

平成27年9月関東・東北豪雨に対する環境場の 総観規模の流れの影響

北 畠 尚 子^{*1,2}・津 口 裕 茂^{*2}・加 藤 輝 之^{*2,3}

要 旨

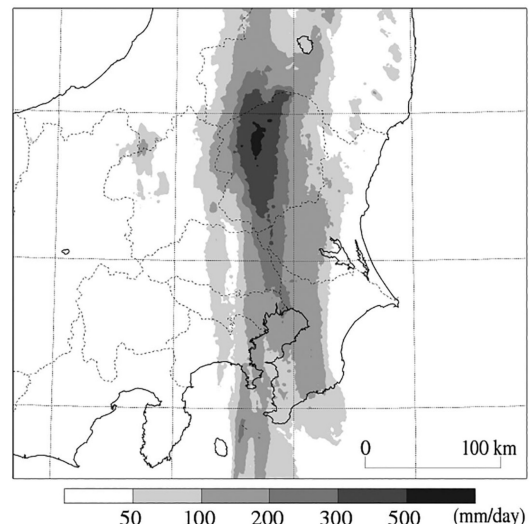
「平成27年9月関東・東北豪雨」に関連して関東地方で大雨のあった2015年9月9～10日の総観規模の環境場を、再解析データを用いて解析した。大雨時には日本海には台風第18号から変わった低気圧、日本の南東海上には台風第17号があり、オホーツク海では高気圧が強まっていて、下層では東～南東から暖湿気塊が流入しやすい状況であり、対流圏中上層では西～南西から乾燥・高渦位空気が流入していた。これらにより、東日本では中下層は対流不安定成層となり、傾圧的な持ち上げがあれば不安定の解放が起こりやすい状態であった。上層では力学的圏界面の強い折れ込みを伴い、中層に高渦位の乾燥空気の下降をもたらしたトラフが、変形し、短波長化して西日本に停滞した。このトラフの変形と停滞には、日本海の低気圧の北側でのリッジ強化と発散風増大が影響していた。これらにより、降水域が停滞したことも、関東地方の総雨量が多くなったことに寄与したと考えられる。

1. はじめに

2015年9月9日から11日にかけて、台風や台風から変わった低気圧の影響で、関東・東北地方で大雨が発生し、その大雨を気象庁は「平成27年9月関東・東北豪雨」と命名した(気象庁 2015)。関東地方では特に9月9日から10日にかけて降水量が多くなり、総降水量が多いところで500 mmを超えた。

第1図に9月9日12時から10日12時(日本時、以下同様)までの24時間積算降水量分布図を示す。強雨域は関東地方北部を中心として南北にのびる狭い範囲に限られている。この分布は、さらに小さいスケールの線状降水帯が次々と発生したことによって生じたものである(例えば、津口 2016)。しかし、大雨期間中の地上天気図(第2図、9月9日21時)には、この南北

にのびる帯状の降水域に対応した前線は解析されていない。第2図には台風第17号・第18号の経路も示している。大雨の数日前からの地上天気図(図省略)によ



第1図 2015年9月9日12時から10日12時までの24時間積算降水量(mm)分布(解析雨量から作成)。

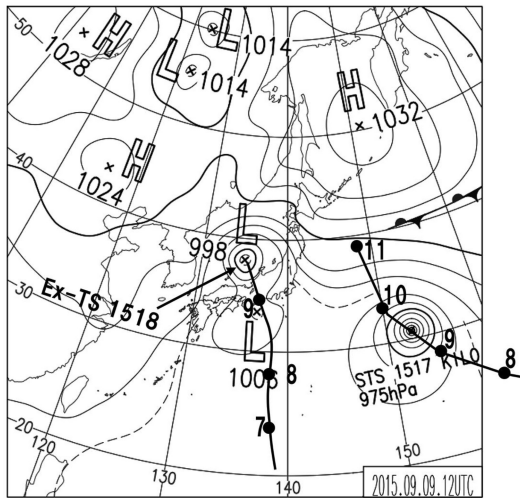
*1 (連絡責任著者) 気象大学校。
〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81。
E-mail: nkitabatake@mc-jma.go.jp

*2 気象研究所。

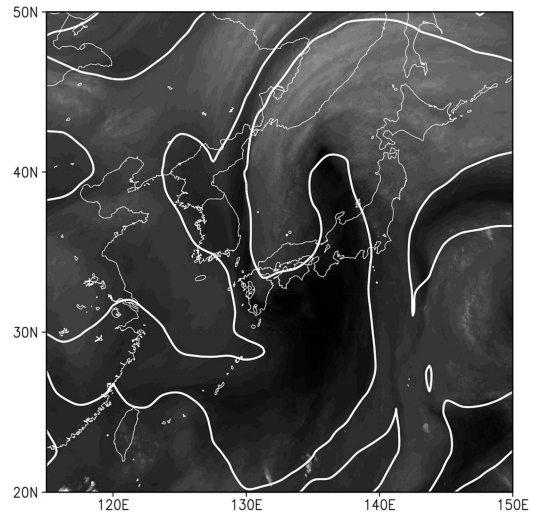
*3 (現所属) 気象庁観測部。

—2017年3月30日受領—

—2017年9月21日受理—



第2図 2015年9月9日21時の地上天気図。太線は台風第17号（図中ではSTS 1517）と第18号（この図の時刻では温帯低気圧化しているのでEx-TS 1518と表記）の経路で、線上の●は各日の9時での中心位置。



第3図 2015年9月9日21時のひまわり8号水蒸気画像（バンド8，中心波長 $6.2\mu\text{m}$ ）に、同時刻の400～300 hPaの平均の相対湿度30%の等値線（白実線）を重ね書きしたものの。

ると、9月7日には本州付近に東西の走向を持つ前線が停滞し、8日には台風第18号が北上して9日09時過ぎに東海地方に上陸した。その後、この台風は9日15時に日本海で温帯低気圧に変わったとされ、日本海で移動が遅くなって衰弱し、11日に消滅した。一方、10日にかけてオホーツク海付近では高気圧が南東進しながら強まり、その南海上を台風第17号が東日本に向かって北西進していた。地上天気図で見る範囲では、関東・東北地方の大雨にはこれらの擾乱の影響が少なからずあると考えられる。

本事例の大雨については、気象庁の現業数値予報モデルで比較的良く予想されていたが、初期値により帯状の降水域の位置や降水量にばらつきがあった。それについて加藤（2016a）は、台風第18号から変わった低気圧の予想位置が関連している可能性を指摘した。津口（2016）は気象庁非静力学モデルによる再現実験の結果を用いた後方流跡線解析を行い、大雨には東～南東海上から流入した下層の暖湿気塊の寄与が大きかったことを指摘した。また、関東地方北部の山岳を低くした感度実験を行ったところ、降水は部分的に弱くなったが、降水域の位置や分布はほとんど変化しなかった。これらのことは、この大雨の発生には大規模な大気の流れの影響が大きかったことを示唆している。

第3図には、第2図の地上天気図と同時刻のひまわり8号の水蒸気画像（バンド8，中心波長 $6.2\mu\text{m}$ ）を示す。この波長帯は標準大気で300～400 hPa付近の水蒸気に感度があり（志水ほか 2017）、第3図から、日本海の低気圧付近と、大雨となっている東日本及び北日本上空では上層の水蒸気が相対的に多いことがわかる。一方、津軽海峡西方には顕著な暗域があり、そこから本州中部を経て沖縄本島の南へと暗域がのびている。この暗域はいわゆる「金槌の頭（hammer head）」状の分布（Young *et al.* 1987）で、発達中の温帯低気圧の後面への乾燥空気流入により見られ、その東端の地上寒冷前線近傍でしばしば強雨をもたらすパターンである（例えば Browning 1997）。大雨が生じていた東日本では地上寒冷前線は解析されなかったが、この上層の乾燥空気の流入の先端付近であったことになる。

以上のように、本事例に関するこれまでの研究では、主に下層の流れによるメソスケールの降水帯の形成に着目しているのに対して、本研究では、主に中上層の総観規模擾乱の移動や変化が、関東地方での大雨の発生環境場形成に寄与した影響について解明することを目的とする。

2. 方法

本研究では、関東地方の大雨に関連したと考えられる総観規模の環境場の解析を行うにあたって、まず、第3図の衛星水蒸気画像で強雨域の西側に暗域として可視化された乾燥空気の流れに着目する。非断熱加熱がなければ空気塊の温位・比湿・渦位は保存されるので、大雨期間の周辺の乾燥空気の流れを含む変化を等温位面上で解析する。本研究で選択した325K等温位面は、この時期には日本の南では約500 hPa、日本の北では約300 hPaの高度に位置し、この面での北風は大きまには高緯度側の上部対流圏から低緯度側の対流圏中層への下降運動を伴う流れを表す。

高緯度側・上層起源の空気が中層・低緯度側へ流入してその先端で強雨が発生するプロセスについては、Browning (1997) は、中層で流入する相対的に低相当温位の空気が下層の高相当温位空気の上に流入して対流不安定成層を形成し、その空気層が力学的に持ち上げられると不安定が顕在化することを指摘した。この考え方に沿って降水の発現プロセスを検討するには、不安定成層の形成と力学的な持ち上げを診断することが必要である。後者について、本研究では Trenberth (1978) により提案された下記の“Trenberth forcing”を計算する。

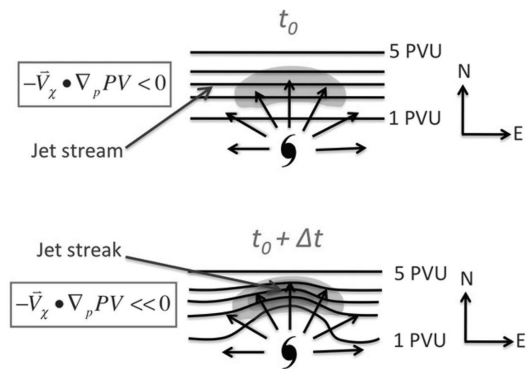
$$F_{TR} = -\mathbf{V}_T \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \quad (1)$$

ここで、 \mathbf{V}_T は温度風ベクトル、 ζ_g は地衡風相対渦度、 f はコリオリパラメータ、 ∇_p は等圧面上の水平傾度であり、温度風による絶対渦度の水平移流である F_{TR} は準地衡風オメガ方程式の強制項（絶対渦度移流の鉛直傾度と温度移流のラプラシアン之和）の近似値となる。これは準地衡風近似の枠組みでのみ議論可能なので、1000 km 程度以上の水平スケールの現象に適用されることに注意が必要である。本研究では、 \mathbf{V}_T は500 hPaと1000 hPa、 ζ_g は700 hPaの地衡風からそれぞれ計算する。

大雨域の停滞・持続の観点では、偏西風帯のトラフの移動に注目する必要がある。本研究では、圏界面付近のジェット気流やリッジ・トラフの変化を、Ertelの渦位による等渦位面解析で見る。1.5~2 PVU (1 PVU = $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) の等渦位面は、しばしば力学的圏界面として扱われるもので (Hoskins *et al.* 1985)、本研究では2 PVU面を用いる。圏界面付近のジェット気流は場所や時期によって出現する高度が異なり、単一の等圧面解析や等温位面解析では表現が

難しい場合があるが、力学的圏界面の解析であれば1枚の図でそれらを表すことができる。また、断熱過程の場合に渦位が等温位面上で保存するのと同様に、等渦位面上で温位は保存すると見なせる。ただし、圏界面の折れ込み (tropopause folding) が斜めに貫入する領域では、1地点の上空に複数の2 PVU面が解析されることがあるが、ここでは最も上の高度の2 PVU面を選択する。これにより、圏界面の折れ込みの位置では2 PVU面が不連続になることに注意する必要がある (Morgan and Nielsen-Gammon 1998)。

対流圏で強い非断熱加熱がある場合は、その高度より上では渦位が減少するため、結果的に等渦位面である力学的圏界面が持ち上げられてリッジとなり、上層で高気圧性の流れが強まる (tropopause lifting; Bosart and Lackmann 1995)。さらに、熱帯低気圧が中緯度の流れに接近する際には、熱帯低気圧上空の高気圧性の外出流により、負の渦位移流が生じることで、中緯度のジェット気流とリッジが強化されることが指摘されている (例えば Riemer *et al.* 2008; Archambault *et al.* 2013; Griffin and Bosart 2014)。このような潜熱加熱に伴う上空の流れの変形は、熱帯低気圧の極側に離れた前線帯で発生するいわゆる



第4図 上部対流圏のジェット気流に台風からの外出流が影響することにより生じる等圧面上のジェットストリークとリッジの強化に関する模式図。Archambault *et al.* (2013) による。矢印は台風に伴う上部対流圏の発散風 \mathbf{v}_x 。陰影は等圧面上の発散風による負の渦位移流域。長さ方向に一樣なジェット気流 (図中の Jet stream) において、発散風により局所的な負の渦位移流により、リッジとジェットストリーク (図中の Jet streak) が生じる。

Predecessor Rain Event (PRE) によっても生じる (Bosart *et al.* 2012). これらの診断に, 上層の非回転・発散成分の風が使われる (第4図). 水平方向の風ベクトル \mathbf{v} は非回転・発散成分 (以後, 発散風, \mathbf{v}_χ) と非発散・回転成分 (以後, 非発散風, \mathbf{v}_ψ) に分けられる.

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_\chi + \mathbf{v}_\psi \quad (2)$$

これらはそれぞれ等圧面上の速度ポテンシャル χ と流線関数 ψ を使って

$$\mathbf{v}_\chi = \nabla_p \chi \quad (3)$$

$$\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla_p \psi \quad (4)$$

のように定義される. ここで, \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトルで, χ と ψ は

$$\nabla_p \cdot \mathbf{v} = \nabla_p^2 \chi \quad (5)$$

$$\mathbf{k} \cdot \nabla_p \times \mathbf{v} = \nabla_p^2 \psi \quad (6)$$

で定義されている. 本研究ではこれら各成分による上層の流れの変形について診断する.

以上の解析については, 気象庁55年長期再解析: JRA-55 (Kobayashi *et al.* 2015) の気圧面データ (解像度1.25°) を用いる.

3. 結果

3.1 大雨に関連した可能性のある総観場の特徴

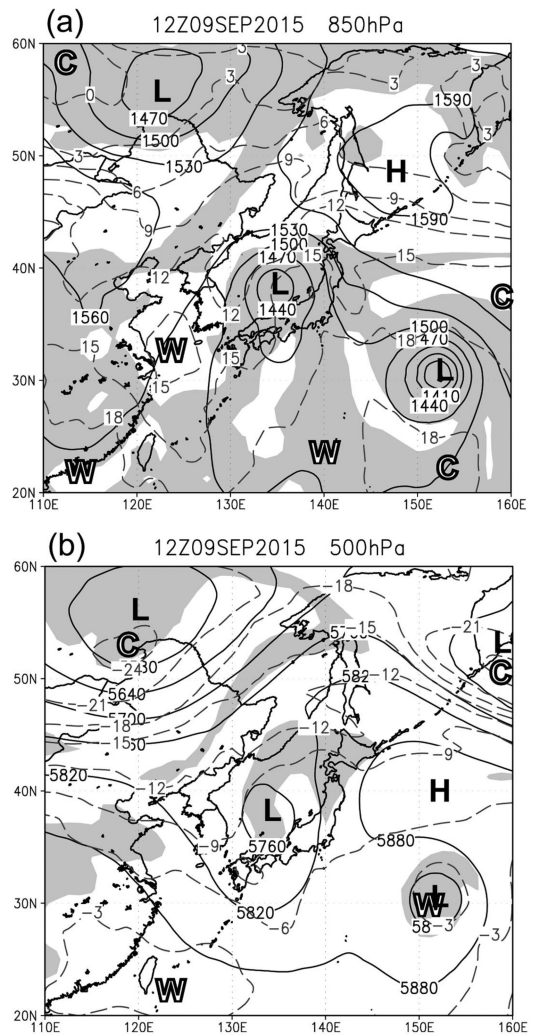
総観場の特徴は既に地上天気図 (第2図) を用いて示しているが, ここではそれと同じ9日21時の850 hPa と500 hPa の等圧面天気図 (第5図) から説明する. 850 hPa (第5図a) では, 日本付近の顕著な擾乱としては, 地上天気図でも見られたように, 台風第18号から変わった低気圧と台風第17号に加え, オホーツク海には高気圧が見られる. そして, それらの間に位置する関東地方に向かって, 下層の湿潤な南東風が流入する状態となっている. しかし, 関東地方の大雨域での下層の水平温度傾度は0.5°C (100 km)⁻¹程度と小さく, 前線強化による鉛直運動の励起は生じにくい.

500 hPa (第5図b) では日本付近はトラフとなっており, その東側に当たる東日本上空ではジオポテンシャル高度の東西傾度が比較的大きく, 大雨域上空では南風が強い. また, 大雨域付近の湿潤な領域は限定

されている. この高度の水平温度傾度も, 日本海北部では1°C (100 km)⁻¹程度だが, 関東地方上空では0.5°C (100 km)⁻¹以下と小さい.

3.2 中上層の変化: 等温位面解析

大雨との関係が考えられる上層の擾乱 (現象) として, 衛星水蒸気画像 (第3図) で見られた暗域があった. それと乾燥空気の流れ及び大雨域との関連を確認するため, 第6図に325K等温位面の解析を示す. 図の北端での気圧は対流圏上層になる300 hPa以下で, 本州周辺では対流圏中層になる500 hPa前後である.



第5図 2015年9月9日21時の(a)850 hPa と(b)500 hPa のジオポテンシャル高度 (m, 実線) と気温 (°C, 破線). 陰影は相対湿度70%以上.

このうち、9日21時(第6図c)の比湿の分布は同じ時刻の衛星水蒸気画像(第3図)と比較すると、前者の低比湿(乾燥)域が後者の暗域に対応している。この低比湿域は8日09時(第6図a)には既に東シナ海を25°N付近まで南下しており、その南東端が東進しながら低気圧性回転するように北上して、第6図b, cで見られる「金槌の頭」状の低比湿域の分布を作り出している。そして、9日21時から10日09時にかけて、低比湿域の東端が関東地方西部に停滞している(第6図c, d)。

この図中で、水平スケール数百kmの3つの渦位極大域A, B, Cに着目する。Aは台風第18号に伴う渦位極大域で、湿潤である。Bは乾燥空気先端に位置している。Cは「金槌」の柄にあたる部分から頭へと進んでいる。Aは非断熱加熱により生じた対流圏起源であるのに対して、BとCは乾燥しており、上部対流圏～成層圏起源と考えられ、この等温位面では図の上方、すなわち高緯度側から南下してきたものと考

えられる。特にCは、6日(図省略)から追跡すると8日09時の図(第6図a)で50°N, 145°E付近を東進する擾乱から切離して南下したもののように見える。これらの他に、北日本に前線に伴う非断熱加熱によるものと考えられる渦位極大域があるが、ここでは着目しない。

Aは8日21時(図省略)には東海沖、9日09時には本州中部上空、9日21時以降では日本海中部に進んでいる(第6図b, c)。Bは、8日21時には九州南東沖、9日09時には紀伊半島沖、9日21時には東海地方上空へと、Aの周囲を反時計回りに進み、10日09時には不明瞭になっている。Cも、Aの周囲を反時計回りに回るように、8日21時には日本海北西部、9日09時には九州の北、9日21時には九州から四国の南、10日09時には東海沖へと進んでいる。

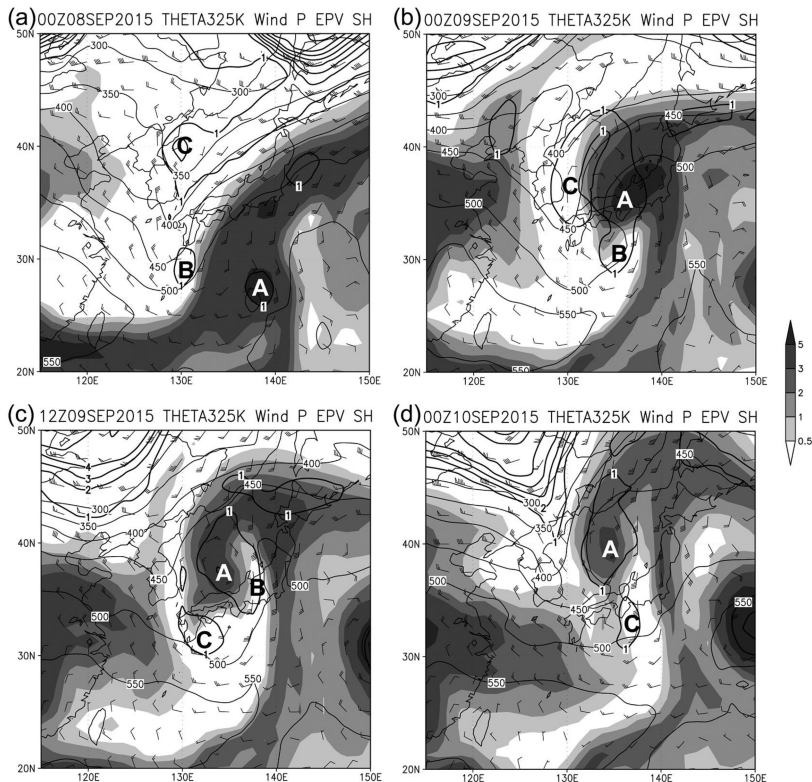
関東地方で豪雨となった9日21時には、AとBの影響により日本付近が500 hPa面(第3図b)でトラフとなって、東日本上空では強い南風となり、その後

もCの影響で10日までその状態が持続した。また、BとCが乾燥空気を伴っているため、これらが連続して進んだことが、その東端の関東地方での成層に影響したことが考えられる。

この中層で流入した乾燥空気が関連する対流不安定成層については第3.3節で、高渦位域が関連する力学的圏界面の変化については第3.4節で、それぞれ検討する。

3.3 不安定成層の形成と持ち上げ

関東地方の大雨の初期である9日21時には、500 hPa・850 hPaとも関東地方付近の水平温度傾度は比較的小さかった(第3.1節)が、中層での水蒸気の傾度が大きく、特に第6図で乾燥空気を伴った渦位極大域Bが大雨初期に関東上空に流入し、大雨末期には渦位



第6図 325K等温位面の比湿(g kg^{-1} , 陰影), 気圧(hPa, 細実線), 風(矢羽), 渦位(PVU, 太実線). (a)8日09時, (b)9日09時, (c)9日21時, (d)10日09時. A~Cは渦位極大(本文参照).

極大域Cが接近した状態であった(第3.2節)。一般に「金槌の頭」状になる暗域の先端(東端)に生じる対流性降水に関しては、本稿第1節でレビューしたように、対流不安定成層の生成とその持ち上げによる不安定の顕在化の寄与が指摘される(例えば Browning 1997)。ここではそれを検討するため、第7図aに、同じ時刻の500 hPaと850 hPaの相当温位、及びそれらの差で対流不安定度を示す。850 hPaで相当温位が高いのは関東南部から新潟県にかけての、大雨域から日本海の低気圧に向かう流れに沿った領域である。これに対して、500 hPaでは乾燥空気に伴う低相当温位空気が関東の西方にあるので、対流不安定の領域は関東の大雨域よりやや西方に位置する。既に大雨となっている地域では不安定は解消される傾向にあると考えられるので、その上流側(西側)である不安定度の大きい地域に着目する。

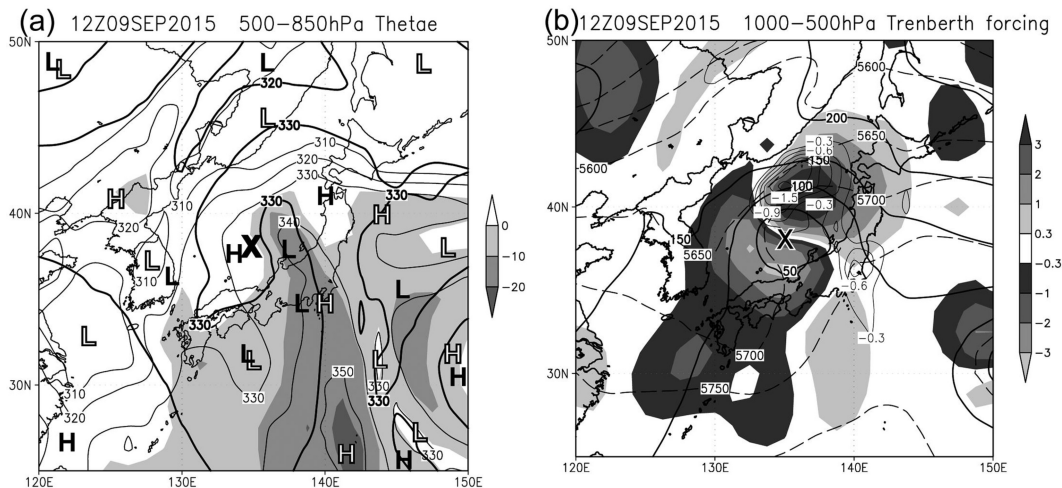
下層大気の力学的な持ち上げと沈降は、Trenberth forcing F_{TR} (第1式)で診断する。第7図bでは、日本海の低気圧中心の北側と西～南側でそれぞれ正・負の F_{TR} が顕著で、前者で上向き、後方で下向きの傾圧性による運動の励起を示唆する。日本海北部で -1 Pa s^{-1} ($\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$)を超える比較的強い上昇流域には傾圧性の寄与が大きいと考えられる。一方、西日本では、下降流は図には示していないが鉛直速度 0.3

Pa s^{-1} 程度が極大値である。総観規模現象の鉛直運動が通常 0.01 m s^{-1} ($\sim 0.1 \text{ Pa s}^{-1}$)のオーダーであることを考慮すると、これは総観規模の下降流としては小さすぎることはない。それらに対して、大雨のあった関東からその南海上にかけては、比較的弱い正の F_{TR} が分布しており、上昇運動の励起を示唆している。ただし、等値線で示されている鉛直速度 -0.6 Pa s^{-1} の上昇流は F_{TR} の分布と比較すると大きな値である。これは、ここで考慮していない非断熱過程や、準地衡風近似の枠組みで説明される現象のスケールよりも小さいスケールの現象(例えば加藤(2016a)や津口(2016)が指摘した線状降水帯等)の上昇流が関連していることを示唆している。

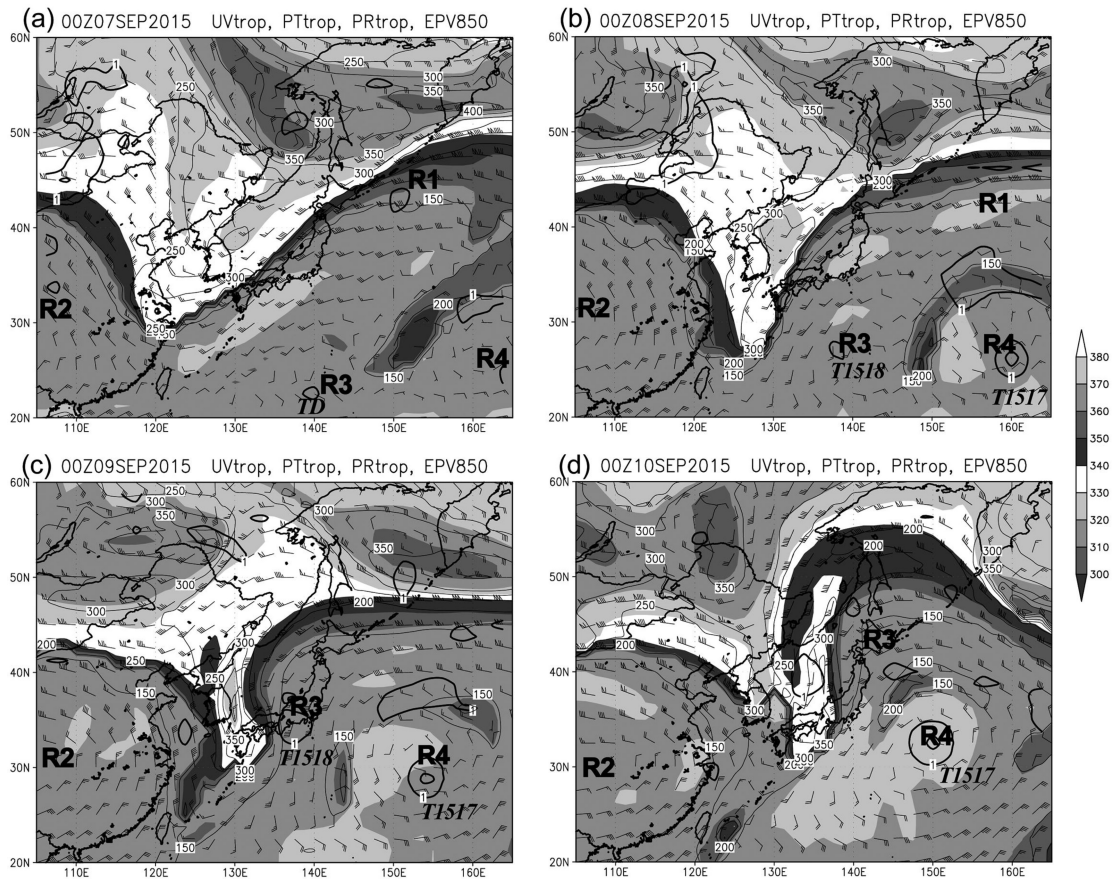
このように、量的には他の要素を考慮する必要があるものの、周辺域の下降流による降水の抑制も含めて大雨の発生位置に大きく影響した環境場の要因としては、総観規模現象の重要性を指摘できる。そして、総観規模のトラフが大雨期間の前から大雨の末期まで西日本付近に停滞していたことが、その前面である東日本での強雨の発生とその持続には重要であると考えられる。次節以降では、総観規模の上層トラフ・リッジとその変化について検討する。

3.4 力学的圏界面とトラフ・リッジの変化

関東地方の大雨に影響が大きかったと考えられる西



第7図 9日21時の(a)500 hPa(太実線)と850 hPa(細実線)の相当温位(K)とそれらの差(陰影,K)。黒と白のH・Lは、それぞれ、500 hPaと850 hPaの相当温位の極大・極小を表す。(b)1000 hPaジオポテンシャル高度(太線,m)、500-1000 hPa層厚(破線,m)、700 hPa鉛直速度(細実線, Pa s^{-1} , 負の値のみ)、Trenberth forcing F_{TR} (陰影, 10^{-9} s^{-2})。×は台風第18号から変わった低気圧の中心。



第8図 2 PVU面等渦位面の温位(陰影, K), 風(短矢羽: 2.5 m s^{-1} , 長矢羽: 5 m s^{-1} , ペナント: 25 m s^{-1}), 気圧(細線, hPa), 及び850 hPa渦位(太線, PVU). (a) 7日09時, (b) 8日09時, (c) 9日09時, (d) 10日09時. R1~R4はリッジを表す(本文参照).

日本に停滞していたトラフ, その周辺のリッジ, 及びそれらと関連するジェット気流について, 9月7日から1日ごとの2 PVU面の変化(第8図)から考える. そこでは西日本付近ではほぼ停滞して短波長化するトラフ(以後, 単にトラフとする)が顕著で, その周辺にいくつかのリッジがある. そのリッジをR1~R4とする.

7日09時(第8図a)には, $120\sim 130^\circ\text{E}$ 付近にトラフがあり, 8日09時(第8図b)にかけてほとんど同じ位置で変形しながら深まりつつある. このトラフの東のリッジR1は, 日本の東をさらに東進していく. トラフとリッジR1の間は北海道~日本海~東シナ海にかけて温位と気圧が不連続で, 顕著な圏界面の折れ込みになっている. 一方, 図でトラフの西にはチベット高気圧に伴うリッジR2があり, 図の間中は徐々

に東へ張り出してきている.

リッジR3は, 台風第18号(及び台風になる前の熱帯低気圧と, それから変わった低気圧を含む)に関連している. 7日09時にはまだ台風ではないが, 図の2 PVU面には高気圧性循環が見られる. 8日09時に台風第18号となると, その上空の高気圧性循環の水平スケールが拡大するとともに, 台風中心の上空は $7\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ 程度の南風になっている. 9日09時(第8図c)には日本を通過中の台風の上空で南よりの風が 20 m s^{-1} 以上となり, 台風の北側の日本海~北日本でリッジが強まっている. これは台風の温帯低気圧化(以後, 温低化とする)時の特徴である非対称化(例えば Atallah and Bosart 2003)である. 10日09時(第8図d)には台風から変わった低気圧は日本海にはほぼ停滞しているが, リッジR3は北日本上空でさら

に強まっている。そのほかに、台風第17号の上空の高気圧性循環に伴うリッジ R4が見られる。

西日本のトラフに目を戻すと、6日(図省略)にはトラフの波長は東西数千 km のスケールを持ち、2 PVU 面の折れ込みの南端で見たトラフは32°N 付近まで南下し、鉛直方向には250 hPa (～330 K) 付近まで下降していた。7日以降は波長が短くなり、8日(第8図b)にはトラフ南端は27°N 付近まで南下し、2 PVU 面は350 hPa まで下降している。9日09時には第8図cではトラフの東西スケールが1000 km 程度まで短波長化し、2 PVU 面は日本海西部で400 hPa まで下降している。この短波長化は、トラフの東西のリッジ R2と R3が強まった結果のように見える。なお、第8図の日本付近のトラフで2 PVU 面が最も下降している領域は、第8図aでは日本海北西部、第8図cでは日本海西部、第8図dでは紀伊半島上空であり、それらは同じ時刻の第6図a, b, dの渦度極大域Cに対応する。また同じ第6図の渦度極大域Bは第8図の圏界面折れ込みの先端に位置する。

この西日本で深まったトラフとは別に、45°N 以北には別の波動のシステムがあり、7～8日(第8図a, b)にトラフがサハリンを通過した。その後8～9日(第8図b, c)には、日本の北はリッジになっており、西日本のトラフとは逆位相になっている。10日(第8図d)には45°N 以北の強いトラフが日本付近に停滞していたトラフの北へ進み、その後は西日本のトラフとともに東進した。

3.5 上層トラフの変形

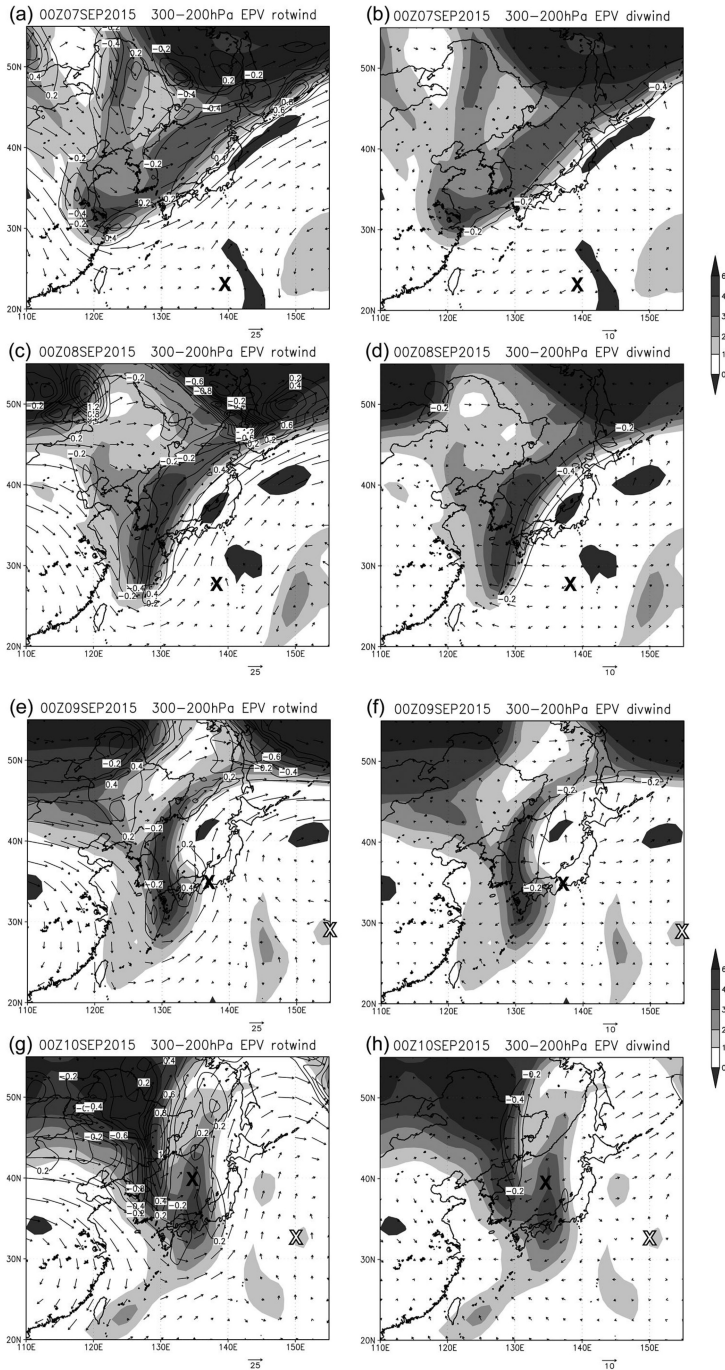
前項では、日本付近に停滞する上層トラフが短波長化し、変形する様相を述べた。この変形等を詳細に見るため、上部対流圏の渦位の分布と、非発散風と発散風、及びそれらによる渦位移流を第9図に示す。渦位の水平傾度が大きい領域は力学的圏界面の折れ込みとなって、通常はジェット気流によく対応する。大まかに見て、非発散風はトラフ・リッジに沿った流れを表し、非発散風による渦位移流はトラフ・リッジの移動を表す。これに対して、発散風による渦位移流はトラフ・リッジの変形に関連する。これらの渦位移流を示すにあたっては、上部対流圏のジェット気流の風速極大の高度が場所・時刻によって変動し、それによって渦位の移流の大きな場所・高度も変動するので、第9図では200～300 hPa の平均値を示すことにする。なお、渦位が負の値になっている領域はいわゆる温暖コンベヤーベルトの上空での外出流域である。対流圏で

の雲・降水の凝結の潜熱加熱により上部対流圏で渦位が減少することはよく知られているが、そのような領域は中緯度では降水域の直上ではなく極側にしばしば見られる(例えば Grams *et al.* 2011)。これは、鉛直シア(すなわち渦度の水平成分)の効果や上層の強い風による移流に加え、降水域から極側に広がった厚い雲域における圏界面付近での放射冷却の寄与(Chagnon *et al.* 2012)が考えられる。

7日09時(第9図a, b)には、渦位3 PVU 以上の領域は日本海から東シナ海北部にのびていて、第8図のトラフに伴う圏界面折れ込みの分布に対応している。東北地方太平洋側から北海道南東海上にかけては渦位が負になっている。これは、その時停滞していた前線付近での降水による非断熱加熱に関連してその極側に生じたためだと考えられる。その領域周辺では非発散風(第9図a)は強い南西流であり、正渦位移流場となっていて、渦位の大きい領域を東進させるように働く。これに対して発散風(第9図b)は日本付近では南東風であり、それによる渦位移流は負になることから、非発散風による正渦位移流を打ち消すことになる。このため、日本付近では渦位の大きな領域の東進が抑制されることになる。ただし、トラフ南端の30°N, 122°E 付近では非発散風による正渦位移流が卓越してトラフが東進傾向となる。

8日09時(第9図c, d)には、7日と同様に30°N 付近の渦位極大域の東側では非発散風による0.4 PVU hour⁻¹程度の正渦位移流が卓越しており(第9図c)、その緯度帯では渦位極大域が東進することを示している。これに対して日本海の緯度帯では、北陸で渦位が負となり、その西の渦位極大域が停滞かむしろ西進しているように見える。このうち、北陸の渦位の減少は、このころに台風第18号の北側に当たる本州中部で前線沿いの降水が強化したことに対応している。そして、日本海で渦位傾度が増大するとともに発散風による負渦位移流が強まった(第9図d)。その結果として、日本海では渦位極大域が東進せずむしろ西進傾向になった。そして、その南側の渦位極大域とは移動が逆になったことにより、トラフの変形が始まった。

9日09時(第9図e, f)には、30°N 付近の渦位極大域は引き続き非発散風による正渦位移流により東進して九州付近に達している。ただし、この渦位極大域は前日と比較するとやや北上しているように見える。これには渦位極大域の比較的低緯度側の上流側である



第9図 (a) (c) (e) (g) 200-300 hPaの平均の渦位 (PVU, 陰影), 非発散風 (ベクトル, m s^{-1}), それによる渦位移流 (PVU hour^{-1} , 実線, ただしゼロ線なし). (b) (d) (f) (h) 左図と同じ, ただし発散風とそれによる渦位移流. 黒と白の×はそれぞれ台風第18号と第17号の位置. (a) (b) 7日09時, (c) (d) 8日09時, (e) (f) 9日09時, (g) (h) 10日09時.

九州南西で非発散風による負の渦位移流が増大し (第9図e), 渦位極大域の低緯度側で渦位が減少しているために極大の位置が高緯度側に移動したことが一つの理由である. 同じ時刻に, 日本海では渦位極大軸が8日と比較して西進した. これは8日に日本海に見られた北西向きの発散風による負渦位移流による. 9日09時には台風第18号は東海地方に上陸したが, 温低化の過程にあって, 降水が北側に偏っていた. それにより, 第9図fでは台風中心の北側の日本海中部で負の渦位となっており, 発散風が強く, その西の日本海西部では引き続き発散風による負の渦位移流が見られる. このように, 7日には45°N以北で東進する波動から南西にのびていた渦位の大きな領域が, 9日には30°N付近では東進, 日本海では西進する形となり, 45°N以北の波動から切離して, 孤立・変形した.

同じ時刻の非発散風 (第9図e) に目を戻すと, 本州中部から日本海中部にかけて強い南風になっている. そして, 渦位分布は前述のように変形したため, 強い南風の非発散風により山陰地方を中心とした正の渦位移流が見られる. 以上の発散風・非発散風による渦位の移流により, トラフがそれ以前には北東-南西の走向だったのが北西-南

東の走向に変化しつつある。これは第8図の2PVU面の折れ込みの変化にも対応している。

10日09時(第9図g, h)の日本付近では、西日本から日本海中部に渦位極大域が南北にのびている。これは9日に関して指摘した、山陰地方に極大を持つ非発散風の南風による正渦位移流(第9図e)で強化されたものである。この渦位極大域の東側では渦位傾度が大きく、南風ジェットとなっている。そこは非発散風による正渦位移流場となっており(第9図g)、停滞していたトラフのこの後の東進が説明できる。この時刻にはまた、日本海北西部から中国東北区~朝鮮半島付近にかけて非発散風による強い正渦位移流が見られる。これは前項で指摘した主に45°N以北の波動システムに関連するものである。この正渦位移流により、日本付近に停滞して短波長化したトラフが一時的に強められた。

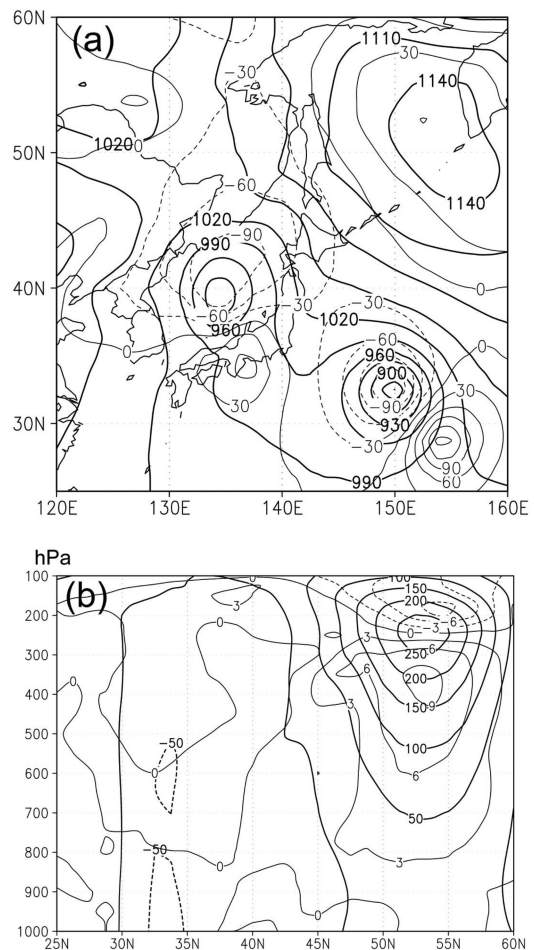
なお、同じ10日09時にはオホーツク海では非発散風の流れの高気圧性曲率すなわちリッジが強まっている(第9図g)。オホーツク海では8日までは正渦位域であったのが、9日09時にはその領域の西側のサハリン周辺で非発散風成分による強い負渦位移流があり(第9図e)、オホーツク海の渦位を減少させるように働いた。これは前項で指摘した45°N以北で東進する波動擾乱に関連するものである。同じ9日09時にはオホーツク海南部では、北向きの発散風による相対的に弱い負渦位移流場になっている(第9図f)。この北向き発散風は台風第18号の北側に当たる日本海上及び北日本周辺での降水に関連したものと考えられる。すなわち、45°N以北のリッジの東進と、台風第18号の温低化に関連してその北側で生じた非断熱加熱による負渦位移流により、10日までにオホーツク海で上層リッジが強まったと考えられる。次節で、このリッジ強化と下層のオホーツク海高気圧の関係について考察する。

3.6 オホーツク海の下層高気圧の変化、及びそれと台風第17号との間の東風

前節までで、大雨域に対して特に中上層で寄与の大きかったと考えられる日本付近のトラフについて述べたが、その下流側でのオホーツク海上空の上層リッジの強化にも触れた。上層リッジの下層では9日にはオホーツク海付近に中心を持つ高気圧があり、そのために台風第17号の北上が妨げられたことと、この高気圧と台風第17号とに関連した東よりの風に伴って流入した下層の暖湿気塊が関東地方の大雨に寄与した可能性

(津口 2016) が指摘されている。この節では、オホーツク海の上層リッジと下層高気圧、及び関東東方の東風との関係について考察する。

第10図aに、10日09時の900 hPa ジオポテンシャル高度とその前24時間の変化を示す。台風第18号と第17号に関してはそれぞれの移動に伴って後方で高度増大、前方で高度減少の変化が見られる。オホーツク海の高気圧は、24時間前の9日09時(図省略)にはサハリン南部に中心を持ち、ジオポテンシャル高度は1120 mであったが、10日09時(第10図a)にはオホーツク



第10図 (a)10日09時の900 hPa ジオポテンシャル高度(太線, m)と、その前24時間変化(細線)。(b)140°~155°Eの平均の南北断面におけるジオポテンシャル高度の前24時間変化(太線, m)と気温の前24時間変化(細線, °C)。いずれも破線は負の値を表す。

海東部へ東進し、中心のジオポテンシャル高度は1150 mに増大した。サハリン南部や北海道周辺では24時間で高度が減少しているが、オホーツク海東部からその南にかけての40°N以北の広い範囲で高度が増大し、下層高気圧の強化がみられる。

第10図bは、140°～155°Eの平均値を示した南北断面で、ジオポテンシャル高度と気温の10日09時までの24時間の変化を示す。50～55°N付近で250 hPa高度にジオポテンシャル高度の増大の極大があるのは、前項までに示した上層リッジ強化に対応している。ジオポテンシャル高度は45°N付近より北で下層まで増大傾向で、上層リッジ強化と同時に下層高気圧強化が生じていたことが示されている。気温の変化をみると、上層リッジが強化された領域の下では気温が上昇している。この気温上昇は層厚を増大させ、上層リッジ強化に寄与すると同時に下層高気圧の強化抑制または衰弱に寄与することになるが、厚い層で気温・層厚増大があったにもかかわらず下層高気圧が強まったのは、それだけ上層のリッジ強化が大きかったためである。

一方、同じ第10図bの32°N付近を中心に中下層でジオポテンシャル高度が減少している。これは台風第17号の西進によるものである。この、45°N付近を境界としたジオポテンシャル高度の増大（北側）と減少（南側）により、35～45°Nでは大気下層のジオポテンシャル高度の南北傾度が増大した。関東東方の35°N、145°E付近の900 hPaの地衡風の西向き（東風）成分を計算すると、9日09時では 8 m s^{-1} 、21時には 9 m s^{-1} 、10日09時には 11 m s^{-1} へと増大している。

このように、オホーツク海高気圧の強化と、その南を北西進した台風第17号によって下層の気圧傾度が増大し、それが東寄りの風を強めて、東～南東海上から関東地方への下層湿潤気流を持続させたことが、関東地方の大雨に寄与したと考えられる。なお、10日09時の台風第17号の上層の高気圧性の流れがオホーツク海のリッジと一体になっているように見える（第8図d、第9図g）が、オホーツク海の上層リッジ強化に対する台風第17号の寄与は、発散風などからは見出すことはできない。

4. まとめと考察

平成27年9月関東・東北豪雨時の総観場について解析を行った。大雨時には日本海には台風第18号から変わった低気圧、日本の南東海上には台風第17号があり、またオホーツク海では高気圧が強まって、下

層では東～南東から暖湿気塊が流入しやすい状況であった。一方、対流圏中上層では、対流圏上層起源で沈降により生じた乾燥空気が、日本海の低気圧の南を回って東日本へ流入していた。その中上層の乾燥空気には水平スケール数百 km 程度の高渦位で特徴づけられる擾乱が含まれ、その先端では傾圧性による弱い持ち上げが生じる場となっていた。その領域で下層の暖湿気塊を含む対流不安定成層が持ち上げられたことが、大雨発現の環境場形成に関連していたことが考えられる。そして総降水量が多くなったことには、大雨域が移動せず停滞したことであり、それには上層トラフが西日本に停滞したことが寄与していた。このトラフは、大雨の前には西日本に波長数千 km の長波長のトラフとして位置していたのが、大雨期間中には北日本～オホーツク海周辺でリッジが強化するとともに波長1000 km 程度に短波長化して西日本に停滞することになった。このトラフの変形と停滞は、その前面（東側）を北上した台風第18号の北側の日本海北部で潜熱加熱によるリッジ強化と発散風増大により、上層の負の渦位移流が生じてトラフ東進が抑制された一方、台風第18号の南側の西日本や本州中部ではトラフの東進を抑制する要素は小さかったためである。そしてそのトラフには前述の上層起源の数百 km スケールの高渦位擾乱があり、大雨に寄与したことが考えられる。一方、北日本～オホーツク海周辺でのリッジ強化は、オホーツク海での下層高気圧の強化を引き起こし、それが上述の東～南東からの下層暖湿気塊の流入の持続を通して大雨に寄与した。

西日本のトラフと、その中を進んだ数百 km スケールの高渦位擾乱は、7日からこの地域にあり、それが台風によって変形されたもので、今回見た状況になるための環境が大雨の数日前から日本付近で作られつつあったことを示している。

台風や日本の南からの下層暖湿気塊の流入の予想は今でも誤差が小さくないが、本事例の大雨は、観測データの多い大陸から東進する擾乱の影響を強く受けていたことで、大雨のおおまかな位置は比較的良好に予測できたことが考えられる。

ところで、総観規模現象で典型的な 0.01 m s^{-1} のオーダーの鉛直運動では、1000 m（おおよそ100 hPaに相当）程度の高度変化に数時間から1日程度かかるので、これだけでは本事例のような大雨の発現や持続の説明はできない。総観規模で説明できるのはメソスケールの強雨のメカニズムそのものではなく、大雨の

生じる環境場の形成である。中層の乾燥空気は、それを上昇させた際の気温の低下が暖湿気塊を上昇させた際の気温低下よりも大きいことで、鉛直成層の不安定化に寄与する。一方、規模の大きい成層全体の鉛直運動ではなく、下層で流入した暖湿気塊が環境場の空気の中を上昇することに注目すると、中層大気が乾燥しているより湿潤であるほうが激しい対流になることも指摘されている（例えば加藤 2016b）。このような空気塊の上昇速度はおそらく 1 m s^{-1} のオーダー（またはそれ以上）であり、それと比較すると環境場の空気層の鉛直速度は無視できる。ただし、中層の環境場が比較的乾燥している場合でも、それが比較的遅い速度であっても上昇するならば、断熱膨張による冷却に伴って相対湿度は増大する。さらに、対流雲発生後には雲水や雨滴からの蒸発も中層の湿潤化に寄与するだろう。非断熱加熱の効果や総観規模よりも小さいスケールの擾乱の発生・強化・持続それぞれのプロセスに対する中層の湿度の役割と、それに対する総観規模現象の役割については、さらに検討の余地がある。

参考文献

- Archambault, H. M., L. F. Bosart, D. Keyser and J. M. Correia, 2013: A climatological analysis of the extratropical flow response to recurring western North Pacific tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2325-2346.
- Atallah, E. H. and L. F. Bosart, 2003: The extratropical transition and precipitation distribution of Hurricane Floyd (1999). *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1063-1081.
- Bosart, L. F. and G. M. Lackmann, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3268-3291.
- Bosart, L. F., J. M. Correia, T. J. Galarneau Jr., B. J. Moore and H. M. Archambault, 2012: An analysis of multiple predecessor rain events ahead of tropical cyclones Ike and Lowell: 10-15 September 2008. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1081-1107.
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteor. Appl.*, **4**, 317-324.
- Chagnon, J. M., S. L. Gray and J. Methven, 2012: Diabatic processes modifying potential vorticity in a North Atlantic cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1270-1282.
- Grams, C. M., H. Wernli, M. Böttcher, J. Čampa, U. Corsmeier, S. C. Jones, J. H. Keller, C.-J. Lenz and L. Wiegand, 2011: The key role of diabatic processes in modifying the upper-tropospheric wave guide: a North Atlantic case-study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2174-2193.
- Griffin, K. S. and L. F. Bosart, 2014: The extratropical transition of tropical cyclone Edisoana (1990). *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2772-2793.
- 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.
- 加藤輝之, 2016a: 平成27年9月関東・東北豪雨の概要と気象庁の対応・予報結果. *天気*, **63**, 245-246.
- 加藤輝之, 2016b: メソ気象の理解から大雨の予測について～線状降水帯発生条件の再考察～. 平成27年度予報技術研修テキスト, 42-60.
- 気象庁, 2015: 災害時気象速報「平成27年9月関東・東北豪雨及び平成27年台風第18号による大雨等」. 気象庁災害時自然現象報告書2015年第1号, 90pp. http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_2015/saigaiji_201501.pdf (2016.9.11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.
- Morgan, M. C. and J. W. Nielsen-Gammon, 1998: Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2555-2579.
- Riemer, M., S. C. Jones and C. A. Davis, 2008: The impact of extratropical transition on the downstream flow: An idealized modelling study with a straight jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 69-91.
- 志水菊広, 齋藤幸太郎, 山本幹人, 2017: ひまわり8号・AHIの16バンド画像の特性. 気象衛星センター技術報告, **62**, 39-71.
- Trenberth, K. E., 1978: On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 131-137.
- 津口裕茂, 2016: 平成27年9月関東・東北豪雨の発生要因について. *天気*, **63**, 246-247.
- Young, M. V., G. A. Monk and K. A. Browning, 1987: Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1089-1115.

Effects of Synoptic-Scale Environmental Flows on the Heavy Rainfall
Event in the Kanto and Tohoku District in September 2015.

Naoko KITABATAKE*^{1,2}, Hiroshige TSUGUTI*², and Teruyuki KATO*^{2,3}

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

*² *Meteorological Research Institute.*

*³ (*Present affiliation*) *Observation Department, Japan Meteorological Agency.*

(Received 30 March 2017 ; Accepted 21 September 2017)
