

台風内で発生するメソ スケール Pressure dip の発達メカニズム

筆保弘徳*・林 泰一**

* 京都大学大学院理学研究科 (現独立行政法人防災科学技術研究所)

** 京都大学防災研究所

要旨

Pressure dip の発達メカニズムを解明するために、事例解析、統計解析、数値シミュレーションを行い、物理的な考察を行った。数値シミュレーション (MM5) により再現された Pressure dip の上層には、局地的な下降流と高温位偏差領域が形成されていた。この対流圏全層にわたる下降流は、ソーヤー・エリアッセンの鉛直循環理論を用いて、対流圏中・下層前線形成に伴った鉛直循環の結合により発生していたことが分かった。バックトラジェクトリー解析により、上層起源の乾燥気塊がその下降流により台風内部の下層へ強制的に沈降・昇温して高温位領域が形成していたことが示された。その高温位偏差が静圧的要因になり、下層で低圧部の Pressure dip を発生させていたと解明された。

キーワード: Pressure Dip, 台風, MM5, ソーヤー・エリアッセン鉛直循環理論

1. はじめに

台風域で発生するメソ スケール Pressure dip (以後 PD) とは、台風中心部とは異なる場所で発生する低圧部である。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自記記録である。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。Fujita(1952a,b) により紹介されて以来、PD は台風通過時に何度か観測され、その研究報告はいくつかあるもの (光田他, 1979; 中島他, 1980; Matsumoto and Okamura, 1985; 藤井他, 1992; Fujita, 1992; 藤井, 1992a,b; 辻村, 1993; 前田, 1994; 板野, 1994; 井上他, 1999; 筆保・塚本, 2000), その発生・発達構造は未だ分かっていない。PD 発生時に強風や集中豪雨などが観測されており、PD 現象を解明することは防災面からも重要である。

筆者らは、PD 発生メカニズムを解明するために、事例解析、統計解析、数値シミュレーションを行っ

てきた (筆保・林, 2001, 2002)。本研究では、PD が再現された数値シミュレーションの結果を用いて、ソーヤー・エリアッセン理論やバックトラジェクトリー解析を行い、PD 発生の物理的な考察を与えた。そして、これまでの研究結果を用いて、台風に伴って発生する PD 現象の内部構造と発生メカニズムを解明する。

2. 事例解析

TY Zeb(9810) で観測された PD の事例解析を行った。気象官署で観測された気圧自記紙から PD を客観的に検出した。PD の発生分布を Fig.2 で示す。PD は台風北西象限で水平スケール150~200km のバンド状に発生しており、台風と同方向・同速度で移動していた。PD の気圧低下量は~8hPa であり、その低下量はPD が北上するにつれて大きい。Fig.3 は各時間の地上レーダー観測と PD 等時線で

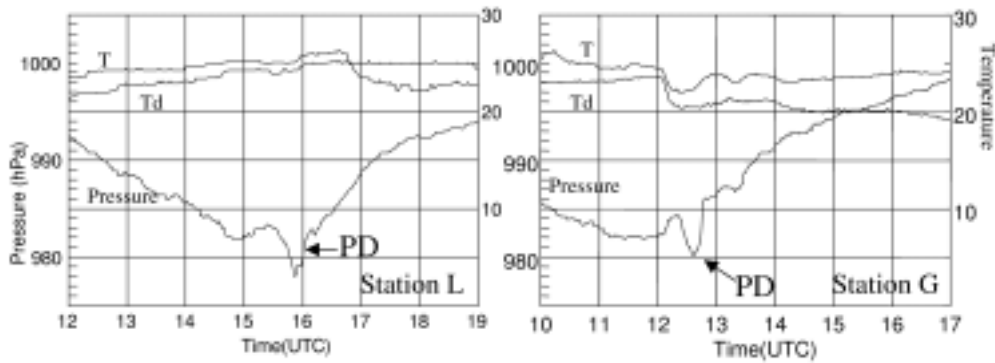


Fig.1 : Barograph chart and temperature and dew-point temperature recorded at (a) Tottori for the period 12 - 19 UTC, and (b) Uwajima for the period 10 - 17 UTC on 17 October 1998.

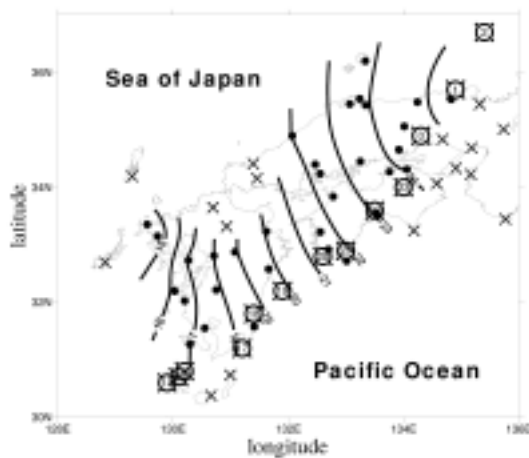


Fig.2 : Pressure dip isochrones for every 1 hour (solid lines), and the hourly position of the center of the tropical cyclone (open circle with outer dash) for the TY Zeb. The stations detecting the pressure dips are indicated by closed circles, and other stations by crosses.

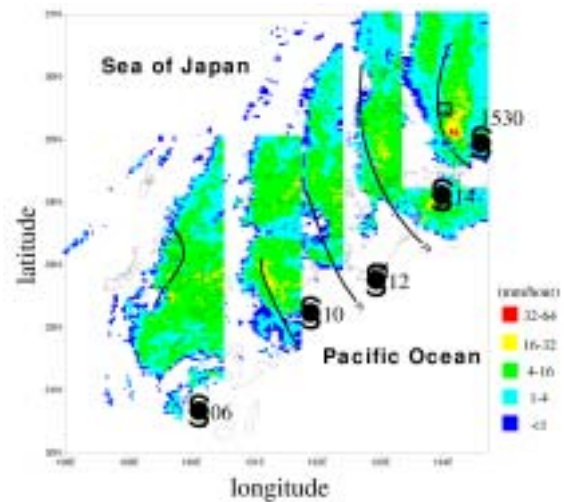


Fig.3 : Radar map at 06, 10, 11, 14, and 1530 UTC on 17 October 1998. The typhoon symbols indicate the center position of the TY Zeb, and solid line denotes the location of the pressure dips.

ある。PDは台風に伴う雲域の西縁で発生していた。14UTCには、PDの移動方向前面にPDに平行に伸びたレインバンドが組織化され、移動するとともにそのレインバンドは発達していた。

3. 統計解析

過去19年間の日本に接近した台風89個を対象に、統計的な調査を行った。定量的なPD定義(詳しくは筆保・林2001)を用いて8ケースのPDが検出された(Table 1)。約10%の台風にPDが発生していた。PDは9月と10月の台風に限られており、発生頻度は秋台風の中で約25%となる。

検出された事例を用いた合成解析を行い、PDが発生する時の総観状況やその台風の特徴、PD現象の一般的な性質を見出した。Fig.4は、その結果をまとめた模式図である。PDが発生する総観場の特徴は、日本より北西に中緯度トラフが位置し、対流圏下層では傾圧帯の強い場であった。台風は、Jet気流により比較的速い速度で日本付近を北東進する。

Fig.5は、検出されたPDの台風中心から相対的に見た発生位置である。PDは台風進行方向左後の北西象限で発生しており、台風中心から50~250kmの位置で発生している。進行方向に対して垂直方向のバンド状に発生している。地上風は、バンド状のPDに対して平行に吹く。地上温度場ではPDに対

Typhoon	Landed date	Maximum pressure drop(hPa)	Length of extension (km)	Lifetime(hour)	Movement distance(km)	Number of Observations
Gay (T8124)	1981/10/22	9	150-	5	300	21
Wayne (T8922)	1989/9/19	7	100-	13	600	23
	1989/9/20	3	50-	3	200	6
Wattie (T9021)	1990/10/8	5	100-	16	700	40
Mireille (T9119)	1991/9/27	6	150-	7	500	17
Yancy (T9313)	1993/9/3	3	50-	3	100	5
Oliwa (T9719)	1997/9/16	5	100-	13	400	16
Vicki (T9807)	1998/9/22	4	150-	5	300	13
Zeb (T9810)	1998/10/17	8	150-	10	600	28

Table 1 : List of PD detected from 1980 to 1998 and several characteristics of the PD.

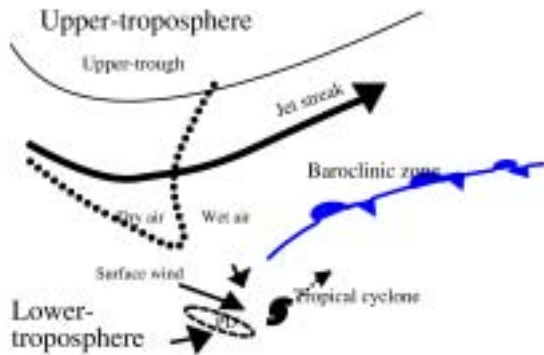


Fig.4 : Schematic illustration of the a statistical model of the PD.

応する変動は見られず、地上前線とPDは関係がない。レーダー合成図によると、PDは台風に伴う雲域とまわりの雲のない領域との境界で発生している。PD通過時の高層観測では、対流圏中層に乾燥域が見られており、安定層の上層に条件付き不安定層が形成されていた。

4. 数値シミュレーション

4.1 数値モデル

観測や統計解析だけでは分からない詳細なPDの内部構造を調べるために、PSU/NCAR非静力学平衡領域モデルMM5(Dudhia et al., 1989)を用いて、PDの再現を目的とした数値シミュレーションを行った(詳しくは筆保・林, 2002)。初期値と境界値には気象庁Regional Analysisデータ(20km解像度)を用い、日本付近を中心とした水平解像度45kmの

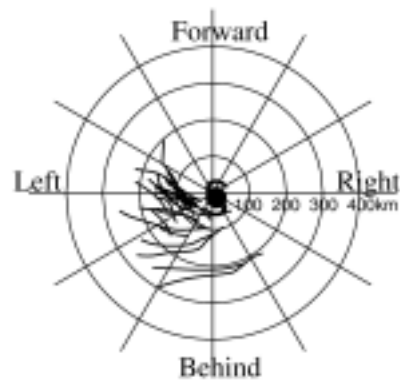


Fig.5 : Composite of the position of all detected PDs relative to the direction of the movement of the tropical cyclone.

領域 Domain1(D1)と、1-wayネスティングによる15kmのDomain2(D2)と5kmのDomain3(D3)の高解像度領域で鉛直方向24レベルとしたシミュレーションを行った。雲微物理過程には水蒸気、雲粒、氷晶、雨滴、雪を含んだsimple iceスキーム、積雲対流パラメタリゼーションにはGrellスキーム(Grell et al., 1994)をD1とD2に、D3には使用していない。大気境界層パラメタリゼーションにはMRFスキームを用いている。放射は雲の相互作用を考慮するcloudスキームを使用する。台風が九州の南約500km沖にある1998年10月17日00UTCを初期値に、台風が西日本を通過する18時間をシミュレーションする。

4.2 シミュレーション結果

シミュレーションの結果、再現された台風は東シナ海から北東進して、九州南部、四国西部、中国地方に上陸した。シミュレーションでの台風経路と気象庁発表のベストトラックはよく一致していた。また、気象衛星や気象レーダーの観測結果と比較しても、シミュレーションの結果は一致していた。D3(5km 解像度)で計算された台風中心気圧(約 985hPa)は観測値に比べて 5hPa ほど高いが、MM5 によって台風はある程度良く再現されていると考えられる。

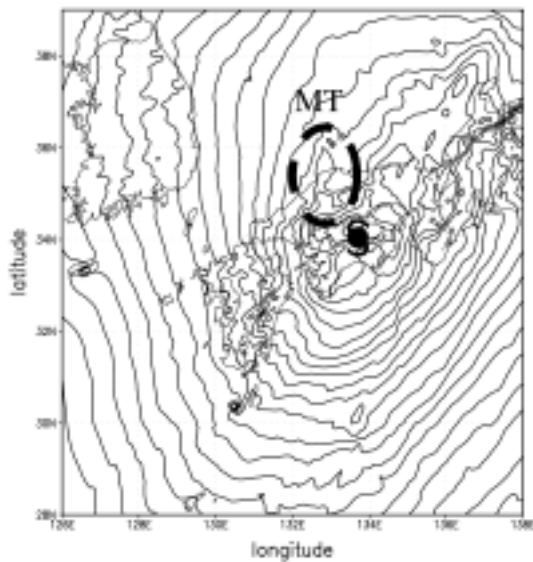


Fig.6 : Simulated sea level pressure fields (2 hPa interval) in the domain 3 grid at 14 UTC on 17 October 1998. The typhoon symbol indicates the center position of the TY Zeb.

海面気圧分布は、~06UTC では台風を中心としたほぼ同心円状の海面気圧分布であったが、07UTC ~で台風北西象限にバンド状(長軸 150km, 短軸 30km)の低圧部(以後 MT)が現れ、その低圧部は台風に伴って北東進した(Fig.6)。Fig.7はFig.1とほぼ同地点でシミュレーションされた海面気圧と温度・露点温度の時間変化である。観測されたPD(Fig.1)の同時刻に 2 hPa の急低下が再現されている(Fig.7)。この急低下は Fig.6 で見られる MT の通過によるものである。MT は観測された PD と比較して低下量は小さいが、PD を再現していると考えられる。

Fig.8 は、Fig.6 の MT 軸に対し垂直に切った東西鉛直断面図であり、(a) 水平風と鉛直流と海面気圧、(b) 比湿と相対湿度と海面気圧、(c) 温位偏差と海面気圧の分布を示す。MT 上層には、東側は台風循環場、西側は一般場に対応する西風で、局地的に強い下降流が対流圏全層で発生している(Fig.8a)。また MT 上層では台風内部の湿潤領域内に局地的な乾燥領域が見られる(Fig.8b)。下降流域と対応していることから乾燥貫入が再現されている。台風中心付近の上層には warm core(高温位領域)が存在するが、それより西部の対流圏下層にも局地的な高温位偏差領域が見られる(Fig.8c)。この 2 次的な高温位領域は、下降流域や乾燥域と一致する。この高温位偏差領域に対応するように、海面気圧分布は周囲より気圧が低下(MT)している。MT は、対流圏全層にわたる強い下降流や局地的な乾燥域と関係して形成された高温位偏差により発生したと考えられる。

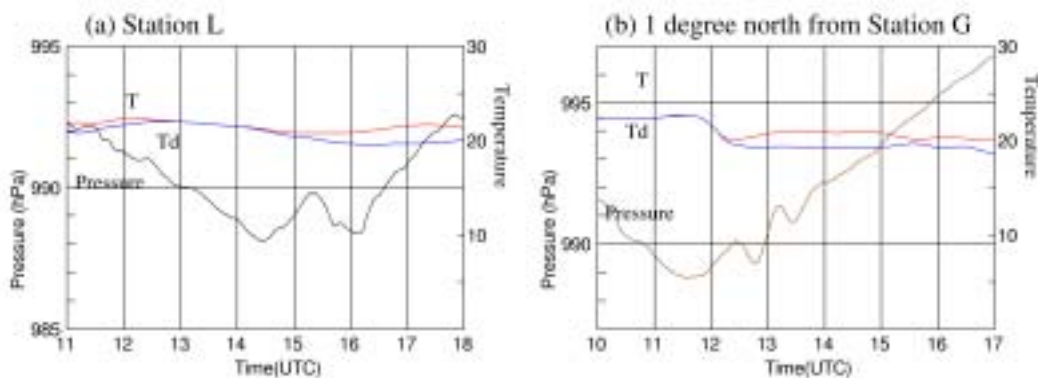


Fig.7 : Time series of the simulated sea level pressure (a) at Tottori (b) near Uwajima.

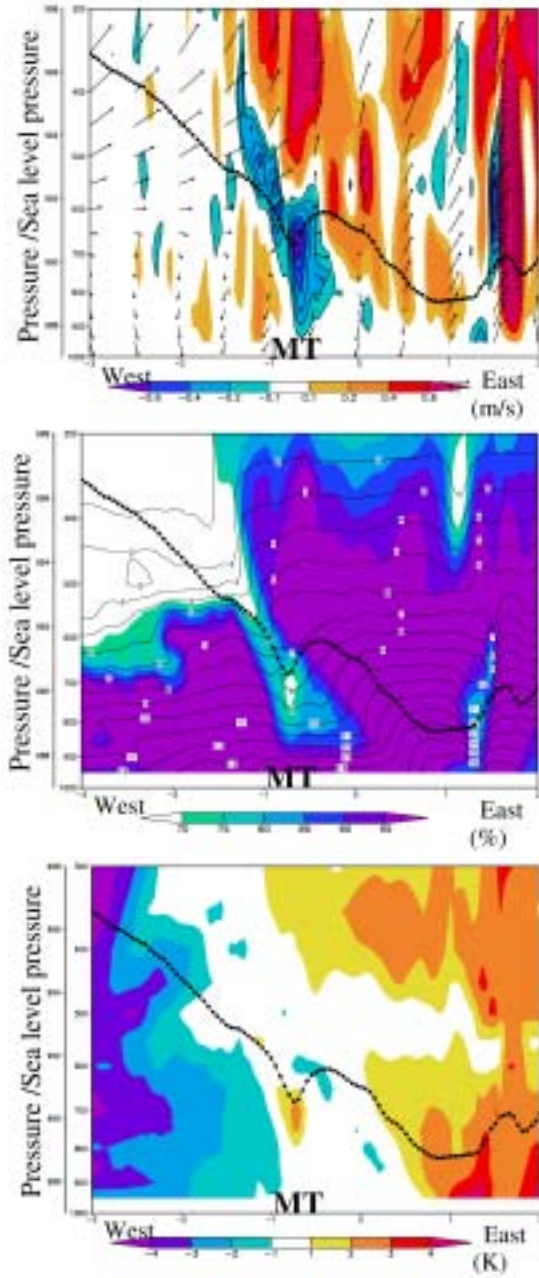


Fig.8 : Meridional vertical cross-sections of (a) the horizontal wind (arrows) with vertical velocity (shading), and sea level pressure (solid line, left-most ordinate), (b) relative humidity (greater than 70 % shaded), water vapor mixing ratio (g kg^{-1} , contours), and sea level pressure (solid line, left-most ordinate), (c) air temperature anomaly (shading) with sea level pressure (solid line, left-most ordinate) at 14 UTC at latitude of 35.5N.

5. 下降流と高温位偏差の発生メカニズム

数値シミュレーションによりPDが再現され、PD上層で強い下降流や局地的な乾燥域が発生し、2次的高温位領域が形成されているPDの内部構造が分かった(4章)。しかし、どのようにしてその構造になったか、その発生機構は分かっていない。本章では、その構造変化のメカニズムを物理的に考察した。

5.1 下降流の発生メカニズム

シミュレーションで再現されたMT上層の対流圏全層にわたる強い下降流域の発生原因を、ソーヤー・エリアッセンの鉛直循環理論を用いて考察した。この理論は、地衡風による前線形成過程において、その前線を横切る非地衡風成分の鉛直循環が生ずることを示している。非地衡成分を1式のように流線関数で表す。

$$\begin{aligned} v_a &= -\partial\psi/\partial z \\ w &= \partial\psi/\partial y. \end{aligned} \quad (1)$$

ソーヤー・エリアッセン式は以下である。

$$N^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + f^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 2Q_2 \quad (2)$$

$$Q_2 = -\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (3)$$

$$N^2 \equiv (g/\theta_0) d\theta_0/dz \quad (4)$$

g は重力加速度、 f はコリオリパラメータ、 θ は温位で、 $\Theta = \theta - \theta_0$ である。ここで θ_0 は高度に依存した標準温位である。2式のソーヤー・エリアッセン理論式から流線関数 ψ がもとまる。3式の強制項から非地衡成分が発生することを示す。

本研究では、PDが発生するスケールを考慮して、セミ地衡風モデルにおけるソーヤー・エリアッセン理論式を用いる。

$$N_s^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + F^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + S^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial z} = 2Q_2 \quad (5)$$

この式の係数は以下である。

$$\begin{aligned} N_s^2 &\equiv N^2 + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ F^2 &\equiv f^2 - \frac{\partial u_g}{\partial y} \\ S^2 &\equiv -\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial y} \end{aligned} \quad (6)$$

Fig.9はMTが発生した上層の鉛直断面図(シミュレーション結果)と、合流項とシア項で計算された前線形成関数である。前線形成関数式は以下であり、3式のソーヤー・エリアッセン理論式の右辺(強制項)と類似する。

$$F = -\frac{1}{|\nabla_h \theta|} \left[\frac{1}{2} \mu \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\mu}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\mu}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (7)$$

Fig.9では、強い下降流が対流圏全層にわたり発生している様子が見られる。その下降流の周囲には、前線形成領域が見積もられる。

5式を用いてFig.9の鉛直断面図内の地衡風と温度場と適当な境界値を与えて解くと、Fig10のように流線関数の分布が解析される。対流圏中層と下層に計算された流線関数の極値点を中心に、鉛直循環が発生している。これは、中層と下層の前線形成域(Fig.9)を中心とした鉛直循環が生ずることを表している。それぞれの鉛直循環が重なることで、対流圏全層にわたる下降流域が見られる。この下降流域は、再現された下降流域(Fig.9)と一致している。つまり、シミュレーションで再現された局地的な下降流は、前線形成に伴う鉛直循環で励起された下降流であり、中層と下層に励起された鉛直循環が重なって下降流が全層に発生したと考えられる。

Fig.9で見られた前線形成領域は、以下の要因で発生していた。対流圏中層の台風北西域で、総観場の西風と台風循環場の北風が合流して中層前線形成が発生する。対流圏下層では、北上した台風と併合された既存の前線と台風循環場による高温位気塊移流により、前線強化過程が見られる。Fig.11は、その前線形成の位置と台風との相対的な位置を表した模式図である。Fig.11aのように中層と下層で現れる鉛直循環が台風北側で接近して、Fig.11bのように鉛直循環が重なることで、対流圏全層にわたる強い局地的な下降流が発生したと考察される。この中・下層の前線形成による鉛直循環のカップリングが、全層にわたる下降流を発生させたメカニズムである。

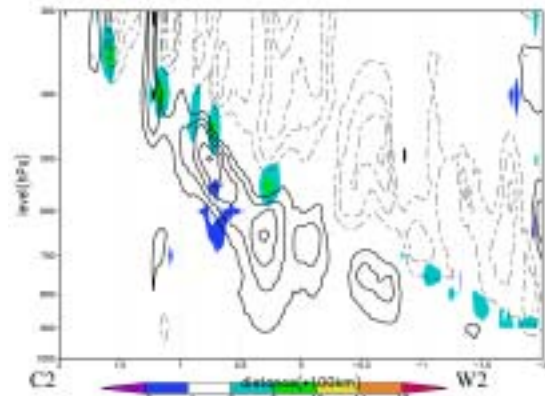


Fig.9 : Vertical cross-sections of the upward wind (broken lines), downward wind (thin lines), and the frontogenesis function (shading) at 14 UTC.

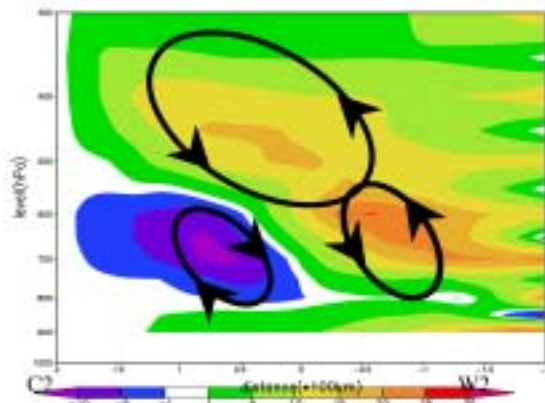


Fig.10 : Vertical cross-sections of the calculated ψ (shading) by the S-E equation at the same location as in Fig.9. Arrows schematically indicate vertical circulations.

5.2 高温位偏差の発生メカニズム

MT上層で再現された高温位気塊の起源を調べる。MTが最も顕著な14UTCに、MT上層800-600hPaの高度の高温位偏領域に50個の粒子を置き、3分毎の3次元風データに基づき前11時間のバックトラジェクトリー解析を行った。その結果(Fig.12)、大きく分けて3通り(T1~3)の軌跡が見られた。移動する台風に対して後面(西)から東進する粒子(T1)が最も多く、高温位気塊の主な起源であることを示している。

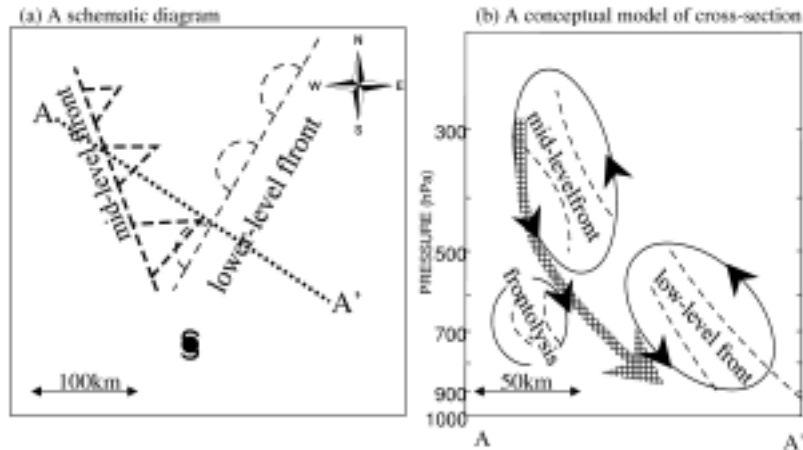


Fig.11 : (a) A schematic diagram of the location of the mid- and low-level fronts relative to the tropical cyclone. The typhoon symbol indicates the center position of the tropical cyclone. (b) A conceptual model of the vertical circulation and airflow along AA' cross-section across mid- and low-level fronts.

Fig.13はその軌跡の典型的な粒子 (Fig.12の太線) のラグランジュ的に見た各物理量の時間変化である。03-09UTCを期間1(P1), 09-12UTCを期間2(P2), 12-14UTCを期間3(P3)と分類する。03UTCで台風より西域の高度8000mにあった粒子は、P1において偏西風によって傾斜した等温面上を下降しながら台風に接近(東進)する (Fig.12, Fig.13a,c)。P2においては、台風に接近した粒子は台風北西象限に局地的に発生した強い下降流により高度4000mまで下降する (Fig.13a,b)。それまで乾燥していた粒子が台風内部の湿潤域に流入し、水蒸気供給とその蒸発冷却で粒子の温位は340Kから320Kまで低下する (Fig.13c)。さらにP3でも、強い下降流により粒子は高度3000mまで下降するが、これまで変化しなかった相当温位も低下を始める (Fig.13c)。一方、高温位偏差領域の周りの空気塊は、台風が接近する以前から日本付近に停滞していた地上前線の寒冷域が起源であった。対流圏上層起源の高温位気塊と、下層前線寒冷域起源の相対的に低温位の空気塊との差により、高温位偏差領域が台風北西領域に形成されたと解明された。低圧部 (MT) は、この高温位偏差による静圧的な要因で発生したと考えられる。

6. 複数の事例の数値シミュレーション

PDが観測された事例 TY Oliwa(9719), TY Vicki(9807) や、PDが観測されなかった事例 TY

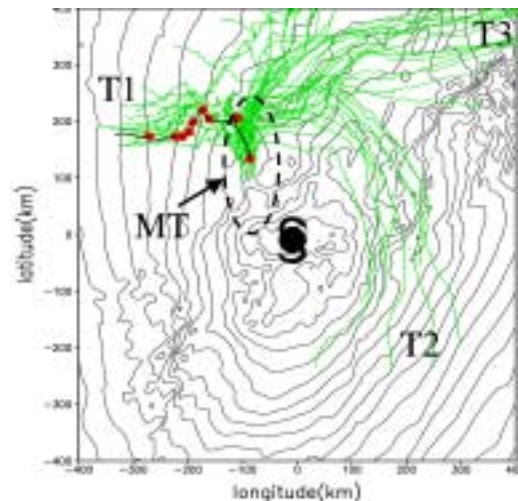


Fig.12 : Trajectories over 11 hours of 50 parcels. The initiate locations are above the mesoscale trough in the lower-troposphere, at 14 UTC on 17 October 1998. The typhoon symbol indicates the center position of the TY Zeb.

Kirk(9612), TY Opal(9707), TY Peter(9708) を、TY Zebのシミュレーション (4章) と同じ設定のMM5でシミュレーションを行った。PDが観測されたケースの海面気圧分布には、観測されたPDと同位置のMTが再現された。一方、PDが観測されなかったケースにはMTは現れなかった。これらの結果は、MM5によるシミュレーションの妥当性や、TY Zebの再現結果を裏付けている。

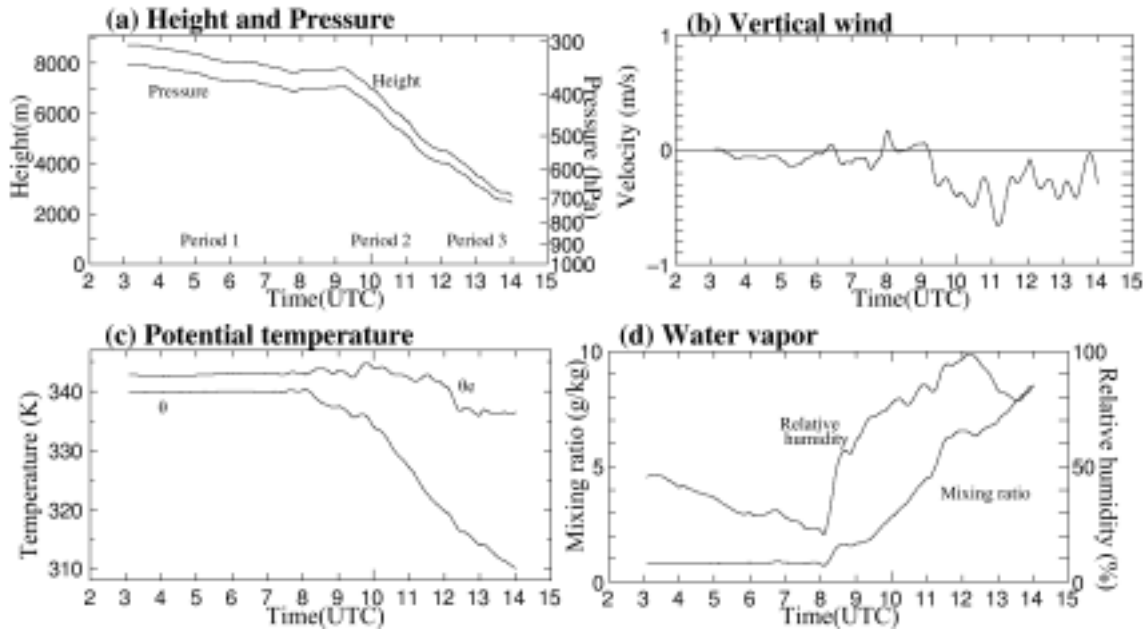


Fig. 13 : Time variation of the typical parcel indicated in Fig.12 (thick line) for (a) the pressure (hPa) and the geopotential height (m), (b) the vertical velocity of the parcel (ms^{-1}), (c) the potential temperature and the equivalent potential temperature (K), and (d) the water vapor mixing ratio (g kg^{-1}) and the relative humidity (%) during 03 and 14 UTC.

7. 議論

これまで著者らが行ってきた事例解析，統計解析，数値シミュレーション，物理的な考察を合わせて，PDとその周りで発生した現象の発生メカニズムや内部構造を議論していく。

7.1 メソ対流システム

事例解析の結果から，PDの進行方向前面にPDと平行して並ぶレインバンドが観測されていた(2章，Fig.3)。数値シミュレーションでは，MTの前面に強い上昇流域が再現されている(4章，Fig.8a)。対流圏中・下層において，ソーヤー・エリアセン理論で説明される前線形成領域を中心とした鉛直循環が発生していることが解析された(5章，Fig.10)。励起された鉛直循環によりMT上層には強い下降流が再現されているが，その前線形成領域前面には上昇流が発生していることが認められる。その局地的な上昇流は台風湿潤域で発生し，組織的な強い擾乱を励起・発達させていると考えられる(Fig.14)。前線形成に伴う鉛直循環の上昇流によるメソ対流のシステムが，観測されたPD前面のレインバンドの発生メカニズムであると考えられる。

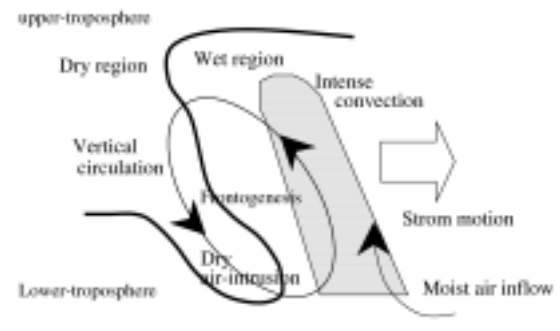


Fig.14 :Conceptual model of the convective system

7.2 PDの観測条件

数値シミュレーション結果より，台風進行方向に対して垂直に伸びる低圧部(MT)が再現され，そのMTの通過は一地点の気圧時間変化で急低下を起こしている(4章，Fig.7)。この気圧急低下が見られるためには，低圧部が進行方向に対して垂直に発生することが条件となる(Fig.15)。このMTの伸張方向は，対流圏中層の一般風と台風循環場の合流域に対応していることから，中層の風のシア・合流ラインが台風進行方向に対して垂直になること

が一地点気圧時系列で急低下が観測される条件となる。つまり、PD が観測される条件となる。統計解析の結果で、観測された PD(3 章, Fig.5) も台風の進行方向に対して垂直に発生しており、この条件と一致している。

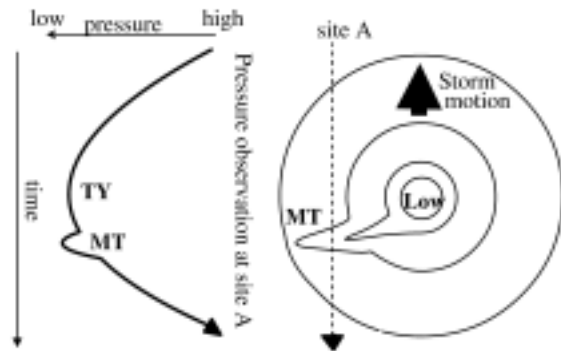


Fig.15 : Schematic diagram illustrating (right) the distribution of the sea level pressure around the tropical cyclone, and (left) temporal distributions of the sea level pressure at the site A, during the passage of the storm.

7.3 気圧低下量の思考実験

PD の気圧低下原因を、対流圏下層に形成された高温位偏差による静圧的要因として説明した。その高温位領域の気温偏差と偏差層厚を実験的に与えた静力学平衡式で、その温位偏差がない場合と比較した気圧低下量を見積もり、事例解析、統計解析の観測された PD の気圧低下量とを比較する定量的思考実験を行った。

用いた静力学平衡式は、

$$\bar{p} + \Delta p = -\frac{g p_s}{R_d \bar{T}_V + \Delta T} \Delta Z. \quad (8)$$

で、 R_d は乾燥空気の気体定数、 T_V は仮温度である。標準値 $p_s = 800$ hPa と $\bar{T}_V = 285$ K と設定し、800hPa 高度から ΔZ の層厚で周りより ΔT の高温位であれば、下層で Δp の気圧偏差が観測されるか見積もっている。Table 2 はその実験結果である。上層 2000 m の層厚で 2K の高温位偏差が起これば、気圧低下 1.3hPa が理論式から見積もられ、その値はシミュレーション結果と一致する。統計解析より、PD の観測結果では気圧低下最大 3~9hPa であり (3 章, Table 1)、そのためには 2000 m 層厚で 10K 高温位偏差か、4000 m 層厚で 5K 高温位偏差が起こらなければならない。これは台風内では起こりえる偏差状況と考えられ、定量的にも PD の静圧的な要因を裏付けている。

7.4 前線の観測

PD と地上前線の関係は統計的には見られなかった (3 章) が、TY Zeb 通過時には、全ての観測点ではないが PD の観測の直前に台風中心付近の地上観測点で気温・露点温度の急低下が起こっていた (2 章, Fig.1 宇和島)。TY Zeb の数値シミュレーション結果でも、その温度低下は再現された (4 章, Fig.7b)。

日本付近に存在した下層停滞前線は、接近してきた台風により併合される。その併合された前線の一部は、下層の低圧部 MT と同様に台風に伴って移動した。その前線が観測点を通過することで、気温

ΔZ (m)	ΔT (K)										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
250	0.00	0.08	0.17	0.25	0.33	0.41	0.49	0.58	0.65	0.73	0.81
500	0.00	0.17	0.33	0.50	0.66	0.83	0.99	1.15	1.31	1.47	1.63
750	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	1.24	1.48	1.73	1.96	2.20	2.44
1000	0.00	0.34	0.67	1.00	1.33	1.65	1.98	2.30	2.62	2.94	3.25
1500	0.00	0.50	1.00	1.50	1.99	2.48	2.97	3.45	3.93	4.41	4.88
2000	0.00	0.67	1.34	2.00	2.66	3.31	3.96	4.60	5.24	5.87	6.50
2500	0.00	0.84	1.67	2.50	3.32	4.14	4.95	5.75	6.55	7.34	8.13
3000	0.00	1.01	2.01	3.00	3.98	4.96	5.93	6.90	7.86	8.81	9.76
3500	0.00	1.17	2.34	3.50	4.65	5.79	6.92	8.05	9.17	10.28	11.38
4000	0.00	1.34	2.67	4.00	5.31	6.62	7.91	9.20	10.48	11.75	13.01

Table 2 : The results of examination, in which the standard condition is decided $p_s = 800$ hPa and $\bar{T}_V = 285$ K. ΔT means air temperature anomaly in the anomaly depth ΔZ . Numbers are calculated as the negative pressure anomaly $-\Delta p$ by the theoretical equation (8). The calculated values of more than 2 K are shaded in the table.

低下が観測されたと考えられる。こうした台風に伴合された地上前線は他の事例では観測されてなく、他の事例の数値シミュレーション結果でも見られていない。

7.5 PD 発生シナリオ

これまで行った研究結果を基に、PD 発生シナリオを考察した。

日本より北西域に中緯度トラフ、下層には停滞前線などの傾圧性の強い総観場に、上層の Jet 気流により比較的速い速度で直進的に台風が北上している (Fig.16)。上層では、Jet 気流により西域から台風中心付近まで乾燥気塊が運ばれる。その乾燥気塊は上層起源である。台風北西部の総観場と台風循環場の境界で前線形成過程が起こり、その形成領域を中心に局地的な鉛直循環が発生する (Fig.17)。対流圏下層では、北上する台風が既存の前線を併合し、暖気移流などによる前線形成が起こり、その前線形成領域を中心とする鉛直循環が下層でも生ずる。中層と下層の鉛直循環が重なり、対流圏全層にわたる下降流が発生する。西風により台風付近まで移流してきた乾燥気塊は、その下降流により台風内部の下層へ沈降し、断熱・非断熱変化を通して局地的な高温位領域を形成する (Fig.18)。その高温位領域の周囲は下層前線寒気側を起源とした相対的に低温位の気塊であり、温位偏差は顕著になる。この高温位偏差はそれより下層で局地的な低圧部を発生させる。進行方向に対して垂直に伸びた低圧部の通過は、地上の一地点気圧観測で急低下、Pressure dip が観測される。

8. まとめ

台風通過時に観測される PD を、事例解析、統計解析、数値シミュレーションを行い、さらに PD 発生物理的な考察を与えて解明した。PD は、総観場の影響を受けて変化した台風の非対称構造の一部分を観測した現象であった。

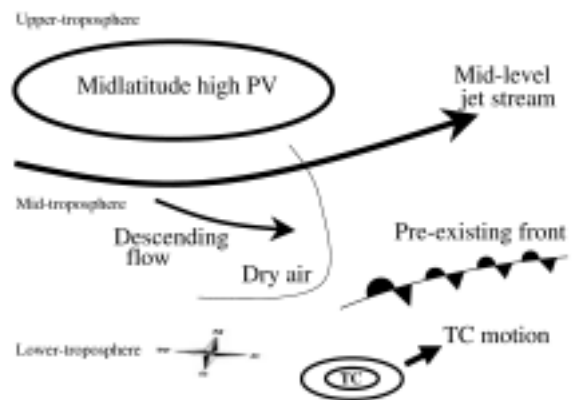


Fig.16 : Three-dimensional schematic model of synoptic-scale environment

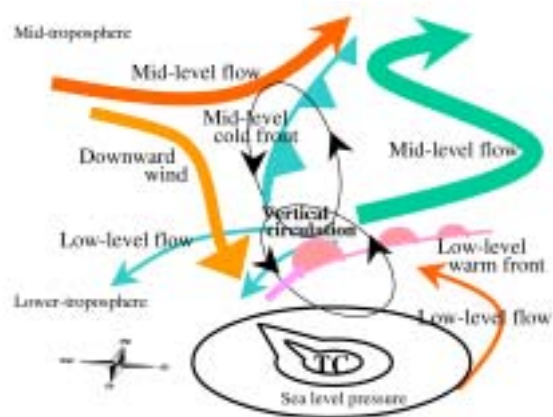


Fig.17 : Three-dimensional schematic model of the cyclone-scale environment relative to the tropical cyclone.

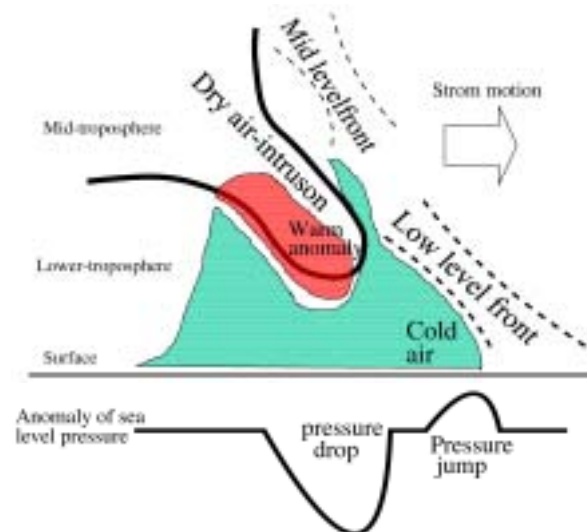


Fig.18 : Two-dimensional schematic model of the mesoscale structure over the pressure dip.

謝辞

本研究において、岡山大学塚本修教授、京都大学防災研究所植田洋匡教授、気象庁気象研究所北島尚子氏、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、防衛大学校板野稔久助手、地球フロンティア二宮浩三氏、岡山大学加藤内蔵進教授、Dr.Alan Shapiro (National Oceanic and Atmospheric Administration), Dr. Lin Yuh-Lang (North Carolina State University), Dr.Li Ping-Wah (Hog Kong Observatory) には、貴重なご助言を頂きました。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。

また、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、気象研究所の方々に深く感謝の意を表します。

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.
- 筆保弘徳・林 泰 (2002): 台風通過時に発生する Pressure dip の内部構造の研究, 第 45 号 B-1, pp.479-487.
- 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.
- 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.
- Grell , G.A., J.Dudhia, and D.R.Stauffer,(1994) : A description of the fifty-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech.Note NCAR /TN-398 +MTR pp 122

A Generation Mechanism of Meso- -Scale Pressure Dip in the Tropical Cyclone

Hironori FUDEYASU and Taiichi HAYASHI

Synopsis

The generation and development mechanism of the meso- -scale pressure dip in the tropical cyclone was investigated as a case study, a statistical survey, and the numerical simulation. The pressure dip was simulated using the PSU/NCAR MM5. The local strong downward wind and warm-air anomaly region were formed above the simulated pressure dip. The generation mechanism of the strong downward wind was explained using the Sawyer-Eliassen theory. The origin of the warm-air anomaly above the pressure dip was investigated by the backward trajectory analysis. Warm air was from upper troposphere of the western region. The warm-air anomaly causes the drop of the sea level pressure like the pressure dip.

Keywords : Pressure dip; Tropical cyclone; MM5; Sawyer-Eliassen theory