

台風通過時に発生する Pressure dip の内部構造の研究

筆保弘徳*・林 泰一

*京都大学大学院理学研究科

要旨

台風通過時の気圧データには、希に台風の中心から離れた場所で気圧が急低下するメソ・βスケールの Pressure dip が観測される。過去においてこの現象の事例解析がいくつかあるものの、そのメカニズムは未だ解明されていない。著者らは、メソスケールモデル(MM5)を用いて、Pressure dip と同位置に発生する台風とは異なる低圧部を再現することに成功した。この構造を調べると、その低圧部は周囲から台風内部への inflow により、中緯度上層の高温位の気塊が断熱的に貫入してくることで作られる下層の高温位偏差に因る低圧部と見出した。この結果が、観測された PD と状況が似ていることから、その構造は Pressure dip にも対応することを示した。

キーワード：Pressure dip, 台風, メソスケールモデル MM5, 乾燥貫入, メソロー

1. はじめに

Pressure dip(以後 PD と記す)とは、台風通過時に希に観測される、台風の中心から離れた場所で気圧が急低下し、短時間で以前の傾向にもどるといふ現象である。Fig.1 は、TY Zeb(9810)通過時の鳥取地方気象台で観測された気圧日記録である。台風最接近時から約1時間後に、約40分間で6hPaのくぼみ状の急低下が観測されている。PDの研究は、TY Della(4902)で観測されたPDをFujita(1952a)が紹介し名付けて以来、PDの事例報告は幾つかあるものの(Fujita, 1952b, 1992; 中島他, 1980; 光田他, 1979; 藤井他, 1992; 藤井, 1992a; 前田, 1994; 板野, 1994), その急低下の原因は未だ分かっていない。

筆保・林(2001)は統計的な研究により、PDの一般的な性質を見いだした。過去約20年間に日本付近に接近した台風から、定量的な定義を基に9ケースの台風を検出した。PDが日本付近で発生する総観場の特徴は、上層のトラフが日本の西側に位置し、その台風通過前から東西に延びた前線が解析される傾圧性の強い場に限られている。またPDの発生位置は、台風北西象限から西北西象限で台風進行方向に対して左後ろ、中心から100~350kmの距離で発生している。また、進行方向に対して垂直方向へバンド状に100~250kmの水

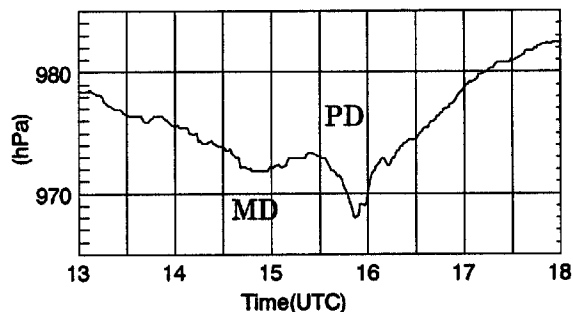


Fig.1. Observed barograms at Tottori for period 1300-1800 UTC on 17 October 1998.

平規模を持って位置している。PD前面はレインバンドが観測されており、その後面は乾燥域となっている。高層観測では、上層の一般風が台風内部へ貫入している様子が観測されている(Fig.2)。地上風ではPDの前面は発散域、後面は収束域という分布になっている。

過去の事例から、そのPDのメカニズムについての考察はいくつか提案されている。Fujita(1952a)は台風システムからの水蒸気除去と考察し、Matsumoto and Okamura(1985)はレーダー観測結果や簡単な2層モデルの結果から内部重力波と示唆している。それについてさらに辻村(1993)は、内部重力波ソリトンが台風シ

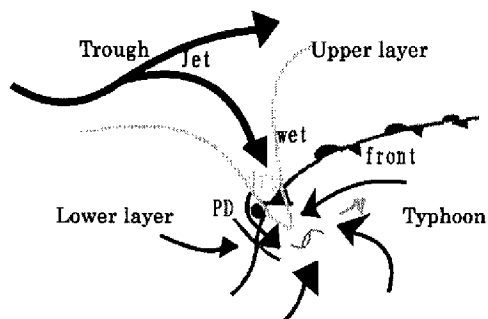


Fig.2. Schematic description of the synoptic-scale environment specifying the pressure dip.

システムと相互作用を続けた現象と述べている。また井上(1999)は、アメダスを用いた下層温度構造の解析から冷氣外出流と説明している。筆保・塚本(2000)は、台風システムと相互作用して強化された内部重力波が伝播した結果と考察した。筆保・林(2001)は、多くのPDの事例から、1)条件付き不安定層に覆われた対流圏下層の安定層をダクトとした内部重力波、2)乾燥貫入によるメソローに類似した現象という2つの考察を提示した。

本研究では、PDが発生した台風3例 TY Oliwa(9719)・TY Vicki(9807)・TY Zeb(9810)を対象に、PSU/NCARのメソスケールモデル(MM5)によるPDの再現を試みる。そして観測や解析だけでは求められないPDのより詳しい時間的・空間的構造について調査することを目的としている。さらにPDが発生していない台風との比較やPDの観測事実の対応を加えながら、PDのメカニズムの解明を目指す。

2. 台風と Pressure dip の概要

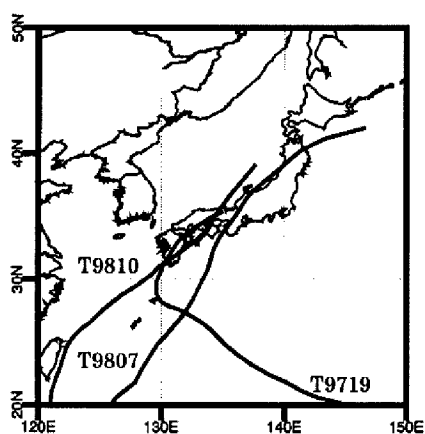


Fig.3. Tracks of three typhoons as TY Oliwa(9719), TY Vicki(9807) and TY Zeb(9810).

Fig.3は、TY Oliwa, TY Vicki, TY Zebの気象庁発表によるベストトラックを示す。これらの台風は、南西から北東へ速くほぼまっすぐに進む。

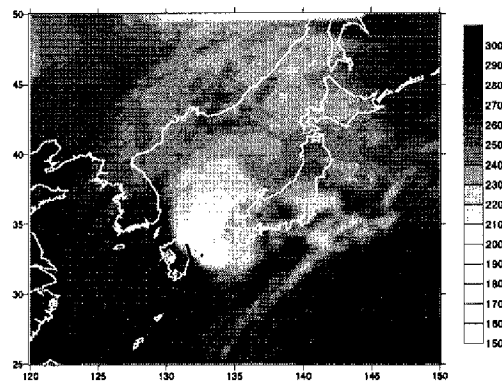


Fig.4. Infrared image from GMS at 11 UTC on 17 October 1998.

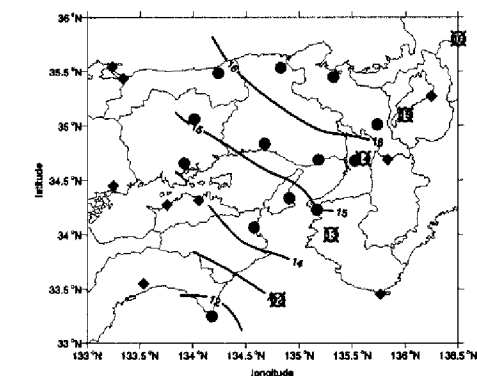
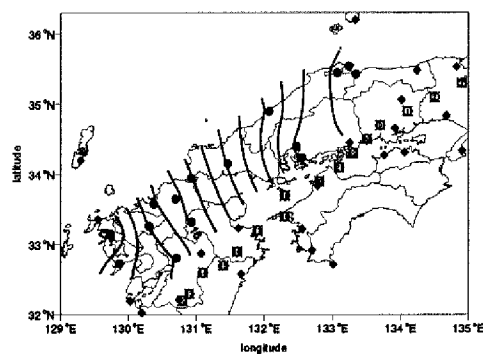
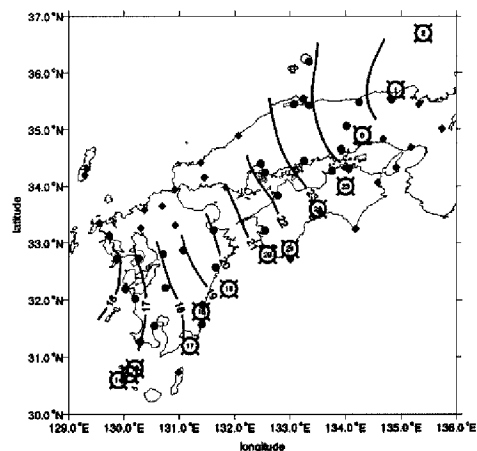


Fig.5. Pressure dip isochrones (solid line), and the hourly position center in (a) TY Zeb (b) TY Oliwa and (c) TY Vicki. Close circles mean the stations where observed pressure dip.

GMS 赤外面像では、台風中心から北西域にデルタレインシールドと呼ばれる雲域や (Shimazu, 1998)(Fig.4), 西部から南部にかけての乾燥域が見られる。この雲域は、台風が傾圧帯まで北上してくる時にしばしば見られる。雲域と乾燥域に明瞭な境界が見られ、PDはこの境界で観測されている。

Fig.5(a)はTY Zebで観測されたPDの等時線と台風中心位置を示す。台風が九州南部まで接近した16時頃(JST)から九州西部で気圧の急低下が観測され、それ以降は台風中心から左後ろ約100kmの位置で台風と共に移動している。気圧低下量は時間と共に大きくなり、1時(16UTC)には鳥取で6hPaの低下量が観測されていた(Fig.1)。Fig.5(b),(c)は、TY OliwaとTY Vickiで観測されたPDの等時線と台風中心位置を示す。東北東に移動するTY Oliwaの北西象限に、台風と共に移動する南北に延びたPDが観測されている(Fig.5(b))。北よりに移動するTY Vickiは、台風南西象限で東西に延びたPDが観測されている(Fig.5(c))。

3. メソスケールモデル(MM5)

台風システム内で発生するメソスケールの現象を再現するために、本研究では、PSU/NCARで開発されたMM5(Grell,1994)の非静力学平衡バージョンを利用した。過去においてMM5による台風やメソスケールの現象のシミュレーションを行った例は多くあり、例えば Luis and Joseph (2001)が上陸後の台風の移動経路や構造の変化について、観測に近似した再現に成功している。また、Jordan(1997)は、対流圏下層にトラップされた内部重力波の再現に成功している。

本研究における数値シミュレーションでは、TY Zeb (case Zeb), TY Oliwa (case Oliwa)とTY Vicki (case Vicki)の日本上陸時期間を対象にしている。初期値と境界データに気象庁領域客観解析データ(20x20km)を利用した。また、計算領域は水平格子間隔45km領域のDomain1(D1), ネスティングした格子間隔15kmのDomain2(D2), 格子間隔5kmのDomain3(D3)を、地上から最上部100hPaの鉛直23層 σ レベルで計算した(Fig.6)。土地利用を含めた地形データを利用し、陽的な降水微物理過程はSimple ice(Dudhia,1989)を、陰的な降水物理としてGrell(1993)の積雲パラメタリゼーションスキームを利用した。

Fig.6は、case Zebの初期値の海面気圧分布を示す。台風は九州南岸約200km沖に位置しているが、他のケースもほぼ類似した位置に台風が位置する時刻を初期値とし、24~48時間までの積分計算を行っている。

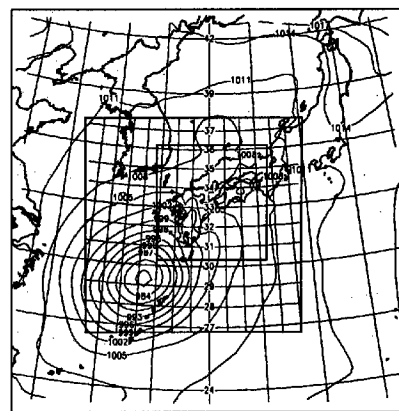


Fig.6. MM5 grid configuration for the 45km, 15km and 5km grids of domains in case Zeb, and sea level pressure field at initial time of the run.

4. 結果

4.1 再現結果

Fig.7はcase Zeb(D2)におけるモデル台風の経路と現実の台風経路を示す。モデル台風の中心は海面気圧最低位置とし、観測された台風経路はベストトラックではなく、藤井が提案する客観解析法を用いて(藤井, 1992b)各地点での気圧の観測値から求めた解析値を示している。モデル台風は観測値と比較してほぼ一致している。Fig.8はFig.4と同時間の400~100hPa面高度まで平均した相対湿度の分布を示す。台風北東部の湿潤域や西域の乾燥域やその境界位置や傾向がよく一致している。これらの比較から、MM5は観測された台風をある程度良く再現していると言える。他の2例とも同様の結果を得ていて、このモデルによる台風再現の妥当性を示している。

4.2 海面気圧分布

Fig.9(a),(b)は、case Zeb(D3)の7UTCと14UTC(初期時刻から7時間後と14時間後)における海面気圧分布を示す。九州南部に、台風に対応する低圧部を中心としたほぼ同心円の低圧部(Fig.9(a))が示された。四国に近づくにつれて、台風北東象限に北へ延びるメソスケールのトラフ(以後MTと記す)が出現する(Fig.9(b))。そのMTは約3時間発達しながら、台風と共に北東方向へ移動した。このMTの発生場所や移動は、観測されたPDと類似している(Fig.5(a))。

Fig.10は、Fig.1の鳥取で観測された気圧自記記録と同位置で再現された海面気圧の時系列である。モデル台風通過による低下よりも約1時間後に約30分間の2hPaの気圧低下が再現されている。この気圧の急低下はMTの通過に因るもので、気圧の低下量は観

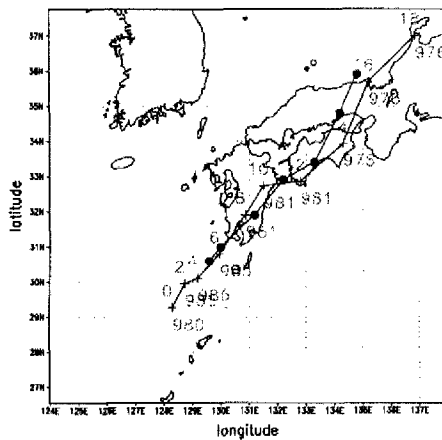


Fig.7 Model tracks in case Zeb simulations. The positions are shown at 1-h intervals by cross, and dots present the typhoon track.

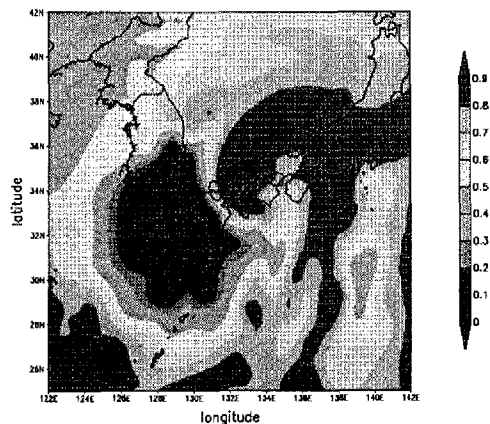


Fig.8. Distribution of relative humidity between 400 and 100 hPa level at 11 UTC on 17 October 1998.

測された PD に比べて小さいものの、その傾向は似ている。

Fig.9(c)は、case Oliwa(D3, 初期時刻から 36 時間後)の海面気圧分布であるが、台風北西象限に同様な MT が見られる(Fig.5(b))。この台風で観測された PD と類似した位置に MT が発生している。この時の PD は台風の衰弱に伴い衰退していくが、この MT も同様な傾向で消滅していく。Fig.9(d)は、case Vicki(D3, 初期時刻から 20 時間後)の海面気圧分布であるが、東西に延びる MT が台風進行方向左後ろに出現している。このケースで観測されていた PD と同じ分布で現れている(Fig.5(c))。

これらの MT は、台風中心とは異なる低圧部であり、台風の左後ろで発生している。その周囲と比べた気圧の低下量はそれほど大きくはないが、PD と発生位置や移動傾向が近似している。

4.3 トラフの構造

Fig.11 は、Fig.9(b)に示した MT 軸に垂直な東西断面図(a)(c)(e)と、その軸に沿った南北断面図(b)(d)(f)であり、東西風・南北風・鉛直風・比湿・温位と温位偏差の分布を示す。南北の MT 軸に沿って、650hPa 下層において北からの下降流、上層では南からの上昇流になっている(Fig.11(b))。MT の東側は東風で上昇流、MT の西側は西風で下降流が発生し、MT はその東西風の境界になっている(Fig.11(a))。その東西の境界は西側に傾き、MT 下層は下降流域で inflow、その上層は上昇流域で outflow となっている。特に下層では西風より MT 軸に沿う北風が強く、MT 軸に沿った台風への inflow となっている。また、MT 上層において乾燥した空気塊が台風の湿潤な領域に貫入している様子が見られ、下層の下降流域に対応している(Fig.11(c),(d))。この乾燥気塊は台風の周囲から移流してきたと考えられる。Fig.11(e),(f)は、D3 領域等圧面高度毎での温位の平均からの偏差を示す。台風中心付近上層に warm core と考えられる高温位領域が見られるが、その中心より北部または西部の対流圏下層にも 2 次的な高温位偏差が見られる。これは位置的に MT に対応し、下降流域の下部に一致する。海面気圧分布では、この温位偏差領域に対応するように周囲より気圧が低下している。他のケースにも同様な構造が見られる。

4.4 トラフの時間発展

Fig.12(a),(b)は、Fig.9(a),(b)の同時時間の 500hPa 面高度と水平風と鉛直風、水平収束域を示している。台風の循環場と上層の西風の合流による収束ラインが見られ、その東側は上昇流域となっている。台風がその収束ラインに近づくことで、収束ラインは強化され、台風中心側へと領域を広げる。そして、MT が出現する時間に対応して収束ラインの西端に沿った強い下降流が現れる。この対流圏中層で見られる下降流は、MT 上層に見られた対流圏下層の下降流域と対応している。収束ラインは、台風がさらに北進することで消滅する。他のケースでも、一般場と台風循環場の合流による収束ライン、台風の接近に伴う収束ラインの強化、そのライン西端に沿う下降流が発生するという様子が見られる。

この下降流によって、周囲から台風湿潤域に乾燥気塊が移流される。Fig.13 は、Fig.9(b)の時間を初期時間として 6 時間前までパーセルを追跡した 3 次元の風データによるバックトラジェクトリー解析の結果である。トラフ対流圏下層を初期値とするパーセルは、3

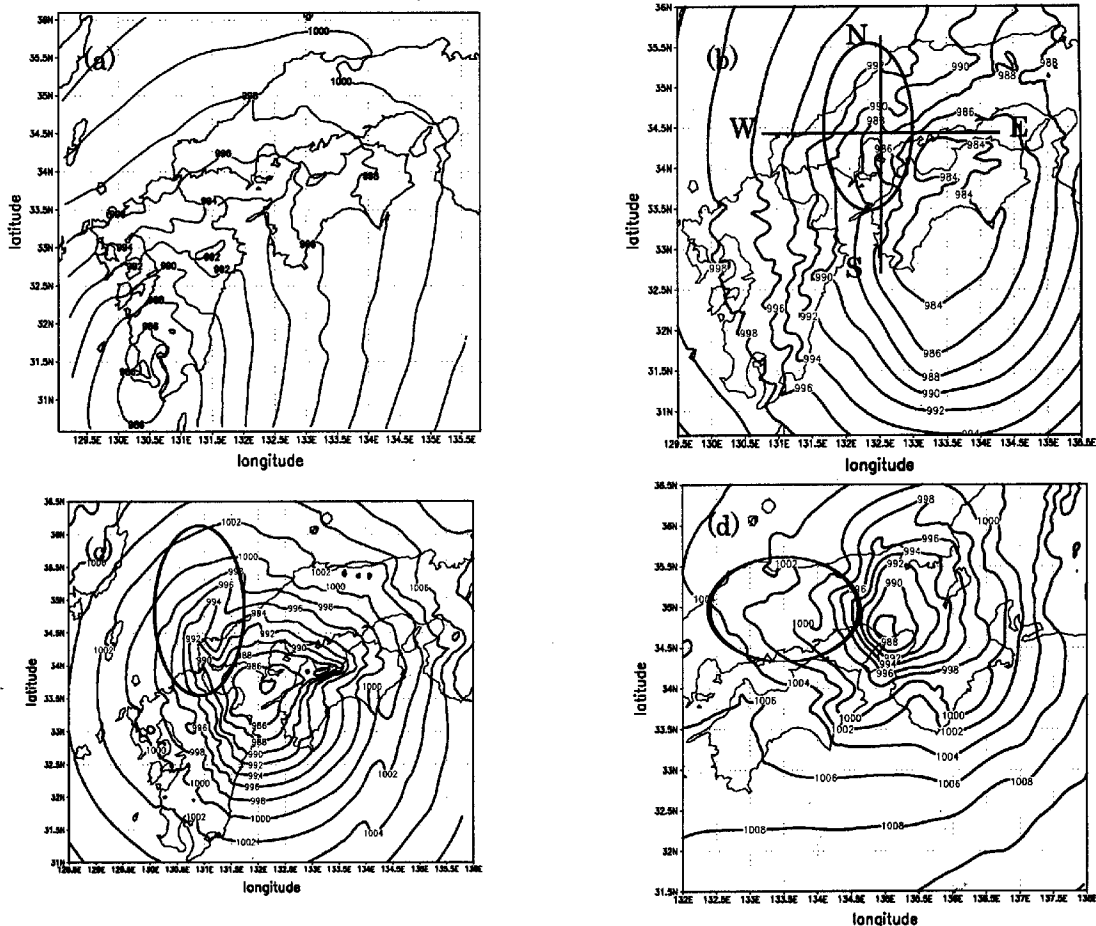


Fig.9. Sea level pressure fields of Domain 3 (a) at 7 UTC, (b) at 14 UTC on 17 October 1998 in Case Zeb, (c) at 12 UTC on 16 September 1997 in Case Oliwa, and (d) at 8 UTC 22 September 1998 in Case Vicki.

時間の中に北西部へ 736hPa 面から 687hPa 面まで上昇し、南西方向へ 638hPa 面まで上昇している。MT 周囲を初期値としたパーセルに比べて、より西部上層に起源を持っていたことが分かる。このパーセルは、上層の Jet によって北東へ移流し、台風接近に伴い台風内部へ下降してきたと考えられる。他のケースも、MT 上層のパーセルが、対流圏上層から台風内部へ貫入していく様子が解析されている。

5. 考察

5.1 気圧低下の原因

これらのシミュレーションの結果で、台風進行方向左後ろ象限において MT という低圧部が再現された。その構造や時間発展から、そのメカニズムは以下のように考察される。

対流圏中層で西よりの一般風と台風循環場との合流による収束域が、台風が近づくことで強められ、その

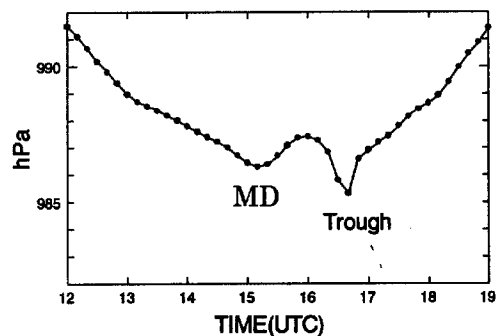


Fig.10. Time series of sea level pressure at longitude 134E and latitude N35.5 for period 1200 – 1900 UTC 17 October 1998.

下降流は対流圏中層から下層において、MT 軸に沿った強い inflow となる。台風内部に向かうこの下降流は周囲の乾燥した中緯度対流圏上層の高温位気塊を移流させているため、下層に高温位偏差を作り出す。この気塊が乾燥していることから、その偏差は断熱的に起きている。MT の上層に見られた、warm core とは

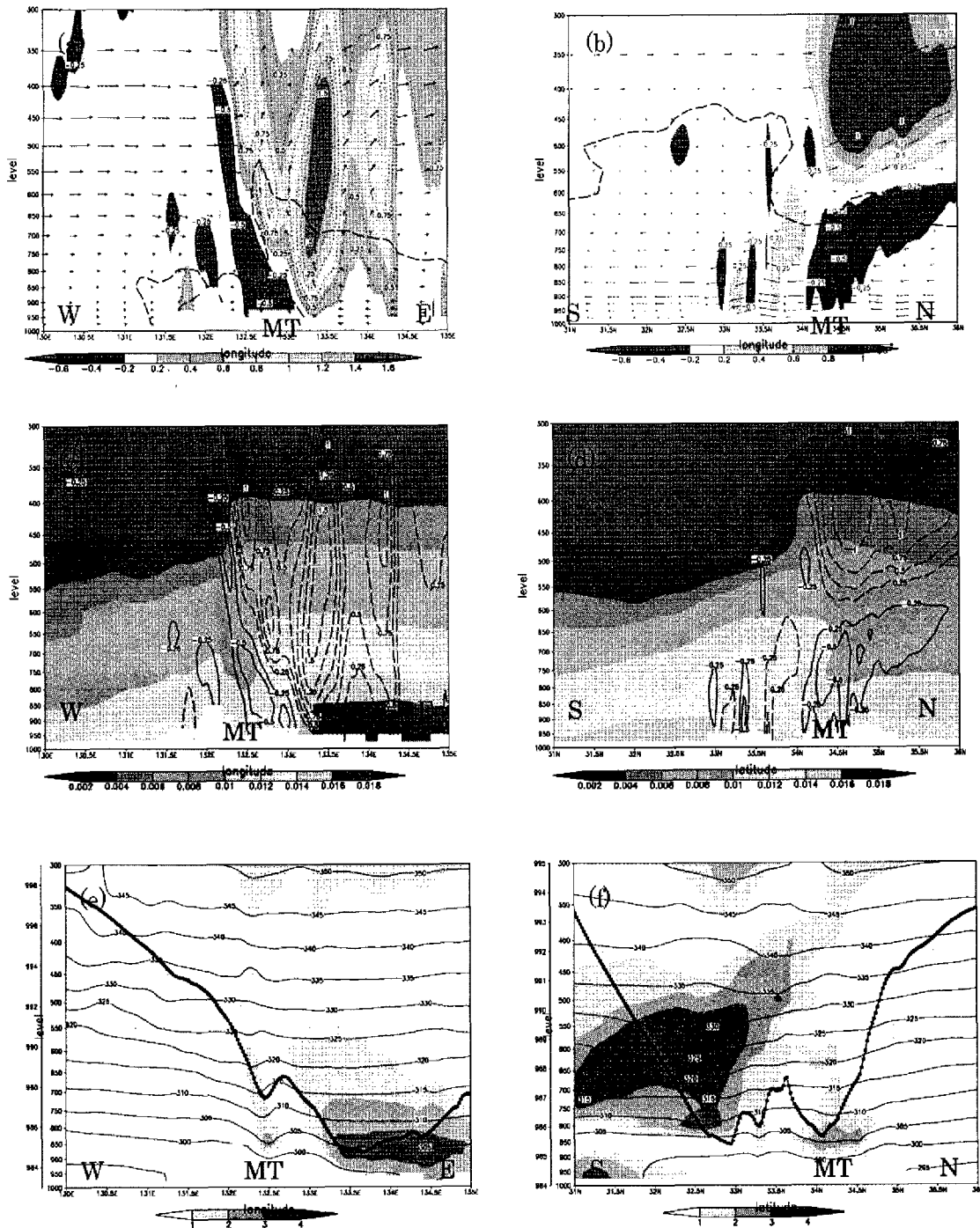


Fig.11. Vertical cross sections: (a) (b) zonal wind or meridional wind (arrows) and vertical velocity (shade); (c)(d) specific humidity (shaded) and vertical velocity (short-dashed line is upward and thin line is downward); (e)(f) potential temperature (thin line), warm anomaly (shaded) and sea level pressure (solid line). (a)(c)(e) are west to south cross sections at 34.5° N and (b)(d)(f) are the south to north cross sections at 132.5° E of D3 in case Zeb at 14 UTC on 17 October 1998.

異なる高温位偏差領域はこのメカニズムで発生していると考えられる。トラジェクトリー解析によると、6時間の間にパーセルが1~2000mの下降が起こり、断熱的な圧縮により10~20Kの加熱があったと計算さ

れる。もちろん、鉛直混合によりそれほど高い昇温は認められてはいないが、その状況であったと言える。この高温位偏差により、気圧で見ると周囲よりもその付近は低圧部となり、MTとして現れたと考えられる。

Elizabeth and Elsberry (2001)は、理想的な場での台風と傾圧場の相互作用を数値実験により検証をしているが、台風後面の対流圏下層で2次的な高温位偏差を再現している。この2次的な高温位偏差は、一般場からの下降流による断熱的な加熱と考察しており、本研究で注目している構造と一致する。

この沈降による気圧が周囲よりも下がる現象は、スコールラインの後面で発生するメソロー(Johnson and Hamilton, 1988; Johnson, 2001)と類似する。移動するスコールラインの後面から、下降しながら流入してくる jet により、周囲の乾燥した気塊が断熱的に加熱しながら下降流域の最下部で高温位偏差を作り、地上で低圧部を観測するという現象である。このメカニズムは、今回考察している MT の発達成因と同一である。

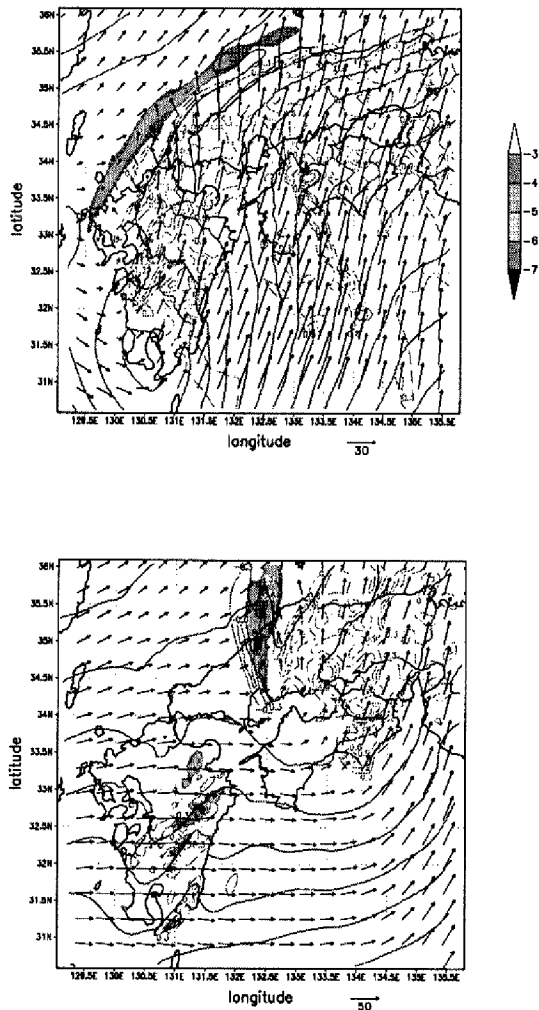


Fig.12. Geopotential height at 500 hPa, horizontal wind (m/s, arrows), vertical velocity (short-dashed line is downward), and horizontal convergence (shaded) (a) at 7 UTC, and (b) at 14 UTC on 17 October 1998 in Case Zeb.

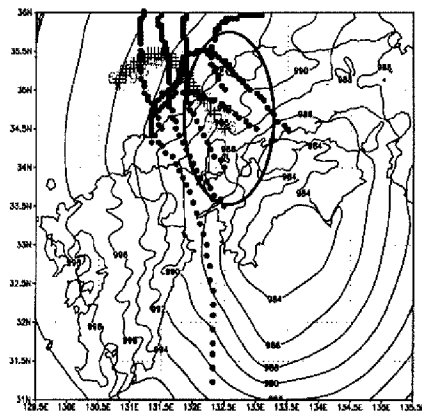


Fig.13. The back trajectory analysis, which were chosen to begin at about 750 hPa level above the MT defined by cross in this figure and around the MT defined by dot at 14 UTC on 17 October 1998 in case Zeb.

5.2 Pressure dip が観測されていない台風

PD が観測されなかった台風である TY Kirk(9612) と TY Opal (9707) と TY Peter (9708) を、同様の設定による MM5 を使い、シミュレーションを行っている。Fig.14 は、TY Peter の D3(初期時間から 16 時間後)の海面気圧分布を示す。この台風は TY Oliwa と類似した経路をとっているが、case Oliwa で見られた台風北西象限の MT は現れていない。他の台風についてもその台風に伴って移動する低圧部は再現されていない。これらの結果は、MT がどの台風でも発生するわけではないことを証明している。

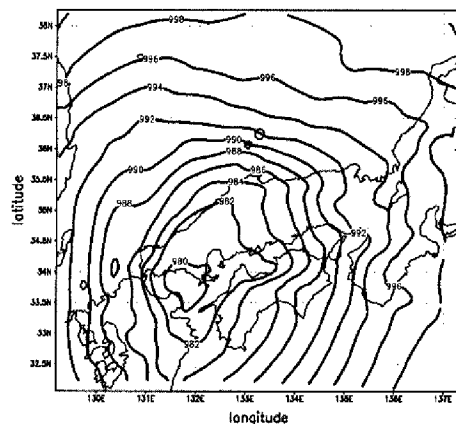


Fig.14. Sea level pressure field of Domain 3 at 4 UTC on 8 Jun 1997 in Case Peter.

6. まとめ

PD のメカニズムを調べるために、MM5 を用いた PD の再現を試みた。PD が観測された台風の数値シミュレーションでは、計算された海面気圧分布で台風進行方向左後ろ象限にメソスケールのトラフ(MT)が再現された。この MT の発生位置や移動の傾向は、観測された PD と類似していた。

Fig.15 は PD 周辺の模式図である。上層の西風と台風循環場の outflow が合流する場所で収束ラインを形成しているが、台風が近づくことでその収束ラインは強化され、PD 発生時には、その収束ラインは台風進行方向左後ろに位置する。収束ラインの東側は outflow で上昇流域であるが、その西側は上層一般風の一部が下降流となり、収束ラインにそった inflow となる。この inflow は周囲の乾燥した気塊を上層から下層へ貫入させる。その下層において、断熱加熱による高温位偏差を作り出す。この高温位偏差によって、海面気圧分布で周囲よりも低圧部となり、MT が形成される。MT の構造は、PD 周辺の観測結果と類似しており、MT と PD は対応していると考えられる。今回の結果により、PD のメカニズムは沈降性乾燥貫入によって起こったメソローに類似した現象と考えられる。

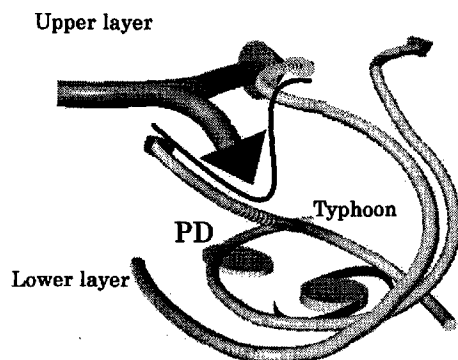


Fig.15. Conceptual diagram around the Pressure dip within the typhoon system.

今回の研究では、観測された PD の振る舞いを完全に再現するまでには至っていない。その理由として、計算領域の水平解像度やタイムステップなどの影響を考えている。最適な数値実験によって PD のより現実に近い再現を試み、メカニズムをもっと詳しく調べる事が今後の課題である。

謝辞

本研究において過去の気象資料の収集にあたりご協力頂いた気象庁統計室、各気象官署、気象研究所の方々へ深く感謝の意を表します。また、京都産業大学藤井健先生、気象庁予報部岡村博文氏、気象大学校辻村豊氏、京都大学理学部里村雄彦助教授には貴重な助言を頂きました。京都大学防災研究所石川裕彦助教授にはメソ気象モデルについてのサポートを頂きました。厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 板野稔久 (1994) : 中緯度の台風に伴うメソ低気圧について, 京都大学修士論文
- 井上 卓・吉田克己・田畑 明・田中裕吉・板本賢治 (1999) : 台風 9810 号に伴って観測された気圧急変について, 神戸海洋気象台彙報, No.218, pp.1-10.
- 辻村 豊 (1993) : 気象とソリトン・モドン-気象現象中の孤立波(上), 気象研究ノート, 第 187 号, pp.3-99.
- 中島暢太郎・光田 寧・後町幸雄・田中正昭・藤井 健・文字信貴 (1980) : 台風 7916 号について, 京都大学防災研究所年報, 第 23 号 B-2, pp.87-111.
- 藤井 健・林 泰一・光田 寧 (1992) : 台風 9119 号の解析と強風の分布について, 京都大学防災研究所年報, 第 35 号 B-1, pp.183-191.
- 藤井 健 (1992a) : 台風 9119 号による強風の気象学的特性について, 日本風工学会誌, 第 53 号, pp.27-35.
- 藤井 健 (1992b) : 台風 9313 号の気圧と強風の分布の特性について, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号 B-1, pp.35-46.
- 筆保弘徳・塚本 修(2000) : 台風 9810 号で観測された顕著な Pressure Dip, 天気, 47, pp.443-451.
- 筆保弘徳・林 泰 (2001) : 台風内で発生する Pressure dip の一般的な性質について, 京都大学防災研究所年報, 第 44 号 B-1, pp.159-169.
- 前田 宏 (1994) : 台風 9119 号の Pressure dip, 研究時報, 46 巻, pp.25-38.
- 光田 寧・藤井 健・末延龍雄 (1979) : 北九州を襲った台風 18 号(7818)の気象学的特性について, 京都大学防災研究所年報, 第 22 号 B-1, pp.407-418.
- Dudhia,J.(1989) Numerical Study of Convection observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model Vol.46 Journal of

- the Atmospheric Science, Vol.46 pp.3077-3106.
- Elizabeth A. Ritchie and Russell L. Elsberry, (2000) :
Simulations of the Transformation Stage of the
Extratropical Transition of Tropical Cyclon ,
Mon.Wea.Rev. , Vol.129, 1462-1480.
- Fujita,T. (1952a) : Study on Pressure Dip within Typhoon
Della, Kyushu Institute of Technology, Vol.2, pp.52-
61.
- Fujita,T. (1952b) : Study on Typhoon and Convection,
Report of Meteorological Laboratory, Kyushu Institute
of Technology, Vol.2, Nos.1-4, pp.64-67.
- Fujita,T. (1992) : Mystery of Severe Storms, Section 5.4
Japanese Typhoons, Chicago Univ., pp.144-150.
- Elizabeth A. Ritchie and Russell L. Elsberry, (2000) :
Simulations of the Transformation Stage of the
Extratropical Transition of Tropical Cyclon ,
Mon.Wea.Rev. , Vol.129, 1462-1480.
- Grell , G.A., J.Dudhia, and D.R.Stauffer,(1994) : A
description of the fifty-generation Penn State/NCAR
mososcale model (MM5). NCAR Tech.Note NCAR
/TN-398 +MTR pp 122
- Luis M. Farfan and Joseph A. Zehnder (2001):An Analysis
of the Landfall of Hurricane Nora (1997)
Mon.Wea.Rev. , Vol.129, 2073-2088.
- Johnson,R.H. and P.J.Hamilton, (1988) : The Relationship
of Surface Pressure Features to the Precipitation and
Airflow Structure of an Intense Midlatitude Squall Lin,
Mon.Wea.Rev. , Vol.16, 1444-1472.
- Johnson,R.H., (2001) : Surface Mesohighs and Mesolows,
Bull.Amer.Meteor.Soc., vol.82, 3-31.
- Jordan,G.Powers (1997) Numerical Model Simulations of a
Mesoscale Gravity Wave Event:Sensitivity Tests and
Spectral Analyses Mon.Wea.Rev., Vol.125, 1838-1869.
- Matsumoto, S. and Okamura, H. (1985) : The Internal
Gravity Wave Observed in the Typhoon T8124(Gay),
Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.63,
pp.37-51.
- Shimazu, Y. (1998): Classification of Precipitation Systems
in Mature and Early Weakening Stages of Typhoons
around Japan Journal of the Meteorological Society of
Japan, Vol.76, pp.437-445.

Numerical Model Simulations of a Pressure Dip within Typhoon

Hironori FUDEYASU* and Taiichi HAYASHI

*Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

A Pressure dip is small pressure depression, often observed as a meso- β -scale phenomenon in a typhoon internal system. Its mechanism and the details of structure have not been clarified at present. We simulated three cases of the PD within the typhoon by applying the mesoscale model MM5. The simulation resulted that the meso-scale trough was shown at back-left quadrant of the typhoon during the typhoon passing. The small trough was caused by warm anomaly by adiabatic warming in lower-troposphere due to the dry intrusion, which was an inflow from synoptic environment to the typhoon center. Since the situation around the MT is similar to observations of the PD, the PD has same structure as MT.

Keywords: Pressure dip; Typhoon; meso-scale model; MM5, dry-intrusion, meso-low