

2016 年 8 月末の日本海の低気圧の発達と時間発展 :

中緯度の流れと台風 1610 号 (Lionrock) の相互作用

北畠尚子^{*1} (気象大学校 / 気象研究所台風・災害気象研究部)

津口裕茂^{*2} (気象庁 / 気象研究所台風・災害気象研究部)

^{*1} 現所属 : 気象大学校

^{*2} 現所属 : 気象庁

Deepening and Evolution of a Low over the Sea of Japan in Late August in 2016:

Interaction of Midlatitude Flows and Typhoon Lionrock (1610)

by

Naoko Kitabatake^{1,2,*1} and Hiroshige Tsuguti^{3,2,*2}

1. Meteorological College, Kashiwa, Japan

2. Department of Typhoon and Severe Weather Research, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

3. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

^{*1} Present Affiliation: Meteorological College, Kashiwa, Japan

^{*2} Present Affiliation: Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

(Received October 1, 2019; Accepted June 3, 2020; Published October 16, 2020)

Abstract

This study examined a midlatitude low pressure system that deepened to 974 hPa over the Sea of Japan on 31 August 2016 using the Japanese 55-year reanalysis (JRA-55) dataset. The low appears to have developed by absorbing Typhoon Lionrock (2016). This unusual development of the low occurred in a relatively weak baroclinic environment in association with high potential vorticity air that moved southeastward and downward along a slantwise isentropic surface in the upper troposphere. Middle and lower tropospheric warming also contributed to the deepening of the surface low. In the last stage of its development, the upper-tropospheric trough became coupled with Typhoon Lionrock. Lionrock also contributed to the deepening of the low at an earlier stage by inducing moist air to flow in the lower troposphere between Lionrock and a high pressure system located to its north. The consequent latent heat release over the Sea of Japan led to intensification of the upper-tropospheric ridge and increased vorticity advection. These are also considered to have contributed to the deepening of the low.

1. はじめに

2016 年 8 月末に、東北地方太平洋側や北海道の主に山地の東斜面で大雨となり、多いところでは 24 時間に 200 mm 以上の降水量を観測した。この大雨による土砂災害や河川の氾濫等のため、岩手県や北海道では 20

人以上の死者が出た。気象庁 (2017) は、この大雨の要因として、台風第 10 号 (アジア名 Lionrock。以後、T1610 とする) が三陸沖から北西進して東北地方太平洋側に上陸した経路をとったことを指摘している。一方、この期間に T1610 とは別の低気圧が日本海で発達していた。Fig. 1 に 8 月 30 日と 31 日の 0000 UTC (以下、時刻は協定世界時で、UTC で表記する) の地上天気図 (気象庁解析)、及び、ひまわり 8 号による赤外線画像 (B13) を示す。30 日には日本海に 986 hPa の低気圧、関東の東海上には中心気圧 965 hPa の T1610 がある

Corresponding author: Naoko Kitabatake
Meteorological College
7-4-81, Asahi-cho, Kashiwa, Chiba 277-0852, Japan
E-mail: nkitabatake@mc-jma.go.jp

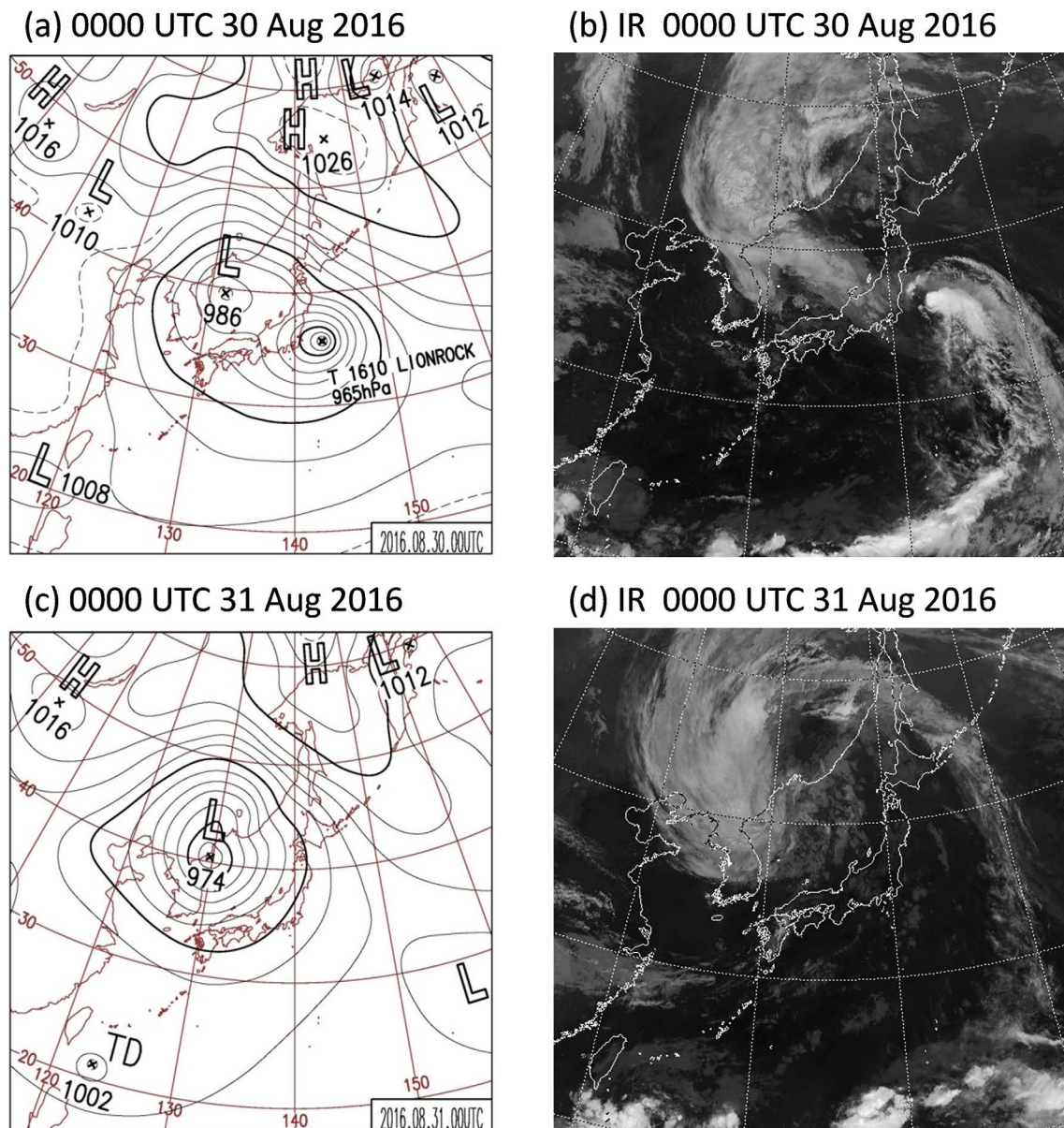


Fig. 1 (a) Surface weather chart by the Japan Meteorological Agency (JMA) and (b) infrared imagery obtained from Himawari-8 for 0000 UTC 30 August 2016. (c) (d) Same as panels (a) and (b), respectively, but for 0000 UTC 31 August 2016.

(Fig. 1a)。T1610 は強い勢力ではあるが、雲域は成熟期の台風の特徴である軸対称性や眼を持った構造を既に失っている (Fig. 1b)。このあと、T1610 は衰弱しながら日本海の地上低気圧の東を北上～北西進して東北地方太平洋側から北海道の西に進み、30日 1500 UTC に温帯低気圧に変わった後、31日 0000 UTC には消滅した。その一方で、日本海の低気圧の中心気圧は深まり、T1610 を吸収するような形となって、31日 0000 UTC に最低気圧は 974 hPa となった (Fig. 1c, d)。また、30～31日にはオホーツク海に高気圧があり、これとその南の低気圧・台風のために北日本では南東風が持続したことで、台風の北西進と東北地方太平洋側や北海道の主に山地の東斜面での地形性降水による大雨につながったことが考えられる。

一般に、熱帯低気圧以外の低気圧が日本付近で発達しやすいのは、環境場の傾圧性が強い寒候期である (例えば、Kuwano-Yoshida 2014; Hayasaki and Kawamura 2012)。暖候期の日本付近の低気圧については、梅雨前線帯の低気圧に関する先行研究はあり、最近では Tochimoto and Kawano (2017a, b) が数値実験により、日本の東では上層トラフの影響により傾圧的な発達をするのに対して、西日本以西では傾圧的な発達は小さく相対的に非断熱加熱の寄与が大きい傾向があることを示した。ただし前者が発達するのは大陸や日本列島から東に離れた海上であり、また後者は比較的スケールが小さい低気圧である点で、本事例とは類似しない。盛夏期の日本付近では、台風が北上して温帯低気圧に変わることで、結果的にある程度の強さの低気圧が日

本に影響することはあるが、台風として発生したものではない低気圧が盛夏期に日本付近で発達することはあまりない。また、本事例はいわゆる爆弾低気圧 (bomb; Sanders and Gyakum 1980) の基準を超えるような急発達ではなく、数日間にわたって気圧の深まりが続いたものであった。上述のように、この低気圧が T1610 の進路・強度変化や日本の大雨に深くかかわっていると考えられることから、この低気圧がこの場所でどのように発達したのかを明らかにすることは、防災の観点からも重要である。

中緯度の低気圧が南から北上した熱帯低気圧を吸収して発達したように見える事例としては、1999年に北大西洋で Hurricane Grace の消滅後に発達した、Perfect Storm (Junger 1997) として知られる低気圧がある。この低気圧は、10月30日と11月2日の2回の発達のピークを経ており、このうち、1回目の最盛期は強い寒気の南下と Hurricane Grace の北上による傾圧性の増大による発達が指摘されている (Cordeira and Bosart 2011)。このときは、Hurricane Grace は衰弱・消滅したが、それに伴う下層の暖かい湿潤な気団がその北の温帯低気圧の発達に寄与したとされる。本事例は、海域や季節は異なるが、これとの類似が考えられる。

本研究では、この日本海の低気圧の発達について、発生期の28日から最盛期の31日まで、上層トラフ、台風、さらに下流側の上層リッジ・高気圧との関連を明らかにすることを目的とする。第2節では、使用したデータについて述べる。第3節では、500 hPa より下層の変化について等圧面解析の結果から述べ、第4節では、力学的圏界面と対流圏上層の変化を等温位面解析と等渦位面解析の結果から述べる。第5節は、中緯度擾乱と台風の相互作用について述べる。第6節は、まとめである。

2. データ

低気圧と高気圧の位置や中心気圧は、気象庁天気図に記載された6時間ごとの解析値を用いた。また、総観場の解析には、気象庁55年長期再解析: JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) の等圧面解析値及び海面気圧解析値を用いた。水平解像度は 1.25° 、時間間隔は6時間である。等温位面及び等渦位面の解析も、等圧面解析値を用いて行った。 2 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 等渦位面の解析には、各格子点で最も高い高度の 2 PVU 面を採用した。さらに、衛星画像として、ひまわり8号の赤外画像 (B13, $10.4 \mu\text{m}$) を使用した。

Fig. 2a に着目する低気圧・高気圧と T1610 の8月27～31日の経路を示す。本研究の主対象である日本海で発達した低気圧 (図中青線) は、九州北西海上で28日0000 UTC に発生して東進し、山陰地方を経て反時計回りに日本海を進んだ。中心が日本海になかった期間もあるが、本論文では期間を通して「日本海の低気圧」とする。T1610 (図中赤線) は、30日1500 UTC に温帯低気圧化 (温低化) して31日に消滅したとされるが、本論文では温低化後や消滅後の残骸の期間も含めて、

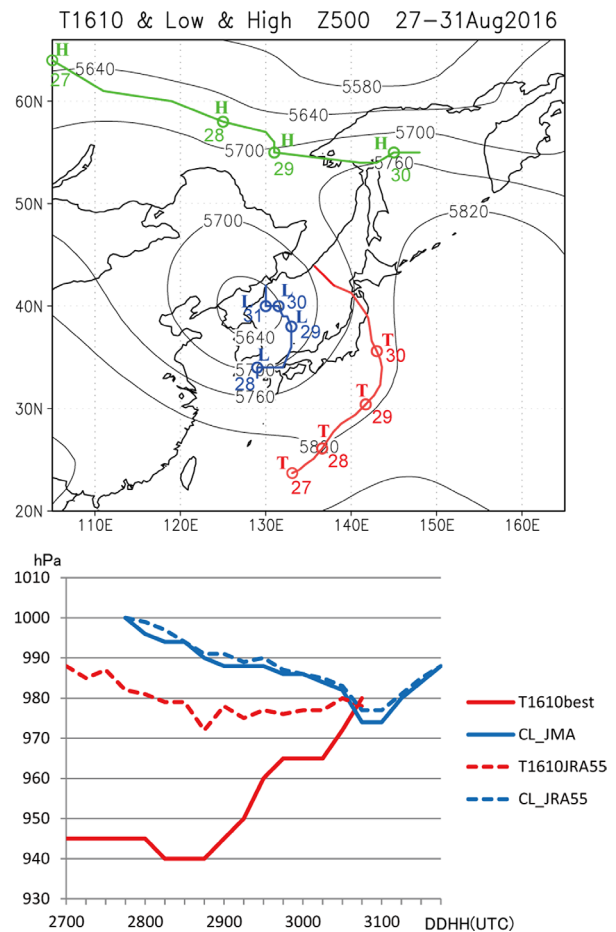


Fig. 2 (a) 500-hPa geopotential height averaged over 27–31 August 2016 (black contours; contour interval, 60 m) and the tracks of Typhoon Lionrock (T1610) (red line), the low over the Sea of Japan (blue line), and the surface high moving eastward along 55°N (green line). Open circles show the locations of each disturbance at 0000 UTC on the indicated date. (b) Time sequences of the central pressure of Typhoon Lionrock (red) and that of the low over the Sea of Japan (blue). Solid lines show JMA analysis data, and dashed lines show data from the JRA-55 reanalysis.

この擾乱を T1610 とする。また、シベリアからオホーツク海へと東進した高気圧 (図中緑線) を「 55°N 帯の高気圧」とする。

Fig. 2b に、日本海の低気圧と T1610 の中心気圧の変化を、気象庁天気図の解析値と、JRA-55 の海面気圧解析値で示している。T1610 (赤線) はスケールが小さいために JRA-55 では強度が十分に表現できていないのに対して、日本海の低気圧 (青線) は JRA-55 でおおむね同程度の強度が表現できている。

3. 対流圏下層～中層：地上から 500 hPa の総観場の特徴

3.1 地上低気圧・高気圧と下層前線帯

日本海の低気圧が発生・発達したのは中緯度だが、Fig. 1 に示した気象庁天気図では、それらの時刻には温帯低気圧の特徴である前線は解析されていない。Fig. 3

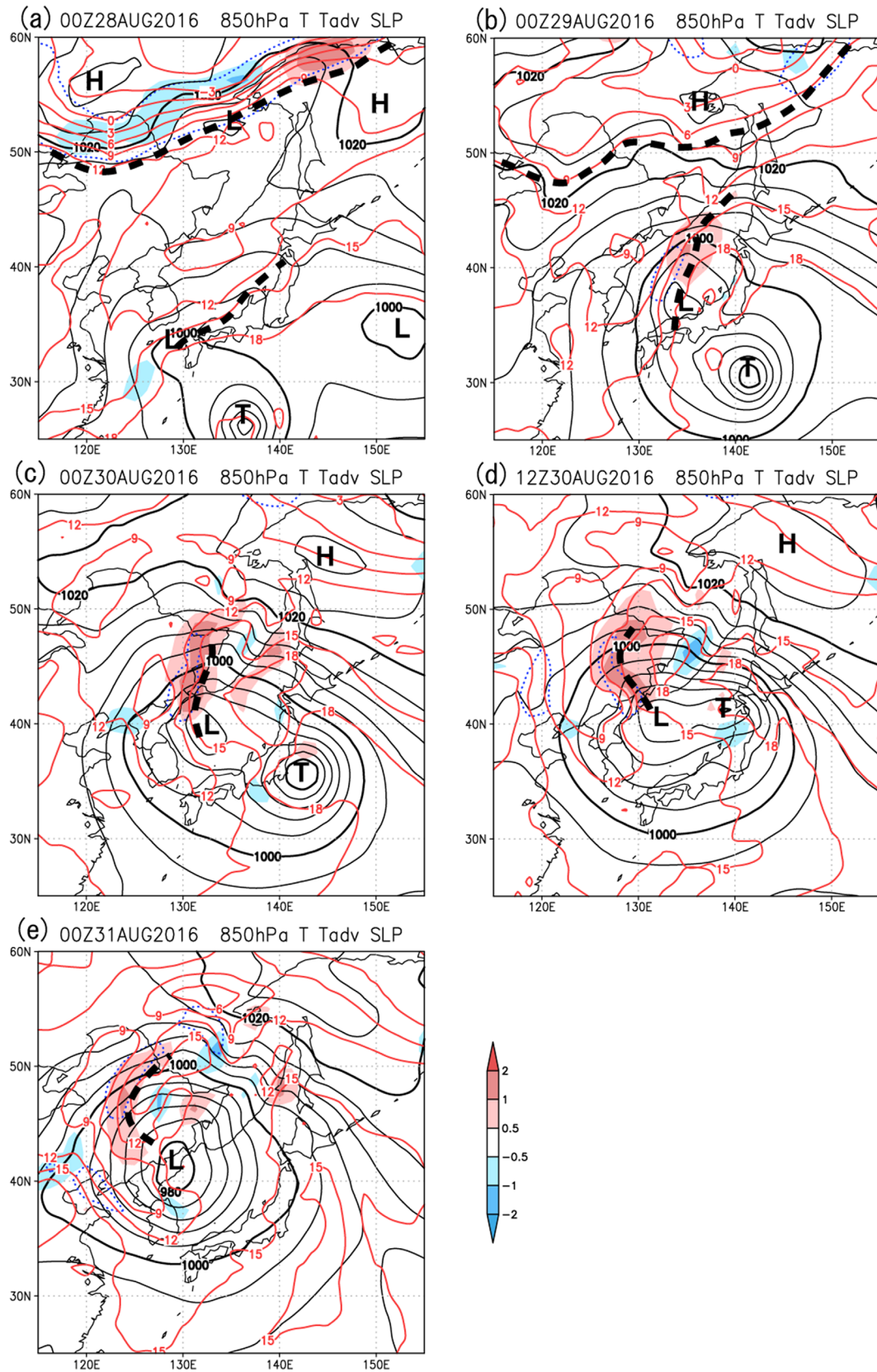


Fig. 3 Sea level pressure (black contours; contour interval, 4 hPa), 850-hPa temperature (red contours; contour interval, 3°C), horizontal temperature gradients $\geq 2^{\circ}\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$ (blue dotted lines), and horizontal temperature advection (shading, K hour^{-1}) at (a) 0000 UTC 28 Aug, (b) 0000 UTC 29 Aug, (c) 0000 UTC 30 Aug, (d) 1200 UTC 30 Aug, and (e) 0000 UTC 31 Aug. Bold dashed lines show the positions of subjectively analyzed fronts.

で、JRA-55の海面気圧と850 hPaの気温及びその水平傾度と水平温度移流を確認する。図中には、水平温度傾度を参考に主観的に前線を太破線で記入している。

28日 (Fig. 3a) には、50~60°N のオホーツク海北部からアムール川流域へのびる顕著な前線帯と、日本海から東シナ海へのびる弱い前線帯が見られる。北の顕著な前線帯の北側には850 hPaで-3°C以下の寒気があり、55°N帯の高気圧はこの下層寒気の影響を受けて海面気圧が高く、1028 hPaとなっている。日本海はほぼ全域が850 hPaで12°C以下である一方、日本付近の前線帯は12~15°C程度であり、この弱い前線帯上に九州の北西で低気圧が発生している。このとき、T1610は日本の南にあり、中緯度の前線帯からは離れている。

29日から30日0000 UTC (Fig. 3b, c) にかけてはT1610が北上するとともに、山陰沖では低気圧が強まっている。日本海には850 hPaで15~18°Cの領域が広がり、低気圧の北側の日本海西部で前線帯とそれに伴う暖気移流が強まった。そのあと、T1610は弱まりながら30日1200 UTC (Fig. 3d) には津軽海峡の西、30日1800 UTC (図は省略、Fig. 2bの経路も参照) には沿海州に進んだ。それとともに、日本海北部では18°C以上となり、日本海の低気圧の北側の水平温度傾度の大きい領域は暖気移流を伴いながら日本海から北西方向の大陸へと移動した。日本海の低気圧の南側は30日0000 UTCから1200 UTCには850 hPaで15°C以下の相対的な寒気となったが、寒気移流は弱い。31日0000 UTC (Fig. 3e) には、T1610に対応する海面気圧の極小は消滅している。日本海の低気圧の西~北側は引き続き水平温度傾度が大きい、日本海はほぼ全域が850 hPaで15°C以下となり、日本海北部ではやや低温化した。

50°N以北では、28日に顕著であった前線帯が、それ以後は不明瞭になった。その北の55°N帯の高気圧に伴っていた寒気は、28日には850 hPaで-3°Cであったのが、29日には0~6°C、30・31日には6~12°Cと暖まっている。

55°N帯の高気圧における下層の昇温や、日本海の低気圧における31日の下層の気温下降は、層厚の変化を伴う。仮に上層の等圧面高度場に変化がなかったとすると、これらの気温変化はそれぞれ、高気圧の衰弱(海面気圧の低下)と低気圧の衰弱(海面気圧の上昇)に寄与するはずだが、Fig. 2ではそのようには見えない。そこには、上層のジオポテンシャル高度の変化、すなわち、トラフ・リッジの強化の寄与があったことが考えられる。次項で、それを確認する。

3.2 地上低気圧・高気圧と500 hPaトラフ・リッジ、及び層厚との関係

ここでは、地上低気圧・高気圧と500 hPaトラフ・リッジ等との関係を調べるが、それに先立って、8月27~31日の500 hPaジオポテンシャル高度の平均場と低気圧・高気圧の経路の関係 (Fig. 2a) を確認しておく。この期間、30~50°N帯では偏西風の蛇行が大きく、130°Eと180°E(後者は図に示さない) 付近に深いトラフまたは切離低気圧、155°E付近にはリッジがあって、

ほとんど停滞していた。本論文で着目する日本海の低気圧は、28日に130°Eのトラフ・切離低気圧の南で発生し、深まりながら北東~北進して、最も深まった31日には切離低気圧の中心付近に達した。T1610は130°Eのトラフの東側を北~北西進して、30~31日に日本海北部で衰弱し、消滅した。

一方、55~60°N付近は西風が卓越し、Fig. 2aの平均場では示されない短波長のトラフ・リッジが比較的速い速度で東進していた。55°N帯の高気圧はこの短波長トラフ・リッジの東進とともに東に進んだ。この高気圧は、地上天気図で中心を特定できなくなった30日後半から31日にはFig. 2aに経路が示されていないが、海面気圧分布では60°N以北に中心を持つ高気圧の南への張り出しとして表現されるようになっており、オホーツク海付近は地上高気圧の状態が続いていた (Fig. 1, Fig. 3)。

500 hPaトラフ・リッジと地上低気圧等の関係をさらに詳細に見るため、Fig. 4に、各時刻の500 hPaのジオポテンシャル高度と、1000 hPaのジオポテンシャル高度(海面気圧にほぼ対応)、及びそれらの差である層厚を示す。層厚 ΔZ は、

$$\Delta Z = \frac{R_d \bar{T}_v}{g} \ln \left(\frac{p_{low}}{p_{up}} \right) \quad (1)$$

によって、その層の仮温度の平均 \bar{T}_v (これはその層の平均気温にほぼ等しい)と関連付けられる。 R_d は乾燥大気的气体定数、 g は重力加速度、 p_{low} と p_{up} はそれぞれ、層の下側と上側の気圧で、Fig. 4に関しては $p_{low} = 1000$ hPa、 $p_{up} = 500$ hPaである。一方、1000 hPaのジオポテンシャル高度の分布は海面気圧の分布にほぼ対応する。なお、1000 hPa面ジオポテンシャル高度が負になるのは、それが海面下になることを意味するが、これは基本的には(1)式の関係により下層気温を用いて解析されているので、以後の議論で1000 hPa面ジオポテンシャル高度の値が負となる仮想的な面を扱う場合でも、下層気温に基づく1000 hPa面の値を用いて500~1000 hPa面の平均気温を論じることになるので問題はない。

Fig. 4において、T1610は、28日 (Fig. 4a) には1000 hPa・500 hPa面とともに低気圧となっていて、低気圧中心で層厚が5850 m以上と大きく、暖気核を持つ擾乱である。30日まで同様の構造を持つが、層厚は減少しつつあり、31日 (Fig. 4d) には暖気核とともに台風中心も消滅している。

日本海の低気圧に関しては、28日 (Fig. 4a) には1000 hPa面高度分布で九州北部付近にあった-30 mの極小が、31日 (Fig. 4d) には-180 mまで低下した。またこの低気圧中心を層厚分布との関係で見ると、当初は層厚傾度の大きい領域にあったのが、最終的には寒気内に進んだように見える。この低気圧の深まりと傾圧帯との関係は、第3.1節で地上天気図 (Fig. 3) で見たのと同様である。この低気圧は最盛期の31日には500 hPaの切離低気圧中心とほぼ一致した位置になっていて (Fig. 4d)、寒冷低気圧の特徴を持っていた。ただ

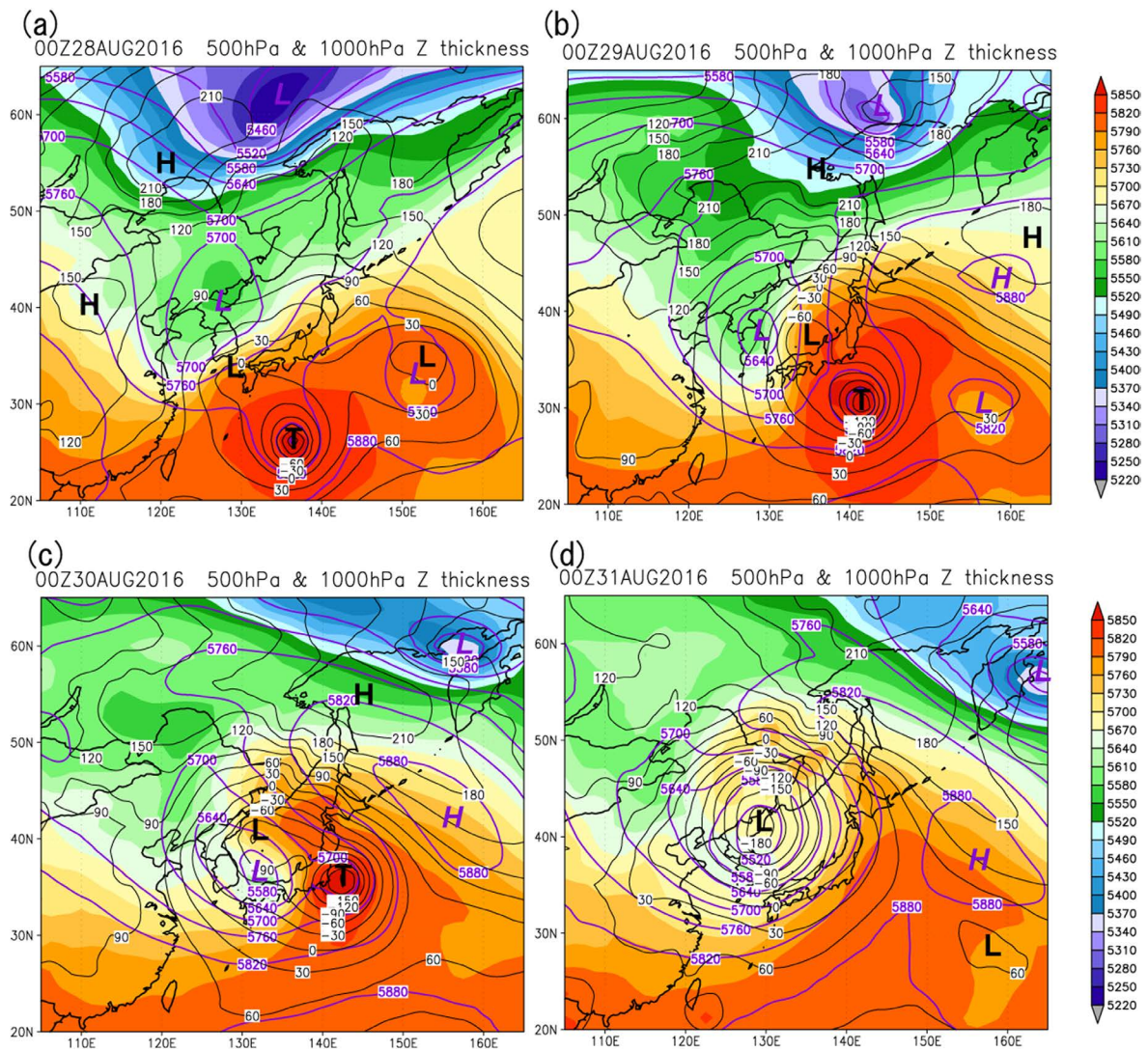


Fig. 4 1000-hPa (black contours) and 500-hPa (purple contours) geopotential height (contour interval, 30 m) and layer thickness between the 1000- and 500-hPa isobaric surfaces (shading, m) at (a) 0000 UTC 28 Aug, (b) 0000 UTC 29 Aug, (c) 0000 UTC 30 Aug, and (d) 0000 UTC 31 Aug.

し、500 hPaの切離低気圧は、当初（28日、Fig. 4a）は5700 m等値線の閉じた低気圧であったのが、31日（Fig. 4d）には中心付近の高度は5520 mまで下がっている一方、層厚は当初（28日）は5580 mだったのが最終的（31日）には5670 mまで増大し温まっていた。特に30日から31日にかけては、切離低気圧に伴っていた寒気核と台風に伴っていた暖気核のコントラストが急速に小さくなり、それ以前とは異なる変化があったことが示唆される。

50°N以北では、層厚5400 m以下の強い寒気を伴った500 hPaの短波長トラフが速い速度で東進していた。着目していた55°N帯の高気圧は、28日（Fig. 4a）には、この500 hPaトラフの下～後面で、層厚5490 m以下の寒気の下に位置している。30日（Fig. 4c）には、500 hPaトラフと寒気を中心は60°N沿いを150°E付近まで東進したのに対して、地上高気圧（1000 hPaジオポテンシャル高度極大）はオホーツク海北部の55°N、

145°E付近に中心を持ち、そこでは層厚が5580 m程度と、28日と比較して増大（昇温）していた。そして、500 hPaでは、50°N以北の短波長トラフは150°E以東に進み、地上高気圧は155°E付近に停滞していた長波長リッジ（ジオポテンシャル高度5790 m以上）に覆われている。つまり、下層で見られる高気圧としては、下層寒気により下層に限定された構造の高気圧から、下層～中層に暖気を伴った背の高い高気圧へと変化していた。この傾向は、31日（Fig. 4d）にも続いていた。

3.3 500 hPa 渦度

現業予報では、低気圧の発達には準地衡風理論に基づき、下層水平温度移流と上層水平渦度移流で診断する。このうち、前者は第3.1項とFig. 3で示されている。ここでは、500 hPa相対渦度（以後、単に渦度とする）の分布でどのように表現されているかを確認する。

まず、T1610は、30日0000 UTCまでジオポテンシ

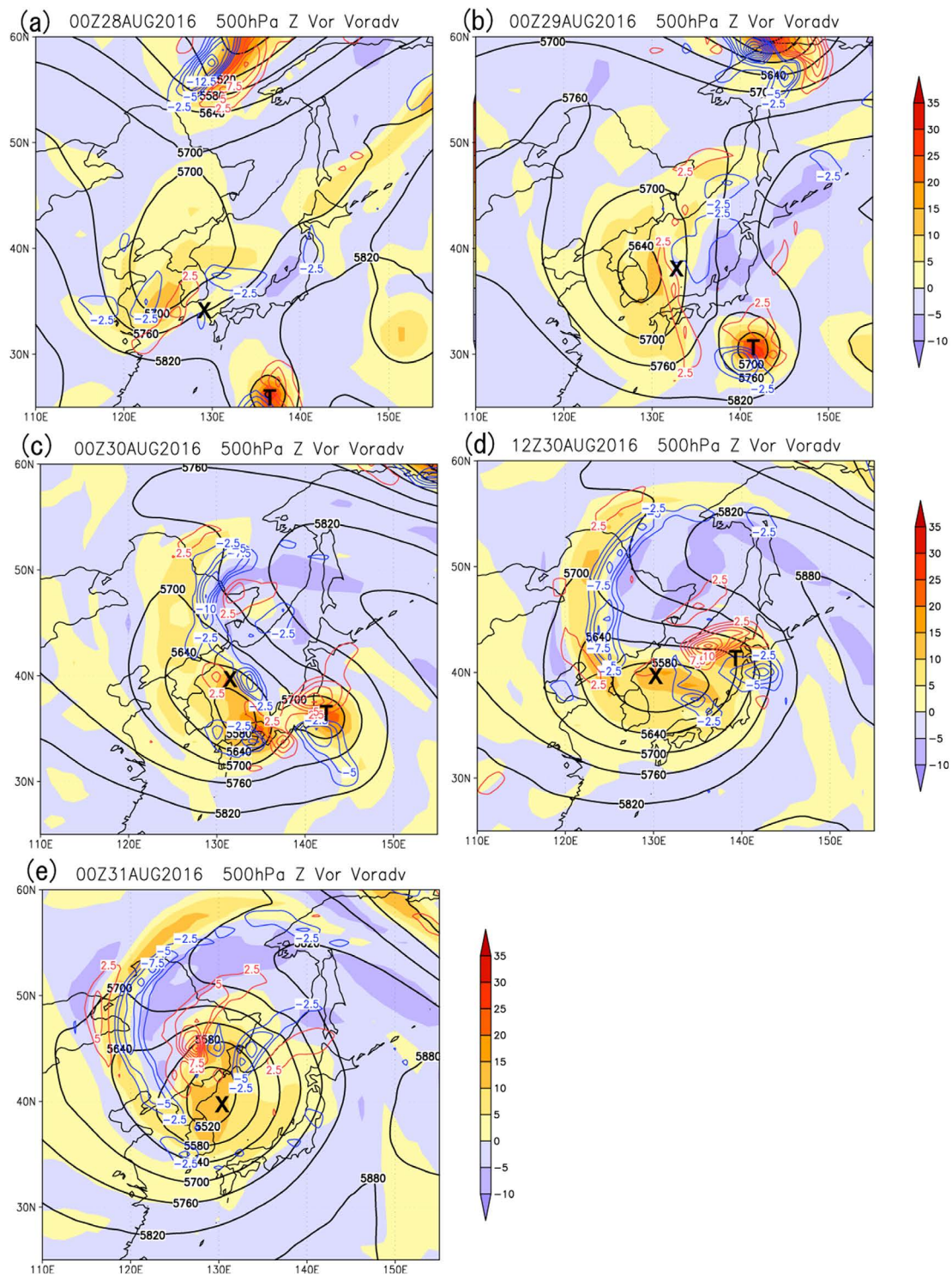


Fig. 5 500-hPa geopotential height (black contours; contour interval, 60 m) and relative vorticity (shading, 10^{-5} s^{-1}) and its horizontal advection (red, positive advection; blue, negative advection; interval, $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} (3 \text{ h})^{-1}$ with 0 lines omitted). (a) 0000 UTC 28 Aug, (b) 0000 UTC 29 Aug, (c) 0000 UTC 30 Aug, (d) 1200 UTC 30 Aug, and (e) 0000 UTC 31 Aug. In each panel, T and X are the centers of T1610 and the low over the Sea of Japan, respectively, at the surface.

ル高度極小及び渦度極大として明瞭である (Fig. 5a-c)。30日 1200 UTC (Fig. 5d) には高度極小としては検出できないが、渦度では津軽海峡西方に極大が見られる。これは、同時刻の地上天気図 (図省略) での T1610 の中心とほぼ同じ位置である。

日本海の低気圧に関連する上層切離低気圧の渦度は、28・29日 (Fig. 5a, b) は $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度であったのが、30日には $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度に増大している (Fig. 5c, d)。31日 (Fig. 5e) には極大値は減少しているが、 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域はそれ以前より増大しているように見え

る。

一方、T1610の北側では負の渦度域の広がりが見られる。28日 (Fig. 5a) には $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以下の領域は本州付近の比較的狭い範囲に限られていたのが、29日 (Fig. 5b) には北日本、30日 (Fig. 5c, d) にはサハリン付近からシベリア東部へと広がり、関連して、大規模なリッジが強まりながら31日にかけて 50°N 以北へと北上している (Fig. 5e)。このリッジ強化は、第3.2項で指摘した 55°N 帯の高気圧付近の昇温・層厚増大による500 hPa ジオポテンシャル高度の増大に対応している。

これらに関連して、日本海の低気圧の周辺の渦度移流にも変化が見られる。28日と29日 (Fig. 5a, b) には地上低気圧 (図中 X) 近傍は正渦度移流が卓越しているが、30日以降 (Fig. 5c-e) は日本海で南東風が卓越するようになったために地上低気圧周辺とその北側では負渦度移流が卓越し、時間とともに低気圧の北側の負渦度域が西へ拡大している。T1610の北～北西側では正渦度移流となって、T1610の移動を示している。

ここまでで、中緯度切離低気圧の中層 (500 hPa) 正渦度の増大・ジオポテンシャル高度の低下と下層の層厚増大が日本海の低気圧の深まりに、また、中層負渦度の増大・リッジの強化が 55°N 帯の高気圧の勢力に関連していることが示された。しかし、中層の渦度の変化、特に日本海の低気圧に関する 45°N 以南のトラフの正渦度の30日までの増大と、その北側のリッジ強化による 45°N 以北の負渦度域の広がりにより、逆位相パターンとなる要因が、説明できていない。ここまでは500 hPaよりも下層のみを見ていたので、次節以降では、500 hPaより上の層の変化と、そこから500 hPa面への反映について検討する。

4. 対流圏の中・上層の総観場の特徴

4.1 330 K 等温位面

前節の対流圏中層の変化をさらに検討するために、同じ期間について、この項では330 K等温位面渦位 (Fig. 6) を見る。330 K等温位面は、この時期には、日本の南でほぼ500 hPa付近、シベリアでは250 hPa付近の高度で、日本付近では北西ほど上空へ傾斜している。ここでは、この等温位面上の擾乱について解析し、500 hPaの渦度にどのように反映されたかを検討する。

T1610は、30日0000 UTCまでは500 hPa付近で3 PVU程度の渦位を伴った擾乱として表されている (Fig. 6a-c)。一般に、台風は強い非断熱加熱を伴っているので、渦位の値が変わらないように見えるのは断熱での渦位の保存によるものではなく、非断熱加熱による下層渦位の生成とその鉛直移流による中層渦位の増大が含まれている。

一方で、日本海の低気圧に関連する中上層渦位極大は、Fig. 6では300～450 hPaにわたって大きく傾いた等温位面上を移動する5 PVU以上の渦位極大を伴った擾乱として表されている。西日本には29日0000 UTC (Fig. 6b) にその先端がかかりはじめ、30日0000 UTC

(Fig. 6c) には西日本に400 hPaで5 PVU以上の渦位極大が現れている。上部対流圏起源の高渦位空気が傾斜した等温位面上に沿って斜めに下降したことで、前節で示した500 hPa面渦度の増大に反映されたことが示唆される。

このあと、30日1200 UTC (Fig. 6d) には、日本海の低気圧に関連する渦位極大は能登半島沖で最大値3 PVU程度に弱まり、T1610に伴う津軽海峡西方の渦位極大 (3 PVU程度) の位置に接近している。31日0000 UTC (Fig. 6e) にはこれらの高渦位域は西進して日本海西部・中国大陸に進み、最大2 PVU程度に弱まっている。非断熱加熱があると渦位はその極大の下の層で増大、上の層で減少し (付録(A8)式)、台風に伴う対流圏の高渦位は潜熱解放に伴う非断熱加熱によって生じていると考えられることから、T1610に伴っていた高渦位の弱まりは、非断熱加熱の弱まり (Fig. 1dの衛星画像での対流雲の衰弱に反映される) による下層渦位生成の減少とその鉛直移流の減少によると考えられる。一方、日本海の低気圧関連の上層起源で西方から下降してきた高渦位域の弱まりは、対流圏起源の低渦位空気との混合や、非断熱加熱に伴う対流圏上層渦位の減少が要因として考えられる。

一方で、これらの高渦位域の北側では、1.5 PVU以下の相対的な低渦位域が拡大している。1.5 PVU以下の領域の北端は28日 (Fig. 6a) には日本海北部で 42°N 付近であったのが、29日 (Fig. 6b) には 53°N 付近、30日 (Fig. 6c) には 60°N 付近へと北へ拡大している。一方、西端は29日 (Fig. 6b) には 130°E 付近であったのが30～31日 (Fig. 6c-e) には 120°E まで西進している。この低渦位領域の拡大は、特に、29～30日に大きく、第3.3項の最後に指摘した500 hPa面の負の相対渦度域増大とリッジ強化に対応する。渦位の減少が地上低気圧中心の北側1500 km以上にまで及んでいることについては、等温位面上の断熱的な北～西向きの水平移流に加えて、非断熱過程による上層渦位の減少の寄与が考えられる。後者には、①低気圧中心付近だけでなく北側にのびた前線帯 (Fig. 3) の付近でも小さくない潜熱解放が生じていたこと、②地上低気圧の北側に広がった中・上層雲 (Fig. 1b参照) からの放射による圏界面付近の冷却、③傾圧帯で潜熱解放が起こる場合は上層の渦位減少が潜熱解放域の直上よりも寒気側に生じること (付録(A10)式参照) の寄与が考えられる。上部対流圏における渦位の変化については第4.3項でさらに検討する。

4.2 2 PVU 面と下層渦位の変化

第4.1項で見たように渦位の保存・非保存を等温位面上で見ることには意義があるが、ひとつの等温位面上だけで見ることは、総観規模現象の全体像を把握する上では十分とは言えない。しかし、数多くの等温位面上を見るのは煩雑であり、現実的ではない。そこで、ここでは、上部対流圏を代表するものとして、しばしば力学的圏界面として扱われる2 PVU等渦位面 (Hoskins *et al.* 1985) の変化を、29～31日について、特に30日

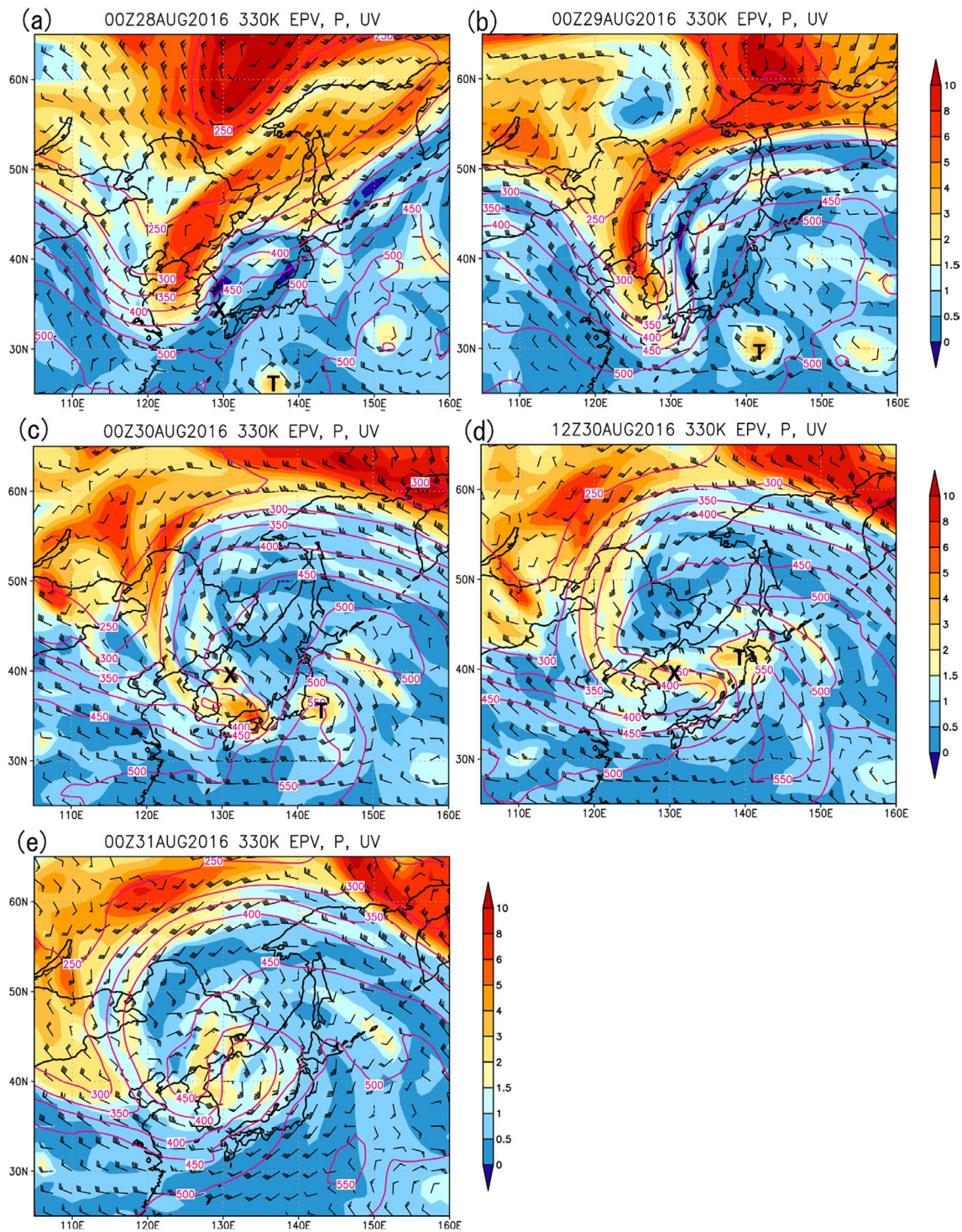


Fig. 6 330-K isentropic potential vorticity (shading, PVU), pressure (red lines, hPa), and wind (pennant, 25 m s^{-1} ; long barb, 5 m s^{-1} ; short barb, 2.5 m s^{-1}). (a) 0000 UTC 28 Aug, (b) 0000 UTC 29 Aug, (c) 0000 UTC 30 Aug, (d) 1200 UTC 30 Aug, and (e) 0000 UTC 31 Aug.

は重点的に6時間ごとに見る (Fig. 7)。

この期間、2 PVU 面は T1610 の上空では 150 hPa より上空まで上昇し、365 K 以上に暖められている。これは圏界面の持ち上げ (tropopause lifting) と呼ばれ (Bosart and Lackmann 1995)、熱帯低気圧の近傍で非断熱加熱により上部対流圏の渦位が減少することで生じることが

指摘されている。ただし、温位は、T1610 の直上よりもその北側のリッジで温位 375 K 以上に上昇している。リッジに関連した 2 PVU 面上昇は、29 日 (Fig. 7a) に本州付近、30 日 0000 UTC に日本海北部で大きく、それ以後はシベリア東部からオホーツク海にかけても顕著である。これは、前項で述べた等温位面上の渦位

と同様、断熱過程での等渦位面上の温位の保存では説明できず、非断熱加熱域の上層及びその寒気側の渦位の減少によって生じていると考えられる。

上層の切離低気圧・トラフや 330 K 等温位面上の高渦位として解析された 2 PVU 面の折れ込みは、この図で見える限りは期間を通して 400 hPa まで下降し、325 K 以下となっている深い折れ込みである。その周辺は、温位・気圧が不連続な分布となっている。このような不連続分布は、上層起源の高渦位空気が対流圏の低渦位空気に斜めに折れ込んでいるため、実際には折れ込みの下端は図から読み取れるものより、さらに低い高度まで達していると考えられる。

Fig. 7 では、850 hPa 面の渦位も太実線で示している。日本海の低気圧との関連としては、29 日 0000 UTC (Fig. 7a) には山陰地方から日本海中部へ、30 日前半には日本海西部から中国東北区へと帯状に分布する下層高渦位領域があり (Fig. 7a, b)、それ以後はさらに西進している。この下層高渦位生成は、Fig. 3 に示した日本海の低気圧中心から北側にのびる下層前線帯に関連した降水に伴う非断熱加熱によるものと考えられる。一方、T1610 に伴う下層高渦位域 (> 1 PVU) は、30 日 0000 UTC (Fig. 7b) に関東の東に達し、同日 1200 UTC (Fig. 7d) には津軽海峡、1800 UTC (Fig. 7e) には沿海州に進んでいる。30 日 1200 UTC 以降は、T1610 の下層渦位とその南西側からの力学的圏界面の折れ込み (2 PVU 面の下降域) が重なっており、このあと、31 日 0000 UTC (Fig. 7f) には、T1610 に伴う下層渦位はそれ以外のものと区別がつきにくくなっている。このころの T1610 と上層起源の擾乱との相互作用については、第 5 節で考察する。

4.3 トラフ・リッジの変形

T1610 の北西進や、北日本での南東～東寄りの風の持続は、日本海での低気圧・トラフの強化と北方の高気圧・リッジの強化に関連して生じた。この逆位相パターンは、第 3.2 項及び Fig. 2a で指摘した大規模なトラフ・リッジの停滞の中で生じ、Fig. 5 の 500 hPa 渦度分布では日本海を中心とする正渦度域の停滞とともに、その北の負渦度域の西への拡大が顕著である。対応する変化は Fig. 6 の 330 K 等温位面渦位、Fig. 7 の 2 PVU 面温位分布でも見られる。このような上層のトラフ・リッジの変形は北嶋ほか (2017) でも見られた。そこで、それと同様に 200～300 hPa の平均的非発散風及び発散風による渦位移流で検討する (Fig. 8)。

28 日 0000 UTC には、120～130°E 付近で 40°N 付近及び 60°N 付近のそれぞれを中心とする渦位極大があり、非発散風ではそれらの東側に正渦位移流、西側に負渦位移流が計算され (Fig. 8a)、それらにより渦位極大域の東進が説明できる。発散風では、それらの渦位極大域の東側で負渦位移流となっていて (Fig. 8b)、渦位極大域の東進を抑制する。40°N 付近に中心を持つシステムに関する負渦位移流には、日本海中部～西部に中心を持つ発散が寄与している。その南西である九州の西には下層正渦位領域 (図中黒線) と中層の上昇流域

(図中赤線) がある。このことは、中層の上昇流に伴って凝結による潜熱加熱が生じ、それによって下層渦位が増大するとともに上層の流れに発散成分が生じたことを示唆する。

29 日 0000 UTC (Fig. 8c, d) には、前日に見られた渦位極大のうち、60°N 付近のシステムは東進したが、40°N 付近に中心を持つシステムは、40°N 以南では東進し、40°N 以北では西進することで、トラフの走向が変化している。これには、45°N 以南で前の時刻と同様に非発散風による渦位移流でトラフが東進する (Fig. 8c) と同時に、日本海北部～沿海州に中心を持つ発散風による負渦位移流でトラフの東進が抑制される (Fig. 8d) ことが寄与している。発散領域のうち、45°N 以南の日本海上空では、上昇流域と下層正渦位増大が見られる。

次の 30 日から 31 日にもトラフのおおむね 45°N 以南は非発散風による移流で北東進から北西進へと移動方向を変化させつつ進行し (Fig. 8e, g)、40°N 以北では発散風による移流による低渦位域の西方への拡大が見られる (Fig. 8f, h)。後者の発散風の中心には、日本海の低気圧とそれに関連する前線の周辺の下層高渦位域と上昇流域が見られる。これらにより、日本海の低気圧に伴う上昇流と潜熱加熱が、下層渦位増大と、上層発散及びそれに関連する上層トラフ変形に関連していることが示唆される。

ここまでで、様々な高度面での解析を示した。次節では、それらの高度面の関係と、そこに示された擾乱の構造、及び上層と下層の擾乱の相互作用を考察する。

5. 下層起源の擾乱と上層起源の擾乱との相互作用に関する考察

5.1 各解析面の関係と低気圧の熱力学的構造

第 3 節では、対流圏の中・下層を等圧面 (500 hPa、1000 hPa 面等) で、第 4 節では対流圏の中・上層を 330 K 等温位面や 2 PVU 等渦位面で解析した。それらの関係を模式的に示すと Fig. 9 のようになる。

Fig. 9a には、T1610 と日本海の低気圧及び上層の切離低気圧・トラフとの間に十分な距離のあった 8 月 30 日 0000 UTC ごろの状態を示す。T1610 の上空では、330 K 面は 500 hPa 面より下にある (Fig. 6c 参照)。これは、500 hPa 面では温位が 330 K (約 0°C) より高いことに対応する。そして、台風が暖気核を持つことに対応して、500 hPa 面と 1000 hPa 面との間の層厚 (Fig. 4c) は周囲より大きく、1000 hPa 面高度は海面よりかなり低い。渦位分布として見ると、T1610 の上空周辺では 2 PVU 面 (Fig. 7a 参照) は持ち上げられ、また、T1610 の中心付近の下層から中層にかけて 2 PVU 以上の空気が柱状の分布となっている。後者は、高渦位が非断熱加熱によって生成され、強い上昇流によって上方へ鉛直移流された結果として生じた分布で、台風において一般的に見られる特徴である。

同じころに、330 K 等温位面は西方では力学的圏界面に近い高度から T1610 の中心に向けて下方へ大きく傾

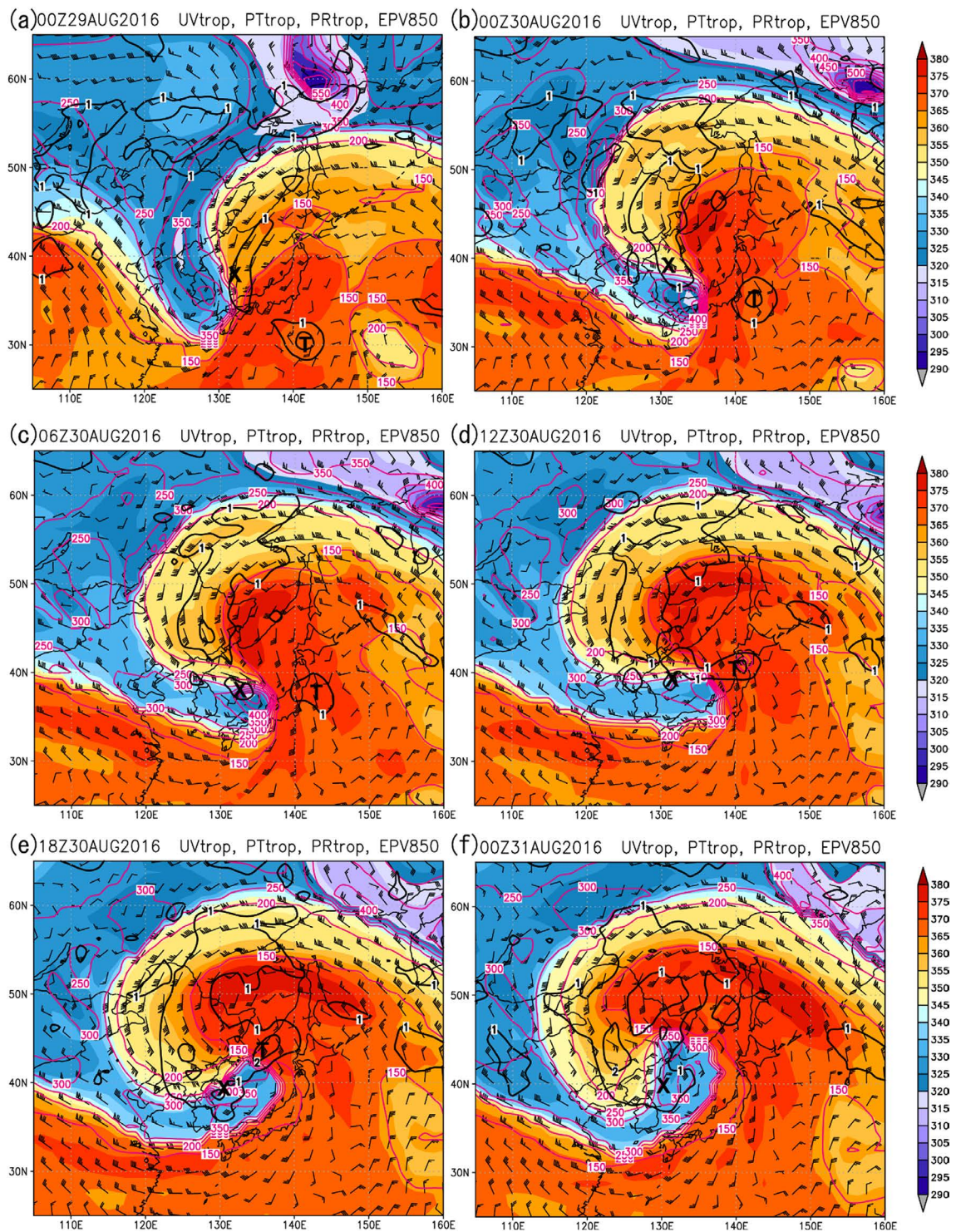


Fig. 7 Potential temperature (shading, K), pressure (red contours; contour interval, 50 hPa), winds (pennant, 25 m s^{-1} ; long barb, 5 m s^{-1} ; short barb, 2.5 m s^{-1}) on the 2-PVU surface, defined as the dynamic tropopause. Bold black contours denote 850-hPa potential vorticity greater than 1 PVU (contour interval, 1 PVU). (a) 0000 UTC 29 Aug, (b) 0000 UTC 30 Aug, (c) 0600 UTC 30 Aug, (d) 1200 UTC 30 Aug, (e) 1800 UTC 30 Aug, and (f) 0000 UTC 31 Aug.

斜している (Fig. 6c 参照)。2 PVU 面は対流圏中層まで折れ込んでおり、一部は 330 K 等温位面よりも大きく下降している。このために、330 K 等温位面上に渦位 2 PVU 以上の領域が現れる。この折れ込みの位置では空気が下降して昇温しているため、その下では相対的に

低気圧となっており、500 hPa 面はその位置でやや下降している。これは、2 PVU 以上の渦位の下降を反映して、500 hPa で渦度が増大している (Fig. 5c) ともいえる。等温位面上で渦位が保存されるということは、図のように傾斜した 330 K 等温位面を 2 PVU 以上の領域

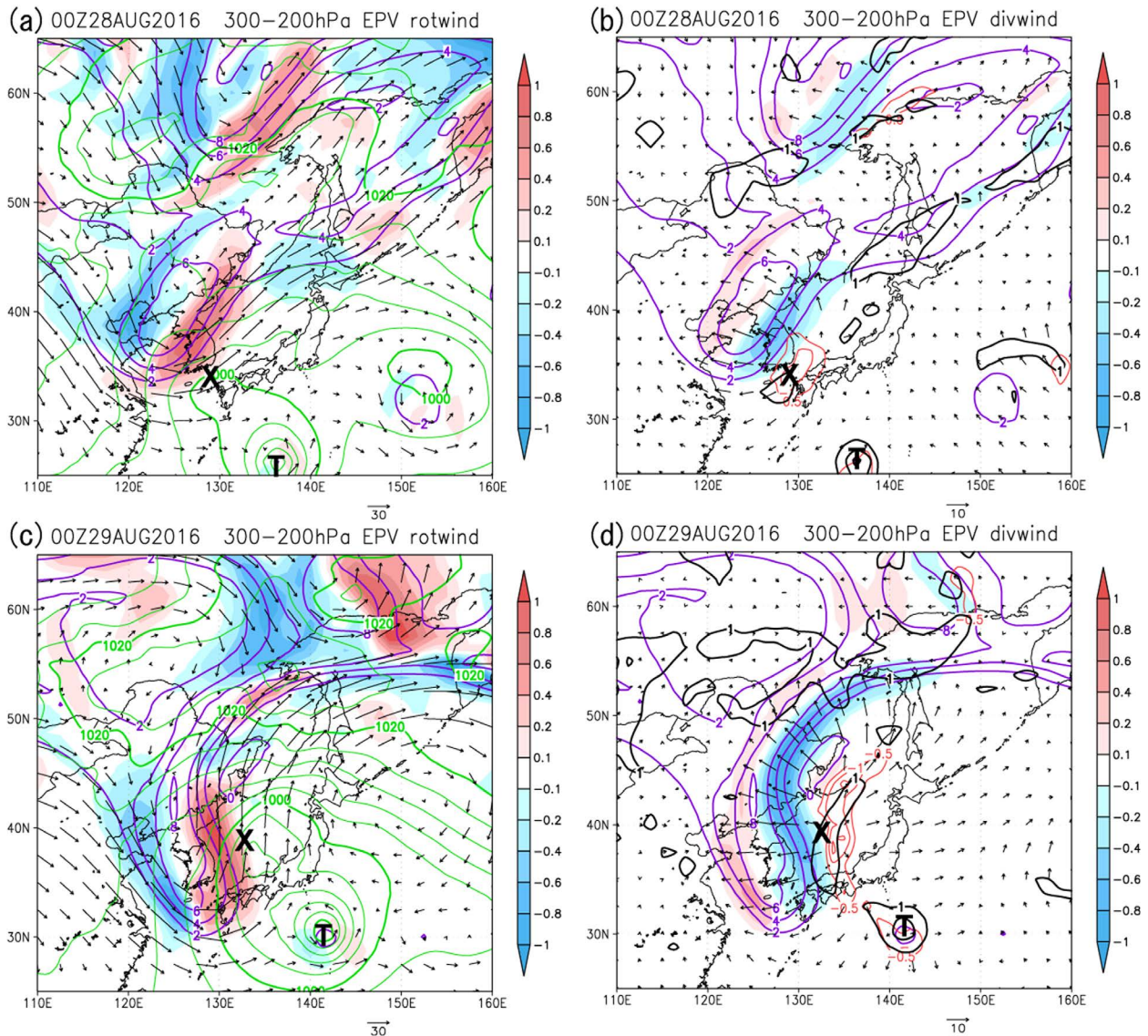


Fig. 8 (a) 200–300 hPa layer-mean potential vorticity (PV, purple contours; contour interval, 2 PVU), nondivergent wind (vectors, m s^{-1}), horizontal PV advection by the nondivergent winds (shading, PVU hour^{-1}), and surface pressure (green contours; contour interval, 4 hPa) at 0000 UTC 28 Aug. (b) Same as (a) but for the 200–300 hPa layer-mean divergent wind (vectors), horizontal PV advection by the divergent wind (shading), 850-hPa PV greater than 1 PVU (black contours), and the 700–500 hPa layer-mean vertical velocity (red contours, $< -0.5 \text{ Pa s}^{-1}$). (c) (d), (e) (f), and (g) (h) are same as (a) (b) but at (c) (d) 0000 UTC 29 Aug, (e) (f) 0000 UTC 30 Aug, and (g) (h) 0000 UTC 31 Aug.

が斜めに下降しながら移動することになり、それによって 500 hPa 面への影響も大きくなり、500 hPa 面の低気圧・トラフや渦度が強まることを説明できる。

Fig. 9b には、8 月 31 日 0000 UTC ごろの状態を示す。そのころには、T1610 は衰弱しており、それに伴っていた 2 PVU の柱状構造も小さくなっている。500 hPa 面の暖気が弱まったことを反映して、330 K 等温位面は 500 hPa 面より上に位置している (Fig. 6e 参照)。また、日本海及びその周辺では 330 K 等温位面には 2 PVU 以上の領域はごく小さく (Fig. 6e)、同時に、2 PVU 面上の 330 K 以下の領域もごく小さくなった (Fig. 7f)。これは、図のように 2 PVU 面の折れ込みが 330 K 面より上にあったことに対応している。このように 30 日と比較して 31 日に同じ 330 K 等温位面の渦位 2 PVU 以

上の領域がごく小さくなったのは、非断熱過程のため、等温面上の渦位が保存されなかったためと考えられる。

5.2 対流圏の安定度と、上層と下層の擾乱のカップリング

Hoskins *et al.* (1985) では、渦位を使っての温帯低気圧の発達メカニズムの説明として、上層と下層それぞれの渦位偏差の相互作用を指摘した。そこでは、上層正渦位偏差に伴う下層暖気移流域に下層正渦位偏差が位置すること、すなわち、上層正渦位偏差と下層渦位偏差が上下に重なるが、下層正渦位偏差がやや東にずれた位置関係になることが、上層と下層の擾乱のカップリングによる温帯低気圧の強化の条件であることが

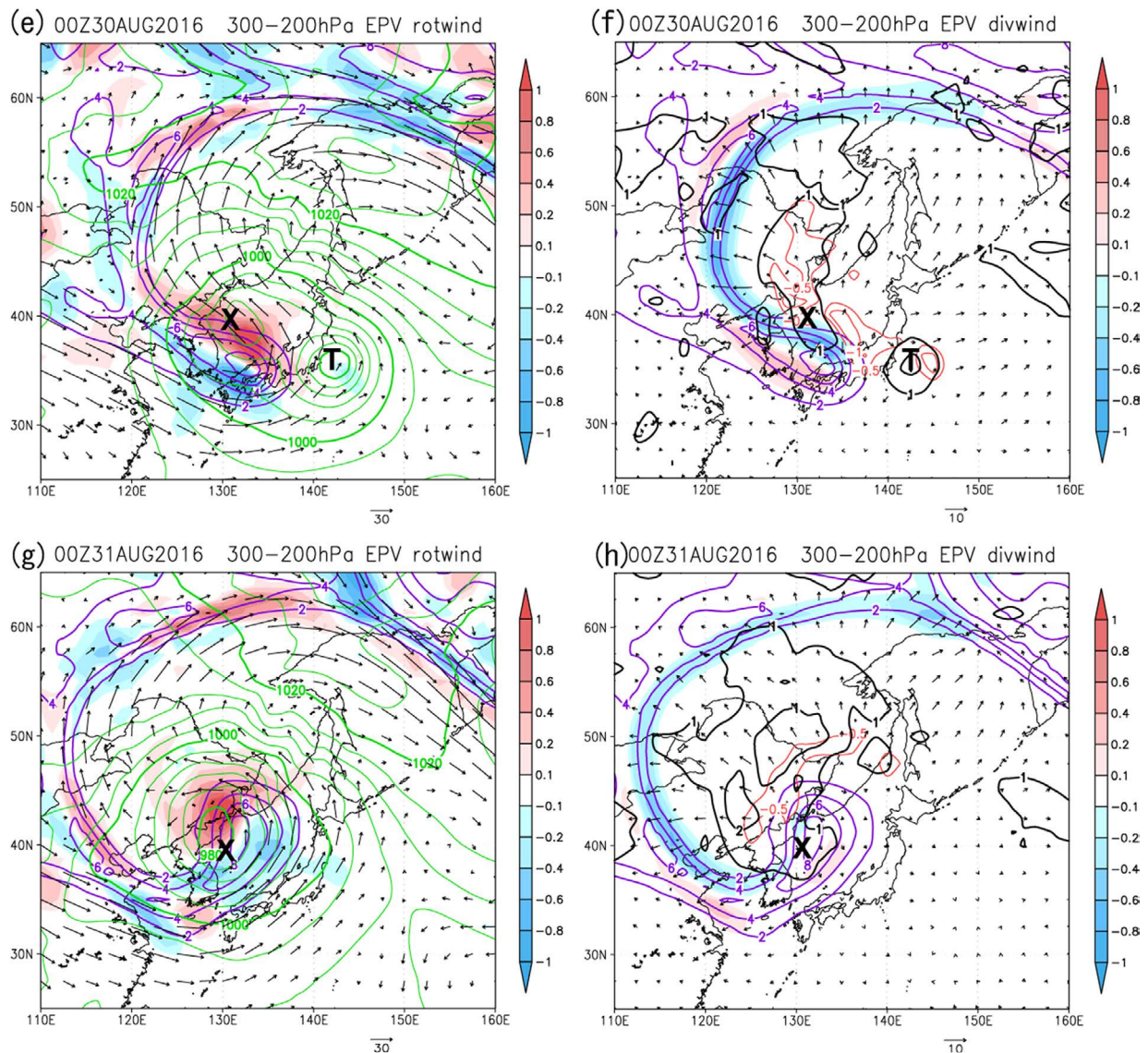


Fig. 8 Continued.

示された。本事例では、30日1200UTCごろから、力学的圏界面の折れ込みとT1610に伴う下層高渦位とが重なっていたことを、第4.2項で述べた。

ただし、このような上層擾乱と下層擾乱とのカップリングの起こりやすさは、Rossby Height $H = fL/N$ に関係し (L , f , N はそれぞれ、現象の水平スケール、コリオリパラメータ、プラント・バイサラ振動数)、鉛直安定度が小さいほどカップリングが起こりやすいとされる (Hoskins *et al.* 1985)。これは乾燥大気の場合で、湿潤大気に関しては Bosart and Lackmann (1995) や McTaggart-Cowan (2006) は力学的圏界面の温位と下層の相当温位の差を coupling index (CI) と定義し、湿潤大気中の上層擾乱と下層擾乱のカップリングの起こりやすさと、深い湿潤対流の起こりやすさの両方を表す指標とした。本研究では、2 PVU 面の温位 (Fig. 7 に示されている) を力学的圏界面温位 θ_r と定義し、また、850 hPa 面より下層での相当温位極大を θ_{el} と定義する。

そして、それらの差を CI として、Fig. 10 に示す。図中では、特に $\theta_{el} = 330$ K と $\theta_r = 340$ K の等値線を太線で描画している。

28日 (Fig. 10a) は、 $CI < 0$ K の領域が黄海に生じている。これは、強い力学的圏界面折れ込みに伴う $\theta_r \lesssim 330$ K の領域が $\theta_{el} \gtrsim 320$ K の領域の上空に進んだ結果として乗り上げたような分布になったことなどによる。同様の低 CI 領域は29日 (Fig. 10b) に九州・東シナ海北部、30日0000UTC (Fig. 10c) には西日本上空に見られる。そこでは、上層の力学的圏界面の折れ込みの進行とともに下層でも寒気移流があるため、 θ_r と θ_{el} がともに低下している。一方、同じ時刻に関東の東のT1610は高い $\theta_{el} > 350$ K を伴っているが、その上空には力学的圏界面の折れ込みは達していない。これらから、CI で見た力学的圏界面の折れ込みとT1610のカップリングはまだ起こっていないと言える。その後、30日1200UTC (Fig. 10d) には、2 PVU 面の折れ込み

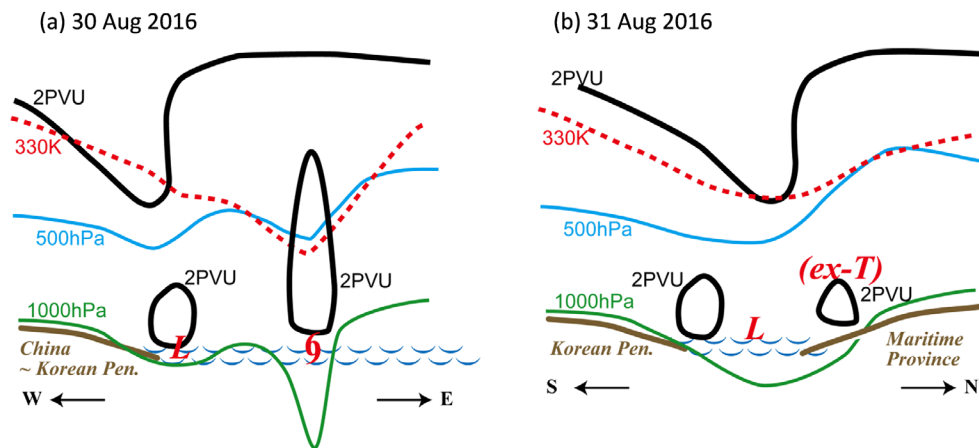


Fig. 9 Relationships among the 1000- and 500-hPa isobaric surfaces (Figs. 4 and 5), the 330-K isentropic surface (Fig. 6), and the 2-PVU surface (Fig. 7) in vertical cross section across the surface low over the Sea of Japan (red “L”) and Typhoon Lionrock (T1610). (a) East–west cross section at 0000 UTC 30 Aug, and (b) north–south cross section at 0000 UTC 31 Aug.

が 0000 UTC より北寄りになったのに伴い、 $CI < 0$ K の領域は山陰～北陸沖の日本海南部に広がった。この領域は、津軽海峡の西に進んだ T1610 にはかなり接近している。31 日 0000 UTC (Fig. 10e) には、T1610 から衰弱した下層擾乱はアムール川下流に進んでおり、その周辺の $\theta_{eL} > 330$ K 以上の領域の上空に $\theta_r \lesssim 340$ K の領域が乗り上げて、沿海州南部から日本海中部にかけて広い範囲で $CI < 0$ K となっている。この時刻までには、T1610 (の残骸) と力学的圏界面の折れ込みが直接関係する低安定度領域が生じたといえる。

前項で見た下層高渦位と力学的圏界面の折れ込みの位置関係についてまとめると、中緯度トラフに伴う強い力学的圏界面の折れ込みは、30 日 0000 UTC ごろまではそれ自体の近傍の下層前線帯に形成されていた下層正渦位偏差とカップリングしていたが、1200 UTC 以降は T1610 の下層渦位とも直接カップリングすることで、低気圧としてさらなる発達を遂げたことが考えられる。ただし、それに伴う非断熱加熱により上層渦位が減少したことで力学的圏界面の折れ込みは弱まっており (第 5.2 項、Fig. 6c、Fig. 9b)、日本海の低気圧がこれ以上発達しなかったこととの対応も示唆される。

5.3 低気圧の発生と初期の発達に対する西日本～日本海の雲バンドと台風からの遠隔の寄与

前項で、日本海で発達した低気圧が T1610 と直接カップリングしたのは、30 日 1200 UTC ごろより後であることを示した。日本海の低気圧の中心気圧の変化 (Fig. 2b) では、そのころの低下が大きかったことが示されている。しかし、この低気圧はそれ以前にも 28 日から 3 日間にわたって発達を続けており、この期間の中では、28 日 0000 UTC からの 24 時間には 996 hPa から 988 hPa と比較的大きな下降があった。この強化は、基本的には、第 5.1 項で Fig. 9a にまとめたように、成層圏起源の高渦位空気の下降の反応として断熱過程で説明できる。ただし、Fig. 8 の b と d を比較すると、28 日から 29 日にかけて日本海の低気圧周辺で下層渦位増大

と上層渦位減少が起こっており、非断熱加熱の寄与も示唆される。上層渦位の減少とそれに伴うトラフ・リッジの変形は既に第 4 節で指摘していたが、29 日より以前には T1610 は日本海からまだ離れており、台風の非断熱加熱の直接の影響はなかったと考えられる。本項では、29 日 0000 UTC までの 24 時間に焦点を当て、日本海の低気圧の構造とそれに対する T1610 の影響について調べる。

日本海の低気圧は、28 日 0000 UTC には九州の北西海上において発生初期で (Fig. 2a、Fig. 3a)、衛星画像ではこの低気圧から北東側へ日本海中部にかけて雲域がのびていた (Fig. 11a)。この雲域は、Fig. 3a に見られる下層前線帯の寒気側にあたるが、この時刻には水平温度移流はほとんど見られず、顕著な上昇流を伴うものではないことが示唆される。

29 日 0000 UTC には日本海の低気圧は山陰沖に進み (Fig. 2a、Fig. 3b)、その東側に南北にのびる雲バンドがあって (Fig. 11b)、28 日より雲頂が高くなり発達しているように見える。同時刻には、Fig. 3b に見られる下層前線帯に伴う暖気移流が増大している。この雲域の南端は四国東部・紀伊半島の南までのびている。そこは前線帯の暖気側で下層暖気移流はないが、同じ時刻の 500 hPa (Fig. 5b) の正渦度移流域に近い。これらより、この時刻ごろには日本海での雲バンドの強化には傾圧的な上昇運動の寄与が大きいと考えられる。そして、この上昇流に伴う下層収束による下層渦度増大と、降水に伴う非断熱加熱が、共に、日本海での下層渦位増大と低気圧の強化に寄与したことが推測される。

ここで、衛星画像における T1610 の雲域は 28 日 0000 UTC (Fig. 11a) には日本の南の 30°N 以南にあり、日本海の雲バンドとの間は 500 km 以上離れている。29 日 0000 UTC (Fig. 11b) ではかなり接近してはいるが、それでもまだ直接の関連があるようには見えない。しかし、中緯度の前線帯で強化する降水域と台風の降水域が離れていても、台風と中緯度帯の流れの相互作用による環境の流れによって湿潤空気が前線帯に流入

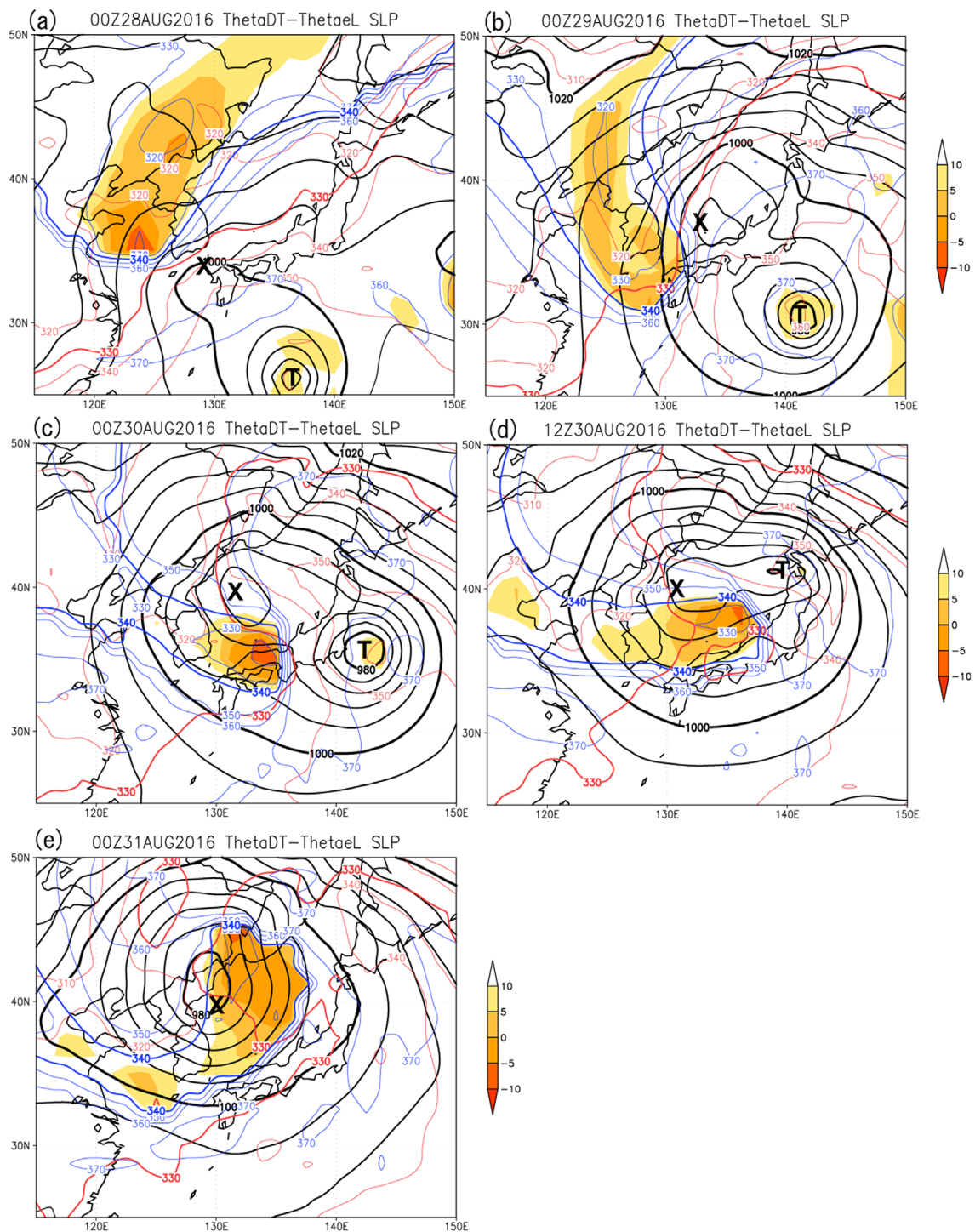


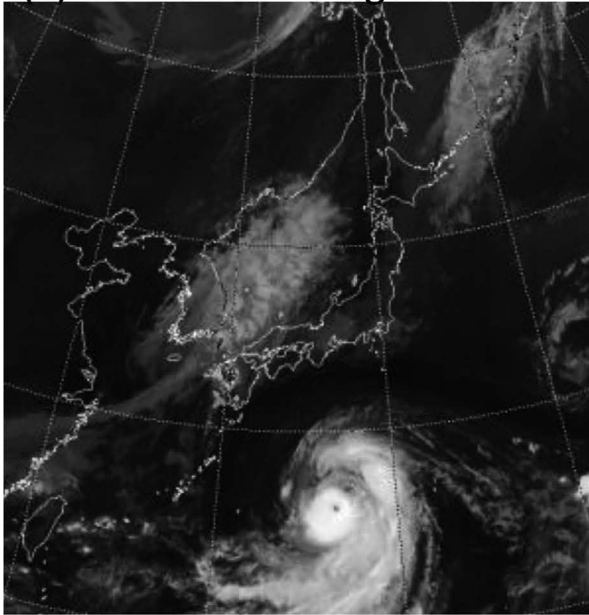
Fig. 10 Potential temperature on the 2-PVU surface (θ_T , blue contours; contour interval, 10 K), maximum equivalent potential temperature below the 850-hPa surface (θ_{el} , red contours; contour interval, 10 K), the difference between θ_T and θ_{el} (shading, K), and sea surface pressure (black contours; contour interval, 4 hPa).

し降水が強化されることがある。これは、Galarneau *et al.* (2010) や Schumacher *et al.* (2011) が Predecessor Rain Event (PRE) と呼んでいるメカニズムが考えられる。

日本海の雲バンドの発達に対する T1610 の寄与の有無を考えるために、ここでは 29 日 0000 UTC の雲バンドへの流入について、下層等温面上の後方流跡線解

析を示す。ここでは、日本の南で 850 hPa より下層となる 305 K 面を選び、29 日 0000 UTC に 135°E 線上で 32.5°N から 42.5°N までの緯度 1.25° ごとの 9 点にある空気塊について、305 K 等温面上の前 24 時間の移動を計算した。Fig. 12a, b にそれぞれ、28 日 0000 UTC と 29 日 0000 UTC の 305 K 面解析と、空気塊の流跡線を示す。両方の図の流跡線は同じものである。

(a) 0000 UTC 28 Aug 2016



(b) 0000 UTC 29 Aug 2016

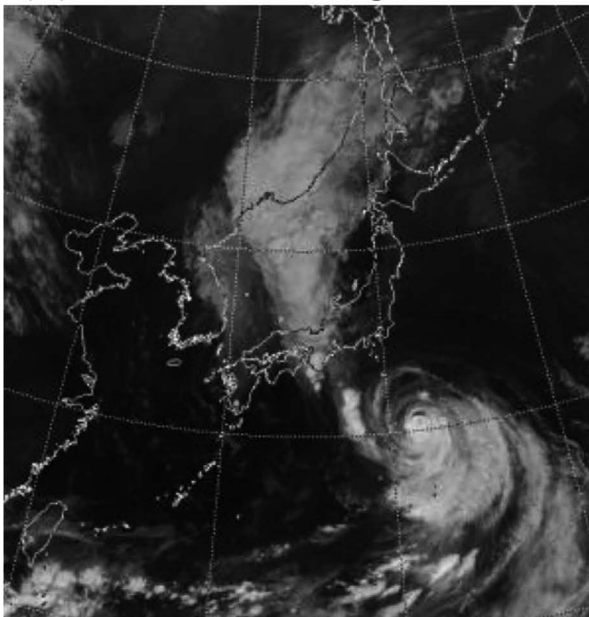
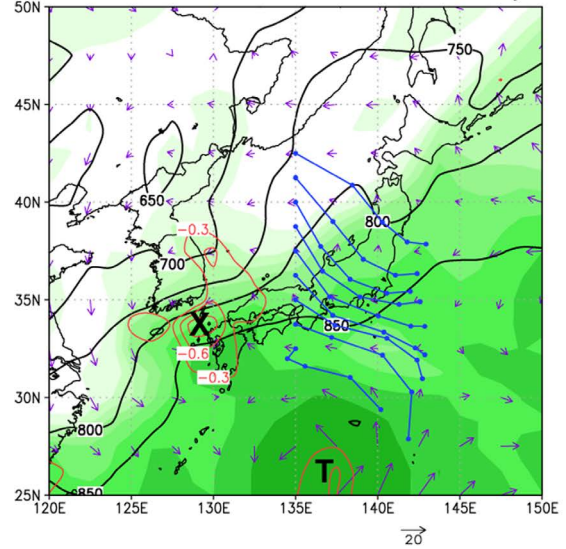


Fig. 11 Infrared imagery (B13) obtained from Himawari-8 at (a) 0000 UTC 28 Aug and (b) 0000 UTC 29 Aug.

まず先に、日本海の雲バンドが強まった29日0000 UTC (Fig. 12b) を見ると、着目する空気塊が存在する135°E付近は305 K等温位面が850~800 hPa付近の高度で、おおまかには相対的に西ほど上へと傾斜している。それらの空気塊は24時間前に日本の東~南東に位置していたのが、そこから西~北西へ進みながら等温位面を斜めに上昇していたことになる。ただし、水蒸気が凝結すると非断熱加熱により空気塊はもともと存在していた等温位面を離れて上昇することになるが、Fig. 12a, bでは135°E以東の上昇流(鉛直p速度)が小さいので、本研究で考える空気塊の経路では近似的

(a) 00Z28AUG2016 305K SPFH P OMG Traj



(b) 00Z29AUG2016 305K SPFH P OMG Traj

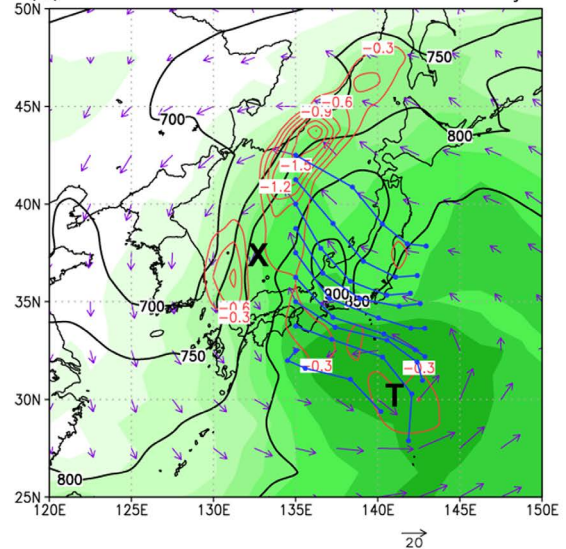


Fig. 12 (a) Specific humidity (shading, g kg^{-1}), pressure (black contours, hPa), vertical velocity (red contours, $< 0 \text{ Pa s}^{-1}$), and velocity (vectors, m s^{-1}) on the 305-K isentropic surface at 0000 UTC 28 Aug. (b) Same as (a) but at 0000 UTC 29 Aug. Blue lines in both panels are backward trajectories of air parcels; air parcels situated along 135°E at 0000 UTC 29 Aug were traced back to their positions at 0000 UTC 28 Aug. Blue dots on the trajectories are the air parcel locations at 6 h.

に等温位面上を移動してきたと考える。24時間前の28日0000 UTCの305 K等温位面 (Fig. 12a) では、着目する空気塊がこの時刻に存在した位置での高度は850 hPa付近、またはそれより下層で、台風の北東側500 km以遠から日本の東にかけての海域の境界層上端付近に位置していたと説明できる。

これらをさらに詳細に見ると、29日に紀伊半島及びその南に到達した空気塊は、28日0000 UTCには28~30°N、140°E以東にさかのぼることができる。これは同時刻の衛星画像 (Fig. 11a) ではT1610の雲域の北東端付近に位置していたことになる。これに対して、29

日に西日本または日本海に到達していた空気塊は、28日 0000 UTCには 30°N 以北、142°E 付近にさかのぼれる。これは、同時刻の衛星画像 (Fig. 11a) では、T1610 から 1000 km 程度、またはそれ以上離れた日本の南東～東海上の、雲がほとんどない領域である。従って、29日の日本海の雲バンドは主としては T1610 近傍の湿潤域から流入した空気によるものとは言えない。しかし、Fig. 12 の a と b を比較すると、東日本付近で 305 K 面の東風が強まっている。この下層東風の強まりは、北方の高気圧と、北上する T1610 の間の気圧傾度増大が寄与していると考えられる (Fig. 3 の海面気圧分布も参照) ので、台風の間接的な影響によって降水が強まったと言える。

6. まとめと課題

2016年8月末に日本海で発達した低気圧に関して、総観規模の特徴とその時間発展を調べた。

- ・着目した低気圧は、中緯度の弱い前線帯の上で発生した。また上層の寒気を伴うトラフ・切離低気圧に関連していた。このトラフ・切離低気圧は、対流圏上層～中層で傾斜した等温位面上で渦位を保存しながら南下・下降することで強化が説明される。この上層トラフ・切離低気圧の深まり、及びそれらに関連した力学的圏界面の折れ込みの強化と、対流圏の昇温により、地上低気圧が深まったと説明できる。
- ・日本海の低気圧には、T1610 が衰弱しながら接近して吸収されたように見えた。渦位分布・力学的圏界面温位等から、T1610 に伴う下層渦位偏差と、日本海の低気圧に関連する上層渦位偏差が、8月30～31日にかけてカップリングして、ひとつのシステムとして発達したことが示された。
- ・日本海の低気圧の発達時には、その北の 50°N 帯では地上高気圧が強まっており、この高気圧が低気圧及び T1610 の北上を妨げたように見える。しかし、この高気圧は、当初は下層の寒気に伴う背の低い構造であったのが、後には上層リッジに関連した背の高い構造となったものである。この上層リッジの強化には、日本海の低気圧に関連した潜熱加熱が寄与しており、そのリッジの強化は、その後面のトラフとの間の渦度移流を強化することで、日本海の低気圧の深まりに寄与したと考えられる。
- ・T1610 がまだ 30°N 付近およびそれ以南にあった 8月28～29日には、日本海の低気圧の前線に関連して日本海で雲バンドが発達していた。そして、そこには台風からやや離れた領域の下層の湿潤空気が流入していた。この流入は、台風と北の高気圧との間で強まった南東風によるものであると考えられる。

このように、日本海の低気圧の発達には、低気圧発達最終段階に T1610 を吸収したように見える期間だけでなく、その前の低気圧発生・発達初期から、台風の影響を受けて相互作用し、さらに北の高気圧も関連していたと考えられる。

ところで、本論文の冒頭で、この事例が大西洋の

Perfect Storm (以下 PS とする) として知られる低気圧の 1 回目の発達に類似点があると述べた。Cordeira and Bosart (2011) によって指摘された PS の特徴と、本論文の事例の特徴は、以下のような類似点・相違点がある。

- ・PS は大陸東岸で強い寒気とハリケーンの寄与で発達した点は本事例と類似していた。ただし、PS は 10月の強い下層寒気南下とそれに関連する顕著な下層温暖前線・寒冷前線を伴って発生・発達し、暖気核隔離低気圧として発達した。それに対して、本事例は暖候期で、暖気移流を伴う温暖前線的な領域は解析できたが寒冷前線は解析できず、通常の温帯低気圧の構造を持っているとは言えなかったが、それにもかかわらず発達した。
- ・PS に南から接近した Hurricane Grace は、PS に伴う寒冷前線に接近して寒気の影響により衰弱したが、Grace の東側で北上した暖湿な気流が PS の発達に寄与したと説明されている。これに対して、本事例では T1610 自体が暖気を伴って日本海の低気圧の東側を北上した。そこは傾圧帯の暖気側で、台風の北上には好適な環境だったと言えるが、逆に、台風の衰弱過程は Grace とは異なっていたことが考えられる。はじめに述べたように、盛夏期の日本付近における低気圧の発達に関する調査はほとんど行われておらず、その気候学的特徴や発達プロセスに関する知見はほとんどない。また、中緯度の低気圧の発達への熱帯低気圧の影響に関する研究も少ない。これらを明らかにするためには、さらに過去事例や新たな事例の解析や統計調査が必要である。また、発達プロセスの理解を深めるには、数値シミュレーションを用いた研究も必要である。

付 録

非断熱加熱があると下層渦位が増大し、それが下層低気圧の発達に寄与することはよく知られている。一方、上部対流圏では下層渦位増大域よりも寒気側に数百 km 離れた位置にしばしば負の渦位が生じ、それがリッジ強化、さらには上部対流圏ジェット気流を寒気側へシフトさせているように見える。そのことについて北畠 (2019) に基づき論じる。

渦位はしばしば、等温位面上の相対渦度 ζ_θ を用いて

$$P_\theta = -g \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) (\zeta_\theta + f) \quad (\text{A1})$$

と書かれる。 θ は温位、 f はコリオリパラメータ、 g は重力加速度である。本来の定義は三次元の絶対渦度ベクトル $\boldsymbol{\eta}$ と三次元のナブラ演算子 ∇_3 及び密度 ρ を用いて

$$P = \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla_3 \theta \quad (\text{A2})$$

である (Ertel 1942)。等温位面上の相対渦度と絶対渦度の鉛直成分 (以後、単に等温位面渦度及び等温位面絶

対渦度とする) ζ_θ と η は

$$\eta = \zeta_\theta + f = \mathbf{k} \cdot \boldsymbol{\eta} \quad (\text{A3})$$

と関係づけられる。 \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトルである。

等温位面上の運動方程式は、モンゴメリー流線関数 $M = C_p T + \Phi$ (C_p は定圧比熱、 T は気温、 Φ はジオポテンシャル) を使って

$$\frac{d\mathbf{v}_\theta}{dt} = -\nabla_\theta M - f\mathbf{k} \times \mathbf{v}_\theta + \mathbf{F} \quad (\text{A4})$$

ただし、

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} &= \frac{\partial}{\partial t_\theta} + \mathbf{v}_\theta \cdot \nabla_\theta + \dot{\theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \\ \dot{\theta} &= \frac{d\theta}{dt} \end{aligned}$$

である。 \mathbf{F} は摩擦である。ここから、等温位座標系の渦度方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{v}_\theta \cdot \nabla_\theta \eta + \dot{\theta} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} + \eta \nabla_\theta \cdot \mathbf{v} \\ = \mathbf{k} \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{v}_\theta}{\partial \theta} \times \nabla_\theta \dot{\theta} \right) + \mathbf{k} \cdot \nabla_\theta \times \mathbf{F} \end{aligned} \quad (\text{A5})$$

が導かれる。

ここで、等温位面密度

$$\sigma = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (\text{A6})$$

を定義する。これを使って温位座標系における連続の式は

$$\frac{d\sigma}{dt} = -\sigma \nabla_\theta \cdot \mathbf{v}_\theta - \sigma \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \quad (\text{A7})$$

と書ける。

もとの定義の渦位 ((A2) 式) は、単位質量あたりの絶対渦度 (の大きさ) と考えることができ、(A3)、(A6) 式を用いて次のように書け、(A1) が導かれる。

$$P = \frac{\eta}{\sigma} = -g \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) (\zeta_\theta + f) \quad (\text{A1})'$$

これを用いると、渦位 P の時間変化は (A5)、(A7) 式も用いて以下のように書ける。

$$\frac{dP}{dt} = \sigma^{-1} \mathbf{k} \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{v}_\theta}{\partial \theta} \times \nabla_\theta \dot{\theta} \right) + \sigma^{-1} \eta \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} + \sigma^{-1} \mathbf{k} \cdot (\nabla_\theta \times \mathbf{F}) \quad (\text{A8})$$

結局、渦位保存の式は、断熱・摩擦なしでは右辺は 0 となり、渦位が保存されることが説明される。

ここで、摩擦無しで鉛直シアアが弱い環境下で非断熱加熱があるとすると、(A8) 式の右辺は第 2 項だけが残って

$$\frac{dP}{dt} \approx \sigma^{-1} \eta \left(\frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \right) = P \left(\frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \right) \quad (\text{A9})$$

となり、非断熱加熱層の下では渦位が増大、上では渦位が減少することが説明される。しかし、中緯度偏西風帯近傍で強い鉛直シアアがある場合は、(A8) 式の右辺第 1 項も無視できなくなり、鉛直シアアが大きくなるほど加熱域と上層負渦位生成域のズレが生じることが示される。

渦位保存の式 (A8) を絶対渦度ベクトル $\boldsymbol{\eta}$ を用いて

$$\frac{dP}{dt} = \sigma^{-1} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla_\theta \dot{\theta} + \sigma^{-1} \mathbf{k} \cdot (\nabla_\theta \times \mathbf{F}) \quad (\text{A10})$$

と書くと、右辺第 1 項は、絶対渦度ベクトルと潜熱加熱傾度ベクトルの内積が渦位を変化させることを示す。鉛直シアアがあると、絶対渦度ベクトルは鉛直方向を向くのではなく、水平シアア下流向きに対して左側 (つまり寒気側) へ傾き、鉛直シアアが大きいほど傾きが大きくなる。このため、上部対流圏で渦位が減少する領域は加熱域の寒気側となる。また下層で渦位が増大する領域も、加熱域の真下ではなく暖気側となる。

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) 副課題 3「顕著現象の実態把握・機構解明に関する事例解析的研究」の一環として、予報研究部に在籍していた津口、及び併任の北島が実施したものである。本研究には、平成 28 年度の気象大学校大学部 4 年生 15 名 (伊波はるな・小野里早苗・後藤藤・佐伯知哉・佐々木康気・佐藤稜也・千馬竜太郎・高見真和・田村美紗・鍋谷堯司・西園宏人・西本秀祐・村田友香・山田健太郎・余郷友祐の各氏) から有益な示唆をいただいた。また気象研究所台風・災害気象研究部の清野直子室長 (当時) には本研究の進め方に関して有益な助言をいただいた。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 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.
- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorol. Z.*, **59**, 277–281.
- Cordeira, J. M. and L. F. Bosart, 2011: Cyclone interactions and evolutions during the “Perfect Storms” of late October and early November 1991. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1683–1707.
- Galarneau, T. J. Jr., L. F. Bosart and R. S. Schumacher, 2010: Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3272–3297.
- Hayasaki, M. and R. Kawamura, 2012: Cyclone activities in heavy rainfall episodes in Japan during spring season. *SOLA*, **8**, 45–48.

- 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.
- Junger, S., 1997: *The Perfect Storm*. W. W. Norton & Company, 227 pp.
- 気象庁, 2017: 平成 28 年台風第 7 号・第 9 号・第 10 号・第 11 号及び前線による 8 月 16 日から 8 月 31 日にかけての大雨及び暴風等. 気象庁災害時自然現象報告書 2017 年第 1 号, 224pp. http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_201701.pdf (2019.07.14 閲覧)
- 北畠尚子, 2019: 総観気象学 応用編, 気象庁, 190pp.
- 北畠尚子, 津口裕茂, 加藤輝之, 2017: 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. *天気*, **64**, 887–899.
- 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.
- Kuwano-Yoshida, A., 2014: Using the local deepening rate to indicate extratropical cyclone activity. *SOLA*, **10**, 199–203.
- McTaggart-Cowan, R. and L. F. Bosart, 2006: Analysis of Hurricane Catarina (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3029–3053.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2017a: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depressions. Part I: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depressions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 91–109.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2017b: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depressions. Part II: An Idealized study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 217–237.
- Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589–1606.
- Schumacher, R. S., T. J. Galarneau Jr. and L. F. Bosart, 2011: Distant effects of a recurving tropical cyclone on rainfall in a midlatitude convective system: A high impact predecessor rain event. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 650–667.

2016 年 8 月末の日本海の低気圧の発達と時間発展 :

中緯度の流れと台風 1610 号 (Lionrock) との相互作用

北畠尚子^{*1} (気象大学校／気象研究所台風・災害気象研究部)

津口裕茂^{*2} (気象庁／気象研究所台風・災害気象研究部)

^{*1} 現所属 : 気象大学校

^{*2} 現所属 : 気象庁

本研究では、2016 年 8 月 31 日に日本海で 974 hPa まで深まった低気圧について、JRA-55 再解析データを用いて解析を行う。この低気圧は台風第 10 号 (T1610、アジア名 Lionrock) を吸収して発達したように見えた。

この日本海の低気圧の深まりは、比較的弱い傾圧帯で生じ、上部対流圏の高渦位空気が傾斜した等温位面上を南東・下方へ移動してきたのに伴っていた。対流圏の中・下層の昇温も地上低気圧の深まりに寄与していた。低気圧の発達の最終段階には、上層トラフと T1610 とのカップリングが生じた。T1610 は、日本海の低気圧の発達初期にも、台風とその北の高気圧との間の南東風で下層湿潤空気を日本海へ輸送することで、低気圧発達に寄与した。日本海における潜熱解放は、その北東側の上層リッジを強化することでその後面のトラフとの間の渦度移流を強化することでも、日本海の低気圧の発達に寄与したと考えられる。