

---

## 特集「波浪・潮汐に係る海域特性の調査及び支援資料作成技術の向上」

---

# 北海道・東北地方における高潮数値予測モデルの潮位偏差予測精度の統計的評価

高佐 重夫\*・西村 文男\*・三浦 雄美利\*\*

### 要 旨

高潮ガイダンスの予測誤差を定量的に補正するために、高潮数値予測モデルの予測精度と海況変動による潮位偏差の変動を統計的に調べた。周期解析にもとづいて、潮位偏差の高潮成分と海況変動による成分をカットオフ周期 200 時間のフィルターで分離した。短周期側成分を用いて高潮の予測精度を調べた結果、ほとんどの地点で誤差 10cm 以内の精度を有していた。吹き寄せ効果が過大に予測される地点では、予測値に対する予測誤差の統計量を用いて補正できることが示された。長周期側成分を用いて得られた海況変動成分により、北海道及び東北太平洋側では海況変動による潮位偏差の標準偏差は 5cm 程度で、ほかの地域よりも小さいことが示された。

### 1. はじめに

気象庁の現業用高潮数値予測モデル（以下、「モデル」とする。）では、気象場（海上風・海面気圧）を外力とする運動方程式によって吹き寄せ効果と吸い上げ効果による潮位の変動量（潮位偏差）が計算され、これに天文潮位を足し合わせた予測潮位（高潮ガイダンス）が高潮警報・注意報発表の予測資料として気象官署で利用されている。

モデルは台風時の高潮予測を目的に開発され、強風時の吹き寄せ効果を精度よく計算するように調整された海面抵抗係数及び海底抵抗係数が定数として与えられている（小西・檜垣，1998）。そのため、台風ほど風が強くない場合に潮位偏差の予測誤差がみられる場合がある。また、モデルでは海洋表層の水温や塩分、海流の変動によって生じる潮位偏差や高い波の砕波による潮位上昇（wave setup）は計算過程に組み込まれていないため、

これらの現象が生じると予測潮位と観測潮位との差が大きくなる。台風時の顕著な高潮に限らず、例えば夏の大潮時期の満潮時には数十 cm 程度の潮位偏差でも沿岸の標高の低い地域では浸水害が生じることがあり、的確な高潮警報・注意報を運用するために、より精度の高い潮位予測が必要とされている。

台風による高潮事例の検証で、顕著な高潮の場合にはモデルの予測精度が高いことが示されている（小西，2001）が、平穏時を含めた予測精度の検証は十分されていない。また、海況変動に伴う潮位偏差の誤差に関する知見も十分ではない。本調査では、北海道・東北地方におけるモデルの予測精度及び海況変動による潮位偏差を統計的に評価した。また、その結果にもとづいて予測値を定量的に補正する手法を検討した。

---

\* 函館海洋気象台（現 仙台管区気象台） \*\* 函館海洋気象台（現 札幌管区気象台）

## 2. 使用データ

### 2.1 潮位偏差及び海上風・海面気圧

観測された潮位偏差  $T_0$  は、北海道・東北地方の検潮所 40 か所(国土交通省港湾局, 国土地理院, 気象庁, 海上保安庁所管)で 2004 ~ 2010 年に観測された毎時潮位偏差を用いた。地域特性を比較するために, 他地域(和歌山, 高松, 下関, 三角)のデータを合せて用いた。各検潮所の位置を第 1 図に, 各検潮所におけるデータ期間を第 1 表に示す。

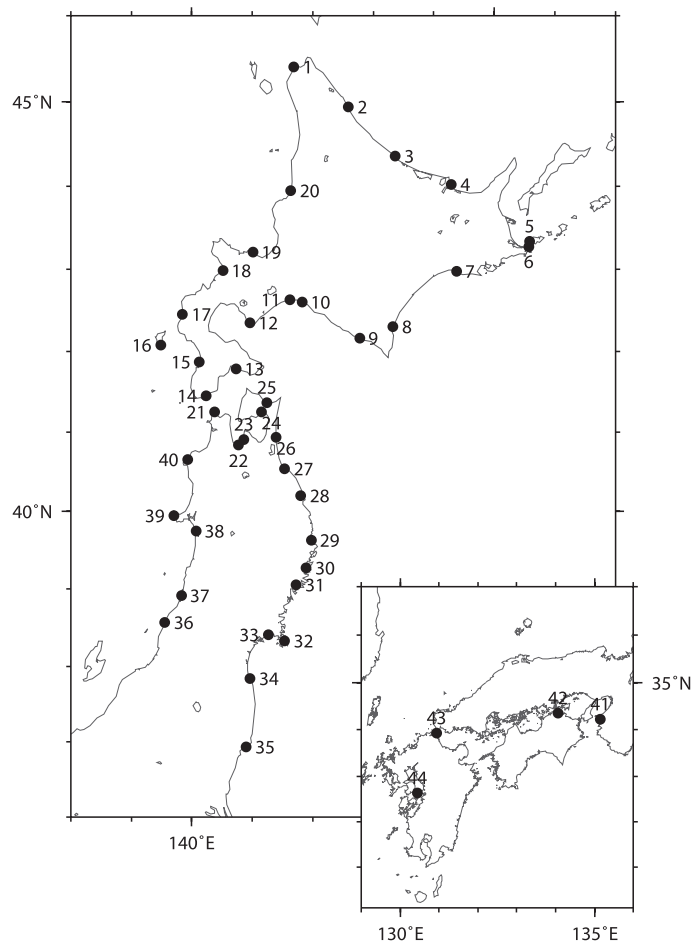
モデルの予測精度は, モデル自体の計算精度とともに外力である気象場予測の精度にも依存する。前者をみるために, 林原(2011)と同じく気象場解析値を外力として計算された潮位偏差の検潮所付近における毎正時値  $T_M$  を評価した。また, 予測誤差の要因を検討するために,  $T_M$  の計算に使用された気象場解析値の各検潮所付近における

海上風・海面気圧の値を用いた。本調査で提案する  $T_M$  の補正手法の検証には, 独立資料として 2011 年の  $T_0$  及び  $T_M$  を用いた。

なお, 外力を作成する気象モデルが 2006 年 3 月に更新された前後で  $T_M$  の短周期変動特性に変化がみられた。そのため, 第 4.3 節及び第 4.5 節の解析には気象モデル更新後のデータを用いた。

### 2.2 海面高度偏差

海況変動によって生じる潮位偏差を評価するために, 気象庁の海況監視業務に利用されている海洋データ同化システム(石崎ほか, 2009)の北西太平洋領域版の半旬別海面高度再解析値を用いた。海面高度再解析値は, 計算の便宜上, 各タイムステップの格子点の総和が 0 となっている。海面高度の変動をみるために, 原口・櫻井(2009)の方法にもとづいて海水の密度変化に伴う海面高



第 1 図 検潮所位置  
 検潮所名及び所管機関は第 1 表を参照。

度変動量を加えて補正し、半旬別平年値（1985～2010年の半旬別平均）からの偏差を求めて利用した。

### 3. 解析方法

実際の潮位と天文潮位の差である  $T_0$  は、主に台風・低気圧による高潮や高気圧・低気圧の移動に伴う週間スケールの海面気圧の上昇・下降に伴う潮位偏差の変動、特定風系持続によるエクマン輸送効果などの気象の直接的な影響と、海洋表層の水温や塩分、海流などの海況の変動で生じる。一方、 $T_M$  は海上風・海面気圧の作用による潮位偏差のみ計算される。そのため、モデルがターゲットとしている高潮の予測精度を調べるために単純に  $T_0$  と  $T_M$  を比較すると、海況変動の大きな地域では高潮以外の成分が影響し適切に評価できない。

潮位偏差には様々な成分が含まれ、その発生要因によって時間スケールが異なる。高潮は数時間から数十時間の時間スケールであるのに対し、海況変動による潮位偏差は数日以上時間スケールを有していると考えられる（宇野木，1993）。そこで、潮位偏差を周期解析して各成分の周期帯を検討し、フィルターで高潮と海況変動による成分に分離し、それぞれを用いてモデルの高潮予測精度と海況変動特性を評価することとした。

なお、High-pass フィルター（HPF）及び Low-pass フィルター（LPF）ともに、三谷（1987）と同様の有限インパルス応答型を用いた。

### 4. 解析結果と考察

#### 4.1 平年気圧の差による誤差とその補正

気圧降下による吸い上げ効果は次式で求められる（林原，2011）。

$$\eta = \Delta p / \rho g \quad (1)$$

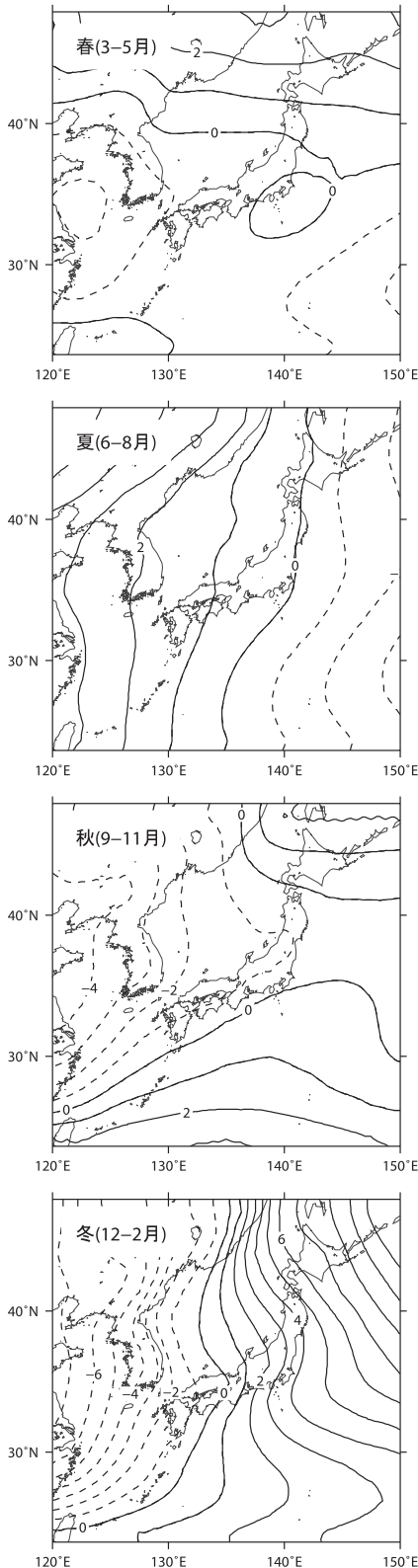
ここに、 $\Delta p$  は平常状態からの気圧降下量（平年気圧と海面気圧の差）、 $\rho$  は海水の密度、 $g$  は重力加速度、 $\eta$  は吸い上げ量で、海面気圧が 1hPa 降下すると潮位が約 1cm 上昇することを表す。モデルでは、気圧降下量を求めるための平年の海面気圧に相当する標準気圧が計算領域内一様（た

だし、季節変動はある）に与えられているが、実際の平年の海面気圧には地域差があるため、モデルで利用する標準気圧との間に差が生じ、吸い上げ効果の見積りに誤差が生じることとなる。（1）

第1表 検潮所一覧

番号は第1図の数値と対応する。検潮所名の右肩に付した \*1 は国土交通省港湾局、\*2 は国土地理院、\*3 は海上保安庁所管、無印は気象庁所管の検潮所。線表により、各検潮所のデータ期間を示す。

番号	検潮所名	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
1	稚内							
2	枝幸 <sup>*1</sup>							
3	紋別 <sup>*1</sup>							
4	網走							
5	根室 <sup>*1</sup>							
6	花咲							
7	釧路							
8	十勝 <sup>*1</sup>							
9	浦河 <sup>*1</sup>							
10	苫小牧東 <sup>*1</sup>							
11	苫小牧西 <sup>*1</sup>							
12	室蘭 <sup>*1</sup>							
13	函館							
14	吉岡 <sup>*3</sup>							
15	江差 <sup>*1</sup>							
16	奥尻 <sup>*2</sup>							
17	瀬棚 <sup>*1</sup>							
18	岩内 <sup>*1</sup>							
19	小樽							
20	留萌 <sup>*1</sup>							
21	亀飛 <sup>*3</sup>							
22	青森 <sup>*1</sup>							
23	浅虫 <sup>*2</sup>							
24	大湊 <sup>*3</sup>							
25	下北							
26	むつ小川原 <sup>*1</sup>							
27	八戸							
28	久慈 <sup>*1</sup>							
29	宮古							
30	釜石 <sup>*3</sup>							
31	大船渡							
32	鮎川							
33	石巻 <sup>*1</sup>							
34	相馬 <sup>*2</sup>							
35	小名浜							
36	鼠ヶ関 <sup>*2</sup>							
37	酒田 <sup>*1</sup>							
38	秋田 <sup>*1</sup>							
39	男鹿 <sup>*2</sup>							
40	深浦							
41	和歌山							
42	高松							
43	下関							
44	三角							



第2図 平年気圧の差の季節別分布 (単位 hPa)

モデルの標準気圧とJRA-25/JCDAS (Onogi *et al.*, 2007) による海面気圧の平年値 (1981 ~ 2010 年平均) の差を季節別に求めた。等値線間隔は 1hPa で、実線は正、破線は負を示す。

式から、モデルが見積る吸い上げ量  $\eta_M$  と実際の吸い上げ量  $\eta_O$  の差は、

$$p_{M\_norm} - p_{O\_norm} = \rho g (\eta_M - \eta_O) \quad (2)$$

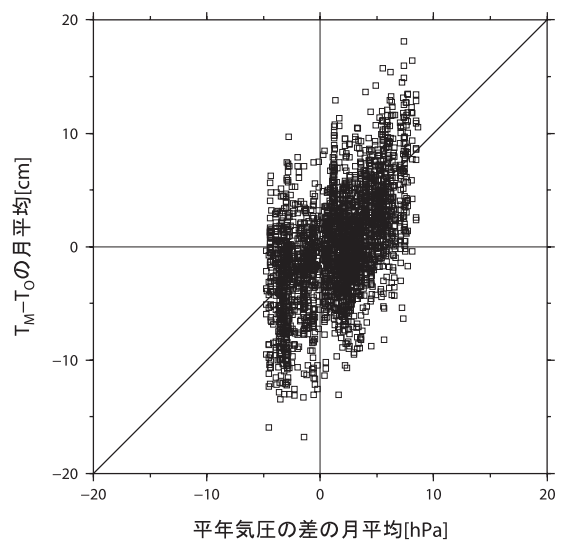
と表される。ここに、 $p_{M\_norm}$  はモデルの標準気圧、 $p_{O\_norm}$  は海面気圧の平年値である。

標準気圧と JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.*, 2007) による日本付近の海面気圧の平年値の差の季節別分布を第2図に示す。海面気圧の平年値は、春から秋には地域差は小さく、標準気圧との差はおおむね  $\pm 2\text{hPa}$  以内に収まるが、冬には北日本で相対的に高く、北海道では  $10\text{hPa}$  近い差があり、その分だけ  $T_M$  に誤差が生じる。北海道・東北地方の各地点における平年気圧の差の月平均と  $T_M - T_O$  の月平均の散布図を第3図に示す。 $T_M - T_O$  は平年気圧の差以外の要因でも生じるのでデータのばらつきが大きいが、両者の相関は高く (相関係数約 0.8)、平年気圧の差に対応して吸い上げ効果が過大に計算されていることがわかる。

平年気圧の差は既知量であるので、これ以後、(2) 式によって補正した  $T_M$  を評価する。

#### 4.2 高潮と海況変動の成分分離周期の決定

フィルターによって成分分離する周期を決める



第3図 平年気圧の差と潮位予測誤差の散布図

北海道・東北地方の各地点における平年気圧の差 (モデルの標準気圧と地上気象観測の海面気圧平年値の差) の月平均と潮位予測誤差 ( $T_M - T_O$ ) の月平均を  $\square$  でプロットした。

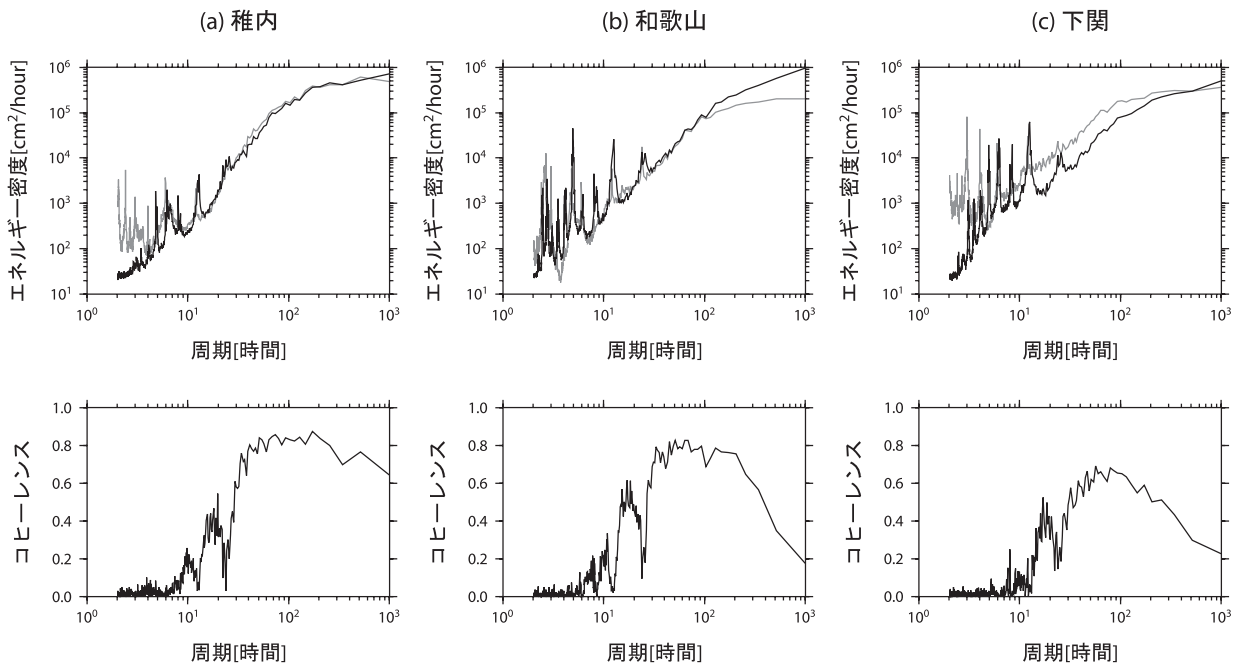
ために、 $T_0$  と  $T_M$  のスペクトル及び両者の周期別相関を表すコヒーレンスを求めた。特徴が表れている 3 地点のスペクトルとコヒーレンスを第 4 図に示す。

海況変動が小さく、また、経験的にモデルの高潮予測精度がよい稚内（第 4 図 a）では、広帯域で両者のエネルギー密度がおおむね一致し、コヒーレンスも高い。海況変動が大きい地域の和歌山（第 4 図 b）では、周期 200 時間以上で  $T_0$  のエネルギー密度が  $T_M$  のそれよりも 1 桁程度大きく、コヒーレンスは低い。これは、周期 200 時間以上では  $T_0$  が  $T_M$  よりも大きく変動し、かつ相関が低いことを示している。 $T_0$  の 200 時間以上の周期帯に海況変動の主要な成分が含まれていると考えられる。経験的に吹き寄せ効果が過大に予測される傾向がある下関（第 4 図 c）では、数十時間の周期帯でコヒーレンスは高いが、 $T_M$  のエネルギー密度が  $T_0$  のそれよりも 1 桁程度大きい。これは、この周期帯では  $T_0$  と  $T_M$  の変動の相関は高いが  $T_M$  が過大に変動していることを表しており、高潮に対応する周期帯を示唆する。

以上に示した地点以外のスペクトル及びコヒ

ーレンスも同様であったことから、高潮と海況変動による潮位偏差は周期 200 時間を境に主要な周期帯が離れているため、カットオフ周期 200 時間のフィルターを用いて両成分を分離し、短周期側を高潮の成分、長周期側を海況変動の影響が含まれる主要な成分とした。これ以後、カットオフ周期 200 時間の HPF で処理した  $T_M$  を HPF[ $T_M$ ]、カットオフ周期 200 時間の LPF で処理した  $T_M$  を LPF[ $T_M$ ] とし、ほかの要素についても同様に表記する。

三宅島での 2009 年 8 月から 9 月にかけての潮位偏差を第 5 図に示す。この期間、黒潮流軸位置の関係で  $T_0$  が  $-30\text{cm}$  程度の状態が続いていたところに、(1) 8 月 31 日と (2) 9 月 8 日にピークがみられる（図中の矢印）。 $T_0$  と  $T_M$  を単純に比較すると、(1) では両者の差は  $10\text{cm}$  程度、(2) では両者の差は  $30\text{cm}$  程度ある。HPF で長周期成分を除去すると、(1) では  $T_M$  が  $40\text{cm}$  程度過小であるが、(2) では  $T_0$  と  $T_M$  はほぼ一致する。成分を分離することで、海況変動によって量的に不明瞭であった高潮の予測誤差が明瞭となり、高潮の予測精度を適切に評価できることを示している。



第 4 図 観測潮位と予測潮位のスペクトルとコヒーレンス

(a) 稚内, (b) 和歌山, (c) 下関における、観測潮位： $T_0$ （黒色線）と予測潮位： $T_M$ （灰色線）のスペクトル（上図）と  $T_0$  と  $T_M$  のコヒーレンス（下図）を表す。



### 4.3 高潮予測精度

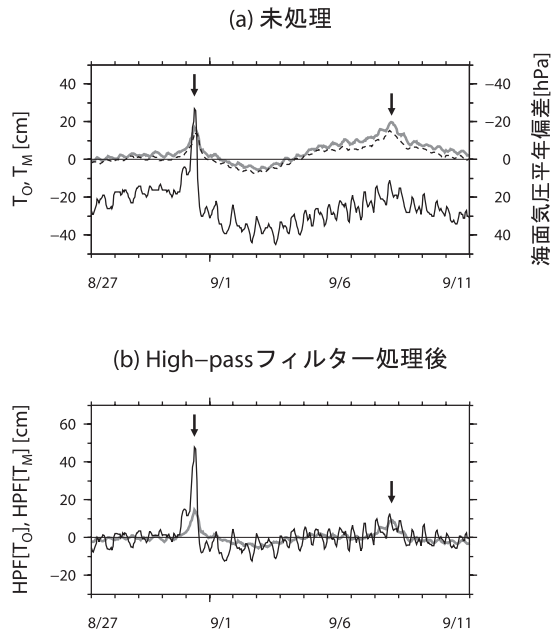
高潮の予測精度を調べるために、高潮の成分に対応するHPF[ $T_0$ ]とHPF[ $T_M$ ]を比較した。HPF[ $T_M$ ] - HPF[ $T_0$ ] (高潮の予測誤差)の頻度分布と、HPF[ $T_0$ ]とHPF[ $T_M$ ]の結合頻度分布を求めたところ、分布形の特徴からおおむね第2表に示すI~IV型に分類された。各型に該当する地点の

頻度分布と結合頻度分布を第6図に示す。

調査した北海道・東北地方の検潮所40地点のうち31地点がI型(第6図a)に分類された。これらの地点の結合頻度分布をみるとほとんどのデータが誤差幅10cm以内に収まり、予測誤差-10~+10cmの頻度は99%以上ある。よって、モデルの高潮予測は誤差10cm以内の精度を有している。林原(2011)は全国約120地点の $T_0$ と $T_M$ を一括した散布図を求め、 $T_M$ はおおむね50cmの誤差幅に収まるとしたが、I型に分類された地点の高潮予測精度はそれよりも十分に高い。

II型(第6図b)に分類された内浦湾及び陸奥湾沿岸の地点の $T_0$ は、湾の固有振動にあたる周期3~4時間の振動が定常的で、 $T_M$ にも同程度の周期の振動が現れている(第7図a)。しかし、モデルでは観測データが同化されていないこともあって $T_0$ と $T_M$ の位相は必ずしも一致せず、円形に近い結合頻度分布となる。第7図aをみると、HPF[ $T_0$ ]とHPF[ $T_M$ ]の振動の位相差によって予測誤差が全振幅20cm程度で振動しているが、高潮による潮位偏差の増加は予測できている。ほかの地域では、有明海沿岸の三角で固有振動によるHPF[ $T_0$ ]とHPF[ $T_M$ ]の差が顕著に現れるが、HPF[ $T_M$ ]は、HPF[ $T_0$ ]にはみられない周期9~10時間の振動が現れており、誤差が大きくなる。(第7図b)。

III型(第6図c)では、I型と同様に結合頻度分布は多くのデータは誤差幅10cm以内に分布する。予測誤差が±10cmを超えるデータは、



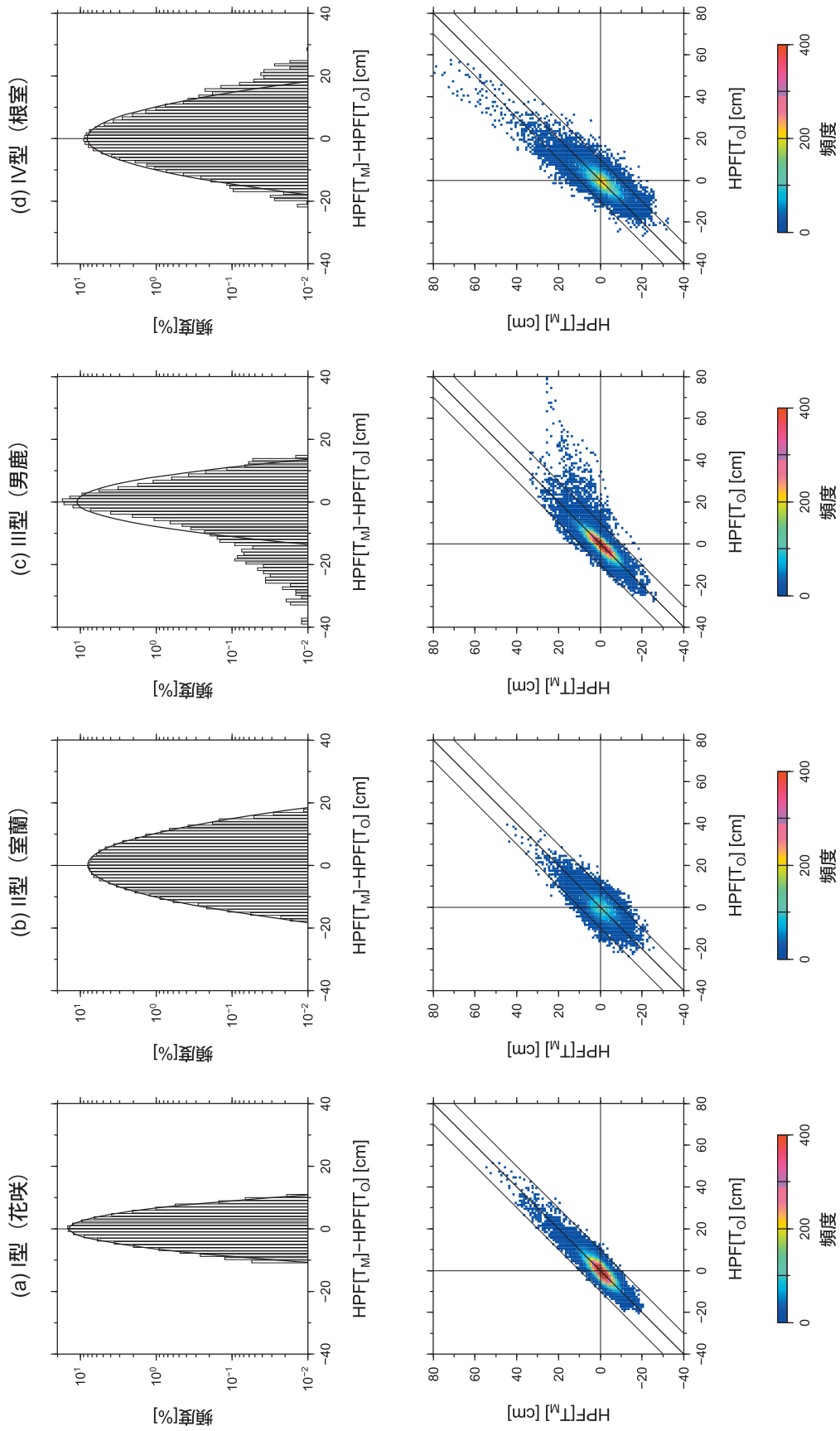
第5図 フィルター処理による高潮予測精度の評価 (三宅島の例)

三宅島における2009年8月27日0時~9月12日0時の $T_0$ (黒色線)と $T_M$ (灰色線)の時系列。(a)未処理(上図)と(b)High-passフィルター処理後(下図)のデータ。破線は海面気圧の年平均偏差(右軸目盛)を表す。

第2表 潮位予測誤差の頻度分布形による地点の分類

潮位予測誤差の頻度分布形にもとづいて地点を分類した。重複する地点がある。

型	HPF[ $T_M$ ]-HPF[ $T_0$ ]の頻度分布	HPF[ $T_0$ ]とHPF[ $T_M$ ]の結合頻度分布	地点名
I	±10cm以内の頻度が99%以上.	データのばらつきが小さく、ほぼ誤差幅10cm以内に収まる.	下記以外の地点.
II	±10cm超の頻度が数%あり、正負対称.	HPF[ $T_0$ ] が小さいと、予測誤差が大きいため、円形に近い.	室蘭、青森、浅虫、大湊.
III	負側に偏っている.	HPF[ $T_0$ ]が正の時、HPF[ $T_M$ ]が過小傾向.	竜飛、男鹿.
IV	±10cm超の頻度が数%あり、正負対称.	HPF[ $T_M$ ] が大きいと、HPF[ $T_M$ ]側に予測誤差が大きい.	根室、青森、相馬、鼠ヶ関.



第6図 潮位予測誤差の頻度分布と、観測潮位と予測潮位の結合頻度分布

(a) 花咲, (b) 室蘭, (c) 男鹿, (d) 根室における、予測誤差の頻度分布及び同じ標準偏差の正規分布 (実線) (上図) と、観測潮位:  $HPF[T_O]$  と予測潮位:  $HPF[T_M]$  の結合頻度分布 (下図). それぞれ 1cm 間隔で頻度を求めた.

HPF[T<sub>0</sub>] > 0 かつ HPF[T<sub>0</sub>] > HPF[T<sub>M</sub>] の領域に偏って分布し、予測誤差の頻度分布は負側に偏り、潮位偏差が正の場合に予測が過小傾向にあることを示す。これらはモデルでは予測されない wave setup 発生時のデータで、顕著な wave setup が発生する男鹿では、60 ~ 80cm の高潮を 20cm 程度と過小に予測している。また、予測誤差の頻度分布は、同じ標準偏差の正規分布に比べて中央付近で盛り上がり、負側の裾が広がっている。これは、負の大きな値が間欠的に生じていることを示す。これらの偏りをもつ分布形を有する地点では wave setup が発生していることを示唆し、統計的手法で現象を抽出するのに有効と考えられる。

IV 型（第 6 図 d）では、結合頻度分布は HPF[T<sub>0</sub>] > 0 では HPF[T<sub>0</sub>] < HPF[T<sub>M</sub>] に、HPF[T<sub>0</sub>] < 0 では HPF[T<sub>0</sub>] > HPF[T<sub>M</sub>] にデータが偏っており、予測が過大傾向にあることを示している。この型に分類された地点の予測誤差と風の関係を第 8 図に示す。予測誤差の円周方向に風向、半径方向に風速をとった散布図をみると、根室では、吹き寄せ効果によって潮位偏差が正となる北寄りの風では HPF[T<sub>M</sub>] - HPF[T<sub>0</sub>] > 0 に、潮位偏差が負となる南寄りの風では HPF[T<sub>M</sub>] - HPF[T<sub>0</sub>] < 0 のデー

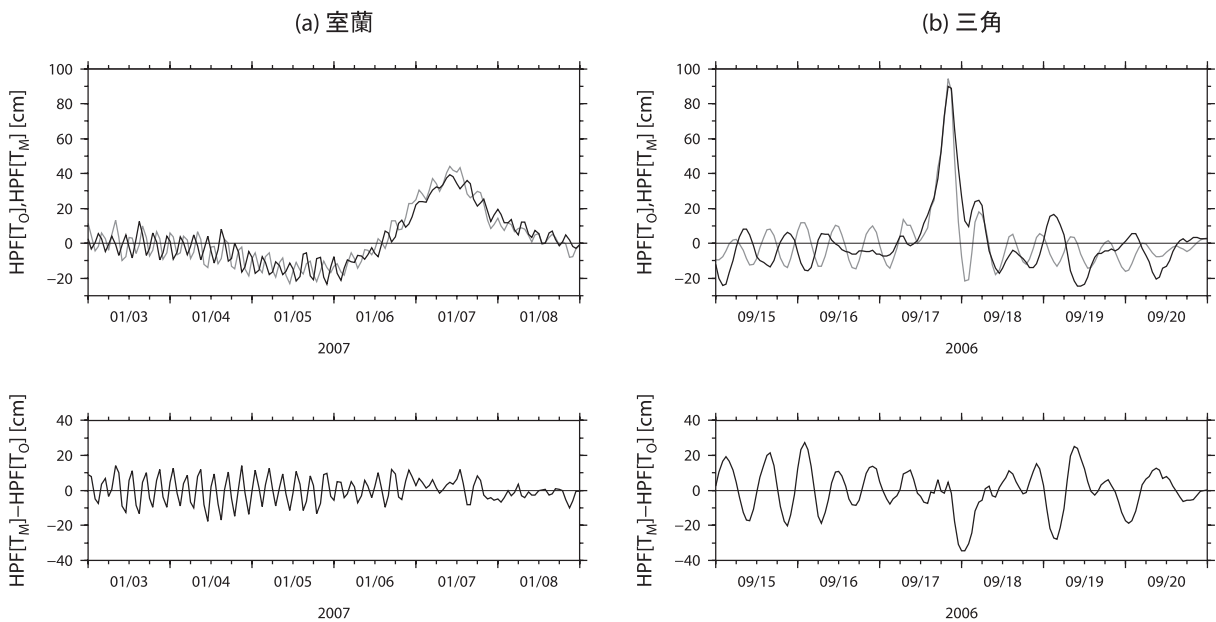
タが多い。風向成分別の予測誤差をみると、データのばらつきが大きい。風の南北成分が強いほど予測誤差が大きい傾向がみられる。第 6 図 d と合わせてみると HPF[T<sub>M</sub>] が過大で、吹き寄せ効果が過大に計算されているためと考えられる。この傾向は、内湾や外洋に面しているが浅海域が広がる沿岸の地点に顕著にみられ、抵抗係数が定数で与えられていることが影響していると推測される。

以上から、I 型の地点では高潮の予測精度が十分に高いが、ほかの型の地点では高潮予測誤差を適切に補正する必要がある。

#### 4.4 海況変動による潮位偏差

原口・櫻井（2009）や田中ほか（2010）は潮位と海面高度偏差を比較して、両者の相関が高いことを示した。これらの解析では、潮位から気象の影響による変動を除去するために、気圧偏差による補正をしている。しかし、潮位変動は海上風も影響しているため、気象の影響が十分に除去されていない。

T<sub>0</sub> の長周期側成分には海況変動と気象要因の成分が含まれているが、T<sub>M</sub> は全帯域で気象要因



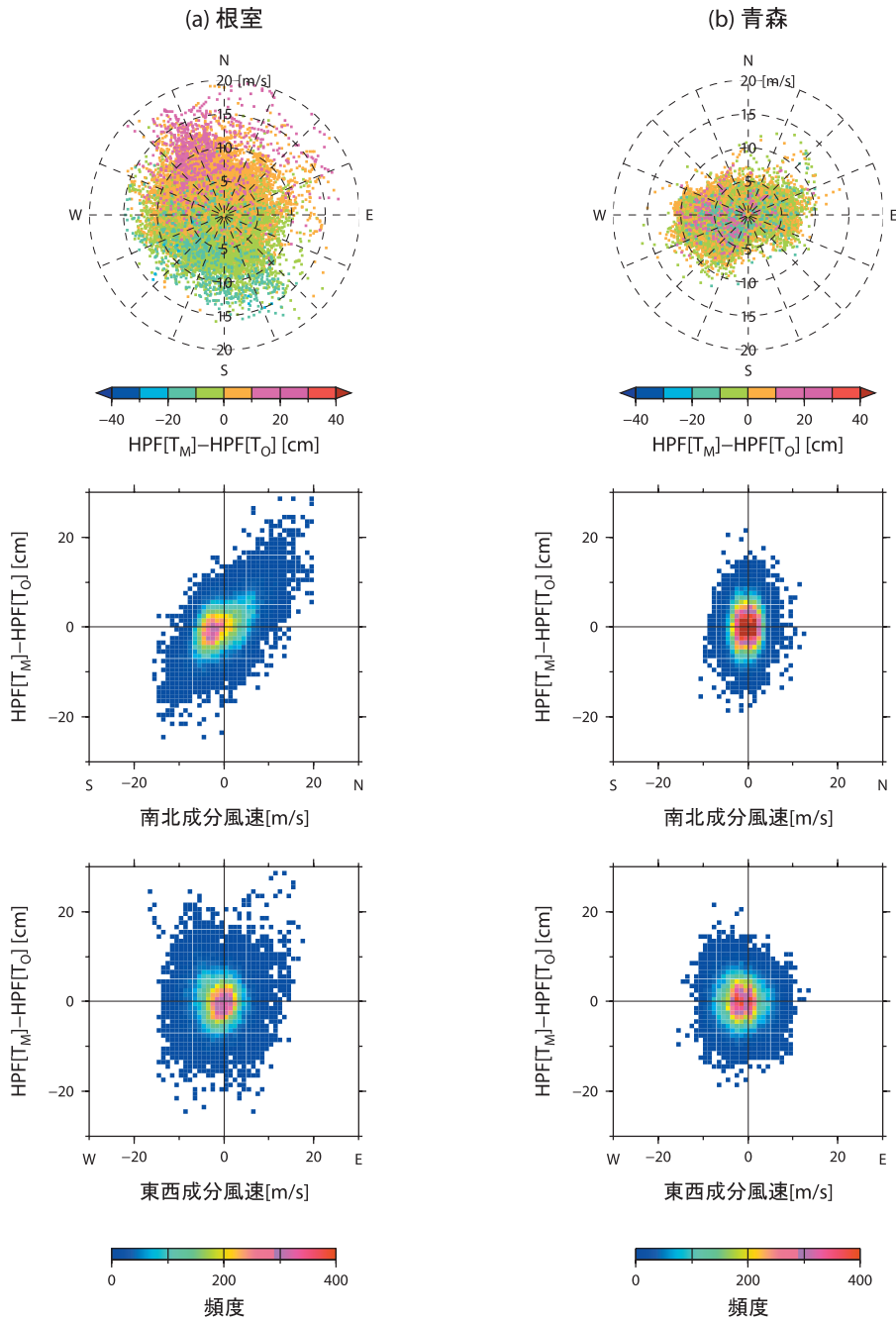
第 7 図 湾の固有振動による潮位予測誤差

(a) 室蘭, (b) 三角における、観測潮位：HPF[T<sub>0</sub>]（黒色線）及び予測潮位：HPF[T<sub>M</sub>]（灰色線）（上図）と、潮位予測誤差：HPF[T<sub>M</sub>] - HPF[T<sub>0</sub>]（下図）の時系列。



の成分のみであることから、 $T_0$  と  $T_M$  の差の長周期側成分は海面気圧及び海上風による変動成分が除去された海況変動のみの成分で、海況変動と潮位の関係を調べるうえで適した方法と考えられる。これを確認するために  $LPF[T_0 - T_M]$  と半月別海面高度偏差の相関を求めたところ、各地点と

も付近の沿岸海域に相関係数が 0.6 以上の高相関領域がみられ、 $LPF[T_0 - T_M]$  は海況変動による成分に対応している。例として海域の異なる 4 地点（釧路、八戸、深浦、高松）の  $LPF[T_0 - T_M]$  と海面高度偏差の相関分布と、相関が最も高い格子点の  $LPF[T_0 - T_M]$  と海面高度偏差の散布図を



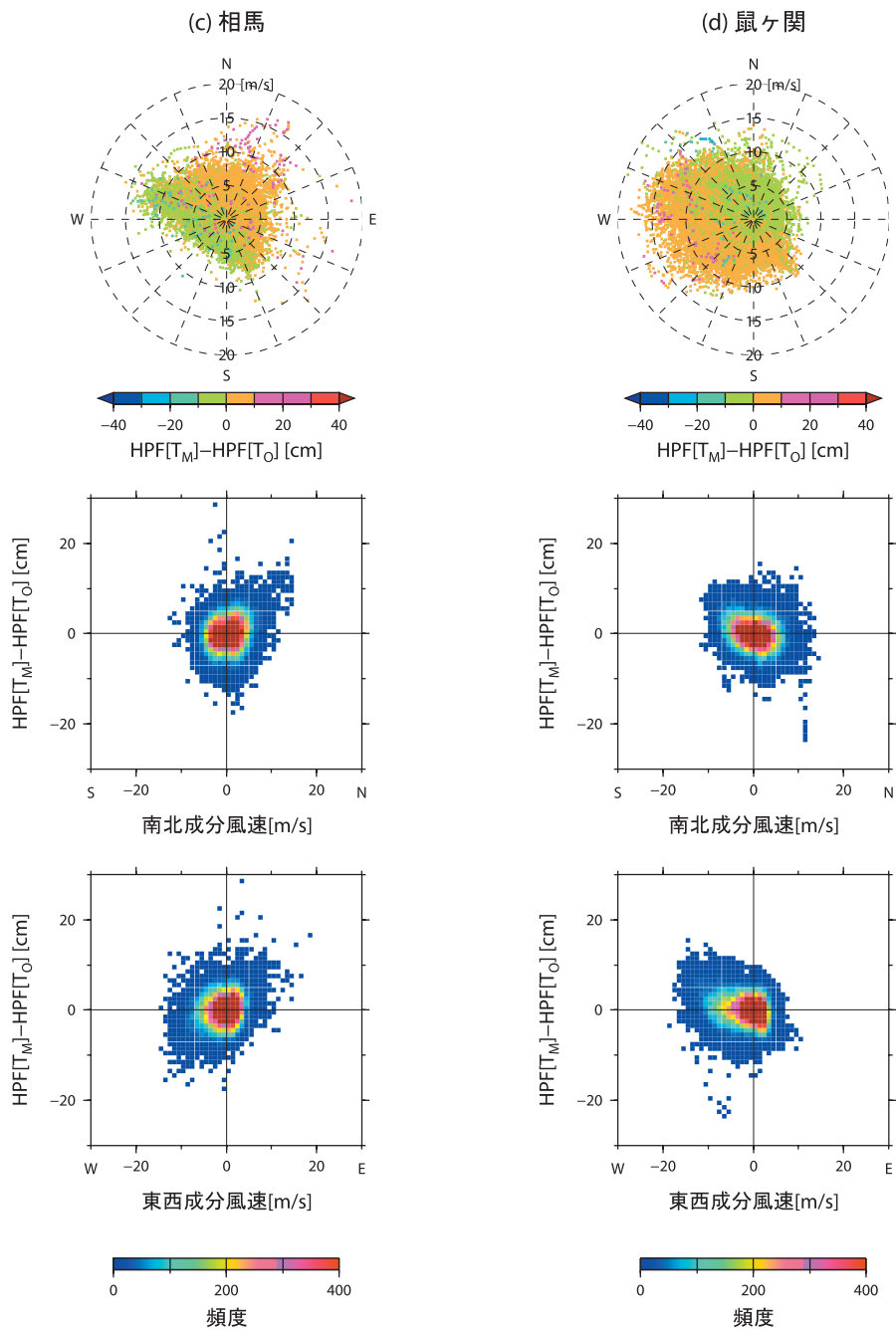
第 8 図 風向風速と潮位予測誤差

(a) 根室, (b) 青森, (c) 相馬, (d) 鼠ヶ関における, 風向風速別の潮位予測誤差 (上図), 南北成分風速と潮位予測誤差 (中図), 東西成分風速と潮位予測誤差 (下図) の結合頻度分布. 結合頻度は, 潮位予測誤差 1cm, 風速 1m/s 間隔で求めた.

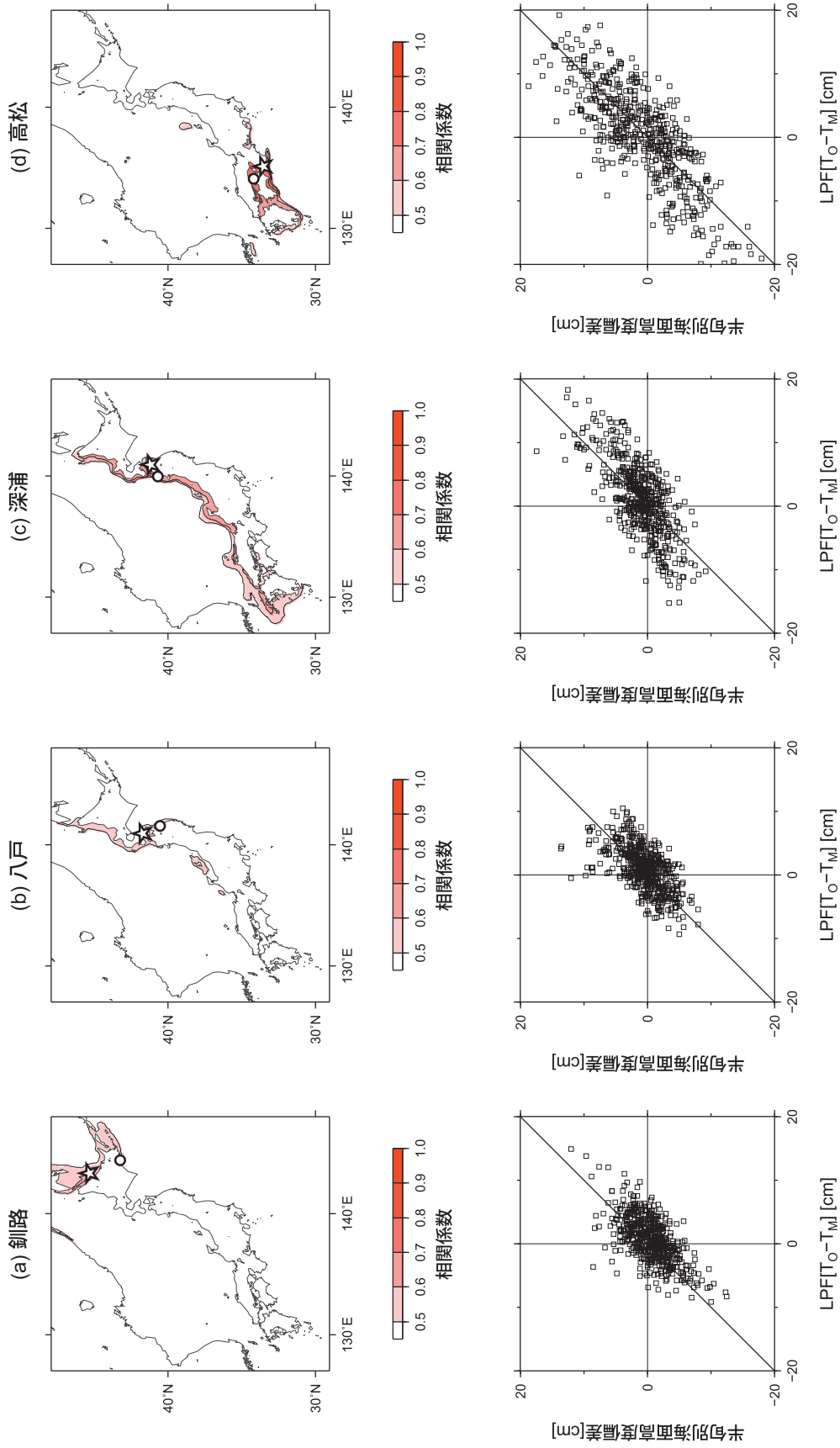
第9図に示す。釧路では相関の最も高い格子点が離れた位置にあるが、これは低温・低塩分である親潮と関係するものと考えられる。また、八戸や深浦では津軽暖流や対馬暖流に対応して日本海側沿岸に高相関域が分布し、高松では瀬戸内海への暖水波及が関係すると推測される。

海況変動による潮位偏差の大きさをみるために、1985～2010年の海面高度偏差の標準偏差を

求めた。その分布を第10図に示す。海面高度偏差の標準偏差は、 $LPF[T_O - T_M]$ との相関が高い沿岸部に着目すると、房総半島より西の太平洋側では5～15cmあるが、北海道と東北太平洋側沿岸では5cm以内にとどまることから、北海道・東北地方で海況変動によって生じる潮位偏差はほかの地域よりも小さいといえる。



第8図 (つづき)



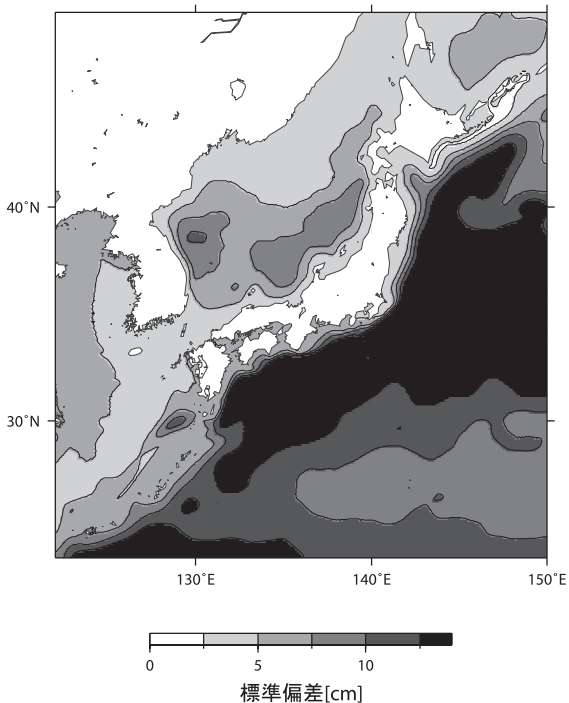
第9図 潮位予測誤差と半旬別海面高度偏差の相関係数分布と散布図  
 (a) 釧路, (b) 八戸, (c) 深浦, (d) 高松の各地点 (上図の○印の位置) における, 潮位予測誤差:  $LPP[T_O - T_M]$  と半旬別海面高度偏差の相関係数分布 (上図), 各地点の  $LPP[T_O - T_M]$  と最も相関の高い格子点 (上図の☆印の位置) の海面高度偏差の散布図 (下図).

#### 4.5 定量的補正手法の検討

##### 4.5.1 階級別補正量の導出

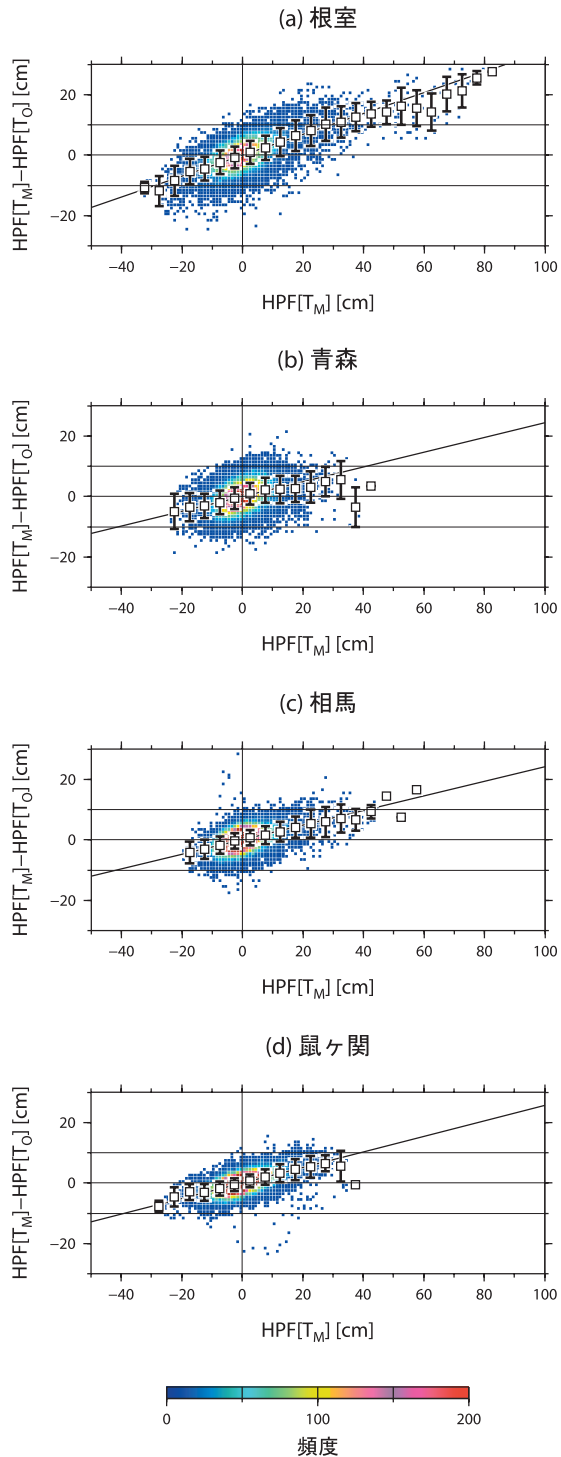
第 4.3 節では、I 型以外の地点では予測誤差の補正が必要と述べたが、ここでは吹き寄せ効果が過大な IV 型の補正手法を示す。

IV 型の地点の  $HPF[T_M]$  と予測誤差（すなわち補正量）の結合頻度分布を第 11 図に示す。予測誤差はおおむね  $HPF[T_M]$  に比例しているが、 $HPF[T_M]$  の絶対値が大きいとデータが回帰直線上よりも誤差の小さい側に外れる傾向がある。モデルは顕著な高潮を精度よく予測するためにパラメータ調整されていることを考慮すると、1 次回帰式による補正は適さない。 $HPF[T_M]$  の大きさによってデータ量の疎密やデータのばらつきが異なることから、 $HPF[T_M]$  を 5cm 刻みの階級に区分して各階級における予測誤差の平均と標準偏差を求め、これを各階級の補正量及び補正誤差とする。第 11 図に各階級における予測誤差の平均と標準偏差を重ねて示す。また、第 3 表にその数値を示す。補正する際、補正は過去に十分に経験した範



第 10 図 海面高度偏差の標準偏差分布

1985 ~ 2010 年の半旬別海面高度偏差の標準偏差の分布。等値線間隔は 2.5cm で、12.5cm 以下の等値線を描画した。



第 11 図 予測潮位に対する潮位予測誤差の頻度分布

(a) 根室, (b) 青森, (c) 相馬, (d) 鼠ヶ関の、予測誤差（縦軸）と予測潮位： $HPF[T_M]$ （横軸）の結合頻度分布。 $\square$  は  $HPF[T_M]$  を 5cm 間隔の階級に区分して求めた各階級の予測誤差の平均値で、各階級の補正量に相当する。エラーバーは各階級における予測誤差の標準偏差を表す。

第 3 表 階級別高潮数値予報モデル補正量

(a) 根室, (b) 青森, (c) 相馬, (d) 鼠ヶ関の, 各階級における補正量, 標準偏差, サンプル数.

(a) 根室					(b) 青森				
T <sub>M</sub> [cm]	補正量[cm]	標準偏差[cm]	サンプル数		T <sub>M</sub> [cm]	補正量[cm]	標準偏差[cm]	サンプル数	
-50.0以上 -45.0未満	-	-	0		-50.0以上 -45.0未満	-	-	0	
-45.0 -40.0	-	-	0		-45.0 -40.0	-	-	0	
-40.0 -35.0	-	-	0		-40.0 -35.0	-	-	0	
-35.0 -30.0	-10.7	1.9	5		-35.0 -30.0	-	-	0	
-30.0 -25.0	-11.9	4.9	14		-30.0 -25.0	-	-	0	
-25.0 -20.0	-8.5	4.9	181		-25.0 -20.0	-5.0	5.8	17	
-20.0 -15.0	-5.4	4.2	609		-20.0 -15.0	-3.6	4.7	177	
-15.0 -10.0	-4.5	3.9	1748		-15.0 -10.0	-3.2	4.0	877	
-10.0 -5.0	-2.4	3.9	4510		-10.0 -5.0	-2.0	3.9	4364	
-5.0 0.0	-0.8	3.6	8469		-5.0 0.0	-0.6	3.6	10145	
0.0 5.0	0.9	3.8	7097		0.0 5.0	0.9	3.7	8920	
5.0 10.0	2.4	4.1	3429		5.0 10.0	2.1	4.1	3555	
10.0 15.0	4.3	4.6	1455		10.0 15.0	2.3	4.6	1181	
15.0 20.0	6.4	5.0	613		15.0 20.0	2.5	4.3	348	
20.0 25.0	8.1	5.1	312		20.0 25.0	3.1	5.2	99	
25.0 30.0	10.2	5.5	173		25.0 30.0	4.9	4.8	32	
30.0 35.0	10.9	5.2	92		30.0 35.0	5.5	6.3	12	
35.0 40.0	12.5	4.6	48		35.0 40.0	-3.5	6.5	3	
40.0 45.0	13.5	4.1	22		40.0 45.0	3.5	0.0	1	
45.0 50.0	14.2	3.9	14		45.0 50.0	-	-	0	
50.0 55.0	16.1	6.1	21		50.0 55.0	-	-	0	
55.0 60.0	15.5	5.9	15		55.0 60.0	-	-	0	
60.0 65.0	14.2	6.1	8		60.0 65.0	-	-	0	
65.0 70.0	20.2	5.7	7		65.0 70.0	-	-	0	
70.0 75.0	21.3	5.5	6		70.0 75.0	-	-	0	
75.0 80.0	25.5	2.2	3		75.0 80.0	-	-	0	
80.0 85.0	27.5	0.0	1		80.0 85.0	-	-	0	
85.0 90.0	-	-	0		85.0 90.0	-	-	0	
90.0 95.0	-	-	0		90.0 95.0	-	-	0	
95.0 100.0	-	-	0		95.0 100.0	-	-	0	

(c) 相馬					(d) 鼠ヶ関				
T <sub>M</sub> [cm]	補正量[cm]	標準偏差[cm]	サンプル数		T <sub>M</sub> [cm]	補正量[cm]	標準偏差[cm]	サンプル数	
-50.0以上 -45.0未満	-	-	0		-50.0以上 -45.0未満	-	-	0	
-45.0 -40.0	-	-	0		-45.0 -40.0	-	-	0	
-40.0 -35.0	-	-	0		-40.0 -35.0	-	-	0	
-35.0 -30.0	-	-	0		-35.0 -30.0	-	-	0	
-30.0 -25.0	-	-	0		-30.0 -25.0	-7.7	1.9	5	
-25.0 -20.0	-	-	0		-25.0 -20.0	-4.6	3.2	55	
-20.0 -15.0	-4.2	3.6	45		-20.0 -15.0	-3.0	2.6	245	
-15.0 -10.0	-3.1	3.1	561		-15.0 -10.0	-3.1	2.7	1260	
-10.0 -5.0	-1.8	2.9	5188		-10.0 -5.0	-1.8	2.3	5981	
-5.0 0.0	-0.4	2.6	16579		-5.0 0.0	-0.6	2.2	14590	
0.0 5.0	0.7	2.6	13313		0.0 5.0	0.7	2.2	12004	
5.0 10.0	1.5	3.0	3752		5.0 10.0	2.0	2.5	4533	
10.0 15.0	2.7	3.3	1203		10.0 15.0	3.2	2.9	1690	
15.0 20.0	4.1	3.5	384		15.0 20.0	4.4	3.4	615	
20.0 25.0	5.3	4.6	134		20.0 25.0	5.4	3.6	253	
25.0 30.0	5.9	5.0	55		25.0 30.0	6.5	2.6	99	
30.0 35.0	7.1	4.7	27		30.0 35.0	5.6	5.1	18	
35.0 40.0	6.7	3.6	18		35.0 40.0	-0.5	0.0	1	
40.0 45.0	9.3	2.2	10		40.0 45.0	-	-	0	
45.0 50.0	14.5	0.0	1		45.0 50.0	-	-	0	
50.0 55.0	7.5	0.0	1		50.0 55.0	-	-	0	
55.0 60.0	16.5	0.0	1		55.0 60.0	-	-	0	
60.0 65.0	-	-	0		60.0 65.0	-	-	0	
65.0 70.0	-	-	0		65.0 70.0	-	-	0	
70.0 75.0	-	-	0		70.0 75.0	-	-	0	
75.0 80.0	-	-	0		75.0 80.0	-	-	0	
80.0 85.0	-	-	0		80.0 85.0	-	-	0	
85.0 90.0	-	-	0		85.0 90.0	-	-	0	
90.0 95.0	-	-	0		90.0 95.0	-	-	0	
95.0 100.0	-	-	0		95.0 100.0	-	-	0	



圏内に制限し、サンプル数の少ない階級では補正しないこととする。また、各階級での予測誤差の標準偏差を、補正量の誤差の幅として、補正後の付加的な情報として利用する。

なお、本調査に用いたデータの統計期間は5年程度と短く HPF[ $T_M$ ] の絶対値の大きなサンプルが少ないため、補正できる範囲は限定されるが、解析期間を長くすることで補正可能範囲が広がると期待される。

#### 4.5.2 補正手順

現実的な利用を想定した  $T_M$  の補正手順を以下に示す。前項では HPF[ $T_M$ ] の補正量を導出したが、ここでは  $T_M$  と HPF[ $T_M$ ] の差は小さく、簡易的に両者は同等とみなし、 $T_M$  に補正法を適用する。

##### (1) 気圧偏差の補正 (第 12 図 a)

まず、第 4.1 節に示した平年気圧の差の影響を除去する。モデルの標準気圧と近傍の地上気象観測所の旬別海面気圧平年値の差 1hPa につき  $T_M$  を 1cm 補正する。

##### (2) 高潮予測誤差の補正 (第 12 図 b)

前項で求めた階級別の補正量を参照して、(1) の補正をした  $T_M$  を補正する。補正後の  $T_M$  には誤差幅の情報が付加される。ここでは、サンプル数が 10 個未満の階級では補正しないこととする。

##### (3) 海況変動分の補正 (第 12 図 c)

海況変動分として、第 4.4 節の解析結果から海面高度偏差の解析値や予測値の利用が考えられるが、海況変動による潮位偏差の時間スケールは 200 時間以上で変動が緩やかなため、 $T_0$  と (2) の補正をした  $T_M$  の差の前日の平均を海況変動による潮位偏差とし、これが当日も継続するとして、(2) の補正をした  $T_M$  に加える。

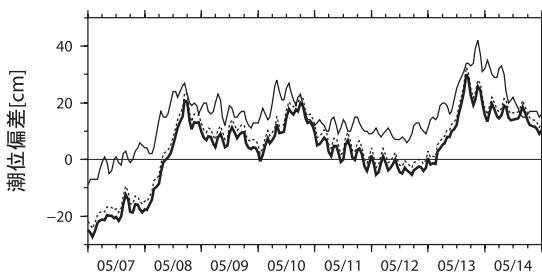
#### 4.5.3 補正効果の確認

補正量を求めた資料とは独立な 2011 年の  $T_0$  及び  $T_M$  を用いて、前項に示した手順による補正の効果を確認した。 $T_0$  と補正前及び補正後の  $T_M$  の結合頻度分布を第 13 図に示す。補正前には誤差幅 10cm を超えるデータが多くあるが、補正後には誤差幅 10cm 以内に収まり、本手法の有効性を示している。

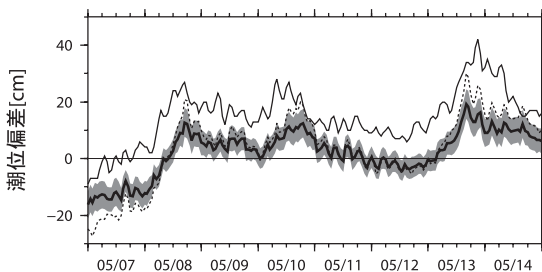
#### 5. まとめ

潮位偏差のスペクトル解析にもとづいて、高潮の成分と海況変動による成分をフィルターで分離し、高潮数値予測モデルの予測精度及び海況変動による潮位偏差について評価し、以下の結果を得た。

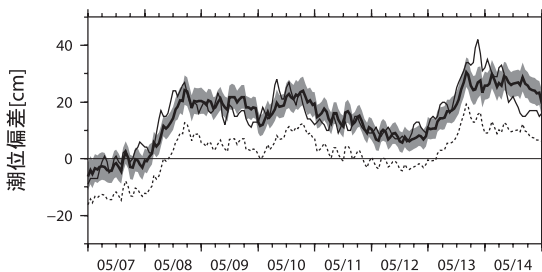
(a) 手順(1)の補正



(b) 手順(2)の補正

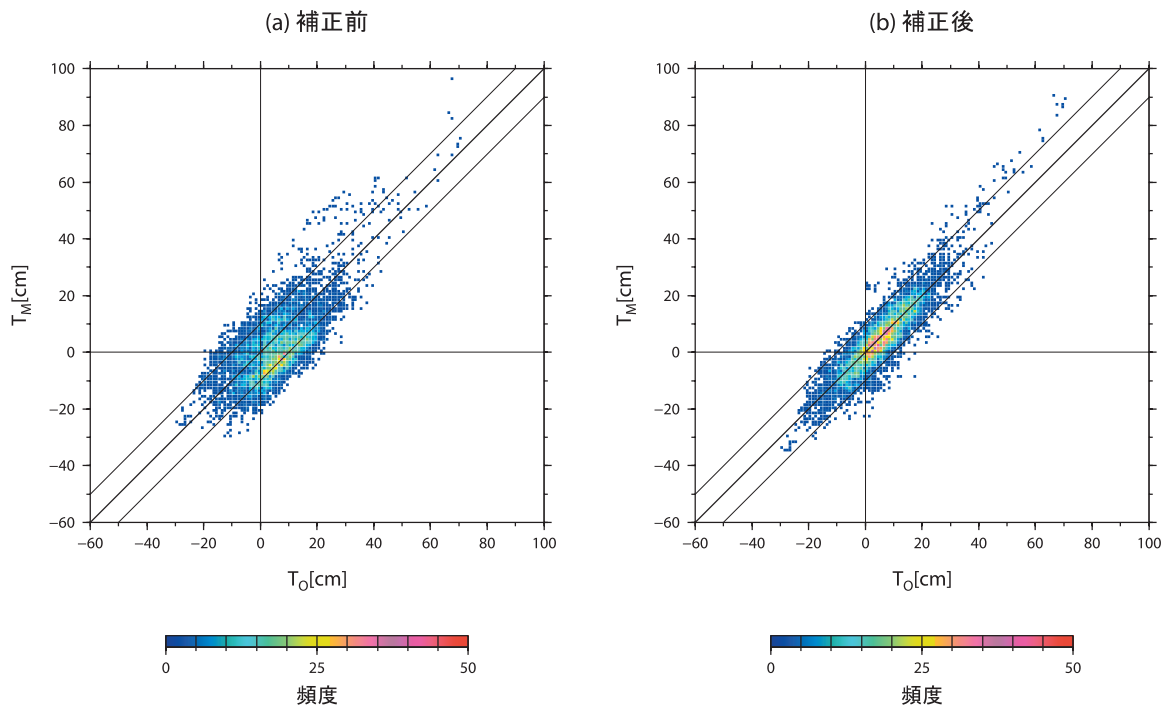


(c) 手順(3)の補正



第 12 図 予測潮位の補正の例 (根室)

2011 年 5 月の根室を例に、補正手順に沿って補正した時系列。細実線は観測潮位： $T_0$ 、太実線は補正後の予測潮位： $T_M$ 、破線は補正前の  $T_M$ 、灰色塗りつぶしは補正後の誤差幅を表す。



第13図 補正による予測潮位の改善の例(根室)  
 (a)補正前と(b)補正後の観測潮位: $T_O$ と予測潮位: $T_M$ の結合頻度分布. 1cm間隔で頻度を求めた.

(1) 高潮数値予測モデルでは、気圧降下量を算出するための標準気圧が一様に与えられているため、冬の北海道では、標準気圧と平均気圧の差により 10cm 程度の誤差が生じる。

(2) 高潮数値予測モデルは、40 地点中 31 地点で誤差 10cm 以内の精度で高潮を予測できる。

(3) 吹き寄せ効果が過大に予測される地点では、予測誤差の統計にもとづいた予測値を変数とした補正手法で補正できる。

(4) 観測値と予測値の差の長周期側成分は海面高度偏差との相関が高く、海況変動による潮位偏差に対応する。

(5) 北海道及び東北太平洋側では、海況変動による潮位偏差の標準偏差は 5cm 以下で、ほかの地域よりも小さい。

本調査で提案した定量的補正手法を利用することで、潮位予測の精度が向上し、より適切な高潮警報・注意報の発表が行えるものと期待される。この補正手法は簡便であり、高度な自動化ツールは必要としないものの、本調査で明らかにしたモデルの標準気圧を原因とした誤差をなくすなど、モデル改修で改善されるべきものもある。

本調査では、過大な吹き寄せ効果による予測誤差の補正手法を提案したが、モデルの改良のためにも、予測誤差が生じる要因である海上風を考慮した補正手法に関する調査を進める必要があると考える。また、予測誤差が大きくなる要因の一つである wave setup については、小西 (1997) の経験式があるものの、関東地域以外での検証は十分ではなく、今後の調査が待たれる。

**付記**

本調査投稿後の 2013 年 1 月、高潮数値予測モデルの標準気圧および海面抵抗係数の変更が実施された。

標準気圧については、従来使用されていた領域一様値が JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.*, 2007) から求められた海面気圧平年値 (1981 ~ 2010 年平均) の日別値に変更された。海面抵抗係数は、これまで定数として与えられていたが、海上風速に応じた値が与えられるよう変更された。

これらの改修により、標準気圧と平均気圧の差によって生じる誤差の改善と、過大な吹き寄せ効果によって生じる高潮予測誤差の改善が見込まれ

るため、本稿に示した階級別高潮数値予報モデル補正量(第3表)をそのまま利用することはできない。しかし、モデル改修後も予測誤差は生じると考えられ、本稿に示した補正量算出手順にしたがって補正量を算出することで、適切な補正ができると考えられる。

### 謝辞

本調査にあたっては、国土交通省港湾局、国土地理院、海上保安庁が管轄する検潮所の観測資料を利用した。ここに謝意を表す。

### 参 考 文 献

原口慶子・櫻井敬三(2009): MOVE/MRI. COM を用いた沿岸潮位変動の原因調査. 測候時報, 76, 特別号, S139-S148.

林原寛典(2011): 気象庁の高潮数値予報モデルについて. 天気, 58 (3), pp55-60.

石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文(2009): MOVE/MRI. COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, 76, 特別号, S1-S15.

小西達男(1997): 外洋に面した港湾で発生する高潮の成因について— wave setup の効果—. 海と空, 73, 35-44.

小西達男・檜垣将和(1998): 数値モデルによる高潮予測とその精度について. 測候時報, 65, 特別号, S31-S38.

小西達男(2001): 高潮数値予報モデル結果の事例検証—検証結果のまとめと今後の課題—. 測候時報, 68, 特別号, S127-S128.

三谷政昭(1987): デジタルフィルタデザイン. 昭晃堂, 東京, 223pp.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007): The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-432.

田中明夫・原口慶子・岡田良平・五十嵐陽子(2010): 異常潮位に関する潮位情報等への MOVE/MRI. COM の利用. 測候時報, 77, S83-S93.

宇野木早苗(1993): 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 東京, 672pp.