

冬季に東シナ海周辺で発生する温帯低気圧の初期段階における環境場

小川泰生（京大院理）・吉田聡（京大防災研）・根田昌典（京大院理）

1. 序論

冬季の東シナ海周辺は、南北の気温勾配が大きく、のちに北太平洋で発達する温帯低気圧が多く発生する。発達する低気圧は、ジェットを維持する作用（Robinson 2006）や、熱輸送により南北の温度勾配を解消する役割（Shaw et al. 2016）を担い、全球的な気候システムの理解に欠かせない。したがって、冬季に東シナ海で発生する低気圧がどのような環境場で発達しやすいかを統計的に調べることは重要である。

最近では、低気圧に影響を与える環境場として、モンスーンの強さ（Yoshiike and Kawamura 2009）や北太平洋の海面水温勾配（Kuwano-Yoshida and Minobe 2017）などが指摘されている。また、低気圧の発達域よりも上流側の上層ジェットに捕捉された波束の役割を示唆する研究もある

（Chang 2003）。しかしながら、これらの研究のほとんどは低気圧が十分に発達したタイミングを基準時刻として解析を行っているため、低気圧とは独立に存在する環境場と、発達した低気圧の影響を受けた環境場の区別ができていない。また、多くの研究では「爆弾低気圧」と呼ばれる急激に発達する低気圧のみを解析対象としているため、弱い低気圧との環境場の違いは明確でない。

そこで本研究では、低気圧が強くなる前の発生初期の場を解析することで、純粋な環境場を調べる。また、結果的に発達しなかった低気圧も含めて、発生初期の環境場

とその後の強さとの関係を調べることで、のちに低気圧が発達するための初期の環境場の十分条件を明らかにする。

2. 使用データと手法

使用データはERA5（Hersbach et al. 2020）、対象期間は2001～20年の冬季（11月～4月）である。低気圧は、850 hPa 相対渦度に隣接閉領域追跡法（NEAT 法; Inatsu 2009）を用いて追跡した。この方法では、低気圧を、相対渦度が閾値を超える一定面積以上の領域として抽出する。本研究では、相対渦度と面積の閾値をそれぞれ $6.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、20000 km^2 とした。連続する時刻で抽出された2つの低気圧が10000 km^2 以上重なっていれば、同じ低気圧とみなし追跡した。各時刻における低気圧の強度は、「低気圧領域内の相対渦度の面積分」と定義した。地衡風平衡を仮定すれば、これは中心気圧と対応する。本研究では、東シナ海周辺（120–130°E, 25–40°N）で発生した低気圧を対象とした。

3. 抽出結果と分類

図1は、低気圧の一生のうちに記録する最大強度の頻度分布である。 $8 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を境に二峰性がみられることから、最大強度が $8 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以上の低気圧を Strong、 $1 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以上 $2 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 未満の低気圧を Weak と定義する。Weak には112

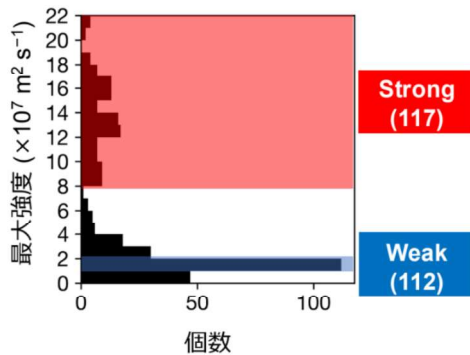


図1 低気圧の最大強度の頻度分布.

個, Strong には 117 個の低気圧が分類された. Weak の大部分は 140°E より西で発達を終える一方で, Strong は日本の東の海上に達する.

4. 日本の東の海上へ達する低気圧の発生環境場

まず, Strong と Weak の環境場の比較を行い, Strong の環境場の特徴を明らかにする. 図2に, それぞれに分類された低気圧の強度の時間変化を示す. 発生時には平均的な強度はほぼ等しいが, 発生後すぐに差が生じる. つまり, 低気圧自体の発達の影響を取り除き, 純粋な環境場を比較するためには, 発生時の場をみる必要がある.

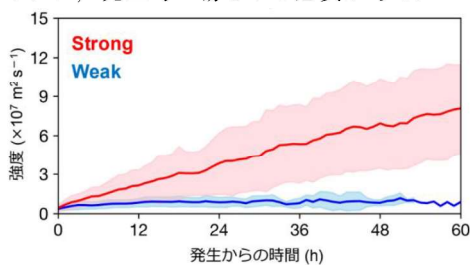


図2 低気圧強度の時間変化.

図3a, 3bに, 低気圧発生時の850 hPa相当温位と水蒸気フラックスの合成図を,

Strong と Weak に分けて示す. Strong では, 東シナ海へ向かう亜熱帯からの湿った南西風が卓越する. 一方, Weak では, 南西風は弱く, 中国南部までしか及ばない. 差分で見ると, 140°E, 35°N に中心を持つ高気圧性循環と, 大陸に沿った大規模な南西風が明瞭にみられる (図3c). これらの風は東シナ海周辺で収束し, 東シナ海周辺の相当温位を高めている.

このように, Strong の発生時には, Weak の発生時に比べて, 高気圧性循環に伴う南からの水蒸気流入によって東シナ海周辺が高温・湿潤な場になっている.

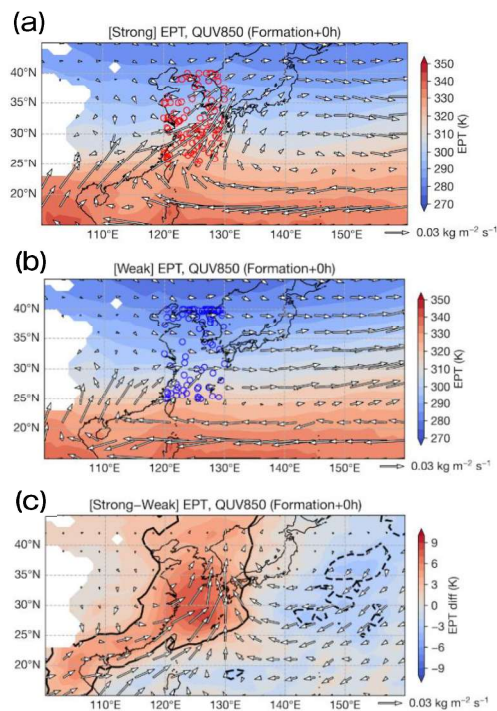


図3 (a, b) Strong, Weak それぞれの低気圧発生時の850 hPa相当温位と水蒸気フラックスの合成図. ○は低気圧中心. (c) (a)と(b)の差分. 太線は95%有意な差.

さらに高気圧性循環の鉛直構造を理解するため、上層の循環場を調べる。図4に、Strongの発生時の循環偏差の合成図を示す。200 hPa面では、発生域の下流に、ジェットストリークに捕捉された顕著なトラフが確認できる(図4a)。ジェットストリークの周囲における東西鉛直断面では、トラフは200 hPa付近にピークを持ち、その後方に収束偏差を伴うことがわかる(図4b)。対応する下層の発散偏差は、高気圧性循環の下流に位置する。したがって、発散偏差が高気圧性循環の南側の風を強化し、その西側の低気圧発生域へ向かう南風を強めている可能性が考えられる。以上より、先行する上層トラフが、強い低気圧の形成域に向かう下層の南風を力学的に強めていることが示唆される。

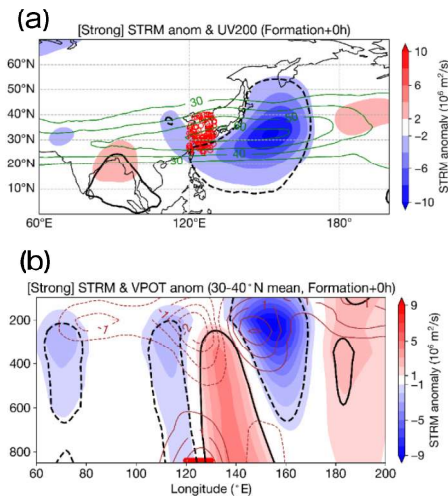


図4 (a) Strongの発生時の、200 hPa 流線関数偏差(陰影)および風速(等値線)の合成図。(b) Strongの発生時の、流線関数偏差(陰影)および速度ポテンシャル偏差(等値線)の東西鉛直断面の合成図。○は低気圧中心、太線は95%有意な差。

5. 特に強く発達する低気圧の初期段階の環境場

前節では、Strongの発生環境場の特徴が明らかになったが、図1からわかるように、その最大強度には3倍近い広がりがある。そこで、これ以降はStrongに対象を限定し、最大強度と環境場の関係を調べる。図5では、最大強度を基準にStrongを2つに分け、強度の時間変化を示している。発生約24時間後までは強度の明確な差はみられないことから、この期間の場に注目することで、低気圧の強度に依存しない環境場の比較を行うことができると考えられる。

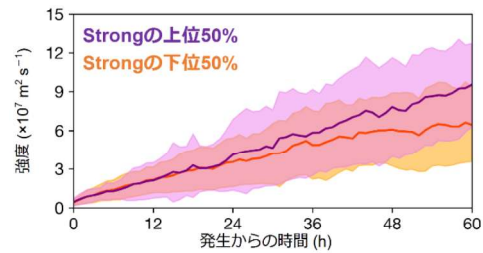


図5 Strongのうち最大強度が上位50%のものと下位50%のものの強度の時間変化。

図6はこの期間の850 hPa 相当温位および水平風を最大強度に回帰したものである。発生時の図を見ると、大陸の広い範囲で顕著な寒気と北風が確認できる(図6a)。相当温位の回帰係数は、東シナ海の北西側で特に大きい。北西太平洋の亜熱帯域ではほぼゼロである。したがって、最大強度の大きい低気圧ほど、発生時の東シナ海の温度勾配が大きくなっていることがわかる。低気圧の発生から24時間後には、低気圧の移動とともに、北西風が日本列島へと広がる(図6b)。これらの結果から、後

に特に強く発達する低気圧ほど、発生初期に大陸からの下層寒気の強い張り出しを伴う傾向にあることがわかる。

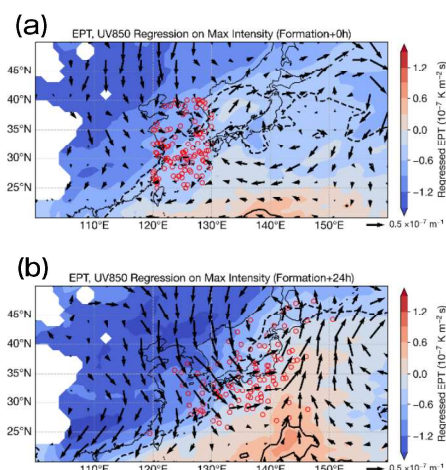


図6 Strong の (a) 発生時および (b) 発生 24 時間後の、850 hPa 相当温位（陰影）および水平風（矢印）の、最大強度に対する回帰。○は低気圧中心，太線は 95% 有意な回帰。

また、上層の循環偏差を同様に最大強度に回帰したところ、発生時から発生 24 時間後にかけて、低気圧の北西側のトラフの深まりがみられた。このトラフも、下層の寒気の張り出しやその後の低気圧の発達に影響を及ぼしていると考えられる。

6. まとめ

本研究では、過去 20 年間に東シナ海周辺で発生した温帯低気圧を、最終的な強度に基づいて分類し、発生時～初期段階の環境場を比較した。日本の東の海上まで発達を続ける低気圧の特徴として、発生時における南からの高温湿潤な空気の流入が確認された。その中で特に大きな強度まで発達す

る低気圧に対しては、初期段階における大陸からの強い寒気の張り出しが確認された。また、これらの特徴が対流圏上層のジェットに沿う波列により強化されている可能性が示唆された。

参考文献

- Chang, E. K. M., 2005, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1998–
2015, <https://doi.org/10.1175/MWR2953.1>
- Hersbach, H. et al., 2020, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Inatsu, M., 2009, *Atmospheric Science Letters*, **10**, 267–272, <https://doi.org/10.1002/asl.238>.
- Kuwano-Yoshida, A., and S. Minobe, 2017, *J. Climate*, **30**, 1081–1102, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0331.1>.
- Robinson, D. P. et al., 2006, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, <https://doi.org/10.1029/2006GL026458>.
- Shaw, T. A. et al., 2016: *Nature Geosci.*, **9**, 656–664, <https://doi.org/10.1038/ngeo2783>.
- Yoshiike, S., and R. Kawamura, 2009, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2009JD011820>.