

スーパー台風の数値解析 Numerical Analysis on Super Typhoons

竹見 哲也（京都大学）

Tetsuya TAKEMI (Kyoto University)

e-mail: takemi@storm.dpri.kyoto-u.ac.jp

1. はじめに

台風とは、熱帯地域で発生する低気圧（熱帯低気圧）のうち北西太平洋で発生するもののことであり、最大風速が 17.2 m s^{-1} 以上に達したもののことを言う。平均すると台風は、年間 25.6 個発生し、11.4 個が日本に接近し、2.7 個が日本に上陸する。台風は、災害に至る影響が最も大きな気象擾乱であり、かつては、昭和の三大台風（室戸台風、枕崎台風、伊勢湾台風）のように 3000 名を超える死者・行方不明者を出すほどであった。しかし、伊勢湾台風が起こった 1959 年以降は、ひとつの台風で何千名も亡くなるという事象は発生していない。とは言え、近年でも一度の台風で何十名の方が亡くなることは起こっている。したがって、防災上、台風の強さや経路の予測は極めて重要である。

一方、台風の発達や移動の物理機構には、いまだに未解明な点が多く、そのため、災害としての影響が大きいかかわらず、台風の予測精度は十分とは言いがたい。特に、台風が急速に発達する過程や台風はどこまで強くなるのかといったことについて分かっていないことが多い。

ここでは、最大規模の強度を持つ台風を対象として、台風の最大発達強度の理論、数値モデルにより再現される台風の強度について概説する。また、気候変動により変化する大気条件の違いによる台風強度への影響について述べる。最後に、台風強度に係わる研究課題についてまとめる。

2. 台風の構造と規模

まず、台風の構造の概要を述べる。台風は、水平規模が数 100 km から 1000 km 程度の大きさを持つ渦状の擾乱である。その回転性の流れ場は、第一近似として、台風中心向きの気圧傾度力と中心から外向きの遠心力およびコリオリ力がバランスした状態にある。この台風中心に対する同心円状の回転性の流れ場のことを一次循環と言う。

ところが地表面では、摩擦力が作用するため、上記のバランスが成り立つ風速よりも弱くなる。このため、風速に比例して決まる遠心力およびコリオリ力が弱くなり、結果として 3 者の力のバランスが崩れて気圧傾度力の中心向きの作用が勝るため、地表面では流れ場が中心向き成分を持つようになる。地表面付近での中心向き成分の流れ場のため、大気下層では台風中心に向かう流れが収束することになる。中心に収束する流れは、中心付近で上昇流に転じる。中心に向かう下層の流れは水蒸気を豊富に含むため、上昇流に転じると水蒸気が凝結して積乱雲が発達することになる。水蒸気の凝結に伴い潜熱が放出されるため、中心付近で大気は加熱されることになる。このため中心付近には、暖気核と呼ばれる暖気が蓄積された状態が形成される。上昇流が対流圏界面に達すると、今度は流れ場が中心から離れる外向きになる。このように、下層での中心向きの流れ、中心付近での上昇流、上空での外向きの流れという一連の流れ場は、台風を鉛直断面から見たときに形成されるものであり、二次循環と呼ばれる。

このように台風の流れ場は、水平面での回転流である一次循環と鉛直断面で形成される二次循環とが共存した状態にある。そこで鍵となるのが中心付近での水の相変化に伴う加熱である。加熱効果により二次循環は強化されることになり、同時に、二次循環に見合うような一次循環も強化されることになり、一次循環と二次循環とが相互に関連し合いながら台風は発達していくのである。

ここで台風の強さについて触れておく。台風の強さの指標として、地表面での中心気圧や最大風速が用いられる。気象庁では、表 1 のように台風の強さと大きさの階級を決めている。表 1 の大きさの判定において風速 15 m s^{-1} という基準は、強風半径に該当するものである。この階級に基づき、例えば天気予報においてある台風が「大型で猛烈な台風」と称された場合には、その台風は強風半径が 500 km を

超えて 800 km 未満で最大風速が 54 m s^{-1} 以上に達したことを意味する。

一方、米国では、熱帯低気圧（ハリケーン）の強さを Saffir-Simpson スケールにより表 2 の通りに階級分けされている。この米国の基準は、米国ハワイにある米軍合同台風警報センターでも使用されるため、米国機関向けの台風情報として、北西太平洋での台風にも適用されている。「スーパー台風」とは、この米国の風速基準により最大風速が 67 m s^{-1} 以上になった台風のことをいう[1]。

日本と米国の風速値の基準が異なることについて注意すべきことがある。それは、それぞれでの風速値の取り扱いの違いである。日本での風速値は 10 分間の平均風速であるが、一方、米国では 1 分間の平均風速として測られる。一般に、平均風速値は平均化時間が長くなるほど小さくなる[2]。世界気象機関 (WMO) のガイドライン[3]によれば、1 分平均風速に対する 10 分平均風速の比率は、海上では 0.93 とされている。したがって、米国基準での「スーパー台風」は、日本基準では「猛烈な台風」の階級の中でも特に強いものに分類される。

表 1 気象庁による台風の強さと大きさの階級

強さの階級（最大風速）	
強い	$33 \text{ m s}^{-1} \sim 44 \text{ m s}^{-1}$
非常に強い	$44 \text{ m s}^{-1} \sim 54 \text{ m s}^{-1}$
猛烈な	54 m s^{-1} 以上
大きさの階級（風速 15 m s^{-1} 以上の半径）	
大型	500 km $\sim$ 800 km
超大型	800 km 以上

表 2 Saffir-Simpson ハリケーンスケール

カテゴリー	最大風速
5	70 m s^{-1} 以上
4	$58 \sim 70 \text{ m s}^{-1}$
3	$50 \sim 58 \text{ m s}^{-1}$
2	$43 \sim 49 \text{ m s}^{-1}$
1	$33 \sim 42 \text{ m s}^{-1}$

また、最大風速と中心気圧との間には、統計的にはある一定の関係があることが知られている。最大風速が大きいほど中心気圧は低くなる[4]。この統計によれば、Saffir-Simpson スケールでカテゴリー5 の最強階級の熱帯低気圧の中心気圧は、920 hPa 程度以下となる。よって、スーパー台風の強さは、おおよそカテゴリー5 に対応するため、その中心気圧

は 920 hPa 程度以下に発達していると見積もられる。

3. 台風の最大強度理論

前節で台風の構造と発達の概略を述べた。台風の発達において台風中心付近での積乱雲の発達による加熱効果が大事であるが、とは言え、台風は無限に強くなるわけではない。周囲の大気の下で、台風には発達の上限值が存在するのである。この台風の最大強度を説明する理論はいくつかある。中でも Emanuel [5, 6, 7] の理論は、台風の発達に関与するエネルギーのやりとりを熱機関と捉えている点に独自性を持つ。そこで、ここでは Emanuel の理論を紹介する。

台風の鉛直断面の循環（二次循環）を模式的に示すと図 1 のようになる。水平面で見ると台風は回転性の流れ場を持っているが、鉛直断面では大気下層では中心に向かう流れ場が形成されている。いま、台風中心から十分に離れた地表面での地点 a から二次循環に伴うエネルギーのやりとりを考える。

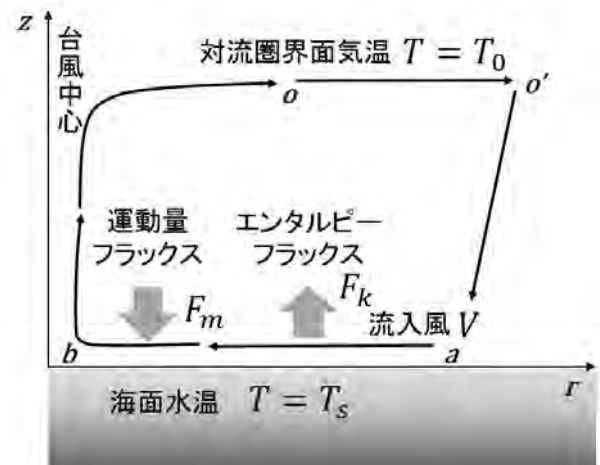


図 1 台風の鉛直断面の概念図。

地表面付近の大気下層では、地点 a から中心付近の地点 b まで中心に向かう流れ場（インフロー）が存在する。Emanuel の理論では、このインフローの領域において海面から大気に熱および水蒸気の輸送によってエネルギーが供給され、台風の発達が決まるものと捉える。海面水温 (T_s) は一定とみなすことができるため、地点 a から b の過程は等温過程とみなせる。

中心付近に達した流れ場は上昇流に転じる。中心付近で水蒸気が凝結し、積乱雲が発達し、台風中心

に対して軸対象の壁雲が形成される。上昇流が対流圏界面に達すると水平方向に広がる流れ場となり、鉛直断面では中心から外向きの流れ場（アウトフロー）となる。積乱雲の発達に伴う上昇運動の過程は、水の相変化を含めて考えると断熱的であるため、地点 b から o への過程は、断熱過程とみなせる。

大気上層でのアウトフローは、地点 o から遠方の o' まで広がる。この領域では、対流圏界面の極めて低い温度 (T_o) で台風は冷却されるものと捉えることができる。対流圏界面温度は一定とみなすことができるため、地点 o から o' への過程は等温過程とみなせる。

最後に、台風中心から十分に離れた地点では、台風循環の全体をひとつの系と見ると質量保存の要請から、下降流となる。ここでは断熱的に下降すると考えてよいので、地点 o' から a の過程は断熱過程とみなせる。

以上をまとめると、

- $a \rightarrow b$: 熱源 T_s に対する等温過程
- $b \rightarrow o$: 断熱過程
- $o \rightarrow o'$: 冷源 T_o に対する等温過程
- $o' \rightarrow a$: 断熱過程

となり、一連の過程はカルノーサイクルと捉えることができる。Emanuel [5]は、台風をカルノーサイクルという熱機関と捉えることにより、台風の発達における海面から大気へのエネルギー供給の重要性に着目し、台風の発達理論を構築した。台風循環をカルノーサイクルとみなすことで、以下に述べる通り、台風の最大発達強度が導かれる。

海面で供給される全エネルギーフラックスは、地表摩擦に起因する運動エネルギーフラックス、および熱・水蒸気の輸送を含めたエンタルピーフラックスとの和となる。まず、運動量およびエンタルピーフラックス F_m, F_k は、バルク法により次式の通り定式化される。

$$\begin{aligned} F_m &= -C_D \rho |V| V \\ F_k &= C_k \rho |V| (k_s^* - k) \end{aligned}$$

ここで、 ρ は空気密度、 V は海面上での風速、 k_s^* および k は海面上での飽和空気のエントルピーおよび海面上の大気下層でのエンタルピー、 C_D と C_k は運動量およびエンタルピーの交換係数である。したがって、運動エネルギーフラックスは、

$$F_{ke} = F_m \times V = -C_D \rho |V|^3$$

一方、台風のように強風時では、粘性による散逸

加熱効果が無視できず、台風のエネルギー収支においては必要不可欠な要素であることが指摘されている (Bister and Emanuel [8])。よって、図 1 の模式図においては、大気境界層全体で評価した散逸過熱

$$D = C_D \rho |V|^3$$

が台風のエネルギー収支で考慮すべき要素となる。

次に、図 1 の鉛直断面で示される二次循環において、半径 r での海面フラックスを台風の外側地点 a から中心付近地点 b まで積分すると、得られるエネルギーは、カルノーサイクルの熱効率 $(T_s - T_o)/T_s$ をかけることで、

$$\begin{aligned} P &= \frac{T_s - T_o}{T_s} \int_a^b \{ [C_k \rho |V| (k_s^* - k) + C_D \rho |V|^3] dr \times 2\pi r \} \\ &= 2\pi \frac{T_s - T_o}{T_s} \int_a^b [C_k \rho |V| (k_s^* - k) + C_D \rho |V|^3] r dr \end{aligned}$$

となる。一方、大気境界層内でのエネルギーの全散逸量は、

$$D = 2\pi \int_a^b C_D \rho |V|^3 r dr$$

となる。海面から得られるエネルギーと大気中で失われる散逸量とがバランスしたときに、台風強度は最も発達した平衡状態になると言える。つまり、上記の式で $P=D$ となるときに、台風が最大強度に達したと言える。この式から、台風の最大強度時の風速が、

$$|V_{max}|^2 = \frac{C_k}{C_D} \frac{T_s - T_o}{T_o} (k_s^* - k) \quad (1)$$

として得られる。

この最大風速は、海面水温と対流圏界面温度、海面付近での大気の気温と水蒸気量の情報があれば求まることになる。輸送係数の不確定性はあるものの、気象予報モデルによる出力値である格子点値からも台風の最大強度を見積もることができることを意味している。このように、最大風速の式(1)は、台風内部の構造についての詳細な気象量の情報を必要としないため、適用性が非常に高い。

Bister and Emanuel [10]は、式(1)と同等な表現として、海面でのエンタルピーフラックスの代わりに大気の密度成層の不安定度を考慮した次式を提案した。

$$|V_{max}|^2 = \frac{C_k}{C_D} \frac{T_s}{T_o} (CAPE_s^* - CAPE) \quad (2)$$

ここで、CAPE (Convective Available Potential Energy) とは、地表面付近の空気塊を仮想的に断熱上昇させ

て得られる浮力を鉛直積分した量であり、大気成層が不安定なほど大きな数値をとる。CAPE_sは海面付近の飽和を仮定した空気塊を断熱的に上昇させたときに得られるCAPEの値である。式(2)の計算には、海面水温や海面付近での気象情報に加え、上空の気温や水蒸気量の3次元の情報も必要となる。このような3次元気象情報は、格子点値として容易に得られるため、式(2)から最大風速を算出することも容易である。むしろ、大気成層の不安定度を考慮するため、式(2)のほうが実用的であると言える。重要なことは、式(1)にしても式(2)にしても、日々の天気予報に使われる気象予報モデルのみならず、気候モデルによる将来気候のシミュレーションデータからも将来気候条件での海面水温と大気状態の情報があれば、将来気候での台風の最大強度も推測することが可能となるのである。

Emanuelによる台風の最大強度理論は、台風の発達を阻害する周囲の条件を除外し、静穏な大気という理想化した条件を仮定している。そのため、多くの場合には、現実の台風が最大強度まで達することはない。一方、台風の力学的なバランスを超えるような非定常な振る舞いにより、台風が最大強度を超えて発達する可能性も指摘されている[9]。このように現実の状況を考慮すると定量的に台風強度が決まるとは言いがたいが、しかし、海面水温と大気の情報さえあれば台風の最大強度の見積りができるという利点から、Emanuel理論は有用である。

Emanuel and Nolan [11]は、台風の発達に影響を及ぼす周囲大気条件（大気下層での渦度、大気中層での相対湿度、対流圏内の高さ方向の風速差）と最大強度の式とを組み合わせ、台風発生に関する指標（Genesis Potential Index）を提案した。この指標により、より現実的な大気条件での台風発生の可能性を診断することが可能となり、気象・気候予測において幅広く利用されている。

4. 極端台風の再現シミュレーション

スーパー台風のように極端に強い強度を持つ台風の構造や発達機構を調べるには、台風の内部構造を時空間に詳細に野外で観測することが極めて困難であるため、数値気象モデルを用いたシミュレーションが有用な手段となる。気象モデルは、大気の流れを記述する運動方程式、水の相変化や大気放射による加熱効果を記述する熱力学の式に加え、雲・

降水の形成過程を記述する輸送方程式、乱流効果を表現する式、放射伝達を記述する式、大気と地表面との熱や水の輸送を記述する式など、多数の偏微分方程式を数値的に解くものである。気象予報の現業で日々利用されているほか、最近では、様々な機関で調査研究にも利用されている。

本稿では、米国国立大気研究センターで開発されたWeather Research and Forecasting (WRF) モデル[12]によるスーパー台風の再現シミュレーションについて述べる。対象とする台風は、2013年の台風30号（ハイエン）である。

2013年の台風30号は、フィリピンに上陸し、暴風・高潮により甚大な被害をもたらした。気象庁のベストトラックデータによると、その最盛期の発達強度は中心気圧が895 hPa、最大風速は65 m s⁻¹に達し、カテゴリー5に分類される台風であった。また、上陸時の中心気圧が900 hPaを下回っていたと推定されている。被害軽減・防災の観点からは、このような猛烈な台風の経路・強度を的確に予測することは極めて重要である。台風30号発生時の気象場によりEmanuel理論から算出すると、最大発達強度は897.2 hPaであった[13]。つまり、2013年台風30号は理論上発達可能な状況まで実際に発達したと言える。このように極端な強度は気象モデルによって数値的に再現可能かどうか、ということについて数値実験により調べた[14]。

数値気象モデルWRFの初期値・境界値として、米国環境予測センター(NCEP)のFinal Analysisによる大気解析値を用いた。海面水温には、気象庁MGDSSTデータを用いた。シミュレーションの初期時刻は2013年11月5日00 UTCとした。計算領域は、ネスティング機能を用いて、計算領域を段階的に小さくしながら水平解像度を上げ、台風中心付近の活発な積乱雲活動を表現できるようにした。外側領域を領域中心位置が東経130度・北緯10度として4000 km×2000 km・格子幅3 kmとし、ネストした内側領域を2000 km×700 km・格子幅1 kmとした。計算領域の鉛直層数は56である。

数値シミュレーションの結果、最も強くなったときの台風の中心気圧は896.6 hPa、海面付近での最大風速は67.2 m s⁻¹となった。これはベストトラックによる観測値とほぼ同じであり、数値モデルによりスーパー台風のような極端な台風の再現に成功したと言える。図2に、シミュレートされた台風が最も強くなった時点（2013年11月8日00 UTC）での高度2 kmの水平面での降水強度（レーダー反射強度に換算して表示）の分布を示す。気圧が最低になっている台風中心を囲むように同心円状に強雨域が分布していることが分かる。この強雨域は眼

の壁雲に対応するものである。また、同心円状の壁雲の直径は小さく、中心から外向きに気圧が急速に大きくなっている。すなわち、動径方向の気圧勾配が極めて強いことが分かる。この強い気圧勾配により、接線方向の風速も極めて強くなるのである。

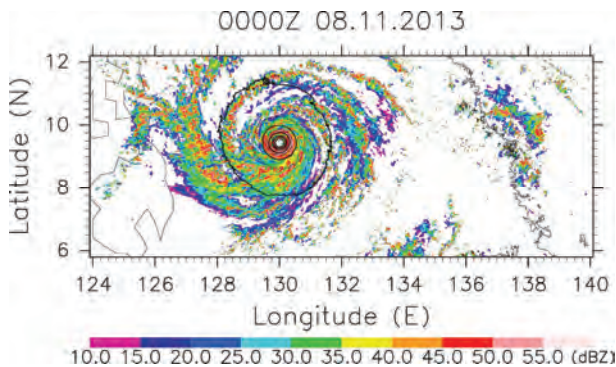


図2 数値モデルでシミュレートされた2013年台風30号（ハイエン）。2013年11月8日00 UTCでの高度2 kmの水平面でのレーダー反射強度（単位dBZ）の分布を示す。実線の等値線は等圧線を示す。

次に、内側に設定した1 km格子のネスト領域をなくして3 km格子の外側領域のみとした場合、シミュレートされる台風の強度は変わるのかどうかについて調べた。この実験では、単純に1 km格子のネスト領域を除去するのみで、他の設定は変えないこととした。この場合には、台風経路はベストトラックによく一致していたものの、最大強度は924.4 hPaとかなり弱くなった。解像度が粗くなったことで台風強度の再現性が悪くなったといえる。このことから、台風強度を定量的に表現するためには、水平解像度を少なくとも1 kmと設定することで、台風中心付近の積乱雲活動と壁雲の形成を陽に表現することが必要であることが示唆される。

一般的に、数値モデルによるシミュレーション結果は、計算格子間隔と同じ空間分解能で物理的に意味のある数値が得られるわけではない。数値モデルには、計算安定性確保のため、様々な時間・空間のフィルターがかけられており、計算格子幅の空間規模ではシミュレートされた物理現象が強く減衰されてしまう。目安として、計算格子幅の6倍程度以下の空間スケールについてはシミュレートされた現象が数値計算手法による影響を受けていると考えたほうがよい[15, 16, 17]。このように数値モデルには、物理的に意味のある実効的な空間分解能は計算格子幅の数倍はあると言える。したがって、単一

の積乱雲の水平スケールが数 km～10 km 程度ということ考えると、積乱雲を解像するためには最低でも1 km程度の格子間隔が必要であると言える。

また、台風30号のように台風中心のサイズが小さい場合には、やはり高い分解能が必要であると言える。このことから、ここで述べた数値シミュレーションにおいて900 hPaを下回るような極端な強度が再現できたのは、格子間隔を1 kmとしたためであると言える。ここで述べた数値実験では、積乱雲に伴う運動や加熱を表現することができたため、台風30号の急発達過程や最盛期の強度がよく再現できたのである。

5. 気候変動による影響

昭和の三大台風のひとつである伊勢湾台風は、1959年9月に発生し、最低の中心気圧が895 hPaまでに発達した極端な台風である。伊勢湾台風の接近・上陸により、5000名を超える死者・行方不明者が生じた。これは、日本において過去100年間で生じた風水害の中で最も多くの人的被害である。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）による第5次報告書（AR5）によれば、観測された過去のデータから、人為的な影響で地球温暖化は確実に進行しており、このまま将来にわたって温暖化が進むと、台風については、その発生数は変わらないか若干の減少傾向であるが、最強部類の台風の強度は増大することが予測されている。このことから、台風を含む熱帯低気圧の将来変化による災害リスクの増大が懸念されている。

このような背景のもの、気候変動による自然災害、水資源、生態系・生物多様性への影響を評価するため、気候変動リスク情報創生プログラムにおける4つの主要テーマのひとつとして、「課題対応型の精密な影響評価」が2012年度から5年計画で進められた[18]。ここでは、伊勢湾台風を対象として温暖化による台風への影響について述べる。

伊勢湾台風といった特定の事象が仮に温暖化した環境で発生した場合に、その強度がどのように変化するかを調べるうえで、擬似温暖化という手法が有効である。Sato et al. [19]は、気候予測実験における将来気候と現在気候との各気象要素の差を温暖化差分として定義し、ある気象現象の初期条件・境界条件で使う格子点解析値に温暖化差分を上乗せし、擬似的な温暖化気候を表現する手法を考案した。

この手法を用いて温暖化差分を長期再解析値 JRA-55 [20]による 1959 年 9 月の気象場に加算することで、伊勢湾台風の温暖化影響を評価した。

温暖化した将来気候では、海面水温が上昇し、気温は対流圏全層で上昇する。ところが気温の上昇幅は、下層よりも上層のほうが大きいことが知られており[21]、大気は安定化することになり、積乱雲の発達を全般的には抑制する方向に向かう。また、大気の相対湿度は現在気候と将来気候とで有意な変化が認められないことから、気温が上昇することで、対流圏に含まれる全水蒸気量（可降水量）が増加することになる。すなわち、水蒸気量の増加によって、積乱雲は、いったん発達すると、強い降水をもたらすような強度になることが予想される。さらに、対流圏界面付近の変動により、上層の気温は低下する[22]。以上のような海面水温の上昇、対流圏の安定化、対流圏界面付近の気温低下、水蒸気量の増加は、Emanuel 理論による式(2)によれば、台風の発達を促進・抑制双方の効果を及ぼすことになる。このように、温暖化した気候条件では、各要因が複雑に作用して台風の強度が決まることになる。

気象モデル WRF を用いた伊勢湾台風の擬似温暖化実験[23]により得られた台風の強度変化を表 3 にまとめた。温暖化差分として、全球気候モデルによる現在気候の再現実験と様々な将来の海面水温パターン[24]により実施された将来気候の予測実験との差から求めたものを用いた。表 3 には、複数のパターンで計算した結果の幅を示す。

表 3 伊勢湾台風の再現実験および擬似温暖化実験 (PGW) による最盛期の台風強度。中心気圧と最大風速の単位はそれぞれ hPa と m s^{-1} 。擬似温暖化実験では、海面水温 (SST) と気象場 (ATM) の双方を気候差分とした場合と SST のみを気候差分とした場合の二通りある。

台風強度		中心気圧	最大風速
観測値		895	—
1959 年再現		899.5 – 909.0	55.4 – 61.8
PGW	SST+ATM	879.4 – 898.1	64.6 – 66.5
	SST	859.7 – 876.8	71.1 – 73.3

まず再現実験では、気象庁ベストトラックデータによる観測値と比べ、伊勢湾台風が良く再現されていると言える。擬似温暖化状態から、将来気候での伊勢湾台風は、1959 年 9 月条件よりも、最盛期

においてその強度は強まることが分かる。大気の安定化という負の効果よりも、水蒸気量の増加と海面水温の上昇という正の効果が勝ることで、台風は強まる。また、海面水温のみを気候差分として加算した場合には、台風の中心気圧は 860 hPa を下回るという異常な強さとなる。この異常な強さは、大気の安定化という抑制効果がないため、最悪の場合に強化する上限とみなすことができる。

以上述べた結果は、WRF モデルによる数値実験により得られたものである。用いる数値気象モデルが違えば、台風の構造や強度変化の表現性も変わることが予想される。そこで Kanada et al. [25]では、4 種類の気象モデルにより伊勢湾台風の擬似温暖化実験を行い、モデル相互の比較をした。その結果、将来の温暖化気候条件のもとで、伊勢湾台風級の極端台風は強まるというロバストな傾向が得られた。強度変化の定量的な評価にはまだ課題は残るものの、海面水温、大気安定度、圏界面付近の温度構造、大気中の水蒸気量といった Emanuel 理論で考慮された各要素の総合的な効果として、伊勢湾台風級のスーパー台風は温暖化により強まると言える。

気候変動リスク情報創生プログラムでは、伊勢湾台風の他に、1991 年台風 19 号、2004 年台風 18 号、2011 年台風 12 号、2013 年台風 30 号といった甚大な風水害をもたらした極端台風の温暖化影響を調べた。いずれの台風でも、最盛期の強度は温暖化条件で強まるという傾向が明らかとなった。一方、北上してから北日本で被害をもたらす台風については、温暖化気候では、最盛期の強度は強まるものの、北上するにつれて強度が急速に弱まり、北海道・東北地方に至ると強度が弱くなるという興味深い傾向が得られた[26, 27]。地球大気の南北の温度勾配（傾圧性）の変化が影響しているものと考えられ、今後は、様々な特徴を持つ台風の強度変化を緯度別に評価することが必要である。

6. おわりに

本稿では、スーパー台風と呼ばれるような極端に強い台風を対象として、周囲の気象条件の違いが及ぼす影響を定量的に評価する理論や数値気象モデルによる表現性について述べた。さらに、将来気候の温暖化条件のもとで、スーパー台風のような極端台風の強さがどのように変化するのかについて最新の成果に基づきまとめた。

スーパー台風といった台風の強さの階級は、海面での台風中心の最低気圧や海面付近での最大風速という指標により決められている。一方、台風により引き起こされる災害の観点からは、台風の強さのみが災害発生に関係しているわけではないことに注意する必要がある。例えば、日本の風水害の中で記録史上最も高額な保険金支払額の事象（日本損害保険協会調べ）であった1991年台風19号の場合には中心気圧は最盛期で925 hPaであった。一方、平成以降の台風の中で犠牲者数が1・2位の2004年台風23号や2011年台風12号の場合には、最盛期の中心気圧がそれぞれ940 hPaおよび970 hPaであり、「猛烈な台風」の階級とはなっていなかった。しかしながら、それぞれの台風により、近畿地方北部や南部で顕著な大雨災害が発生した。2016年でも、東北地方に上陸して北日本各地で豪雨災害が発生した台風10号の場合には、中心気圧は最低で940 hPaであった。このように、災害の観点からは、強さという単一の指標だけではなく他の因子、例えば経路や移動速度の影響も考慮する必要がある。

また、気候変動による変化では、海面水温の上昇という効果がしばしば強調される傾向にあるが、Emanuel理論によれば、大気の安定度や上層の気温の変化も台風強度に影響を及ぼすことが分かる。それぞれ台風の発達を促進したり抑制したりする効果があるため、各要素の影響をひとつひとつ定量的に評価し、総合的な結果として台風強度がどのように変化するかについての理解を深めることが重要である。

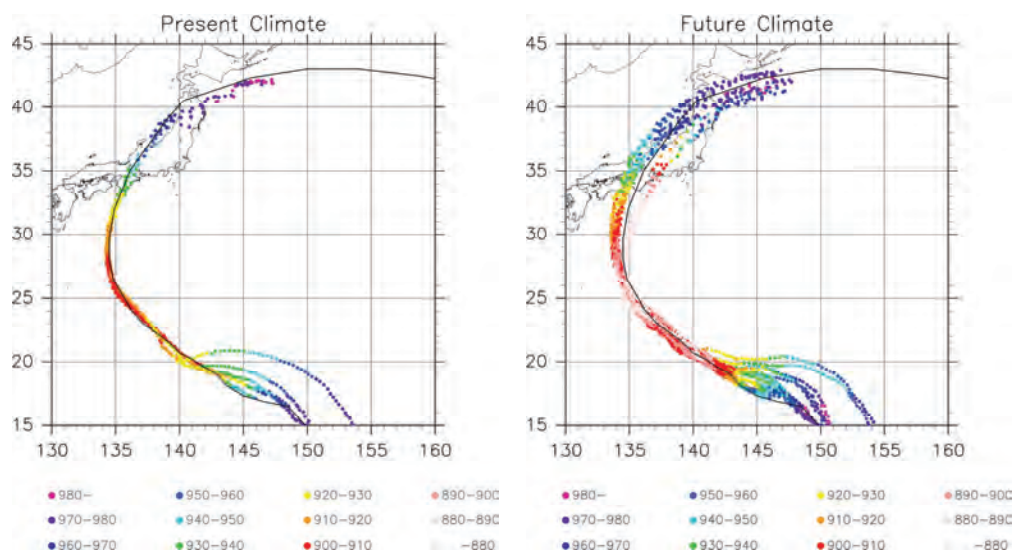
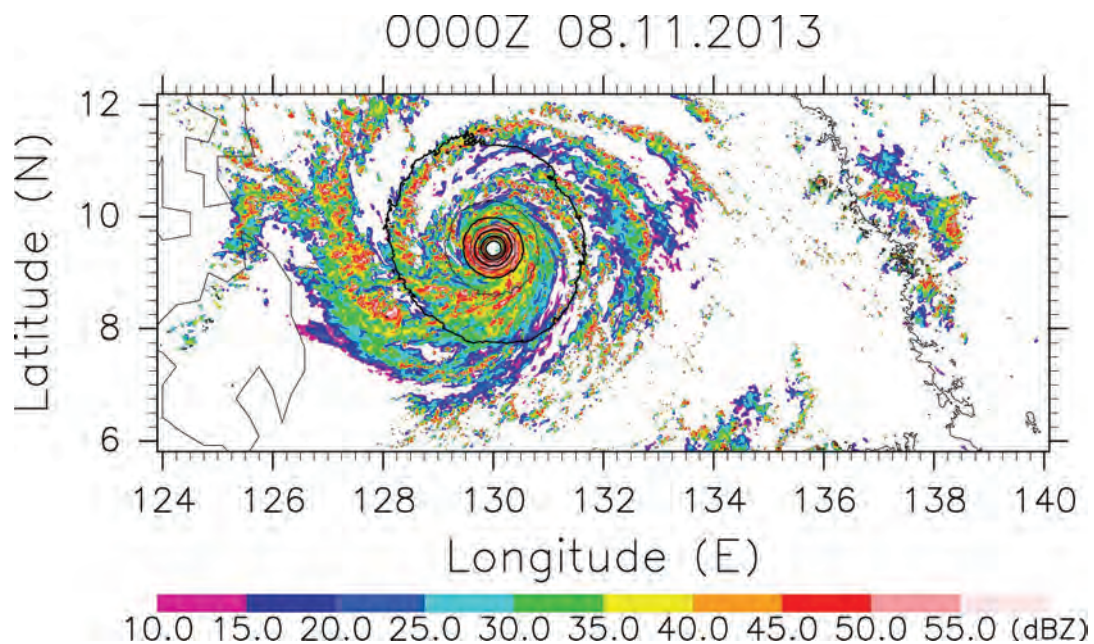
謝辞

本稿で述べた研究成果の一部は、文部科学省・統合的気候モデル高度化研究プログラム・テーマD「統合的ハザード予測」および日本学術振興会・科学研究費16H01846の支援を受けました。関係各位に感謝いたします。

参考文献

- [1] Dunnavan, G. M. and Diercks, J. W., An Analysis of Super Typhoon Tip (October 1979), *Mon. Wea. Rev.*, **108** (1980) 1915-1923.
- [2] 光田寧, 堀口光章, 最大瞬間風速と突風率の測定について, 京都大学防災研究所年報, **36B-1** (1993) 17-25.
- [3] Harper, B. A., Kepert, J. D. and Ginger, J. D., Guidelines for Converting between Various Wind Averaging Periods in Tropical Cyclone Conditions, WMO/TD- No. 1555 (2010).
- [4] Knaff, J. A. and Zehr, R. D., Reexamination of Tropical Cyclone Wind-Pressure Relationships, *Wea. Forecasting*, **22** (2007) 71-88.
- [5] Emanuel, K. A., An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance, *J. Atmos. Sci.*, **43** (1986) 585-605.
- [6] Emanuel, K. A., The Maximum Intensity of Hurricanes. *J. Atmos. Sci.* **45** (1988) 1143-1155.
- [7] Emanuel, K. A., Tropical Cyclones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31** (2003) 75-104.
- [8] Bister, M. and Emanuel, K. A., Dissipative Heating and Hurricane Intensity, *Meteor. Atmos. Phys.*, **65** (1998) 233-240.
- [9] Bryan, G. H. and Rotunno, R., The Influence of Near-Surface, High-Entropy Air in Hurricane Eyes on Maximum Hurricane Intensity, *J. Atmos. Sci.*, **66** (2009) 148-158.
- [10] Bister, M. and Emanuel, K. A., Low Frequency Variability of Tropical Cyclone Potential Intensity. 1. Interannual to Interdecadal Variability, *J. Geophys. Res.*, **107**, D24 (2002) 4801.
- [11] Emanuel, K. A. and Nolan, D. S., Tropical Cyclone Activity and Global Climate, 26th Conf. Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Florida, 3-7 May 2004 (2004) 240-241.
- [12] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W. and Powers, J. G., A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Tech. Note, **NCAR/TN-47+ STR** (2008) 113 pp.
- [13] Takayabu, I., Hibino, K., Sasaki, H., Shiogama, H., Mori, N., Shibutani, Y. and Takemi, T., Climate Change Effects on the Worst-Case Storm Surge: A Case Study of Typhoon Haiyan, *Environ. Res. Lett.*, **10** (2015) 064011.
- [14] Mori, N. and Takemi, T., Impact Assessment of Coastal Hazards due to Future Changes of Tropical Cyclones in the North Pacific Ocean, *Wea. Clim. Extremes*, **11** (2016) 53-69.
- [15] Takemi, T. Rotunno, R., The Effects of Subgrid

- Model Mixing and Numerical Filtering in Simulations of Mesoscale Cloud Systems, *Mon. Wea. Rev.*, **131** (2003) 2085-2101.
- [16]Skamarock, W. C., Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra, *Mon. Wea. Rev.*, **132** (2004) 3019-3032.
- [17]Bryan, G. B., Spurious Convective Organization in Simulated Squall Lines Owing to Moist Absolutely Unstable Layers, *Mon. Wea. Rev.*, **133** (2005) 1978-1997.
- [18]Takemi, T., Okada, Y., Ito, R., Ishikawa, H. and Nakakita, E., Assessing The Impacts of Global Warming on Meteorological Hazards and Risks in Japan: Philosophy and Achievements of the SOUSEI Program, *Hydrol. Res. Lett.* **10** (2016) 119-125.
- [19]Sato, T., Kimura, F. and Kitoh, A., Projection of Global Warming onto Regional Precipitation over Mongolia Using a Regional Climate Model, *J. Hydrology*, **333** (2007) 144-154.
- [20]Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. and Takahashi, K., The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93** (2015) 5-48.
- [21]Takemi, T., Nomura, S., Oku, Y. and Ishikawa, H., A Regional-Scale Evaluation of Changes in Environmental Stability for Summertime Afternoon Precipitation under Global Warming from Super-High-Resolution GCM Simulations: A Study for the Case in the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A** (2012) 189-212.
- [22]Emanuel, K., Solomon, S., Folini, D., Davis, S., and Cagnazzo, C., Influence of Tropical Tropopause Layer Cooling on Atlantic Hurricane Activity, *J. Climate*, **26** (2013) 2288-2301.
- [23]Takemi, T., Ito, R. and Arakawa, O., Robustness and Uncertainty of Projected Changes in the Impacts of Typhoon Vera (1959) under Global Warming. *Hydrol. Res. Lett.*, **10** (2016) 88-94.
- [24]Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H. and Kitoh, A., Classification of CMIP5 Future Climate Responses by the Tropical Sea Surface Temperature Changes, *SOLA*, **10** (2014) 167-171.
- [25]Kanada, S., Takemi, T., Kato, M., Yamasaki, S., Fudeyasu, H., Tsuboki, K., Arakawa, O. and Takayabu, I., A Multi-Model Intercomparison of an Intense Typhoon in Future, Warmer Climates by Four 5-Km-Mesh Models, *J. Climate*, **30** (2017) 6017-6036.
- [26]Ito, R., Takemi, T. and Arakawa, O., A Possible Reduction in the Severity of Typhoon Wind in the Northern Part of Japan under Global Warming: A Case Study, *SOLA*, **12** (2016) 100-105.
- [27]Takemi, T., Ito, R. and Arakawa, O., Effects of Global Warming on the Impacts of Typhoon Mireille (1991) in the Kyushu and Tohoku Regions. *Hydrol. Res. Lett.*, **10** (2016) 81-87.



上段の図は、気象モデルで再現された 2013 年台風 30 号の様子を 2013 年 11 月 8 日 00 UTC での高度 2 km の水平面での降雨強度で示す。下段の左図と右図は、それぞれ再現実験と擬似温暖化実験による伊勢湾台風の経路と中心気圧を示す。初期条件を変えてそれぞれ複数の計算を実行した。温暖化条件で台風強度が強まっていることが分かる。

(特集記事「スーパー台風の数値解析 (竹見 哲也)」より)