

水工学シリーズ 08-B-2

海水温の上昇と台風強大化の可能性

電力中央研究所 環境科学研究所 上席研究員

筒井 純一

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2008年8月

海水温の上昇と台風強大化の可能性

Rising sea temperatures and possible intensification of typhoons

筒井純一
Junichi TSUTSUI

1 はじめに

台風の発生や発達強度は海面付近の海水温に強く依存する。海水温は、季節によって変化するだけでなく、海洋中に存在する中規模渦の消長や、エルニーニョをはじめとする様々な時間・空間規模の自然変動、さらには台風自身が引き起こす海洋の湧昇によって変化する。加えて、大気中二酸化炭素の増加などの人為的要因による地球温暖化も、海水温や大規模な大気循環の変化を通じて、台風活動に影響する可能性がある。自然変動に伴う海水温の変化は、一時的、局所的であるのに対し、人為的な地球温暖化の場合は、基本的に地球規模の変化である。したがって、海水温の変化が台風強度におよぼす影響は、自然変動と地球温暖化では質的に異なる予想される。

温暖化に関する様々な問題については、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) が、科学的知見をまとめた評価報告書を定期的に出版している。2007 年には、最新の第 4 次評価報告書がまとめられ、地球が温暖化しつつあることは明白であり、人為的な温室効果気体の増加が原因であることがほぼ断定された。また、気候系の慣性のため、今後 30 年程度は、温室効果気体の排出量の増減によらず、ある程度（全球平均で 10 年につき 0.2℃程度）の温暖化は不可避免的に進行すると予想されている。台風やハリケーンなどの熱帯低気圧については、比較的確度は低いものの、温暖化によって強度が増加する可能性が指摘されている。ただし、これらは元々稀にしか起きない局所的な現象であり、自然の変動が大きいこともあって、将来予測については不確実性の度合いが大きい。

2004-05 年は、台風やハリケーンなどの熱帯低気圧による自然災害が、世界的に頻発した。台風が我が国の海岸構造物をはじめとする社会におよぼす影響は極めて大きく、その変化傾向についての関心は高い。特に、2005 年の米国におけるハリケーン災害^{1,2)}や、同年に発表された強い熱帯低気圧の急増を指摘する論文^{3,4)}を契機に、地球温暖化との関連性等について専門家の間でも論争が続いている。

本稿では、地球温暖化に伴う海水温の上昇が引き起こす台風強大化の可能性について、現時点での科学的知見をまとめる。まず、基礎事項として、第 2 節で、熱帯低気圧に関する用語や強度の定義を明確にする。続いて、第 3 節で、気候学的な熱帯低気圧の発生と発達の特徴を述べ、第 4 節で、観測記録としてのベストトラックデータの概要と問題点を述べる。以上の基礎事項に基づき、第 5 節で、熱帯低気圧の強度に関する理論モデルを説明し、第 6 節で、日本に接近・上陸する台風に注目して、最新の気候データを用いて強度の変化傾向を分析する。第 7 節で、本稿の分析結果をまとめ、最新の研究動向について補足する。最後に第 8 節で、参考情報として、2004-05 年の顕著事象、および本稿の分析で用いた気候データの解説を加える。

2 定義

台風は、西部北太平洋や南シナ海で発生する熱帯低気圧のうち、中心付近の最大風速が 17 ms^{-1} (34 ノット) 以上に達したものである。ここで、熱帯低気圧は、熱帯海洋上で発生する低気圧（擾乱）の総称であり、前線がないこと（南北の気温傾度が小さい）、および上空に暖気核をもつ（周囲と比べて気温が高い）という構造上の特徴により、温帯低気圧と区別される。熱帯低気圧は、台風強度に発達する前の熱帯擾乱、あるいは台風がその構造を保ちながら衰弱した低気圧に対し、「弱い熱帯低気圧」として言及される場合もある。なお、日

表 1: 国際基準による熱帯低気圧 (tropical cyclone) の分類。風速は地上 10 m 高度での 10 分平均風速で定義。ただし、米国では 1 分平均風速が用いられる。

名前	風速
tropical depression	17 m/s 以下
tropical storm	18～32 m/s
hurricane, typhoon, severe tropical cyclone, etc.	33 m/s 以上

表 2: ハリケーン強度の階級。

階級	気圧 (hPa)	風速 (m/s)	被害程度
1	～980	33～42	Minimal
2	979～965	43～49	Moderate
3	964～945	50～58	Extensive
4	944～920	59～69	Extreme
5	919～	70～	Catastrophic

表 3: ドボラック法における CI 数と最大風速および中心気圧への変換表。三河⁵⁾に基づく。

CI 数	西部北太平洋		北大西洋	
	最大風速 (knot)	中心気圧 (hPa)	最大風速 (knot)	中心気圧 (hPa)
1.0	22	1005	25	
1.5	29	1002	25	
2.0	36	998	30	1009
2.5	43	993	35	1005
3.0	50	987	45	1000
3.5	57	981	55	994
4.0	64	973	65	987
4.5	71	965	77	979
5.0	78	956	90	970
5.5	85	947	102	960
6.0	93	937	115	948
6.5	100	926	127	935
7.0	107	914	140	921
7.5	115	901	155	906
8.0	122	888	170	890

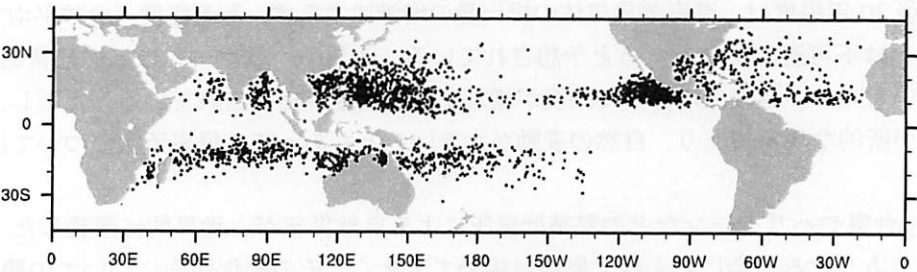


図 1: 熱帯低気圧の発生地点の分布。過去 30 年間の熱帯低気圧について、最初に風速 17 m s^{-1} 以上の強度に達した地点を表示。

本に接近・上陸するような台風は、温帯低気圧に遷移（温低化）することが多い。台風の温低化は構造上の変化であり、風速とは関係しない。

台風のように風速が 17 m s^{-1} 以上となる熱帯低気圧は、図 1 に示すように、南大西洋と東部南太平洋を除く熱帯海域で発生する。熱帯低気圧に対応する英語は tropical cyclone である。国際的な取り決めでは、tropical cyclone は強度によって表 1 のように分類される。このうち、風速 33 m s^{-1} 以上のものは海域によって呼び方が異なり、西半球（北大西洋、カリブ海、メキシコ湾、東部北太平洋）では hurricane、西部北太平洋では typhoon、それ以外では severe tropical cyclone などとなる。日本の台風に対応するものは、国際的には tropical storm と typhoon である。なお、風速は海上 10 m の基準高度における 10 分平均風速、もしくは 1 分平均風速（米国の場合）が使われる。

ハリケーンは、表 2 に示す Saffir-Simpson スケールと呼ばれる強度階級（カテゴリ）で分類される。一方、気象庁による台風の強度階級は、「強い」 $33\sim44\text{ m s}^{-1}$ 、「非常に強い」 $44\sim54\text{ m s}^{-1}$ 、「猛烈な」 54 m s^{-1} 以上、となっている。

本稿では、風速 17 m s^{-1} 以上の熱帯低気圧について、西部北太平洋に限定する場合は「台風」、それ以外の海域も含む場合は単に「熱帯低気圧」とする。

3 熱帯低気圧の発生と発達

熱帯低気圧は、モンスーントラフや偏東風波動などから発生する。モンスーントラフは、モンスーン域（海陸の気温差に起因して風向が季節によって反転する地域）に見られる低圧部であり、偏東風波動は、北アフリカに起源をもつ低緯度の偏東風帯を西進する波動擾乱である。実際の熱帯低気圧の発生過程は様々であり、渦の初期段階の変遷や、どのような場合に擾乱が熱帯低気圧に発達するかといった点については、現在でも十分に理解されてはいない。

熱帯低気圧のエネルギー源は、暖い海洋から蒸発した水蒸気の潜熱である。熱帯低気圧の風は、地表付近では中心に向かって吹き込んでおり、海面から蒸発した水蒸気も中心付近で収束する。この水蒸気は対流によって上空に運ばれて凝結し、潜熱を放出する。放出した潜熱によって暖気核構造が形成・維持され、熱帯低気圧の中心付近では地表面の気圧が低下する。気圧の低下は渦の強化と関係し、低気圧の中心に向かってさらに多くの水蒸気が供給されるようになる。このように、熱帯低気圧の渦とその中の対流活動が協調的に作用し、強風と豪雨を伴う激しい擾乱に発達する。

発達した熱帯低気圧は、直径が100～1000 km規模の軸対称に近い渦であり、中心付近の比較的静穏な領域として認識される「眼」、眼の周りをとり囲む背の高い対流性の雲である「壁雲」、螺旋状に分布する強雨帯としての「レインバンド」といった構造で特徴づけられる。このような構造は、熱帯低気圧に伴う強風や豪雨と関係が深い。

発生した熱帯低気圧は周囲の大規模な風に流されて移動する。また、熱帯低気圧の渦が引き起こす二次的な流れにより、高緯度方向に移動する効果（ベータドリフト）も働く。典型的な熱帯低気圧の移動経路としては、低緯度の偏東風に流されて西進を続ける場合と、途中で中緯度の偏西風帯に達して向きを東に転ずる（転向する）場合がある。熱帯低気圧は、陸地や水温の低い海域に移動すると、水蒸気供給が減少し衰弱する。また、中緯度に達して温低圧する場合もある。

熱帯低気圧の発生には、次のような気候学的な条件が必要であることが知られている⁶⁾。

1. 暖かい海面水温（26℃以上）と十分な深さの海洋混合層
2. 条件付不安定（飽和気塊の上昇に対して不安定）な大気成層
3. 大気（対流圏）中・下層の高い湿度
4. 大気下層での大きな相対渦度
5. コリオリ力（地球自転による渦度）
6. 風の鉛直シアが小さい

第1～3項は熱力学的な条件である。暖かい海面水温は、海面付近の水蒸気量を左右する重要な要素である。熱帯低気圧による渦は、海水の湧昇を引き起こすため、それによる水温低下を抑えるために、暖い海水が十分な深さまで蓄積されている必要がある。第2～3項は、海面水温が高ければ満たされる場合が多く、必ずしも独立した条件ではない。第4～6項は、それぞれ、熱帯低気圧の元になる擾乱の発生、低圧部に向かう流れによる渦の形成、および上空の暖気核構造の維持に必要な力学的条件である。第6項の鉛直シアは、大気上層と下層の風速差のことである。鉛直シアが大きいと、暖気核が形成されにくくなるので、熱帯低気圧の発生・発達が阻害される。

気候学的な発生条件は、熱帯低気圧が発生し易い海域の目安を与える。図1に示される発生地点の分布では、赤道付近、東部南太平洋、および南大西洋が空白域である。この理由は、赤道付近ではコリオリ力が小さいこと、東部南太平洋では水温が低いことから理解される。南大西洋については、他の海域のように大規模な風の収束が生じないため、上記第4項の条件が満たされないことが主因と考えられる。後述する2004年にブラジ

ルに上陸した擾乱は、非常に稀な現象と言える。ただし、何かのきっかけで擾乱が生成されれば、それを維持する熱的なポテンシャルは元々存在するようである。

4 観測記録

熱帯海洋上における熱帯低気圧の観測は、直接的な手段では航空機観測に限られ、現在では気象衛星によるリモートセンシングが中心である。航空機観測は、20 世紀半ば頃から米国で定常業務的に行われ、風速や海面気圧などの信頼性の高いデータを提供してきた。しかしながら、対象海域は北大西洋と西部北太平洋に限られ、しかも、西部北太平洋の航空機観測は、1987 年以降実施されていない。一方、衛星観測は、静止気象衛星の雲画像から中心位置や強度を推定する手法が開発され、1970 年代以降本格化した。したがって、西部北太平洋と北大西洋については、60 年程度の観測データが蓄積されているが、全球の熱帯低気圧が全て観測されるようになったのは、最近の 30 年程度である。

衛星データから強度を推定するには、ドボラック法^{7,8)}と呼ばれる雲画像のパターン認識に基づく手法が利用される。この手法では、熱帯低気圧の雲域の特徴を CI 数 (Current Intensity Number) として数量化し、その CI 数と強度の経験的な関係から最大風速や中心気圧を得る。

表 3 に、現業観測で使われている CI 数と最大風速の関係を西部北太平洋と北大西洋について示す。西部北太平洋は気象庁、北大西洋は米国の現業機関で使われているものである。両者とも、航空機観測に基づいて決められた表であるが、風速定義の違いなどにより、同じ CI 数に対しても異なる風速値が対応づけられている。特に、100 ノットを越えるような強い熱帯低気圧については、両者の差が大きくなる。

熱帯低気圧の観測・予報情報は、WMO (世界気象機関) の枠組の下、地域毎に分かれた気象センターから提供される。例えば、西部北太平洋と南シナ海は、気象庁内に設置された RSMC (Regional Specialized Meteorological Center) Tokyo-Typhoon Center が担当している。警報として発表された熱帯低気圧情報は、事後解析による修正を経て、ベストトラックデータとしてまとめられる。ベストトラックデータには、個々の熱帯低気圧について、6 時間毎の位置や強度などの情報が収録されており、気象業務以外にも様々な研究に利用されている。

熱帯低気圧の公式情報は RSMC から提供されるものではあるが、JTWC (Joint Typhoon Warning Center) と呼ばれる米国政府機関も、独自に熱帯低気圧の情報を提供している。JTWC は、軍やその他の政府機関に対する情報提供が目的であるが、その情報は一般にも公開されている。JTWC のベストトラックデータは北大西洋と東部北太平洋を除く全海域をカバーし、研究用データとしては、むしろ標準的に利用されている。ただし、JTWC の風速定義は 1 分平均であり、米国を除く他のセンターによる 10 分平均風速とは異なる点に注意を要する。また、風速定義の他にも、中心位置や、tropical storm の強度に達したかどうかといった判断も、RSMC の公式情報と微妙に異なる場合がある。

地球規模の温暖化は、1970 年台以降顕著であり、図 2 に示されるように、熱帯の気温も最近の 30 年間で、0.5℃程度増加したと見込まれる。このような熱環境の変化は、熱帯低気圧の活動にも何らかの変化をおよぼすと想像される。しかしながら、熱帯低気圧活動には、海域毎に特徴的な様々な時間規模の自然変動があり、地球温暖化に関係する長期的な変化傾向を見出すのは困難である。最初に触れたように、強い熱帯低気圧の頻度が過去 30 年間に急増したと指摘する論文^{3,4)} が大きな関心呼んだが、その内容に批判的な論文^{9,10,11)} も多い。批判的な立場からは、観測期間が短いことに加え、強度の観測 (推定) 方法が時期によって異なることも指摘されている。特に西部北太平洋では、航空機観測が中止された 1987 年以降、強度の統計量で気象庁と JTWC の違いが目立っている¹²⁾。ベストトラックから長期的な変化傾向を分析した結果には、少なからずバイアスが含まれることに注意が必要である。

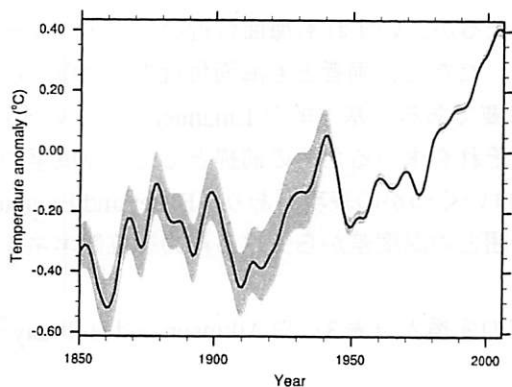


図 2: 熱帯 (30S-30N 平均) の地上気温偏差 (1961-1990 年平均との差) の経年変化¹³⁾。影の部分は不確か性の度合いを表す。

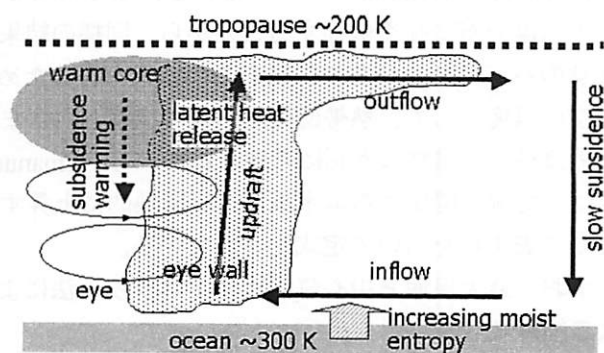


図 3: 熱帯低気圧の概念モデル。中心を通る鉛直断面について、軸対象構造の片側半分を示す。

5 理論モデルによる潜在的な最大強度

発達した熱帯低気圧で中心気圧が下がるのは、上空の空気の密度が低いことを意味する。これは、地表付近の湿潤な空気のもつ熱エネルギーが対流によって上空に運ばれた結果であり、暖気核が形成されることでもたらされる。したがって、地表付近の気温と水蒸気量は、中心気圧の下限値を決める重要な要素である。地表付近の気温と水蒸気量は海面水温ではほぼ規定されるため、結局、熱帯低気圧強度の上限は、海面水温に強く依存する。

近似的な計算によると、地表付近の相当温位が 1 K 上昇すると、中心気圧は 2.5 hPa 低下する¹⁵⁾。ここで、相当温位とは、湿潤断熱過程で保存するように定義された温度であり、気温、気圧、および水蒸気量の関数である。熱帯低気圧の発達では、海面水温が高い状態で気圧が低下（等温膨張）することにより、地表付近の熱エネルギーが増大する点が重要である。

熱帯低気圧内部の空気の流れには、図 3 に示すように、ほぼ軸対称の強い低気圧性循環（北半球では反時計回り）と、それと直交する動径方向の二次的な循環がある。この二次的な循環は、大気境界層内を中心に向かう吹き込み、中心付近の壁雲でのやや外向きに傾斜した上昇流、圏界面付近での吹き出し、中心から離れた領域でのゆっくりとした下降流から構成される。等温膨張に近い吹き込み過程では、暖かい海洋から熱を吸収し、水蒸気凝結を伴う壁雲中の上昇過程では、潜熱を放出して暖気核を形成する。このような二次循環に対する熱力学的な考察から、熱帯低気圧の理論的な最大強度を見積もるためのモデルが、Emanuel^{16,17)} と Holland¹⁸⁾ によって考案されている。

Emanuel のモデルでは、十分に発達した熱帯低気圧の定常状態において、海洋から供給される熱エネルギーが、主に海面での摩擦によって散逸すると考え、最大風速もしくは中心気圧を求める式として表現される。海洋から供給されるエネルギーは、熱帯低気圧をカルノーの熱機関と見立て、熱効率の概念を導入しているのが特徴である。海面水温が熱源の温度、熱帯低気圧上端の温度が排熱（放射冷却による）の温度に相当し、両者の差が大きいほど強度が増すことを意味する。したがって、海面水温が高いことに加え、熱帯低気圧上端の温度が高いほど、すなわち、熱帯低気圧の背が高くなるほど強度が増すと理解される。

一方、Holland のモデルは、与えられた熱環境（海面水温と上空の気温）の下で、中心気圧の低下に直結する上空の昇温を直接的に計算するという方法である。その計算では、壁雲内で海面付近の高い相当温位が鉛直方向に様に分布すること、気圧低下と相当温位増加の相乗的な効果を収束計算で求めること、および眼の下降流による追加的な昇温・気圧低下が考慮されるのが特徴である。

Emanuel と Holland のモデルは、基になる考え方が大きく異なるが、いずれも海面付近の熱エネルギーと上空の気温分布に強く依存することから、同様の結果が得られる。ただし、両者とも海面付近の相対湿度などの任意のパラメータがあり、現実的な結果を得るための調整が必要である。基本的な Emanuel モデルの式には、上空の温度として、熱帯低気圧上端の温度しか含まれないが、それを求めるための前提として、環境場の気温の鉛直分布が暗黙のうちに考慮されている。Emanuel モデルにはいくつかの表現があり、Bister and Emanuel¹⁹⁾では、対流に関係するエネルギー（断熱的に上昇する気塊が周囲との温度差から受ける浮力を位置エネルギーとして表す）を用いて定式化されている。

なお、最大風速と中心気圧は、ドボラック法による強度推定の変換表（表3）や Atkinson and Holliday²⁰⁾ による経験式

$$V_s = 6.7(1010 - P_c)^{0.644} \quad (1)$$

などによって互いに変換できる。ここで、 V_s は最大風速、 P_c は中心気圧で、それぞれ knot、hPa を単位とする。また、Emanuel の方法では、熱帯低気圧の中心付近の運動が剛体回転と仮定され、中心気圧と風速が関係づけられている。

以上のような理論モデルは、与えられた環境場に対する最大強度を見積る上で有用であるが、現実の熱帯低気圧が必ずしもその最大強度に達するわけではないことに注意を要する。例えば、北大西洋の熱帯低気圧記録からは、Emanuel モデルに基づく最大強度の 80% 以上に達するものが、全体の 20% 程度であることが確認されている²¹⁾。発達を阻害する要因には、風の鉛直シアなどの大気の状態、熱帯低気圧内部の力学的要因、降雨や波しぶきの影響、海洋との相互作用など様々のものが考えられる。特に、熱帯低気圧の風が引き起こす海洋の湧昇によって海面水温が低下する効果は重要である。このように、熱帯低気圧強度は海水温の上昇とともに増加するが、ある程度水温が高くなると、発達を阻害する要因も大きくなると推測される。

理論モデルは、温暖化の問題を考える上でも有用である。温暖化による昇温は地球規模で生じるが、熱帯大気では、一般に、上部対流圏でより大きな昇温となる。これは、高さとともに気温が低下する割合（気温減率）が、熱帯大気では湿潤断熱線（図4）に近いことから説明される²²⁾。この点は、熱帯低気圧強度の温暖化による変化を考える上で重要であり、水温上昇による強度増加が、上空のより大きな昇温によって抑制されることを意味する。

Henderson-Sellers et al.²³⁾ では、Holland モデルに基づき、現状と温暖化した気候に対して熱帯低気圧強度が比較されている。温暖化した気候は、複数の気候モデル²⁴⁾ で予測された結果に基づき、発生海域の水温が、現状気候に対して 2°C 程度高い状態が想定された。この結果、熱帯低気圧の発達に適する水温条件が、現状の 26°C 以上に対して、温暖化した気候では 28°C 以上になり、発生海域は温暖化してもほとんど変化しないことが示された。また、発生海域毎の強度の上限は、多くの場合僅かな変化（中心気圧で数 hPa 程度）に留まり、900 hPa を下回るような最も発達する場合で 10~20 hPa 程度の低下と見込まれた。

理論モデルで得られる結果は、様々な仮定が含まれるが、海面水温についての熱帯低気圧の発生条件は、現状と温暖化した気候では大きく異なると考えるのが妥当である。非常に強い熱帯低気圧に対する発達限界は、温暖化によって幾分か増加する可能性がある。ただし、海面水温だけの变化から推定されるような大きな変化ではないことに留意すべきである。

熱帯低気圧に伴う降雨も強度に関する重要な情報であるが、理論モデルの枠組では、定量的な情報は得られない。ただし、図5に示すように気温の増加とともに大気中に含まれる水蒸気量が増加するため、一般に、温暖化によって豪雨の強度は増すと予想される。すなわち、降水強度は、熱帯低気圧自身の強度に変化がなくても、大気中水蒸気量が増加する効果によって増加する。なお、理論モデルでは、力学的要因に大きく左右される発生頻度や移動経路に関する情報は得られない。

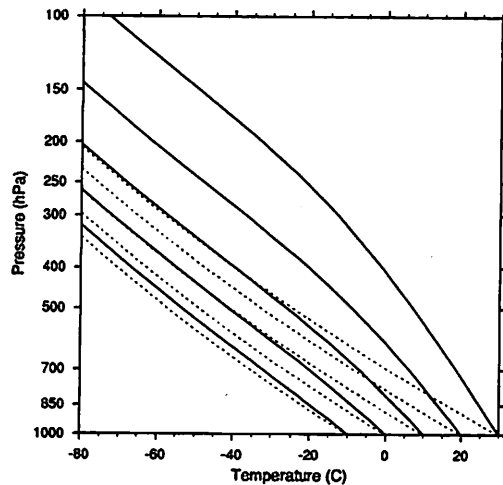


図 4: 地上気温が -10 、 0 、 10 、 20 、 30 °C の場合の湿潤断熱線 (実線) と乾燥断熱線 (破線)。相当温位等に Bolton¹⁴⁾ の近似式を用いて計算。

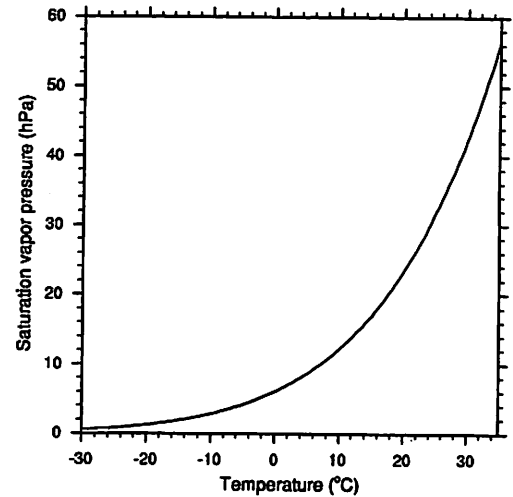


図 5: 飽和水蒸気圧と気温の関係¹⁴⁾。

6 最新の気候データに基づく台風強度の変化

ここでは、理論モデルと最新の気候データを用いて、日本に接近・上陸する台風に着目して、強度の変化傾向を分析する。理論モデルには、Henderson-Sellers et al.²³⁾ と同様に Holland モデルを用い、最新の気候データとして、JRA-25 長期再解析²⁵⁾、および CMIP3 マルチモデル²⁶⁾ による 20 世紀再現実験と 21 世紀の温暖化予測実験のデータを用いる。この温暖化実験に使われた CO_2 等の濃度変化シナリオは、IPCC による SRES シナリオ群²⁷⁾ のうち、中程度の排出を見込む A1B と呼ばれるものである。これらのデータの概要は付録に記載した。台風強度は、Holland モデルで計算される理論的な中心気圧の下限値として表す。以下の結果は、定性的には Henderson-Sellers et al.²³⁾ によるものと同様であるが、日本に接近・上陸する台風について、理論モデルの枠組みで得られる現時点での最良の予測結果の一つと位置付けられる。

日本に接近・上陸する台風は夏から秋にかけて多く、その頻度や強度の地理的な分布は、図 6 に示すような特徴がある。ここで、日本に接近・上陸する台風は、図 7 に示す格子点領域を通過する台風と定義しており、全体の 1/3 程度が該当する。発生地点は南シナ海から日付変更線付近までの広い範囲に分布する (図 6c)。台風の発生は、大規模な風や気温の分布に関係するため、例えば、エルニーニョの場合に南東寄り、その逆のラニーニャの場合に北西寄りに偏る傾向がある²⁸⁾。全体的には、北西方向に沖縄付近まで進み、その後転向して日本本土に向かう場合が多い (図 6a)。既往最低の中心気圧の記録 (図 6b) は、20N 付近で 900 hPa を下回り、日本本土に近い海域では 920–930 hPa 程度である。個々の台風は、南西諸島に近いところで最も発達する場合が多い (図 6d)。

以上のような特徴を考慮して、ここでは、図 6 に示すように、12.5–32.5N、122.5–145E の範囲を日本に接近・上陸する台風の主要発達海域と定め、この領域で東西平均した熱環境 (海面水温と上空の気温分布) を用いて、緯度別の台風強度の変化傾向を調査する。この領域には、観測史上最低の 870 hPa の中心気圧を記録した地点も含まれる。また、台風シーズンを 6 月から 11 月までの 6 ヶ月間とし、月毎の熱環境の違いを考慮する。

理論モデルのパラメーターは JRA-25 長期再解析の月別気候値 (1979–2004 年平均) を用いて調整した。中心気圧は、台風内部と周囲の環境場の気温差を鉛直積分した量に相当する。Holland モデルでは、台風内部の昇温は、壁雲内の対流と海面付近の等温膨張過程の効果、および眼の下降流の効果に分けられる。ここでは、西部北太平洋の観測記録上の最低中心気圧が 870 hPa であることを考慮し、壁雲および眼の内部の相対湿度に関

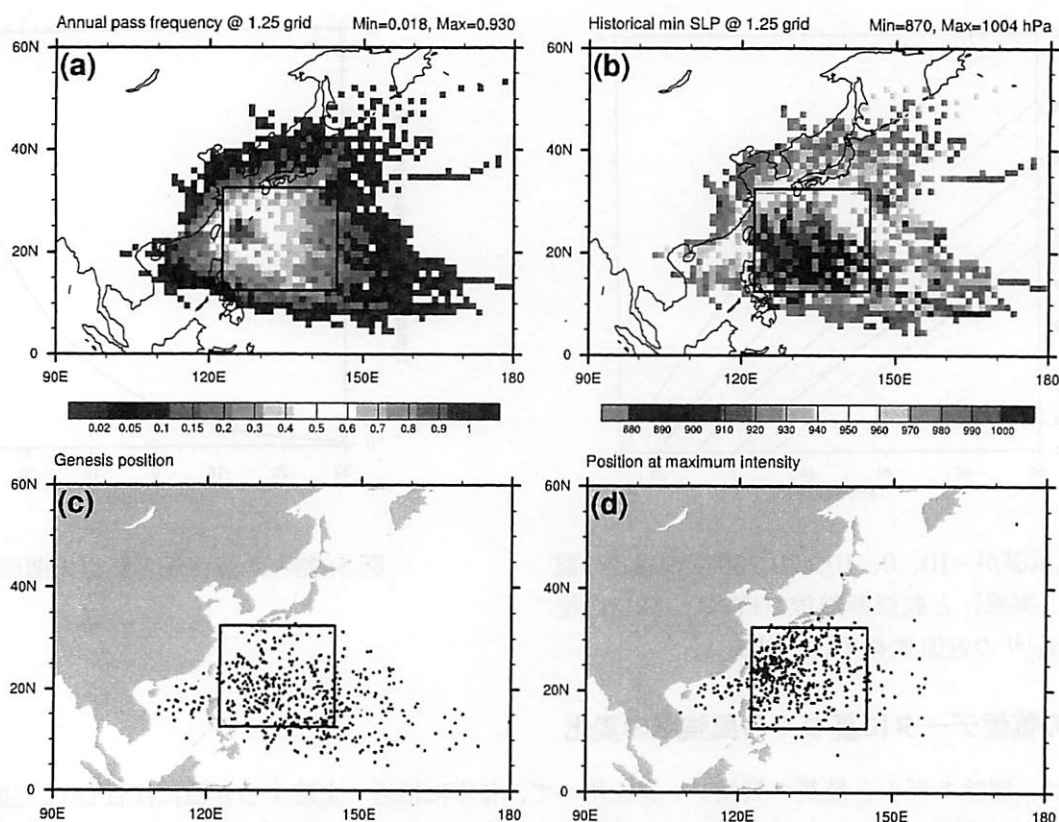


図 6: 1951 年から 2007 年までの気象庁ベストトラックうち、図 7 に示す日本付近の緯度・経度 1.25 度の格子点領域を通る台風の気候値。(a) 頻度 (1 年当たり台風が通過する回数)、(b) 既往最低の中心気圧、(c) 最初に tropical storm 強度に達した地点 (発生地点)、(d) 最低中心気圧に達した地点 (最発達地点)。温低化後を除く tropical storm 強度以上の期間を対象、(a) と (b) では、緯度・経度 1.25 度間隔の格子点で計算。太い実線は、本稿で主要発達海域として扱う 12.5–32.5N、122.5–145E の領域を示す。

わるパラメーターを調整した。図 8 に、20N、8 月における台風内の気温の鉛直分布を示す。海面水温は 29.4 °C であり、海面上の気温はそれより 1 °C 低いと仮定している。この場合は、環境場の海面気圧 1007.5 hPa に対して台風の中心気圧は 121.1 hPa 低下し、中心気圧は 886.4 hPa に達する。このうち、壁雲の諸過程による気圧低下量は 82.6 hPa である。

JRA-25 再解析による月別気候値に対して、図 6 に示すように、台風発達海域における現状気候の中心気圧の分布が得られる。海面水温が 26–27 °C を越えると、中心気圧が 990 hPa を下回るようになり、海面水温の増加とともに中心気圧が低下する。両者の関係は必ずしも線形ではないが、海面水温の最大値が 29.5 °C 程度、最低中心気圧が 870 hPa 程度であり、概ね 1 °C の水温上昇につき 30–60 hPa の気圧低下となる。各月の中心気圧は、高緯度から低緯度に向かってほぼ直線的に低下するが、その傾きが月によって異なり、900 hPa を下回る位から低下量が減少する。このような特徴は、環境場の気温の鉛直分布や対流圏界面高度といった、台風の暖気核形成に関わるポテンシャルの緯度や季節による違いを反映したものと理解される。

将来の台風強度についても、暖気核形成ポテンシャル、すなわち上空の気温分布が地球温暖化によってどのように変化するかが重要である。ここでは気候モデルによる温暖化予測の不確実性を考慮するために、表 4 に示す 23 種類のモデルのばらつきを考慮する。図 10 に、一例として、1980–1999 年から 2080–2099 年にかけての 8 月の気温変化を示す。鉛直・緯度分布のモデル平均 (図 10a) からは、対流圏 (低緯度では 100 hPa、中・高緯度では 200–300 hPa まで) で温暖化傾向、成層圏で寒冷化傾向であり、対流圏の昇温は、低緯度では、上

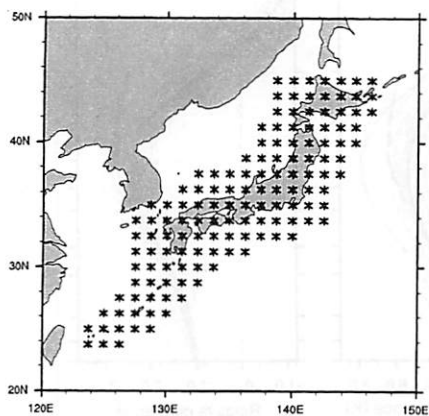


図 7: 日本付近の緯度・経度 1.25 度の格子点。

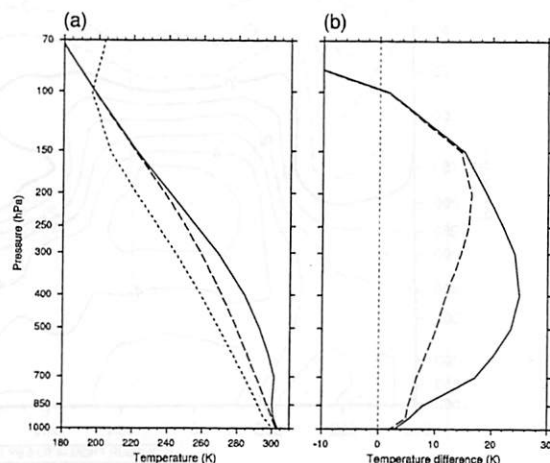


図 8: (a) Holland の理論モデルで計算された熱帯低気圧の中心付近における気温の鉛直分布、および (b) 環境場の気温 (a の点線) との差。20N、122.5-145E、8 月の JRA-25 気候値 (海面水温は 29.4 °C) に対する結果。破線は、壁雲内の対流と海面付近の等温膨張過程で生じる昇温、実線は、眼の下降流による昇温を加えた結果を表す。

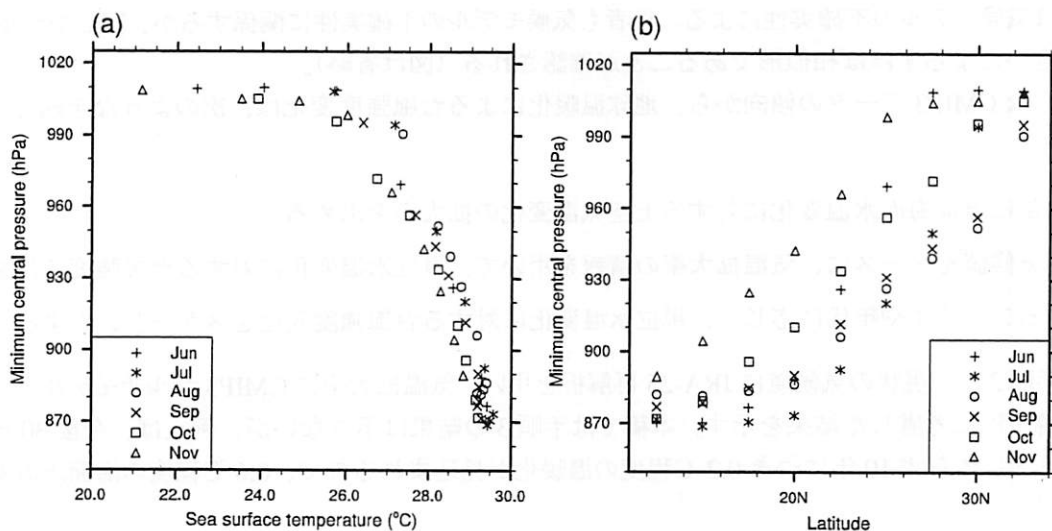


図 9: Holland の理論モデルで計算された西部北太平洋上の主要台風発達海域における 6-11 月の月・緯度別の最低中心気圧。入力データの熱環境場 (気温、海面水温、海面気圧) は、JRA-25 月別気候値 (1979-2004 年平均) による。

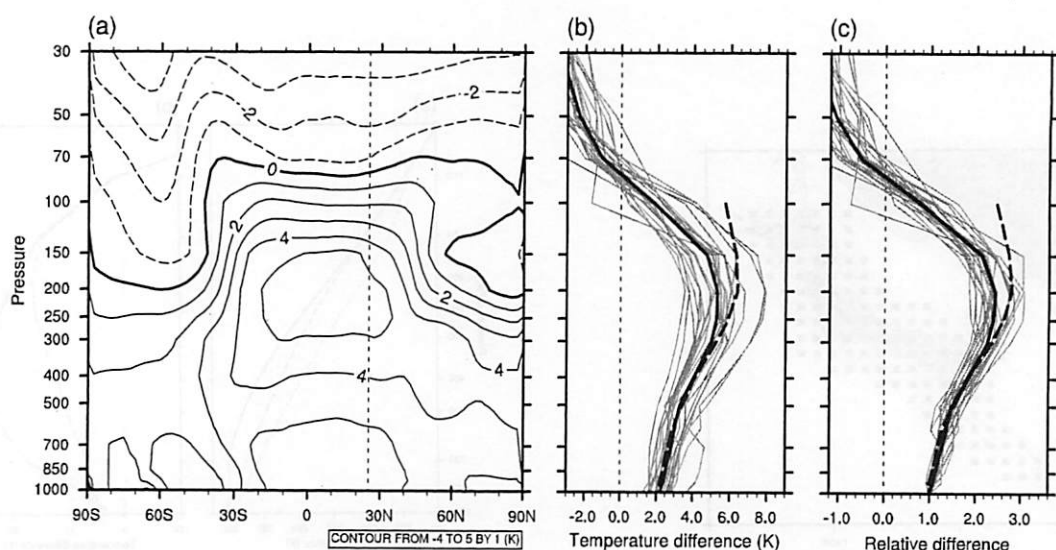


図 10: CMIP3 マルチモデルから得られる 1980-1999 年から 2080-2099 年にかけての 8 月の気温変化。台風の主要発達海域の経度帯 (122.5-145E) で平均。(a) は鉛直 (気圧)・緯度分布、(b)、(c) は 25N における鉛直分布。(c) は (b) と同様であるが、1000 hPa を基準とする相対的な変化を示す。灰色の細い線は、各モデルの結果、太い実線はモデル平均、太い破線は、モデル平均した地表面温度に対し、地表面の相対湿度を 80% と仮定して得られる湿潤断熱線。

方に向かって拡大し、200 hPa 付近でピークになることが示される。暖気核形成の観点からは、海面水温の上昇に伴う台風強度の増加は、上空の環境場のより大きな昇温によってある程度抑制されることが示唆される。

モデル間の昇温量の違いは、例として示す 25N、8 月の場合 (図 10b、c) のように、全体的な温暖化の度合いだけでなく、鉛直分布の形状、すなわち海面水温の変化に対する上空の気温変化の拡大率にも関係する。前者のばらつきは気候モデルの不確実性による。後者も気候モデルの不確実性に関係するが、同じモデルであれば、温暖化の度合いによらずほぼ相似形であることが確認される (図は省略)。

以上のような CMIP3 データの傾向から、地球温暖化による台風強度変化は、次のような手順で考えるのが合理的である。

1. モデル毎に単位海面水温変化に対する上空気温変化の拡大率を求める。
2. 現状の気候値をベースに、気温拡大率の情報をを用いて、単位水温変化に対する台風強度変化を求める。
3. 想定するシナリオや年代に応じて、単位水温変化に対する台風強度変化をスケーリングする。

ここでは、手順 2 で、現状の気候値に JRA-25 再解析を用い、気温拡大率に CMIP3 マルチモデルの平均と標準偏差を月・緯度別に考慮した結果を示す。本稿では手順 3 の結果は示さないが、例えば、今後 30 年程度であれば、シナリオに依らず 10 年につき 0.2℃程度の温暖化が見込まれるので、0.6℃程度の海面水温変化を考慮すれば良い²⁹⁾。

図 6 と同様の月・緯度別最低中心気圧について、図 11 に、1℃の水温上昇に対する変化を示す。中心気圧と海面水温の関係は、現状と温暖化した気候では異なり、温暖化による台風の強大化 (中心気圧の低下) は、海面水温だけから見込まれる変化 (上述の 1℃につき 30~60 hPa) と比べて緩やかである (図 11a)。中心気圧の低下には、台風強度による若干の依存性があり、全体的に低緯度の強い台風の方が変化が大きい。気温拡大率に CMIP3 マルチモデルの平均を用いた場合は、中心気圧の低下量は 0 から 12 hPa の範囲に分布し、緯度別では、22N 付近を境に、低緯度側では 10 hPa 程度、高緯度側では 6 hPa 程度となる月が多い (図 11b)。32.5N の

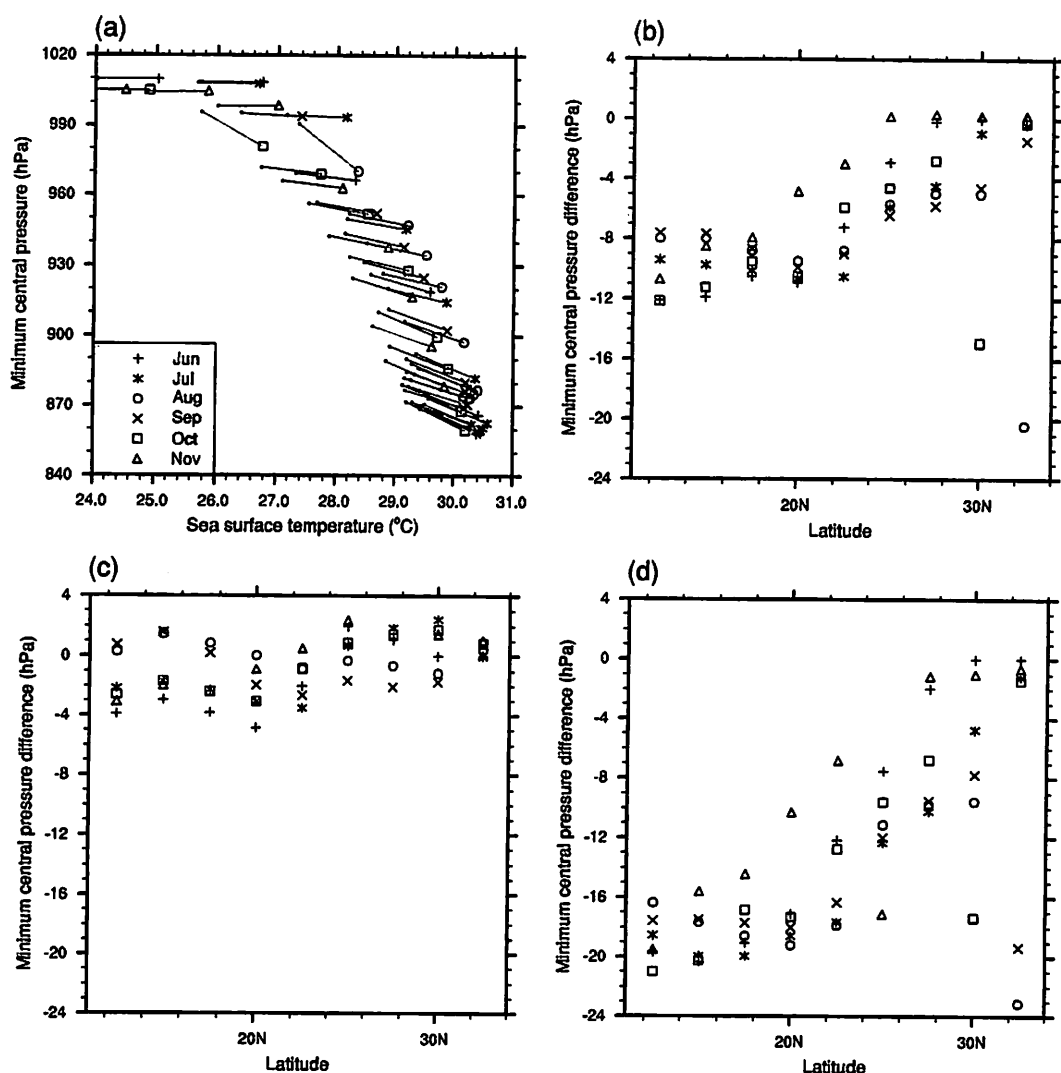


図 11: 図 6 と同様の月・緯度別最低中心気圧の単位海面水温上昇 (1°C) に対する変化。(a) 海面水温との関係、(b-d) 緯度毎の分布。(a) と (b) は、上空気温の拡大率に CMIP マルチモデルの平均を用いた場合の結果、(c) と (d) は、その平均に標準偏差を加えた場合と引いた場合の結果。(a) の灰色の線は、現状気候からの変化を示す。

8 月と 30N の 10 月は比較的大きな変化を示すが、これらの場合は、 1°C の水温上昇が台風が発達するかどうかを左右する。図 6b との比較から、32.5N では、現状気候ではいずれの月も台風の発達に適さないが、 1°C の水温上昇で 8 月が適するようになること、30N では、現状気候では発達に適する月が 8-9 月であるのに対し、 1°C の水温上昇で 10 月が適するようになることが確認される。

このような水温上昇による中心気圧の低下は、上空の気温拡大率に大きく左右される。CMIP3 マルチモデルの平均に標準偏差を加えた気温拡大率の場合 (図 11c) は、気圧低下は高々 4 hPa 程度と小さく、モデル平均から標準偏差を引いた場合 (図 11d) は、平均の場合に対して 2 倍程度拡大する。前者の場合は、上空の気温拡大率が湿潤断熱的な変化に近い状態であり、温暖化しても台風強度がほとんど変化しない。このようなモデル間の気温拡大率の違いは、現在の気候モデルの不確実性の一端である。現状では、CMIP3 マルチモデルの平均に基づく結果が最良と言えるが、今後の温暖化予測の精度向上に応じて更新されるべき情報である。また、気候モデルから得られる気温拡大率は、ゾンデや衛星による観測データの長期的変化傾向とは必ずしも整合しない³⁰⁾ ことにも注意が必要である。気候モデルには不確実性が含まれるものの、様々なバイアスが含まれる観

測データよりは信頼性が高いと認識されている。

7 おわりに

本稿では、地球温暖化に伴う熱帯低気圧強度の変化について、基礎事項を説明し、日本に接近・上陸する台風に注目して、理論モデルと最新の気候データを用いた分析例を紹介した。

台風やハリケーンなどの熱帯低気圧活動は、様々な自然変動によって大きく変化する。また、過去の熱帯低気圧の観測記録は、強度の観測手法が時代によって異なるため、品質の一貫性に問題がある。したがって、これまでの観測記録から、熱帯低気圧強度の長期的な変化傾向を見出すのは困難である。過去 30 年程度の観測記録から強度の急増が指摘されるが、温暖化との関連性については不明である。

一方、熱力学的な観点から熱帯低気圧強度を理論的に見積ることができる。再解析や気候モデルから得られる環境場の情報と合わせて、温暖化による強度変化の問題を理論的に扱うことができる。最新の気候データに基づく分析では、日本に接近・上陸する台風は、1℃の海面水温上昇につき、比較的強い台風で 10 hPa 程度の中心気圧低下が見込まれる。また、台風の発達に適した環境が、高緯度側に若干拡大する傾向が示される。このような変化は、環境場の気温の鉛直分布、特に、海面水温上昇に対して上空の昇温がどの程度拡大するか、に大きく依存する。この気温拡大率は気候モデルによって傾向に違いがあり、ある程度の不確実性を考慮する必要がある。

このような理論的な枠組みで得られる情報は、発達を阻害する要因がない場合の理想的な環境での強度である。実際には、どの程度の頻度で理想的な強度に達するかという情報も重要であり、強度以外にも、発生頻度、移動経路、降水強度についての知見も必要とされる。特に、日本に接近・上陸する台風については、その多くが温低化過程にあることから、温低化に伴う降雨や風速分布の変化にも留意する必要がある³¹⁾。これらの要素は、いずれも、温暖化によって何らかの変化を生じる可能性があり、今後の研究課題である。

本稿では扱わなかったが、様々な要素についての温暖化による変化の問題については、気象や気候の数値モデルを用いた数値実験が有力な研究手法である。これまで数多くの研究例があり、温暖化によって地球規模で熱帯低気圧の数が減少する可能性などが報告されている³²⁾。モデルの精度は発展途上であり、解像度の制約もあるが、高分解能の領域モデルや熱帯低気圧に特化した簡易的なモデルを用いる手法も工夫され、注目すべき結果が得られつつある^{33,34)}。これらの研究ではマルチモデルの結果を境界条件に用いており、環境場の不確実性を複数の予測結果で考慮するのが標準的になっている。また、雲を直接表現できる非常に高分解能のモデルが実用的になりつつあり³⁵⁾、今後の進展が大いに期待されている。

8 付録

8.1 2004-05 年の顕著事象

2004-05 年の熱帯低気圧に関する顕著事象として、WMO では、図 12 に示すような事例を挙げている³⁶⁾。ここでは、日本の上陸台風と大西洋の事例について概要を述べる。

2004 年に日本に上陸した台風は、平年の約 4 倍の 10 個に達し、それ以前の最高記録であった 6 個を大きく上回った。この上陸台風による死者・行方不明者の数は 200 名を越え、損害保険の支払額も合計で 6000 億円以上となり、1991 年の台風 19 号による 5679 億円を上回った³⁷⁾。

2004 年に上陸台風が多発したことは、太平洋高気圧の位置や低緯度の対流活動の状況から、ある程度説明できる。熱帯低気圧は大規模な風に流されながら移動するため、西部北太平洋では、太平洋高気圧の縁を沿うような移動経路をとる傾向にある。2004 年は、この太平洋高気圧が平年より北に位置して日本付近に張り出し、台風が日本に接近しやすいような配置であった。また、低緯度の対流活動が平年より活発で、その海域も北に

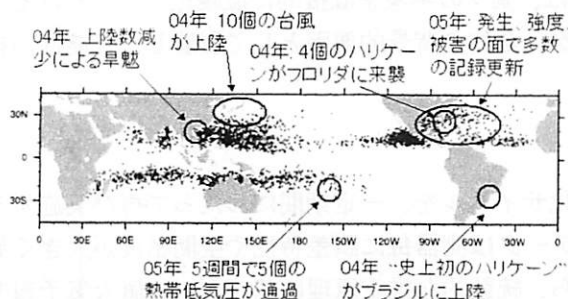


図 12: 2004-05 年の熱帯低気圧に関する顕著事象。黒点は図 1 と同様の熱帯低気圧の発生地点を表す。

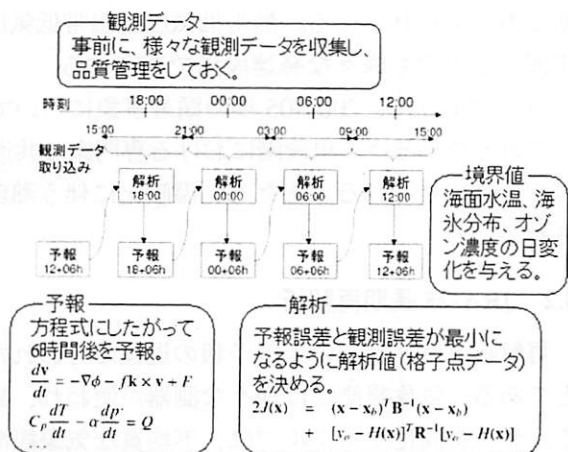


図 13: 長期再解析におけるデータ同化サイクルの概念。

位置した。この対流活動は、赤道付近の 30～50 日周期の変動現象として知られ、上陸台風が集中した 6、8、10 月は、対流活動が強化された時期に対応する³⁸⁾。なお、2004 年の西部北太平洋の発生数は 29 個であり、平年値 (27 個) と比べて特に多かったわけではない。2004 年の上陸数がなぜ極端に多かったのか、今後もこのような傾向が続くのかといった点については、今後の研究課題である。

北大西洋では、2004 年の活発なシーズンに続き、2005 年は熱帯低気圧に関する多くの記録が更新されるほどの特異な年であった³⁹⁾。風速 17 m s^{-1} に達した熱帯低気圧は 27 個であり、それ以前の記録 (1933 年の 21 個) を大きく上回った。発生数だけでなく、活発な時期が長く続いたのも特徴である。6-7 月に 7 個、10 月に 10 個発生し、8-9 月の最盛期前後の発生数としては、いずれも過去最大である。

強度や被害についても記録的であり、ハリケーン強度に達したものは 15 個、うち最高階級 (カテゴリ 5, 風速 70 m s^{-1} 以上) の強度に達したものは 3 個であり、いずれもそれ以前の記録 (それぞれ 12 個、2 個) を更新した。特に、ハリケーン Willma は観測史上最低となる中心気圧 882 hPa を記録した。米国の上陸数は 15 個となり、そのうちのいくつかは強い勢力のまま上陸して大きな被害を引き起こした。被害総額は、控え目に見積って 1000 億ドル以上の規模である。メキシコなどの中南米諸国でも多数の上陸があり、深刻な被害をもたらした。

このような北大西洋における活発な熱帯低気圧活動は、海面水温、大規模な風の場合、アフリカからの偏東風波動といった気候学的要因から説明される。2005 年は多くの要因で熱帯低気圧の発生・発達に適した偏差を示している。この傾向は 1995 年以降続いており、それ以前の 1971-94 年の不活発であった時期と区別される。このような活発・不活発な時期は、少なくとも部分的には、10 年以上の時間規模をもつ自然の気候変動の一端であると考えられている。また、北大西洋で起きていることは、必ずしも地球規模の変化と同期しているわけではない。2005 年の熱帯低気圧活動については、北大西洋を除く海域では平年並もしくは平年を下回っている。また、領域の接する東部北太平洋では、熱帯低気圧活動が北大西洋と逆位相になる傾向があり、1995 年以降平年以下の状況が続いている。

2004 年 3 月にブラジルに被害をもたらした擾乱⁴⁰⁾ は、南大西洋における史上初の「ハリケーン」として大きな関心を呼んだ。この擾乱は、南大西洋の寒冷前線上の低気圧として発生したが、まもなく典型的な熱帯低気圧の特徴をもつ擾乱に変質した。衛星写真では、中心の「眼」に向かって時計回り (南半球の低気圧性循環) に収束する雲バンドがはっきりと捉えられ、強度はカテゴリ 1 相当のハリケーンと分析されている。この擾乱の構造がハリケーンかどうかについては専門家の間でも意見が分かれ、熱帯低気圧と温帯低気圧の中間的な形

態とも考えられている。熱帯低気圧と温帯低気圧は前線や暖気核の有無などで分類されるが、実際には両者の中間的な形態も様々な発達段階で存在する。

以上のように、2004-05年の顕著事象については、ある程度の理解が進んでおり、今後も様々な角度から検討されるであろう。現段階における専門家の共通認識³⁶⁾では、個々の事象を直接的に温暖化と関連づけることはできないとされる。ただし、温暖化に伴う熱環境の変化が、全体の背景的要因として影響した可能性が指摘されている。

8.2 JRA-25 長期再解析

再解析とは、過去の天気予報の過程で行われたデータ同化サイクルを、一定期間にわたって再び実施することである。気象観測には様々な測器が使われ、観測されたデータは測器毎に誤差特性や空間密度が大きく異なる。データ同化サイクルでは、不均質な気象観測データから、統計的な推定原理に基づき、数値天気予報モデルで使われる規則的な計算格子上の気象要素（気温、風速など）が計算される。通常のデータ同化サイクルでは、図13に示すように、予報モデルによる時間積分（予報）と、観測データの同化（解析）が6時間毎に繰り返される。再解析では、過去の天気予報で蓄積されたものと異なり、より多くの観測データを収集・品質管理して、最新のデータ同化手法を一貫して用いることで、長期間にわたる高品質のデータ（気象要素の格子点値）が得られる。

JRA-25長期再解析は、気象庁と電力中央研究所の共同研究として実行され、2006年3月に1979年から2004年までの再解析プロダクト²⁵⁾が完成した。1979年という開始年は、人工衛星による観測が本格的に利用され始めた時期に対応する。2005年以降は、同じデータ処理システムが気象庁で準リアルタイムに実行され、プロダクトが順次蓄積されている。

再解析データは、気候系監視や気象・気候研究における必須の基盤データであり、関連研究に幅広く活用されている。JRA-25は、アジアで初めての試みとなる本格的な長期再解析であり、気象庁のデータ同化技術と各方面から収集された観測データを用いて、アジア域や熱帯海洋上の品質向上を図っているのが特徴である。再解析は、その根幹となるデータ同化技術の高度化とともに発展し続けており、最新の再解析として、JRA-25に寄せられる期待は大きい。

再解析では、各種の観測データと境界値データを入力データとして用いる。観測データは、従来型観測と衛星リモートセンシングに大きく分けられる。従来型データは、陸上の固定地点からの地上観測、船舶・ブイからの海上観測、ラジオゾンデなどの高層観測、航空機による観測などである。JRA-25で使われた衛星データには、TOVS（鉛直放射探査計）、ATOVS（改良型TOVS）による放射輝度温度、SSM/Iによる可降水量と積雪域情報、散乱計（ERS, QuikSCAT）による海上風、静止気象衛星による画像から算出される雲移動ベクトル、MODISによる赤外画像と水蒸気画像から算出される極域の風速が含まれる。衛星データは時代とともに量が増えるので、長期間にわたる品質の一様性という点で問題があるが、全球の気温情報として重要なTOVS/ATOVSは全期間にわたる。この他、JRA-25独自のデータとして、熱帯低気圧周辺で推定される風速と、中国の文献記録からデジタル化された積雪データも使われた。前者は、直接観測されたデータではなく、ベストトラックデータから経験的に算出された熱帯低気圧周辺の風速値である。境界値データは、予報モデルで参照される海面水温・海氷分布とオゾン濃度分布である。

JRA-25に用いた予報・データ同化システムは、気象庁の現業天気予報で使われる数値モデル（2001年3月時点で更新されたもの⁴¹⁾に基づく。データ同化手法は、3次元変分法⁴²⁾である。出力データは、100種以上の気象要素についての6時間毎の全球格子点値であり、26年間の総容量は8テラバイト程度である。空間解像度は、水平約1.1度、鉛直40層（上端は0.4hPa）である。100種の出力要素には、気温、風速、水蒸気などのデータ同化対象となる基本要素に加え、各処理過程で計算される多くの二次導出要素が含まれる。各出力要素は、その元になる観測データの質・量、データ同化での扱われ方、数値モデルの精度などにより、信頼度が異

表 4: 第 6 節の調査で使した CMIP3 マルチモデルデータ。

名称	開発機関	大気モデルの解像度	メンバー数	
BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T63, L31, 10 hPa	1	1
CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T47, L31, 1 hPa	5	5
CGCM3.1(T63)	同上	T63, L31, 1 hPa	1	1
CNRM-CM3	Meteo-France / Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63, L45, 0.05 hPa	1	1
CSIRO-Mk3.0	CSIRO Atmospheric Research, Australia	T63, L18, 4.5 hPa	2	1
CSIRO-Mk3.5	同上	T63, L18, 4.5 hPa	1	1
GFDL-CM2.0	NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	2.0° × 2.5°, L24, 3 hPa	3	1
GFDL-CM2.1	同上	2.0° × 2.5°, L24, 3 hPa	3	1
GISS-AOM	NASA / Goddard Institute for Space Studies, USA	3° × 4°, L12, 10 hPa	2	2
GISS-EH	同上	4° × 5°, L20, 0.1 hPa	5	3
GISS-ER	同上	4° × 5°, L20, 0.1 hPa	9	5
FGOALS-g1.0	LASG / Institute of Atmospheric Physics, China	T42, L26, 2.2 hPa	3	3
INGV-SXG	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy	T106, L19, 10 hPa	1	1
INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics, Russia	4° × 5°, L21, 10 hPa	1	1
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, France	2.5° × 3.75°, L19, 4 hPa	2	1
MIROC3.2(hires)	東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、地球環境フロンティア研究センター (JAMSTEC)	T106, L56, 40 km	1	1
MIROC3.2(medres)	同上	T42, L20, 30 km	3	3
ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63, L31, 10 hPa	4	4
MRI-CGCM2.3.2	気象研究所	T42, L30, 0.4 hPa	5	5
CCSM3	National Center for Atmospheric Research, USA	T85, L26, 2.2 hPa	8	7
PCM	同上	T42, L26, 2.2 hPa	4	4
UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office, UK	2.5° × 3.75°, L19, 5 hPa	2	1
UKMO-HadGEM1	同上	1.3° × 1.9°, L38, 39.2 km	2	1

解像度の欄には、水平解像度、鉛直レベル数（‘L’に続く数字）、およびモデル上端のレベルを記載。水平解像度は、格子間隔（緯度×経度）、もしくはスペクトルモデルの場合の波数空間での切断形状（‘T’は三角形型）と最大波数で表す。後者の場合、対応する格子間隔は、T42、T47 が 2.8° × 2.8°、T63 が 1.9° × 1.9°、T85 が 1.4° × 1.4°、T106 が 1.1° × 1.1°。メンバー数の欄の二つの数値は、本稿に掲載した台風強度の調査で使した 20 世紀再現計算と SRES A1B シナリオ計算のメンバー数を表す。

なる。一般的には、二次導出要素に含まれる降水強度、土壌水分量、各種放射フラックスなどは、同化計算で使われる観測データがないため、気温や風速などの基本要素より信頼度は劣る。

JRA-25 データは、欧米の再解析データと比べて、熱帯低気圧の表現や降水強度の空間分布に関して優れた品質を示す。熱帯低気圧の良好な表現は、独自に用いた風速データが効果的に機能したことによる⁴³⁾。降水強度の品質は、予報モデルで使われる降水スキームの精度や、計算の前提となる基本要素（気温、水蒸気、風速）の空間分布の品質に左右される。また、降水に伴う潜熱によって大気が加熱され、その効果がデータ同化計算の様々な過程に波及し、多くの出力要素に対して相互に影響するという側面もある。したがって、降水強度の空間分布が良好であることは、再解析データの総合的な品質が良いことを意味する。

8.3 CMIP3 マルチモデルデータ

与えられた温室効果気体等の排出シナリオに対して温暖化を予測するためには、気候モデルが使われる。気候モデルとは、大気、海洋、陸地、植生、海氷などの現象に既知の物理法則を当てはめて数式で表現し、地球

の気候をコンピューターでシミュレートするものである。気候モデルには、その目的に応じて簡便なものから複雑なものまであり、その最も複雑なものは、空間3次元にわたって気温や風などの変化が計算される大循環モデルである。温暖化による気候変化は、大気と海洋の相互作用を考慮した大気・海洋結合大循環モデルで予測される。なお、前項で述べた再解析データは観測データに基づくが、大循環モデルの時間積分を観測データで補正する処理が繰り返されることから、モデルと観測データを統計的に融合したものと理解される。

IPCCの第4次評価報告書に向けた計算は、世界中の気候研究グループによって組織的に実行され、その結果はマルチモデルデータとして参照されている。これらの計算は、WCRP（世界気候研究計画）のCMIP3（結合モデルの相互比較実験の第3フェーズ）の枠組みで実施されたため、CMIP3 マルチモデルデータと呼ばれる²⁶⁾。このデータは世界中の研究者に公開され、モデル開発グループだけでなく、世界中から独立に参加した何百人もの研究者によって、非常に綿密な調査と広範囲におよぶ分析が行われた。IPCCの報告書で引用された多くの研究論文は、このような組織的かつオープンな枠組みの下で行われた研究成果である。

CMIP3 マルチモデルデータは、10ヶ国におよぶ14のモデルグループで開発された25種類（IPCC報告書の時点では23種類）のモデルによる数値実験結果から構成される。数値実験には、本稿で扱った20世紀再現計算やSRES A1Bシナリオによる将来予測の他、気候感度の評価等に必要ないくつかの標準実験が含まれる。また、同一のモデルと外力条件（CO₂濃度など）に対し、初期条件の異なる複数の計算を行うことが推奨された。これはアンサンブル気候実験と呼ばれる手法であり、同一モデル・同一条件で行われた個々の実験をアンサンブルメンバーと呼ぶ。アンサンブル実験は、ノイズ（自然変動やモデルの内部変動）に対して、気候変化シグナル（CO₂濃度変化等の外力に対する気候応答）の検出を高めるのがねらいである。

同一モデルのアンサンブル実験に対し、CMIP3 マルチモデルのような複数モデルによる同一条件の実験結果はモデルアンサンブルと呼ばれる。一般に、個々のモデルの結果より、複数モデルの結果をアンサンブル平均の方が精度が良いことが知られている。これは、個々のモデルの欠点が平均操作によって相殺されるためである。気候モデルでは様々な物理過程が数値的に表現されており、その数値表現には不確実性があり、モデルによって異なる表現方法が採用されている。このため、マルチモデルデータには、多様な特性を反映した適度なばらつきが含まれると期待される。マルチモデルデータは、アンサンブル平均による精度向上に加え、そのばらつきの情報を用いて、気候変化の確率的評価にも役立てることができる。

表4に、第6節の台風強度調査で使用したCMIP3 マルチモデルデータの一覧を掲載する。25種類のモデルのうち、本稿で用いたのは23種類である。

謝辞: WCRPのCMIP3 マルチモデルデータは、各国の気候モデリンググループ、米国PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)、およびWCRPの結合モデルに関する作業部会の活動により、研究用に公開されている。また、米国エネルギー省科学局は、CMIP3 マルチモデルデータに関わる支援を行っている。ここに記して謝意を表す。

引用文献

- 1) 林春男：ハリケーン・カトリーナがもたらした新しい広域災害（速報），土木学会誌，90，11，34-38，2005。
- 2) 山下隆男：ハリケーン・カトリーナによるニューオーリンズの高潮災害（速報），土木学会誌，90，11，39-43，2005。
- 3) Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H.-R. Chang: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment, *Science*, 309, 1844-1846, 2005.
- 4) Emanuel, K.: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436, 686-688, 2005.
- 5) 三河哲也：衛星画像による台風解析，台風の理解はどこまで進んだか，第33回夏季大学「新しい気象学」，日本気象学会，1999。

- 6) Gray, W. M.: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation, Shaw, D. B., Ed, *Meteorology over the tropical oceans*, 155–218. Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire RG12 1BX, 1979.
- 7) Dvorak, V. F.: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420–430, 1975.
- 8) Dvorak, V. F.: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data, NOAA Tech. Rep. 11, NESDIS, 1984, 47p.
- 9) Chan, J. C. L.: Comment on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment”, *Science*, 311, p.1713b, 2006.
- 10) Landsea, C. W.: Hurricanes and global warming, *Nature*, 438, E11–E12, doi:10.1038/nature04477, 2005.
- 11) Pielke, Jr., R. A.: Are there trends in hurricane destruction?, *Nature*, 438, p.E11, doi:10.1038/nature04426, 2005.
- 12) Kamahori, H., N. Yamazaki, N. Mannoji, and K. Takahashi: Variability in intense tropical cyclone days in the western North Pacific, *SOLA*, 2, 104–107, 2006.
- 13) Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, and P. D. Jones: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, *J. Geophys. Res.*, 111, , doi:10.1029/2005JD006548, 2006.
- 14) Bolton, D.: The computation of equivalent potential temperature, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1046–1053, 1980.
- 15) 山岬正紀：台風 — 最もはげしい大気じょう乱 —, 東京堂出版, 1990, 206p.
- 16) Emanuel, K. A.: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585–604, 1986.
- 17) Emanuel, K. A.: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969–3976, 1995.
- 18) Holland, G. J.: The maximum potential intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 54, 2519–2541, 1997.
- 19) Bister, M. and K. A. Emanuel: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability, *J. Geophys. Res.*, 107, D24, doi:10.1029/2001JD000776, 2002.
- 20) Atkinson, G. D. and C. R. Holliday: Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the eastern North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 421–427, 1977.
- 21) DeMaria, M. and J. Kaplan: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones, *J. Climate*, 7, 1324–1334, 1994.
- 22) Hartmann, D. L.: *Global Physical Climatology*, Academic Press, 1994, 411p.
- 23) Henderson-Sellers, A., H. Zhang, G. Berz, K. Emanuel, W. Gray, C. Landsea, G. Holland, J. Lighthill, S.-L. Shieh, P. Webster, and K. McGuffie: Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 19–38, 1998.
- 24) Howe, W. and A. Henderson-Sellers, Eds: *Assessing climate change: results from the model evaluation consortium for climate assessment*, Gordon and Breach Science Publishers, 1997.
- 25) Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira: The JRA-25 reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369–432, 2007.
- 26) Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1383–1394, 2007.

- 27) Nakicenovic, N. and R. Swart, Eds: *Emissions scenarios. A special report of working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, UK, 2000.
- 28) Wang, B. and J. C. L. Chan: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific, *J. Climate*, 15, 1643–1658, 2002.
- 29) Tsutsui, J.: Maximum potential intensity of tropical cyclones derived from numerical experiments using the Community Climate System Model (CCSM3), *J. Disaster Research*, 3, 25–32, 2008.
- 30) Santer, B. D., et al.: Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere, *Science*, 309, 1551–1556, 2005.
- 31) 北島尚子・藤部文昭・星野俊介・別所康太郎：台風の温帯低気圧化に関する理解の現状とその解析・予報の問題, 測候時報, 73, 87–116, 2006.
- 32) 杉正人：地球温暖化で台風はどうか, 天気, 55, 385–390, 2008.
- 33) Knutson, T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, G. A. Vecchi, and I. M. Held: Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions, *Nature Geoscience*, 1, 359–364, doi:10.1038/ngeo202, 2008.
- 34) Emanuel, K., R. Sundararajan, and J. Williams: Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 347–367, 2008.
- 35) 佐藤正樹：全球非静力学モデルへの道, 天気, 54, 769–772, 2007.
- 36) Statement on tropical cyclones and climate change, Prepared by participants of the WMO International Workshop on Tropical Cyclones, IWTC-6, San Jose, Costa Rica, November 2006, 2006, URL http://www.wmo.ch/web/arep/press_releases/2006/iwtc_summary.pdf.
- 37) 気象研究所：平成 16(2004) 年日本上陸台風の概要, 技術報告 49, 気象研究所, 2006.
- 38) Nakazawa, T.: Madden-Julian Oscillation activity and typhoon landfall on Japan in 2004, *SOLA*, 2, 136–139, 2006.
- 39) Shein, K. A.: State of the climate in 2005, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, S1–S102, 2006, Special supplement to the Bull. Amer. Meteor. Soc. Vol. 87, No. 6, June 2006.
- 40) Levinson, D. H.: State of the climate in 2004, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, S1–S86, 2005.
- 41) Japan Meteorological Agency: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, Appendix to WMO numerical weather prediction progress report, 2002.
- 42) 竹内義明：全球 3 次元変分法, 章 2, 17–36, 数値予報課報告. 気象庁予報部, 別冊第 48 号 edition, 2002.
- 43) Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino, and K. Onogi: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 891–905, 2006.