

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

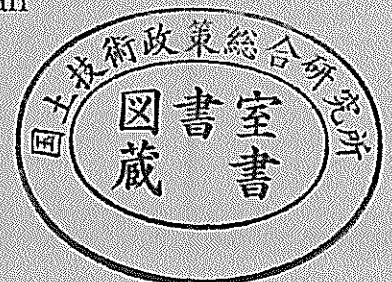
No.1103 September 2005

2004年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算

河	合	弘	泰
本	多	和	彦
富	田	孝	史
柿	沼	太	郎

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan



目 次

要 旨	3
1. まえがき	4
2. 2004年の台風と高潮の特徴	4
2.1 台風の発生・上陸個数	4
2.2 日本に上陸した台風のコースと諸元	8
2.3 高潮の観測値	10
3. 高潮の予測計算	12
3.1 予測計算の方法	12
3.2 台風0410号時の高潮予測計算	14
3.3 台風0416号時の高潮予測計算	16
3.4 台風0418号時の高潮予測計算	17
3.5 台風0422号時の高潮予測計算	20
3.6 高潮予測に関する今後の課題と改良案	21
4. 高潮の追算	23
4.1 追算の方法	23
4.2 台風0410号による高潮の追算	25
4.3 台風0416号による高潮の追算	26
4.4 台風0418号による高潮の追算	28
4.5 台風0421号による高潮の追算	30
4.6 高潮追算のまとめと今後の課題	31
5. 結論	33
6. あとがき	33
謝辞	34
参考文献	34

Characteristic of Typhoons in 2004 and Forecasting and Hindcasting of Their Storm Surges

Hiroyasu KAWAI*
Kazuhiko HONDA**
Takashi TOMITA***
Taro KAKINUMA****

Synopsis

In 2004, ten typhoons landed on Japanese main islands and some of them triggered severe storm surge and wave-induced disasters. This paper presents the characteristic of the major typhoons and storm surges and discusses on the accuracy of a typical storm surge simulation model from the view of real-time forecasting and hindcasting. The major conclusions are as follows:

- (1) The number of the typhoon landfalls may be related with the latitude of the origin of the typhoons and the layout of atmospheric systems around Japan. The radius of the maximum wind speed of Typhoons 0421 and 0422 is smaller than the average over these several decades and that of Typhoons 0416 and 0418 is quite larger.
- (2) Typhoons 0416, 0418, and 0421 caused severe storm surges in bays locating between the west coast of the Kyushu Island and the southeast coast of the Honshu Island. The magnitude of the storm surge due to Typhoon 0418 exceeded 2 meters in Ariake, Suo-nada, and Hiroshima Bays.
- (3) Exact estimation of typhoon parameters is most essential for precise storm surge forecasting. The marine surface wind field considering super gradient wind and the effect of land topography is examined as an input for storm surge hindcasting.

Key Words: typhoon, radius of maximum wind speed, storm surge, storm surge forecasting, numerical model

* Head, Marine Hydrodynamics and Storm Surge Division, Marine Environment and Engineering Department
** Project Researcher, Tsunami Research Center
*** Tsunami Research Director, Tsunami Research Center
**** Researcher, Tsunami Research Center
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5049 Fax : +81-46-844-1274 e-mail:kawai@pari.go.jp

2004年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算

河合 弘泰*
本多 和彦**
富田 孝史***
柿沼 太郎****

要 旨

2004年には史上最高となる10個の台風が日本列島に上陸し、その多くは日本沿岸に顕著な高潮・高波災害を引き起こした。そこで、主要な台風とその高潮の特性を明らかにする一方で、台風接近時の予測計算と事後の再現計算という2つの観点から既往の高潮数値計算モデルの精度を検証し、今後の課題について整理した。その主要な結論は以下の通りである。

(1) 2004年の台風の発生位置や日本列島周辺の気圧配置も、台風の上陸個数を増やす要因になったと思われる。上陸した台風の中心気圧と最大風速半径の関係を調べてみると、台風0421号や0422号の最大風速半径は既往台風の平均よりも小さく、台風0416号や0418号の最大風速半径は非常に大きかった。転向せずに上陸したり紀伊半島沖で発生する稀な台風もあった。

(2) 九州西岸では台風0418号、瀬戸内海は台風0416号や0418号、四国南岸、紀伊半島、伊勢湾、東京湾の周辺では0423号によって、顕著な高潮が発生した。特に台風0418号は、有明海、周防灘、広島湾に2m以上の高潮偏差を発生させた。

(3) 高潮予測という観点では、本論文で用いた高潮推算モデル自体の精度は概ね十分であり、むしろ台風の予測誤差が高潮の予測誤差を大きくしている。その解決策の一つとして、中心気圧の経時変化に対応して最大風速半径を予測する方法を提案した。また、高潮追算という観点からは、超傾度風や三次元MASCONモデルで陸上地形の影響を考慮した海上風を用いて高潮偏差を推算し、その精度を検討した。

キーワード：台風，最大風速半径，高潮，高潮予測，数値計算モデル

* 海洋・水工部海洋水理・高潮研究室長
** 津波防災研究センター特任研究官
*** 津波防災研究センター主席津波研究官
**** 津波防災研究センター特別研究員
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所
電話：046-844-5049 Fax：046-844-1274 e-mail:kawai@pari.go.jp

1. まえがき

日本列島は台風の通り道に位置するため、古くから特に太平洋側の内湾で顕著な高潮が発生してきた。1934年の室戸台風は大阪湾に、1945年の枕崎台風は西日本に、1949年のキティ台風は東京湾に、そして1953年の台風13号と1959年の伊勢湾台風はともに伊勢湾に顕著な高潮を発生させた。特に後者の2回の高潮による災害を契機として、各湾域では伊勢湾台風など代表的な台風に対する高潮が計算された。それに基づいて設計潮位が定められ、堤防など高潮対策施設が築造された。そのおかげでそれから約40年にわたり顕著な高潮災害は起きなかったが、1999年に台風9918号が八代海や周防灘の沿岸に甚大な高潮・高波災害を発生させた（河合ら、2000；高橋ら、2000；永井ら、2000；橋本・真期、2000；平石ら、2000；柳嶋ら、2000）。高潮を直接の原因とする死者が出たのは、全国的にも伊勢湾台風以来のことであった。

さらに、2004年には、1951年以降で史上最高となる10個の台風が日本に上陸し、その多くは顕著な高潮・高波災害をもたらした。九州沿岸や瀬戸内海西部では台風9918号に続く大災害となり、瀬戸内海中央部では数十年ぶりと言われる大災害になった。例えば、高松市や倉敷市では高潮等による浸水で死者も出た。また、これまで台風による被害はほとんどないと考えられてきた北陸～北海道の日本海沿岸でも、多大な被害が生じた。

そこで本研究では、①なぜ台風の上陸個数がこれほど多かったのか、②上陸した台風に関係する特徴はあるのか、③実際にどのような高潮が生じたのか、④従来からの高潮予測・再現計算（追算）法でどこまで再現できるか、という疑問に少しでも答えるため、まず、2004年の台風の発生位置や、上陸した台風と高潮の特徴を整理した（第2章）。また、2001年以来、港湾空港技術研究所では台風接近時に、気象庁の台風予想に基づいて台風の進路をいくつか仮定し、それらに対する高潮の予測計算を試みてきた（河合ら、2004；河合・富田、2004）。そこで、2004年の事例を紹介するとともに、高潮予測技術に関する今後の課題を整理した（第3章）。さらに、台風通過後に台風のパラメータを解析し、3種類の海上風を用いて高潮の比較計算を行った（第4章）。

2. 2004年の台風と高潮の特徴

2.1 台風の発生・上陸個数

図-2.1に示すように、2004年には6～10月にかけて0404、0406、0410、0411、0415、0416、0418、0421、0422、

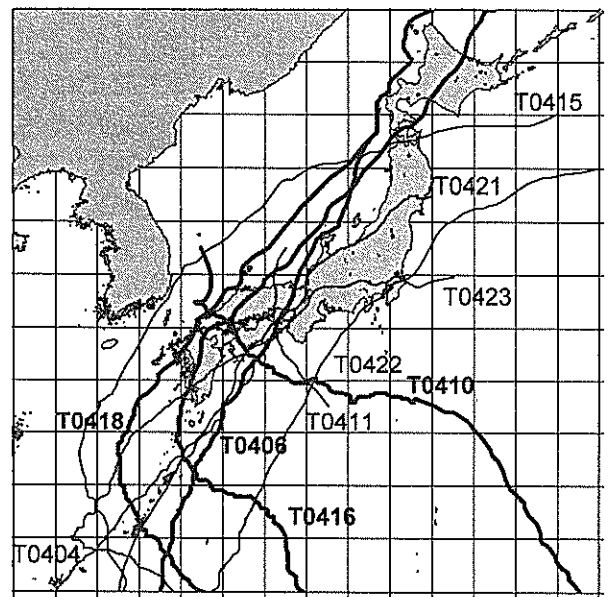


図-2.1 2004年に上陸した台風のコース

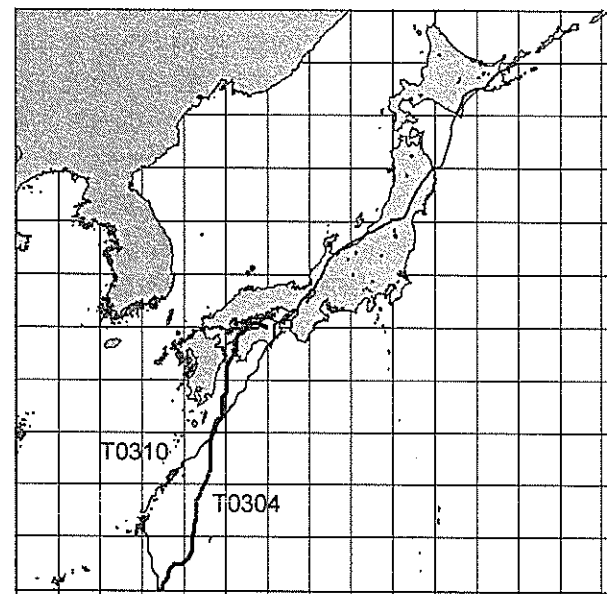


図-2.2 2003年に上陸した台風のコース

0423号の10個の台風が上陸した（台風の中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した）。この上陸個数は図-2.2に示す2003年の2個と比べて非常に多く、コースも様々であった。

(1) 台風の発生・上陸個数

図-2.3は1951～2004年における台風の発生・上陸個数の経年変化を示す。まず、台風の発生個数には不規則な年変動がある。1995年以降は、1950年代と同じ30個以下の少ない年が続いてきた。1951～2003年の平均は

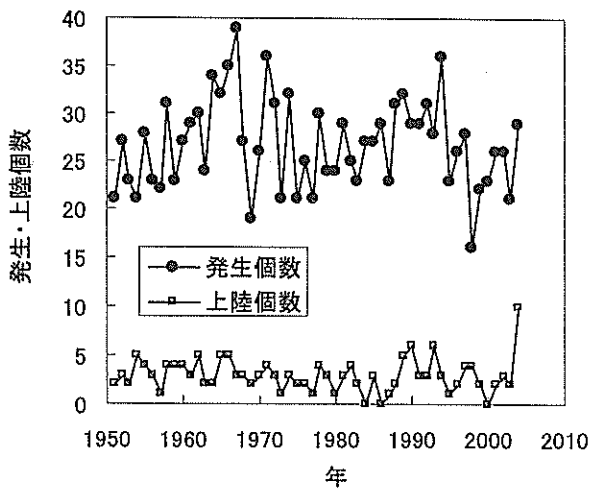


図-2.3 台風の発生・上陸個数の経年変化

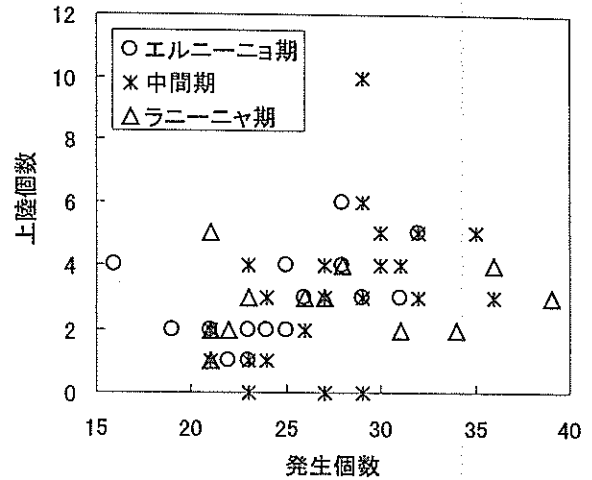
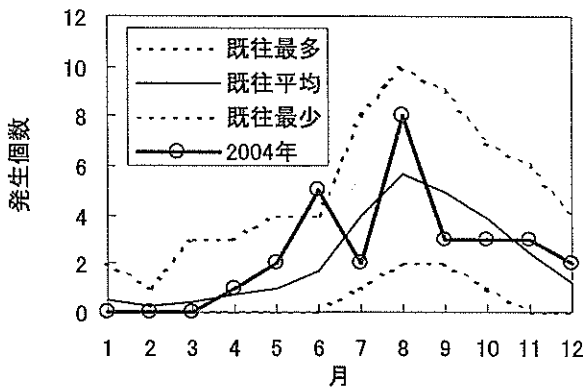
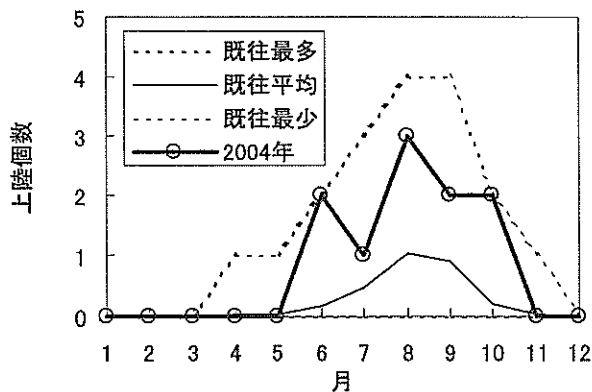


図-2.5 台風の発生個数と上陸個数の関係



(a) 発生時期



(b) 上陸時期

図-2.4 台風の月別の発生・上陸個数

26.7個、最多は1967年の39個、最少は1998年の16個である。これらのことから考えると、2004年の29個という発生個数は、ほぼ平常並みであったといえる。一方、上陸個数にも不規則な経年変動があり、1951~2003年に

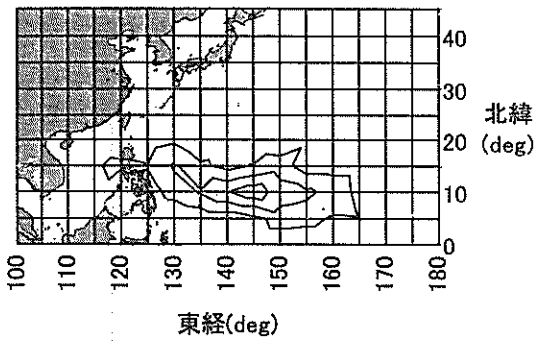
おける平均は2.8個、最多は1990年と1993年の6個、最少は1984年、1986年、2000年の0個であった。ところが、2004年は10個に達し、史上最多を記録した。

図-2.4は台風の発生・上陸個数を月別に整理したものである。2004年の発生個数は、平年に比べて6月と8月に集中しており、6月の発生個数としては既往最多を記録した。上陸個数は全体的に平年より多く、6月と10月の2個はそれぞれ既往最多に並ぶ記録であり、8月の3個も多い。このような2ヶ月周期とも思われる変動と、赤道付近における大規模な気象や海洋の変化との関連性についても、詳細な検討が必要と思われる。

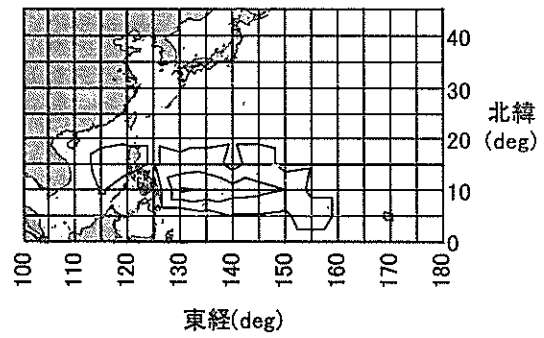
図-2.5は台風の発生個数と上陸個数の関係を、①エルニーニョ期、②中間期、③ラニーニャ期、に分けて整理したものである。エルニーニョ期やラニーニャ期について世界共通の定義はないが、ここでは気象庁による分類を参考に、以下のように1年単位で分類してみた。

- ①エルニーニョ期：1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982-1983, 1987, 1991-1993, 1997-1998年
- ②中間期：エルニーニョ期とラニーニャ期以外の年
- ③ラニーニャ期：1954-1956, 1964, 1967, 1970-1971, 1973, 1975, 1985, 1988, 1999年

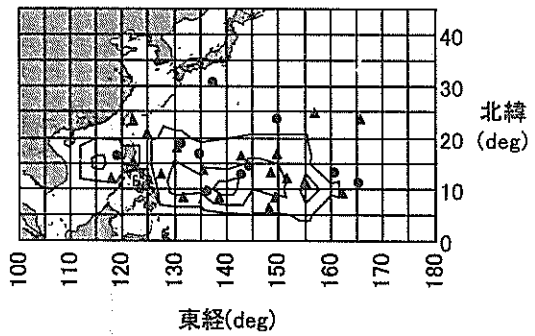
この分類に基づくと、エルニーニョ期、中間期、ラニーニャ期における台風の平均発生個数は、それぞれ25.1個、27.6個、27.4個となった。しかし、これら3つの期間の差は各年の変動に比べて非常に小さく、例えば「今年はラニーニャ期だから台風の発生個数が大幅に増える」とまでは言い切れない。また、上陸個数は発生個数とあまり相関性がなく、どのような発生個数であっても5個程度の上陸は珍しくない。すなわち、発生個数以外の要因が上陸個数を大きく左右している。



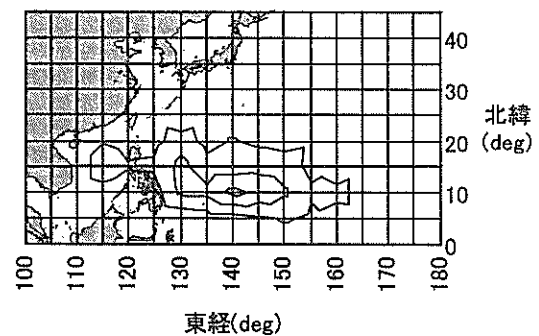
(a) エルニーニョ期



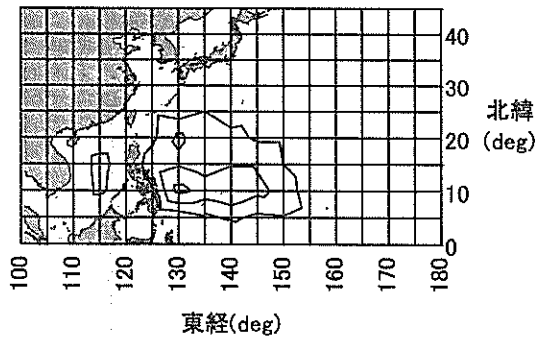
(a) 上陸個数が0~1個の年



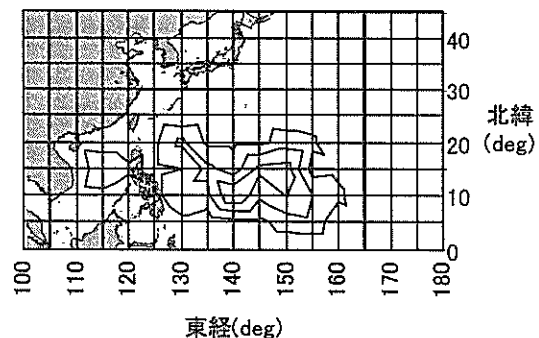
(b) 中間期



(b) 上陸個数2~4個の年



(c) ラニーニャ期



(c) 上陸個数5個以上の年

図-2.6 エルニーニョ/ラニーニャ期の台風の発生位置

図-2.7 上陸個数別の台風の発生位置

(2) 台風の発生緯度

図-2.6は、エルニーニョ期、中間期、ラニーニャ期に分けて、台風の発生位置の確率密度分布を示したものであり、コンターの間隔は0.02個/年/deg²である。台風の発生しやすい海域は、エルニーニョ期に東寄り、ラニーニャ期には西寄りになる。最も発生確率が高いのは、エルニーニョ期に東経145°、北緯10°付近、中間期に東経140°、北緯10°付近、ラニーニャ期には東経130°、北緯10°付近である。

2004年は中間期に属するので、図(b)に●印で上陸した台風の発生位置、▲印で上陸しなかった台風の発生位置を

示す。2004年の台風の発生位置は、経度では中間期の平均的な範囲にあるが、20°より高緯度でも発生した。その中でも台風0411号は、紀伊半島沖の北緯31.1°で発生し、994hPaまで発達した後、996hPaで徳島県に上陸した。2004年は例年より日本列島周辺の海水温が高い傾向にあり、これも台風の発生に寄与したと考えられる。なお、日本近海の北緯31°以北で発生した台風は5512号以来である。この5512号は、長江河口付近の東シナ海で発生して990hPaまで発達した後、996hPaで長崎県に上陸して南下する、特異なコースを通った。

次に、台風の発生緯度が高いことと日本への上陸個数

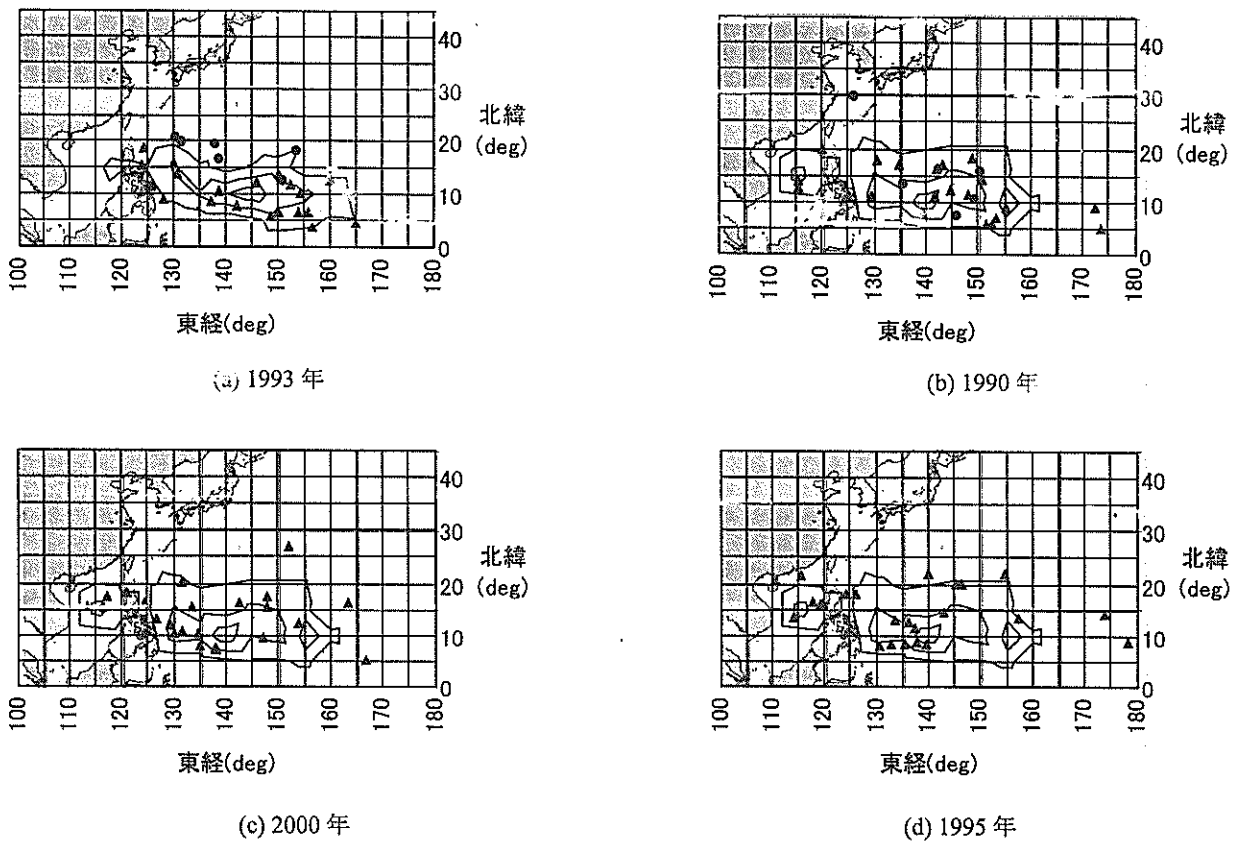


図-2.8 代表的な年の台風の発生位置

表-2.1 2004年の台風の特徴

番号	台風名称	最盛期		上陸時					高潮・高波の被害							主要な高潮偏差(m)			
		中心気圧(hPa)	月日	都道府県	中心気圧(hPa)	最大風速(m/s)	進路	進行速度(km/h)	沖縄	九州	四国	中国	近畿	東海	関東		北陸	東北	北海道
T0404	Conson	994	6/11	高知	998	18	NNE	45											なし
T0406	Dianmu	915	6/21	高知	965	35	NNE	50											大阪1.5, 神戸1.4, 東京1.3
T0410	Namtheun	945	7/31	高知	980	35	NW	20			○	○							浦神1.0
T0411	Malou	994	8/4	徳島	996	20	NNW	30											なし
T0415	Megi	970	8/20	青森	975	30	ENE	30							○	○			能登1.1
T0416	Chaba	910	8/30	鹿児島	950	40	N	25	○	○	○						○	三田尻1.9, 種子島1.8, 宇部1.8	
T0418	Songda	925	9/7	長崎	945	40	NE	40	○	○	○								大浦2.1, 宇部2.1, 三田尻2.0
T0421	Meari	940	9/29	鹿児島	970	30	NE	30	○										石占屋1.3, 大阪1.0
T0422	Maon	920	10/9	静岡	950	40	NE	60					○						御前崎1.2
T0423	Fokage	940	10/20	徳島	955	40	NNE	50			○								室戸岬2.1, 種子島2.0, 土佐清水1.9

との相関性について、もう少し調べてみた。図-2.7は、1951~2004年の各年を上陸個数が0~1個、2~4個、5個以上の3段階に分類し、それぞれの場合における台風の発生位置の出現確率分布を求めた結果である。台風の上陸個数が0~1個となった年には東経130°~145°、北緯10°付近で最も多く発生していたのに対し、上陸個数が5個以上となった年には東経140°~150°、北緯16°~15°で最も多く発生していた。

図-2.8は最近で上陸個数の多かった1993年(上陸個

数:6個、エルニーニョ期)と1990年(6個、中間期)、逆に少なかった2000年(1個、中間期)、1995年(0個、中間期)における台風の発生位置を示す。この図において、実線はエルニーニョ期または中間期の平均的な台風の発生確率、●印は上陸した台風の発生位置、▲印は上陸しなかった台風の発生位置である。1993年と1990年の発生位置は、図-2.6(b)で示した2004年ほど高緯度では発生していない。また、1990年と1995年は、東経170°~180°で発生した一部の台風を除くと、中間期の平均的

な台風の発生確率分布に概ね沿って発生している。

以上のように、2004年の台風には発生位置が高緯度という特徴があり、逆説的ではあるが、過去約半世紀において上陸個数の多い年は発生位置も高緯度という若干の傾向も見られた。しかしながら、発生緯度が上陸個数を決定づけるものではなく、その他の要因も大きく関わっていると考えられる。

2.2 日本に上陸した台風のコースと諸元

(1) 台風のコース

図-2.1に示したように、2004年には10個の台風が日本に上陸し、そのうち8個が九州または四国に上陸した。その代表諸元を表-2.1に示す。

これらの台風の中には非常に特徴的なものがある。まず、台風0410号は四国に東側から上陸して北西に進んだ。台風は一般に沖繩くらいの緯度で北西進から北東進に転向するが、転向前に四国へ上陸するのは非常に珍しい。過去半世紀で似たコースを通った台風には、図-2.9に示す台風6207号と7209号があり、これらが近畿または九州に接近したときの中心気圧は約970hPaであった。また、前述のように、台風0411号は紀伊半島沖で低気圧から台風が変わった。日本列島の近傍で台風が発生するのは非常に稀である。

台風0416号や0418号は、九州に上陸した後、日本海を通過して北海道に上陸または接近するコースを通った。これまでの類似台風としては、図-2.10に示すように、5415号(洞爺丸台風)、9119号(りんご台風)、9918号

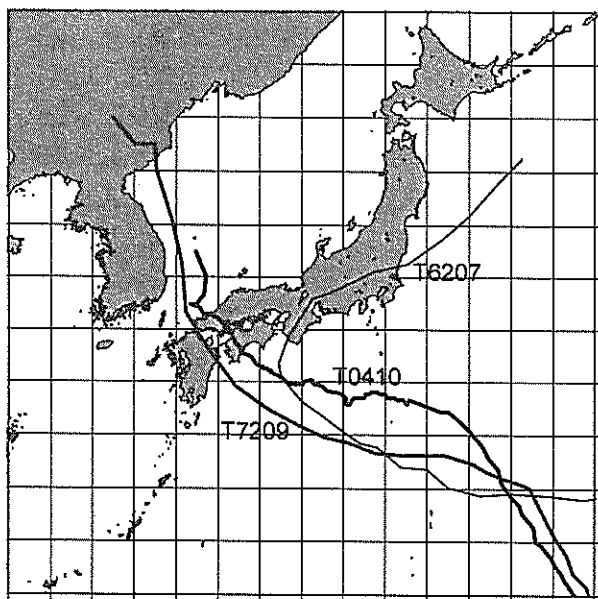
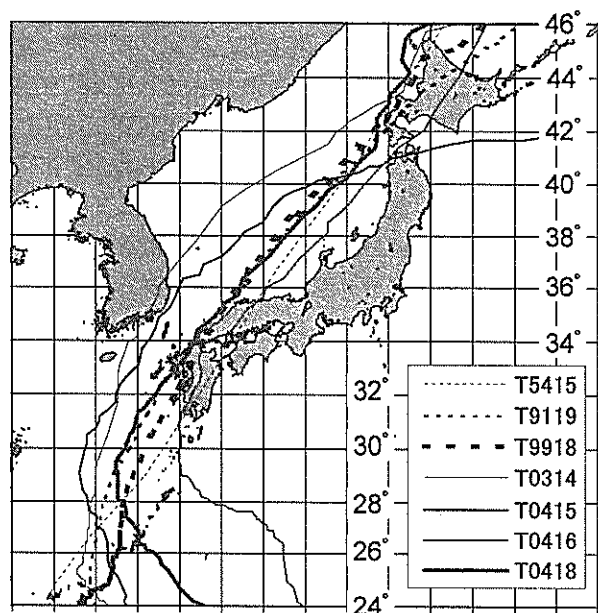


図-2.9 台風0410号に似たコースの台風

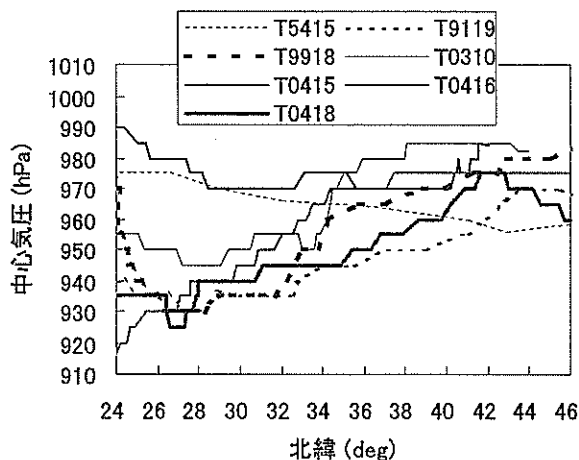
などがあり、意外にも1960～1980年代には存在しない。これらの台風は日本海へ抜けても勢力が維持された。

図-2.11は台風の典型的な発生位置とコースを示す。6～7月には、台風の発生位置が低緯度に限られ、中緯度偏東風の影響を大きく受けて、フィリピン、中国、韓国に向かうものが多い。8～9月には台風が高緯度でも発生するようになり、小笠原気団(太平洋高気圧)の縁に沿って北上し、日本に上陸しやすくなる。10～12月には再び台風の発生位置が低緯度に限られ、フィリピンの方に向かうか、北上しても小笠原気団がないので大きく転向して、日本には上陸しないことが多い。

さて、2004年には、図-2.6に示したように台風が高緯



(a) コース



(b) 中心気圧の変化

図-2.10 台風0416号、0418号に似たコースの台風

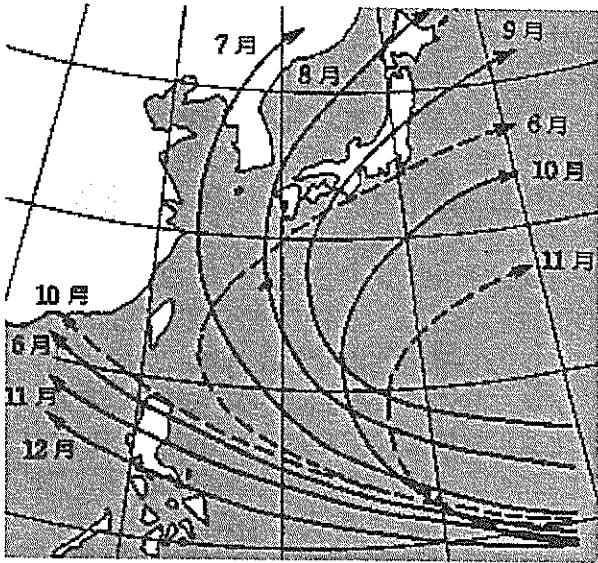
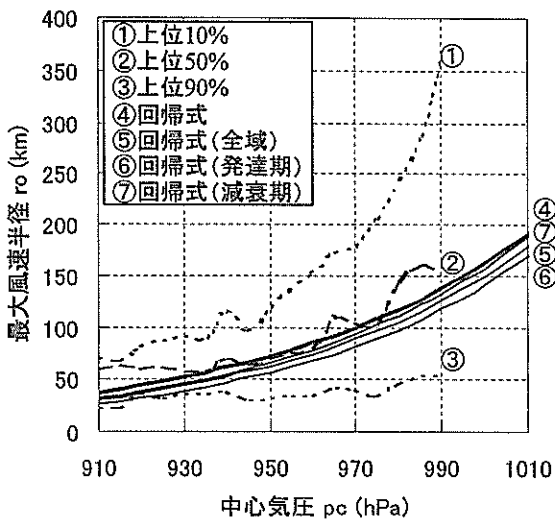
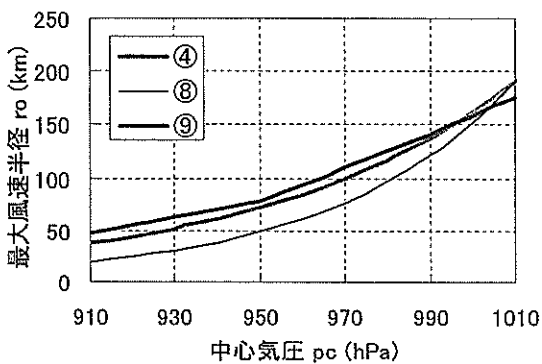


図-2.11 典型的な台風コース (気象庁ホームページ)



(a) 既往台風の最大風速半径の分布



(b) 既往の経験式との比較

図-2.12 中心気圧と最大風速半径の関係

度で発生した。さらに、小笠原気団の勢力が非常に強く、日本列島の東部まで及んでいた。これらの要因が重なって、日本に台風が集中したものと考えられる。

(2) 台風の半径

台風の気圧分布は中心気圧と最大風速半径の2つのパラメータで表現でき、経験的には次式で表される Myers の式 (Myers and Malkin, 1961) がよく用いられている。

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (2.1)$$

ここに、 p は中心から距離 r だけ離れた点の気圧、 p_c は中心気圧、 Δp は気圧深度、 r_0 は最大風速半径である。

図-2.12(a)は、1951~1999年に発生した台風の最大風速半径を中心気圧に対して整理した結果を示す。①~③は、台風が減衰しながら日本列島の周辺を通過しているときに限った、最大風速半径の上位10%、50%、90%の値である。最大風速半径は中心気圧に対して幅広い分布を持っており、①上位10%は②上位50%の2倍程度、③上位90%は②上位50%の半分程度の値になっている。④は最大風速半径を対数にして求めた回帰式であり、

$$r_0 = 94.89 e^{\frac{p_c - 967.0}{61.50}} \quad (2.2)$$

で表される。なお、⑤は台風が日本列島の周辺だけでなく遠く離れた太平洋上を進んでいたときの値も含めて回帰した式、⑥と⑦は⑤を台風の発達期と減衰期に分けて回帰した式である。⑥と⑦の違いから、同じ中心気圧でも減衰期には発達期より最大風速半径がやや大きいことが分かる。なお、図-2.12(b)に示すように、今回求めた

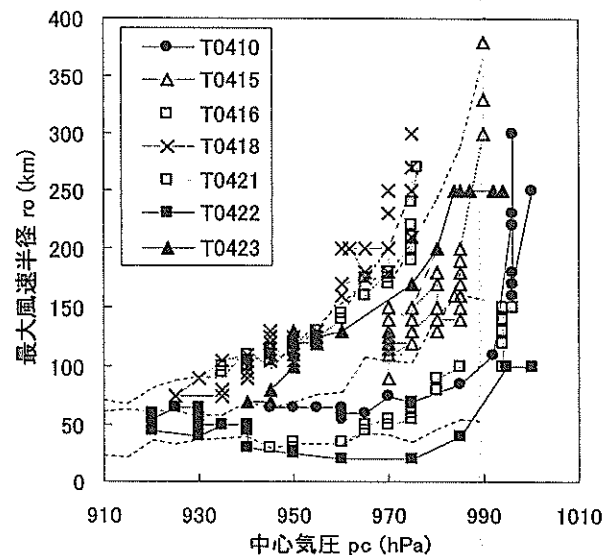


図-2.13 2004年の台風の中心気圧と最大風速半径の関係

④の回帰式は、⑧財団法人日本気象協会（未公開資料）によるもの（北野ら，2002 に掲載），⑨後述する高潮予測で用いてきたもの，と大差はなく，中心気圧が高くなるほど最大風速半径は大きくなっている。

図-2.13 は，2004 年に日本へ上陸または接近した代表的な台風について，中心気圧と最大風速半径の関係を示す。日本列島にある程度接近した後の値のみを示しているのので，これらは概ね減衰過程にある台風の諸元を示していると考えることができる。図中の波線は，図-2.12(a) に①～③で示した上位 10%，50%，90%の値である。最大風速半径は台風ごとに大きく異なり，台風 0410，0421，0422 号の最大風速半径は平均的な台風よりも小さかった。特に台風 0422 号は，上位 90%よりも小さい，非常に珍しい台風であった。逆に，台風 0415，0416，0418，0423 号は最大風速半径の大きな台風であり，特に台風 0418 号は上位 10%より大きかった。なお，何れの台風の最大風速半径も，上位 10%，50%，90%の線に対し概ね

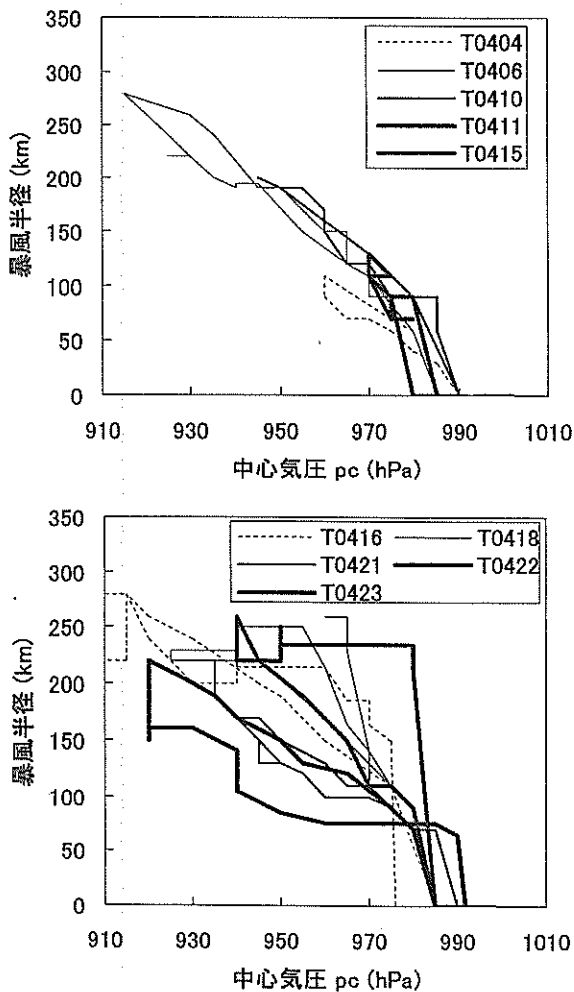


図-2.14 2004 年の台風の中心気圧と暴風半径の関係

平行な曲線を描いて変化している。平均より大きな台風がある時から急に小さくなることは，少なくともここに示した台風の中では見られない。すなわち，高潮予測において，ある台風の最大風速半径を天気図などから一度求めておき，それをもとにその後の最大風速半径を推定すれば，実際に近い値を予測できる可能性がある。

図-2.14 は中心気圧に対する暴風半径（レーダー観測による風速 25m/s 以上の領域の範囲）の変化を，台風の発生から消滅まで示す。暴風半径には発達期と減衰期による違いがあり，ここに示した台風では発達期に暴風半径の広いものが多い。

2.3 高潮の観測値

図-2.15～2.16 は，2004 年に概ね 0.5m 以上の高潮偏差が観測された地点において，最大高潮偏差がどの台風によって記録されたかを分類したものである。九州西岸は台風 0418 号，瀬戸内海西部は 0416 号や 0418 号，瀬戸内海中部は 0416 号，瀬戸内海東部は 0406 号，四国南岸，紀伊半島，伊勢湾，東京湾の周辺は 0423 号，駿河湾の周辺では 0422 号，本州の日本海側では 0415 号，北海道西岸では 0418 号によって，最大の高潮偏差が生じた。

図-2.17 は，最高潮位の分布を示す。九州南岸では台風 0416 号，九州西岸では 0415 号または 0416 号，四国南岸では 0416 号または 0423 号，瀬戸内海では 0416 号，北陸では 0415 号が高くなっている。高松や宇野では既往最高潮位を記録した。なお，最高潮位は必ずしも最大高潮偏差のときに生じたものではない。

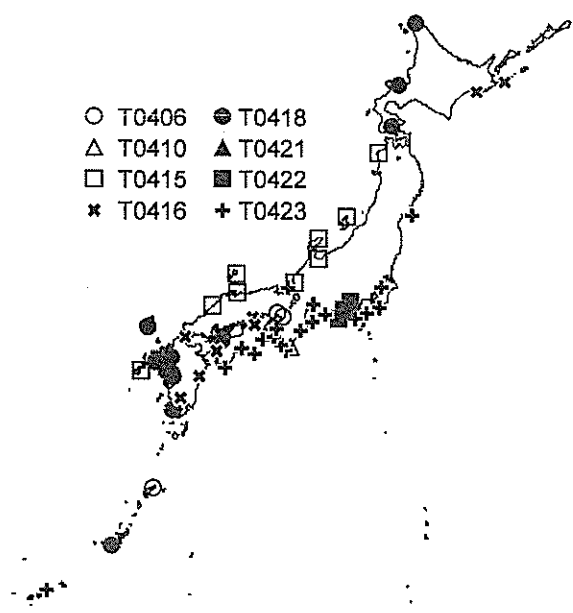


図-2.15 最大高潮偏差を発生させた台風

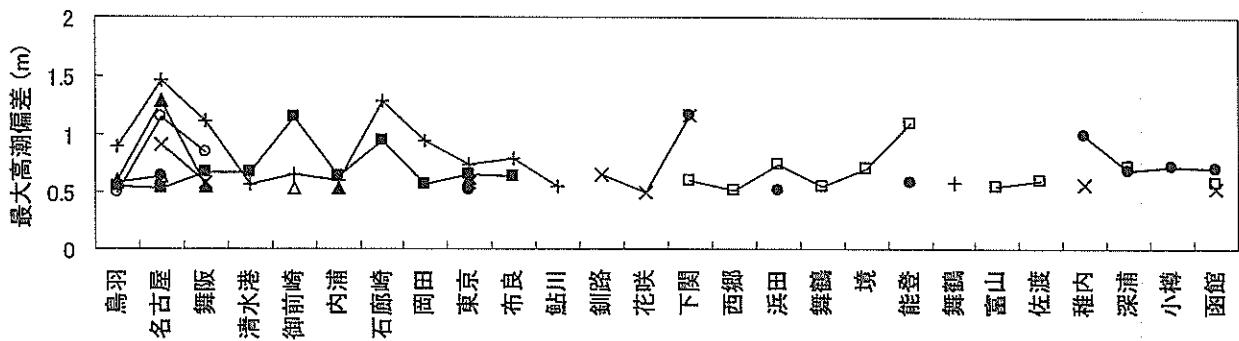
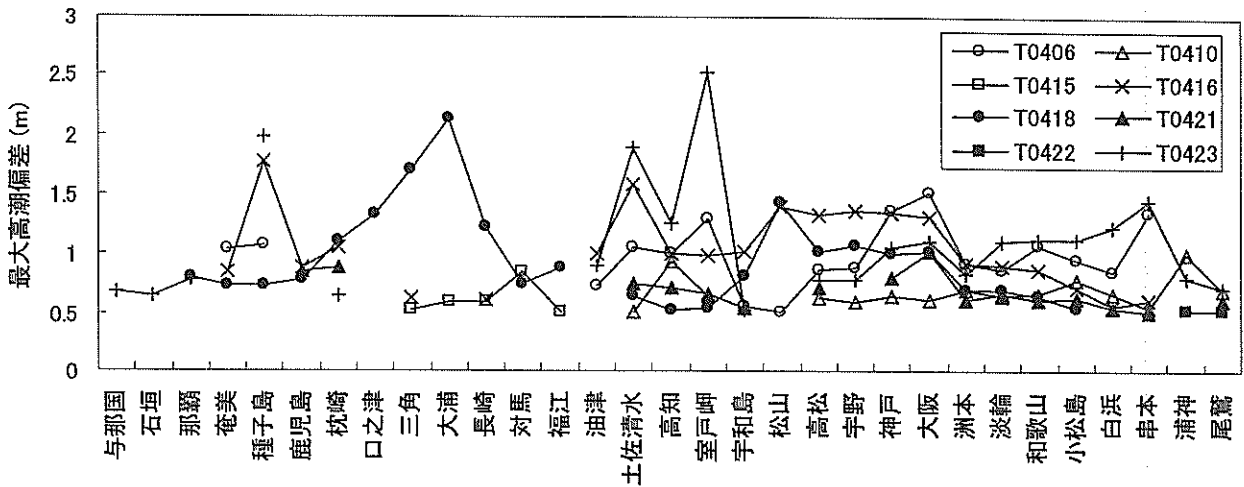


図-2.16 最大高潮偏差の分布

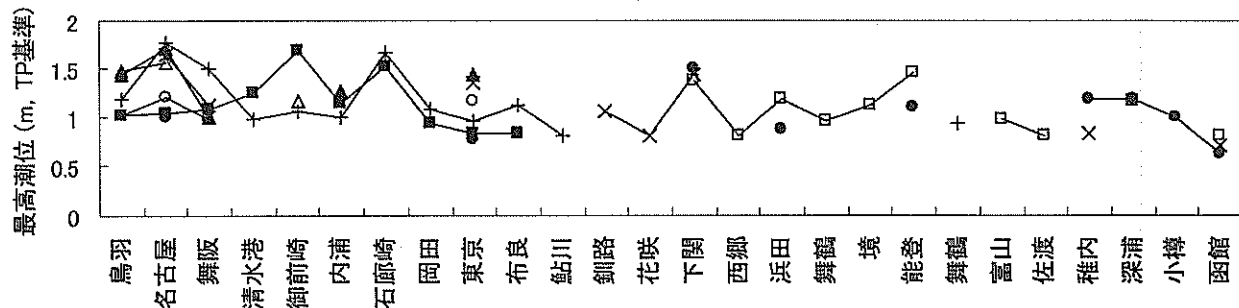
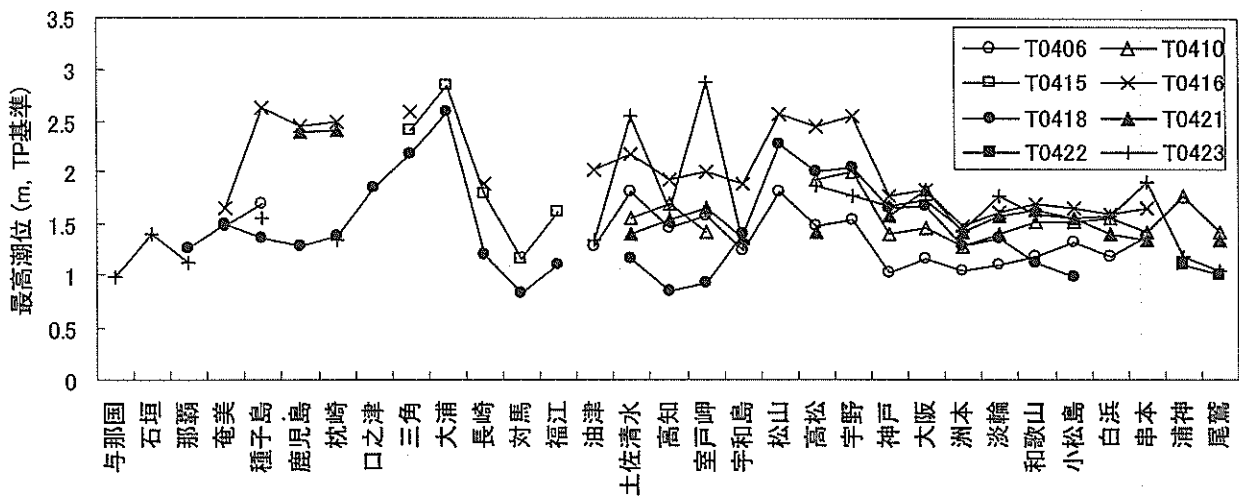


図-2.17 最高潮位の分布

3. 高潮の予測計算

3.1 予測計算の方法

港湾空港技術研究所では 2001 年以來、高潮のリアルタイム予測に関わる基本技術の確立を目的として、顕著な高潮が九州～関東地方の内湾に発生する可能性ができた時に、高潮の予測計算を試みてきた(河合・富田, 2004)。

2004 年も図-3.1(a)に示す 9 個の台風について、台風が○印の位置に到達した時の台風予報円に基づいて、高潮予測計算を行った。これらの位置は、九州～関東にある内湾で高潮が発生する少なくとも 1 日前をめどに選んだものであり、北緯 24°～32°の範囲にある。

(1) 台風の進路

気象庁では、図-3.1(b)に示すような台風進路の予報円を 6 時間毎に発表している。そして、この予報円の左端、中心、右端、前端(台風が速く進行)、後端(遅く)を貫く、合計 5 つのコースに対して、高潮の予測計算を行っている。これに対し本研究では、左端、中心、右端を貫く 3 つのコースの中からまず、九州～関東地方にある内湾の何れかに顕著な高潮が発生させられると思われるものを絞り込んだ。そして、予報円の直径が大きな場合には、左端と中心の間あるいは中心と右端の間の 2～4 等分点を貫くコースを追加した。予報円の中心を貫くコースは最確値として重要であり、また、発生し得る最大値も防災に必要である。

(2) 気圧と風の場合

台風の各時刻における中心の緯度・経度と海面気圧は、気象庁による実況値、12 時間先、24 時間先、48 時間先、72 時間先の予測値をもとに、時間に対して直線内挿して与えた。

台風の気圧分布には Myers の分布を仮定した。

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (3.1)$$

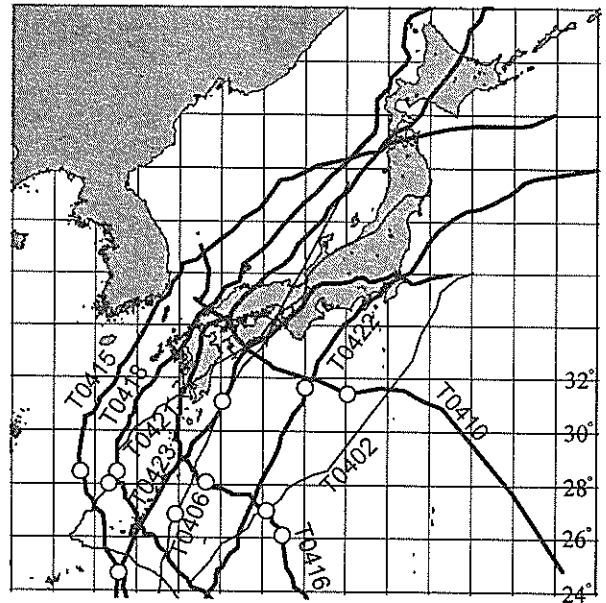
ここに、 p は台風の中心から距離 r だけ離れた点の気圧、 p_c は中心気圧、 Δp は気圧深度である。また、 r_0 は最大風速半径であり、過去の中心気圧と平均的な最大風速半径との関係(図-2.12(b)の③)から与えた。

海上風は気圧傾度風と場の風がベクトル合成されたものとし、その傾度風の成分 U_1 は次式により与えた。

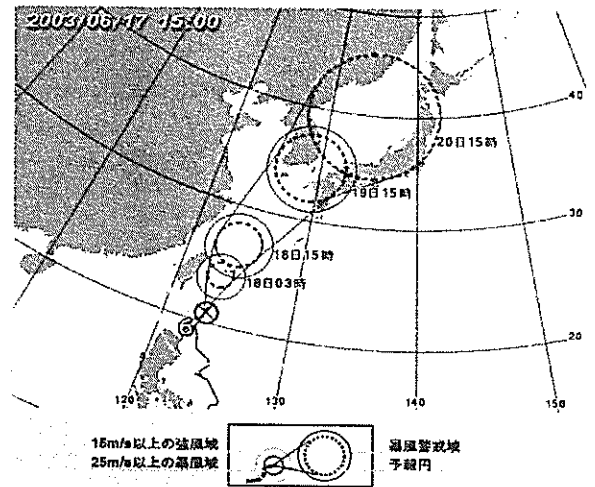
$$U_1 = C_1 U_{gr} \quad (3.2a)$$

$$U_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta p}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \quad (3.2b)$$

ここに、 C_1 は経験的な低減係数であり、本研究では 0.66



(a) 高潮予測を対象とした台風



(b) 気象庁の台風予報円の例(気象庁ホームページ)

図-3.1 台風のコース

を基本とした。 U_{gr} は自由気圧における風速、 f はコリオリの係数 ($= 2\omega \sin \phi$, ω : 地球自転の角速度 $= 7.29 \times 10^{-5}$ rad/s, ϕ : 緯度)、 ρ_a は大気密度 ($= 1.22 \text{ kg/m}^3$) である。その風向は、自由気圧に比べ台風の中心側に 30deg 偏向しているとした。

一方、場の風成分 U_2 は次式によって与えた。

$$U_2 = C_2 \frac{U_1(r)}{U_1(r_0)} V_T \quad (3.3)$$

ここに、 C_2 は経験的な低減係数であり、本研究では 0.66 を基本とした。 V_T は台風の進行速度である。この成分の向きは台風の進行方向と同じと仮定した。

(3) 流れの計算

海面気圧の変動や風によって生じる海水の流れは、単層の線形長波方程式に基づく数値計算モデルで計算した。その基礎方程式は以下の通りである。

$$\frac{d\eta}{dt} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} = & fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \\ & + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3.5a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} = & -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \\ & + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3.5b)$$

ここに、 t は時刻、 M, N はそれぞれ x, y 方向の流量フラックス、 D は全水深(=静水深 h +高潮偏差 η)、 ρ_w は海水の密度、 p_0 は海面気圧、 A_h は水平渦動粘性係数である。

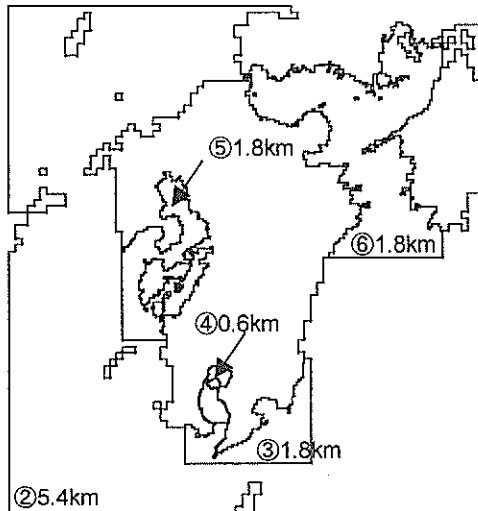
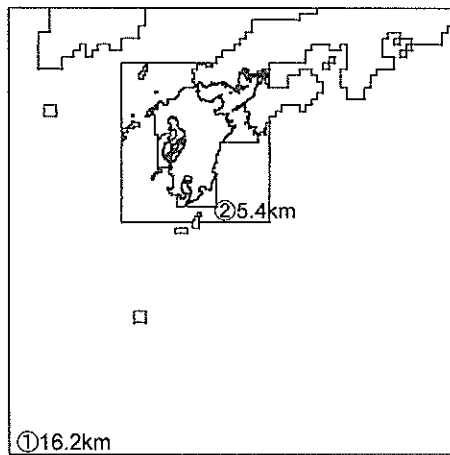


図-3.2 九州周辺の高潮予測に用いる計算領域

また、 τ_{sx} 、 τ_{sy} は x, y 方向の海面せん断応力、 τ_{bx} 、 τ_{by} は x, y 方向の底面せん断応力であり、それぞれ以下のように与えた。

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (3.6a)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (3.6b)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (3.7a)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (3.7b)$$

ここに、 W_x, W_y は海上風速 W の x, y 成分、 n はマンニングの粗度係数である。また、 C_D は海面抵抗係数であり、本多・光易(1980)による式を用いた。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024W)/10^3 & (W < 8) \\ (0.581 + 0.063W)/10^3 & (W \geq 8) \end{cases} \quad (3.8)$$

以上の計算では、天文潮による水位変化や流れを無視し、高潮偏差だけを求める方法をとった。

(4) 計算領域

個々の台風コースに対して日本全域を細かな計算格子で計算するのは非常に効率が悪い。そこで、図-3.2~3.5に示すような九州沿岸、瀬戸内海周辺、伊勢湾周辺、東京湾周辺、の4つの海域に分けた水深格子データをあら

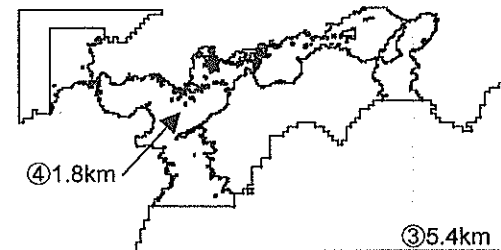
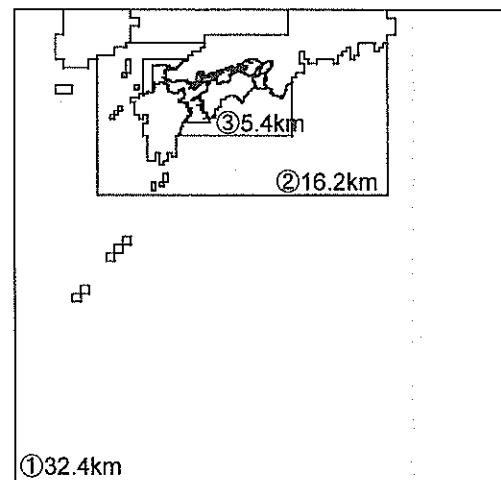


図-3.3 瀬戸内海周辺の高潮予測に用いる計算領域

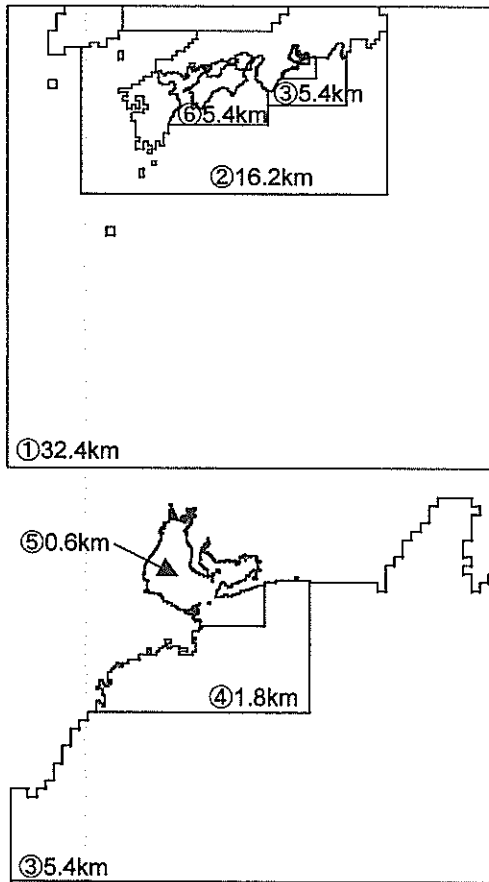


図-3.4 伊勢湾周辺の高潮予測に用いる計算領域

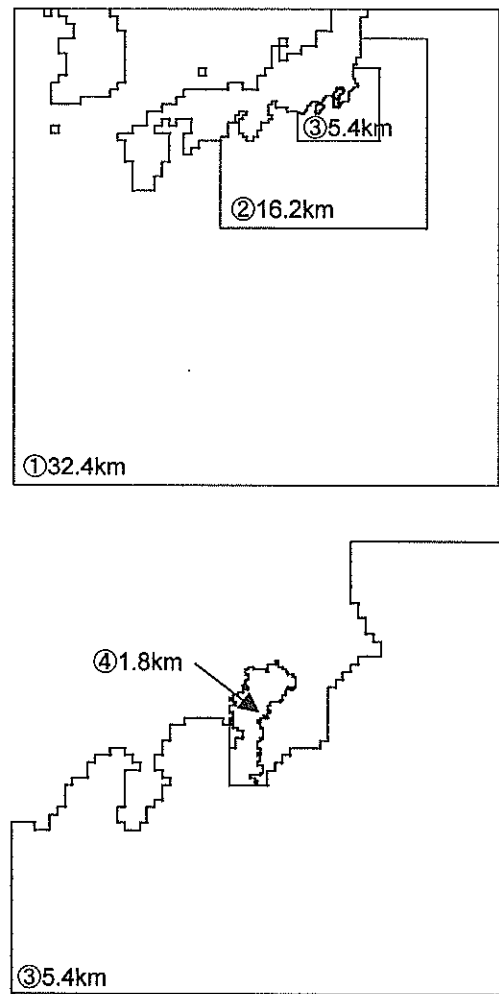


図-3.5 東京湾周辺の高潮予測に用いる計算領域

はじめ作成しておき、台風のコースに応じて必要な海域を選択して計算を行った。

これらの水深格子データでは、鹿児島湾と伊勢湾の格子間隔を 0.6km とし、有明海・八代海、瀬戸内海、東京湾でも 1.8km とした。各計算領域の格子数は表-3.1 に示す通りである。なお、外洋の領域（格子間隔で 32.4km や 16.2km の部分）の計算格子は、4 海域で必ずしも共通にはなっていない。

(5) 演算方法

演算には市販のデスクトップ型パソコン（DELL Dimension 8200 シリーズ，CPU：2.53GHz 他）を用いた。複数の台風コースに対して高潮の予測計算を行う場合には、パソコンの性能を最大限に発揮させるため、1 つのコースにつき 1 台のパソコンを割り当て、互いに独立で演算を行った。1 ケースあたりの演算時間は、パソコンの性能、対象海域、何時間先までの予測かによって異なるが、本論文で示すものは概ね 30 分～2 時間であった。

3.2 台風 0410 号時の高潮予測計算

台風 0410 号の接近時には、7 月 30 日 9 時を起点とす

表-3.1 計算格子数

	No.	dx (km)	NI	NJ
九州沿岸 dt=6s	1	16.2	74	75
	2	5.4	81	87
	3	1.8	66	57
	4	0.6	72	96
	5	1.8	57	93
	6	1.8	114	120
瀬戸内海周辺 dt=7.5s	1	32.4	58	57
	2	16.2	74	40
	3	5.4	117	65
	4	1.8	270	145
伊勢湾周辺 dt=6s	1	32.4	58	56
	2	16.2	78	44
	3	5.4	63	49
	4	1.8	81	78
	5	0.6	135	135
	6	5.4	84	57
東京湾周辺 dt=3s	1	32.4	65	65
	2	16.2	60	56
	3	5.4	72	66
	4	1.8	45	63

る予報円に基づいて、図-3.6 に細い実線で示すように、予報円の右端(A)、右端と中心の midpoint(B)、中心(C)、中心と左端の midpoint(D)、左端(E)を貫くコースを設定した。コース A~D に対しては瀬戸内海周辺用、E に対しては九州沿岸用の水深データを用いて、それぞれ高潮予測計算を行った。その結果、図-3.7 に示すように、宇部ではコース D、広島ではコース C、高松ではコース B、大阪ではコース A の場合に、それぞれ高潮偏差が最も大きくなり、その起時は 8 月 1 日 6 時~12 時である、という予測値が得られた。なお、8 月 1 日は大潮であったが、これらの地点の天文潮位は 5~9 時に低高潮となり、その前後は干潮となる。そのため、最大高潮偏差の起時に天文潮位は朔望平均満潮位より低くなると予測された。

その後台風は、図-3.6 に太線で示すように、コース C (予報円の中心を貫くコース) に概ね沿って、予測より高い中心気圧、速い進行速度で瀬戸内海を横断した(台風の中心が広島付近に達した時に、予測では中心気圧が約 975 hPa、進行速度が約 15 km/h、実際には中心気圧が約 993 hPa、進行速度が約 30 km/h)。実際に発生した高潮偏差は、図-3.7 に示すように、コース A~E の中では C に対する予測値に近い値となった。

図-3.8 は、高潮推算モデルそのものの精度を検証するために、実際の台風の条件(コース、中心気圧、最大風速半径)に対して高潮偏差を計算した結果を示す。宇部や広島では計算値が実際に発生した高潮偏差をよく再現している。一方、高松や大阪では計算値が台風の通過の前後を通して 0.2~0.3m 小さい。その原因としては、台風来襲前から何らかの要因で潮位が全体的に高まってい

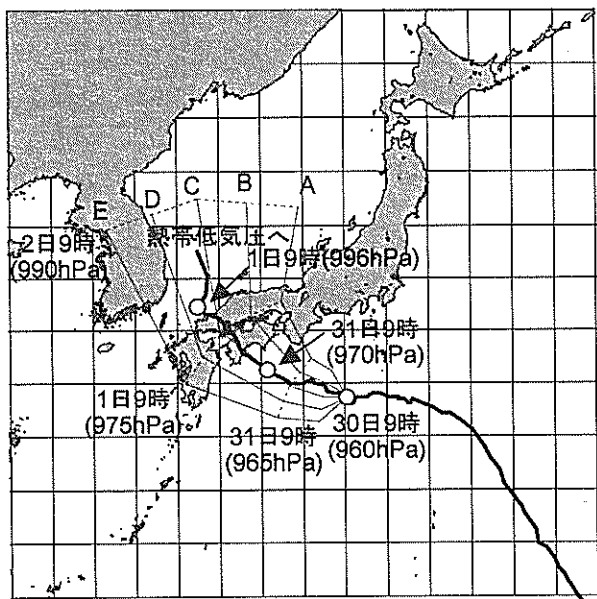


図-3.6 台風 0410 号のコースと中心気圧

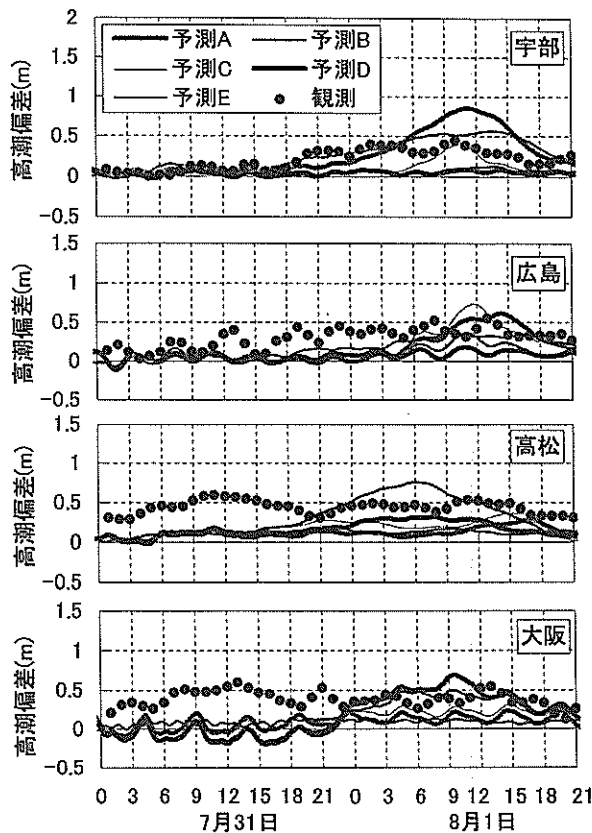


図-3.7 台風 0410 号の高潮偏差の予測値

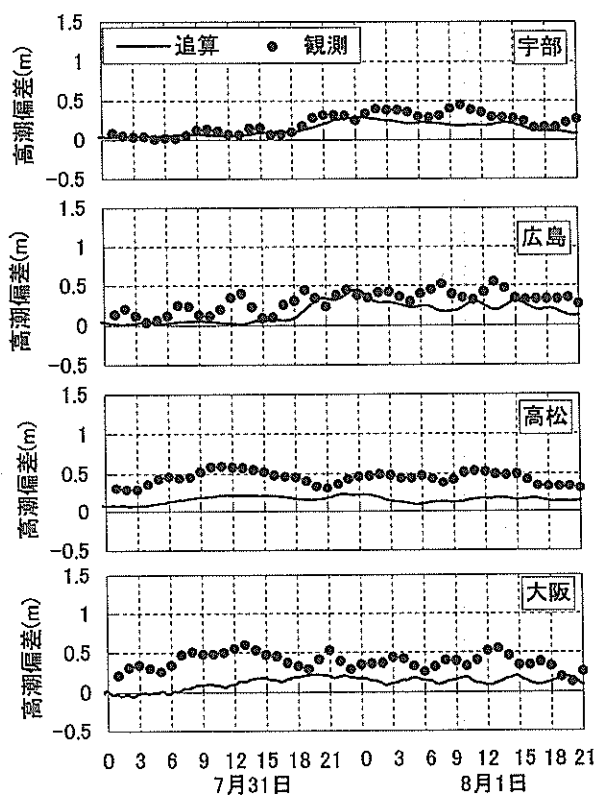


図-3.8 台風 0410 号の高潮偏差の追算値

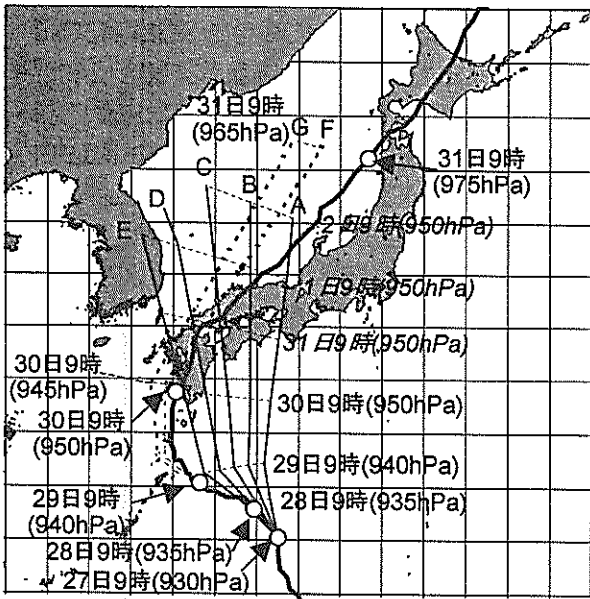


図-3.9 台風0416号のコースと中心気圧

たこと、勢力の弱い台風では高潮偏差の絶対値が小さいためにそれ以外の潮位偏差が相対的に目立ってしまうこと、などが考えられる。

3.3 台風0416号時の高潮予測計算

台風0416号の接近時には、8月27日9時を起点とする予報円に基づいて、図-3.9に示すように、予報円の右端(A)、中心(E)、これらを4等分する点(B)~(D)の、合計5点を貫くコースを仮定した。コースBは播磨灘、Cは燧灘、Dは広島湾や周防灘に、それぞれ顕著な高潮が発生すると考えられるコースとして選んだものである。このときの台風の進行は非常に遅く、72時間先(8月30日9時)によく日本列島の南岸に達すると予測されていた。そこで、図に示すように、それ以降の時刻も台風が直進すると仮定した。また、一般に台風の勢力は上陸後に減衰するが、その時刻までの予測値がなかったので、図に斜字体で示すように中心気圧も一定と仮定した。そして、コースAに対しては伊勢湾周辺用と瀬戸内海周辺用、コースB~Dに対しては瀬戸内海周辺用、コースEに対しては九州周辺用を用いて、それぞれ高潮予測計算を行った。その結果、図-3.10に示すように、鹿児島ではコースEで8月30日午前に約0.7mの高潮偏差が生じ、宇部ではコースD、広島ではコースC、高松ではコースB、大阪ではコースAによって、それぞれ8月31日以降に1m以上の高潮偏差が生じる可能性がある、という予測が得られた。コースによって高潮偏差の値に大きな違いあることが分かる。

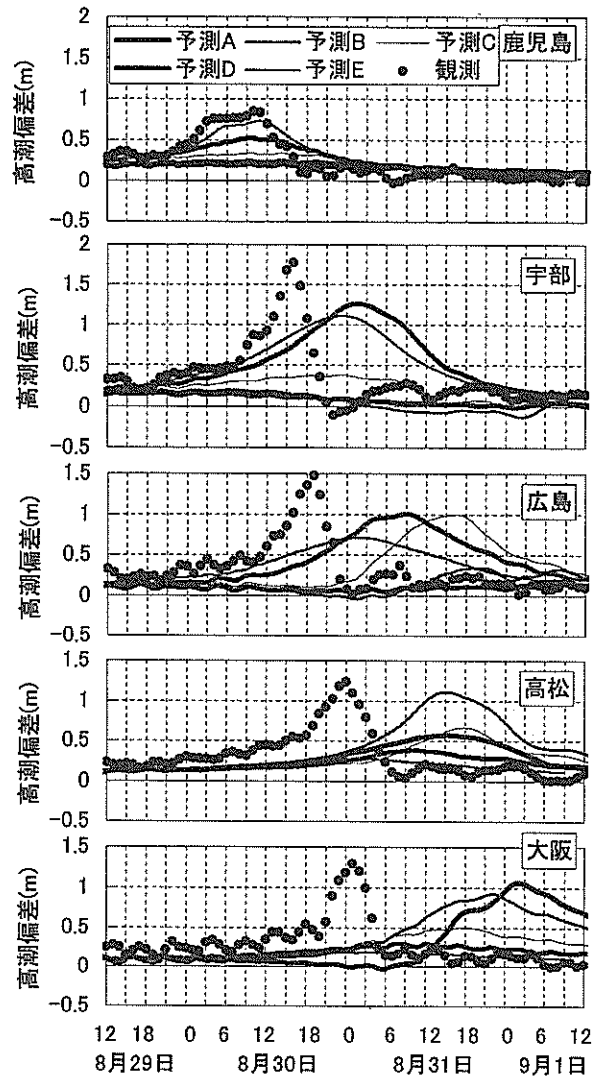


図-3.10 台風0416号の高潮偏差の予測値(A~E)

ところが、その後になって台風はコースE(予報円の中心を貫くコース)よりもやや西寄りに進路をとった。そこで、気象庁の8月29日9時の台風予報円に基づいて、予報円の左端と中心とを概ね3等分する2点(F)、(G)を貫くコースを仮定し、再び高潮予測計算を行った。その結果、図-3.11に示すように、鹿児島では8月30日午前約0.7m、宇部でも同日昼頃に約1.5mの高潮偏差が生じる、という予測が得られた。

その後この台風はコースFのやや右側を約5hPa高い中心気圧で進行した。その結果、鹿児島や宇部ではコースFの予測値に近い高潮偏差が実際に発生した。一方、広島から大阪にかけては、図-3.10に示したように、コースA~Eに対する予測よりも1日ほど早く高潮偏差がピークとなり、高松では大潮の満潮とほぼ重なった。このように台風のコースや進行の速さによって高潮偏差の

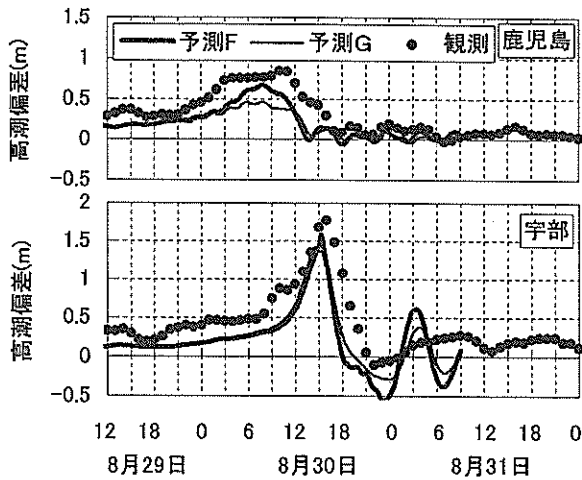


図-3.11 台風 0416 号の高潮偏差の予測値 (F, G)

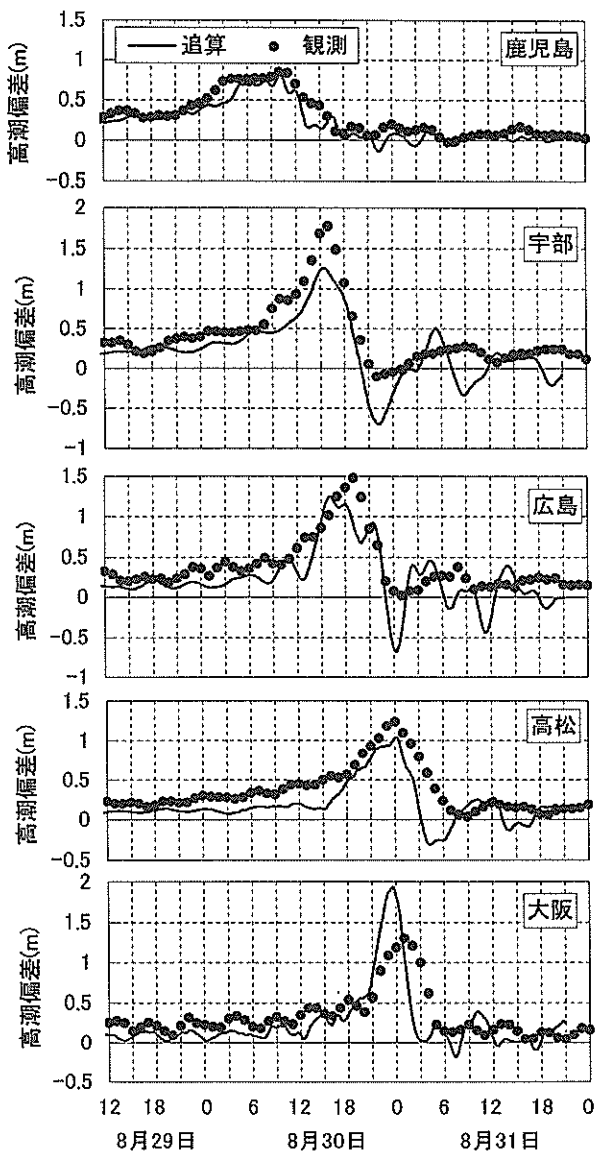


図-3.12 台風 0416 号の高潮偏差の追算値

最大値やその起時が大きく左右されるため、予報円の少なくとも内側で、なるべく多くのコースを仮定して高潮を計算し、台風のコースが大きく変化した場合にはその条件で再計算する必要がある。

図-3.12 は台風が実際に通過したコースに対して高潮を計算した結果を示す。鹿児島では計算値が観測値とよく一致しているが、宇部では観測値より 0.5m ほど低く、大阪では逆に大きくなっている。これらの地点のうち鹿児島は、水深の大きな鹿児島湾に位置し、その高潮は気圧低下による寄与分が風による寄与分よりも大きいため、台風を中心位置、中心気圧、最大風速半径が正確に与えられれば、正確な高潮偏差を得やすい地点であると考えられる。一方、その他の地点は、水深の浅い瀬戸内海に位置し、その高潮は風による寄与分が大きな割合を占め、海底地形も複雑である。そのため、高潮偏差をより正確に計算するためには、海底地形を再現する格子間隔をもっと細かくし、海上風の推算に周辺の陸上地形の影響を直接考慮することが必要であると考えられる。

3.4 台風 0418 号時の高潮予測計算

台風 0418 号時には、9 月 6 日 9 時を起点とした予報円に基づき、図-3.13 に示すように、予報円の右端(A)、右端と中心の midpoint(B)、中心(C)、中心と左端の midpoint(D)を貫くコースを仮定した。B は燈灘、D は長崎県の沿岸や周防灘に顕著な高潮が発生すると考えられるコースとして追加したものである。そして、それぞれのコースに対し、九州周辺用と瀬戸内海周辺用の水深データを用いて高潮

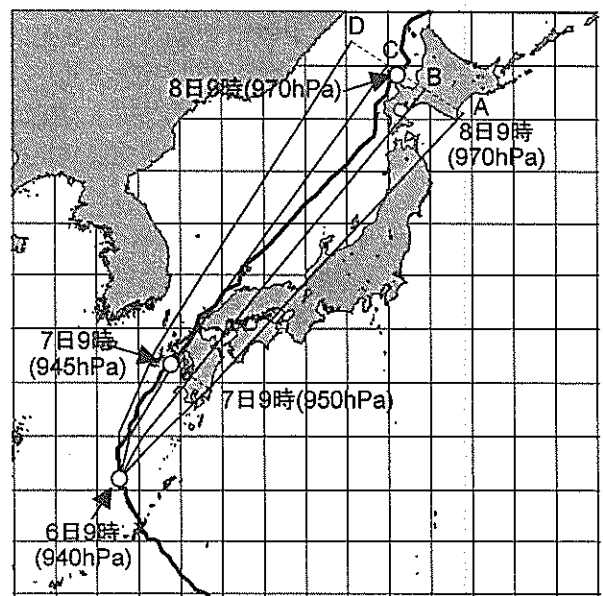
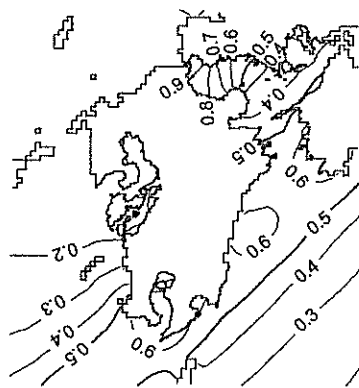
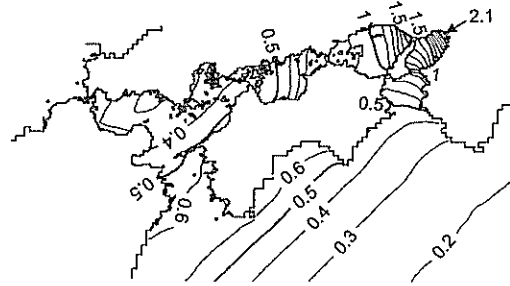


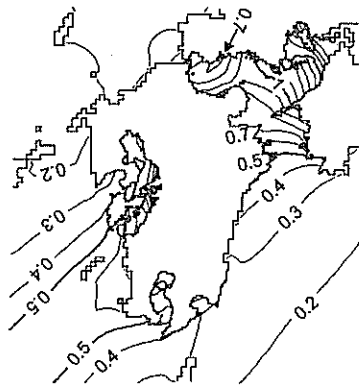
図-3.13 台風 0418 号のコースと中心気圧



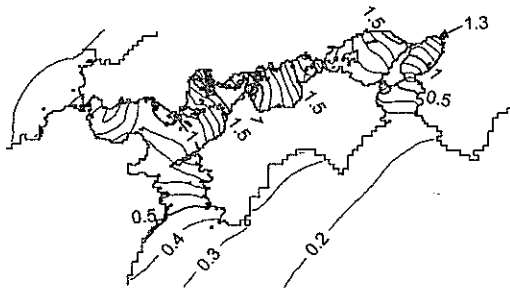
(a) コース A



(b) コース B



(c) コース C



(d) コース D

図-3.14 台風 0418 号の最大高潮偏差の予測値

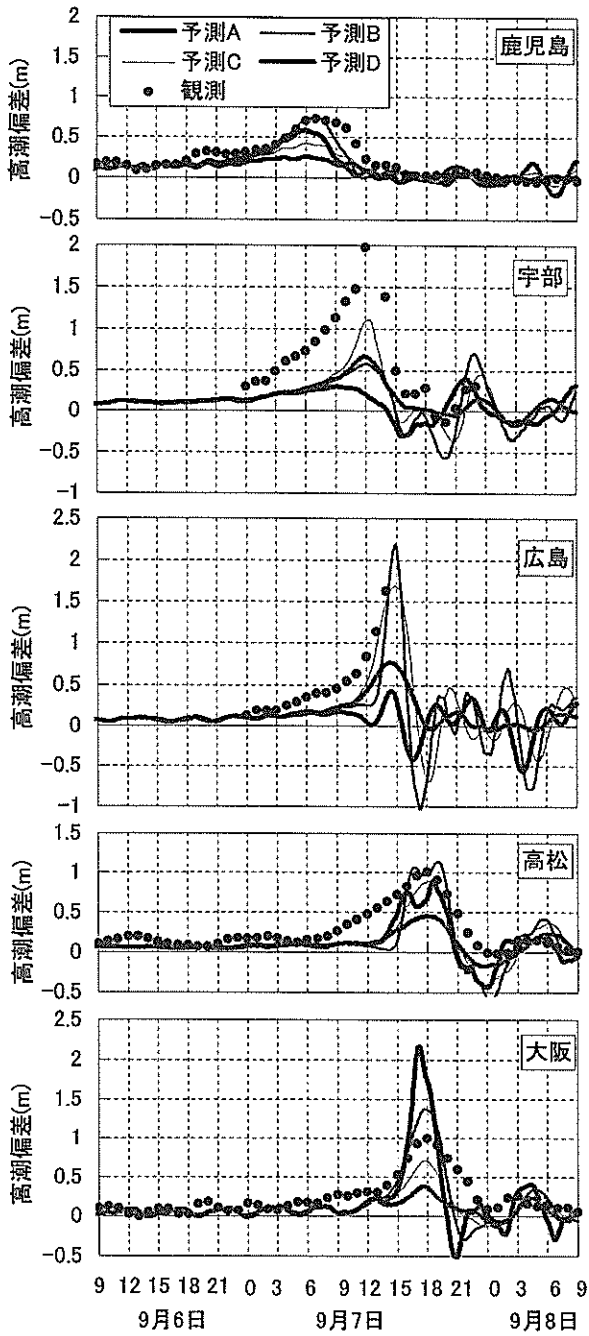


図-3.15 台風 0418 号の高潮偏差の予測値

の予測計算を行った。得られた最大高潮偏差の分布を図-3.14 に示す。コース A では大阪湾で 2m を超え、コース B では八代海で 2m 近く、広島湾で 2m 以上、コース C では八代海で約 2.5m、有明海や広島湾で 2m 近くに達し、コース D では長崎周辺で 2m 近くの高潮偏差が生じる、という予測値が得られた。図-3.15 は代表地点における経時変化を示し、鹿児島や八代では 9 月 7 日午前、下関長府から大阪にかけては午後には最大になる、という予測値が得られた。

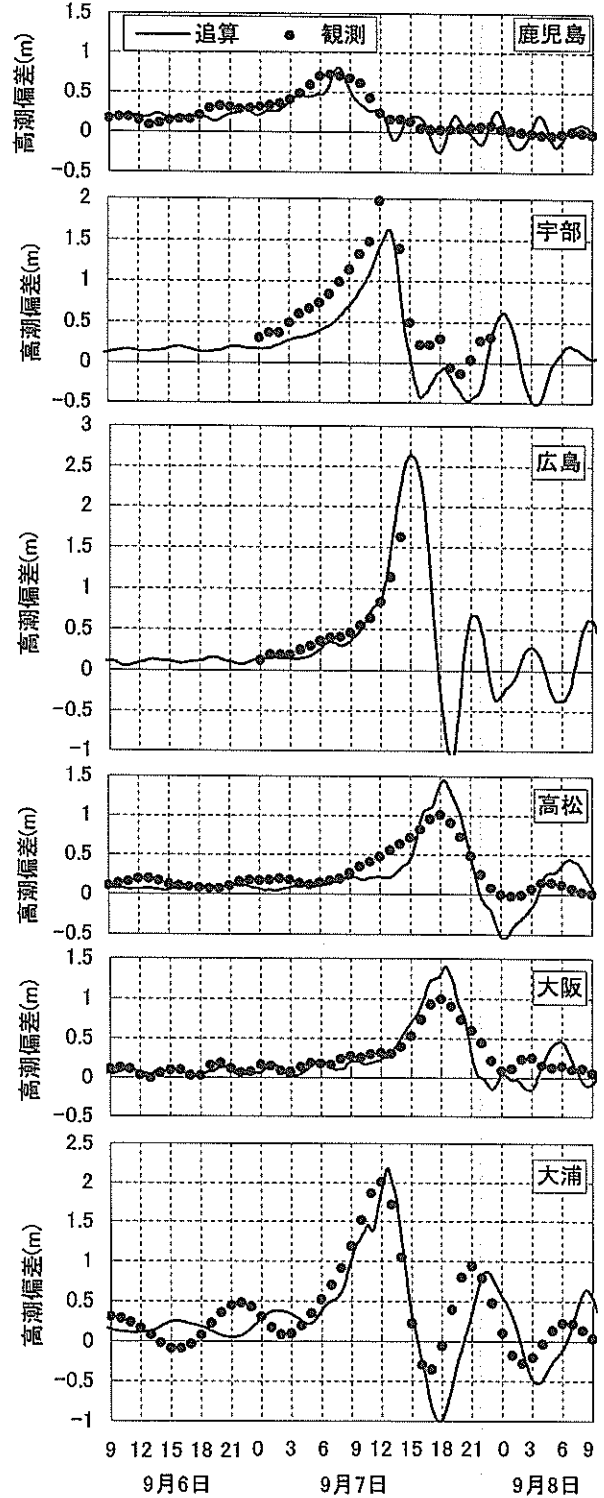


図-3.16 台風 0418 号の高潮偏差の追算値

その後、台風はコース C (予報円の中心を貫くコース) に近いコースを、予測と概ね同じ中心気圧と速度で進行し、瀬戸内海に顕著な高潮を発生させた。鹿児島、広島、高松では予測値に近い高潮偏差が実際に発生した。

図-3.16 は台風の実際のコースやパラメタに対して高

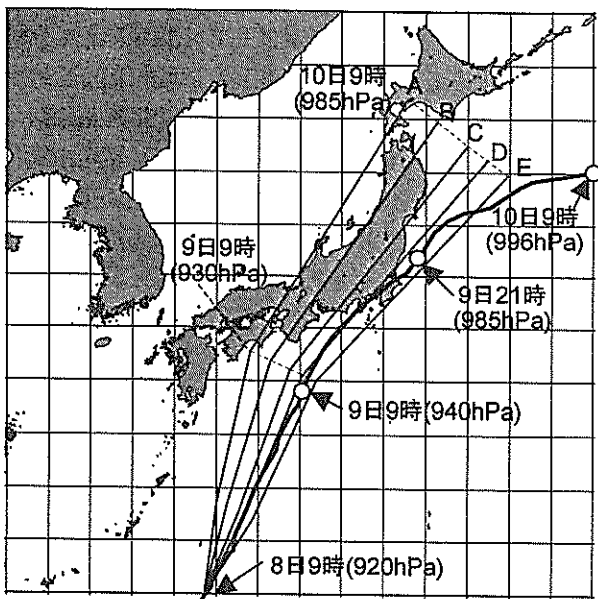


図-3.17 台風 0422 号のコースと中心気圧

潮偏差を計算したものである。有明海の奥にある大浦は、予測時には時系列を出力しなかったが、約 2m の高潮偏差が観測されたので、再現計算では追加して出力した。鹿児島や大浦では追算値が観測値とよく一致しており、広島でも欠測する途中までは非常に良く合っている。また、予測時に用いた台風の最大風速半径の値は、図-2.13 でも示したように実際の値の半分程度であり、コース C に対する高潮偏差の予測値は、台風がかなり接近してから急増し、最大値は観測値に届いていない。これに対し、気象官署で観測された気圧値から求めた、予測時よりも大きな最大風速半径を用いると、台風が離れた位置から高潮偏差が増加するようになり、観測値に近づいた。このように、正確な高潮予測を行うためには、台風のコースだけでなく最大風速半径の予測も重要である。

3.5 台風 0422 号時の高潮予測計算

台風 0422 号時には、8 日 9 時を起点とする予報円に基づいて、図-3.17 に示すように、予報円の左端(A)、左端と中心の midpoint(B)、中心(C)、中心と右端の 3 等分点(D, E) を貫くコースを仮定した。コース B は伊勢湾、D は東京湾で顕著な高潮が発生すると考えられるコースとして追加したものである。図-3.18 はその結果を示したものであり、コース A では大阪湾、コース B では伊勢湾、コース C と D では東京湾などに顕著な高潮偏差が生じ、コース E では顕著な高潮は発生しない、という予測が得られた。

ところが、台風はコース D に概ね沿って北上したもの

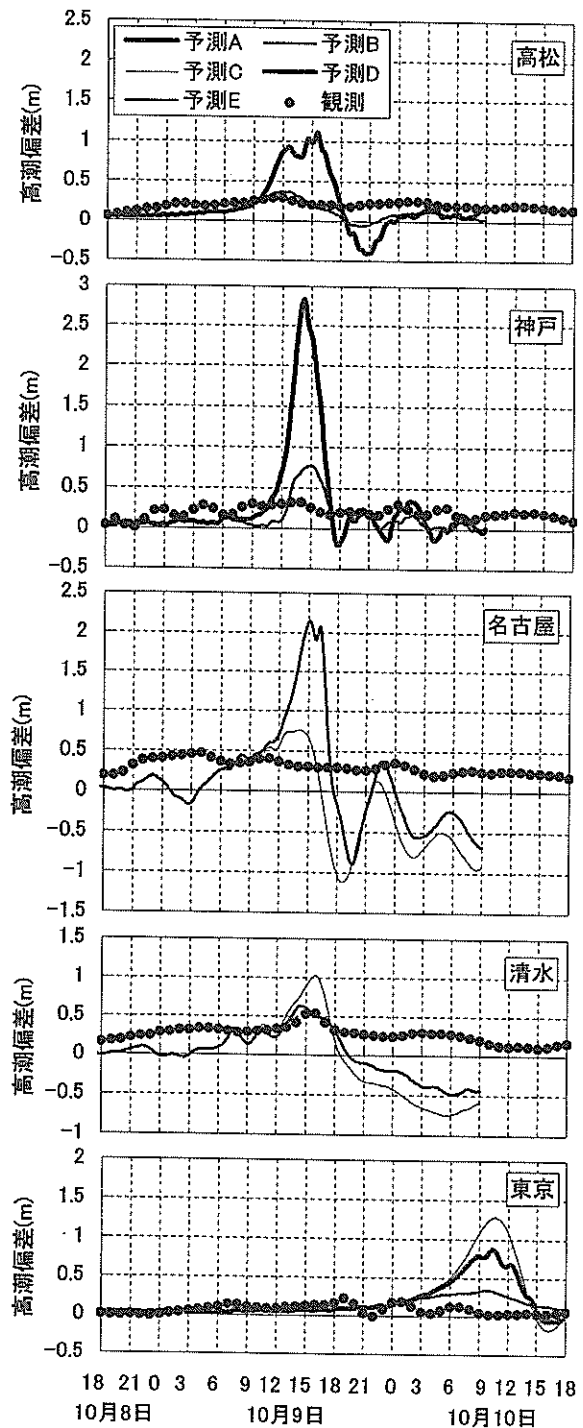


図-3.18 台風 0422 号の高潮偏差の予測値

の、台風の勢力は伊豆半島を通過することから急激に減衰し、東京湾を縦断するコースをとった。東京付近における台風の中心気圧は、予測では 9 日 9 時の 940hPa と 10 日 9 時の 985hPa を時間に対して直線で内挿した約 955hPa を与えたが、実際には約 970hPa であった。その結果、図-3.18 に●印で示すように、東京湾でも顕著な

高潮は発生しなかった。東京湾など太平洋側の内湾では、台風が上陸してこれらの内湾を通り過ぎてから高潮偏差が最大となることが多いため、その高潮偏差を精度良く予測するためには、上陸後の台風の勢力を正確に予測する必要がある。

3.6 高潮予測に関する今後の課題と改良案

(1) 今後の課題

2004年の台風9個に対する高潮予測を通じて、高潮推算モデルそのものの推算精度は概ね十分であり、台風のコースや中心気圧などパラメタの予測誤差が高潮の予測誤差の主な原因になっていることを改めて確認した。今後の課題をまとめると、以下ようになる。

- ① 台風の予報円が広い場合には、予報円の左端、中心、右端を貫くコースだけでなく、その間を通るコースも数多く設定し、各湾に発生しうる最大の高潮偏差を予測する必要がある。そのためには高潮の演算時間の短縮も必要である。
- ② 台風の中心気圧は、一般に海上では変化が少なく、上陸後に顕著に増加する。台風が予報円の中心を通った場合の12時間または24時間間隔の予測値を単純に直線内挿して与えるのではなく、過去の台風特性に基づいてそのコースの上陸後の距離または時間を考慮した予測モデルが必要である。
- ③ 台風によって最大風速半径の大きなものや小さなものがある。台風がまだ太平洋の沖合にある段階で、天気図や暴風・強風半径を手かがりに、最大風速半径を推定する必要がある。
- ④ 瀬戸内海のように、高潮で吹き寄せの効果が卓越する海域では、周辺の陸上地形を考慮して海上風を推算する必要があり、これを短時間の演算で行うモデルが必要である。

(2) 最大風速半径の与え方の改良

台風の気圧分布が式(3.1)のMyersの分布で与えられるとき、気圧 p_b の等気圧線の半径 r_b から最大風速半径 $r_{0,b}$ を次式によって求めることができる。

$$r_{0,b} = -r_b \ln \frac{p_b - p_c}{\Delta p} \quad (3.9)$$

例えば、図-3.19は9月6日9時の天気図であり、台風0418号の980 hPaの等気圧線の半径は東西南北の4方位の平均で約300 kmと読みとれる。この値から最大風速半径は約100 kmと推定される。また、図-3.20は、台風0410号、0415号、0416号、0418号、0421号、0422号がそれぞれ図-3.1の○印の位置に到達したときの最大風速半径を示す。高潮予測時には図-2.12(b)の⑨の線で示

す値を用いたが、その値は事後に気象官署の観測気圧から推定した値をはさんで大きくばらついている。980 hPa等圧線の半径から推定した値は、気象官署の観測気圧から推定した値とよく一致しており、簡易な方法であるにも関わらず精度良く推定されている。

次に、この値 $r_{0,b}$ と式(2.2)で与えられる既往台風の平均値 $r_{0,e}$ との比

$$b_r = \frac{r_{0,b}}{r_{0,e}} = \frac{r_{0,b}}{94.89 e^{\frac{p_c - 967.0}{61.50}}} \quad (3.10)$$

を定義する。台風0418号の例ではこの比 b_r は1.65と推定される。さらに、その後の最大風速半径 $r_{0,f}$ は、式(2.2)の値に対して同じ比を保って変化するものと仮定する。

$$r_{0,f} = 94.89 b_r e^{\frac{p_c - 967.0}{61.50}} \quad (3.11)$$

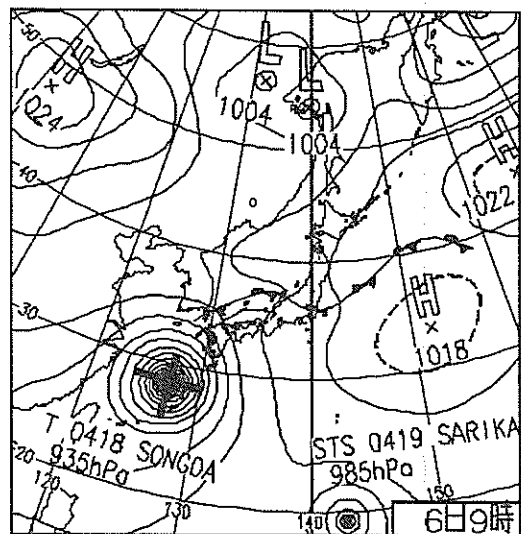


図-3.19 天気図の例 (気象庁ホームページ)

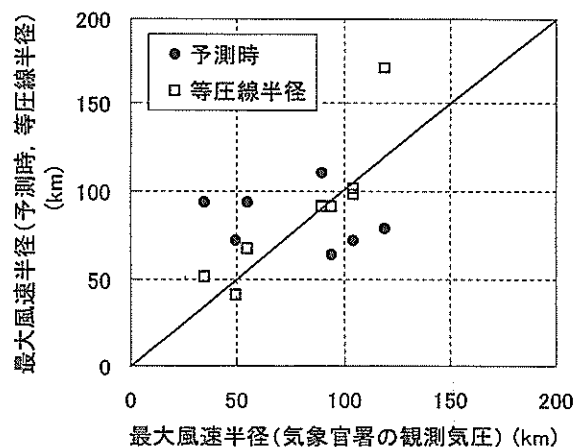
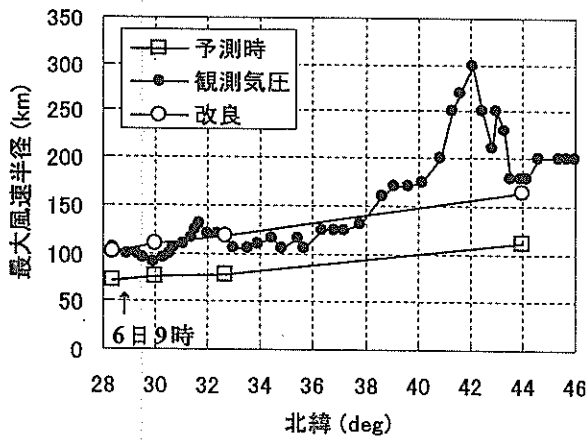
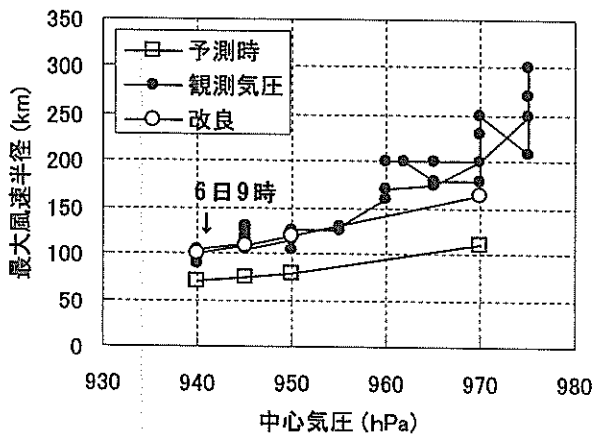


図-3.20 最大風速半径の比較



(a) 緯度に対する変化



(b) 中心気圧に対する変化
図-3.21 最大風速半径の変化

図-3.21は、台風0418号の9月6日9時以降の最大風速半径について、予測時に実際に用いた値(□印)、式(3.11)による値(○印)、台風通過後に気象官署の観測気圧から推定した値(●印)を比較したものである。予測時には最大風速半径を過小評価したが、式(3.11)を導入すると北緯40度付近まで推定精度が改善されている。

図-3.22は、図-3.13のコースCに対する高潮偏差の予測値を示す。経験的な最大風速半径を用いたものに比べ、式(3.11)で補正した最大風速半径を用いると、最大風速半径が大きくなる。その結果、台風の低圧部や強風域が広がり、高潮偏差は早い時刻から増加するようになっている。正確な高潮予測には正確な台風のコースと中心気圧の予測も必要であるが、最大風速半径の予測精度を高めるだけでも大きな効果がある。

以上、台風が太平洋の沖合にあるときの天気図から最大風速半径を推定するだけで、その後の予測精度を簡単

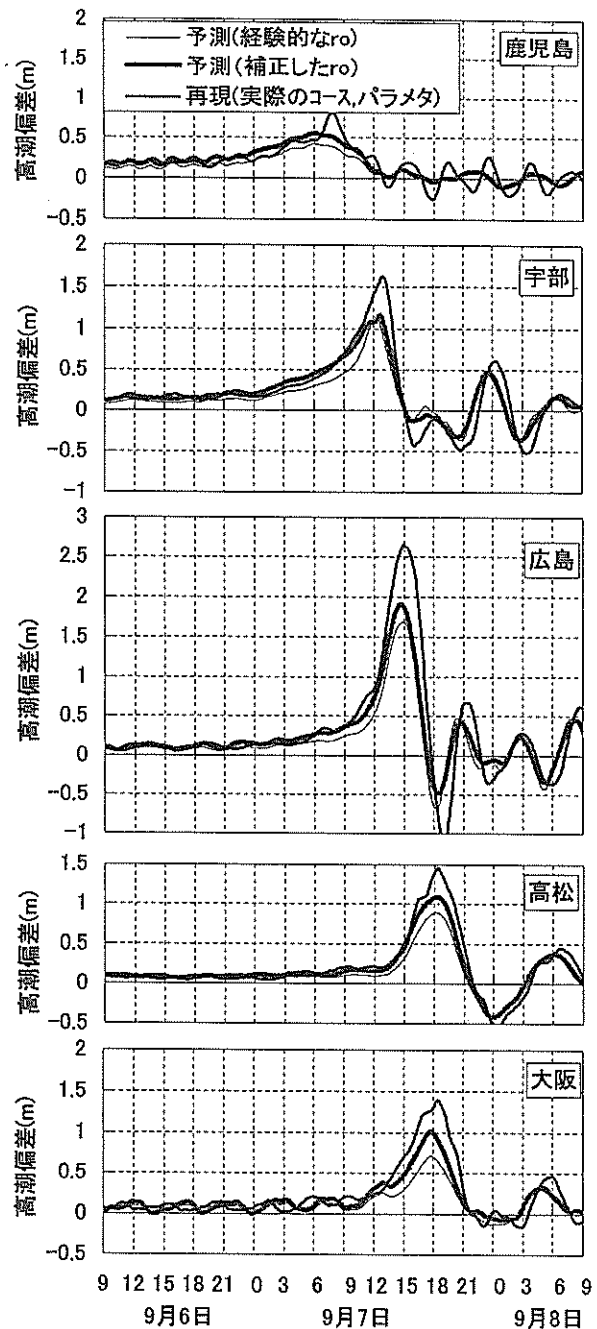


図-3.22 最大風速半径による高潮偏差の予測値の比較

に高められる事例について述べたが、強風半径や暴風半径を手がかりに最大風速半径を推定する方法も考えられる。そのためには、台風モデルで得られる風速と気象庁のレーダー観測による風速との相関性についても、あらかじめ検討しておく必要がある(河合・富田, 2004)。

なお、実際のコースや最大風速半径を用いても、台風や場所によっては高潮偏差が合わないことがある。高潮偏差の予測精度を高めるためには、台風モデルそのものを含めた検討が必要であると考えられる。

4. 高潮の追算

4.1 追算の方法

(1) 対象とした台風

九州西岸・南岸の内湾や瀬戸内海に顕著な高潮を実際に発生させた台風として、ここでは 0410 号, 0416 号, 0418 号, 0421 号を対象とした。

(2) 気圧と風の場合

各時刻における台風の中心の緯度・経度, 海面気圧は, 気象庁による 1 時間間隔 (台風が外洋に位置するときは 6 時間間隔) の値をもとに, 時間に対して直線内挿した。気圧分布は高潮予測計算と同様, Myers の分布を仮定した。その最大風速半径 r_0 は, 日本全国の気象官署で観測された海面補正気圧から推定したものである。

海上風は, 予測時に用いた方法 (以下では「追算 A」と記す) に加え, 超傾度風 super gradient wind と移動座標系における力学的釣り合いに基づいた方法 (追算 B) も検討した。追算 B の海上風の風速 W は次式で与えられる。

$$W = C_1(X) U_G \quad (4.1a)$$

$$C_1(X) = C_1(\infty) + [C_1(X_p) - C_1(\infty)] \left(\frac{X}{X_p} \right)^{k-1} \cdot \exp \left\{ \left(1 - \frac{1}{k} \right) \left[1 - \left(\frac{X}{X_p} \right)^k \right] \right\} \quad (4.1b)$$

$$U_G = \frac{1}{2} \left\{ -(fr - V_T \sin \beta) + \sqrt{(fr - V_T \sin \beta)^2 + 4 \frac{r}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\} \quad (4.1c)$$

$$C_1(X_p) = \frac{2}{3} \left\{ 1 + 10^{(0.0231 \Delta p - 1.95)} \right\} \quad (4.1d)$$

ここに, $X=r/r_0$, $C_1(X)$ は風速低減係数であり, 式(4.1d) が定義するように, 台風が発達して気圧深度 Δp が大きくなるほど風速低減係数の最大値 $C_1(X_p)$ を大きく, 台風が減衰して気圧深度 Δp が小さくなると無限遠点の値 $C_1(\infty)=0.66$ に近い値を与える関数になっている (Mitsuta-Fujii, 1987)。また, その風向は, 中心から最大風速半径以上離れたところで, 自由大気に比べ台風の中心側に 15 deg 偏向しているとした。

さらに, 瀬戸内海の周辺の陸上地形は非常に込み入っているため, 瀬戸内海を対象とした高潮計算では, 三次元 MASCON モデル (後藤・柴木, 1993) を用いて海上風に陸上地形の影響を考慮した場合 (追算 C) についても検討した。すなわち, 式(4.1a)~(4.1d)で与えられる風

場を初期値として与え, 大気の流れ式が成り立つように補正した風場を求めた。ただし, こうして得られる風速は実際より弱くなるのが一般に知られており, 本論文では風速に補正前の値を用い, 風向だけを補正した。

なお, B の海上風は河合ら(2003)の方法で気圧分布の歪みを無視した場合に相当し, C の海上風は河合ら(2005)で採用した方法である。

(3) 流れの計算

海上風の追算 A~C とともに, 海水の流れは単層の非線形長波方程式に基づく数値計算モデルで計算した。その基礎方程式は以下の通りである。

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \\ = fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \end{aligned}$$

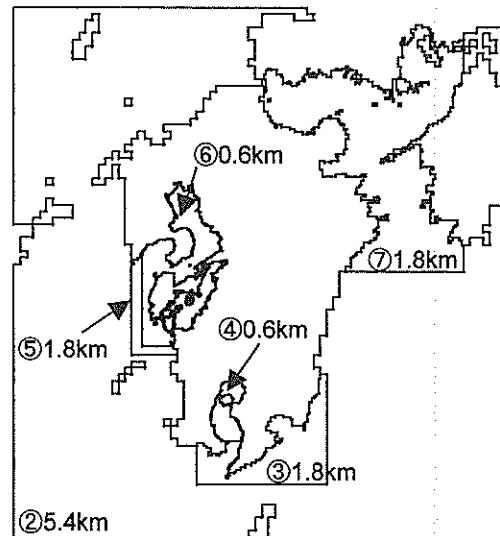
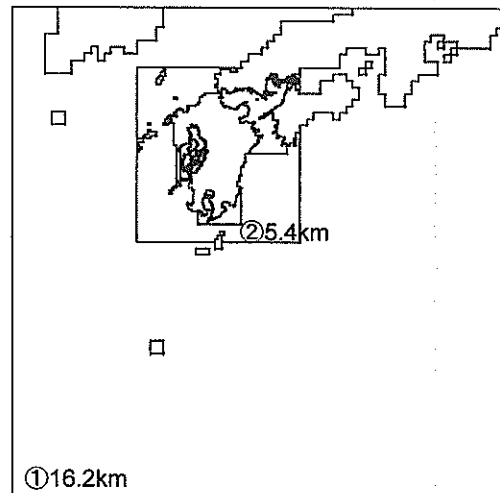


図-4.1 九州周辺の高潮追算に用いる計算領域

$$+ A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (4.2a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) \\ = -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \\ + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (4.2b)$$

天文潮位は一定として、高潮偏差のみ計算した。

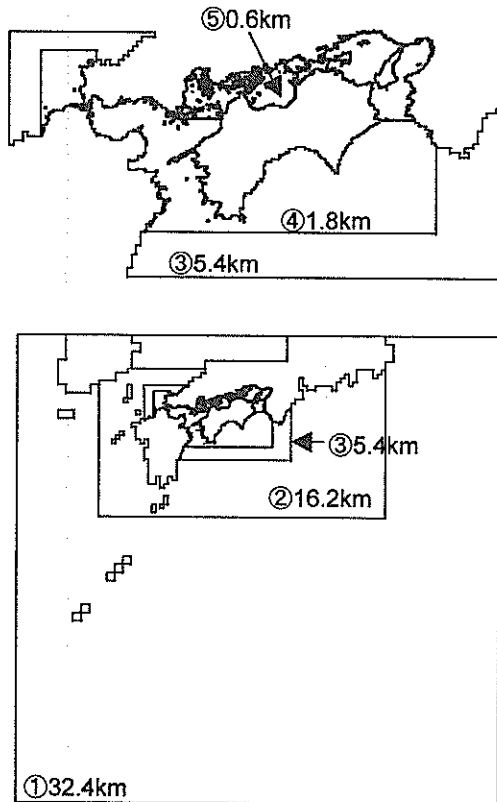


図-4.2 瀬戸内海周辺の高潮追算に用いる計算領域

表-4.1 計算領域の構成

	No.	dx (km)	NI	NJ
九州沿岸 dt=6s	1	16.2	74	75
	2	5.4	81	87
	3	1.8	66	57
	4	0.6	72	96
	5	1.8	57	93
	6	0.6	132	246
	7	1.8	114	120
瀬戸内海周辺 dt=3s	1	32.4	58	57
	2	16.2	74	40
	3	5.4	117	65
	4	1.8	270	145
	5	0.6	525	192

(3) 計算領域

追算に用いた水深格子データは、図-4.1~4.2 に示すように、予測時のもの(図-3.2~3.3)をもとに、有明海・八代海、瀬戸内海の大部分を0.6km間隔としたものであり、各計算領域の格子数は表-4.1の通りである。

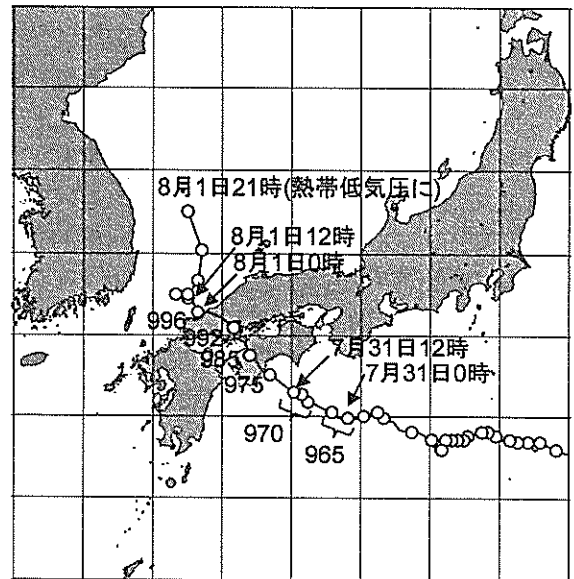


図-4.3 台風0410号のコースと中心気圧

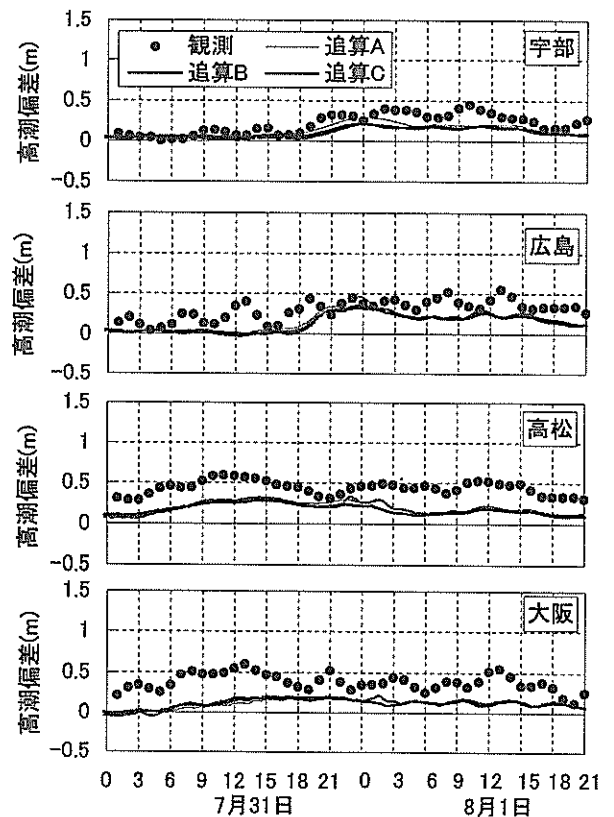


図-4.4 台風0410号の高潮偏差の経時変化

4.2 台風 0410 号による高潮の追算

台風 0410 号は、図-4.3 に示すように、高知県に中心気圧 975 hPa の勢力で上陸し、広島県に再上陸して日本海に抜け、熱帯低気圧に変わった。

図-4.4 は、瀬戸内海の代表地点における高潮偏差の経時変化を示す。海上風を予測時と同じ方法で推算した場合の高潮偏差を「追算 A」、超傾度風や移動座標系のつり合いを導入した方法によるものを「追算 B」、さらに三次元 MASCON モデルを導入したものを「追算 C」として示している。台風を中心気圧が高く、風速の絶対値も小さいために、これら海上風の推算法による高潮偏差の差は小さい。これらの地点の中で宇部と広島では観測値とよく一致する値が得られた。しかし、高松や大阪では、台風を中心が紀伊半島南方にあった 7 月 31 日 0 時から日

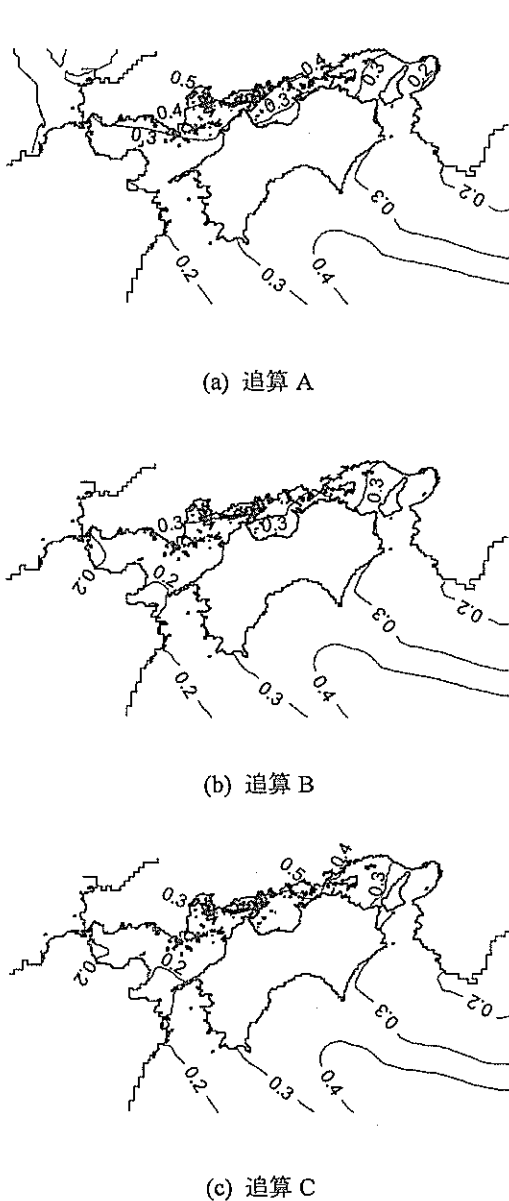


図-4.5 台風 0410 号の最大高潮偏差の分布

本海で熱帯低気圧になる 8 月 1 日 1 日 21 時まで、追算値は観測値よりも 0.3m 程度小さくなった。その原因としては、高潮計算そのものの誤差の他に、太平洋の海流の変化など台風と直接関係のない要因や、観測潮位から天文潮位を差し引くときの天文潮位の誤差も考えられる。

図-4.5 は最大高潮偏差の分布を示す。海上風の計算法による最大高潮偏差の差は小さい。瀬戸内海の高潮偏差は最大でも 0.5m 程度であったと考えられる。

図-4.6 は追算 C について、代表的な時刻の風と高潮偏差の平面分布を示したものである。図のコンターおよび数値は高潮偏差を示し、吹き流し（●印の位置から線が伸びる方向に向かって風が吹いている）の長ささと向きがそれぞれ風速と風向を示している。

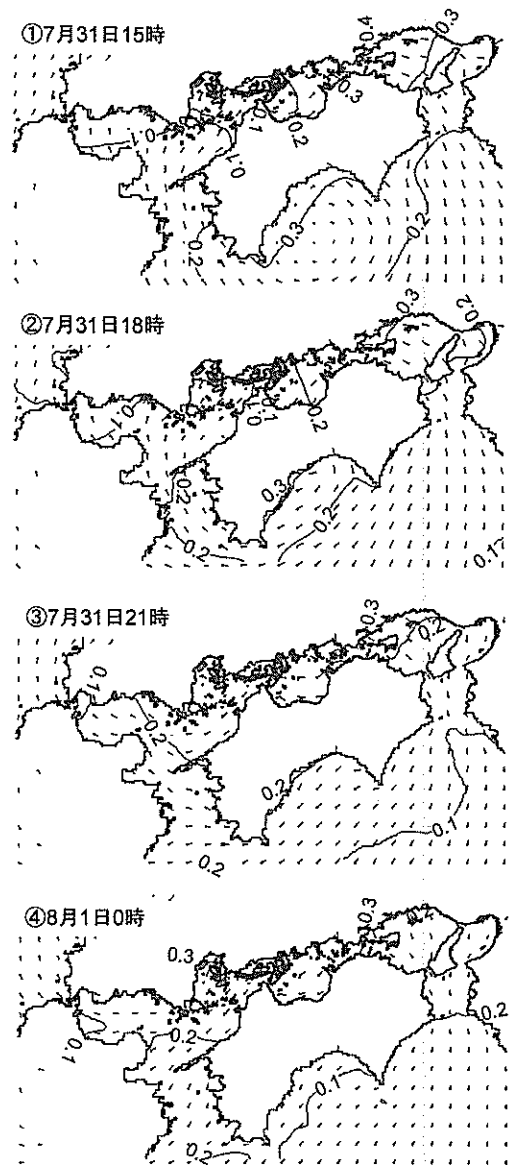


図-4.6 台風 0410 号の風と高潮偏差の分布の変化

なお、この台風による瀬戸内海の高潮偏差は絶対値としては大きくないが、大潮・満潮と重なることで、高松市、玉野市などでは浸水が生じた。宮島の厳島神社でも回廊が浸水した。

4.3 台風 0416 号による高潮の追算

台風 0416 号は、図-4.7 に示すように、鹿児島県に中心気圧 950 hPa の勢力で上陸した後、周防灘を約 965 hPa の勢力を維持したまま横断し、山口県に再上陸して、日本海へ抜けた。

図-4.8 は代表地点における高潮偏差の経時変化、図-4.9 は瀬戸内海周辺について最大高潮偏差を示したものであり、海上風の推算方法 (A: 予測時と同じ, B: 超傾度風と移動座標系を導入, C: 陸上地形を考慮; C

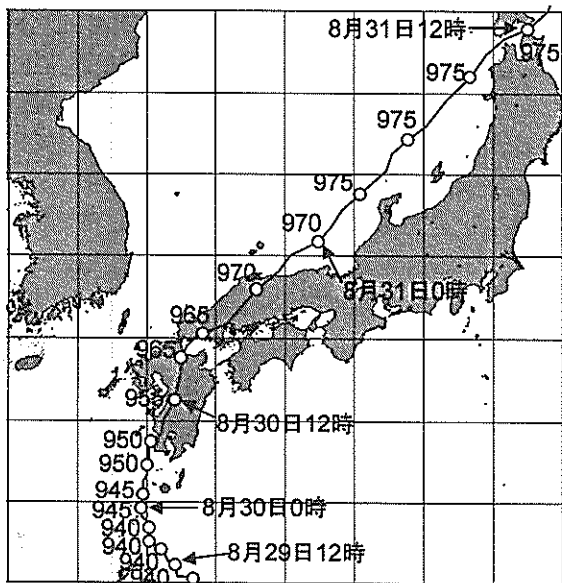


図-4.7 台風 0416 号のコースと中心気圧

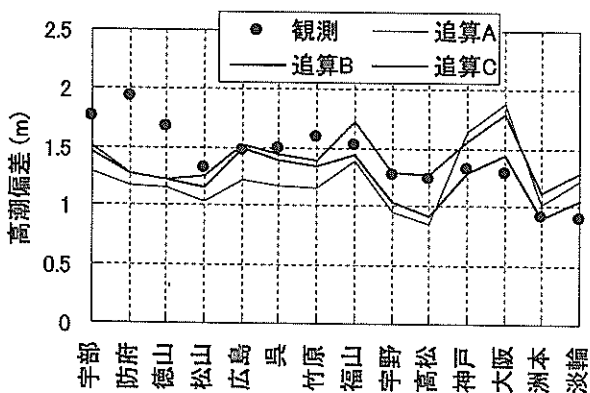


図-4.9 台風 0416 号の最大高潮偏差の比較

は瀬戸内海のみ計算)により高潮偏差に差が生じている。追算 A の場合、鹿児島では概ね観測値と一致したが、宇部、広島、高松では観測値より小さく、大阪では逆に大きな値となった。追算 B では、宇部、広島で追算 A より大きな値が得られ、大阪では逆に追算 A より小さな値が得られた結果、全体的に観測値に近づいた。ただし、宇部や高松では観測値を最大高潮偏差で約 0.4m 下回って

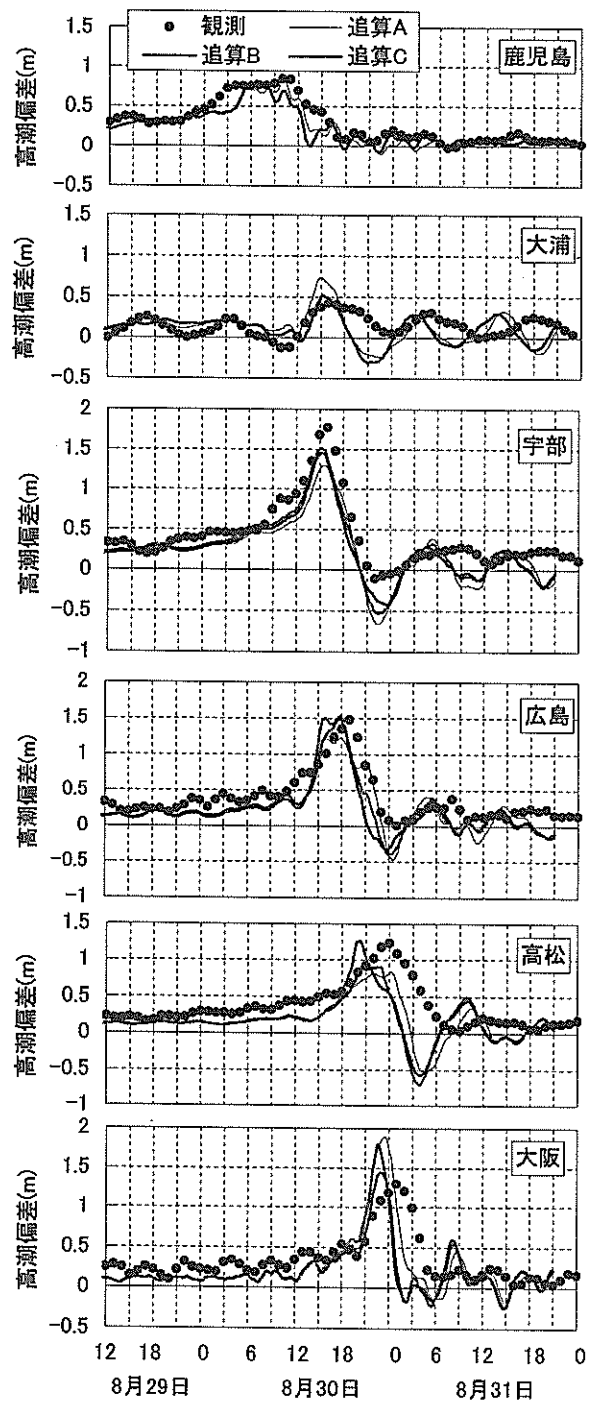
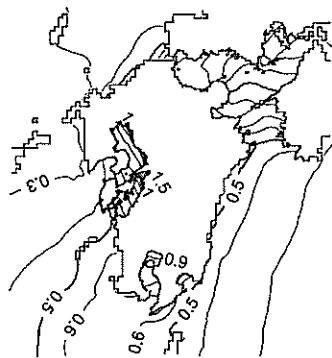
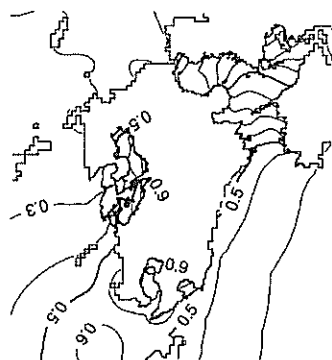


図-4.8 台風 0416 号の高潮偏差の経時変化



(a) 追算 A



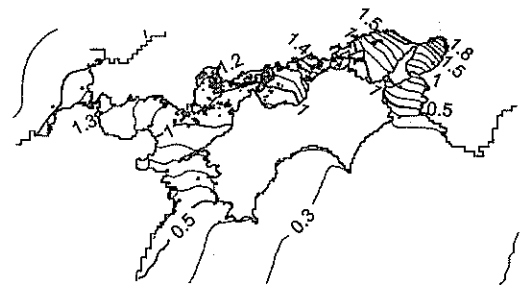
(b) 追算 B

図-4.10 台風 0416 号の最大高潮偏差の分布(九州周辺)

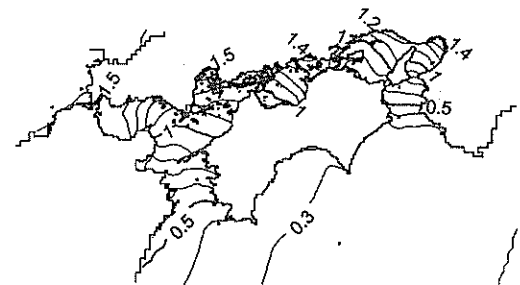
いる。鹿児島島の値がほとんど変わらなかったのは、鹿児島湾の水深が深く、鹿児島湾の高潮が主として海面気圧の低下によって起きるからである。最後に追算 C では、追算 B よりも全体的に大きな高潮偏差が得られた。高松でも観測値とほぼ同じ値になったが、その起時には 4 時間のずれが残っている。以上のことから、追算 A よりも追算 B または C の方が実際の高潮をよく再現しているものと考えられる。

図-4.10 は九州周辺の最大高潮偏差の分布を示す。追算 B によると、鹿児島湾、有明海、八代海で約 1m の高潮偏差が生じていたと考えられる。鹿児島湾の最大高潮偏差は追算 A と追算 B にほとんど差がないが、有明海や八代海では追算 A の方が大きい。

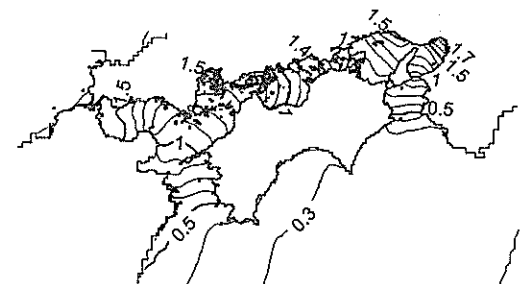
図-4.11 は瀬戸内海周辺の最大高潮偏差の分布を示す。何れの方法でも瀬戸内海のほとんどの範囲で 1m 以上の高潮偏差が得られている。追算 A では、瀬戸内海の東部で顕著な高潮偏差になっており、播磨灘の北部と大阪湾の北部で 1.5m を超えている。追算 B では瀬戸内海の全体で顕著な高潮偏差が生じている。追算 C は追算 B に比



(a) 追算 A



(b) 追算 B



(c) 追算 C

図-4.11 台風 0416 号の最大高潮偏差の分布(瀬戸内海周辺)

べて瀬戸内海の東部の高潮偏差が大きくなっている。

図-4.12 は、代表的な時刻における追算 C の風と高潮偏差の分布を示す。①は台風が鹿児島県に上陸する頃であり、台風の前方で吹く反時計回りの風によって、周防灘の高潮偏差が 0.5m 程度に達している。②は台風が大分県に達した時であり、周防灘だけでなく広島湾でも高潮偏差が大きくなっている。③は台風が周防灘を横断して山口県に上陸した後であり、周防灘では台風の後方で吹く西風と海面気圧の上昇によって高潮偏差が減少する一方で、広島湾の高潮偏差が増加している。また、大阪湾など瀬戸内海の東部でも高潮偏差の増加が見られる。④は台風が鳥取県に達した頃であり、高潮偏差の大きな海域は、宍灘や播磨灘に移っている。⑤は台風が日本海に抜けた後であり、高潮偏差の大きな海域は大阪湾

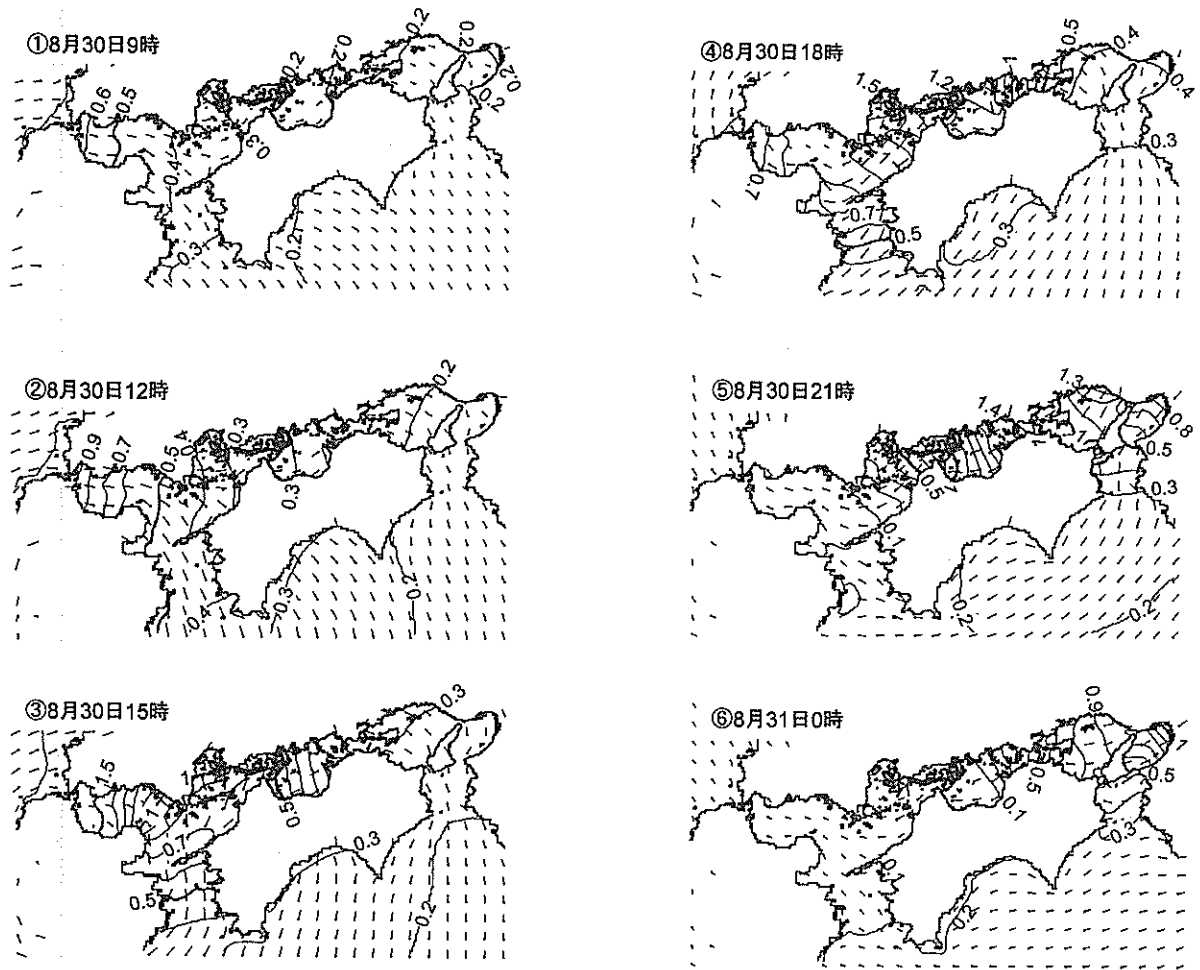


図-4.12 台風0416号の風と高潮偏差の分布の変化

に移動している。

この図や図-4.8が示すように、周防灘で高潮偏差が最大となったのは8月30日15時前後であり、大阪湾では8月31日0時前後である。瀬戸内海は東西に約400kmあるが、この間を9時間かけて進んだことになる。瀬戸内海の中央部では、この高潮偏差が最大となる時刻と大潮・満潮の時刻とが重なったため、これらが合成された実際の潮位は既往最高またはそれに近い高さとなった。そのため、高松市、玉野市、倉敷市、呉市などでは、高潮によって市街地の一部が浸水した。また、鹿児島湾でも大潮・満潮の時刻と重なったため、岸壁の背後にある市街地の一部が高潮によって浸水した。

4.4 台風0418号による高潮の追算

台風0418号は、図-4.13に示すように、中心気圧が約945 hPaの勢力で長崎県に上陸し、福岡県から日本海に抜けたが、その後も中心気圧が950～955 hPaという強い勢

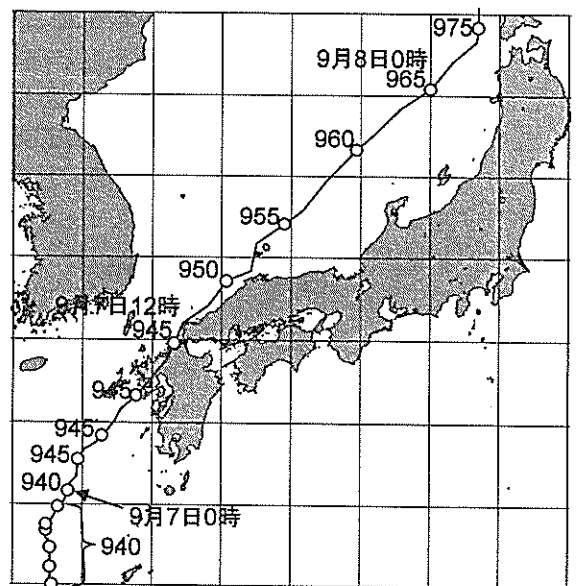


図-4.13 台風0418号のコースと中心気圧

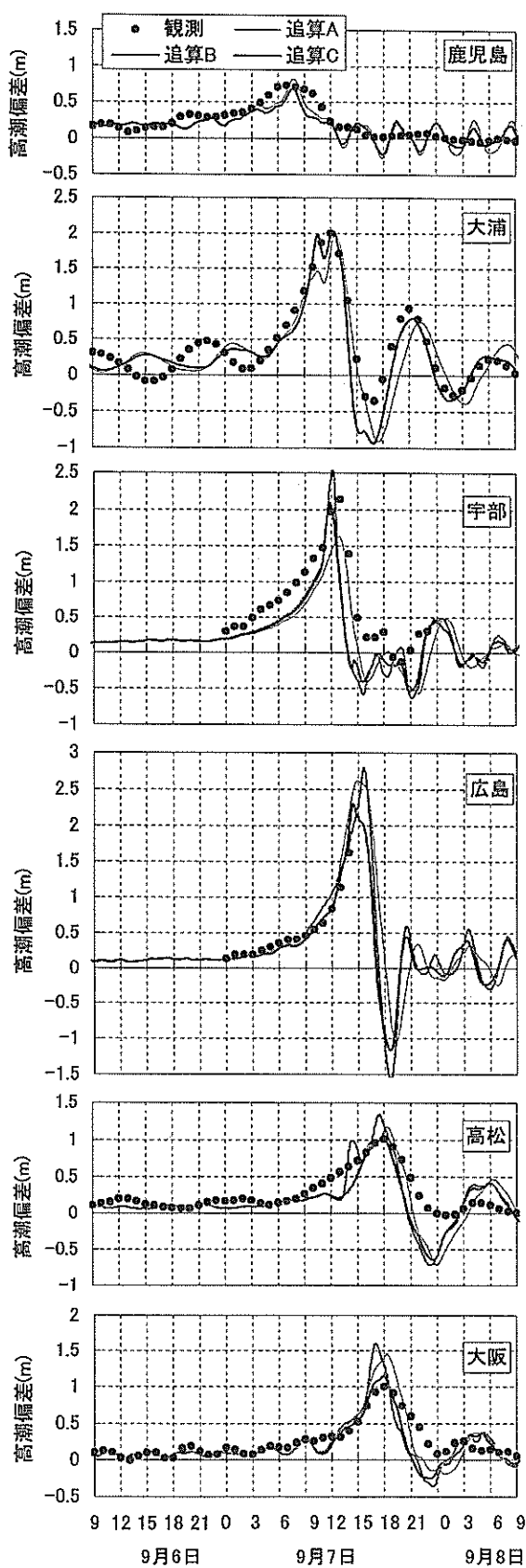


図-4.14 台風 0418 号の高潮偏差の経時変化

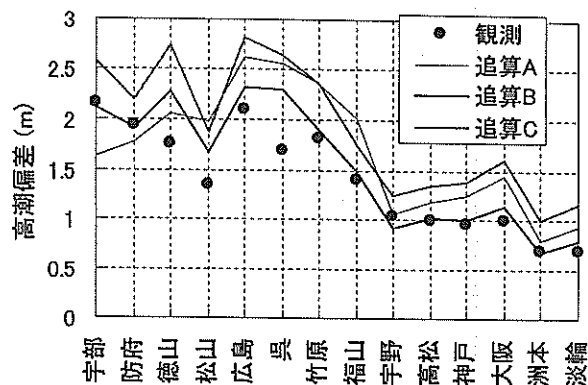


図-4.15 台風 0418 号による最大高潮偏差の比較

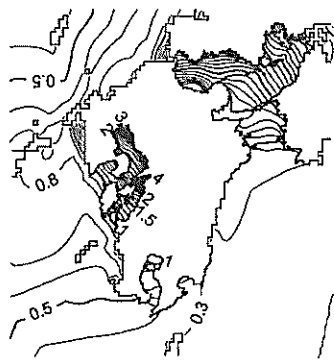
力を維持したまま北東進した。台風 0418 号は 0416 号に比べ、コースは瀬戸内海から離れた側で台風 9119 号（俗称：りんご台風）に似ており、中心気圧は約 20 hPa 低く、進行速度は 30 km/h ほど速く、最大風速半径は約 50km 小さかった。

図-4.14 は代表地点における高潮偏差の経時変化、図-4.15 は瀬戸内海周辺の最大高潮偏差を示す。ここに示した地点の中では、鹿児島以外の地点で、海上風の計算方法（A：予測時と同じ、B：超傾度風と移動座標系を導入、C：陸上地形を考慮）による高潮偏差の違いが出ている。台風 0416 号に対する追算と同様、追算 A よりも追算 B の方が観測値に近い高潮偏差になっており、追算 C は追算 B より大きな値になっている。なお、広島港では、最大高潮偏差に達する前と思われる時刻から欠測したが、何れの追算方法でも最大高潮偏差は 2m を超えており、台風 9918 号以来の顕著な高潮が発生したものと考えられる。

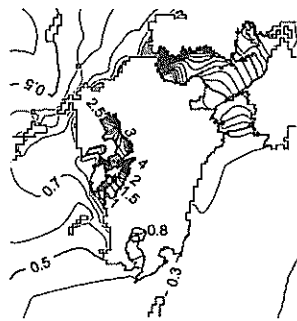
図-4.16 は九州周辺の最大高潮偏差の分布を示す。追算 B によると、鹿児島湾では 1m 弱、有明海や八代海では場所によって 3m を超える高潮偏差も生じていたと考えられる。

図-4.17 は瀬戸内海周辺の最大高潮偏差の分布を示す。何れの追算方法でも瀬戸内海の広い範囲で 1m 以上の高潮偏差が得られており、追算 B によると、台風 0416 号時よりも瀬戸内海の西部で顕著な高潮偏差が生じたものと考えられる。

図-4.18 は、台風 0416 号のときと同様、追算 C について、代表的な時刻における風と高潮偏差の分布を示す。①は台風が長崎県に上陸する頃であり、台風の前方に位置する周防灘では、海面気圧の低下や東風によって高潮偏差が増加している。②は台風が福岡県に位置している時であり、周防灘では高潮偏差が最大にな



(a) 追算 A



(b) 追算 B

図-4.16 台風 0418 号の最大高潮偏差の分布(九州周辺)

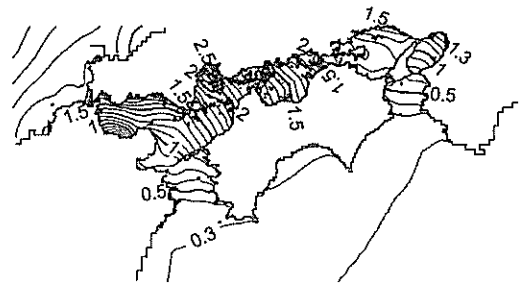
っている。③は台風が島根県沖を北東進しているときであり、広島湾で高潮偏差が最大となった頃でもある。このとき、播磨灘の北西岸でも高潮偏差が大きくなっている。④は台風が鳥取県沖を進んでいるときであり、濠洲の東部、播磨灘の北東岸、大阪湾の北東岸で高潮偏差が大きくなっている。

この図と図-4.14によると、周防灘で高潮偏差が最大となったのは、9月7日12時前後であり、大阪湾では同日の18時前後である。その時間差は6時間であり、台風0416号の9時間と比べて短い。また、最大風速半径が大きく進行速度の遅い台風0416号では、高潮偏差の大きな海域が周防灘から大阪湾に向かって順番に移動しているようにも見たが、台風0418号では個々の内湾での吹き寄せによる高潮偏差が卓越しているように見える。

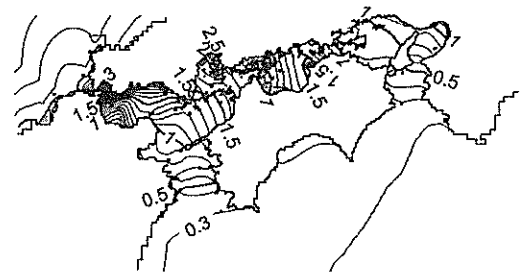
なお、高潮偏差が最大となった時刻は瀬戸内海の西部で満潮と一致し、周防灘や広島湾の沿岸では、高潮による浸水や、高潮と高波による防波堤や護岸の破壊が生じた。厳島神社でも回廊の一部が流される被害が生じた。

4.5 台風 0421 号による高潮の追算

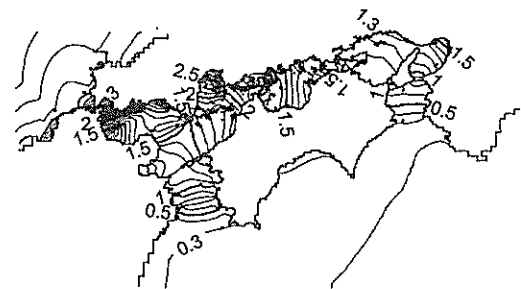
台風 0421 号は、図-4.19 に示すように、中心気圧が 970hPa の勢力で鹿児島県に上陸した後、980 hPa の勢力



(a) 追算 A



(b) 追算 B



(c) 追算 C

図-4.17 台風 0418 号の最大高潮偏差の分布(瀬戸内海周辺)

で高知県に再上陸した。

図-4.20 は代表地点における高潮偏差の経時変化を、海上風の計算方法 (A: 予測時と同じ, B: 超傾度風と移動座標系を導入, C: 陸上地形の影響を考慮) によって比較したものである。鹿児島と高松では追算 A と追算 B の差がほとんどなく、大阪では追算 A よりも B や C の方が観測値に合っている。

図-4.21 は九州周辺の最大高潮偏差の分布を示す。追算 B では、鹿児島湾で約 0.6m の高潮偏差が生じている他は、顕著な高潮偏差が発生していない。

図-4.22 は瀬戸内海周辺の最大高潮偏差の分布を示す。大阪湾を除くと追算 A と B の差は小さく、追算 B と C の差は大阪湾を含む全海域で小さい。このことは、この高潮が主として海面気圧の低下によって生じているもの

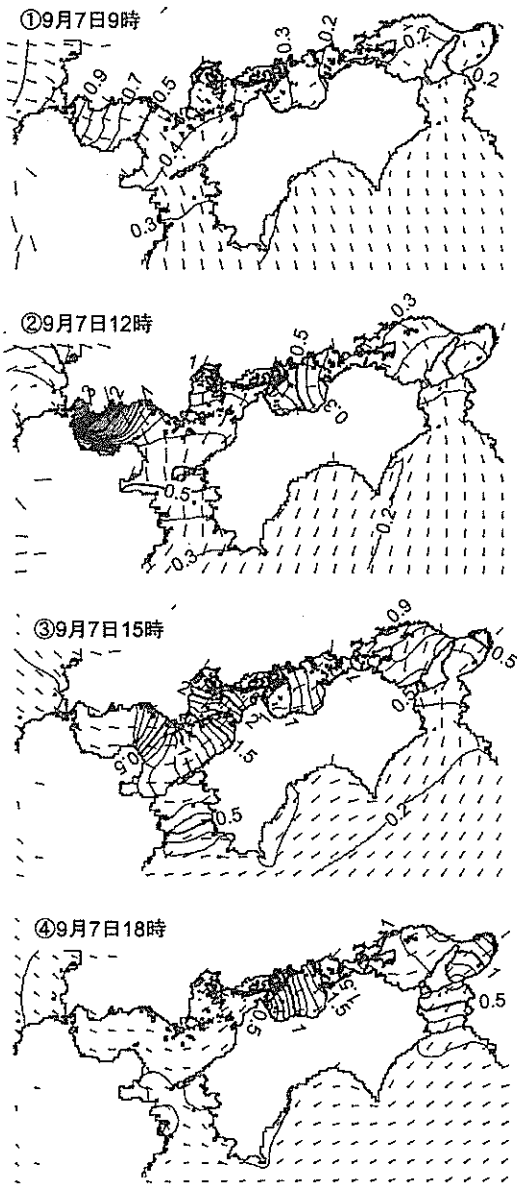


図-4.18 台風 0418 号の風と高潮偏差の分布の変化

であることも意味している。

図-4.23 は追算 C について、代表的な時刻の風と高潮偏差の分布を示す。①は台風が宮崎県に位置していたときであるが、台風の勢力が弱いため、顕著な高潮は生じていない。②は台風が高知県足摺岬付近に上陸した頃であり、高潮偏差の分布は同心円に近い形状になっている。③は台風が室戸岬付近に上陸する頃である。この頃に室戸岬では約 2m の潮位偏差が観測されているが、海面気圧の低下と吹き寄せによる高潮偏差はそのうちの約 0.3m であり、その他は外洋から到達したうねりが海岸で砕けて生じた水位上昇であると考えられる。本論文で用いた高潮推算モデルは波浪との相互

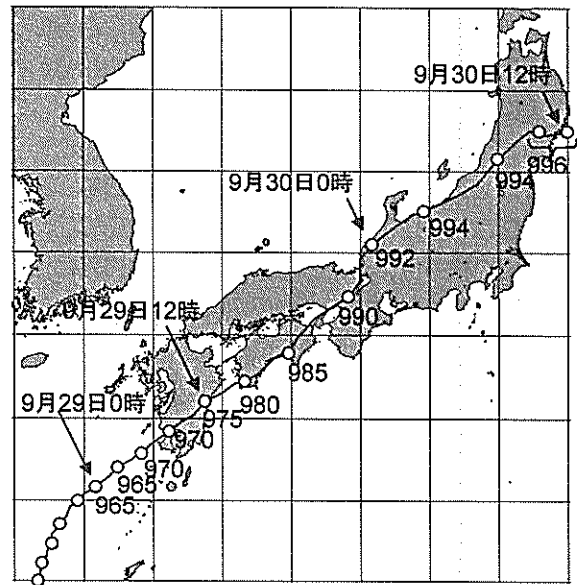


図-4.19 台風 0421 号のコースと中心気圧

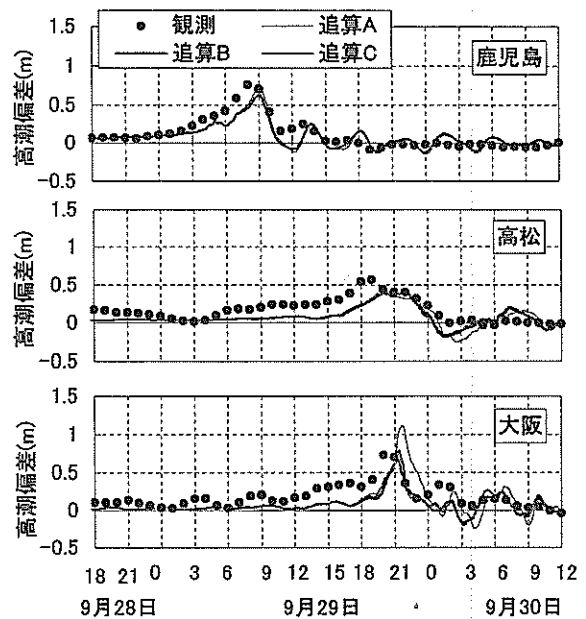
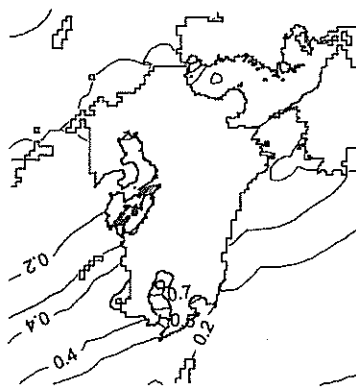


図-4.20 台風 0421 号の高潮偏差の経時変化

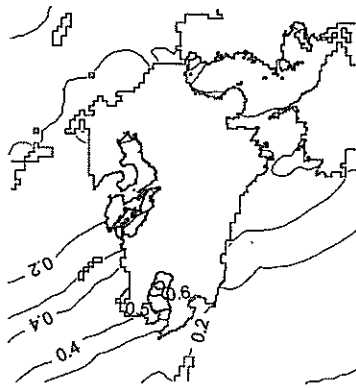
作用を考慮したものではないため、このような砕波による水位上昇までは考慮できない。④は台風が大阪湾の北西側を通過した直後であり、大阪湾の奥で高潮偏差が大きくなっている。

4.6 高潮追算のまとめと今後の課題

本論文では、海上風の推算方法を変えて高潮偏差を計算し、その結果を比較した。その結果、傾度風と場の風を別々に求めてベクトル合成する方法(追算 A)よりも、



(a) 追算 A

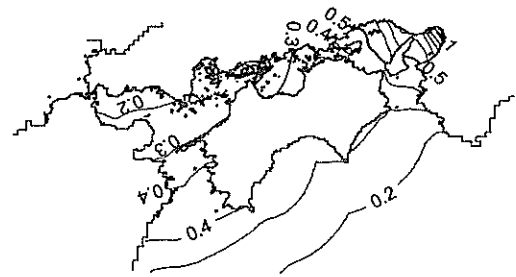


(b) 追算 B

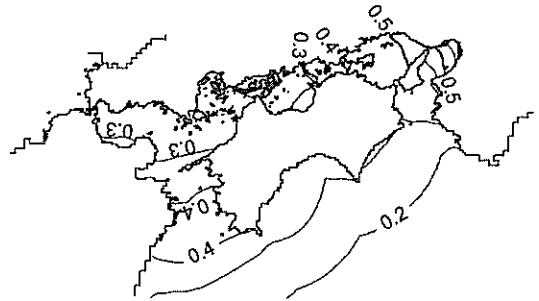
図-4.21 台風 0421 号の最大高潮偏差の分布 (九州周辺)

移動座標系での力の釣り合いや超傾度風を導入した方法 (追算 B) の方が、全体的に観測値に近いことが分かった。今後も他の台風や他の海域における高潮の推算を行い、検証を積み重ねていきたい。

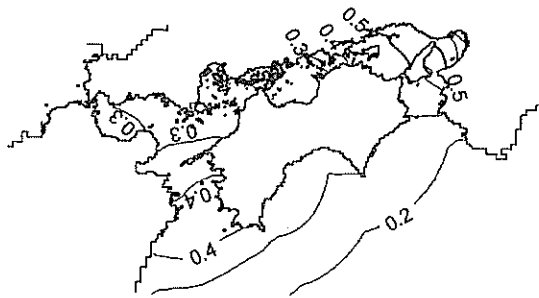
本論文ではまた、陸上地形の複雑な瀬戸内海を対象に、三次元 MASCON モデルで海上風に陸上地形の影響を取り込んだ場合も検討した。ただし、三次元 MASCON モデルで得られた風速と風向の両方を用いるのではなく、風向のみを補正した。このような方法は、実務においてもしばしば使われてきたものである。その結果、三次元 MASCON を用いない場合と比べて高潮偏差は全体的に大きくなり、観測値に近づいた場合と過大な値になる場合とがあった。したがって、従来から言われ続けていることではあるが、初期風の与え方や収束計算の結果の使い方などに、工夫の余地があると考えられる。また、三次元 MASCON モデルの演算自体は単純であるが、収束計算が必要であるために、単層の非線形長波方程式に基



(a) 追算 A



(b) 追算 B



(c) 追算 C

図-4.22 台風 0421 号の最大高潮偏差の分布 (瀬戸内海周辺)

づく流れの計算の数倍も演算時間を要することがある。つまり、少なくとも現在のパソコンの処理速度では、再現計算には用いることができても、台風来襲時の高潮予測計算に用いることができない状況にある。例えば、前の時間ステップに対する収束解も利用して収束しやすい初期風場を与えるなど、何らかの効率化が必要である。

なお、台風の海上風の推算方法には、本論文で述べたような力学モデル (中心気圧、最大風速半径などのパラメタをもとに単純な力の釣り合いを考え、経験的な係数を用いて海上風を推算するもの) の他に、気象モデル (大気、水蒸気量、熱などの運動方程式を直接計算するもの) もある。気象モデルによる海上風を用いた高潮の推算精度についても検討が必要である。

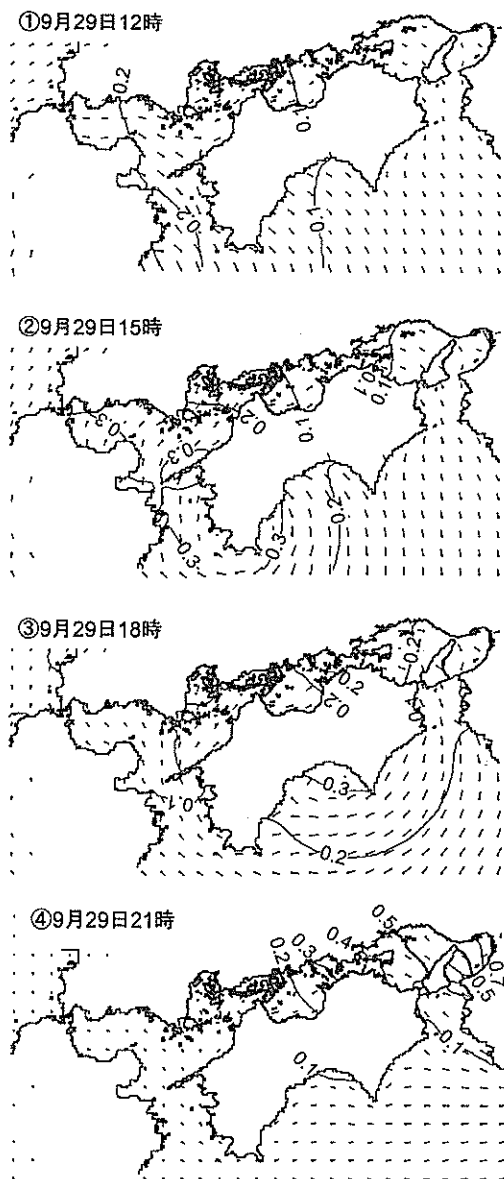


図-4.23 台風 0421 号の風と最大高潮偏差の分布の変化

5. 結論

2004 年には史上最高となる 10 個の台風が日本列島に上陸し、その多くは日本沿岸に顕著な高潮・高波災害を引き起こした。そこで本研究では、①なぜ台風の上陸個数がこれほど多かったのか、②上陸した台風には何か特徴はあるのか、③実際にどのような高潮が生じたのか、④従来からの高潮予測・再現計算法でどこまで再現できるか、という疑問に少しでも答えるために、2004 年の台風と高潮の特性を観測データや数値計算モデルで明らかにするとともに、台風接近時の予測計算と事後の追算（再現計算）という二つの観点から既往の高潮数値計算モデ

ルの精度を検証した。その主要な結論は以下の通りである。

- ① 2004 年には台風が平年より高い緯度で発生し、小笠原気団が日本列島の東部まで張り出していた。明確な因果関係を示すことはできなかったが、これらも台風の上陸個数を増やす要因になったと思われる。
- ② 2004 年には様々な特徴のある台風が来襲した。例えば、台風 0421 号や 0422 号の最大風速半径は既往台風の平均と比べて小さく、限られた範囲で暴風の吹く台風であった。一方、台風 0416 号や 0418 号の最大風速半径は非常に大きく、広範囲で海水を吹き寄せる台風であった。また、台風 0410 号は転向せずに四国に上陸し、台風 0411 号は紀伊半島沖で発生したが、このような台風は非常に稀な存在である。
- ③ 九州西岸では台風 0418 号、瀬戸内海は台風 0416 号や 0418 号、四国南岸、紀伊半島、伊勢湾、東京湾の周辺では 0423 号によって、顕著な高潮が発生した。特に台風 0418 号は有明海、周防灘、広島湾に 2m を超える高潮偏差を発生させた。
- ④ 高潮予測という観点では、本論文で用いた高潮推算モデルそのものの推算精度は概ね十分であり、むしろ台風のコースや中心気圧などのパラメタの予測誤差が高潮の予測誤差を大きくしている。それを解決する簡単な方法の一つとして、既往台風における中心気圧と最大風速半径の相関関係を利用して、最大風速半径を予測する方法も提案した。
- ⑤ 高潮追算という観点からは、三種類の海上風を用いて高潮偏差の比較計算を行った。その結果、傾度風と場の風をベクトル合成する方法よりも、移動座標系における力の釣り合いと超傾度風を導入した方法で海上風を推算した方が、全体的に観測値に近い高潮偏差を与えた。さらに、三次元 MASCON モデルで風向を補正して高潮偏差を推算したが、観測値に近づいた場合と過大な値になった場合とがあり、初期風の与え方や収束計算の結果の使い方などに工夫の余地があることを示した。

6. あとがき

本研究では、2004 年の台風や高潮の特性を整理するとともに、台風接近時の予測計算と通過後の追算を行った。力学的モデルによる海上風の推算方法には、本論文で記したものの以外にも様々なものがある。また、海水の流れの計算においても、天文潮や波浪との相互干渉、密度層を考慮するかどうかなどによって、やはり様々な方法

がある。あらゆる物理過程を精緻に計算することが、現象の解明や再現に重要であることに疑いはない。しかし、その一方で、台風来襲時に高潮の予測計算をする場合や、港湾・海岸施設の確率論的な性能照査を目的として確率台風モデルでシミュレートした無数の台風に対する高潮を推算する場合には、対象とする海域の高潮に対してある程度の精度と短い演算時間という、相反する条件が要求される。どのようなモデル（計算上の仮定）が、どのような条件（台風の種類、海域）に対して、どれくらいの精度を持つのかを、整理しておく必要があると考える。

(2005年5月13日受付)

謝辞

本論文で高潮計算の検証に用いた潮位観測データは、気象庁のホームページからダウンロードしたものと、国土交通省中国地方整備局広島港湾空港技術調査事務所を通じて提供されたものである。また、高潮追算をする一方で、国土交通省中国地方整備局、同四国地方整備局、同九州地方整備局、広島県、山口県、鹿児島県など、被災地の関係官署の皆様のご協力により被災現場を調査することもできた。この場をもって関係各位に厚くお礼を申し上げたい。

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.
- 河合弘泰・川口浩二・橋本典明(2003)：台風による内湾の波浪・高潮の双方向結合推算モデルの構築，港湾空港技術研究所報告，第42巻，第3号，pp.85-110.
- 河合弘泰・富田孝史(2004)：台風による内湾の高潮のリアルタイム予測に関する基礎的検討，港湾空港技術研究所資料，No.1085，25p.
- 河合弘泰(2004)：沿岸防災を目的とした高潮推算技術の高度化について，平成16年度港湾空港技術講演会講演集，pp.21-43.
- 河合弘泰・富田孝史・平石哲也・安田誠宏(2005)：台風0314号による大韓民国馬山湾の高潮の現地調査と数値計算，港湾空港技術研究所報告（印刷中）.
- 北野正夫・有光剛・高山知司(2002)：うねりの発生特性と海域利用時の防災を目的としたうねりの簡易予測手法について，海岸工学論文集，第49巻，pp.1431-1435.
- 後藤智明・柴木秀之(1993)：陸上地形の影響を考慮した海

- 上風推算，港湾技術研究所報告，vol.32，No.3，pp.65-97.
- 高橋重雄・大木泰憲・下迫健一郎・諫山貞雄・石貫国郎(2000)：台風9918号による護岸の被災とその対策に関する水理模型実験，港湾技研資料，No.973，50p.
- 永井紀彦・橋本典明・佐藤和敏(2000)：台風9918号による西日本沿岸の波浪と潮位の出現特性，港湾技研資料，No.969，48p.
- 橋本典明・真期俊行(2000)：波浪推算法による台風9918号の異常波浪の再現計算，港湾技研資料，No.970，33p.
- 平石哲也・平山克也・河合弘泰(2000)：台風9918号による越波災害に関する一考察，港湾技研資料，No.972，19p.
- 藤井健・光田寧(1986)：台風の高潮モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション，京都大学防災研究所年報，第29号，B-1，pp.229-239.
- 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.
- 柳嶋慎一・加藤一正・岩淵哲治・猿田光隆・平戸誠一郎・堀謙吾(2000)：台風9918号による虹ヶ浜海岸の高潮災害，港湾技研資料，No.974，24p.
- Myers, V. A. and Malkin, W. (1961): Some Properties of Hurricane Wind Fields as Deduced from Trajectories, U. S. Weather Bureau, National Hurricane Research Project, Report 49.
- Mitsuta, Y. and T. Fujii (1987): Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, Bulletin Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol.37, Part 4, No.329, pp.169-185.

港湾空港技術研究所資料 No.1103

2005. 9

編集兼発行人 独立行政法人 港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人 港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬 3 丁目 1 番 1 号

TEL.046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 有限会社つばさ印刷技研

Copyright © (2005) by PARI

All rights reserved. No Part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。