

航空機により観測された非常に強い台風の雲解像モデルを用いた高解像度シミュレーション

課題責任者

坪木 和久 名古屋大学 宇宙地球環境研究所

著者

辻野 智紀

名古屋大学 宇宙地球環境研究所

台風は気象災害の最大要因であるが、その強度の推定値や予測値には不確実性が大きい。その改善には高解像度シミュレーションが不可欠であるが、観測データの欠如のため、台風の眼や内部コア構造の再現性の検証は困難である。そこで名古屋大学・琉球大学・気象研究所のグループが航空機観測を実施し、2017年10月にスーパー台風Lan(第21号)について眼と内部コアの観測データを得た。これについて雲解像モデルCReSSを用いた高解像度シミュレーションを行い、観測データと比較することで、再現性を検証する。さらにシミュレーションにより再現された台風Lanについて、その構造の特徴と発達メカニズムについて調べ、眼内部の暖気核構造について、強度と発達過程を明らかにする。衛星画像と比較から内部コア領域の時間発展が観測とよく対応していることが示された。眼の中心および台風周辺の温度プロファイルを観測と比較すると、温度構造がよく再現されていた。眼内部の温度の時間発展は二重暖気核構造を示した。この二箇所の暖気ピークに対応して、下降流による断熱圧縮昇温が見られた。シミュレーションにおけるLanの発達期の二重暖気核構造は、この断熱圧縮昇温によって強化したと結論づけられる。

キーワード：スーパー台風, 航空機観測, 雲解像モデル, 高解像度シミュレーション, 二重暖気核構造

1. はじめに

熱帯低気圧(台風)の中心は周辺より気温が高い暖気核と呼ばれる構造をもつ。この暖気核は温度風関係を通して台風の中心気圧と最大風速と密接に関連している。暖気核の発達メカニズムは台風の強度変化を理解する上で非常に重要である。数値大気モデルを用いたコンピュータシミュレーションはこの暖気核の発達を理解する上で有益な手法である。しかし、ドロップゾンデのように台風の中心付近の構造を直接観測する手段が限られているため、シミュレーション結果の妥当性を検証することが困難であった。2017年、台風の強度推定を改善するために日本の航空機を用いた台風直接観測プロジェクト(Tropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts; T-PARCII)が実施された。この観測プロジェクトでは、台風Lanの成熟期における眼の中の温度分布をドロップゾンデによって取得した。台風Lanは10月19日18UTCから20日18UTCまで勢力を急速に発達させ、その後成熟期に達し、10月21日12UTCまでその勢力を維持した(図1b)。T-PARCIIによるドロップゾンデ観測では、成熟した台風Lanが明瞭な二重暖気核構造を有していたことも明らかにした。この二重暖気核は台風中心の暖気の極大値が対流圏中下層と上層の2層に分かれて存在するユニークな構造であり、形成メカニズムが明らかになっていない。

2. 手法

Lanにおける二重暖気核の発達と維持の力学を明らかにするために、雲解像モデルCloud Resolving Storm Simulator(CReSS)(Tsuboki and Sakakibara 2002)を用いた台風Lanの数値シミュレーションを試みた。CReSSは3次元大気を圧縮流体としてモデル化し、非静力学過程も考慮し、矩形領域で大気の力学、熱力学過程の時間発展を計算するモデルである。モデルの格子点は水平方向に緯度経度座標、鉛直方向には現実地形に沿った座標系上にとられる。モデルの予報変数は3次元風速成分、気圧、温位、乱流運動エネルギー、水蒸気を含めた水物質(気、液、固相)の混合比である。積雲パラメタリゼーションは用いない。モデルの計算領域は東西 $30.72^\circ \times$ 南北 $40.96^\circ \times$ 鉛直 28.8 km を水平方向 0.02° の格子解像度でとる(図1a)。鉛直は55層とり、最下層の格子幅を 200 m とした。積分は台風が発達を開始する前10月16日00UTCから成熟した21日12UTCまで行った。シミュレーションにおける初期値および境界値は気象庁より提供されている全球客観解析(水平 0.5° 解像度)を用いた。

かにするために、雲解像モデルCloud Resolving Storm Simulator(CReSS)(Tsuboki and Sakakibara 2002)を用いた台風Lanの数値シミュレーションを試みた。CReSSは3次元大気を圧縮流体としてモデル化し、非静力学過程も考慮し、矩形領域で大気の力学、熱力学過程の時間発展を計算するモデルである。モデルの格子点は水平方向に緯度経度座標、鉛直方向には現実地形に沿った座標系上にとられる。モデルの予報変数は3次元風速成分、気圧、温位、乱流運動エネルギー、水蒸気を含めた水物質(気、液、固相)の混合比である。積雲パラメタリゼーションは用いない。モデルの計算領域は東西 $30.72^\circ \times$ 南北 $40.96^\circ \times$ 鉛直 28.8 km を水平方向 0.02° の格子解像度でとる(図1a)。鉛直は55層とり、最下層の格子幅を 200 m とした。積分は台風が発達を開始する前10月16日00UTCから成熟した21日12UTCまで行った。シミュレーションにおける初期値および境界値は気象庁より提供されている全球客観解析(水平 0.5° 解像度)を用いた。

3. 暖気核の発達

シミュレーションされた台風の経路は気象庁ベストトラックにおいて推定された経路とほぼ一致した(図1a)。シミュレーションとベストトラックとの差は 79 km と全球客観解析の1格子とほぼ同じ程度のずれに収まった。シミュレーションにおける台風の中心気圧は気象庁およびJoint Typhoon Warning Center(JTWC)の推定をよく追従した(図1b)。特に10月20日に見られる最大発達率を記録した期間の発達は

シミュレーションでよく再現されている。ただし、生涯最低中心気圧を記録した際の値はベストトラックの推定値より低い値となっていることに注意する。10月21日06 UTC付近でT-PARCIIによって取得された眼の中の気圧観測値から推定された中心気圧は926 hPaであったが(図1b 青星印)、この値よりも約16 hPa程度シミュレーションは過剰に低くなっている。しかし、中心気圧の時間発展は概してベストトラックの推定をよく表現しており、ここで行われたシミュレーションはLanにおける暖気核の強化と維持の力学を調べるのに十分な精度を持っていると考える。

図2はCReSSシミュレーションとT-PARCIIのドロップゾンデ観測におけるLanの眼の中における温度の鉛直分布を示している。シミュレーションされた暖気核の温度分布は対流圏内の全高度において、ドロップゾンデで取得された値をよく追従している。特に高度2-3 kmにおける顕著な逆転層がシミュレーションでは明瞭に再現されている。T-PARCIIの観測時刻周辺において、台風中心から約400 km離れた南大東島(図1a)において気球に連結した上向きゾンデ観測も行われた。その上向きゾンデによって得られた温度の鉛直分布は、シミュレーションにおける台風中心から400 kmでの接線平均温度の鉛直分布とほぼ一致している(図2)。これらの温度分布はいずれも台風中心付近における温度分布とは明らかに異なっていた。このシミュレーションで得られた暖気核の温度分布はCReSSモデルの物理によって表現されたものであり、二重暖気核の力学を調べるために有益な情報を提供する。

4. 温位の収支解析

図3はLanが最大発達率を迎えた10月20日12 UTCから21日00 UTCまでの期間における台風中心付近の温位収支解析を示す。まず、シミュレーションされた台風における中心付近の温位偏差(半径400 km接線平均の温位からのずれ)は対流圏中層約7 kmと上層約16 kmの2箇所に暖気の極大値をもち、T-PARCIIの観測で見られる明瞭な二重暖気核構造を再現した。温位の収支解析から、実際の温位変化(図3a)とよく対応した寄与は大気鉛直運動に伴う温位の移流であることが明らかになった(図3b)。特に上記2箇所の暖気ピークに対応して、下降流による断熱圧縮昇温が見られた。したがって、シミュレーションにおけるLanの発達期の二重暖気核構造は、この断熱圧縮昇温によって強化したと結論づけられる。

文献

Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2002), Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator, High Performance Computing, edited by H. P. Zima, K. Joe, M. Sato, Y. Seo, and M. Shimasaki, pp. 243-259, Springer, New York.

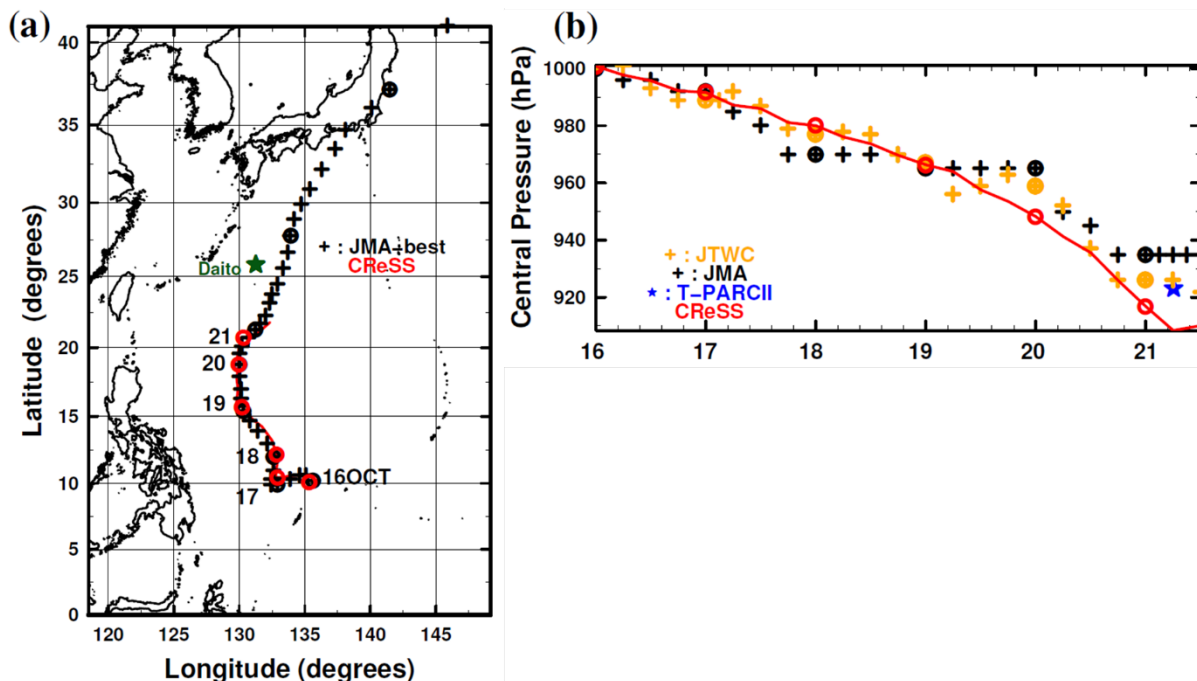


図1: (a) 台風 Lan の経路および (b) 中心気圧. 黒および黄のクロスはそれぞれ気象庁および JTWC のベストトラック推定値. 赤線が CReSS シミュレーションを表す. (a) における緑星は南大東島の位置, (b) における青

星は T-PARCII のドロップゾンデ観測から推定された Lan の中心気圧をそれぞれ表す。

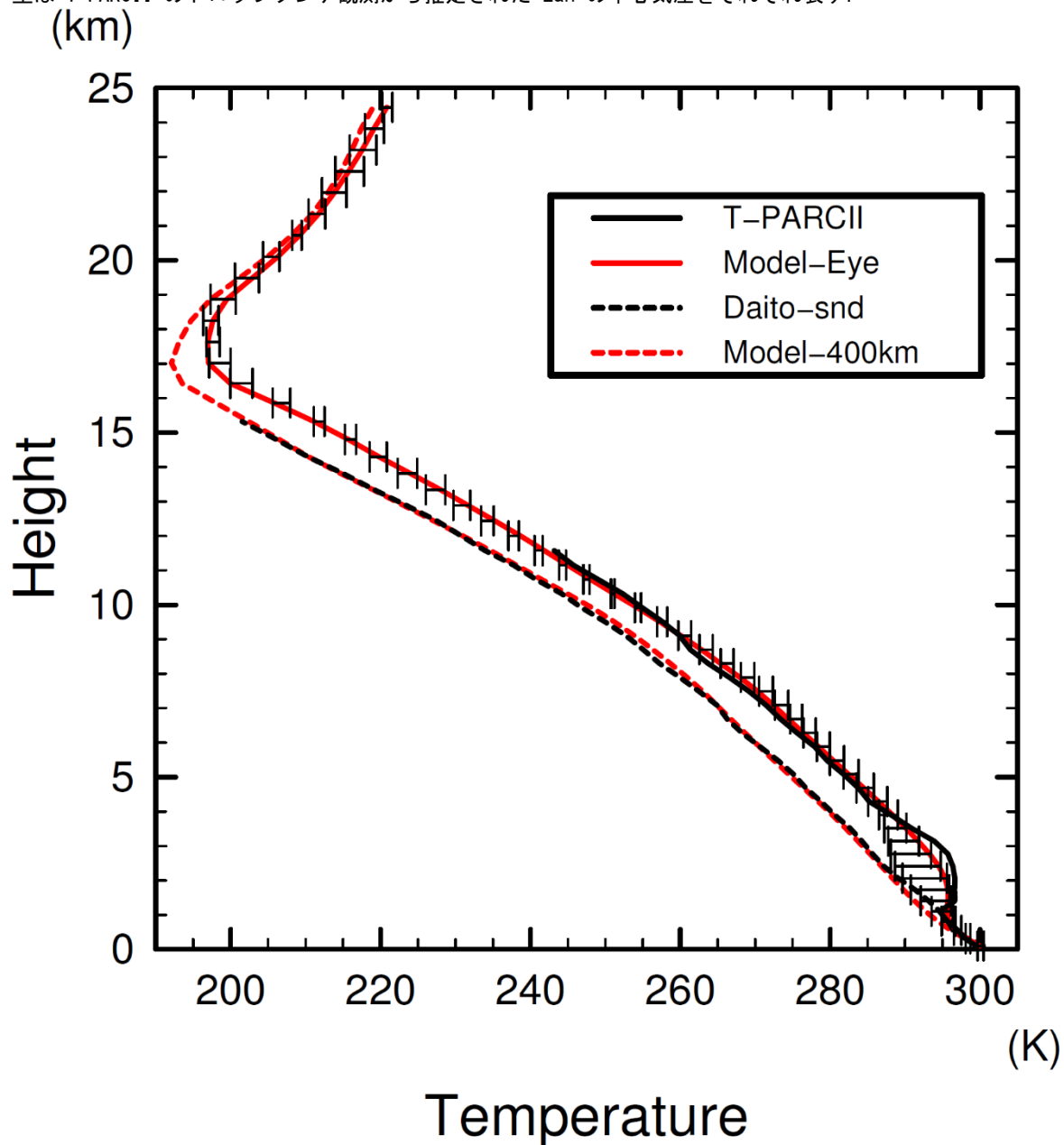


図 2: 10 月 21 日 0639 UTC での T-PARCII ドロップゾンデで観測された中心付近の温度分布 (黒実線) およびシミュレーションで最も近い時刻において、ドロップゾンデデータに最も近い温度分布を持った水平格子点での温度の鉛直分布 (赤線)。この赤線はシミュレーションにおける台風中心から半径 20 km 以内における格子点で探索されている。黒および赤の破線はそれぞれ南大東島における上向きゾンデ観測の温度分布と同じ時刻でのシミュレーションにおける台風中心から半径 400 km での接線平均した温度分布。なお黒のひげはモデルの各高度における半径 20 km 以内での温度の最大最小値を表している。

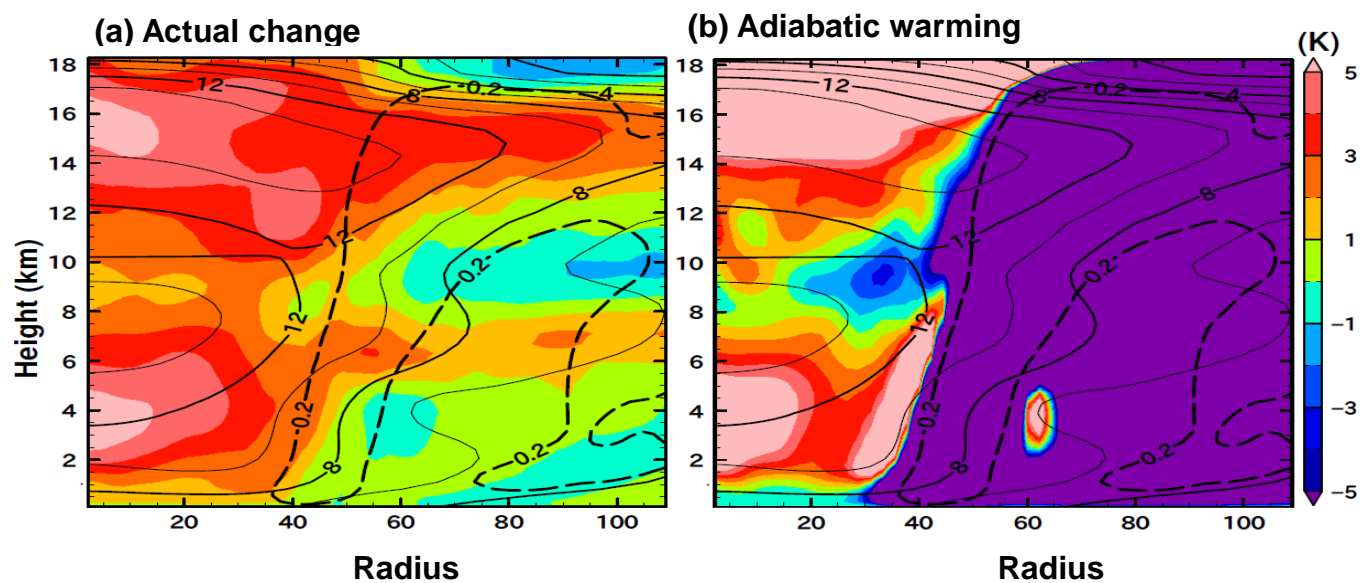


図 3: シミュレーションにおける最大発達率をとった期間 (10 月 20 日 12 UTC から 21 日 00 UTC) における (a) 接線平均した温位の変化量および (b) 鉛直による温位の移流に伴う温位変化の半径高度断面 (カラー; K). 黒実線による等値線は同じ期間における温位の偏差の時間平均. 黒破線は接線平均した上昇流域 (壁雲の概形) を表す.

High-Resolution Simulation of a Supertyphoon Observed by Aircraft Using the Cloud-Resolving Model

Project Representative

Kazuhisa Tsuboki Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

Author

Satoki Tsujino

Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

Tropical cyclones (TCs) in the western North Pacific (typhoons) are the biggest cause of meteorological disasters in East Asia. There are large uncertainties in estimation and prediction of TC intensity. High resolution simulations are indispensable for the improvement, but the lack of observation data makes it difficult to verify simulations of typhoon eyes and inner core structure. A supertyphoon Lan was observed in October 2017 using dropsondes from an aircraft. A high-resolution simulation was compared with the observed data. The simulated thermodynamic structure of the inner core sufficiently agreed with the observation. The observed double warm core was successfully simulated. Using the simulated result, potential temperature budget was calculated. The budget results revealed that the large warming in the double warm cores was mainly induced by adiabatic warming associated with strong subsidence in the eye.

Keywords: supertyphoon, aircraft observation, the cloud-resolving model, high resolution simulation, double warm core

1. Introduction

Tropical cyclones (TCs) have positive anomaly of air temperature in the eye region from the environmental field, which is well-known as a warm core. The warm core is closely linked to central pressure and maximum wind speed of the storms via the thermal wind relationship. Dynamics of the warm-core evolution is important for full understanding of the storm intensity change. Although numerical simulation is powerful for the full understanding of the warm-core evolution, it is difficult to verify the simulation result because of the lack of in situ observations such as dropsondes for the inner-core structure of TCs. A field campaign of Tropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts (T-PARCII) using a Japanese aircraft have been conducted in a mature stage of Typhoon Lan (2017). Typhoon Lan rapidly intensified during 1800 UTC 19 to 1800 UTC 20 October 2017 (Fig. 1b), and the intensity maintained until 1200 UTC 21 October 2017 after the storm achieved the mature stage. Observation in the T-PARCII revealed that the storm had clear double-warm cores, which is a unique structure with different peak heights of the warm anomaly in the eye.

2. Methodology

To clarify dynamics of intensification and maintenance in the double-warm core, a numerical simulation of Typhoon Lan was conducted with the Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS 3.4.2), which is a three-dimensional, regional, compressible non-hydrostatic model (Tsuboki and Sakakibara 2002). The CReSS model uses a terrain-following coordinate system in the vertical and calculates the

three-dimensional wind velocity components, pressure perturbation, potential temperature perturbation, turbulent kinetic energy (TKE), and the mixing ratios of water vapor, cloud water, rain, cloud ice, snow, and graupel. The CReSS model does not use cumulus parameterization. The model domain was 30.72° in the zonal direction \times 40.96° in the meridional direction \times 28.8 km in height (Fig. 1a). The horizontal grid spacing was uniformly 0.02° in both the zonal and meridional directions. The vertical grid was a stretching vertical coordinate. The lowest grid spacing was 200 m, and there were 55 vertical grids. The integration period was from 0000 UTC on 16 October to 1200 UTC on 21 October. In the present simulation, the Global Analysis data with a 0.5° resolution provided by the Japan Meteorological Agency (JMA) was used for the initial and boundary conditions.

3. Evolution of the double warm cores

The simulated track almost followed the estimated best-track by the JMA (Fig. 1a). The root-mean-square error of the track was 79 km during the simulation. The simulated central pressure followed the estimation in the JMA and Joint Typhoon Warning Center (JTWC). In particular, the intensifying rate on 20 October 2017 was similar to both of the JMA and JTWC best-track data (Fig. 1b). On the other hand, the simulated central pressure was slightly lower than those of the best-track data after the intensification. A dropsonde in T-PARCII captured pressure near the surface in the eye around 0600 UTC 21 October 2017. The surface pressure based on the dropsonde was 926 hPa (the red star in Fig. 1b), which is also higher (about 16 hPa) than the simulated central pressure at the same time. The simulated storm achieved the mature stage after the intensification. We

succeeded the reasonable simulation to examine the warm-core dynamics during the intensification and mature periods.

Figure 2 shows vertical distributions of air temperature within the eye in the CReSS simulation and T-PARCII observation. The simulated warm-core temperature at almost all levels reasonably followed temperature of the dropsonde. In particular, inversion layer that appeared in heights of 2 km to 3 km could be also reproduced in the simulation. During T-PARCII, a balloon-borne radiosonde was launched at Minami-Daito Island, which was located at a distance of about 400 km from the storm center around 0600 UTC 21 October 2017 (Fig. 1a). Vertical distribution of the observed temperature far from the storm center agrees with that of azimuthally averaged temperature at a radius of 400 km from the storm center in the simulation at 0600 UTC 21 October 2017 (Fig. 2). They had a distinguishable difference from those at the storm center. It indicates that the simulated warm-core structure was solely generated by physics in the CReSS model. Thus, the simulation is useful for the study of the warm-core evolution in Typhoon Lan.

4. Potential temperature budget

Figure 3 shows results of the potential temperature budget analysis in the intensification stage of 1200 UTC 20 to 0000 UTC 21 October 2017. The simulated storm had clear double warm cores in the middle (the peak at 7-km height) and upper (the peak at 16-km height) troposphere. All levels in the storm eye were warmed (Fig. 3a). Two peaks of the large warming were located in different layers between 2 km to 7 km and 12 km to 18 km within a radius of 40 km. The budget results revealed that the large warming in the double warm cores was mainly induced by adiabatic warming associated with strong subsidence in the eye (Fig. 3b).

References

Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2002), Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator, High Performance Computing, edited by H. P. Zima, K. Joe, M. Sato, Y. Seo, and M. Shimasaki, pp. 243-259, Springer, New York.

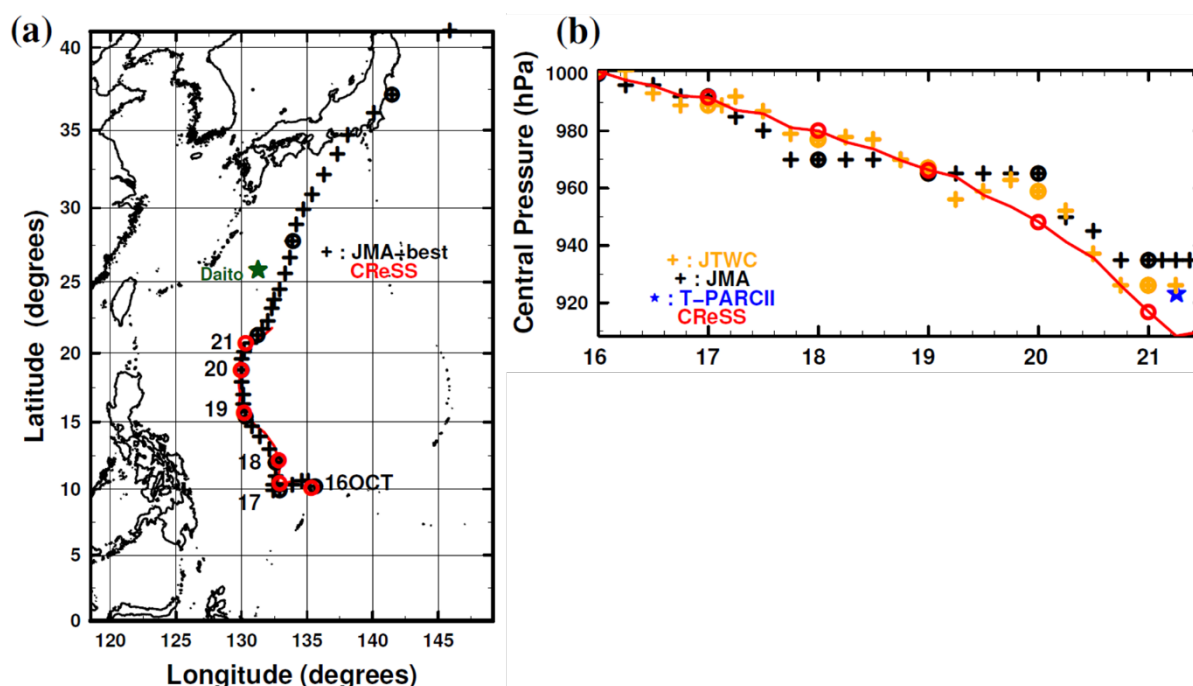


Figure 1: (a) Track and (b) central pressure of Typhoon Lan (2017). Black and yellow crosses correspond to best-track data provided by the JMA and JTWC, respectively. Red line denotes the simulation. Green star in Panel (a) indicates the location of Minami-Daito Island. Blue star in Panel (b) indicates the sea-level pressure observed by a dropsonde in the storm eye in T-PARCII, respectively.

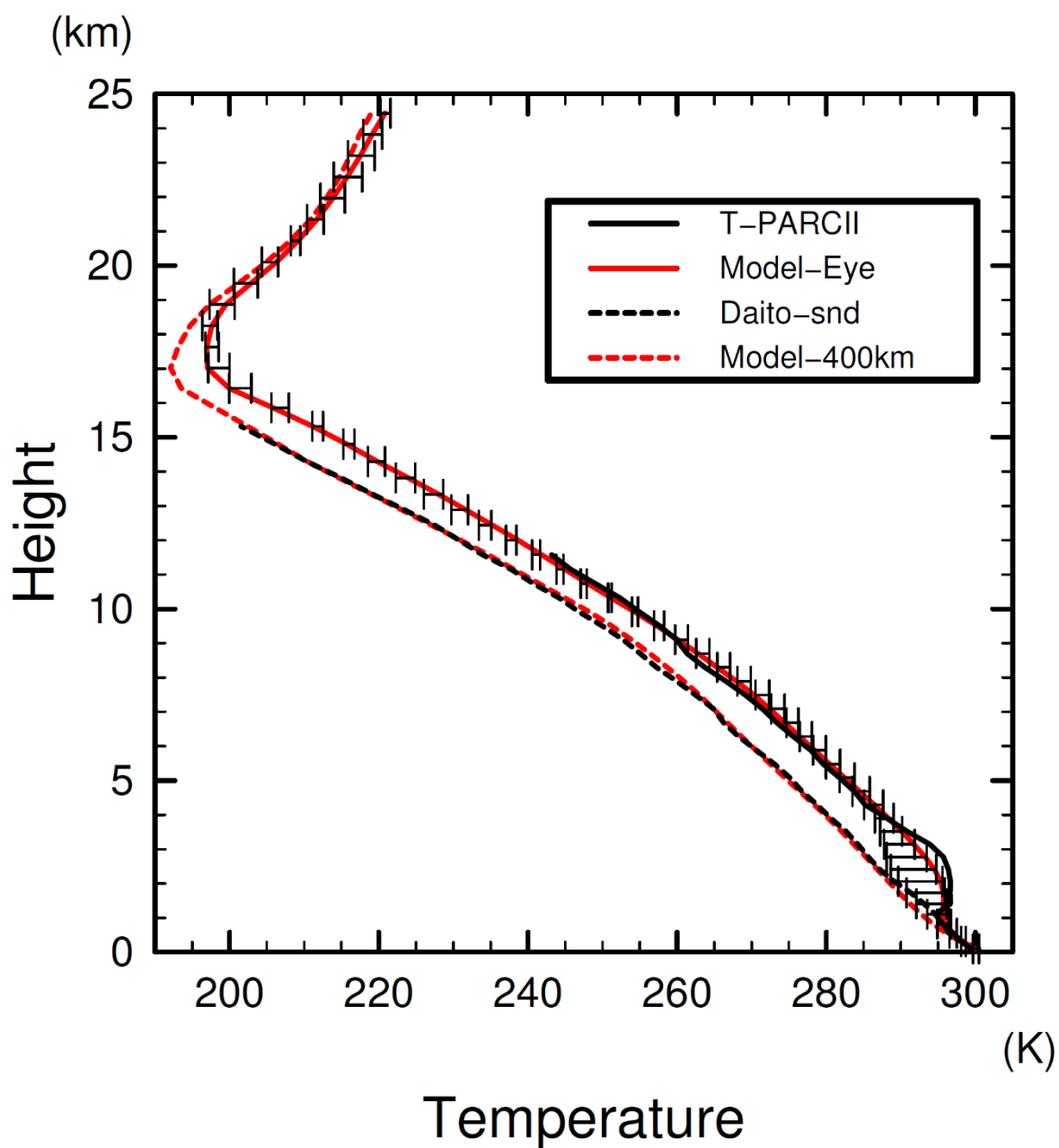


Figure 2: Temperature profiles of a dropsonde in the storm eye in T-PARCII around 0639 UTC 21 October 2017 (black-solid) and the grid point having the most similar profile to the dropsonde at the closest time in the simulation (red-solid). The most similar point is searched within a radius of 20 km from the storm center. The similarity is quantitatively estimated as the lowest root-mean-square difference of temperature profile between each grid point and the dropsonde. The black- and red-dashed lines denote the sounding at the Minami-Daito island (Fig. 1a) and the azimuthally average temperature profile at a radius of 400 km at the same time in the simulation. The whisker plots denote the minimum and maximum temperature within a radius of 20 km at each model level.

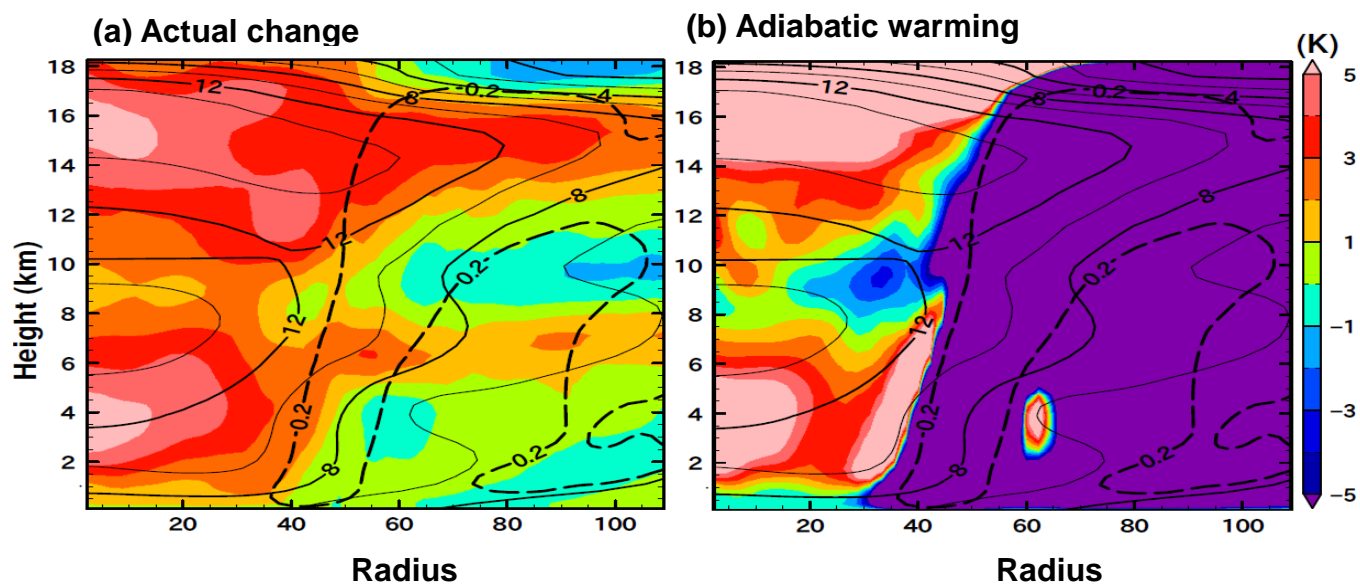


Figure 3: Radius-height cross sections (color; K) of (a) actual change of azimuthally averaged potential temperature during 1200 UTC 20 to 0000 UTC 21 October 2017 and (b) adiabatic warming associated with vertical motion. Solid contours denote potential temperature anomaly from the azimuthal averaged potential temperature at the radius of 400 km. The dashed contour denotes an outline of the eyewall, which is defined by azimuthally averaged updrafts.