

波浪結合全球大気気候モデルによる波向一風向のずれを考慮した海面抵抗係数の台風統計量への系統的影響評価

志村 智也¹・森 信人²・浦野 大介³・竹見哲也⁴・水田 亮⁵

¹京都大学防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)
E-mail: shimura.tomoya.2v@kyoto-u.ac.jp

²京都大学防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

³損害保険料率算出機構 (〒 163-1029 東京都新宿区西新宿 3-7-1)

⁴京都大学防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

⁵気象庁気象研究所 (〒 305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1)

全球気候モデルにより計算される台風統計量は、気候変動の影響評価にとって重要である。全球大気気候モデルと波浪モデルを双方向結合し、波齢および波向一風向のずれを考慮した海面抵抗係数を導入した台風計算を実施した。過去、北西太平洋で発生した強い台風 100 個を対象として実験を行い、その平均的な性質を解析することにより系統的な台風への影響を評価した。結果、台風強度に対する波浪結合の平均的な影響はほとんど見られなかった。一方で台風経路に対して系統的な差がみられた。波浪結合計算では、非結合計算と比較して、日本付近の中緯度では、台風経路が平均的に 1° 程度東側にずれることがわかった。長期的な評価を行う気候モデルにおいて、本研究で見られた台風経路の系統的な差は気候変動影響評価に決定的な差異をもたらす。

Key Words: global climate model, ocean surface wave, typhoon, air-sea flux, sea surface drag

1. 序 論

日本では気候変動に伴う台風特性変化の影響評価が全球大気気候モデル (AGCM) による気候計算をもとに行われている。海岸工学分野でも、AGCM 気候計算を用いて高波や高潮への影響評価がなされている^{1),2)}。影響評価の精度を高めるために AGCM の改善が望まれる。

一般的に気候・気象モデルによる台風シミュレーションにおいて波浪が考慮されていないため、気候・気象モデルの風速データを外力として波浪計算が実施される。一方、波浪は海上風によって生成・発達するが、大気海洋間相互作用は波浪からのフィードバックを受けることが知られている。特に、波浪状態に依存した大気海洋間運動量フラックスは長く研究されており、風速に加えて波浪を考慮した海面粗度・運動量輸送係数 (海面抵抗係数) のパラメタリゼーションが多く提案されている。Shimura et al.³⁾ は、波浪依存の海面粗度を波浪結合全球大気気候モデルに導入し気候計算を実施した結果、気候システムに有意な影響があることを示した。台風に関しても、波浪を考慮することで AGCM の再現性向上につながる可能性がある。台風シミュレーションに関しては、波浪結合気象モデルに波浪依存の運動量フラックスを考慮して台風の再現性を評価した研究が多くある。例えば、Chen et al.⁴⁾ は、波浪依存

の運動量フラックスの導入によりハリケーン Frances の再現性の向上を報告している。しかしながら、対象とする台風や条件によって結果がばらつき統一性がなく、波浪依存の運動量フラックスの影響のコンセンサスがとられていない。そこで本研究では、過去 100 個の台風を対象にアンサンブル実験を行い、系統的な感度分析を行う。気候変動による影響評価においては、長期的な特性変化 (多数の事象の系統的な特性変化) を取り扱うため、台風の系統的な誤差の評価が重要となる。

本研究では、波浪結合 AGCM を用いて波浪依存の運動量フラックスの台風特性への系統的な影響を評価することを目的とする。上で述べたように、波浪依存の運動量フラックスのパラメタリゼーションは多く提案されている。本研究では、Patton et al.⁵⁾ が提案した波向と風向のずれを考慮した海面抵抗係数のパラメタリゼーションを用いる。台風下において目に対する相対的な位置ごとに強い波向一風向のずれの系統的な違いがあることが知られており⁶⁾、台風特性への系統的な影響を与える可能性が示唆される。本研究では全球モデルを使用するため、多く研究されている領域気象モデルで必要となる境界条件が不要であり、境界条件設定の任意性に由来する台風挙動に対する人為的な拘束条件の影響を低減できるという利点がある。

2. 手法

(1) 全球大気気候モデル

気象庁気象研究所で開発された全球大気気候モデルである MRI-AGCM⁷⁾ を用いる。MRI-AGCM3.2 の気候計算結果は、気候変動による台風特性変化に関する研究⁸⁾ や沿岸域に対する影響評価研究に用いられている²⁾。MRI-AGCM は全球スペクトルモデルであり、力学過程は波数空間で計算される（本研究での切断波数は 959 である）。物理過程は格子点ごとに計算され、本研究での水平解像度は約 0.1875°（中緯度で約 20km）である。鉛直層数は 64 層である。

(2) 波浪モデル

波浪モデルには、NOAA のスペクトル波浪モデル WAVEWATCH III⁹⁾ を用いる。計算ドメインは全球 78°S-75°N、水平解像度は 0.1875° とする。周波数解像度は 0.035 から 0.56Hz を対数的に 30 分割し、方向解像度は 10° とする。ソース項（風による発達および散逸）には Arduin et al.¹⁰⁾ のパラメタリゼーションを用いて計算する。

(3) 海面抵抗係数

海面の運動量・熱フラックスは、以下のバルク輸送式で表される。

$$\text{運動量} : u_*^2 = C_m U^2, \quad \text{熱} : u_* \theta_* = C_h U \Delta \theta \quad (1)$$

ここで、 u_* は摩擦速度、 θ_* は温度スケール、 U は海上風速、 $\Delta \theta$ は海上大気温度と海面温度の差、 C_m は運動量輸送係数（海面抵抗係数）、 C_h は熱輸送係数である。 C_m, C_h は、Monin-Obukhov の相似則¹¹⁾ にもとづき以下のように表される。

$$C_m = \frac{\kappa^2}{\left[\log\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right]^2} \quad (2)$$

$$C_h = \frac{\kappa^2}{\left[\log\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\log\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]} \quad (3)$$

ここで、 κ はカルマン定数 (=0.4)、 L は Monin-Obukhov 長、 z は高度、 ψ_m, ψ_h は密度成層による対数則からのずれを表す関数、 z_{0m}, z_{0h} は運動量および熱に関する粗度長である。

波浪に依存しない海面抵抗係数には、Andreas et al.¹²⁾ を用いる。Andreas et al.¹²⁾ は観測値をもとに摩擦速度を 10m 高度風速 U の関数として、以下のように提案した。

$$u_{*,n} = 0.239 + 0.0433\{(U - 8.271) + [0.120(U - 8.271)^2 + 0.181]^{1/2}\} \quad (4)$$

ここで、 $u_{*,n}$ は中立条件のときの摩擦速度である。式 (1) および式 (2) より、

$$C_{m,n} = u_{*,n}^2 / U^2 \quad (5)$$

$$z_{0m} = \frac{z}{\exp\left(\kappa \frac{U}{u_{*,n}}\right)} \quad (6)$$

ここで、 $C_{m,n}$ は中立条件の海面抵抗係数である。 C_m, C_h は、式 (6) の z_{0m} を式 (2)、式 (3) に代入して求める。

波向と風向のずれを考慮した運動量フラックスのパラメタリゼーションには Patton et al.⁵⁾ を用いる。Patton et al.⁵⁾ は、ラージエディシユミレーションをもとに、摩擦速度 ($u_{*,wave}$) を $u_{*,n}$ 、波齢 (w_{age})、風向-波向の相対角度 (ϕ) の関数として以下のように提案した。

$$u_{*,wave} = u_{*,n} \{1 + \gamma w_{age} [1 - \cos(\phi)]\} \quad (7)$$

ここで、波齢はピーク成分の位相速度 (C_p) と摩擦速度 ($u_{*,n}$) によって $w_{age} = C_p / u_{*,n}$ と定義する。 γ は定数であり、0.007 である。中立条件の抵抗係数は式 (5) と同様に、

$$C_{m,wave} = u_{*,wave}^2 / U^2 \quad (8)$$

となる。 $u_{*,wave}$ および $C_{m,wave}$ は、常に $u_{*,n}$ 、 $C_{m,n}$ より大きく、その度合いは波齢および風向-波向の相対角度が大きいほど大きい。式 (6) の $u_{*,n}$ を $u_{*,wave}$ に置き換えて z_{0m} を求め、そこから式 (2)、式 (3) によって C_m および C_h が求められる。

(4) 実験設定

北西太平洋域における台風を対象として実験を行う。北西太平洋域 (100°E-180°E, 0°-50°N) において、1982-2018 年の間で中心気圧が低くなったもの上位 100 個を選定した。この台風の選定には IBTrACS^{13),14)} に収められた観測値にもとづいている。例として上位 1,2,3 の台風は、台風 198422 号、台風 198310 号、台風 201013 号である。100 個の台風の最低中心気圧は 880-920hPa の間をとり、その平均は 909hPa である。

AGCM による計算初期時刻を、それぞれの台風の中心気圧が発生から初めて 990hPa を下回った時刻とする。AGCM の諸量（風速・温度・湿度の大気三次元データ、地表面データ）の初期値には ERA5¹⁵⁾ を用いる。ERA5 は、ECMWF が提供する最新の再解析データセットであり、水平解像度 0.25 度で 1979 年から現在までの大気の解析値が利用可能である。AGCM の境界条件である海面温度 (SST) には、観測をもとにしたデータ (OISST)^{16),17)} の月平均値を日データに線形内挿して用いる。

波浪結合の有・無で、それぞれ上記 100 個の台風を対象としたシミュレーションを実施する。それぞれの台風の消滅時刻に依らず、一律 9 日間の数値積分を行う。結合モデルにおける GCM と波浪モデルの結合時

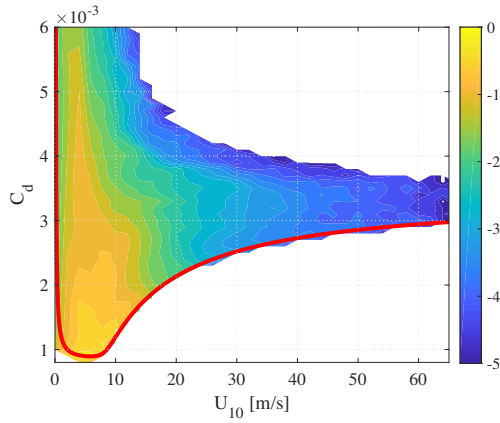


図-1 10m 高度風速 (U_{10}) と $C_{m,n}$ および $C_{m,wave}$ の関係. 赤実線は式 (4), 式 (5) の $C_{m,n}$ を表す. カラーシェードは $C_{m,wave}$ のデータ密度を表す. データ密度は最大を 1 として \log_{10} スケールで描画している.

間は 20 分である. 以下, 非結合・結合実験をそれぞれ ExpWind, ExpWave と記述する.

3. 結果

本研究では, ERA5 再解析値¹⁵⁾ を初期値として過去に実際に起きた台風を対象としている. しかし, 全球モデルを用いた感度実験であり, 側方境界条件やデータ同化などの方法で観測値を正確に再現する実験ではない. そのため, 100 個の台風実験の中には, 台風が発生しないケースがあった. ここでは, 最低中心気圧が 960hPa を下回ったケースのみを解析する. 結果 ExpWind および ExpWave とともに 95 ケースが対象となる. ExpWind の 95 ケースの台風の最低中心気圧は, 860 から 959hPa の間をとり, その平均は 907hPa (観測値は 909hPa) である. 観測値と ExpWind の最低中心気圧の差の標準偏差は 23hPa である. これより本実験は個々の台風の正確な再現をするものではないが, 対象とした強い 100 個の台風の平均的な規模は再現できていることがわかる. 以下では, ExpWind と ExpWave の 95 の台風ケース (共通の台風ケースは 93) を対象とした海面抵抗係数, 台風強度, 台風経路についての解析結果を示す.

(1) 海面抵抗係数

まず, ExpWind と ExpWave の間で計算される海面抵抗係数の違いについて記述する. 図-1 は, 10m 高度風速 (U_{10}) に対する $C_{m,n}$ および $C_{m,wave}$ の値をプロットしたものである. $C_{m,n}$ は, 式 (4) と式 (5) により計算されるため, U_{10} によって, 図-1 の赤線のように一意に決まる. $C_{m,wave}$ は, 上位 1 位の台風 (台風 198422 号) における計算結果のみを用いて, 北西太平洋域 (100°E-180°E, 0°-50°N) の値をプロットしている. 他の台風を対象にした実験においても結果は変わらない. $C_{m,wave}$

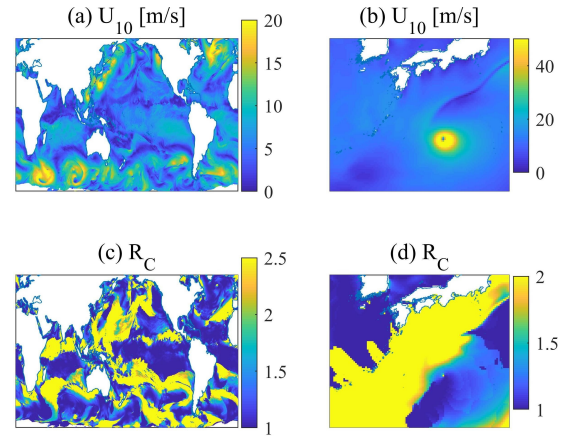


図-2 ExpWave の全球および台風周辺の U_{10} および R_C のスナップショット. (上段: U_{10} , 下段: R_C)

は, 波浪状態によって同じ U_{10} でも値がばらつく. ただし, 前節に記述したように $C_{m,wave}$ は $C_{m,n}$ より常に大きい. 風速が大きくなるほど $C_{m,wave}$ のばらつきは小さくなる. これは, うねりの位相速度には上限があり, 式 (7) の波齢 w_{age} の上限が風速が大きくなるにつれて小さくなるためである. 風速 30m/s では, $C_{m,n} = 2.5 \times 10^{-3}$ であるが, $C_{m,wave}$ は 4×10^{-3} 程度が上限となる.

U_{10} と $C_{m,n}$ および $C_{m,wave}$ の関係について, その空間分布を示す. 例として, 台風 198422 号を対象とする ExpWave の計算結果の U_{10} と $C_{m,wave}$ のスナップショットを図-2 に示す. 図-2(a) および (b) は, U_{10} の全球および台風周辺の拡大図を示している. 台風による 50m/s 以上の強風が生じていることが分かる. 図-2(c) および (d) は, $C_{m,n}$ に比較した波浪の影響による $C_{m,wave}$ の増幅率 (R_C) を示している.

$$R_C = \frac{u_{*,wave}^2}{u_{*,n}^2} = \{1 + \gamma w_{age} [1 - \cos(\phi)]\}^2 \quad (9)$$

全球の R_C は, 風速の小さいところで大きくなっている (図-2(a), 図-2(c)). 全球では風波よりうねりが卓越する場合が多く¹⁸⁾, 風速が小さくても, 高風速域から伝播するうねりが存在するため, 波齢に応じて R_C が大きくなる. 図-1 から低風速において $C_{m,wave}$ の上限が大きいことが分かる. 本研究では, 台風を対象とした短期間の計算を行っているが, Shimura et al.³⁾ が示したように全球の気候システムへの影響が考えられる. 台風周辺に着目する (図-2(b)(d)). 図の時刻では台風は北東方向に進行しているが, 進行方向右側で R_C は 1 に近く, 左側で大きな値を取り, 非対称な空間分布になっていることがわかる.

図-2(d) では, 台風周りの R_C の一つの例を示したが, 以下では 95 ケースの平均的な特徴を示す. 図-3 は, ExpWave における 95 ケースの R_C の空間分布である. ただし, 最低中心気圧に達した時刻とその 24 時間前の間のデータを用いている. 3 時間ごとに出力しているの

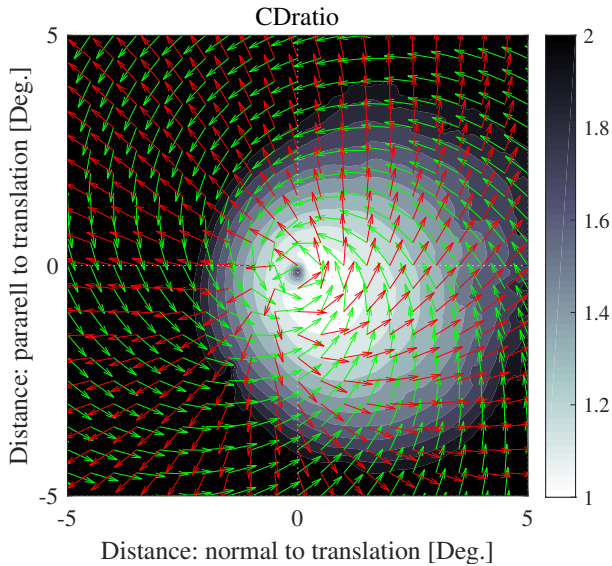


図-3 ExpWave における台風周辺の R_C の合成図。カラーシェードが R_C 、緑矢印が風向き、赤矢印がピーク波向きの合成図を表す。図の中心が台風中心である。図鉛直方向を台風進行方向、水平方向を進行方向直交方向を表す。

で、 9×95 のデータの合成図となる。台風中心を図の中心に設定し、上向きを台風の進行方向に揃えて合成図を作成している。台風中心から進行方向およびその直交方向に ± 5 度の範囲を示している。 R_C に加えて、風向およびピーク波向の合成図を矢印で描画している。図-3 は 95 ケースの平均値のため図-2(d) と比較して空間的に滑らかな分布となっている。 R_C の空間分布は、進行方向右側で 1 に近い値になり、中心から離れるほど値が大きくなり、 5° 離れると 2 以上の値となる。台風の進行方向左側では、進行方向右側と比較して R_C は大きくなり、 2° 離れると 2 以上の値となる。この左右の非対称性は、図-3 中の矢印の向きの違いで明らかのように、台風の進行方向の左側では、うねりの伝播方向と風向の違いが大きくなるためである。台風中心では、風速が小さくなるが長周期のうねりが存在するため R_C は比較的大きくなる。図-3 の示す ± 5 度の範囲外でも、うねりの存在により R_C は 2 以上の値となる。以降、ここで示した抵抗係数の違いの台風統計量への影響について記述していく。

(2) 台風強度

波浪を考慮した海面抵抗係数の台風の発達への影響について示す。図-4 は、ExpWave と ExpWind の最低中心気圧の差 (ExpWave-ExpWind) の頻度分布である。差の平均値は -1.0hPa であり、標準偏差は 6.8hPa である。平均的には差はほとんどないが、最大で $\pm 20\text{hPa}$ の違いがある。1 つもしくは少数の台風を対象とした場合、対象とする台風によって波浪を考慮した抵抗係数の台風発達への影響は異なる結果が得られるが、多数の台風を解析することにより、系統的な影響が求められた。

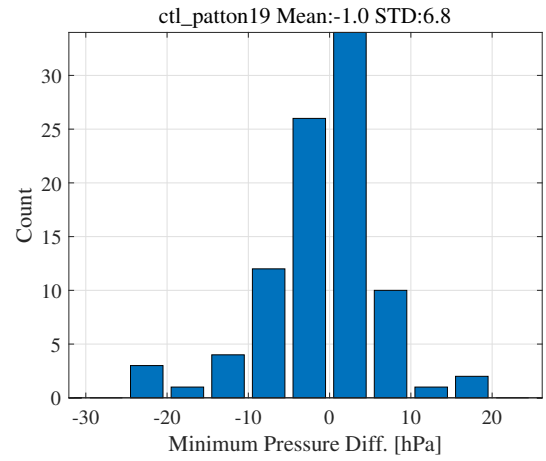


図-4 最低中心気圧の差の頻度分布 (ExpWave-ExpWind) .

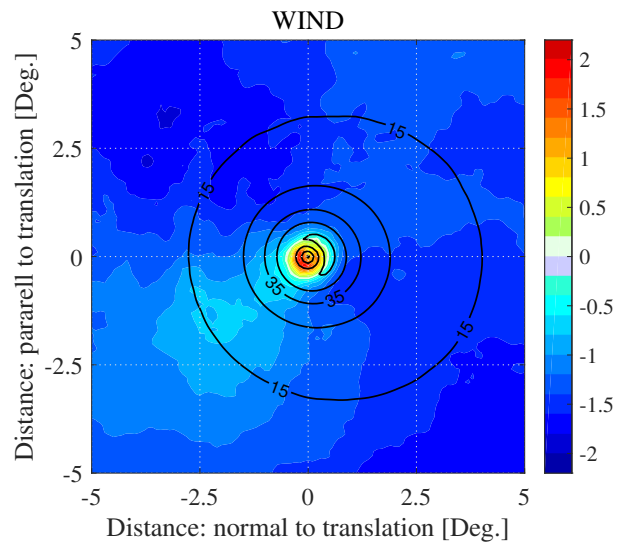


図-5 台風中心まわりの U_{10} の合成図 (単位: m/s) . カラーシェードは ExpWind と ExpWave の差 (ExpWave - ExpWind) , コンターは ExpWind における値である。

この場合は最低中心気圧に系統的な影響はほとんどないことがわかった。最低中心気圧に大きな差が生じる個々のケースについての原因説明は今後の課題とする。

最低中心気圧に平均的な差が生じないため最大風速に差は生じないが、ここでは海上風速の空間分布の差について解析する。図-5 は U_{10} の合成図を示している。ExpWind の値 (コンター) と ExpWave と ExpWind の差 (ExpWave-ExpWind: カラーシェード) を描画している。図-3 と同様に、最低中心気圧に達した時刻とその 24 時間前の間のデータを用いている。ExpWind の合成図の最大値は 58m/s である。ExpWave と ExpWind の風速において、平均的に $\pm 2\text{m/s}$ 程度の差がある。差の空間分布は、台風の中心のごく近傍で正の値、周縁域、特に第 2, 4 象限での負の値で特徴づけられる。抵抗係数 $C_{m,wave}$ は $C_{m,n}$ より大きくなるため、ExpWave の風速が全体的に小さくなることが推測されるが、その他の要因で図-5 のような空間分布をもつ。

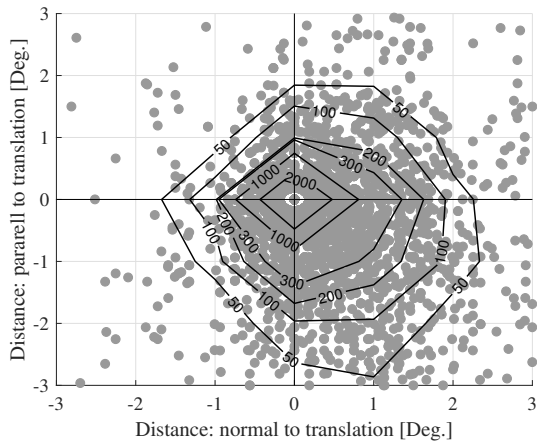


図-6 ExpWind における台風進行方向に対する ExpWave における台風中心の同時刻の相対位置。個々の相対位置を丸でプロットしている。1°×1°で区切ったデータ密度をコンターで描画している。

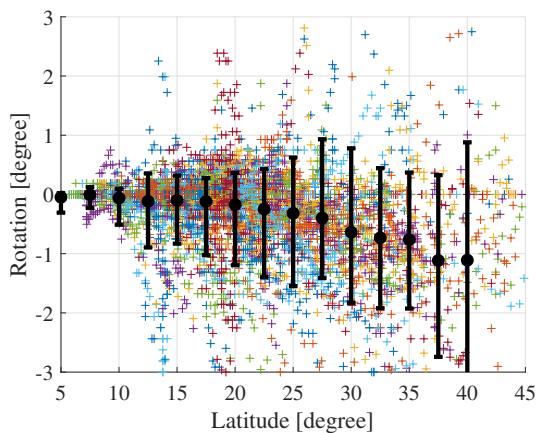


図-7 ExpWind の台風の進行方向単位ベクトル (\mathbf{T}_n) と ExpWave の台風中心の相対位置ベクトル (\mathbf{L}) の回転 ($\mathbf{T}_n \times \mathbf{L}$)。+は個々の台風ケースの値を示し、黒丸とエラーバーで5度ごとのビンにおける平均と標準偏差を表す。

(3) 台風経路

波浪を考慮した抵抗係数の台風経路への影響について示す。領域モデルを用いた波浪結合効果の台風への影響に関する既往の研究では、我々の知る限り、台風経路に関する議論は行われてきていない。図-6は、ExpWindにおける台風進行方向に対するExpWaveにおける台風中心の同時刻の相対位置をプロットしたものである。93のケースの台風が存在する全時刻の位置をプロットしている。ExpWaveの台風の相対位置は、ExpWindの台風の進行方向に対して右方向、特に右後方にずれる傾向にあることがわかる。

緯度ごとの経路の違いを示す。ExpWindの台風の進行方向単位ベクトル (\mathbf{T}_n) とExpWaveの台風中心の相対位置ベクトル (\mathbf{L}) の回転 ($\mathbf{T}_n \times \mathbf{L}$) を緯度ごとに計算し、図-7に描画した。正の値は進行方向に対して左側にずれることを意味している。ExpWindに対してExpWaveの台風は、高緯度になるにつれて負の値が大きくなる、つ

まり右側にずれていくことがわかる。日本付近の35~40°Nでは、ExpWaveの台風はExpWindに比較して平均的に1度程度ずれる、つまり日本付近においてExpWaveの台風はExpWindの台風と比較して100km程度東側を通過する傾向にある。35°Nでの平均値は-0.76°、標準偏差を考慮した範囲は[0.37, -1.9]°となる。このように台風経路に対して系統的な影響が生じることがわかった。経路が変化する原因は、海面摩擦による直接的影響か、上空の大気場の変化を介した間接的なものが考えられるが、今後の課題とする。

4. 結論

全球気候モデルによって計算される台風統計量は、気候変動の影響評価にとって非常に重要となる。MRI-AGCMとWAVEWATCH IIIを双方向結合し、波浪依存の運動量フラックスを導入した過去台風計算を実施した。MRI-AGCM単独計算と比較することにより波浪依存の運動量フラックスの台風統計量に対する影響を評価した。波浪結合効果の台風への影響を評価した既往の研究では、限られた台風を一対象とすることが多い。本研究では、過去北西太平洋で発生した強い台風100個を対象として実験を行い、その平均的な性質を解析することにより、系統的な台風への影響を評価した。

波浪依存の運動量フラックスとして、波齢および波向風向のずれを考慮した海面抵抗係数を用いた⁵⁾。波齢が大きいほど、また風向と波向のずれが大きいほど海面抵抗係数が増幅される。台風進行方向の左側では、海面抵抗係数の波浪による増幅率は右側と比較して大きくなる。これは、台風進行方向左側では、長周期のうねりが存在し波齢が大きくなり、かつ風向と波向のずれが大きくなるためである。中心から離れるほど増幅率は大きくなり、2°以上左側へ離れると2倍となる。

台風強度に対する波浪結合の影響はほとんどなく、最低中心気圧の結合・非結合の差は平均で1hPaとなる。ただし、個々の台風に着目すると、差の標準偏差は7hPa、最大20hPaの違いがある。台風強度における系統的な差はみられなかったが、台風経路に対して系統的な差がみられた。波浪結合計算では、非結合計算と比較して、日本付近の中緯度では、台風経路が平均的に1°程度、東側にずれることがわかった。台風経路は指向流(大気上層の風)で決定されることが知られているが、海面の影響で系統的な差が生じるという結果は、台風モデリングに新しい視点をもたらす。長期的な評価を行う気候モデルにおいて台風経路の系統的な誤差は気候変動影響評価に決定的な差異をもたらすため本研究結果は重要な知見である。

本研究では、一つの波浪依存の抵抗係数を用いた。数

多くのパラメタリゼーションが提案されているが、合意には至っていない。例えば、Holthuijsen et al.¹⁹⁾は、波向が風向に対して直交するとき抵抗係数が大きくなる式を提案している。パラメタリゼーションの違いは系統的な差を生じさせるため、台風モデリングにとって波浪依存の抵抗係数は重要である。

謝辞： 本研究は、科学研究費補助金および文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラムのサポートによる成果である。京都大学学術情報メディアセンターのスーパーコンピュータを利用した。

参考文献

- 1) Shimura, T., N. Mori, H. Hemer: Variability and future decreases in winter wave heights in the Western North Pacific, *Geophysical Research Letters*, 43, 2716-2722, 2016.
- 2) Mori, N., T. Shimura, K. Yoshida, R. Mizuta, Y. Okada, M. Fujita, T. Khujanazarov, E. Nakakita: Future changes in extreme storm surges based on mega-ensemble projection using 60-km resolution atmospheric global circulation model. *Coastal Engineering Journal*, 61(3), 295-307, 2019.
- 3) Shimura, T., N. Mori, T. Takemi, R. Mizuta: Long-term impacts of ocean wave-dependent roughness on global climate systems. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(3), 1995-2011, 2017.
- 4) Chen, S. S., W. Zhao, M.A. Donelan, T.L. Tolman: Directional windwave coupling in fully coupled atmosphere-wave-ocean models: Results from CBLAST-Hurricane. *Journal of the atmospheric sciences*, 70(10), 3198-3215, 2013.
- 5) Patton, E. G., et al.: On the influence of swell propagation angle on surface drag. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(5), 1039-1059, 2019.
- 6) Mori, N.: Freak waves under typhoon conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11), 2012.
- 7) Mizuta, R., et al.: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90, 233-258, 2012.
- 8) Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, M. Ishii: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations. *Geophysical Research Letters*, 44(19), 9910-9917, 2017.
- 9) Tolman, H.: User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18, NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note, 316, 2014.
- 10) Ardhuin, F., and Coauthors: Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1917-1941, 2010.
- 11) Monin, A.S., and A.M. Obukhov: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst. Tr.*, 151, 163-187, 1954.
- 12) Andreas, E. L., L. Mahrt, D. Vickers: A new drag relation for aerodynamically rough flow over the ocean. *Journal of the atmospheric sciences*, 69(8), 2520-2537, 2012.
- 13) Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, C. J. Neumann: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 363-376, 2010.
- 14) Knapp, K. R., H. J. Diamond, J. P. Kossin, M. C. Kruk, C. J. Schreck: International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4. NOAA National Centers for Environmental Information, <https://doi.org/10.25921/82ty-9e16>, 2018, 参照 2019-11-28.
- 15) Copernicus Climate Change Service (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>, 2017, 参照 2019-12-05.
- 16) Reynolds, R.W. et al.: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 20, 5473-5496, 2007.
- 17) NOAA/OAR/ESRL PSL: NOAA High Resolution SST data, <https://psl.noaa.gov/>, 参照 2019-12-05.
- 18) Semedo, A., K. Suelj, A. Rutgersson, A. Sterl: A global view on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40. *Journal of Climate*, 24(5), 1461-1479, 2011.
- 19) Holthuijsen, L. H., M.D. Powell, J.D. Pietrzak: Wind and waves in extreme hurricanes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C9), 2012.

SYSTEMATIC IMPACTS OF SURFACE DRAG CONSIDERING MISALIGNMENT OF WAVE-WIND DIRECTION ON TYPHOON CHARACTERISTICS

Tomoya SHIMURA, Nobuhito MORI, Daisuke URANO, Tetsuya TAKEMI and Ryo MIZUTA

Typhoon climatology estimated by global climate model is important for impact assessment of climate change. We developed wave-coupled global atmospheric climate model and conducted a set of typhoon simulation with sea surface drag coefficient considering wave age and misalignment of wave-wind direction. A set of typhoon simulation was targeted to the 100 strongest historic typhoon in the Western North Pacific. The general characteristics of 100 simulated typhoons were analyzed and systematic impacts of wave-coupling on typhoon characteristics. As the results, the systematic impacts on typhoon intensity are not seen. On the other hand, it is found that typhoon tracks at mid-latitudes adjacent to Japan in wave-coupled simulations tends to pass about 1° east-ward relative to non-coupled simulations. Systematic differences in typhoon track can affect climate change assessment because long-term (climatological) characteristics simulated by global climate model are used for the assessment.