

確率台風シミュレーションの風場モデルと将来の台風出現特性による 確率高潮偏差の変化

Variation of Extreme Storm Surges with Wind Field Model and Future Typhoon Change in Stochastic Typhoon Simulation

河合弘泰¹・橋本典明²・山城 賢³・安田誠宏⁴

Hiroyasu KAWAI, Noriaki HASHIMOTO, Masaru YAMASHIRO and Tomohiro YASUDA

Stochastic typhoon simulation, that is the combination of the Monte Carlo simulation on typhoon parameters, the storm surge simulation with the parameters, and the extreme-value analysis on the storm surges, is one of useful tools in the probabilistic discussion on the current design storm water level for coastal defense. This paper compares the extreme storm surges on the Pacific coast from Kyushu to Kanto District, Japan, with two empirical parametric typhoon wind field models, two sea surface drag coefficients for high wind speed, and two assumptions of future typhoon change. The result shows that the extreme storm surge is very sensitive to the sea surface drag coefficient for high wind speed and that one of the assumptions gives larger extreme storm surges in some of the coast and smaller in others.

1. はじめに

日本の高潮防災はこれまで伊勢湾台風を一つの目標に掲げ、今年でその伊勢湾台風から50年を迎える。ところが、伊勢湾台風級の高潮の具体的な再現期間はよく分かっておらず、もし将来の気候変動で台風が強大化すれば、それに応じて再現期間が短くなる可能性がある。

この素朴な疑問に答えようとするツールの一つに、確率台風シミュレーションがある。まず、過去の台風統計に基づいて、様々なコースや強度の台風の属性値を確率台風モデルで与える。次に、各台風で発生する高潮を推算し、その極値を推定する。既に多くの研究例（山口ら，2002；加藤ら，2003；國富・高山，2005）があり、橋本ら（2005）の仮定で温暖化に伴う高潮・波浪の変化を試算した例（河合ら，2006，2007b；野中ら，2008）もある。ただし、シミュレーションに用いるモデルや仮定によって、高潮偏差の極値や、伊勢湾台風級の高潮の再現期間は変わり得る。シミュレーションの回数や気圧分布の楕円としての歪みについての検討例（山口ら，1995，野中ら，2000）はあるが、その他にも様々な不確定要素がある。

そこで本研究では、台風の風場モデル（経験的台風モデル）、風速30m/sを超える超強風下の海面抵抗係数の扱

い、将来の台風出現特性の変化の仮定によって、九州～関東地方の太平洋沿岸の高潮偏差の極値がどう変化するかを感度分析するとともに、今後の課題を整理する。

2. 確率台風シミュレーションの方法

(1) 確率台風モデルと将来の台風出現特性の仮定

確率台風モデルとは、図-1に示すように、過去の台風の属性値（位置，中心気圧，最大風速半径）やその単位時間あたりの変化量の統計に基づき、任意の年数間の台風の属性値をモンテカルロ法で与えるものである。本研究では、1951～2000年の台風に基づく確率台風モデル（橋本ら，2003；以下ではSTM-p）によって現在気候の台風属性値を与えた。このモデルには、①5つの季節（6～7月，8月，9月，10月，その他）に分けて統計する，②台風属性値の時間変化量の偏差（図-1の Z_i ）を自己回帰モデルで与える，という特徴がある。

将来気候下の台風出現特性については、「現在と比べ、

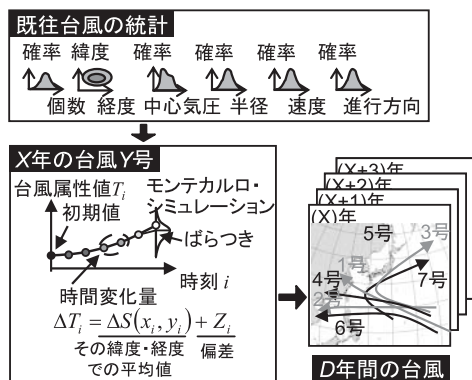


図-1 確率台風モデルの概念

- | | | |
|--------|------|-------------------------------------|
| 1 正会員 | 修(工) | (独法) 港湾空港技術研究所海洋・水工部
海洋情報研究領域長心得 |
| 2 フェロー | 工博 | 九州大学大学院教授工学研究院環境都市
部門 |
| 3 正会員 | 博(工) | 九州大学大学院助教工学研究院環境都市
部門 |
| 4 正会員 | 博(工) | 京都大学助教防災研究所気象・水象災害
研究部門 |

個数は全体的に減少するが、強いものは増加する」という試算 (Oouchi, 2006) もあるが、未解明なことは多い (筒井, 2007)。そのため本研究ではまず、将来気候の台風出現特性の可能性の一つとして、「台風属性値の時間変化量の平面分布 (図-1 の $\Delta S(x_i, y_i)$) が現在より空間的に北へ緯度で 1.5° 移動する」と仮定したモデル (橋本ら, 2005 ; 以下では STM-n) をとりあげる。この仮定は、IPCC 温暖化ガス排出シナリオ A2 に基づく気象研究所・気象庁の予測実験で得られた現在と 100 年後の結果 (石原ら, 2004) を参考にしたものである。この STM-n では、現在気候の STM-p に対し、個々の台風のコースも強度も変化する。その一方で、もっと単純な仮定の一つとして、現在気候の STM-p とコースは全く同じで気圧深度だけを 10% 増加させたもの (以下では STM-i) も検討に加える。

本研究では、これら 3 種類の確率台風モデルでそれぞれ 500 年分の台風属性値を与え、その中から九州～関東地方の太平洋沿岸に顕著な高潮を発生させる可能性のあるものを抽出した (河合ら, 2007b)。その結果、現在気候の STM-p では 1,301 個、将来気候の STM-n では現在気候の STM-p よりやや多い 1,399 個が抽出された。STM-i は、STM-p で抽出されたものに対応する 1,301 個とした。

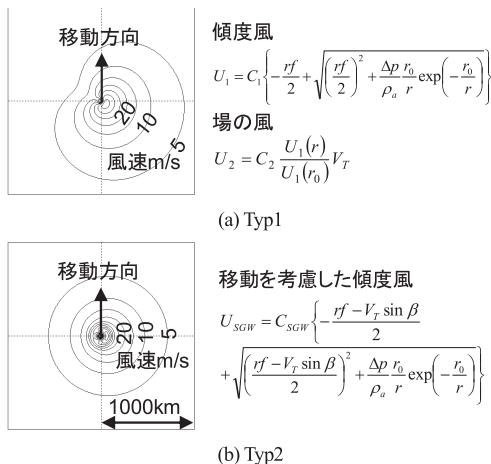


図-2 経験的台風モデルの風場の例 (中心気圧が 940hPa, 最大風速半径 r_0 が 75km, 進行速度が 70km/h の場合)

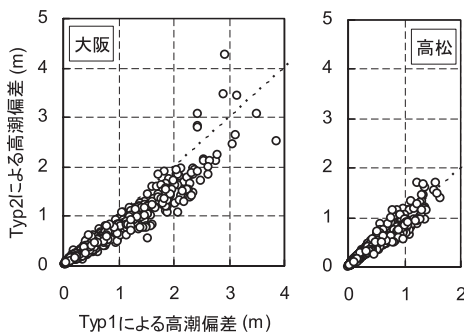


図-3 風場モデル Typ1, Typ2 による高潮偏差の比較

(2) 台風の風場モデル

前節 (1) で与えた各台風の各時刻の海面気圧の平面分布は Myers の式、海上風の平面分布は以下に記す 2 種類の風場モデル (経験的台風モデル) Typ1, Typ2 で与えた。

a) 傾度風と場の風のベクトル合成モデル Typ1

このモデルは、等圧線上の気圧傾度力、コリオリ力、遠心力のつり合いによる傾度風成分と、台風の移動の効果とをそれぞれ求め、これらをベクトル合成するものである。風速低減係数 C_1 , C_2 は 0.66, 傾度風成分の吹込角は 30° とした。図-2 (a) に示すように、移動する台風の最大風速の位置は中心から見てやや後方にある。

b) 傾度風方程式に台風の移動を考慮するモデル Typ2

このモデルは、傾度風の力の釣り合い式に台風の移動の効果を取り込む一方で、風速低減係数 C_{SGW} を台風の中心からの距離の関数で与え超傾度風も考慮する (Mitsuta and Fujii, 1987)。風速低減係数は、アイウォール付近での最大値が 1 を超えないように制限し、遠方では $2/3$ に漸近するように設定した。吹込角も中心からの距離の関数で与えた。図-2 (b) に示すように、移動する台風の最大風速の位置は中心から見て真右にある。

(3) 高潮推算の方法と海面抵抗係数

前節 (2) で与えた海面気圧と海上風を外力として、単層の長波方程式に基づく数値計算モデルの一つ (運輸省港湾技術研究所, 1996) で海水の流れを計算した。計算領域は、九州から関東に至る太平洋沿岸を 1.8km 間隔の格子で表現したものである (河合ら, 2007b)。ただし、天文潮位は平均海面で一定とし、高潮偏差分だけを計算

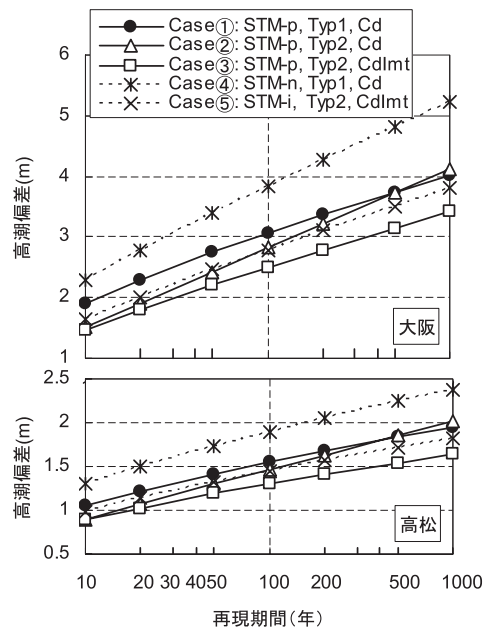


図-4 各モデルで得られた高潮偏差の極値分布

した。地形性碎波による水位上昇までは考慮していない。

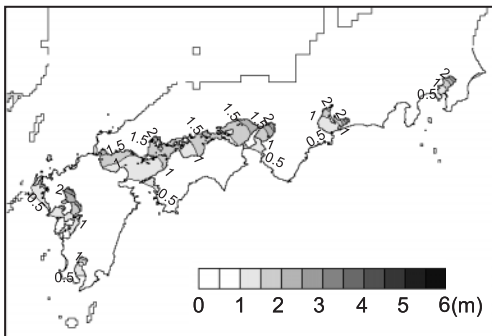
ところで、これまで高潮推算の海面抵抗係数には、風速8m/s以上で風速の一次関数となる本多・光易(1980)の係数(以下では C_d)がしばしば使われてきた。ところが、近年の研究(例えば、Zhangら, 2006)によって、超強風下では頭打ちとなるか、むしろ減少する可能性が指摘されている。そこで本研究では、風速30m/s以上では30m/sに対する値で頭打ちとなる係数 C_{dlim} も検討した。

(4) 高潮偏差の極値統計

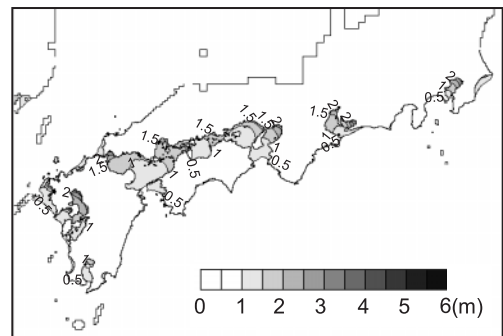
前節(3)で得た各計算格子点の高潮偏差に対し、Gumbel分布(極値Ⅰ型分布)、極値Ⅱ型分布($k=2.5, 3.33, 5, 10$)、Weibull分布($k=0.75, 1, 1.4, 2$)の中からMIR指標

(合田・小舟, 1989)で最適な分布関数を選択した。その結果、多くの計算格子で同じ分布関数が選択され、現在気候のSTM-pに風場モデルTyp1と海面抵抗係数 C_d を適用した場合はWeibull分布($k=1.4$ または2)が大半を占めた。

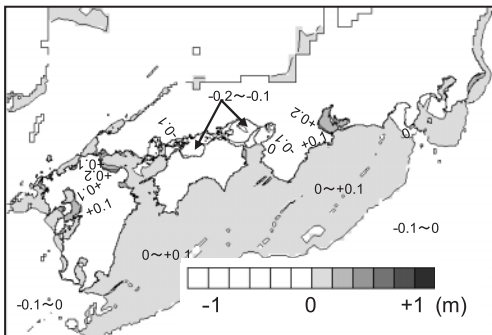
サンプル数の比較的限られた波浪観測値の極値統計では、海域毎に分布関数を統一して過剰なフィッティングを避けることが提案されている(合田ら, 1998)。それに対し確率台風シミュレーションでは、高潮偏差のサンプルが大量に与えられ、そのサンプルが確率台風モデルで仮定した台風出現特性を十分に反映しているため、隣り合う計算格子で同じ分布関数が選択されやすい。



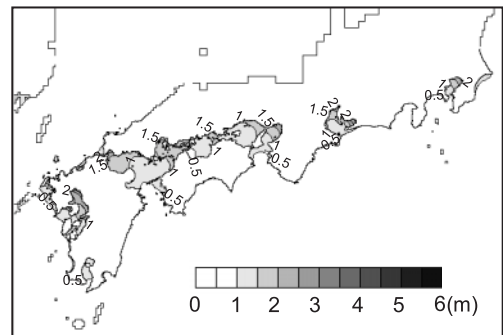
(a) Case①: Typ1, C_d



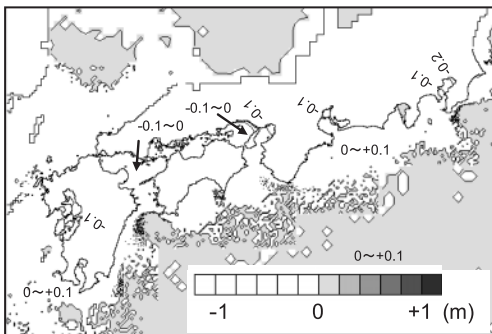
(b) Case②: Typ2, C_d



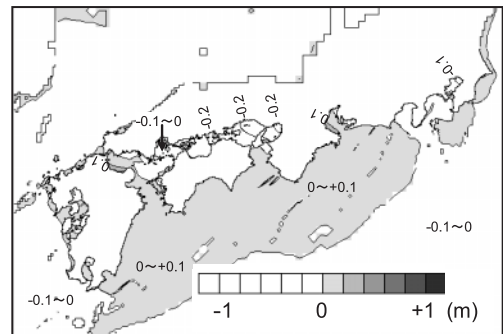
(c) Case② - Case①: 風場 Typ2 と Typ1 の差



(d) Case③: Typ2, C_{dlim}



(e) Case③ - Case②: 海面抵抗係数 C_{dlim} と C_d の差



(f) Case③ - Case①: 風場と海面抵抗係数の両方による差

図-5 風場モデルTyp1, Typ2と海面抵抗係数 C_d , C_{dlim} による100年確率高潮偏差の比較(何れも現在気候のSTM-p)

3. 風場モデルによる比較

図-3は、大阪と高松を例に、風場モデルTyp1とTyp2で得られた個々の台風の高潮偏差を示す（共に、現在気候のSTM-p、海面抵抗係数は C_d ）。まず大阪では、Typ1の高潮偏差が2m以下のときに、Typ2の高潮偏差はTyp1に対する比率で平均が0.87、標準偏差が0.14のパラツキを持っている。Typ1の高潮偏差が2m以上のときには、パラツキはさらに大きくなる。ただし、現行の計画偏差である3mを超える高潮偏差は、Typ1もTyp2も同じ5回出現した。一方、高松では、Typ2とTyp1の高潮偏差の比が平均で0.99である。このように大阪で風場モデルによる差が顕著に現れたのは、大阪が地形的にみても高潮偏差に占める風寄与分が大きいからであろう。

図-4は、各モデルによる高潮偏差の極値分布を示したものであり、Case①と②がそれぞれ図-3のTyp1とTyp2に対応する結果である。再現期間が500年以下ではTyp1による値が大きく、それ以上では逆転している。

図-5は、地域性を調べるために100年確率高潮偏差の平面分布を示す。「高潮は東京湾、伊勢湾、瀬戸内海、有明海などで顕著」という定性的な結論は、図-5(a)に示すTyp1による値からでも、図-5(b)に示すTyp2による値からでも得られる。ただし、これらの差を図-5(c)に示すが、Typ2はTyp1に比べ、瀬戸内海の北東側で小さく、南西側で大きな値を与える傾向がある。

なお、瀬戸内海における台風0416号など6台風の検討では、Typ2がTyp1より局地気象モデルや観測値に近い風場を得ており、高潮の推算値も全体的に観測値に近い値を得ている（河合ら、2007a）。今後はもっと勢力の強い台風に対して風場の再現性を検討していく必要がある。

4. 海面抵抗係数による比較

図-6は、海面抵抗係数 C_d と C_{dlim} で得られた個々の台風の高潮偏差を示す（共に、現在気候のSTM-p、風場モデルはTyp2）。大阪では、高潮偏差が2mを超えると海面抵抗係数による違いが現れ始め、現行の計画偏差である3mでは1割程度の差になる。高松でも、高潮偏差が1mを超えると違いが現れ始める。

このような海面抵抗係数による違いを台風の規模と結びつけて考察するために、確率台風シミュレーションとは関係ないが、図-7に、中心気圧が965、940、915hPaの台風が第二室戸台風のコースを通過した場合の大阪の高潮偏差を示す。海面抵抗係数による差は、伊勢湾台風級（940hPa）でも少し現れているが、伊勢湾台風「超」級（915hPa）では顕著に現れている。したがって、再現期間の非常に長い高潮偏差を評価するためには、超強風速下の海面抵抗係数を慎重に吟味していく必要がある。

図-4のCase②、③は、Typ2の風場に対してそれぞれ海面抵抗係数 C_d 、 C_{dlim} を用いた結果である。海面抵抗係数の違いが高潮偏差に及ぼす影響は、10年確率では小さいものの、再現期間が長くなるにつれて大きくなる。例えば、 C_d による100年確率の高潮偏差は、 C_{dlim} を用いると2倍の200年確率と評価される。

図-5の(b)、(d)は、それぞれ図-4のCase②、③に対応する結果である。高潮の顕著な海域に変わりはない。図-5(e)はこれらの差であり、超強風速下の海面抵抗係数を制限すると、100年確率高潮偏差は日本列島沿岸の全域で小さくなる。なお、日本列島の南方で0のコンターが複雑に入り乱れているのは、絶対値が0に近いからである。

図-5(f)は、風場モデルと海面抵抗係数の両方を変えた場合の差であり、増加する海域と減少する海域とがある。

5. 将来の台風特性の変化による比較

図-8は、将来の台風出現特性の変化が100年確率高潮偏差に及ぼす影響を示す。図-8(a)は、台風諸元の時間変化量の平均場を北へ緯度で1.5度移動させた結果（STM-nとSTM-pの差、共に風場モデルはTyp1、海面抵抗係数は C_d ）である。台風のコースや強度が複雑に変化し、100年確率高潮偏差は概ね大阪湾より西側で増加し、東側の一部ではむしろ減少する結果が得られた。また、図-4のCase①と④の比較から、再現期間が長いほど変化量は大きい。ただし、これらは一つの仮定に基づく試算値であり、必ずしも将来の姿を保証するものではない。

一方、図-8(b)は、気圧深度を単純に10%増加させた結果（STM-iとSTM-pの差、共に風場モデルはTyp2、海

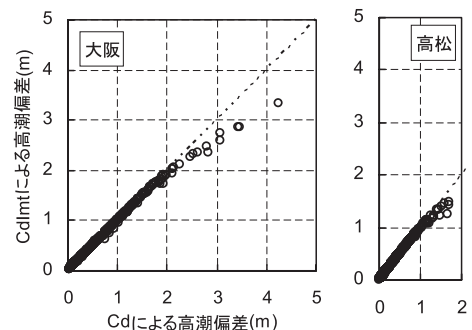


図-6 海面抵抗係数 C_d 、 C_{dlim} による高潮偏差の比較

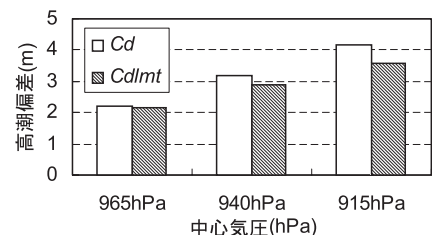
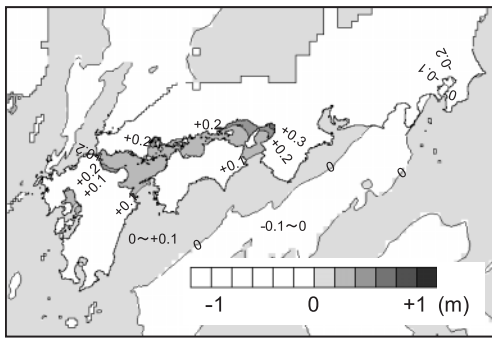
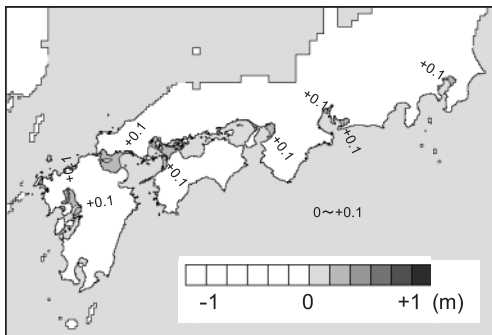


図-7 モデル台風による大阪の高潮偏差



(a) 時間平均量の平均場を移動



(b) 気圧深度を増加

図-8 台風出現特性の変化による100年確率高潮偏差の変化

面抵抗係数は C_{dlim} である。100年確率高潮偏差はほとんどの海域で増加しており、その増加量は現在の高潮常襲海域である内湾の奥で大きい。また、図-4のCase③と⑤の比較から、再現期間が長いほど増加量は大きい。

これらの感度分析の結果から、高潮偏差の極値は台風出現特性に対して非常に敏感であることが分かる。したがって、将来気候の確率台風モデルには、気候予測の最新の知見を慎重に導入していく必要がある。

6. おわりに

本研究では、風場モデル、海面抵抗係数、将来の台風出現特性を変えて、高潮偏差の極値に及ぼす影響の感度分析を行った。そして、伊勢湾台風「超」級のような非常に勢力の強い台風や、現行の計画偏差を大幅に上回る高潮偏差を議論する際には、風場モデルや超強風速下の海面抵抗係数の吟味が非常に重要になることを示した。また、高潮偏差の極値は台風出現特性に対して敏感であり、将来予測では台風出現特性の仮定の慎重な吟味が必要となる。本研究の感度分析を通じて、少なくとも全国一様に変化するとは限らないことは確認できた。今後も他の不確定要素の感度分析を続ける一方で、モデル自体も高精度なものに置き換えていきたい。

本研究の一部は科研費(20360220)の助成を受けたものであり、ここに記して謝意を表したい。

参 考 文 献

- 石原幸司・栗原和夫・和田一範・村瀬勝彦・富沢洋介(2004): 洪水・渇水リスク評価に向けたMRI-RCM20の降雨特性再現性, 日本気象学会2004年秋季大会講演予稿集, p.145.
- 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).
- 加藤史訓・鳥居謙一・柴木秀之・鈴木勝之(2003): 確率的台風モデルを用いた潮位と越波量の確率評価, 海岸工学論文集, 第50巻, pp.291-295.
- 河合弘泰・橋本典明・松浦邦明(2006): 確率台風モデルを用いた地球温暖化後の瀬戸内海における高潮の出現確率分布の推定, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.1271-1275.
- 河合弘泰・川口浩二・大釜達夫・友田伸明・萩元幸将・中野俊夫(2007a): 経験的台風モデルと局地気象モデルの風を用いた瀬戸内海の高潮推算精度, 海岸工学論文集, 第54巻, pp.286-290.
- 河合弘泰・橋本典明・松浦邦明(2007b): 確率台風モデルを用いた内湾の高潮の極値と継続時間の推定, 海岸工学論文集, 第54巻, pp.301-305.
- 國富將嗣・高山知司(2005): 大阪湾における高潮と高波の同時生起確率特性, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.216-220.
- 合田良実・小舟浩治(1989): 波浪の極値統計における分布関数の棄却基準, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.135-139.
- 合田良実・小長谷修・永井紀彦(1998): 極値波浪統計の母分布関数に関する実証的研究, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.211-215.
- 筒井純一(2007): 地球温暖化による熱帯低気圧の変化に関する研究動向, 海洋開発論文集, 第23巻, pp.45-50.
- 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.
- 野中浩一・山口正隆・畑田佳男(2008): 地球温暖化シナリオに伴う北西太平洋での波浪極値の変化, 海岸工学論文集, 第55巻, pp.1321-1325.
- 橋本典明・川口浩二・河合弘泰・松浦邦明・市川雅史(2003): 港湾・海岸構造物の合理的設計を目的とした確率台風モデルの構築と精度の検討, 海岸工学論文集, 第50巻, pp.176-180.
- 橋本典明・河合弘泰・松浦邦明(2005): 地球温暖化を考慮した将来の台風特性の解析と確率台風モデルへの導入, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.1221-1225.
- 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.
- 山口正隆・畑田佳男・大木泰憲・西村教博・中村雄二(1995): 確率的台風モデルに基づく台風時浅海波浪の極値推算システムの適用性, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.246-250.
- 山口正隆・畑田佳男・野中浩一・大福 学・小出健太郎(2002): 瀬戸内海西部海域における高潮・高波の極値の推定, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.256-260.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda (2006): Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: frequency and wind intensity analyses, Journal of the Meteorological Society of Japan, 84-2, pp.259-276.
- 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.
- Zhang, W., W. Perrie and W. Li (2006): Impact of waves and sea spray on midlatitude storm structure and intensity, Monthly Weather Review, AMS, Vol. 134, pp.2418-2442.