

独立行政法人港湾空港技術研究所

# 港湾空港技術研究所 報告

---

REPORT OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH  
INSTITUTE

---

VOL.46      NO.3      September 2007

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,  
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

# 港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 46 卷 第 3 号, 2007年 9 月 (September 2007)

## 目 次 (CONTENTS)

1. 現地港湾の長周期波対策における透過堤の適用性  
.....平石 哲也・平山克也・南靖彦.....3  
Applicability of Permeable-type Breakwater for Long Period Wave Countermeasure  
.....Tetsuya HIRAIISHI, Katsuya HIRAYAMA, Yasuhiko MINAMI
2. 宮崎住吉海岸におけるビデオ画像を用いた砂浜と沿岸流の長期連続観測  
.....鈴木 高二朗.....21  
Long Term Observation of Nearshore Topography and Longshore Current in Sumiyoshi Beach using Video Camera  
.....Kojiro SUZUKI
3. 内湾の高潮推算への台風ボーガスと局地気象モデルの適用性  
.....河合 弘泰・川口 浩二.....43  
Applicability of Typhoon Bogus and Mesoscale Model to Simulation of Storm Surges in Bays  
.....Hiroyasu KAWAI, Koji KAWAGUCHI

## 内湾の高潮推算への台風ボーガスと局地気象モデルの適用性

河合 弘泰\*・川口 浩二\*\*

### 要 旨

高潮や高波を発生させる主要な外力は洋上の風である。その風を現地で観測するためには多大な費用や労力が必要であるため、観測地点は現在でも限られており、観測データのみから風の平面分布を正確に推定することは不可能に近い。したがって、台風の位置や中心気圧などの諸元をもとに経験則あるいは数値計算モデルによって海上風を推算することが不可欠である。しかしながら、これまで使われてきた経験的台風モデルや MASCON モデルでは、内湾の海上風を十分に再現できなかった。その一方で、近年では様々なスケールの気象現象を計算する数値計算モデルが開発され、台風ボーガスと局地気象モデルを用いた内湾の海上風の推算も試みられている。ただし、その検証事例は限られており、実務に導入するためにはもう少し詳しい検討が必要である。

そこで本研究では、台風 0416 号など近年の 6 つの台風を選び、2 種類の経験的台風モデル、MASCON モデル、局地気象モデル MM5 (気象庁 RANAL に台風ボーガスを埋め込んだ気象場を入力)、のそれぞれによって海面気圧や海上風を推算し、その風場の特徴や推算精度を調べた。さらに、これらの海面気圧と海上風を外力として、瀬戸内海の高潮偏差を推算し、その精度も検証した。その結果は以下の通りである。

- ① 局地気象モデル MM5 によって、経験的台風モデルや MASCON モデルよりも海上風を精度良く推算できる。また、局地気象モデルによる海上風を用いることで、高潮偏差の推算精度も向上する。
- ② 経験的台風モデルの間でも海上風の推算精度には差がある。傾度風の力の釣り合い式に台風の移動の効果を考慮し、風速の低減係数に超傾度風を考慮するモデルを用いると、陸地から離れたところでは局地気象モデルに近い風場が得られ、台風接近時の風速のピークの再現性も高まる。
- ③ MASCON モデルは、風上側と風下側を陸地で阻まれた海域で風速を過小に評価し、陸上地形を水平方向に過剰に避ける風場を与える傾向がある。

以上のことから、高潮推算に用いる台風の海上風の推算手法として、台風ボーガスと局地気象モデルの有用性を示すことができた。

キーワード：経験的台風モデル、MASCON モデル、台風ボーガス、局地気象モデル、海上風、高潮

---

\* 海洋・水工部海洋水理・高潮研究室長

\*\* 海洋・水工部主任研究官

〒239-0826 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

## Applicability of Typhoon Bogus and Mesoscale Model to Simulation of Storm Surges in Bays

Hiroyasu KAWAI\*

Koji KAWAGUCHI\*\*

### Synopsis

Marine wind is a major input for storm surge and waves. As the construction of an offshore wind observation facility is quite expensive, its number in bays is still small. By this reason, the marine surface wind field as an input of storm surge and wave simulation should be estimated by a certain wind model. Empirical typhoon models and the MASCON model could not estimate precisely the wind field in bays. On the other hand, meteorological models have been developed for the description of meteorological processes in various scales. Among the meteorological models the Mesoscale Model MM5 with typhoon bogus is one of the models for the estimation of marine surface wind in bays, yet its applicability should be examined in detail.

In this paper, therefore, recent six major typhoons were selected among those having significant storm surge in Seto Inland Sea. The marine surface wind field in each typhoon was estimated with 2D empirical typhoon models, the MASCON model, and the Mesoscale Model MM5 with JMA's RANAL and typhoon bogus. Then the storm surge in the sea was simulated by using each wind field. The following results were drawn.

- (1) The MM5 model with typhoon bogus estimates a marine surface wind field more accurately than 2D empirical typhoon models and also improves the accuracy of storm surge simulation.
- (2) Among 2D empirical typhoon models, the model taking account typhoon movement into the equation of pressure gradient wind and introducing the wind speed coefficient for super gradient wind estimates the wind field near a typhoon center more accurately than the others.
- (3) The MASCON model overestimates the effect of land topography on the horizontal component of surface wind and consequently the model tends to underestimate the marine surface wind speed in bays surrounded with mountains.

These results show that the MM5 model with typhoon bogus is useful for the wind estimation for storm surge simulation.

**Key Words:** 2D empirical typhoon model, MASCON model, typhoon bogus, mesoscale model, marine surface wind, storm surge

---

\* Head, Marine Hydrodynamics and Storm Surge Division, Marine Environment and Engineering Department

\*\* Senior Researcher, Marine Environment and Engineering Department  
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan  
Phone : +81-46-8445049 Fax : +81-46-8441274 e-mail: kawai@pari.go.jp

目 次

要 旨 .....	43
1. まえがき .....	47
2. 対象とする台風 .....	48
3. 海上風の推算方法と推算精度 .....	48
3.1 経験的台風モデル .....	48
3.2 MASCONモデル .....	52
3.3 台風ボーガスと局地気象モデル .....	54
3.4 海上風の特徴と推算精度 .....	57
4. 高潮の推算方法と推算精度 .....	70
4.1 高潮の推算方法 .....	70
4.2 高潮偏差の推算精度 .....	71
5. 結論 .....	84
6. あとがき .....	84
謝辞 .....	84
参考文献 .....	85

## 1. まえがき

高潮や高波を発生させる主要な外力は洋上の風であり、高潮や高波の推算には海面上 10m で吹く風（これを「海上風」という）が用いられている。つまり、高潮や波浪の推算精度の多くの部分は、海上風をいかに正確に与えるかにかかっている。その海上風を推定するために現地で洋上の風を観測することは重要なことであるが、風速計を取り付けるタワーの建設には多大な費用と労力を要し、現在でも観測地点は限られている。それゆえ、観測データだけで海上風の平面分布を正確に推定することは不可能に近い。また、伊勢湾台風級のモデル台風など防災計画に重要な仮想台風に対しては観測値がない、という限界もある。したがって、台風の位置や中心気圧などの諸元をもとに経験則あるいは数値計算モデルによって海上風を推算することが不可欠である。

これまで実務で最も一般的に使われてきたモデルは、気圧や風の観測値に基づき経験的に考案されたもの（以下では「経験的台風モデル」）である。その気圧分布として最も広く使われてきたものが Myers のモデル (Myers and Malkin, 1961) と藤田のモデル (Fujita, 1952) である。これらのモデルの気圧分布（等圧線）は同心円であり、中心気圧と最大風速半径の 2 つのパラメータで決定される。ただし、現実の台風は気圧分布が必ずしも理想的な同心円とは限らないため、等圧線を楕円で表すモデルも提案されている (野中ら, 2000)。当所でも、最大風速半径を台風の中心から見た方向の関数で与えるモデルを試みた (Veltcheva・河合, 2000; Veltcheva and Kawai, 2002)。

経験的台風モデルによる海上風の推算では、まず自由大気（海面摩擦の影響を受けないほど上空の大気）における風を求め、この風速に経験的な低減係数を乗じ、風向を等圧線の接線方向から台風の中心側へ偏向させる。その自由大気の流れとは、気圧傾度力、コリオリ力、遠心力の釣り合いから傾度風成分を求め、台風の進行速度と中心からの距離による経験的な関数から場の風成分を求めて、これら 2 つの成分をベクトル合成したものである。あるいは、傾度風成分を求める釣り合い式に台風の移動の効果を取り込んで一度に計算するモデル (藤井・光田, 1986) も使われてきた。さらに、アイ・ウォール付近の super gradient wind を考慮するために、風速の低減係数を台風の中心からの距離の関数で与えるモデル (藤井・光田, 1986) もある。当所における近年の研究でも、災害をもたらした高潮の再現、台風時のリアルタイム高潮予測、確率台風モデルを導入した高潮の極値の試算におい

て、これらの経験的台風モデルを用いてきた (河合ら, 2000, 2003, 2004, 2006b, 2006c; 富田ら, 2005)。

ただし、経験的台風モデル自体は内湾を取り囲む陸上地形を考慮していない。そのため、観測風との相関解析に基づいて風速や風向を補正したり、適切な観測地点がない場合には高潮や波浪の推算値が観測値と合うように試行錯誤で海上風を補正してきた。また、MASCON モデル (Sasaki, 1958, 1970a, 1970b; Sherman, 1978) も使われてきた。MASCON モデルは、経験的台風モデルで与えた三次元の風場を初期値として、なるべく少ない補正量で風場が連続の式を満たす解のある種の数学的手法で求めるものである。必ずしも気象学的な裏付けはない。当所でも、MASCON モデルで海上風を補正し、それを用いて高潮を推算してきた (後藤・柴木, 1993; 柴木・後藤, 1992, 1993; 河合ら, 2004, 2005a, 2005b)。

ところが、以上の方法では海上風の再現が難しい台風や海域もあった。当所でも、例えば、経験的台風モデルは台風 9918 号が来襲したときの周防灘の苅田の風を過小評価し、それが主な原因となって高潮も過小評価した (河合ら, 2000)。また、台風 0416 号や 0418 号による瀬戸内海の高潮は、MASCON モデルで補正した風場を用いてもよく再現できなかった (河合ら, 2005b)。

以上のように経験的台風モデルや MASCON モデルが使われてきた一方で、近年では様々なスケールの気象現象を対象に数値モデルが開発されている。気象庁でも数値モデルによる客観解析値 RANAL を風速・風向、気温、水蒸気量など気象の物理量の GPV (Grid Point Value, 三次元の各格子点の値) として公開している。ただし、この気象 GPV は、平面的な格子間隔が短いものでも約 20km であり、内湾を取り囲む陸上地形の細かな起伏までは考慮しておらず、台風の中心付近の構造も鈍っている (実際よりも中心気圧が高く、風速が小さい)。そのため、気象 GPV に台風ボーガス (三次元の台風モデル) を埋め込んだ気象場を初期値として、より細かな格子で気象場を計算し直すという方法が一般的になりつつある。

それに適した気象モデルが局地気象モデルであり、ペンシルバニア州立大学と米国大気科学センターで開発されたモデル MM5 もその一つである。このモデルで内湾周辺の海上風を推算し、さらに高潮や波浪を推算する研究がなされており、台風ボーガス自体の改良もなされている (大澤, 2005; 中野ら, 2006; Ohsawa ら, 2006)。この方法の導入によって、経験的台風モデルよりも海上風を精度良く推算でき、それによって高潮や波浪の推算精度も向上した例がいくつか報告されている (河合ら, 2006a; 金ら, 2004; 山下ら, 2004; 吉野ら, 2005, 2006)。

このような台風ポーガスと局地気象モデルを用いた海上風の推算方法が実務に導入されれば、災害をもたらした台風の風、高潮、波浪の推算精度が向上し、港湾施設の被災原因の究明に役立つと期待される。また、過去の多くの台風の高潮や波浪を推算することで、設計潮位や設計波の見直しにも活用できると期待される。しかしながら、局地気象モデルの検証に用いた台風や観測地点はまだ少なく、この方法を実務に導入するためには局地気象モデルの再現性をもう少し詳しく検討しておく必要がある。また、実務によっては局地気象モデルの導入が難しいものもあり、経験的台風モデルや MASCON モデルの精度や問題点も再確認しておく必要がある。

以上のことを踏まえ本研究では、内湾の海上風と高潮の推算精度の向上に資するため、日本で陸上地形が最も複雑な内湾の一つである瀬戸内海を例に、近年に来襲した代表的な6つの台風の風場を台風ポーガスと局地気象モデルによって推算し、経験的台風モデルや MASCON モデルより精度良く推算できることを検証した。また、これらの風場を入力値として、実務で広く使われている単層の非線形長波方程式のモデルで高潮を推算し、その精度を瀬戸内海周辺の多くの検潮所で得られた高潮偏差で検証した。なお、波浪の推算精度については、本報とは別途とりまとめる予定である。

## 2. 対象とする台風

本研究では、気象庁から客観解析値 RANAL (気象 GPV の一つ) が提供されている 1996 年以降に、瀬戸内海に顕著な高潮・高波をもたらした台風として、9709 号, 0410 号, 0416 号, 0418 号, 0514 号, 0613 号を選ぶことにした。これらの台風のコースを図-2.1 に、発生した高潮偏差の一例を表-2.1 に示す。台風 0416 号, 0418 号, 0514 号, 0613 号は、瀬戸内海の西方または西端を北東ないし北北東に向かって進んだものであり、これらのコースは瀬戸内海の西部で高潮が顕著となる典型的なコースである。本調査では 9918 号を割愛するが、9918 号は 0416 号や 0418 号と似たコースを進んだ。一方、9709 号と 0410 号は四国南岸に上陸して瀬戸内海を北西に向かって横切ったものであり、このような珍しいコースを通る台風も、本研究の対象に加えた。

## 3. 海上風の推算方法と推算精度

本研究では大別して、①経験的台風モデル、②これを初期値とする MASCON モデル、③気象庁の気象客観解

析値 RANAL に台風ポーガスを埋め込んだ気象場を入力値とする局地気象モデル MM5, の3つの方法を用いて台風の海上風を推算した。

### 3.1 経験的台風モデル

経験的台風モデルは、台風の海面気圧や海上風の分布を台風の基本的なパラメタ (中心気圧, 最大風速半径, 移動速度) だけで表現するものであり、少ないパラメタだけで分布が決まることから「パラメトリックな台風」、台風の三次元構造を直接的には考えていないことから「二次元台風モデル」、後述するように気圧傾度力, コリオリ力, 遠心力の3つの単純な力の釣り合い式に基づくことから「力学的モデル」とも言われている。

経験的台風モデルにも色々なモデルがあるが、本研究では以下に記す2つのモデル PRM1, PRM2 を用いた。

#### (1) 海面気圧の分布 (PRM1, PRM2共通)

海面気圧の分布は等圧線が同心円をなし、中心から  $r$  だけ離れた地点の気圧  $p$  は Myers の式 (Myers and Malkin, 1961),

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

にしたがうものとする。ここに、 $p_c$  は中心気圧、 $\Delta p$  は気圧深度 ( $=p_\infty - p_c$ )、 $p_\infty$  は無限遠点の気圧 (本研究では 1,013 hPa)、 $r_0$  はいわゆる最大風速半径 (厳密に言うと気圧傾度が最大となる半径であり、本当に風速が最大となる半径は若干これとは差がある) である。

表-2.2 に、本研究で経験的台風モデルに用いた台風パラメタの諸元を示す。ここに、時刻は日本標準時、中心の緯度・経度、中心気圧は気象庁のベストトラック解析によるものであり、最大風速半径は瀬戸内海沿岸でなるべく合うように本研究で独自に設定した値である。

#### (2) 海上風の分布 (PRM1)

海上風は気圧傾度風と場の風とがベクトル合成されたものと考え、それぞれの成分は以下の方法で与える。なお、これまでの実務では、最大風速半径の外側に大気境界層モデルを適用する例もあったが、本研究では最大風速半径の外側に対しても内側と同じモデルを適用することにした。

##### ①傾度風成分

自由大気における傾度風  $U_{gr}$  は、気圧傾度力, 遠心力, コリオリ力の3つの力の釣り合い,

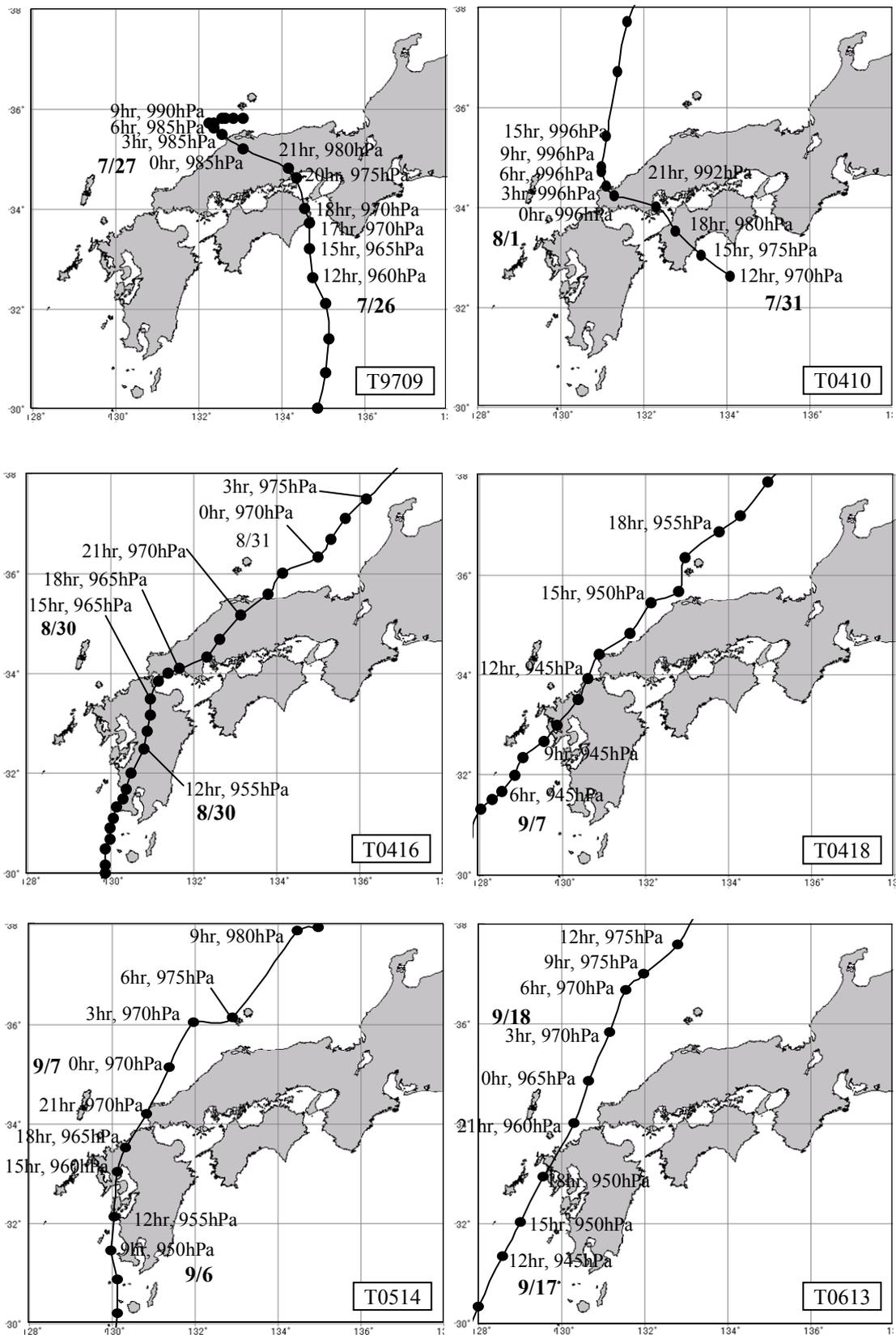


図-2.1 各台風のコースと中心気圧

表-2.1 各台風で生じた高潮偏差と高潮推算における台風の再現期間

台風番号	代表地点の高潮偏差とその起時	台風の再現期間
9709号	宇野 0.96m (7月26日22時)	1997年7月26日0時～7月28日0時
0410号	広島 0.54m (8月1日8時)	2004年7月31日12時～8月2日12時
0416号	三田尻 1.94m (8月30日16時)	2004年8月29日12時～8月31日12時
0418号	宇部 2.15m (9月7日13時)	2004年9月6日0時～9月8日0時
0514号	三田尻 1.45m (9月6日18時)	2005年9月5日12時～9月7日12時
0613号	宇部 1.44m (9月17日21時)	2006年9月17日0時～9月19日0時

表-2.2 各台風のパラメタ(1/2)

(a) 台風 9709 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
072600	134.9	30.0	950	106
072603	135.1	30.7	955	108
072606	135.2	31.4	955	104
072609	135.1	32.1	960	105
072612	134.8	32.6	960	118
072615	134.7	33.2	965	130
072617	134.7	33.7	970	150
072618	134.6	34.0	970	161
072620	134.4	34.6	975	181
072621	134.2	34.8	980	191
072700	133.1	35.2	985	201
072703	132.6	35.5	985	210
072706	132.4	35.6	985	222
072709	132.3	35.7	990	233
072712	132.4	35.7	990	262
072715	132.6	35.8	992	290
072718	132.7	35.8	992	278
072721	132.9	35.8	994	265
072800	133.1	35.8	994	211

(c) 台風 0416 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
082912	130.833	28.417	940	100
082915	130.417	28.833	940	110
082918	130.083	29.000	940	105
082921	130.083	29.333	940	100
083000	129.833	29.833	945	105
083001	129.833	29.917	945	110
083002	129.917	30.000	945	115
083003	129.917	30.167	945	115
083004	129.917	30.500	945	110
083005	130.000	30.667	945	110
083006	130.000	30.917	950	120
083007	130.083	31.083	950	115
083008	130.167	31.333	955	130
083009	130.333	31.500	955	120
083010	130.417	31.667	955	120
083011	130.500	32.000	955	120
083012	130.833	32.500	955	125
083013	130.917	32.833	960	140
083014	131.000	33.167	960	145
083015	131.000	33.500	965	175
083016	131.167	33.833	965	175
083017	131.417	34.000	965	175
083018	131.667	34.083	965	160
083019	132.333	34.333	970	180
083020	132.667	34.667	970	180
083021	133.167	35.167	970	180
083022	133.833	35.583	970	175
083023	134.167	36.000	970	170
083100	135.000	36.333	970	170
083101	135.333	36.667	970	170
083102	135.667	37.083	970	170
083103	136.167	37.500	975	200
083104	136.917	38.083	975	200
083105	137.083	38.500	975	220
083106	137.583	38.833	975	210
083107	138.083	39.167	975	190
083110	139.833	40.917	975	240
083112	140.788	41.674	975	245

(b) 台風 0410 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
073112	134.1	32.6	970	80
073115	133.4	33.0	975	80
073118	132.8	33.5	980	70
073121	132.3	34.0	992	120
080100	131.3	34.2	996	250
080103	131.1	34.4	996	250
080106	131.0	34.7	996	250
080109	131.0	34.8	996	200
080115	131.1	35.4	996	180
080121	131.4	36.7	998	200
080203	131.6	37.7	998	200
080209	132.2	38.6	1000	250
080212	132.55	39.1	1000	250

表-2.2 各台風のパラメタ(2/2)

(d) 台風 0418 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
090600	127.500	27.417	930	90
090603	127.333	27.833	935	105
090606	127.167	28.000	940	110
090609	127.083	28.417	940	105
090612	127.083	28.917	940	100
090615	127.000	29.333	940	100
090618	127.000	29.500	940	95
090621	127.333	29.917	940	90
090700	127.583	30.333	940	95
090701	127.667	30.500	940	100
090702	127.833	30.667	940	105
090703	127.917	31.083	945	110
090704	128.083	31.333	945	115
090705	128.333	31.500	945	125
090706	128.583	31.667	945	130
090707	128.917	32.000	945	120
090708	129.083	32.333	945	120
090709	129.583	32.667	945	115
090710	129.917	33.000	945	105
090711	130.417	33.500	945	105
090712	130.667	33.917	945	110
090713	130.917	34.417	945	115
090714	131.667	34.833	945	105
090715	132.167	35.417	950	115
090716	132.833	35.667	950	105
090717	133.000	36.333	950	125
090718	133.833	36.833	955	125
090719	134.333	37.167	955	125
090720	135.000	37.833	955	130
090721	135.917	38.667	960	160
090722	136.500	39.083	960	170
090723	137.167	39.667	960	170
090800	138.000	40.167	965	175

(e) 台風 0514 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
090512	130.900	27.600	935	72
090515	130.417	28.833	935	72
090518	130.167	29.083	935	72
090521	130.167	29.417	935	72
090600	130.083	29.583	940	78
090603	130.167	30.167	945	85
090606	130.167	30.833	945	85
090609	130.000	31.417	950	92
090612	130.083	32.083	955	100
090615	130.167	33.000	960	108
090618	130.333	33.500	965	118
090621	130.833	34.167	970	128
090700	131.417	35.083	970	128
090703	132.000	36.000	970	128
090706	132.917	36.083	975	138
090709	134.500	37.833	980	150
090712	135.000	37.917	985	163

(f) 台風 0613 号

月日時	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気 圧(hPa)	半径 (km)
091700	126.417	27.833	925	40
091703	127.083	28.583	930	50
091706	127.583	29.416	935	55
091709	128.000	30.333	940	65
091712	128.583	31.333	945	70
091715	129.000	32.017	950	90
091718	129.583	32.917	950	90
091721	130.333	34.000	960	105
091800	130.667	34.833	965	125
091803	131.167	35.833	970	140
091806	131.583	36.667	970	125
091809	132.000	37.000	975	115
091812	132.833	37.583	975	110
091815	133.417	38.417	980	150
091818	134.333	39.583	980	150
091821	134.583	40.083	980	120
091900	134.917	40.917	980	110

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{U_{gr}^2}{r} + f_1 U_{gr} \quad (3.2)$$

を解くことで、

$$U_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta p}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \quad (3.3)$$

と与えられる。ここに、 $\rho_a$  は大気密度 ( $=1.22\text{kg/m}^3$ )、 $f$  はコリオリの係数 ( $=2\omega \sin \phi$ 、 $\omega$  : 地球自転の角速度  $=7.29 \times 10^{-5} \text{rad/s}$ 、 $\phi$  : 緯度) である。これに対応する海上 (海面から高さ 10m) の風速  $U_1$  は、

$$U_1 = C_1 U_{gr} \quad (3.4)$$

により与える。ここに、 $C_1$  は経験的な係数であり、一般には 0.6~0.7 の値が使われているが、本研究では 0.66 とした。海上における風向は、自由大気風向 (等圧線の接線方向) に比べて台風の中心側に 30deg 偏向している

ものとする。

②場の風成分

海上における場の風成分の風速  $U_2$  は、

$$U_2 = C_2 \frac{U_1(r)}{U_1(r_0)} V_T \quad (3.5)$$

によって与える。ここに、 $C_2$  は経験的な低減係数であり、一般には  $C_1$  と同程度の値が使われてきたので、本研究でも 0.66 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した。

## (3) 海上風の分布 (PRM2)

東京湾, 伊勢湾, 大阪湾など南北に長く南側に湾口のある内湾では, 台風が内湾の西方を通過し, 内湾には台風の右半円で吹く南寄りの風が作用した場合に, 湾奥で高潮が最も顕著となる. このような高潮推算に対し, 前述の経験的台風モデル PRM1 は, 簡易なモデルである割に高潮を精度良く推算できることが知られている. ただし, 台風の最大風速半径より内側で風速を過小評価したり, 台風が遠ざかる時の吹き戻しを過大評価する傾向があることも指摘されている (河合ら, 2003). そのため最近では, 傾度風と場の風を別々に計算してベクトル合成するモデルではなく, 傾度風の計算で用いる気圧傾度力, コリオリ力, 遠心力の釣り合い式に台風の移動の効果を取り込んで一度に計算するモデルや, 風速の低減係数に超傾度風 super gradient wind を考慮するモデルも使われている. そこで, 本研究では以下に記すモデル PRM2 についても検討した.

まず, 式(3.2)に示した, 気圧傾度力, コリオリ力, 遠心力の釣り合い式に, 台風の移動の効果をとり込むと,

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{U_G^2}{r} \left( 1 - \frac{V_T}{U_G} \sin \beta \right) + f_1 U_G \quad (3.6)$$

となる (藤井・光田, 1986). ここに,  $\beta$  は台風を中心から見た方向,  $U_G$  は台風の移動の効果をとり込んだ傾度風速であり, この式を解くと,

$$U_G = -\frac{rf - V_T \sin \beta}{2} + \sqrt{\left( \frac{rf - V_T \sin \beta}{2} \right)^2 + \frac{\Delta p}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \quad (3.7)$$

が得られる. これに対応する海上の風速  $W$  は, 経験的な低減係数  $C_1(X)$  を用いて,

$$W = C_1(X) U_G \quad (3.8)$$

により与える. ここに,  $X=r/r_0$ , 低減係数  $C_1(X)$  は,

$$C_1(X) = C_1(\infty) + [C_1(X_p) - C_1(\infty)] \left( \frac{X}{X_p} \right)^{k-1} \cdot \exp\left\{ \left( 1 - \frac{1}{k} \right) \left[ 1 - \left( \frac{X}{X_p} \right)^k \right] \right\} \quad (3.9)$$

で与える (藤井・光田, 1986). ここに,  $X_p=1/2$ ,  $k=2.5$  である. この低減係数は最大風速半径の内側で従来よりも大きき値をとり, その最大値  $C_1(X_p)$  は気圧深度  $\Delta p$  が大きい (中心気圧が低い) ほど大きくなることが知られている (Mitsuta・Fujii, 1987). ただし, 本研究ではその値が 1 を超えないように制限し,

$$C_1(X) = \min \left\{ \frac{2}{3} \left[ 1 + 10^{(0.0231 \Delta p - 1.95)} \right], 1 \right\} \quad (3.10)$$

と与えた. 海上の風向は等圧線の接線方向より台風の中心側に偏向しているものとし, その偏向角  $\alpha$  は中心からの距離の関数,

$$\alpha = \min \left\{ 15 \frac{r}{r_0}, 15 \right\} \quad (3.11)$$

により与えた.

## (4) 二つの経験的台風モデルの相違点

これら経験的台風モデル PRM1 と PRM2 は「移動する台風では右半円の風速が左半円より速い」という台風の基本性質を満たしている. しかしながら, 図-3.1 に示すように, 最大風速の位置には違いがあり, PRM1 では中心から見て右後方 (時計で 4 時ないし 5 時の方向), PRM2 では真右 (3 時) である. そのため, 台風の右半円に入る地点で風速の経時変化を比較すると, 風速のピークの時刻は PRM1 より PRM2 の方が早くなる. さらに, 最大風速半径の内側に入る地点では, PRM2 の方が大きな風速低減係数を使っているため全体的に風速が大きくなる. また, ①台風が最接近する前の東寄りの風, ②後の西寄りの吹き返し, の二回の風速のピークが現れるが, PRM1 では後の風速の方を大きく与え, PRM2 では同じ風速を与える.

ただし, 何れにせよ, これら経験的台風モデルの与える風場は, 各地点で吹く風を単に台風の中心気圧や中心からの距離の関数で与えたものに過ぎず, そこが開けた海か, 無数の細かな島が散らばった入り江か, といった周りの地形は考慮していない. 山地に突き刺さり, その裏側から飛び出る, 現実にはあり得ない風場になっており, 大気の質量保存則は成り立っていない (厳密にいうと, 経験的台風モデル自体から成り立っていない). 経験的台風モデルは, 太平洋の沖合のように風を妨げる島がほとんどない海域に対する適用性は高いが, 瀬戸内海のような複雑な陸上地形に囲まれた海域での適用性には限界がある. ただし, 周防灘, 広島湾, 水島灘 (燧灘) など, 一つずつの限られた小さな海域だけを対象とするのであれば, 風速の低減係数や風向の偏向角の補正で対応できる可能性もあり, 現にこれまでの実務では高潮や波浪の推算値が観測値と合うように, 試行錯誤で風速や風向の補正が行われることもあった.

## 3.2 MASCON モデル

経験的台風モデルで得られる風場を陸上地形に沿った現実に近いものに修正するモデルとして, MASCON モデル (Mass consistent Model, Sasaki, 1958, 1970a, 1970b; Sherman, 1978) が知られており, 内湾の海上風を推算す

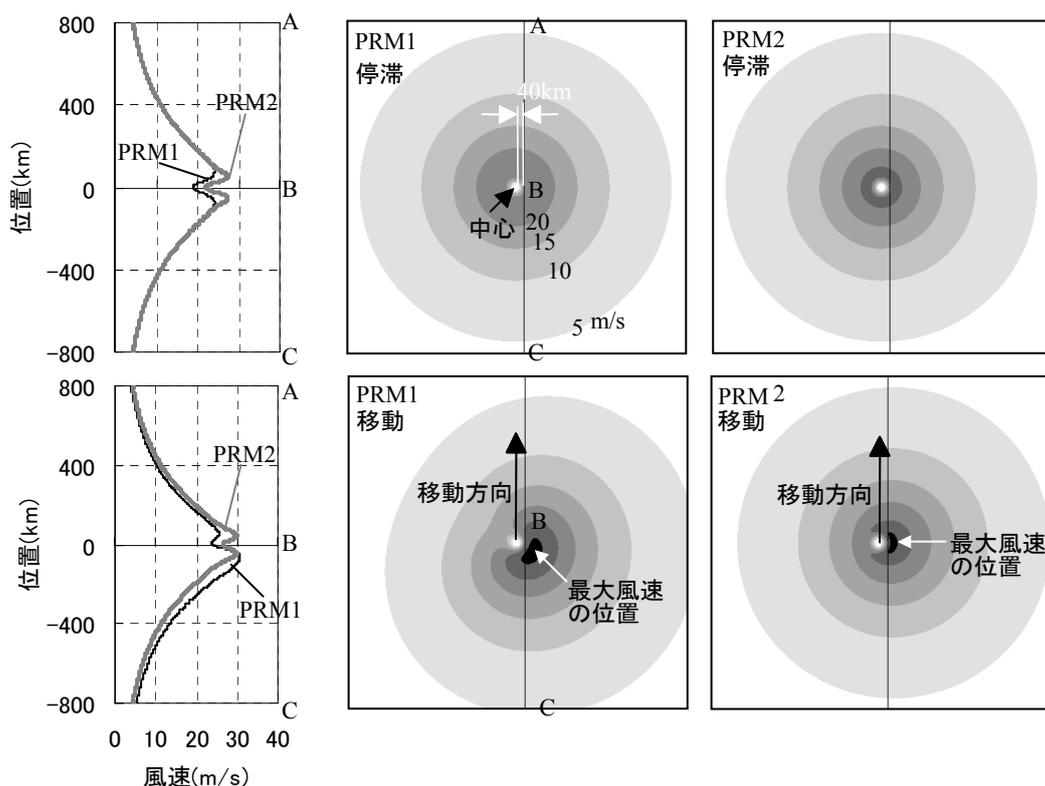


図-3.1 経験的台風モデルによる海上風速の平面分布（中心気圧 960hPa，最大風速半径 100km，移動速度 40km/h）

の際にもしばしば使われてきた（後藤・柴木，1993；柴木・後藤，1992，1993）．このモデルは，質量保存則を束縛条件とした次元変分法で，陸上地形を考慮した風場を求めるもので，MATHEW モデルとも言われている．

その基礎方程式は非圧縮流体の質量保存則，

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.12)$$

である．ここに， $x, y, z$  は 3 次元の座標系， $u, v, w$  は風速の  $x, y, z$  成分である．この質量保存則を束縛条件とする汎関数は，

$$E(u, v, w, \lambda) = \int_V \left[ \alpha_1^2 (u - u_0)^2 + \alpha_1^2 (v - v_0)^2 + \alpha_2^2 (w - w_0)^2 + \lambda \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] dx dy dz \quad (3.13)$$

で与えられる．ここに， $u_0, v_0, w_0$  は経験的台風モデルで与えられる風速の初期値の  $x, y, z$  成分， $\lambda(x, y, z)$  はラグランジュの未定乗数である． $\alpha_1, \alpha_2$  は補正の固さを調節するパラメタであり，この値を大きくするほど汎関数の値が大きくなるので，結果として補正量を厳しく制限することになる．これらのパラメタの比 ( $\alpha = \alpha_2 / \alpha_1$ ) は一般的に，数学的な発想に基づいて，鉛直方向と水平方向の差分の比  $dz/dx$  と同じ比率に設定してきた．ただ

し，その比  $\alpha$  に気象学的な裏付けはなされていない．

式(3.13)を最小にする解を持つオイラー・ラグランジュ方程式は，

$$u = u_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (3.14a)$$

$$v = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (3.14b)$$

$$w = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (3.14c)$$

である．これらを  $x, y, z$  で微分して式(3.12)に代入すると，次式で得られるポアソン型方程式が得られる．

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left( \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \left( \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) \quad (3.15)$$

この方程式の  $\lambda$  を繰り返し計算によって求めることで，質量保存則を満たす風場 ( $u, v, w$ ) が求められる．

以上のように，MASCON モデルは，質量保存則を満たし，汎関数が最小となる風場を収束計算によって求めるものである．あくまで一つの数学的な手法に過ぎず，大気密度，気温，水蒸気量など気象の物理過程までは考慮していない．また，収束計算には時間がかかる．

本研究では，経験的台風モデル PRM2 で与えられた風

場（ただし、 $w_0=0$ ）を初期値として、MASCON モデルを適用した。  $\alpha$  の値は従来から使われてきた  $dz/dx$  に加え、この 0.33 倍、0.1 倍とした値の、合計 3 種類とした。その適用範囲は図-3.2 に示す瀬戸内海の周辺の東西 450 km×南北 270km の領域であり、この領域内に平面的には 1.5km 間隔で東西 300 個×南北 180 個の計算格子を配置し、鉛直方向は 60 層に分割した。

### 3.3 台風ポーガスと局地気象モデル

気象モデルは、大気の状態保存則、運動方程式、気体の状態方程式、熱や水蒸気の輸送方程式を計算するモデルであり、蒸発、雲の発達、降雨などの物理過程を考慮

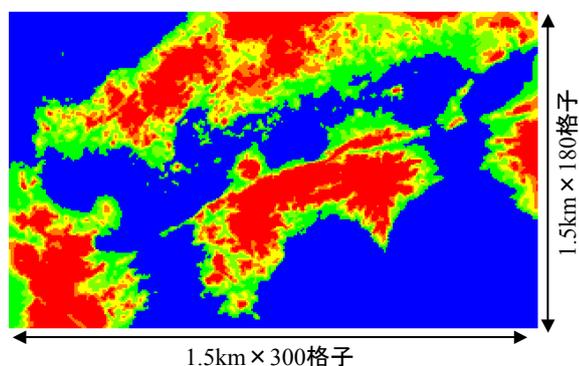


図-3.2 MASCON モデルの適用範囲

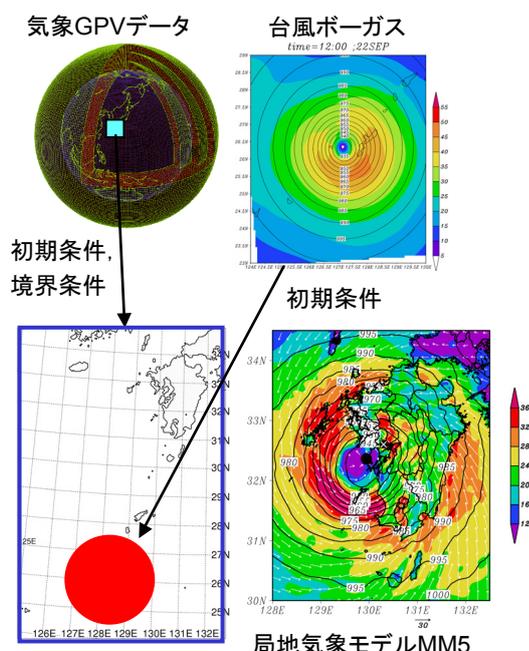


図-3.3 局地気象モデルを用いた計算の概念

して海面気圧や海上風を推算できる。気象モデルにはまず、全球やアジア域など広域を対象とするものがあり、気象庁ではその計算結果を GPV データ(三次元の計算格子点における気圧、風速・風向、水蒸気量など気象の物理量)として提供している。ただし、気象庁の GPV データで最も分解能の高い日本周辺の客観解析値 RANAL でさえ、6 時間間隔で、水平方向の格子間隔は約 20km と粗い。そのため瀬戸内海の高潮推算に用いる上で、

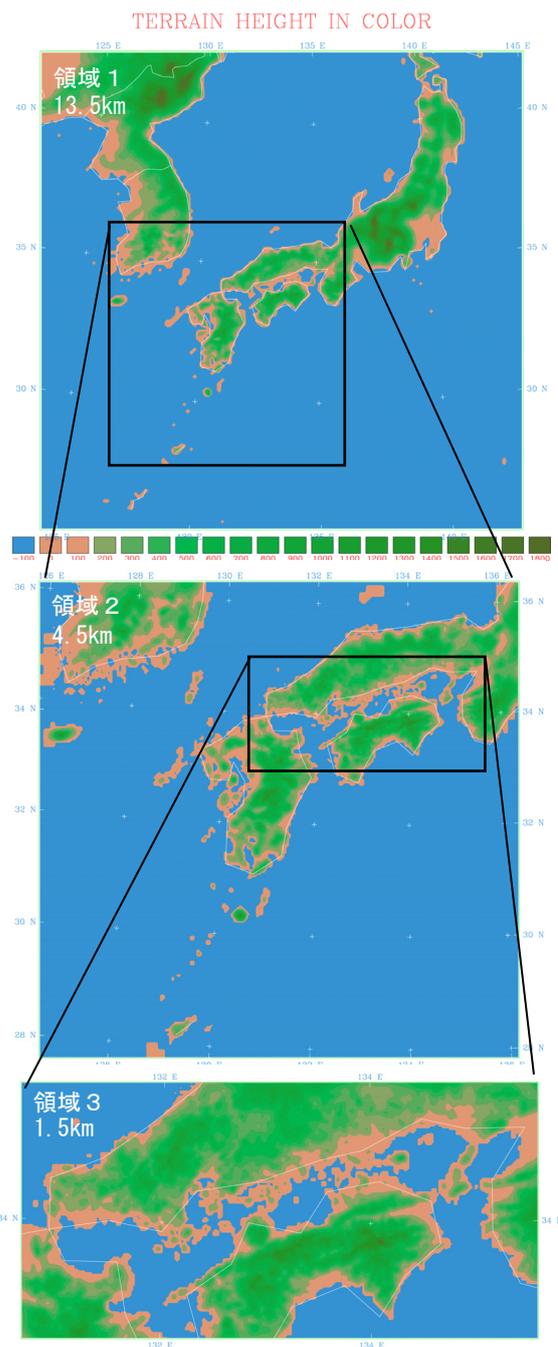


図-3.4 局所気象モデルの計算領域

表-3.1 各計算領域の諸元と設定

項目	領域 1	領域 2	領域 3	
水平解像度	13.5km	4.5km	1.5km	
水平格子数	140×140	211×211	181×301	
鉛直層	32	32	32	
タイムステップ	30 秒	10 秒	3.3 秒	
微物理	Simple ice	Schultz graupel microphysics scheme		
積雲パラメタリゼーション	Grell cumulus scheme	None		
PBL scheme	Eta PBL			
Radiation scheme	Cloud radiation scheme			
Land-surface scheme	Five-Layer soil model			
初期・境界値	大気	RANAL	領域 3	領域 2
	海水温	Near-goos	領域 3	領域 2

- ①瀬戸内海を取り囲む陸上地形の複雑な起伏を十分に再現できていない。
- ②台風の中心付近の構造など細かな気象現象までは再現しておらず、台風の勢力が鈍っている（中心気圧が高く、風速が小さい。また、中心の位置が大きくずれていることもある）。

という限界がある。

そのため、**図-3.3** に示すように、GPV データを内挿して細かな計算格子のデータを作り、これに台風ボーガスと言われる三次元の台風モデルを埋め込み、この気象場を初期値として計算し直す必要がある。それに適した気象モデルが局地気象モデルとよばれるものであり、本研究ではアメリカ大気研究センターNCAR とペンシルベニア州立大学で開発された MM5 (The Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model) を用いることにした。このモデルは日本でも広く使われるようになりつつある。

(1) 計算領域

本研究で用いた計算領域を**図-3.4** および**表-3.1** に示す。領域 1 の初期・境界条件のうち、大気には気象庁 GPV データの領域客観解析データ RANAL (6 時間間隔、水平方向の格子間隔は約 20km)、海面水温にはアジア域客観解析データ Near-goos (格子間隔は 0.25 度) を用いた。領域 1 は、台風が台風の周りの気象場の影響を受けて、発達あるいは減衰しながら移動する現象を再現するためのものである。領域 2 は、領域 1 をネスティングして台風の内部構造まで再現するためのものである。領域 3 は、領域 2 の計算結果を初期・境界条件として与えながら、瀬戸内海の複雑な陸上地形や土地利用の違いが気象に及ぼす影響も考慮して、気象の計算を行うためのものである。

(2) 台風ボーガス

「台風ボーガス」とは、局地気象モデルの入力データに使うための、三次元的な気圧や風速の分布のモデルである。「ボーガス」には「似せたもの」という意味がある。MM5 にはもともと Lownam and Davis (2001) による台風ボーガスが付属されており、日本におけるこれまでの研究でもしばしばこのモデルが使われてきた。ただし、このモデルは地衡風近似に基づいたものであり、台風の最大風速を与えることで、台風全体の風場を与え、この風場から気圧場を計算する方法をとっていた。そのため、台風の気圧場の再現が難しい場合もあった。そこで、本研究では気象庁のモデル (大野木・上野, 1992; 大野木, 1997; 上野, 2000) を改良したモデル (Ohsawa ら, 2006) 採用した。このモデルは傾度風近似に基づいたものであり、気圧場から風場を与える方法をとっている。

台風ボーガスを設定して、気象庁 GPV の RANAL に埋め込むまでの、大まかな流れは、

- ①地上気圧分布を Fujita の式で与える。
- ②高度偏差の三次元軸対象構造を解析関数で表現し、三次元高度場を計算する。
- ③コリオリ力、遠心力、気圧傾度力の釣り合いから傾度風を求める。
- ④解析値に含まれる非対称成分を付加する。
- ⑤クレスマン内挿で推定値へ埋め込む。

である。具体的には以下の通りである。

①気圧分布

地上気圧 (海面気圧)  $p_s$  は Fujita (1952) の式、

$$p_s = p_{\max} - \frac{\Delta p}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \tag{3.16}$$

によって与える。ここに、 $p_{\max}$  は無限遠での気圧、 $\Delta p$  は台風の中心における降下量、 $r$  は台風の中心からの距

離,  $r_0$  はいわゆる最大風速半径 (厳密に言うと, 気圧傾度が最大となる半径であり, 風速が最大となる半径とは若干異なる) である. 無限遠での気圧  $p_{\max}$  は,

$$p_{\max} = p_c + \frac{p_B - p_c}{1 - \sqrt{1 + (r_B/r_0)^2}} \quad (3.17)$$

で与えられる. ここに,  $p_B$  は半径  $r_B$  の円周上で平均した気圧,  $p_c$  は中心気圧である. この半径  $r_B$  は,

$$r_B = r_{15} \sqrt{1 + \frac{0.03}{f r_{15}}} \quad (3.18)$$

で与える. ここに,  $r_{15}$  は 15m/s の風速半径 (単位は km),  $f$  はコリオリのパラメタである.

### ②D値の設定

気象庁ボーガスには, 高度の  $D$  値 (台風域内の等圧面高度  $Z$  の周辺値からの偏差) の三次元軸構造を解析関数で与える点に特徴がある. 任意の位置の任意の気圧面 ( $p$  面) に対する  $D$  値は,

$$\begin{aligned} D = Z - Z_B &= -\frac{R}{g} \int_{p_s}^p T d \ln p + \frac{R}{g} \int_{p_B}^p T_B \ln p \\ &= -\frac{R}{g} \int_{p_s}^p (T - T_B) d \ln p + \frac{R}{g} \int_{p_B}^p T_B d \ln p \end{aligned} \quad (3.19)$$

によって与えられる. ここに,  $R$  はガス定数 (J/kg/K),  $g$  は重力加速度,  $d$  は層厚,  $p_B$  は地上気圧のリファレンス (台風半径の円周上で平均した値),  $T_B$  は層圧温度のリファレンス,  $Z_B$  は高度のリファレンスである.

### ③風速

傾度風は, コリオリ力, 遠心力, 気圧傾度力の釣り合い式から,

$$V_g = \frac{1}{2} \left\{ -fr + \sqrt{f^2 r^2 - 4rg \frac{\partial Z}{\partial r}} \right\} \quad (3.20)$$

により与える.

### ④台風の非対称性

以上の方法で作成されたボーガスは軸対称のものであるが, 現実の台風では必ずしも軸対称ではなく, 移動しているときはもちろん, 静止しているときであっても非対称な場合がある. これを表現するために, ゲス値 (第一推定値) を用いて台風の非対称成分を付加する.

まず, 等圧面高度に対しては,

$$Z_b = Z_{bs} + (Z_g - Z_{gs}) \quad (3.21)$$

により与える. ここに,  $Z_b$  はボーガス投入後,  $Z_{bs}$  は軸対称ボーガス,  $Z_g$  はゲス値,  $Z_{gs}$  は方位角平均の高度である.

風速場も同様に,

$$V_b = V_{bs} + (V_g - V_{gs}) \quad (3.22)$$

で与える. ここに,  $V_b$  はボーガス投入後,  $V_{bs}$  は軸対称風,  $V_g$  はゲス値,  $V_{gs}$  は方位角平均の風速である.

### ⑤ボーガスの埋め込み

台風ボーガスをゲス値に埋め込む範囲は, 台風の中心から半径  $r_B$  の円の内側であり, 以下に示すクレスマン関数による重み付けをして埋め込みをする.

$$W = \left( \frac{r_B^2 - r^2}{r_B^2 + r^2} \right) \quad (3.23)$$

$$\alpha = (1 - W) \alpha_{\text{firstguess}} + W \alpha_{\text{bogus}} \quad (3.24)$$

ここに,  $W$  は重み,  $\alpha_{\text{firstguess}}$  はボーガス埋め込み前のゲス値,  $\alpha_{\text{bogus}}$  はボーガスのゲス値である.

### (3) 台風の進路と勢力の制御

局地気象モデル MM5 による気象場の計算では, 各計算格子の初期値に, 気象庁のベストトラック解析に基づく中心の位置や中心気圧に対応した気圧場や風場を与える. その後は, 大領域の境界値に客観解析値 RANAL を時間内挿して与えるだけで, 領域の内部の格子は局地気象モデルによる気象の計算に委ねられる. そのため, 時間が経過すると, 初期値の誤差や局地気象モデル自体の推算誤差が蓄積し, 台風の進路や勢力が現実とは異なるものとなる.

そこで, 本研究では, ナッジング (Guo and Kuo, 1994) というデータ同化技術を用いて, 台風の位置や勢力が観測値となるべく合うように局地気象モデルの計算を制御した. 具体的には,

- ① 予備的な計算として, 粗い格子の計算領域で気象場の計算を行い, 3 時間ごとに出力する.
- ② この気象場に対し, 気象庁のベストトラック解析に基づいた中心位置と中心気圧を持つ台風ボーガスを埋め込み, 解析値を作成する.
- ③ 本番の推算として, 解析値を計算領域の初期・境界値として与えつつ, 解析値に対して 4 次元同化をさせながら, 気象場の時間発展を計算する.

という手順である.

ただし, このような工夫をしても, 推算時間が長くなるにつれて台風の位置や中心気圧の誤差は大きくなる傾向があるので, 図-3.5 に示すように, 一つの計算を台風のスピニアップに必要な助走計算 3 時間と本計算 12 時間の合計 15 時間で打ち切ることとした. そして, 初期時刻

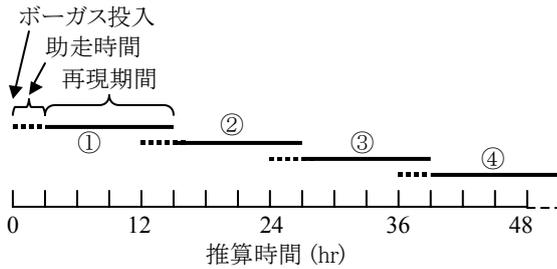


図-3.5 局地気象モデルの再現期間

表-3.2 海上風の推算方法の一覧表

モデルの略称	モデルの概要
①PRM1	経験的台風モデル（傾度風と場の風をベクトル合成する方法）
②PRM2	経験的台風モデル（台風の移動を考慮した力の釣り合い式で風を推算，超傾度風も考慮）
③MAS-a	MASCONモデル（②を初期風，パラメタは従来値 $\alpha = dz/dx$ ）
④MAS-b	MASCONモデル（②を初期風，パラメタは従来よりも鉛直方向に緩くした値 $\alpha = 0.33dz/dx$ ）
⑤MAS-c	MASCONモデル（②を初期風，パラメタは従来よりも鉛直方向に緩くした値 $\alpha = 0.1dz/dx$ ）
⑥MM5	気象客観解析データ RANAL に台風ポーガスモデルを埋め込んだ気象場を局地気象モデル MM5 で推算
⑦MM5-PRM	局地気象モデル MM5 の海上風と経験的台風モデルの海面気圧を組み合わせたもの

を12時間ごとにずらして複数回の計算を行い、それぞれの計算の3時間目から15時間目の値を取り出して接続することで、48時間分の値を作成した。

### 3.4 海上風の特徴と推算精度

表-3.2 は前節で述べた海上風の推算方法をまとめたものである。本節では、この表の①～⑥のモデルで推算した海上風の推算精度について記す。図-3.6 は本研究で検証に用いた風の観測地点であり、本資料では、中でも海上風に近い風と考えられる荻田、宇部、江井ヶ島、福良を選び、全ての方法による推算値と入手することのできた観測値を示す。

(1) 代表地点における海上風の経時変化

図-3.7 は、各台風が接近した期間の代表地点における

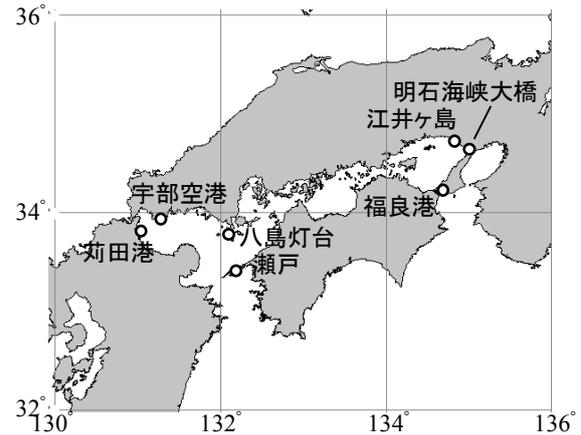


図-3.6 海上風の検証地点

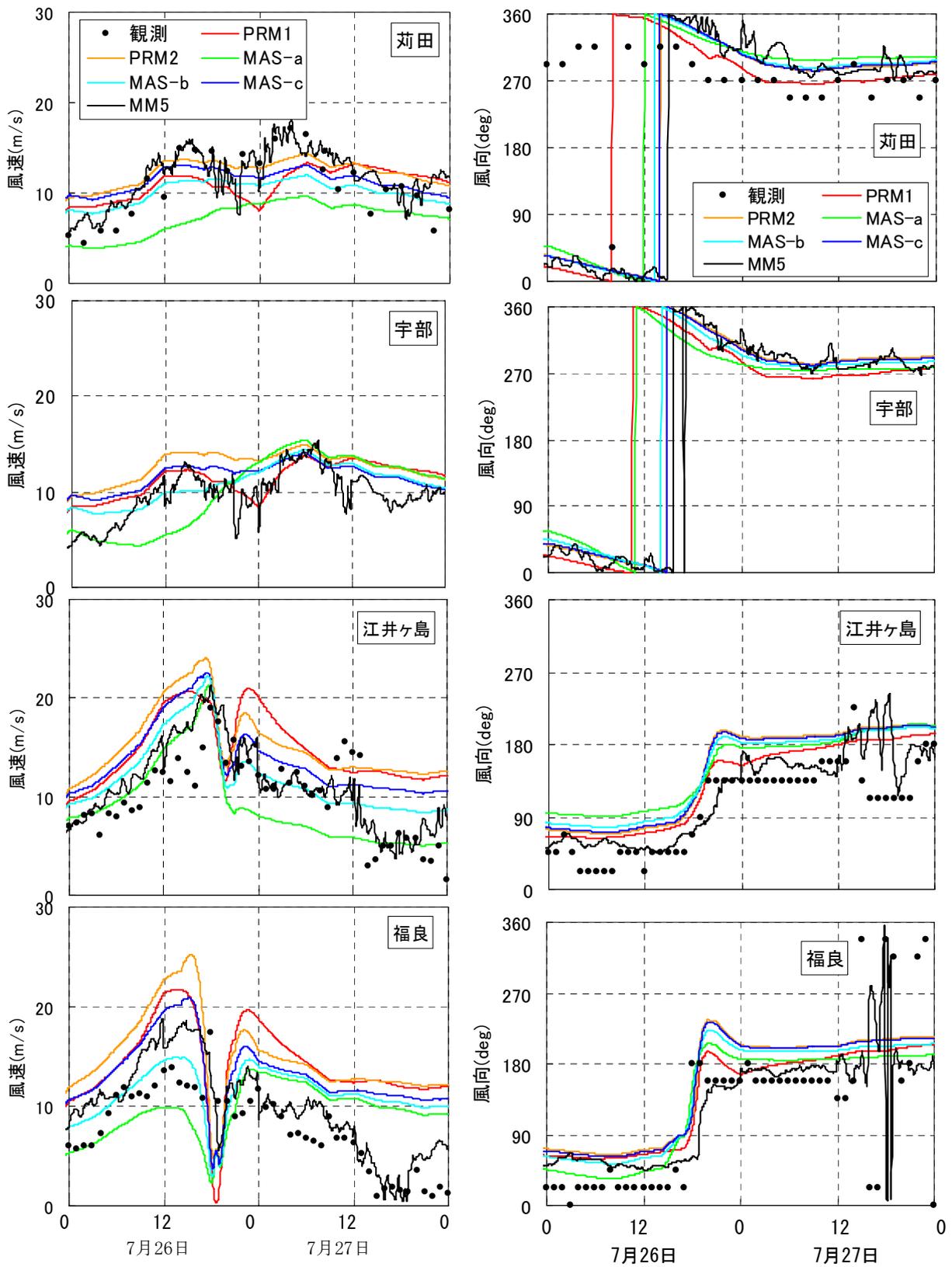
海上風速の経時変化を左列に、風向の経時変化を右列に示す。ここに示す観測値は10m高度に換算した値である。この図からまず、風速、風向ともに、MM5の精度が最も高いことが分かる。ただし、台風0514号の荻田や宇部で見られるように、MM5はどちらかという観測値よりやや大きめの風速となることが多いようである。

図(c)に示す台風0416号と(d)に示す0418号の、荻田と宇部の風速の経時変化に見られるように、台風の最大風速半径の内側に入る地点の風速には2つのピークが現れる。これらの地点の観測値を見る限り、前のピークが後のピークより大きい。この観点から経験的台風モデルのPRM1とPRM2とを比較すると、PRM2の方が観測値をよく再現している。その一方で、風向については、必ずしもPRM2の精度がPRM1よりも良いとは言えない。

MASCONモデルの3種類のパラメタ設定のうち、これまでしばしば使われてきた設定のMAS-aは、本研究で対象としたモデルの中で最小の風速を与えており、観測値からもかけ離れている。鉛直方向の補正を緩めたMAS-cは、MAS-aに比べて全体的にMASCONモデルの初期風に使ったPRM2に近く、MAS-bはMAS-aとMAS-cの中間的な風速を与えている。ただし、質量保存則を満たす解を求める過程で収束のしかたに空間的な違いがあるためか、全ての台風、地点、時刻において、風速がPRM2、MAS-c、MAS-b、MAS-aの順になっているわけではない。一方、風向については、MAS-aは初期風として用いたPRM2とほとんど同じである。MAS-cはPRM2から最も大きく補正されているが、観測値とは逆の方向に補正されている場合も多い。

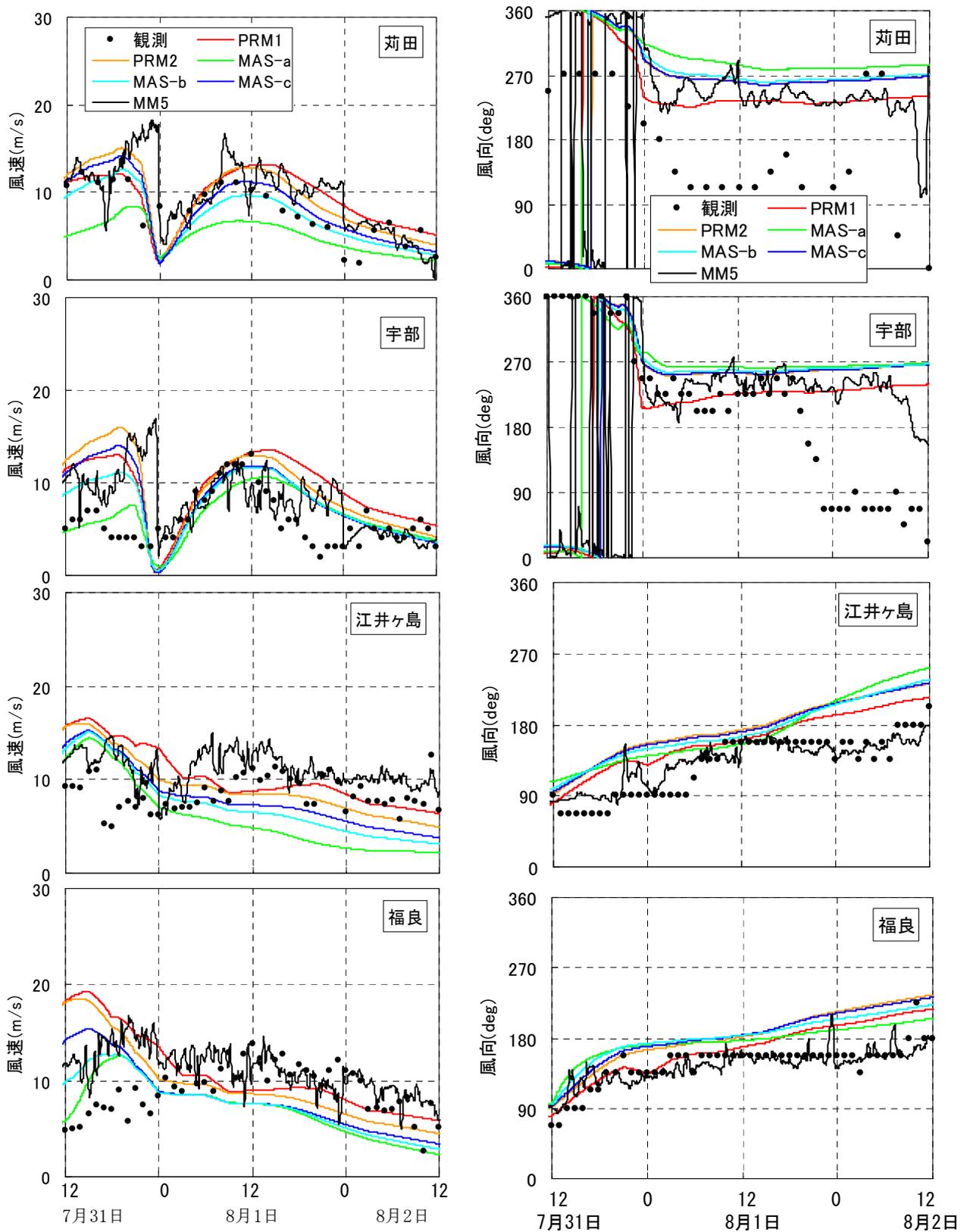
(2) 海上風速の推算精度

図-3.8 は各台風の各地点における最大の風速を観測



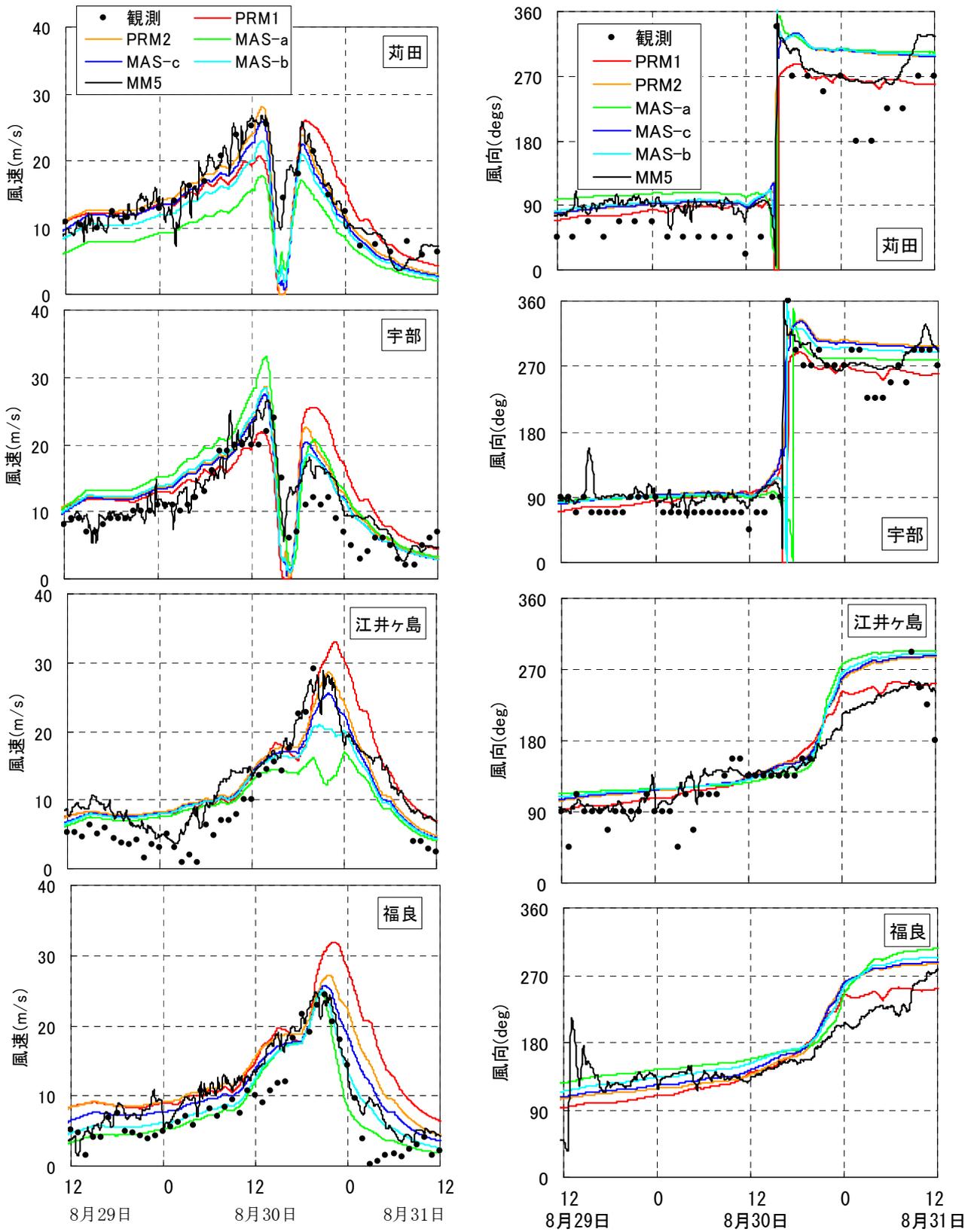
(a) 台風 9709 号

図-3.7 海上風の経時変化(1/6)



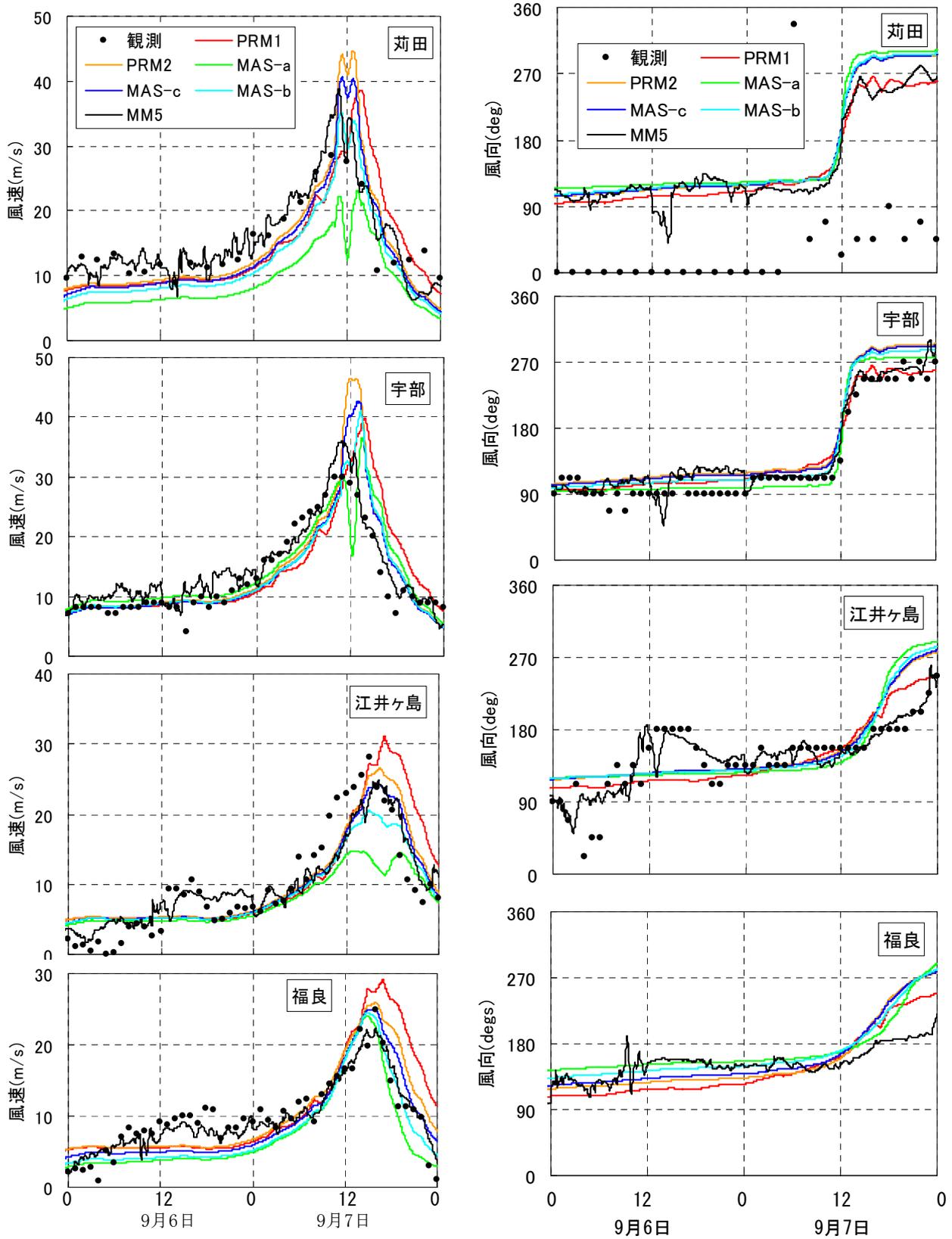
(b) 台風 0410 号

図-3.7 海上風の経時変化(2/6)



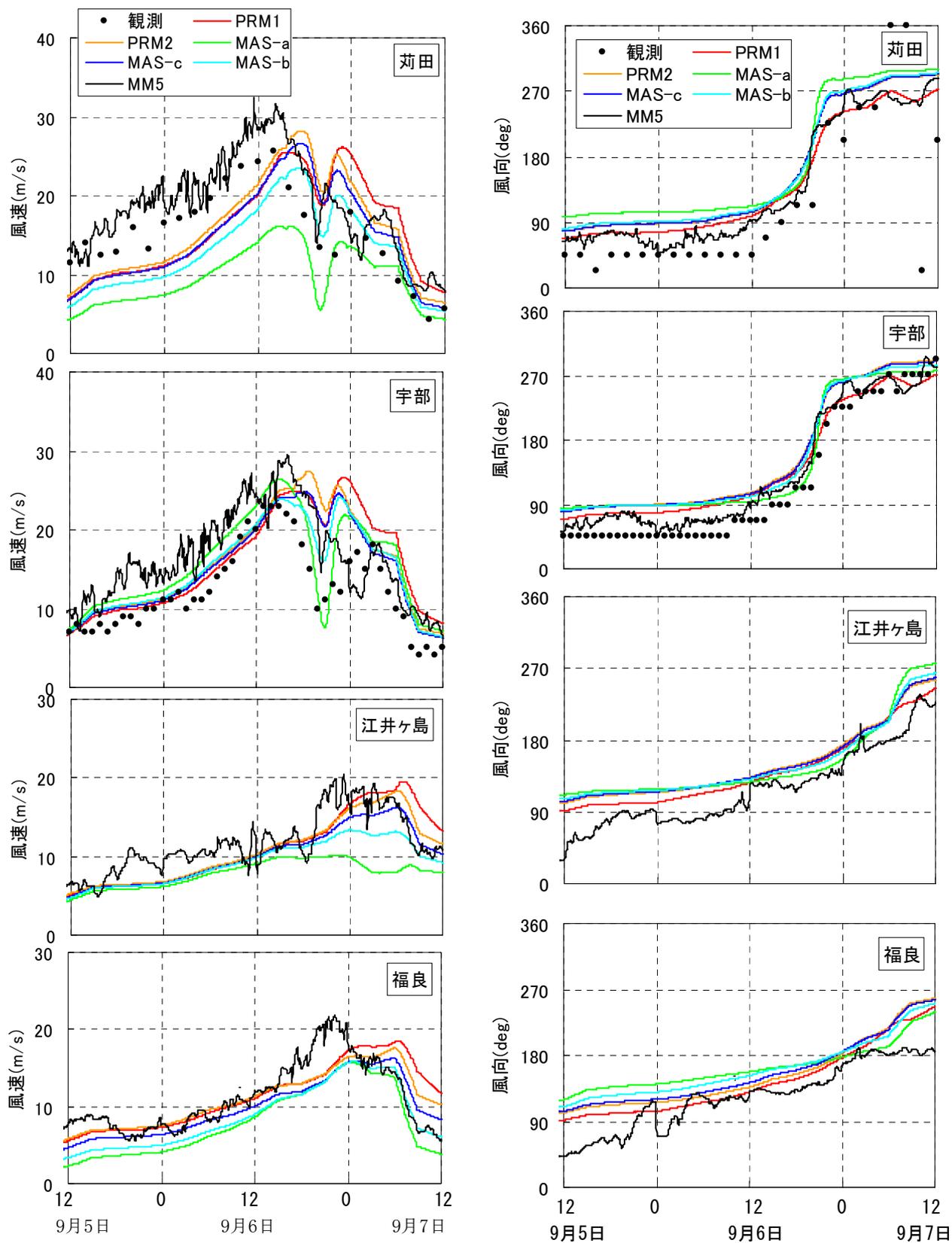
(c) 台風 0416 号

図-3.7 海上風速の経時変化(3/6)



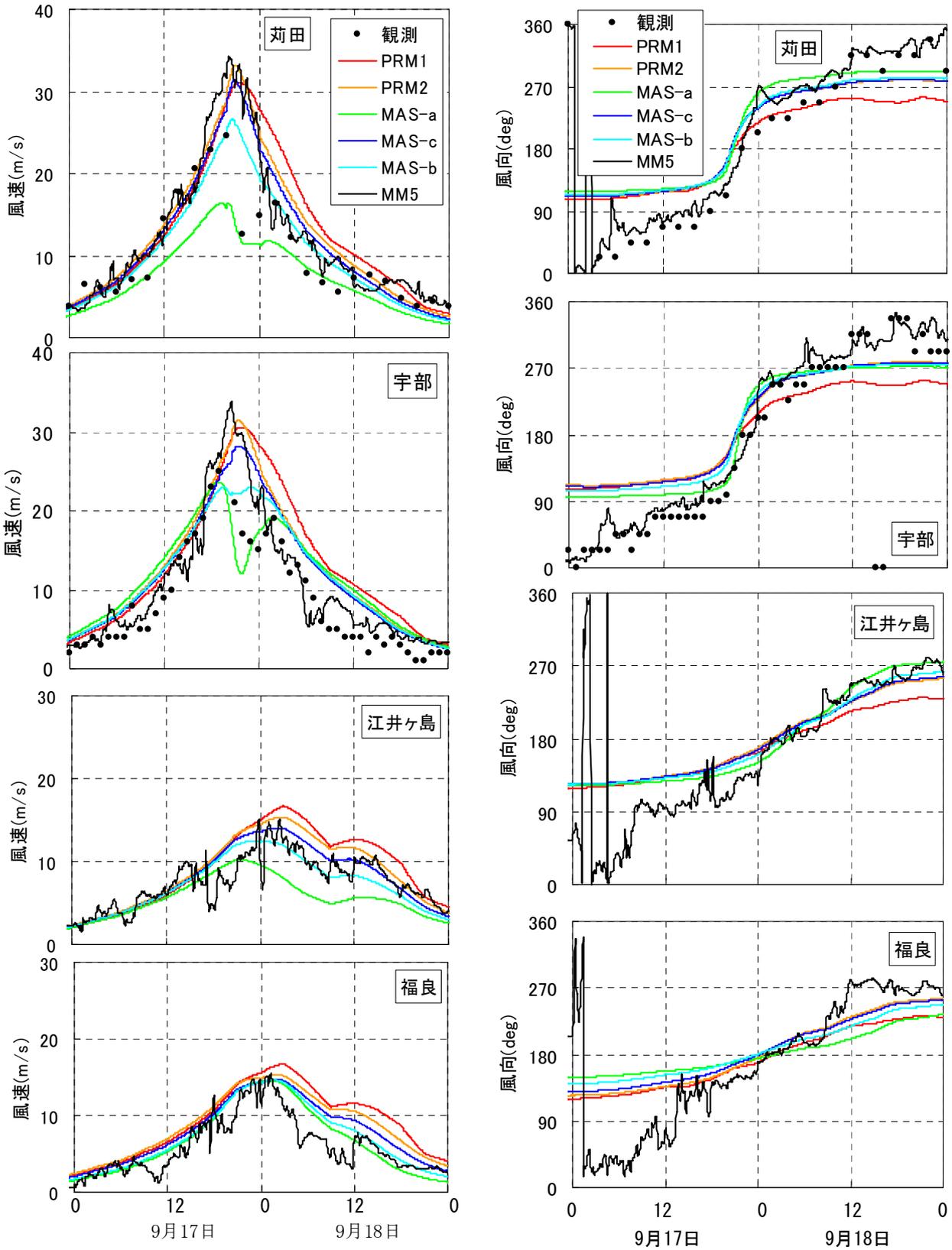
(d) 台風 0418 号

図-3.7 海上風の経時変化(4/6)



(e) 台風 0514 号

図-3.7 海上風の経時変化(5/6)



(f) 台風 0613 号

図-3.7 海上風の経時変化(6/6)

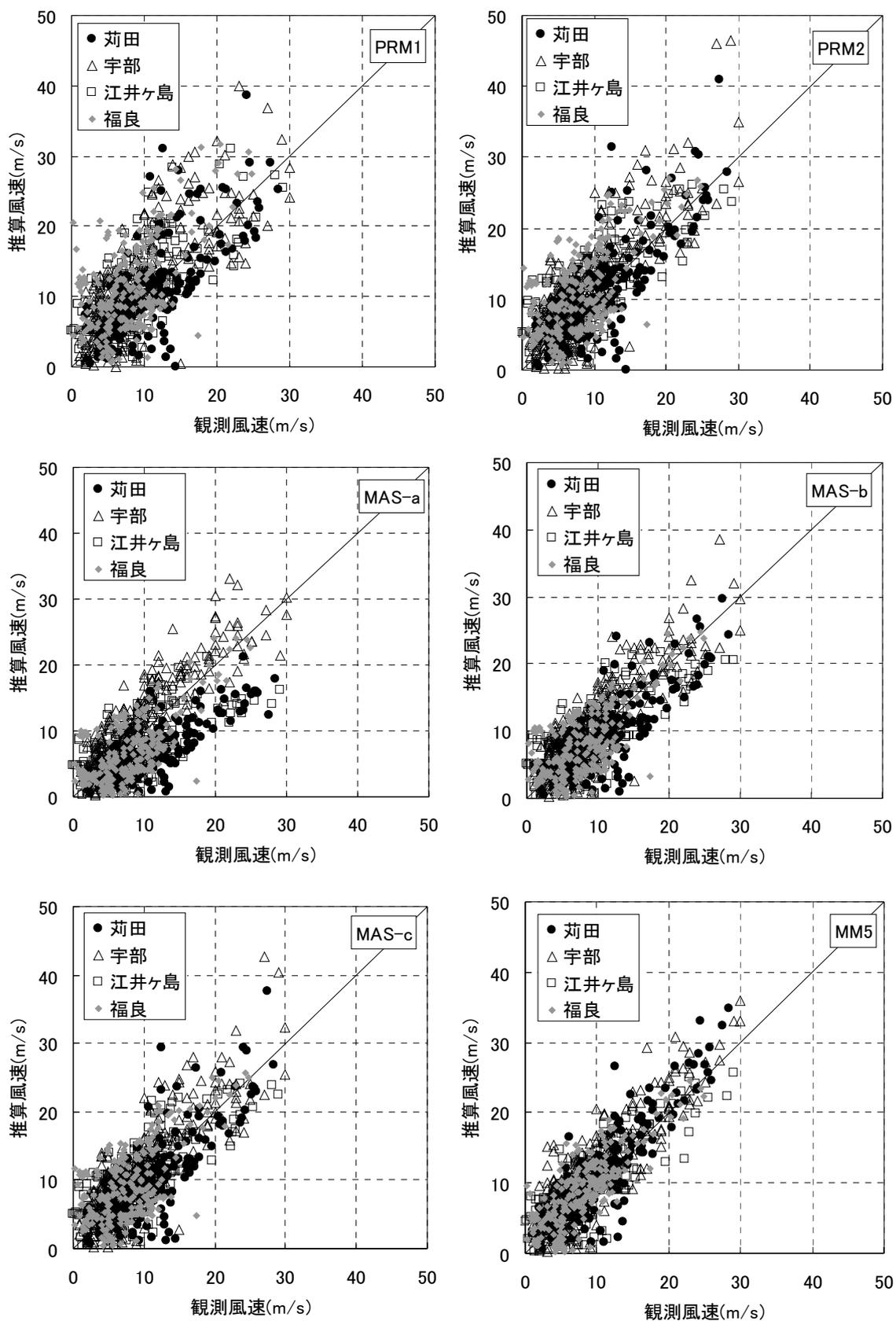


図-3.9 海上風速の再現性

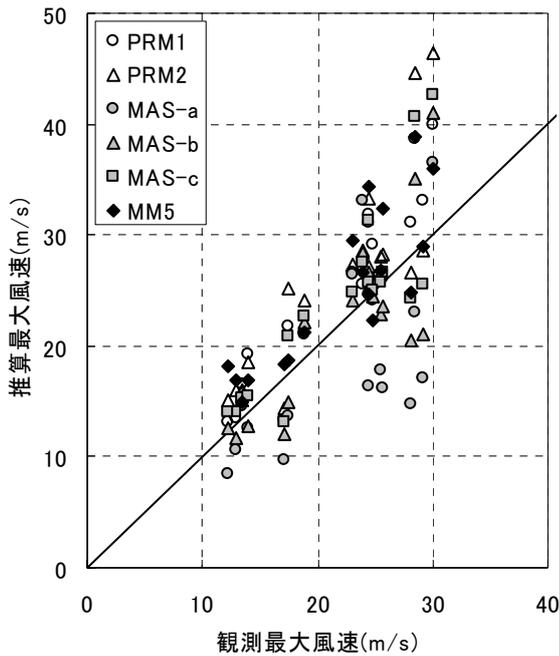


図-3.8 各台風における最大風速の再現性

値と推算値で比較したものである。この図で推算最大風速が観測最大風速に対して全体的に大きな値になっているのは、観測最大風速には1時間または2時間間隔の最大値を用い、推算最大風速には連続的に得られた風速の最大値を用いたためである。それを考慮しても、経験的台風モデルのPRM2では観測値に比べ極端に大きな値も現れており、MASCONモデルでしばしば使われてきた設定のMAS-cでは全体的に過小な値になっている。

図-3.9は最大風速時を含む全ての時刻について、観測風速と推算風速の相関を示す。この図からも、経験的台風モデルPRM1、PRM2やMASCONモデルMAS-a、b、cに比べ、局地気象モデルMM5による海上風の推算精度の高いことが分かる。

### (3) 海上風と海面気圧の平面分布

図-3.10および3.11は、台風0416号の中心が九州にあって、海上風が豊後水道から周防灘に向かって吹いているとき(2004年8月30日12時)の海上風と海面気圧の分布を示したものである。なお、PRM2、MAS-a、b、cの海面気圧はPRM1と同じものであるため掲載を省略した。

豊後水道周辺で風速25m/sのコンターの位置を比較すると、PRM1では佐田岬より南側、PRM2では豊予海峡より北側という差が見られ、MAS-cとMM5はこれらの間で、佐田岬の先端に触れる位置になっている。風速20

m/sのコンターが四国南岸に交わる位置は、PRM1、PRM2、MM5ともに高知市付近であり、MAS-cも四国の沖合ではこれらとほぼ同じ位置にある。このように、PRM1、PRM2、MAS-c、MM5は、陸上地形の影響の考慮に違いはあるものの、海岸から少し離れた沖合では、全体的に似た風速分布となっている。

ところが、MAS-aの風場に限っては、伊予灘～安芸灘～広島湾の海域(図のA)に見られるように、風上側と風下側の両方に陸地のある海域で風速が極端に小さくなっている。燧灘、大阪湾でも同様に風速が極端に小さくなっている。つまり、MASCONの計算において、これらの海域が淀み域となる解に収束したのである。

なお、MM5では、備讃瀬戸の西側の海域(図のB)に海上風速が小さく、海面気圧の高い領域がある。このようなスケールの気象現象は他のモデルでは表現できない。

図-3.12および3.13は、台風0416号の中心が周防灘にあるとき(2004年8月30日16時)の海上風と海面気圧の分布である。風速25m/s以上の領域は、PRM1では本州の広島県まで達していないが、PRM2では広島県と島根県を貫いて日本海に及んでいる。一方、MM5では、豊予海峡周辺で30m/sを超えているが、日本海沿岸では15m/s以下と小さい。

また、MAS-aでは、図に→印で示すように、豊後水道を通った風が西の周防灘と東の伊予灘に分岐するように吹いており、風速も豊後水道を過ぎてからかなり小さくなっているが、MM5の風場にこのような偏向や減速は見られない。つまり、MAS-aには風を陸上地形に対して水平方向に迂回させ過ぎる傾向がある。PRM1やPRM2の風向分布はむしろMM5に近い。MAS-cにはMAS-aのような偏向はなく、陸地の直背後で風速が小さくなることは表現されている。しかし、MM5ほど局所的な風速の変化は表現できておらず、風速も全体的に小さい。

なお、図-3.13に示すように、PRM1では台風中心が周防灘の西部にあるのに対し、MM5では国東半島の北にある。また、MM5の方が中心気圧は低い。局地気象モデルでは、本研究のようにナッジングなどデータ同化手法によって、台風的位置や中心気圧を気象庁のベストトラック解析値に近づけることはできるが、この程度の誤差は避けられない。それでも、図-3.7(c)で示したように、MM5の海上風の再現性がPRM1より良いのは、海上風の推算においては台風中心の位置や気圧の正確な推定よりもむしろ、陸上地形や局所的な気象の影響の考慮が重要となり得ることを示唆している。

図-3.14および3.15は、台風0416号の中心が中国地方に上陸した後(2004年8月30日20時)の海上風と海

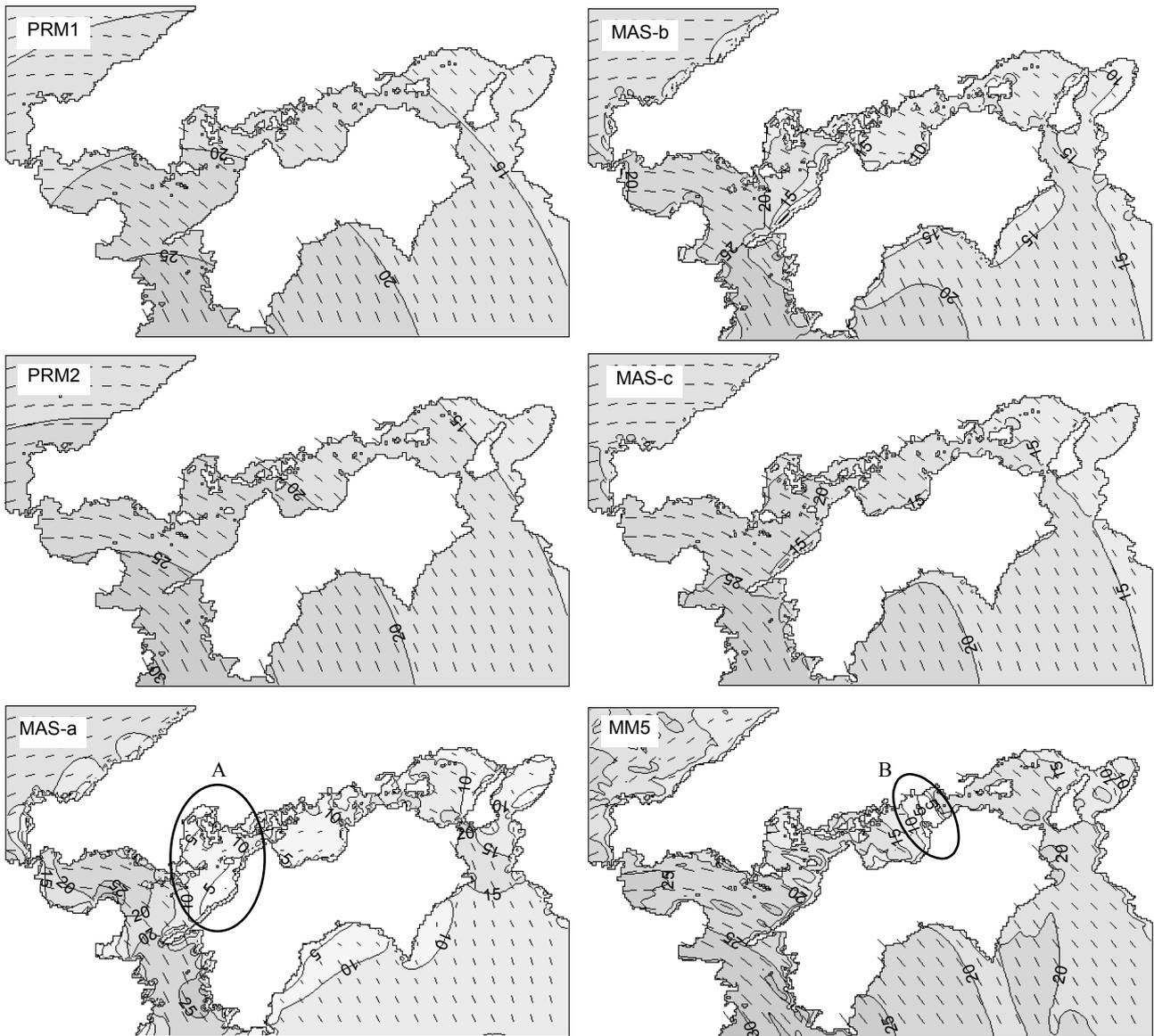


図-3.10 海上風の分布 (2004年8月30日12時)

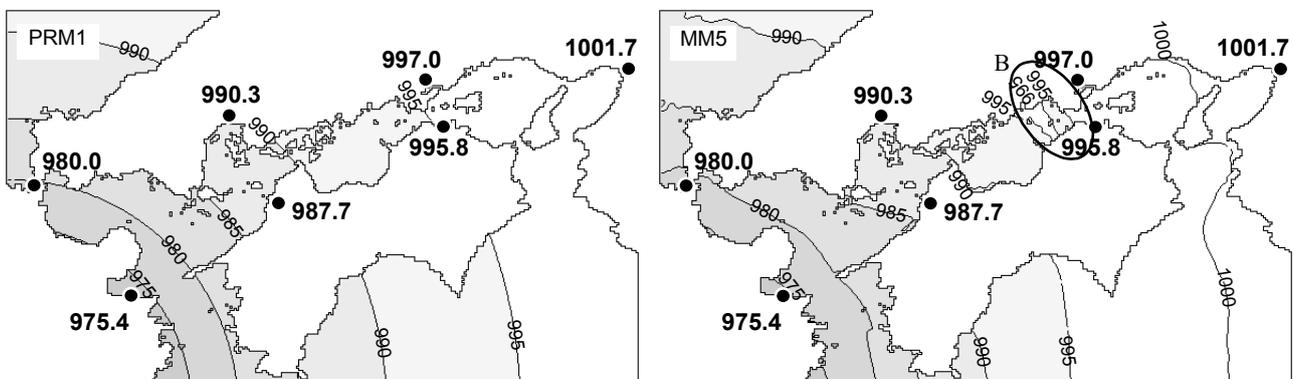


図-3.11 海面気圧の分布 (2004年8月30日12時)

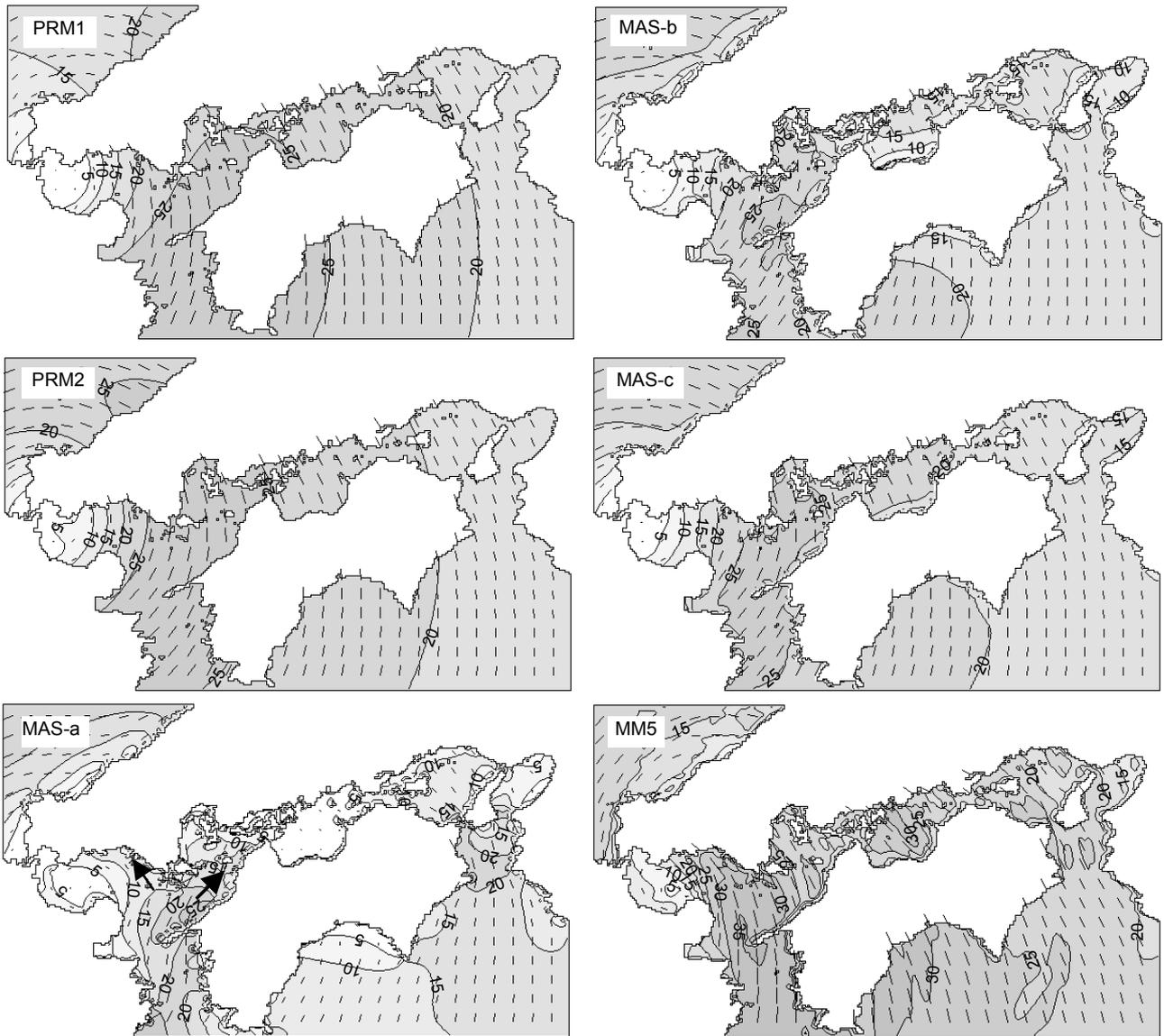


図-3.12 海上風の分布 (2004年8月30日16時)

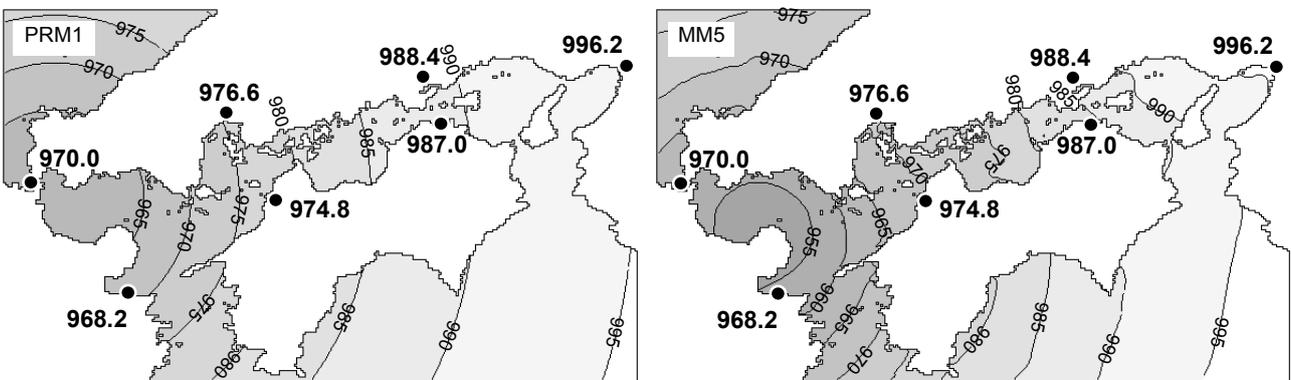


図-3.13 海面気圧の分布 (2004年8月30日16時)

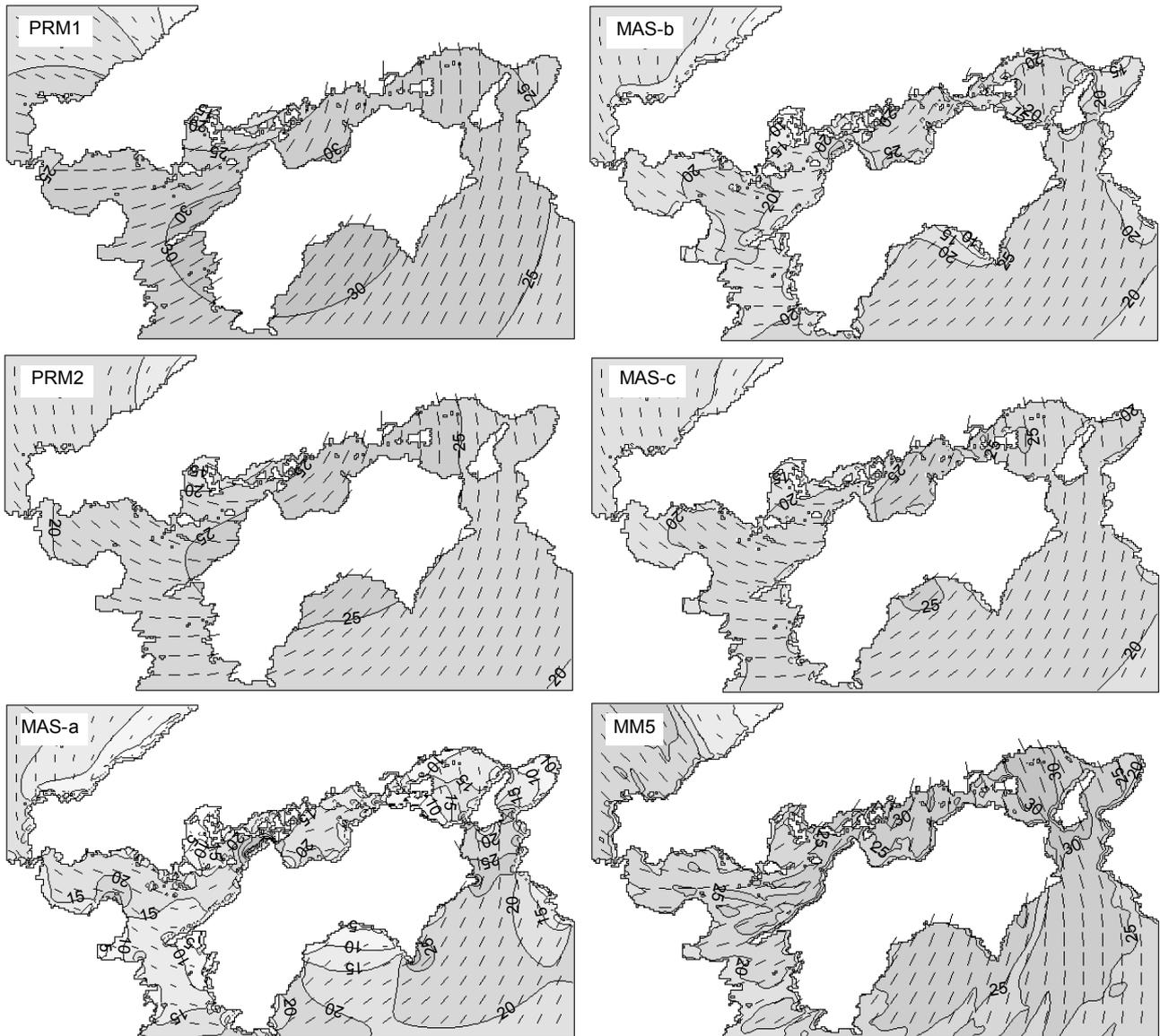


図-3.14 海上風の分布 (2004年8月30日20時)

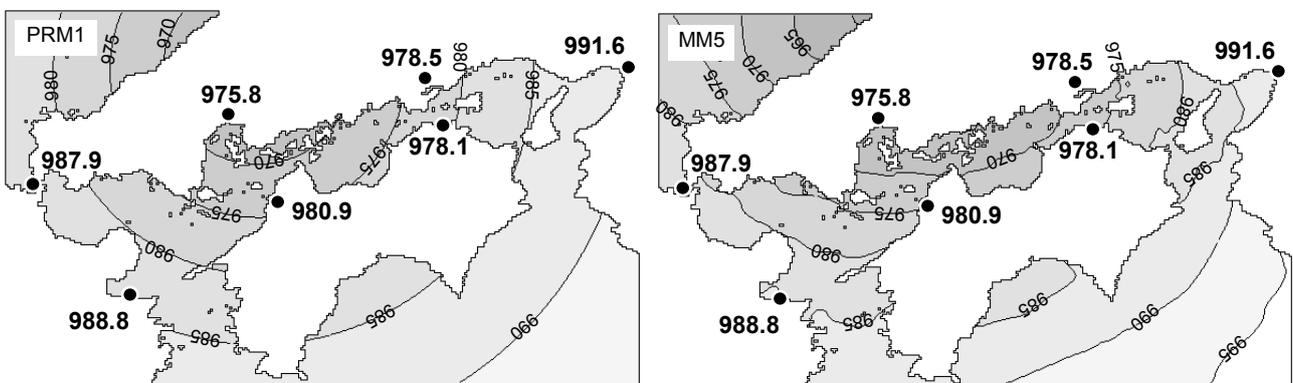


図-3.15 海面気圧の分布 (2004年8月30日20時)

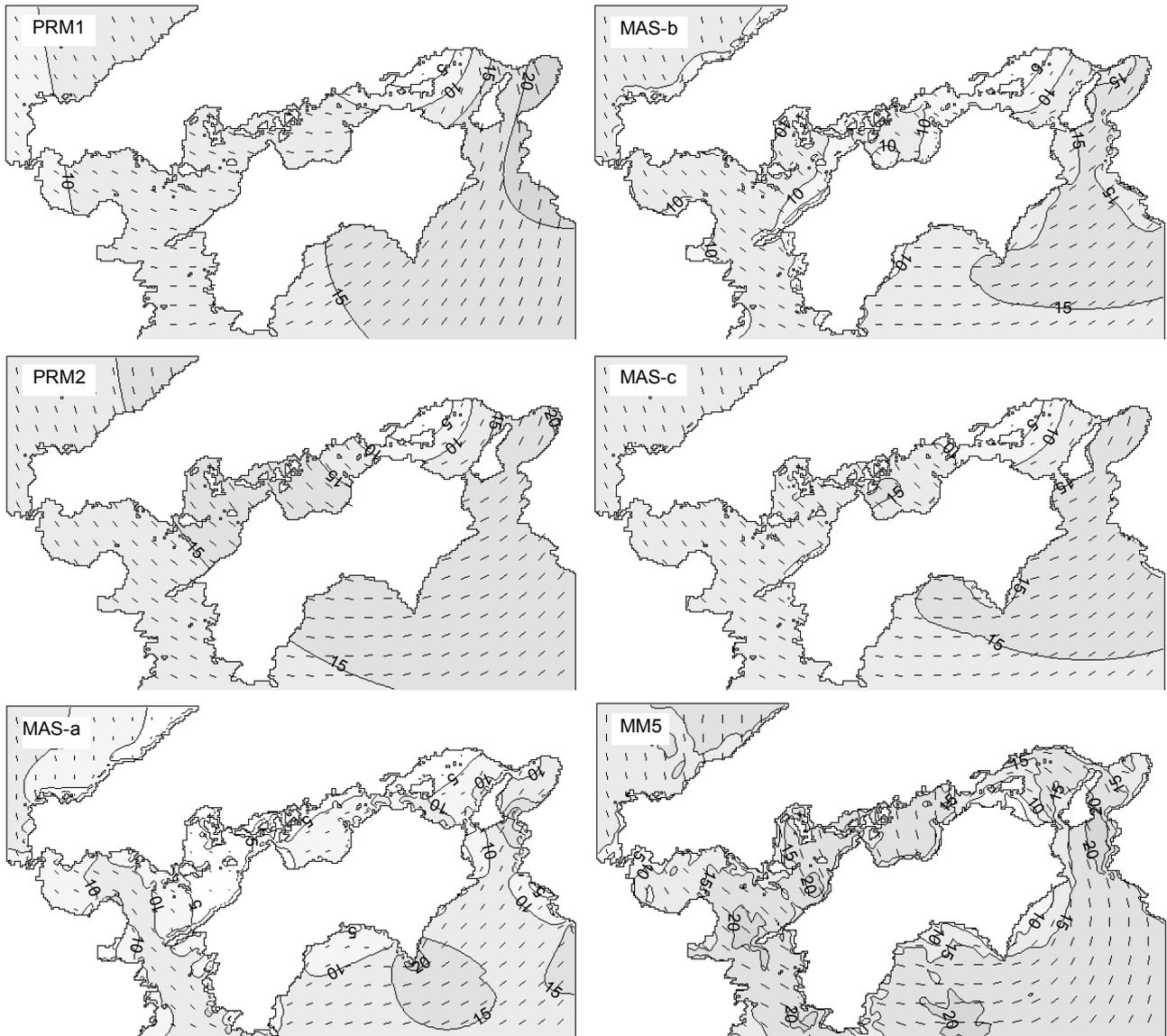


図-3.16 海上風の分布 (1997年7月26日21時)

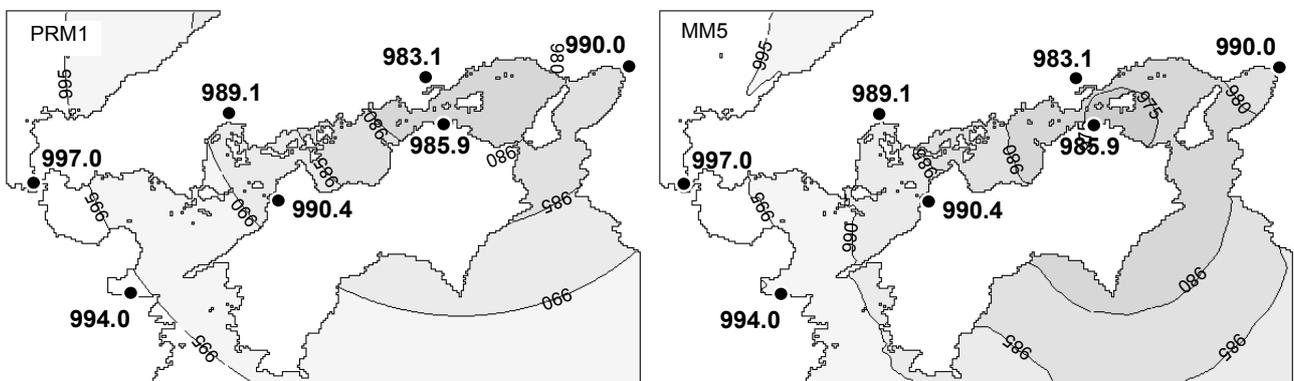


図-3.17 海面気圧の分布 (1997年7月26日21時)

面気圧の分布を示す。燧灘での風場を比較すると、PRM1とPRM2は、もともと陸上地形の影響を考慮しないモデルであるため、台風の等圧線の丸みにしたがって、この海域では北東ないし北に向かって吹いている。それに対し、陸上地形の影響を考慮するMAS-aでは、むしろ瀬戸内海の軸に沿って東へ向く風場になっている。ところが、MM5では陸上地形にあまり阻まれることなく、北に向かって吹いており、MAS-aよりもPRM1やPRM2に近い風場となっている。このことから、少なくとも台風時のように海面気圧に大きな勾配が生じ強風が吹くときには、風は陸上地形をあまり水平方向に避けず、むしろ乗上げて進むということが分かる。局地気象モデルが使われるようになるまでは、ごく限られた海上または海岸の地点の風しか知ることができず、MASCONモデルの結果の妥当性を判断しかねていたが、局地気象モデルで信頼性の高い風場が空間的に得られるようになった結果、それを判断できるようになった。

**図-3.16** および **3.17** は、台風 9709 号が兵庫県に上陸した後の海上風と海面気圧の分布を示す。瀬戸内海で風速 15m/s 以上の風域を比較すると、PRM1では大阪湾の周辺に限られるのに対し、PRM2では伊予灘～安芸灘～燧灘にも広がっており、MM5では周防灘の東まで広がっている。PRM2は陸上地形や局所的な気象を考慮していないが、陸から少し離れた海域に限れば、全体的に見てMM5に近い風速が得られている。

#### 4. 高潮の推算方法と推算精度

前章では**表-3.2**の①～⑥の海上風の精度について検討したが、本章では⑦も加えて瀬戸内海の高潮を推算し、その精度を検討した。

##### 4.1 高潮の推算方法

###### (1) 非線形長波方程式の数値計算モデル

高潮の数値計算モデルは、海面気圧と海上風を外力条件として与え、気圧低下による海面の吸い上げ、風による海面のせん断応力、海底でのせん断応力、海水の渦動粘性などを考慮して、流れの連続の式や運動方程式を解くものである。高潮推算の実務で最も一般的なモデルは単層の非線形長波方程式に基づくものであり、本研究でもその一つ（運輸省港湾技術研究所, 1996）を用いた。

基礎方程式は以下の通りである。

$$\frac{d\eta}{dt} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) &= fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ &- \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} + A_h \left( \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (4.2a)$$

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

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 $\eta$ ）、 $\rho_w$ 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。また、 $\tau_{sx}, \tau_{sy}$ は $x, y$ 方向の海面せん断応力、 $\tau_{bx}, \tau_{by}$ は $x, y$ 方向の海底でのせん断応力であり、それぞれ以下のように与えた。

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4.3a)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4.3b)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_a g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (4.4a)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_a g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (4.4b)$$

ここに、 $W_x, W_y$ は海上風速 $W$ の $x, y$ 成分、 $n$ はManing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。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024W)/10^3 & (W < 8\text{m/s}) \\ (0.581 + 0.063W)/10^3 & (W \geq 8\text{m/s}) \end{cases} \quad (4.5)$$

なお、高潮の数値計算では一般に、天文潮による水位変化や流れを無視し、高潮偏差だけを計算する方法がとられている。本研究でもこの方法に従った。

###### (2) 計算領域と計算期間

本研究で高潮推算に用いた計算領域を**図-4.1**に示す。MASCONモデル、局地気象モデルMM5、高潮推算の計算格子が一对一に対応していないと、MASCONモデルや局地気象モデルMM5で得た海面気圧や海上風を、特に海上か陸上かの区別をしながら、高潮推算の計算格子に内挿することが難しい。また、それが誤差を増やす一因にもなり得る。そのため、MASCONモデルの計算領域、MM5の第3領域、高潮推算の第2領域の計算格子を一对一に対応させた。また、MM5の第2領域と高潮推算の第1領域も一对一に対応させた。なお、MM5計算では、第2領域から第3領域への一方向のネスティン

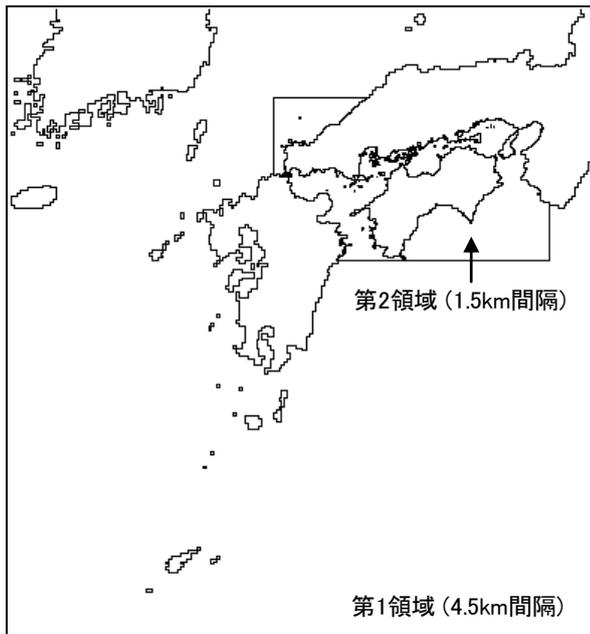


図-4.1 高潮推算の計算領域

グとしたが、高潮推算では通常行われているように双方向の結合とした。

高潮計算の初期条件には台風がなく静水の状態（気圧低下、風速、高潮偏差、流速の何れも0の状態）を与え、12時間かけて徐々に実際の海面気圧や風速に近づけ、それから高潮の再現期間として48時間（表-2.1に示した期間）の計算を行った。計算のタイムステップはCFL条件から6sとした。

#### 4.2 高潮偏差の推算精度

##### (1) 最大高潮偏差の推算精度

図-4.2に示す瀬戸内海周辺の代表地点に対し、表-3.2に示した海面気圧・海上風を用いて推算した最大高潮偏差を図-4.3に示す。最大高潮偏差の絶対値の小さい台風9709号と0410号では、どの海面気圧・海上風を用いても、得られる最大高潮偏差に大きな差はない。

一方、台風0416号、0418号、0514号、0613号では、海面気圧・海上風の与え方によって、最大高潮偏差に大きな差がある。局地気象モデルMM5を用いると、経験的台風モデルのPRM1やPRM2に比べ、全体的に精度が良い。局地気象モデルの海面気圧・海上風を使う場合（MM5）より、海面気圧を経験的台風モデルの値に置き換えた場合（MM5-PRM）の方が若干精度の良いこともある。ただし、台風0418号と0613号の長府、0416号、0418号、0514号の広島と呉で見られるように、一部の地点ではMM5を用いると観測値を大きく上回る値になる

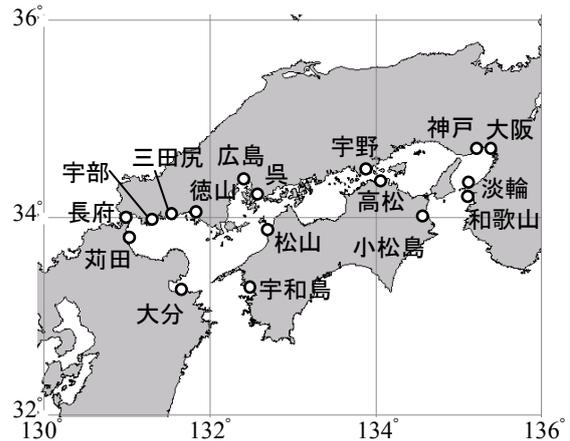


図-4.2 高潮偏差の検証地点

傾向も見られる。これらの地点に対しては、高潮推算の空間解像度が十分でない可能性もあり、1.5 kmより細かい計算格子による検討が必要と思われる。

経験的台風モデルのPRM1とPRM2とでは、PRM2の方が最大高潮偏差の空間的な分布のパターンをよく再現している。台風0416号を例にとれば、PRM1は神戸や大阪で大きな最大高潮偏差になっているが、PRM2では観測値に近い値になっている。ただし、PRM2でも全体的には観測値を下回っている。

MASCONモデルのうち、これまでしばしば使われてきたパラメタ設定によるMAS-aが、本研究で検討したモデルの中で最小の最大高潮偏差になっている。鉛直方向の補正を緩めたMAS-cでは、MASCONモデルの初期風に用いたPRM2や局地気象モデルMM5に近づいている。

図-4.4は台風ごとに推算値と観測値の相関を、図-4.5は最大高潮偏差の推算誤差（＝推算値－観測値）の平均値と標準偏差を示したものである。全体的に、MASCONモデルのMAS-aが最大高潮偏差を最も過小評価し、経験的台風モデルのPRM1とPRM2もどちらかといえば観測値より小さな値を与えている。高潮が顕著な台風0416号と0418号と比較すると、PRM1よりPRM2のバラツキが小さい。また、局地気象モデルMM5は、台風0418号で過大評価がある他は、概ね観測値に近い値を与えており、0416号や0418号ではバラツキがPRM1より小さい。この局地気象モデルMM5の海面気圧を経験的台風モデルに置き換えることで（MM5-PRM）、最大高潮偏差の推算精度は若干改善されている。

図-4.6は、各台風について、最大高潮偏差の観測値と推算値の相関係数を示す。ただし、台風0410号については、図-4.4で示したように、最大高潮偏差の値が小さくまとまっており、負の相関係数が得られたため、この図

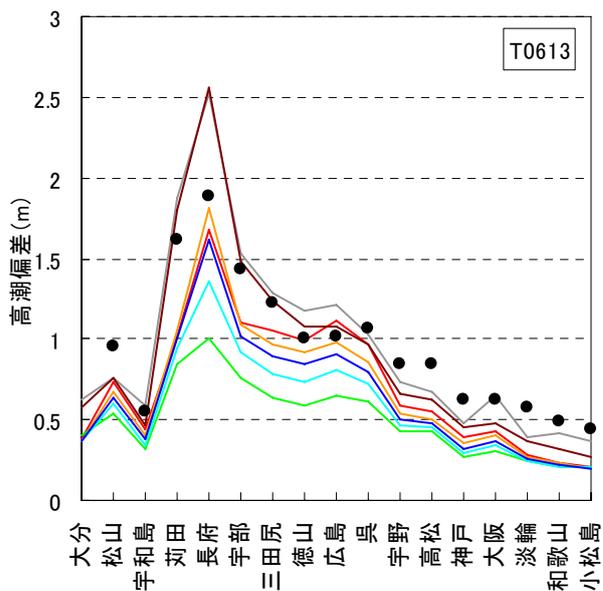
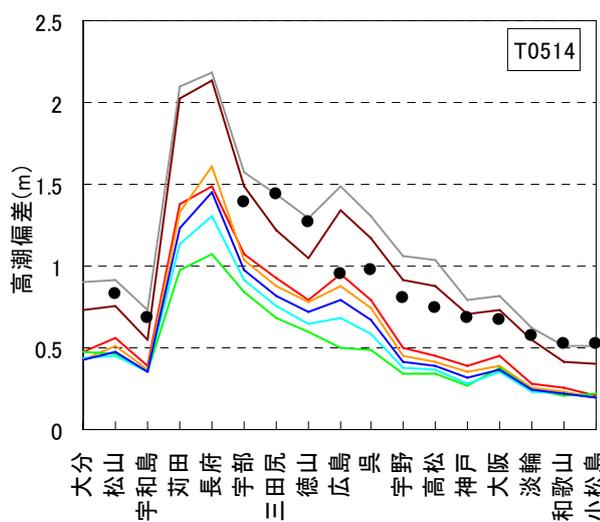
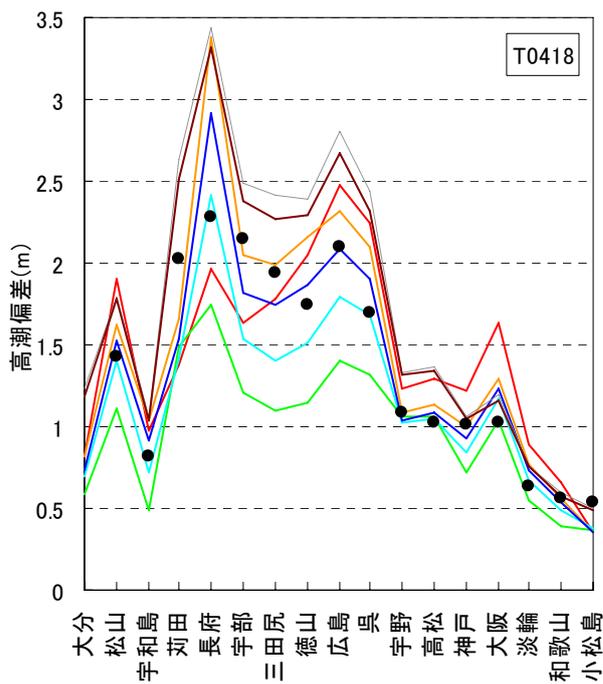
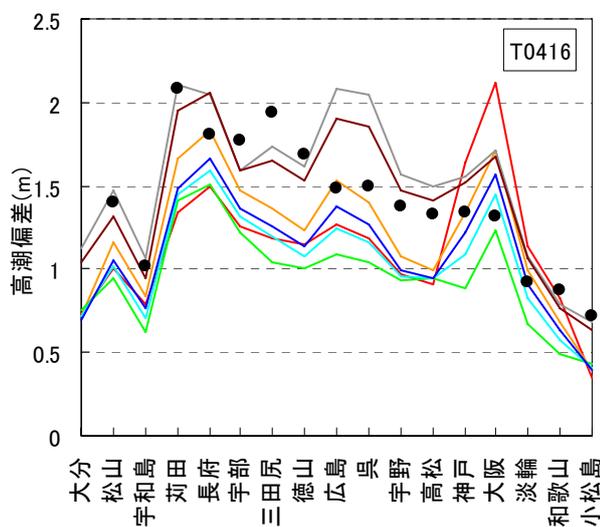
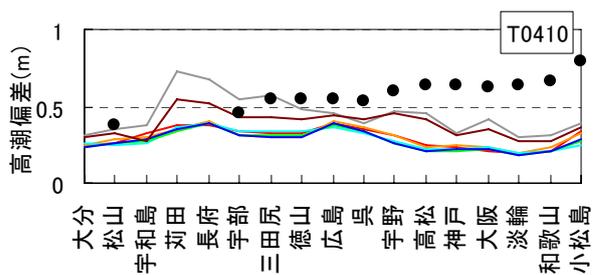
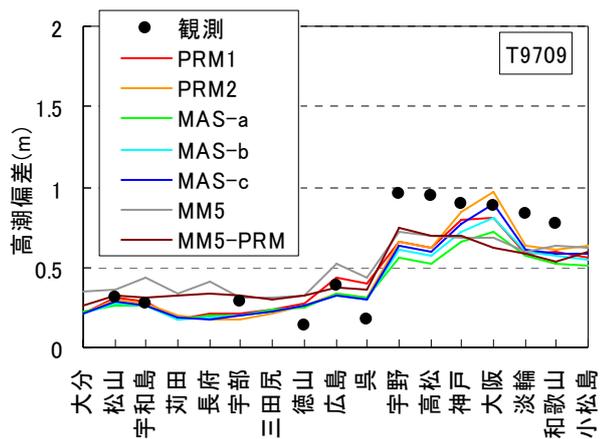


図-4.3 最大高潮偏差の比較

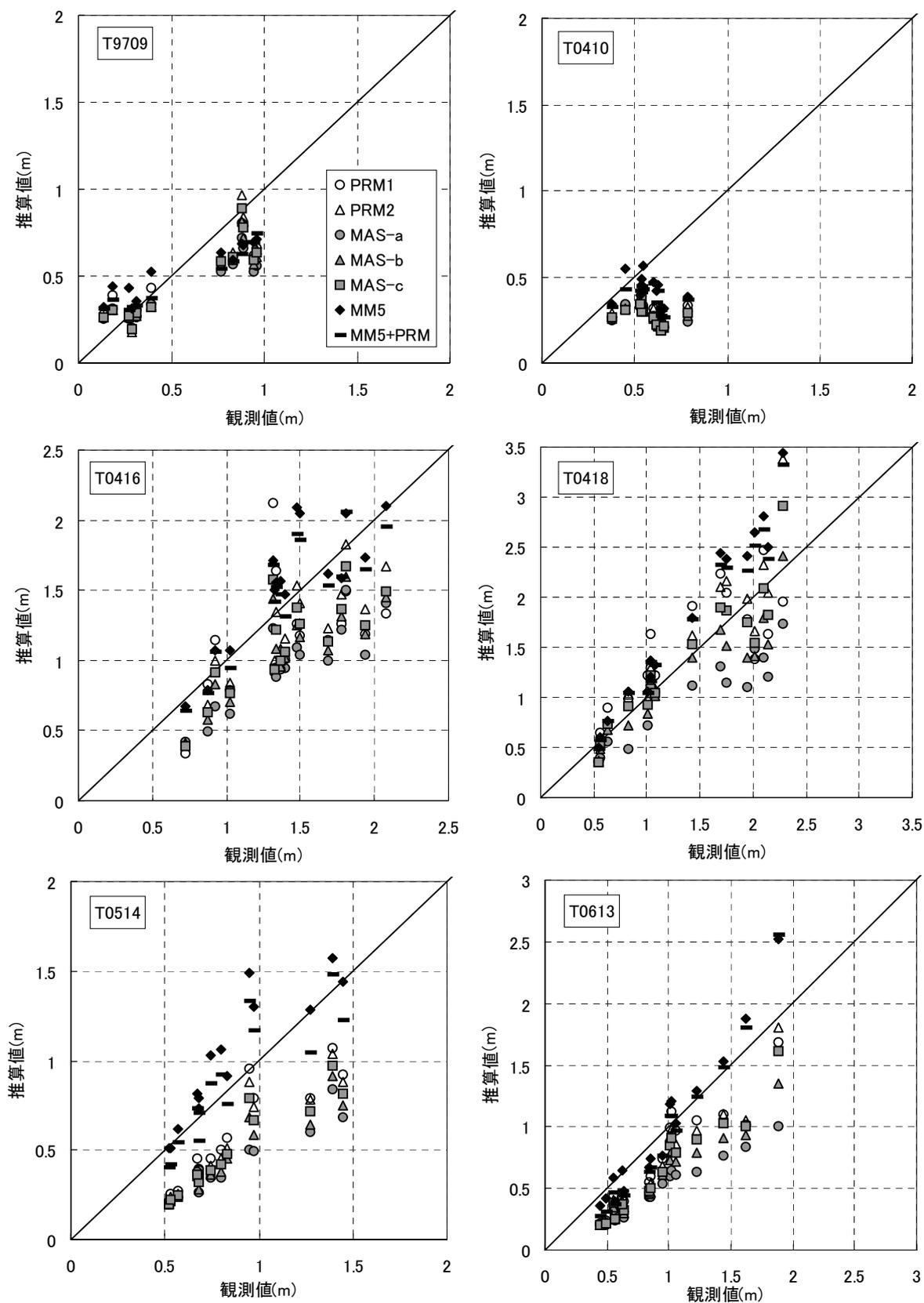


図-4.4 代表地点における最大高潮偏差の比較

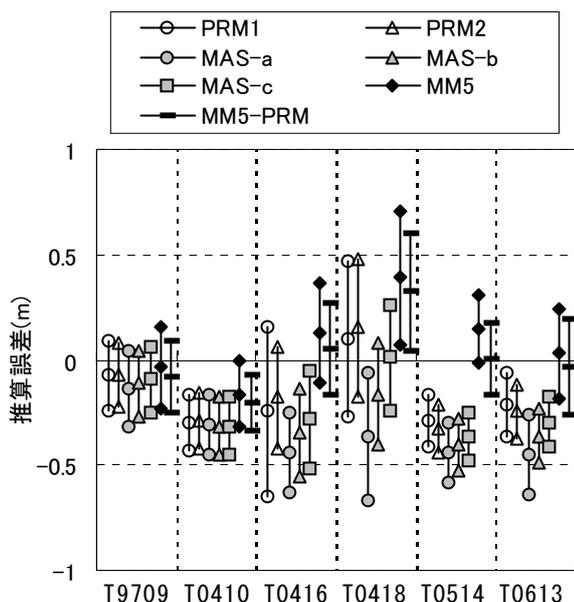


図-4.5 代表地点における最大高潮偏差の比較

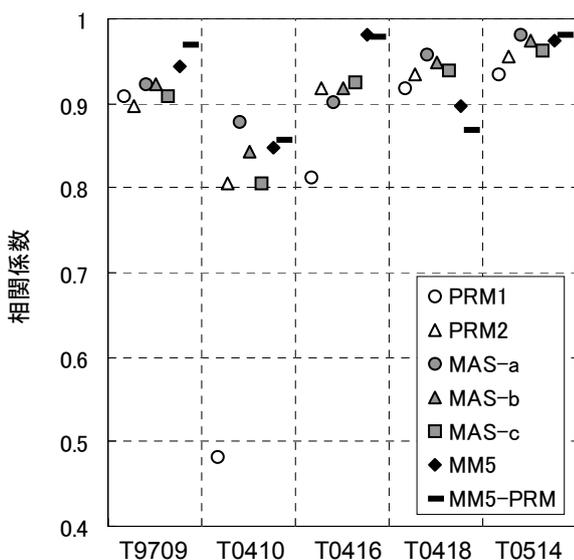


図-4.6 代表地点における最大高潮偏差の比較

からは除外している。この図に示した相関係数からも、経験的台風モデルより局地気象モデルを用いた方が、全体的に精度の良い高潮推算値の得られることが分かる。

(2) 最大高潮偏差の平面分布

図-4.7 に各台風による最大高潮偏差の平面分布を示す。まず、台風 0416 号において、経験的台風モデルの PRM1 と PRM2 を比べると、PRM1 では大阪湾で大きな

最大高潮偏差になっているのに対し、PRM2 では周防灘や広島湾で大きな値になっている。また、台風 0418 号でも、PRM1 では広島湾、PRM2 では周防灘で大きな値になっている。このように、経験的台風モデルの間でも、得られる最大高潮偏差の分布のパターンに違いがある。

PRM2 の方が PRM1 より局地気象モデル MM5 に近い最大高潮偏差のパターンを与えているが、MM5 より全体的に小さな値になっている。

MASCON モデルの MAS-a, MAS-b, MAS-c の最大高潮偏差の分布は、相似に近いパターンになっている。これらのうちでは MAS-c の最大高潮偏差が最も大きい、それでも PRM2 や MM5 より小さい。

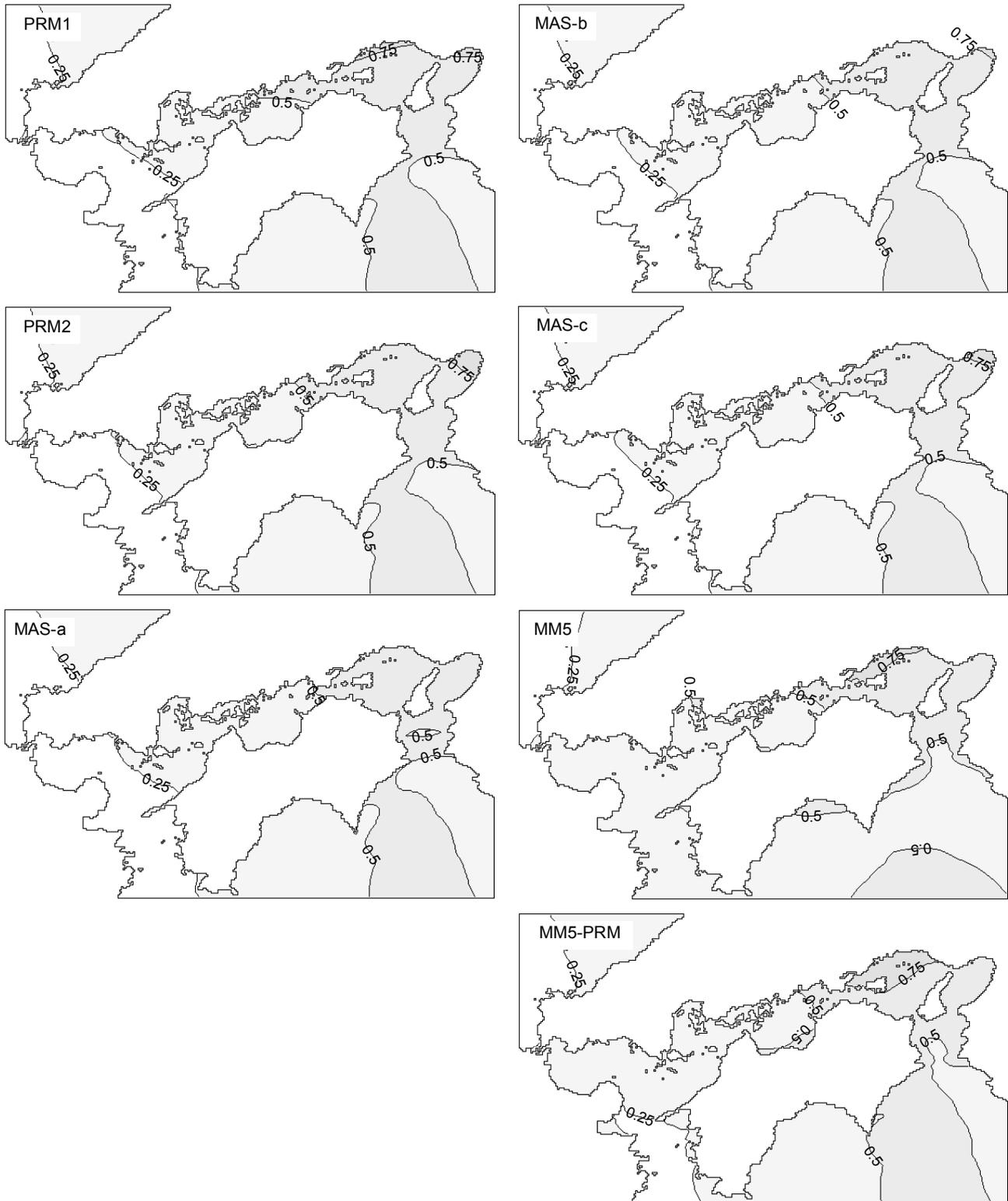
局地気象モデル MM5 を用いた最大高潮偏差は、経験的台風モデル PRM2 より全体的に大きく、台風 0416 号では広島湾の北端、台風 0514 号と台風 0613 号では広島湾の北端と周防灘の北西端で、顕著になっている。なお、局地気象モデル MM5 の海面気圧を経験的台風モデルのものに置き換えた MM5-PRM と MM5 の差は小さい。

(3) 代表地点における経時変化

図-4.8 は宇部、広島、高松、大阪を例に各台風による高潮偏差の経時変化を示したものであり、そのうち(c)はこれらの台風で高潮の顕著な台風 0416 号の結果である。この図で見られるように、様々な海面気圧・海上風を与えた中では、局地気象モデル MM5 による高潮偏差の経時変化が観測値の経時変化を最もよく再現している。この高潮は高松の市街地を浸水させたことで知られているが、経験的台風モデルの海上風で高潮を推算すると、観測値に比べて高潮偏差のピークが低く、ピークの時刻もずれることは既報(河合ら, 2005; 富田ら, 2005)でも指摘されている。局地気象モデル MM5 の海上風を用いることで、ピークの再現性は高まっている。ただし、ピーク後の負の偏差は依然として過大である。

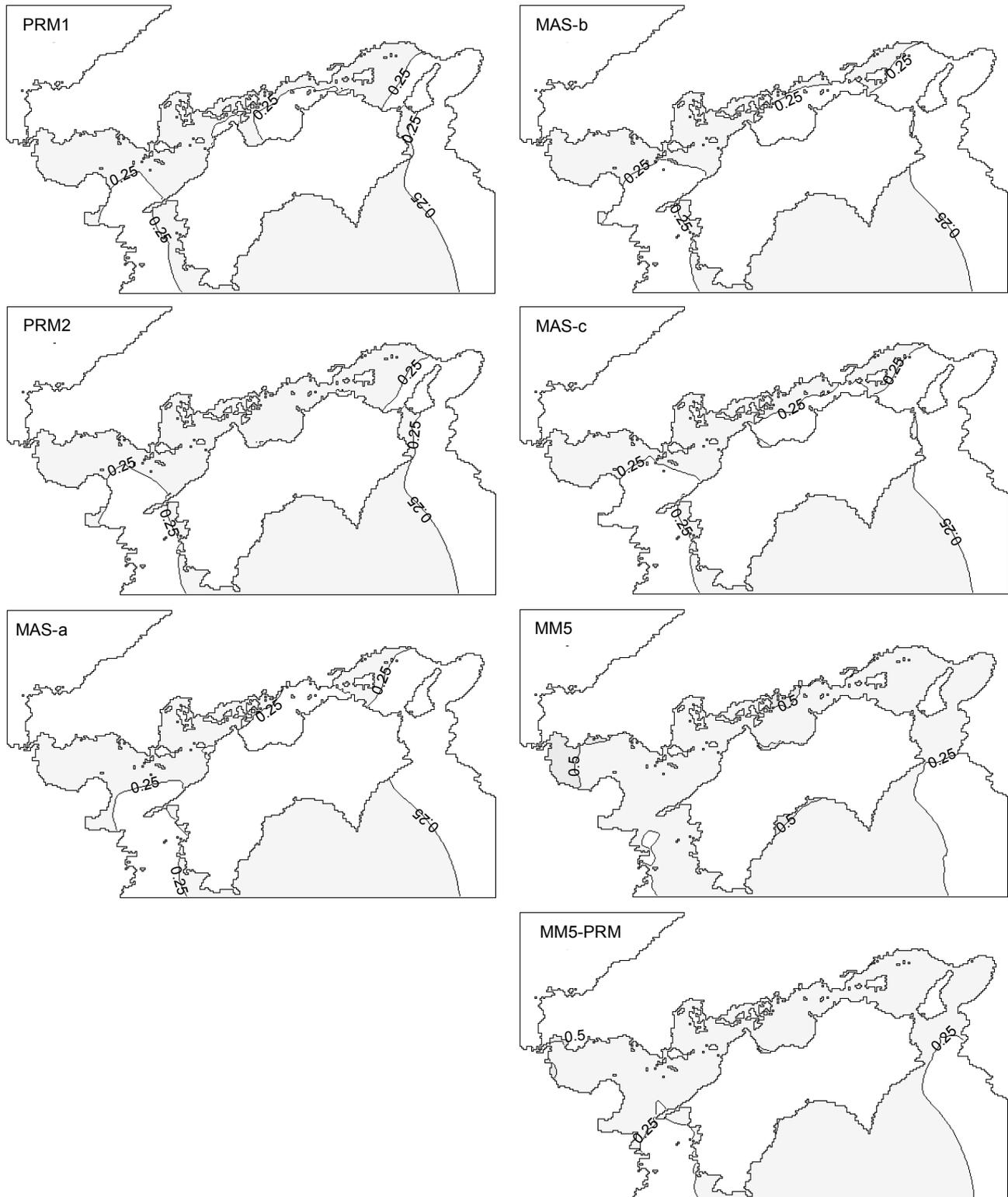
また、台風 0416 号に限らず、広島ではピーク時間の付近で過大な値を与えることが少なくないようである。これについては海上風だけでなく、高潮の推算モデルや検潮記録からの高潮偏差の抽出方法も含めて、引き続き検討が必要と考えられる。さらに、台風 9709 号の広島では、MM5 の海上風を用いた場合に高潮偏差に不自然な振動が生じている。その一因として、広島湾の解像度が十分ではなく、MM5 に含まれる海上風の変動が計算上、現実にはない副振動を起こしていることが考えられる。

なお、台風 0410 号の勢力は弱く、高潮偏差が全体的に小さいため、観測潮位から天文潮位を引く際の天文潮位の誤差や、台風とは直接関係ない原因で生じる潮位偏差



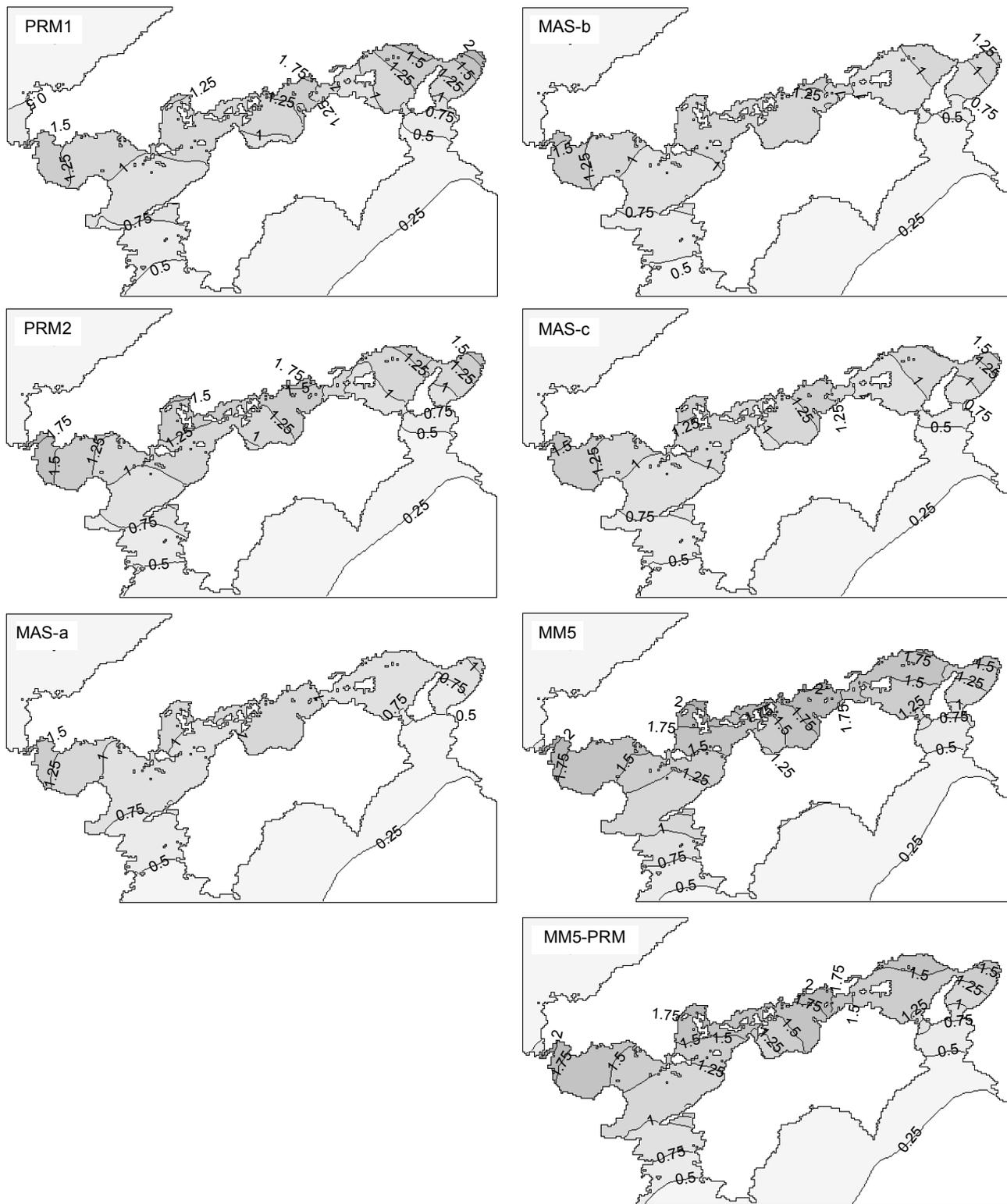
(a) 台風 9709 号

図-4.7 最大高潮偏差の分布(1/6)



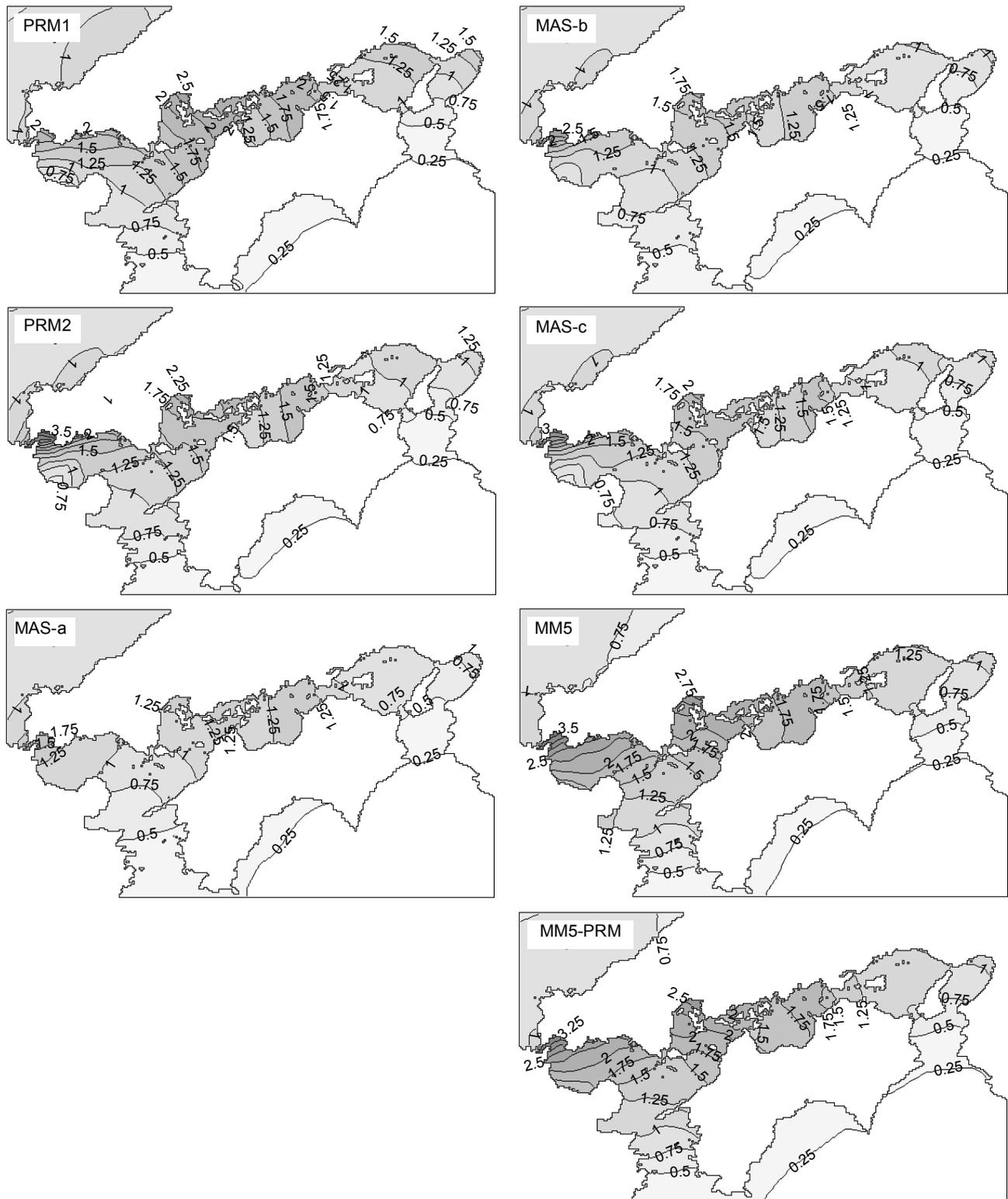
(b) 台風 0410 号

図-4.7 最大高潮偏差の分布(2/6)



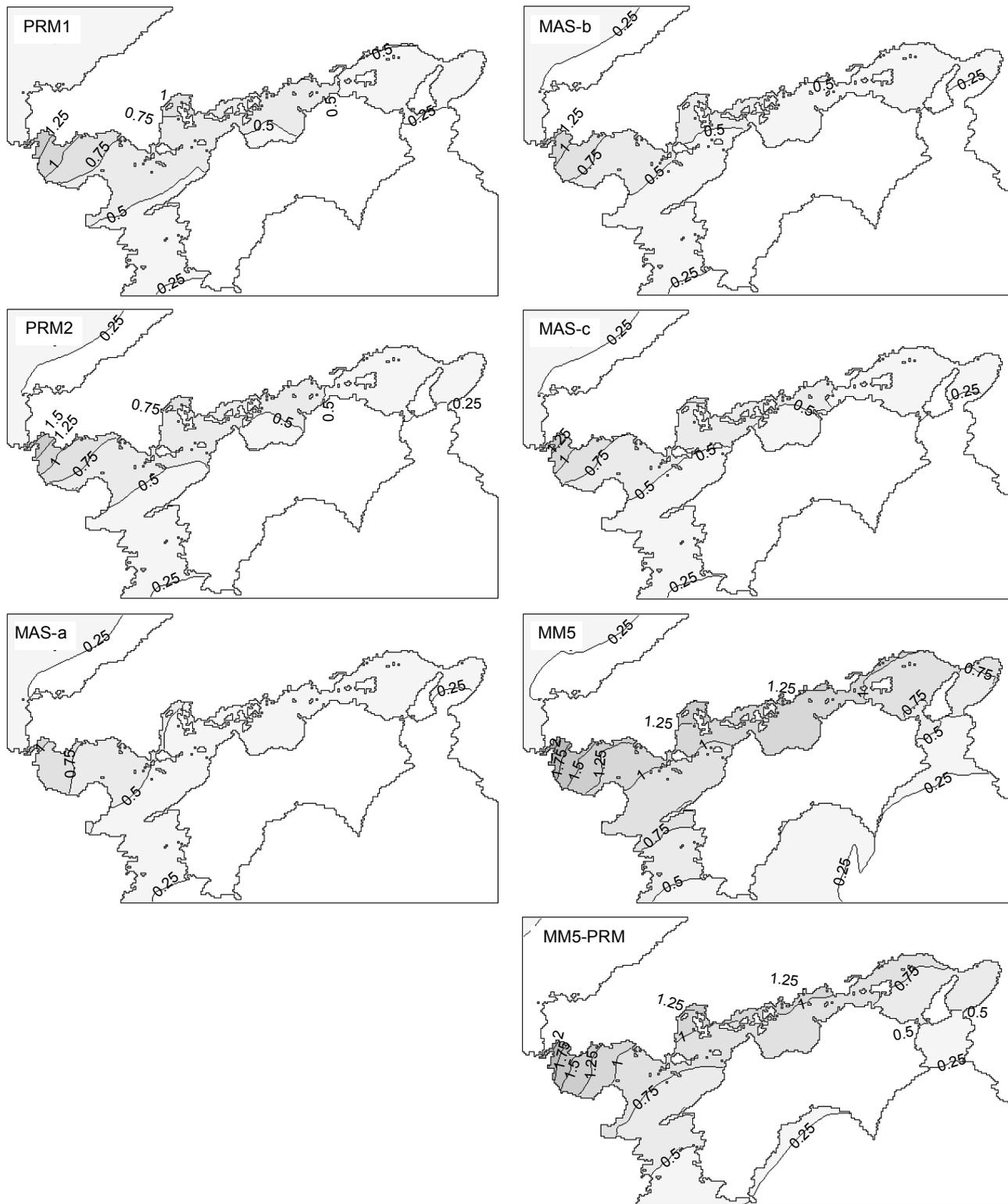
(c) 台風 0416 号

図-4.7 最大高潮偏差の分布(3/6)



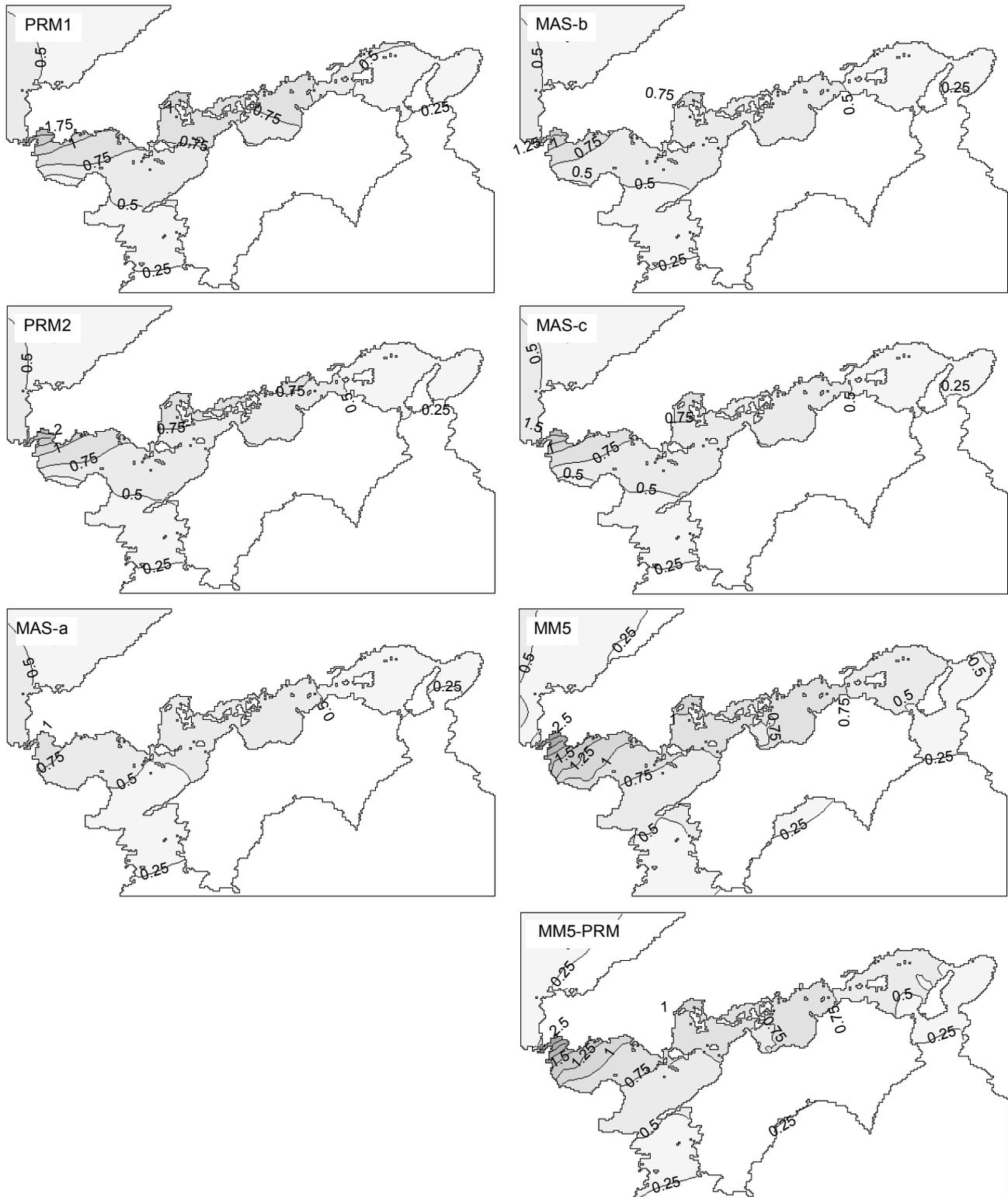
(d) 台風 0418 号

図-4.10 最大高潮偏差の分布(4/6)



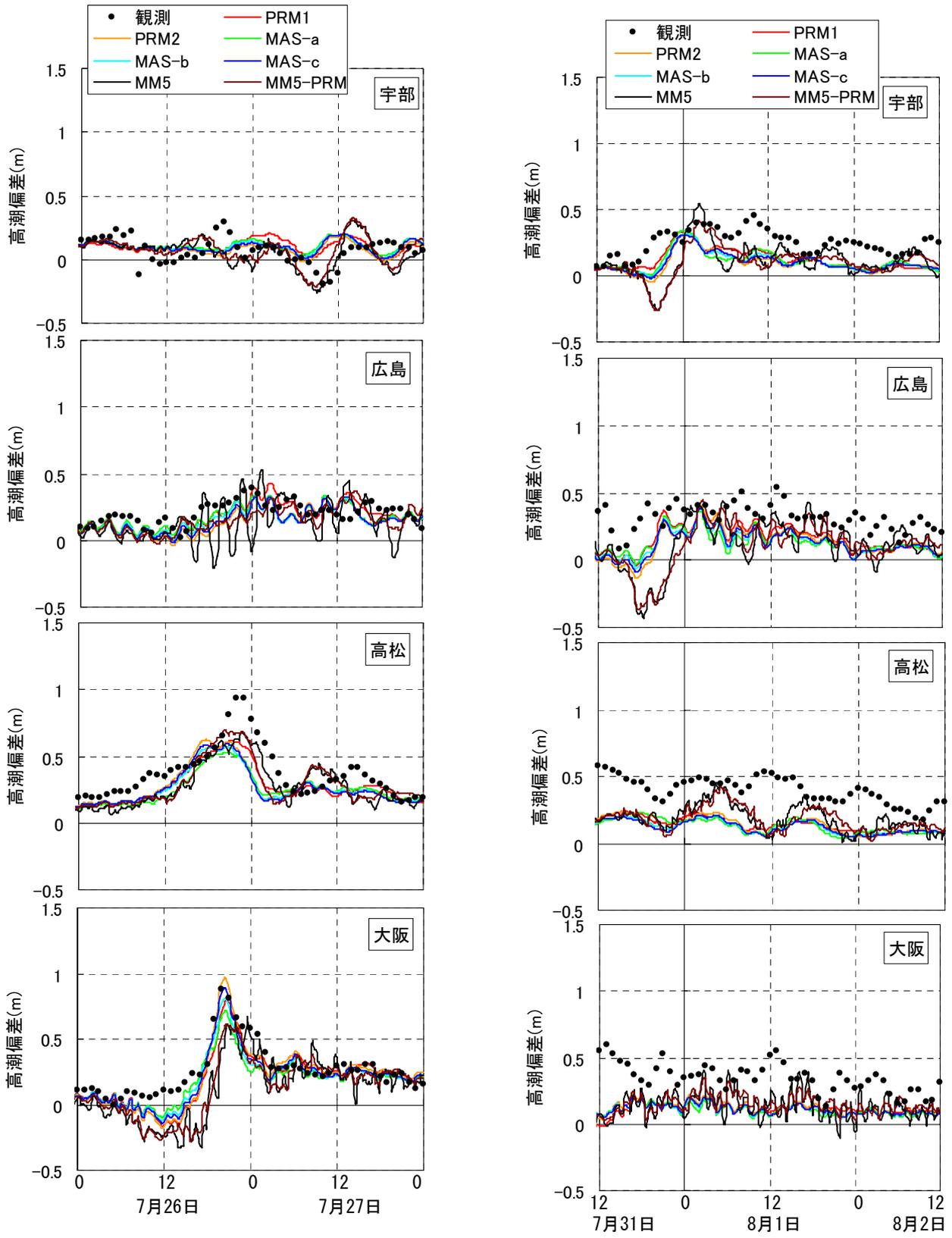
(d) 台風 0514 号

図-4.7 最大高潮偏差の分布(4/6)



(e) 台風 0613 号

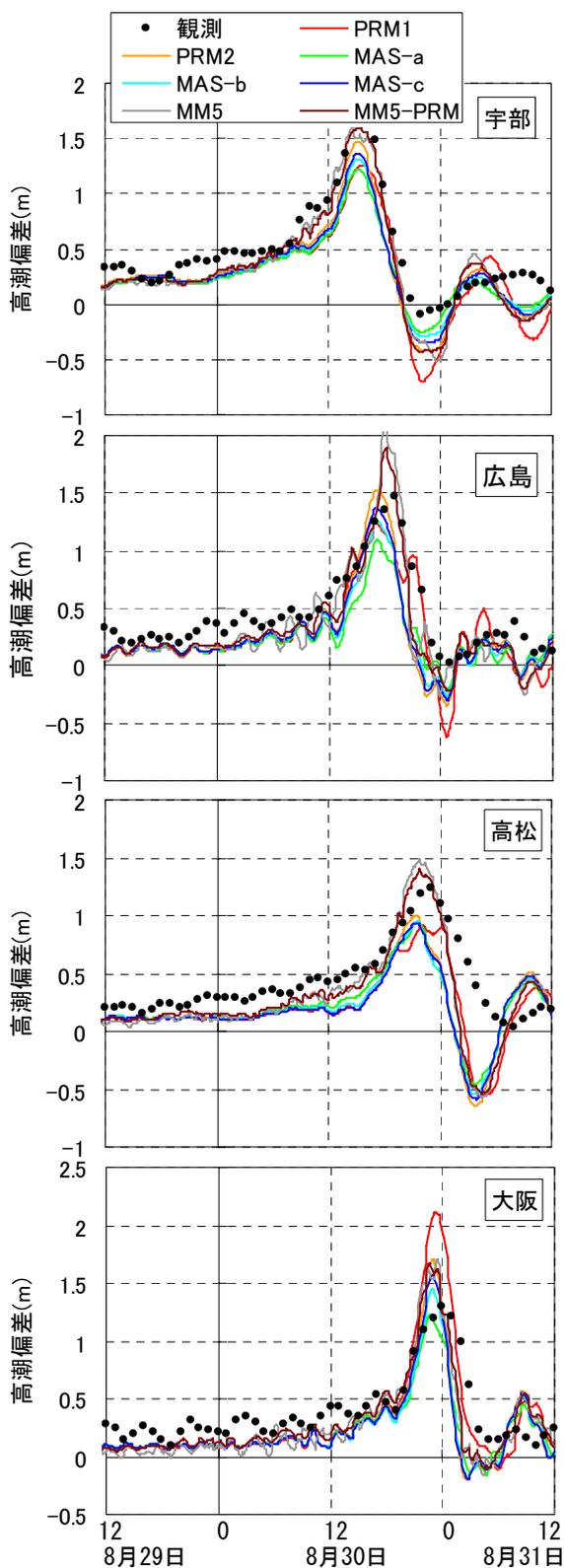
図-4.7 最大高潮偏差の分布(6/6)



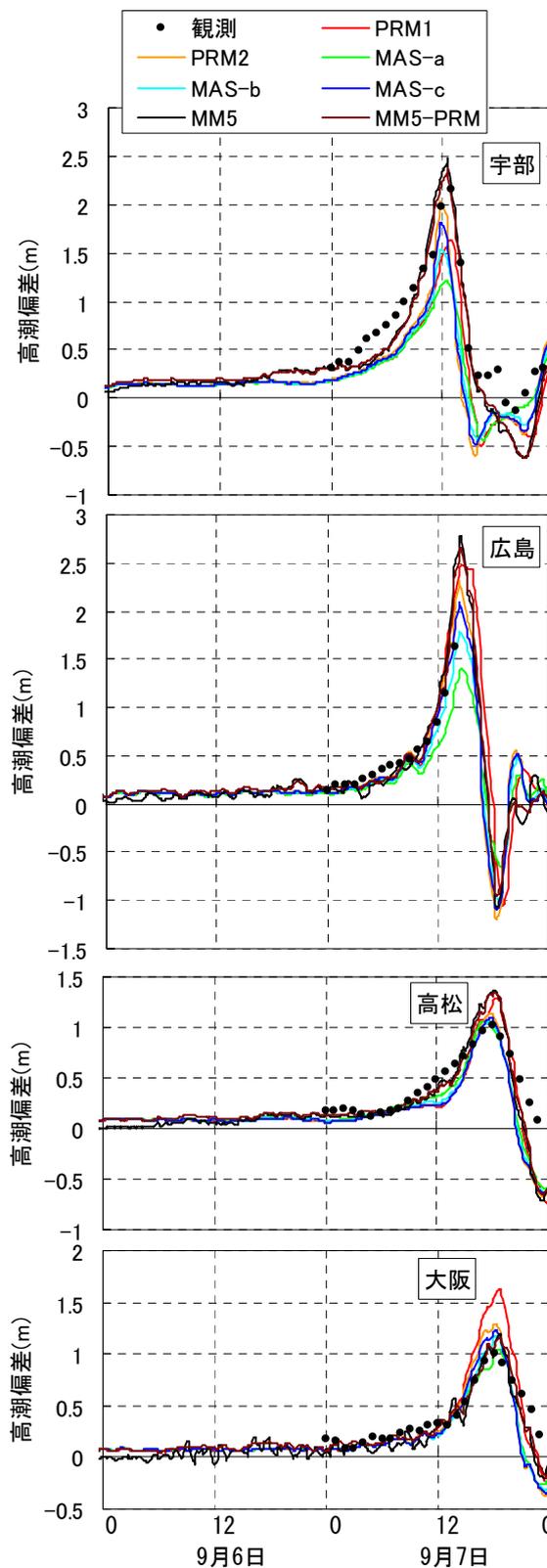
(a) 台風 9709 号

(b) 台風 0410 号

図-4.8 高潮偏差の経時変化(1/3)

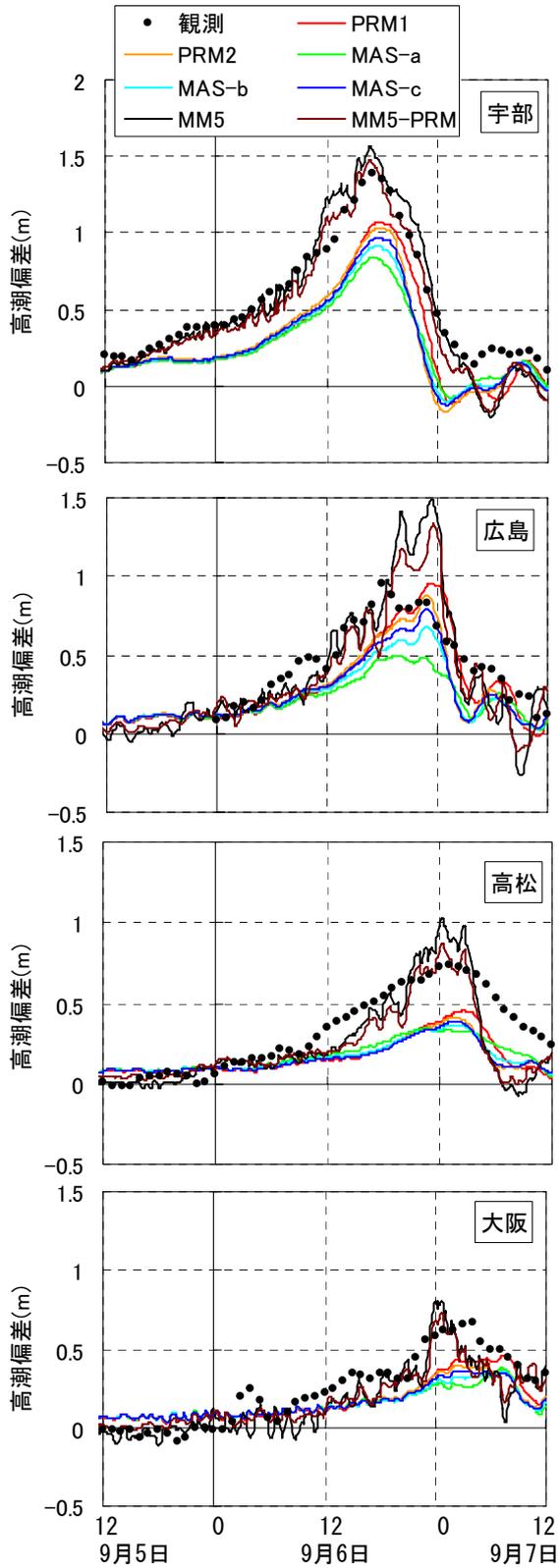


(c) 台風 0416 号

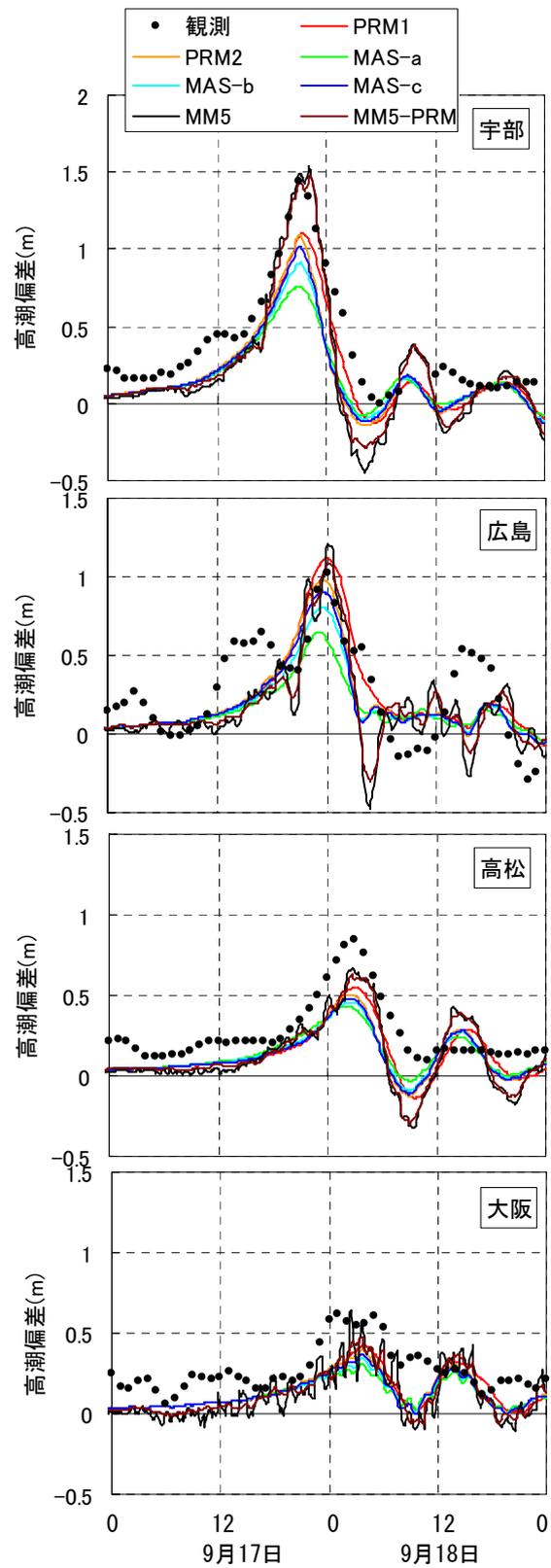


(d) 台風 0418 号

図-4.8 高潮偏差の経時変化(2/3)



(e) 台風 0514 号



(f) 台風 0613 号

図-4.8 高潮偏差の経時変化(3/3)

が目立ちやすい。図の(b)が、どの海上風を用いた高潮偏差も観測値とあまりよく一致していないような印象を与えるのは、そのためである。

## 5. 結論

本研究では、近年に瀬戸内海で顕著な高潮を発生させた台風として、9709号、0410号、0416号、0418号、0514号、0613号を選び、実務でよく使われてきた経験的台風モデル（傾度風と場の風をそれぞれ求めてからベクトル合成する方法 PRM1、傾度風の力の釣り合いに台風の移動の効果を考慮し、風速の低減係数に超傾度風を考慮する方法 PRM2）、PRM2 の風場を初期値とした MASCON モデル（3種類のパラメタ設定）に加え、気象庁 RANAL に台風ボーガスを埋め込んだ気象場を初期値・境界値に与えた局地気象モデル MM5 によって、それぞれ海面気圧・海上風を推算し、その風場の特徴や推算精度を検証した。そして、これらの海面気圧・海上風を外力として、非線形長波方程式による数値計算モデルで瀬戸内海の高潮偏差を推算し、その精度も検証した。なお、瀬戸内海周辺における MASCON モデル、局地気象モデル、高潮推算モデルの計算格子は、内挿による誤差を避けるために、1.5km 間隔で一対一に対応させている。

その結果をまとめると、以下の通りである。

- ① 局地気象モデル MM5 を用いると、経験的台風モデルより全体的に精度良く海上風を推算できる。また、MM5 による風場は、これまで MASCON モデルの解から推定されてきた風場に比べて、陸上地形を水平方向に避けず、陸上地形を乗り越える吹き方をしていく。
- ② 経験的台風モデルの PRM1 と PRM2 とでは、PRM2 の方が、観測値に近い風速が得られた。特に台風の最大風速半径の内側に入る地点では、台風の最接近の前後の風速のピークの再現性が優れていた。また、陸地から少し離れた海域では、PRM2 の方が局地気象モデル MM5 に近い風場を与えた。
- ③ MASCON モデルでは、これまで一般に、風速の鉛直方向と水平方向の補正の固さの比を格子間隔の比で与えてきた。この設定では、風上側と風下側の両方を陸地で阻まれた海域で風速を過小に評価し、陸上地形に乗り越えず海上を左右に迂回した風場となる傾向がある。従来より鉛直方向の補正を緩くすることで、現実の風場に近づくこともある。
- ④ 局地気象モデル MM5 の海上風を用いることで、経験的台風モデルの海上風より、高潮偏差を全体的に

精度良く推算できる。PRM1 と PRM2 とでは、PRM2 による最大高潮偏差の分布の方が MM5 に似たパターンを与える。MASCON モデルの海上風は過小評価される傾向があるので、これを用いて高潮を推算すると高潮偏差は過小評価される。

以上の結果から、台風時の高潮推算に用いる海上風の推算手法として、気象庁 RANAL に台風ボーガスを埋め込んだ気象場を初期値・境界値とする局地気象モデル MM5 の有用性を示すことができた。

## 6. あとがき

本研究では、結論でも述べたように、気象庁の RANAL に台風ボーガスを埋め込んだ気象場を局地気象モデルで計算する方法の有用性を示すことができた。しかしながら、この海上風を用いると、複雑な地形に囲まれた海域の奥に位置する一部の地点では、高潮偏差が過大な値になることもあった。その周辺の海上に風観測地点がないため、そこで海上風の推算精度を検証することはできないが、高潮推算の計算格子を細かくしたり、高潮推算に天文潮や波浪の影響を考慮したりすることで、高潮の精度を高められないか、という検討の余地はある。

その一方で、高潮や波浪の推算の実務では、本研究と同じように局地気象モデルで海上風を推算できない場合もある。空間分解能が約 20km の気象庁 RANAL が整備されているのは 1996 年以降であり、それ以前の台風に対しては、もっと粗い空間分解能の気象 GPV を使わざるを得ない。また、確率台風モデルで与えた無数の台風に対して高潮推算をする場合には、仮想の台風であるがために周辺の気象場を与える方法がなく、演算時間の制約もあって、現時点では経験的台風モデルを使うのが現実的である。したがって、経験的台風モデルや MASCON モデルの改良の必要性がなくなったわけではない。

これらのことを今後の課題として考えている。

(2007年5月7日受付)

## 謝辞

本研究の多くの部分は、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からの受託研究「平成 18 年度瀬戸内海高潮・高波防災対策調査」として実施したものであり、広島港湾空港技術調査事務所調査課の友田伸明課長および萩元幸将調査第二係長（現宮崎港湾・空港整備事務所）には、大変お世話になった。また、局地気象モデルによる海上風の推算にあたっては、財団法人日本気象協会首都圏支社の中野俊夫氏および松浦邦明氏にご

助力いただいた。ここに記してお礼を申し上げたい。

## 参考文献

- 上野 充(2000)：数値モデルによる台風予報，気象研究ノート（第3章），第197号，pp.131-286.
- 運輸省港湾技術研究所(1996)：津波・高潮数値計算システム取扱説明書（プログラムマニュアル）。
- 運輸省港湾局監修(1999)：港湾の施設の技術上の基準・同解説，p.173.
- 大野木和敏(1997)：台風ボーガス，数値予報課報告・別冊第34号，気象庁予報部，pp52-61.
- 大野木和敏・上野 充(1992)：台風ボーガスデータの改良，研究時報，第44巻，気象庁，pp.247-269.
- 大澤輝夫・竹山剛生，安田孝志(2001)：メソ気象モデルと台風ボーガスを用いた伊勢湾台風時の風の場のシミュレーション，海岸工学論文集，第48巻，pp.281-285.
- 大澤輝夫（2005）：MM5用台風ボーガスツールの作成と2004年の5つの台風を対象とした動作検証，月刊海洋，号外42号，pp. 178-185.
- 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，第1085号，25p.
- 河合弘泰・富田孝史・平石哲也・安田誠宏(2005a)：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，第44巻，第2号，pp.3-22.
- 河合弘泰・本多和彦・富田孝史・柿沼太郎(2005b)：2004年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算，港湾空港技術研究所資料，No.1103，34p.
- 河合弘泰・中野俊夫・川口浩二・松浦邦明(2006a)：IAUデータ同化手法のメソ気象モデルへの導入と台風9918号の海上風・波浪・高潮の追算，海岸工学論文集，第53巻，pp.381-385.
- 河合弘泰・橋本典明(2006b)：確率台風モデルの構築とそれを用いた高潮の出現確率分布の試算，港湾空港技術研究所資料，No.1122，27p.
- 河合弘泰・平石哲也(2006c)：ハリケーン・カトリーナによる米国メキシコ湾岸の高潮災害の現地調査，港湾空港技術研究所資料，No.1121，27p.
- 金 庚玉・山下隆男(2004)：大気・波浪・海洋結合モデルによる台風9918号の高潮・高波の追算，海岸工学論文集，第51巻，pp.236-240.
- 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.
- 柴木秀之・後藤智明(1992)：内湾海上風の地形依存性について，海岸工学論文集，第39巻，pp.141-145.
- 柴木秀之・後藤智明(1993)：陸上地形の影響を考慮した内湾海上風の推算モデル，海岸工学論文集，第40巻，pp.166-170.
- 高橋重雄・河合弘泰・高山知司(2000)：1999年の台風18号による災害と今後の高潮・高波対策について—高潮対策施設の性能照査と性能設計，土木学会誌，Vol.85，pp.67-70.
- 富田孝史・本多和彦・河合弘泰・熊谷兼太郎(2005)：2004年台風16号による高松の高潮浸水被害とその数値解析，港湾空港技術研究所資料，No.1104，27p.
- 中野俊夫・大澤輝夫・吉野 純・益子 渉・河合弘泰(2006)：台風ボーガスの高度化による数値予報モデルを用いた海上風推算手法の精度向上，海岸工学論文集，第53巻，pp.1286-1290.
- 野中浩一・山口正隆・畑田佳男・伊藤吉孝(2000)：拡張型確率的台風モデルを用いた波高の極値推定システム，海岸工学論文集，第47巻，pp.271-275.
- 藤井 健・光田 寧(1986)：台風の高率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.
- 山下隆男・西口英利，金 庚玉，玉田 崇(2004)：台風の風域場と降雨場の数値シミュレーション，海岸工学論文集，第51巻，pp.1241-1245.
- 吉野 純・村上智一・林 雅典・安田孝志(2005)：沿岸地域における台風災害軽減のための台風強度予測手法に関する研究，海岸工学論文集，第52巻，pp.1226-1230.
- 吉野 純・村上智一・林 雅典・安田孝志(2006)：高潮計算精度に及ぼす入力台風気象場の再現性の影響，海岸工学論文集，第53巻，pp.1276-1280.
- Veltcheva, A.D., 河合弘泰(2000)：台風の気圧分布の歪みと超傾度風を考慮した高潮推算，海岸工学論文集，第49巻，pp.241-245
- Fujita, T. (1952): Rep. Met. Lab., Kyushu Inst. Tech., Vol.2, No.1-2.
- Guo, Y. R. and Y. H. Kuo (1994): Testing of Newtonian nudging technique in data assimilation on the meso-beta-scale, Proc. of the Fourth Atmospheric Radiation Measurement

- (ARM) Science Team Meeting, Charleston, South Carolina., pp. 167-171.
- Holland, J. G. (1980): An analytical model of the wind pressure profiles in hurricane, *Monthly Weather Review*, Vol. 108, pp. 1212-1218.
- Ohsawa, T., T. Nakano, K. Matsuura and K. Hayashi (2006) : Introduction of a JMA-type typhoon bogus scheme into MM5 to improve hindcasting of coastal sea surface winds, The Forth International Symposium on Computational Wind Engineering, *Journal of Wind Engineering*, Vol.31, No.3, pp.193-196.
- Sasaki, Y. (1958): An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Japan*, 36, 77-88.
- Sasaki, Y. (1970a): Some basic formalisms in numerical variational analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 875-883.
- Sasaki, Y. (1970b): Numerical variational analysis formulated under the constraints as determined by longwave equations and a low-pass filter. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 884-899.
- Sherman, C.A. (1978): A mass-consistent model for wind fields over complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 17, 312-319.
- 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.
- Veltcheva, A. D. and H. Kawai(2002) : Investigation of the typhoon pressure and wind field with application for storm surge estimation, Report of the Port and Airport Research Institute, Vol.41, No.2, pp.23-44.