

# 冬季の北海道地方の強風頻度の増加と爆弾低気圧活動

\*築地原 匠・川村 隆一・川野 哲也 (九大院・理)

## 1. はじめに

近年の北海道は道東地方を中心に強風と大雨(雪)の頻度の増加傾向を示す(図1)。本研究ではこの傾向を踏まえ、爆弾低気圧活動の長期変化を調査し、特に南岸低気圧の経路変動と急発達のプロセスについて明らかにする。さらにその結果と環境場の長期変化傾向より、爆弾低気圧の長期変化の要因について議論する。

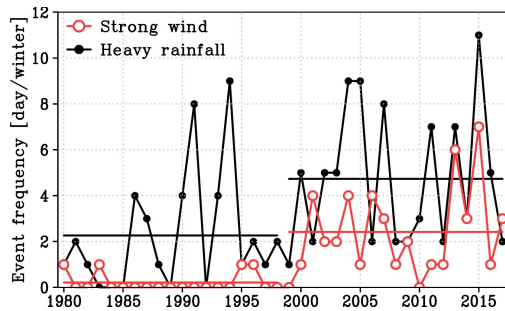


図1 道東地方7地点での地上気象観測の冬季(12-2月)における地点合計の強風と大雨(雪)の頻度の経年変化(day winter<sup>-1</sup>)。赤線は日最大風速20 m s<sup>-1</sup>以上、黒線は日降水量30 mm day<sup>-1</sup>以上の日数の頻度を示す。横線は前期(1979/80-1997/98年)と後期(1998/99-2016/17年)の各平均値を示す。

## 2. データと解析方法

爆弾低気圧の解析には、主に大気再解析データ JRA-55 (水平解像度:1.25°)を使用する。低気圧の抽出には、Iwao et al. (2012)で用いられている低気圧トラッキング手法を一部改良して使用する。爆弾低気圧の定義は Sanders and Gyakum (1980)に従い、最大発達率が1 Bergeronを超えた事例とする。北西太平洋域(100E°-180°, 20°-60°N)で発生した爆弾低気圧を対象とし、1979/80-2016/17年の38冬季(12-2月)を調査する。長期変化傾向は38冬季を前期(1979/80-1997/98年)と後期(1998/99-2016/17年)の各19冬季に分けて比較する。

## 3. 強風頻度と爆弾低気圧活動の長期変化

JRA-55による強風頻度は北海道東方で近年の増加傾向を示し(図2a)、観測データの結果と整合的である(図1)。爆弾低気圧活動の指標であるLDR24P1 (Kuwano-Yoshida 2014)も北海道東方で明瞭な強化傾向を示す(図2b)。トラッキング手法に基づく爆弾低気圧の経路頻度も北海道東方で増加傾向を示す(図2c)。これらの結果は別の大気再解析データ ERA-Interim でも同様に確認される。

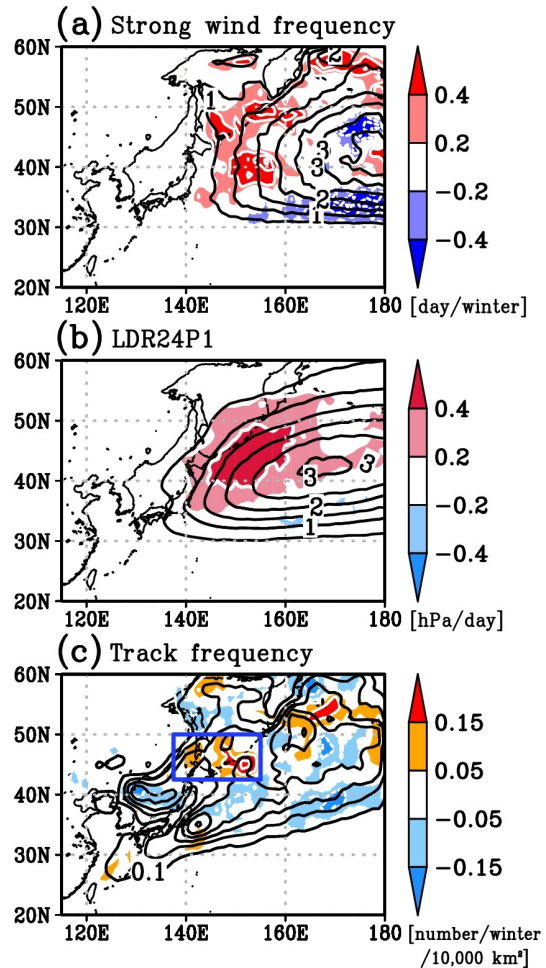


図2 冬季の気候値(黒線)と後期から前期の平均場を引いた差(陰影)。(a)925-hPaの水平風速30 m s<sup>-1</sup>以上の頻度、(b)LDR24P1 (Kuwano-Yoshida 2014)、(c)爆弾低気圧の経路頻度。

図 2c の経路頻度の増加域 (青枠) を通過する爆弾低気圧を南岸低気圧と南岸低気圧以外 (主に日本海低気圧) に分けると、南岸低気圧数は近年の増加を示し、南岸低気圧以外の数の変化は小さい (図は省略)。つまり北進する南岸低気圧の近年の増加が、北海道東部の強風頻度の増加に貢献していると考えられる。

#### 4. 合成解析

これより南岸低気圧に着目し、図 2c の青枠の南端である 42.5°N 線を通る北進タイプ (図 3a, 91 事例) と通過しない東進タイプ (図 3b, 142 事例) に大別する。表 1 より北進タイプは近年の増加傾向を示し、特に 2 Bergeron 以上の強い低気圧数は倍増している。これは ERA-Interim でも同様に確認される。各タイプについて、最大発達時刻を  $T = 0$  h として合成解析を行い、経路変動と急発達のプロセスを調査する。

表 1 過去と近年における北進タイプの低気圧数。括弧内は最大発達率が 2 Bergeron 以上の強い低気圧数を示す。

	1979/80- 1997/98	1998/99- 2016/17
JRA-55	36 (7)	55 (14)
ERA-Interim	33 (6)	61 (17)

図 4 は各タイプの合成図であり、ここで apparent heat source  $Q_1$  (Yanai et al. 1973) は非断熱加熱を表す。北進タイプでは  $T = -24$  h の時点で低気圧東方に明瞭な高気圧が存在し (図は省略)、この高気圧は  $T = 0$  h でさらなる強化を示す (図 4a)。この高気圧が低気圧との間の東西気圧傾度を強め、低緯度から多量の水蒸気を供給し、温暖コンベアーベルトを介して低気圧中心近傍の非断熱加熱を促進したと考えられる (図 4a)。一方の東進タイプでは低気圧東方

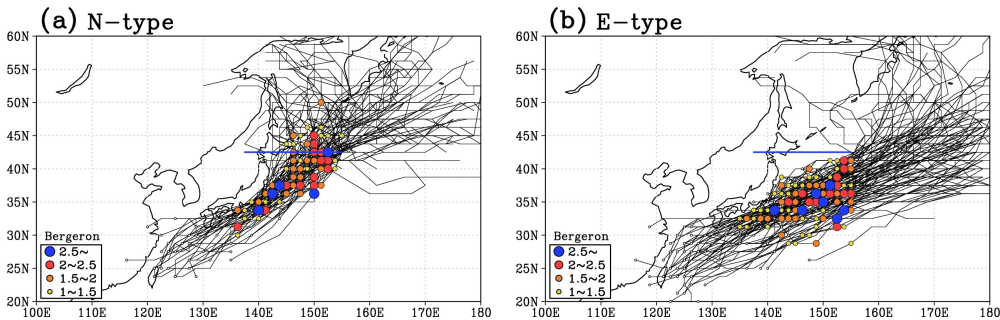


図 3 (a)北進タイプ、(b)東進タイプの南岸低気圧の全経路。小さな白丸は低気圧の発生位置、色の付いた丸は最大発達率の位置とその大きさを示す。

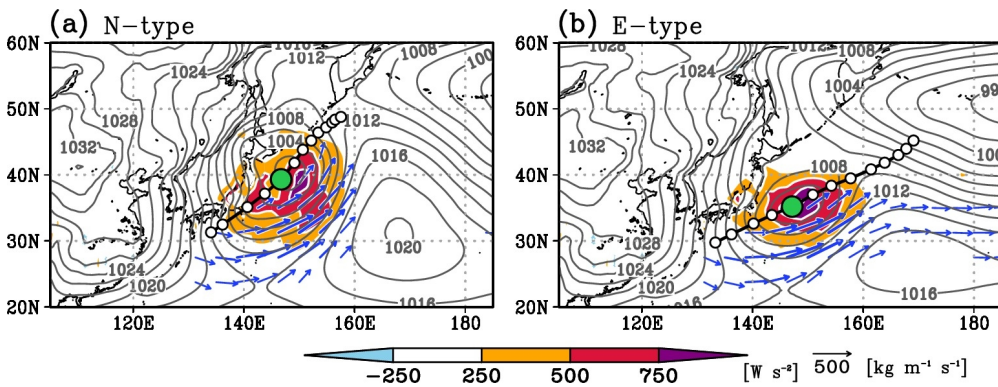


図 4 鉛直積算 apparent heat source  $Q_1$  (Yanai et al. 1973, 陰影)、SLP (灰線)、鉛直積算水蒸気フラックス (青矢印) の北進・東進タイプの  $T = 0$  h での合成図。緑丸は  $T = 0$  h での低気圧中心の平均位置、白丸は  $T = -24$  h から 48 h まで 6 時間毎の低気圧中心の平均位置を示す。

の高気圧が弱く、北向きの水蒸気フラックスが小さい(図4b)。低気圧中心から半径1500 km 以内に領域平均した鉛直積算の $Q_1$ と水蒸気フラックス収束を比較すると、どちらも北進タイプの方が発生初期から最大発達期にかけて大きく、これに対応して平均中心気圧も北進タイプの方が発生初期から低い(図は省略)。次にこの高気圧の成因と低気圧経路への影響を調査する。

図5は250-hPaの合成図を示し、ここで偏差は6時間毎の各日時の気候値からの差で定義する。北進タイプでは $T = -48$  hからユーラシア大陸上空に亜熱帯・亜寒帯ジェットに沿う明瞭な準定常ロスビー波束の伝播が確認される(図5a)。 $T = -24$  hではこの波束伝播によってトラフとリッジが日本上空に形成され(図5c)、さらに $T = 0$  hで低気圧東方のリッジが急発達する(図5e)。これは上流の明瞭なロスビー波束伝

播がリッジを形成することに加えて(図5a,c)、爆弾低気圧の急発達をもたらす上層発散が高気圧性渦度を誘起する負のRossby wave source (Sardeshmukh and Hoskins 1988)を発達させ、リッジを強化したと考えられる(図5e)。このリッジは対流圏全層に及ぶ構造を持ち、これが低気圧の東進を阻害して北進へ導いたと考えられる。対照的に、東進タイプでは上流のロスビー波束伝播が不明瞭で、低気圧東方のリッジの発達が弱いため低気圧が東進したと考えられる(図5b,d,f)。

### 5. 議論

ここでは北進タイプの南岸低気圧が近年増加している原因について議論する。北進タイプを前期36事例、後期55事例に分けて図5aと同様の合成図を作成すると、後期の方が亜熱帯ジェットに沿うロスビー波束伝播が明瞭で、特に中国南方の高気圧性

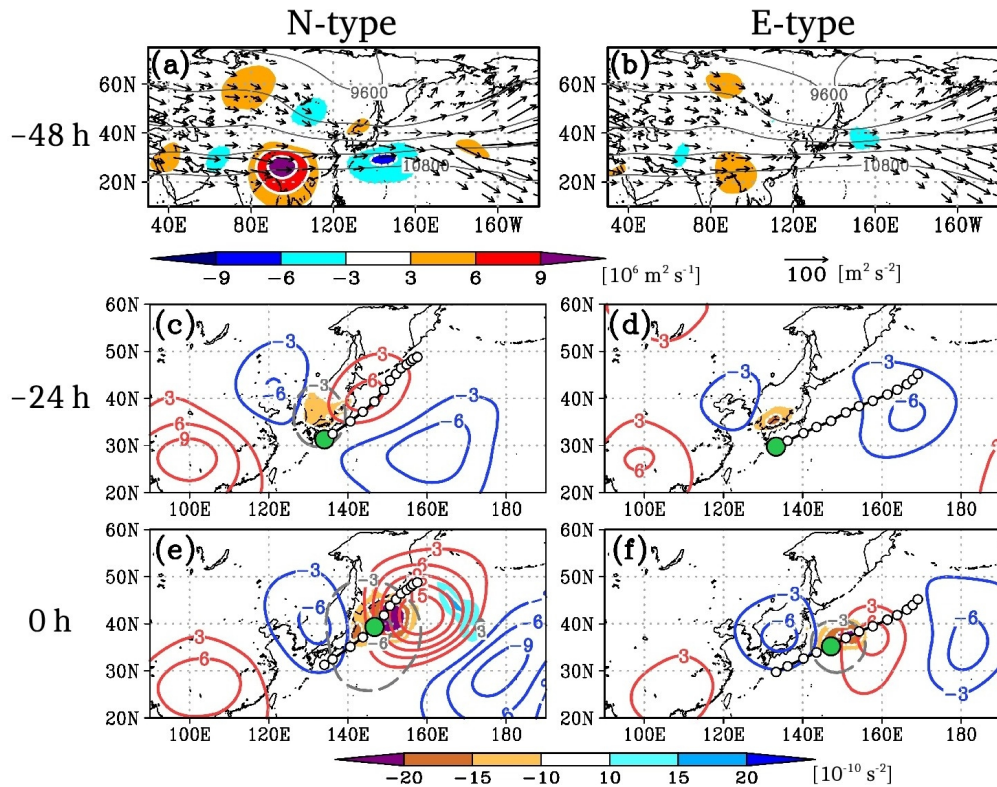


図5 250-hPaにおける(a),(b)流線関数偏差(陰影)、ジオポテンシャル高度(灰線)、wave activity flux (Takaya and Nakamura 2001, 矢印)、(c)-(f)Rossby wave source (Sardeshmukh and Hoskins 1988, 陰影)、流線関数偏差(赤・青線)、速度ポテンシャル偏差(灰破線)の合成図。緑丸と白丸は図4と同様。

循環偏差が顕著であり、 $T = 0$  hでの低気圧東方のリッジも強い(図は省略)。これは亜熱帯ジェットに沿うロスビー波束伝播が爆弾低気圧の北進傾向をもたらすことを指摘した Yamashita et al. (2012)とも矛盾しない。この原因として  $T = -72 \sim 0$  h の平均場より、後期では外向き長波放射量(OLR, NOAA)で示される対流活動がベンガル湾上で活発であり、これに伴ってその北方に負の Rossby wave source が現れ、中国南方の高気圧性循環偏差が強化されている(図は省略)。

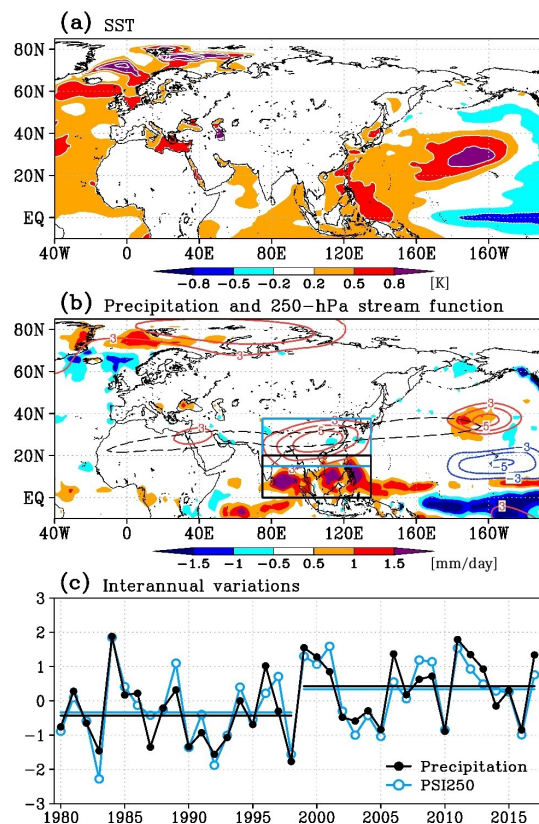


図6 冬季の後期から前期の平均場を引いた (a)SST (COBE, 陰影)、(b)降水量 (GPCP, 陰影)、と 250-hPa の流線関数 (赤・青線) で、黒破線は実効  $\beta$  (絶対温度の南北勾配) の気候値が  $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  以上の領域を示す。(c) は (b) の黒枠内の降水量と青枠内の 250-hPa の流線関数を領域平均して規格化した経年変化を示す。

この特徴は図6の長期平均場の変化傾向からも確認される。海面水温 (SST) は近年のラニーニャ的な変化パターンを示す(図6a)。降水量はフィリピン海、南シナ海、ベンガル湾付近で増加しており、その北方で高気圧性循環が強化されている(図6b)。図6cより、この降水量と 250-hPa の流線関数の経年変化はそれぞれ非常に良く対応しており、非断熱加熱に対するロスビー波応答で中国南方の高気圧性循環が強化されたと考えられる。またこれらの経年変化はレジームシフトが起きた 1998/99 年を境に明瞭な増加傾向を示し、数十年規模変動が亜熱帯ジェットを導波管とするロスビー波束伝播を活発化させ、北進タイプの南岸低気圧の増加に影響した可能性を示唆する。

## 6. まとめ

- ① 近年は北海道地方で強風頻度が増加しており、これは日本南岸を通過して北進する爆弾低気圧の増加が主な原因と考えられる。
- ② 北進タイプでは亜熱帯・亜寒帯ジェットに沿う明瞭な準定常ロスビー波束伝播が低気圧東方のリッジを形成する一方、爆弾低気圧の急発達に伴う上層発散がリッジをさらに強化することで、低気圧の東進を阻害して北進へ導いたと考えられる。
- ③ さらに低気圧東方のリッジは低気圧との間の東西気圧傾度を増大させ、低緯度から多量の水蒸気を供給して低気圧中心近傍の非断熱加熱に寄与し、北進タイプの急発達に貢献したと考えられる。
- ④ 北進タイプの南岸低気圧が近年増加している原因として、数十年規模の熱帯のレジームシフトに伴う亜熱帯側のロスビー波束伝播の活発化が影響した可能性がある。

## 謝辞

今回の研究集会への参加にあたり、京都大学防災研究所より旅費の補助を受けましたので、お礼申し上げます。

## 参考文献

- Iwao, K., M. Inatsu, and M. Kimoto, 2012: Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over the winter northwestern Pacific. *J. Clim.*, **25**, 7282–7296.
- Kuwano-Yoshida, A., 2014: Using the local deepening rate to indicate extratropical cyclone activity. *SOJA*, **10**, 199–203.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589–1606.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- Yamashita, Y., R. Kawamura, S. Iizuka, and H. Hatsushika, 2012: Explosively developing cyclone activity in relation to heavy snowfall on the Japan Sea side of central Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 275–295.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.