



気象庁の高潮数値予測モデルについて

林 原 寛 典*

1. はじめに

高潮は、洪水など他の災害と比べるとその発生頻度は比較的少ないが、ひとたび浸水が生じるとその被害は甚大であるため警戒を要する現象の一つである。2005年8月に発生したハリケーンカトリーナによるニューオーリンズでの壊滅的な高潮災害は記憶に新しいところであり、日本でも2009年10月、台風第18号によって三河湾等で顕著な高潮が発生している(名古屋地方気象台・神戸海洋気象台 2009)。このような高潮の被害を軽減するためには、正確かつ詳細な予報を即時的に行うことが必要である。このため、気象庁では、1998年7月から数値モデルを用いた高潮予測を現業的に行っている(小西 1999)。

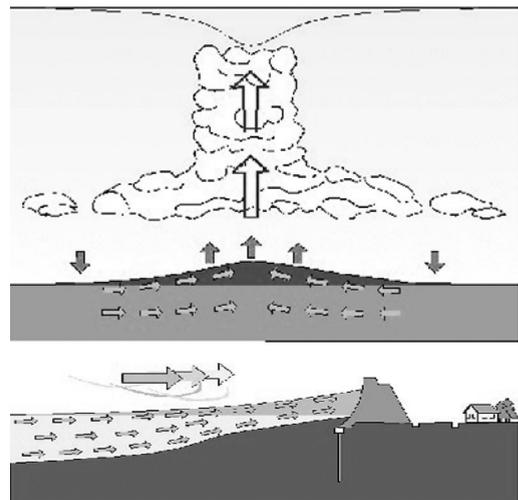
ここでは、現在気象庁が現業的に運用している高潮数値予測モデルによる高潮予測の手法を紹介するとともに、前述の台風第18号のときの予測と実測を比較した結果を示す。

2. 高潮数値予測モデルの計算

高潮の主な原因として、「吸い上げ」と「吹き寄せ」の2つの効果が挙げられる(第1図)。前者は台風等が接近して気圧が低下すると海面を押し上げける力が小さくなるため、海面が盛り上がる効果で、この大きさは1hPa当たり約1cmである。一方後者は、海上風が沖合から海岸に向かって吹くことにより海面の海水が引きずられて海岸に吹き寄せられ、その結果海水が海岸に蓄積されて海面が上昇する効果である。この大きさは風速の2乗に比例し、水深に反比例する。吹

き寄せ効果は海岸の地形にも関係し、風上側に開けた湾の奥ほど強くなる。過去日本の大きな高潮被害の多くが伊勢湾、瀬戸内海、有明海など南に開けていて水深が浅い海域で発生したのはこのためである。

高潮は、風や気圧といった外力による上述の効果で海水が移動することによって生じることから、海水の運動を支配する方程式を電子計算機上で数値的に解くことにより、その時間的な変化を予測することができる。現在気象庁で運用している高潮数値予測モデルは、Higaki *et al.* (2009) により示されたモデルとほぼ同様であり、海水の運動を表現する海洋モデルと、



第1図 高潮の主な発生要因の模式図。上は台風等が接近して気圧が低下することにより海面が盛り上がる「吸い上げ」、下は海上風により海面の海水が引きずられて海岸に蓄積される「吹き寄せ」をそれぞれ表す。

* Hironori HAYASHIBARA, 気象庁地球環境・海洋部。

海洋モデルを駆動する外力となる気象の場を作成する部分からなる。

2.1 海洋モデル

海洋モデルには、運動方程式であるナビエ・ストークスの式と非圧縮性流体の連続の式をそれぞれ鉛直方向に積分した (1)~(3) の 2 次元の浅水長波方程式を用いる。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV$$

$$= -g(D + \eta) \frac{\partial(\eta - \eta_0)}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_w} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU$$

$$= -g(D + \eta) \frac{\partial(\eta - \eta_0)}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_w} - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \quad (3)$$

ここで、 η は平均水面からの海面の高さ (潮位の上昇量=潮位偏差)、 U 、 V はそれぞれ x 、 y 方向への流量を表す。また、 τ_{sx} 、 τ_{sy} は風による応力、 τ_{bx} 、 τ_{by} は海底摩擦、 g は重力加速度、 f はコリオリパラメータ、 D は水深、 ρ_w は海水の密度である。 η_0 は気圧の低下量 Δp による吸い上げの効果を

$$\Delta p = \rho_w g \eta_0 \quad (4)$$

により水位に変換した値である。

これらの式を差分法で離散化し、数値積分することで潮位偏差の予測計算を行う。

2.2 気象の場の作成

海洋モデルを駆動する外力として用いる風、気圧の場は気象庁のメソ数値予報モデル (MSM) (原ほか 2007) を使用する。ただし、台風が日本に接近するおそれがある場合は、このほかに台風ボーガスも使用する。台風ボーガスとは典型的な台風の構造を仮定し、台風の解析及び予測結果をもとに仮想的に作成した風と気圧の場である。

まず、台風の気圧 p の場を表現する式として藤田の式 (Fujita 1952)

$$p = p_\infty - \frac{p_\infty - p_0}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \quad (5)$$

を用いる。ここで p_0 、 p_∞ はそれぞれ台風の中心気圧、台風から無限遠方での気圧であり、 r は台風の中心からの距離、 r_0 は台風の広がりに関するパラメータであ

る。

(5) で求められた気圧の場を傾度風の関係式

$$-\frac{v_g^2}{r} - f v_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (6)$$

に当てはめることにより、傾度風 v_g の場が求められる。ここで ρ は大気密度である。さらに台風の進行方向の右側と左側で風が非対称となるのを表現するため、以下の式

$$\mathbf{w} = C_1 \left\{ \mathbf{v}_g + \mathbf{C} \cdot \exp\left(-\pi \frac{r}{r_e}\right) \right\} \quad (7)$$

で表現される、傾度風に台風の移動速度 \mathbf{C} を台風中心からの距離に応じて重み付けしたものを加えた風の場 \mathbf{w} を用いる。ここで r_e は減衰係数で、500 km としている。また C_1 は (6) により計算される傾度風の最大値を、解析または予報された台風の最大風速に整合させるための係数である。

(5)~(7) 式による気圧、風の場の推定は、気象庁が発表する台風位置、中心気圧等の台風の解析値及び予報値を当てはめることにより行う。

3. 気象庁の高潮数値予測モデルの概要

3.1 高潮数値予測モデルの仕様

現在気象庁で現業的に運用されている高潮数値予測モデルの仕様を第 1 表に示す。予測の対象領域は第 2 図のとおり日本全国である。水平方向の格子間隔は最小で緯度方向 30 秒、経度方向 45 秒 (約 1 km × 1 km) となっている。格子系は、格子中央に潮位偏差、格子境界に流速を配置する Arakawa-C 型のスタッガード格子 (Arakawa and Lamb 1977) を用いている。

高潮は一種の浅水長波であり、その位相速度 c は水深の平方根に比例する。このため、水深が深い海域では $c \cdot \Delta t < \Delta x$ という数値解法の安定性の条件 (CFL 条件) を満たすために格子間隔 Δx が一定だとタイムステップ Δt を小さくしなければならない。このような無駄を避けるため、本モデルでは場所により格子間隔を変化させることができるアダプティブ・メッシュ (Berger and Olinger 1984) という手法を導入し、格子間隔を水深に応じて約 1, 2, 4, 8, 16 km の 5 段階に変化させて計算を行う。これにより計算の効率化のほか、計算時間の短縮も図っている。

本モデルによる予測は MSM の運用に合わせて 1 日 8 回、00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 時を初期時

刻として実行され、最大で33時間先までの予測値を算出する。また、台風時の計算は、台風が予報円の中心を通過する場合と予報円上の前後左右4点を通った場合の5つのケースについて行われる(第2図)。これは、日本の港湾の大きさが台風の予想進路の誤差に比べて小さく、台風の進路により高潮の分布が大きく異なってしまうことから、実際の進路にずれが生じた場合でも高潮の最大値を見積もることができるよう、防災上複数のケースを想定しておく必要があるためである。

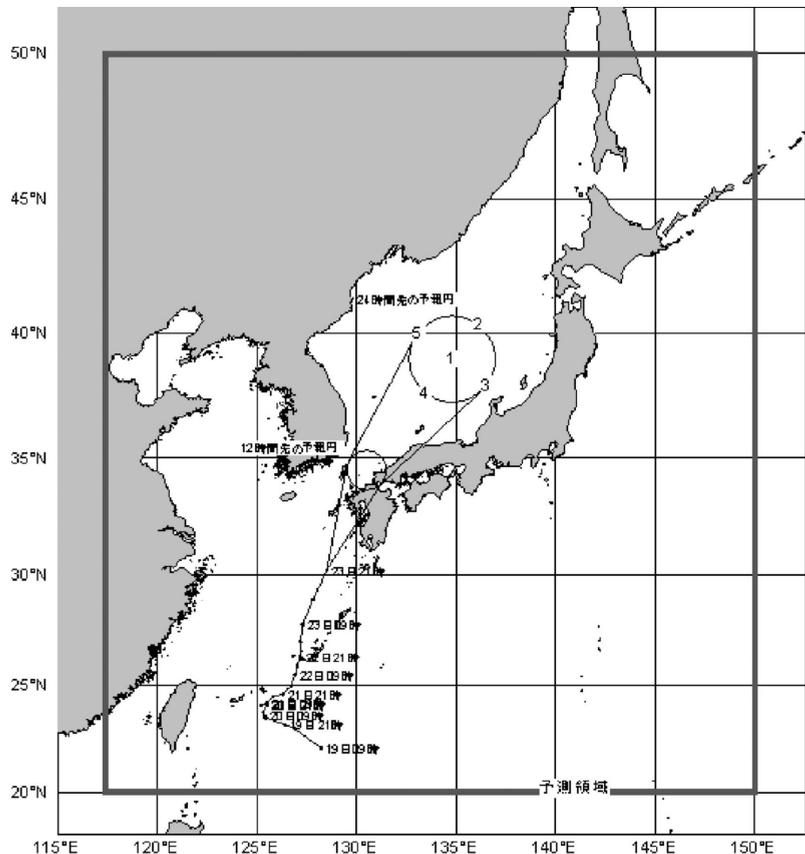
3.2 天文潮位の算出と高潮ガイダンス

前項のモデルでは、潮位偏差の予測のみ行っている。しかし、実際の予報作業では潮位偏差と天文潮位を足し合わせた潮位の予測値が必要となる。

このため、新たに開発した「面的天文潮位」により、日本の全ての海岸線に沿った格子点ごとに天文潮位を得ている。面的天文潮位は、オレゴン州立大学の潮汐モデル(Egbert and Erofeeva 2002)の計算結果をベースとして、検潮所の潮汐調和定数をアンサンブル変換カルマンフィルタにより同化して面的に求めた潮汐調和定数から天文潮位を計算している。ただし、上記潮汐モデルに含まれていない年周期成分の潮汐調和定数については、別

第1表 気象庁の現業高潮予測モデルの仕様。

計算領域	日本近海 北緯20~50度, 東経117.5~150度
格子間隔	約1, 2, 4, 8, 16 km (アダプティブメッシュにより, 水深に応じて変化)
外力	メソ数値予報モデル (MSM) 台風ポーガスによる仮想的な風, 気圧
実行頻度	1日8回 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC)
予想時間 [03, 09, 15, 21 UTC] [00, 06, 12, 18 UTC]	33時間 30時間
予想コース数 [台風時] [非台風時]	6 (MSM+台風ポーガス 5) 1 (MSMのみ)



第2図 高潮数値予測モデルの予測領域及び台風ポーガスによる予測コース。台風ポーガスによる高潮予測計算は、台風の中心が予報円上の次のコースを通過する場合について行う。1 中心, 2 最も速い, 3 最も右寄り, 4 最も遅い, 5 最も左寄り。

途気象庁の海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) (石崎ほか 2009) の海面高度解析値を, 長期大気再解析及び気候データ同化システムのデータ (JRA-25/JCDAS) (Onogi *et al.* 2007) による海面気圧解析値により気圧補正したものを調和解析し, これを検潮所の潮汐調和定数で最適内挿法により同化した結果を使用している。面的天文潮位の計算に用いた海底地形は, 高潮数値予測モデルと同じ 1 km 格子である。

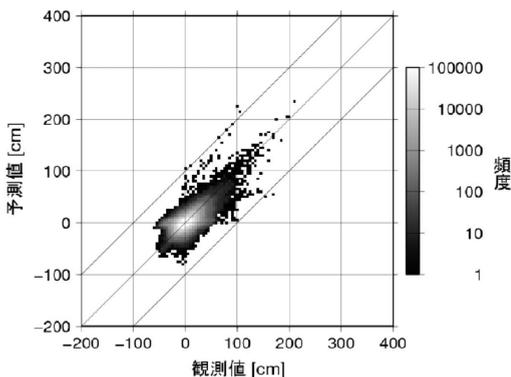
潮位偏差と天文潮位を加えた潮位の予測結果は初期時刻の約 2 時間 15 分後に高潮ガイダンスとして配信され, 予測資料として利用される。

4. 高潮数値予測モデルの特性

4.1 高潮数値予測モデルの精度

気象庁の高潮数値予測モデルの精度検証の結果を紹介することにより, モデルの特性を示す。高潮予測の精度はモデルそのものの精度と, 気象の場の予測精度の両方によって決まる。ここでは前者を見るために, 気象の場の解析値による高潮の予測値と観測値を比較する。

第 3 図に潮位偏差の高潮数値予測モデルでの予測値と観測値の散布図を示す。観測値は 2004 年から 2008 年までの期間の全国約 120 地点の気象庁, 海上保安庁及び国土地理院が所管する検潮所データ, 予測値は気象の場の解析値に基づく高潮数値予測モデルによる潮位偏差で, 観測地点に対応するデータを利用している。その結果, 対角線付近に集中して分布しており, 予測



第 3 図 潮位偏差散布図。横軸は潮位偏差の観測値, 縦軸は気象の場の解析値に基づく高潮数値予測モデルによる潮位偏差の予測値をそれぞれ示す。

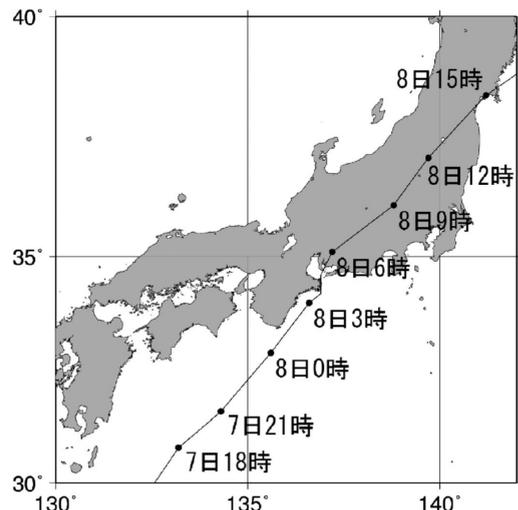
は 50 cm 程度の誤差幅内にほとんど取まっていることがわかる。予測のずれが生じた原因としては, 本モデルでは考慮されていない, 波浪による潮位上昇効果, 海流や表層水温の変化による潮位の変化などが考えられる。

4.2 2009 年台風第 18 号の予測結果

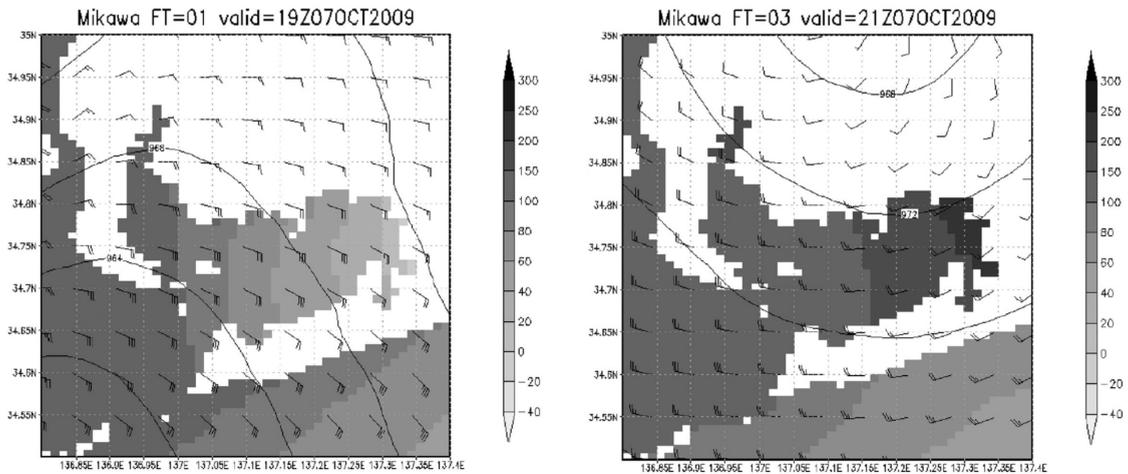
次に, 2009 年の台風第 18 号の事例を示す。9 月 29 日 21 時にマーシャル諸島付近で発生した台風第 18 号は, 西北西に進みながら発達し, 10 月 4 日には中心付近の最大風速が 55 m/s と猛烈な勢力となった。その後進路を北に変え, 非常に強い勢力を保ったまま, 南西諸島から西日本に接近し, 8 日 05 時過ぎに強い勢力を維持したまま愛知県知多半島に上陸した。その後, 東海地方, 関東甲信地方, 東北地方を進み, 同日夕方には太平洋に達した (第 4 図) (気象庁 2009)。三河湾では台風が中心が知多半島を通過した後の西寄りの風により顕著な高潮が発生し, 港湾施設などに被害があった (名古屋地方気象台・神戸海洋気象台 2009)。

三河湾やその周辺で観測した最高潮位 (標高で表記) は, 愛知県が管理する三河港検潮所で 315 cm のほか, 鳥羽 (気象庁) で 173 cm, 名古屋 (気象庁) で 149 cm, 形原 (愛知県) で 139 cm など各地で高い潮位を記録した。

第 5 図は 8 日 03 時を初期時刻とした高潮数値予測モデルによる三河湾の高潮 (潮位偏差) の予測計算結果である。三河湾周辺では台風上陸前の 04 時は東寄りの



第 4 図 2009 年台風第 18 号の経路図 (事後解析による確定値)。



第5図 2009年10月8日03時を初期時刻とした高潮数値予測モデルによる潮位偏差の予想(単位 cm)。左は8日04時, 右は8日06時の予想である。等圧線は海面気圧, 矢羽根は風(長い羽根は10 m/s, 短い羽根は5 m/s)を表し, いずれもメソ数値予報モデルによる予測値である。

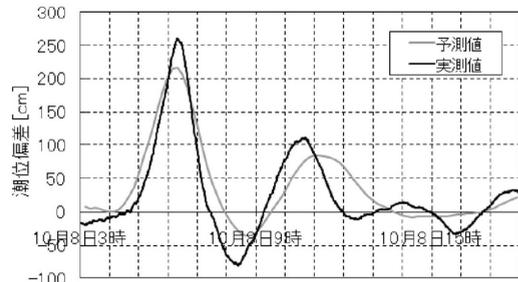
風の影響で潮位偏差が低くなっているが, 上陸後の06時には西寄りの風による吹き寄せ効果により200 cmを超える潮位偏差が予想されている, 三河湾の東岸で発生した高潮をほぼ再現できている。

第6図は第5図と同じ初期時刻の三河港の高潮の予測計算結果と実測を比較したものである。実測では8日06時過ぎに潮位偏差が最大で250 cmを超えているのに対し, 予測では220 cm程度でやや過小な予想となっているが, ピークの時刻はほぼ同じである。また, 台風通過後に周期4~5時間程度の潮位の振動が観測されているが, 高潮数値予測モデルでも振幅や周期は若干異なっているものの, 表現できている。前述のように, 高潮数値予測モデルの精度はモデルそのものの精度と, 気象の場の予測精度の両方によって決まる。また格子間隔は1 km×1 kmであることから, これよりも細かい地形, 水深の分布はモデルで表現することができない。これらの要因が組み合わさって予測が実測とは若干異なる結果になったものと考えられる。

5. おわりに

気象庁では1998年に高潮数値予測モデルの運用を開始してから, 計算領域の拡張, 運用頻度の増加, 高解像度化, 任意地点の天文潮位を計算する手法の導入などの改良を行ってきた。今後も予測精度を向上させるため, 外洋に面した海岸や島しょにおける高潮の要因

高潮予測モデルによる予測と実測の比較(三河港)



第6図 2009年10月8日03時を初期時刻とした三河港における高潮数値予測モデルの予測と実測の潮位偏差の比較(実測値は愛知県提供)。

の1つである波浪による潮位上昇効果の導入, 台風ポーガスによる風や気圧の場の改良等を行うことにより, モデルの改善に努めていく予定である。

参考文献

Arakawa, A. and V. Lamb, 1977 : Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics, Vol. 17, J. Chang, Ed, Academic Press, 173-265.
Berger, M. J. and J. Olinger, 1984 : Adaptive mesh refinement for hyperbolic partial differential equations. J.

- Comput. Phys., **53**, 484-512.
- Egbert, G. D. and S. Y. Erofeeva, 2002: Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 183-204.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- 原 旅人, 三浦大輔, 古市 豊, 成田正巳, 2007: メソ数値予報モデル. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 29-47.
- Higaki, M., H. Hayashibara and F. Nozaki, 2009: Outline of the storm surge prediction model at the Japan Meteorological Agency. *RSMC Tokyo - Typhoon Center Technical Review*, (11), 25-38.
- 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.
- 気象庁, 2009: 台風第18号による暴風・大雨 (速報), http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/new/jyun_sokuji20091006-09_a.pdf (2010年3月4日閲覧).
- 小西達男, 1999: 数値モデルによる高潮予測について. *天気*, **46**, 793-795.
- 名古屋地方気象台, 神戸海洋気象台, 2009: 平成21年台風第18号による三河湾における高潮 (10月8日) 報告. <http://www.jma-net.go.jp/nagoya/hp/gaiyou/20091016.pdf> (2010年3月4日閲覧).
- 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.
-