

非静力学モデルを用いた台風の数值実験

沢田 雅洋 岩崎 俊樹

東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻

台風は全体の水平スケールがおおよそ 1000km を超える大規模な低気圧性の擾乱である。その中に水平に 10km 程度の深い積雲対流を形成している。これらの異なる水平スケールを持つ構造が相互作用することで、台風を形成し、そして発達・維持している。台風のエネルギースourceは積雲対流に伴う水蒸気の凝結熱である。特に、台風の発生・発達は雲物理過程に大きく支配されている。台風の発生・発達過程の力学を理解するため、詳細な雲微物理過程を用いて水平格子間隔が 2km の超高解像度雲解像シミュレーションを行っている。再現された台風は、過去に観測された台風の温暖核や眼の壁雲などの構造、雲が集まり組織化していく過程などと定性的に一致した。

1. はじめに

台風は熱帯で発生する、千 km から数百 km のスケールを持つ低気圧性擾乱のことである。台風は年間 100 個ほど発生し、そのうち北西太平洋では約 27 個を占めており、10 個ほどが日本に接近・上陸し暴風、大雨といった災害をもたらす。このため、台風の発生・発達過程、移動などのメカニズムの詳細な理解が望まれている。

台風の発生に適した気候学的条件として暖かい海水温、湿潤な大気、下層の低気圧性循環、弱い鉛直シアなどが挙げられている[Gray, 1968]。しかし、これらの条件を満たす熱帯域では、現実に台風の形成に至る渦擾乱（モンスーントラフや偏東風波動など）は限られており台風の形成過程の理解は十分ではない。一方、台風の形成において、水平数 10km から数 km スケールの積雲対流の集団が組織化することが必要である。雲の集団から放出された水蒸気の凝結熱が、上層に温暖核を生成し、台風の鉛直循環を駆動するエネルギー源となる。大気の加熱による気圧低下が下層での吹き込みをもたらす、吹き込みが収束することで上昇流を強化すると知られている。組織化をもたらす低気圧性循環は下層から発達する場合[Hendricks et al., 2004]と中層のメソ渦が下層に降りて発達する場合[Bister and Emanuel, 1997]がある。これらから台風の形成を理解するには、低気圧性渦と積雲対流活動との相互作用を理解する必要がある。

最近では熱帯降雨観測衛星（Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM)）による台風内部の降水強度から、潜熱を推定し熱力学構造が捕らえられ始め[Rodgers et al., 2000]、また飛行機による直接観測から数 km スケールの強い上昇・下降流が熱、水蒸気輸送に寄与していることが示唆されている[Easten et al., 2005]。しかし、これらの観測データは時間・空間的密度が限られており、台風の全容を捉えるには至っていない。台風の発生・発達は海洋上で起こるため、常設の観測網は存在せず観測データが乏しいことに起因する。

本研究では、雲解像モデルを用いて力学場・熱力学場・雲活動などの 3次元分布を密に再現することで、台風の発生・発達過程における雲の役割を明らかにすることを目指す。

2. 非静力学モデルの概要

個々の積雲対流活動は水平 10km スケール程度であるため、雲を解像するには数 km の水平格子が必要であり、過去の研究では“hot tower”と呼ばれる熱帯で起こる深い積雲対流は 3km 以下が望ましいと指摘されている [Hendricks et al., 2004]。しかし、台風全域を覆うような領域で高解像度の数値実験を行うことは計算資源の制約からほとんど行われておらず、部分的にのみ数 km オーダーの水平格子を用いてきた。近年は計算機の発達に伴い非常に大規模な数値実験が可能となり、台風全体と個々の積雲対流のような水平スケールのオーダーが異なる現象を同時に扱うことが現実的になりつつある。

ここで用いる雲解像モデルは気象庁・気象研究所で共同開発されたもので、基礎方程式系に全く近似を用いない非静力学方程式系を使用している。力学場と同時に熱力学場、水収支などの雲微物理過程などの物理過程を計算するので、降水現象も扱える [Saito et al., 2001]。モデルは差分法を用いており、移流スキームは水平は 4 次精度のフラックス型、鉛直は 2 次精度中央差分に加え、波数分散性に伴う偽の極値の出現を抑えるためフラックス補正を併用している。音波について水平方向に陽的に、鉛直方向に陰的に扱うことで時間刻みを大きくすることができ、計算の効率化を計っている。

雲微物理過程は水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、あられの混合比及び雲氷、雪、あられの数密度を予報する 2moment のバルク法を用いる [Murakami 1994]。素過程は凝結、拡散成長、融解、降水、凍結、氷晶核生成など 32 種類の過程があり、その模式図を示す。

| 記号 | 素過程の内容 |
|--------|-------------------------|
| xdep | x の拡散成長 (蒸発) |
| xmelt | x の融解 |
| xprc | x の降水 |
| xcny | x から y への変換 |
| xfzy | y が凍結して x に変換 |
| xacy | x によって y を捕捉 |
| x.yacz | y によって z を捕捉した結果、x への変換 |
| ccnd | 水蒸気の凝結 |
| idsn | 凝結核による雲水の生成 |
| ispl | ライミング時に発生する氷晶 |

表 1 素過程の添え字の記号の意味。x, y, z には “v, c, r, i, s, g” が入り、それぞれ水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、あられを表す。

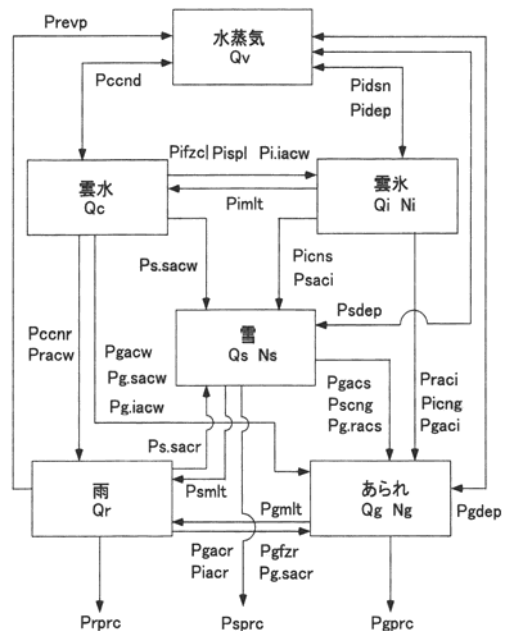


図 1 雲物理の素過程の模式図 (Saito et al., 2001)

3. 台風の数値実験

3.1 実験の概要

台風の発達過程の理解のため、理想的な環境場での数値実験を行い、台風の基本的な構造や振舞を再現する。初期条件の気温、相対湿度の鉛直プロファイルはヨーロッパ中期気象予報センターによる再解析データを用いて、東経 120-160 度、北緯 0-25 度の領域平均した値を計算領域に水平一様に与えた。領域下層は全域で海面 (303K で水平一様) とし、時間変化しない。コリオリ力は北緯 10 度の値で一定とする。台風の種となる渦擾乱は以下の式で与えた[Nasuno and Yamasaki, 1997]。

$$v = 2\hat{v} / (1 + (r/\hat{r})^3) \quad (1)$$

ここで、 \hat{v} は 20m/s、 \hat{r} は 150km とした。計算領域は水平 1200km × 1200km で水平格子は 2km とした。鉛直層は 42 層で最下層 40m 格子を用いて、上層ほど幅が広がり、上端は約 25km である。総格子数は 602 × 602 × 42 で 15220968 点となり、使用したメモリ量は 25GB ほどであった。研究室のワークステーションはメモリ量が多くても 4GB で計算は不可能であった。しかし、SX-7 (NEC 製) は最大 256GB まで使用できるので、この実験が可能となった。積分時間は 5 日間で、時間積分間隔は 12s なので、全ステップ数は 36000 ステップである。

3.2 結果

積分開始から 120 時間までの数値モデルによる凝結物の鉛直積算値と気圧分布を図 2 に示す。初めは摩擦収束によって形成した上昇流によって雲が計算領域全域に広がっていく。それが時間が経過するに従って、個々の雲がある程度のスケールでまとまり始める。さらにそのまとまった雲の集団が低気圧性循環によって循環の中心に向かって集まり組織化していき、台風の目を形作る壁雲を形成するに至る。目の壁雲のスケールは約 50km で、現実で見られるスケールと矛盾しない。気圧分布は雲がまとまり始めるに従って気圧の低下が始まり同心円状の分布を形成する。

次に、96 時間積分後での軸平均した接線風速、温位偏差、相対湿度、凝結物の鉛直分布を図 3 に示す。凝結物の鉛直分布を見ると、眼の壁雲が上空ほど外側に傾いていることが分かる。凝結物は融解層 (~5km) より下では雲水、雨水であり、それより上層では主に雪やあられとして存在しており、アンピル (かなとこ雲) を形成する。また、壁雲では強い上昇流が形成されており、活発な対流活動がマスや熱、水蒸気を鉛直方向に輸送している。風速分布を見ると、接線風速の極大値は壁雲に対し内側に位置しており、ドップラーレーダー観測例[Jorgensen, 1984]と一致する。動径風速を見ると下層 1km 以下 (境界層内部) では湿潤な空気が吹き込む。上層 13km 付近では下層で収束した空気が吹き出している様子が示されている。温位偏差を見ると上空 10km 付近に最大値を持つ温暖核が見られ、下層では温暖域が狭まっている。この構造も定性的に航空機観測の結果と一致する。相対湿度は壁雲で 80% を超えており壁雲に見られる強い上昇流による水蒸気の鉛直輸送を示す。融解層付近では上層から落下してきた氷物質が昇華し、また融解・昇華に伴う大気の冷却が高い相対湿度領域を形成する。下層にも湿潤な層が見られ、これは混合層上部 (~1km) にあたる。一方、壁雲の中は非常に乾燥しており相対湿度が 30% を切っている領域が広がる。壁雲内部は水蒸気の凝結 (凝固) 熱により周囲より暖かく、かつ上層から乾燥空気が沈降してくるため乾燥している。

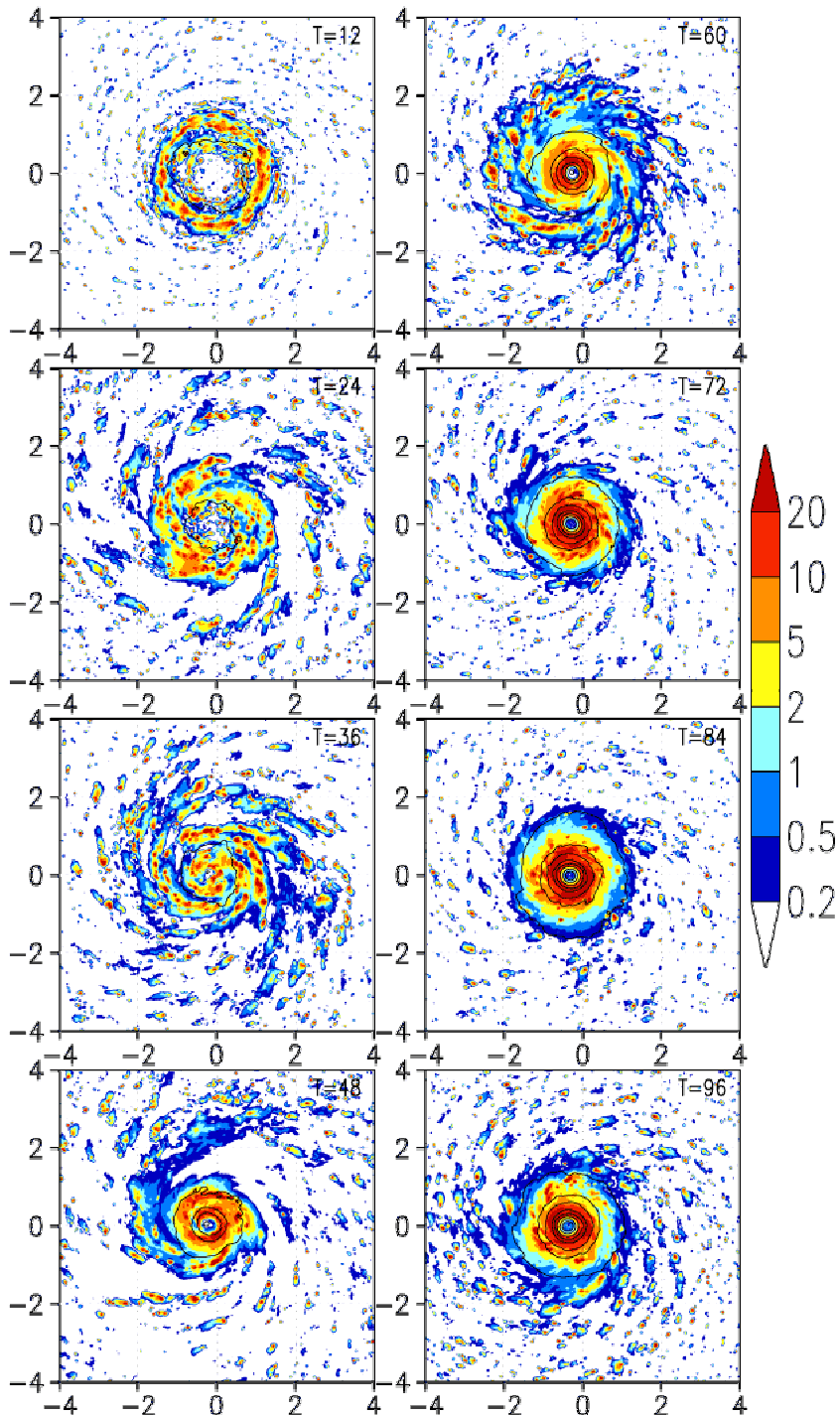


図2 凝結物(雲水、雨水、雲氷、雪、あられ)の鉛直積算量の分布図。単位は kg/m^2 。コンターは海面気圧。1010, 1005, 1000, 990, 980, 970, 960 hPaを图示。積分開始してから12時間おきに示している。图示している領域は $800\text{km} \times 800\text{km}$ 。始めはあちこちに存在していた雲が徐々に雲クラスタを形成し、中心に向かって集まり始める。

凝結物の 3 次元的な構造を図 4 に示す。10 時間ほど積分すると、高さ 10km を越すような深い対流が立ち始め、それが徐々に広がる。積分時間 18 時間ではほぼ領域全域に広がっている様子が見られる。個々の積雲の水平スケールは 10 ~ 20km ほどで、航空機観測で捕らえられた強い上昇流に相当するものと考えられる。これらの積雲対流は低気圧性の循環によって組織化が始まり、雲の密の部分、疎の部分形成されていく様子が見られる。組織化を通して雲クラスタが形成され、循環の中心付近に雲が集まり始め、台風の眼の壁雲が形成されつつある。

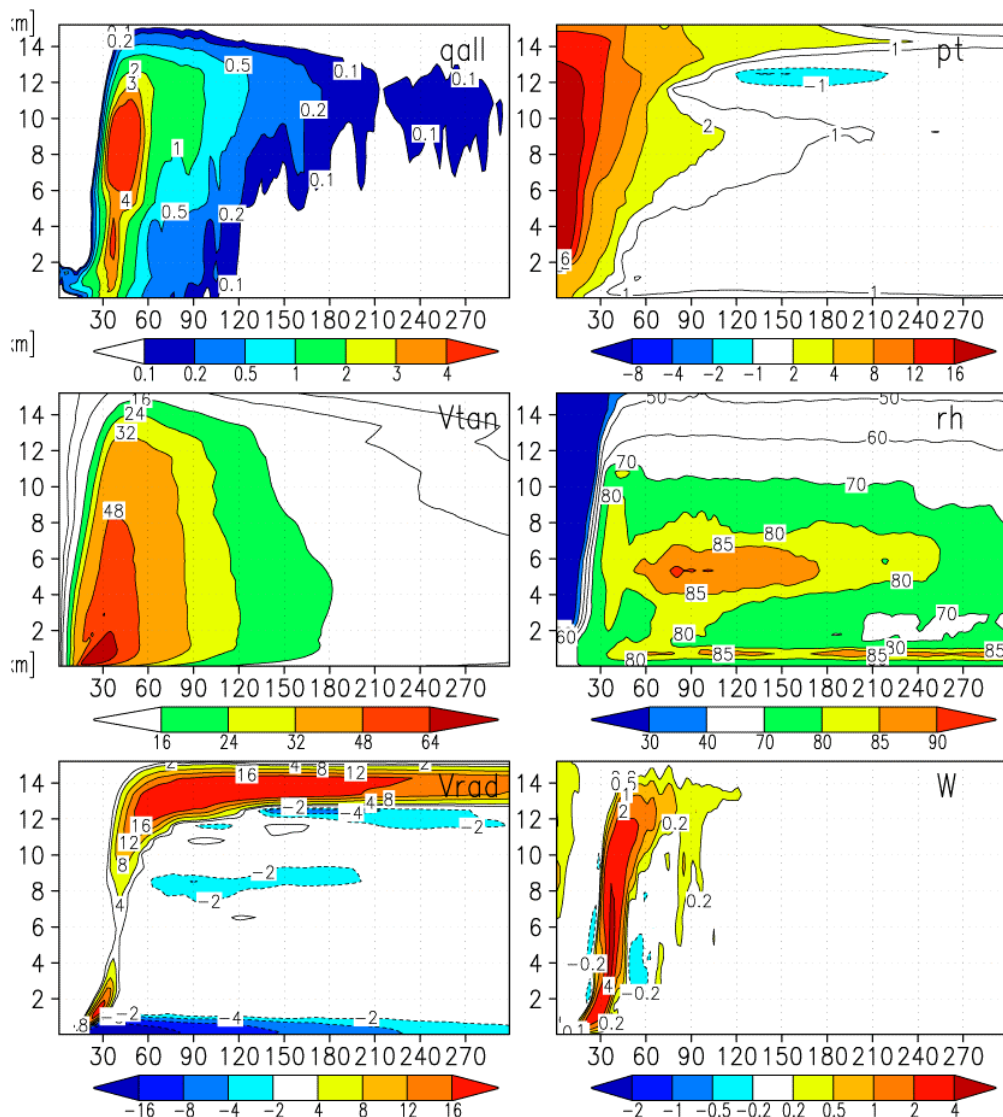


図 3 積分時間 96 時間での軸平均した鉛直構造。縦軸が高度、横軸が台風中心からの距離を表す。左上が全混合比（雲水、雨水、雲氷、雪、霰）の積算量、左中が接線風速、左下が動径風速、右上が初期の温位からの偏差、右中が相対湿度、右下が鉛直風速。単位はそれぞれ g/kg, m/s, m/s, K, %, m/s。

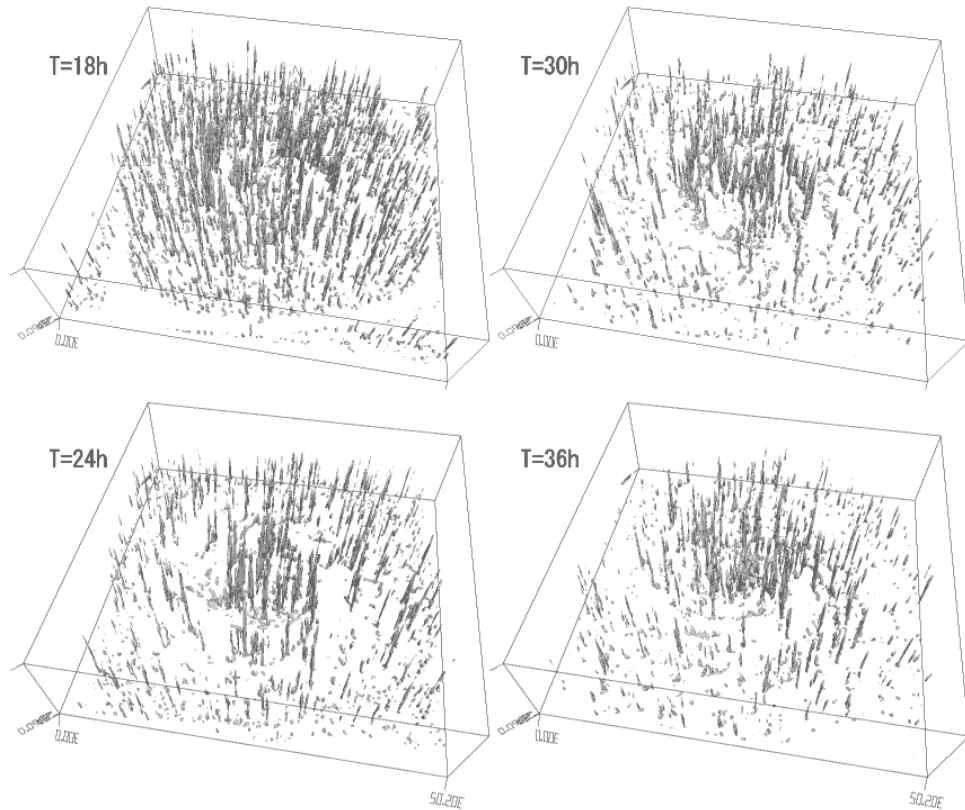


図4 全混合比の積算量の等値面。1g/kgの等値面を図示。1000km×1000km×15kmの領域を図示。始めは数十kmスケールの積雲対流が全体に見られるが、雲が組織化していくにつれて疎密な部分に分かれてくる。また、中心付近に深い対流が集まり、眼の壁雲を形成し始める様子が見られる。

4. まとめ

非静力学モデルを用いて、理想化した環境場における台風の高解像度の数値実験を行った。非静力学モデルは台風の基本的な構造である温暖核、眼の壁雲、接線風速の極大位置などを定性的に再現し、これらの構造は過去の観測結果と矛盾しない。

台風の発達過程を見ると、水平スケール10km程度の積雲対流活動に伴う雲が組織化していく様子が再現された。今までは水平格子が10kmオーダーであったため、雲を陽的に表現できないため、雲の動きをパラメータ化して表現していた。本実験では、スケール間の相互作用を直接再現することで積雲の組織化の適切な理解が得られることが期待される。

また、雲微物理過程として水蒸気の凝結熱の他に重要なものは、氷物質の融解・昇華による冷却が重要であることが分かった。これは冷却によって下降流が生成・強化され、この下降流が大気中層の乾燥した空気を下層に取り込むことで、台風の発達を抑制する効果があるためである。

5. 今後の課題

本稿では理想化した環境場での数値実験であったため、定性的な議論に留まった。より深い議論をするためにも現実の事例での再現実験を行い、観測データとの比較・検証を行う必要がある。しかし、現実の台風は移動するため、高解像度での再現は計算領域が広がるため困難である。効率的に台風の再現実験を行うには、双方向ネスティング(荒い格子の中に一部だけ細かい格子を用いて互いに物理量のやり取りをする技術)を用いることが望ましい。

積雲対流活動の再現性は、雲物理過程の特性に大きく依存する。そのため雲物理過程の高度化も重要な課題の1つである。ただし、氷晶の生成などの未解明な問題も多く残っているので慎重に扱う必要がある。また、雲物理過程は計算時間の6割以上を費やすので、単純に素過程を複雑にしまうと計算コストの大幅な増加が予想される。そこで、主に雲物理過程の計算アルゴリズムの改良を施し、高速化を図りたい。

謝辞

本研究は、東北大学情報シナジーセンターとの共同研究「気候モデルの高速化に関する研究」として行われた。数値モデルの高速化において、同センターから多大な協力を頂いた。

参考文献

- [1] Gray, W. M., Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700, 1968
- [2] Hendricks E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, The role of “vertical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1994), *J. Atmos. Sci.*, 61, 1209-1232, 2004
- [3] Bister M., and K. A. Emanuel, The genesis of hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2662-2682, 1997
- [4] Rodgers, E., W. Olson, J. Halverson, J. Simpson, and H. Pierce, Environmental forcing of supertyphoon Paka’s (1997) latent heat structure, *J. Appl. Meteor.*, 39, 1983-2006
- [5] Eastin, M. D., W. M. Gray, and P. G. Black, Bouyancy of convective vertical motions in the inner core of intense hurricanes. Part I: General Statistics, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 188-208, 2005
- [6] Saito, K., T. Kato, H. Eito, and C. Muroi, Documentation of the meteorological research institute/numerical prediction division unified nonhydrostatic model. *Technical Reports of the MRI*, 42, 2001.
- [7] Murakami, M., T. Matuo, H. Mizuno, and Y. Yamada, Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part 1: Evolution of microphysical structure in short-lived convective snow clouds, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 805-827, 1994
- [8] Nasuno, T., and M. Yamasaki, The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 907-924, 1997
- [9] Jorgensen, D. P., Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes, Part I: General observations by research aircraft, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1268-1285, 1984