特集

地球温暖化の影響と風工学

最大潜在強度理論による将来の温暖化した環境における台風強度の定量化 Quantification of Tropical Cyclone Intensities in Warmed Future Environments Using a Maximum Potential Intensity Theory

筒井純一*

Junichi TSUTSUI

1. はじめに

表題の最大潜在強度 (Maximum Potential Intensity: MPI) は、台風等の熱帯低気圧 (以下、単に台風と呼ぶ) の発達限界を定量化する理論的枠組みである。発達限界というのは、与えられた熱環境 (海面水温や上空の気温分布) の下で発達し得る最大の強度であり、最大風速や最低中心気圧で表される。MPI の理論は、地球温暖化の問題が注目され始めた 1980-90 年代に、Emanuel^{1, 2)} と Holland³⁾ によって、それぞれ異なる方式が提唱された。同様の考え方は以前からあったようであるが、通常 MPI と呼ばれるのは、両者の方式のいずれかである。本稿では Holland の方式を取り上げる。MPI に関する包括的な情報は文献⁴⁾に詳しい。

地球温暖化に伴う台風の変化やその影響の評価は、特に最近では、高解像度の気候モデルによるダウンスケーリングとその出力結果を用いる方法が主流である。その中で、MPI は、地球温暖化によって台風が強大化する可能性を理論的に説明する役割を果たしてきた。台風は、海面水温が 26°C 以上の海域で発生し、海面水温が高いほど強度が増すことが経験的に知られている。MPI の理論によれば、現状気候における経験的な関係が温暖化した環境にそのまま当てはまるわけではないものの、温暖化によって強度が幾分か増すことが示される (図 1)⁵⁾。

MPI が地球温暖化研究で限定的な役割に留まっているのは、MPI からは強度以外の情報が得られないこと、お

よびその強度が発達に適した理想的な環境で評価されるものであって、発達を阻害する様々な環境要因は考慮されないことによると思われる。しかしながら、このことは、不確実性の避けられない地球温暖化予測情報を工学的な問題に応用する場合は、見通しの良い結果を得るという意味で有用な点でもある。

構造物の設計に使われる風荷重の基準が、その地域における過去の最強クラスの台風に基づく場合、気候モデル計算に基づく評価では、局所的かつ非常に稀な事象を扱うことから困難を伴う。最強クラスの台風は、理想的な環境で発生・発達すると考えられるので、MPI で扱う

図 1 MPI (最低中心気圧) と海面水温の関係

文献⁵⁾Fig. 7に基づく。12.5-32.5N, 122.5-145E の月別南北 2.5 度間隔の東西平均場で、現状と温暖化した気候の MPI を計算した結果。それぞれ黒点と月別のマークで表し、個別に線で結んでいる。温暖化した気候は、海面水温が一律 1°C 上昇する設定。

* 電力中央研究所 環境科学研究所 副研究参事

Deputy Associate Vice President, Environmental Science Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry

のに適している。最強クラスの台風が来襲する頻度については、元々自然の変動が大きく、地球温暖化による変化は現状では良くわかっていない。これは、一貫性のある観測記録の得られる期間に限られこと、および頻度を左右する環境要因（エルニーニョなど）や、その要因の地球温暖化による変化についての理解が不十分であることによる⁹⁾。

MPI の計算から台風強度を評価する場合、入力条件として与える熱環境の不確実性を考慮する必要がある。地球温暖化に伴う将来の熱環境は、大気・海洋結合大循環モデル（Atmosphere-Ocean General Circulation Model: AOGCM）と呼ばれる複雑な気候モデルの出力情報から得られる。AOGCM は世界中の研究機関で多数開発されており、互いに計算結果が異なる。結果の相違には、気温等の気候要素の空間分布だけでなく、大気 CO₂ 濃度などの加熱効果（放射強制力）に対する全球規模の気温応答の大きさ（気候感度）も関係する。さらに、AOGCM の入力情報となる CO₂ 等の排出量や大気中濃度の変化についても、多数のシナリオが考えられる。このような AOGCM やシナリオの不確実性は、地球温暖化の予測や影響評価で常に問題になることであり、ダウンスケーリングの場合にも当てはまる。MPI の計算コストはダウンスケーリングに比べて無視できるほど小さく、AOGCM のばらつきや多数のシナリオを扱う確率論的な評価では、MPI の手法が特に有用である。

このような MPI の利点を考慮して、本稿では、MPI による評価法と、台風シーズン最盛期の日本近海の熱環境に対する評価結果を説明する。いずれも既往研究の成果^{5,7)}であるが、AOGCM の気候感度については最新の知見を取り入れた評価結果も紹介する。

2. 方法論

2. 1 MPI 理論

台風は、図 2 に示すように、軸対象の暖気核（同じ高度の周囲と比べて気温が高い）構造をもつ。暖気核が形成されるのは、海面付近の湿った気塊が対流によって上昇する過程で潜熱が放出されることによる。上空の気温が高くなる（密度が低くなる）と、地表面の気圧が低下する（静力学平衡）。この時、暖かい海洋から熱が供給されて海面付近の気温が一定に保たれると、上昇する気塊のエネルギーが増加して、より多くの潜熱が放出されるようになる。台風の発達では、このような対流による潜熱放出と海洋からの熱供給の相乗効果が重要である。

Emanuel の理論では、海洋からの熱供給と、大気・海

図2 台風の暖気核構造の仕組み

洋間の摩擦による運動エネルギーの散逸のバランスから、定常状態の台風で維持される地表付近の最大風速が定式化されている。その中では、海洋から供給されるエネルギーの利用効率が、海面付近と台風上空の気温差で表され、カルノーサイクルの熱機関との類似性から、台風が一種の熱機関として捉えられている。一方、Holland の理論では、暖気核形成に関わる熱力学的な過程に、台風の眼の効果（下降流に伴う昇温）も加えて、中心気圧の下限値が定式化されている。両者とも、個々の台風強度の予報には制約があるが^{8,9)}、熱環境が地球規模で変化する地球温暖化の場合は、その正味の効果を定量化するのに役立つ¹⁰⁻¹³⁾。二つの方式では、Holland の MPI の方が地球規模の温度上昇に対する感度が大きいようである⁹⁾。ただし、いずれの方式も環境の相対湿度などの調整パラメータがあり、細かい点も含めて異なる実装がある。

MPI は海面水温と上空の気温の両方に依存し、海面水温がより高く、上空の環境気温がより低いほど、最大風速もしくは気圧深度（台風周辺の海面気圧から中心気圧を引いた差）で表される MPI の値は大きくなる。地球温暖化による気温上昇は、水蒸気を含む大気の熱力学的な性質により、熱帯の対流圏では上空に向かって拡大する。このことは、海面水温の上昇による台風の強大化が、上空のより大きな昇温によってある程度抑制されることを意味する。すなわち、将来の台風強度を左右する支配的要因は、海面水温の上昇量と、それに相対的な上空気温の昇温量である。後述するように、後者は AOGCM による予測で少なからずばらつきがあり、大きな不確実要因となる。

2. 2 Holland の MPI

以下では、Holland の MPI 理論のみを扱う。

Holland の MPI で基本となるのは、海面の気圧深度を上空の暖気核構造と関係づける静力学平衡の式

$$\delta p_c = \frac{p_s}{T_v(p_s)} \int_{p_s}^{p_t} \delta T_v \ln(p) \quad (1)$$

である。ここで、 δp_c は気圧深度、 p は気圧（鉛直方向の

独立変数), p_s は地表気圧, p_t は台風の上端における気圧, T_v は仮温度, δT_v はその偏差 (台風の周辺環境との差) である。仮温度とは, 水蒸気を含む空気の状態方程式を簡便に扱うために導入される仮想的な温度であり, 気温 T と水蒸気混合比 r_v を用いて, 近似的に $T(1 + 0.61r_v)$ と表される。

δT_v は, 与えられた熱環境に対して, 暖気核の形成過程を計算することで決定される。この計算では, 上昇気塊の初期の相対湿度と, 台風の眼の相対湿度の値が主な調整パラメータである。現状気候における熱環境の条件として, JRA-25 と呼ばれる全球大気の長期再解析データ¹⁴⁾の月別気候値 (1979–2004 年平均) を用い, MPI の計算値が観測された中心気圧の下限値と整合するようにパラメータを調整すると, 図 3 に示す MPI 気候値の年変化が得られる。この図では, 日本近海を含む緯度帯別に, MPI に対応する中心気圧の気候値と実際の台風の最低中心気圧を比較している。実際の台風は必ずしも MPI の強度まで発達するわけではないが, 最低中心気圧の下限値が MPI で概ね包絡されることを確認できる。

実際の台風の中には, 特に 9 月以降の台風シーズンの後半で, MPI に対応する中心気圧を下回るものも見られる。この点については, MPI 自体の精度の問題の他に, 空間分解能の問題がある。例えば, 台風が発達しながら北上する場合に, 図に示した最大強度に達した場所での MPI は, より南方の高水温域での発達が反映されず過小評価となる。逆に, 6–7 月の台風シーズンの早い時期では, 低緯度の MPI 気候値で示されるような強い台風がほとんど観測されていない。この点については, この時期の台風の発達が, MPI で考慮されない力学的な条件に制約されることが示唆される。

なお, 実際の台風の最低中心気圧には, 観測方法の変遷によるバイアスが含まれることに注意が必要である¹⁵⁾。特に, 西部北太平洋では現業的な航空機観測が 1987 年に中止された影響が大きく, 900 hPa を下回る台風の頻度がその前後で大きく異なる。

2. 3 中心気圧と風速の関係

台風域内の風速は軸対称の傾度風で近似される。傾度風的前提となる気圧傾度力, コリオリ力, および遠心力の釣り合いは, 円筒座標系 (r, θ) を用いて,

$$\frac{v_\theta^2}{r} + f v_\theta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2)$$

と表される。ここで, v_θ は反時計回りを正とする接線風速, f はコリオリ係数, ρ は空気密度である。この式は, 静力学平衡を考慮して, 絶対角運動量の鉛直勾配と気温

図 3 西部北太平洋の緯度帯別 MPI 気候値の年サイクルと観測された台風の最低中心気圧の比較

文献⁵⁾Fig. A1 に基づく。陰影部は年々変動の標準偏差の幅 (± 1 倍)。観測は気象庁の 1951–2010 年のベストトラックデータ。

の水平勾配との関係

$$\frac{1}{r^3} \frac{\partial M_\theta^2}{\partial z^*} = \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial r} \quad (3)$$

に変形される¹⁶⁾。ここで, M_θ は $v_\theta r + fr^2/2$ で定義される絶対角運動量, z^* は対数気圧系での鉛直座標, R は乾燥空気の気体定数, H は $R\bar{T}/g$ で定義されるスケールハイト ($\bar{T}$ は地球の平均気温, g は重力加速度) である。 z^* は $-H \log(p/p_s)$ で定義される。

Holland の MPI 理論では, 式(1)で表されるように, 気温偏差を気圧の対数で積分した量が気圧深度の目安となる。したがって, 式(3)によって, 風速の変化率が気圧深度の変化率から見積られる。具体的には, 暖気核構造の風速場 (大気境界層の上端で最大, 上空に向かって減少) を考慮して $\partial M_\theta / \partial z^* \sim v_\theta r / H$ を仮定し, 式(3)を r について積分して, 暖気核構造の気温偏差 δT を

$$\delta T \sim \frac{UL}{R} \left(f + \frac{2U}{L} \right) \quad (4)$$

のように近似する。ここで, U は接線風速のスケール (最大風速と見なす), L は暖気核構造の水平スケールである。温暖化しても台風の水平スケールは変わらない (L は一定) と仮定して, 上式の対数微分をとり, δT と δp_c の近似的な比例関係を考慮すると

$$\frac{\Delta(\delta p_c)}{\delta p_c} = \left[1 + \frac{1}{1 + fL/(2U)} \right] \frac{\Delta U}{U} \quad (5)$$

を得る。左辺 [] に含まれる $U/(fL)$ はロスビー数と呼ばれる無次元量 (コリオリ力に対する慣性力の比) で, 台風の場合は 1 より大きい値をとる。したがって, [] 内は 2 より若干小さい値であり, 風速の変化率は δp_c の変化率の 0.5 倍より若干大きい値となる。

この倍率は, 台風の最大地表風速 v_s と中心気圧の関係を表す経験式¹⁷⁾

$$v_s = a(\delta p_c)^b \quad (6)$$

に基づいて決めることができる。ここでパラメータ b が上記の倍率に相当する。気象庁の現業解析で使われている西部北太平洋の最大風速（10 m 高度の 10 分平均風速）と中心気圧のデータ¹⁸⁾を上式で近似すると、 b の値は 0.53 となる。

台風域内の海面気圧分布が与えられると、傾度風平衡の関係によって、台風の中心から周辺環境までの風速分布がパラメータ化される。気圧分布には次の経験式¹⁹⁾

$$p_s = p_c + \delta p_c \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (7)$$

がしばしば使われる。ここで r_m は最大旋衡風速半径である。この経験式を用いると、流線と流跡線の曲率半径(R_s , R_t)の関係

$$R_s = R_t \left(1 - \frac{V_c \cos \gamma}{v_\theta}\right) \quad (8)$$

を考慮して、移動する台風に伴う傾度風の風速を求める式として

$$v_\theta = \frac{fr - V_c \cos \gamma}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4rG}{(fr - V_c \cos \gamma)^2}} \right] \quad (9)$$

を得る。ここで、 V_c は台風が移動するスピード、 γ は流線（気圧分布の等値線に相当）と台風の移動方向の成す角、 G は次式で表される気圧傾度力である。

$$G = \frac{1}{\rho} \delta p_c \frac{r_m}{r^2} \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (10)$$

この導出で、式(2)の左辺第1項（遠心力）の r は R_t で置き換えられている。

この風速分布は、従来から、構造物の設計風速を決める手順などで利用されている^{20,21)}。例として、 p_c が930 hPa、 r_m が60 km、 V_c が30 km/hで北東に進む場合の分布を図4に示す。台風の移動に伴う非軸対象の風速成分は、台風の中心付近で相対的に大きく、経験的に知られるように、最大風速は台風の進行方向に対して右側に現れる。この風速分布は少数のパラメータで規定でき扱い易いが、実際の風速分布との違いもいくつか指摘されている²²⁾。また、日本に接近・上陸するような中緯度に移動してくる台風は、多かれ少なかれ温帯低気圧の構造に遷移する過程にあり、同心円状の構造が失われる。

このような実際の台風との違いはあるものの、パラメータ化された風速分布は、温暖化に伴う背景的な変化を定量化して、傾向を把握するには有用である。図4には、 δp_c の変化率が6.5%の場合（3.2参照）に対する風速の変化率も示している。風速の変化率は、最大風速半径に近い中心付近は3.5%程度で、周辺に向かって大きくなる。 δp_c の変化率に対する比率として先に求めた0.53は、

図4 台風域内の地上風分布の例

実線コンターは風速（単位 m/s）、破線コンターは気圧深度の変化率が6.5%（全球平均で1°Cの昇温に相当）の場合の風速の変化率（単位%）。

最大風速の変化率をスケーリングする値としては妥当であるが、中心から離れた領域の風速の場合は多少割増となり、0.6–0.8 程度が適当である。

3. 地球温暖化による MPI の変化

3.1 対象海域とパターンズケーリング

以下では、日本の本土に上陸する最強クラスの台風を想定して、緯度30Nに沿った領域の8–9月平均の熱環境を対象に、地球温暖化に伴うMPIの変化を評価する。現状気候にJRA-25の気候値を用いると、現状の熱環境に対するMPIは944 hPa（周辺気圧1009 hPaに対し、 δp_c は65 hPa）と計算される。この値は、最強クラスの台風の上陸時の中心気圧として妥当であるが、入力データに用いる気候値や、MPI計算のパラメータ設定に依存する。そこで、地球温暖化による変化は、MPIの値ではなく、 δp_c の変化率で評価する。この変化率は、基準とする現状気候の値にほとんど依存しないことを確認しており、汎用性がある。例えば、伊勢湾台風（1959年）や室戸台風（1934年）の事例（ δp_c は80–100 hPa程度）を基準にとると、より低頻度の極値の変化を評価できる。 δp_c の変化率は、前項で述べたように風速の変化率に換算でき、構造物等の設計外力に地球温暖化による変化を考慮するための基礎情報となる。なお、本稿では扱わないが、降水強度を評価する理論スキーム²³⁾を導入して、台風に伴う強雨についても地球温暖化による変化を評価できる⁷⁾。

地球温暖化による熱環境の変化は、シナリオや気候感度の不確実性を扱うために、パターンズケーリング²⁴⁾の考え方に基づいて評価する。パターンズケーリングは、多数のAOGCMによる気候予測の結果から、基本となる

偏差分布（パターン）をあらかじめ用意しておき、別途評価される全球で平均した年平均地表温度偏差（ $\Delta\overline{T}_S$ ）でその分布をスケールリングする手法である。ここでは、偏差を現状気候との差とし、現状気候に偏差を加えたものを将来の値とする。 $\Delta\overline{T}_S$ は個々の AOGCM やその平均の特性を模擬するよう調整された簡易気候モデルで計算する。将来の気温や降水量などの偏差の空間分布は、予測に使われる AOGCM によって異なるが、同一モデルの結果や多数モデルを平均した結果は、将来のシナリオや時点によらず類似することが知られている。パターンスケールリングでは、この類似性を根拠として、任意のシナリオの任意の時点について、多数の AOGCM の平均やばらつきを考慮した偏差場を得る。

本研究では、図 5 に示す地表温度（海面と陸面の温度）と対象海域における上空気温の偏差場を基本パターンとする。これは、第 3 期結合モデル相互比較（Coupled Model Intercomparison Project Phase 3: CMIP3）における A1B シナリオの気候予測²⁵⁾から、多数の AOGCM の結果を平均して得たものである。地表温度の偏差場は、 $\Delta\overline{T}_S$ を基準とする 8-9 月の偏差の比率を表しており、対象海域（29-31N, 127-139E）は 0.86 である。上空気温の偏差場は、当該海域の海面水温偏差を基準とする比率を表している。これによって、与えられた $\Delta\overline{T}_S$ に対し、その 0.86 倍が対象海域の 8-9 月の海面水温偏差となり、その値を上空気温の

基準偏差にかけたものが気温偏差の分布となる。

上空の気温偏差は、MPI の計算における主要な不確実要因となる。ここでは、CMIP3 の全モデルの平均を最良推定値とし、200 hPa レベルの気温偏差の上位と下位の 6 モデルの平均を不確実範囲とする。この 6 モデルの平均は CMIP3 モデル全体の四分位に相当する。 $\Delta\overline{T}_S$ の不確実性は、次項で述べるように、複数のシナリオに対するアンサンブル計算で扱う。必要に応じて、対象海域の海面水温を求める係数の不確実性も考慮できるが、以下の事例では 0.86 に固定している。

CMIP3 モデルは、2007 年発表の IPCC 第 4 次評価報告書（AR4）²⁶⁾の時点の AOGCM である。最新の 2013 年発表の第 5 次評価報告書（AR5）²⁷⁾では、CMIP3 の後継となる CMIP5²⁸⁾の AOGCM による気候予測が基になっている。CMIP5 モデルは CMIP3 モデルと比べて現状気候の再現性が向上しているが、モデル平均の空間分布や気候感度の幅は CMIP3 モデルと同様である。ただし、図 5 に示す上空の気温偏差は局所的なものであり、CMIP3 と CMIP5 の違いについては今後確認する必要がある。

3. 2 結果

パターンスケールリングによって、任意の場所と時点における δp_c の変化率が $\Delta\overline{T}_S$ の関数となる。対象海域の場合は図 6 に示す結果となる。 δp_c は $\Delta\overline{T}_S$ が大きくなるにつれてやや非線形的に増加する。ただし、上空の気温偏差に関係する不確実性は非常に大きく、温暖化で強度が若干弱まることを示すマイナスの値から、最良推定値の 2 倍程度の範囲におよぶ。不確実性の幅が小さい方に広がっているのは、図 5 に示した上空の気温偏差の幅が高温側に広がっていることに対応する。図 6 には、代表的な値として、 $\Delta\overline{T}_S$ が 1°C と 2°C の場合を明示している。最良推定値はそれぞれ 6.5% と 14.2% で、この結果は既往の

図 5 地表温度と対象域上空気温の基準偏差

図 6 気圧深度の変化率と地表温度偏差の関係

観測情報や数値計算に基づく研究^{29,30)}と概ね整合する。6.5%の変化は、現状気候の δp_c が65 hPa の場合、中心気圧が944 hPa から940 hPa (不確実範囲は945–936 hPa) に変化することに対応する。

図6の結果は様々なシナリオの将来予測に適用できる。一例として、CMIP5の気候予測に使われた代表濃度経路 (Representative Concentration Pathway: RCP)³¹⁾に対する確率論的評価を図7に示す。RCPは大気CO₂濃度などによる放射強制力が異なる4本の経路で構成される。各経路はRCPを冠した数値でラベルづけされており、その数値は2100年頃の放射強制力(単位: W/m²)を表す。放射強制力の範囲は、既往のシナリオの大半をカバーするように決められており、RCP8.5とRCP2.6がそれぞれ上限と下限に相当する。

ここでは、CMIP5の多数のAOGCMで計算される $\Delta \overline{T}_S$ のばらつきに注目し、 δp_c は最良推定値のみを扱っている。 $\Delta \overline{T}_S$ は、CMIP5モデルの特性を模擬する簡易気候モデルで計算している。この簡易気候モデルは、大気CO₂濃度などの変化に対する $\Delta \overline{T}_S$ の応答をインパルス応答関数で定式化したものである³²⁾。温度応答は7個のパラメータで規定され、CMIP5の個別のAOGCMを模擬する設定と、そのばらつきを表すパラメータの統計モデルが用意されている。ここでは、CMIP5モデル平均のパラメータと統計モデルで得られる10,000サンプルのパラメータを用いて、各RCPに対する簡易気候モデルの計算を行い、 $\Delta \overline{T}_S$ の代表値と確率分布を求めた。

CMIP3やCMIP5の多数のAOGCMによる気候計算は、世界のモデル開発機関が自主的にCMIPに参加して実施したもので、その中に含まれるAOGCMは系統的に選択されたものではない。この種の多数モデルは「ensemble of opportunity」と呼ばれており、必ずしも気候感度などの不確実範囲が適切とは限らないといった問題が認識されている³³⁾。本研究では、温度応答の特性を把握できる26個のAOGCMを参照しており、平衡気候感度(大気CO₂濃度が2倍になって平衡する時の $\Delta \overline{T}_S$)と過渡気候応答(濃度が年率1%で増加して2倍に達する70年目の $\Delta \overline{T}_S$)の確率密度は図7(c)に示す分布となる。平均と90%幅は、平衡気候感度が3.1°C [2.0–4.6°C]、過渡気候応答が1.8°C [1.2–2.4°C]である。過渡気候応答はほぼ対称の分布形であるが、平衡気候感度は高温側の裾がより広がる形となる。

各RCPに対する $\Delta \overline{T}_S$ の代表値(CMIP5モデル平均相当)

図7 RCPシナリオに対する地表温度偏差と気圧深度変化率の評価代表値の時系列((a)–(b)、CMIP5モデル平均相当)と確率密度((c)–(e)):(a) 全球平均温度偏差(1980–1999年基準)、(b) 気圧深度変化率、(c) 気候感度、(d) 2081–2100年の全球平均温度偏差、(e) 2081–2100年の気圧深度変化率。

は、図7(a)に示す時間変化となる。ここで、偏差の基準は20世紀末の20年平均としている。 $\Delta \overline{T}_S$ は2040年頃に1°C程度で、その後シナリオの違いが徐々に拡大し、21世紀末には1°Cから3.8°Cの範囲となる。 δp_c の変化率も基本的に同様の変化傾向となる。21世紀後半のシナリオ間の違いは、図6に示した上空気温偏差の不確実範囲と同程度になる。AOGCMの温度応答の不確実性は、各RCPの任意時点で $\Delta \overline{T}_S$ の多数サンプルの結果から評価される。21世紀末の20年平均では、図7(d)と(e)に示す $\Delta \overline{T}_S$ と δp_c の確率密度が得られる。RCP8.5とRCP2.6の密度分布はほとんど重ならないが、その間に位置するRCP6.0とRCP4.5は互いに重なる部分が大きく、RCP8.5とRCP2.6のいずれとも部分的に重なる。密度分布の形状は、平衡気候感度より過渡気候応答の分布に近い。

以上のように、簡易気候モデルとパターンスケールリングを援用したMPIの手法により、多数のシナリオと多数のAOGCMの気温応答特性にわたる包括的な評価が得られる。この結果は、詳細なダウンスケーリング等で、特定のシナリオとAOGCMを前提とする場合に、結果を定量的に解釈する際にも有用となる。

4. 結論

本稿では、MPIの有用性と適用事例を紹介した。MPIの定式化は、現実の台風の発達の仕組みを単純化したものであるが、過去の最強クラスの台風強度の年変化は、現在気候に対するMPIと良く対応する。将来の台風強度は、海面水温の他に、上空の気温偏差の相対的な大きさ

にも左右される。MPI による評価では、その両者が明示的に考慮され、地球規模の熱環境の変化に伴う台風強度の変化が定量化される。MPI は、地球温暖化による台風の強大化を説明・定量化する理論としてだけでなく、地球温暖化に対する適応策を具体的に検討するための有用な手法でもある。将来の台風強度の変化には、大気 CO₂ 濃度等のシナリオ、気候感度等の地球の温度応答の特性、上空の気温偏差をはじめとする気温上昇の空間分布といった、様々な不確定要因がある。MPI の手法は、簡易気候モデルとパターンスケリングを援用して、主要な不確定要因を包括的に扱う確率論的評価に応用できる。その結果は、構造物の設計外力等を評価する既存のスキームに適用できる。MPI の手法は、台風強度の評価において、複雑な気候モデルによるダウンスケリングの手法と相補的な関係にある。MPI の定式化は、複雑な気候モデルから得られる知見を基に改良されるべきものであり、ダウンスケリングの結果は、MPI の評価結果と比較することで定量的な解釈と不確定情報が補完される。

謝辞

3. 2 の内容の一部は、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」(2012–16 年度)の領域テーマ B「安定化目標値設定に向けた社会経済シナリオに関する検討・情報収集」の成果に基づく。

参考文献

- 1) Emanuel, K. A., “An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 43, No. 6, pp. 585–605, (1986)
- 2) Emanuel, K. A., “Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 52, No. 22, pp. 3969–3976, (1995)
- 3) Holland, G. J., “The maximum potential intensity of tropical cyclones”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 54, No. 21, pp. 2519–2541, (1997)
- 4) 筆保 弘徳, 宮本 佳明, 「発達過程と成熟期」, 台風研究の最前線 (上) – 台風力学 –, 筆保 弘徳, 中澤哲夫編, 気象研究ノート, 日本気象学会, pp. 65–91, (2013)
- 5) Tsutsui, J., “Changes in potential intensity of tropical cyclones approaching Japan due to anthropogenic warming in sea surface and upper-air temperatures”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 88, No. 3, pp. 263–284, (2010)
- 6) Knutson, T. R., et al., “Tropical cyclones and climate change”, *Nature Geoscience*, Vol. 3, No. 3, pp. 157–163, (2010)
- 7) 筒井 純一, 「温暖化による台風強度の変化とその影響への適応」, 土木学会論文集 G (環境), Vol. 67, pp. I17–I26, (2011)
- 8) Camp, J. P. and Montgomery, M. T., “Hurricane maximum intensity: Past and present”, *Monthly Weather Review*, Vol. 129, No. 7, pp. 1704–1717, (2001)
- 9) Smith, R. K., Montgomery, M. T., and Vogl, S., “A critique of Emanuel's hurricane model and potential intensity theory”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 134, pp. 551–561, (2008)
- 10) Emanuel, K. A., “The dependence of hurricane intensity on climate”, *Nature*, Vol. 326, pp. 483–485, (1987)
- 11) Henderson-Sellers, A., et al., “Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 1, pp. 19–38, (1998)
- 12) Knutson, T. R., Tuleya, R. E., and Kurihara, Y., “Simulated increase of hurricane intensities in a CO₂-warmed climate”, *Science*, Vol. 279, pp. 1018–1021, (1998)
- 13) Vecchi, G. A. and Soden, B. J., “Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity”, *Nature*, Vol. 450, pp. 1066–1070, (2007)
- 14) Onogi, K., et al., “The JRA-25 reanalysis”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, Vol. 85, No. 3, pp. 369–432, (2007)
- 15) Kossin, J. P., Knapp, K. R., Vimont, D. J., Murmane, R. J., and Harper, B. A., “A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends”, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, No. 4, L04815, (2007)
- 16) Holton, J. R., “An introduction to dynamic meteorology”, Third ed, Academic Press, 511p, (1992)
- 17) Atkinson, G. D. and Holliday, C. R., “Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the western North Pacific”, *Monthly Weather Review*, Vol. 105, No. 4, pp. 421–427, (1977)
- 18) 木場 博之, 萩原 武士, 小佐野 慎悟, 明石 修平, 「台風の CI 数と中心気圧及び最大風速の関係」, 気象庁研究時報, Vol. 42, pp. 59–67, (1990)
- 19) Schloemer, R. W., “Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okechobee, Florida”, U. S. Government Printing Office Hydrometeorological Report 31, C30.70:31, (1954)

- 20) 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のシミュレーション」, 京都大学防災研究所 年報 29, B-1, (1986)
- 21) 山崎 智之, 石川 智巳, 大熊 武司, 田村 幸雄, 北嶋 知樹, 中村 秀治, 加藤 央之, 「送電用鉄塔の耐風設計のための風向別基本風速に関する検討」, 日本風工学会論文集, Vol. 29, No. 3, pp. 19-34, (2004)
- 22) Kepert, J. D., “Tropical cyclone structure and dynamics”, in Global perspectives on tropical cyclones from science to mitigation, Chan, J.C.L. and J.D. Kepert (eds), World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, 4, World Scientific: Singapore, pp. 3–53, (2010)
- 23) O’Gorman, P. A. and Schneider, T., “The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change”, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Vol. 106, No. 35, pp. 14773-14777, (2009)
- 24) Mitchell, T., “Pattern scaling: An examination of the accuracy of the technique for describing future climates”, Climatic Change, Vol. 60, No. 3, pp. 217–242, (2003)
- 25) Meehl, G. A., et al., “The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research”, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 88, No. 9, pp. 1383–1394, (2007)
- 26) IPCC, “Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, Solomon, S., et al. (eds), Cambridge University Press, 996p, (2007)
- 27) IPCC, “Climate Change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, Stocker, T.F., et al. (eds), Cambridge University Press, 1535p, (2013)
- 28) Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A., “An overview of CMIP5 and the experiment design”, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 93, No. 4, pp. 485–498, (2012)
- 29) Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S., and Noda, A., “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. Ser. II, Vol. 84, No. 2, pp. 259–276, (2006)
- 30) Elsner, J. B., Kossin, J. P., and Jagger, T. H., “The increasing intensity of the strongest tropical cyclones”, Nature, Vol. 455, pp. 92–95, (2008)
- 31) Moss, R. H., et al., “The next generation of scenarios for climate change research and assessment”, Nature, Vol. 463, pp. 747–756, (2010)
- 32) 文部科学省研究開発局, 「安定化目標値設定に資する気候変動予測及び気候変動研究の推進・連携体制の構築」, 気候変動リスク情報創生プログラム 平成 26 年度研究成果報告書, (2015)
- 33) Tebaldi, C. and Knutti, R., “The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections”, Vol. 365, pp. 2053–2075, (2007)