

台風1616号で観測された Pressure Dip について

林 高 宏*

1. はじめに

台風1616号は、2016年9月19日に東シナ海を北上し、非常に強い勢力を保ったまま20日00時 (JST: 以降、日本時間で表記) 過ぎに鹿児島県に上陸した後、11時頃に室戸岬を通過し、13時半過ぎに和歌山県に再上陸した。その後、20日21時に温帯低気圧に変わった後、21日03時頃に静岡県付近で消滅した。

20日明け方に、延岡 (観測所名は気象庁ホームページに準拠) では、台風の通過に伴う気圧の低下 (main depression: 以後、MD) を観測し、その約2時間後に0.7hPaの気圧の低下を観測した。その後、四国地方では、MD後に顕著な気圧の低下を観測した。また、洲本など紀伊水道周辺では、台風通過前にも気圧の低下を観測した。このMDとは別の気圧の低下は、西日本・東日本の29箇所を観測され、Pressure Dip (以後、PD) と考えられる。進行方向前方のPDは最大6.3hPa、後方のPDは最大4.4hPaだった。PDとは、台風中心から離れた場所で気圧が急低下し、短時間でもとの気圧変化傾向に戻るメソβスケールの現象で、長距離・長時間持続する。PDは台風4902号に伴った現象として Fujita (1952) によって紹介・命名された。

前田 (1994) は、台風9119号のPDは台風中心からみて進行方向後方に存在し、PDの気圧降下域からPDの中心域にかけてCbラインが存在したと述べている。また、台風9117号では進行方向右前方に存在し、PDの位置はさまざまであると報告している。筆保・塚本 (2000) は、台風9810号において、ほとんどのPDにはレインバンドが存在すると述べている。また、レインバンドが対流活動により大気中に発生させた波動

がPDを強化するとも述べている。筆保・林 (2001) は、台風9810号の事例からPDの盛衰とレインバンドの消長に関係があることを示した。井上ほか (2014) は、台風1217号において、PDの発生は台風の北西象限に限られており、降水域の縁辺が通過するタイミングと非常に対応が良いと報告している。

前田 (1994) は、台風中心とPD域との間の領域で日最大風速及び日最大瞬間風速を記録した観測所が多かったと報告している。筆保・塚本 (2000) は、PDを3種類に分けて考察し、PD直前の気圧の急上昇 (気圧の鼻) からPDの気圧低下時に風が強まり、PDの底付近で弱まり、気圧上昇時には再び強まる場合もあると指摘している。井上ほか (2014) は、台風1217号において、釧路では気圧の低下と共に風も急激に強まり、元の気圧に戻ると共に強風も収まったと報告している。

Matsumoto and Okamura (1985) は、台風8124号で簡単な2層モデルとの比較からPDが内部重力波であり、PD上空に安定層がみられたと報告している。筆保・塚本 (2000) は、台風9810号における高層気象観測を用いて、2km付近に弱い安定層があり、南西の一般風と下層の北東風により2km付近に大きな鉛直シアアがあり、リチャードソン数 (Ri) は0.5と小さく、内部重力波を維持・組織化できると述べている。筆保・林 (2001) は、台風9719号において乾燥空気と湿潤層との境界は条件付不安定であり、その下の湿潤層は不安定層となり、地上から700hPaは中立に近い安定層で、それぞれreflective layer, duct layerとして働いたと述べている。藤井ほか (1992) も、台風9119号においてPD域付近の上空に安定層がみられたと述べている。

筆保・林 (2003) は、数値実験により台風の北西側に低圧部が現れることを示し、日本より北西域に中緯

* Takahiro HAYASHI, 鹿児島地方気象台。

hayasi.tk@met.kishou.go.jp

© 2022 日本気象学会

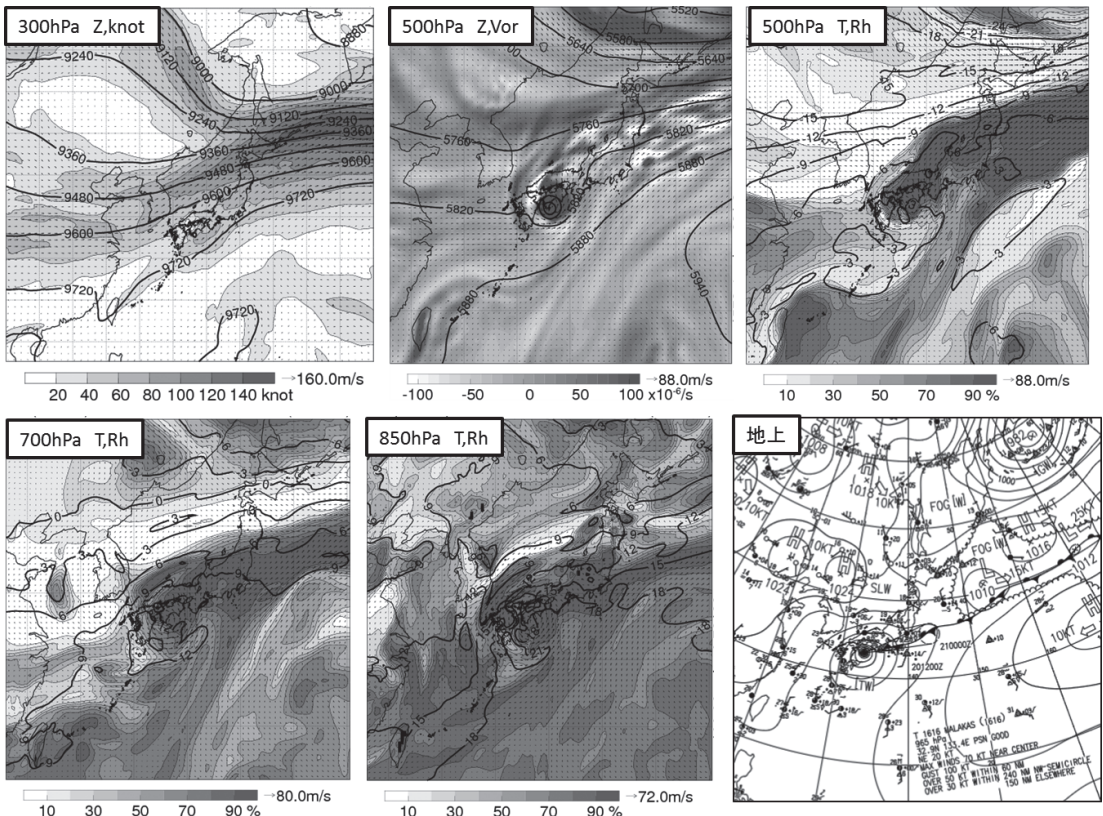
度トラフ、下層に停滞前線など傾圧性の強い総観場に、ジェット気流により比較的速く直線的に北上する台風の西域から乾燥域が運ばれ前線形成過程が起こり、鉛直循環により全層にわたる下降流が発生し、沈降・断熱変化により生じた高温域の下層で局地的な低圧部が発生し、その通過によりPDが観測されると述べている。井上ほか(2014)も台風後面の乾燥空気の流入を指摘している。

本報告では、台風1616号通過前後で発生したPDについて、上記特徴の有無を調べるとともに、発生要因を考察する。また、使用する天気図類は、各種実況データを同化し実況に近いと考えられるLFM初期値場とメソ解析値を用い、総観場にはGSM初期値場も用いる。

2. 総観場

第1図に20日09時の地上天気図と高層天気図を示す。地上天気図では、台風は四国の南海上にあり、太平洋高気圧と華北にある高気圧の間を北東に時速

35kmで進んでいる。秋雨前線が台風の東に延び、台風と一体化しつつある。300hPaでは黄海に気圧の谷、朝鮮半島にジェット軸があり、台風はその南側に位置している。500hPaでは、朝鮮半島に気圧の谷があり、台風は5820m等高度線の北側に位置し、偏西風帯に取り込まれているようにみえる。また、500hPaの台風中心は、地上の台風中心位置より若干南西側にずれている。さらに、500hPaでは、暖気核も台風中心から南西側にずれている。700hPaでも12°Cの等温線で確認できる暖気核は500hPa同様南西に偏っている。また、湿域は台風中心以東の前線に対応して広がっている。850hPaの台風中心位置や暖気核は700hPaとほぼ同じであるが、台風は等温線の集中帯の中に存在している。また、20日09時の高層気象観測では(図省略)、福岡で700hPa以上、鹿児島では850hPa以上が乾燥しており、台風の西側には乾燥空気が進入している。以上のことから、台風は、温帯低気圧化が進み、これらの総観場の特徴は、筆保・林(2003)と整合的である。



第1図 2016年9月20日09時のGSM初期値場の高層天気図と気象庁地上天気図。

3. PD の分布と観測の特徴

3.1 MD 後に観測された PD

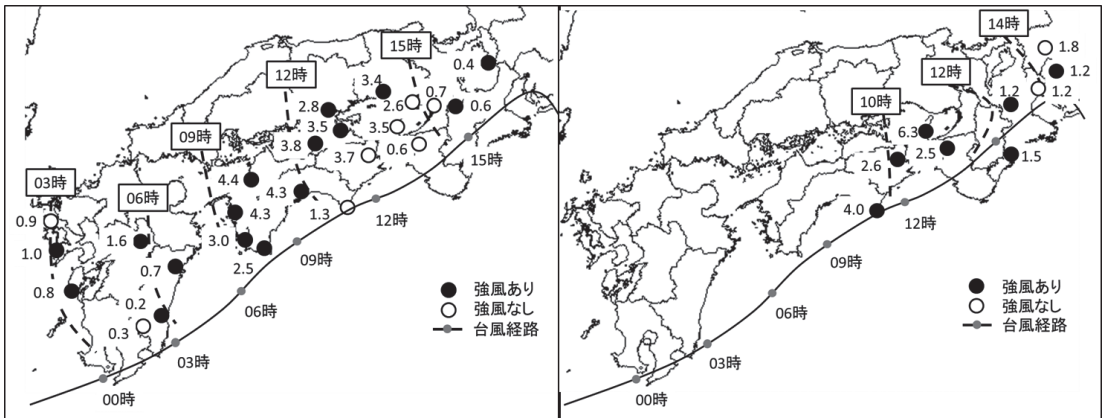
台風の進路と MD 後に観測された PD と観測時刻の等時線を第2図左に示す。PD を観測したのは24箇所だった。図中の数値は、気圧低下前と PD の底の気圧差である (単位は hPa)。黒丸は、PD 内で強い瞬間風速を観測した観測所で、白丸は、瞬間的な強風がないか、PD 前後の強風と区別が付かなかった観測所である。

九州で観測された PD の気圧変化量は最大でも阿蘇山の1.6hPaで、その他は1hPa以下だった。それに対し四国では、4hPa前後と変化量が大きい。最大は松山の4.4hPaだが、MDと重なっていてPDを明確に分離するのが難しい。しかし、観測時刻と気圧変化量、及び地上天気図からPDと判断した。その後、近畿地方では、再び1hPa以下となり、東海地方以东では観測されなかった。PDの分布は、台風の進路の左側約

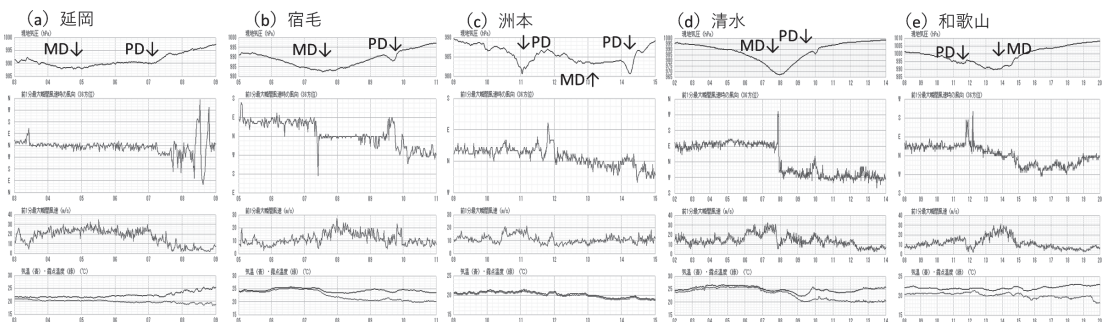
250km以内で、台風の進行時刻より1~3時間遅れており、西ほど遅れが大きい。すなわち、PDは主に台風の北西象限で発生していた。

延岡、宿毛、洲本、清水、和歌山の地上気象観測を第3図に示す。延岡のPDはごく小さく、30分かけてゆっくり低下して見逃しそうである。また、PDの底より少し前で瞬間風速29.6m/sを観測した。対岸の宿毛の気圧低下は延岡より明瞭で、気圧低下中に瞬間風速22.9m/sを観測した。しかし、筆保・塚本(2000)が報告しているPD直前の気圧の鼻や気温低下は他の観測所においてもみられなかった。逆に阿蘇山はPD観測中に気温が上昇している。阿蘇山は標高1000m以上の高地なので下降流に伴う断熱昇温を観測した可能性がある(図省略)。

PD内で強い瞬間風速を観測した観測所は16箇所で、その内7箇所で20m/s以上だった。また、PD内



第2図 左：台風の進路(実線)とMD後にPDが観測された地点と等時線(破線、3時間毎)、右：台風の進路(実線)とMD前にPDが観測された地点と等時線(破線、2時間毎)、●はPD内で瞬間的な強風を観測した地点、○は瞬間的な強風がないかPD前後の強風と区別が付かなかった地点、数字は気圧変化量。



第3図 自記記録による気象要素(上から、現地気圧、風向、風速、気温と露点温度)の変化。(a)延岡(03時~09時)、(b)宿毛(05時~11時)、(c)洲本(09時~15時)、(d)清水(02時~14時)、(e)和歌山(08時~20時)。

の強い瞬間風速が日最大瞬間風速だった観測所は、16箇所中7箇所だった。PD内の瞬間風速が最も強かったのは延岡の29.6m/s、最も弱かったのは彦根の11.0m/sだったが、台風の盛衰や台風との距離、地形などの影響も考慮するとPDの変化量と瞬間風速の強さの関係は見出せなかった。また、室戸岬から大阪湾にかけて白丸が多く、この地域でPD内の強い瞬間風速が不明瞭だった6箇所の内4箇所で、MD前にもPDを観測していたがその関係性は定かでない。

次に、PD内で強い瞬間風速を観測した時刻をPDの前半と後半に分けてみたところ、前半が10箇所、後半が4箇所、PDの底付近で前後の区別ができなかったのは2箇所、前半が多く、筆保・塚本(2000)や井上ほか(2014)と概ね整合的である。

延岡、清水、和歌山のウィンドプロファイラー(以降、WPR)、及びPDを記入した気象レーダー画像を第4図に示す。第4図の白丸はMD後に観測されたPD、黒丸はMD前に観測されたPDである。全ての白丸が台風の西側の降水域付近で観測され、前田(1994)や筆保・塚本(2000)、井上ほか(2014)の指摘通り、台風後面のレインバンドと対応している。また、延岡と和歌山のPD観測時刻は、WPRの受信強度が約6km以上で観測されていないか弱い。この受信強度の低下は、高層気象観測から乾燥空気と考えられる。それに対しPDが顕著だった清水では、受信強度の強いときにPDを観測しており、このときの気象レーダー画像では強いレインバンドが形成されている。延岡でPDが観測された07時の気象レーダー画像ではレインバンドはまだ弱く、和歌山でPDが観測された16時30分の気象レーダー画像(図省略)では、レインバンドは消失し始めている。すなわち、台風後面のレインバンドの盛衰がPDの気圧変化量に影響したと考えられる。このことは、筆保・塚本(2000)、筆保・林(2001)と整合的である。

第5図にLFM初期値場の地上天気図を示す。07時に台風の西側の九州東部にあった低圧部と、08時に台風の北西側の瀬戸内海西部の伊予灘にできる低圧部が09時に一体化し、四国地方のPDの強まりと関係しているように見える。その後、低圧部は東進して高知県に進む一方、瀬戸内海東部の播磨灘にも低圧部ができ、両者は四国山脈で分断されているように見える。近畿地方以東では播磨灘の低圧部がMD後のPDをもたらしたが、15時以降徐々に不明瞭になった。MD後に観測されたPDが、四国の西側で最も顕著だった要

因に、四国の地形が影響している可能性もあるが、これ以上の考察はできなかった。

3.2 MD前に観測されたPD

台風の進路とMD前に観測されたPDの観測時刻の等時線を第2図右に示す。台風通過前のPDは気圧が下がる過程で発生することからPDの始まる時点を設定しにくい。図中の数値はPDの底と元の傾向に戻ったときの気圧変化量を表す。黒丸は、PD内で強い瞬間風速を観測した観測所で、白丸は、瞬間的な強風がないか、もしくはPD前後の強風と区別が付かなかった観測所である。

PDが観測されたのは、紀伊水道周辺と濃尾平野周辺の9箇所だった。PDの分布は、ほとんどが台風の進路の左側約100km以内だったが、尾鷲だけ右側で観測された。PDは台風中心より約2時間早く観測されており、PDは台風の主に北東象限に発生していたことになる。

気圧変化量の最大は洲本の6.3hPa、最小は名古屋、四日市、上野の1.2hPaで、MD後に観測されたPDより深かった。PD内での強い瞬間風速の最大は室戸岬の39.2m/s、最小は名古屋の11.8m/sで、PDの前半が3箇所、後半が1箇所、底が3箇所、MD後に観測されたPDと比較して、PDの底で観測された割合が多かった。また、PD内の瞬間風速が日最大瞬間風速だった観測所は1箇所だった。

第4図の和歌山のWPRで分かるようにPDは受信強度の非常に強い時間帯に発生している。第4図をみると、黒丸は全てスパイラルバンド内部か台風中心付近で発生していることがわかる。このスパイラルバンドは07時頃から発生し始めて、09時頃室戸岬付近で明瞭となる(図省略)。第5図では、08時頃から高知県の南海上で低圧部が発生し始め、11時頃にかけて紀伊水道に移動し顕著となる。低圧部は、12時頃から紀伊半島を北東方向に伸びていき、14時にはその延長線上の伊勢湾付近にも低圧部が発生する。

4. PD発生要因の考察

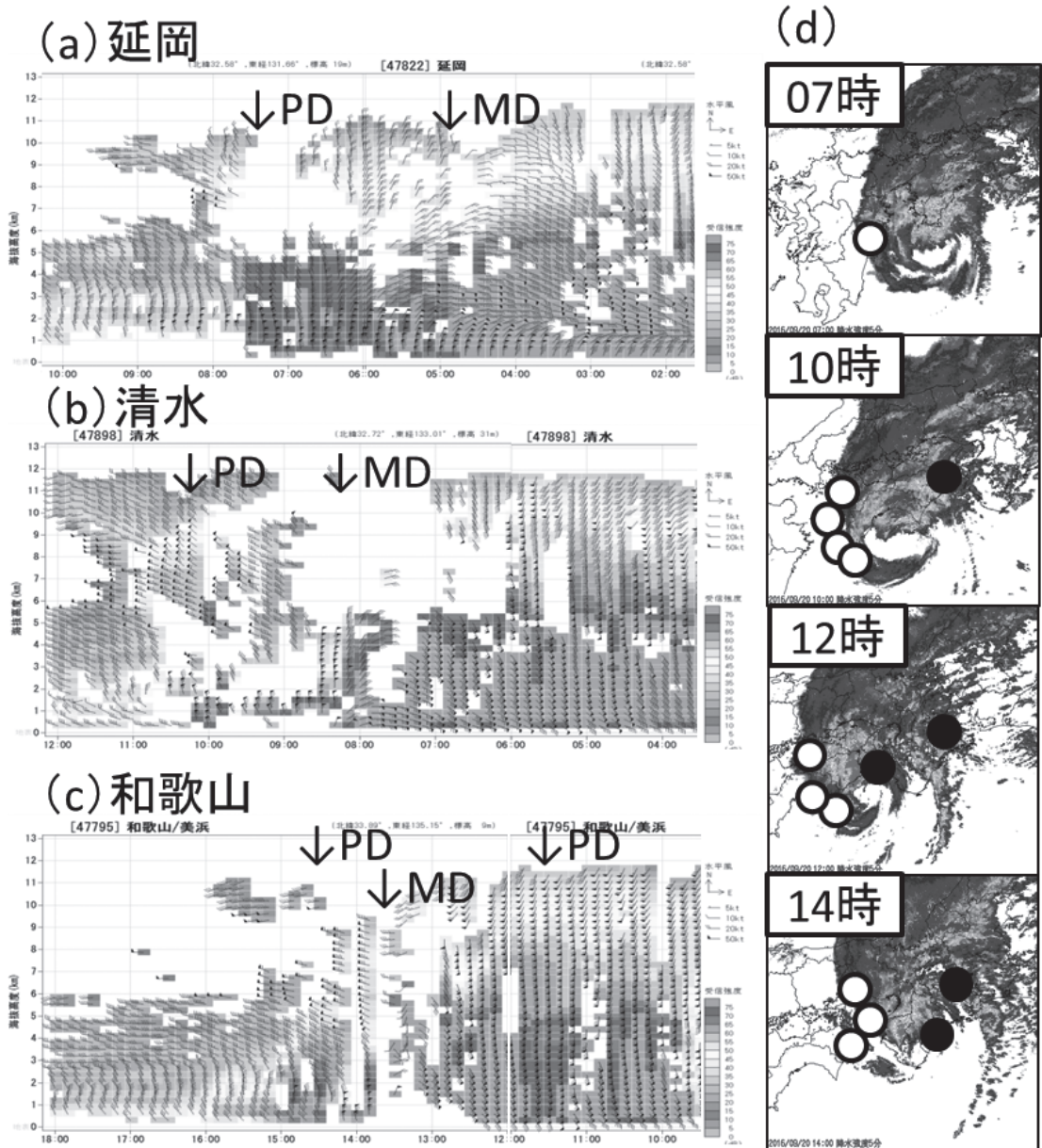
4.1 MD後に観測されたPD

第6図に09時のメソ解析値の湿数と上昇流、及び温位と上昇流の東西断面図、LFM初期値場の温位と湿数の東西断面図、10時の松山付近と11時の洲本付近の温位エマグラムを示す。

メソ解析値では、中上層乾燥空気の東端に下降流があるが、その東側に地上付近から約400hPaに渡る別

の強い下降流がある。後者の下降流は、気象レーダー画像のレインバンドの位置に対応する。この下降流の西側の約700hPa以下に温位の高い領域があり、レインバンドとPD発生地点との関係に整合的である。この高温位は下降流に伴う断熱昇温で、下降流の中心から外れているのは、降水の蒸発による冷却の影響だと思われる。メソ解析値の中上層の乾燥空気の下下降流の

下の600~700hPa付近の温位が高いが、下層の高温位領域とは位置がずれている。しかしLFM初期値場では、中上層の湿数約15°Cの領域と温位の高い領域が概ね合っている。メソ解析値はLFMより解像度が荒いため位置ずれが生じたものと考えられ、中上層と下層の沈降断熱昇温は重なっているとみてよい。すなわち、台風の温帯低気圧化に伴う中上層の沈降と強い降



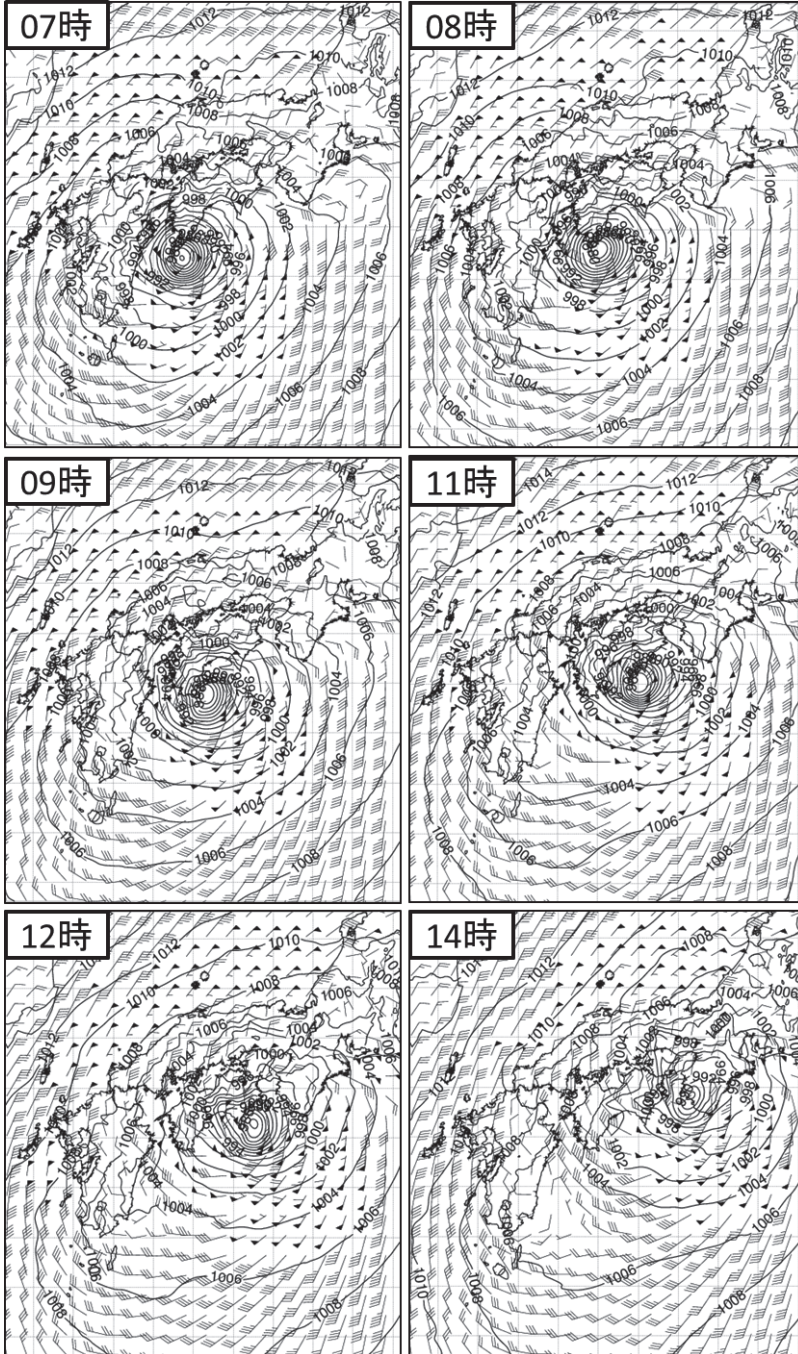
第4図 ウィンドプロファイラー (a) 延岡, (b) 清水, (c) 和歌山 (矢印はMDとPDの観測時刻), (d) 気象レーダー画像とPDを観測した地点 (●はMD前のPD, ○はMD後のPD)。

水に伴う下降流により昇温し、上空の空気密度が小さくなったことがPD発生 の要因と考えられ、筆波・林(2003)と同様の考察結果となった。

4.2 MD前に観測されたPD

第7図に12時のメソ解析値の温位と上昇流、11時と12時のLFM初期値場の温位と相当温位、12時のLFM初期値場の温位と湿数の東西断面図を示す。

12時の大阪湾は、スパイラルバンドの台風中心付近となっており、LFM初期値場をみると上空まで湿潤で、中上層に乾燥空気はみられない。洲本でPDを観測した11時のLFM初期値場では、洲本上空は温位、相当温位とも高い。12時のメソ解析では、大阪湾の上空に上昇流があり、上昇流部分の約600hPaは温位が高い。12時のLFM初期値場では、大阪湾の上空は351K以上の高相当温位が鉛直に伸びて対流を示唆し、メソ解析値の上昇流にも対応する。さらに、LFM初期値場において、この部分は700hPa以上で高温位となっている。また、メソ解析値では大阪湾の下層で下降流となっており、台風中心に向かう北東風が吹いている。この下降流は、山越えのおろし風と考えられ、温位も若干高くなっている。すなわち、上空では潜熱による昇温、下層ではおろし風による沈降断熱昇温となっており、暖かく軽い空気により気圧が低くなり、PDを発生させたと考えた。なお、MD前のPDの観測報告が少ないのは、雨滴の蒸発に伴う気温低下と潜熱、または上昇流による断熱降温と潜熱が相殺されるからだと考えられる。また、今回はおろし風の影響も示唆され、今後の研究を待ちたい。



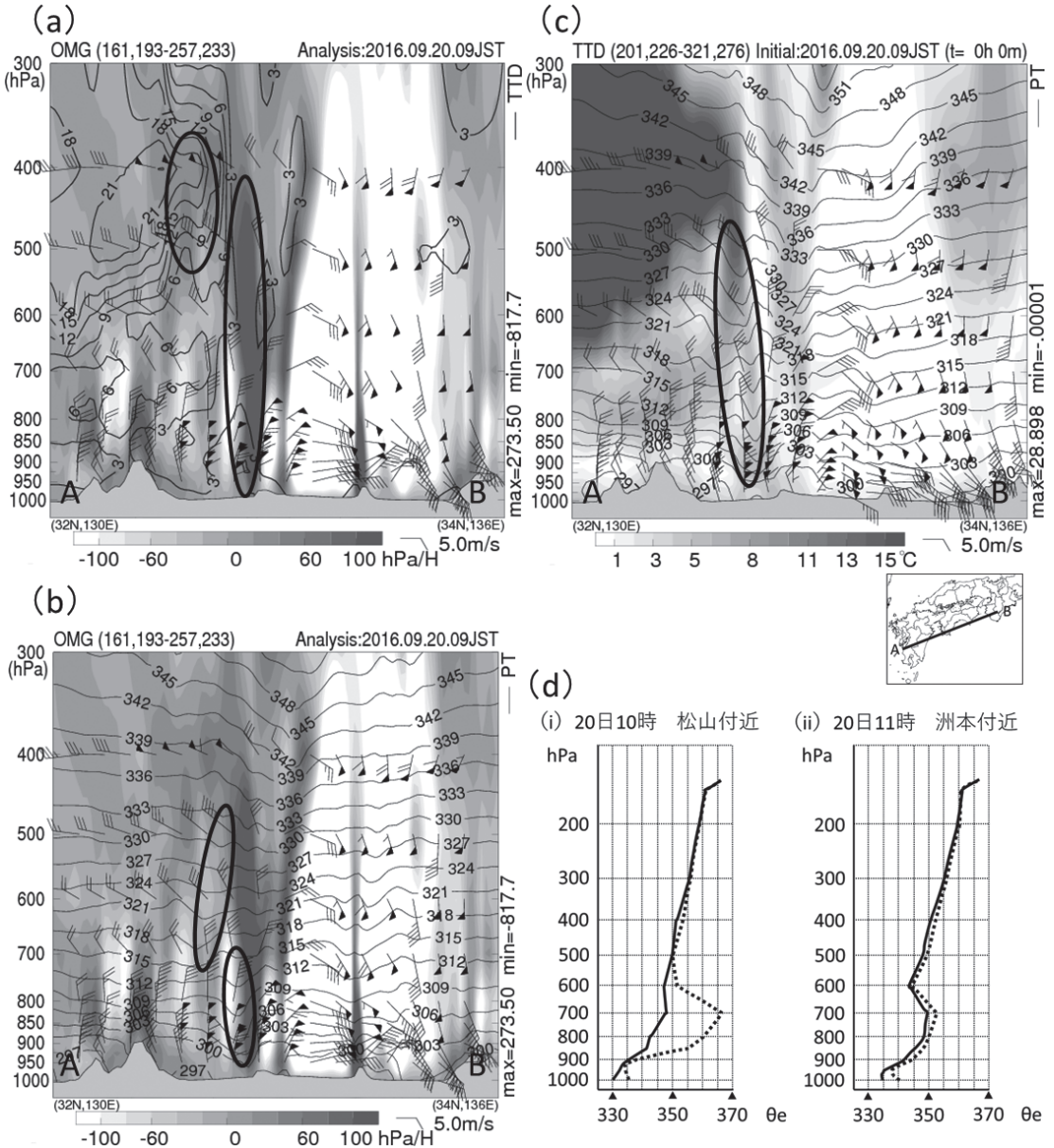
第5図 LFM初期値場における地上気圧と風向風速。

5. PD の伝搬について

内部重力孤立波が存在し伝搬していくには、安定度の大きい接地層とその上の安定度の比較的小さい層の存在により議論される。

第6図の松山付近の温位エマグラムでMD後のPD

を考察する。700hPaより下層では安定しているのに対し、700hPaより上空では条件付不安定で600~700hPaでは中立に近い不安定である。上空の不安定度がそれほど大きくなかったことでreflective layerとしての効果が小さかったと考えられ、PDが浅く、寿



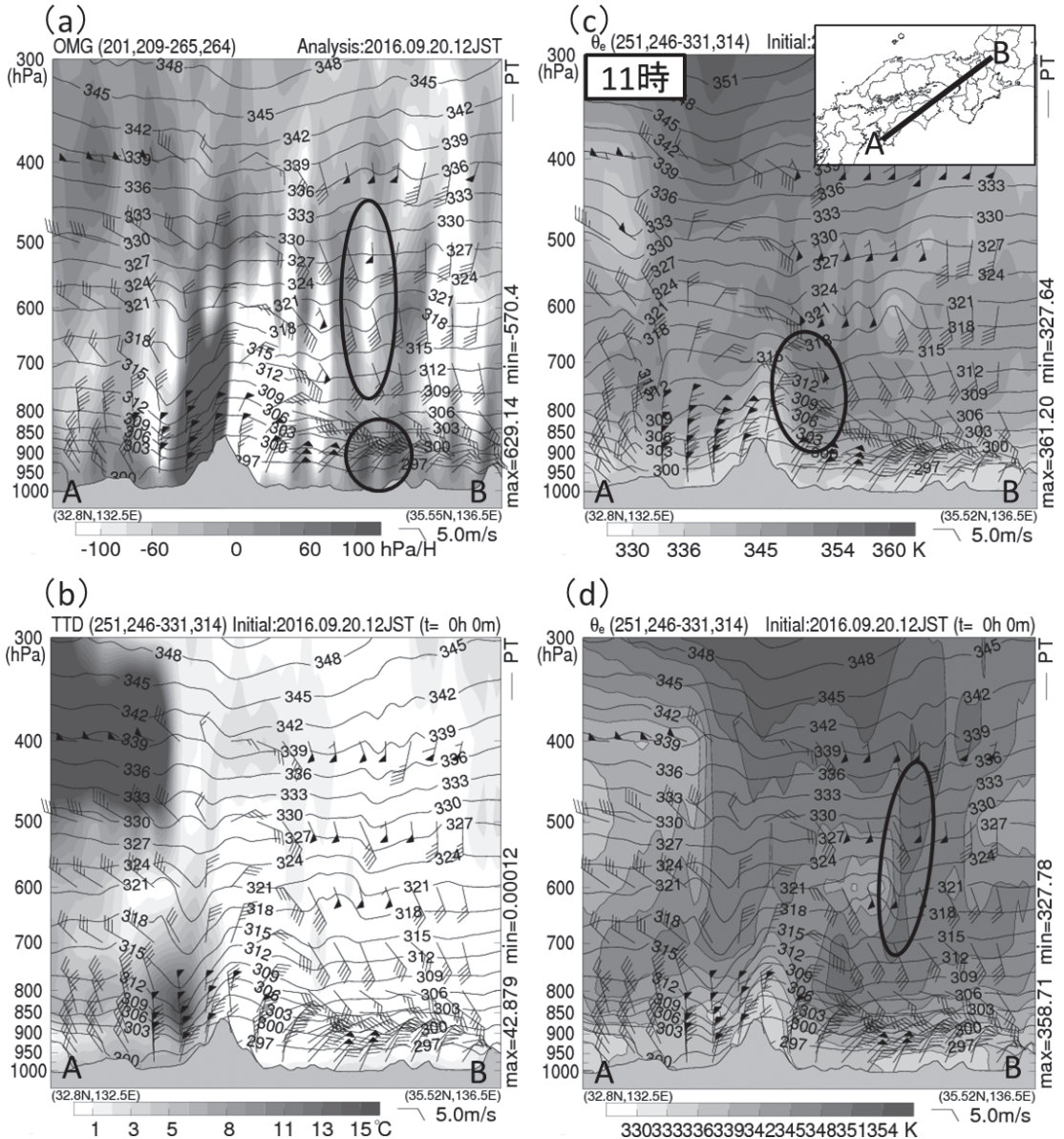
第6図 20日09時のメソ解析値と LFM 初期値場の東西断面図。(a)メソ解析値の湿数(実線)と上昇流(グラデーション),(b)メソ解析値の温位(実線)と上昇流(グラデーション),(c) LFM 初期値場の温位(実線)と湿数(グラデーション),(d) LFM 初期値場における温位エマグラム(実線は相当温位, 点線は飽和相当温位,(i) 10時の松山付近,(ii) 11時の洲本付近)。

命も短かったことと総合的にみえる。次に、第6図の洲本付近の温位エングラムでMD前のPDを考察すると、松山同様700hPaより下層で安定している一方、600~700hPaの不安定度は大きく、reflective layerとしての役割を十分果たし、中上層の沈降がない状況でもPDが深かった要因ではないかと考えた。

また、井上ほか(2014)は、一対の下降流と上昇流

が辻村(1993)の指摘した内部重力波ソリトンと解釈できると述べている。第6図をみるとMD後に観測されたPDは下降流と上昇流が対となっている。一方、第7図ではMD前に観測されたPDは上昇流のみである。しかし、MD前に顕著なPDが観測された大阪湾周辺ではおろし風が存在していた。

筆保・塚本(2000)は、reflective layerの目安はRi



第7図 20日12時のメソ解析値と LFM 初期値場の東西断面図。(a)メソ解析値の温位(実線)と上昇流(グラデーション)。(b) LFM の温位(実線)と湿量(グラデーション)。(c)。(d) LFM 初期値場の温位(実線)と相当温位(グラデーション)。(c)は11時。

<0.25だが、台風9810号の事例では、高度2~3 kmの層で $Ri=0.5$ だったと述べている。そこで、LFM 初期値場の10時の松山付近と11時の洲本付近のデータを用いて Ri を計算したところ、松山では700~800hPaの層（高度2~3 km）で $Ri=0.7$ となり、筆保・塚本（2000）の報告と概ね同様の結果となり、 $Ri < 0.25$ より大きい。これは、MD後に観測されたPDが顕著だったのは、四国周辺で寿命も短かったことと整合的にみえる。一方、洲本の Ri は850~900hPaの層で0.1だった。長野県の飯田の最低気圧は、自記記録では1つの気圧低下だが、地上天気図や観測された時刻などから、MD前に観測されたPDの可能性が高い(図省略)。 Ri が0.1と小さかったことで、弱まりながらも飯田まで到達できたと考えられる。

6. まとめ

台風1616号で観測されたPDは、台風の後面と前面に存在し、後面で観測された観測所のほうが多かった。MD前に観測されたPDはスパイラルバンドの台風中心付近で、MD後に観測されたPDは台風西側のレインバンド付近で観測された。また、PDの深さはMD前に観測されたPDの方が深かった。さらに、多くの観測所において、PD内で強い瞬間風速を観測しており、日最大瞬間風速を記録した観測所も少なくなかった。

PDの発生要因は、MD前に観測されたPDでは、水蒸気の凝結に伴う潜熱と山越えのおろし風に伴う断熱昇温、MD後に観測されたPDでは、中上層に侵入した乾燥空気の沈降断熱昇温とレインバンドの下降流に伴う断熱昇温が主な要因であると結論付けた。

また、リチャードソン数による考察では、台風の前面も後面も reflective layer が存在したと結論付けた。特にMD前に観測されたPDは、リチャードソン数が

小さく、MD後のPDより気圧変化が大きく、より遠くまで伝搬したことと整合的である。さらに、中上層の乾燥空気の沈降がない台風の前面でもPDが発生・伝搬することがわかった。

謝 辞

編集委員の田口晶彦様には、多くのご助言を賜りました。この場を借りてお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 筆保弘徳, 林 泰一, 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, (44) B-1, 159-169.
- 筆保弘徳, 林 泰一, 2003: 台風内で発生するメソβスケール Pressure dip の発達メカニズム. 京都大学防災研究所年報, (46) B, 651-661.
- 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, 443-451.
- 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, (35) B-1, 183-191.
- Fujita, T. T., 1992: Memoirs of an Effort to Unlock the Mystery of Severe Storms: During the 50 Years, 1942-1992. Wind Res. Lab., 298pp.
- 井上創介, 平澤朋美, 岸 隆幸, 2014: 2012年台風第17号通過時に観測された潮位変動を伴った Pressure Dip について. 測候時報, 80, 33-42.
- 前田 宏, 1994: 台風9119号の Pressure dip. 気象庁研究時報, 46, 25-38.
- Matsumoto, S. and H. Okamura, 1985: The internal gravity wave observed in the typhoon T8124 (Gay). J. Meteor. Soc. Japan, 63, 37-51.
- 辻村 豊, 1993: ソリトンと気象現象—気象現象中の孤立波 (上) —. 気象研究ノート, (178), 46-99.