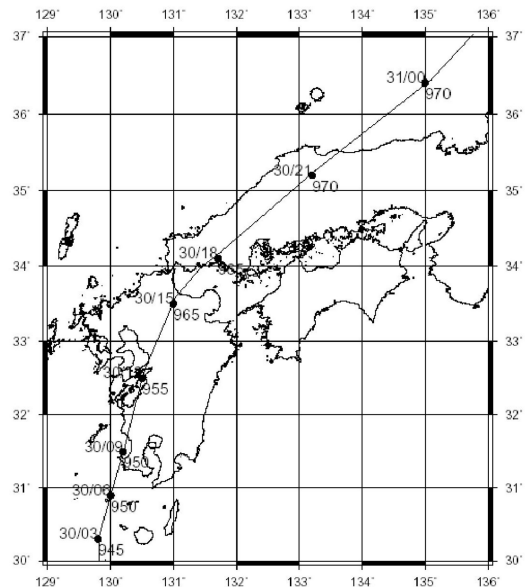
2004年8月18日15時（日本標準時：以下時刻はすべて同じ）にカロリン諸島近海で発生した熱帯低気圧は、ゆっくりと西進して19日21時に台風第16号になった。台風は23日まで西進を続けた後、高気圧の南西縁辺部で進路を北西に転じた。21日から23日にかけて台風は発達を続け、24日03時には中心気圧910 hPa、最大風速56 m/s という強い勢力に達した。台風は26日03時まで勢力を維持したのち、徐々に弱まりながら北西に進み続けた。台風は南西諸島の東方で再び西に進んだ後、九州の南海上で北北東へ向きを変えた。

30日09時半頃には、中心気圧950 hPa、最大風速41 m/s、暴風域が東に230 km という強い勢力で鹿児島県串木野市付近に上陸した（第1図）。台風は九州を縦断した後周防灘を北上し、17時過ぎに山口県防府市付近に再上陸して北東進を続けた。これにより、中国、四国、近畿北部・中部が次々と暴風域に入った。21時頃には、中心気圧970 hPa、最大風速31 m/s と勢力を落として鳥取付近を通り、日本海に抜けてからは次第に速度を速めて能登沖を北東進した。台風は、31日12時には函館市付近に再上陸し、15時に北海道東部で温帯低気圧になった。

台風が中心が近くを通った瀬戸内では各地で強風を観測した。岡山では、最大風速が31日00時20分に南西の風21.1 m/s、最大瞬間風速は30日21時51分に南西の風38.5 m/s がそれぞれ観測され、共に観測開始以来の極値を更新した。第1表に8月29日15時から31日00時までの台風の勢力を示す。

### 2.2 瀬戸内海の高潮の状況

台風第16号による瀬戸内海の高潮は、主要な高まりはほとんどが8月30日から31日にかけて発生している。1時間毎の潮位偏差（以下、偏差）の時系列を第2図に示す。これを見ると最大偏差は大体1～1.5 m

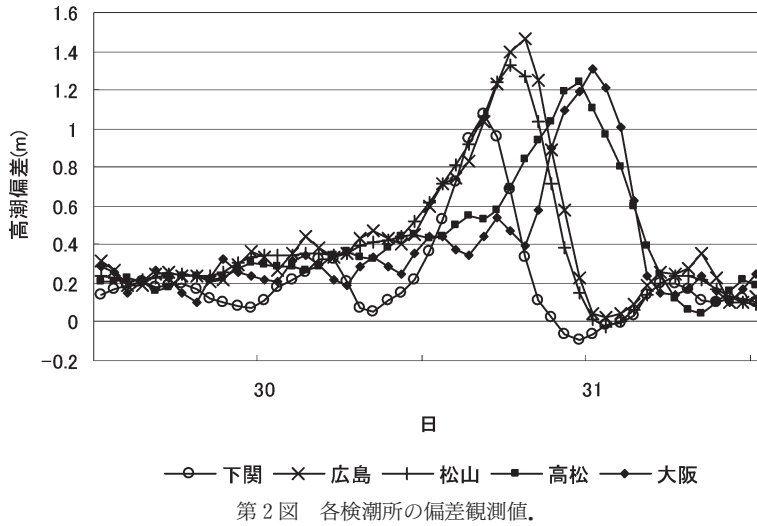


第1図 台風経路図。左上に日時 (JST)、右下に中心気圧 (hPa) を記してある。

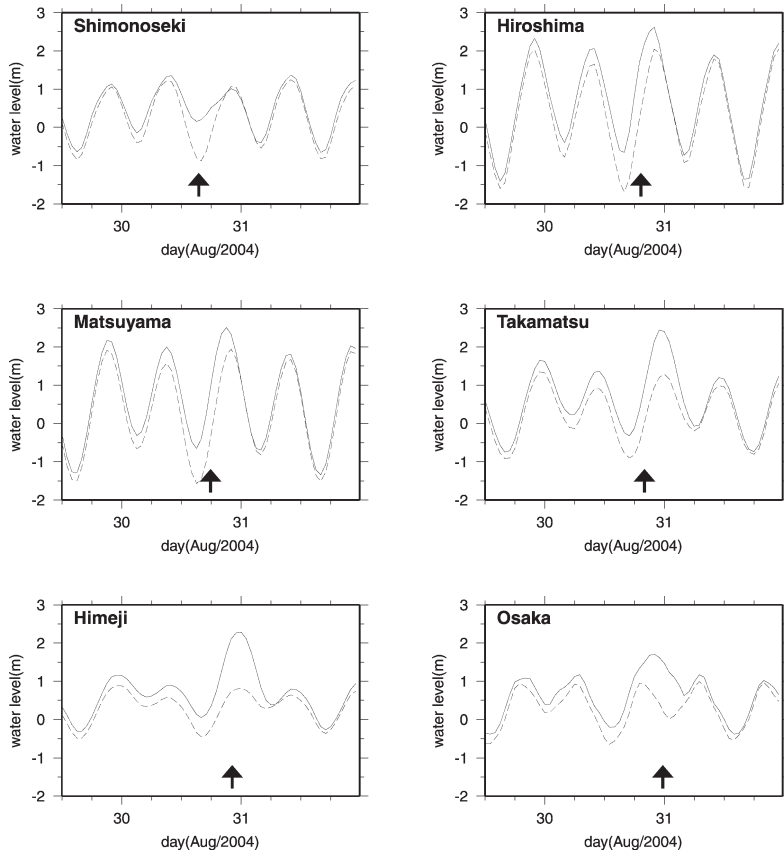
第1表 台風第16号のデータ（8月29日15時～31日00時）。

日時 (日本時)	緯度 (°)	経度 (°)	中心気圧 (hPa)	最大風速 (m/s)
8月29日15時	28.7	130.3	940	44
8月29日18時	29.0	130.1	940	44
8月29日21時	29.3	129.9	940	41
8月30日00時	29.8	129.8	945	41
8月30日03時	30.3	129.8	945	41
8月30日06時	30.9	130.0	950	41
8月30日09時	31.5	130.2	950	41
8月30日12時	32.5	130.5	955	41
8月30日15時	33.5	131.0	965	36
8月30日18時	34.1	131.7	965	36
8月30日21時	35.2	133.2	970	31
8月31日00時	36.4	135.0	970	31

程度となっており、ピークの発生時刻は、ほぼ西から東へと遅くなっている（第2表の最大潮位偏差の起時も参照）。たとえば、門司では15時36分に最大偏差1.33 m、下関（弟子待）で15時41分に最大偏差1.17 mが観測されている。なお、門司も下関（弟子待）も、位置的には関門海峡になるので、単純に周防灘の他の地点と比較することはできないが、台風前面の東風による海水の集積など、定性的な特性はある程度反



映されていると思われる。広島では18時35分に最大偏差1.49 m, 松山で17時49分に最大偏差1.40 mが観測された。広島は経度としては松山より西側になるが、地形的に湾奥となるためにピーク発生の時刻が遅くなったと思われる。高松と宇野で最大偏差が観測されたのは松山より4時間以上遅い22時過ぎで、高松では22時23分に最大偏差1.33 m, 宇野では22時16分に最大偏差1.37 mが観測された。瀬戸内海で最も東部にあたる神戸と大阪では、最大偏差が24時前に観測されており、神戸は23時42分に1.34 m, 大阪は23時30分に1.32 mであった。



第3図 各検潮所の潮位記録。実線は観測値、点線は天文潮位を表す。矢印は台風の最接近(最低気圧)時をあらわす。

第3図に主な地点における潮位観測値を示す。偏差の大きさは第2図に示したようにあまり大きな差がないが、天文潮位との兼ね合いにより最高潮位には大きな差が出ている。門司や下関ではちょうど最大偏差を観測した時刻は干潮に当たっていたために、潮位はそれほど高くならず、この期間では、いずれも09時30分前後の満潮時に最高潮位が観測されている。松山では20時56分、広島では21時56分にそれぞれ最高潮位2.58 m, 2.69 mが観測されているので、2時間から3時間の時間差があり、天文潮位と最大偏差の合成により最高潮位となったことがわかる。高松と宇野ではそれぞれ22時42分と22時47

分に最高潮位が観測されており、満潮時刻と最大偏差時との差は高々30分程度しかない。しかも、この時期はちょうど平均水位が大きく変動する大潮にあたって、満潮時の水位は通常よりも高めである。このことが、高松で2.46 m、宇野で2.54 mと既往最高潮位を更新することにつながったといえる。このため、香川県・岡山県では合計12000棟を超える床上浸水が発生するなど、大きな災害につながった。高松より東の神戸と大阪では最高潮位はともに21時24分に観測されており、最大偏差の発生に2時間ほど先立っている。

高潮の変化を台風の位置関係に着目してみるために、最大偏差の発生時刻と最低気圧を観測した時刻(台風が最も接近した時刻に相当)を第2表にまとめた。台風の接近により、台風前面に当たる瀬戸内海西部では東よりの風が卓越しており、周防灘では早くから偏差が高まり始めていた。また、台風が周防灘を北上したこともあり、最大偏差は最低気圧の時刻とほとんど差がなく、門司では最低気圧を観測した6分後に最大偏差1.33 mが観測された。台風が中国地方に上陸した後、瀬戸内では台風後面の西よりの風が卓越し始めるのに伴って、高偏差域は東へ移動するが、松山では最接近時と最大偏差観測時がほぼ同じであったのに対し、広島では最大偏差の時刻は台風の最接近より41分早い。これより東側の地点では、最大偏差は最低気圧に遅れて観測されている。

なお、宇野と高松では最低気圧の時刻に比べて2時間以上も遅れて最大偏差が発生しているのに対し、更に東に位置する姫路や大阪では時間差がまた小さくなっている。このことは偏差が単純に東へ移動しただけではないことを示唆している。

第2表 最大潮位偏差, 最低気圧の起時と出現時刻差。

検潮所	最大潮位偏差 (m) と起時	最低気圧 (hPa) と起時	時間差
門 司	1.33 15時36分	969.5 15時30分	6分
広 島	1.49 18時35分	972.1 19時16分	-41分
松 山	1.40 17時49分	972.8 17時49分	-
宇 野	1.37 22時16分	978.1 19時48分	148分
高 松	1.33 22時23分	978.1 20時01分	132分
姫 路	1.57 23時50分	982.7 22時13分	97分
神 戸	1.34 23時42分	987.5 23時05分	37分
大 阪	1.32 23時30分	988.1 22時42分	48分

### 3. 数値モデルによる再現実験

#### 3.1 数値モデルと計算の説明

高潮モデルは鉛直方向に積分した水平2次元における、コリオリ力と重力の働く場における海水の運動方程式と質量保存則で表現される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial Du}{\partial t} + \frac{\partial Du^2}{\partial x} + \frac{\partial Duw}{\partial y} &= -\frac{g}{\rho_w} D \frac{\partial(\xi - \xi_0)}{\partial x} - \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ax} - \tau_{bx}) + fDv \\ \frac{\partial Du}{\partial t} + \frac{\partial Duw}{\partial x} + \frac{\partial Dv^2}{\partial y} &= -\frac{g}{\rho_w} D \frac{\partial(\xi - \xi_0)}{\partial y} - \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ay} - \tau_{by}) - fDu \end{aligned} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{\partial Dv}{\partial y} = 0 \quad (3.2)$$

ここで、 $(x, y)$  は水平方向を表し、 $(u, v)$  は各成分の速度、 $\xi$ : 高度偏差、 $\xi_0$ : 気圧場と平衡にある高度偏差、 $\rho_w$ : (海水の) 密度、 $f$ : コリオリパラメータ、 $g$ : 重力加速度である。また、 $(\tau_{ax}, \tau_{ay})$ : 風による表面応力、 $(\tau_{bx}, \tau_{by})$ : 海底の摩擦応力をそれぞれ表す。 $D$  は水深をあらわす。

海面応力と海底摩擦は、 $\rho_a$ : 大気密度、 $\mathbf{V} = (v_x, v_y)$ : 海上風、 $\mathbf{U} = (u, v)$ : 流速として

$$\begin{aligned} \tau_a &= -\rho_a C_{da} |\mathbf{V}| (v_x, v_y) \\ \tau_b &= -\rho_w C_{db} |\mathbf{U}| (u, v) \end{aligned} \quad (3.3)$$

と与えられる。 $C_{da}$ ,  $C_{db}$  は抵抗係数をあらわし、その大きさは経験的に

$$\begin{aligned} C_{da} &= 3.2 \times 10^{-3} \\ C_{db} &= 2.5 \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (3.4)$$

としてある。

境界条件の取り扱い、① 海陸境界は垂直壁とみなし、陸上への遡上や海水の干上がりは考慮しない、② 計算域外との開境界は、気圧と静水圧平衡にある海面高度との差を補うように重力波の出入りがある、としてある。初期条件として、海面は気圧場と静水圧平衡にあるものとしてある。

台風データは、3時間毎のベストトラックデータを基に、Fujita (1952) の公式

$$P_s(r) = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \quad (3.5)$$

を用いて、水平気圧分布  $P_s$  を仮定した。ここで  $P_c$  は中心気圧、 $P_\infty$  は周辺気圧を表し 1012 hPa で一定とし



た。台風サイズのパラメータ  $r_0$  は、天気図の1000 hPa 半径を (3.5) に代入することにより決定した。

海上風は、この気圧分布より10分毎の傾度風を計算し、これに台風の移動に伴う速度を加えた。なお、傾度風は、吹き込み角を30度であるとしてある。

計算領域は、瀬戸内海全体を含む、北緯32度から35度、東経130度から136度を取り、格子間隔は1分 (東西約1.55 km, 南北約1.85 km) にとった。計算に使用した領域と水深分布を第4図に示す。計算のタイムステップは2秒にとってあるが、水深は最も深いところでも1000 m は超えていないので、CFL 条件は十分に満たされている。なお、1分間隔の格子では、関門海峡は表現されず、海水の通り抜けはない。ただし、海水の流入は豊後水道などのほうがはるかに大きいので、瀬戸内海全体における高潮の基本的特性は表現されるものとする。

計算は静止状態から始めた。海面応答の立ち上がり considering 計算時間をあらかじめ十分にとることにし、台風が瀬戸内海を通った前日の8月29日09時より計算を始めてある。

### 3.2 計算の結果

高潮モデルによる高潮偏差の分布と高潮モデルで用いた海上風を第5図aに示す。実況の風の分布については観測点が粗く、特に海上の風については観測点が少ないため、十分な比較が難しい。このため、メソ数値予報モデルの予想値を第一推定値とし、ウィンド

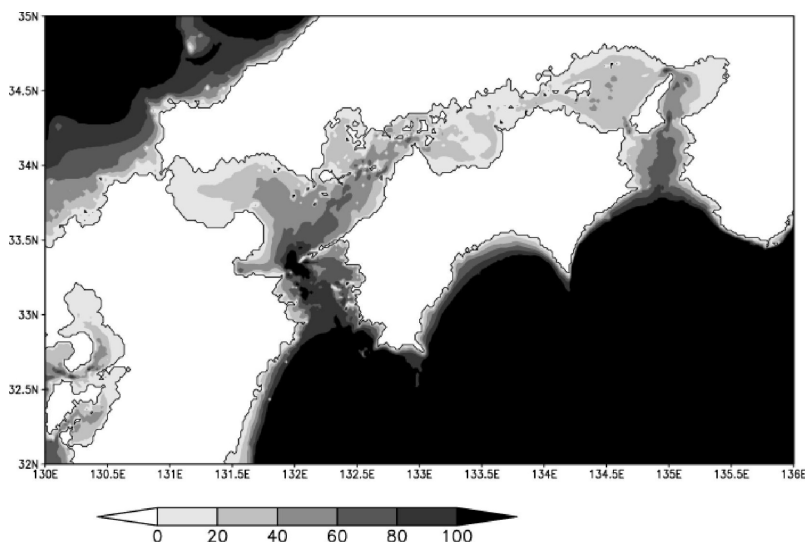
プロファイラ等の観測値で補正して作成された、毎時風解析の値を用いて考察を行うことにし、比較の便を考慮して、毎時風解析値の分布も第5図bに示してある。

台風が九州付近まで北上して風が強まるまでは、瀬戸内海・太平洋共に、偏差はほとんど計算されていない。台風が九州を北上して接近するのに伴って、前面の東よりの強風により周防灘付近で高偏差域ができていく (30日15時)。台風が周防灘を抜けて中国地方を北東進するのに伴って西よりの風が変わるが、高偏差域もこの西風により台風の移動とともに東に移っていく (19時)。22時ころには台風自体は北のほうへ遠ざかっていくが、海域の幅が狭くなっている島嶼部 (今治と尾道の間, 高松と宇野の間) の西側で、偏差が特に大きくなっている。この後台風は更に遠ざかるが、西よりの風は続いており、大阪湾で大きな偏差が出ていく。

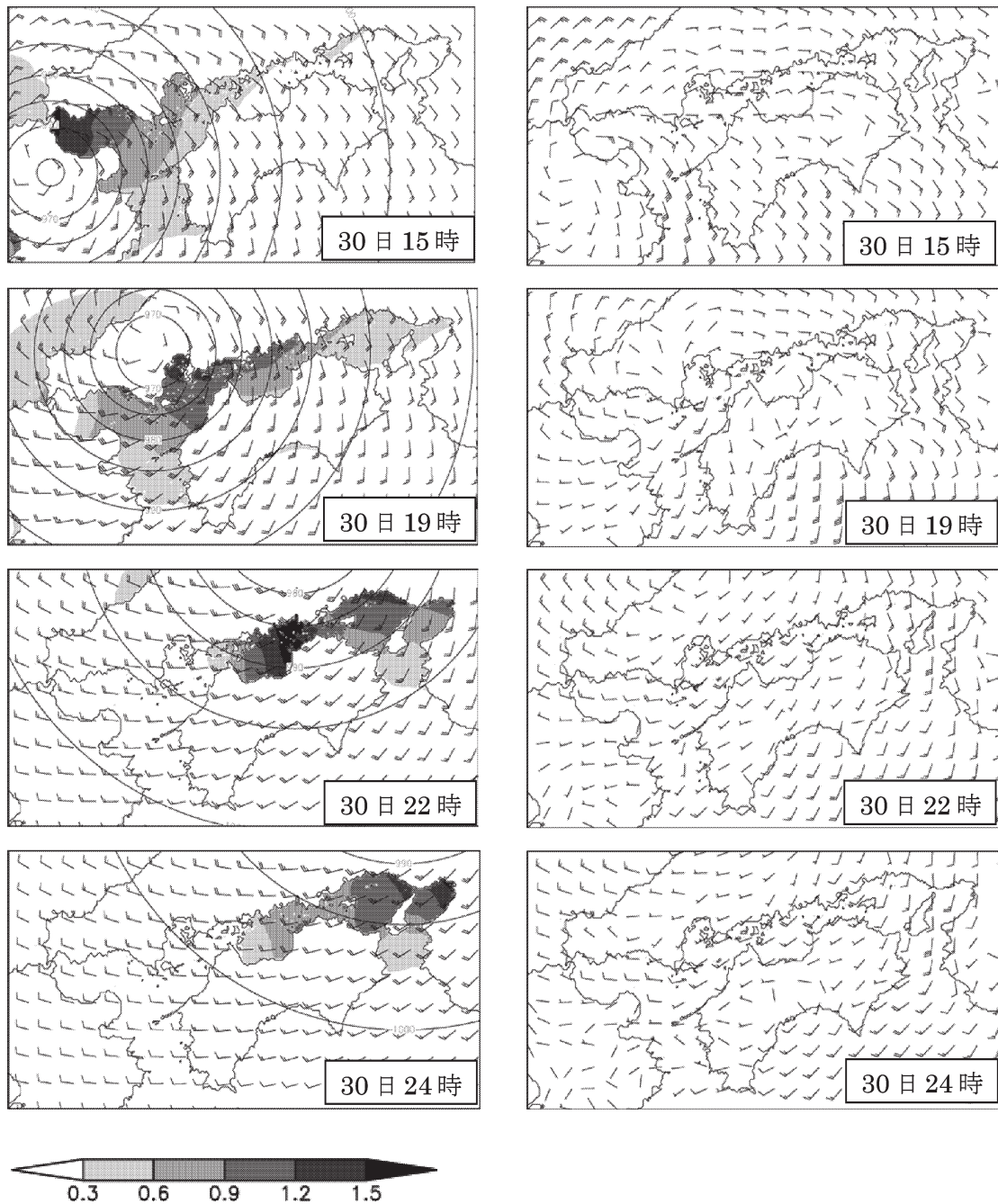
主な地点におけるモデルの最大偏差を第3表にまとめた。また第6図に高松における実況とモデルの偏差時系列図を示す。第2表と第3表によると、いずれの地点の最大偏差も、観測値に比べて0.30 m 以内の誤差の範囲で計算されており、各地の偏差は、概ね実況と同様の妥当な結果が得られたといえる。ただし最大偏差の発生時刻については、1時間近い誤差のある地点もあった。この点については、第6図に示したように、モデルと実況で最低気圧の時刻にずれが見られるので、台風位置などの誤差による影響が大きいと思われる。

### 4. 考察

高潮の主要因は一般的に、「吹き寄せ効果」と「吸い上げ効果」の2つで説明される (宮崎, 2003)。それぞれの効果は静水圧バランスを仮定して、ある程度見積もることが可能である。また、荒川・吉武 (1935) などで指摘されているように、気象擾乱の移動速度と海洋長波としての海面変動が共鳴して、高い偏差が生じるなど、動的な



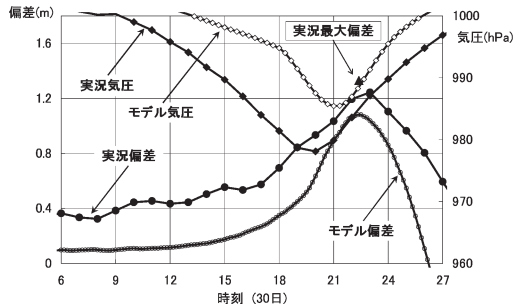
第4図 計算の領域と水深 (m)。



(a)

(b)

第5図 モデルによる計算結果の時系列図。(a)の矢羽根はモデルで用いた海上風(長羽根10 m/s, 短羽根5 m/s), 濃淡は高潮偏差(m)を示す。(b)は同時刻の毎時風解析値を示す。



第6図 高松市における観測値の時系列。

効果も知られている。

数値モデルを用いた場合、ある程度複雑な地形表現そのままでの動的な計算を行えるので、モデルの中で基本的な2つの要因の機能をみていくことにする。

このために、(3.1)式右辺第1項の台風による気圧変化に伴う外力  $\zeta_0$  を0として、風による変動のみを考慮した計算（「吹き寄せ効果のみを考慮した計算」と呼ぶ）と、(3.1)式右辺第2項の風応力  $\tau_a$  を0にして、気圧変化のみを考慮した計算（「吸い上げ効果のみを考慮した計算」と呼ぶ）の2つを行い、それぞれの比較を行った。

以下、「通常の計算」をI、「吹き寄せ効果のみを考慮した計算」をII、「吸い上げ効果のみを考慮した計算」をIIIと表記する。それぞれの計算による最大偏差の結果を第3表に示した。

第3表 モデルによる最大偏差と各効果のみによる計算結果 (括弧内は発生時刻を表す)。

地点	最大偏差 (m)	最低気圧 (hPa)	吹き寄せ最大偏差 (m)	吸い上げ最大偏差 (m)	吹き寄せ寄与率
門 司	1.61 (14:40)	969 (16:20)	1.35 (14:20)	0.52 (17:40)	84%
広 島	1.44 (19:10)	969 (19:20)	1.01 (17:50)	0.70 (20:10)	66%
松 山	1.15 (19:30)	978 (19:00)	0.70 (19:20)	0.50 (20:00)	60%
宇 野	1.19 (21:40)	983 (21:00)	0.89 (21:20)	0.49 (23:00)	74%
高 松	1.08 (22:30)	985 (21:00)	0.76 (21:50)	0.47 (23:20)	69%
姫 路	1.47 (22:50)	985 (22:20)	1.16 (22:30)	0.46 (24:20)	78%
神 戸	1.40 (23:30)	990 (22:40)	1.11 (23:20)	0.36 (24:50)	79%
大 阪	1.62 (23:40)	991 (23:00)	1.35 (23:30)	0.37 (24:50)	82%

#### 4.1 「吸い上げ効果」について

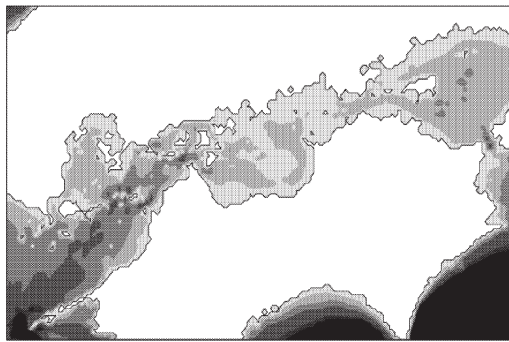
IIIの結果を見ると、最大偏差は各地とも台風の最接近より遅れて現れ、特に燧灘（ひうちなだ）より東の海域ではその時間差が大きいという結果が得られた。これは、瀬戸内海西部の海域で上昇した海水が、台風の北東進に伴って東に移る際に、今治・尾道間や備讃瀬戸の狭くなった部分で流れが妨げられたため、と考えられる。このことを確認するため、モデルの地形データを、第7図に示したように、今治・尾道間と備讃瀬戸の島嶼部を水深20mの海に変更して、海域を広げて海水を流れやすくした場合の仮想実験を行った。その結果、伊予灘より西では最大偏差の起時にほとんど変化は見られなかったが、それより東側では最大偏差の時刻が早まり、台風の最接近との時間差が小さくなった。具体的には、高松や宇野では20分、燧灘では最大40分程度の違いが現れた。

なお、静的バランスを仮定して最低気圧から吸い上げ効果を推定（ $\approx 1 \text{ cm/hPa}$ ）すると、各地とも30~40cm程度の上昇となるが、IIIで計算された最大偏差はこれよりも10cm程度高目となっている。これは海水の慣性運動と海峡部などで海水の流れが妨げられたため、と考えられる。したがって、動的な気圧変化は、瀬戸内海の海岸地形の影響をうけて、静的バランスで見積もられる吸い上げ効果以上の働きをしていた、といえる。

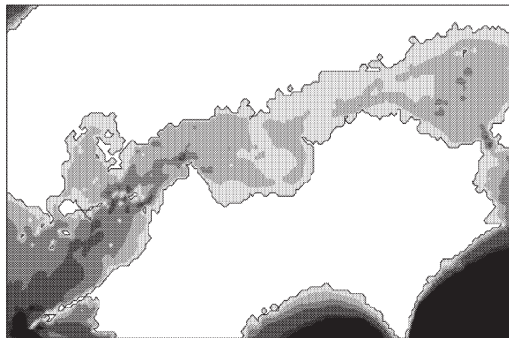
#### 4.2 「吹き寄せ効果」について

吸い上げ効果による最大偏差は、動的なモデルによる計算でも0.5m程度であり、大きな偏差は基本的に吹き寄せ効果によってもたらされた。吹き寄せ効果が高偏差に寄与した割合をみるため、IとIIの結果から「最大偏差に対する吹き寄せ効果の寄与率（=IIの最大偏差/Iの最大偏差、以下「吹き寄せ効果の寄与率」）を各検潮所で算出した。各地とも概ね70~80%（松山は60%）と高い寄与率である。したがって、瀬戸内海の高偏差は吹き寄せ効果の寄与が大きく、台風



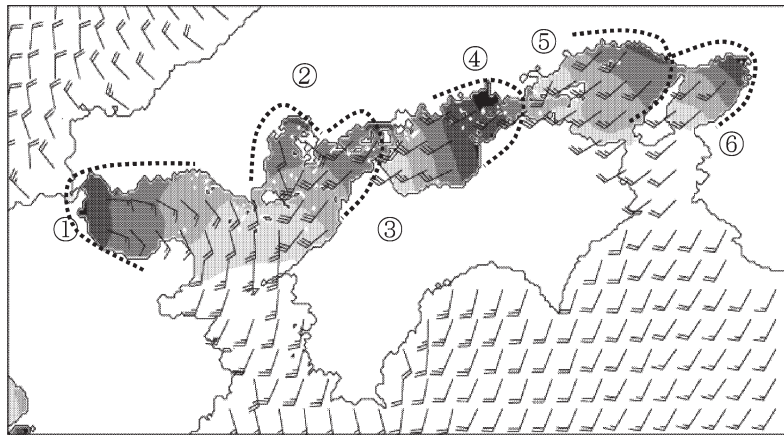


(a)



(b)

第7図 検証用に島嶼・海峡部を削った地形。  
(a) はもとの地形, (b) は島嶼・海峡部を削った地形。



第8図 各格子で計算された最大偏差 (m) とその時刻の風の分布。

の移動に伴う風の変化が重要な役割を果たしていた、と言える。

4.3 各海域の偏差の特徴

Iの結果で、各格子における最大偏差とその出現時刻に対応する海上風を表示したものを第8図に示す。この出現分布をみると、最大偏差時の風向、及び最大偏差の出現地域にある特徴が見られ、偏差が特に大きい海域はいずれも「湾のような楔形」をしている。風向の分布を見ると、それらの「湾」の湾奥へ向かって吹き込む風のときに最大偏差が現れており、この「湾」の形状と代表的な風向を考えることにより、下記の6つの海域に分けて特徴づけることができる。

- ① 関門海峡を壁にした東側に開ける海域 (周防灘)
- ② 広島付近を壁とした南側に開ける海域 (広島湾)
- ③ 今治・尾道間の島嶼部を壁とした南西側に開ける海域 (伊予灘, 安芸灘)
- ④ 高松・宇野間の島嶼部を壁とした西側に開ける海域 (燧灘)
- ⑤ 姫路付近を壁とした南側に開けた海域 (播磨灘)
- ⑥ 大阪付近を壁とした南側に開けた海域 (大阪湾)

なお、第9図にこれらの6つの海域に相当する地点の、モデルの気圧とI, II, IIIそれぞれの高潮偏差の時系列を示した。

① 周防灘 (検潮所: 門司)

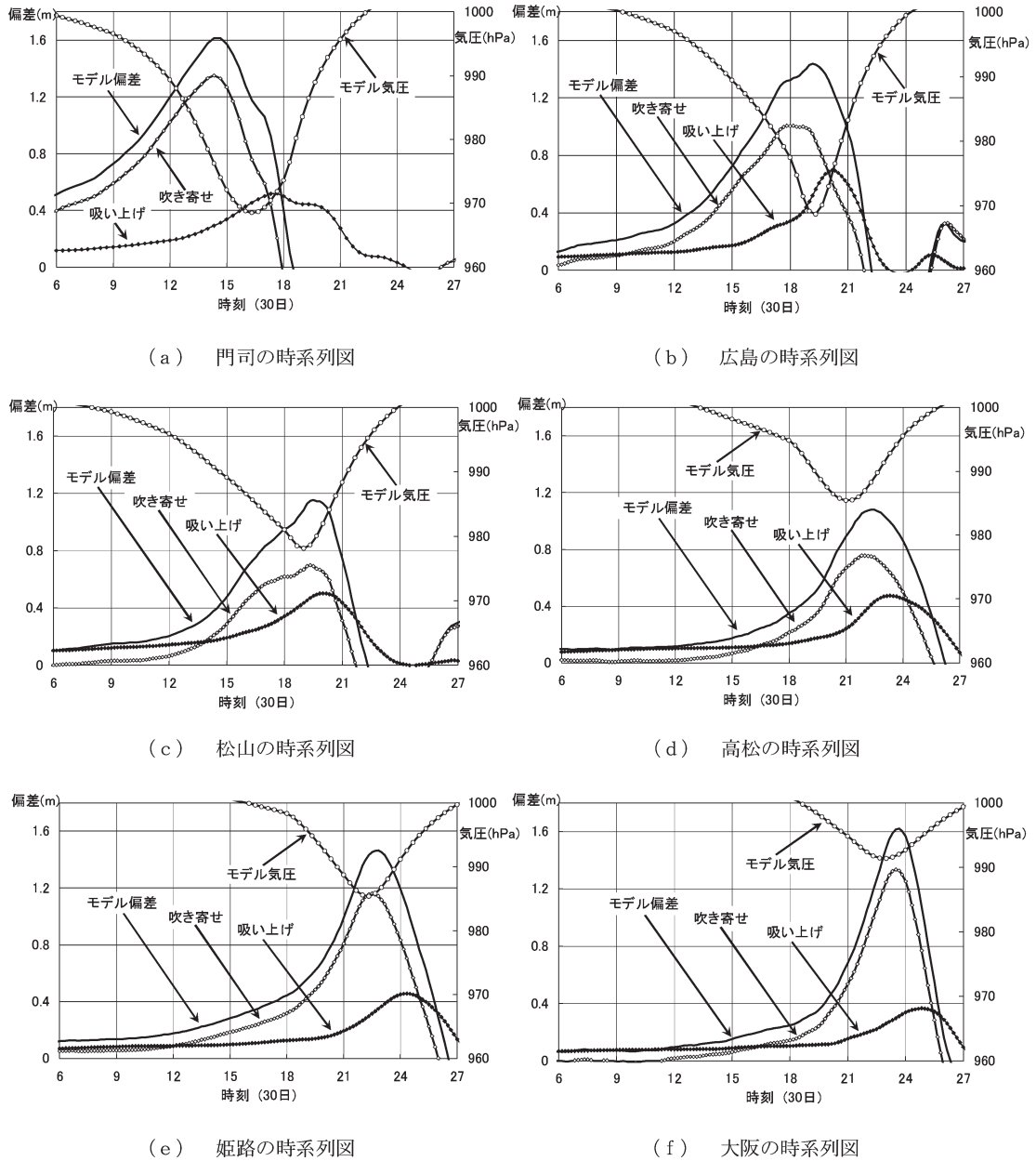
門司では、15時36分に最大偏差1.33 mが観測されている (第2表)。モデルでは14時40分に最大偏差1.61 mが計算されている (第9図a, 第3表)。な

お、実際には門司は関門海峡に相当するが、今回の計算では関門海峡の流入は起こっていないので、周防灘西端とみなす。

第5図に毎時風解析とモデルの風を示しているが、最大偏差が現れた時間帯、毎時風解析では周防灘沿岸で15 m/s程度の東風が吹いており、モデルでもほぼ同じ風向であった。

最大偏差時の風向から、周防灘は関門海峡を壁として東側に開けた海域に吹き込む東風によって、吹き寄せ効果が大きく現れたもの





第9図 各海域における代表点の、モデル計算結果の時系列。モデルの計算要素は気圧、偏差、吹き寄せ、吸い上げ。

と考えられる。吹き寄せ効果の寄与率は、8つの地点中で最も高い84%である。第4図の海底地形図からわかるように周防灘の水深が他の海域よりも浅いことも、吹き寄せ効果を大きくする一因となっている。これに加えて、豊後水道は南よりの風が卓越しており、

豊後水道からの海水の流入の影響も考えられる。モデルで佐田岬、大分間を塞いだ数値実験を行った結果、最大偏差は門司で0.13 m 低く計算され、周防灘の東部に位置する徳山では0.30 m 低くなった。

周防灘の高偏差は、台風の北東象限の東風による吹

き寄せ効果が大きく寄与し、豊後水道からの海水の補給も加わった現象である。

#### ② 広島湾 (検潮所：広島)

広島では18時35分に最大偏差1.49 mが観測された(第2図, 第2表)。モデルでは19時10分に最大偏差1.44 mとなっており(第9図b, 第3表), 両者に大きな差はない。広島で最大偏差が現れた18~19時頃, 広島湾から伊予灘にかけては毎時風解析で15~25 m/s程度の南~南南西風が吹いており, モデルでも南~南西風となっている。第5図の風向から, 広島湾は広島付近を壁として南に開けた海域に吹き込む南より風による吹き寄せ効果が現れたものと考えられる。

台風の北東進に伴い南東から南西風に次第に変化した。南に開けた湾の形状から吹き寄せ効果が持続したため, 広島湾では吹き寄せ効果の高偏差が他の海域に比べ長く約2時間継続した。

広島の最大偏差は, この吹き寄せ効果の継続中に, 台風の接近による吸い上げ効果の高まりが重なって発生したものといえる。

#### ③ 伊予灘・安芸灘 (検潮所：松山)

松山では17時49分に最大偏差1.40 mが観測された(第2図, 第2表)。モデルでは19時30分に最大偏差1.15 mとなっており(第9図c, 第3表), 時刻に差がみられる。毎時風解析では, 最大偏差となる18時頃に伊予灘で15 m/s程度の南西~南南西風が吹いていた。第5図によると, モデルでは同時刻には南寄りの風となっており, 南西風が変わった後で最大偏差を計算している。実況とモデルでは, 南西風が卓越してから最大偏差が現れる点で共通している。

したがって伊予灘は, 今治・尾道間の島嶼部を壁として南西方向に開けた海域に吹き込む南西風による吹き寄せ効果が現れていると考えられる。最大偏差時の吹き寄せ効果の寄与率は, 8つの検潮所の中で最も低い60%である。これは伊予灘の水深が比較的深いため, 吹き寄せ効果が現れにくいことも影響している。松山の最大偏差は, 吸い上げ効果の影響も比較的大きくなることに特徴がある。

#### ④ 燧灘 (検潮所：高松, 宇野)

高松では22時23分に最大偏差1.33 mが観測された(第2図, 第2表)。モデルは22時30分に最大偏差1.08 mであり(第9図d, 第3表), 時刻の対応はよい。宇野でも, 実況とモデルの対応は良かった。

高松や宇野で最大偏差を観測した22~23時頃, 毎時風解析・モデル共に燧灘では20 m/s程度の西南西

~南西風である。

したがって燧灘では, 高松・宇野間の島嶼部を壁として西側に開けた海域に吹き込む西寄りの風による吹き寄せ効果が現れたものである。高松での吹き寄せ効果の寄与率は69%であった。吸い上げ効果は, 今治・尾道間の島嶼部の影響で海水の流れが十分でないので, 最低気圧時から2時間程度遅れて最大偏差が出現している。

燧灘では, 西よりの風による吹き寄せ効果に, 遅れて高まってきた吸い上げ効果が重なったことで, 偏差が高くなっている。

なお, この時の風はやや南よりであるので, 高松のように北側が瀬戸内海に面した地点を, 局所的に「吹き寄せ効果」として説明するには無理がある。地形的な固有周期に伴う副振動による可能性も否定はできないが, 計算結果にはそのような振動は見られない。従って, 大局的に東へ吹き寄せられて移動してきた海水が, 高松・宇野間の島嶼部により一時的に堰きとめられて偏差が高くなったものと考えられる。

また, モデルで地形データを変更して今治・尾道間を塞いだ数値実験を行った結果, I同様に吹き寄せ効果による偏差は発生するが, 最大偏差は0.3~0.5 m程度低くなった。このことから, 安芸灘から流れ込む海水が, 燧灘での偏差に影響していることが確認できた。

#### ⑤ 播磨灘 (検潮所：姫路)

姫路では23時50分に最大偏差1.57 mが観測された(第2表)。モデルでは22時50分に最大偏差1.47 mとなっている(第9図e, 第3表)。吹き寄せ効果の寄与率は78%であった。モデルでは, 最大偏差時に播磨灘では南西風が吹いており, 明石海峡付近を壁として南西に開けた海域に吹き込む風による吹き寄せ効果を計算している。毎時風解析では同じ時間帯に紀伊水道から播磨灘にかけて15~30 m/sの南~南南西風を観測していたが, 鳴門海峡は非常に狭く海水の流れは妨げられるため, 太平洋からの流入の影響は小さかったと考えられる。姫路付近では, 南から南西方向の播磨灘の水深及び吹走距離ともにほぼ同一であることから南西風でも南より風でも同様の偏差が表れると推測される。

播磨灘では, 南から南西風の吹き寄せ効果が大きく寄与する。

#### ⑥ 大阪湾 (検潮所：大阪, 神戸)

大阪では, 23時30分に最大偏差1.32 m(第2図,

第2表), 神戸では23時42分に最大偏差1.34 mが観測された(第2表)。モデルでは, 大阪は23時40分に最大偏差1.62 m(第9図f), 神戸は23時30分に最大偏差1.40 mとなっている(第3表)。モデルと毎時風解析では大阪湾の風向に差が見られる。モデルでは, 南西風による吹き寄せ効果で最大偏差が現れており, 湾の奥に位置する大阪が神戸に比べて偏差が大きくなっている。しかし毎時風解析では南西風とはなっておらず, 最大偏差時に大阪湾では20 m/s強の南風が吹いていたために, 大阪と神戸の偏差に差はない。大阪湾も水深が浅いので, 大阪, 神戸での吹き寄せ効果の寄与率は82%, 79%と, 大きな値をとっている。

したがって, 大阪湾も播磨灘と同様に, 本事例では南～南南西風による「吹き寄せ効果」が大きく寄与した現象だが, 南西風による影響も受けやすいと考えられる。

#### 4.4 計算結果と実測に差を生じた要因

数値計算による結果は, 概ね実況と同様な結果が得られたが, 幾つかの相違点がみられた。

門司は, モデルと実況で最大偏差の差が大きい。これは門司が関門海峡に位置し, モデルでは海水の通り抜けが十分表現されていないことが主要因であると思われる。ただし, 関門海峡の通り抜けを表現した場合, 1分の格子間隔では十分な偏差が計算されず, 関門海峡の海水流入のない場合の方が高潮の定性的な傾向はよいので, 門司の偏差は周防灘とのかかわりで基本的に説明できるものと思われる。

また, モデルの風は毎時風解析値より10 m/s程強くなっていること, モデルでは門司付近で東風であるのに対し, 実況では北よりの風になっており, このことも大きめの誤差をもたらした可能性がある。この点については大阪も同様で, 大阪湾での毎時風解析は南よりの風であるのに対して, モデルでは南西となっており, 大阪における過大評価に影響したと思われる。

次にモデル実験では表現されなかった点として, 広島は松山よりも約40分遅く最大偏差を迎えているが, この理由としては防予諸島で海水の流れが妨げられている可能性が挙げられる。また, 紀伊水道ではモデルと毎時下層風解析で風向の差が大きく, 毎時風解析では地形の影響を受けて, 南より風が卓越している。

これらは, 基本的に高潮モデルで台風の風や気圧の場を単純化して与えていることに帰結する。実際の台風は複雑な構造をしていて, 中心付近の風は一様ではなく, 更に周囲の山岳部などの影響を受けるために,

風の分布は単純にはならない。高潮の計算では, これらの「台風から受ける外力」が正しくないと計算結果には必然的に誤差が伴うことになる。精度のよい海上風による計算が今後の課題である。

## 5. 結論

2004年の台風第16号による瀬戸内海の高潮の発生メカニズムについて調べた結果, 以下の3つが明らかになった。

- ① 台風の移動に伴う風向の変化により, 瀬戸内海の湾の形状をした各海域で「吹き寄せ効果」が大きく寄与し, 高潮が発生していた。
- ② 瀬戸内海全体で顕著な高潮が発生したが, その発生メカニズムは各海域で異なっていた。具体的には各海域で下記の特徴がある。

周防灘: 水深が浅いため, 他の海域に比べて吹き寄せ効果が特に大きく寄与していた。また, 南より風による豊後水道からの海水補給も影響している。

広島湾: 台風の中心がすぐ近くを通過し, 南よりの風が長く続いて吹き寄せ効果の強い状態が継続した点が特徴的であった。

伊予灘: 水深が深いため, 吹き寄せ効果の寄与は比較的小さかった。しかし, 吹き寄せ効果と吸い上げ効果のピークがほぼ同じ時間帯に重なったことで高い偏差が現れた。

燧灘: 吸い上げ効果が台風の最接近よりも遅れて現れ, これが西風による吹き寄せ効果のピーク時間帯と重なって偏差が大きくなった。

播磨灘, 大阪湾: 水深が浅く, 南～南西に開けた形をしているため, 吹き寄せ効果が大きく働いた。

- ③ 高潮の発生時刻を見てみると, 瀬戸内海西部では台風の最接近と偏差のピークがほぼ同時であったが, 東部では大きな時間差があり, 特に燧灘付近では実況で2時間以上の差が生じていた。これは, 海水の移動が地形の影響により遅らされるためである。このことから, 瀬戸内海の高潮は, 地形の影響により, 台風の最接近後でも大きな偏差が発生するということが判った。このことは, 防災上でも重要な事であり, 注・警報の発表や対応の際に留意しておく必要がある。

台風第16号のように, 九州に上陸して日本海に抜け

る台風は比較的多いので、同様な高潮は瀬戸内海でしばしば発生していると思われる。今後は、他の台風の事例についても検討を行い、特性を明らかにしていきたい。

#### 謝 辞

この報告は、2005年度の気象研究所・高松地方気象台による地方共同研究「2004年の台風16号による瀬戸内海の高潮に関する数値解析的研究」によって得られた成果を主として、気象研究所の融合型経常研究「上陸台風の構造変化過程とそれに伴う暴風、豪雨、高潮の発生に関する研究」の成果を一部加えて、まとめたものである。本研究の実施にあたり、大野久雄高松地方気象台長からは数々のコメントと激励を受けたことについて、ここに感謝の意を表す。

また、一部のデータは、気象研究所の「平成16年上陸台風に関する緊急研究」において収集したデータを用いており、データを提供された関係機関に謝意を表

する。

#### 参 考 文 献

- 荒川秀俊, 吉武素二, 1935: 室戸台風調査報告, 347-361.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon, *Geophysical Magazine*, **23**, 437-451.
- 気象庁, 2000: 平成11年(1999年)台風第18号高潮災害調査報告, 気象庁技術報告, **122**, 168pp.
- 小西達男, 1995: 台風9119号による瀬戸内海西部の高潮一検潮資料, 浸水資料の解析及び現地調査結果一, *海と空*, **70**, 171-188.
- Konishi, T. and Y. Tsuji, 1995: Analyses of Storm Surges in the western part of the Seto Inland Sea of Japan caused by Typhoon 9119, *Continental Shelf Res.*, **15**, 1795-1823.
- 高野洋雄, 2000: 1999年台風第18号による高潮とそのメカニズム, *月刊海洋*, **32**, 763-770.
- 宮崎正衛, 2003: 高潮の研究. その実例とメカニズム, 成山堂書店, 61-68.

---

### The Mechanism of the Storm Surges in the Seto Inland Sea Caused by Typhoon Chaba (0416).

Nadao KOHNO\*, Kazuo KAMAKURA\*\*, Hiroaki MINEMATSU\*\*\*, Yukihiro IOKA\*\*, Kazuhisa HISASHIGE\*\*, Eichi SHIMIZU\*\*, Yuichi SATO\*\*, Akifumi FUKUNAGA\*\*, Yoshihiko TANIWAKI\*\* and Keiichi TANIJO\*\*

\* (Corresponding Author) Typhoon Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba, 305-0052, Japan.

\*\* Takamatsu Local Observatory.

\*\*\* Takamatsu Local Observatory (Present affiliation: Marine Division, Japan Meteorological Agency).

(Received 8 May 2006; Accepted 11 September 2006)

---