台風の最大潜在強度にもとづく 高潮偏差の長期変動評価

森 信人¹・有吉 望²・安田誠宏³・間瀬 肇⁴

¹正会員 博(工) 京都大学准教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

E-mail: mori@oceanwave.jp

²学生会員 京都大学大学院 工学研究科 (〒 615-8530 京都府京都市西京区京都大学桂)

E-mail: ariyoshi.nozomi.35n@st.kyoto-u.ac.jp

³正会員 博(工) 関西大学准教授 環境都市工学部 (〒 564-8680 大阪府吹田市山手町 3 丁目 3 番 35 号)

⁴正会員 工博 京都大学教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

台風の最大潜在強度 (MPI) の理論にもとづき、気候学的なマクロ指標と高潮の説明変数を関連付けた高潮の統合的長期評価モデルを開発した。本手法により、伊勢湾台風の高潮を評価対象とした過去データの解析を実施した。高潮偏差に対する各パラメータの感度分析を行ったところ、本手法では、海上風速の推定法が最も大きな影響を与えることがわかった。ついで、三大湾を対象に、現在および将来気候に得られたモデルを適用し、それぞれの湾に対する高潮の可能最大偏差を算出した。さらに、将来気候として、CMIP5 マルチモデルアンサンブル値から得られる海面温度 (SST) の将来変化を現在気候に加えたところ、日本の三大湾における SST に対する高潮偏差の感度は約 0.8 ~ 1.5 m/°C であることがわかった。

Key Words: storm surge height, maximum potential intensity, climate change, sea surface temperature

1. はじめに

地球温暖化は、将来の台風活動に大きな影響を与えるといわれている¹⁾。IPCC AR5 に述べられている全球ベースでの評価によると、発生個数が減少し、強度が増大するという予測が有力である。このため、台風に関連した自然災害リスク評価では、温暖化の進行に沿った適応策が求められている。わが国の大都市が沿岸部の低平地に位置するために、台風や強い低気圧に伴って沿岸域で発生する高潮は、甚大な被害を起こす可能性が潜在的に高い。したがって、現在気候および温暖化が進行する将来気候における台風活動や高潮の長期変動評価を行うことは極めて重要である。しかし、日本に上陸する台風は年に数個程度であるのに加えて、高潮偏差は対象とする湾に対する台風経路にも大きく依存するため、特定の場所に注目した場合に、過去の高潮の観測数は極端に少なくなる。このため、高潮の定量的な長期評価や、高潮と気候システムの長期的関係の把握は非常に困難となっている。

力学モデルや統計モデルを用いて長期間の高潮評価を行うためには、長期間の気象外力が必要であり、また、高潮計算のための計算負荷も大きな障害となる。特定の台風情報に対して高潮予測を行う場合、力学モデルベースの評価精度は高いが、100 年以上の長期的な高潮イベント評価では、気象外力が絶対的に不足する。

プロセスベースの評価に対して、第 2 章で詳述する台

風の最大潜在強度 (Maximum Potential Intensity: MPI) の理論を応用し、極端事象の可能最大値を大気的环境場から定性的に評価することが可能である。例えば、筒井²⁾は、MPI 理論に着目し、地球温暖化による台風強度の変化を、全球平均の気温上昇の関数として簡易に評価する手法を提案している。この研究では、1990 年第 19 号台風を取り上げた事例研究により、全球平均で 1℃ 気温が上昇した環境場で同程度の台風が襲来した場合、強度が平均 6.5% 増加すると見込んでいる。しかし、1 事例しか取り上げておらず、また、得られた台風強度から高潮偏差を評価するには至っていない。

上記の背景のもと、高潮の長期評価のために、将来台風強度、高潮の可能最大値までを気候場から統合的に算出する手法の開発が必要となる。本研究では、MPI 理論にもとづき、台風の気候学的なマクロ指標と高潮の説明変数を関連付けた統合的評価手法の開発を行った。本手法を現在および将来気候に適用することで、気候場から最大台風強度および高潮偏差を算出し、その長期評価を行うことを目的とする。

2. 高潮偏差評価モデルの構築

本モデルでは、高潮偏差を次の手順で評価した。

- (1) 気候値から、気圧の可能最低値 (MPI) を推定する。
- (2) MPI から、その値における最大風速を推定する。
- (3) 推定された MPI および風速から、高潮偏差の吹き

図-1 MPI の全球分布の一例（2014 年 8 月，単位 hPa）

寄せ効果と吸い上げ効果を独立に推定する．
それぞれの推定法について，以下で詳述する．

(1) MPI 理論の概要と北西太平洋への応用

MPI は，ある与えられた環境場において台風がどの程度まで発達しうるかの指標となる．一般的に MPI は，中心気圧の下限値あるいは最大風速の上限値で表されるが，ここでは中心気圧の下限値として取り扱う．MPI 推定のモデルとしては，海洋と大気間のエネルギーバランスから求められる Emanuel のモデル³⁾と，大気環境場の静力学的安定度にもとづく Holland のモデル⁴⁾が広く用いられている．ここではより少ない変数で記述される Emanuel のモデルを用いた．Emanuel のモデルでは，対流有効位置エネルギー（Convective Available Potential Energy: CAPE）を用いて以下の 2 式により可能最低気圧 P_m および可能最大風速 V_m が計算される⁵⁾．

$$|V_m|^2 = \frac{T_s}{T_0} \frac{C_k}{C_D} [CAPE^* - CAPE]_m \quad (1a)$$

$$c_p T_s \ln \frac{P_0}{P_m} = \frac{1}{2} V_m^2 + CAPE|_m \quad (1b)$$

ここで， T_s は海面水温， T_0 は対流圏界面温度， C_k と C_D はそれぞれ海面における熱交換係数および運動量交換係数， c_p は定圧比熱， P_0 は環境場における海面気圧である．また，上付きの*は飽和空気を，下付きの m は最大風速半径での値を表す． $CAPE^*$ および $CAPE|_m$ は気圧に依存するため， P_m が収束するまで式 (1a) と式 (1b) を繰り返し計算する必要がある．

上記の式にもとづき，MPI と台風の長期変動について解析した．気候値として JRA-55⁶⁾ および COBE-SST⁷⁾ の月平均値を用いた．式 (1a) および式 (1b) に従って，全球の MPI を計算した結果の一例を図-1 に示す．一般に，Emanuel のモデルによる MPI は，SST に強く依存することが知られている．図-2 に示した，全球の SST とその SST 下における MPI の収束値の対応関係により，SST が 25 以上で MPI が単調に減少する傾向が見て取れる． $SST \geq 25$ に対して線形近似した場合，1 の上昇で MPI の値が約 23 hPa 低くなることがわかった．

次に，台風中心気圧と MPI の関係を調べた．前述の

図-2 大気海洋解析値にもとづく過去の SST に対する MPI の感度分析結果（*：データ，赤線：25 以上に対する線形近似）

図-3 日本近海における 7～10 月の $\overline{MPI}$ と台風の平均中心気圧 $\overline{P_{min}}$ の年変化（青：観測された中心気圧 $\overline{P_{min}}$ ，赤： $\overline{MPI}$ ）

図-4 台風強度の観測値 $\overline{P_{min}}$ と $\overline{MPI}$ のパワースペクトル密度（上）および両者の振幅二乗コヒーレンス（下）の関係

月平均値を用いた，MPI の日本近海（27.5～32.5 °N，122.5～145 °E）における空間平均値 $\overline{MPI}$ の時系列変化（各年 7～10 月）を，同領域で観測された台風の平均中心気圧 $\overline{P_{min}}$ とともに図-3 に示す．なお，台風の観測値には IBTrACS に収録されているデータを用いた．図-3 より，月ごとのばらつきはあるものの， $\overline{MPI}$ は平均的台風強度 $\overline{P_{min}}$ の下限値を概ね良く表していることがわかった．次に，図-3 に示す $\overline{MPI}$ と台風強度の観測

値に対し、スペクトル解析を用いて解析し、 $\overline{MPI}$ と台風強度の、過去の年変動～10年変動の特性について評価を行った。 $\overline{MPI}$ と台風強度の観測値それぞれのパワースペクトル密度および両者のコヒーレンスを図-4に示す。ただし、年4回のサンプリングは等間隔ではないため、1年以下の周期における値はあまり意味を持たない。図-4より、 $\overline{MPI}$ 、 $\overline{P_{min}}$ および両者のコヒーレンスのいずれにおいても1年周期の振動モードが卓越していることがわかる。このことは、理論的な $\overline{MPI}$ や実際の台風活動における年変動が非常に大きいことと等価である。また、年変動に加えて、2年と10年の周期における相関が相対的に高く、それぞれ0.4を超えている。

(2) 中心気圧と最大風速の関係

Emanuel の MPI モデルでは、式 (1a) で示したように、CAPE をもとにして、可能最大風速 V_m を算出することができる。一方、MPI をもとに、中心気圧と最大風速の関係を傾度風モデル⁸⁾により推定することも可能である。この2つの手法により推定される中心気圧と風速の関係を図-5に示す。観測値から得られる中心気圧と最大風速の関係も同時に示しているが、前者は気圧に対して風速がやや過大評価であり、後者は過小評価であることがわかる。地上からどの程度の高さの風速を推定しているか、理論的に曖昧にしていることがその理由の一つとして挙げられる。本研究では、これらのバイアスを緩和するため、2つの手法で推定される風速の平均値を使用することとした。これにより、MPI をもとに最大風速を一義的に決定することができる。

(3) 高潮偏差の簡易推定法

高潮は、気圧低下による吸い上げ効果と風による吹き寄せ効果によって引き起こされる。精度をある程度維持しつつ、この両者を簡単に評価する必要がある。このため、宇野木⁹⁾を参考に、水深一定かつ断面一次元の理想地形を仮定して、両効果を独立に評価した。

a) 吸い上げ効果

海に接続する水深 h の一次元水路の入り口 ($x = 0$) から、水路に沿って $\Delta P = \phi(t - x/V_T)$ の気圧波が進む場合を仮定すると、吸い上げ効果 ζ_p は、気圧波の速度 V_T で進む強制波と、水路内の長波の速度 $C = \sqrt{gh}$ で進む自由波の和からなる以下の式で与えられる。

$$\zeta_p = \frac{1}{\rho_w g} \cdot \frac{\phi(t - x/V_T) - (V_T/C)^2 \phi(t - x/C)}{1 - (V_T/C)^2} \quad (2)$$

ここで、 ρ_w は海水密度、 g は重力加速度である。気圧波の速度が湾内の長波の速度に近いとき、共鳴効果によって高潮が発達すると予想されるが、海域の長さが有限であると必ずしもこの関係にはならない。式 (2) に対して、l'Hôpital の定理より $V_T \rightarrow C$ の極限を考えると、

図-5 台風の中心気圧と風速の関係（青：MPI とそれに対応する可能最大風速 V_m 、赤：MPI とこれから傾度風モデルにより推定される風速、黄：観測された台風の中心気圧と最大風速）

$$(\zeta_p)_{V_T \rightarrow C} = \frac{1}{\rho_w g} \left\{ \phi\left(t - \frac{x}{C}\right) - \frac{x}{2C} \phi'\left(t - \frac{x}{C}\right) \right\} \quad (3)$$

が得られ、これを共鳴の際の式として用いる。これらの式に Myers の気圧分布式 $\Delta P = \Delta P_c \{1 - \exp(-r_0/r)\}$ を代入することで、吸い上げ効果 ζ_p が求められる。ここで、 ΔP_c は中心示度の深さ、 r は中心距離、 r_0 は台風半径である。なお、台風半径 r_0 は、加藤による経験式¹⁰⁾により、中心気圧の関数として評価した。

b) 吹き寄せ効果

吹き寄せ効果 ζ_w は、岸に向かって風が長時間吹き続き、定常状態に達した場合を仮定し、海面・海底応力と圧力傾度力の釣り合いから、式 (4) で与えられる。

$$\zeta_w = K \cdot \frac{\rho_a}{\rho_w g} \cdot \frac{L}{h} \cdot U^2 \quad (4)$$

ここで、 K は湾ごとの定数、 ρ_a は空気密度、 L は湾の代表長さ、 U は海上風速である。ここでは、日本の三大湾である東京湾、伊勢湾、大阪湾を評価対象とし、定数 K の決定を行った。各湾の h および L には、それぞれ平均水深および適宜設定した湾軸の長さを使用した。

定数 K を、湾軸方向に吹き込む際の上限值として決定するためには、サンプル数が多く必要である。そこで、確率台風モデル¹¹⁾で計算された台風を外力として、非線形長波モデル（力学モデル）¹²⁾を用いて計算した高潮偏差を利用した。確率台風モデルを用いてサンプル数を大幅に増やすことができ、大きな高潮に対する定数 K の推定精度を確保することができる。各湾 100 個の台風について、最低気圧および台風の移動速度から推定される吸い上げ効果分を、最大高潮偏差から引き、最大風速 U_{max} の二乗との関係を調べた。図-6 がその結果であり、プロットした点のうち、原点から引いた直線の傾きが大きくなる上位 5 つの平均により、定数 K を決定した。図の横軸は、 U_{max}^2 に式 (4) 中の $\frac{\rho_a}{\rho_w g} \cdot \frac{L}{h}$

図-6 東京湾（青）、伊勢湾（赤）および大阪湾（黄）の ζ_w と $U_{\max}^2$ の関係（*：高潮の力学モデルによる高潮推算結果，実線：推定した式(4)中の K にもとづく比例直線）

を乗じ、正規化してある．図-6中の大阪湾では、 $U_{\max}^2$ に比例した明確な関係が得られなかった．これは、大阪湾の形状が楕円であることや、ここでは考慮していない発達した大陸棚（紀伊水道）に接続していることが影響していると考えられる．これらの影響を考慮するためには、数値積分などを用いて平面的な地形の影響を評価する必要がある．今回は、簡単に、各湾をこのまま水深一定の一次元水路として取り扱う．

以上の MPI, $U_{\max}$, ζ_p および ζ_w の評価式をまとめ、MPI から高潮偏差まで、気候値をもとにシームレスに高潮偏差を評価可能とした．なお、台風の移動速度に任意性が残されているが、以下では湾ごとに長波との共鳴条件を仮定することで、対象とする湾に対する可能最大高潮偏差（以下、高潮ポテンシャル）を推定した．

3. 過去事象データの再現

前章で得た一連の推定式にもとづき、最大クラスである伊勢湾台風の高潮偏差を対象に、過去データを解析し、簡単な比較を行った．1959年9月の気候値より、このときの MPI が 944 hPa、最大風速が 59.2 m/s と求められ、これより、高潮偏差は 4.7 m という結果が得られた．この結果は、観測値 3.5 m より 1 m 以上大きい値である．ここで考えられる誤差は、台風が MPI に到達しない誤差、台風の移動速度の与え方、海上風速の推定精度、ここでは考慮していない複雑な地形の効果、大きい高潮を対象とした力学的高潮モデルの計算結果を用いた定数 K の決定の仕方の 5 点に依存すると考えられる．そこで、MPI、台風の移動速度、海上風速それぞれの推定誤差に対する高潮偏差の感度分析を行った．

伊勢湾の結果を図-7に示す．MPI（図-7(a)）に対しては、様々な MPI 下における高潮偏差を計算し、MPI を気圧深度に変換して感度分析を行った．その結果、線形近似直線の傾きから、感度の絶対値は約 0.05 m/hPa

(a) MPI

(b) 台風の移動速度

(c) 海上風速

図-7 伊勢湾における (a) MPI (b) 台風の移動速度および (c) 海上風速に対する高潮偏差の感度分析結果（青線：吹き寄せ効果，赤線：吸い上げ効果，黄線：線形近似）

であることがわかった．

ついで、台風の移動速度（図-7(b)）に対する高潮偏差の感度については、移動速度のみを 20 km/h ～ 80 km/h に変化させた．図中の 46.5 km/h の縦の実線は、台風速度と湾の長波との共鳴条件の場合を表している．台風の移動速度を変えても、吸い上げ効果にはほとんど影響がなく、吹き寄せ効果のみがほぼ線形に変化していき、その傾きは約 0.02 m/(km/h) であった．このように、気象擾乱のスケールに対して代表長さが十分に小さい日本の湾では、共鳴条件においても高潮が十分に発達するわけではないことがわかる．

最後に、海上風速を MPI に関係なく 10 m/s ～ 100 m/s に変化させて計算し、吹き寄せ効果の感度のみを図-7(c)に示している．式(4)で与えられる関係より、感度は 2 次曲線となる．伊勢湾台風の再現計算値である海上風速 59.2 m/s における接線より、その傾きは 0.1 m/(m/s) であり、これは他のパラメータに比べて敏感だといえる．

図-8 伊勢湾台風の経路と、中心気圧および最大風速の時空間変化値 (IBTrACS)

さらに、MPI については、観測値との差を確認するため、IBTrACS に収録されている伊勢湾台風のデータとの比較を行った。伊勢湾台風の経路、中心気圧および最大風速を図-8 に示す。IBTrACS は 6 時間ごとのデータであり、伊勢湾付近の 2 点を図示したが、図の 2 点のいずれにおいても、中心気圧が MPI (944hPa) の強度を 9~20 hPa 上回っているということがわかった。これは、DeMaria and Kaplan¹³⁾ が指摘しているように、台風が環境場の最大強度に適應するタイムスケールより、台風自身が北上する速度が速いとき、観測強度は MPI を上回ることがあるためである。これは、台風の移動速度が考慮されていない MPI 理論の大きな問題点といえるが、このような事例がどの程度の割合で存在するのかについて、今後慎重に議論を重ねる必要がある。

以上の結果より、本研究の手法では、海上風速の推定法が高潮推定に最も大きな影響を与えることがわかった。

4. 高潮ポテンシャルの長期評価

(1) 現在気候の評価

7~10 月の月別平均気候値 (1975~1999 年平均) を作成し、過去の長期的な可能最大高潮偏差 (高潮ポテンシャル) を月平均 MPI から評価した。表-1 に三大湾に対する結果をまとめて示す。高潮ポテンシャルは、現在気候においてどの程度の高潮が起こりうるかの目安として解釈でき、高潮の長期データが存在すれば比較できるものである。表-1 より、三大湾の中で高潮ポテンシャルが最も大きいのは大阪湾で、最も小さいのは東京湾であることがわかる。これは、各地点の力学的特性を比較したときに、大阪で最も高潮の危険度が高いという従来の研究結果⁹⁾とも一致する。さらに、いずれの湾においても 9 月で高潮の危険性が最も高いこと

表-1 現在気候における三大湾の高潮ポテンシャル (単位 m)

	東京湾	伊勢湾	大阪湾
7 月	2.0	2.7	3.0
8 月	2.2	3.1	3.2
9 月	2.7	3.8	3.8
10 月	2.1	2.8	3.0

表-2 CMIP5 モデルアンサンブルにもとづく RCP4.5 における SST と高潮ポテンシャルの将来予測結果 ([] 内は不確実性の幅)

(a) 日本近海における将来 SST の昇温量 (単位)

7 月	1.64 [0.64, 2.83]
8 月	1.62 [0.82, 2.60]
9 月	1.61 [0.88, 2.44]
10 月	1.59 [0.73, 2.72]

(b) 将来高潮ポテンシャル (単位 m)

	東京湾	伊勢湾	大阪湾
7 月	3.7 [2.7, 5.0]	4.8 [3.5, 6.5]	5.0 [3.7, 6.6]
8 月	4.0 [3.1, 5.1]	5.3 [4.1, 6.6]	5.4 [4.3, 6.6]
9 月	4.6 [3.7, 5.5]	6.2 [5.0, 7.3]	6.0 [5.1, 7.2]
10 月	3.5 [2.7, 5.0]	4.5 [3.6, 6.2]	4.6 [3.7, 6.3]

もわかる。このことは、過去の顕著な高潮のほとんどが 9 月に起きている観測事実と一致する。

これらの結果から、本研究の評価手法により、湾ごとの高潮ポテンシャルの変動や最大値および気候値との関係を定性的に把握できることがわかった。

(2) 将来気候への適用

本手法は、温暖化時の気候値が与えられれば、将来気候へも応用可能である。そこで、前項で作成した月別平均気候値に SST の将来変化を加え、高潮偏差の将来変化予測を行った。SST の将来変化量には、CMIP5 のマルチモデルアンサンブル値を用いた¹⁴⁾。ここで、日本付近の台風強度に関する SST の昇温パターンは、西日本域 (27~35 °N, 125~136 °E) における空間平均値で代表されるものとし、現在気候を 1996~2005 年、将来気候を 2084~2093 年としたそれぞれ 10 年間の月平均 SST 値の差分を将来変化量とした。その際、将来変化量として、全モデルの平均値のほかに、変化の大きい 8 モデルの平均値と変化の小さい 8 モデルの平均値を求め、これらを不確実性の評価に用いた。得られた将来変化量を前項の月別気候値に加え、高潮偏差推定を行った。RCP4.5 における SST と高潮ポテンシャルの将来予測結果を表-2 にまとめて示す。

表-2 の計算結果から、SST の将来変化は、高潮ポテンシャルに非常に強く影響することがわかる。実際、SST に対する MPI の感度分析および MPI に対する高潮偏差の感度分析の結果、感度の絶対値はそれぞれ 23 hPa/ (全球, SST $\geq$ 25 の場合), 0.046 m/hPa (三大湾平

均)であった。これらを単純に掛けあわせた値により、SST に対する高潮偏差の感度は約 1.1 m/ と推定される。一方、湾ごとに見ると、表-1 および表-2 に示すように、日本の三大湾における SST に対する高潮偏差の感度は、約 0.8~1.5 m/ である。これらの平均値は約 1.2 m/ であり、上記の単純平均値とほぼ一致する。

表-2 で得られた高潮ポテンシャルの値は、従来の高潮研究結果と比較するとかなり大きな値である。これは、SST の変化に対して MPI が敏感に反応することが原因だと考えられる。また、ここでは簡易的に SST の昇温のみを将来変化として MPI に与えたが、実際には、大気鉛直プロファイル等の将来変化も MPI に考慮する必要がある。特に、上空の気温上昇を考慮しない場合、式 (1a) および式 (1b) の CAPE が大きくなり、MPI が増加する。これらについては、今後の課題である。

5. 結論

本研究では、大気と海洋の気候場から高潮偏差までシームレスに長期評価する手法を開発した。台風の最大潜在強度 (MPI) から推定される可能最大高潮偏差 (高潮ポテンシャル) には様々な誤差が含まれるが、その傾向を気候値から解析可能とした。主な結果は以下の通りである。1) MPI を海面温度で簡易的に表現し、湾の形状を簡易的に扱うことにより、気候値による高潮偏差推定を可能とした。2) 過去再現による誤差は大きく、海上風速の推定法が高潮ポテンシャルの評価に最も大きな影響を与えている。3) 高潮偏差の将来変化は、SST の将来変化に大きく依存し、本手法による感度分析では、約 0.8~1.5 m/ であった。

今後は、過去の高潮観測データを用いたより詳細な精度検証が必要である。さらに、複雑な地形の影響等を評価に組み込むことで、精度向上を目指す。

謝辞: 本研究は、文部科学省気候変動リスク情報創生プログラムおよび科学研究費補助金による成果である。

参考文献

- 1) Knutson, T. R., J. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. Kossin, A. Srivastava, and M. Sugi: Tropical cyclones and climate change, *Nature Geoscience*, 3, pp.157-163, 2010.
- 2) 筒井純一: 台風起因する暴風雨に関する地球温暖化影響の評価, 研究報告 V10014, 電力中央研究所, 2011.
- 3) Emanuel, K. A.: The maximum intensity of hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, 45, pp.1143-1155, 1988.
- 4) Holland, G. J.: The maximum potential intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 54, pp.2519-2541, 1997.
- 5) Bister M., and K. Emanuel: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity, 1, Interannual to interdecadal variability, *J. Geophys. Res.*, Vol.107, No.D24, 4801, pp.ACL26-1-ACL26-15, 2002.
- 6) Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Mori, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, pp.5-48, 2015.
- 7) Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOB collection, *Int. J. Climatol.*, 25, pp.865-879, 2005.
- 8) 加藤史訓, 稲垣茂樹, 野口賢二, 福濱方哉: 2004 年の高潮・高波災害, 国政研資料, 第 273 号, pp.45-62, 2005.
- 9) 宇野木早苗: 日本の高潮, 水工学に関する夏季研修会講義集, Vol.8, pp.B.3.1-B.3.24, 土木学会水理委員会, 1972.
- 10) 加藤史訓: 高潮危険度評価に関する研究, 国政研資料, 第 275 号, pp.2-18, 2005.
- 11) 中條壯大, 森 信人, 安田誠宏, 間瀬 肇: クラスタ分析を用いた時系列相関型の全球確率台風モデル, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.L1226-L1230, 2012.
- 12) 金 洙列, 高山知司, 安田誠宏, 間瀬 肇: 高潮と波浪に及ぼす大潮汐変動の影響に関する研究, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp.276-280, 2007.
- 13) DeMaria, M., and J. Kaplan: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones, *J. Climate*, 7, pp.1324-1334, 1994.
- 14) 森 信人, 今井優樹, 二宮順一, 安田誠宏, 間瀬 肇: CMIP5 にもとづく瀬戸内海の長期物理環境場の将来変化予測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.L1271-L1275, 2014.

(2016. 3. 16 受付)

LONG-TERM ASSESSMENT OF STORM SURGE HEIGHT BASED ON TYPHOON MAXIMUM POTENTIAL INTENSITY

Nobuhito MORI, Nozomi ARIYOSHI, Tomohiro YASUDA and Hajime MASE

This study developed an integrated model of long-term assessment for storm surge height based on typhoon maximum potential intensity and simplified storm surge modeling. Climatological parameters were related to explanatory variables of storm surge. Storm surge caused by Typhoon Vera (1959) was analysed for validation, and sensitivity analysis found that the most sensitive parameter is wind speed for the integrated model. Then, we calculated maximum possible storm surge height of three major bays in Japan by applying both present and future climate condition. If global warming is represented by SST (sea surface temperature) rise only, sensitivity of storm surge height against SST is about 0.8-1.5 m/ for these bays.