

2018年台風第24号で発生した Pressure Dip

森川 浩 司*¹・寺内 俊 平*²

1. はじめに

2018年9月21日15時(日本時間, 以降, 日時はすべて日本時間)にマリアナ諸島近海で発生した台風第24号(以降, T1824)は, 沖縄の南を北西に進み30日20時頃に和歌山県田辺市付近に上陸した。その後東日本から北日本を縦断し, 10月1日9時に釧路沖で温帯低気圧に変わった。T1824のベストトラックを第1図に示す。この時, 東海地方・関東甲信地方を除く西日本から北日本にかけての広い範囲で, 台風中心とは異なる場所での気圧の小規模な急低下が観測された。これは, Fujita (1952) によって Pressure Dip (以降, PD) として報告された現象であると考えられる。

PDの発生メカニズムとしては, 事例解析から内部重力波と推定しているものが多い(例えば, Matsumoto and Okamura 1985, 筆保・塚本 2000, 井上ほか 2013)。一方, 1998年台風第10号(以降, T9810)とそのPDをメソスケールモデルで再現した Fudeyasu *et al.*(2007) は, PDは対流圏上層の乾燥気塊の下層への沈降により下層に形成された高温位偏差による静水圧的要因で発生すると説明している。PDを統計的に分析した筆保・林(2001)によれば, PDの発生する台風は9月と10月に北上してきた台風に限られている。そのためかPDの事例報告はそれほど多くなく, PDは十分解明されているとは言えない。

台風による瞬間風速が最大となったのは台風中心が最も接近した時ではなくPD発生時という観測地点は少なくなく, PDは突風による強風害や, 加えて港湾での副振動(井上ほか 2013)による高潮害などの被害

をもたらす現象であるため, 今後のPDの研究に資するよう, T1824のPDについて報告する。

2. 観測データ

T1824については, 台風の進行方向右側に位置した関東地方で副低気圧が形成されていたことが報告されている(伊藤 2020)。Fujita (1952) はPDを台風の副低気圧や前線による気圧低下と区別するために, PDの定義として気圧の急低下以外に「低気圧性回転の地上風を伴っていないこと」, 「PD通過時に気温の急低下がないこと」を条件に挙げている。PD発生時の気温の変化については, 変化がなかったとの報告(例えば, Matsumoto and Okamura 1985; 井上ほか 2013)がある一方, PD発生直前の変化も含め気温低下があったとの報告(例えば, 前田 1994; 筆保・塚本 2000)もある。また, PD発生時は台風場とは異なる急激な風向変化を伴っていることが多くのPD事例で報告されている。そこで今回は気温の変化があったものも含め, 台風中心と異なる場所で急激な気圧低下と同時に急激な風向・風速の変化が記録された観測データに注目する。

第1図で地図を拡大している部分には, 台風が通過した時刻の時を□や○で囲んだ2桁の数字で, 気圧を観測している地上気象観測地点でPDを観測した場合, PDの最低気圧を観測した時刻の時を2桁の数字で, PDを観測しなかった場合はXでそれぞれ地上観測地点の位置に記して示した。第1図からPDは台風中心の西～北西領域で発生していると言える。

2.1 地上観測データ

今回の特徴的な地上観測データとして, 第2図aに岡山の, 第2図bに八戸の, 第2図cに釧路の地上観測データをそれぞれ示す。

筆保・塚本(2000)は, T9810の地上観測データに

*1 (連絡責任著者)Kohji MOLIKAWA, 仙台管区気象台, pressuredip@gmail.com

*2 Shumpei TERAUCHI, 青森地方気象台。

© 2022 日本気象学会

はPDが観測される前に気圧の一時的な上昇と気温の低下が起きているものがあると報告している。これと同じようなデータが第2図bに示した八戸の地上観測データで、破線で囲んだ6時50分頃から7時20分頃までの約30分間に最大約5hPaの現地気圧（以降、気圧）低下のPDが発生する前に、6時20分頃から50分頃までの間に気圧が一時的にやや上昇している一方、地上気温（以降、気温）は低下している。

釧路では第2図cの破線で囲んだ10時頃から10時40分頃の約40分間にPDが発生しており、最大約9hPaの気圧低下となっている（なおこれが今回の地上観測データのPDの気圧低下の中では最大の気圧低下となっている）。一方、気温や露点温度にはPD発生時に変化は見られない（PD発生後の気温上昇は日照によるものと考えられる）。なおこの状況は、本州に上陸後同じような進路をたどった2012年台風第17号とそのPDの事例（井上ほか 2013）の釧路の状況と酷似している。

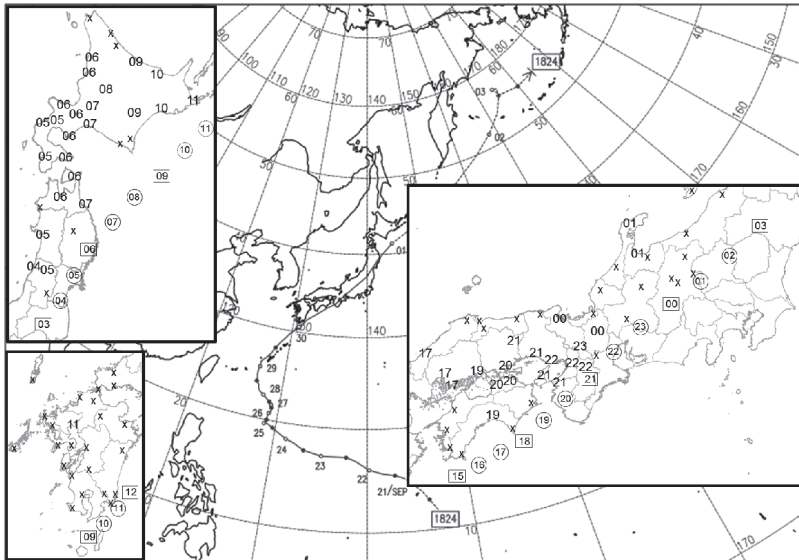
他方、岡山の地上観測データでは第2図aの破線で囲んだ20時30分頃から21時頃までの約30分間に最大約5hPaの気圧低下のPDが発生しており、PD発生時に気温が最大約2℃上昇している。

以上に示したものの他多くの地上観測データで、PDによる気圧低下が始まるとともに風向は時計回りに約30°変化し、PDの気圧低下が底を打った直後に約45°程度反時計回りに変化し、気圧が上昇するとともに時計回りで元の台風の風向場に戻っている。またこのPD発生時の時計回り・反時計回りの風向の変化はMatsumoto and Okamura (1985) や前田 (1994)、筆保・林 (2001) でも報告されている。

なお、岡山・八戸では台風中心の最接近後にPDが発生しているのに対し、釧路では台風中心の最接近直前にPDが発生しているが、PDは台風中心の西～北西側で発生する（筆保・林 2001）とすれば説明がつくと考えられる。

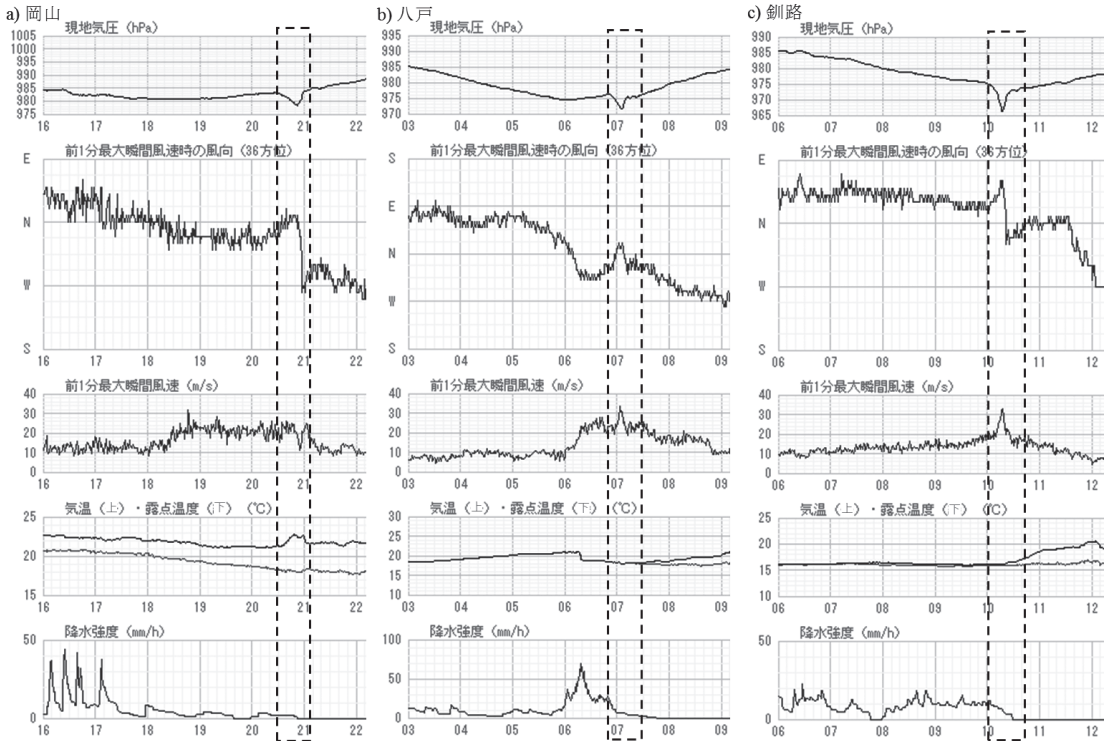
2.2 ラジオゾンデ高層観測データ

ラジオゾンデ高層観測（以降、ゾンデ観測）実施地点で岡山に最も近いのが、岡山の北北西に位置する松江で、9月30日21時に定時観測が行われている。第3図にその時の観測データを示す。なお、ラジオゾンデの放球は通常どの観測実施地点においても観測時刻の30分前に行われ、ラジオゾンデは風に乗って（観測データからは始め南でのち東に）移動することから、この観測データは岡山でPDが発生したとき（20時30分から21時頃にかけて）の大気の状態を捉えていると考えられる（なお、図は省略するが松江の地上観測データにはPDは見られなかった）。ゾンデ観測データからは、地上から約900hPaまでは条件付き不安定であるが、約900hPaから約700hPaまでは湿潤安定、約700hPaから約530hPaまで



第1図 実線と破線がT1824のベストトラック。実線は台風、破線は熱帯低気圧・温帯低気圧の期間を示す。経路上の○印は傍らに記した日の9時の、●印は21時の位置で、→は消滅を示す。

一部を拡大した地図（出典：国土地理院「地理院地図」白地図。線の色を灰色にして利用）の□で囲んだ2桁の数字は、気象庁（2018）に記載の3時間ごとの台風の中心位置の時刻の時（例えば、00は10月1日0時）を示す。○で囲んだ2桁の数字は、□で囲んだ3時間ごとの位置の間を均等分割して便宜上1時間ごとの時刻を記したもの。囲いのない2桁の数字は、気圧を観測している地上観測地点の位置に、PDを観測した場合はPDの最低気圧を観測した時刻の時を（例えば、05は10月1日5時00分から59分の間にPDの最低気圧を観測している）、PDを観測しなかった場合はXを記して示す。なお、台風進路の進行方向右側では、すべての地上観測地点でXとなるためXを省略している。



第2図 a) 岡山の9月30日16時から22時までの, b) 八戸の10月1日3時から9時までの, c) 釧路の10月1日6時から12時までの, 地上観測1分値データ. 各々上から「現地気圧 [hPa]」「前1分最大瞬間風速時の風向」「前1分最大瞬間風速 [m/s]」「気温 (上)・露点温度 (下) [°C]」「降水強度 [mm/h]」で, 横軸は観測時刻(時間は左から右に進む)を表す. 各地点, 破線で囲んだ時間帯にPDが発生したと考えられる.

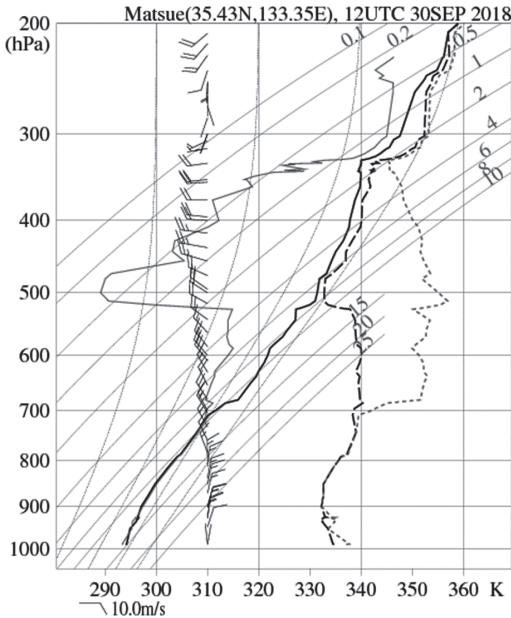
は対流中立, 約530hPa から上は沈降性逆転層に典型的にみられるプロファイルをしており(約530hPa から約480hPa までは温位も相当温位もほぼ一定), 約330hPa 以上は再び湿潤となっている. したがって, 台風による湿潤な場に, 500hPa から400hPa あたりを中心とした乾燥気塊が貫入・下降し断熱昇温し, さらに周囲の湿潤大気と混合しながら700hPa あたりまで下降していると考えられる.

また第4図に釧路の10月1日11時のゾンデ観測データを示す. 放球時刻が観測時刻の30分前とすると, ラジオゾンデは風に乗って(観測データからは始め南でのち東に)移動していると考えられ, このデータは釧路でPDが発生したとき(10時頃から10時30分頃まで)の大気の状態をおおよそ捉えていると考えられる. ゾンデ観測データからは, 地上から約900hPa までは条件付き不安定であるが, 約900hPa から約850hPa までは湿潤安定, 約850hPa から約600hPa までは対流中立, 約600hPa から上は沈降性逆転層に典型的にみられる

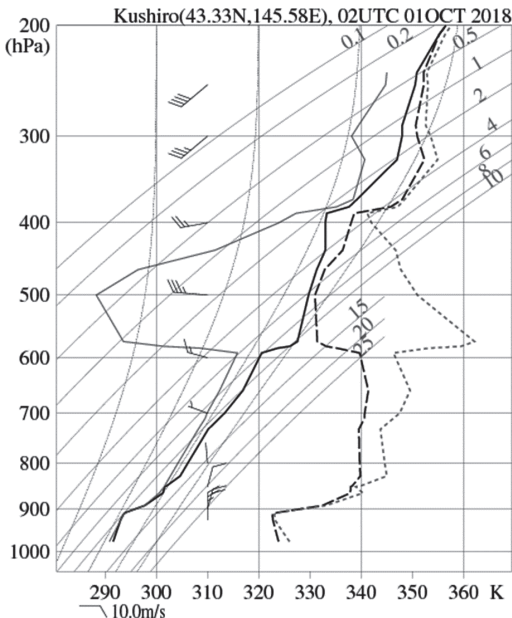
プロファイルをしており, 約400hPa 以上は再び湿潤となっていて, 全体のプロファイルとしては松江のゾンデ観測データと同じような(松江のプロファイルを約50hPa 下層にずらしたような)プロファイルとなっている. 釧路でも, 台風による湿潤な場に, 500hPa から400hPa あたりを中心として乾燥気塊が貫入・下降し断熱昇温し, さらに周囲の湿潤大気と混合しながら850hPa あたりまで下降していると考えられる.

2.3 ウインドプロファイラ高層観測データ

ウインドプロファイラ高層観測(以降, WPR 観測)地点で岡山に最も近いのが, 瀬戸内海を挟んで岡山の対岸にあり, PDが発生した高松である. なお, 高松でも岡山同様, PD発生時に気温が約1°C上昇している(高松の地上観測データの図は省略). 第5図に高松の9月30日19時から23時までのWPR観測データを示す. WPR観測データは10分ごとの1分観測データの前10分平均値となっており, 降水がある場合の鉛直速度は雨滴の終端速度と大気鉛直速度の和になってい



第3図 松江の9月30日21時のゾンデ観測データ。折れ線は右から、灰色短破線：飽和相当温位 [K]，黒色長破線：相当温位 [K]，黒色実線：観測された温位 [K]，灰色実線：露点温度から求めた温位 [K]。横軸は温位 [K]，縦軸は気圧 [hPa] で 200hPa までの表示としている。矢羽は風向（上が北）と風速 [m/s] を表す。



第4図 釧路の10月1日11時のゾンデ観測データ。凡例は第3図に同じ。

る。高松の地上観測データでは、20時30分頃から50分頃に最大約 3 hPa の気圧低下の PD が発生しており、このうち、気圧が低下している30分頃から40分頃にかけては降水強度がほぼ 0 mm/h で、20時40分の WPR 観測データには高度3000mあたりに下降の鉛直速度の強まりと、高度5000m以上の空白域が見られる（図は省略するが高度5000m以上は受信強度が0なので乾燥していると考えられる）。松江の21時のゾンデ観測データ（第3図）では約700hPaが高度約3000mであるので、20時40分の WPR 観測データの高度3000mあたりの下降の鉛直速度の強まりが、乾燥気塊が周りの湿潤気塊と混合しながら下降しているのを捉えているとすると松江の21時のゾンデ観測データと整合するが、Fudehyasu *et al.* (2007) によれば乾燥気塊の鉛直下降の速さは 1 m/s のオーダーであり降水の終端速度より 1 桁程度小さいため、断定は難しい。なお、20時以降の高度5000m以上の空白域は受信強度が0であるため（図は省略）、乾燥気塊が貫入していると考えられ、これも松江の21時のゾンデ観測データと整合している。

WPR 観測地点で釧路に最も近いのが、釧路の西にあり、PD が発生した帯広である。なお、帯広でも釧路同様、PD 発生時に気温と露点温度に変化はなかった（帯広の地上観測データの図は省略）。第6図に帯広の10月1日8時から12時までの WPR 観測データを示す。帯広の地上観測データでは、9時頃から9時20分頃にかけて最大約 4 hPa の気圧低下の PD が発生しており、また降水強度約 5 mm/h 程度の降水を観測している。降水強度は9時頃から9時20分頃にかけてほとんど変化していない一方で、WPR 観測では9時20分のデータに比べて9時10分のデータでは高度2000mあたりに下降の鉛直速度の強まりが見られる（なお、高度3000mあたりの空白域は、図は省略するが受信強度は0ではないため、何らかの理由でデータの品質管理過程で不良判定されて除外されていると考えられる）。釧路の11時のゾンデ観測データ（第4図）では約 750hPa が高度約2000mであるので、9時10分の WPR 観測データの高度2000mあたりの下降の鉛直速度の強まりが、乾燥気塊が周りの湿潤気塊と混合しながら下降しているのを捉えているとすると釧路の11時のゾンデ観測データと整合するが、これも高松の WPR 観測データ同様、断定は難しい。なお、9時20分以降の高度5000m以上の空白域は受信強度が0であるため（図は省略）、乾燥気塊が西風または北西風で貫入していると考えられ、これも釧路の11時のゾンデ観測データ

と整合している。

3. PD は内部重力波か静水圧的要因か

Fudeyasu *et al.*(2007) のメソスケールモデル解析によれば、偏西風により上層の乾燥気塊が台風湿潤域に運ばれ、上層雲雲底下を通過する際に蒸発冷却が起き、負の浮力により下層へ沈降し、融解層より下層では蒸発冷却は弱まり、断熱加熱が顕著になって高温位偏差領域を形成し地上で低圧部を形成するとしている。なお、乾燥気塊の下層への下降により下層で内部重力波が励起されるが、これによる気圧変動は上記によるものよりはずっと小さいと解析している。Fudeyasu *et al.*(2007) の結果はこれまで示したゾンデ観測データや、WPR 観測データと矛盾しない。

ゾンデ観測がPD発生直後の大気を捉えているとする Matsumoto and Okamura (1985) や、PD発生中の大気を捉えているとする筆保・林 (2001) のゾンデ観測データのプロファイルとともに、下層の安定層の上に条件付き不安定層が存在している。PD内部重力波説は、中層への乾燥気塊の貫入が安定層の形成に大きな役割を果たしており、この下層安定層の中を内部重力波が伝搬するとしている。しかし今回示した松江・鉦路のゾンデ観測データは、中層での乾燥空気の貫入はあるものの、下層の安定層の上に条件付き不安定層が存在するようなプロファイルにはなっていない。

したがってPDの構造については、今回の観測データは内部重力波説よりもFudeyasu *et al.*(2007) の方を支持していると言える。

4. PD発生時の気温の変化について

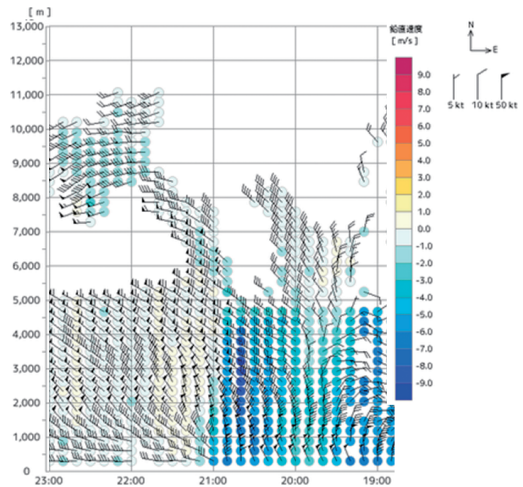
Fujita (1952) は、PDは気温低下を伴わない(ため副低気圧や前線によるものではない)として定義した。

T9810は日本付近にあった停滞前線を併合して進んでおり、T9810のPDを解析したFudeyasu *et al.*(2007) は、T9810のPD発生直前に起きた気温低下はPDによるものではなく、地上前線の通過によるものとしている。PD発生前に気温が低下したと報告している前田 (1994) の1991年台風第19号も、日本付近にあった停滞前線を併合して進んだ。一方、PD発生時に気温の変化はなかったと報告しているMatsumoto and Okamura (1985) の1981年台風第24号も、日本付近にあった停滞前線を併合して進んだ。

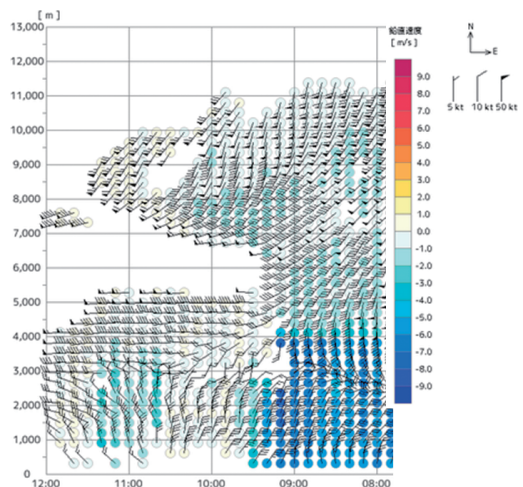
今回のT1824も日本付近にあった停滞前線を併合して進んでいった。しかし、PD発生前に気温低下が

あった八戸と同じようにPD発生時に気温低下があった酒田(山形県酒田市)のWPR観測データ(図は省略)には、気温低下を引き起こす前線が通過したような跡は見られなかった。

帯広のWPR観測データ(第6図)には北寄りの風の上に南寄りの風がある構造が見られるが、帯広のPD発生時に気温は変化していない(図は省略)。



第5図 高松の9月30日19時から23時までのWPR観測データ。縦軸は高度、横軸は10分毎観測時刻(時間は右から左へ進む)。矢羽は風向(北が上)と風速[kt](1kt \approx 0.5m/s)を、色は鉛直速度[m/s]を表す。



第6図 帯広の10月1日8時から12時までのWPR観測データ。凡例は第5図に同じ。

PD 発生前に気温が低下した八戸の地上観測データ (第2図 b) の降水強度を見ると, 気温低下の前後で 20mm/h 以上の降水が持続しており, 気温低下時は 50mm/h 以上の降水となっている. PD 発生時に気温が一時的に上昇した岡山の地上観測データ (第4図 a), PD 発生時に気温が変化しなかった釧路の地上観測データ (第2図 c) ではそういった強い降水 (の持続) は見られないことから, 八戸の気温低下は, 雨滴の蒸発効果などの冷却効果でできた冷氣外出流によるものと考えることができ, PD 発生前の風速の強まりもこの冷氣外出流の通過によるものと考えることができる. ただし, 冷氣外出流とした場合の風向変化は PD ほど明瞭ではない.

岡山の地上観測データでは, PD 発生時に気温が一時的に上昇している. Fudeyasu *et al.* (2007) は下層で高温位偏差を形成した乾燥気塊の下降流は地上まで到達していると解析していることから, 岡山での一時的な気温上昇はこの下降流が地上まで到達したことによるものと考えることができる. そして PD 発生時に気温変化がなかった釧路の場合は, 下降流は地上まで到達しなかったと考えることができる. しかし, ゾンデ観測データからは岡山・松江よりも, 釧路の方が乾燥気塊は下層まで下降しているため, この説明はゾンデ観測データとは整合しない.

以上を踏まえ, さらに地上観測データの各地点での PD 発生時の風向, ならびに PD 発生前の, PD 発生時と同じ風向の時の気温から考えると, PD 発生時の気圧低下によって風向が変化したことによりそれまでとは温度が異なる気塊が引き込まれ, それが気温変化として観測されたと考えるのが最も整合が取れていると考えられる.

5. まとめ

T1824のPDが西日本から北日本にかけての広い範囲で観測された. ただし, 台風の進行方向右側にあたる東海地方・関東甲信地方では観測されず, 台風中心の西～北西側でのみ観測された.

PD 発生中の大気を捉えられたと考えられる松江・釧路のゾンデ観測データからは, 乾燥気塊が台風の湿潤域に貫入・下降し断熱昇温し, さらに周囲の湿潤大気と混合しながら下層に下降している様子が捉えられており, そのプロファイルからは, PD は内部重力波

とする解釈よりも, Fudeyasu *et al.* (2007) の結果を支持していると考えられる.

PD が発生した高松・帯広の WPR 観測データでは PD 発生時に下降流の強まりが観測されており, 上記の下降する気塊を捉えている可能性はあるが, 断定は難しい.

PD 発生時の (その前を含め) 気温の変化は観測地点によってさまざま, ゾンデ観測データや WPR 観測データと整合の取れる説明としては, PD 発生時の気圧低下に伴う風向変化に応じて, 引き込んだ気塊の温度に応じた気温の変化が起こると考えるのが, 今のところ最も妥当である. PD が静水圧的要因で発生する場合, PD そのものが気温にどのような影響を及ぼすかについては今後の課題として残されている.

謝 辞

本原稿作成の基になった調査においてご協力いただいた横浜国立大学の筆保弘徳教授, 気象庁の井上創介氏, 四宮茂晴氏, 阿部理彦氏に感謝申し上げます.

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, (44B-1), 159-169.
- 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.
- Fudeyasu, H., S. Iizuka and T. Hayashi, 2007: Meso- β -scale pressure dips associated with typhoons. Mon. Wea. Rev., 135, 1225-1250.
- Fujita, T., 1952: Study on pressure dips within typhoon Della. Bull. Kyushu Inst. Tech., 2, 52-61.
- 井上創介, 平澤朋美, 岸 隆幸, 2013: 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.
- 伊藤 忠, 2020: 「平成30年台風第24号」に伴って関東地方に発生した副低気圧の形成場. 天気, 67, 565-572.
- 気象庁, 2018: 台風位置表「平成30年台風第24号 (台風1824号)」。https://www.data.jma.go.jp/yoho/data/typhoon/T1824.pdf (2021.10.3閲覧)
- 前田 宏, 1994: 台風9119号の Pressure dip. 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.