

2013 年 1 月 14 日の南岸低気圧発達における上層擾乱と潜熱解放の相互作用

渡邊 俊一・新野 宏（東京大学大気海洋研究所）

1. はじめに

2013 年 1 月 13 日に東シナ海で発生した低気圧は、急速に発達しながら日本の南岸を通過した。この低気圧の発達率は、日本の南岸を通過する低気圧の中では、先行研究（e.g. Yoshida and Asuma 2004）と比べても非常に大きい。このように日本の南岸で急発達する低気圧の発達には、傾圧的なプロセスに加えて、潜熱解放の効果が大きいことが知られている（Kuwano-Yoshida and Asuma 2008）。本研究ではこの低気圧が急速に発達した要因を数値シミュレーションと感度実験を用いて調べた。

2. 事例の概要

図 1 に気象庁全球解析（GANAL）から求めた低気圧の経路を示す。2013 年 1 月 13 日 0000 UTC に台湾の北の 123E、24N 付近に低気圧が発生した。この低気圧は日本の南岸を進みながらゆっくりと発達し、14 日 0000 UTC までの 24 時間で中心気圧は約 20 hPa 低下した（図 2）。その後、低気圧は北東進を続けながら急速に発達し、15 日 0000 UTC までの 24 時間で中心気圧は約 49 hPa 低下した。15 日 1200 UTC に低気圧は最低中心気圧 932 hPa を記録し、その後減衰していった。

上層ではこの低気圧に対して、2 つの上層擾乱が連続して接近していた（図 1）。13 日 0000 UTC に上層擾乱は中国南部（ULPV1）とシベリア（ULPV2）に存在していた。低気圧は東進する ULPV1 の南東で発生し、そのまま ULPV1 に先行して北東進した。その後、ULPV2 が北西から地上の低気圧に接近し、その接近に伴って地上低気圧の急発達が始

まった。これら 2 つの上層擾乱と低気圧の相互作用が低気圧の発達に寄与していたと考えられる。

また、この低気圧の発生前にはフィリピン付近に熱帯低気圧が存在しており、その周りには可降水量 60 mm を超える非常に湿った大気が存在していた（図略）。この水蒸気が低気圧の南東象限の南風によって低気圧中心に流入して凝結することで発生した、大量の潜熱も低気圧の発達に影響していたと考えられる。

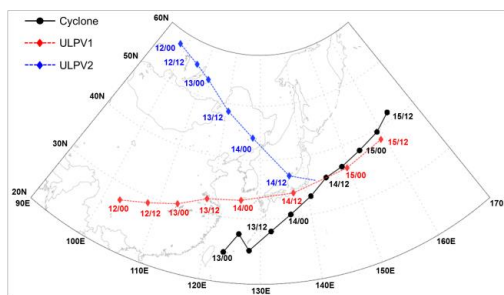


図 1: 低気圧の経路（黒）と上層擾乱の経路（赤・青）。上層擾乱の位置は 300 hPa の高度偏差の極小で定義した。

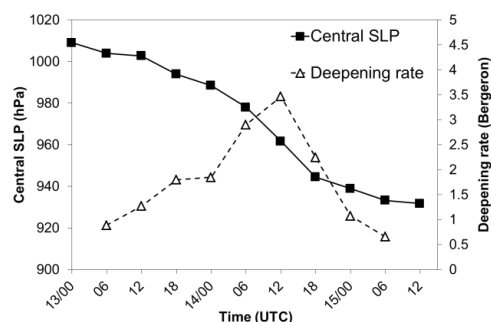


図 2: 低気圧の中心気圧（実線）と発達率（破線）。発達率は Yoshida and Asuma (2004) の定義を用いた。

3. 数値実験の設定

この低気圧の発達要因を評価するために、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) を用いて再現実験と感度実験を行った。水平解像度は 10 km として、積雲パラメタリゼーションは KF スキーム、乱流クロージャーモデルには MYNN モデル (Level3) を用いた。2013 年 1 月 13 日 00UTC の GANAL を初期値として、60 時間の積分を行った (CNTL)。

感度実験として、水蒸気の効果を取り除いた実験 (DRY 実験) と上層擾乱を取り除いた実験 (ULPVR 実験) を行った。DRY 実験は低気圧の発達段階ごとの潜熱解放の寄与を調べるため、水蒸気の影響を取り除く時刻を 13 日 0000 UTC、13 日 1200 UTC、14 日 0000 UTC と変化させた 3 種類 (DRY_1300、DRY_1312、DRY_1400) を行った。ULPVR 実験では ULPV1 を取り除いた実験を初期時刻 13 日 0000 UTC (ULPV1R_1300) と初期時刻 13 日 1200UTC (ULPV1R_1312) の 2 種類、ULPV2 を取り除いた実験を初期時刻 13 日 0000 UTC (ULPV2R_1300) の 1 種類行った。上層擾乱の除去には Piecewise PV inversion (PPVI; Davis and Emanuel 1991) を用いた。PPVI によって各渦位アノマリーによる高度・気温・風速の偏差を求め、それを初期値・境界値から除くことで上層擾乱の影響を取り除いた。

4. 結果

図3にCNTL実験と感度実験の低気圧の中心気圧時系列を示す。CNTLでは $T = 24$ h (以下では時間は積分開始時刻 13 日 0000 UTC からの時間で表す) まで緩やかに発達し、その後 $T = 48$ h までの 24 時間で 37 hPa 中心気圧が低下した。実際の低気圧と比べると発達率が小さいが、低気圧の経路および雲域の広がりにはよく再現されていた (図略)。

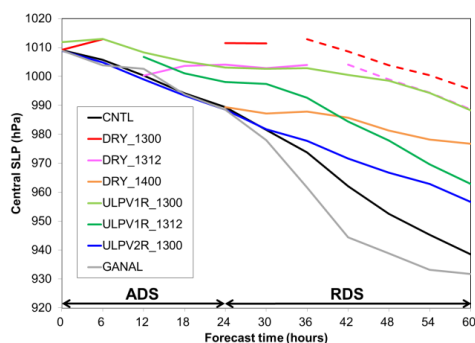


図 3: 低気圧の中心気圧時系列。時間は積分時間。DRY_1300、DRY_1312 の線がない部分は気圧の極小が存在しない期間。破線は別の低気圧が発生している期間。

DRY_1300 と DRY_1312 では期間前半においてほとんど発達せず、気圧の極小が存在しない期間もあった。この 2 つの実験では、 $T = 36$ h ごろ ULPV2 の接近に伴って、別の低気圧が発生し、その低気圧が期間後半に発達していた。一方、DRY_1400 では低気圧が消滅することはなかったが、発達率は CNTL と比べて非常に小さかった。

ULPV1R_1300 では期間の前半の発達が弱く、後半の発達も CNTL と比べると弱かった。一方、ULPV1R_1312 では期間の前半の発達は弱い、後半には CNTL と同程度の発達率となっていた。 $T = 36$ h の構造を比較すると、ULPV1R_1300 では低気圧があまり組織化せず、北東-南西に延びた構造になっていたのに対して、ULPV1R_1312 前線構造が形成されており、組織化された低気圧となっていた (図略)。ULPV2R_1300 は $T = 30$ h までは CNTL とほぼ同じ発達をするが、 $T = 30$ h 以降の発達は CNTL よりも弱かった。

5. 考察

ここでは特に低気圧の発達前半 ($T = 0-24$ h) に着目して考察を行う。発達前半では、DRY 実験でも、ULPV1R_1300 でも低気圧は

発達しなかった。このことから発達前半においては潜熱解放と上層擾乱がともに必要で、それらが相互作用しながら低気圧の発達に寄与していたと考えられる。

上層擾乱と潜熱による低気圧の発達への寄与を調べるため PPVI を行った。PPVI には GANAL を用いた。上層擾乱による渦位アノマリーを高度 700 hPa 以上かつ相対湿度 70 %以下の領域、中層の潜熱解放による渦位アノマリーを高度 500 hPa 以下かつ相対湿度 70 %以上の領域、また地表の温位アノマリーを 1000 hPa と 925hPa の平均温位で定義した。

まず、それぞれのアノマリーによる高度偏差を調べた (図 4)。T = 24 h には上層擾乱による高度偏差は振幅が小さく、また地表低気圧よりも西に存在しているため、低気圧に対する寄与は小さかった。一方、中層の渦位アノマリーによる寄与と地表の温位アノマリーによる寄与は同程度で、主にこれらによって低気圧の負の高度偏差が形成されていた。

下層の温位アノマリーは主に南からの暖気移流によって形成されていると考えられる。T = 12 h の各アノマリーによる 1000 hPa と 925 hPa の平均南北風を図 5 に示す。上層擾乱と中層の渦位アノマリーによる南北風は温位アノマリーの位置で暖気移流となっており、温位アノマリーの強化に寄与している。中層渦位アノマリーによる寄与のほうがやや大きい。下層の温位アノマリーは自身を東に進める効果はあるが、強化にはほとんど寄与していなかった。

以上のことから、中層の潜熱解放で形成された渦位アノマリーは低気圧に対する直接的寄与が大きく、また下層の温位アノマリーを形成・強化する間接的寄与も大きかった。そのため、DRY 実験では低気圧が発達しなかったと考えられる。

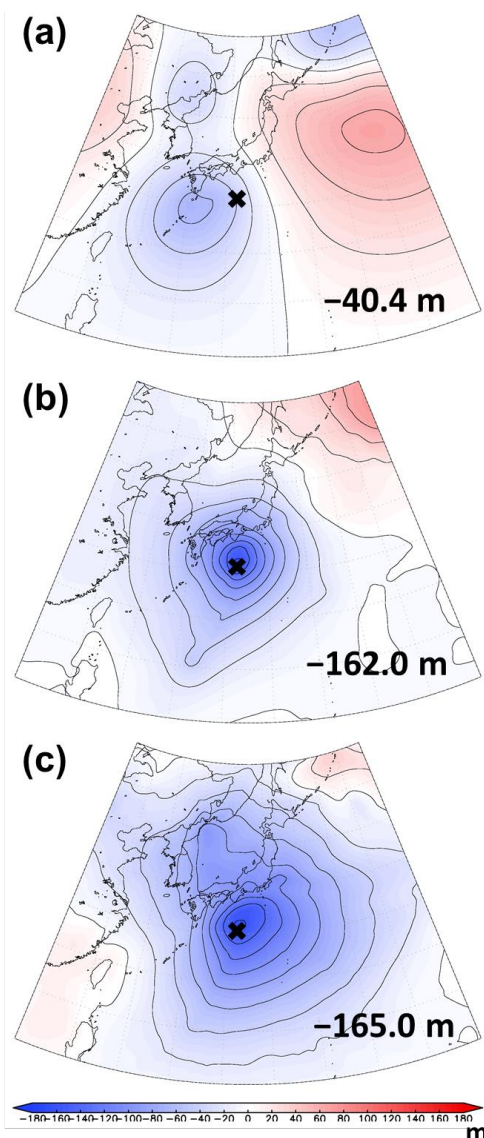


図 4: 各アノマリーによる T = 24 h の 1000 hPa 高度偏差。(a): 上層、(b): 中層、(c): 地表温位。図中の×は低気圧の中心、数字は低気圧中心における高度偏差。

次に潜熱解放による中層渦位の形成に対する上層擾乱の寄与を考える。CNTL と ULPVIR の低気圧中心付近の鉛直流を比べると CNTL のほうが強い (図 6)。この鉛直流は主に対流によるもので、CNTL のほうが

対流が強く、潜熱解放も大きかったと考えられる。これは ULPV1 の前面に上昇流が励起され対流に有利な場であったからである。このように上層擾乱は下層の温位アノマリーを形成するだけでなく、中層の潜熱解放を促進することでも低気圧発達に寄与していた。

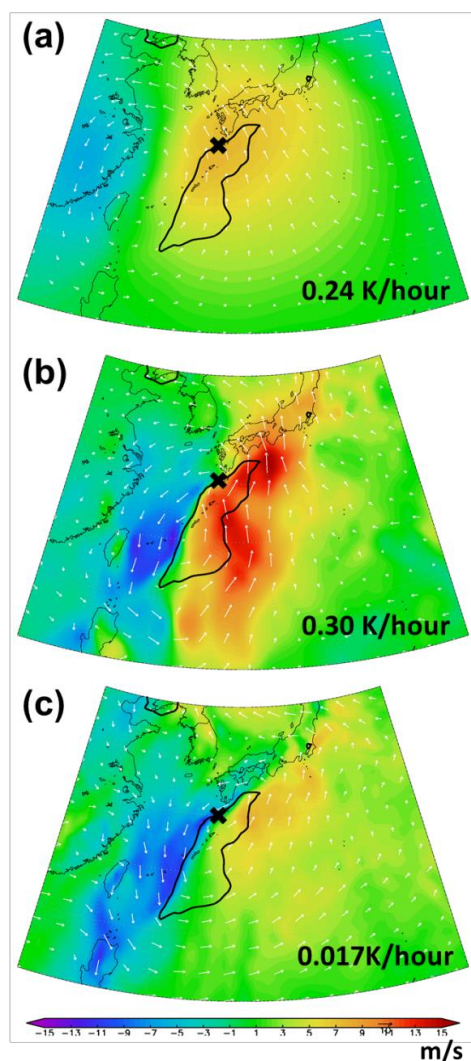


図 5: 各アノマリーによる $T = 12$ h の 1000 hPa 925 hPa 平均南北風。(a): 上層、(b): 中層、(c): 地表温位。図中の×は低気圧の中心、黒線は温位アノマリーが 5K 以上の領域。数字はその領域平均の温位移流。

6. まとめ

この低気圧の発達前半における発達過程をまとめると以下になる。まず、下層の湿潤な傾圧帯に上層擾乱が接近してくる。上層擾乱は下層に暖気移流をもたらし、温位アノマリーを形成するとともに、その前面で上昇流を励起し、対流を強化する。この対流にともなう潜熱解放によって中層に渦位が形成され、低気圧が強化される。さらに、それによる循環で下層の温位アノマリーも強化される。低気圧の発達前半においては、このように上層擾乱と潜熱解放が相互作用しながら低気圧が発生・発達したと考えられる。

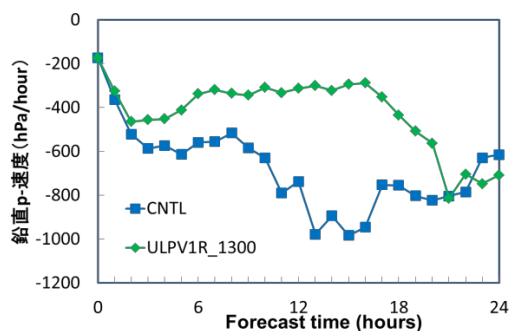


図 6: 低気圧中心付近の 700 hPa 鉛直 p-速度の最小値の時系列。青: CNTL、緑: ULPV1R。

参考文献

- Davis, C. A. and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929–1953.
- Yoshida, A., and Y. Asuma 2004: Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1121–1142.
- Kuwano-Yoshida, A. and Y. Asuma, 2008: Numerical Study of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 712–740