

2018年7月5～8日の梅雨前線豪雨におけるメソ $\alpha$ スケールの変化北 畠 尚 子\*<sup>1</sup>・黒 良 龍 太\*<sup>2</sup>・長 田 栄 治\*<sup>2</sup>・杉 原 良\*<sup>2</sup>

## 要 旨

2018年7月5～8日の西日本の大雨において、期間中の降水の変化をもたらしたメソ $\alpha$ スケールの現象を明らかにするために、132.5°Eの変化に着目して、JRA-55再解析データを用いて準地衡風オメガ方程式により診断を行った。期間中の降水の継続は下層の水蒸気の流入と層厚移流のラプラシアンに関連した上昇流で説明できる。この事例では上層トラフに伴う渦度移流の鉛直傾度では下層の上昇流は説明できないが、その影響によって生じた下層低気圧性循環と暖気移流とが間接的に降水強化に寄与したと考えられる。ただし、中層では期間半ばに正渦度移流の先行を伴わない正渦度擾乱も観測された。これは強雨に伴う非断熱加熱によって強められたものと考えられる。期間末期には、スケールの小さい対流性擾乱により局地的な強雨が生じた。これは下層では湿潤な暖気移流が持続し、中層で乾燥空気が流入したため、対流不安定となったことが寄与していたと考えられる。

## 1. はじめに

2018年7月に、西日本を中心として総降水量が多く、甚大な被害が出た。気象庁はこれを平成30年7月豪雨と命名した。この豪雨では特に強い降水が7月5～8日に生じ、気象庁(2018)はその特徴として、「特に2日間(48時間)から3日間(72時間)の降水量が記録的に多い地域が、普段は比較的雨的の少ない中国・四国地方の瀬戸内海側も含め、西日本から東海地方を中心に広い範囲に広がっていたこと」を指摘した。第1図aには4日18UTC～8日06UTCの84時間の積算降水量(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)。南海上から湿潤な空気が流入しやすい西日本太平洋側だけでなく、瀬戸内地方や日本海側でも広い範囲で降水量300mm以上となり、多いところで500mmを超え

た地域が見られる。

本事例で期間を通じた積算降水量が多くなった要因としては、大量の水蒸気が南海上から流入したことが指摘されている(気象庁2018; Shimpo *et al.* 2019; Sekizawa *et al.* 2019; Takemi and Unuma 2019)。しかし上述のように大雨の地域は太平洋側に限定されておらず、内陸部や日本海側の上空で組織的な上昇流起があったことが推察され、下層温度移流や500hPaとそれより下層のトラフ(Moteki 2019)や上部対流圏トラフ(Yokoyama *et al.* 2020)の影響が論じられている。

この豪雨と同様の気候学的条件である日本の梅雨期に関しては、Ninomiya and Akiyama (1992)は総観スケール(長さ方向の空間スケールは数千km)の梅雨前線帯の中にメソ $\alpha$ スケール(～1000km)の低気圧、メソ $\beta$ スケール(～100km)の対流システム、さらにその中にメソ $\gamma$ スケールの小システムを持つマルチスケール構造があることを指摘した。このうち集中豪雨をもたらす降水システムとしては、メソ $\beta$ スケール(時間スケールは24時間以下)のものの寄与が大きいことが指摘されている(例えば津口・加藤2014)。例えば、瀬戸内地方で大雨災害があった点で本事例と

\*<sup>1</sup> (連絡責任著者) 気象大学校/気象研究所  
〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81.  
nkitabatake@mc-jma.go.jp

\*<sup>2</sup> 気象庁予報部。

—2019年10月30日受領—  
—2020年5月3日受理—

類似している2014年8月20日の広島の大雨では、長さ100km程度の降水システムによる数時間の降水量が多くなったことが特徴である(気象研究所 2014; 気象庁 2014). 本事例に関しては, Tsuguti *et al.* (2018) はメソ $\beta$ スケールのシステムの発生を強調しているが, 気象庁 (2018) や Sueki and Kajiwara (2019) は多様なスケールの降水システムの影響を指摘しており, 特に数日にわたる積算降水量の増大に特徴があった点は, 大きいスケールの現象の寄与が大きかったことが示唆される. 第1図bには特別警報の発表された地域のうち広島県・愛媛県付近を通る132.0~133.0°Eの平均(以下, 132.5°E付近とする)の1時間降水量の時間変化を示す. 広島付近の降水は Sueki and Kajiwara

(2019) が同期間の京阪神の降水と比較して, 比較的大きなスケールの降水システムが影響していたと指摘している. 第1図bの33~34°N付近では3日間にわたって降水が続き, 主要な降水は6日から7日前半にかけて生じているが, 5日と, 7日後半から8日はじめにかけてもそれぞれ降水が多くなった期間があり, 1日程度の時間スケールを持つメソ $\alpha$ スケールの擾乱の寄与が示唆される. 本事例は72時間以上の降水量が多くなって災害につながったことが特徴なので, これら複数の降水システムがそれぞれどのような要因で生じていたのか明らかにすること, それらが引き続いて発生したことについて, 相互に関係があるのかどうか, 明らかにすることを目標とする.

## 2. データと解析手法

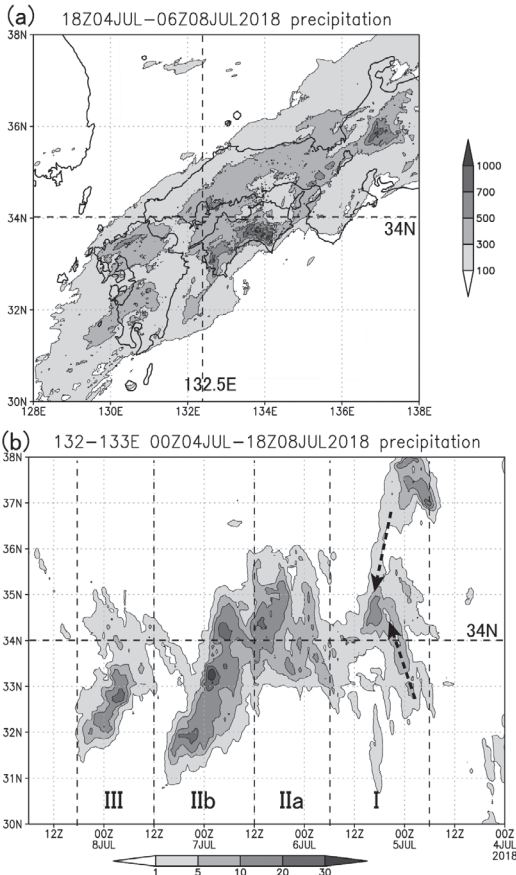
本研究では, 第1図の降水量データとしては, 気象庁作成の解析雨量(1時間ごと, 水平解像度は緯度方向0.00833°, 経度方向0.0125°, すなわち東西・南北とも約1km)を用いた. 気象庁 (2018) では7月5~8日の豪雨期間を大規模場で3つのステージに分けていたが, 本研究では第1図bに示した132.5°E付近の降水の時系列に基づいて期間を分けることにする.

環境場の構造と降雨をもたらした要因については, JRA-55再解析データ(6時間毎, 水平解像度1.25°, Kobayashi *et al.* 2015)を用いて示す. そして降雨をもたらした上昇流について, 断熱の準地衡風オメガ方程式の強制項である各項の変化を調べ, 上昇流励起が生じた要因を検討する. 準地衡風オメガ方程式は,

$$\begin{aligned} & \left( \nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \\ &= \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} [v_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)] + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[ v_g \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

で, 左辺の鉛直 $p$ 速度 $\omega$ の分布を, 右辺第1項の地衡風 $v_g$ による地衡風絶対渦度( $\zeta_g + f$ )の水平移流の鉛直傾度と, 右辺第2項の地衡風による層厚(ジオポテンシャル $\Phi$ の鉛直傾度)移流のラプラシアンで表す. なお,  $f_0$ は着目する緯度のコリオリパラメータ,  $\sigma$ は安定度を表すパラメータで

$$\sigma \equiv - \left( \frac{RT}{p} \right) \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \quad (2)$$



第1図 (a)2018年7月4日18UTCから8日06UTCまでの84時間積算降水量(mm). (b)132~133°Eの東西平均の前1時間降水量の時間変化(mm h<sup>-1</sup>). 7月4日00UTCから8日18UTCまで. 図中の矢印は本文参照.

である。  $T$  は気温、  $\theta$  は温位、  $R$  は乾燥空気の気体定数である。

断熱の準地衡風オメガ方程式で診断できるのは、温度風バランスからの変形の回復に関連する鉛直運動 $w$ である。 Yokoyama *et al.* (2020) は同じ等圧面のデータで計算する  $Q$  ベクトルを用いたオメガ方程式を採用しているが、それに対して (1) 式は右辺各項に鉛直微分が含まれていることから、上層と下層の相互作用について論じることができる。 また右辺第1項と第2項はそれぞれ力学場と熱力学場の変形に関係していることから、2つの項を個別に評価することで鉛直運動の要因を考察することができる。

中緯度傾圧帯の診断においては一般に、(1) 式の右辺第1項について、下層の過度移流は対流圏中上層と比較して無視できるとの考え方(例えば Carlson 1994)で、700hPaの鉛直運動の診断に500hPaの絶対過度移流のみを用いることが多い。しかし本研究では500hPaと1000hPaの間の層、及び、200hPaと500hPaの間の層について、地衡風絶対過度移流の鉛直傾度を計算して診断する(以後、第1項を過度移流の鉛直傾度と呼ぶ)。

一方、(1) 式の右辺第2項は、静水圧の式から導かれる

$$\frac{d\Phi}{dp} = -\frac{RT}{p} \quad (3)$$

の関係により、特定の等圧面上の水平温度移流として診断されることが多いが、本研究では元の形のまま、500hPaと1000hPaの間の層厚の地衡風による移流のラプラシアンを用いる(以後、(1) 式の第2項を層厚移流のラプラシアンと呼ぶ)。

さらに、これらで説明できない期間の降水については、安定度や渦位も用いて環境場を検討する。

### 3. 降水の変化と期間分類

この節では、まず、第1図bに示した132.5°E付近の解析雨量の時間変化で期間分けをする。図中の横線(破線)は34°Nで、広島やや南の瀬戸内海に位置する。本研究では期間をⅠ：4日18UTC～5日18UTC、Ⅱa：5日18UTC～6日12UTC、Ⅱb：6日12UTC～7日12UTC、Ⅲ：7日12UTC～8日06UTCと分ける。Ⅱa、bは一連の降水だが、前半と後半とで降水分布とその変化に違いがあるので、6日12UTCを境に2つ

の期間に分けた。

期間Ⅰは、5日09UTCごろに34.5°N付近で降水のピークとなった。これは、第1図bに矢印で示したように、5日00UTCに33.5°N付近と37°N以北にあった降水域がそれぞれ、四国・中国地方を北上、及び日本海西部を南下して合流したところで降水が強まったように見える。

期間Ⅱaは降水域は33～35°Nで停滞し強まって、期間後半の6日09～12UTCに34°Nのやや北(広島県)でピークとなった。そこから、期間Ⅱbに強い降水域が32°N付近まで南下した。その降水が期間Ⅱbの7日12UTC前後に弱まった後、期間Ⅲには7日18UTCごろから34°Nより南(四国南東部)のみで降水が強まった。

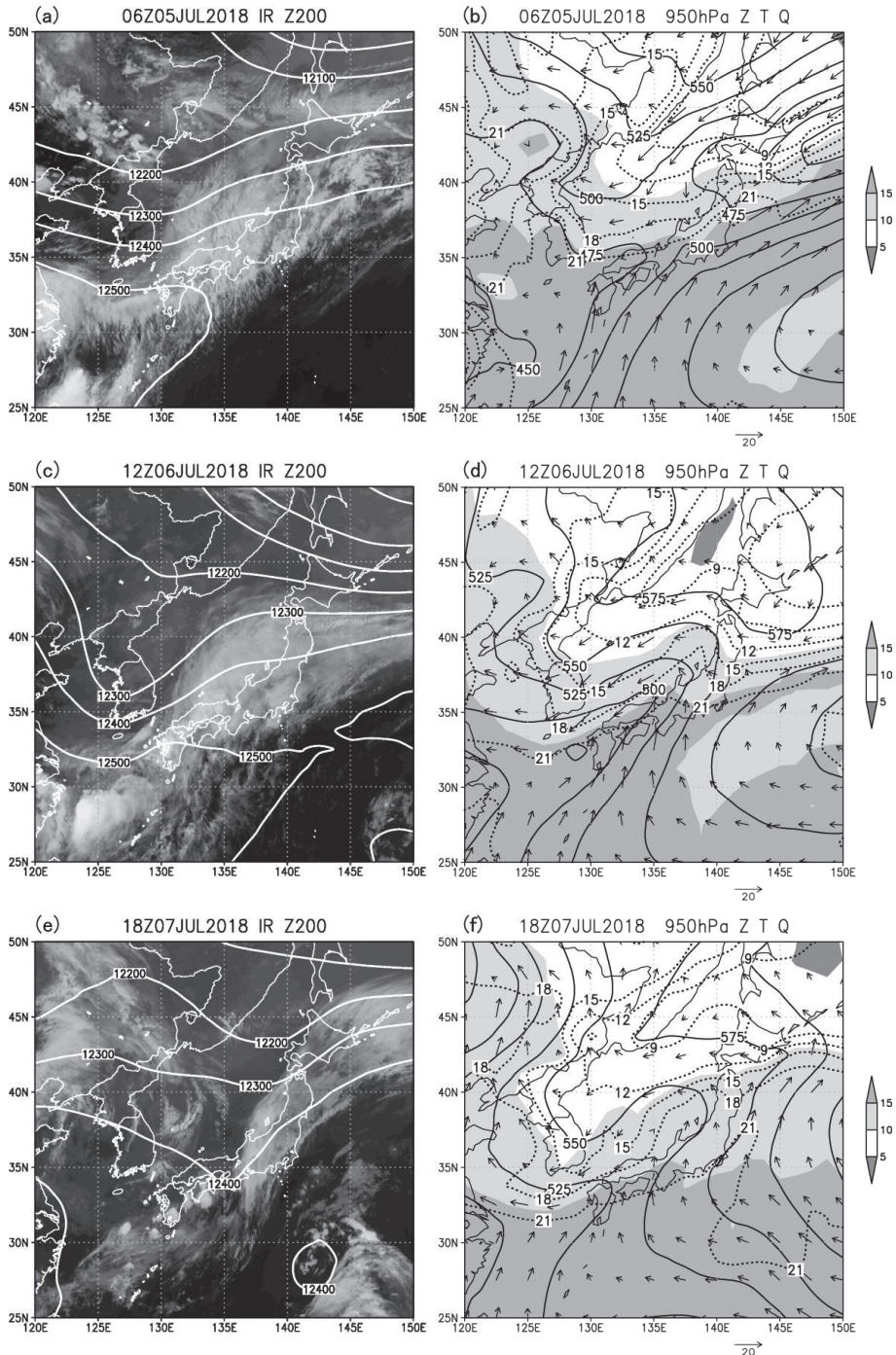
### 4. 総観場の変化の概要

第2図には、前節で期間分けした期間Ⅰ・期間Ⅱ(a、b)・期間Ⅲそれぞれについて1つの時刻の総観場を、衛星画像と、再解析データで対流圏上層の200hPa面と下層の950hPa面で示す。

期間Ⅰに関しては5日06UTCの状態を第2図a、bに示した。第2図aの衛星画像では日本付近には東北東から西南西へのびる雲域が見られるが、雲頂高度のあまり高くない雲が日本海に広がり、前線の雲域としてはあまり組織化されていないように見える。その中で西日本にはところどころ活発な雲域が見られる。これらの雲は200hPa面で朝鮮半島・日本海西部にある比較的弱いトラフの前面に広がっている。

同じ時刻の950hPa(第2図b)では、日本の南岸では気温21°C以上、比湿15g kg<sup>-1</sup>以上の暖湿な南西風となっている。一方、津軽海峡付近に弱い気圧の谷があり、またその東(北海道東方)に低気圧がある。これらは、前日の4日06UTCに日本海で台風第7号が消滅したあとの気圧の谷と、その下流側(東側)で前線上に新たに発生した低気圧である。それらの位置する140°E付近とそれ以东では18°Cの等温線が40°Nまで北上しているが、その西(140°E以西)では同じ等温線が日本海南部まで南下している。日本海北部では北東風が強く、日本海北西部でジオポテンシャル高度が上昇している。これらはオホーツク海高気圧の張り出しに伴う下層寒気の南下を表している。

期間Ⅱとしては30時間後の6日12UTCを第2図c、dに示している。これは期間ⅡaとⅡbの境界の時刻である。200hPa面(第2図c)では朝鮮半島付近が深い



第2図 (a) 2018年7月5日06UTCのひまわり8号赤外画像と200hPa面ジオポテンシャル高度(白線, m). (b) (a)と同じ時刻の950hPaジオポテンシャル高度(黒線, m), 気温(点線,  $^{\circ}\text{C}$ ), 比湿(シェード,  $\text{g kg}^{-1}$ ), 風(ベクトル,  $\text{m s}^{-1}$ ). (c) (e)は(a)と, (d) (f)は(b)と同じ. ただし(c) (d)は6日12UTC, (e) (f)は7日18UTC.

トラフとなり、日本海ではリッジが強まっている。トラフ前面で雲域のバルジが強まり、その寒気側の雲のない領域とのコントラストが明瞭となっている。これは温帯低気圧の発達期に見られる特徴である。950hPa (第2図d)では、本州・四国・九州に南から暖湿空気が流入しているのは前と同様である。北日本ではオホーツク海高気圧が南下し、日本海西部に加え、三陸沖でも寒気が南下して、日本海南部と関東・東北地方の東海上で南北の温度傾度が大きくなっている。一方、九州北部から北陸地方にかけては相対的な気圧の谷となっている。第2図dではジオポテンシャル高度の等値線が閉じた低気圧が九州西方に解析されている。これは第2図cで非常に発達した対流雲の近傍にあたるが、低気圧としては持続しない、むしろ、第2図dの6時間後や12時間後(図省略)には能登半島沖に低気圧が解析され、後者の低気圧の位相は第2図dの時刻には中国地方付近と考えられる。それは第2図cの200hPa面トラフの前面で、温帯低気圧の発生・発達期の特徴を持っているように見える。

期間Ⅲとしてはさらに30時間後の7日18UTCを第2図e, fに示している。第2図eでは200hPa面のトラフの東進に伴い、その前面の雲域も東日本へ進み、西日本はトラフ後面の雲のない領域となっているが、トラフの底から後面となる四国南西部や九州南部では、それまでよりスケールの小さい対流雲域が発達している。950hPa(第2図f)では、南よりの風は弱まったものの、暖湿空気は西日本の太平洋側へ継続して流入している。オホーツク海高気圧の南下は弱まり、下層寒気は東日本では北上したが、日本海西部から朝鮮半島ではまだ南下した状態にあり、西日本上空では南北の温度傾度が大きい状態が続いている。

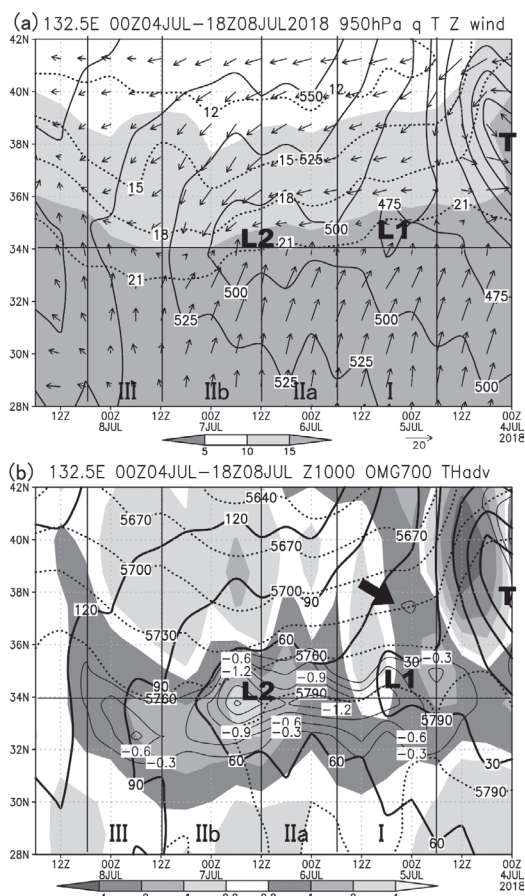
## 5. 132.5°Eの時間変化

前節までで、対象とした4日間について3つの時刻で概観した。それらの時刻の間の変化について、本節では第1図bに降水の変化を示したのと同じ132.5°Eに着目する。そして、第2図に示したのと同じ気圧面・要素の変化とともに、第2節で示したように準地衡風オメガ方程式で傾圧的な鉛直運動の励起と関連付けられる層厚移流のラプラシアンと渦度移流の鉛直傾度変化についても確認する。

### 5.1 下層の変化

まず第3図aには、第2図b, d, fに示したのと同じ950hPa面の諸要素を示す。4日前半に38°N付近

に見られるジオポテンシャル高度極小(図中T)は、台風第7号とそれから変わった温帯低気圧である。その後面では36°N以北で北よりの風となり、寒気が南下している。一方、34°N以南では南よりの風による暖湿空気の流入が続き、34~38°Nでは4日12UTC以降は水平温度傾度の大きい前線帯となっている。その南端の21°C線上で、5日06UTCごろと6日12~18UTCごろにそれぞれジオポテンシャル高度の極小となってお



第3図 (a) 2018年7月4日00UTC～8日18UTCの132.5°Eにおける、950hPa ジオポテンシャル高度(太実線, m), 気温(点線, °C), 比湿(シェード,  $\text{g kg}^{-1}$ ), 風(ベクトル,  $\text{m s}^{-1}$ )の時間変化. (b) (a)と同じ期間・経度における、1000hPa ジオポテンシャル高度(黒線, m), 500-1000hPa 層厚(点線, m), 層厚移流のラプラシアン(本文参照, シェード,  $\text{Pa s}^{-1} (1000\text{km})^{-2}$ ), 700hPa面の鉛直p速度(細線, 負の値のみ,  $\text{Pa s}^{-1}$ ). 図中の記号は本文を参照(以後同じ).

り(図中 L1 と L2), 前線帯上の弱い低気圧の通過があったことが示唆される. 7日12UTC 以降は $34^{\circ}\text{N}$ 以南の暖湿な気団内の南よりの風はやや弱まったが, その北の北よりの風も弱まり, 前線帯とその南の暖湿な気団は北上傾向となった.

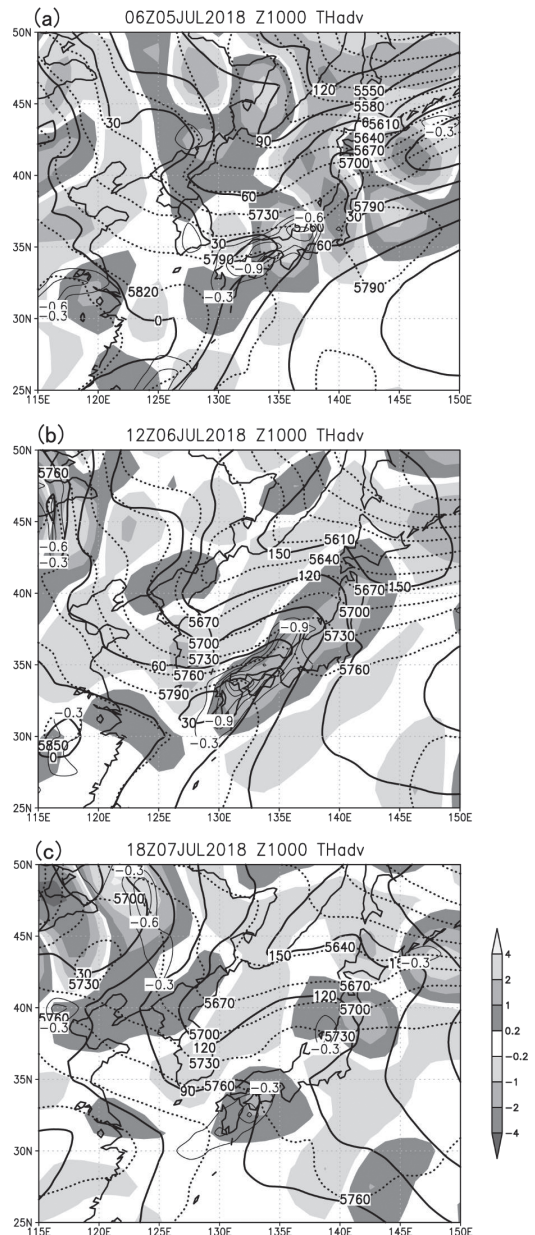
第3図bには1000hPaのジオポテンシャル高度, 及び500hPaと1000hPaの間の層厚を示している. 後者は(3)式により同じ層の平均気温(湿潤大気に関しては仮温度)と考えることができ, 925hPaと同様に, 対流圏下層の前線帯の南端に低気圧 L1 と L2 が進んできたことが見て取れる.

第3図bには500hPaと1000hPaの間の層厚移流ラプラシアンと700hPa 上昇流も示している. これらは準地衡風オメガ方程式((1)式)で関連付けられる. 層厚移流ラプラシアンは, まず4日は $36^{\circ}\text{N}$ 以北で大きな負の値となっている. これは台風第7号及びそれから変わった低気圧(図中 T)の西側の寒気移流域に関連する. それにより寒気が大きく南下し, 500~1000hPaの層厚5760mの等値線が $36^{\circ}\text{N}$ 以南まで南下すると, 4日18UTCから5日00UTCには層厚移流ラプラシアンが正の値になり, このあと, 解析期間の8日前半までは一時期を除いて $34^{\circ}\text{N}$ 付近を中心に正の値が継続した. 台風の北上後の寒気の南下により, 水平温度傾度(層厚傾度)が増大したが, その北の寒気移流域と比較して相対的に寒気移流が弱いか, または下層低気圧に関連した南寄りの風により暖気移流となったことが,  $34^{\circ}\text{N}$ 付近の層厚移流ラプラシアンの相対的な増大と上昇流励起の環境形成に寄与したと考えられる.

第3図bと同じ要素の分布を第2図と同じ時刻について, 第4図に示す. これも用いて, 着目している $34^{\circ}\text{N}$ ,  $132.5^{\circ}\text{E}$ 付近(広島付近)の変化を期間別に詳細に見る. 期間Iは第3図bの時系列では上述のように層厚移流ラプラシアンがいったん正の値となったあと, 後半には $34^{\circ}\text{N}$ 以北で負の値となった. これは5日06UTC(第4図a)で近畿地方を中心に正の値, 日本海西部を中心に負の値となっていることに対応している. 後者の負領域は, オホーツク海高気圧の日本海北部・西部への張り出しに伴う下層寒気移流に関連している(第2図bも参照). これに対して, その南の $33^{\circ}\text{N}$ 以南では正の層厚移流ラプラシアンが持続している.

期間IIaには, 第3図bの層厚移流ラプラシアンは $34^{\circ}\text{N}$ 沿いで増大し, 期間IIbははじめの6日18UTCにピークとなる. 第4図bに示した6日12UTCの分布では, 西日本の気圧の谷の南側に層厚移流ラプラシアン

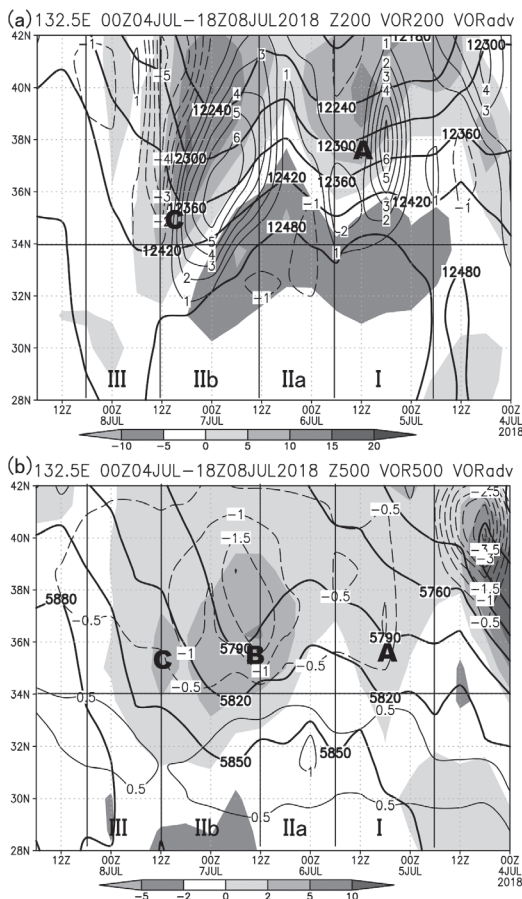
の極大が分布している. これは日本の南や日本海で1000hPa等圧面高度が上昇した結果, 相対的に西日本の気圧の谷が深まる形となり, この気圧の谷の南側で



第4図 1000hPa ジオポテンシャル高度(太実線, m), 500-1000hPa 層厚(点線, m), 層厚移流のラプラシアン(本文参照, シェード,  $\text{Pa s}^{-1}$  ( $1000\text{km}^{-2}$ )), 700hPa 面の鉛直  $p$  速度(細線, 負の値のみ,  $\text{Pa s}^{-1}$ ). (a) 2018年7月5日06 UTC, (b) 6日12 UTC, (c) 7日18UTC.

暖気移流が強まったことに対応している。なお、500hPa 等圧面高度 (図には示さない) では日本海の気圧の谷が深まっており、それに伴う南西風の強化で西日本で暖気移流が強まっている。この気圧の谷は期間Ⅲには弱まったが、西日本では暖気移流とそれに関連する層厚移流ラプラシアンが正の状態が続いた (第4図c)。

以上から、32～34°N 付近で持続する上昇流は、下層暖気移流 (正の層厚移流) による傾圧的な鉛直運動励起で定性的にはかなり説明できそうに見える。



第5図 2018年7月4日00UTC～8日18UTCの132.5°E沿いの時系列変化。ジオポテンシャル高度 (太線, m), 地衡風相対渦度 (シェード,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), 渦度移流の鉛直傾度 (細線, 0線は省略, 破線は負の値,  $\text{Pa s}^{-1} (1000\text{km})^{-2}$ )。 (a) 200hPa (鉛直傾度は500hPaとの差), (b) 500hPa (鉛直傾度は1000hPaとの差)。

## 5.2 中上層の流れの変化

第4節でみた第2図a, c, eの200hPaジオポテンシャル高度では、西日本の大雨に対する上層トラフの影響が示唆された。第5図aには同じ200hPa面のジオポテンシャル高度と、それに加えて地衡風相対渦度 (以後、渦度と呼ぶ), さらに200hPaと500hPaとの地衡風絶対渦度の水平移流の差 (渦度移流の鉛直傾度, 第2節を参照) を示し、第5図bには500hPa面の同じ要素 (鉛直傾度は1000hPaとの差) を示す。これらは (1) 式の右辺第1項に関係する。これらの図中のA～Cはトラフ及び正渦度域として着目する位置を表す。AとCは第5図aとbとではやや位置が異なるが、それぞれ一連のものと考えられる (以後の図も同様)。

上層の第5図aでは、期間ⅠのAと期間Ⅱb末のCのトラフ・正渦度が顕著で、それらの前面ではそれぞれ渦度移流の鉛直傾度が正となっている。期間Ⅱaはリッジ・負渦度が顕著である。これらの変化を第2図の200hPa面で見ると、第2図a(期間Ⅰの5日06UTC)では日本海西部上空がトラフとなっており、そのトラフの通過後にリッジが強まるとともに、期間Ⅱa末の6日12UTCには第2図cのように朝鮮半島付近でさらにトラフが深まった。このトラフは第5図aでトラフCとして期間Ⅱb末に132.5°Eを通過した。そして期間Ⅲの7日18UTCには第2図eのように132.5°Eはトラフ後面となっている。

第5図bの132.5°Eの500hPaの時系列変化でも、34°N以北のトラフの通過は見られるが、200hPaとはかなり異なる。まず、期間ⅠのトラフAは、渦度は弱く、ジオポテンシャル高度でも総観場の気圧の谷には見えないことから、弱い短波長トラフであることがわかる。そしてその前面で渦度移流の鉛直傾度が正となる領域はほとんど見られない。期間Ⅱa末には比較的顕著なトラフBと正渦度偏差が見られる。これは200hPaには見られなかったものである。このトラフBは渦度移流の鉛直傾度は周辺全体が負の値となっており、通常期待される前面の正の値はトラフA同様に見られない。200hPaのトラフCに対応する渦度偏差は比較的弱いものが期間Ⅱb末に見られる。

下層の鉛直運動の励起を (1) 式で診断する場合、右辺第1項に関しては下層の渦度移流の鉛直傾度を診断する。その値は、第5図bでは33°N以南に弱い正の値が見られるが、34°N以北には正の値が見られない。ここからは、解析期間においては500hPaのトラフ・渦度は鉛直運動の励起に寄与しなかったことになる。

## 6. 考察

### 6.1 期間ごとの傾圧的上昇運動励起

第5節では、500hPaより下の層厚移流ラプラシアンと渦度移流の鉛直傾度、及びそれより上の層の渦度移流の鉛直傾度の変化をそれぞれ述べた。この節では、それらについて、期間ごとに上昇流と関連付ける。

#### (1) 期間Ⅰ：4日18UTC～5日18UTC

この期間は、132.5°Eでは34°N付近で上昇流が強まり、それ以後継続することで、大雨となった。この上昇流域は、4日に北上した台風第7号から変わった低気圧の後面の寒気移流により水平温度傾度が増大した後、西の気圧の谷と太平洋高気圧の間の南西風による暖気移流で層厚移流のラプラシアンが32°Nから40°N以北まで正となっていた(第5.1節、第3図b)。このことはMoteki (2019)が台風後面の寒気の南下に伴う等温位面の傾きの増大と上昇流強化に関連付けて説明していたことと対応する。期間後半には、34°N以北では、層厚移流のラプラシアンは負の値となり、また500～1000hPaの渦度移流の鉛直傾度も負となって(第5図b)、両者とも下降流の励起を示唆し、逆に34°N以南では両者とも上昇流の励起を示唆する。

同じ132.5°Eの実際の降水の変化を第1図bで見ると、期間Ⅰのはじめの4日18UTCごろから降水が生じており、層厚移流のラプラシアンの変化と対応しているように見える。またこのころには34°N付近だけでなく37.5°N付近でも降水が生じており(第1図b)、後者はその後南下した(第3節)。この降水帯の南下は、第3図bで5日12UTCごろに34°N以北に見られる層厚移流のラプラシアンの負の値が示唆する寒気移流と下降流励起に関係すると考えられる。

以上の説明では、この期間の大雨をもたらした下層の上昇流に寄与したのは、(1)式では主に右辺第2項であり、トラフAの渦度に関連する右辺第1項は下層の上昇流に対する直接的な寄与はほとんどなかったことになる。ただし第5図aでは、この期間に上層では比較的顕著なトラフAに伴う正渦度とそれに伴う正の渦度移流の鉛直傾度が見られ、上層の上昇流と、下層の低気圧性循環L1の発生に寄与した可能性がある(上層循環による下層傾圧帯上の低気圧性循環の発生はHoskins *et al.*(1985)などを参照)。そしてL1の前面の南よりの風による暖気移流の強化を通して、上層トラフAは間接的に大雨の発現に影響したと考えられる。

#### (2) 期間Ⅱa：5日18UTC～6日12UTC

この期間は、上昇流域(第3図b)と降水域(第1

図b)は、34°N付近に限定されつつ、時間とともに強まった。同じ領域で下層暖気移流が強まっていた一方、200～500hPa及び500～1000hPaとも正の渦度移流の鉛直傾度は34°N付近ではほとんどなかった(第5図a, b)。従って、この期間の上昇流には中上層のトラフの直接の影響はほとんどなく、降水の強化に関連する傾圧的上昇は下層層厚移流に関連したものであったと説明できる。ただし、この下層層厚移流の強化は下層の南よりの風の強化に伴っており、この南よりの風の強化は下層の低気圧性循環L2の発生・東進とその東の太平洋高気圧に関連している。その点では、この期間の降水は中上層トラフC(第5図)の間接的な影響は受けていると言えるだろう。これは期間ⅠのトラフAと低気圧性循環L1の発生、及びその前面での大雨の発現の関係と同様である。

#### (3) 期間Ⅱb：6日12UTC～7日12UTC

この期間は、降水強度がピークの状態、降水域は34°Nから32°N以南へと南下した(第1図b)。第3図bで上昇流が期間前半にピークとなり、その後は北から弱まったことは、降水の変化に良く対応している。132.5°Eの渦度移流の鉛直傾度は、500hPa(第5図b)では期間を通してほぼ負となっていたが、200hPaの顕著な正渦度・トラフCの前面で渦度移流の鉛直傾度が正となっており(第5図a)、対流圏中上層の上昇流励起には寄与したと説明できる。一方、下層では低気圧性循環L2の後面で北から徐々に北よりの風が変わった(第3図a)ことに伴い、正の層厚移流ラプラシアンは期間のはじめに34°N付近で強かったがその後は弱まりながら南下した(第3図b)。これらにより、この期間の上昇流励起は下層層厚移流が主であったと説明できる。ただしの渦度移流の鉛直傾度の寄与の可能性も考えられる。

#### (4) 期間Ⅲ：7日12UTC～8日06UTC

この期間は、上層トラフ・正渦度極大Cの通過に伴い、132.5°Eでは第5図の渦度移流の鉛直傾度は負の値が卓越したが、第3図bの層厚移流の正領域はやや南下して弱まりながらも32～34°Nで持続していた。これは、下層で南北の温度傾度が大きい領域が南下したが、大陸から九州へと33°N付近は低圧部がのびていたために西日本で低気圧の通過後も南よりの風が持続したことによる。このために上昇流は前の期間と比較すると弱い、やや南下した位置で持続している。

この期間Ⅲの西日本の降水は、第1図eの雲画像で見られるように、メソ $\alpha$ スケールより小さい複数の対



流性降水システムによるものであった。この期間のメソ $\alpha$ スケールの環境場については第6.3節で安定度も考慮して検討する。

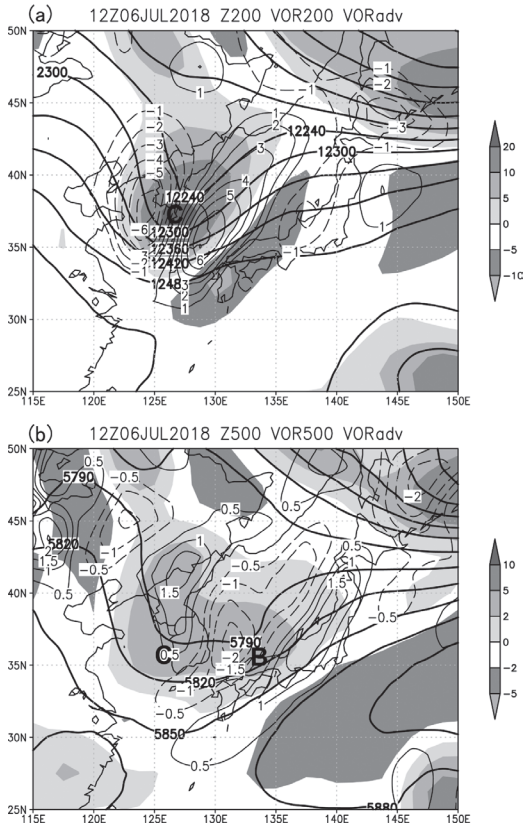
6.2 期間II a, bの中層トラフ

第2図で200hPaのトラフの深まりとその前面の雲域の活発化が示されていたが、第5図の時間変化ではこの顕著な上層トラフCに時間的に先行して中層500hPaに正渦度擾乱Bが見られた。この節ではこの擾乱について検討する。

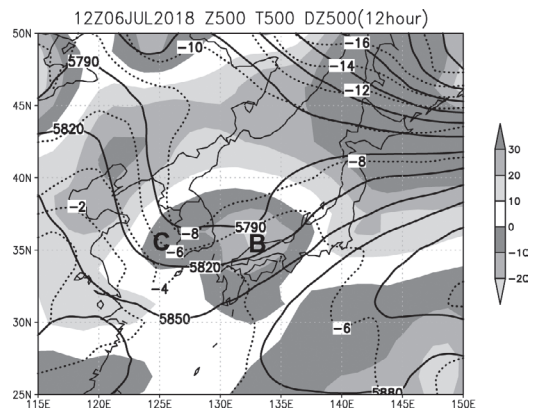
期間II a末である6日12UTCについて、200hPaと500hPaの渦度分布等の第5図a, bと同じ要素を第6図a, bに示した。200hPa(第6図a)では深いトラフ(図中C)に伴う正渦度とその前面の本州上空の負渦度が顕著で、その間の日本海西部・朝鮮半島南部・対馬

海峡付近が渦度移流の鉛直傾度の正領域(図中細実線)となっている。この正の渦度移流の鉛直傾度はこの時刻には西日本にはまだほとんど影響していないように見える。一方、500hPa(第6図b)では山陰沖を中心として正渦度域(図中B)となっていて、渦度移流の鉛直傾度はその前面の北陸～近畿地方で正、後面の中国地方で負(細破線)となっている。この負領域が第5図bに見られたものだが、Bの前面の正領域が第5図bに見られなかったことは、Bの正渦度が132.5°Eより東側で新たに発生したことが考えられる。第7図には同じ時刻の500hPa面ジオポテンシャル高度の前12時間変化を示した。東進するトラフであれば、トラフの東半分は高度が低下、西半分は高度が増大するはずで、実際、トラフCはその特徴を持っている。しかし、Bではそれを中心に高度が低下している。これもBの位置でトラフ・正渦度が生成したことを意味する。

第5図のB付近のジオポテンシャル高度場は、500hPaではトラフ、200hPaではリッジの傾向であった。これらの間の層厚(ジオポテンシャル高度の差)とともに第8図にまとめて示す。この図には第5図aの200hPaのA・Cの位置を白抜きで、第5図bの500hPaのA～Cを黒字で記入している。B付近では層厚が6660m以上に増大しているので、(3)式からトラフBの等圧面高度下降は中上層の気温の上昇に関連して生じていたことを表し、さらにこの領域で孤立して中上層の昇温が生じていたのは降水に伴う潜熱加熱であったことを示唆する。この潜熱加熱についてはYokoyama *et al.*(2020)も指摘していた。B付近では



第6図 2018年7月6日12UTCの地衡風相対渦度(シェード,  $10^{-5} s^{-1}$ ), 渦度移流鉛直傾度(細線, 0線は省略, 破線は負の値,  $Pa s^{-1} (1000km)^{-2}$ ), ジオポテンシャル高度(太線, m). (a) 200hPa(鉛直傾度は500hPaとの差), (b) 500hPa(鉛直傾度は1000hPaとの差).



第7図 2018年7月6日12UTCの500hPa面ジオポテンシャル高度(太線, m), 気温(点線, °C), ジオポテンシャル高度の前12時間変化(シェード, m).

500hPa 気温が $-4^{\circ}\text{C}$ 以上に昇温していることも確認できる。なお、第8図では同様の層厚6660mは強雨の初期である期間Iにも見られる。なお、台風の影響のあった4日前半には層厚はそれほど大きくはないものの、500hPaと200hPaのジオポテンシャル高度の逆位相が顕著で、同様の変化と潜熱加熱が関係づけられる。

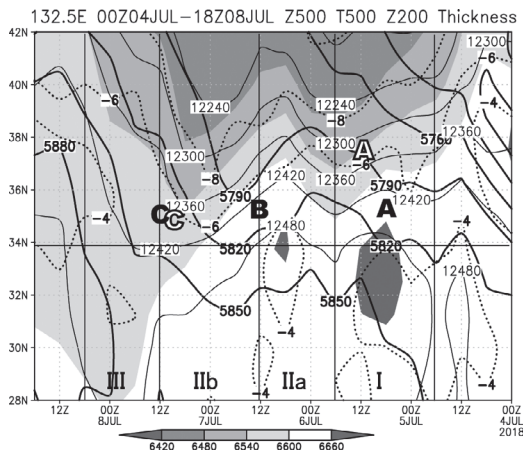
6.3 期間Ⅲの強雨に関連した要素

この期間の強雨は、比較的スケールの小さい対流性擾乱に伴って生じた(第2図e)が、前の期間と比較すると $132.5^{\circ}\text{E}$ では500hPaの気温が上昇しており(第8図)、その点ではやや大きなスケールでは成層が安定化する傾向にあったことが示唆されている。これは寒気を伴った正渦度擾乱Cの後面中層での昇温に伴う。それで、さらに別の観点から中層の流れと鉛直安定度の変化を見るために、6日12UTCと7日18UTCの330K等温位面の解析を第9図に、また同じ時刻の $33.75^{\circ}\text{N}$ に沿った東西鉛直断面図を第10図にそれぞれ示す。330K等温位面はこの期間は、 $34^{\circ}\text{N}$ 付近で約500hPaの高度にあたる。

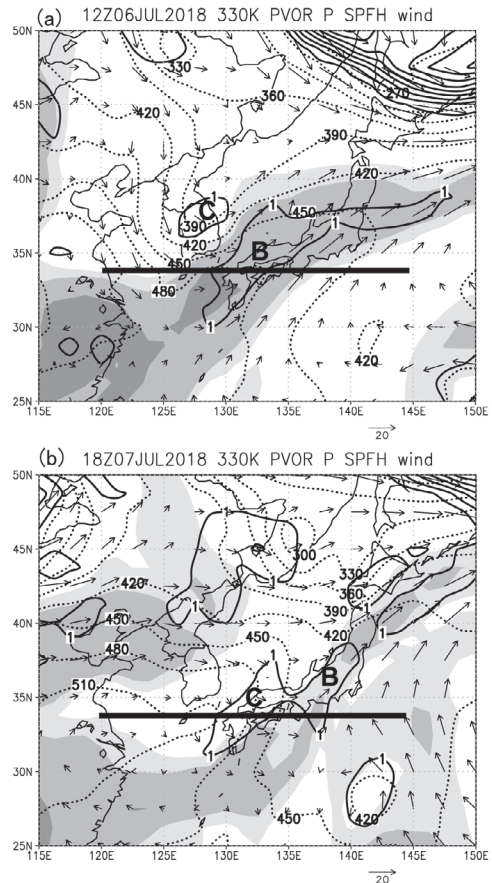
6日12UTCには330K等温位面(第9図a)では、西日本周辺に1PVU以上の高渦位領域が2か所見られる。朝鮮半島付近の高渦位域は乾燥空気を伴っていることから、上層起源の高渦位で、これまで見ていたトラフ・高渦度域Cに対応する。西日本上空にかかる帯

状の高渦位域は、湿潤な南西流の中にあることから、潜熱加熱によって強められた下層起源の高渦位と考えられる。そしてそれはトラフ・高渦度域Bとしていたものに対応する。

同じ時刻の $33.75^{\circ}\text{N}$ 東西断面(第10図a)では、西日本(130~135 $^{\circ}\text{E}$ )上空がほぼ湿潤となっている。その中で、130~132 $^{\circ}\text{E}$ 付近上空に、800hPaより下層と、500hPa付近(温位330K付近)に、それぞれ1PVU以上の高渦位空気が見られる。このうち中層のものは前に指摘したBである。さらにその上空の200hPa付近に0PVU以下の低渦位空気が見られることで、その下層の高渦位が潜熱加熱によるものであることが裏付けられる。第9図aのCに対応する高渦位空気はこの断面では $125^{\circ}\text{E}$ 付近で350hPaより上空に見られ、その



第8図 2018年7月4日00UTC～8日18UTCの $132.5^{\circ}\text{E}$ 沿いの、200hPa(細線)及び500hPa(太線)のジオポテンシャル高度(m)、500hPa気温(点線、 $^{\circ}\text{C}$ )、200hPa-500hPaの層厚(シェード、m)の時間変化。白抜き文字と黒字のA～Cは、それぞれ、200hPa(第5図a)と500hPa(第5図b)のトラフ等の位置。



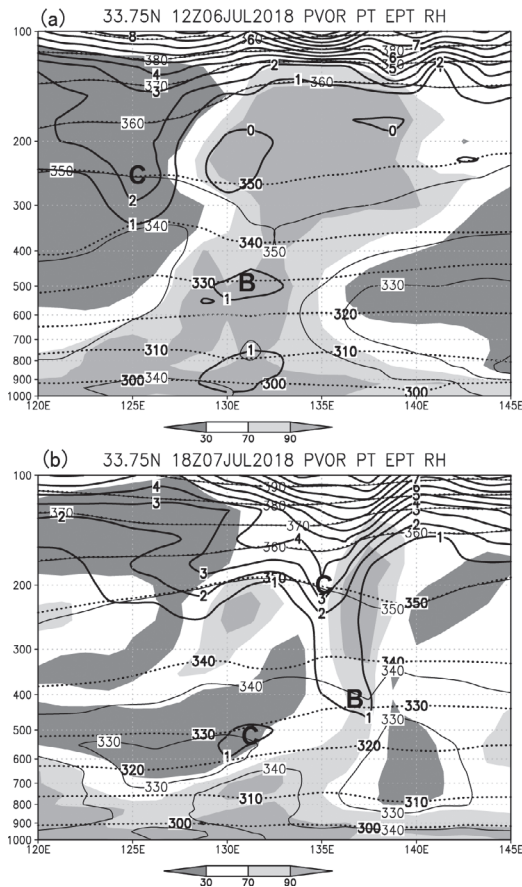
第9図 330K等温位面の渦位(太線、PVU)、気圧(点線、hPa)、比湿(シェード、 $\text{g kg}^{-1}$ )、風(ベクトル、 $\text{m s}^{-1}$ )。 (a) 2018年7月6日12UTC、(b) 7日18UTC。

下では温位340Kの等値線が上に凸になっている。これは上空の高渦位擾乱に伴って中層で寒気となっていることを示している。これは第7図や第8図でトラフCに伴っている中層寒気に対応する。

期間Ⅲの7日18UTCには、330K等温位面（第9図b）では、湿潤空気中の高渦位域Bは東日本へ東進し、乾燥空気の高渦位域Cは南東進し領域拡大して西日本にかかっている。この時刻の33.75°N沿いの鉛直断面（第10図b）では、高渦位Cは上部対流圏では135°Eまで進んでいる。これは第2図eの200hPaトラフの位置と一致している。つまり、Cはこの時刻には上層（200hPa）で先に東進し、中層500hPaでは遅行していたためにズレが生じている。乾燥空気を伴ったCがBの上空まで進んだことで、上層の湿潤域はBの東側の

みになっている。これは第2図eの雲分布と矛盾がなく、期間Ⅲに西日本で大規模な降水はなくなったことも説明できる。

7日18UTCについてさらに、第9図と第10図で西日本上空（130～135°E）の中下層に着目する。330K等温位面では6日12UTC（第9図a）にはCの位置では気圧が450～390hPaと低かった（高度は高かった）のに対して、第9図bでは気圧が480hPaまで上昇（330K等温位面高度は下降）している。これは沈降昇温による中層寒気の弱まりを表す。またこの時刻の33.75°N沿いの鉛直断面（第10図b）では、6日12UTC（第10図a）に131°Eの下層にあった高渦位は見られなくなっているが、同じ131°Eの700hPaより下層の湿潤な状態は続いている。これは第2図fで西日本の下層で南よりの湿潤な風が続いていたことによる。一方、中層の500hPa、温位330Kでは131°Eに乾燥空気を伴う高渦位空気がある。これは第9図bで西日本に見られる高渦位域Cである。このCのさらに西方には相当温位330K以下の乾燥空気があり、その下層が湿潤で相当温位340K以上であるために、対流不安定成層となっている。期間Ⅲの132.5°E付近の強雨は、この対流不安定成層の領域の東端で生じていた。ただし、Cの東側では中層では正渦度移流はほとんど見られなかったことを第5.3節で指摘した（第5図b）。このことから、この期間は組織的な上昇流場でなかったために大規模な降水にはならなかったが、下層で南よりの風による湿潤空気の流入で対流不安定な状態が続いたために小規模だが強雨が発生したと説明できる。



第10図 33.75°N（第7図の太実線）に沿った鉛直断面図。渦位（太線、PVU）、温位（点線、K）、相当温位（細実線、K）、相対湿度（シェード、%）。(a) 2018年7月6日12UTC、(b) 7日18UTC。

## 7. まとめと課題

本研究では、2018年7月5～8日の西日本の大雨を、132.5°Eの降水の変化に着目して、それぞれ1日程度の4つの期間に分けて、準地衡風のな上昇流励起を中心に調べた。その結果、以下のことがわかった。

- ・期間を通して、34°N付近で下層暖気移流が継続し、層厚移流のラプラシアンが正となっていた。これは台風第7号の通過後の水平温度傾度の増大が関連しており、この前線帯上で下層低気圧が期間中に2回解析されたが、これらの低気圧の通過後に前線帯が南下することはなく、ほぼ同じ緯度帯で降水が続いた。
- ・期間中には、顕著な上層トラフ（正の相対渦度）が2回解析されたが、それらに伴って渦度移流の鉛直傾度が中下層で正になることはなかったため、大雨

をもたらした下層の上昇流とは直接は関連付けられない。しかしこれらは下層低気圧性循環を生じさせ、前線付近で暖気移流を強めたことで、一連の大雨の開始及び最盛期の発現に寄与した。

- ・前項で指摘した2つの上層トラフとは別に、期間半ばに解析された中層正渦度擾乱は、顕著な上層トラフの前面で生じた強雨に伴う潜熱加熱により西日本上空で強まったものと考えられる。そしてこの潜熱加熱は上層リッジも強化し、その後面の顕著な上層トラフとの間での中上層の渦度移流の鉛直傾度を増大させた。これも前項で述べた大雨の最盛期に寄与した。
- ・期間末期には、上層トラフの通過後に局地的な強雨となった。このときは下層の層厚移流のラプラシアンが正の状態は継続していたが、中上層の渦度移流の鉛直傾度は負となっていた。ただし、中層には上層トラフから切離した高渦位・乾燥空気があり、その下の対流不安定成層の空気が下層暖気移流により持ち上げられたことが、やや小さいスケールの強雨の発現につながったと考えられる。

梅雨前線に関するメソ $\alpha$ スケールの変化は、現在では現業数値予報モデルで比較的良く予報されるようになっており、本事例も豪雨になる可能性が事前に示されていた(小槻ほか 2019)。しかし、予報は重要ではあるが、なぜそのような現象が起こるかの説明も必要である。梅雨前線に関連する豪雨はたびたび発生しているが、本論文で行ったようなスケール及び手法による解析は、これまでほとんど行われていない。今後、解析事例を増やして梅雨前線豪雨に関する理解を深めることが必要である。

## 謝 辞

本研究の一部は、気象研究所重点研究「メソスケール気象予測の改善と防災気象情報の高度化に関する研究」(平成26～30年度)の一環として実施し、気象研究所予報研究部第3研究室(当時)の方々にご議論いただいた。また本論文の原稿には気象大学の牧野眞一准教授にコメントをいただいた。

## 参 考 文 献

- Carlson, T. N., 1994: Mid-latitude Weather Systems. Routledge, 507pp.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- 気象庁, 2014: 災害時気象速報 平成26年8月豪雨. 気象庁災害時自然現象報告書2014年第4号, 186pp. [http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press\\_140820hiroshima\\_heavyrainfall.pdf](http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press_140820hiroshima_heavyrainfall.pdf) (2019.8.18閲覧)
- 気象庁, 2018: 「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について. 平成30年8月10日気象庁報道発表資料. <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.pdf> (2019.7.18閲覧)
- 気象研究所, 2014: 平成26年8月20日の広島市での大雨の発生要因. 平成26年9月9日気象研究所報道発表資料. [http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press\\_140820hiroshima\\_heavyrainfall.pdf](http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press_140820hiroshima_heavyrainfall.pdf) (2019.8.18閲覧)
- 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.
- 小槻峻司, 寺崎康児, 新保明彦, 坂本雅巳, 藤田 匡, 津口裕茂, 北嶋尚子, 竹見哲也, 高藪 縁, 金丸佳矢, 鼎信次郎, 中村 尚, 富田浩文, 三好建正, 2019: 「平成30年7月豪雨に関する緊急対応研究会」の報告. *天気*, **66**, 253-259.
- Moteki, Q., 2019: Role of Typhoon Prapiroon (Typhoon No. 7) on the formation process of the Baiu front including heavy rain in July 2018 in western Japan. *SOLA*, **15A**, 37-42.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Sekizawa, S., T. Miyasaka, H. Nakamura, A. Shimpo, K. Takemura and S. Maeda, 2019: Anomalous moisture transport and oceanic evaporation during a torrential rainfall event over western Japan in early July 2018. *SOLA*, **15A**, 25-30.
- Shimpo, A., K. Takemura, S. Wakamatsu, H. Togawa, Y. Mochizuki, M. Takekawa, S. Tanaka, K. Yamashita, S. Maeda, R. Kurora, H. Murai, N. Kitabatake, H. Tsuguti, H. Mukougawa, T. Iwasaki, R. Kawamura, M. Kimoto, I. Takayabu, Y. N. Takayabu, Y. Tanimoto, T. Hirooka, Y. Masumoto, M. Watanabe, K. Tsuboki and H. Nakamura, 2019: Primary factors behind the Heavy Rain Event of July 2018 and the subsequent heat wave in Japan. *SOLA*, **15A**, 13-18.
- Sueki, K. and Y. Kajikawa, 2019: Different precipitation systems between Hiroshima and Keihanshin during extreme rainfall event in western Japan in July 2018. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 1221-1232.

- Takemi, T. and T. Unuma, 2019: Diagnosing environmental properties of the July 2018 heavy rainfall event in Japan. SOLA, 14A, 60-65.
- 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.
- Tsuguti, H., N. Seino, H. Kawase, Y. Imada, T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2018: Meteorological overview and mesoscale characteristics of the Heavy Rain Event of July 2018 in Japan. Landslides, 16, 363-371.
- Yokoyama, C., H. Tsuji and Y. N. Takayabu, 2020: The effects of an upper-tropospheric trough on the heavy rainfall event in July 2018 over Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 235-255.

---

## Meso- $\alpha$ -scale Evolution of the Baiu Frontal Heavy Rainfall Event during 5-8 July 2018

Naoko KITABATAKE<sup>\*1</sup>, Ryuta KURORA<sup>\*2</sup>, Eiji OSADA<sup>\*2</sup> and Ryo SUGIHARA<sup>\*2</sup>

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

<sup>\*2</sup> Forecast Department, Japan Meteorological Agency.

(Received 30 October 2019; Accepted 3 May 2020)

---