

竜巻大発生を伴う温帯低気圧の構造と環境場

栃本英伍・新野宏（東京大学大気海洋研究所）

1 はじめに

竜巻は水平スケールが極めて小さな現象ではあるが、その発生は温帯低気圧などの総観場と密接に関係している。例えば、米国における竜巻大発生 (tornado outbreak) は温帯低気圧の暖域で起きることが多い (Hamil et al., 2005)。これは、低気圧の暖域において、竜巻発生に好ましい環境場（水平風の鉛直シアや大気的不安定性など）が形成されやすいためである。しかしながら、すべての温帯低気圧が竜巻の大発生を起こすわけではない。竜巻の大発生を起こす低気圧と起こさない低気圧で、その構造や環境場のどこが違い、何故その違いが生じるのかは現在も十分に理解されていない。

そこで本研究はこの課題に取り組むため、再解析データを用いたデータ解析および数値実験を行い、米国での竜巻大発生を伴う温帯低気圧と伴わない温帯低気圧の構造やそれに関係する対流パラメータおよび環境場を調べた。

2 使用データ・方法

2.1 使用データ

JRA-55 (1.25 度格子、6 時間間隔) および、Storm Prediction Center (SPC) の竜巻データを用いた。解析期間は 1995~2012 年の 4、5 月である。

2.2 解析方法

竜巻を伴う温帯低気圧を解析するために、まず米国における温帯低気圧を Hodges (1994, 1995, 1999) の方法を用いて客観的に抽出した。続いて、その低気圧の周り 30 度×30 度内で、JRA-55 の解析時刻の±3 時間以内に竜巻が発生した場合、その温帯低気圧を、竜巻を伴う温帯低気圧と定義した。また、前線帯に伴う竜巻を除くために、900 hPa の温度勾配が 2K/100km 以上の場所で発生した竜巻は解析から取り除いた。

竜巻を多く伴う温帯低気圧と少ない竜巻を伴う温帯低気圧を比較するために、ある日の 03UTC から次の日の 03UTC の間に 15 個以上の竜巻を伴っていた温帯低気圧を

Outbreak Cyclone (OC)、5 個以下の竜巻を伴っていた温帯低気圧を Non-outbreak Cyclone (NOC) と定義した。

このように分類された OC と NOC の平均的な構造や環境場の違いを明らかにするために、それぞれのがカテゴリーの低気圧の中心を合わせたコンポジット解析を行った。コンポジット解析において、竜巻が発生しやすさを表す指標である対流パラメータを用いた。一つは力学的なパラメータであるストームに相対的なヘリシティ (SERH) であり、次式で表される。

$$\text{SERH} = \int_0^h \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \cdot (\mathbf{V} - \mathbf{c}) dz,$$

ここで、 $\mathbf{V}$ は環境場の水平風ベクトル、 $\mathbf{c}$ はストームの移動ベクトル、 $\mathbf{k}$ は鉛直方向の単位ベクトル、 h は inflow の深さである。本研究では $h = 1 \text{ km}$ とした。

もう一つは熱力学的な対流の発生のしやすさを表す対流有効位置エネルギー (CAPE) を用いた。

2.3 数値モデル

コンポジット解析で見られた OC と NOC の違いが何故生じるのかを明らかにするために、3 次元完全圧縮性非静力学モデルである、Weather Research Forecasting (WRF) モデルを用いて理想化実験を行った。計算領域は東西 12000 km×南北 6000km、水平解像度は 20km、鉛直は 50 層でモデルトップが 25km である。

東西は周期境界、南北は対称境界、下部境界は Grassland とし、下端境界からの潜熱、顕熱フラックスはなしとした。積雲スキームには Kain Fritsch、雲微物理スキームには WRF Single Moment 6 class (WSM6) スキームを用い、惑星境界層には Yonsei University Scheme を用いた。長波、短波放射はともになしとしている。

3 結果

3.1 コンポジット解析

まず、低気圧の中心に対して相対的な竜巻の発生分布について述べる (図 1)。OC に

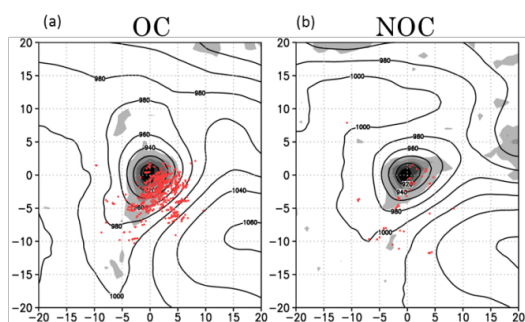


図 1. (a) OC および (b) NOC に相対的な竜巻の発生分布 (赤点) 陰影は 900 hPa 渦度、コンターは 900 hPa ジオポテンシャル高度。(0,0)が低気圧中心。

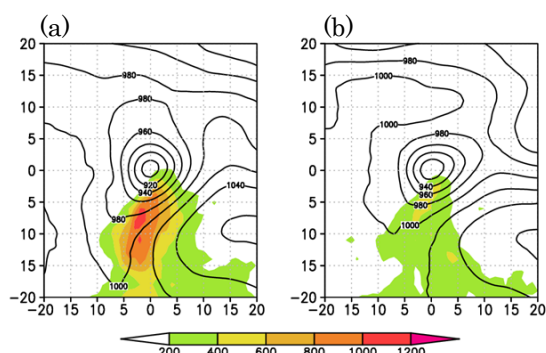


図 2. (a)OC と (b)NOC における CAPE (カラー ; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) と 900 hPa 面のジオポテンシャル高度(実線 ; m)。

おいては、低気圧中心の南東象限で竜巻の発生が集中していることがわかる。これに対して、NOC における竜巻は低気圧の南西領域や東領域で発生しており。OC で見られるような南東象限における集中した分布はない。また、OC と NOC の低気圧構造についての違いを見ると、OC は低気圧構造がより南北に延びた構造を持っているのに対して (図 1a)、NOC はより東西に延びた構造を持っていることがわかる。

対流パラメータを比較すると OC と NOC の間で顕著な違いが見られた。まず CAPE の違いから述べる (図 2)。OC においては $1000 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ を超える CAPE が低気圧の南に存在しており、また $600 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ を超える領域が南北 1000 km 以上にわたって分布している。これに対して、NOC では CAPE は OC と比べて顕著に小さく最大でも $600 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ 以下である。この違いは下層の水蒸気量の違いに大きく影響されていることが示唆され

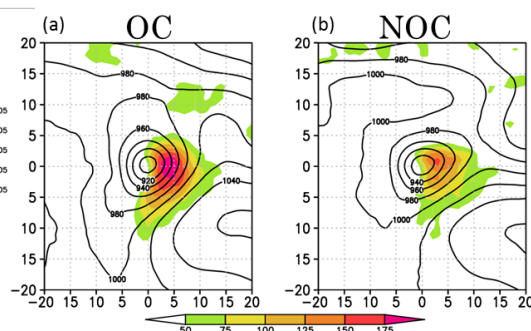


図 3. 図 2 と同様。ただし、SREH の分布

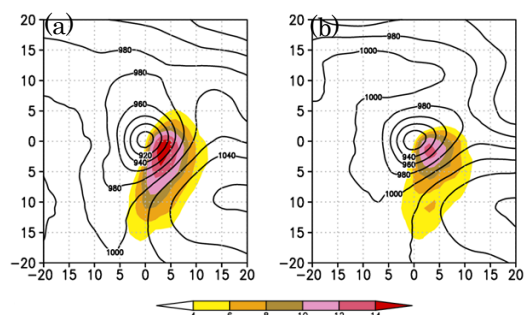


図 4. 図 2 と同様。ただし、900 hPa 面の南風の分布

る。OC と NOC の下層の水蒸気量を比較すると、NOC よりも OC において下層の水蒸気が顕著に多くなっていた (図略)。

続いて、力学的なパラメータの SREH の違いについて述べる。OC においては低気圧中心の東、或いは南東領域において、SREH の値が $175 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ を大きく超え、また $100 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ を超える領域が広く分布していることがわかる。これに対して、NOC においては、SREH は最大で $150 \sim 175 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ であり、 $100 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ を超える領域も OC と比較すると顕著に狭い。これらのことから、OC において、熱力学的、力学的、両方の条件が竜巻発生に好ましい環境となっていることがわかる。

このような対流パラメータの違いと低気圧構造の違いの関係を明らかにするために、下層の南風成分を図 4 に示す。これを見ると、明らかに OC において南風成分が強く、また南風が強い領域が広く分布していることがわかる。さらに、SREH の分布と比較すると (図 3)、南風が強い領域と SREH が大き

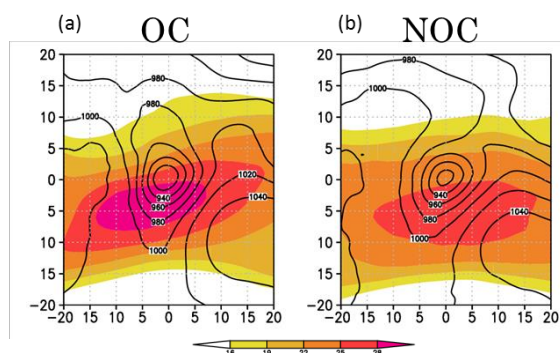


図 5. 図 2 と同様、ただし 250 hPa 面の環境場の風速 (m s^{-1})。

な領域が良く対応していることがわかる。詳細は省略するが、実際に SREH に対する南風の鉛直シアの寄与を調べると、それが支配的であることがわかっている。また、強い南風がより南方まで分布していることにより、低気圧の暖域へより暖湿な空気が流入し、大気的不安定化に寄与していることが示唆される。

それでは何故このような違いが生じるのかという課題が残る。本研究では環境場(ここでは 20 日平均によって定義)のジェット気流の構造の違いに着目する。図 5 は上層での環境場の風速分布を示している。低気圧のやや南にジェットの軸が存在しているが、そのさらに南側の分布に着目すると、高気圧性シアに顕著な違いが見られる。すなわち、OC において、よりジェットの南側で高気圧性シアが大きい。

ジェットの水平構造と低気圧構造には次のような関係がある。図 6 に示すように、高気圧性シアは高気圧性の回転と南西—北東方向に拡大軸を持つ変形場に分解することができる (Wernli et al. 1998)。したがって、高気圧性シアが強いジェットの下では低気圧やそれに伴う前線の構造が南北に延びる傾向になる。

図 7 に変形場による下層の前線形成関数と相当温位を示している。これらからわかるように、OC において低気圧の南～南西でより強い前線形成が生じている。これは上述したジェットとシアの関係と整合的である。

3.2 数値実験

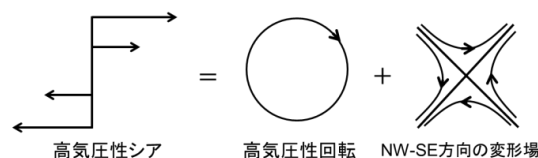


図 6. 高気圧性シアを分解したときの概念図。

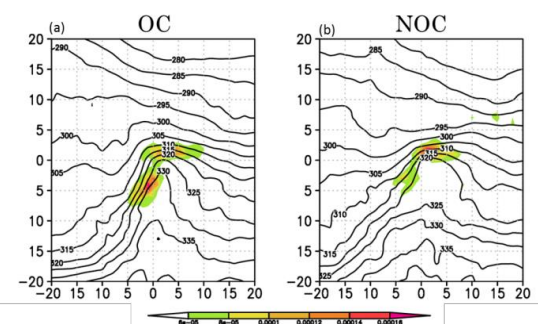


図 7. 950 hPa 面における変形場による前線形成(カラー; K s^{-1})と相当温位(実線; K)

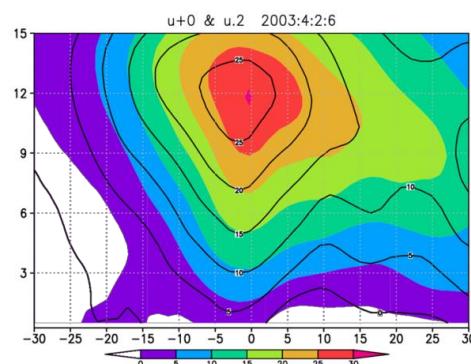


図 8. 基本場の西風構造の南北—鉛直断面図。カラーが OC, コンターが NOC のジェット構造。

データ解析で得られた、ジェットの構造と低気圧構造、および対流パラメータの関係を確認するために、コンポジット環境場を用いた理想化実験を行った。

図 8 に基本場のジェット構造を示している。これからわかるように、明らかに OC においてジェットの南側の水平シアが大きい、つまり高気圧性シアが強いことがわかる。この基本場の下で、東西 3000 km, 最大振幅 2 K の温位摂動を与え、その時間発展を調べた。水蒸気場に関しては、OC のものに統一した。

それぞれの基本場の下で形成される低気

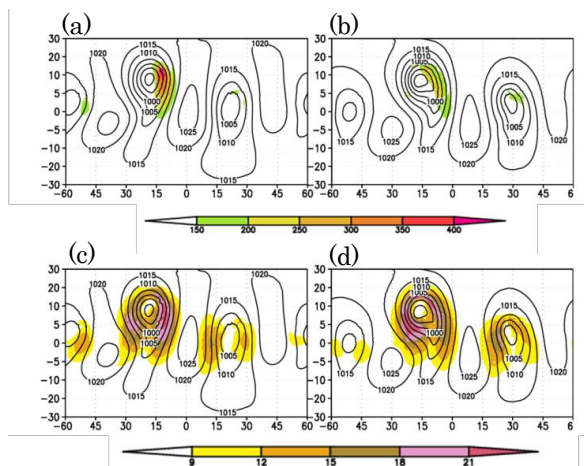


図 9. 理想化実験における SREH (上図) と 1km の風速 (下図) をカラーで示す。コンターは海面気圧。(a)と(c)が OC の環境場を基本場とした実験、(b)と(d)が NOC の環境場を基本場とした実験

圧の構造と SREH を比較すると、顕著な違いが見られた (図 9)。OC の基本場を用いた実験 (以後 OC-EXP と呼ぶ) では、低気圧の東～南東象限において最大で $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ を超える SREH の分布が見られる。これに対して、NOC の基本場を用いた実験 (以後、NOC-EXP と呼ぶ) においては、SREH の値が約 $200\text{--}250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ となっており OC-EXP よりもかなり小さい。また大きな SREH 領域も狭くなっている。また下層の風分布を見ると、OC-EXP における、低気圧の南東象限の強い風速場が見られる (図 9c)。この分布は SREH の分布と整合的である。一方では NOC-EXP では低気圧の南東象限における風速場は OC-EXP に比べると弱い。したがって、下層の風速場の違いが SREH の違いを形成している。これらの結果はコンポジット解析と整合的である。

一方で、下層の水蒸気場や CAPE を比較すると、OC-EXP と NOC-EXP で顕著な違いは見られなかった (図略)。このことは、水蒸気や CAPE の違いは低気圧の構造のみでは決まらないことを示唆している。この実験は東西一様で、南北流が 0 の基本場を用いているため、環境場からの水蒸気の流入等の過程が重要である可能性がある。

4 結論

竜巻の大発生 (Tornado Outbreak) を伴う温帯低気圧と伴わない温帯低気圧の構造、環境場の違いをデータ解析および数値実験により調べた。

コンポジット解析により竜巻の大発生を伴う温帯低気圧は、その南の領域で CAPE および下層の水蒸気量が顕著に多くなっていた。また、低気圧の東～南東象限では、outbreak を伴わない温帯低気圧よりも SREH が顕著に大きくなっており、それは下層の強い南風に起因していた。上空のジェット構造は OC においてより強い高気圧性シアを持っており、それに対応して、OC およびそれに伴う前線はより南北に延びる構造を持っていた。

上空のジェット構造の違いと低気圧構造の関係を調べるためにコンポジット環境場を用いた理想化実験を行った。ジェットの高気圧性シアが強い OC の基本場を用いた実験では、低気圧の構造がより南北に延びる構造を持ち、その結果低気圧の南東象限で下層の風速が強くなり、SREH も大きくなっていた。この結果はコンポジット解析の結果と整合的であった。つまり、ジェットの高気圧性シアが強いことで、低気圧の構造が南北に延び、SREH が大きくなることで、竜巻が発生しやすい力学的な場が形成されると考えられる。

謝辞

本研究は基盤研究 (A) (#24244074) の補助の下で行われた。

参考文献

- Hamill, T. M., R. S. Schneider, H. E. Brooks, G. S. Forbes, H. B. Bluestein, M. Steinberg, D. Melendez, and R. M. Dole, 2005: The May 2003 extended tornado outbreak. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 531–542.
- Wernli H, Fehlmann R, L'uthi D. 1998. The effect of barotropic shear on upper-level induced cyclogenesis: Semigeostrophic and primitive equation numerical simulations. *J. Atmos. Sci.* **55**: 2080–2094.