

## 2020年7月3～4日の熊本県の大雨に対する総観場の影響

北 畠 尚 子<sup>\*1</sup>・牧 野 眞 一<sup>\*2\*3</sup>・岩 下 裕 二<sup>\*2</sup>  
伊 藤 享 洋<sup>\*2</sup>・加 藤 輝 之<sup>\*2\*4</sup>

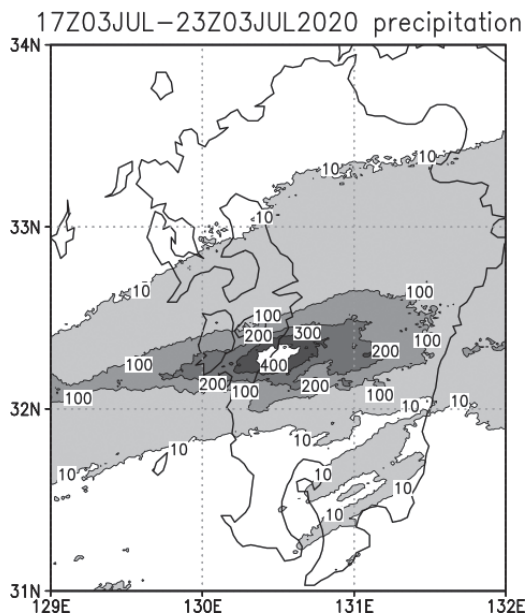
## 要 旨

2020年7月3～4日の熊本県付近の大雨について、総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の影響を明らかにするために、再解析データや客観解析データを用いて解析を行った。大雨は上層で寒気を伴ったトラフの通過時～通過後で発生した。また中層では総観規模の暖気の前端で、傾圧の上昇運動励起が生じた。この中層暖気は上層トラフの西側で下降してきたため乾燥しており、その先端での上昇による冷却は成層の不安定強化に寄与したと考えられる。九州西方の下層には小低気圧があり、その南東側の下層湿潤暖気の北上は大雨に寄与したが、低気圧自体は下層傾圧帯に位置していたものの中層暖気の下で雲を伴っておらず、通常の傾圧性の低気圧とは異なる特徴を持っていた。この低気圧は大陸では上層トラフの直下に位置し、上層寒気を伴っていたが、そのあと東進して九州西方に達したときには中層に暖気を伴う構造に変化していた。

## 1. はじめに

2020年7月3日深夜から4日朝にかけて、九州南部の比較的狭い地域で大雨となった。特に熊本県の一部では6時間降水量が300mmを超え、3時間降水量が200mmを超えたところもあった(気象庁 2020a)。この降水により、土砂災害や浸水により甚大な被害が生じた。第1図には3日17UTC～23UTCの6時間積算降水量(気象庁の解析雨量による)を示す(UTCは協定世界時で、図中ではZで表している。以後同じ)。この事例では熊本県南部で南北幅数十kmの特に狭い範囲に数百mmの降水が集中していることがわかる。気象庁(2020b)やHirockawa *et al.*(2020)は線状降水帯による降水と説明している。

梅雨前線帯の大雨が数百km程度の水平スケール(Orlanski (1975)のメソ $\beta$ スケール)の線状降水帯の



第1図 2020年7月3日17UTC～23UTCの6時間降水量(mm)。気象庁解析雨量による。

\*1 (連絡責任著者) 気象大学校, 〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81.

E-mail : nkitabatake@mc-jma.go.jp

\*2 気象大学校.

\*3 現所属 : 気象庁大気海洋部.

\*4 現所属 : 気象研究所.

—2021年6月15日受領—

—2021年10月11日受理—

発生により生じることがしばしば報告されている（例えば津口・加藤 2014）。大雨の正確な予報や発生メカニズムの解明には、そのような擾乱がどのような環境場で起こるかの研究が必要である。この事例の線状降水帯の発生に関しては、気象庁（2020b）では、下層水蒸気の流入が多かったことを強調するとともに、上層の気圧の谷の影響による上昇流の励起が挙げられている。しかし第2図 a, b に示した3日18UTCの衛星赤外・水蒸気画像では、200hPaトラフの前面の東日本～近畿地方に1000km以上のスケールで広がる雲域は層状雲が主体で、総観規模の傾圧性擾乱の特徴を持つが、この時刻には上層トラフは既に九州を通過しており、このトラフ前面に励起される上昇流域が大雨に影響しているようには考えにくい。一方、大雨に直接関係した活発な対流雲は九州南部から東シナ海へ南西～西南西に列をなして、上層トラフ前面の雲域とは異なるシステムのように見える。そしてそれは第2図 a の900hPaの温度傾度が大きい下層前線帯（34°N）から南に離れており、下層前線に伴うものとも説明しにくい。その前線帯とはほぼ平行であるので、何らかの関係がありそうである。また気象庁（2020b）や Hirockawa *et al.* (2020) が指摘している線状降水帯は長さ約280kmとされるが、それを含む上述の対流雲群は東シナ海で1000kmにわたって連なっており、大規模場の影響を強く受けていることが示唆される。

さらに、気象庁（2020b）や Araki *et al.* (2021) はこの大雨については九州西方の小低気圧の影響を強調し

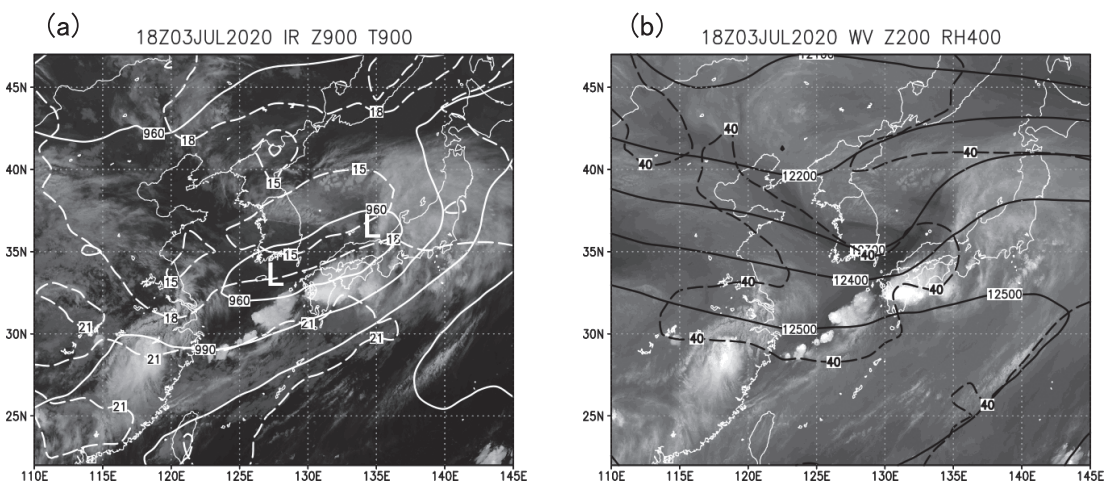
ている。梅雨前線帯の小低気圧については、東日本以东では傾圧不安定の性質が強いのにに対して、西日本以西では傾圧性が弱く湿潤対流の寄与が大きい傾向があると指摘されている（例えば Tochimoto and Kawano 2017）。しかし、第2図 a の時刻の小低気圧の位置は、衛星画像で雲のない領域であり、潜熱加熱の影響があるとは考えにくい。また第2図 b の200hPa面トラフの後面にあたるので、傾圧不安定の直接の影響も考えにくい。しかしその小低気圧が大雨の発現に重要な役割を担っているのであれば、大雨の予報のためには低気圧の構造等を解明することも重要である。

本研究では、この低気圧の構造を含め、熊本県付近の大雨をもたらした線状降水帯を含むシステムが、どのような環境下で発生したのかを明らかにすることで、大雨をもたらす線状降水帯の発生環境の解明の一助となることを目指す。

## 2. データと解析手法

本研究では、第1図の降水量データとしては、気象庁作成の解析雨量（1時間ごと、水平解像度は緯度方向0.00833°、経度方向0.0125°：東西・南北とも約1km）（Nagata 2011）を用いた。

環境場と擾乱構造の解析に関しては、まず第3節での大規模場の解析には JRA-55再解析データ（6時間毎、水平解像度1.25°、Kobayashi *et al.* 2015）を用いる。水平解像度はやや粗く、水平スケール数百 km 以下の現象の表現には限界がある点に注意が必要だが、



第2図 (a) 2020年7月3日18UTCの衛星赤外画像（バンド13）と JRA-55による900hPa ジオポテンシャル高度（白実線, m）及び気温（白破線, °C）。(b) (a) と同じ、ただし衛星水蒸気画像（バンド08）と200hPa ジオポテンシャル高度（黒実線, m）及び400hPa 相対湿度（黒破線, %）。

衛星データ等を多く同化しており、海上や対流圏上層の総観場の解析には適していると考え、このデータを用いて、この大雨に関連したとされる小低気圧の解析も行う。第4節の東シナ海周辺の気団とその周辺の構造のより詳細な(メソ $\alpha$ スケール程度の)解析には、気象庁局地解析(水平解像度5 km、以後LAとする)も用いて示す。ただしLAは解析領域が狭いのに加え、下層の高解像度解析に重点を置いた速報的なデータ同化により作成されている点に留意する必要がある(気象庁情報基盤部(2021)第4章を参照)。以上はすべて等圧面データで、等温位面解析には等圧面上の値から変換・内挿したデータを用いる。

総観場による傾圧的な鉛直運動励起については、北畠ほか(2020)では2018年の梅雨前線に伴う大雨の解析に関して、上層と下層の相互作用を論じるために従来の準地衡風オメガ方程式(例えばHolton(2004)第6.4節)を用いたが、この事例では第1節で述べたように上層トラフの影響が小さかったように考えられることから、ここではQベクトルの収束で示す。Qベクトルは、

$$\mathbf{Q} \equiv -\frac{R}{p} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial y} \right) \quad (1)$$

で定義される。 $T$ は気温、 $p$ は気圧、 $u_g$ 、 $v_g$ はそれぞれ $x$ 方向と $y$ 方向の地衡風、 $R$ は乾燥大気的气体定数である。これらを用いて準地衡風オメガ方程式は

$$\left( \sigma \nabla_p^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla_p \cdot \mathbf{Q}, \quad \nabla_p = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right) \quad (2)$$

で与えられる。ただし $\sigma$ は安定度を表すパラメータで、 $\theta$ を温位として

$$\sigma \equiv -\left( \frac{RT}{p} \right) \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \quad (3)$$

である。これらより、Qベクトルの水平収束が傾圧的な鉛直運動( $\omega$ )の励起を表す。

### 3. 総観場の特徴

#### 3.1 平均場

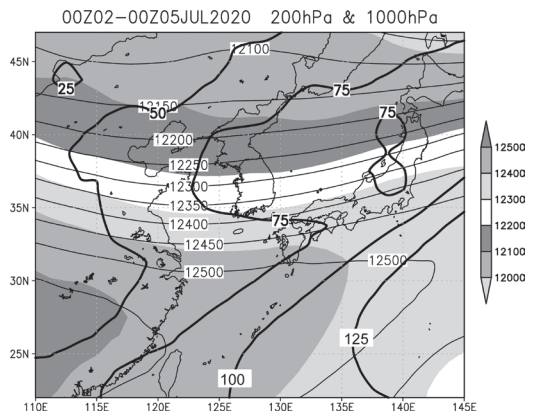
この節では、まず、熊本県で雨の強かった期間を合

む7月2日～5日の平均場から、この期間に通過した上層トラフを平滑化した状態での循環を示す。第3図は上層200hPaと下層1000hPaのジオポテンシャル高度、及びそれらの間の層厚を示す。層厚はその間の層の平均仮温度を表すので、30°N～40°N付近では南北の温度傾度が大きく、30°N以南では相対的に西で高温、東で低温となっている。このことと、前者の領域では上層で偏西風が強く、後者の領域では下層で南寄りの風、上層で北寄りの風になっていることとの関係が、温度風バランスにより定性的に説明できる。さらに地衡風分布に伴って下層では南から湿潤な空気が30°N付近まで流入することがわかる。

第4図aは、同じ期間の200hPaジオポテンシャル高度及び非地衡風と水平発散を示す。東シナ海から日本の南で南向きの非地衡風になっているのは流れが高気圧性曲率であることによる。傾度風速と地衡風速をそれぞれ $V$ と $V_g$ とすると、両者の間には

$$\frac{V_g}{V} = 1 + \frac{V}{fR_C} \quad (4)$$

の関係があり、右辺第2項により曲率による非地衡風速の地衡風に対する大きさが表される。ここでは $R_C$ は流れの曲率半径で、低気圧性曲率の場合に正とする。30°Nでは $f=0.73 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ であり、第4図aの期間の日本の南の25～27°N沿いのリッジ軸では風速10～15 $\text{m s}^{-1}$ 程度の北寄りの風なので(図省略)、第4



第3図 2020年7月2日00UTC～5日00UTCの平均の1000hPaジオポテンシャル高度(太実線, m)、200hPaジオポテンシャル高度(細実線, m)及び200-1000hPaの層厚(陰影, m)。JRA-55による。

図 a で九州の南のジオポテンシャル高度12500m の等値線を参考にリッジの曲率半径を500km とすれば、 $V/fR_c$  は  $-0.3 \sim -0.4$  程度となる。これにより九州の南での南向き非地衡風が大きくなることと、それに伴い九州上空で水平発散が生じることが説明できる。ここでは中緯度の総観規模のトラフ・リッジと比較して  $f$  と  $|R_c|$  が小さいことに留意が必要である。

第4図 b には同様の図を850hPa について示した。この高度では九州の南では北向き非地衡風成分が生じている。これは日本の南東に中心を持つ高気圧に伴う流れの高気圧性曲率により非地衡風が北向きになることに加え、九州から南海上にかけて合流域になっており、上層ジェットストリーク入り口の合流に伴う非地衡風運動励起と同様のメカニズムによる北向き非地衡風成分も加わっている可能性がある。それらにより九州南部を中心に収束場となっている。

これらにより、九州周辺から本州南岸では上層発散が大きく、上層の流れに関連した上昇流が生じやすい状態であったといえる。

### 3.2 3日18UTC の総観場と雲分布

ここでは再び、第2図に示した総観場と衛星雲画像について確認する。第1節で指摘したように、このとき200hPa 面でトラフが朝鮮半島を通過しており、その東側の東日本を中心に、傾圧性擾乱にみられる特徴的な雲が広がっていた(第2図 a, b)。水蒸気画像ではトラフ付近と日本海西部や東シナ海北部は暗域となっており、対流圏中上層は乾燥していることを示している。活発な対流雲は上層トラフ周辺で400hPa の

相対湿度40%以下の領域に接する場所で生じているように見える。

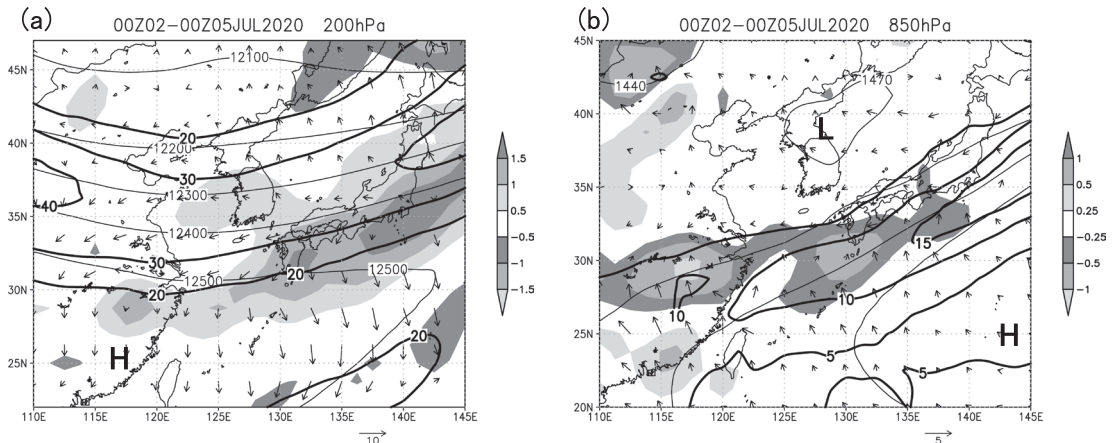
第2図 a では、下層では西日本から東シナ海にかけて傾圧帯となっており、その暖気側で活発な対流が生じているが、そこを除くと傾圧帯周辺にはむしろ雲がない。前線強化(水平温度傾度増大)の場合はその暖気側で上昇流、寒気側で下降流の循環が励起されるが、前線帯では静的安定度が相対的に高いため、上昇流は前線帯で暖気側から寒気側に傾斜した斜向上昇となる。このため条件付き不安定成層の場合は、前線帯の暖気側に対流雲が生じるとしても寒気側に幅を持った層状性の雲バンドが生じるのが一般的である。第2図 a には西日本から東シナ海北部にかけての傾圧帯に沿って層状性の雲バンドは見られないので、前線強化に伴う上昇流励起はあったとしても限定的と考えられる。

また第2図 a では、この傾圧帯に沿って東西にのびた低圧部がみられる。第1節で述べたように、この事例では朝鮮半島の南の小低気圧の存在が九州の大雨との関係で強調されていたが、小低気圧の位置に雲がなく、その小低気圧は200hPa トラフの西側に位置している点が、通常の傾圧性の低気圧の構造と異なる。

### 3.3 総観場と関連した傾圧的鉛直運動励起と安定度

ここでは、雲・降水分布を決定すると期待される特徴として、Qベクトルとその収束、及び鉛直安定度を見る。

第5図には雨が強まる前の3日12UTC と強まり始めた18UTC での850hPa のジオポテンシャル高度、気



第4図 2020年7月3日18UTC の風速(太実線,  $20\text{m s}^{-1}$ 以上), ジオポテンシャル高度(細実線, m), 非地衡風(ベクトル,  $\text{m s}^{-1}$ ), 及び発散(陰影,  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ). JRA-55による。(a) 200hPa, (b) 850hPa.

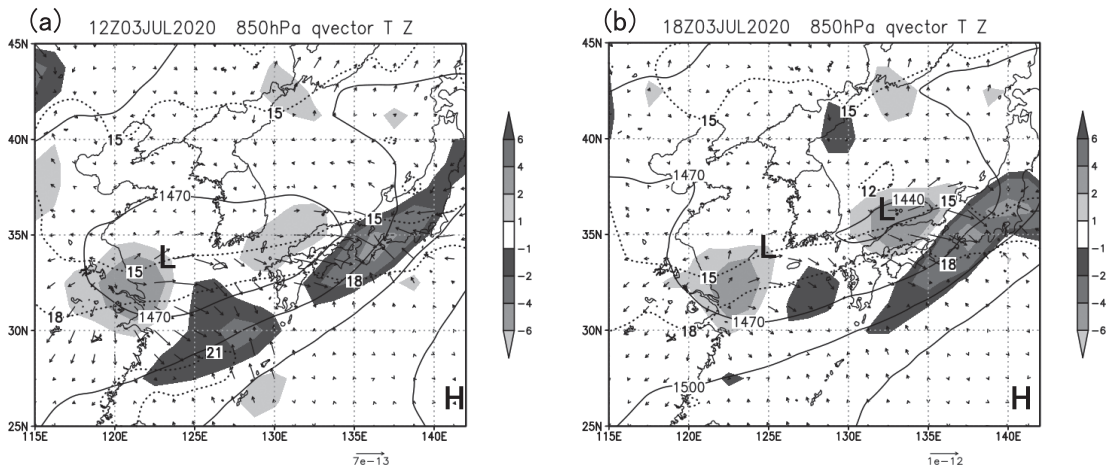
温, Q ベクトルとその発散を示す. 12UTC には, 東シナ海の21°C~18°C等温線付近に, 比較的弱いQ ベクトルの収束域がある. これは主に傾圧帯で暖気側を向くQ ベクトルによる収束であり, 前線強化による上昇運動励起であることを示唆する. しかし熊本県で雨が強まった18UTC には, 九州西方の31°N, 128°E 付近を中心として弱いQ ベクトル収束が見られ, ここでは対流雲が発生してはいる(第2図a)が, 九州の対流雲の位置にはQ ベクトル収束は見られない. これらから, 下層傾圧帯の前線強化による上昇運動は, 強雨期間の初期には下層の湿潤空気を自由対流高度まで持ち上げて対流を生じさせるのに寄与した可能性はあるが, 九州で雨が最も強かった期間にはその寄与は小さ

くなっていたことが考えられる.

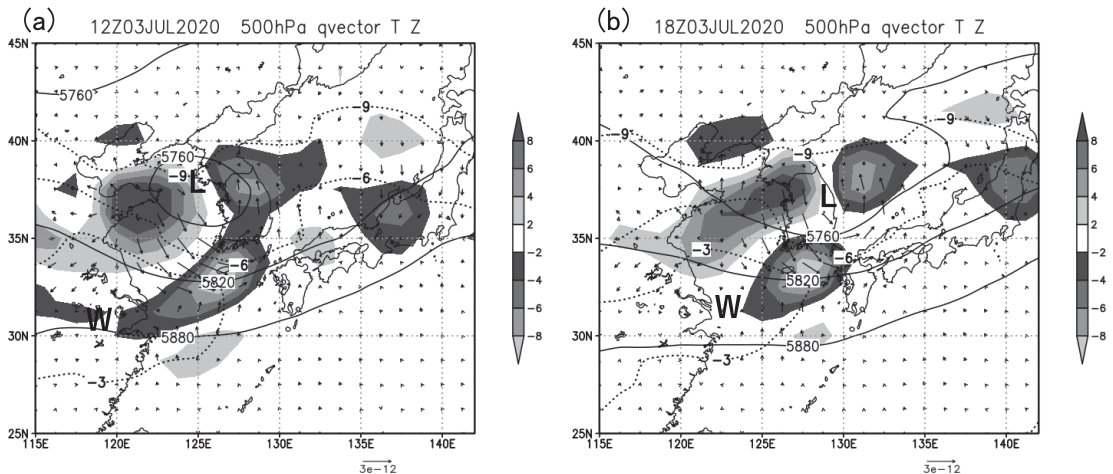
第6図には, 500hPa のQ ベクトルとその収束を示す. この高度では, 比較的顕著なQ ベクトルの収束域が12UTC から18UTC に九州西方に進んだ. この収束は, 主にQ ベクトルの等温線に沿った方向の成分により生じている. (1) 式で定義したQ ベクトルは,

$$Q = \frac{d_g}{dt} \left( \frac{R}{p} \nabla_p T \right) = \left( \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \right) \left( \frac{R}{p} \nabla_p T \right) \quad (5)$$

と書き直すことができ, 水平温度傾度の大きさが変化すると等温線に垂直な成分のQ ベクトルが生じ, 前線



第5図 850hPa ジオポテンシャル高度(実線, m) 気温(点線, °C), Q ベクトル(ベクトル, m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>kg<sup>-1</sup>), Q ベクトルの発散(10<sup>-18</sup>m s<sup>-1</sup>kg<sup>-1</sup>). JRA-55による. (a) 2020年7月3日12UTC, (b) 18UTC.



第6図 第5図と同じ, ただし500hPa. (a) 2020年7月3日12UTC, (b) 18UTC.

帯の方向が変化すると等温線に沿った方向のQベクトルが生じる (Martin 1999). いま着目している九州西方のQベクトルの向きは等温線にほぼ平行であり, 前線帯の方向の変化によるものであることが示唆される. そしてこの前線帯の方向の変化は, 第6図の九州の北の上空トラフに伴う相対的寒気と東シナ海の $-3^{\circ}\text{C}$ 以上の特に顕著な暖気の東進が関係している. またこのQベクトル収束域は, 第6図の等温線とジオポテンシャル高度等値線から, 地衡風による暖気移流の領域に生じていることもわかる.

ところで, この第6図の九州の西のQベクトル収束域は, 500hPaのトラフの南端に位置している. 傾圧性トラフに関する上昇流は通常はトラフの東側に生じるが, この事例の位置関係はそれとは異なる. 傾圧性トラフでは通常は温度場のトラフが後方にずれ, トラフの位置では寒気移流になるが, ここでは上述のように暖気移流である. これらの点で, 通常の傾圧性トラフとは異なる構造であるが, それでもこの収束域は先行研究で着目された下層の小低気圧の位置と一致している. 小低気圧との関係は第3.4節で再度検討する.

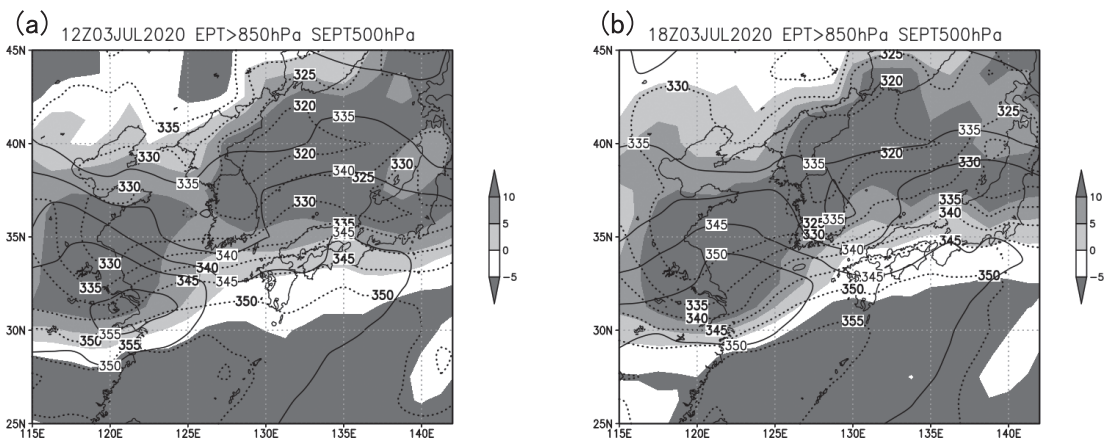
Qベクトルの収束で表現される傾圧性鉛直運動励起は, (2)式と(3)式で示されるように, 鉛直安定度が小さいほうが大きな鉛直運動 $|\omega|$ につながる. また降水が層状性になるか対流性になるかは条件付き不安定の程度によって決まる. 第7図には, 850hPaより下の相当温位の最大値( $\theta_{eL}$ )と, 500hPaの飽和相当温位( $\theta_{es500}$ ), 及びそれらの差( $\theta_{es500} - \theta_{eL}$ , ここではSIとする)を示す. ここでは, このSIの大きさによって成層の条件付き不安定の程度を目安とする. この図では東

日本から日本海の広い範囲でSIが正の比較的大きな値で安定な成層状態であることを示し, 衛星画像で層状性の雲が見られたことと矛盾しない. 九州周辺に関しては, 12UTC (第7図a)と比較して18UTC (第7図b)に負値のSIの絶対値が大きくなり, 不安定が強化されている. この不安定の強化には,  $\theta_{eL}$ の増大(350K線の北上)と,  $\theta_{es500}$ の低下の両方が寄与している. 後者は12UTCの東シナ海に見られた $\theta_{es500} = 340 \sim 350\text{K}$ のサーマルトラフの位相が18UTCに九州へ進んだことによる. ただし, 第6図に関して指摘した500hPaの東シナ海の暖気のために, 九州西方海上では成層が安定( $\text{SI} > 0$ )となっていて, 九州との間でSIのコントラストが大きくなっている. このため周辺の海域と比較して九州で活発な深い対流が生じやすいと言える.

### 3.4 九州西方の小低気圧の構造

九州西方に低気圧があることによって, 南寄りの風により九州に暖かい湿潤な空気が流入することが先行研究等で指摘されてきたが, その低気圧は通常の傾圧帯の低気圧と相違点が多いことがここまでで示された. ここではこの低気圧の構造を, 3日00UTCと18UTCについて示す.

第8図には, 340K等温位面渦位解析を示す. 図中の風ベクトルはトラフの移動速度を差し引いており, それによりトラフ・低気圧に関連するシステムに相対的な気流を表す. この等温位面は, 図の北側では200~250hPa, 図の中央付近では350hPaと, 対流圏上層に位置し, かつ北ほど上へと傾斜している. 第2図bに見られた18UTCの朝鮮半島付近の200hPa面トラフに



第7図 500hPa飽和相当温位( $\theta_{es500}$ , 実線, K), 850hPaより下層の相当温位の最大値( $\theta_{eL}$ , 点線, K)及びそれらの差(SI, 陰影, K). JRA-55による. (a) 2020年7月3日12UTC, (b) 18UTC.

伴う寒気が、同じ時刻の第8図bの等温位面上では気圧250～300hPa面にみられ、その周囲では300hPa以上であるのと比較して等温位面高度は高くなっている。そして、そのトラフでは高緯度からの2PVU以上の高渦位空気を伴っている。このトラフは00UTC（第8図a）には大陸東部に存在していた。

第8図には、下層の低気圧を表すため、900hPaのジオポテンシャル高度の950mと960mの等値線も示した。18UTCには九州西方の低気圧は上層高渦位の南西に位置する（第8図b）が、00UTC（第8図a）には上層高渦位の南端に位置していた。すなわち上層トラフよりも下層低気圧が運行していたことになる。傾圧不安定による温帯低気圧の場合は、上層の正渦位移流域である高渦位域東側に下層低気圧が生じると説明されるが、この事例ではそのような位置関係にはない。

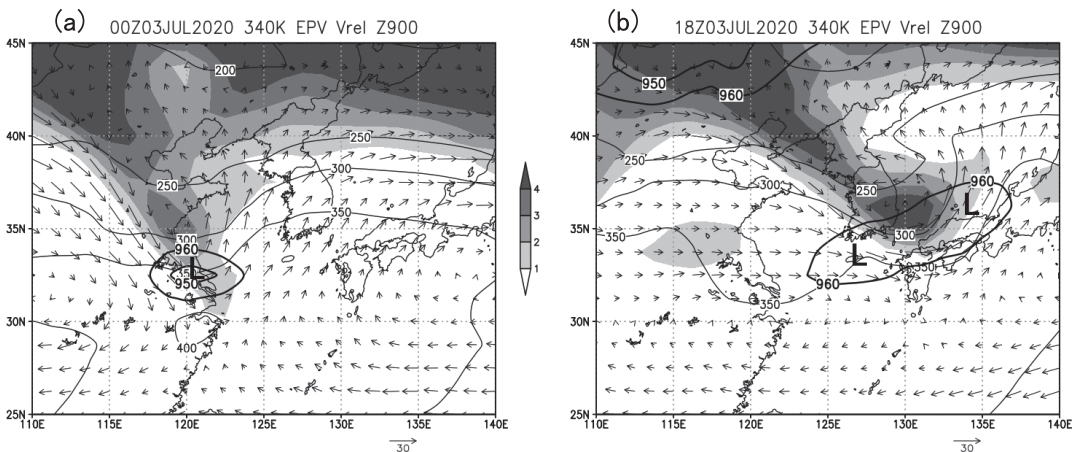
なお、第8図bでは、33°N、120°E付近にやや不明瞭だが高気圧性循環が見られる。この高気圧性循環と上述の低気圧性循環の間隔が1000km程度のため、波長約2000kmの波動で、第8図aの時刻にも見られ、大陸から伝播してきたものである。これは傾圧不安定波動が成長しやすいとされる波長が4000～5000kmとされるのと比較するとかなり小さい。

次に第9図には、330K等温位面の水蒸気分布と、第8図と同じく900hPaジオポテンシャル高度の下層低気圧の位置関係を示す。この等温位面は図の中央付近では500～475hPa、北では350hPaで、対流圏中層～やや上層に位置している。この高度でも、低気圧性循環

が第8図の340K等温位面とほぼ同じ位置に見られる。そしてそこでは気圧は400hPaの極小となっていて、中層寒気を伴っていることがわかる。またその西側で乾燥空気が高緯度側から南下かつ下降してきている。着目している下層低気圧は、00UTC、18UTCとも、330K面の乾燥域に位置している。

ここまで見た上層トラフと下層低気圧、及びそれらに伴う中層空気の関係を見るため、第10図には、32.5°N付近の東西断面を示す。ただしここでは、ジオポテンシャル高度と気温は90°E-180°Eの東西平均からの偏差を示している。3日00UTC（第10図a）には、下層低気圧の上空の250hPa付近にジオポテンシャル高度偏差の極小があり、上層トラフが下層低気圧の直上に位置している。この上層トラフの偏差の下にあたる中層500hPa付近は低温偏差になっており、この低気圧はこの時刻には上層寒冷低気圧の特徴があると言える。ところが、18UTC（第10図b）には、128°E付近の下層低気圧の上空の500hPa付近は暖気偏差になっていて、むしろ暖気核低気圧の構造になっている。この中層暖気は乾燥空気なので、潜熱解放による暖気核低気圧である熱帯低気圧等とは異なる。また下層では西側が寒気のため低気圧の軸は上ほど西に傾いているが、中層では西側が暖気のため低気圧の軸が東に傾いている。

以上は低気圧の熱力学的構造の説明であるのに対して、力学的には、18UTCの下層低気圧の位置が第6図bで500hPaのQベクトル収束域と一致することから、



第8図 340K等温位面における渦位（陰影、PVU）、気圧（細実線、hPa）、東進するトラフに相対的な風（ベクトル、 $\text{m s}^{-1}$ ）、及び900hPaジオポテンシャル高度（太実線、950mと960mのみ）。（a）2020年7月3日00UTC、（b）18UTC。JRA-55による。

中層の上昇運動励起が、下層低気圧性渦度増大に寄与したことを示唆する。この鉛直運動と渦度変化の関係は渦度方程式により説明できる。

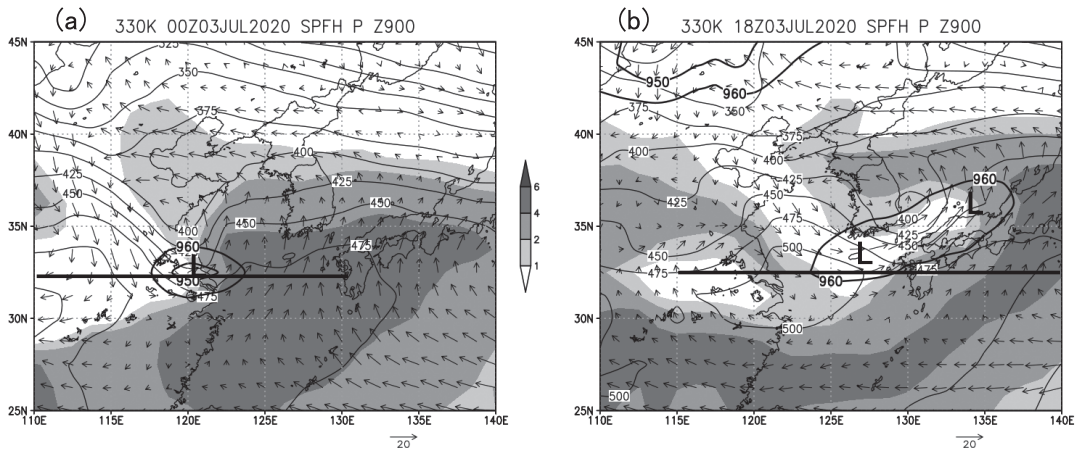
4. 降水域付近の小スケールの構造

総観場の解析から、九州西方の中層には高温・乾燥空気と傾圧の上昇流励起があったこと、九州付近では安定度が低下していたこと、また九州西方に見られた小低気圧は通常の傾圧性の低気圧の構造とは異なることを特徴として指摘した。この節では、これまで述べた状況と関連付けて、熊本県周辺の大雨域付近の気流

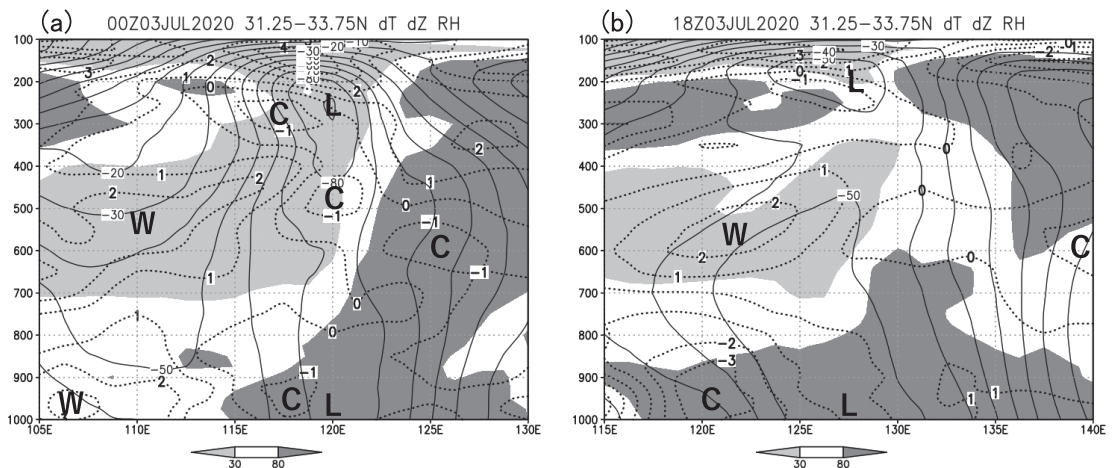
における小スケール（メソ $\alpha$ スケール程度）の構造について、LAを用いて解析する。

4.1 下層の傾圧帯に関連した気流

大雨をもたらした対流雲列は、第3.3節と第7図で述べた条件付き不安定成層の中で生じていた。そこでは、下層湿潤空気が自由対流高度まで持ち上げられる必要があり、850hPaのQベクトルの収束（第5図）と対流雲列の対応からは、下層の持ち上げに傾圧性が寄与していたことが推測される。ただし、対流雲列は850hPaの傾圧帯の南側で発生していた。この構造をLAで解析する。



第9図 330K 等温位面における気圧（細実線、hPa）、比湿（陰影、 $g\ kg^{-1}$ ）、東進するトラフに相対的な風（ベクトル、 $m\ s^{-1}$ ）、及び900hPa ジオポテンシャル高度（太実線、950mと960mのみ）。(a) 2020年7月3日00UTC、(b) 18UTC。JRA-55による。太線は第10図の鉛直断面の位置。



第10図 32.5N（正確には31.25-33.75Nの平均）に沿った東西鉛直断面におけるジオポテンシャル高度偏差（細実線、m）、気温偏差（点線、 $^{\circ}C$ ）、相対湿度（陰影、%）。(a) 2020年7月3日00UTC、(b) 18UTC。JRA-55による。



第11図に、3日18UTCの128°E(九州西方)に沿った南北鉛直断面図を示す。等温位線(太実線)の傾斜で判断される傾圧帯は、33°N以北では下層から上層まで見られるが、33°N以南では850hPaより下層の305Kと300Kの等温位線の傾斜が見られるのみである。同じ図で、南北風速(細実線)は900hPaより下層では31°N以南で $10\text{ m s}^{-1}$ 以上だが32°N以北ではごく弱く、32°N付近で南北風成分の強い収束となっていることが見て取れる。これは実際に発生していた対流雲の位置に対応する。もし通常の中緯度の傾圧帯の構造ならば、南寄りの風が強く相対湿度でもほぼ飽和した領域が下層から中層で北へ広がることで斜向上昇流の存在が読み取れることになる。しかしここでは中層ではほぼ全域で $0\sim 5\text{ m s}^{-1}$ 程度で、下層収束のみが顕著であり、相対湿度分布でも北側は乾燥していることから、湿潤空気が北ほど上昇する斜向上昇でなく、31.5°N～32°N付近で鉛直対流が生じていることを表す分布となっている。

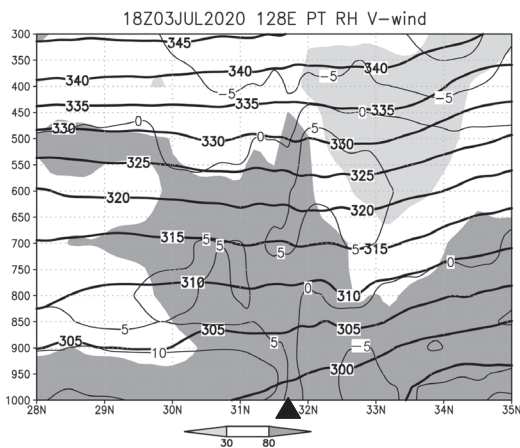
傾圧帯の雨域への下層湿潤空気の流入を示すために、下層の等温位面解析を行う。第11図で下層の湿潤空気が32°Nの降水帯・収束域へと上昇しながら流入するのは温位305K以下と考えられるので、第12図に同じ時刻のLAによる300K等温位面の解析を示す。図中の風ベクトルは低気圧の移動速度を差し引いており、それによりトラフ・低気圧に関連するシステムに相対的な気流を表す。東シナ海の32°N以南では、300K等

温位面は990～900hPa付近で傾斜している。九州付近から西では、960hPa等圧線より南側では南寄りの気流、北側では北東からの気流となっており、そこがこの面上での収束となっている。そして特に九州南部西方の128°E～130°Eでは等圧線の間隔が狭く、等温位面の傾斜が大きいこと、すなわち静的安定度が小さいことがわかる。南からの気流はそこで急激に上昇することになる。

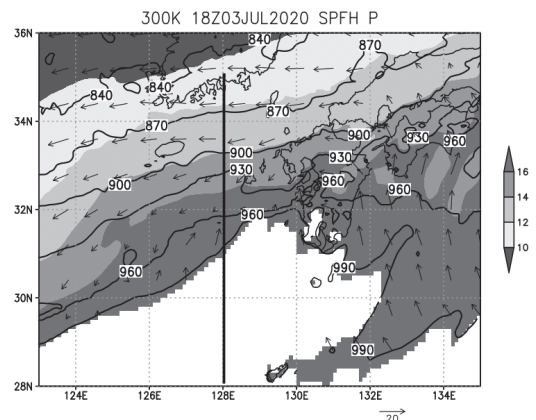
#### 4.2 中層の乾燥暖気

第11図の鉛直断面図の中層では、650～500hPaで33°N付近を中心に等温位線が下に凸で相対的な暖気になっている。またそこは非常に乾燥しており、第6図での500hPaの暖気先端であり、第9図bでの330K等温位面に沿って下降してきた乾燥空気の流入していた位置に当たる。ここでは同じ時刻のLAによる500hPa面を第13図に示す。大雨をもたらした対流雲列の位置は、温位330K以上、相対湿度30%以下の高温乾燥空気のほぼ先端に沿っている点は、これまで見たJRA-55による分布と一致している。

第14図には同じ時刻の32.5°Nに沿った東西断面を示す。これは第10図bと同じ緯度帯である。第13図では対流雲列付近で相当温位の東西水平傾度が大きくなっていたが、第14図では中層の低相当温位空気が下層より上層で先行するように東進していることがわかる。このため127°E以西では下層で、127°E～130°E付近では中層で、それぞれ対流不安定成層になっている。



第11図 2020年7月3日18UTCの128Eに沿った南北断面における温位(太実線, K), 相対湿度(陰影, %), 北向き風速(細実線,  $\text{m s}^{-1}$ )。LAによる。▲は南北風による下層水平収束の位置。



第12図 2020年7月3日18UTCの300K等温位面における気圧(実線, hPa)と比湿(陰影,  $\text{g kg}^{-1}$ )。ベクトルは東進する低気圧に相対的な風( $\text{m s}^{-1}$ )。空白域は300K等温位面が1000hPa等圧面より下に位置する。LAによる。太線は第11図の断面の位置。

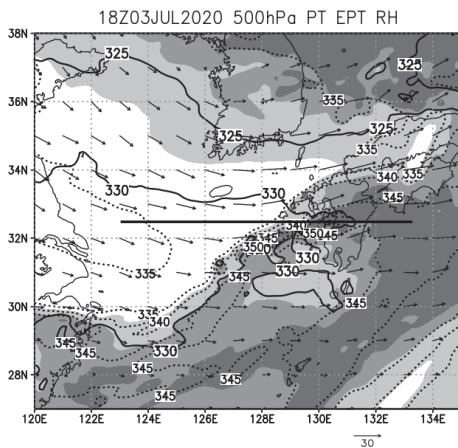
## 5. 熊本県付近の大雨と、総観場、特に九州西方の小低気圧との関係に関する考察

この節では、これまで示した小スケールの構造と低気圧・総観場の構造との関係について考察する。

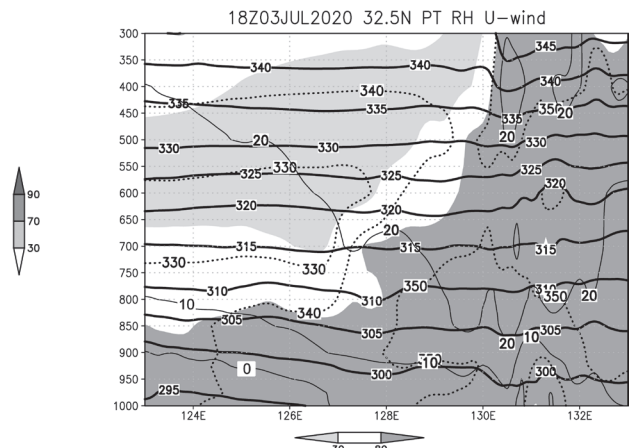
第14図の東西断面では、130°E以西の中層の乾燥空気が顕著であった。これは600hPa付近を中心とした低相当温位空気に伴っている。またこれは第9図bで黄海南西部に見られたような北からの流れによるものであり、その起源は高緯度側である。そこでは上空ほど東向き風速が大きいため中層より上層の方が乾燥・低相当温位空気が先行している。これはHobbs *et al.*(1990, 1996)が北米大陸の前線について「上空の寒冷前線」(cold front aloft: CFA)として示した構造と類似している。中層の乾燥空気の下では対流が抑制されるが、その先端では対流が生じる。Hobbsら是对流不安定な空気層の上昇による対流発生と説明した。本事例でも乾燥空気の流入により対流不安定成層が生じていた。対流不安定層の上昇による対流の発現は、中層の乾燥空気が上昇することにより断熱膨張・冷却し、条件付き不安定を強め、湿潤対流の発生に寄与するとも説明できる。上昇運動の要因としては、HobbsらがCFAとしたものでは寒冷前線の前線強化による上昇運動励起が重要な要素とされたが、本事例では後面の空気は気温・温位でみると相対的に暖気である点がCFAとは異なり、暖気移流であるために上昇運動の励起はCFAより起こりやすいと言える。

上で指摘した、第9図bで下降流と考えられる黄海南西部では、等温位面の南北の傾斜が大きい。この傾斜の増大の大きな要因は、その南の暖気が顕著であったことによる。500hPaでは30°N沿いに大陸から気温-3°C以上(第6図)が東進する位相が見られたのが特徴的であった。このようなチベット高原付近から東に広がる中層暖気は梅雨期にしばしば見られ、その東端の東シナ海や西日本周辺での中層暖気移流による上昇流励起は、Sampe and Xie (2010)も指摘していた。それに関連して傾斜した等温位面上を気流が下降することは、等圧面上の寒気移流と等価である。第9図bと同じ時刻の第6図bでは黄海にQベクトルの発散により下降流励起が示唆されており、同時にジオポテンシャル高度の等値線で表される地衡風と等温線から寒気移流であることがわかる。このようにトラフ後面の中層での下降運動により乾燥した暖気域の東側の九州西方で、中層の暖気移流及びQベクトル収束に伴う傾圧の上昇運動励起により空気が持ち上げられ低温化することで、条件付き不安定が強化されたと考えられる。

着目してきた下層小低気圧は、3日00UTCには上層トラフの真下にあつて寒気核構造であったが、その後、下層小低気圧の上空に中層暖気が流入した。これによりこの低気圧は、九州西方に進んだ18UTCの時点では、静力学的には、中層の高温により下層低気圧であった状態と言える。一方で力学的にはQベクトル



第13図 2020年7月3日18UTCの500hPa面における温位(実線, K), 相当温位(点線, K), 相対湿度(陰影, %), 風(ベクトル,  $m s^{-1}$ ). LAによる。太線は第14図の断面の位置。



第14図 2020年7月3日18UTCの32.5Nに沿った東西断面における温位(太実線, K), 相当温位(点線, K), 相対湿度(陰影, %), 東向き風速(細実線,  $m s^{-1}$ ). LAによる。

で見られた中層での傾圧性上昇流励起に伴った下層収束による下層湿度増大も関係したと考えることができる。

また静力学的には上空東側に暖気、西側に寒気が位置すると、低気圧・トラフは上空ほど西に傾くが、本事例の低気圧の中層では暖気が西側に位置していたのでトラフは上空ほど東に傾いていた。梅雨前線上の低気圧が中層に暖気を持ち上層ほどトラフが東に傾く構造は、Yoshizumi (1977) による粗い観測データの解析で指摘され、Yanase and Niino (2004) は理想実験により東に傾く低気圧の構造を示した。ただし後者では非断熱加熱（潜熱解放）の重要性を強調している。本事例の中層暖気は乾燥しており潜熱解放によるものではない。そして一時的にこのような構造になったものの、5日00UTCには消滅したのは、力学的に低気圧として維持できる構造ではなかったためと考えられる。

200hPa トラフ（第2図）や340K 等温位面（第8図）に見られた上層の波動は、大陸から東進してきた持続性のあるものであった。ただし、典型的な傾圧不安定波動は波長4000～5000km が最も不安定化しやすいとされ、またトラフは上層ほど西へ傾き、トラフの東に暖気、西に寒気が位置する特徴を持つ（例えば Holton 2004）が、本事例のトラフは波長が2000km 程度と短く、また上述のように構造も異なっていて、振幅はあまり変化しないまま比較的速い速度で東進していた。これらの点からは、中上層トラフは傾圧不安定波動よりも中立的な短波長波動と考えたほうが良いと思われる。

このように、低気圧としては発達・維持できるような構造ではなかったが、それでも3日18UTCにはその存在により九州付近で下層の南寄りの風をやや強め、より多くの湿潤な空気を九州付近に流入させることで大雨の発生に関係したと考えられる。

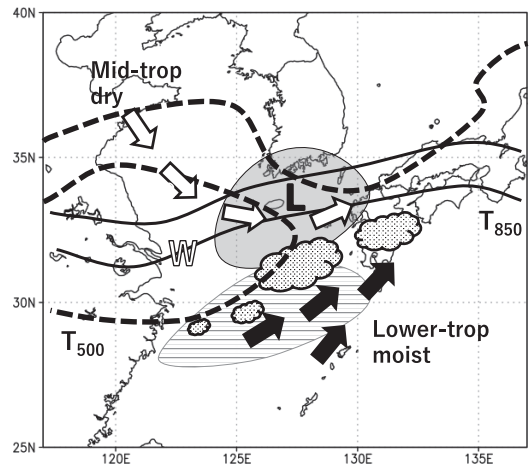
なお、第2図 a と第8図 b、第9図 b に示した3日18UTC の900hPa ジオポテンシャル高度では、低圧部は九州西方から中国地方へ東西にのびた形となっており、九州西方の低気圧とは別に山陰地方～近畿地方北部周辺にも下層低気圧があったことを示す。そしてそれは上層トラフの東側に位置しており、傾圧性の寄与が比較的大きかったことが考えられるが、本論文ではこれ以上議論しない。

## 6. まとめと課題

本研究では、2020年7月3～4日の熊本県を中心とした大雨について、3日18UTC を中心に、総観～メソ  $\alpha$  スケールの構造を調べた。総観場の主に下層と中層

の温度場及び流れと、傾圧的な上昇運動励起、及び対流雲の位置関係について、第15図に概況を示す。それも含めて、以下のことがわかった。

- 7月3日前後の熊本の大雨は、下層傾圧帯の南の暖気内で、東シナ海で30°N 沿いにのびる対流雲列で生じていた。
- 大雨発生時刻ごろには、上層寒気のため大気の安定度が低くなり、また下層には弱い傾圧の上昇運動励起があり、対流が起きやすかった。さらに中層でも暖気移流に関連した上昇運動励起があった。
- 大雨域の中層は大陸から東進した上層短波長トラフ後面に位置し、西側には南下・下降した乾燥高温空気があり、その東端で生じた水平温度傾度により前項の暖気移流が生じていた。それが上昇運動と、その結果として条件付き不安定の強化に影響した。
- 九州西方には小低気圧があり、下層の南寄りの風の強化に寄与したが、その低気圧自体は上層トラフの後面に位置し、傾圧性の低気圧とは異なる構造を持っていた。この低気圧は元々上層トラフ直下で上層寒気に伴っていたが、大雨発生のころには、中層に暖気を伴っており、また中層で励起された上昇流に伴う下層収束が低気圧の構造に影響したと考えられる。低気圧としては力学的に維持できる構造では



第15図 2020年7月3日18UTC の概況。「L」は900hPa 低気圧、実線は850hPa 等温線、破線・白抜き「W」・グレー域はそれぞれ500hPa の等温線・暖気・傾圧性上昇運動域。白矢印は東進するトラフに相対的な330K等温面上の流れ。点彩は対流雲域、黒矢印は下層の湿潤空気の流れ。横線域は6時間前の850hPa の傾圧性上昇運動域。

なく5日00UTCには消滅したが、大雨発生時刻には低気圧に伴う下層の南寄りの風が湿潤空気を輸送することで大雨に影響したと考えられる。

今回の解析によって示された低気圧の構造やそれに関連したとして説明した大雨発現のプロセスは、典型的な中緯度の低気圧・前線システムや、従来の梅雨前線の大雨の総観場として報告されているものと比較すると、大きく異なる。しかし本事例のみで発現した特異な特徴とは限らない。大雨に関しては下層の湿潤空気の流入や上層寒気の流入による条件付き不安定の強化はほぼ必ず着目されるが、今回着目した中層の乾燥暖気やそれに伴う傾圧の上昇運動励起は、メソスケールでは加藤(2013)が着目した事例があるものの、その他の過去事例でも見過ごされていたこともあったかもしれない。また予報には総観規模現象との関係を明らかにすることが必要である。今後も、発生した事例ごとの特徴を注意深く解析して共通点・相違点を抽出し一般化することにより将来の大雨に備える必要がある。

#### 参 考 文 献

- Araki, K., T. Kato, Y. Hirockawa and W. Mashiko, 2021: Characteristics of atmospheric environments of quasi-stationary convective bands in Kyushu, Japan during the July 2020 heavy rainfall event. *SOLA*, 17, 8-15.
- Hirockawa, Y., T. Kato, K. Araki and W. Mashiko, 2020: Characteristics of an extreme rainfall event in Kyushu district, southwestern Japan in early July 2020. *SOLA*, 16, 265-270.
- Hobbs, P. V., J. D. Locatelli and J. E. Martin, 1990: Cold fronts aloft and the forecasting of precipitation and severe weather east of the Rocky Mountains. *Wea. Forecast.*, 5, 613-626.
- Hobbs, P. V., J. D. Locatelli and J. E. Martin, 1996: A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1169-1178.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology* (4th Ed.). Academic Press, 529pp.
- 加藤輝之, 2013: 新潟・福島豪雨の発生要因. 気象庁技術報告, (134), 119-136.
- 気象庁, 2020a: 令和2年7月豪雨. ([https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun\\_sokuji20200703-0731.pdf](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun_sokuji20200703-0731.pdf), 2021.5.31閲覧)
- 気象庁, 2020b: 令和2年7月の記録的大雨や日照不足の特徴とその要因について. 令和2年8月20日気象庁報道発表資料 (<https://www.jma.go.jp/jma/press/2008/20a/kentoukai20200820.pdf>, 2021.5.31閲覧)
- 気象庁情報基盤部, 2021: 令和2年度数値予報解説資料集. 気象庁, 376pp. (<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/nwpkaisetu/nwpkaisetu.html>, 2021.5.31閲覧)
- 北島尚子, 黒良龍太, 長田栄治, 杉原 良, 2020: 2018年7月5～8日の梅雨前線豪雨におけるメソ $\alpha$ スケールの変化. *天気*, 67, 431-443.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5-48.
- Martin, J. E., 1999: Quasigeostrophic forcing of ascent in the occluded sector of cyclones and the trowal airstream. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 70-88.
- Nagata, K., 2011: Quantitative precipitation estimation and quantitative precipitation forecasting. RSMC Tokyo Typhoon Center Technical Review, (13), Japan Meteorological Agency, 37-50. (<https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/techrev/text13-2.pdf>, 2021.5.31閲覧)
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, 23, 113-134.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2017: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depressions. Part II: An Idealized study. *J. Meteor. Soc. Japan*, 95, 217-237.
- 津口裕茂, 加藤輝之, 2014: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. *天気*, 61, 455-469.
- Yanase, W. and H. Niino, 2004: Structure and energetics of non-geostrophic non-hydrostatic baroclinic instability wave with and without convective heating. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 1261-1279.
- Yoshizumi, S., 1977: On the structure of intermediate scale disturbances on the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 107-120.

Effects of Synoptic-Scale Environments on the Baiu Frontal Heavy Rainfall Event  
in Kumamoto Prefecture on 3-4 July 2020

Naoko KITABATAKE<sup>\*1</sup>, Shin-ichi MAKINO<sup>\*2\*3</sup>, Yuji IWASHITA<sup>\*2</sup>, Takahiro ITO<sup>\*2</sup>,  
and Teruyuki KATO<sup>\*2\*4</sup>

<sup>\*1</sup> (*Corresponding author*) *Meteorological College, 7-4-81, Asahi-cho, Kashiwa-shi, Chiba, 277-0852, Japan.*

<sup>\*2</sup> *Meteorological College.*

<sup>\*3</sup> *Present affiliation: Atmosphere and Ocean Department, Japan Meteorological Agency.*

<sup>\*4</sup> *Present affiliation: Meteorological Research Institute.*

(Received 15 June 2021; Accepted 11 October 2021)

---