

メソ渦を伴った台風のレーダーエコー解析と MM5 シミュレーション

—— 2000 年台風 12 号 ——

矢尾拓也*・余田成男*・林 泰一・栽 吉信**・垣花和夫***・下地留吉***

*京都大学大学院理学研究科

**石垣島地方気象台

***宮古島地方気象台

要 旨

2000 年台風 12 号が宮古島と石垣島の間を通過した際に、石垣島レーダーエコー画像や地上気圧振動から計 7 つのメソ β スケール渦が、台風の中心部分で確認された。本研究では台風中心とともに動く移動座標系を用いてそのエコーデータの解析を行なうとともに、メソ気象数値モデル MM5 によるシミュレーションを行なった。エコーやポテンシャル渦度の方位角-時間のホフメラー図を作成し、非軸対称構造の回転速度の半径依存性を調べて、各高度の接線風速と比較した。

キーワード: 台風, メソスケール渦, 非軸対称構造, レーダーエコー, MM5, 近接台風

1. はじめに

本研究の対象とするのは 2000 年 8 月の台風 12 号である。宮古島の南東約 600km の海上で熱帯低気圧から台風に発達した台風 12 号は、複雑な動きをしながら西北西に進み、8 月 29 日夕方から宵のうちにかけ、宮古島と石垣島の間を通過した。このあいだ石垣島レーダー(西部沖縄レーダー)エコー画像の中に、7 つのメソ β スケールの渦(以下、メソ渦という)が確認された。また、今回の台風はメソ渦を伴っているだけでなく、近接台風を伴った珍しい事例でもある。

この研究の第一の目的は、時間分解能が高く貴重な観測資料である石垣島レーダーエコー画像を用いて、メソ渦の解析を行なうことである。第二の目的は、メソ渦のような非軸対称構造を伴った台風を 3 次元メソスケール数値モデル“MM5”で再現し、観測では得られない広範囲で高解像度の空間 3 次元データを取得して、台風の非軸対称な構造に関する知

見を得ることである。これまで、メソ渦を伴った台風や近接台風を伴った台風に関する研究は、観測データの不足等によりごく限られていたが、本研究では、レーダー画像の解析と数値シミュレーションを併用することにより、新たな研究展開を図るものである。

2. 観測データ解析

2.1 概況

本研究の対象とする台風 12 号はもとをたどれば、2000 年 8 月 24 日 18UTC にヤップ島の北西の海上で発生した熱帯低気圧にさかのぼる。その低気圧は西へ進んだ後、北へ進みながら発達し、26 日 18UTC に沖の鳥島の西の海上で台風 12 号になった(Fig. 7 を参照)。台風 12 号は次第に進路を西北西に変え、29 日 12UTC 頃、宮古島と石垣島の間を通過した。台風 12 号は 30 日 06UTC には東シナ海で大型で強い勢力になった後、31 日 12UTC 頃に朝鮮半島北部に

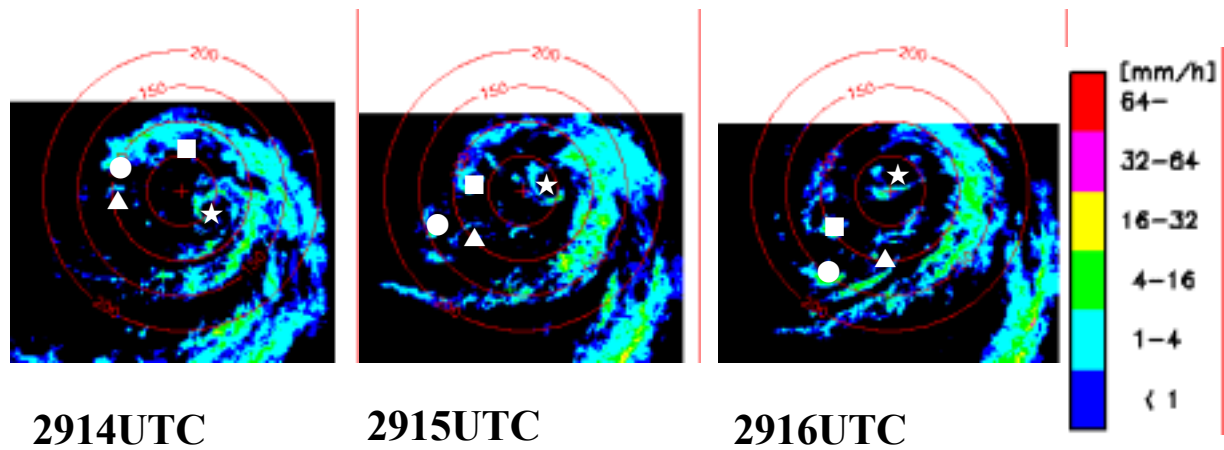


Fig. 1 The radar images of Ishigaki Island Radar for the period of 2914-2916UTC. The positions of vortex-like images with meso- β scales are marked, respectively. Two plus marks indicate the positions of the center of T12 and Ishigaki Island Radar. Four concentric circles are drawn every 50km from the center of T12.

上陸した。上陸後、勢力を弱め、9月1日12UTCには日本海北部で温帯低気圧に変わった。この低気圧は東よりに進み、9月4日12UTCに北海道の東の海上で消滅した。

一方、本研究の主対象にはしないが、台湾島をはさんで隣接していた台風13号の概況にも触れておく。台風13号はさかのぼると台湾島の西の海上で発生した熱帯低気圧である。その後、徐々に南下して、28日12UTCに台風13号に変わった。さらに南下して、30日00UTCには進路を北に変えた。そのあとその勢力を維持しながら徐々に北進し、31日18UTC頃に朝鮮半島に上陸した。その後、台風13号は勢力を弱め、9月1日06UTCには熱帯低気圧に変わり、9月3日00UTCに消滅した。

2.2 レーダーエコー画像の解析

この節では、石垣島気象レーダーのエコー画像を解析して得られたメソ渦に焦点をあて、台風中心付近の微細構造の特徴と時間変動について述べる。

台風の中心位置としては、気象庁の発表している3時間毎ないし6時間毎の中心位置の緯度・経度を用いる。観測時刻が発表の時刻と異なる場合には、その前後の発表された緯度・経度から線形内挿して中心位置とした。

(1) 石垣島気象レーダーデータ

本研究で用いたエコーデータは、Z-R 関係を用いて降水量に変換されたものである。データ階調は、0, 1, 4, 16, 32, 64mm/h を境とした7階調になっている。その水平分解能は2.5kmであり、レーダーを中心として500km×500km(200×200グリッド)を解析範囲とする。また、その時間分解能は7分30秒で、

2000年8月28日00UTCから30日00UTCまでの2日間のデータを解析する。

(2) エコー分布とメソ渦の特徴

レーダーエコー画像によると、8月29日02UTC頃までは台風中心の南象限にあったエコーバンドは次第にスパイラル状に変形し、台風12号を囲むようになり、やがて台風12号の眼が形成される様子が観測された。そして、このようなエコーバンドの形状の変化に合わせてメソ渦の発生が計7個確認された(垣花ら, 2000a,b; 矢尾, 2003)。Fig.1は台風の中心位置を図の中心として、2914UTCから2916UTCまで1時間ごとに描いたレーダーエコーである。各マーカーで示すように、同時に4個のメソ渦を追跡することができる。全期間で確認した7個のうち6個はレーダー画像や地上の気圧振動から明らかにメソ渦であり、残りの1個はレーダー画像では他の6個に比べ明瞭ではないが、宮古島、石垣島の気圧変化により確認できたメソ渦である。

また、レーダーエコー画像のアニメーションを詳しく見てわかる特徴として、次の4点があげられる。

(a) 全てのメソ渦は、台風中心の一つの焦点にもち反時計回りに回転する楕円の周上を動いているように見える。(b) 台風中心近く(約50km以内)で発生したメソ渦は、明瞭な時には中心に近づいて動き、長寿命(約6時間以上)である。(c) 台風中心から少し離れたところ(約70km以遠)で発生したメソ渦は、明瞭な時には中心から遠ざかるように動き、短寿命(約3時間)である。(d) メソ渦が途中一度見えなくなることがあるが、その痕跡を追って見ると、メソ渦が消滅した数時間後に風下側に流されたところで再び発生することがある。

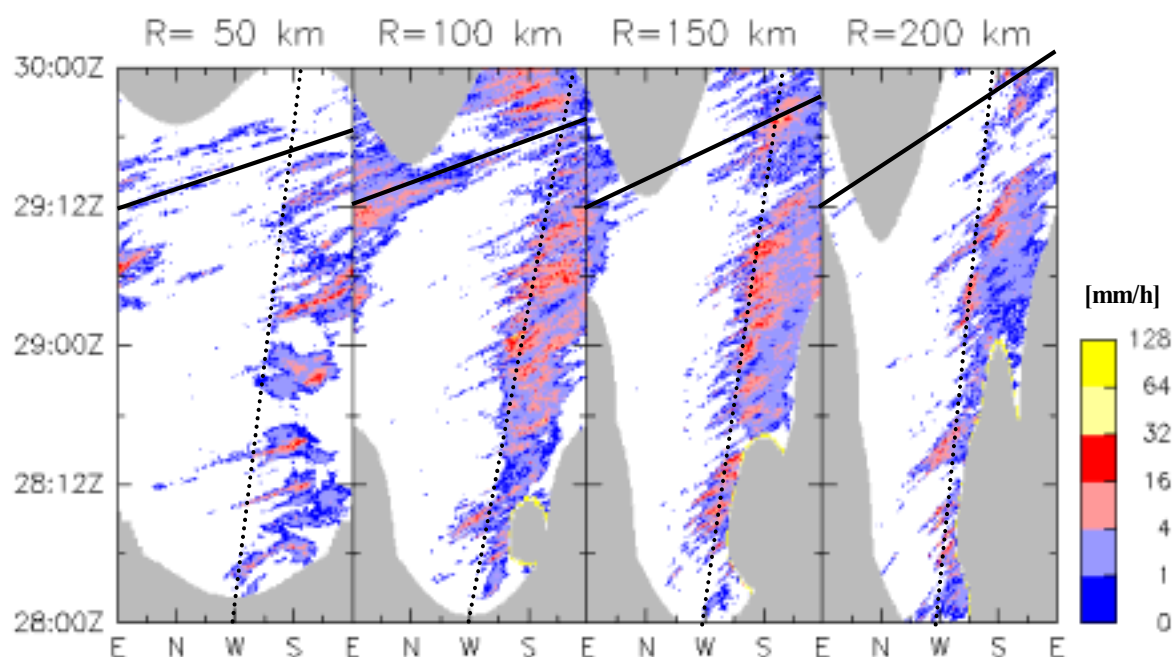


Fig. 2 Azimuth-time Hovmoeller diagrams of the radar echo observed by Ishigaki Island Radar at the radii of $R=50$, 100, 150, and 200km. Solid and dotted lines indicate the progressions of phase and group structures around 2912UTC, respectively. Shaded areas denote the lack of measurements.

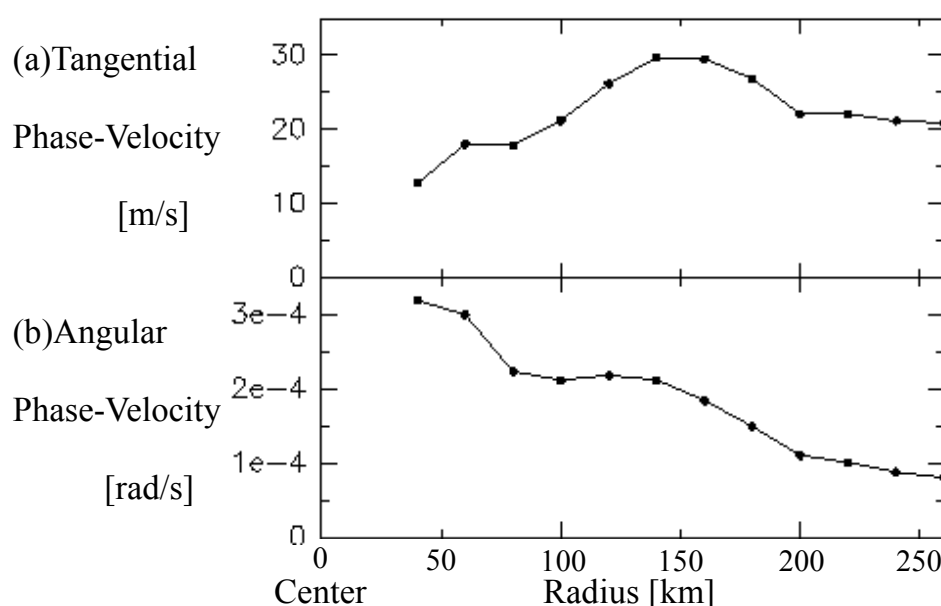


Fig. 3 Dependence of (a) tangential phase-velocity and (b) angular phase-velocity of radar echo on the radius, which are estimated from the Hovmoeller diagrams like Fig.2.

(3) ホフメラー解析

レーダーエコーから得られた強い降水域は、台風の中心のまわりを反時計回りに回転している。その位相速度を見積もるために、横軸に方位角、縦軸に時間をとったホフメラー図を描いた。Fig.2は、中心からの半径が 50km から 200km までの 50km 毎の 4 枚である。実線で示したようにはっ

きりとした位相変化が見えており、降水域が台風の中心の周りをほぼ一定の角速度で回転しているのがわかる。その回転速度は時間とともに速くなっている。また、点線で示したように、エコーが発生する方位角が時間とともにゆっくりと西から反時計回りに移動しているのがわかる。2902UTC頃にはエコーが台風の北象限にも回り込みはじめ、

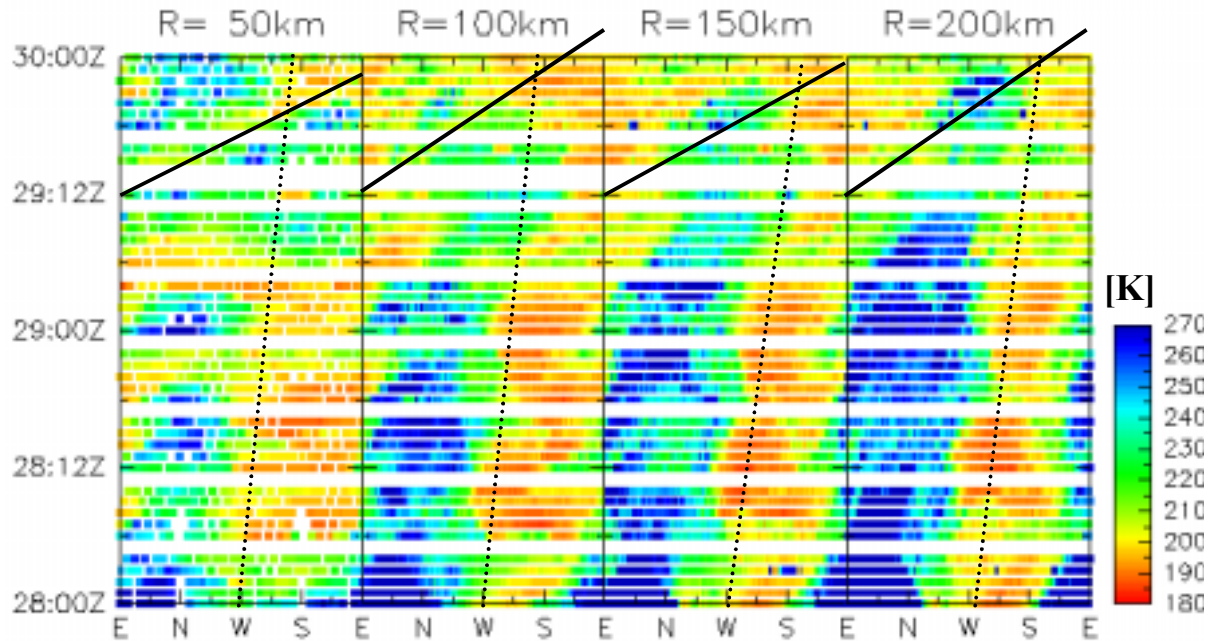


Fig. 4 Azimuth-time Hovmoeller diagrams of GMS infrared (IR1) images at the radii of $R=50, 100, 150,$ and 200km . Solid and dotted lines indicate the progressions of phase and group structures around 2912UTC, respectively. Horizontal white bands are due to the lack of measurements.

2915UTC 頃には台風を中心から半径 100km の領域ではほぼ一周してエコーが存在する。もとのレーダーエコー画像で台風の眼が形成された時刻に相当する。

Fig.3 は、このようなホフメラー図から見積もった 2912UTC 頃の位相回転の接線速度と角速度の半径依存性である。降水域の回転は、半径約 150km 付近で接線位相速度が最大であり、約 30m/s である。角速度でみると、内側ほど早く半径とともに遅くなる。半径 $80\text{--}140\text{km}$ 付近では、ほぼ剛体回転をしており、その回転周期は約 8 時間である。

2.3 GMS 赤外画像の解析

この節では、静止気象衛星 GMS-5 からの 1 時間毎の観測画像解析について述べる。前節と同様に台風を中心位置を定義し、台風とともに移動する極座標系でみた中心付近の非軸対称構造の特徴と時間変動の様子を示す。

(1) 使用した GMS 画像の特徴と座標変換

GMS-5 からの画像には可視画像以外に赤外 1(IR1)、赤外 2(IR2)、水蒸気(WV)の 3 チャンネルがある。これらの放射輝度温度は、256 階調に規格化されて送られてきている。その分解能は、高温(地表近く)で細かく、低温(上空)で粗くなっている。本研究では、これらのうち IR1 のデータのみを用いて、上層雲の

分布や移動速度の解析した。IR1 チャンネル ($10.5\text{--}11.5\ \mu\text{m}$)では大気中の水蒸気による吸収がごくわずかなため、対流性の雲は厚さが 500m もあれば黒体とみなすことができる(Paltridge, 1974; Platt, 1976; Stephens, 1978)。したがって、対流系の雲のあるピクセルではその雲頂輝度温度をあらわしているとし、雲頂高度を見積もるのに利用できる。

使用したデータはすでに緯度・経度 1° 間隔で、温度に変換されたものである。老沼(1997)の手続きを参考に、つねに台風中心位置を原点とする移動極座標系での水平 2 次元データに変換する。画像取得時刻での台風中心位置で地球に接する平面を考えて、緯度・経度(回転楕円体上にあると仮定)のデータをそこに射影する。射影された距離は実際より拡大され、その拡大率は原点から遠くなるにつれて大きくなるが、中心からの距離が $1,000\text{km}$ でも拡大率は 0.8% 程度なので、ここでの接平面の使用は本解析には支障が無い。

(2) ホフメラー解析

上層の雲の動きを見るために、前節と同様にホフメラー解析を行なう。Fig. 4 は、横軸に方位角、縦軸に時間を取り、台風中心からの半径が 50km から 200km までの 50km 毎の温度をグレースケールで示したものである。下層のレーダーエコーに見られる強い降水域にくらべ、全体的に上層の雲はより広い

範囲に分布している。

低温域は活発な積雲活動域に対応しているが、2912UTC 頃にこのような対流雲バンドのある方位角をみると、レーダーエコーと同様に台風の中心の周りをほぼ一定の角速度で回転しているのがわかる(実線)。ただし、その回転速度はレーダーエコーで得られた回転速度に比べて遅い。また、より早い時刻には低温域のゆっくりとした反時計回りの回転(点線)もはっきり見えるが、これもレーダーエコーの回転速度に比べて遅い。2902UTC 頃を境に上層雲が台風の北象限にまわりこみはじめている様子も確認できる。

ただし、GMS 赤外面像はレーダーエコーに比べると空間分解能も時間分解能も大幅に劣るため、台風中心域のメソ渦のような微細構造まで見ることは難しい。老沼(1997)は、GMS の IR1, IR2, WV チャンネルを用いて台風中心から半径 150-460km までの準定常なレインバンド内の微細構造を解析したが、本研究ではここまでにとどめておくことにする。

3. 数値モデルの概要と実験設定

3.1 MM5 の概要

本研究で使用したモデルは PSU(Pennsylvania State University)-NCAR(National Center for Atmospheric Research) Mesoscale Model 5(MM5) Version 3.5 である (Georg et al., 1995)。これは非静力学の領域モデルで、Asselin タイムフィルターをかけたリーブフロッグ法で時間積分をする。幾通りかの計算領域のネステイングが可能であるが、ここでは 2 段階の領域を考え、双方向に相互作用するネステイングを採用して、内側の狭領域で計算した予報値を広領域にフィードバックする。また、台風ボーガスや 4 次元データ同化は行っていない。

また、NCEP の最終解析データを MM5 の初期値・境界値として用いている。これは、水平格子間隔が 1 度、鉛直方向には 24 層(1,000hPa-10hPa)の空間分解能で、6 時間ごとの全球解析データである。物理量は、ジオポテンシャルハイト、温度(SST を含む)、風速、相対湿度、 ω (鉛直 p 速度)、地表気圧である。

3.2 計算期間と実験設定

2000 年 8 月 26 日 00UTC から 30 日 00UTC までの 4 日間の時間発展を行なう。MM5(Ver.3)で境界値を作成するには全期間のデータが必要である。しかし、2000 年 8 月 27 日 12UTC と 18UTC のデータが入手できなかったため、前後のデータから線形内挿したもので代用した。

計算領域は Fig.5 のように設定する。外側の領域 1 は台風 12 号、13 号を含むように、内側の領域 2 は全計算期間にわたり台風 12 号を含むように決めた。水平解像度は、領域 1 が 27km(202×202 グリッド)、領域 2 が 9km(265×265 グリッド)である。領域 1 の側面境界は、NCEP の最終解析データを用いたナッジング境界で、領域 2 の側面境界値は領域 1 の値から内挿する。

鉛直解像度は、両方の領域ともに、地表面から 10hPa まで、下層を重視した 23 層をとっている。上端での境界条件は、ともに放射境界条件である。また、時間積分の時間刻みは、領域 1 では 60s、領域 2 では 20s である。

ここで採用した微物理過程のパラメタリゼーションは次のとおりである：惑星境界層スキームは、領域 1 では Burk-Thompson スキーム、領域 2 では MRF スキームを使う。両領域ともに、積雲パラメタリゼーションとしては Kain-Fritsch スキームを用い、陽な湿潤スキームとしては Reisner (mixed-phase)の水蒸気、雲水、雨水、氷水、雪水、雹水の混合比と氷の数密度を陽に計算するスキームを用いる。

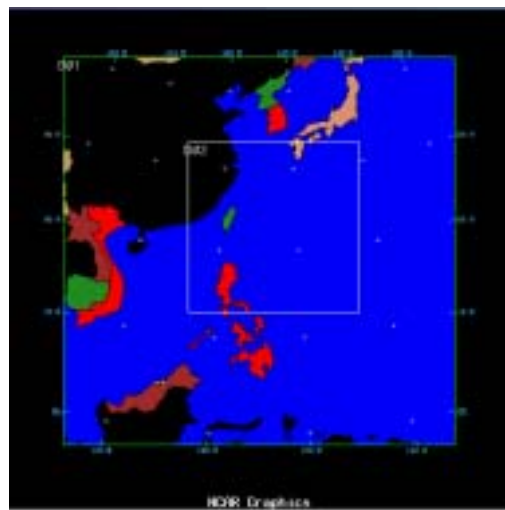


Fig. 5 MM5 grid configuration for two domains with nesting. D01: 27km × 27km grids, D02: 9km × 9km grids.

4. シミュレーションの結果

4.1 シミュレーション結果の妥当性の評価

この節ではシミュレーション結果の妥当性を評価するために、実際に観測されたデータとの比較をする。シミュレーション結果に対しては、各時刻での台風の中心位置を、モデルで計算される海面更正気圧が最小となるグリッドの緯度・経度で定義した。

(1) 中心気圧の時系列の比較

このシミュレーションの期間および領域には、台風 12 号と 13 号の 2 つの台風が含まれるので、それぞれの中心気圧の時系列と、気象庁発表の中心気圧の時系列を Fig.6 に示す。台風 12 号の時系列(a)をみると、シミュレーションで得られた台風の中心気圧は、初期時刻(0h)では観測とほぼ同じで 1,000hPa 程度であるが、12h を過ぎてからは観測データよりもやや低い値となる。中心気圧が低下していく様子は、全計算時間にわたり観測結果と似ており、誤差は最大でも 8hPa 程度(90h 前後)である。

また、台風 13 号の時系列(b)において、観測データで台風になったのは 30h 頃であるが、その時の中心気圧は両者で一致している。50h を過ぎる頃からは、シミュレーションの結果は観測データに比べて高い値となるが、両者の差は高々 6hPa 程度である。これらの結果より、両台風の中心気圧が低下する様子はよく再現できていると判断できる。

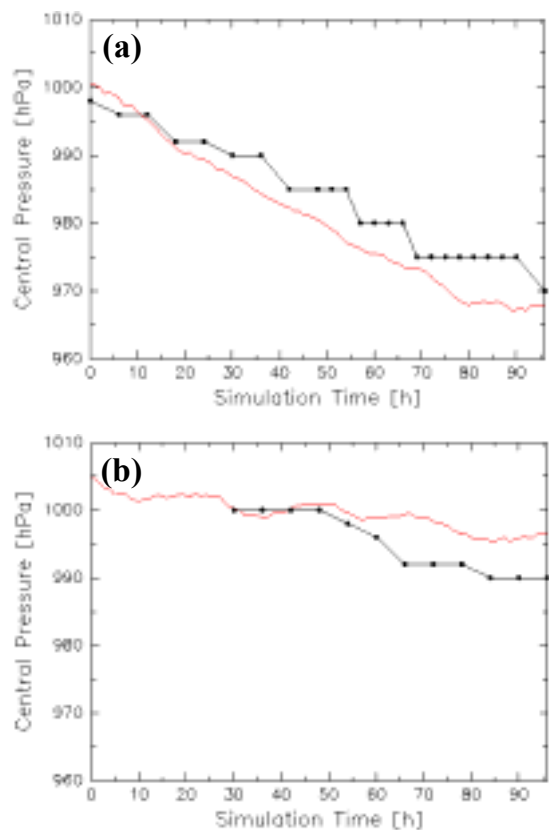


Fig. 6 Time series of central pressures for (a) T12 and (b) T13 for the period of 2600UTC-3000UTC (0-96 hour in simulation time). Thick lines with dots are the time series reported by the Japan Meteorological Agency and thin lines are those for the simulation.

(2) 移動経路の比較

台風 12 号と 13 号の移動経路について、シミュレーション結果と気象庁発表のベストトラックとを Fig. 7 に示す。但し、台風 13 号に関しては、観測で台風に発達した 48h からのトラックのみを示してある。シミュレートされた台風 12 号の位置は、12h までは、対応する時刻で観測された位置の東約 2 度に位置する。12h 以降、徐々に観測の経路に近づき始め、その後はほぼ 12 時間遅れで観測経路のあとをたどるように移動する。96h には 12 時間遅れではあるが、観測と同様に石垣島と宮古島の間を通過する。

また、シミュレートされた台風 13 号の位置は、観測された台風 13 号の発生時刻(48h 後)には、観測位置の北西約 2 度に位置する。48-72h の間、観測された経度より西に約 4 度のところを南下する。72h 後には南下を止め、それ以後北東に進路を変えて、観測経路に近づく。

以上の結果より台風の移動経路に関してもかなりよく再現できていることが分かる。しかし、これらの移動経路の再現には苦労を要した。というのも、台風 12 号と 13 号が最も接近した時(96h 後)には台湾島をはさんで東西に約 1,000km しか離れておらず、藤原効果(Fujiwhara, 1921)がかなり効いてくるので、移動経路の再現には両台風を同時に再現できていないといけなからである。今回の初期値で領域の取り方や物理スキームをいくつか変えて試してみたが、両台風が領域内にある限り本結果と大きな違いは見られなかった。

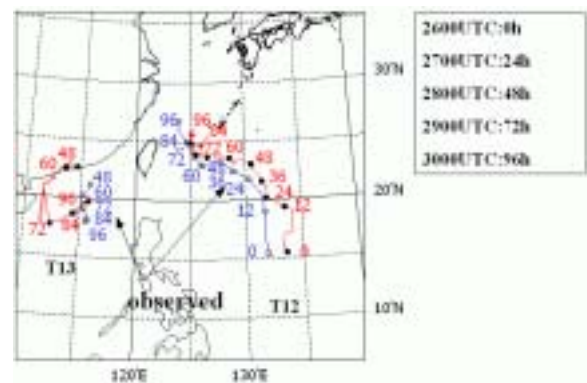


Fig. 7 Tracks of T12 (right) and T13 (left). Open circles are for observations and closed ones for the simulation.

4.2 ポテンシャル渦度による診断

ポテンシャル渦度(potential vorticity; PV)は、渦度に関係するラグランジュ的保存量である。台風のような非断熱過程が重要な場合には保存的でないが、ここでは局所的な渦の強さの指標として PV をとりあげる。本来は等温位面上での PV をみたほうがよ

いが、熱帯域では等温位面と等圧面がほぼ平行なので、等圧面上での PV をみることにする。

Fig. 8 は、シミュレーションで得られた台風 12 号について、850hPa 面上での PV(グレースケール)、水平風ベクトル、および海面更正気圧(コンター)を示す。描画範囲は台風を中心を真中に据えて 400km 四方であり、時刻はそれぞれ 36h, 48h, 73h, 74h である。初めの頃より、台風を中心付近には高 PV 値のバンドがスパイラル状に位置している。海面更正気圧のコンターは台風中心のまわりにおよそ同心円状である。

時間の経過とともに PV の値が徐々に大きくなっている。潜熱放出による大気加熱が上層ほど大きいところで、PV が生成されている。72h には台風の南

象限に明瞭な PV バンドが形成される。水平風ベクトルが PV バンドの外縁で大きいことから、PV バンドが壁雲に対応していると考えられる。実際、雲や降水の空間分布をみると、この頃に明瞭な眼が形成されている。また、台風中心付近での気圧のコンターは 60h くらいから楕円形に変形しはじめるが、まだこの時刻ではその中心自体はずれていない。

73h を過ぎると中心付近で気圧のコンター間隔が大きく広がり、変形している様が見える。しかも、ここで定義した台風を中心位置(最低気圧の場所)が眼の中央からずれて PV リングの内縁にあり、気圧のコンターはあたかも気圧中心を軸にして反時計回りに回転しているように見える。(実際には、この台風システムとともに動く移動座標系から見れば、反

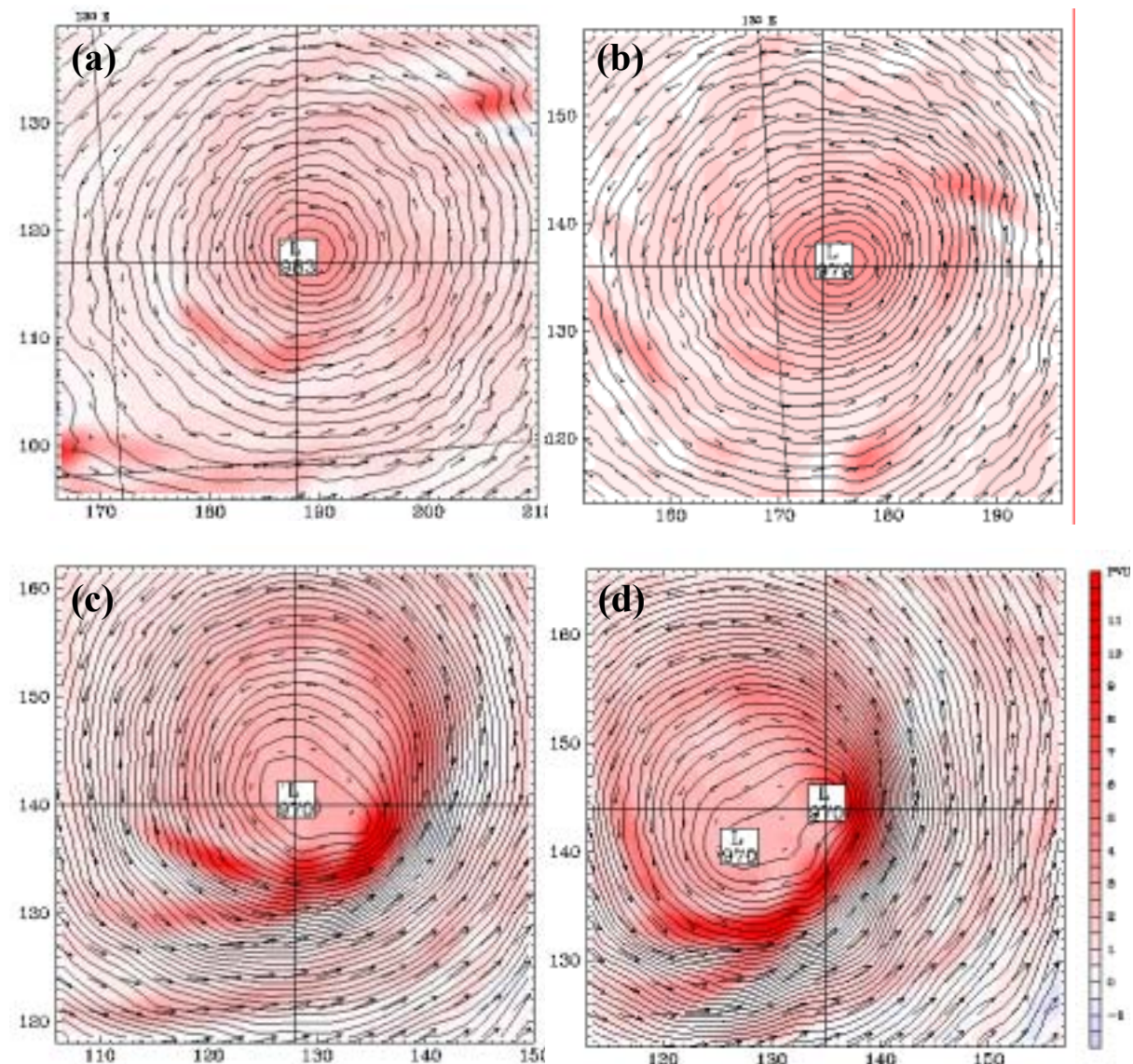


Fig. 8 Potential vorticity at 850hPa (tone, every 0.5PVU), sea level pressure (contour, every 0.5hPa) and horizontal wind vector fields of T12(Domain 2) at (a)36h, (b)48h, (c)73h and (d)74h in the simulation. The grid of the lowest sea level pressure is centered and the plotted area is 400 x 400km.

時計周りに回転している PV リングの内縁に沿って気圧中心も反時計回りに移動しているのだが。) ここで、PV リングの回転周期は6-8時間である。また、この期間(72-81h)で PV が最大値をとった時刻は 78h であり、その値は 15.5PVU であった。これは 12 時間前(66h)の 2 倍以上の値である。

4.3 ホフメラー解析

シミュレーション結果から換算した 850hPa 面でのエコー強度のホフメラー図を Fig. 9 に示す。Fig.2

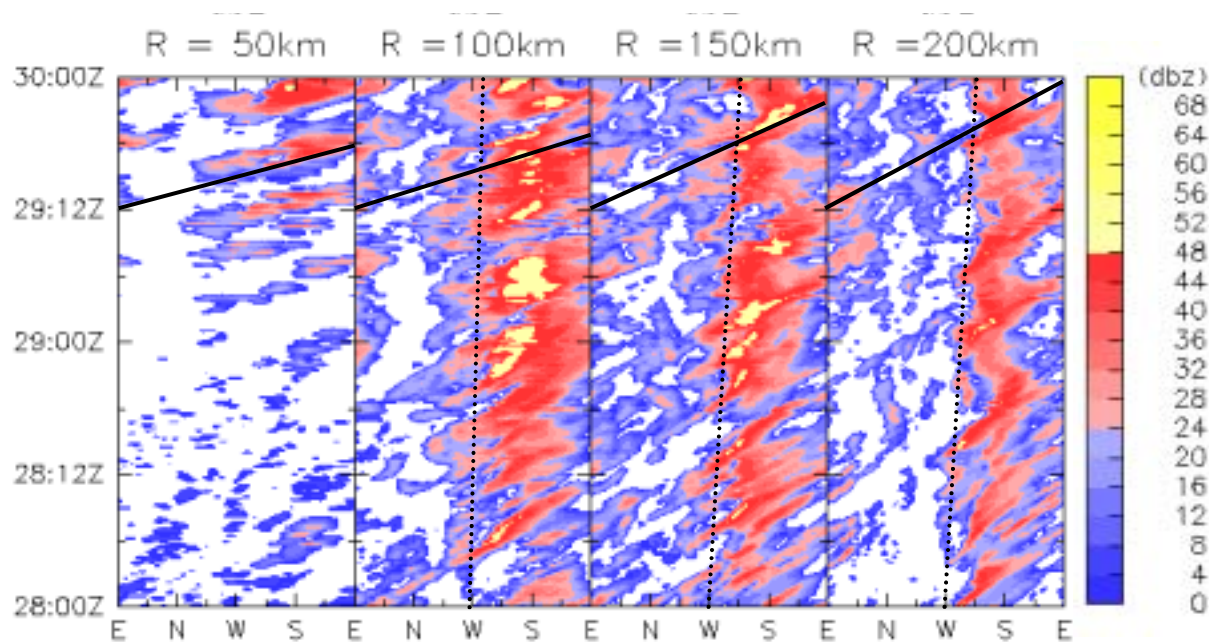


Fig. 9 Azimuth-time Hovmoeller diagrams of the simulated radar echo of T12(Domain 2) at the radii of R=50, 100, 150, and 200km, as in Fig.2. Solid and dotted lines indicate the progressions of phase and group structures around 2912UTC, respectively.

次に、850hPa 面上での PV 分布において、台風中心を軸とする回転軸対称成分からの偏差を求め、ホフメラー図にしたのが Fig. 10 である。偏心した楕円状の PV リングの回転は、この図では波数 1 パターンの回転として表現されている。Fig. 9 のエコー強度では回転の途中で途切れていたものが、PV 偏差でみると連続して何周も回転しているのがわかる。

Fig. 11 には、シミュレーションで得られた 850hPa 面でのホフメラー図から見積もった位相回転の接線速度の半径依存性を、石垣島レーダーエコーの解析結果(Fig. 3)とともに示す。ただし、シミュレーション結果は、エコー強度および PV 偏差の波数 1 成分(WN1)の各ホフメラー図から読み取ったものである。また、900, 850, 800, 700, 500hPa の各高度での接線速

と同様にはっきりとした位相変化(実線)が見えており、降水域が台風を中心の周りをほぼ一定の角速度で回転しているのがわかる。その回転角速度は内側ほど速い。また、点線で示したように、エコー群の構造がゆっくりと反時計回りに移動する様子も見える。ただし、その回転角速度は観測された結果よりも遅い。

度の分布も一緒に示してある。なお、見積りの時刻はすべて 2912UTC(84h)を基準としている。シミュレーションでは、この時刻の壁雲は中心から約 100-150km 付近に存在している。

この図より、まずシミュレーションで得られた結果がおおよそ観測結果と一致していることがわかる。エコー強度の位相回転の接線速度と、同じ高度での接線風速とを比べると、壁雲より内側では位相速度の方が速く、壁雲の存在領域では風速の方が速い。また、エコー強度の位相回転の接線速度分布は、それより高い高度(700-800hPa 付近)での風速分布に近い。接線風速の最大値は 900hPa 付近に存在し、それより上空では接線風が徐々に遅くなっている。

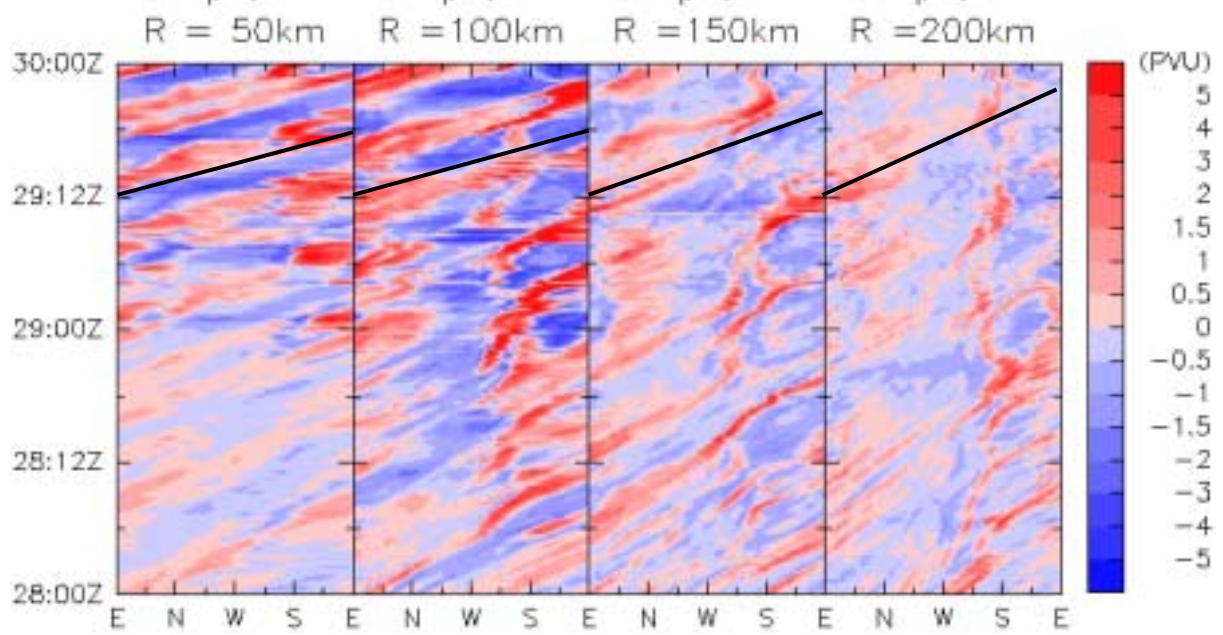


Fig. 10 Azimuth-time Hovmoeller diagrams of the simulated potential vorticity anomaly of T12(Domain 2) at the radii of $R=50, 100, 150,$ and 200km . Solid line indicates the progression of potential vorticity anomaly around 2912UTC.

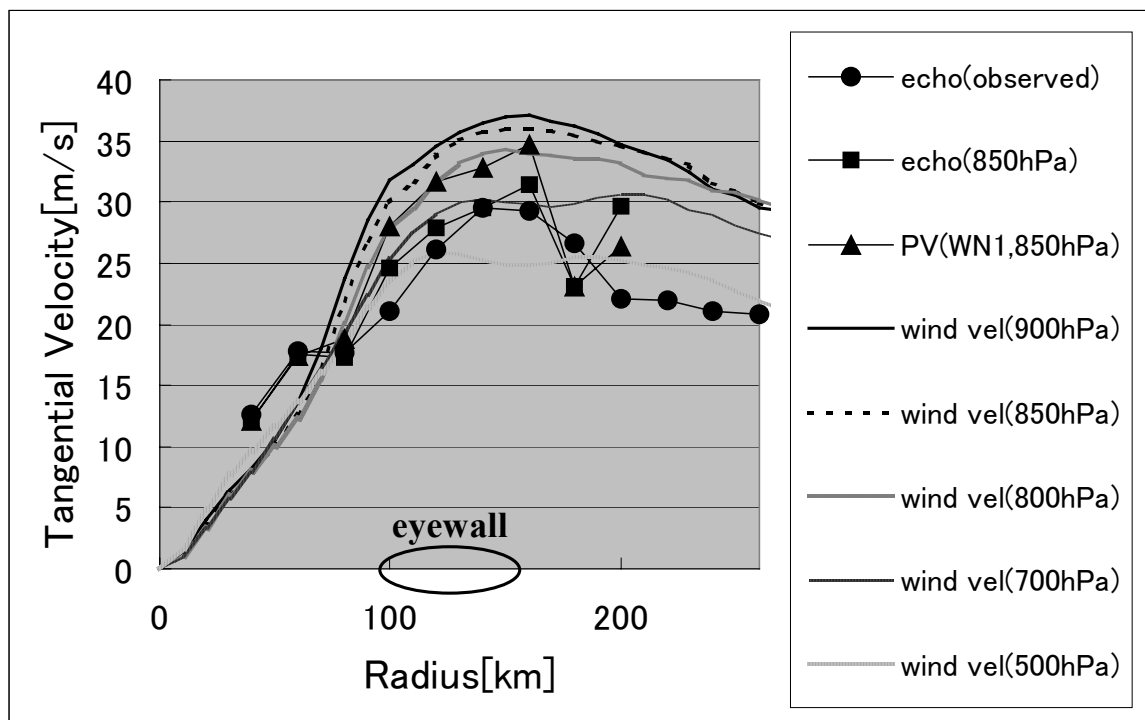


Fig. 11 Dependence of the rotation speeds(observed echo, simulated echo and simulated potential vorticity) on the radius and mean tangential speeds at 900, 850, 800, 700, and 500hPa of T12(Domain 2) around 2912UTC. At this time the eyewall is located between about 100 and 150km from the center.

5. まとめと考察

石垣島レーダーエコー画像を中心に、2000年の台風12号に伴うメソ渦の動態を解析した。同定した7個のメソ渦は台風中心から約40-90kmで発生し、台風中心の一つの焦点にもち反時計回りに回転する楕円の周上を動いているように見える。あるメソ渦が途中一度見えなくなることがあるが、その痕跡を追って見ると、メソ渦が消滅した数時間後に風下側に流されたところで再び発生することがある。

領域気象モデルMM5による数値シミュレーションでは、台風12号の中心付近に非軸対称な構造が得られたが、その変動の様子は観測されたメソ渦の動きと類似している。シミュレーションの74h頃からPVリングが楕円形に変形し、気圧中心を軸に6-8時間の周期で反時計回りに回転している結果に対応する。Fig. 10に示したPV偏差のホフメラー図では、強い渦域が連続して何周も回転しているが、これらは回転の途中で途切れる強いエコー強度域(Fig. 9)と同じ位相にある。観測で見られたメソ渦の消滅・再生も、このようなPV偏差の回転と水蒸気の過剰な領域との組合せで理解できる可能性がある。実際、観測された強いエコーの局地的な分布は、台風13号に伴う循環風の影響により台風12号の南西象限で水蒸気補給が多かったために、その方角で雲が発達しやすかったためと考えられる。

シミュレーション結果を解析すると、PVの主な生成源は台風の南象限で発達した積乱雲(のパラメタリゼーション効果)による中下層での非断熱加熱であることが分かった。また、ウォームコア構造は、壁雲の積乱雲が発達し、大気が連続的に暖められることで形成維持されていた。72hごろから積乱雲の発達により温位偏差極大の高度はさらに高くなっている。このようにPVが局所的に増加することで循環場が楕円形に変形し、それに伴い74h頃から壁雲自体が反時計回りに回転していた。

今回のシミュレーションは初期値にかなり鋭敏だった。26日12UTC以降を積分開始時刻にとると台風12号はあまり発達せず、台風13号ばかりが発達していた。これは近接台風のシミュレーション時の問題点として知られている。渦どうしの相互作用は、初期条件のちょっとした違いによっても大きな影響を受けることがある。本研究ではモデル分解能の制約によりメソ渦の再現はかなわなかったものの、2つの台風がかなりの精度で再現できたことは意義あることだと考える。2つの台風が近接する場合、移動経路および渦の強度の二点で影響がある。本事例で考えると、まず、台風13号の循環風が台風12号

の指向流として働いていることがある(藤原効果)。また、後者に関しては、2つの台風の位置関係によって水蒸気補給量や下層風の流入角度が大きく変わることによって起因する。こちらは特に湿潤過程を含むモデルならではの難しさである。

謝辞

本研究をすすめるにあたり、京都大学防災研究所の石川裕彦助教授をはじめ暴風雨災害研究室と災害気候研究室の方々にお世話になりました。感謝致します。なお、図の作成には、(1)地球流体電脳ライブラリ、(2)NCAR Graphics、(3)RIPを使用しました。

参考文献

- 老沼志朗(1997): ひまわり5号画像データを用いた台風レインバンドの解析, 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文, 25pp.
- 垣花和夫・下地留吉・裁吉信(2000a): 平成12年台風第12号の特徴について(速報)ー特にメソ対流渦についてー, 沖縄管内気象研究会誌, No.29, pp.33-34.
- 垣花和夫・下地留吉・裁吉信(2000b): 台風0012号について(速報), 沖縄気象台技術ノート, No.56, pp.21-29.
- 矢尾拓也(2003): メソ渦を伴った台風のレーダーエコー解析と数値計算ー2000年台風12号ー, 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文, 46pp.
- Fujiwhara, S.(1921): The natural tendency towards symmetry of motion and its application as a principle in meteorology. Q.J.R.Meteorol.Soc., 47, pp.287-293.
- Georg, G.A., D. Jimmy, and R.S. David(1995): Description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model(MM5). NCAR/TN-398+STR, 122pp.
- Paltridge, G.W.(1974): Infraed emissivity, short-wave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds. J. Geophys. Res., 79, pp.4053-4058.
- Platt, C.M.R.(1976): Infraed absorption and liquid water content in stratocumulus clouds. Q.J.R.Meteorol.Soc., 102, pp.553-561.
- Stephens, G.L.(1978): Radiation profiles in extended water clouds. J.Atmos.Sci., 35, pp.2123-2132.

Radar echo analysis and MM5 simulation of a typhoon with mesoscale vortices

—— Typhoon 12 in 2000 ——

Takuya YAO^{*}, Shigeo YODEN^{*}, Taiichi HAYASHI,
Yoshinobu SAI^{**}, Kazuo KAIBANA^{***}, and Tomekichi SHIMOJI^{***}

^{*}Department of Geophysics, Kyoto University

^{**}Ishigakijima Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

^{***}Miyakojima Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

Synopsis

Seven vortex-like radar images with meso- β scales were observed within 100km from the center of Typhoon-12, when it went through Miyakojima and Ishigakijima (Southwest islands of Japan) in August, 2000. Some of the vortices were also confirmed in ground-base observations. In this study, we analyzed the radar-echo data in a co-moving frame with the center of the typhoon, and simulated it with a meso-scale model, MM5. Azimuth-time Hovmoeller diagrams of the radar echo and potential vorticity were made to examine the dependence of their rotation velocities on the radius, which were compared with mean tangential velocities at some pressure levels.

Keywords: typhoon, mesoscale vortex, axi-asymmetric structure, radar echo, MM5, binary tropical cyclones