論文

海面水温特性を考慮した台風移動モデルにおける中心気圧低下量再現性の向上

Improvement of Central Pressure Difference Reproducibility in Typhoon Tracking Simulation Model considering Sea-Surface Temperature Properties

小林俊之^{*1}

山田 均^{*2}

勝地 弘^{*2}

筆保弘徳^{*3}

Toshiyuki KOBAYASHI Hitoshi YAMADA

Hiroshi KATSUCHI

Hironori FUDEYASU

SUMMARY

Sea surface temperature change due to the global warming may affect the development of typhoons. In order to estimate extreme wind speed, a tracking model of typhoon simulation considering the sea surface temperature was developed before, but there were some discrepancies between estimation and observation. In this study, from the viewpoint of characteristics of a linear model in the updating calculation, data period for the modeling was restricted to summer based on the number of typhoons approaching to Japan. Focusing on the latitude of 31.5 degrees north where almost all typhoons start to weaken, the termination condition of the typhoons was clarified. In addition, if the value calculated by updating calculation in the model exceeds the threshold, it was recalculated from the time of occurrence of a typhoon. As a result, the typhoon central pressure difference approached the observed value by applying these improvements to the tracking model.

key words: Typhoon tracking simulation model, Monte-Carlo simulation, Extreme value, Global warming, Sea-surface temperature

1. まえがき

技術の発展により、風による振動を考慮しなければならないフレキシブルな構造が増えていることから設計風速の重要性は極めて高い一つの項目である。日本の設計風速を議論する上で、台風による強風が支配的な要因の一つとなる。しかしながら、信頼できる各地の風速等の

気象観測データは100年を満たさないために、そのような長い再現期間における年最大風速の再現期待値は外挿とならざるを得ない。

解決策の一つとして Georgiou¹⁾や日本では光田、藤井ら^{2),3)}、石原ら⁴⁾、松井ら⁵⁾によって研究が進められてきた統計的台風シミュレーション(以後、台風シミュレ

*1 横浜国立大学都市イノベーション学府 大学院生 (kobayashi-toshiyuki-sk@ynu.jp)
Graduate student, Yokohama National University

*2 横浜国立大学都市イノベーション研究院 教授
Professor, Yokohama National University

*3 横浜国立大学教育学研究科 准教授

Associate Professor, Yokohama National University

(原稿受理年月日: 2019年5月7日, 採用決定年月日: 2020年2月20日)

ーションと呼ぶ)がある。これは過去の台風の観測値を基にモデル化し、1 万年分などの大量の疑似的な台風を対象地点に襲来させるモンテカルロシミュレーションを行うものである。この方法は建築物荷重指針・同解説⁹⁾に示されるように、明示的に設計の中に組み込まれる場合も出てきている。

一方で、物理過程から台風をシミュレーションする方法もあり、最近では地球温暖化時の気象現象を解析する試みまで行われている⁷⁾。しかし、中條ら⁸⁾は、計算時間の関係から設計外力推定に必要なデータ数を得るためには非現実的で、モデルによって再現性が異なる問題を指摘している。その問題を鑑みて、経験的な事象を確率統計的に議論する台風シミュレーションは設計風速の根拠として一つの妥当な方法である。

地球温暖化によって海面から水深 100m までの温度は 21 世紀末にはおおよそ 0.6~2.0℃上昇する⁹⁾とされている。そして、海面水温が上昇することは台風の強度が増す原因となる懸念がある。海面水温が変化した際の年最大風速の極値分布は未知であり、長い再現期間を推定する場合にどの程度の影響があるのかは議論すべき点であるため、海面水温を一つのパラメータとした台風シミュレーションで定量的に明らかにする取り組みが行われている。

宮田ら¹⁰⁾、勝地ら¹¹⁾は海面水温を一つのパラメータとして考慮させながら台風の発生から終了地点までをシミュレートするフルトラック型台風シミュレーションを構築した。これは大きく分けて「移動モデル」と「強風場モデル」の二つで構成される。前者は台風の発生から終了までの台風の中心位置と中心気圧を確率統計的にシミュレーションするモデルである。後者は前者によって得られたデータに気圧場と風速場の経験式、あるいは力学的近似解などを適用して台風中心まわりの強風環境を再現するモデルである。前者の中の移動速度や中心気圧に関する逐次計算の重回帰モデルの説明変数として海面水温のパラメータを組み込むことで、台風に与える影響を反映できる。なお、中心気圧低下量(1013hPa から中心気圧を引いた値)のみに海面水温を考慮する方が台風通過数の点において妥当な結果が勝地らによって示されている。しかし、宮田ら、勝地らの方法は非常に画期的であるが、モデルの計算結果と観測値の比較による再現性評価がされていないという大きな問題がある。

そこで、著者ら¹²⁾は勝地らの移動モデルの改良と再現性評価を行った。再現性評価には移動モデルから 1 万年分の台風を生成し、日本の各地点周辺に存在した台風の中心気圧低下量の相対度数分布を観測値と比較する方法

を用いた。しかしながら、改良されたモデルは依然として観測値との相違があり、更なる改良策が必要とわかった。他方で、台風シミュレーションに求められているのは風速の極端に大きな値における再現性である。それゆえ、移動モデルが極端に大きな中心気圧低下量を再現する性能は重要な一つの要素である。しかし、その性能については議論されておらず、前述の相対度数分布による評価では中心気圧低下量の平年的な値に關しての妥当性しか確認できない。以上のことから、極端に大きな値についての再現性も評価するような方法を開発し、それに基づく改良策の妥当性の確認が必要である。

本研究では移動モデルにおける中心気圧低下量の評価として、次に示す二つの確率分布を観測値と比較する方法を提案した。一つ目は、前述した中心気圧低下量の相対度数分布である。扱う確率変数は任意の地点周辺に存在した全ての台風の値であるので、平年的な中心気圧低下量についての再現性が評価できる。二つ目は年最大中心気圧低下量の極値分布である。扱う確率変数は任意の地点周辺に存在した台風の年毎の最大値であるので、極端に大きな中心気圧低下量の再現性を評価することができる。なお、二つの分布は従う確率変数が異なるため、片方の再現性が向上していても両方向上しているとはいえない。二つの分布で評価を行うことにより、移動モデルの中心気圧低下量に関する平年的な値及び極端に大きな値を再現する性能を評価できる。

本研究では上記に提案した評価方法を用いて、中心気圧低下量に関する平年的な値及び極端に大きな値の再現性向上に着目した移動モデルの改良を行った。2 章で従来モデルとして、既往研究である著者らの移動モデル¹²⁾について記述する。3 章では、各パラメータ推定に用いる観測値の期間、台風の終了条件、重回帰モデルの閾値を超えたときの扱いに關して従来モデルに対する改良策を述べる。4 章では各改良策に対して上記に提案した評価方法を用いて感度分析を行う。5 章では各改良策を組み合わせて移動モデルの再構築を行い、上記に提案した評価方法により中心気圧低下量再現性の向上を確認する。最後に 6 章で本研究により得られた結果をまとめる。

2. 従来の移動モデルとパラメータ推定

2. 1 移動モデルに用いる観測データ

モデルパラメータの構成に使用している台風の観測値は気象庁のベストトラックデータにおける 1951~2017 年のものから 1711 個の台風を用いている。抽出した際の条件については以下の通りである。

図 1 シミュレーション範囲と発生地点の観測値とそのモデルの比較

Fig. 1 Simulation range and comparison of observed occurrence points and the model

- ・ 熱帯低気圧が台風として定義されるのは風速約 17m/s 以上のため、そのデータ区間のみ使用している。なお、ベストトラックデータには風速等の階級毎にラベルが付いているので、約 17m/s 以上に対応するラベルにより判断をしている。
- ・ ベストトラックデータは基本的に 6 時間毎の記録であるが、日本接近時などに短時間による記録も含まれている。しかしながら、1 時間毎に等速と仮定するなどして内挿を行うと時間変化量が 0 となり、重回帰モデルにおけるパラメータ推定の際に異常が生じるなどが懸念されたため、6 時間毎のデータのみを使用している。
- ・ 北緯 4° 以南で発生する台風は観測数が少ないため、除外している。
- ・ 東経 180° 以东から越境した台風は性質が異なるため除外している。
- ・ 再発達する台風を再現することは現状では難しいので、再発達前のみのデータを用いている。なお、再発達台風の判断は、台風となった後に風速値が約 17m/s 未満となり、再び約 17m/s 以上に戻った場合としている。また、再発達前のみのデータの抽出は最初に台風となっていた区間のみとしている。

パラメータ推定及びシミュレーション時の海面水温分布には米国の国立気候データセンター配布の Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v5¹⁵⁾ (以下、ERSST) と呼ばれるデータセットを用いている。ERSST は全球を対象とした 2.0° × 2.0° 格子の解像度における月毎の平均海面水温分布である。期間はベストトラックデータと同様に 1951–2017 年のものを用いている。なお、パラメータ推定等を容易にするために ERSST の解像度を

図 2 移動モデルにおける計算フローの概略

Fig. 2 Outline of calculation flow in tracking model

変換しており、ERSST の解像度の変換と変換範囲については後述する。変換されたデータのみがパラメータ推定とシミュレーション時の海面水温分布に用いられている。

2. 2 シミュレーション範囲と計算フロー

台風の観測数が少ない箇所では後述する逐次計算の精度が下がり、非現実的な動きを助長する等の問題があるため、シミュレーション範囲は図 1 の太枠のように設定されている。この範囲外に存在してから札幌、大阪、那覇の 500km 圏内に存在した台風は 1711 個の台風からは確認されず、経験上で日本に襲来したほとんどの台風はこの範囲内に収まる動きを示すことから、妥当な範囲といえる。

逐次計算のために推定されるパラメータは場所によって特性が変化すると考えて、シミュレーション範囲を規定サイズの格子で区切り、それぞれの格子で推定している。格子の大きさは 6 時間毎の移動量における平均値 μ と標準偏差 σ から $\mu \pm 3\sigma$ の絶対値の最大値が東西方向で約 2.9°、南北方向で絶対値が約 2.4° であることから、それらが収まるように 3.0° × 2.5° のサイズとされている。

移動モデルの計算フローを図 2 に示す。なお、 V は台風の移動速度、 Δp は中心気圧低下量とし、 V_{old} 、 V_{new} は現時点と 6 時間後の V とし、 Δp_{old} 、 Δp_{new} は現時点と

図 3 確率紙上における確率分布毎の観測値との比較(ここで、 x は年台風発生回数を示す)

Fig. 3 Comparison with observed values for each probability distribution on probability paper

6 時間後の Δp とし、 SST は海面水温を意味している。これらの記号等の具体的な説明は後述する。また、終了条件は以下に示す二つが使われている。

- ・ 中心気圧低下量が 5hPa 以下
- ・ 台風がシミュレーション範囲外に存在

2. 3 確率分布とパラメータ推定

年台風発生回数と発生地点、発生時の中心気圧低下量の確率分布とパラメータの決定は天野ら¹³⁾の台風特性パラメータの算出方法に準じて以下の通りに行われている。

観測値と最尤推定法によりパラメータを決定した正規分布、対数正規分布、ワイブル分布(いずれも二つのパラメータをもつ)を確率紙上にプロットし、二乗平均平方根誤差(RMSE : Root Mean Square Error)を比較して、その値が最も小さい確率分布、パラメータを使用している。また、RMSE を求める際に対数正規分布とワイブル分布に

図 4 観測値の度数分布と各確率分布との比較

Fig. 4 Comparison of frequency distribution of observed values and each probability distribution

おいては普通目盛りに座標変換を行って正規分布のものと同等の比較ができるようにしている。例として年台風発生回数の場合を示す。図 3 に示す RMSE より対数正規分布が採用されている。図 4 より、観測値の度数分布と各確率分布を比較すると、RMSE が小さいほど当てはまりが良いことが再確認できる。

発生地点に関しては、南北方向にワイブル分布、東西方向に対数正規分布が採用されている。それゆえ、南北方向と東西方向の相関も考慮させて 2 変量分布として発生地点を次のように決定している。発生地点の経度、緯度の確率変数を X 、 Y とし、 Y はワイブル分布に従う。これらの確率変数を対数変換したものを X' 、 Y' とし、 Y' の実現値が y' であるときの X' の条件付期待値 $E(X' | y')$ と条件付標準偏差 $\sigma_{X' | y'}$ は次のように定義される。

$$E(X' | y') = \mu_{X'} + \rho \frac{\sigma_{X'}}{\sigma_{Y'}} (y' - \mu_{Y'}) \quad (1)$$

$$\sigma_{X' | y'} = \sigma_{X'} \sqrt{1 - \rho^2} \quad (2)$$

ここで、 $\mu_{X'}$ 、 $\mu_{Y'}$ 、 $\sigma_{X'}$ 、 $\sigma_{Y'}$ 、 ρ は X' 、 Y' の平均値、標準偏差、相関係数を意味する。条件付確率分布 $f_{X' | Y'}(x' | y')$ は次のように表される。

$$f_{X' | Y'}(x' | y') = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_{X' | y'}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x' - E(X' | y')}{\sigma_{X' | y'}} \right)^2 \right] \quad (3)$$

ここで、 x' は X' の実現値を意味する。式(1)、(2)、(3)のパラメータは最尤推定法により求めており、相関係数は別途求めている。図 1 に観測値と以上の方法を用いたワイブル分布と条件付対数正規分布の 2 変量分布を示す。発生範囲は観測値が収まる北緯 4~31.5°、東経 99~180°としており、発生地点がシミュレーション範囲外であれば、その時点で終了として次の台風を発生させている。

図 5 観測値と発生時移動速度を決定する 2 変量正規分布の比較

Fig. 5 Comparison of observed value and bivariate normal distribution model showing occurrence movement speed

2. 4 発生時移動速度

発生時の移動速度に関しては、2 変量正規分布を用いてモデル化を行っている。なお、格子毎に 2 変量正規分布のパラメータを推定している。また、各格子上的における発生時の移動速度と、発生時以外に存在した台風の移動速度を比較すると場所毎に両者は類似した傾向を示すことから、後者も含めてパラメータを推定している。格子 上 (北緯 21.5~24°，東経 162~165°) のパラメータ推定に利用した観測値と 2 変量正規分布についての例を図 5 に示す。ちなみに、それぞれ北を正，東を正としている。

2. 5 6 時間毎の逐次計算を行う移動速度のモデル

台風の移動速度は重回帰モデルを用いて、現時点の移動速度から 6 時間後の移動速度を推定している。本来、台風の移動については偏西風や偏東風，太平洋高気圧の縁辺流などの指向流¹⁴⁾が一つの要因となっており，まわりの大気の流れが影響を与える。その流れ全ての確率的な表現を行うことは煩雑となることや，長い計算時間を伴うことから，過去の観測値を基に現時刻値から次の移動速度を推定することは妥当な手段であると考ええる。

台風の移動速度 $\bar{V}$ は南北方向と東西方向の 2 成分 v_{NS} ， v_{EW} をもつベクトルとして次のように定義される。

$$\mathbf{V}^T = [v_{NS} \quad v_{EW}] \quad (4)$$

$\mathbf{V}$ の変化量 $\Delta \mathbf{V}$ を次に示す。

$$\Delta \mathbf{V} = \mathbf{V}_{new} - \mathbf{V}_{old} \quad (5)$$

任意の 2 成分 s_1 ， s_2 をもつベクトル $\bar{\mathbf{S}}$ を次のように定義する。

$$\mathbf{S}^T = \{s_1 \quad s_2\} \quad (6)$$

このとき， $\mathbf{S}$ の正規化 $\mathbf{F}(\mathbf{S})$ は次のように定義される。

$$\mathbf{F}(\mathbf{S}) = \begin{bmatrix} (s_1 - \mu_{s_1}) / \sigma_{s_1} \\ (s_2 - \mu_{s_2}) / \sigma_{s_2} \end{bmatrix} \quad (7)$$

ここで， μ_{s_1} ， μ_{s_2} ， σ_{s_1} ， σ_{s_2} は s_1 ， s_2 の平均値と標準偏差を意味する。式(4)，(5)，(6)，(7)より，6 時間毎の逐次計算として行う台風移動速度の重回帰モデルは次のように表される。

$$\mathbf{F}(\Delta \mathbf{V}) = \mathbf{A}\mathbf{F}(\mathbf{V}_{old}) + \mathbf{b} + \mathbf{e} \quad (8)$$

ここで， $\mathbf{A}$ ， $\mathbf{b}$ は回帰係数行列と回帰係数ベクトル， $\mathbf{e}$ は誤差ベクトルである。これらの正規化パラメータと重回帰モデルにおけるパラメータは格子毎に推定されている。また，回帰平面(説明変数が二つであるため平面で表現される)と観測値の誤差における標準偏差を誤差ベクトル成分としている。そして，その成分を er とすると， $N(0, er^2)$ で表される正規乱数がシミュレーションに用いられている。なお，正規乱数を発生させる際，0 から $3er$ 以上離れた値が出現した場合は正規乱数を再試行する。また，観測上の最大値，最小値より移動速度成分の取りうる範囲は $-33.0 \leq v_{NS} \leq 109.0(\text{km/h})$ ， $-64.0 \leq v_{EW} \leq 145.0(\text{km/h})$ としている。各最大値，最小値を閾値と呼び，それを超える計算結果である場合はその結果は閾値に戻される。

2. 6 6 時間毎の逐次計算を行う中心気圧低下量のモデル

中心気圧低下量 Δp は周辺気圧(台風の外側の気圧)を 1013hPa とし，そこから中心気圧を引いた量で定義されている。厳密な議論を行う場合，周辺気圧は必ずしも 1013hPa とはいえず，移動モデルでは対象としないが風速を推定するための気圧場の推定に誤差が生じる。しかし，平均的な大気圧は約 1013hPa であることから経験的に気圧場を推定する際にはその影響が小さく妥当な値になると考えられる。

中心気圧低下量は移動速度と同様の方法で計算が行われている。6 時間後の Δp を Δp_{new} ，現時刻値の Δp を Δp_{old} とし， Δp の変化量 $\Delta(\Delta p)$ を次に示す。

$$\Delta(\Delta p) = \Delta p_{new} - \Delta p_{old} \quad (9)$$

任意の変数 q の正規化 $Z(q)$ を次のように定義する。

$$Z(q) = (q - \mu_q) / \sigma_q \quad (10)$$

ここで， μ_q ， σ_q は q の平均値と標準偏差を意味する。海面水温を SST とすると，式(9)，(10)より，6 時間毎の逐次計算として行う中心気圧低下量の重回帰モデルは次のように表される。

$$Z(\Delta(\Delta p)) = a_1 Z(\Delta p_{old}) + a_2 Z(SST) + b + e \quad (11)$$

ここで， a_1 ， a_2 ， b は回帰係数， e は誤差項である。誤

図 6 ERSST を移動モデルの格子の解像度に変換する際の海面水温抽出点のイメージ

Fig. 6 Image of sea surface temperature extraction point to convert ERSST to grid resolution of tracking model

差項は移動速度と同様の正規乱数を用いた方法で表現している。また、正規化パラメータと重回帰モデルのパラメータも同様に格子毎に推定されている。中心気圧低下量の取りうる範囲は $0.0 \leq \Delta p \leq 143.0$ (hPa) として、移動速度と同様に閾値を頭打ちとしている。

パラメータ推定やシミュレーション時の海面水温分布に用いられる ERSST は、移動モデルの格子の解像度 ($3.0^\circ \times 2.5^\circ$) に変換を行ったものを用いている。変換をすることで、パラメータ推定とシミュレーション時の海面水温分布として適用しやすい。変換方法としては、移動モデルの格子に重なった ERSST の各格子の値に重みをつけて平均値を算出することで移動モデルの格子の値としている。具体的には、図 6 に示すように一つの $3.0^\circ \times 2.5^\circ$ 格子内に 0.5° 間隔で点を 42 個指定し、その点に対応する ERSST の値を抽出し、その平均値を移動モデルの格子の値としている。また、変換は各月の ERSST に対してシミュレーションの対象領域の範囲内で行われている。以上の変換された ERSST から式(11)のパラメータ推定が行われている。また、シミュレーション時に用いる平均海面水温分布は台風上陸数が多いことから、7-9月の変換された ERSST を平均した海面水温分布を用いている。

(a) August-January

(b) August-June

(c) August-October

図 7 海面水温の偏差

Fig. 7 Sea surface temperature deviation

3. モデル及びパラメータの問題点と改良策

3. 1 パラメータ推定に使用する観測データ

従来の方ではパラメータ推定に 1-12 月の観測データを用いていた。それゆえに、台風が日本に接近する経験の少ない月の海面水温も使用してパラメータ推定を行っていた。また、それらは接近する経験の多い月より比較的低い海面水温であると考えられる。海面水温の変動について調べるために、日本南海における 8 月と 1 月の平均海面水温の偏差を調べた。図 7(a)に示すように、 $0.5 \sim 7.5^\circ\text{C}$ ほどの比較的大きな変化があることがわかった。一方で、気象庁で公開されている日本本土（沖縄を除く）に接近した台風の相対度数分布は図 8 に示される。6-10 月はそれぞれ相対度数が 5%以上である。ここで、6-10 月の海面水温の大まかな変動を見るために、6 月と 8 月、8 月と 10 月の平均海面水温の偏差を同様に図 7(b), (c)に示す。6 月から 10 月にかけて平均海面水温は $0 \sim 3^\circ\text{C}$ ほどの変化であることがわかり、自明であるが 1 月と 8

図 8 日本本土に接近した台風の月毎の相対度数分布
Fig. 8 Monthly relative frequency distribution of typhoons approaching the main island of Japan

月の偏差に比べて小さいことがわかった。したがって、重回帰モデルは線形であるため、説明変数の取りうる範囲の変化によってフィッティングが変化しやすいので、1年の海面水温の変動幅が大きいことで適合が悪くなっていた可能性が明らかとなった。それに対し、接近数の多い6~10月の観測値のみを用いることで変動幅を抑えられることが考えられる。また、6~10月は他の月に比べて勢力を強めて日本に襲来する台風が圧倒的に多い。つまり、極端に大きな中心気圧低下量をもたらすような台風が比較的多い観測値のみを用いることで、極値を再現する性能向上が期待できる。

また、2. 6に示した従来のモデルでは、上陸数の関係から7~9月の平均海面水温分布をシミュレーション中に一律の海面水温分布として用いている。しかしながら、海面水温分布は時間と共に空間的に変化をしている。同じ台風の経路でも海面水温分布が異なると、台風の発達とは異なる。改良モデルでは、パラメータ推定に用いる観測値と同様の期間である6~10月の各月の平均海面水温分布を作成しておき、台風を発生させる毎に平均海面水温分布を変化させるようにした。なお、その台風が影響を受ける平均海面水温分布の月は6~10月の日本本土に接近した相対度数分布に従う疑似乱数で決定する。これより、中心気圧低下量の再現性の向上が考えられる。

まとめると、従来モデルのパラメータを6~10月の観測値で推定するのに加え、シミュレーション中の平均海面水温分布は台風を発生させる毎に上記の方法で変化させるようにした。なお、これらに用いられる観測値は2. 1で説明された1951~2017年のベストトラックデータとERSSTにおける6~10月の期間のものをいう。ERSSTは従来モデルと同様に2. 6で説明された解像度の変換を行った。

3. 2 終了時中心気圧低下量について

図 9 2015 年台風 15 号の中心気圧低下量の推移
Fig. 9 Temporal change of the central pressure difference

図 10 北緯 31.5° 以上に存在した台風の終了時中心気圧低下量における度数分布と各確率分布
Fig. 10 Frequency distribution and each probability distribution of central pressure difference at the end of the typhoon which exists at greater than or equal to 31.5° N

中心気圧低下量が 5hPa 以下になったときを一つの終了条件として設けていた。しかし、実際の台風における終了時中心気圧低下量は 10~30hPa 付近のものが多く、稀に 60hPa などの場合もある。したがって、従来の終了条件では終了しているはずの台風が日本に襲来していた。ある台風の中心気圧低下量の時系列変化を図 9 に示す。一般的に台風は発達時に中心気圧低下量が徐々に大きくなり、その後、衰弱期に入り小さくなる。また、この例では発生時よりも終了時の方が中心気圧低下量は大い。このことから、2. 3の方法より、終了時の中心気圧低下量の確率分布を決定し、事前に確率分布から決めた値以下となったら終了するシミュレーションを構築することを検討したが、発生時点ですべての値を下回ることがあり、発達するはずの台風が発生時に即終了させられてしまう問題があった。

それを解決するために、衰弱過程にある台風のみに着目をした。事前に行った分析より、北緯 31.5° 以北に存在した台風の中心気圧低下量の時間変化量は 0 以下の値を 95%以上が示しており、ほとんどの台風が衰弱して

図 11 大阪周辺に存在した台風の中心気圧低下量の観測値とシミュレーション値の比較

Fig. 11 Comparison of observed and simulated central pressure difference of typhoon existed around Osaka

いることがわかった。そこで、北緯 31.5° 以北に存在した台風の終了時中心気圧低下量の確率分布を 2. 3 の方法により図 10 に示すような対数正規分布に決定した。そして、台風の発生時に疑似乱数を用いてこの分布に従う終了時中心気圧低下量を決定しておき、シミュレーション上で北緯 31.5° 以北に位置し、なおかつ中心気圧低下量が決定された値以下となった場合に終了させるようにした。

3. 3 逐次計算時における閾値を超えたときの扱い

逐次計算は疑似乱数に委ねられる部分があることから、非現実的な値を算出することがある。これを避けるために閾値を設けており、そこを頭打ちとしていた。しかし、頭打ちを設けることはモデルに沿わない計算結果となるので、モデルの整合性が失われることが懸念された。

したがって、閾値を超えた値が出た場合は発生時から再計算をさせることとした。将来的に閾値を超える値が実際の現象で起こる可能性を否定できないが、本研究では暫定的な値として観測上の最大値、最小値を閾値とした。

$$-33.0 \leq v_{NS} \leq 109.0 \text{ (km/h)} \quad (12)$$

$$-64.0 \leq v_{EW} \leq 145.0 \text{ (km/h)} \quad (13)$$

$$0.0 \leq \Delta p \leq 143.0 \text{ (hPa)} \quad (14)$$

中心気圧低下量が負になる場合のみは、その時点で 5hPa 以下という終了条件を満たすことから、0 を頭打ちとして計算をさせた。

4. 改良策毎の感度分析

4. 1 感度分析の概要

実際にシミュレーションを 1 万年分試行し、札幌、仙台、横浜、名古屋、大阪、高知、広島、福岡、那覇の各

図 12 各地方における改良策毎の誤差指標 K の比較
Fig. 12 Comparison of error index K for each improvement measure in each region

地方における気象官署を中心に半径 500km 圏内に存在した台風を抽出して、その台風における中心気圧低下量の相対度数分布と、年最大中心気圧低下量の極値分布を調べた。相対度数分布は平時的な分布を示す。一方で、極値分布は年最大値の確率変数が従うこととなり、極端に大きな値に関する分布となる。したがって、二つの分布をそれぞれ観測値と比較することで、モデルの平時的な値及び極端に大きな値の中心気圧低下量を再現する性能を評価した。なお、比較対象となる観測値は 1951~2017 年の 1~12 月のベストトラックデータである。3 章の各節で述べたそれぞれの改良策を `mod_period`, `mod_endpre`, `mod_threshold` と呼ぶこととして、改良策毎の結果を従来モデルと比較して感度を調べた。

4. 2 中心気圧低下量の相対度数分布における感度

図 11 に大阪の中心気圧低下量における相対度数分布を示す。`mod_period` は従来モデルに対してわずかに値が小さい側に全体的にシフトした。これは、6~10 月は 11~5 月に比べて日本に襲来する経路が多いという傾向がモデルに反映されつつ、終了条件(5hPa 以下、もしくは台風が範囲外に存在)の設定から元々大阪に北上してくる前に終了していたはずの台風が襲来するという二つの性質が合わさり、弱い台風が比較的多く襲来したことが原因と考えられる。`mod_endpre` は従来モデルよりも値が大きい側にシフトし、観測値に近づくような結果となった。このことから、従来の終了条件だけでは、終了するはずの台風が襲来してしまい、低い中心気圧低下量の台風が多くなっていたことが示された。また、`mod_threshold` は従来モデルとほとんど変わらない分布となった。したがって、閾値の扱いは相対度数分布に大きな影響を及ぼさないことが考えられる。

また、各地域で相対度数分布について定量的に観測値と比較するために、次に示す誤差指標 K により評価した。

$$K = \sum_{i=1}^n |p_s(i) - p_o(i)| \quad (15)$$

ここで、 p_s はシミュレーション値の相対度数、 p_o は観測値の相対度数、 i ($=1, 2, \dots, n$) は階級の番号とする。誤差指標はその値が小さいほど、全体的にシミュレーション値が観測値に近づいていることを示す。各地方の観測値との誤差を調べた結果を図 12 に示す。これらの結果より、従来モデルと比較して mod_period は観測値から離れ、 mod_endpre は観測値に近づき、 mod_threshold はほとんど変わらない傾向にあることがわかった。また、 mod_endpre は北緯 31.5° 以北にのみ適用されるため、那覇では効果が得られないことがわかった。

4. 3 年最大中心気圧低下量の極値分布における感度

今回、極値分布は極値 I 型としてプロットは Hazen の方法を用いた。極値分布の累積分布関数を F_v として、改良策毎の年最大中心気圧低下量の極値分布を図 13(a), (b), (c) に示す。図 13(a) より、 mod_period は従来モデルよりも値が低い側にシフトし、観測値に近づく結果となった。移動速度、中心気圧低下量の逐次計算は線形モデルなので、パラメータ推定に用いる台風の期間によって極値に与える影響が特に変化すると考える。つまり、中心気圧低下量の大きい値が多い 6~10 月の観測値に絞ったことで、モデルの極値を再現する性能が向上したと推察できる。また、各月の平均海面水温分布を使用したことによって、比較的高い海面水温、低い海面水温の影響を受けた台風を生成することができたことも、一つの要因と考えられる。 mod_endpre に関しては図 11, 12 で示された相対度数分布の結果に反して、図 13(b) による極値分布の結果が従来モデルとほとんど変わらない結果になった。これは、図-10 より北緯 31.5° 以北の終了時中心気圧低下量は 10~40hPa 付近であることが理由として考えられる。相対度数分布では 10~40hPa は 50% 近くを占めるので影響を受けやすいが、極値分布ではそれよりも遥かに占める割合が小さい。その結果、従来モデルと似たような結果になったと考えられる。 mod_threshold は図 11, 12 で示された相対度数分布ではほとんど変化がなかったが、図 13(c) の極値分布では標準変量が 1 以上あたりで値が小さい側にシフトし、観測値に近づいた。この理由は、逐次計算中に閾値を頭打ちとしてしまうことによる、重回帰モデルからの逸脱を防いだことにあると考えられる。したがって、極端に大きな値に関する計算が観測値に基づいたパラメータをもつ重回帰モデルに従うことにより、従来モデルよりも観測値に近づく結果になったと考えられる。

5. 移動モデルの再構築

図 11, 12 より相対度数分布において mod_period と mod_threshold は従来モデルと比較して観測値から離れる、もしくは変化がない結果であった。これら二つの原因は、従来モデルの終了条件によるものであると推察される。したがって、終了条件改良に着目した mod_endpre と組み合わせることで解消できることが考えられる。また、図 13(a), (c) より mod_period と mod_threshold は従来モデルと比較して極値分布が観測値に近づく結果となった。この二つが組み合わせることで更に観測値に近づくことが考えられる。したがって、 mod_endpre は中心気圧低下量の相対度数分布、 mod_period と mod_threshold が年最大中心気圧低下量の極値分布を観測値に近づけることが感度分析で得られたため、三つの改良策を移動モデルに同時に組み込んで再構築を行うこととした。このモデルを再構築モデルと称し、従来モデルと中心気圧低下量の再現性を比較した結果を次に示す。

大阪の中心気圧低下量の相対度数分布を図 14 に示す。この結果から、再構築モデルは mod_endpre が終了時中心気圧低下量を調整することで、従来モデルと mod_period , mod_threshold における終了条件の問題を解決できており、非常に良く観測値に近づいていることがわかる。次に、各地方における誤差指標 K を図 15 に示す。これより、再構築モデルは那覇以外の地方では観測値に近づく結果となった。ちなみに、那覇は 11 月などもある程度台風が襲来することや北緯 31.5° より南側に位置することで mod_period は悪い影響を及ぼし mod_endpre は全く影響がなく、従来モデルより観測から離れる結果となった。年最大中心気圧低下量の極値分布についても横浜、大阪、高知、那覇を例として図 16(a), (b), (c), (d) に示す。再構築モデルは横浜、大阪、高知の極値分布において、非常に観測値に近い結果となった。この理由は、 mod_period によって勢力の強い台風の多い 6~10 月の観測値の影響を重回帰モデルのパラメータに反映したことや海面水温の高い月、低い月の影響を受けた台風を生成できたこと、 mod_threshold の重回帰モデルで閾値に到達した場合に再計算させることでモデルに沿う結果が計算できるようになったことが大きい理由である。これより、極端に大きな値に対するモデル化がより正確になり、再構築モデルの極値分布が観測値に近づいたと考えられる。しかしながら、那覇に関しては相対度数分布と同様に mod_period が悪い影響を及ぼし、観測値から離れることになったと考えられる。

再構築モデルは日本の各地域で中心気圧低下量の相対

図 13 大阪周辺に存在した台風の中心気圧低下量の極値分布に関する改良策毎の比較
 Fig. 13 Comparison of the extreme value distribution of the annual maximum central pressure difference of typhoon existed around Osaka for each improvement measure

図 14 大阪周辺に存在した台風の中心気圧低下量の観測値と従来モデルと再構築モデルの比較
 Fig. 14 Comparison of observed values of central pressure difference of typhoon existed around Osaka with former and reconstructed models

図 15 各地方における従来モデルと再構築モデルの誤差指標 K の比較
 Fig. 15 Comparison of error index K between former and reconstructed models in each region

図 16 各地周辺に存在した台風の年最大中心気圧低下量の極値分布における観測値と従来モデルと再構築モデルの比較

Fig. 16 Comparison of observed values and former and reconstructed models in the extreme value distribution of annual maximum central pressure difference of typhoons existed around each region

度数分布，及び年最大中心気圧低下量の極値分布でもシミュレーション値が観測値に近づく結果となった。つまり，三つの改良策によって平年的かつ極端的に中心気圧低下量の再現性の高い移動モデルとなった。しかしながら，那覇に関しては台風の接近数が多く，11月などでも接近しやすいことや，北緯31.5度より南側で日本の他の地域とは比較的違う場所に位置することから，この地域周辺は別のシミュレーション方法を検討する必要がある。

6. まとめ

本研究では海面水温特性を考慮した台風シミュレーションにおける移動モデルの中心気圧低下量の再現性に着目して移動モデルの再構築を行った。改良策は三つ提案され，風速推定に大きく影響を及ぼす中心気圧低下量の平年的な値と極端に大きな値の再現性に着目した評価方法にて各改良策の感度分析を行った。感度分析結果より，三つの改良策を全て組み込んだモデル(再構築モデル)に中心気圧低下量の再現性向上が見込まれ，同様の評価方法を実施した。結果を以下に示す。

(1) 勢力の強い台風が比較的多い6~10月の観測値から

移動モデルのパラメータ推定を行い，シミュレーション時は各月の平均海面水温分布を適用する改良策を示した。この改良策は，重回帰モデルの極端に大きな値を再現する性能を向上させることがわかった。

- (2) 北緯 31.5° 以北に存在した台風の終了時中心気圧低下量の確率分布を観測値から推定した。そして，台風毎にその確率分布に従う終了時中心気圧低下量を決定し，北緯 31.5° 以北に存在かつその値以下となった場合に台風を終了させる条件を終了条件に加える改良策を示した。この改良策によって，いくつかの台風がシミュレーション上で終了せずに日本に襲来していた原因を解決できるため，中心気圧低下量の平年的な値を観測値に近い頻度で得られることを示した。
- (3) 重回帰モデルによる逐次計算時に閾値を超えた場合，再計算を行わせる改良策を示した。この改良策によって，極端に大きな値でも重回帰モデルに沿った中心気圧低下量が算出できるようになり，その再現性が向上した。

- (4) 以上の三つの改良策を全て適用した再構築モデルは平年の値及び極端に大きな値の中心気圧低下量を再現する性能が向上した。ただし、那覇に関しては従来モデルよりも中心気圧低下量の再現性が悪くなる結果となり、この地域周辺は別のシミュレーション方法を検討する必要がある。
- 8) 中條壮大, 森信人, 安田誠宏, 間瀬肇, 「時系列相関型の全球確率台風モデルの開発」, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.1, pp. 64-76, (2013)
- 9) Intergovernmental Panel on Climate Change, 「第五次評価報告書 第1作業部会報告書 (気象庁訳)」, 気象庁, (2013)
- 10) 宮田利雄, 山田均, 勝地弘, 西脇三智子, 「海面水温の影響を考慮した台風シミュレーション」, 第17回風工学シンポジウム論文集, pp. 29-34, (2002)
- 11) 勝地弘, 山田均, 宮田利雄, 斎藤智久, 「海面水温の影響を導入した台風シミュレーション」, 日本風工学会論文集, 第29巻, 第3号, pp. 1-17, (2004)
- 12) 小林俊之, 山田均, 勝地弘, 筆保弘徳, 「フルトラック型台風シミュレーションの移動モデル改善」, 日本風工学会年次研究発表会概要集, pp. 151-152, (2019)
- 13) 天野貴文, 明田修, 鈴木威, 「GISを用いた台風シミュレーション・システムによる風向別風速の再現期待値の推定」, 土木情報利用技術論文集, Vol. 15, pp. 155-166, (2006)
- 14) 筆保弘徳, 伊藤耕助, 山口宗彦, 「台風の正体」, 朝倉書店, pp. 102-105, (2014)
- 15) Huang, B., et al., “Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons”, Journal of Climate, vol. 30, pp. 8179-8205, (2017)

参考文献

- 1) Georgiou, P. N., Davenport, A. G. and Vickery, B. J., “Design wind speeds in regions dominated by tropical cyclones.”, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, vol. 13, pp. 139-152, (1983)
- 2) 藤井健, 塚本修, 光田寧, 「日本本土に襲来する台風の統計的性質について」, 京都大学防災研究所年報, 第28号, pp. 463-473, (1985)
- 3) 藤井健, 光田寧, 「台風の確率モデルの作成とそれによる強風シミュレーション」, 京都大学防災研究所年報, 第29号, pp. 229-239, (1986)
- 4) 石原孟, ホアイタム, チョンチーリョン, 藤野陽三, 「台風シミュレーションのための混合確率分布関数と修正直交変換法の提案」, 第18回風工学シンポジウム, pp. 5-10, (2004)
- 5) 松井正宏, 日比一喜, 「実測と台風モデルの平均化時間の違いを考慮した台風シミュレーションによる年最大風速の予測手法」, 日本建築学会構造系論文集, 第506号, pp. 67-74, (1998)
- 6) 日本建築学会, 「建築物荷重指針・同解説(2015)」, 日本建築学会, pp. 315-317, (2015)
- 7) Mizuta, R., et al., “Over 5,000 Years of Ensemble Future Climate Simulations by 60-km Global and 20-km Regional Atmospheric Models”, Bulletin of the American Meteorological Society, No. 7, pp. 1383-1398, (2017)